
Regionale Erosionsmodellierung
unter Verwendung des Konzepts der
Erosion Response Units (ERU) am Beispiel
zweier Flusseinzugsgebiete im südlichen Afrika

Dissertation

Zur Erlangung des akademischen Grades Doctor rerum naturalium
(Dr. rer. nat.)

Vorgelegt dem Rat der Chemisch-Geowissenschaftlichen Fakultät
Friedrich-Schiller-Universität Jena
von Diplom Geograph Michael Märker
geboren am 05.10.1968 in Essen

Gutachter

1. Prof. Dr. Wolfgang Albert Flügel

2. Prof. Dr. Jörg Grunert

3. Prof. Dr. Giuliano Rodolfi

Tag der öffentlichen Verteidigung: 19. 12. 2001





Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand am Lehrstuhl für Geoinformatik, Geohydrologie und Modellierung des Instituts für Geographie der Friedrich-Schiller-Universität Jena und dem Lehrstuhl für Geomorphologie des Dipartimento Scienze del Suolo e Nutrizione della Pianta der Universität Florenz (Italien). Die zugrundeliegenden Untersuchungen wurden im Mai 1998 im Rahmen meiner Tätigkeit als Stipendiat im interdisziplinären EU-Verbundprojekt mit dem Titel: "The development of an innovative computer based 'Integrated Water Resources Management System (IWRMS)' in semiarid catchments for water resources analyses and prognostic scenario planning" begonnen.

Herr Prof. Dr. W.-A. Flügel übernahm die wissenschaftliche Betreuung der Arbeit. Ihm gilt mein herzlicher Dank für die stets engagierte und kritische Begleitung der Untersuchungen und Geländearbeiten sowie der intensiven Durchsicht des Manuskripts.

Herr Prof. Dr. G. Rodolfi ermöglichte die Fertigstellung der Arbeit in Florenz. Darüber hinaus hat er mit fachlichen Diskussionen während der Projektarbeit wertvolle Anstöße für diese Arbeit geliefert. Hierfür meinen herzlichsten Dank. Herr Prof. Dr. S. Moretti und Herr Prof. Dr. C. Zanchi danke ich für die zahlreichen Anregungen und die herzliche Atmosphäre in der Projektarbeitsgruppe.

Weiterhin möchte ich Dr. Aleksey Sidorchuk danken, der mir bei der Gullyerosionsmodellierung und der Lösung der Softwareprobleme hilfreich zur Seite stand. Darüber hinaus hat er mit differenzierten Anmerkungen und ständiger Gesprächsbereitschaft zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen.

Den Kolleginnen und Kollegen des Lehrstuhls für Geoinformatik der FSU Jena ein ganz besonderes Dankeschön für die gute und intensive Atmosphäre unserer Zusammenarbeit. Explizit möchte ich hier Helmut Staudenrausch, Rainer Hoffmann und Rosemarie Mendler erwähnen.

Letztendlich wäre die Fertigstellung dieser Arbeit ohne die ständige Unterstützung und Geduld meiner Frau Tatjana und meiner Tochter Rosalie nicht möglich gewesen. Ihnen gilt mein ganz besonderer Dank.

Jena, im Oktober 2001

Michael Märker



Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis

Vorwort.....	I
Inhaltsverzeichnis	III
Abbildungsverzeichnis.....	VII
Tabellenverzeichnis	IX
Kapitel 1	1
Einleitung und Problemstellung.....	1
Kapitel 2	5
Stand der Forschung	5
2.1 Begriffsdefinition Bodenerosion.....	5
2.2 Regionale Besonderheiten der Erosionsprozesse und -formen im südlichen Afrika	7
2.3 Erosionsprozesse und Erosionsformen	12
2.3.1 Interrillen-Rillenerosion	13
2.3.2 Gullyerosion	15
2.3.3 Sedimenttransport und Deposition	20
2.4 Theoretische Grundlagen der Erosionsmodellierung.....	22
2.4.1 Erosionsmodelltypen und Modellkonzepte	22
2.4.1.1 Erosionsmodellierung im historischen Überblick	27
2.4.2 Modellierung der Bodenerosionsprozesse.....	28
2.4.2.1 Empirische Modelle	29
2.4.2.2 physikalisch basierte prozessorientierte Modelle.....	32
2.4.2.3 Gullyerosionsmodelle	36
2.4.3 Parametrisierung und Kalibrierung in der Erosionsmodellierung	46
2.5 Regionale Erosionsmodellierung	48
2.5.1 Die Skalenproblematik in der Erosionsmodellierung.....	48
2.5.2 Räumliche Diskretisierungsverfahren in der Erosionsmodellierung.....	49
2.5.3 Anwendungspotential des Response Units Ansatzes in der Erosionsmodellierung.....	51
2.6 Forschungsbedarf.....	54
Kapitel 3	59
Zielsetzung der Arbeit und methodische Vorgehensweise	59
3.1 Arbeitsziele	59
3.2 Methodische Vorgehensweise.....	60
Kapitel 4	65
Untersuchungsgebiete, Datengrundlage und Vorarbeiten.....	65
4.1 Regionale Einordnung und physiographische Gegebenheiten der Untersuchungsgebiete	65
4.1.1 Das Mkomazi Einzugsgebiet.....	66
4.1.2 Das obere Mbuluzi-Einzugsgebiet	75
4.2 Arbeiten und Studien zur Erosion in den Untersuchungsgebieten.....	82
4.2.1 Mkomazi Einzugsgebiet	82
4.2.2 Mbuluzi Einzugsgebiet.....	83
4.3 Datengrundlage und Aufbau eines Datenpools für die Untersuchungsgebiete.....	85

Inhaltsverzeichnis

Kapitel 5.....	91
Arbeiten und Ergebnisse.....	91
5.1 Ableitung der Erosions Response Units (ERUs).....	91
5.1.1 Luftbildanalyse und Klassifikation der aktuellen Erosionsformen.....	93
5.1.2 Auswahl und Vorverarbeitung der erosionsrelevanten Parameter.....	96
5.1.3 ERU-Ableitung.....	101
5.1.4 Regionalisierung der ERU-Informationen.....	107
5.1.5 Räumliche Verteilung der potentiellen Erosionsgefährdung.....	108
5.2 Modellauswahl unter Berücksichtigung der vorherrschenden Erosionsprozesse.....	110
5.2.1 Kriterien der Modellauswahl.....	110
5.3 Ableitung und Vorverarbeitung der Modelleingangsparameter für die Grundparametrisierung der Erosionsmodelle.....	112
5.3.1 Ableitung der RUSLE Eingangsparameter.....	112
5.3.2 Auswahl der Gullytestgebiete und Bereitstellung der Eingangsparameter für die Grundparametrisierung des statischen und des dynamischen Gullymodells.....	117
5.3.2.1 Ableitung der topographischen Eingangsinformationen für die Gullymodelle.....	117
5.3.2.2 Ableitung der hydrologischen Eingangsinformationen.....	126
5.3.2.3 Ableitung der pedo-lithologischen Eingangsinformationen.....	128
5.4 Modellierung der flächenhaften Erosion.....	131
5.4.1 Modellierungsprozedur.....	131
5.4.2 Mkomazi-Testeinzugsgebiet.....	132
5.4.3 Mbuluzi-Testeinzugsgebiet.....	135
5.4.4 Ausweisung der sensitiven Parameter und vergleichende Diskussion der Ergebnisse ...	139
5.5 Modellierung der Gullyerosion.....	141
5.5.1 Modellierungsprozedur unter Berücksichtigung der Bedingungen der Testgullies.....	141
5.5.2 Kalibrierung und Optimierung der Gullyerosionsmodelle.....	141
5.5.2.1 Kalibrierung des statischen Gullymodells für das Mbothoma-Gullysystem.....	141
5.5.2.2 Kalibrierung des dynamischen Gullymodells für das Mbothoma-Gullysystem ...	144
5.5.2.3 Kalibrierung des dynamischen Gullymodells für das Kwa Thunzi- Gullysystem.....	144
5.5.3 Ergebnisse der Gullyerosionsmodellierung.....	145
5.5.3.1 Ergebnisse des statischen Gullymodells für den Mbothoma-Gully.....	145
5.5.3.2 Ergebnisse des dynamischen Gullymodells für den Mbothoma-Gully.....	148
5.5.3.3 Ergebnisse des dynamischen Gullymodells für den KwaThunzi-Gully.....	151
5.5.4 Validierung und Diskussion der Modellergebnisse.....	154
5.5.5 Ableitung der Gullyerosionsraten.....	158
5.6 Regionalisierung der Modellierungsergebnisse.....	160
5.6.1 Ausweisung der aktiven Gullysysteme.....	160
5.6.2 Regionalisierung der Gullyerosionsraten.....	164
5.6.3 Integration der Modellierungsergebnisse unter Verwendung des ERU-Konzepts.....	165
5.6.4 Sequenzielle Verknüpfung der ERU.....	167
5.6.5 Bestimmung des Sedimentaustrages mit Hilfe von <i>Routing</i> -Verfahren.....	168
5.6.6 Diskussion der Regionalisierungsergebnisse.....	171
5.7 Zusammenfassung und Bewertung der Ergebnisse.....	173

Inhaltsverzeichnis

Kapitel 6	179
Zusammenfassung und Ausblick	179
6.1 Zusammenfassung.....	179
6.2 Ausblick	182
Farbtafeln	185
Abkürzungs- und Symbolverzeichnis	187
Literaturverzeichnis	191

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 2.1: Globale Verteilung der äolischen und aquatischen Bodenerosion	7
Abbildung 2.2: Prozesse der Abflussentstehung und die entsprechenden Hydrographen	8
Abbildung 2.3: Stabilitäts- und Instabilitätszyklen des Landschaftsgefüges	9
Abbildung 2.4: Verteilung der Gullyerosion für Swaziland	10
Abbildung 2.5: Verhältnis: Niederschlagsmenge, Oberflächenabfluss und Niederschlagsintensität	12
Abbildung 2.6: Durch Interrill-Rill Erosion stark degradierte Fläche	14
Abbildung 2.7: Gully in saprolithischem Substrat	15
Abbildung 2.8: Entstehung des Gully-headcut	16
Abbildung 2.9: Entstehungsmechanismen der Pipingerosion	18
Abbildung 2.10: Evolution der Gullymorphologie	18
Abbildung 2.11: Zusammenhang zwischen Transportkapazität und Korngröße	20
Abbildung 2.12: Konzeptionelles Modell der Prozesse der aquatischen Bodenerosion	28
Abbildung 2.13: Bodenerodibilitätsnomograph	29
Abbildung 2.14: Beziehung zwischen SCS Curve Number, CNII und USLE C-Faktor	30
Abbildung 2.15: Diskretisierungsbeispiel eines Einzugsgebietes	35
Abbildung 2.16: Modellierungskonzept unter Verwendung der Erosions Response Units	52
Abbildung 3.1: Schema der methodischen Vorgehensweise	61
Abbildung 4.1: Geographische Lage der Einzugsgebiete	65
Abbildung 4.2: Der Mkomazi und seine Hauptnebenarme	66
Abbildung 4.3: Schematische Klassifikation der Wettertypen des südlichen Afrikas	67
Abbildung 4.4: Verteilung der Jahresmittelwerte des Erosivitätsindex	68
Abbildung 4.5: Abflussgang der Stationen Lundies Hill (U1H005) und Delos Estate (U1H006)	68
Abbildung 4.6: Schematischer Aufbau der Geologie der Drakensberge	69
Abbildung 4.7: Bodenprofil einer Roterde auf Dolerit	71
Abbildung 4.8: Verteilung der natürlichen Vegetation	72
Abbildung 4.9: CSRI Landnutzungsklassifikation in 17 Klassen	73
Abbildung 4.10: Landnutzungsklassifikation in 14 Klassen	73
Abbildung 4.11: Das obere Mkomazi Untersuchungsgebiet	74
Abbildung 4.12: Der Mbuluzi und seine Hauptnebenflüsse	75
Abbildung 4.13: Klimadiagramm von Manzini	76
Abbildung 4.14: Geologischer Aufbau des Mbuluzi-Einzugsgebietes	78
Abbildung 4.15: Bodenprofil eines Ferralsols	79
Abbildung 4.16: CSRI Landnutzungsklassifikation	79
Abbildung 4.17: Lage der Mbothoma Testgullies	80
Abbildung 5.1.1: Schematische Vorgehensweise zur Ableitung der ERUs	92
Abbildung 5.1.2: Ausschnitt der Stereoluftbildauswertung	94
Abbildung 5.1.3: Ausschnitt der Erosions-Referenz-Klassenkarte	95
Abbildung 5.1.4: Schematische Darstellung der ERU-Ableitung	102
Abbildung 5.1.5: Ausschnitt aus der ERefU Karte	105
Abbildung 5.1.6: Schematische Darstellung der Regionalisierung	107
Abbildung 5.1.7: Erosionsgefährdung (Susceptibility) im Bereich des Mkomazi	108
Abbildung 5.1.8: Mit Hilfe des ERU-Konzeptes identifiziertes Gullysystem	109
Abbildung 5.3.1: Querprofile des Kwa Thunzi-Gullysystems	118
Abbildung 5.3.2: Kwa Thunzi Gullysystem	119
Abbildung 5.3.3: Zeitreihe digitaler Geländemodelle des Kwa Thunzi-Gullysystems	120
Abbildung 5.3.4: Abflusslinien in Bereich des KwaThunzi-Gullys	121
Abbildung 5.3.5: Luftbilder der Jahre 1947 und 1961 des Mhlambanyoni-Einzugsgebietes	122
Abbildung 5.3.6: Zeitreihe des Mbothoma-Gullys	123
Abbildung 5.3.7: Amphibolitstufe im unteren Bereich des Mhlambanyoni	124
Abbildung 5.3.8: Ausgangstopographie (1961) für die Gullyerosionsmodellierung	125
Abbildung 5.3.9: Stabiles Gullysystem (Mbothoma)	125
Abbildung 5.3.10: Simulierte und modellierte Monatssummen des Abflusses; Station Lundies Hill	126
Abbildung 5.3.11: Simulierte und modellierte Monatssummen des Abflusses für die Station GS3	126
Abbildung 5.3.12: Höhe der Horizonte und Distanz zur Gullymündung (Kwa Thunzi-Gully)	129

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 5.3.13: Gullyseitenprofil des Kwa Thunzi-Gullys.....	130
Abbildung 5.4.1: Schematischer Ablauf der Modellierung der flächenhaften Erosion.....	131
Abbildung 5.4.2: RUSLE-Bodenabtrag für ein Feuchtjahr.....	133
Abbildung 5.4.3: RUSLE-Bodenabtrag für ein Trockenjahr.....	133
Abbildung 5.4.4: RUSLE-Bodenabtrag für den langjährigen Durchschnitt.....	133
Abbildung 5.4.5: Häufigkeitsverteilung Bodenabtragsklassen für ein Feuchtjahr.....	134
Abbildung 5.4.6: Häufigkeitsverteilung Bodenabtragsklassen für ein Trockenjahr.....	134
Abbildung 5.4.7: Häufigkeitsverteilung der einzelnen Bodenabtragsklassen für ein Durchschnittsjahr.....	134
Abbildung 5.4.8: RUSLE-Bodenabtrag für ein Feuchtjahr.....	137
Abbildung 5.4.9: RUSLE-Bodenabtrag für ein Trockenjahr.....	137
Abbildung 5.4.10: RUSLE-Bodenabtrag für den langjährigen Durchschnitt.....	137
Abbildung 5.4.11: Häufigkeitsverteilung Bodenabtragsklassen für ein Feuchtjahr.....	138
Abbildung 5.4.12: Häufigkeitsverteilung Bodenabtragsklassen für ein Trockenjahr.....	138
Abbildung 5.4.13: Häufigkeitsverteilung Bodenabtragsklassen für ein Durchschnittsjahr.....	138
Abbildung 5.5.1: Evolution der Erosionsbasis (Mhlambanyoni River).....	145
Abbildung 5.5.2: Ausgangstopographie (DGM 1961).....	146
Abbildung 5.5.3: Modellerte finale stabile Topographie des Mbothoma Gullys.....	147
Abbildung 5.5.4: Höhenunterschiede zwischen Ausgangstopographie und modellierter Oberfläche.....	147
Abbildung 5.5.5: Simulationsergebnis des dynamischen Gullymodells (Mbothoma).....	150
Abbildung 5.5.6: Modellerte Entwicklungsdynamik des Mbothoma-Gully.....	149
Abbildung 5.5.7: Simulationsergebnis des dynamischen Gullymodells (Kwa Thunzi).....	153
Abbildung 5.5.8: Modellerte Entwicklungsdynamik des Kwa Thunzi-Gully.....	152
Abbildung 5.5.9: Evolution des Mbothoma-Gullylängsprofils.....	154
Abbildung 5.5.10: Simulierte und beobachtete Längsprofile.....	155
Abbildung 5.5.11: Morphometrische Entwicklungsdynamik über 15300 Jahre.....	155
Abbildung 5.5.12: simulierte und beobachtete Längsprofile des Kwa Thunzi-Gully.....	156
Abbildung 5.6.1: Beziehung zwischen nahem Infrarot und Roter Reflektion.....	161
Abbildung 5.6.2: TSAVI für das Mhlambanyoni-Einzugsgebiet.....	161
Abbildung 5.6.3: Verteilung der aktiven Gullyerosionsflächen im Nzinga-Einzugsgebiet.....	162
Abbildung 5.6.4: Integration der Gullyerosionsprozesse.....	166
Abbildung 5.6.5: Sedimentaustrag aus dem Mhlambanyoni Einzugsgebiet für Szenario 2.3.....	169

Tabellenverzeichnis

Tabellenverzeichnis

Tabelle 2.4.1: Erosionsmodelle und ihre wesentlichen Charakteristika	25
Tabelle 2.4.2: Charakteristische Werte von m für verschiedene Strömungsbedingungen	39
Tabelle 2.4.3: Charakteristische Werte der kritischen Geschwindigkeit V_{cr}	44
Tabelle 4.1: physiographische Zonen Swazilands	75
Tabelle 4.2: physiographische Daten, die im Verlaufe dieser Arbeit erstellt oder verwendet wurden	88
Tabelle 5.1.1: Frequenz und Dichte der Erosionsformen	93
Tabelle 5.1.2: Erosionsklassen in Abhängigkeit von Erosionsform und –intensität	95
Tabelle 5.1.3: Hangneigungsklassen	96
Tabelle 5.1.4: Klassifikation der geländemorphologischen Faktoren in sechs Stufen	97
Tabelle 5.1.5: Anteile der NLC-Landnutzungsklassen.....	98
Tabelle 5.1.6: Reklassifizierte NLC-Landnutzungsklassifikation in sechs Klassen.....	99
Tabelle 5.1.7: Texturklassen und Porosität	99
Tabelle 5.1.8: Reklassifizierte geologische Ausgangssubstrate	99
Tabelle 5.1.9: Bodentexturabhängige lithologische Klassifikation des Mkomazi-Einzugsgebiets	100
Tabelle 5.1.10: Bodentexturabhängige lithologische Klassifikation des Mbuluzi-Einzugsgebiets	100
Tabelle 5.1.11: Verschneidungssequenz und Klassifikation der Parameterebenen	101
Tabelle 5.1.12: ERU-Kombinationen und zugeordnete Erosionserwartung (Mkomazi).....	102
Tabelle 5.1.13: ERU-Kombinationen und zugeordnete Erosionserwartung (Mbuluzi).....	104
Tabelle 5.3.1: R-Faktorwerte für die Einzugsgebiete	113
Tabelle 5.3.2: C-Faktor für den Bereich des Mkomazi Rivers	116
Tabelle 5.3.3: C-Faktor für den Bereich des oberen Mbuluzi Rivers	115
Tabelle 5.3.4: Jährliche maximale Abflusshöhe und ihre Wahrscheinlichkeit	128
Tabelle 5.3.5: Bodenphysikalische Parameter im Mbothoma-Gully-Einzugsgebiet	129
Tabelle 5.3.6: Korngrößenverteilung des Kwa Thunzi-Gullys.....	130
Tabelle 5.4.1: Statistische Beschreibung der RUSLE-Modellierung im oberen Mkomazi	132
Tabelle 5.4.2: Statistische Beschreibung der RUSLE-Modellierung im oberen Mbuluzi	135
Tabelle 5.5.1: Modellierete morphologische Charakteristika des Mbothoma-Gullys	148
Tabelle 5.5.2: Modellierete morphologische Charakteristika des Kwa Thunzi-Gullys.....	151
Tabelle 5.5.3: Abgeleitete Gullyerosionsraten für den Mbothoma-Gully	158
Tabelle 5.5.4: Abgeleitete Gullyerosionsraten für den Kwa Thunzi-Gully	158
Tabelle 5.6.1: Abtragsvolumen der Testeinzugsgebiete	164
Tabelle 5.6.2: Modellbasierte Szenarien für die Integration der Erosionsprozesse.....	166
Tabelle 5.6.3: Ergebnisse der Sedimentaustragsberechnungen für die Untersuchungsgebiete	170

Kapitel 1

Einleitung und Problemstellung

Die Bodendegradation durch aquatische Erosion und die damit verbundenen Probleme sind in den letzten Jahrzehnten immer mehr in den Mittelpunkt der Aufmerksamkeit verschiedenster wissenschaftlicher Disziplinen sowie der Öffentlichkeit gerückt.

Der Boden als Bindeglied zwischen Klima, geologischem Substrat, Geländemorphologie und Vegetationsbedeckung sowie anthropogener Aktivitäten stellt ein Equilibrium dar, das durch die beiden Prozesse der Pedogenese (Bodenneubildung) und der Bodenzerstörung (Bodenabtrag, Bodenerosion) charakterisiert werden kann. Obwohl der Prozess der Bodenzerstörung an vielen Stellen der Erde ein natürlicher ist, kann der Bodenabtrag durch anthropogene Eingriffe wie etwa die Bodenbearbeitung beschleunigt bzw. erst ausgelöst werden. Dies wird dann als Bodenerosion bezeichnet. Besonders betroffen vom Bodenabtrag ist der Oberboden. Dem Oberboden kommt als einem der wichtigsten Faktoren im landwirtschaftlichen Produktionsprozess eine herausragende Bedeutung zu, woraus die besondere Problematik des Sachverhaltes ersichtlich wird. Denn als Natur- bzw. Produktionsressource ist der Oberboden nicht oder nur sehr langsam erneuerbar.

Die Bodenerosion betrifft vor allem Regionen, die durch Bevölkerungsdruck und Klimaveränderungen besonderem Stress unterliegen. Dabei sind es gerade die Marginalräume der Landwirtschaft, in denen, aufgrund von Bevölkerungswachstum, immer mehr Flächen zur Bearbeitung bereitgestellt werden. Darüber hinaus werden die bestehenden Flächen einer intensiveren Landnutzung unterzogen. Da die Marginalräume jedoch sehr sensibel auf kleinste Veränderungen des ökologischen Gleichgewichts wie etwa Klimaveränderungen oder Überweidung reagieren, ist die Minderung der Bodenfruchtbarkeit bzw. der Verlust der Produktionsressource Boden unvermeidlich. Versorgungsprobleme der Bevölkerung bis hin zu Hungerkatastrophen sind die Folge. Nationen, deren Ökonomie hauptsächlich durch den primären Sektor geprägt ist, sind folglich besonders betroffen. Dies sind in erster Linie die Entwicklungsländer wie beispielsweise die Staaten des südlichen Afrikas.

Die direkten Schäden, die durch Bodenerosion verursacht werden (on-site erosion damages) wie etwa der Rückgang der Bodenproduktivität infolge der Reduktion der Bodenfruchtbarkeit, sind unmittelbar z.B. durch Ertragsverluste wirksam. Das durch Erosion abgetragene Bodenmaterial verursacht jedoch auch indirekte Schäden, die als externe Folgen auftreten. Diese externen Folgen oder „off-site damages“ entstehen durch den Sedimenteintrag ins Gewässernetz. Wasserverunreinigungen durch Bodenpartikel allein reduzieren die Wasserqualität, was hohe Kosten bei der Trinkwasseraufbereitung, der Bereitstellung von Brauchwasser für die Industrie sowie für die hydroelektrische Stromgewinnung verursacht. Jedoch wirken Bodenpartikel auch als Katalysator, Transport- und Speichermedium für andere Formen der Verschmutzung chemisch-physikalischer und biologischer Art. Zu nennen sind hier beispielsweise Pestizide, Phosphor, Nitrat und Nitrit und andere organische Verbindungen sowie Schwermetalle, radioaktive Substanzen oder pathogene Viren und Bakterien. Die sich daraus ergebenden Probleme wie z. B. die Eutrophisierung und Versalzung von Gewässern oder Epidemien und Seuchen, hervorgerufen durch verschmutztes Trinkwasser, verursachen nicht unerhebliche zusätzliche gesamtwirtschaftliche Folgekosten.

Diese Mechanismen wirken in potenziert Form in Räumen mit begrenzten oder knappen Wasserressourcen, wie etwa die semiariden und subhumiden Gebiete des südlichen Afrikas. Angepasste Landmanagement-Methoden, die eine Vermeidung oder Verringerung des

Kapitel 1

Sedimenteintrages ins Gewässersystem bewirken, sind aus diesem Grunde von eminenter Bedeutung.

VERSTER et al. (1994) kommen daher für Südafrika zu dem Schluss, dass die Bodenerosion wohl das größte Umweltproblem in den kommenden Jahren darstellt. Um dieser Herausforderung begegnen zu können, muss der Naturressource Boden innerhalb des gesamten Wasserkreislaufs eine erhöhte Aufmerksamkeit geschenkt werden.

Von diesem Hintergrund ausgehend, wurde ein interdisziplinäres EU-Verbundprojekt initiiert. Der Titel des Projektes lautet: "The development of an innovative computer based 'Integrated Water Resources Management System (IWRMS)' in semiarid catchments for water resources analyses and prognostic scenario planning"¹. Dieses Projekt hat zum Ziel, den betroffenen Entscheidungsträgern ein Werkzeug zur Verfügung zu stellen, mit dem die regionale Bewirtschaftung der Naturreserven wie Wasser und Böden im Flusseinzugsgebiet verbessert werden kann. Dazu müssen jedoch die hydrologisch relevanten Steuerungsmechanismen bekannt sein, wobei dem Boden eine herausragende Bedeutung zukommt. Der Verlust der Bodendecke durch Erosion und die damit verknüpften Probleme sind deshalb zentrale Fragestellungen bei der Betrachtung von Flusseinzugsgebieten und der Bereitstellung von Wasserressourcen insbesondere in Entwicklungsländern mit semiariden bis subhumiden Klimaten.

Bisher fehlen jedoch geeignete Methoden, die Aussagen über die Qualität und Quantität der Erosionsprozesse zulassen und gleichzeitig die Quellen des Sedimenteintrages zuverlässig identifizieren können. Insbesondere bei der Modellierung der Erosionsdynamik auf Einzugsgebietsebene wurden bislang Erosionsprozesse wie etwa die Gullyerosion vielfach vernachlässigt. Dies liegt zum einen an der oft mangelhaften Datengrundlage z.B. in den betroffenen Ländern, zum anderen fehlen aber auch Konzepte, die die Identifikation der heterogen im Einzugsgebiet verteilten Erosionsprozesse zulassen und eine integrierte distributive Modellierung aller Erosionsprozesse ermöglichen.

In diesem Zusammenhang wurden im Rahmen der vorliegenden Arbeit zwei Flusseinzugsgebiete im südlichen Afrika untersucht. Ziel der vorliegenden Arbeit soll es sein, einen Beitrag zum Verständnis der Erosionsprozessdynamik in semiariden bis subhumiden Flusseinzugsgebieten des südlichen Afrikas zu liefern. Hierzu wurde das Konzept der *Erosion Response Units* (ERUs) entwickelt. Dieser Ansatz ermöglicht die Identifizierung von Quellen des Sedimenteintrages ins Gewässersystem sowie die Darstellung ihrer räumlichen Verteilung. Gleichzeitig kann auch eine qualitative und quantitative Analyse der Erosionsprozesse und ihrer Dynamik durch eine integrierte distributive Modellierung dieser Prozesse vorgenommen werden.

Neben Fernerkundungsmethoden zur Ableitung und Analyse von erosionsrelevanten Daten wurden im Rahmen der Studie auch Geographische Informationssysteme (GIS) als Informationsträger, Analyseinstrument und Dokumentationsmedium eingesetzt.

Mit Hilfe des ERU-Konzeptes können schließlich Prognosen über den Sedimenteintrag ins System unter unveränderten und veränderten Umweltbedingungen (Szenarios) getroffen werden. Dies ist im Zuge von künftigen bzw. sich bereits ankündigenden Klimaveränderungen und/ oder einem wachsenden Bevölkerungsdruck von besonderer Bedeutung. Auf Grundlage dieser Prognosen kann letztendlich eine effektive Bodenerosionsprävention gestaltet werden bzw. eine Melioration der betroffenen Flächen unter Bereitstellung von geeigneten Methoden vorgenommen werden.

¹ (Europäische Kommission: INCO-DC, Vertragsnummer ERBIC18-CT97-0144), weitere Informationen unter der Internetadresse <http://www.iwrms.uni-jena.de> oder über email iwrms@geogr.uni-jena.de

Einleitung und Problemstellung

Kapitel 1

Kapitel 2

Stand der Forschung

Im folgenden werden inhaltlicher Rahmen und Hintergrund der Arbeit zusammenfassend vorgestellt. Ausgehend von einer Diskussion der verwendeten Terminologie wird auf die im Untersuchungsraum relevanten Erosionsprozesse und Formen eingegangen. Dabei werden insbesondere die tiefe lineare Erosion in Form von Gullies und die damit verbundenen Prozesse diskutiert. Gemäß des Schwerpunkts der Arbeit wird neben der räumlichen und zeitlichen Verteilung der Erosionsprozesse auch die quantitative und qualitative Analyse der Prozesse und ihrer Dynamik mit Hilfe von Erosionsmodellen betrachtet. Dazu wird zunächst ein kurzer historischer Abriss der Erosionsmodellierung vorgestellt. Im folgenden werden Ansätze der Erosionsmodellierung sowie verschiedene Modelltypen und Konzepte erörtert, wobei besonderes Gewicht auf die Modellierung der Gullyerosion gelegt wird. Die Parameterisierung und Kalibrierung von Erosionsmodellen sowie deren Validierung wird im Anschluss daran diskutiert. Darauf folgend werden Ansätze der regionalen Erosionsmodellierung dargelegt, wobei das Konzept der Response Units, das in der hydrologischen Modellierung Anwendung findet, näher betrachtet wird. Aus den vorangehenden Abschnitten wird abschließend der aktuelle Forschungsbedarf in der Bodenerosionsmodellierung abgeleitet. Hieraus ergeben sich die in Kapitel 3 beschriebenen Arbeitsziele.

2.1 Begriffsdefinition Bodenerosion

Aufgrund von Unterschieden in der Begrifflichkeit des deutschen und des englischen Sprachgebrauchs wird im folgenden die für das Verständnis der vorliegenden Arbeit verwendete Terminologie erläutert. Die den Boden charakterisierenden Prozesse der Pedogenese und des Bodenabtrags werden dabei zur Klärung des begrifflichen Unterschiedes zwischen Bodenabtrag und Bodenerosion herangezogen.

Nach RODOLFI (1991) können hinsichtlich des Bodenabtrages drei Zustände unterschieden werden:

- Der Bodenabtrag ist geringer als die Pedogenese mit der Entwicklung von tiefgründigen, in einzelne Horizonte differenzierte Böden.
- Der Bodenabtrag ist gleich der Bodenreuebildung. Der Boden behält stets die gleiche Mächtigkeit sowie sein charakteristisches Profil, jedoch bewirken diese Prozesse, auch „natürlicher“ Bodenabtrag oder „geologische“ Erosion genannt (BECKEDAHN 1998, BOARDMAN et al. 1990), einen langsamen, aber progressiven Ausgleich der Geländemorphologie.
- Der Bodenabtrag ist größer als die Pedogenese. Dies führt zur Verringerung der Bodenmächtigkeit und schließlich zum Bodenverlust mit der Freilegung des Ausgangssubstrates. Dieser Prozess geht einher mit der Reduzierung der ökologischen Eigenschaften des Bodens bis hin zur vollständigen Zerstörung der Bodenfruchtbarkeit und damit dem Verlust des Produktionsfaktors Boden (ARNOLD 1985).

Im letzten Fall wird die Abtragung meist durch anthropogene Eingriffe beschleunigt. Deshalb wird in der englischsprachigen Literatur auch von „accelerated soil erosion“ gesprochen (BENNET 1939, ZACHAR 1982).

Kapitel 2

Der Begriff Erosion wurde durch eine Arbeit von PENCK (1894) eingeführt, der unter Erosion den Abtrag festen Materials der Erdoberfläche durch fluviale Prozesse verstand. Heute wird im englischen Sprachgebrauch unter „soil erosion“ jeglicher Abtrag von Boden durch die Wirkung von Wind und Wasser sowie durch gravitative Prozesse verstanden (MORGAN 1995, WOODWARD & FOSTER 1997, SELBY 1993), während im deutschen Sprachgebrauch nur der anthropogen ausgelöste beschleunigte Abtrag des Bodens als Bodenerosion bezeichnet wird, von dem der natürliche Abtrag zu unterscheiden ist (vgl. KUNTZE et al. 1994, SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1992). So definiert etwa BORK (1988, 2) die Bodenerosion als: „die durch Eingriffe des Menschen ermöglichten und durch erosive Niederschläge [...] ausgelösten Prozesse der Ablösung, des Transports und der Ablagerung von Bodenpartikeln“. Wie die Diskussionen bei BAADE (1994), BECKEDAHL (1997), BOARDMAN et al. (1990) oder bereits bei SCHULTZE (1952) zeigen, ist es jedoch sehr schwierig, zwischen dem beschleunigten Bodenabtrag und dem natürlichen Abtrag bzw. der geologischen Erosion zu unterscheiden, da diese Prozesse zeitlich und räumlich stark fluktuieren. Aus diesem Grunde wird im Rahmen dieser Arbeit, die nur die aquatische Erosion untersucht, in Übereinstimmung mit BOARDMAN et al. (1990) der beschleunigte Bodenabtrag, der schädliche Folgewirkungen für Gemeinden oder Regionen hat, als Bodenerosion bezeichnet. Eine eingehende Diskussion der Nomenklatur findet sich u.a. bei ZACHAR (1982).

Die Literaturobwertung zeigt, dass der Begriff Bodenerosion ein komplexes Prozessgefüge beschreibt, das im Wesentlichen aus zwei Phasen besteht, der Loslösung von Bodenpartikeln und ihrem Transport durch Medien wie Wasser oder Wind. Ist die benötigte Transportenergie nicht länger vorhanden, so kommt noch eine dritte Phase hinzu, die der Deposition (vgl. MORGAN 1995).

2.2 Regionale Besonderheiten der Erosionsprozesse und -formen im südlichen Afrika

In diesem Kapitel sollen die aquatischen Erosionsprozesse und -formen in Hinblick auf ihre besondere Bedeutung für semiaride bis subhumide Gebiete der Erde und hier insbesondere des südlichen Afrikas diskutiert werden.

Abbildung 2.1 zeigt die Verteilung der Bodenerosion durch Wasser und Wind im globalen Maßstab. Auffällig ist die Häufung von aquatischen Erosionserscheinungen in den semihumiden und semiariden Räumen der Erde. Das Problem der durch Wasser verursachten Bodenerosion setzt sich in diesen Gebieten zusammen aus der Notwendigkeit der Erhaltung der Wasserressourcen auf der einen Seite und der ökologischen Sensitivität der Umwelt auf der anderen. Die Zerstörung der Vegetation durch Ackerbau und Weidewirtschaft führt zu einer rapiden Abnahme der organischen Bodensubstanz. Eine Reduktion der Bodenfruchtbarkeit bis hin zu Desertifikationserscheinungen sind die Folge.

Weitere Gebiete, die besonders stark von aquatischen Erosionserscheinungen betroffen sind, weisen Landschaftsformen und die damit vergesellschafteten Böden auf, die als Relikte vorangehender Klimaperioden bezeichnet werden können (MORGAN 1995, 3).

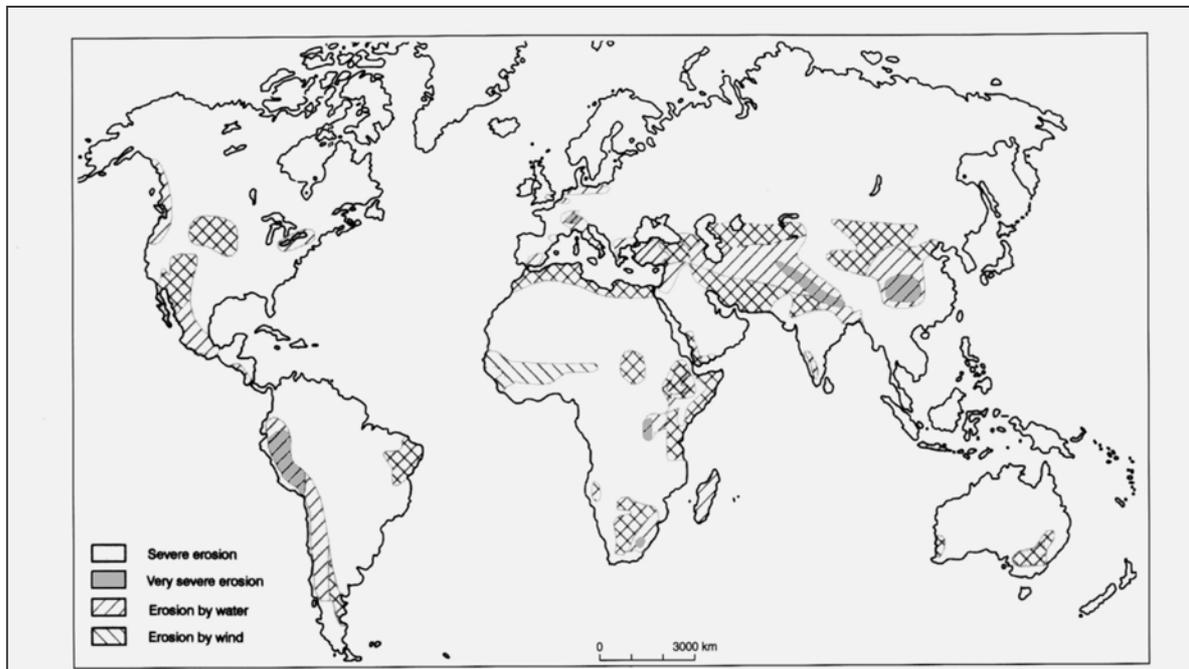


Abbildung 2.1: Globale Verteilung der äolischen und aquatischen Bodenerosion (nach Mellington 1990 zitiert in Beckedahl 1993)

Im südlichen Afrika sind beide Voraussetzungen für ein hohes Erosionsrisiko gegeben. So kommen zum semiariden/ subhumiden Klima mit einer hohen Erosivität der Niederschläge die entsprechenden geomorphologisch-lithologischen Gegebenheiten hinzu. Die Dynamik der Erosionsprozesse in semiariden/ subhumiden Flusseinzugsgebieten ist im Wesentlichen von der Art und Weise der Abflussgenerierung abhängig. Dem Oberflächenabfluss kommt dabei eine besondere Bedeutung zu. Dieser stellt die dominante Komponente des Gesamtabflusses aufgrund der hohen Intensität der Niederschläge und ihrer jahreszeitlichen Verteilung dar. Abbildungen 2.2 zeigt die wesentlichen Mechanismen, die zur Entstehung des Oberflächenabflusses führen. Ist die Niederschlagsmenge größer als die Infiltrationskapazität des Bodens, entsteht der sogenannte Horton'sche Oberflächenabfluss.

Kapitel 2

Ist der Boden hingegen gesättigt, kann kein weiteres Niederschlagswasser infiltrieren und es entsteht ebenfalls Oberflächenabfluss.

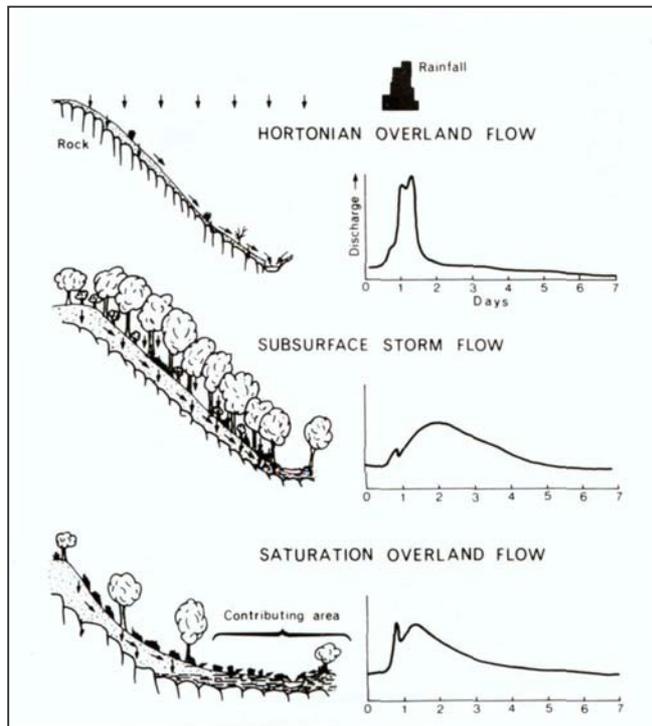


Abbildung 2.2: Prozesse der Abflussentstehung und die entsprechenden Hydrographen (Quelle: Selby 1993)

Letztere Form der Oberflächenabflussentstehung tritt vorwiegend in unteren Hangbereichen auf, wo der Boden durch laterales Hangwasser aufgesättigt wird. Hier kann es zudem aufgrund von Stausituationen zum oberflächlichen Austritt des lateralen Hangwassers kommen (*return flow*) (vgl. HORTON 1933, SELBY 1993, DUNNE & BLACK 1970, HEWLETT 1961). Aus den Hydrographen der unterschiedlichen Abflusskomponenten (Abb. 2.2) geht hervor, dass die Oberflächenabflusskomponente wesentlich direkter auf ein Niederschlagsereignis reagiert. Die Rezessionskurve zeigt darüber hinaus, dass, aufgrund der hohen Abflussgeschwindigkeiten, die Abflussintensitäten beim Horton'schen Oberflächenabfluss und beim Oberflächenabfluss durch Sättigungsüberschuss wesentlich größer sind als diejenigen, die durch den lateralen Hangwasserabfluss (Interflow) verursacht werden.

Die geomorphologisch-lithologischen Gegebenheiten des südlichen Afrikas sind auf der einen Seite gekennzeichnet durch einen Wechsel von Perioden relativer Stabilität der Landschaft mit der Entwicklung von humusreichen Bodenschichten sowie sogenannten „stonelines“ und Perioden der Instabilität auf der anderen Seite (vgl. MORGAN 1995). Die Phasen der Instabilität können durch mächtige kolluviale Sedimente charakterisiert werden, welche mit erhöhter Erosion wie beispielsweise Rill-Interrill Erosion oder Gully Erosion verbunden sind. Diese Erosions- und Depositionszyklen waren schon sehr früh Gegenstand wissenschaftlicher Studien (siehe z.B. KING 1944 oder DIXEY 1942). Für Südafrika kann auf die Arbeiten von PARTRIDGE & MAUD (1987), DARDIS (1987), BOTHA (1996) sowie PARTRIDGE (1997) verwiesen werden, während PRICE-WILLIAMS et al. (1982) sowie WATSON et al. (1984) die quartäre kolluviale Stratigraphie Swasilands untersuchten.

Kolluviale Ablagerungen zeigen eine besonders hohe Erodibilität, wenn sie aus feinsandigen bis schluffigen Sedimenten aufgebaut sind. Sie sind damit besonders anfällig für Gully Erosion (vgl. SHAKESBY & WHITLOW 1991).

Stand der Forschung

Diese Konstellation ist zum Beispiel für weite Teile der südafrikanischen Provinzen KwaZulu/Natal, Transkei und Free State sowie für Swaziland gültig (siehe BECKEDAHL 1998, BOTHA 1996). Die kolluvialen Ablagerungen werden in Südafrika unter der Bezeichnung „Masotcheni Formation“ zusammengefasst. Nach der Definition des SOUTH AFRICAN COMMITTEE FOR STRATIGRAPHY, SACS (1980) ist diese lithostratigraphische Einheit aus räumlich isolierten Ablagerungen von teilweise verfestigten und geschichteten Sedimenten wahrscheinlich quartären Alters zusammengesetzt. Dabei sind es lediglich die Tonminerale, die damit verbundene hohe Erodibilität sowie die überall anzutreffende Gullyerosion, die diese Ablagerungen verbindet.

Abbildung 2.3 zeigt die verschiedenen Stabilitäts- und Instabilitätszyklen des Landschaftsgefüges für das nördliche KwaZulu/ Natal während des späten Quartärs, die zur Akkumulation der Masotcheni Formation geführt haben (aus BOTHA 1996).

Nach BOTHA (1996) sind die Kolluvien der Masotcheni Formation in KwaZulu/ Natal im wesentlichen an Sandstein und Schiefer Fazies gebunden. Diese umfassen Formationen des Perm wie die Fryheid Formation der Ecca Gruppe sowie die darüber liegenden Beaufort Gruppe und hier insbesondere die basale Escourt Formation.

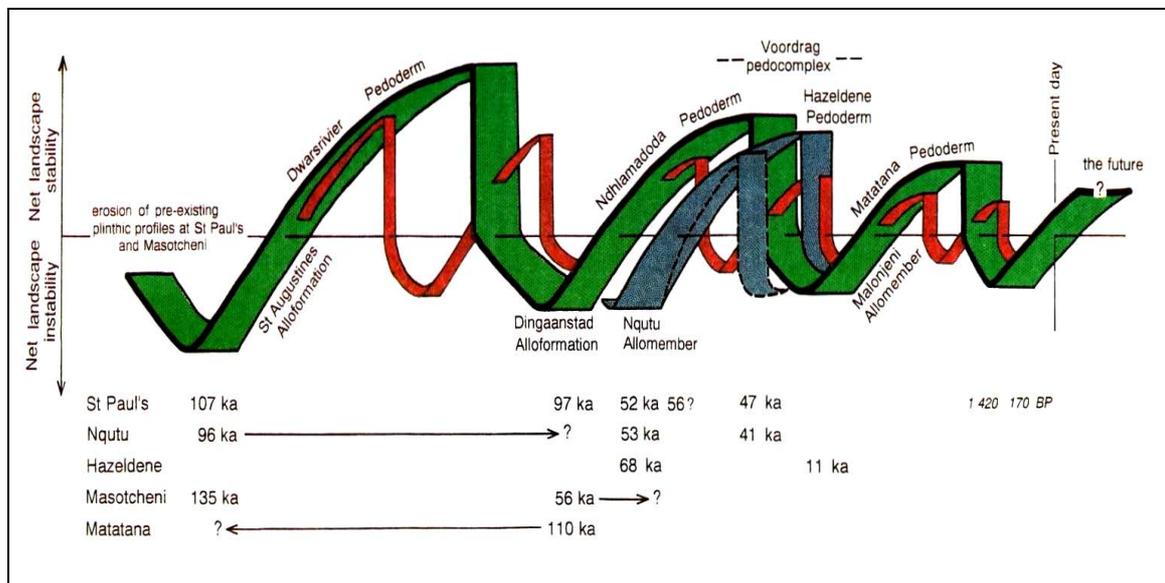


Abbildung 2.3: Stabilitäts- und Instabilitätszyklen des Landschaftsgefüges für das nördliche KwaZulu/ Natal während des späten Quartärs. Größere Zyklen in grün, kleinere Zyklen in rot. Das Nqutu Allomenber/Hazeldene Pedoderm des späten pleistozänen Hypothermals ist in blau dargestellt. Unterhalb Datierungen einzelner Phasen für verschiedene Gullylokalitäten (Quelle: Botha 1996).

Eine erhöhte Erosionsanfälligkeit ist ebenso mit den jurassischen Doleritintrusionen verbunden, welche die oben erwähnten Sedimentgesteine durchstoßen. Neben einer ganzen Reihe von Bodentypen, die mit der Masotcheni Formation vergesellschaftet sind, können vor allem die Solonetze hervorgehoben werden. Diese weisen aufgrund ihrer hohen Dispersivität ein besonders hohes Erosionsrisiko auf (BAILLIE 1985). Eine starke Anfälligkeit für Erosionserscheinungen zeigen auch Duplex Böden, die durch Horizonte mit starken struktur- und texturbedingten Gegensätzen geprägt sind (YAALON 1987).

Die heutigen klimatischen Bedingungen, die kennzeichnend für die Verbreitung der Masotcheni Formation sind, können nach WATSON et al. (1984) mit Niederschlagsmengen von 600mm bis 800mm charakterisiert werden. Die erosionsanfälligen Kolluvien können dabei bioklimatisch dem „southern tall grassveld“ sowie dem „Natal sandy sourveld“ zugeordnet werden (PHILLIPS 1973).

Kapitel 2

In Swaziland unterscheiden PRICE-WILLIAMS et al. (1982) sowie WATSON et al. (1984) die kolluviale Abfolge in das obere Mphunga Kolluvium und das untere Bovu Kolluvium. Diese kolluvialen Sukzessionen entsprechen der Masotcheni Formation und sind auch hier vergesellschaftet mit Gullyerosionserscheinungen. Abbildung 2.4 zeigt die Verteilung der Gullyerosion für Swaziland nach WMS ASSOCIATES (1988). Hierbei konzentrieren sich die kolluvialen Gully-Erosionserscheinungen in Swaziland im Wesentlichen auf die physiographischen Bereiche des *Lowveld* und *Middleveld* (siehe Kapitel 4.1), während sich die in Abbildung 2.4 als *ravine gullies* bezeichneten Gullyerosionserscheinungen hauptsächlich in anstehenden Substraten entwickeln. Hier sind vor allem die tiefgründig verwitterten Saprolite zu nennen, die neben den kolluvialen Ablagerungen ebenso anfällig für Gullyerosion sind. Der Boden-Saprolitkomplex, der auch als Regolith bezeichnet wird (BUOL 1994), hat sich in verwitterungsintensiven tropisch humiden Klimaperioden aus plutonischen und metamorphen Gesteinen entwickelt.

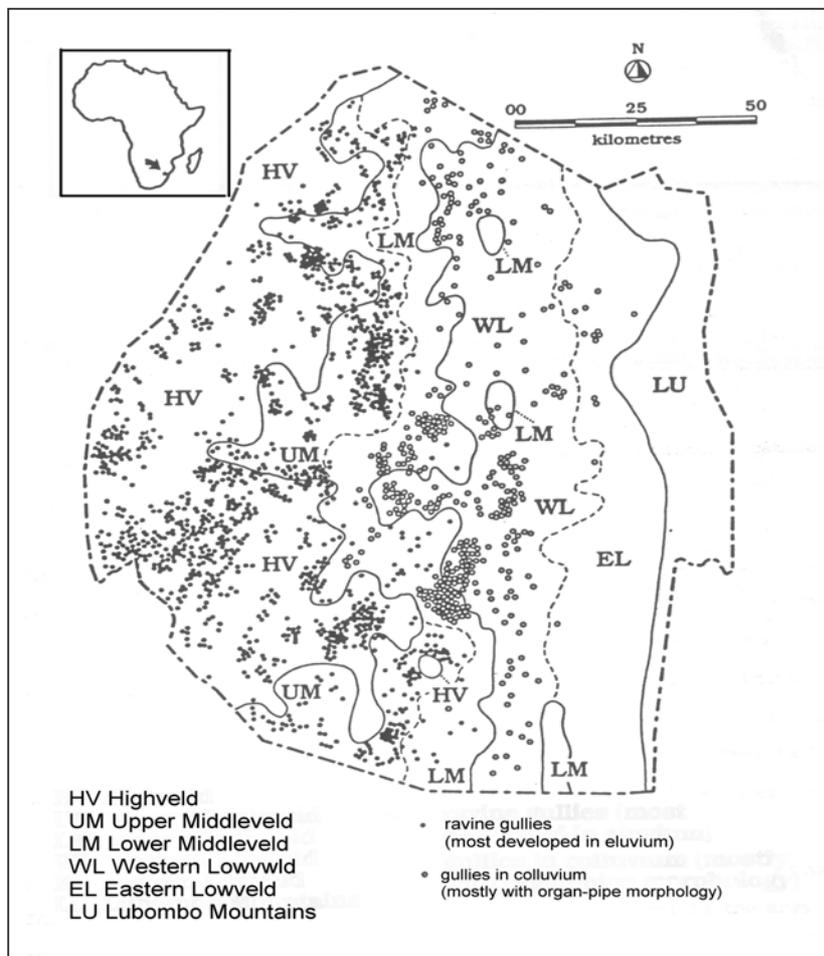


Abbildung 2.4: Verteilung der Gullyerosion für Swaziland (Quelle: WMS Associates 1988)

Das durch chemische Verwitterung und Neof ormation von Mineralen veränderte Ausgangsgestein (Saprolit) ist physikalisch sehr labil. SCHOLTEN et al. (1995) haben in den Saproliten Swazilands Tongehalte um 10 Gew.-%, fehlende organische Substanz sowie geringe Gehalte an pedogenen Oxiden und freien Al-Ionen festgestellt und Scherfestigkeiten von 2-5 kPa ermittelt. Die daraus resultierende geringe Gefügestabilität ist demzufolge mit einem hohen Erosionsrisiko verbunden. Im Gegensatz dazu zeigten die aus Saprolit entwickelten tonreichen ferralitischen Böden Gehalte von mindestens 3 Gew.-% organischen Kohlenstoffs, bis zu 7 Gew.-% pedogenen Fe- und Al-Oxiden, pH (KCL)-Werte um 4 und eine Al-Sättigung von über 50%. Daraus ergibt sich eine relativ hohe Gefügestabilität mit Scherfestigkeiten von 8-12 kPa. Damit ist eine deutliche

Stand der Forschung

Zweiteilung der Verwitterungsdecke sowohl hinsichtlich der Genese als auch der Erodierbarkeit gegeben. (vgl. dazu auch FELIX-HENNINGSSEN 1990, FELIX-HENNINGSSEN et al. 1993, SCHOLTEN et al. 1995). Ist der Boden als schützende Schicht abgetragen, so werden die darunter liegenden Saprolite freigelegt und Gullies können sich tief einschneiden.

Die physiographischen Gegebenheiten im südlichen Afrika sind folglich besonders anfällig gegenüber jeglicher Veränderung des Boden-Vegetationskomplexes wie z.B. durch Überweidung, Abholzung, unangepasste Ackerwirtschaft, Brandrodung oder Straßen- und Siedlungsbau.

Für Südafrika wird dementsprechend der Bodenabtrag durch Erosion auf etwa 360 Millionen bis 450 Millionen Tonnen pro Jahr, ca. 3.5 t/ha*Jahr geschätzt (ADLER 1981, zitiert in BECKEDAHL 1998, 13), während der natürliche Bodenabtrag mit etwa 2 to/ ha*Jahr angegeben werden kann (MURGARTROYD 1979, berechnet für Natal). Bei andern Autoren schwankt die Abtragsrate für Südafrika zwischen 0.5 to/ ha*Jahr bis über 110 to/ ha*Jahr (BOUCHER & WEAVER 1991, STOCKING 1984, ROOSEBOOM 1978 zitiert in BECKEDAHL 1998, LVOVICH et al. 1991). Diese Berechnungen legen nahe, dass der Bodenverlust durch Bodenerosion durchschnittlich etwa um den Faktor 10 größer als die Bodenneubildungsrate ist und die entsprechenden Folgen nach sich zieht (vgl. BECKEDAHL 1998, 13).

2.3 Erosionsprozesse und Erosionsformen

Auf der Grundlage der oben erwähnten spezifischen Gegebenheiten im südlichen Afrika sollen nun im Folgenden die fundamentalen Prozesse, die die Erosionsdynamik im Untersuchungsraum bestimmen, näher betrachtet werden. Neben den Interrill- Rillerosionsprozessen wird dabei insbesondere der Gullyerosion erhöhte Aufmerksamkeit geschenkt.

Die Prozesse der aquatischen Erosion, die entsprechend der physiogeographischen und anthropogenen Gegebenheiten das Abschwemmen von Bodenmaterial von der Oberfläche bewirken, können in drei Teilschritte gegliedert werden.

- (i) Im ersten Teilschritt werden die Bodenaggregate durch die kinetische Energie der Regentropfen zerschlagen bzw. werden Bodenteilchen durch die Impaktwirkung der Regentropfen bis hin zu einigen Zentimetern durch die Luft geschleudert (vgl. SCHEFFER & SCHACHTSCABEL 1992, MORGAN 1979, 1995, MOEYERSONS & DE PLOEY 1976, CLOWES & COMFORT 1988).
- (ii) Hierdurch wird Feinmaterial zur Verfügung gestellt, das schließlich im zweiten Schritt mit dem Oberflächenabfluss dem Gefälle entsprechend transportiert wird.
- (iii) Nimmt jedoch die Schleppkraft ab, werden die transportierten Sedimente wieder abgelagert (z.B. als Kolluvien am Hangfuß mit geringerer Hangneigung).

Der Oberflächenabfluss entsteht durch Überschreitung der Infiltrationskapazität des Bodens (Horton'scher Oberflächenabfluss) oder durch Wassersättigung des Bodens. Im letzteren Fall kann es entweder zum direkten Oberflächenabfluss kommen, da Niederschlag infolge der Bodensättigung nicht infiltrieren kann (gesättigter Oberflächenabfluss oder „saturated overland flow“), oder zum Wiederaustritt von lateralem Hangwasser bzw. Interflow (return flow) (siehe auch BURT 1998, BEVEN & GERMANN 1981; KIRKBY 1978, 1988; FLÜGEL & SCHWARZ 1988). Das Verhältnis zwischen der Niederschlagsmenge, die infiltriert, bevor Oberflächenabfluss entsteht, und der Niederschlagsintensität ist in Abbildung 2.5 dargestellt (nach BURT 1998, 220).

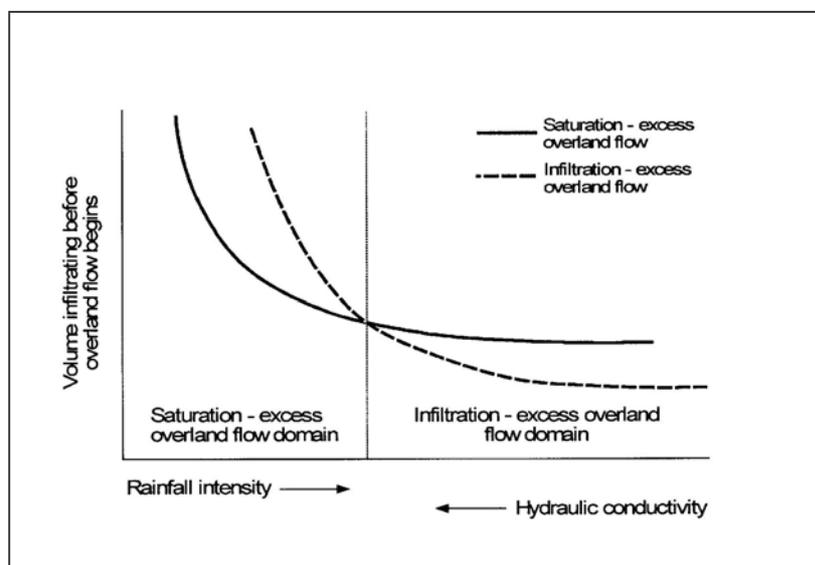


Abbildung 2.5: Verhältnis zwischen Niederschlagsmenge, die infiltriert, bevor Oberflächenabfluss entsteht, und Niederschlagsintensität (Quelle: Burt 1998, 220).

Böden mit einer hohen Wasserleitfähigkeit sind dabei dominiert durch Oberflächenabfluss aufgrund von Sättigungsüberschuss. Böden mit einer geringen Wasserleitfähigkeit generieren hingegen den Oberflächenabfluss durch Infiltrationsüberschuss.

Durch das oberflächlich abfließende Wasser können weitere Bodenteilchen abgeschert werden. Die Menge und Größe der transportierten Sedimente ist dabei abhängig von der Fließgeschwindigkeit und Turbulenz des Transportmediums, welches mit der Hangneigung und der Abflusstiefe zunimmt.

Stand der Forschung

Die Transportkapazität lässt sich beispielsweise als Ratio zwischen Abtriebskräften und Widerstandskräften nach JULIEN (1995) folgendermaßen formulieren:

$$q_t = a^1 s_0^{a^2} q^{a^3} i^{a^4} \left(1 - \frac{\tau_c}{\tau_0} \right)^{a^5} \quad (\text{Gl. 2.3.1})$$

mit:

- q_t : Sedimenttransport
- q : Abfluss
- s_0 : Hangneigung
- i : Regenintensität
- τ_c : kritische Oberflächenschubspannung
- τ_0 : aktuelle Oberflächenschubspannung
- a^{1-5} : empirisch ermittelte Werte

Erhöhte Partikelverlagerung kann zusätzlich durch Regentropfen verursacht werden, die in die abfließende Wasserschicht fallen. Die so entstehenden Turbulenzen erzeugen nach PALMER (1965) und MUTCHLER & LARSON (1971) eine erhöhte Partikelloslösung von der Bodenoberfläche. Die Partikelloslösung ist maximal bei einer Tiefe der abfließenden Wasserschicht von etwa dem Dreifachen eines Tropfendurchmessers, was ca. 3-10 mm entspricht ($a^4 = 0$; siehe Gl. 2.3.1) (vgl. BRYAN 2000, 387). Ist die Abflusstiefe größer, wird die Impaktenergie der Tropfen vom Fluss absorbiert und folglich nimmt die Loslösung von Partikeln rapide ab (MOSS & GREEN 1983, KINNELL 1990). Darüber hinaus bewirken Regentropfen aber auch eine Versiegelung der Bodenoberfläche, indem Schluff- und Tonteilchen in Poren verschwemmt werden und damit die Infiltrationsrate herabgesetzt wird.

2.3.1 Interrillen-Rillenerosion

Werden die Bodenpartikel allein durch den Aufprall von Regentropfen losgelöst und der anschließende Transport durch Dünnschichtfließen bewerkstelligt, so wird dies als Interrill-Erosion (Zwischenrillenerosion nach HENK 1989) bezeichnet (MORGAN 1995, 7; FOSTER 1990). Synonym zum Begriff Interrill-Erosion sind in der Literatur aber auch Begriffe wie „sheet erosion“, „wash erosion“ oder „rainsplash erosion“ (z.B. SELBY 1993, MORGAN 1995) verwendet worden, diese sind allerdings als verwirrend abzulehnen (siehe BAADE 1994, 5; MEYER 1979, 588).

Die hydraulische Charakteristik des Abflusses kann mit der Reynold'schen Zahl (Gl. 2.3.2) sowie der Froude'schen Zahl (Gl. 2.3.3) beschrieben werden. Erstere gibt Auskunft über die Turbulenz des Abflusses, während letztere ein Index für das Verhältnis von Trägheitskraft und Schwerkraft in einer Strömung darstellt und Auskunft über das „schiessen“ des Abflusses gibt (BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1990, 496).

$$\text{Re} = \frac{vR}{\nu} \quad (\text{Gl. 2.3.2})$$

$$F = \frac{v}{\sqrt{gr}} \quad (\text{Gl. 2.3.3})$$

wobei:

- Re : Reynold'sche Zahl
- F : Froud'sche Zahl
- R : hydraulischer Radius
- ν : kinematische Viskosität von Wasser

Der Abfluss kann durch verschiedene Stadien charakterisiert werden. Im ersten Stadium ist der Abfluss mehr oder weniger laminar, im zweiten Stadium bilden sich erste Verwirbelungen, die in

Kapitel 2

der dritten Stufe zu teilweise turbulentem Fluss übergehen. Das Initialstadium der Rill-Erosion ist hingegen gekennzeichnet durch überkritische Abflussbedingungen (Froude'sche Zahl > 1.0) (vgl. SAVAT 1979, HODGES 1982, BRYAN 1990). Andere hydraulische Indices der Rill-Entstehung können z.B. durch Schwellenwerte der Schergeschwindigkeit (GOVERS 1985), der Bettscherspannung (CHISCI et al. 1985, TORRI et al. 1987), der Strömungskraft (*stream power*) bzw. Einheitsströmungskraft (GOVERS & RAUWS 1986, MOORE & BURCH 1986) oder des Abflusses bzw. des normierten Abflusses (MEYER et al. 1975) angegeben werden.

Die unter diesen kritischen Bedingungen in den Rillen gebildeten Stufen oder *headcuts* bewegen sich durch rückschreitende Einschneidung hangaufwärts (DE PLOEY 1989). Rill-Erosion ist also zum einen Sammelbereich für Sedimente, die in den Interrillbereichen bereitgestellt werden, zum anderen wird der Boden durch Rillenerosion unterschritten und dadurch nachsackendes Material mobilisiert. Darüber hinaus bewerkstelligt die Rillenerosion einen effektiven Transport der Sedimente (FOSTER & MEYER 1975, MOSS et al. 1982, BAADE 1994).

Der Übergang von Interrill-Erosion zu Rillerosion ist folglich mit einem markanten Anstieg der Abtragsleistung verbunden (MERRITT 1984). Einen umfassenden Überblick zu Studien bezüglich Rill-Erosion bietet BRYAN (1987).

Die FAO definierte 1965 Rillen als „microchannels...small enough to be removed by tillage operations“ (zitiert in SELBY 1993, 232). Rillen sind folglich kleine Abflussrinnen, mit einem Durchmesser von wenigen Zentimetern bis hin zu einigen Dezimetern. Sie sind diskontinuierlich und müssen nicht an das Gewässernetz angebunden sein. Darüber hinaus ist die Position der Rillen zeitlich und räumlich sehr variabel, wobei sie sich meistens nicht wieder in der gleichen Position ausbilden (BULL & KIRKBY 1997).



Abbildung 2.6: Durch Interrill-Rill Erosion stark degradierte Fläche im oberen Mbuluzi Einzugsgebiet (Swaziland). Die hier gezeigten Formen sind teilweise bereits nicht mehr reversibel und können als Übergangsstadium zur Gullyerosion bezeichnet werden. Messstäbe mit 50cm Markierung (Photo: Märker)

Stand der Forschung

Die Prozesse der Rill- und Interrill-Erosion werden oft zusammengefasst (unter anderem aus modellhistorischen Gründen) (siehe Kapitel 2.4). SCHULTZE (1952) etwa bezeichnete die Prozesse als „Flächenspülung“, während AUERSWALD & SCHMIDT (1986) sie unter dem Begriff „flächenhafte Erosion“ zusammenfassen.

Abbildung 2.6 zeigt eine durch Interrill-Rill Erosion stark degradierte Fläche im oberen Mbuluzi Einzugsgebiet. Die hier gezeigten Formen sind teilweise bereits nicht mehr reversibel und können als Übergangsstadium zur Gullyerosion bezeichnet werden, die im nächsten Kapitel behandelt wird.

2.3.2 Gullyerosion

Die in der deutschsprachigen Literatur als Tiefenlinienerosion oder Grabenerosion bezeichneten Phänomene werden in der internationalen Literatur als an lokale Tiefenlinien gebundene Gullyerosion bezeichnet (vgl. BAADE 1994,15; CARLSEN 1989, 347; SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1992, 468). Neben den natürlichen Tiefenlinien sind allerdings in neuerer Zeit auch anthropogen verursachte permanente lineare Vertiefungserscheinungen wie Feldgrenzen, Traktorspuren oder Ackerfurchen vermehrt in den Blickpunkt gerückt (De PLOEY 1989a, POESEN & GOVERS 1990, POESEN et al. 1998). Nach BAADE (1994) kann unterschieden werden in ephemere kurzlebige Gullies, die durch die alljährliche Bodenbearbeitung verfüllt werden können, und tiefeingeschnittene mehrjährige lineare Bodenerosionsformen, die BULL & KIRKBY (1997) entsprechend als permanente Gullies bezeichnet werden können. Wie bei CLARKE & RENDELL (2000) beschrieben ist diese Definition jedoch nicht unproblematisch in Anbetracht der Nutzung von Bulldozern und Sprengstoff bei der „Bodenbearbeitung“. Im Unterschied zu Rillenerosion treten Gullies immer wieder in der gleichen topographischen Position auf.



Abbildung 2.7: Gully in saprolithischem Substrat im oberen Mbuluzi Einzugsgebiet (Swaziland)
(Photo: Märker)

Kapitel 2

Abgesehen von der Bindung an Tiefenlinien weisen Gullies zusätzliche Prozesse auf, die durch periodischen konzentrierten Oberflächenabfluss und Interflow verursacht werden (vgl. SELBY 1993, HIGGINS 1990). Die Loslösung von Bodenpartikeln und ihr Transport ist folglich eine Funktion der Intensität des Oberflächenabflusses und des Interflows (FOSTER & LANE 1983 und THORNE et al. 1986 zitiert in POESEN et al 1998)

Gullyerosion unterscheidet sich also von der Rillenerosion in der Genese sowie im Verhalten (IMESON & KWAAD 1980), worauf nachfolgend näher eingegangen werden soll.

Die Unterscheidung zwischen ephemeren und permanenten Gullies beschränkt sich hingegen lediglich auf die zeitliche Variabilität dieser Phänomene. Hier sei allerdings anzumerken, dass diese Definition in ihrer praktischen Anwendung nur bedingt brauchbar ist, da sie auf den landwirtschaftlich intensiv genutzten Bereich Europas und Nordamerikas zugeschnitten ist. Insbesondere in Entwicklungsländern ist jedoch die Unterscheidung oft schwierig, wenn die Landnutzung im Wesentlichen Weide oder Brachland ist, das keiner Bearbeitung unterliegt. In diesem Fall werden ephemere Gullies nicht durch Bearbeitungsmethoden zerstört und werden somit permanente Erscheinungen im Landschaftsgefüge. Folglich müsste die Anwendung des Begriffs der ephemeren Gullyerosion auf land- und forstwirtschaftlich genutzte Räume eingeschränkt werden.

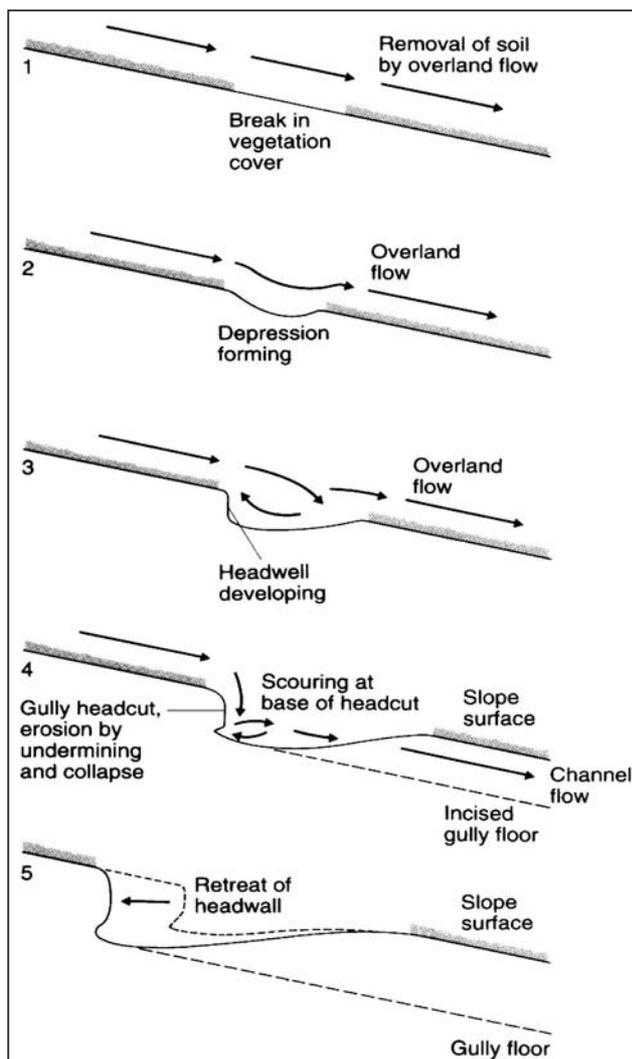


Abbildung 2.8: Entstehung des Gully-headcut (Quelle: Morgan 1995)

Stand der Forschung

Begriffe wie Gully, Arroyo (SCHUMM & HADLEY 1957), Donga (DARDIS et al 1988), Lavaka (HURAUULT 1971) werden in anderen Sprachräumen als Synonym für die permanente Gullyerosion benutzt. Im weiteren Verlauf der Untersuchung wird folglich für die permanente Form der Tiefenlinienerosion der Begriff Gullyerosion bzw., entsprechend dem südafrikanischen Gebrauch, der Begriff Dongaerosion verwendet. Auf die ephemeren Gullies soll hier nicht näher eingegangen werden, stattdessen sei auf Studien von BAADE 1994, HUANG & LAFLEN (1996) sowie POESEN et al. (1996) verwiesen.

Die Form der Gullies kann als U- oder V-förmige linienhafte Einschnidung mit Stufenbildung im longitudinalen Verlauf und einer meist kliffartigen Vertiefung im Initialbereich, dem sogenannten *headcut*, beschrieben werden (BULL & KIRKBY 1997). Gullies sind nach morphologischen oder genetischen Kriterien von verschiedenen Autoren klassifiziert worden. Arbeiten von BULL & KIRKBY 1997, DE PLOEY (1973), IMESON et al. (1982), OLIVEIRA & MEIS (1985) (zitiert in OLIVERIRA 1989), PLANCHON et al. (1987), OOSTWOUD WIJDENS & BRYAN (1991) sowie DIETRICH & DUNNE (1993) können an dieser Stelle, stellvertretend für die große Anzahl von Publikationen, aufgeführt werden.

Gullies sind meistens mit beschleunigter Erosion verbunden (siehe auch Kapitel 2.3.2 sowie 2.4.3). So stellen POESEN et al. (1998, 307) fest: „...*in particular environments (e.g. Mediterranean) gullying is probably the most important sediment producing process in upland areas*“.

Die Prozesse der Gullybildung sind mit der Wirkung des periodischen Oberflächenabflusses sowie des lateralen Hangwassers verknüpft. Die Erosion konzentriert sich nach MORGAN (1995) im Bereich des kliffartigen Einschnittes im Kopfbereich der Gullies, dem sogenannten *headcut*. Deren Entstehung wurden bereits 1964 durch LEOPOLD et al. untersucht. Abbildung 2.8 stellt die Entwicklung des *Gully-headcuts* dar. Nachdem eine Lücke in der Vegetation, z.B. durch Feuer, Beweidung etc. geschaffen ist, sammelt sich beim nächsten Niederschlagsereignis Wasser an. Eine Hohlform wird geschaffen, die sich nach und nach zu einer ersten senkrechten Stufe entwickelt. Im Bereich dieser Stufe ist bei Oberflächenabfluss die Strömung überkritisch. Dies bedeutet erhöhte Erosionsleistung mit weiterer beschleunigter Vertiefung. Turbulenzen bewirken schließlich eine Untergrabung des *headcuts* (*plunge-pool action*), bis dieser kollabiert und der *headcut* hangaufwärts wandert.

Besonders betroffen sind Regionen mit physikalisch oder chemisch labilen Ausgangssubstraten wie etwa Saprolite (siehe Kapitel 2.2) oder Lössschichten (z.B. China). Hier wirkt der Komplex Oberboden-Vegetation als Schutz gegen den Abtrag des darunter liegenden Ausgangssubstrates. Die Vegetationszerstörung zieht in diesen Bereichen besonders gravierende Schäden nach sich, wie beispielsweise Arbeiten von FELIX-HENNINGSSEN (1990), FELIX-HENNINGSSEN et al. (1993), MUSHALA et al. (1994, 2000) sowie SCHOLTEN et al. (1994, 1997) belegen.

Abgesehen von dieser Form der rückschreitenden Erosion aufgrund von Oberflächenabfluss, kann eine weitere Prozessdynamik unterschieden werden, die auf dem lateralen Hangwasserabfluss beruht. Im Bereich des *headcut* tritt *Interflow* auf, der eine Sättigung des Materials im Einschnittsbereich mit Lösungs- und Suspensionsprozessen bewirkt. Material wird verlagert, Sackungsbewegungen sind die Folge. Schließlich rutscht Material des überstehenden *headcuts* nach. Dieser Prozess wird in der englischsprachigen Literatur als „*seeping*“ bezeichnet (HIGGINS 1990, JONES 1987). Konzentriert sich der *Interflow* in Makroporen oder Röhren, so führt dies zu einer progressiven Erweiterung der Abflussröhren durch Abscheren von Seitenwandmaterial. Dies wird als Tunnelerosion bezeichnet (DUNNE 1990, BRYAN & JONES 1997). Nach BRYAN & JONES (1997, 210) kann jedoch der Begriff *Piping* als kollektive Beschreibung aller subterranean Erosionsformen verwendet werden. Abbildung 2.9 bietet einen Überblick über die Entstehung von Pipingerosion.

Kapitel 2

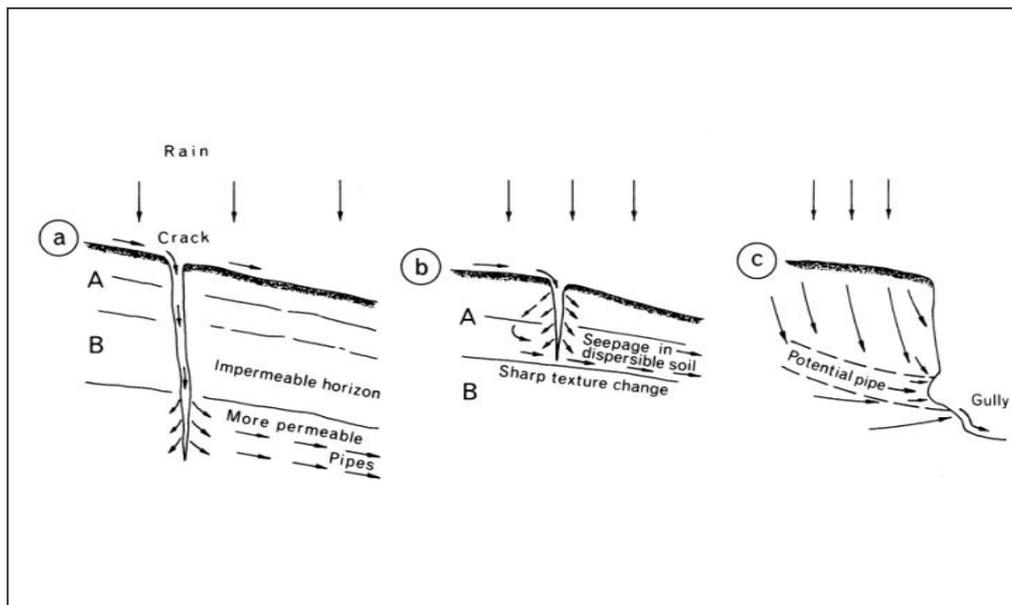


Abbildung 2.9: Entstehungsmechanismen der Pipingerosion (nach SELBY 1993, 242). a) Böden mit weniger permeablen Bodenhorizonten über Bodenschichten mit hoher Wasserleitfähigkeit und Schrumpfrissen, die diese Schichten penetrieren. b) Böden mit dispersiven Tonfraktionen. c) Böden im Bereich des Gully-headcut mit entsprechender Bodenwasserdynamik

Die Voraussetzungen für Pipingerosion sind Böden, die in Trockenperioden zu Schrumpfrissen neigen (z.B. natriumhaltige Böden wie etwa Solonetze); eine degradierte Vegetationsdecke; eine Bodenschicht mit geringer Permeabilität; die Existenz eines hydrologischen Gradienten im Bodenprofil sowie einer dispersiven Bodenschicht. Angesichts der ausführlichen Arbeiten von BECKEDAHN (1998), BRYAN & JONES (1997), DUNNE (1990) sowie BULL & KIRKBY (1997), auf die an dieser Stelle verwiesen wird, soll auf die Pipingprozesse hier nicht weiter eingegangen werden.

Hinsichtlich der Gullyentwicklung sei jedoch angemerkt, dass sich Gullies oft entlang des Pipe-Netzwerks entwickeln und Pipingerosion teilweise höhere Erosionsleistungen erzielen kann als Oberflächenerosion.

Zur Sedimentproduktion eines Gullies tragen aber nicht alleine der headcut-Bereich (wenn auch meist zum überwiegenden Teil), sondern auch die Seitenwände bei, die durch Unterschneidung nachrutschen. Darüber hinaus werden Sedimente durch Tiefenerosion auch im Gullybett produziert.

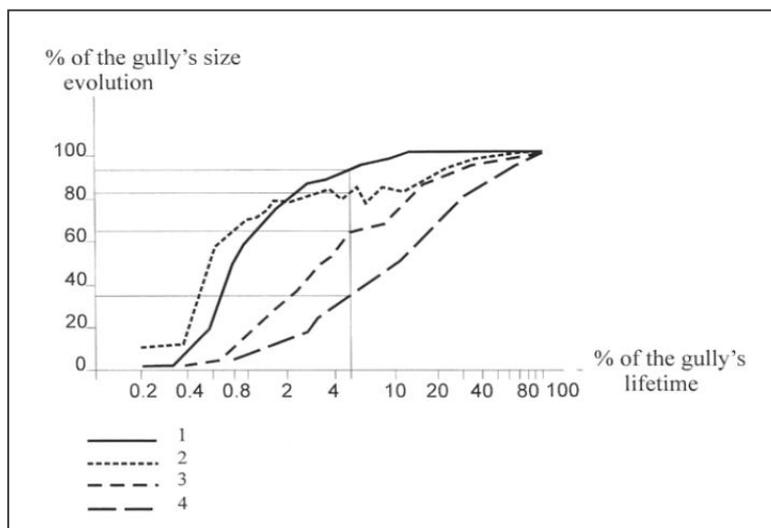


Abbildung 2.10: Evolution der Gullymorphologie nach KOSOV et al. (1978). 1: Gullylänge, 2: Gullytiefe, 3: Gullyfläche, 4: Gullyvolumen. (Quelle: Sidorchuk 1999, 402)

Stand der Forschung

Die Entwicklungsdynamik eines Gullies kann im wesentlichen in zwei Schritte untergliedert werden. Die erste relativ kurze Phase der Gullyentwicklung ist bestimmt durch die Entstehung der Gullytiefenlinie. In dieser Initialphase sind die geomorphologischen Eigenschaften des Gullies (Länge Breite, Tiefe, Fläche und Volumen) als sehr instabil zu betrachten. Laborexperimente von KOSOV et al. (1978) (zitiert in SIDORCHUK 1999) haben gezeigt, dass sich in den ersten 5% der Gullylebensdauer ca. 80% der Gullylänge, ca. 60% seiner Fläche und ca. 35% seines Volumens entwickeln (siehe Abbildung 2.10). Die zweite Phase der Gullyentwicklung, die den größten Teil der Gullylebensdauer einnimmt (ca. 95%), ist dagegen durch nahezu stabile Verhältnisse gekennzeichnet (KOSOV et al. 1978, SIDORCHUK 1998).

BULL & KIRKBY (1997, 369) kommen nach Durchsicht umfangreicher Literatur zum Thema Gullyerosion zu dem Schluss: „questions still remain concerning the location and size of gully heads. There is also a problem in determining the rate of development of gullies“. Weiterhin führen sie aus, dass Langzeitstudien zur Gullyentwicklung fehlen, bzw. nur unzureichende Informationen zur Entwicklungsdynamik der Gullyerosion vorhanden sind.

Nach MORGAN (1995) sollten auch Formen der Massenbewegung zum Kontext der Bodenerosion hinzugerechnet werden. Er beruft sich dabei auf TEMPLE & RAPP, die 1972 in Tansania Hangrutschungen und Mudflows als dominierende Erosionsprozesse bezeichneten. Hier sei lediglich darauf hingewiesen, dass bei der aquatischen Erosion der Transport des Materials durch die extern wirkende Kraft des Wassers bewerkstelligt wird, während beim Transport durch Massenbewegung wie z.B. Bodenfließen, Bodenkriechen und Rutschungen Wasser intern wirkt und Veränderungen der Bodenstruktur hervorruft (MORGAN 1995).

2.3.3 Sedimenttransport und Deposition

Als Sediment werden Bodenpartikel bezeichnet, die von der Bodenmasse durch Erosion abgelöst wurden. Die Bewegung der Sedimente hangabwärts wird als Sedimenttransport bezeichnet (RENARD et al. 1997). Der Sedimenthaushalt eines Einzugsgebietes ergibt sich aus der Menge des erodierten Bodenmaterials, den im Wasser suspendierten Sedimenten sowie den Sedimenten, die innerhalb des Einzugsgebietes gespeichert sind. Hierbei werden die durch Erosion bereitgestellten Sedimente durch Wasser transportiert und schließlich, wenn die Schleppekraft des Abflusses nachlässt, abgelagert. Die Menge der transportierten Sedimente ist abhängig von der Transportkapazität des Mediums Wasser und der Verfügbarkeit von Material im Einzugsgebiet. Abbildung 2.11 verdeutlicht diesen Zusammenhang. Die Transportkapazität eines Fließgewässers kann unter der Voraussetzung, dass eine unbegrenzte Menge an Sedimenten bereit steht, als Funktion der hydraulischen Variablen und der Form des Gerinnequerschnittes betrachtet werden. Die totale Sedimentfracht eines Flusses kann hierbei in gelöste und suspendierte Schwebfracht sowie die gröbere Flussbettfracht unterteilt werden.

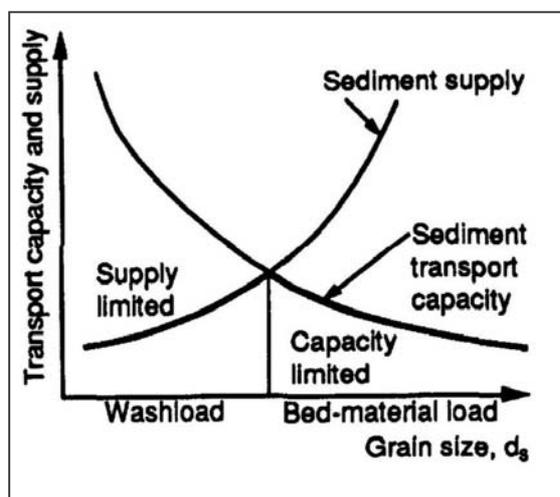


Abbildung 2.11:
Zusammenhang zwischen Transportkapazität und Korngröße des transportierten Materials aus JULIEN (1995)

In den letzten 50 Jahren wurden eine ganze Reihe von Formeln, die den Sedimenttransport beschreiben, vorgeschlagen und immer wieder modifiziert. Die existierenden Gleichungen können dabei in drei Klassen untergliedert werden. Dies sind die Advektions-Diffusionsgleichungen, die Energiekonzept-Gleichungen sowie empirische Formeln. Einen detaillierten Überblick bietet die Arbeit von JULIEN (1995), auf die an dieser Stelle aber nur verwiesen werden soll.

Die meisten dieser Sedimenttransportgleichungen überschätzen allerdings den Anteil der feinen Sedimentfraktionen. Aus diesem Grunde muss der Sedimenttransport in Einzugsgebieten, die im wesentlichen mit Sedimenten aus den oberen Bereichen des Einzugsgebietes gespeist werden, mit Hilfe von Analysen der Sedimentquellen bzw. des Sedimentaustrages abgeschätzt werden (vgl. JULIEN 1995).

Auf die Analyse der Sedimentquellen soll in Kapitel 2.4.2 näher eingegangen werden. Die Analyse des Sedimentaustrages erlaubt es schließlich, das Zusammenspiel von Erosion und Deposition im Einzugsgebiet zu beschreiben. Hierbei wird das Verhältnis zwischen dem im Hangbereich erodierten Material und dem an einem bestimmten Punkt im Einzugsgebiet gemessenen jeweiligen Sedimentausttrag (*sediment yield*, Y) als Sedimentanlieferungsrate (*sediment delivery ratio*, S_{DR}) bezeichnet (WOODWARD & FOSTER 1997).

Stand der Forschung

Der Sedimenthaushalt (Y) kann allgemein beschrieben werden als:

$$Y = A_T S_{DR} \quad (\text{Gl. 2.3.4})$$

Wobei A_T der Erosion des Einzugsgebietes und S_{DR} der Sedimentanlieferungsrate entspricht. Die Sedimentanlieferungsrate wird meist in Abhängigkeit von der Form des Einzugsgebietes beschrieben. Dies reicht von einfachen Beziehungen, die die Einzugsgebietsfläche (A) verwenden, wie etwa die des USSCS (1971) mit:

$$S_{DR} = 0,34A^{-0,1842}, \quad (\text{Gl. 2.3.5})$$

über das Verhältnis zwischen Fließlänge (L) und Flussordnung (R) z.B. nach MANER (1958) in der Form:

$$\log S_{DR} = 2,94259 - 0,82362 \operatorname{colog} \frac{R}{L}, \quad (\text{Gl. 2.3.6})$$

bis hin zu komplexeren Beziehungen, die das Verhältnis Fließlänge L und Flussordnung R mit dem Produkt aus Flussordnung (R) und einer mittleren Hangneigung (S) des Einzugsgebietes verbinden z.B. ROEHL (1962):

$$\log S_{DR} = 4,50047 - 0,23043 \log 10S - 0,51022 \operatorname{colog} \frac{R}{L} - 2,78594 \operatorname{colog} RB \quad (\text{Gl. 2.3.7})$$

Einen guten Überblick über verschiedene Sedimentanlieferungsgleichungen bietet RENFRO (1975).

2.4 Theoretische Grundlagen der Erosionsmodellierung

Nachdem in den vorangehenden Kapiteln die in den Untersuchungsgebieten dominierenden Erosionsprozesse und Formen vorgestellt wurden, soll nun die quantitative und qualitative Analyse der vorherrschenden Prozesse und ihrer Dynamik mit Hilfe von Erosionsmodellen näher erläutert werden. Dabei werden zunächst die verschiedenen Modelltypen und Konzepte diskutiert, wobei zum Verständnis der Modellentwicklung ein historischer Überblick beitragen soll. Anschließend werden einige Erosionsmodelle stellvertretend für die jeweiligen Konzeptionen oder Typen detaillierter betrachtet. Die im Untersuchungsgebiet vorherrschenden und dementsprechend zu modellierenden Erosionsprozesse stellen hierfür ein Auswahlkriterium dar.

2.4.1 Erosionsmodelltypen und Modellkonzepte

Im allgemeinen stellen Modelle eine Vereinfachung der Realität dar. Aus diesem Grunde sollte am Anfang jedweder Überlegung die Definition des mit der Modellierung verfolgten Zieles stehen. Dies kann beispielsweise der Einsatz zu Forschungszwecken für die Erklärung von Wirkungsgefügen sein oder aber die Abschätzung der Auswirkungen von Landnutzungsänderung für die Vorhersage zukünftiger Entwicklungen (RUDRA et al. 1998). Darüber hinaus ist zu beachten, welche Prozesse und Wechselwirkungen in das Modell miteinbezogen werden sollen (MORGAN 1995). Daran schließt sich die Frage nach den zeitlichen und räumlichen Skalenebenen an, auf denen das Modell arbeiten soll (KING et al. 1998, KIRKBY 1998, LEE 1998, RUDRA et al. 1998, BURT 1998) sowie die nach den zur Verfügung stehenden Daten (vgl. EVANS 1998). Sind diese grundlegenden Fragen beantwortet, kann das geeignete Modell für den entsprechenden Einsatzzweck ausgesucht werden. Hierzu ist es hilfreich, Modelltypen und Konzepte voneinander abzugrenzen.

Grundsätzlich können die Erosionsmodelle nach dem Grad ihrer Kausalität unterteilt werden. Hierbei kann unterschieden werden zwischen Modellen, die einen statistischen Zusammenhang darstellen („*Black Box Modelle*“), und komplexen, physikalisch basierten, deterministischen „*White Box Modellen*“. Dazwischen können konzeptionelle oder „*Gray Box Modelle*“ eingeordnet werden. Mit deren Hilfe können die Massen- und Energietransfers innerhalb des Systems, ihre logische Ordnung sowie die Systemvariablen und ihre Wechselwirkungen definiert und anschaulich dargestellt werden (vgl. MORGAN 1995, GAREN et al. 1999).

Physikalisch basierte, deterministische Modelle beschreiben hingegen die Erosionsprozesse mit Hilfe von mathematischen Gleichungen, die auf den Grundlagen der Thermodynamik und Mechanik beruhen (GREGORY & WALLING 1973). Meist werden Differentialgleichungen wie die Kontinuitätsgleichung in solchen Modellen verwendet. Allerdings sei angemerkt, dass dabei weiterhin auf empirische Gleichungen zurückgegriffen wird, weshalb auch von prozess-basierten Modellen gesprochen wird (NEARING & NICKS 1998, MORGAN 1995).

Im Gegensatz dazu beruhen die empirisch basierten „*Black Box Modelle*“ im wesentlichen auf signifikanten statistischen Zusammenhängen zwischen den als wichtig erachteten Parametern. Die Entwicklung solcher Modelle setzt natürlich eine angemessene Datengrundlage voraus (GREGORY & WALLING 1973).

Nach RUDRA (1998) können die Modelle hinsichtlich des Grades der zeitlichen Diskretisierung eingeteilt werden in: Langzeit- oder Jahresdurchschnittsmodelle (*long term average annual model*), Jahreszeitenmodelle (*seasonal model*), ereignisbezogene Modelle (*event based model*) und fortlaufende Simulationsmodelle (*continuous simulation model*). Die räumliche Auflösung der Modelle reicht von Schlagmodellen (*plot model*), Feldmodellen (*field model*), Hangmodellen (*hillslope model*) bis hin zu Einzugsgebietsmodellen (*catchment, watershed model*). Modelliereinheiten können dabei auf den unterschiedlichen Skalenebenen distributiv oder aggregiert vorliegen.

Stand der Forschung

Für die Modellierung von Einzugsgebieten bedeutet dies, dass das Einzugsgebiet als ganzes (*lumped*-Ansatz) betrachtet werden kann oder in Teilflächen (*distributed*-Ansatz) unterteilt modelliert werden kann. Hierbei sind auch semidistributive Ansätze möglich.

Aus der umfangreichen Literatur zum Themenbereich der Bodenerosionsmodellierung wurde Tabelle 2.4.1 zusammengestellt (siehe insbesondere DE ROO 1993, JETTEN et al. 1999, LØRUP & STYCZEN 1996, BALLERINI 1995, MICHAEL 2000). Die Tabelle bietet einen Überblick über die gängigsten Erosionsmodelle der letzten Dekaden sowie der berücksichtigten Skalenebenen und Prozesse bzw. Variablen. Entsprechend der unterschiedlichen Ansätze werden die Modelle in empirische, physikalisch basierte und konzeptionelle Modelle differenziert. Weiterhin sind Informationen zu den zeitlichen und räumlichen Anwendungsbereichen der Modelle enthalten. Darüber hinaus lassen sich die Modelle nach dem Prinzip der räumlichen Diskretisierung des Einzugsgebietes in aggregierte oder distribuierte Modelliereinheit gliedern. Die von den Modellen simulierten Prozessbereiche können schließlich nach Erosions- und Abflussprozessen, sowie Nährstoff-, Pestizid- sowie Vegetationskomponenten unterteilt werden. Durch die Klassifikation der Modelle wird schließlich die Auswahl eines Modells zur Modellierung eines bestimmten Sachverhalts erleichtert.

Kapitel 2

Model	Name	Year	Reference	Distrib./ Aggreg.	Applied Concept	Spatial Scale	Temporal Scale	Modelled Processes					
								Erosion	Discharge	Nutrients	Pesticides	Vegetation	
USLE	Universal Soil Loss Equation	1958	Wishmeier & Smith, 1977	Aggreg.	Empirical	field	continuous	X					
MUSLE	Modified USLE	1975	Williams & Berndt, 1977	Aggreg.	Empirical	Plot	event based	X					
RUSLE	Revised USLE	1987	Renard et al., 1987	Aggreg.	Empirical	Plot	continuous	X					
MUSLE 87	Modified USLE 1987	1987	Hensel & Bork, 1987	Distrib.	Empirical	catchment	continuous	X					
DUSLE	Differentiated USLE	1990	Flake et al., 1990	Distrib.	Empirical	catchment	continuous	X					
SLEMSA	Soil Loss Estimator for Southern Africa	1981	Stocking, 1981	Aggreg.	Empirical	Plot	continuous	X	X	X	X		
CREAMS	Chemical Runoff and Erosion from Agricultural Management System	1980	Knisel, 1980, 1985	Aggreg.	Conceptual	catchment	continuous	X	X	X	X		
GLEAMS	Groundwater Loading Effects of Agricultural Management System	1987	Leonard, et al., 1987	Aggreg.	Conceptual	catchment	continuous	X	X	X	X		
HSPF	Hydrological Simulation Program Fortran	1981	Barwell & Johanson, 1981	Aggreg.	Empirical	catchment	continuous	X	X	X	X		
ARM	Agricultural Runoff Model	1978	Donigian & Davis, 1978	Aggreg.	Empirical	catchment	continuous	X					
MMF	Morgan Morgan Finney Model	1984	Morgan et al., 1984	Aggreg.	Empirical	Plot	continuous	X	X	X			X
EPIC	Erosion Productivity Impact Calculator	1984	Williams et al., 1984	Aggreg.	Conceptual	Plot	continuous	X	X				
ROSE	Autore	1983	Rose et al., 1983	Distrib.	Conceptual	Profile	event based	X	X				
SP	Simplified Process Model	1987	Hartley, 1987	Distrib.	Conceptual	Plot	event based	X	X				
KYERMO	Kentucky Erosion Model	1988	Hirshi & Barfield, 1988	Distrib.	Physically Based	Profile	event based	X	X	X			X
WEPP	Water Erosion Prediction Project	1989	Nearing et al., 1989; Flanagan & Nearing 1995	Distrib.	Physically Based	Profile	continuous	X	X				
OPUS	Field Scale Water Quality Model	1985	Smith & Knisel, 1985	Distrib.	Physically Based	Plot	continuous	X	X				
EROSION 2D	2D Rainfall Erosion Model	1989	Schmidt, 1991	Distrib.	Physically Based	Profile	event based	X	X				X
Wright/ Webster	Autors	1991	Wright & Webster, 1991	Distrib.	Physically Based	Profile	event based	X	X				

Stand der Forschung

MEDALUS	Mediterranean Desertification and Landuse	1992	Kirkby et al., 1992	Distrib.	Physically Based	Profile	continuous	X				
GAMES	Guelph Model for Evaluating the Effects of Agric. Managem. Systems on Erosion and Sedimentation	1986	Dickinson et al., 1985	Distrib.	Empirical	catchment		X	X			X
CSU	Colorado State University Model	1977	Li, 1977	Distrib.	Conceptual	catchment	event based	X	X			
USDAHL	USDA Hydrography laboratory Model (soil erosion version)	1987	Yoo & Molnau, 1987	Distrib.	Physically Based	catchment	event based	X	X			
ANSWERS	Areal Nonpoint Source Watershed Environment Response Simulation	1977	Beasley et al., 1980	Distrib.	Physically Based	catchment	event based	X	X			X
MODANSW	MODified ANSWers Model	1982	Park et al., 1982	Distrib.	Physically Based	catchment	event based	X	X			X
KINEROS/2	KINematic EROsion Simulation	1981	Smith, 1981; Smith et al. 1995	Distrib.	Physically Based	catchment	event based	X	X			
SWAM	Small Watershed Model	1985	Alonso & DeCoursey, 1985	Distrib.	Physically Based	catchment	event based	X	X			
SEM/SHE	Soil Erosion Model SHE	1987	Storm et al., 1988	Distrib.	Physically Based	catchment	event based	X	X			
SHE/SED-UK	Soil Erosion Model SHE-UK	1988	Wicks et al., 1988	Distrib.	Physically Based	catchment	event based	X	X			
EUROSEM	EUROpean Soil Erosion Model	1991	Morgan et al., 1991, 1998, Quinton 1994	Distrib.	Physically Based	catchment	event based	X	X			
LISEM	Limburg Soil Erosion Model	1996	De Roo et al. 1996	Distrib.	Physically Based	catchment	event based	X	X			
EROSION 3D	3D erosion model	1997	Von Werner & Schmidt, 1997	Distrib.	Physical Based	catchment	event based	X	X			
AGNPS	Agricultural non-point source pollution model	1989	Young et al. 1989	Aggreg.	Physically Based	catchment	continuous	X	X	X	X	
MEDRUSH	soil erosion model associated with MEDALUS project	1998	Kirkby 1998	Distrib.	Physically Based	catchment	continuous	X	X			
KINEROS2	KINematic EROsion Simulation	1995	Smith et al. 1995	Distrib.	Physically Based	catchment	event based	X	X			

Tabelle 2.4.1: Erosionsmodelle und ihre wesentlichen Charakteristika (zusammengestellt nach DE ROO 1993, JETTEN et al. 1999, LØRUP & STYCZEN 1996 und BALLERINI 1995)

2.4.1.1 Erosionsmodellierung im historischen Überblick

Nachdem in den letzten ca. 40. Jahren die Fundamente der Erosionsmodellierung durch Untersuchungen auf Schlag-, Feld-, oder Hangebene geschaffen worden sind, konzentriert sich die Modellierung der Bodenerosion mehr und mehr auf die Einzugsgebietsebene (siehe BOARDMAN & FAVIS-MORTLOCK 1998 DE ROO 1999).

Der Grundstein der modernen Bodenerosionsmodellierung wurde bereits 1940 von ZINGG (1940) gelegt, der die Erosion in Abhängigkeit von Hangneigung und Hanglänge berechnete. Weiterentwicklungen führten zur Implementierung eines klimatischen Faktors (MUSGRAVE 1947), eines Vegetationsfaktors (SMITH 1958) sowie eines Bodenerodibilitätsfaktors und eines Managementfaktors. Durch die Abänderung des Klimafaktors in den Regenerositätsindex entstand schließlich Ende der fünfziger Jahre die „*Universal Soil Loss Equation*“ kurz USLE (WHISHMEYER & SMITH 1958, 1965, 1978), die mit der Zeit überarbeitet und erweitert sowie für andere geographische Räume modifiziert wurde (siehe auch MORGAN 1995). Die USLE und ihre verschiedenen Weiterentwicklungen gehören heute aufgrund der relativ einfachen Anwendbarkeit zu der am weitesten verbreiteten Methode um die Bodenerosion zu quantifizieren. Darüber hinaus ist die USLE sicherlich das mit einer Fülle von Messdaten am besten abgesicherte Bodenerosionsmodell (vgl. BAADE 1994,). Allerdings ist die Anwendung der USLE gerade wegen ihrer großen Beliebtheit nicht unproblematisch, worauf WISCHMEIER bereits 1976, STOCKING 1995 im Hinblick auf Entwicklungsländer hinweist. Auch wenn die USLE eine ausgereifte Technologie darstellt und ihre Weiterentwicklung an Grenzen stößt, so werden doch ihre Komponenten und Methoden in neueren fortlaufenden Simulationsmodellen (*continuous simulation models*) weiterverwendet (NICKS 1998). Es wurden jedoch auch andere empirische Erosionsmodelle für bestimmte Gegebenheiten entwickelt wie z.B. der „*Soil Erosion Prediction Estimator for South Africa*“ (STOCKING 1981). Zu nennen ist hier aber auch das Es Model (*erosion susceptibility*) (DE PLOEY 1992), welches den Gesamterosionswiderstand eines Einzugsgebietes bezüglich verschiedener Erosionsprozesse beschreibt (siehe Tabelle 2.4.1).

Ende der siebziger Jahre schließlich werden die ersten prozessorientierten, hydrologisch basierten, physikalisch-mathematischen Erosionsmodelle vorgestellt wie z.B. CREAMS (*Chemical Runoff and Erosion from Agricultural Management System*) (KNISEL 1985) bzw. dessen Erweiterung für den Grundwasserbereich GLEAMS (*Groundwater Loading Effects of Agricultural Management System*) (LEONARD et al. 1986, KNISEL 1991) oder ANSWERS (*Aerial Nonpoint Source Watershed Environment Response Simulation*) (BEASLY et al. 1980). Diese Modelle, die den „*off-site*“ Folgen“ der Bodenerosion Rechnung tragen sowie der Identifikation von diffusen Sediment- und Schadstoffeinträgen dienen (MORGAN 1995), beruhen jedoch nur auf einfachen hydrologischen Komponenten wie z.B. die „*SCS Curve Number*“ Technik (Soil Conservation Service 1985).

In den achtziger und neunziger Jahren wurde dieser Trend fortgesetzt, z.B. AGNPS (*AGricultural Non Point Source pollution model*) (YOUNG et al. 1989). Die Modelle beruhen jedoch jetzt auf weiter verbesserten hydrologischen Algorithmen, die in der Lage sind, die wesentlichen Abflussprozesse genauer zu simulieren. Hier sind Modelle wie KINEROS bzw. KINEROS2 (*KINematik EROsion Simulation*) (SMITH 1981, WOOLHISER et al 1990, SMITH et al. 1995) oder das *Water Erosion Prediction Project* (WEPP) (NEARING et al. 1989, FLANAGAN & NEARING 1995), das als Ersatz der USLE gedacht war (LAFLEN et al. 1991, NICKS 1998), zu nennen. Darüber hinaus wird eine Reihe von neuen Modellen entwickelt, die speziell an bestimmte Gegebenheiten, Regionen und oder Prozesse angepasst sind. Hier sei z.B. auf die europäischen Modelle EUROSEM (*EUROpean Soil Erosion Model*) (MORGAN et al. 1998, QUINTON 1994), LISEM (*Limburg Soil Erosion Model*) (DE ROO et al. 1996), MEDALUS und dessen Weiterentwicklung MEDRUSH (KIRKBY 1998) oder EROSION 2D/3D (SCHMIDT et al. 1997) hingewiesen. Zum anderen seien aber auch Prozessmodelle hervorgehoben, die bestimmte Erosionserscheinungen modellieren.

Kapitel 2

Zu nennen wären hier etwa die Gullyerosionsmodelle EGEM (*Ephemeral Gully Eosion Model*) (WOODWARD 1999) oder STABGUL bzw. DIMGUL (*Dynamik and Static Gully Erosion Model*) (SIDORCHUK 1998, SIDORCHUK & SIDORCHUK 1998).

Seit Mitte der achtziger Jahre nutzen immer mehr Modelle die Vorteile von Geographischen Informationssystemen (GIS), die die Darstellung der räumlichen Heterogenität der Eingabedaten wie etwa Topographie, Bodenzustand oder die Landnutzung erlauben (McDONNELL 1998). Dies ist eine wesentliche Voraussetzung für distributive prozessorientierte Einzugsgebietsmodelle. Eine Vorreiterrolle bezüglich der Verbindung von Erosionsmodellen mit GIS Technologien spielten distributive Modelle wie GAMES (DICKINSON et al. 1985) oder LISEM (DE ROO et al. 1994).

Werden herkömmliche Techniken, Fernerkundung und GIS sowie das Wissen und die Erfahrung des Anwenders interaktiv integriert, entstehen Entscheidungsunterstützungssysteme, beispielsweise in Form von integrierten Einzugsgebiets-Informationssystemen (siehe auch ADINARAYANA et al. 1999, HARRIS & BOARDMAN 1998, LEE et al. 1987, MOORE et al. 1983, SKIDMORE 1991, STAUDENRAUSCH et al. 1999). Die Anwendung und Handhabung der Modelle wird hierbei durch die Integration von GIS- und Datenbank-Schnittstellen immer weiter vereinfacht.

Alle Erosionsmodelle haben bestimmte Stärken und Schwächen, da sie für bestimmte Gegebenheiten oder Erosionsprozesse kreiert wurden. Grundsätzlich kann aber festgehalten werden, dass die Modelle im wesentlichen von den hydrologischen Algorithmen abhängig sind. Zur Zeit ist es deshalb nicht möglich mit aktuellen Modellen Prozesse wie Oberflächenabfluss durch Sättigungsüberschuss oder wiederaustretenden Interflow zu simulieren. Damit bleiben jedoch Pipingprozesse sowie auch Teilbereiche der Rillenerosionsprozesse unberücksichtigt. Ein wesentlicher Schwerpunkt bei der Entwicklung von Erosionsmodellen ist deshalb: „*the incorporation of a more accurate and physically realistic representation of all the various runoff generating processes into erosion models.*“ (GAREN 1999, 280). Damit verknüpft ist eine Zunahme der Modellkomplexität (GRUNAWLD & FREDE 1999).

2.4.2 Modellierung der Bodenerosionsprozesse

Die Modellierung der Bodenerosionsprozesse kann mit verschiedenen Modellansätzen durchgeführt werden. Wesentlicher Bestandteil der Modellierung sind dabei die in Abbildung 2.12 konzeptionell formulierten essentiellen Prozesse der Bodenerosion.

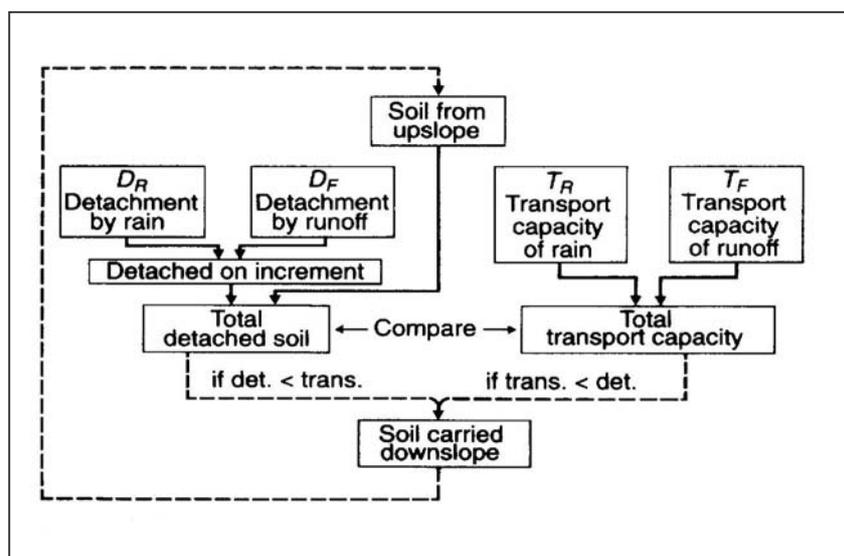


Abbildung 2.12:
Konzeptionelles Modell der
Prozesse der aquatischen
Bodenerosion nach
MAYER & WISCHMEIER
(1969) (Quelle Morgan
1995)

Stand der Forschung

Diese werden entweder explizit mit Hilfe von physikalisch mathematischen Gleichungen beschrieben oder über empirische Funktionen bzw. statistische Zusammenhänge abgeleitet. Nachfolgend sollen nun die jeweiligen Modellansätze näher betrachtet werden. Dazu werden stellvertretend für die einzelnen Konzeptionen einige Modelle ausgewählt, an denen exemplarisch die Vor- und Nachteile herausgearbeitet werden.

2.4.2.1 Empirische Modelle

Stellvertretend für die Fülle empirischer Erosionsmodelle sollen die Universal Soil Loss Equation (USLE) sowie der Soil Loss Estimator for Southern Africa (SLEMSA) vorgestellt werden.

2.4.2.1.1 USLE, MUSLE und RUSLE

Das wohl bekannteste und verbreitetste empirische Modell zur Bestimmung der flächenhaften Erosion ist die Universal Soil Loss Equation (WHISHMEYER & SMITH 1958, 1965, 1978). Die Gleichung, die im wesentlichen für kleinere räumliche Einheiten (Hänge, Felder und Schläge) entwickelt wurde, lautet:

$$A_{sy} = R * K * L * S * C * P. \quad (\text{Gl. 2.4.1})$$

Die USLE beschreibt den mittleren jährlichen Bodenverlust A_{sy} in einem Einzugsgebiet mit Hilfe von sechs Faktoren in to/ha*Jahr , wenn metrische Einheiten verwendet werden (RENARD et al. 1991). Hierbei beschreibt der Faktor R die Regenerosivität, der Faktor K die Bodenerodibilität, der Faktor L die Hanglänge, der Faktor S die Hangneigung, der Faktor C die Anbaumethoden sowie der Faktor P erosionskontrollierende Maßnahmen. Der R-Faktor setzt sich zusammen aus der Niederschlagsenergie E in J/m^2 und der maximalen 30 minütigen Niederschlagsintensität, I_{30} in mm/h . Gemittelt über ein Jahr ergibt sich der R-Faktor aus $E I_{30} / 1000$. Der Erodibilitätsindex K wird auf eine Einheit R bezogen und in to/ha angegeben. K-Werte können direkt auf 22 m langen, frisch gepflügten Hängen mit 5° Neigung gemessen werden oder aus dem in Abbildung 2.13 dargestellten Nomograph entnommen werden.

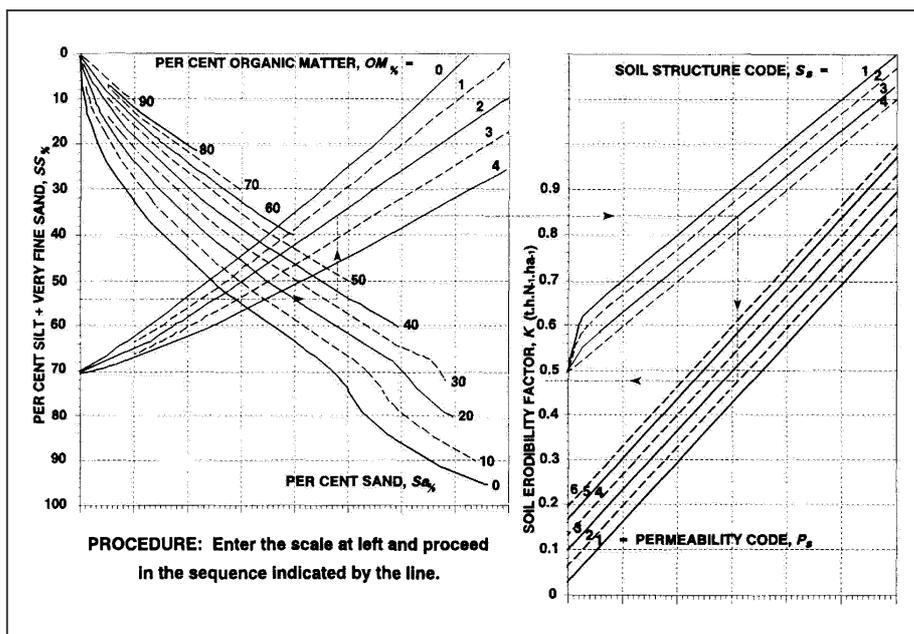


Abbildung 2.13:
Bodenerodibilitäts-nomograph zur Bestimmung des K-Faktors nach WISCHMEIER et al. (1971) modifiziert für Si Einheiten aus LORENTZ & SCHULZE (1995)

Kapitel 2

Die dimensionslosen Faktoren L und S können nach WISCHMEIER & SMITH (1978) mit der Gleichung 2.4.2 berechnet werden:

$$LS = \left(\frac{x}{22,13}\right)^n (0,065 + 0,045s + 0,0065s^2) \quad (\text{Gl. 2.4.2})$$

mit
x : Hanglänge in m
s : Hangneigung in Grad
n : dimensionsloser Hanglängenexponent

Während S den Einfluss der Hangneigung beschreibt, ist der Hanglängenfaktor L definiert als die horizontale Distanz zwischen dem Auftreten von Oberflächenabfluss und dem Punkt, an dem Deposition beginnt oder der Abfluss in einem Vorfluter gefasst wird (FOSTER & WISCHMEIER 1974). Hierbei können Hanglängen von maximal 300 m berücksichtigt werden. Dies ist angesichts der Tatsache, dass die erosiven Hanglängen normalerweise 60 m nicht überschreiten und nur in seltenen Fällen bis zu 120 m betragen, vollkommen ausreichend. Darüber hinaus wird der Abfluss meist deutlich vor Erreichen der 300 m Grenze in Gerinnen oder Vorflutern konzentriert (vgl. RENARD et al. 1997).

Der C Faktor beschreibt die Ratio zwischen Bodenabtrag unter einer bestimmten Landnutzung und dem Abtrag von Oberflächen ohne Bodenbedeckung. Diese Verhältnis kann nach ØVERLAND (1990) mit Hilfe der „SCS Runoff Curve Number“, CNII beschrieben werden:

$$C = \exp\left(\frac{CNII97,5}{10,9}\right) \quad (\text{Gl. 2.4.3})$$

SCHMIDT & SCHULZE (1987) bieten hierbei einen umfassenden Überblick über die Entwicklung und Anwendung der SCS Prozeduren im südlichen Afrika. Abbildung 2.14 zeigt die Beziehung zwischen C-Faktor und SCS Curve Number, CNII.

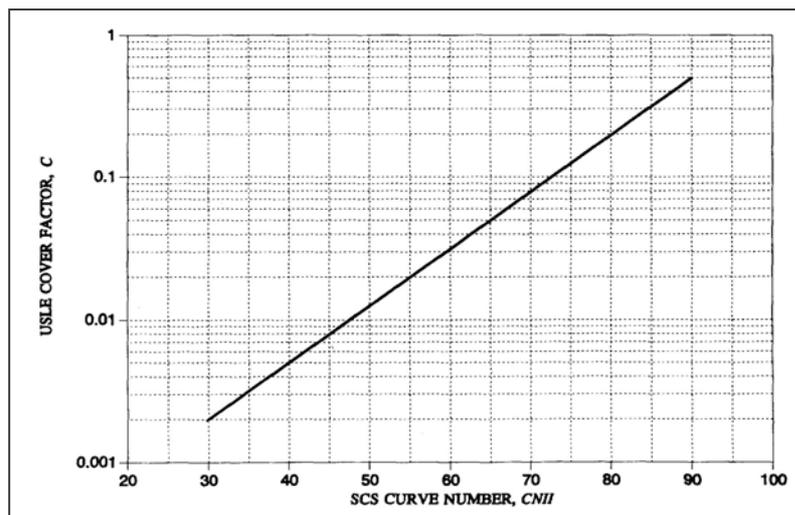


Abbildung 2.14: Beziehung zwischen SCS Curve Number, CNII und USLE C-Faktor (nach ØVERLAND 1990 in ACRU)

Der P-Faktor kann schließlich als Ratio zwischen dem Bodenabtrag eines Hanges mit bestimmten erosionskontrollierenden Maßnahmen und einem hangauf-hangab gepflügten Hang angegeben werden. Eingehende Berechnungsmethoden und Messwerte des P-Faktors geben RENARD et al. (1991), sowie WISCHMEIER & SMITH (1978).

Stand der Forschung

Unter Verwendung der Sedimentanlieferungsrate (S_{DR}) können schließlich mit Hilfe der USLE Aussagen über den Sedimentaustrag aus einem Einzugsgebiet sowie dessen Sedimenthaushalt getroffen werden. Wenn der Erosivitätsfaktor R jedoch durch einen Oberflächenabflussfaktor ersetzt wird, kann der Sedimentaustrag auch direkt berechnet werden. Die Gleichung, auch als MUSLE bezeichnet, lautet dann nach WILLIAMS & BERNDT (1977):

$$y_{sd} = \alpha_{sy} (Q_v \cdot q_p)^{\beta_{sy}} \cdot K \cdot LS \cdot C \cdot P \quad (\text{Gl. 2.4.4})$$

mit

y_{sd}	:	Sedimentaustrag eines individuellen Niederschlagsereignisses in t
Q_v	:	Volumen des Oberflächenabflusses eines individuellen Niederschlagsereignisses
q_p	:	Hochwasserabfluss des Niederschlagsereignisses in m^3/s
K	:	Erodibilitätsfaktor in $t \cdot h/N \cdot ha$
α_{sy}, β_{sy}	:	ortsabhängige spezifische MUSLE-Koeffizienten

Diese Gleichung ist folglich auf kleinere Einzugsgebiete anwendbar und wurde z.B. in das agrohydrologische Modellsystem ACRU (SMITHERS & SCHULZE 1995) implementiert.

Die *Revised Universal Soil Loss Equation*, kurz RUSLE (RENARD et al. 1997), stellt im wesentlichen die Weiterentwicklung der USLE dar und erlaubt unter anderem die Verwendung des standardisierten internationalen Einheitensystems. Darüber hinaus enthält sie weiterentwickelte und detailliertere empirische Algorithmen zur Bestimmung der einzelnen Faktoren. So findet beispielsweise das Infiltrationsverhalten der Böden Berücksichtigung bei der Ableitung des K -Faktors (NEARING & NICKS 1998).

Vorteil der USLE und der weiterentwickelten Versionen sind die weite Verbreitung und eine enorme Fülle an Referenzdaten. Weiterhin sind die Parameter, die in der Gleichung Verwendung finden, mit einfachen Mitteln abzuleiten oder mit Hilfe der existierenden Algorithmen und empirischen Zusammenhänge einfach zu berechnen. Darüber hinaus werden Komponenten der USLE in andere Erosionsmodelle integriert und sind somit weiterhin aktuell (NICKS 1998).

Als Nachteile sind für die USLE sowie die RUSLE ihre spezifische Entwicklung zur Berechnung des mittleren jährlichen Bodenabtrages für Hangprofile oder Parzellen zu nennen. Die Vorhersage von Depositionsprozessen und vom Sedimentaustrag komplex geformter Hangprofile ist als unzureichend zu bezeichnen (NEARING & NICKS 1998). Dies resultiert daraus, dass die USLE die hydrologischen Prozesse nicht oder unzureichend berücksichtigt. Folglich kann die Verlagerung von Bodenpartikeln nicht beschrieben werden und somit bleibt die räumliche Verteilung der Erosionserscheinungen innerhalb der Modelliereinheit unbekannt. Tiefe lineare Erosionserscheinungen bleiben ebenfalls unberücksichtigt.

2.4.2.1.2 SLEMSA

Ein weiteres empirisches Modell ist der im Wesentlichen zur Berechnung der Erosion unterschiedlicher Bewirtschaftungsmethoden auf der Grundlage von Daten aus Simbabwe entwickelte *Soil Loss Estimator for Southern Africa*, kurz SLEMSA (ELWELL 1978). Die Gleichung lautet:

$$Z = K \cdot X \cdot C \quad (\text{Gl. 2.4.5})$$

Hierbei ist Z der mittlere jährliche Bodenabtrag in $to/$ Jahr, K der mittlere jährliche Bodenabtrag einer standardisierten Testparzelle (30 m lang, 10 m breit, $2,5^\circ$ Hangneigung) für einen brachliegenden vegetationsfreien Boden mit bestimmter Erodibilität. X ist ein dimensionsloser kombinierter Hangneigungs-Hanglängenfaktor, während C einen dimensionslosen Faktor darstellt, der die Bewirtschaftungsweise charakterisiert.

Kapitel 2

Der K-Faktor ist eine Funktion der Niederschlagsenergie in J/m^2 und der Bodenerodibilität (F) in der Form:

$$\ln K = b \ln E + a, \quad (\text{Gl. 2.4.6})$$

wobei die Bodenerodibilität über die Faktoren a und b mit in die Berechnung einfließt.

$$\begin{aligned} a &= 2,884 - 8,2109F \\ b &= 0,4681 + 0,7663F \end{aligned} \quad (\text{Gl. 2.4.7, 2.4.8})$$

Der X-Faktor kann mit Hilfe von Gleichung 2.3.4 berechnet werden.

$$X = \frac{\sqrt{L} \cdot (0,76 + 0,53s + 0,076s^2)}{25,65} \quad (\text{Gl. 2.4.9})$$

mit

L : Hanglänge in m

S : Hangneigung in %

Der Bewirtschaftungsfaktor C kann schließlich für $i < 50$ mit folgender Gleichung 2.4.10 bestimmt werden.

$$C = e^{(-0.06i)} \quad (\text{Gl. 2.4.10})$$

Der Faktor i ist eine pflanzenspezifischer Interzeptionskorrektor.

Aufgrund der Entwicklungsgeschichte blieb die Anwendung der SLEMSA hauptsächlich auf landwirtschaftlich genutzte Gebiete des südlichen Afrikas beschränkt (MORGAN 1995). Dies bedeutet jedoch auch, dass Referenzwerte nur in lokal begrenztem Maße vorliegen. Gullyerosionserscheinungen werden wie bei der USLE genauso wenig berücksichtigt wie die räumliche Verteilung der Erosionserscheinungen innerhalb der Modelliereinheit.

2.4.2.2 physikalisch basierte prozessorientierte Modelle

Der Nachteil der empirischen Modelle bezüglich der hydrologischen Prozesse und der räumlichen Verteilung der Erosionserscheinungen kann mit einem physikalisch basierten Modellansatz behoben werden. Ermöglicht wird dies unter anderem durch die Verwendung der Kontinuitätsgleichung. Diese beschreibt die Massenerhaltung in Raum und Zeit. Hierbei kann die Differenz zwischen dem Input in ein Segment auf der einen Seite und dem Output auf der anderen je nach Vorzeichen als Erosion oder Deposition bezeichnet werden. Als Massengleichgewicht kann die Sedimentdynamik an jedem Punkt einer oberflächlich abfließenden Wasserschicht folgendermaßen ausgedrückt werden:

$$\frac{\partial(AC)}{\partial t} + \frac{\partial(QC)}{\partial x} - e(x,t) = q_s(x,t) \quad (\text{Gl. 2.4.11})$$

Dabei wird der Fließquerschnitt (A), die Sedimentkonzentration (C), der Abfluss (Q) sowie die Netto-Ablösungsrate von Bodenpartikeln an einem Hangsegment der Länge (x) innerhalb eines Zeitintervalls (t) zur Berechnung des lateralen Sedimenteintrages (q_s) in ein Gerinne herangezogen (BENNETT 1974). Die Netto-Ablösungsrate von Bodenpartikeln (e) setzt sich entsprechend Abbildung 2.11 (siehe auch Kapitel 2.3) zusammen aus der durch Regentropfen verursachten *Splash*-Erosion und der Erosion bzw. Deposition, die durch das oberflächlich abfließende Wasser bewirkt wird. Für letztere spielt die Transportkapazität des Fließgewässers eine maßgebende Rolle (siehe Kapitel 2.3.3)

Stand der Forschung

Die Berechnung der Erosion unter Verwendung des prozessorientierten physikalisch basierten Ansatzes beinhaltet folglich die Integration von hydrologischen Routinen bzw. Modellen.

Stellvertretend für eine Fülle von physikalisch basierten, prozessorientierten Erosionsmodellen sollen nun die Modelle CREAMS (Chemical, Runoff and Erosion from Agricultural Management Systems), und WEPP (Water Erosion and Prediction Project) eingehender diskutiert werden.

2.4.2.2.1 CREAMS

Chemical, Runoff and Erosion from Agricultural Management Systems, kurz CREAMS genannt, ist ein Feldmodell, das aus einer hydrologischen, einer chemischen und einer Erosionskomponente besteht (KNIIESEL 1980, 1985). Es erlaubt die Berechnung von diffusen Eintragsquellen. Die hydrologische Komponente bestimmt dabei das Abflussvolumen, den Hochwasserabfluss, die Infiltration und Evapotranspiration sowie den Bodenwassergehalt und die Perkolation auf Tagesbasis. Die Erosionskomponente erlaubt die Berechnung der Erosion und des Sedimentaustrages unter Berücksichtigung der Korngrößenverteilung des erodierten Materials an der Untergrenze einer Feldparzelle. Die Kontinuitätsgleichung wird dafür nach FOSTER & MEYER (1972) abgewandelt zu:

$$\frac{dQ_s}{dx} = Di + Dr \quad (\text{Gl. 2.4.12})$$

Q_s ist hierbei die Sedimentfracht für eine bestimmte Abflussbreite und ein bestimmtes Zeitintervall. Die Distanz hangabwärts wird mit x beschrieben. Di entspricht der Anlieferungsrate erodierten Materials durch Interillerosion, während Dr die Erosion oder Deposition im Abflussgerinne beschreibt. Die Wechselwirkung von Sedimentfracht und Ablösung von Bodenpartikeln wird durch die Adaption von Gleichung 2.4.13 (FOSTER & MEYER 1975) gewährleistet.

$$\frac{D_r}{D_c} + \frac{Q_s}{T_c} = 1 \quad (\text{Gl. 2.4.13})$$

Hierbei beschreibt D_c das Ablösungsvermögen und T_c die Transportkapazität des Rillenabflusses. Die Ablösungsrate ist dabei abhängig von der Differenz der maximalen Sedimentkonzentration, die die Transportkapazität zulässt, und der aktuellen Sedimentkonzentration des Gerinnes. Folglich sinkt die Ablösungsrate, wenn die Sedimentkonzentration im Gerinne ansteigt und umgekehrt. Die Depositionsrate (D_p) kann hingegen durch Gleichung 2.4.14 beschrieben werden, wobei der Koeffizient α eine Funktion der Partikelfallgeschwindigkeit (V_s) und des Abflusses ist.

$$D_p = \alpha(T_c - Q_s) \quad (\text{Gl. 2.4.14})$$

Die Erosionskomponente von CREAMS kann folglich die Erosion durch Interrill-Rillerosion beschreiben sowie auch die Erosion in Abflussgerinnen. Darüber hinaus können Depositionsprozesse in Bereichen simuliert werden, in denen die Geschwindigkeit des Abflusses stark herabgesetzt wird. Dies sind beispielsweise wasserstauende Hindernisse wie Wälle oder Zaunreihen.

Für die Berechnung der Interrill- sowie Rillerosionsrate werden neben dem Abflussvolumen und dem Hochwasserabflusses USLE Komponenten wie EI_{30} , K-Faktor, C-Faktor und P-Faktor herangezogen.

Nach KNIIESEL (1980) kann das Modell angewendet werden ohne es mit gemessenen Daten zu kalibrieren. Es ist (nach KNIIESEL & SVETLOSANOV 1982) folglich für die Vorhersage nur eingeschränkt brauchbar. Die räumliche Anwendbarkeit des Modells beschränkt sich auf Feld oder

Kapitel 2

Parzellenebene. Das auf Tagesbasis arbeitende Modell bestimmt jährliche Werte der Erosion durch einfache Aufsummierung der Tagesergebnisse. Tiefe lineare Erosionserscheinungen können nicht simuliert werden.

2.4.2.2 WEPP

Weitgehend unabhängig von den USLE Faktoren wurde das Water Erosion Prediction Project, kurz WEPP, als Erosionsmodell mit prozessorientiertem Ansatz entwickelt (FLANAGAN & NEARING 1995). Eine Hangprofilversion sowie eine Version zur Simulation der Erosionsprozesse in kleinen Einzugsgebieten stehen zur Verfügung. Letztere ermöglicht sogar die Modellierung von ephemeren Gullies entlang der Talsohle. WEPP wurde für eine kontinuierliche Simulation kreiert, jedoch können auch einzelne Niederschlagsereignisse modelliert werden. Das Erosionsmodul in WEPP benutzt dafür die gleiche Version der Kontinuitätsgleichung, die bereits in CREAMS Anwendung findet (siehe Gleichung 2.4.12). Darüber hinaus wird der gleiche Ansatz zur Bestimmung der Ablösung von Bodenpartikeln sowie deren Ablagerung benutzt (siehe Gl.2.4.13 und Gl. 2.4.14). Hierbei wird die Korngrößenverteilung der Sedimente über die modifizierte YALIN Gleichung berücksichtigt (siehe FOSTER 1982).

Im Unterschied zu CREAMS ist das WEPP-Modell allerdings unabhängig von USLE-Faktoren. So kommen beispielsweise drei verschiedene Erodibilitätsparameter zum Einsatz. Dabei ist die Interrillerosion (D_i) eine Funktion der Interrillierodibilität (K_i), der effektiven Niederschlagsintensität (I), vegetationspezifischen Parametern (C_e und G_e) sowie der Ratio zwischen dem Abstand der Rillen (R_s) und deren Breite (w) in der Form:

$$D_i = K_i I^2 C_e G_e \left(\frac{R_s}{w} \right). \quad (\text{Gl.2.4.15})$$

Die Rillerosion (D_r) kann mit Gleichung 2.4.13 beschrieben werden. Hierbei wird das Ablösungsvermögen (D_c) über die hydraulische Scherspannung (τ), die kritische Scherspannung (τ_c) und die Rillierodibilität (K_r) nach Gleichung 2.4.16 bestimmt (NEARING & NICKS 1998).

$$D_c = K_r (\tau - \tau_c) \quad (\text{Gl. 2.4.16})$$

Für die Berechnung des Oberflächenabflusses kann darüber hinaus ein Infiltrationsmodell anstatt der SCS Curve Number Methode benutzt werden (GAREN et al. 1999, WOOLHISER et al. 1990). Das Infiltrationsmodul beruht, wie von CHU (1978) beschrieben, auf den Gleichungen von GREEN & AMPT (1911) und MEIN & LARSON (1973).

Der Oberflächenabfluss wird mit Hilfe von dynamischen Infiltrations-Hydrograph-Modellen berechnet. Hierbei werden die Veränderungen der Infiltrationsraten mit der Zeit für ungleichförmig fallenden Niederschlag bestimmt. Der überschüssige Niederschlag wird transformiert und als Abflusstiefenfunktion einer Abflussoberfläche dargestellt. Dazu wird eine vereinfachte Form der SAINT VENANT'schen Gleichung benutzt (BAUMGARDNER & LIEBSCHER 1990). Wie WOOLHISER & LIGGETT (1967) zeigten, kann für die meisten Oberflächenabflussereignisse das kinematische Wellenmodell (Modell des Hochwasserwellenablaufs) als gute Näherung betrachtet werden.

Im Modell WEPP kommen zwei verschiedene Methoden der Berechnung des Spitzenabflusses zur Anwendung. Für die ereignisbezogene Modellierung wird eine semi-analytische Lösung des kinematischen Wellenmodells verwendet (STONE et al. 1992), während für die kontinuierliche Modellierung deren Approximation Anwendung findet. Die erste Lösung beinhaltet eine abgewandelte Form der Kontinuitätsgleichung (Gl. 2.4.17)

Stand der Forschung

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = v \quad (\text{Gl. 2.4.17})$$

sowie eine Tiefen-Abfluss Beziehung in der Form:

$$q = \alpha h^m \quad (\text{Gl. 2.4.18}).$$

Hierbei ist h die Abflusstiefe, q der Abfluss für eine normierte Abflussbreite, α ein Abflusstiefen-Abflusskoeffizient, m der dazugehörige Exponent und x der Abstand von der Abflussflächenobergrenze. Die Approximation des kinematischen Wellenmodells basiert auf der Beziehung zwischen der Zeit, die benötigt wird, bis ein kinematisches Gleichgewicht hergestellt ist, der Zeitdauer des Niederschlagsüberschusses, der Rate des Spitzenniederschlagsüberschusses sowie der Rate des mittleren Niederschlagsüberschusses. Bei der Abflussgenerierung kann sowohl konstanter als auch variabler Niederschlagsüberschuss berücksichtigt werden. Nachdem die Spitzenabflussrate sowie die Abflussdauer mit Hilfe einer der beiden oben dargestellten Methoden zur Lösung des kinematischen Wellenmodells berechnet wurde, kann die Erosion unter Annahme stetiger Bedingungen des Spitzenabflusses bestimmt werden.

Die Erosionsgleichungen werden normiert bezüglich des Abflusses und der Abflussscherspannung am Ende eines einheitlichen Hanges. Mit Hilfe von Gleichungen 2.4.12-2.4.18 kann schließlich die Bodenpartikelablösung, der Sedimenttransport sowie die Deposition an jedem Punkt des betrachteten Hangprofils bestimmt werden. Das WEPP Einzugsgebietsmodell verbindet im wesentlichen charakteristische Hangsegmente mit Gerinnekomponenten sowie Abflusstau- und Speicherkomponenten. Hierbei können kleinere Einzugsgebiete bis zu 260 ha (640 acres) Fläche mit dem WEPP-Modell modelliert werden. Dazu muss das Einzugsgebiet wie in Abbildung 2.15 in ein System von Hangsegmentflächen und Vorfluterkanälen diskretisiert werden.

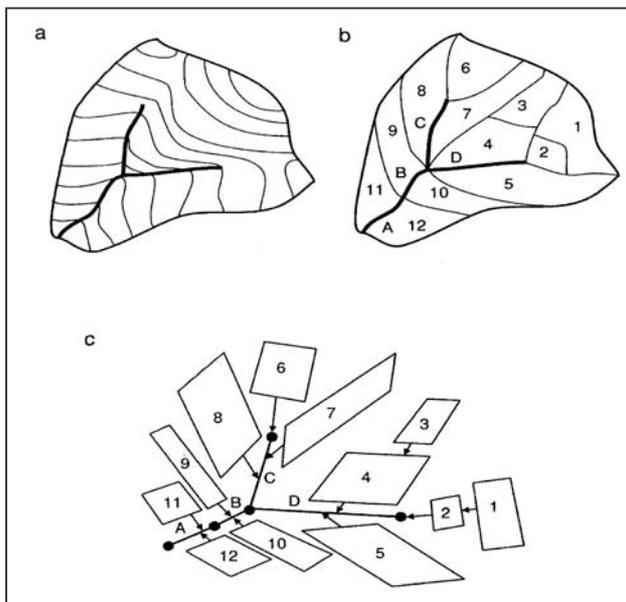


Abbildung 2.15: Diskretisierungsbeispiel eines Einzugsgebietes (Quelle: MORGAN et al 1998)

Grenzen der Anwendung des Hangmodells sowie des Einzugsgebietsmodells liegen zum einen in der räumlichen Beschränkung (max. 260ha), zum anderen in der Limitation der Erosionskomponente auf den Horton'schen Oberflächenabfluss. Somit werden Erosionsprozesse wie etwa Piping (siehe Kapitel 2.3.2) nicht mit einbezogen. Darüber hinaus können permanente Gerinne und Vorfluter nicht modelliert werden. Folglich bleiben permanente Gullyerosionserscheinungen unberücksichtigt.

2.4.2.3 Gullyerosionsmodelle

Wie aus den vorangehenden Kapiteln deutlich wird, werden Gullyerosionserscheinungen in den traditionellen Modellen nicht oder nur ansatzweise berücksichtigt. Die meisten Modelle beschränken sich auf Rill – Interrill Erosion, nur wenige sind in der Lage, ephemere Gullies zu simulieren (z.B. EGEM, WEPP, GLEAMS) (POESEN et al. 1998), und bisher ist kein Einzugsgebietsmodell in der Lage, permanente Gullies vollständig zu modellieren (siehe Tabelle 2.4.1) (BAADE 1994, DESMET et al. 1999, POESEN 1996, POESEN et al. 1998). Dabei tragen Gullyerosionsprozesse wesentlich bzw. sogar in überwiegend zur Sedimentproduktion in einem Einzugsgebiet bei, wie z.B. Studien von AUZET et al. (1990), BAADE (1993), VANDAELE & POESEN (1995) für die ephemeren Gullies zeigen (siehe auch BOARDMAN et al. 1990, FOSTER 1990).

Diese Aussage gilt erst recht für permanente Gullies, die sehr effektive Sedimentquellen darstellen. Hier sei auf Studien von ALTSHUL (1993), MUSHALA (1998) für Swaziland, BOTHA (1996), DOLLAR & ROWNTREE (1995), WATSON & RAMOKGOPA (1997) für Südafrika, WHITLOW, R. (1992), RAPP et al. (1972), OOSTWOUW WIJDENES & BRYAN (1991) für Zimbabwe, Tansania und Kenia sowie NIR & KLEIN (1974), RADOANE et al. (1995) und SIDORCHUK (1996) für den mittleren Osten, Nordost- bzw. Südosteuropa oder DEROSE et al (1998) für Neuseeland verwiesen, um nur einige wenige zu nennen.

Bei der Modellierung von Gullysystemen auf Einzugsgebietsebene ist nach POESEN et al. (1998, 295) Forschungsbedarf für die Vorhersage der räumlichen Lage und der Häufigkeitsverteilung von Gullies gegeben (siehe auch KIRKBY & BULL 2000). Dies kann mit keinem der bisher vorhandenen Modellansätze oder Methoden geleistet werden. Weitere Forschungsschwerpunkte der Gullymodellierung liegen im Bereich der Altersbestimmung sowie der Abschätzung von Gullywachstumsraten bzw. deren Dynamik (vgl. KIRKBY & BULL 2000).

Die theoretischen Grundlagen der Gullymodellierung wurden vor allem durch Arbeiten zur Entstehung und Entwicklung von Gewässernetzen sowie zu geomorphologischer Landschaftsgestaltung gelegt. Zu nennen sind hier insbesondere Arbeiten von LEOPOLD & LANGBEIN (1962), SCHEIDEGGER (1970), AHNERT (1976), HUGUS & MARK (1984), KIRKBY (1986), DePLOY (1989), POESEN & GOVERS (1990), WILLGOOSE (1994) (siehe hierzu auch BULL & KIRKBY). Im russischsprachigen Bereich wurden erste Parzellen- bzw. Hangmodelle zur Vorhersage der stabilen Gullymorphologie unter anderem von ZORINA (1979) sowie von MIRTSKHULAVA (1988) vorgestellt. SIDORCHUK berechnete 1996 mit dem Modell GULTEM das Längsprofil von Gullies auf der russischen Halbinsel Jamal (SIDORCHUK 1996). Es kann als dreidimensionales, hydrologisch-basiertes, prozessorientiertes, distributives Gullyerosionsmodell bezeichnet werden. Die Nachfolgemodelle DIMGUL und STABGUL ermöglichen schließlich die vollständige Modellierung permanenter Gullies auf temporärer Ebene (vgl. SIDORCHUK 1998, 1996, sowie SIDORCHUK & SIDORCHUK 1998). Hierbei wird das dynamische Modell für die Simulation der ersten schnellen Entwicklungsphase verwendet (siehe Kapitel 2.4.2.3). Das statische Gullymodell berechnet hingegen das finale morphologische Äquilibrium (SIDORCHUK 1999)

Das dynamische Gullyerosionsmodell basiert auf den Gleichungen zum Massenerhalt und zur Gullybettdeformation. Als Vereinfachung zur Berechnung der Gullyseitenwandneigung wurde hierbei angenommen, dass es sich um stabile gerade Seitenwände handelt. Beim statischen Gullyerosionsmodell wurde vorausgesetzt, dass der Gully ein finales morphologisches Äquilibrium besitzt. Gemittelt über mehrere Jahre bleibt also die Höhe und die Breite des Gullybettes unverändert. Dies bedeutet, dass die Abflussgeschwindigkeit zu gering ist um erosive Wirkung zu haben und gleichzeitig zu hoch, um im Fluidum transportiertes Material zu sedimentieren.

Stand der Forschung

In Anbetracht der Bedeutung der Gullyerosion im Untersuchungsgebiet sollen nun im Folgenden die theoretischen Grundlagen dieser beiden Modelle eingehender diskutiert werden. Darüber hinaus sollen Methoden zur Ableitung der wesentlichen Modellparameter vorgestellt werden.

2.4.2.3.1 Dynamische Gullyerosionsmodell DIMGUL

In der ersten schnell ablaufenden Phase der Gullyentwicklung treten hauptsächlich die nachstehenden Prozesse auf:

- a) Vorausgesetzt, dass die Geschwindigkeit eines durch ein Niederschlagsereignis verursachten oberflächlichen Abflusses größer ist als die kritische Geschwindigkeit, bei der Erosion einsetzt, bildet sich durch den Abfluss eine rechteckige Rinne im Oberboden oder im vorhandenen Gullybett aus.
- b) Falls die vertikalen Wände dieses Einschnittes instabil sind, wird der rechteckige Querschnitt der Abflussrinne durch Rutschungen in einen trapezförmigen Querschnitt verwandelt. Dies geschieht zwischen zwei aufeinanderfolgenden Abflussereignissen. Die Gullyeinschnittsrate wird dabei kontrolliert von der Abflussgeschwindigkeit, -tiefe, -turbulenz, -temperatur, der Bodentextur, sowie bodenmechanischen Kennwerten (Scherwiderstand, Kohäsion, Winkel der inneren Reibung) und dem Grad der Vegetationsbedeckung (Durchwurzelungsdichte und -Tiefe).

Diese Eigenschaften lassen sich in Form der Massenerhaltungsgleichung bzw. der Deformationsgleichung folgendermaßen darstellen:

$$\frac{\partial Q_s}{\partial x} + \frac{\partial AC}{\partial t} = C_w q_w + M_0 W + M_b D - C_0 V_f W \quad (\text{Gl.2.4.19})$$

$$(1 - \varepsilon) W \frac{\partial Z}{\partial t} = C V_f W - M_0 W \quad (\text{Gl. 2.4.20})$$

Hierbei ist:

Q_s	: Sedimentfracht (Q C)(m ³ /s)
X	: Gullylänge (m)
t	: Zeit (s)
A	: Abflussquerschnitt (m ²)
C	: mittlere volumetrische Sedimentkonzentration (m ³ /m)
C_w	: Sedimentkonzentration des lateralen Zuflusses
q_w	: spezifischer lateraler Abfluss (m ² /s)
M_0	: Ablösungsrate von Bodenpartikeln im Bereich der Gullysohle (m/s)
M_b	: Ablösungsrate von Bodenpartikeln im Bereich der Seitenwände (m/s)
Z	: Gullysohlenhöhe (m)
W	: Abflussbreite (m)
D	: Abflusstiefe (m)
V_f	: Fallgeschwindigkeit von Sedimentpartikeln in turbulentem Fluss (m/s)
ε	: Bodenporosität

In Gleichung 2.4.19 bezeichnet der erste Term der linken Seite den Sedimenthaushalt pro Abflussstrecke, während der zweite Term die Sedimentakkumulation im Gerinne beschreibt. Der rechte Teil der Gleichung 2.4.19 charakterisiert die einzelnen Sedimentflüsse (spezifisch volumetrische Sedimentflüsse). Hierbei kennzeichnet der erste Term den lateralen Sedimentzufluss aus dem Gullyeinzugsgebiet, der zweite Term den aufwärtsgerichteten Sedimentfluss (Tiefenerosion), der dritte Term den Sedimentzufluss durch Seitenerosion und der vierte Term den abwärtsgerichteten Sedimentfluss (Sedimentation).

Kapitel 2

Die Deformationsgleichung (Gl. 2.4.20) hingegen definiert die Änderungen der Gullysohlenhöhe unter Verwendung des Sedimenthaushaltes. Sie beschreibt also im wesentlichen die Tiefenlinienerosion.

Lateraler Sedimentzufluss

Für einen gegebenen Abschnitt der Länge L kann der laterale spezifische Abfluss q_w als konstant betrachtet werden. Der Abfluss Q steigt somit linear mit der Distanz x vom Anfangswert Q_0 :

$$Q = Q_0 + q_w x. \quad (\text{Gl. 2.4.21})$$

Die Sedimentkonzentration des lateralen Abflusses C_w wird kontrolliert durch die Gegebenheiten des Einzugsgebietes und kann für den Fließabschnitt x ebenso als konstant betrachtet werden.

Aufwärtsgerichteter Sedimentfluss

Der aufwärtsgerichtete Sedimentfluss ist das Produkt aus der volumetrischen Sedimentkonzentration C_0 im Bereich der Gullysohlengrenzschicht und der vertikalen Geschwindigkeit der Sedimentpartikel in diesem Bereich, U_\uparrow

$$M_0 = U_\uparrow C_0. \quad (\text{Gl. 2.4.22})$$

U_\uparrow ist dabei proportional der mittleren Abflussgeschwindigkeit U (ROSSINSKIY & DEBOLSKIY 1980). Nach EINSTEIN (1942) kann C_0 als Funktion der Wahrscheinlichkeit der Bodenpartikelablösung betrachtet werden, wobei C_0 als Transportrate mit Hilfe von Gleichung 2.4.23 beschrieben werden kann.

$$C_0 = f_1(\tau/\tau_{cr}). \quad (\text{Gl. 2.4.23})$$

Hierbei ist $\tau = g\rho DS$ die Scherspannung des Gullybettssubstrates, τ_{cr} die kritische Scherspannung, bei der die Ablösung von Bodenpartikeln einsetzt, g die Gravitationsbeschleunigung (m/s^2), ρ die Dichte von Wasser (kg/m^3), D die Abflusstiefe und S die Neigung der Abflussfläche. MIRTSKHULAVA (1988) zeigte, dass die kritische Scherspannung im Wesentlichen durch Kohäsions-, Gravitations- und Reibungskräfte bestimmt wird.

$$\tau_{cr} = 1.2\lambda \left(m/n \right) \left[(\rho_s - \rho)gd + 1.25C_f^n K \right]. \quad (\text{Gl. 2.4.24})$$

Der erste Term in eckigen Klammern in Gl. 2.4.24 umschreibt den Einfluss der Gravitation und Reibung auf die Bodenpartikelstabilität. Der zweite Term charakterisiert den Einfluss der Kohäsion auf die Bodenpartikelstabilität. Während letzterer von besonderer Bedeutung für kohäsive Böden ist, kann ersterer als der wesentliche Term für nicht-kohäsive Böden betrachtet werden. Der Koeffizient des hydraulischen Widerstandes λ ist gegeben durch:

$$\lambda = 0.18(d/D)^{1/3} \quad (\text{Gl. 2.4.25});$$

hierbei ist d der mittlere Durchmesser der Bodenpartikel (m). Weiterhin wird die kritische Scherspannung beeinflusst durch die Strömungsbedingungen, welche über den Koeffizienten m in Gl. 2.4.24 einfließen. Charakteristische Werte für m sind in Tabelle 2.4.2 dargestellt. Die Geschwindigkeitsfluktuationen einer sedimentbeladenen Strömung, welche auf Turbulenz hindeuten, werden durch den Koeffizienten n beschrieben. Dieser kann beispielsweise über Gleichung 2.4.26 oder 2.4.27 bestimmt werden (siehe SIDORCHUK 2001).

Stand der Forschung

$$n = \left(\frac{U_{\Delta \max}}{U_{\Delta \text{mean}}} \right)^2 \quad (\text{Gl. 2.4.16})$$

$$n = 1 + \frac{d}{0.00005 + 0.3d} \quad (\text{Gl. 2.4.17})$$

$U_{\Delta \max}$ und $U_{\Delta \text{mean}}$ sind dabei die maximale und gemittelte Geschwindigkeit der Strömung in Bereich der Gullysohlengrenzschicht.

Strömungsbedingungen	m
Kolloidale Partikelkonzentration $> 0.1 \text{ kg/m}^3$	1.4
Grobe Bettfracht	0.8
Wasserpflanzen	1.15
Aride Klimate	0.22
Humide Klimate	0.71
Leicht mäandrierende Gerinne	0.95
Mäßig mäandrierende Gerinne	0.85
Stark mäandrierende Gerinne	0.65

Tabelle 2.4.2: Charakteristische Werte von m für verschiedene Strömungsbedingungen (nach MIRTSKHULAVA 1988).

Der Kohäsionsterm in Gl. 2.2.24 setzt sich zusammen aus dem Koeffizienten K, der die Variabilität der Materialeigenschaften des Bodens beschreibt, und aus dem Bodenscherwiderstand, C_f^n , welcher eine Funktion der Bodenkohäsion ist (siehe SIDORCHUK 2001). Bodenkohäsion und kritische Scherspannung nehmen proportional zur Wurzeldichte des Oberbodens zu, da die Wurzeln den Boden durchdringen und so die Bodenaggregate zusammenhalten. Feldversuche in Westsibirien (Russland) und New South Wales (Australien) haben für charakteristische Gullybedingungen (steile Seitenwände und kohäsive Böden) gezeigt, dass der aufwärtsgerichtete Sedimentfluss M_0 eine lineare Korrelation mit dem Produkt aus Gullybettscherwiderstand τ und der durchschnittlichen Fließgeschwindigkeit U aufweist.

$$M_0 = kU \frac{\tau}{\tau_{cr}} \quad (\text{Gl. 2.4.28})$$

Dabei ist $M_0 = 0$ für $\tau < \tau_{cr}$. Für den Koeffizienten k wurde in lehmigen tonigen Böden mit einer Kohäsion von 20-40 kPa ein Wert von $1,9 \cdot 10^{-6}$ ermittelt (vgl. SIDORCHUK 1998).

Sedimentation

Der Ausdruck für den abwärtsgerichteten Sedimentfluss beinhaltet das Produkt aus der Fallgeschwindigkeit in turbulenter Strömung und der Sedimentkonzentration des Abflusses im Bereich der Gerinnesohle. Die Fallgeschwindigkeit von Bodenpartikeln in turbulenter Strömung (V_f) ist dabei geringer als die Stokes'sche Fallgeschwindigkeit (V_s) von Bodenpartikeln in laminarer Strömung. Als eine erste Annäherung kann die modifizierte Gleichung nach HWANG (1983) (Gl. 2.4.29) zur Berechnung von V_f herangezogen werden.

$$V_f = V_{st} / \left\{ 1 + \left[0.5U / (9.0V_{st})^2 \right] \right\} \quad (\text{Gl. 2.4.29})$$

Kapitel 2

Seitenerosion

Der Prozess der Seitenerosion in Gullies ist bisher nur unzureichend untersucht worden (SIDORCHUK 1999). Aus diesem Grunde wird analog zur Bestimmung der Seitenerosion von Fließgewässern die Sedimentzufuhr von den Seiten (M_b) mit der Seitenerosion $\frac{dW_b}{dt}$ gleichgesetzt. Gleichung 2.4.30 kann somit als erste Approximation betrachtet werden.

$$M_b = M_0 * V / U \quad (\text{Gl. 2.4.30})$$

Hierbei ist W_b die Breite des Gullybetts, M_0 die Ablösungsrate von Bodenpartikeln im Bereich der Gullysohle und V die laterale Geschwindigkeit der Strömung. Nach VIKULOVA (1972) entspricht die Sedimentzufuhr von den Seitenbereichen in großen Gerinnen etwa 5 % derjenigen Menge an Sedimenten, die durch Partikelablösung im Bereich der Gullysohle bereitgestellt werden. Für einen kurvigen Stromverlauf entwickelte ROZOVSKIY (1957) eine einfache Formel:

$$V = 11,0 U \frac{D}{R} \quad (\text{Gl.2.4.31})$$

Untersuchungen von SIDORCHUK (1996) auf der Jamalhalbinsel haben ergeben, dass für enge Gullyeinschnitte mit einer Gullybettbreite von $W_b < 10,0W$ der Radius R eines Abflussmäanders abnimmt, wenn die Gullybodenbreite W zunimmt:

$$R = 50,0W \left(\frac{W}{W_b} \right) \quad (\text{Gl. 2.4.32}).$$

Wenn W_b aufgrund von Seitenerosion einen Wert von $>10,0W$ annimmt, werden vom Gerinne freie Mäander mit $R=5,0W$ ausgeformt. Gleichzeitig kann der kurvige Verlauf nur noch Teilbereiche (P_e) der Gullyseitenwände erodieren. Diese Bereiche P_e nehmen ab, wenn die relative Gullybodenbreite W/W_b zunimmt. $P_e = W/W_b$ für $W_b < 20,0W$ und $P_e \cong 0$ für $W_b > 20,0W$. Der Ausdruck für die Seitenerosion kann schließlich unter Verwendung obiger Gleichungen mit

$$\frac{dW_b}{dt} = k_b M_0 \quad (\text{Gl. 2.4.33})$$

angegeben werden. Dabei ist der Koeffizient $k_b = 0,22 D/W$ für $W_b < 10,0W$ und $k_b = 2,2 D/W$ für $W_b > 10,0W$ sowie $k_b = 0$ für $W_b > 20,0W$ (vgl. SIDORCHUK 1999).

Prozesse der Gullyseitenwandtransformation

Im einfachsten Fall schneidet sich der Gully in das Ausgangssubstrat ein und anschließend rutschen die Seitenwände nach. Diese können als gerade, gestreckt betrachtet werden. Sie haben also einen einheitlichen Böschungswinkel, der vom Grad der Einschneidung des Gerinnes abhängig ist. Um den Böschungswinkel der Gullyseitenwände zu bestimmen, kann folglich ein Stabilitätsmodell für gestreckte Hänge verwendet werden. Ist die Tiefe der Einschneidung D_v dabei größer als

$$D_v = \frac{2.0 * C_h}{g * \rho_s} \cos(\varphi) / \sin^2 \frac{1}{2} \left(\varphi + \frac{\pi}{2} \right), \quad (\text{Gl. 2.4.34})$$

kann der Böschungswinkel ϕ der Gullyseitenwände mit Gleichung 2.4.35 berechnet werden.

$$\frac{C_h}{g * \rho_s * D_v} = \frac{\rho_s - w * \rho}{\rho} \tan(\varphi) * \cos^2(\phi) - \frac{\sin(2\phi)}{2}. \quad (\text{Gl. 2.4.35})$$

Stand der Forschung

Hierbei ist w der volumetrische Wassergehalt des Bodens und ϕ der Winkel der inneren Reibung. Wenn nun die Gullybodenbreite, die Seitenwandneigung sowie das Volumen der Einschnidung (V_0) bekannt sind, kann die Form des Gullyquerschnittes in ein Trapez transformiert werden. Dieses besitzt die neue Gullybodenbreite W_b und die Tiefe D_t :

$$D_t = \left(\sqrt{W_b^2 + \frac{4V_0}{\tan(\phi)}} - W_b \right) \frac{\tan(\phi)}{2} \quad (\text{Gl. 2.4.36})$$

Die obere Breite des Gullyquerschnittes W_t beträgt:

$$W_t = W_b + 2,0 \frac{D_t}{\tan \phi} \quad (\text{Gl. 2.4.37})$$

Gullysohlenhöhe

Nach Einsetzen der Gleichungen (2.4.28) in Gleichung (2.4.20) nimmt letztere die Form einer Bewegungsgleichung an. Hierbei werden Erosions- und Depositionsprozesse berücksichtigt um die Gullysohlenhöhe Z zu berechnen.

$$\frac{\partial Z}{\partial t} - a \frac{\partial Z}{\partial x} - V_f C = 0 \quad (\text{Gl. 2.4.38})$$

Wobei $q = UD$ der spezifische Abfluss, $a = kgpq$ mit k = Erosionskoeffizient, g = Gravitationsbeschleunigung und ρ = Dichte des Fluidums ist. Die Gleichung 2.4.38 kann schließlich mit Hilfe des expliziten Prädiktor-Korrektor-Verfahrens nach LAX-WENDROFF gelöst werden:

$$Z_i^{j+1/2} = (1 - \beta) Z_i^j + \beta Z_{i+1}^j - \alpha \frac{\Delta t}{\Delta x} \left[\frac{(aq)_{i+2}^j + (aq)_{i+1}^j}{2} Z_{i+1}^j - \frac{(aq)_{i+1}^j + (aq)_i^j}{2} Z_i^j \right]$$

$$Z_i^{j+1} = Z_i^j - \frac{\Delta t}{2\alpha \Delta x} \left\{ (\alpha - \beta) \frac{(aq)_{i+2}^j + (aq)_{i+1}^j}{2} Z_{i+1}^j - (2\beta - 1) \frac{(aq)_{i+1}^j + (aq)_i^j}{2} Z_i^j + \right.$$

$$\left. (1 - \alpha - \beta) \frac{(aq)_i^j + (aq)_{i-1}^j}{2} Z_{i-1}^j + \frac{(aq)_{i+1}^j + (aq)_i^j}{2} Z_i^{j+1/2} - \frac{(aq)_i^j + (aq)_{i-1}^j}{2} Z_{i-1}^{j+1/2} \right\} + V_f C_i \Delta t$$

Das Symbol 'i' beschreibt hierbei die Veränderung mit der Länge, während 'j' die Veränderung mit der Zeit darstellt. Die Werte für α und β liegen zwischen 0.25-0.5 (α) und 0.75-1.0 (β). Zur Gewährleistung der Stabilität des expliziten Lösungsverfahrens muss die Courant'sche Zahl kleiner als 1.0 sein: $aq \Delta t / \Delta x \leq 1$. Die Stabilitätskriterien werden für jeden Zeitschritt bestimmt; ist hierbei die Courant'sche Zahl größer als 1, wird die Stabilität des numerischen Verfahrens durch die Anpassung der Zeitschritte erreicht.

Die Sedimentkonzentration C_i für einen Fließabschnitt der Länge Δx kann mit Hilfe von Gleichung 2.4.39 bestimmt werden:

$$C_i = \left(C_{i-1} - \frac{(k + k_b) Q_{i-1} S}{q_w (Y + 1)} - \frac{C_w}{Y} \right) \left(\frac{Q_{i-1}}{Q_i} \right)^Y + \frac{(k + k_b) Q_i S}{q_w (Y + 1)} + \frac{C_w}{Y} \quad (\text{Gl. 2.4.39})$$

Kapitel 2

Hierbei sind Q_{i-1} und C_{i-1} Abfluss und Sedimentkonzentration am Anfang des Fließabschnittes der Länge $X_i - X_{i-1}$, $Y = \left(q_w + \frac{d}{D} V_f W \right) / q_w$.

Ist jedoch der lateral Zufluss im Bereich des Fließabschnittes L vernachlässigbar, wird C_i nach Gleichung 2.4.40 berechnet:

$$C_i = C_{i-1} \exp\left(-\frac{V_f W d}{Q D} (x_i - x_{i-1})\right) + \frac{(k_e + k_b) Q_i S}{V_f W} \left[1 - \exp\left(-\frac{V_f W d}{Q D} (x_i - x_{i-1})\right) \right] \quad (\text{Gl.2.4.40})$$

Algorithmus des dynamischen Gullyerosionsmodells

Die Eingabedaten umfassen Angaben zur Topographie, Hydrologie und Lithologie. Die Topographie wird durch die Höhe und den Abstand von n -Punkten entlang der jeweiligen Tiefen- oder Abflusslinien des Initialprofils in Bezug auf die Gullymündung angegeben. Der Hydrograph muss für alle diese n -Punkte mit einem hydrologischen Modell separat berechnet werden. Die einzelnen Bodenschichten oder lithologischen Schichten werden für die n -Punkte durch die Kennwerte: Bodendichte, Kohäsion, Winkel der inneren Reibung, Durchmesser der stabilen Aggregate, Wassergehalt und Dichte des Bodens sowie Tiefe der Feinwurzeln beschrieben. Die Längsprofiländerung in Raum und Zeit sowie die Gullybodenbreite werden schließlich mit dem Prädiktor-Korrektor Verfahren nach LAX-WENDROFF berechnet. Ein Stabilitätskriterium wird dabei für jeden Rechenschritt bestimmt. Die Stabilität des numerischen Verfahrens wird erreicht durch die Veränderung bzw. Anpassung der Zeitschritte im Modell. Für jeden Zeitschritt wird die Länge der Abflussbahn bestimmt, deren Breite und Tiefe sowie die Geschwindigkeit des Abflusses. Ebenso wird der kritische Scherwiderstand für die Böden im Bereich der Gullysohle und der Seitenwände ermittelt. Nach jedem Abflussereignis wird die rechteckige Form des Einschnitts der Erosionsrinne in einen trapezförmigen Querschnitt umgewandelt. Außerdem wird im Längenverlauf des Gullys die Gullybreite (Sohle und Oberkante) sowie die Tiefe des Gullys und die Höhe der Gullysohle bestimmt.

2.4.2.3.2. Statisches Gullyerosionsmodell STABGUL

Das statische Gullyerosionsmodell berechnet das finale morphologische Stadium des Gullyabflussnetzes. Es beruht auf der Annahme, dass ein finales morphologisches Äquilibrium der Gullysohle sowie der Seitenwände existiert. Dabei wird vorausgesetzt, dass sich gemittelt über mehrere Jahre die Höhe der Gullysohle Z sowie deren Breite W_b nicht verändern:

$$\begin{aligned} \partial Z / \partial t &= 0; \\ \partial W_b / \partial t &= 0. \end{aligned} \quad (\text{Gl. 2.4.41})$$

Stabilität ist in diesem Falle gleichbedeutend mit vernachlässigbar kleinen Raten sowohl von Erosion der Gullysohle als auch von Sedimentation im Bereich der Gullysohle. Daraus folgt, dass der spezifische Sedimentaustrag $q_s = Q C / W$ des Abflusses sich nicht in Gullylängsrichtung ändert.

$$\partial q_s / \partial X = 0 \quad (\text{Gl. 2.4. 42})$$

Diese Situation ist gegeben wenn:

$$V'_{cr} < U < V''_{cr} \quad (\text{Gl. 2.4.43})$$

Stand der Forschung

Hierbei ist also die Abflussgeschwindigkeit U kleiner als die kritische Geschwindigkeit V''_{cr} bei der Partikel von der Gullysohle abgelöst werden. Gleichzeitig ist die Abflussgeschwindigkeit aber gerade groß genug um eine Sedimentation des vom Abfluss mitgeführten Materials zu vermeiden V''_{cr} . Material, das im Gullyeinzugsgebiet erodiert worden ist, wird somit vollständig durch das Gullysystem hindurchtransportiert. Dieses Kriterium wurde zuerst von ZORINA (1979) für die Bestimmung der stabilen morphologischen Gullyeigenschaften benutzt. Unter der Verwendung der CHEZY-MANNING-Gleichung kann die Schwellengeschwindigkeit, V''_{cr} , bei der Erosion einsetzt, folgendermaßen bestimmt werden:

$$V''_{cr} = \frac{SD^{\frac{4}{3}}}{n^2} \quad (\text{Gl. 2.4.44})$$

Damit kann das stabile Gerinnegefälle S berechnet werden mit:

$$S = \frac{(V''_{cr})^{2.67} n^2 (W/D)^{0.67}}{Q^{0.67}} \quad (\text{Gl. 2.4.45})$$

Hierbei ist Q der Abfluss in (m^3/s); D die Tiefe des Abflusses (m); n der MANNING-Koeffizient. Die relative Gerinnebreite W/D ist eine Funktion des Abflusses Q und der Korngrößenverteilung des Substrates. Die Schwellengeschwindigkeit, bei der Erosion einsetzt, ist ebenfalls abhängig von der Textur der Sedimente, in die sich der Gully einschneidet, und der Tiefe des Abflusses. Ist die Strömung turbulent und kann darüber hinaus durch eine logarithmische Geschwindigkeitsverteilung charakterisiert werden, dann ist nach MIRTSKHULAVA (1988):

$$V''_{cr} = \left(\log_{10} \frac{8.8D}{d} \right) V_{\Delta} \quad (\text{Gl. 2.4.46})$$

mit
 d : mittlere Teilchendurchmesser
 D : Abflusstiefe

Die Abflusstiefe D kann nach SIDORCHUK (1999) mit Gleichung 2.4.33 berechnet werden:

$$D = 0.48Q^{0.45} \quad (\text{Gl. 2.4.47})$$

Charakteristische Werte für V''_{cr} sind in Tabelle 2.4.3 aufgeführt. Der Abfluss Q ist eine Funktion des Einzugsgebietes A des Gullys, also: $Q = kYA$. Dabei ist Y die Abflusstiefe (mm) und k ein dimensionaler Koeffizient. Die zuliefernde Einzugsgebietsfläche ist hiebei ebenso eine Funktion der Gerinnelänge: $A = f_1(X)$ wie die Abflusstiefe: $Y = f_2(X)$.

Aus den Arbeiten von LEOPOLD et al (1964), SCHUMM et al. (1984) sind die empirischen Versionen der Gleichung 2.4.45 wohlbekannt. Wie beispielsweise Gleichung 2.4.48:

$$\frac{\partial Z}{\partial X} = \frac{6,0(V''_{cr})^{2.67} n^2}{[Y_0 f(X)]^{0.75}} \quad (\text{Gl. 2.4.48})$$

Das Hauptproblem bei der Lösung von Abflussregimegleichungen (Gl. 2.4.45) liegt in der Wahl des gerinneformenden Abflusses. Aus der Fluvialgeomorphologie ist bekannt, dass jedes Abflussereignis eine Veränderung der Gerinneform hervorruft.

Kapitel 2

Korngröße	V_{cr}'' (M/S)
Blockschutt	4.00- 3.20
Grobkies	1.10
Mittelkies	0.90
Feinkies	0.75
Gobsand	0.60
Mittelsand	0.57
Feinsand	0.32
Schluff	0.55
Lehmiger Sand	0.60
Sandiger Lehm	0.70
Verfestigter sandiger Lehm	1.00
Lehm	0.75
Verfestigter Lehm	1.15
Ton	0.80
Verfestigter Ton	1.40
Stark verfestigter Ton	1.70

Tabelle 2.4.3: Charakteristische Werte der kritischen Geschwindigkeit V_{cr}'' für verschiedene Korngrößen (verändert nach BOGOMOLOV & MIKHAYLOV 1972)

Hierbei ist der Grad oder die Magnitude M_i der Gerinneveränderung während eines Abflussereignisses mit dem spezifischen Abfluss Q_i proportional zum Produkt aus dem spezifischen Sedimentfluss Q_{si} und der Dauer oder der Frequenz P_i . Also: $M_i = Q_{si}P_i$.

Um nun das stabile Gerinnegefälle zu bestimmen, müssen die partiellen Neigungen S_{ij} für jede Sektion X_j und den entsprechenden partialen Abfluss Q_i mit $Q_{si}P_i$ gewichtet werden, da das stabile Gerinnegefälle eines Gullylängsprofils dem gesamten Spektrum der Abflussfrequenzen mit den entsprechenden Abflussintensitäten entspricht:

$$S_{0j} = \left(\sum_{i=1}^N S_{ij} M_{si} \right) / \left(\sum_{i=1}^N M_{si} \right). \quad (\text{Gl. 2.4.49})$$

Unter Berücksichtigung der obigen Annahmen werden die Höhen des longitudinalen Profils des stabilen Gullys mit Hilfe einer Differenzialgleichung erster Ordnung berechnet:

$$Z_j = Z_{j-1} + \frac{1}{\sum_{i=1}^N M_{si}} \sum_{i=1}^N \left\{ \frac{a(V_{cr}'')^{2.67} n^2 M_s}{[f_1(X)f_2(X)]^b} \right\}_i dX. \quad (\text{Gl. 2.4.50})$$

Die Tiefe des stabilen Gullys D_g ergibt sich aus Gleichung 2.4.51:

$$(D_g)_j = Z_{0j} - Z_j. \quad (\text{Gl. 2.4.51})$$

Hierbei entspricht Z_0 der Höhe der Ausgangsoberfläche, in welche sich der Gully einschneidet. Die Breite der Gullysohle W_b eines stabilen Gullys ist im allgemeinen größer als $20W$, wobei W die Breite des Abflussgerinnes im Bereich des Gullybettes beschreibt.

Die Breite der Gullysohle W_b kann mit Hilfe von empirischen Beziehungen bestimmt werden. Diese Beziehungen berücksichtigen den Abfluss, der über das gesamte Spektrum der Abflussintensitäten gemittelt wird und, wie bei der Berechnung des stabilen Gerinnegefälles (Gl. 2.4.49), die gleiche Gewichtung hat:

$$W_{bj} = \left(\sum_{i=1}^N pQ_{ij}^f M_{si} \right) / \left(\sum_{i=1}^N M_{si} \right). \quad (\text{Gl. 2.4.52})$$

Die Form des stabilen Gullyquerschnitts hat gewöhnlich Trapezform. Die Gullybreite im Bereich der Geländeoberfläche W_t kann schließlich mit Hilfe der stabilen Gullybodenbreite W_b , der stabilen Gullytiefe D_g und der stabilen Gullyseitenwandneigung ϕ berechnet werden:

$$W_t = W_b + 2.0 \frac{D_g}{\tan \phi}. \quad (\text{Gl. 2.4.53})$$

Algorithmus des statischen Gullyerosionsmodells

Die Eingabedaten entsprechen im wesentlichen denen des dynamischen Modells. Dies gilt für die Topographie, die ebenfalls durch die Höhe und den Abstand von n-Punkten entlang der jeweiligen Tiefen- oder Abflusslinien des Initialprofils in Bezug auf die Gullymündung angegeben werden, und die Einzugsgebietsparameter, welche den Abfluss bestimmen. Die einzelnen Bodenschichten oder lithologischen Schichten werden durch Kennwerte wie Kohäsion, Durchmesser der stabilen Aggregate sowie Rauheitsbeiwert nach MANNING charakterisiert. Die hydrologischen Daten beinhalten jedoch die Abflussintensitäten für bestimmte Kehrzeiten, welche für alle n-Punkte der Abflusstiefenlinien separat berechnet werden müssen. Die Längsprofiländerung sowie die Gullyquerschnitte in jedem der n-Punkte der Abflusstiefenlinienbodenbreite werden mit den Gleichungen 2.4.50 und 2.4.53 berechnet.

Mit Hilfe der beiden Modelle ist es schließlich möglich, die Dynamik der Gullyentwicklung sowie die finale Gullymorphologie zu bestimmen. Da die Modelle stark sensitiv gegenüber pedolithologischen und hydrologischen Faktoren sind (SIDORCHUK 1999), müssen die morphologischen und boden- bzw. substratspezifischen Eingangsdaten der Modellierung eine relativ hohe räumliche Auflösung aufweisen.

2.4.3 Parametrisierung und Kalibrierung in der Erosionsmodellierung

Wie aus dem vorhergehenden Abschnitt deutlich wird, wurden in den letzten Jahren auf dem Gebiet der Erosionsmodellierung wesentliche Fortschritte gemacht. Die fortschreitende Leistungssteigerung in der Computertechnologie ermöglichte in verstärktem Maße den mit hohem Datenaufwand verbundenen Ersatz von empirischen Gleichungen durch physikalisch-mathematisch korrekte Beschreibungen der Bodenerosionsprozesse und ihrer Wechselwirkungen. Auch wenn, wie in den vorangehenden Kapiteln beschrieben, Prozesse und Teilbereiche der Bodenerosion nicht oder nur vereinfacht mit den zur Zeit vorhandenen Modellen simuliert werden können, sind die Erosionsmodelle insgesamt also erheblich komplexer geworden. Die zunehmende Komplexität der Modelle ist allerdings nicht unbedingt gleichbedeutend mit verlässlicheren Vorhersagen wie Studien von DIEKKRUEGER et al. (1995), GRAYSON et al. (1992), GOODRICH (1990), WILCOX et al. (1990), LOAGUE & FREEZE (1985) oder RUDRA et al (1998) zeigen.

Grundlage der meisten Erosionsmodelle sind hydrologische Algorithmen, an welche Algorithmen, die die Bodenerosion sowie den Sedimenttransport beschreiben, angehängt werden (RUDRA et al.1998, FAVIS-MORTLOCK 1998, 124ff). Da Erosionsprozesse eine breite Variation auf der zeitlichen wie auch räumlichen Skalenebene aufweisen, die Prozesse reichen von Mikroprozessen wie z.B. der „*splash-erosion*“ über Mesoprozesse der Rill- und Interrill-Erosion bis hin zu Makroprozessen wie der Gullyerosion (BECKEDAHL 1998), ergeben sich daraus nicht unerhebliche Schwierigkeiten für die Parametrisierung und Kalibrierung der Erosionsmodelle.

Die physikalisch korrekte Darstellung der Erosionsprozesse und ihrer Wechselwirkungen ist sicherlich wünschenswert, jedoch ist dies verbunden mit einem Dilemma auf der Dateneingabeseite. So erfordern die distributiven prozessorientierten Modelle eine Menge von Parametern, die unter realen Bedingungen selten zur Verfügung stehen. Dies trifft insbesondere auf Entwicklungsländer zu, wo oft nur sehr spärliches Datenmaterial zur Verfügung steht und die Messungen von Parametern aus logistischen, Sicherheits-, oder Personalgründen Schwierigkeiten mit sich bringen (STOCKING 1995, LORENTZ & SCHULZE 1995). So können drei große Bereiche identifiziert werden, die nur unzufriedenstellend parametrisiert werden können.

- Dies ist auf der einen Seite der Niederschlagsinput, wobei gerade für distributive Einzugsgebietsmodelle die räumliche und zeitliche Niederschlagsverteilung und –intensität eine herausragende Rolle spielt.
- Zum anderen sind dies die Komponenten des Bodenkomplexes, der in seiner dreidimensionalen Dynamik nur unzureichend erfasst werden kann. Beispielsweise können hier die jahreszeitliche Veränderung der Bodenerodibilitätsfaktoren und Vegetationsparameter (siehe WALL et al. 1988, MUTCHLER. & CARTER 1983, JETTEN et al. 1999) oder die zeitliche und räumliche Ausprägung der Oberflächenbeschaffenheit (Rauhigkeit, Scherfestigkeit der Bodenoberfläche) angeführt werden (RUDRA 1998).
- Abgesehen von diesen physiographischen Parametern ist als dritter Bereich der gesamte sozioökonomische Komplex nur sehr schwierig zu parametrisieren, obwohl er einen der wesentlichen Faktoren für die Entstehung von Bodenerosion darstellt (vgl. BOARDMAN 1998). Darüber hinaus sind prozessorientierte, distributive Einzugsgebietsmodelle direkt von der Güte der digitalen Geländemodelle (DGM) abhängig.

Der limitierende Faktor für Erosionsmodelle ist also nicht unbedingt in deren Technologie zu suchen, sondern beruht vielmehr auf der eingeschränkten Genauigkeit der Eingabeparameter. Eine präzise Ermittlung der Parameter kann jedoch meistens nur im Labor oder auf Testparzellen erfolgen (vgl. ROSE 1988, FOSTER 1990, RUDRA et al. 1998).

Um die Nachfrage nach räumlich verteilten, heterogenen Datensätzen diverser Parameter zu erfüllen, kommen in neuerer Zeit deshalb verstärkt Techniken aus der Fernerkundung, der automatischen Telemetrie, aus Globalen-Positions-Systemen (GPS) sowie Methoden der

Stand der Forschung

Regionalisierung zum Einsatz (ADINARAYANA et al. 1999, DE JONG 1999, GAREN et al. 1999). Die Verwendung bzw. Einbindung von GIS in den Modellierungsprozess vereinfacht dabei die Speicherung, Integration und Bereitstellung der Daten sowie die Darstellung der Ergebnisse (McDONNELL 1998, 2000; DESMET & GOVERS 1995). Diese Techniken erleichtern die wesentlichen Schritte, die der Modellierung vorausgehen, wie etwa die räumliche Diskretisierung des Einzugsgebietes, die Ableitung von Parametern, die nicht direkt gemessen werden können, die Interpolierung oder Generalisierung von kartographischem Material oder DGM-Daten etc. (vgl. BOARDMAN & FAVIS-MORTLOCK 1998).

Um schließlich gute Resultate mit der Modellierung zu erzielen, ist es essentiell, diese zu kalibrieren (vgl. BOARDMAN & FAVIS MORTLOCK 1998 sowie GRUNWALD 1997). Allerdings ist die Kalibrierung ein subjektiver Vorgang (vgl. BOTTERWEG 1995), wobei die Erfahrung des Modellierers sicherlich hilft, eventuelle Kalibrierungsfehler möglichst gering zu halten. Sensitivitätsanalysen bieten dabei eine Möglichkeit, empfindliche Parameter bzw. Inputdaten zu identifizieren. (MORGAN 1995). Sind keine Daten bezüglich Abfluss oder Sedimentaustrag vorhanden, ist die Kalibrierung der Modelle unmöglich (GAREN et al. 1999, 283). Dieses Problem ergibt sich insbesondere in Entwicklungsländern. Hier ist es unerlässlich, dass Modelle angewendet werden, die auch ohne Kalibrierung hinreichende Ergebnisse liefern. Generell kann jedoch festgehalten werden, dass der Fehler bei der Erosionsmodellierung ohne Kalibrierung immer größer ist als mit Kalibrierung (siehe beispielsweise GRUNWALD 1997).

Die Ergebnisse, die mit Hilfe der Kalibrierung gewonnen werden, können verglichen mit gemessenen Daten, durchaus stimmig sein, obwohl die Erosionsprozesse an sich falsch modelliert wurden. Dies ist der Fall wenn sich beispielsweise kalibrierte Parameter gegenseitig aufheben. Es werden also „*the right answers for the wrong reasons*“ produziert (FAVIS-MORTLOCK 1994, KIRKBY 1998). Dies ist von Bedeutung, wenn zukünftige Entwicklungen vorhergesagt werden sollen. Eine Kalibrierung ist hier aufgrund fehlender Daten nicht möglich. Modelle, die z.B. die Bodenerosion aufgrund des globalen Klimawandels simulieren, sollten folglich ebenfalls in der Lage sein, unkalibriert heutige Zustände zu modellieren (siehe auch JETTEN et al. 1999, FAVIS-MORTLOCK et al. 1996, FAVIS-MORTLOCK & SAVABI 1996, FAVIS-MORTLOCK & BOARDMAN 1995).

2.5 Regionale Erosionsmodellierung

In den nun folgenden Unterkapiteln werden Schwerpunkte und Problembereiche der regionalen Erosionsmodellierung näher betrachtet. Ausgehend von der Diskussion der Skalenproblematik werden räumliche Diskretisierungsverfahren vorgestellt. Hierbei soll insbesondere das Anwendungspotential des *Response Units*-Ansatz für die regionale Erosionsmodellierung dargestellt und erörtert werden.

2.5.1 Die Skalenproblematik in der Erosionsmodellierung

Wie aus den vorausgehenden Kapiteln deutlich wird, sind die Prozesse, die steuernd auf die Erosionsdynamik einwirken, sehr variabel bezüglich der zeitlichen sowie der räumlichen Skalenebenen (siehe auch Tab. 2.4.1). Mit Hilfe von Simulationsmodellen wird versucht, die Erosionsprozesse oder ihre Ausformungen abzubilden und somit zu einem eingehenderen Verständnis ebendieser Prozesse zu gelangen. Dies erlaubt schließlich Prognosen über zukünftige Entwicklungen zu treffen. Die Modelle müssen dabei die heterogene Verteilung der wesentlichen erosionsbeeinflussenden Kenngrößen wie beispielsweise die Niederschlagsverteilung, die Vegetationsverteilung oder aber Bodenkenngrößen berücksichtigen. Diese Faktoren haben darüber hinaus meist eine dreidimensionale Ausprägung, die es umso schwieriger macht, sie entsprechend zu parametrisieren.

Einfache Modelle arbeiten meist auf Schlag- oder Hangebene. Die in die jeweiligen Modelle einfließenden Faktoren weisen somit eine räumliche Beschränkung auf. Folglich können als erste Näherung über den Schlag oder Hang gemittelte Kennwerte in der Modellierung verwendet werden. Dieser Mittelwert- oder „*lumped*“-Ansatz, wie ihn etwa die USLE verwendet, ist jedoch nur eingeschränkt aussagekräftig, wenn größere räumliche Einheiten betrachtet werden. Wird dieser Ansatz etwa in einem kleinen Einzugsgebiet angewendet, so werden Prozesse, die auf dieser größeren Skalenebene an Relevanz gewinnen, schlicht und einfach vernachlässigt. Hier sind vor allem Transport und Depositionsprozesse zu nennen. Zum anderen wird die oft komplexere räumliche Beschaffenheit des Einzugsgebiets immer unzureichender abgebildet.

Aus diesem Grunde wird in Modellen, die in der Lage sind, eine höhere räumliche Einheit zu simulieren, ein distributiver Ansatz verfolgt (z.B. WEPP, KINEROS). Dieser ermöglicht die Anwendung angemessener mathematischer Formulierungen der relevanten Transport- und Prozessdynamiken. Darüber hinaus wird die Heterogenität der Flächenbeschaffenheit über eine entsprechende Diskretisierung in das Modelle integriert (vgl. Tab.2.4.1). Nur der distributive Modellierungsansatz erlaubt es, räumliche Skalenebenen miteinander zu verknüpfen, um ein „*up and downscaling*“ zu ermöglichen (vgl. LEE 1998, KING et al.1998, MORGAN 1995). Viele der aktuellen Modelle fügen jedoch lediglich weitere räumliche Elemente zusammen um eine Skalenebene nach oben zu springen, also z.B. vom Hangmodell zum Einzugsgebietsmodell. Dieser „*more of the same*“-Ansatz ist allerdings sehr fraglich, da beim Wechsel der Skalenebene auch die Prozesse komplexer werden (vgl. JETTEN et al 1999, 523).

Einen Skalentransfer auf der temporären Ebene ermöglichen hingegen nur kontinuierliche Simulationsmodelle (vgl. Tab. 2.4.1). Diese sind in der Lage, nicht nur einzelne Ereignisse in ihrer Dynamik zu erfassen, sondern auch über längere Perioden (Monate, Jahreszeiten oder mehrere Jahre) die Erosionsdynamik zu beschreiben. Allerdings ist eine zunehmende Dauer des zu modellierenden Zeitraumes mit einer zunehmenden Variabilität einzelner Eingabeparameter gekoppelt. Aus diesem Grunde müssen beispielsweise die Dynamiken von Pflanzenwachstum, Evapotranspiration oder Grundwasser mit in die Modelle eingebunden werden (vgl. KIRKBY 1999).

Für eine effektive Modellierung der Erosionsprozessdynamik sollten daher die von BLÖSCHL & SIVAPALAN (1995) für die hydrologische Modellierung vorgeschlagenen drei Bereiche: die

Stand der Forschung

Prozessebene, die Beobachtungsebene sowie die Darstellungsebene in räumlicher wie zeitlicher Hinsicht berücksichtigt werden. Die Prozessebene beschreibt hierbei die minimale Auflösung, die für einen bestimmten Prozess erforderlich ist. Die Beobachtungsebene bezieht sich auf die Datenerfassung. Die Messung von Daten beinhaltet eine semantische Präzision und wird mit einer bestimmten geometrischen Auflösung durchgeführt. Die Darstellungsebene repräsentiert die Genauigkeit, mit der das Modell die Realität simuliert.

Die erosionsbeeinflussenden Kenngrößen müssen folglich entsprechend ihrer räumlichen und zeitlichen Ausprägung erfasst werden und sie müssen durch den Modellierprozess abbildbar sein. Die Auswahl des Modells erfolgt also aufgrund der zu modellierenden Skalenbereiche der jeweiligen Erosionsprozesse sowie der zur Verfügung stehenden Eingabeparameter.

Auch wenn der distributive Modellansatz dem Mittelwertansatz in vielen Fragestellungen überlegen ist (GAREN 1999, JETTEN et al. 1999), kann letzterer unter bestimmten Bedingungen dennoch eine sinnvolle Alternative darstellen. Dies ist z. B. der Fall, wenn die für ein distributives, physikalisch basiertes Modell erforderlichen Eingabeparameter nicht zur Verfügung stehen.

2.5.2 Räumliche Diskretisierungsverfahren in der Erosionsmodellierung

Wie oben bereits erwähnt, kann die Diskretisierung eines Untersuchungsgebietes im einfachsten Fall über Durchschnittswerte der einzelnen Kenngrößen erfolgen. Diese Methode der Charakterisierung über Mittelwerte der gesamten Modelliereinheit stößt jedoch an ihre Grenzen, wenn die Modelliereinheit bezüglich der Kenngrößen heterogen strukturiert ist. Schwierigkeiten ergeben sich auch dann, wenn einzelne Prozesse innerhalb des Untersuchungsgebietes näher analysiert werden sollen.

Hier können nur distributive Modelle, die einen systemanalytischen Ansatz verfolgen, weiterhelfen. Den Kern dieses Ansatzes bildet dabei die Art der räumlichen Diskretisierung (KLENKE 1999, MICHL 1999). Dies gilt nicht nur für hydrologische Modelle, sondern auch für Erosionsmodelle, die auf hydrologischen Algorithmen aufbauen. Aus diesem Grunde ist die Qualität der Ergebnisse der distributiven Erosionsmodelle vor allem abhängig von der exakten Darstellung der hydrologischen Prozessdynamik des Einzugsgebiets (FAVIS-MORTLOCK 1998, JETTEN et al. 1999). Die angemessene Übertragung der dreidimensionalen, physiographischen Heterogenität des Untersuchungsraumes in das anzuwendende Modell beeinflusst also die Qualität und Repräsentativität der Modellierungsergebnisse entscheidend (FLÜGEL 1996). Der Versuch, die Heterogenität eines Einzugsgebietes im Hinblick auf eine verbesserte distributive Modellierung abzubilden, wurde durch Ansätze, die in der hydrologischen Modellierung Anwendung finden, beeinflusst.

Die einfachste Möglichkeit besteht darin, das Gesamteinzugsgebiet in Teileinzugsgebiete zu unterteilen. Für die Teileinzugsgebiete können dann Mittelwerte der einzelnen Kenngrößen in der Modellierung verwendet werden. Diese auch als semidistributiver Ansatz bezeichnete Methode kommt beispielsweise im Modell ACRU (SCHULZE 1995) zum Einsatz, das als Erosionskomponente die MUSLE verwendet (WILLIAMS & BERNDT 1977).

Ein prozessorientierterer Ansatz unterscheidet hingegen zwischen den wesentlichen Komponenten, die den Sedimentaustrag aus einem Einzugsgebiet beeinflussen, also der Ablösung von Bodenpartikeln, ihrem Transport sowie den Ablagerungsprozessen. Eine Methode der distributiven Darstellung der Heterogenität der Kenngrößen eines Einzugsgebietes besteht folglich in der Ausweisung von Gerinnebereichen und Flächenelementen, die Oberflächenabfluss generieren. Diesem Ansatz folgen Modelle wie KINEROS (WOOLHISER et al. 1990), WEPP (FLANAGAN & NEARING 1995) oder EUROSEM (MORGAN 1994) (siehe auch Abb. 2.14). RICHTER (KERTESZ 1995) definierte Einheiten mit der gleichen Oberflächenabflussrichtung als Erotope.

Kapitel 2

Dieses einfache Verfahren erlaubte die anschließende Modellierung der flächenhaften Erosion. Die Erotope sind jedoch nur bedingt in der Lage die dreidimensionale Prozessdynamik widerzugeben.

Einen vollständig distributiven Ansatz bieten hingegen rasterbasierte Methoden. Die Erosionsmodelle werden hierbei meistens mit einem Geographischen Informationssystem (GIS) verknüpft. Über das GIS wird das Einzugsgebiet in Rasterelemente unterteilt, für die dann die entsprechenden Eingabeparameter bereitgestellt werden. Dies erlaubt unter anderem auch den Einsatz von Fernerkundungsdaten (DE ROO et al. 1998). Die Rasterelemente sollten dabei natürlich so gewählt werden, dass die entsprechenden Einzugsgebietscharakteristika beibehalten werden (siehe auch REFSGAARD 1997, BLÖSCHEL & SIVAPLAN 1995). Stellvertretend für diesen Ansatz können hier Modelle wie EROSION 2D/3D (SCHMIDT et al. 1997), LISEM (DE ROO et al. 1998) oder Vorgängermodelle wie SEMMED (DE JONG 1994) oder ANSWERS (DE ROO 1989) genannt werden.

Ein Ansatz, der zwar in der hydrologischen Modellierung vielfache Verwendung findet, bisher aber nicht in Erosionsmodellen eingesetzt wurde, beruht auf dem sogenannten *response units* Konzept (FLÜGEL 2000). Hierbei wird davon ausgegangen, dass sich die physiographische Heterogenität von Einzugsgebieten in rasterbasierten Ansätzen nicht angemessen repräsentieren lässt, da die physikalischen Einzugsparameter einfach auf die räumliche Modellentitäten (Pixel) einer bestimmten Auflösung verteilt werden. So kann es folglich passieren, dass hydrologische Prozesse aufgrund der Auflösung des Pixelrasters unberücksichtigt bleiben.

Nach MICHL (1999) liegt grade hierin der Vorteil der *response units*. Diese gewährleisten eine realistischere Abbildung der natürlichen Geometrien über das Konzept der *Finite Elemente*. Die Diskretisierung von homogenen Flächen in Hinblick auf die hydrologische Dynamik wurde unter anderem von FLÜGEL (1996) mit Hilfe der *hydrologic response units (HRU)* durchgeführt (siehe auch LEAVESLY et al. 1983, VIEUX 1993, SCHULTZ 1993). Diese können wie folgt definiert werden (FLÜGEL 1996, 47):

„Hydrological Response Units are distributed, heterogeneously structured entities having a common climate, land use and underlying pedo-topo-geological associations controlling their hydrological transport dynamics.“

Die Unterschiede der hydrologischen Prozesse innerhalb einer HRU sind dabei im Vergleich zu anderen HRUs als gering anzusehen (FLÜGEL 1995, 2000). Darüber hinaus ist die Zahl der HRUs in einem hydrologischen System als limitiert zu bezeichnen. Dies liegt in der Genese des Prozessgefüges einer HRU begründet, welche die Ausprägung der physiographischen Gegebenheiten innerhalb einer HRU beeinflusst. Die einzelnen Parameter, die eine HRU charakterisieren, korrelieren folglich miteinander. Die maximale Anzahl an HRUs, aus denen sich ein Einzugsgebiet zusammensetzt, ist somit geringer als das Produkt aller Merkmalsausprägungen der hydrologischen Kenngrößen (NASH & SUTCLIFFE 1970). HRUs können weiterhin durch Verschneidung mittels GIS-Operationen abgeleitet werden und beinhalten sämtliche die hydrologische Dynamik wesentlich beeinflussenden Parameter. Durch dieses Vorgehen wird ein gegenüber rasterbasierten Ansätzen kompakteres Einzugsgebietsmodell erstellt, welches sich wesentlich einfacher parametrisieren lässt. HRUs können also als natürliche Untereinheiten eines Einzugsgebiets verstanden werden, die es durch eine umfassende Systemanalyse zu erfassen gilt

Wie Untersuchungen von MÜLDERS (1992), DAAMEN (1993) und FLÜGEL (1996) im Bröl-Einzugsgebiet zeigten, können darüber hinaus mit Hilfe des HRU-Ansatzes auch in der Modellierung verbesserte Resultate bei geringerem Rechenaufwand erzielt werden. Außerdem bewies der Ansatz seine konzeptionelle Eignung zu zeitlichen und räumlichen Skalentransfers (MICHL 1999).

Probleme bestehen derzeit bei der abflusswirksamen Vernetzung und Einordnung der HRUs in die topographisch- hydrologische Sequenz des Einzugsgebiets, da die Flächen nicht mehr ausschließlich mit dem Relief in Verbindung stehen (KLENKE 1999). Hier sind insbesondere die subterranean lateralen Flüsse wie beispielsweise der Interflow zu nennen, die nicht unbedingt mit dem Oberflächenabfluss kongruieren müssen. Bei der Betrachtung von groß- mittelmaßstäbigen Einzugsgebieten und relativ grober zeitlicher Auflösung ist dies von untergeordneter Relevanz wie Staudenrausch (1997) feststellte. Die Entwicklung von Netzwerktopologien für die hierarchische Verknüpfung der Teilflächen befindet sich derzeit in der fortgeschrittenen Entwicklungs- und Testphase (STAUDENRAUSCH 1997, REICHE 1995).

2.5.3 Anwendungspotential des Response Units Ansatzes in der Erosionsmodellierung

Wie in den vorangehenden Kapiteln bereits dargelegt, sind die Erosionsprozesse und -formen, die durch das Medium Wasser verursacht werden, eng mit der hydrologischen Dynamik des Einzugsgebietes verknüpft. Unterschiedliche Erosionsprozesse sowie ihre Dynamiken sind darüber hinaus verbunden mit einer determinierten Ausprägung der physischen Eigenschaften der ökologischen Teilsysteme: Boden, Vegetation und Atmosphäre sowie anthropogenen Einwirkungen, die diese Dynamiken erst auslösen oder verstärken.

Wie am Beispiel der hydrologischen Modellierung dargelegt, kann die Prozessdynamik eines Einzugsgebietes unter Verwendung des *response units*-Ansatzes identifiziert, charakterisiert und modelliert werden. Die Vorteile dieser Methode sollten aufgrund der prozessorientierten Struktur des Ansatzes jedoch auch auf andere Prozesse, die mit der hydrologischen Dynamik verbunden sind, übertragbar sein.

Aus diesem Grunde kann das u.a. von FLÜGEL (1995, 1996) zur Beschreibung der hydrologischen Prozessdynamik angewendete Konzept der *response units (RU)* herangezogen werden, um die Reaktion dreidimensionaler Geländeeinheiten hinsichtlich ihres Erosionsverhaltens abzuleiten. Demnach bestehen Geländeeinheiten, die eine homogene Erosionsprozessdynamik aufweisen, aus einer ganz bestimmten Verbindung von erosionsbeeinflussenden Systemparametern wie beispielsweise Korngröße, Bodenstruktur, Wasserleitfähigkeit, Durchwurzelungstiefe etc. und der gleichen Systemzufuhr (Niederschlag). Folglich können als Analogie zu den HRUs erosionsspezifische Geländeeinheiten abgeleitet werden, die im folgenden als *erosion response units (ERU)*² bezeichnet werden sollen und folgendermaßen definiert werden können (siehe auch MÄRKER et al. 1999, FLÜGEL et al. 1999):

„Erosion response units sind räumlich verteilte, dreidimensionale Geländeeinheiten, die heterogen strukturiert sind. Sie weisen eine homogene Vergesellschaftung von Prozessen auf, die kontrolliert werden durch die physiographischen Eigenschaften ebendieser Geländeeinheiten und folglich deren Erosionsdynamik bestimmen. Die Erosionsdynamik ist als homogen in Bezug auf die umgebenden Geländeeinheiten zu betrachten. Abgeleitet mit Hilfe von GIS -Techniken ermöglichen diese prozesskontrollierten Modelleinheiten die Umwandlung des Niederschlagsinputs in den entsprechenden Oberflächen- und subterranean Abfluss mit dem damit gekoppelten Sedimentaustrag durch spezifische Erosionsprozesse“

Gemäß dieser Definition kann das Einzugsgebiet folglich als Bestand räumlicher Prozesseinheiten mit unterschiedlichem Erosionspotential aufgefasst werden. Letztere sind determiniert durch Eigenheiten der physiographischen Komponenten sowie der anthropogenen Einflüsse. Nachdem die ERUs abgeleitet sind, können sie für den räumlichen Skalentransfer in der regionalen Erosionsmodellierung benutzt werden, da sie ihre spezifischen Eigenschaften beibehalten.

² MORGAN et al. (1997) sprechen ebenfalls von *erosion response units* in Zusammenhang mit den land systems (MURDOCH et al. 1971, DENT & YOUNG 1981) welche als dynamische Einheiten angesehen werden können, die eine bestimmte Systemantwort besitzen jedoch im Gegensatz zu den oben definierten ERUs nicht prozessbasiert sind.

Kapitel 2

Durch die Regionalisierung von Informationen eines charakteristischen Teileinzugsgebietes können auf der Grundlage des integrierten Informationsgehaltes der ERUs die Erosionsprozesse und –formen im Gesamteinzugsgebiet abgeleitet werden. Der Informationsgehalt auf der Teileinzugsgebietsebene wird dabei übertragen auf das Gesamteinzugsgebiet, er bleibt jedoch in seiner skalenabhängigen Strukturierung erhalten. So können Informationen über räumliche Einheiten in den Untersuchungsgebieten, die von Erosion betroffen sind oder ein Erosionsrisiko aufweisen, gewonnen werden.

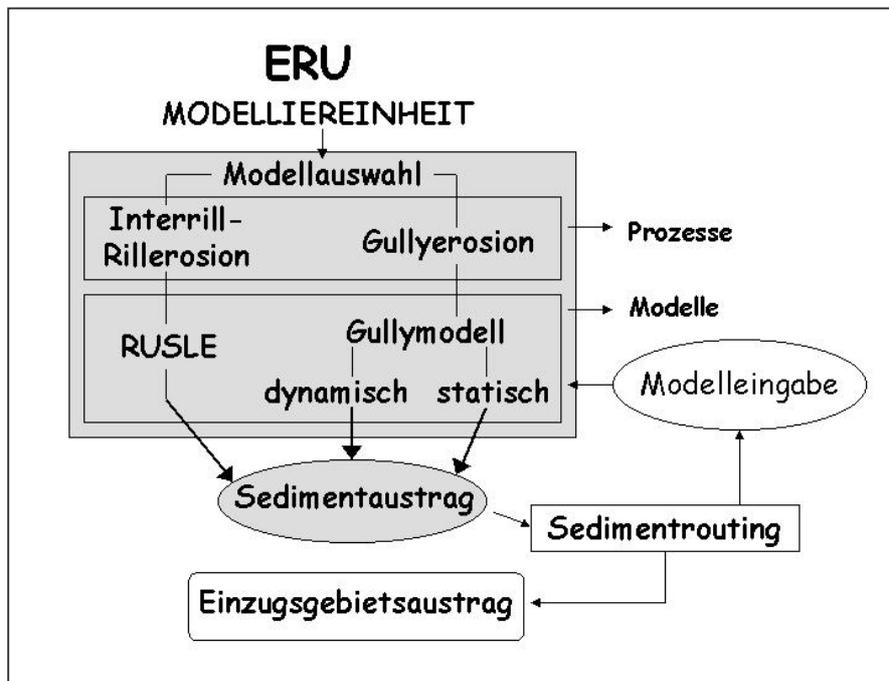


Abbildung 2.16:
Modellierungskonzept
unter Verwendung der
Erosions Response
Units (Entwurf Märker)

Des Weiteren kann, wie erste Untersuchungen gezeigt haben (vgl. FLÜGEL et al. 1999, MÄRKER et al. 1999), eine Aussage über die Erosionsform sowie deren räumliche Verteilung im Einzugsgebiet getroffen werden. Dies ist ein wichtiger Schritt hin zu einer integrativen Modellierung der wesentlichen Erosionserscheinungen in einem Einzugsgebiet. Die Erosionsdynamik eines Untersuchungsraumes kann aufgrund der Kenntnis der räumlichen Verteilung der Erosionserscheinungen mit Hilfe unterschiedlicher erosionsspezifischer Algorithmen präziser simuliert werden.

Eine weitere Funktion der ERUs ist folglich die der Modelliereinheit. Die Struktur der Erosionsmodellierung, die auf dem ERU-Ansatz basiert, kann als vollkommen distributiv bezeichnet werden. Die Modelleinheiten (ERUs) sollten dabei nach Möglichkeit alle Informationen enthalten, die von den Erosionsmodellen verwendet werden. Mit Hilfe der Erosionsmodelle können dann Informationen über absolute Erosionsraten kalkuliert werden. Die Struktur des ERU-Ansatzes ermöglicht dabei die Simulation unterschiedlicher Erosionsprozesse mit spezifischen Modellen. Die Entscheidung, für welche Flächeneinheit welches Modell benutzt wird, kann automatisiert werden, indem der Informationsgehalt der ERU hinsichtlich der Erosionsform verwendet wird. (siehe Abb. 2.16). Ein Beispiel hierfür wäre die getrennte Modellierung von Rill- Interrill-Erosion und Gullyerosion.

Nachdem die Erosionserscheinungen prozessspezifisch für jede Einheit modelliert worden sind, können die Ergebnisse zusammengefasst werden, um die Gesamterosionsleistung im Einzugsgebiet zu berechnen bzw. deren Verteilung darzustellen. Soll der Sedimentaustrag am Auslass des Einzugsgebietes evaluiert werden, so müssen die ERUs über ein Routingverfahren miteinander

Stand der Forschung

verknüpft werden um den Sedimenttransport bis zum Einzugsgebietsauslass zu gewährleisten. Hierbei müssen Depositionsprozesse berücksichtigt werden.

2.6 Forschungsbedarf

Wie aus der Darstellung des aktuellen Forschungsstandes in den vorangehenden Kapiteln deutlich geworden ist, stellt die Erosionsforschung ein sehr komplexes Gefüge aus den unterschiedlichsten Bereichen der Geowissenschaften, der Mathematik, der Physik, der Chemie bis hin zur Geoinformatik dar. Das Phänomen Bodenerosion mit seinen schleichenden und unmittelbaren Auswirkungen ist ein Problem, dem wachsende wissenschaftliche Aufmerksamkeit gewidmet wird und das immer mehr auch mit öffentlichem Interesse verfolgt wird. Insbesondere ist dies der Fall, wo Bodenerosion wirtschaftliche Interessen beeinträchtigt oder eine überregionale Bedeutung erlangt, also vor allem in Bereichen, die eine entsprechende Disposition aufweisen. Im Hinblick auf den globalen Klimawandel und das steigende Bevölkerungswachstum wird sich dieses Interesse in Zukunft noch verstärken (siehe ANDERSON et al. 1991, EDEN 1996, FAVIS-MORTLOCK & GUERRA 1999). Insbesondere die anwendungsbezogenen Bereiche der Erosionsforschung wie etwa die quantitative und qualitative Analyse sowie die Vorhersage der Erosionsprozessdynamik und die damit verbundenen Präventivmaßnahmen sind daher Gegenstand der aktuellen Forschung.

Von diesem Hintergrund ausgehend, können aus der Literaturdiskussion die folgenden allgemeinen Forschungsschwerpunkte zusammengefasst herausgestellt werden. Hierbei lassen sich regionale, prozessspezifische und modellierungsbezogene aktuelle Entwicklungsbereiche der Erosionsforschung unterscheiden:

Regionale Forschungsschwerpunkte:

- Hier sind vor allem Gebiete mit semiaridem bis subhumidem Klima und entsprechender geomorphologisch lithologischer Disposition wie etwa Saprolit- oder Lößsubstrate bzw. Kolluvialbereiche zu nennen bzw. Regionen, die durch den globalen Klimawandel zu Risikobereichen werden,
- weiterhin die, meist mit obigen Bedingungen vergesellschafteten, edaphischen Areale, die durch dispersive Solonetze oder Duplex-Böden mit Schrumpfungsrissen charakterisiert sind,
- darüber hinaus können paläoklimatische Risikobereiche wertvolle Anhaltspunkte zur Abschätzung zukünftiger Entwicklungen liefern, wie etwa Kriterien für Stabilitäts-Instabilitätsphasen der Landschaft,
- schließlich sind Räume mit anthropogenen Risikofaktoren (z.B. Bevölkerungswachstum, intensive Landwirtschaft) Gegenstand intensiverer zukünftiger Forschung

Prozessspezifische Forschungsschwerpunkte:

- Im Bereich des Bodenwasserhaushaltes sind sicherlich weitergehende Studien zur Klärung der Auswirkungen der Bodenwasserdynamik auf die Oberflächenabflussbildung nötig. Insbesondere ist hier die Rolle des Sättigungsüberschusses und Interflows für den Oberflächenabfluss sowie auch für subterrane Erosionsprozesse wie etwa Piping zu nennen.
- Die Bedeutung von Makroporen und Bodenstrukturgrenzen für die Erosionsprozesse sind bisher nur unzureichend untersucht worden.
- Die Vorhersage der räumlichen Verteilung und Lage von Erosionserscheinungen, vor allem der Rill- und Gullyerosion, stellt ein weiteres vordringliches Ziel dar.
- Darüber hinaus sind eingehendere Studien zur Entwicklungsdynamik der Gullyerosionsprozesse wünschenswert, wobei insbesondere Langzeitstudien und Altersbestimmungen dieser Prozesse bisher vernachlässigt wurden.
- Schließlich muss der Entwicklung methodischer Werkzeuge zur Abschätzung und Integration der anthropogenen Wirkungsebene eine erhöhte Aufmerksamkeit geschenkt werden

Modellierungsbezogene Forschungsschwerpunkte:

- Für die Modellentwicklung stellt die Integration verbesserter hydrologischer Algorithmen zur Beschreibung der Bildung des Oberflächenabflusses einen wesentlichen Schwerepunkt dar.
- Ebenso sollte auch die Einbindung von bisher unberücksichtigt gebliebenen Erosionsprozessen wie etwa Gullyerosion, Piping oder Bodenverkrustung vorangetrieben werden, wobei der subterrane Abfluss in den hydrologischen Routinen berücksichtigt werden muss.
- Die fortschreitende Verknüpfung von Erosionsmodellen mit GIS-Verfahren ist insbesondere für eine prozessorientierte Modellierung von Bedeutung.
- Weiterhin ist eine Koppelung der räumlichen und zeitlichen Skalenebenen notwendig, um ein „*up and downscaling*“ zu ermöglichen. Dies erlaubt schließlich die Regionalisierung der Modellergebnisse auf Einzugsgebietsebene.
- Ein weiterer Schwerpunkt zukünftiger Forschung liegt in der Parametrisierung. Die Entwicklung operationeller Methoden zur Ableitung von räumlich und zeitlich distributiv verteilten Modellparametern mit Hilfe von Fernerkundung und GIS erscheinen besonders vordringlich. Insbesondere sei auf die Analyse von Parameterdynamiken wie etwa jahreszeitliche Schwankungen der Bodenerodibilität oder von pflanzenspezifischen Parametern hingewiesen sowie auf deren Integration in die Langzeit-Modellierung.
- Hierbei stellt die Entwicklung von Methoden zur detaillierten räumlichen Identifikation von Erosionsprozessen ein vorrangiges Ziel dar. Die Entwicklung und Validierung von Methoden zur Diskriminierung von heterogen verteilten prozessspezifischen Modellentitäten sollte dabei näher untersucht werden.
- Darüber hinaus sollten weitergehende konzeptionelle Untersuchungen zur Kombination verschiedener Erosionsprozessalgorithmen unter Verwendung distributiver Strukturen vorangetrieben werden.
- Im Hinblick auf datenarme Regionen und Zukunftssimulationen (*global change*) stellt die Entwicklung von Modellen, die ohne Kalibrationsprozesse zuverlässige Ergebnisse liefern, einen weiteren Schwerpunkt dar.
- Schließlich sollten Erosionsmodelle in integrative Ressourcenmanagement-Systeme eingebunden werden um das Verständnis des Gesamtlandschaftshaushalts zu verbessern.

Abgesehen von diesen allgemeinen Forschungsschwerpunkten, die insbesondere auch für den Untersuchungsraum gültig sind, stellt vor allem die Entwicklung von anwendungsorientierten robusten Verfahren zur Analyse der Erosionsprozessdynamik in strukturschwachen Regionen mit geringer Datendichte und/oder -qualität eine besondere Herausforderung dar. Dies ist bisher vernachlässigt worden, da die aktuellen Methoden und Modelle vorrangig für die Agrarräume der Industriestaaten entwickelt wurden. Besonders schwerwiegend ist darüber hinaus, dass ganze Prozessbereiche wie etwa die Gullyerosion nur unvollkommen berücksichtigt worden sind. Für die Situation im südlichen Afrika lassen sich darum ganz spezifische Forschungsdefizite ausweisen:

- Entwicklung von Methoden zur Modellierung von Räumen mit geringer Datendichte und/oder -qualität. Im südlichen Afrika sind bisher meist nur empirische Modelle wie SLEMSA oder USLE zum Einsatz gekommen.
- Anwendung der gegenwärtig vorhandenen Erosionsmodelle, insbesondere der physikalisch basierten prozessorientierten Modelle, in den unterschiedlichen geographischen Regionen des südlichen Afrikas, um deren Validität zu testen.
- Die Einbindung der für die Region charakteristischen Prozesse. Zu nennen sind insbesondere die Gullyerosion sowie die spezifischen Niederschlags-Abflussbedingungen.
- Die Verknüpfung der Verteilung der Erosionsformen innerhalb von Einzugsgebieten mit entsprechenden Modellen bzw. Modellstrukturen.
- Die Ableitung distributiver prozessbasierter Einheiten für die Charakterisierung der physiographischen Heterogenität von Einzugsgebieten.
- Integrative Studien zur Erosionsprozessdynamik von ganzen Einzugsgebieten.

Kapitel 2

- Entwicklung von Methoden und Verfahren zur Regionalisierung von Modellergebnissen
- Die Datenableitung und –bereitstellung. Für die Validierung der Modelle fehlen vor allem detaillierte Daten zum Sedimenttransport.
- Die Entwicklung von Methoden und Verfahren der Fernerkundung, welche die Sedimentfracht in größeren Flusseinzugsgebieten in ihrer zeitlichen und räumlichen Dynamik erfassen können.
- Die Ableitung von modellspezifischen Parametern wie etwa bodenhydrologischen oder vegetationspezifischen Kennwerten mit Fernerkundungstechniken.
- Umsetzung der aus den Simulationen gewonnenen Erkenntnisse in Präventivmaßnahmen, deren Auswirkungen mit entsprechenden Monitoringschritten zu überprüfen sind.

Aus der Auflistung der Forschungsdefizite ergibt sich, dass die Erosionsforschung im südlichen Afrika noch ein erstaunlich weites Betätigungsfeld, insbesondere in den Bereichen der Datengewinnung und Modellierung sowie der Regionalisierung der Modellierungsergebnisse bietet. Im Lichte der außerordentlich hohen Disposition zu Erosionsphänomenen aufgrund der Naturraumausstattung und des anthropogenen Wirkungsgefüges erscheinen deshalb weitere konzentrierte Forschungsaktivitäten in dieser Region von besonderer Relevanz. Diese Arbeit soll vor allem zur integrativen prozessspezifischen Erosionsmodellierung in Einzugsgebieten sowie der Regionalisierung der dabei gewonnenen Ergebnisse beitragen.

Stand der Forschung

Kapitel 2

Kapitel 3

Zielsetzung der Arbeit und methodische Vorgehensweise

3.1 Arbeitsziele

Aus den vorangehenden Kapiteln zum aktuellen Forschungsstand und den in Kapitel 2.6 ausgewiesenen Forschungsdefiziten können die nachfolgend aufgeführten Schwerpunkte für die vorliegende Untersuchung formuliert werden.

Übergeordnetes Ziel der Arbeit ist es, die Erosionsformen und -prozesse in den zwei gewählten Untersuchungsgebieten des südlichen Afrikas regional auszuweisen sowie mit Hilfe von Erosionsmodellen deren Dynamik zu simulieren. Zum Erreichen dieses Zieles sind schwerpunktmäßig folgende Arbeitsschritte durchzuführen:

- Entwicklung und Anwendung eines integrativen Konzepts, basierend auf dem „*response units*-Ansatz“ zur Identifikation und Darstellung der erosionsrelevanten Einzugsgebietscharakteristika und gleichzeitig zur Übertragung der Ergebnisse aus ausgewählten Teileinzugsgebieten auf das Gesamteinzugsgebiet (Regionalisierung). Die distributive Struktur soll dabei die Grundlage für die Prozessmodellierung bilden.
- Erstellung der notwendigen Datengrundlage durch Geländearbeit, Fernerkundungsanalysen sowie die Literatur- und Kartenmaterialauswertung. Die für die Bodenerosion relevanten Parameter sollen mit Hilfe von Datenbank und GIS gespeichert, dargestellt und bearbeitet werden.
- Ausweisung aktueller Erosionsintensitäten und Prozesse sowie ihrer räumliche Verteilung als erster Zwischenschritt für die nachfolgende Identifizierung potentiell durch Bodenerosion gefährdeter Gebiete (*Susceptibility*).
- Parametrisierung der einzelnen Modellkomponenten mit Hilfe von GIS-Methoden.
- Modellierung der absoluten Raten der Bodenerosion und Ableitung der sich daraus ergebenden Dynamik. Wichtig ist dabei, dass Modelle ausgewählt werden, die nach Möglichkeit alle für diesen Raum charakteristischen Erosionsprozesse sowie die Datengrundlage berücksichtigen. Die im Untersuchungsraum zu modellierenden Abtragungsprozesse sind vor allem die flächenhafte Erosion (Rill- und Interrill-Erosion) und die linienhafte Gullyerosion.
- Modellierung der Gullyerosionsprozesse und Ableitung der Entwicklungsdynamik der Gullyerosion.
- Integration der unterschiedlichen Erosionsmodelle auf Einzugsgebietsebene, um eine Aussage über die Gesamterosionsleistung zu ermöglichen. Dabei müssen geeignete Methoden angewendet oder entwickelt werden, die es ermöglichen, Transport und Depositionsprozesse zu berücksichtigen.
- Validierung und Diskussion des verwendeten konzeptionellen integrativen Modellierungsansatzes anhand von Simulationsergebnissen vorangehender Studien und den vorhandenen gemessenen Informationen zum Sedimentaustrag.
- Simulation von Szenarien, die die Erosionsdynamiken und -prozesse unter geänderten Rahmenbedingungen vorhersagen.

Gemäß der anwendungsspezifischen Schwerpunkte der Arbeit sowie der methodischen Zielsetzungen sind für die vorliegende Untersuchung in Bezug auf den *response units*-Ansatz in

Kapitel 3

der Erosionsmodellierung und der anschließenden Regionalisierung der Ergebnisse folgende Fragen zu beantworten:

- Ist das *response units*-Konzept generell in der Erosionsmodellierung als Diskretisierungsansatz anwendbar und welche Vorteile bietet es gegenüber herkömmlichen Konzepten insbesondere im südlichen Afrika?
- Können die *response units* als Modellentität unter Verwendung verschiedener empirischer und physikalisch basierter Modelle im südlichen Afrika erfolgreich eingesetzt werden?
- Kann der *response units*-Ansatz zur Regionalisierung der Simulationsergebnisse verwendet werden?

3.2 Methodische Vorgehensweise

Nachdem in den vorangehenden Kapiteln der Stand der Forschung (2), einige theoretische Grundlagen (2.4) und der Forschungsbedarf (2.6) dargestellt wurden, konnten daraus die im vorangehenden Abschnitt ausgewiesenen Zielsetzungen der Arbeit (3.1) abgeleitet werden. Mit der regionalen Einordnung und der Vorstellung der physiographischen Gegebenheiten der Untersuchungsgebiete leitet Kapitel 4 zu den in Kapitel 5 zusammengefassten Ergebnissen über. Dabei wird in Kapitel 4.2 auf bisher durchgeführte Studien und Arbeiten zur Erosion in den Einzugsgebieten eingegangen. Die Datengrundlage und der Aufbau des Datenpools für die Analyse der Testgebiete werden in Kapitel 4.3 erläutert.

Die Darstellung der im Rahmen der vorliegenden Untersuchung durchgeführten Arbeiten und Ergebnisse (Kapitel 5) kann gemäß der Zielsetzungen der Arbeit in verschiedene Teile untergliedert werden:

- Kapitel 5.1 beschreibt die Ableitung der *erosion response units (ERU)*, die in den folgenden Kapiteln als Grundlage der Modellierung der wesentlichen Erosionsprozesse und ihrer Dynamiken in den Testeinzugsgebieten dient.
- Hierzu werden zunächst die Eingabeparameter vorbereitet (5.3)
- und anschließend die Erosionsprozesse für die jeweiligen Testeinzugsgebiete getrennt modelliert (5.4 Modellierung der flächenhaften Erosionsprozesse; 5.5 Modellierung der Gullyerosionsprozesse).
- Im Kapitel 5.6 werden die aus den separaten Modellierungen resultierenden Ergebnisse integriert und regionalisiert,
- Abschnitt 5.7 bietet eine Zusammenfassung und Bewertung der Simulationsergebnisse.

Abschnitt 5.1 kann weiter untergliedert werden in die photogrammetrischen Analysen zur Ableitung der Erosionserscheinungen anhand von Luftbildern (5.1.1). Dazu soll die verwendete Methodik der Klassifizierung erläutert und die gewonnenen Ergebnisse sollen dargestellt werden. Die in Abschnitt 5.1.1 gewonnenen Ergebnisse dienen als Referenzgrundlage für die abschließende Ableitung der *ERUs*. Des Weiteren fließen in die Ableitung der *ERUs* die wesentlichen physiographischen Kenngrößen der Testeinzugsgebiete ein. Diese müssen im Hinblick auf Erosionsprozesse und Formen zunächst identifiziert und nachfolgend parametrisiert werden (5.1.2). Im anschließenden Abschnitt 5.1.3 werden die *ERUs* mit Hilfe von Verschneidungs- und Reklassifizierungsverfahren unter Verwendung der Referenzeinheiten (5.1.1) deduziert (Kapitel 5.1.3). Abschnitt 5.1.4 stellt die Regionalisierung der *ERU*-Informationen auf den Bereich des Gesamteinzugsgebietes dar. Dabei sollen als erster Zwischenschritt die räumliche Verteilung der potentiellen Erosionsgefährdung und die damit verknüpften Erosionsprozesse im Gesamteinzugsgebiet aus den *ERU*-Informationen abgeleitet werden (5.1.5).

Zielsetzung der Arbeit und methodische Vorgehensweise

In Abschnitt 5.4 und 5.5 werden auf Grundlage der ERUs die in den Untersuchungsgebieten identifizierten Erosionsprozesse simuliert. Dazu soll zunächst die Auswahl der Modelle in den Einzugsgebieten gemäß Kapitel 2.4. erläutert und begründet werden (Kapitel 5.2). Die zur Modellierung der flächenhaften Erosion sowie der Gullyerosion notwendigen Eingabedaten werden dann aus dem bestehenden Datenpool (Kapitel 4.3) abgeleitet (Kapitel 5.3). Dieser soll somit erweitert werden und über die Verwendung von GIS Verfahren mit den Modellen verknüpft werden. Fehlende Eingangsinformationen insbesondere der Gullyerosionsmodelle müssen darüber hinaus identifiziert und Methoden zu ihrer Ableitung vorgestellt werden (5.3.2).

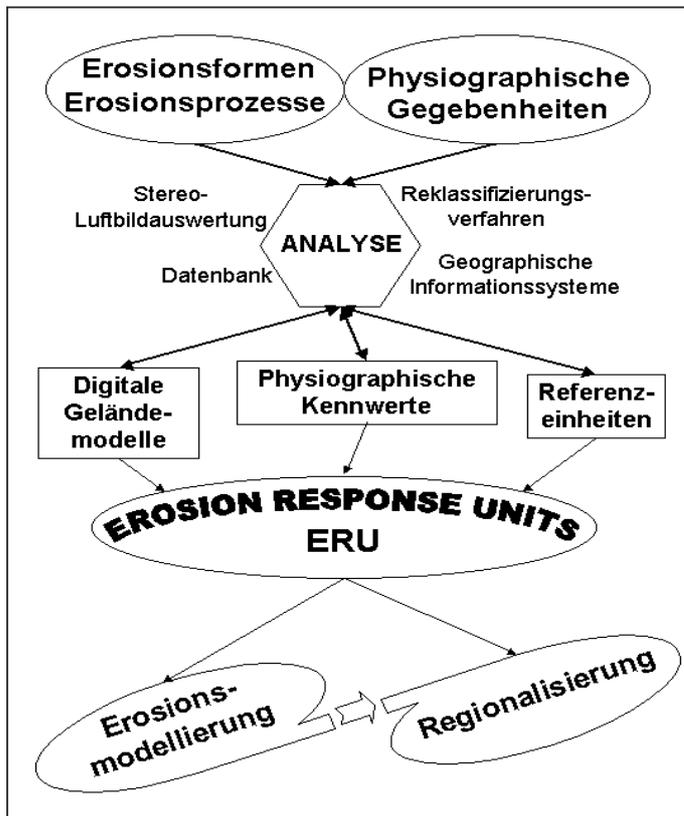


Abbildung 3.1: Schema der methodischen Vorgehensweise (Entwurf: Märker)

Die Modellierungsergebnisse werden schließlich in Abschnitt 5.4, 5.5 behandelt. Dazu werden die flächenhaften Erosionsprozesse und die Gullyerosionsprozesse separat simuliert. Die Modellierung der flächenhaften Erosionsprozesse wird mit der RUSLE auf *ERU* Basis durchgeführt und die Ergebnisse für die beiden Untersuchungsgebiete werden getrennt dargestellt (Mkomazi Testeinzugsgebiet 5.4.2, Mbuluzi Testeinzugsgebiet 5.4.3) In Kapitel 5.4.4 werden die Modellierungsergebnisse validiert und diskutiert.

Die Modellierung der Gullyerosion ist ebenfalls in mehrere Schritte gegliedert. Kapitel 5.5.2 erläutert die Kalibrierungs- und Optimierungsverfahren der Gullymodelle während in Kapitel 5.5.3 die Simulationsergebnisse vorgestellt werden. Die mit Hilfe der Modellierung gewonnenen Erosionsraten werden in Kapitel 5.5.4 ausgewiesen. Abschließend wird in Kapitel 5.5.5 eine Diskussion und Validierung der Modellergebnisse vorgenommen

Die Übertragung der in Abschnitt 5.1- 5.5 gewonnenen Ergebnisse auf das Gesamteinzugsgebiet ist schließlich Gegenstand von Kapitel 5.6. Ziel ist es die Ergebnisse der einzelnen Simulationen der Erosionsprozesse zu integrieren. Dabei soll die Struktur der *ERUs* erhalten bleiben.

Kapitel 3

Zunächst werden die Resultate der Gullyerosionsmodellierung regionalisiert (Kapitel 5.6.1) wofür erst einmal die aktiven Gullysysteme mit Hilfe von Fernerkundungsmethoden ausgewiesen werden (Kapitel 5.6.1.). Anschließend werden die Gullyerosionsraten auf die aktiven Gullysysteme übertragen (Kapitel 5.6.2). In Kapitel 5.6.3 wird schließlich die Integration der Modellergebnisse unter Verwendung des ERU-Konzeptes vorgenommen. Die *ERUs* werden im Anschluss daran unter Berücksichtigung der topographisch-hydrologischen Sequenz hierarchisch verknüpft (Kapitel 5.6.4). Der für die einzelnen *ERUs* modellierte Sedimentaustrag kann folglich unter Verwendung von Routingverfahren und unter Berücksichtigung von Depositionsalgorithmen, die die topographischen und vegetationsspezifischen Charakteristika des Abflussverhaltens miteinbeziehen, bis zum Einzugsgebietsauslass geleitet werden (Kapitel 5.6.5). Dies wird unter zur Hilfenahme von GIS-Verfahren erfolgen. Abschließend wird in Kapitel 5.6.6 die Regionalisierung der Erosionsprozesse anhand der Ergebnisse der Testeinzugsgebiete diskutiert.

In Kapitel 5.7 sollen die Ergebnisse der ERU-Ableitung und Regionalisierung sowie der Modellierung (Kapitel 5.1 –5.5) und der anschließenden Regionalisierung der Modellergebnisse (Kapitel 5.6) zusammenfassend diskutiert und bewertet werden.

Kapitel 6 stellt die Ergebnisse der Arbeit und die verwendeten Konzepte in den Gesamtzusammenhang der Erosionsproblematik des südlichen Afrikas. Dazu werden die durchgeführten Prozessanalysen verglichen und erörtert.

Wie aus der Vorgehensweise deutlich wird, bildet das in dieser Untersuchung entwickelte und angewendete Konzept der *erosion response units* nicht nur die Ausgangsstruktur für die räumliche und zeitliche Identifikation und Darstellung der Erosionsprozesse, sondern es wird, wie in Abbildung 3.1 dargestellt, auch die Erosionsdynamik mit Hilfe von Modellen auf Grundlage der *ERUs* simuliert. Anschließend werden die Resultate ebenfalls unter zu Hilfenahme der *ERU*-Struktur regionalisiert.

Kapitel 3

Kapitel 4

Untersuchungsgebiete, Datengrundlage und Vorarbeiten

Im folgenden Kapitel werden die beiden Untersuchungsgebiete unter Verwendung regional-geographischer Arbeiten vorgestellt. Darauf folgend wird auf die bisherigen Forschungsaktivitäten in Bezug auf erosionsrelevante Fragestellungen zusammenfassend eingegangen. Abschließend werden die für den Aufbau des Datenpools verwendeten Informationen und Vorarbeiten vorgestellt.

4.1 Regionale Einordnung und physiographische Gegebenheiten der Untersuchungsgebiete

Wie Abbildung 4.1 zeigt, liegen die beiden Untersuchungsgebiete im südlichen Afrika. Das Mkomazi-Einzugsgebiet befindet sich im Süden der Provinz KwaZulu/Natal (Republik Südafrika) und erstreckt sich vom Steilabfall der Drakensberge im Nordwesten bis hin zum Indischen Ozean im Südosten. Die Quellen des Mkomazi liegen in den oberen Drakensbergen in Höhen von etwa 3300 m ü.NN. Die Länge des Flusslaufs beträgt ca. 170 km, wobei die Mündung 40 km südwestlich von Durban gelegen ist. Die gesamte Einzugsgebietsfläche beträgt 4383 km² (DWAf, 1998).



Abbildung 4.1: Geographische Lage der Einzugsgebiete des Mbuluzi und des Mkomazi im südlichen Afrika (Entwurf: Märker)

Kapitel 4

Der Mbuluzi River entspringt hingegen nordwestlich von Mbabane in den Ngwenya Bergen (Swaziland), fließt dann ostwärts durch Nord- und Zentralswaziland und mündet schließlich in Mozambique in den Indischen Ozean. Das Einzugsgebiet umschließt eine Fläche von 5700 km². Davon entfallen auf swasiländisches Territorium 3320 km² (STROMQUIST 1992) (siehe Abbildung 4.1). Nachfolgend wird nun die naturräumliche Ausstattung der beiden Einzugsgebietes vorgestellt, wobei die einzelnen Parameter insbesondere hinsichtlich ihrer erosionsbeeinflussenden Wirkung betrachtet werden sollen.

4.1.1 Das Mkomazi Einzugsgebiet

Das Einzugsgebiet kann in vier physisch-geographische Zonen untergliedert werden: die Küstenebene bis zu Höhen von 500 m ü.NN; das Küstenhinterland von 500 m bis 2000 m ü.NN; das Bergland bis etwa 2500 m ü.NN und die Hochgebirgsregion bis in Höhen von ca. 3300 m ü.NN. Abbildung 4.2 zeigt die Verteilung der Höhenzonen im Einzugsgebiet.

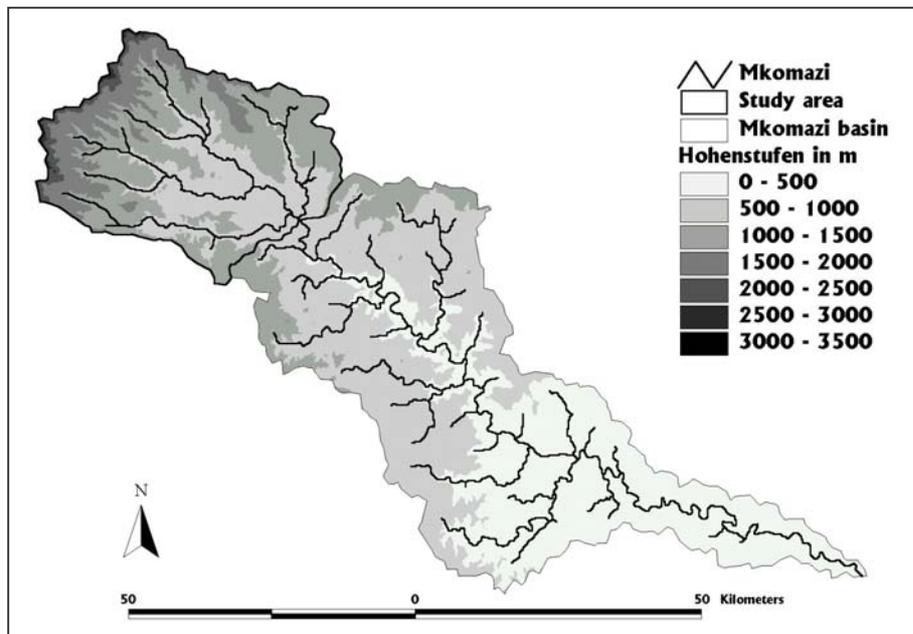


Abbildung 4.2:
Der Mkomazi und seine Hauptnebenarme sowie die Verteilung der Höhenzonen im Einzugsgebiet (Entwurf: Märker).

Klima

Das Klima von KwaZulu/ Natal wird im Wesentlichen durch die fluktuierende Lage der Südatlantik- und der Indiantizyklonen sowie durch Störungen der Westwinddrift beeinflusst (PRESTON-WHYTE & TYSON 1988). Diese Luftströmungen sind zum einen verantwortlich für die Advektion von Feuchtigkeit, andererseits führen sie in Verbindung mit einem Küstentiefl zu adiabatisch sich erwärmenden Luftströmungen vom *Escarment* der Drakensberge in Richtung See (Bergwind mit Föhnneffekt). Diese Luftströmung mit Föhnneffekt kann mehrere Tage anhalten und trägt wesentlich zur Austrocknung der Böden bei (PRESTON-WHYTE & TYSON 1988). In Abwesenheit von starken synoptischen Druckgebilden entstehen mesoskalige diurnale Land – See-Strömungssysteme, hervorgerufen durch die regionale Orographie (PRESTON-WHYTE et al. 1991, TYSON et al. 1976).

Abbildung 4.3 gibt einen schematische Überblick über die steuernden Druckgebilde und die damit verbundenen Wettertypen des südlichen Afrikas (nach TYSON & PRETSTON –WHYTE 2000).

Untersuchungsgebiete, Datengrundlage und Vorarbeiten

Aufgrund der Lage des Einzugsgebietes sowie der topographischen Gegebenheiten sind die klimatischen Bedingungen folglich durch hohe jahreszeitliche Schwankungen mit trockenen Wintern und Sommerregen charakterisiert.

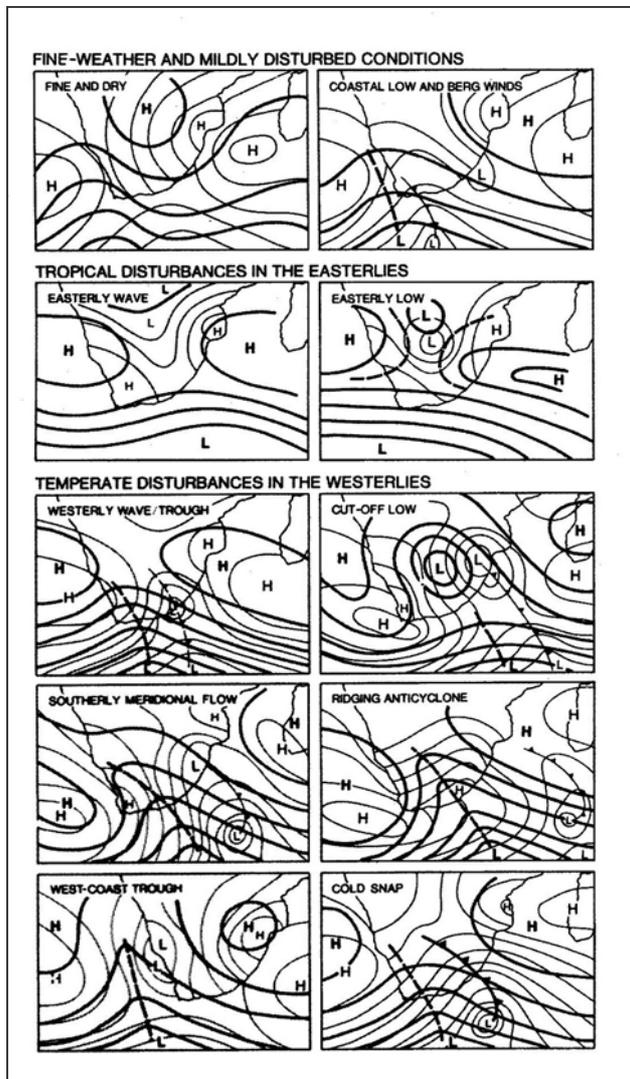


Abbildung 4.3: Schematische Klassifikation der Wassertypen des südlichen Afrikas basierend auf den Druckgebilden in Bodennähe (dünne Linien) und auf der 500hPa Fläche (dicke Linien) (nach TYSON & PRETSTON – WHYTE 2000)

Die Jahresdurchschnittstemperatur beträgt an der Küste (Durban) 20 °C, während in den Drakensbergen in den Kammereichen nur etwa 7 °C erreicht werden (SCHULZE 1979). Die Januartemperaturen steigen im oberen Bereich des Einzugsgebietes auf 21°C gegenüber 24°C im Küstenbereich (Durban). Die Minimumtemperaturen im Juli liegen zwischen unter 10° C im Bergland und 16,5° C im Küstenbereich. Im Winterhalbjahr werden vor allem im oberen Einzugsgebiet Minustemperaturen registriert. Oberhalb von 3000 m ü. NN kann es sogar an mehr als 160 Tagen zu Frost kommen (GRAB 1997).

Die Jahresniederschläge variieren zwischen 1000 mm und 1800 mm in den Kammereichen der Drakensberge bis hin zu weniger als 700 mm in den zentralen Bereichen des Einzugsgebietes, welche zudem die trockensten sind (SEUFFERT et al. 1999, SCHULZE 1979, KILLICK 1963). 70 % der Jahresniederschläge fallen in den Sommermonaten November bis März, während zwischen Mai und August lediglich bis zu 10 % zu verzeichnen sind. Die Hauptniederschlagsform bilden orographische Gewitterniederschläge, die oft mit Hagel verbunden sind (TYSON & PRETSTON – WHYTE 2000). In den Wintermonaten sowie im Spätherbst und in den ersten Frühjahrsmonaten sind gelegentlich aber auch Tiefdruckgebiete mit Kaltfronten für die Niederschläge verantwortlich, die in den Hochgebirgsregionen teilweise als Schnee fallen (TYSON et al. 1976).

Kapitel 4

Die Niederschlagsenergie, die als Parameter bei der Berechnung der Bodenerosion einfließt, wurde für Südafrika von SMITHEN (1981) als EI_{30} nach WISCHMEIER & SMITH (1978) bestimmt und liegt im Mkomazi Einzugsgebiet zwischen 200 und 400 (10^7 J/ha). Abbildung 4.4 zeigt die Verteilung der Jahresmittelwerte des Erosivitätsindex R in 10^7 J/ha für das südliche Afrika. Die saisonale Dynamik der Niederschlagsereignisse spiegelt sich im Abflussgang des Mkomazi mit den Hauptabflussspitzen im Mai, Juni wider.

Abbildung 4.5 zeigt den Gang des Abflusses für zwei Stationen im Bereich des Einzugsgebietes (U1H005, Lundies Hill im Oberlauf; Einzugsgebiet ca. 1750 km^2 ; U1H006, Delos Estate im Mündungsbereich, Einzugsgebiet 4350 km^2).

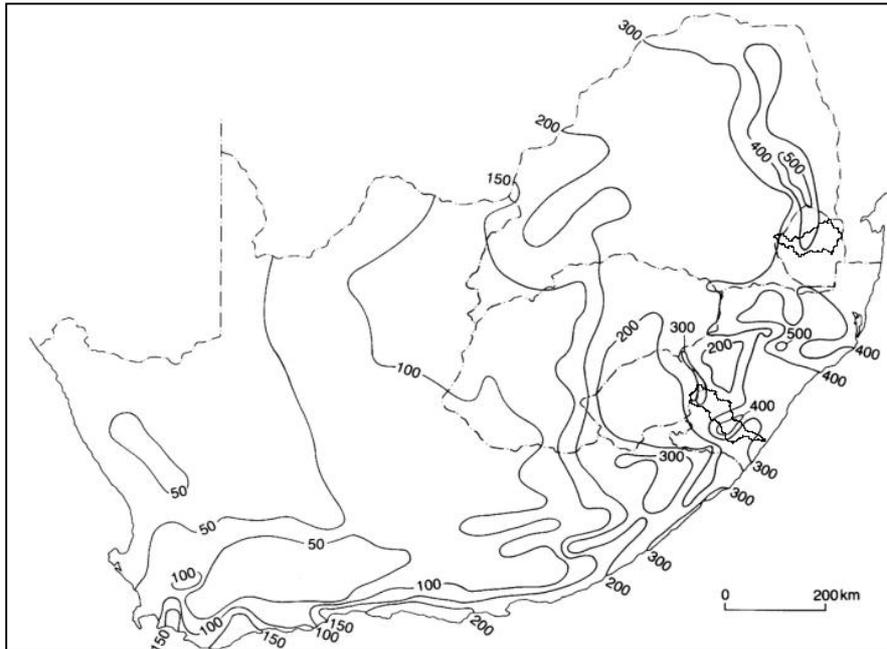


Abbildung 4.4:
Verteilung der Jahresmittelwerte des Erosivitätsindex, R , in 10^7 J/ha für das südliche Afrika (verändert nach SMITHEN & SCHULZE 1982)

Der Gesamtabfluss im Mündungsbereich beträgt im langjährigen Mittel 905 Mio. m^3 /Jahr (DWAF 1998). Auf das Einzugsgebiet bezogen entspricht dies einer durchschnittlichen Abflusshöhe von etwa 208 mm pro m^2 und Jahr.

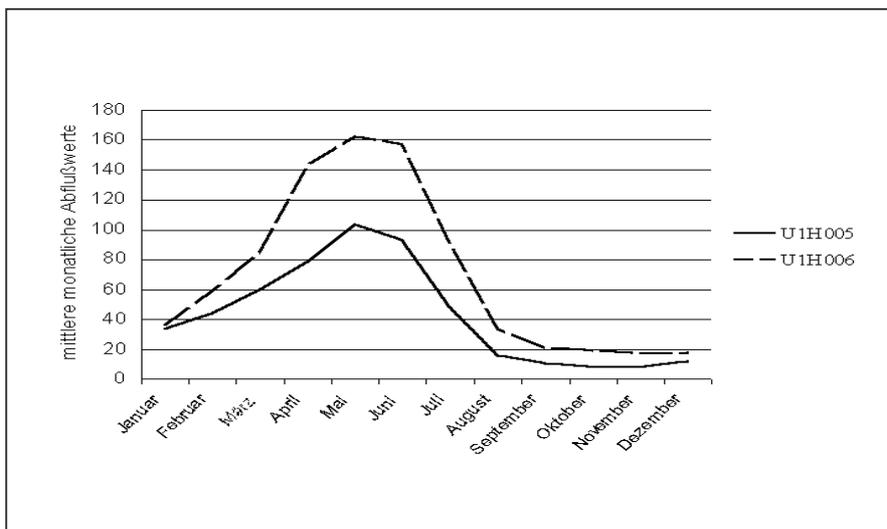


Abbildung 4.5:
Abflussgang der Stationen Lundies Hill (U1H005) und Delos Estate (U1H006) in Mio. m^3 /Monat (gemittelt aus den Jahren 1963-87); Quelle: CCWR (1997).

Geologie und Geomorphologie

Die Geologie des Mkomazi-Einzugsgebietes wird durch den Steilabfall der Drakensberge und die in Nord-Süd-Richtung verlaufende „Natal-Monokline“ dominiert (KING 1982, OLLIER & MARKER 1985). Die Landschaft besteht aus einer Reihe von zergliederten Stufen vom Küstentiefland über die „Natal Midlands“ und dem Escarpment der Drakensberge bis hin zum Lesotho-Plateau. Die ältesten Schichten des archaischen Grundgebirges bestehen aus hochmetamorphen präkambrischen Gneisen und Graniten, welche lediglich an der Küste in einem schmalen Ausstrich aufgeschlossen sind. Darüber lagern Schichten des Capesystems (Natal-Gruppe) (Ordovizium-Silur), die gegenüber Verwitterung sehr resistent sind und Kliffs ausbilden.

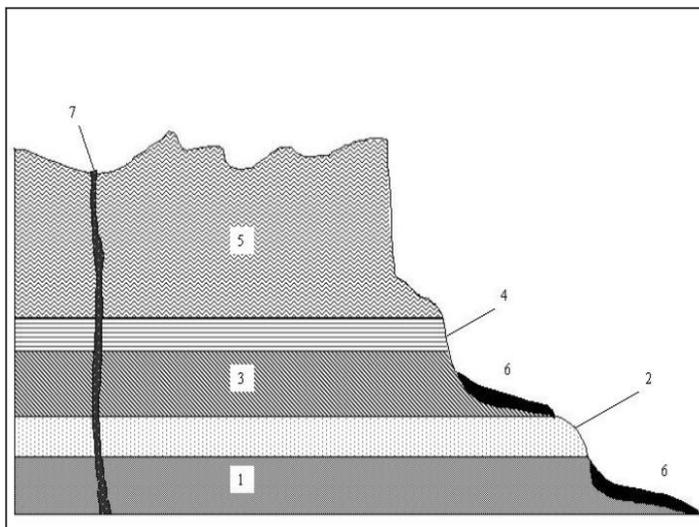


Abbildung 4.6: Schematischer Aufbau der Geologie der Drakensberge nach PICKLES (1985) 1) Sandsteine und rote/grüne Schluffsteine der Tarkastaduntergruppe. 2) Grobkörnige Sandsteine der Moltenoformation. 3) Rote Schluffsteine und Sandsteine der Elliotformation. 4) feinkörnige Sandsteine der Clarensformation. 5) amygdaloidale Laven der Drakensberggruppe. 6) teilweise verfestigte Kolluviale Ablagerungen der Masotcheni-Formation. 7) Doleritgänge

Die nächstjüngeren Ablagerungen der Karoo-Sequenz beginnt mit Tilliten und Schiefen der Dwyka Serie, die glazialen Ursprungs ist (Moränenablagerungen) und dem Permokarbon zugeordnet werden kann (SAVAGE 1972). Konkordant auf diese aufgeschichtet sind Folgen der Ecca-Serie (Perm), die den Großteil der „Midlands“ charakterisieren. Die Höhenzüge bestehen meist aus resistenten Doleritintrusionen, die zum Spaltenvulkanismus an der Wende Trias/ Jura gehören. Das Escarpment der Drakensberge gewährt schließlich Einblick in die geologische Abfolge von Perm bis zum Quartär. Die ältesten Gesteine im oberen Mkomazi sind dunkelgraue Schiefer, Sand und Schluffsteine der Estcourt Formation. Die nächstjüngere Formation, die wie die vorhergehende zur Beaufort Gruppe gehört, ist die triassische Tarkastad Formation, die aus roten und grünen Sand- und Tonsteinen feiner bis mittlerer Korngrößen besteht. Die darauf folgenden Schichten sind aus verschiedenen Sand- und Tonsteinen der triassischen Molteno, Elliot und Clarens Formationen aufgebaut. Oberhalb dieser Sedimentationsserien wurde während des Juras eine mächtige Sequenz aus basaltischen Laven der Drakensbergformation abgelagert, welche durch Doleritintrusionen gestört ist. In Mittel- und Unterhangbereichen der triassischen Formationen sind teilweise verfestigte kolluviale Ablagerungen und Paläosols der Masotcheni Formation sowie alluviales quartäres Material zu finden (DAVIS 1976, LINSTROM 1979, siehe Abb. 4.6). Insbesondere die jurassischen Doleritintrusionen und die Sedimentgesteine der Estcourt Formation (Beaufort Gruppe) sind vergesellschaftet mit der quartären Masotcheni Formation und damit sehr anfällig für Gully- bzw. Dongaerosion (BOTH A 1996).

Während der polyzyklischen Landschaftsentwicklung aufgrund von epirogenen Aufwärtsbewegungen in Mittelmiozän und Spätpleistozän haben die Sedimentgesteine der Estcourt-Formation sowie die Doleritintrusionen eine strenge Kontrolle auf die Verwitterungs- und Erosionsprozesse in dieser Region ausgeübt. Unregelmäßige Einschneidungen in die durch Erosion geschaffene präexistente Landschaftsoberfläche im Früh- und Mittelpleistozän haben schließlich

Kapitel 4

die Topographie geschaffen, auf der die spätquartären Kolluvien aufgelagert wurden (vgl. PARTRIDGE and MAUD 1987). Micromorphologisch charakteristisch für Hänge des oberen Einzugsgebietes sind „*terraces*“, treppenförmige Hangstufen, die hauptsächlich auf Grasland vorkommen und polygenetischen Ursprungs sind (vgl. GARLAND 1987, WATSON 1988).

Böden und Ausgangssubstrat

Die Böden der Küstenregion, die sich aus dem metamorphen Grundgebirgsmaterial gebildet haben, enthalten allgemein viele Nährstoffe und eignen sich deshalb gut für landwirtschaftliche Nutzung, insbesondere für den Zuckerrohranbau. Bereiche mit quarzitischem Ausgangssubstrat weisen sandig lehmige, mitteltiefe Böden auf. Graubraune bis schwarze tonreiche Lehme entwickeln sich hingegen auf Amphiboliten. Die Böden aus Sandsteinverwitterungsmaterial der Natal-Gruppe sind durch grau-braune, grobkörnige, sandige Lehme charakterisiert und meist arm an Nährstoffen. Auf den Graniten und Sandsteinen der Ecca-Gruppe werden eisenhaltige, rotbraune bis graue konkretionshaltige fersialitische Böden lokalisiert. Es sind ausgelaugte, sandig-podsolige Oberflächenböden mit geringem Humusgehalt und einer geringen internen Entwässerung. Die laterale Wasserbewegung ist jedoch beträchtlich. Der Bodenchemismus ist gekennzeichnet durch einem pH-Wert von mittelsauer bis neutral. Die Böden der Dwyka- und Ecca-Serien sind meist dunkel und mittel- bis grobkörnig. In leicht gewellter Topographie können sich auf den Karroo-Sedimenten solonetzige Böden entwickeln. Hier überlagert der schwach strukturierte A-Horizont den alkalischen, säuligen oder prismatischen schweren B-Horizont, der durch dunkle Kolloidhäutchen auf den Bodenaggregaten charakterisiert ist. Es sind meist graue, leicht saure autochthone Böden und besonders deutlich auf den Beaufort-Schiefen ausgebildet.

Auf den alten Landoberflächen in Höhen zwischen 300 und 1.200 m finden sich gut verwitterte, lehmig tonige, rote oder gelbe saure Böden (pH-Wert 4-5,5) (vgl. KILLICK 1990). Diese Latosole sind wenig erodierbar (vgl. SOUTH AFRICAN SUGAR ASSOCIATION EXPERIMENT STATION 1984). Die lateritischen Böden über Höhen von 1.000 m sind gelb- bis dunkelbraun, haben eine gute Wasseradsorption und eine geringe Erosionsanfälligkeit. Diese Böden eignen sich daher für eine intensive Bewirtschaftung.

Die Böden der flachwelligen Bergregion („*Little Berg*“) sind hingegen aus basaltischer Lava entstanden. Es sind schwere, tiefgründige Tonböden mit einem geringen organischen Gehalt und einem neutralen bis mäßig alkalischen pH-Wert. Smectite (Montmorillonite), Kaolinite und Gibbsite sind die vorherrschenden Tonminerale. Bei Trockenheit bilden sich Schrumpfrisse. Die Böden in den Hochgebirgsbereichen („*High Berg*“) auf Höhen über 3.080 m ü.NN sind meist nur flachgründig ausgeprägte lithomorphe Böden wie Regosole.

In Gebieten mit sehr hoher Feuchtigkeit und auf Doleritverwitterungsmaterial sind Vertisole vorzufinden. Sie bilden sich bevorzugt in abflussträgen Senken oder weiten Ebenen mit ausgeprägten Trockenmonaten und Jahresniederschlägen zwischen 300 und 1300 mm (vgl. SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1992). Der Tongehalt liegt über 30 %. Vertisole sind am stärksten von Gully- bzw. Dongaerosion betroffen. Ursache dafür sind die Eigenschaften des Tonminerals Montmorillonit (Smectite), das zu starken Schrumpfen und Quellen der Böden führt. So können sich in Trockenzeiten bis zu 2,5 m tiefe Risse bilden, an denen dann die Erosion ansetzen kann. Für die Landwirtschaft sind diese Böden ungeeignet, da die Bearbeitung sehr schwierig ist.

Die aus Dolerit und anstehendem Sandstein gebildeten Latosole (Ferralsole, Oxisole) sind hingegen als stabil bezüglich ihrer Erosionsanfälligkeit anzusehen (siehe Abbildung 4.7). Die Gelb-Latosole entstehen außerhalb des alluvialen Bereichs an trockenen Oberhängen und enthalten viele Eisen- und Aluminiumkonkretionen. Die Rot-Latosole sind sehr selten und bilden Trockeninseln innerhalb der Vertisole.

Untersuchungsgebiete, Datengrundlage und Vorarbeiten

Die Ferralsole sind intensiv und tiefgründig verwittert und eignen sich gut für eine Bewirtschaftung. Die Erträge sind allerdings nur für einen kurzen Zeitraum hoch, danach müssen Nährstoffe durch Düngung zugeführt werden. Ist der Oberboden jedoch einmal durch Erosion abgetragen, verhärten die Laterit- oder Bleichhorizonte irreversibel zu Krusten und der Boden ist somit für eine ackerbauliche Nutzung unbrauchbar. Die geringmächtigen Braunlehme auf Dolerit sind im Übergangsbereich zu den Vertisolen ausgebildet. Sie können sehr fruchtbar sein (vgl. SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1992).



Abbildung 4.7: Bodenprofil einer Roterde auf Dolerit (Photo: Scheffel)

Die Böden der Flusstäler sind mitteltief bis tief ausgebildete Fluvisole. Sie sind hochverwittert und stark ausgewaschen und somit mittel- bis stark sauer. Tonminerale sind hier Smectite, Kaolinite und Gibbsite. Der organische Gehalt beträgt bis zu 28 %. Alluviale Böden sind hoch-drainiert, nur mit Bewässerung kann Landwirtschaft betrieben werden. Die Solonetze hingegen sind ausgeprägte Bodenbildungen der trockenen wechselfeuchten Subtropen. Nach der südafrikanischen Nomenklatur sind es die Sterkspruit- und Valsrivier-Formen. Sie bilden sich auf Lockersedimenten mit geringer Hangneigung. Solonetze werden ackerbaulich genutzt, obwohl sie gegenüber Erosion sehr anfällig sind. Aufgrund der chemischen Eigenschaften spielt vor allem Piping als Initialprozess der Erosion eine große Rolle (vgl. BECKEDAHL 1998, NORDSTÖM 1988, STOCKING 1981, WATSON et al. 1987).

Im Mkomazi-Einzugsgebiet sind insbesondere die Vertisole, Solonetze und Regosole von Erosionserscheinungen betroffen.

Vegetation und Landnutzung

Die natürliche Vegetation im Mkomazeeinzugsgebiet kann nach ACOCKS (1988) eingeteilt werden in den tropischen Küstenwald/ Dornbuschbereich des Mündungsbereichs sowie die sich daran im temperierten Mkomazital anschließende Busch- und Strauchspezies, welche wiederum vom

Kapitel 4

Ngongoniveld umgeben ist. Weiter ins Landesinnere hinein finden sich im Mkomazital die Hochgrasbereiche des „*Southern tall grassveld*“ sowie Sauergrasgesellschaften im Hochlandbereich.

Die alpinen Bereiche der Drakensberge sind schließlich dominiert von Fetsuca- und Themedaarten. In Nischen finden sich Reste von Busch- und Strauchvegetation bzw. der Protea-Savanne (vgl. ACOCKS 1988, KILLICK 1963, 1990 sowie Abb.4.8). Die Vegetationszusammensetzung des oberen Mkomazi ist im Wesentlichen abhängig von der Höhe, hinzu kommt jedoch der Faktor Feuer, der von immenser ökologischer Bedeutung ist (GARLAND 1987).

Die Landnutzungsverteilung für das gesamte Südafrika wurde von THOMPSON bereits 1984 (THOMPSON 1996) abgeleitet. Klassifiziert wurden unter anderem degradierte Busch- und Graslandformationen. Auffällig ist der überproportionale Anteil von degradiertem Grasland im mittleren und oberen Einzugsgebiet. In den Tieflandbereichen sind hingegen Buschvegetationsgesellschaften und auf ackerbaulich genutzten Flächen Zuckerrohranbau vorherrschend (siehe Abb. 4.9).

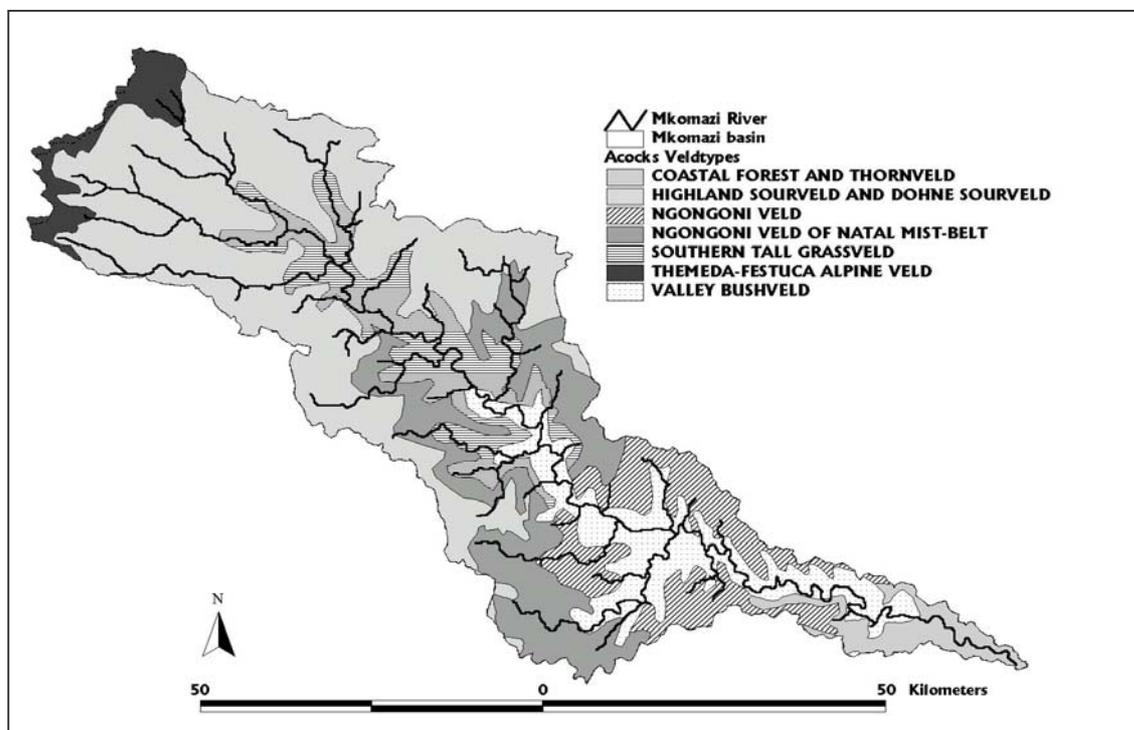


Abbildung 4.8: Verteilung der natürlichen Vegetation (verändert nach ACOCKS 1988)

Eine aktuellere Untersuchung wurde von HOCHSCHILD et al. (2000, 2001a) auf der Grundlage von Landsat TM Szenen (1996, 1998) durchgeführt. In Abbildung 4.10 ist die Landnutzungsverteilung im Mkomazi-Einzugsgebiet in vierzehn Klassen dargestellt. Ein Vergleich der beiden Klassifikationen zeigt, dass der Anteil von aufgeforsteten Bereichen besonders im oberen Einzugsgebiet deutlich zugenommen hat. Aufgrund der besonderen Relevanz der degradierten Grasländer für die Erosionsdynamik im Einzugsgebiet ist zur Zeit eine detailliertere Einteilung dieser Bereiche in Bearbeitung (HOCHSCHILD & MÄRKER 2001b).

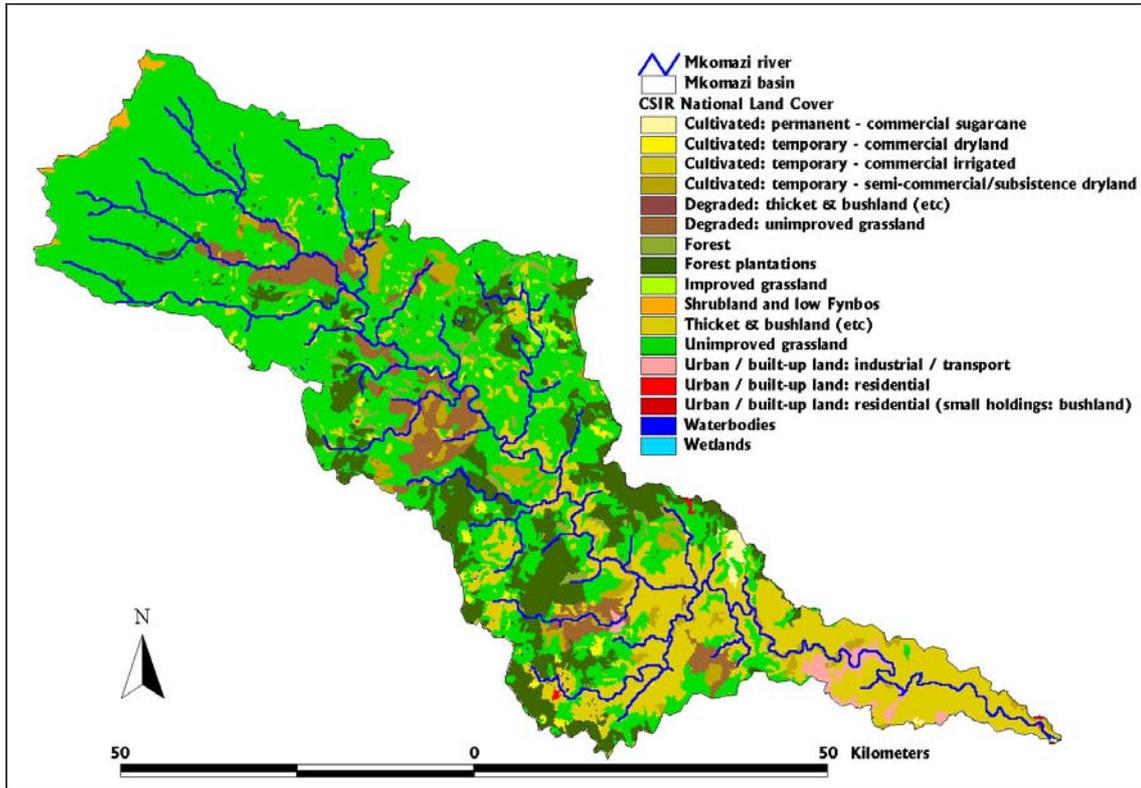


Abbildung 4.9: CSRI Landnutzungsklassifikation in 17 Klassen (verändert nach THOMPSON 1984)

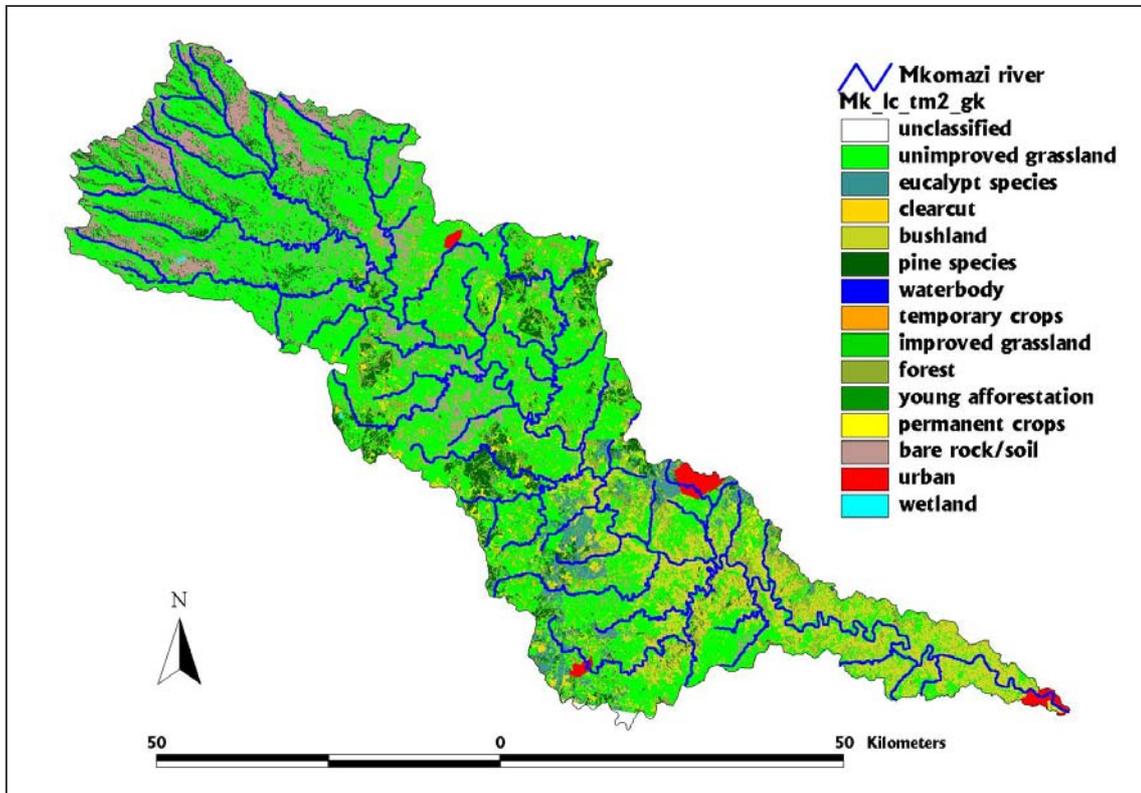


Abbildung 4.10: Landnutzungsklassifikation in 14 Klassen, Basis: Landsat TM Szenen (1996, 1998) (Quelle: HOCHSCHILD 2001a)

Kapitel 4

Testflächen für die Erosionsstudien im Mkomazi Einzugsgebiet

Für die Erosionsstudien wurde das Einzugsgebiet des oberen Mkomazi oberhalb des Pegel *Lundies Hill* (U1H005) mit einer Fläche von ca. 1425 km² ausgewählt (siehe Abbildung 4.2). Darüber hinaus wurden drei Testflächen bei Kwa Thunzi (29°37'S, 29°39'O), Kwa Gade (29°37'S, 29°43'O) und Nkohtweni (29°37'S, 29°37'O) für detaillierte Untersuchungen der Gullyerosionsphänomene im Bereich des oberen Mkomazi lokalisiert. Die Lage der Testflächen geht aus Abbildung 4.11 hervor.

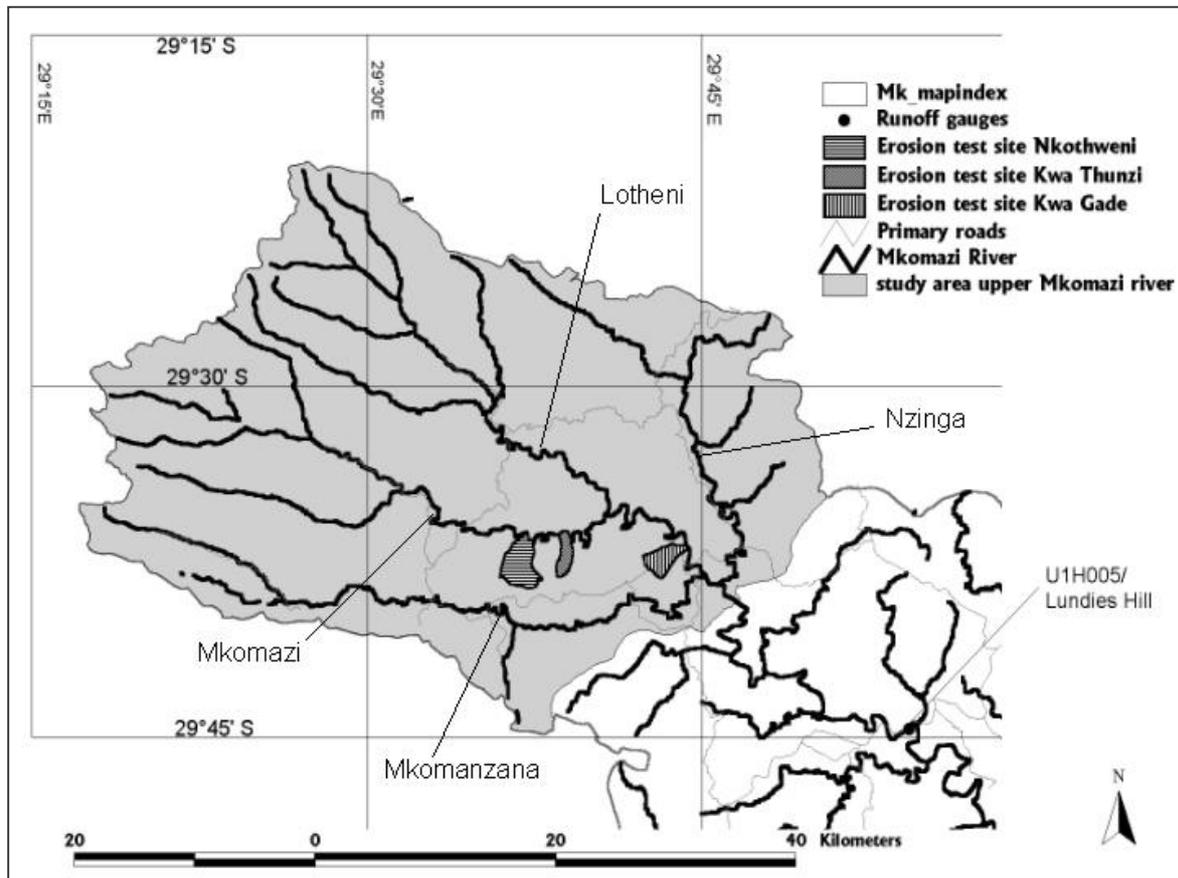


Abbildung 4.11: Das obere Mkomazi Untersuchungsgebiet mit den Testflächen für die Gullyerosionsstudien (Nkohtweni, KwaThunzi und Kwa Gade) (Entwurf: Märker)

Untersuchungsgebiete, Datengrundlage und Vorarbeiten

4.1.2 Das obere Mbuluzi-Einzugsgebiet

Das swasiländische Einzugsgebiet des Mbuluzi kann den Arbeiten von MURDOCH (1968) folgend in vier physiographische Zonen unterteilt werden, die parallel in Nord-Südrichtung angeordnet sind. Der *Highveld* -Bereich mit Höhen von 900 - 1800 m ü.NN, das *Middleveld* von ca. 400 - 1000 m ü.NN, sowie das *Lowveld* von 100 - 400 m ü.NN und schließlich im Osten das Lebombo Escarpment, welches bis zu 750 m ü.NN aufragt (siehe Abb. 2.4, Abb. 4.12 sowie MURDOCH 1968, MUSHALA 2000). Tabelle 4.1 zeigt die physiographischen Zonen mit Untergruppen und ihre wesentlichen Charakteristika.

Physiographische Zone	Höhe (m)	Niederschlag (mm)	Vorherrschende Geologie	Vegetationstyp
Highveld 33% (5.680 km ²)	900-1400	700-1200	Granit	Grassland mit Waldinseln
Upper Middleveld 14% (2.420 km ²)	600-800	700-850	Granodiorit/ Granit	Busch und Strauchsavanne
Lower Middleveld 14% (2.420 km ²)	400-600	550-700	Gneiss Granit/Granodiorit	Baumsavanne
Western Lowveld 20% (3.410 km ²)	250-400	450-550	Sandstein/ Tonstein	Hochgrasavanne
Eastern Lowveld 11% (1.960 km ²)	200-300	400-550	Basalt	Dornbuschsavanne
Lebombo Range 8% (1.480 km ²)	250-600	550-850	Ignimbrit	Savanne

Tabelle 4.1: physio-graphische Zonen Swazilands (verändert nach SWEET & KHUMALO 1994)

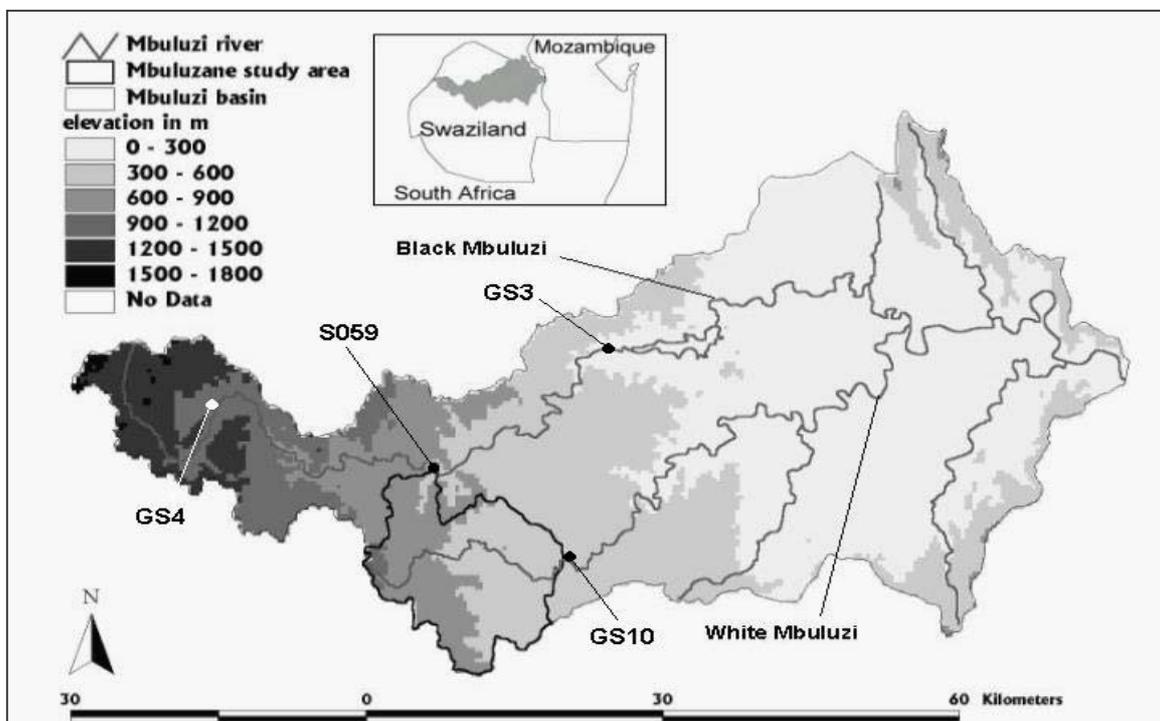


Abbildung 4.12: Der Mbuluzi und seine Hauptnebenflüsse sowie die Verteilung der Höhenzonen im Gesamteinzugsgebiet Schwarz umrandet: Untersuchungsgebiet. GS3,GS4 und GS10 Abflussmessstationen.

Kapitel 4

Wie in Abbildung 4.12 dargestellt sind der schwarze Mbuluzi (1349 km²) und der weiße Mbuluzi (1080 km²), die größten tributären Zuflüsse des Mbuluzi River. Der schwarze Mbuluzi speist das System mit etwa 83 % des totalen Abflusses, gemessen an der Grenze zu Mozambique (MURDOCH et al. 1971).

Im oberen *Middleveld* sind die Nebenflüsse außer in extremen Trockenjahren perennierend. Im unteren *Middleveld* und im *Lowveld* sind die Zuflüsse ephemere und Abfluss ist nur während der Sommerregenmonate und in der ersten Hälfte der Trockenzeit zu beobachten. Der Abfluss steigt in der Regenzeit bis zum Maximum im Februar, März an und sinkt dann gleichmäßig ab bis zum Minimum im September, Oktober, dem Ende der Trockenzeit. Das Untersuchungsgebiet wird durch Zuflüsse des oberen Mbuluzi entwässert, es gehört somit zum oberen *Middleveld*.

Klima

Das Klima des Einzugsgebietes kann als subtropisch bezeichnet werden. Das Niederschlagsregime ist gekennzeichnet durch Sommerregen (Oktober bis März), der 75% des Jahresniederschlags ausmacht. Die Niederschläge werden durch warme feuchte Luftströmungen verursacht, die vom Indischen Ozean herangeführt werden, wobei sie von der Orographie steuernd beeinflusst werden (siehe Abbildung 4.3). Der vorherrschenden Windrichtung entsprechend erhalten südostexponierte Hänge den meisten Niederschlag. Der größte Teil des Niederschlags fällt in Form von starken Gewitterniederschlägen, die auch mit Hagel verbunden sein können (TYSON & PRESTON-WHYTE 2000). Der mittlere jährliche Niederschlag beträgt 500 bis 1600 mm mit einem Mittel von 911 mm für die Station Kwaluzeni-Manzini (Messzeitraum 1903- 1962). Wie aus der hohen Variabilität der Niederschläge ersichtlich, ist das Risiko von Trockenheiten bzw. Überschwemmungen beträchtlich. KIGGUNDU (1986) berechnete eine Niederschlagserosivität (EI30 in kJ mm/ m² std) von 300-450 für den Bereich des Mbuluzi-Einzugsgebietes. Die Jahresmitteltemperatur liegt in Manzini (*Middleveld*) bei ca. 20 °C (siehe Abbildung 4.13). Die Monatsminima werden mit ca. 15 °C im Juni und Juli angegeben, wohingegen die Maxima in den Monaten November bis März ca. 23,3 °C erreichen.

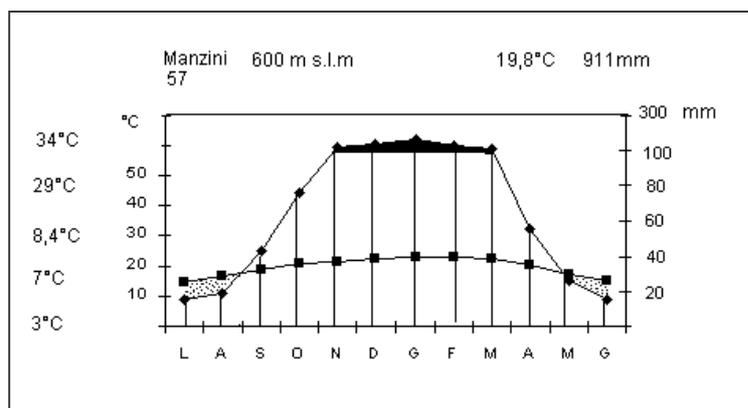


Abbildung 4.13: Klimadiagramm von Manzini (26° 30' S, 31° 37' E) (nach WALTER & LIETH 1967)

Geologie und Geomorphologie

Die Geologie im Mbuluzi-Einzugsgebiet kann in vier Hauptformationen gegliedert werden, die eine Nord-Süd-Streichrichtung aufweisen und von West nach Ost sukzessiv angeordnet sind (archaische, jurassische, kretazische und quartäre Formationen) (HYDROPROJECTO 1974 zitiert in CHOUGUICA 1995). Abbildung 4.14 zeigt die räumliche Verteilung der geologischen Formationen.

Die archaischen Formationen sind hauptsächlich im *Highveld*, im *Middleveld* und im westlichen Bereich des *Lowveldes* vorzufinden und bestehen im Wesentlichen aus Plutoniten, Diaphiren und

Untersuchungsgebiete, Datengrundlage und Vorarbeiten

Batholithen (ACOCKS 1975). Das aktuelle Relief ist hier ein denudativ-erosiv geformtes Bergland, hervorgegangen aus der ehemaligen Ebene der großen Randstufe (FRÄNZLE 1984). Das Grundgebirge deckt das ganze Spektrum an Intrusivgesteinen ab. Vorherrschend sind Granite, Granodiorite, Gabbros und Gneise. Diese Intrusivfolgen sind im östlichen *Lowveld* überlagert von Sand und Tonsteinen (Dwika Tillite) der „Karoo Supergruppe“ (Jura, Perm) und nach Osten hin von jüngeren Basalten und Rhyolithen der Lebombo Berge (FÖRSTER et al. 1982, PRICE WILLIAMS et al. 1982). Die quartären Formationen wurden durch langanhaltende persistente Erosions- und Depositionsprozesse geformt (Mbuluzi, Lusutfu) (HYDROPROJECTO 1970, LOPES 1979 zitiert in CHONGUICA 1995). Im Mbuluzane- und Mhlambanyoni-Einzugsgebiet (schwarz umrandetes Gebiet in Abbildung 4.12 und 4.14) sind vor allem mächtige granodioritische Saproлите vorzufinden, die durch ein System von Amphibolit- und Serpentinintrusionen gestört sind (HUNTER et al. 1984, SCHOLTEN et al. 1994, SCHOLTEN & FELIX-HENNIGSEN 1998). Generell kann festgehalten werden, dass die geologischen Schichten im *Highveld* resistenter gegenüber Erosion sind als im *Lowveld*, was sich in der Sedimenttransportcharakteristik der beiden Gebiete widerspiegelt. Nach Starkregen weisen die Flüsse im *Highveld* hohe Sedimentkonzentrationen auf, die vom verwitterten granitischen Material herrühren. Die Sedimente werden in Suspension gehalten und somit nur selten in den Flüssen abgelagert. Im *Middleveld* und speziell im *Lowveld* erfolgt hingegen die Sedimentation der transportierten Materialien aus den oberen Bereichen. Dazu kommt noch das Verwitterungs- und Erosionsmaterial der weicheren Sedimentschichten dieser Gebiete. Das *Highveld* ist charakterisiert durch steile Hänge mit Hangneigungen von mehr als 18 %, während das *Middleveld* durchschnittliche Hangneigungen von bis zu 12% aufweist. Flaches Relief mit Hangneigungen um 3 % sind hingegen im *Lowveld* vorzufinden.

Böden und Ausgangssubstrat

Die Klassifikation der Böden Swazilands basiert auf den Arbeiten von MURDOCH (1968)³ und FRÄNZLE (1984)⁴. REMMELZWAAL & MASUKU (1994) korrelierten die *soil series* nach MURDOCH mit der Klassifikation der FAO (1990), die hier verwendet werden soll. Die Hauptbodentypen im *Highveld* und *Middleveld* sind nach FRÄNZLE (1984) tiefe, saure und gut drainierte rote bis gelbe Ferralsols und Cambisols (vgl. FAO 1990, MUSHALA 2000). In Tal- und Auenbereichen des *Middleveld* dominieren Fluvisols, Gleysols und Vertisols, welche sich aus erodierten Böden und Saproplitmaterial unterschiedlichster Korngröße gebildet haben. In Oberhangbereichen und Kuppenbereichen sind dagegen flachgründige Cambisols oder Leptosls direkt auf dem Saproplitmaterial oder dem unverwitterten Anstehenden zu finden (vgl. MUSHALA et al. 1994, SCHOLTEN et al. 1995, SCHOLTEN et al. 1997, SCHOLTEN 1997). Der Boden-Saproplit-Komplex ist aufgrund seiner Genese und der chemisch-physikalischen Eigenschaften besonders anfällig für Erosionserscheinungen. Die Saproлите im *Middleveld* sind aus einer intensiven chemischen Verwitterung unter warm-humiden klimatischen Bedingungen der unteren Kreide hervorgegangen.

Isovolumetrische Verwitterung vorausgesetzt, beträgt der Massenverlust ausgedrückt als Porenvolumen zwischen 41,1 und 54% in Abhängigkeit von der Mineralzusammensetzung des Ausgangsgesteins. Die Verwitterung von Feldspäten, Micas und Amphibolithen sowie die Fe-Oxide nehmen zur Oberfläche hin zu. Die Tonfraktionen werden hauptsächlich durch Kaolinit dominiert, es finden sich aber auch kleinere Mengen Illite und Smectite. In den oberen Saproplitzonen, die durch Desilifikation und Basenarmut gekennzeichnet sind, können insbesondere die Smectite als nicht stabil und damit als Intermediärphase betrachtet werden.

³Grundlage ist die südafrikanischen Systematik nach M'VICAR et al. (1965)

⁴Beschreibung der Bodengesellschaften für Transvaal, Swaziland und Mozambique (Soil Map of South Africa 1:1.000.000)

Kapitel 4

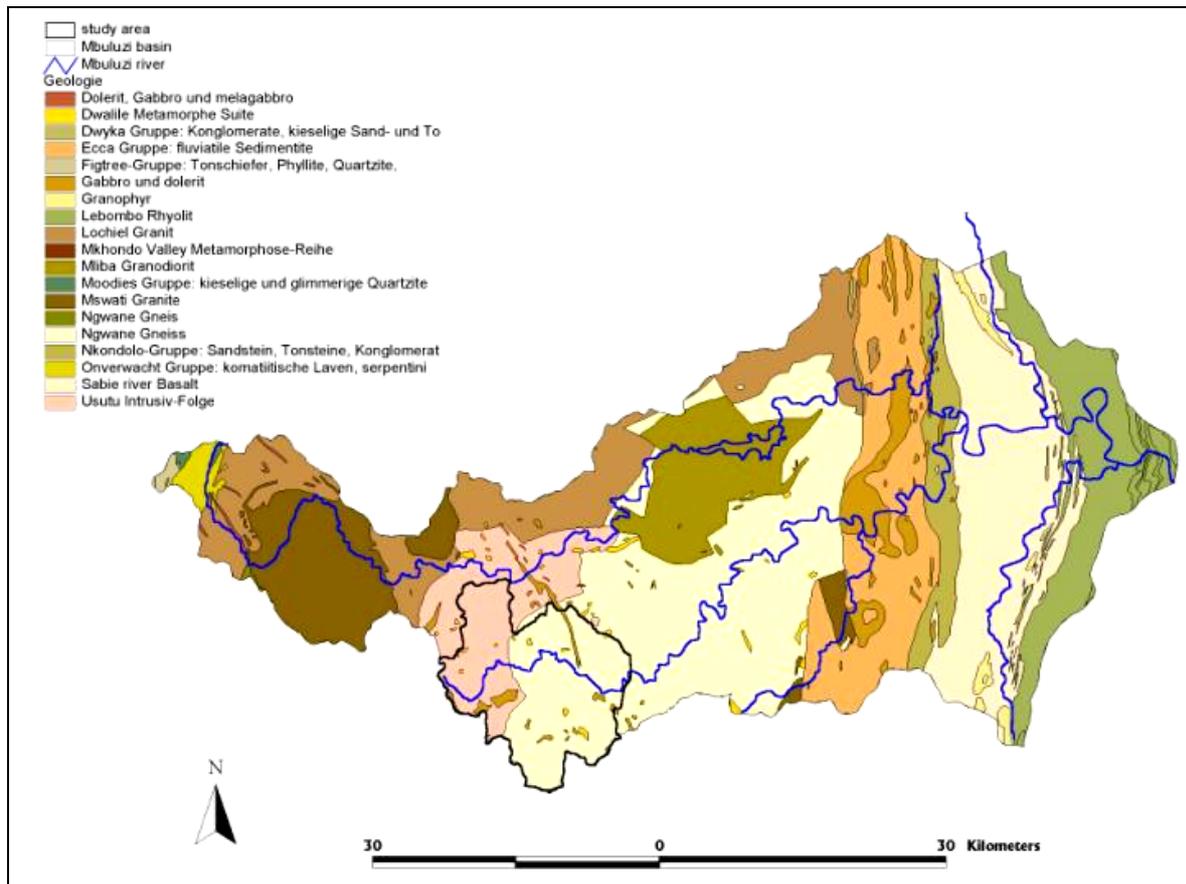


Abbildung 4.14: Geologischer Aufbau des Mbuluzi-Einzugsgebietes (verändert nach HUNTER 1961)

Viele der rezenten Hang- und Talböden insbesondere die Ferralsols, Cambisols und Acrisols haben sich aus kolluvialen Sedimenten gebildet und sind aus mehreren Schichtungslagen aufgebaut. Sie weisen oft sogenannte *stonelines* auf, die auf eine ehemalige Erosionsoberfläche hindeuten (siehe Abbildung 4.15 sowie FÖLSTER 1983, VAN WAMBEKE 1992).

Graue oder rote Böden aus Granit- und Gneisverwitterungsmaterial können indessen im unteren *Middleveld* lokalisiert werden. Verwitterte rote, braune und schwarze Tone, die sich aus basaltischem Ausgangsmaterial geformt haben, sind hingegen das charakteristische Ausgangssubstrat der Böden des *Lowveld*.



Abbildung 4.15: Bodenprofil eines Ferralsols mit sogenannter *stone line* auf saprolitischem Ausgangsmaterial (Photo: Märker)

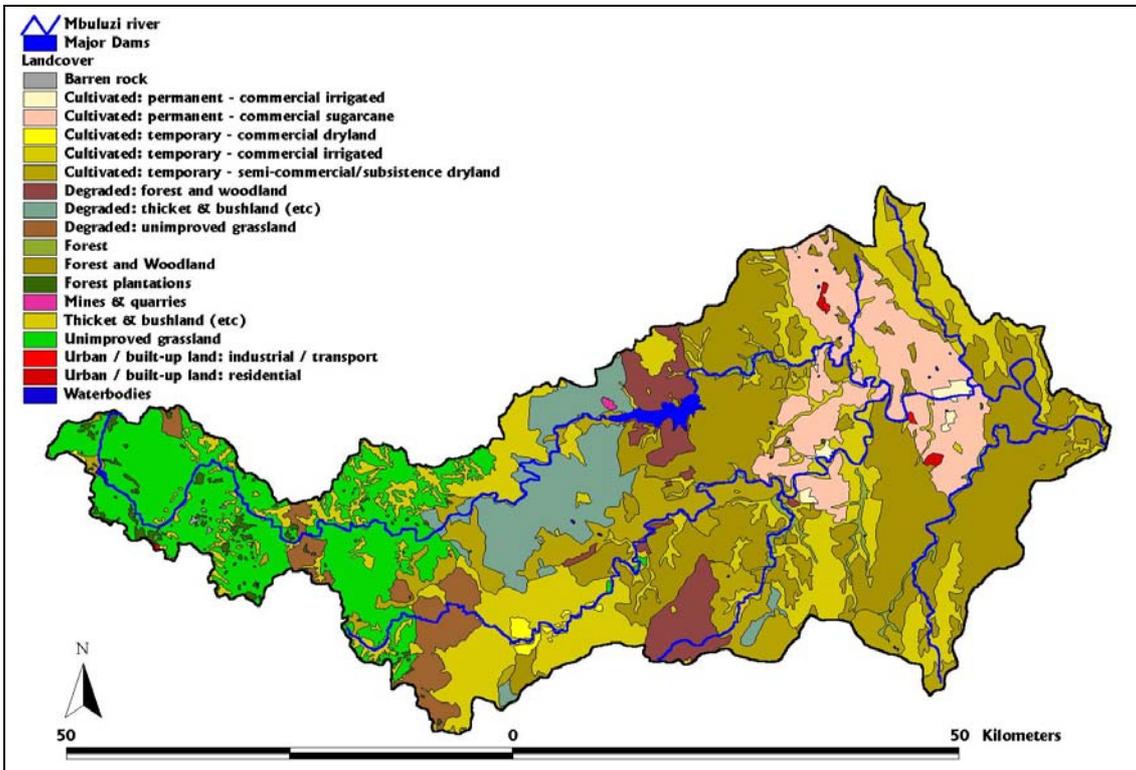


Abbildung. 4.16: CSRI Landnutzungsklassifikation (Mbuluzi) in 17 Klassen (verändert nach THOMPSON 1984)

Kapitel 4

Vegetation und Landnutzung

Die Vegetation im *Highveld* ist charakterisiert durch offenes Kurz- bzw. Sauergrasland und in geschützteren Bereichen wie etwa Ravinen durch Inseln von Bergwäldern (*Podocarpus latifolius*, *Cussonia umbellifera*). Es können unterschieden werden: *Highland sourveld* und *Mountain sourveld*, die beide eine gute Sommerweide bieten, jedoch nicht das ganze Jahr über genutzt werden können. Die natürliche Vegetation im Bereich des *Middleveld* bilden Langgräser (*Hypparenia filipendula*, *Eragrostis* spp., *Sporobolus* spp.), die mit Büschen und Bäumen vergesellschaftet sind, jedoch unterliegt diese Vegetationsbedeckung Beweidung sowie Bewirtschaftung (hauptsächlich Subsistenzwirtschaft) (TALBOT 1976). Somit muss das *Middleveld* als diejenige physiographische Einheit betrachtet werden, die das größte Risiko für Erosion trägt. Das *Lowveld* ist gekennzeichnet durch Zuckerrohranbau und Bewässerungswirtschaft. Abbildung 4.16 zeigt die Landnutzung nach THOMPSON (1996).

Testflächen für die Erosionsstudien im Mbuluzi Einzugsgebiet

Für die Erosionsstudien wurde der obere Mbuluzane River mit einer Einzugsgebietsfläche von 221 km² sowie der Mhlambanyoni River mit einem Einzugsgebiet von 42 km² ausgewählt (siehe Abbildung 4.17). Weiterhin wurde innerhalb des Mhlambanyoni Einzugsgebietes die Gegend um Mbothoma (26°20'S; 31°23'O), ca. 15 km nördlich von Manzini für detaillierte Gullyerosionsstudien herangezogen. Dieses Gebiet ist dicht besiedelt und entsprechend der vorherrschenden Landnutzungsform (Substanzwirtschaft/ kleinmaßstäbige Landwirtschaft) sind Überweidungserscheinungen weit verbreitet.

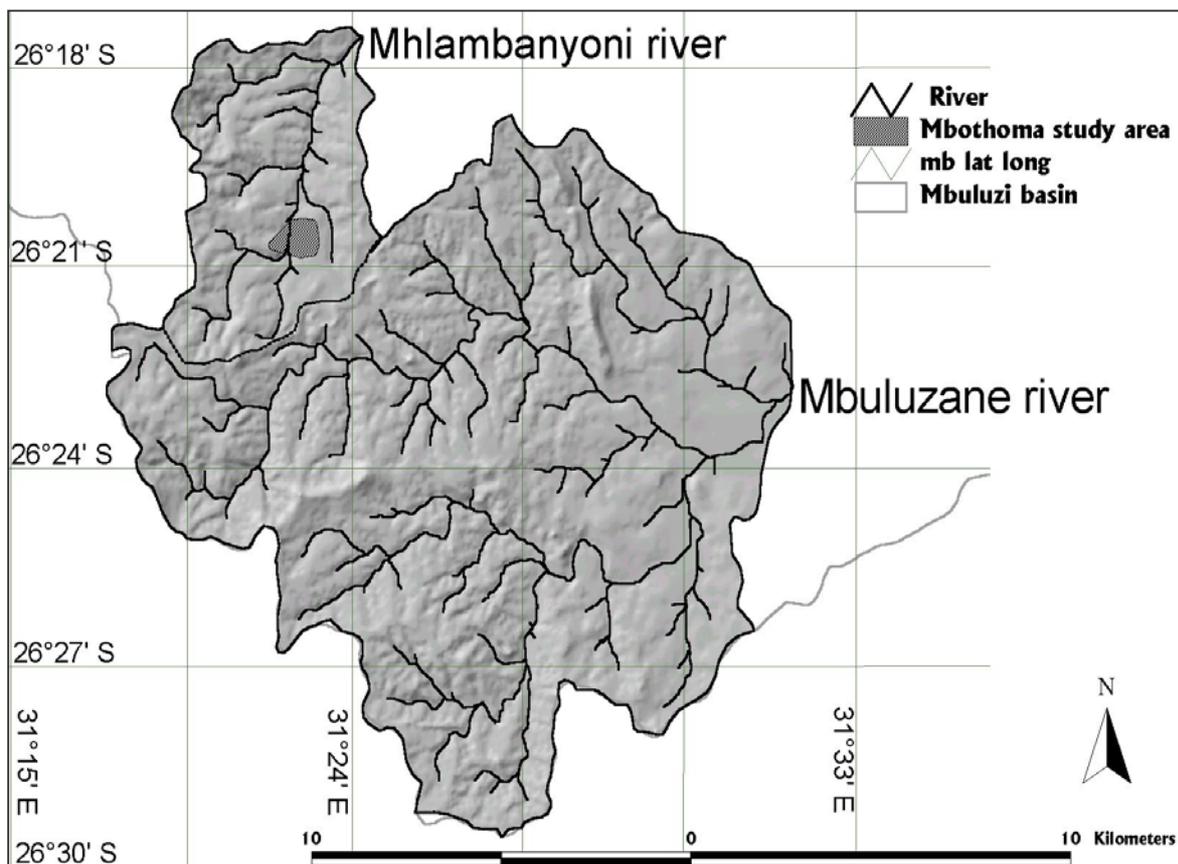


Abbildung 4.17: Lage der Mbothoma Test-gullies innerhalb der Untersuchungsgebiete des Mbuluzane River und des Mhlambanyoni River (Entwurf: Märker)

Untersuchungsgebiete, Datengrundlage und Vorarbeiten

Abbildung 4.17 zeigt die Einzugsgebiete des Mhlambanyoni Rivers und des Mbuluzane Rivers sowie die Lage der Mbothoma-Testgullies innerhalb des Untersuchungsgebietes. Die Geologie im Bereich der Mbothoma Testgullies ist gekennzeichnet durch die bereits beschriebenen mächtigen Granodiorit-Saprolite sowie einem System von Amphibolit-Serpentitgängen, die in Nord-Süd-Richtung angeordnet sind. Die Landnutzung im Bereich der Gullies ist Weideland im Allgemeinbesitz.

4.2 Arbeiten und Studien zur Erosion in den Untersuchungsgebieten

Im folgenden sollen nun die wesentlichen Arbeiten mit erosionsrelevantem Informationsgehalt, die in den beiden Untersuchungsgebieten durchgeführt wurden, im Überblick vorgestellt werden. Diese Übersicht hat nicht den Anspruch auf Vollständigkeit, bietet jedoch eine geeignete Basis um den lokalen Zusammenhang, in den die vorliegende Arbeit eingebettet ist, zu verdeutlichen.

4.2.1 Mkomazi Einzugsgebiet

Die erste grundlegende Arbeit zur Hydrologie und Erosivität der Niederschläge im Einzugsgebiet wurde von SCHULZE (1979) vorgestellt. Mit Hilfe des SLEMSA-Modells berechnete er zudem den Bodenabtrag in einem nordöstlich angrenzenden Einzugsgebiet auf Pixelbasis. Die Modellierung zeigte vor allem gute relative Ergebnisse, während absolute Werte nicht aussagekräftig erscheinen, da Gullyerosionsphänomene nicht berücksichtigt wurden.

EVERSON et al. (1989) analysierten mit Hilfe der MUSLE den Effekt des Feuerregimes auf die Vegetationsbedeckung und den Sedimentaustrag im montanen *Grassland* Natal's. Die Autoren stellten fest, dass nur minimale Unterschiede in den Erosionsraten zwischen jährlichem und biennalem Brennen der Grasländer besteht, während der saisonale Zeitpunkt eine dominante Rolle spielt. Das Abbrennen der Grasländer im Frühjahr führte zu erhöhter Bodenerosion im Gegensatz zum Winter, der keine signifikant erhöhten Erosionswerte aufwies.

ROOSEBOOM et al. (1992) erstellten großmaßstäbig eine Karte des Sedimentaustrages für Südafrika. Die Werte für das Mkomazi-Einzugsgebiet variieren dabei zwischen 20,5 to/ha * Jahr und 38 to/ha * Jahr.

SUMNER (1995) untersuchte in den hohen Drakensbergen die Auswirkungen von Fußwegen und Pfaden. In einem Messzeitraum von vier Jahren stellte er entlang der Fußpfade Erosionsraten von 3,24-13,0 t/km*Jahr fest.

KIENZLE et al. (1997) führten detaillierte Wasserqualitätsstudien im benachbarten Mgeni-Einzugsgebiet durch. Dabei wurde die RUSLE auf Pixelbasis angewendet um die Verteilung der Bodenerosion im Einzugsgebiet darzustellen. Weiterhin wurde der Sedimentaustrag für Teileinzugsgebiete über 34 Jahre simuliert. Unberücksichtigt blieb jedoch die Gullyerosion.

BECKEDAHL (1998) strich die Bedeutung von Subrosion (Pipingerosion) für KwaZulu/Natal und Transkei heraus. Die Subrosion kann zwischen 0.7-14.2 t/ha * Jahr betragen. Werden die Folgeerscheinungen der Subrosion wie etwa die Entstehung von Gullies durch einstürzendes Deckenmaterial mit einbezogen, kann bis zu 77% des Bodenverlustes durch Subrosion hervorgerufen werden.

SCHEFFEL (1998) setzte Fernerkundungsmethoden und GIS zur Parametrisierung von hydrologischen Kenngrößen im Einzugsgebiet ein. Die aus digitalen Geländemodellen und einer Landsat TM Szene gewonnenen Informationen über Landnutzung und topographische Kennwerte wurden zur Bewertung der Erosionsgefährdung im Nzinga-Teileinzugsgebiet verwendet.

4.2.2 Mbuluzi Einzugsgebiet

Eine der ersten quantitativen Arbeiten zur Bodenerosion in Swaziland geht auf SPAARGAREN (1977) zurück. Unter Verwendung des Modells SLEMSA berechnete er für Swaziland einen mittleren Bodenverlust von 25-35 t/ha * Jahr. Hierbei blieben Erosionserscheinungen wie Gullies vollkommen unberücksichtigt (siehe auch Kapitel 2.4.2.1.2).

PITMAN (1981) bestimmte die Quantität der Sedimente des hydrographischen Netzes und kam für die einzelnen physiographischen Regionen zu einem Bodenverlust von 8 t /ha *Jahr für das *Highveld* und *Middleveld*, 10 t /ha *Jahr für das *Lowveld* sowie 4 t /ha *Jahr für das *Lebombo Plateau*.

HUDSON (1983) kommt unter Verwendung der USLE zu dem Schluss, dass die Bodenerosion in Zonen, die ackerbaulich genutzt werden, kein Problem darstellt. Die Erosivität der Niederschläge bestimmte er auf 450-500 kJ m/std. für *Highveld* und *Middleveld*.

ZUKE (1985) untersuchte 66 Gullies im Ntondozigebiet über einen Zeitraum von 23 Jahren (1961-1984) und stellte ein sehr unterschiedliches Wachstumsverhalten der Gullies fest. Die Wachstumsraten reichen von aktiven dynamischen Entwicklungen bis hin zu stabilen Verhältnissen oder sogar einer Rückentwicklung der Gullysysteme. ZUKE folgerte daraus, dass nicht klar unterschieden werden kann zwischen Erosionserscheinungen, die einem geomorphologischen Zyklus zugeordnet werden können, und Erosionsphänomenen, die durch anthropogene Aktivitäten verursacht werden.

KIGGUNDU (1985) berechnete hingegen auf Grundlage pluviometrischer Daten der Jahre 1984/85 für das *Middleveld* mit Hängen um 6% Neigung und einem K-Faktor von 0,02 einen Bodenverlust von 34 t/ha für nicht ackerbaulich genutzte Bereiche. Die Erosivität der Niederschläge ist jedoch mit 650 kJ mm/m² std. in bezug auf die langjährigen Mittelwerte des Niederschlags als sehr hoch anzusehen.

WMS ASSOCIATES (1986) identifizierten mehr als 2.500 Gullies in Swaziland mit Hilfe von Luftbildinterpretation und strichen damit die besondere Bedeutung der Gullyerosion für den Bodenabtrag heraus. Dieser manifestiert sich unter anderem in einer mittleren Dichte von 20 Gullies auf 100 km² mit lokalen Maxima in den zentralen Bereichen des Landes von bis zu 4 Gullies pro km². Weiterhin führen sie aus, dass Gullyerosion den Bodenverlust von ca. 2.000 – 3.000 ha pro Jahr bewirkt, was einem Volumen von ca. 250.000 m³ entspricht. Darüber hinaus wurden charakteristische Gullysysteme unter verschiedenen pedo-lithologischen Bedingungen untersucht. Die im Rahmen der Studie durchgeführte quantitative Abschätzung der Gullyerosionsprozesse weist bereits auf die besondere Bedeutung des Boden-Saprolitkomplexes sowie des anthropogenen Einflusses hin.

MUSHALA et al. (1994)⁵ untersuchten schließlich die Bodenerosion sowie die Sedimentation von Fließgewässern in Swaziland. Die umfangreiche Studie umfasst detaillierte Untersuchungen zum Chemismus und den physikalischen Eigenschaften der pedo-lithologischen Gegebenheiten des Einzugsgebietes (SCHOLTEN et al 1997, SCHOLTEN 1997, MORGAN et al 1997a) sowie die Beurteilung der Erosionsprozesse mit Hilfe von Luftbildinterpretation und Erosionsmodellierung (MORGAN et al. 1997, MUSHALA 1997, RICKSON 1997, FELIX-HENNIGSEN et al. 1997). Im Gegensatz zu HUDSON (1983) kommen die Autoren der Studie zu dem Schluss, dass im Bereich des *Middleveld* die Landschaftsoberfläche keineswegs ein stabiles Gefüge darstellt, sondern vielmehr dynamischen Zyklen unterliegt, wie sie etwa NORDSTRÖM (1988) für Lesotho beschrieben hat. Darüber hinaus zeigen die Autoren deutlich, dass für die Berechnung absoluter Erosionsraten die Einbeziehung von Gullyerosionsprozessen dringend erforderlich ist. Weiterhin

⁵ 1997 veröffentlicht als Sonderausgabe: „Soil erosion and Sedimentation“ in SOIL TECHNOLOGY Vol .11 No.3.

Kapitel 4

stellen die Autoren fest, dass die antropogene Komponente, die die Erosionsprozesse progressiv fördert, nicht zu vernachlässigen ist. In den Testgebieten entwickeln sich Erosionserscheinungen oft entlang von Fußpfaden, die Menschen und Tieren benutzen, um zu Wasserstellen oder Weidebereichen zu gelangen.

4.3 Datengrundlage und Aufbau eines Datenpools für die Untersuchungsgebiete

Im folgenden werden die Geodaten, hydrometeorologischen Zeitreihen und pedologischen Daten, die im Verlaufe dieser Arbeit erstellt oder verwendet wurden, in tabellarischer Form beschrieben (siehe Tabelle 4.2)

Die verwendeten Daten sind darüber hinaus Bestandteil der im Rahmen des IWRMS Projektes (siehe Kapitel 1) aufgebauten umfangreichen Projektdatenbank⁶. Eine umfangreiche Dokumentation ist unter <http://www.iwrms.uni-jena.de> zu finden.

Die Vorarbeiten zur Erstellung des Datenpools für die Untersuchungsgebiete umfasste die Überführung der heterogenen Datensätze in einheitliche Formate. Grundlage für die Darstellung und Verwaltung der Daten sind Formate, die mit der GI-Systemkombination ARCview/ ARCInfo kompatibel sind. So wurden Vektordaten in *Arc-Coverages* (*shape*-Format) und Rasterdaten als *Arc-Grids* abgelegt. Die punktbezogenen meteorologisch/klimatologischen, hydrologischen und bodenphysikalisch-bodenchemischen Daten und Zeitreihen wurden hingegen im ASCII-Format vorgehalten. Diese Vorgehensweise ermöglicht eine wesentliche Vereinfachung der weiteren Analyse der Daten sowie die Durchführung von Datenverschneidungsprozessen.

Als Basis der geländemorphologischen Analysen standen für die vorliegende Arbeit verschiedene digitale Geländemodelle (DGM) zur Verfügung. Im Bereich des Mkomazi Einzugsgebietes konnte auf eine Auflösung von 200 x 200 m zurückgegriffen werden, während im Mbuluzi die Auflösung 400 x 400 m betrug. Weiterhin wurde für den Bereich des Mbuluzane und Mhlambanyoni Rivers ein DGM auf Grundlage der topographischen Karte im Maßstab 1:50.000 mit einer Auflösung von 25 x 25 m angefertigt. Darüber hinaus konnten im Rahmen dieser Arbeit verschiedene Zeitreihen von DGM Datensätzen der Gullyeinzugsgebiete im oberen Mkomazi-Einzugsgebiet (KwaThunzi, KwaGade, Nkothweni) sowie im Mhambanyoni-Einzugsgebiet (Mbothoma) erstellt werden. Diese DGM-Zeitserien basieren auf panchromatischen Stereoluftbildreihen, die mit einem halbdigitalen stereoskopischen Auswerteverfahren analysiert wurden. Die DGMs haben eine sehr hohe räumliche Auflösung von 1 x 1 m. Dies ermöglicht die nachfolgenden präzisen Analysen der Geländemorphologie zur Ableitung wichtiger Gullyparameter (siehe Kapitel 5.2.3).

Ein großer Teil der pedologischen und geologischen digitalen Informationen wurde von Umgeni Water in Pietermaritzburg (KwaZulu / Natal, RSA) sowie vom *Department of Geography, Environmental Science and Planning, University of Swaziland, Kwaluseni* (Swaziland) bereitgestellt. Dies trifft ebenso für die hydrometeorologischen Zeitreihen zu.

Während der Feldaufenthalte im Januar- März 1998, November 1998 sowie März 2000 wurden mehrere Bodenprofilcatenen in den Gullyeinzugsgebieten aufgenommen und beprobt. Die bodenphysikalischen und bodenchemischen Analysen wurden anschließend von Dr. S. LORENZ am *Department for Agricultural Engineering, University of Natal, Pietermaritzburg* (RSA) im Rahmen des IWRMS-Projekts durchgeführt. Die Analysen umfassen Daten zu Korngrößenverteilung und Tonmineralzusammensetzung der Böden sowie Messungen zum Infiltrationsverhalten mit Hilfe von in-situ Tensionsinfiltrometern (siehe Kapitel 5.2.3).

Darüber hinaus wurde die Topographie des KwaThunzi-Gullies im oberen Mkomazi-Einzugsgebiet sowie des Mbothoma Gullies im Mhlambanyoni-Einzugsgebiet detailliert mit Hilfe eines GPS gestützten Theodolitverfahrens vermessen.

⁶ Die IWRMS-Projektdatenbank, die an der Friedrich Schiller Universität zu Jena installiert und gepflegt wird ist über eine Internetschnittstelle für die Projektpartner zugänglich

Kapitel 4

Die Datensätze, die im Rahmen dieser Arbeit erarbeitet wurden, sind in den entsprechenden Absätzen von Kapitel 5 eingehend beschrieben. Dies trifft insbesondere auf die DGM-Zeitreihenanalyse der Testgullies (Kapitel 5.3.2.1) sowie die Grundlageninformationen für die Ableitung der ERUs zu (5.1.1).

Untersuchungsgebiete, Datengrundlage und Vorarbeiten

Digitale Gelände Modelle	Quelle	Format	Auflösung	Jahr	Informationen
Mkomazi-Einzugsgebiet	IWRMS	Raster	200 x 200m horizontal		
Ngondweni Gullysystem (Mkomazi)	IWRMS	Raster	1 x 1m horizontal	Zeitreihe: 1944,1977, 1984, 1996, 1998	Basis Luftbildreihe 1:30.000 sowie Orthophotokarten 1:10.000, Geländevermessung (1998)
KwaThunzi Gullysystem (Mkomazi)	IWRMS	Raster	1 x 1m horizontal	Zeitreihe: 1944,1977, 1984, 1996, 1998	Basis Luftbildreihe 1:30.000 sowie Orthophotokarten 1:10.000 Geländevermessung (1998)
KwaGade Gullysystem (Mkomazi)	IWRMS	Raster	1 x 1m horizontal	Zeitreihe: 1944,1977, 1984, 1996, 1998	Basis Luftbildreihe 1:30.000 sowie Orthophotokarten 1:10.000 Geländevermessung (1998)
Mbuluzi-Einzugsgebiet	IWRMS	Raster	400 x 400m horizontal		
Mbuluzi-Einzugsgebiet	IWRMS	Raster	200 x 200m horizontal		
Mbuluzane, Mhlambanyoni Teileinzugsgebiete (Mbuluzi)	IWRMS	Raster	25 x 25m horizontal	1998	Basis Topographische Karte 1:50.000 (1992)
Mbothoma Gullysysteme (Mhlambanyoni)	IWRMS	Raster	1 x 1m horizontal	Zeitreihe: 1946,1961, 1990, 1998	Basis Luftbildreihe 1:20.000-1:30.000 sowie Orthophotokarten 1:5.000 Geländevermessung (1998)
Geologische und Pedologische Informationen					
Geological Series Mkomazi Einzugsgebiet	Geological Survey, Pretoria	Karte	1: 250.000	1981	Arbeitsblätter auf Basis 1:50.000
Landtypes of South Africa	ISCW, Pretoria	Karte/ Raster	1: 250.000	1987	Arbeitsblätter auf Basis 1:50.000
Soils and Land Capability	Swaziland Ministry of Agriculture	Karte	1: 125.000	1968	Siehe IWRMS-Projekt-Datenbank
Vegetations und Landnutzungsinformationen					
Veld types of South Africa	IWRMS	Karte	1: 1.1.000.000	1988	Siehe ACOCKS 1988
South African National Landcover	CSIR	Raster	Basierend auf Landsat-TM-Daten	1984-1999	Siehe THOMPSON 1999

Kapitel 4

Satellitendaten					
Landsat 5 TM, Mkomazi	IWRMS	image	6 Bänder (visible, IR, short wave IR)	22.04.96 05.10.98	Siehe IWRMS-Projekt-Datenbank
Landsat 5 TM, Mbuluzi	IWRMS	image	6 Bänder (visible, IR, short wave IR)	22.04.96	Siehe IWRMS-Projekt-Datenbank
Luftbilder					
Mkomazi 1944,	IWRMS	Photo	1: 50.000	1944	Siehe IWRMS-Projekt-Datenbank
Mkomazi 1977	IWRMS	Photo	1: 50.000	1977	Siehe IWRMS-Projekt-Datenbank
Mkomazi 1984	IWRMS	Photo	1: 30.000	1984	
Mkomazi 1996	IWRMS	Photo	1: 30.000	08.04.1996	
Mbuluzi 1947	IWRMS	Photo	1: 30.000	1947	
Mbuluzi 1961	IWRMS	Photo	1: 30.000	13.06.1961	
Mbuluzi 1971	IWRMS	Photo	1: 20.000	14.09.1971	
Mbuluzi 1990	IWRMS	Photo	1: 30.000	1990	
Topographische Karten und Othophotos					
Einzugsgebiet Mkomazi	Chief directorate: Surveys and Land Information Private Bag X10, Mowbray (RSA)	Karte	1: 50.000	1986/ 1989	16 Blätter
Einzugsgebiet Mbuluzane	Surveyor General, Government of Swaziland	Karte	1: 50.000	1991/1992	3 Blätter
Othophotos Mkomazi	IWRMS	Karte	1: 10.000	1972	
Othophotos Mbuluzi	IWRMS	Karte	1: 5.000	1972	
Hydrologische Messdaten					
Abflussdaten Station GS3, 4, 10, Mbuluzi	IWRMS	ASCII	täglich/ monatlich	1950-1996	Siehe IWRMS-Projekt-Datenbank
Abflussdaten Station U1H005, Mkomazi	IWRMS	ASCII	täglich	1960-1996	Siehe IWRMS-Projekt-Datenbank

Tabelle 4.2: physiographische Daten, die im Verlaufe dieser Arbeit erstellt oder verwendet wurden.

Kapitel 4

Kapitel 5

Arbeiten und Ergebnisse

In den vorangehenden Kapiteln wurden die wesentlichen Systemzusammenhänge durch eine detaillierte Beschreibung der Untersuchungsgebiete und die Darlegung der theoretischen Grundlagen erläutert und das verfügbare Datenmaterial im Überblick aufgelistet. Dabei wurden spezifische Forschungsdefizite identifiziert, die zur Formulierung der Schwerpunktziele dieser Arbeit führten. Im nun folgenden Kapitel werden die durchgeführten Arbeitsschritte und die erzielten Ergebnisse auf Grundlage der in Kapitel 3 vorgeschlagenen methodischen Vorgehensweise vorgestellt und diskutiert.

Einleitend wird in Kapitel 5.1 die Entwicklung des distributiven Flächenkonzeptes zur Beschreibung der heterogen im Einzugsgebiet verteilten Erosionsprozesse und –formen dargestellt. Hierzu werden die verwendeten Verschneidungsanalysen und Reklassifikationsverfahren erläutert. Zunächst müssen jedoch die aktuellen Erosionsprozesse und –formen unter Verwendung von Luftbildanalysen identifiziert und klassifiziert werden.

Kapitel 5.2 beschreibt auf Grundlage des ERU-Ansatzes die Kriterien der Modellauswahl. Die Vorverarbeitung bzw. Ableitung fehlender Modelleingangsparameter ist in Kapitel 5.3 dargelegt. Anschließend wird in den Kapiteln 5.4 und 5.5 die Modellierung der flächenhaften Erosion und der Gullyerosion in den Testgebieten vorgenommen. In Kapitel 5.6 werden schließlich die Modellierungsergebnisse unter Verwendung des ERU-Ansatzes integriert und auf die jeweiligen Gesamteinzugsgebiete übertragen. In Kapitel 5.7 soll abschließend eine zusammenfassende Bewertung vorgenommen werden.

5.1 Ableitung der Erosions Response Units (ERUs)

Wie bereits in Kapitel 2.5.1 dargelegt, kann das im Sinne von FLÜGEL (1995, 1996) zur Beschreibung der hydrologischen Prozessdynamik angewendete Konzept der *response units (RU)* herangezogen werden, um die Reaktion dreidimensionaler Geländeeinheiten hinsichtlich ihres Erosionsverhaltens abzuleiten. Die natürlichen Geometrien werden dabei im Gegensatz zu rasterbasierten Ansätzen mit Hilfe des Konzeptes der *finiten Elemente* realistischer abgebildet. Gemäß der Definition in Kapitel 2.5.1 können Geländeeinheiten, die eine homogene Erosionsprozessdynamik in bezug auf die umgebenden Geländeeinheiten aufweisen und eine ganz bestimmte Verbindung von erosionsbeeinflussenden Systemparametern besitzen, folglich als *erosion response units (ERU)* bezeichnet werden. Flusseinzugsgebiete können demnach als Bestand räumlicher Prozesseinheiten mit unterschiedlichem Erosionspotential aufgefasst werden, welches wiederum durch die Eigenheiten der physiographischen Komponenten sowie der anthropogenen Einflüsse determiniert ist.

Die Reaktion dieser Prozesseinheiten auf eine Systemzufuhr (z.B. Niederschlag, Strahlung) hängt folglich von den Systemeigenschaften und der Ausprägung der Systemzufuhr ab. Um mehr Informationen über die Sensitivität der Prozesseinheiten (RU) zu gewinnen, muss die integrative Transferschicht mit den Subsystemen Boden, Vegetation und Atmosphäre in ihre Komponenten zerlegt werden. Abbildung 5.1.1. zeigt schematisch die Vorgehensweise zur Ableitung der ERUs. Die Parametrisierung der physiographischen und anthropogenen Attribute, welche die Erosionsprozesse beschreiben, kann im wesentlichen in zwei Teilbereiche gegliedert werden. Auf der einen Seite ist dies die Systemzufuhr, die beispielsweise als Erosivität der Niederschläge

Kapitel 5

angegeben werden kann. Auf der andern Seite sind es die erosionsrelevanten Systemeigenschaften, die hier als Geländeeigenschaft bezeichnet werden und über Systemattribute wie etwa die Bodenerodibilität, geomorphologische Kenngrößen oder die Landnutzung beschrieben werden können. Wird der Systeminput als konstant betrachtet, so sind die Erosionsprozesse und ihre Dynamik nur noch von den Systemeigenschaften abhängig.

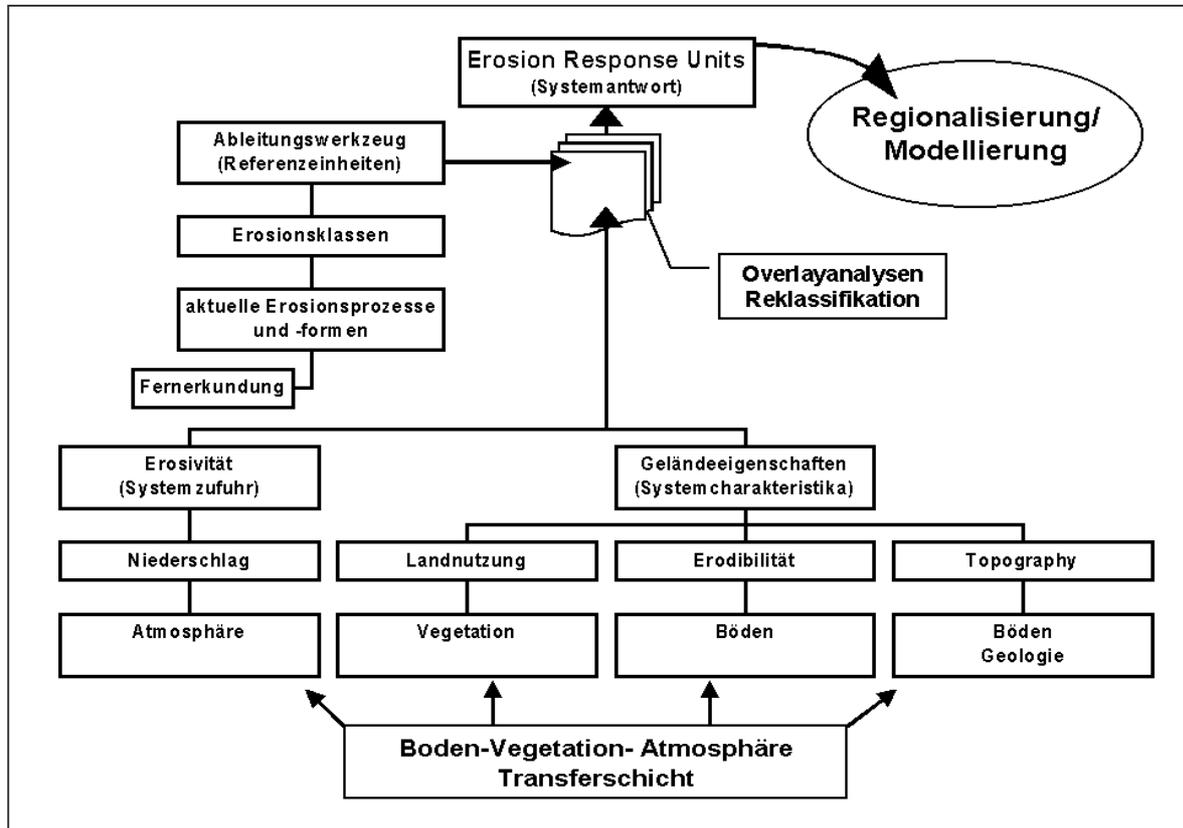


Abbildung 5.1.1: Schematische Vorgehensweise zur Ableitung der ERUs (Quelle: eigener Entwurf).

Mit Hilfe von Verschneidungsprozeduren können die in digitaler Form vorliegenden Parameter, welche die Erosionsprozesse steuernd beeinflussen, miteinander verschritten werden. Das Ergebnis dieser Overlayanalysen sind komplexe Verteilungsmuster mit einer Vielzahl von Parameterkombinationen. Um nun aus diesen komplexen Verteilungsmustern homogene Einheiten herauszufiltern, die eine bestimmte Erosionsprozessdynamik aufweisen, werden Referenzeinheiten benötigt. Da die Erosionsprozessdynamik mit bestimmten Erosionserscheinungen vergesellschaftet ist, kann zur Ableitung von Einheiten mit homogener Erosionsprozessdynamik als erste Näherung die Erosionsform und –intensität als Referenzeinheit verwendet werden. Mit Hilfe dieser Referenzeinheiten können schließlich die Parameterkombinationen reklassifiziert werden wobei die Sensitivität der einzelnen Parameter hinsichtlich der Referenzeinheiten berücksichtigt wird. Das Ergebnis der Analysen sind folglich determinierte Kombinationen von Parametern für jede Referenzeinheit. Hierbei ist die Referenzeinheit charakteristisch für eine bestimmte Erosionsprozessdynamik. In Bezug auf einen Systeminput reagieren diese Einheiten folglich mit einer spezifischen Systemantwort. Aus diesem Grunde können die homogenen Einheiten analog zu den in der hydrologischen Modellierung verwendeten *Hydrological Response Units* (HRUs) als *Erosion Response Units* (ERU) bezeichnet werden. Auf Grundlage dieser ERUs kann schließlich die Regionalisierung vorgenommen werden. Sie liefert Informationen über räumliche Einheiten in den Testgebieten, die von Erosion betroffen sind oder ein Erosionsrisiko aufweisen. Weiterhin werden die ERUs als Basiseinheiten der Erosionsmodellierung verwendet.

Grundlage der ERU-Ableitung ist jedoch zunächst die Analyse der aktuellen Erosionserscheinungen und –intensitäten (Referenzeinheiten), die Auskunft über die zeitlichen und räumlichen Dimensionen der Erosionsprozesse gibt und der Bestimmung der minimalen räumlichen Auflösung der ERU-Teilflächen dient. Hierbei sollten die Teileinzugsgebiete, in denen die Referenzeinheiten abgeleitet werden, möglichst repräsentativ für das Gesamteinzugsgebiet gewählt werden. Im nun folgenden Kapitel 5.1.1 wird die Ableitung der Referenzeinheiten detaillierter betrachtet.

5.1.1 Luftbildanalyse und Klassifikation der aktuellen Erosionsformen

Für die Analyse der aktuellen Erosionsformen und –intensitäten als Referenzeinheiten der anschließenden ERU-Ableitung wurden Methoden aus der Luftbildinterpretation und der Geländekartierung sowie dem Bereich der geographischen Informationssysteme verwendet. Die mit Hilfe eines SOKKISCHA MS27 Spiegelstereoskops mit dreifacher Vergrößerung durchgeführte Luftbildinterpretation basierte auf panchromatischen schwarz-weiß Stereoluftbildreihen im Maßstab 1:30.000. Diese wurden im April 1996 im Mkomazi-Einzugsgebiet aufgenommen bzw. 12.1989/01.1990 im Mbuluzi-Einzugsgebiet.

Tiefe der Rillen und Gullys (cm)	Abstand zwischen Rills bzw. Gullys (m)				
	<25	25-50	50-150	150-500	>500
5-50	Mittlere	Leichte			
50-150	Schwere	Mittlere	Leichte		
150-500	Schwere	Schwere	Mittlere	Leichte	
>500	Schwere	Schwere	Schwere	Mittlere	Leichte

Tabelle 5.1.1: Frequenz und Dichte der Erosionsformen (nach VAN ZUIDAM 1985)

Nach einer ersten Geländebegehung (10.1997) konnte die vorherrschende Erosionsprozessdynamik und die damit assoziierten Erosionsformen in den beiden Untersuchungsgebieten identifiziert werden. Hierbei wurden die folgenden Haupterosionsformen unterschieden: I) Gullyerosion, II) Rillenerosion sowie III) flächenhafte Rillen-Interrillenerosion.

Die entsprechend der vorherrschenden Erosionserscheinungen gewählte Vorgehensweise zur Analyse der Luftbilder wurde bereits von MORGAN et al. (1997) in Swasiland zur Untersuchung des Verhältnisses zwischen Erosionsintensitäten und den *land systems* erfolgreich angewendet und basiert auf den Methoden von VAN ZUIDAM (1985).

Die auf den Luftbildern identifizierten Erosionsformen wurden auf Transparentfolien übertragen, wobei die Intensität der linienhaften Erosionsformen gemäss Tabelle 5.1.1 eingestuft werden konnte. Die Intensität der flächenhaften Erosion wurde dagegen anhand des Bedeckungsgrades der Vegetation abgeleitet (siehe Tabelle 5.1.2). Abbildung 5.1.2 zeigt einen Ausschnitt dieser Stereoluftbildanalysen im Bereich des oberen Mkomazi-Einzugsgebietes.

Die gewonnenen Informationen wurden anschließend entsprechend Tabelle 5.1.2 reklassifiziert. Die Klassifikationskriterien sind auf der einen Seite die Erosionsformen selbst sowie ihre Dichte bzw. Frequenz und auf der anderen Seite der Vegetationsbedeckungsgrad (siehe Tab. 5.1.2). In Abwesenheit von Pipingerosion ist der Vegetationsbedeckungsgrad ein direktes Maß der Denudation.

Die mit Hilfe der Stereoluftbildauswertung abgeleiteten Erosionsklassengrenzen wurden schließlich auf Grundlage von topographischen Karten im Maßstab 1: 50.000 generalisiert und abdigitalisiert. Hierzu wurden die topographischen Karten eingescannt und unter Verwendung von Orthophotokarten im Maßstab 1:10.000 georeferenziert. Für die Übertragung der analogen

Kapitel 5

Informationen in digitale Daten wurde das GI-System ARCInfo benutzt. Die sechsstufigen Erosionskarten wurden abschließend mit den, während eines Feldaufenthaltes im Februar/März 1998 erstellten, Karten der Erosionsintensitäten abgeglichen und korrigiert.

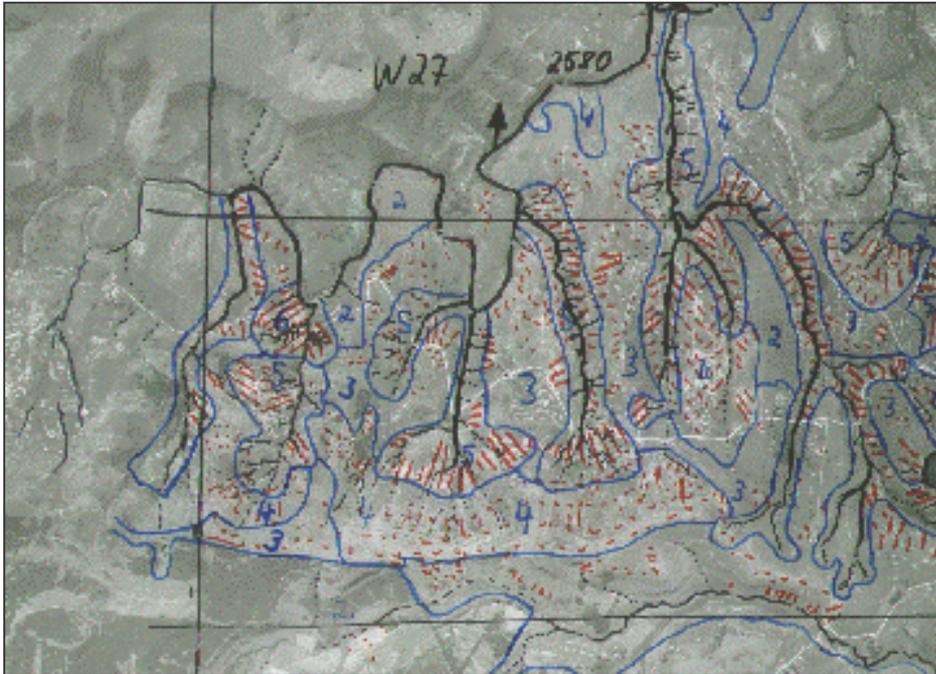


Abbildung 5.1.2:
Ausschnitt der
Stereoluftbildaus-
wertung im oberen
Mkomazi-Einzugs-
gebiet. (Quelle:
eigener Entwurf)

~~~~~ Rill erosion (schwarz)	Interrillenerosion (rot)
tiefe lineare Erosion (schwarz)	..... gering
••••• gering	"""""" moderat
--- moderat	///////// stark
— stark	blau Grenzen der Erosionsklassen

Für kleine Teilbereiche des oberen Mbuluzane Rivers (Lufontja Hills) können die Analysen mit den Untersuchungen von MORGAN et al. (1997) verglichen werden, deren Studien auf den gleichen Luftbildreihen beruhen. Die Überlappungsbereiche zeigen dabei eine sehr hohe visuelle Übereinstimmung bei den identifizierten Erosionsformen.

Die sechsstufige Karte der aktuellen Erosionsformen und –intensitäten wurde als Polygoncoverage im Vektorformat abgelegt. Sie kann mit Hilfe von Tabelle 5.1.2 aufgeschlüsselt werden. Für die beiden Testgebiete sind diese Karten auf den Farbtafeln I /II im Anhang dargestellt. Abbildung 5.1.3 zeigt einen Ausschnitt im Bereich des oberen Mkomazi-Einzugsgebietes sowie den Ausschnitt der Photointerpretationsanalysen aus Abbildung 5.1.2 (schwarz umrandet).

Die mit Hilfe der Stereoluftbildauswertung gewonnenen reklassifizierten und digitalisierten Informationen bilden auf Polygonbasis die aktuellen Erosionsformen und –intensitäten ab. Da die Erosionsformen und –intensitäten Ausdruck einer bestimmten Erosionsprozessdynamik sind können die Polygone daher im weiteren Verlauf als Referenzentitäten für die Ableitung der ERUs verwendet werden. Sie werden dementsprechend im folgenden auch als Erosionsreferenzeinheiten (ERefUs) bezeichnet.

## Arbeiten und Ergebnisse

	Erosionsklasse	Erosionsformen und Intensitäten (ERefU)	% Vegetationsbedeckung	% Degradation	Farbe
1	Keine Erosion		>90	<10	dunkelgrün
2	Leichte Erosion	leichte flächenhafte Erosion	>75	<25	hellgrün
3	Moderate Erosion	flächenhafte Erosion, Rillen, flachgründige Gullys	>75	<25	gelb
4	Schwere Erosion	flächenhafte Erosion, Rillen, mitteltiefe Gullys	51-75	25-49	braun
5	Sehr schwere Erosion	flächenhafte Erosion, Rillen, mitteltiefe bis tiefe Gullys	26-50	50-74	rot
6	Extreme Erosion	Rillen, tiefe Gullys, Badlands, schwere Massenbewegungen	< 25	>75	dunkelrot

Tabelle 5.1.2: Erosionsklassen in Abhängigkeit von Erosionsform und –intensität (ERefU) sowie Vegetationsbedeckungsgrad. Farbskala entspricht Farbtafeln I/II (abgewandelt nach VAN ZUIDAM 1985)

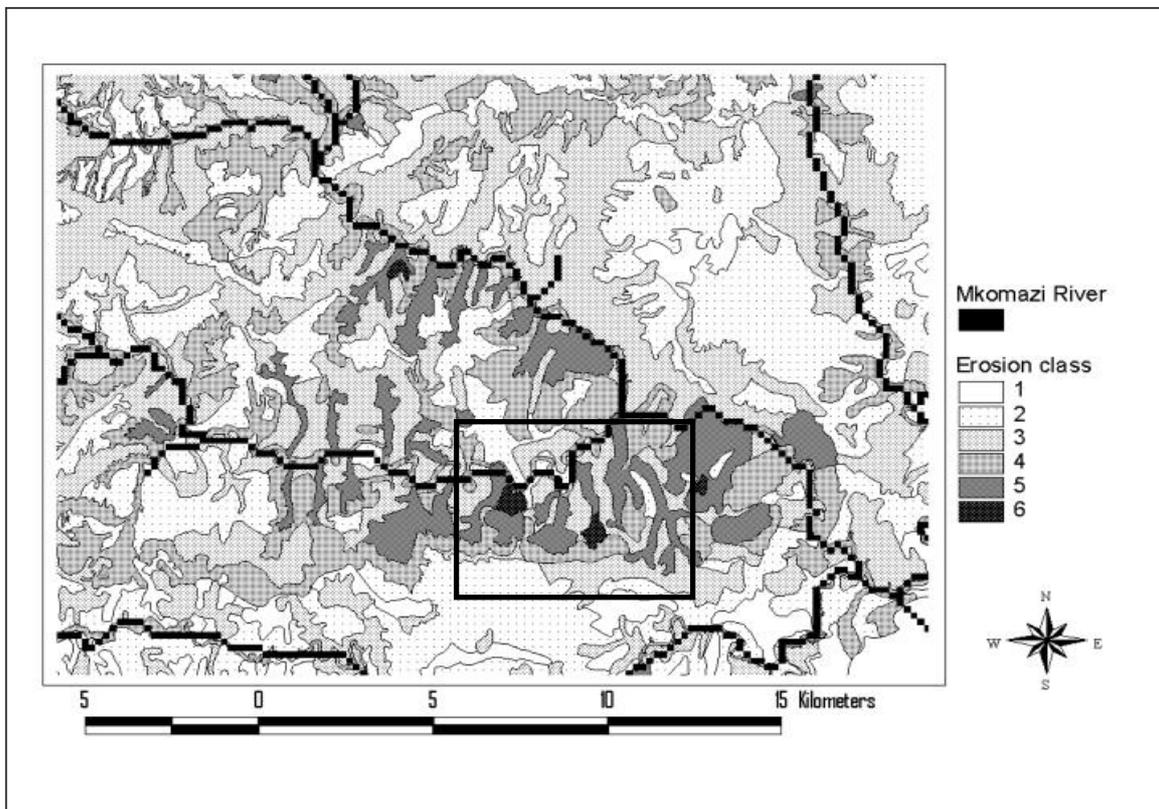


Abbildung 5.1.3. Ausschnitt der Erosions-Referenz-Klassenkarte (1:50.000) im Bereich des oberen Mkomazi. Schwarz umrandet der Ausschnitt der Photointerpretation aus Abb. 5.1.2. (Quelle: eigener Entwurf)

### 5.1.2 Auswahl und Vorverarbeitung der erosionsrelevanten Parameter

Neben den Erosionsreferenzeinheiten, die in sechs Stufen reklassifiziert wurden, stützt sich die Ableitung der ERUs auf die wesentlichen erosionsrelevanten Geländecharakteristika. Diese können, wie bereits in Kapitel 5.1 erwähnt, über entsprechende Parameter beschrieben werden. Auf Grund der Zielsetzung der Arbeit wurden dabei Parameter gewählt, die über einfache Geländemessungen oder mit Hilfe von Fernerkundungsmethoden ableitbar sind.

Die Parameterinformationen, auf die im Folgenden näher eingegangen wird, wurden zunächst in ein digitales Rasterformat konvertiert. Hierbei wurde die Größe der Pixel einerseits an die mit Hilfe der ERefUs gewonnenen Aussagen über die räumliche Skalenebene der Erosionsformen und –prozesse angepasst. Auf der anderen Seite wurde die räumliche Auflösung der erosionsrelevanten Geländecharakteristika berücksichtigt. Hierbei stellte sich die Auflösung des digitalen Höhenmodells, aus dem die topographischen Kennwerte generiert wurden, als limitierender Faktor dar.

Aus den oben genannten Kriterien ergibt sich folglich eine Pixelgröße von 200 x 200 m für das obere Mkomazi-Untersuchungsgebiet (siehe Abb. 4.10) sowie von 25 x 25 m für das obere Mbuluzi-Untersuchungsgebiet (siehe Abb. 4.16). Diese Auflösung entspricht einer Pixelfläche von 4 ha im Bereich des oberen Mkomazi-Rivers bzw. von 0,0625 ha im Bereich des oberen Mbuluzi-Rivers.

Die aus den digitalen Geländemodellen (DGM) abgeleiteten Parameter sind die Exposition sowie die Geländemorphologie. Erstere wurde mit Hilfe des ARCInfo-Algorithmus *aspect* berechnet und in die Hauptklassen Nord, Ost, Süd und West reklassifiziert.

Die Geländemorphologie konnte hingegen aus den Parametern Hangneigung, erosive Hanglänge sowie Hangwölbung deduziert werden. Die erste Ableitung des DGM liefert die Hangneigung in Grad (siehe SKIDMORE 1989; WILSON & GALLAND 2000). Diese wurde mit dem ARCInfo-Algorithmus *slope* kalkuliert und zunächst nach AG BODEN (1994, 58) in die in Tabelle 5.1.3 aufgeführten Hangneigungsstufen eingeteilt.

Hangneigungsstufen	Hangneigung in Grad
Nicht geneigt	< 1
Sehr schwach geneigt	1 - 2
Schwach geneigt	2 - 5
Mittel geneigt	5 - 10
Stark geneigt	10 - 15
Sehr stark geneigt	15 - 20
steil	> 20

Tabelle 5.1.3: Hangneigungs-klassen nach AG BODEN (1994)

Diese Einteilung wurde schließlich aufgrund der Klassenvielfalt weiter auf vier Klassen reduziert: I) nicht geneigte Hänge < 1°; II) leicht geneigte Hänge 1° - 5°, III) mittel geneigte Hänge 5° - 10° und IV) stark geneigte Hänge >10°.

Die zweite Ableitung des DGM liefert Informationen zur longitudinalen Hangwölbung. Dieser Parameter wurde mit dem ARCInfo-Algorithmus *curvature* berechnet und lediglich in zwei Klassen eingeteilt: konvexe Hangwölbung und konkave Hangwölbung.

Schließlich wurde die erosive Hanglänge ( $\lambda_1$ ) nach SCHULZE (1979) mit Gleichung 5.1 bestimmt. Sie beschreibt die räumliche Distanz zwischen dem Auftreten von Oberflächenabfluss und der Deposition von erodierten Material aufgrund der Verringerung des Hanggradienten, bzw. dem Eintreten des Oberflächenabflusses in ein Gerinnebett.

## Arbeiten und Ergebnisse

$$\lambda_1 = -3.0 S\% + 100 \quad \text{für } S\% < 25 \quad (\text{Gl. 5.1a})$$

$$\lambda_1 = 25 \quad \text{für } S\% \geq 25 \quad (\text{Gl. 5.1b})$$

mit:  $\lambda_1$  = effective Hanglänge  
 $S\%$  = Hangneigung in %

Die erosive Hanglänge ( $\lambda_1$ ) wurde entsprechend der kumulativen Häufigkeit in drei Hanglängenstufen codiert: I) < 30 m; II) 30 – 60 m und III) >60 m.

Die auf Grundlage der obigen Ausführungen berechneten und reklassifizierten drei geländemorphologischen Parameter konnten schließlich, basierend auf den relativen Häufigkeiten, in die in Tabelle 5.1.4 gezeigten sechs Klassen zusammengefasst werden.

Tabelle 5.1.4: Klassifikation der geländemorphologischen Faktoren in sechs Stufen

	Geländemorphologie
1	nicht geneigte Flächen
2	konvexe Hänge mit 1-5° Neigung und mehr als 60 m erosiver Hanglänge
3	konkave Hänge mit 1-5° Neigung und mehr als 60 m erosiver Hanglänge
4	konvexe Hänge mit 5-10° Neigung und mehr als 30 m erosiver Hanglänge
5	konkave Hänge mit 5-10° Neigung und mehr als 30 m erosiver Hanglänge
6	Konkave/ konvexe Hänge, Neigungen größer als 10° und erosiver Hanglängen kleiner als 60m

Informationen bezüglich der Bodenbedeckung bzw. der Landnutzung konnten hingegen aus dem vom *Council for Scientific and Industrial Research (CSIR, Pretoria)* und dem *Institute for Soil, Climate and Water (ISCW, Pretoria)* durchgeführten *National-Land-Cover (NLC) Database Project* entnommen werden. Diese Landnutzungsinformationen wurden der von HOCHSCHILD entwickelten Landnutzungsklassifikation mit höherer Auflösung (Grundlage: 1996/1998 Landsat TM Szene Auflösung 20 x 20 m) vorgezogen, da die NLC für das gesamte südliche Afrika erstellt wurde und alle zur Verfügung stehenden Kanäle benutzt wurden. Darüber hinaus sind die Landnutzungspartellen in den Untersuchungsgebieten relativ homogen verteilt, wie aus den Abbildungen 4.8 und 4.15 hervorgeht. Die Daten basieren auf einer manuellen Photointerpretation von Landsat-TM-Szenen der Jahre 1994-95. Als Grundlage der NLC wurde die von THOMPSON (1996) entwickelte standardisierte Landnutzungsklassifikation für Südafrika genutzt. Diese besitzt eine hierarchische dreistufige Struktur und orientiert sich an anderen für Afrika aufgestellten Klassifikationen (wie AFRICOVER der FAO oder VEGRIS in Simbabwe siehe SCHEFFEL 1998).

Die Begriffe Landnutzung (*land use*) und Landbedeckung (*land cover*) sollten gemäß obiger Klassifikation unterschieden werden. Eine Bodenbedeckung wie Grasland kann z.B. unterschiedliche Nutzungen aufweisen wie beispielsweise als Weidefläche oder als Landschaftsschutzgebiet. In den ersten beiden Stufen der Klassifikation sind Angaben über die Landnutzung nicht enthalten, sie wird in der NLC-Darstellung erst in Level III eingeführt. Die erste Stufe basiert lediglich auf den visuellen Kanälen und beinhaltet zwölf Klassen. In einer zweiten Stufe werden 23 Subklassen aufgrund unterschiedlicher Bandkombinationen der TM-Szene oder der saisonalen Veränderungen der Vegetation erkannt. Die dritte Stufe bietet schließlich Zusatzinformationen über die landwirtschaftliche Praxis oder klimatische Parameter.

Die digitalen NLC-Informationen wurden, um handhabbar zu bleiben, auf eine Flächengröße von 25 ha (500 x 500 m) generalisiert. Die manuelle Interpretation der Satellitenkarten wurde später im Gelände verifiziert. Die gewünschte Genauigkeit für die Level I-Klassenausweisung wurde mit 85 % festgelegt. Letztlich wurde aber nur eine Genauigkeit von 70 bis 85 % erreicht (siehe

## Kapitel 5

SCHEFFEL 1998, 53). Tabelle 5.1.5 zeigt die NLC Landnutzungsklassifikation für den Bereich des Mkomazi-Einzugsgebietes (siehe auch Abb. 4.8).

Tabelle 5.1.5: Anteile der NLC-Landnutzungsklassen an der Gesamtfläche des Mkomazi-Einzugsgebietes  
Quelle: CSIR (1997)

Land Code	Beschreibung	Fläche in km ²	Anteil in %
1	Forest & Woodland (Woodland & Wooded Grassland)	<0,00	<0,00
2	Forest (indigenous)	47,94	1,10
3	Thicket, Bushland, Bush Clumps, High Fynbos	743,65	17,02
4	Shrubland & Low Fynbos	30,60	0,70
5	Herbland	-	-
6	Unimproved Grassland	2.323,17	53,17
7	Improved Grassland	15,67	0,36
8	Forest Plantations (exotic)	535,49	12,26
9	Waterbodies	7,83	0,18
10	Wetlands	1,92	0,04
11	Bare Rock & Soil (natural)	0,05	<0,00
12	Bare Rock & Soil (erosion surfaces)	-	-
13	Degraded Lands (Forest & Woodland)	-	-
14	Degraded Lands (Thicket, Bushland, Bush Clumps, High Fynbos)	47,70	1,09
15	Degraded Lands (Shrubland & Low Fynbos)	-	-
16	Degraded Lands (Unimproved Grassland)	241,23	5,52
17	Degraded Lands (Herbland)	-	-
18	Cultivated Lands (permanent crops, commercial, irrigated)	-	-
19	Cultivated Lands (permanent crops, commercial, dryland)	-	-
20	Cultivated Lands (permanent crops, commercial, sugar cane)	15,48	0,35
21	Cultivated Lands (temporary crops, commercial, irrigated)	105,76	2,42
22	Cultivated Lands (temporary crops, commercial, dryland)	37,66	0,86
23	Cultivated Lands (temporary crops, subsidence, dryland)	208,23	4,77
24	Urban/ Built-up Land (residential)	5,66	0,13
25	Urban/ Built-up Land (residential, smallholdings, forest & woodland)	-	-
26	Urban/ Built-up Land (residential, smallholdings, thicket, bushland etc.)	0,59	0,01
27	Urban/ Built-up Land (residential, smallholdings, shrubland & Low Fynbos)	-	-
28	Urban/ Built-up Land (residential, smallholdings, grassland)	-	-
29	Urban/ Built-up Land (commercial)	-	-
30	Urban/ Built-up Land (industrial, transportation)	0,60	0,01
31	Mines & Quarries	-	-
		<b>4369,32</b>	<b>100,00</b>

Für die ERU-Ableitung konnte die NLC-Landnutzungsklassifikation nach hydrologischen Kriterien (Abflusswiderstand, Infiltrationsverhalten) vereinfacht und in die in Tabelle 5.1.6. gezeigten sechs Hauptklassen reklassifiziert werden.

Die litho-pedologischen Parameter, die für die ERU-Ableitung in den beiden Testgebieten verwendet wurden, sind die Bodentextur und die Gesteinsart des Ausgangssubstrates.

## Arbeiten und Ergebnisse

Klasse	Landnutzungsbeschreibung
1	Nicht bearbeitete Graslandflächen
2	Strauch, Busch und Wald
3	Feuchtgebiete und Wasserflächen
4	Kultivierte Flächen (kommerziell und Subsistenzwirtschaft)
5	Siedlungsbereiche
6	Degradierete nicht bearbeitete Graslandflächen und Buschbestände

Tabelle 5.1.6:  
Reklassifizierte NLC-Land-  
nutzungs-klassifikation  
in sechs Klassen

Im Mkomazi-Einzugsgebiet konnten Bodendaten aus den *land type maps* des (*Institute for Soil, Climate and Water, Pretoria*) entnommen werden. Diese sind im Maßstab 1:50.000 erhältlich und beinhalten Informationen zur Bodenporosität des Oberbodens. Diese können für das südliche Afrika nach SCHULZE (1995, AT5-37) mit den Korngrößenklassen korreliert werden. Tabelle 5.1.7 zeigt die Beziehung zwischen Bodenporosität und Korngrößenklassen.

Korngrößenklassen (US soil taxonomy)	Bodenporosität (m ³ m ⁻³ )
Sand	0,430
Loamy sand	0,432
Sandy loam	0,448
Silty loam	0,495
Loam	0,464
Sandy clay loam	0,402
Silty clay loam	0,473
Clay loam	0,468
Sandy clay	0,423
Silty clay	0,480
Clay	0,482

Tabelle 5.1.7: Texturklassen und Bodenporosität (Quelle: SCHULZE 1995)

Die geologischen Daten wurden aus unveröffentlichten Arbeitsblättern im Maßstab 1:50000 entnommen. Diese wurden vom *Council for Geoscience, Geological Survey in Pietermaritzburg* (Dr. G. Botha) zur Verfügung gestellt und sind Grundlage der geologischen Karte 1:250.000 (LINSTÖM 1981). Die geologischen Ausgangssubstrate konnten im Bereich des Einzugsgebietes entsprechend Tabelle 5.1.8 nach genetischen Gesichtspunkten in sieben Hauptklassen zusammengefasst werden.

	Geologie
1	Alluvium
2	Gneis; Granit; Diorit
3	Dolerit; Basalt; Gabbro
4	Sandstein
5	Schiefer, Ton- und Schluffstein
6	Diamectit
7	Teilweise verfestigte Sedimente der Masotcheni Formation

Tabelle 5.1.8: Reklassifizierte  
geologische Ausgangssubstrate

Um Aussagen über die räumliche Verteilung des Ausgangssubstrats und die damit verbundene Korngrößenverteilung des Oberbodens zu ermöglichen, wurden im folgenden Schritt die Bodentextur und das Ausgangssubstrat miteinander verschnitten. Die resultierenden 17 Klassen konnten mit Hilfe eines dreistufigen relativen Bodenerodibilitätsindex, der in den *land type units*

## Kapitel 5

des *ISCW (Institute for Soil, Climate and Water, Pretoria)* enthalten ist, in sechs Hauptklassen eingeordnet werden. Tabelle 5.1.9 zeigt die resultierenden sechs Hauptklassen.

	Erodibilitätsabhängige texturbedingte lithologische Hauptklassen
1	Sand Lehm Ton/ Alluvium
2	Teilweise verfestigte Sedimente der Masotcheni Formation
3	Lehm Ton/ Basalt, Dolerit, Schiefer, Ton- und Schluffstein, Diamectite
4	Sand/ Basalt, Dolerit, Schiefer, Ton- und Schluffstein, Diamectit
5	Lehm/ Gneis, Granit, Diorit, Sandstein
6	Sand Ton/ Gneis, Granit, Diorit, Sandstein

Tabelle 5.1.9:  
Bodentexturabhängige lithologische Klassifikation des Mkomazi-Einzugsgebiets

Im Bereich des Mbuluzi-Einzugsgebiets wurde hingegen aufgrund der relativ homogenen räumlichen Verteilung des Ausgangssubstrates die Korngrößenverteilung des Bodens als wesentliches Merkmal zur Charakterisierung der Bodenerodibilität verwendet. Dazu wurde die *landsystems*-Karte 1:125.000 (MURDOCH 1968) hinsichtlich der Korngrößenverteilung gemäß Tabelle 5.1.10 codiert.

	Korngrößenabhängige lithologische Hauptklassen
1	Alluvium und Torf
2	Ton
3	Lehm
4	Anstehendes Material
5	Sand

Tabelle 5.1.10: Bodentexturabhängige lithologische Klassifikation des Mbuluzi-Einzugsgebiets

### 5.1.3 ERU-Ableitung

Die Ableitung der ERUs wurde entsprechend der in Abbildung 5.1.1 dargestellten schematischen Vorgehensweise durchgeführt. Dazu wurden die im vorangehenden Kapitel beschriebenen einzelnen Parameterebenen sequenziell miteinander verschnitten. Nach jedem Verschnittprozess wurde eine Reklassifikation der resultierenden Kombinationen vorgenommen. Dazu wurde die Erosionsgefährdung über die Referenzeinheiten in den Verschnittprozess integriert, um eine flächenabhängige Normierung der miteinander verschnittenen Parameterebenen zu gewährleisten. Anschließend wurden basierend auf den Flächenanteilen der jeweiligen Erosionsklassen alle Kombinationen mit weniger als 2% Flächenanteil reklassifiziert. Die Reklassifikationsprozedur basiert auf den folgenden Annahmen:

- Annahme 1: Bei den Landnutzungsklassen Siedlung und Wasser spielen die restlichen Parameter keine Rolle, deshalb werden diese Kombinationen zusammengefasst.*
- Annahme 2: Waldgebiete kommen im Einzugsgebiet lediglich auf geneigten bis stark geneigten Flächen vor. Die wenigen Einzelpixel in den Hangneigungsklassen 0-10° werden deshalb der Klasse > 10° zugeordnet.*
- Annahme 3: Landwirtschaft kommt nicht in den sehr steilen Bereichen vor. Diese Hangneigungsklasse wird den mittleren (5-10°) zugeordnet.*
- Annahme 4: Die unterschiedliche Erosionsdynamik infolge von Strahlungsunterschieden bei gering geneigten (bis 1°) Hängen können für alle Expositionsklassen als vernachlässigbar angenommen werden und werden demnach zusammengefasst.*

Die Reihenfolge der Verschnittprozesse und die dabei benutzten Layer ergeben sich aus Tabelle 5.11. sowie der Abbildung 5.1.4. Die Ergebnisse der Overlayanalysen sind in Tabelle 5.1.12 und 5.1.13 dargestellt. Die resultierenden Kombinationen können mit Hilfe von Tabelle 5.1.11 aufgeschlüsselt werden.

LAYER		1	2	3	4
Klasse	EREFU	Exposition	Landnutzung	Hangmorphologie	Geologie und Bodentextur
1	keine Erosion	Nord	Nicht bearbeitete Graslandflächen	nicht geneigte Flächen	Sand Lehm Ton/ Alluvium (Alluvium/ Torf)
2	geringe Erosion	Ost	Strauch, Busch und Wald	konvexe Hänge mit 1-5° Neigung und mehr als 60 m erosiver Hanglänge	Teilw. verfestigte Sedimente der Masotcheni Formation (Ton)
3	moderate Erosion	Süd	Feuchtgebiete und Wasserflächen	konkave Hänge mit 1-5° Neigung und mehr als 60 m erosiver Hanglänge	Lehm Ton/ Basalt, Dolerit, Schiefer, Ton-, Schluffstein, Diamectite (Lehm)
4	schwere Erosion	West	Kultivierte Flächen (kommerziell und Subsistenzwirtschaft)	konvexe Hänge mit 5-10° Neigung und mehr als 30 m erosiver Hanglänge	Sand/ Basalt, Dolerit, Schiefer, Ton-, Schluffstein, Diamectit (anstehendes Material)
5	sehr schwere Erosion		Siedlungsbereiche	konkave Hänge mit 5-10° Neigung und mehr als 30 m erosiver Hanglänge	Lehm/ Gneis, Granit, Diorit, Sandstein (Sand)
6	extreme Erosion		Degradierete nicht bearbeitete Graslandflächen und Buschbestände	konkave oder konvexe Hänge mit Neigungen größer als 10° und erosiver Hanglängen kleiner als 60m	Sand Ton/ Gneis, Granit, Diorit, Sandstein

Tabelle 5.1.11: Verschnittsequenz und Klassifikation der Parameterebenen. Abweichende Werte für das Mbuluzi-Einzugsgebiet (Swaziland) in Klammern

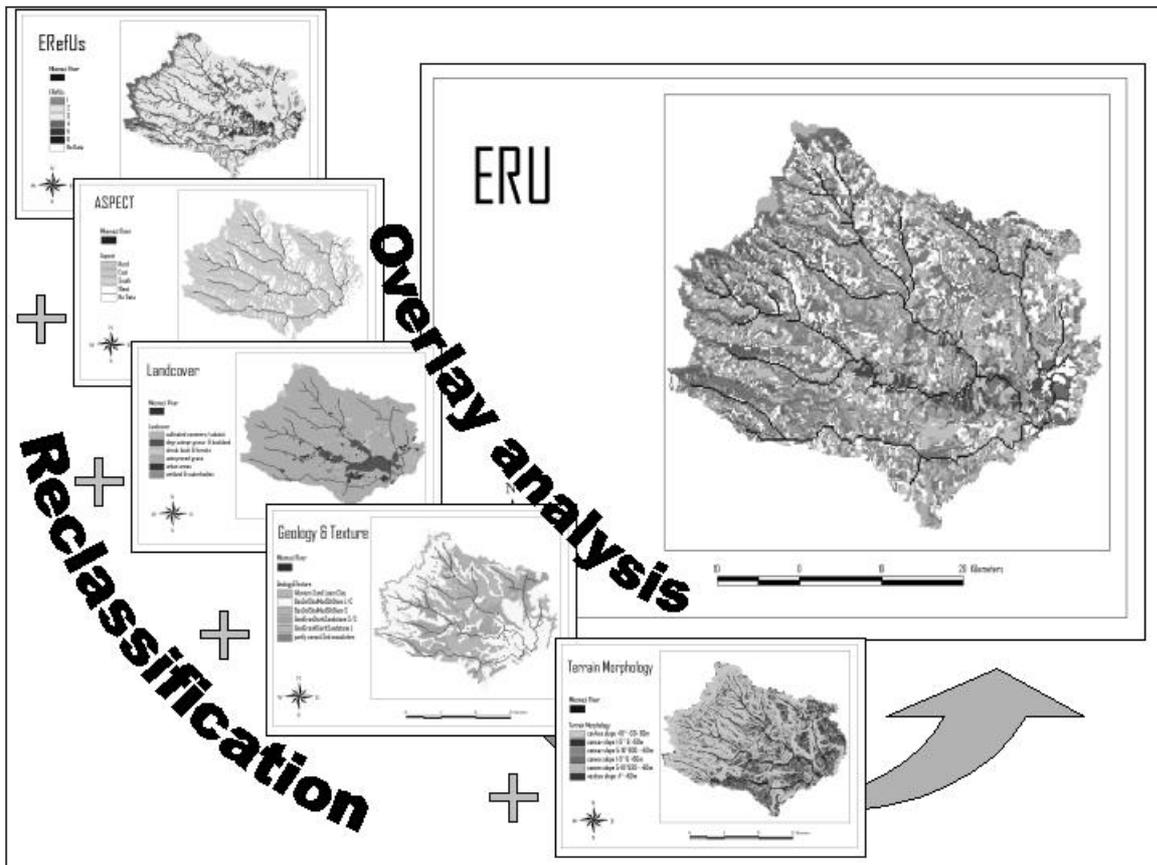


Abbildung 5.1.4: Schematische Darstellung der ERU-Ableitung (Quelle: Märker et al. 2001)

Da die Erosionsgefährdung über die Referenzeinheiten in den Verschneidungsprozess integriert wurde, können die Kombinationen spezifischen Erosionsformen und Intensitäten zugeordnet werden (siehe Tab. 5.1.11).

Tabelle 5.1.12: ERU-Kombinationen und zugeordnete Erosionserwartung für das obere Mkomazi-Einzugsgebiet (RSA)

	ERU Kombinationen	Pixelanzahl	Erosionsklassen	Zugeordnete Erosionserwartung
1	1115	66	1	keine
2	2125	49	1	keine
3	2133	103	1	keine
4	4125	42	1	keine
5	1113	780	1_2	geringe
6	1423	450	2	geringe
7	2123	1221	1_2	geringe
8	2143	413	2	geringe
9	2153	761	2	geringe
10	3123	992	1_2	geringe
11	3523	736	2	geringe
12	1163	2405	1_2_3_4	moderate
13	2163	2915	2_3_4	moderate
14	3145	660	3	moderate
15	3153	995	1_2_4	moderate
16	3163	2853	2_3_4	moderate

## Arbeiten und Ergebnisse

17	3166	1759	2_3_4	moderate
18	3263	984	3	moderate
19	4153	140	1_4	moderate
20	1123	155	1_5	schwere
21	1125	113	1_5	schwere
22	1145	478	4	schwere
23	1153	946	1_3_5	schwere
24	1165	277	4	schwere
25	1166	1472	3_4	schwere
26	2145	151	4	schwere
27	2155	170	4	schwere
28	2164	259	4	schwere
29	2165	872	3_4	schwere
30	2166	1025	3_4	schwere
31	2623	780	3_5	schwere
32	3155	679	3_4	schwere
33	3164	953	3_4	schwere
34	3165	735	3_4	schwere
35	4123	711	1_2_5	schwere
36	4163	2767	2_3_5	schwere
37	4166	793	3	schwere
38	4356	27	3	schwere
39	4423	478	3_5	schwere
40	1155	273	4_5	sehr schwere
41	1613	62	5	sehr schwere
42	1623	294	4_6	sehr schwere
43	1653	233	4_6	sehr schwere
44	2613	21	5	sehr schwere
45	2622	27	5	sehr schwere
46	2626	92	5	sehr schwere
47	2663	42	5	sehr schwere
48	2665	51	5	sehr schwere
49	3553	25	5	sehr schwere
50	4413	57	5	sehr schwere
51	4416	41	5	sehr schwere
52	4623	84	5	sehr schwere
53	1655	6	6	extreme
54	2652	5	6	extreme
55	2653	140	5_6	extreme
56	2655	72	5_6	extreme
	Summe	33696		1347,84 km ²

## Kapitel 5

Tabelle 5.1.13: ERU-Kombinationen und zugeordnete Erosionserwartung für das obere Mbuluzi-Einzugsgebiet (Swaziland)

	ERU Kombinationen	Pixelanzahl	Erosionsklassen	Zugeordnete Erosionserwartung
1	1143	12576	1	keine
2	1453	19592	1	keine
3	2615	26652	1	keine
4	4265	43378	1	keine
5	1163	20761	1_2	geringe
6	1665	60602	1_2	geringe
7	2253	74851	1_3	geringe
8	2265	5732	2	geringe
9	2453	20457	1_3	geringe
10	2635	18421	2_3	geringe
11	3214	3348	2	geringe
12	3253	7135	2	geringe
13	3264	6616	2	geringe
14	1255	7437	3	moderate
15	1653	5310	2_4	moderate
16	2113	3492	3	moderate
17	2163	28697	1_3_6	moderate
18	2213	6766	3	moderate
19	2255	3976	3	moderate
20	2623	5747	3	moderate
21	1253	8908	3_4	hohe
22	2133	18450	2_4_5	hohe
23	2633	2276	4	hohe
24	3113	2147	4	hohe
25	4213	709	4	hohe
26	4253	1298	4	hohe
27	4633	1371	4	hohe
28	1233	1200	5	sehr schwere
29	1663	299	5	sehr schwere
30	2653	413	5	sehr schwere
31	4113	251	5	sehr schwere
32	4123	600	5	sehr schwere
33	4133	670	5	sehr schwere
34	4433	463	5	sehr schwere
35	1115	196	6	extreme
36	2115	155	6	extreme
37	2165	183	6	extreme
38	2463	61	6	extreme
39	4653	358	6	extreme
40	4663	371	6	extreme
	Summe	421925	263,70 km ²	

Wie vorangehend für die hydrologische Prozessdynamik festgestellt wurde, ist die maximale Anzahl an *response units*, aus denen sich ein Einzugsgebiet zusammensetzt, geringer als das Produkt aller Merkmalsausprägungen der hydrologischen Kenngrößen (NASH & SUTCLIFFE

## Arbeiten und Ergebnisse

1970). Das Ergebnis der ERU-Ableitung bestätigt diesen Sachverhalt für die erosionsrelevanten Kenngrößen. Die Overlayanalysen im Bereich der beiden Einzugsgebiete zeigen somit deutlich, dass die einzelnen Parameter, die eine ERU charakterisieren, miteinander korrelieren. Dies kann mit der Genese des Prozessgefüges innerhalb einer ERU begründet werden.

Für das Mkomazi-Einzugsgebiet wurden folglich 56 charakteristische Parameterkombinationen identifiziert, während im Bereich des Mbuluzi-Einzugsgebietes 40 repräsentative Kombinationen bestimmt wurden. Im oberen Mkomazi sind hauptsächlich die dicht besiedelten Gebiete von starken Erosionserscheinungen betroffen. Diese gehen mit einer hohen Viehdichte einher (Ziegen, Rinder). Weiterhin wurden die teilweise verfestigten Sedimente der Masotcheni-Formation bzw. die Kolluvien aus Schiefer-, Schluff- und Tonsteinmaterial als stark erosionsgefährdet identifiziert. Graslandgesellschaften sowie Busch und Krautfluren charakterisieren die vorherrschende Vegetationsbedeckung in diesen Bereichen. Darüber hinaus weisen Hänge mit Neigungen von mehr als  $10^\circ$  und weniger als 60m Länge eine erhöhte Disposition zu Erosionserscheinungen auf.

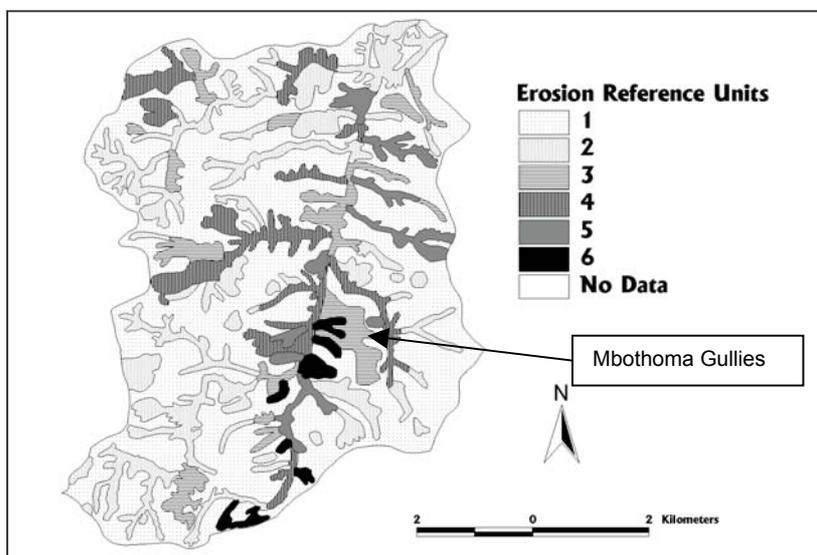


Abbildung 5.1.5: Ausschnitt aus der ERefU Karte für das obere Mhlambanyoni-Einzugsgebiet. Die Klassen 1-6 entsprechen den Klassen der ERefUs in Tabelle 5.2. (Entwurf: Märker)

Im oberen Mkomazi-Untersuchungsgebiete sind ca. 90% der gesamten Fläche von Erosionserscheinungen betroffen (ERefU-Klassen 2 – 6). 13 % des Untersuchungsgebiets sind dabei durch tiefe Gullyerosionserscheinungen (ERefU-Klassen 4, 5, 6) gekennzeichnet. Generell kann für beide Einzugsgebiete festgehalten werden, dass zum einen geringe Erosionsrisiken mit einer südlichen Exposition verbunden sind und zum anderen sehr hohe Erosionsrisiken hauptsächlich in den nicht bearbeiteten Graslandbereichen bestehen.

Für den Bereich des Mbuluzi weisen insbesondere die Hänge mit Neigungen von  $5-10^\circ$  und mehr als 30m Länge eine erhöhte Erosionsanfälligkeit auf. Hier beträgt der Anteil von Flächen, die Erosionserscheinungen aufweisen, ca. 40% (ERefU-Klassen 2 – 6). Tiefe Gullyerosion konnte im wesentlichen im oberen Teil des Mbuluzane-Teileinzugsgebietes sowie im Bereich des Mhlambanyoni River lokalisiert werden (ca 8% des Untersuchungsgebietes). Insbesondere die Mbothoma-Gullies sind deutlich im ERefU-Layer zu erkennen (siehe Abb.5.1.5) und sind folglich in den entsprechenden ERUs enthalten. Die in Abbildung 5.1.5 erkennbare Zone intensiver Erosion ist mit einem System von Amphibolit/Serpentit- sowie Dolerit/Granophyrgängen verbunden, die in Nord-Süd Richtung verlaufen. Die Lithologie besteht hier aus stark erodierbaren Saproliten (MUSHALA et al. 1994, SCHOLTEN et al. 1995). Wie bereits im Mkomazi-Einzugsgebiet festgestellt wurde, finden sich die stark erodierten Flächen im Bereich dicht besiedelter Gebiete mit

## Kapitel 5

---

hohem Viehbesatz (v.a. Rinder). Insbesondere sind dies Flächen, die sich im Allgemeinbesitz befinden wie etwa die Gegend um die Mbothoma Gullies. Trampelpfade konnten in diesem Bereich sogar auf den Luftbildern, die zur Ableitung der ERefU benutzt wurden, identifiziert werden. Wie bereits WMS Associates (1988) feststellten, sind diese Trampelpfade aufgrund des reduzierten Infiltrationsvermögens bei starken Niederschlagsereignissen durch konzentrierten Abfluss gekennzeichnet. Gullies entwickeln sich aus diesem Grunde oft entlang dieser Trampelpfade, wie am Beispiel der Mothoma Gullies später noch gezeigt wird (siehe Kapitel 5.3.2).

Da die ERUs Aussagen über die jeweiligen Erosionsformen und –prozesse sowie deren Intensität zulassen und wichtige Informationen der physiographischen anthropogenen Gegebenheiten beinhalten, bieten sie sich als Modelleinheiten an (siehe Kapitel 5.2).

### 5.1.4 Regionalisierung der ERU-Informationen

Basierend auf den ERU-Informationen, die für den oberen Mkomazi und den oberen Mbuluzi im vorangehenden Kapitel abgeleitet wurden, soll nun die Regionalisierung durchgeführt werden. Die Übertragung der ERUs auf das Gesamteinzugsgebiet ermöglicht die Identifikation und Lokalisierung von Flächenelementen, die bestimmten Erosionsformen und den damit assoziierten Prozessen zugeordnet werden können bzw. die eine hohe Disposition für das Auftreten bestimmter Erosionsformen und –prozesse besitzen.

Im Regionalisierungsprozess werden die mit Hilfe der Referenzeinheiten (ERefUs) abgeleiteten charakteristischen Parameterverteilungsmuster den Parameterkombinationen des Gesamteinzugsgebietes zugeordnet. Dabei wird davon ausgegangen, dass gleiche Parameterverteilungsmuster der gleichen spezifischen Erosionsintensität und -form bzw. einer spezifischen Erosionsprozessdynamik zugeordnet werden können

Die regionalisierten ERUs werden schließlich in Kapitel 5.2 als Modelliereinheiten verwendet. Sie stellen folglich die räumliche Basis der Erosionsmodellierung dar.

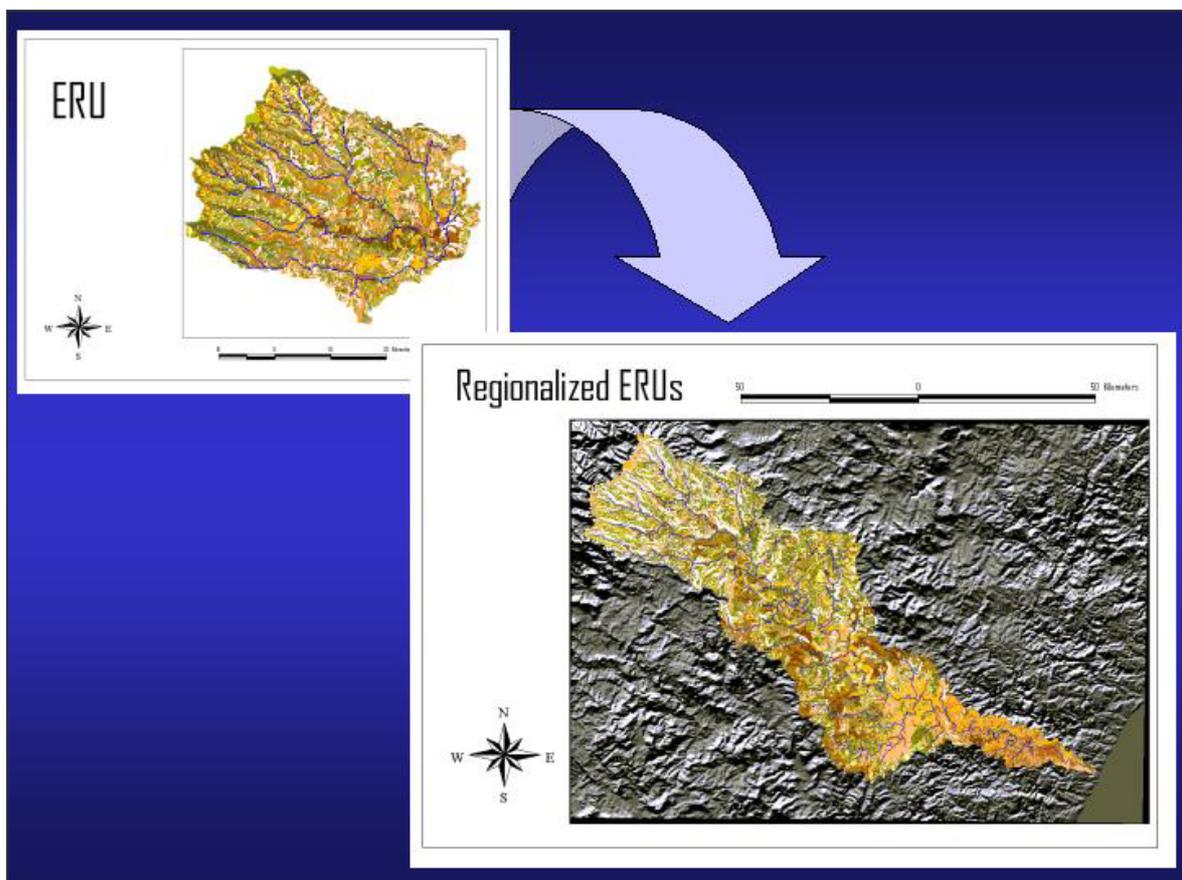


Abbildung 5.1.6: Schematische Darstellung der Regionalisierung für das Mkomazi-Einzugsgebiet (Quelle: Märker et al. 2001)

Da für den Regionalisierungsprozess die Parameterlayer gemäß Tabelle 5.1.1 erforderlich sind, konnte die Regionalisierung nur für das Mkomazi-Einzugsgebiet durchgeführt werden. Aufgrund von fehlenden Informationen (insbesondere von digitalen Höheninformationen) im Gebiet des Mbuluzi River musste hier auf die Regionalisierung der ERU-Informationen verzichtet werden. Die Modellierung der Erosionsprozessdynamik muss somit im Falle des Mbuluzi River auf den Bereich des oberen Mbuluzane River beschränkt bleiben. Abbildung 5.1.6 zeigt schematisch den Prozess der Regionalisierung für das Mkomazi-Einzugsgebiet.

### 5.1.5 Räumliche Verteilung der potentiellen Erosionsgefährdung

Mit Hilfe der ERU-Informationen, die für das Mkomazi-Einzugsgebiet regionalisiert wurden (Kapitel 5.1.4), können Rückschlüsse auf die räumliche Verteilung des Erosionsgefährdungspotentials getroffen werden. Dazu werden die abgeleiteten ERU-Parameterkombinationen gemäß Tabelle 5.1.1 mit den entsprechenden Angaben zu den Erosionsformen und -prozessen verknüpft. Abbildung 5.1.7 stellt das Potential der Erosionsgefährdung in sechs Stufen dar. Die Einstufung entspricht den Klassen in Tabelle 5.1.1.

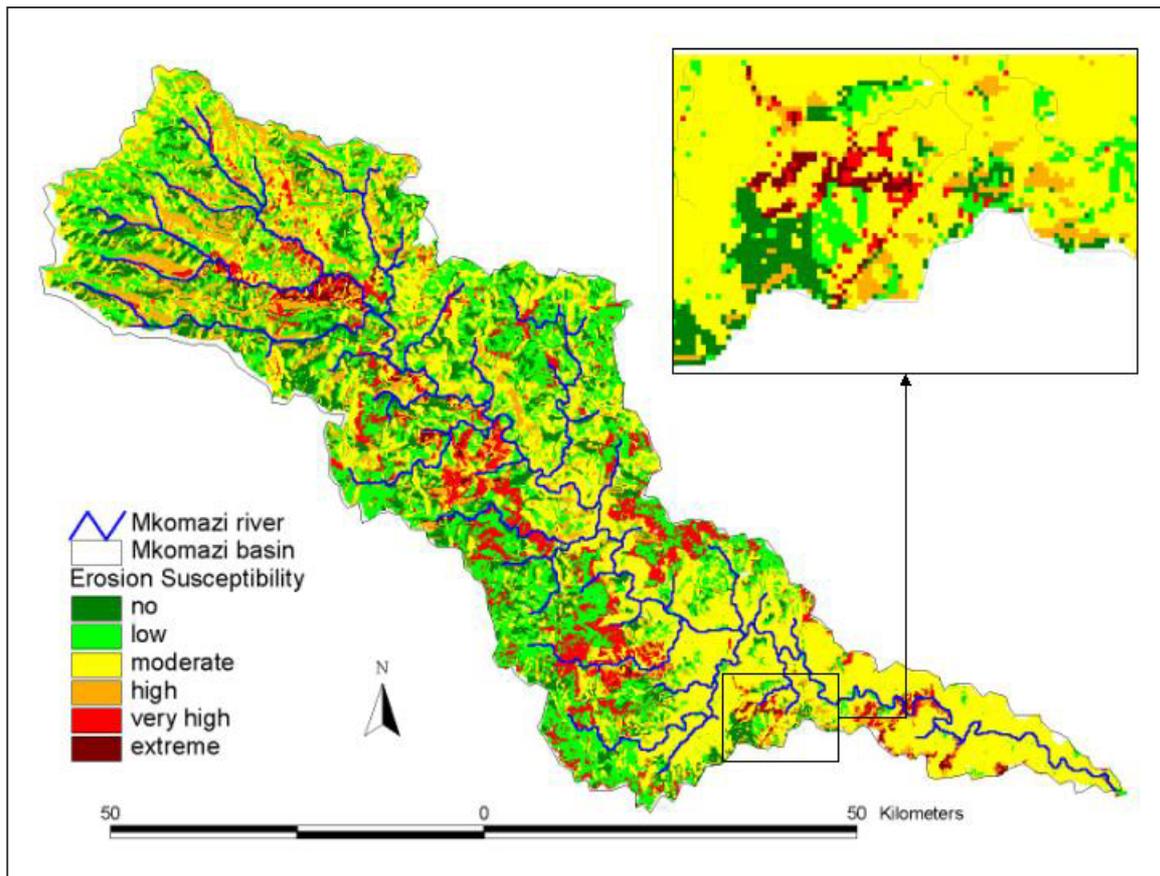


Abbildung 5.1.7: Erosionsgefährdung (Susceptibility) im Bereich des Mkomazi-Einzugsgebietes basierend auf regionalisierten ERUs. Kleiner Ausschnitt oben rechts zeigt die Vergrößerung eines Teilbereichs (Quelle: Märker et al 2001)

Da die ERefUs des oberen Teils des Einzugsgebietes zur „Kalibrierung“ des Gesamteinzugsgebietes benutzt wurden, stimmt die Verteilung des Erosionsgefährdungspotentials im oberen Bereich des Einzugsgebietes vollkommen mit den in den ERUs enthaltenen ERefU-Informationen überein. (siehe Farbtabelle 1 und Abb. 5.1.7). Die Analysen wurden im Gelände visuell validiert, indem die Karte des Erosionsgefährdungspotentials (Abb. 5.1.7) mit den aktuellen Erosionsformen und -intensitäten verglichen wurde. Hierbei konnte eine sehr hohe Übereinstimmung festgestellt werden.

Im unteren Einzugsgebiet korrelieren Flächen mit hoher Erosionsgefährdung hauptsächlich mit Gras- und Buschlandbereichen, in denen hohe Erodibilitätsindizes ausgewiesen wurden (siehe Kapitel 5.1.2). Insbesondere sind dies geologische Substrate wie die quartären Kolluvien der Masotcheni-Formation sowie die dunklen Schiefer- und Schluffsteinserien der Ecca- und Beaufortgruppe. Darüber hinaus sind Flächen betroffen, die eine dichte informelle Besiedlung aufweisen (nördlich Ixopo, südöstlich Richmond).

## Arbeiten und Ergebnisse

Eine geringe Erosionswahrscheinlichkeit ist hingegen in den traditionellen Zulu-Siedlungsbereichen festzustellen (Umlazi- und Beula-Native-Location). Subsistenzwirtschaft mit kleinflächigem Mais- und Zuckerrohranbau ist hier vorherrschend.

Die Bereiche des industriellen Zuckerrohranbaus liegen außerhalb des Einzugsgebietes und wurden nicht erfasst. Eine Geländebegehung im Gebiet südöstlich von Dududu zeigte jedoch, dass diese Flächen hochgradig degradiert sind. In den Oberhangbereichen sind oft keine Böden mehr vorhanden. Zuckerrohr wird hier auf dem verwitterten Anstehenden kultiviert. Weitere Studien sind nötig um auch diese Bereiche mit einzubeziehen.

Die visuelle Überprüfung der Erosionswahrscheinlichkeitskarte zeigte jedoch auch Ausnahmen zur generell guten Übereinstimmung mit der Realität. Insbesondere wurden Steilabfälle (Escarpmments) mit anstehendem Grundgebirgsmaterial auf Grund der Qualität der digitalen Geländeinformationen nicht richtig erfasst. Diese Flächen sind hauptsächlich durch Massenverlagerung gekennzeichnet und müssen folglich aus der Analyse der Bodenerosion herausgenommen werden. Mit einer höheren Auflösung des DGM kann diese Schwachstelle in der Analyse jedoch behoben werden (siehe auch WANG et al. 2000).



Abbildung 5.1.8: Mit Hilfe des ERU-Konzeptes identifiziertes Gullysystem 20 km östlich von Ixopo (entspricht der linearen Struktur im Ausschnitt von Abb. 5.1.7)

Auf Grund der zunehmenden Forstwirtschaft im oberen Mkomazi-Einzugsgebiet ist der Anteil der Rodungsflächen, die ein hohes Erosionsgefährdungspotential aufweisen, ebenfalls ansteigend (siehe SCHEFFEL 1998). Diese Rodungsflächen sind jedoch nicht in der NLC-Landnutzungskarte (CSIR, Pretora) ausgewiesen und konnten somit in dieser Studie nicht berücksichtigt werden. Eine weiterführende Arbeit, die beispielsweise multitemporale Fernerkundungsdaten mit einbezieht, erscheint daher sinnvoll.

Abgesehen von der Ausweisung des Erosionsgefährdungspotentials können auch Aussagen über die vorherrschenden Erosionsformen und –intensitäten getroffen werden. Das kleine Fenster in Abbildung 5.1.7 zeigt beispielsweise eine lineare Struktur, der einen hohes Erosionsgefährdungspotential zugeordnet wurde. Diese Einstufung ist assoziiert mit den Erosionsformen: mitteltiefe bis tiefe Gullyerosion. Diese konnte im Gelände verifiziert werden, wie Abbildung 5.1.8 zeigt. Die Erosionsformen und –intensitäten, die einem bestimmten Erosionsgefährdungspotentials zugeordneten sind, weisen eine hohe Übereinstimmung mit der Realität auf, wie durch eine ausgedehnte Geländeüberprüfung grundsätzlich bestätigt werden konnte.

### 5.2 Modellauswahl unter Berücksichtigung der vorherrschenden Erosionsprozesse

Wie aus dem Stand der Forschung (Kapitel 2) sowie den daraus abgeleiteten Schwerpunktzielen (Kapitel 3) dieser Arbeit hervorgeht, erfordert die Modellierung der Erosionsprozesse auf Einzugsgebietsebene ein integratives Konzept, das die Simulation der wesentlichen aktiven Erosionsprozesse ermöglicht. Dies setzt eine distributive Modellierstruktur voraus, die die Beschreibung der Heterogenität des Einzugsgebietes hinsichtlich der Erosionsprozesse und –formen gestattet. Diese distributive Struktur wurde im vorangehenden Kapitel in Form des ERU-Ansatzes vorgestellt und abgeleitet. Basierend auf dem ERU-Konzept sollen nun zunächst die Kriterien der Modellauswahl dargelegt und erörtert werden. Anschließend wird auf die jeweiligen Modellparameter und deren Ableitung bzw. Aufbereitung eingegangen.

#### 5.2.1 Kriterien der Modellauswahl

Die Auswahl der Modelle, die zur Simulation der Erosionsprozesse und ihrer Dynamik in den beiden Untersuchungsgebieten eingesetzt wurden, ist in erster Linie von den Erosionsprozessen abhängig. Diese wurden im vorangehenden Kapitel (5.1) analysiert.

Basierend auf diesen Analysen können als Kriterien der Modellauswahl folgende Anforderungen formuliert werden:

- Simulation der linearen Gullyerosionsprozesse sowie der flächenhaften Rillen/Interrillenerosionsprozesse.
- Erfassung und Beschreibung der räumlichen Heterogenität der Erosionsprozesse
- Erfassung und Beschreibung der temporären Dynamik der Erosionsprozesse
- Kompatibilität mit den vorgegebenen distributiven Modelleinheiten (ERUs)

Zu den oben genannten Modelleigenschaften können zusätzliche Kriterien benannt werden, die durch die externen Rahmenbedingungen vorgegeben sind. Diese Rahmenbedingungen werden im wesentlichen durch die Datengrundlage bedingt. Wie bereits in Kapitel 2.4 sowie 2.4.2 dargestellt, ergibt sich ein Dilemma zwischen der mathematisch-physikalisch korrekten Beschreibung der Erosionsprozesse und den dazu notwendigen Eingabeparametern (siehe auch STOCKING 1995). Zusammenfassend können bezüglich der Datenqualität und -quantität sowie der Parametrisierung der Einzugsgebiete folgende weitere Modellkriterien festgehalten werden:

- Modellierung sollte mit den vorhandenen Daten und aus diesen einfach deduzierbaren Parametern durchführbar sein.
- Fehlende Modellparameter müssen mit Hilfe von GIS, Fernerkundung oder einfachen Geländemessungen ableitbar sein.
- Die räumliche und zeitliche Skalenebene der Modellierung muss der Datengrundlage angepasst werden.

Darüber hinaus wird die Modellauswahl durch fehlende oder spärliche Referenzdaten beeinflusst. Hinsichtlich der Kalibrierung und Validierung der Modelle können aus diesem Grunde folgende Kriterien abgeleitet werden:

- Modelle sollten einfach zu kalibrieren sein
- Validierung der Modellparameter sollte anhand von vorhandenen Informationen möglich sein
- Modellergebnisse sollten vergleichbar sein

Die Modellauswahl wurde schließlich auf Grundlage der oben formulierten Kriterien und der ausführlich in Kapitel 2.4.1 durchgeführten Betrachtung verschiedener Modellkonzepte und -typen sowie der, sich in Kapitel 2.4.2 anschließenden Diskussion verschiedener Modelle getroffen.

## Arbeiten und Ergebnisse

---

Aufgrund der in den beiden Untersuchungsgebieten vorherrschenden Erosionsprozessdynamik wurden für die beiden wesentlichen Erosionsprozesse unterschiedliche Modelle und Konzepte miteinander kombiniert:

- Für die Modellierung der flächenhaften Rillen-Interrillenerosionsprozesse wurde die *Revised Universal Soil Loss Equation* (RUSLE) (RENARD et al. 1997) herangezogen. Sie stellt ein robustes Modell dar, das zwar auf empirischer Basis beruht, jedoch eine Fülle von Referenzdaten aufweist und zudem mit einer Reihe von einfachen Techniken zur Ableitung der wesentlichen Modellparameter ausgestattet ist. Darüber hinaus ist die RUSLE mit den vorgegebenen Modellereinheiten kompatibel. Die zeitliche Skalenebene, die die Datengrundlage zulässt, ist ein weiterer Vorteil der RUSLE, die für die Berechnung jährlicher Erosionsraten kreiert wurde (siehe RENARD 1997, 15).
- Die Modellierung der linienhaften Gullyerosionsdynamik wird hingegen mit Hilfe des statischen und dynamischen Gullymodells (SIDORCHUK 1999) durchgeführt. Die beiden Modelle basieren auf prozessorientierten hydrologischen Algorithmen (siehe Kapitel 2.4.2.3.1. und Kapitel 2.4.2.3.2.) und können als die derzeit einzigen operablen Gullyerosionsmodelle bezeichnet werden. Sie sind jedoch auf eine Vielzahl von Eingabeparametern gestützt. Aus diesem Grunde wurden für die jeweiligen Testgebiete charakteristische Gullysysteme identifiziert, für die, unter vertretbarem technischen und finanziellen Aufwand, diese Parameter abgeleitet wurden (Kapitel 5.3.2.). Die Ergebnisse der Modellierung wurden anschließend auf Grundlage des ERU-Konzeptes auf das Einzugsgebiet übertragen (siehe Kapitel 5.5.5).

Die Ergebnisse der Modellierung werden in den folgenden Kapiteln 5.4 und 5.5 vorgestellt. Die Integration der modellierten Erosionsprozesse, die schließlich Aussagen über absolute Erosionsraten der Einzugsgebiete ermöglicht, wird in Kapitel 5.6 zusammenfassend behandelt.

### 5.3 Ableitung und Vorverarbeitung der Modelleingangsparameter für die Grundparametrisierung der Erosionsmodelle

Ziel des nun folgenden Kapitels ist die Bereitstellung der für die jeweiligen Modelle notwendigen Eingangsparameter. Dies soll getrennt für die beiden Einzugsgebiete und die jeweiligen Erosionsmodelle geschehen. Zur Ableitung und Vorverarbeitung der Inputdaten wurden GIS- und Fernerkundungsmethoden eingesetzt sowie Geländemessungen durchgeführt. Im Folgenden wird die Grundparametrisierung des Modells zur Simulation der Interrillen/Rillenerosion (RUSLE) dargestellt. Daran anschließend wird die Grundparametrisierung für die Gullyerosionsmodelle näher betrachtet.

#### 5.3.1 Ableitung der RUSLE Eingangsparameter

Die Komponenten, die in die RUSLE einfließen, sind durch Gleichung 2.4.1 gegeben und wurden bereits in Kapitel 2.4.2.1.1 beschrieben. Für die beiden Einzugsgebiete sollen nun die Datenquellen und Methoden, die zur Herleitung der RUSLE-Faktoren verwendet wurden, beschrieben werden.

#### R-Faktor

Der R-Faktor wurde für beide Einzugsgebiete aus der Arbeit von SMITHEN & SCHULZE (1982) als erste Näherung herangezogen. Für das Mkomazi-Einzugsgebiet wurde dabei ein einheitlicher Wert von  $200 \text{ kJ mm/ m}^2 \text{ std.}$  bzw. für das Mbuluzi-Einzugsgebiet ein Wert von  $400 \text{ kJ mm/ m}^2 \text{ std}$  ermittelt.

Aufgrund der großräumigen Betrachtungsweise bei SMITHEN & SCHULZE (1982) muss die räumliche Auflösung der R-Faktor Werte als unzureichend betrachtet werden (KIGGUNDU 1986, 4). Insbesondere die topographisch bedingten Unterschiede in der räumlichen Verteilung des R-Faktors werden nicht hinreichend berücksichtigt. Darüber hinaus wurden die Werte von SMITHEN & SCHULZE auf Grundlage von Tagessummen der Niederschläge berechnet. Diese korrelieren nach SMITHEN mit dem  $EI_{30}$ -Index (siehe SEUFERT 1999, 30).

SEUFERT et al. (1999) analysierten eine zweijährigen Zeitreihe und bestimmten einen neuen Regenerositätsindex (REI). Dieser RE-Index berücksichtigt die kinetische Energie des Niederschlags, den hoch erosiven Anteil des Niederschlags ( $>12\text{mm/ h}$ ) und die Niederschlagsmenge, die innerhalb eines Ereignisses den ersten intensiven fünf Minuten folgt sowie ein Heterogenitätsparameter. Die Untersuchung ergab für Südafrika eine höhere Korrelation mit der Verteilung der Bodenerosion.

Für den Bereich des oberen Mkomazi wurde über den Zeitraum 11/94-10/96 ein gemittelter Wert von 32 bis 64 berechnet. Im unteren Einzugsgebiet lagen diese Werte zwischen 64 bis  $128 \text{ kJ mm/ m}^2 \text{ std.}$  Im Feuchtjahr 1996 wurden Werte bis über  $256 \text{ kJ mm/ m}^2 \text{ std.}$  ermittelt, während im Trockenjahr 1995 Werte von 32 bis  $64 \text{ kJ mm/ m}^2 \text{ std.}$  berechnet wurden. Als erste Näherung wurden Mittelwerte (arithmetisches Mittel) aus den Daten von SMITHEN & SCHULZE (1982) und den Berechnungen von SEUFERT (1999) gebildet (mehrfähriges Mittel, Trockenjahr, Feuchtjahr) (Tabelle 5.3.1).

Im Bereich des oberen Mbuluzi-Einzugsgebietes konnte auf die Arbeiten von KIGGUNDU (1986) zurückgegriffen werden, der die räumliche Verteilung der Niederschlagserosivität in Swaziland detailliert untersuchte. Für den physiographischen Bereich des *Middelvelde*s wurde ein durchschnittlicher R-Faktor von  $450 \text{ kJ mm/ m}^2 \text{ std.}$  ermittelt. In einzelnen Extremjahren wie beispielsweise 1984 mit der Zyklone Demoina (Januar 1984), die 510mm Niederschlag in fünf Tagen brachte, erreicht der R-Faktor hingegen Maximalwerte des Jahresdurchschnittes von  $650 \text{ kJ mm/ m}^2 \text{ std}$  (siehe KIGGUNDU 1985). Als Minimalwert kann ein R-Faktor von  $300 \text{ kJ mm/ m}^2$

## Arbeiten und Ergebnisse

std. angenommen werden (SMITHEN & SCHULZE 1982, KIGGUNDU 1985). Tabelle 5.3.1 zeigt die R-Faktorwerte für den Bereich des Mkomazi Rivers und des Mbuluzi Rivers.

R-Faktor	kJ mm/ m ² std
Oberer Mkomazi mehrjähriges Mittel	124
Unterer Mkomazi mehrjähriges Mittel	148
Oberer Mkomazi Trockenjahr	124
Unterer Mkomazi Trockenjahr	124
Oberer Mkomazi Feuchtjahr	196
Unterer Mkomazi Feuchtjahr	244
Mbuluzi mehrjähriges Mittel	450
Mbuluzi Feuchtjahr	650
Mbuluzi Trockenjahr	300

Tabelle 5.3.1: R-Faktorwerte für die Einzugsgebiete

### K-Faktor

Für das Mbuluzi-Einzugsgebiet wurde der K-Faktor mit Gleichung 5.3.1 nach WHISHMEIER & SMITH (1978) abgeleitet.

$$K = 0.01317 \left[ 0.00021 (12 - \text{OM}\%) M^{1.14} + 3.25(S_s - 2) + 2.5(P_s - 3) \right] \quad (\text{Gl. 5.3.1})$$

mit:

K = K-Faktor in t h N⁻¹ ha⁻¹

OM% = organische Substanz in %

M = Korngrößen (% Schluff + % Feinsand) * (100 - %Ton)

Feinsand = 0.002 – 0.1mm

S_s = Bodenstrukturcode

P_s = Durchlässigkeitsklasse

Die Durchlässigkeitsklassen wurden nach RENARD et al. (1991) zitiert in SCHULZE (1995, AT16-6) auf der Basis der Korngrößenverteilung abgeleitet. Die Eingabeparameter für Gleichung 5.3.1 wurden für charakteristische Bodentypen Swazilands aus den Arbeiten von REMMELZWAAL & MASUKU (1994), MURDOCH et al. (1972) und SUTCLIFFE (1975) entnommen. Darüber hinaus stellte das *Ministry of Agriculture* Swazilands (Mbabane) eine Datenbank mit aktuellen Bodeninformationen zur Verfügung⁷. Die berechneten K-Faktorwerte wurden anschließend mit der Bodenkarte Swazilands (MURDOCH et al. 1968), die in digitaler Form (Vektorpolygoncoverage) vorlag, verbunden. Die K-Faktorwerte wurden für den Oberboden sowie den Unterboden berechnet. Die obere Bodenschicht erreicht Maximalwerte von 0,56 to h N⁻¹ ha⁻¹, während die Minimalwerte bei 0,13 to h N⁻¹ ha⁻¹ liegen. Der Mittelwert für das obere Mbuluzi-Einzugsgebiet wurde mit 0,39 to h N⁻¹ ha⁻¹ ermittelt.

Im Bereich des Mkomazi wurde der K-Faktor aus der Datenbank der *Land Type Maps (Institute for Soil, Climate and Water, Pretoria)*⁸ entnommen. Der K-Faktor liegt für den Oberboden sowie auch für die unteren Bodenschichten vor, wobei die Werte an die *land type units* gekoppelt sind. Die Werte für den Oberboden liegen zwischen 0,12 und 0,59 to h N⁻¹ ha⁻¹ mit einem Mittelwert von 0,29 to h N⁻¹ ha⁻¹.

⁷ Die Datenbank wird von Dr. Peters (*Dept. of Geography* Universität Kwaluseni, Swaziland) bearbeitet und gepflegt.

⁸ Die digitalen Informationen der *land type units* (ISCW) wurden im Rahmen des IWRMS-Projektes von Mgeni Water, Pietermaritzburg (RSA) zur Verfügung gestellt.

## Kapitel 5

### LS-Faktor

Die Auswirkungen der Topographie auf das Erosionsverhalten sind in der RUSLE über den dimensionslosen LS-Faktor berücksichtigt. Dieser setzt sich zusammen aus dem Hanglängenfaktor L und dem Hangneigungsfaktor S. Der L-Faktor ergibt sich aus Gleichung 5.3.2 zu:

$$L = \left( \frac{\lambda_1}{22.1} \right)^{m_{sl}} \quad (\text{Gl. 5.3.2})$$

mit:

$$\lambda_1 = -3.0 S\% + 100 \quad \text{für } S\% < 25$$

$$\lambda_1 = 25 \quad \text{für } S\% \geq 25$$

S% = Hangneigung in %

S_{dg} = Hangneigung in Grad

22.1 = R.U.S.L.E. Parzellenlänge in m

$\lambda_1$  = effektive Hanglänge

$m_{sl}$  = variabler Hanglängenexponent berechnet aus

$$m_{sl} = \beta_r / (1 + \beta_r)$$

$$\text{wobei } \beta_r = \frac{\sin S_{dg}}{\left\{ (\sin S_{dg})^{0.8} \cdot 3 + 0.56 \right\} \cdot 0.0896}$$

Die effektive Hanglänge ( $\lambda_1$ ) wurde bereits in Kapitel 5.1.2 mit Gleichung 5.1 berechnet. Sie ist unabhängig von der Pixelgröße, da sie eine Funktion der Hangneigung darstellt (SCHULZE 1979). Die Hangneigung wurde ebenfalls in Kapitel 5.1.2 aus den digitalen Geländemodellen der jeweiligen Einzugsgebiete (Mkomazi DGM 200 m, Mbuluzi DGM 25 m) abgeleitet.

Der Hangneigungsfaktor S kann nach McCOOL et al. (1987) mit Gleichung 5.3.3a/b bestimmt werden.

$$S = 10.8 \sin S_{dg} + 0.03 \quad \text{für } S\% < 9\% \quad (\text{Gl. 5.3.3a})$$

$$S = 16.8 \sin S_{dg} - 0.50 \quad \text{für } S\% > 9\% \quad (\text{Gl. 5.3.3b})$$

mit: S% = Hangneigung in %  
S_{dg} = Hangneigung in Grad

Werden schließlich die Faktoren L und S miteinander multipliziert, so ergibt sich der kombinierte Hanglängen-Hangneigungsfaktor LS. Im Mkomazi-Einzugsgebiet betrug der Maximumwert 13,55, während der Minimumwert bei 0,03 lag. Als Mittelwert konnte ein LS-Wert von 2,9 ermittelt werden. Im Bereich des oberen Mbuluzi River lagen die Werte bei 9,7 für das Maximum, 0,29 für das Minimum und 2,44 für den Mittelwert.

### C-Faktor

Die Ableitung des C-Faktors konnte unter Verwendung der in Kapitel 2.4.2.1.1 vorgestellten Methodik durchgeführt werden. Hierzu wurden zunächst die regionalisierten ERUs mit den digitalen NLC-Informationen (CSIR, Pretoria) verschnitten um differenzierte Degradationsstufen einzelner Landnutzungsarten zu bestimmen. Auf Grundlage dieser Analysen wurde anschließend jeder Degradationsstufe, der einzelnen Landnutzungsarten, ein Wert der „SCS Runoff Curve Number“, CNII, nach SCHMIDT & SCULZE (1987) zugeordnet (siehe SCHULZE 1995, AT12.5/6). Diese CNII –Werte konnten anschließend nach ØVERLAND (1990) mit Hilfe von Gleichung 2.4.3 in C-Faktorwerte umgerechnet werden. Tabelle 5.3.2 stellt die C-Faktorwerte für den Bereich des oberen Mbuluzi-Einzugsgebietes dar, während Tabelle 5.3.3 diese für das Mkomazi-Einzugsgebiet ausweist.

## Arbeiten und Ergebnisse

Tabelle 5.3.2: C-Faktor für den Bereich des oberen Mbuluzi Rivers bestimmt aus Landnutzung und Degradationszustand.

Landnutzung	Degradation	Pixel	C-Faktor
Graslandflächen	keine	54235	0,010
Graslandflächen	gering	14976	0,013
Graslandflächen	mittel	9255	0,045
Graslandflächen	hoch	6110	0,100
Graslandflächen	sehr hoch	1911	0,200
Graslandflächen	extrem	626	0,300
Strauch-, Buschland	keine	100718	0,008
Strauch-, Buschland	gering	42916	0,013
Strauch-, Buschland	mittel	14119	0,040
Strauch-, Buschland	hoch	2660	0,090
Strauch-, Buschland	sehr hoch	1098	0,170
Forst/Wald	keine	9172	0,006
Forst/Wald	gering	1613	0,012
Forst/Wald	mittel	183	0,038
Forst/Wald	hoch	878	0,080
Forst/Wald	sehr hoch	131	0,160
Ackerbau kommerziell	keine	7393	0,030
Ackerbau kommerziell	gering	2359	0,040
Ackerbau kommerziell	mittel	1458	0,050
Ackerbau subsistenz	keine	24396	0,010
Ackerbau subsistenz	gering	5473	0,050
Ackerbau subsistenz	mittel	2735	0,075
Ackerbau subsistenz	hoch	558	0,080
Ackerbau subsistenz	sehr hoch	471	0,100
Ackerbau subsistenz	extrem	61	0,200
Grasland degradiert	keine	71612	0,020
Grasland degradiert	gering	22370	0,050
Grasland degradiert	mittel	14331	0,120
Grasland degradiert	hoch	5126	0,200
Grasland degradiert	sehr hoch	745	0,300
Grasland degradiert	extrem	729	0,450
Buschland degradiert	keine	4342	0,060
Buschland degradiert	gering	1260	0,090
Buschland degradiert	mittel	388	0,150
Buschland degradiert	hoch	304	0,240
	Summe	426712	266,700 km ²

## Kapitel 5

Tabelle 5.3.3: C-Faktor für den Bereich des Mkomazi Rivers bestimmt aus Landnutzung und Degradationszustand.

Landnutzung	Degradation	Pixel	C-Faktor
Graslandflächen	keine	551	0,003
Graslandflächen	gering	14036	0,013
Graslandflächen	mittel	20635	0,020
Graslandflächen	hoch	21382	0,042
Graslandflächen	sehr hoch	114	0,100
Strauch-, Buschland	mittel	18763	0,020
Feuchtgebiete	keine	16	0,008
Feuchtgebiete	gering	134	0,015
Feuchtgebiete	mittel	72	0,050
Forst/Wald	mittel	1199	0,015
Ackerbau kommerziell	gering	2614	0,030
Ackerbau kommerziell	hoch	1552	0,150
Ackerbau kommerziell	sehr hoch	143	0,200
urbane Flächen	gering	7175	0,250
urbane Flächen	sehr hoch	6097	0,500
Ackerbau subsistenz	gering	2624	0,050
Ackerbau subsistenz	hoch	2333	0,150
Ackerbau subsistenz	sehr hoch	148	0,200
Grasland degradiert	hoch	1354	0,200
Grasland degradiert	sehr hoch	4672	0,450
Buschland degradiert	hoch	104	0,220
Buschland degradiert	sehr hoch	1058	0,400
	Summe	106776	4271,04 km ²

### P-Faktor

In den beiden Einzugsgebieten liegen nur wenig Informationen über erosionskontrollierende Maßnahmen für die einzelnen Landnutzungen vor. Darüber hinaus setzt sich die Landnutzung der beiden Einzugsgebiete im wesentlichen aus nichtbearbeitetem Buschland und ebensolchen Graslandflächen sowie ausgedehnten Forstplantagen (Mkomazi) zusammen. Diese Flächen sind nicht mit Bodenschutzmaßnahmen modifiziert worden. Aus diesem Grunde wird für den Bereich der Einzugsgebiete der P-Faktor nicht berücksichtigt. Es ist allerdings darauf hinzuweisen, dass insbesondere im oberen Mkomazi Gebiet im Bereich aufgegebener Farmflächen noch Formen von erosionskontrollierenden Maßnahmen zu erkennen sind. Diese sind allerdings sehr stark überprägt und somit nur schwer zu beurteilen. Darüber hinaus sind diese Formen nicht auf den Luftbildern zu erkennen.

Insgesamt kann folglich davon ausgegangen werden, dass die Einzugsgebiete mit einem P-Faktorwert von 1 für den überwiegenden Teil der Landnutzung hinreichend beschrieben sind. Im Hinblick auf die spätere Regionalisierung der Ergebnisse ist somit der Fehler für die wenigen Flächen, die erosionskontrollierende Maßnahmen aufweisen, als gering anzusehen.

### 5.3.2 Auswahl der Gullytestgebiete und Bereitstellung der Eingangsparameter für die Grundparametrisierung des statischen und des dynamischen Gullymodells

Ziel dieses Kapitels ist es für charakteristische Gullysysteme in den beiden Einzugsgebieten die Grundparameter für die Gullyerosionsmodellierung abzuleiten. Mit Hilfe des ERU-Konzeptes wurden bereits in Kapitel 5.1.3 Gebiete identifiziert, die Gullyerosionserscheinungen aufweisen. Für Swaziland wurde im Bereich des Mhlambanyoni-Einzugsgebietes die Gegend um Mbothoma (siehe Abb. 4.17, 5.1.5) als besonders anfällig für Gullyerosion ausgewiesen. Starke Überweidung geht hier einher mit erosionsanfälligem saprolitischem Ausgangsmaterial. Im Bereich des oberen Mkomazi wurden hingegen die stark besiedelten Gebiete im Bereich kolluvialer Ablagerungen, insbesondere der Masotcheni Formation, als besonders anfällig für Gullyerosion identifiziert. Aufgrund dieser Eigenschaften können die drei Gullysysteme Kwa Thunzi, Kwa Gade und Nkothweni als repräsentativ für das obere Mkomazi-Einzugsgebiet betrachtet werden. Im Gebiet um Mbothoma wurden zwei Gullysysteme ausgesucht, die charakteristische Eigenschaften besitzen.

Die Eingangsinformationen der in Kapitel 2.4.2.3.1 und 2.4.2.3.2 beschriebenen Gullyerosionsmodelle können nach topographischen, hydrologischen und litho-pedologischen Kriterien unterschieden werden. Die nun folgenden Kapitel 5.3.2.1-5.3.2.3 stellen die Methodik zur Ableitung der topographischen, hydrologischen und litho-pedologischen Modellparameter für das statische und dynamische Gullymodell vor.

#### 5.3.2.1 Ableitung der topographischen Eingangsinformationen für die Gullymodelle

Die topographischen Parameter, die in die Modellierung der Gullyerosion einfließen, liefern Informationen über:

- die Gullyeinzugsgebietsfläche,
- die Länge des Einzugsgebietes,
- die initiale Topographie des Gullyeinzugsgebietes,
- die Abflusspfade im Bereich des Gullyeinzugsgebietes,
- die Koordinaten von Punkten entlang der Abflusspfade,
- die Einzugsgebietsfläche für diese Punkte,
- die Breite und Länge bereits bestehender Gullyerosionsformen,
- die Neigung der Gullyseitenwände,
- das Gefälle des Gullygerinnes.

Da die zur Verfügung stehenden topographischen Informationen (Topographische Karte 1: 50.000) die Ermittlung obiger Parameter nur unzureichend gewährleistet, wurden im Rahmen dieser Arbeit detaillierte Stereoluftbildanalysen mit Hilfe des halbdigitalen Stereoluftbildauswertegerätes PLANICOMP P33 der Firma Zeiss (Jena) durchgeführt. Dieses Verfahren ermöglicht die Erfassung der räumlichen Koordinaten (x,y,z) von Punkten im Bereich der überlappenden Luftbildausschnitte und die anschließende Erstellung von hoch aufgelösten digitalen Geländemodellen. Mit Hilfe dieses Verfahrens ist es darüber hinaus möglich, historische Informationen über die Topographie durch Zeitreihenanalysen historischer Stereoluftbilder zu ermitteln (Maßstab siehe Tab. 4.2). Diese Informationen werden zur Kalibrierung und Validierung der Modelle benötigt.

Zur Bestimmung von Referenzpunkten wurden Orthophotokarten im Maßstab 1: 10.000 (1972) im Bereich des oberen Mkomazi Rivers sowie im Maßstab 1: 5.000 (1972) im Bereich Mbothomas verwendet. Zur Georeferenzierung der Luftbilder wurden mindestens 6 Referenzpunkte für jeden Ausschnitt bestimmt. Die Funktionsweise und Methodik, auf der das Auswerteverfahren beruht, ist ausführlich in ZEISS (1994) sowie PELACANI (2000) dargestellt.

## Kapitel 5

Für die Erstellung der digitalen Höhenmodelle wurde die Topographie des Gullyeinzugsgebietes mit einem 30 m-Rasternetz abgetastet. Die Gullybereiche wurden jedoch detaillierter analysiert um Gullyober- und Gullyunterkanten, Böschungen, und Gullybettbereiche zu erfassen. Durchschnittlich wurden 10000-20000 Punkte für jedes Gullyeinzugsgebiet ermittelt (siehe Abb. 5.3.1). Die Punktkoordinaten wurden anschließend im GI-System ARCInfo mit einem Triangulationsverfahren flächenhaft in Form eines digitale Höhenmodells dargestellt.

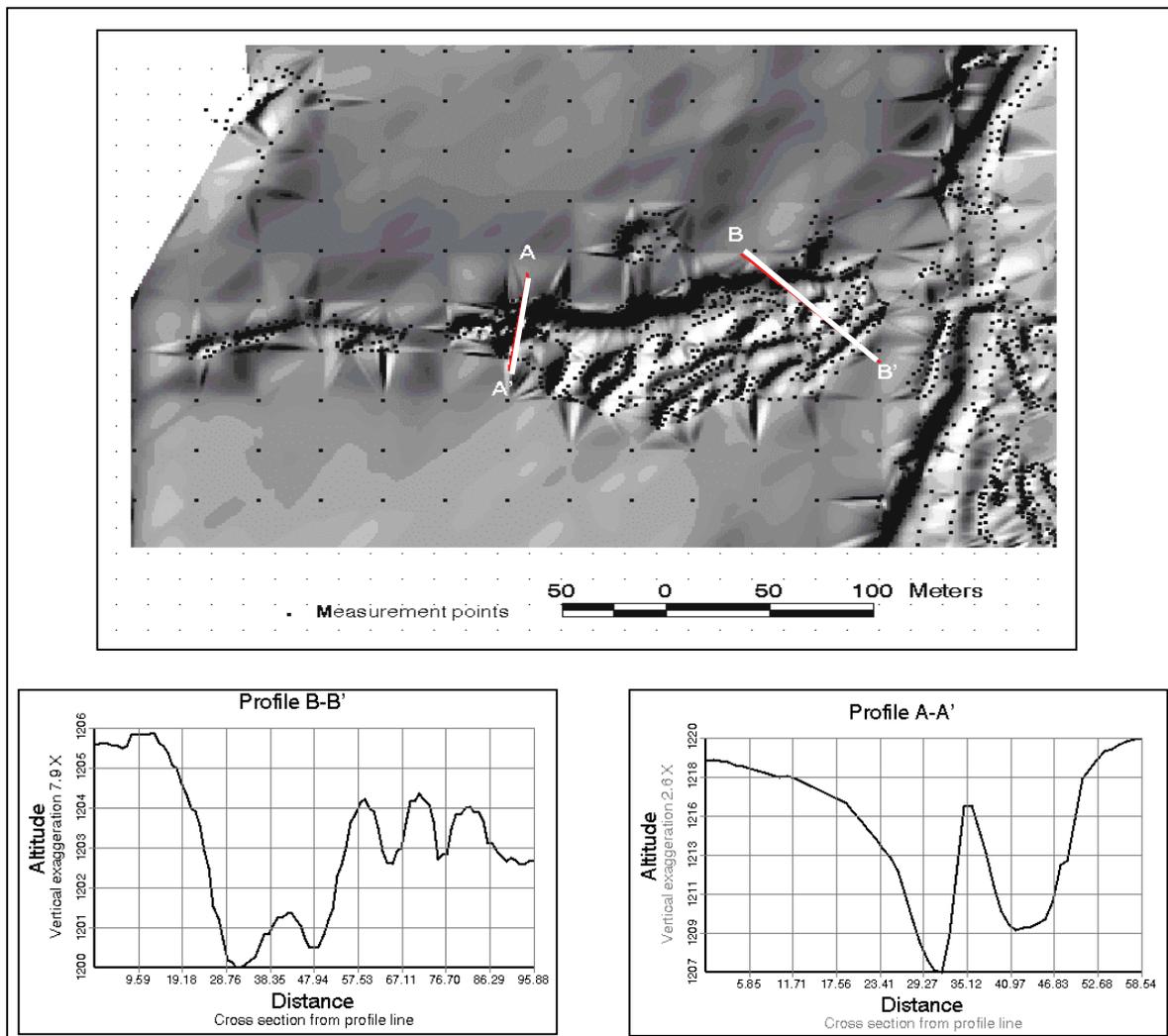


Abbildung 5.3.1: Querprofile des Kwa Thunzi-Gullysystems (Entwurf: Staudenrausch, Märker)

Die digitalen Geländemodelle erreichen eine durchschnittliche horizontale Auflösung von 1 m x 1 m. Die Güte der Modelle ist im Wesentlichen von der Qualität der Luftbilder sowie der Genauigkeit der Referenzpunkte abhängig. Zur Validierung des angewendeten Verfahrens wurde im Rahmen eines Feldaufenthaltes (11/1998) eine detaillierte Vermessung der Testgullies mit Hilfe eines GPS-gestützten Theodolitverfahrens durchgeführt. Ein Abgleich mit den über das Planikomp-Verfahren gewonnenen Messdaten zeigte eine sehr hohe Übereinstimmung.

Für die Ableitung der Gullyparameter wurden die GI-Systeme ARCInfo/ARCView eingesetzt. Hierzu wurden die Senken in den digitalen Geländemodellen mit dem Befehl *fill* (hydrologische Gridfunktion) gefüllt. Anschließend konnte die Abflussrichtung mit dem Befehl *flow direction* bestimmt werden. Auf Grundlage der Höheninformation und der Abflussrichtung wurden dann die Gullyeinzugsgebietsfläche (Befehl *watershed*) sowie die Abflusspfade (Befehl *flow accumulation*)

## Arbeiten und Ergebnisse

---

und die Abflusslängen (Befehl *flow length*) kalkuliert. Entlang der Abflusspfade wurden die x-, y- und z-Koordinaten von n-Punkten sowie deren Abstand von der Gullymündung bestimmt. Für jeden Punkt wurde darüber hinaus das dazugehörige Einzugsgebiet ermittelt. Die Funktion *profile* ermöglichte schließlich die Bestimmung von Gullyquer- und Längsprofilen wie Abbildung 5.3.1 zeigt.

### **Luftbildanalysen im oberen Mkomazi-Einzugsgebiet.**

Für die Ableitung der morphometrischen Gullyparameter im Bereich des oberen Mkomazi wurden Luftbilder der Jahre 1944, 1977, 1988 und 1996 (Maßstab 1:30.000- 1:50.000) analysiert und digitale Geländemodelle für die Testgullysysteme Kwa Thunzi, Kwa Gade und Nkothweni erstellt (siehe Tab. 4.2).

Aufgrund der zur Verfügung stehenden Daten und der Qualität der digitalen Geländemodelle wurde schließlich das Kwa Thunzi-Gullysystem für die Modellierung ausgewählt. Abbildung 5.3.2 zeigt das Gullysystem vom Vorfluter aus fotografiert.



Abbildung 5.3.2: Kwa Thunzi Gullysystem (Photo: Märker)

Eine Zeitreihe der aus den Luftbildern abgeleiteten digitalen Geländemodelle ist für das Kwa Thunzi-Gullysystem in Abbildung 5.3.3 dargestellt. Wie diese Zeitreihe demonstriert, ist bereits im 44er Luftbild eine Hohlform erkennbar. Auffällig ist jedoch, dass sich diese Hohlform bis 1977 nicht wesentlich verändert hat, wie die Luftbilder klar zeigen. Dies deutet auf eine Ruhephase in der Gullyentwicklung zwischen 1944 und 1977 hin. Da die Gullyentwicklung jedoch ab 1977 progressiv fortschreitet, ist eine Ruhephase innerhalb eines Entwicklungszyklus' auszuschließen, vielmehr ist von einer fossilen Gullyform auszugehen, die einem früheren Entwicklungszyklus zugeordnet werden muss (siehe BOTHA 1996 sowie Abb. 2.3). Folglich kann der 77er Zustand als Initialstadium eines rezenten Gullyentwicklungszyklus' gewertet werden. Als Ausgangsbasis der Modellierung kann somit die Oberfläche des 77er DGM gewählt werden. Aufgrund der progressiven Entwicklung, die nach 1977 stattgefunden hat, ist diese Phase der Gullyentwicklung als dynamisch zu bezeichnen.

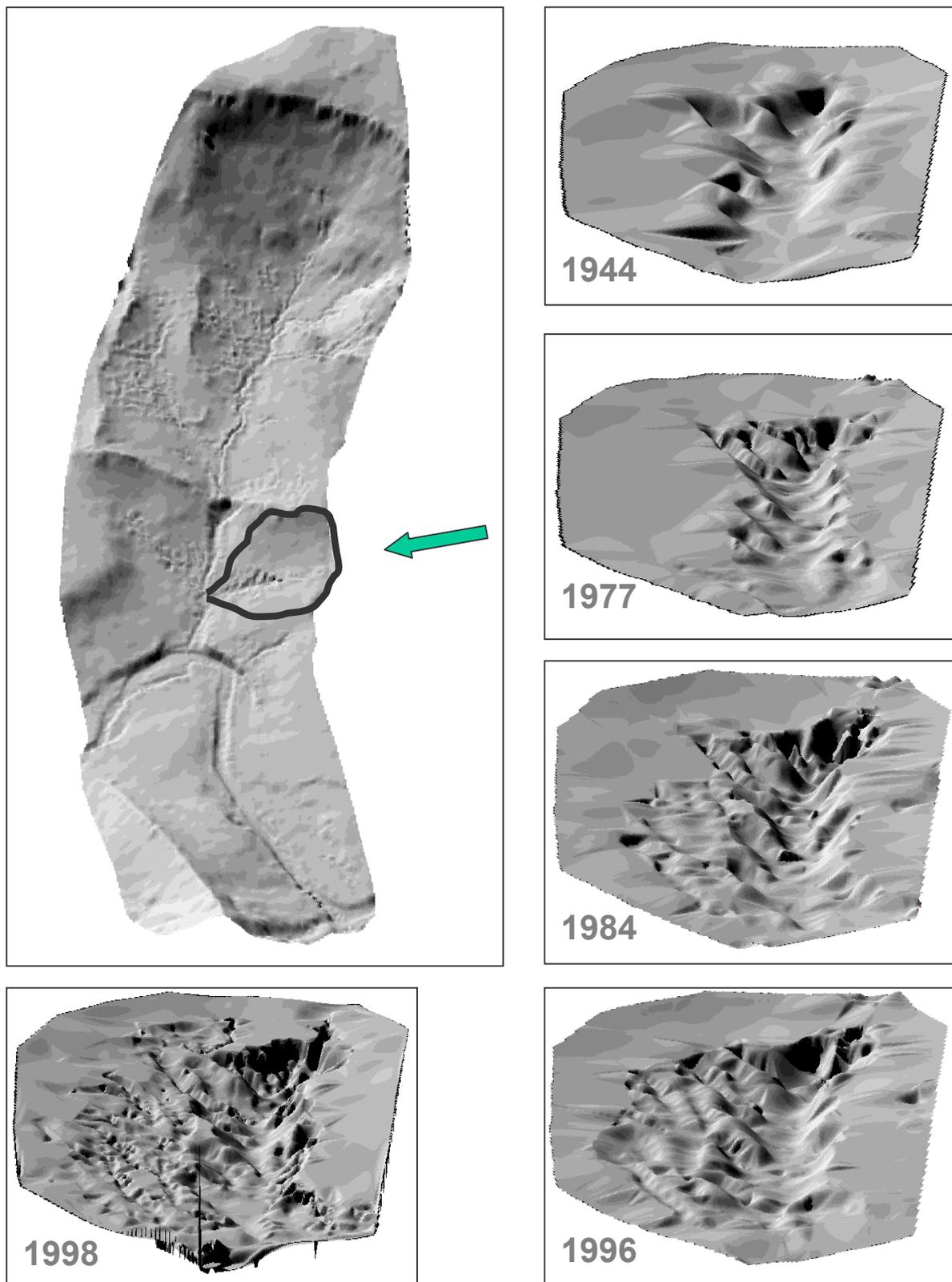


Abbildung 5.3.3: Zeitreihe digitaler Geländemodelle des Kwa Thunzi-Gullysystems. Links: größerer Ausschnitt mit Fluss Schleife des Mkomazi - schwarz umrandet - der Ausschnitt, für den die Zeitreihe der DGMs erstellt wurde (rechts). Unten links Gelände Vermessung 1998 (Entwurf: Staudenrausch, Märker).

## Arbeiten und Ergebnisse

Vom Gullysystem Nkothweni wurden digitale Geländemodelle der Jahre 1984 und 1996 angefertigt. Die Analyse dieser beiden Geländemodelle (1984/1996) ergab eine stabile Morphologie im unteren Bereich des Nkothweni-Gullysystems. Für diesen Bereich wurde die Seitenwandneigung, das Gerinnegefälle, die Gullytiefe sowie die Gerinnebreite und die Gullybettbreite abgeleitet um anschließend die kritische Geschwindigkeit zu bestimmen (siehe Gl. 2.4.45). Die abgeleitete kritische Geschwindigkeit von 0.33 m/s kann aufgrund ähnlicher lithologischer Bedingungen als erste Näherung für die Modellierung des Kwa Tunzi-Gullies betrachtet werden.

Abbildung 5.3.4 zeigt die Abflusslinien des Kwa Thunzi-Gullys. Die ermittelten Punktkoordinaten sind beispielhaft für die Hauptabflusslinie dargestellt. Die Punktkoordinaten werden in der Modellierung zur Beschreibung der Abflusspfade und der Berechnung der Gullytiefenlinienentwicklung verwendet. Das Gullyeinzugsgebiet weist eine Fläche von 8,2 ha auf. Die maximale Abflusslänge beträgt 640 m bei einer Längsausdehnung des Einzugsgebietes von ca. 480m und einer maximalen Breite von ca. 330m.

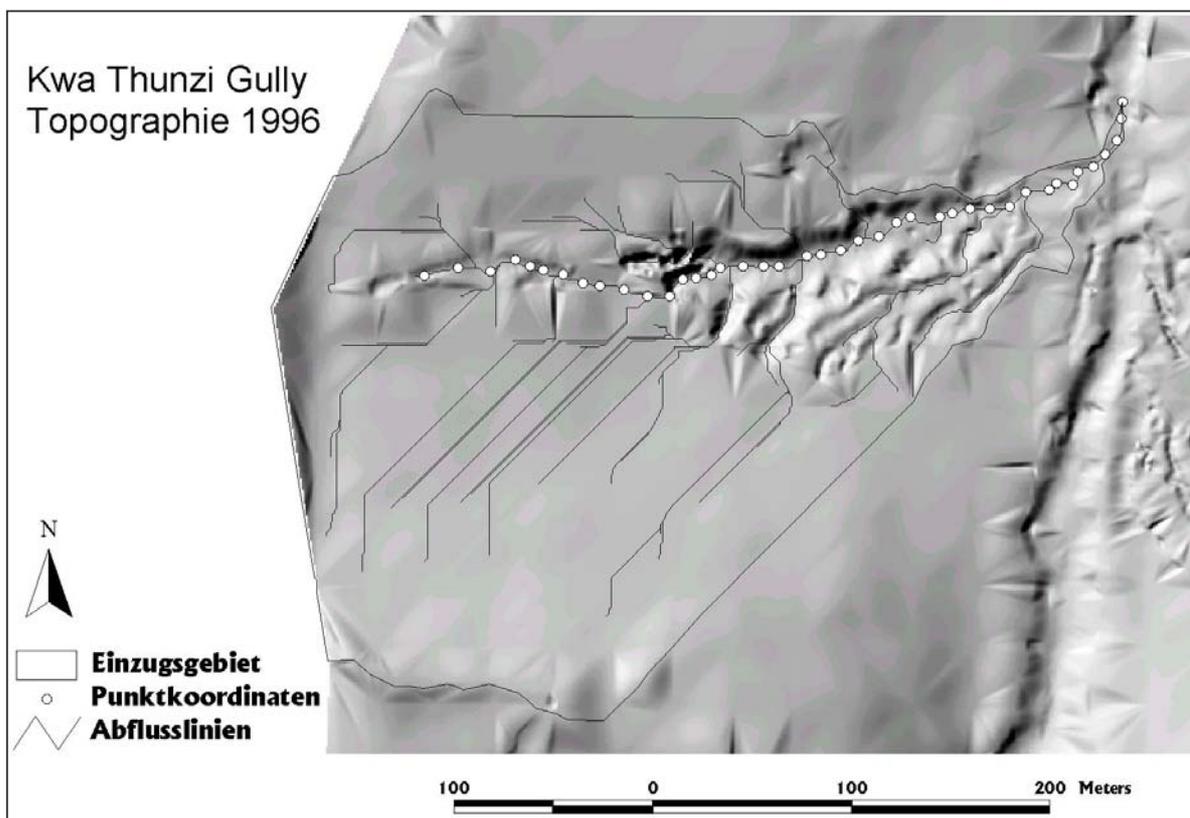


Abbildung 5.3.4: Abflusslinien in Bereich des KwaThunzi-Gullys (1996) mit der Hauptabflusslinie und den ermittelten Punktkoordinaten, die in der Modellierung verwendet werden, um die Abflusspfade zu beschreiben (Entwurf: Märker).

### Luftbildanalysen im Mhlambanyoni-Einzugsgebiet

Die Ableitung der morphometrischen Gullyparameter wurde für die Mbothoma-Testgullies durchgeführt. Abbildung 5.3.5 und 5.3.6 zeigen einen Ausschnitt des Mhlambanyoni-Einzugsgebietes mit den Mbothoma-Gullies. Die beiden Gullysysteme befinden sich auf gegenüberliegenden Hängen, die vom Mhlambanyoni River entwässert werden. Das westliche Gullysystem ist bereits 1947 nahezu vollständig entwickelt, wie das Luftbild in Abbildung 5.3.5 zeigt. Anhand des strauchartigen Vegetationsbewuchs, der auf dem Luftbild von 1961 innerhalb des Gullys zu erkennen ist, kann auf eine weitgehende Stabilisierung des Gullysystems geschlossen werden (stabiles Gullysystem). Das östliche Gullysystem ist hingegen auf dem 47er Luftbild als Tiefenlinie erkennbar, jedoch ohne sichtbare Gullyerosionserscheinungen. Dieser Tiefenlinie folgt ein Gerinne, das eine oberhalb gelegene Geländedepression entwässert. Im Luftbild 1961 ist hingegen eine Einschnidung im unteren Bereich erkennbar, die sich progressiv in den nachfolgenden Jahren fortsetzt. Aus diesem Grunde kann das östliche Gullysystem als dynamisches Gullysystem bezeichnet werden (siehe Abb.2.7).

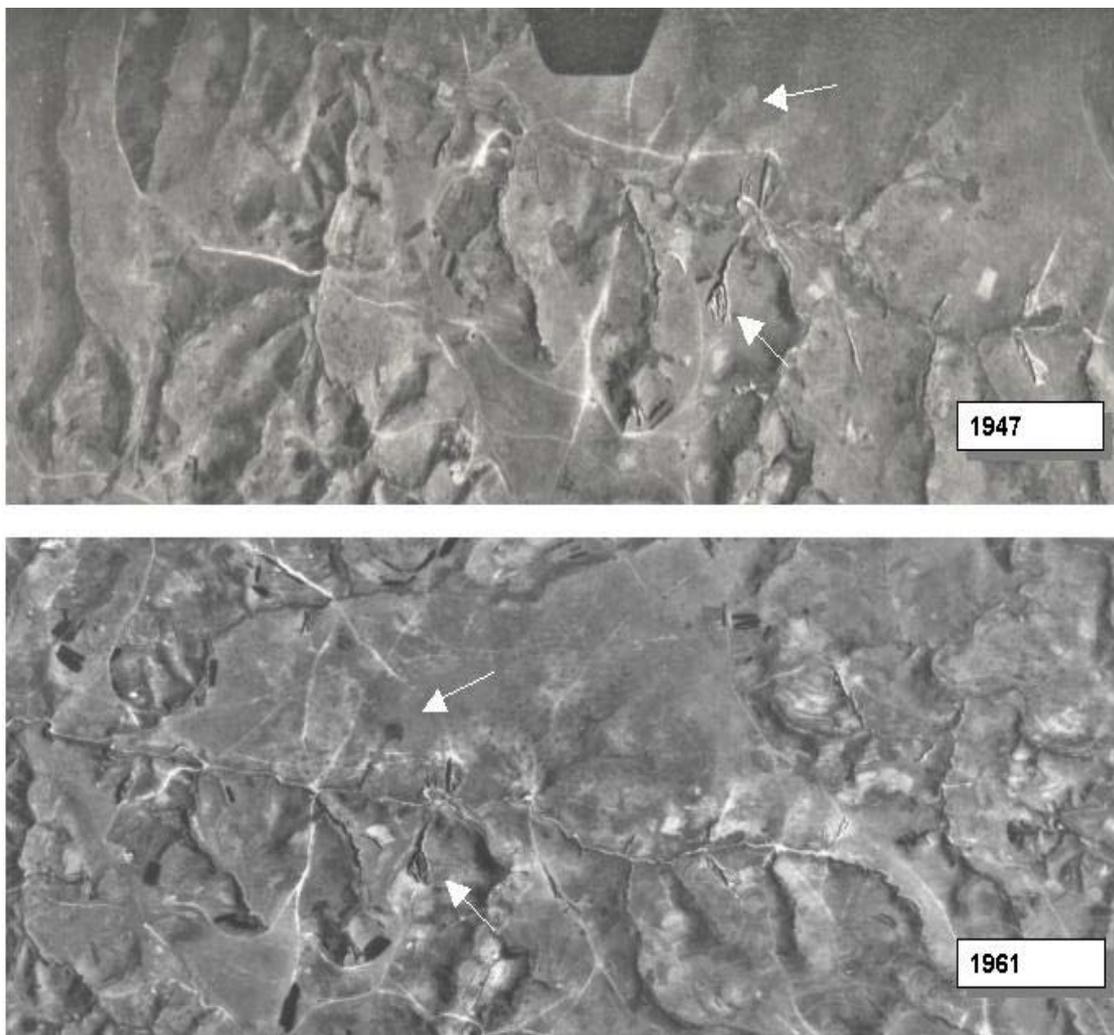


Abbildung 5.3.5: Luftbilder der Jahre 1947 und 1961 des oberen Mhlambanyoni-Einzugsgebietes mit den Mbothoma-Gullies. Obere weiße Pfeile weisen auf das dynamische Gullysystem hin, die unteren weißen Pfeile deuten auf das stabile Gullysystem. Orientierung: Westen oben, Süden rechts (Entwurf: Märker).

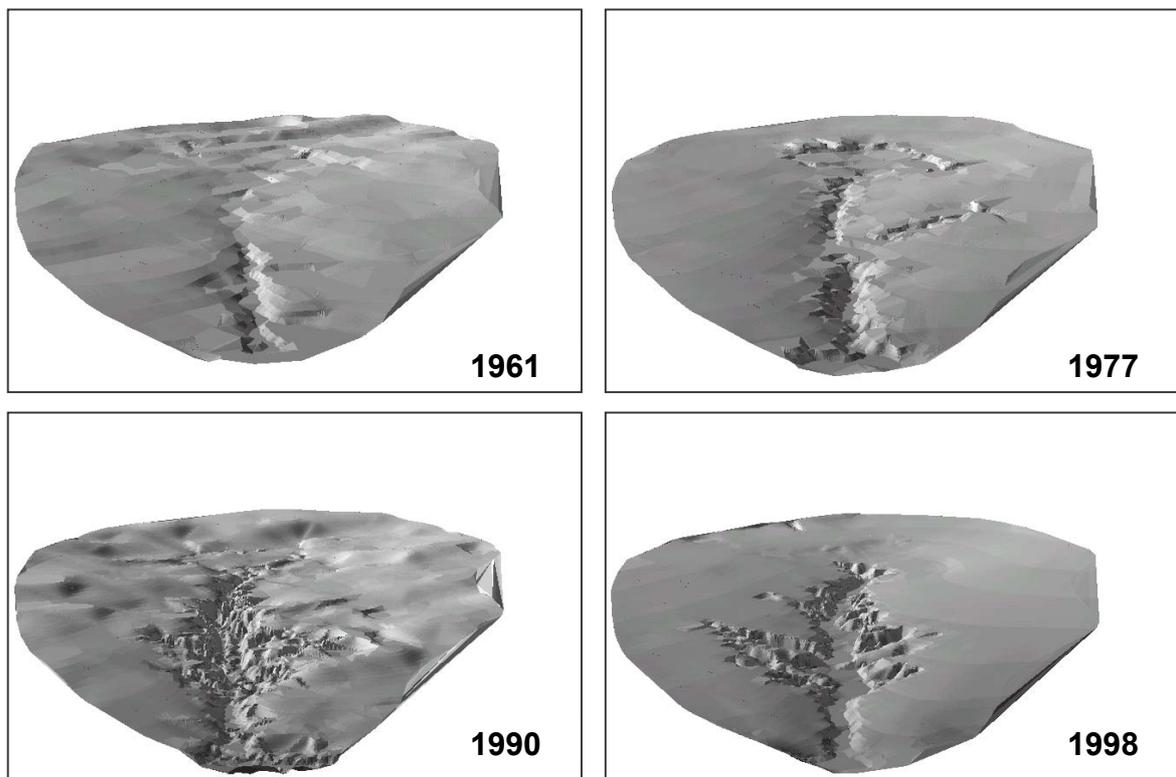
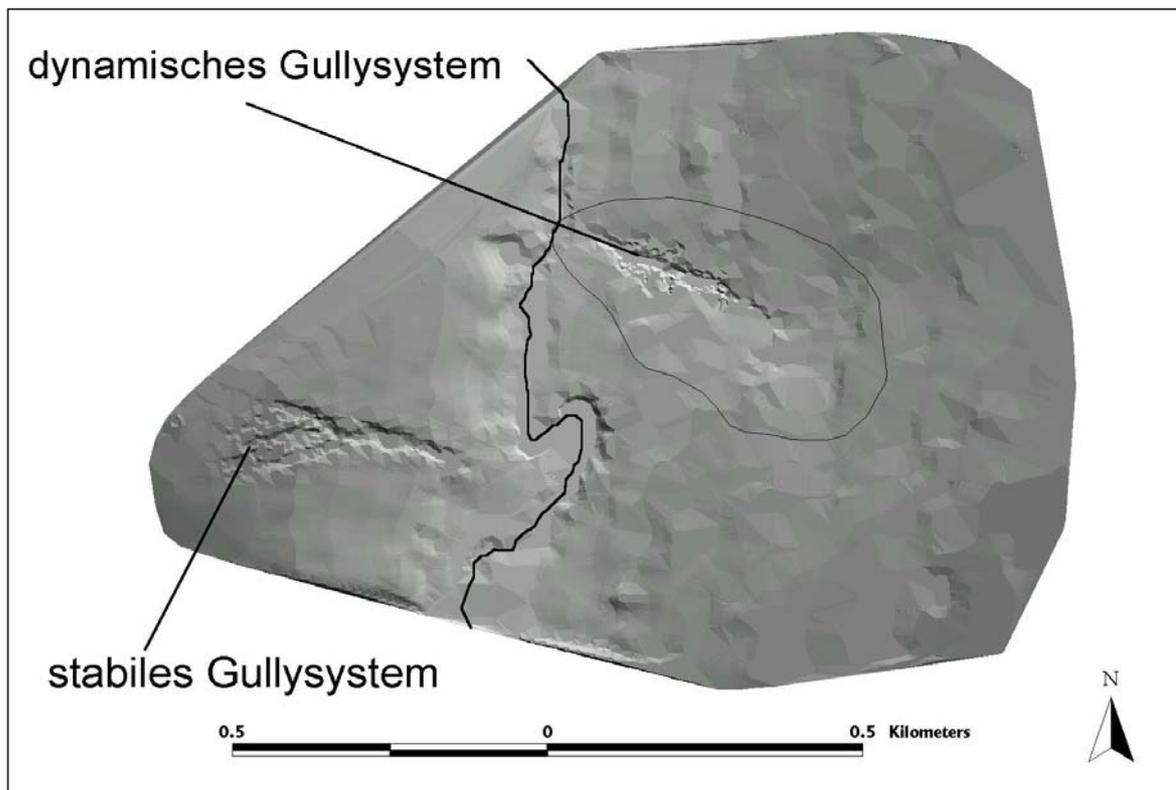


Abbildung 5.3.6: Oben: Ausschnitt des Mhlambanyoni-Einzugsgebietes mit den Mbothoma-Gullies. Mhlambanyoni River schwarz (Fließrichtung nach Norden). Dynamisches Gullysystem rechts, stabiles Gullysystem links. Schwarz umrandet: Ausschnitt, für den Zeitreihe der DGMs erstellt wurde. Unten rechts: Geländevermessung. (Entwurf: Märker).

## Kapitel 5

Wie die Luftbilder zeigen, ist ein jüngerer Gullyentwicklungszyklus ab 1960/70 festzustellen. Dieser rezente Entwicklungszyklus scheint mit einer plötzlichen Absenkung der Erosionsbasis einherzugehen. So beträgt die durchschnittliche Absenkung im Gullymündungsbereich im Zeitraum 1961-1998 ca. 0,25 m/ Jahr mit einem Maximum von 0,55 m/ Jahr im Zeitabschnitt 1961–1970. Im Zeitraum 1971-1998 betrug die Absenkung hingegen 0,17 m/Jahr. Die Absenkung der Erosionsbasis verläuft jedoch nicht gleichmäßig über das gesamte Longitudinalprofil des Mhlambanyoni River. Geländeuntersuchungen zeigten einen stufenförmigen Verlauf, der durch lineare stauende Serpentin-, Amphibolithintrusionen verursacht wird. Unterhalb der Gullymündung wurde im Verlauf des Mhlambanyoni eine Amphibolithstufe, die im 1960er Luftbild noch erkennbar war, durchbrochen und somit die Erosionsbasis in diesem Bereich um ca. 3 m abgesenkt. Abbildung 5.3.7 zeigt die Amphibolithstufe in Fließrichtung fotografiert.



Abbildung 5.3.7:  
Amphibolithstufe im unteren Bereich des Mhlambanyoni Rivers. In Fließrichtung fotografiert (Photo: Märker)

Die Zeitreihe in Abb.5.3.6 zeigt Ausschnitte der von den Luftbildern abgeleiteten digitalen Geländemodelle für das dynamische Gullysystem. Da die Referenzpunkte im 47er Luftbild nicht mehr exakt identifizierbar waren, konnte für das Jahr 1947 kein DGM erstellt werden. Wie jedoch die Darstellung der Luftbilder der Jahre 1947 und 1961 (Abb. 5.3.6) zeigt, kann das vom Luftbild 1961 abgeleitete DGM als Initialstadium der Gullyentwicklung bezeichnet werden und wird folglich als Ausgangsbasis der Modellierung verwendet (Abb. 5.3.8). Die Einzugsgebietsfläche des dynamischen Gullysystems wurde zu 41,8 ha bestimmt. Das Einzugsgebiet hat eine konvex-konkave Formung im oberen Bereich, die zu einer gestreckt konkaven Formung des unteren Teils übergeht. Seitengullies entwickeln sich entlang von Viehtrampelpfaden, die auf den Luftbildern in Abbildung 5.3.5 deutlich hervortreten. Der untere Teil des Einzugsgebietes wurde in den 80er Jahren eingezäunt. Die Geländedepression im Mittelhangbereich ist auf allen digitalen Geländemodellen zu erkennen. Unterhalb dieser Depression wurde bei einer Geländebegehung eine querende Amphibolithintrusion nachgewiesen. Die Amphibolithintrusion weist eine geringere laterale Wasserleitfähigkeit als das umgebende Saprolitmaterial auf und stellt somit ein Hindernis für das abfließende Hangwasser dar. An den Rändern der Geländedepression wurden Eisen-Mangan-Konkretionen gefunden, die auf einen stark fluktuierenden Wasserstand hindeuten und einen langen Bestand dieser Depression voraussetzen.

## Arbeiten und Ergebnisse

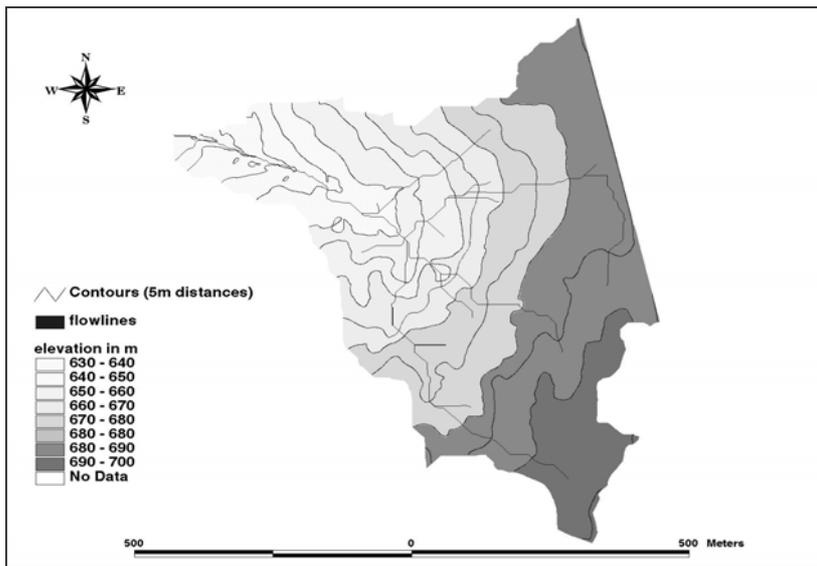


Abbildung 5.3.8:  
Ausgangstopographie (1961)  
für die Gullyerosions-  
modellierung mit den  
Hauptabflusslinien (Entwurf:  
Märker).

Das rezente Gullysystem (1998) hat eine uniforme Hauptrinne, die U-förmig ausgeprägt ist und ca. 490 m lang ist. Die Hauptrinne ist zwischen 7 und 16 m tief und 13-20 m breit. Im Jahre 1990 war die Tiefenlinie bereits etwa 400 m lang mit bis zu 14 m tiefen Einschnitten. Eine Gullylänge von ca. 200m und eine Tiefe von 12 m wurden 1971 gemessen. Von 1971-1998 betrug folglich die Längenerosionsrate des Gullys 10-11 m/ Jahr.



Abbildung 5.3.9: Stabiles  
Gullysystem (Mbothoma) von  
der gegenüberliegenden Hang-  
seite fotografiert (Photo:  
Märker)

Das stabile Gullysystem (Abb. 5.3.9) wurde zur Bestimmung der stabilen Gullyseitenwandneigung herangezogen. Im Bereich der Gullybasis (untere 200 m) wurde ein mittlerer Böschungswinkel von  $\phi = 49,2^\circ$  mit einer Standartabweichung von  $7,4^\circ$  (35 Messungen) gemessen. Daraus konnte eine kritische Geschwindigkeit für das saprolitische Ausgangsmaterial von 0,18 m/ s und für den Oberbodenbereich von 1,3 m/ s abgeleitet werden (siehe hierzu Kapitel 5.3.2.3).

### 5.3.2.2 Ableitung der hydrologischen Eingangsinformationen

Wie bereits in Kapitel 2.4.2.3.1 und 2.4.2.3.2 dargelegt, benötigen die beiden Gullyerosionsmodelle unterschiedliche hydrologische Eingangsinformationen. Diese Eingangsinformationen stützen sich auf tägliche Abflussdaten. Da für die beiden Einzugsgebiete keine durchgängigen Zeitreihen zur Verfügung standen, wurden tägliche Abflusswerte mit Hilfe des *agrohydrological modelling system* (ACRU) modelliert⁹. ACRU ist ein physikalisch basiertes, konzeptionelles hydrologisches Modell, das für das südliche Afrika entwickelt wurde (SCHULZE 1995; SMITHERS & SCHULZE 1995). Neben dem täglichen Gesamtabfluss wurden auch der Basisabfluss sowie der Direktabfluss berechnet.

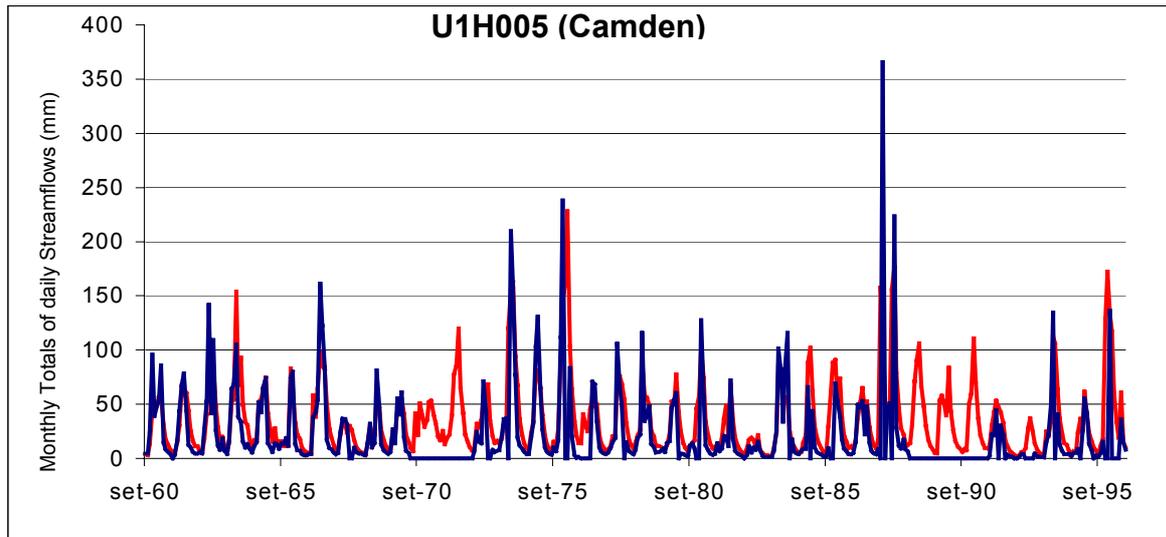


Abbildung 5.3.10: Simulierte und modellierte Monatssummen des Abflusses für die Station Lundies Hill (Camden, U1H005) (Quelle: FLÜGEL 2001)

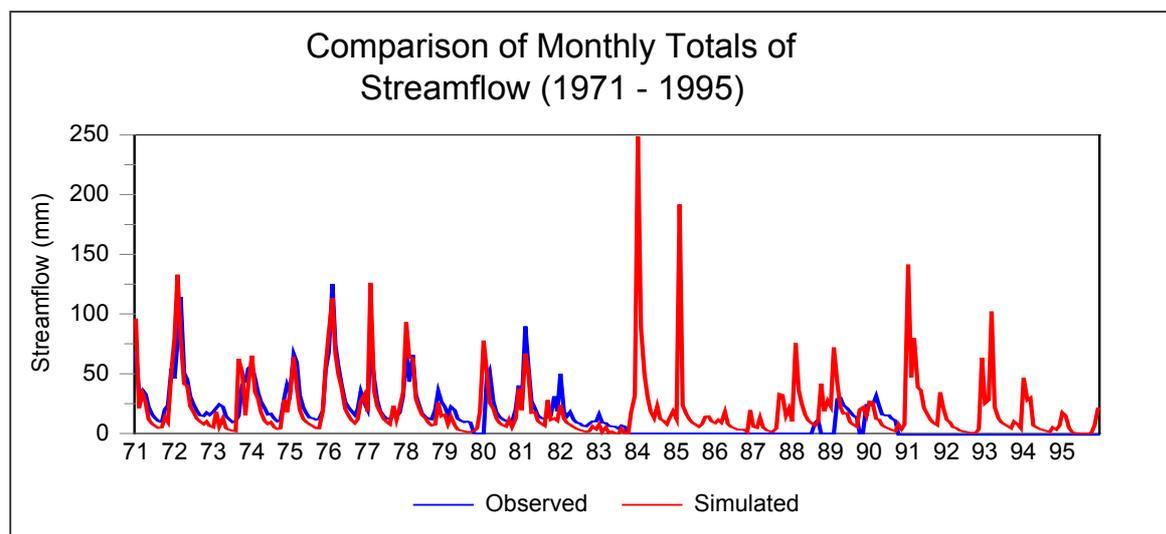


Abbildung 5.3.11: Simulierte und modellierte Monatssummen des Abflusses für die Station GS3 (Quelle: FLÜGEL 2001)

⁹ Die Modellierung wurde im Rahmen des IWRMS-Projektes von den Projektpartnern der *School of Bioresources Engineering and Environmental Hydrology, University of Natal, Pietermaritzburg, RSA* sowie des *Department of Geography and Environmental Planning der University of Swaziland* durchgeführt

## Arbeiten und Ergebnisse

Für das Mkomazi-Einzugsgebiet wurden für den Pegel Lundies Hill (U1H005) (siehe Abb. 4.10) tägliche Abflusswerte für die Periode 1960- 1995 simuliert. Abbildung 5.3.10 zeigt die simulierten und gemessenen Abflusskurven für diesen Zeitraum. Die Modellierung weist einen Korrelationskoeffizienten nach PEARSON von  $r = 0,893$  auf.

Im Bereich des oberen Mbuluzi Rivers wurden für die Stationen GS3, GS4, GS10 und S058 (siehe Abb.4.12) tägliche Abflusswerte für den Zeitraum 1950-1995 modelliert. Für den Pegel GS3 ist der monatlich gemessene und simulierte Abfluss in Abbildung 5.3.11 dargestellt. Der Korrelationskoeffizient beträgt  $0,84$  mit einem Bestimmtheitsmaß  $r^2$  von  $0,71$ .

Im Folgenden werden die jeweiligen Eingabeparameter für die beiden Einzugsgebiete und Modelle getrennt hergeleitet.

### Statisches Gullymodell

Das statische Gullymodell benötigt die maximale jährliche Abflusshöhe in mm und die Wahrscheinlichkeit ihrer Kehrzeiten in %. Diese Werte wurden für das Mhlambanyoni-Einzugsgebiet (Mbothoma-Gullies) kalkuliert. Die Einzugsgebietsfläche des Mhlambanyoni River beträgt  $41,6 \text{ km}^2$ . Da die Eigenschaften des oberen Mbuluzane-Einzugsgebietes den Charakteristika des Mhlambanyoni-Einzugsgebietes am nächsten kommen, wurde aus den drei zur Verfügung stehenden Zeitreihen der Pegel GS10 zur Ableitung der hydrologischen Parameter ausgewählt. Die empirische Wahrscheinlichkeitsdichte der jährlichen maximalen Abflusshöhe wurde mit Hilfe der Maximum Likelihood Methode als Gammaverteilung nach Gleichung 5.3.4 approximiert:

$$P(x) = \frac{100}{b\Gamma(c)} \left(\frac{Y}{b}\right)^{c-1} \exp\left(-\frac{Y}{b}\right) \quad (\text{GL. 5.3.4}).$$

Hierbei ist  $\Gamma$  die Gamma-Funktion,  $b$  ein Skalenparameter und  $c$  der sogenannte Formparameter. Diese Approximation wurde sowohl für den Gesamtabfluss ( $Y = \text{Basisabfluss} + \text{Direktabfluss}$ ;  $b=1.411$ ;  $c=6.06$ ) als auch für den Direktabfluss ( $Y = \text{Direktabfluss}$ ;  $b=1.042$ ;  $c=7.462$ ) berechnet. Diese Prozedur erlaubt die Bestimmung der Wahrscheinlichkeiten von Abflusshöhen, die größer als die beobachteten Abflusshöhen sind. In diesem Falle größer  $28.6 \text{ mm}$ .

Die Werte aus Tabelle 5.3.4 werden in den Gleichungen 2.4.49 und 2.4.52 verwendet. Im oberen Bereich des Gullyeinzugsgebietes (oberhalb  $650\text{-}655 \text{ m}$ ) werden die Erosionsprozesse im Wesentlichen durch den Oberflächenabfluss gesteuert. Der laterale langsame Zwischenabfluss der gesättigten und ungesättigten Bodenzone kann aufgrund der geringen Fließlänge zunächst vernachlässigt werden. Für die Modellierung des oberen Einzugsgebietes kann somit der Direktabfluss als erste Näherung verwendet werden. Im unteren Bereich der Hänge des Einzugsgebietes gewinnt der Zwischenabfluss sowie der Grundwasserabfluss jedoch an Bedeutung, sodass für diesen Teil der gesamte Abfluss (Basisabfluss und Direktabfluss) verwendet werden muss um die finale Gullymorphologie zu simulieren. In beiden Fällen entspricht der maximale Grad bzw. die maximale Magnitude  $M_i$  der Gerinneveränderung dem kleinsten Wert des Abflusses mit der höchsten Wahrscheinlichkeit. Hierbei ist die Magnitude  $M_i$  der Gerinnedeformation während eines Abflusses mit der Abflusstiefe  $X_i$  proportional zum Produkt aus der Sedimentfracht oder einer Funktion hiervon  $Y_i^{1.5}$  und dessen Kehrzeiten bzw. Frequenz  $P_i$ :  $M_i \sim Y_i^{1.5} P_i$ .

## Kapitel 5

Tabelle 5.3.4: Jährliche maximale Abflusshöhe (mm) und ihre Wahrscheinlichkeit (%) für die Station GS10 empirisch ( $P_{em}$ ) und gammaverteilt ( $P_c$ ).

Jährliche maximale Abflusshöhe (mm)		Wahrscheinlichkeit (%) für Gesamtabfluss (Basis + Direkt)		Wahrscheinlichkeit (%) für Direktabfluss	
Untergrenze	Obergrenze	$P_{em}$	$P_c$	$P_{em}$	$P_c$
0	2	9.80	13.83	19.61	21.79
2	4	21.57	16.86	23.53	17.68
4	6	19.61	15.05	11.76	13.83
6	8	7.84	12.45	7.84	10.73
8	10	11.76	9.93	9.80	8.29
10	12	5.88	7.76	9.80	6.40
12	14	5.88	5.98	0.00	4.93
14	16	0.00	4.56	0.00	3.79
16	18	1.96	3.45	5.88	2.92
18	20	5.88	2.60	3.92	2.24
20	22	3.92	1.95	1.96	1.72
22	24	0.00	1.45	0.00	1.32
24	26	1.96	1.08	1.96	1.01
26	28	0.00	0.80	0.00	0.78
28	30	3.92	0.59	3.92	0.60
30	32	0.00	0.44	0.00	0.46
32	34	0.00	0.32	0.00	0.35
34	36	0.00	0.24	0.00	0.27
36	38	0.00	0.18	0.00	0.21
38	40	0.00	0.13	0.00	0.16
40	42	0.00	0.09	0.00	0.12

### Dynamisches Gullymodell

Für die Modellierung der Entwicklungsdynamik der ausgewählten Gullies werden tägliche Abflussdaten, insbesondere für die Lösung von Gleichung 2.4.38 sowie aller Berechnungen hydraulischer Parameter benötigt. Diese wurden, wie bereits oben erwähnt, mit Hilfe des ACRU-Modells für verschiedene Pegelstationen in den beiden Einzugsgebieten simuliert. Für den Kwa Thunzi-Gully wurden Abflusswerte für den Pegel Lundies Hill (U1H005) verwendet. Hier stand allerdings nur der Gesamtabfluss zur Verfügung. Im Bereich Mbothoma konnte auf die Abflussdaten für das Mhlambanyoni-Einzugsgebiet S059 zurückgegriffen werden.

Wie bei der Anwendung des stabilen Gullymodells kann im Mbothoma-Gebiet das Einzugsgebiet aufgrund der Abflusscharakteristik untergliedert werden in die vom Oberflächenabfluss dominierten Oberhangbereiche und die vom gesamten Abfluss beherrschten Unterhangbereiche.

#### 5.3.2.3 Ableitung der pedo-lithologischen Eingangsinformationen.

Die geologische Struktur des Mbothoma-Gebietes ist sehr homogen und setzt sich aus bis zu über 50 m mächtigen Saproliten zusammen. Die Böden weisen eine einheitliche Korngrößenverteilung entlang der Abflusslinien auf. Mit zunehmender Profiltiefe verändert sich die Bodentexturzusammensetzung jedoch. Dies bedeutet, dass der kritische Scherwiderstand  $\tau_{cr}$  während der Modellierung an den Stellen des Texturwechsels im Abflusslinienprofil angepasst werden muss.

Die Daten für die Modellierung des Mbothoma-Gullies wurden aus eigenen Messungen und Literaturangaben (HUDSON 1983, MURDOCH 1970, MUSHALA et al. 1994, SCHOLTEN et al.

## Arbeiten und Ergebnisse

1995a/b und WMS ASSOCIATES 1988) zusammengestellt. Tabelle 5.3.5 zeigt diese Parameter im Überblick.

Tabelle 5.3.5: Bodenphysikalische Parameter im Mbothoma-Gully-Einzugsgebiet

	Oberboden (bis 0.2 m Tiefe)	Unterboden (bis zu 1.5 m Tiefe)	Saprolit (bis über 50 m Tiefe)
Sand (%)	30	40	50
Schluff (%)	20	30	40
Ton (%)	50	30	10
Bodendichte (g/cm ³ )	1.1 - 1.5	1.1 - 1.5	1.2
Kohäsion (kPa)	4.5 - 9.0	4.5 - 9.0	3.14
Gesättigte Wasserleitfähigkeit (cm/day)	0.5-1.8	0.5-1.0	1.0-4.4

Im Bereich des Kwa Thunzi-Gully wurden bei Geländemessungen unterschiedliche, teils fossile Horizonte festgestellt. Abbildung 5.3.12 zeigt deren Lage in Bezug auf die Hauptabflusslinie.

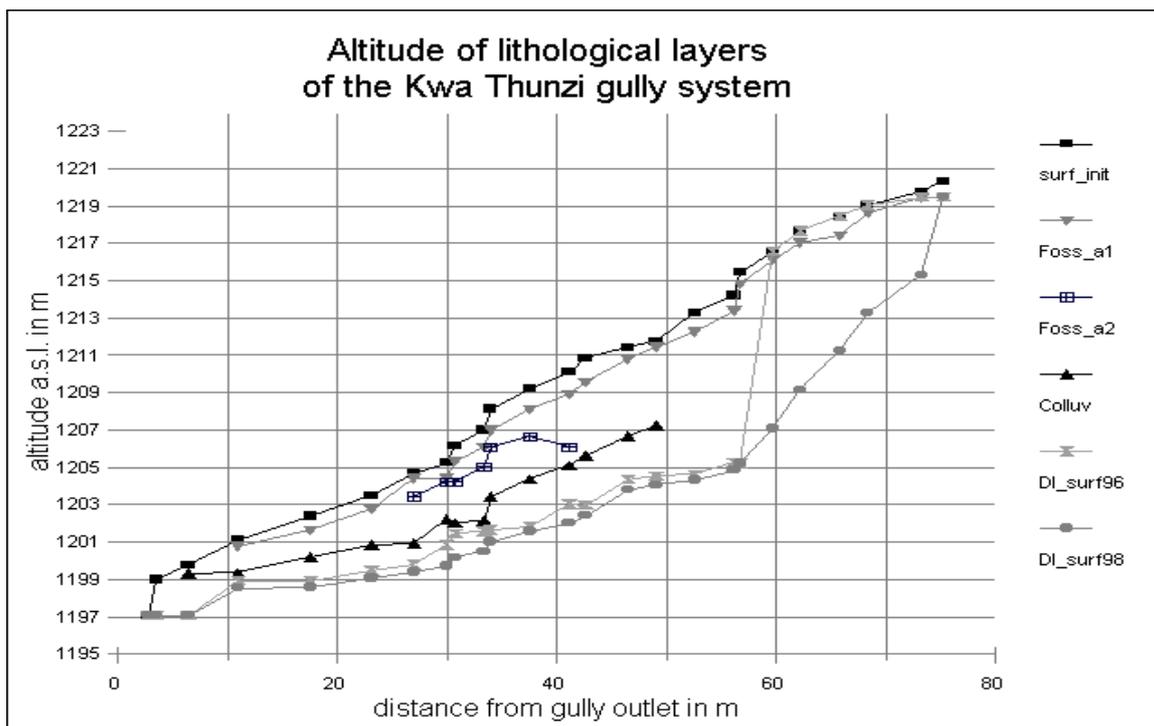


Abbildung 5.3.12: Höhe der Horizonte in Abhängigkeit von der Distanz zur Gullymündung (entlang der Hauptabflusslinie) für den Kwa Thunzi-Gully (surf_init = Ausgangsoberfläche, Foss_a1 = fossiler A-Horizont, Foss_a2 = fossiler A-Horizont, Colluv = Kolluviale Sedimente, DI_surf96 = Höhe der Gerinnesohle 1996, DI_surf98 = Höhe der Gerinnesohle 1998) (Entwurf: Märker)

Der Oberboden zeigt eine granulare subpolyedrische Struktur und ist bis zu 30 cm tief. Der darunter liegende Unterboden setzt sich aus mehreren fossilen Horizonten zusammen. Diese weisen redoximorphe Merkmale wie Eisen-Mangan-Konkretionen und Bleichzonen auf, die auf Stauwassereinfluss zurückzuführen sind. Die Bodenstruktur ist durch ein Säulengefüge mit tiefen Schrumpfungsrissen gekennzeichnet, das am Unterrand des A-Horizontes eine ebene Fläche bildet. Dies lässt auf eine hohe Na-Sättigung schließen (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1992) (Abb. 5.3.13).

## Kapitel 5

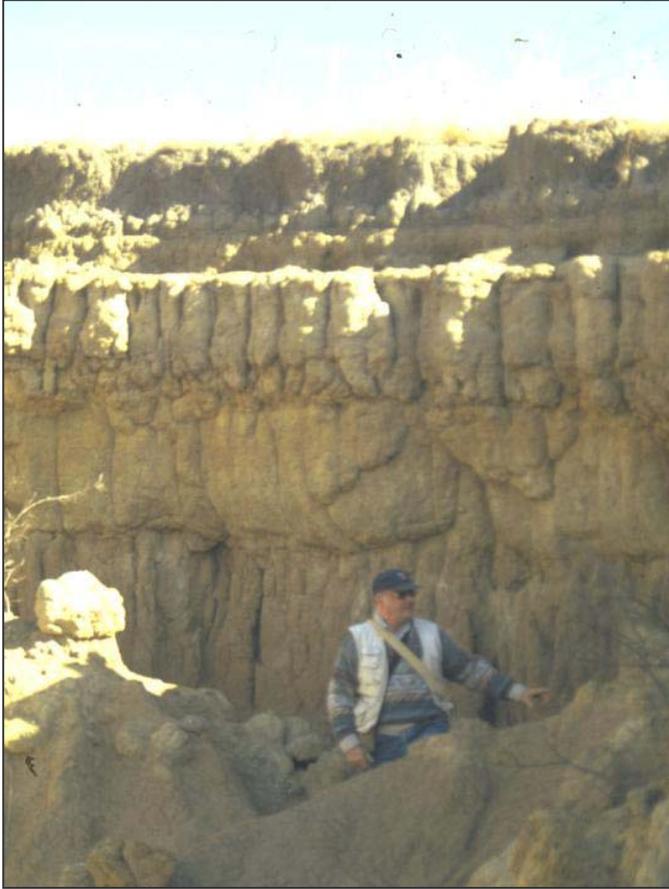


Abbildung 5.3.13: Gullyseitenprofil des Kwa Thunzi-Gullys. Deutlich tritt die ebene Fläche am Unterrand des A-Horizontes sowie die Säulenstruktur hervor (Photo: Märker)

Ab ca. 80 cm Tiefe ist das kolluviale Ausgangsmaterial zu finden. Die Durchwurzelung reicht bis etwa 30 cm Tiefe (Graslandvegetation). Unterhalb des kolluvialen Materials sind ab einer Tiefe von ca. 3,5 Metern schwarze metamorphisierte Tonschiefer anzutreffen. Die Korngrößenverteilung ist über das gesamte Profil sehr homogen, wobei die Bodenarten als toniger bis schluffiger Lehm bezeichnet werden können (nach AG Boden 1994)¹⁰. Tabelle 5.3.6 zeigt die Korngrößenverteilung für ein charakteristisches Profil des Kwa Thunzi-Gullys.

Tabelle 5.3.6: Korngrößenverteilung des Kwa Thunzi-Gullys

Profil KwaThunzi	% Sand	% Schluff	% Ton
A-Horizont	30	46	24
B-Horizont	28	52	20
Fossil1-Horizont	42	33	25
Fossil 2-Horizont	30	35	35
C-Horizont (Kolluvium)	26	44	30

Für die Modellierung kann somit als erste Näherung eine mittlere Korngrößenverteilung von 32% Sand, 42% Schluff und 26% Ton (schwach toniger Lehm) für das gesamte Profil verwendet werden.

¹⁰ Die Bodentexturanalysen wurden im Rahmen des IWRMS-Projektes von den Projektpartnern der *School of Bioresources Engineering and Environmental Hydrology, University of Natal, Pietermaritzburg, (RSA)* durchgeführt.

## 5.4 Modellierung der flächenhaften Erosion

In Kapitel 5.2 und 5.3 wurde die Grundparametrisierung des RUSLE-Modells für die Modellierung der flächenhaften Erosion auf Basis des ERU-Ansatzes dargelegt. Im nun folgenden Kapitel wird die Modellierungsprozedur erläutert. Daran anschließend werden die Ergebnisse getrennt für die beiden Einzugsgebiete vorgestellt und erörtert. Die Validierung der Ergebnisse anhand vorhandener Messdaten bzw. der in Kapitel 4.3 behandelten Literaturergebnisse sowie die Ausweisung der sensitiven Parameter sind Gegenstand der abschließenden Diskussion.

### 5.4.1 Modellierungsprozedur

Abbildung 5.4.1 zeigt schematisch die Vorgehensweise bei der Modellierung der flächenhaften Erosion mit der RUSLE. Die Darstellung der heterogenen räumlichen Verteilung der in Kapitel 5.3.1 abgeleiteten Faktoren wurde unter Verwendung des Rasterformats ARC-Grid gewährleistet. Die Rasterstruktur erlaubt eine Verschneidung der jeweiligen Parameterwerte, um schließlich den Bodenverlust in  $\text{t}/\text{ha} \cdot \text{Jahr}$  für jede Modelliereinheit auszuweisen. Da die RUSLE als Langzeitjahresdurchschnittsmodell konzipiert wurde (RENARD 1997) und lediglich für den Niederschlagsparameter Informationen über die temporäre Variabilität vorlagen, soll der R-Faktor benutzt werden, um das langjährige Mittel sowie Extremsituationen zu simulieren. Die Modellierung wurde folglich mit sich ändernden R-Faktoren durchgeführt, wobei die restlichen Faktoren invariant blieben. Die Ergebnisse werden nun in Kapitel 5.4.2 und 5.4.3 vorgestellt und diskutiert.

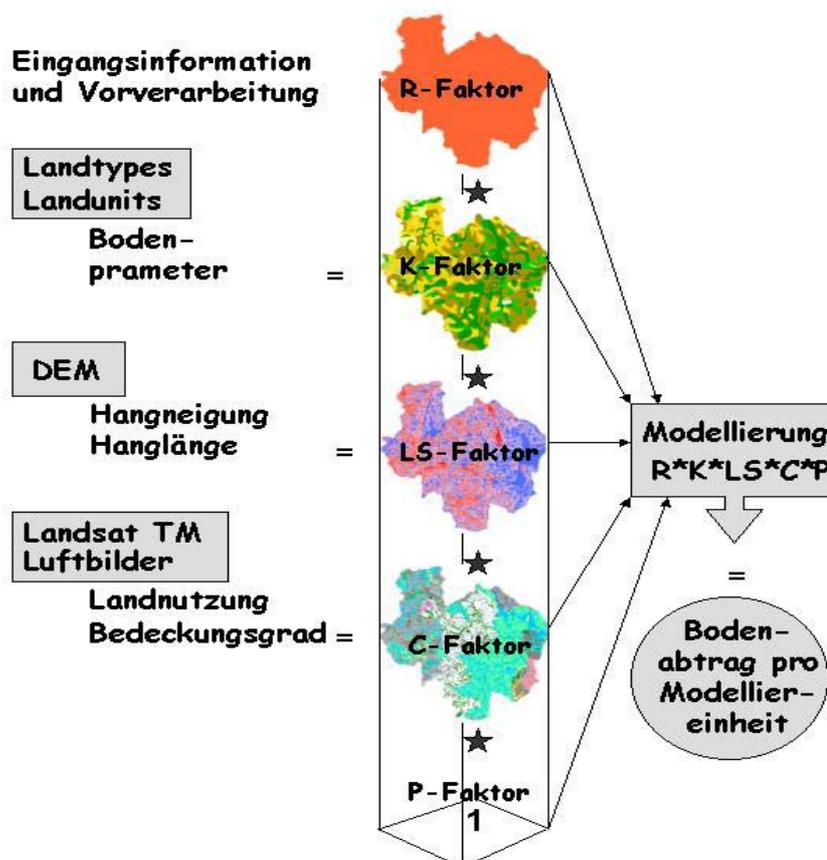


Abbildung 5.4.1:  
Schematischer Ablauf  
der Modellierung der  
flächenhaften Erosion.  
(Entwurf: Märker)

### 5.4.2 Mkomazi-Testeinzugsgebiet

Die RUSLE-Modellierung wurde für das gesamte Mkomazi-Einzugsgebiet für die von flächenhaften Erosionsprozessen betroffenen Einheiten durchgeführt. Diese Einheiten konnten über die Regionalisierung der ERU-Informationen (Kapitel 5.1.4) identifiziert werden. Für das Mkomazi-Einzugsgebiet wurden schließlich drei Situationen auf Basis der in Tabelle 5.3.1 enthaltenen Informationen zum R-Faktor sowie der Angaben in SEUFERT et al. (1999) simuliert: I) Trockenjahr, II) Feuchtjahr sowie III) langjähriges Mittel.

Abbildung 5.4.2-5.4.4 zeigen die Ergebnisse der Modellierungen. Tabelle 5.4.1 liefert eine statistische Beschreibung der Ergebnisse. Der Vergleich der beiden Extremsituationen (Trockenjahr; Feuchtjahr) zeigt eine Verdoppelung der Maximalwerte sowie der Mittelwerte. Die Häufigkeitsverteilung der logarithmisch aufgeteilten Klassen weist vor allem einen Anstieg in der Klasse 5-10 to/ ha * Jahr auf und zeigt eine deutliche Zunahme in der höchsten Klasse (100-500 to/ ha * Ja) für das Feuchtjahr (Abb.5.4.5-5.4.7).

Tabelle 5.4.1: Statistische Beschreibung der RUSLE-Modellierung im oberen Mkomazi

Szenario	Min. (to/ha* Jahr)	Max. (to/ha* Jahr)	Mittel (to/ha* Jahr)	Standardabweichung
Durchschnittsjahr	0,001	249,30	10,02	18,81
Trockenjahr	0,001	208,88	8,74	16,17
Feuchtjahr	0,003	411,02	16,38	30,87

Die im Vergleich zum langjährigen Mittel erhöhten Erosionsraten im Feuchtjahr (Abbildung 5.4.2) sind vor allem im zentralen Teil des Einzugsgebiets vorzufinden. Diese Flächen weisen eine hohe Übereinstimmung mit den Gebieten auf, die eine auffällig hohe potentielle Erosionsgefährdung besitzen (Kapitel 5.1.5). Insbesondere sind folglich dichte informelle Siedlungsbereiche sowie die quartären Kolluvien in Hangfußbereichen und in Tallagen betroffen. Im oberen Teil des Einzugsgebietes ist beim Vergleich des Durchschnittsjahres mit dem Feuchtjahr hingegen eine Zunahme der Erosionsraten der Klasse von 5-10 to/ ha * Jahr zu verzeichnen.

Im Trockenjahr unterscheidet sich die Situation hingegen lediglich im unteren Bereich des Einzugsgebietes vom langjährigen Mittel. Hier sind es vor allem die hohen Erosionsklassen (> 50 to/ ha * Jahr), die wesentlich geringere Flächenanteile aufweisen.

Generell geringe Erosionsraten sind in den Bereichen, die forstwirtschaftlich genutzt werden, sowie in den Buschlandbereichen zu verzeichnen. Darüber hinaus weisen auch die traditionellen Zulu-Siedlungsbereiche eine geringe Neigung zu flächenhafter Erosion auf.

Als Toleranzwert des Bodenabtrages kann für das Mkomazi-Einzugsgebiet der von PLATFORD (1979) für die Zuckerrohranbauggebiete der Küstenregion KwaZulu/ Natal ermittelte minimale Wert von 5 to/ ha * Jahr angenommen werden. Dieser Schwellenwert gewährleistet eine ausreichende Regeneration des Bodens. Der Mittelwert für den langjährigen Durchschnitt (10 to/ ha * Jahr) übersteigt eindeutig diesen Schwellenwert. Im Mkomazi-Einzugsgebiet liegen in einem Durchschnittsjahr 38 % der Flächen über dem Toleranzwert, im Trockenjahr sind es 34 %, während im Feuchtjahr etwa 58 % der Flächen über dem Schwellenwert von 5 to/ ha * Jahr liegen. Die Anteile, der von flächenhafter Erosion betroffenen Areale, verdeutlichen die enorme Bedeutung der flächenhaften Erosion, insbesondere für die landwirtschaftlich genutzten Bereiche.

## Arbeiten und Ergebnisse

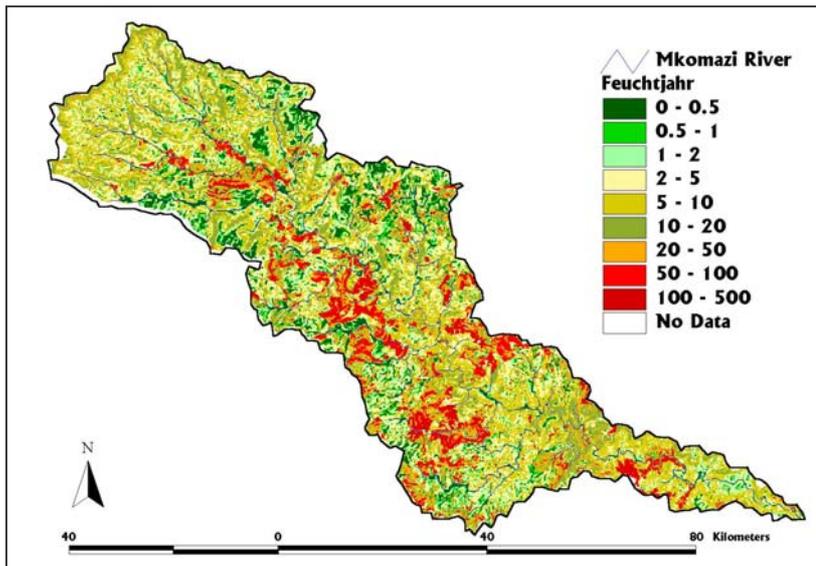


Abbildung 5.4.2: RUSLE-Bodenabtrag in  $\text{to/ha} \cdot \text{Jahr}$  für ein Feuchttjahr

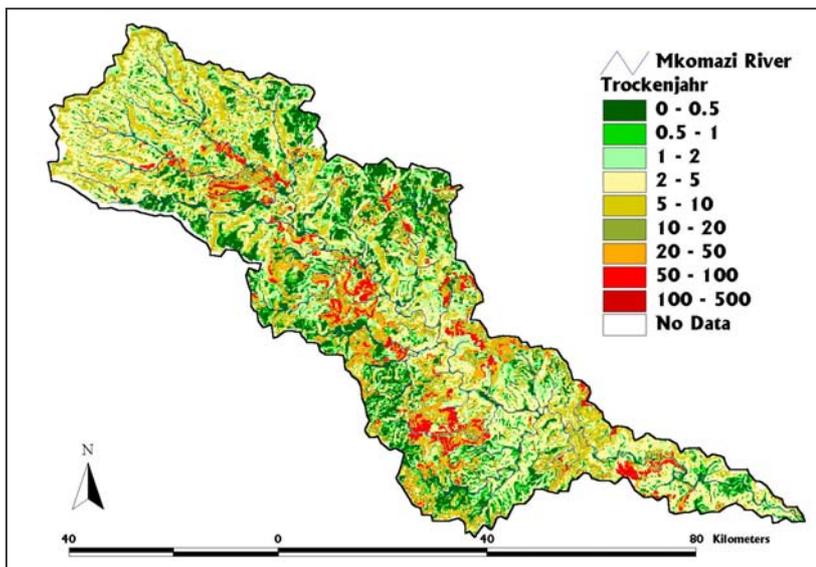


Abbildung 5.4.3: RUSLE-Bodenabtrag in  $\text{to/ha} \cdot \text{Jahr}$  für ein Trockenjahr

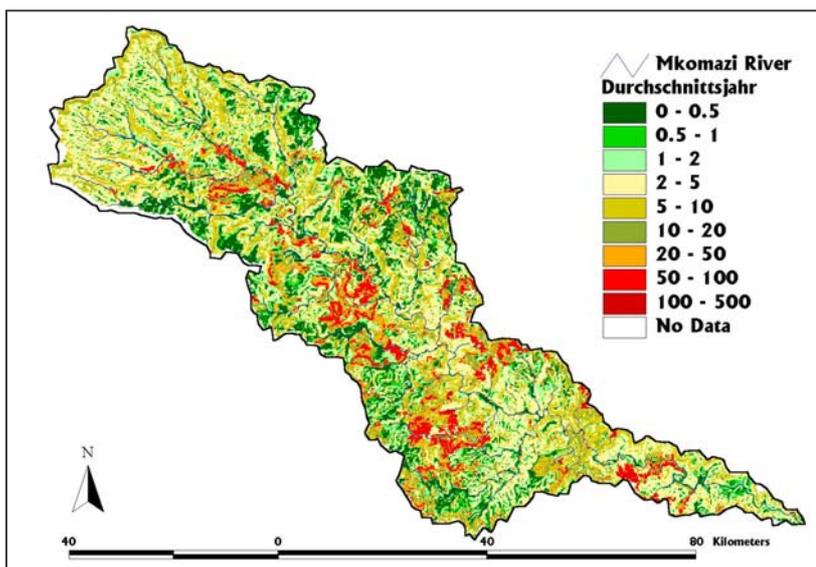


Abbildung 5.4.4: RUSLE-Bodenabtrag in  $\text{to/ha} \cdot \text{Jahr}$  für den langjährigen Durchschnitt

## Kapitel 5

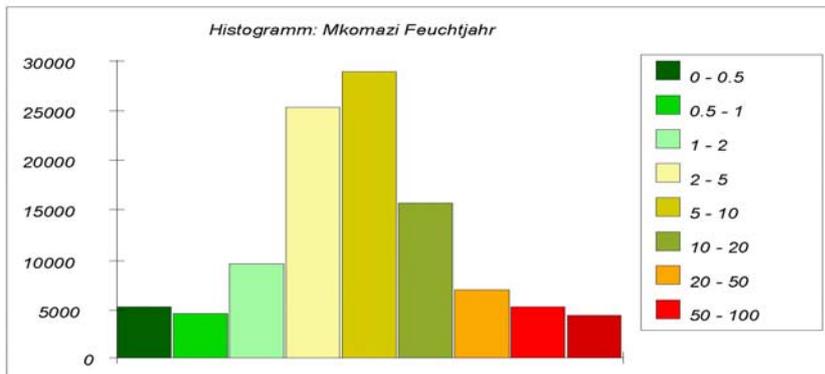


Abbildung 5.4.5: Häufigkeitsverteilung (Anzahl Pixel) der einzelnen Bodenabtragsklassen (in Tonnen /ha * Jahr) für ein Feuchtjahr

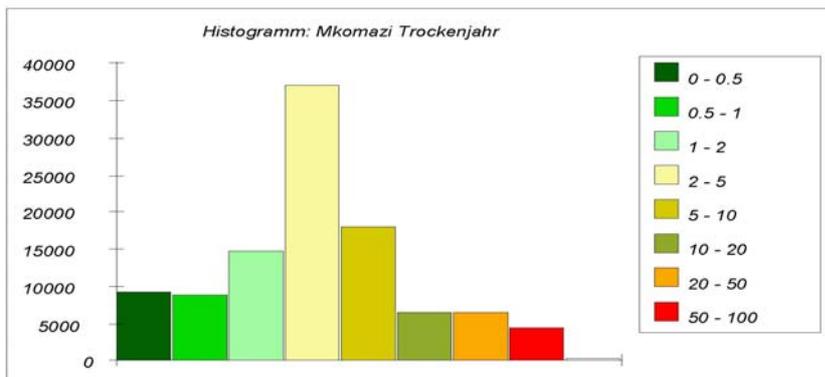


Abbildung 5.4.6: Häufigkeitsverteilung (Anzahl Pixel) der einzelnen Bodenabtragsklassen (in Tonnen /ha * Jahr) für ein Trockenjahr

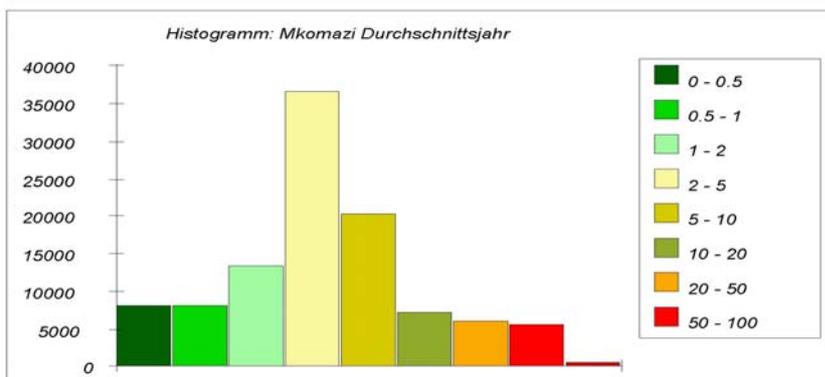


Abbildung 5.4.7: Häufigkeitsverteilung (Anzahl Pixel) der einzelnen Bodenabtragsklassen (in Tonnen /ha * Jahr) für ein Durchschnittsjahr

### 5.4.3 Mbuluzi-Testeinzugsgebiet

Die RUSLE wurde auf Basis der ERUs im Bereich des oberen Mbuluzane Rivers und im Bereich des Mhlambanyoni Rivers angewendet (Abb. 4.17). Für diese Areale wurden in Kapitel 5.3.1 die Eingangsparmeter abgeleitet und als räumlich verteilte Informationen im GI-System ARCVIEW bereitgestellt. Für das Untersuchungsgebiet wurden ebenfalls drei Situationen auf Basis des R-Faktors (Tabelle 5.3.1) identifiziert und simuliert: I) Trockenjahr, II) Feuchtjahr sowie III) langjähriges Mittel.

Die Ergebnisse der Modellierung sind in Abbildung 5.4.8- 5.4.10 dargestellt. Abbildungen 5.4.11- 5.4.13 zeigen die Häufigkeitsverteilung der logarithmisch aufgeteilten Klassen. Tabelle 5.4.2 liefert eine statistische Beschreibung der Ergebnisse. Der Vergleich der beiden Extremsituationen (Trockenjahr; Feuchtjahr) zeigt eine Steigerung der Erosionsraten um 90% bezüglich der Maximal- und Mittelwerte. Diese Steigerung der Erosionsraten geht einher mit einer Zunahme der Flächenanteile, die den Klassen ab 5 to/ ha * Jahr zugeordnet werden kann. Wie die Häufigkeitsverteilungen (Abb. 5.4.11 bis 5.4.13) deutlich zeigen, besitzt die Klasse 5-10 to/ ha * Jahr die höchsten Flächenanteile im Feuchtjahr, während im Trockenjahr und im Durchschnittsjahr die Klasse 2-5 to/ ha * Jahr die höchsten Flächenanteile aufweist.

Tabelle 5.4.2: Statistische Beschreibung der RUSLE-Modellierung im oberen Mbuluzi

R-Faktor (kJ mm/ m ² std)	Min. (to/ha* Jahr)	Max. (to/ha* Jahr)	Mittel (to/ha* Jahr)	Standardabweichung
450	0,14	393,48	10,38	18,06
650	0,20	571,25	14,99	26,09
350	0,11	307,60	8,07	14,05

Die räumliche Verteilung der Erosionsraten zeigt hingegen eine Konzentration der hohen Erosionsklassen entlang eines von Nord nach Süd parallel zum Mhlambanyoni River verlaufenden Störungssystems von Amphibolit- und Serpentinintrusionen. Dieses Störungssystem setzt sich nach Süden hin in das obere Mbuluzane-Einzugsgebiet fort. Weiterhin sind hohe Erosionsraten mit den bei der Betrachtung der Landnutzung identifizierten degradierten Graslandarealen vergesellschaftet. Diese Areale erstrecken sich über den gesamten mittleren Teil des oberen Mbuluzane-Einzugsgebiets und gehören zum *Swazi National Land (SNL)* (MUSHALA 1997). Bestandteil des SNL sind kommunal genutzte Weideflächen. Da diese Areale von allen Mitgliedern der Gemeinschaft genutzt werden können, weisen sie häufig einen hohen Viehbesatz auf. Nach Studien von SWEET & KHUMALO (1994), HUDSON (1983) oder PELACANI (2000) liegt der maximale Viehbesatz, der eine nachhaltige Nutzung im Untersuchungsgebiet gewährleistet, bei ca. 0,2 – 0,3 Vieheinheiten¹¹ pro Hektar. In den oben erwähnten degradierten Graslandbereichen wurden jedoch Besatzdichten von bis zu 0,82 Vieheinheiten/ ha, also einem Vielfachen dieses Schwellenwertes, gemessen (PELACANI 2000). Darüber hinaus sind insbesondere die kolluvialen Hangfußbereiche dieser Graslandareale von hohen Erosionsraten gekennzeichnet.

Geringe Erosionsraten sind hingegen in den als *Titel Deed Land (TDL)* bezeichneten Bereichen festzustellen (MUSHALA 1997). Im Gebiet des oberen Mbuluzane River werden diese Flächen von kommerziellen staatlichen Farmen genutzt und umfassen den gesamten östlichen Teil des Untersuchungsgebiets. Die Unterschiede zwischen den Szenarien (Trockenjahr, Durchschnittsjahr, Feuchtjahr) sind bezüglich der räumlichen Verteilung der Erosionsraten durch einen linearen Anstieg gekennzeichnet.

Wie bereits im Mkomazi-Einzugsgebiet festgestellt, ergibt sich auch für den Untersuchungsraum des oberen Mbuluzi eine hohe Korrelation zwischen der Verteilung der modellierten Erosionsraten und der anhand der ERU Informationen ausgewiesenen Erosionsgefährdung (siehe Kapitel 5.1.3.)

¹¹ Eine Vieheinheit oder *live stock unit (LSU)* entspricht einem ausgewachsenem Rind

## Kapitel 5

---

Nach KIGGUNDU (1986, 30) kann für Swasiland der Schwellenwert des tolerablen Bodenverlustes auf 3 Tonne pro Hektar und Jahr festgelegt werden. Dies bedeutet, dass in einem Durchschnittsjahr 68,6 % der Untersuchungsgebietsfläche über diesem Schwellenwert liegen. Im Trockenjahr wurden für 59,2 % der Flächen Erosionsraten über 3 to/ ha * Jahr simuliert, während im Feuchtjahr sogar 77,4 % der Flächen des Untersuchungsraumes über 3 to/ ha * Jahr liegen. Diese Aussage unterstreicht die Bedeutung der flächenhaften Erosionsprozesse im oberen Mbuluzi-Einzugsgebiet.

## Arbeiten und Ergebnisse

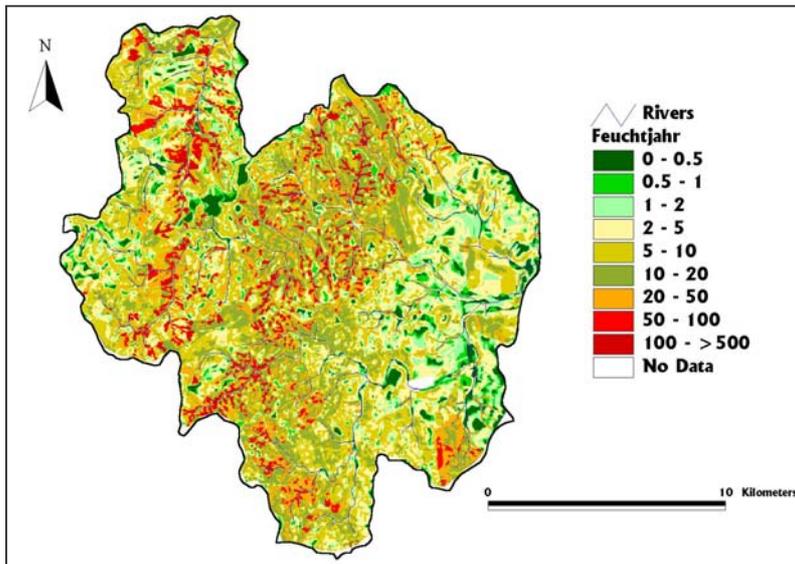


Abbildung 5.4.8: RUSLE-Bodenabtrag in  $\text{t/ha} \cdot \text{Jahr}$  für ein Feuchttjahr

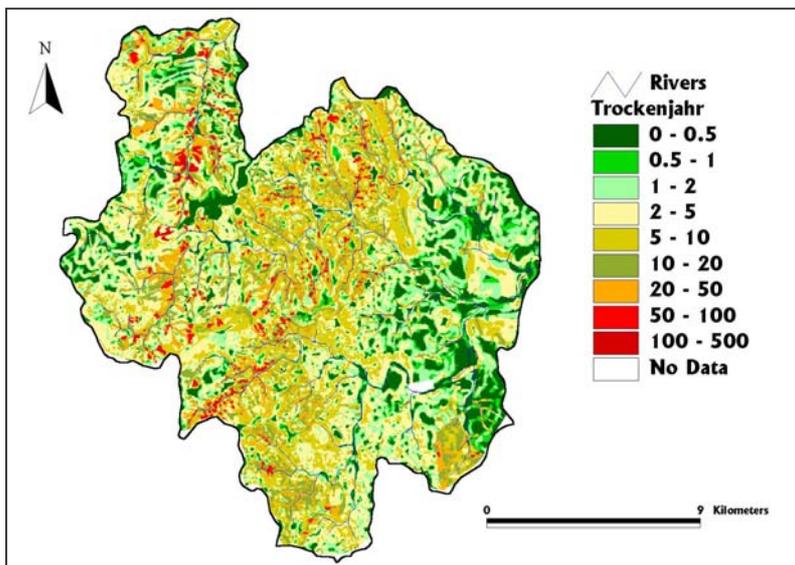


Abbildung 5.4.9: RUSLE-Bodenabtrag in  $\text{t/ha} \cdot \text{Jahr}$  für ein Trockenjahr

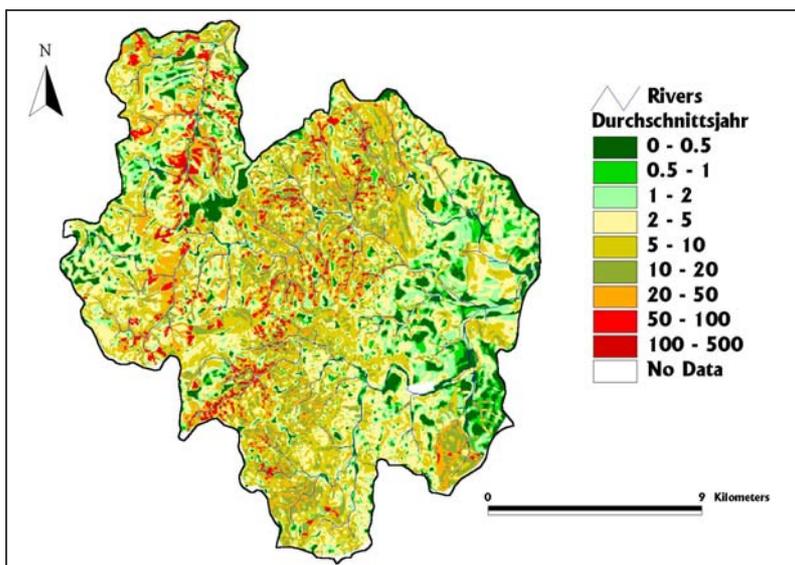


Abbildung 5.4.10: RUSLE-Bodenabtrag in  $\text{t/ha} \cdot \text{Jahr}$  für den langjährigen Durchschnitt

## Kapitel 5

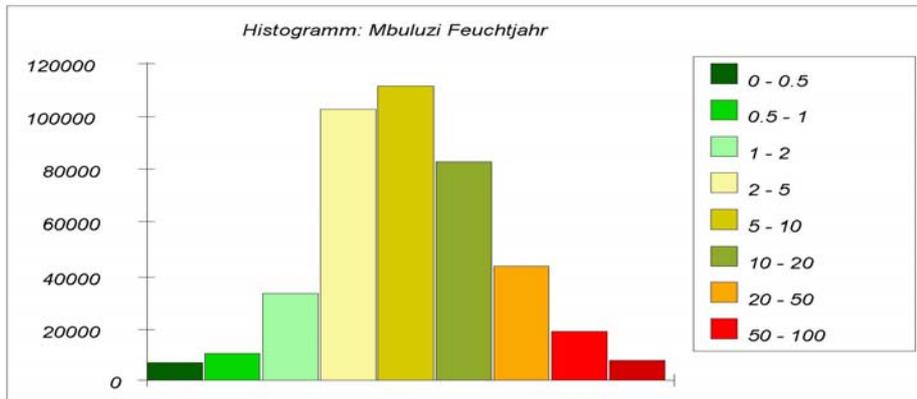


Abbildung 5.4.11: Häufigkeitsverteilung (Anzahl Pixel) der einzelnen Bodenabtragsklassen (in Tonnen /ha * Jahr) für ein Feuchtjahr

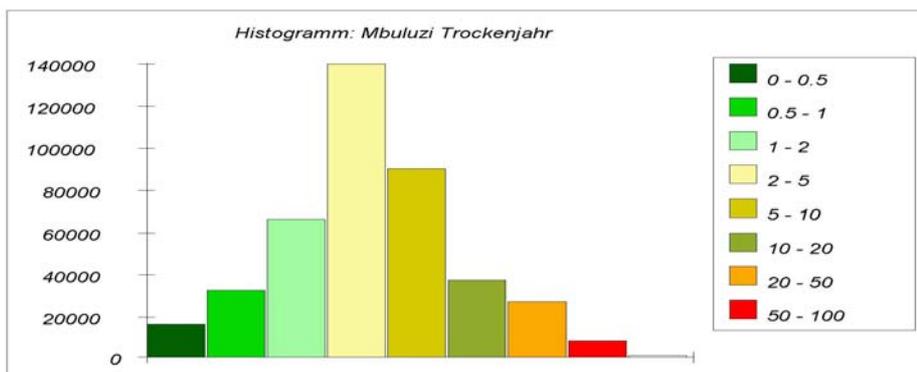


Abbildung 5.4.12: Häufigkeitsverteilung (Anzahl Pixel) der einzelnen Bodenabtragsklassen (in Tonnen /ha * Jahr) für ein Trockenjahr

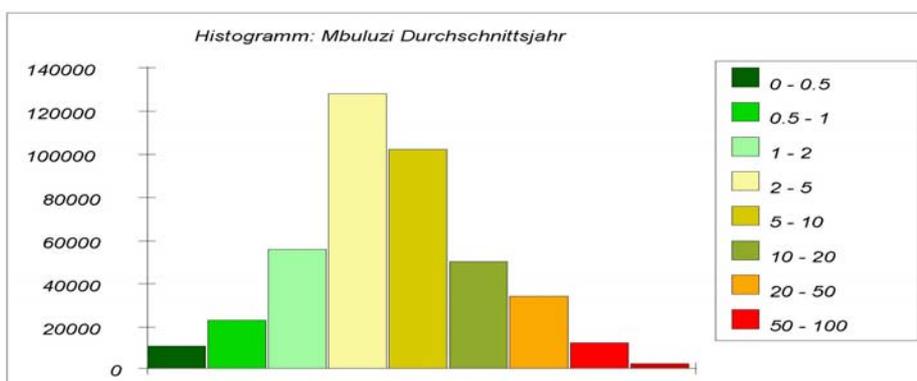


Abbildung 5.4.13: Häufigkeitsverteilung (Anzahl Pixel) der einzelnen Bodenabtragsklassen (in Tonnen /ha * Jahr) für ein Durchschnittsjahr

### 5.4.4 Ausweisung der sensitiven Parameter und vergleichende Diskussion der Ergebnisse

Die Modellierung der flächenhaften Erosionsprozesse mit Hilfe der RUSLE stützte sich auf die in Kapitel 5.3.1 abgeleiteten Faktoren. Aufgrund der unzureichenden Informationen bezüglich der temporären Verteilung der Vegetations- und Bodenparameter wurden diese als zeitlich konstant betrachtet. Die Modellierung der Extremsituationen (Trockenjahr; Feuchtjahr) kann daher lediglich als erste Näherung angesehen werden, da sie nur durch die Veränderung des Niederschlagsfaktors simuliert wurden. Die Parameter für Vegetation und Boden konnten wegen der mangelnder Datengrundlage nicht an diese Situationen angepasst werden. Aufgrund der Sensitivität der C- und K-Faktoren ist hier eine abschließende Beurteilung der absoluten Ergebnisse nicht möglich.

Die bereits in Kapitel 5.1.5 angesprochene Abhängigkeit der Hangneigung von der Güte des DGM führte bei der Bestimmung des LS-Faktors zu Ungenauigkeiten. Insbesondere werden sehr hohe Geländeneigungen wie beispielsweise Steilabfälle bei großen DGM-Rasterweiten zu niedrig bewertet (siehe auch WANG et al. 2001). Diese Rasterweite ist vor allem im Mkomazi-Untersuchungsgebiet mit einer DGM-Maschenweite von 200m und sehr steilen Reliefpunkten von erhöhter Relevanz. Die Ungenauigkeiten können jedoch mit einer besseren Auflösung der digitalen Geländeinformationen beseitigt werden. Für das swasiländische Untersuchungsgebiet ist der LS-Faktor folglich aufgrund der geringeren Hangneigung und der höheren Auflösung des DGM als weniger fehlerhaft zu betrachten. Andererseits ist die Sensitivität des LS-Faktors geringer als im durchschnittlich steileren Relief des Mkomazi-Einzugsgebietes.

Der P-Faktor wurde nicht berücksichtigt, es kann aber, wie bereits in Kapitel 5.3.1 dargelegt, von einer nur geringen Beeinflussung der Erosionsraten ausgegangen werden.

Die Modellierung der flächenhaften Erosionsprozesse mit Hilfe der RUSLE zeigte in den beiden Untersuchungsräumen einige Gemeinsamkeiten hinsichtlich der räumlichen Verteilung der Erosionsraten. Generell sind dicht besiedelte und mit entsprechend hohem Viehbesatz ausgestattete Bereiche von flächenhaften Erosionsprozessen betroffen, speziell dann, wenn sie in den Bereich kolluvialer Ablagerungen fallen bzw. die Substrate eine hohe Erodibilität aufweisen.

Die Validierung der Modellergebnisse ist aufgrund fehlender Messdaten und nur weniger lokal begrenzter Studien im Bereich der Untersuchungsräume sehr schwierig. Zur Validierung wurde schließlich das berechnete langjährige Mittel mit Ergebnissen anderer Studien verglichen. Diese wurden auf charakteristischen Testparzellen oder unter typischen Bedingungen im Bereich der Untersuchungsräume durchgeführt.

Der Mittelwert für den langjährigen Durchschnitt im oberen Mbuluzane- und Mhlambanyoni-Einzugsgebiet deckte sich dabei mit Ergebnissen anderer Studien für diesen Bereich, wie etwa PITMAN (1981), der einen Abtrag von 10 to/ ha * Jahr modellierte, oder KIGGUNDU (1986), der für das *Middelveld* einen Mittelwert von 8 to/ ha * Jahr mit der RUSLE vorhersagte.

Der einzige bekannte Messwert, der in den Extremjahren 1984/85 auf einem 10,7 x 3,7 m Testfeld mit 6% Neigung und einem sandig lehmigen Substrat ermittelt wurde, betrug 34,32 to/ ha * Jahr (KIGGUNDU 1985). Zum Vergleich: die Modellierung des Extremjahres ergab einen gemittelten Wert von 15 to/ ha * Jahr. Vor dem Hintergrund dieser Ergebnisse erscheinen die simulierten Erosionsraten von MORGAN et al. (1997) im Bereich des *Middelveld* von 1314 To/ ha * Jahr (USLE) bzw. 193 to/ ha * Jahr (SLEMSA) überhöht. Dies ist erstaunlich, da doch die Eingangsparameter die gleichen Größenordnungen aufwiesen. Insgesamt fügen sich folglich die Modellierungsergebnisse in die für den Untersuchungsraum ermittelten Erosionsraten ein und können somit in Bezug auf die flächenhafte Erosion als durchaus stimmig betrachtet werden.

Im Bereich des Mkomazi mit einem Mittelwert des langjährigen Durchschnitts von ebenfalls 10 to/ ha * Jahr kann auf Studien von SCHULZE (1979, 166) verwiesen werden, der mit Hilfe des SLEMSA-Modells für das benachbarte obere Tugela-Einzugsgebiet einen Bodenabtrag von 14 to/ ha * Jahr als Durchschnittswert von 24 Modelliereinheiten berechnete. Ebenfalls im Tugela-

## Kapitel 5

---

Einzugsgebiet berechnete KIENZLE et al. (1997) einen Bodenabtrag mit der MUSLE von 2,8 - 20 to/ ha * Jahr.

Untersuchungen auf brachliegenden Testflächen (Standart-USLE) in der küstennahen Experimentalstation der *South African Sugar Association (SASA)* im Mzinto-Einzugsgebiet ergaben gemessene Werte (1985-1994) zwischen <1 - 30 to/ ha * Jahr (PLATFORD 1982). Für kleine Teileinzugsgebiete unter Zuckerrohranbau, die hauptsächlich flächenhafte Erosionsprozesse aufweisen, wurden jährliche Abtragsraten von <1 - 16 to/ha * Jahr gemessen (PLATFORD & THOMAS 1985). Für brachliegende Teileinzugsgebiete wurden im gleichen Zeitraum Werte zwischen <1 - 115 to/ ha * Jahr ermittelt (SCHMIDT et al. 1998). Die Werte aus dem Mzinto-Einzugsgebiet können für das untere Mkomazi-Einzugsgebiet zum Vergleich herangezogen werden, während der obere Tugela eher die Bedingungen des oberen Mkomazi-Einzugsgebiet widerspiegelt. Basierend auf dem Mittelwertvergleich können die Simulationsergebnisse im Bereich des Mkomazi-Einzugsgebietes als durchaus stimmig betrachtet werden.

Die Beurteilung der räumlichen Verteilung der Erosionsraten ist auf Grund fehlender Untersuchungen nicht möglich. Ein Vergleich mit der Verteilung der potentiellen Erosionsgefährdung zeigte jedoch eine hohe räumliche Korrelation zwischen der modellierten Erosionsintensität und der potentiellen Erosionsgefährdung.

### 5.5 Modellierung der Gullyerosion

In den nun folgenden Unterkapiteln werden die Anwendung der Gullyerosionsmodelle und die erzielten Ergebnisse der Modellierung vorgestellt und erörtert. Zunächst werden jedoch die in Kapitel 2.4.2.3.1 und 2.4.2.3.2 dargelegten Modellalgorithmen für das dynamische und statische Gullymodell an die Bedingungen der jeweiligen Untersuchungsgebiete angepasst (Kapitel 5.5.1). Die Modellkalibrierung wird getrennt für die beiden Modelle und die jeweiligen Untersuchungsgebiete dargestellt und erörtert (Kapitel 5.5.2). Anschließend wird die Modellierung mit den in Kapitel 5.3.2 deduzierten Eingangsparametern durchgeführt. Die Ergebnisse werden schließlich getrennt für die beiden Untersuchungsgebiete (KwaZulu/ Natal und Swaziland) vorgestellt und diskutiert (Kapitel 5.5.3). Aus den Modellergebnissen werden dann in Kapitel 5.5.4 die Gullyerosionsraten für ausgewählte Szenarien abgeleitet. Eine abschließende Validierung der Modelle anhand der vorhandenen Messdaten bzw. der in Kapitel 4.3 behandelten Literaturergebnisse ist Gegenstand des Kapitels 5.5.5.

#### 5.5.1 Modellierungsprozedur unter Berücksichtigung der Bedingungen der Testgullies

In Kapitel 5.3.2 wurden mit Hilfe der ERUs charakteristische Gullysysteme in den beiden Untersuchungsgebieten identifiziert. Für diese Gullysysteme wurden anschließend die jeweiligen Eingangsparameter abgeleitet. Wie bereits in Kapitel 2.3.2 dargelegt, kann die Entwicklungsdynamik eines Gullys in zwei Phasen untergliedert werden. Im ersten Schritt der Gullyentwicklung, die nur einen kurzen Teil der Gullylebensdauer einnimmt, sind die geomorphologischen Eigenschaften instabil (KOSOV et al. 1978). Diese Phase kann mit dem dynamischen Modells simuliert werden (SIDORCHUK 1998). Der zweite Abschnitt der Gullyentwicklung ist durch stabile Verhältnisse gekennzeichnet und nimmt den größten Teil der Gullylebensdauer ein. In dieser Phase entwickelt sich das finale morphologische Stadium des Gullyabflussnetzes, welches mit dem statischen Gullymodell beschrieben werden kann (SIDORCHUK 1999). Eine umfassende Darstellung der Entwicklungsdynamik der Gullysysteme ist folglich mit Hilfe des statischen und des dynamischen Gullymodells gewährleistet.

Im Mbothoma-Untersuchungsgebiet war die Anwendung beider Modelle möglich, da ein fossiles Gullysystem zur Kalibrierung des statischen Gullymodells vorhanden war (stabiler Mbothoma-Gully). Die Modellierung konnte folglich für das dynamische Mbothoma-Gullysystem durchgeführt werden. Im Bereich des Kwa Thunzi-Gullys konnte hingegen kein stabiles Gullysystem identifiziert werden. Es standen lediglich stabile Teilbereiche des Nkothweni-Gullys zur Verfügung. Folglich wurde für die Modellierung des Kwa Thunzi-Gullys nur das dynamische Gullymodell angewendet.

#### 5.5.2 Kalibrierung und Optimierung der Gullyerosionsmodelle

Im nun folgenden Kapitel werden die zur Modellierung herangezogenen empirischen Einflussgrößen evaluiert. Diese empirischen Parameter und Beziehungen werden anschließend zur Kalibrierung der Modelle verwendet. Die Modellkalibrierung versteht sich im Rahmen dieser Arbeit als Anpassung der nicht direkt messbaren oder nicht vorhandenen Parameter an die Bedingungen der beiden Untersuchungsgebiete. Diese bestmögliche Approximation der empirischen Einflussgrößen soll nun getrennt für die beiden Untersuchungsgebiete und Modelle vorgestellt und diskutiert werden.

##### 5.5.2.1 Kalibrierung des statischen Gullymodells für das Mbothoma-Gullysystem

Die Kalibrierung des statischen Gullyerosionsmodells wird anhand der zwei nachfolgend genannten empirischen Beziehungen sowie unter Verwendung mehrerer empirischer Parameter vorgenommen. Die beiden empirischen Beziehungen sind:

## Kapitel 5

---

1. die Beziehung zwischen dem Quotienten aus Abflussbreite und Abflusshöhe ( $W/D$ ) und dem Abfluss  $Q$ ,
2. die Beziehung der stabilen Gullysohlenbreite  $W_b$  zum Abfluss  $Q$ .

Unter semiariden bis subhumiden Bedingungen sind Messwerte der Abflussbreite und -tiefe in Gullies während Niederschlagsereignissen meist nicht verfügbar. Aus diesem Grunde werden in der Regel perennierende Fließgewässer benutzt um Informationen über die Abflussbreite und die Abflusshöhe abzuleiten. Der Vergleich empirisch ermittelter Werte verschiedener Autoren zeigt jedoch eine enorme Variabilität.

BRAY (1982) ermittelte beispielsweise einen signifikanten Anstieg des Quotienten aus Abflussbreite und -tiefe mit dem zweijährigen Hochwasserabfluss ( $m^3/s$ ) für Flüsse in Alberta (Kanada):  $W/D = pQ_2^{0,2}$ . Der empirische Beiwert  $p$  liegt zwischen 3,4 für Gerinne in schluffig tonigem Material und 4,8 für Gerinne in Sand oder Kies. PARKER (1982) zeigte andererseits Regressionen für vier verschiedene Testsätze zwischen der Ratio  $W/D$  und dem Hochwasserabfluss (dimensionslos):  $Q_d = Q / (d^{2,5} \sqrt{g(s-1)})$ , die signifikante Unterschiede aufwiesen:

$$\begin{aligned}
 W/D &= 15,8Q_d^{-0,007} && \text{Großbritannien, einfache Abflussrinne;} \\
 W/D &= 22,5Q_d^{0,043} && \text{Alberta, einfache Abflussrinne;} \\
 W/D &= 24,6Q_d^{0,036} && \text{Alberta, anastomisierendes Gerinne;} \\
 W/D &= 164,6Q_d^{-0,23} && \text{Labormodell, anastomisierendes Gerinne}
 \end{aligned}$$

SIDORCHUK (1999) präsentierte für Gullies auf der Yamal-Halbinsel in erodierten gefrorenen Lehm Böden eine Regression von  $W/D = 6,0Q^{-0,08}$ . ZORINA (1979) benutzte für Gullies in schluffigen Lehm Böden der russischen Tieflandebene einen konstanten Wert von 10 für die  $W/D$ -Ratio. HANNAM (1983) bestimmte für die  $W/D$ -Ratio Werte von 3,0-26,0 mit einem Mittelwert von 11 für Gullies in alluvialen Ablagerungen in New South Wales (Australien). In Gullies des Snowy River (Victoria, Australien), die sich in granitischen Saprolit entwickelten, betrug die gemittelte  $W/D$ -Ratio 8,4 (SIDORCHUK et al. 2001).

Ausgehend von den großen Unterschieden der Abflussregimegleichungen und fehlender lokaler empirischer Werte wurde aufgrund des ähnlichen Ausgangssubstrats der Mittelwert der Snowy River-Gullies zur Modellierung der finalen Morphologie des Mbothoma-Gullys verwendet. Entsprechend nimmt Gleichung 2.4.50 für das Mbothoma-Gullysystem folgende Form an:

$$Z_j = Z_{j-1} + \frac{8,4}{\sum_{i=1}^N M_{si}} \sum_{i=1}^N \left\{ \frac{(V_{cr}^n)^{2,67} n^2 M_s}{[f_1(X)f_2(X)]^{0,67}} \right\}_i dX \quad (\text{Gl. 5.5.1}).$$

Die empirische Beziehung zwischen der stabilen Gullysohlenbreite und dem Abfluss kann aus der Morphologie des fossilen, stabilen Mbothoma-Gullys und den hydrologischen Informationen für diesen Bereich deduziert werden, wie in Kapitel 5.3.2 dargelegt. Die stabile Gullysohlenbreite  $W_b$  (m) nimmt hierbei mit der Einzugsgebietsfläche  $A$  ( $m^2$ ) nach folgender Beziehung zu:

$$W_b = 0,5A^{0,3} \quad (\text{Gl. 5.5.2}).$$

## Arbeiten und Ergebnisse

Die empirischen Einzelparameter, die zur Modelleierung des finalen morphologischen Äquilibrium benutzte werden, sind aufgrund ihrer Sensitivität von entscheidender Bedeutung und müssen möglichst exakt bestimmt werden. Sie sind nachstehend aufgelistet:

1. die kritische Geschwindigkeit  $V_{cr}$ , bei der Erosion einsetzt;
2. der Rauheitsbeiwert nach MANNING  $n$  sowie
3. die Neigung  $\phi$  der stabilen Gullyseitenwände.

Es besteht die Möglichkeit, diese Werte aus der vielfältigen Literatur zu entnehmen (SIDORCHUK, 1998, 1999). Dies birgt jedoch einen hohen Grad an Unsicherheit, der nur durch entsprechende Erfahrung des Modellierers gemindert werden kann (BOTTERWEG 1995). Die einfachste und sicherlich präziseste Möglichkeit ist jedoch, die Parameter von einem bereits stabilen Gullysystem mit gleichen litho-pedologischen Eigenschaften abzuleiten.

Für das aktive Mbothoma-Gullysystem konnten diese Parameter vom stabilen, fossilen Mbothoma-Gully durch die umgekehrte Anwendung des statischen Gullymodells deduziert bzw. direkt im Gelände bestimmt werden. Diese direkte Kalibrierung ist zulässig, da die litho-pedologischen Gegebenheiten im Bereich der Mbothoma-Gullies sehr homogen sind.

Die Neigung  $\phi$  der stabilen Gullyseitenwände wurde, wie in Kapitel 5.3.2.1 bereits beschrieben, aus den DGM-Informationen abgeleitet. Für den unteren Bereich des fossilen stabilen Gullys wurde eine durchschnittliche Neigung  $\phi$  von  $49^\circ,2$  ermittelt.

Die kritische Geschwindigkeit  $V_{cr}$ , bei der Erosion einsetzt, wurde für den fossilen Gully mit Hilfe des statischen Gullymodells berechnet. Dazu wurden die Longitudinalprofile aller Abflusslinien für das Ausgangsoberflächenprofil und die Oberfläche des finalen Äquilibrium bestimmt. Hierzu mussten die Distanz zur Gullymündung und die Höhen entlang der Abflusslinien für die entsprechenden Messpunkte mit Hilfe der digitalen Geländemodelle ermittelt werden. Darüber hinaus wurde die Einzugsgebietsfläche für jeden Messpunkt bestimmt. Mit den Abflusswerten aus Tabelle 5.3.4 wurde schließlich das stabile Profil über Gleichung 5.5.1 bestimmt. Der Wert des Ausdrucks  $(V_{\Delta})^{2,67} n^2$  wurde dabei so gewählt, dass die beobachteten und simulierten Abflusslinienprofile die größte Übereinstimmung aufwiesen. Die besten Ergebnisse wurden mit dem Wert  $6,35 \cdot 10^{-5}$  erzielt. Die kritische Gullysohlengeschwindigkeit kann mit Hilfe der Gleichung 5.5.3 nach MIRTSKHULAVA (1988) ausgedrückt werden:

$$V_{\Delta} = 1,25 \sqrt{\frac{2m_1}{2,6\rho n_1} [(\rho_s - \rho)gd + 1,25C_f^n K_0]} \quad (\text{Gl.5.5.3}).$$

Hierbei nimmt  $m_1$  Werte zwischen 1,0 für klare Gerinneabflüsse und 1,4 für Abflüsse mit kolloidalen Schwebstoffanteilen von mehr als  $0,1 \text{ kg/m}^3$  an.

Für den Turbulenzparameter  $n_1$  kann ein Wert von 4 angenommen werden.  $\rho_s$  und  $\rho$  sind die Dichte des Bodens bzw. die des Wassers in  $\text{kg/m}^3$ ;  $d$  ist der mittlere Korngrößendurchmesser (m) und  $K_0$  ein Koeffizient, der die Variabilität der bodenmechanischen Eigenschaften beschreibt.  $K_0$  entspricht einem Werte von 0,5. Der Bodenscherwiderstand,  $C_f^n$ , ist eine Funktion der Bodenkohäsion  $C_h$  (Pa) und kann nach MIRTSKHULAVA (1988) angegeben werden als:  $C_f^n = 0,035C_h$ .

Die kritische Geschwindigkeit im Bereich der Gullysohlen wurde für granodioritischen Saprolit folglich mit einem Wert von  $0,18 \text{ m/s}$  bestimmt. Der entsprechende Rauheitsbeiwert nach MANNING  $n$  liegt bei  $0,078$ . Dies ist mehr, als gewöhnlich in kleineren Bachläufen gemessen

wird (0,03-0,04), stellt jedoch nach SIDORCHUK et al. (2001) einen typischen Wert für Gullysysteme dar.

### 5.5.2.2 Kalibrierung des dynamischen Gullymodells für das Mbothoma-Gullysystem

Das Longitudinalprofil des Vorfluters (Mhlambanyoni River) ist gekennzeichnet durch einen stufenförmigen Verlauf, der durch stauende Amphibolith/ Serpentinintrusionen verursacht wird (siehe Kapitel 5.3.2.1). Da die Depositionsraten vor diesen Abflusshindernissen im Verlauf des Mhlambanyoni River, aber auch im Mbothoma-Gully selbst als vernachlässigbar klein betrachtet werden können, lässt sich Gleichung 2.4.38 vereinfacht formulieren als:

$$\frac{\partial Z}{\partial t} - k\rho g q \frac{\partial Z}{\partial x} = 0. \quad (\text{Gl. 5.5.4})$$

Der Erosionsbeiwert  $k$  ist hierbei positiv, wenn die Abflussgeschwindigkeit größer ist als die kritische Geschwindigkeit  $V_{cr}$ . Er nimmt einen Wert von 0 an, wenn die Abflussgeschwindigkeit unter der kritischen Geschwindigkeit  $V_{cr}$  liegt. Für die Modellierung müssen die Werte für  $k$  und  $V_{cr}$  folglich auf das saprolitische Ausgangssubstrat und die stauenden Amphibolith-/Serpentinintrusionen abgestimmt werden. Diese Parameter konnten über die Modellierung des longitudinalen Profils des Mhlambanyoni River (Erosionsbasis) sowie des Mbothoma-Gullys für den Zeitraum 1960-1990 angenähert werden. Hierbei wurden die Parameter so gewählt, dass die modellierten und beobachteten Profile die größtmögliche Übereinstimmung aufweisen. Für die Amphibolith-/Serpentinintrusionen wurden die besten Ergebnisse mit  $k = 0,0002$  und  $V_{cr} = 0,72$  m/s erzielt. Die größte Übereinstimmung im Bereich des saprolitischen Ausgangsmaterials konnten hingegen mit  $k = 0,006$  erlangt werden, wobei eine kritische Abflussgeschwindigkeit von  $V_{cr} = 0,18$  m/s eingesetzt wurde. Diese wurde bereits für das statische Gullymodell approximiert und konnte aufgrund der gleichen litho-pedologischen Gegebenheiten übernommen werden. Für den durchwurzelten Oberboden wurde eine kritische Geschwindigkeit 1,3 m/s ermittelt.

### 5.5.2.3 Kalibrierung des dynamischen Gullymodells für das Kwa Thunzi-Gullysystem

Zur Kalibrierung des dynamischen Gullymodells für das Kwa Thunzi-Gullysystem wurde die lokale Erosionsbasis (Mkomazi River) als konstant betrachtet. Dies ist aufgrund der in den Luftbildanalysen festgestellten geringen Höhenunterschiede zulässig. Wie bereits in Kapitel 5.3.2.3 dargelegt wurde, weisen die vertikalen Profile im Bereich des Kwa Thunzi-Gullys eine Zonierung in mehrere Bodenhorizonte und verschiedene Strati kolluvialen Materials auf. Da die Morphologie der einzelnen Horizontoberflächen im Raum nur sehr schwer zu bestimmen ist und die Korngrößenzusammensetzung der Bodenprofile im Bereich des Kwa Thunzi-Gullys eine sehr große Homogenität aufweist, wurden die Bodenschichten und die Strati des kolluvialen Ausgangsmaterials zusammengefasst.

Weiterhin kann die Deposition von Sedimenten im Bereich des Kwa Thunzi-Gullys als vernachlässigbar betrachtet werden, womit auch hier Gleichung 2.4.38 abgewandelt in Form von Gleichung 5.5.4 angewendet werden kann, um das Profil der Gullysohlenhöhe zu berechnen. Der Erosionskoeffizienten  $k$  und die kritische Abflussgeschwindigkeit  $V_{cr}$  wurden dafür über das gemessene Profil kalibriert.

Die beste Übereinstimmung zwischen dem modellierten Profil und der von den DGM-Informationen abgeleiteten Sektion wurde mit  $k = 0,005$  und einer kritischen Abflussgeschwindigkeit  $V_{cr} = 0,33$  m/s erzielt.

### 5.5.3 Ergebnisse der Gullyerosionsmodellierung

In den nun folgenden Unterkapiteln werden die Ergebnisse der Gullyerosionsmodellierung für die beiden Untersuchungsgebiete und die angewendeten Modelle dargelegt. Die Modellierung wurde mit Hilfe der in Kapitel 5.3.2 vorgestellten Grundparametrisierung und den in Kapitel 5.5.2 abgeleiteten Kalibrationsparametern durchgeführt.

#### 5.5.3.1 Ergebnisse des statischen Gullymodells für den Mbothoma-Gully

Die Evolution des Vorfluters (Mhlambanyoni River) wird durch tektonische Strukturen gesteuert, worauf bereits in den Kapiteln 5.3.2.1 und 5.5.2.2 hingewiesen wurde. Das Niveau der Gullymündung ist an die Dynamik des Vorfluters gebunden, der die lokale Erosionsbasis darstellt. Die Absenkung des Longitudinalprofils muss folglich bei der Modellierung berücksichtigt werden. Da das statische Gullyerosionsmodell das finale morphologische Äquilibrium simuliert, muss somit als Ausgangsbasis der Modellierung die Höhe der Gullymündung, die einem stabilen Zustand der Erosionsbasis entspricht, verwendet werden. Für den Mhlambanyoni River wurde das Longitudinalprofil mit dem dynamischen Gullymodell bestimmt (siehe 5.5.2.3).

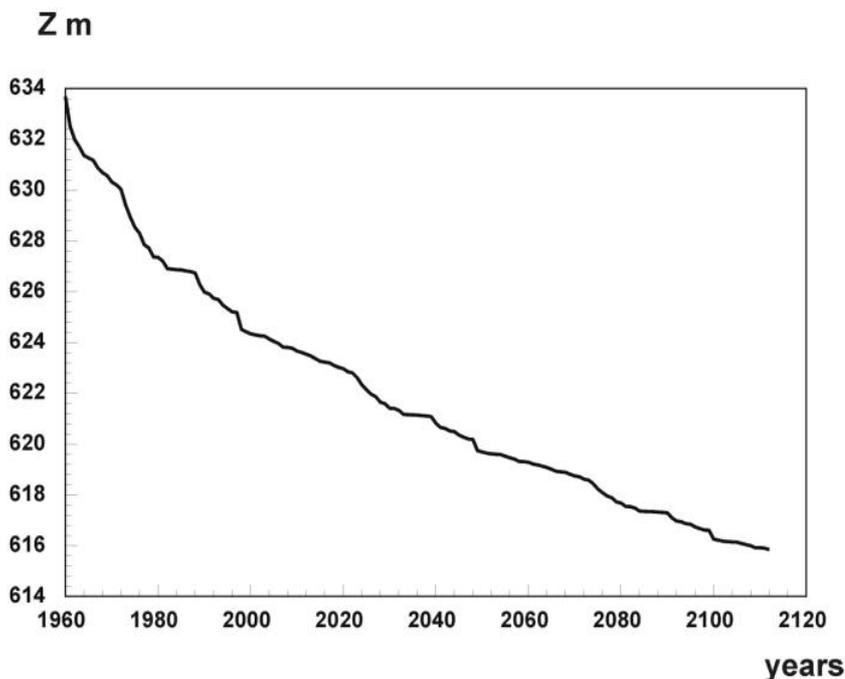


Abbildung 5.5.1:  
Evolution der Erosionsbasis (Mhlambanyoni River) im Bereich der Gullymündung. (Entwurf: Sidorchuk, Märker)

Abbildung 5.5.1 zeigt als Ergebnis dieser Modellierung eine exponentiell verlaufende Absenkung der Gullymündung für einen Zeitraum von 150 Jahren. Nach einer initialen starken Abnahme der Höhe der Erosionsbasis nähert sich diese einem stabilen Zustand zum Ende hin an. Folglich kann für die Modellierung der statischen finalen Gullymorphologie ein Basisniveau von 616 m angenommen werden.

Mit Hilfe der Gleichungen 2.4.53, 5.5.1 und 5.5.2 wurde schließlich die finale Morphologie des Mbothoma-Gullys modelliert. Hierfür wurden die kalibrierten Beziehungen und Parameter aus Kapitel 5.5.2.1 verwendet. Für alle Abflusslinien über 100 m wurden das longitudinale Profil, die Gullysohlenbreite sowie die Gullyoberkantenbreite berechnet und für die entsprechenden Messpunkte des Gullylängsprofils ausgegeben. Die so gewonnenen Gullyquer- und Längsprofile konnten unter der Annahme, dass der flächenhafte Bodenabtrag im Bereich des Gullyeinzugsgebiets oberflächenparallel verläuft, mit dem relativ zur Erosionsbasis abgesenkten

## Kapitel 5

DGM (1961) verschnitten werden. Das Ergebnis dieser Operation ist schließlich die finale Topographie des Gullyeinzugsgebiets. Abbildung 5.5.2 zeigt die Topographie der Ausgangsoberfläche (1961), während Abbildung 5.5.3 die finale modellierte Topographie des Mbothoma-Gullysystems zeigt. Die Differenz zwischen der Ausgangstopographie und der simulierten finalen Einzugsgebietsoberfläche ist in Abbildung 5.5.4 dargestellt.

Die Modellierung zeigt für das Mbothoma-Gullysystem eine dendritische Struktur mit einem etwa 1000 m langen Hauptkanal sowie vier tributären Hauptabflussrinnen mit einer Länge zwischen 270 und 560 m. Bezogen auf das Hauptabflusslinienprofil beträgt die maximale Gullylänge 95% der Einzugsgebietslänge. Im simulierten finalen Zustand sind 54% des Gullyeinzugsgebiets von der Einschneidung des Gullys betroffen. Im Bereich des Hauptkanals sowie der Seitenarme kann sich der Gully bis zu 23 m in das Ausgangssubstrat einschneiden. Die Querschnitte des Hauptkanals und der Seitenarme haben eine trapezförmige Prägung. Die Gullysohlenbereiche sind flach und haben eine Breite von 25-30m. Die Seitenwände sind sehr steil, sie weisen eine Neigung von mehr als 45° auf. Der Hauptkanal der modellierten finalen Gullymorphologie überlappt sich mit dem existierenden Mbothoma-Gully (DGM 1998), der im unteren Teil bereits seit 1990 stabile morphologische Bedingungen aufweist. Die höchsten Erosionsraten sind im oberen Teil des Gullysystems, oberhalb des jetzigen Gullykopfbereichs, zu verzeichnen. Das erodierte Gesamtvolumen im Bereich des Gullyeinzugsgebietes (316.740 m²) beträgt 1.900.400 m³. Übertragen auf das gesamte Einzugsgebiet, entspricht dies einer durchschnittlichen Mächtigkeit der erodierte Boden- und Substratschicht von ca. 6 m .

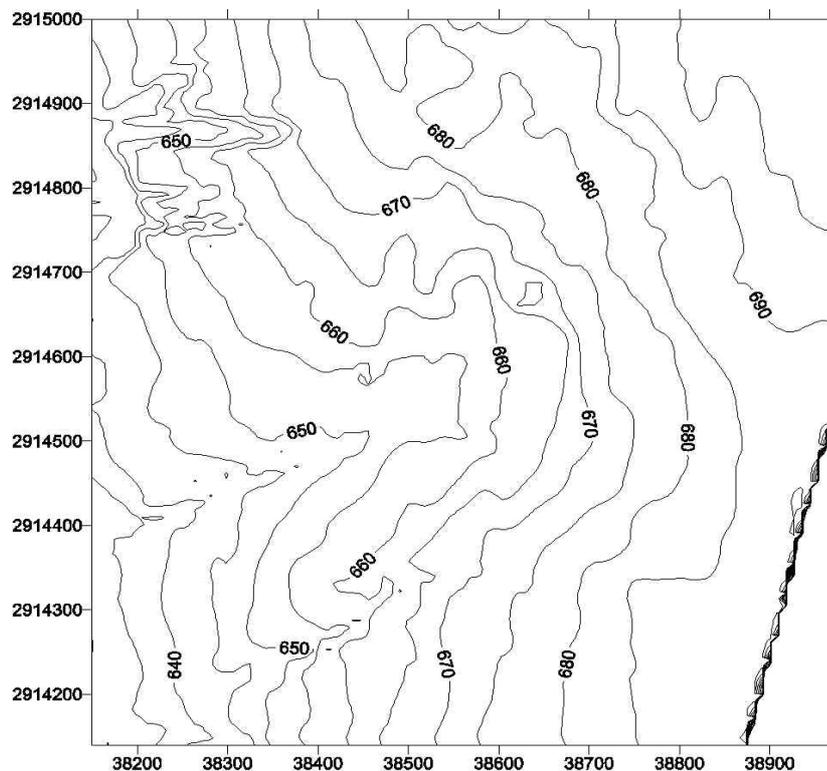


Abbildung 5.5.2: Ausgangstopographie (DGM 1961) für die Modellierung mit dem statischen Gullyerosionsmodell. Höhen in m, Isohypsensdistanz 5 m (Entwurf: Märker)

## Arbeiten und Ergebnisse

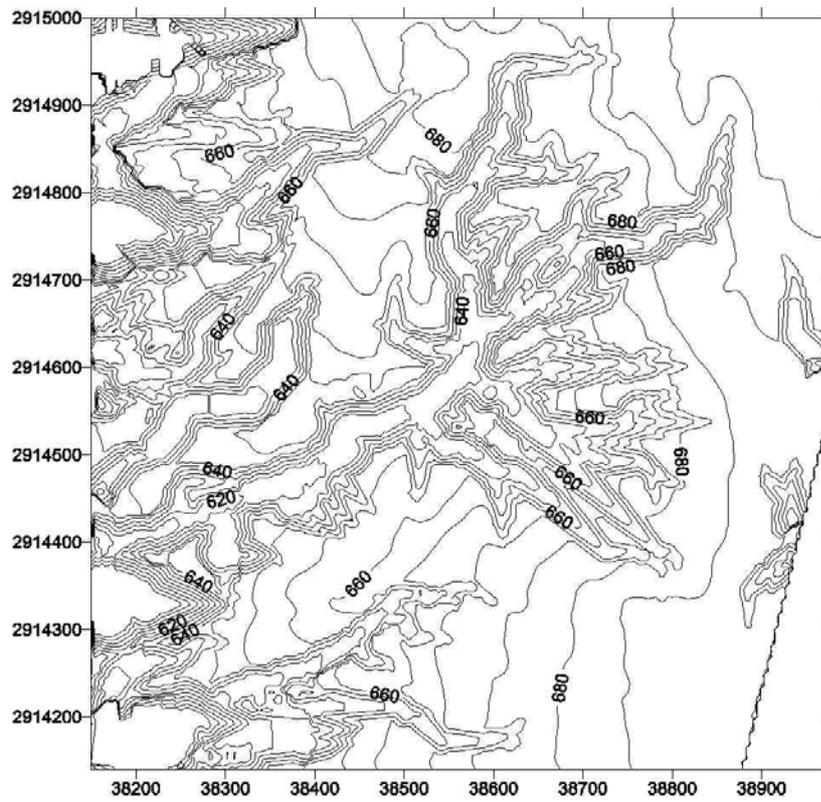


Abbildung 5.5.3: Modellierter finale stabile Topographie des Mbothoma Gullys. Höhen in m, Isohypsen-  
distanz 5 m (Entwurf: Märker)

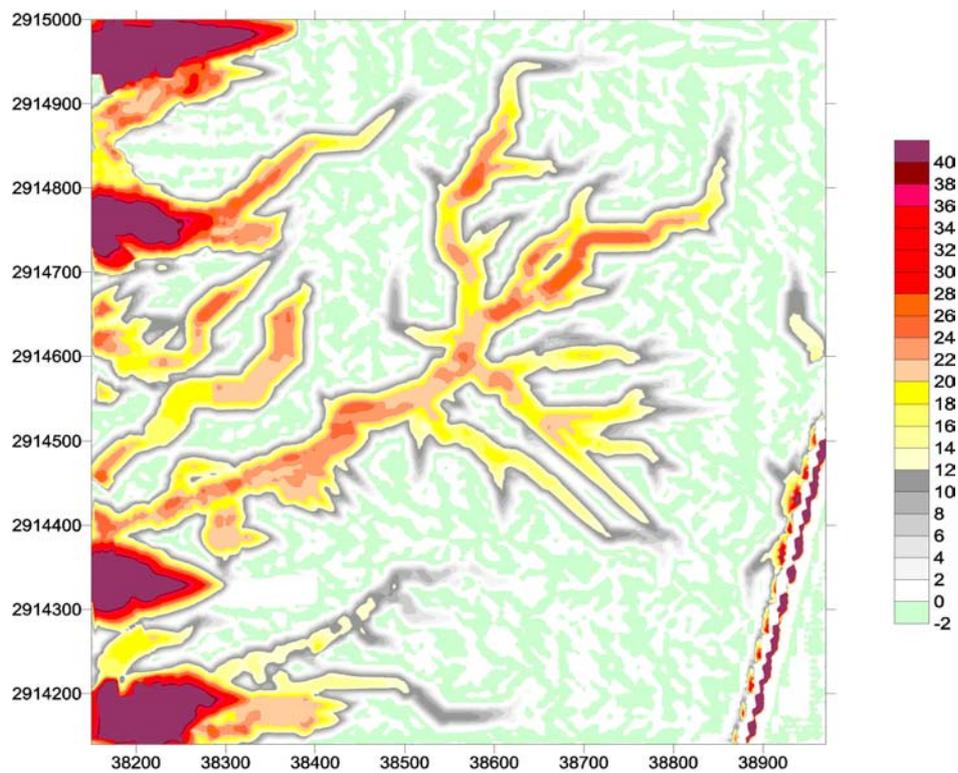


Abbildung 5.5.4: Höhenunterschiede zwischen der Ausgangstopographie (1961) und modellierter finaler  
Oberfläche in m (Entwurf: Märker).

### 5.5.3.2 Ergebnisse des dynamischen Gullymodells für den Mbothoma-Gully

Wie bereits im vorangehenden Kapitel diskutiert, wurde die Evolution der lokalen Erosionsbasis (Mhlambanyoni River) mit Hilfe des dynamischen Modells bestimmt. Gleichung 5.5.4 wurde angewendet um die Längsprofilentwicklung des Vorfluters zu simulieren, wobei die kalibrierten Parameter  $V_{cr}$  und  $k$ , aus Kapitel 5.5.2.2 herangezogen wurden. Das Ergebnis ist in Abbildung 5.5.1 dargestellt und wurde bereits im vorangehenden Kapitel erörtert. Wie zuvor bei der Modellierung des stabilen morphologischen Äquilibriums des Mbothoma-Gullys muss die Absenkung der Erosionsbasis auch im dynamischen Gullymodell berücksichtigt werden. Dazu wurde die in der Modellierung verwendete Höhe der Erosionsbasis im Bereich der Gullymündung progressiv angepasst. Die Gleichungen 5.5.4 (2.4.38), 2.4.33 und 2.4.37 wurden schließlich benutzt um die Dynamik der Mbothoma-Gullyentwicklung zu modellieren. Hierzu wurde für alle Abflusslinien über 100 m das longitudinale Profil, die Gullysohlenbreite sowie die Gullyoberkantenbreite berechnet und für die entsprechenden Messpunkte des Gullylängsprofils ausgegeben. Die Gullyquer- und Längsprofile konnten wie beim statischen Gullymodell mit den relativ zur Erosionsbasis abgesenkten DGMs verschnitten werden. Die in der Modellierung verwendeten Kalibrierungsparameter wurden in Kapitel 5.5.2.2 abgeleitet. Ausgangspunkt der Modellierung ist die Oberfläche des 1961er DGM. Für den Zeitraum 1960-1995 wurden die mit Hilfe des ACRU-Modells simulierten Abflüsse verwendet. In den folgenden 115 Jahre der Simulationsperiode wurden hingegen tägliche Abflüsse auf Basis der vorhandenen Daten (1945-1995) generiert.

In Abbildung 5.5.5 a-f sind die aus der Modellierung resultierenden Topographien des Gullyeinzugsgebietes in Dreißigjahrsschritten dargestellt. Tabelle 5.5.1 zeigt die entsprechenden morphometrischen Gullycharakteristika für den gesamten Modellierungszeitraum (150 Jahre) in Zehnjahrsschritten.

Tabelle 5.5.1: Modellierte morphologische Charakteristika des Mbothoma-Gullys

Jahr	Gullyvolumen (m)	Gullyfläche (m ² )	ØGullytiefe (m)	Maximale Gullylänge (m)
1990	239.403	145.543	1.64	950
2000	307.316	161.094	1.91	1026
2010	343.046	167.225	2.05	1026
2020	391.956	175.317	2.24	1026
2030	524.336	195.343	2.68	1032
2040	575.471	202.146	2.85	1032
2050	653.656	212.007	3.08	1038
2060	686.167	215.617	3.18	1038
2070	737.561	221.388	3.33	1038
2080	860.991	234.042	3.68	1038
2090	912.811	238.892	3.82	1042
2100	1.000.000	247.272	4.05	1042
2110	1.040.000	250.025	4.15	1042

Das modellierte Gullysystem entwickelt im Laufe der Simulationsperiode eine dendritische Struktur mit einem 1042 m langen Hautkanal und drei Nebenarmen mit Längen zwischen 270 und 560 m. Die Maximallänge des Hauptabflusskanals (1042 m) entspricht mehr als 95 % der Einzugsgebietslänge entlang dieser Abflusslinie. Am Ende des Modellierungszeitraums werden ca. 79 % des Gullyeinzugsgebietes von der Gullyeinschneidung erfasst. Der Hauptarm und die tributären Nebenarme des Gullys sind in den zentralen Bereichen bis zu 15 m tief und sind durch trapezförmige Querschnitte gekennzeichnet. Die Sohlenbereiche sind flach und zwischen 25 - 30 m breit. Die Böschungen sind steil mit Neigungen über 45°. Die extensivste Abtragung ist oberhalb des existierenden Gullykopfbereichs (1998) in den oberen Bereichen des Einzugsgebietes zu

## Arbeiten und Ergebnisse

verzeichnen. Die Topographie des unteren Hauptarms ist bereits 1990, also nach 30 Jahren, nahezu vollkommen ausgeprägt, während die Entwicklung der Seitenarme über den restlichen Simulationszeitraum anhält. Am Ende des Modelllaufs betrug das erodierte Volumen des Gullysystems  $1.040.000 \text{ m}^3$  (berechnet für das Fenster in Abbildung 5.5.5a-f, Fläche:  $705.543 \text{ m}^2$ ). Dies entspricht, bezogen auf das Gullyeinzugsgebiet ( $316.740 \text{ m}^2$ ), einer mittleren Erosionsschicht von 3,28 m. Die Dynamik der Gullyentwicklung kann mit Abbildung 5.5.6 verdeutlicht werden. Dargestellt ist die Entwicklungsdynamik einzelner morphometrischer Parameter in % bezogen auf den Endwert der Simulationsperiode. Die Dynamik des Gullywachstums ist gekennzeichnet durch hohe Wachstumsraten der Gullylänge, gefolgt von einem langsameren Zuwachs der Gullyfläche sowie der Gullytiefe. Das Gullyvolumen weist relativ stetige Wachstumsraten auf. Die Entwicklungsdynamik des Wachstums des Mbothoma-Gullys entspricht qualitativ den Ergebnissen der Experimente von KOSOV et al. (1978) (siehe Kapitel 2.3.2).

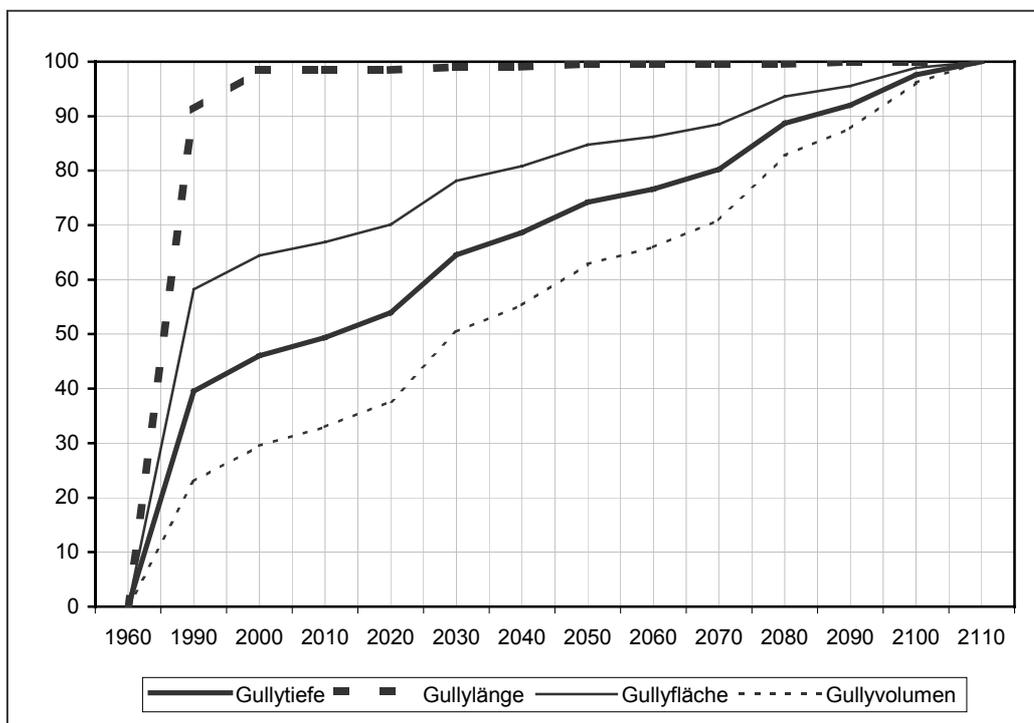
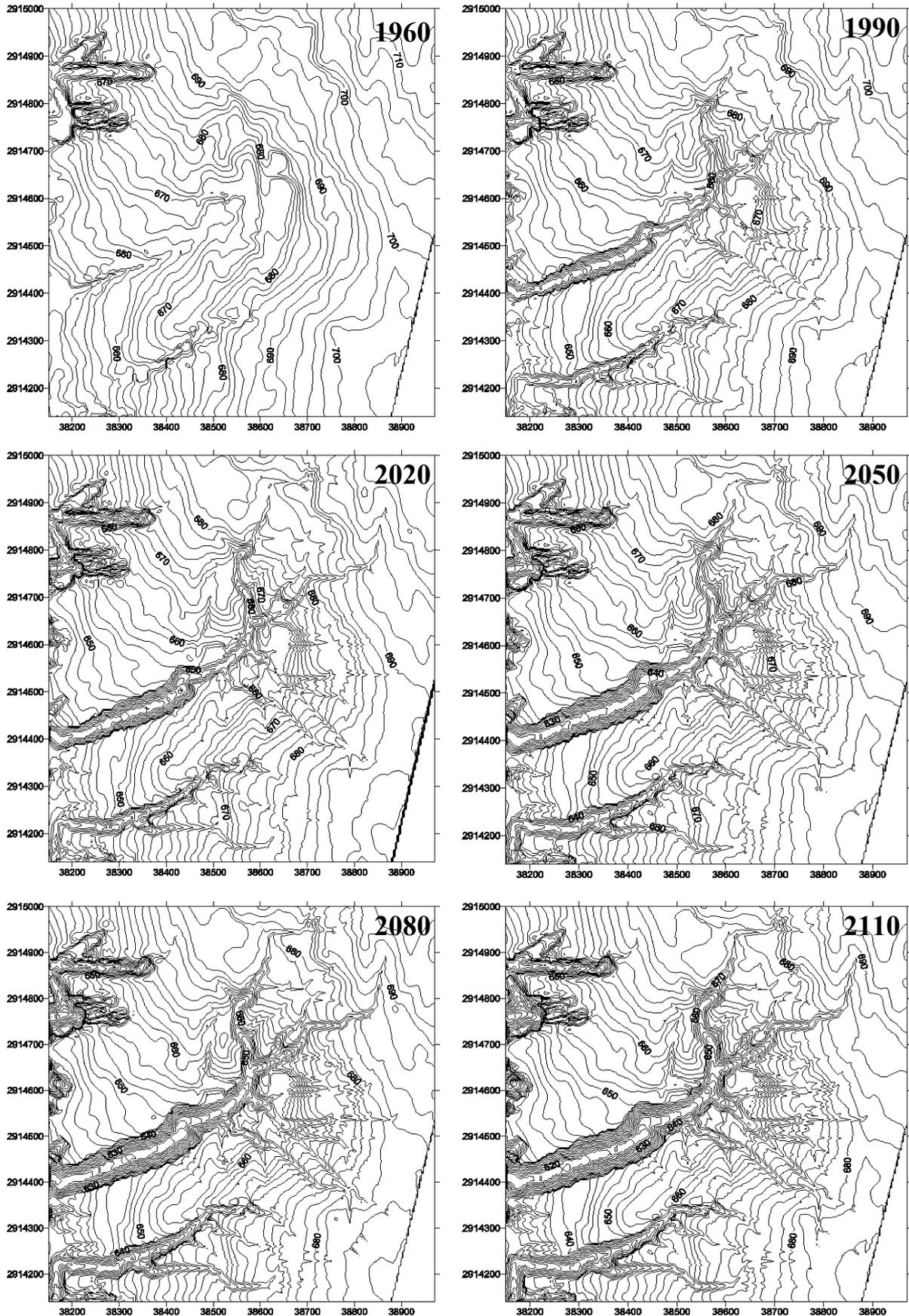


Abbildung 5.5.6: Modellierte Entwicklungsdynamik einzelner morphometrischer Parameter des Mbothoma-Gully in % bezogen auf die Maximalwerte der Simulationsperiode (Entwurf: Märker)

## Kapitel 5

Abbildung 5.5.5: Grafik a-f Simulationsergebnis des dynamischen Gullymodells: Evolution der Mbothoma-Gullytopographie in 30-Jahresschritten. Isohypendistanz 2 m (Entwurf: Märker)



### 5.5.3.3 Ergebnisse des dynamischen Gullymodells für den KwaThunzi-Gully

Wie in Kapitel 5.5.2.3 dargelegt, kann im Unterschied zum Mbothoma-Gully die lokale Erosionsbasis (Mkomazi River) als konstant betrachtete werden. Die Gleichungen 5.5.4 (2.4.38), 2.4.33 und 2.4.37 wurden schließlich angewendet um die Dynamik des Kwa Thunzi-Gullywachstums zu modellieren. Hierzu wurde für alle Abflusslinien über 100 m das longitudinale Profil, die Gullysohlenbreite sowie die Gullyoberkantenbreite berechnet und für die entsprechenden Messpunkte des Gullylängsprofils ausgegeben. Die Gullyquer- und Längsprofile wurden anschließend mit dem DGM (1977) verschnitten. Die in der Modellierung verwendeten Kalibrierungsparameter wurden in Kapitel 5.5.2.3 abgeleitet. Ausgangspunkt der Modellierung ist die Oberfläche des 1977er DGM. Für den Zeitraum 1977-1995 wurden die mit Hilfe des ACRU-Modells simulierten Abflüsse verwendet. In den folgenden 105 Jahren der Simulationsperiode wurden hingegen tägliche Abflüsse auf Basis der vorhandenen Daten (1960-1995) generiert.

In Abbildung 5.5.7 a-e sind die aus der Modellierung resultierenden Topographien des Gullyeinzugsgebietes für die Jahre 1977, 1990, 2030, 2070 und 2100 dargestellt. Tabelle 5.5.2 zeigt die entsprechenden morphometrischen Gullycharakteristika für den gesamten Modellierungszeitraum (123 Jahre) in Zehnjahresschritten für die Hauptabflusslinie.

Tabelle 5.5.2: Modellierte morphologische Charakteristika des Kwa Thunzi-Gullys

Jahr	Gullyvolumen (m ³ )	Gullyfläche (m ² )	ØGullytiefe (m)	Maximale Gullylänge (m)
1990	12.845	68.148	0,19	549
2000	18.733	70.670	0,27	553
2010	24.775	73.370	0,34	562
2020	27.529	74.040	0,37	562
2030	31.650	74.698	0,42	562
2040	36.325	76.134	0,48	628
2050	38.939	76.614	0,51	628
2060	42.475	76.959	0,55	628
2070	46.304	77.829	0,59	628
2080	48.910	78.044	0,63	628
2090	51.200	78.304	0,65	628
2100	55.079	79.225	0,69	632

Das modellierte Gullysystem entwickelt in Laufe der Simulationsperiode eine dendritische Struktur mit einem 260 m langen Hauptkanal und zwei größeren Nebenarmen im Kopfbereich sowie zwei lateralen Armen mit Längen zwischen 50 und 160 m. Die Maximallänge des Hauptabflusskanals (632 m) entspricht mehr als 95 % der Einzugsgebietslänge entlang dieser Abflusslinie. Am Ende des Modellierungszeitraums werden ca. 73 % des Gullyeinzugsgebietes (108.581 m²) von der Gullyeinschneidung erfasst. Der Hauptarm und die tributären Nebenarme des Gullys sind in den zentralen Bereichen bis zu 12 m tief und sind durch trapezförmige Querschnitte gekennzeichnet. Die Sohlenbereiche sind flach und zwischen 15 - 25 m breit. Die Böschungen sind mit 25-40 ° nicht ganz so steil wie die des Mbothoma-Gullysystems, erreichen jedoch im Kopfbereich Neigungen über 55°. Die intensivste Abtragung findet oberhalb des existierenden Gullykopfbereichs und am unteren lateralen Nebenarm statt. Die Topographie des Hauptarms ist bereits 1990, also nach ca. 20 Jahren, nahezu vollkommen ausgeprägt, während die Entwicklung der Seitenarme über den restlichen Simulationszeitraum anhält. Am Ende des Modelllaufs von 123 Jahren betrug das erodierte Volumen des Gullysystems 55079 m³. Dies entspricht bezogen auf das Gullyeinzugsgebiet von 10,2 ha. einer mittleren Erosionsschicht von 0,53 m. Wie Abbildung 5.5.8 zeigt, ist die Dynamik der Gullyentwicklung gekennzeichnet durch hohe Wachstumsraten der Gullylänge, gefolgt von einem langsameren Zuwachs der Gullyfläche sowie der Gullytiefe. Das Gullyvolumen weist relativ stetige Wachstumsraten auf. Die Entwicklungsdynamik des Wachstums des Kwa Thunzi-Gullys entspricht, wie zuvor auch schon für den Mbothoma-Gully festgestellt wurde, qualitativ den Ergebnissen der Experimente von KOSOV et al. (1978) (siehe Kapitel 2.3.2).

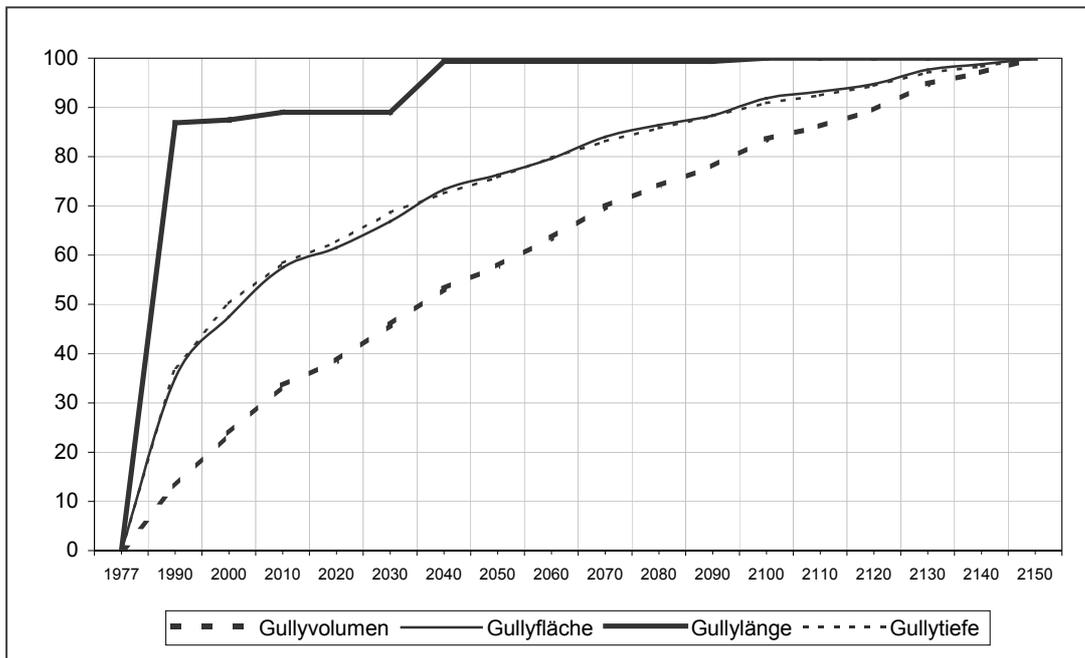


Abbildung 5.5.8: Modellierter Entwicklungsdynamik einzelner morphometrischer Parameter der Hauptabflusslinie des Kwa Thunzi-Gully in % bezogen auf die Maximalwerte der Simulationsperiode (173 Jahre) (Entwurf: Märker)

## Arbeiten und Ergebnisse

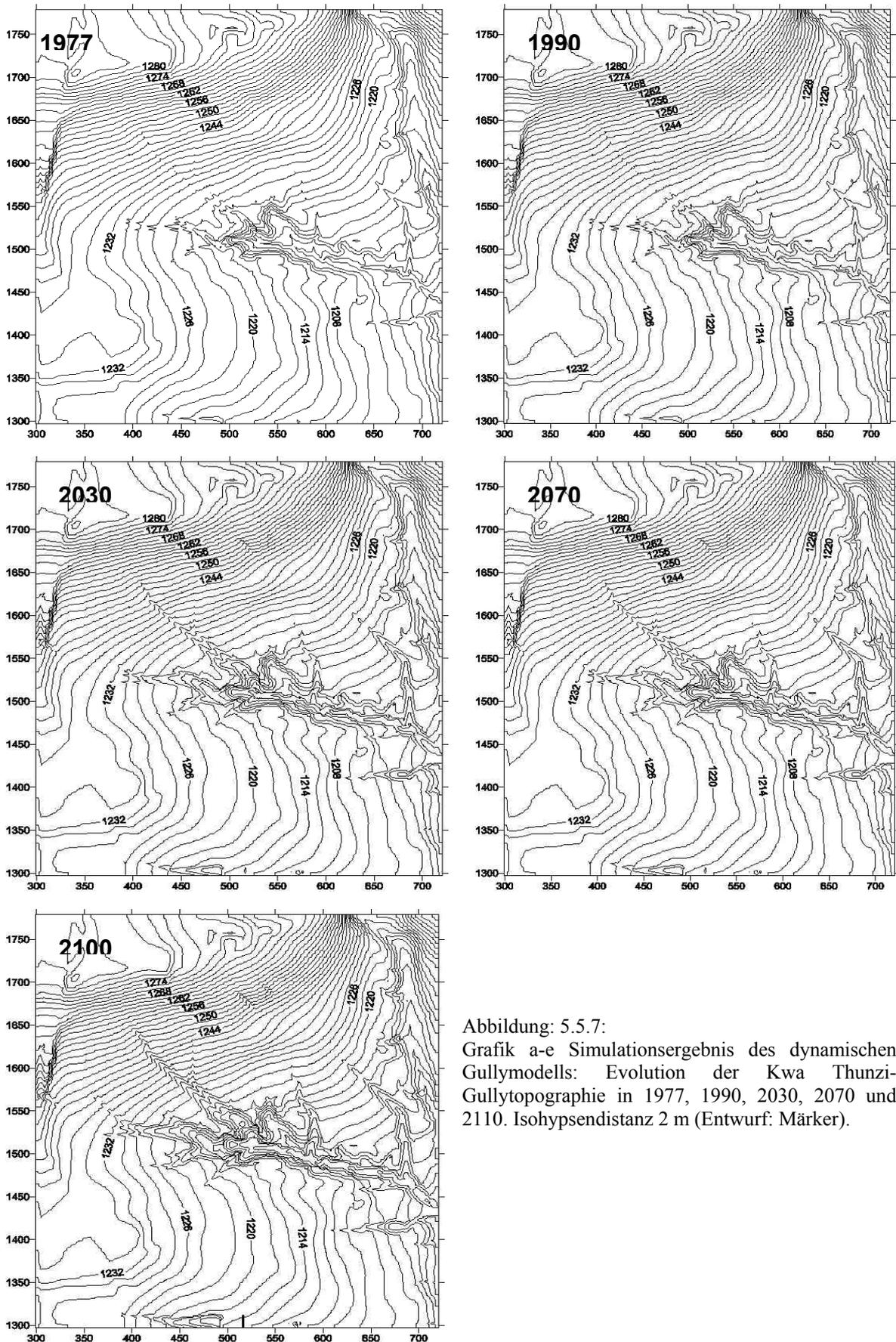


Abbildung: 5.5.7:  
Grafik a-e Simulationsergebnis des dynamischen  
Gullymodells: Evolution der Kwa Thunzi-  
Gullytopographie in 1977, 1990, 2030, 2070 und  
2110. Isohypsendistanz 2 m (Entwurf: Märker).

### 5.5.4 Validierung und Diskussion der Modellergebnisse

Die Validierung der Modelle ist aufgrund der wenigen bisher durchgeführten Studien zur Gullyerosion sehr schwierig. Die einzige Untersuchung für den Bereich des Mbothoma-Gullys stammt von WMS ASSOCIATES (1988). Mit Hilfe von Luftbildanalysen errechneten sie für den Untersuchungsraum maximale Erosionsraten von 10 m/ Jahr für den Zeitraum von 1947 bis 1987. Dies deckt sich mit den Gullyerosionsraten, die im Rahmen dieser Studie für den Mbothoma-Gully beobachtet und simuliert wurden. Für das Mkomazi-Untersuchungsgebiet sind keine Studien bezüglich der Gullywachstumsdynamik bekannt. Die Validierung der Modellergebnisse der beiden Untersuchungsgebiete muss aus diesem Grunde mit Hilfe der beobachteten Gullymorphometrie vorgenommen werden.

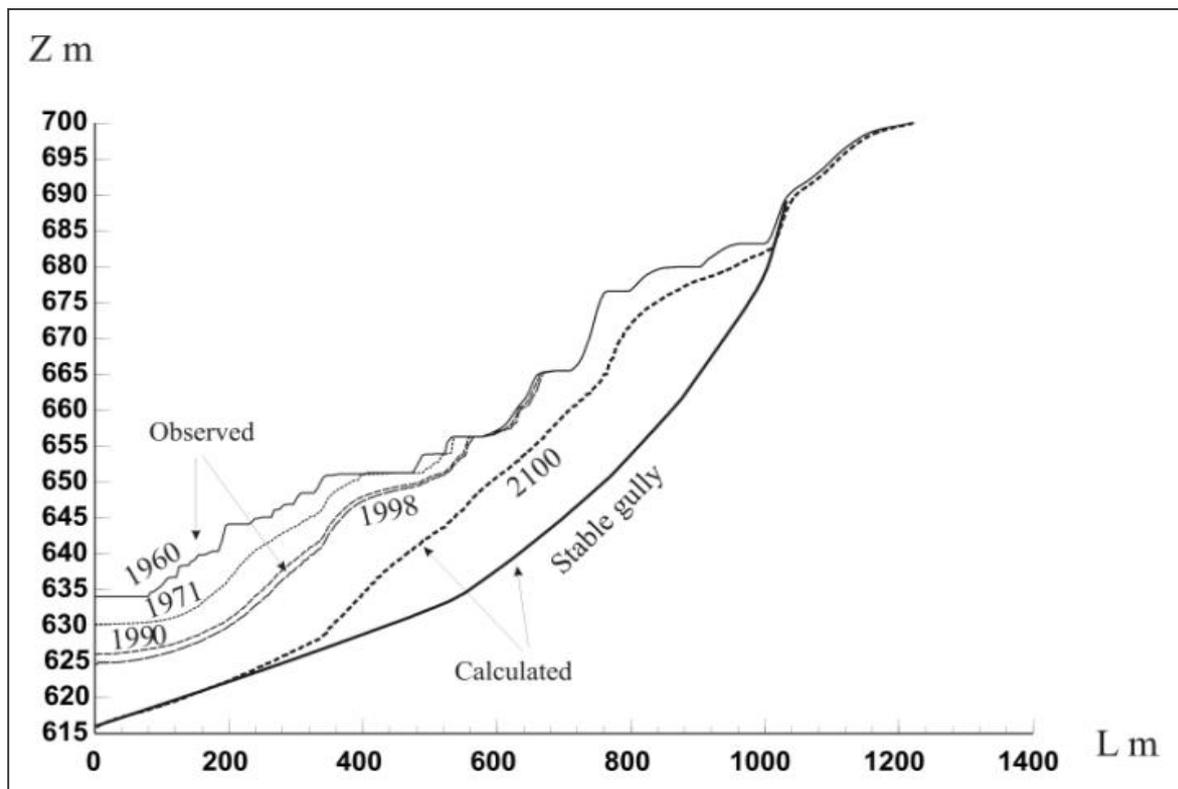


Abbildung 5.5.9: Evolution des Mbothoma-Gullylängsprofils basierend auf beobachteten und simulierten Werten (Entwurf Sidorchuk, Märker)

Abbildung 5.5.9 zeigt einen Vergleich der simulierten und beobachteten Longitudinalprofile des Mbothoma-Gullys. Die beobachteten Hauptabflusslinienprofile wurden mit Hilfe der Geländevermessung erstellt (1998) bzw. über die Luftbildanalyse abgeleitet (1960, 1971, 1990, 1998). Aus der Abbildung geht hervor, dass das statische Gullymodell für kürzere Perioden von 100-150 Jahren das Abflussprofil übersimuliert. Insbesondere ist dies in den oberen Einzugsgebietsbereichen der Fall, während der untere Bereich eine vollkommene Übereinstimmung der Modellergebnisse aufweist. Die Profillänge erreicht bereits 1998 nahezu ihr Maximum. Dies kann mit beiden Modellen übereinstimmend simuliert werden. Im Jahr 2100 beträgt die Länge des Abflussprofils folglich 100% des finalen statischen Zustands. Dagegen bilden sich nur 95% der Gullyfläche und 65% des Gullyvolumens in Bezug auf das finale Äquilibrium aus.

In Abbildung 5.5.10 wurden modellierte und beobachtete Gullylängsprofile zur Validierung des dynamischen Modells zusammengestellt. Deutlich ist eine hohe

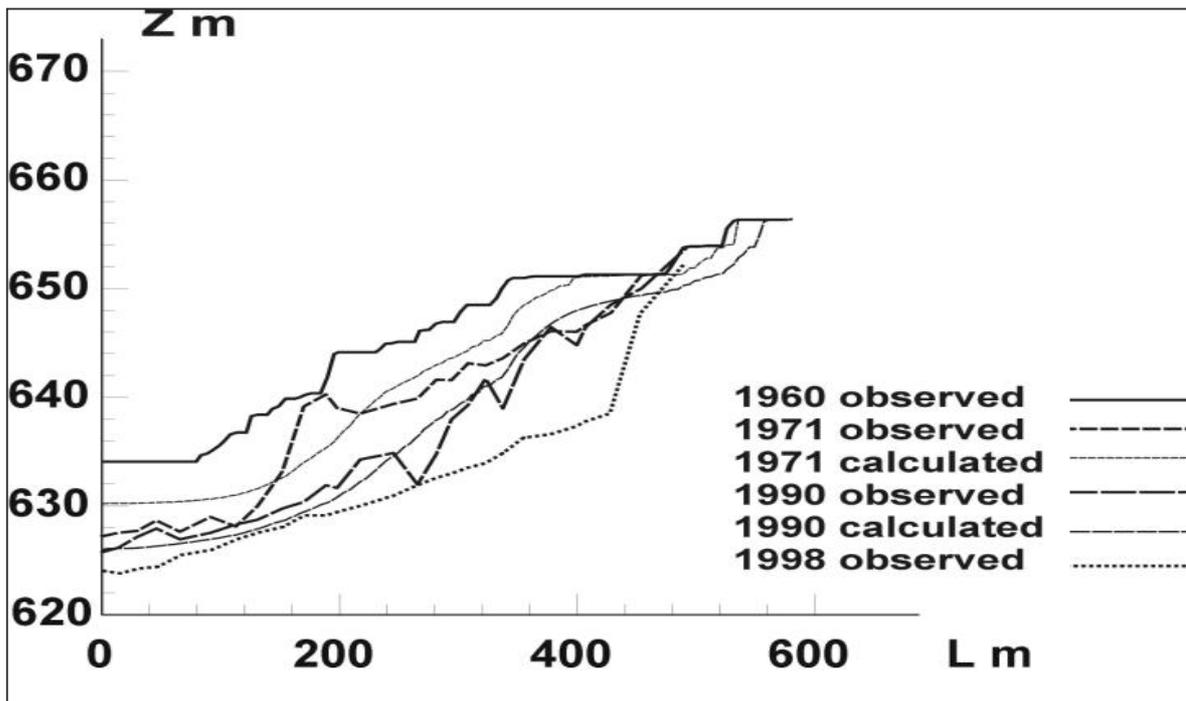


Abbildung 5.5.10: Simulierte (dynamisches Gullymodell) und beobachtete Längsprofile des Mbothoma-Gullysystems (Entwurf: Sidorchuk)

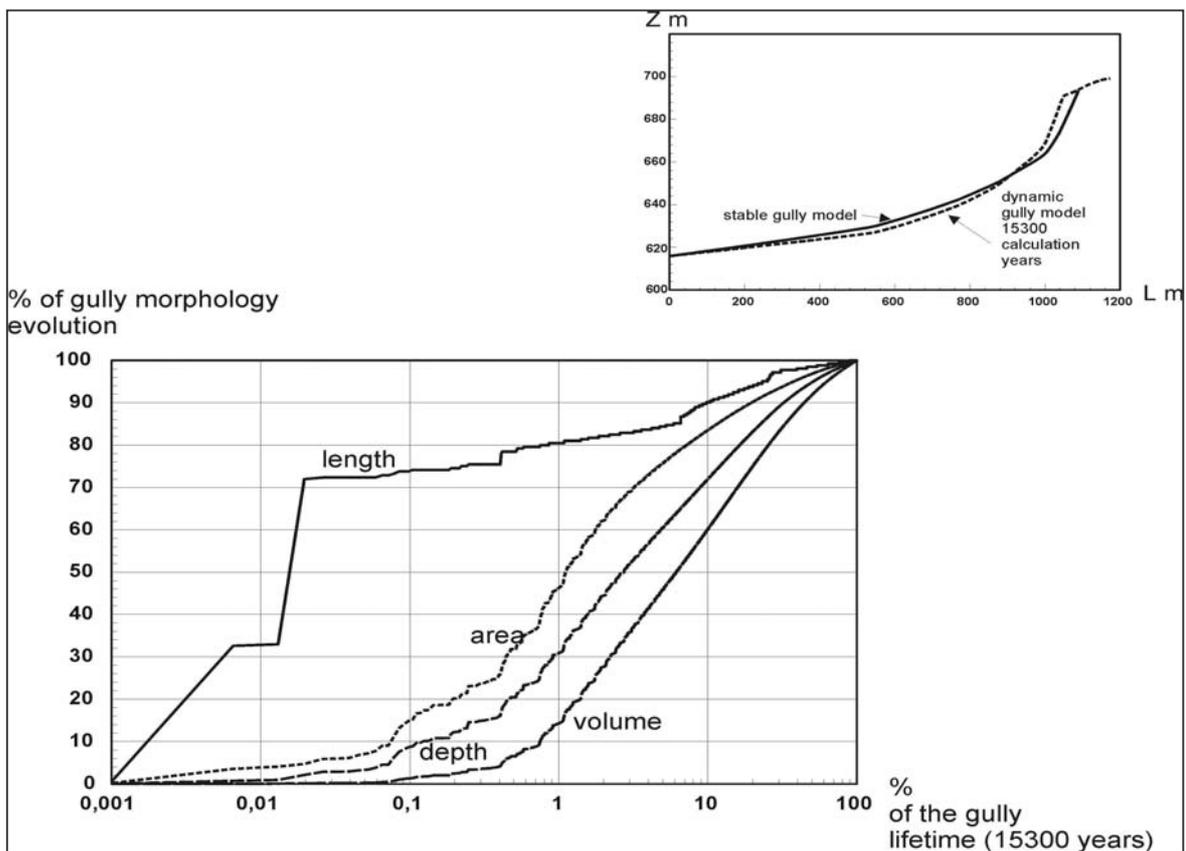


Abbildung 5.5.11: Morphometrische Entwicklungsdynamik über 15300 Jahre simuliert mit dem dynamischen Gullymodell. Oben links: Vergleich der Modellergebnisse des statischen und dynamischen Modells für das finale Gullylängsprofil (Entwurf: Sidorchuk)

## Kapitel 5

Kongruenz der simulierten Profile (1971, 1990) mit den beobachteten Werten festzustellen. Die Abweichungen der beobachteten Werte sind auf Ungenauigkeiten bei der DGM-Analyse zurückzuführen. Das dynamische Modell ist folglich in der Lage, den Ist-Zustand korrekt zu simulieren. Aus diesem Grunde kann auch für die Prognose der Gullywachstumsdynamik von einem hohen Maß an Zuverlässigkeit ausgegangen werden.

Das dynamische Gullymodell wurde dementsprechend für einen Zeitraum von 15300 Jahren angewendet, um mit dem dynamischen Modell das finale statische Äquilibrium zu simulieren. Hierbei wurde angenommen, dass sich das Klima nicht verändert und somit die generierten Abflüsse verwendet werden können. Abbildung 5.5.11 zeigt das Ergebnis, dargestellt anhand der morphometrischen Parameter. Wie im vorangehenden Kapitel gezeigt, entwickeln sich die morphometrischen Parameter nach dem von KOSOV et al. (1978) beschriebenen Muster. Interessant ist hingegen der direkte Vergleich der Modelle über das Gullylängsprofil. Die kleine Abbildung (Abb. 5.5.11) zeigt eine generelle gute Übereinstimmung der Simulationsergebnisse mit Abweichungen im Gullyober- und Gullymittelteil. Das dynamische Modell übersimuliert den Mittelteil und untersimuliert den Gullykopfbereich. Die Unterschiede fallen jedoch sehr gering aus. Folglich kann das dynamische Modell, über einen hinreichend langen Zeitraum angewendet, eine gute Näherung der finalen Gullymorphologie liefern, womit auch die Modellierungsergebnisse des statischen Gullymodells ebenfalls als zuverlässig betrachtet werden können.

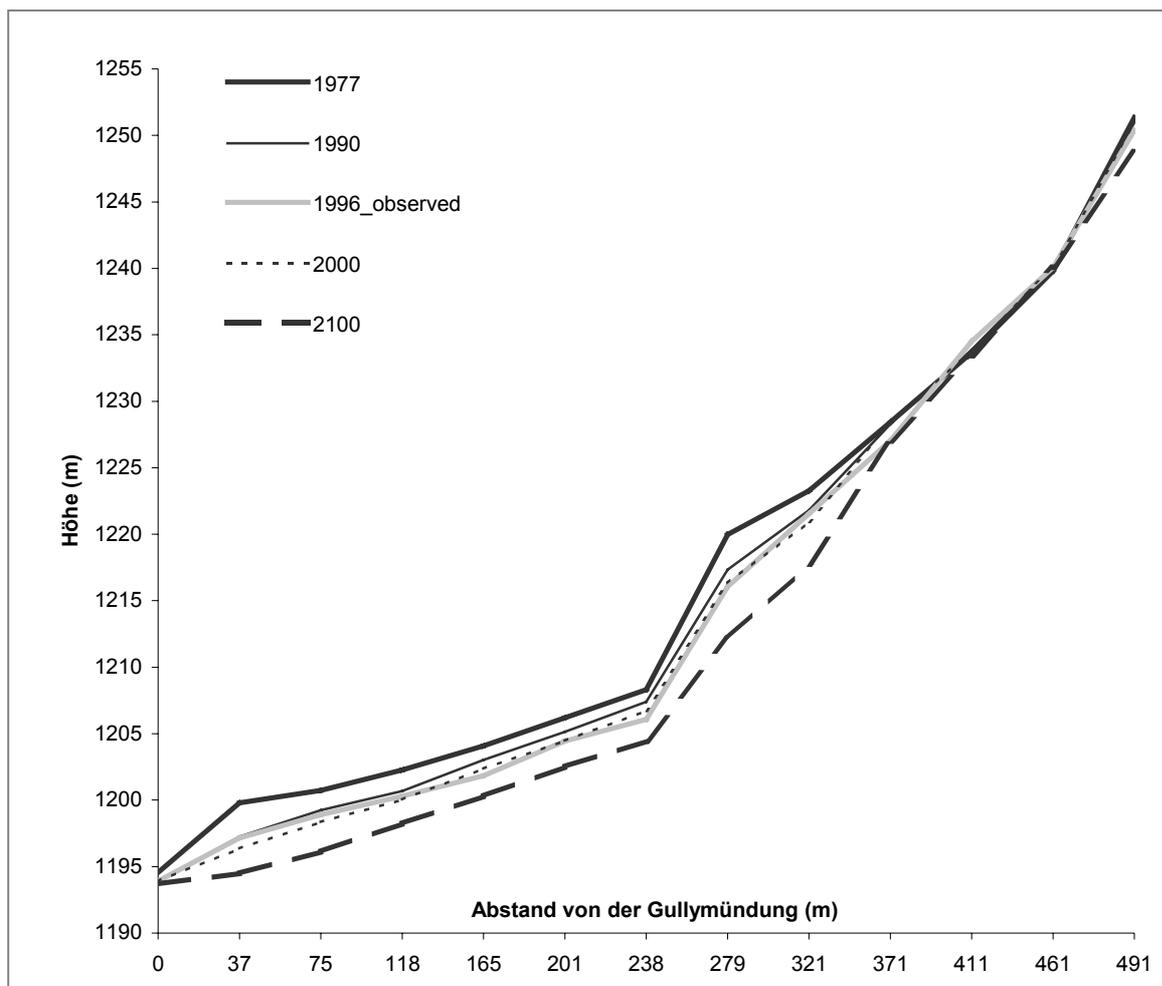


Abbildung 5.5.12: Simulierte (dynamisches Gullymodell) und beobachtete Längsprofile des Kwa Thunzi-Gullysystems (Entwurf: Märker)

Im Gegensatz zum Mbothoma-Gully, der sehr homogene litho-pedologische Bedingungen aufweist, ist der Kwa Thunzi-Gully gekennzeichnet durch mehrere Strati, die wegen der nur schwierig festzustellenden räumlichen Ausmaße zusammengefasst werden. Dies ist aufgrund der sehr homogenen Krongrößenverteilung als erste Näherung zulässig, jedoch kann eine abschließende Beurteilung hinsichtlich der Prognosegüte des Modells aufgrund fehlender Referenzdaten (statisches Modell) nur eingeschränkt vorgenommen werden. Für den Kwa Thunzi-Gully war die Modellierung der finalen Gullymorphologie nicht möglich, da ein stabiles System zur Kalibrierung des Modells nicht vorhanden war. Aus diesem Grunde wurde zur Validierung ebenfalls der Vergleich der Simulation mit dem Ist-Zustand vorgenommen. Abbildung 5.5.12 stellt die simulierten Längsprofile und das in 1996 beobachtete Profil dar. Das 1996er Profil verläuft zwischen den Profilen von 1990 und 2000, lediglich im mittleren Teil sind geringe Abweichungen festzustellen, die jedoch auf Messfehler bei der DGM-Analyse zurückzuführen sind. Anhand der präzisen Simulationsergebnisse ist folglich davon auszugehen, dass eine verlässliche Prognose auch für den Kwa Thunzi-Gully gewährleistet ist. Wie für den Mbothoma-Gully gezeigt, lassen sich jedoch auch mit dem dynamischen Modell Aussagen über das finale Äquilibrium der Gullytopographie treffen, wenn das Modell für einen hinreichend langen Zeitraum angewendet wird.

Abschließend soll die Modellierung hinsichtlich der initialen Auslösungsmechanismen betrachtet werden. Nach BOTHA (1996) bzw. PRICE-WILLIAMS (1982) können hauptsächlich paläoklimatische Schwankungen für die verschiedenen Gullyerosionszyklen im Quartär verantwortlich gemacht werden. Der rezente Zyklus ist hingegen auf ein komplexes Wirkungsgefüge aus natürlichen und anthropogenen Faktoren zurückzuführen. In Bezug auf die Modellierung können hinsichtlich der Initialprozesse, die in den beiden Untersuchungsgebieten identifiziert wurden, die nachfolgenden Aussagen getroffen werden.

Die Auslösung der rezenten Gullyerosion im Bereich des Mbothoma-Gully ist im Wesentlichen durch drei Prozesse bedingt. Zum einen ist die Absenkung der Erosionsbasis zu nennen. Diese Absenkung wird hervorgerufen durch die Zerstörung der schwellenartigen Amphibolitstrukturen im Verlauf des Mhlambanyoni River durch Erosion und Massenbewegung. Dieser Faktor wurde in der Modellierung berücksichtigt. Zum anderen sind Niederschlagsereignisse wie beispielsweise die Demoina-Zyklone (Januar 1984) zu nennen, die einen hohen energetischen Input ins System einbringen. Dieser Faktor wurde ebenfalls berücksichtigt. Als dritter Auslösungsmechanismus können anthropogene Aktivitäten identifiziert werden. Diese Aktivitäten führen in Form von Überweidung oder durch Trampelpfade einerseits zu einer Reduktion der Infiltrationsfähigkeit der Böden und andererseits wird aufgrund der Vegetationsdegradation die Oberflächenabflussgeschwindigkeit erhöht. Diese Faktoren konnten ebenso, jedoch nur indirekt, in der Modellierung über die bodenphysikalischen Parameter berücksichtigt werden. Eine direkte Parametrisierung dieser Faktoren ist aufgrund ihrer räumlichen und zeitlichen Verteilung allerdings nur schwer durchzuführen.

Im Mkomazi-Einzugsgebiet differieren die Auslösungsmechanismen von der Situation im Mbothoma-Gebiet. Die Absenkung der Erosionsbasis kann aufgrund der weithin anstehenden resistenten metamorphisierten Schiefer als vernachlässigbar betrachtet werden. In erster Linie können folglich klimatische und anthropogene Faktoren als Initialauslöser der Gullyerosionsprozesse verantwortlich gemacht werden. Diese stimmen mit den Prozessen im Mbothoma-Bereich größtenteils überein und wurden dementsprechend in der Modellierung berücksichtigt. Hinzu kommt jedoch ein abrupter Wechsel in der Landnutzung. Der Bereich des Kwa Thunzi-Gullys wurde seit Anfang des Jahrhunderts bis in die 1970er Jahre als Weideland landwirtschaftlich genutzt (Rinder-Farmen). Nachdem zahlreiche landwirtschaftliche Betriebe seit den 1970er Jahren im oberen Bereich des Mkomazi-Einzugsgebietes aufgegeben wurden, unterlagen diese Flächen keiner kontrollierten Beweidung und Pflege mehr. Heute fällt das Einzugsgebiet des Kwa Thunzi-Gullys in den Bereich informeller Siedlungen der lokalen

## Kapitel 5

Bevölkerung. Dies ist mit einem erhöhten Viehbesatz und einem Wechsel in der Zusammensetzung des Weideviehs verbunden. Vor allem der Anteil an Ziegen hat deutlich zugenommen.

Der Wechsel in der Landnutzung konnte nicht quantifiziert werden, da keine konkreten Angaben vorliegen. Die Modellierung wurde folglich, basierend auf dem Ist-Zustand, durchgeführt.

### 5.5.5 Ableitung der Gullyerosionsraten

Die Anwendung beider Modelle für den Mbothoma-Gully lässt eine komplette Beschreibung der Dynamik der Gullyevolution zu. Abgesehen von den verschiedenen Zeitschritten, für die der morphometrische Zustand des Gullys beschrieben werden kann, ist auch die Darstellung des finalen Zustands der Gullytopographie möglich. Für den Kwa Thunzi-Gully wurde hingegen ausschließlich das dynamische Modell angewendet. Aussagen über die finale Gullymorphologie sind deshalb nur eingeschränkt möglich.

Aus den Ergebnissen der Modellanwendung lassen sich sehr zuverlässig die entsprechenden Gullyerosionsraten abschätzen. Da für die weiteren Analysen vor allem das durch Gullyerosionsprozesse erodierte Volumen von Interesse ist, wurden die Gullyerosionsraten als Volumeneinheiten pro Jahr, bezogen auf die Gullyeinzugsgebietsfläche von 316.740 m², berechnet. Tabelle 5.5.3 zeigt die Erosionsraten des Mbothoma-Gullys für verschiedene Gullywachstumsphasen. Die aktive Gullyfläche liegt im finalen Stadium bei 250.025 m², das Initialstadium umfasst eine Fläche von 145.543 m², während ein mittlerer Wert von 234.042 m² (2080) für die Übergangsphase bestimmt wurde. Der aktuelle Zustand des Gullysystems kann hierbei zur letzten Phase gerechnet werden.

Aus diesen Werten kann die Erosionsrate, bezogen auf die aktiven Gullybereiche, für das Mbothoma-Gullysystem abgeleitet werden (Tab. 5.5.3). Die Verhältnisse von aktiver Gullyfläche zur gesamten Gullyeinzugsgebietsfläche liegen im Initialstadium bei 45,9 %, im Übergangsstadium bei 73,9 % und im finalen Stadium bei 78,9 %.

Tabelle 5.5.3: Abgeleitete Gullyerosionsraten für den Mbothoma-Gully

Gullywachstumsphase	Erosionsrate in m ³ /(m ² * Jahr) für gesamtes Gullyeinzugsgebiet	Erosionsrate in m ³ /(m ² * Jahr) für aktive Gullybereiche
Initialphase (1960-1990)	0,0252	0,0548
Übergangsphase (2000-2080)	0,0218	0,0295
Statische Phase (2080-2110)	0,0188	0,0239

Tabelle 5.5.4: Abgeleitete Gullyerosionsraten für den Kwa Thunzi-Gully

Gullywachstumsphase	Erosionsrate in m ³ /(m ² * Jahr) für gesamtes Gullyeinzugsgebiet	Erosionsrate in m ³ /(m ² * Jahr) für aktive Gullybereiche
Initialphase (1977-1990)	0,0091	0,0145
Übergangsphase (2000-2070)	0,0036	0,0051
Statische Phase (2080-2100)	0,0028	0,0039

In Tabelle 5.5.4 sind die entsprechenden Werte für den Kwa Thunzi-Gully als Volumeneinheiten pro Jahr bezogen auf die gesamte Gullyeinzugsgebietsfläche von 108.581 m² sowie bezogen auf die aktive Gullyeinzugsgebietsfläche dargestellt. Die aktive Gullyfläche liegt im finalen Stadium bei 79.225 m². Das Initialstadium umfasst eine Fläche von 68.148 m², während ein mittlerer Wert von 77.829 m² (2070) für die Übergangsphase bestimmt wurde. Zu der letztgenannten Phase kann wie in den swasiländischen Einzugsgebieten der aktuelle Zustand des Kwa Thunzi-Gully gerechnet werden. Die Verhältnisse von aktiver Gullyfläche zur gesamten Gullyeinzugsgebietsfläche liegen

## Arbeiten und Ergebnisse

---

im Initialstadium bei 62,8 %, im Übergangsstadium bei 71,7 % und im finalen Stadium bei 73,0 %. Die Erosionsraten der aktiven Gullybereiche werden später in der Regionalisierung benutzt.

Wie bereits in den vorangehenden Unterkapiteln festgestellt wurde, ist die erste Phase der Gullyentwicklung durch sehr hohe Erosionsraten gekennzeichnet. Dies trifft insbesondere für den Kwa Thunzi-Gully zu. Die Erosionsraten sinken im Laufe der Simulationsperiode jedoch auf die Minimalwerte des Finalstadiums ab. Insgesamt liegen die Erosionsraten im Mbothoma-Gullysystem um einen Faktor 10 über denen des Kwa Thunzi-Gullys, was hauptsächlich auf die höhere Erodibilität des Ausgangssubstrates zurückzuführen ist.

### 5.6 Regionalisierung der Modellierungsergebnisse

Ziel dieses Kapitels ist die Regionalisierung der aus der Erosionsmodellierung gewonnenen Ergebnisse (Kapitel 5.1-5.5). Dazu müssen für die einzelnen Modellierungseinheiten spezifische Erosionsraten hinsichtlich der in den ERUs vorherrschenden Prozessdynamik abgeleitet werden. Für die flächenhaften Interrill- Rillerosionsprozesse wurde dies bereits in Kapitel 5.4 durchgeführt. Die Zuordnung der Gullyerosionsraten (Kapitel 5.5.4) auf die aktiven Gullysysteme wird in Kapitel 5.6.1 mit Hilfe von Fernerkundungsmethoden vorgenommen. Die Lokalisierung der aktiven Gullysysteme innerhalb der Einzugsgebiete erlaubt schließlich die Regionalisierung der Gullyerosionsraten für ERUs, die aktive Gullyerosionsprozesse aufweisen. Nachdem die räumliche Verteilung der Erosionsprozesse und die absoluten Beträge des Bodenabtrags spezifisch für jede ERU identifiziert wurden, werden die in der Modellierung verwendeten ERUs sequentiell miteinander verknüpft (Kapitel 5.6.4). Diese Verknüpfung erlaubt schließlich die Integration der Modellierungsergebnisse und die Bestimmung des Sedimentaustrages mit Hilfe von *Routing*-Prozeduren (Kapitel 5.6.5).

#### 5.6.1 Ausweisung der aktiven Gullysysteme

Die Regionalisierung der erzielten Gullymodellierungsergebnisse wird nun mit Hilfe des ERU-Konzeptes durchgeführt. Die Gullyerosionsbereiche wurden bereits in Kapitel 5.1 ausgewiesen. Da in den ERU-Informationen jedoch keine Angaben über den Zustand der identifizierten Gullybereiche enthalten sind, ist zunächst eine Ausweisung der aktiven Gullysysteme erforderlich. Die einfachste Methode zur Unterscheidung von aktiven und passiven Gullysystemen ist mit dem Umstand verknüpft, dass sich nur in stabilen Gullysystemen eine dichte Vegetationsbedeckung ausbilden kann. Andererseits ist der Vegetationsbedeckungsgrad in den aktiven Systemen aufgrund der Instabilität sehr gering und meist ist das Ausgangssubstrat freigelegt. Folglich kann vom Bodenbedeckungsgrad auf die Aktivität des Gullysystems geschlossen werden.

Zur Ableitung des Bodenbedeckungsgrades können Fernerkundungsmethoden eingesetzt werden. Im Bereich der Erosionsforschung kann hier auf Arbeiten von DE JONG et al. (1999), REUSING et al. (2000), STÖHR et al. (1995), FADUL et al. (1999) oder NACHTERGAELE & POESEN (1999) verwiesen werden um nur einige wenige zu nennen. Diese nutzen beispielsweise die für semiaride bis subhumide Gebiete festgestellte direkte positive Beziehung zwischen Oberflächenrückstrahlung und Bodendegradation (ROBINOVE et al. 1981). Andere Studien stützen sich auf die Reflektionseigenschaften der Pflanzen selbst. Die Vegetation wird über Bandbereichsratios (*band ratios*), die eine Kombination verschiedener Wellenlängenbereiche darstellen, charakterisiert. Dieser Technik liegt die Tatsache zugrunde, dass Pflanzen im optischen Bereich eine ganz charakteristische Reflektionskurve mit starker Absorption (70 bis 90 %) im sichtbaren Lichtbereich (Blau und Rot) und starker Reflektion im Bereich des nahen Infrarot (0,7 bis 1,3  $\mu\text{m}$ ) aufweisen (ALBERTZ 1991, DEMIRCAN 1995, HILDEBRANDT 1996). Dieser große Reflektionsunterschied (hohe Informationsdichte) zwischen dem roten Wellenlängenbereich und dem nahen Infrarot kann folglich bei Vegetationsstudien mit Fernerkundungsdaten genutzt werden (BANNARI et al. 1995). Der Unterschied wird in Form von Vegetationsindizes als Quotient aus zwei oder mehr Kanälen rechnerisch aufbereitet. Diese Indizes sind sensitiver für die qualitativ-quantitative Erfassung der Vegetation als einzelne Spektralbänder. Der Bedeckungsgrad kann beispielsweise mit Hilfe des NDVI (*normalised difference vegetation index*), des PVI (*Perpendicular Vegetation Index*) oder des SAVI (*Soil Adjusted Vegetation Index*) (BANNARI et al. 1995) aus Satellitendaten extrahiert werden (vgl. HOCHSCHILD, 2001). Diese Indices sind einfach zu bestimmen und die Werte liegen zwischen -1 (fehlende Vegetation) und +1 (dichte Vegetation).

Für die Untersuchungsgebiete wurde schließlich der TSAVI (*Transformed Soil Adjusted Vegetation Index*) benutzt, da er die besten Resultate in semiariden bis subhumiden Graslandbereichen liefert, wie Studien von PUREVDORJ et al. (1998) in der Mongolei gezeigt haben. Der TSAVI stellt eine

## Arbeiten und Ergebnisse

Verbesserung des von HUETE (1988) entwickelten SAVI dar, in dessen Berechnung eine Reihe von Bodenparametern (a, b, X) eingehen (BARET & GUYOT 1991):

$$\text{ TSAVI} = a(\text{NIR} - aR - b) / [a\text{NIR} + R - ab + X \cdot (1 + a^2)]. \quad (\text{Gl.5.6.1})$$

Zur Berechnung des TSAVI wurden zunächst die Koeffizienten für Steigung (a) und Schnittpunkt mit der y-Achse (b) der „soil-line“ aus dem Scatterplot der roten (R) und infraroten Reflektion (NIR) (vgl. Abb. 5.6.1) bestimmt. Daraufhin erfolgte die eigentliche Berechnung nach der Formel von BARET & GUYOT (1991, Gl. 5.6.1). Grundlage der Analysen sind Lansat-TM-Szenen für den Bereich des oberen Mbuluzi (22.04.96) und für den nordöstlichen Teilbereich des Mkomazi (22.04.96).

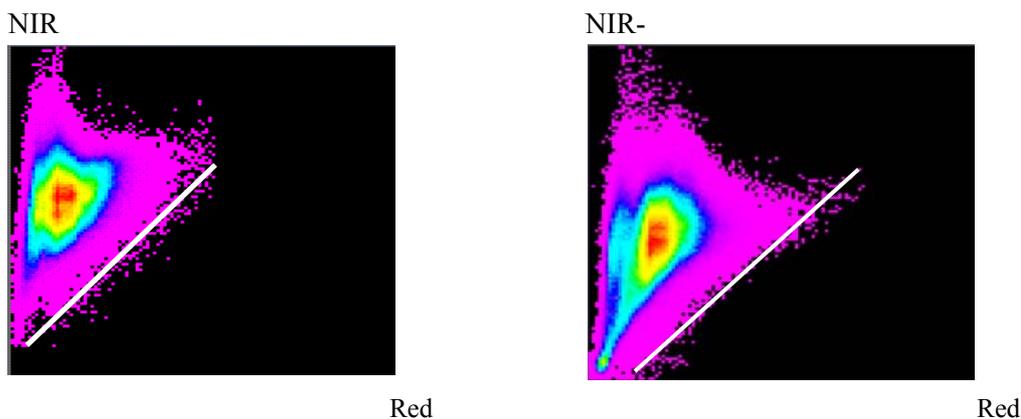


Abbildung 5.6.1: Beziehung zwischen nahem Infrarot (NIR) und Roter Reflektion (R) mit „soil line“ (weiß) zur Ableitung der Steigung a und des Achsenabschnitts b. Links: oberer Mbuluzi / rechts: oberer Mkomazi (Entwurf: Hochschild)

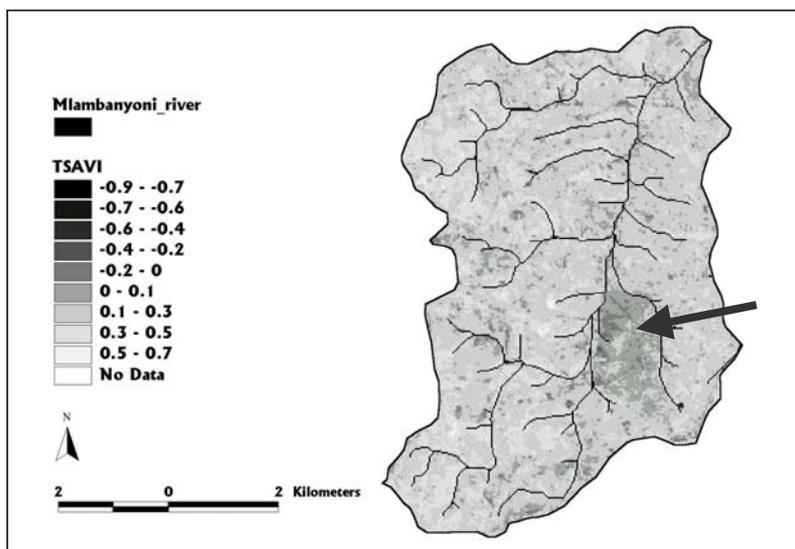


Abbildung 5.6.2: TSAVI für das Mhlambanyoni-Einzugsgebiet. 1 = 100% Vegetationsbedeckung; -1 = 0% Vegetationsbedeckung (Entwurf: Märker)

Das Ergebnis dieser Analyse ist beispielhaft in Abbildung 5.6.2 für das Mhlambanyoni-Einzugsgebiet dargestellt. Die Werte schwanken zwischen 1, dies kommt 100% Vegetationsbedeckung gleich und -1, was vegetationsfreien Bereichen entspricht (0% Vegetationsbedeckung). Deutlich zu erkennen sind die vegetationslosen Bereiche des Mbothoma-Gullysystems (schwarzer Pfeil).

## Kapitel 5

Zur Erfassung der aktiven Gullysysteme wurde schließlich der durch den TSAVI charakterisierte Vegetationsbedeckungsgrad mit den in den ERU-Informationen enthaltenen aktuellen Erosionsformen (ERefUs) verschnitten. Pixel, die als Gullysystem identifiziert wurden und einen negativen TSAVI aufweisen, sind folglich als aktive Gullysysteme zu betrachten. Im Bereich des Mhlambanyoni River und des oberen Mbuluzane River wurden darüber hinaus die aktiven Gullyflächen ausgewiesen. Als aktive Gullyflächen, werden dabei diejenigen Flächen bezeichnet, die von der Gullyeinschneidung betroffen sind und keine bis sehr geringe Vegetationsbedeckung aufweisen.

Die TSAVI-Pixel wurden dazu mit Hilfe der aktiven Mbothoma-Gullyfläche kalibriert. Basierend auf der Landsat-TM-Szene vom 22.04.96 ergab sich dabei die höchste flächenmäßige Übereinstimmung für TSAVI-Werte zwischen  $-1$  und  $0,05$ . Mit Hilfe dieser Beziehung wurde für das gesamte swasiländische Untersuchungsgebiet eine aktive Gullyfläche von  $62,69$  ha ermittelt, wobei  $31,44$  ha auf das obere Mbuluzane-Einzugsgebiet entfallen und  $31,25$  ha auf das Mhlambanyoni-Teileinzugsgebiet. Die aktiven Gullyflächen im Mhlambanyoni-Einzugsgebiet ( $42,11$  km²) entsprechen  $0,75$  % der Gesamteinzugsgebietsfläche, während diese im oberen Mbuluzane ( $223,16$  km²)  $1,41$  ‰ betragen. Diese Angaben entsprechen dem Zeitpunkt 22.04.96.

Anhand dieser Werte wird deutlich, dass im oberen Mbuluzi die Flächen, die als aktive Gullybereiche ausgewiesen wurden, eine Häufung im Mhlambanyoni-Einzugsgebiet aufzeigen. Dies kann mit der unterschiedlichen Dynamik der Vorflutermorphologie erklärt werden, die sich in einer rezenten Absenkung der Erosionsbasis (Mhlambanyoni River) manifestiert. Hierdurch werden Gullyerosionsprozesse ausgelöst bzw. verstärkt. Weiterhin kann festgehalten werden, dass die Intensität der Gullyerosionsprozesse eine starke lokale Variabilität aufweisen kann, die mit den physiographischen Gegebenheiten in den Teileinzugsgebieten vergesellschaftet ist.

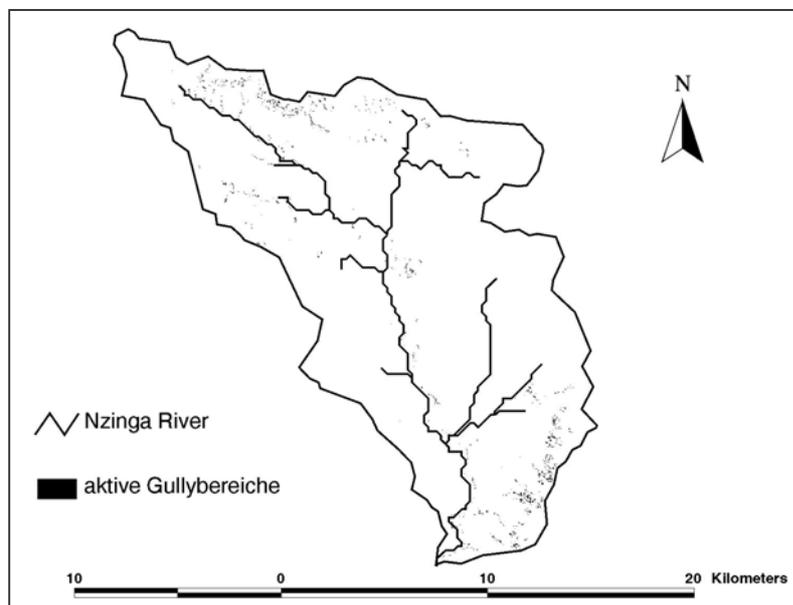


Abbildung 5.6.3: Verteilung der aktiven Gullyerosionsflächen im Nzinga-Einzugsgebiet

Aufgrund der geringen Abdeckung der Landsat-TM-Szene (22.04.1996) konnte im Mkomazi-Einzugsgebiet lediglich der nordöstliche Teil untersucht werden. Eine vollständige Abdeckung der Landsat-TM-Szene ergab sich dabei nur für das Nzinga-Einzugsgebiet. Die TSAVI-Analysen wurden folglich nur für dieses Mkomazi-Teileinzugsgebiet durchgeführt. Zunächst wurden ebenfalls die ERU-Informationen bezüglich der aktuellen Erosionsformen (ERefU) mit dem Vegetationsbedeckungsgrad in Form des TSAVI verschnitten um die aktiven Gullysysteme zu ermitteln. Anschließend wurden für diese Systeme die aktiven Gullyflächen bestimmt. Hierbei

## Arbeiten und Ergebnisse

---

ergab die Kalibrierung mit der aktiven Gullyfläche des Kwa Thunzi-Gully die beste Abstimmung für TSAVI-Werte von -0,25 bis -0,35. Innerhalb dieses Bereichs konnten die Schatteneffekte, die durch die relativ starke Reliefierung des oberen Mkomazi-Einzugsgebietes verursacht werden, weitestgehend vermieden werden. Die aktiven Gullyflächen, die für das Nzinga-Einzugsgebiet ermittelt wurden, summieren sich auf 161,17 ha. Dies entspricht 0,57% des Nzinga-Einzugsgebietes (281,6 km²). Diese Angaben entsprechen dem Zeitpunkt der Aufnahme der Landsat-TM-Szene (22.04.96). Abbildung 5.6.3 zeigt die Verteilung dieser aktiven Gullyerosionsflächen im Nzinga-Teileinzugsgebiet.

Anzumerken ist hinsichtlich der Ableitung der aktiven Gullysysteme, dass der TSAVI nur in Graslandbereichen mit moderatem Relief sinnvolle Ergebnisse liefert. Graslandbereiche sind in den beiden Einzugsgebieten in Swaziland und KwaZulu/ Natal vorherrschend, jedoch ist das obere Mkomazi-Einzugsgebiet durch den Steilabfall der Drakensberge gekennzeichnet. Diese Bereiche weisen eine hohe Reliefenergie auf und müssten folglich topographisch korrigiert werden. Darüber hinaus kann nicht zuverlässig zwischen anstehendem Gestein und freien Bodenbereichen unterschieden werden. Dies trifft auch auf Bereiche des oberen Mbuluzi vor allem in der Gegend nördlich von Mbabane zu. Hier sind weiterführende Studien erforderlich. Trotz dieser Einschränkungen konnten jedoch die aktiven Gullybereiche in den ausgewählten Untersuchungsgebieten deutlich abgegrenzt werden, wie ein Vergleich der TSAVI-Werte mit den Luftbildern bzw. ERefUs zeigte.

### 5.6.2 Regionalisierung der Gullyerosionsraten

Die Regionalisierung der Gullyerosionsraten wird basierend auf den Modellierungsergebnissen (Kapitel 5.5.4) und den mit Hilfe des TSAVI abgeleiteten aktiven Gullybereichen (Kapitel 5.6.1) durchgeführt. Vorausgesetzt wird hierbei, dass i) die modellierten Gullysysteme charakteristisch für die jeweiligen Untersuchungsgebiete sind, ii) die aktiven Gullyflächen einheitliche Erosionsraten aufweisen, folglich dem gleichen Entwicklungszustand entsprechen, und dass iii) eine lineare Beziehung zwischen Gullyeinzugsgebiet und aktiver Gullyfläche besteht. Die aktiven Gullybereiche werden anschließend verwendet, um das absolute erodierte Volumen für die gesamte Gullyeinzugsgebietsfläche zu berechnen. Diese Vorgehensweise ist für die gegenwärtige Situation zulässig, da der TSAVI auf Grundlage der 1996er Landsat-TM-Szene abgeleitet wurde. Darüber hinaus bestätigten die Geländebeobachtungen sowie die Luftbildzeitreihenanalyse, dass die aktiven Gullies einem geomorphologischen Zyklus zugeordnet werden können. Um die Sedimentproduktion der aktiven Gullybereiche näher zu charakterisieren, wurden auf der Grundlage der modellierten Wachstumodynamik Maximum-, Medium- und Minimumszenarien entwickelt.

Für das Mhlambanyoni-Mbuluzane-Einzugsgebiet konnten anhand der in Kapitel 5.5.4 abgeleiteten Gullyerosionsraten die absoluten Boden- und Substratverluste in  $m^3$  und gewichtsspezifisch bei Annahme einer mittleren Bodendichte von  $1,2 \text{ g/m}^3$  in Tonnen pro Jahr berechnet werden. Der Maximalwert entspricht dem Initialstadium, während der Minimalwert über den finalen statischen Entwicklungszustand des Gullys beschrieben werden kann. Die aktuelle Situation ist gekennzeichnet durch das Übergangsstadium. In Tabelle 5.5.5 sind die absoluten erodierten Volumen pro Jahr bzw. die gewichtsspezifischen Erosionsraten zusammengefasst für die Untersuchungsgebiete dargestellt.

Tabelle 5.6.1: Abtragsvolumen der Testeinzugsgebiete in  $m^3/\text{Jahr}$  und  $\text{To}/\text{Jahr}$

Gullyentwicklungsstadium	Abtragsvolumen ( $m^3/\text{Jahr}$ )	Abtragsvolumen ( $\text{to}/\text{Jahr}$ )
Mhlambanyoni Initialstadium	17125,00	20550,00
Mhlambanyoni Übergangsstadium	9218,75	11062,50
Mhlambanyoni Finalstadium	7468,75	8962,50
Oberer Mbuluzane Initialstadium	17229,12	20674,94
Oberer Mbuluzane Übergangsstadium	9274,80	11129,76
Oberer Mbuluzane Finalstadium	7514,16	9016,99
Mkomazi Nzinga Initialstadium	23369,94	28043,93
Mkomazi Nzinga Übergangsstadium	8219,77	9863,72
Mkomazi Nzinga Finalstadium	6285,71	7542,85

Da für das Mkomazi-Einzugsgebiet lediglich das Nzinga-Teileinzugsgebiet von der Landsat-TM-Szene vollständig abgedeckt war, konnten die Gullyerosionsraten folglich nur für die aktiven Gullysysteme dieses Teileinzugsgebietes regionalisiert werden. Hierfür wurden die Werte des Kwa Thunzi-Gullys benutzt. Der absolute Boden- und Substratverlust für die aktiven Gullysysteme des Nzinga-Einzugsgebietes wurde in  $m^3$  und gewichtsspezifisch bei Annahme einer mittleren Bodendichte von  $1,2 \text{ g/m}^3$  in Tonnen pro Jahr berechnet. Der Maximalwert entspricht dem Initialstadium, während der Minimalwert dem finalen statischen Entwicklungszustand des Gullys gleichkommt. In Tabelle 5.5.5 sind die absoluten erodierten Volumen pro Jahr bzw. die gewichtsspezifischen Erosionsraten zusammengefasst für das Nzinga-Teileinzugsgebiet dargestellt. Wie die Modellierung gezeigt hat kann die aktuelle Situation durch das Übergangsstadium charakterisiert werden.

Die Ergebnisse zeigen für die ausgewählten Einzugsgebiete sehr ähnliche Verhältnisse der absolute Werte zueinander. Bezogen auf die Einzugsgebietsflächen ist jedoch der Austrag des Mhlambanyoni-Einzugsgebietes um den Faktor 5 größer als der des Nzinga bzw. des oberen

Mbuluzane-Einzugsgebietes. Letztere weisen in etwa das gleiche Verhältnis zwischen Abtrag und Einzugsgebietsfläche auf (0,08), jedoch ist die gesamte aktive Gullyerosionsfläche im Nzinga-Einzugsgebiet ca. fünfmal größer als die entsprechende Fläche im oberen Mbuluzane-Einzugsgebiet. Dieser Unterschied ist bedingt durch die unterschiedlichen Gullyerosionsraten und spiegelt sich auch in der Gullymorphologie wider. Während die Gullies im Nzinga-Einzugsgebiet flachgründig sind und eine große flächenmäßige Ausdehnung besitzen, sind die Gullies im Mhlambanyoni-Einzugsgebiet und im oberen Mbuluzane-Einzugsgebiet tief eingeschnitten, besitzen jedoch eine geringere flächenhafte Ausdehnung.

Bezüglich der Variabilität der unterschiedlichen Gullystadien kann festgestellt werden, dass im Nzinga-Einzugsgebiet die ermittelten Sedimentaufkommen des Initialstadiums verglichen mit denen des Übergangs- bzw. Finalstadiums ein Faktor 3 aufweisen während für die swasiländischen Einzugsgebiete ein Faktor von 2 bestimmt wurde. Generell liegen die Austräge des Übergangsstadiums und die des finalen Gullystadiums sehr eng beieinander. Ihr Verhältnis kann mit einem Faktor von 1,2 - 1,3 beschrieben werden. Diese Unterschiede sind auf die in Kapitel 5.5.4 abgeleiteten Gullyerosionsraten zurückzuführen.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass die Gullyerosionsprozesse eine starke Variabilität auf der Teileinzugsgebietsebene aufweisen können, wie die Untersuchungsgebiete in Swasiland gezeigt haben. Darüber hinaus sind ausgedehnte Gullyflächen nicht gleichzusetzen mit einem hohen Sedimentaustrag. Bezogen auf die gesamte Einzugsgebietsfläche setzt sich der Sedimentaustrag vielmehr zusammen aus der Intensität der Gullyerosionsraten und den Flächenanteilen der aktiven Gullies.

### 5.6.3 Integration der Modellierungsergebnisse unter Verwendung des ERU-Konzepts

Nachdem in den vorangehenden Kapiteln die spezifischen Erosionsraten für die jeweiligen ERUs entsprechend der vorherrschenden Prozessdynamik abgeleitet wurden, sollen diese ERU-bezogenen Ergebnisse nun integriert werden.

Die Zusammenführung der Modellierungsergebnisse auf Einzugsgebietsebene unter Verwendung des ERU-Konzeptes basiert auf den folgenden Annahmen:

- Den ERUs, die hauptsächlich flächenhafte Erosionserscheinungen aufweisen, werden die Ergebnisse der RUSLE-Modellierung zugeordnet.
- Den ERUs, die aktive Gullyerosionsprozesse aufweisen, werden die Erosionsraten, die durch die Gullyerosionsmodellierung erzielt wurden, zugewiesen.
- Den ERUs, die Gullyerosionserscheinungen beinhalten, jedoch keine aktiven Gullyerosionsprozesse mehr aufweisen, werden die Erosionsraten der RUSLE-Modellierung beigeordnet

Um die Zuordnung der jeweiligen Erosionsraten durchführen zu können, müssen die Erosionsraten zunächst auf die entsprechenden ERU-Flächen bezogen werden. Im Mkomazi haben diese eine Fläche von 40000 m², während im oberen Mbuluzi die ERUs eine Fläche von 625 m² aufweisen.

Als Ergebnis dieser Prozedur werden die räumliche Verteilung der Erosionsprozesse und die damit verbundenen absoluten Werte in Tonnen pro Pixelfläche ausgegeben. Ausgehend von der Modellierung wurden verschiedene Szenarien entsprechend der Simulationsergebnisse entworfen. Tabelle 5.6.2 zeigt die verschiedenen Szenarien für die Untersuchungsgebiete.

## Kapitel 5

Tabelle 5.6.2: Modellbasierte Szenarien für die Integration der Erosionsprozesse

flächenhafte Erosion	Feuchthjahr	Trockenjahr	langjähriger Durchschnitt
Gullyerosion			
Initialstadium	1.1		1.3
Übergangsstadium	2.1	2.2	2.3
Finalstadium		3.2	3.3

Für jedes Einzugsgebiet ergeben sich sieben mögliche Szenarien, die aus der Kombination der verschiedenen Gullyerosionsstadien mit den ausgewählten flächenhaften Erosionsprozessen resultieren. Da die Gullyerosionsstadien aus der langjährigen Modellierungsreihe abgeleitet wurden und somit hinsichtlich der Niederschlagsvariabilität keine Auskunft geben, müssen die Gullyerosionsraten folglich auf den langjährigen Durchschnitt bezogen werden. Um jedoch erste Aussagen über die Extremszenarien machen zu können, wurden die Feucht- und Trockenjahrmodellierungen der flächenhaften Erosionsprozesse mit den einzelnen Gullystadien kombiniert. Dies ermöglicht Aussagen über die Gullyerosionsraten am Anfang eines neuen Gullyerosionszyklus bzw. am Ende des gegenwärtigen Zyklus. Ausgehend von der derzeitigen Situation (Luftbilddaten 1996), kann die Gullyerosionsprozessdynamik für das Feuchthjahresszenarium mit dem Initial- und Übergangsstadium verknüpft werden, um eine erste Approximation für den Maximalaustrag zu erhalten. Demgegenüber liefern das Final- und Übergangsstadium im Trockenjahrzustand Informationen hinsichtlich des minimalen Sedimentaustrages.

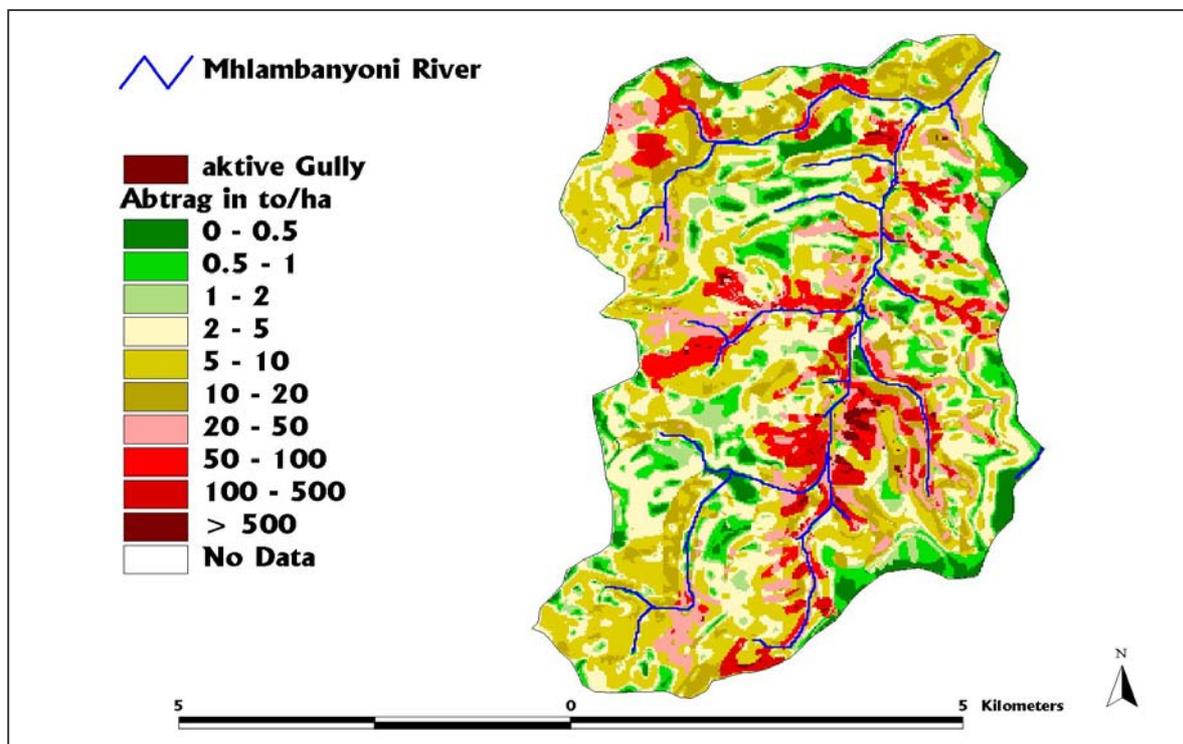


Abbildung 5.6.4: Integration der Gullyerosionsprozesse unter Verwendung des ERU_Konzepts für das Mhlambanyoni-Einzugsgebiet

Abbildung 5.6.4 zeigt beispielhaft das Ergebnis dieser Integration für das Mhlambanyoni-Einzugsgebiet. Dargestellt ist die Feuchthjahressituation mit maximaler Gullyerosion. Klar treten die

Mbothoma-Gullies mit dem höchsten Sedimentaustrag ( $> 500 \text{ to/ha}$ ) hervor. Darüber hinaus wird deutlich, dass intensive Erosion immer in der direkten Umgebung der Vorfluter auftritt. Dies bestätigt für das Mhlambanyoni-Einzugsgebiet die Abhängigkeit der Erosionsprozessdynamik von der Vorfluterdynamik, die bereits in Kapitel 5.5 angesprochen wurde.

Die Integration der Erosionsprozesse und die damit verbundenen Erosionsraten wurden schließlich für das Mhlambanyoni-Einzugsgebiet und das obere Mbuluzane-Einzugsgebiet in Swaziland durchgeführt. In KwaZulu/ Natal konnte diese Prozedur im Bereich des Mkomazi River lediglich für das Nzinga-Teileinzugsgebiet (oberer Mkomazi River) ausgeführt werden, da nur hier eine vollständige Abdeckung der Lansat-TM-Szene vorhanden ist. Für die jeweiligen Einzugsgebiete und die verschiedenen Szenarien wurden ARCInfo-Layer im Rasterformat hergestellt, die die entsprechende Verteilung der Erosionsformen und deren Intensitäten bzw. Raten zeigen¹². Diese Layer sind die Ausgangsbasis für die anschließende Berechnung des Gesamtaustrages, der in den nächsten Kapiteln diskutiert wird.

### 5.6.4 Sequenzielle Verknüpfung der ERU

In den vorangehenden Kapiteln wurde als Ergebnis der Erosionsmodellierung der Boden- und Substratabtrag spezifisch für jede ERU ausgewiesen. Neben den absoluten Boden- und Substratabtragungswerten wurde jedoch auch die räumliche Verteilung der aktiven Gullyflächen abgeleitet (Kapitel 5.6.2, 5.6.3). Somit können die aktiven Erosionsraten den entsprechenden ERUs zugewiesen werden. Dies erlaubt schließlich die Integration der Erosionsprozesse unter Verwendung des ERU-Konzeptes entsprechend Abbildung 2.16. Um eine Gesamteinzugsgebietsantwort in Form des Gesamtaustrages zu berechnen, müssen die Modellierungseinheiten nun miteinander verknüpft werden.

Bei der Verknüpfung der einzelnen Modellierungsentitäten wird vorausgesetzt, dass die durch die verschiedenen Erosionsprozesse produzierten Sedimente an der Oberfläche durch den Abfluss abtransportiert werden. Diese Hypothese kann im Bereich der Untersuchungsgebiete aufgrund der geringen beobachteten Pipingerosionserscheinungen bzw. Subrosionserscheinungen als zulässig betrachtet werden (siehe z. B. BECKEDAHN 1998).

Die einzelnen ERUs können folglich entsprechend des Oberflächengefälles und der Abflussrichtung sequentiell miteinander verknüpft werden. Grundlage dieser Verknüpfung sind die DGM-Informationen der Einzugsgebiete. Die Sequenz der ERUs beginnt dementsprechend an den Wasserscheiden, läuft über die Ober-, Mittel- und Unterhangbereiche in die Vorfluter und endet schließlich am Auslass des Einzugsgebietes. Für jede ERU kann somit die Abflusssequenz bestimmt werden.

Hierfür werden aus den DGM-Informationen die Fließrichtung und die Abflussakkumulation für jede Rasterzelle berechnet. Die dazu verwendeten Algorithmen basieren auf dem Ansatz von JENSON & DOMINIGUE (1988), der nach SOLE & VALANZANO (1996) als hydrologisches Verfahren gewertet werden kann, da dies den Wasserfluss zwischen zwei benachbarten Zellen als Oberflächenabfluss in Richtung des höchsten Gefälles auffasst. Mit Hilfe der ARCInfo-Befehle *sink* und *fill* werden zunächst die DGM-Rasterzellen identifiziert, die abflusslose Senken bilden. Diese werden dann entsprechend angehoben um eine Entwässerung zu ermöglichen. Anschließend kann die Abflussrichtung mit dem Befehl *flowdirection* berechnet werden. Nachdem für jede Rasterzelle die Abflussrichtung eindeutig bestimmt wurde, erfolgt die Berechnung der Abflussakkumulation mit Hilfe des Befehls *flowaccumulation*. Die Abflussakkumulation versteht sich als Summe aller in eine Zelle entwässernden Rasterzellen.

---

¹² Die Ergebnisse liegen auf CD im ARC-Grid-Format zur Einsichtnahme am Institut für Geographie, Abteilung Geoinformatik, der Friedrich-Schiller-Universität Jena vor.

### 5.6.5 Bestimmung des Sedimentaustrages mit Hilfe von *Routing*-Verfahren

Die im vorangehenden Unterkapitel vorgenommene hydrologische Verknüpfung der Rasterzellen mit Hilfe der DGM-Informationen erlaubt nun die in den jeweiligen Rasterzellen (ERUs) produzierten Sedimente entsprechend dem Oberflächenabfluss, zum Einzugsgebietsauslass zu dirigieren. Hierbei müssen jedoch die Depositionsprozesse berücksichtigt werden.

Generell kann davon ausgegangen werden, dass aufgrund der höheren Reliefenergie ein hoher Sedimentaustrag der oberen Einzugsgebiete vorhanden ist, wobei der Sedimentaustrag stärker durch die Erosionsprozesse bestimmt wird als von der Transportkapazität, wie Untersuchungen von BARTHURST et al. (1986) oder VAN SICKLE & BESCHTA (1983) zeigten.

Die Deposition der transportierten Sedimente findet meist auf den konkaven Unterhangbereichen statt und ist im Wesentlichen vom Abflusswiderstand der Vegetation sowie dem Gefälle abhängig, die ihrerseits die Transportkapazität des Abflusses bedingen (MORGAN 1995, JULIEN 1995). Die Bestimmung der Transportkapazität erfordert detaillierte Informationen zu den abflussgenerierenden Flächen, der Abflusshöhe, -menge und -dauer (KIRKBY 1969). Darüber hinaus müssen die Charakteristika der Sedimente selbst wie beispielsweise die Korngrößenzusammensetzung bekannt sein (siehe Kapitel 2.3.3).

Sind diese Größen vorhanden, kann die Sedimentfracht des Abflusses berechnet werden. Informationen zur Sedimentfracht stehen jedoch nur selten zur Verfügung. Aus diesem Grunde wird meist die Sedimentkonzentration am Auslass des Einzugsgebietes gemessen um eine Sedimentanlieferungsrate zu bestimmen (REID & DUNNE 1996, DUNNE 1988). Eine andere Möglichkeit, den Sedimentaustrag zu ermitteln, besteht in der Messung von Sedimentablagerungen in Stauseen.

Die Sedimentfracht setzt sich zusammen aus dem Schwebstoff- und Geschiebeanteil sowie den gelösten Sedimenten. Da sich die Untersuchung auf den Feststoffanteil des Abflusses konzentriert, kann Letzterer vernachlässigt werden. Der Schwebstoffanteil ist generell umso höher, je feiner das erodierte Material ist (DUNNE & REID 1996). Eine Übersicht über die Methoden zur Bestimmung des Schwebstoffanteils bietet beispielsweise VANONI (1975).

Die Texturzusammensetzung der Substrate in den Einzugsgebieten ist durch hohe Schluff- und Tonanteile gekennzeichnet. Darüber hinaus ist der Sedimentaustrag im Wesentlichen gebunden an intensive Niederschlagsereignisse, die energiereiche Abflussspitzen hervorrufen, wie beispielsweise Untersuchungen von MÄRKER et al. (2001b) oder KIGGUNDU (1986) für Swaziland feststellten bzw. SCHMIDT et al. (1998) für den Bereich des Mkomazi-Einzugsgebiet zeigten sowie Geländemessungen von UMGENI WATER (1998) nahe legen. Letztere beobachteten im Vorfluter an der Station Lundies Hill (U1H005, Camden) hohe Abflussgeschwindigkeiten von über 1m/ s, die einen Transport der Sedimente als Schwebstoff ermöglichen.

Aufgrund der Abflussdynamik und der Substratzusammensetzung in den Untersuchungsgebieten kann gefolgert werden, dass die produzierten Sedimente vorwiegend als Schwebstoffe verlagert werden und dass über den Geschiebetransport nur ein geringer Teil der Sedimentverlagerung vonstatten geht. Dies bedeutet weiterhin, dass der größte Teil der Sedimente, die im Einzugsgebiet produziert werden, mit dem Abfluss aus dem Einzugsgebiet ausgetragen werden. Diese Hypothese ist nach REID & DUNNE (1996) durchaus zulässig und findet allgemein, insbesondere in kleineren Einzugsgebieten, Anwendung. Diese Annahme soll folglich auch im Rahmen der vorliegenden Studie verwendet werden.

## Arbeiten und Ergebnisse

Da für die Untersuchungsgebiete keine zuverlässigen Angaben bezüglich tatsächlicher Sedimentfracht bzw. Sedimentkonzentration in den Vorflutern vorhanden sind, kann somit als erste Näherung vorausgesetzt werden:

- dass keine Deposition im Einzugsgebiet selber stattfindet und
- dass die Gesamtmenge der produzierten Sedimente vollständig als Schwebstofffracht aus dem Einzugsgebiet ausgetragen wird.

Diese Vorgehensweise ist aufgrund der obigen Folgerungen zulässig und erlaubt die Approximation der Sedimentakkumulation im Bereich des Einzugsgebietsauslasses. Hierfür wird die Abflussakkumulation mit Hilfe der Abflussrichtung erneute berechnet, wobei eine Gewichtung mit den aus den jeweiligen Rasterzellen gelieferten Sedimenten stattfindet. Der dabei verwendete ARCInfo-Befehl lautet: *flowaccumulation* (flowdirection-grid, Pixelaustrag).

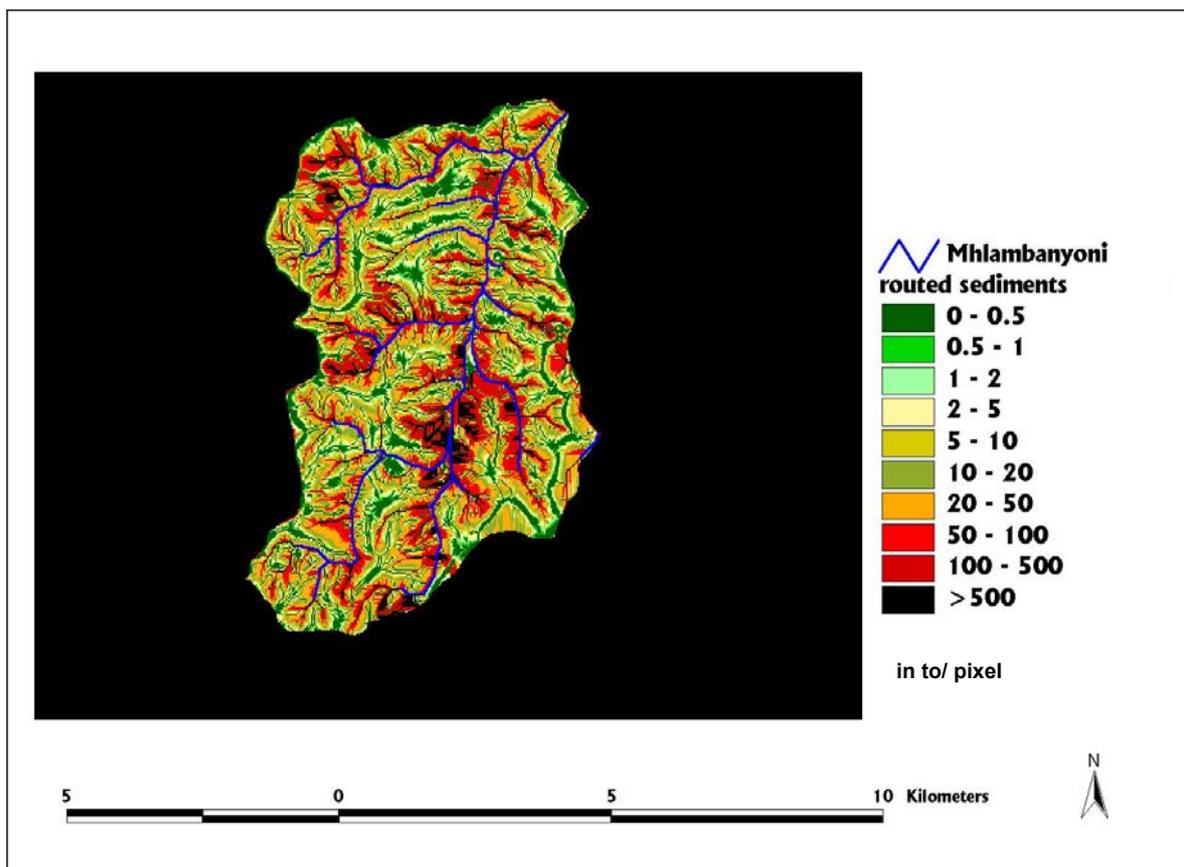


Abbildung 5.6.5: Sedimentausttrag aus dem Mhlambanyoni-Einzugsgebiet für Szenario 2.3

Basierend auf den eben erörterten Annahmen konnte schließlich mit Hilfe der oben beschriebenen Prozedur für jede Modellierungseinheit in den ausgewählten Untersuchungsgebieten der integrierte Gesamtaustrag an Boden- und Substratmaterial bestimmt werden. Die Sedimentakkumulation versteht sich als Summe aller Austräge der in eine Zelle entwässernden ERUs. Die Sedimentmenge, die für eine Einheit berechnet wurde, beinhaltet folglich den aufsummierten Austrag des Einzugsgebietes der jeweiligen Zelle. Abbildung 5.6.5 zeigt das Ergebnis dieser Prozedur beispielhaft für das Mhlambanyoni-Einzugsgebiet. Dargestellt ist der Sedimentausttrag für langjährige Durchschnittswerte der flächenhaften Erosion und Gullyerosionsraten, die dem Übergangsstadium entsprechen (Szenario 2.3). Deutlich treten die Flächen im Bereich der aktiven Gullies hervor, die einen hohen Beitrag zum Sedimentaufkommen liefern.

## Kapitel 5

Tabelle 5.6.3: Ergebnisse der Sedimentaustragsberechnungen für die ausgewählten Untersuchungsgebiete

Staat	Einzugsgebiet	Szenario nach Tab. 5.6.2	Austrag durch flächenhafte Erosion in to/Jahr	Austrag durch Gullyerosion in to/Jahr	Gesamter Austrag in to/Jahr	Gesamtaustrag bezogen auf Einzugsgebiet in to /ha*Jahr	Anteil Gullyerosion am Gesamtaustrag in %
SWZ	Mhlambanyoni	1.1	75706,5	20550,0	96256,5	22,86	21,35
	Mhlambanyoni	1.3	52412,1	20550,0	72962,1	17,33	28,17
	Mhlambanyoni	2.1	75706,5	11062,5	86769,0	20,61	12,75
	Mhlambanyoni	2.2	40765,0	11062,5	51827,5	12,31	21,34
	Mhlambanyoni	2.3	52412,1	11062,5	63474,6	15,07	17,43
	Mhlambanyoni	3.2	40765,0	8962,5	49727,5	11,81	18,02
	Mhlambanyoni	3.3	52412,1	8962,5	61374,6	14,57	14,60
	Oberer Mbuluzane	1.1	312894,2	20674,9	333569,1	14,95	6,20
	Oberer Mbuluzane	1.3	216619,7	20674,9	237294,6	10,63	8,71
	Oberer Mbuluzane	2.1	312894,2	11129,8	324024,0	14,52	3,43
Oberer Mbuluzane	2.2	168481,7	11129,8	179611,5	8,05	6,20	
Oberer Mbuluzane	2.3	216619,7	11129,8	227749,5	10,21	4,89	
Oberer Mbuluzane	3.2	168481,7	9017,0	177498,7	7,95	5,08	
Oberer Mbuluzane	3.3	216619,7	9017,0	225636,7	10,11	4,00	
RSA	Nzinga	1.1	181104,0	28043,9	209147,9	7,43	13,41
	Nzinga	1.3	114555,7	28043,9	142599,6	5,06	19,67
	Nzinga	2.1	181104,0	9863,7	190967,7	6,78	5,17
	Nzinga	2.2	114479,0	9863,7	124342,7	4,42	7,93
	Nzinga	2.3	114555,7	9863,7	124419,4	4,42	7,93
	Nzinga	3.2	114479,0	7542,9	122021,9	4,33	6,18
	Nzinga	3.3	114555,7	7542,9	122098,6	4,34	6,18

In Tabelle 5.6.3 sind die Ergebnisse der Berechnungen für die jeweiligen Szenarien (Tab. 5.6.2) und bezogen auf den Einzugsgebietsauslass der entsprechenden Untersuchungsgebiete aufgeführt. Dargestellt sind die absoluten Anteile der flächenhaften Erosion und der Gullyerosion am Gesamtaustrag in to/ Jahr sowie der Gesamtaustrag bezogen auf die jeweilige Einzugsgebietsfläche in Tonnen pro Hektar und Jahr. Der Anteil der Gullyerosion am Gesamtaustrag ist zusätzlich in Prozentwerten ausgewiesen. Die Diskussion der Ergebnisse soll im nächsten Kapitel ausgeführt werden.

### 5.6.6 Diskussion der Regionalisierungsergebnisse

Die Ergebnisse der Regionalisierung sollen nun auf der Grundlage von den in Tabelle 5.6.3 aufgeführten Ergebnissen erörtert werden.

Die Resultate der Berechnungen zeigen für die jeweiligen Untersuchungsgebiete in Feuchttjahren bei initialer Gullyerosionsdynamik Maximalwerte des Sedimentaustrages (Szenario 1.1). Wie die Gullymodellierung jedoch deutlich gemacht hat (Kapitel 5.4), ist das Übergangsstadium der Gullyerosionsdynamik charakteristisch für die gegenwärtige Situation. Aus diesem Grunde sind die Maximalausträge unter aktuellen Bedingungen am zutreffensten durch das Übergangsstadium der Gullyerosionsprozessdynamik und Feuchttjahresbedingungen beschrieben (Szenario 2.1). Diese Werte liegen unter denen der absoluten Maxima und über den Werten für den langjährigen Durchschnitt der flächenhaften Erosion unter initialen Gullyerosionsbedingungen (Szenario 1.3).

Die absoluten Minimalwerte wurden für Trockenjahrbedingungen und das finale Gullystadium berechnet (Szenario 3.2). Wie bereits für die Maximalwerte angemerkt wurde, kann für die aktuelle Situation ein Minimalwert, der dem Szenario 2.2 entspricht, angenommen werden. Dieses Szenario zeichnet sich durch das Übergangsstadium der Gullyerosionsprozessdynamik und Trockenjahrbedingungen aus. Die entsprechenden Werte liegen unter denen für den langjährigen Durchschnitt (Szenario 3.3).

Als Durchschnittswert zur Beschreibug der gegenwärtigen Situation kann Szenario 2.3 betrachtet werden. Dieses kombiniert den langjährigen Durchschnitt des flächenhaften Abtrags mit dem Abtrag des Übergangsstadiums der Gullyerosion.

Die absoluten Werte des Austrages (in to/ Jahr) sind im Mhlambanyoni-Einzugsgebiet (42 km²) am niedrigsten. Die Werte für das Nzinga-Einzugsgebiet (281 km²) liegen unter denen des kleineren oberen Mbuluzane-Einzugsgebiets (223 km²), das den höchsten Austrag aufweist.

Der auf das Einzugsgebiet bezogene Austrag variiert zwischen 22,9 to/ ha * Jahr und 11,8 to/ ha * Jahr im Mhlambanyoni-Einzugsgebiet, wobei die aktuellem Maxima und Minima 20,6 to/ ha * Jahr bzw. 12,3 to/ ha * Jahr entsprechen. Die Werte im oberen Mbuluzane-Einzugsgebiet sind wesentlich geringer mit Werten zwischen 15,0 to/ ha * Jahr und 8,0 to/ ha * Jahr. Die aktuellen Minima und Maxima können hier mit 14,5 bzw. 8,1 to/ ha * Jahr angegeben werden. Die entsprechenden Daten für den Nzinga River sind nochmals geringer mit Werten zwischen 7,4 to/ ha * Jahr und 4,3 to/ ha * Jahr sowie den aktuellen Maxima bzw. Minima von 6,8 to/ ha * Jahr und 4,4 to/ ha * Jahr. Damit sind die flächenbezogenen Austragsraten (in to/ha * Jahr) im Nzinga-Einzugsgebiet (281 km²) am niedrigsten. Im vergleichbaren oberen Mbuluzane-Einzugsgebiet (223 km²) sind die Austragsraten doppelt so hoch, während die Sedimentaustragsraten des Mhlambanyoni-Einzugsgebiets (42 km²) um den Faktor 3,5 größer sind als die des Nzinga-Einzugsgebiets.

Die höheren Raten im Mhlambanyoni-Einzugsgebiet sind auf die deutlich höheren Gullyerosionsraten und den höheren Anteil aktiver Gullyflächen am Gesamteinzugsgebiet zurückzuführen. Diese können im Extremfall bis zu 28 % am Gesamtaustrag ausmachen (Szenario 1.3), wobei ein mittlerer Wert von 17,5 % angenommen werden kann, welcher Szenario 2.3 entspricht. Bei etwa 7-fach kleinerem Einzugsgebiet werden nahezu gleiche absolute Werte des Austrages durch Gullyerosion in den beiden swasiländischen Untersuchungsgebieten verzeichnet. Im oberen Mbuluzane River liegen folglich aufgrund der geringeren aktiven Gullyflächen die Anteile der Gullyerosion am Gesamtaustrag bei maximal 8,7 %. Gemäß Szenario 2.3 kann hier ein mittlerer Wert von 4,9 % ausgewiesen werden. Im Vergleich dazu betragen die Anteile der Gullyerosion am Gesamtaustrag im Nzinga-Einzugsgebiet - trotz geringerer Erosionsraten - maximal 19,7 % mit Mittelwerten (Szenario 2.3) von 7,9 %. Dies ist auf den hohen Flächenanteil aktiver Gullyerosionszellen im Einzugsgebiet zurückzuführen.

## Kapitel 5

---

Generell kann für die Untersuchungsgebiete festgehalten werden, dass die Sedimentproduktion durch Gullyerosionsprozesse einen nicht vernachlässigbaren Anteil an der Gesamtproduktion aufweist, der bis zu 30 % betragen kann, wie die obigen Berechnungen zeigten. Darüber hinaus kann davon ausgegangen werden, dass diese Anteile noch höher ausfallen, da Depositionsprozesse, die im Wesentlichen auf den durch flächenhafte Erosion gekennzeichneten Hangbereichen stattfinden, nicht berücksichtigt wurden. Somit reduziert sich der Anteil an Sedimenten, die durch flächenhafte Erosion generiert werden, während der Anteil, der durch Gullyerosionsprozesse verursacht wird, aufgrund der Abflussdynamik nur unwesentlich durch Depositionsprozesse verringert wird. Weiterhin ist der Anteil der ausgetragenen Sedimente, die durch Gullyerosionsprozesse hervorgerufen wurden, von der Fläche der aktiven Gullybereiche und den dazugehörigen Gullyerosionsraten abhängig, wie der Vergleich der Untersuchungsgebiete zeigte.

Um eine abschließende Bewertung der Ergebnisse vornehmen zu können, müssen die berechneten Austräge jedoch anhand von gemessenen Werten - wie beispielsweise der Sedimentkonzentration oder durch ein detailliertes Studium des Abflusswiderstandes sowie der Depositionsprozesse vor allem in den Hangbereichen - kalibriert und validiert werden. Die Messung von Sedimentkonzentrationen ist, wie laufende Untersuchungen von UMGANI WATER (1998) im Bereich Lundies Hill (U1H005, Camden) für das Mkomazi-Einzugsgebiet feststellten, jedoch problematisch. Automatische Messungen sind aufgrund von Vandalismus und Diebstahl nicht durchführbar. Tägliche manuelle Messungen sind unter personaltechnischen Aspekten und unter Kostengesichtspunkten sehr aufwendig. Wochenweise Messungen sind hingegen unzureichend, da zeitlich begrenzte Starkniederschläge mit hohen Austragsraten oft nicht erfasst werden können. Wöchentliche Messungen von UMGANI WATER (1998) ergaben beispielsweise für das obere Mkomazi-Einzugsgebiet einen durchschnittlichen Austrag für den Zeitraum 03.1997 bis 03.1998 von 165945 to. Dieser ist etwas höher als der oben für den Nzinga River bestimmte jährlichen Austrag. Angesichts der Tatsache, dass im Rahmen der Messungen ein einziges erfasstes Ereignis bereits 27 % der festgestellten Gesamtsumme lieferte, kann gefolgert werden, dass der aus den Messungen extrapolierte Jahresgesamtaustrag zu niedrig ist, wie von UMGANI WATER (1998) selbst bestätigt wurde. Es kann jedoch von der richtigen Größenordnung der Werte ausgegangen werden. Eine Validierung der Ergebnisse ist jedoch mit diesen unvollständigen Messungen nicht zuverlässig durchführbar, hierzu sind täglich gemessene Werte unabdingbar.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass der Sedimentaustrag der einzelnen Pixel mit hoher Genauigkeit, basierend auf den Modellierungen, bestimmt wurde. Unter Verwendung des Routing-Verfahrens konnte anschließend der Einzugsgebietsaustrag bestimmt werden, wobei der Anteil der Gullyerosion am Gesamtaustrag bis zu ca. 30 % betragen kann, der somit eine eminente Bedeutung für den Sedimenthaushalt besitzt, der nicht vernachlässigt werden darf. Der berechnete Gesamtaustrag der jeweiligen Einzugsgebiete kann jedoch als zu hoch eingeschätzt werden, da im Verlaufe des Abflussgeschehens Depositionsprozesse nicht berücksichtigt wurden. Das angewendete Verfahren muss folglich als erste Approximation mit den oben diskutierten Annahmen gewertet werden. Der Fehler, den diese Näherung beinhaltet, ist jedoch aufgrund der Abflussdynamik und der durch die Erosionsprozesse bereitgestellten Sedimente als gering zu betrachten. Folglich kann dieses Verfahren durchaus in Einzugsgebieten mit den oben erwähnten Charakteristika eingesetzt werden. Eine abschließende Bewertung kann jedoch erst anhand von detaillierten langjährigen Messwerten vorgenommen werden.

### 5.7 Zusammenfassung und Bewertung der Ergebnisse

Die in den vorangehenden Kapiteln des Ergebnisteils gewonnenen Erkenntnisse sollen nun abschließend zusammengefasst und bewertet werden.

Basierend auf den in Kapitel 4 gelegten Grundlagen wurden in Kapitel 5.1 die Erosions Response Units abgeleitet. Für die Ableitung der unterschiedlichen Erosionsprozessdynamiken der einzelnen ERUs wurden dabei die aktuellen Erosionsformen als Indiz für das Erosionsprozessgefüge herangezogen. Die aktuellen Erosionsformen wurden mit Hilfe von stereoskopischen Luftbildern identifiziert und dienten zur Referenzierung der physiographischen und anthropogenen Informationsebenen. Aus diesen wurden schließlich die ERUs hergeleitet. Die ERUs können folglich als spezifische Parameterkombination, die einer bestimmten Erosionsprozessdynamik entsprechen, betrachtet werden. Die ERUs reagieren dementsprechend auf einen Systeminput in einer ihnen eigenen Art und Weise. Die Erosionsprozessdynamik innerhalb einer bestimmten ERU ist dabei als homogen im Vergleich zu andern ERUs anzusehen.

Bei der Ableitung der ERUs wurde festgestellt, dass die maximale Anzahl an *response units*, aus denen sich ein Einzugsgebiet zusammensetzt, geringer ist als das Produkt aller Merkmalsausprägungen der erosionsrelevanten Kenngrößen. Daraus ergibt sich, dass die einzelnen Parameter, die eine ERU charakterisieren, miteinander korrelieren, was mit der Genese des Prozessgefüges innerhalb einer ERU begründet werden kann. Für die Untersuchungsgebiete konnte das räumliche Muster der ERUs bestimmt werden. Dies ermöglichte, verschiedene Erosionsprozesse hinsichtlich ihrer Intensität und lokalen Ausdehnung zu bestimmen.

Im oberen Mkomazi-Untersuchungsgebiet sind demnach ca. 90% der gesamten Fläche von Erosionserscheinungen betroffen. 13 % des Untersuchungsgebiets sind dabei durch tiefe Gullyerosionserscheinungen gekennzeichnet. Für das obere Mbuluzi-Einzugsgebiet mit den beiden tributären Mhlambanyoni- und Mbuluzane-Teileinzugsgebieten beträgt der Anteil an Flächen, die Erosionserscheinungen aufweisen, ca. 40%. Tiefe Gullyerosion konnte im Wesentlichen im oberen Teil des Mbuluzane-Teileinzugsgebietes sowie im Bereich des Mhlambanyoni River lokalisiert werden (ca. 8% des Untersuchungsgebietes).

Basierend auf den obigen Untersuchungen wurde anschließend beispielhaft für das Mkomazi-Einzugsgebiet die Regionalisierung der ERU-Informationen vorgenommen. Durch die Kalibrierung mit den im oberen Einzugsgebietsteil abgeleiteten spezifischen ERU-Kombinationen konnte die potentielle Erosionsgefährdung deduziert werden. Dabei wurde davon ausgegangen, dass gleiche Parameterverteilungsmuster der gleichen spezifischen Erosionsintensität und -form bzw. einer spezifischen Erosionsprozessdynamik zugeordnet werden können. Areale mit hoher potentieller Erosionsgefährdung konnten somit identifiziert werden. Die visuelle Überprüfung der Erosionswahrscheinlichkeitskarte zeigte eine hohe Übereinstimmung mit der Realität. Ausnahmen waren im Wesentlichen auf die unzureichende Qualität der DGM-Informationen zurückzuführen (200 m Auflösung). Neben der potentiellen Erosionsgefährdung konnten aber auch präzise Angaben über die Erosionsformen und -intensitäten gemacht werden, wie die Beispiele in Kapitel 5.1.5 zeigten.

Da die ERUs Aussagen über die jeweiligen Erosionsformen und -prozesse sowie deren Intensität zulassen und wichtige Informationen der physiographischen und anthropogenen Gegebenheiten beinhalten, können sie als Modelleinheiten verwendet werden. Dies stellt einen wichtigen Schritt hin zu einer integrativen Modellierung der wesentlichen Erosionserscheinungen dar. Der ERU-Ansatz bietet eine vollständig distributive Modellierungsstruktur, die eine realistische Abbildung der natürlichen Geometrien über das Konzept der finiten Elemente erlaubt. Mit Hilfe dieser Struktur können unterschiedliche Erosionsprozesse mit spezifischen Algorithmen oder Modellen simuliert werden.

## Kapitel 5

---

Die Modellierung ermöglichte schließlich, Aussagen über die absoluten Erosionsraten sowie über deren Dynamik zu treffen. Einen wichtigen Faktor bei der Auswahl der Modelle stellte die Datengrundlage in den Untersuchungsgebieten dar. Schwierigkeiten ergaben sich insbesondere für physikalisch basierte Modelle, die eine enorme Fülle an Eingabedaten erfordern. Diese standen nicht zur Verfügung oder deren Ableitung war mit einem zu hohen Aufwand verbunden. Die Auswahl der Modelle stellt folglich einen Kompromiss zwischen der möglichst genauen Simulation der Erosionsprozesse und der vorhandenen bzw. ableitbaren Datengrundlage dar. Entsprechend der vorherrschenden Erosionsprozesse wurde die RUSLE für die Modellierung der flächenhaften Erosion gewählt und die Gullyerosionsmodelle DIMGUL und STABUL zur Simulation der Gullyerosionsprozesse herangezogen (Kapitel 5.2.1).

Da die Untersuchungsgebiete schwer zugänglich sind und Geländearbeit aus logistischen, Personal- und Sicherheitsgründen Schwierigkeiten mit sich bringt, wurde bei der Bereitstellung der Modelleingangsinformationen versucht, im Wesentlichen auf fernerkundlich gewonnenes Datenmaterial zurückzugreifen. Panchromatische Stereoluftbilder und Landsat-TM-Daten wurden für diese Analysen verwendet. Abgeleitet wurden unter anderem Informationen, die zur Kalibrierung der Gullymodelle und zur Regionalisierung der Ergebnisse verwendet wurden. Weiterhin konnten Oberflächeninformationen aus den Landsat-TM-Daten zur Herleitung der Vegetationsbedeckung bzw. der Landnutzung verwendet werden. Aus diesen Informationen wurde dann der C-Faktor der RUSLE bzw. der Bodenbedeckungsgrad abgeleitet. Die Analyse der digitalen Geländemodelle stellte eine weitere Quelle zur Gewinnung von Eingangsinformationen für die Modellierung dar. Beispielsweise konnte der LS-Faktor auf Grundlage der DGM-Informationen für die RUSLE-Modellierung deduziert werden. Morphometrisch strukturelle Parameter konnten hingegen unter anderem von den stabilen Gullysystemen für die Gullyerosionsmodellierung hergeleitet werden. Dazu wurde auf die hochauflösenden, aus den Luftbildern gewonnenen DGM-Informationen zurückgegriffen. Diese digitalen Geländemodelle besitzen eine horizontale Auflösung von 1 m x 1 m.

Probleme ergaben sich vor allem durch die unterschiedliche räumliche Auflösung der Daten. Insbesondere im Mkomazi-Einzugsgebiet wurden aufgrund der DGM-Auflösung von 200 m Pixelkantenlänge Ungenauigkeiten registriert, die im Mbuluzi-Einzugsgebiet mit einer DGM-Auflösung von 25 m x 25 m nicht festgestellt wurden. Es ist zu erwarten, dass mit höher aufgelösten DGM-Daten die Fehler drastisch reduziert werden können, die auf der hohen Reliefenergie im oberen Mkomazi-Einzugsgebiet basieren. Eine weitere Schwierigkeit bestand in der zeitlichen Auflösung der Daten. Aufgrund der unzureichenden Informationen bezüglich der temporären Verteilung der Vegetations- und Bodenparameter wurden diese als zeitlich konstant betrachtet. Die RUSLE-Modellierung der Extremsituationen (Trockenjahr; Feuchtjahr) kann daher lediglich als erste Näherung angesehen werden, da diese nur durch die Veränderung des Niederschlagsfaktors simuliert wurden. Die Parameter für Vegetation und Boden konnten wegen mangelnder Datengrundlage nicht an diese Situationen angepasst werden. Aufgrund der Sensitivität der C- und K-Faktoren ist hier eine abschließende Beurteilung der absoluten Ergebnisse somit nur eingeschränkt möglich. Darüber hinaus ergaben sich aufgrund der Abdeckung der Landsat-Szene Probleme für die Modellierung im Mkomazi-Einzugsgebiet. Die Simulationen konnten hier nur für das Nzinga-Teileinzugsgebiet durchgeführt werden, für das eine vollständige Abdeckung vorhanden war. In Zukunft ist hier mit hochauflösenden multispektralen und multitemporalen Messungen eine Verbesserung der Datenlage zu erwarten.

Die Modellierung der flächenhaften Erosionsprozesse mit Hilfe der RUSLE zeigte in den beiden Untersuchungsräumen einige Gemeinsamkeiten hinsichtlich der räumlichen Verteilung der Erosionsraten. Generell sind dicht besiedelte und mit entsprechend hohem Viehbesatz ausgestattete Bereiche von flächenhaften Erosionsprozessen betroffen, speziell dann, wenn sie in den Bereich kolluvialer Ablagerungen fallen bzw. die Substrate eine hohe Erodibilität aufweisen.

## Arbeiten und Ergebnisse

---

Die Validierung der Modellergebnisse gestaltet sich aufgrund fehlender Messdaten und nur weniger lokal begrenzter Studien im Bereich der Untersuchungsräume schwierig. Zur Bewertung der Ergebnisse wurde schließlich das berechnete langjährige Mittel mit Resultaten anderer Studien verglichen. Diese wurden auf charakteristischen Testparzellen oder unter typischen Bedingungen im Bereich der Untersuchungsräume durchgeführt. Basierend auf diesem Mittelwertvergleich können die Simulationsergebnisse im Bereich des Mkomazi-Einzugsgebiets bzw. der beiden swasiländischen Einzugsgebiete mit jeweils ca. 10 to/ ha * Jahr für den langjährigen Durchschnitt als stimmig betrachtet werden. Die Validierung der räumlichen Verteilung der Erosionsraten war aufgrund fehlender Untersuchungen nicht möglich. Ein Vergleich mit der Verteilung der potentiellen Erosionsgefährdung zeigte jedoch eine hohe räumliche Korrelation zwischen der modellierten Erosionsintensität und der potentiellen Erosionsgefährdung. Dies konnte auch anhand eines Vergleichs der Modellierungsergebnisse mit den Luftbildern bestätigt werden.

Die Simulation der Gullyerosionsdynamik wurde für den Mbothoma-Gully im Mhlambanyoni-Einzugsgebiet sowie für den Kwa Thunzi-Gully im oberen Mkomazi-Einzugsgebiet durchgeführt. Diese wurden als charakteristisch für die physiographischen Gegebenheiten der jeweiligen Einzugsgebiete identifiziert. Beide Gullymodelle (STABGUL und DIMGUL) wurden auf den Mbothoma-Gully angewendet, während der Kwa Thunzi-Gully nur mit Hilfe des dynamischen Modells simuliert wurde.

Die komplette Beschreibung der Gullyentwicklungsdynamik für den Mbothoma-Gully war aufgrund eines vorhandenen stabilen Gullys möglich. Dieser erlaubte die Ableitung von Modellparametern wie die kritische Abflussgeschwindigkeit oder des stabile Gullysohlengefälle. Schwierigkeiten ergaben sich durch die Tatsache, dass sich die Erosionsbasis dynamisch absenkt. Dies wurde in die Modellierung mit einbezogen, um eine korrekte Beschreibung der Situation zu gewährleisten.

Ein Vergleich der simulierten und beobachteten Longitudinalprofile des Mbothoma-Gullys zeigte, dass das statische Gullymodell für kürzere Perioden von 100-150 Jahren das Abflussprofil im Vergleich zum dynamischen Modell übersimuliert. Insbesondere ist dies in den oberen Einzugsgebietsbereichen der Fall, während der untere Bereich eine vollkommene Übereinstimmung der Modellergebnisse aufweist. Die Profillänge erreicht bereits 1998 nahezu ihr Maximum. Dies kann mit beiden Modellen übereinstimmend simuliert werden. Im Jahr 2100 beträgt die Länge des Abflussprofils folglich 100% des finalen statischen Zustands. Dagegen bildeten sich nur 95% der Gullyfläche und 65% des Gullyvolumens in Bezug auf das finale Äquilibrium aus.

Für das dynamische Modell wurde eine hohe Kongruenz der simulierten Profile mit den beobachteten Werten festgestellt. Das dynamische Modell ist folglich in der Lage, den Ist-Zustand korrekt zu simulieren. Aus diesem Grunde kann auch für die Prognose der Gullywachstumsdynamik von einem hohen Maß an Zuverlässigkeit ausgegangen werden. Das dynamische Gullymodell wurde dementsprechend für einen Zeitraum von 15300 Jahren angewendet, um mit dem dynamischen Modell das finale statische Äquilibrium zu simulieren. Die morphometrischen Parameter entwickeln sich dabei nach dem von KOSOV et al. (1978) beschriebenen Muster. Ein direkter Vergleich der Simulationsergebnisse zeigt eine generell gute Übereinstimmung mit nur leichten Abweichungen im Gullyober- und Gullymittebereich. Das dynamische Modell übersimuliert den Mittelteil und unterschuliert den Gullykopfbereich. Die Unterschiede fallen jedoch sehr gering aus. Folglich kann das dynamische Modell, über einen hinreichend langen Zeitraum angewendet, eine gute Näherung der finalen Gullymorphologie liefern, womit auch die Modellierungsergebnisse des statischen Gullymodells als zuverlässig betrachtet werden können.

Im Gegensatz zum Mbothoma-Gully, der sehr homogene litho-pedologische Bedingungen aufweist, ist der Kwa Thunzi-Gully gekennzeichnet durch mehrere Strati, die wegen der nur

## Kapitel 5

---

schwierig festzustellenden räumlichen Ausmaße zusammengefasst wurden. Dies ist aufgrund der sehr homogenen Krongrößenverteilung als erste Näherung zulässig. Eine abschließende Beurteilung hinsichtlich der Prognosegüte des Modells kann jedoch aufgrund fehlender Referenzdaten (statisches Modell) nur eingeschränkt vorgenommen werden. Der Vergleich von beobachteten und simulierten Längsprofilen zeigte lediglich im mittleren Teil des Gullys geringe Abweichungen. Anhand der präzisen Simulationsergebnisse ist folglich davon auszugehen, dass eine verlässliche Prognose auch für den Kwa Thunzi-Gully gewährleistet ist. Wie für den Mbothoma-Gully gezeigt, lassen sich jedoch auch mit dem dynamischen Modell Aussagen über das finale Äquilibrium der Gullytopographie treffen, wenn das Modell für einen hinreichend langen Zeitraum angewendet wird. Die Gegenüberstellung der Untersuchungsgebiete ergab einen engen Zusammenhang in der zeitlichen Abfolge der Gullywachstumsphasen. Der Beginn des Gullyzyklus kann auf Anfang der 70er Jahre zurückdatiert werden. Abgesehen von den klimatischen Bedingungen sind die Auslösungsmechanismen jedoch unterschiedlich. Während in Swasiland geostruktuelle Gründe ausschlaggebend sind, können im Mkomazi-Einzugsgebiet im Wesentlichen anthropogene Gründe angeführt werden.

Aus der Modellierung der Gullyerosionsdynamik konnten schließlich Erosionsraten für drei Stadien der Gullyentwicklung abgeleitet werden. Das Übergangsstadium entspricht dabei der gegenwärtigen Situation. Das Initialstadium bzw. das finale Stadium geben hingegen Auskunft über die Extremraten. Die für die Testgullies erzielten Ergebnisse wurden anschließend mit Hilfe von Fernerkundungsmethoden auf Grundlage von Landsat-TM-Daten regionalisiert. Hierbei wurden zunächst die aktiven Gullyflächen mit Hilfe des TSAVI bestimmt. Probleme ergaben sich insbesondere im oberen Mkomazi-Einzugsgebiet, das aufgrund der hohen Reliefenergie durch Schatteneffekte in der Landsat-Szene gekennzeichnet ist. Durch eine entsprechende Wahl der Klassenbreite der TSAVI-Werte konnten diese Effekte jedoch weitgehend ausgeschossen werden. Für die swasiländischen Untersuchungsgebiete mit wesentlich geringerer Reliefenergie konnten diese Schatteneffekte vernachlässigt werden. Den über das TSAVI-Verfahren abgeleiteten aktiven Gullyflächen konnten im Folgenden die entsprechenden Erosionsraten zugewiesen werden.

Wie oben beschrieben, erlaubt die ERU-Struktur die Modellierung der verschiedenartigen Erosionsprozesse mit spezifischen Modellen. Die flächenhafte Erosion wurde mit der RUSLE modelliert, während die tiefen linearen Erosionsprozesse in Form von Gullies mit den Gullymodellen simuliert werden konnten. Die Ergebnisse der Modellierung stellen folglich den räumlich verteilten, prozessspezifischen Sedimentaustrag aus den jeweiligen ERUs dar.

Der Sedimentaustrag der einzelnen ERUs konnte dabei mit hoher Genauigkeit ermittelt werden. Unter Verwendung eines Routing-Verfahrens wurde abschließend der Einzugsgebietsaustrag bestimmt. Die Berechnung des Gesamtaustrags stützte sich auf Annahmen, die zum einen Depositionsprozesse während des Abflussgeschehens unberücksichtigt lassen und zum anderen Subrosionsprozesse vernachlässigen. Aufgrund der Abflussdynamik und der Substratzusammensetzung in den Untersuchungsgebieten kann jedoch der Fehler, den diese Näherungen beinhalten, als gering betrachtet werden.

Im Mhlambanyoni-Einzugsgebiet variiert der auf das Einzugsgebiet bezogene Gesamtaustrag für die aktuelle Situation zwischen maximal 20,6 to/ ha * Jahr und minimal 12,3 to/ ha * Jahr. Die aktuellen Werte im oberen Mbuluzane-Einzugsgebiet sind wesentlich geringer mit Werten zwischen 14,5 und 8,1 to/ ha * Jahr. Die entsprechenden Daten für den Nzinga River sind nochmals geringer mit Werten zwischen 6,8 to/ ha * Jahr und 4,4 to/ ha * Jahr.

Die höheren Raten im Mhlambanyoni-Einzugsgebiet sind auf die deutlich höheren Gullyerosionsraten und den höheren Anteil aktiver Gullyflächen am Gesamteinzugsgebiet zurückzuführen. Bei einem etwa 7-fach kleineren Einzugsgebiet werden nahezu gleiche absolute Werte des Austrages durch Gullyerosion in den beiden swasiländischen Untersuchungsgebieten verzeichnet. Im oberen Mbuluzane River liegen folglich aufgrund der geringeren aktiven

## Arbeiten und Ergebnisse

---

Gullyflächen die Anteile der Gullyerosion am Gesamtaustrag bei maximal 8,7 %. Im Vergleich dazu betragen die Anteile der Gullyerosion am Gesamtaustrag im Nzinga-Einzugsgebiet trotz geringerer Erosionsraten maximal 19,7 %. Dies ist auf den hohen Flächenanteil aktiver Gullyerosionszellen im Einzugsgebiet zurückzuführen.

Insgesamt kann konstatiert werden, dass der Anteil der Gullyerosion am Gesamtaustrag mit Werten von bis zu ca. 30 % (Mhlambanyoni River) und aktiven Gullyflächen von weniger als 1% der Einzugsgebietsfläche eine eminente Bedeutung für den Sedimenthaushalt besitzt. Folglich kann die Gullyerosion bei der Bestimmung des Sedimentaustrages nicht vernachlässigt werden.

Abschließend soll nochmals darauf verwiesen werden, dass das angewendete Verfahren eine erste Approximation des Gesamtsedimentaustrages darstellt. Aufgrund der physiographisch hydrologischen Dynamik in den Untersuchungsgebieten sind jedoch die Ungenauigkeiten, die aufgrund der Annahmen in Kauf genommen werden, als gering anzusehen. In Einzugsgebieten, die ähnliche Charakteristika wie die der Untersuchungsgebiete aufweisen, kann dieses Verfahren somit durchaus eingesetzt werden. Eine definitive Bewertung muss jedoch anhand von detaillierten langjährigen Messreihen vorgenommen werden.

## Kapitel 5

---

### Kapitel 6

#### **Zusammenfassung und Ausblick**

In diesem Kapitel werden nun die im Laufe der Arbeit erzielten und diskutierten Ergebnisse zusammenfassend dargestellt. Dabei sollen die Resultate unter Berücksichtigung der in Kapitel 3 formulierten Schwerpunkziele in den Gesamtzusammenhang der Arbeit eingeordnet werden. Abschließend erfolgt ein Ausblick, der mögliche Perspektiven für den Bereich der diskutierten Fragestellungen aufzeigt, wobei die besondere Situation des südlichen Afrikas berücksichtigt werden soll.

#### **6.1 Zusammenfassung**

In der vorliegenden Arbeit wurden unterschiedliche Erosionsprozesse und deren Dynamiken in zwei Einzugsgebieten des südlichen Afrikas analysiert. Wesentliches Arbeitsziel war die Entwicklung eines integrativen Konzepts, das, basierend auf dem *response units*-Ansatz, auf Einzugsgebietsebene die Identifikation der erosionsrelevanten Einzugsgebietseigenschaften gestattet und die Ausweisung und Modellierung der vorherrschenden Erosionsprozesse ermöglicht.

Nach einer kurzen Einführung wurde in Kapitel 2 der Stand der Forschung formuliert. Ausgehend von einer kurzen Begriffsdefinition der im Laufe der Arbeit verwendeten Termini wurden die regionalspezifischen Besonderheiten der Erosionsprozesse und -formen im südlichen Afrika dargestellt. Hierbei wurden die einzelnen Erosionsprozesse, die zur Gesamterosionsdynamik in den Untersuchungsgebieten beitragen, erörtert. Besonderes Gewicht wurde dabei auf die Gullyerosionsprozesse gelegt. Gegenstand der anschließenden Diskussion der theoretischen Grundlagen der Erosionsmodellierung waren ein kurzer historischer Überblick sowie die Betrachtung von verschiedenen Modellansätzen, die anhand von ausgewählten Modellen erörtert wurden. Einen weiteren Bestandteil dieses Abschnittes bildeten Darstellung und Diskussion von Parametrisierungs- und Kalibrierungsverfahren, wobei auf Hindernisse und Schwierigkeiten in den Entwicklungsländern hingewiesen wurde. Darüber hinaus wurde in Kapitel 2.5 die Skalenproblematik in der Erosionsmodellierung umrissen. Nach einer Darstellung der räumlichen Diskretisierungsverfahren wurde hierbei ausführlicher auf das Anwendungspotential des *response units*-Ansatzes eingegangen. Der in den Kapiteln 2.1 bis 2.5 dargelegte Forschungsstand führte zur Formulierung der in Kapitel 2.6 aufgeführten Forschungsdefizite.

Kapitel 3 fasste die Schwerpunkziele und die methodische Vorgehensweise mit Bezug auf den formulierten Forschungsbedarf zusammen. Die Schwerpunkziele beinhalten die Entwicklung und Anwendung eines integrativen Konzepts zur Identifikation und Darstellung der erosionsrelevanten Einzugsgebietscharakteristika. Das Konzept sollte auf dem „*response units*-Ansatz“ beruhen und sollte der Übertragung der gewonnenen Ergebnisse aus ausgewählten Teileinzugsgebieten auf das Gesamteinzugsgebiet (Regionalisierung) dienen. Die distributive Struktur des Ansatzes sollte dabei die Grundlage für die anschließende Prozessmodellierung bilden. Gemäß der anwendungsspezifischen Schwerpunkte der Arbeit sowie der methodischen Zielsetzungen sollte beispielhaft für die Untersuchungsgebiete geklärt werden, ob der *response units*-Ansatz in der Erosionsmodellierung und der anschließenden Regionalisierung der Ergebnisse verwendet werden kann.

In Kapitel 4 wurden die physiographischen Charakteristika der Einzugsgebiete und die bestehende Datengrundlage dargelegt. Darüber hinaus wurden die in den Untersuchungsgebieten bereits durchgeführten Arbeiten mit erosionsrelevantem Hintergrund ausgewertet. Der in Kapitel 4.3 beschriebene Aufbau eines Datenpools mit der Homogenisierung, Aufbereitung und Archivierung

## Kapitel 6

---

der verwendeten Geodaten sowie den hydrometeorologischen Zeitreihen stellte einen wichtigen Zwischenschritt für die im nachfolgenden Kapitel durchgeführten Arbeiten dar.

Im Ergebnisteil der Arbeit wurde zunächst das *Erosion Resposn Units*-Konzept entwickelt und vertiefend die Ableitung der *Erosion Response Units* (ERUs) diskutiert. Die Deduktion der ERUs wurde für die Untersuchungsgebiete in Kapitel 5.1 durchgeführt. Kapitel 5.1.1 widmete sich der Identifizierung und Lokalisierung der aktuellen Erosionsformen mit Hilfe von panchromatischen Stereoluftbildern. Ausgehend von der Annahme, dass die präsenten Erosionsformen das Erosionsprozessgefüge widerspiegeln, konnten Einheiten zur Referenzierung (ERefUs) der erosionsrelevanten Eingangsinformationen ausgewiesen werden. Die physiographischen und anthropogenen Informationsebenen wurden anschließend unter Verwendung dieser ERefUs verschnitten und reklassifiziert, um letztendlich die ERUs abzuleiten. Die ERUs können folglich als spezifische Parameterkombination, die einer bestimmten Erosionsprozessdynamik entsprechen, betrachtet werden. Sie liefern darüber hinaus Hinweise auf die zu erwartenden Erosionsformen und -intensitäten.

Die Eigenschaften der ERUs wurden in Kapitel 5.1.5 verwendet, um die potentielle Erosionsgefährdung im Gesamteinzugsgebiet auszuweisen. Dabei wurde davon ausgegangen, dass gleiche Parameterverteilungsmuster der gleichen spezifischen Erosionsintensität und -form bzw. einer spezifischen Erosionsprozessdynamik zugeordnet werden können. Areale mit hoher potentieller Erosionsgefährdung konnten somit identifiziert werden. Die visuelle Überprüfung der Erosionswahrscheinlichkeitskarte zeigte eine hohe Übereinstimmung mit der Realität.

Da die ERUs Aussagen über die jeweiligen Erosionsformen und -prozesse sowie deren Intensität zulassen und wichtige Informationen über die physiographischen und anthropogenen Gegebenheiten beinhalten, wurden sie als Modelleinheiten verwendet. Der ERU-Ansatz bot hierfür eine vollständig distributive Modellierungsstruktur, die es erlaubte, unterschiedliche Erosionsprozesse mit spezifischen Algorithmen bzw. Modellen zu simulieren.

Bei der in Kapitel 5.2 diskutierten Modellauswahl wurde für die flächenhaften Erosionsprozesse die RUSLE (RENARD 1996) gewählt, während die Gullyerosionsprozesse mit Hilfe der Gullymodelle DIMGUL und STABUL (SIDORCHUK 1999) beschrieben werden können. Wie in Kapitel 5.3 dargelegt, wurde versucht, die Modelleingangsinformationen im Wesentlichen aus fernerkundlich gewonnenem Datenmaterial unter Verwendung von Geoinformationssystemen bereitzustellen. Panchromatische Stereoluftbilder und Landsat-TM-Daten wurden für diese Analysen verwendet. Abgeleitet wurden neben den Modelleingangsparametern auch Informationen, die zur Kalibrierung der Modelle und zur Regionalisierung der Ergebnisse verwendet wurden. Die Analysen unterstrichen insbesondere die Bedeutung der räumlichen Auflösung der digitalen Geländemodelle für Einzugsgebiete mit hoher Reliefenergie. Darüber hinaus mussten die Vegetations- und Bodenparameter aufgrund der unzureichenden temporären Auflösung als zeitlich konstant betrachtet werden.

Die in Kapitel 5.4 ausgeführte Modellierung der flächenhaften Erosionsprozesse mit Hilfe der RUSLE zeigte in den beiden Untersuchungsräumen einige Gemeinsamkeiten hinsichtlich der räumlichen Verteilung der Erosionsraten. Generell sind dicht besiedelte und mit entsprechend hohem Viehbesatz ausgestattete Bereiche von flächenhaften Erosionsprozessen betroffen, insbesondere dann, wenn sie in den Bereich kolluvialer Ablagerungen fallen bzw. die Substrate durch eine hohe Erodibilität gekennzeichnet sind.

Die Simulation der Gullyerosionsdynamik wurde für charakteristische Testgullies in Kapitel 5.5 vorgenommen. Es zeigte sich, dass die mit dem dynamische Modell erzielten Ergebnisse eine hohe Kongruenz mit den beobachteten Werten aufwiesen. Die morphometrischen Parameter entwickeln sich dabei nach dem von KOSOV et al. (1978) beschriebenen Muster. Ein Vergleich der beiden Modelle über einen Zeitraum von 15300 Jahren zeigte eine hohe Prognosegüte des dynamischen

## Zusammenfassung und Ausblick

---

Modells bezüglich des finalen Gullywachstumsstadiums. Das Vorhandensein eines stabilen Gullysystems zur Kalibrierung und Validierung der Ergebnisse kann als essentiell bezeichnet werden, da es die einfache und sichere Ableitung von sensitiven Parametern gewährleistet. Aus der Modellierung der Gullyerosionsdynamik wurden in Kapitel 5.5.4 Erosionsraten abgeleitet, die mit Hilfe von Fernerkundungsmethoden auf Grundlage von Landsat-TM-Daten im Kapitel 5.6.2 regionalisiert werden konnten.

Als Ergebnisse der Modellierungen wurde schließlich der räumlich verteilte, prozessspezifische Sedimentaustrag aus den jeweiligen ERUs für verschiedene Szenarien ermittelt. Unter Verwendung eines Routing-Verfahrens wurde abschließend der Einzugsgebietsaustrag in Kapitel 5.6.5 bestimmt und in Kapitel 5.6.6 ausführlich für die jeweiligen Szenarien diskutiert. Insgesamt konnte konstatiert werden, dass der Anteil der Gullyerosion am Gesamtaustrag mit Werten von bis zu ca. 30 % (Mhlambanyoni River) und aktiven Gullyflächen von weniger als 1% der Einzugsgebietsfläche eine eminente Bedeutung für den Sedimenthaushalt besitzt.

Die vorliegende Arbeit hat am Beispiel zweier Einzugsgebiete im südlichen Afrika gezeigt, dass mit Hilfe des ERU-Konzeptes die Identifizierung und Lokalisierung der Erosionsprozesse in den Einzugsgebieten vorgenommen werden kann. Weiterhin wurde durch die Ausweisung der potentiellen Erosionsgefährdung gezeigt, dass sich die ERUs für den räumlichen Skalentransfer in der regionalen Abschätzung der Erosionsgefährdung eignen. Hierbei konnten nicht nur der potentielle Gefährdungsgrad ausgewiesen werden, sondern es konnten auch detaillierte Hinweise auf die dazugehörigen Erosionsformen und -prozesse gegeben werden. Die distributive Struktur des ERU-Konzeptes gestattete darüber hinaus die Anwendung der ERUs in der regionalen Erosionsmodellierung. Als Modellentitäten ermöglichen sie die Applikation spezifischer Modelle für unterschiedliche Erosionsprozesse. Die Ergebnisse konnten anschließend, wie in den Untersuchungsgebieten gezeigt, mit Hilfe von Routing-Verfahren zum Gesamtsedimentaustrag integriert werden.

### 6.2 Ausblick

Mit dem ERU-Konzept wurde ein Verfahren vorgestellt, das in den Untersuchungsgebieten die Identifikation der Erosionsprozesse, die Darstellung ihrer räumlich heterogenen Verteilung sowie ihre Modellierung ermöglichte. Hierbei mussten aufgrund der Datenlage Ungenauigkeiten in Kauf genommen werden, die im Wesentlichen mit den zeitlichen und räumlichen Skalenebenen der physiographischen Daten verknüpft waren. Ausdruck dieses Sachverhaltes war die Auswahl spezifischer Erosionsmodelle, wobei eine Kombination aus physikalisch basierten und empirischen Algorithmen ausgesucht wurde. Dennoch konnte für die Testeinzugsgebiete mit ihrer spezifischen physiographisch hydrologischen Dynamik bei der gewählten zeitlichen Auflösung von einer hohen Genauigkeit der Modellergebnisse sowie der anschließenden Routingverfahren ausgegangen werden.

Basierend auf dem vorgestellten Konzept und den erzielten Ergebnissen lassen sich entsprechend der in Kapitel 2.6 identifizierten Forschungsdefizite spezifische Fragestellungen benennen, die in Zukunft an Interesse gewinnen werden.

So ist zum einen davon auszugehen, dass eine maßgeblich verbesserte räumliche, spektrale und repetitive Auflösung von Fernerkundungssensoren zu einer drastischen Reduktion der Limitationen hinsichtlich der Modelleingangsdaten führt. Damit ist ein qualitativer Sprung bei der Simulation der Erosionsprozessdynamik durch die Verwendung von physikalisch basierten, prozessorientierten Modellen möglich. Diese erlauben beispielsweise auf zeitlich detaillierteren Skalenebenen zu arbeiten. Somit können unter Verwendung des ERU-Konzeptes einzelne Ereignisse auf Einzugsgebietsebene oder regionaler Ebene betrachtet werden.

Weiterhin fehlen zur Validierung der Erosionsmodelle meist Messdaten der Sedimentkonzentration in den Vorflutern, wie an den vorliegenden Beispielen des südlichen Afrikas deutlich wurde. Diese Informationen können derzeit noch nicht aus Fernerkundungsdaten herausgearbeitet werden. In Zukunft ist jedoch durch Radar- und Multispektraltechniken von einem Fortschritt in diesem Bereich der Erosionsforschung auszugehen. Ein weiteres Betätigungsfeld für die Fernerkundung bietet darüber hinaus die Identifikation von Erosionsformen und -prozessen anhand von Satellitendaten.

Abgesehen von diesen fernerkundungsbezogenen Fragestellungen können prozessspezifische Forschungsbereiche identifiziert werden, die im Rahmen dieser Studie nicht oder nur ansatzweise berücksichtigt wurden. Hier ist in erster Linie die anthropogene Komponente zu nennen, die sehr schwer zu parametrisieren ist. Sie stellt jedoch einen wesentlichen erosionsrelevanten Faktor dar. Dieser Komponente muss aufgrund der immer stärker anthropogen beeinflussten Umwelt eine höhere Aufmerksamkeit geschenkt werden. Bei der Betrachtung des Sedimentaustrages wurden Depositionsprozesse nicht berücksichtigt, da sie in den gewählten Einzugsgebieten eine untergeordnete Rolle spielten. Um das Konzept auf andere Einzugsgebiete übertragbar zu machen, müssen diese Prozesse in das Routingverfahren eingebaut werden. Weiterhin wurde die Verknüpfung der ERUs sequentiell bezogen auf den Oberflächenabfluss vorgenommen. Durch die Beschränkung auf den Oberflächenabfluss wurde jedoch der gesamte Komplex an subterranean Erosionsprozessen vernachlässigt. Diese Prozesse haben allerdings in bestimmten Bereichen des südlichen Afrikas eine enorme Signifikanz hinsichtlich der Gesamterosionsdynamik, wie beispielsweise die Arbeit von BECKEDAHN (1998) zeigt. Weiterführende Studien im Bereich der Modellierung und der Regionalisierung der subterranean Erosionsprozesse sind deshalb wünschenswert. Insbesondere sollten diese Prozesse bei der hydrologisch basierten Verknüpfung der ERUs berücksichtigt werden.

Wie auch die vorliegende Studie gezeigt hat, entwickeln sich Geoinformationssysteme immer mehr zum zentralen Werkzeug für die regionale Erosionsmodellierung. Sie stellen eine wesentliche

## Zusammenfassung und Ausblick

---

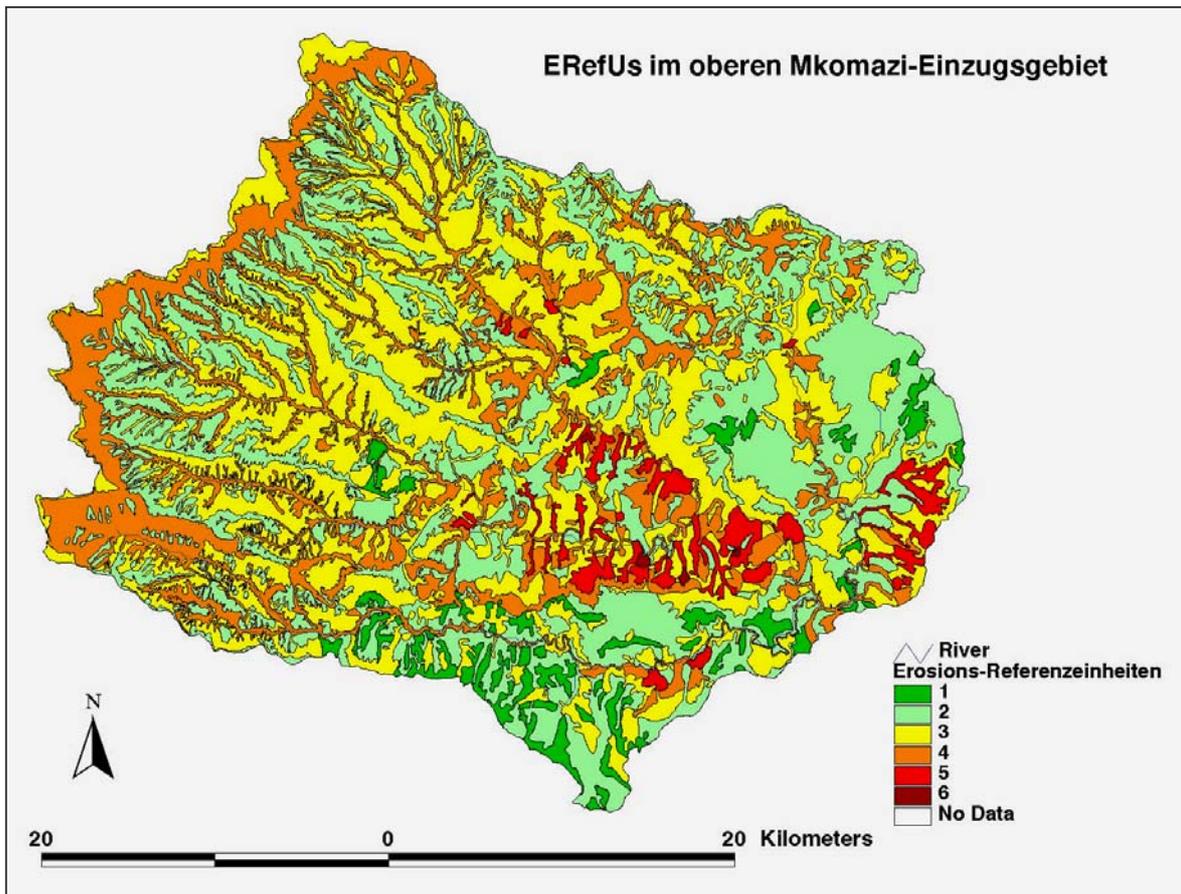
Erleichterung bei der Manipulation, Archivierung sowie der Darstellung der Modellparameter und Modellergebnisse dar. Hierbei wurden GIS und Erosionsmodelle bisher unabhängig voneinander benutzt. In Zukunft kann jedoch davon ausgegangen werden, dass mit einer gekoppelten integrativen Einheit die Analyse der regionalen Erosionsprozessdynamik ausgeführt werden kann.

Abschließend sei mit dem globalen Klimawandel auf ein weiteres Betätigungsfeld der regionalen Erosionsmodellierung verwiesen, das bereits im Blickpunkt des Interesses steht, in Zukunft aber sicherlich noch an Bedeutung gewinnen wird. Ansatzmöglichkeiten bieten sich für das ERU-Konzept aufgrund der distributiven Struktur für eine Vielzahl von Fragestellungen, die von der Ausweisung potentiell gefährdeter Flächen bis zur Modellierung von Szenarien reichen.



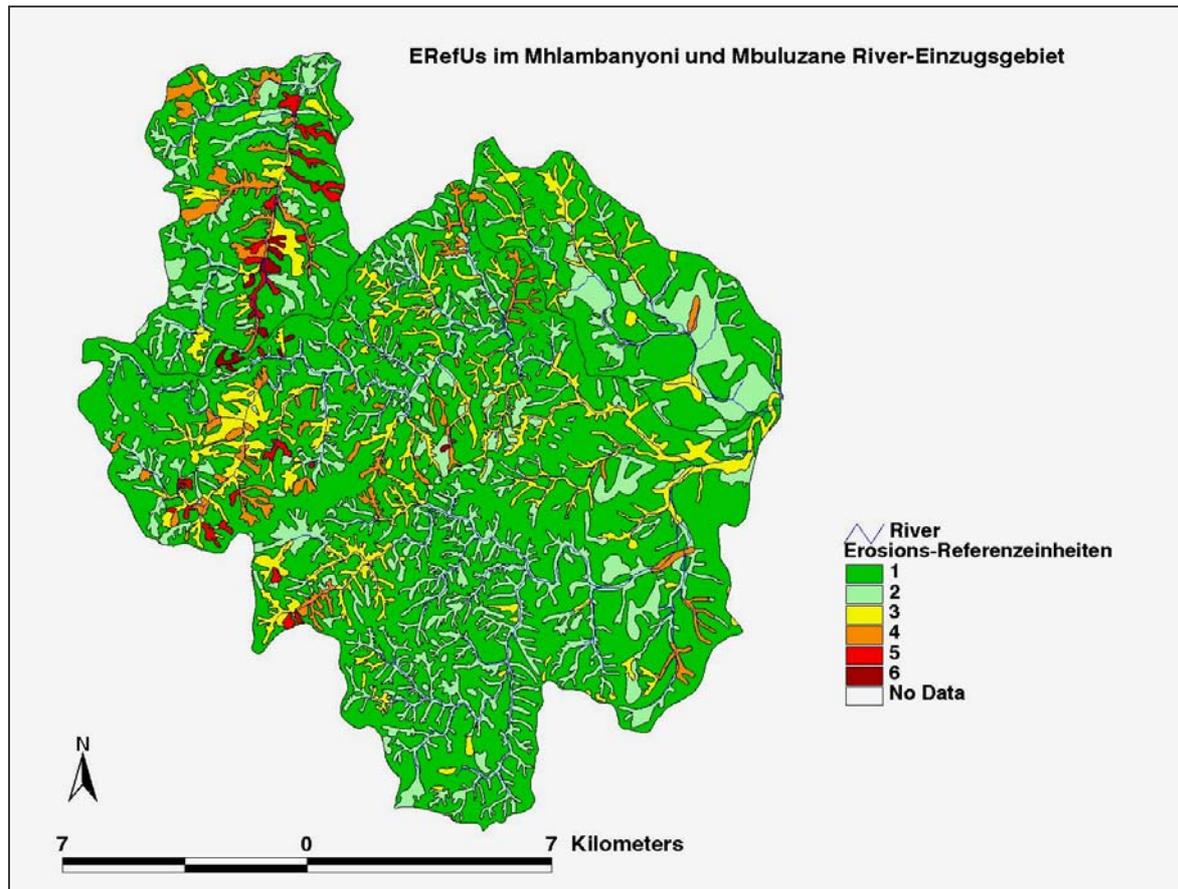
**Farbtafeln**

Farbtafel I: Erosionsreferenzeinheiten im oberen Mkomazi-Einzugsgebiet



## Farbtafeln

Farbtafel II: Erosionsreferenzeinheiten im oberen Mbuluzane-Einzugsgebiet und im Mhlambanyoni-Einzugsgebiet



### **Abkürzungs- und Symbolverzeichnis**

#### **Abkürzungsverzeichnis**

ACRU:	Agrohydrological Modelling System
CCWR:	Computing Centre of Water Research
CSIR:	Council for Scientific and Industry Research, Pretoria RSA
CREAMS:	Chemical and Erosion from Agricultural Management Systems
DGM:	Digitales Geländemodell
DIMGUL:	Dynamisches Gullyerosionsmodell
DWAF:	Department of Water Affairs and Forestry
ERefU:	Erosion Reference Units
ERU:	Erosion Response Units
EU:	Europäische Union
FAO:	Food and Agricultural Organisation of the United Nations
GIS:	Geographisches Informationssystem
GPS:	Globales Positionierungssystem
ha:	Hektar
HRU:	Hydrological Response Units
ISCW:	Institute for soil climate and water, Pretoria RSA
IWRMS:	Integrated Water Resources Management System Project (EU-financed)
Landsat-TM:	Landsat Thematic Mapper
LSU:	Live stock unit
MUSLE:	Modified Universal Soil Loss Equation
NDVI:	Normalized Difference Vegetation Index
NIR:	Nahes Infrarot
NLC:	National Land-Cover
PVI:	Perpendicular Vegetation Index
REI:	Rainfall Erosivity Index
RSA:	Republik Südafrika
RUSLE:	Revised Universal Soil Loss Equation
SACS:	South African Committee for Stratigraphy
SASA:	South African Sugar Association
SAVI:	Soil Adjusted Vegetation Index
SCS:	Soil Conservation Service
SLEMSA:	Soil Loss Estimator for Southern Africa
SNL:	Swazi National Land
STABGUL:	Statisches Gullyerosionsmodell
std:	Stunde
SWZ:	Königreich Swasiland
TDL:	Title Deed Land
to:	Tonne
TSAVI:	Transformed soil adjusted Vegetation Index
ü.NN:	über Normal Null
USLE:	Universal Soil Loss Equation
WEPP:	Water Erosion Prediction Project

## Abkürzungs- und Symbolverzeichnis

---

### Symbolverzeichnis

Symbol	Bedeutung	physikalische Einheit
a	Steigung der „soil-line“	
a ¹⁻⁵	empirisch ermittelte Werte	
A	Gerinnequerschnitt	m ²
A _{Sy}	Mittlerer jährlichen Bodenverlust	t/ha * Jahr
A _T	Erosion des Einzugsgebietes	t/ha
b	Skalenparameter	
b	Schnittpunkt mit der y-Achse der „soil-line“	
c	Formparameter	
C	USLE C-Faktor	
C	mittlere volumetrische Sedimentkonzentration	m ³ / m
C _e	vegetationsspezifischer Parameter	
C _h	Bodenkohäsion	Pa
C _w	Sedimentkonzentration des lateralen Zuflusses	kg/ m ³
C _f ⁿ	Bodenscherwiderstand	Pa
CNII	SCS Runoff Curve Number	
d	mittlere Durchmesser der Bodenpartikel	m
D	Abflusstiefe	m
D _c	Ablösungsvermögen	
D _g	Tiefe des stabilen Gullies	m
D _i	Interrillerosion	
D _p	Depositionsrate	
D _r	Rillerosion	
D _t	neue Gullytiefe	m
D _v	Tiefe der Gullyeinschneidung	m
E	Niederschlagsenergie	J/m ²
F	Froud'sche Zahl	
g	Gravitationskonstante	m ² / s ²
G _e	vegetationsspezifischer Parameter	
h	Abflusstiefe	m
I	Regenintensität	mm/ std.
k	Substratkoeffizient	
k	Erosionskoeffizient	
k _b	Seitenerosionskoeffizient	
K	USLE K-Faktor	t ha std/ ha MJ mm
K ₀	Variabilitätskoeffizient der bodenmechanischen Eigenschaften	
K _i	Interrillrodibilität	
K _r	Rillrodibilität	
L	Fließlänge	m
L	USLE L-Faktor	
m	Exponent des Abflusstiefenkoeffizient	
m _{sl}	variabler Hanglängenexponent	
M	Korngrößenverteilung	
M ₀	Ablösungsrate von Bodenpartikeln im Bereich der Gullysohle	m/ s
M _b	Ablösungsrate von Bodenpartikeln im Bereich der Seitenwände	m/ s
M _i	Magnitude der Gerinneveränderung	
n	Koeffizient der Geschwindigkeitsfluktuation	
n	dimensionsloser Hanglängenexponent	
n	MANNING-Koeffizient.	
n ₁	Turbulenzparameter	
OM%	organische Substanz	%
P	USLE P-Faktor	
P _e	Gullyseitenwandbereiche	
P _i	Frequenz der Abflussereignisse	
P _s	Durchlässigkeitsklasse	

## Abkürzungs- und Symbolverzeichnis

q	Abfluss	m ³ /s
q _s	lateraler Sedimenteintrag	
q _w	spezifischer lateraler Abfluss	m ² /s
Q	Abfluss	m ³ /s
Q _d	Hochwasserabfluss	m ³ /s
Q _i	spezifischer partialer Abfluss	m ³ /s
Q _{si}	spezifischen Sedimentfluss	kg/m ²
Q _p	Hochwasserabfluss des Niederschlagsereignisses	m ³ /s
Q _s	Sedimentfracht	
Q _v	Volumen des Oberflächenabflusses	m ³
R	hydraulischer Radius	m
R	Flussordnung	
R	USLE R-Faktor	MJ mm/ ha std Jahr
Re	Reynold'sche Zahl	
R _s	Abstand der Rillen	m
s	Hangneigung	Grad
S	Neigung des Abflussgerinnes	Grad
S	USLE S-Faktor	
S _{ij}	partiellen Neigungen der Gullygerinnesohle	Grad
S _{dg}	Hangneigung	Grad
S _{DR}	Sedimentanlieferungsrate	%
S _s	Bodenstrukturcode	
S%	Hangneigung	%
t	Zeit	s
T _c	Transportkapazität des Rillenabflusses	
U _↑	vertikale Geschwindigkeit der Sedimentpartikel	m/s
U _{Δmax}	maximale Strömungsgeschwindigkeit der Gullysohlengrenzschicht	m/s
U _{Δmean}	gemittelte Strömungsgeschwindigkeit der Gullysohlengrenzschicht	m/s
V _{cr}	kritische Geschwindigkeit	m/s
V _f	Fallgeschwindigkeit der Sedimentpartikeln in turbulentem Fluss	m/s
V _s	Partikelfallgeschwindigkeit (Stokes'sche Fallgeschwindigkeit)	m/s
w	Rillenbreite	m
W	Abflussbreite/ Gullysohlenbreite	m
W _b	Breite des Gullybetts	m
W _t	obere Breite des Gullyquerschnittes	m
x	Hangsegmentlänge	m
x	Abstand von der Abflussflächenobergrenze	m
X	Gullylänge	m
X	SLEMSA-Hanglängen-Hangneigungsfaktor	
X _j	Gullysektion	
y _{sd}	Sedimentaustrag	t
Y	Sedimenthaushalt	
Y	Gesamtabfluss	
Z	Gullysohlenhöhe	m
Z ₀	Höhe der Ausgangsoberfläche	m
α	Abflusstiefen-Abflusskoeffizient	
α _{sy}	ortsabhängiger spezifischer MUSLE-Koeffizient	
β _{sy}	ortsabhängiger spezifischer MUSLE-Koeffizient	
Γ	Gamma-Funktion	
ε	Bodenporosität	
φ	Böschungswinkel der Gullyseitenwände	Grad
λ	hydraulischer Widerstand	
λ _l	effektive Hanglänge	
ν	kinematische Viskosität von Wasser	Pa s
ρ	Dichte von Wasser	kg/m ³
ρ _s	Dichte des Bodens	kg/m ³
τ	hydraulische Scherspannung	Pa
τ	Scherspannung des Gullybettssubstrates	Pa

## Abkürzungs- und Symbolverzeichnis

---

$\tau_{cr}$	kritische Scherspannung	Pa
$\tau_c$	kritische Oberflächenschubspannung	Pa
$\tau_0$	aktuelle Oberflächenschubspannung	Pa

### **Literaturverzeichnis**

- ACOCKS, J. P. H. (1988): Veld Types of South Africa. *Memoirs of the Botanical Survey of South Africa* 57, 3. Aufl. Pretoria.
- ADINARAYANA, J., GOPAL RAO, K., RAMA KRISHNA, N., VENKATACHALAM, P. & J.K. SURI (1999): A rule-based soil erosion model for a hilly catchment. *Catena* 37, S. 309-318.
- ADLER, E. (1981): Ons kwynende Bodem. *Ekos*, 3 (1), S. 2-27.
- AG BODEN (Hrsg.)(1994): *Bodenkundliche Kartieranleitung* 4. Aufl. Hannover.
- AHNERT, F.(1976): Brief description of a comprehensive three-dimensional process-based model of landform development. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplement Band* 25, S. 29-49.
- ALBERTZ, J. (1991): *Grundlagen der Interpretation von Luft- und Satellitenbildern*. – Darmstadt.
- ALTSHUL, H.J. (1993): Comparison of soil erosion risk assessment techniques as applied to three sites in Swaziland on a land facet basis. MSc Thesis, Cranfield University, UK.
- ANDERSON, A.B., MAY, P.H. & M.J. BALICK (1991): *The Subsidy from nature- Palm Forests, Peasantry and Development on an Amazon Frontier*. Columbia Univ. Press, New York, USA, 233 S..
- ARNOLD, A. (1985): *Agrargeographie*. UTB 1380 Schöningh, Paderborn, München.
- AUZET, A.V., BOIFFIN, J., PAPY, F., MAUCORPS, J. & J.F. OUVRY (1990): An approach to the assessment of erosion forms and erosion risk on agricultural land in the Northern Paris Basin, France. In: BOARDMAN, J., FOSTER, I.D.L. & J.A. DEARING (Hrsg.): *Soil erosion on agricultural land*. Wiley, Chichester, S.383-400.
- BAADE, J. (1994): *Geländeexperiment zur Verminderung des Schwebstoffaufkommens in landwirtschaftlichen Einzugsgebieten*. Heidelberger Geographische Arbeiten 95. Heidelberg.
- BAADE, J., BARSCH, D., MÄUSBACHER, R. & G. SCHUKRAFT (1993): Field experiments on the reduction of sediment yield from arable land to receiving watercourses (N-Kraichgau, SW-Germany) In: WICHEREK, S. (Hrsg.): *Farm Land Erosion in Temperate Plains Environment and Hills*. Elsevier, Amsterdam, S.471-480.
- BAILLIE, I. (1985): Comment on “ The palaeoenvironmental interpretation of colluvial sediments and palaeosols of the Late Pleistocene Hypothermal in southern Africa”. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 52. S.159-163.
- BALLERINI, P. (1995): *Applicazione della modellistica idrologico-erosiva sui suoli sviluppati su substrati plio-pleistocenici in ambiente mediterraneo*. Unveröffentl. PhD Thesis. Universität Florenz, Italien.
- BANNARI, A., MORIN, D. & F. BONN (1995): A Review of Vegetation Indices. – *Remote Sensing Reviews*, 13, S. 95-120.
- BARET, F. & G. GUYOT (1991): Potentials and Limits of Vegetation Indices for LAI and APAR Assessment. *Remote Sensing of Environment*, 35, S.161-173.
- BARTHURST, J.C., LEEKS, G.J.L. & M.D. NEWSON (1986): Relationship between sediment supply and sediment transport for the Roaring River, Colorado, USA. In: HADLEY, R.F. (Hrsg.): *Drainage Basin Sediment Delivery*. International Association of Hydrological Science Publications 159, S. 105-117.

## Literaturverzeichnis

---

- BAUMGARTNER, A. & H.-J. LIEBSCHER (1990): Allgemeine Hydrologie. Quantitative Hydrologie. -Lehrbuch der Hydrologie 1. Berlin/Stuttgart
- BECKEDAHL, H.R. (1998): Subsurface Soil Erosion Phenomena in South Africa. Petermanns Geographische. Mitteilungen, Erg.-Heft 290. Gotha.
- BECKER, A. (1992): Methodische Aspekte der Regionalisierung. In: Regionalisierung in der Hydrologie. DFG Mitteilung XI der Senatskommission für Wasserforschung, S. 16 – 31, Weinheim.
- BEASLY, D.B., HUGGINS, L.F. & E.J. MONKE (1980): ANSWERS: A model for watershed planning. Transactions of the ASAE Vol. 23.
- BENNETT, H.H. (1939): Soil Conservation. New York, London.
- BENNETT, J.P. (1974): concepts of mathematical modelling of sediment yield. Water Resources Research 10 (3), S. 485-492.
- BERAN, M.A., BRILLY, M., BECKER, A. & O. BONACCI (1990): Regionalisation in hydrology. Proceedings of the Ljubljana Symposium, April 1990. IAHS Publication No. 191. 260 S., Wallingford.
- BEVEN, K. & P. GERMANN (1981): Water flow in soil macropores. II. A combined flow model. Journal of Soil Science 32, S. 15-19.
- BLÖSCHEL, G. & M. SIVAPALAN (1995): Scale issues in hydrological modelling: a review. Hydrological Processes 9, S. 251-290.
- BOARDMAN, J. (1998): Modelling Soil Erosion in real landscapes: A western European perspective. In: BOARDMAN, J. & D. FAVIS-MORTLOCK (Hrsg.): Modelling soil erosion by water. NATO-ASI series, Ser. 1, Global environmental change; Vol. 55. Berlin, Heidelberg, S. 17-29.
- BOARDMAN, J., DEARING, J.A. & I.D.L. FOSTER (1990): Soil erosion studies: Some assessments. In: BOARDMAN, J., FOSTER, I.D.L. & J.A. DEARING (Hrsg.): Soil erosion on agricultural land. Wiley, Chichester, S. 659-672.
- BOARDMAN, J., LIGNEAU, L., DE ROO, A. & K. VANDAELE (1994): Flooding of property by runoff from agricultural land in northwestern Europe. Geomorphology, 10, S. 183-196.
- BOARDMAN, J. & D. FAVIS-MORTLOCK (1998): Modelling soil erosion by water. Some conclusions. In: BOARDMAN, J. & D. FAVIS-MORTLOCK (Hrsg.): Modelling soil erosion by water. Proceedings of the NATO advanced research workshop “ Global change: Modelling soil erosion by water “. NATO-ASI series, Ser. 1, Global environmental change; Vol. 55. Berlin, Heidelberg S. 515-517.
- BOGOMOLOV, A.I. & K.A. MIKHAYLOV (1972): Hydraulica. Stroyizdat, Moskau (in Russisch)
- BONGARTZ, K. (1999): Ableitung von Flächen homogener Systemantwort (HRUs) zur Parameterisierung hydrologisch relevanter Prozesse am Beispiel eines Thüringer Vorfluters. Leipziger Geowissenschaften, Bd. 11, S. 123-128.
- BORK, H.-R. (1988): Bodenerosion und Umwelt. Verlauf, Ursachen und Folgen der mittelalterlichen und neuzeitlichen Bodenerosion. Bodenerosionsprozesse, Modelle und Simulationen. Landschaftsgenese und Landschaftsökologie, 13.
- BOTHA, G.A.(1992): The geology and palaeopedology of late quaternary colluvial sediments in northern Natal, South Africa. Unveröff. PhD Thesis, 287 S., University of Natal, Pietermaritzburg.
- BOTHA, G.A.(1996): The geology and palaeopedology of late quaternary colluvial sediments in northern KWAZULU/ Natal. Memoir of the Geological Survey of South Africa, 83.

## Literaturverzeichnis

---

- BOTTERWEG, P. (1995): The user's influence on model calibration results: An example of the model Soil, independently calibrated by two users. *Ecol. Modell.* 81, S. 71-81.
- BOUCHER, K. & A.B. WEAVER (1991): Sediment yield in South Africa- a preliminary geographical analysis. *Geojournal*, 23: 7-17
- BRAY, D.I. (1982): Regime equations for gravel-bed rivers. In: HEY, D.R. et al. (Eds.), *Gravel-bed rivers*, Wiley, Chichester, S. 520-542.
- BRYAN, R.B. (1987): Processes and significance of rill development. *Catena Suppl.* 8, S. 1-15.
- BRYAN, R.B. (1990): Knickpoint evolution in rillwash. *Catena Suppl. Bd.* 17, S. 111-132.
- BRYAN, R.B. (2000): Soil erodibility and processes of water erosion on hillslope. *Geomorphology* 32, S. 385-415.
- BRYAN, R.B. & J.A.A. JONES (1997): The significance of soil piping processes: inventory and prospect. *Geomorphology* 20, S. 209-218.
- BULL, L.J. & M.J. KIRKBY (1997): Gully processes and modelling. *Progress in Physical Geography*, 21 (3), S. 354-374.
- BUOL, S.W. (1994): Saprolite-regolith taxonomy –an approximation, in *Soil Science Society of America: Whole regolith pedology* . SSSA Special Publ. 34, S. 119-132.
- BURT, T.P. (1998): Infiltration for soil erosion models: Some temporal and spatial complications. In: BOARDMAN, J & D. FAVIS-MORTLOCK (Hrsg.): *Modelling soil erosion by water*. NATO-ASI series, Ser. 1, Global environmental change; Vol. 55. Berlin, Heidelberg, S. 213-224.
- CARLSEN, B. (1989): Bodenerosionsschutz als Massnahme der Agrarökosystemgestaltung im Raum Querfurt. *Hercynia N.F.*, 26, S.338-350.
- CCWR – COMPUTING CENTRE OF WATER RESEARCH (Ed.) (1997): *Digitale Daten (u.a. Niederschlagsstationen und Meßwehre) für das Mkomazi-Einzugsgebiet*. Pietermaritzburg.
- CHISCI, G., SFALANGA, M. & D. TORRI (1985): An experimental model for evaluating soil erosion on a single-rainstorm basis. In: EL SWAIFY, S.A., MOLDENHAUER, W.C. & A. LO (Hrsg.): *Soil erosion and conservation*. Soil conservation of America. Ankeny, Iowa, S. 558-565.
- CHONGUICA, E. (1995): *Environmental impact assessment of the Pequenos Limbobos Dam in Southern Mozambique*. UNGI Rapport90, Uppsala University Sweden.
- CHU, S.T. (1978): Infiltration during an unsteady rain. *Water Resources Research*, 14 (3), S. 461-466.
- CLARK, E.H. (1985): The off-site costs of soil erosion. *Journal of Soil and Water conservation*, 40 (1), S. 19-22.
- CLARKE, M.L. & H.M. RENDELL (2000): The impact of the farming practice of remodeling hillslope topography on badland morphology and soil erosion processes. *Catena* 40 (2), S. 229-250.
- CLOWES, A. & P. COMFORT (1988): *Process and Landform: an Outline of Contemporary Geomorphology*, Oliver & Boye, Harlow.
- CROSSON, P. (1984): New perspectives on soil conservation policy. *Journal of soil and Water Conservation* 39, S. 222-225.
- DAAMEN, K.-H. (1993): *Das hydrologische Flußeinzugsgebietsmodell HSPF und seine Anwendung im Einzugsgebiet der Bröl*. Unveröff. Dipl. Arbeit, Geographische Institute der Universität Bonn.

## Literaturverzeichnis

---

- DARDIS, G.F., BECKEDAHL, H.R., BOWYER-BOWER, T.A. & P.M. HANVEY (1988): Soil erosion forms in Southern Africa. In: DARDIS, G.F. & B.P. MOON (Hrsg.): Geomorphological studies in Southern Africa. Rotterdam: Balkema, S.187-213.
- DARDIS, G.F.(1989): Quarternary erosion and sedimentation in badland areas of Southern Africa. *Catena Suppl.* 14, S.1-9.
- DAVIS, O. (1976): The 'Sangoan' Industries: *Ann. Natal Mus.*, 22, S. 885-911.
- DE JONG, S.M. (1994): Applications of reflective remote sensing for land degradation studies in a Mediterranean environment. *Netherlands Geographical Studies* 177.
- DE JONG, S.M., PARACCHINI, M.L., BERTOLO, F., FOLVING, S., MEGIER, J. & A.P.J. DE ROO (1999): Regional assessment of soil erosion using the distributed model SEMMED and remotely sensed data. *Catena* 37, S. 291-308.
- DE PLOEY, J. (1973): Ruissellement diffus, ruinement et badlands dans le bassin de Kasserine (Tunisie steppiqua), *Livre jubilaire Solignac. Annales Mineset Geologie, Tunisie* 26, S. 583-593.
- DE PLOEY, J. (1989): A model for headcut retreat in rills and gullies. In: YAIR, A. & S. BERKOWICZ (Hrsg.): *Arid and Semi-arid Environments: Geomorphological and Pedological Aspects. Catena Suppl.*, 14, S. 81-86.
- DE PLOEY (1989a): Erosional systems and perspectives for erosion control in the European loess areas. In: SCHWERTMANN, U. (Hrsg.): *Soil erosion protection measures in Europe. Proceedings of the EC-workshop on soil erosion protection. Freising, FRG, May 24-26, 1988 –Soil Technology Series 1*, S. 93-102.
- DE ROO, A.P.J., HAZELHOFF, L. & P.A. BURROUGH (1989): Soil erosion modelling using 'ANSWERS' and Geographical Information Systems. *Earth Surface Processes and Landforms* 14, S. 517-532.
- DE ROO, A.P.J. (1993): Modelling surface runoff and soil erosion in catchments using Geographical Information Systems. *Netherlands Geogr.Studies* 157, S. 105-122.
- DE ROO, A.P.J., WESSELING, C.G., CREMERS, N.H.D.T., OFFERMANS, R.J.E., RITSEMA, C.J. & K. VAN OOSTINDIE (1994): LISEM: a new physically-based hydrological and erosion model in a GIS-environment, theory and implementation. In: OLIVE, L.J., LOUGHRAN, R.J. & J.A. KESBY (Hrsg.): *Variability in Stream Erosion and Sediment Transport, Proceedings of Symposium, Canberra. IHAS Publication 224, Wallingford* S. 439-448.
- DE ROO, A.P.J., WESSELING, C.G. & C.J. RITSEMA (1996): LISEM: A single event physically-based hydrologic and soil erosion model for drainage basins: I. Theory, input and output. *Hydrological Processes* 10(8), S. 1107-1117.
- DE ROO, A.P.J. (Hrsg.) (1999): Soil erosion modelling at catchment scale. Special issue of *Catena*, Vol.37.
- DEMIRCAN, A. (1995): Die Nutzung fernerkundlich bestimmter Pflanzenparameter zur flächenhaften Modellierung von Ertragsbildung und Verdunstung. – *Münchner Geographische Abhandlungen*, B, 20, München.
- DENT, D. & A. YOUNG (1981): *Soil survey and land evaluation*. London.
- DEROSE, R.C., GOMEZ, B., MARDEN, M. & N.A. TRUSTRUM (1998): Gully erosion in Mangatu forest, New Zealand, estimates from digital elevation models. *Earth Surface Processes and Landforms* 23, S. 1045-1053.

## Literaturverzeichnis

---

- DESMET, P.J.J. & G. GOVERS (1995): GIS-based simulation of erosion and desposition patterns in an agricultural landscape: a comparison of model results with soil map information. *Catena* 25, S. 389-401.
- DICKINSON, W.T., RUDRA, R.P. & G.J. WALL (1990): Model building for prediction and managing soil erosion and transport. In: BOARDMAN, J., FOSTER, I.D.L. & J.A. DEARING (Hrsg.): *Soil erosion on agricultural land*. Wiley, Chichester, S. 415-428.
- DIEKKRUEGER, B., SOENDGERATH, D., KERSEBAUM, K.C. & C.W. Mc VOY (1995): Validity of agroecosystem models – a comparison of results of different models applied to the same data set. *Ecological modelling, International Journal on Ecological Modelling and Systems Ecology*, 81 (1-3), S. 3-29.
- DIETRICH, W.E. & T. DUNNE (1993): The channel head. In : BEVEN, K. & M.J. KIRBY (Hrsg.): *Channel network hydrology*. London: Wiley, S. 175-219.
- DIXEY, F. (1942): Erosion cycles in central and southern Africa. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, Vol. 45, S.162-167.
- DOLLAR, E.S.J. & K.M. ROWNTREE (1995): Hydroclimatic trends, sediment sources and geomorphologic response in the Bell river catchment, Eastern Cape Drakensberge, South Africa. *South African Geographical Journal* 77 (1), S. 21-32.
- DONIGIAN, A.S. & H.H. DAVIS (1978): User's manual for Agricultural Runoff Management (ARM) Model. EPA Rep.600 N 3.
- DUDA, A.M. & R.J. JOHNSON (1985): Cost effective targeting of agricultural non-point source pollution controls. *Journal of Soil and Water Conservation* 40 (1): 108-111.
- DUNNE, T (1988): Contributions of geomorphology to flood-control planning. In: BAKER, V.R., KOCHHEL, R.C. & P.C. PATTON (Hrsg.): *Flood Geomorphology*. Wiley & Sons, New York, S. 421-438.
- DUNNE, T. (1990): Hydrology, mechanics, and geomorphic implications of erosion by subsurface flow. In: HIGGINS, C.G. & D.R. GOATES (Hrsg.): *Groundwater Geomorphology, the role of subsurface water in earth-surface processes and landforms*. Geol. Soc. Am Spec. Pap. 252, S. 1-28.
- DUNNE, T & R.G. BLACK (1970): Partial area contribution to storm runoff in a small New England watershed. *Water Resources Research*, 6, S. 1296-1311.
- DWAF-Department of Water Affairs and Forestry(1998): Mkomazi IFR Study. Starter document for IFR workshop. DWAF, Pretoria, RSA.
- EDEN, M.J. (1996): land degradation: environmental , social and policy issues. In : EDEN, M.J. & J.T. PARRY (Hrsg.):*Land degradation in the Tropics- Environmental and policy issues*. Pinter, London, S. 3-18.
- EINSTEIN, H. (1942): Formulas for the transportation of bed load. *Transactions of the American Society of Civil Engineers* 107, S. 561-577.
- ELWELL, H.A. (1978): Modelling soil losses in Southern Africa. *Journal of Agricultural Engineering Research* 23, S. 117-127.
- EVANS, R. (1998): Field data and erosion models. In: BOARDMAN, J & D. FAVIS-MORTLOCK (Hrsg.): *Modelling soil erosion by water*. NATO-ASI series, Ser. 1,Global environmental change; Vol. 55. Berlin, Heidelberg, S. 313-327.
- EVERSON, C.S., GEORGE, W.J. & R.E.SCHULZE (1989): Fire regime effects on canopy cover and sediment yield in the montane grassland of Natal. *South African Journal of Science*, Vol. 85, S. 113- 116.

## Literaturverzeichnis

---

- FADUL, H.M., SALIH, A.A., ALI, I. A. & S. INANAGA (1999): Use of remotes sensing to map gully erosion along the Atbara River, Sudan. *Journal of Applied Geology*, 1 (3/4), S. 175-180.
- FALKENMARK, M. & T. CHAPMAN (1989): *Comparative Hydrology*. 479 S., Paris.
- FAO (1990): *Soil Map of the World, revised legend*. FAO, Rome.
- FAVIS-MORTLOCK, D.T. (1994): *Use and Abuse of Soil Erosion Models in Southern England*. Unveröff. PhD Thesis, University of Brighton 310 S..
- FAVIS-MORTLOCK, D.T. & J. BOARDMAN (1995): Nonlinear responses of soil erosion to climate change: a modelling study on the UK South Downs. *Catena* 25 (1-4), 365-387.
- FAVIS-MORTLOCK, D.T. & M.R. SAVABI (1996): Shifts in rates and spatial distributions of soil erosion and deposition under climate change. In: ANDERSON, M.G. & S.M. BROOKS (Hrsg.): *Advances Hillslope Processes*, Wiley, Chichester, S. 529-560.
- FAVIS-MORTLOCK D.T., QUINTON, J.N. & W.T. DICKINSON (1996): The GCTE validation of soil erosion models for global change studies. *Journal of Soil and Water Conservation* 51 (5), S. 397-403.
- FAVIS-MORTLOCK, D.T. & A.J.T. GUERRA (1999): The implications of general circulation model estimates of rainfall for future erosion: a case study from Brazil. *Catena* 37, S. 329-345.
- FELIX-HENNINGSEN, P. (1990): *Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge - Aufbau, Genese und quartäre Überprägung. Relief, Boden, Paläoklima*, Bd. 6, Borntraeger, Berlin, Stuttgart.
- FELIX-HENNINGSEN, P., SCHOTTE, M. & T. SCHOLTEN (1993): Mineralogische Eigenschaften von Boden-Saprolit-Komplexen auf Kristallgesteinen in Swaziland (Südliches Afrika). *Mittlgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch.* 72, 1293-1296.
- FELIX-HENNINGSEN, P., MORGAN, R.P.C., MUSHALA, H.M., RICKSON, R.J. & T. SCHOLTEN (1997) *Soil erosion in Swaziland: A synthesis*. *Soil Technology* Vol. 11, Nr.3, S. 301-310.
- FLACKE, W., AUERSWALD, K. & L. NEUFANG (1990): Combining a modified universal soil loss equation with a digital terrain model for computing high resolution maps of the soil loss resulting from rain wash. *Catena*, 17, S. 383-397.
- FLANAGAN, D.C. & M.A. NEARING (Hrsg.) (1995): *USDA Water Erosion Prediction Project – Hillslope profile and watershed model documentation*. NSERL Report 10. USDA- ARS, National erosion research Laboratory, West Lafayette, IN, USA.
- FLÜGEL, W.A. (1995): Delineating Hydrological Response Units (HRU's) by GIS analysis regional hydrological modelling using PRMS/ MMS in the drainage basin of the River Bröl, Germany. *Hydrological Processes* 9, S. 423-436, Chichester.
- FLÜGEL, W.A. (1996): Hydrological Response Units (HRU's) as modelling entities for hydrological river basin simulation and their methodological potential for modelling complex environment process systems. *Results from the Sieg Catchment*. *Die Erde* 127, S. 43 –62, Berlin.
- FLÜGEL, W.A. (2000): *Systembezogene Entwicklung regionaler hydrologischer Modellsysteme*. *Wasser & Boden* 52/3, S. 14-17.
- FLÜGEL, W.A. (Hrsg.) (2001): *The development of an innovative computer based „Integrated Water Resources Management System (IWRMS)“ in semiarid catchments for water resources analyses and prognostic scenario planning*. Final Report to EU. Contract number: ERBIC18CT970144. Jena.

## Literaturverzeichnis

---

- FLÜGEL, W.A. & O. Schwarz (1988): Berechnungsversuche zur Erzeugung von Oberflächenabfluß, Interflow und Grundwassererneuerung. Heidelberg Geographische Arbeiten, H.66, S. 169-200.
- FLÜGEL, W.A., MÄRKER, M., MORETTI, S., RODOLFI, G. & H. STAUDENRAUSCH (1999): Soil erosion hazard assessment in the Mkomazi river catchment (KwaZulu/ Natal – South Africa) by using aerial photo interpretation. In: Zentralblatt für Geologie und Paläontologie; Teil I. Heft 5/6, S. 641-653, Stuttgart.
- FLÜGEL, W.-A., MÄRKER, M., MORETTI, S. & G. RODOLFI (2000): Delineation of Erosion Response Units (ERU) by remote sensing and GIS analyses and their application in regionalization of erosion process dynamics. Proceedings of EARSEL-Workshop: Remote sensing in developing countries, 13.-15.09.2000, Gent, Belgien.
- FOHRER, N., BERKENHAGEN, J., HECKER, J.-M. & A. RUDOLPH: (1999): Changing soil and surface conditions during rainfall. Single rainstorm/ subsequent rainstorms. *Catena* 37, S. 355-375.
- FÖLSTER, H. (1971): Ferralitische Böden aus sauren metamorphen Gesteinen in den feuchten und wechselfeuchten Tropen Afrikas. *Göttinger Bodenkundl. Berichte*, 20. Göttingen.
- FÖLSTER, H. (1983): *Bodenkunde – Westafrika*. Beiheft zu Blatt 4 Serie W, Afrika-Kartenwerk. Gebrüder Bornträger, Berlin Stuttgart.
- FÖRSTER, R., MARTIN, H. & H. WACHENDORF (1982): *Geologie – Südafrika*. Beiheft zu Blatt 3, Serie S, Afrika-Kartenwerk. Gebrüder Bornträger, Berlin Stuttgart.
- FOSTER, G.R. (1982): Modelling the erosion process. In: HAAN, C.T. (Hrsg.): *Hydrologic modelling of small watersheds*. ASAE Monograph 5, American Society of Agricultural Engineers, St. Joseph, USA. S. 297-360.
- FOSTER, G.R. (1990): Process based modelling of soil erosion by water on agricultural land. In: . In: BOARDMAN, J., FOSTER, I.D.L. & J.A. DEARING (Hrsg.): *Soil erosion on agricultural land*. Wiley, Chichester, S. 429-445.
- FOSTER, G.R. & WISCHMEIER, W. H. (1974): Evaluating irregular slopes for soil loss prediction. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers* 17 (2), S. 305-309.
- FOSTER, G.R. & L.D. MEYER (1975): Mathematical simulation of upland erosion by fundamental erosion mechanics. Present and prospective technology for predicting sediment yields and sources. USDA, ARS-Report, ARS-S-40, S. 190-207.
- FOSTER, G.R. & L. LANE (1983): Erosion by concentrated flow in farm fields. In: LI, R.M., LAGASSE, P.F., & D.B. SIMONS (Hrsg.): *Proceedings of the D.B. SIMONS Symposium on Erosion and Sedimentation*. Colorado State University, Fort Collins, S. 9.65-9.82.
- FRÄNZLE, O. (1984): *Bodenkunde – Südafrika*. Beiheft zu Blatt 4 Serie W, Afrika-Kartenwerk. Gebrüder Bornträger, Berlin Stuttgart.
- GAREN, D., WOODWARD, D. & F. GETER (1999): A user agency's view of hydrologic, soil erosion and water quality modelling. *Catena* 37, S. 277-289
- GARLAND, G.G. (1987): Erosion risk from footpaths and vegetation burning in the central Drakensberg. *Supplementary Report*, 20, Natal Town and Regional Planning Commission, 74 S., Pietermaritzburg.
- GOVERS, G. (1985): Selectivity and transport capacity of thin layer flows in relation to rill generation. *Catena* 12, S. 35-49.
- GOVERS, G. & G. RAUWS (1986): Transporting capacity of overland flow on plane and irregular beds. *Earth Surface Processes and Landforms* 11, S. 515-524.

## Literaturverzeichnis

---

- GOODRICH, D.C. (1990): Geometric simplification of a distributed rainfall-runoff model over a range of basin scales. PhD Thesis, Faculty of the Dep. of Hydrology and Water resources, University of Arizona.
- GRAB, S.W. (1997): Analysis and characteristics of high altitude air temperature data from Lesotho: implications for cryogeomorphic occurrences. *GeoökoPlus*, 4, S. 109-118.
- GRAYSON, R.B., MOORE, I.D. & T.A. Mc MAHON (1992): Physically based hydrologic modelling: 2. Is the concept realistic?. *Water Resources Research* 26 (10), S. 2659-2666.
- GREEN, W.H. & G.A. AMPT (1911): Studies on soil physics: I Flow of air and water through soils. *J. Agric. Sci.* 4, S. 1-24.
- GREGORY, K.J. & D.E. WALLING (1973): Drainage basin form and processes. London, Edward Arnold.
- GRUNWALD, S. (1997): GIS-gestützte Modellierung des Landschaftswasserhaushaltes mit dem Modell AGNPSm. Band 14, Schriftenreihe zur Bodenkunde, Landschaftskultur und Landschaftsökologie, Justus-Liebig-Universität, Gießen.
- GRUNWALD, S. & H.-G. FREDE (1999): Using the modified agricultural non-point source pollution model in German watersheds. *Catena* 37, S. 319-328.
- HANNAM, I.D. (1983): Gully morphology in a Bathurst catchment. *Journal of Soil Conservation New South Wales*, 39 (2), S. 156-167.
- HARRIS, T.M. & J. BOARDMAN (1998): Alternative approaches to soil erosion prediction and conservation using expert systems and neural networks. In: BOARDMAN, J & D. FAVIS-MORTLOCK (Hrsg.): Modelling soil erosion by water. NATO-ASI series, Ser. 1, Global environmental change; Vol. 55. Berlin, Heidelberg, S. 461-478.
- HENK, U. (1989): Untersuchungen zur Regentropfenerosion und Stabilität von Bodenaggregaten. *Landschaftsgenese und Landschaftsökologie*, 15.
- HEWLETT, J.D. (1961): Watershed management, Report for 1961. Asheville, NC: South Eastern Forest Experimental Station, U.S. Forest Service.
- HIGGINS, C.G. (1990): Gully development, with a case study by Hill, R.B. & A.K. LEHRE. In: HIGGINS, C.G. & D.R. GOATES (Hrsg.): Groundwater Geomorphology, the role of subsurface water in earth-surface processes and landforms. *Geol. Soc. Am Spec. Pap.* 252, S. 139-155.
- HIGGITT, D. (1993): Soil erosion and soil problems. *Progress in Physical Geography* 17 (4), 461-472.
- HILDEBRANDT, G. (1996): Fernerkundung und Luftbildmessung für Forstwirtschaft, Vegetationskartierung und Landschaftsökologie. – Heidelberg.
- HOCHSCHILD, V., HERLIN, I., MORETTI, S., RANCHIN, T. & H. STAUDENRAUSCH (2000): Application of Remote Sensing to the Development of an Integrated Water Resources Management System (IWRMS). - Proceedings of the 28th International Symposium on Remote Sensing of Environment, 27.-31.03.00, Kapstadt.
- HOCHSCHILD, V., STAUDENRAUSCH, H., MÜLLER, A. & R. GERLACH (2001a): Land Cover Legend. In: FLÜGEL, W.-A. (Hrsg.): IWRMS – The development of an innovative computer based Integrated Water Resources Management System, Final Report, EU-INCO-DC Projekt ERBIC18-CT97-0144, Jena.
- HOCHSCHILD, V., MÄRKER, M., RODOLFI, G. & H. STAUDENRAUSCH (2001b): Detection of different land degradation stages in semi-arid grassland areas of southern Africa. Proceedings of the 6th IAHS Scientific Assembly. Workshop 5, 26.07.2001, Maastricht.

## Literaturverzeichnis

---

- HOCHSCHILD, V. (2001): Interpretation von hochauflösenden Fernerkundungsdaten für die physiographische Parametrisierung von Wasserbilanz- und Stofftransportmodellen.- Fallbeispiele aus Thüringen und Südafrika. Habilitationsschrift, Universität Jena (im Druck)
- HODGES, W.K. (1982): Hydraulic characteristics of a badland pseudo-pediment slope system during simulated rainstorm experiments. In: BRYAN, R.B. & A. YAR (Hrsg.): Badland Geomorphology and Piping. Geo Abstracts, Norwich, S. 127-152.
- HORTON, R.E. (1933): The role of infiltration in the hydrological cycle. American Geophysical Union, Transactions, 14, S. 446-460.
- HUANG, C. & J.M. LAFLÉN (1996): Seepage and soil erosion for a clay loam soil. Soil Sci. Soc. Am. J. 60 (2), S. 408- 416.
- HUDSON, N. (1983): Review of the rural development areas programme. HUNTING TECHNICAL SERVICES Final report. Ministry of Agriculture and Cooperatives, Mbabane.
- HUETE, A.R. (1988): A soil adjusted vegetation index (SAVI). Remote Sensing of Environment, 25, S. 295-309.
- HUGUS, M.K. & D.M. MARK (1984): Spatial dataprocessing for digital simulation of erosion. Technical Papers of the fall convention of the American Society of Photogrammetry. American Congress on Surveying and Mapping, S. 683-693.
- HUNTER, D.R (1961): The Geology of Swaziland. Geological Survey and Mines Department , Mbabane, Swaziland.
- HUNTER, D.R., BAKER, F. & H.T. MILLARD (1984): Geochemical investigations of archaean bimodal and dwalidle metamorphic suites, Ancient Gneiss Complex, Swaziland. Precambrian Research 24, S. 131-1545.
- HURRAULT, J. (1971): La signficance morphologique des lavaka. Revue de Geomorphologie Dynamique, 19, S. 121-128.
- HWANG, P.A. (1983): Fall velocity of particles in oscillating flow. Journal of Hydraulic Engineering, 111, S. 342-351.
- IMESON, A.C. & F.J.P.M. KWAAD (1980): Gully types and gully prediction. Geografisch Tijdschrift, 14, S. 430-441.
- IMESON, A.C., KWAAD, F.J.P.M. & J.M. VERSTRATEN (1982): The relationship of soil chemical and physical propertiesto the development of badlands in Marocco. In: BRYAN, R.B. & A. YAIR (Hrsg.): Badlands geomorphology and piping, Norwich: GeoBooks, S. 47-70.
- JACKSON, S.P. & P.D. TYSON (1971): Aspects of weather and climate over southern Africa. Environmental studies
- JENSON, S.K. & J.O. DOMINIGUE (1988): Extracting Topographic Features from Digital Elevation Data for Geographic Information System Analysis. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 54 (11), S. 1593-1600.
- JETTEN, V., DE ROO, A. & D. FAVIS-MORTLOCK (1999): Evaluation of field-scale and catchment-scale soil erosion models. Catena 37, S. 521-541.
- JONES, J.A.A. (1987): The effects of soil piping on contributing areas and erosion patterns. Earth Surface Processes and Landforms, 12, S. 229-248.
- JULIEN, P.Y. (1995): Erosion and sedimentation. Cambridge University Press.

## Literaturverzeichnis

---

- KERTESZ, A., MARKUS, B & G. RICHTER (1995): Assessment of Soil Erosion in a Small Watershed Covered by Loess. *GeoJournal* 36, 2/3 S. 285-288.
- KIENZLE, S.W., LORENTZ, S.A. & R.E. SCHULZE (1997): Hydrology and Water Quality of the Mgeni Catchment. Water Research Commission, Pretoria, Report TT87/97. 88 S..
- KIGGUNDU, L. (1985): Effect of surface treatment on runoff and soil loss and estimated rainfall erosivity at Luyengo (Upper Middleveld). Department of Land Use and Mechanization, University of Swaziland, Research Publication.
- KIGGUNDU, L. (1986): Distribution of rainfall erosivity in Swaziland. Research paper No. 22. University of Swaziland. Social Science Research Unit, Kwaluzeni, Swaziland.
- KILLICK, D.J.B. (1963): An account of the plant ecology of the Cathedral Peak area of the Natal Drakensberg. *Memoirs of the Botanical Survey of South Africa*, 34, Pretoria.
- KILLICK, D. (1990): A Field Guide to the Flora of the Natal Drakensberg. Johannesburg.
- KING, L.C. (1944): Geomorphology of the Natal Drakensberg. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, Vol. 47, S. 255-282.
- KING, L.C. (1982): The Natal Monocline: Explaining the origin and scenery of Natal, South Africa. Pietermaritzburg.
- KING, D., FOX, D.M., LE BISSONNAIS, Y. & V. DANNEELS (1998): Scale issues and a scale transfer method for erosion modelling. In: BOARDMAN, J & D. FAVIS-MORTLOCK (Hrsg.): *Modelling soil erosion by water*. NATO-ASI series, Ser. 1, Global environmental change; Vol. 55. Berlin, Heidelberg, S. 201-212.
- KINNELL, P.I.A. (1990): The mechanics of raindrop-induced flow transport. *Australian Journal of Soil Research*, 28, S. 497-516.
- KIRKBY, M. J.(1969): Infiltration throughflow and overlandflow. In: CHORLEY, R.J. (Hrsg.): *Water Earth and Man*. London, Methuen, S. 215-227.
- KIRKBY, M.J. (Hrsg.)(1978): *Hillslope hydrology*. Chichester.
- KIRKBY, M.J. (1986): A two dimensional model for slope and stream evolution. In: ABRAHAM, A.D. (Hrsg.): *Hillslope processes*. London. Allen & Unwin, S. 53-73.
- KIRKBY, M.J. (1988): Hillslope runoff processes and models. *Journal of hydrology*, 100, S. 315-339.
- KIRKBY, M. J.(1998): Modelling across the scales: The MEDALUS family of models. In: BOARDMAN, J. & D. FAVIS-MORTLOCK (Hrsg.): *Modelling soil erosion by water*. NATO-ASI series, Ser. 1, Global environmental change; Vol. 55. Berlin, Heidelberg, S. 161-173.
- KIRKBY, M. J. (1998a): Evaluation of plot runoff and erosion forecasts using the CSEP and MEDRUSH models. In: BOARDMAN, J & D. FAVIS-MORTLOCK (Hrsg.): *Modelling soil erosion by water*. NATO-ASI series, Ser. 1, Global environmental change; Vol. 55. Berlin, Heidelberg, S. 33-42.
- KIRKBY, M.J., BAIRD, A.J., LOCKWOOD, J.G., McMAHON, M.D., MITCHELL, P.J., SHAO, J., SHEEHY, J.E., THORNES, J.B. & F.I. WOODWARD (1993): MEDALUS Project A1: Physically Based Process Models: Final report.
- KIRKBY, M.J. & L.J. BULL (2000): Some factors controlling gully growth in fine-grained sediments: a model applied in southeastern Spain. *Catena*, 40, S. 127-146.
- KLENKE, M. (1999): GIS-gestützte Landnutzungsklassifikation auf Grundlage von Daten passiver und aktiver Fernerkundungssensoren zur distributiven Flusseinzugsgebietsmodellierung. *Jenaer Geographische Schriften* 8.

## Literaturverzeichnis

---

- KNISEL, W.G. (1985): CREAMS: A field scale model for chemicals, runoff and erosion from agricultural management systems. USDA-ARS 26, 643 S..
- KNISEL, W.G. (1991): CREAMS/GLEAMS: a development overview. In: BEASLY, D.B., KNISEL, W.G. & A.P. RICE (Hrsg.): Proceedings of the CREAMS/GLEAMS Symposium, Publication 4. Agric. Eng. Dept. University of Georgia, Athens, USA, S. 9-17.
- KOSOV, B.F., NIKOL'SKAYA, I.I. & YE.F. ZORINA (1978). Eksperimental'nyye issledovaniya ovragoobrazovaniya. In: MAKKAVEEV, N.I. (Hrsg.): Eksperimental'naya geomorfologiya, v.3, Izd. Mosk. Univ., Moskva, S. 113-140. (in Russisch).
- KUNTZE, H., ROESCHMANN, G. & G. SCHWERDTFEGER (1994): Bodenkunde. 5. Aufl. Ulmer, Stuttgart.
- LAFLEN, J.M., ELLIOT, W.J., SIMANTON, J.R., HOLZHEY, C.S. & K.D. KOHL (1991): WEPP- Soil erodibility experiments for rangeland and cropland soils. Journal of Soil and Water Conservation 46, S. 39-44.
- LEAVESLY, G.H., LITCHY, R.W., TROUTMAN, B.M. & L.G. SAINDON (1983): Precipitation-Runoff Modelling System: User's Manual. U.S. Geological Survey, Water Research Investigations Report 83-4238. Denver (Colorado/USA).
- LE BISSONNAIS, Y., FOX, D.M. & L.-M. BRESSON (1998): Incorporating Crusting Processes in Erosion Models. In: BOARDMAN, J. & D. FAVIS-MORTLOCK (Hrsg.): Modelling soil erosion by water. NATO-ASI series, Ser. 1, Global environmental change; Vol. 55. Berlin, Heidelberg, S. 237-257.
- LEE, J.J. (1998): Cross-scale aspects of EPA erosion studies. In: BOARDMAN, J. & D. FAVIS-MORTLOCK (Hrsg.): Modelling soil erosion by water. NATO-ASI series, Ser. 1, Global environmental change; Vol. 55. Berlin, Heidelberg, S. 191-199.
- LEE, T., RICHARDS, J.A. & P.H. SWAIN (1987): Probabilistic and evidential approaches for multisource data analysis. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing.
- LEONARD, R.A., KNISEL, W.G. & D.A. STILL (1987): GLEAMS: Groundwater loading effects of agricultural management systems. Transactions of the ASEA 30 (5).
- LEOPOLD, L.B. & W.B. LANGBEIN (1962): The concept of entropy in landscape evolution. Geological Survey Professional Paper 500A. Washington, US Government printing Office.
- LEOPOLD, L.B., WOLMAN, M.G. & J.P. MILLER (1964): Fluvial Processes in Geomorphology. W.H. Freeman, San Francisco.
- LINSTROM, W. (1979): 1:250.000 Geological Series. Sheet 2928 Drakensberg. Geological Survey, Pretoria.
- LOAGUE, K.M. & R.A. FREEZE (1985): A comparison of rainfall-runoff modelling techniques on small upland catchments. Water Resources Research 21 (2), S. 229-248.
- LORENTZ, S.A. & R.SCHULZE (1995): Sediment yield. In: SMITHERS, J. & R. SCHULZE: ACRU, agrohydrological modelling system, user manual version 3.00.
- LØRUP J.K. & M. STYCZEN (1996): Soil erosion modelling. In: ABBOTT, M.B. & J.C. REFSGAARD (Hrsg.): Distributed hydrological Modelling. Dordrecht.
- LVOVICH, M.I., KARASIK, G.Y., BRATSEVA, N.L., MEDVEDEVA, G.P. & A.V. MALESHKO (1991): Contemporary Intensity of the World Land Intracontinental Erosion. Moscow. USSR, Academy of Sciences.
- M'VICAR, C.N., LOXTON, R.F. & J.J. VAN DER EYK (1965): South African soil series. Soil Res. Inst. Rep., Vol. 107, Pretoria, RSA.

## Literaturverzeichnis

---

- MANER, S.M. (1958): Factors affecting sediment delivery rates in the Red Hills physiographic area. *Trans. Amer. Geophys. Un.*, Vol. 39 (4), S. 669-675.
- MÄRKER, M., FLÜGEL, W.-A. & G. (1999): Das Konzept der „Erosions Response Units“ (ERU) und seine Anwendung am Beispiel des semiariden Mkomazi-Einzugsgebietes in der Provinz Kwazulu/Natal, Südafrika. In: *Tübinger Geowissenschaftliche Studien, Reihe D.: Geoökologie und Quartaerforschung. Angewandte Studien zu Massenverlagerungen*, Tübingen. S. 231-241.
- MÄRKER, M., MORETTI, S. & G. RODOLFI (2001): Assessment of water erosion processes and dynamics in semiarid regions of southern Africa (KwaZulu/Natal RSA; Swaziland) using the Erosion Response Units concept (ERU). *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 24. S. 71-83.
- MÄRKER, M., DLAMINI, D., MATONDO, J., RODOLFI G. & R. SCHULZE (2001b): Soil erosion modelling in the Mbuluzi river catchment (Swaziland, South Africa). Part II: Sediment yield analyses. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.* (im Druck)
- MAYER, L.D. & W.H. WISCHMEIER (1969): Mathematical simulation of the process of soil erosion by water. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 18. S. 905-911.
- McDONNELL, R. A. (1998): Applying GIS to catchment-scale soil erosion modelling. In: BOARDMAN, J. & D. FAVIS-MORTLOCK (Hrsg.): *Modelling soil erosion by water. NATO-ASI series, Ser. 1, Global environmental change; Vol. 55*. Berlin, Heidelberg, S. 352-363.
- McDONNELL, R. A. (2000): Hierarchical modelling of the environmental impacts of river impoundment based on GIS. *Hydrological Processes*, 14, S. 2123-2142.
- MEIN, R.G. & C.L. LARSON (1973): Modelling Infiltration during a steady rain. *Water Resources Research* 9(2), S. 384-394.
- MERRITT, E. (1984): The identification of four stages during micro-rill development. *Earth Surface Processes and Landforms*, 9, S. 493-496.
- MEYER, L.D., FOSTER, G.D. & S. NIKOLOV (1975): Effect of flow rate and canopy on rill erosion. *Trans. Am. Soc. Agric. Eng.* 18, S. 905-911.
- MEYER, L.D. (1979): Water Erosion. In: FAIRBRIDGE, R.W. & C.W. FINKL (Hrsg.): *The encyclopedia of soil science, part 1*. Stroudsburg, Pennsylvania. S. 587-595 (*Encyclopedia of Earth Science, Vol. XII*)
- MICHAEL, A. (2000): Anwendung des physikalisch begründeten Erosionsprognosemodells EROSION 2D/3D- Empirische Ansätze zur Ableitung der Modellparameter. Dissertation, Geowissenschaften, Geotechnik und Bergbau. Technische Universität Bergakademie Freiberg.
- MICHL, C. (1999): Prozessorientierte Modellierung des Wasserhaushaltes zweier Quelleinzugsgebiete im Thüringer Wald. *Dissertationsarbeit an der Friedrich-Schiller Universität Jena*.
- MIRTSKHULAVA, T.Y. (1988). *Osnovy fiziki i mekhaniki erozii rusel*. Gidrometeoizdat, Leningrad, (in Russisch).
- MOEYERSONS, J. & J. DE PLOEY (1976): Quantitative data on splash erosion, simulated on unvegetated slopes. *Z. Geomorph. N. F. Suppl. Bd 25*, S. 120-131.
- MOORE, D.M., LEES, B.G., & S.M. DAVEY (1983): A new method for predicting vegetation distributions using decision tree analysis in a GIS. *Journal of Environmental Management* 15, S. 59-71.

## Literaturverzeichnis

---

- MOORE, I.D. & G.J. BURCH (1986): Sediment transport capacity of sheet and rill flow: application of unit stream power theory. *Water Resources Research* 22, S. 1350-1360.
- MORGAN, R.P.C. (1979): *Soil Erosion*. Lonman. London, New York, 113 S.
- MORGAN, R.P.C. (1994): The European Soil Erosion Model. An up-date on its structure and research base. In: RICKSON, R.J. (Hrsg.): *Conserving soil resources: European perspectives*. Wallingford, CAB International, S. 286-299.
- MORGAN, R.P.C. (1995): *Soil Erosion and Conservation*. 2. Aufl. Longman, Harlow.
- MORGAN, R.P.C., MORGAN, D.D.V. & H.J. FINNEY (1984): A predictive model for the assessment of soil erosion risk. *Journal of Agricultural Engineering Research* 30, S. 245-253.
- MORGAN, R.P.C., RICKSON, R.J., McINTYRE, K., BREWER, T.R. & H.J. ALTSHUL (1997): Soil erosion survey of the central part of the Swaziland Middleveld. *Soil Technology* Vol. 11, No.3, S. 263-289.
- MORGAN, R.P.C., McINTYRE, K., VICKERS, A.W., QUINTON, J.N. & R.J. RICKSON (1997a): A rainfall simulation study of soil erosion on rangeland in Swaziland. *Soil Technology* Vol. 11, No.3, S. 291-299.
- MORGAN, R.P.C., QUINTON, J.N., SMITH, R.E., GOVERS, G., POESEN, J.W.A., CHISCI, G. & D. TORRI (1998): THE EUROSEM MODEL. In: BOARDMAN, J. & D. FAVIS-MORTLOCK (Hrsg.): *Modelling soil erosion by water*. NATO-ASI series, Ser. 1, Global environmental change; Vol. 55. Berlin, Heidelberg, S. 389-398.
- MOSS, A.J., GREEN, P. & J. HUTKA (1982): Small channels: Their formation, nature and significance. *Earth Surface Processes and Landforms*, 7, S. 401-415.
- MOSS, A.J. & P. GREEN (1983): Movement of solids in air and in water by raindrop impact. Effects of drop size and water-depth variations. *Australian Journal of Soil Research*, 21, S. 257-269.
- MÜLDERS, R. (1992): Anwendung des NASIM-Modells zur hydrologischen Modellierung im Bröleinzugsgebiet. Unveröff. Dipl. Arbeit, Geographische Institute der Universität Bonn.
- MURDOCH, G. (1968): *Soils and Land Capability in Swaziland*. Swaziland Ministry of Agriculture. Mbabane.
- MURDOCH, G., WEBSTER, R. & C.J. LAWRENCE (1971): *A land system atlas of Swaziland*. Military Vehicle Experimental Establishment, Christchurch.
- MURGATROYD, A.L. (1979); Geologically normal and accelerated erosion in NATAL. *South African Journal of Soil Science* 75, 395-396.
- MUSGRAVE, G.W. (1947): The quantitative evaluation of factors in water erosion: a first approximation. *Journal of Soil and Water Conservation*, 2, S. 133-138.
- MUSHALA, H.M., SCHOLTEN, T., FELIX-HENNINGSSEN, P., MORGAN, R.P.C. and R.J. RICKSON (1994): Soil erosion and river sedimentation in Swaziland. Final report to the EU, Contract number TS2-CT90-0324.
- MUSHALA, H.M. (1997): Soil erosion and indigenous land management: some socio-economic considerations. *Soil Technology* Vol. 11, No.3, S. 301-310.
- MUSHALA, H.M. (2000): An investigation of the Spatial Distribution of Soil Erosion in the Mbuluzi River Basin of Swaziland. *UNISWA Research Journal of Science & Techniques* 3 (2), S. 32-37.
- MUTCHLER, C.K. & C.L. LARSON (1971): Splash amounts from waterdrop impact on a smooth surface. *Water Resources Research* 7, S. 195-200.

## Literaturverzeichnis

---

- MUTCHLER, C.R. & C.E. CARTER (1983): Soil erodibility variation during the year. Transactions of the American Society of Agricultural Engineers 26, S. 1102-1104.
- NACHTERGAELE, J. & J. POESEN (1999): Assessment of soil losses by ephemeral gully erosion using high-altitude (stereo) aerial photographs. Earth Surface Processes and Landforms 24, S. 693-706.
- NASH, J.E. & J.V. SUTCLIFFE (1970): River flow forecasting through conceptual models, 1. A discussion of principles. Journal of Hydrology 10, S. 211-232.
- NEARING, M.A., FOSTER, G.R., LANE, L.J. & S.C. FINKNER (1989): A process based soil erosion model for USDA-Water Erosion Prediction Project Technology. Transactions of the ASAE, 32 (5).
- NEARING, M.A. & A.D. NICKS (1998): Evaluation of the water erosion prediction project (WEPP) model for hillslopes. In: BOARDMAN, J. & D. FAVIS-MORTLOCK (Hrsg.): Modelling soil erosion by water. NATO-ASI series, Ser. 1, Global environmental change; Vol. 55. Berlin, Heidelberg, S. 378-386.
- NICKS, A.D. (1998): The use of USLE components in models. In: BOARDMAN, J. & D. FAVIS-MORTLOCK (Hrsg.): Modelling soil erosion by water. NATO-ASI series, Ser. 1, Global environmental change; Vol. 55. Berlin, Heidelberg, S. 378-386.
- NIR, D. & M. KLEIN (1974): Gully erosion induced in land use in a semi-arid terrain (Nahal Shiqma, Israel). Z.Geomorph.N.F., Suppl. Bd. 21, S. 191-201.
- NORDSTRÖM, K. (1988): Gully erosion in Lesotho lowlands- A geomorphological study of interactions between intrinsic and extrinsic variables. Universitet Naturgeografiska Institutionen (UNGI) Rapport 69. Uppsala.
- OLIVEIRA, M.A.T. & M.R.M. MEIS (1985): Relações entre geometriado relevoe formas de erosão linear acelerada (Bananal, SP). Geosciencias, Sao Paulo 4, S. 87-99.
- OLIVEIRA, M.A.T (1989): Erosion disconformities and gully morphology: A three-dimensional approach. Catena, 16, S. 413-423.
- OOSTWOUDE WIJDENES, D.J. & R.B. BRYAN (1991): Gully development on the Njemps flats, Baringo, Kenya. Catena Supplement 19, S. 71-90.
- ØVERLAND, H. (1990): Einfluss der Landnutzung auf Hochwasserabfluss und Schwebstofftransport. Institut für Wasserwesen, Universität der Bundeswehr München, Report 35/1990.
- PALMER, R.S. (1965): Waterdrop impact forces. American Society of Agricultural Engineers, 8, S. 70-72.
- PARKER, G. (1982): Discussion on paper of D. Bray. In: HEY, D.R. et al. (Eds.), Gravel-bed rivers, Wiley, Chichester, S. 542-544.
- PARTRIDGE, T.C. and R.R. MAUD (1987): Geomorphic evolution of southern Africa since the Mesozoic:S. Afr. Jour. Geol., 90 (2), S. 179-208.
- PELACANI, S.(2000): Evoluzione di forme erosive tipo gully in un bacino idrografico dello Swaziland (Africa Meridionale) utilizzando tecniche di aereofotointerpretazionee successiva applicazione di modelli idrologico-erosivi. Unveröffentlichte Thesi di Laurea, Facoltà di Agraria. Università Florenz, Italien.
- PENCK, A. (1894): Morphologie der Erdoberfläche. Stuttgart.
- PHILLIPS, J. (1973): The agricultural and related development of the Tugela Basin and its influent surrounds: Natal Town and Regional Planning Commission. Report 19, 299 S..

## Literaturverzeichnis

---

- PITMAN, M.V.(1981): Surface Water Resource of South Africa. Hydrological Research Unit Report, Vol. 6.
- PLANCHON, O., FRITSCH, E. & C. VALENTIN (1987): Rill development in a wet savannah environment. *Catena Suppl.* 8, S. 55-70.
- PLATE, E. (1992): Skalen in der Hydrologie: Zur Definition von Begriffen. In: Regionalisierung in der Hydrologie. DFG Mitteilung XI der Senatskommission Wasserforschung, S. 33–44, Weinheim.
- PLATFORD, G.G. (1979): Research into Soil and Water Losses from Sugarcane Fields. Proc. South African Sugar Technologists Association.
- PLATFORD, G.G. (1982): The Determination of some Soil Erodibility Factors using a Rainfall Simulator. Proc. South African Sugar Technologists Association.
- PLATFORD, G.G. & C.S. THOMAS (1985): The small catchment project at La Mercy. Proc. South African Sugar Technologists Association.
- POESEN, J. & G. GOVERS (1990): Gully erosion in the Loam Belt of Belgium: Typology and control measures. In: BOARDMAN, J., FOSTER, I.D.L. & J.A. DEARING (Hrsg.): Soil erosion on agricultural land. Wiley, Chichester, S. 513-530.
- POESEN, J., VANDAELE, K. & B. VAN WESEMAEL (1996): Contribution of gully erosion to sediment production on cultivated lands and rangelands. In: WALLING, D.E. & B.W. WEBB (Hrsg.): Erosion and sediment yield: Global and Regional Perspectives. IAHS Publ. 236, S. 251-266.
- POESEN, J., VANDAELE, K. & B. VAN WESEMAEL (1998): Gully Erosion: Importance and model implicatios. In: BOARDMAN, J & D. FAVIS-MORTLOCK (Hrsg.): Modelling soil erosion by water. NATO-ASI series, Ser. 1,Global environmental change; Vol. 55. Berlin, Heidelberg, S. 285-311.
- PÖPPEL, H. J. & B. LOTZ (1992): Abwasserreinigung im Lichte neuer Anforderungen. In: BÖHM, H.R. & M. DENEKE (Hrsg.): Wasser – Eine Einführung in die Umweltwissenschaften. Wiss. Buchges. Darmstadt.
- PRICE WILLIAMS, D., WATSON, A., & GOUDIE, A.S., (1982): Quaternary colluvial stratigraphy, Archeological Sequences and Paleoenvironment in Swaziland. *South Africa Geogr. J.*, 148, S. 50-67.
- PRESTON-WHYTE, R.A. & P.D. TYSON (1988): *The Atmosphere and Weather of Southern Africa*. Cape Town.
- PRESTON-WHYTE, R.A., DIAB, R.D. & R. WASHINGTON (1991): Diurnal variation of rainfall events by synoptic type in Natal. *South African Geographical Journal*, 73, S. 22-28.
- PUREVDORJ, T., TATEISHI, R., ISHIYAMA, T. & Y. HONDA (1998): Relationships between Percent Vegetation Cover and Vegetation Indices. *International Journal of Remote Sensing*, 19 (18), S. 3519-3535.
- QUINTON, J.N. (1994): The validation of physically-based erosion models, with particular reference to EUROSEM. In: RICKSON, R.J. (Hrsg.): *Conserving Soil Resources: European Perspectives*. CAB International, Wallingford, S. 300-313.
- RADOANE, M. ICHIM, I. & N. RADOANE (1995): Gully distribution and development in Moldavia, Romania. *Catena* 24, S. 127-146.
- RAPP, A., MURRAY-RUST, D.H., CHRISTIANSSON, C. & L. BERRY (1972): Soil erosion and sedimentation in four catchments near Dodoma, Tanzania. *Geografiska Annaler*, 54 A, S. 255-317.

## Literaturverzeichnis

---

- REFSGAARD, J.C. (1997): Parameterisation, calibration and validation of distributed hydrological models. *Journal of Hydrology* 198, S. 69-97.
- REID, L.M. & T. DUNNE (1996): Rapid Evaluation of Sediment Budgets. *GeoEcology* Paperback. Catena Verlag, Reiskirchen.
- REITSMA, R.F. (1996): Structure and support of water-resources management and decision-making. *Journal of Hydrology* 177, S. 253-268.
- RENARD, K.G., FOSTER, G.R. & G.A. WEESIES (1987): Predicting soil erosion by water. A guide to conservation planning with the revised Universal soil loss equation. USDA-ARS. Aridland Watershed Management Center, Tucson Arizona.
- RENARD, K.G., FOSTER, G.R., WEESIES, G.A. & J.P. PORTER (1991): RUSLE- Revised Universal Soil Loss Equation. *Journal of Soil and Water Conservation* 46, S. 30-33.
- RENARD, K.G., FOSTER, G.R., WEESIES, G.A., Mc COOL, D.K. & D.C. YODER (1997): Predicting soil loss by water: A guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). U.S. Dep. of Agriculture, Agriculture Handbook 703, 404 S..
- RENFRO, G.W. (1975): Use of erosion equations and sediment-delivery ratios for predicting sediment yield. In: Present and prospective technology for predicting sediment yields and sources. USDA Agr.Res. Serv. Pub. ARS-S-40, S. 33-45.
- RENSCHLER, C.S., MANNAERTS, C. & B. DIEKKRÜGER (1999): Evaluating spatial and temporal variability in soil erosion risk- rainfall erosivity and soil loss ratios in Andalusia, Spain. *Catena*, 34, S. 209-225.
- REUSING, T., SCHNEIDER, T. & U. AMMER (2000): Modelling soil loss rates in the Ethiopian Highlands by integration of high resolution MOMS-02/D2-stereo-data in a GIS. *International Journal for Remote Sensing*, 21 (9), S. 1885-1896.
- RICKSON, R.J. (1997): Factors affecting changes in erosion status in the Swaziland Middleveld. *Soil Technology* Vol. 11, Nr. 3, S. 311-318.
- ROBINOVE, C.J., CHAVEZ, P.S., GEHRING, D. & R. HOLMGREN (1981): Arid land monitoring using Landsat albedo difference images. *Remote Sensing of Environment* 11, S. 133-156.
- RODDA, H.J.E., STROUD, M.J., SHANKAR, U. & B.S. THORROLD (2001): A GIS based approach to modelling the effects of land use change on soil erosion in New Zealand. *Soil Use and Management* 17, S. 30-40.
- RODOLFI, G. (1991): L'erosione del suolo. In: CREMASCHI, M. & G. RODOLFI (Hrsg.): Il suolo. S. 371-413. Nuova Italia Scientifica Ed. Rom.
- ROEHL, J.W. (1962): Sediment source areas, delivery ratios and influencing morphological factors. *Int. Ass. Scient. Hydrol. Pub.*, 59, S. 202-213.
- ROOSEBOOM, A. (1978): Sedimentafvoer in Suider-Afrikaanse Riviere. *Water SA*, 4: 15-17.
- ROOSEBOOM, A., VESTER, E., ZIETSMAN, H.L. & H.H. LOTRIET (1992): The development of the New Sediment Yield Map of Southern Africa. Water Research Commission, Pretoria, Report 297/2/92.
- ROSE, C.W., WILLIAMS, J.R., SANDER, G.C. & D.A. BARRY (1983): A mathematical model of soil erosion and deposition processes. I. Theory for a plane element. *Soil Science Society of America Journal* 47, S. 991-995.
- ROSE, C.W. (1988): Research progress on soil erosion processes and a basis for soil conservation practices. In: LAL, R.(Hrsg.): Soil erosion research methods. Ankeny, Iowa, S.119-139.

## Literaturverzeichnis

---

- ROSSINSKIY, I.L. & V.K. DEBOLSKIY (1980): River Sediments. Moskau, Nauka, S. 216 (in Russisch).
- ROZOVSKIY, I.L. (1957): The water motion on the alluvial channel bend. Kiew, AN UkrSSR, S. 188 (in Russisch).
- RUDRA, R.P., DICKINSON, W.T. & G.J. WALL (1998): Problems regarding the use of soil erosion models. In: BOARDMAN, J. & D. FAVIS-MORTLOCK (Hrsg.): Modelling soil erosion by water. NATO-ASI series, Ser. 1, Global environmental change; Vol. 55. Berlin, Heidelberg, S. 175-189.
- SAVAGE, N.M. (1982): Soft-sediment glacial grooving of Dwyka age in South Africa. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42, S. 307-308.
- SAVAT, J. (1979): Laboratory experiments on erosion and deposition of loess by laminar sheetflow and turbulent fill flow. *Proceedings of the seminar Agricultural Soil Erosion in Temperate Non-Mediterranean Climate 20-23*, S. 139-143.
- SCHEFFEL, C. (1998): Der Einsatz von Fernerkundung und GIS zur Parametrisierung von hydrologischen Kenngrößen in einem semiariden Einzugsgebiet in KwaZulu-Natal/Südafrika. Unveröff. Dipl. Arbeit, Universität Jena.
- SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (Hrsg.) (1992): *Lehrbuch der Bodenkunde*. Stuttgart.
- SCHNEIDEGGER, A.E. (1970): *Theoretical geomorphology*. London. Prentice-Hall.
- SCHMIDT, J. (1991): A mathematical model to simulate rainfall erosion. In: BORK, H.-R., De PLOEY, J. & A.P. SCHICK (Hrsg.): *Erosion, transport and deposition processes. Theories and models*. Heinrich Rohdenburg Memorial Symposium. *Catena Suppl.* 19, S. 101-109.
- SCHMIDT, E.J. & R.E. SCHULZE (1987): Flood volume and peak discharge from small scale catchments in southern Africa, based on SCS technique. Water Research Commission, Pretoria, Technology Transfer Report TT/3/87. S. 164.
- SCHMIDT, J., WERNER, M.v. & W. SCHMIDT (1997): *Erosion 2D/3D- Ein Computermodell zur Simulation der Bodenerosion durch Wasser*. Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Sächsische Landesanstalt für Landwirtschaft.
- SCHMIDT, E.J., SMITHERS, J., SCHULZE, R.E. & P. MATHEWS (1998): Impacts of Sugarcane Production and changing Land Use on Catchment Hydrology. Report to the Water Research Commission by SAS Experiment Station. WRC Report No. 419/1/98.
- SCHMIDT, J. (2000): *Soil erosion: Application of physically based models*. Springer, Berlin, Heidelberg.
- SCHOLTEN, T. (1997): Hydrology and erodibility of the soils and saporlite cover of the Swaziland Middleveld. *Soil Technology* 11, S. 247-262.
- SCHOLTEN, T., SCHOTTE, M. & P. FELIX-HENNINGSSEN, P. (1995a): Bestimmung von Kaolinit mit Einlagerungsfehlordnung in einem Boden-Saporlit-Komplex unter Verwendung einer einfachen Dimethylsulfoxid-Bedampfungsmethode. *Mitteilungen der dt. Bodenkundl. Gesellsch.*, 76, S. 1397-1400.
- SCHOLTEN, T., FELIX-HENNINGSSEN, P. & H.M. MUSHALA (1995b): Morphogenesis and erodibility of soil-saporlite complexes from magmatic rocks in Swaziland (Southern Africa). *Z. Pflanzenernähr. Bodenk.*, 158, S. 169-176. Weinheim.
- SCHOLTEN, T., FELIX-HENNINGSSEN, P. & M. SCHOTTE. (1997): Geology, soils and saporlites of the Swaziland Middleveld. *Soil Technology* 11, S. 229-246.
- SCHOLTEN, T. & P. FELIX-HENNINGSSEN (1998): Site properties and suitability of eroded saporlites for reclamation and agricultural use. *Advances in GeEcology* 31, S. 121-124.

## Literaturverzeichnis

---

- SCHULTZ, G.A. (1993): Application of GIS and remote sensing in hydrology. In: KOVAR, K. & H.P. NACHTNEBEL (Hrsg.): Application of Geographic Information Systems in Hydrology and Water Resources Management. IAHS Publ. No. 211, S. 127-142.
- SCHULZE, R. E. (1979): Hydrology and Water resources of the Drakensberg. Natal Town and Regional Planning Commission. Report 42: 179 S., Pietermaritzburg.
- SCHULZE, R.E. (1995): Hydrology and Agrohydrology. A Text to accompany the ACRU 3.00 Agrohydrological Modelling System. Water Research Commission, Pretoria, Report TT69/95.
- SCHUMM, S.A. & R.F. HADLEY (1957): Arroyos and the semiarid cycle of erosion. American Journal of Science 255, S. 161-174.
- SCHUMM, S.A., HARVEY, M.D. & C.C. WATSON (1984): Incised channels. Morphology, dynamics and control. Water Research Publ.
- SCHWERTMANN, U., VOGEL, W., KAINZ, M. AUERSWALD, K. & W. MARTIN (1987): Bodenerosion durch Wasser. Vorhersage des Abtrags und Bewertung von Gegenmaßnahmen. Stuttgart.
- SELBY, M.J. (1993): Hillslope Materials and Processes. 2. Aufl., Oxford University Press. Oxford.
- SEUFFERT, O., HERRIG, K., OLLESCH, G. & D. BUSCHE (1999): REI. An integrated Rainfall Erosivity Index for assessing and correlating rainfall structure, runoff and erosion. Geoökodynamik, 20, S. 1-54, Darmstadt.
- SHAKESBY, R.A. & R. WHITLOW (1991): Perspectives on prehistoric and recent gullying in central Zimbabwe. GeoJournal 23, S. 49-58.
- SIDORCHUK, A. (1996): Gully erosion and thermo-erosion on the Yamal peninsula. In: Slaymaker, O. (ed): Geomorphic Hazards. S. 153-168, John Wiley, New York.
- SIDORCHUK, A. (1998): A dynamic model of gully erosion. In: Boardman, J. & D. Favis-Mortlock: Modelling soil erosion by water, NATO-Series I, Vol. 55, S. 451-460, Berlin, Heidelberg.
- SIDORCHUK, A. (1999): Dynamic and static models of gully erosion. Catena 37, S. 401-414.
- SIDORCHUK, A. & A. SIDORCHUK (1998): Model for estimating gully morphology. IAHS Publ., 249, S. 333-343, Wallingford.
- SIDORCHUK, A., MÄRKER, M., MORETTI, M. & G. RODOLFI (2001): Gully erosion modelling in semiarid catchments of Southern Africa. Submitted to Catena.
- SKIDMORE, A.K (1989): A comparison of techniques for the calculation of gradient and aspect from a gridded digital elevation model. Intern. Journal of Geographic Information Systems, 3. S. 323-334.
- SKIDMORE, A.K., RYAN, P.J., DAWES, W., SHORT, D. & E. O'LOUGHLIN (1991): Use of expert system to map forest soils from a GIS. International Journal of Geographical Information Systems 5 (4), S. 431-445.
- SMITH, D.D. (1958): factors affecting rainfall erosion and their evaluation. International Association of Scientific Hydrology Publication 43, S. 97-107.
- SMITH, R.E. (1981): A kinematic model for surface mime sediment yield. Transactions of the ASAE 24 (6), S. 1508-1514.
- SMITH, R.E., GOODRICH, D.C., WOOLHISER, D.A. & C.L. UNKIRCH (1995): KINEROS- A kinematic runoff and erosion model. In; SINGH, V.J. (Hrsg.): Computer models of watershed hydrology. Water Resources Publ. S. 697-732.

## Literaturverzeichnis

---

- SMITHEN, A.,A. & R.E. SCHULZE (1982): The spatial distribution in southern Africa of rainfall erosivity for use in the Universal soil loss equation. *Water SA*, 8. S. 74-78.
- SMITHERS, J. & R. SCHULZE (1995): ACRU, agrohydrological modelling system, user manual version 3.00, Pretoria.
- SOIL CONSERVATION SERVICE (1985): Hydrology. SCS National Engineering Handbook Section 4. USDA.
- SOLE, A. & A. VALANZANO (1996): Digital Terrain Modelling. In: SINGH, V.J. & M. FIORENTINO (Hrsg.): Geographical Information Systems in Hydrology. Kulwer Academic Publishers, S. 175-194.
- STAUDENRAUSCH, H., FLÜGEL, W.A., RANCHIN, T., HERLIN, I., RODOLFI, G., CLARK, M.J., SCHULZE, R.E., KING, N., TEVERA, D.S. & J.I. MATONDO (1999): The development of an innovative computer based "Integrated Water Resources Management System" for semi-arid catchments: concepts and first results. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie. Teil I, Heft 3-4*, S. 189-212.
- STAUDENRAUSCH, H. & O. DAVID (1998): Konzeption und Entwicklung einer interoperablen Informationssystemarchitektur - Das Anwendungsbeispiel IWRMS -. In: J. STROBL und F. DOLLINGER (1998): *Angewandte Geographische Informationsverarbeitung. Beiträge zum AGIT-Symposium Salzburg 1998*. H. Wichmann Verlag Heidelberg.
- STOCKING, M.A. (1981): Model of piping in soils. *Transactions of Japan Geomorphological Union*, 2 (2) S. 263-278
- STOCKING, M. (1984): Rates of erosion and sediment yield in the African Environment. In: WALLING, D.E., FOSTER, S.S.D. & P. WURZEL (Hrsg): *Challenges in African Hydrology and Water Resources*. IAHS Publication, 144, S. 285-294.
- STOCKING, M. (1995): Soil erosion in developing countries: where geomorphology fears to tread! *Catena* 25, S. 223-276.
- STÖHR, H., REUSING, M., SCHNEIDER, T., KORNUS, W. & M. LEHNER (1995): Mapping of Erosion Risk Zones in the Lake Tana Region of Ethiopia. *Proceedings of MOMS-02 Symposium, Köln, 5.-7. July 1995*. S. 193-200.
- STONE, J.J., LANE, L.J. & E.D. SHIRLEY (1992): Infiltration and runoff simulation on a plane. *Transactions of the ASAE* 35 (1), S. 161-170.
- STORM, B., JORGENSEN, G.H. & M. STYCZEN (1987): Simulation of water flow and soil erosion processes with a distributed physically-based modelling system. IAHS Publication N. 167.
- STROMQUIST, L. (Hrsg) (1992): *Environment, Development, and Environmental Impact Assessment: Notes on Applied Research*. UNGI Rapport Nr. 82. Uppsala University.
- SUMNER, P.D. (1995): Rates and Controls of Footpath Erosion in Giant's Castle Game Reserve, KwaZulu / Natal Drakensberg. Unveröff. M.Sc. Thesis. University of Natal, Pietermaritzburg.
- SWEET, R.J. & S. KHUMALO (1994): Range resources and grazing potentials in Swaziland. The Kingdom of Swaziland, Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO), United Nations Development Programme, Mbabane SWA/2353.
- TALBOT, A.M. (1976): Swaziland. *World Atlas of Agriculture*. Vol. 4., S. 640-667. Istituto Geografico De Agostini. Novara.
- TEMPLE, P.H. & A. RAPP (1972): Landslides in the Mgeta Area, Western Uluguru Mountains, Tanzania. *Geografiska Annaler*, 54a (3-4), S. 157-193.

## Literaturverzeichnis

---

- THOMPSON, M.W. (1996): A standard land-cover classification scheme for remote-sensing applications in Southern Africa. *South African Journal of Science*, 92, S. 34-42.
- THOMPSON, M.W. (1999): South African National Land-Cover Database Project. Data Users Manual 1: Final Report CSIR client Report ENV/P/C 98136.
- THORNE, C.R., ZEVENBERG, L.W., GRISSINGER, E.H. & J.B. MURPHEY (1986): Ephemeral Gullies as Source of Sediment. *Proceedings 4th Interagency Sedimentation Conference, Las Vegas, Nevada, March 24-27, 1986. Vol.1 (3) S. 152-161.*
- TORRI, D. SFALANGA, M. & G. CHISCI (1987): Threshold conditions for incipient rilling. *Catena Suppl. Bd. 8, S. 97-107.*
- TYSON, P.D., PRESTON-WHYTE, R.A. & SCHULZE R.E. (1976): The climate of the Drakensberg. *Natal Town and Regional Planning Commission Report, 31: 79 S., Pietermaritzburg.*
- TYSON, P.D. & R.A. PRESTON-WHYTE (2000): *The Weather and Climate of Southern Africa.* Oxford University Press Southern Africa, Cape Town.
- UMGENI WATER (1998): Comment on report by Sigma Beta Consulting Engineers on Mkomazi Sedimentation Study commissioned by WRP of Corporate Services. *Water Quality Planning Scientific Services, unveröff.*
- U.S.S.C.S. (1971): Sediment sources, yields and delivery ratios. *S.C.S. National Engineering Handbook Sec. 3 Ch. 6, U.S.D.A., Washington.*
- VAN SICKLE, J. & R.L. BESCHTA (1983): Supply- based models of suspended sediment transport in streams. *Water Resources Research 19 (3), S. 768-778.*
- VAN WAMBEKE, A.(1992): *Soils of the tropics. Properties and appraisal.* McGraw-Hill, New York.
- VAN ZUIDAM, R.A. (1985): Terrain analysis and classification using aerial photographs. *International institute for aerial survey and earth sciences, ITC-TextbookVII-6, 2. Aufl., Enschede.*
- VANDAELE, K. & J. POESEN (1995): Spatial and temporal patterns of soil erosion rates in an agricultural catchment, central Belgium. *Catena 25, S. 213-226.*
- VANONI, V.A. (1975): *Sedimentation Engineering.* American Society of Civil Engineers, New York, 745 S..
- VERSTER, E., DU PLESSIS, W., SCHOLMS, B.H.A. & R.F. FUGGLE (1994): Soil (Kapitel 10). In : FUGGLE, R.J. & M.A. RABIE (Hrsg.): *Environmental Management in South Africa* S. 181- 211. Kapstadt.
- VIEUX, N.E. (1993): Geographic Information Systems and Non-Point Source Water Quality and Quantity Modelling. In: BEVEN, K.J. & I.D. MOORE (Hrsg.), *Terrain analysis and distributed modelling in hydrology.* John Wiley & Sons, Chichester, New York.
- VIKULOVA, L.I. (1972): The initial stage of artificial channel formation in sandy soil: In: ROSSINSKIY, K.I. (Hrsg.): *The dynamics and thermics of the river flow.* Moskau, Nauka. S. 63-80 (in Russisch).
- VON WERNER, M. & J. SCHMIDT (1997): *EROSION2D/3D- Ein Computermodell zur Simulation der Bodenerosion durch Wasser- Band III: Erosion 3D- Modellgrundlagen, Bedienungsanleitung.* Hrsg.: Sächsische Landesanstalt für Landwirtschaft, Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie.
- WALL, G.J., DICKINSON, W.T., BOSH, D.B. & W.P. ANDERSON (1988): Seasonal Soil Erodibility Variations in Southwestern Ontario. *Canadian Journal of Soil Science 68, S. 417-424.*

## Literaturverzeichnis

---

- WALTER, H. & H. LIETH (1967): Klimadiagramm-Weltatlas. Jena.
- WANG, G., GERTNER, G., PARYSOW, P. & A.B. Anderson (2000): Spatial prediction and uncertainty analysis of topographic factors for the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). *Journal of Soil and Water Conservation*, S. 374-384.
- WATSON, A., PRICE-WILLIAMS, D. & A.S. GOUDIE (1984): The palaeoenvironmental interpretation of colluvial sediments and palaeosols of the late pleistocene hypothermal in southern Africa. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 45, S. 225-249.
- WATSON, A., PRICE-WILLIAMS, D. & A.S. GOUDIE (1987): Reply to: "Is gullying associated with highly sodic colluvium?" Further comment on the environmental interpretation of southern African Dongas. *Palaeoclimatology, Palaeogeography, Palaeoecology*, 58, S. 121-123.
- WATSON, H.K. & R. RAMAKGOPA (1997): Factors influencing the distribution of gully erosion in KwaZulu Natal's Mflozi catchment- Land reform implications. *South African Geographical Journal* 79(1), S. 27-34.
- WATSON, H.K. (1988): Terracettes in the Natal Drakensberg, South Africa. In: DARDIS, G.F. & B.P. MOON (eds): *Geomorphological studies in Southern Africa*. S. 299-310. Rotterdam.
- WHILTLOW, R. (1992): Gullying within the wetlands in Zimbabwe: An examination of conservation history and spatial patterns. *South African Geographical Journal* 74 (2), S. 54-62.
- WICKS, J.M. & J.C. BARTHURST (1996): SHESED: a physically based, distributed erosion and sediment yield component for the SHE hydrological modelling system. *J. Hydrol.* 175, S. 213-238.
- WILCOX, B.P., RAWLS, W.J., BRAKENSIEK, D.L. & J.R. WRIGHT (1990): Predicting runoff from rangeland catchments: a comparison of two models. *Water Resources Research* 26 (19), S. 2401-2410.
- WILLIAMS, J.R. (1975): Sediment yield prediction with universal equation using runoff energy factor. In: *Present and Prospective Technology for Predicting Sediment Yields*, USDA-ARS, 40, S. 244-252.
- WILLIAMS, J.R. & H.D. BERNDT (1977): Sediment yield based on watershed hydrology. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 20, S. 1100-1104.
- WILLIAMS, J.R. (1985): The physical components of the EPIC model. In: EL-SWAIFY, S.A., MOLDENHAUER, W.C. & A. LO (Hrsg.): *Soil erosion and conservation*. Soil Conservation Society of America, Ankeny, IA, S. 272-284.
- WILSON, J.P. & J.C. GALLAND (2000): *Terrain analysis. Principles and applications*. John Wiley & Sons New York, Chichester.
- WISCHMEIER, W.H. (1976): Use and misuse of the universal soil loss equation. *Journal of Soil and Water Conservation* 31, Nr.1.
- WISCHMEIER, W.H. & D.D. SMITH (1958): Rainfall energy and its relationship to soil loss. *American Geophysical Union Transactions* N. 39.
- WISCHMEIER, W.H. & D.D. SMITH (1968): Predicting rainfall erosion losses from cropland east of the Rocky Mountains. *USDA Agriculture Handbook* N. 282.
- WISCHMEIER, W.H., JOHNSON, C.B. & B.V. CROSS (1971): A soil erodibility nomograph for farmland and construction sites. *Journal of Soil and Water Conservation*, 28. S. 189-193.
- WISCHMEIER, W.H. & D.D. SMITH (1978): Predicting rainfall erosion losses –a guide to conservation planning. *Agricultural Handbook*, 537 S., USDA, Washington DC.

## Literaturverzeichnis

---

- WMS ASSOCIATES (1988): Gully erosion in Swaziland: final report. Fredericton, N.B., Canada, 156 S..
- WOODWARD, D.E. (1999): Method to predict cropland ephemeral gully erosion. *Catena*, 37, S. 393-399.
- WOODWARD, J. & I, FOSTER (1997): Erosion and Suspended Sediment Transfer in River Catchments. *Geography* Vol. 82 (4), S. 353-376.
- WOOLHISER, D.A. & J.A. LIGGETT (1967): Un steady, one-dimensional flow over a plane. The rising hydrograph. *Water Resources Research* 3 (3), S. 753-771.
- WOOLHISER, D.A., SMITH, R.E. & D.C. GOODRICH (1990): KINEROS. A kinematic runoff and erosion model. Documentation and user manual. USDA, ARS, ARS-77, 130 S..
- YAALON, D.H. (1987): Is gullying associated with highly sodic colluvium? Further comment to the environmental interpretation of Southern African dongas. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 58. S.121-128.
- YOUNG, R.A., ONSTAD, C.A., BOSCH, D.D. & W.P. ANDERSON (1989): AGNPS: A non point-source pollution model for evaluating agricultural watersheds. *Journal of Soil and Water Conservation* 44 (1), S. 168-173.
- ZACHAR, D. (1982): Soil erosion. *Developments in Soil Science Series*. Nr.10. Bratislava.
- ZEISS (1994): P-CAP, PC-Software for Orientation and Numeric Acquisition with the Planicomp. Operating Manual 51-1220 e. Carl Zeiss, Oberkochen.
- ZINGG, A.W. (1940): Degree and length of land slope as it affects soil loss in runoff. *Agricultural Engineering*, 21, S.59-64.
- ZORINA, Y.F. (1979): Raschetniye metody opredeleniya ovrazhnoy prozii. In: CHALOW, R.S. (Ed.), *Eroziya Pochv I Ruslovyye Protsessy*, Vol. 7. Izd. Mosk. Univ., Moskva, S. 81-90 (in Russisch)
- ZUKE, S.M. (1985): A gully erosion study on the Ntondozi area of Swaziland. B.Sc. dissertation, University of Swaziland.