

Spätkänozoische Reliefentwicklung der Schweizer Alpen

Dissertation

zur

Erlangung des Doktorgrades (Dr. rer. nat.)

der

Mathematisch–Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Rheinischen Friedrich–Wilhelms–Universität Bonn

vorgelegt von

Dipl.-Geol. Kai Bansemer

aus

Emmerich

Bonn 2004

Angefertigt mit Genehmigung der Mathematisch–Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Rheinischen Friedrich–Wilhelms–Universität Bonn

1. Referent: Prof. Dr. H. J. Neugebauer
2. Referent: Prof. Dr. R. Dikau
Tag der Promotion: 10. Sept. 2004

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
1.1	Zielsetzung und geowissenschaftlicher Kontext	1
1.2	Stand der Forschung	3
1.3	Offene Fragen	8
1.4	Innovationen der vorliegenden Arbeit	9
1.5	Aufbau der vorliegenden Arbeit	10
2	Theorie	13
2.1	Skalenaspekte in der Geomorphologie	13
2.2	Das makroskalige Prozeßresponsesystem	16
2.3	Theoretische Reliefentwicklungsmodelle	18
2.3.1	Qualitative Modelle	19
2.3.2	Numerische Modelle	20
2.4	Isostasie	27
2.4.1	Wirkungsweise der Isostasie	27
2.4.2	Isostatische Anomalien	30
2.5	Apatit-Fission-Track-Analytik	31
3	Untersuchungsgebiet	35
3.1	Geographische Lage und Abgrenzung	35
3.2	Topographische Übersicht, räumliche Gliederung und Gewässernetz . . .	37
3.3	Geologie	38
3.4	Klima	41
3.5	Tektonische und topographische Entwicklungsgeschichte	43
4	Spätkänozoische Massenbilanz	47
4.1	Datenbasis	47
4.1.1	Rezente Hebungsraten	47
4.1.2	Apatit-Fission-Track-Daten	48
4.2	Zeitskala der vorliegenden Untersuchung	49
4.3	Bilanzierung der Erosions- und Hebungsraten	51
4.4	Diskussion der Hebungsmechanismen	53
4.4.1	Isostatische Anomalien	55
4.4.2	Tiefenstruktur der Lithosphäre	56
4.4.3	Erklärungsmodelle	57

5	Korrelation zwischen Reliefstruktur, Hebung und Lithologie	61
5.1	Datenbasis	61
5.1.1	Reliefhöhendaten	61
5.1.2	Hangneigungsdaten	62
5.1.3	Lithologische Daten	63
5.2	Korrelation zwischen Topographie und Hebung	65
5.3	Empirische Sensitivitätsanalyse	66
5.3.1	Korrelations- und Regressionsanalyse	66
5.3.2	Ergebnisse	68
5.4	Konzeptionelles Reliefentwicklungsmodell	71
6	Korrelation zwischen Reliefstruktur, Hebung, Lithologie und Klima	75
6.1	Einfluß des Klimas auf die Reliefstruktur	75
6.2	Parametrisierung des Klimas	77
6.3	Empirische Sensitivitätsanalyse	80
6.4	Regionale Korrelationsanalyse	83
6.5	Konzeptionelles Reliefentwicklungsmodell	86
7	Numerische Reliefmodellierung	95
7.1	Fluvialerosionsmodell	95
7.2	Modellkalibrierung	97
7.3	Ergebnisse	100
7.4	Diskussion	106
8	Zusammenfassung und Ausblick	111
9	Literatur	117
	Danksagung	136

Kapitel 1

Einleitung

1.1 Zielsetzung und geowissenschaftlicher Kontext

Das topographische Erscheinungsbild der Gebirge unseres Planeten ist durch eine immense Formen- und Skalenvielfalt gekennzeichnet. Die steilen, tief zertalten Gipfelregionen des Himalaya erheben sich auf über 8000 m ü. NN und bilden einen eindrucksvollen Kontrast zu der nördlich anschließenden tibetischen Hochebene, die mit 5000 m Höhe und über 5 Mio. km² das höchste und größte Plateau der Erde darstellt. Die südamerikanischen Anden erstrecken sich kettenförmig über 9000 km und sind durch große regionale Höhenunterschiede und ein breites Spektrum struktureller Merkmale geprägt. Schließlich weisen die schottischen Highlands mit Höhen bis lediglich 1300 m ü. NN und ihren charakteristischen runden Talformen ein wiederum völlig gegensätzliches Landschaftsbild auf. Es stellt sich die Frage, welche Prozesse zu diesem Formenreichtum führen und welche geowissenschaftlichen Erkenntnisse daraus gezogen werden können.

Forschungsgegenstand der vorliegenden Arbeit ist die *Reliefstruktur der Schweizer Alpen*, anhand der dieser Frage exemplarisch nachgegangen werden soll. Die Schweizer Alpen erstrecken sich über eine Fläche von ca. 23000 km² und stellen somit nach allgemein gebräuchlichen Klassifikationsschemata eine Formenassoziation der *Makroskala* dar (KUGLER 1974; SUMMERFIELD 1999; DIKAU 1988). Die Bildung makroskaliger geomorphologischer Strukturen erfolgt in geologischen Zeiträumen. Im vorliegenden Fall wird die Reliefentwicklung während des *Spätkänozoikum* untersucht, dem näherungsweise der Zeitraum der letzten 15 Ma Jahre entspricht.

In erkenntnistheoretischer Hinsicht besitzt das Relief einen dualen Charakter, indem es als *Produkt* und als *Regler* von Naturprozessen aufgefaßt werden kann. Es ist damit in ein System eingebunden, dessen Bestandteile in Wechselwirkung miteinander stehen. Als wichtigste Systemkomponenten einer Gebirgsbildung werden die tektonischen Prozesse, die klimatischen Einflüsse, die lithologischen Materialeigenschaften sowie die morphometrischen Charakteristika der Reliefstruktur selbst angesehen.

Eine Erklärung der heutigen Gebirgsstrukturen läßt sich durch zwei aufeinanderfolgende Schritte erreichen, die durch eine zunehmende wissenschaftsmethodische Integration gekennzeichnet sind. Den ersten Schritt bildet das *funktionale* Verständnis des Systemverhaltens. Im Mittelpunkt steht dabei die Modellierung des rezenten Prozeßresponsesystems, in dem das Relief die heutigen Prozesse steuert und dabei Wechselwirkungen zwischen Form und Prozeß unterworfen ist (CARSON & KIRKBY 1972). Das heutige Relief besteht jedoch aus verschiedenen Reliefgenerationen, d. h. aus ineinander verschachtelten, hierarchisch organisierten Formassoziationen, die das Resultat unterschiedlich alter Formungsprozesse sind (CHORLEY et al. 1984). Im zweiten Schritt wird daher das funktionalmethodisch entwickelte System mit Prozeßdaten der erdhistorischen Vergangenheit parametrisiert und dem Aktualismusprinzip von HUTTON folgend zur Erklärung der rezenten Reliefstruktur herangezogen. Da das tektonische und klimatische Milieu im Verlauf der Gebirgsbildung z. T. gravierenden Änderungen unterlag, reicht es nicht aus, die rezenten Prozeßraten über entsprechend lange Zeiten zu extrapolieren, sondern es muß deren zeitliche Variabilität berücksichtigt werden. Dies kann entweder durch entsprechende Methodiken, die das Prozeßgeschehen über ausreichend lange Zeiträume aufzeichnen, realisiert werden (z. B. Thermochronologie, Stratigraphie) oder es müssen Anhaltspunkte aus dem geowissenschaftlichen Bezugsrahmen gefunden werden, die eine Extrapolation auf eine große Zeitskala ermöglichen.

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist die Rekonstruktion der spätkänozoischen Reliefentwicklung der Schweizer Alpen, die über eine umfassende empirische Untersuchung des Zusammenhangs zwischen endogenen und exogenen Prozessen sowie ihrer korrespondierenden Reliefformen realisiert werden soll. Dabei stehen folgende Fragestellungen im Zentrum der Untersuchung:

- Kann der Einfluß der einzelnen relevanten Faktoren auf die Reliefstruktur durch analytisch-statistische Verfahren signifikant differenziert werden?
- Wenn ja, wie stark sind die Reliefparameter mit den einzelnen Prozeßparametern korreliert, d. h. welche Faktoren kontrollieren das Relief der Schweizer Alpen?
- Sind diese Faktoren regional unterschiedlich?
- Befinden sich die Schweizer Alpen im dynamischen Gleichgewicht zwischen tektonischer Hebung und Erosion?
- Wenn ja, welches Systemverhalten bedingt die Einstellung eines dynamischen Gleichgewichts, d. h. welche Mechanismen begrenzen das Höhenwachstum der Schweizer Alpen?
- Können anhand der statistischen Ergebnisse qualitative Modelle zur Reliefentwicklung hergeleitet werden?
- Lassen sich diese durch numerische Modellverfahren quantitativ verifizieren?

Die zugrunde liegenden Konzepte und die verwendeten Methodiken zur Beantwortung dieser Fragestellungen sind einer noch jungen Forschungsrichtung zuzuordnen,

die als *Tektonische Geomorphologie* bezeichnet wird. Das Forschungsinteresse an dieser Thematik verstärkte sich zunehmend, seit sich gegen Ende der achtziger Jahre ein Paradigmenwechsel in den Geowissenschaften von reduktionistischen, fachspezifischen Forschungsansätzen zu einer interdisziplinären, holistischen Betrachtung von *Geosystemen* vollzog. Die vorliegende Arbeit stellt ein Teilprojekt des DFG-geförderten Graduiertenkollegs der Universität Bonn „Das Relief - eine strukturierte und veränderliche Grenzfläche“ dar, dessen stark fachübergreifend ausgerichteter Aufbau dieser neuen Sichtweise gerecht wird. Das Relief bildet als Grenzfläche zwischen der Lithosphäre und der Atmosphäre, Hydrosphäre sowie Biosphäre eine Schnittstelle zwischen unterschiedlichen naturwissenschaftlichen Disziplinen und stellt damit einen Forschungsgegenstand der modernen Geowissenschaft mit zukunftsweisenden Perspektiven dar. Eine Vielzahl der neueren Studien integriert mittlerweile die Expertise aus den Fachbereichen Geophysik, Geomorphologie, Paläoklimatologie, Hydrologie, Stratigraphie, Strukturgeologie, Geochronologie, Geodäsie u.a. (z.B. MOLNAR & ENGLAND 1990; BROZOVIĆ et al. 1997; HOVIUS 2000; SUMMERFIELD & BROWN 1998; SCHLUNEGGER et al. 2001; BURBANK & VERGÉS 1994).

1.2 Stand der Forschung

Mit der Etablierung der Fernerkundungstechniken in den Geowissenschaften und der zunehmenden Leistungsfähigkeit der Computerhardware zu Beginn der achtziger Jahre erfuhr die Tektonische Geomorphologie einen bedeutenden Aufschwung, da nun zum einen durch die umfangreiche Verfügbarkeit von Digitalen Höhenmodellen (DHMs) eine Fülle hochaufgelöster, großflächiger Raumdatensätze bereitstand und zum anderen die numerische Modellierung komplexer großskaliger Phänomene realisiert werden konnte. Die topographische Analyse digitaler Höhendaten in Form von DHMs bietet gegenüber den konventionellen, auf analogen topographischen Konturkarten beruhenden Techniken (z.B. HACK 1974; STRAHLER 1952) eine Reihe deutlicher Vorteile. 3D-Darstellungen sowie Shaded-Relief-Darstellungen (BATSON et al. 1975) erlauben eine präzise Visualisierung und daraus resultierend detaillierte Interpretationsmöglichkeiten. Methoden der digitalen Bildverarbeitung, wie z. B. Filteroperationen, können zur Verstärkung analytisch relevanter Informationen verwendet werden. Algorithmen zur Ableitung geomorphometrischer Parameter und Objekte aus DHMs ermöglichen eine flächendeckende quantitative Charakterisierung der geometrisch-topologischen Merkmale des Reliefs. Diese stellt die Grundlage für die Rekonstruktion morphogenetischer Prozesse sowie für die Parametrisierung rezenter Prozeßresponsesysteme dar. Weiterhin gestatten Frequenzerlegungen eines DHMs die Untersuchung unterschiedlicher topographischer Wellenlängen unabhängig voneinander und ermöglichen somit geomorphologische und hydrologische Analysen auf unterschiedlichen Raumskalen. Verfahren zur Reliefmodellierung und zur Extraktion geomorphometrischer Objekte sowie deren hierarchisch organisierte Klassifikation finden sich in BRÄNDLI (1997), DIKAU (1996, 1989) und DIKAU & SCHMIDT (1999). Die Skalenabhängigkeit morphometrischer Parameter wird

in EVANS & COX (1999), SHARY et al. (2002) und SCHNEIDER (2001) diskutiert. Einen zusammenfassenden Überblick über die Anwendungsmöglichkeiten digitaler Höhenmodelle in der makroskaligen Geomorphologie bieten OHMORI (2001) und MAYER (2000), der fachübergreifende Einsatz von DHMs und geomorphometrischen Analysen sowie deren Bedeutung und Perspektiven für zukünftige Forschungsvorhaben werden von PIKE (2000) dargestellt.

Neuere thermochronologische Techniken zur Bestimmung von langzeitigen Denudationsraten erreichen eine deutliche höhere räumliche Auflösung als konventionelle Methoden wie z.B. die Ermittlung von Sedimentvolumina in Senkungsgebieten (RUST & SUMMERFIELD 1990; PAZZAGLIA & BRANDON 1996). Insbesondere die Apatit-Fission-Track-Analyse stellt aufgrund ihrer Sensitivität im Bereich niedriger Temperaturen ein geeignetes Datierungssystem zur quantitativen Kalibrierung der spätkänozoischen Reliefentwicklung auf einer Zeitskala von 10^5 - 10^8 a dar (WAGNER & REIMER 1972; GLEADOW & BROWN 2000). Mit der kosmogenen Radionuklid-Technik (BROWN et al. 1995; NISHIZUMI et al. 1993) steht eine weitere Datierungsmethode zur Verfügung, welche die Bestimmung von Denudationsraten auf einer Zeitskala von 10^4 - 10^6 a ermöglicht und damit die Lücke zwischen rezenten und über die Fission-Track-Analyse ermittelten Denudationsraten schließt. Für die zentralalpine Region ist eine kompilierte Darstellung der umfangreich erhobenen Fission-Track-Daten sowie von Daten weiterer thermochronologischer Datierungssysteme verfügbar (HUNZIKER et al. 1997, 1992). Weiterhin erstellten RAHN & SEWARD (2000) eine Karte der Apatit-Fission-Track-Alter für die Schweizer Alpenregion.

Neuere satellitengestützte geodätischen Verfahren wie GPS (Global Positioning System) (BLEWITT 1993), VLBI (Very Long Baseline Interferometry) (ROBAUDO & HARRISON 1993) und SLR (Satellite Laser Ranging) (SMITH et al. 1994) sind für die Tektonische Geomorphologie von besonderer Bedeutung, da sie eine Quantifizierung des makroskaligen Geschwindigkeitsfeld der Lithosphäre ermöglichen. Diese Daten gehen mittlerweile in eine Vielzahl von makromorphologischen Studien ein (z. B. TIPPETT & HOVIUS 2000; FEIGL et al. 1993). Auch die rezente vertikale Kinematik der Schweizer Alpen wurde neben umfassenden terrestrischen Messungen durch GPS-Messungen bestimmt (KAHLE et al. 1997).

Tiefenseismische Untersuchungen im Rahmen des National Research Program 20 (NRP 20) (PFIFFNER et al. 1997a) ermöglichten die Konstruktion eines dreidimensionalen Strukturmodells der zentralalpiner Lithosphäre (VALASEK & MUELLER 1997). Neben wesentlichen Erkenntnissen über die tektonisch-geologische Entwicklung der Schweizer Alpen (SCHMID et al. 1996, 1997) konnten auch Modelle zur Kopplung der rezenten Reliefkinematik mit dem Spannungsfeld der Lithosphäre entwickelt werden (PAVONI et al. 1997; KAHLE et al. 1997; MUELLER 1997).

NEUGEBAUER & WALLNER (1993) formulieren einen Ansatz zur Erklärung der Seismotektonik des nordwestlichen Alpenvorlandes. Ihre Untersuchung zielt auf die Wirkung der strukturbezogenen Volumenkräfte des Alpenkörpers ab, die sich unter dem Einfluß der Gravitation ergeben. Die Kompensation der Gebirgsauflast innerhalb der Lithosphäre erfolgt nicht nur in vertikaler, sondern auch in horizontaler Richtung,

indem die angrenzenden Strukturelemente der Vorlandbecken ein festes Widerlager bilden. Die unter diesen Randbedingungen mittels eines Finite-Elemente-Modells berechnete Verteilung der effektiven Scherspannungen im nördlichen Vorlandbecken weist eine hohe Korrelation mit der beobachteten seismotektonischen Situation auf.

Bei der physikalisch orientierten Modellierung orogener Systeme wurden in den letzten Jahren große Fortschritte erzielt. Einen Schwerpunkt der numerischen Modellierung bildet dabei die exogene Prozesseinwirkung auf die Reliefentwicklung, insbesondere die Wechselwirkung zwischen fluvialen Prozessen und Hangprozessen (u. a. TUCKER & SLINGERLAND 1997, 1994; KOOI & BEAUMONT 1994; WILLGOOSE et al. 1991a; KOONS 1989). Die Integration des tektonischen Prozesseinflusses erfolgt zumeist in Form einer kinematischen Hebungsfunktion, welche die Systemanregung darstellt und keine Wechselwirkungen mit anderen Systemkomponenten aufweist. Einen wesentlichen Untersuchungsaspekt dieser Modelle stellt die Beziehung zwischen der Responsezeit des Systems und der zeitlichen und räumlichen Variation der Hebungsrate, den klimatischen und lithologischen Verhältnissen sowie der Reliefstruktur dar (KOOI & BEAUMONT 1996; BEAUMONT et al. 2000). Weiterhin beschäftigen sich WILLGOOSE (1994), WILLGOOSE et al. (1991b) und WHIPPLE & TUCKER (1999) mit verschiedenen theoretischen Konzepten zum dynamischen Gleichgewicht. Einen weiteren Untersuchungsschwerpunkt bildet die stratigraphische Entwicklung der Vorlandbecken von Gebirgen (TUCKER & SLINGERLAND 1996; SINCLAIR et al. 1991).

Der Einfluß glazialer Prozesse auf die langzeitige Erosionsgeschichte einer Region ist nach wie vor umstritten. Rezente Erosionsraten vergletscherter Einzugsgebiete in unterschiedlichen Regionen der Erde weisen mit Raten zwischen 0,1 mm/a - 100 mm/a eine enorme Variationsbreite auf (HALLET et al. 1996) und lassen häufig keinen signifikanten Unterschied zu vergleichbaren fluvialen Erosionsraten erkennen (HARBOR & WARBURTON 1993; ANDREWS et al. 1994; HICKS et al. 1990). Insbesondere stellt sich die Frage nach dem langzeitigen Einfluß der Glazialerosion auf den Sedimentaustrag (HALLET et al. 1996). Stratigraphische Untersuchungen unter Verwendung des Konzepts des *Paraglazialen Zyklus* (CHURCH & RYDER 1972; CHURCH & SLAYMAKER 1989) ermöglichen jedoch eine differenzierte Bestimmung fluvialer und glazialer Erosionsraten auf unterschiedlichen Zeitskalen. Diesem Konzept folgend zeigen neuere Studien in verschiedenen Regionen der Erde trotz der variierenden Substrat- und Reliefverhältnisse sowie der unterschiedlichen klimatischen Einflüsse einen übereinstimmenden Trend, nach dem die Intensität der Glazialerosion diejenige der Fluvialerosion übertrifft (BOGEN 1996; EINSELE 2000; ELVERHOI et al. 1995; KUHLEMANN 2000). Für die vorliegende Untersuchung ist in diesem Zusammenhang besonders die Arbeit von HINDERER (2001) zu erwähnen, in der die spätquartäre Erosionsgeschichte der Schweizer Alpen anhand von Sedimentvolumina in perialpinen Tälern und Seebecken quantifiziert wird. Die Integration glazialer Prozesse in numerische Reliefentwicklungsmodelle ist bisher kaum erfolgt, eine der wenigen Arbeiten zu dieser Thematik ist diejenige von BRAUN et al. (1999). Ein wesentliches Problem bei der prozeßbasierten Modellierung der Glazialerosion ist, daß zwar eine Reihe physikalischer Modelle vorhanden sind (HARBOR 1992; DREWRY 1986), die Kalibrierung der Prozeßparameter aber mit Schwierigkeiten verbun-

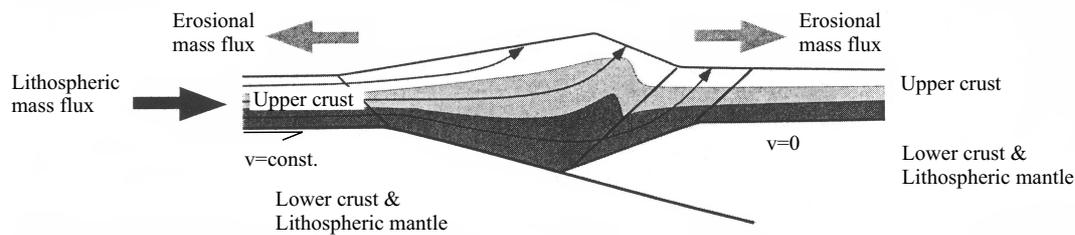


Abbildung 1.1: Schematischer Querschnitt eines Kollisionsorogens nach dem Critical-Wedge-Modell. Dargestellt ist ein oberes Akkretionsstockwerk (Oberkruste) und ein unteres Subduktionsstockwerk (Unterkruste und Mantel) sowie der lithosphärische Massenfluß, der durch die Subduktion induziert wird. v = Konvergenzgeschwindigkeit. Verändert nach SCHLUNEGGER & HINDERER (2001).

den ist, da sich die prozeßbestimmenden Aktivitäten an der schlecht zugänglichen Grenzfläche zwischen Gletscherbasis und Relief abspielen. Die aktuellen empirischen Forschungsergebnisse zur Gletscherdynamik sowie den assoziierten Transport- und Sedimentationsmechanismen faßt EVANS (2000, 2001) zusammen.

Unter den vielen kontinuumsmechanischen Modellen zur Lithosphärendeformation ist für die Alpenorogenese das *Critical Wedge Model* (DAVIS et al. 1983; DAHLEN 1990; WILLETT et al. 1993) besonders zu erwähnen, da es die Entwicklung eines oberen Akkretions- und eines unteren Subduktionsstockwerks simuliert und damit den empirischen Befunden über die alpine Lithosphärenstruktur entspricht (PFIFFNER et al. 1997a). Das Modell beschreibt eine subduktionsbedingte, laterale Zufuhr von Lithosphärenmaterial in einen keilförmigen Gebirgskörper, in dem es deformiert, gehoben und schließlich exhumiert wird (Abb. 1.1). Die Materialzufuhr bewirkt solange eine Versteilung der Oberflächenneigung des Gebirgskeils, bis ein minimaler Winkel erreicht ist, bei dem die topographisch induzierte gravitative Spannung der basalen Zugspannung der subduzierten Platte entspricht. Die Oberflächengometrie des Gebirgskeils ist dabei durch eine flach geneigte Vorderseite in Richtung der Subduktionszone und eine steile Rückseite gekennzeichnet. Ein wesentlicher Punkt dieser Modellvorstellung ist, daß Lithosphärendeformationen nicht nur von den tektonischen Kräften abhängig sind, sondern ebenfalls von den Oberflächenprozessen, die zu einer Massenumverteilung auf dem Relief führen und damit das gravitative Spannungsfeld verändern. Damit ist nicht mehr ausschließlich die Tektonik als treibende Kraft der Orogenese anzusehen, sondern von einer „gleichberechtigten“ Wechselwirkung zwischen endogenen und exogenen Prozessen auszugehen, bei der die Erosion nicht nur eine passive isostatische Hebung der Lithosphäre zur Folge hat, sondern auch das aktive tektonische Hebungsmuster beeinflusst (BEAUMONT et al. 1992; WILLETT et al. 1993). Neuere Untersuchungen zielen daher auf eine dynamische Kopplung von Lithosphärenmodellen und Oberflächenprozeßmodellen ab (HORTON 1999; BEAUMONT et al. 2000; ISAACS 1992; GOTTSCHALK & NEUGEBAUER 2000).

Basierend auf dieser neuen Hypothese untersuchen SCHLUNEGGER & HINDERER (2001) die Korrelation zwischen Erosion und tektonischer Hebung in den Schweizer Alpen. Sowohl die rezenten als auch die langzeitigen Erosionsraten der im Orogenzentrum gelegenen Einzugsgebieten der Rhône und des Rhein sind im Mittel 1,6-1,7fach höher als in den übrigen, am Orogenrand gelegenen Einzugsgebieten. Die höheren Erosionsraten im zentralalpinen Raum führen sie auf die Größe der beiden Einzugsgebiete und den dadurch bedingten hohen Abfluß sowie die niedrige Erosionsresistenz des Substrats zurück. Die hohen Erosionsraten des zentralalpinen Raumes korrelieren mit den maximalen rezenten Hebungsraten. SCHLUNEGGER & HINDERER (2001) sehen die Ursache dieser räumlichen Übereinstimmung darin, daß die erosive Massenabfuhr das Gebirge entsprechend der Dynamik des Critical-Wedge-Modells in einen subkritischen Zustand führt. Die hohen Hebungsraten in der zentralalpinen Region stellen somit die dynamische Reaktion der Lithosphäre auf die Störung des gravitativen Spannungsfeldes durch die Wirkung der Oberflächenprozesse dar.

SCHLUNEGGER et al. (2001) modellieren die langzeitige topographische Entwicklung der Schweizer Alpen sowie die stratigraphische Entwicklung des Nordalpiner Vorlandbeckens seit dem Oligozän (30 Ma). Anhand eines einfachen Modells der Lithosphärenstruktur mit einer vertikalen Abfolge unterschiedlich resistenter Schichten und mittels paläofloristischer Daten parametrisieren sie den zeitlich variablen Einfluß der Lithologie und des Paläoklimas auf die Reliefentwicklung. Unter Anwendung einer zeitkonstanten, räumlich geneigten Hebungsfunktion läßt sich in Grundzügen sowohl die stratigraphische Entwicklung des Nordalpiner Vorlandbeckens als auch die Entwicklung der Makrotopographie simulieren. Letztere ist durch die frühzeitige Bildung eines südlich gelegenen Höhenzuges (dem Wallis und der Graubündener Alpen) sowie die spätere Ausbildung eines nördlich gelegenen Höhenzuges (dem Zentralmassiv) gekennzeichnet. Ein wesentlicher Punkt dabei ist, daß die Bildung des Zentralmassivs nicht auf eine lokale tektonische Hebung, sondern auf die sich im Modellverlauf entwickelnde räumliche Differenzierung der Erosionsresistenz zurückzuführen ist.

Untersuchungsgegenstand der Arbeit von KÜHNI & PFIFFNER (2001a) ist ebenfalls die langzeitige Reliefentwicklung der Schweizer Alpen seit dem Oligozän. Der Schwerpunkt ihrer numerischen Modellstudie liegt allerdings auf dem Einfluß der zeitlichen und räumlichen Variabilität der tektonischen Hebungsrate auf die Reliefentwicklung. Das wesentliche Ergebnis ihrer Arbeit ist, daß weder eine zeitlich versetzte noch eine synchrone Hebung der südalpiner Region und des Zentralmassivs die rezente Makrotopographie produzieren. Im ersten Fall wird die auf die Hebung der südalpiner Region folgende Hebung des Zentralmassivs vollständig durch die erhöhten Erosionsraten kompensiert, die sich durch den erhöhten Abfluß des südalpiner Höhenzuges gebildet haben. Im Fall der synchronen Hebung beider Regionen verringert sich die Erosionsrate in dem dazwischen liegenden Bereich. Die beiden Kammlinien wandern daher aufeinander zu und vereinigen sich schließlich zu einer einzigen topographischen Erhebung, die keiner zeitlichen Änderung mehr unterliegt. Demnach läßt sich die heutige, durch zwei Höhenzüge gekennzeichnete Makrotopographie der

Schweizer Alpen nicht ausschließlich auf eine räumliche und zeitliche Änderung der tektonischen Hebungsrate zurückführen.

1.3 Offene Fragen

Ein zentrales Problem der Tektonischen Geomorphologie besteht darin, daß mit der Thermochronologie bisher lediglich zuverlässige Techniken zur Bestimmung langzeitiger Erosionsraten vorliegen, die Quantifizierung des tektonischen Hebungsfeldes über geologische Zeiträume bzw. die Ermittlung eines Initialreliefs zu einem bestimmten Zeitpunkt jedoch durch erhebliche Schwierigkeiten gekennzeichnet sind. Die gängige Praxis, thermochronologische Daten als tektonische Hebungsraten zu interpretieren, ist zum einen zwingend an Annahmen über die erosionsrelevanten Parameter gebunden (SUMMERFIELD & BROWN 1998), zum anderen löst sie das Problem der Unterbestimmtheit des Systems nicht. Neuere Methoden zur Ableitung eines Initialreliefs basieren u. a. auf paläobotanischen Untersuchungen (GREGORY & CHASE 1994; FOREST et al. 1995), Korrelationen zwischen Größenverteilungen von Gaseinschlüssen in Basalten und dem atmosphärischen Druck zum Eruptionszeitpunkt (SAHAGIAN & MAUS 1994) sowie Variationen der Produktionsrate kosmogener Isotope mit der Reliefhöhe (BROOK et al. 1996). Sie beinhalten jedoch sehr spezielle Anforderungen an das Untersuchungsgebiet und sind daher nicht als generell anwendbare Techniken zu nutzen.

Eine oft zitierte und nach wie vor ungelöste Kontroverse in der Wechselwirkung zwischen tektonischer Hebung und Klima ist ebenfalls auf dieses Problem zurückzuführen. Thermochronologische Daten zeigen, daß mit dem Einsetzen der Eiszeit zu Beginn des Quartärs weltweit viele alpine Orogene einer verstärkten Erosion unterlagen. RAYMO et al. (1988) und RAYMO & RUDDIMAN (1992) sehen die tektonische Hebung der Gebirge als Ursache des globalen Klimawandels, da die erhöhte tektonische Aktivität zu einer erhöhten Verwitterungsrate geführt habe, die wiederum eine erhöhte CO₂-Absorption und somit eine Abkühlung des Klimas zur Folge habe. Die erhöhte Verwitterungsrate entsteht nach ihrer Vorstellung durch die Wirkung der Glazialerosion auf das sich hebende Gebirge, die durch Gletscherabrasion und große Schmelzwasserströme die verwitterungshemmende Regolithdecke entfernt hat. Im Gegensatz dazu sehen MOLNAR & ENGLAND (1990) umgekehrt den globalen Klimawandel als Ursache für die Hebung vieler Orogene zu Beginn des Quartärs. Sie gehen davon aus, daß die Glazialerosion eine größere Intensität als die Fluvialerosion aufweist und damit eine erhöhte isostatische Hebungsreaktion der Lithosphäre bedingt, bei der es zur topographischen Hebung der Gipfelregionen kommt.

Im Gegensatz zur Erosionsgeschichte ist das langzeitige räumliche und zeitliche Hebungsmuster der Schweizer Alpen noch weitgehend unklar, so daß makromorphologische Untersuchungen dieser Region ebenfalls vor dem Problem des unterbestimmten Systems stehen. Dies findet auch Ausdruck in den Arbeiten von SCHLUNEGGER et al. (2001) und KÜHNI & PFIFFNER (2001a) zur langzeitigen prozeßbasierten Modellierung der Entwicklung des Schweizer Alpenreliefs, in denen die kinematische

Hebungsfunktion einen frei wählbaren Parameter darstellt.

Weiterhin sind die tektonischen Hebungsmechanismen in der Schweizer Alpenregion noch nicht ausreichend verstanden. Es existiert jedoch eine Vielzahl von unterschiedlichen Thesen zur Lithosphärendynamik, die versuchen, die rezente Hebungskinetik des Reliefs zu erklären. Dazu zählen u. a. Modelle der isostatischen Anomalien (KAHLE et al. 1979, 1997; KLINGELÉ & KISSLING 1982; GUBLER et al. 1981), des horizontalen Druckspannungsfeldes infolge Plattenkonvergenz (PAVONI 1980; PAVONI et al. 1997; PFIFFNER et al. 1997b) sowie Reaktionen der lithosphärischen Massenbewegungen auf die gravitative Entlastung durch die Wirkung der Oberflächenprozesse (SCHLUNEGGER & HINDERER 2001).

Im Hinblick auf die jüngere Reliefentwicklung der Schweizer Alpen über einen Zeitraum von wenigen Millionen Jahren ist eine kombinierte Betrachtung der maßgeblichen Einflußfaktoren (Lithologie, Klima und Hebung) noch nicht erfolgt. Dabei ist insbesondere die Frage, ob sich die Schweizer Alpen im dynamischen Gleichgewicht zwischen tektonischer Massenzufuhr und erosiver Massenabfuhr befinden, noch nicht beantwortet. Weiterhin sind in dieser Region bisher noch keine Untersuchungen durchgeführt worden, die auf die Mechanismen abzielen, welche die Einstellung eines dynamischen Gleichgewichts ermöglichen.

1.4 Innovationen der vorliegenden Arbeit

Im Gegensatz zu vorigen Arbeiten zur Reliefentwicklung der Schweizer Alpen seit dem Oligozän (30 Ma) (SCHLUNEGGER et al. 2001) zielt die vorliegende Untersuchung auf die jüngere Reliefentwicklung über einen Zeitraum von wenigen Millionen Jahren ab. Gleichzeitig ergibt sich damit eine geeignete Zeitskala zur Beurteilung eines dynamischen Gleichgewichtszustandes, auf der kurzzeitige Relieffluktuationen durch kleinräumige Prozesse keine Relevanz haben. Zusätzlich ermöglicht diese Zeitskala die Untersuchung höher aufgelöster räumlicher Strukturen, wobei neben der Höhe nun auch die Hangneigung des rezenten Reliefs in plausibler Form durch das wirkende Prozeßgefüge erklärt werden kann. Dies ist von vorrangiger Bedeutung, da die Hangneigung einen kritischen Parameter für die Einstellung eines dynamischen Gleichgewichts darstellt.

In der vorliegenden Arbeit wird erstmalig eine flächendeckende statistische Analyse des Zusammenhangs zwischen den Reliefparametern Höhe und Hangneigung, den Materialeigenschaften des Substrats, dem klimatischen Einfluß sowie der tektonische Hebungsrates durchgeführt, so daß alle maßgeblichen, makroskalig relevanten Faktoren vergleichend betrachtet werden. Von besonderer Bedeutung ist dabei die Wechselwirkung zwischen Tektonik und Klima, da Untersuchungen, die diese Thematik betreffen, sehr spärlich sind (ISAAKS 1992; BROZOVIĆ et al. 1997). Weiterhin kann die rezente Hebungskinetik aufgrund von Korrelationen mit strukturellen und dynamischen Informationen über die Lithosphäre auf die geologische Zeitskala extrapoliert werden. Im Gegensatz zu den meisten Studien, die sich ausschließlich auf thermochronologisch bestimmte Exhumierungsraten stützen, liegen somit He-

bungsraten und Erosionsraten unabhängig voneinander vor, so daß eine Bilanzierung zur Untersuchung von topographischen Relativbewegungen bzw. eines dynamischen Gleichgewichtszustandes durchgeführt werden kann. Zudem können auf der Basis empirischer Beziehungen zwischen Reliefstruktur- und Prozeßparametern Analogien zu unterschiedlichen theoretischen Reliefentwicklungsmodellen gefunden werden, die so in synoptischer Form analysiert werden können. Insbesondere ist auf diese Weise die Herleitung differenzierter Erklärungsmodelle zur Einstellung eines dynamischen Gleichgewichts in den Schweizer Alpen möglich.

Eine weitere Innovation der vorliegenden Arbeit stellt die Integration des Einflusses der Glazialerosion auf die Reliefentwicklung der Schweizer Alpen dar. Die meisten Studien haben diesen Einfluß entweder vernachlässigt oder ihn isoliert von den übrigen, für die makroskalige Reliefentwicklung relevanten Faktoren betrachtet, so daß nur wenige Studien die kombinierte Wirkung glazialer und fluvialer Prozesse behandeln (KIRKBRIDE & MATTHEWS 1997; SUGDEN & JOHN 1976; DE GRAAFF 1996).

1.5 Aufbau der vorliegenden Arbeit

In Kap. 2 erfolgt eine Einführung in das geomorphologische Prozeßresponsesystem der interkontinentalen Kollisionsorogenese, um die grundlegenden Mechanismen der Gebirgsbildung zu erläutern. Besondere Berücksichtigung findet dabei die Skalenproblematik, welche die methodische Realisierung der Systemanalyse erschwert. Anschließend werden bestehende konzeptionelle und numerische Modelle zur makroskaligen Reliefentwicklung vorgestellt, die das theoretische Grundgerüst für die Interpretation der in Kap. 5 und 6 dargestellten empirischen Ergebnisse bilden. Nachfolgend wird auf den Wirkungsmechanismus der Isostasie eingegangen, der einen wesentlichen Aspekt bei der Betrachtung der lithosphärendynamischen Prozesse darstellt. Abschließend wird die Funktionsweise der Apatit-Fission-Track-Analyse erläutert, die eine Methodik zur Quantifizierung langzeitiger Erosionsraten mit hoher räumlicher Auflösung darstellt und daher mittlerweile ein Standardverfahren der Tektonischen Geomorphologie darstellt.

Nach einer geographischen Einordnung und topographischen Charakterisierung des Untersuchungsgebietes wird in Kap. 3 ein Überblick über die geologischen und klimatischen Verhältnisse der Schweizer Alpen gegeben, da diese die Reliefentwicklung maßgeblich beeinflussen. Den Abschluß des Kapitels bildet eine synthetische Darstellung der aktuellen qualitativen Modelle zur tektonischen und topographischen Entwicklungssequenz der Schweizer Alpen.

In Kap. 4 werden zunächst die rezenten Lithosphärenhebungsraten und die Apatit-Fission-Track-Daten des Untersuchungsgebietes vorgestellt und Anhaltspunkte für eine zeitliche Skalierung der vorliegenden Untersuchung diskutiert. Nach einer Konvertierung der Fission-Track-Daten in Erosionsraten erfolgt eine räumliche Bilanzierung mit den rezenten Hebungsraten der Region, die auf ein dynamisches Gleichgewicht zwischen tektonischer Hebung und Erosion schließen läßt. Es folgt eine ausführliche Diskussion der potentiellen Deformationsmechanismen der alpiden Litho-

sphäre sowie deren Korrelation mit der rezenten Hebungskinetik. Dazu werden die isostatischen Anomalien des Untersuchungsgebietes sowie ein tiefenseismisch determiniertes Modell der alpinen Lithosphäre vorgestellt, dessen Struktur sowohl hinsichtlich der tektonischen Genese des Alpenkörpers als auch bezüglich der rezenten Kinetik der Lithosphäre von entscheidender Bedeutung ist.

Im Zentrum von Kap. 5 steht die Quantifizierung der Einflußstärke der tektonischen Prozesse und der Lithologie auf die Reliefstruktur der Schweizer Alpen. Ausgehend von den Korrelationsuntersuchungen zwischen Lithosphärenhebung und Reliefhöhe wird eine empirische Sensitivitätsanalyse anhand multipler Regressions- und Korrelationsanalysen durchgeführt. Anschließend werden die Ergebnisse im Kontext theoretischer Modelle interpretiert und ein konzeptionelles Reliefentwicklungsmodell für das Untersuchungsgebiet hergeleitet.

In Kap. 6 wird der Einfluß des Klimas mit in die Korrelationsuntersuchung einbezogen. Dieser äußert sich maßgeblich in der Vergletscherung der Region während des Pleistozän. Aus den ermittelten empirischen Zusammenhängen zwischen Form- und Prozeßparametern wird auf Grundlage der theoretischen Modelle aus Kap. 2 ein weiteres konzeptionelles Reliefentwicklungsmodell hergeleitet.

In Kap. 7 wird ein quantitatives Reliefentwicklungsmodell, das die tektonische Hebung und die fluviale Erosion simuliert, anhand ausgewiesener Regionen des Schweizer Alpenreliefs kalibriert, um die theoretischen Hangneigungen für die Situation des dynamischen Gleichgewichts zu bestimmen. Der Vergleich der Statistiken der theoretischen und der empirischen Hangneigungen in der Zentralregion ermöglicht eine quantitative Beurteilung des konzeptionellen Reliefentwicklungsmodells aus Kap. 5. Eine ausführliche Diskussion und Plausibilitätsprüfung der gewonnenen Ergebnisse stellt den Abschluß des Kapitels dar.

Im letzten Kapitel wird die Arbeit zusammenfassend dargestellt und ein Ausblick auf weitergehende Fragestellungen gegeben.

Kapitel 2

Theorie

2.1 Skalenaspekte in der Geomorphologie

Geomorphologische Prozesse operieren auf unterschiedlichen Raumskalen und führen daher zu einer Überlagerung unterschiedlich dimensionierter Reliefformen. Die Größenordnungen dieser Formen reichen von Erosionsrillen und Gletscherschrammen am unteren Ende des geomorphologisch relevanten Spektrums über Hänge und Bergketten bis zu Gebirgen und Kontinentalschilden. Großräumige Formunterschiede sind in erster Linie das Resultat der meist großräumig angelegten Differenzierungen in der Art und Intensität der endogenen Prozesse, auf welche die exogenen Abtragungsprozesse dann ebenfalls großräumig differenziert reagieren. Diese Beziehung kann als einfacher Diffusionsprozeß angesehen werden, bei dem die tektonische Hebung dem Relief potentielle Energie zuführt und die Abtragung dem entstehenden Energiegradienten mit dem Bestreben entgegenwirkt, die Entropie zu maximieren. Die Art und Intensität der exogenen Prozesse variiert jedoch zusätzlich auf sehr viel kleineren Raumskalen. Die detaillierte räumliche Differenzierung des Reliefs ist daher vorwiegend das Resultat der exogenen Prozesse. Ihre Intensitäten sind wiederum rückgekoppelt mit den Eigenschaften der Form, die sie erzeugen. Hinzu kommt die ebenfalls räumlich differenzierte Beschaffenheit des beteiligten Substrats. Das Relief stellt damit ein multiskaliges Kontinuum dar, das sich in hierarchisch organisierte Reliefeinheiten untergliedern läßt (AHNERT 1988; DIKAU 1989; PIKE & DIKAU 1995; BRUNSDEN 1993). Dabei lassen sich einzelne Formen durch Aggregation lückenlos und ohne Überlagerungen in größere Formationen einbinden. So kann z. B. ein System, das aus einer Anzahl von Tälern, Kämmen und glazialen Formen besteht, das geomorphologische Objekt des Gebirges auf der nächsthöheren Hierarchieebene aufbauen. Demgegenüber lassen sich einzelne Formen in formbeschreibende Komponenten wie Bereiche ähnlicher Neigung, Krümmung etc. zerlegen.

Die vorhandenen Formen und die vorhandenen Materialien sind zu jeden Zeitpunkt überlieferte Erzeugnisse von Prozessen der Vergangenheit. Diese waren ihrerseits räumlich differenziert, unter Umständen in anderer Weise als die Prozesse der Gegenwart, die nun Formen und Material weiter verändern. Die räumliche Differenzierung

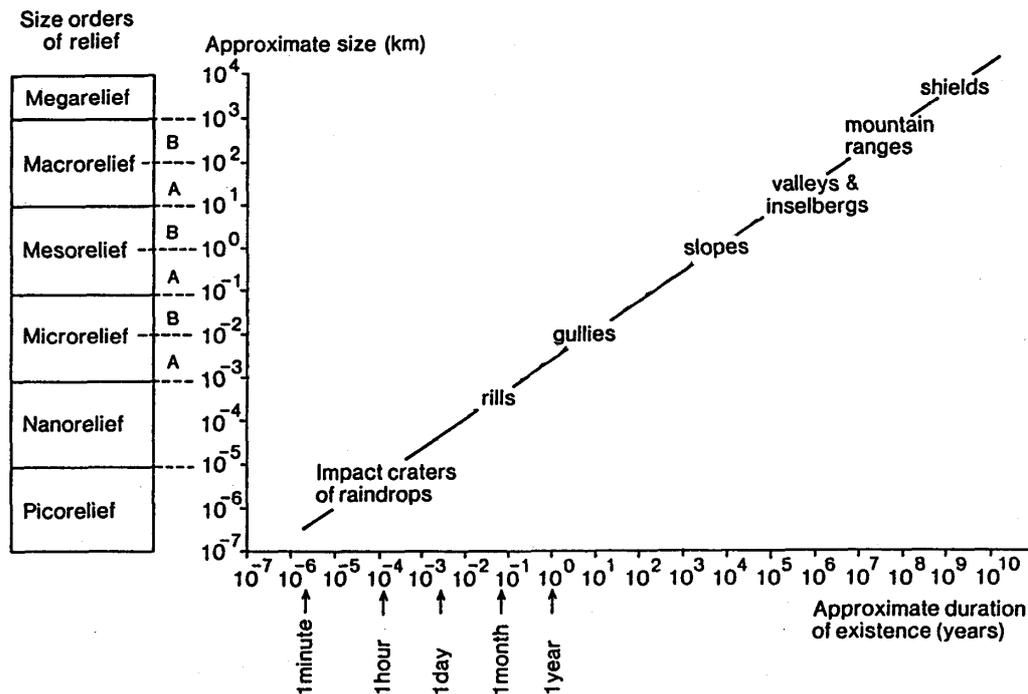


Abbildung 2.1: Beziehung zwischen der Existenzdauer und der charakteristischen Ausdehnung geomorphologischer Objekte. Verändert nach AHNERT (1988).

der Formen, des Materials und der Prozesse wird daher überlagert und vervollständigt durch deren zeitliche Differenzierung. Für die Bildung oder die Umformung großskaliger Strukturen ist mehr Arbeit erforderlich, so daß die korrespondierenden Prozesse über einen längeren Zeitraum ablaufen müssen (AHNERT 1988; BRUNSDEN 1993). Die räumliche Dimension eines geomorphologischen Phänomens ist daher immer an eine entsprechende zeitliche Dimension gekoppelt. So sind z. B. zur Erklärung der Entwicklung von Erosionsrillen an einem Hang Prozesse von wenigen Wochen bis Jahren heranzuziehen, während die Bildung oder Abtragung eines Gebirges über Jahrtausende abläuft (Abb. 2.1). Während dieser Zeiträume unterlagen die formrelevanten Einflußfaktoren wie Lithologie, Klima und Tektonik jedoch z. T. gravierenden Änderungen. Ein häufig auftretendes Problem bei großskaligen geomorphologischen Untersuchungen besteht daher in der Parametrisierung des Systems, da die langzeitige Variabilität der Prozentraten und -parameter meist nicht bekannt sind, so daß von langzeitigen Mittelwerten oder sogar von rezenten Werten ausgegangen werden muß.

In systemtheoretischer Hinsicht verlangt die Festlegung der Raum-Zeit-Skala eines Reliefentwicklungsmodells die Einbeziehung einer skalengerechten Variablenassoziation, da sich die Systemkonfiguration mit der betrachteten Skala ändert. Dies betrifft sowohl den Status der Variablen als auch die Wechselwirkungen der Variablen untereinander und somit deren Beziehung hinsichtlich Ursache und Wirkung (SCHUMM & LICHTY 1965; CHORLEY & KENNEDY 1971). Abb. 2.2 zeigt beispielhaft, daß eine Variable A (z. B. Abfluß oder Sedimentaustrag) auf einer kleinen

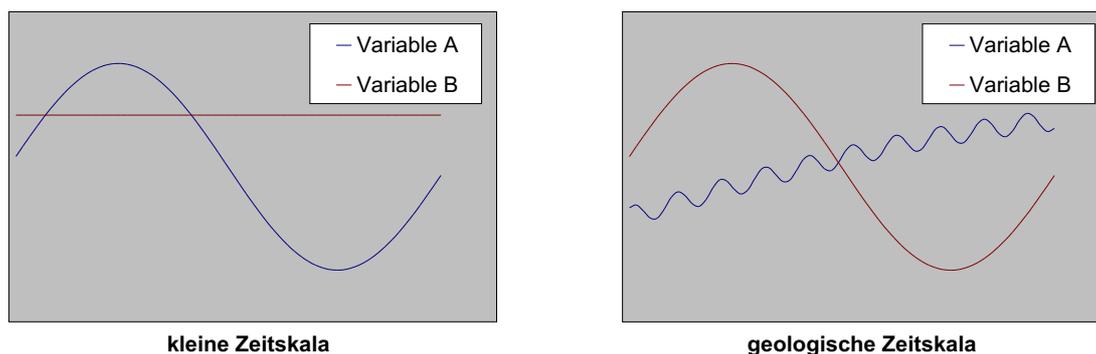


Abbildung 2.2: Abhängigkeit der Variabilität einer Systemkomponente von der Zeitskala.

Zeitskala signifikant variiert und damit eine abhängige Variable darstellt, während eine Variable B (z. B. Klima oder Lithologie) zeitkonstant ist und damit als unabhängige Systemkomponente oder als Randbedingung angesehen werden kann. Auf der geologischen Zeitskala werden die kurzzeitigen Variationen der Variablen A durch langzeitige Variationen überlagert. Variable A bleibt daher eine abhängige Systemkomponente, allerdings ist auf dieser Skala nur der systematische Anteil der Variation bedeutsam. Gleichzeitig weist Variable B auf der geologischen Zeitskala eine signifikante Variation auf und stellt nun ebenfalls eine abhängige Variable dar. Analog führt eine Vergrößerung der *Raumskala* zu einer stärkeren räumlichen Variabilität der Systemkomponenten.

Die Ursache dieses Verhaltens ist darin zu sehen, daß bei einer Ausweitung der Raum-Zeitskala *zusätzliche* Komponenten und Wechselwirkungen mit in das System einzubeziehen sind. Dies hat zur Folge, daß sich das Relief auf einer bestimmten Skalenebene in prozessualer Hinsicht nicht durch den kumulativen Effekt der hierarchisch darunterliegenden Ebene erklären läßt (DE BOER 1991; PHILLIPS 1999).

Bei einer prozessorientierten Modellierung eines geomorphologischen Phänomens ist zu berücksichtigen, daß die physikalischen Gesetze an die jeweilige Skala angepaßt sind und die entsprechende Systemkonfiguration in geeigneter Form abbilden. Dabei muß die räumliche und zeitliche Auflösung des Modells an die Größe und Heterogenität des Untersuchungsgebietes, die räumliche und zeitliche Variabilität der Prozeßparameter sowie die Datenverfügbarkeit angepaßt sein. Weiterhin ist eine Skalierung der einzelnen Datengitter auf die Auflösung des Modellgitters erforderlich. Damit stellen sich grundsätzlich zwei Hauptfragen: Die Festlegung der Diskretisierungsweite des Modells und die Parametrisierung der Datenvariabilitäten innerhalb eines Diskretisierungselements. Die konkrete Umsetzung dieser Forderungen ist mit einer Reihe von methodischen Schwierigkeiten verbunden, die unter dem Begriff des *upsampling* zusammengefaßt werden (z. B. WALSH et al. 1998; QUATTROCHI & GOODCHILD 1997; HOOSBEEK 1998). Das grundsätzliche Problem bei der Aggregation hochauflösender Flächeninformationen zu größeren Raumeinheiten besteht in der Auswahl oder Herleitung repräsentativer Werte, die ihre Aussagekraft bezüglich der jeweiligen Fragenstellung in der übergeordneten Raumeinheit behalten. Dies trifft nicht immer für den arithmetischen Mittelwert zu, insbesondere nicht bei Prozessen, die

von einem Schwellwert abhängig sind. Wird beispielsweise im Rahmen einer Gefährdungsabschätzung für das Auftreten einer Hangrutschung von einer Überschreitung eines kritischen Hangneigungswinkels ausgegangen, stellt das arithmetische Mittel der Hangneigungen keinen geeigneten Parameter für die aggregierte Raumeinheit dar, da es keine Information über eine Schwellwertüberschreitung einzelner Hänge beinhaltet.

Ein ähnliches Problem ergibt sich, wenn sich die Prozeßparametrisierung auf kleinskalig gewonnene Werte stützt und diese im Kontext eines großskaligen Prozeßgefüges nicht als repräsentativ betrachtet werden können. Diese Situation ergibt sich z. B. bei der Bestimmung von mechanischen Gesteinseigenschaften oder der hydraulischen Leitfähigkeit im Labor, da diese Parameter durch das Auftreten von Diskontinuitätsflächen innerhalb größerer räumlicher Dimensionen einen ausgeprägten Skalensprung aufweisen.

2.2 Das makroskalige Prozeßresponsesystem

Abb. 2.3 skizziert die auf der Makroskala relevanten Systemkomponenten der interkontinentalen Kollisionsorogenese und ihre wesentlichen Zusammenhänge. Die meisten Beziehungen besitzen keine einseitige Wirkungsrichtung, sondern sind durch eine dynamische Wechselwirkung gekennzeichnet, bei der die Wirkung verändernd auf die Ursache zurückgreift. In diesem Sinne kann das Relief als zentraler Bestandteil des Systems - über zahlreiche Zusammenhänge als *Produkt* und als *Regler* endogener und exogener Prozesse aufgefaßt werden. Die Betrachtung der übrigen Komponenten verdeutlicht außerdem, daß zur Systemparametrisierung ein interdisziplinärer Ansatz erforderlich ist, der im vorliegenden Fall Methoden und Daten der Geophysik, Geomorphologie, Thermochronologie, Fernerkundung, Klimatologie und Geologie gleichermaßen integriert.

Weiterhin wird in Abb. 2.3 das multi-skalige Wesen des Systems deutlich, das sowohl Mantelkonvektionsprozesse mit räumlichen Dimensionen $> 10^3$ km als auch Erosionsprozesse, die durch die lokale Hangneigung beeinflusst werden, beinhaltet. Der hohe Abstraktionsgrad des konzeptionellen Modells in Abb. 2.3 führt zwar zu einer Reduktion der in Wirklichkeit sehr komplexen Systemstruktur auf einige wenige Schlüsselkomponenten, jedoch können anhand derer die wesentlichen formbildenden Mechanismen einer orogenetischen Entwicklung qualitativ veranschaulicht werden: Konvergierende Plattenbewegungen führen zur Deformation der Lithosphäre im Bereich zweier kollidierender Kontinente. Daraus resultiert eine Hebung der Erdoberfläche, die sowohl auf horizontale tektonische Kompressionskräfte als auch auf isostatische Ausgleichsbewegungen infolge der Verdickung der Lithosphäre zurückgeführt werden kann. An der Grenze der Hebungsregion kommt es zu einer lokalen Versteilung der grenzüberschreitenden Tallängsprofile. Der erhöhte Gradient führt aufgrund der höheren Scherspannung zu einem lokalen Anstieg der Eintiefungsrate. Dies hat wiederum eine lokale Versteilung des unmittelbar flußaufwärts anschließenden Profilabschnitts zur Folge, so daß der Knickpunkt und die erhöhte Tiefenerosionsleistung

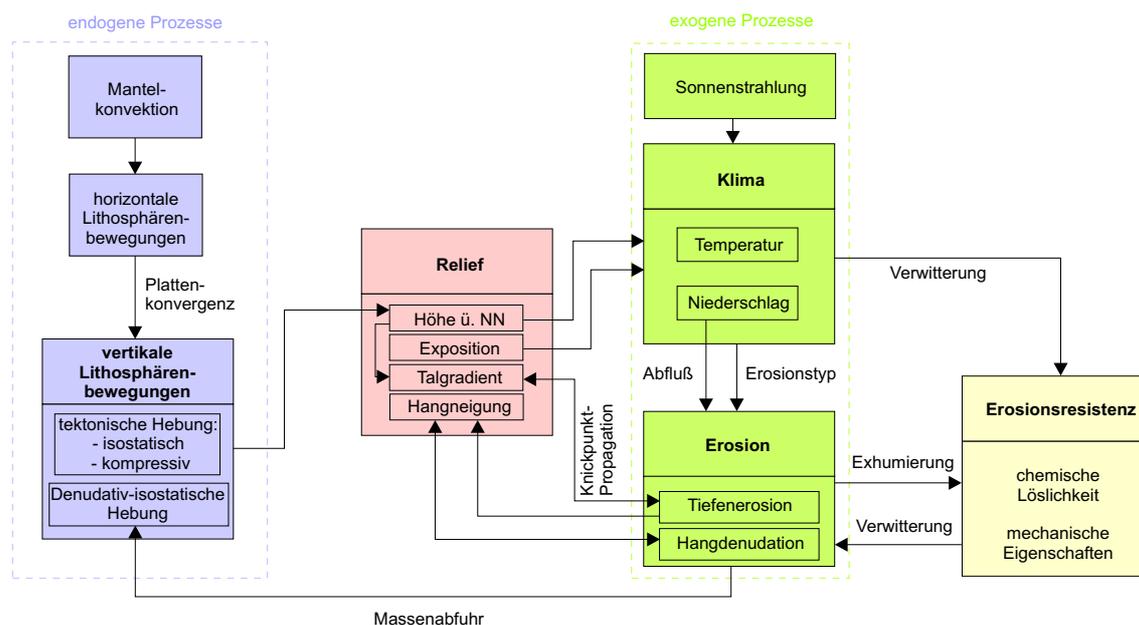


Abbildung 2.3: Konzeptionelle Darstellung des makroskaligen Prozeßresponsesystems der interkontinentalen Kollisionsorogenese.

sukzessive profilaufwärts propagieren. Aus dem verstärkten Einschneiden der Flüsse resultiert im Talquerprofil eine Versteilung der Hangneigung und damit eine Erhöhung der Denudationsrate. Neben der topographischen Neigung ist die Erosions- und Denudationsleistung auch von dem klimatischen Milieu abhängig. Das Klima kontrolliert über das Niederschlagsangebot die Menge des zur Verfügung stehenden Transportmediums, bestimmt den vorherrschenden Erosionsmechanismus (Fluvial- oder Glazialerosion) und steuert im Zusammenhang mit den physiko-chemischen Materialeigenschaften des Substrats die Verwitterungsrate. Zudem legt die stetige Oberflächenerosion Gesteine unterschiedlicher Resistenz aus der Tiefe frei und führt damit zu zeitlich variierenden Substratverhältnissen. Weiterhin stehen exogene und endogene Prozesse in einem engen Zusammenhang, da die Lithosphäre auf die denudative Massenabfuhr mit einer isostatischen Hebung reagiert und - nach neueren Paradigmen - Massenverlagerungen durch Oberflächenprozesse die aktive tektonische Hebung beeinflussen (z. B. HORTON 1999).

Ein wesentliches Merkmal der meisten geomorphologischen Prozeßresponsesysteme ist die Tendenz, einen *stationären Zustand*¹ anzustreben, da ihre Systemkomponenten durch intensitätsdämpfende Wechselwirkungen (*negative Rückkopplungen*) gekennzeichnet sind. Grundsätzlich führt dabei die Änderung einer Prozeßrate zu Änderungen anderer Prozeßraten, die wiederum der ursprünglichen Änderung entgegenwirken. Das System enthält also Mechanismen der Selbstregulierung, die es von einem eksystemisch bedingten Ungleichgewicht zwischen zwei oder mehreren Prozeßraten (z. B. durch eine Erhöhung der Hebungsrates) wieder zu einem *dynamischen Gleichgewicht*¹ führen. In diesem Fall unterliegt das Relief trotz anhaltender

¹Die Begriffe „dynamisches Gleichgewicht“ und „stationärer Zustand“ werden nach der Definition von AHNERT (1994) verwendet.

Prozeßaktivität keiner progressiven Änderung. Kurzzeitige Variationen der Prozeßraten führen lediglich zu einer kleinskaligen Fluktuation des Reliefs um eine mittlere Gleichgewichtstopographie. Intensitätsverstärkende *positive Rückkopplungen* treten seltener auf und sind gewöhnlich nur von kurzer Dauer. Sie sind an das überschreiten eines systemspezifischen Schwellwertes gebunden und führen zu einem neuen, veränderten Gleichgewichtszustand oder schlagen in eine negative Rückkopplung um.

Für das Erreichen des dynamischen Gleichgewichts wird eine bestimmte *Anpassungszeit* benötigt. Die Anpassung erfolgt asymptotisch und wird von mehr oder weniger zyklischen Schwankungen der Prozessraten überlagert, so daß kein genauer Zeitpunkt für das Eintreten des Systems in den stationären Zustand festgelegt werden kann. Die Länge der Anpassungszeit ist sowohl von der betrachteten Raumskala abhängig als auch von der *Sensitivität* des Reliefs, auf Änderungen der externen Systemvariablen zu reagieren (BRUNSDEN & THORNES 1979; THOMAS 2001; BRUNSDEN 1993). Wesentliche Einflußfaktoren stellen dabei die Erosionsresistenz des Substrats, das lokale Relief, die Flußdichte sowie die Intensität der Kopplung zwischen einzelnen Systemkomponenten dar (SUMMERFIELD 1999). Hochgebirgsregionen wie die Schweizer Alpen bilden ein hochsensitives Milieu, da sie durch ein großes lokales Relief und eine intensive Kopplung zwischen Fluvialprozessen und Hangprozessen gekennzeichnet sind und damit eine schnelle Ausbreitung eines externen Signals (z. B. einer Änderung der Hebungsrate) ermöglichen.

Die Einstellung eines dynamischen Gleichgewichts erfordert eine ausreichende zeitliche Konstanz der externen Variablen bezüglich der Reaktionszeit der internen Systemkomponenten. Dauert diese Konstanz länger als die notwendige Anpassungszeit, wird der stationäre Zustand tatsächlich erreicht. Tritt jedoch vorzeitig eine Veränderung der eksystemischen Bedingungen ein, so wird die bisherige Entwicklung unterbrochen. Das System ändert dann seine internen Prozeßraten, um ein anderes, der neuen Situation entsprechendes Gleichgewicht anzustreben, das seinerseits eine neue Anpassungszeit erfordert. Unter solchen Bedingungen enthält das Relief *Reliktformen*, die keine Korrelation mit dem rezenten Prozeßgefüge aufweisen. Es setzt sich aus unterschiedlichen, räumlich ineinander verschachtelten Reliefgenerationen zusammen, deren jeweilige Bildung auf Prozeßassoziationen zurückzuführen ist, die in unterschiedlichen Zeitfenstern der Vergangenheit wirkten. Im Sinne von CHORLEY et al. (1984) und BRUNSDEN (1993) stellt ein solches Relief ein *Palimpsest* dar, das durch eine partielle Auslöschung älterer Formen durch jüngere Formen gekennzeichnet ist, bei deren Bildung die älteren Formen die Randbedingung darstellen.

2.3 Theoretische Reliefentwicklungsmodelle

Die Beziehung zwischen Topographie und endogenen Prozessen stellt ein immer wiederkehrendes Diskussionsthema in der erdhistorischen Forschung dar, das bis in das 17. Jahrhundert zurückreicht. Zu dieser Zeit war die Fähigkeit, Strukturen unterhalb

der Erdoberfläche zu untersuchen, sehr beschränkt, so daß die Analyse der Topographie die einzige Möglichkeit war, Informationen über die internen Prozesse der Erde zu gewinnen (OLDROYD 1996). Neben konzeptionellen Reliefentwicklungsmodellen, von denen erste einflußreiche Varianten auf die geowissenschaftlichen Pioniere LYELL (1830-1833) und DARWIN (1840) zurückgehen, gewinnen seit etwa zwei Jahrzehnten numerische Modelle zunehmend an Bedeutung, die eine Auseinandersetzung mit den physikalischen Gesetzmäßigkeiten der wirkenden geodynamischen Prozesse erfordern.

2.3.1 Qualitative Modelle

Gegen Ende des 19. Jahrhunderts begann DAVIS systematische Konzepte zur Reliefgenese zu entwickeln, denen im Verlauf des 20. Jahrhunderts weitere Modelle folgten, welche die geowissenschaftliche Forschung nachhaltig prägten und nach wie vor noch aktuelle Dogmen darstellen (KOOI & BEAUMONT 1996). Neben DAVIS' *Cycle of erosion* (1899) sind dies die qualitativen Reliefentwicklungsmodelle von PENCK (1924) und HACK (1960).

Nach dem Modell von DAVIS (1899) erfolgt der initiale Aufbau der Topographie durch einen diskreten tektonischen Hebungsimpuls (Abb. 2.4 a). Anschließend ist

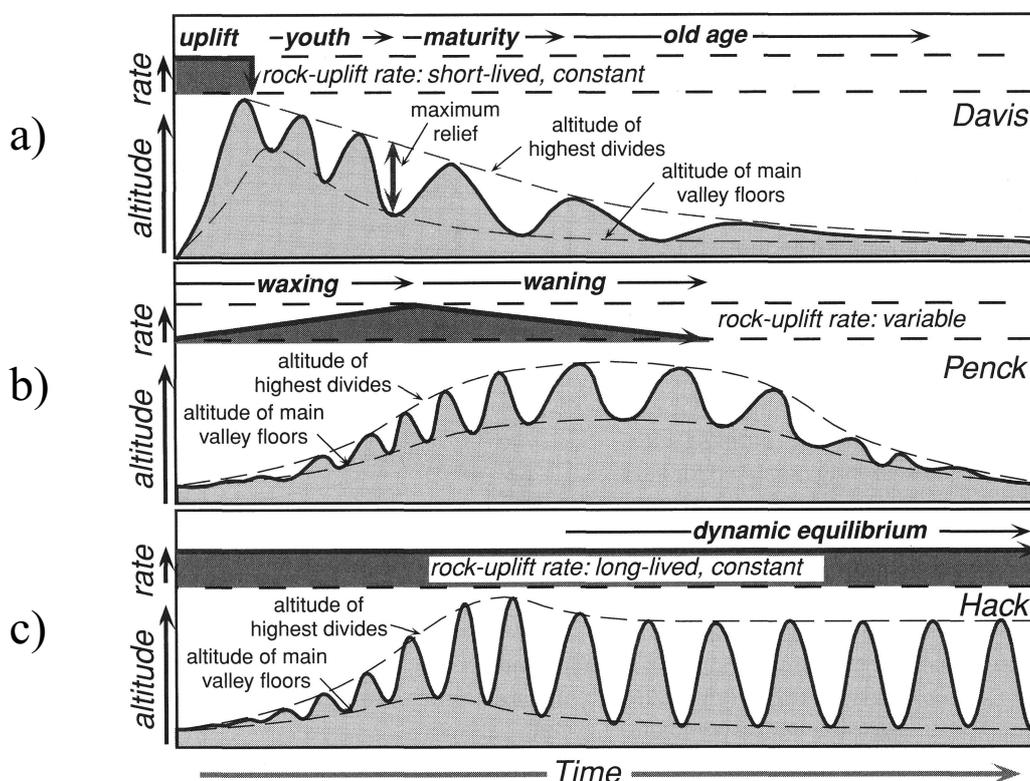


Abbildung 2.4: Konzeptionelle Reliefentwicklungsmodelle nach DAVIS (a), PENCK (b) und HACK (c). Aus BURBANK & ANDERSON (2002).

das Relief den exogenen Prozesseinwirkungen ausgesetzt, die zu einer graduellen Reduktion der Topographie führen, bei der sowohl die Gesamthöhe des Reliefs als auch die lokalen Höhenunterschiede abnehmen. Dabei durchläuft das Relief eine progressive Sequenz von Entwicklungsstadien, die jeweils durch charakteristische Formassoziationen gekennzeichnet sind.

Im Gegensatz zu der DAVISSchen Vorstellung, daß die gesamte tektonische Deformation zu Beginn des Zyklus stattfindet, geht PENCK (1924) von einer variablen tektonischen Hebung über einen längeren Zeitraum aus (Abb. 2.4 b). Die resultierende Topographie ergibt sich daher aus der Wechselwirkung zwischen der relieferhöhenden Hebung und der relieferniedrigenden Erosion. Das Stadium des Reliefaufbaus ist durch ein sukzessives Wachstum der Topographie gekennzeichnet, bei der das Relief zunehmend zertalt wird. In der Phase des abnehmenden endogenen Einflusses übertrifft die Erosion schließlich die Hebung, und es kommt zu einer langsamen Einebnung des Reliefs.

Das Modell von HACK (1960) unterscheidet sich dahingehend von den beiden zuvor dargestellten Modellen, daß es keine Reliefveränderung mit der Zeit impliziert (Abb. 2.4 c). Danach stellt sich nach einer initialen Phase des Reliefaufbaus ein dynamisches Gleichgewicht zwischen Hebung und Erosion ein, wenn die tektonische Hebungsrates über einen ausreichend langen Zeitraum konstant bleibt. Das Relief befindet sich dann in einem stationären Zustand, d. h. von kurzzeitigen Oszillationen um eine mittlere Gleichgewichtstopographie abgesehen ist es zeitunabhängig und weist eine Nettomassenbilanz von 0 auf.

2.3.2 Numerische Modelle

Numerische Studien zur Reliefentwicklung ermöglichen eine quantitative Untersuchung des Systemverhaltens geomorphologischer Prozesse und Formen. Bei der makroskaligen Reliefentwicklung von Gebirgen kommt den fluvialen Prozessen eine besondere Bedeutung zu, denn sie operieren als Transportmechanismus über große Distanzen und führen so zu weiträumigen Massenverlagerungen und schließlich zum Massenaustrag in die Vorlandbecken. Weiterhin ist die Fluvialerosion bei der Gestaltung der Reliefstruktur von zentraler Bedeutung, da sie das Muster des Flußnetzwerks und die topographische Amplitude kontrolliert, die wiederum eine Randbedingung für die denudativen Hangprozesse darstellt. Schließlich stellen die Fluvialprozesse in dynamischer Hinsicht das Verbindungsglied zwischen der tektonischen Hebung und der Reliefreaktion dar, da sich tektonische Signale über eine Knickpunktpropagation ausbreiten entlang der Tallinien ausbreiten (WHIPPLE & TUCKER 1999; HOWARD et al. 1994).

Mechanismen der Fluvialerosion

Die Wirkungsweise der Fluvialerosion sowie ihre resultierenden Formen können anhand eines quantitativen Modells von HERGARTEN (2002) veranschaulicht werden.

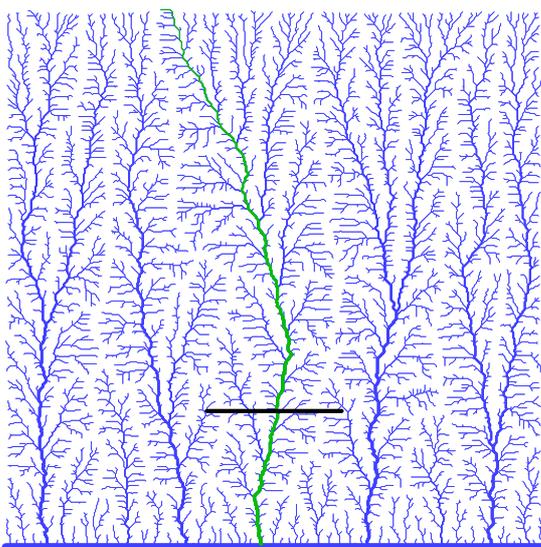


Abbildung 2.5: Flußnetzwerk des Ausgangsreliefs für einen Modellversuch nach Gl. 2.1. Die schwarze Linie entspricht der Profillinie für Abb. 2.6, die grüne Linie derjenigen für Abb. 2.7. Nach HERGARTEN (2002).

Das Modell wird als „Shear-stress incision model“ bezeichnet (HOWARD & KERBY 1983) und beschreibt die Änderung der Reliefhöhe h mit der Zeit als Funktion der tektonischen Hebungsrate U sowie der Erosionsrate E , die über die Erosionsresistenz k , den Abfluß A und den topographischen Gradienten $|\vec{\nabla}h|$ parametrisiert wird:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = U - k \cdot A^m \cdot |\vec{\nabla}h|^n \quad (2.1)$$

m und n sind prozeß- und formabhängige Exponenten. Im vorliegenden Beispiel ist $m = 1$, $n = 2$ und $k = \text{const.}$ Bei zeitlich konstantem Niederschlag entspricht A dem lokalen Einzugsgebiet eines Punktes. Die Berechnung von A erfolgt, indem für jeden Gitterpunkt des Modellrasters der Nachbarpunkt mit dem größten Gefälle bestimmt wird und anschließend rekursiv das lokale Einzugsgebiet jedes Gitterpunktes ermittelt wird.

Abb. 2.5 stellt das Flußnetzwerk des Ausgangsreliefs dar, wobei Gitterpunkte mit $A > 10$ Pixel als Flüsse dargestellt wurden, deren Breite proportional zu A ist. Das Ausgangsrelief befindet sich im dynamischen Gleichgewicht ($\partial h/\partial t = 0$) und wurde durch eine zeit- und raumkonstante Hebung eines Initialreliefs mit einem schwachen topographischen Rauschen zum Zeitpunkt $t = -\infty$ erzeugt. Die Rasterdimension beträgt 256 x 256 Gitterpunkte. Der untere Modellrand stellt die Erosionsbasis dar mit

$$h(x, y = 0, t) = \text{const.}, \quad (2.2)$$

für die übrigen Ränder gilt

$$A(x, y, t) = 0. \quad (2.3)$$

Abb. 2.6 illustriert die topographische Entwicklung des in Abb. 2.5 markierten Profils, die sich infolge einer sprunghaften Erhöhung von U zum Zeitpunkt $t = 0$ ergibt, dabei ist

$$U(t \geq 0) = 10 \cdot U(t < 0) \quad (2.4)$$

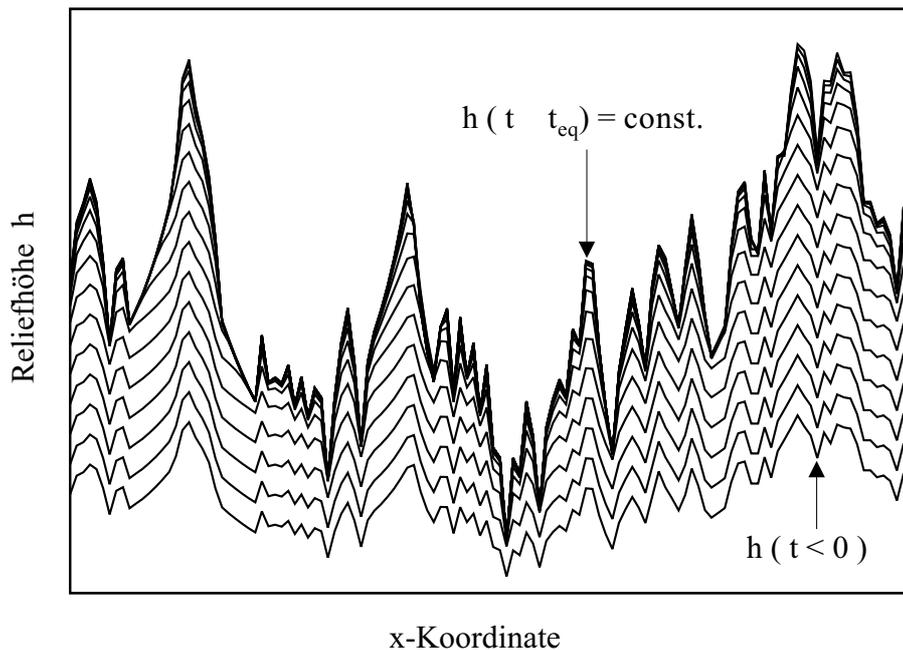


Abbildung 2.6: Zeitliche Entwicklung des topographischen Querprofils aus Abb. 2.5. Nach HERGARTEN (2002).

Die einzelnen Höhenprofile geben die Entwicklungsstadien mit äquidistanten Zeitschritten wieder. Es zeigt sich eine Abnahme der topographischen Hebungsrate mit der Zeit bis sich schließlich zum Zeitpunkt $t = t_{eq}$ das Relief wieder im dynamischen Gleichgewicht befindet und keiner weiteren Änderung mehr unterliegt. Weiterhin ist eine Zunahme der topographischen Amplitude mit der Zeit zu beobachten. Sie ist darauf zurückzuführen, daß die abflußreichen Talregionen eine stärkere Erosion erfahren (Gl. 2.1) und daraus bei einer räumlich konstanten tektonischen Hebung eine relative Hebung der Gipfelregionen gegenüber den Talregionen resultiert.

Die dynamische Kopplung zwischen der tektonischen Hebung und der Reliefentwicklung erfolgt über den Mechanismus der *rückschreitenden Erosion*. Abb. 2.7 zeigt die zeitliche Entwicklung des fluvialen Längsprofils aus Abb. 2.5, dessen linkes Ende dem Modellrand mit $h(x, y = 0, t) = 0$ entspricht. Ausgehend von dem initialen Gleichgewichtsprofil mit $\partial h / \partial t = 0$ führt die Erhöhung von U zum Zeitpunkt $t = 0$ zu einer lokalen Erhöhung des Gradienten am linken Profilende und damit nach Gl. 2.1 zu einer Erhöhung der Erosionsrate an dieser Stelle. Die lokale Tiefenerosion des Flusses erzeugt ihrerseits ein höheres Gefälle für die unmittelbar flußaufwärts anschließende Laufstrecke und führt daher auch dort zu einer erhöhten Tiefenerosion. Auf diese Weise pflanzt sich der durch die tektonische Hebung ausgelöste Erosionsimpuls mit jedem Iterationsschritt weiter flußaufwärts fort, bis schließlich über das gesamte Profil wieder die Hebungsrate gleich der Erosionsrate ist. Die erhöhte Hebungsrate wird demnach durch eine flußaufwärts migrierende Justierung des Gradienten und einer dadurch bedingten Erhöhung der Erosionsrate kompensiert. Das resultierende longitudinale Flußprofil besitzt eine logarithmische Form, die für Gebirge mit aktiver tektonischer Hebung und sich in das Festgestein einschneidenden Flüssen charakteristisch ist (HOVIUS 2000).

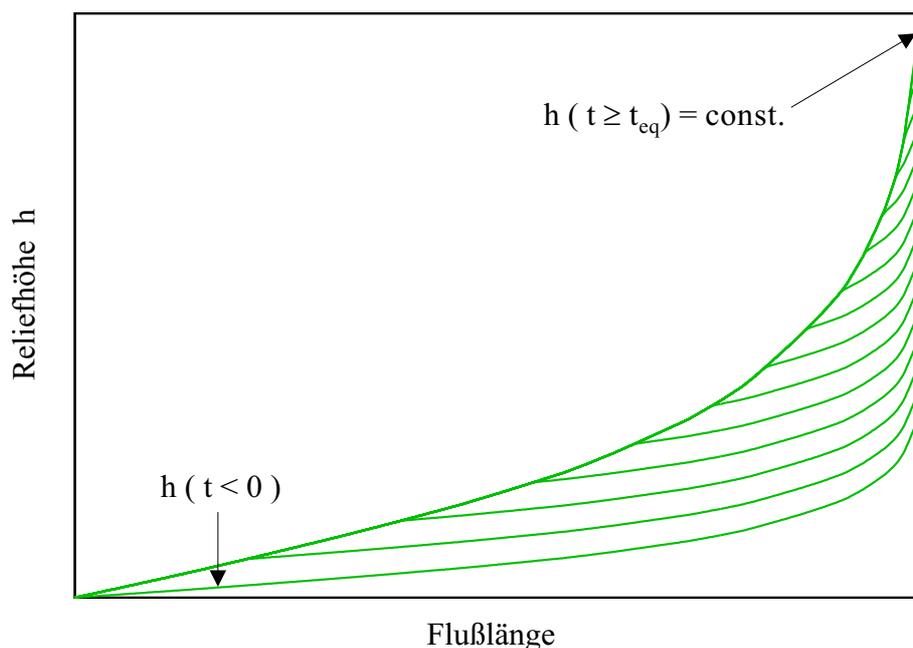


Abbildung 2.7: Zeitliche Entwicklung des topographischen Längsprofils aus Abb. 2.5. Nach HERGARTEN (2002).

Responsezeit

Einen wesentlichen Aspekt der Reliefdynamik stellt die Dauer dar, die das Relief zur Anpassung an Änderungen des tektonischen und/oder klimatischen Milieus benötigt. Dazu werden im folgenden einige Ergebnisse numerischer Modellstudien von BEAUMONT et al. (1992) und KOOI & BEAUMONT (1994, 1996) dargestellt. Das Modell simuliert den tektonischen Einfluß auf die Reliefentwicklung durch eine kinematische Hebungsfunktion und die Reaktion der Oberflächenprozesse durch ein simultan wirkendes Hangprozeß- und Fluvialtransportmodell. Die Änderung der Reliefhöhe h durch die Wirkung der Hangprozesse wird durch lineare Diffusion modelliert:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = k \cdot \nabla^2 h \quad (2.5)$$

Die Diffusivität k schließt implizit die klimatischen Verhältnisse und die Substratbedingungen ein.

Der fluviale Transport erfolgt entlang dem steilsten Gefälle, die Gleichgewichtstransportkapazität q_s^{equ} ist proportional zum Erosionskoeffizienten K_f , zum lokalen Abfluß q_w und zum topographischen Gradienten $\partial h / \partial l$:

$$q_s^{equ} = K_f q_w \frac{\partial h}{\partial l} \quad (2.6)$$

Der Sedimentfluß q_s wird durch Integration einer Erosions- / Depositionsgleichung über das lokale Einzugsgebiet eines Punktes bestimmt, bei der die Menge des mitgeführten Materials durch den Gradienten zwischen abgelagertem und suspendiertem

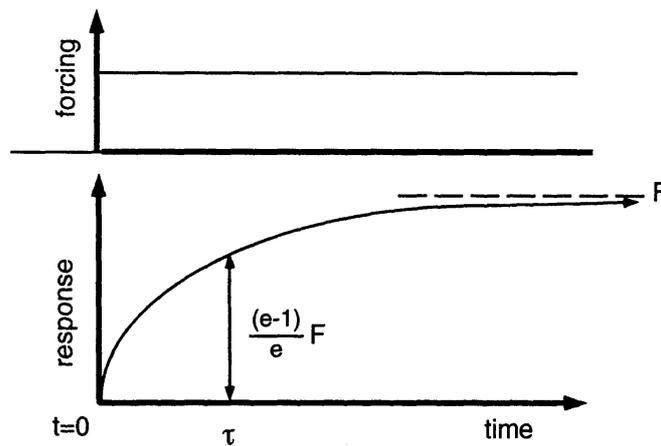


Abbildung 2.8: Reaktion der Responsevariablen des numerischen Modells von KOOI & BEAUMONT (1994) auf einen diskreten Hebungsimpuls. τ = Responsezeit, F = Gleichgewichtsasymptote. Aus BEAUMONT et al. (2000).

Material kontrolliert wird. Dann ist

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{\partial q_s}{\partial l} = -\frac{1}{l_f} \cdot (q_s^{equ} - q_s) \quad (2.7)$$

l_f ist ein Skalenfaktor, der den Erosions-/Depositionsprozess charakterisiert. Für $\partial h/\partial t < 0$ ist l_f proportional zur Erosionsresistenz des Substrats.

Abb. 2.8 zeigt das Ergebnis eines Modellversuchs, bei dem ein ebenes Initialrelief mit einem schwachen topographischen Rauschen zum Zeitpunkt $t = 0$ eine zeitkonstante tektonische Hebung erfährt. Die Responsevariablen (Morphometrie, Erosionsrate und Sedimentaustrag) steigen logarithmisch mit der Zeit an und nähern sich asymptotisch einem neuen Gleichgewichtswert F . Die Responsezeit τ ist eine charakteristische Größe des Systemverhaltens und definiert als die benötigte Zeit, um $(e - 1)/e = 63,2\%$ von F zu erreichen (BEAUMONT et al. 2000). τ ist neben den klimatischen Verhältnissen und den Substrateigenschaften, also Faktoren die K_f , q_r und l_f beeinflussen, auch von der räumlichen Skala und der Form der Hebungsfunktion abhängig.

Die Responsezeit τ stellt einen kritischen Parameter für die Reaktion der Variablen auf eine zeitlich veränderliche tektonische Hebungsrate dar, denn die Responsefunktion ist abhängig von dem Verhältnis t_T/τ , wobei t_T die Zeitskala (Periode) der Hebungsfunktion darstellt (KOOI & BEAUMONT 1996). Bei einer langsamen Änderung der Hebungsrate mit $t_T/\tau \gg 1$ sind die Responsevariablen fast unmittelbar im Gleichgewicht mit der momentanen Hebungsrate (Abb. 2.9 a). Bei einer hochfrequenten Änderung der Hebungsrate mit $t_T/\tau \ll 1$ können die Responsevariablen der Variabilität der Hebungsrate nicht folgen und reagieren lediglich auf den niederfrequenten Anteil des tektonischen Signals (Abb. 2.9 c). Ist jedoch $t_T/\tau \approx 1$, so können die Responsevariablen der Hebungsrate folgen, weisen aber eine Dämpfung der Amplitude und eine signifikante Phasenverschiebung auf, die etwa der Responsezeit τ entspricht (Abb. 2.9 b). Eine wichtige Schlussfolgerung aus diesem

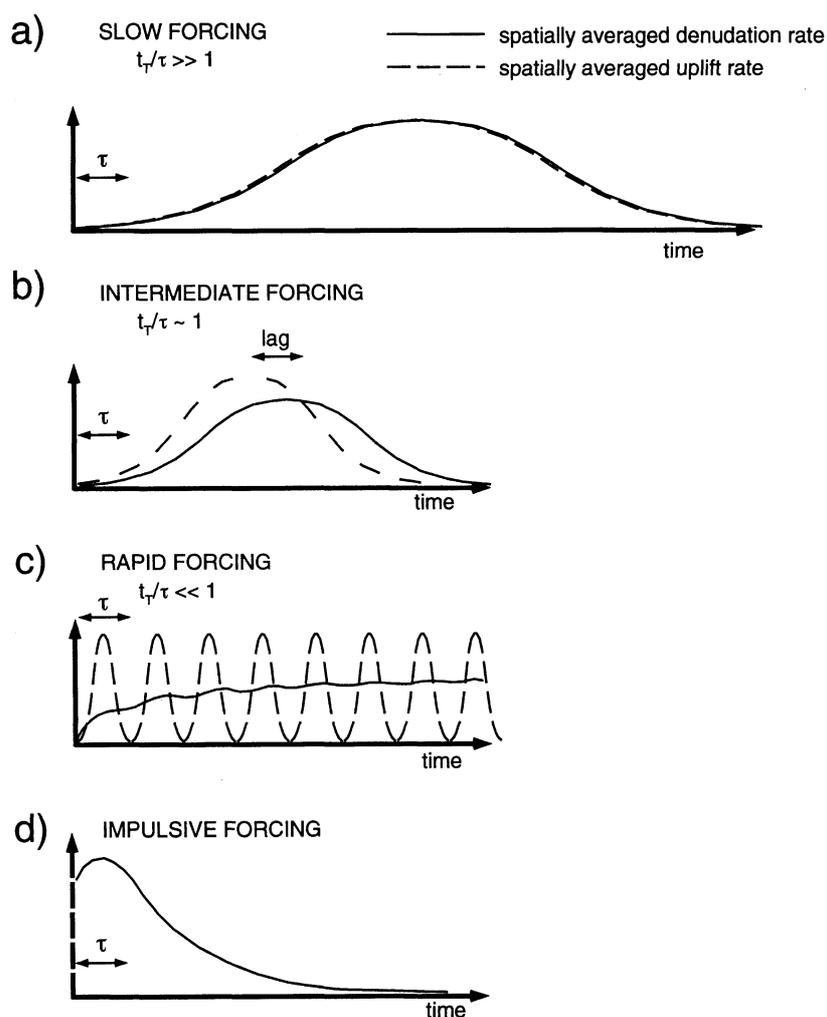


Abbildung 2.9: Zusammenhang zwischen Anregung (räumlich gemittelte Hebungsrates) und Reaktion (räumlich gemittelte Denudationsrate) des numerischen Modells von KOOI & BEAUMONT (1994). t_T = Periode der Hebungsfunktion, τ = Reaktionszeit der Denudationsfunktion. Aus BEAUMONT et al. (2000).

Zusammenhang besteht darin, daß die maximale Sedimentausfuhr eines Orogens gegenüber der maximalen tektonischen Aktivität zeitlich verzögert auftritt und die Stratigraphie der Vorlandbecken daher nur eine untere Grenze für die Datierung tektonischer Ereignisse angibt. Bei einem instantanen Aufbau der Topographie mit $t_T/\tau \rightarrow 0$ (Abb. 2.9 d) reagieren die Responsevariablen zunächst mit einem kurzen Anstieg, der jedoch mangels anhaltender Hebung gedämpft wird und in eine annähernd exponentielle Zerfallskurve übergeht.

Diese Ergebnisse implizieren, daß die drei qualitativen Reliefentwicklungsmodelle von DAVIS, PENCK und HACK (Kap. 2.3.1) keine sich gegenseitig ausschließenden Alternativen darstellen, sondern sich unter Berücksichtigung der Zeitskala der Hebungsrates komplementär zu einem einheitlichen Konzept integrieren lassen. Dabei

entspricht Abb. 2.8 dem Modell von HACK, Abb. 2.9 b ist analog zu dem Modell von PENCK und Abb. 2.9 d zu demjenigen von DAVIS (vgl. Abb. 2.4). Weiterhin stellen die Modellergebnisse ein quantitatives Bezugssystem dar, im Rahmen dessen geomorphologische Konzepte wie die Skalenabhängigkeit der Responsezeit (z. B. AHNERT 1984) oder die *landscape sensitivity* (BRUNSDEN & THORNES 1979) untersucht werden können (vgl. KOOI & BEAUMONT 1996).

Maximale Gebirgshöhen

Das Höhenwachstum eines Gebirges wird durch das Erreichen eines dynamischen Gleichgewichtszustandes begrenzt. Im Sinne des im vorigen Abschnitt erläuterten Konzepts der Responsezeit, postuliert AHNERT (1984) durch empirische Untersuchungen von unterschiedlichen Gebirgen der Erde einen potenzfunktionalen Zusammenhang zwischen der Gipfelhöhe R über dem Vorland und der Distanz vom Gebirgsrand L :

$$R = L^a, \quad (2.8)$$

mit a = empirischer Exponent. Ausgehend davon, daß die mittlere langzeitige Hebungsrates für den gesamten Gebirgskörper etwa gleich groß ist, sieht er die Ursache dieses Zusammenhangs darin, daß am Gebirgsrand die Hebung schneller von der rückschreitenden Erosion eingeholt wird als im Gebirgszentrum (vgl. Kap. 2.3.2). Je breiter das Gebirge ist, desto mehr Zeit verstreicht also, bis dieses Gleichgewicht bis zum Gebirgskamm vordringt und desto höher werden die dort liegenden Gipfel. Die Exponenten a der einzelnen Gebirge nehmen einen mittleren Wert von $\bar{a} = 0,64$ an, während viele Werte in jungen, alpinen Regionen das globale Maximum von $a_{max} \approx 0,8$ erreichen. AHNERT (1984) interpretiert a_{max} als das geomorphologische Resultat eines dynamischen Gleichgewichts zwischen einer langzeitigen, geodynamisch maximal möglichen Hebungsrates und der denudativen Reaktion des Gebirges.

WHIPPLE & TUCKER (1999) untersuchen das „Shear-stress incision model“

$$\frac{\partial h}{\partial t} = U - k \cdot A^m \cdot |\vec{\nabla} h|^n \quad (2.9)$$

(vgl. Kap. 2.3.2) hinsichtlich der Reliefmorphometrie im dynamischen Gleichgewichtszustand. Sie zeigen durch Standardisierung der Parameter, daß die Sensitivität der Gleichgewichtsgipfelhöhe R bezüglich Änderungen der externen Einflußfaktoren U und k (d. h. Hebungsrates, Lithologie und Klima) in starkem Maße von dem Exponenten n abhängig ist, der die Mechanik und die relative Effizienz des Erosionsprozesses beschreibt (HOWARD & KERBY 1983). Über das Gesetz von HACK (1957),

$$A = k_a x^\omega, \quad (2.10)$$

mit A = lokales Einzugsgebiet, x = Entfernung vom Talanfang, k_a und ω = Parameter der Beckengeometrie, zeigen WHIPPLE & TUCKER (1999), daß der Einfluß der Gebirgsbreite $L = x_{max}$ auf die Gleichgewichtsgipfelhöhe R für typische Beckengeometrien ω und typische Werte für m und n nur gering ist, denn es ist

$$R \sim L^a, U^{\frac{1}{n}}, K^{-\frac{1}{n}} \quad (2.11)$$

mit $a \in [-0,15; 0,42]$ und $n \in [0,66; 2,33]$, wobei $a = \omega m/n$ (HANCOCK et al. 1998; WHIPPLE et al. 2000). Der Exponent a ist damit deutlich niedriger als der von AHNERT (1984) empirisch bestimmte Wert. R ist daher im stärkeren Maße von der Hebungsrate U sowie den lithologischen und klimatischen Verhältnissen k abhängig und weniger von dem Weg L , den die rückschreitende Erosion bis zum Gipfel zurücklegen muß. Da Gl. 2.9 lediglich die *fluviale* Erosion beschreibt, ist zu berücksichtigen, daß das Gleichgewichtsrelief eines Gebirges zudem von der Länge und Neigung der kolluvialen oberen Talabschnitte sowie von der Flußdichte und der Neigung der Hänge abhängig ist (WHIPPLE & TUCKER 1999).

2.4 Isostasie

2.4.1 Wirkungsweise der Isostasie

Der Grundsatz der Isostasie ist analog zu dem ARCHIMEDISCHEN Prinzip des hydrostatischen Gleichgewichts: Die Auftriebskraft, die ein Körper erfährt, ist vom Betrag nach gleich der Gewichtskraft der vom Körper verdrängten Flüssigkeit. Für das Modell der Plattentektonik bedeutet dies, daß die im Mittel leichtere, starre Lithosphäre auf dem plastisch fließfähigen, dichteren Substrat der Asthenosphäre schwimmt und dabei so tief in sie eintaucht, daß sie eine ihrer eigenen Masse gleiche Masse Asthenosphärenmaterial verdrängt. Diskretisiert man die Lithosphäre in vertikale Gesteinssäulen bedeutet das, daß oberhalb des Niveaus der größten Eintauchtiefe, der Kompensationstiefe z_{komp} , das Integral der Dichte ρ bei allen Säulen gleich ist:

$$\int_{z_{komp}}^{z_0} \rho dz = const. \quad (2.12)$$

Gl. 2.12 kann aber bei einer vorgegebenen Topographie auf unterschiedliche Weise realisiert werden. Zwei mechanische Modelle erläutern diesen Sachverhalt. Nach AIRY (1855) werden Lithosphärensäulen einheitlicher Dichte umso höher über das Meeresniveau hinausgehoben, je tiefer sie ins Substrat eintauchen (Abb. 2.10). Obwohl der isostatische Auftrieb an der Grenze zwischen Lithosphäre und Asthenosphäre ansetzt, sind im wesentlichen Unterschiede in der Mächtigkeit der Erdkruste

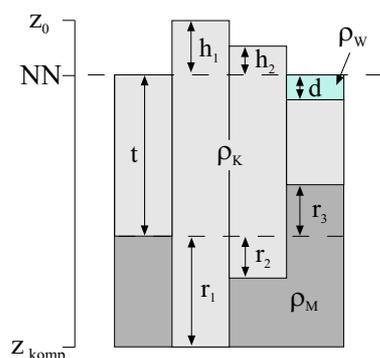


Abbildung 2.10: Modell der Isostasie nach AIRY (1855). Bei einer konstanten Dichte der Erdkruste ρ_K und des Erdmantels ρ_M ist die Höhe einer Gesteinssäule über dem Meeresspiegel (NN) von der Eintauchtiefe der Erdkruste abhängig. Erläuterungen im Text.

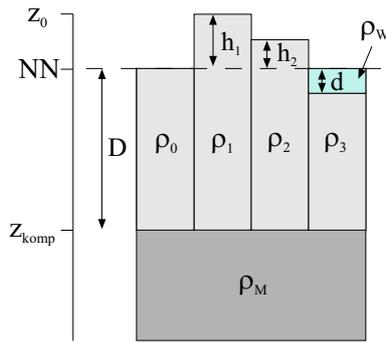


Abbildung 2.11: Modell der Isostasie nach PRATT (1855). Bei einer konstanten Eintauchtiefe D und Manteldichte ρ_M ist die Höhe einer Gesteinssäule über dem Meeresspiegel (NN) von der Dichte der Erdkruste ρ_i abhängig. Erläuterungen im Text.

für die isostatische Kompensation der gesamten Lithosphärensäule verantwortlich, da der Dichtekontrast an der Grenze Lithosphäre / Asthenosphäre nur sehr gering ist. Dementsprechend kann auch das Niveau der größten Krustentiefe als Kompensationstiefe angesehen werden, so daß gilt (vgl. Abb. 2.10):

$$\begin{aligned} t\rho_K + r_1\rho_M &= (h_1 + t + r_1)\rho_K & (2.13) \\ &= (h_2 + t + r_2)\rho_K + (r_1 - r_2)\rho_M \\ &= d\rho_W + (t - d - r_3)\rho_K + (r_1 + r_3)\rho_M \end{aligned}$$

wobei ρ_K die Dichte der Erdkruste, ρ_M die Dichte des Erdmantels und ρ_W die Dichte des Wassers darstellt. Die Höhe h eines Gebirges mit einer Gebirgswurzel r ist damit

$$h = \frac{r(\rho_M - \rho_K)}{\rho_M} \quad (2.14)$$

Für ein junges Orogen mit einer verdickten Erdkruste ergibt sich damit die Analogie zu einem schwimmenden Eisberg.

Die von PRATT (1855) entwickelte alternative Vorstellung geht davon aus, daß bei gleicher Eintauchtiefe der Gesteinssäulen der isostatischer Ausgleich und damit die Höhe bezüglich des Meeresniveaus durch unterschiedliche Dichten der Erdkruste ρ_i verursacht wird (Abb. 2.11):

$$\begin{aligned} \rho_0 D &= (h_1 + D)\rho_1 & (2.15) \\ &= (h_2 + D)\rho_2 \\ &= \rho_W d + \rho_3(D - d) \end{aligned}$$

Die Höhe einer Lithosphärensäule h_1 bezüglich der Meeresoberfläche ergibt sich damit aus:

$$h_1 = \frac{\rho_0 D}{\rho_1} - D \quad (2.16)$$

Ein isostatisch kompensiertes System reagiert auf Änderungen der Lithosphärenmächtigkeit oder der lateralen Dichteverteilung, die zu einem Massenüberschuß oder -defizit oberhalb der Kompensationstiefe führen, mit einer vertikalen Ausgleichsbewegung, um den in Gl. 2.12 beschriebenen Gleichgewichtszustand wieder herzustellen. Das Ungleichgewicht kann sowohl durch endogene als auch durch exogene

Prozesse verursacht werden. Bei dem plattentektonischen Mechanismus der Kontinentalkollision, dem in der vorliegenden Arbeit zentrale Bedeutung zukommt, führt die Konvergenz zweier Platten durch Kompression und/oder Krustenunterschiebung zu einer Verdickung der Lithosphäre, so daß der isostatische Auftrieb im wesentlichen durch das Modell von AIRY beschrieben werden kann. Dieser Mechanismus wird im Rahmen dieser Arbeit als *endo-isostatische* Hebung bezeichnet.

Eine weitere Konsequenz der isostatischen Wirkungsweise ist, daß sich die Lithosphäre auch bei Änderungen der topographischen Auflast, also durch die Wirkung exogener Prozesse, in der Vertikalen neu justiert. Eine denudative Massenabfuhr führt nach Gl. 2.14 unter Annahme einer mittleren Krustendichte von $2,67 \text{ g/cm}^3$ und einer mittleren Manteldichte von $3,3 \text{ g/cm}^3$ zu einer Hebung der Lithosphäre um 81% der Abtragungstiefe. Ein Orogen, das tektonisch gehoben wird und einer erosiven Massenabfuhr unterliegt, erfährt demnach eine zusätzliche isostatische Hebung, die hier als *denudativ-isostatische* Hebung bezeichnet wird. Analog führt die Deposition des abgetragenen Materials zu einer isostatischen Senkung der Lithosphäre. Berücksichtigt man die im Vergleich zum Festgestein geringere Kompaktion und entsprechend höhere Porosität des abgelagerten Materials und wählt man für die entstandene Auflast eine mittlere Dichte von $1,75 \text{ g/cm}^3$ (FÜCHTBAUER 1988), ergibt sich eine isostatische Absenkung von 53% des Aufschüttungsbetrags. Die isostatische Ausgleichsbewegung der Lithosphäre führt demnach dazu, daß die durch Aufschüttung oder Abtragung veränderte Höhenlage der Erdoberfläche teilweise kompensiert wird. Dabei verläuft die isostatische Reaktion auf eine Änderung der Massenverteilung nicht instantan, sondern nimmt geologische Zeiträume in Anspruch. Die Ursache dafür ist darin zu sehen, daß das Aufsteigen und Absinken der Lithosphäre nur durch Materialverlagerungen in der darunterliegenden Asthenosphäre möglich ist, die aufgrund ihrer hohen Viskosität auf Druckänderungen nur sehr langsam reagiert.

Da die Schweizer Alpenregion während des Pleistozän einer intensiven Vergletscherung unterlag, ist neben der denudativen Entlastung der Lithosphäre auch die isostatische Reaktion auf das Abschmelzen der Eismassen nach dem letzten glazialen Hochstand vor ca. 17.000 a zu berücksichtigen, da diese möglicherweise noch immer wirksam ist. So werden z. B. die rezenten topographischen Hebungsraten in Skandinavien auf diesen *glazio-isostatischen* Entlastungsprozeß zurückgeführt, der z. Zt. mit einer Maximalrate von 9 mm/a abläuft (FLINT 1971).

Das AIRY- und das PRATT-Modell stellen vereinfachte mechanische Modelle dar, bei denen sich die Lithosphäre wie ein Paket reibungsfrei vertikal gegeneinander verschiebbarer Gesteinssäulen verhält und die isostatische Kompensation ausschließlich durch die Auftriebskraft der fluiden Asthenosphäre erfolgt. Es ist jedoch zu berücksichtigen, daß die Lithosphäre kontinuierlich ist und eine dynamische Rigidität besitzt, so daß sie sich wie eine elastische Platte verhält, die auf der hochviskosen plastischen Asthenosphäre schwimmt. Dies hat zur Folge, daß die isostatische Kompensation nicht ausschließlich durch die Auftriebskraft der Asthenosphäre, sondern auch durch die elastischen Rückstellkräfte der Lithosphäre erfolgen kann. Dabei vollzieht sich die isostatische Ausgleichsbewegung nicht *lokal*, d. h. unmittelbar unter

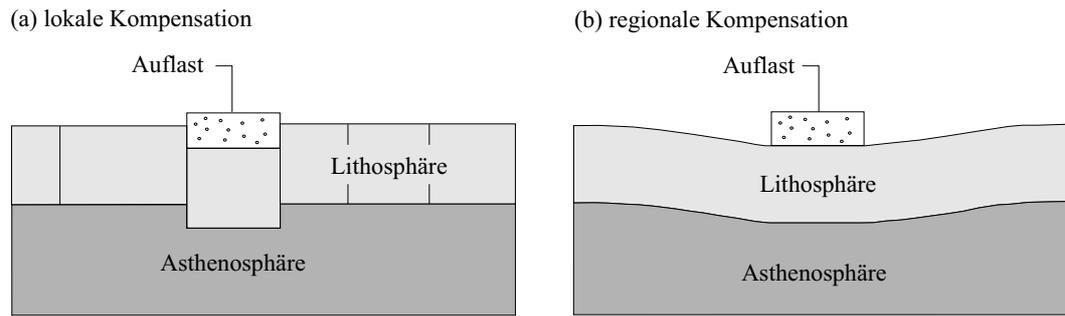


Abbildung 2.12: Isostatische Kompensation nach AIRY (a) und MEINESZ (b). Verändert nach MUSSETT & KHAN (2000).

der Be- oder Entlastung, sondern *regional* unter Mitwirkung der sich wölbenden Lithosphärenplatte (MEINESZ 1941) (Abb. 2.12).

Die elastischen Rückstellkräfte treten lediglich in den Flexurbereichen der Lithosphäre auf. Ob sie zur Kompensation beitragen, hängt daher sowohl von der räumlichen Dimension der Auflast als auch von der Rigidität und Mächtigkeit der Lithosphäre ab. So werden kleine Auflasten im wesentlichen durch das Biegemoment der Lithosphäre getragen, während große Auflasten wie Gebirge und Eisschilde hauptsächlich durch den isostatischen Auftrieb kompensiert werden (MUSSETT & KHAN 2000).

2.4.2 Isostatische Anomalien

Die Bestimmung isostatischer Anomalien ermöglicht die Lokalisierung und Quantifizierung von Massenüberschüssen oder -defiziten in der Lithosphäre und stellt damit eine Information über die Auftriebsdynamik eines Orogens dar. Für die Berechnung der isostatischen Anomalien ist eine Bestimmung der *Bouguer-Anomalien* Δg_B erforderlich, die Informationen über die Dichteverteilung der Lithosphäre liefern. Sie lassen sich über Messungen des regionalen Schwerfeldes der Erde und anschließender Korrekturen der Höhe bezüglich eines definierten Referenzniveaus, der gravitativen Wirkung der dazwischen befindlichen Masse sowie des Einflusses topographischer Störmassen berechnen (BERCKHEMER 1990):

$$\Delta g_B = g - \delta g_F - \delta g_B - \delta g_T - \gamma_0 \quad [mGal] \quad (2.17)$$

g ist der auf der Erdoberfläche gemessene Schwerewert im Punkt P (Abb. 2.13).

δg_F ist die Schwereverminderung in P infolge seiner Höhe h über dem Referenzniveau, wobei der Raum über dem Referenzniveau massefrei gedacht wird („Freiluftreduktion“). Mit dem mittleren Kugelradius der Erde R , der Erdmasse M und der Gravitationskonstante G gilt:

$$\delta g_F = G \frac{M}{(R+h)^2} - G \frac{M}{R^2} \approx -0,3086 \cdot h \quad [mGal] \quad (2.18)$$

δg_B trägt der Tatsache Rechnung, daß sich zwischen P und der Referenzfläche Masse befindet. P erfährt eine Massenanziehung durch eine homogene, lateral unbegrenzte

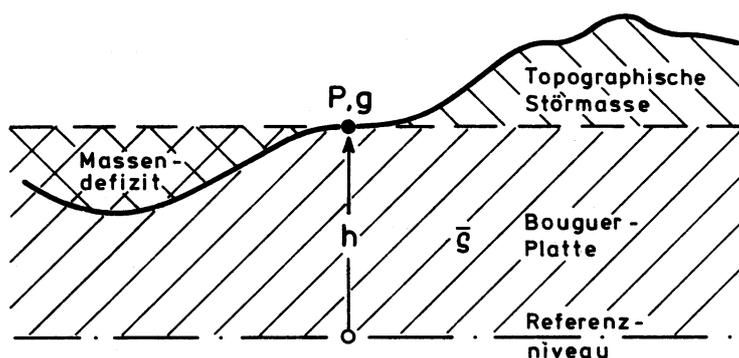


Abbildung 2.13: Reduktion des Meßwertes g auf das Referenzniveau. h = Höhe über Referenzniveau, $\bar{\rho}$ = mittlere Gesteinsdichte. Aus BERCKHEMER (1990).

Gesteinsplatte mit der Dichte ρ und der Dicke h („Bouguer-Reduktion“):

$$\delta g_B = 2\pi G \rho h = 0,0419 \rho h \quad [mGal] \quad (2.19)$$

δg_T berücksichtigt die Gravitationswirkung von Geländeerhebungen oder -vertiefungen bezüglich des Niveaus von P („topographische Reduktion“). Zur Bestimmung von δg_T ist die genaue Kenntnis der Topographie in der Umgebung von P erforderlich.

γ_0 ist die Normalschwere entsprechend der internationalen Schwereformel. Sie setzt sich aus der Gravitationsbeschleunigung und der Zentrifugalbeschleunigung zusammen, die eine Masse im Punkt P entsprechend seines geographischen Breitengrads auf dem Referenzellipsoid erfährt.

Die *isostatische Anomalie* Δg_i ergibt sich aus der Differenz zwischen der empirischen Bouguer-Anomalie Δg_B und dem gesamten Schwere-Effekt einer theoretischen Massenverteilung im Untergrund, welche die topographische Auflast zu 100% kompensieren würde (FOWLER 1997):

$$\Delta g_i(x, y, z) = \Delta g_B(x, y, z) - \sum^n \Delta g_n(x, y, z) \quad (2.20)$$

In einem ersten Schritt wird unter Annahme eines ausgewählten isostatischen Modells (z. B. AIRY) für die gesamte Topographie die zur Kompensation notwendige Massenverteilung berechnet. Anschließend werden für jede Schwerestation alle von dieser Massenverteilung verursachten Schwere-Effekte aufsummiert und von der entsprechenden empirischen Bouguer-Anomalie subtrahiert. Ist $\Delta g_i \leq 0 \text{ mgal}$ deutet dies auf ein Massendefizit im Untergrund in Relation zur Topographie hin und führt damit zu einer Hebung der Lithosphäre, für $\Delta g_i \geq 0 \text{ mgal}$ verhält es sich entsprechend umgekehrt. Bei $\Delta g_i = 0 \text{ mgal}$ ist von einer vollständigen Kompensation auszugehen.

2.5 Apatit-Fission-Track-Analytik

Die Apatit-Fission-Track-Analytik stellt eine thermochronologische Methode zur Bestimmung langzeitiger Denudationsraten über eine Zeitskala von 10^6 - 10^8 a dar. Ihr

Vorteil gegenüber konventionellen Verfahren wie der Volumenbestimmung von lithostratigraphischen Einheiten in Sedimentationsbecken (z. B. RUST & SUMMERFIELD 1990; PAZZAGLIA & BRANDON 1996) besteht darin, daß eine deutlich höhere räumliche Auflösung erreicht werden kann. Das Prinzip thermochronologischer Datierungen beruht auf der Tatsache, daß Minerale der Erdkruste, die radiogene Nuklide enthalten, infolge von Oberflächenerosion exhumiert werden und sich entlang ihres lokalen geothermischen Gradienten abkühlen. Dabei passieren sie eine vom betrachteten Datierungssystem abhängige *Schließungstemperatur*, unterhalb der sich die Produkte des radioaktiven Zerfalls innerhalb der Minerale akkumulieren und somit eine Datierung des Schließungszeitpunktes ermöglichen. Im Gegensatz zu den klassischen thermochronologischen Datierungstechniken, bei denen über das Konzentrationsverhältnis der Mutter- und Tochterisotope einer Zerfallsreihe der Schließungszeitpunkt bestimmt wird, basiert die Fission-Track-Datierung auf der Messung von Strahlungsschäden im Kristallgitter. Die spontane Kernspaltung von ^{238}U verursacht lineare, röhrenförmige Gitterstörungen („fission tracks“ oder „Spaltspuren“), die im Fall des Apatits bei ihrer Entstehung eine Länge von $16\ \mu\text{m}$ besitzen. Durch Ätzmethoden können sie vergrößert und lichtoptisch nachgewiesen werden. Die Spurdichte ist eine Funktion der Akkumulationsdauer der Spaltspuren sowie der ^{238}U -Konzentration des jeweiligen Minerals. Die ^{238}U -Konzentration kann durch Neutronenbeschuß der Probe und anschließender Auszählung der auf diese Weise künstlich gebildeten zusätzlichen Spaltspuren berechnet werden (z. B. GALLAGHER et al. 1998). Somit kann der Zeitpunkt datiert werden, seit dem sich Spaltspuren in einem Mineral bilden.

Die radioaktiven Strahlungsschäden sind nur bei relativ niedrigen Temperaturen über geologische Zeiträume stabil. Höhere Temperaturen führen zu einer partiellen Auslöschung der Spaltspuren, d. h. die entlang der Gitterstörungen versetzten Atome diffundieren zurück zu ihren ursprünglichen Gitterplätzen. Oberhalb der Schließungstemperatur erfolgt die Auslöschung dann so schnell, daß sich praktisch keine Spaltspuren mehr bilden können. Die thermische Stabilität der Spaltspuren ist mineralspezifisch, die *partielle Auslöschungszone* (PAZ) des Apatits liegt näherungsweise zwischen 60 und 120°C (HUNZIKER et al. 1992). Das bedeutet für die Apatit-Fission-Track-Datierung, daß das berechnete Alter den Zeitpunkt angibt, als das analysierte Mineral die 120°C -Isotherme unterschritten hat.

Die Bestimmung einer mittleren Denudationsrate D erfolgt dann über den geothermischen Gradienten dT/dz :

$$D = c \cdot \left(\frac{dT}{dz} \right)^{-1} \cdot a^{-1} \quad (2.21)$$

mit c = Schließungstemperatur und a = Schließungszeitpunkt (= Fission-Track-Alter).

Bei der Interpretation der Fission-Track-Alter treten einige Schwierigkeiten in Erscheinung, auf die im folgenden kurz eingegangen wird. Ein grundsätzliches Problem bei der Konvertierung von Abkühlungsraten in Denudationsraten stellt die Quantifizierung des geothermischen Gradienten dar. Wird von einem regionalen Gradienten ausgegangen, muß der Einfluß der Topographie auf die Isothermen berücksichtigt

werden, da der oberflächennahe geothermische Gradient unter Gipfeln flacher verläuft als unter Tälern (STÜWE et al. 1994). Weiterhin sind in Gebieten mit hohen Exhumierungsraten Korrekturen erforderlich, da der aufsteigende Massenfluß die Wärme advektiv mittransportiert, so daß sich der geothermische Gradient versteilt und zu einer Überschätzung der Denudationsrate führt (CRAW et al. 1994; MANCKTELOW & GASEMANN 1997). Modelle zur Korrektur der Fission-Track-Alter bieten u. a. BROWN & SUMMERFIELD (1997). Eine besondere Schwierigkeit bei der Bestimmung langzeitiger Denudationsraten stellt die Variabilität des thermischen Milieus in der Vergangenheit dar. In den meisten Arbeiten wird daher - sofern Wärmeflußmessungen vorliegen - von dem rezenten geothermischen Gradienten ausgegangen, der als langfristig konstant angenommen wird, oder ein „typischer“ kontinentaler Gradient von 20-30 °C verwendet. Neuere Methodiken erlauben jedoch eine Abschätzung der Paläo-Variationen des geothermischen Gradienten, wenn in Gebieten mit hohem lokalem Relief oder dort, wo Tiefenbohrungen vorliegen, mehrere Fission-Track-Alter in der Vertikalen bestimmt werden können (GLEADOW & BROWN 2000).

Eine weitere Schwierigkeit der Fission-Track-Methodik stellt die exakte Bestimmung des Schließungszeitpunktes dar, da der Aufenthalt in der PAZ eine progressive Verkürzung der bereits gebildeten Spaltspuren zur Folge hat. Bei einer schnellen Abkühlung unter 60 °C wird ein Großteil der in der PAZ entstandenen Spaltspuren konserviert, ein langsamer Durchgang durch die PAZ führt dagegen zu einer geringeren Spurendichte und damit zu einem scheinbar jüngeren Schließungsalter. Anhand der Häufigkeitsverteilung der Spurlängen kann jedoch mithilfe numerischer Modelle die thermische Geschichte eines Minerals ermittelt werden und der wahrscheinlichste Zeitpunkt bestimmt werden, an dem die Abkühlung unter 120 °C erfolgte (GLEADOW et al. 1986; GREEN 1996).

Die weitverbreitete Praxis, Fission-Track-Daten zur Ableitung von tektonischen Hebungsraten zu verwenden, basiert auf der stark vereinfachten Annahme, daß sich in aktiven Orogenen Hebungs- und Erosionsraten kompensieren. Solche Interpretationen benötigen jedoch eine explizite Verbindung zwischen tektonischer Hebung und denudativer Reaktion. Diese ist jedoch aus zwei Gründen oftmals problematisch. Erstens führt eine tektonisch bedingte topographische Hebung nicht notwendigerweise zu einer Erhöhung der Erosionsrate, da diese durch die lokale Hangneigung und nicht durch die absolute Höhe ü. NN kontrolliert wird. Zweitens ist zu berücksichtigen, daß die Erosionsrate durch weitere Faktoren - wie Lithologie, Klima und Konfiguration des Flußnetzwerks - maßgeblich beeinflusst wird (SUMMERFIELD & BROWN 1998).

Kapitel 3

Untersuchungsgebiet

3.1 Geographische Lage und Abgrenzung

Die Schweizer Alpen stellen den zentralen Sektor des europäischen Alpenbogens dar, der sich von Nizza bis Wien über eine Länge von rund 1000 km erstreckt. Abb. 3.1 zeigt ein Digitales Höhenmodell der Schweizer Alpen mit einer Horizontalauflösung von 100 m x 100 m. Um die morphologischen Strukturen zu betonen, wurde das DHM von Nordwesten „beleuchtet“, indem die Farbintensität jedes Pixels durch das Skalarprodukt aus dem NW-SE orientierten Vektor und der Expositionsrichtung skaliert wurde. Als nördliche Begrenzung der Schweizer Alpen gegen das Schweizer Mittelland wird im Rahmen der vorliegenden Arbeit die Nordalpine Vorlandverwerfung gewählt, da sich eine eindeutige topographische Abgrenzung vielerorts aufgrund des allmählichen Anstiegs zu größeren Höhen nicht realisieren lässt. Analog erfolgt im äußersten Süden die Abgrenzung des Untersuchungsgebietes gegen die Po-Ebene entlang der Südalpinen Vorlandverwerfung. Die verbleibende Abgrenzung im Westen und Osten erfolgt entlang der Schweizer Landesgrenze. Die Schweizer Alpen besitzen damit eine Fläche von 22909 km² und verfügen über eine maximale Länge von 278 km in Ost-West-Richtung und über eine maximale Breite von 170 km in Nord-Süd-Richtung. Die Lage des Untersuchungsgebietes im Gradnetz ist durch die geographischen Koordinaten der folgenden äußersten Grenzpunkte gegeben:

- nördlichster Punkt: 9°38'E/47°19'N
- östlichster Punkt: 10°21'E/46°37'N
- südlichster Punkt: 9°03'E/45°48'N
- westlichster Punkt: 6°47'E/46°23'N.

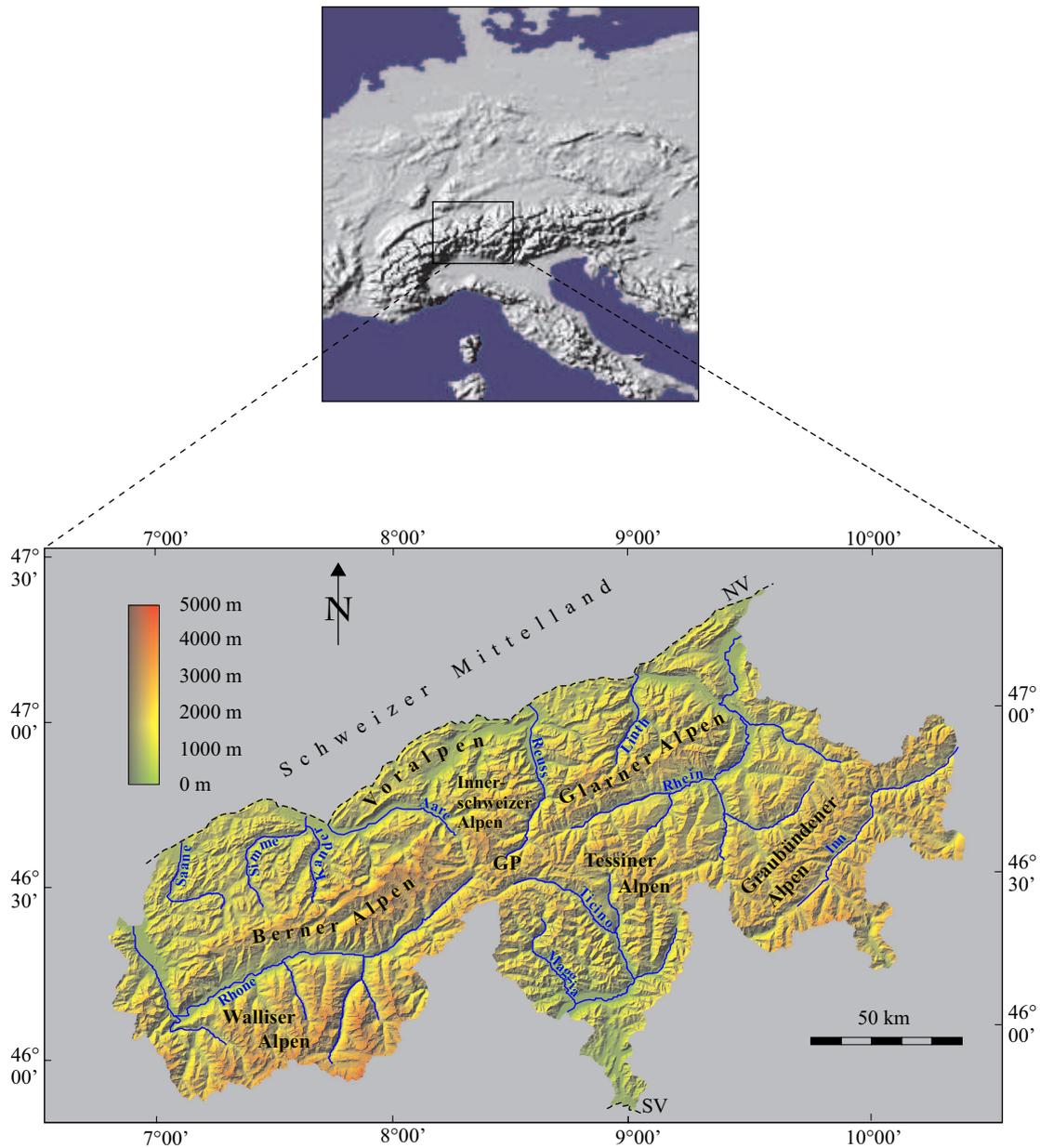


Abbildung 3.1: Topographie und räumliche Gliederung des Untersuchungsgebietes (unten) und Lage innerhalb der europäischen Alpen (oben). NV = Nordalpine Vorlandverwerfung, SV = Südalpine Vorlandverwerfung, GP = Gotthardpaß. Datenbasis: DHM des SCHWEIZER BUNDESAMTES FÜR STATISTIK, GEOSTAT (1997), Horizontalauflösung: 100 m x 100 m.

3.2 Topographische Übersicht, räumliche Gliederung und Gewässernetz

Das Untersuchungsgebiet weist ein ausgesprochenes Hochgebirgsrelief mit tief eingeschnittenen Tälern sowie markanten Bergketten und Gipfeln auf (Abb. 3.1). In den Schweizer Alpen ragen etwa fünfzig Viertausender auf; sie bilden damit - zusammen mit der südwestlich der Schweizer Landesgrenze gelegenen Mont-Blanc-Gruppe - die höchste Region des europäischen Gebirgsdaches.

Die beiden mächtigen Längsvertiefungen des oberen Rhônetals und des Vorderrheintals stellen ein auffälliges Merkmal des Schweizer Makroreliefs dar. Sie verlaufen von Martigny im Westen bis Chur im Osten über etwa 200 km in bemerkenswert geradliniger Form und unterteilen die Schweizer Alpen in eine nördliche und eine südliche Gebirgskette. Der nördliche Höhenzug (NHZ) verläuft in etwa parallel zum Vorder- und oberen Rhônetal und wird durch die Gipfelregionen der *Berner Alpen*, der *Innerschweizer Alpen* und der *Glarner Alpen* gebildet. Die Berner Alpen steigen in ihrem östlichen Bereich auf über 4000 m ü. NN an und kulminieren im höchsten Punkt der Nordalpen, dem Finsteraarhorn, mit 4274 m ü. NN ($8^{\circ}08'E/46^{\circ}32'N$). Weiter im Nordosten fallen die Innerschweizer Alpen und die Glarner Alpen auf maximale Höhen von etwa 3600 m ü. NN ab. Die Nordalpen gehen im Norden in die *Voralpen* über und laufen dann im *Schweizer Mittelland* aus. Der südliche Höhenzug (SHZ) folgt in der südwestlichen Schweiz den Gipfelregionen der *Walliser Alpen*. Sie bilden die größten Massenerhebungen des Untersuchungsgebietes und kulminieren in ihrem südöstlichen Teil in der Dufourspitze ($7^{\circ}52'E/45^{\circ}56'N$), die mit 4634 m ü. NN den höchsten Punkt der Schweizer Alpen markiert. Weiter in Richtung Osten knickt der SHZ nach Norden ab; im Bereich der Innerschweizer Alpen konvergieren die beiden Gebirgsketten und bilden am *Gotthardpaß* eine natürliche Nord-Süd-Achse. Südlich des Gotthardpasses bilden die *Tessiner Alpen* die Südabdachung des Untersuchungsgebietes. Sie fallen von 3402 m ü. NN am Rheinwaldhorn ($9^{\circ}05'E/46^{\circ}30'N$) auf 193 m ü. NN am Lago Maggiore, der den tiefsten Punkt der Schweizer Alpen darstellt. Der SHZ biegt am Gotthardpaß zurück nach Süden um und folgt in der südöstlichen Schweiz den Gipfelregionen der *Graubündener Alpen*, die sich am Piz Bernina ($9^{\circ}52'E/46^{\circ}23'N$) bis auf 4049 m ü. NN erheben.

Der SHZ bildet die Grenze zwischen dem nordalpinen Abflußregime, dessen Vorfluter in das Molassebecken entwässern, und dem südalpinen Abflußregime, das in das Po-Becken entwässert. Der NHZ unterteilt das nordalpine Abflußregime in drei Einzugsgebiete 1. Ordnung und zwar in das Rhônesystem, das Rhein-/Innsystem und das Flußsystem der Vorderalpen. Die Rhône und der Rhein verlaufen zunächst parallel zur Orogenachse, knicken dann aber nahezu senkrecht nach Norden ab. Die Flußsysteme der Vorderalpen, namentlich Saane, Simme, Kander, Aare, Reuss und Linth, entwässern quer zum Streichen in das Vorlandbecken. Die größten Vorfluter des südalpinen Abflußregimes bilden der Ticino und die Maggia, die ebenfalls nahezu senkrecht zur Orogenachse verlaufen und in den Lago Maggiore münden. Bei der Betrachtung der Talstrukturen der Schweizer Alpen fällt das rechtwinklige Muster auf, bei dem Längstäler dem Streichen der Alpen folgen und Quertäler einzelne

Gebirgsketten durchbrechen und die Entwässerung in die Gebirgsvorländer leiten. Dieser Sachverhalt war Gegenstand jüngerer Forschung und führte zu verschiedenen Thesen zur Genese und Antezedenz von Flußsystemen im orogenen Milieu (SCHEIDEGGER 2001; KÜHNI & PFIFFNER 2001a).

Die Alpenseen am Gebirgsrand und im Vorland, wie Genfer See, Vierwaldstätter See, Zürichsee, Bodensee und Lago Maggiore, befinden sich in den Zungenbecken der einstigen Gletscher. Ihre Bildung wird auf den kombinierten Einfluß glazialer Erosion und subglazialer Schmelzwassererosion zurückgeführt. Dabei soll teilweise die Deposition von Endmoränen durch ihre abdämmende Wirkung zur Wannens- und Seebildung beigetragen haben (MÖBUS 1997).

3.3 Geologie

Die Schweizer Alpen lassen sich nach Abb. 3.2 von Norden nach Süden in die folgenden geologischen Haupteinheiten gliedern: das Molasse-Becken, die Deckenkomplexe

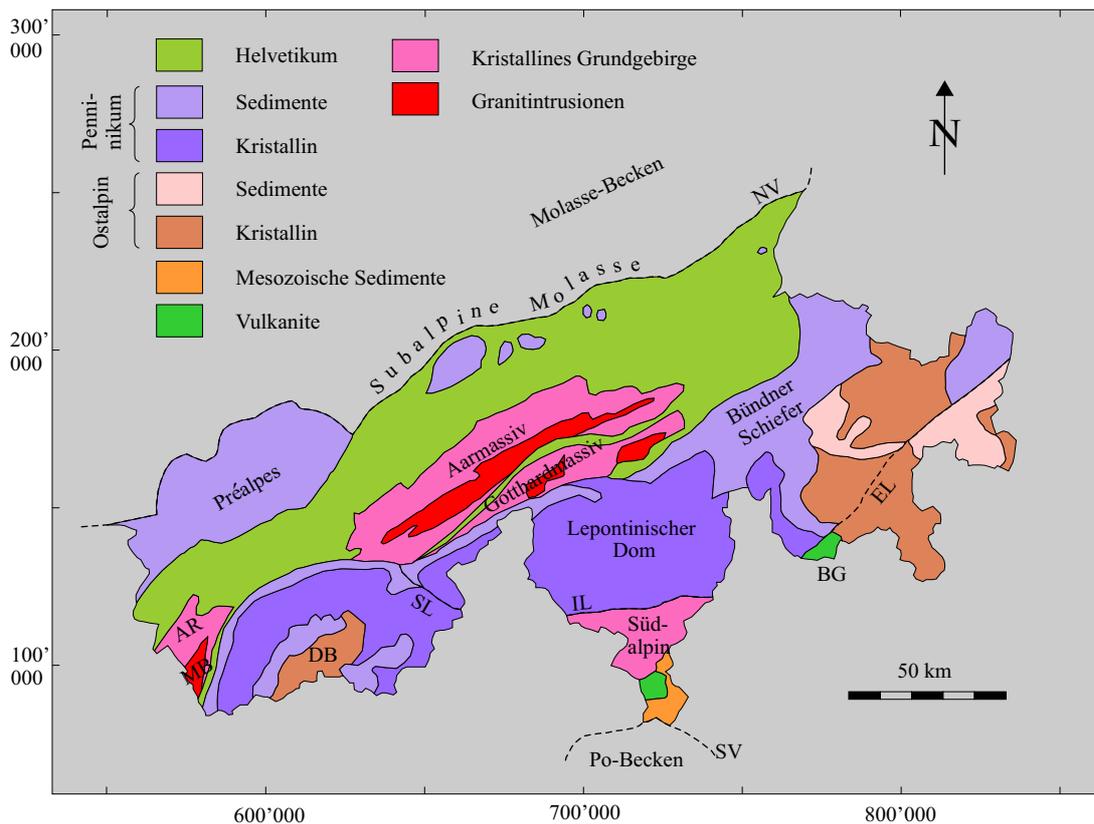


Abbildung 3.2: Tektonische Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes.

NV = Nordalpine Vorlandverwerfung, SV = Südalpine Vorlandverwerfung, AR = Aiguilles-Rouges-Massiv, MB = Mont-Blanc-Massiv, DB = Dent-Blanche-Decke, SL = Simplon-Linie, IL = Insubrische Linie, BG = Bergell-Granit, EL = Engadiner Linie. Verändert nach LABHART (2001).

des Helvetikums inklusiv der Zentralmassive, die Deckenkomplexe des Penninikums und des Ostalpins, das Südalpin und das Po-Becken. Die geologischen Einheiten zwischen den Vorlandbecken entsprechen den einzelnen Faziesräumen des Ozeanbeckens, aus dem sich während der Kreide und des Tertiärs durch Subduktion, Kontinentalkollision und Deckenüberschiebungen das alpine Orogen bildete (Kap. 3.5). Obwohl das Molasse-Becken und das Po-Becken in den nachfolgenden Untersuchungen keine Berücksichtigung finden, werden sie als Bestandteil des alpiden Gebirgssystems der Vollständigkeit halber in diesem und im nächsten Kapitel mit einbezogen.

Die wichtigsten tektonischen Lineamente bilden die *Nordalpine* und die *Südalpine Vorlandverwerfung*, die das alpine Orogen gegen ihr jeweiliges Vorland abgrenzen, die *Insubrische Linie* im Tessin, die als Suturzone die Grenze der kollidierten Kontinente markiert, die *Simplon-Verwerfung* im Wallis, die eine immer noch aktive Schrägabschiebung darstellt (SEWARD & MANCKTELOW 1994), sowie die *Engadiner Linie* in den Graubündener Alpen.

Das *Molasse-Becken* besteht aus oligozänen bis miozänen klastischen Sedimenten, die während der späten synorogenetischen Phase als Detritus des wachsenden Gebirges in das Vorland transportiert wurden. Im nördlichen Bereich überlagert die Sedimentsequenz seine mesozoische und kristalline Basis relativ ungestört. Im südlichen, an das Orogen grenzenden Bereich wurden die Molassesedimente gefaltet und überschoben und bilden die *Subalpine Molasse* (PFIFFNER et al. 1997d).

Die *helvetischen Decken* bauen ein großes, geschlossenes Gebiet zwischen der Nordalpinen Vorlandverwerfung und der Rhein-Rhône-Linie auf. Sie setzen sich aus mächtigen, erosionsresistenten Dolomiten der Trias und jurassisch-kretazischen Karbonatsequenzen sowie aus tonigen bis sandigen Siliziklastika mesozoischen bis oligozänen Alters zusammen. Der Ton-Anteil nimmt im südlichen Bereich des Helvetikums, dem „Ultrahelvetikum“, sukzessive zu und führt zu einer tonig-mergeligen Ausbildung der Gesteine. Die Schichten des Helvetikums stellen den randfaziellen Bereich des ehemaligen Meeresbeckens dar und weisen eine intensive Faltungs- und Überschiebungstektonik auf (PFIFFNER 1993).

Im inneralpinen Bereich werden die helvetischen Decken von den *Zentralmassiven* durchbrochen, die Teile der europäischen Kontinentalkruste darstellen. Sie unterteilen sich in das Aiguilles-Rouges-Massiv mit dem unmittelbar südöstlich angrenzenden Mont-Blanc-Massiv im Südwesten des Untersuchungsgebietes sowie in das Aarmassiv und das Gotthardmassiv im zentralalpinen Bereich. Die Zentralmassive bestehen aus prävariscischen polymetamorphen Gneisen und Metasedimenten, in die spätvariscische Granitoide intrudiert sind, die von pyroklastischen Sequenzen begleitet werden. Die Gesteine der Zentralmassive sind durch eine sehr hohe Erosionsresistenz gekennzeichnet (KÜHNI & PFIFFNER 2001b).

Die *penninische Region* umfaßt hauptsächlich das Gebiet der Walliser Alpen südlich der Rhône, das Nordtessin und den Westteil Graubündens. Penninische Gesteine finden sich außerdem im Unterengadin in einem tektonischen Fenster unter den ostalpinen Decken und in den Klippen der West- und Zentralschweiz über den helveti-

schen Decken. Anders als im Helvetikum hat die Faltung dieser Region den kristallinen Sockel des europäischen Kontinents sowie die kristalline Briançonnais-Schwelle, die das ehemalige Meeresbecken unterteilte, miterfaßt. Demzufolge befinden sich in weiten Bereichen des Wallis und des Tessin sowie im westlichen Graubünden z. T. mehrere Kilometer mächtige Deckfalten und Platten aus paläozoischen Para- und Orthogneisen, die Fragmente der europäischen Oberkruste und der Briançonnais-Schwelle darstellen. Faltenstrukturen und Deckenbau sind im Penninikum jedoch wesentlich weniger deutlich als im Helvetikum ausgebildet.

Die penninischen Sedimente können nach ihrer Lage im ehemaligen Ozeanbecken und der heutigen Situation im Deckenstapel dreigeteilt werden: Die jurassische bis frühkretazische, einige Kilometer mächtige Sedimentsequenz des nördlichen Meeresbeckens, dem „Walliser Trog“, befindet sich östlich des Mont-Blanc-Massivs, entlang der Rhône, südlich des Gotthardmassivs und des Rheins sowie im Bereich des Bergell-Granits in Graubünden. Sie besteht aus monotonen turbiditischen Schiefern und Areniten (STEINMANN 1994), die als *Bündnerschiefer* bezeichnet werden und von spätkretazischen bis eozänen Flyschsequenzen ähnlicher Zusammensetzung überlagert werden (SCHMID et al. 1996, 1997). Die Ablagerungen der Briançonnais-Schwelle bestehen hauptsächlich aus Karbonaten und Brekzien mit triassischen bis eozänen Alter (ESCHER et al. 1997) und befinden sich zum kleineren Teil noch im Wallis und Nordtessin, wo sie als schmale Sedimentzonen die Kristallindecken trennen. Zum weitaus größeren Teil sind sie in den Klippen der Westschweiz (*Préalpes*) und der Zentralschweiz sowie im westlichen Graubünden weit nach Norden überschoben worden. Die höchsten penninischen Einheiten bilden turbiditische Tonschiefer und Arenite des südlichen Meeresbeckens, dem „Piemont-Trog“, sowie Ophiolithe, die sich aus Basalten, Gabbros und Serpentiniten der unterlagernden ozeanischen Kruste zusammensetzen. Sie befinden sich im südlichen Wallis sowie östlich des Bergeller Granits in Graubünden und weisen jurassisches bis kretazisches Alter auf. Im Bereich des *Lepontinischen Doms*, der vom südlichen Gotthardmassiv bis zur Insubrischen Linie reicht und in Ost-West-Richtung durch die Simplon-Verwerfung und die Bündner Schiefer begrenzt wird, wurden die penninischen Gesteine synorogentisch metamorphisiert. Maximale Temperaturen von 525-675 °C (ENGI et al. 1995; FREY et al. 1999) und maximale Drücke von 6-7 kbar (TODD & ENGI 1997) führten zu einer amphibolit-faziellen metamorphen Überprägung der Region.

Die *Ostalpinen Decken* stellen Teile des Afrikanischen Kontinents dar und sind in den östlichen Graubündener Alpen und im südlichen Wallis aufgeschlossen, wo die *Dent-Blanche-Decke* ein klippenartiges Relikt darstellt. Das Ostalpin besteht aus variscischen Gneisen, Glimmerschiefern, Gabbros, Dioriten, Graniten und Rhyolithen und sedimentären Deckschichten aus mächtigen, triassischen Dolomiten und jurassischen Brekzien.

Im südwestlichen Graubünden durchbricht die *Bergeller Intrusion* die penninischen Kristallindecken. Sie besteht aus massivem Granit und Tonalit des frühen Oligozän und erzeugte östlich von ihr die mit einer klassischen Kontaktmetamorphose assoziierte Aureole.

Die Insubrische Linie trennt im Untersuchungsgebiet das Penninikum vom *Südalpin*, das weiter in Richtung Süden unter das Po-Becken abtaucht. Es stellt den Randbereich des Afrikanischen Kontinents dar und besteht im wesentlichen aus Gneisen, Amphiboliten und Glimmerschiefern, die von permischen Vulkaniten durchbrochen werden und von mesozoischen Karbonaten und turbiditischen Areniten überlagert werden.

Das südlich anschließende Po-Becken stellt das südliche Vorlandbecken der Alpen dar, das aus oligozänen bis miozänen klastischen Sedimenten besteht, die sich während des Molasse-Stadiums der Orogenese bildeten.

3.4 Klima

Das Klima der Alpen ist durch die dynamische Wechselwirkung mehrerer großräumiger Wettersysteme und deren reliefbedingter Abwandlung gekennzeichnet. Entsprechend lassen sich verschiedene Klimazonierungen mit großräumigen Übergangsbereichen beobachten. In Nord-Süd-Richtung tritt infolge des Übergangs vom gemäßigten mitteleuropäischen Klima zum feucht-warmen mediterranen Klima eine *planetarische* Zonierung auf. Dieser Übergang zeigt sich deutlich an der mittleren Jahrestemperatur: Zürich (556 m ü. NN) im Schweizer Mittelland besitzt ein Jahresmittel von 8,5 °C und Lugano (239 m ü. NN) im südlichsten Tessin ein solches von 11,8 °C (WIESLI 1986). Die hohe Aufragung des Gebirges führt zu einer Abschirmung der kalten Luftmassen aus dem Norden und bewirkt eine Verstärkung des horizontalen Temperaturgradienten, der rund zweimal so hoch ist wie im übrigen Mitteleuropa. Gleichzeitig verursacht die Advektion warmer und feuchter Luft vom Mittelmeer eine höhere Niederschlagsintensität in den Südalpen im Vergleich zu den Nordalpen. Die Grenze zwischen diesen Klimabereichen ist jedoch nicht starr, sondern kann je nach Wetterlage beträchtlich variieren.

Weiterhin zeigen die räumliche Temperatur- und Niederschlagsverteilung in den Schweizer Alpen eine deutliche *peripher-zentrale* Variation. Unterschiede in den Niederschlagsmengen werden dabei im wesentlichen durch Luv-Lee-Effekte verursacht, indem die topographische Erhebung der Alpen zur vertikalen Ablenkung der horizontalen Luftmassenadvektion führt. Dadurch ist der Bereich der Gebirgsflanken durch orographische Niederschläge gekennzeichnet, während die inneralpinen Regionen von den Niederschlägen abgeschirmt werden. Die Alpenquerdepression „Reusstal-Gotthard-Nordtessin“ (Abb. 3.1) stellt eine in Nord-Süd-Richtung geöffnete Paßregion dar und ist daher durch eine erhöhte Niederschlagszufuhr aus beiden Richtungen gekennzeichnet. Die Isothermen liegen in den Zentralalpen höher als in den Randgebieten, so daß ein Anstieg der meisten Höhenstufen sowie der Schneegrenze in der zentralalpiner Region zu beobachten ist. Dieses Phänomen wird als „Massenerhebungseffekt“ bezeichnet und ist auf die Tatsache zurückzuführen, daß die Erwärmung der Luft durch Rückstrahlung der Bodenoberfläche erzeugt wird und damit die „Heizfläche“ im Gebirge höher liegt als in der freien Atmosphäre. Zusätzlich

führt die Niederschlagsarmut im zentralalpinen Bereich dazu, daß die Strahlungsbilanz positiver ausfällt und somit zur Temperaturerhöhung beiträgt.

Ein weiterer Klimaübergang vollzieht sich in *west-östlicher* Richtung, der einen Temperaturanstieg vom ausgeglicheneren, westeuropäisch-ozeanischen Klima zum etwas abwechslungsreicheren, osteuropäischen Kontinentalklima bedingt. Montreux (408 m ü. NN) am Genfer See weist ein Jahresmittel von 17,3 °C auf, Altstätten (468 m ü. NN) in der Nähe des Bodensees ein solches von 18,6 °C und das beträchtlich höher gelegene Schuls/Scuol (1237 m ü. NN) im östlichsten Graubünden eine mittlere Jahrestemperatur von 20,2 °C (WIESLI 1986).

Bei der *hypsometrischen* Klimavariation sind die vertikalen Temperaturunterschiede im Verhältnis zu den horizontalen Temperaturdifferenzen in gleicher Höhe ü. NN so bedeutend, daß die Isothermen weitestgehend den Höhenkurvenverläufen entsprechen. Im Sommer nimmt die Temperatur pro 100 m Höhenzunahme um 0,7 °C ab, im Winter liegt die Abnahme infolge der häufigen Inversionsbildung in den Tälern nur bei einem Wert von 0,4-0,5 °C pro 100 m (VEIT 2002). An der Alpennordseite erreichen die mittleren jährlichen Niederschlagsmengen ca. 900 mm in einer Höhe von 500 m ü. NN und steigen nahezu linear auf ca. 2500 mm in einer Höhe von 2500 m ü. NN an. Im zentralalpinen Bereich bilden das Wallis sowie Graubünden zwei ausgeprägte Trockenzone mit mittleren Jahresniederschlägen zwischen 600 und 900 mm bis in eine Höhe von 2200 m ü. NN. Oberhalb dieses Niveaus gleicht sich die Niederschlagsmenge sprunghaft derjenigen der Nordalpen an. Das Tessin besitzt den flachsten Höhengradienten des Untersuchungsgebietes und stellt mit mittleren Jahresniederschlägen von 1900 mm in einer Höhe von 200 m ü. NN bis 2400 mm in 2200 m ü. NN die feuchteste Region der Schweizer Alpen dar (WANNER 1993).

Der Schneeanteil am jährlichen Niederschlag wächst um 2,5 bis 3,5% pro 100 m Höhenzunahme. Oberhalb von rund 3500 m ü. NN fällt praktisch 100% des Niederschlages in fester Form. Die Höhenlage der Schneegrenze variiert innerhalb eines Haushaltsjahres beträchtlich. Dabei ist der Verlauf der Zunahme und der Abnahme der Schneemächtigkeit in verschiedenen Höhenstufen unterschiedlich. Während der Akkumulationsphase wird die Schneehöhe unterhalb der Waldgrenze vorwiegend durch die topographische Höhenlage bestimmt. Oberhalb der Waldgrenze beginnt mit zunehmender Höhe ü. NN die Wirkung des Windes zu dominieren, so daß vor allem bei isolierten, in die freie Atmosphäre aufragenden Bergketten und -kämmen die Schneehöhe hauptsächlich durch die Geländebeschaffenheit kontrolliert wird. Die Ablationsphase verläuft räumlich und zeitlich anders als die Akkumulationsphase. Es zeigt sich eine starke Abhängigkeit vom Strahlungshaushalt und damit von der Reliefstruktur. Dadurch kommt es nicht nur zu einem höhenstufenbedingten, sondern vor allem zu einem reliefbedingten fleckenhaften Ausapern, so daß die Schneegrenze während dieses Zeitraums kaum durch Isophypsen anzugeben ist (VEIT 2002). Weiterhin weist die Höhe der Schneegrenze eine ausgeprägte, im wesentlichen klimatisch bedingte langzeitige Variation auf. MAISCH (2000) gibt für den Zeitraum von 1850-1973 einen mittleren Anstieg der Schneegrenze in den Schweizer Alpen von 90 m an.

3.5 Tektonische und topographische Entwicklungsgeschichte

Im folgenden werden die aktuellen Modelle zur orogenetischen Entwicklung der Schweizer Alpen synthetisch dargestellt. Sie basieren auf einer Vielzahl geologischer, geophysikalischer und geochronologischer Untersuchungen, anhand derer versucht wird, den Prozeß der Gebirgsbildung zu rekonstruieren. Räumliche Anhaltspunkte dafür werden im wesentlichen durch sedimentologisch-fazielle Daten, durch die Analyse metamorpher Mineralparagenesen sowie durch die klassischen geometrischen Prinzipien der Strukturgeologie gegeben. Die zeitliche Kalibrierung der orogenetischen Entwicklungssequenz erfolgt durch die stratigraphisch-paläontologische Datierung sedimentärer Gesteine sowie durch radiometrische Analysen von Magmatiten und Metamorphiten. Hinweise auf die langzeitliche Entwicklung der Makrotopographie der Schweizer Alpen, die für die vorliegende Arbeit von besonderer Bedeutung sind, werden durch thermochronologische, petrologische und stratigraphische Daten gegeben. Abb. 3.3 faßt die nachfolgend beschriebene orogenetische Entwicklung der Schweizer Alpen schematisch zusammen.

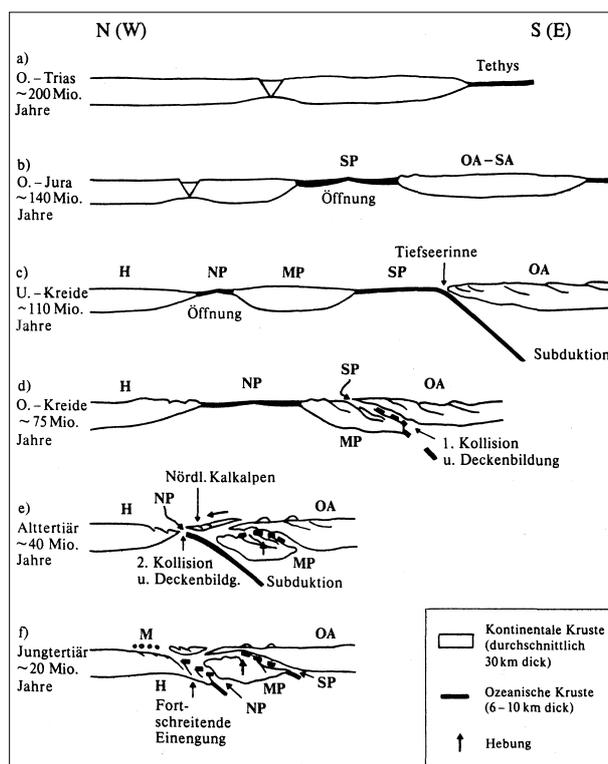


Abbildung 3.3: Schematische Profile durch das Alpenorogen zwischen Oberer Trias und Jungtertiär. NP = Nordpenninikum, MP = Mittelpenninikum, SP = Südpenninikum, H = Helvetikum, OA = Ostalpin, SA = Südalpin, M = Molasse. Aus FRISCH (1979).

Im frühen Mesozoikum zerfällt Pangäa in auseinanderdriftende Kontinentschollen, zwischen denen sich Ozeanbecken zu bilden begannen. Dies führte ab der oberen Trias (200 Ma) zur Bildung der Tethys, die Eurasia von Afrika trennte (DEWEY et al. 1973; BIJU-DUVAL et al. 1977). Als die Tethys zwischen spätem Jura und früher Kreide ihre maximale Ausdehnung erreichte, war die paläogeographische Ausgangssituation für die alpidische Orogenese geschaffen. Das Tethysbecken war zu diesem Zeitpunkt wahrscheinlich mehr als 700 km breit und bestand zumindest teilweise aus ozeanischer Kruste (TRÜMPY 1980), die heute in Form von Ophioliten erhalten ist. Im Wallis (Tsaté-Decke und Zone von Zermatt) sowie in Graubünden (Platta-Decke und Zone von Arosa) treten solche Ophiolitkomplexe mit regionaler Ausdehnung auf. Gleichzeitig werden einige Kristallindecken der Schweizer Alpen als Fragmente ehemaliger kontinentaler Kruste gedeutet (TRÜMPY 1975, 1980; FRISCH 1979), so z. B. die Bernhard-Decke im Wallis sowie die Suretta- und die Tambo-Decke in Westbünden. Die exakte paläogeographische Struktur des Tethysbeckens ist nach wie vor weitgehend spekulativ. Anhand sedimentologisch-stratigraphischer Befunde sowie petrologischer Untersuchungen gliedern die meisten Autoren die Tethys während des Zeitraums zwischen dem späten Jura und der frühen Kreide in mehrere Teilbecken, die durch Schwellenregionen aus kontinentaler Kruste getrennt werden und nur phasenweise synchron existieren (FRISCH 1982; TRÜMPY 1980; PLATT 1986; SCHMID et al. 1996; DERCOURT et al. 1986; STAMPFLI 1993, 1997).

Ab der Unterkreide (110 Ma) existierten mindestens zwei Teilbecken zwischen Eurasia und Afrika. Im Norden hatte sich über dem absinkenden Eurasischen Kontinent ein flaches Schelfmeer ausgebildet, das den Sedimentationsbereich des *Helvetikum* darstellt. Der angrenzende Ablagerungsraum der bathyalen Fazies wird als *Ultrahelvetikum* bezeichnet. Das sich weiter südlich und südöstlich anschließende *Penninikum* untergliedert sich in den *Walliser Trog* (Nord-Penninikum), ein Meeresbecken mittlerer Tiefe mit ozeanischer Kruste (SCHMID et al. 1996), in die *Briançonnais-Schwelle* (Mittel-Penninikum), eine Mikro-Kontinentalplatte mit übergelagerten Sedimenten neritischer Fazies, die sich während der Öffnung der Tethys von Eurasia löste, und in den *Piemont-Trog* (Süd-Penninikum), ein breites pelagisches Becken mit ozeanischer Kruste, das die zukünftige Suturzone des alpidischen Orogens bildet. Die Faziesbereiche des *Ostalpins* und des *Südalpins* (zusammen *Austroalpin*) stellen neritische bis bathyale Ablagerungen des *Adriatischen Sporns* dar, der sich im Jura als eigenständige Kontinentalplatte vom nordwestlichen afrikanischen Kontinent löste.

In der mittleren Kreide (110-90 Ma) führte die Öffnung des Südatlantiks zu einer Rotation von Afrika im Gegenuhrzeigersinn und somit zu einer Verengung der Tethys in südöstlich-nordwestlicher Richtung. Damit begann gleichzeitig die erste Phase der alpidischen Orogenese (CARON et al. 1982), in der die Tethys sukzessive unter die kontinentale Kruste des Adriatischen Sporns subduziert wurde. Das Austroalpin wurde dabei durch westwärts gerichtete Bewegungen (FROITZHEIM et al. 1994; HANDY et al. 1993) auf die noch unverfalteten penninischen Sedimente des Piemont-Troges überschoben und stellte damit bereits zu diesem Zeitpunkt das oberste tektonische Bauelement der Alpen dar. Deformationen des Austroalpins und des Süd-Penninikums (SCHMID et al. 1997) sowie die metamorphe Über-

prägung der betroffenen Region unter Hochdruck-Niedertemperatur-Bedingungen (BAUDIN & MARQUÉR 1993; HURFORD et al. 1989) zeugen von dieser frühalpinen Subduktion (*eoalpine* Deformationsphase). Während des gesamten alpinen Subduktionsstadiums wurden bestimmte Partien der ozeanischen und kontinentalen Kruste des Troges sowie der überlagernden Sedimentschichten obduziert und unter Bildung eines Akkretionskeils zusammengestaucht (TRÜMPY 1980).

Zum Ende der Oberkreide (75 Ma) war der Piemont-Trog bereits komplett versenkt, während die Sedimentation im Bereich der Briançonnais-Schwelle und des Walliser Troges bis in das Paläozän (65-50 Ma) anhielt (SCHMID et al. 1996). Im Verlauf des Paläozän folgte die Subduktion der Briançonnais-Schwelle bis im frühen Eozän (50 Ma) auch der südliche Bereich des Walliser Troges die Subduktionszone erreichte (EIERMANN 1988). Seit dem Beginn des Tertiärs unterlag das Austroalpin keiner wesentlichen Deformation mehr, und seine Überschiebungsrichtung war von Westen nach Norden rotiert (LAUBSCHER 1983; MERLE & GUILLIER 1989). Seit diesem Zeitpunkt glitt das Austroalpin daher als starrer „Deckel“ über das sich deformierende Penninikum (FROITZHEIM et al. 1994; HANDY et al. 1996).

Im Verlauf des Eozäns (50-35 Ma) kam es dann zur Kollision zwischen den Kontinentalmassen des Adriatischen Sporns und Eurasia. Dieser Zusammenprall erfolgte nicht überall synchron, sondern hielt in bestimmten Bereichen noch an, während andernorts bereits die Hauptphase der Deckenbildung eingesetzt hatte. Unter dem Druck der kollidierenden Kontinentalmassen zersplitterte die eurasische Oberkruste des penninischen Raumes. Die so entstandenen Krustenspäne wurden gleichzeitig mit den ozeanischen Sedimenten des Walliser Troges, die von ihrem kristallinen Untergrund abgeschert wurden, nach Norden auf das noch ungefaltete Helvetikum überschoben und dachziegelartig als Decken übereinandergestapelt (LABHART 2001). Im späten Eozän lösten sich dann auch die Sedimente des Helvetikums von ihrer Kristallinbasis und wurden als Decken nach Norden transportiert (SCHMID et al. 1996). Durch die Kollision bildete sich die *Insubrische Linie* (Abb. 3.2), die als steil nach Norden einfallende Suturzone die Grenze zwischen Eurasia und dem Adriatischen Sporn markiert.

Der Kontinentalkollision folgte eine Phase der verstärkten Einengung der Schweizer Alpen. Zunächst verursachte die anhaltende Kompression eine weitere Auftürrung des Deckenstapels. Die erhebliche Verdickung der kontinentalen Kruste des Kollisionsgebietes führte während des Oligozän (35-19 Ma) (HURFORD et al. 1989) zu einer regionalen Versenkungsmetamorphose der Gesteine im Bereich des Lepontinischen Doms (Abb. 3.2), die als *mesoalpine* Deformationsphase bezeichnet wird. TODD & ENGI (1997) geben bei Drücken von 6-7 kbar eine maximal erreichte Versenkungstiefe von über 20 km an. Während der gleichen Zeit wurden die Klippen der Préalpes, welche die abgescherte Sedimentbedeckung des penninischen Monte-Rosa-Kristallins im südlichen Wallis darstellen, über die noch ungefalteten helvetischen und ultrahelvetischen Sedimente überschoben und dabei ein erstes Mal deformiert (LABHART 2001).

Im frühen Oligozän zeichneten sich erste Hebungsbewegungen nördlich der Insubrischen Linie ab, gleichzeitig kam es zur Bildung des *Bergell-Granits* (VON BLAN-

CKENBURG 1992; ROSENBERG et al. 1995). Die Bewegungen werden mit dem Vordringen des Adriatischen Sporns in Verbindung gebracht, der durch die anhaltende Kompression weiter nach Norden gepreßt wurde und sich zwischen die europäische Unter- und Oberkruste zwängte. Diese neue Konfiguration der kontinentalen Kruste blieb in ihren wesentlichen Merkmalen bis heute bestehen (vgl. Abb. 4.7) und bewirkte, daß nur noch die europäische Unterkruste subduziert wurde und die europäische Oberkruste entlang der Insubrischen Linie aufgeschoben wurde (SCHMID et al. 1996; TRÜMPY 1992; PLATT 1986; MERLE 1994). Zusätzlich wird der durch die Unterschiebung des Adriatischen Sporns erzeugte isostatische Auftrieb als weiterer Hebungsmechanismus diskutiert (PLATT 1993, 1986; MERLE 1994; RUBIE 1984). Im weiteren Verlauf des Oligozän hoben sich die Schweizer Alpen allmählich über den Meeresspiegel und erreichten damit das Molasse-Stadium ihrer Orogenese, das mit einer graduellen Intensivierung der Sedimentation in das nordalpine Molasse-Becken und das südalpine Po-Becken verbunden war (PFIFFNER 1986; SCHLUNEGGER 1999). Geochronologische Untersuchungen von HURFORD et al. (1989) und GIGER & HURFORD (1989) dokumentieren, daß diese Phase durch sehr hohe Exhumierungsraten mit Maximalwerten von 5 mm/a gekennzeichnet war. Die gerade erst versenkten und metamorphisierten Gesteine des Lepontinischen Doms wurden daher innerhalb weniger Jahrmillionen wieder an die Eroberfläche befördert (WAGNER et al. 1977). Die hohen Exhumierungsraten werden von einigen Autoren darauf zurückgeführt, daß höhere tektonische Stockwerke mechanisch instabil wurden und gravitativ kollabierten (z. B. RING 1992; MANCKTELOW 1992; MERLE 1994).

Während der Hebung entlang der Insubrischen Linie im Oligozän setzte die Hauptphase der helvetischen Deckenbildung ein (PFIFFNER 1981, 1986), gleichzeitig wurde das bereits vorliegende Faltenpaket der Préalpes unter erneuter Stauchung und Verbiegung weiter nach Norden zu seiner heutigen Position verfrachtet (LABHART 2001).

Bei einem letzten großen Vorschub der helvetischen Decken im frühen Miozän (19 Ma) wurden die Molasseablagerungen am heutigen Alpenrand um 15 - 25 km überfahren und zur supalpinen Molasse aufgefaltet und aufgeschuppt (PFIFFNER et al. 1997d). Im weiteren Verlauf des Miozän (19 - 15 Ma) klangen die Vertikalbewegungen entlang der Insubrischen Linie aus (LAUBSCHER 1990; HURFORD 1986). Thermochronologische Untersuchungen von MICHALSKI & SOOM (1990) und SOOM (1990) ergaben, daß etwa mit dem Beginn des Pliozän (5 Ma) die Hebung der Zentralmassive begann. Die Wanderung der Hebungsachse nach Norden wird mit dem weiteren Vordringen des Adriatischen Sporns zwischen europäische Unter- und Oberkruste in Verbindung gebracht (vgl. Kap. 4.4) (PFIFFNER et al. 2000; PFIFFNER et al. 1997b).

Kapitel 4

Spätkänozoische Massenbilanz

Die Zielsetzung dieses Kapitels ist die Untersuchung der topographischen Entwicklung der Schweizer Alpen seit dem Spätkänozoikum, dem näherungsweise der Zeitraum der letzten 15 Ma entspricht. Anhand einer Bilanzierung der Lithosphärenhebungsraten mit den Erosionsraten des Untersuchungsgebietes soll herausgefunden werden, ob während dieses Zeitraums eine topographische Relativbewegung des Schweizer Alpenreliefs bzw. einzelner Regionen stattgefunden hat oder ob sich die Schweizer Alpen im dynamischen Gleichgewicht befinden. Über Apatit-Fission-Track-Daten können die langzeitigen Erosionsraten des Untersuchungsgebietes bestimmt werden (Kap. 2.5), die verwendeten Hebungsraten stellen jedoch nur die kurzzeitige Kinematik der Lithosphäre dar. Ihre Eignung für eine langzeitige Analyse erfolgt in ausführlicher Form am Ende des Kapitels.

4.1 Datenbasis

4.1.1 Rezente Hebungsraten

Seit 1943 werden Höhenmessungen an den geodätischen Meßpunkten des schweizerischen Nivellementnetzes erster Ordnung durchgeführt, das im Rahmen einer ersten Landesvermessung in den Jahren 1905 bis 1927 erstellt wurde. Seit 1985 ergänzen GPS-Messungen die konventionellen geodätischen Techniken zur Landesvermessung. Aus den Daten wurden die Hebungsraten der Meßpunkte in Relation zum Referenzpunkt Aarburg im nördlichen Vorlandbecken berechnet (KAHLE et al. 1997). Die Hebungsraten bilden das vertikale Geschwindigkeitsfeld der *Lithosphäre* ab, da die Meßorte im Fels verankerte Fixpunkte darstellen, die während des betrachteten Zeitraums keiner erosiv bedingten Höhenänderung unterlagen.

Abb. 4.1 zeigt, daß die rezenten Hebungsraten von 0,1 mm/a im Bereich des Orogenrandes bis 1,4 - 1,5 mm/a im Orogeninneren ansteigen und entlang des Oberlaufs der Rhône sowie im Bereich des Rheinknies lokale Maxima ausbilden. Das Hebungsmaximum des gesamten Untersuchungsgebiet liegt im östlichsten Teil der Schweizer Alpen

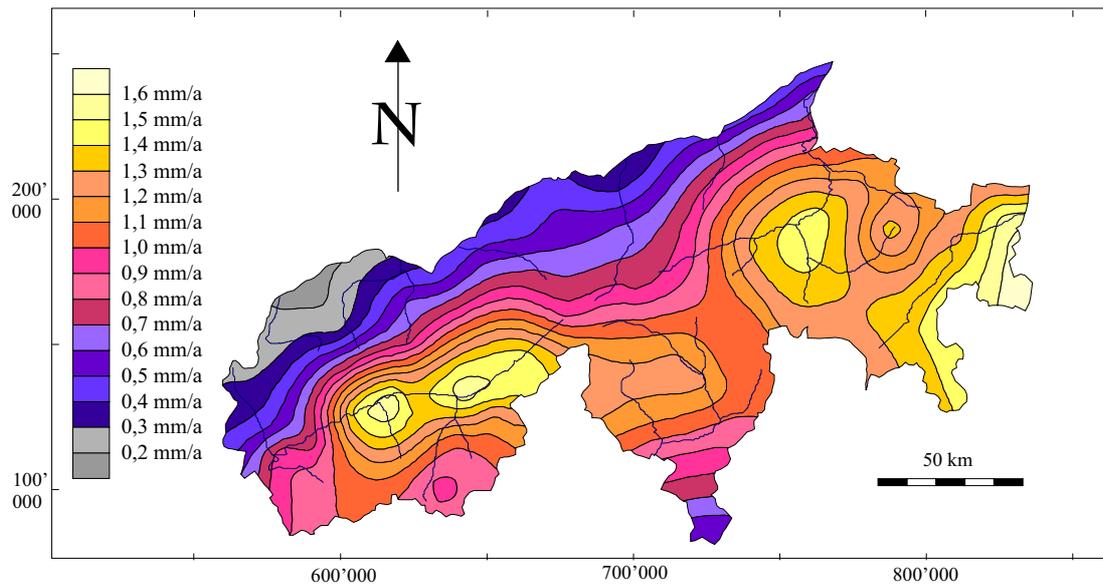


Abbildung 4.1: Rezente Lithosphärenhebungsdaten des Untersuchungsgebietes. Verändert nach KAHLE et al. (1997).

bei 1,6 mm/a. Die negative Korrelation zwischen den Hebungsdaten und der Topographie (Abb. 3.1) entlang der Rhein-Rhône-Linie stellt einen wesentlichen Punkt für die folgenden Untersuchungen der vorliegenden Arbeit dar. Da die Hebungsdaten nur kurzzeitige Mittelwerte darstellen, bilden sie eigentlich kein geeignetes Datum für die Beurteilung einer makroskaligen, langzeitigen Reliefentwicklung. Es gibt jedoch Anhaltspunkte, die für eine Ausdehnung der Zeitskala auf das Spätkänozoikum sprechen. Diese werden ausführlich in Kap. 4.4 diskutiert.

4.1.2 Apatit-Fission-Track-Daten

Abb. 4.2 zeigt eine Karte der Apatit-Fission-Track-Alter des Untersuchungsgebietes, die auf der Basis von etwa 300 publizierten Fission-Track-Daten und einer Reihe unpublizierter Daten erstellt wurde (RAHN & SEWARD 2000). Die Daten sind topographisch korrigiert, Störungseffekte durch Wärmedivektion im Bereich jüngerer Fission-Track-Alter wurden jedoch nicht berücksichtigt. Für die Interpolation wurde ein Krigingverfahren mit schräger Suchellipse angewendet. Die Längsachse der Ellipse wurde parallel zum alpinen Streichen gewählt, so daß bei der Suche benachbarter Proben eine gewisse Zylindrizität der alpinen Struktur berücksichtigt wurde. Die Interpolation wurde getrennt für das Teilgebiet nördlich der Insubrischen Linie und der Simplon-Linie sowie das Teilgebiet südlich davon durchgeführt.

Die Südalpen zeigen ein Muster mit Konturen, die im südlichen Bereich in Streichrichtung verlaufen und im nördlichen Bereich die Insubrische Linie meist senkrecht schneiden. Die Alter werden generell zur Insubrischen Linie hin jünger und haben direkt südlich der Linie ein Alter zwischen 8 und 18 Ma. Die sehr alten Werte im Süden stellen nicht-alpin zurückgesetzte Alter dar. Im Wallis zeigt sich eine ausgeprägte

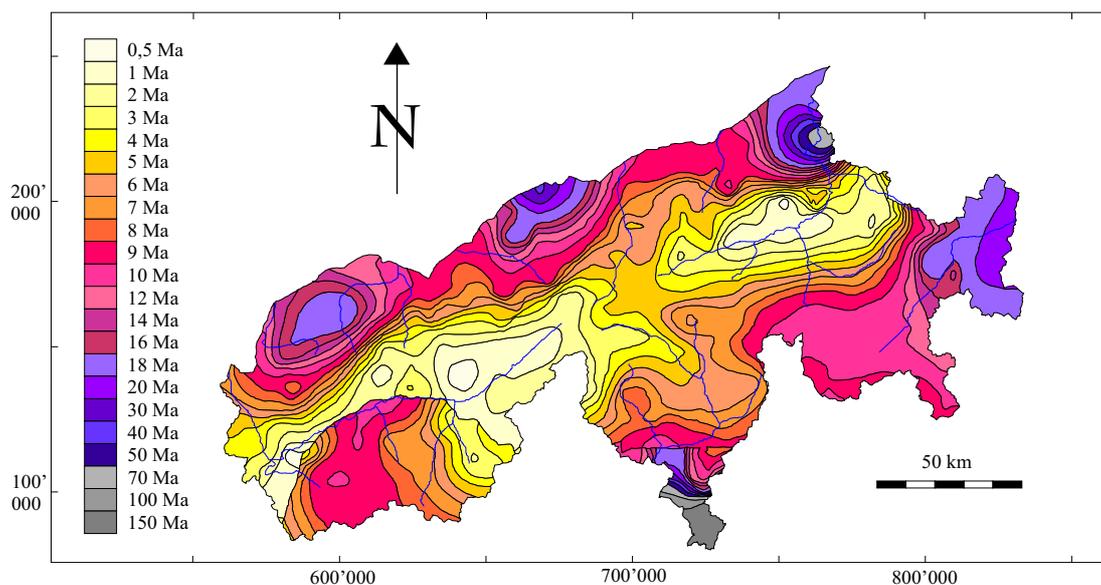


Abbildung 4.2: Apatit-Fission-Track-Alter des Untersuchungsgebietes. Verändert nach RAHN & SEWARD (2000).

Sattelstruktur mit Altersmaxima von 9-10 Ma, dessen Konturen die Simplon-Linie in zumeist hohem Winkel schneiden. Der zentralalpine Raum nördlich der Insubrischen Linie und der Simplon-Linie zeigt ein komplexes Muster von Domstrukturen und Alterssenken. Auffällig sind die vier Domstrukturen mit jungen Altern < 2 Ma. Sie bilden zusammen eine WSW-ENE verlaufende, also zum alpinen Streichen parallele Achse, die praktisch mit der Rhein-Rhône-Linie zusammenfällt. Parallel zu dieser Achse mit jungen Altern bilden sich an der Nordflanke der Schweizer Alpen drei Inseln deutlich höherer Alters aus, deren Position und Grösse in etwa den penninischen Klippen entspricht (Abb. 3.2). Weitere Alterssenken befinden sich am Bodensee sowie im östlichsten Graubünden.

4.2 Zeitskala der vorliegenden Untersuchung

Die Fission-Track-Analytik ermöglicht eine absolute Datierung der Erosionsgeschichte einer Region, diese ist jedoch aus folgendem Grund problematisch: Fission-Track-Alter geben den Zeitpunkt an, zu dem das betrachtete Mineral die 120°C -Isotherme unterschritten hat. Unter Annahme eines zeitlich konstanten geothermischen Gradienten von $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ist dies gleichbedeutend mit dem Zeitpunkt, zu dem sich das Mineral in einer Tiefe von 4 km befunden hat. Die aus den Fission-Track-Altern berechneten Erosionsraten geben daher Mittelwerte über unterschiedlich lange Zeiträume an, so daß bei einer Einbeziehung mehrerer Fission-Track-Alter die Zeitskala räumlich variiert. Im vorliegenden Fall reichen die Fission-Track-Alter von 0,5-150 Ma. Eine Möglichkeit die thermochronologische Zeitskala zu erweitern, besteht in der Einbeziehung von Datierungssystemen, die im Bereich höherer Temperaturen sensitiv sind. Durch die Altersbestimmung ko-existenter Mineralphasen mit unterschied-

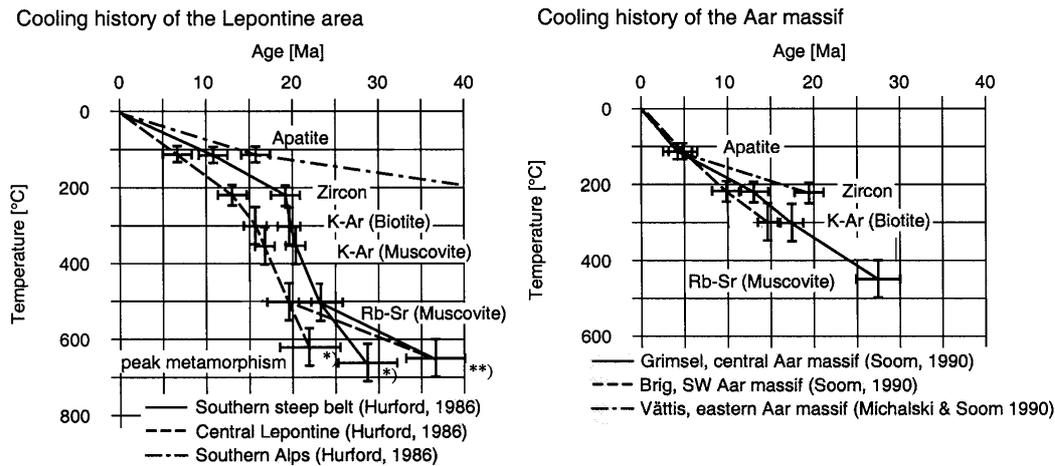


Abbildung 4.3: Abkühlungskurven des Lepontinischen Doms und des Aar-massivs. *) Maximale Metamorphose nach ENGI et al. (1995) und **) JÄGER (1973). Aus KÜHNI & PFIFFNER (2001a).

lichen Schließungstemperaturen lassen sich „Abkühlungskurven“ und somit die zeitlichen Variabilitäten der Erosionsraten bestimmen. Anhand ihrer jeweiligen Schließungstemperatur läßt sich für die einzelnen Phasen folgende Abkühlungssequenz angeben:

Rb-Sr (Muscovit) > K-Ar (Muscovit) > Rb-Sr (Biotit) \approx K-Ar (Biotit) > Fission-Track (Zirkon) > Fission-Track (Apatit).

Detaillierte Informationen zu den jeweiligen Schließungstemperaturen sowie zur Thermochronologie im Alpenraum finden sich in HUNZIKER et al. (1992, 1997). Abb. 4.3 zeigt jeweils drei Abkühlungskurven aus der Region des Lepontinischen Doms in den Tessiner Alpen und des Aarmassivs, also den beiden wichtigsten Hebungsgebieten der Schweizer Alpen (Kap. 3.5). Bei einer Umrechnung der Temperatur in die Tiefe entspricht die Steigung der Kurven der Erosionsrate. In den Tessiner Alpen zeigt sich eine signifikante Abnahme der Erosionsrate vor 15-20 Ma, während es im Bereich des Aarmassivs zu einer Zunahme der Erosionsrate vor ca. 5 Ma kam. Dieses Erosionsmuster wird darauf zurückgeführt, daß die Hebungsachse im Zuge der anhaltenden Kompression des Gebirges von den Tessiner Alpen nach Norden gewandert ist (Kap. 3.5). Die Region des Aarmassivs ist somit seit ca. 5 Ma und die Tessiner Alpen seit ca. 15 Ma durch konstante Erosionsraten gekennzeichnet. Da die Fission-Track-Alter innerhalb der beiden Regionen diese Altersgrenzen meist nicht überschreiten, kann angenommen werden, daß die Fission-Track-Daten die Erosionsgeschichte der Schweizer Alpen *seit den letzten 5 Ma* in repräsentativer Form abbilden.

4.3 Bilanzierung der Erosions- und Hebungsraten

Zur Konvertierung der Fission-Track-Alter in Erosionsraten muß der geothermische Gradient bestimmt werden (Kap. 2.5):

$$\frac{dT}{dz} = \frac{Q}{k} \quad (4.1)$$

mit T = Temperatur [$^{\circ}\text{C}$], z = Tiefe [m], Q = Wärmeflußdichte [W/m^2] und k = Wärmeleitfähigkeit [$\text{W}/^{\circ}\text{C m}$].

Q wurde anhand der „Karte der terrestrischen Wärmestromdichte“ von RYBACH & BODMER (1990) bestimmt. Der Karte liegen 150 Meßpunkte in der gesamten Schweiz zugrunde, das flächengewichtete Mittel beträgt ($\pm 1\sigma$):

$$Q = 88,2 \pm 19,8 \text{ mW}/\text{m}^2 \quad (4.2)$$

Für die Wärmeleitfähigkeit wurde ein mittlerer Wert für kontinentale Kristallinegesteine von

$$k = 3 \text{ W}/^{\circ}\text{C m} \quad (4.3)$$

gewählt (FOWLER 1997). Damit ergibt sich ein mittlerer geothermischer Gradient von

$$\frac{dT}{dz} = 29,4 \pm 6,6 \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km} \quad (4.4)$$

Nach Gl. 2.21 wurden anschließend aus den Fission-Track-Altern die mittleren Erosionsraten berechnet und mit Hilfe der Statistik-Software „SPSS 11.0“ über das gesamte Untersuchungsgebiet mit den Hebungsraten korreliert (Abb. 4.4). Durch die interpolierte Darstellung der Daten ergeben sich 16 Kategorien für die Hebungsrate U

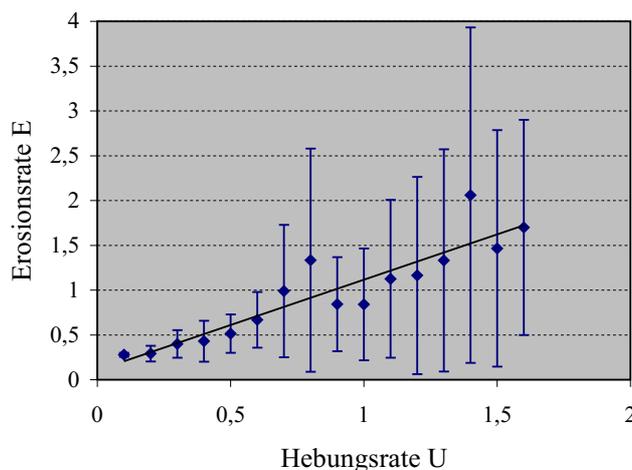


Abbildung 4.4: Regression der Erosionsrate E nach der Lithosphärenhebungsrate U im Bereich der Schweizer Alpen. Die Fehlerbalken entsprechen 1σ .

und 22 Kategorien für die Erosionsrate E (Abb. 4.1 und 4.2). Das Bestimmtheitsmaß B des Zusammenhangs, d. h. der Anteil der systematischen Variation an der Gesamtvariation von E beträgt:

$$B = \frac{\sum_{i=1}^q n_i (\bar{E}_i - \bar{E})^2}{\sum_{i=1}^q \sum_{j=1}^{n_i} (E_{ij} - \bar{E})^2} = 13,6\% \quad (4.5)$$

mit i = Index der Kategorien, j = Index der Elemente innerhalb einer Kategorie, q = Anzahl der Kategorien der unabhängigen Variablen (=16) und n_i = Anzahl der Elemente innerhalb Kategorie i .

Die Signifikanz des Zusammenhangs wurde varianzanalytisch über einen F-Test geprüft. Mit

$$s_{sys}^2 = \frac{1}{q-1} \sum_{i=1}^q n_i (\bar{E}_i - \bar{E})^2 = 2045,89 \quad (4.6)$$

und

$$s_{resid}^2 = \frac{1}{N-q} \sum_{i=1}^q \sum_{j=1}^{n_i} (E_{ij} - \bar{E}_i)^2 = 1,01 \quad (4.7)$$

ist

$$\hat{F} = \frac{s_{sys}^2}{s_{resid}^2} = 2032,83 > F_{q-1;N-q;5\%} = 1,67, \quad (4.8)$$

wobei s_{sys}^2 = systematische Varianz (= Varianz zwischen den Gruppen), s_{resid}^2 = Residualvarianz (= Varianz innerhalb der Gruppen), N = Anzahl der Datenpunkte des gesamten Untersuchungsgebietes, \hat{F} = empirischer F-Wert und F = theoretischer F-Wert. Damit ist die systematische Variation von E trotz des geringen Anteils an der Gesamtvariation auf dem 95%-Niveau signifikant.

Die Regressionsgleichung mit den Konfidenzintervallen für das 95%-Niveau lautet:

$$E = (1,019 \pm 0,014) \cdot U + (0,059 \pm 0,015). \quad (4.9)$$

Damit ist

$$U \approx E, \quad (4.10)$$

so daß davon ausgegangen werden kann, daß sich die Schweizer Alpen auf der Skala des Spätkänozoikum im dynamischen Gleichgewicht befinden.

Weiterhin zeigt sich, daß die mittlere Erosionsrate (= Kategorienmittelwerte) und die Hebungsrate mit

$$R = 0,90 \quad (4.11)$$

hoch korreliert sind, so daß auch regional keine wesentlichen Abweichungen von einem dynamischen Gleichgewichtszustand auftreten.

Die Signifikanz der Regressionsparameter von Gl. 4.9 wurde durch zweiseitige t-Tests geprüft. Der Regressionskoeffizient b ist wegen

$$\hat{t} = b \cdot \frac{s_U \cdot \sqrt{N-2}}{\sqrt{s_E^2 - b^2 s_U^2}} = 141,91 > t_{N-2;0,5\%} = 2,60 \quad (4.12)$$

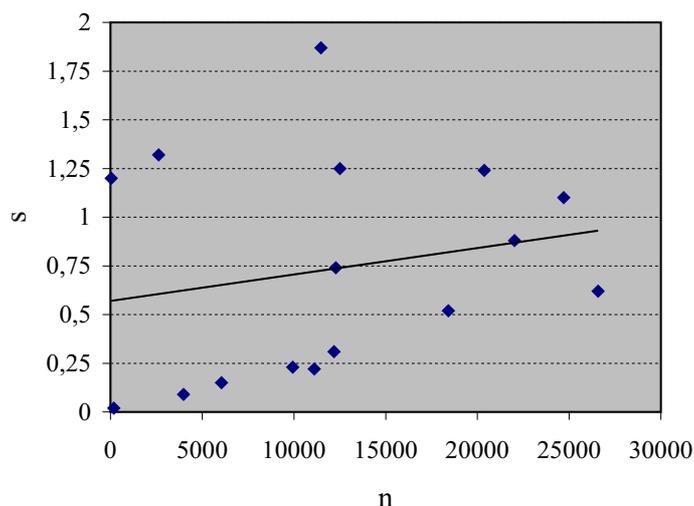


Abbildung 4.5: Zusammenhang zwischen dem Umfang n und der Standardabweichung s der Kategorien von U .

und der Korrelationskoeffizient R wegen

$$\hat{t} = \frac{R \cdot \sqrt{N-2}}{\sqrt{1-R^2}} = 910,53 > t_{N-2;0,5\%} = 2,60 \quad (4.13)$$

auf dem 99%-Niveau signifikant, dabei ist $s_{U,E}$ = Standardabweichung von U bzw. E .

Außerdem ist zu beobachten, daß die Standardabweichungen der einzelnen Kategorien mit U größer werden (Abb. 4.4). Die Anzahl der Elemente innerhalb einer Kategorie n_i ist mit

$$R = 0,21 \quad (4.14)$$

jedoch nur sehr schwach mit den Standardabweichungen s_i der jeweiligen Kategorien korreliert (Abb. 4.5), so daß eine datenstrukturelle Ursache auszuschließen ist und von einer stärkeren räumlichen Differenzierung von E im Bereich größerer Hebungs-raten ausgegangen werden kann.

Der dynamische Gleichgewichtszustand impliziert neben der Zeitkonstanz des Reliefs einen weiteren wichtigen Aspekt für die in Kap. 5.4 und 6.5 folgende Herleitung qualitativer Kausalmodelle zur Reliefentwicklung der Schweizer Alpen. Danach ist davon auszugehen, daß sich das Relief an das Prozeßgefüge angepaßt hat und keine Reliktformen aufgrund einer verzögerten Reaktion auf Änderungen der Prozeßraten aufweist. Somit können die vorliegend verwendeten Prozeßdaten, die Mittelwerte der letzten 5 Ma darstellen, zur Erklärung des rezenten Reliefs herangezogen werden.

4.4 Diskussion der Hebungsmechanismen

Die statistische Analyse des vorigen Kapitels spricht formal dafür, daß sich die Schweizer Alpen über einen Betrachtungszeitraum von etwa 5 Ma im dynamischen

Gleichgewicht befinden. Es ist jedoch zu berücksichtigen, daß die verwendeten Hebungsdaten lediglich die kurzzeitige Hebungskinetik des Untersuchungsgebietes beschreiben. Es stellt sich daher die Frage, ob sie sich auf die Zeitskala des Spätkänozoikum extrapolieren lassen, um damit - wie die verwendeten Erosionsraten - eine Übereinstimmung mit der zugrunde liegenden Raumskala zu gewährleisten (Kap. 2.1). Außerdem wurde implizit angenommen, daß die beobachtete Hebungskinetik endogen bedingt ist. Es müssen jedoch ihre ursächlichen Mechanismen untersucht werden, da sich die zuvor geschilderte räumliche Korrelation zwischen Hebung und Erosion grundsätzlich durch unterschiedliche Wechselwirkungen zwischen Lithosphärenbewegungen und Oberflächenprozessen erklären läßt.

Der Terminus „Hebung“ besitzt in der Geomorphologie zwei unterschiedliche Bedeutungen. Zum einen wird damit die Hebung der Erdoberfläche, zum anderen die Hebung der Lithosphäre bezüglich eines bestimmten Referenzniveaus gemeint. Zur Unterscheidung der beiden Bedeutungen wird nachfolgend erstere als *topographische Hebung* U_T und letztere als *Lithosphärenhebung* U_L bezeichnet. Es gilt:

$$U_T = U_L - D. \quad (4.15)$$

Der Fall $U_T = 0$ stellt die Sondersituation des dynamischen Gleichgewichts dar.

Endogen bedingte Lithosphärenhebungen treten im konvergenten tektonischen Milieu durch eine Verdickung der Lithosphäre auf und sind zum einen auf isostatische Auftriebskräfte zurückzuführen (*tekto-isostatische Hebung* U_{tekto}) und zum anderen auf Scherdeformationen infolge horizontaler Druckspannung (*kompressive Hebung* U_{kompr}). Exogene Ursachen einer Lithosphärenhebung können in der isostatischen Reaktion auf eine Reduktion der topographischen Auflast (*denudativ-isostatisch* U_{denud}) sowie auf das Abschmelzen der pleistozänen Eismassen bestehen (*glazio-isostatisch* U_{glazio}). Die Lithosphärenhebung ist die Summe der einzelnen Komponenten:

$$U_L = \underbrace{U_{tekto} + U_{kompr}}_{\text{endogen}} + \underbrace{U_{denud} + U_{glazio}}_{\text{exogen}} \quad (4.16)$$

Eine *endogene* Hebung führt dazu, daß sich die Flüsse tiefer in das Relief einschneiden, wodurch wiederum der topographische Gradient und damit auch die Erosionsrate erhöht wird. Dieser Vorgang entspricht der Wachstumsphase des Reliefentwicklungsmodells von PENCK (Kap. 2.3.1), wobei $U_T > 0$ ist. Neben dem endogenen Anteil trägt auch die isostatische Reaktion auf die gleichzeitig stattfindende Massenabfuhr zur Hebung der Lithosphäre bei, so daß $U_L = U_{tekto} + U_{kompr} + U_{denud}$. Ebenso ist für den Fall des dynamischen Gleichgewichts ($U_T = 0$) eine aktive endogene Hebung erforderlich. Es ergibt sich jedoch dasselbe räumliche Muster für Hebung und Erosion, wenn die tektonische Aktivität erloschen ist und stattdessen die Lithosphäre auf die stetige erosive Entlastung durch isostatische Hebungsbewegungen reagiert. Diese Situation entspricht dem Einebnungsstadium des PENCKschen Reliefentwicklungsmodells mit $U_T < 0$, wobei $U_L = U_{denud}$.

Nachfolgend werden empirische Indizien über die gebirgsbildenden Hebungsmechanismen im Schweizer Alpenraum diskutiert, wobei besonders berücksichtigt wird,

ob sich Anzeichen für eine anhaltende endogene Hebung der Schweizer Alpen finden lassen, da diese für die Bildung eines dynamischen Gleichgewichts erforderlich ist.

4.4.1 Isostatische Anomalien

Abb. 4.6 stellt die isostatischen Anomalien der Lithosphäre im Bereich der Schweizer Alpen dar (KLINGELÉ & KISSLING 1982). Die Karte basiert auf gravimetrischen Messungen, die in den Jahren 1971 bis 1979 im Auftrag der Schweizerischen Geophysikalischen Kommission durchgeführt wurden. Die mittlere Meßpunktdichte des untersuchten Gebiets beträgt etwa 1 Meßpunkt pro 20 km². Zunächst wurden aus den gemessenen Schwerewerten durch Freiluftreduktion, Gesteinsplattenreduktion und topographische Reduktion die Bouguerschen Schwereanomalien berechnet (Kap. 2.4) (KLINGELÉ & OLIVIER 1979). Um Aussagen über die Dichtestruktur der tieferen Lithosphäre machen zu können, mußten die gravitativen Effekte von lokalen, oberflächennahen Störkörpern eliminiert werden. Dies betrifft im Untersuchungsgebiet die Gesteine der Südalpen in der Zone Ivrea-Verbano, die aufgrund ihrer anomal hohen Dichte regional ein positives Störfeld ausbilden, sowie den mächtigen Sedimentstapel des nördlichen Molassebeckens, dessen geringe Dichte einen negativen Schwere-Effekt verursacht. Basierend auf dieser von Störfeldern bereinigten Karte (KISSLING 1982) wurden schließlich unter Annahme einer AIRY-Kompensation und einer seismisch determinierten Dichteverteilung die isostatischen Anomalien berechnet (Abb. 4.6). Die Karte zeigt, daß die Struktur der Anomalien in etwa parallel zum Streichen des Orogens verläuft. Die Anomalien werden von 0 bis -10 mgal im Bereich der nördlichen Schweizer Alpen in Richtung des Gebirgszentrums sukzessive negativer und bilden am Rheinknie mit -50 mgal ihr regionales Extremum aus. Weitere lokale Minima von -30 mgal befinden sich im östlichen sowie im westlichen

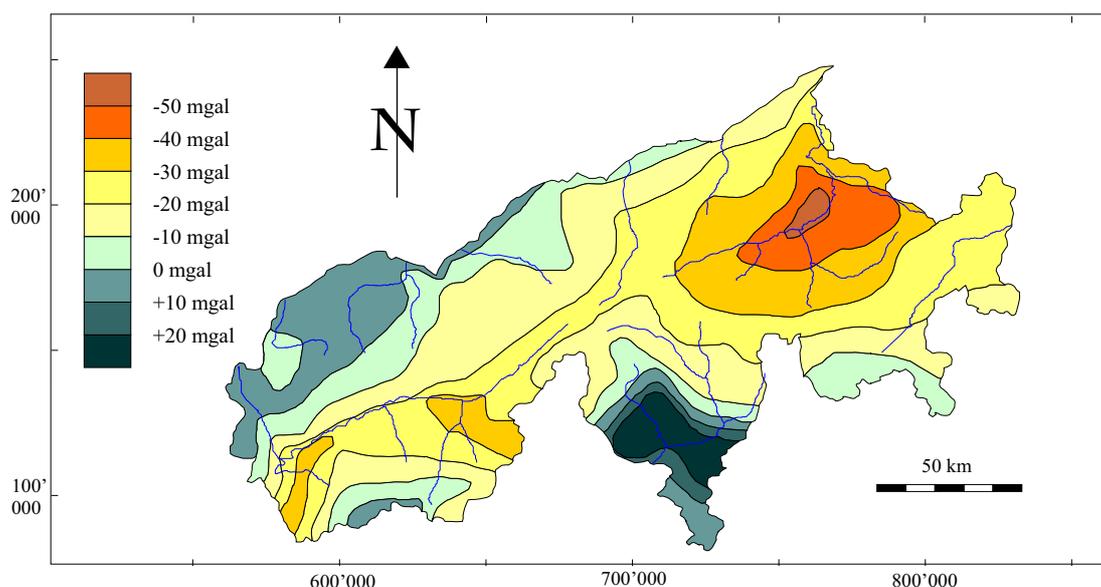


Abbildung 4.6: Isostatische Anomalien des Untersuchungsgebietes. Verändert nach KLINGELÉ & KISSLING (1982).

Wallis, nahe dem Oberlauf der Rhône. Im südalpinen Bereich fallen die isostatischen Anomalien wieder auf 0 bis -10 mgal ab. Die negativen Anomalien deuten auf ein Massendefizit in der Lithosphäre und damit auf eine unvollständige isostatische Kompensation der zentralalpiner Region hin, infolge derer eine Hebung der Lithosphäre zu erwarten ist.

4.4.2 Tiefenstruktur der Lithosphäre

Im Rahmen des SNF-geförderten National Research Programm 20 (NRP 20) wurde zwischen 1986 und 1995 die dreidimensionale Tiefenstruktur der alpinen Lithosphäre mit geophysikalischen Methoden untersucht. Entlang von vier senkrecht zum Streichen angeordneten Haupttraversen, die vom nordalpiner Molasse-Becken bis zum südalpinen Po-Becken reichen, und kleineren Längstraversen kamen hauptsächlich seismische Verfahren zum Einsatz. In vereinzelter Regionen wurden ergänzend gravimetrische Untersuchungen durchgeführt, deren Ergebnisse erfolgreich in die seismischen Modelle integriert werden konnten (KLINGELÉ 1997). Um eine ausreichende Auflösung über den gesamten untersuchten Tiefenbereich von über 50 km zu gewährleisten, wurden unterschiedliche seismische Quellen verwendet. Die Strukturanalyse der oberen Erdkruste (bis etwa 15 km) erfolgte mittels Vibroseis, die der tieferen Lithosphäre durch sprengseismische Techniken. Die Kombination von refraktionsseismischen, Near-vertical- und Weitwinkel-Reflexionsverfahren sowie die Verwendung von 3D-Migrationstechniken unter Einbeziehung der Längstraversen ermöglichte eine 3D-Modellierung der alpinen Lithosphärenstruktur (VALASEK & MUELLER 1997). Durch die Integration lithologischer und tektonisch-struktureller Daten der Erdoberfläche und deren Projektion in die Tiefe wurde das seismische Lithosphärenmodell geologisch kalibriert. Detaillierte Angaben zur Datenakquisition und -prozessierung, zur Migration sowie zur geologischen Interpretation der seismischen Profile finden sich im Syntheseband des NRP 20 (PFIFFNER et al. 1997a).

In Abb. 4.7 ist ein schematisches geologisch-tektonisches Profil der zentralen Schweizer Alpen dargestellt, das vom nordalpiner Molasse-Becken bis in das Südalpin reicht (vgl. Abb. 3.2). Das Profil lässt sich in drei strukturelle Hauptkomponenten gliedern, und zwar in einen Oberkrustenkomplex, bestehend aus europäischen und adriatischen Anteilen, einen adriatischen Lithosphärenkomplex und einen europäischen Lithosphärenkomplex. Der adriatische Lithosphärenkomplex zwingt sich von Süden zwischen die europäische Oberkruste und die abtauchende europäische Unterkruste und bildet den sogenannten *Adriatischen Sporn*. Oberhalb der europäischen und der adriatischen Conrad-Diskontinuität bilden Splitter der zersprungenen europäischen Oberkruste einen zentralalpiner Deckenstapel, in dem die Kristallinplatten im Bereich der Insubrischen Linie nordvergent und im Bereich des Aarmassivs südvergent lagern. Ebenfalls dargestellt sind die tertiären Deckschichten des Molasse-Beckens im Norden des Profils, die mächtigen helvetischen und penninischen Sedimentdecken, die Bergell-Intrusion sowie die mesozoischen Karbonate der Südalpen.

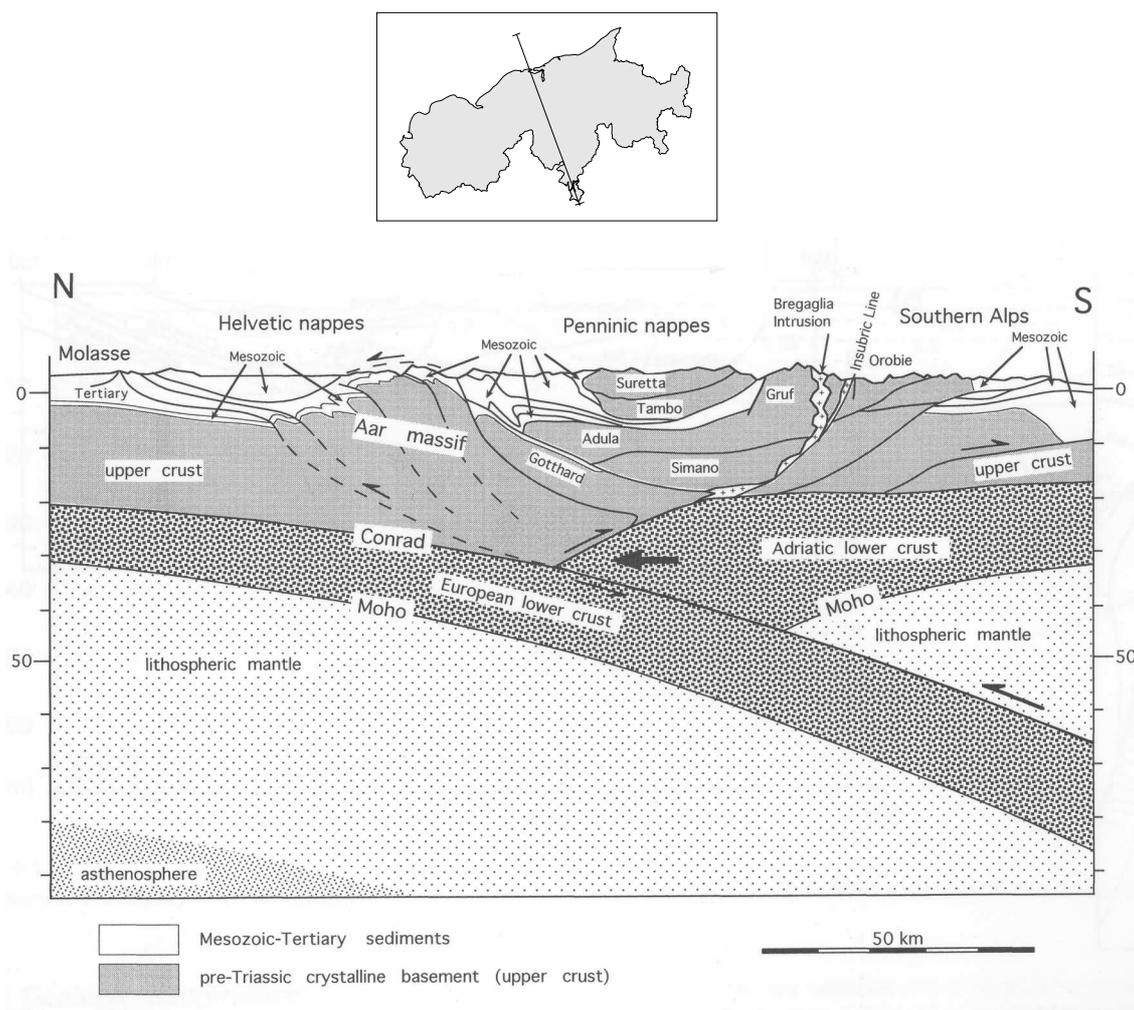


Abbildung 4.7: Tiefenstruktur der alpinen Lithosphäre. Der Verlauf des Profils ist im oberen Bildbereich angegeben. Aus PFIFFNER & HEITZMANN (1997).

4.4.3 Erklärungsmodelle

Ein Vergleich der isostatischen Anomalien (Abb. 4.6) mit den rezenten Hebungs-raten der Lithosphäre (Abb. 4.1) zeigt eine sehr gute regionale Korrelation. Insbesondere die Hebungsmaxima von 1,4 mm/a am Rheinknie und 1,5 mm/a am oberen Rhönelauf fallen präzise mit den isostatischen Minima von -50 mgal bzw. -30 mgal zusammen. Diese Kongruenz legt nahe, daß die rezente Hebungskinetik maßgeblich an die Massenverteilung der Lithosphäre und den damit verbundenen isostatischen Auftriebskräften gekoppelt ist (KAHLE et al. 1979).

Es stellt sich nun die Frage, ob die isostatischen Anomalien hauptsächlich durch endogene oder durch exogene Prozesse verursacht werden. Eine Erklärung bezüglich der endogenen Prozesse bietet das in Abb. 4.7 dargestellte Lithosphärenmodell, das deutlich den „Adriatischen Sporn“ erkennen läßt, der im Verlauf der alpiden Orogenese in die europäische Kruste eingedrungen ist und zu einer Verdickung der

Lithosphäre geführt hat. Möglicherweise sind die isostatischen Anomalien Ausdruck dieser Lithosphärenübertiefung, die bis heute noch nicht kompensiert ist (KAHLE et al. 1979).

Eine naheliegende exogene Ursache für die isostatischen Anomalien ist in der sehr effektiv wirkenden Glazialerosion zu sehen, die während des Quartärs zu einer Reduktion der Topographie geführt haben könnte und diese noch nicht vollständig isostatisch kompensiert wurde. Dadurch ließen sich grundsätzlich die negativen isostatischen Anomalien im Schweizer Alpenraum erklären. Allerdings kam es nach dem Rückzug der Gletscher zu einer weiträumigen Verlagerung der glazial produzierten Sedimente von den Hangregionen in die Talregionen. Untersuchungen von PFIFFNER et al. (1997c) zeigen, daß diese Sedimente mit Mächtigkeiten bis zu 900 m weitgehend in den Tälern der großen Vorfluter erhalten sind und noch nicht abtransportiert wurden, so daß es zu einer Belastung der Täler und einer Entlastung der umliegenden Bergregionen kam. Die negativen Maxima der isostatischen Anomalien im Rhein- und Rhôneetal lassen sich daher weder durch das Modell von MEINESZ erklären, nach dem keine differentiellen Hebungen auftreten sollten, noch durch das Modell von AIRY, nach dem eine Hebung der Bergregionen und nicht der Täler zu erwarten wäre.

Neben isostatisch bedingten Hebungen sind aber auch besonders an tiefreichenden Störungszonen kompressive Vertikalbewegungen wahrscheinlich, die durch die anhaltende Konvergenz der afrikanischen und europäischen Platte verursacht werden. Berechnungen der Herdflächenlösungen von Erdbeben zwischen 1983 und 1992 (PAVONI et al. 1997) zeigen, daß die p-Achsen meist in der Horizontalen und senkrecht zum alpinen Streichen verlaufen. Dabei rotieren sie sehr regelmäßig von NNW-SSE in der Ostschweiz nach WNW-ESE in der Westschweiz und spiegeln demnach das durch NW-SE-Konvergenz der Adriatischen und Europäischen Platte induzierte horizontale Druckspannungsfeld wider. Weiterhin korreliert die Orientierung der maximalen horizontalen Druckspannung mit der Richtung der maximalen Krustenverkürzung, die über eine kinematische Analyse pliozäner Faltenstrukturen ermittelt wurde (PAVONI 1975). Im Rhein- und Rhôneetal treten jedoch hauptsächlich Abschiebungsbrüche auf (MAYER-ROSA & PAVONI 1977; PAVONI et al. 1997), die infolge einer *vertikal* verlaufenden maximalen Druckspannung entstehen. BOTT (1990) führt diese Orientierungsänderung der p-Achsen auf eine ausgeprägte isostatische Hebung der Region zurück.

Abb. 4.8 zeigt die räumliche Verteilung der Epizentren jüngerer Erdbeben mit $M \geq 2,5$. Es zeigt sich, daß in der Rhein-Rhône-Region die größte seismische Aktivität des Untersuchungsgebietes zu verzeichnen ist. Demnach korreliert sowohl die Rotation der p-Achsen als auch die Seismizität mit den isostatischen Anomalien und den rezenten Hebungsdaten, so daß die Typen und die Häufigkeit der auftretenden Erdbeben für eine ausgeprägte tektonische Hebungstätigkeit entlang der Rhein-Rhône-Linie sprechen.

Alternativ zu der Vorstellung einer isostatischen Reaktion infolge einer Krustenübertiefung erklären KAHLE et al. (1997) die rezente Hebungskinetik mit dem anhaltenden Eindringen des Adriatischen Sporns in die europäische Lithosphäre

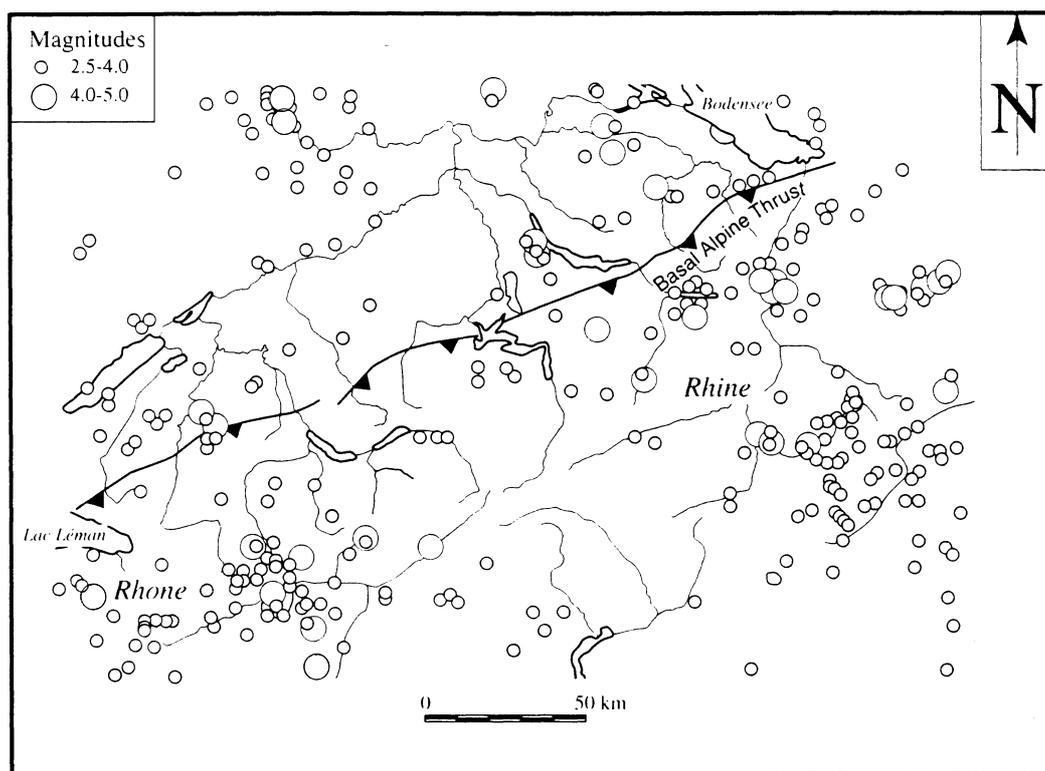


Abbildung 4.8: Räumliche Verteilung der Epizentren von 551 Erdbeben mit $M \geq 2.5$, die sich zwischen 1975 und 1997 ereigneten. Aus DEICHMANN et al. (1998).

(Abb. 4.7), oberhalb dessen es zur Deformation des alpinen Deckenstapels kommt. Die lokalen Hebungsmaxima im Rhein- und Rhôneetal entstehen dabei durch Aufschiebung tieferer tektonischer Stockwerke auf das als Rampe wirkende Zentralmassiv.

Weiterhin zeigen numerische Modellierungen von GUDMUNDSSON (1989), daß sich die rezente Hebungs kinematik sowie das horizontale Spannungsfeld und die Bouguer-Anomalien der Schweizer Alpen durch die horizontale Kompression eines Newton-Mediums erzeugen lassen. Dieses ist aus drei Schichten unterschiedlicher Viskosität aufgebaut ist, welche die Erdkruste, den lithosphärischen Mantel und die Asthenosphäre simulieren.

Die aufgeführten Schilderungen haben dargelegt, daß die rezente Hebungs kinematik der Schweizer Alpen eine hohe Korrelation mit dem tektonischen Spannungsfeld der alpinen Lithosphäre aufweist und rechtfertigt daher die Annahme, daß sie zumindest teilweise an das im Erdinnern wirkende tektonische Prozeßgefüge gebunden ist, wobei sowohl tekto-isostatische als auch kompressive Hebungsmechanismen als Ursache in Frage kommen. Die Lithosphäre der Schweizer Alpen würde demnach weiter aktiv gehoben und grundsätzlich die Einstellung eines dynamischen Gleichgewichts ermöglichen. Gleichzeitig können damit die rezenten Hebungsraten als repräsentative Mittelwerte einer Zeitskala angesehen werden, die für die Variabilität tektonischer Prozesse charakteristisch ist, so daß sie ein geeignetes Datum für die Interpretation der makroskaligen Reliefentwicklung der Schweizer Alpen darstellen.

Kapitel 5

Korrelation zwischen Reliefstruktur, Hebung und Lithologie

Im folgenden werden die wesentlichen Zusammenhänge des konzeptionellen Prozeß-responsesystems (Abb. 2.3) anhand multipler Korrelations- und Regressionsanalysen quantifiziert. Die Reliefparameter Höhe und Hangneigung stellen die abhängigen Variablen der statistischen Modelle dar, während die Hebungsrate und die Lithologie als unabhängige Variablen betrachtet werden. Es wird räumlich differenziert die Einflußstärke der einzelnen unabhängigen Variablen auf die Reliefstruktur ermittelt, um die regional maßgeblichen Einflußfaktoren zu bestimmen. Diese reduktionistische Vorgehensweise ermöglicht kein allumfängliches Systemverständnis, da direkte und indirekte Rückkopplungen vernachlässigt werden und es sich um rein formale Schätzmodelle handelt, die keine Beurteilung im Sinne einer Ursache-Wirkungs-Beziehung gestatten. Analogieschlüsse aus den in Kap. 2.3 vorgestellten theoretischen Reliefentwicklungsmodellen erlauben jedoch eine inhaltliche Interpretation der Zusammenhänge und eine Herleitung qualitativer Kausalmodelle zur Reliefgenese.

5.1 Datenbasis

5.1.1 Reliefhöhendaten

Die Hebungsdaten (Abb. 4.1) sowie die übrigen Datensätze, die nachfolgend als unabhängige Variablen einbezogen werden, liegen lediglich in großskalig interpolierter Form vor, so daß sie eine wesentlich geringere Auflösung besitzen als die Reliefhöhendaten des DHM, die in einem Raster mit 100 m Maschenweite vorliegen (Abb. 3.1). Die hochfrequenten Variationen der Reliefhöhe können daher nicht mit den Datensätzen, die für die unabhängigen Variablen zur Anwendung kommen, erklärt werden. Sie führen jedoch zu erheblichen Residualvarianzen, welche die Korrelationskoeffizienten der statistischen Modelle signifikant reduzieren. Aus diesem Grunde wurde das DHM mit einem linearen Tiefpaßfilter der Größe 10 km x 10 km geglättet (Abb. 5.1) und somit an die Auflösung der übrigen Datensätze angepaßt.

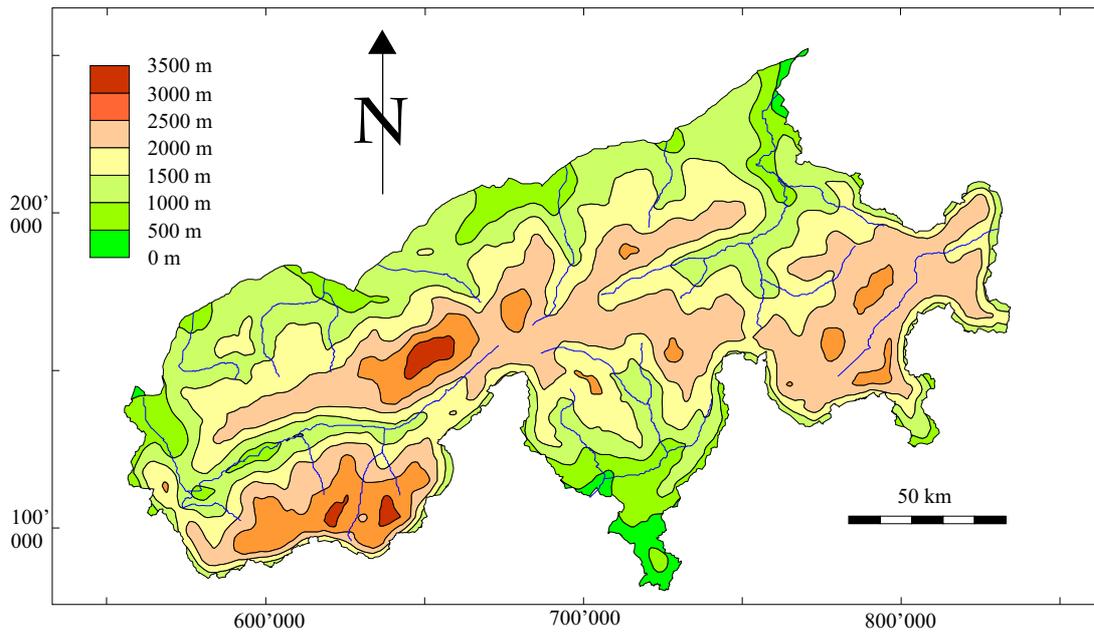


Abbildung 5.1: Mittlere Reliefhöhe des Untersuchungsgebietes. Die Glättung des DHMs erfolgte durch die Anwendung eines linearen Tiefpaßfilters mit 10 km x 10 km Größe.

5.1.2 Hangneigungsdaten

Neben der mittleren Reliefhöhe wird in den nachfolgenden statistischen Untersuchungen die *Hangneigung* als weitere abhängige Variable betrachtet. Die Hangneigung s wurde durch partielle Differentiation des DHM mit den Filterkernen

$$D_x = \frac{1}{6\Delta x} \begin{pmatrix} -1 & 0 & 1 \\ -1 & 0 & 1 \\ -1 & 0 & 1 \end{pmatrix} \quad D_y = \frac{1}{6\Delta y} \begin{pmatrix} -1 & -1 & -1 \\ 0 & 0 & 0 \\ 1 & 1 & 1 \end{pmatrix} \quad (5.1)$$

und Berechnung des Gradientenbetrags nach

$$s = \arctan \left(\sqrt{\left(\frac{\partial h}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial h}{\partial y}\right)^2} \right) \quad (5.2)$$

bestimmt, wobei h = Höhe und $\Delta x = \Delta y = 100$ m. Anschließend wurde aus s durch Glättung mit einem linearen Tiefpaßfilter der Größe 10 km x 10 km die *mittlere Hangneigung* S bestimmt (Abb. 5.2). Es zeigt sich eine tiefe Zertalung mit $S > 25^\circ$ im Bereich des Zentralmassivs, der Walliser Alpen, der Tessiner Alpen sowie in den Graubündener Alpen. Regional treten in den Tessiner Alpen und im Bereich des Zentralmassivs sogar Hangneigungen $> 30^\circ$ auf. Weite Bereiche des Untersuchungsgebietes sind jedoch durch Hangneigungen mit $20^\circ < S < 25^\circ$ gekennzeichnet. Das Rhein- und Rhône-Tal sowie die Voralpen und die Südalpen stellen mit $S < 20^\circ$ die flachsten Regionen des Untersuchungsgebietes dar.

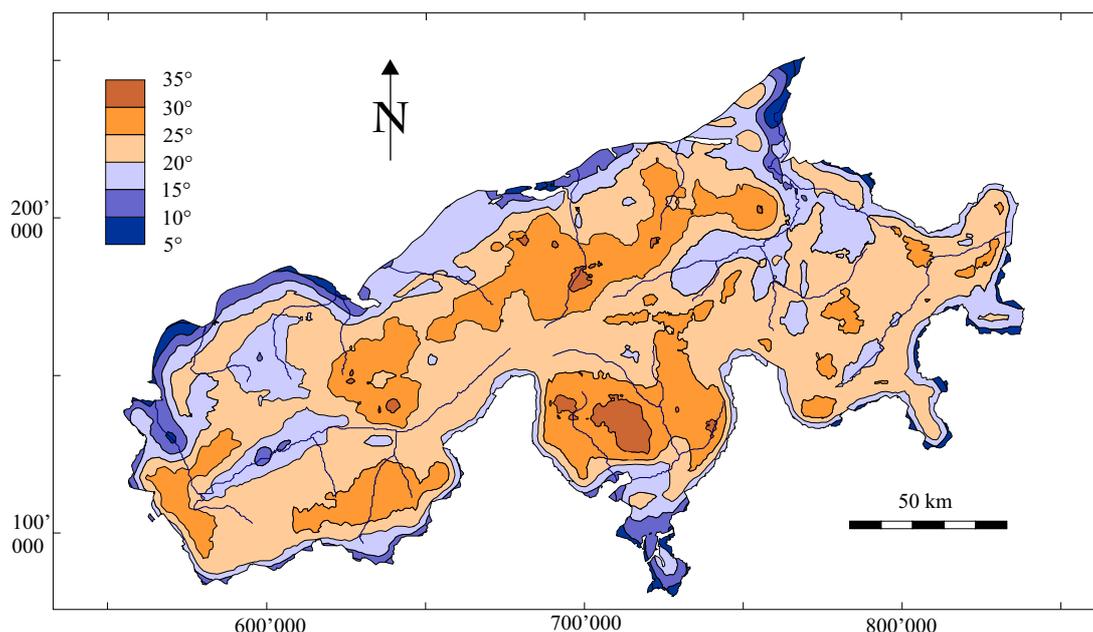


Abbildung 5.2: Mittlere Hangneigungen des Untersuchungsgebietes. Die Hangneigungen wurden über einen 3x3-Filter aus dem DHM berechnet und anschließend mit einem 10 km x 10 km-Tiefpaßfilter geglättet.

Ein Vergleich mit der Karte der mittleren Relieffhöhe (Abb. 5.1) zeigt, daß die topographischen Hochlagen des Zentralmassivs, der Walliser Alpen sowie Graubündens mit $H > 2000$ m und die mittlere Hangneigung korrelieren. Es ist jedoch auch zu erkennen, daß die Tessiner Alpen besonders tief zertalt sind, obwohl sie mit $H < 2000$ m ein deutlich tieferes topographisches Niveau darstellen. Tektonische Aktivität und dadurch bedingte Taleintiefung (Kap. 2.3.2) scheint aufgrund der vergleichsweise geringen Hebungsraten und Relieffhöhen der betroffenen Region unwahrscheinlich. Als Ursache hierfür wird jedoch die Austrocknung des Mittelmeeres während des späten Miozän („Messinian Event“) diskutiert, die zu einer eustatischen Absenkung der Erosionsbasis geführt hat (BINI et al. 1978; PFIFFNER et al. 1997c). Da die vorliegend verwendeten Hebungdaten jedoch die relative Hebung bezüglich eines Referenzpunktes im Molasse-Becken angeben (Kap. 4.1) und nicht bezüglich NN, wird der Einfluß von langzeitigen eustatischen Variationen des Meeresspiegels auf die Reliefentwicklung im Rahmen dieser Arbeit nicht berücksichtigt und stellt damit eine nicht erfaßte Fehlerquelle dar.

5.1.3 Lithologische Daten

Neben der tektonischen Hebung wird in diesem Kapitel der Einfluß der Lithologie auf die Reliefstruktur untersucht und die *Erosionsresistenz* als weitere unabhängige Variable betrachtet. Die Datengrundlage bildet die „Karte der Erosionsresistenz“ (Abb. 5.3) von KÜHNI & PFIFFNER (2001b). Sie basiert auf der „Geotechnischen Karte der Schweiz“ (NIGGLI & DE QUERVAIN 1936), welche die auftreten-

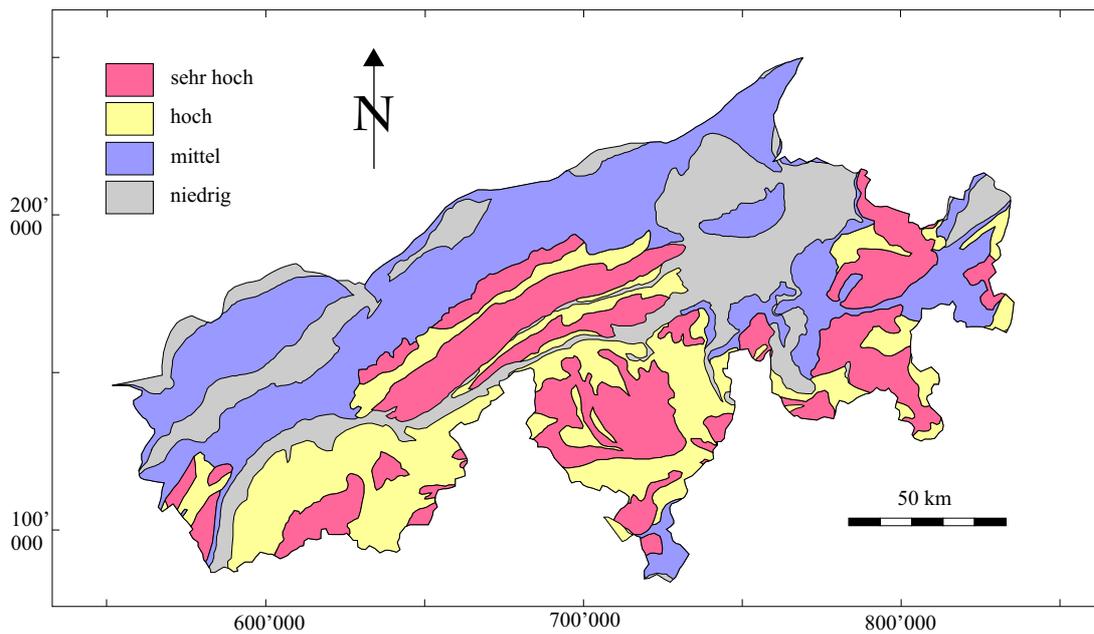


Abbildung 5.3: Erosionsresistenz der Gesteinsformationen des Untersuchungsgebietes. Verändert nach KÜHNI & PFIFFNER (2001b).

den Gesteinsformationen nach ihren petrologischen und geotechnischen Eigenschaften sowie ihrer Bedeutung als Baugrund und Baustoff klassifiziert. Die Einteilung beruht im wesentlichen auf qualitativen Angaben über die mineralogische Zusammensetzung, Verwitterungsanfälligkeit, Intensität der Schichtung und Schieferung, Durchlässigkeit und Grundwasserzirkulation sowie Sackungs- und Rutschungsanfälligkeit. Darauf aufbauend wurden in der „Vereinfachten Geotechnischen Karte der Schweiz“ (BUNDESAMT FÜR STATISTIK, SCHWEIZ) geotechnische Einheiten, die sich bezüglich ihrer geomorphologischen Prozesse ähnlich verhalten, zusammengefaßt. KÜHNI & PFIFFNER (2001b) wiesen jeder dieser Einheiten eine Resistenz gegen mechanische und chemische Verwitterung zu und faßten sie schließlich nach ihrer „Gesamtresistenz“ in vier Klassen zusammen. Unkonsolidierte quartäre Sedimente wurden dabei vernachlässigt und durch das darunterlagernde Festgestein ersetzt. Gesteinsformationen mit *niedriger* Erosionsresistenz bestehen im wesentlichen aus klastisch-sedimentären Beckensequenzen. Dies sind insbesondere paläogene penninische und helvetische Flyscheinheiten sowie die stark geschieferten „Bündner Schiefer“ des Piemont-Troges (vgl. Kap 3.3 und 3.5). Die mesozoischen Karbonat- und Dolomitsequenzen des Helvetikums, Penninikums, Austroalpins und Südalpins stellen Lithologien mit *mittlerer* Erosionsresistenz dar. Eine *hohe* Erosionsresistenz weisen die polymetamorphen Gneise und Paragneise des prä-mesozoischen Grundgebirges auf, während schließlich die Granitoide, Orthogneise und Amphibolite des metamorphen Kristallinsockels eine *sehr hohe* Erosionsresistenz besitzen.

Ein wesentliches Problem bei der Beurteilung der *makroskaligen* Erosionsresistenz des Substrats besteht darin, daß sie nicht nur von den spezifischen Materialparametern des Gesteins abhängig ist, sondern ebenfalls eine Funktion der Vegetationsbe-

deckung sowie des Klimas und des wirkenden Prozesstyps ist. Beispielsweise besitzt ein Sandstein im Gegensatz zu einem Granit in feucht-warmen Klimaten zumeist eine schwache Anfälligkeit gegenüber hydrolytischer Zersetzung und somit eine geringe Verwitterungsrate, während er in kalten Klimaten gegenüber Frostsprengung und der mechanischen Einwirkung der Glazialerosion für gewöhnlich eine geringere Stabilität aufweist als ein Granit. Weiterhin ist zu berücksichtigen, daß die Erosionsresistenz mit wachsender räumlicher Skala durch Schwächezonen in den Gesteinsformationen, wie Diskontinuitäten und schwach-kohäsive Gleitschichten, insbesondere bezüglich gravitativer Prozesse erniedrigt wird (BIENIAWSKI 1989). Da die o. g. Klassifikation der Erosionsresistenzen auf lokal ermittelten Parametern beruht, ist die Beurteilung ihrer Repräsentativität im Hinblick auf die regionalisierte Form ihrer Darstellung problematisch.

5.2 Korrelation zwischen Topographie und Hebung

Die geglätteten Höhendaten (Abb. 5.1) wurden unter Einsatz des GIS-Systems „Arc-View 3.2“ mit den Hebungsdaten (Abb. 4.1) verschnitten und mit der Statistik-Software „SPSS 11.0“ ausgewertet. Abb. 5.4 zeigt die Variation der mittleren Reliefhöhe H mit der Hebungsrates U . Nach einem annähernd linearen Anstieg zeigt sich, daß der tektonische Hebungsprozeß für $U \geq 0,9 \text{ mm/a}$ keinen signifikanten Einfluß mehr auf die Reliefhöhe ausübt und damit die Topographie nicht mehr mit der Hebungsrates korreliert.

Unter Einbeziehung der Hypothese eines langzeitigen dynamischen Gleichgewichts (Kap. 4) läßt sich dieser Zusammenhang nicht mit einem einfachen fluvialen Reliefentwicklungsmodell erklären, da zur Kompensation höherer Hebungsrates steilere Hangneigungen und damit auch größere Reliefhöhen erforderlich sind (Kap. 2.3.2). Im Bereich höherer Hebungsrates ($U \geq 0,9 \text{ mm/a}$) scheint also ein anderer, von der

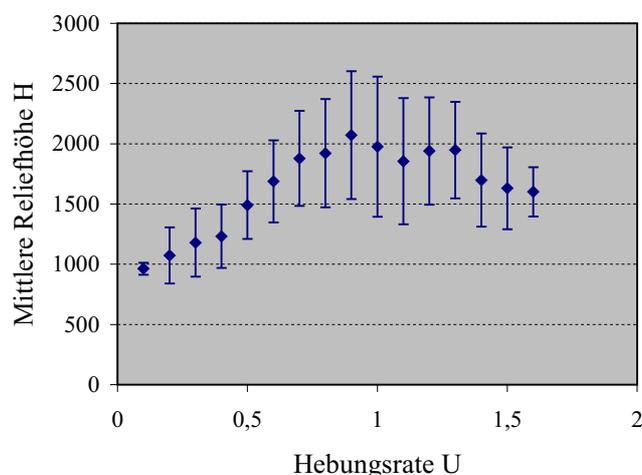


Abbildung 5.4: Variation der mittleren Reliefhöhe H mit der Hebungsrates U . Die Fehlerbalken entsprechen 1σ .

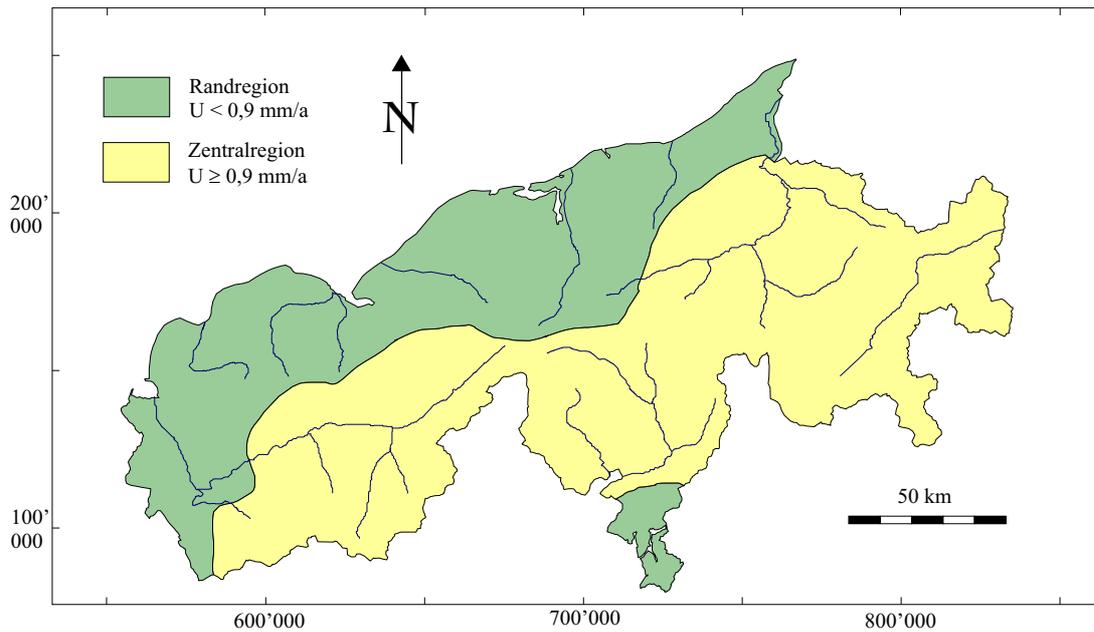


Abbildung 5.5: Räumliche Unterteilung des Untersuchungsgebietes in eine Randregion mit $U < 0,9 \text{ mm/a}$ und eine Zentralregion mit $U \geq 0,9 \text{ mm/a}$. In der Zentralregion ist die Reliefhöhe unabhängig von der Hebungsrates U . Es wird angenommen, daß sich die Erosionsmechanismen der beiden Regionen unterscheiden.

Hebungsrates unabhängiger Erosionsmechanismus das dynamische Gleichgewicht zu gewährleisten. Aus diesem Grund wurde das Untersuchungsgebiet für die weiteren statistischen Untersuchungen in eine Region mit $U < 0,9 \text{ mm/a}$ und eine Region mit $U \geq 0,9 \text{ mm/a}$ unterteilt. Erstere wird aufgrund ihres Auftretens im Bereich des Orogenrandes als „Randregion“ bezeichnet, entsprechend wird letztere als „Zentralregion“ bezeichnet (Abb. 5.5).

5.3 Empirische Sensitivitätsanalyse

5.3.1 Korrelations- und Regressionsanalyse

Die Quantifizierung der Einflußstärke der tektonischen Hebung und der Lithologie auf die Reliefhöhe und Hangneigung erfolgt anhand linearer Einfachkorrelationen mit dem Regressionsmodell

$$Y = \alpha + \beta X + \varepsilon \quad (5.3)$$

sowie anhand multipler Korrelationsanalysen, denen ein multivariates Regressionsmodell zugrunde liegt:

$$Y = \alpha + \beta_1 X_1 + \beta_2 X_2 + \dots + \beta_m X_m + \varepsilon \quad (5.4)$$

Als Maß für die Stärke des Zusammenhangs im bivariaten Fall (Gl. 5.3) wird der *Produktmoment-Korrelationskoeffizient* r_{XY} verwendet:

$$r_{XY} = \frac{s_{XY}}{s_X \cdot s_Y} \quad (5.5)$$

mit s_X und s_Y = Standardabweichung von X bzw. Y und s_{XY} = Kovarianz von X und Y . Das Quadrat des Korrelationskoeffizienten r_{XY}^2 gibt den Anteil der Varianz von Y an, der durch die Varianz von X erklärt werden kann.

Im multivariaten Fall (Gl. 5.4) sind die Wirkungen der unabhängigen Variablen X_i linear und additiv, die Variation der abhängigen Variable Y kann, bis auf eine Restvariation ε durch Meßfehler und nicht berücksichtigte Einflußfaktoren, auf die Variation der X_i zurückgeführt werden. Der Vorteil des multivariaten Modells gegenüber dem bivariaten Regressionsmodell besteht in der Berücksichtigung von *Multikollinearitäten*, die im Falle kovariierender unabhängiger Variablen auftreten. Mittels der multivariaten Analyse kann der individuelle Einfluß eines X_i auf Y unter Berücksichtigung des Einflusses anderer X_i bestimmt werden. Diese Vorgehensweise ist erforderlich, da in Regionen mit hohen Hebungsraten eine Exhumierung von dichtem und stabilem Kristallingestein mit höherer Erosionsresistenz als in Regionen mit niedrigen Hebungsraten zu erwarten ist und damit die beiden untersuchten Einflußfaktoren kovariieren können. Die Einflußstärke eines X_i auf Y wird daher durch den *partiellen Korrelationskoeffizienten* $r_{YX_k|X_l}^2$ quantifiziert, der angibt, welcher Anteil an der Varianz von Y auf eine Variable X_k unter Ausschluß einer anderen unabhängigen Variable X_l zurückzuführen ist:

$$r_{YX_k|X_l}^2 = \frac{(r_{YX_k} - r_{YX_l} \cdot r_{X_kX_l})^2}{(1 - r_{YX_l}^2)(1 - r_{X_kX_l}^2)} \quad (5.6)$$

mit $1 \leq k, l \leq m$ (s. Gl. 5.4). Der multiple Korrelationskoeffizient $R_{Y|X_kX_l}^2$ gibt den durch X_k und X_l gemeinsam erklärten Varianzanteil von Y an:

$$R_{Y|X_kX_l}^2 = r_{YX_k}^2 + (1 - r_{YX_k}^2) \cdot r_{YX_l|X_k}^2 \quad (5.7)$$

Die Signifikanz der multiplen Korrelationskoeffizienten $R_{Y|X_kX_l}^2$ wurde varianzanalytisch über F-Tests bestimmt. Es gilt für die Nullhypothese H_0 und die Alternativhypothese H_A :

$$H_0 : \sigma_{sys}^2 \leq \sigma_{resid}^2 \quad H_A : \sigma_{sys}^2 > \sigma_{resid}^2 \quad (5.8)$$

mit σ_{sys}^2 = erklärte Varianz und σ_{resid}^2 = Residualvarianz der Grundgesamtheiten. Von einem signifikanten Zusammenhang des gesamten Modells kann ausgegangen werden, wenn die Nullhypothese verworfen werden kann, d. h. wenn gilt:

$$\hat{F} = \frac{s_{sys}^2}{s_{resid}^2} = \frac{(n - m - 1)R^2}{m(1 - R^2)} > F_{m, (n-m-1), \alpha} \quad (5.9)$$

mit s_{sys}^2 = erklärte Stichprobenvarianz, s_{resid}^2 = Residualvarianz der Stichprobe, m = Anzahl unabhängiger Variablen, n = Stichprobenumfang und $1 - \alpha$ = Signifikanzniveau. \hat{F} stellt dabei einen empirischen, aus der Stichprobe gewonnenen Wert dar

und F einen theoretischen Prüfwert, der aus der bekannten F-Verteilung ermittelt wird.

Die einfachen Korrelationskoeffizienten r^2 sowie die partiellen Korrelationskoeffizienten $r_{Y X_k | X_l}^2$ wurden mittels zweiseitigen t-Tests hinsichtlich ihrer Signifikanz geprüft. Für die Nullhypothese und die Alternativhypothese gilt:

$$H_0 : \rho_i = 0 \quad H_A : \rho_i \neq 0 \quad (5.10)$$

mit $\rho_i =$ partieller Korrelationskoeffizient der Grundgesamtheit. Ein signifikanter Einfluß eines X_i auf Y ist gegeben, wenn die Nullhypothese verworfen werden kann, d. h. wenn

$$\hat{t} = \frac{r_{(Y X_k | X_l)} \cdot \sqrt{n-2}}{\sqrt{1 - r_{(Y X_k | X_l)}^2}} > t_{(n-2), \alpha/2} \quad (5.11)$$

Analog zum F-Test ist \hat{t} ein empirischer Wert der Stichprobe und t ein theoretischer Prüfwert der bekannten t-Verteilung.

Die Parametrisierung der Regressionsmodelle erfordert eine Transformation der Variable „Erosionsresistenz“, die nachfolgend als ER bezeichnet wird, vom kategorialen Skalenniveau auf das metrische Intervall-Skalenniveau. Dies bedeutet, daß den qualitativen Kategorien „sehr hoch“, „hoch“, „mittel“ und „niedrig“ die Werte 1,...,4 zugeordnet werden. Durch diese Vorgehensweise wird ER zwar eine konstante Maßeinheit zugrunde gelegt, die keine empirische Entsprechung besitzt, sie ist aber aufgrund der ordinalen Relation der lithologischen Klassen vertretbar (vgl. BAHRENBERG et al. 1992). Die Georeferenzierung sowie die Verschneidung der Daten erfolgte mit dem GIS-System „ArcView 3.2“, die statistische Auswertung wurde mit „SPSS 11.0“ durchgeführt. Aufgrund der in Kap. 5.2 erläuterten Hinweise auf eine räumliche Differenzierung der Erosionsmechanismen werden die „Randregion“ und die „Zentralregion“ des Untersuchungsgebietes (Abb. 5.5) getrennt analysiert.

5.3.2 Ergebnisse

In Abb. 5.6 und Abb. 5.7 sind die Ergebnisse der linearen Einfachregressionen zwischen der mittleren Relieffhöhe H und der mittleren Hangneigung S als abhängige Variablen sowie der Hebungsrates U und der Erosionsresistenz ER als unabhängige Variablen dargestellt. Tab. 5.1 gibt die relevanten statistischen Parameter der einfachen und der multiplen Regression wieder.

In der Randregion sind sowohl U als auch ER relativ gut mit den Reliefparametern korreliert und besitzen eine vergleichbare Einflußstärke ($r = 0,61$ und $r = 0,51$ für H bzw. $r = 0,54$ und $r = 0,50$ für S). In der Zentralregion zeigt sich jedoch nur noch ein sehr schwacher, negativer Zusammenhang zwischen den Reliefparametern und U (in beiden Fällen $r = -0,16$), während der Einfluß von ER auf H und S im Vergleich zur Randregion nahezu unverändert bleibt ($r = 0,49$ bzw. $r = 0,53$).

Unter gleichzeitiger Einbeziehung beider unabhängigen Variablen (multiple Regression) ergibt sich in der Randregion eine leichte Erhöhung des erklärten Varianzanteils

Tabelle 5.1: Ergebnisse der Korrelationsanalysen. H = Relieffhöhe, S = Hangneigung, U = Hebungsrage, ER = Erosionsresistenz, r_{X_i} = einfacher Korrelationskoeffizient, $r_{X_k|X_l}$ = partieller Korrelationskoeffizient, b_{X_i} = partieller Regressionskoeffizient, a = Regressionskonstante, N = Stichprobenumfang und R = multipler Korrelationskoeffizient.

Randregion									
	U		ER		multiple Regression				N
	r_U	$r_{U ER}$	r_{ER}	$r_{ER U}$	b_U	b_{ER}	a	R	
H	0,61	0,51	0,51	0,38	1169,51	154,72	567,65	0,68	68218
S	0,54	0,43	0,50	0,37	9,63	1,54	13,74	0,62	
Zentralregion									
	U		ER		multiple Regression				N
	r_U	$r_{U ER}$	r_{ER}	$r_{ER U}$	b_U	b_{ER}	a	R	
H	-0,16	-0,12	0,49	0,47	-236,91	124,89	2023,29	0,50	126231
S	-0,16	-0,12	0,53	0,52	-1,71	1,66	23,51	0,54	

von H und S , denn der multiple Korrelationskoeffizient R ist jeweils größer als die einfachen Korrelationskoeffizienten r . Dies drückt sich auch in den partiellen Korrelationskoeffizienten $r_{U|ER}$ und $r_{ER|U}$ aus, die nur etwas niedriger als die jeweiligen r sind, so daß U und ER nur schwach korreliert sind. In der Zentralregion kann das Regressionsmodell aufgrund der schlechten Einfachkorrelation zwischen den Reliefparametern und U nicht durch eine Einbeziehung beider unabhängigen Variablen

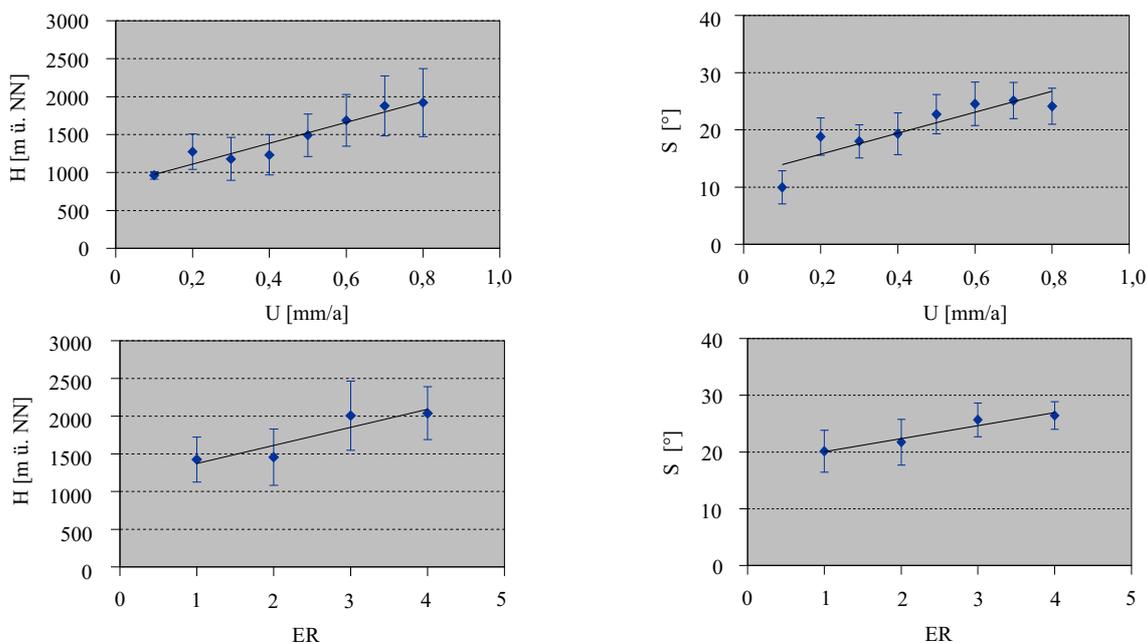


Abbildung 5.6: Regression der Hebungsrage U und der Erosionsresistenz ER nach der Relieffhöhe H und der Hangneigung S in der Randregion. Die Fehlerbalken entsprechen 1σ .

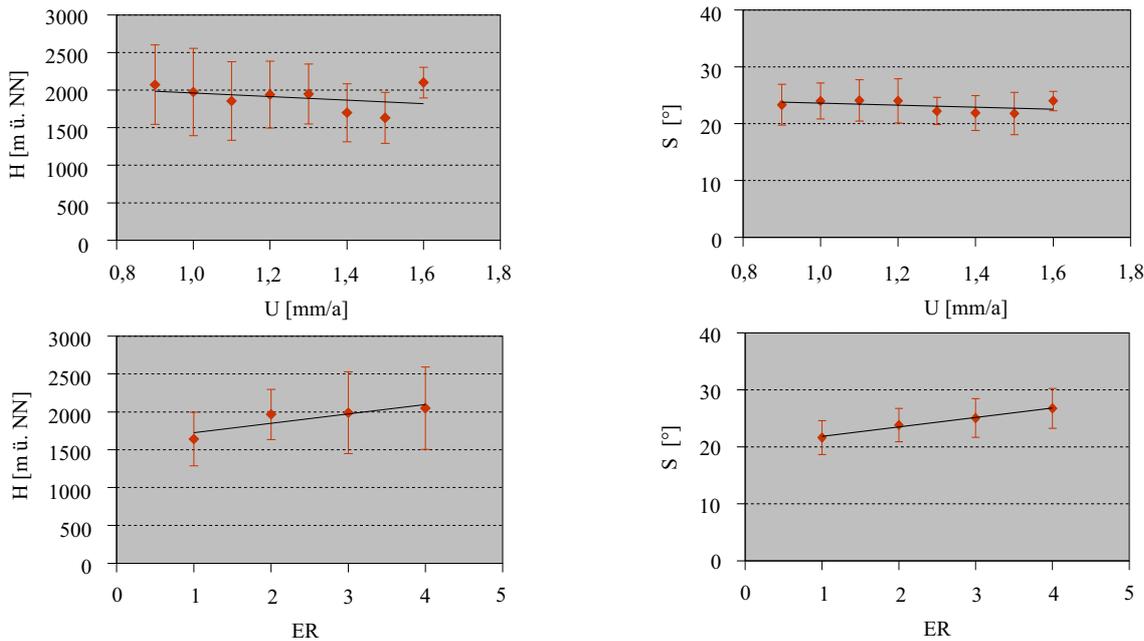


Abbildung 5.7: Regression der Zentralregion. Beschriftungen wie in Abb. 5.6.

verbessert werden, daher sind die einfachen und partiellen Korrelationskoeffizienten von ER sowie die jeweiligen multiplen Korrelationskoeffizienten etwa gleich. Trotz der beträchtlichen Residualvariationen, die in Abb. 5.6 und 5.7 ersichtlich werden, sind sowohl die einzelnen Regressionsparameter (Gl. 5.11) als auch das gesamte Modell (Gl. 5.9) aufgrund des großen Stichprobenumfangs auf dem 99%-Niveau signifikant.

In Abb. 5.8 ist eine Zusammenfassung der multiplen Korrelationsmodelle der Rand- und der Zentralregion dargestellt. Dazu wurde die erklärte Varianz R^2 der Parameter H und S in die partiellen Varianzanteile von U und ER sowie in den Varianzanteil $r_{U,ER}^2$, der auf den Interaktionseffekt der beiden Variablen zurückzuführen ist, zerlegt:

$$R^2 = (1 - r_U^2) \cdot r_{ER|U}^2 + (1 - r_{ER}^2) \cdot r_{U|ER}^2 + r_{U,ER}^2 \quad (5.12)$$

In der Randregion übt sowohl U mit 41,6% der erklärten Höhenvariation und 36,1% der erklärten Hangneigungsvariation als auch ER mit 19,2% der erklärten Höhenvariation und 25,2% der erklärten Hangneigungsvariation einen maßgeblichen Einfluß auf die Reliefstruktur aus. Der gemeinsame Einfluß beider unabhängigen Variablen liegt bei 39,2% bezüglich H und bei 38,7% bezüglich S . In der Zentralregion wird das Relief jedoch fast ausschließlich von der Erosionsresistenz des Substrats kontrolliert (86,1% der erklärten Höhenvariation und 90,4% der erklärten Hangneigungsvariation), während der Einfluß von U verschwindend gering ist (4,4% bezüglich H und 3,6% bezüglich S). Der Anteil des Interaktionseffekts von U und ER ist mit 9,5% der erklärten Höhenvariation und 6,0% der erklärten Hangneigungsvariation dementsprechend niedrig. Es ist jedoch zu berücksichtigen, daß über das Regres-

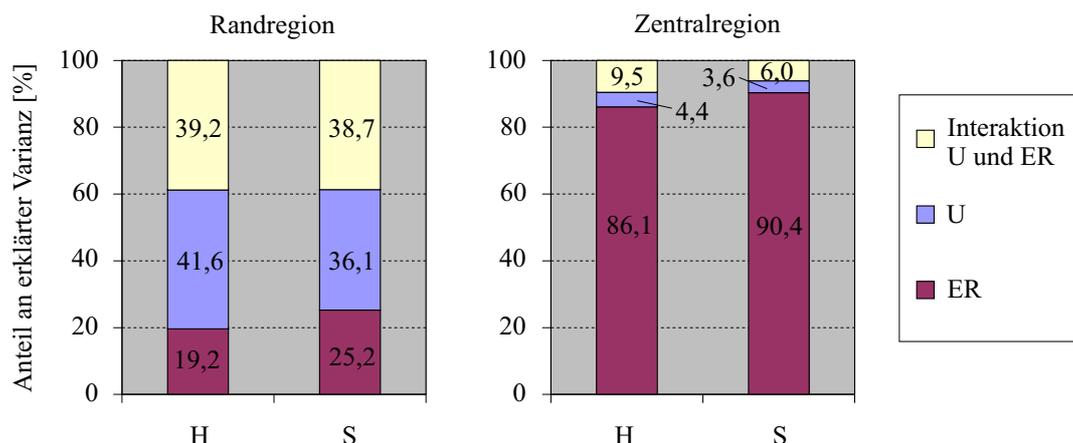


Abbildung 5.8: Varianzzerlegung der Reliefhöhe H und der Hangneigung S für die Randregion und die Zentralregion. U = Hebungsrate, ER = Erosionsresistenz.

sionsmodell der Randregion $R^2 = 46,2\%$ der gesamten Höhenvariation und $38,4\%$ der gesamten Hangneigungsvariation erklärt werden können und über dasjenige der Zentralregion lediglich $25,0\%$ der Höhenvariation und $29,2\%$ der Hangneigungsvariation. Es ist daher anzunehmen, daß sich die beträchtlichen Residualvariationen nicht ausschließlich auf datenstrukturelle und datenqualitative Ursachen zurückführen lassen (Kap. 5.1), sondern daß noch weitere, in den Regressionsmodellen nicht erfaßte Faktoren die Reliefstruktur entscheidend mitkontrollieren.

5.4 Konzeptionelles Reliefentwicklungsmodell

Die Ergebnisse der statistischen Analyse des vorigen Kapitels erlauben unter Einbeziehung der Hypothese des dynamischen Gleichgewichts (Kap. 4) die Konstruktion eines qualitativen Reliefentwicklungsmodells für das Untersuchungsgebiet. Die Hypothese des dynamischen Gleichgewichts bedeutet für die Herleitung des Modells, daß die beiden folgenden vereinfachenden Annahmen getroffen werden können:

- Die tektonische Hebungsrate ist gleich der Erosionsrate
- Es treten keine Reliktformen auf, d. h. die Formen korrelieren mit ihren produzierenden Prozessen, so daß die vorliegend verwendeten Prozeßdaten als Grundlage für die Kausalinterpretation des Reliefs dienen können.

Aus Abb. 5.8 wird ersichtlich, daß die Reliefstruktur in der *Randregion* sowohl eine Funktion der tektonischen Hebungsrate als auch der Erosionsresistenz ist. Dieser Sachverhalt läßt sich konzeptionell mit dem Fluvialerosionsmodell aus Kap. 2.3.2 erklären. Danach führt eine Erhöhung der tektonischen Hebungsrate zu einer Hebung der Topographie und durch das verstärkte Einschneiden der Flüsse zu einer Erhöhung der Hangneigungen im Randbereich der Hebungsregion. Die dadurch bedingte Erhöhung der Erosionsrate propagiert sukzessive in Richtung des Hebungszentrums, bis schließlich - eine ausreichende Anpassungszeit vorausgesetzt - die er-

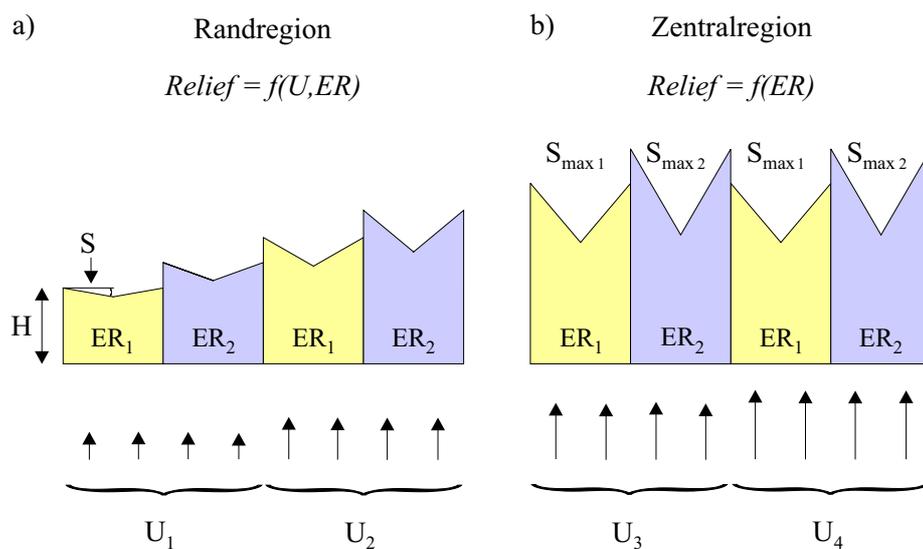


Abbildung 5.9: Konzeptionelles Reliefentwicklungsmodell für die Randregion (a) und die Zentralregion (b) des Untersuchungsgebietes. Es ist U = Hebungsrates mit $U_1 < U_2 < U_3 < U_4$, ER = Erosionsresistenz mit $ER_1 < ER_2$, H = Reliefhöhe und S = Hangneigung mit $S_{max1} < S_{max2}$.

höhte Hebungsrates im gesamten Hebungsgebiet kompensiert wird und ein dynamisches Gleichgewicht vorliegt. Erosionsresistente Lithologien benötigen dafür steilere Hangneigungen und daher größere Reliefhöhen als leicht erodierbare Lithologien. Abb. 5.9 a stellt diesen Sachverhalt schematisch dar.

In der *Zentralregion* führt jedoch eine zusätzliche Erhöhung der tektonischen Hebungsrates zu keiner weiteren Erhöhung und Versteilung des Reliefs. Die Reliefstruktur ist hier nur noch von den mechanischen Eigenschaften der einzelnen Lithologien abhängig, wobei größere Reliefhöhen und steilere Hänge mit Lithologien höherer Erosionsresistenz korreliert sind (Tab. 5.2 und Abb. 5.7).

Dieser Zusammenhang läßt sich durch das Erreichen einer gesteinsabhängigen maximalen Hangneigung erklären. In diesem Fall wird die tektonische Hebung durch gravitative Massenbewegungen an der Oberfläche (Stürze und Rutschungen) vollständig kompensiert. Die Erosionsrate ist dann ausschließlich eine Funktion der tektonischen Hebungsrates und nicht mehr - wie in der Randregion - von der Hangneigung, dem Abfluß und der Erosionsresistenz abhängig (Gl. 2.1). Die Reliefstruktur ist dabei zeitkonstant und variiert ausschließlich mit den lithologischen Materialeigenschaften (Abb. 5.9 b).

Das Prinzip des mechanischen Hangversagens läßt sich vereinfacht mit dem MOHR-COULOMB-Gesetz verdeutlichen (Abb. 5.10), für eine detaillierte Modellierung des Prozesses ist jedoch von einem komplexeren dynamischen System auszugehen (z. B. HATTENDORF 2001). Ein Hangkörper erfährt danach eine gravitativ induzierte Spannung, die sich in eine hangparallele Scherspannung σ_S und eine dazu senkrechte Normalspannung σ_N zerlegen läßt. Als Stabilitätskriterium gilt:

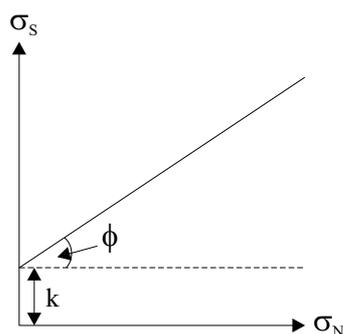


Abbildung 5.10: Beziehung zwischen der Normalspannung σ_N und der Scherspannung σ_S nach dem Gesetz von MOHR & COULOMB. Φ = innerer Reibungswinkel, k = Kohäsion.

$$\sigma_S \leq k + \tan\phi \cdot \sigma_N \quad (5.13)$$

Der *innere Reibungswinkel* ϕ ist von der Größe, Form und mechanischen Stabilität der Partikel sowie der Anzahl ihrer Kontaktpunkte pro Volumeneinheit abhängig (CROZIER 1986), die *Kohäsion* k gibt die Intensität der elektrostatischen Anziehungskräfte zwischen den Partikel an. Mit zunehmender Hangneigung wird auch das Verhältnis σ_S/σ_N größer bis schließlich die kritische Scherspannung überschritten wird und es zum gravitativen Versagen des Hanges kommt.

Dieses Modell eines schwellwertgebundenen Mechanismus, der zu einer Begrenzung des Reliefwachstums führt, stellt eine Alternative zu der konventionellen Sichtweise dar, nach der die maximale Gebirgshöhe eine kontinuierliche Funktion der Hebungsrates, der klimatischen und lithologischen Verhältnisse, der Mechanik und Effizienz der Prozesse sowie der Breite des Gebirges ist (vgl. Kap. 2.3.2). Die in Tab. 5.2 dargestellten Hangneigungswerte würden demnach den kritischen Hangneigungswinkeln einer jeweiligen Lithologie entsprechen, wobei zu berücksichtigen ist, daß sich die Hangneigungswerte auf die zugrundeliegende 100-m-Auflösung des DHM beziehen.

Es stellt sich die Frage, ob sich der Mechanismus des Hangversagens überhaupt auf die Orogenskala, d. h. auf Festgesteinsformationen mit regionaler Ausdehnung, übertragen läßt. Theoretische Berechnungen zeigen, daß stabile Festgesteine Klippen von mehreren Kilometern Höhe bilden können (TERZAGHI 1962), andererseits nimmt die Gesteinsstabilität mit einer größer werdenden räumlichen Skala aufgrund von mechanischen Schwächezonen und Diskontinuitäten ab (BIENIAWSKI 1989). Weiterhin ist fraglich, ob die Eintiefungsraten der Flüsse ausreichen, um die makroskaligen Hänge so zu versteilen, daß sie ihren kritischen Neigungswinkel überschreiten.

Tabelle 5.2: Mittlere Relieffhöhe H und mittlere Hangneigung S der lithologischen Klassen.

Erosionsresistenz	$H \pm 1\sigma$	$S \pm 1\sigma$
niedrig	1641, 8 \pm 355, 0	21, 6 \pm 3, 0
mittel	1965, 8 \pm 333, 4	23, 8 \pm 2, 9
hoch	1989, 8 \pm 541, 3	25, 1 \pm 3, 4
sehr hoch	2050, 2 \pm 544, 3	26, 8 \pm 3, 5

Empirische Hinweise zu dieser Problematik geben SCHMIDT & MONTGOMERY (1995) mit ihren Untersuchungen in verschiedenen Regionen der westlichen Rocky Mountains, in denen weit verbreitet Hangrutschungen auftreten. Sie bestimmen die maximalen Hanghöhen und -neigungen und berechnen daraus unter Verwendung eines einfachen Hangstabilitätsmodells die makroskalige Kohäsion und die makroskaligen inneren Reibungswinkel der jeweiligen Gesteinsformationen. Sie zeigen, daß diese Werte mit den entsprechenden Laborwerten der jeweils instabilsten Schichten der Formationen übereinstimmen. Demnach wird das Relief in den untersuchten Regionen nicht durch die Eintiefungsrate der Flüsse kontrolliert, sondern durch die makroskaligen Materialeigenschaften, die gleichzeitig die obere Grenze für das Reliefwachstum setzen.

Auch BURBANK et al. (1996) kommen zu ähnlichen Ergebnissen. Sie zeigen, daß im Karakorum Regionen mit unterschiedlichen Hebungs- und Erosionsraten nahezu identische Häufigkeitsverteilungen der Hangneigungen aufweisen. Sie interpretieren die mittlere Hangneigung als gemeinsamen überregionalen Schwellwert, oberhalb dessen die anhaltende Taleintiefung zu gravitativen Massenbewegungen führt. Weiterhin stimmen die in der vorliegenden Arbeit berechneten kritischen Hangneigungswinkel (Tab. 5.2) sehr gut mit den Ergebnissen von KÜHNI & PFIFFNER (2001b) überein, die anhand von Korrelationen zwischen der Relieffhöhe und der Hangneigung mit einem 250-m-DHM einen kritischen Hangneigungswinkel von 25° für die gesamten Schweizer Alpen bestimmen.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß das oben erläuterte konzeptionelle Modell zur Reliefentwicklung der Schweizer Alpen zwei Formen des dynamischen Gleichgewichts impliziert. In der Randregion ist das Relief eine Funktion der tektonischen Hebungsraten und der Erosionsresistenz der Lithologie. Das Gleichgewicht stellt sich durch eine dynamische Justierung der Hangneigungen als Reaktion auf Variationen der Hebungsraten ein. Dabei erfordern höhere Hebungsraten und resistenterer Lithologien steilere Hänge zur erosiven Kompensation der tektonischen Materialzufuhr. In der Zentralregion hat das Relief jedoch seinen kritischen Hangneigungswinkel erreicht, so daß höhere Hebungsraten zu keinem weiteren Höhenzuwachs führen. Das Relief ist nur noch eine Funktion der Lithologie und kompensiert die tektonische Materialzufuhr durch gravitative Massenbewegungen. Eine erste Hypothese zur spät-känozoischen Reliefentwicklung der Schweizer Alpen lautet daher:

In der Zentralregion der Schweizer Alpen begrenzen die makroskaligen mechanischen Materialeigenschaften das Reliefwachstum.

Kapitel 6

Korrelation zwischen Reliefstruktur, Hebung, Lithologie und Klima

Die Korrelationsanalysen aus Kap. 5.3.2 ergaben eine mittelmäßige Varianzaufklärung in der Randregion (46,2% bezüglich der Reliefhöhe und 38,4% bezüglich der Hangneigung) sowie eine relativ schlechte Varianzaufklärung in der Zentralregion (25,0% bezüglich der Reliefhöhe und 29,2% bezüglich der Hangneigung). Da die statistischen Modelle lediglich die tektonische Hebungsrate und die lithologische Erosionsresistenz als formrelevante Parameter einbeziehen, kann die relativ große Residualvarianz zumindest teilweise darauf zurückgeführt werden, daß der Einfluß weiterer maßgeblicher Faktoren nicht berücksichtigt wurde. In diesem Kapitel wird daher der Einfluß des *Klimas* auf die Reliefstruktur eingehend untersucht und quantifiziert.

6.1 Einfluß des Klimas auf die Reliefstruktur

Das Untersuchungsgebiet ist durch eine deutliche vertikale und horizontale klimatische Zonierung gekennzeichnet (Kap. 3.4), so daß ein signifikanter Einfluß des Klimas auf die Reliefstruktur zu erwarten ist. Dieser Einfluß ist vielschichtig und durch Wechselwirkungen mit dem Relief gekennzeichnet (vgl. Abb. 2.3): Zum einen ist das klimatische Milieu maßgeblich von der Reliefhöhe sowie von der Exposition und dadurch bedingten Strahlungsintensität abhängig. Gleichzeitig bildet das Alpenrelief eine mechanische Barriere für die atmosphärische Luftzirkulation und übt damit einen thermisch und hygrisch modifizierenden Einfluß auf die großräumigen Klimaverhältnisse aus. Zum anderen kontrolliert das Klima die exogenen Prozeßtypen und -raten und stellt damit einen maßgeblichen Einflußfaktor für die Formung des Reliefs dar. Temperaturunterschiede führen zu einer Differenzierung in glaziale und fluviale Prozeßbereiche, in denen unterschiedliche Reliefformen mit unterschiedlichen Raten produziert werden. Gleichzeitig steuert die Intensität und Variabilität des Niederschlags die Erosionsraten durch die Menge des zur Verfügung stehenden *Transportmediums* sowie durch die Größe der Scherkräfte, welche die *Abtragung*

bewirken (SCHMIDT 1985; OHMORI 1983). Weiterhin kontrolliert das Klima im Zusammenspiel mit den physiko-chemischen Eigenschaften der Lithologie die Verwitterungsrate und damit die Aufbereitung des Gesteins für die Hangdenudation. Zudem wird die Erosionsresistenz des Substrats von der Vegetationsbedeckung beeinflusst, die wiederum von den klimatischen Verhältnissen der betrachteten Region abhängig ist.

Im vorliegenden Fall ist der Einfluß des Klimas auf die *Vergletscherung* der Schweizer Alpen von zentraler Bedeutung, denn ihr heutiges Relief ist durch eine intensive glaziale Überprägung gekennzeichnet. Zyklische Schwankungen der klimatischen Verhältnisse während des Pleistozän führten zu einer relativ regelmäßigen Abfolge von Kalt- und Warmzeiten, so daß es zu einer mehrfachen Vergletscherung der Alpen kam. Während der glazialen Hochstände der Eiszeiten reichten die Gletschervorstöße bis in das Alpenvorland. Von besonderer geomorphologischer Bedeutung ist die letzte Vereisungsepoche, das Würm-Glazial (115.000 - 10.000 a), dessen letzter Hochstand anhand von Radiokarbonanalysen auf 18.000 a datiert wurde (CLIMAP PROJECT MEMBERS 1976). Er war mit einer Absenkung der Gletscher-Gleichgewichtslinie von etwa 1500 m und maximalen Eismächtigkeiten von 1700 m verbunden (VEIT 2002). Im Spätglazial (14.500 - 10.000 a) erfolgte ein massiver Zerfall des alpinen Eisstromnetzes, wodurch das nördliche und südliche Alpenvorland eisfrei wurden. Im nachfolgenden Holozän (seit 10.000 a) stiegen die Temperaturen und mit ihnen die Schneegrenze sehr schnell auf heutige Größenordnungen an.

Bei den mehrfachen ausgedehnten Vergletscherungen während des Pleistozän strömte das Eis entlang der Gebirgsflanken ins Vorland ab und führte zur Ausbildung glazialer Erosionsformen in der Schweizer Alpenregion. Die präglazialen fluvialen Täler mit V-förmigen Querschnitt erfuhren oftmals eine Umgestaltung zu U-förmigen Trogtälern. Intensive Glazialerosion führte in den Haupttälern und im Bereich der Zungenbecken am Alpenrand und im Alpenvorland zu Übertiefungen des Talbodens um bis zu mehrere hundert Meter unter den Meeresspiegel (WILDI 1984). Gleichzeitig bildeten sich die Seitentäler der übertieften Haupttäler als Hängetäler aus. Weiterhin führte räumlich differenzierte Erosionsarbeit zur Bildung wannenförmiger Kare, aus denen sich nach dem Ende der Vergletscherung Karseen bildeten. Das Auftreten von mehreren Karen an unterschiedlichen Bergflanken führte zu einer typische Zuspitzung vieler markanter Gipfel („Karlinge“), wie z. B. dem Matterhorn in den Walliser Alpen. Das Rückschmelzen der Gletscher während des Spätglazials führte zu einer Auffüllung der glazial übertieften Täler. Glaziolakustrine Ablagerungen der in den Gletschern mitgeführten Schuttmassen, gravitative Massenverlagerungen der Hänge aufgrund des fehlenden mechanischen Widerlagers des Eiskörpers sowie fluviale Sedimentsequenzen des sich entwickelnden Gewässernetzes führten zur Bildung von Sedimentkörpern mit bis zu 900 m Mächtigkeit (PFIFFNER et al. 1997c). Somit kam es zu einer erneuten Umformung der alpinen Täler zu *Sohlentrog*tälern mit breiten, ebenen Talsohlen und steilen Hängen.

Die obige Schilderung zeigt, daß der Einfluß der pleistozänen Vergletscherung zu einer markanten und umfassenden Umformung des Alpenreliefs geführt hat. Die betrachteten charakteristischen Formen stellen allerdings Reliefelemente der *Mesoskala*

dar (Abb. 2.1). Für die vorliegende Arbeit stellt sich nun die Frage, ob sich auch ein glazialer Einfluß auf die *Makrostruktur* der Schweizer Alpen ausmachen läßt und ob sich dieser gegebenenfalls in ein konzeptionelles Reliefentwicklungsmodell integrieren läßt.

6.2 Parametrisierung des Klimas

Der Einfluß des Klimas auf die Reliefentwicklung der Schweizer Alpen wird anhand der *Höhe der Schneegrenze* parametrisiert, da diese den gemeinsamen Effekt der Temperatur und des Niederschlags abbildet und zugleich das glaziale von dem fluvialen Prozeßregime abgrenzt. Die Höhenlage der Schneegrenze beinhaltet zwar auch implizit den Einfluß des Reliefs durch den Massenerhebungs- und Abschirmungseffekt, diese sind jedoch hauptsächlich Funktionen des horizontalen Abstandes vom Gebirgsrand und damit weder direkt von der hier untersuchten Reliefhöhe noch von der Hangneigung abhängig. Der Einfluß weiterer nicht-klimatischer Faktoren auf die Höhenlage der Schneegrenze, wie z. B. die topographische Exposition, ist nach empirischen Modellen von MAISCH (2000) auf der Betrachtungsskala der gesamten Schweizer Alpen von untergeordneter Bedeutung.

In Abb. 6.1 ist die räumliche Struktur der Schneegrenze im Bereich der Schweizer Alpen für das Jahr 1973 angegeben (MAISCH 2000). Als „Schneegrenze“ wird in der vorliegenden Arbeit die Höhenlage der Gletscher-Gleichgewichtslinie (GGL) bezeichnet. Die GGL bildet am Ende eines glaziologischen Haushaltsjahres die Trenn-

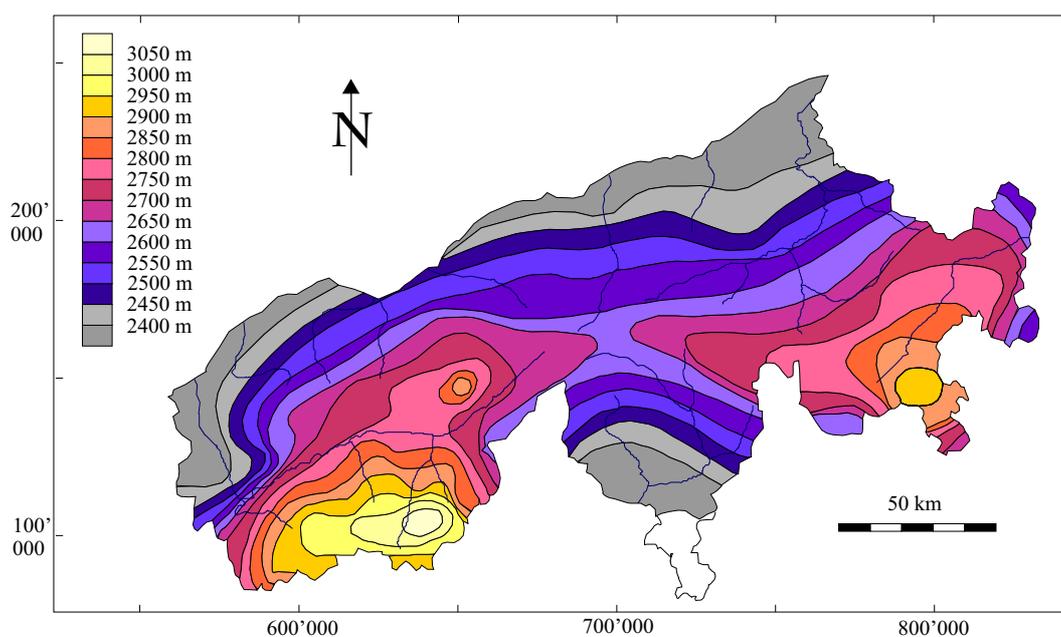


Abbildung 6.1: Höhenlage der Schneegrenze (Gletscher-Gleichgewichtslinie) im Untersuchungsgebiet im Jahr 1973. Verändert nach MAISCH (2000).

linie zwischen Gebieten mit positiver und negativer Massenbilanz, d. h. zwischen Akkumulations- und Ablationsgebieten. Die Bestimmung der mittleren Höhenlage der GGL erfolgte unter Einsatz der „2:1-Flächenteilungsmethode“ (KERSCHNER 1990), die durch Verschneiden von Gletscherumrißlinien und topographischen Höhenkurven realisiert wurde. Die Darstellung beruht auf einem Stichprobenumfang von 872 Gletschern.

Die generell höchsten Schneegrenz-Lagen mit einem Maximum von 3050 m ü. NN treten im südöstlichen Wallis auf. Eine weitere Schneegrenzkulmination ist im Bereich des westlichen Aarmassivs zu erkennen und erreicht eine Höhe von 2850 m ü. NN. Dem zentralalpinen Bereich weiter nach Osten folgend tritt in der Gotthard-Region eine markante Schneegrenzdepression in Erscheinung, von der aus die GGL in Graubünden wieder auf 2900 m ü. NN ansteigen. Von den Zentralalpen aus fallen die Schneegrenzen in Richtung der nordalpiner und südalpiner Randbereiche auf 2300 m ü. NN ab. Der maßgebliche Einfluß der Temperatur und des Niederschlags auf die Höhe der Schneegrenze verdeutlicht sich in der großregionalen Variation der GGL, die im wesentlichen der klimatischen Zonierung der Region folgt (Kap. 3.4). Daher sind die niederschlagsarmen und warmen inneralpiner Gebiete des Wallis und Graubündens durch charakteristische Hochlagen der GGL gekennzeichnet, entsprechend niedrige Schneegrenzlagen befinden sich entlang der kühl-feuchten Gebirgsflanken und im Bereich des Gotthard-Passes, der als topographische Depression eine Zugbahn für feuchtebringende atmosphärische Strömungen darstellt.

Um den langzeitigen Einfluß des Klimas auf die Reliefstruktur abschätzen zu können, wurde die rezente Schneegrenze auf das mittlere Niveau des Quartärs projiziert (vgl. auch PORTER 1989). Eine Möglichkeit zur Rekonstruktion des quartären Paläoklimas bietet die $\delta^{18}\text{O}$ -Analyse. Sie beruht auf dem temperaturabhängigen Mengenverhältnis des in den Kalkschalen von Organismen oder im Gletschereis eingebauten Sauerstoffisotops ^{16}O gegenüber dem schwereren Sauerstoffisotop ^{18}O . Die $\delta^{18}\text{O}$ -Analyse von Tiefseebohrkernen erlaubt zum einen die Ermittlung der Temperaturen des Bildungsmilieus zu den Lebzeiten der Organismen, zum anderen bietet sie Proxy-Daten für das Volumen der globalen Eismassen. Dies ist deshalb möglich, weil die stärker von der Meeresoberfläche verdunstenden ^{16}O -Isotope während der Kaltzeiten in den Gletschern der Erde zurückgehalten und angereichert wurden, während sich ein höherer Anteil der schwereren ^{18}O -Isotope in den Fossilien der marinen Sedimente einstellte. Die Variation des Sauerstoffisotopenverhältnisses wird als Abweichung vom heutigen Wert angegeben:

$$\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{past}} - \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{present}} \quad (6.1)$$

Abb. 6.2 zeigt die standardisierte $\delta^{18}\text{O}$ -Variation seit dem Beginn der Würm-Kaltzeit, die anhand pazifischer Tiefseebohrkerne ermittelt wurde. Sie stellt einen Ausschnitt aus der kompletten Isotopenaufzeichnung „SPECMAP“ dar (IMBRIE et al. 1984), die bis zur Grenze Brunhes/Matuyama der paläomagnetischen Zeitskala zurückreicht (730.000 a). Die standardisierten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des gesamten Quartärs (2,4 Mio. a) (WILLIAMS et al. 1988) sind für diesen Zeitraum nahezu deckungsgleich, so daß in

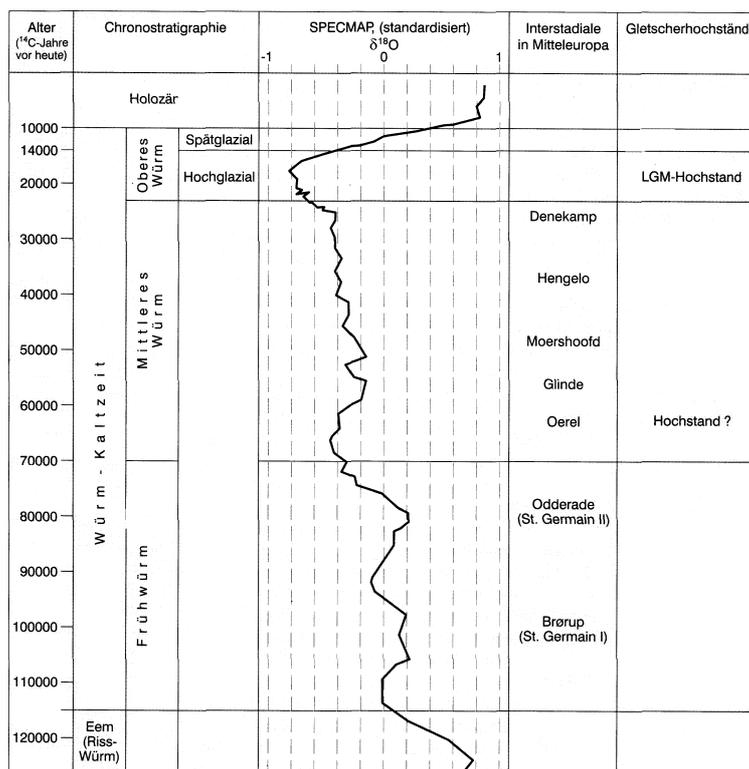


Abbildung 6.2: $\delta^{18}\text{O}$ -Variation der SPECMAP-Isotopenaufzeichnung seit Beginn des Würm-Glazials und chronologische Einordnung der Interstadiale und Gletscherhochstände. Aus VEIT (2002).

Abb. 6.2 für $\delta^{18}\text{O} = 0$ die mittlere globale Inlandeisausdehnung des Quartärs angetroffen wird. Dies ist im Spätglazial vor ca. 12.000 a während des *Egesen-Stadiums* der Fall. Weiterhin korreliert die $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve des Zürichsees, die sich über den Zeitraum der vergangenen 15.000 a erstreckt, mit den SPECMAP-Daten (LISTER 1988), so daß zumindest auf dieser Zeitskala keine lokalen Abweichungen vom globalen Trend anzunehmen sind. Die Rekonstruktion des Paläoklimas während des Egesen-Stadiums ermöglicht somit die Bestimmung einer mittleren quartären Schneegrenze, die im folgenden als „Paläoschneegrenze“ bezeichnet wird.

HAEBERLI (1991) und KERSCHNER (1985) geben anhand von Gletscher-Permafrost-Beziehungen eine Absenkung der mittleren Jahrestemperatur T von

$$\Delta T = -4^\circ\text{C} \quad (6.2)$$

während des Egesen-Stadiums gegenüber heute an. MAISCH (2000) korreliert die von reliefbedingten und gletschertopographischen Effekten bereinigten Schneegrenzhöhen (GGL) von 1850 und 1973 und kommt zu einem Temperaturgradienten der Schneegrenzhöhe H_{SG} von

$$\frac{dH_{SG}}{dT} = 150 \frac{\text{m}}{^\circ\text{C}} \quad (6.3)$$

Regressionsanalytische Untersuchungen von egesenzeitlichen Moränenständen zeigen, daß die Höhendifferenz zwischen der heutigen Schneegrenze und der Paläoschneegrenze räumlich konstant ist und keinen Gradienten infolge von Variationen der Niederschlagsmenge aufweist (MAISCH 1982). Unter Annahme eines langfristig konstanten Temperaturgradienten folgt aus Gl. 6.2 und Gl. 6.3 eine Absenkung der Paläoschneegrenze gegenüber heute von

$$\Delta H_{SG} = -600 \text{ m} \quad (6.4)$$

Auch FURRER et al. (1987) schätzen anhand pollenanalytischer Untersuchungen die egesenzeitliche Absenkung der Schneegrenze im zentralalpinen Raum auf $\Delta H_{SG} = -600 \text{ m}$. PORTER (1989) führt die Bildung alpiner Kare auf den langzeitigen glazialen Prozesseinfluß unter mittleren quartären Klimabedingungen zurück. Er stellt fest, daß sich die alpinen Kare näherungsweise auf einem mittleren Höhengniveau zwischen der rezenten Schneegrenze und der anhand von Endmoränen lokalisierten, letzten maximalen Eisausbreitung (18.000 a) befinden und leitet daraus eine Absenkung der mittleren quartären Schneegrenze von $\Delta H_{SG} \approx -500 \text{ m}$ ab.

6.3 Empirische Sensitivitätsanalyse

Aufbauend auf Kap. 5 wird nachfolgend der Einfluß des Klimas auf die Reliefstruktur als zusätzlicher Faktor in einfache und multiple Korrelationsanalysen einbezogen. Die Parametrisierung des Klimas erfolgt über die *Paläoschneegrenze*, die der um 600 m verringerten rezenten Schneegrenze entspricht. Im Gegensatz zu den statistischen Untersuchungen in Kap. 5 wird zunächst keine räumliche Differenzierung durchgeführt, sondern das gesamte Untersuchungsgebiet in die Analyse einbezogen. Die Georeferenzierung der Schneegrenzdaten und die Verschneidung mit den übrigen relevanten Daten erfolgte mittels des GIS-Systems „ArcView 3.2“, die anschließende statistische Auswertung mit „SPSS 11.0“.

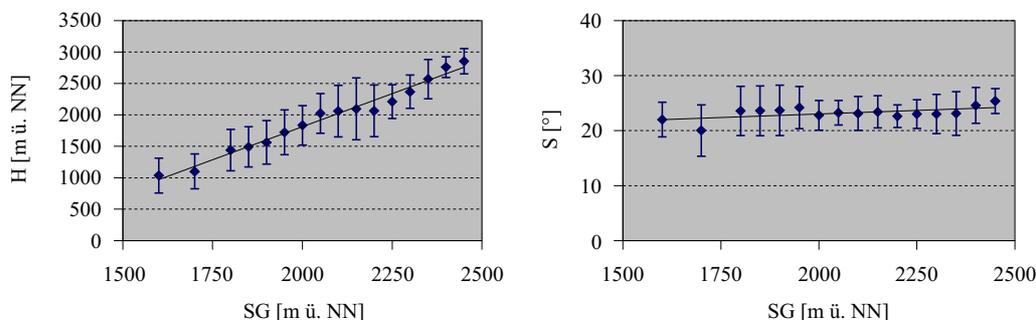


Abbildung 6.3: Regression der Paläoschneegrenze SG nach der Reliefhöhe H und der Hangneigung S unter Einbeziehung des gesamten Untersuchungsgebietes. Die Fehlerbalken entsprechen 1σ .

Tabelle 6.1: Ergebnisse der Korrelationsanalysen. H = Relieffhöhe, S = Hangneigung, U = Hebungsrate, ER = Erosionsresistenz, r_{X_i} = einfacher Korrelationskoeffizient, $r_{X_k|X_l}$ = partieller Korrelationskoeffizient, b_{X_i} = partieller Regressionskoeffizient, a = Regressionskonstante, N = Stichprobenumfang und R = multipler Korrelationskoeffizient.

	U		ER		SG	
	r_U	$r_{U ER,SG}$	r_{ER}	$r_{ER U,SG}$	r_{SG}	$r_{SG U,ER}$
H	0,32	-0,07	0,39	0,26	0,71	0,65
S	0,16	0,11	0,40	0,38	0,11	-0,06
	multiple Regression					N
	b_U	b_{ER}	b_{SG}	a	R	
H	-90,85	87,23	2,01	2349,72	0,74	194449
S	1,39	1,38	-0,01	21,23	0,41	

In Abb. 6.3 sind die Ergebnisse der linearen Einfachregressionen zwischen der mittleren Relieffhöhe H und der mittleren Hangneigung S als abhängige Variablen sowie der Paläoschneegrenze SG als unabhängige Variable dargestellt. Tab. 6.1 gibt die relevanten statistischen Parameter der einfachen Regression sowie der multiplen Regression unter Einbeziehung der Hebungsrate U und der Erosionsresistenz ER wieder.

Es zeigt sich mit $r_{SG} = 0,71$ eine sehr gute Einfachkorrelation zwischen H und SG , die einen starken Einfluß des Klimas auf die Topographie der Schweizer Alpen impliziert. Hohe Schneegrenzlagen und damit warm-trockene Regionen sind demnach durch größere Relieffhöhen gekennzeichnet als kühl-feuchte Regionen mit niedrigen Schneegrenzhöhen. Die Regression von SG nach S ergibt allerdings mit $r_{SG} = 0,11$ eine sehr schwache Korrelation zwischen den beiden Variablen.

Bei einer isolierten Betrachtung durch Einfachregressionen läßt sich zwar ebenfalls ein Einfluß von U und ER auf H nachweisen ($r = 0,32$ und $r = 0,39$), eine multiple Regression unter Einbeziehung aller drei unabhängigen Variablen führt jedoch zu keiner wesentlichen Erhöhung des erklärten Varianzanteils, denn der multiple Korrelationskoeffizient ist mit $R = 0,74$ nur geringfügig höher als der einfache Korrelationskoeffizient von SG . Die partiellen Korrelationskoeffizienten von U und ER sind dementsprechend niedriger als die einfachen Korrelationskoeffizienten ($r_{U|ER,SG} = -0,07$ und $r_{ER|U,SG} = 0,26$), so daß SG mit $r_{SG|U,ER} = 0,65$ den maßgeblichen Einfluß auf die Relieffhöhe ausübt.

Die Einfachregression nach S deckt einen mäßig starken Einfluß von ER auf ($r = 0,40$). Dies war auch zu erwarten, denn bei der räumlich differenzierten Analyse des Untersuchungsgebietes im vorigen Kapitel konnte bereits ein wesentlicher Einfluß von ER auf die Reliefstruktur sowohl in der Rand- als auch in der Zentralregion nachgewiesen werden. U und SG sind jedoch nur sehr schwach mit S korreliert ($r = 0,16$ und $r = 0,11$). Das gleiche Bild liefert die multiple Regression,

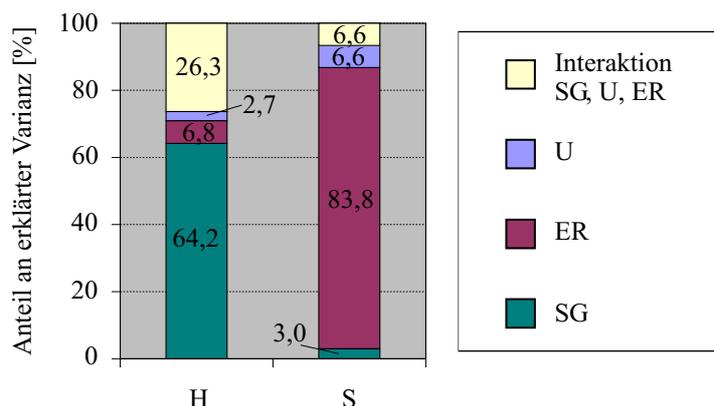


Abbildung 6.4: Varianzzerlegung der Reliefhöhe H und der Hangneigung S für das gesamte Untersuchungsgebiet. U = Hebungsrate, ER = Erosionsresistenz, SG = Schneegrenze.

die einen mäßig starken Einfluß von ER auf S aufdeckt ($r_{ER|U,SG} = 0,38$), während U und SG nur in sehr geringem Maße mit S korreliert sind ($r_{U|ER,SG} = 0,11$ und $r_{SG|U,ER} = -0,06$). Der erklärte Varianzanteil des gesamten Modells ist recht gering ($R = 0,41$). Die Durchführung von F-Tests (Gl. 5.9) zur Signifikanzprüfung des gesamten Modells sowie von zweiseitigen t-Tests (Gl. 5.11) zur Prüfung der einzelnen Regressionsparameter ergab wie in Kap. 5.3.2, daß trotz beträchtlicher Residualvariationen alle ermittelten Parameter wegen des großen Stichprobenumfangs auf dem 99%-Niveau signifikant sind.

In Abb. 6.4 wurde die Gesamtvarianz R^2 der Parameter H und S in die partiellen Varianzanteile von SG , ER und U sowie in den Varianzanteil $r_{SG,ER,U}^2$ zerlegt, der den Interaktionseffekt der drei Variablen darstellt:

$$\begin{aligned}
 R^2 &= [1 - r_U^2 - (1 - r_U^2) \cdot r_{ER|U,SG}^2] \cdot r_{SG|ER,U}^2 & (6.5) \\
 &+ [1 - r_U^2 - (1 - r_U^2) \cdot r_{SG|U,ER}^2] \cdot r_{ER|SG,U}^2 \\
 &+ [1 - r_{ER}^2 - (1 - r_{ER}^2) \cdot r_{SG|U,ER}^2] \cdot r_{U|SG,ER}^2 \\
 &+ r_{SG,ER,U}^2
 \end{aligned}$$

Es wird mit 64,2% der erklärten Höhenvariation der dominante Einfluß von SG auf die Topographie deutlich. ER und U besitzen nur eine untergeordnete Bedeutung (6,8% bzw. 2,7%), der Interaktionseffekt der drei unabhängigen Variablen macht 26,3% der erklärten Höhenvariation aus. Dementsprechend wird die Reliefhöhe der Schweizer Alpen maßgeblich durch das Klima kontrolliert, wobei $R^2 = 54,5\%$ der gesamten Höhenvariation durch das Regressionsmodell erklärt werden können. Der Einfluß des Klimas auf die Hangneigungen des Reliefs ist jedoch mit 3,0% der erklärten Hangneigungsvariation äußerst gering. Ebenso ist die Wirkung der Hebungsrate sowie der gemeinsame Einfluß der drei Faktoren mit jeweils 6,6% von untergeordneter Bedeutung. Es zeigt sich jedoch, daß S fast ausschließlich durch die mechanischen

Eigenschaften der jeweiligen Lithologien kontrolliert wird (83,8%). Damit bestätigt sich auch bei einer Einbeziehung des Klimas in die Sensitivitätsanalyse das Ergebnis aus Kap. 5.3.2, in dem die Lithologie bereits als ausschlaggebender Einflußfaktor für die Hangneigungen des Reliefs identifiziert wurde.

6.4 Regionale Korrelationsanalyse

In einem weiteren Schritt wurden räumlich differenzierte statistische Analysen durchgeführt, um die regionale Variabilität des klimatischen Einflusses auf die Reliefstruktur zu untersuchen. Dazu wurde das Untersuchungsgebiet in die Einzugsgebiete der 11 größten Vorfluter untergliedert (Abb. 6.5).

Die Bestimmung der Einzugsgebiete erfolgte mit dem Modul „Hydrologic Modelling v2.1“ des GIS-Systems „ArcView 3.2“. Diese Methode der Reliefgliederung bietet den Vorteil, daß Einzugsgebiete Teilsysteme darstellen, deren interne Wechselwirkungen stärker ausgeprägt sind als diejenigen mit angrenzenden Einzugsgebieten. Daher sind die Reliefparameter unterschiedlicher Einzugsgebiete weitgehend unkorreliert, so daß die einzelnen Einzugsgebiete Stichproben darstellen, die stochastisch voneinander verhältnismäßig unabhängig sind.

Abb. 6.6 gibt die relativen Häufigkeitsverteilungen der Reliefhöhe und der Paläoschneegrenze sowie die mittlere Hangneigung als Funktion der Höhe für die 11 Einzugsgebiete wieder. Für die Berechnung der Häufigkeitsverteilungen wurden die Reliefhöhen und die Höhen der Paläoschneegrenze in 100-m-Intervalle klassifiziert.

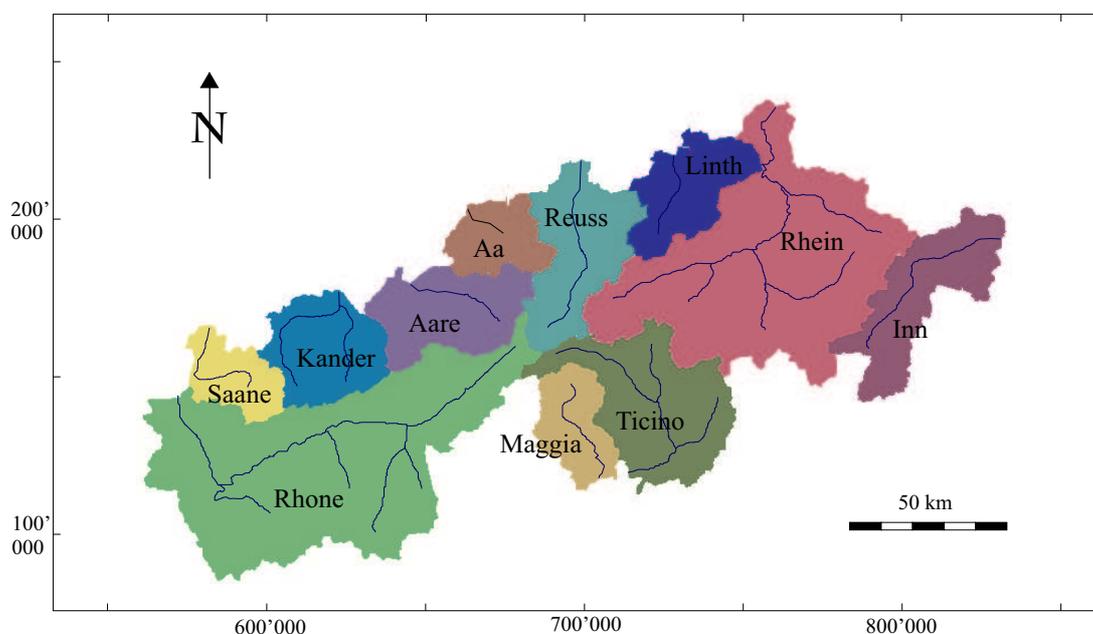
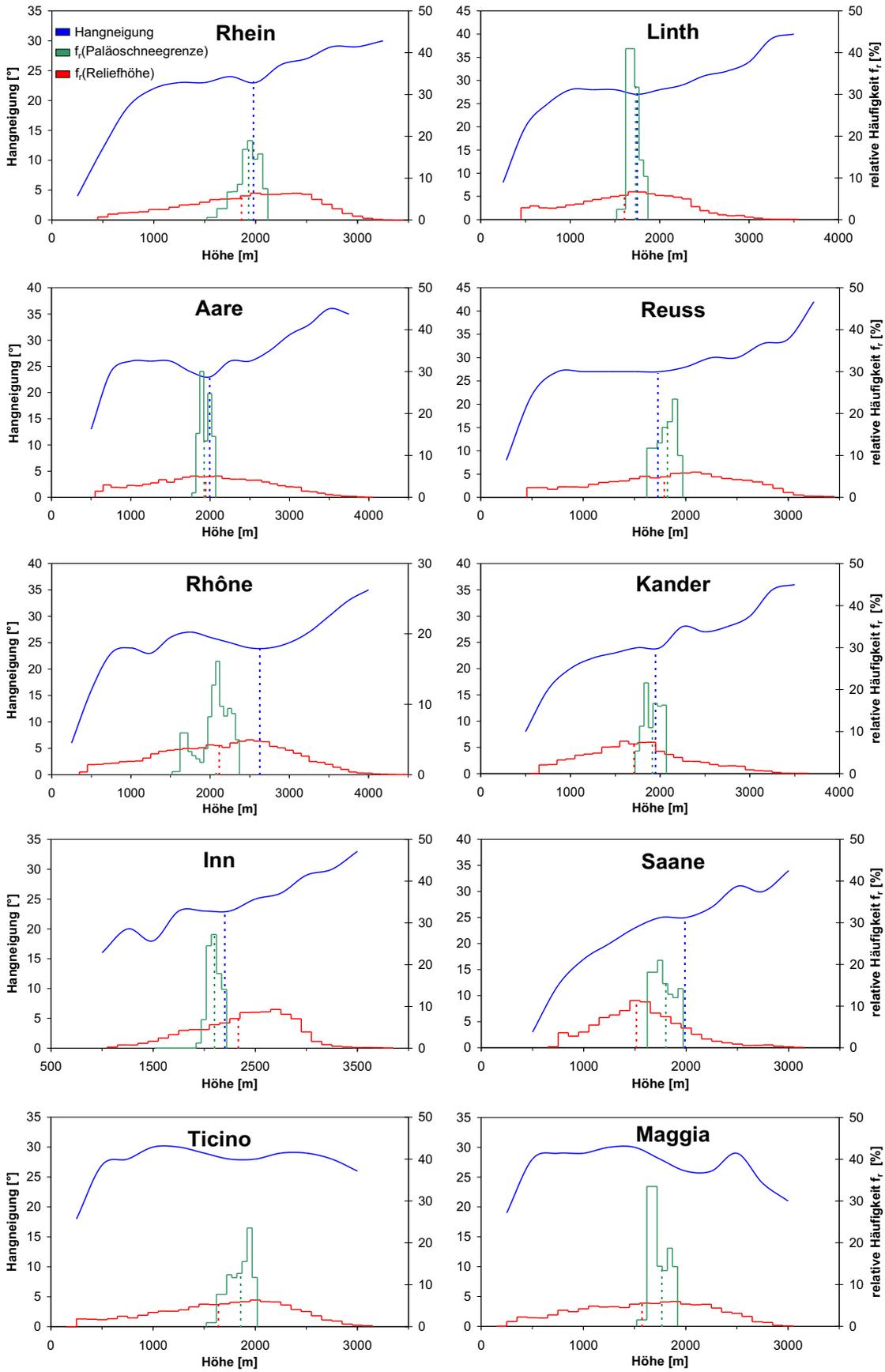


Abbildung 6.5: Einzugsgebiete der 11 größten Vorfluter des Untersuchungsgebietes.



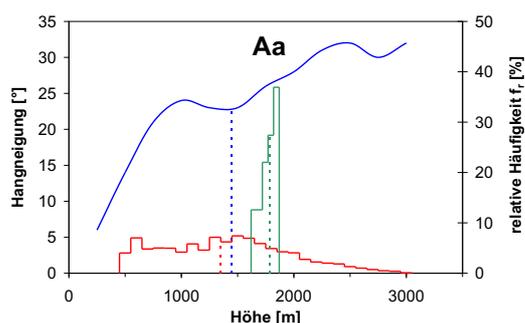


Abbildung 6.6: Häufigkeitsverteilungen der Relieffhöhe (rot) und der Paläoschneegrenze (grün) und Variation der Hangneigung mit der Höhe (blau) für 11 Einzugsgebiete der Schweizer Alpen. Die roten und grünen gestrichelten Linien geben das arithmetische Mittel der Verteilungen an, die blauen gestrichelten Linien markieren den Übergang von konstanten Neigungen zu ansteigenden Neigungen.

Der Zusammenhang zwischen der Relieffhöhe und der Hangneigung ist in fast allen Fällen durch einen anfänglichen Anstieg der Hangneigung im Bereich niedriger Relieffhöhen gekennzeichnet, einen anschließenden mehr oder minder deutlich ausgeprägten Bereich mit konstanter Hangneigung und einen erneuten Anstieg im Bereich größerer Relieffhöhen. Lediglich in der Region der Südalpen, in den Einzugsgebieten des Ticino und der Maggia, ist diese Form des Zusammenhangs nicht erkennbar. Weiterhin weisen die Häufigkeitsverteilungen der Relieffhöhe eine deutlich größere Spannweite als die Häufigkeitsverteilungen der Schneegrenzhöhe auf, so daß die topographischen Amplituden diejenigen der Schneegrenze deutlich übertreffen. Für jedes Einzugsgebiet ist der Knickpunkt zwischen dem Bereich konstanter Hangneigung und dem erneuten Anstieg sowie die arithmetischen Mittelwerte der beiden Häufigkeitsverteilungen durch eine gestrichelte Linie gekennzeichnet. Die Werte sind in Tab. 6.2 zusammenfassend dargestellt. Es wird ersichtlich, daß sich in jedem Einzugsgebiet die mittlere Relieffhöhe, die mittlere Schneegrenzhöhe sowie der Anstieg

Tabelle 6.2: Mittlere Relieffhöhe \bar{H} , mittlere Höhe der Paläoschneegrenze \bar{SG} , Höhe des Anstiegs der Hangneigung S und mittlere Hangneigung des konstanten Bereichs \bar{S}_{const} für 11 Einzugsgebiete der Schweizer Alpen.

Einzugsgebiet	$\bar{H} (\pm 1\sigma)$ [m]	$\bar{SG} (\pm 1\sigma)$ [m]	Anstieg S [m]	\bar{S}_{const} [°]
Rhein	1863 ($\pm 594, 2$)	1928 ($\pm 112, 6$)	1980	24,1
Linth	1603 ($\pm 596, 9$)	1727 ($\pm 75, 7$)	1750	28,2
Aare	1941 ($\pm 730, 2$)	1919 ($\pm 69, 1$)	1990	24,9
Reuss	1791 ($\pm 657, 1$)	1823 ($\pm 97, 1$)	1730	26,3
Rhône	2111 ($\pm 796, 8$)	2075 ($\pm 187, 2$)	2625	25,1
Kander	1707 ($\pm 573, 9$)	1914 ($\pm 93, 7$)	1950	24,5
Inn	2334 ($\pm 454, 7$)	2097 ($\pm 71, 5$)	2200	28,4
Saane	1515 ($\pm 421, 6$)	1802 ($\pm 108, 1$)	1990	25,0
Ticino	1642 ($\pm 628, 2$)	1860 ($\pm 109, 3$)	-	-
Maggia	1570 ($\pm 613, 1$)	1764 ($\pm 103, 6$)	-	-
Aa	1348 ($\pm 558, 4$)	1786 ($\pm 65, 6$)	1450	24,4

der Hangneigung in einem Intervall von wenigen 100 m daher auf einem näherungsweise gleichen Höhengniveau befinden.

6.5 Konzeptionelles Reliefentwicklungsmodell

Die Ergebnisse des vorigen Kapitels deuten auf einen signifikanten Einfluß der glazialen Prozesse auf die Makrostruktur des Untersuchungsgebietes hin. Basierend auf diesen Resultaten wird nachfolgend ein weiteres qualitatives Modell zur spätkänozoischen Reliefentwicklung der Schweizer Alpen hergeleitet. Analog zu Kap. 5.4 wird bei der Modellbildung die Hypothese des dynamischen Gleichgewichts einbezogen, so daß von einer Korrelation zwischen den Formen und ihren produzierenden Prozessen auszugehen ist.

Der initiale Anstieg der Hangneigung im Bereich niedriger Reliefhöhen (Abb. 6.6) kann mit dem Fluvialerosionsmodell aus Kap. 2.3.2 erklärt werden, nach dem in Richtung des Orogenzentrums die Reliefhöhe und die Hangneigung zunehmen. Die mittleren Segmente mit konstanter Hangneigung können nach Kap. 5.4 auf das Erreichen der kritischen Neigungswinkel zurückgeführt werden, oberhalb derer es zum gravitativen Versagen der Hänge kommt. Aus Tab. 6.2 wird ersichtlich, daß diese Hangneigungen Werte von $24,1^\circ < S < 28,4^\circ$ annehmen und damit sehr gut mit den in Kap. 5.3.2 ermittelten Werten übereinstimmen.

Der erneute Anstieg der Hangneigung im Bereich größerer Reliefhöhen kann durch den Übergang von fluvialen Tälern mit V-förmigem Querschnitt zu glazialen Trogtälern mit U-förmigem Querschnitt erklärt werden, die durch die mechanische Einwirkung der pleistozänen Talgletscher entstanden sind. Abb. 6.7 stellt ein theoretisches Modell zur Bildung eines Trogtals dar (HARBOR et al. 1988). Danach ist für ein V-Tal die basale Fließgeschwindigkeit des Gletschers an den Hängen größer als im Talzentrum. Geht man davon aus, daß die Erosionsrate proportional zu der Fließgeschwindigkeit ist, so erfolgt die stärkste Erosion im Bereich der Hänge. Dies führt zu einer Verbreiterung und Versteilung des Tals bis ein Gleichgewichtsprofil erreicht ist, das sich mit der Zeit weiter eintieft.

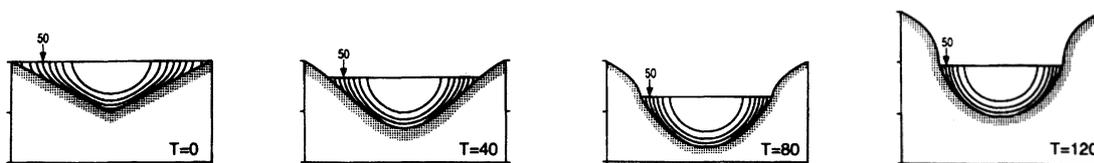


Abbildung 6.7: Entwicklung eines glazialen Trogtals nach HARBOR et al. (1988). Dargestellt ist die theoretische Geschwindigkeitsverteilung innerhalb eines Talgletschers und die resultierende Topographie zu unterschiedlichen Modellzeiten. Aus BENN & EVANS (1998).

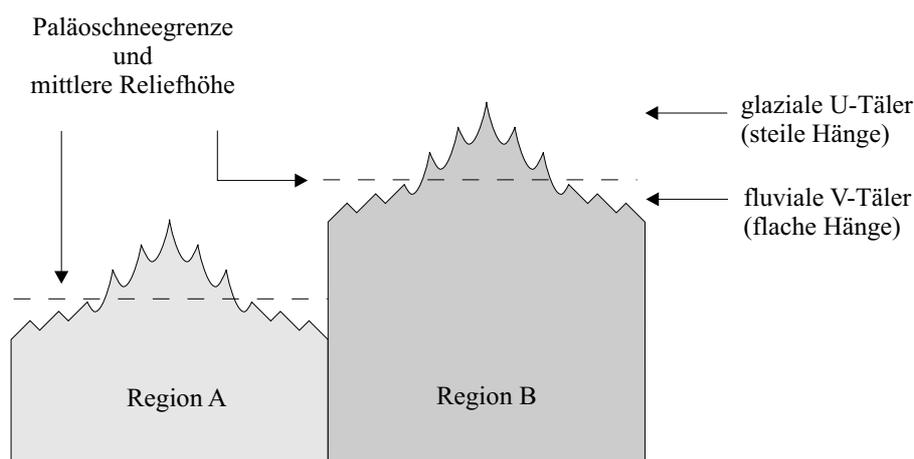


Abbildung 6.8: Schematisches Modell des Zusammenhangs zwischen Reliefmerkmalen und der Höhe der Paläoschneegrenze.

Ausgehend von dieser Interpretation des Zusammenhangs zwischen Reliefhöhe und Hangneigung kann das in Abb. 6.8 dargestellte Modell konstruiert werden. Die Übereinstimmung der mittleren Höhe der Paläoschneegrenze mit der Grenze zwischen V-Tälern und U-Tälern innerhalb eines Einzugsgebietes suggeriert eine glaziale Überprägung des Reliefs oberhalb der Paläoschneegrenze, bei der gleichzeitig das mittlere topographische Niveau mit der mittleren Höhe der Paläoschneegrenze zusammenfällt. In den südalpiner Einzugsgebieten der Maggia und des Ticino scheint die präglaziale Taleintiefung des „Messinian Events“, d. h. die Austrocknung des Mittelmeeres während des späten Miozän (vgl. BINI et al. 1978; PFIFFNER et al. 1997c), eine erneute glaziale Hangversteilung während des Pleistozän verhindert zu haben. Dementsprechend sind schon im Bereich niedriger Reliefhöhen sehr hohe Hangneigungen zu beobachten, und der markante Anstieg der Hangneigung im Bereich größerer Reliefhöhen fehlt (Abb. 6.6).

Alternativ zur U-Tal-Bildung kann das Auftreten von Permafrost als Ursache für eine Versteilung der Hangneigung im Bereich größerer Reliefhöhen in Betracht gezogen werden, da Permafrost zu einer erhöhten Kohäsion der Gesteinspartikel und damit zu einer erhöhten Stabilität der Hänge führen kann. Das Auftreten von Permafrost ist in Graubünden auf Höhen >2400 m ü. NN bei N-Exposition bzw. >3000 m bei S-Exposition sowie im Wallis auf Höhen >2550 m bei N-Exposition bzw. >2800 m bei S-Exposition beschränkt (HAEBERLI 1975). Werden diese Werte als repräsentative Größenordnung für die gesamten Schweizer Alpen angesehen, zeigt sich in Tab. 6.2, daß lediglich im Einzugsgebiet der Rhône die Höhenlage der Permafrostgrenze mit dem Anstieg der Hangneigung zusammenfällt. In den übrigen Regionen liegt sie jedoch deutlich höher, so daß das Auftreten von Permafrost als Ursache für die Hangversteilung ausscheidet.

Die Konstruktion eines konzeptionellen Modells des glazialen Einflusses auf die Reliefentwicklung erfordert eine Abschätzung des Verhältnisses von glazialen zu fluvialen Erosionsraten. Diese Fragestellung erlangte seit dem Ende der Achtziger Jahre ein verstärktes geowissenschaftliches Forschungsinteresse, da ihr eine zentrale Posi-

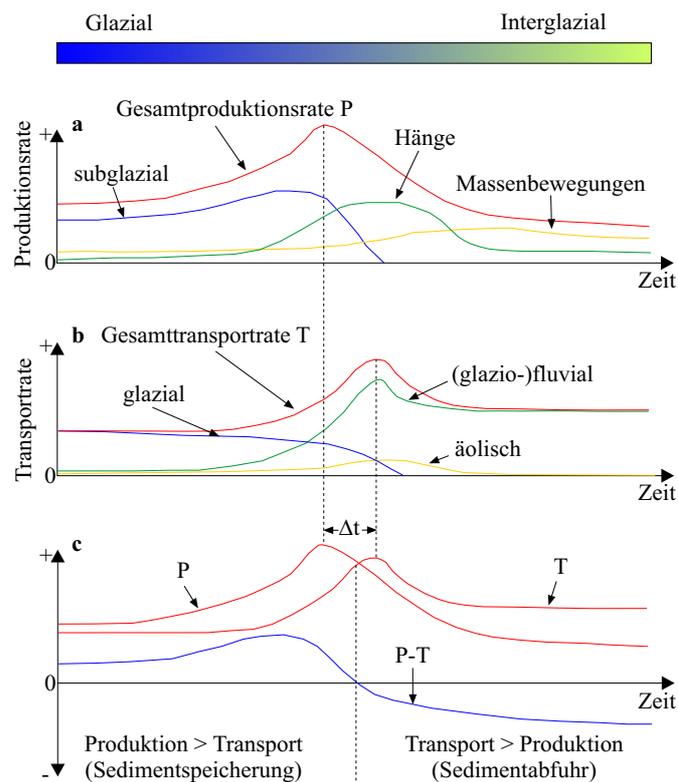


Abbildung 6.9: Paraglazialer Zyklus. In den Glazialen übertrifft die Produktion den Transport, so daß es zur Speicherung der Sedimente kommt. In den Interglazialen werden die gespeicherten Sedimente durch die erhöhten Schmelzwasserabflüsse remobilisiert. Verändert nach HINDERER (2001).

tion in der seitdem aufgekommenen Kontroverse zwischen der spätkänozoischen Hebung vieler Orogene und der globalen Klimaänderung zukommt (MOLNAR & ENGLAND 1990; RAYMO et al. 1988; RAYMO & RUDDIMAN 1992).

Um die Intensität der Glazialerosion mit derjenigen der Fluvialerosion innerhalb eines Einzugsgebietes vergleichbar zu machen, muß der langzeitige Einfluß der Vergletscherung auf den Sedimentaustrag berücksichtigt werden, denn dieser variiert beträchtlich während eines Glazial/Interglazial-Zyklus (HARBOR & WARBURTON 1993). Der Sedimentaustrag ist eine Funktion zweier Prozesse, und zwar der Sedimentproduktion durch Verwitterung, gravitative Massenbewegungen (Stürze, Rutschungen, Solifluktion) und glaziale Abrasion, sowie des Sedimenttransports durch Wasser, Eis und Luft. Das Zusammenspiel beider Prozesse ist schematisch in Abb. 6.9 dargestellt und wird als „Paraglazialer Zyklus“ (CHURCH & RYDER 1972; CHURCH & SLAYMAKER 1989) bezeichnet.

Die Sedimentproduktion (Abb. 6.9 a) wird während der Kaltzeiten durch die subglaziale Abrasion dominiert, die unter temperierten Gletschern aufgrund der höheren Fließgeschwindigkeiten deutlich effektiver wirkt als unter kalten Gletschern (ALLEN 1997; HALLET et al. 1996). Im alpinen Raum handelte es sich während der Phase des Eisaufbaus im Würmglazial wahrscheinlich um temperierte Glet-

scher mit hohen Eisfließgeschwindigkeiten, das Hochglazial war dagegen durch kalte Gletscher mit Fließgeschwindigkeiten von wenigen Metern pro Jahr gekennzeichnet (HAEBERLI & SCHLÜCHTER 1987; SPECK 1995). Auch tief eingeschittene glazio-fluviale Erosionsschluchten innerhalb der übertieften Abschnitte einiger großer Vorfluter der Schweiz sprechen für eine zumindest temporäre Existenz temperierter Gletscher (WILDI et al. 1984) und damit für hohe Sedimentproduktionsraten in den Kaltzeiten. Die maximale Produktionsrate ergibt sich im Übergangsbereich zwischen Glazial und Interglazial, dabei stellen die Hangregionen die Hauptquelle der Sedimentproduktion dar. Dies ist zum einen auf die Verwitterungsverfügbarkeit der vegetationsfreien Flächen und zum anderen auf Massenbewegungen an den destabilisierten Unterhängen zurückzuführen, denen das mechanische Widerlager des Gletschereises fehlt.

Der Sedimenttransport (Abb. 6.9 b) erfolgt während der Kaltzeiten hauptsächlich durch die Bewegung des Gletschereises und ist daher nur von kurzer Reichweite. Fluvialer Massentransport ist aufgrund des kalt-ariden Klimas von untergeordneter Bedeutung. In den Glazialen überwiegt daher die Sedimentproduktion gegenüber dem Sedimenttransport, so daß große Sedimentvolumina größtenteils vor der Gletscherfront zwischengespeichert werden (Abb. 6.9 c). Die Spitzentransportrate wird in den Interglazialen erreicht, in denen es durch einen erhöhten Schmelzwasserabfluß und höhere Niederschlagsmengen zu einer Remobilisierung der zwischengespeicherten Sedimente kommt. Weiträumige vegetationsfreie Flächen sind gleichzeitig einer äolischen Denudation ausgeliefert. Während der Interglaziale überwiegt daher der Transport der glazial aufbereiteten Sedimentmassen gegenüber der Produktion neuer Sedimente (Abb. 6.9 c).

Der Zeitpunkt, an dem der glaziale Einfluß auf den Sedimentaustrag ausgeklungen ist und sich das System wieder im *fluvialen* Erosionsgleichgewicht befindet, ist von den hydrodynamischen Bedingungen sowie von der Größe des Einzugsgebietes abhängig (CHURCH & SLAYMAKER 1989). Dieser Zeitpunkt muß sich nicht im Interglazial befinden, sondern kann auch im darauffolgenden Glazial liegen, so daß das neue, fluviale Erosionsgleichgewicht gar nicht erreicht wird (OWEN & SHARMA 1998). Für eine exakte Bestimmung des langzeitigen Verhältnisses zwischen glazialer und fluvialer Erosionsrate wäre demnach die mittlere Erosionsrate über den Zeitraum vom Beginn einer Vergletscherung bis zum vollständigen Austrag der glazial produzierten Sedimente zu bestimmen und diese mit holozänen (Fluvial-) Erosionsraten zu vergleichen. Dabei ist vorauszusetzen, daß die Abfuhr der glazial aufgearbeiteten Sedimente bereits vollständig erfolgt ist.

Obwohl die Anpassungszeiten der Prozeßraten bezüglich der langzeitigen Variabilität des Klimas bisher nur unzureichend erfaßt sind, erlaubt jedoch eine Betrachtung über unterschiedliche Zeiträume eine Abschätzung des Verhältnisses zwischen glazialen und fluvialen Erosionsraten. Tab. 6.3 zeigt die in Arbeiten jüngerer Datums ermittelten Erosionsraten für die Schweizer Alpen und weitere Regionen der Erde, die über unterschiedliche Zeiträume gemittelt wurden.

Tabelle 6.3: Denudationsraten glazialer und nicht-glazialer Perioden in unterschiedlichen Regionen. Nach HINDERER (2001).

Region	Denudationsrate [mm/ka]		Verhältnis	Referenz
	Hochglazial-Holozän ¹⁾	rezent		
Alpen	1760	125	14,1	HINDERER (2001)
	Post-Hochglazial ²⁾	rezent		
Alpen	620	125	5,0	HINDERER (2001)
Sognefjorden, Norwegen	520	70	7,4	AARSETH (1997) BOGEN (1996)
Schwarzes Meer	340	70	4,9	DEGENS et al. (1991) EINSELE (2000)
Spitzbergen	360	100	3,6	ELVERHOI et al. (1995)
	Quartär ³⁾	Pliozän ⁴⁾		
Alpen	410	200	2,1	GUILLAUME & GUILLAUME (1982)
	390	190	2,1	KUHLEMANN (2000)

¹⁾10.000 - 18.000 a ²⁾0 - 18.000 a ³⁾0 - 1,8 Mio. a ⁴⁾1,8 - 5,3 Mio. a

Ausgehend von dem oben geschilderten Konzept der „paraglazialen Sedimentation“ quantifiziert HINDERER (2001) anhand sedimentärer Füllungen von Tälern und Seen die mittleren Denudationsraten der Alpen über unterschiedliche Zeiträume. Die mittlere Denudationsrate des Zeitraums zwischen dem letzten Hochglazial und dem Beginn des Postglazials (18.000 - 10.000 a), also dem Zeitraum mit maximalen Transportraten (vgl. Abb. 6.9), beträgt 1760 mm/ka und ist daher ca. 14-fach höher als die rezente Denudationsrate von 125 mm/ka. Letztere wurde durch Messungen von Wachstumsraten lakustriner Deltas in perialpinen Seen und durch Messungen der Suspensionsfracht an Ausflußpunkten verschiedener alpiner Einzugsgebiete bestimmt. Die mittlere Denudationsrate des Zeitraums seit dem letzten Hochglazial (18.000 a - heute) beinhaltet gegenüber dem zuvor genannten Zeitraum auch die geringeren Transportraten des Holozän, ist aber mit 620 mm/ka immer noch 5-fach höher als die rezente Denudationsrate.

Auch in weiteren, durch unterschiedliche lithologische, topographische und hydrodynamische Charakteristika gekennzeichneten Regionen überwiegen die glazialen Erosionsraten gegenüber den fluvialen Erosionsraten. Seismische Untersuchungen von AARSETH (1997) und BOGEN (1996) in norwegischen Fjorden mit hochresistenten Kristallingesteinen ergaben eine 7,4-fach höhere Erosionsrate für das Post-

Hochglazial gegenüber der rezenten Erosionsrate. Weiterhin zeigen stratigraphische Auswertungen von ODP-Daten des Schwarzen Meeres, daß auch in Regionen mit überwiegend flachem Relief der glaziale Einfluß zu erhöhten Erosionsraten führt (DEGENS et al. 1991; EINSELE 2000). Schließlich sind auch auf der arktischen Inselgruppe Spitzbergen, auf der die Klimaschwankungen der Kalt- und Warmzeiten nur einen geringen Einfluß auf die Eisdynamik hatten, die post-hochglazialen Erosionsraten 3,6-fach höher als die rezenten Erosionsraten. Es zeigt sich daher in allen Fällen, daß die glazial beeinflussten, mittleren Erosionsraten seit dem Hochglazial die rezenten (fluvialen) Erosionsraten deutlich übertreffen.

Auch die mittleren Denudationsraten über größere Zeitskalen bestätigen diesen Trend. KUHLEMANN (2000) und GUILLAUME & GUILLAUME (1982) bilanzierten die Sedimentvolumina der Nordsee, des Mittelmeeres und des Schwarzen Meeres und bestimmten so die mittlere Denudationsrate der Alpen während des Pliozän und des Quartär und fanden eine etwa doppelt so hohe Denudationsrate in dem durch massive Vergletscherung gekennzeichneten Quartär.

Aus der Tatsache, daß die glazialen Erosionsraten die fluvialen Erosionsraten übertreffen, läßt sich eine wichtige Schlußfolgerung für die Reliefentwicklung der Schweizer Alpen ableiten: Geht man davon aus, daß sich das Gebirge in der prä-quartären Zeit in einem dynamischen Gleichgewicht zwischen tektonischer Hebung und fluvialer Erosion befand, dann übertraf während des Quartär die Erosion in den vergletscherten Reliefregionen die tektonische Hebung.

Nachfolgend werden noch einmal die wesentlichen Hypothesen der vorliegenden Arbeit zur Reliefentwicklung der Schweizer Alpen zusammengefaßt:

- Die Schweizer Alpen befinden sich im dynamischen Gleichgewicht (Kap. 4).
- Die Höhe der Paläoschneegrenze weist eine starke Korrelation mit der mittleren Reliefhöhe auf, der Einfluß der übrigen Faktoren auf die Topographie ist von untergeordneter Bedeutung (Kap. 6.3).
- Im gesamten Untersuchungsgebiet entspricht die mittlere Höhe der Paläoschneegrenze näherungsweise dem mittleren topographischen Niveau (Kap. 6.4).
- Außerhalb der Südalpen fällt die mittlere Höhe der Paläoschneegrenze annähernd mit der Grenze zwischen V-Tälern und U-Tälern zusammen und läßt auf eine glaziale Überprägung des Reliefs oberhalb der Paläoschneegrenze schließen (Kap. 6.4).
- Die Glazialerosion übertrifft die Fluvialerosion und damit auch die tektonischen Hebung (Kap. 6.5).

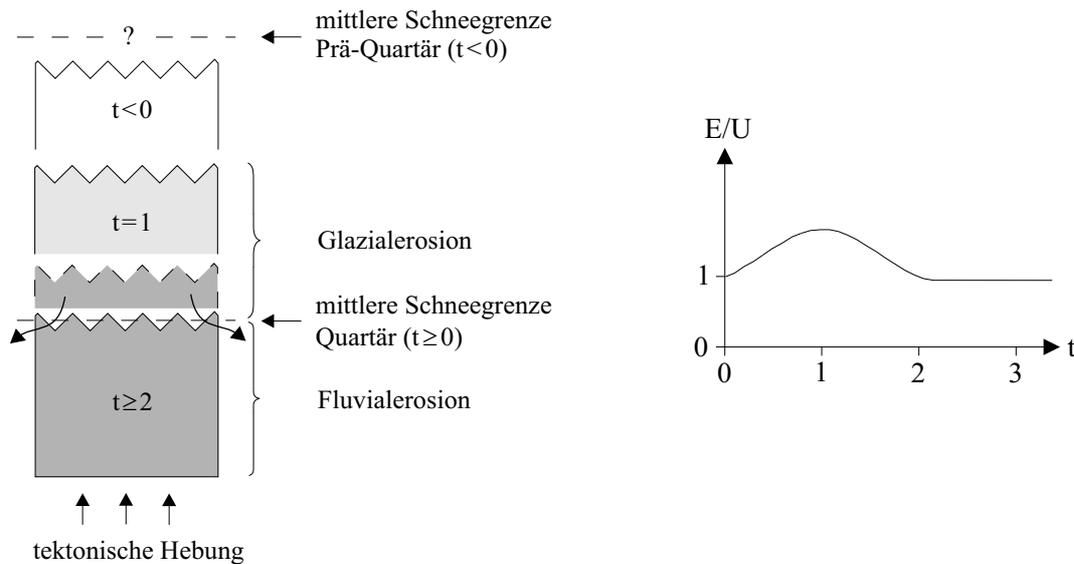


Abbildung 6.10: Konzeptionelles Reliefentwicklungsmodell für die Schweizer Alpen basierend auf den Ergebnissen aus Kap. 6.3 und 6.4. E = Erosionsrate, U = Hebungsrate.

Diese Ergebnisse lassen sich zu einem zweiten konzeptionellen Reliefentwicklungsmodell der vorliegenden Arbeit integrieren, das in Abb. 6.10 schematisch veranschaulicht ist. Es wird angenommen, daß sich das Relief der Schweizer Alpen im Prä-Quartär im dynamischen Gleichgewicht zwischen tektonischer Hebung und fluvialer Erosion befand ($t < 0$). Dabei konnten bereits die maximalen Hangneigungen der jeweiligen Lithologien erreicht worden sein (Kap. 5.4). Die mittlere Schneegrenze befand sich oberhalb des Reliefs oder auf dem Niveau der Gipfelregionen, in jedem Fall lag sie aber höher als während des Quartärs. Im Zuge der Klimaverschlechterung während des Quartär sank die Schneegrenze ab und fluktuierte um ein regional variables mittleres Niveau ($t \geq 0$). Die Reliefregion oberhalb der Schneegrenze war damit der Glazialerosion ausgesetzt, deren hohe Prozentsraten diejenigen der tektonischen Hebung übertrafen. Es kam daher zu einer Reduktion der Topographie ($t = 1$) bis schließlich die mittlere Reliefhöhe auf das Niveau der mittleren Schneegrenze abgesunken war ($t = 2$). Die anhaltende tektonische Hebung beförderte kontinuierlich weiteres Material in das glaziale Prozeßregime, wo es durch die hohen Erosionsraten vollständig kompensiert wurde und somit ein Höhenwachstum des Reliefs verhindert wurde ($t \geq 2$). Das Relief variierte dabei räumlich um die mittlere Schneegrenze, so daß es in den Regionen oberhalb der Schneegrenze zur Ausbildung charakteristischer U-Täler kam. Während des Postglazials verlagerte sich schließlich die mittlere Schneegrenze auf das heutige Niveau. Die glaziale Überprägung während des Pleistozän ist jedoch aufgrund der verzögerten Reaktion des Reliefs auf die veränderten Prozeßverhältnisse bis heute erhalten geblieben.

Neben dem in Kap. 5.4 geschilderten Mechanismus des gravitativen Hangversagens beim Erreichen der maximalen Neigungswinkel, stellt das o. g. Konzept ein zweites Modell dar, das eine Begrenzung des Höhenwachstums der Schweizer Alpen impliziert. Auch dieses zweite Modell ist an die Überschreitung eines Schwellwertes

gebunden. Dieser ist durch die Höhe der Schneegrenze gegeben, oberhalb der sich das Systemverhalten maßgeblich ändert und die Erosionsraten durch die Wirkung der Glazialprozesse sprunghaft ansteigen. Danach ist die maximal mögliche Höhe eines Gebirges - wie im ersten konzeptionellen Modell dieser Arbeit - unabhängig von der tektonischen Hebungsrate. Eine zweite Hypothese zur Reliefentwicklung der Schweizer Alpen lautet damit:

Oberhalb der Schneegrenze wird die tektonische Massenzufuhr vollständig durch die Glazialerosion kompensiert, so daß die Höhe der Schneegrenze die maximale Gebirgshöhe bestimmt.

Aus dieser Hypothese läßt sich schlussfolgern, daß Gebirge in niedrigen Breiten aufgrund der höher liegenden Schneegrenzen größere Höhen erreichen können als in hohen Breiten. Dies würde bedeuten, daß der Himalaya nicht nur aufgrund der tektonischen Rahmenbedingungen das höchste Gebirge der Erde darstellt, sondern auch wegen seiner geographischen Lage in den mittleren Breiten. Die polwärts abnehmende Höhe der Schneegrenze kann daher eine Ursache sein, weshalb tektonisch aktive Orogene mit vergleichbaren Hebungsraten, wie z. B. die Alaskakette (FITZGERALD et al. 1995), solche Reliefhöhen nicht erreichen können.

Untersuchungen von BROZOVIĆ et al. (1997) im nordwestlichen Himalaya führten zu Ergebnissen, die den vorliegend ermittelten sehr ähnlich sind und bestärken damit die oben erläuterte Modellvorstellung. Auch in dieser Region weisen die tektonischen Hebungsraten keine Korrelation mit der mittleren Topographie auf. Es zeigt sich jedoch eine konsistente räumliche Übereinstimmung zwischen dem Modalwert der Reliefhöhe, der Verteilung der Hangneigungen sowie der Höhe der Schneegrenze, die dafür spricht, daß das Klima den maßgeblichen Faktor für die makroskalige Reliefentwicklung der Region darstellt. Die Schneegrenze befindet sich zur Zeit 700 - 1000 m oberhalb der mittleren Topographie, sie stimmte jedoch während des letzten glazialen Maximums mit der mittleren Reliefhöhe überein. Dies stellt einen Unterschied zu den vorliegend ermittelten Ergebnissen dar, die eine Übereinstimmung mit der mittleren und nicht mit der maximalen Lage der Schneegrenze während des Pleistozän implizieren. Weiterhin stellen BROZOVIĆ et al. (1997) fest, daß nach ihrem Szenario Regionen mit hohen tektonischen Hebungsraten einer stärkeren glazialen Erosion unterliegen müssen als tektonisch weniger aktive Regionen. Vergleichbar mit dem vorliegenden Fall erklären sie diesen Mechanismus durch die Hebung des Reliefs über die Schneegrenze und eine aus der Vergrößerung der Gletscherakkumulationsfläche resultierende erhöhte Eisaktivität. Eine weitere Ursache für diesen Sachverhalt sehen BROZOVIĆ et al. (1997) in der Wirkung der vielen isolierten Gipfel des Himalayas, die hauptsächlich im Bereich hoher Hebungsraten auftreten. Danach fangen die Gipfelflanken die Niederschläge ab und versorgen die Region mit mehr Feuchtigkeit, die sich in Form größerer Eismassen in den umliegenden Tälern äußert.

Auch MONTGOMERY et al. (2001) kommen bei ihrer Untersuchung der südamerikanischen Anden zu dem Schluß, daß das Klima den maßgeblichen Faktor für die topographische Entwicklung des Gebirges darstellt. Hohe Niederschlagsraten in den nördlichen und südlichen Anden, niedrige Niederschlagsraten in den zentralen Anden sowie eine von Norden nach Süden abnehmende Höhe der rezenten Schnee-

grenze führen zu einer fluvialen Prägung der nördlichen Anden, einer hauptsächlich tektonischen Formung der Zentral-Anden sowie einer glazialen Prozeßdominanz im Bereich der Süd-Anden. Diese klimatisch kontrollierten Prozeßregimes führen zu einer Zunahme der Orogenbreite in der zentralen Region, zu einer charakteristischen Asymmetrie des Gebirgsquerschnitts in den nördlichen und südlichen Anden sowie zu einer signifikant differenzierbaren Hypsometrie der drei Zonen. Gleichzeitig folgt die maximale Reliefhöhe der polwärts sinkenden Schneegrenze und bildet somit eine Analogie zu den vorliegend ermittelten Ergebnissen.

Kapitel 7

Numerische Reliefmodellierung

In den beiden vorigen Kapiteln wurden anhand analytisch-statistischer Untersuchungen zwei Hypothesen über die Mechanismen aufgestellt, die das Reliefwachstum der Schweizer Alpen begrenzen. Die Ergebnisse der nachfolgend dargestellten numerischen Reliefmodellierung dienen der quantitativen Prüfung der in Kap. 5 entwickelten Hypothese, daß die mechanischen Eigenschaften der Gesteine in der Zentralregion (vgl. Abb. 5.5) die maximal mögliche Reliefhöhe und Hangneigung bestimmen. Dazu werden mittels eines Fluvialerosionsmodells theoretische Hangneigungen berechnet, die sich bei dem gegebenen Prozeßgefüge im dynamischen Gleichgewicht einstellen würden, wenn die Hänge keinen maximalen Neigungswinkel besäßen. Anschließend wurde innerhalb der Zentralregion getestet, ob die theoretischen Hangneigungen signifikant größer als die empirischen Hangneigungen des DHM sind. In diesem Fall kann angenommen werden, daß die Hänge der Zentralregion ihren maximalen Neigungswinkel erreicht haben und das gravitative Versagen der Hänge den maßgeblichen Prozeß für die Strukturentwicklung des Schweizer Alpenreliefs darstellt.

Zusätzlich wäre die zweite Hypothese zur Reliefentwicklung der Schweizer Alpen (Kap. 6.5) zu prüfen. Da diese jedoch auf der Wirkung glazialer Prozesse und der Ausbildung von U-Tälern beruht, müßte zur quantitativen Stützung der Hypothese ein prozeßbasiertes Glazialerosionsmodell implementiert werden. Neuere Forschungsergebnisse (z. B. BENN & EVANS 1998) eröffnen vielversprechende Perspektiven zur Realisierung dieses Vorhabens, in der vorliegenden Arbeit muß sich jedoch auf die Prüfung der ersten Hypothese beschränkt werden.

7.1 Fluvialerosionsmodell

Die Fluvialerosion übernimmt eine Schlüsselrolle innerhalb der dynamischen Wechselwirkung zwischen Oberflächenprozessen und tektonischen Prozessen. Die Eintiefungsrate der Flüsse stellt das Verbindungsglied zwischen der tektonischen Hebung und den assoziierten Erosionsprozessen dar und kontrolliert damit die Taleintiefung

des Reliefs (HOWARD et al. 1994; SEIDL et al. 1994). Da die Flußlängsprofile wiederum die Randbedingung für die Denudation der angrenzenden Hänge darstellen, wird die Abtragungsrate des gesamten Reliefs maßgeblich durch die Eintiefungsrate der Flüsse bestimmt.

In der vorliegenden Arbeit wird das *Shear-stress incision model* verwendet, daß in der prozeßbasierten Modellierung der Reliefentwicklung weitverbreitet zur Anwendung kommt (HOWARD & KERBY 1983; SEIDL & DIETRICH 1992; ANDERSON 1994; HOWARD 1994; TUCKER 1996; STOCK & MONTGOMERY 1999; WHIPPLE & TUCKER 1999; SNYDER et al. 2000). Es beschreibt die morphologische Entwicklung eines longitudinalen Flußprofils h als Funktion der Hebungsrate U , des Erosionsparameters k , des lokalen Einzugsgebietes eines Punktes A und des lokalen Gradienten $S = \partial h / \partial x$:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = U - kA^m S^n \quad (7.1)$$

m und n sind prozeß- und formabhängige Parameter, A entspricht bei zeitlich konstantem Niederschlag dem Abfluß an einem Punkt und k integriert die Erosionsresistenz des Substrats, die Sedimentfracht, die klimatischen Verhältnisse sowie die Flußbettgeometrie (HOWARD et al. 1994; TUCKER & BRAS 2000). Das Modell basiert auf der Hypothese, daß die Erosionsrate E (in Volumen pro Flußbettfläche pro Zeit) eine Potenzfunktion der basalen Scherspannung τ_b ist:

$$E = k_b \tau_b^a, \quad (7.2)$$

wobei k_b ein dimensionsloser Koeffizient ist, der von den Substrateigenschaften (Lithologie, Klüftung, Verwitterungsgrad) sowie der Sedimentfracht abhängig ist und a einen positiven prozeßabhängigen Exponenten darstellt, der von dem dominierenden Erosionsmechanismus abhängig ist (HANCOCK et al. 1998; WHIPPLE et al. 2000). Ausgehend von einer Konservierung der Masse (des Wassers) mit

$$Q = VDW \quad (7.3)$$

ergibt sich bei einer stetigen laminaren Strömung:

$$\tau_b = \rho C_f^{1/3} \left(\frac{gSQ}{W} \right)^{2/3} \quad (7.4)$$

mit Q = Abfluß, V = Fließgeschwindigkeit, D = Flußbetttiefe, W = Flußbettbreite, ρ = Dichte des Wassers, C_f = dimensionsloser Reibungsfaktor, g = Gravitationsbeschleunigung und S = lokale Flußneigung ($= \partial h / \partial x$). Q stellt den charakteristischen, zeitlich gemittelten Abfluß dar (WOLMAN & MILLER 1960), so daß er als Funktion des lokalen Einzugsgebietes eines Punktes A beschrieben werden kann:

$$Q = k_q A^c \quad (7.5)$$

mit k_q = dimensionsloser Koeffizient und c = positiver Exponent. Die Parameter k_q und c sind Funktionen des Klimas, des Abflußprozesses sowie der Beckentopologie (WHIPPLE & TUCKER 1999). Weiterhin wird eine Verbreiterung des Flußbettes mit dem Fließweg angenommen. Es ergibt sich bei einer Kombination mit Gl. 7.5:

$$W = k_w Q^b = k_w k_q^b A^{bc}, \quad (7.6)$$

wobei k_w und b dimensionslose, positive Konstanten sind, die von den Substrat-eigenschaften, dem Erosionsprozeß und den hydraulischen Verhältnissen des Einzugsgebietes abhängig sind (WHIPPLE & TUCKER 1999). Aus der Kombination von Gl. 7.2-7.6 ergibt sich schließlich Gl. 7.1 mit

$$k = k_b k_w^{-2a/3} k_q^{2a(1-b)/3} \rho^a g^{2a/3} \quad (7.7)$$

$$m = (2ac/3)(1 - b) \quad (7.8)$$

$$n = 2a/3 \quad (7.9)$$

und

$$\frac{m}{n} = c(1 - b) \quad (7.10)$$

Aus Gl. 7.1 können die theoretischen Hangneigungen S_t für ein fluviales Relief, das sich im dynamischen Gleichgewicht zwischen tektonischer Hebung und Erosion befindet, berechnet werden:

$$S_t = \left(\frac{U}{k}\right)^{\frac{1}{n}} A^{-\frac{m}{n}} \quad (7.11)$$

für $\partial h/\partial t = 0$.

7.2 Modellkalibrierung

Zur Berechnung von S_t nach Gl. 7.11 liegen lediglich die Hebungsraten U (Kap. 4.1.1) und das lokale Einzugsgebiet eines Punktes A vor, das nachfolgend wegen Gl. 7.5 vereinfacht als „Abfluß“ bezeichnet wird. Letzterer wurde durch das Modul „Hydrologic Modelling v2.1“ im GIS-System „ArcView 3.2“ berechnet. Das Modul eliminiert zunächst künstliche Senken im DHM, die Interpolations-Artefakte darstellen, und ordnet anschließend jedem Gitterpunkt entsprechend der größten Höhendifferenz eine Abflußrichtung zu einem seiner acht Nachbarn zu. Bei Diagonalphixeln wird bei der Berechnung der Höhendifferenz eine Distanzgewichtung vorgenommen. Die Grenze eines Einzugsgebietes ergibt sich entlang von Kammlinien, an denen Gitterpunkte nur einen Abfluß liefern, aber keinen Abfluß mehr durch angrenzende Gitterpunkte erhalten. Die Berechnung der Akkumulationsmenge an einem Gitterpunkt erfolgt rekursiv, indem von einem Startpunkt aus das Gitter innerhalb eines Einzugsgebietes solange aufwärts traversiert wird, bis die Einzugsgebietsgrenze oder eine bereits berechnete Region erreicht wird. Beim darauffolgenden Abwärtstraversieren wird dann die Akkumulationsmenge aufsummiert.

Die Erosionsresistenz k der Gesteine liegt nur in ordinaler Form für die vier lithologischen Klassen L_j mit $j = 1$ (sehr hohe Erosionsresistenz) bis $j = 4$ (niedrige Erosionsresistenz) vor (Kap. 5.1.3). Damit stellen k_1 , k_2 , k_3 und k_4 sowie m und n unbestimmte Parameter des Fluvialerosionsmodells dar. Ihre Kalibrierung erfolgt an den empirischen Hangneigungen S_e , die aus dem DHM ermittelt wurden. Dazu wurde der Betrag der *maximalen* Neigung zwischen einem Zentralpixel und seinen acht

Nachbarnpixeln bestimmt, wobei die Diagonalexel distanzgewichtet wurden. Gegenüber den bisherigen Betrachtungen, denen die *mittlere* Hangneigung zugrunde liegt (Kap. 5.1.2), wird damit in diesem Kapitel die Neigung in Richtung des Abflusses betrachtet (vgl. Gl. 7.11).

Für die Kalibrierung wurden nur solche Regionen des DHM berücksichtigt, für die angenommen wird, daß die fluvialen Prozesse den langfristig maßgeblichen Einfluß auf die Formbildung des Reliefs hatten. Demnach wurde sowohl die glazial geprägte Region oberhalb der Paläoschneegrenze ausgeschlossen als auch die durch gravitative Prozesse gekennzeichnete Zentralregion, für die vermutet wird, daß die Hänge bereits ihre Maximalneigung erreicht haben.

Die Kalibrierung der unbestimmten Parameter m , n und k_j erfolgte nach dem GAUSSschen Prinzip der kleinsten Quadrate. Mit Gl. 7.11 gilt:

$$dev = \sum_i (S_{e_i} - S_{t_i})^2 = \sum_{j=1}^4 \left[\sum_{i \in L_j} \left(S_{e_i} - U_i^{\frac{1}{n}} k_j^{-\frac{1}{n}} A_i^{-\frac{m}{n}} \right)^2 \right] \rightarrow Min. \quad (7.12)$$

Die Parameter k_j können eliminiert werden, so daß nur noch m und n zu kalibrieren sind, denn mit

$$k_j^{-\frac{1}{n}} = \zeta_j \quad (7.13)$$

und

$$\frac{\partial dev}{\partial \zeta_j} = 0 \quad (7.14)$$

kann ζ_j explizit ausgedrückt werden als

$$\zeta_j = \frac{\sum_{k \in L_j} U_k^{\frac{1}{n}} A_k^{-\frac{m}{n}} S_{e_k}}{\sum_{k \in L_j} U_k^{\frac{2}{n}} A_k^{-\frac{2m}{n}}} \quad (7.15)$$

da wegen

$$\frac{\partial^2 dev}{\partial \zeta_j^2} = \sum_{k \in L_j} U_k^{\frac{2}{n}} A_k^{-\frac{2m}{n}} > 0 \quad (7.16)$$

gilt:

$$dev(\zeta_j) = Min. \quad (7.17)$$

Die Kombination von Gl. (7.12), Gl. (7.13) und Gl. (7.15) führt zu

$$dev = \sum_i S_{e_i}^2 - \sum_{j=1}^4 \frac{\left(\sum_{k \in L_j} U_k^{\frac{1}{n}} A_k^{-\frac{m}{n}} S_{e_k} \right)^2}{\sum_{k \in L_j} U_k^{\frac{2}{n}} A_k^{-\frac{2m}{n}}} \rightarrow Min. \quad (7.18)$$

Die Kalibrierung von m , n und k_j wurde mittels eines C-Programms realisiert. Der Hauptalgorithmus ist im Form eines Pseudo-Codes nachfolgend dargestellt.

```
/* Initialisierung */

m=m_start
n=n_start
dev_alt = 0
prec = prec_start /* prec = Abbruchkriterium */

/* Berechnung von dev mit Gl. (7.18) */

while ( (dev_alt - dev(m,n))*(dev_alt - dev(m,n)) > prec )
{
    dev_alt = dev(m,n)
/* fit m */
    delta = delta_start /* delta = Inkrement für m und n */
    temp = m + delta
    if ( dev(temp,n) > dev(m,n) )
        delta = - delta
    do
        {
            dev_m_alt = dev(temp,n)
            m_alt = temp
            temp = temp + delta
            delta = delta * 2
        }
    while ( dev_m_alt > dev(temp,n) )
    m = m_alt
/* fit n */
    delta = delta_start
    temp = n + delta
    if ( dev(m,temp) > dev(m,n))
        delta = - delta
    do
        {
            dev_n_alt = dev (m,temp)
            n_alt = temp
            temp = temp + delta
            delta = delta * 2
        }
    while ( dev_n_alt > dev (m, temp))
    n = n_alt
}
calculate k_j
end
```

Ausgehend von den Startwerten `m_start` und `n_start` variiert das Programm solange die Parameter `m` und `n` bis die Änderung von `dev` gegenüber dem vorigen Iterationsschritt so gering ist, daß der Schwellwert `prec` unterschritten wird. Anschließend wird `k_j` nach Gl. 7.13 und Gl. 7.15 bestimmt.

7.3 Ergebnisse

Mittels der kalibrierten Parameter m , n und k_j wurden nach Gl. 7.11 die theoretischen Hangneigungen S_t bestimmt. Abb. 7.1 zeigt die Residuen $d = S_e - S_t$ der Anpassung. Bereiche, in denen $S_e < S_t$, sind grün dargestellt, in den roten Bereichen ist $S_e > S_t$. Die Residuen werden durch das von NW beleuchtete DHM der Schweiz überlagert (Abb. 3.1), so daß die Abbildung gleichzeitig die Struktur des Reliefs erkennen läßt. Die weißen Regionen entsprechen den bereits erwähnten gravitativ bzw. glazial dominierten Regionen, die von der Kalibrierung ausgeschlossen wurden.

Es zeigt sich, daß die Neigungen der Talregionen von dem Modell systematisch überschätzt werden, während die Hangregionen unterschätzt werden. Dies betrifft im wesentlichen die Täler der großen Vorfluter und ist besonders deutlich im Rhône-tal zu erkennen. Obwohl für den betrachteten Reliefausschnitt von einer hauptsächlich fluvialen Bildung ausgegangen wird, ist die Ursache dafür in der glazialen Überprägung der Region zu sehen, denn glaziale Maximalstände hinterließen ihre Spuren auch unterhalb der Paläoschneegrenze. Infolge dieses Einflusses wurden die ursprünglichen fluvialen Täler während des Quartärs durch Glazialerosion und

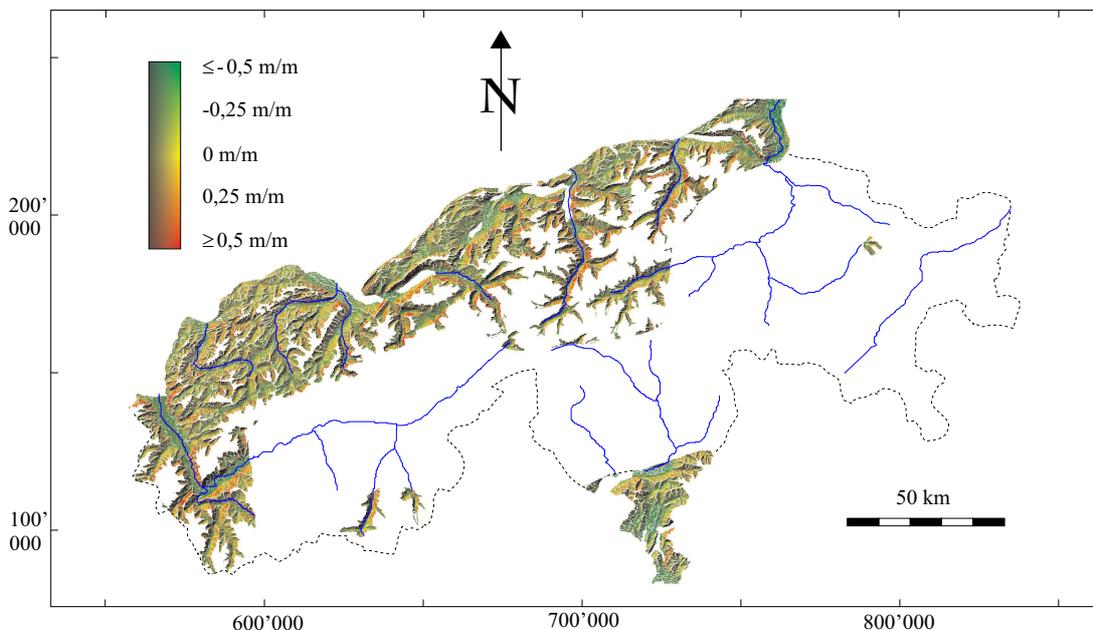


Abbildung 7.1: Residuen $d = S_e - S_t$ des Fluvialerosionsmodells (Gl. 7.11). Die Kalibrierung des Modells erfolgte nach Gl. 7.18, die weißen Regionen wurden von der Kalibrierung ausgeschlossen.

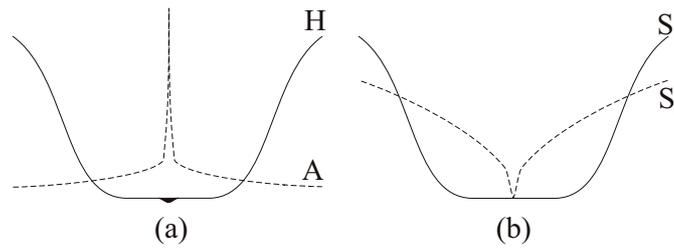


Abbildung 7.2: Schematisches Talquerprofil. Dargestellt sind die Reliefhöhe H und die Abflußmenge A (a) sowie die empirischen Hangneigungen S_e und die theoretischen Hangneigungen S_t (b).

-akkumulation mehrfach umgeformt. Im vorliegenden Fall ist der Gletscherrückzug nach dem letzten glazialen Hochstand vor ca. 17.000 a von zentraler Bedeutung, da während dieser Phase intensiver Sedimentakkumulation die glazial übertieften Täler der großen Vorfluter mit bis zu 900 m mächtigen glazio-fluvialen Ablagerungen gefüllt wurden (PFIFFNER et al. 1997c). Damit kam es zur Ausbildung charakteristischer *Sohlentäler*, die durch einen breiten mehr oder weniger ebenen Bereich zwischen den Talhängen gekennzeichnet sind.

Abb. 7.2 stellt ein schematisches Querprofil eines Sohlentals dar und verdeutlicht die beobachtete Verteilung der Residuen. Da sich der Oberflächenabfluß A entlang der Tallinien akkumuliert, zeigt sich im Querprofil ein punktueller Abflußpeak an der tiefsten Stelle des Tals (Abb. 7.2 a). Für die Neigungsmodellierung bedeutet dies, daß es wegen $S_t \sim 1/A$ (Gl. 7.11) zu einem sprunghaften Anstieg von S_t im Bereich der angrenzenden Talauen kommt, weil dort ein deutlich geringerer Abfluß vorliegt (Abb. 7.2 b). Damit werden die flachen Hangneigungen der Talsohle systematisch überschätzt, während die Hangregionen durch positive Residuen gekennzeichnet sind. Ein weiteres Problem ist dadurch gegeben, daß die Hangregionen im wesentlichen konvexe, abfluß-divergente Bereiche darstellen und sich daher meist besser als Produkt diffusiver Prozesse beschreiben lassen (z. B. CULLING 1960, 1963; CARSON & KIRKBY 1972). Demnach führen sowohl die nicht-fluvialen, denudativen Prozesse der Hänge als auch die glaziale Bildung der Sohlentäler zu Reliefformen, die sich im Talquerprofil nicht adäquat mit einem Fluvialerosionsmodell beschreiben lassen. Aus diesem Grund wurde der Abfluß A als Gewichtungsfaktor in Gl. 7.12 eingefügt, so daß die Kalibrierung der Parameter m , n und k_j nun stärker im Bereich hoher Akkumulationsmengen und damit entlang fluvialer Tallängsprofile erfolgt:

$$dev = \sum_i A_i^\alpha (S_{e_i} - S_{t_i})^2 = \sum_i A_i^\alpha d_i^2 \rightarrow Min. \quad (7.19)$$

Der Exponent α stellt einen frei wählbaren Parameter dar. Aus Gl. 7.18 wird damit:

$$dev = \sum_i A_i^\alpha S_{e_i}^2 - \sum_{j=1}^4 \frac{\left(\sum_{k \in L_j} U_k^{\frac{1}{n}} A_k^{\alpha - \frac{m}{n}} S_{e_k} \right)^2}{\sum_{k \in L_j} U_k^{\frac{2}{n}} A_k^{\alpha - \frac{2m}{n}}} \rightarrow Min. \quad (7.20)$$

Nach Gl. 7.20 ergeben sich die folgenden Werte für die Parameter m , n und k_j in Gl. 7.11:

$$m = 0,917 \quad (7.21)$$

$$n = 2,769 \quad (7.22)$$

$$k_1 = 1,116 \cdot 10^{-7} \quad (7.23)$$

$$k_2 = 2,173 \cdot 10^{-7} \quad (7.24)$$

$$k_3 = 1,941 \cdot 10^{-7} \quad (7.25)$$

$$k_4 = 2,745 \cdot 10^{-7} \quad (7.26)$$

In Abb. 7.3 sind die relativen Häufigkeitsverteilungen f und f_g der Residuen $d = S_e - S_t$ für $\alpha = 0$ und $\alpha = 1$ dargestellt. Nach Gl. 7.19 gilt für $\alpha = 0$:

$$f(d) = n \cdot d \quad \text{mit} \quad n = \sum_i 1 \quad \forall i : \quad d_i = d \quad (7.27)$$

Für $\alpha = 1$ wird die Anzahl der einbezogenen Datenpunkte formal erweitert, indem jedes d_i^2 mit dem Faktor A_i multipliziert wird. Daher gilt:

$$f_g(d) = g \cdot d \quad \text{mit} \quad g = \sum_i \sqrt{A_i} \quad \forall i : \quad d_i = d \quad (7.28)$$

Weiterhin folgt aus Gl. 7.19, daß das arithmetische Mittel beider Verteilungen gleich 0 ist. In Abb. 7.3 ist zu erkennen, daß durch die Abflußgewichtung ($\alpha = 1$) der relative Anteil der positiven Residuen zugunsten von Residuen, die keine Abweichung aufweisen, verringert wird. Dies ist darauf zurückzuführen, daß der relative Beitrag der Hangregionen, die durch überwiegend positive Residuen gekennzeichnet sind (Abb. 7.1), durch die Abflußgewichtung reduziert wird. Weiterhin ist zu beobachten,

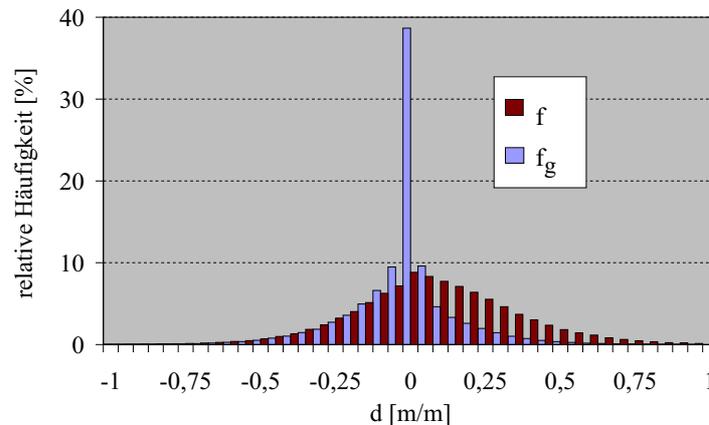


Abbildung 7.3: Relative Häufigkeitsverteilungen der Residuen $d = S_e - S_t$ des Fluvialerosionsmodells (Gl. 7.11) für die ungewichtete Kalibrierung (f) und die abflußgewichtete Kalibrierung (f_g).

daß f_g eine geringere Streuung als f besitzt. Als Maß für die Anpassungsqualität des Fluvialerosionsmodells wird die mittlere Abweichung $\sqrt{\bar{d}^2}$ gewählt, die wegen $\bar{d} = 0$ der Standardabweichung s der Häufigkeitsverteilungen f und f_g entspricht:

$$s_f = \sqrt{\frac{\sum_i^n d_i^2}{n}} = 0,248 \quad \frac{m}{m} \quad (7.29)$$

$$s_{f_g} = \sqrt{\frac{\sum_i^n A_i \cdot d_i^2}{\sum_i^n A_i}} = 0,153 \quad \frac{m}{m} \quad (7.30)$$

Durch die Abflußgewichtung ($\alpha = 1$) konnte somit gegenüber der ungewichteten Anpassung ($\alpha = 0$) eine Reduktion des mittleren Fehlers s von 38% erreicht werden.

Abb. 7.4 zeigt die Residuen d als Funktion des logarithmisch klassifizierten Abflusses A . Für die ungewichtete Kalibrierung ($\alpha = 0$) ergeben sich positive Residuen im Bereich kleiner A , d. h. in den abflußarmen Hangregionen, und negative Residuen für $A > 10^2 \text{ km}^2$. Im Falle der abflußgewichteten Kalibrierung ($\alpha = 1$) zeigt sich im Bereich kleiner A ein vergleichbarer Verlauf. Für größere A nähern sich die Residuen jedoch infolge der verbesserten Anpassung in den abflußreichen Talregionen $d = 0$ an. In beiden Fällen ist eine Abnahme der Standardabweichung der Residuen mit zunehmendem A zu beobachten, welche die geringere Reliefvariabilität im Bereich der ebenen Sohlentäler widerspiegelt.

Für $\alpha = 1$ zeigt sich, daß die systematischen Abweichungen vom globalen Mittelwert $d = 0$ im Vergleich zu den zufälligen Abweichungen innerhalb der Kategorien nur

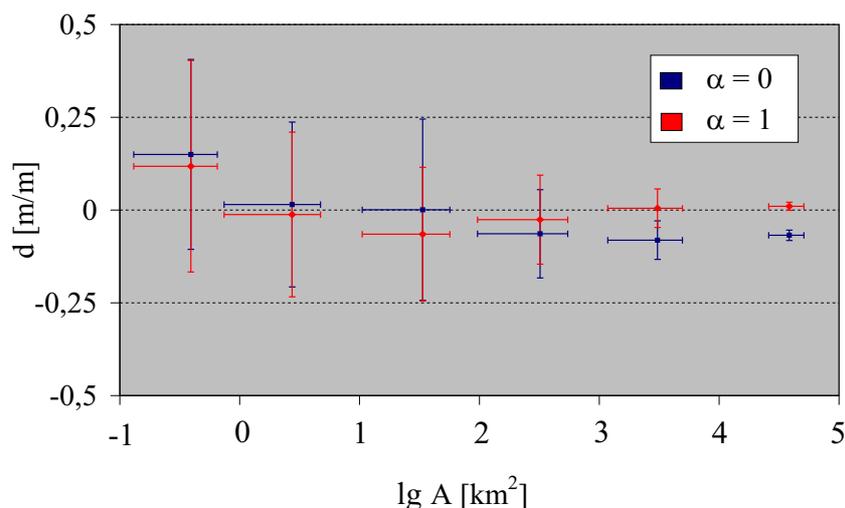


Abbildung 7.4: Korrelation zwischen dem Abfluß A und den Residuen $d = S_e - S_t$ für die ungewichtete Kalibrierung ($\alpha = 0$) und die abflußgewichtete Kalibrierung ($\alpha = 1$). Die Fehlerbalken entsprechen 1σ .

gering sind. Der Anteil B der systematischen Variation an der Gesamtvariation ist

$$B = \frac{\sum_i n_i \bar{d}_i^2}{\sum_i n_i s_i^2 + \sum_i n_i \bar{d}_i^2} = 0,097 \quad (7.31)$$

wobei i die Abflußklassen indiziert, n die Anzahl der Klassenelemente und s die Standardabweichung innerhalb einer Klasse darstellt. Der relativ hohe mittlere Modellfehler mit $s = 0,153 \frac{m}{m}$ ist daher nur zu ca. 10% auf systematische Fehler zurückzuführen. Das Modell besitzt damit zwar relativ große lokale Abweichungen, insbesondere in den abflußarmen Hangregionen, der systematische Störeinfluß ist jedoch gering, so daß die großskaligen Reliefstrukturen gut durch das Fluvialmodell angepaßt werden.

Mittels der kalibrierten Parameter (Gl. 7.21 - 7.26) wurden die theoretischen Hangneigungen S_t für das gesamte Untersuchungsgebiet nach Gl. 7.11 bestimmt. In Abb. 7.5 sind die Residuen $d = S_e - S_t$ dargestellt, die durch das beleuchtete DHM der Schweiz überlagert werden. Die gestrichelte Linie stellt die Grenze der Zentralregion dar (vgl. Abb. 5.5), die feinen farblosen Strukturen innerhalb des Untersuchungsgebietes sind Bereiche, in denen $A = 0$ ist und S_t daher nicht definiert ist. Wie in Abb. 7.1 sind die flachen, abflußarmen Talsohlen der großen Vorfluter meist durch negative Residuen gekennzeichnet, während die angrenzenden Hangregionen größtenteils von S_t unterschätzt werden. Die verbesserte Anpassung entlang der Abflußlinien wird wegen ihrer geringen Breite in der Abbildung nicht deutlich,

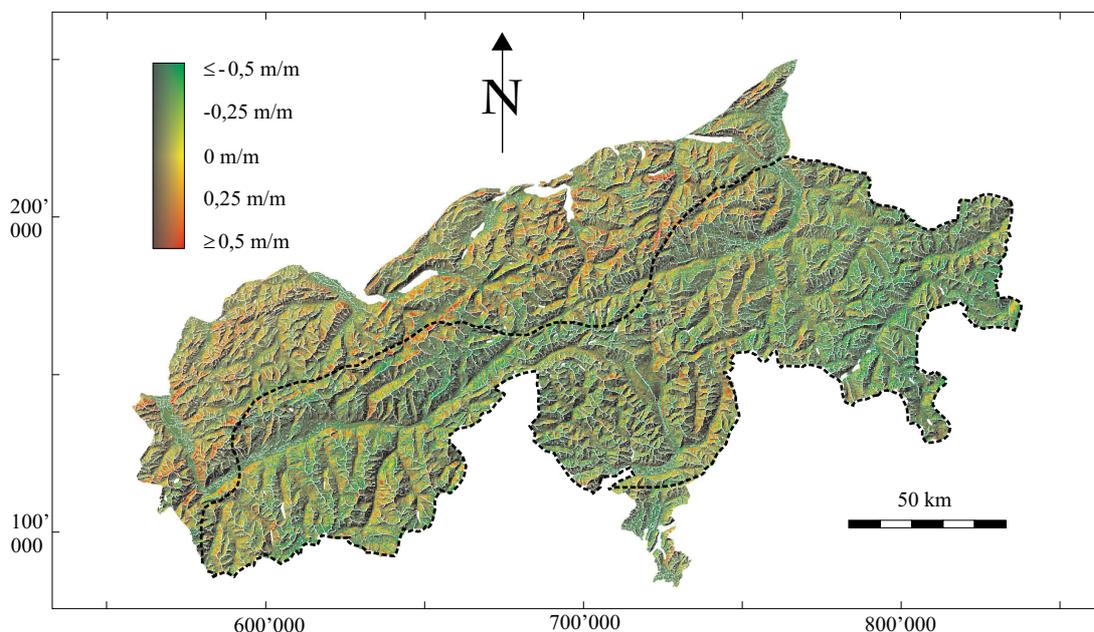


Abbildung 7.5: Residuen $d = S_e - S_t$ des Fluvialerosionsmodells (Gl. 7.11) im gesamten Untersuchungsgebiet. Das Modell wurde innerhalb der in Abb. 7.1 dargestellten Region unter Einbeziehung einer Abflußgewichtung (Gl. 7.20) kalibriert. Die gestrichelte Linie gibt die Grenze der Zentralregion an.

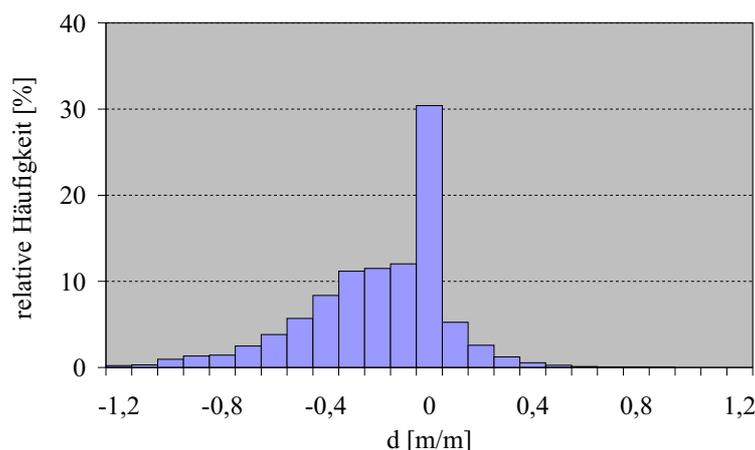


Abbildung 7.6: Relative Häufigkeitsverteilung f_z der Residuen $d = S_e - S_t$ des Fluvialerosionsmodells (Gl. 7.11) innerhalb der Zentralregion. Die Kalibrierung des Modells erfolgte nach Gl. 7.20.

allerdings zeigt sich, daß der Anteil der negativen Residuen innerhalb der Zentralregion deutlich größer ist als innerhalb der Randregion.

Zur Prüfung der ersten Hypothese zur Reliefentwicklung der Schweizer Alpen (Kap. 5.4) wurde daher die Häufigkeitsverteilung f_z der Residuen innerhalb der Zentralregion bestimmt, um zu ermitteln, ob dort S_t signifikant größer ist als S_e . Wegen Gl. 7.19 wurden die Residuen d mit dem Abfluß A gewichtet, so daß gilt:

$$f_z(d) = g \cdot d \quad \text{mit} \quad g = \sum_i \sqrt{A_i} \quad \forall i: \quad d_i = d \quad (7.32)$$

Aus Abb. 7.6 wird ersichtlich, daß Residuen mit $d = 0$ in der Zentralregion den größten relativen Anteil besitzen. Allerdings zeigt sich im Vergleich zu Abb. 7.3 eine deutliche Verschiebung der relativen Häufigkeiten in Richtung der negativen Residuen und damit die Tendenz, daß die theoretischen Hangneigungen die empirischen Hangneigungen übertreffen. Das arithmetische Mittel der Verteilung ist

$$\bar{d} = \frac{\sum_j f_{zj} \cdot d_j}{\sum_j f_{zj}} = -0,193 \quad \text{m/m} \quad (7.33)$$

Innerhalb der Zentralregion ist S_t damit im Mittel um

$$\arctan(-\bar{d}) = 10,9^\circ \quad (7.34)$$

größer als S_e .

Die Signifikanz dieser Relation wurde mit einem zweiseitigen t-Test bestimmt. Die Standardabweichung s und der Stichprobenumfang n von f_z sind:

$$s = 0,245 \quad \text{m/m} \quad (7.35)$$

$$n = 5267103 \quad (7.36)$$

Getestet wurde, ob das arithmetische Mittel der Grundgesamtheit μ signifikant von 0 verschieden ist. Für die Nullhypothese H_0 und die Alternativhypothese H_A gilt:

$$H_0 : \mu = 0 \quad H_A : \mu \neq 0 \quad (7.37)$$

Für ein Signifikanzniveau von $1 - \alpha = 99\%$ ist

$$\hat{t} = \frac{\bar{d} - 0}{s/\sqrt{n}} = 1807,9 > t_{n-1;\alpha/2} = 2,6 \quad (7.38)$$

Damit kann H_0 abgelehnt werden. Die theoretischen Hangneigungen, die sich im Falle eines dynamischen Gleichgewichts frei einstellen würden, ohne daß sie ein oberes Limit besäßen, sind somit in der Zentralregion signifikant größer als die tatsächlichen Hangneigungen des DHM. Daher ist davon auszugehen, daß das gravitative Hangversagen infolge anhaltender Taleintiefung den maßgeblichen Mechanismus darstellt, der das Höhenwachstum der Schweizer Alpen begrenzt.

7.4 Diskussion

Nachfolgend sollen die im vorigen Kapitel kalibrierten Parameter des fluvialen Erosionsmodells mit Ergebnissen anderer Studien verglichen werden und ihre Plausibilität insbesondere im Hinblick auf die glaziale Überprägung des Untersuchungsgebietes kritisch überprüft werden.

Empirische Untersuchungen von WHIPPLE et al. (2000) und HANCOCK et al. (1998) unter verschiedenen geologischen und hydraulischen Rahmenbedingungen in fluvial geprägten Untersuchungsgebieten zeigen eine starke Abhängigkeit des Prozeßparameters a (Gl. 7.2) von dem dominierenden Erosionsmechanismus. Die ermittelten Werte reichen von 1 bei niedrigen Strömungsgeschwindigkeiten und feinkörnigen Geschiebefrachten, die rollend oder saltierend über das Flußbett transportiert werden, bis $\sim 3,5$ bei hohen Strömungsgeschwindigkeiten und Abrasion durch grobkörnige Gerölle und suspendierte Flußfracht. Nach Gl. 7.9 reichen daher die Werte für n von 0,67 bis 2,34. Der in der vorliegenden Untersuchung ermittelten Werte für n ist mit 2,77 (Gl. 7.22) somit etwas höher als der Maximalwert der Vergleichsstudien. Daher ist davon auszugehen, daß der Erosionsmechanismus in der Region, in der die Kalibrierung erfolgte, in stärkerem Maße von der basalen Scherspannung τ_b abhängig ist als in den fluvialen Vergleichsregionen. Dies ist möglicherweise auf den Einfluß der Glazialerosion zurückzuführen, die während glazialer Maximalstände auch auf die Region unterhalb der Paläoschneegrenze einwirkte.

Wird für den Exponenten c (Gl. 7.5) von einem Wert von 1 ausgegangen, der für steile Einzugsgebiete wie die hier untersuchten typisch ist (DUNNE & LEOPOLD 1978; PAZZAGLIA et al. 1998), ergibt sich nach Gl. 7.8 für b ein Wert von 0,68. Damit zeigt sich eine gute Übereinstimmung mit Werten von $0,4 \leq b \leq 0,65$, die in ausführlichen empirischen Studien von LEOPOLD & MADDOCK (1953), LEOPOLD & MILLER (1956) und YALIN (1992) in alluvialen Tälern und von HACK (1973) in Felstälern bestimmt wurden.

Der von SEIDL & DIETRICH (1992), DIETRICH et al. (1996) und TUCKER (1996) diskutierte Parameter m/n ist unabhängig von dem dominierenden Erosionsmechanismus (Gl. 7.10) und ist lediglich eine Funktion der relativen Zuwachsrate des Abflusses mit der Beckengröße (Gl. 7.5) sowie der Flußbettbreite mit dem Abfluß (Gl. 7.6). Der vorliegend ermittelte Wert von $m/n = 0,32$ ist konsistent mit Werten von $0,3 \leq m/n \leq 0,6$, die durch Geländedaten (HOWARD & KERBY 1983) und Kalibrierungen an DHM-Daten ermittelt wurden (SNYDER et al. 2000; SLINGERLAND et al. 1998; WILLGOOSE et al. 1990; MOGLEN & BRAS 1995; TARBOTON et al. 1989). Zusammenfassend läßt sich festhalten, daß der hier ermittelte Parameter m/n einen vielfach vergleichbaren Wert bezüglich ausschließlich fluvial geprägter Regionen annimmt, während n den empirischen Maximalwert der Vergleichstudien leicht überschreitet und somit für - möglicherweise glazial bedingte - Abweichungen von einem fluvialen Gleichgewichtsrelief bei der Kalibrierung spricht.

Bei der Interpretation der k -Werte (Gl. 7.23-7.26) ist zu berücksichtigen, daß diese nicht ausschließlich gesteinspezifische Parameter darstellen, sondern ebenfalls durch den vorherrschenden Erosionsmechanismus sowie durch die Beckengeometrie, die Sedimentfracht und die Abflußverhältnisse kontrolliert werden (Gl. 7.7). Für k ergibt sich aus diesem Grund die Einheit $Meter^{1-2m}/Jahr$, so daß die Absolutwerte von k nur bei gleichen oder zumindest ähnlichen Werten für m verglichen werden können. Leider liegen solche Studien nicht vor. Allerdings führen STOCK & MONTGOMERY (1999) Kalibrierungen von k an unterschiedlichen Lithologien in miozänen bis pliozänen Hebungsregionen in Japan und Kalifornien durch, bei denen die übrigen Einflußfaktoren von k näherungsweise konstant sind. Es ergeben sich für $m = 0,4$ k -Werte mit $10^{-7} < k < 10^{-6} m^{0,2}/a$ für Granite und Metamorphite, mit $10^{-5} < k < 10^{-4} m^{0,2}/a$ für vulkanoklastische Gesteine und mit $10^{-4} < k < 10^{-2} m^{0,2}/a$ für Silt- und Tonsteine. Große lithologische Unterschiede führen danach zu einer Variation der k -Werte von 5 Größenordnungen. Weiterhin bestimmen SNYDER et al. (2000) die k -Werte für 21 verschiedene Einzugsgebiete in Nordkalifornien, die alle aus tertiären bis kretazischen Sand- und Siltsteine aufgebaut werden und damit sehr ähnliche Substrateigenschaften aufweisen. Die k -Werte liegen für $m = 0,43$ zwischen $9,6 \cdot 10^{-5}$ und $1,1 \cdot 10^{-4} m^{0,14}/a$, so daß sich die Ähnlichkeit der Lithologien auch in ihren k -Werten widerspiegelt. Die starke lithologische Variabilität innerhalb des vorliegend untersuchten Gebietes äußert sich jedoch nur in einer geringen Variabilität der k -Werte, die alle innerhalb einer Größenordnung liegen (Gl. 7.23 - 7.26).

Bei der Betrachtung der Relationen zwischen den Parametern k_j ist festzustellen, daß eine plausible Parametrisierung der qualitativen lithologischen Klassen mit $L_1 =$ „sehr hohe Erosionsresistenz“, ..., $L_4 =$ „niedrige Erosionsresistenz“ erreicht werden konnte (Kap. 5.1.3). Lediglich die Parameter k_2 und k_3 sind vertauscht, denn nach Gl. 7.1 müßte $k_1 < k_2 < k_3 < k_4$ gelten. k_3 ist jedoch nur geringfügig kleiner als k_2 .

Eine mögliche Erklärung dafür, daß die k_j trotz der starken lithologischen Kontraste innerhalb des Untersuchungsgebietes nur eine geringe Variabilität aufweisen, ist erneut in der Umgestaltung des Reliefs durch die Wirkung glazialer Prozesse

zu sehen. Die ursprünglichen fluvialen Täler wurden während des Quartärs durch Glazialerosion und -akkumulation mehrfach umgeformt. Für den hier betrachteten Aspekt ist der Gletscherrückzug nach dem Würm-Maximum von zentraler Bedeutung, da während dieser Phase die glazial übertieften Täler der großen Vorfluter mit glazio-fluvialen Sedimenten gefüllt wurden (PFIFFNER et al. 1997c). Die Talprofile entwickeln sich daher seit dieser Zeit in deutlich weicheren Substraten mit ähnlicher Erosionsresistenz. Dennoch korrelieren die in Kap. 7.3 ermittelten Werte für k_j gut mit der ordinalen Rangordnung der lithologischen (Festgesteins-)Klassen. Es kann daher davon ausgegangen werden, daß die post-glaziale Talsohle in etwa parallel zu derjenigen des unterlagernden Felssockels verläuft, so daß auch die heutigen makroskaligen Tallängsprofile der Schweizer Alpen im wesentlichen von der Erosionsresistenz der Festgesteinsformationen geprägt sind.

Im Hinblick auf die Eignung des verwendeten Modells für das Relief der Schweizer Alpen ist neben der glazialen Überprägung der Region zu berücksichtigen, daß das Modell von einer instantanen Ausfuhr des erodierten Materials ausgeht, denn Gl. 7.1 beinhaltet den Parameter $S = \partial h / \partial x$. Das Modell führt daher keine Massenbilanzierung durch, wie dies beispielsweise bei diffusiven Transportvorgängen der Fall ist, bei denen anstelle des lokalen Gradienten die lokale Krümmung $\partial^2 h / \partial x^2$ betrachtet wird. Das Modell ist daher nur für solche Flußsegmente geeignet, in denen das von flußaufwärts und von den Hängen zugeführte Material komplett abtransportiert wird und der verbleibende Energieüberschuß in die Erosion des Flußbettes investiert werden kann. Solche „erosions-limitierten“ Bereiche bilden im allgemeinen den mittleren Abschnitt eines Flußprofils, während in den „transport-limitierten“ alluvialen und kolluvialen Randsegmenten die Transportkapazität eines Flusses überschritten ist und daher die Ablagerung der Flußfracht bei der Profilentwicklung zu berücksichtigen ist (DIETRICH et al. 1993; MONTGOMERY & FOUFOULA-GEORGIU 1993). Es ist jedoch zu beachten, daß der für die Kalibrierung verwendete Reliefausschnitt auch alluviale und kolluviale Profilssegmente enthält, die durch das Modell nicht in adäquater Form angepaßt werden können.

Bezüglich der Qualität der ermittelten Parameter sind weitere potentielle Fehlerquellen in Betracht zu ziehen, die im Zusammenhang mit der Genauigkeit der verwendeten Daten stehen. Dies betrifft u. a. die lithologischen Daten (vgl. Kap. 5.1.3), denn ihre Klassifizierung basiert auf qualitativen, stark empirischen Angaben über ihre verwitterungs- und erosionsrelevanten Eigenschaften. Zudem läßt sich die Erosionsresistenz eines Gesteines nur in bezug auf einen *bestimmten Prozeßtyp* angeben, so daß die Materialeigenschaften daher nach den Prozessen differenziert betrachtet werden müßten. Beispielsweise ist die Erosionsresistenz in den Hangregionen maßgeblich vom Klima abhängig, denn in kühlen Klimabereichen herrscht physikalische Verwitterung vor, die durch strukturelle und textuelle Gesteinseigenschaften (z. B. Klüfte und Porenraum) begünstigt wird, während chemisch reaktive und leicht lösliche Mineralzusammensetzungen zu einer intensiven chemischen Verwitterung in warm-feuchten Klimaten führen.

Weiterhin wurde der Einfluß der *Vegetation* auf die Erosionsresistenz des Substrats vernachlässigt. Dieser kann jedoch als signifikant angenommen werden, da

der für die Kalibrierung betrachtete Reliefausschnitt bis zur Paläoschneegrenze hinaufreicht und somit von der darunterliegenden Paläowaldgrenze in einen montanen Bereich mit intensiver Vegetationsbedeckung und einen alpinen Bereich mit spärlichem Pflanzenbewuchs unterteilt wird. Ein weiteres Problem bei der Bestimmung der Erosionsresistenz besteht darin, daß sich *lokal* ermittelte Materialeigenschaften nicht ohne weiteres auf die Orogenskala extrapolieren lassen, da die mechanische Stabilität mit zunehmender räumlicher Skala durch Schwächezonen in den Gesteinsformationen erniedrigt wird (BIENIAWSKI 1989).

Als weitere Fehlerquelle sind Meß- und Interpolationsfehler des verwendeten DHM zu berücksichtigen. Der Vertreiber des DHM (SCHWEIZER BUNDESAMT FÜR STATISTIK, GEOSTAT, 1997) gibt einen mittleren Höhenfehler von ± 10 m bei einer Horizontalaufösung von 100 m an. Damit besitzt der mittlere Neigungsfehler des DHM mit 0,1 m/m eine ähnliche Größenordnung wie der mittlere Fehler des abflußgewichteten Fluvialmodells mit $s = 0,153$ m/m (Gl. 7.30).

Die Vielzahl der möglichen Fehlerquellen ist Ausdruck der komplexen Wechselwirkungen der Systemkomponenten und der zeitlichen Variabilität des formgestaltenden Prozeßgefüges. Im Hinblick auf die Reliefmodellierung der Schweizer Alpen ergeben sich daraus zwei zentrale Problemkreise, die zum einen die Anwendbarkeit des physikalischen Prozeßmodells und zum anderen die Parametrisierung des Modells betreffen.

Bezüglich des ersten Aspektes läßt eine Vielzahl von Beobachtungen darauf schließen, daß die glaziale Prozeßeinwirkung während des Pleistozän nicht nur zur Bildung kleinerskaliger Strukturen geführt hat, sondern auch die makroskaligen Anteile des Schweizer Alpenreliefs eine signifikante Umformung erfahren haben, die noch heute sichtbar ist. Die Tauglichkeit des verwendeten Fluvialerosionsmodells stößt damit an ihre Grenzen, so daß nur bestimmte, fluvial geprägte Reliefbereiche in die Modellierung einbezogen werden konnten.

Hinsichtlich der Modellparametrisierung ergeben sich Schwierigkeiten durch die zeitliche Variabilität der Prozeßparameter und die verzögerte Reaktion des Reliefs auf deren Änderungen. Die Ergebnisse aus Kap. 4 sprechen jedoch dafür, daß sich die Schweizer Alpen im dynamischen Gleichgewicht befinden, so daß sich das Relief an das Prozeßgefüge bereits angepaßt hat und somit die Formen mit ihren produzierenden Prozessen korrelieren. Allerdings bezieht sich der dynamische Gleichgewichtszustand auf den Zeitraum der letzten 5 Ma, so daß bei der Prozeßparametrisierung von Mittelwerten über diesen Zeitraum ausgegangen werden muß. Da die Erfassung solcher langzeitigen Mittelwerte jedoch in methodischer Hinsicht problematisch ist, mußte teilweise auf rezente Prozeßraten zurückgegriffen werden und eine mehr oder minder hypothetische Extrapolation in die Vergangenheit erfolgen. Trotz dieser Einschränkungen konnte das fluviale Reliefmodell erfolgreich an das DHM angepaßt werden und somit das erste konzeptionelle Modell zur Reliefentwicklung der Schweizer Alpen (Kap. 5.4) quantitativ bestärken.

Kapitel 8

Zusammenfassung und Ausblick

Die topographische Diversität der Gebirge der Erde wirft die Frage nach den ursächlichen Mechanismen ihrer Genese auf. Den Untersuchungsmittelpunkt der vorliegenden Arbeit stellt das Relief der Schweizer Alpen dar, dessen Entwicklung während des Spätkänozoikum (der letzten 5-20 Ma) anhand empirischer und theoretischer Modelle rekonstruiert werden sollte. Die wesentlichen Steuerfunktionen im geomorphologischen System der Gebirgsbildung werden von den tektonischen Prozessen, dem Klima, der Lithologie sowie von der Reliefstruktur selbst übernommen. Die einzelnen Komponenten stehen dabei gleichzeitig in einer dynamischen Wechselwirkung miteinander. Wegen der ausgeprägten Variabilität dieser Einflußfaktoren stellen die Schweizer Alpen eine besondere Herausforderung bezüglich einer Kausalinterpretation ihrer Reliefgenese dar.

Der erste Untersuchungsschritt zielte auf die Frage ab, ob die Reliefentwicklung der Schweizer Alpen während des Spätkänozoikum durch topographische Relativbewegungen gekennzeichnet war oder ob sich ein dynamischer Gleichgewichtszustand zwischen Hebung und Erosion ausgebildet hat. Die Bestimmung der Erosionsraten erfolgte anhand von Altersdaten der Apatit-Fission-Track-Methodik (RAHN & SEWARD 2000), die ein thermochronologisches Datierungssystem darstellt, das auf der Messung radioaktiver Strahlungsschäden im Kristallgitter beruht. Den berechneten Erosionsraten liegen Zeitskalen zwischen 10^6 und 10^8 a zugrunde, so daß sie langzeitige Mittelwerte darstellen, die konsistent mit der Raumskala des Untersuchungsgebietes sind. Die verwendeten Hebungsdaten (KAHLE et al. 1997) stellen jedoch nur die rezente Kinematik der Lithosphäre dar, so daß ihre Eignung für die vorliegende Untersuchung fraglich ist. Korrelationen mit den isostatischen Anomalien des Untersuchungsgebietes (KLINGELÉ & KISSLING 1982) und weiteren lithosphärendynamischen Modellen zeigen jedoch, daß die rezenten Hebungsdaten als repräsentative Mittelwerte einer Zeitskala angesehen werden können, die für die Variabilität tektonischer Prozesse charakteristisch ist und sie somit ein geeignetes Datum für die vorliegende makroskalige Reliefanalyse darstellen. Eine Bilanzierung der Erosionsraten und der Lithosphärenhebungsdaten in Form einer Regressionsanalyse ergab, daß trotz lokaler Abweichungen die Erosionsraten im Mittel den Hebungsdaten entsprechen, so daß von einem stationären Zustand des Reliefs für den

Zeitraum des Spätkänozoikum ausgegangen werden kann. Durch einen Vergleich der Apatit-Fission-Track-Alter mit Daten weiterer thermochronologischer Datierungssysteme, die im Bereich höherer Temperaturen sensitiv sind, konnte die Zeitskala, die der Untersuchung zugrunde liegt, auf 5 Ma präzisiert werden.

Die Hebungsraten der Lithosphäre steigen in Richtung des Gebirgszentrums an und sind im Bereich der Gebirgsflanken durch eine starke Korrelation mit der Topographie gekennzeichnet. Im Gebirgszentrum fallen jedoch die topographischen Tieflagen des Rhein- und des Rhônetales mit den Hebungsmaxima des Untersuchungsgebietes zusammen. Unter Einbeziehung der Hypothese des dynamischen Gleichgewichts ist daher von unterschiedlichen Erosionsmechanismen innerhalb der beiden Regionen auszugehen, wobei der Erosionsprozeß in der Zentralregion unabhängig von der Hebungsrates ist. Zur Identifizierung der maßgeblichen Einflußfaktoren des Reliefs wurden beide Regionen durch multiple Regressions- und Korrelationsanalysen untersucht. Als abhängige Variablen wurden die Reliefparameter Höhe und Hangneigung betrachtet, als unabhängige Variablen wurden zunächst die tektonische Hebungsrates und die Erosionsresistenz der Lithologie untersucht. Letztere wurde auf Grundlage der petrologischen und geotechnischen Eigenschaften der Gesteine parametrisiert (KÜHNI & PFIFFNER 2001b). In der Randregion ergab eine Varianzzerlegung der beiden Reliefparameter signifikante positive Korrelationen mit der tektonischen Hebung und der Erosionsresistenz. Dieses Ergebnis ist konsistent mit theoretischen Fluvialerosionsmodellen, nach denen das Relief im dynamischen Gleichgewicht durch größere Reliefhöhen und steilere Hänge im Bereich größerer Hebungsrates und stabilerer Gesteine gekennzeichnet ist. Die statistische Auswertung für die Zentralregion ergab, daß das Relief fast ausschließlich von der Lithologie kontrolliert wird. Der fehlende Einfluß der tektonischen Hebungsrates auf die Reliefhöhe läßt auf einen schwellwertgebundenen Mechanismus schließen, der das Reliefwachstum innerhalb der Zentralregion begrenzt. Positive Korrelationen zwischen der Erosionsresistenz und den Reliefparametern werden auf das Erreichen einer gesteinsabhängigen maximalen Hangneigung zurückgeführt. Nach diesem Modell liegt ein stationäres Relief vor, bei dem die tektonische Hebung durch gravitative Massenbewegungen an der Oberfläche vollständig kompensiert wird.

Die relativ großen Residualvarianzen der statistischen Modelle deuten darauf hin, daß der Einfluß weiterer maßgeblicher Faktoren nicht berücksichtigt wurde. Aus diesem Grund wurde der Einfluß des Klimas auf die Reliefstruktur mit in die Untersuchung einbezogen. Die Parametrisierung des Klimas erfolgte anhand der Höhe der Schneegrenze, da diese den gemeinsamen Effekt der Temperatur und des Niederschlags impliziert. Zugleich trennt sie die Prozeßbereiche der Glazialerosion und der Fluvialerosion, die durch unterschiedliche Prozeßmechanismen und -raten gekennzeichnet sind. Um den langzeitigen Einfluß des Klimas auf die Reliefstruktur abschätzen zu können, wurde die rezente Schneegrenze (MAISCH 2000) auf das mittlere Niveau des Quartärs projiziert. $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenanalysen legen dar, daß der quartäre Mittelwert der globalen Inlandeisausdehnung im Egesen-Stadium (12.000 a) anzutreffen ist. Aus Rekonstruktionen des Paläoklimas zu dieser Zeit (HAEBERLI 1991; KERSCHNER 1985) läßt sich eine Schneegrenzdepression von 600 m gegenüber heute ableiten, die konsistent mit pollenanalytischen Untersuchungen und topogra-

phischen Analysen anderer alpiner Gebirge ist (FURRER et al. 1997; PORTER 1989). Eine multiple Korrelationsanalyse unter Einbeziehung der mittleren Schneegrenze des Quartärs, der tektonischen Hebungsrate und der Erosionsresistenz deckt den dominanten Einfluß des Klimas auf die Reliefhöhe der Schweizer Alpen auf. Eine weitere, räumlich differenzierte Korrelationsanalyse zeigt, daß in großen Bereichen der Schweizer Alpen die mittlere Reliefhöhe näherungsweise mit der mittleren quartären Schneegrenze und einem markanten Anstieg der Hangneigung zusammenfällt. Letzterer wird als Übergang von fluvialen V-Tälern zu glazialen U-Tälern gedeutet und suggeriert eine glaziale Überprägung des Reliefs oberhalb der mittleren quartären Schneegrenze. Die Konstruktion eines konzeptionellen Modells des glazialen Einflusses auf die Reliefentwicklung der Schweizer Alpen erforderte eine Abschätzung des Verhältnisses von glazialen zu fluvialen Erosionsraten. Weltweite Untersuchungen unter verschiedensten tektonischen, klimatischen und topographischen Rahmenbedingungen zeigen, daß die glazialen Erosionsraten während der Kaltzeiten die fluvialen Erosionsraten während der Warmzeiten übertrafen. Aus diesem Sachverhalt und den statistisch ermittelten Zusammenhängen zwischen Schneegrenze und Reliefmerkmalen konnte neben dem Modell des gravitativen Hangversagens ein weiteres konzeptionelles Modell zur Reliefentwicklung des Untersuchungsgebietes konstruiert werden. Danach wird der dynamische Gleichgewichtszustand der Schweizer Alpen dadurch erreicht, daß die tektonische Massenzufuhr während des Spätkänozoikum oberhalb der mittleren Schneegrenze vollständig durch die Glazialerosion kompensiert wurde, so daß die Höhe der mittleren Schneegrenze die maximale Gebirgshöhe bestimmt. Untersuchungen des Zusammenhangs zwischen Klima und Topographie im Himalaya (BROZOVIC et al. 1997) und in den Anden (MONTGOMERY et al. 2001) bestärken diese Modellvorstellung.

Zur quantitativen Prüfung des konzeptionellen Modells des gravitativen Hangversagens wurde eine numerische Reliefmodellierung anhand des „Shear-stress incision models“ (WHIPPLE & TUCKER 1999 u. a.) durchgeführt. Das Modell beschreibt die topographische Entwicklung eines Flußlängsprofils als Funktion der tektonischen Hebungsrate, der Erosionsresistenz, des Abflusses, der Hangneigung sowie weiterer Prozeßparameter. Es ermöglicht die Berechnung der theoretischen Hangneigungen für ein fluviales Relief, das sich im dynamischen Gleichgewicht zwischen tektonischer Hebung und Erosion befindet. Das Modell wurde an einem Reliefausschnitt, der als hauptsächlich fluvial geprägt angesehen wird, nach der GAUSSschen Methode der kleinsten Fehlerquadrate kalibriert. Eine schlechte Anpassung der Hangregionen demonstrierte die beschränkte Eignung eines Fluvialerosionsmodells zur Beschreibung des glazial überprägten Schweizer Alpenreliefs. Eine weitere Kalibrierung, die stärker im Bereich der fluvialen Tallängsprofile gewichtet wurde, ergab jedoch eine deutlich bessere Anpassungsqualität. Mit dem kalibrierten Modell wurden anschließend die Hangneigungen für das gesamte Untersuchungsgebiet berechnet. Innerhalb der Zentralregion, in der ein gravitatives Hangversagen infolge kritischer Neigungswinkel vermutet wurde, übertrafen die theoretischen Hangneigungen signifikant die empirischen Hangneigungen. Die Vorstellung, daß das Höhenwachstum der Schweizer Alpen durch die mechanischen Materialeigenschaften der Gesteinsformationen begrenzt wird, konnte damit quantitativ bestärkt werden.

In der vorliegenden Arbeit wurde eine Reduktion des in der Realität sehr komplexen Systems der Gebirgsbildung auf wenige Schlüsselfaktoren vorgenommen und die wesentlichen Zusammenhänge durch empirische Modelle quantifiziert. Da diese rein formale Schätzmodelle darstellen, die keine Beurteilung im Sinne einer Ursache-Wirkungs-Beziehung gestatten, wurde der Schritt zur Kausalinterpretation über Analogiebildungen mit theoretischen Reliefentwicklungsmodellen realisiert. Auf diese Weise konnten Indizien für zwei Mechanismen gefunden werden, die das Höhenwachstum der Schweizer Alpen begrenzen, und somit zwei neue Aspekte in die geomorphologische Erforschung der Schweizer Alpen eingebracht werden. Da die Funktionsweise des geomorphologischen Systems der Gebirgsbildung jedoch noch nicht in ausreichendem Maße erfaßt ist, sind diese Modellergebnisse kritisch zu prüfen und eröffnen Perspektiven für weitergehende Untersuchungen.

Besondere Berücksichtigung bei zukünftigen Forschungsvorhaben sollte der glaziale Prozesseinfluß finden, da viele Ergebnisse der vorliegenden Arbeit darauf hinweisen, daß das Makrorelief der Schweizer Alpen eine erhebliche Umgestaltung während des Pleistozän erfahren hat. Vielversprechende Ergebnisse lassen sich daher von physikalisch basierten Reliefentwicklungsmodellen erwarten, die den kombinierten Einfluß glazialer und fluvialer Prozesse simulieren (z. B. BRAUN et al. 1999). Dabei kann insbesondere die Frage nach einer Begrenzung des Höhenwachstums von Gebirgen durch die Wirkung der Glazialerosion behandelt werden. Weiterhin bietet sich eine systematische globale Untersuchung des Zusammenhangs zwischen der Höhenlage der Schneegrenze und der Topographie von Gebirgen an, um diese noch neue These zu prüfen (vgl. BROZOVIĆ et al. 1997).

Eine weitere Bestärkung des Modells des gravitativen Hangversagens kann ggf. durch eine Untersuchung der Häufigkeitsverteilung von Hangrutschungen innerhalb und außerhalb der ausgewiesenen Region erfolgen. Vorteilhaft wäre dabei eine Einbeziehung fossiler Hangrutschungen, um eine möglichst repräsentative Zeitskala zu erhalten.

Bezüglich der Hebungskinetik der Lithosphäre (KAHLE et al. 1997) ist zu bemerken, daß bei bisherigen Kausalmodellen der Einfluß der pleistozänen Eismassenauflast vernachlässigt wurde. Hier zeigt sich ein besonderer Forschungsbedarf, um falsche Rückschlüsse auf die Lithosphärendynamik zu vermeiden.

Im größeren Zusammenhang sind weitere Erkenntnisse über das System der alpinen Gebirgsbildung durch eine dynamische Kopplung von Lithosphären deformationsmodellen und Oberflächenprozeßmodellen zu erwarten (HORTON 1999; ISAACKS 1992), denn bisherige numerische Studien zur Reliefentwicklung der Schweizer Alpen haben die tektonischen Prozesse lediglich in Form einer kinematischen Hebungsfunktion implementiert. Bei der Modellierungen vergleichbarer Gebirgssysteme, wie den neuseeländischen Alpen, konnten durch die Einbeziehung einer dynamischen Wechselwirkung zwischen Lithosphären deformation und klimatisch gesteuerter Denudation bereits große Erfolge erzielt werden (BEAUMONT et al. 2000). Ähnliches ist aufgrund der vorliegend gefundenen Hinweise auf die zentrale Bedeutung des Klimas bei der Reliefentwicklung auch für die Schweizer Alpen zu erwarten.

Die Schilderungen der vorliegenden Arbeit haben gezeigt, daß die morphologische Entwicklung von Gebirgen als ein komplexes System mit einer Vielzahl von Wechselwirkungen zwischen endogenen und exogenen Prozessen aufgefaßt werden muß. Bedeutende Fortschritte hinsichtlich des Verständnisses dieses Systems lassen sich daher nur durch eine intensive Zusammenarbeit verschiedener geowissenschaftlicher Disziplinen, insbesondere der Geophysik und der Geomorphologie, erreichen.

Kapitel 9

Literatur

AARSETH, I. (1997): Western Norwegian fjord sediments: age, volume, stratigraphy and role as temporary depository during glacial cycles. *Mar. Geol.*, 143, 39-53.

AHNERT, F. (1984): Local relief and the height limits of mountain ranges. *American Journal of Science*, 284, 1035-1055.

AHNERT, F. (1988): Modelling landform change. In: ANDERSON, M. G. (Hrsg.): *Modelling Geomorphological Systems*. Wiley & Sons, Chichester, 375-400.

AHNERT, F. (1994): Equilibrium, scale and inheritance in geomorphology. *Geomorphology*, 11, 125-140.

AIRY, G. B. (1855): On the computation of the effect of the attraction of the mountain masses as disturbing the apparent astronomical latitude of stations in geodetic surveys. *Trans. Roy. Soc. (London)*, Ser. B, 145, 36 S.

ALLEN, P. (1997): *Earth Surface Processes*. Blackwell, Oxford, 404 S.

ANDERSON, R. S. (1994): The growth and decay of the Santa Cruz mountains. *J. Geophys. Res.*, 99, 20161-20180.

ANDREWS, J. T., MILLIMAN, J. D., JENNINGS, A. E., RYNES, N. & DWYER, J. (1994): Sediment thicknesses and Holocene glacial marine sedimentation rates in three east Greenland fjords (ca. 68° N). *J. Geol.*, 102, 669-683.

BAHRENBURG, G., GIESE, E. & NIPPER, J. (1992): *Statistische Methoden in der Geographie*. Bd. 2: *Multivariate Statistik*, Teubner, Stuttgart, 415 S.

BATSON, R. M., EDWARDS, K. & ELIASON, E. M. (1975): Computer-generated shaded relief images. *U.S. Geol. Surv. J. Res.*, 3, 401-408.

BAUDIN, T. & MARQUÉR, D. (1993): Metamorphisme et deformation dans la nappe de Tambo (Alpes Centrales Suisse): Evolution de la substitution phengitique au cours de la deformation alpine. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 73, 285-300.

- BEAUMONT, C., FULLSACK, P. & HAMILTON, J. (1992): Erosional control of active compressional orogens. In: MCCLAY, K. R. (Hrsg.): Thrust Tectonics. Chapman & Hall, London, 1-18.
- BEAUMONT, C., FULLSACK, P. & HAMILTON, J. (1994): Styles of crustal deformation caused by subduction of the underlying mantle. *Tectonophysics*, 232, 119-132.
- BEAUMONT, C., KAMP, P. J., HAMILTON, J. & FULLSACK, P. (1996): The continental collision zone, South Island, New Zealand: comparison of geodynamic models and observations. *J. Geophys. Res.*, 101, 3333-3360.
- BEAUMONT, C., KOOI, H. & WILLETT, S. (2000): Coupled tectonic-surface process models with applications to rifted margins and collisional orogens. In: SUMMERFIELD, M. A. (Hrsg.): *Geomorphology and Global Tectonics*. Wiley & Sons, Chichester, 29-55.
- BENN, D. I. & EVANS, D. J. (1998): *Glaciers and Glaciation*. Arnold, London, 734 S.
- BERCKHEMER, H. (1990): *Grundlagen der Geophysik*. Wiss. Buchges., Darmstadt, 201 S.
- BIENIAWSKI, Z. T. (1989): *Engineering Rock Mass Classifications*. John Wiley & Sons, New York, 251 S.
- BIJU-DUVAL, B., DERCOURT, J. & LE PICHON, X. (1977): From the Tethys ocean to the Mediterranean Seas: A plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system. In: BIJU-DUVAL, B. & MONTADERT, L. (Hrsg.): *Structural history of the Mediterranean basins*. Technip, Paris, 1-12.
- BINI, A., CITA, M. B. & GAETANI, M. (1978): Southern Alps lakes - hypothesis of an erosional origin related to the Messinian entrenchment. *Marine Geol.*, 27, 271-288.
- BLEWITT, G. (1993): Advances in GPS technology for geodynamics investigations: 1978-1992. In: SMITH, D. E. & TURCOTTE, D. L. (Hrsg.): *Contributions of Space Geodesy to Geodynamics: Crustal Dynamics*. Amer. Geophys. Union, Geodyn Ser., 23, 195-213.
- BOGEN, J. (1996): Erosion and sediment yield in Norwegian rivers. *IAHS Publ.*, 236, 73-84.
- BOTT, M. H. P. (1990): Stress distribution and plate boundary force associated with collision mountain ranges. *Tectonophysics*, 182, 193-209.
- BRÄNDLI, M. (1997): *Modelle und Algorithmen für die Extraktion geomorphologischer und hydrologischer Objekte aus digitalen Geländemodellen*. Geoprocessing Reihe, 32, Zürich, 176 S.
- BRAUN, J., ZWARTZ, D. & TOMKIN, J. H. (1999): A new surface-processes model combining glacial and fluvial erosion. *Annals of Glaciology*, 28, 282-290.
- BROOK, E. J., BROWN, E. T., KURZ, M. D., ACKERT, R. P., RAISBECK, G. M. & YIOU, F. (1996): Constraints on age, erosion and uplift of Neogene glacial deposits

in the Transarctic mountains determined from in situ cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al . *Geology*, 23, 1063-1066.

BROWN, E. T., STALLARD, R. F., LARSEN, M. C., RAISBECK, G. M. & YIOU, F. (1995): Denudation rates determined from the accumulation of in-situ produced ^{10}Be in the Luquillo Experimental Forest, Puerto Rico. *Earth and Planetary Science Letters*, 129, 193-202.

BROWN, R. W. & SUMMERFIELD, M. A. (1997): Some uncertainties in the derivation of rates of denudation from thermochronologic data. *Earth Surf. Proc. Landf.*, 22, 239-248.

BROZOVIĆ, N., BURBANK, D. W. & MEIGS, A. J. (1997): Climatic limits on landscape development in the northwestern Himalaya. *Science*, 276, 571-574.

BRUNSDEN, D. (1993): The persistence of landforms. *Z. Geomorph., N.F., Suppl.-Bd.* 93, 13-28.

BRUNSDEN, D. & THORNES, J. B. (1979): Landscape sensitivity and change. *Transactions of the Institute of British Geographers NS*, 4, 463-484.

BURBANK, D. W. & ANDERSON, R. S. (2002): *Tectonic Geomorphology*. Blackwell, Berlin, 274 S.

BURBANK, D. W., LELAND, J., FIELDING, E., ANDERSON, R. S., BROZOVIĆ, N., REID, M. R. & DUNCAN, C. (1996): Bedrock incision, rock uplift, and threshold hillslopes in the northwestern Himalaya. *Nature*, 379, 505-510.

BURBANK, D. W. & VERGÉS, J. (1994): Reconstruction of topography and related depositional systems during active thrusting. *J. Geophys. Res.*, 99, 20281-20297.

CARON, M., DÖSSEGGER, R., STEIGER, R. & TRÜMPY, R. (1982): Das Alter der jüngsten Sedimente der Ortler-Decke (Oberostalpin) in der Val Trupchun (Schweizerischer Nationalpark, Graubünden). *Eclogae Geol. Helv.*, 75, 159-169.

CARSON, M. A. & KIRKBY, M. J. (1972): *Hillslope form and process*. Cambridge University Press, London, 475 S.

CHORLEY, R. J. & KENNEDY, B. A. (1971): *Physical geography: A Systems Approach*. Prentice-Hall, London, 370 S.

CHORLEY, R. J., SCHUMM, S. A. & SUGDEN, D. E. (1984): *Geomorphology*. Methuen, London, 605 S.

CHURCH, M. & RYDER, J. M. (1972): Paraglacial sedimentation: A consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 3059-3071.

CHURCH, M. & SLAYMAKER, O. (1989): Disequilibrium of Holocene sediment yield in glaciated British Columbia. *Nature*, 337, 452-454.

CLIMAP PROJECT MEMBERS (1976): The surface of the ice-age earth. *Science*, 191, 1131-1137.

- CRAW, D., KOONS, P.O., WINSLOW, D., CHAMBERLAIN, C.P. & ZEITLER, P. (1994): Boiling fluids in a region of rapid uplift, Nanga Parbat massif, Pakistan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 128, 169-182.
- CROZIER, M. J. (1986): *Landslides: causes, consequences and environment*, Croom Helm, London.
- CULLING, W.E. (1960): Analytical theory of erosion. *Journal of Geology*, 68, 336-344.
- CULLING, W.E. (1963): Soil creep and the development of hillside slopes. *Journal of Geology*, 71, 127-161.
- DAHLEN, F. A. (1990): Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 18, 55-99.
- DARWIN, C. (1840): On the connexion of certain volcanic phenomena in South America and on the formation of mountain chains and volcanoes, as the effect of the same power by which continents are elevated. *Trans. Geol. Soc. London*, 2(3,5), 601-631.
- DAVIS, D., SUPPE, J. & DAHLEN, F. A. (1983): Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *J. Geophys. Res.*, 88, 1153-1172.
- DAVIS, W.M. (1899): The geographical cycle. *Geographical Journal*, 14, 478-504.
- DE BOER, D.H. (1991): Hierarchies and spatial scale in process geomorphology: a review. *Geomorphology*, 4(5), 303-318.
- DEGENS, E. T., KEMPE, S. & RICHEY, J. E. (1991): Summary: Biogeochemistry in Major World Rivers. In: DEGENS, E. T., KEMPE, S. & RICHEY, J. E. (Hrsg.): *Biogeochemistry in Major World Rivers*. SCOPE, 42, John Wiley & Sons, Chichester, 323-348.
- DE GRAAFF, L. W. S. (1996): The fluvial factor in the evolution of alpine valleys and of ice-marginal topography in Vorarlberg (W-Austria) during the Upper Pleistocene and Holocene. *Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.* 104, 129-159.
- DEICHMANN, N., BAER, M., BALLARIN, D. et al. (1998): Earthquakes in Switzerland. *Eclog. Geol. Helv.*, 91, 237-246.
- DERCOURT, J. et al. (1986): Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123, 241-315.
- DEWEY, J. F., PITMAN, W. C., RYAN, W. B. & BONNIN, J. (1973): Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 3138-3180.
- DIETRICH, W. E., ALLEN, D., BELLUGI, D., TRSO, M. & SKLAR, L. (1996): Digital terrain analysis of bedrock channel incision. In: WOHL, E. E. & TINKLER, K. (Hrsg.): *Bedrock channel conference*. Colorado State Univ., Fort Collins, 22 S.
- DIETRICH, W. E., WILSON, C. J., MONTGOMERY, D. R. & MCKEAN, J. (1993): Analysis of erosion thresholds, channel networks and landscape morphology using a digital terrain model. *Journal of Geology*, 101, 259-278.

- DIKAU, R. (1988): Entwurf einer geomorphographisch-analytischen Systematik von Reliefeinheiten. *Heidelberger Geographische Bausteine*, 5.
- DIKAU, R. (1989): The application of a digital relief model to landform analysis in geomorphology. In: RAPER, J. (Hrsg.): *Three dimensional applications in Geographical Information Systems*. Taylor & Francis, London, 51 - 77.
- DIKAU, R. (1996): Geomorphologische Reliefklassifikation und -analyse. *Heidelberger Geographische Arbeiten*, 104, 15 - 23.
- DIKAU, R. & SCHMIDT, J. (1999): Georeliefklassifikation. In: SCHNEIDER-SLIWA, R., SCHAUB, D. & GEROLD, G. (Hrsg.): *Angewandte Landschaftsökologie*. Springer, Berlin, 217 - 244.
- DREWRY, D. (1986): *Glacial Geologic Processes*. Arnold, London, 279 S.
- DUNNE, T. & LEOPOLD, L. B. (1978): *Water in environmental planning*. W. H. Freeman and Company, New York, 818 S.
- EIERMANN, D. (1988): Zur Stellung des Martegnas-Zuges. *Eclogae Geol. Helv.*, 81, 259 - 272.
- EINSELE, G. (2000): *Sedimentary Basins - Evolution, Facies and Sediment Budget*. 2. Aufl., Springer, Berlin, 792 S.
- ELVERHOI, A., SVENDSEN, J. I., SOLHEIM, A., ANDERSEN, E. S., MILLIMAN, J., MANGERUD, J. & HOOKE, R. L. (1995): Late Quaternary sediment yield from the high arctic Svalbard area. *J. Geol.*, 103, 1 - 17.
- ENGI, M., TODD, C. S. & SCHMATZ, D. R. (1995): Tertiary metamorphic conditions in the eastern Lepontine Alps. *Schweiz. Min. Petrogr. Mitt.*, 75, 347 - 369.
- ESCHER, A., HUNZIKER, J. C., MARTHALER, M., MASSON, H., SARTORI, M. & STECK, A. (1997): Geologic framework and structural evolution of the western Swiss-Italian Alps. In: PFIFFNER, O. A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER, S. & STECK, A. (Hrsg.): *Deep Structure of the Swiss Alps: Results of NRP 20*. Birkhäuser Verlag, Basel, 205 - 222.
- EVANS, D. J. (2000): Glaciers. *Progress in Physical Geography*, 24(4), 579 - 589.
- EVANS, D. J. (2001): Glaciers. *Progress in Physical Geography*, 25(3), 428 - 439.
- EVANS, I. S. & COX, N. J. (1999): Relations between land surface properties: altitude, slope and curvature. In: HERGARTEN, S. & NEUGEBAUER, H. J. (Hrsg.): *Process Modelling and Landform evolution*. Springer, Berlin, 13 - 45.
- FEIGL, K. L., AGNEW, D. C., BOCK, Y., DONG, D., DONNELLAN, A., HAGER, B. H., HERRING, T. A., JACKSON, D. D., JORDAN, T. H., KING, R. W., LARSEN, S., LARSON, K. M., MURRAY, M. H., SHEN, Z. & WEBB, F. H. (1993): Space geodetic measurements of crustal deformation in southern and central California, 1984 - 1992. *J. Geophys. Res.*, 98, 21677 - 21712.

- FITZGERALD, P. G., SORKHABI, R. B., REDFIELD, T. F. & STUMP, E. (1995): Uplift and denudation of the central Alaska Range: a case study in the use of apatite fission track thermochronology to determine absolute uplift parameters. *J. Geophys. Res.*, 100, 20175-20191.
- FLINT, R. F. (1971): *Glacial and quaternary geology*. Wiley & Sons, New York, 892 S.
- FOREST, C. E., MOLNAR, P. & EMANUEL, K. A. (1995): Palaeoaltimetry from energy conservation principles. *Nature*, 374, 347-350.
- FOWLER, C. M. R. (1997): *The solid earth: an introduction to global geophysics*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 472 S.
- FREY, M., DESMONS, J. & NEUBAUER, F. (Hrsg.) (1999): *Metamorphic maps of the Alps*. *Schweiz. Min. Petrog. Mitt.*, 79(1).
- FRISCH, W. (1979): Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. *Tectonophysics*, 60, 121-139.
- FRISCH, W. (1982): Entwicklung der Alpen. *Geogr. Rundschau*, 34 (9), 418-421.
- FROITZHEIM, N., SCHMID, S. M. & CONTI, P. (1994): Repeated change from crustal shortening to orogen-parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. *Eclogae Geol. Helv.*, 87, 559-621.
- FÜCHTBAUER, H. (1988): *Sedimente und Sedimentgesteine*. 4. Aufl., Schweizerbart, Stuttgart, 1141 S.
- FURRER, G., BURGA, C., GAMPER, M., HOLZHAUSER, H.-P. & MAISCH, M. (1987): Zur Gletscher-, Vegetations- und Klimageschichte der Schweiz seit der Späteiszeit. *Geographica Helvetica*, 42(2), 61-91.
- GALLAGHER, K., BROWN, R. W. & JOHNSON, C. (1998): Fission track analysis and its application to geological problems. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 26, 519-572.
- GIGER, M. & HURFORD, A. J. (1989): Tertiary intrusives of the Central Alps: Their Tertiary uplift, erosion, redeposition and burial in the South-Alpine foreland. *Eclogae Geol. Helv.*, 82, 857-866.
- GLEADOW, A. J. & BROWN, R. W. (2000): Fission-track thermochronology and the long-term denudational response to tectonics. In: SUMMERFIELD, M. A. (Hrsg.): *Geomorphology and Global Tectonics*. Wiley & Sons, Chichester, 57-75.
- GLEADOW, A. J., DUDDY, I. R., GREEN, P. F. & LOVERING, J. F. (1986): Confined fission track lengths in apatite: a diagnostic tool for thermal history analysis. *Contrib. Min. Petrol.*, 94, 405-415.
- GOTTSCHALK, G. & NEUGEBAUER, H. J. (2000): On the competition of interplate shear and surface erosion at convergent plate boundaries. In: LEHNER, F. K. & URAI, J. (Hrsg.): *Aspects of tectonic faulting*. Springer, Heidelberg, 11-19.

- GREEN, P. F. (1996): The importance of compositional influence on fission track annealing in apatite. International Fission Track Dating Workshop, Gent, Belgium, 43.
- GREGORY, K. M. & CHASE, C. G. (1994): Tectonic and climatic significance of a late Eocene low-relief, high-level geomorphic surface, Colorado. *J. Geophys. Res.*, 99, 20141 - 20160.
- GUBLER, E., KAHLE, H. G., KLINGELÉ, E., MUELLER, S. & OLIVIER, R. (1981): Recent crustal movements in Switzerland and their geophysical interpretation. *Tectonophysics*, 71, 125 - 152.
- GUILLAUME, A. & GUILLAUME, S. (1982): L' érosion dans les Alpes au Plio-Quaternaire et au Miocène. *Eclogae Geol. Helv.*, 75, 247 - 268.
- HACK, J. T. (1957): Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 294-B, 42 - 97.
- HACK, J. T. (1960): Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. *American Journal of Science*, 285, 80 - 97.
- HACK, J. T. (1973): Stream profile analysis and stream-gradient index. *U.S. Geol. Surv. Journal of Research*, 1, 421 - 429.
- HACK, J. T. (1974): Drainage adjustment in the Appalachians. In: MORISAWA, M. (Hrsg.): *Fluvial Geomorphology*. SUNY, Birmingham, 51 - 69.
- HAEBERLI, W. (1975): Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubünden). *Mitt. Versuchsanst. Wasserbau Hydrol. Glaziologie Eidg.*, 17, Zürich.
- HAEBERLI, W. (1991): Zur Glaziologie der letzteiszeitlichen Alpenvergletscherung. *Paläoklimaforschung*, 1, 409 - 419.
- HAEBERLI, W. & SCHLÜCHTER, C. (1987): Geological evidence to constrain modeling of the Late Pleistocene Rhône- and Rhodanegletscher (Switzerland). *IAHS*, 170, 333 - 346.
- HALLET, B., HUNTER, L. & BOGEN, J. (1996): Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: A review of field data and their implications. *Global and Planetary Change*, 12, 213 - 235.
- HANCOCK, G. S., ANDERSON, R. S. & WHIPPLE, K. X. (1998): Beyond power: Bedrock incision, process and form. In: TINKLER, K. J. & WOHL, E. E. (Hrsg.): *Rivers over rock: Fluvial processes in bedrock channels*. American Geophysical Union Geophysical Monograph, 107, 35 - 60.
- HANDY, M., HERWEGH, M., KAMBER, B., TIETZ, R. & VILLA, I. (1996): Geochronologic, petrologic and kinematic constraints on the evolution of the Err-Platte boundary, part of a fossil continent-ocean suture in the Alps (eastern Switzerland). *Schweiz. Petrol. Mitt.*, 76, 453 - 474.

- HANDY, M., HERWEGH, M. & REGLI, R. (1993): Tektonische Entwicklung der westlichen Zone von Samedan (Oberhalbstein, Graubünden, Schweiz). *Eclogae Geol. Helv.*, 86, 785-817.
- HARBOR, J. M., HALLET, B. & RAYMOND, C. F. (1988): A numerical model of landscape development by glacial erosion. *Nature*, 333, 347-349.
- HARBOR, J. M. (1992): Numerical modelling of the development of U-shaped valleys by glacial erosion. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 104, 1364-1375.
- HARBOR, J. M. & WARBURTON, J. (1993): Relative Rates of Glacial and Nonglacial Erosion in Alpine Environments. *Arctic and Alpine Research*, 25(1), 1-7.
- HATTENDORF, I. (2001): Generalized Boussinesq Flow and Progressive Slope Failure: New Computational Aspects. Schöningh Verlag, Münster, 99 S.
- HERGARTEN, S. (2002): Self-Organized Criticality in Earth Systems. Springer, Heidelberg, 272 S.
- HICKS, D. M., MCSAVENEY, M. J. & CHINN, T. J. (1990): Sedimentation in proglacial Ivory Lake, Southern Alps, New Zealand. *Arctic and Alpine Research*, 22, 26-42.
- HINDERER, M. (2001): Late Quaternary denudation of the Alps, valley and lake fillings and modern river loads. *Geodinamica Acta*, 14, 231-263.
- HOOSBEEK, M. R. (1998): Incorporating scale into spatial-temporal variability: applications to soil quality and yield data. *Geoderma*, 85, 113-131.
- HORTON, B. K. (1999): Erosional control on the geometry and kinematics of thrust belt development in the central Andes. *Tectonics*, 18, 1292-1304.
- HOVIUS, N. (2000): Macroscale process systems of mountain belt erosion. In: SUMMERFIELD, M. A. (Hrsg.): *Geomorphology and Global Tectonics*. Wiley, Chichester, 77-105.
- HOWARD, A. D. (1994): A detachment-limited model of drainage basin evolution. *Water Resour. Res.*, 30, 2261-2285.
- HOWARD, A. D., DIETRICH, W. E. & SEIDL, M. A. (1994): Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. *J. Geophys. Res.*, 99, 13971-13987.
- HOWARD, A. D. & KERBY, G. (1983): Channel changes in badlands. *Geol. Soc. Am. Bulletin*, 94, 739-752.
- HUNZIKER, J. C., DESMONS, J. & HURFORD, A. J. (1992): Thirty-two years of geochronological work in the Central and Western Alps: a review on seven maps. *Mém. Géol. (Lausanne)*, 13.
- HUNZIKER, J. C., HURFORD, A. J. & CALMBACH, L. (1997): Alpine cooling and uplift. In: PFIFFNER, O. A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER, S. & STECK, A. (Hrsg.): *Deep Structure of the Swiss Alps: Results of NRP 20*. Birkhäuser Verlag, Basel, 260-263.

- HURFORD, A. J. (1986): Cooling and uplift pattern in the Lepontine Alps, South Central Switzerland and an age of vertical movement of the Insubric fault line. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92, 413-427.
- HURFORD, A. J., FLYSCH, M. & JÄGER, E. (1989): Unraveling the thermo-tectonic evolution of the Alps: A contribution from fission-track analysis and mica dating. In: COWARD, M., DIETRICH, D. & PARK, R. G. (Hrsg.): *Alpine Tectonics*. Geol. Soc. Spec. Publ., London, 45, 369-398.
- IMBRIE, J., HAYS, J. D., MARTINSON, D. G., MCINTYRE, A., MIX, A. C., MORLEY, J. J., PISIAS, N. G., PRELL, W. L. & SHACKLETON, N. J. (1984): The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In: BERGER, A., IMBRIE, J., HAYS, J., KUKLA, G. & SALTZMAN, B. (Hrsg.): *Milankovitch and Climate (Part 1)*. Reidel, Dordrecht, 269-305.
- ISAAKS, B. L. (1992): 'Long-term' land surface processes: erosion, tectonics and climate history in mountain belts. In: MATHER, P. M. (Hrsg.): *TERRA-1: Understanding the terrestrial environment: The role of earth observation from space*. Taylor & Francis, London, 21-36.
- JÄGER, E. (1973): Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung. *Eclogae Geol. Helv.*, 66, 11-21.
- KAHLE, H. G., GEIGER, A., BÜRKI, B. et al. (1997): Recent crustal movements, geoid and density distribution. Contributions from integrated terrestrial and satellite measurements. In: PFIFFNER, O. A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER, S. & STECK, A. (Hrsg.): *Deep Structure of the Swiss Alps: Results of NRP 20*. Birkhäuser Verlag, Basel, 251-259.
- KAHLE, H. G., MUELLER, S., KLINGELÉ, E., EGLOFF, R. & KISSLING, E. (1979): Recent Dynamics, Crustal Structure and Gravity in the Alps. In: MÖRNER, N. (Hrsg.): *Earth Rheology and Isostasy*. John Wiley & Sons, Chichester, 377-388.
- KERSCHNER, H. (1985): Quantitative palaeoclimatic inferences from lateglacial snowline, timberline and rock glacier data, Tyrolean Alps, Austria. *Z. für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 21, 363-369.
- KERSCHNER, H. (1990): Methoden der Schneegrenzbestimmung. In: LIEDTKE, H. (Hrsg.): *Eiszeitforschung*. Wiss. Buchgesellschaft, Darmstadt, 299-311.
- KIRKBRIDE, M. P. & MATTHEWS, D. (1997): The role of fluvial and glacial erosion in landscape evolution: the Ben Ohau Range, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22, 317-327.
- KISSLING, E. (1982): Aufbau der Kruste und des oberen Mantels in der Schweiz. *Geodätisch-geophysikalische Arbeiten in der Schweiz*, 35, 37-105.
- KLINGELÉ, E. (1997): 2-D gravimetric study of the crystalline basement of the Rawil depression. In: PFIFFNER, O. A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER, S. & STECK, A. (Hrsg.): *Deep Structure of the Swiss Alps: Results of NRP 20*. Birkhäuser Verlag, Basel, 154-159.

- KLINGELÉ, E. & KISSLING, E. (1982): Zum Konzept der isostatischen Modelle in Gebirgen am Beispiel der Schweizer Alpen. *Geodätisch-geophysikalische Arbeiten in der Schweiz*, 35, 3-36.
- KLINGELÉ, E. & OLIVIER, R. (1979): Schwerekarte der Schweiz (Bouguer-Anomalien) 1:500000. Bundesamt für Landestopographie, Wabern-Bern.
- KOOI, H. & BEAUMONT, C. (1994): Escarpment retreat on high-elevation rifted continental margins: insights derived from a surface-processes model that combines diffusion, reaction and advection. *J. Geophys. Res.*, 99, 12191-12209.
- KOOI, H. & BEAUMONT, C. (1996): Large-scale geomorphology: classical concepts reconciled and integrated with contemporary ideas via a surface process model. *J. Geophys. Res.*, 101, 3361-3386.
- KOONS, P. O. (1989): The topographic evolution of collisional mountain belts: A numerical look at the Southern Alps, New Zealand. *American Journal of Science*, 289, 1041-1069.
- KUGLER, H. (1974): Das Georelief und seine kartographische Modellierung. Diss. B. Martin-Luther-Univ. Halle, Wittenberg.
- KUHLEMANN, J. (2000): Post-collisional sediment budget of circum-alpine basins (Central Europe). *Mem. Sci. Geol. Padova*, 52, 1-91.
- KÜHNI, A. & PFIFFNER, O. A. (2001a): Drainage patterns and tectonic forcing: a model study for the Swiss Alps. *Basin Research*, 13, 169-197.
- KÜHNI, A. & PFIFFNER, O. A. (2001b): The relief of the Swiss Alps and adjacent areas and its relation to lithology and structure: topographic analysis from a 250-m DEM. *Geomorphology*, 41, 285-307.
- LABHART, T. P. (2001): *Geologie der Schweiz*. 5. Aufl., Ott Verlag, Thun, 211 S.
- LAUBSCHER, H. P. (1983): Detachment shear and compression in the Central Alps. *Mem. Geol. Soc. Am.*, 158, 191-211.
- LAUBSCHER, H. P. (1990): Deep seismic data from the Central Alps: Mass distributions and their kinematics. In: ROURE, F. (Hrsg.): *Deep structure of the Alps*. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 156, 335-343.
- LEOPOLD, L. B. & MADDOCK, T. (1953): The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 252.
- LEOPOLD, L. B. & MILLER, J. P. (1956): Ephemeral streams - Hydraulic factors and their relation to the drainage net. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 282A, 1-37.
- LISTER, G. (1988): A 15000 year isotopic record from Lake Zurich of deglaciation and climatic change in Switzerland. *Quat. Res.*, 29, 129-141.
- LYELL, C. (1830-1833): *Principles of Geology*. 3 Bd., Murray, London.
- MAISCH, M. (1982): Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials. *Geographica Helvetica*, 2, 93-104.

- MAISCH, M. (2000): Die Gletscher der Schweizer Alpen: Gletscherhochstand 1850, aktuelle Vergletscherung, Gletscherschwund-Szenarien -Projektschlußbericht im Rahmen des Nationalen Forschungsprogrammes „Klimaänderungen und Naturkatastrophen“, NFP 31. vdf, Hochsch.-Verl. an der ETH, Zürich, 373 S.
- MANCKTELOW, N. S. (1992): Neogene lateral extension during convergence in the Central Alps: Evidence from interrelated faulting and backfolding around the Simplon pass (Switzerland). *Tectonophysics*, 215, 295-317.
- MANCKTELOW, N. S. & GRASEMANN, B. (1997): Time-dependent effects of heat advection and topography on cooling histories during erosion. *Tectonophysics*, 270, 167-195.
- MAYER, L. (2000): Application of digital elevation models to macroscale tectonic geomorphology. In: SUMMERFIELD, M. A. (Hrsg.): *Geomorphology and Global Tectonics*. Wiley & Sons, Chichester, 15-27.
- MAYER-ROSA, D. & PAVONI, N. (1977): Fault plane solutions of earthquakes in Switzerland from 1971 to 1976. *Publ. Inst. Geophys., Pol. Acad. Sci., A-5*, 116, 321-326.
- MEINESZ, F. A. (1941): Tables for regional and local isostatic reduction (Airy system) for gravity values. *Publ. Neth. Geod. Comm., Waltman, Delft*, 3-44.
- MERLE, O. (1994): Syn-convergence exhumation of the Central Alps. *Geodynamica Acta (Paris)*, 7(3), 129-138.
- MERLE, O. & GUILLIER, B. (1989): The building of the Central Swiss Alps: An experimental approach. *Tectonophysics*, 165, 41-56.
- MICHALSKI, I. & SOOM, M. (1990): The Alpine thermo-tectonic evolution of the Aar and Gotthard massifs, Central Switzerland: Fission Track ages on zircon and apatite and K-Ar ages. *Schweiz. Min. Petrog. Mitt.*, 70, 373-387.
- MÖBUS, G. (1997): *Geologie der Alpen*. Von-Loga-Verlag, Köln, 340 S.
- MOGLEN, G. E. & BRAS, R. L. (1995): The importance of spatially heterogeneous erosivity and the cumulative area distribution within a basin evolution model. *Geomorphology*, 12, 173-185.
- MOLNAR, P. & ENGLAND, P. (1990): Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climatic change: chicken or egg? *Nature*, 346, 29-34.
- MONTGOMERY, D. R., BLACO, G. & WILLETT, S. D. (2001): Climate, tectonics, and the morphology of the Andes. *Geology*, 29, 579-582.
- MONTGOMERY, D. R. & FOUFOULA-GEORGIU, E. (1993): Channel network source representation using digital elevation models. *Water Resour. Res.*, 29, 1178-1191.
- MUELLER, S. (1997): The lithosphere-asthenosphere system of the Alps. In: PFIFFNER, O. A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER, S. & STECK, A. (Hrsg.): *Deep Structure of the Swiss Alps: Results of NRP 20*. Birkhäuser Verlag, Basel, 338-350.

MUSSETT, A. E. & KHAN, M. A. (2000): Looking into the earth: an introduction to geological geophysics. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 470 S.

NEUGEBAUER, H. J. & WALLNER, H. (1993): Tektonik, Strukturen, Kräfte: Drei-dimensionale Modelle zur Seismotektonik des nordwestlichen Alpenvorlandes. Geowissenschaften 1993, 10-11, 360-364.

NIGGLI, P. & DE QUERVAIN, F. D. (1936): Geotechnische Karte der Schweiz. Schweizerische Geotechnische Kommission, Kümmerly & Frey, Geotechnischer Verlag, Bern.

NISHIZUMI, K., KOHL, C. P., ARNOLD, J. R., DORN, R. I., KLEIN, J., FINK, D., MIDDLETON, R. & LAL, D. (1993): Role of in-situ cosmogenic nuclides ^{10}Be and ^{26}Al in the study of diverse geomorphic processes. Earth Surface Processes and Landforms, 18, 407-425.

OHMORI, H. (1983): Erosion rates and their relation to vegetation from the viewpoint of world-wide distribution. Bulletin of the Department of Geography University of Tokyo, 15, 77-91.

OHMORI, H. (Hrsg.) (2001): DEMs and Geomorphology - Proceedings of the symposia on New Concepts and Modeling in Geomorphology and Geomorphometry, DEMs and GIS. Spec. Publ. GISA, 1, 89 S.

OLDROYD, D. R. (1996): Thinking About the Earth: A History of Ideas in Geology. Athlone, London, 410 S.

OWEN, L. A. & SHARMA, M. C. (1998): Rates and magnitudes of paraglacial fan formation in the Garhwal Himalaya: implications for landscape evolution. Geomorphology, 26, 171-184.

PAVONI, N. (1975): Zur Seismotektonik des Westalpenbogens. Vermessung, Photogrammetrie, Kulturtechnik, III/IV-75, 185-187.

PAVONI, N. (1980): Crustal stresses inferred from fault-plane solutions of earthquakes and neotectonic deformation in Switzerland. Rock Mechanics, 9, 63-68.

PAVONI, N. & MAYER-ROSA, D. (1978): Seismotektonische Karte der Schweiz 1:750'000. Eclogae Geol. Helv., 71, 293-295.

PAVONI, N., MAURER, H. R., ROTH, P. & DEICHMANN, N. (1997): Seismicity and seismotectonics of the Swiss Alps. In: PFIFFNER, O. A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER, S. & STECK, A. (Hrsg.): Deep Structure of the Swiss Alps: Results of NRP 20. Birkhäuser Verlag, Basel, 241-250.

PAZZAGLIA, F. J. & BRANDON, M. T. (1996): Macrogeomorphic evolution of the post-Triassic Appalachian mountains determined by deconvolution of the offshore basin sedimentary record. Basin Res., 8, 255-278.

PAZZAGLIA, F. J., GARDNER, T. W. & MERRITTS, D. J. (1998): Bedrock fluvial incision and longitudinal profile development over geological timescales determined by fluvial terraces. In: TINKLER, K. J. & WOHL, E. E. (Hrsg.): Rivers over rock:

Fluvial processes in bedrock channels. American Geophysical Union Geophysical Monograph, 107, 207-236.

PENCK, W. (1924): Die morphologische Analyse. Englische Übersetzung von CZECH, H. & BOSWELL, K. C. (1953): Morphological analysis of landforms. St. Martin's Press, New York, 429 S.

PFIFFNER, O. A. (1981): Fold-and-thrust tectonics in the Helvetic nappes (E Switzerland). In: MCCLAY, K. R. & PRICE, N. J. (Hrsg.): Thrust and nappe tectonics, Spec. Publ. Geol. Soc., London, 9, 319-327.

PFIFFNER, O. A. (1986): Evolution of the north Alpine foreland basin in the Central Alps. Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol., 8, 219-228.

PFIFFNER, O. A. (1993): The structure of the Helvetic nappes and its relation to the mechanical stratigraphy. J. Struct. Geol., 15(3-5), 511-521.

PFIFFNER, O. A. & HEITZMANN, P. (1997): Geologic interpretation of the seismic profiles of the Central Traverse (lines C1, C2, C3-north). In: PFIFFNER, O. A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER, S. & STECK, A. (Hrsg.): Deep Structure of the Swiss Alps: Results of NRP 20. Birkhäuser Verlag, Basel, 115-122.

PFIFFNER, O. A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER, S. & STECK, A. (Hrsg.) (1997a): Deep Structure of the Swiss Alps: Results of NRP 20. Birkhäuser Verlag, Basel, 380 S.

PFIFFNER, O. A., SAHLI, S. & STÄUBLE, M. (1997b): Compression and uplift of the external massifs in the Helvetic zone. In: PFIFFNER, O. A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER, S. & STECK, A. (Hrsg.): Deep Structure of the Swiss Alps: Results of NRP 20. Birkhäuser Verlag, Basel, 139-153.

PFIFFNER, O. A., HEITZMANN, P., LEHNER, P., FREI, W., PUGIN, A. & FELBER, M. (1997c): Incision and backfilling of Alpine valleys: Pliocene, Pleistocene and Holocene processes. In: PFIFFNER, O. A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER, S. & STECK, A. (Hrsg.): Deep Structure of the Swiss Alps: Results of NRP 20. Birkhäuser Verlag, Basel, 265-288.

PFIFFNER, O. A., ERARD, P. F. & STÄUBLE, M. (1997d): Two cross-sections through the Swiss Molasse Basin (lines E4-E6, W1, W7-W10). In: PFIFFNER, O. A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER, S. & STECK, A. (Hrsg.): Deep Structure of the Swiss Alps: Results of NRP 20. Birkhäuser Verlag, Basel, 64-73.

PFIFFNER, O. A., ELLIS, S. & BEAUMONT, C. (2000): Collision tectonics in the Swiss Alps: insight from geodynamic modeling. Tectonics, 19, 1065-1094.

PHILLIPS, J. B. (1999): Earth Surface Systems: Complexity, Order and Scale. Blackwell, Oxford, 180 S.

PIKE, R. J. (2000): Geomorphometry - diversity in quantitative surface analysis. Progress in Physical Geography, 24(1), 1-20.

- PIKE, R. J. & DIKAU, R. (Hrsg.) (1995): Advances in Geomorphometry. Z. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd., 101.
- PLATT, J. P. (1986): Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. Geol. Soc. Am. Bull., 97, 1037- 1053.
- PORTER, S. C. (1989): Some Geological Implications of Average Quaternary Glacial Conditions. Quaternary Research, 32, 245- 261.
- PRATT, J. H. (1855): On the attraction of the Himalaya Mountains and of the elevated regions beyond upon the plumb-line in India. Trans. Roy. Soc. (London), Ser. B, 145, 45 S.
- QUATTROCHI, D. A. & GOODCHILD, M. F. (Hrsg.) (1997): Scale in Remote Sensing and GIS. Lewis Publ., Boca Raton, 406 S.
- RAHN, M. K. & SEWARD, D. (2000): Contouring the exhumation history of the Central Alps: First results from a compilation of more than 500 published and new apatite FT data. FT2000 workshop, Lorne, NSW, Australia, February 6-11, 2000, Geol. Soc. Australia Abstracts, 275-276.
- RAYMO, M. E. & RUDDIMAN, W. F. (1992): Tectonic forcing of late Cenozoic climatic change. Nature, 359, 117- 122.
- RAYMO, M. E., RUDDIMAN, W. F. & FROELICH, P. N. (1988): Influence of late Cenozoic mountain building on ocean geochemical cycles. Geology, 16, 649- 653.
- RING, U. (1992): The kinematic history of the Pennine nappes east of the Lepontine dome: implications for the tectonic evolution of the central Alps. Tectonics, 11(6), 1139- 1158.
- ROBAUDO, S. & HARRISON, C. G. (1993): Plate Tectonics from SLR and VLBI global data. In: SMITH, D. E. & TURCOTTE, D. L. (Hrsg.): Contributions of Space Geodesy to Geodynamics: Crustal Dynamics. Amer. Geophys. Union, Geodyn Ser., 23, 51-71.
- ROSENBERG, C., BERGER, A. & SCHMID, S. M. (1995): Observations from the floor of a granitoid pluton: a constraint on the driving force of final emplacement. Geology, 23, 443- 446.
- RUBIE, D. C. (1984): A thermal-tectonic model for high-pressure metamorphism and deformation in the Sesia zone, western Alps. Journal of Geology, 92, 21- 36.
- RUST, D. J. & SUMMERFIELD, M. A. (1990): Isopach and borehole data as indicator of rifted margin evolution in southwestern Africa. Mar. Petrol. Geol., 7, 277- 287.
- RYBACH, L. & BODMER, P. (1990): Karte der terrestrischen Wärmestromdichte 1:1100000. In: SCHWEIZERISCHER BUNDESRAT (Hrsg.): Atlas der Schweiz. 12. Lieferung, Verlag des Bundesamtes für Landestopographie, Wabern-Bern.
- SAHAGIAN, D. L. & MAUS, J. E. (1994): Basalt vesicularity as a measure of atmospheric pressure and palaeoelevation. Nature, 372, 449- 451.

- SCHEIDEGGER, A. E. (2001): Surface joint systems, tectonic stresses and geomorphology: a reconciliation of conflicting observations. *Geomorphology*, 38(3-4), 213-219.
- SCHLUNEGGER, F. (1999): Controls of surface erosion on the evolution of the Alps: constraints from the stratigraphies of the adjacent foreland basins. *Int. J. Earth Sci.*, 88, 285-304.
- SCHLUNEGGER, F. & HINDERER, M. (2001): Crustal uplift in the Alps: why the drainage pattern matters. *Terra Nova*, 13, 425-432.
- SCHLUNEGGER, F., MELZER, J. & TUCKER, G. E. (2001): Climate, exposed source-rock lithologies, crustal uplift and surface erosion: a theoretical analysis calibrated with data from the Alps/North Alpine Foreland Basin system. *Int. J. Earth Sci.*, 90, 484-499.
- SCHMID, S. M., PFIFFNER, O. A., FROITZHEIM, N., SCHÖNBORN, G. & KISSLING, E. (1996): Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. *Tectonics*, 15, 1036-1064.
- SCHMID, S. M., PFIFFNER, O. A., SCHÖNBORN, G., FROITZHEIM, N. & KISSLING, E. (1997): Integrated cross-section and tectonic evolution of the Alps along the Eastern Traverse. In: PFIFFNER, O. A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER, S. & STECK, A. (Hrsg.): *Deep Structure of the Swiss Alps: Results of NRP 20*. Birkhäuser Verlag, Basel, 289-304.
- SCHMIDT, K. H. (1985): Regional variation of mechanical and chemical denudation, upper Colorado River Basin, U.S.A. *Earth Surface Processes and Landforms*, 10, 497-508.
- SCHMIDT, K. M. & MONTGOMERY, D. R. (1995): Limits to Relief. *Science*, 270, 617-620.
- SCHNEIDER, B. (2001): Phenomenon-based Specification of the Digital Representation of Terrain Surfaces. *Transaction in GIS*, 5(1), 39-52.
- SCHUMM, S. A. & LICHTY, R. W. (1965): Time, space and causality in geomorphology. *American Journal of Science*, 263, 110-119.
- SCHWEIZER BUNDESAMT FÜR STATISTIK, GEOSTAT (1997): Digitales Höhenmodell, 100 m Rasterweite. <http://www.statistik.admin.ch/dienstle/elektron/downloads/hbd-01.pdf>
- SEIDL, M. A. & DIETRICH, W. E. (1992): The problem of channel erosion into bedrock, *Catena Suppl.*, 23, 101-124.
- SEIDL, M. A., DIETRICH, W. E. & KIRCHNER, J. W. (1994): Longitudinal profile development into bedrock: An analysis of Hawaiian channels. *Journal of Geology*, 102, 457-474.
- SEWARD, D. & MANCKTELOW, N. S. (1994): Neogene kinematics of the central and western Alps: Evidence from fission-track dating. *Geology*, 22, 803-806.

- SHARY, P. A., SHARAYA, L. S. & MITUSOV, A. V. (2002): Fundamental quantitative methods of land surface analysis. *Geoderma*, 107, 1-32.
- SINCLAIR, H. D., COAKLEY, B. J., ALLEN, P. A. & WATTS, A. B. (1991): Simulation of foreland basin stratigraphy using a diffusion model of mountain belt uplift and erosion - an example from the central Alps, Switzerland. *Tectonics*, 10, 599-620.
- SLINGERLAND, R., WILLETT, S. D. & HOVIUS, N. (1998): Slope-area scaling as a test of fluvial bedrock erosion laws. *EOS (Transactions, American Geophysical Union)*, 79(45), F358.
- SMITH, D. E., KOLENKIEWICZ, R., ROBBINS, J. W., DUNN, P. J. & TORRENCE, M. H. (1994): Horizontal crustal motion in the Central and Eastern Mediterranean inferred from satellite laser ranging measurements. *Geophys. Res. Lett.*, 21, 1979-1982.
- SNYDER, N. P., WHIPPLE, K. X., TUCKER, G. E. & MERRITTS, D. J. (2000): Landscape response to tectonic forcing: Digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geol. Soc. Am. Bulletin*, 112(8), 1250-1263.
- SOOM, M. (1990): Abkühlungs- und Hebungsgeschichte der Externmassive und der penninischen Decken beidseits der Simplon-Rhône-Linie seit dem Oligozän: Spaltspurdaterungen an Apatit/Zirkon und K-Ar-Datierungen an Biotit/Muskovit (Westliche Zentralalpen). Dissertation, Universität Bern, Schweiz.
- SPECK, C. (1995): Hydrothermisches Regime im Schweizer Mittelland während der Würmeiszeit. *Geowissenschaften 1995*, (1), 10-14.
- STAMPFLI, G. M. (1993): Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes? *Eclogae Geol. Helv.*, 86, 1-45.
- STAMPFLI, G. M. & MARCHANT, R. H. (1997): Geodynamic evolution of the Tethyan margins of the Western Alps. In: PFIFFNER, O. A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER, S. & STECK, A. (Hrsg.): *Deep Structure of the Swiss Alps: Results of NRP 20*. Birkhäuser Verlag, Basel, 223-239.
- STEINMANN, M. (1994): Ein Beckenmodell für das Nordpenninikum der Ostschweiz. *Jahrb. Geol. Bundesanst. (Wien)*, 137, 675-721.
- STOCK, J. D. & MONTGOMERY, D. R. (1999): Geologic constraints on bedrock river incision using the stream power law. *J. Geophys. Res.*, 104, 4983-4993.
- STRAHLER, A. N. (1952): Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 63, 1117-1142.
- STÜWE, K., WHITE, L. & BROWN, R. W. (1994): The influence of eroding topography on steady state isotherms. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 124, 63-74.
- SUGDEN, D. E. & JOHN, B. S. (1976): *Glaciers and landscape - a geomorphological approach*. Edward Arnold, London.

- SUMMERFIELD, M. A. (1999): *Global Geomorphology: An introduction to the study of landforms*. Longman, Harlow, 537 S.
- SUMMERFIELD, M. A. & BROWN, R. W. (1998): Geomorphic factors in the interpretation of fission-track data. In: VAN DEN HAUTEN, P. & DE CORTE, F. (Hrsg.): *Advances in Fission-Track Geochronology*. Kluwer, Dordrecht, 269-284.
- TARBOTON, D. G., BRAS, R. L. & RODRIGUEZ-ITURBE, I. (1989): Scaling and elevation in river networks. *Water Resour. Res.*, 25, 2037-2051.
- THOMAS, M. F. (2001): Landscape sensitivity in time and space - an introduction. *Catena*, 42, 83-98.
- TIPPETT, J. M. & HOVIUS, N. (2000): Geodynamic processes in the Southern Alps, New Zealand. In: SUMMERFIELD, M. A. (Hrsg.): *Geomorphology and Global Tectonics*. Wiley, Chichester, 109-134.
- TODD, C. S. & ENGI, M. (1997): Metamorphic field gradients in the Central Alps. *J. Metamorphic Geol.*, 15, 513-530.
- TRÜMPY, R. (1975): Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss Alps: A presumed former continental margin and its problems. *American Journal of Science*, 275A, 209-238.
- TRÜMPY, R. (1980): *Geology of Switzerland: A guide book*. Wepf, Basel, 334 S.
- TRÜMPY, R. (1992): Ostalpen und Westalpen - Verbindendes und Trennendes. *Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien*, 135, 875-882.
- TUCKER, G. E. (1996): *Modeling the Large-Scale interaction of Climate, Tectonics and Topography*. Pa. State Univ. Earth Syst. Sci. Cent., University Park.
- TUCKER, G. E. & SLINGERLAND, R. (1994): Erosional dynamics, flexural isostasy and long-lived escarpments: a numerical modeling study. *J. Geophys. Res.*, 99, 12229-12243.
- TUCKER, G. E. & SLINGERLAND, R. (1996): Predicting sediment flux from fold and thrust belts. *Basin Res.*, 8, 329-349.
- TUCKER, G. E. & SLINGERLAND, R. (1997): Drainage basin responses to climate change. *Wat. Resour. Res.*, 33(8), 2031-2047.
- TUCKER, G. E. & BRAS, R. L. (2000): A stochastic approach to modeling the role of rainfall variability in drainage basin evolution. *Wat. Resour. Res.*, 36, 1953-1964.
- VALASEK, P. & MUELLER, S. (1997): A 3D crustal model of the Swiss Alps based on an integrated interpretation of seismic refraction and NRP 20 seismic reflection data. In: PFIFFNER, O. A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER, S. & STECK, A. (Hrsg.): *Deep Structure of the Swiss Alps: Results of NRP 20*. Birkhäuser Verlag, Basel, 305-325.
- VEIT (2002): *Die Alpen - Geoökologie und Landschaftsentwicklung*. Ulmer, Stuttgart, 352 S.

- VON BLANCKENBURG, F. (1992): Combined high-precision chronometry and geochemical tracing using accessory minerals: Applied to the Central-Alpine Bergell intrusion (central Europe). *Chem. Geol.*, 100, 19 - 40.
- WAGNER, G. A. & REIMER, G. M. (1972): Fission track tectonics: the tectonic interpretation of fission track ages. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 14, 263 - 268.
- WAGNER, G. A., REIMER, G. M. & JÄGER, E. (1977): Cooling ages derived by apatite fission-track, mica Rb-Sr and K-Ar dating: the uplift and cooling history of the Central Alps. *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova*, 30, 1 - 27.
- WALSH, S. J., BUTLER, D. R. et al. (1998): An Overview of Scale, Pattern, Process Relationships in Geomorphology: a Remote Sensing and GIS Perspective. *Geomorphology*, 21(3-4), 183 - 205.
- WANNER, H. (1993): Die Alpen - Klima und Naturraum. In: LANG, P. (Hrsg.): *Lebensräume*. Universität Bern, 71 - 106.
- WHIPPLE, K. X., HANCOCK, G. S. & ANDERSON, R. S. (2000): River incision into bedrock: Mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion, and cavitation. *Geol. Soc. Am. Bulletin*, 112, 490 - 503.
- WHIPPLE, K. X. & TUCKER, G. E. (1999): Dynamics of the stream-power incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response time-scales, and research needs. *J. Geophys. Res.*, 104(B8), 17661 - 17674.
- WIESLI, U. (1986): *Die Schweiz*. Wissenschaftl. Buchges., Darmstadt, 345 S.
- WILDI, W. (1984): Isohypsenkarte der quartären Felstäler in der Nord- und Ostschweiz mit kurzen Erläuterungen. *Eclogae Geol. Helv.*, 77, 541 - 551.
- WILLETT, S. D., BEAUMONT, C. & FULLSACK, P. (1993): Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens. *Geology*, 21, 371 - 374.
- WILLGOOSE, G., BRAS, R. L. & RODRIGUEZ-ITURBE, I. (1990): A model of river basin evolution. *EOS (Transactions American Geophysical Union)*, 71, 1806 - 1807.
- WILLGOOSE, G., BRAS, R. L. & RODRIGUEZ-ITURBE, I. (1991a): Results from a new model of river basin evolution. *Earth Surf. Proc. Landf.*, 16, 237 - 254.
- WILLGOOSE, G., BRAS, R. L. & RODRIGUEZ-ITURBE, I. (1991b): A physical explanation of an observed link area-slope relationship. *Water Resour. Res.*, 27(7), 1697 - 1702.
- WILLGOOSE, G. (1994): A physical explanation for an observed area-slope-elevation relationship for catchments with declining relief. *Water Resour. Res.*, 30(2), 151 - 159.
- WILLIAMS, D. F., THUNELL, R. C., TAPPA, E., RIO, D. & RAFFI, I. (1988): Chronology of the Pleistocene oxygen isotope record: 0 - 1.88 m. y. B. P. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 64, 221 - 240.

WOLMAN, M. G. & MILLER, J. P. (1960): Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. *Journal of Geology*, 68, 54-74.

YALIN, M. S. (1992): *River Mechanics*. Pergamon Press, New York.

Danksagung

Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. H. J. Neugebauer und Herrn Prof. Dr. R. Dikau für die fachlichen Diskussionen und die kritischen Anregungen, die zum Gelingen meiner Arbeit beigetragen haben.

Ganz herzlich möchte ich Herrn Prof. Dr. S. Hergarten danken, der meine Arbeit durch viele Ideen und Vorschläge bereichert hat und mir auch bei technischen Fragestellungen immer hilfsbereit zur Seite stand.

Herrn Dipl.-Phys. Florian Jansen möchte ich ganz herzlich für die intensive Unterstützung bei der Programmierung danken.

Weiterhin möchte ich Herrn Prof. Dr. M. A. Summerfield und seiner Arbeitsgruppe für den sehr interessanten und außerordentlich kollegialen Forschungsaufenthalt in Edinburgh danken.

