# 1 Einleitung

## 1.1 Das Altiplano-Puna-Plateau

Im Andenorogen am aktiven Kontinentalrand Südamerikas befindet sich das zweitgrößte kontinentale Hochplateau der Erde, das Altiplano-Puna-Plateau mit mittleren Höhen von 4000-5000 m (Abb. 1.1). Dessen Topographie ist Ausdruck der Konvergenz lithosphärischer Platten, die zu Krustenverdickung und Hebung durch dynamische und isostatische Prozesse führte (z.B. Isacks, 1988; Allmendinger et al., 1997). Hohe Gebirge werden typischerweise durch Kontinent-Kollision erzeugt. Das Altiplano-Puna-Plateau hingegen entstand in der Oberplatte eines Ozean/Kontinent-Konvergenzsystems und stellt daher eine geodynamische Besonderheit dar.



Abb. 1.1: Die zentralen Anden und ihre morphostrukturelle Gliederung (modifiziert nach Scheuber and Reutter, 1992; Laubacher and Naeser, 1994; Coughlin et al., 1998). Das Altiplano/Puna-Plateau mit Höhen über 3000 m NN ist grau hinterlegt (Konvergenzvektor und -rate nach Somoza (1998); F-PC: frontale argentinische Präkordillere, PC: argentinische Präkordillere).

Die zentralandine Subduktionszone (Abb. 1.2) war in den letzten Jahrzehnten Gegenstand intensiver geologischer und geophysikalischer Forschung. Untersuchungen der Krustenstruktur der zentralen Anden mit seismischen und seismologischen Methoden (James, 1971; Wigger et al., 1994; Beck et al., 1996; Zandt et al., 1996; ANCORP Working Group, 1999; Schmitz et al., 1999; Yuan et al., 2000; Yuan et al., 2002) ergaben, dass die Höhe des Altiplano-Plateaus durch eine 60-75 km mächtige, vorwiegend felsische Kruste isostatisch kompensiert ist (Beck et al., 1996; Götze and Kirchner, 1997; Yuan et al., 2002). In der Puna südlich von 23°S, deren mittlere Höhe fast 1000 m höher liegt als im Altiplano-Segment, wird das Plateau hingegen infolge einer stark ausgedünnten Lithosphäre teilweise thermisch unterstützt (Isacks, 1988; Whitman et al., 1996; Yuan et al., 2002). Eine Vielzahl geophysikalischer Anomalien charakterisiert die Kruste des Plateaus. Von der West- bis zur Ostkordillere belegen receiver functions-Studien (Yuan et al., 2000; Beck and Zandt, 2002) in 20-40 km Tiefe eine Zone niedriger seismischer Geschwindigkeiten (Altiplano Low Velocity Zone, ALVZ; Yuan et al., 2000; Abb. 1.2), wobei die stärksten Reduktionen unter großen Ignimbrit-Arealen lokalisiert sind. Aufgrund der krustalen Zusammensetzung dieser Ignimbrite (de Silva, 1989) und anormal hohen  $v_p/v_s$ -Verhältnissen wird die ALVZ als Hochtemperaturzone mit partieller Schmelzbildung interpretiert. In der Tiefe der ALVZ liegen ferner die Obergrenze einer extrem starken positiven Anomalie der elektrischen Leitfähigkeit (Brasse et al., 2002) und Zonen starker Reflektivität (ANCORP Working Group, 1999). Nach Yuan et al. (2000) endet an der ALVZ-Obergrenze der Aufstieg von Fluiden und Schmelze, und es werden große Mengen partieller Schmelze akkumuliert. Diese mittelkrustalen Anomalien erster Ordnung stehen vermutlich in Zusammenhang mit der Entkopplung der Oberkruste, in der Überschiebungstektonik dominiert, von der verteilten duktilen Verdickung der Unterkruste.

Die Lithosphäre des Altiplano-Puna-Plateau ist trotz Krustenverdoppelung stark ausgedünnt und rheologisch schwach, wie eine insgesamt hohe Dämpfung (niedrige Q-Werte), niedrige vp-Geschwindigkeiten und hohe v<sub>p</sub>/v<sub>s</sub>-Werte zeigen (Whitman et al., 1992; Whitman et al., 1996; Myers et al., 1998; Graeber and Asch, 1999; Schurr, 2000; Beck and Zandt, 2002). Im Altiplano-Segment (15-23°S) reicht die Asthenosphäre unter dem magmatischen Bogen bis an die Basis der Kruste (Whitman et al., 1992; Graeber and Asch, 1999). Unter dem Altiplano und der Ostkordillere ist die Struktur des oberen Mantels komplex (Myers et al., 1998; Schurr, 2000; Beck and Zandt, 2002). Seismische 3D-Tomographie des Mantelkeils unter dem südlichen Altiplano und der nördlichen Puna (21-25°S; Schurr, 2000) zeigten Zonen sehr starker Dämpfung, die von Häufungen in der Benioff-Seismizität bis in die Kruste reichen und als Aufstiegswege von Fluid-induzierten Schmelzen interpretiert wurden. Zwischen diesen asthenosphärischen Bereichen liegen Zonen mit hohen Q- und v<sub>p</sub>-Werten, die stückweise delaminierende Mantellithosphäre repräsentieren könnten (Schurr, 2000; Beck and Zandt, 2002). Im Puna-Segment (23-27°S) hingegen weist der subkrustale Mantel über die gesamte Breite des Plateaus bis unter das Vorland-Überschiebungssystem starke Dämpfung auf (Whitman et al., 1992). Die Delamination der Lithosphäre ist dort bereits weiter fortgeschritten (Kay and Kay, 1993; Whitman et al., 1996; Schurr, 2000; Beck and Zandt, 2002). Hohe <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He-Isotopenverhältnisse in geothermalen Quellen und Fumarolen weisen auf die Präsenz von Magmen mit Mantel-Herkunft unter dem Plateau hin (Hoke et al., 1994). Die Helium-Mantelsignatur hat ein Maximum im magmatischen Bogen und reicht etwa 300 km weit nach Osten bis in die zentrale Ostkordillere. Erhöhte Temperaturen im oberen Mantel sowie auch in krustalen Niveaus des Altiplano-Puna-Plateaus sind durch den seit dem obersten Oligozän andauernden Magmatismus belegt.



Abb. 1.2: Profil durch die zentralandine Subduktionszone bei ca. 21°S (nach Scheuber and Giese (1999), modifiziert durch O. Oncken) und darüber die Topographie, die Bouguer-Schwere und das Restfeld der Schwere nach Götze and the MIGRA Group (1996). Im Profil sind die Zone niedriger seismischer Geschwindigkeiten in der mittleren Kruste des Altiplano (ALVZ; Yuan et al., 2000) und die 500- und 1250°C-Isothermen des Temperaturmodells von Springer (1999) eingetragen.

Die **Bouguer-Anomalie** nimmt von einem Maximum in der Küstenkordillere auf ein regionales Minimum bis -450 mGal über die Breite des Plateaus ab (Götze and Kirchner, 1997; Abb. 1.1). Die negative Bouguer-Anomalie korreliert in Bezug auf ihre Lage und Wellenlänge mit der Topographie und ist Folge der mächtigen Krustenwurzel. Nach Analysen der Bouguer-Anomalie und der Topographie besteht im zentralandinen Plateau in erster Näherung lokale isostatische Kompensation nach dem Airy-Modell, was eine sehr geringe Biegesteifigkeit der Lithosphäre (effektive elastische Dicke  $T_e \approx 0$ ) bedeutet (Lyon-Caen et al., 1985; Watts et al., 1995). Demgegenüber zeigt eine positive isostatische Anomalie am östlichen Plateaurand im Bereich der Orokline (etwa 15-23°S) die zusätzliche Kompensation durch die Flexur der kalten und rigiden Lithosphäre des Brasilianischen Schildes mit einer höheren Biegesteifigkeit ( $T_e$  bis 75 km), die um mindestens 150 km nach Westen bis unter die Ostkordillere unterschoben wurde (Watts et al., 1995; Beck and Zandt, 2002).

Ein stark erhöhter **Oberflächenwärmefluss** um 80-100 mW/m<sup>2</sup> kennzeichnet das gesamte Plateau (Springer and Förster, 1998). Modellierungen zufolge führt selbst die Hochlage der Asthenosphäre bis in

70 km Tiefe nur zu einem Oberflächenwärmefluss von 60-70 mW/m<sup>2</sup> (Springer, 1999). Im magmatischen Bogen ist der höhere Wärmefluss wahrscheinlich auf oberkrustale Wärmequellen wie Magmenkammern zurückzuführen. Der erhöhte Wärmefluss setzt sich im *Backarc* bis in die Ostkordillere fort, obwohl dort die Isothermen durch die Krustenstapelung seit 10 Ma vertikal gestreckt wurden. Vermutlich trägt der thermische Effekt der neogenen Erosion vorübergehend zum heutigen hohen Oberflächenwärmefluss der Ostkordillere bei (Springer, 1999).

### **1.2 Modelle der Plateaubildung**

Unter den Prozessen, die zur Krustenverdickung und somit zur Plateaubildung beitragen, ist die tektonische Verkürzung als der überaus dominierende Mechanismus anerkannt (Isacks, 1988; Roeder, 1988; Sheffels, 1990; Schmitz, 1994; Allmendinger et al., 1997; Lamb and Hoke, 1997; Kley and Monaldi, 1998). Mit bilanzierten Profilen wurde die tektonische Krustenverdickung der zentralen Anden seit über 10 Jahren quantifiziert (zusammengefasst in Kley and Monaldi, 1998). Der Beitrag der tektonischen Verkürzung am geophysikalisch bestimmten Krustenquerschnitt wurde unter Annahme initialer Krustenmächtigkeiten von 30-40 km durch Flächenbilanz ermittelt. Für die bolivianischen Anden ergab sich zunächst ein Defizit der dokumentierten Verkürzung von 20-40% (Roeder, 1988; Sheffels, 1990; Schmitz, 1994; Baby et al., 1997), während neuere Arbeiten eine etwa ausgeglichene Bilanz (Lamb and Hoke, 1997; Müller et al., 2002) oder sogar einen geringen Flächenüberschuss (McQuarrie, 2002; Elger, 2003) zeigten. Für die gesamten zentralen Anden (3-40°S) liegt der Beitrag der tektonischen Verkürzung am Krustenquerschnitt bei 70-80%, wobei Verkürzung und Krustenmächtigkeit entlang der Anden nur lose korreliert sind (Kley and Monaldi, 1998). Als Prozesse, die das verbleibende Defizit an Krustenmächtigkeit erzeugt haben, werden unerkannte präneogene Verkürzung (z.B. Horton and DeCelles, 1997), magmatische Addition (z.B. Lamb and Hoke, 1997), tektonische Unterplattung von Material des Forearc (z.B. Baby et al., 1997), Ausdünnung der Lithosphäre (z.B. Isacks, 1988; Whitman et al., 1996) und duktiles Fließen in der Unterkruste (z.B. Royden, 1996; Yang et al., 2003) diskutiert. Der magmatische Anteil am andinen Krustenquerschnitt beträgt nach Francis and Hawkesworth (1994) für die letzten 15 Ma nur etwa 1.5%, während er im magmatischen Bogen bis 40% betragen haben mag (Lamb and Hoke, 1997). Im Mantelkeil unter dem Forearc führte die Hydratation (Serpentinisierung) des Mantel-Peridotits vermutlich zu einer scheinbaren Krustenverdickung (Giese et al., 1999).

Die Hauptphase der Krustenverkürzung und Hebung des Altiplano-Plateaus begann im obersten Oligozän (28-25 Ma; Isacks, 1988; Sempere et al., 1990; Allmendinger et al., 1997; Victor, 2000), wobei die Präkordillere westlich des Plateaus und Teile der Ostkordillere bereits im Eozän deformiert wurden (Allmendinger et al., 1997; Lamb et al., 1997; Sempere et al., 1997; Günther, 2001). Isacks (1988) und Allmendinger and Gubbels (1996) gingen von zwei unterschiedlichen Phasen der tektonischen Verkürzung aus. Im Modell von Isacks (1988) begann die Plateaubildung im Oberoligozän mit der Ausbildung eines konvektiven Asthenosphärenkeiles über der wahrscheinlich flach mit 20° abtauchenden ozeanischen Platte. Die resultierende Lithosphärenausdünnung bewirkte Magmengenese, Vulkanismus und thermale Hebung über die Breite des Asthenosphärenkeiles von etwa 500 km. Der horizontale Stress durch die Plattenkonvergenz führte zum kompressiven Versagen der thermisch geschwächten Lithosphäre. Die Kruste wurde durch verteilte Deformation im *thick skinned*-Modus homogen eingeengt und verdickt. Um 10 Ma endete die Deformation innerhalb des Plateaus und migrierte in das östliche Vorland (Subandin), das an E-gerichteten Überschiebungssystemen im *thin skinned*-Modus verkürzt wurde (Allmendinger and Gubbels, 1996; Gubbels et al., 1993). Die Unterschiebung der rigiden Vorland-Lithosphäre führte zur weiteren Verdickung der entkoppelten Unterkruste des Plateaus, was die passive Hebung des Plateaus ohne oberkrustale Deformation zur Folge hatte.

Im Verlauf der andinen Orogenese muss die Entfernung von Lithosphäre durch Delamination oder andere Prozesse eine Rolle gespielt haben, da die Verkürzungsbeträge, die zur heutigen Krustendicke führten, im Mantelkeil über der subduzierten Platte zu einem Platzproblem führen (Whitman et al., 1996; Beck and Zandt, 2002). Das Delaminationsmodell geht davon aus, dass eine tektonisch verdickte kalte Lithosphäre gravitativ instabil wird, wodurch Teile des lithosphärischen Mantels von der Unterkruste abgelöst werden und in die leichtere Asthenosphäre absinken (Houseman et al., 1981). Auf ein solches Delaminationsereignis in der Puna vor 2-3 Ma wurde aus der hohen Dämpfung im oberen Mantel, mafischem Vulkanismus (OIB- und kalk-alkaline Basalte) und einer Änderung des Stressfeldes geschlossen (Kay and Kay, 1993; Kay et al., 1994).

## **1.3** Bisherige thermochronologische Untersuchungen

Die bisherigen Untersuchungen zur Abkühlungs- und Exhumationsgeschichte prätertiärer Gesteine mit Spaltspur-, K/Ar- und Ar/Ar-Datierungen behandelten überwiegend lokal begrenzte Gebiete und ergeben eine geringe Datendichte für die zentralen Anden (Abb. 1.3). Den bisher einzigen regionalen Datensatz von Abkühlungsaltern erhoben Andriessen and Reutter (1994) an Plutonen von der Küstenkordillere bis zur Ostkordillere, deren Minerale Biotit (K/Ar-System), Titanit, Zirkon und Apatit (Spaltspur-System) datiert wurden. Die Mineralalter zeigen, dass die Abkühlungsgeschichte zwischen etwa 325 und 60°C im heutigen Forearc eng mit der Entwicklung des magmatischen Bogens verknüpft war, der sich von der Küstenkordillere seit dem Jura schrittweise kontinentwärts bis zur heutigen Position in der Westkordillere verlagerte. Alle Arc-Systeme sind durch Perioden starker Exhumation (3-10 km) und tektonische Hebungsereignisse gegen Ende der magmatischen Aktivität charakterisiert (Andriessen and Reutter, 1994). Insbesondere die incaischen Deformationsereignisse im Obereozän, die den oberkretazisch-paläogenen Bogen der chilenischen Präkordillere erfassten, schlagen sich in den Apatit-Spaltspurdaten der Präkordillere deutlich nieder (Damm et al., 1990; Maksaev, 1990; Andriessen and Reutter, 1994). Während in den tertiären Plutonen konkordante Apatit-Spaltspur- und Biotit-K/Ar-Alter vermutlich durch geringe Intrusionstiefen bedingt sind, lassen Apatit-Alter aus dem paläozoischen Basement auf rasche exhumative Abkühlung im Obereozän (46-40 Ma) schließen (Maksaev, 1990). Die incaische Deformationsphase betraf erstmals auch den damaligen Backarc, wie obereozäne K/Ar-, Ar/Ar-Alter (Muskowit und Biotit; Farrar et al., 1988) sowie Zirkon-Spaltspuralter (Benjamin et al., 1987) in der zentralen Ostkordillere nördlich von 18°S zeigen (Abb. 1.3). Apatit-Spaltspuralter sind in der Ostkordillere zwischen 10° und 27°S bis auf wenige Ausnahmen jünger als das Eozän und reichen von 38 Ma bis 5 Ma (Crough, 1983; Benjamin et al., 1987; Farrar et al., 1988; Kontak et al., 1990; Andriessen and Reutter, 1994; Laubacher and Naeser, 1994; Coutand, 1999; Coutand et al., 2001), wobei oligozäne Alter südlich des Andenknicks bei 18°S mit fast ausschließlich miozänen Altern nördlich von 18°S kontrastieren (Abb. 1.3). Spätpaläozoische bis pliozäne Apatit-Spaltspuralter kennzeichnen die Sierras Pampeanas südlich von 27°S (Coughlin et al., 1998; Coutand et al., 2001; Sobel and Strecker, in press 2003). Durch die Lage über einem Segment flacher Subduktion (flat slab) unterscheiden sich Deformationsstil und -entwicklung der Sierras Pampeanas stark von den zentralen Anden zwischen 13°S und 27°S mit 30° steiler Subduktion. Apatit-Spaltspurdatierungen an paläozoischen und tertiären Proben im Subandin zeigen eine unvollständige Zurücksetzung des Apatit-Spaltspursystems im Tertiär bei Maximaltemperaturen von 100 ± 10°C

(Moretti et al., 1996). An zwei paläozoischen Proben konnte der Abkühlungsbeginn auf das Obermiozän eingegrenzt werden.

Eine generelle raum-zeitliche Korrelation der exhumativen Abkühlung mit der Entwicklung der magmatischen Bögen des andinen Zyklus ist deutlich (Abb. 1.4). Während aus den drei fossilen Bögen die Exhumation gegen Ende der magmatischen Entwicklung überliefert ist, dokumentieren thermochronologische Daten aus dem miozänen bis rezenten Bogen die Exhumation vor und während des Magmatismus.



Abb. 1.3: Publizierte scheinbare Apatit-Spaltspuralter in den zentralen Anden und den Sierras Pampeanas, sowie diejenigen Zirkon-Spaltspur-, K/Ar- und Ar/Ar-Alter (kursiv), die exhumative Abkühlung anzeigen. Von Maksaev (1990) sind nur die Daten aus dem paläozoischen Basement dargestellt (alle Apatit-Alter von tertiären Intrusiva sind altersgleich mit K/Ar-Altern und zeigen hauptsächlich magmatische Abkühlung an). Die schraffierte Fläche zeigt die Lage der tektono-thermalen Zongo-San Gabín-Zone (ZSGZ, Farrar et al., 1988). Das Gebiet höher als 3000 m ist grau hinterlegt (CC: Küstenkordillere, LV: Längstal, PC: chilenische Präkordillere, F-PC: Frontale Präkordillere, A-PC: argentinische Präkordillere).



Abb. 1.4: Scheinbare Apatit- und Zirkon-Spaltspuralter der in Abb. 1.3 genannten Autoren, die gemäß ihrer Position innerhalb der morphotektonischen Einheiten in ein Profil bei etwa 21°S projiziert sind. Da in den Sierras Pampeanas überwiegend Mischalter vorliegen, wurden die von Coughlin et al. (1998) und Sobel and Strecker (in press 2003) ermittelten Abkühlungsphasen schematisch als graue Balken dargestellt. Von Maksaev (1990) wurden wie in Abb. 1.3 nur die Daten des paläozoischen Basements übernommen. Die Rahmen markieren die räumliche und zeitliche Ausdehnung der vier magmatischen Bögen des andinen Zyklus. (CC: Küstenkordillere, LV: Längstal, PC: chilenische Präkordillere, WC: Westkordillere, AP/PU: Altiplano/Puna, EC: Ostkordillere, SA: Subandin, SP: Sierras Pampeanas).

### 1.4 Ziel der Arbeit

Ziel dieser Arbeit ist die Rekonstruktion der Exhumationsgeschichte der zentralen Anden in Südbolivien. Die Erosion wirkt der Hebung durch tektonische oder thermische Prozesse entgegen und führt zur exhumativen Abkühlung von Gesteinen. In den oberen 2-6 km der Kruste kann diese Abkühlung durch Apatit-Spaltspur-Thermochronologie datiert werden (z.B. Gallagher et al., 1998). Durch die Interpretation der thermischen Daten soll die Exhumation während der Entstehung des Altiplano-Puna-Plateaus im Tertiär zeitlich erfasst und quantifiziert werden, um folgende Fragen zu beantworten:

- Welche Beziehungen bestehen zwischen Exhumation und Deformationsentwicklung und wie variieren die Exhumationsbeträge in unterschiedlichen strukturellen Niveaus?
- Wie verlief die Exhumation in Raum und Zeit? Sind Propagationsrichtungen erkennbar?

- Welche Prozesse kontrollierten die Hebung und welchen Einfluss hatten klimatische Faktoren auf die Exhumation?
- Kann durch die Exhumationsgeschichte zwischen den verschiedenen möglichen Mechanismen und Prozessen der Plateaubildung unterschieden werden?
- Wie hängen Exhumation und Oberflächenhebung des Plateaus zusammen?

Das Untersuchungsgebiet wurde entlang eines Profils bei 21°S gewählt, in dem eine sehr hohe Dichte strukturgeologischer, stratigraphischer und geophysikalischer Daten besteht, insbesondere bilanzierte Profile vom Altiplano bis zum Subandin. Durch die Kombination mit diesen unabhängigen Informationen ist eine präzisere und aussagekräftigere Interpretation der thermochronologischen Daten möglich. Da derzeit sehr wenige Daten zur Exhumationsgeschichte in der Westkordillere und im Altiplano (aufgrund der Bedeckung prätertiärer Gesteine), sowie in weiten Teilen der Ostkordillere und des Subandins vorliegen (vgl. Abb. 1.4), sollen diese Lücken durch das gewählte Profil bei 21°S geschlossen werden.

## 1.5 Exhumation und Hebung

Exhumation ist die Verlagerung von Gesteinen relativ zur Erdoberfläche durch Erosion. Der Begriff Denudation ist gebräuchlich, wenn weiträumige Erosion gemeint ist und der zugrunde liegende Hebungsprozess nicht spezifiziert werden soll, während Exhumation eher dann verwendet wird, wenn die Erosion räumlich enger eingegrenzt werden kann und tektonische Prozesse als Ursache der Hebung angesehen werden.

Die Exhumation bestimmt das Verhältnis zwischen der Hebung von Gesteinen relativ zum Meeresspiegel (eigentlich zum Geoid) und der Hebung der Erdoberfläche relativ zum Meeresspiegel (England and Molnar, 1990):

```
Hebung der Erdoberfläche = Hebung von Gesteinen – Exhumation
```

Oft wird Hebung von Gesteinen mit Oberflächenhebung gleichgesetzt, was nur zutrifft, wenn keine Exhumation stattfindet. In kontraktionalen Situationen wird die Exhumation von der tektonischen Hebung einerseits und von klimatischen Faktoren sowie von der Erodierbarkeit der Gesteine andererseits bestimmt.

Die aus Hebung und Exhumation resultierende Änderung der mittleren Höhe über NN unterliegt den Gesetzmäßigkeiten der Isostasie. Wie England and Molnar (1990) exemplarisch deutlich machten, wird die Exhumation um eine Krustenmächtigkeit Δh durch isostatischen Ausgleich nach Airy zu etwa 5/6 von Δh durch Hebung kompensiert und führt zur Abnahme der mittleren Höhe über NN um 1/6 von Δh. Die Höhe bleibt konstant, wenn das erodierte Volumen durch einen gleich großen Betrag an Krustenverdickung ersetzt wird. Die mittlere Höhe der Erdoberfläche ist naturgemäß auf eine Region bezogen. Der Anstieg der mittleren Höhe in der geologischen Vergangenheit kann jedoch meist nur aus der Bestimmung der Hebung an einem Punkt geschlossen werden. Diese Hebung kann tektonisch oder isostatisch bedingt sein, worauf Molnar and England (1990) hinwiesen. Wenn ein Gebiet durch verstärkte Erosion tief zertalt wird, so steigen die Gipfelhöhen stark an, während infolge istotatischen Ausgleichs des erodierten Volumens die mittlere Höhe über NN sogar leicht sinkt. Potentielle Hebungsindikatoren sind in heutigen Gebieten mit hohem Relief aber gerade in den Hochlagen erhalten (vgl. Gregory-Wodzicki, 2000) und dokumentieren daher wahrscheinlich nicht nur tektonische, sondern auch isostatische Hebung.

Molnar and England (1990) zeigten, dass der häufig beobachtete Anstieg der Erosionsraten im Neogen nicht ohne Weiteres als Anstieg der Hebungsraten interpretiert werden kann. Gleichermaßen führen erhöhte Niederschlagsraten oder andere klimatische Faktoren zu verstärkter Erosion und wirken sich über den isostasischen Ausgleich verstärkend auf die (lokale) Hebung von Gesteinen aus.