

Scale-related strain evolution at convergent margins and effects due to parameter changes – insights from nature and experiment

Kerstin Schemmann



Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades
im Fachbereich Geowissenschaften an der
Freien Universität Berlin

Berlin, September 2007

Erstgutachter: Prof. Dr. Onno Oncken (Freie Universität Berlin)

Zweitgutachter: Prof. Dr. Alexander R. Cruden (University of Toronto)

Tag der Disputation: 06. November 2007

Selbständigkeitserklärung

Hiermit erkläre ich, die vorliegende Arbeit selbständig und ohne fremde Hilfe verfasst und keine anderen als die angegebenen Hilfsmittel verwendet zu haben. Diese Arbeit hat in gleicher oder ähnlicher Form noch keiner Prüfungsbehörde vorgelegen.

Kerstin Schemmann
Berlin, Januar 2008

**Eine Wolke zieht vorbei,
der Himmel ist so blau
und klar wie zuvor.**

japanisches Haiku

Summary

Orogens can form at convergent margins by plate subduction or collision. Deformation is hereby accumulated via brittle deformation in the upper crust, controlled by the strength of the lithosphere and therefore linked to the friction coefficients and cohesion of the rocks. Ductile deformation in the lower crust depends on the strain rate and the rock's rheology, which again is controlled by temperature, pressure and mineral composition. Deformation processes and their basic mechanisms are widely understood, whereas the knowledge about the distribution of strain accumulation in space and time on various scales is still insufficient. However, this is crucial for the determination of the dominant deformation frameworks (e.g., continuum-Euclidean model, block model, fractal complexity).

In this thesis, the distribution of strain accumulation on the orogen scale is examined, both in space and in time (geological long-term deformation up to 10^7 a), plus its interaction with the next smaller "regional" scale. Using the existing literature, I compiled a comprehensive data base on deformation activity in the Central Andes (17-27°S and 69-63°W), complemented by artificial data from analogue simulations monitored by a high-resolution system employing "particle imaging velocimetry" (PIV). By means of statistics and geostatistics, I can quantify characteristic scale lengths of active structures and their typical duration for the regional scale, which are on the order of 150-200 km width and 200-300 km length and 2-4 Ma, respectively. On the orogen scale, the scale lengths are multiples of these values, as the orogen scale represents a summary of the active structures on the regional scale, being adjacent and coevally active. These scale lengths are artefacts resulting from the current resolution of the data set.

Furthermore, I analyzed the effect of both system internal and external parameters on the resulting strain pattern for the above mentioned scales. In a first experimental series that simulates only the upper crust using granular media, I show that deformation patterns are controlled by mechanical heterogeneities. Threshold values exist for coupled parameters of both basal (20%) and internal (35%) strength contrasts, which determine if either wedge-like or plateau-style settings will result. These threshold values indicate the absence of gradual transitions between the two endmembers. I was also able to reproduce the spatiotemporal strain evolution of the Central Andean plateau. Yet, the controlling parameter combination in the analogue models is very different from those proposed for the natural example. This indicates that a resulting strain pattern is possibly explained by more than only one parameter combination. Thus, we cannot conclusively infer information from the resulting picture on the controlling factors to relate causes and effects.

A second analogue series simulates the upper crust to the asthenosphere to study the crucial parameters that have to be met in a young system to initiate the plateau formation. A plateau is initiated when two anticlinal hinges enclose an undeformed basin, which is subsequently drained. This is bound to a critical lateral strength contrast within the system combined with a curved geometry. Furthermore, a normal density profile is required, as well as decoupling of the upper crust deformation from layers below.

Comparing three experiments of plateau initiation clearly shows that controlling factors can be of first or second order. The first order parameters actively change the resulting deformation patterns on the orogen scale (e.g., plate geometry) whereas the second order factors become effective only on the next smaller "regional" scale (e.g., additional decoupling horizons), while the orogen scale pattern remains the same. Thus, the effect of controlling parameters is scale-dependent.

In spite of such an unusually well resolved data set on strain accumulation both in space and time from nature, we cannot conclusively distinguish the varying deformation frameworks, possibly due to a still insufficient data resolution. Depending on the applied resolution, we might unintentionally integrate data from different scales, so that their original strain pattern cannot be identified. It is nevertheless likely that dominant frameworks alternate over time. For example, at the beginning of the formation of a deformation system, only a few regional structures are active for the entire orogen scale. Within these active areas, a fractal pattern will establish during an initial stage (e.g., 46-37 Ma). In a subsequent stage,

more regional areas become active that are distributed throughout the orogen. Thus, fractal patterns will be established on the orogen scale within 8-10 Ma as can be observed for the spatial distribution of shortening rates (between 36-16 Ma). Once a rock volume has been saturated with strain, it will accumulate elsewhere. This is true when the plateau interior becomes inactive at 15 Ma, and the system prepares for a transfer of strain accumulation to the Inter/ Subandean after 15 Ma. The development starts again with initial strain accumulation in few areas that eventually develop a fractal pattern.

The strain distribution pattern does not provide conclusive information on the underlying deformation mechanisms. For example, both strain weakening and strain hardening can affect a deformation system that is basically fractal. Such deformation modes can coincide with the different deformation frameworks. Both likely alternate in space and time and so does their effect on different scales. Generally, the lack of highly resolved data precludes the identification of the respective patterns and deformation modes.

Zusammenfassung

An konvergenten Plattenrändern können durch Kollision zweier Platten oder Subduktion Orogene entstehen. Dabei hängt spröde Deformation der oberen Kruste von der Festigkeit des Gesteins, und damit vom Reibungskoeffizienten und der Kohäsion ab. Duktile Deformation in der unteren Kruste ist abhängig von der Strainrate und der Rheologie des Materials, die wiederum von Faktoren wie der Temperatur, dem Druck und der Zusammensetzung des Gesteins bestimmt wird. Deformationsprozesse und die zugrunde liegenden Mechanismen sind weitgehend verstanden. Hingegen ist bis heute noch unzulänglich erklärt, wie die Deformation in räumlicher und zeitlicher Verteilung auf verschiedenen Skalen akkumuliert wird, und welche Faktoren dabei eine bedeutende Rolle spielen. Dies ist jedoch wichtig für das Verständnis der möglichen Deformationsmodelle (Kontinuumsmodell, Blockmodell, fraktale Komplexität).

Diese Arbeit untersucht die Verteilung von Deformation insbesondere auf der Orogenskala, sowohl im Raum als auch in der Zeit (geologische Langzeitdeformation bis 10^7 a) sowie deren Interaktion mit der nächst kleineren „regionalen“ Skala. Die Datengrundlage bildet zum einen eine umfassende Kompilation publizierter Deformationsdaten für die Zentralanden ($17-27^\circ\text{S}$ und $69-63^\circ\text{W}$), sowie experimentelle Daten aus der Analogmodellierung, die aufgrund des gewählten Aufnahmesystems („particle imaging velocimetry“, PIV) sehr hoch aufgelöst sind.

Mittels statistischer und geostatistischer Untersuchungen der räumlichen und zeitlichen Deformationsverteilung kann ich charakteristische Skalenlängen aktiver Strukturen sowie deren Deformationsdauer quantifizieren. Auf der regionalen Skala sind typischerweise Bereiche von 150-200 km Breite und 200-300 km Länge über 2-4 Millionen Jahre aktiv. Auf der Orogenskala haben aktive Strukturen ein Vielfaches dieser Werte, was auf eine räumliche und zeitliche Zusammenfassung benachbarter aktiver Strukturen der nächst kleineren Skala aufgrund der vorliegenden Datenauflösung zurückzuführen ist.

Ferner habe ich systeminterne und externe Parameter auf ihre Wirkung auf das resultierende Deformationsmuster für die oben genannten Skalenbereiche untersucht. In einer ersten Experimentserie, die mit granularen Materialien nur die obere Kruste simuliert, zeige ich, dass mechanische Heterogenitäten das Deformationsmuster bestimmen. Parameter, die laterale (mind. 35%) und basale (mind. 20%) Festigkeitskontraste koppeln, weisen kritische Schwellenwerte auf, die bestimmen, ob ein keilartiges oder plateau-ähnliches Deformationssystem entsteht. Die Existenz dieser Schwellenwerte deutet daraufhin, dass es keine graduellen Übergänge zwischen Systemtypen gibt.

Mit dieser Analogserie konnte ich die räumlich-zeitliche Entwicklung der Deformationsverteilung der Zentralanden reproduzieren, deren Grundlage o.g. mechanische Heterogenitäten bilden, also andere Parameter als für die Natur postuliert wird. Dies weist darauf hin, dass ein Deformationsmuster nicht durch eine einzige Parameterkombination erzeugt und erklärt werden kann, sondern mehrdeutige Schlussfolgerungen zulässt. Mit anderen Worten bedeutet dies, dass ein Deformationsmuster, wie wir es heute vorfinden, keine eindeutigen Rückschlüsse auf seine verursachenden Faktoren ermöglicht.

In einer zweiten Analogserie, in der die obere Kruste bis zur Asthenosphäre modelliert wird, untersuche ich die Parameter, die die Plateauformation initiieren. Diese Initiierung besteht aus der Bildung zweier Gebirgsrücken, die eine flache, relativ undeformierte Ebene einschließen, welche im folgenden von jeglichen Materialzuflüssen abgetrennt wird. Dies geschieht nur, wenn kritische laterale Festigkeitskontraste existieren, die zudem eine gekrümmte Geometrie aufweisen. Außerdem muss ein normales Dichteprofil der Lithosphäre vorliegen, und die Deformation der oberen Kruste von ihrem Unterlager entkoppelt sein.

Der Vergleich von drei Experimenten, in denen es zur Plateauinitiierung kommt, zeigt, dass Einflussfaktoren ersten und zweiten Grades existieren. Die des ersten Grades (z.B. Plattengeometrie) bestimmen das resultierende Gesamtmuster des Systems, wohingegen die Faktoren zweiten Grades (z.B. zusätzliche Entkopplungshorizonte) nicht das Muster der Orogenskala beeinflussen, sondern nur die nächst kleinere „regionale“ Skala. Dies weist darauf hin, dass der Einfluss von verschiedenen

Faktoren je nach Skala unterschiedlich sein kann.

Trotz der einmaligen räumlich und zeitlich hochaufgelösten Datengrundlage aus der Natur ist eine Aussage über die zugrunde liegenden Deformationsmechanismen nicht eindeutig möglich, da die zeitliche und räumliche Auflösung eventuell immer noch nicht hoch genug ist. Je nach verwendeter Auflösung kann es dazu kommen, dass Daten unterschiedlicher Skalen zusammengefasst werden, und damit nicht mehr ihr ursprünglich zugrunde liegendes Muster erkennbar ist.

Es besteht allerdings Grund zur Annahme, dass sich das Muster des betrachteten Systems auch über die Zeit ändert. Zu Beginn der Entwicklung eines Deformationssystems (für die Zentralanden von 46 bis ca. 37 Ma) beschränken sich aktive Strukturen auf einige wenige regionale Bereiche, die intern fraktale Muster aufweisen können. Erst nach einer gewissen Zeitdauer bzw. Deformationsintensität (also einer initialen Phase) hat sich die Aktivität auf regionaler Ebene im Gesamtorogen verteilt (ab ca. 36 Ma), so dass nun das Gesamtsystem eine fraktale Verteilung der Verkürzung aufweist (bis ca. 15 Ma). Sobald die Deformationsakkumulation im Kern des Plateaus abgeschlossen ist, dieser Bereich also inaktiv wird, beginnt erneut eine „initiale“ Phase. Dies könnte dem Transfer von Strainakkumulation aus dem Kern des Plateaus in den Faltenüberschiebungsgürtel des Inter/Subandins ab 15 Ma entsprechen. Das erste fraktale Muster bliebe dabei bestehen.

Ein zugrunde liegendes Verteilungsmuster lässt keine eindeutigen Rückschlüsse auf die dominanten Deformationsmechanismen zu. So können sowohl strain weakening als auch strain hardening Effekte erzeugen, wenn das zugrunde liegende Muster generell fraktal ist. Die verschiedenen Deformationsmodelle und Deformationsmechanismen können also zeitlich und räumlich zusammenfallen und schließen sich dabei nicht aus. Aufgrund mangelnder Datenauflösung kann die genaue Zuordnung in Raum und Zeit jedoch oft nicht quantifiziert werden.

Contents

Abstract	I
Zusammenfassung	III
Contents	V
List of figures	VI
List of tables	VII
1. Introduction	1
2. Frameworks of deformation, scaling relations, dependence on parameter influence	4
3. The Methods	6
3.1. Geostatistics.....	6
3.2. Analogue modelling technique, advantages and limits.....	7
4. Geological Setting - The Central Andean plateau	9
5. Orogen-wide patterns of strain accumulation – the Andean case	12
5.1. Introduction.....	12
5.2. Geological setting.....	12
5.3. Data preparation.....	14
5.4. Statistics.....	15
5.5. Results.....	23
5.6. Conclusions.....	27
6. The effect of mechanical heterogeneity on diversification of deformation patterns – a modelling study with granular media	28
6.1. Introduction.....	28
6.2. Experimental design.....	29
6.3. Experimental results.....	30
6.4. Parameter control.....	32
6.5. PIV monitoring of plateau-style settings.....	35
6.6. Discussion.....	38
6.7. Application to the Central Andean plateau.....	41
6.8. Conclusions.....	43
7. The effect of mechanical heterogeneity on plateau initiation – A modelling study with viscous-brittle media	44
7.1. Introduction.....	44
7.2. Experimental design.....	45
7.3. Experimental results.....	49
7.4. Parameter effect.....	53
7.5. Comparison of three experiments with plateau-initiation.....	55

7.6. Discussion.....	59
7.7. Conclusions.....	62
8. Additional analogue data.....	64
9. Discussion, Conclusions and Outlook.....	71
10. References.....	83
Appendix A-1, Deformation Database.....	1
Appendix A-2, Deformation distribution in 1 Ma steps.....	17
Appendix A-3, Variogram surfaces for deformation activity in 1 Ma steps.....	24
Appendix A-4, Sensitivity analysis.....	31
Appendix B-1, Description of granular experiments.....	36
Appendix B-2, Set-up Sketches (granular experiments).....	42
Appendix B-3, Photographs of analogue devices.....	51
Appendix B-4, Material parameters for vise experiments.....	53
Appendix B-5, Material mixtures for vise experiments.....	55
Acknowledgments.....	59
CV.....	61
List of Figures	
Figure 3.1: Formula semi-variogram.....	6
Figure 3.2: Definition of distance h between two geographical locations.....	6
Figure 3.3: Sample variogram.....	7
Figure 4.1: Topographic map of the Central Andean plateau.....	9
Figure 4.2: Schematic cross section through the Central Andean plateau.....	10
Figure 5.1: Polygons and point grid of the study area.....	13
Figure 5.2: Frequency plots.....	14
Figure 5.3: Frequency plots divided into structural units.....	17
Figure 5.4a: Distribution of mean shortening rates.....	18
Figure 5.4b: Distribution of duration of deformation.....	18
Figure 5.5: Indicator variogram surfaces for deformation activity.....	19
Figure 5.6: Variograms for deformation activity.....	21
Figure 5.7: Kriging maps.....	22
Figure 5.8: Variogram surfaces for shortening rates.....	24
Figure 5.9: Summary of deformation stages.....	25
Figure 6.1: Resulting deformation patterns.....	33
Figure 6.2: Plateau-style vs. wedge-like deformation.....	34
Figure 6.3: PIV strain image of experimental surface.....	35
Figure 6.4a: PIV time series of plateau setting without erosion.....	36
Figure 6.4b: Finite and restored cross section of plateau setting without erosion.....	36

Figure 6.5a: PIV time series of plateau setting with erosion.....	37
Figure 6.5b: Finite and restored cross section of plateau setting with erosion.....	37
Figure 6.6: Topographic map of the Central Andean plateau.....	41
Figure 6.7: Profile at 21°S (Central Andes) and timing of deformation.....	42
Figure 7.1: Stages of plateau initiation and plateau formation.....	44
Figure 7.2: Topographic map of the Central Andean plateau with basin locations.....	45
Figure 7.3: Experimental set-up with analogue and natural dimensions.....	46
Figure 7.4: Strength envelopes of vise and weak lithosphere.....	47
Figure 7.5: Sketches of finite patterns of all experiments.....	50
Figure 7.6: Topographic profiles through experimental settings.....	51
Figure 7.7: Structural evolution of thrust/anticline features.....	53
Figure 7.8: Principal stress trajectories cross-shaped vs. phi pattern.....	54
Figure 7.9a: PIV strain image of finite experimental surface (Exp. 4).....	56
Figure 7.9b: PIV images of strain evolution (Exp. 4).....	56
Figure 7.10: PIV time series for three profiles for each plateau-initiation setting.....	57
Figure 7.11a: Topographic profiles over time (Exp. 4).....	58
Figure 7.11b: Topographic profiles over time (Exp. 5).....	58
Figure 7.12: Finite crustal thicknesses.....	60
Figure 8.1a: Real finite fault pattern.....	64
Figure 8.1b: Incremental velocity field of finite surface (Exp. 4).....	64
Figure 8.2: Incremental velocity field of finite surface (Exp. 6).....	64
Figure 8.3: Comparison of data resolution 1 (incremental vector displacement).....	66
Figure 8.4: Comparison of data resolution 2 (incremental vector displacement).....	67
Figure 8.5: PIV strain image and location of strain profiles.....	68
Figure 8.6: PIV time series with frequent changes in strain accumulation.....	68
Figure 8.7: Incremental vector displacement along one profile.....	69
Figure 8.8: Incremental vector displacement along-strike.....	70
Figure 9.1: Degree of localization and aspect ratios of active structures.....	71
Figure 9.2: Frequency-size distribution of active structures on the orogen scale.....	72
Figure 9.3: Power Spectra of spatial distribution of active structures.....	74
Figure 9.4a: Spatial distribution of earthquakes, Central Andes.....	75
Figure 9.4b: Frequency-size distribution of neighbouring earthquakes, Central Andes.....	76
Figure 9.4c: Magnitude-frequency distribution of earthquakes, Central Andes.....	76
Figure 9.5: Relation of causes and effects.....	79

List of Tables

Table 6.1: Scaling parameters of the granular experiments.....	30
Table 6.2a: Coefficients of Internal Friction, Cohesion, Density.....	31
Table 6.2b: Coefficients of Basal Friction, Cohesion, Density.....	31
Table 6.3: Basal and internal friction coefficients used for Figure 6.2.....	39
Table 7.1: Scaling parameters of the viscous-brittle experiments.....	47
Table 7.2: Initial characteristics and resulting patterns of vise experiments.....	48

