

Geomorphologische Naturgefahren

Dominik Breuer

09.01.2012

E-Mail: Dominik-Breuer@uni-bonn.de

Seminar: Einführung in die Geomorphologie
Dozent: Prof. Dr. Richard Dikau

Inhaltsverzeichnis

Einleitung.....	3
Grundlegende terminologische Definitionen der Hazardforschung.....	4
Grundlegende konzeptionelle Ansätze der Naturgefahrenanalyse.....	6
Gravitative Massenbewegungen	7
Bodenerosion	11
Küstenerosion.....	14
Flusserosion	17
Fazit.....	20
Literaturverzeichnis	21

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Werte für den Reibungswinkel ϕ	10
--	----

Gleichungsverzeichnis

Gleichung 1: spezifisches Risiko.....	6
Gleichung 2: totales Risiko.....	6
Gleichung 3: allgemeine Eintrittswahrscheinlichkeit einer Naturgefahr.....	8
Gleichung 4: Scherspannung.....	10
Gleichung 5: Druckspannung.....	10
Gleichung 6: Grenzscherspannung (kohäsionsloses Material).....	11
Gleichung 7: Grenzscherspannung (kohäsives Material).....	11
Gleichung 8: COULMB'sches Gesetz.....	11
Gleichung 9: Factor of Safety.....	12
Gleichung 10: Method of moments.....	12
Gleichung 11: Universal Soil Loss Equation.....	15
Gleichung 12: Wind Erosion Equation	15
Gleichung 13: Hazard-Index der Küstenerosionsgefahr.....	19
Gleichung 14: Kinetische Flussenergie (1).....	20
Gleichung 15: Kinetische Flussenergie (2).....	20
Gleichung 16: Kinetische Flussenergie (3).....	20

Einleitung

Naturgefahren und Naturkatastrophen existieren erst seit ca. 2,5 Mio. Jahren. Zuvor gab es nur Naturereignisse; erst mit dem Auftreten der Gattung Homo wurde das Naturereignis zur Naturgefahr (ALCÁNTARA-AYALA 2002). Naturgefahren sind ubiquitär und erfordern eine interdisziplinäre Forschung. Denn die Vulnerabilität (Verwundbarkeit) einer Gesellschaft basiert nicht nur auf dem natürlichen Prozess per se, etwa der gravitativen Massenbewegung, sondern auch auf der Gesellschaftsstruktur (vgl. WISNER et al. 2003). Es muss daher zwischen einer internen und externen Vulnerabilitätskomponente unterschieden werden: "Vulnerability has thus two sides: an external side of risks, shocks, and stress to which an individual or household is subject; and an internal side which is defencelessness, meaning a lack of means to cope without damaging loss" (CHAMBERS 2006: S. 33). Eine Katastrophe kann sich nur dann ereignen, wenn die räumlichen und zeitlichen Koordinaten der externen Vulnerabilität mit jenen der internen Vulnerabilität übereinstimmen (ALCÁNTARA-AYALA 2002).

Diese Arbeit fokussiert einen Teilbereich der externen Vulnerabilitätskomponente nach CHAMBERS: die geomorphologischen Naturgefahren. Zuerst werden wichtige Begriffe der Hazardforschung aus einem naturwissenschaftlichen Verständnis heraus expliziert. Was ist eine (geomorphologische) Naturgefahr? Wie ist Vulnerabilität definiert? Was wird unter „Risiko“ verstanden? Wann wird von einer Katastrophe gesprochen? Folgend wird ein kurzer Überblick über die von BURTON et al. vorgeschlagenen Parameter zur Naturgefahrenquantifizierung (bzw. Naturgefahrenverortung) gegeben. Da naturwissenschaftliche Aussagen über Naturgefahren probabilistisch sind wird hier bereits eine erste allgemeine Methode zur Bestimmung der Gefahr eingeführt. Anschließend werden die einzelnen geomorphologischen Naturgefahren (gravitative Massenbewegungen, Boden-, Küsten- und Flusserosion) gesondert betrachtet. Hierbei wird der jeweilige Prozess, sowie eine spezifische Methode zur Bestimmung der Prozesseintrittswahrscheinlichkeit vorgestellt (oder ein Prozesseintrittskriterium definiert). Im Falle der Bodenerosion werden jedoch Methoden zur Prozessquantifizierung diskutiert. Zudem werden jeweils kurz die Auswirkung auf den

Menschen und geeignete Adjustments (raumplanerische und bauliche Präventivmaßnahmen) betrachtet.

Grundlegende terminologische Definitionen der Hazardforschung

Da die Hazardforschung interdisziplinär ist, sind viele Begriffe nicht einheitlich definiert (FELGENTREFF U. GLADE 2008). So unterscheidet sich z.B. der naturwissenschaftliche Risikobegriff erheblich von dem sozialwissenschaftlichen Risikoverständnis nach LUHMANN (vgl. POHL U. GEIPEL 2002). Um dieser terminologischen Verwirrung zu entgehen werden folgend einige wichtige Begriffe der Hazardforschung (naturwissenschaftlich) definiert. Dabei wird bewusst über die (hier nur nötige) Definition der Naturgefahr hinausgegangen; denn ohne ein Risikoverständnis ist die Bedeutung der Naturgefahr im Kontext der Hazardforschung nicht fassbar.

Der anfängliche Begriff „Naturereignis“ ist relativ einfach zu definieren. Er beschreibt lediglich ein realisiertes und quantifizierbares Umweltphänomen; also ein Erdbeben, einen Tsunami, einen Lahar etc. (POHL U. GEIPEL 2002).

Ein Naturereignis wird zur Naturgefahr, wenn es ein potentiell schadenbringendes Ereignis darstellt. Naturgefahren haben somit immer einen anthropozentrischen Bezug. Ein potentiell Erdbeben in einem unbesiedelten Gebiet kann nicht als Naturgefahr bezeichnet werden; weder Mensch noch Menschengeschaffenes sind gefährdet (DIKAU U. POHL 2007). Naturwissenschaftliche Aussagen über Naturgefahren sind probabilistisch und beinhalten eine räumliche und zeitliche Komponente. Naturgefahren werden hier aufgefasst als „die Eintrittswahrscheinlichkeit eines potentiell schadenbringenden natürlichen Phänomens innerhalb eines bestimmten Zeitraumes an einem bestimmten Ort“ (nach VARNES 1984: 10). Die ISDR (International Strategy for Disaster Reduction) der Vereinten Nationen differenziert zwischen meteorologischen, hydrologisch-glaziologischen, geologisch-geomorphologischen, biologischen und extraterrestrischen Naturgefahren (DIKAU U. POHL 2007). Folgend werden ausschließlich die geomorphologischen Naturgefahren betrachtet.

Geomorphologische Naturgefahren sind diejenigen Gefahren, die auf der Instabilität des Reliefs basieren. Die Veränderung der Geomorphometrie durch einen Prozess an der Erdoberfläche kann den Menschen und/oder sein Eigentum gefährden. Im Hauptteil dieser Arbeit werden die Gefahren der gravitativen Massenbewegungen, der

Bodenerosion, der Küstenerosion und der Flusserosion thematisiert. Ein Erdbeben ist keine geomorphologische Naturgefahr (sondern eine Geologische). Es kann aber ein Trigger Event (Auslöser) für eine Hangrutschung sein. Geomorphologische Naturgefahren verändern das Relief; die Prozessursache muss aber nicht selbst an der Erdoberfläche liegen (GARES et al. 1994).

Der naturwissenschaftliche Vulnerabilitätsbegriff bezeichnet die Verlustwahrscheinlichkeit eines Risikoelementes. Er ist immer auf eine spezifische Naturgefahr (unter Berücksichtigung der Magnitude) bezogen. Die Vulnerabilitätsskala reicht von 0 (kein Schaden) bis 1 (total Verlust) (VARNES 1984). Der Begriff „Resilienz“ kann komplementär zur Vulnerabilität verstanden werden. Resistenz bezeichnet eine 100% Resilienz (BIER 2010).

Der Begriff „(Natur-)Risiko“ bedarf einer differenzierten Betrachtung. In den Naturwissenschaften wird zwischen den Risikoelementen, den spezifischen Risiko und den totalen Risiko unterschieden. Die Risikoelemente (E) sind alle Objekte (Gebäude, Eigentum etc.) und Subjekte (Menschen) die sich innerhalb der gefährdeten Region befinden. Das spezifische Risiko ist das Produkt aus Naturgefahr (H) und Vulnerabilität (V):

$$R_s = \text{Naturgefahr} \times \text{Vulnerabilität} (H \times V) \text{ (Gl. 1).}$$

Das totale Risiko ist das Produkt der Risikoelemente und des spezifischen Risikos:

$$R_t = E \times (H \times V) \text{ (Gl. 2).}$$

Das totale Risiko bezeichnet somit den erwarteten Gesamtschaden (VARNES 1984: 10).

Es existieren viele Versuche den Begriff „Naturkatastrophe“ zu operationalisieren (über die Anzahl der Todesopfer, der Verletzten, der Obdachlosen oder über die Summe der wirtschaftlichen Schäden etc.) (GLADE U. DIKAU 2001). Allerdings ist diese Operationalisierung problematisch. Ein Erdbeben verursacht in Entwicklungsländern nur einen relativ geringen wirtschaftlichen Schaden; der Verlust an Menschenleben mag aber hoch sein. Ein Erdbeben gleicher Magnitude verursacht z.B. in Japan einen bedeutend höheren wirtschaftlichen Schaden; gleichwohl kann der Verlust an Menschenleben absolut geringer sein. Daher soll hier der Katastrophenbegriff verwendet werden wenn „a significant number of vulnerable people experience a hazard and suffer damage and/or disruption of their livelihood system in such a way that a recovery is unlikely without external aid“ (WISNER et al. 2003: 50).

Der Begriff Hazard entspricht am ehesten einer Bedrohung und beinhaltet eine Zeitkomponente. Er bezeichnet ein plötzliches, aber antizipierbares Ereignis mit schweren Folgen (POHL U. GEIPEL 2002).

Grundlegende konzeptionelle Ansätze der Naturgefahrenanalyse

BURTON et al. nennen sieben physikalische Parameter, mittels denen sich Naturgefahren beschreiben lassen. Die Magnitude (1) (gering-hoch) misst die Energie eines Naturereignisses. Die Frequenz (2) (selten-häufig) gibt an wie oft ein Ereignis mit bestimmter Magnitude sich innerhalb einer gewissen Zeitspanne ereignet. Die Dauer (3) (kurz-lang) bestimmt die Zeitspanne zwischen Start- und Endzeitpunkt eines Ereignisses. Die räumliche Ausdehnung (4) (begrenzt-weiträumig) ermittelt die Fläche, die vom Ereignis betroffen ist. Die Geschwindigkeit des Prozessaufbaus (5) (langsam-schnell) bestimmt die Zeit zwischen dem Einsetzen und der Spitze des Ereignisses. Die räumliche Verteilung (6) (konzentriert-diffus) bezieht sich auf die möglichen Orte, an denen sich eine bestimmte Naturgefahr ereignen kann. Die zeitliche Verteilung (7) (zufällig-regelmäßig) gibt an, ob das Auftreten eines Ereignisses einem bestimmten Zyklus unterliegt oder nicht (GARES et al. 1994).

Diese sieben Parameter beschreiben einen siebendimensionalen Raum in dem sich jede Naturgefahr verorten lässt. Nach GARES et. al. existieren in diesem Raum aber nur zwei Extreme. Das eine Extrem ist die ubiquitäre dispers auftretende, langandauernde Naturgefahr hoher Frequenz und geringer Magnitude (z.B. Meeresspiegelanstieg). Das andere Extrem ist die zeitlich und räumlich konzentrierte Naturgefahr mit einer geringen Frequenz und einer hohen Magnitude (z.B. Erdbeben) (GARES et al. 1994).

Neben diesen konzeptionellen Ansatz, in dessen Mittelpunkt die Untersuchung einer konkreten Naturgefahr steht, gibt es einen weiteren, der einen konkreten Raum fokussiert. Hier wird für einen bestimmten Raum (z.B. für Bonn) die Eintrittswahrscheinlichkeit aller möglichen Naturgefahren bestimmt (GARES et al. 1994).

Allgemein kann die Eintrittswahrscheinlichkeit einer Naturgefahr innerhalb eines bestimmten Zeitraumes, ohne ein tiefergreifendes Prozessverständnis, durch folgende simple Funktion bestimmt werden:

$$H = 1 - \left(1 - \frac{1}{T}\right)^z \quad (\text{Gl. 3})$$

H:= Eintrittswahrscheinlichkeit einer Naturgefahr bestimmter Magnitude,

T:= Wiederkehrperiode in z Jahren (KORUP U. CLAGUE 2009: 2).

Dieser Formel folgend gilt es also die Wiederkehrperiode möglichst exakt zu ermitteln. Allgemein gilt, je geringer die Magnitude ist, desto höher ist die Frequenz. Folglich haben Ereignisse geringer Magnitude eine kurze Wiederkehrperiode (siehe Abbildung 1).

Allerdings ist für viele Naturereignisse die exakte Frequenz unbekannt oder nicht ermittelbar. Darüber hinaus verändert sich das Geosystem kontinuierlich, und damit auch die Frequenz bestimmter Ereignisse. Eine weitere Schwierigkeit stellen emergente Strukturen im Systemverhalten dar. Mit dem überschreiten eines (unbekannten) Schwellenwertes kann sich das gesamte Systemverhalten ändern. Ereignisse sind dann nicht mehr vorhersagbar (SCHROTT U. GLADE 2008).

Gravitative Massenbewegungen

Gravitative Massenbewegungen sind „hangabwärts gerichtete Bewegungen von Fels- und/oder Lockergestein unter Wirkung der Schwerkraft“ (GLADE U. DIKAU 2001: 42). Es werden sechs Typen der gravitativen Massenbewegung unterschieden:

- Fallen (1): Material stürzt entlang einer Fläche mit geringer bzw. keiner Scherbewegung frei fallend, rollend oder springend ab.
- Kippen (2): Vorwärtsrotation um eine Achse (oder einen Punkt) unterhalb des Schwerpunktes des Materials.
- Gleiten (3): hangabwärts gerichtete Materialbewegung entlang einer Gleitfläche.

Driften (4): laterale Materialbewegung bei gleichzeitigem Einsinken in weniger kompetente Schichten.

Fließen (5): kontinuierliche Materialbewegung, deren Geschwindigkeitsverteilung der einer viskosen Flüssigkeit ähnelt (Typ 1-5: THE INTERNATIONAL GEOTECHNICAL SOCIETIES' UNESCO WORKING PARTY FOR WORLD LANDSLIDE INVENTORY 1993: 53).

Komplex (6): Eine Kombination der Typen eins bis fünf (DIKAU U. WEICHSELGARTNER 2005:)

Murgänge folgen hydraulischen Fließgesetzen und sind daher von gravitativen Massenbewegungen abzugrenzen (GLADE U. DIKAU 2001).

CROZIER differenziert zwischen vorbereitenden (Disposition), auslösenden (Trigger) und kontrollierenden Faktoren einer Massenbewegung (GLADE U. DIKAU 2001). Vorbereitende Faktoren dispositionieren einen Hang, indem sie ihn destabilisieren. Zu diesen Faktoren zählen u.a. eine Hangversteilung (Hangunterschneidung durch Flusserosion, siehe Flusserosion), eine Zunahme der Hangauflast (Gebäude, Schwimmbäder, Felsstürze), Erschütterungen (Verkehr, Erdbeben), Verwitterungsvorgänge und eine Entfernung der Hangvegetation (DIKAU U. WEICHSELGARTNER 2005). Vorbereitende Faktoren lösen die eigentliche Massenbewegung nicht aus; sie bringen den Hang nur in einen stabilen Zustand nahe der Grenzbedingung (siehe Gleichung 6), ab der sich eine Massenbewegung ereignet. Auslösende Faktoren führen zu einem Überschreiten dieser Grenzbedingung, und der Hang geht in einen aktiven instabilen Zustand über (DIKAU et al. 2001). Ein auslösender Faktor kann z.B. ein Niederschlagsereignis (positiver Porenwasserdruck, siehe Gleichung 8) oder ein Erdbeben sein (GLADE U. DIKAU 2001). Die Kontrollfaktoren bestimmen die Dynamik der Massenbewegung. Sie steuern Volumen, Geschwindigkeit und Reichweite (DIKAU et al. 2001). Die Hanggeometrie, die Vegetationsbedeckung oder die Gerinnerrauigkeit gehören z.B. zu den Kontrollfaktoren (GLADE U. DIKAU 2001).

Um zu beurteilen, ob eine Gefahr durch eine Massenbewegung besteht, muss zunächst eine Bedingung ermittelt werden, ab der sich eine Massenbewegung ereignet. Da sich ein Großteil des Reliefs aus Hängen zusammensetzt, werden im folgenden Abschnitt nur Hänge betrachtet (AHNERT 2009). Die Massenbewegung an einem Hang unterliegt der Schwerkraft und ist eine Funktion der Hangneigung.

Betrachtet sei daher eine Masse m auf einen Hang mit dem Neigungswinkel α (siehe Abbildung 2). Die Fallbeschleunigung g (ca. $9,81 \text{ m/s}^2$ auf dem 45. Breitengrad), welche auf die Masse m einwirkt, kann in zwei Vektoren aufgeteilt werden (siehe Abbildung 2). Der Vektor τ ist parallel zur Hangoberfläche, und der Vektor σ ist orthogonal zur Hangoberfläche (die Resultante von τ und σ ist g). Ist τ hinreichend groß, dann kommt es zur Bewegung der Masse m (AHNERT 2009). τ lässt sich mittels folgender Formel bestimmen:

$$\tau = g * \sin\alpha \text{ (Gl. 4).}$$

σ wird durch folgende Formel bestimmt:

$$\sigma = g * \cos\alpha \text{ (Gl. 5).}$$

Werden τ und σ auf eine Masse (m) und eine Fläche bezogen, dann gibt τ die Scherspannung und σ die Druckspannung an (AHNERT 2009: 83).

Überschreitet die Scherspannung die Grenzscherspannung s , dann findet eine Bewegung der Masse m statt. Welche Formel zur Berechnung der Grenzscherspannung benötigt wird, ist abhängig davon, ob kohäsives oder kohäsionsloses Material betrachtet wird. In kohäsionslosem Material hängt s nur von g und der inneren Materialreibung ab. Die innere Reibung des Materials ist von der Form sowie der Lagerungsdichte der Körner abhängig. Locker gelagerte runde Körner haben eine geringere

Tabelle 1: Einige Werte für den Reibungswinkel ϕ (Ahnert 2009: 85).

Material	ϕ (Grad)	
	lose	dicht
Schluffiger Sand	27-33	30-34
Rundkörniger Sand	27,5	34
Eckiger Sand	33	45
Sandiger Kies	35	50

innere Reibung als dicht gelagerte eckige Körner (siehe Tabelle 1). Der Reibungswinkel ϕ , ab dem eine kohäsionslose Masse in Bewegung gerät, entspricht dem natürlichen Böschungswinkel (AHNERT 2009). Die Grenzscherspannung s in kohäsionslosem Material ist bestimmt durch:

$$s = g * \sin\phi$$

$$\leftrightarrow s = g * \cos\phi * \tan\phi$$

$$\leftrightarrow s = \sigma * \tan\phi \text{ (Gl. 6).}$$

In kohäsivem Material muss zusätzlich die Kohäsion c berücksichtigt werden:

$$s = \sigma * \tan\phi + c \text{ (Gl. 7)}$$

(AHNERT 2009: 86).

Gleichung sieben wird auch als COULMB'sches Gesetz bezeichnet. In wasserhaltigem Material ist die Grenzscherspannung auch vom Porenwasserdruck μ abhängig. Daher muss hier die Druckspannung σ durch die wirksame Druckspannung $(\sigma - \mu)$ ersetzt werden:

$$s = (\sigma - \mu) * \tan\phi + c \text{ (Gl. 8)}$$

(AHNERT 2009: 86).

Ist der Porenwasserdruck positiv (Poren sind vollständig mit Wasser gefüllt), dann nimmt die Grenzscherspannung ab. Ist in den Poren noch Luft enthalten, dann ist der Porenwasserdruck negativ und die Grenzscherspannung nimmt zu (AHNERT 2009).

Die Wahrscheinlichkeit einer Massenbewegung kann durch den „Factor of Safety“ (F) angegeben werden. Er beschreibt das Verhältnis von Kräften die einer Massenbewegung entgegenwirken zu jenen die eine Massenbewegung begünstigen:

$$F = \frac{\text{Kräfte die einer Massenbewegung entgegenwirken}}{\text{Kräfte die eine Massenbewegung begünstigen}} \text{ (Gl. 9)}$$

(ALEXANDER 1993: 247).

Bei F=1 befinden sich die Kräfte in einem Gleichgewicht. Werte F<1 bedeuten, dass sich eine Massenbewegung wahrscheinlich ereignen wird. Ab F \geq 1,5 wird ein Hang als stabil bezeichnet (ALEXANDER 1993). Es existieren verschiedene Formeln zur Berechnung von F. Eine relativ simple ist die „method of moments“ (siehe Abbildung 3):

$$F = \frac{TcLR}{Wx} \text{ (Gl. 10)}$$

Tc = Scherspannung

L = Länge des Kreisbogens

R = Radius des Kreisbogens

W = Gesamtgewicht der Rutschungsmasse

x = Horizontale Distanz zwischen dem Mittelpunkt des Kreisbogens und dem Massenschwerpunkt der Rutschungsmasse (ALEXANDER 1993: 247).

Es gibt verschiedene Formeln zur Bestimmung des „Factor of Safety“, von denen viele die oben vorgestellten Parameter (z.B. Porenwasserdruck) berücksichtigen. Allerdings sind einige dieser Formeln nur iterativ lösbar und in ihrer Berechnung komplex, weswegen sie hier nicht dargestellt werden können (vgl. ALEXANDER 1993: 249 ff.).

Bezüglich der sieben eingeführten physikalischen Parameter haben Massenbewegungen eine mittlere bis hohe Frequenz, eine geringe bis mittlere Magnitude, eine kurze bis mittellange Dauer, eine begrenzte bis mittlere räumliche Ausdehnung, eine mittlere bis hohe Geschwindigkeit des Prozessaufbaus, eine punktuelle bis diffuse räumliche Verteilung und eine episodische bis zufällige zeitlich Variation (DIKAU 2004).

Die Auswirkung von Massenbewegungen auf den Menschen lassen sich in direkte und indirekte unterteilen. Direkte Auswirkungen gehen unmittelbar auf die bewegte Masse zurück (Tote, Verletzte, Zerstörung von Infrastruktur etc.). Indirekte Auswirkungen resultieren aus einer zerstörten Infrastruktur (Verkehrswege, Wasserversorgung, Energieversorgung, Zerstörung von agrarwirtschaftlichen Nutzflächen). Die Zerstörung der Infrastruktur kann es erforderlich machen, dass die Wirtschaft des betroffenen Gebiets neu strukturiert werden muss. Darüber hinaus entstehen häufig sekundären (Natur-)Gefahren (z.B. plötzliche Entleerung eines entstandenen Stausees, Tsunamis) (GLADE U. DIKAU 2001).

Bodenerosion

Als Bodenerosion bezeichnet man die Abtragung von Boden- und Gesteinspartikeln durch Reliefenergie, Gravitation und durch die Klimatelemente (z.B. Niederschlag) (ALEXANDER 1993). Indem der Mensch die schützende Bodenvegetation entfernt ermöglicht er erst häufig Bodenerosion (EITEL U. BORK 2008). Von der Bodenerosion ist insbesondere das Solum betroffen. Die Abtragung von organischen (O und A Horizonte des Bodens) und mineralischen (B Horizonte) Bodenbestandteilen, welche für das Pflanzenwachstum wichtig sind, erfolgt durch Wasser, Wind oder Eis. Bodenerosion kann auch die Folge eines Naturereignisses (Überschwemmung, Massenbewegung, Hurrikane etc.) sein. Die Kräfte die eine Bodenerosion bewirken

können in Aktive und Passive unterteilt werden. Zu der aktiven Kraft gehört das Klima (Niederschlag, Temperatur, Wind). Zu den Passiven zählen der Bodentyp, die Topographie und die Bodenbedeckung (ALEXANDER 1993).

Die Bodenerosion lässt sich in mehrere Teilprozesse untergliedern. Die Erosion beginnt mit der Partikellösung (1) durch Wasser, Eis oder Wind aus einem Verbund. Der nächste Schritt besteht in der Bewegungsaufnahme (2) des losgelösten Partikels. Es folgt nun der Partikeltransport (3). Das Partikel wird als Lösungsbestandteil, als Suspensions- oder Geschiebefracht transportiert. Erodierendes Material kann in Speichern zwischengelagert (4) bzw. abschließend sedimentiert (5) werden (ALEXANDER 1993).

Zur Erosion durch Wasser zählen unter anderem der Rainsplash, der Oberflächenabfluss und die Rillen- bzw. Gully-erosion. Beim Rainsplash werden durch das Auftreffen eines Regentropfens Bodenpartikel aus dem Verbund gelöst und willkürlich in alle Richtungen transportiert. An Hängen ist hierbei der Nettotransport hangabwärts gerichtet. Es wird zwischen zwei Arten des Oberflächenabflusses unterschieden. Der Horton-Abfluss (1) tritt auf, wenn die Niederschlagsrate höher ist als die Infiltrationsrate des Bodens. Ist der Boden Wassergesättigt, dann kommt es zu einem Sättigungsabfluss (2) (AHNERT 2009). Konzentriert sich der Oberflächenabfluss in Rillen, dann tritt Rillenerosion auf (ALEXANDER 1993).

Die Erosion durch Wind (äolische Erosion), und insbesondere durch Eis, ist von untergeordneter Bedeutung. Die äolische Erosion ist bestimmt durch das Bodenerosionspotential, die Oberflächenrauigkeit, die Windstärke, die Windrichtung, und durch den Grad der Bodenbedeckung (ALEXANDER 1993).

Eine Systemische Abgrenzung der Bodenerosion kann schwierig sein. Im Falle einer fluvialen Bodenerosion ist die Systemgrenze durch das Wassereinzugsgebiet vorgegeben; im Falle einer äolischen Erosion die Festlegung der Systemgrenze weitaus schwieriger (ALEXANDER 1993).

Je geringer die Kohäsion eines Bodens ist, desto höher ist sein Erosionspotential. Böden mit einem Tonanteil von 30-35% besitzen in der Regel eine Kohäsion, die stark genug ist, um eine Erosion durch Rainsplash zu verhindern. Böden mit einem Schluffanteil von 40-60% und einen Tonanteil von maximal 30% sind hingegen sehr Erosionsanfällig (ALEXANDER 1993).

Die Bodenerosion wird volumenbezogen auf eine Flächen- und Zeiteinheit angegeben. Die Bodenerosion (agrarwirtschaftlicher Nutzflächen im Hochland) lässt sich durch die „Universal Soil Loss Equation“ (USLE) bestimmen:

$$A = RKLSCP \text{ (Gl. 11)}$$

A = Bodenverlust in Tonnen/0,4ha/Jahr

R = Niederschlagserosivität (kinetische Energie der maximalen 30-Minuten-Intensität des Niederschlagsereignisses)

K = Bodenerodibilität (empirisch festgelegter Koeffizient)

L = Hanglänge (als vielfaches von 22,13 m)

S = Hangneigung (relativ zur Standard-Testfeldneigung von 9%)

C = Koeffizient des Bewuchstypes

P = Koeffizient der Bodenbearbeitung (ALEXANDER 1993: 225; AHNERT 2009: 117).

Der Wert der USLE besteht insbesondere darin, dass sich bei einer Änderung der Landnutzung mit ihr die Änderungen der Bodenerosionsgefahr abschätzen lässt. Jedoch bezieht sich die USLE auf eine definierte Testfläche (1,8 m X 22,13 m, 9% Hangneigung). Ein Hang oder ein Feld sind allerdings meist wesentlich größer; dies erfordert eine Extrapolation. Zum Beispiel nehmen die Menge, die Geschwindigkeit und damit auch die Turbulenz des Abflusses bei längeren Hängen zu. Zudem muss der Niederschlag stets Vorort gemessen werden. Wird dieser Wert von einer entfernten Wetterstation bezogen, können erhebliche Diskrepanzen auftreten (AHNERT 2009).

Bezieht sich die USLE auf die Bodenerosion durch Wasser, so bezieht sich die „Wind Erosion Equation“ (WEE) auf die äolische Erosion:

$$E = f(I, K, C, L, V) \text{ (Gl. 12)}$$

I = Bodenerodibilität

K = Oberflächenrauigkeit und Oberflächenform

C = Windgeschwindigkeit und Winddauer

L = Feldlänge in Windrichtung

V = Vegetationsbedeckung (ALEXANDER 1993: 226).

Sowohl die USLE als auch die WEE werden verwendet um die Bodenerosionsrate für einen Zeitraum von 10 Jahren zu prognostizieren. Jedoch ist die WEE wesentlich ungenauer als die USLE; meist wird ein zu hoher Wert der Bodenerosion prognostiziert (ALEXANDER 1993).

Bezüglich der Parameter nach BURTON et al. weist die Bodenerosion in Frequenz, Dauer und räumlicher Ausdehnung mittlere bis hohe Werte auf. Die Magnitude ist eher gering bis mittel stark. Die Geschwindigkeit des Prozessaufbaus ist langsam, die räumliche Verteilung linear bis diffus und die zeitliche Variation zyklisch (DIKAU 2004).

Im Gegensatz zu vielen anderen Naturgefahren resultiert aus der Bodenerosion kein direkter Verlust an Menschenleben. Dennoch ist die Bodenerosion ein weit verbreitetes Phänomen, das mit hohen Kosten und einem Rückgang der Nahrungsmittelproduktion verbunden ist. Der Verlust von 25 mm Boden entspricht etwa einen Ertragsrückgang von 10 Getreidebuscheln pro Hektar und Jahr (GARES et al. 1994). In Nordeuropa wird die Gefahr durch Bodenerosion unterschätzt. In den USA und in China stellt sie bereits eine ernste Gefahr bzw. Katastrophe dar (ALEXANDER 1993).

Es werden hauptsächlich ingenieurstechnische Maßnahmen zu Verringerung der Bodenerosion eingesetzt. Eine einfache Methode ist das Konturpflügen (orthogonal zur Richtung des Gefälles) des Feldes. Dies wirkt insbesondere der Rillenerosion entgegen. Durch Terrassenbau wird die Bodeninfiltration erhöht und der Oberflächenabfluss reduziert. Durch eine entsprechende Vegetation kann die Windgeschwindigkeit am Boden verringert werden. Dies beugt einer äolischen Erosion vor und stabilisiert zu gleich den Boden (ALEXANDER 1993).

Küstenerosion

Die Küste ist das Übergangsgebiet zwischen Festland und Meer. Diese Grenze ist nicht scharf definiert; sie reicht landeinwärts „so weit wie der Einfluss des Meeres und seawärts soweit wie der Einfluss des Landes“ (AHNERT 2009: 326). Sie umfasst somit den Dünengürtel, den Brandungsbereich und das Watt (AHNERT 2009).

Ursachen von Naturgefahren an der Küste können Wind, Wellen, Überschwemmungen und Erosion sein (GARES et al. 1994). Allerdings ist nur die Küstenerosion den geomorphologischen Naturgefahren zuzuordnen (vgl. DIKAU U. POHL 2007; GARES et al. 1994). Küstenerosion bezieht sich sowohl auf Felsküsten, als auch auf Sedimentküsten (Uferzonen, die aus Sand und Geröllen bestehen; dem Strand). Abhängig von der Verwitterungsresistenz des Gesteins, der Gezeitenstärke und der Wellenexponiertheit, lassen sich drei Grundformen der Felsküste unterscheiden: die horizontal flache Küste, die abfallende Küste, und das Kliff (HUGGETT 2008).

Das natürliche Küstenerosionspotential ist durch fünf Faktoren beeinflusst: die Exponiertheit von Gesteinen und Sedimenten gegenüber Wellen und Strömungen (1); die Topographie der Küste und des Kontinentalschelfs (2); den Tidenhub und die Intensität der Strömung (3); das Küstenklima (4); und die (mangelnde) Sedimentzufuhr (5). Zusätzlich kann die Küstenerosion durch anthropogene Modifikationen verstärkt werden. Dies umfasst die Entfernung von Vegetation (z.B. Mangroven), die Entnahme von Material (z.B. Sand), oder auch den Bau von Flusstaudämmen, die Sedimente zurückhalten (ALEXANDER 1993).

Der Strandhaushalt lässt sich in die Komponenten Input, Speicher und Output unterteilen. Die größten Inputkomponenten sind Prozesse, die Sediment entlang der Küste transportieren (Siehe Abbildung 4). Es werden zwei Arten der litoralen Drift unterschieden. Durch den „Beach Drift“ wird Material mit der Brandung entlang der Küste in einem Zick-Zack-Kurs bewegt. Das Material wird dabei der Küste in Wellenrichtung zugeführt, und durch den Backwash wieder orthogonal zum Strand abtransportiert (siehe Abbildung 4). Der laterale Materialtransport durch küstenparallele Meeresströmungen wird mit „Longshore Drift“ bezeichnet. Ebenso wird durch die Erosion von Dünen und Kliffen, oder durch die Sedimentation in einem Delta, dem Strand Material zugeführt. Der Speicher umfasst hier das gesamte aktuelle Sedimentvolumen an einem Strand. Output liegt dann vor, wenn die litorale Drift, der Wellenrückfluss oder der Wind Material vom Strand abtransportiert. Ist der Input kleiner als der Output, dann nimmt der Speicher ab und der Strand erodiert. Bei der Betrachtung dieses Sediment Budgets wird zwischen einer kurzen und einer langen Zeitskala differenziert. Saisonale Effekte (z.B. Sturmfluten) können die Erosion

längerer Zeitskalen (z.B. Meeresspiegeländerungen) verstärken oder abmildern (KELLER U. BLODGETT 2008).

An einem Kliff, oder an einer Steilküste, findet zusätzlich Erosion durch Wellen, fluviale Prozesse und durch Massenbewegungen statt. Das Potential der Steilküstenerosion wird durch menschliche Aktivitäten zusätzlich erhöht (z.B. durch eine zusätzliche Hangauflast) (KELLER U. BLODGETT 2008). Folgend wird die Klifferosion genauer betrachtet.

Im Wesentlichen ist die Erosion von Kliffen durch zwei Kräfte determiniert: der Erosionskraft der Wellen am Klifffuß und der Resistenz des Materials, aus dem das Kliff besteht. Die Erosionskraft der Wellen ist wiederum bestimmt durch die Windgeschwindigkeit, die Wellenrichtung, die Wellenperiode, die Wellenhöhe, sowie durch die Wassertiefe (LAWRENCE 1994). DEL RIO und GRACIA schlagen einen Index vor, der jene zwei Kräfte weiter unterteilt umso die Erosionsanfälligkeit eines Kliffes bewerten zu können (vgl. DEL RIO und GRACIA 2009: 84 ff.). Sie benennen elf Variablen (a_i) die Einfluss auf die Erosion nehmen: die Kliff lithologie (1), die Kliffstruktur (2), die Kliffneigung (3), das Vorhandensein eines schützenden Strandes (4), das Vorhandensein einer Felsschorre (5), den technischen Schutz der Kliffbasis (6), den Gezeitenhub (7), die Exposition des Kliffes gegenüber Wellen (8), die Differenz zwischen normaler Wellen- und Sturmwellenhöhe (9), den Meeresspiegeltrend (10) und den Niederschlag (11). Jeder dieser Variablen wird eine bestimmte Gewichtung (f_i) zugeordnet. Die Variablen $a_{1,3,4}$ werden mit dem Faktor 1 gewichtet; $a_{7,10,11}$ mit dem Faktor 0,5 und die Übrigen mit dem Faktor 0,8. Die Küstenerosionsgefahr (HI) wird dann mit folgender Formel bestimmt:

$$HI = \sum_{i=1}^{11} a_i f_i \text{ (Gl. 13)}$$

(DEL RIO und GRACIA 2009: 88)

Dieser Hazard-Index wird durch (einen analog strukturierten) Impact-Index ergänzt, um so das Risiko durch Küstenerosion bestimmen zu können (vgl. DEL RIO und GRACIA 2009: 90 ff.).

Küstenerosion ist ein Phänomen mit einer geringen bis moderaten Magnitude und einer mittleren bis hohen Frequenz. Sie tritt weiträumig dispers auf, ist von hoher Dauer

und unterliegt einer zeitlichen Regelmäßigkeit. Die Ursachen der Küstenerosion (Geschwindigkeit des Prozessaufbaus) können von langer (z.B. Meeresspiegelanstieg) oder kurzer Dauer (z.B. Tsunami) sein (GARES et al. 1994).

Etwa 95% aller Küsten werden erodiert. Küstenerosion ist aber erst dann gefährlich, wenn die Küste auch besiedelt ist. Gerade die globale Zunahme der Bevölkerungsdichte in Küstengebieten hat zur Folge, dass das globale Risiko durch Küstenerosion weiterhin zunimmt (steigende Anzahl der Risikoelemente) (ALEXANDER 1993). Die Auswirkungen der Küstenerosion lassen sich in primäre und sekundäre Effekte unterteilen. Zu den primären Effekten gehören u.a. die Zerstörung von kleinen Inseln, der Verlust von Strandsedimenten, die Rückverlegung von Dünen und Klippen, die Habitatzerstörung, die Zerstörung von Agrarland, sowie die Unterhöhlung von Gebäuden und anderen Bauwerken. Zu den sekundären Auswirkungen zählen wirtschaftliche Verluste durch die Strandzerstörung, die Zerstörung von Schutzmaßnahmen vor Fluten sowie die Entstehung von instabilen Hängen (ALEXANDER 1993).

Adjustments bezüglich der Küstenerosion bestehen hauptsächlich in baulichen Maßnahmen (Wellenbrecher, künstliche „Strandernährung“ etc.). Wellenbrecher in Form einer Mauer nahe der Brandungszone sollen die Energie der Welle wieder seawärts reflektieren. Allerdings bewirkt diese Reflektion eine Konzentration der Wellenenergie im Uferbereich und eine Unterhöhlung der Wellenbrecher, bis diese schließlich zusammenstürzen. Effektiver ist der Einsatz von Schutt und Bautrümmern als Energiefänger. Der Unterhöhlungseffekt ist hier wesentlich geringer, und es wird zudem Sediment in den Zwischenräumen festgehalten. Im Allgemeinen ist die Küstenerosion ein Prozess mit negativer Rückkopplung; die Erosion wird sich selbst abschwächen (ALEXANDER 1993).

Flusserosion

Sowohl Überschwemmungen als auch Flusserosion sind fluviale Naturgefahren. Allerdings ist wiederum nur die fluviale Erosion eine geomorphologische Naturgefahr (GARES et al. 1994).

Flusserosion bezeichnet die lineare Abtragung durch Flüsse. Es wird zwischen zwei Typen der Flusserosion unterschieden. Die Tiefenerosion (1) führt zu einer Vertiefung des Flussbettes; die Seitenerosion (2) erodiert das Flussufer und verlegt dieses rückwärts (AHNERT 2009). Die Erosion von Flüssen mit einem felsigen Flussbett ist kaum erforscht. Sie ist nicht durch die Transportleistung des Flusses, sondern durch die Resistenz des Untergrundes limitiert. Die wichtigsten Erosionsprozesse solcher Flüsse sind Korrasion (Abtragung des Flussbettes durch mitgeführte Materialien) und chemische Verwitterung (RITTER et al. 2006). Im Folgenden werden Flüsse mit einem Flussbett aus Sediment betrachtet. Grundlegend für die Bestimmung der Erosions- und Transportarbeit des Flusses ist seine kinetische Energie (E_k):

$$2E_k = mC^2TS \text{ (Gl. 14)}$$

m = Masse des Wassers

C = CHEZY- Koeffizient (Rauigkeitsbeiwert)

T = Wassertiefe in cm

S = Gefälle

Die Fließgeschwindigkeit (V) lässt sich mittels der CHEZY-Gleichung bestimmen:

$$V = C\sqrt{TS} \text{ (Gl. 15)}$$

Einsetzen von Gleichung 15 in Gleichung 14 ergibt:

$$E_k = \frac{mV^2}{2} \text{ (Gl. 16)}$$

(Gl. 14-16: AHNERT 2009: 151 ff.)

Die kinetische Energie, und damit die Erosionsleistung des Flusses, ist also abhängig von der Wassermasse und im Quadrat proportional zur Fließgeschwindigkeit (AHNERT 2009). Die Kompetenz eines Fließgewässers gibt die maximale Korngröße an, die unter den gegebenen hydraulischen Bedingungen aufgenommen werden kann (RITTER et al. 2006). Dieser Zusammenhang zwischen Fließgeschwindigkeit und der Erosion verschiedener Korngrößen wird im HJULSTRÖM-Diagramm visualisiert (siehe Abbildung 5).

Im oberen Bereich von Abbildung 5 (a) sind die kritischen Fließgeschwindigkeiten für die Erosion abzulesen. Für die Erosion von Tonpartikeln ist eine höhere Fließgeschwindigkeit nötig als für die Erosion von Schluff (aufgrund der höheren Kohäsion von Tonpartikeln). Im rechten unteren Teil der Grafik ist angegeben ab welcher Geschwindigkeit bestimmte Korngrößen sedimentieren. Korngrößen knapp oberhalb von 1 cm sedimentieren bereits ab einer Fließgeschwindigkeit von 1 m/s; Körner mit einem geringeren Durchmesser erst bei entsprechend geringeren Geschwindigkeiten. Der Bereich zwischen Erosion und Ablagerung gibt den Transport (b) an (AHNERT 2009). Ein alternativer Ansatz zu dieser empirisch orientierten Ermittlung des Erosionsbeginns, besteht in der physikalisch Bestimmung der kritischen Scherspannung nach KNIGHTON und DU BOYS (vgl. ZEPPEL 2009: 143). Allerdings vernachlässigt dieser Ansatz die Auftriebskräfte, die entstehen, wenn ein Partikel überflossen wird (RITTER et al. 2006). Sowohl die empirischen als auch die physikalischen Ansätze lassen sich dahingehend kritisieren, dass die Zusammensetzung des Flussbettes nicht (wie angenommen) uniform ist. So liegen häufig kleinere Partikel im Strömungsschatten größerer, und werden deshalb nicht erodiert. Auch variiert die tatsächliche Erosion mit der Struktur des Flussbettes (RITTER et al. 2006). Ist zum Beispiel das Geröll in einem Flussbett schindelförmig angeordnet, dann ist der Erosionswiderstand erhöht (vgl. AHNERT 2009: 152).

Die Seitenerosion bzw. die Erosion des Ufers ist selten durch einen einzigen Prozess zu erklären. Im Allgemeinen sind immer zwei Prozesse beteiligt: die Materialaufnahme (1) durch den Fluss und eine Verringerung der Uferstabilität (2). Ein wichtiger Einflussfaktor auf die Uferstabilität ist die Bodenfeuchte. Durch eine hohe Wassersättigung wird das Ufer instabil (siehe Gleichung 8) und einzelne Partikel werden bereits abtransportiert. Ursache einer hohen Bodenfeuchte kann ein Niederschlagsereignis oder eine rapide Änderung des Flusspegels (Niedrigwasser/Hochwasser) sein. Da Schichten aus weniger kohäsivem Material (z.B. Sand) besonders permeabel für Grundwasser sind, weisen diese Schichten in Ufernähe einen höheren Porenwasserdruck auf als Schichten aus kohäsivem Material. Mit dem Grundwasserfluss durch diese Bereiche wird dem Fluss Material zugeführt, und kohäsiveres Material unterhöhlt (oder es entsteht eine Gleitfläche mit geringer Scherspannung). Durch diese Erosion entsteht häufig ein freitragender Überhang aus kohäsivem Material. Wird das kritische Niveau der Unterhöhung überschritten stürzt der Überhang ab (siehe Abschnitt: gravitative Massenbewegungen). Der fluviale

Abtransport des erodierten Ufermaterials ermöglicht eine weitere Seitenerosion. Ohne den Abtransport würde sich das Ufer stabilisieren. In diesem Sinne ist die Seitenerosion transportlimitiert. Ein Ufer aus kohäsivem Material und mit einer dichten Vegetation ist Erosionresistenter, als ein Ufer aus Sand oder Kies. Während ein Ufer aus kohäsivem Material vorwiegend durch Massenbewegungen erodiert wird, wird ein Ufer aus weniger kohäsivem Material eher Partikelweise erodiert. Aufgrund einer höheren Bodenfeuchte ist die Seitenerosion insbesondere im Winter und im Frühling stark ausgeprägt. Eine direkte Ufererosion erfolgt durch Korrasion. Das Ausmaß der Korrasion ist beeinflusst durch die Fließgeschwindigkeit in Ufernähe und die Dichte der Ufervegetation (RITTER et al 2006).

Die Flusserosion ist eine relativ hochfrequente Naturgefahr, mit einer mittleren Magnitude und einer kurzen Dauer. Fluviale Erosion tritt aufgrund saisonaler Niederschlagsverteilungen relativ regelmäßig auf. Die Geschwindigkeit des Prozessaufbaus ist eher gering, und die räumliche Verteilung diffus (GARES et al. 1994).

Aufgrund der technischen Gerinnestabilisierung stellt die Flusserosion in den meisten entwickelten Ländern keine Gefahr dar. Ist die Rinne nicht stabilisiert, kann sich das Flussufer in gemäßigten Klimaten pro Jahr um bis zu 10 m Rückverlegen; der Durchschnitt liegt jedoch bei ca. 0,5 m pro Jahr. In den Tropen kann die Rückverlegung 200-400 m pro Jahr (Brahmaputra) betragen (GARES et al. 1994). Die Gefahren die von der Flusserosion ausgehen gleichen denen der Küstenerosion (hauptsächlich die Zerstörung von Gebäuden und Infrastruktur). Besonders erosionsanfällig, und damit auch besonders gefährdet, ist der Prallhang eines Mäanders (GARES et al. 1994).

Adjustments bezüglich der Flusserosion bestehen hauptsächlich in Ingenieurtechnischenmaßnahmen und gleichen denen der Küstenerosion. Zur Erosionsverringerng kann zusätzlich der Gerinneverlauf und die Uferbepflanzung durch den Menschen verändert werden (GARES et al. 1994).

Fazit

Geomorphologische Naturgefahren nehmen einen eng umgrenzten Raum in dem Kontinuum von BURTON et al. ein. Sie sind von hoher Frequenz, mit einer geringen

Magnitude, ubiquitär, von hoher zeitlicher Dauer und mit einer geringen Geschwindigkeit des Prozessaufbaus (GARES et al. 1994). Gerade diese Positionierung im Hazardkontinuum als eher „schleichende“ Prozesse (insbesondere die Boden-, Küsten- und Flusserosion) bewirkt, dass geomorphologische Naturgefahren häufig von der Öffentlichkeit nicht adäquat als Bedrohung wahrgenommen werden. Auch in den Naturwissenschaften zeigt sich ein eindeutiger Forschungstrend: es gibt wesentlich mehr Literatur zur gravitativen Massenbewegungen als zu fluvialen Erosionsprozessen (vgl. GARES et al. 1994).

KOFI ANNAN forderte 1999 die Wandlung einer Kultur der Reaktion zu einer Kultur der Prävention (DIKAU 2004). Präventive Maßnahmen können nur dann ergriffen werden, wenn die auslösenden Prozesse einer Naturgefahr und die Eintrittswahrscheinlichkeit der Naturgefahr identifiziert wurden. Jedoch determinierte lange das sozialwissenschaftliche Forschungsparadigma von G.F. WHITE die Hazardforschung (vgl. GARES et al.:1994: 2 ff.). Es aber ist unmöglich die Anzahl bedrohter Menschen zu bestimmen (primäres Forschungsziel nach WHITE) wenn die räumliche (und zeitliche) Komponente der Naturgefahr unbekannt ist. Es können keine Adjustments (z.B. in Form geomorphologischer Kontrollsysteme) getroffen werden (sekundäres Forschungsziel nach WHITE), wenn der spezifische Prozess der Naturgefahr nicht verstanden ist (GARES et al. 1994). Gerade weil geomorphologische Naturgefahren „schleichende“ und unterschätzte Gefahren sind, muss durch Forschung weitere Erkenntnis gewonnen werden. Es gilt dann diese Erkenntnis in die Katastrophenvorsorge (vgl. Katastrophenkreislauf DIKAU U. WEICHELSELGARTNER 2005: 127 ff.) zu integrieren, und unter besonderer Berücksichtigung der Eintrittswahrscheinlichkeit und des Impacts (also des Risikos) zu kommunizieren, damit sich eine Kultur der Prävention einstellen kann.

Literaturverzeichnis

- AHNERT, F (2009⁴): Einführung in die Geomorphologie. (Eugen Ulmer, UTB) Stuttgart.
- ALCÁNTARA-AYALA, I. (2002): Geomorphology, natural hazards, vulnerability and prevention of natural disasters in developing countries. In: Geomorphology 2002, H. 47, S. 107-124.

- ALEXANDER, D. (1993): Natural Disasters. (UCL Press) London.
- CHAMBERS, R. (2006): Vulnerability, Coping and Policy (Editorial introduction). In: IDS Bulletin 37, H. 4. S. 33-40. Abrufbar unter: <http://opendocs.ids.ac.uk/opendocs/bitstream/handle/123456789/662/Chambers.pdf?sequence=1> (letzter Abruf: 09.12.2011)
- DEL RIO, L. U. F.J. GRACIA (2009): Erosion risk assessment of active coastal cliffs in temperate environments. In: Geomorphology 2009, H. 112, S. 82-95.
- DIKAU, R. (2004): Die Bewertung von Naturgefahren als Aufgabenfeld der Angewandten Geomorphologie. In: Z. f. Geomorphologie N.F. 2004, H. 136, S. 179-19.
- DIKAU, R. STÖTTER, J. WELLMER, F.W. U. M. DEHN (2001): Massenbewegungen. In: PLATE, E. U. B. MERZ (Hrsg.): Naturkatastrophen. Ursachen-Auswirkungen-Vorsorge. Stuttgart. S. 115-138.
- DIKAU, R. U. J. POHL (2007): „Hazards“: Naturgefahren und Naturrisiken. In: GEBHARDT, H., GLASER, R., RADTKE, U. U. P. REUBER (Hrsg.): Geographie. Physische Geographie und Humangeographie. München. S. 1028-1075.
- DIKAU, R. U. J. WEICHSELGARTNER (2005): Der unruhige Planet. Der Mensch und die Naturgewalten. (Primus) Darmstadt.
- EITEL, B. U. H.R. BORK (2008): Bodenerosion und Desertifikation. In: FELGENTREFF, C. u. T. GLADE (Hrsg.): Naturrisiken und Sozialkatastrophen. Berlin. S. 191-197.
- FELGENTREFF, C. U. T. GLADE (2008): Naturrisiken – Sozialkatastrophen: zum Geleit. In: FELGENTREFF, C. u. T. GLADE (Hrsg.): Naturrisiken und Sozialkatastrophen. Berlin. S. 1-10.
- GARES, P.A., SHERMAN, D.J. U. K.F. NORDSTROM (1994): Geomorphology and natural hazards. In: Geomorphology 1994, H. 10, S. 1-18.
- GLADE, T. U R. DIKAU (2001): Gravitative Massenbewegungen – vom Naturereignis zur Naturkatastrophe. In: Petermanns Geographischen Mitteilungen 2001, H. 145. S. 42-53.
- HUGGETT, R. (2008²): Fundamentals of Geomorphology. (Routledge) Oxon.
- KELLER, E.A. U. R.H. BLODGETT (2008²): Natural Hazards. Earth's Processes as Hazards, Disasters, and Catastrophes. (Pearson) London.

- KORUP, O. U. J.J. CLAGUE (2009): Natural hazards, extreme events, and mountain topography. In: Quaternary Science Reviews 2009, H. 28, S. 977-990.
- LAWRENCE, P.L. (1994): Natural hazards of shoreline bluff erosion: a case study of Horizon View, Lake Huron. In: Geomorphology 1994, H. 10, S. 65-81.
- BIER, N. (2010): Der Aufbau von Resilienz – neue Möglichkeiten für die urbane Katastrophenvorsorge? Analyse ausgewählter Projektbeispiele von NGOs. Wien. Abrufbar unter: http://othes.univie.ac.at/11439/1/2010-08-27_0402448.pdf (letzter Abruf: 07.12.2011)
- POHL, J. U. R. GEIPEL (2002): Naturgefahren und Naturrisiken. In: Geographische Rundschau 2002, H. 1, S. 4-8.
- RITTER, D.F., KOCHER, R.C. U J.R. MILLER (2006⁴): Process Geomorphology. (Waveland Press) Long Grove.
- SCHROTT, L. U. T. GLADE (2008): Frequenz und Magnitude natürlicher Prozesse. In: FELGENTREFF, C. u. T. GLADE (Hrsg.): Naturrisiken und Sozialkatastrophen. Berlin. S. 133-140.
- THE INTERNATIONAL GEOTECHNICAL SOCIETIES' UNESCO WORKING PARTY FOR WORLD LANDSLIDE INVENTORY (1993): Multilingual Landslide Glossary. (BiTech Publishers). Richmond.
- VARNES, D.J. (1984): Landslide hazard zonation: a review of principles and practice. Paris. Abrufbar unter: <http://www.bib.ub.edu/fileadmin/fdocs/landslidehazard.pdf> (letzter Abruf: 15.12.2011)
- WISNER, B., BLAIKIE, P. M., CANNON T. u. I. DAVIS (2003²): At Risk. Natural Hazards, People's Vulnerability and Disasters. (Routledge) London.
- ZEPP, H. (2008⁴): Geomorphologie. (Ferdinand Schöningh) Paderborn.