



*Küstenhebung durch Erdbeben: Herausgehobene Brandungsplattform der Insel Santa Maria, Süd-Chile, wie sie bereits von Charles Darwin 1835 beobachtet wurden (Foto: Melnick).*

*Coastal uplift due to earthquakes: Exposed abrasion platforms of the Santa Maria island, southern Chile, as already observed by Charles Darwin 1835.*

# Department 3

## Geodynamik

Tektonische Prozesse und Massenverlagerungen aller Art in der Erdkruste und dem oberen Erdmantel sind unmittelbarer Ausdruck der Dynamik der Kontinente und damit bestimmend für den menschlichen Lebensraum. In ähnlicher Weise gestalten die Klimaentwicklung und die Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre, Hydrosphäre und Lithosphäre die Existenzbedingungen an der Erdoberfläche. Im Archiv Erdkruste sind die Produkte dieser geodynamischen und exogenen Prozesse als ähnliche und wiederkehrende Muster gespeichert. Ziel des Departments Geodynamik ist ihre Analyse mittels eines breiten Methodenspektrums. Der Schwerpunkt der Forschung liegt einerseits auf dem Studium der Entwicklung von Deformation, Massen- und Stofftransport in und auf der kontinentalen Kruste. Zum anderen konzentrieren sich die Arbeiten auf die Auflösung der jüngeren Klimaentwicklung und ihrer Steuerungsmechanismen.

Seit den 60er-Jahren vollzieht sich in den Geowissenschaften ein Umbruch von konventionellen, eher beschreibenden Ansätzen, zu einer quantifizierenden Wissenschaft. Die wichtigsten Impulse entstammen dabei dem Konzept der Plattentektonik als vereinheitlichende geowissenschaftliche Theorie. Begleitet wurde dies durch die Entwicklung moderner Methoden der hochauflösenden Analytik auf der atomaren Ebene, Beobachtungen im Feldmaßstab und mathematische Modelle zur Abbildung und Simulation der relevanten Prozesse. Die damit quantitativ stofflich und physikalisch untersuchten Phänomene reichen von der Lithosphärendeformation, über die Sedimentgeologie und Klimaforschung, der Entwicklung von Lagerstätten bis hin zu Fragen der Naturgefahren im Zusammenhang mit den Bewegungen der Platten.

Konvergente kontinentale Ränder nehmen dabei eine herausragende Stellung ein: hier konzentriert sich der menschliche Lebensraum mit der höchsten Bevölkerungsdichte und den höchsten Wachstumsraten. Zugleich sind sie die Zonen mit dem höchsten Nutzungs- und Gefährdungspotenzial für den menschlichen Lebensraum. Geodynamische Prozesse sind wegen der hohen Raten und Geschwindigkeiten an konvergenten kontinentalen Rändern wie in einem natürlichen Labor unmittelbar messbar und der Analyse zugänglich. Die Kollision ozeanischer Kruste mit kontinentaler Kruste steuert viele der wichtigsten Prozesse auf der Erde: die stärkste Erdbebenaktivität, die Entstehung von Tsunamis, einen vorwiegend explosiven Vulkanismus, die Bildung bedeutender mineralischer Lagerstätten sowie die Deformation und Umwandlung kontinentaler Gesteine. Nahezu alle Teile der kontinentalen Erdkruste sind hier gebildet oder im Verlauf der Erdgeschichte umgestaltet worden. Viele der entscheidenden Prozesse sind jedoch noch nicht ausreichend verstanden. Gemeinsamer Kernpunkt aller Fragen ist dabei ein voll-

ständiges Verständnis der zugrunde liegenden Massen- und Energietransfers, die offenbar sehr verschiedenen Mustern unterworfen sein können. Das Erfassen von so genannten transienten Geoprozessen, die nicht kontinuierlich ablaufen sondern in diskreten Schritten auf einer breiten zeitlichen und räumlichen Skala, tritt immer stärker in den Vordergrund.

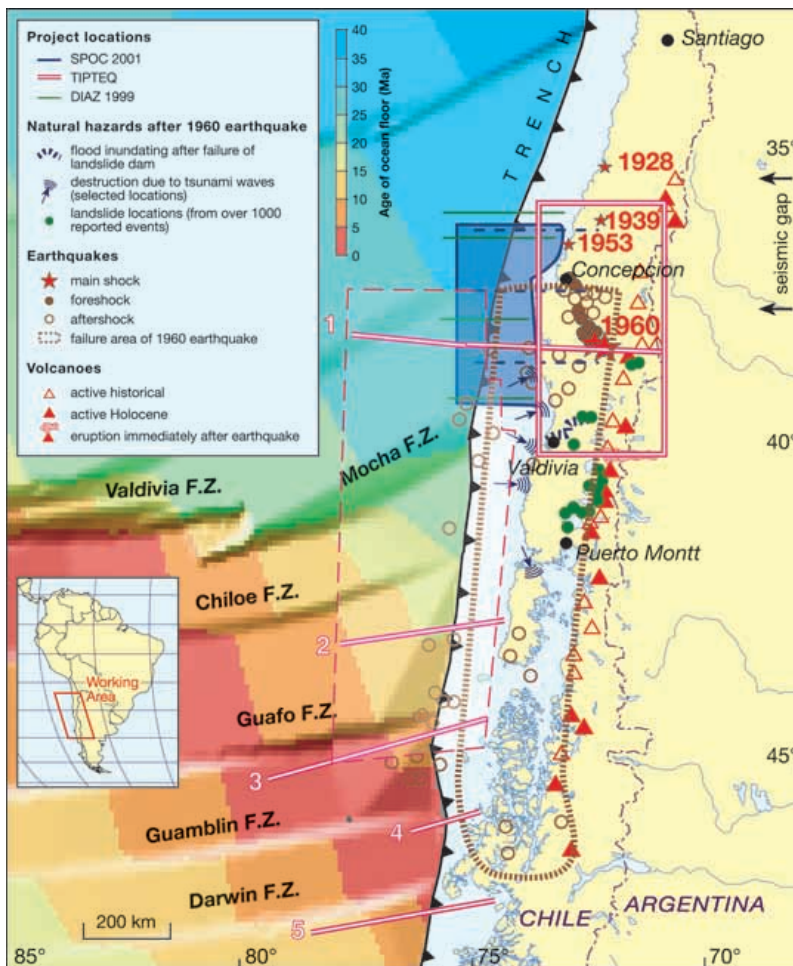
### **Konvergente Plattenränder: Massentransfer und Deformationsprozesse**

Konvergente Plattenränder sind die dynamischsten Regionen unseres Planeten. An ihnen sind aktive Prozesse der Bildung von Gebirgen ebenso fokussiert wie über 90 % der globalen Seismizität. Die Entwicklung von konvergenten Plattenrändern wird neben magmatischem Materialtransfer vor allem durch den tektonischen und erosiven Massenfluss gesteuert. Nach neueren Vermutungen kann dieser Materialfluss möglicherweise für sehr viele charakteristische Unterschiede im Verhalten konvergenter Plattenränder bis hin zu der dort auftretenden Seismizität verantwortlich sein. Eine Schlüsselrolle kommt dabei den mechanischen Eigenschaften des Plattenrandes und der Plattengrenzfläche zu, die die Entwicklung des gesamten Orogens mit beeinflussen. Daher sind in der Sektion 3.1 alle Elemente von konvergenten Plattenrändern, von der Deformationsfront am Tiefseeegraben über das Gebirge bis hin zu den Vorlandbecken, Gegenstand der Forschung. Laufende Studien der Sektion 3.1 am konvergenten Kontinentrand Südamerikas, der wegen seiner Variabilität in dieser Hinsicht als herausragendes natürliches Labor gilt, sollen diese Zusammenhänge mit einem Spektrum von feldgestützten Vermessungen sowie analogen und numerischen Experimenten auf eine quantitative Basis stellen. Ziel ist ein grundsätzliches Verständnis der Schlüsselprozesse und Steuerfaktoren für Massentransfer und langfristige Deformation einerseits sowie für kurzzeitige Prozesse wie Erdbeben und Oberflächendeformation andererseits.

#### *Active Prozesse am Kontinentrand in Chile*

In Süd-Chile fand bei 38° 10' S am 22. 05. 1960 das stärkste historisch aufgezeichnete Erdbeben statt (Mw = 9,5). Es hatte eine Bruchlänge von ca. 1.000 km und verursachte einen bis zu 15 m hohen Tsunami, sowie eine koseismische Verschiebung von 40 m. Mit dem Projekt TIPTEQ (from The Incoming Plate to mega-Thrust Earthquake processes, Abb. 3.1) untersuchen wir die Steuerfaktoren für Subduktionsbeben und die Prozesse in der seismogenen Koppelzone konvergenter Plattenränder sowie ihre Wirkung auf die damit verbundenen Prozesse an der Erdoberfläche im Bereich dieses Bebens. Dazu verwenden wir in insgesamt 13 Teilprojekten eine Vielzahl von Methoden, u. a. Geologie und Neotektonik, Reflexionsseismik,

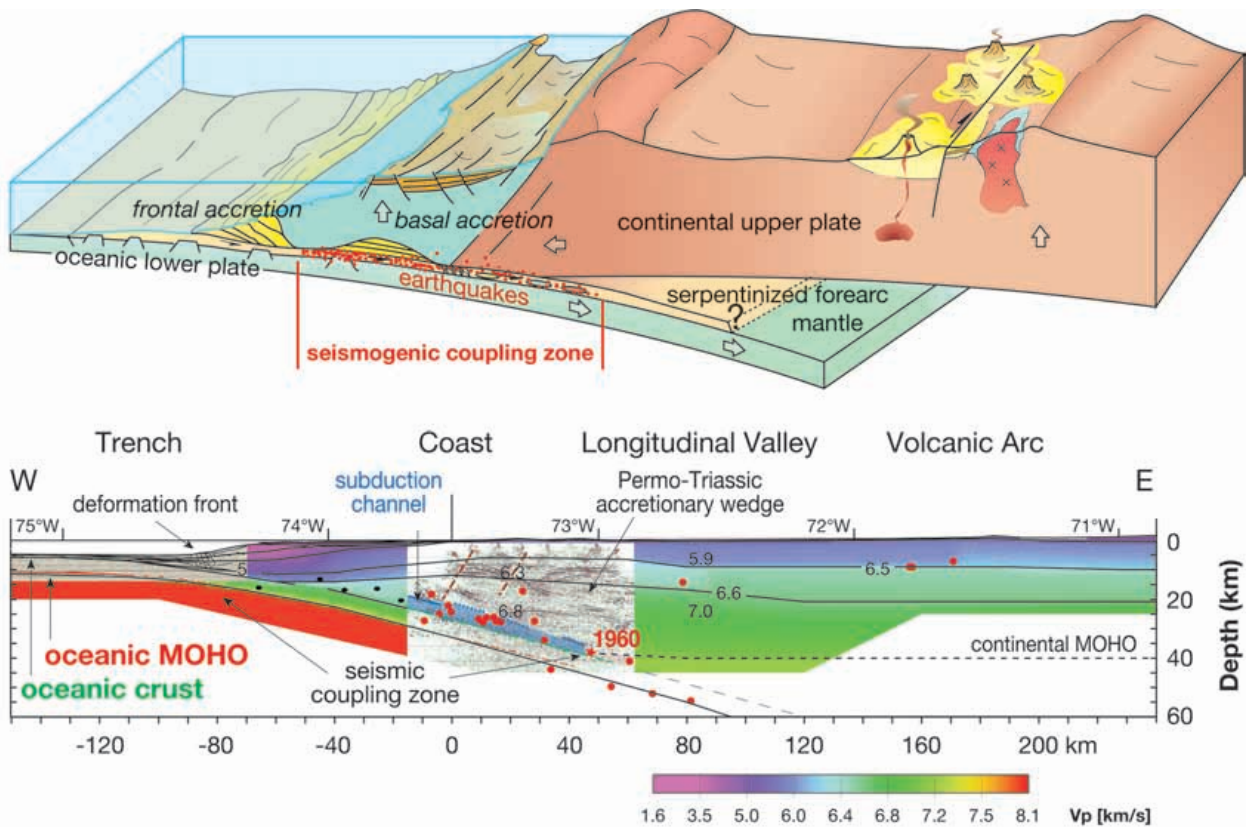




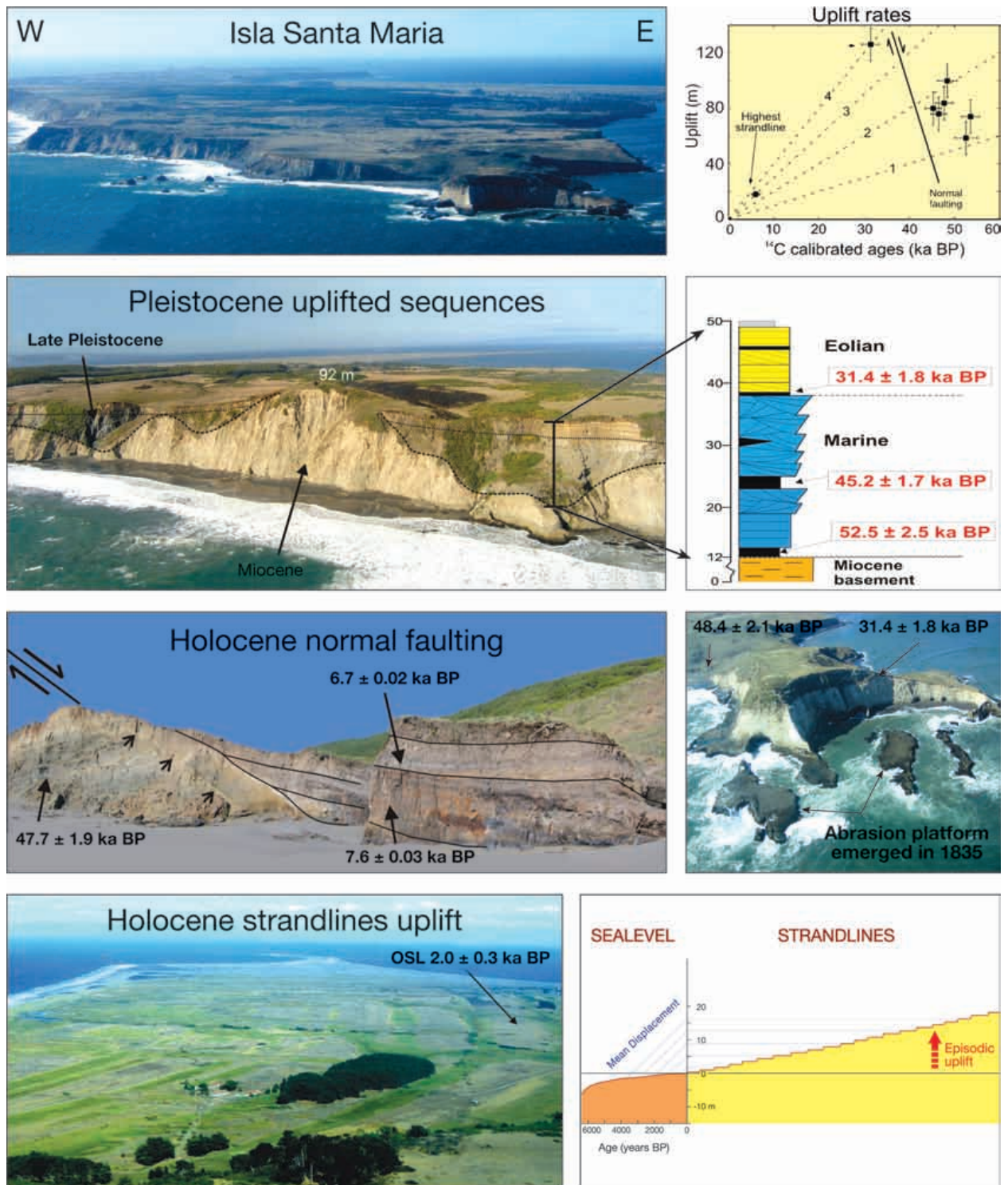
**Abb. 3.1:** Lokationskarte des Projekts TIPTEQ in Südchile (TIPTEQ Re-search Group, in prep.)  
Location map of the project TIPTEQ in southern Chile (TIPTEQ Research Group, in prep.)

numerische Simulationen von fluidge- steuerten Prozessen sowie Experimente mit Analogmaterialien im Labor.

Ein erstes strukturelles Abbild der ges- amten seismogenen Koppelzone im Untergrund wird die Reflexionsseismik liefern. Dazu hat 2005 ein großes seismi- sches Experiment stattgefunden, das ent- lang einer ca. 100 km langen Profillinie zwischen Küste und Zentraltal künstlich erzeugte Sprengungen registriert hat. Erste Auswertungen zeigen sehr deutliche Strukturen, ähnlich wie im Pilotex- periment SPOC (Abb. 3.2; Krawczyk & SPOC Team 2003). Diese Signaturen werden als aufgestapeltes Material inter- pretiert, das von der ozeanischen Platte unter den Kontinent transportiert und dort von unten angelagert wurde (Krawczyk et al., subm.) Die schmale Zone, in welcher Material zwischen der kontinentalen Oberplatte und der abtauchenden Unter-



**Abb. 3.2:** Schematisches Abbild der Subduktionszone in Süd-Chile (oben) und seismischer Profilschnitt (unten) (Krawczyk et al., subm.)  
Schematic image of the subduction zone in southern Chile (above) and seismic profile (Krawczyk et al., subm.)



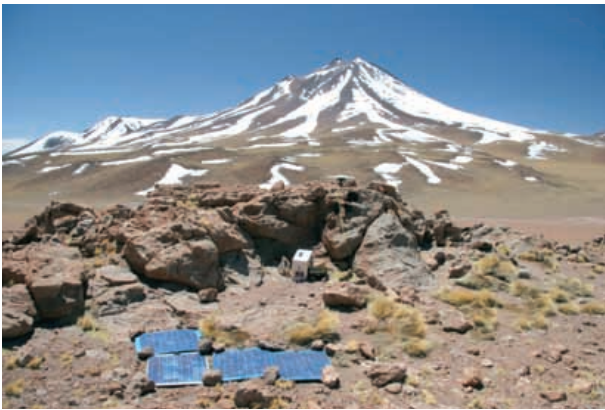
**Abb. 3.3:** Datierung der Spät-Pleistozänen und Holozänen Hebungsprozesse und Landformen der Insel Santa Maria (Melnick et al., in press; Fotos: D. Melnick, H. Ehtler).  
 Age dating of Late Pleistocene and Holocene uplift processes and morphology of the Santa Maria island, off Chile (Melnick et al., in press).

platte in große Tiefen transportiert wird, ist der so genannte Subduktionskanal. Die Existenz eines Subduktionskanals in Südchile verhindert, dass die Sedimente, die auf der ozeanischen Platte angeliefert werden, frontal am Kontinent anlagern, so dass sich kein großer Akkretionskeil aus Sedimenten am Tiefseegraben bildet.

In Südchile werden die basale Materialanlagerung an die Oberplatte und die Existenz eines aktiven Subduktionska-

nals außerdem durch die Hebung der Küste angezeigt. Die Deformation und die Auswirkung des Subduktionsprozesses in der seismogenen Koppelzone auf die Oberfläche der Oberplatte wurden auf der Isla Santa Maria exemplarisch untersucht (Melnick et al., in press). Die Insel zeigt im westlichen Hauptteil eine nach Osten geneigte und verkippte Oberfläche, die von Spät-Pleistozänen, ~ 53.000 bis 31.000 Jahre alten küstennahen marinen Sandsteinen sowie verfestigten Dünenansand unterlagert wird (Abb. 3.3).





**Abb. 3.4:** GPS-Messpunkt in Nord-Chile mit GPS-Antenne, GPS-Empfänger und Solar-Panels (Foto: GFZ). GPS measuring point in Northern Chile with GPS antenna, GPS receiver and solar panels.

In den tieferen Lagen zeigen die Strandterrassen eine kontinuierliche Hebung auch über das gesamte Holozän (~ die letzten 10.000 Jahre). Die genaue Datierung dieser Sequenzen, in Korrelation mit den Meeresspiegelschwankungen in diesen Zeiträumen, ergibt eine relativ stete Verkippung und eine mittlere Hebungsrate von ~ 2 mm/Jahr über die letzten 50.000 Jahre. Dieser Prozess erfolgte über Hebungen von jeweils bis zu 3 m während einzelner Starkbeben und wird zudem durch herausgehobene Brandungsplattformen angezeigt, wie sie bereits von Charles Darwin 1835 während seiner Anwesenheit auf der Insel beobachtet wurden (Darwin, 1851). Zusammen mit seismischen Daten zeigen diese Ergebnisse, dass die Deformation der Oberfläche direkt mit den Prozessen in der Subduktionszone gekoppelt ist.

#### Modellierung postseismischer Deformation in Chile mittels GPS-Daten

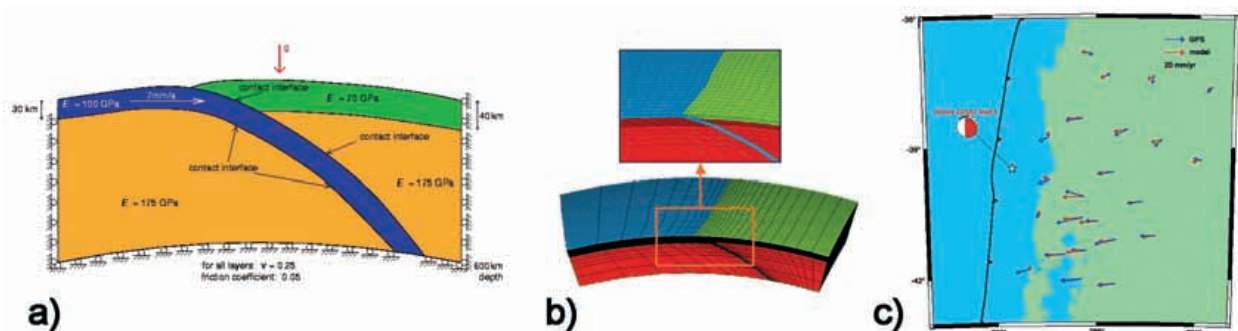
Ein wesentlicher Steuerfaktor gebirgsbildender Prozesse an Subduktionszonen ist die Viskosität des oberen Mantels und der unteren Kruste. Aussagen über die Viskosität

in diesem Bereich können aus postglazialen isostatischen Ausgleichsbewegungen und visko-elastischen Relaxationsvorgängen nach großen Subduktionsbeben abgeleitet werden. Die Bodenbewegungen können mit Satellitengestützten Messmethoden, z. B. GPS, hochgenau bestimmt werden.

Das großräumige GPS-Netz SAGA (South American Geodynamic Activities), welches die zentralen und südlichen Anden überdeckt, wurde in wichtigen Regionen verdichtet, so dass insbesondere die andauernde postseismische Deformation in dieser Region mit einer höheren räumlichen Auflösung erfasst werden kann. Die angestrebte räumliche Auflösung liegt bei 50 km. Im Oktober und November 2005 wurden etwa 130 Punkte des SAGA-Netzes in Chile und weitere 24 Punkte in Argentinien erneut erfolgreich ausgemessen (Abb. 3.4).

Die bereits durch frühere Messungen bestimmten postseismischen Deformationen im Bereich des großen Chile-Erdbebens von 1960 wurden genutzt, um visko-elastische Relaxationsvorgänge zu modellieren und rheologische Parameter der Unterkruste und des oberen Mantels abzuleiten. Grundsätzlich können diese Deformationen durch eine postseismische Verschiebung unterhalb der seismogenen Zone oder durch visko-elastische Ausgleichsprozesse erklärt werden. Die visko-elastische Relaxation bezieht sich auf die untere Kruste und den oberen Mantel. Aseismische Verschiebungen und visko-elastisches Fließen sind zwei Mechanismen, die in der Tiefe wirken, so dass es außerordentlich schwierig ist, mit Hilfe von Beobachtungen an der Erdoberfläche zwischen diesen Mechanismen zu unterscheiden. Auf der Grundlage der vorliegenden Daten ist es erstmalig gelungen, zwischen den oben genannten Mechanismen zu unterscheiden und die Viskosität unabhängig von bisherigen Modellen abzuschätzen.

Die Modellierungen wurden mit dem komplexen FEM (Finite Elemente Methode)-Softwarepaket ANSYS durch-



**Abb. 3.5:** a) Setup des 3D-FEM-Modells zur Abschätzung der Viskosität des oberen Erdmantels und der Unterkruste aus den gemessenen postseismischen Deformationen nach dem großen Chile-Erdbeben von 1960. b) Das dreidimensionale FEM-Modell besteht aus 28.500 Elementen und 125.000 Knoten. c) Die Vektoren zeigen die gemessenen postseismischen Punktverschiebungen (blaue Vektoren) und die modellierten Oberflächendehformationen (rote Vektoren). Das Modell kann bei Einführung einer Viskosität von  $4 \times 10^{19} \text{ Pa s}$  am besten an die Beobachtungen angepasst werden.

a) Set-up of the 3D FEM model for the assessment of the viscosity of the upper mantle and lower crust from measured post-seismic deformation after the big Chile earthquake of 1960. b) The three-dimensional FEM model consists of 28 500 elements and 125 000 knots. c) The vectors show the measured post-seismic point displacements (blue vectors) and the modelled surface deformation (red vectors). Adopting a viscosity of  $4 \times 10^{19} \text{ Pa s}$ , the model is best adjusted to the observations.

geführt. Ausgehend von ‚state of the art‘ 3D-Strukturmodellen wurden visko-elastische Bereiche eingeführt, in denen die Viskosität der zu bestimmende Parameter war. Das Modell bestand aus einer elastischen Kruste und einem elastischen Slab, unter denen sich eine oder mehrere Schichten befanden, deren Ausdehnung und Viskosität bestimmt wurden (Abb. 3.5a und 3.5b). Bei der Vorwärtsmodellierung wurde sowohl die Viskosität als auch die Geometrie, die Dicke der kontinentalen und ozeanischen Kruste, die Rigidität, die koseismische Slipverteilung sowie andere Parameter variiert. Dabei haben Änderungen in der Viskosität besonders sensibel auf die Modellergebnisse reagiert. Die gemessene Deformation konnte am besten reproduziert werden, wenn in das Modell eine Viskosität von  $4 \times 10^{19}$  Pa s eingeführt wurde (Abb. 3.5c). Darüber hinaus konnte der Einfluss der Viskosität auf die interseismische Deformation abgeschätzt werden; dieser erreicht nach 100 Jahren bis zu 7 mm. Die Änderung in der Deformationsrate nimmt mit dem Abstand vom Trench zu. Die Schwerpunkte für zukünftige und ergänzende Arbeiten sind die Ableitung und Modellierung der transienten, im Zusammenhang mit Erdbeben stehenden Deformationsprozesse.

#### *Physikalische Experimente zur Geodynamik konvergenter Plattenränder*

Mit physikalischen Experimenten, die im Geodynamiklabor des GFZ mit einem hoch auflösenden Monitoring-system aufgezeichnet werden, lassen sich Deformationsvorgänge an konvergenten Plattenrändern, die sich in der Natur in geologischen Zeiträumen abspielen, schnell und effizient simulieren (Abb. 3.6). Gegenwärtig werden im Geodynamiklabor geophysikalische Methoden mit der Analogmodellierung vereint, mit dem Ziel, Strukturen in den Analogmodellen seismisch abzubilden und die Übertragbarkeit auf natürliche Systeme zu erforschen. Außerdem soll die Analyse von Oberflächendeformationsmustern in verschiedenen räumlichen und zeitlichen Größenordnungen (Meter bis 100er Kilometer, Jahre bis Jahr-millionen) dem Verständnis der Skalenabhängigkeit von Deformationsmechanismen und -prozessen dienen.

Ein Vergleich von Laborergebnissen mit Beobachtungen in den Zentralanden soll die Übertragbarkeit auf die Natur überprüfen. Im Zusammenhang mit dem Projekt TIPTEQ werden dazu die Massentransferprozesse im Subduktionskanal und die von Subduktionsbeben hervorgerufene Deformation in der Oberplatte untersucht. Der Materialtransport in Subduktionskanälen steuert den Wachstumsmodus der Oberplatte und kann in der Natur nur indirekt beobachtet werden. Daher wurden Subduktions-szenarien mit unterschiedlichen Subduktionskanälen im Labor simuliert. Subduktionskanäle, die zu einem Materialzuwachs der Oberplatte führen, sind immer unterhalb der Oberplatte lokalisiert und geben zeitweise Material an die Oberplatte ab (Abb. 3.7).

Bei der Subduktionserosion erleidet die Oberplatte einen Materialverlust, weil Material von ihrer Basis in den Subduktionskanal inkorporiert wird. Obwohl Zyklizitäten in



**Abb. 3.6:** Durchführung und Monitoring eines physikalischen Experiments im Geodynamiklabor (Foto: Lohrmann).

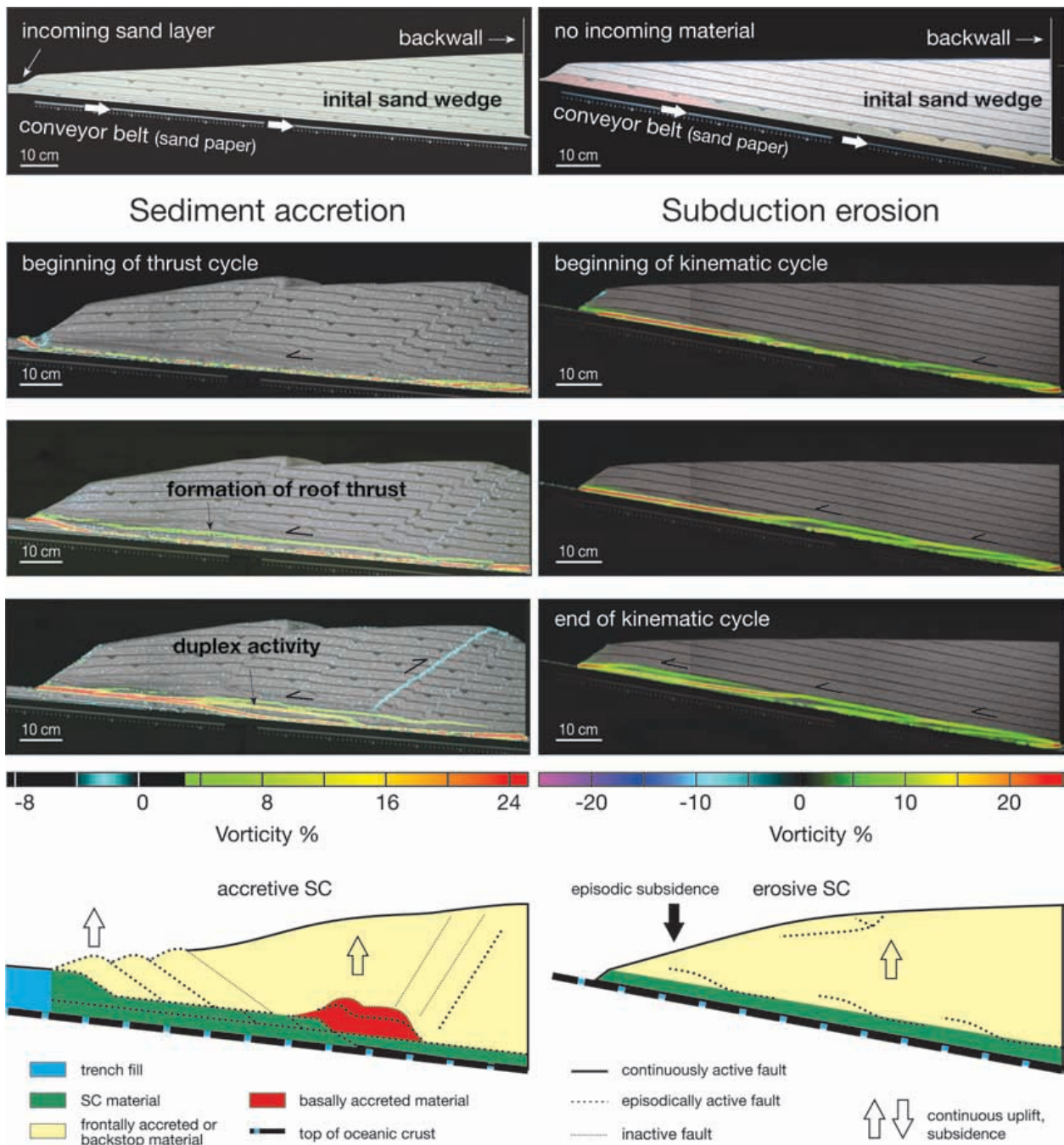
*Performance and monitoring of a physical experiment in the geodynamic laboratory.*

Deformation und Massenfluss im Subduktionskanal beobachtet werden, tritt kein wiederholbares Deformationsmuster innerhalb einzelner Zyklen auf. Daher besitzen kurzzeitige Beobachtungen keine Aussagekraft für den geologisch langzeitigen, permanenten Massenfluss. Die kurzzeitigen Beobachtungen geben allerdings Aufschluss über die starke Variabilität und Komplexität des Materialflusses. Nur mit diesem Prozessverständnis ist es möglich, die geophysikalischen Abbilder von natürlichen Systemen zu interpretieren, da sie, abhängig von der Beobachtungsmethode, Strukturen abbilden, welche in unterschiedlichen Zeiträumen angelegt wurden.

Am chilenischen Kontinentalrand lassen sich so vor allem mit Hilfe reflexionsseismischer Profile (Abb. 3.2) in Kombination mit der Erdbebenaktivität Strukturen identifizieren, die die Existenz von einem rezent aktiven Subduktionskanal belegen. Die mechanischen Eigenschaften des Subduktionskanals haben erhebliche Bedeutung für den tektonischen Massenfluss, das Krustenwachstum, wie auch für das Muster der Erdbebenaktivität und das Heben und Senken der Erdoberfläche.

Die mit den Prozessen in der seismogenen Koppelzone verbundenen Erdbeben treten meist zyklisch auf. Da diese Zyklen länger als ein menschliches Leben sind, werden sie im Labor simuliert und im Zeitraffer untersucht. Dieses Verfahren ermöglicht außerdem, die tiefen Erdbebenprozesse mit Deformationen der Oberfläche in Beziehung





**Abb. 3.7:** Untersuchung von Subduktionskanalprozessen. **Oben:** Experimentelles Setup für Sedimentakkretion (links) und Subduktionserosion (rechts). **Mitte:** Kurzzeitprozesse im Subduktionskanal. Rote und grüne Farben illustrieren die Magnitude der Störungsaktivität. **Unten:** Vergleich des akkretiven und erosiven Subduktionskanals (Lohrmann et al., subm.)  
 Investigation of subduction channel processes. **Top:** experimental set-up for sediment accretion (left) and subduction erosion (right). **Middle:** short-term processes within the subduction channel. Red and green colours illustrate the magnitude of fault activity. **Bottom:** Comparison between accretive and erosive subduction channels (Lohrmann et al., subm.)

**Abb. 3.8:** Simulation von Subduktionsbeben. **Oben:** Aus Beobachtungen in der Natur abgeleitete Konzepte zur Oberflächendeformation im seismischen Zyklus. **Mitte:** Verschiebungspfade während eines simulierten Subduktionsbebens im Profil. Die Verschiebungspfade auf der Oberfläche werden in Zukunft durch hochauflösende Kameras entlang einer virtuellen Umlaufbahn beobachtet, um diese direkt mit Fernerkundungsdaten vergleichen zu können. **Unten:** Rasterelektronenmikroskop-Aufnahmen von Reis, der zur Simulation von Stick-Slip-Verhalten entlang der Koppelzone benutzt wird.

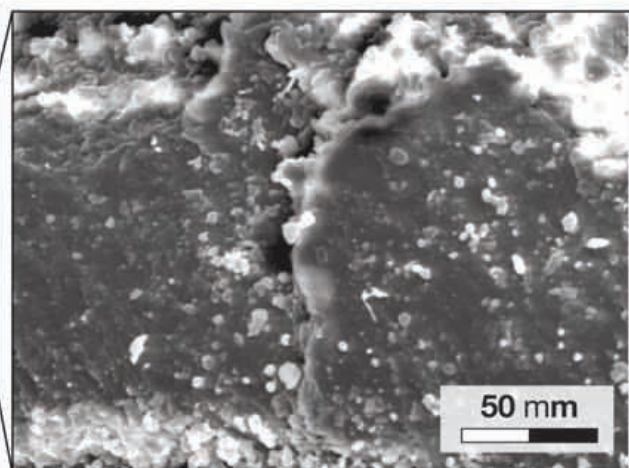
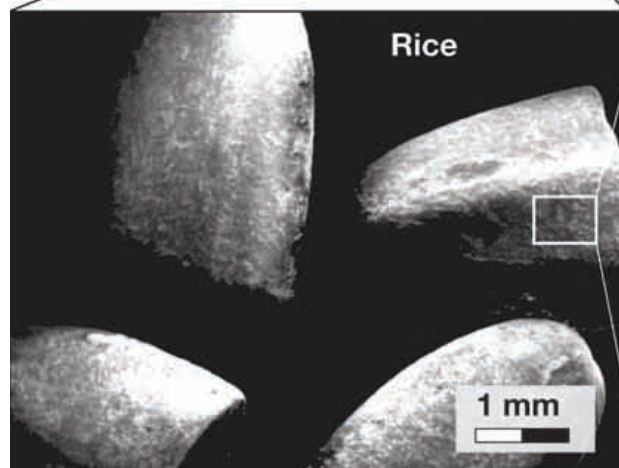
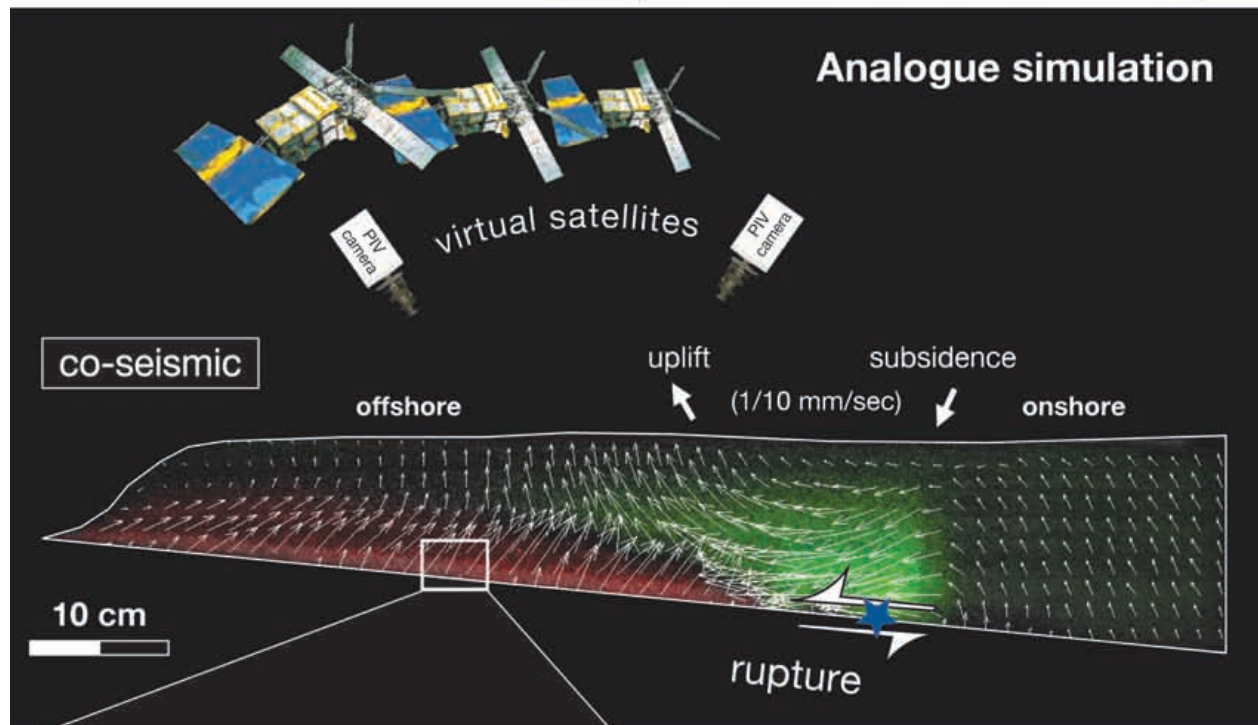
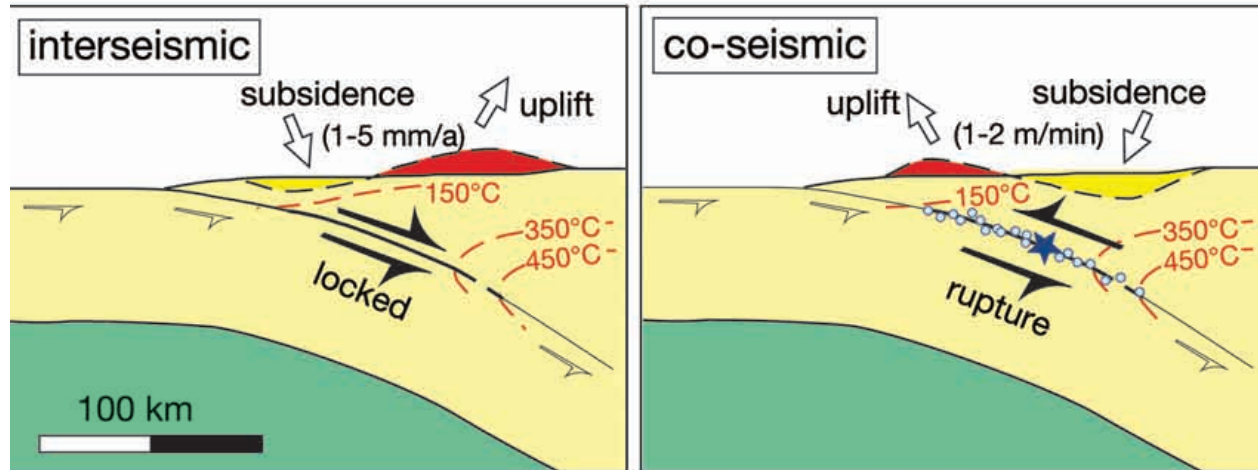
Simulation of subduction earthquakes. **Top:** Concepts of surface deformation during the seismic cycle as derived by high-resolution observations in nature. **Centre:** Displacement field during a simulated subduction earthquake in cross section. The surface displacement field in map view will be monitored by high-resolution cameras arranged along a virtual orbit to directly compare simulated deformation with remote sensing data from nature. **Bottom:** SEM images of rice used to simulate stick-slip behaviour along the coupling zone. ➤

zu setzen und Vorhersagestrategien für die Risikoverteilung zu entwickeln. Während die koseismische Deformation überwiegend elastisch ist, also nicht zur Langzeitdeformation beiträgt, wird interseismisch sowohl elastische als auch permanente Deformation in der Oberplatte auf-

genommen. Letztere trägt über mehrere Erdbebenzyklen hinweg dazu bei, den Kontinentalrand zu formen.

Die Simulation von Subduktionsbeben muss sowohl Reibungseigenschaften als auch elastische und viskose Mate-

## Empirical concepts





rialparameter einschließen. Die Reibungseigenschaften spielen insbesondere entlang der Plattengrenzfläche eine entscheidende Rolle. Die Deformation innerhalb der Koppelzone zeichnet sich durch Reibungsinstabilitäten (Stick-Slip) aus, die Ausdruck einer dynamischen Schwächung sind. In unseren Experimenten wird z. B. Reis für die Simulation von Reibungsinstabilitäten verwendet. Je nach regionaler Temperaturverteilung wird die Koppelzone entlang der Plattengrenzfläche nach unten durch einen Bereich stabilen Gleitens oder plastischen Kriechens begrenzt, der durch dynamische Stärkung gekennzeichnet ist. Dieser Bereich wird in unseren Modellen entweder durch granulare Materialien (z. B. Zucker) oder viskoelastische Materialien (z. B. Silikonöle) simuliert. Der Kontinentrand besteht in der Simulation neben den in der Koppelzone benutzten Materialien aus Gummigranulat zur Erhöhung seiner Elastizität und Lokalisierung der Deformation in der Oberplatte (Abb. 3.8).

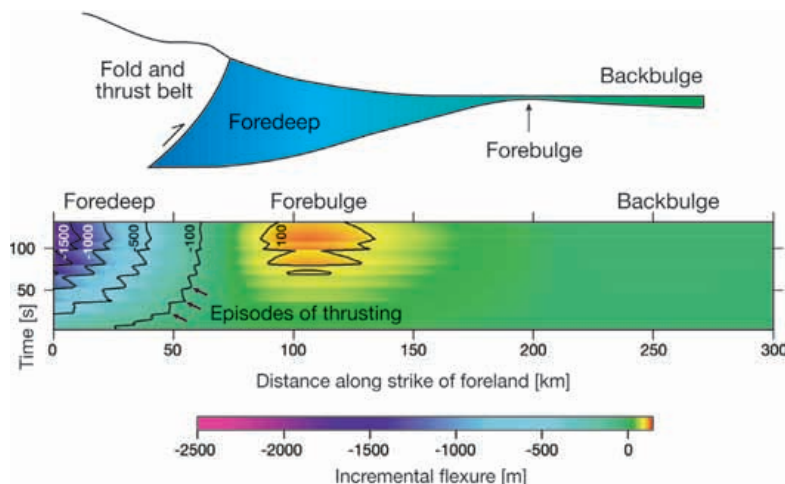
### Tektonische Zyklen in Vorlandbecken

Vorlandbecken, wie das Nordalpine Molasse- oder das Südalpine Pobecken, entstehen durch die Kollision zweier Kontinente. Die veränderte Auflast während der Kollision führt zu einem Verbiegen der beteiligten Lithosphärenplatten und somit zur Beckenbildung. Da solche Vorlandbecken nach passiven Kontinenträndern das größte Kohlenwasserstoffpotenzial aufweisen, ist ein besseres Ver-

ständnis ihrer räumlich-zeitlichen Entwicklung von großer Bedeutung. In früheren Studien zur Entwicklung von Vorlandbecken wurde jeweils ein kontinuierlich wachsendes Kollisionsorogen angenommen. Ergebnisse unserer skalierten physikalischen Experimente sowie analytischen Flexurmodellierungen zeigen jedoch, dass dieses kontinuierliche Wachstum durch Phasen erhöhter Wachstumsraten unterbrochen wird. Letztere gehen auf die Initiierung orogenweiter Überschiebungen zurück (Abb. 3.9). Die sich daraus ergebende Auflastveränderung bewirkt eine Änderung der Vorsenkengeometrie, welche zum Vor- oder Rückschreiten der marinen Küstenlinie innerhalb der Vorsenke führen kann. Diese tektonisch induzierten Meeresspiegelschwankungen lassen sich momentan nur schwer von solchen unterscheiden, welche durch Klimaveränderungen entstanden, so dass hier weiterer Forschungsbedarf besteht. Insgesamt zeigt sich, dass die räumlich-zeitliche Entwicklung von Vorlandbecken und ihrer Sedimentationsräume durch das Zusammenwirken, aber auch durch Rückkopplungen zwischen weiteren Faktoren, wie der Festigkeit und der Elastizität der beiden Kontinentplatten, sowie von Erosion und Sedimentation gesteuert wird.

### Scherzonen und Erdbeben

Scherzonen sind lateral eng begrenzte Bereiche verschiedener Länge, die die Erdkruste in Fragmente variabler Größe zerlegen. Als ausgedehnte Plattengrenzen reichen sie bis in den Erdmantel hinein und fokussieren die seismische Aktivität der Erde. Die während eines Erdbebenzyklus in wechselnden Regionen einer Scherzone ablaufenden physikalischen und chemischen Prozesse sind noch weitgehend unbekannt. Bisher wurden weder Vorläuferphänomene beschrieben, die eine deterministische Vorhersage von Erdbeben erlauben, noch gibt es befriedigende Modelle, die zur vollständigen Beschreibung der transienten postseismischen und interseismischen Deformation von Scherzonen und ihrer Umgebung geeignet erscheinen.



**Abb. 3.9: Oben:** Schematisches Profil durch einen Falten- und Überschiebungsgürtel und die assoziierte Vorsenke. **Unten:** Basierend auf skalierten Analogexperimenten, welche die Entwicklung von Kollisionsorogenen simulieren, wurde die zeitliche Entwicklung der Vorsenkengeometrie berechnet. Deutlich lassen sich die drei Sedimentationsräume Vorsenke (Foredeep), Forebulge und Backbulge unterscheiden. Die Schwankungen der Isolinien spiegeln das zyklische Wachstum des Kollisionsorogens wieder und deuten somit das Auftreten von Trans- und Regressionen an.

**Top:** Schematic profile through a fold and thrust belt and the adjacent foreland basin. **Bottom:** Based on the evolution of scaled sandbox experiments, which were aimed at simulating the evolution of collisional orogens, the respective geometry of the foreland basin was calculated. The resulting map shows clearly the three depozones, i.e. the foredeep, the forebulge and the backbulge. The cyclic change of the isolines, which indicate trans- and regressions, correspond to a likewise change in orogenic growth. Thus, while analysing the stratigraphic record within foreland basins tectonic activity, i.e. the initiation of major thrusts should be taken into account.

Herdprozesse von Erdbeben lassen sich durch eine Verbindung von seismologischen Beobachtungen, Strukturuntersuchungen und Laborexperimenten entschlüsseln. Der Herdmechanismus kann entweder durch Riss- oder Dislokationsmodelle oder als instabiler Reibungsprozess beschrieben werden. Diese Modelle sagen prinzipiell voraus, dass eine dynamische Bruchausbreitung erst nach einer Nukleationsphase erfolgen kann, innerhalb derer sich der Bruch über eine kritische Distanz ausbreitet, um sich dann mit ca. 70 bis 80 % (in Einzelfällen möglicherweise mit mehr als 100 %) der Scherwellengeschwindigkeit im Gestein fortzusetzen.

## *Bruchentstehung und Bruchausbreitung*

In Deformationsexperimenten werden unter hohem Druck Mikrorisse in Gesteinen erzeugt. Akustische Ereignisse (AE) während der Rissbildung können geortet werden und erlauben so eine hochgenaue Bestimmung der Nukleationszone des Bruches. Die Entstehung und Entwicklung eines Bruches in intaktem Gestein wurde experimentell unter verschiedenen Belastungsarten untersucht. Hierzu wurden mechanische Daten aus Deformationsexperimenten mit mikrostrukturellen Untersuchungen und fortgeschrittenen Verfahren zur Analyse der beim Bruch abgestrahlten akustischen Emissionen miteinander kombiniert. Aus den Experimenten, die an verschiedenen Gesteinen (Granit, Sandstein Kalkstein, Steinsalz) durchgeführt wurden, ergibt sich ein konsistentes Bild der Nukleation und des Wachstums von Zug- und Scherbrüchen.

Dabei lassen sich schematisch drei Stadien der Bruchentwicklung unterscheiden (Abb. 3.10): 1. Unter Belastung entstehen im Gestein zahlreiche und relativ homogen verteilte Mikrorisse. Bereits vorhandene Risse dehnen sich aus. In der Mikrostruktur sind Scherrisse kaum nachweisbar. 2. In einem räumlich eng begrenzten Riss-Cluster (Nukleationszone) kommt es zur Wechselwirkung zwischen Mikrorissen, lokaler Spannungskonzentration und zum Versagen von Materialbrücken. Der Scherbruch wächst ins intakte Gestein und wird von einer Auflockerungszone (Prozesszone) umgeben. 3. Der Bruch tritt abrupt ein und wird von einem Spannungsabfall bis auf den Reibungswiderstand der Bruchfläche begleitet. Dabei werden in der Scherzone Gesteinsfragmente zerbrochen, rotiert und kompaktiert. Die Verteilung der Mikrorisse und der Hypozentren der akustischen Emissionen dokumentiert eine Konzentration der Verformung beim Übergang vom Bruch zum Reibungsgleiten.

Die Ergebnisse der Experimente erlauben es, die komplexe Mikromechanik von Nukleationsprozessen bei Erdbeben, wie z. B. das Abscheren von Materialbrücken oder Barrieren in einer Scherzone, besser zu verstehen. Der dynamische Verlauf von Bruchvorgängen weist auf verschiedenen räumlichen Skalen strukturelle Parallelen auf. Zum Beispiel sind unabhängig vom Maßstab in der Prozesszone, d. h. der Auflockerungszone, die einen Scherbruch im Gestein umgibt, häufig einzelne eng lokalisierte Scherbänder nachweisbar, auf die sich diskrete Anteile der Verschiebung verteilen. Ein Vergleich von im Labor erzeugten Scherzonen mit Scherzonen mittlerer Größe, wie sie z. B. in Minen auftreten, und mit Feldbeobachtungen an Plattengrenzen zeigt, dass die Ausdehnung der Prozesszone, die kritische Verschiebungslänge und die Energiefreisetzungsrates vielfach mit der Dimension der Scherzone korrelieren (Abb. 3.11).

### *Duktile Bruchprozesse*

Auch bei hohen Temperaturen und Drücken können Verformungsprozesse in der Natur weitgehend transient verlaufen. Insbesondere kann plastische Verformung über lange Zeiträume bzw. bei hohen Verformungsbeträgen zu

Instabilitäten führen. Diese duktilen Bruchprozesse sind möglicherweise eine der Ursachen für die Entstehung von Pseudotachyliten, die Lokalisierung von Scherbändern und das Vorkommen seismischer Tremore in der Unterkruste sowie eventuell auch für die Existenz von Tiefbeben.

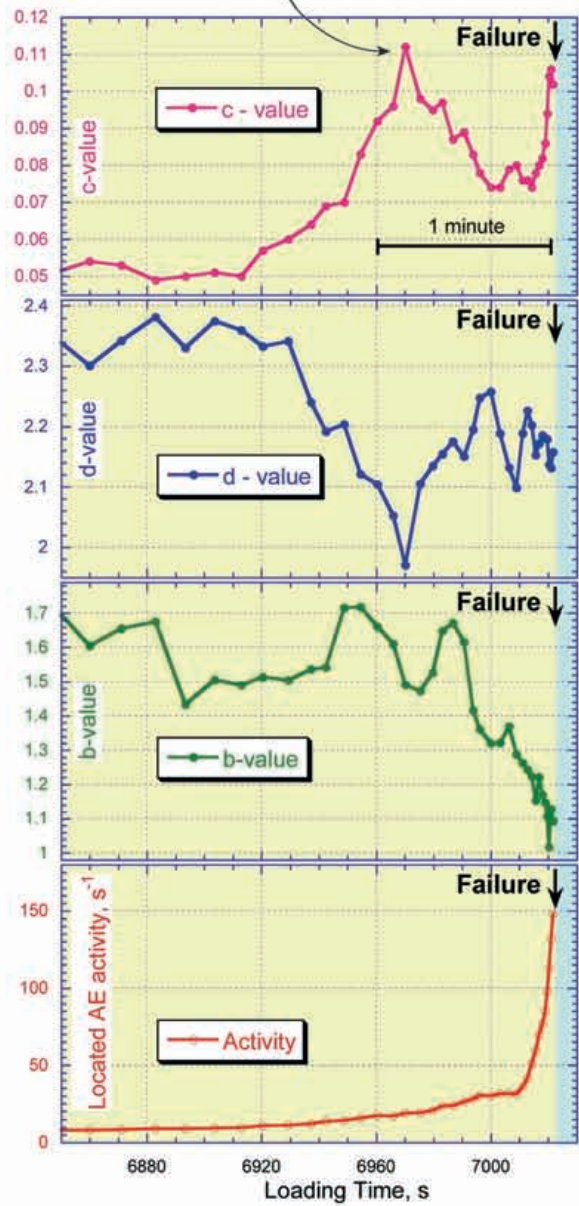
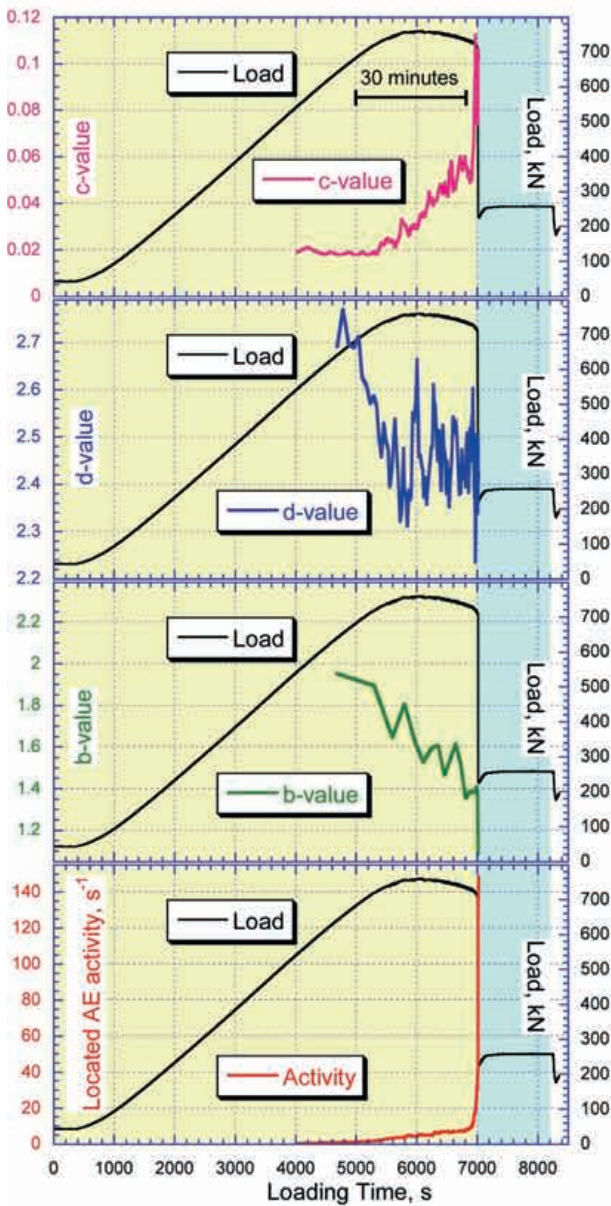
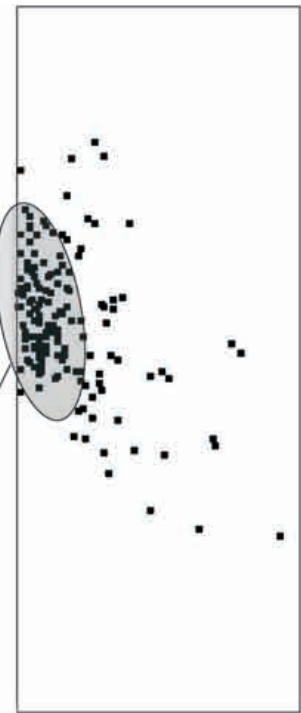
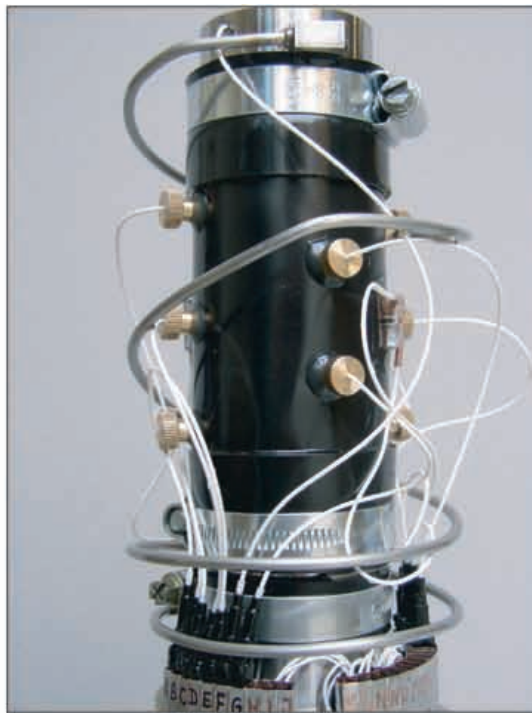
Zum Verständnis der mikrophysikalischen Prozesse bei der Entstehung von Hochtemperaturinstabilitäten wurden Laboruntersuchungen an feinkörnigen, synthetischen Feldspataggregaten durchgeführt. Die Versuche erfolgten bei 400 MPa Umgebungsdruck, Temperaturen von 950 °C bis 1200 °C und drei verschiedenen Scherverformungs-raten in einer Hochdruck-Hochtemperatur-Torsionsapparat. In diesen Experimenten konnte in vielen Fällen spontanes Scherbruchversagen nach Scherverformungen von 2,7 bis 4,8 beobachtet werden (Abb. 3.12). Die Deformation der Proben bis zum Bruch zeigte Newton-viskoses Verhalten, d. h. eine lineare Spannungsabhängigkeit von der Verformungsrate ( $n = 1$ , Abb. 3.13). Bevor es zur Bruchbildung kommt, weist die Mikrostruktur des deformierten Materials intergranulare Hohlräume auf, die durch Korngrenzgleiten entstehen und wachsen. Die Geschwindigkeit der plastischen Verformungsprozesse (z. B. Korngrenzdifusion) reicht nicht aus, um die Poren-räume selbst bei hohem Umgebungsdruck und hoher Temperatur zu schließen (Abb. 3.14a bis d). Die Wechselwirkung und Vereinigung der Hohlräume führt zu Rissstrukturen, die schließlich zum makroskopischen Bruch führen. Mit diesen Experimenten gelang erstmalig der Nachweis, dass duktile Rissbildung auch bei hohen Drücken und Temperaturen zum makroskopischen Bruch führen kann. Dies kann u. a. als ein möglicher Mechanismus für die Entstehung von tiefen Erdbeben an Plattengrenzen betrachtet werden.

## **Seismotektonik, Spannungsfeld und Deformation an Plattengrenzen**

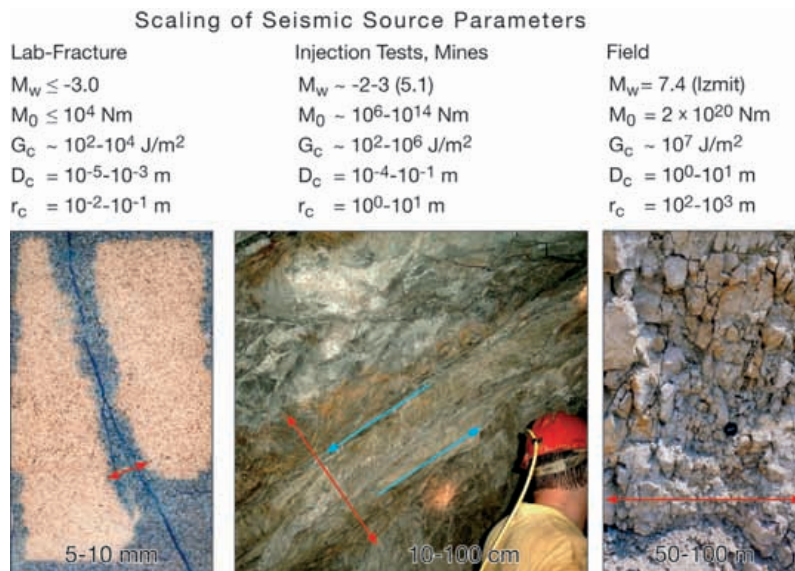
### *Nordanatolische Seitenverschiebung (Türkei)*

An der stark segmentierten Nordanatolischen Seitenverschiebung in der West-Türkei wird die Nachbarbetätigtigkeit als Folge der großen Erdbeben von Izmit und Düzce untersucht. Die Nordanatolische Seitenverschiebung (NAFZ) ist mit mehr als 1.000 km Länge eine der großen intrakontinentalen Plattenrandstörungen auf der Erde. Aus geologischen und geodätischen Messungen ergeben sich an dieser Plattengrenze Relativverschiebungen von 20 bis 25 mm pro Jahr. Diese finden entlang einer schmalen Naht zwischen dem Anatolischen Block im Süden und Eurasien im Norden statt. Seit 1939 wurde eine westwärts gerichtete Abfolge von Starkbeben entlang der NAFZ festgestellt, in deren Verlauf quasi der gesamte Bereich von Ost-Anatolien bis kurz vor Istanbul gerissen ist. Die Erdbeben von Izmit und Düzce im August und November 1999 sind die bisher letzten starken Erdbeben in diesem Zusammenhang. Beide weisen eine rechtslaterale Seitenverschiebung auf, die in Einklang mit dem horizontalen Geschwindigkeitsfeld an der Erdoberfläche steht. Wir haben die Verteilung der Herdmechanismen von 446 Nachbarbeben des Izmit-Erdbebens untersucht, aus der sich eine Gliederung der





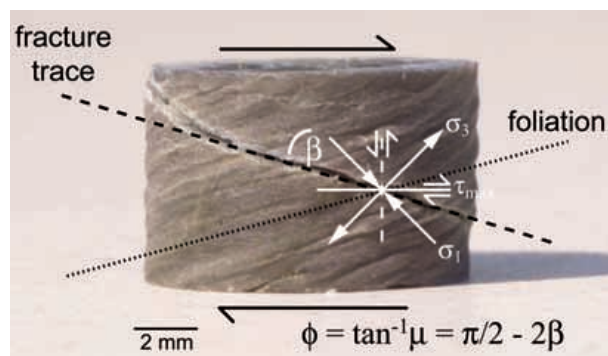
◀ **Abb. 3.10: Oben Mitte:** Ummantelte Gesteinsprobe mit akustischen Aufnehmern. Die Risse sind bei Belastungsbeginn statistisch in der Probe verteilt (**oben links**) und erst unmittelbar an der Belastungsgrenze entsteht ein Riss-Cluster, das sich schließlich zum Scherbruch entwickelt (**oben rechts**). **Unten:** Die Last-Zeit-Kurve des Experiments (schwarz) ist verschiedenen statistischen Parametern (Korrelationskoeffizient  $c$ , räumliche Verteilung  $d$ ,  $b$ -Wert, AE Aktivität) gegenübergestellt, die alle signifikante Veränderungen vor und während des Nukleationsprozesses durchlaufen. Die Nukleationsphase wird durch ein Maximum des Korrelationskoeffizienten  $c$  angezeigt (grauer Pfeil). **Top:** sample inside rubber jacket with AE sensors glued to the rock. **Top left:** AE hypocenters located during initial loading indicate distributed cracking. **Top right:** AE hypocenter locations recorded at peak stress indicating nucleation of a shear fracture. **Bottom left and right:** Temporal variation of AE parameters during a fracture experiment on a granite sample. Loading curve (black), correlation coefficient  $c$ , fractal dimension  $d$ , slope of frequency-amplitude distribution  $b$  and activity of located AE. Nucleation is indicated by a maximum of the correlation coefficient  $c$  (grey arrow).



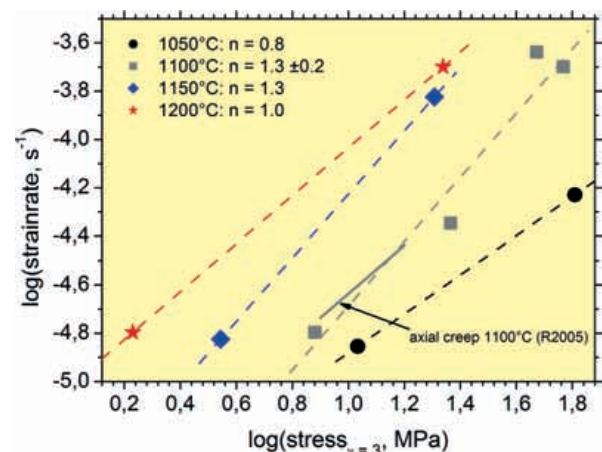
**Abb. 3.11:** Übersicht über Herdparameter seismischer Ereignisse, die im Labor, bei Bohrloch-Injektionen, in Minen und an großen Plattenrandstörungen (1999 Izmit Erdbeben) bestimmt wurden. Die Magnitude ( $M_w$ ), das seismische Moment ( $M_0$ ), die Energiefreisetzungsrate ( $G_c$ ) und die kritische Verschiebungsweite ( $D_c$ ) korrelieren mit der Dimension der Prozesszone ( $r_c$ ) und der Bruchlänge. Scale-dependent source parameters of seismic events from lab experiments, well-injection tests, deep mines and the 1999 Izmit earthquake. Magnitude ( $M_w$ ), seismic moment ( $M_0$ ), energy release rate and critical slip distance ( $D_c$ ) correlate with process zone size ( $r_c$ ) and rupture length.

Izmit-Ruptur in vier Segmente ergibt: Im Epizentralbereich des Bebens und am östlichen Ende der Ruptur – hier fand drei Monate später das Düzce-Erdbeben statt – dominierten Seitenverschiebungen und teilweise auch Abschiebungen. Der dazwischen liegende Bereich hingegen wies einheitlich Ost-West-gerichtete Abschiebungen auf und deutet auf die Existenz eines Pull-apart Beckens hin. In der

Bucht von Izmit (Marmara-Meer), dem westlichsten Teil der Ruptur, ist eine räumliche Aufzweigung der Nachbennaktivität zu erkennen, wobei einzelne aktive Segmente ein hohes Maß an ähnlichen Herdmechanismen aufweisen. Die aus der Verteilung von Herdmechanismen abgeleitete Segmentierung entlang der Izmit-Ruptur korreliert mit der aus koseismischem Versatz bestimmten Unterteilung ent-

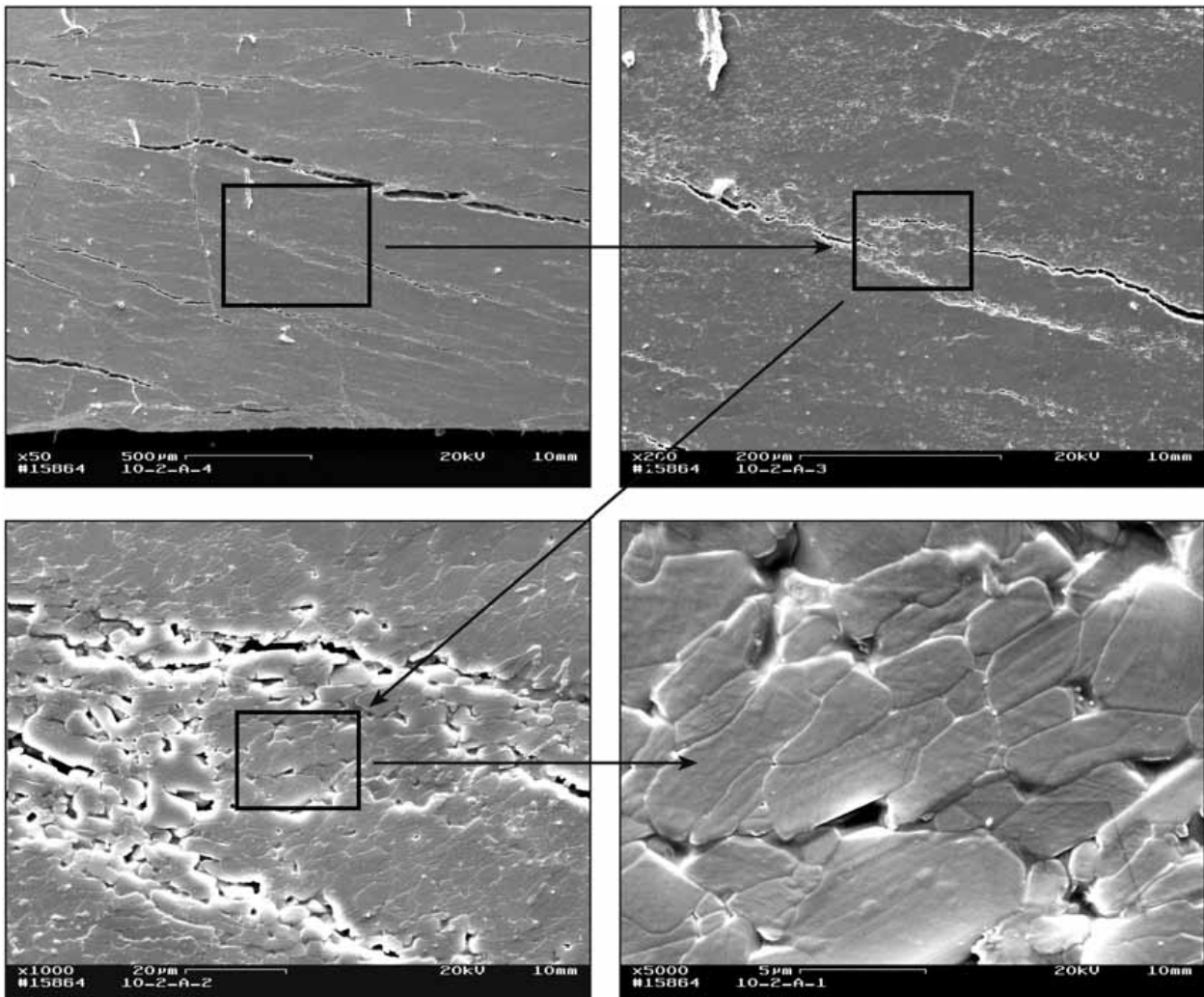


**Abb. 3.12:** Ansicht einer tordierten Feldspatprobe (Scher-sinn ist rechts-lateral). Dargestellt sind die Orientierungen der Scherfoliation, des makroskopischen Scherbruchs sowie der Hauptspannungsrichtungen. Samples deformed to high strain suddenly failed at a critical shear strain of about 3 to 5. Final failure occurs by coalescence and interaction of cavities and fissures. The fissures and the heloidal macroscopic fracture are oriented about 30° to the maximum principal stress  $\delta_1$ . The corresponding coefficient of internal friction  $\mu$  is about 0.6, indicating a shear-type failure mode.



**Abb. 3.13:** Spannungs-Verformungsdaten bei einer Scherverformung von 3 und bei verschiedenen Temperaturen in doppelt-logarithmischer Darstellung. Der mittlere Spannungsexponent ist etwa  $n = 1$ , was auf (makroskopisch) linear viskoses Fließen hindeutet. Calculation of the macroscopic stress sensitivity yields a stress exponent of  $n \sim 1$ , indicating linear viscous diffusion-controlled creep as dominant deformation mechanism.





**Abb. 3.14:** Entwicklung von Hohlräumen durch Korngrenzgleiten bei hoher plastischer Verformung von  $\gamma \approx 4$  ( $T = 1150$  °C,  $P = 400$  MPa). Die Verbindung von Porenräumen führt zu konjugierten Rissstrukturen in regelmäßigen Abständen und schließlich zum Scherbruch. Die eingezeichneten Rechtecke geben die Position der jeweils nächst höheren Vergrößerung an.

*High-temperature fractures growing by coalescence of intergranular cavities. Cavities nucleate preferentially at grain triple junctions. Shear sense is right lateral.*

lang der NAFZ in diesem Bereich (Abb. 3.15, rote Linien): Gebiete mit hohem Versatz weisen hauptsächlich Seitenverschiebungscharakter auf, wohingegen Barrieren mit geringem Versatz zum großen Teil EW-gerichtete Abschiebungen zeigen.

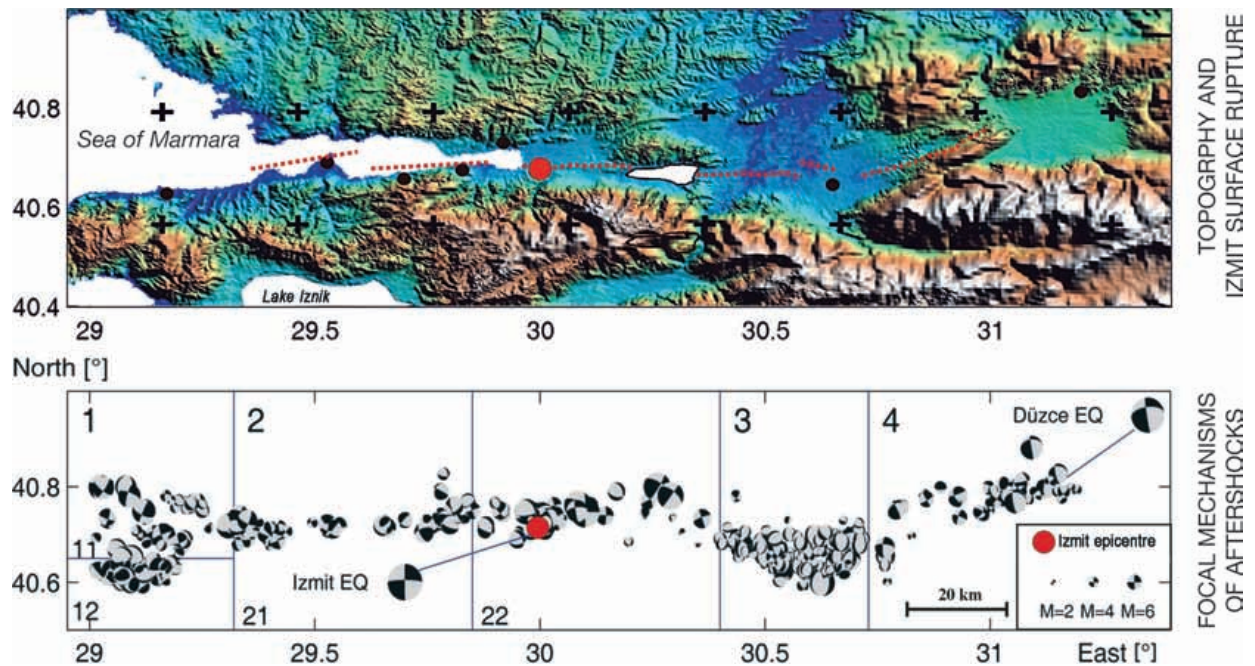
Aus der Untersuchung des lokalen Spannungsfeldes und seiner raum-zeitlichen Entwicklung vor und nach dem Erdbeben von Izmit ergibt sich eine deutliche Rotation der Hauptspannungsrichtungen im Zusammenhang mit diesem Ereignis. So ist z. B. im Bereich Izmit-Sapanca die maximale horizontale Hauptspannungsrichtung nach dem Erdbeben um  $8^\circ$  gegen den Uhrzeigersinn gedreht. Am östlichen Ende der Ruptur hingegen (Karadere-Düzce Gebiet) sind die Hauptspannungen um mehr als  $20^\circ$  im Uhrzeigersinn rotiert.

#### *Dead Sea Transform*

Die Dead Sea Transform trennt die Arabische Platte von der Sinai-Mikroplatte und erstreckt sich über 1.000 km

vom Extensionsgebiet im Roten Meer im Süden bis zur Taurus-Zagros Kollisionszone im Norden (Abb. 3.16). Seit dem Miozän beträgt der sinistrale Versatz an dieser Plattengrenze mehr als 100 km. Im Rahmen des DESERT Projektes wurden drei Segmente der Dead Sea Transform hinsichtlich ihrer Struktur, Kinematik und Fluid-Gestein-Wechselwirkung untersucht und miteinander verglichen. Die strukturellen Untersuchungen belegen ein relativ konstantes Paläospannungsfeld mit einer NW-SE Kompressions- und einer NE-SW Dehnungsrichtung für alle untersuchten Segmente. Die verschiedenen Segmente der Dead Sea Transform sind hinsichtlich ihres Deformationsalters, Drücken und Temperaturen ( $< 250$  °C) sehr ähnlich, weisen aber erhebliche Unterschiede in der Fluidzufuhr und bei der Verheilung und Zementation von Bruchstrukturen auf.

Die untersuchten Bruchzonen des südlichen Araba-Segments (Jordanien) sind locker und ohne erkennbare Bindung gepackt, während die Bruchzonen der nördlichen Serghaya und Ghab Segmente (Syrien) durch umfassen-



**Abb. 3.15: Oben:** Topographische Karte des Izmit-Segmentes der Nordanatolischen Seitenverschiebung (nach Fielding et al., 1999). Rote gestrichelte Linien indizieren die simplifizierte Oberflächenruptur des Izmit-Bebens (nach Barka et al., 2002). **Unten:** Verteilung der 446 hier untersuchten Herdmechanismen von Izmit-Nachbeben. Die nummerierten Bereiche markieren Segmente einheitlicher Herdmechanismen entlang der Ruptur des Hauptbebens (Bohnhoff et al., in press).

**Top:** Topographic map of the Izmit segment of the North Anatolian Fault Zone (after Fielding et al., 1999). Red dotted lines indicate the simplified surface rupture of the Izmit event (after Barka et al., 2002). The bold red dot indicates the epicenter of the Izmit mainshock. **Bottom:** Distribution of the 446 focal mechanisms analyzed in this study and segmentation identified based on special clustering of focal mechanisms (Bohnhoff et al., in press).

de vermutlich rezente (< 1200 Jahre) Verheilungsprozesse (Zementation) gekennzeichnet sind. Mit Hilfe geochemischer Gesteinsanalysen konnte gezeigt werden, dass überwiegend meteorische Wässer für die Zementation der Bruchzonen verantwortlich sind. Der Zufluss meteorischer Wässer wird vermutlich durch Unterschiede in der Morphologie und im Klima (arides Klima und Wüste in Jordanien; Mittelmeerklima und Berge in Syrien) beeinflusst.

#### Numerische Modellierung der Deformation an einer Plattengrenze

Am Beispiel des chilenischen Kontinentalrandes wurden numerische Modellstudien zu schiefer Subduktion durchgeführt, um grundsätzliche Erkenntnisse über die Mechanismen und Steuerfaktoren der Deformationsmuster an aktiven Kontinentalrändern zu erlangen. Am chilenischen Kontinentalrand erzeugt die Partitionierung (Aufteilung) der Deformation im Fore-Arc der Oberplatte eine Verschiebungskomponente parallel zum Plattenrand. Damit verbunden ist die Aktivität großer Seitenverschiebungen, wie die Atacama- und West-Fissure-Störungszonen im Norden Chiles (AFZ bzw. PFZ) und die Liquiñe-Ofqui Störungszone im Süden (LOFZ). Die senkrecht zum Plattenrand orientierte Bewegungskomponente führt in vielen Fällen zu Verkürzungs- und Überschiebungsstrukturen.

Die Ergebnisse der numerischen Modellierungen zeigen, dass die parallel zum Plattenrand wirkende Komponente

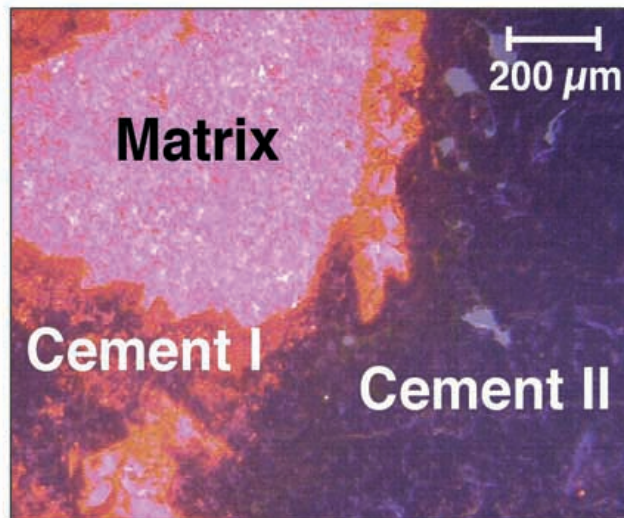
der Deformation tatsächlich in einer großen Scherzone lokalisiert wird. Diese Scherzone entwickelt sich i. d. R. über der unteren Begrenzung der Koppelzone zwischen Ober- und Unterplatte (Abb. 3.17b, c). Dies stimmt mit Feldbeobachtungen überein. Im Modell entwickelt sich nur dann eine Scherzone parallel zur Plattengrenze, wenn der Reibungskoeffizient in der Grenzfläche zwischen Ober- und Unterplatte am unteren Ende der Koppelzone (Abb. 3.17a) sprunghaft abnimmt.

Verglichen mit GPS-Messungen ist die senkrecht zum Plattenrand orientierte Komponente der Deformation in den numerischen Modellen generell zu klein (Abb. 3.17c, d). Dies weist darauf hin, dass auch die nach Westen gerichtete Bewegung der südamerikanischen Platte in der Konvergenzrate berücksichtigt werden muss. Einen großen Einfluss auf die Deformation des Fore-Arcs haben die Festigkeit des Materials der Oberplatte und die Reibungseigenschaften der Grenzfläche im Bereich der seismischen Koppelzone zwischen den konvergierenden Platten. Weitere wichtige Parameter, die eine Partitionierung der Verformung am Plattenrand maßgeblich beeinflussen, sind die Schiefe der Plattenkonvergenz, die Konvergenzrate und der Abtauchwinkel der subduzierten Unterplatte.

#### Postseismische Deformation und die Viskosität der Unterkruste – Laborexperimente

Die genaue Kenntnis der Spannungsverhältnisse und der Verformungsprozesse in der unteren Erdkruste und im





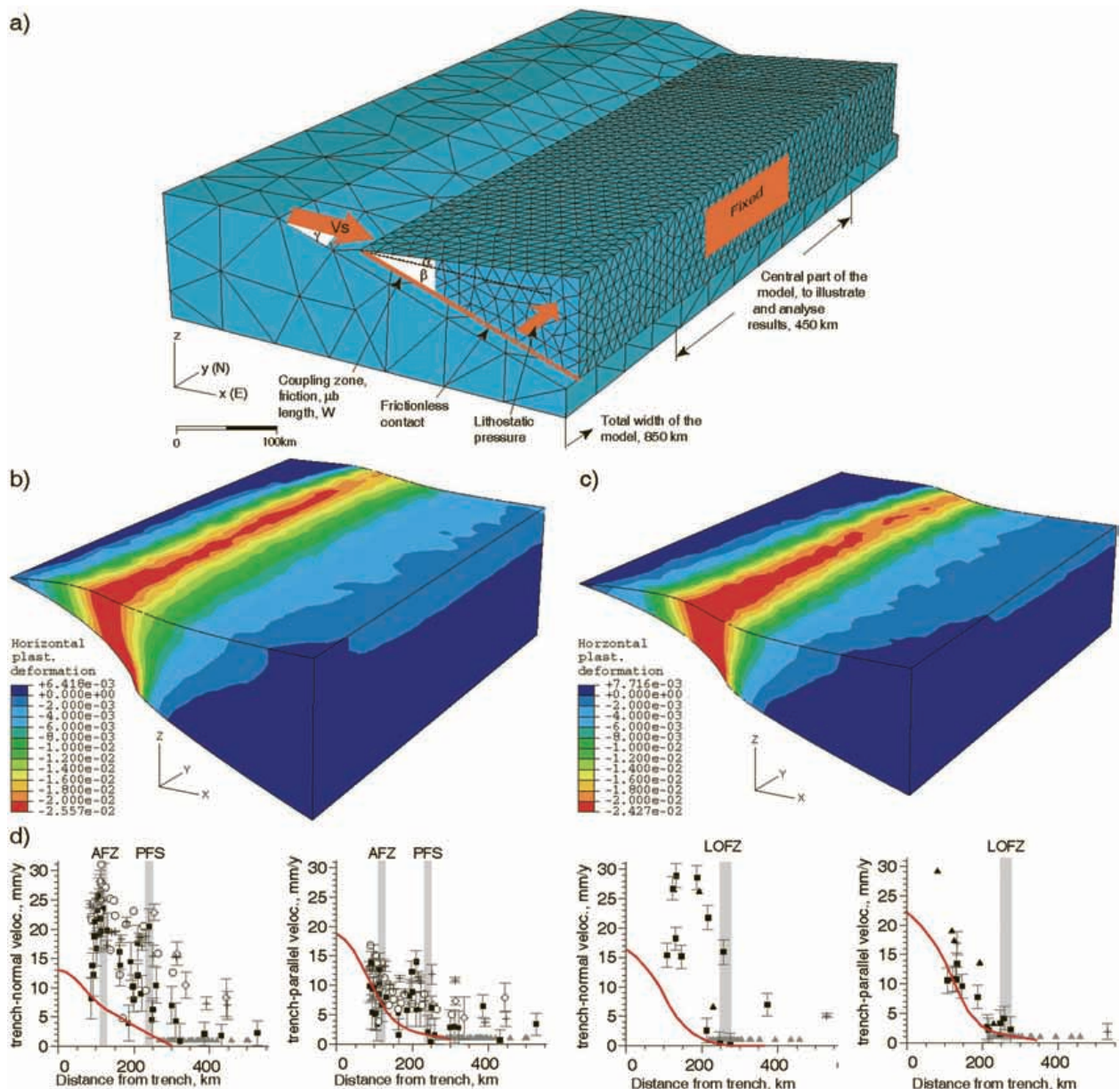
**Abb. 3.16:** (oben links) Ghab Störungssegment in Syrien. Das römische Aquädukt wurde durch Erdbeben linkslateral um 13,6 m versetzt; (oben rechts) Serghaya Störung in Syrien. Übergangsbereich zwischen Störungskern und störungsbezogener Deformationszone; (unten links) Serghaya Störung. Mit Kalzit verheilte Bruchflächen im Bereich der störungsbezogenen Deformation; (unten rechts) Kathodolumineszenzaufnahme von Verheilungsprozessen in einer Störungsbreccie. Kontakt zwischen Matrix und zwei Generationen von Klufikalziten.  
**(Top left)** Ghab fault segment in Syria. Earthquakes caused a 13.6 m total left-lateral displacement of an ancient Roman aqueduct (Meghraoui et al. 2003); **(top right)** Serghaya fault segment. Transition between altered fault core and damage zone; **(bottom left)** Fault-related damage zone with calcite cemented fractures; **(bottom right)** Cathodoluminescence image of healing processes in a fault breccia. Contact area between matrix and two generations of undeformed vein cement.

oberen Erdmantel ist zum Verständnis tektonischer Prozesse wichtig. Die post- und interseismische Spannungsumlagerung und Deformation an Plattengrenzen und großen Scherzonen wird entscheidend durch die plastische Verformung tiefer Krustenstockwerke und des oberen Mantels beeinflusst. Zur Abschätzung der Viskosität von Unterkruste und oberem Mantel werden derzeit hauptsächlich zwei Verfahren benutzt. Zum einen wird die Deformation in großer Tiefe auf der Grundlage postseismischer Oberflächenbewegungen modelliert, die mittels Satelliten-gestützter Messungen (GPS, InSAR) in den letzten Jahren hochgenau bestimmt werden konnte. Andererseits können präzise Hochtemperatur-Deformationsmessungen aus Laborexperimenten genutzt werden, um Stoffgesetze zu formulieren, die Viskosität und Materialverhalten der Gesteine beschreiben. Eine Extrapolation der Labordaten zu natürlichen Bedingungen erlaubt dann

die Berechnung der *In-Situ*-Viskosität für bestimmte Krustenzusammensetzungen und thermodynamische Randbedingungen.

Allgemein hängt das Deformationsverhalten von Gesteinen neben Chemismus und Gefüge entscheidend von der Temperatur und dem Wassergehalt sowie in der Erdkruste untergeordnet auch vom Druck ab. Neuere Erkenntnisse zeigen, dass schon Spurenanteile von Wasser die Gesteinsfestigkeit sehr stark vermindern. Diese Spurenanteile von Wasser sind auch in den nominell wasserfreien typischen Mineralen der Unterkruste, wie z. B. Feldspat, vorhanden. Die Viskosität eines Gesteins hängt dabei in Form eines Potenzgesetzes vom Wasserpartialdruck bzw. der Wasserfugazität ab. Laborversuche an synthetischen, feinkörnigen und wassergesättigten Feldspataggregaten ergaben einen Fugazitätsexponenten von





**Abb. 3.17:** (a) Modellaufbau des numerischen 3D-Experimentes zur Untersuchung der Deformationsmuster bei schiefer Subduktion. Das Modell hat eine NS Ausdehnung von ca. 850 km und eine EW Ausdehnung von ca. 600 km. Für die Veranschaulichung der Ergebnisse wird nur der mittlere Teil des Modells mit einer Länge von 450 km Länge verwendet. (b) Horizontale plastische Deformation des Fore-Arc Keils im Norden Chiles, Deformation in NS Richtung zur Verdeutlichung des Deformationsmusters 25-fach überhöht dargestellt. (c) siehe b, Modell für den südlichen Teil Chiles. (d, e) Verschiebungsraten parallel und senkrecht zum Plattenrand, Vergleich von numerischem Modell (rote Linie) mit GPS Daten für (d) Nord-Chile und (e) Süd-Chile.

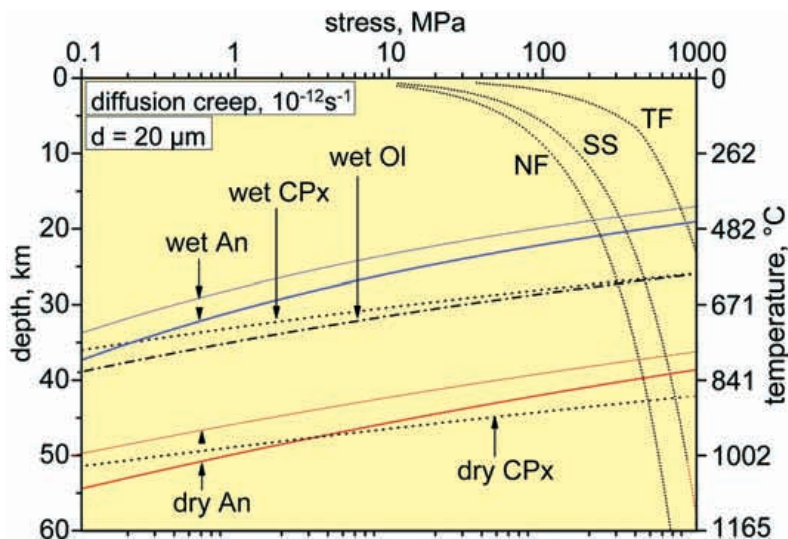
(a) Model set up of the 3D numerical experiments investigating styles of deformation for oblique subduction. NS extension of the model is about 850 km and 600 km in EW direction. (b) Horizontal plastic strain of the forearc wedge of the model for northern Chile, NS shortening 25 times exaggerated. (c) see b, southern model. Displacement rates parallel and normal to plate-boundary. Model prediction is compared to GPS data for (d) northern Chile (e) southern Chile.

ca. 1, d. h. die Verformungsrate ist linear mit der Wasserfugazität korreliert. Thermodynamische Überlegungen zeigen, dass in Feldspäten die Hydrolyse von Sauerstoffbindungen als wesentliche Ursache für die Viskositätsreduzierung in der Anwesenheit von Wasser angesehen werden kann.

Die Druckabhängigkeit der Gesteinsviskosität wird maßgeblich durch das Aktivierungsvolumen des vorherr-

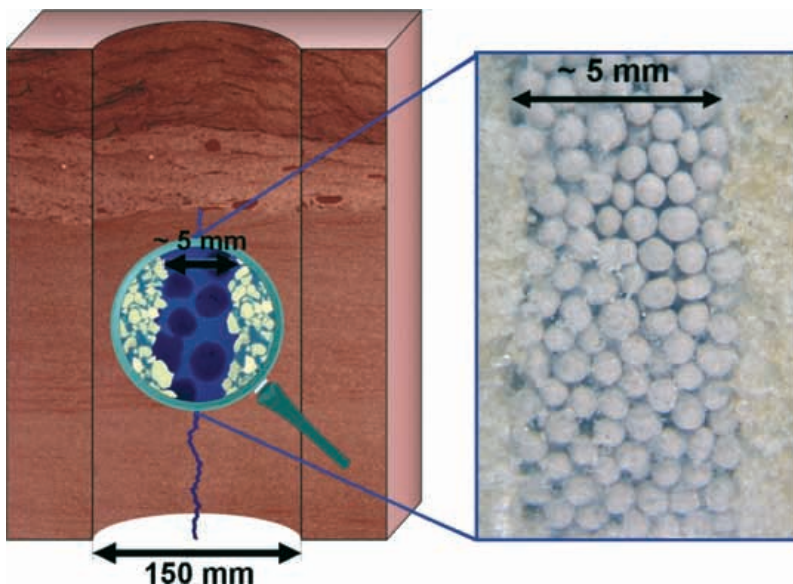
schenen Deformationsprozesses bestimmt. Versuche an trockenen und wasserhaltigen Anorthit-Aggregaten ergaben Werte von  $24 \text{ cm}^3 \text{ mol}^{-1}$  bzw.  $38 \text{ cm}^3 \text{ mol}^{-1}$ . Die Extrapolation der Labordaten für Diffusionskriechen zu natürlichen Bedingungen ist in Abb. 3.18 im Vergleich zu Ergebnissen an Olivin und Klinopyroxen in Form von Spannungs-Tiefenprofilen dargestellt. Für wassergesättigte Bedingungen ist Feldspat deutlich weicher als Pyroxen und Olivin.





**Abb. 3.18:** Spannungs-Tiefenprofile für die kontinentale Kruste, extrapoliert aus Fließgesetzen für synthetischen Feldspat (An), Pyroxen (CPx) und Olivin (Ol). Die Daten sind für Korngrenz-Diffusionskriechen bei einer Verformungsrate von  $10^{-12} \text{ s}^{-1}$  und  $20 \mu\text{m}$  Korngröße berechnet. Trockene Gesteine sind wesentlich härter als wassergesättigte Aggregate. Spannungsrechnungen für Anorthit unter Berücksichtigung der Aktivierungsenergie und der Wasserfugazitätsabhängigkeit (dicke durchgezogene Linien) ergeben ca. 3-fach größere Werte als ohne (dünne Linien).

Stress-depth profiles for the continental crust from extrapolated flow laws of synthetic feldspar (An), pyroxene (CPx), and olivine (Ol) rocks. Grain boundary diffusion creep data are plotted for  $20 \mu\text{m}$  grain size and  $10^{-12} \text{ s}^{-1}$  strain rate. The extrapolation indicates the effect of activation volume and water fugacity on strength. Thick solid lines are based on flow laws for anorthite aggregates from this study. Thin solid lines represent flow laws for anorthite from a previous study (Rybacki and Dresen, 2000) that do not include  $V$  and  $r$  estimates. Short broken lines represent (Sleaford Bay) clinopyroxenite (Hir-Majumder et al., 2005). Data for olivine are taken from Mei and Kohlstedt (2000a, 2000b) (dash-dot lines) and Karato and Jung (2003) (dash-dot-dot lines). Temperature calculation corresponds to surface heat flow of  $80 \text{ mWm}^{-2}$  (Chapman and Furlong, 1992). Fugacities were determined assuming quartz-fayalite-magnetite (QFM)-buffered conditions in the continental crust. NF, SS, and TF denote frictional strength of normal faults, strike slip faults, and thrust faults, respectively, using Byerlee's law (Byerlee, 1978) for a mean crustal density of  $2.7 \text{ gcm}^{-3}$  and assuming hydrostatic pore pressure.



## Gesteinsphysik und Geomechanik

*Mechanisches Verhalten Stützmittel führender und selbstgestützter Risse unter In-Situ-Bedingungen*

Zur Verbesserung der Produktivität von Fluidlagerstätten werden hydraulische Stimulationsmaßnahmen durchgeführt, mit dem Ziel, die Permeabilität der Speichergesteine zu erhöhen. Hierzu wird ein hochpermeabler Riss im Reservoir erzeugt, in den Stützmittel (Proppants) verpresst werden, die ihn offen halten (Abb. 3.19). Bei vielen dieser Maßnahmen bleibt die Verbesserung der Produktivität hinter den Erwartungen bzw. Berechnungen zurück. Einen wesentlichen Einfluss auf die Produktivität hat der so genannte Fracture Face Skin (FFS). Der FFS beschreibt die reduzierte Gesteinspermeabilität in der direkten Umgebung des Risses senkrecht zur Rissfläche, die den hydraulischen Widerstand für das einströmende Fluid erhöht. Neben anderen Effekten kann die Interaktion zwischen Proppant und Gesteinsmatrix zu einem mechanischen FFS führen. Hierbei verursachen das Verpressen von Stützmitteln sowie die Zerstörung von Proppants und Gesteinsmatrix eine Kompaktion und Produktion von Feinstmaterial. Durch diese mechanischen Effekte wird die Permeabilität in der direkten Umgebung des Risses vermindert.

In einem am GFZ entwickelten experimentellen Aufbau wurde der FFS-Effekt an Rissen in einer Probe von Bentheimer Sandstein gemessen. Ein Versuch setzt sich dabei aus drei Einzeltests zusammen. Zuerst wird die initiale Permeabilität der Probe bei ansteigender Differenzspannung ( $P_{\text{Diff}}$ ) bis 50 MPa bestimmt (Ummantlungsdruck ( $P_c$ ) = 10 MPa). Im zweiten Schritt wird ein Zugriss durch einen 3-Punkt-Biege-Versuch in der Probe erzeugt. Schließlich wird dieser Riss mit 2 lbs/ft<sup>2</sup> Low Strength Proppants gefüllt. Die Probe wird erneut bis 50 MPa  $P_{\text{Diff}}$  triaxial belastet und die Permeabilität ermittelt. Die akustischen Emissionen (AE) werden dabei kontinuierlich registriert und lokalisiert.

**Abb. 3.19:** Schnitt durch einen mit Stützmittel (Proppant) gefüllten Riss in einem Bohrloch.

*View into a proppant filled vertical fracture in a borehole.*

Abb. 3.20 zeigt die Permeabilität und die AE-Events bzw. die AE-Dichte (jeweils als Projektion in die ZY-Ebene) für vier Belastungsstufen. Die Permeabilitätswerte ( $k_1$ ) des Gesteins ohne Riss liegen im Druckintervall 5 bis 50 MPa um 1250 mD und zeigen im Rahmen des Fehlers keine Veränderung. Im Gegensatz dazu liegt die Permeabilität ( $k_2$ ) von Proben, die einen mit Proppants gefüllten Riss enthalten, bei 125 mD bis 105 mD. Die AE-Aktivität zeigt, dass die Zerstörung von Gesteinsmatrix und Proppants bereits bei geringer Belastung  $P_{\text{Diff}}$  ( $\sim 5$  MPa) an den Rissflächen einsetzt. Die AE-Events konzentrieren sich zuerst auf den Kontakt der Gesteinsmatrix mit der Proppant-Füllung, mit steigender Belastung wandert die Aktivität in die Proppant Packung. Durch mikroskopische Untersuchungen nach Testende wurden sowohl zerstörtes Matrixmaterial als auch zerstörte Proppants identifiziert.

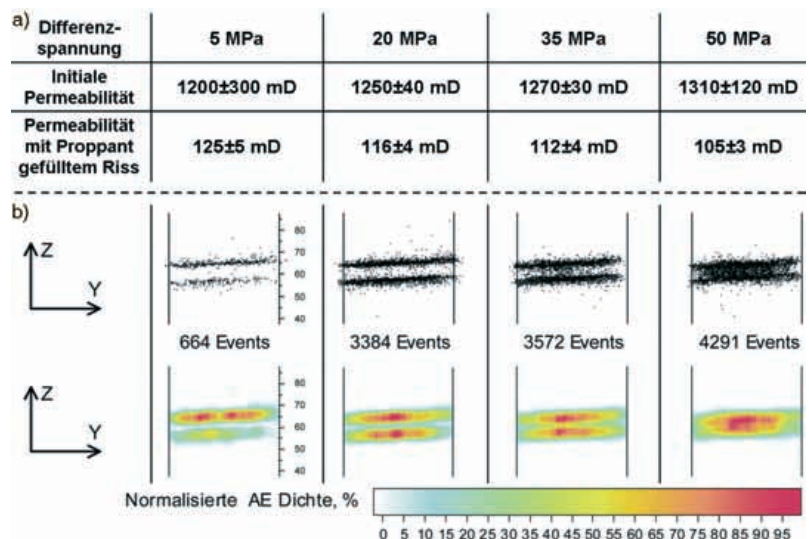
Bei diesem Beispiel handelt es sich um einen ersten Test. Für allgemeine Aussagen müssen weitere modifizierte Versuche durchgeführt werden. Als wesentliches Zwischenergebnis zeigt sich, dass es an der Rissfläche bereits bei geringen Differenzialspannungen zu Zerstörungen kommt und hierbei Feinstmaterial produziert wird, das die Permeabilität des Gesteinsmatrix-Proppant-Systems reduziert.

#### Elastische Wellengeschwindigkeiten und Rissdichte von Gesteinen

Die elastischen Eigenschaften von Gesteinen, insbesondere die Ausbreitung elastischer Wellen im Gestein werden durch die druck- und belastungsabhängige Präsenz von Brüchen und Mikrorissen entscheidend beeinflusst. Der Einfluss der Rissporosität auf die elastischen Wellengeschwindigkeiten wird am Beispiel von Basalt- und Granitproben untersucht. Die Ergebnisse zeigen, dass mit ansteigendem isostatischem Druck bis 120 MPa vorhandene Mikrorisse zunehmend geschlossen werden und die P-Wellengeschwindigkeiten um mehr als 50 % in den Basaltproben und um weniger als 20 % in den Granitproben steigen. Die Analyse der Herdmechanismen von akustischen Emissionen weist darauf hin, dass die Risse und

**Abb. 3.21:** Rissdichte in (a) Basalt und (b) Granit invertiert aus der belastungsabhängigen elastischen P-Wellengeschwindigkeit mit Hilfe des Models von Soga et al. (1978).  $\Gamma_H$  ist die Rissdichte parallel zur Belastungsrichtung und zur vertikalen Probenachse,  $\Gamma_V$  ist die Rissdichte senkrecht zur Probenachse.

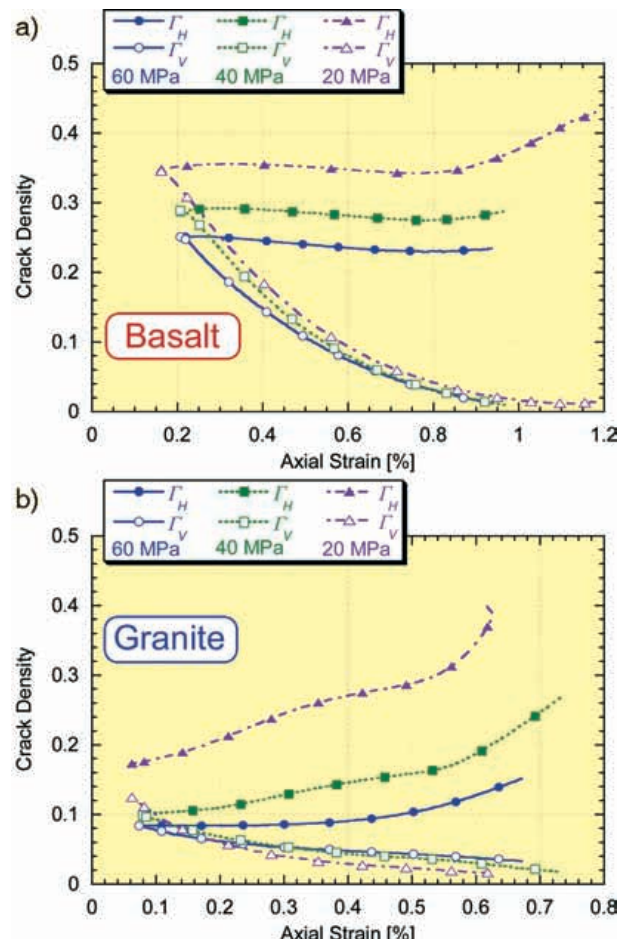
Crack density inverted from P-wave velocity data using the model of Soga et al., (1978) for Basalt (a) and Granite (b).  $\Gamma_H$  is the density of cracks oriented parallel to the vertical sample axis compression direction,  $\Gamma_V$  is the density of cracks oriented normal to the sample axis.



**Abb. 3.20:** a) Vergleich der initialen Permeabilität ( $k_1$ ) einer Bentheimer Sandstein Probe mit der Permeabilität derselben Probe mit einem durch Proppants verfüllten Riss ( $k_2$ ) bei 10 MPa Ummantelungsdruck. b) Darstellung der AE-Events bzw. die AE-Dichte als Projektion in die ZY-Ebene bei Belastung der Probe mit Proppant gefülltem Riss.

Comparison of initial permeability ( $k_1$ ) of a Bentheim sandstone sample with permeability of the same sample with a propped fracture ( $k_2$ ) at 10 MPa confinement. b) Plot of AE-Locations and AE-Density projected in the ZY-plane during loading of the sample with a propped fracture.

andere Poren mit steigendem Druck zunehmend kollabieren. Die druckabhängigen Rissdichten wurden mit verschiedenen Modellansätzen aus den veränderlichen Ge-





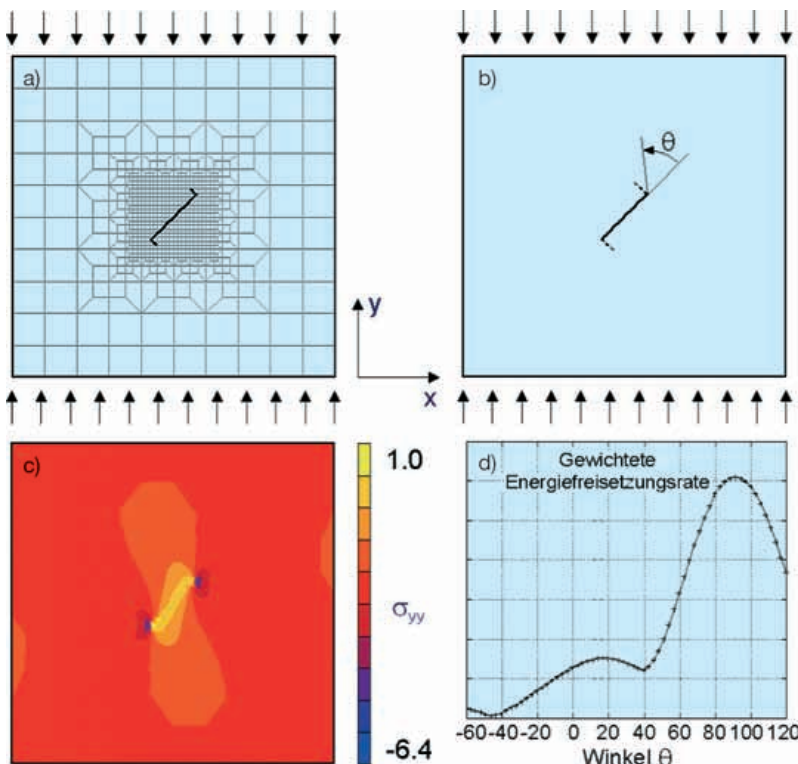
schwindigkeiten und elastischen Parametern ermittelt. Bei Atmosphärendruck stimmen sie mit Abschätzungen der Rissdichte aus der Mikrostruktur überein.

Bei triaxialer Belastung der Proben entwickelt sich eine starke Anisotropie der elastischen Wellenausbreitung, die mit einer bevorzugten Orientierung der induzierten Mikrorisse korrespondiert (Abb. 3.21). Mit zunehmender Rissdichte nehmen die P- und S- Wellengeschwindigkeiten stark ab. Die Quellmechanismen der bei der Rissbildung bzw. bei Rissöffnung erzeugten akustischen Emissionen weisen auf eine komplexe mixed-mode Bruchausbreitung hin.

### Numerische Modellierung des Risswachstums

Die Bruchbildung in Gesteinen ist ein komplexer Prozess, der von der Nukleation über das Risswachstum bis zum makroskopischen Bruch führt. Zur vollständigen Beschreibung dieses Prozesses muss der Wachstumspfad von Rissen bekannt sein. Um diesen Vorgang besser zu verstehen, wurden die Ergebnisse von Laborexperimenten mit numerischen Simulationen verglichen. In triaxialen Experimenten wurden zunächst Einzelscherrisse in Granitzylindern erzeugt. Der makroskopische Rissverlauf

in diesen Proben war vom Umgebungsdruck abhängig. Mit einem neu entwickelten numerischen Simulationstool wurde das beobachtete Risswachstum im Modell reproduziert. Hierzu wurde zunächst die komplexe Ausbreitung eines gemischten Zug- und Scherrisses (mixed-mode) mit der Extended Finite Elemente (X-FEM) Methode untersucht. Bei der Entwicklung des Modells wurde die in Abb. 3.22a dargestellte Scheibe mit einem schrägen Einzelriss unter einaxialem Druck betrachtet. Zur Bestimmung der Rissfortschrittsrichtung wurde das modifizierte Kriterium der maximalen Energiefreisetzungsrates (Shen und Stephansson, 1994) in das bestehende 2D-X-FEM Modell implementiert. Dieses Kriterium berücksichtigt, dass der kritische Spannungsintensitätsfaktor für den Scherbruch  $K_{IIc}$  normalerweise wesentlich größer ist als der kritische Spannungsintensitätsfaktor für den Zugbruch  $K_{Ic}$ . In Abb. 3.22b ist der initiale Riss und mögliche Rissfortschrittsrichtungen schematisch dargestellt. Abb. 3.22c zeigt den Spannungsverlauf der vertikalen Druckspannung  $\sigma_{yy}$  am initialen Scherriss. In Abb. 3.22d ist der Verlauf der gewichteten Energiefreisetzungsrates für ein Verhältnis  $K_{IIc}/K_{Ic} = 10$  in Abhängigkeit des Rissfortschrittswinkels  $\theta$  dargestellt. Der Rissfortschritt erfolgt in Richtung der maximalen, gewichteten Energiefreisetzungsrates. Bei dem hier gewählten Beispiel wächst der neu gebildete Zugriss an den Spitzen des initialen Scherrisses unter  $90^\circ$ .



**Abb. 3.22:** Numerische Analyse von Mischrisswachstum in einer Scheibe mit einem geneigten Einzelriss unter einaxialem Druck: **a)** Finite Elemente Diskretisierung; **b)** Initialer Scherrissverlauf und neue Zugrissfortschrittsrichtung  $\theta$ ; **c)** Konturplot der vertikalen Druckspannung  $\sigma_{yy}$ ; **d)** gewichtete Energiefreisetzungsrates gegen den Ausbreitungswinkel des zukünftigen Zugrisses.

*Numerical analysis of mixed-mode cracking in a plate with a tilted single crack under uniaxial compressive stress (a) Finite Element mesh (b) initial shear crack and new potential tensile crack propagation path (angle theta) (c) contour plot of stress component and (d) weighted energy release rate versus angle of propagation of the future tensile crack.*

### Klimadynamik und Sedimente

Am GFZ Potsdam werden mit modernen geowissenschaftlichen Analysemethoden in der Sektion 3.3 Klimarekonstruktionen an Sedimenten durchgeführt. Diese ermöglichen in Kombination mit archäologischen und historischen Quellen, die Reaktionen antiker Gesellschaften auf Veränderungen des Klimas nachzuvollziehen. Dies ist ein relativ neuer Forschungsansatz, doch aktuelle, jährlich bis dekadisch aufgelöste Klimazeitreihen erbrachten in den letzten Jahren verblüffende Erkenntnisse. So verraten geochemische Analysen von Seesedimenten auf der mexikanischen Yucatan-Halbinsel in Kombination mit laminierten marinen Sedimenten vor der Küste Venezuelas, dass der Untergang der klassischen Maya Kultur mit einer allgemeinen Trockenheit in der Region und punktierten, wenige Jahre andauernden Dürrephasen einherging. Der Zusammenbruch des Akkadischen Reiches in Mesopotamien vor 4.200 Jahren, der Niedergang der Mochica-Kultur an den Küsten Perus vor 1.500 Jahren, das Ende der Tiwanaku-Zivilisation im Hochland Boliviens und Perus vor einem Jahrtausend und das Ende chinesischer Dynastien – all diese Entwicklungen lassen sich mit lang anhaltenden Dürren in Verbindung bringen. Mögen

auch in allen diesen Fällen noch andere Faktoren eine große Rolle gespielt haben – Kriege, Überbevölkerung, Umweltzerstörung – so hatte doch stets eine drastische Klimaänderung entscheidenden Anteil am Untergang früher Hochkulturen. Im Folgenden wird anhand von Sedimenten des Roten Meers die Klimaentwicklung der Region Naher Osten auch im Hinblick auf die kulturelle Entwicklung diskutiert. Ferner wird das Klimaarchiv des Sees El'gygytyn in Nordsibirien vorgestellt, welches im kommenden Jahr im Rahmen des Schwerpunktprogramms ICDP erbohrt werden soll, um die Klimageschichte der sibirischen Arktis während der letzten 3,6 Millionen Jahre zu rekonstruieren.

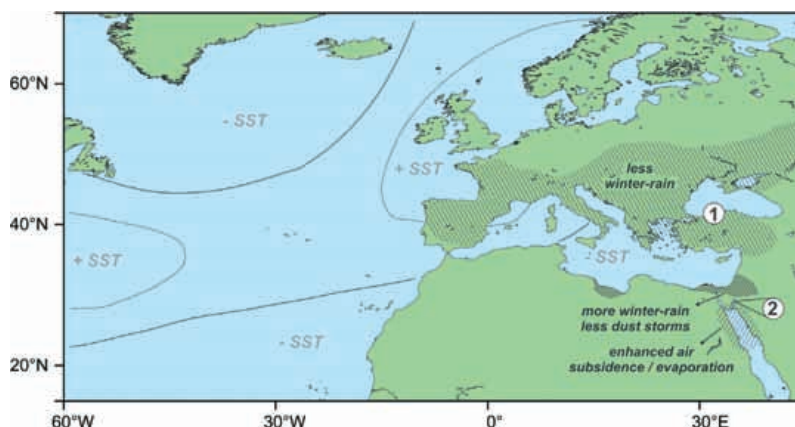
### Sedimente des Roten und Schwarzen Meeres als Klimaarchive

#### *Multidekadische bis säkulare Klimavariabilität und die Nordatlantische/Arktische Oszillation*

Die Nordatlantische/Arktische Oszillation (NAO/AO) beschreibt ein überregionales vor allem winterwirksames Klimaphänomen, das einen signifikanten Anteil an der interannuellen und dekadischen Klimavariabilität der mittleren und hohen Breiten der Nordhemisphäre ausmacht. Auf längeren Zeitskalen ist die Bedeutung dieses Klimaphänomens jedoch nicht ausreichend untersucht. Durch instrumentelle Klimadaten ist belegt, dass das Klimageschehen sowohl in der Region des nördlichen Roten Meeres als auch im Nordosten Anatoliens durch die NAO/AO mitbestimmt wird. Während Phasen höherer Luftdruckunterschiede zwischen dem Islandhoch und dem Azorentief (positiver NAO) erhält Nordostanatolien relativ weniger Niederschlag (Turqes und Erlat, 2003), wohingegen im Bereich des nordöstlichen Roten Meeres vor allem die Staubsturmaktivität im Winter merklich nachlässt. Gleichzeitig kommt es im Bereich östliches Mittelmeer und nördliches Rotes Meer zu verstärkter Luftmassen-Subsidenz und damit zu erhöhter Verdunstung, die zu einer Destabilisierung der Wasserschichtung führt

(Eshel und Farrell 2000; Zangvil et al. 2003, Abb. 3.23). Über die Bestimmung geeigneter Umweltkenngößen an Sedimentabfolgen aus diesen Bereichen können langfristige Änderungen dieser Anomalien identifiziert werden.

Das Rote Meer ist ein von Wüste umgebenes Randmeer, das durch die Straße von Bab el Mandeb (Tiefe 137 m) vom Indischen Ozean abgetrennt wird. Der Golf von Aqaba wiederum schließt im Nordosten über eine weitere Schwelle, der Straße von Tiran, an das nördliche Rote Meer an. Das im Süden oberflächennah einströmende Wasser sinkt im Norden durch sehr hohe Verdunstungsraten und Abkühlung in tiefere Wasserstockwerke ab, fließt dort zurück und verlässt das Rote Meer als extrem salzhaltiges Tiefenwasser. Aufgrund der weitgehend isolierten Lage des Roten Meeres führen Schwankungen des globalen Meeresspiegels sowie regionale und überregionale Änderungen der atmosphärischen Zirkulation zu besonders starken Veränderungen der lokalen Umweltbedingungen. Dieses und die besondere Qualität der vorhandenen Sedimentabfolgen machen das nördliche Rote Meer und im Speziellen den Golf von Aqaba zu einem hervorragenden Paläoumweltarchiv. Das letzte glaziale Maximum, vor etwa 19 bis 23.000 Jahren, dokumentiert sich in den marinen Sedimenten des nördlichen Roten Meeres in einer so genannten aplanktischen Zone. Durch die extrem hohen Salzgehalte (> 50 ‰) wurden die Toleranzgrenzen der meisten marinen Organismengruppen überschritten (z. B. Arz et al. 2003a). Erst mit dem stufenweisen Abschmelzen der Eiskappen und dem damit ansteigenden Meeresspiegel normalisierte sich das Ökosystem des nördlichen Roten Meeres. Der Beginn unserer Warmzeit ist im Nahen Osten als länger anhaltende Feuchtphase dokumentiert (Arz et al. 2003b). Diesem Langzeittrend sind eine Vielzahl von kürzeren hydroklimatischen Schwankungen aufgesetzt, die als quasiperiodische Änderungen (~ 800, ~ 500 und ~ 350 Jahre) z. B. im äolischen Eintrag und dem Grad der vertikalen Durchmischung der Wassersäule im nördlichen Golf von Aqaba zu erkennen sind (Abb. 3.24).

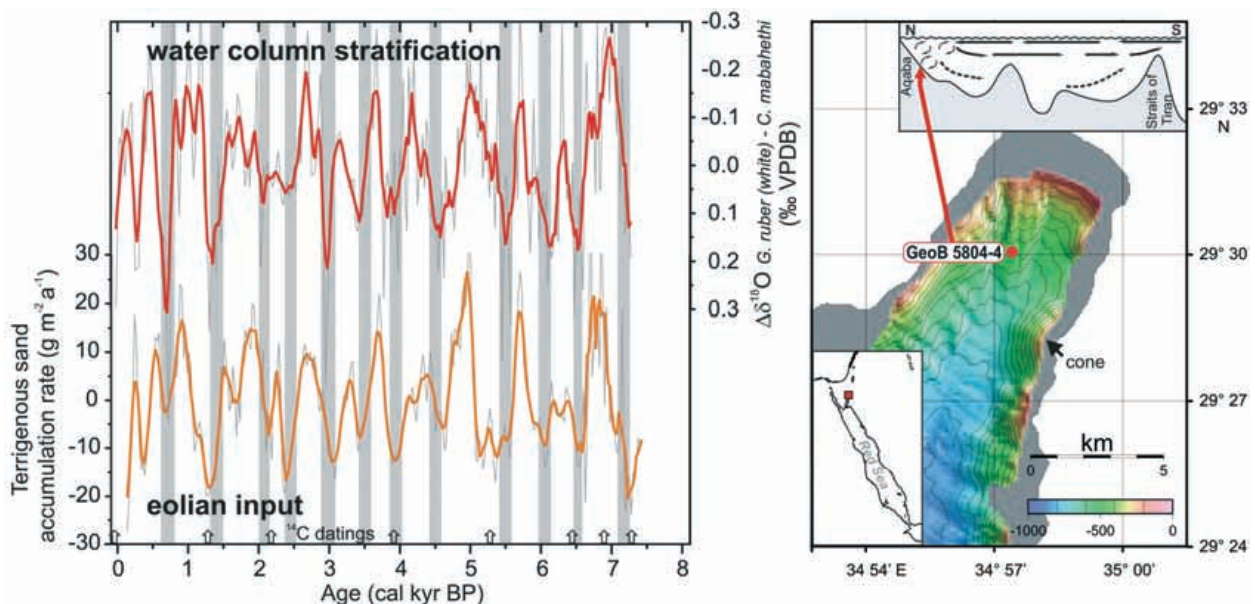


**Abb. 3.23:** Schematische Darstellung der Meeresoberflächen- und Niederschlagsanomalien während einer positiven NAO/AO Phase. Arbeitsgebiete im (1) südwestlichen Schwarzen Meer und (2) dem nördlichen Golf von Aqaba, Rotes Meer.

*Modern sea surface temperature and precipitation anomalies associated with positive NAO/AO. Area of investigation in (1) the southwestern Black Sea and (2) the northern Gulf of Aqaba, Red Sea.*

Im Schwarzen Meer äußern sich längerfristige Verschiebungen im Niederschlagsmuster in einer deutlichen Änderung des Sedimenteintrags über die größeren Flusssysteme wie z. B. dem Sakarya, der die nordostanatolische Region zum Schwarzen Meer hin entwässert (Abb. 3.25). Durch besonders starke Schichtungsverhältnisse im Schwarzen Meer – oberflächennah ist der Salzgehalt und damit die Dichte des Wassers durch den starken Süßwasserzustrom deutlich geringer als in den durch Zustrom salzreicheren Wassers aus dem Mittelmeer gekennzeichneten tieferen Stockwerken – herrschen hier seit annähernd 8.000 Jahren am Meeresboden sauerstofffreie, lebensfeindliche Bedingungen, die eine besonders gute Erhaltung der Ablagerungen ermöglichen.

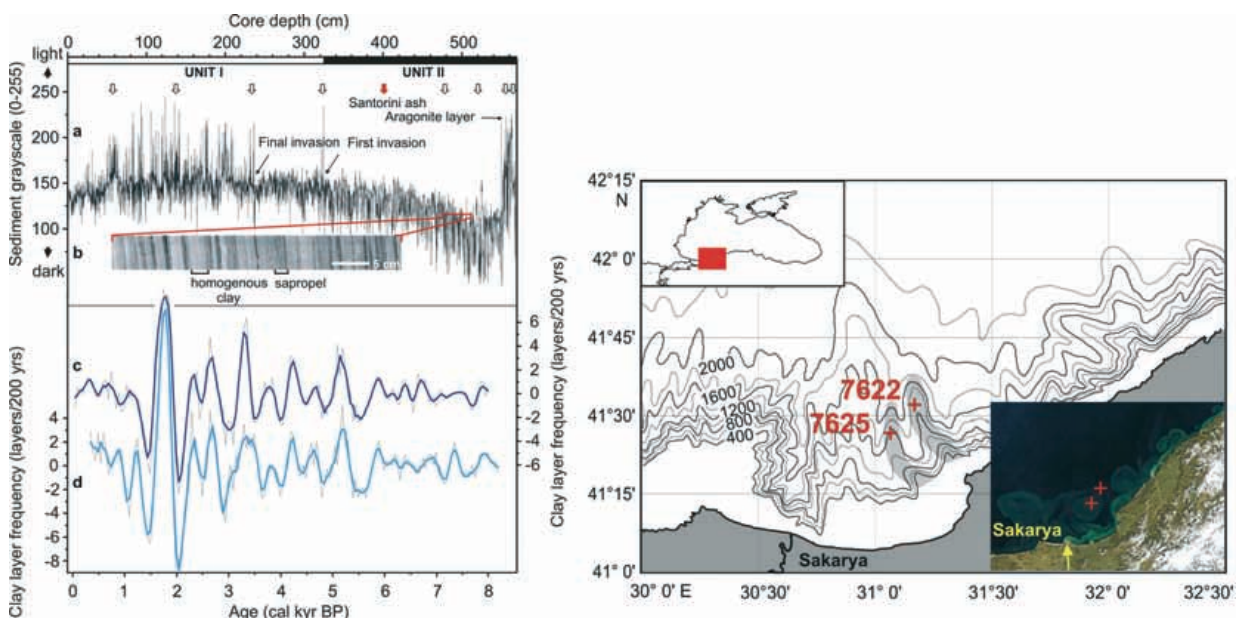




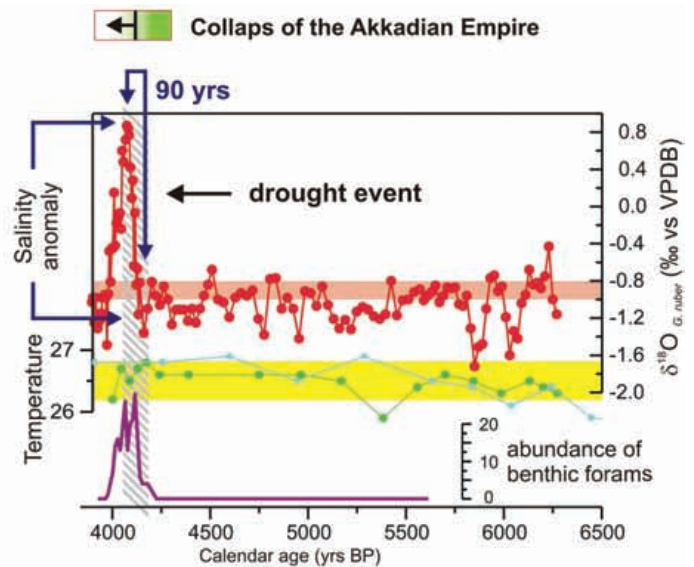
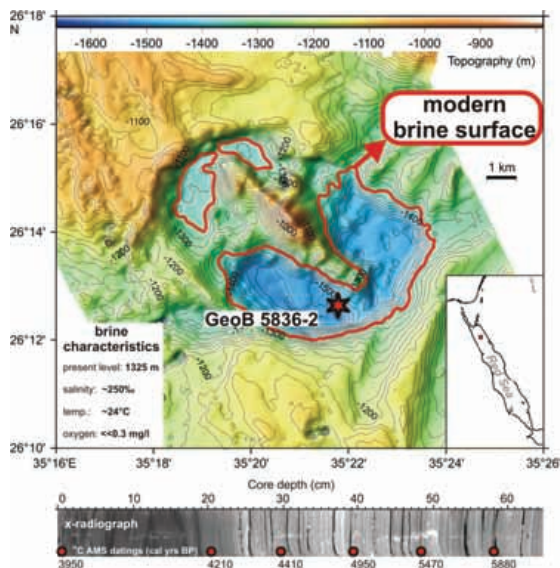
**Abb. 3.24:** Kurzfristige holozäne Klimaschwankungen während der letzten 7.500 Jahre dokumentiert in Sedimenten des nördlichen Golfes von Aqaba (Lamy et al. in press). **Links:** Schwankungen im Eintrag äolischen Materials (gelb) und Änderungen der Stratifizierung der Wassersäule (rot). **Rechts:** Kernlokation, Bathymetrie (nach Ehrhardt et al. 2004) und schematische Darstellung der Zirkulation des Golfes von Aqaba. Multicentennial Holocene climate variability for the last 7.500 years reconstructed from the northern Gulf of Aqaba sediments (Lamy et al. in press). **Left panel:** Changes in the eolian input (yellow) and water column stratification (red). **Right panel:** Core location, bathymetry (after Ehrhardt et al. 2004), and schematic representation of the Gulf of Aqaba circulation.

Die analysierten Sedimentkerne zeigen eine deutliche Feinschichtung, die regelmäßig durch homogene, tonreiche Lagen unterbrochen werden (Abb. 3.25), welche während erhöhter Niederschläge im Einzugsgebiet des

Sakaryas eingetragen werden. Änderungen in der Häufigkeit dieser Tonlagen können als Änderungen im Niederschlagsregime des Hinterlandes interpretiert werden. Auch in diesen Klimaarchiven sind, ähnlich wie



**Abb. 3.25:** Kurzfristige holozäne Klimaschwankungen während der letzten 8.000 Jahre, dokumentiert in Sedimenten des südwestlichen Schwarzen Meeres (Lamy et al. in press). **Rechts:** Lage der bearbeiteten Sedimentkerne im südwestlichen Schwarzen Meer mit Satellitenaufnahmen des Arbeitsgebiets, in dem der Sedimenteintrag des Sakarya als helle Fahne zu erkennen ist. **Links:** Helligkeit des laminierten Sediments als Graustufenkurve und Röntgenaufnahme eines Kernausschnitts. In Blau ist die Variabilität der Tonlagenhäufigkeit während der letzten 8.000 Jahre dargestellt. Short-term Holocene climate fluctuation during the past 8.000 years reconstructed from sediment cores of the southwestern Black Sea (Lamy et al. in press). **Right panel:** Area of investigation with core locations and satellite image showing the sediment veil of the Sakarya River. **Left panel:** Sediment lightness as grayscale record and radiograph of a core section. In blue colors the clay layer frequency for the last 8.000 years is shown.



**Abb. 3.26:** Dokumentation eines Dürreereignisses im Shaban Tief, nördliches Rotes Meer. **Links oben:** Lokation des untersuchten Sedimentkerns und die Bathymetrie des Shaban Tiefs mit heutiger Lage der Grenzfläche zwischen Meerwasser und Sole (rote Linie). **Links unten:** Radiographie der teils laminierten Sedimente des Shaban Tiefs mit Alterskontrollpunkten. **Rechts:** Paläoumweltdaten, die die kurzzeitige Anomalie um 4.200 Jahren v. H. dokumentieren.

Evidence for a drought event from the Shaban Deep, northern Red Sea. **Left, upper panel:** Sediment core location and the bathymetry of the Shaban Deep with the present sea-water/brine interface (red line). **Left, lower panel:** Radiograph of the partly laminated sediments of the Shaban Deep with age control points. **Right:** Environmental proxy data indicating the short-term climate anomaly at around 4.200 years B. P.

in den Daten aus dem nördlichen Roten Meer, eine Vielzahl von säkularen hydroklimatischen Schwankungen zu erkennen (Abb. 3.25).

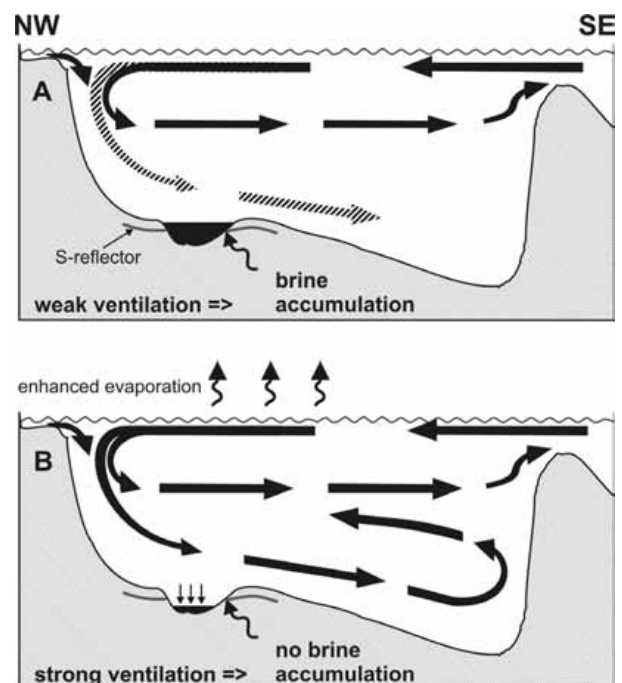
Durch den Vergleich mit anderen Paläoklimadaten aus der zirkumatlantischen Region werden geographische Muster erkennbar, die auf eine großskalige Verschiebung der atmosphärischen Zirkulation und eine Wirksamkeit des interannuellen Klimaphänomens der Nordatlantischen Oszillation (NAO) auch auf längeren Zeitskalen hinweisen (Lamy et al., in press).

#### Klimaänderungen im nördlichen Roten Meer und der Einbruch der Hochkulturen im Nahen Osten

Eine Besonderheit stellen die Paläoklimaaufzeichnungen aus dem nördlichen Roten Meer um 4.200 Jahre v. H. dar. Archäologische Funde aus dem Zweistromland und dem alten Ägypten deuten auf ein abruptes Ende der damaligen Hochkulturen etwa zu diesem Zeitpunkt hin (Weiss et al. 1993). Untersuchungen an marinen Sedimenten aus dem Golf von Oman zeigen, dass einer der plausibelsten Gründe für den Untergang des Akkadischen Imperiums eine lang anhaltende Dürre gewesen sein könnte (Cullen et al. 2000).

Sedimente aus dem Shaban Tief, einem jungen, tektonisch entstandenen Solebecken im zentralen nördlichen Roten Meer, dokumentieren, dass zu dieser Zeit eine deutliche Änderung der Umweltbedingungen und Ablagerungsverhältnisse im Roten Meer stattgefunden hat. Als relativ kleines untermeerisches Becken von wenigen Kilometern Durchmesser, ist das Shaban Tief heutzutage

mit einer extrem salzreichen Sole (siebenmal salziger als das normale Meerwasser) gefüllt. Weitgehend sauerstofffreie Verhältnisse führen auch hier durch die Abwesenheit jeglicher Meeresbodenbewohner zu einer



**Abb. 3.27:** Schematische Darstellung der Zirkulation im Roten Meer und des Zustandes des Shaban Tiefs (A) vor dem Dürre-Ereignis um ca. 4.200 Jahren v. H. und (B) während des Dürre-Ereignisses.

Sketch showing the circulation of the Red Sea and conditions in the Shaban Deep (A) before the drought event at about 4200 years B. P. and (B) during the drought event.



besonders guten Erhaltung der Ablagerungen. Unter diesen so genannten anoxischen Bedingungen entstanden bis vor etwa 4.200 Jahren laminierte Sedimente. Vor 4.200 Jahren treten jedoch nicht laminierte suboxische Sedimente auf (Abb. 3.26).

Dieser Wechsel geht mit dem kurzzeitigen Einwandern benthischer Foraminiferen einher. Auffällig ist aber vor allem, dass in diesem Zeitintervall die Salinität des Oberflächenwassers deutlich ansteigt, was auf außergewöhnlich hohe Verdunstungsraten über dem nördlichen Roten Meer hinweist. Mit der erhöhten Salinität und damit auch höheren Dichte des Oberflächenwassers ist wahrscheinlich eine verstärkte Tiefenwasserbildung einhergegangen. Regler zirkulierendes Tiefenwasser wiederum führte wahrscheinlich zu einer Erosion des Solekörpers und zu der vorübergehenden Aufhebung der anoxischen Verhältnisse im Shaban Tief (Abb. 3.27). Die Paläoklimadaten aus dem Shaban Tief belegen somit, dass klimatisch anomale Verhältnisse in der Region höchstwahrscheinlich zum Kollabieren einiger Hochkulturen mit beigetragen haben (Arz et al., in press).

### Das paläoklimatische Potenzial der Sedimente des El'gygytyn Sees, Nordostsibirien

Der See El'gygytyn (Tschuktschensprache für: *weißer See*, Abb. 3.28), mit einem Durchmesser von etwa 12 km und einer Wassertiefe von 175 m, liegt auf 67° 30' N, 172° 05' E und 492 m ü. NN, im Inneren eines Impaktkraters von etwa 18 km Durchmesser (Abb. 3.29). Dieser entstand vor 3,6 Mio. Jahren durch den Einschlag eines Asteroiden in ausgedehnte kretazische Vulkanite, vorwiegend Ignimbrite und Rhyolite. Aufgrund der Lage am nördlichen Polarkreis liegen die rezenten mittleren Julitemperaturen bei +4 bis +8 °C, die mittleren Januartemperaturen bei -32 bis -36 °C. Dies hat zur Folge, dass der See lediglich in den Sommermonaten von Anfang Juli bis Mitte September eisfrei ist (Abb. 3.29b), was ihm seinen Namen gab. Seismische Untersuchungen des Alfred-Wegener-Instituts im Jahre 2000 haben gezeigt, dass der See eine Sedimentabfolge von etwa 300 m beinhaltet (Niessen et al. 2006). 2007 oder 2008 sollen im Rahmen des ICDP mehrere Kernbohrungen erfolgen, die diese Sedimente bis in die Impaktbrekzie durchteufen sollen (<http://elgygytyn.icdp-online.org>).

1998 und 2003 wurden im Rahmen von Voruntersuchungen dieses ICDP-Projekts vom Alfred-Wegener-Institut, der Universität Leipzig, der Universität Amherst, Massa-

chusetts, U.S.A. und dem NEISRI Magadan, Russland, zwei 13 und 16 m lange Kernprofile (PG1351 und Lz1024) gewonnen. Des Weiteren wurden auch die im Krateranrand anstehenden Vulkanite und die Sedimente von Bächen, die während des Sommers in den See fließen, beprobt. Die paläo- und gesteinsmagnetischen Untersuchungen dieses Materials finden vorwiegend am GFZ, Sektion 3.3 statt (Nowaczyk et al. 2002, Nowaczyk et al. 2006). Zur Interpretation dieser Daten wurden noch Ergebnisse geochemischer Untersuchungen herangezogen (Melles et al. 2006, Minyuk et al. 2006).

Als wichtigster Parameter wurde bisher an allen Proben die magnetische Suszeptibilität gemessen. Sie ist ein Maß für den Gehalt an magnetischen Mineralen. Für die El'gygytyn Sedimente konnte gezeigt werden, dass dies vorwiegend Magnetit ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) und zu einem geringen Prozentsatz Hämatit ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) ist (Nowaczyk et al. 2002). Mit Hilfe von zwei Messungen der Sättigungsmagnetisierung bei verschiedenen Feldstärken und Richtungen (S-ratio) lässt sich das Verhältnis von Magnetit zu Hämatit semi-quantitativ bestimmen. Ein S-ratio von 1 entspricht vereinfacht 100 % Magnetit und 0 % Hämatit, ein S-ratio von 0 entspricht 0 % Magnetit und 100 % Hämatit, wobei die Umrechnung nicht linear ist. Da Magnetit unter anoxischen Bedingungen wesentlich leichter löslich ist als Hämatit, kann das S-ratio im Falle vom El'gygytyn auch als redox-sensitiver Parameter interpretiert werden (Nowaczyk et al. 2006), wobei S-ratios nahe 1 oxische Verhältnisse repräsentieren und deutlich niedrigere Werte (0,8 bis 0,7) anoxische Verhältnisse.

Die anstehenden Vulkanite sind durch sehr hohe Suszeptibilitäten von meist 1.000 bis 100.000  $\times 10^{-6}$  gekennzeichnet (Abb. 3.30, oben). Niedrigere Werte ergaben sich vorwiegend für stark verwitterte Handstücke. Auch die Bachsedimente haben noch relativ hohe Werte von 1.000 bis 10.000  $\times 10^{-6}$  (Abb. 3.30, Mitte). Man hätte daher auch für die Seesedimente entsprechend hohe Werte erwarten müssen. Die gemessenen Suszeptibilitäten, einmal hochauflösend in 1 mm Schritten direkt an den Kernhälften bestimmt und zum zweiten anhand der 2 x 2 x 1,5 cm großer Paläomagnetikproben, liegen jedoch nur zwischen 60 und 4.000  $\times 10^{-6}$ , wobei ca. 60 % der Sedimente unterhalb von 800  $\times 10^{-6}$  liegen (Abb. 3.30, unten). Mit Verdünnung aufgrund im See gebildeter, biogener Sedimentkomponenten – im Falle vom El'gygytyn vorwiegend den kieseligen Überreste von Algen – sowie Sortierungsprozessen, lassen sich die gemessenen niedrigen Suszeptibilitäten der Sedimente vom Seeboden allein nicht erklären.

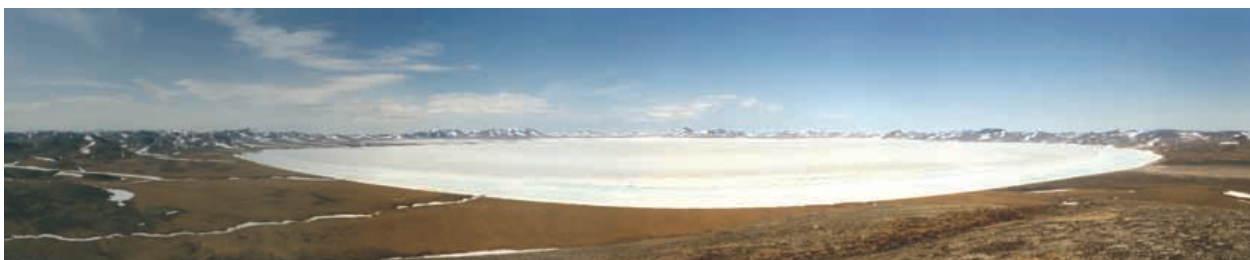
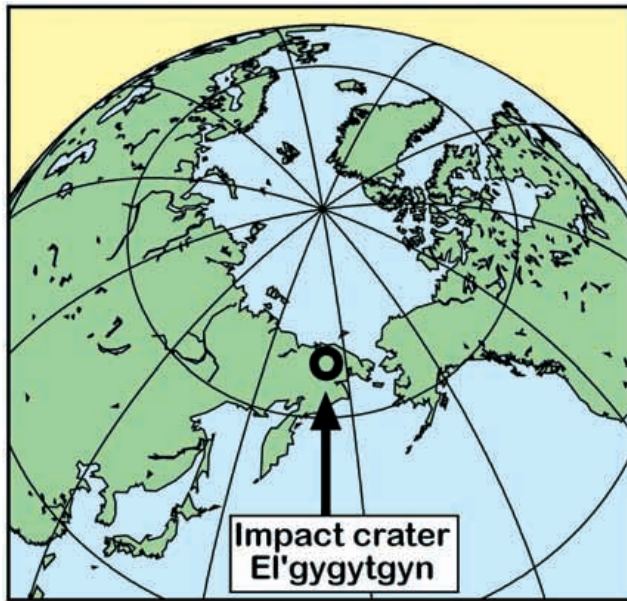
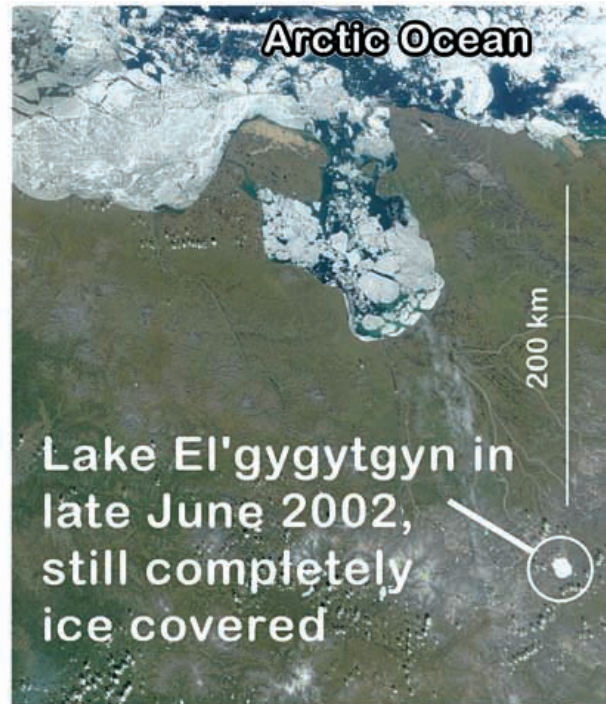


Abb. 3.28: Panorama des El'gygytyn Sees in Nordostsibirien (Foto S. Quart, Uni Leipzig).  
Panorama of the Lake El'gygytyn in NE Siberia.



map: created using generic mapping tools (GMT)

photo: [http://www.visibleearth.nasa.gov/view\\_rec.php?id=3380](http://www.visibleearth.nasa.gov/view_rec.php?id=3380)



**Abb. 3.29:** Lage des El'gygytyn Impaktkraters und ein Satellitenphoto von Nordostsibirien mit dem noch zugefrorenen See inmitten der bereits schneefreien arktischen Tundra Ende Juni 2002.

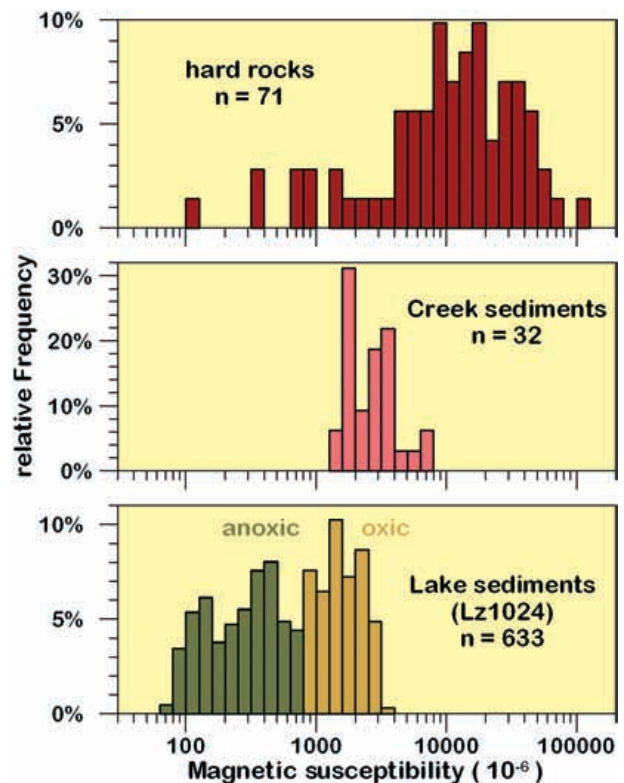
Location map of the El'gygytyn impact crater and a Satellite image of NE Siberia in late June 2002 showing the ice-covered lake within the Arctic tundra, already free from snow.

Nimmt man alle verfügbaren Daten zusammen, lassen sich zwei Extremsituationen skizzieren (Abb. 3.31), zwischen denen sich das limnologische System des El'gygytyn hin und her bewegt. Das eine Szenario (Abb. 3.31, links) entspricht in etwa der gegenwärtigen Situation, dem Holozän, einem Interglazial. Im Winter, mit völliger Dunkelheit im Dezember, ist der See komplett zugefroren. Im Sommer, mit bis zu 24 Stunden Sonnenscheindauer, ist der See für mehrere Monate völlig eisfrei. Der Wasserkörper wird durchmischt und es liegen damit oxische Verhältnisse am Seeboden vor. Dies hat zur Folge, dass organisches Material, wie das von abgestorbenen Algen, weitgehend zersetzt wird, was sich in einem relativ geringen Gehalt an TOC (total organic Carbon) von 0,4 % äußert. Das silikatische Gerüst von Diatomeen, das aus Opal (amorphes  $\text{SiO}_2$ ) besteht, bleibt aber erhalten. Der Gehalt an Opal warmzeitlicher (interglazialer) Sedimente beträgt

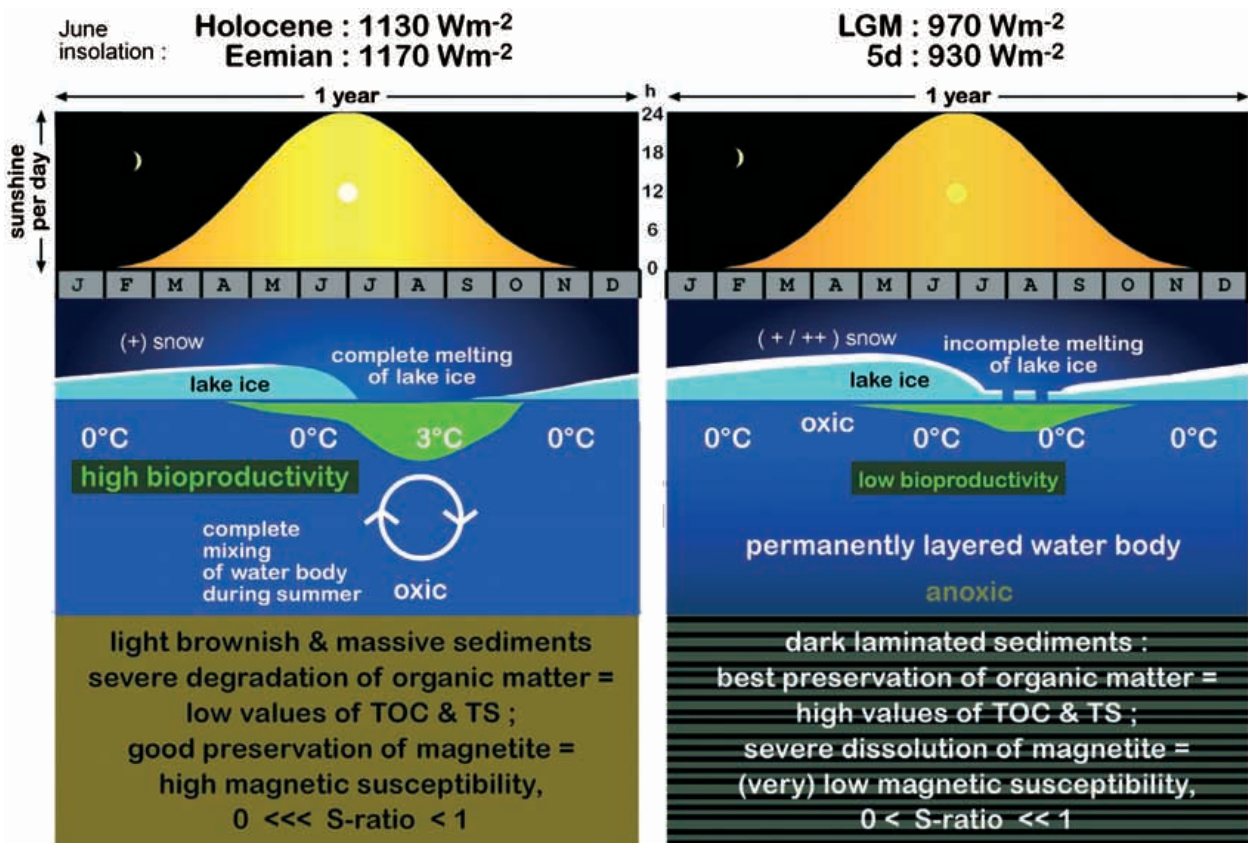
**Abb. 3.30:** Häufigkeitsverteilungen der magnetischen Suszeptibilität von im El'gygytyn Kraterbereich anstehenden Gesteinen (**oben**), Sedimenten aus Bächen, die in den See fließen (**Mitte**) und Seesedimenten der letzten ca. 320.000 Jahre (**unten**). Seesedimente mit Suszeptibilitäten von weniger (mehr) als etwa  $800 \times 10^{-6}$  stammen in der Regel aus anoxischen (oxischen) Phasen des Sees.

Relative frequencies of magnetic susceptibility values obtained from hard rocks outcropping within the El'gygytyn crater (**top**), from sediments sampled from creeks draining into the lake (**middle**), and from sediments recovered from the lake floor, covering the last about 320 000 years (**bottom**). Lake sediments with values less (more) than about  $800 \times 10^{-6}$  represent anoxic (oxic) phases of the lake.

über 20 %. Außerdem begünstigt das sauerstoffreiche Wasser die Erhaltung von Eisenoxiden wie Magnetit, der bei hinreichender Konzentration die magnetische Suszeptibilität von Sedimenten allein bestimmt. Die magnetische Suszeptibilität der Seesedimente, die unter diesen (oxischen) Bedingungen abgelagert wurden, ist dem entsprechend hoch und liegt mit  $1.000$  bis  $3.000 \times 10^{-6}$  etwa







**Abb. 3.31:** Die zwei Extremsituationen des El'gygytyn Sees in Form von Jahresabläufen (J: Januar bis D: Dezember) für Interglaziale (**links**) und Glaziale (**rechts**). Extremwerte der Juni-Insolation und Alter nach Berger & Loutre (1991): Holozän = 11.000 Jahre, LGM: letztes glaziales Maximum = 24.000 Jahre; Sauerstoffisotopenstadium 5d = 115.000 Jahre, Eem = 128.000 Jahre.

The two extreme Situations as derived for Lake El'gygytyn, displayed as annual sequences (J: January to D: December) for interglacials (**left**) and glacial (right). Extreme amplitudes and ages of June insolation after Berger & Loutre (1991): Holocene = 11 000 years, LGM: Last Glacial Maximum = 24 000 years; Oxygen isotope stage 5d = 115 000 years, Eemian = 128 000 years.

in der Schwankungsbreite der Bachsedimente (Abb. 3.30). Das S-ratio liegt bei 1.

Dem gegenüber muss während der Glaziale mit etwa 15 % geringerer Sommerinsolation (Abb. 3.31, oben) davon ausgegangen werden, dass der See im Sommer nicht mehr vollständig eisfrei war oder nur sehr kurzfristig auftaute (Abb. 3.31, rechts). Möglicherweise war die Eisdecke sogar für mehrere Jahre komplett geschlossen. Dies verhindert jedoch nicht das Wachstum vom Algen, da Eis lichtdurchlässig ist, insbesondere wenn kein Schnee auf dem Eis liegt, weil es entweder nur geringen Winterniederschlag (Schnee) gibt, oder dieser durch starke Winde fortgeweht wird. Hinzu kommt, dass die Wassertemperatur unterhalb des Eises unabhängig von der Außentemperatur immer mindestens 0 °C (oder mehr) beträgt und auch die Sonnenscheindauer im Sommer nach wie vor bis zu 24 Stunden betrug. So kommt es, dass selbst während der Hochglaziale relativ viel Algenwachstum möglich war, was an einem Opalgehalt von immer noch 6 bis 8 % abzulesen ist. Dies ist noch ein Drittel dessen, was in den Warmzeiten sedimentiert wurde.

Im Unterschied zum Opalgehalt ist der Gehalt der Seesedimente an organischem Kohlenstoff wesentlich höher,

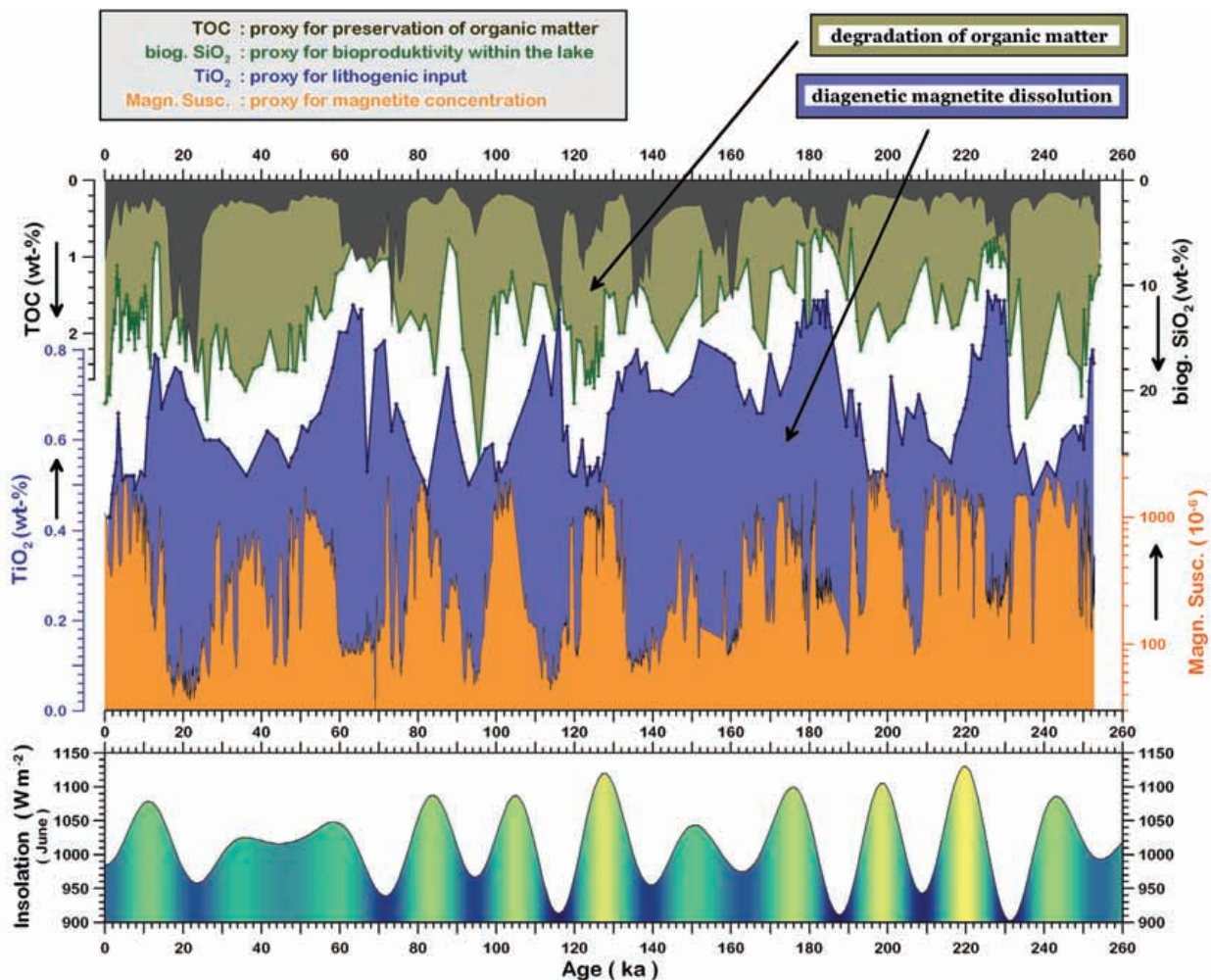
nämlich bis zu 2,5 %, also etwa sechsmal soviel wie während der Warmzeiten. Dieser scheinbare Widerspruch lässt sich dadurch erklären, dass der Wasserkörper des Sees durchgehend geschichtet war und sich dadurch anoxische Verhältnisse am Seeboden ausbilden konnten. Das heißt, dass die organischen Anteile abgestorbener Algen, die in den obersten oxischen Schichten des Sees lebten, nach dem Absinken auf den Seeboden dort nicht zersetzt wurden. Andererseits werden unter anoxischen Bedingungen aber Eisenoxide, bevorzugt Magnetit sehr leicht aufgelöst. Dies wird bestätigt durch die extrem geringen Werte der magnetischen Suszeptibilität (50 bis 500 x 10<sup>-6</sup>) von Schichten, die anoxische Phasen des Sees und damit kalte Klimaphasen repräsentieren. Das nicht-lineare, redox-sensitive S-ratio weist ebenfalls auf Magnetitlösung hin, da es in den anoxischen Schichten auf 0,8 bis 0,7 absinkt. Insgesamt lässt sich daraus abschätzen, dass während der anoxischen Phasen kalter Klimate 90 bis 99 % der Magnetitpartikel gelöst wurden.

Über den Titangehalt (TiO<sub>2</sub>), als Indikator lithogenen Eintrags, kann dies bestätigt werden. Der Titangehalt ist allgemein mit der Bioproduktivität (Opalgehalt) antikorreliert (Abb. 3.32), das heißt, der lithogene Eintrag wird durch biogene Sedimentanteile mehr (Warmzeiten) oder

weniger (Kaltzeiten) verdünnt. Da die magnetische Suszeptibilität an die lithogene Phase gekoppelt ist, sollte sie also mit der  $\text{TiO}_2$ -Kurve parallel laufen. Statt dessen ist sie aber zu dieser antikorreliert, da eben in Kaltphasen des Klimas der See durchgehend geschichtet und an seinem Grund anoxisch war, was zu den beschriebenen massiven Verlusten an Magnetit führte. Letzteres hat vor allem zur Folge, dass eine paläomagnetische Datierung über Intensitätsvariationen nicht möglich ist.

Auffallend ist jedoch die Tatsache, dass die magnetische Suszeptibilität und auch andere Parameter eine deutliche, langperiodische Periodizität aufweisen. Aus Datierungen über Infrarot stimulierte Lumineszenz (IRSL) ergab sich eine klare Korrelation zu Orbitalparametern der Erde, die die Insolation und damit zumindest die langfristigen Klimazyklen in der Größenordnung von 20.000 bis 400.000 Jahre steuern. In Abb. 3.32, unten, ist daher auch die Sommerinsolation (Juni) der Nordhemisphäre nach Berger & Loutre (1991) dargestellt, mit der die stratigraphischen Daten der El'gygytyn Sedi-

mente in Beziehung gesetzt wurden. Dabei wurden, wie es sich bei diesem Verfahren als realistisch erwiesen hat, Insolationsmaxima mit dem Beginn der Warmphasen, gleich der Basis von oxischen Schichtpaketen mit hoher Suszeptibilität und niedrigem TOC-Gehalt, sowie Insolationsminima mit dem Beginn der Kaltphasen, gleich der Basis anoxischer, TOC-reicher Lagen mit niedriger Suszeptibilität, gleichgesetzt. Das so erhaltene Altersmodell deckt sich sehr gut mit den IRSL-Datierungen (Nowaczyk et al. 2006) und ergibt ein Alter von ca. 250.000 Jahren für die Basis des Kernprofils PG1351 (Abb. 3.32). Die aus dem Altersmodell abgeleitete Sedimentationsrate liegt bei 20 bis 40 mm pro tausend Jahre. Die langperiodischen Amplitudenvariationen der magnetischen Suszeptibilität folgen nun in nahezu idealer Weise der Nordhemisphäreninsolation. Damit ist klar, dass sich die großen Klimazyklen der Erde in den magnetischen Eigenschaften der El'gygytyn Sedimente mehr oder weniger direkt, als Folge des klimatisch bedingten Wechsels von oxischen und anoxischen Phasen des unteren Wasserkörpers abbilden.



**Abb. 3.32:** Klimatisch-sedimentologische Schlüsselparameter des Kerns PG1351 aus dem El'gygytyn See sowie die Nordhemisphären Juni-Insolation als Funktion der Zeit (nach Nowaczyk et al. 2006). Maxima im TOC-Gehalt (total organic Carbon) parallel zu Minima in der magnetischen Suszeptibilität markieren ausgeprägte anoxische Phasen des Sees aufgrund eines geschichteten Wasserkörpers während der Glaziale.

Sedimentological parameters from Lake El'gygytyn core PG1351 that represent climatic key parameters, together with the northern hemisphere June insolation versus time (after Nowaczyk et al. 2006). Maxima in TOC content (total organic Carbon) parallel to minima in magnetic susceptibility mark pronounced anoxic phases of the lake during glacials due to a layered water body.



Neben den langperiodischen Klimaphasen sind aber auch kurzfristige Klimaänderungen wie zum Beispiel die Jüngere Dryas, eine Wiederabkühlung des Klimas am Ende der letzten Eiszeit bei etwa 11.000 Jahre vor heute, in der Variation der Suszeptibilität dokumentiert. Auch lassen sich bei älteren Wechseln von Glazialen zu Interglazialen stufenartige Erwärmungen mit sporadischen Rückschlägen zu kälteren Phasen ableiten. Dies sind interessante paläoklimatische Aspekte, die noch weiter im Detail zu untersuchen sind. Die bislang untersuchten Kerne, PG1351 mit 250.000 Jahre Basisalter (Abb. 3.32) und Lz1024 (in Arbeit) mit ca. 320.000 Jahre Basisalter, repräsentieren bereits die längsten Paläoklimaarchive der kontinentalen Nordhalbkugel. Die im Rahmen der zukünftigen ICDP-Bohrungen zu erwartenden 3,6 Mio. Jahre langen Sedimentsequenzen werden daher ein einzigartiges Klimaarchiv darstellen. Dies ist von besonderer Bedeutung, da sonst Klimastudien nur basierend auf marinen ODP-Bohrungen oder den Eiskernen von Grönland und der Antarktis erarbeitet wurden. Eisschilde als Klimaarchiv sind zudem dadurch beeinträchtigt, dass aufgrund der vorhandenen Fließtektonik ältere Zeitabschnitte mit abnehmender Zeitauflösung dokumentiert sind und auch ein Maximalalter nicht überschritten werden kann.

## Literatur:

Bohm, M., Lüth, S., Echtler, H., Asch, G., Bataille, K., Bruhn, C., Rietbrock, A., & Wigger, P. (2002): *The Southern Andes between 36° S and 40° S latitude: seismicity and average velocities*. Tectonophysics, 356, 275-289.

Bookhagen, B., Melnick, D., Strecker, M. & Echtler, H., subm.: *Uplift patterns deduced from late Holocene emerged strandlines at Isla Santa Maria, Chile*.

Darwin, C. (1851): *Geological Observations on Coral Reefs, Volcanic Islands and on South America – Being the Voyage of the Beagle, Under the Command of Captain Fitzroy, R.N., during the years 1832 to 1836*. Smith & Elder, London, 279 pp.

Krawczyk, C.M., Mechie, J., Tasarova, Z., Lueth, S., Stiller, M., Brasse, H., Echtler, H.P., Bataille, K., Wigger, P. & Araneda, M., subm.: *Geophysical Signatures and active tectonics at the southern Central Chilean margin*. In O. Oncken, M.R. Strecker, G. Franz & E. Ramos (eds.), *Andean Geodynamics*. Frontiers in Earth Sciences, 1, Springer Verlag.

Krawczyk, C.M. & The SPOC Team (2003): *Amphibious seismic survey images plate interface at 1960 Chile earthquake*. EOS, Transactions, American Geophysical Union, 84 (32), 301, 304-305.

Lohrmann, J., Kukowski, N., Krawczyk, C.M., Oncken, O., Sick, C., Sobiesiak, M. & Rietbrock, A., subm.: *Subduction channel evolution in brittle forearc wedges - A combined study with scaled sandbox experiments, seismological and reflection seismic data and geological field evidences*. In O. Oncken, M.R. Strecker, G. Franz & E. Ramos (eds.), *Andean Geodynamics*. Frontiers in Earth Sciences, 1, Springer Verlag.

Melnick, D., Bookhagen, B., Echtler, H., Strecker, M.: *Coastal Deformation and great subduction earthquakes: Isla Santa Maria, Chile (37°S)*. GSA Bulletin, in press.

Oncken, O., Hindle, D., Kley, J., Elger, K., Victor, P., Schemmann, K., subm.: *Deformation of the Central Andean upper plate system – facts, fiction, and constraints for plateau models*. In: O. Oncken O, Strecker M, Franz G, Ramos E (eds.), *Andean Geodynamics*, Frontiers in Earth Sciences, 1, Springer Verlag.

Arz, H. W., Lamy, F., Pätzold, J., Müller, P. J., und Prins, M. (2003b): *Mediterranean moisture source for an early-Holocene humid period in the northern Red Sea*. Science 300, 118-122.

Arz, H. W., Lamy, F., und Pätzold, J. (in press): *A pronounced dry event recorded around 4.2 kyr in brine sediments from the Northern Red Sea*. Quaternary Research.

Arz, H. W., Pätzold, J., Müller, P. J., und Moammar, M. O. (2003a): *Influence of Northern Hemisphere climate and global sea level rise on the restricted Red Sea marine environment during termination I*. Paleoceanography 18, 31-1 - 31-13.

Berger, A. & Loutre, M.F. (1991): *Insolation values for the climate of the last 10 million of years*. Quat. Sci. Rev., 10: 297-317.

Cullen, H. M., DeMenocal, P. B., Hemming, S., Brown, F. H., Guilderson, T., and Sirocko, F. (2000): *Climate change and the collapse of the Akkadian empire: Evidence from the deep sea*. Geology 28, 379-382.

Ehrhardt, A., Hübscher, C., Ben-Avraham, Z., and Gajewski, D. (2005): *Seismic study of pull-apart-induced sedimentation and deformation in the Northern Gulf of Aqaba (Elat)*. Tectonophysics 396, 59-79.

Eshel, G., and Farrell, B. F. (2000): *Mechanisms of eastern Mediterranean rainfall variability*. Journal of the Atmospheric Sciences 57, 3219-3232.

Lamy, F., Arz, H. W., Bond, G., Pätzold, J., and Bahr, A. (in press): *Multicentennial-scale hydrological changes in the Black Sea and northern Red Sea during the Holocene and the Arctic/North Atlantic Oscillation*. Paleoceanography.

Melles, M., Brigham-Grette, J., Glushkova, O.Y., Minyuk, P.S., Nowaczyk, N. R. & Hubberten, H.-W. (2006): *Sedimentary geochemistry of core PG1351 from El'gygytgyn – a sensitive record of climate variability in the East Siberian Arctic during the past three glacial-interglacial cycles*. J. Paleolim., in press.

Minyuk P., Brigham-Grette J., Melles, M., Borkhodoev V.Ya. & Glushkova, O.Yu. (2006): *Inorganic geochemistry of El'gygytgyn Lake sediments (northeastern Russia) as an indicator of paleoclimatic change for the last 250 kyr*. J. Paleolim., in press.

Niessen, F., Gebhardt, A.C., Kopsch, C. & Wagner, B. (2006): *Seismic investigations of the El'gygytgyn crater lake (Central Chukotka, NE Siberia): preliminary results*. J. Paleolim., in press.

Nowaczyk, N.R., Melles, M. & Minyuk, P.S. (2006): *A revised age model for core PG1351 from Lake El'gygytgyn, Chukotka, based on magnetic susceptibility variations tuned to northern hemisphere insolation variations*. J. Paleolim., in press.

Nowaczyk, N.R., Minyuk, P.S., Melles, M., Brigham-Grette, J., Glushkova, O., Nolan, M., Lozhkin, A.V., Stetsenko, T.V., Andersen, P.M., Forman, S.L. (2002): *Magnetostratigraphic results from impact crater Lake El'gygytgyn, northeastern Siberia: a 300 kyr long high-resolution terrestrial palaeoclimatic record from the Arctic*. Geophys. J. Int., 150: 109-126.

Turkes, M., and Erlat, E. (2003): *Precipitation changes and variability in Turkey linked to the North Atlantic Oscillation during the period 1930-2000*. International Journal of Climatology 23, 1771-1796.

Weiss, H., Courty, M. A., Wetterstrom, W., Guichard, F., Senior, L., Meadow, R., and Curnow, A. (1993): *The genesis and collapse of third millennium North Mesopotamian civilization*. Science 261, 995-1004.

Zangvil, A., Karas, S., and Sasson, A. (2003): *Connection between Eastern Mediterranean seasonal mean 500 HPA height and sea-level pressure patterns and the spatial rainfall distribution over Israel*. International Journal of Climatology 23, 1567-1576.

