

GEOFORSCHUNGSZENTRUM POTSDAM
STIFTUNG DES ÖFFENTLICHEN RECHTS

Zweijahresbericht

GeoForschungsZentrum Potsdam

1992/1993

Impressum:

Herausgeber:
GeoForschungsZentrum Potsdam (GFZ)
Stiftung öffentlichen Rechts
Telegrafenberg A 17
14473 Potsdam

November 1994

Redaktion:
Dr. Jörn Lauterjung
Franz Ossing

Layout: Otto Grabe

Druck: Druckerei Andreas Arnold, 14532 Stahnsdorf

Fotos:
G. Apel (Seite 141), A. Best (114), A. Brauer (V), G.
Dresen (123, 124, 127), A. Egorkin (100), M. Eisel (11,
108), E. Gantz (77, 78, 79, 149, 180, 181, 182, 183, 188),
Archiv GFZ (186), GFZ/DARA (82, 97), GFZ/D-PAF
(94), H. Grosser (33, 34, 39, 40), L. Hannemann (Dop-
pelseite vorn, 87, 150, 166), J. Klotz (VI), V. Lüders
(139, 140), J. Negendank (VI, 118), J. Neumeyer (94), F.
Ossing (Doppelseite hinten), D. Rhede (146), B. Stöcker
(94, 185), R. Thomas (144), R. Trumbull (134), J. Zschau
(21, 29)

Doppelseite vorn:
Der Sitz des GeoForschungsZentrums:
der Telegrafenberg zu Potsdam im Jahre 1992

Doppelseite hinten:
Die traditionsreiche Bibliothek im Hauptgebäude des GFZ

13. 02. 95

Zweijahresbericht

GeoForschungsZentrum
Potsdam



1992/1993







Inhalt

Vorwort	III
Das GeoForschungsZentrum Potsdam - eine Einführung	V
GFZ auf einen Blick	XI
Aus der wissenschaftlichen Arbeit	
Ein Blick in den Erdmantel mit nuklear-seismischen Daten	1
Tiefensondierung der elektrischen Leitfähigkeit der Lithosphäre mit Strömen der Ionosphäre	11
SEISMOLAP - Ein neuer Weg zur Erdbebenvorhersage?	21
Task-Force Erdbeben: Untersuchung von Bebenkatastrophen	31
Erdrotationsschwankungen, Erdkerndynamik und Schwerefeld	45
Das westliche rheinische Schiefergebirge	
Krustenstruktur und heutiges Temperaturfeld	55
Warvenchronologie - Methode zur absoluten Datierung und Archiv kurzer und mittlerer solarer Periodizitäten der letzten 20.000 Jahre	61
Die Druck- und Temperaturentwicklung der Metamorphite des Mittel- und Westerzgebirges	71
Spurengase in Gesteinen	77
Die Aufgabenbereiche	
Rezente Kinematik und Dynamik der Erde	83
Aufbau des Erdkörpers	101
Struktur und Evolution der Lithosphäre	119
Stoffparameter, Zustände und Prozesse	135
Desasterforschung	151
Verwaltung/Zentrale Einrichtungen	
Daten- und Rechenzentrum	167
Mechanische Werkstätten	181
Das Neubauvorhaben des GeoForschungsZentrums Potsdam	185

Vorwort

Das GeoForschungsZentrum Potsdam (GFZ) ist eine von drei neuen Großforschungseinrichtungen, die im Zuge der Neustrukturierung der Forschungslandschaft im Bereich der ehemaligen DDR zum 1. Januar 1992 in den neuen Bundesländern gegründet wurden. Der thematische und strukturelle Rahmen des GFZ wurde vom Wissenschaftsrat vorgegeben und durch ein bereits im Juli 1991 eingesetztes Gründungskomitee, mit Unterstützung durch geowissenschaftliche Fachgremien und Forschungskollegien, im Detail ausgefüllt. Dabei war es ein zentrales Anliegen, nicht bereits bestehende Einrichtungen zu duplizieren, sondern neue, zukunftsweisende Forschungsfelder aufzugreifen und mit neuen wissenschaftlichen, methodischen und organisatorischen Ansätzen zu bearbeiten. Neben eigenständiger, multi- und interdisziplinär angelegter Forschung soll das GFZ dabei die wichtige Funktion übernehmen, die in der Bundesrepublik Deutschland auf viele Universitätsinstitute verteilte Geo-Forschungskapazität zusammenzuführen und in große Gemeinschaftsprojekte einzubinden.

Mit der Etablierung des GFZ hat sich deshalb ein lang gehegter Wunsch vieler Geowissenschaftler in Deutschland nach einer Einrichtung erfüllt, die alle Wissenschaften der festen Erde in einem fachübergreifenden Forschungsverbund umfaßt und von ihrer Größe, Ausstattung und Organisationsstruktur her in der Lage ist, den von der Bundesrepublik Deutschland auch international erwarteten Beitrag zur Bewältigung der großen Zukunftsaufgaben der Geowissenschaften zu leisten, nämlich die Erde als Lebensraum des Menschen zu verstehen, zu nutzen und gleichzeitig auch zu schützen.

Der hier vorgelegte Zweijahresbericht 1992/93 stellt das GeoForschungsZentrum Potsdam vor, gibt Rechenschaft über die Aufbauleistung in den ersten beiden Jahren seit seiner Gründung und faßt die angelaufenen Forschungsaktivitäten sowie die bereits erzielten Ergebnisse zusammen. Er wendet sich in erster Linie an das Kuratorium, den Wissenschaftlichen Beirat, die Zuwendungsgeber und zuständigen parlamentarischen Gremien. Darüber hinaus will er aber auch die wissenschaftlich interessierte Öffentlichkeit über Konzept und Zielsetzung des GFZ und das bisher Geleistete informieren.

Prof. Dr. Rolf Emmermann
Wissenschaftlicher Vorstand

Dr. Bernhard Raiser
Administrativer Vorstand



Die Erde, ein aktiver Planet: Lage der Erdbeben-Epizentren in der letzten Dekade

Das GeoForschungsZentrum Potsdam - eine Einführung

Das gestiegene Bewußtsein für die Endlichkeit der Ressourcen, ständig wiederkehrende Naturkatastrophen, wie Erdbeben und Vulkanausbrüche, sowie die Erkenntnis, daß der Mensch mit noch nicht absehbaren Folgen zunehmend in natürliche Kreisläufe und Prozesse eingreift, haben in den letzten Jahren in der breiten Öffentlichkeit und der Politik zu einem wachsenden Verständnis für geowissenschaftliche Fragestellungen geführt.

Das zentrale Forschungsthema, das die Zukunft der Geowissenschaften bestimmen wird, ergibt sich aus der Aufgabe, die Erde als Lebensraum des Menschen zu verstehen, zu nutzen und gleichzeitig auch zu schützen. Die Bedeutung dieser großen Aufgabe ist für die Atmosphäre, die Hydrosphäre und die Biosphäre bereits weltweit anerkannt, hinsichtlich der Lithosphäre als der äußeren Zone des festen Erdkörpers, bisher jedoch nicht in gleichem Maße bewußt geworden.

Auf einem Planeten, der im ständigen Wandel begriffen ist, ob - für jeden sichtbar - durch natürliche Ereignisse mit katastrophalen Folgen oder durch menschliches Handeln - eher langsam, aber mit ähnlich gravierenden globalen Auswirkungen, gilt es, die an der Oberfläche und im Untergrund ablaufenden Prozesse zu verstehen und ihre Folgen für den Menschen abzuschätzen. Die Entwicklung der Geowissenschaften in den beiden letzten Jahrzehnten hat dabei gezeigt, daß Themen von globaler Bedeutung nur im Rahmen multidisziplinärer und fachübergreifender Forschung bewältigt werden können, die in entsprechende internationale Aktivitäten eingebettet ist.

Vor diesem Hintergrund und basierend auf einer entsprechenden Empfehlung des Wissenschaftsrates, haben der Bundesminister für Forschung und Technologie und der Minister für Wissenschaft, Forschung und Kultur des Landes Brandenburg im Juli 1991 die Gründung einer Großforschungseinrichtung mit dem Schwerpunkt auf der Erforschung der kontinentalen Lithosphäre beschlossen. Diese Einrichtung, die alle Disziplinen der Wissenschaften der festen Erde von der Geodäsie über die Geophysik, Geologie und Mineralogie bis hin zur Geochemie in einem fachübergreifenden Forschungsverbund umfaßt, hat unter dem Namen GeoForschungsZentrum Potsdam (GFZ) zum Jahresbeginn 1992 ihre Arbeit aufgenommen. Neben der

Interdisziplinarität in der Grundlagenforschung sind Anwendungsbezug und Vorsorgeforschung festes Programm des GFZ.

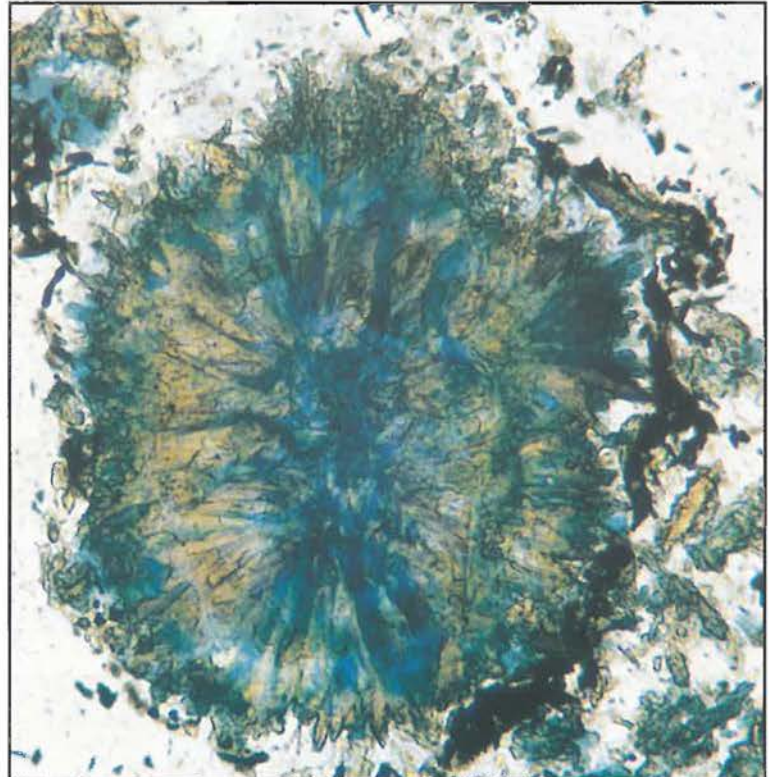


Abb. 1: Dünnschliff eines Sedimentbohrkerns

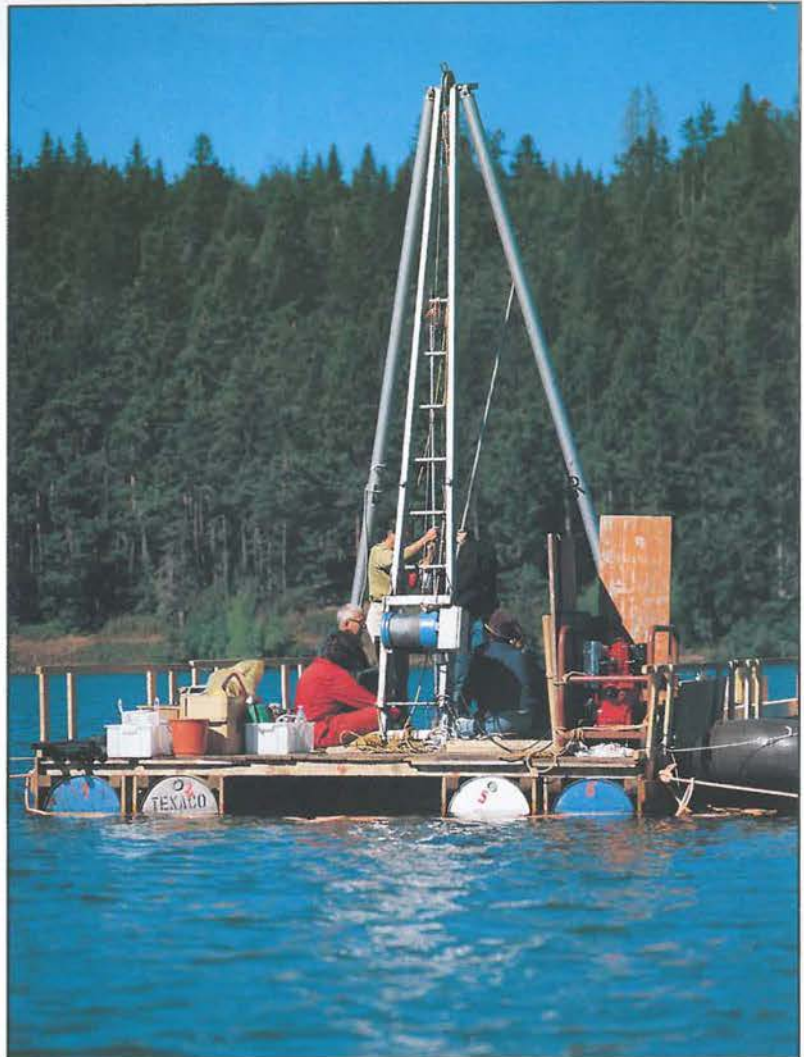
Forschungsgegenstand des GFZ ist das „System Erde“, d.h. der Planet, auf dem wir leben, die in seinem Inneren und an der Oberfläche ablaufenden chemischen, physikalischen und dynamischen Prozesse sowie die Interaktionen zwischen Geo-, Bio-, Atmo- und Hydrosphäre. Mit eigenständiger Forschung sowie im Rahmen von Gemeinschaftsprojekten mit Geowissenschaftlern aus dem In- und Ausland sollen maßgebliche Beiträge zu globalen Fragestellungen erarbeitet werden. Hierzu ist der Einsatz eines breiten Spektrums an Methoden und Techniken vorgesehen, von der hochauflösenden Satellitengeodäsie und den modernen Entwicklungen der Fernerkundung über die verschiedenen Verfahren der geophysikalischen Tiefensonndierung und die Durchführung von Bohrungen bis hin zu Laborexperimenten unter simulierten *in situ*-Bedingungen. Aus den Daten und der Modellierung von Prozessen werden anwendungsbezogene Beiträge erwartet zu Themen wie globale Veränderungen des Planeten Erde

und jahreszeitlich aufgelöste Paläoklimageschichte der letzten 100 000 Jahre, Erdbebenursachenforschung und seismische Risikoabschätzung, Minderung der Folgen von Naturkatastrophen, Prospektion, Sicherung und umweltverträgliche Nutzung von natürlichen Ressourcen, Abfalldeponierung über- und untertage sowie Stoffkreisläufe zwischen Geo-, Hydro-, Bio- und Atmosphäre.

Eine besondere Aufgabe des GFZ liegt in der Vorhaltung von Gerätepools, z.B. mobiler Seismometer und hochgenauer Global-Positioning-System(GPS)-Stationen, in der Bereitstellung von Expertengruppen für Katastrophenfälle (Erdbeben und Erdbebenfolgeschäden, vulkanische Ereignisse usw.) sowie von Auswertekapazität für internationale Dienste (z.B. Internationaler Erdrotationsdienst, Internationaler GPS-Geodynamik-Dienst). Mit der Einrichtung einer Erdbeben-Task Force und durch begleitende

Abb. 2 (rechts): Sedimentbohrkerne aus Binnenseen liefern hochgenaue Hinweise auf das Paläo-Klima.

Abb. 3 (rechts unten): GPS-Satellitenbeobachtungen in Nordchile zur Ableitung geotektonischer Prozesse



Forschung zur Erdbebenvorhersage leistet das GFZ einen wichtigen Beitrag zur Internationalen Dekade für Katastrophenvorbereitung (IDNDR). Einen weiteren Schwerpunkt der IDNDR-Aktivitäten bilden Forschungsarbeiten zur Frage der seismischen Gefährdungsabschätzung. Hier hat das GFZ im Rahmen des *Global Seismic Hazard Assessment Program* inzwischen die Funktion eines Regionalzentrums für Europa übernommen.

Mit seinen eigenen Forschungsaktivitäten, den Gemeinschaftsprojekten, dem Aufbau eines



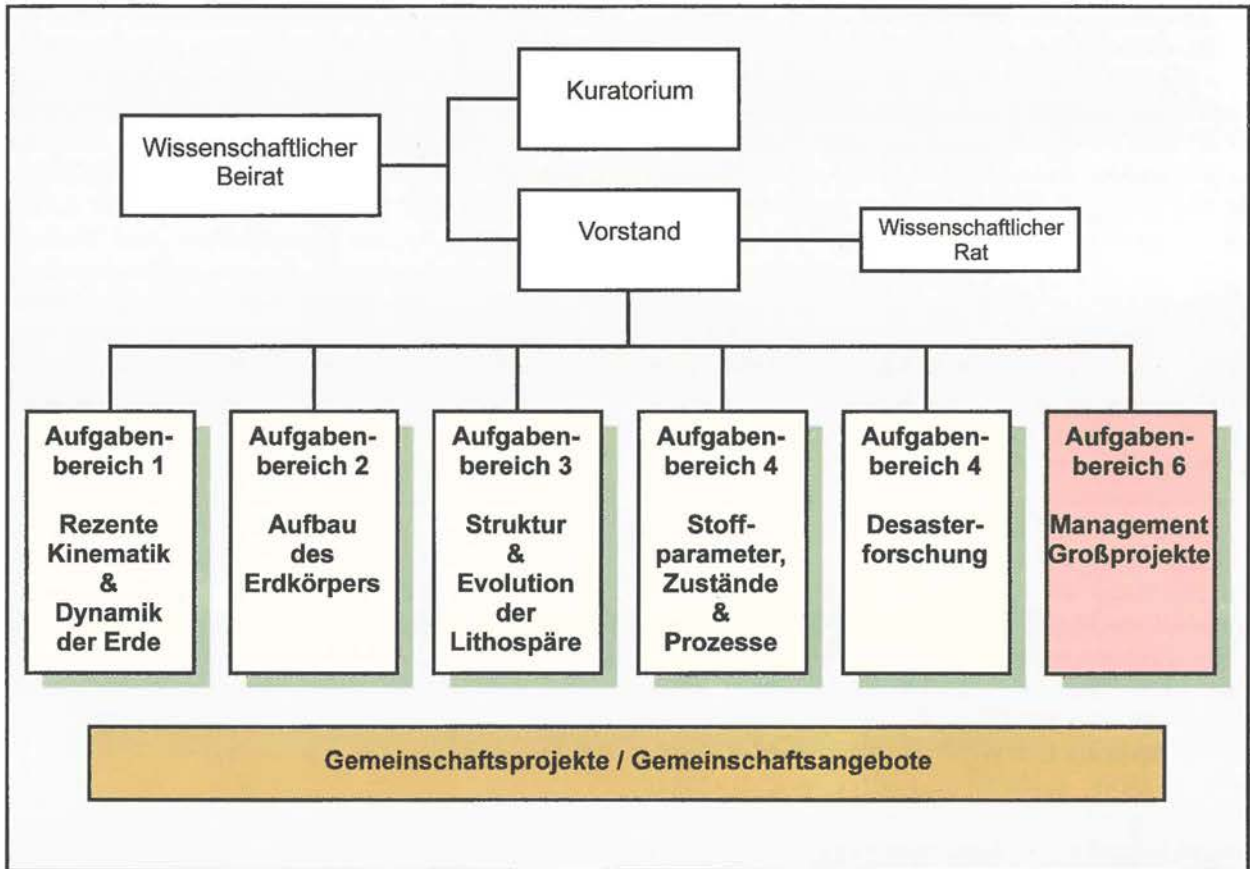


Abb. 4: Struktur des GeoForschungsZentrums Potsdam

Datenzentrums für Lithosphären Daten, der Leitung des *Deutschen Kontinentalen Reflexionsseismischen Programms* DEKORP 2000 und der Übernahme der Leitung eines in Planung befindlichen zukünftigen *Internationalen Kontinentalen Bohrprogramms* (ICDP) will das GFZ in enger Kooperation mit Wissenschaftlergruppen an Universitäten und außeruniversitären Forschungseinrichtungen die derzeit international anerkannte Position der deutschen Geowissenschaften in der kontinentalen Lithosphärenforschung ausbauen und langfristig sichern.

Die Struktur des GFZ (siehe Abb. 4) orientiert sich an übergeordneten, langfristig zu bearbeitenden Aufgabestellungen. Da diese erfolgreich nur fachübergreifend bewältigt werden können, sind die daraus resultierenden Aufgabebereiche interdisziplinär zusammengesetzt. In den einzelnen Aufgabebereichen werden Teilaufgaben im Rahmen von thematisch gebündelten Projekten von den sogenannten Projektbereichen wahrgenommen. Derzeit existieren fünf Aufgabebereiche mit jeweils vier oder fünf Projektbereichen. Im Organigramm besonders ausgewiesen sind die Angebote des GFZ zur Durchführung von Gemeinschaftsforschung, die den einzelnen Aufgabebereichen zugeordnet sind. Die Definition der Gemeinschaftsprojekte, ihre Prioritätensetzung und ihre wissenschaftliche Kontrolle erfolgt über Nutzer- bzw. Lenkungsausschüsse, die vorwiegend mit externen Wissenschaftlern besetzt sind.

Die Zusammenarbeit mit Universitäten wird verstärkt durch gemeinsame Berufungen von leitenden Wissenschaftlern des GFZ, die damit neben ihren Forschungsarbeiten am GFZ Lehrverpflichtungen an den Universitäten wahrnehmen.

Das Forschungs- und Entwicklungsprogramm des GFZ für die Jahre 1993 und 1994 ist in intensiver Diskussion zwischen den Wissenschaftlern der einzelnen Aufgabebereiche festgelegt worden. Es konzentriert sich auf fünf zentrale, prozessorientierte Forschungsthemen, die interdisziplinär sowohl innerhalb des GFZ als auch außerhalb durch Beteiligung an nationalen und internationalen Programmen bearbeitet werden sollen:

Kinematik und Geopotentiale

Dynamische Prozesse in der Lithosphäre und in tieferen Bereichen der Erde sind Ursache für die Plattenkinematik und Veränderungen der Erdorientierung im Raum. Sie beeinflussen sowohl das Spannungsfeld als auch verschiedene Potentialfelder, wie Magnetfeld und äußeres Schwerfeld. Diese Felder können mit den neuen Verfahren der Satellitengeodäsie und der Fernerkundung untersucht werden und enthalten Informationen über die aktuelle Lithosphärendeformation und -evolution, über laterale Dichteveränderungen und Massentransport sowie geodynamische und elektrodynamische Vorgänge im Erdinneren, die wesentlich zu dem globalen Bild der Kinematik und des physikalischen Zustands der Erde beitragen.

Plattenränder - Deformationen und Massenverlagerungen

Die Randbereiche von Platten sind die empfindlichsten Indikatoren für das dynamische Geschehen auf der Erde. Hier wird die aus Ungleichgewichtszuständen der Lithosphäre herrührende kinetische Energie der Platten in Deformation ihrer Ränder und die Bildung von tektonischen Strukturen umgesetzt. Die Entwicklung von Sedimentbecken und Massenumlagerungen an der Plattenoberfläche sind unmittelbarer Ausdruck dieser Prozesse. Fossile Plattenränder, insbesondere die dem Subduktionsprozeß entzogenen fossilen Kontinentalränder, enthalten damit ein umfangreiches Spektrum von Zeugnissen über die Bewegungen, die Mechanismen und die Entwicklung der kontinentalen Lithosphäre in Gegenwart und Vergangenheit.

Schwächezonen der Lithosphäre

Für den Ablauf der Bewegungsprozesse von Platten oder innerhalb von Platten ist die Ausbildung und Existenz von Schwächezonen entscheidend. Hierzu zählen die duktilen Zonen der mittleren und unteren Kruste, die Asthenosphäre und die vulkanischen Gürtel, aber auch Zonen, in denen sich großräumige Blattverschiebungen vollziehen, sowie alle Bereiche, in denen Auf- oder Abschiebungen stattfinden. Ursachen für die Entstehung von Schwächezonen sind in erhöhten Temperaturen sowie in der Existenz von Gesteinsfluiden oder Schmelzen zu suchen. Deshalb sind in rezenten Schwächezonen deutliche Veränderungen von Gesteinseigenschaften zu erwarten, die durch geeignete geophysikalische Sondierungsverfahren und begleitende gesteinsphysikalische Experimente als Spuren fossiler oder rezenter tektonischer Prozesse erkannt werden können.

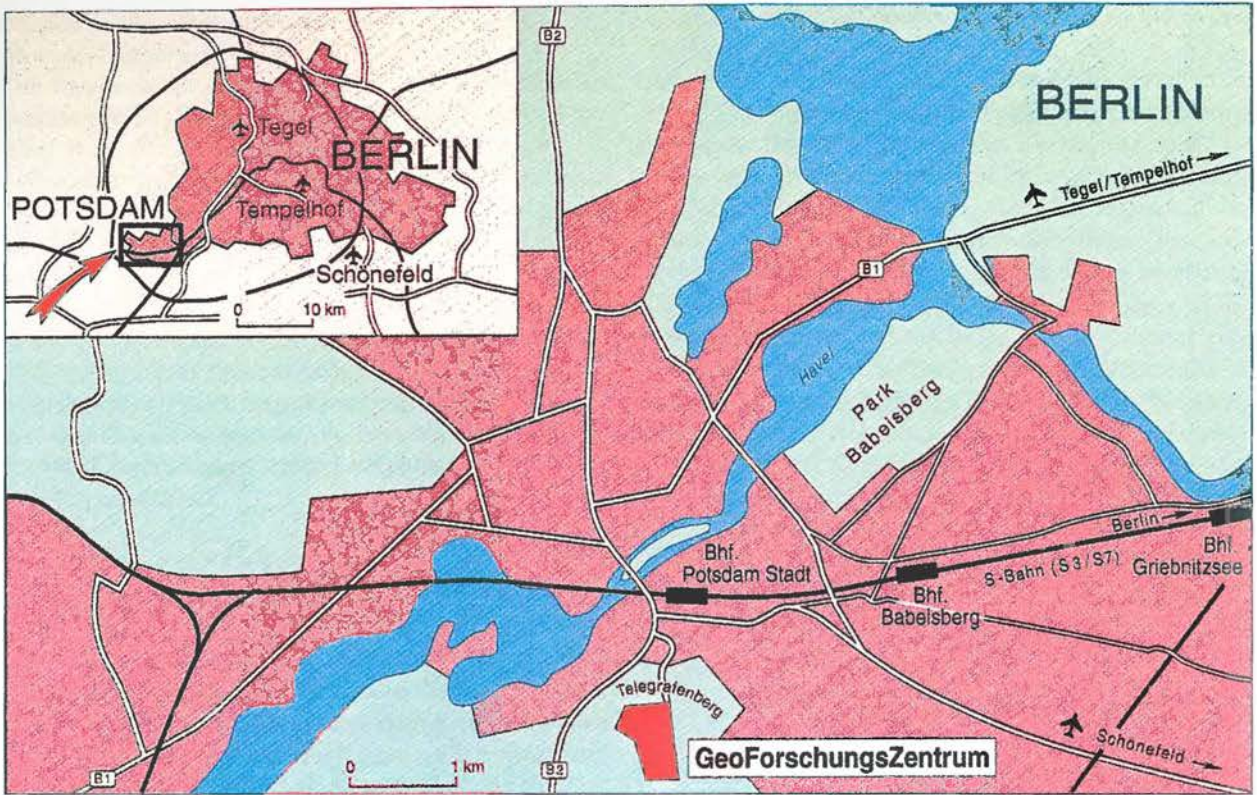
Erdbeben und Vulkanismus

Erdbeben und Vulkanismus sind Folgen rezenter Lithosphärenbewegungen vor allem im Bereich der Schwächezonen an Plattenrändern. Die dort ablaufenden geodynamischen Prozesse können heute mit geophysikalischen, geodätischen und geologischen Methoden kontinuierlich beobachtet und untersucht werden. Weltweiter Informationsaustausch und Zusammenarbeit mit internationalen Forschergruppen sind dabei ein erster Schritt zu einem globalen Verständnis der grundlegenden Prozesse. Da gefährdete Regionen häufig mit Gebieten hoher Bevölkerungsdichte identisch sind, werden Programme zur Erarbeitung von Konzepten zur Katastrophenvorsorge sowie Ausbildung und Schulung im Rahmen der Internationalen Dekade zur Katastrophenvorbeugung durchgeführt.

Stoff- und Energietransport über Schmelzen und Fluide

Die ozeanische und die kontinentale Kruste haben sich im Verlauf der Erdgeschichte durch Differentiationsprozesse aus dem oberen Erdmantel gebildet. Verantwortlich dafür sind Stoffumlagerungen und daran gekoppelte Energietransporte. So finden auch heute noch innerhalb der kontinentalen Erdkruste gewaltige Massenumlagerungen durch mechanisch-tektonische Vorgänge sowie

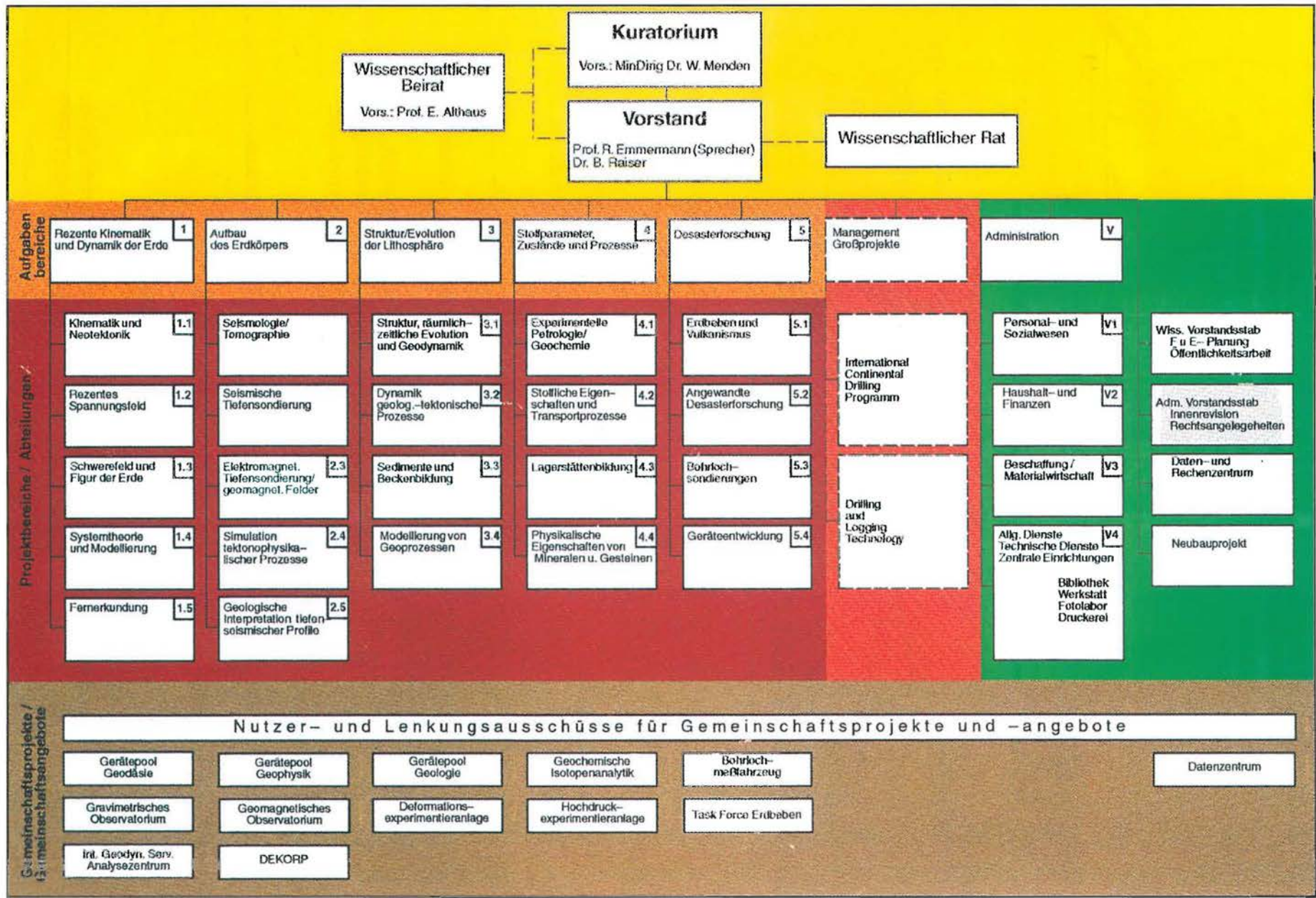
über Schmelzen und Lösungen statt. Verbunden damit sind Veränderungen des Wärmefflusses und des Spannungsfeldes, die Fluidbewegungen auslösen, welche z.B. in der Oberkruste für Anreicherungen von Wertmetallen verantwortlich sind. Ein zentrales Thema, das auch von großer internationaler Aktualität ist, ist die Erforschung der Wegsamkeiten für Fluide, ihres Einflusses auf die gesteinsphysikalischen Eigenschaften, ihrer Wechselwirkung mit Gesteinen und Mineralen und ihrer Bedeutung für die Bildung granitoider Schmelzen. Granite sind die dominierenden magmatischen Gesteine der kontinentalen Oberkruste, und der Aufstieg granitoider Magmen stellt den effektivsten Mechanismus für Stoff- und Energietransport dar. Die Erforschung der Genese granitischer Schmelzen, ihrer Kopplung an bestimmte geodynamische Prozesse, ihrer Platznahmechanismen und der mit ihnen verbundenen stofflichen und thermischen Prozesse sind von fundamentaler Bedeutung für das Verständnis des chemischen und physikalischen Zustandes der kontinentalen Kruste und der Bildung von Erzlagerstätten.



Lage des GeoForschungsZentrums Potsdam

Name:	GeoForschungsZentrum Potsdam (GFZ) Stiftung des öffentlichen Rechts
Träger:	<ul style="list-style-type: none">• Bundesminister für Forschung und Technologie (90 %)• Ministerium für Wissenschaft, Forschung und Kultur des Landes Brandenburg (10 %)
Beschäftigte:	428, davon 194 Wissenschaftler, 11 Professoren (1993)
Jahresetat:	69 Mio. DM (1993)
Gremien:	<ul style="list-style-type: none">• Kuratorium• Wissenschaftlicher Beirat• Vorstand• Wissenschaftlicher Rat
Wissenschaftliche Infrastruktur:	Gerätepool Seismologie, Seismik und Geoelektrik, Gerätepool Geodäsie, Laserteleskop, Geomagnetisches Observatorium Niemeck, Bohrgerät mit Schwimmponton, Bohrlochmeßfahrzeug mit verschiedenen Sonden, Laboratorien für chemische Analytik, Reinstluftlaboratorien für Isotopen-Geochemie, Hochdruck-Hochtemperatur-Experimentieranlagen, Raster- und Transmissions-Elektronenmikroskopie, Elektronenstrahlmikrosonde, Hochleistungsrechner mit Archivroboter, Zentralbibliothek mit ca. 300 000 Dokumenten
Technische Infrastruktur:	Werkstätten, Druckerei, Fotolabor
Öffentlichkeitsarbeit:	Tag der offenen Tür, 10 nationale und internationale Tagungen und Seminare, Messebeteiligungen (1993)

Abb. 1: Organigramm des Geoforschungszentrums Potsdam (1993)



Das GFZ: Rechtsform, Zweck und Organe

Das GFZ ist eine der drei neuen Großforschungseinrichtungen in den neuen Bundesländern. Es wurde am 1. Januar 1992 als eine Stiftung des öffentlichen Rechts des Landes Brandenburg mit Sitz in Potsdam gegründet. Grundlage hierfür ist eine Verwaltungsvereinbarung vom Februar 1992 zwischen der Bundesrepublik Deutschland, vertreten durch den Bundesminister für Forschung und Technologie, und dem Land Brandenburg, vertreten durch den Minister für Wissenschaft, Forschung und Kultur. Der Zuwendungsbedarf des GFZ wird von Bund und Land im Verhältnis 90 : 10 aufgebracht.

Kuratorium

Das Kuratorium ist das Aufsichtsorgan des GFZ. Das Kuratorium entscheidet unter Berücksichtigung der Stellungnahme des Wissenschaftlichen Beirats über die allgemeinen und finanziellen Angelegenheiten der Stiftung. Es überwacht die Rechtmäßigkeit, Zweckmäßigkeit und Wirtschaftlichkeit der Führung der Stiftungsgeschäfte. Das Kuratorium stellt die jährlichen Haushalts- und die mehrjährigen Finanzpläne einschließlich der Ausbau- und Investitionsprogramme fest. Das Kuratorium prüft den vom Vorstand vorgelegten Jahresabschluß und Geschäftsbericht. Das Kuratorium beschließt die vom Vorstand vorzulegenden und mit einer Stellungnahme des Wissenschaftlichen Beirats versehenen Forschungsprogramme der Stiftung einschließlich der geplanten Zusammenarbeit mit nationalen und internationalen Einrichtungen.

Mitglieder:

MinDirig Dr. W. Menden (Vorsitzender)

Bundesministerium für Forschung und Technologie

MinDirig K. Faber (stellvertretender Vorsitzender)

Ministerium für Wissenschaft, Forschung und Kultur des Landes Brandenburg

Prof. Dr. E. Seibold

Universität Freiburg

Prof. Dr. P. Hartl

Universität Stuttgart

Prof. Dr. E. Althaus

Vorsitzender des Wissenschaftlichen Beirats, Universität Karlsruhe

RegDir K.-J. Heller

Bundesministerium für Finanzen

Dr.-Ing. E. H. Saßmannshausen

Preussag AG

Dr. H. Tent

Generaldirektion XII bei der Kommission der EU

Prof. Dr. W. Ziegler

Forschungsinstitut Senckenberg, Frankfurt

Botschafter a.D. G. van Well

Auswärtiges Amt (im August 1993 verstorben)

Wissenschaftlicher Beirat

Der Wissenschaftliche Beirat berät das Kuratorium und den Vorstand auf allen Gebieten von Forschung und Entwicklung. Die Beratung erstreckt sich insbesondere auf

- das Forschungs- und Entwicklungsprogramm,
- die Ergebnisbewertung,
- die Zusammenarbeit mit nationalen und internationalen Einrichtungen,
- Berufungsangelegenheiten.

Mitglieder:

Prof. Dr. E. Althaus (Vorsitzender)

Universität Karlsruhe

Prof. Dr. P. Giese (stellvertretender Vorsitzender)

Freie Universität Berlin

Dipl.-Ing. C. Boyeldieu

Schlumberger, STS, Frankreich

Dipl.-Ing. H. J. Brinkmann

Mobil Erdöl-Erdgas GmbH, Celle

Prof. Dr. M. Kürsten

Präsident der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover

Prof. Dr. C. Marx

Technische Universität Clausthal

Prof. Dr. R. Meißner

Universität Kiel

Prof. Dr. D. Möller

Universität Braunschweig

Prof. Dr. S. Mueller

ETH Zürich

Prof. Dr. W. Schreyer

Universität Bochum

Prof. Dr. J. Touret

Universität Amsterdam

Prof. Dr. R. Walter

Universität Aachen

Vorstand

Der Vorstand führt die Geschäfte der Stiftung.

Mitglieder:

Prof. Dr. R. Emmermann

Wissenschaftlicher Vorstand und Sprecher

Dr. B. Raiser

Administrativer Vorstand

Wissenschaftlicher Rat

Der Wissenschaftliche Rat berät den Vorstand in Angelegenheiten von grundsätzlicher wissenschaftlicher Bedeutung. Ihm gehören alle Direktoren und drei gewählte wissenschaftliche Mitarbeiter an. (Der Wissenschaftliche Rat konstituierte sich im Jahre 1994.)

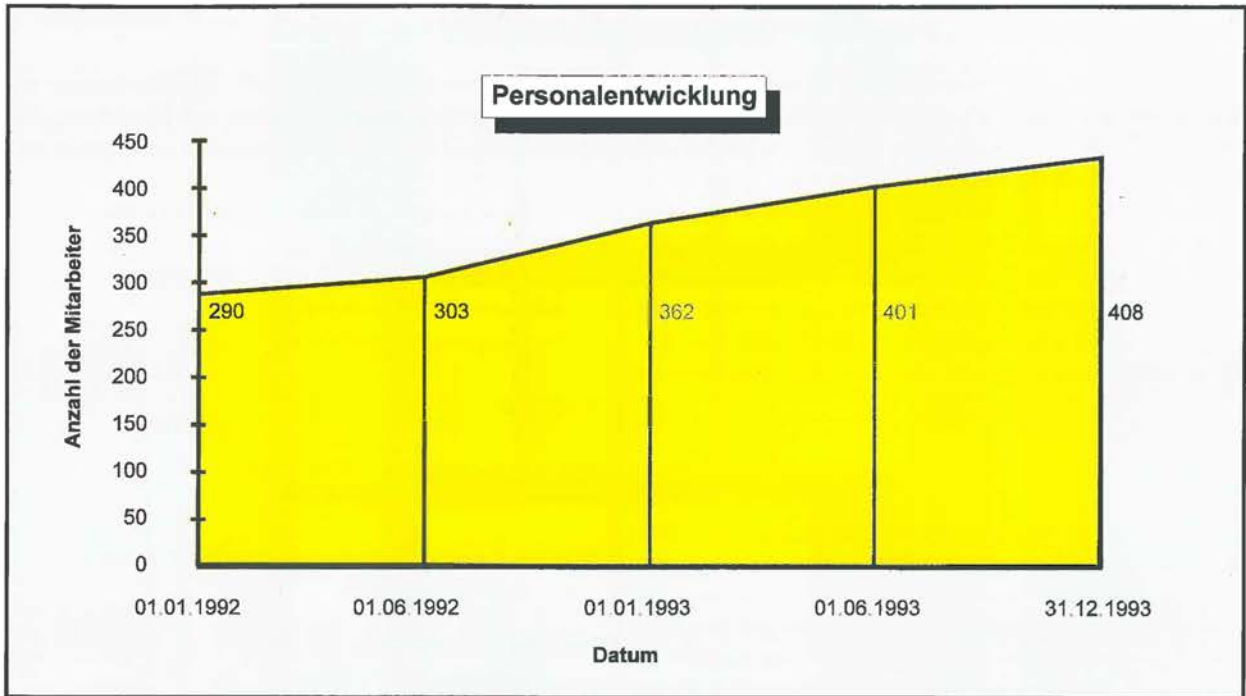


Abb. 2 (oben):
Personalentwicklung des
GFZ vom 01.01.1992 bis
31.12.1993

Personalwesen

Die Arbeit im Personalwesen war in den ersten beiden Aufbaujahren im wesentlichen durch eine überdurchschnittlich hohe Anzahl von Personaleinstellungen geprägt.

Das GFZ beschäftigte nach dem Stand vom 31.12.1993 428 Mitarbeiter. Hierbei handelt es sich um 328 Mitarbeiter im Stellenplan, 61 Mitarbeiter im Annexplan und um 39 Mitarbeiter, die über Drittmittel finanziert wurden. Einzelheiten über die Entwicklung des Personalbestandes vom 01.01.1992 bis zum 31.12.1993 sind der Abb. 2 zu entnehmen. Die nebenstehende Tabelle dokumentiert die Abgangs-

Tabelle: Entwicklung des Personalbestandes im Jahr 1993 auf Grund der Abgangs- und Zugangsfluktuation

	Soll	Stand 31.12.92	Abgang	Zugang	Stand 31.12.93
1. Planstellenpersonal	348	306	23	45	328
1.1 Wissenschaftler	140	123			130
davon unbefristet		97			99
davon befristet		26			31
1.2 Sonstige Mitarbeiter	308	183			198
davon unbefristet		180			195
davon befristet		3			3
2. Annexpersonal	61	38	47	70	61
2.1 Doktoranden	10	7	1	6	12
2.2 Nachwuchswissenschaftler	10	14	1	6	19
2.3 Weiteres Annexpersonal	41	17	45	56	30
- Gastwissenschaftler		0			2
- freie Mitarbeiter		0			4
- Diplomanden		0			1
- Praktikanten		1			1
- Stud. Hilfskräfte		3			11
- Aushilfen		3			4
- Auszubildende		10			7
3. Drittmittelpersonal		26	7	20	39
3.1 Wissenschaftler		19			33
3.2 Sonstige Mitarbeiter		7			6
		370	77	135	428

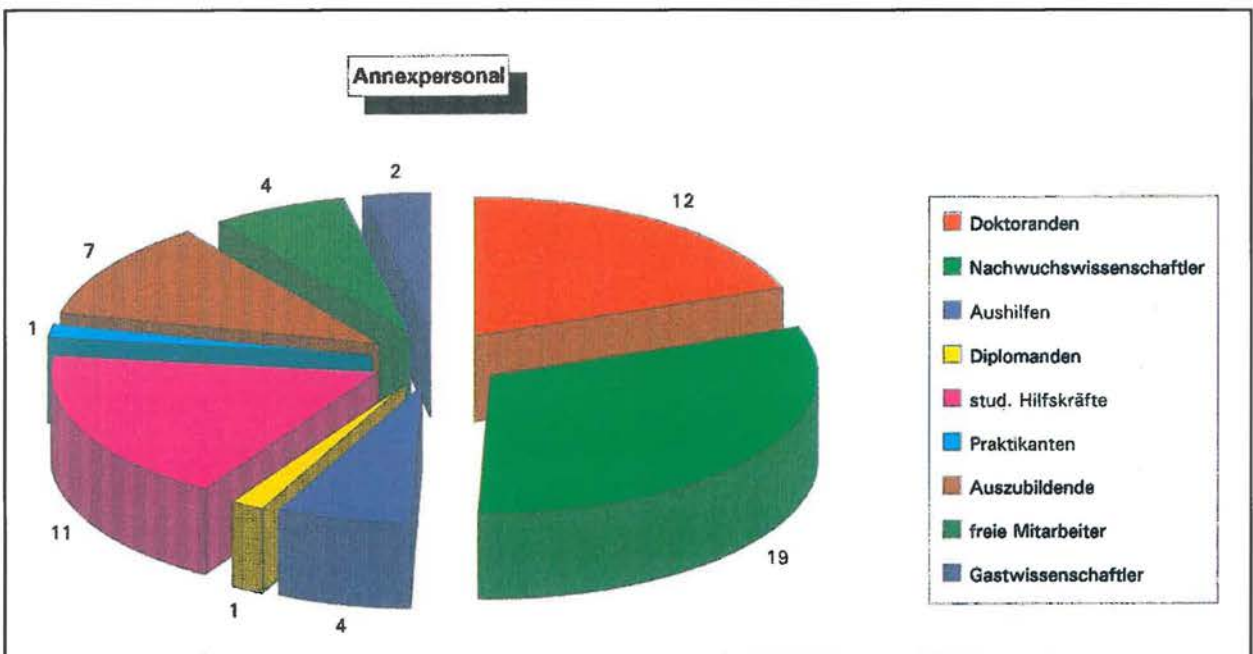
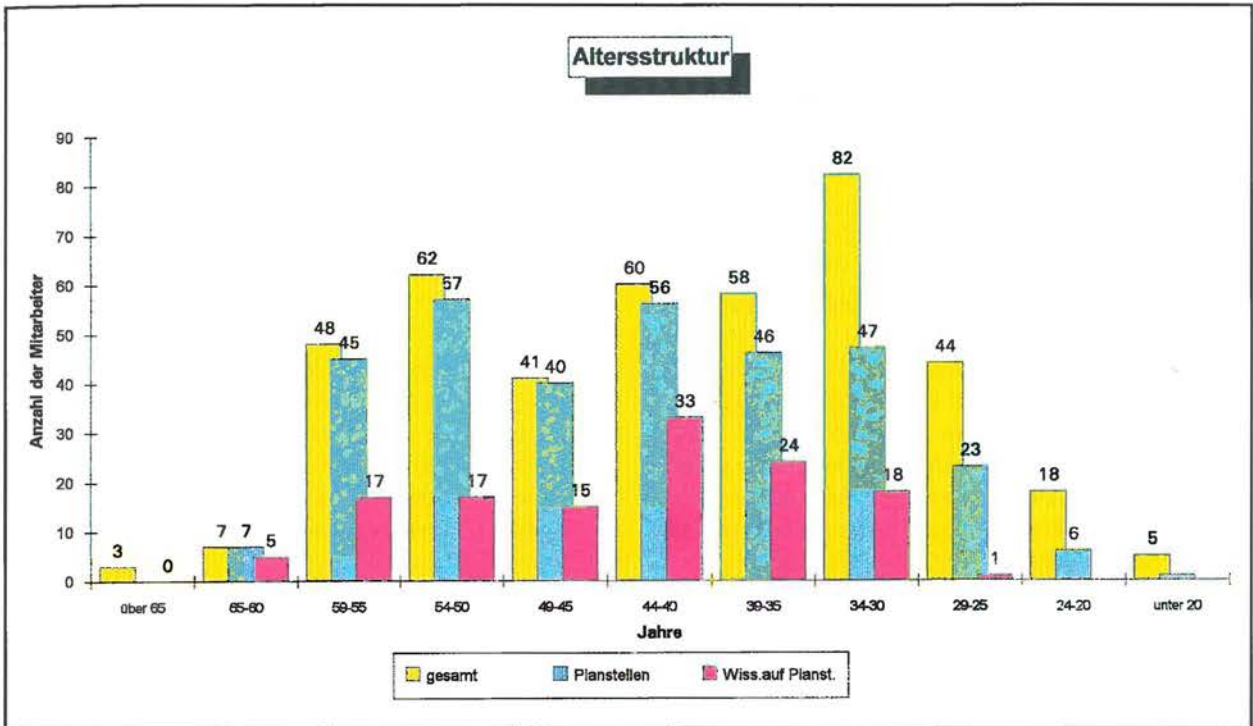


Abb. 3 (ganz oben): Altersstruktur der GFZ-Mitarbeiter zum Jahresende 1993

Abb. 4 (oben): Verteilung des Annexpersonals zum Jahresende 1993

und Zugangsfluktuation im Jahre 1993. Aus den Abbildungen 3 und 4 ergeben sich die Altersstruktur sowie die Aufteilung des Annexpersonals.



Ein Blick in den Erdmantel mit nuklear-seismischen Daten

Friedemann Wenzel und Trond Ryberg

Zusammenfassung

Seit 1971 wurden auf dem Territorium der früheren UdSSR über 20 refraktionsseismische Profile mit sogenannten 'Peaceful Nuclear Explosions' (PNEs) geschossen. Der relativ dichte Beobachtungsstationsabstand (10 km) und Profillängen von bis zu 4500 km erlauben es, elastische 2-D und 3-D Modelle des oberen Erdmantels bis in eine Tiefe von 700 km mit bislang unerreichter lateraler und vertikaler Auflösung zu entwickeln. Diese Daten werden zur Zeit zugänglich und stellen eine einmalige Chance dar, Fragen nach der tiefen Struktur der Erde zu beantworten. Solche Fragen beziehen sich auf die Bestimmung der Wurzel der Kontinente, die Charakterisierung des Lithosphären-Asthenosphären-Systems und dessen Korrelation mit tektonischen Mega-Strukturen, die Interpretation von lateralen Variationen der elastischen Geschwindigkeiten im Hinblick auf dynamische Prozesse im Erdmantels, sowie die Bestimmung von Feinstrukturen im sublithosphärischen Mantel und deren petrologische Deutung.

Russische nuklear-seismische Experimente

Seit 1971 wurden auf dem Gebiet der früheren UdSSR seismische Profile bis zu 4500 km Länge registriert. Diese Arbeiten wurden vom Ministerium für Geologie durchgeführt und zielten darauf, Informationen über die stoffliche Zusammensetzung der Erdkruste (der obersten 50 km) und der tiefer liegenden Schichten (bis zu 700 km Tiefe) zu erhalten. Die Lage der längsten Profile sowie ihre Bezeichnung sind aus Abb. 1 ersichtlich. Die Punkte markieren die Orte, an denen Nuklearexplosionen gezündet wurden. Die letzten Experimente dieser Art wurden 1989 durchgeführt.

Wesentlich ist, daß die Profile die großräumigen tektonischen Einheiten, aus denen Eurasien besteht, überstreichen. Es handelt sich dabei um Platten verschiedenen Ursprungs und verschiedenen Alters. So enthält etwa die Ostsibirische Plattform als Kern einen sogenannten archaischen Kraton, mit einem Alter von

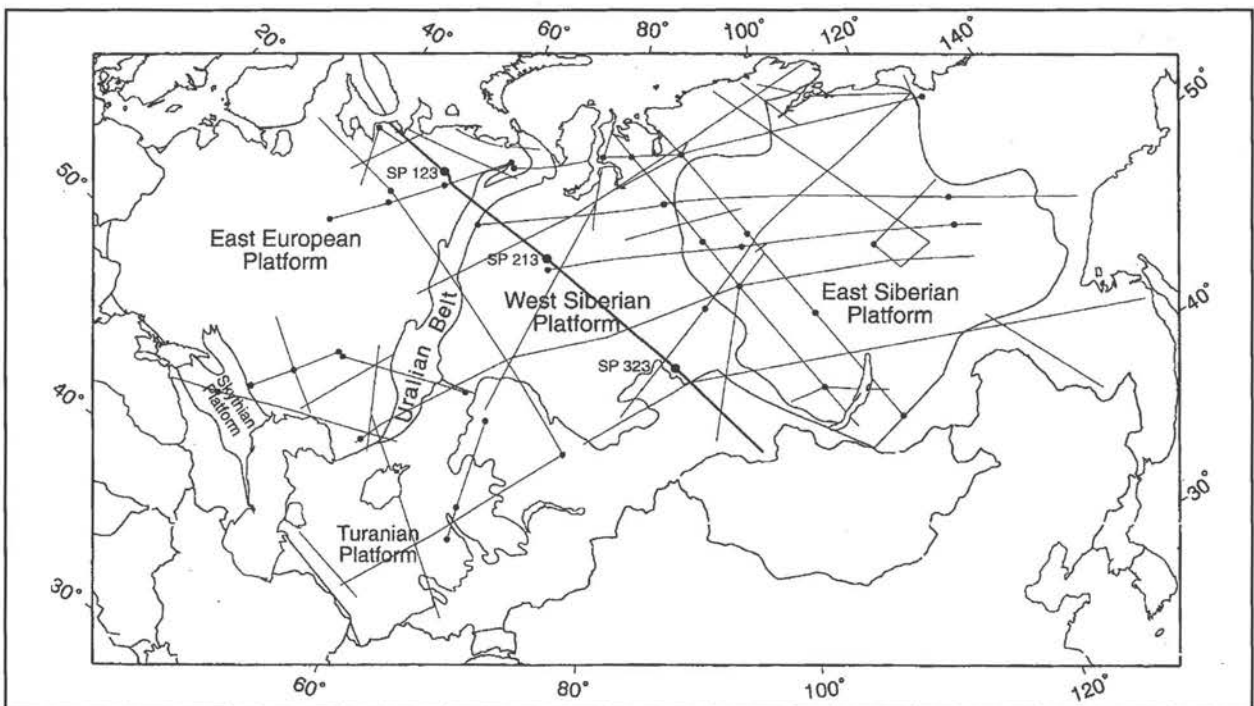


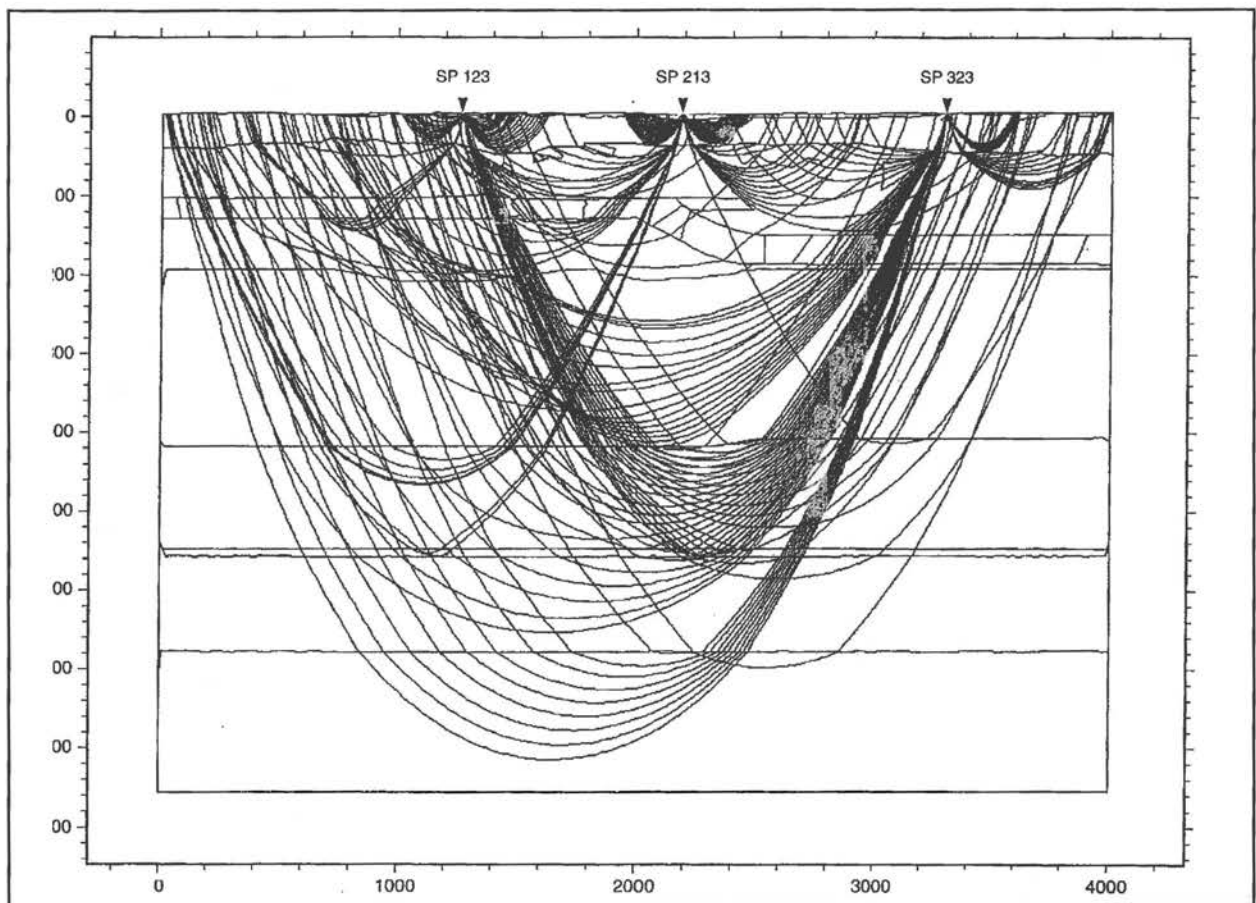
Abb. 1: Überblick über die tiefenseismischen Profile auf dem Territorium der ehemaligen Sowjetunion. Linien stellen Beobachtungsprofile dar, Punkte kennzeichnen die Orte, an denen nukleare Explosionen (PNEs) verwendet wurden. Das Profil QUARZ mit seinen 3 PNEs ist hervorgehoben.

mehr als 2 Milliarden Jahre. Die Kruste Westsibiriens ist jüngerer Datums, proterozoisch, aber immer noch älter als 600 Millionen Jahre. Die Westsibirische Platte kollidierte vor etwa 340 Millionen Jahren mit der Osteuropäischen Platte und bildete im Verlauf dieses Prozesses das Uralgebirge.

Es fällt auf, daß sich die Profile östlich des Ural konzentrieren. Dies liegt zum einen vermutlich daran, daß es Ziel des nuklear-seismischen Programms war, den 'unbekannten Osten' der UdSSR geophysikalisch zu erschließen, zum anderen vereinfachte die geringere Besiedlungsdichte in diesen Regionen die Durchführung eines nuklear-seismischen Programms.

Längs der stärker gezogenen Linie in Abb. 1 verläuft das Profil QUARZ, das als erstes in unserem Arbeitsprogramm ausgewertet wurde. QUARZ, von den russischen Kollegen auch als 'Murmansk - Kyzyl - Traverse' bezeichnet, erstreckt sich über 4200 km und wurde 1984 vermessen (Egorkin & Mikhaltsev 1993). Das Profil beginnt an der supertiefen Bohrung Kola und erstreckt sich in südöstlicher Richtung über den Baltischen Schild, die

soll, möglichst engabständig Geophone ausgelegt und an Schußpunkten künstliche Explosionen generiert. Die Explosionen strahlen elastische Wellen in das Innere der Erde ab, die durch die tieferen Schichten gebeugt werden und von an der Oberfläche aufgestellten Geophonen registriert werden. Die Interpretation der empfangenen Signale ergibt dann eine räumliche Verteilung der Geschwindigkeiten, die die Ausbreitung der Wellen beeinflussen. Je länger die seismischen Linien sind, umso tiefer eindringende Wellen können erfaßt werden, und umso 'tiefere' Schlußfolgerungen können getroffen werden. Abb. 2 zeigt den Verlauf von Strahlen längs des Profils QUARZ, die von den 3 Lokationen, an denen Nuklearexplosionen gezündet wurden, ausgehen, das Innere der Erde durchlaufen und in verschiedenen Entfernungen wieder 'auftauchen'.



Osteuropäische Plattform, das kohlenwasserstoffhaltige Timan - Pechora Becken, das Ural Gebirge, das an Erdöl und Erdgas enorm reiche Westsibirische Becken, bis hin zum Altay - Sayan Gebirge im äußersten Südosten. Bei einem Erdumfang von ca. 40000 km überdeckt dieses Profil also etwa ein Zehntel eines Großkreises der Erde.

Prinzip seismischer Refraktionsmessungen

Die geophysikalische Technik, die in der UdSSR zur Ermittlung der Tiefenstruktur der Erde eingesetzt wurde, ist die Refraktionsseismik. Dabei werden längs einer Linie, unterhalb der die Struktur der Erde aufgedeckt werden

Abb. 2: Querschnitt durch den oberen Erdmantel entlang des Profils QUARZ. Eingezeichnet sind die von den 3 Schußpunkten ausgehenden Strahlen (Numerische Simulation des Wellenausbreitungsprozesses, Entfernungen und Tiefen in km).

Die Refraktionsseismik wurde in den zwanziger Jahren dieses Jahrhunderts von dem deutschen Geophysiker Luttger Mintrop für die Exploration von Kohlenwasserstoffen (Erdöl und Erdgas) entwickelt - einem Feld, in dem sie aber heute kaum noch angewandt wird. Die Technik selbst kann für eine Reihe von Anzahl

Fragestellungen benutzt werden, die ganz 'flach', aber auch sehr 'tief' sein können. Refraktionsseismik wird im Umwelt- und Ingenieurbereich angewandt, wo der interessierende Tiefenbereich in der Größenordnung von 10 bis 50 m liegt. Wie schon erwähnt, wurde die Technik eigentlich für die Exploration von Öl- und Gaslagerstätten entwickelt, also für einen Tiefenbereich von bis zu 5 km. Eine große Rolle spielt sie seit 40 Jahren in der Erkundung der Struktur und stofflichen Eigenschaften der Erdkruste, womit ihr Anwendungsbereich bis in Tiefen von 50 km erweitert wurde.

Das Problem, in größere Tiefen vorzudringen besteht darin, daß die von der Quelle erzeugten Wellen in umso größerer Entfernung von der Quelle wieder auftauchen, je tiefer sie in die Erde eindringen. Das Verhältnis von Entfernung und Eindringtiefe kann mit einem Faktor von 5 bis 8 abgeschätzt werden: Um 30 km Eindringtiefe zu erreichen, müssen Beobachtungen bis in Entfernungen von 150 bis 240 km gemacht werden. Die Beobachtungen müssen aber gleichzeitig ohne Lücke von der Quelle bis zur so definierten Maximalentfernung vorgenommen werden. Das hat zur Folge, daß für die Untersuchung tiefer Strukturen zwei Dinge notwendig sind: Zum einen eine große Zahl seismischer Registriergeräte, um ein lückenloses und engräumig vermessenes Profil zu erhalten. Zum zweiten ist eine starke Quelle erforderlich, die soviel elastische Energie abstrahlt, daß sich an den entfernten Geophonen das Signal aus dem natürlichen Umgebungsrauschen abhebt. Für die flachen, ingenieurseismischen Anwendungen reicht dafür oft ein schwerer Hammer aus, der auf eine am Boden liegende Stahlplatte geschlagen wird. In der Explorationsseismik werden einige Kilogramm chemischen Sprengstoffes, in Bohrlöchern verdammt, gezündet. Die gleiche Technik dient der Exploration der Erdkruste, allerdings mit Ladungsstärken, die zwischen 30 und 200 kg liegen. Falls die Wellen, die in den obersten Erdmantel eindringen, noch registriert werden sollen, müssen in der Regel Ladungen über 200 kg gezündet werden. Ein einzelner Schuß und ein langes Profil reichen nur dann für die Untersuchungen aus, wenn die Erde eben geschichtet ist, das heißt, eine einfache Struktur aufweist. Dies ist aber nur ganz selten der Fall (und vor allem weiß man es vor dem Experiment nicht). Daher werden längs des Profils mehrere Schüsse abgetan, um lateral variable Strukturen kontrollieren zu können.

Die Besonderheit der hier diskutierten russischen Profile besteht nun darin, daß zuzüglich zu chemischen auch nukleare Explosionen, die sogenannten 'Peaceful Nuclear Explosions' (PNEs) verwendet wurden. Die somit zur Verfügung stehenden starken seismischen Energiequellen erlaubten eine Untersuchung des Wellenfeldes über große Reichweiten und somit auch große Eindringtiefen in den Erdkörper.

Russische Tiefenexplorationstechnik

Um die Struktur der Erdkruste und des oberen Mantels auf dem Territorium der früheren UdSSR zu ermitteln,

wurde vom Ministerium für Geologie das erwähnte tiefenseismische Programm seit 1971 durchgeführt. Dabei wurden längs definierter Linien (Abb. 1) etwa alle 10 km seismische Stationen aufgestellt. Diese Stationen registrierten dann eine Folge von chemischen Explosionen, die im Abstand von 50 bis 100 km erfolgten, und die großen nuklearen Schüsse, die alle 600 bis 1000 km erfolgten. Zudem wurden zum Teil auch natürliche Erdbeben mitaufgezeichnet.

Die Nuklearexplosionen wurden mit Bomben zwischen 10 und 20 kt erzeugt, die in etwa 800 m tiefen vertikalen Schächten versenkt und verdammt wurden. Nach russischen Angaben handelte es sich bei den Sprengkörpern um Spezialanfertigungen für das Geologieministerium.

Die verwendeten Aufzeichnungsinstrumente waren von Typ Taiga und Tscherepacha (Schildkröte). Beides sind analog registrierende Instrumente. Um seismische Registrierungen zu gewinnen, benötigt man zunächst Geophone, das heißt Instrumente, die für Bodenbewegungen empfindlich sind und diese in elektrische Signale umwandeln. Dazu dient im wesentlichen eine Feder, an der ein Magnet angebracht ist der in eine Spule taucht. Wenn die von der Quelle angeregten Wellen am Ort des Geophons ankommen, bewegt sich der Boden, und mit ihm das System Feder - Magnet - Spule. Dadurch wird eine elektrische Spannung in der Spule induziert, die am Ausgang des Geophons zur Verfügung steht. Diese Spannung wird klassischerweise erst verstärkt und dann analog auf Magnetbänder aufgezeichnet. Da die Bodenbewegung keine skalare Größe wie etwa Druck oder Temperatur, sondern ein Vektor ist, muß der beschriebene Spulenaufbau jeweils für die 3 verschiedenen räumlichen Richtungen erfolgen (3-Komponentengeophon). Technische Randbedingungen der Bauweise der Geophone schränken den Frequenzbereich, der aufgezeichnet werden kann, nach oben und unten ein. Die mechanischen und elektrischen Charakteristika der russischen Stationen erlauben Aufzeichnungen von Signalen zwischen 1.0 und 25 Hertz. Diese so gewonnenen Aufzeichnung stellen Seismogramme dar. Erst in den letzten Jahren hat sich die Technik der digitalen Registrierung durchgesetzt, und alle modernen Registrierinstrumente zeichnen Zahlen statt analoger Signale auf.

Die russischen Registriergeräte waren durchaus technisch auf der Höhe ihrer Zeit, und brauchten den Vergleich mit ihren westlichen Pendanten nicht zu scheuen. Man muß sich grundsätzlich vor Augen halten, daß die PNE-Experimente in der früheren UdSSR Höchstleistungen in technischer, logistischer und letztlich auch wissenschaftlicher Hinsicht darstellen: Hunderte von seismischen Registriergeräten wurden mit Hubschraubern im Abstand von 10 km über eine Linie von Tausenden von Kilometern verteilt, und mußten im entscheidenden Moment der Zündung der Bombe einsatzbereit sein. Damit wurde bereits vor 20 Jahren eine Größenordnung der

von Registriergeräten erreicht, die sich im Westen erst heute entwickelt.

Einen besonderen Stellenwert bei der Registrierung seismischer Signale nimmt die Zeitproblematik ein. Da die Registriergeräte unabhängig voneinander arbeiten, die von ihnen aufgezeichneten Daten aber auf einer festen Zeitbasis mit dem Schußzeitpunkt als Referenzpunkt benötigt werden, kommt es darauf an, die Seismogramme zeitlich aufeinander beziehen zu können. Die heute sich durchsetzende Technik besteht darin, in jede Station einen GPS-Empfänger (Global Positioning System) zu integrieren, der die absolute Weltzeit auf den Datenträger schreibt. Dieses GPS-System war für die PNE-Messungen aber weder verfügbar noch wünschenswert. Da es sich um Nuklearexplosionen handelte, bestand ein erheblicher Geheimhaltungsbedarf, Ausdruck dessen war, daß der absolute Zeitpunkt der Sprengung nicht bekannt sein sollte. Es wurde also auf einem zusätzlichen Kanal des Magnetbandes ein hochfrequentes periodisches Signal, das von einem internen Generator erzeugt wurde aufgezeichnet. Damit kann die Zeit 'entlang' der Seismogramme gemessen werden. Um die Beziehung der Stationen untereinander herzustellen, wurden auf einem weiteren Kanal Morsezeichen aufgenommen, die von einem Funkgerät empfangen wurden, das an die Station angeschlossen war. Die Morsesignale wurden von einem zentralen Sender erzeugt. Da kein Zeitcode automatisch generiert werden konnte, nahm man ein nichtperiodisches Quasi-Zufall-Signal, das etwa dadurch erzeugt wurde, daß während der Dauer des Experiments eine Breshnev-Rede, in Morsecode übersetzt, gefunkt wurde.

Stellenwert nuklear-seismischer Experimente

Die PNE-Experimente, wie sie in der früheren UdSSR durchgeführt wurden, sind nicht wiederholbar; der Datensatz ist mithin einmalig. Sein Wert besteht daher nicht in einer Vorbildfunktion für zukünftige Experimente, sondern darin, daß er einen Einblick in den Erdmantel erlaubt, der die bisherigen Vorstellungen derart modifiziert, daß anders gewonnene Daten in einem neuen Licht erscheinen. Die Existenz dieser Daten und ihre Bedeutung für die geowissenschaftliche Erkundung des oberen Erdmantels wurden von Prof. Karl Fuchs vom Geophysikalischen Institut der Universität Karlsruhe erkannt. Sie sind deshalb so spektakulär, weil sie eine andere - in vieler Hinsicht vorteilhafte - Option zum Studium der Tiefenstruktur der Erde eröffnen als die klassischen seismologischen Methoden.

Die übliche Informationsquelle für die Struktur des oberen Mantels sind natürliche Erdbeben, die mit vorhandenen Stationsnetzen aufgezeichnet werden. Diese 'natürliche' geophysikalische Methode hat aber den Nachteil, daß die seismischen Quellen, also die Erdbeben, unkontrollierbar sind. Der Ort der Quelle (Erdbebenherd) und der Zeitpunkt des Ereignisses (Beben) werden von der Natur frei gewählt, und sind vorderhand nur sehr ungenau bekannt. Die Orte sind auch im wesentlichen auf die Plattengrenzen, also schmale Zonen auf der Erde beschränkt. Der Vorteil

Abb. 3: (rechts) Beispiel einer Seismogrammontage der Vertikalkomponente der Bodenbewegung in reduzierter Darstellung

nuklear-seismischer Experimente besteht darin, daß mit Energien, die denen von kleinen Erdbeben entsprechen, elastische Wellen an Orten angeregt werden, die man entsprechend der geowissenschaftlichen Fragestellung präzise festlegen kann. Die verwendeten kleinen Geophonabstände führen dabei zu einer wesentlich höheren Auflösung als mit der passiven Seismologie.

Rettung der Daten vor dem Verfall

Das Gros der Daten befindet sich in analoger Form auf Magnetbändern in schlechtem physikalischen Zustand, die unter unbefriedigenden Bedingungen in Moskau gelagert werden. Zwar sind von einigen der Profile kurze Zeitfenster von den russischen Kollegen digitalisiert worden, aber die Methode der Digitalisierung, insbesondere was die Kontrolle der Bandgeschwindigkeit betrifft, genügen nicht modernen Qualitätskriterien, sodaß auch von den bereits digitalisierten Teilen der Daten eine Redigitalisierung wünschenswert erscheint. Die entscheidende Maßnahme zur Rettung der Daten besteht in ihrer vollständigen Digitalisierung und ihrer Einbringung in eine internationale Datenbank. Dieses Vorhaben wird mit Mitteln des BMFT gefördert und findet in einem vertraglich abgesicherten Rahmen statt. Partner sind die Nachfolgeorganisation des Geologieministeriums (ROSGEOLCOM) in Moskau, sowie das GFZ Potsdam und das Karlsruher Institut. ROSGEOLCOM hat sich bereit erklärt, ein Zentrum für diese Daten in Moskau einzu-richten, wo sie der internationalen Wissenschaft zur Verfügung stehen. Anfang 1993 wurden zwei moderne Personalcomputer mit Digitalisierungshardware in Moskau installiert. Die erforderliche Software wurde vom Karlsruher Institut erstellt und wird noch in diesem Jahr implementiert.

Zudem wird noch 1993 ein modernes Datenverarbeitungssystem mit Workstation und adäquater Input- und Outputhardware aufgestellt, das es den russischen Kollegen ermöglichen soll, die Verarbeitung und Auswertungen der Daten auf gleichem technischen Niveau wie ihre westlichen Kollegen zu vollziehen. Auf der Workstation ist auch ein Datenbanksystem installiert, das der Organisation der Daten dient.

Wissenschaftliche Auswertung

In enger Zusammenarbeit mit dem Karlsruher Institut und dem 'United States Geological Survey' haben Mitarbeiter des GeoForschungsZentrum Potsdam begonnen, an der wissenschaftlichen Auswertung der Daten zu arbeiten (siehe auch Mechie et al. 1993, Ryberg et al. 1993).

Die bisherigen Anstrengungen konzentrieren sich auf das Profil QUARZ (siehe Abb. 1). In Abb. 3 werden die Daten eines der drei Schußpunkte in einer sogenannten

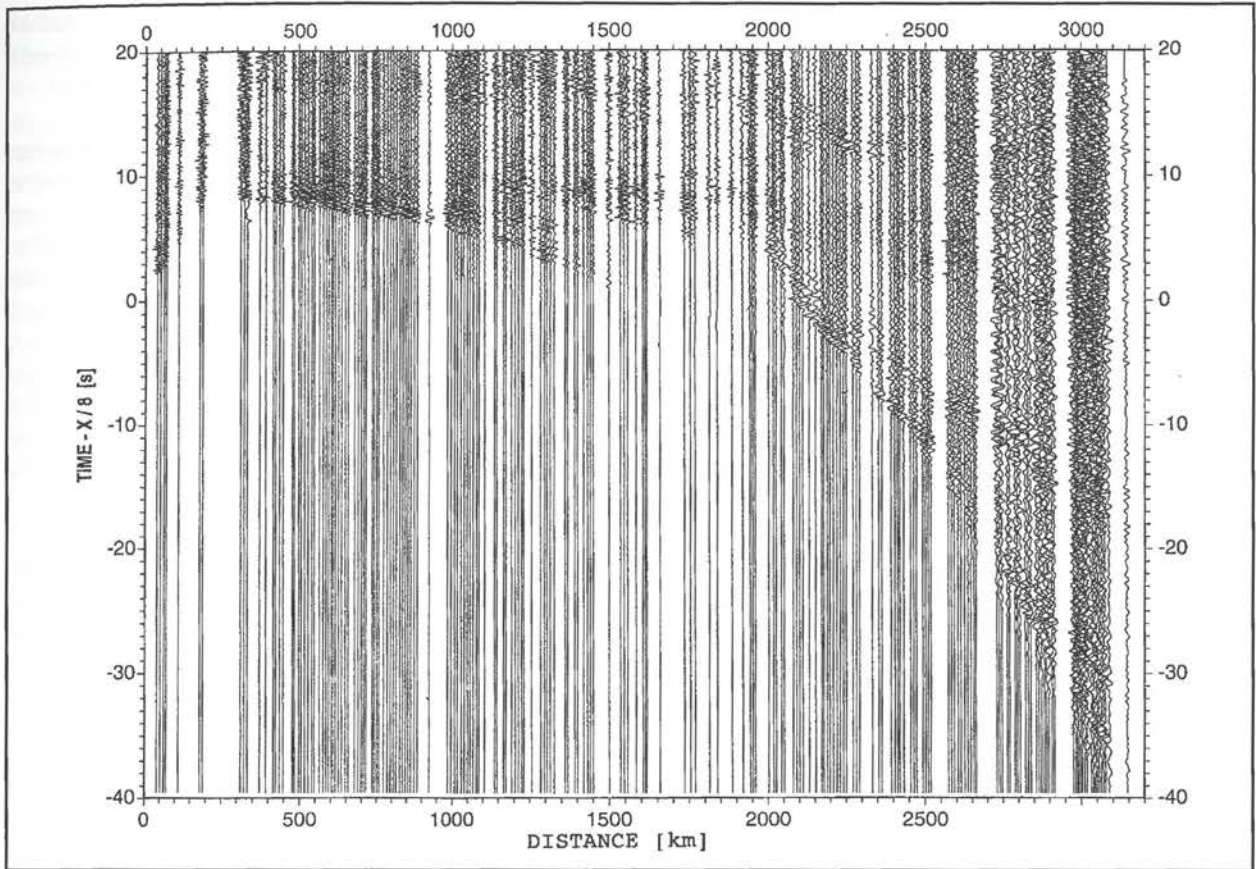
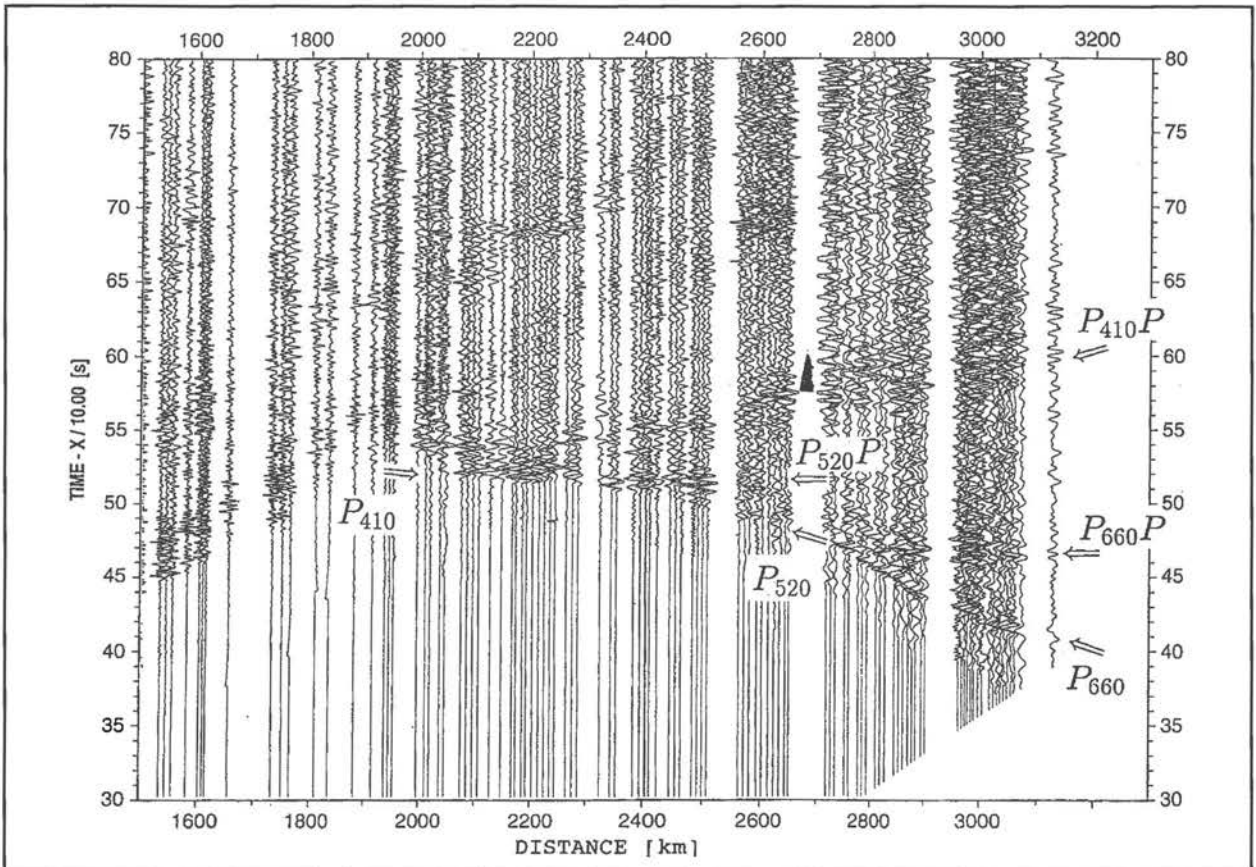


Abb. 4: (unten) Beispiel einer Seismogrammontage der Vertikalkomponente der Bodenbewegung in reduzierter Darstellung. Gezeigt wird der Ausschnitt, der Informationen über den oberen Erdmantel beinhaltet. Pfeile

deuten auf wichtige Einsätze in den Seismogrammen, die durch Wechselwirkung (Reflexion und Brechung) der sich ausbreitenden Wellen mit den Geschwindigkeitsdiskontinuitäten im oberen Mantel entstehen.



reduzierten Darstellung gezeigt. Jede Spur stellt die Vertikalkomponente eines Geophons dar, das in dem aus der Abbildung erkennbaren Abstand vom Schußpunkt positioniert war. Die reduzierte Darstellung ist sinnvoll, weil der erste Einsatz, der das Geophon erreicht, bei den entferntesten Geophonen erst nach etwa 360 Sekunden eintrifft, während er bei den schußnahen Geophonen unmittelbar nach dem Schuß ankommt. Um zu vermeiden, daß die (vertikale) Zeitachse das erhebliche Zeitintervall von 400 Sekunden umfassen muß, bei dem man kaum noch etwas erkennen würde, werden die Spuren entfernungsabhängig nach vorne (zu kürzeren Zeiten) gezogen ('reduziert'). Dadurch paßt der wichtigste Teil der Daten in ein Zeitfenster von nur 60 Sekunden. Man nimmt dabei in Kauf, daß scheinbar negative Zeiten auftreten, und daß die Wellen, die in großen Entfernungen auftauchen, anscheinend vor denen der mittleren Entfernungen ankommen. Um bei der benutzten Reduktionsgeschwindigkeit von 8 km/s zu wahren Zeiten zu finden, muß etwa die Spur bei 3200 km Entfernung um $3200/8 = 400$ s zu größeren Zeiten verschoben werden.

Die ersten Einsätze bis in einen Entfernungsbereich von 300 km stammen von Wellen, die nur durch die Erdkruste gelaufen sind. Die Wellen, die die Einsätze zwischen 300 und 1500 km erzeugen, tauchen durch die Lithosphäre. Sie repräsentieren also Tiefen bis zu 200 km. Der zeitliche 'Sprung' bei etwa 1500 km ist ein typisches Indiz dafür, daß unterhalb der Lithosphäre die elastische Wellengeschwindigkeit langsamer wird, somit der Tiefenbereich der Asthenosphäre beginnt. Die Phasen, die man in Entfernungen jenseits 1900 km sieht, stammen aus dem oberen Erdmantel, aus Tiefen über 300 km. Die registrierte Bodenbewegung hört nicht mit den Ersteinsätzen auf. Das nachfolgende Wellenfeld enthält zum einen sogenannte spätere Phasen, die aber in dieser Abbildung kaum erkennbar sind, sowie inkohärente Schwingungen, die die Streuung von kleinräumigen Inhomogenitäten in der Erde widerspiegeln. Phasen sind hier über eine gewisse horizontale Distanz korrelierbare Signalfolgen.

Abb. 4 zeigt einen Ausschnitt der Daten der Abb. 3, nämlich den Entfernungsbereich 1500 bis 3300 km. Für diese Abbildung wurde auch eine andere Reduktionsgeschwindigkeit (10 km/s) gewählt, um die interessanten Phasen klarer erkennbar zu machen. In diesem weit vom Schußpunkt entfernten Bereich tauchen die Wellen als erste Einsätze auf, die sehr tief in den Erdmantel eingedrungen sind. Man erkennt deutlich eine Phase (P410P), die von einer Diskontinuität in etwa 410 km Tiefe reflektiert wird. Die mit P410 bezeichneten Einsätze tauchen unter diese Diskontinuität ein, und die Änderung der Einsatz-Zeit mit der Entfernung erlaubt die Bestimmung der elastischen Geschwindigkeit des Erdmantel in diesem Tiefenbereich.

Ein ähnliches Verhalten findet man bei den Phasen im Entfernungsbereich 2300 bis 2700 km: Eine reflektierte Phase (P520P) von einer Diskontinuität und eine unter

diese tauchende Welle (P520). Das Szenario wiederholt sich für eine noch tiefer liegende Diskontinuität (P660P und P660) im Entfernungsbereich jenseits 2700 km.

Die Diskontinuitäten in etwa 410 und 660 km Tiefe stellen keine großen Überraschungen dar. Sie werden global in Erdbebenregistrierungen immer wieder gefunden und sind Teil des Standard Erdmodells PREM (Preliminary Reference Earth Model, Dziewonski & Anderson 1981), das aus zehntausenden verschiedener Erdbeben Daten ermittelt wurde. Interessanter ist allerdings, daß unsere genaue Auswertung zeigt, daß die Diskontinuitäten unter Eurasien nicht bei den global gemittelten Tiefen liegen, sondern beide etwas zu größeren Tiefen verschoben sind. So liegt die 410 km - Diskontinuität eher in 420 km Tiefe und die 660 km - Diskontinuität eher bei 680 km.

Das mag auf den ersten Blick als unbedeutende Feinheit erscheinen, hat aber doch erhebliche Konsequenzen für petrologische Modelle des Erdmantels, also für die Vorstellungen, welche chemischen Zusammensetzungen und welcher Mineralbestand zu erwarten ist (Ringwood, 1975). Eines dieser Modelle nimmt an, daß sich der obere Mantel unterhalb 250 km Tiefe bis hinunter zur Kern - Mantel - Grenze in 2900 km Tiefe chemisch nicht mehr ändert. Er besteht wesentlich aus Magnesium- und Eisen-Silikaten (Olivin und Orthopyroxen), sowie kleineren Anteilen von Silikaten mit Aluminium (Granat) sowie Calcium und Natrium (Clinopyroxen). In diesem Modell entstehen die beiden Diskontinuitäten dadurch, daß, bedingt durch den mit der Tiefe wachsenden Druck und die steigende Temperatur, sich die Minerale bei gleichbleibendem Chemismus in ihre Hochdruck-Phasen verwandeln. Olivin verwandelt sich bei Druck- und Temperaturbedingungen, wie sie in etwa 450 km Tiefe angetroffen werden, in den dichter gepackten Spinell, und weiter in etwa 650 km Tiefe in die noch dichteren Phasen Perovskit und Magnesiowüstit. Diese Phasenumwandlungen gehen nicht nur mit einer Erhöhung der Dichte, sondern auch mit einem Anwachsen der elastischen Geschwindigkeiten einher. Der hier diskutierte 'Phase' ist der thermodynamische Begriff, der mit der seismischen Phase nichts zu tun hat.

Das Postulat der chemischen Homogenität des Erdmantels unterhalb 250 km kommt von der Vorstellung, daß der Erdmantel ein großes zusammenhängendes konvektierendes System bildet, das sich zwar ganz langsam bewegt (Größenordnung: Zentimeter pro Jahr), aber dennoch den Mantel ständig durchmischt, eben homogen macht. Daß der Mantel langsam konvektiert, bezweifelt heute niemand mehr. Die Mantelkonvektion ist die Antriebsmaschine für die Plattentektonik. Strittig ist aber, wie er konvektiert. Eine der chemischen Homogenisierung entgegenstehende These besagt nämlich, daß im Mantel eine 2- Schichten - Konvektion stattfindet, wobei die eine Schicht bis in etwa 650 km reicht, und die zweite von 650 km bis an die Kern - Mantel - Grenze. In diesem Modell stellt die 660km - Diskontinuität eine 'thermische Grenzschicht' dar, die den

Materialtransport über die Grenzschicht hinweg hemmt oder gar unterdrückt. Eine Folge dieses Modells wäre, daß der Mantel nicht vollständig homogen und durchmischt ist, sondern wegen der Trennung in zwei Schalen auch verschiedenen Chemismus aufweist. Die Schlußfolgerung läßt sich auch umdrehen: Wenn nachweisbar wäre, daß die 660km-Diskontinuität mehr als eine reine Phasengrenze ist, also chemisch verschiedenes Material trennt, dann wäre ein starkes Argument gefunden, daß der Erdmantel eine in zwei Schichten strukturierte Konvektion aufweist.

Die Phasengrenzen sind bei gegebener chemischer Zusammensetzung durch eine Druck - Temperatur - Kurve bestimmt. Die Temperatur kann nun im Erdmantel ohne weiters von Ort zu Ort variieren. Differenzen zur Durchschnittstemperatur von 200 bis 300 Grad in gleicher Tiefe können sich finden, wenn man von einem alten, abgekühlten Kontinent zu einem jungen ozeanischen Rücken geht. Die verschiedenen Temperaturen würden die Phasengrenzen zu verschiedenen Drücken verschieben, oder was im Fall der Erde auf das gleiche hinausläuft, in verschiedene Tiefen. Im chemisch homogenen Modell würde das dazu führen, daß bei erniedrigten Temperaturen die 410km - Diskontinuität nach oben und die 660km - Diskontinuität nach unten rutschen würde. Im Fall erhöhter Temperaturen ergäbe sich der umgekehrte Effekt: Die 410km - Diskontinuität geht nach unten, die 660km - Diskontinuität nach oben. In beiden Fällen sind die Tiefenverschiebungen der Diskontinuitäten anti-korreliert, d.h. sie bewegen sich immer in entgegengesetzte Richtungen.

Unsere Beobachtungen zeigen nun aber, daß beide Diskontinuitäten zu größeren Tiefen als dem weltweiten Mittel verschoben sind, d.h. sie zeigen kein antikorreliertes Verhalten, und damit einen klaren Widerspruch zu dem Modell eines chemisch homogenen Erdmantels. Abgesehen von dieser interessanten Schlußfolgerung haben wir diese Zusammenhänge so ausführlich dargestellt, um deutlich zu machen, wie eng die Seismologie mit anderen physikalischen und geowissenschaftlichen Disziplinen zusammenhängt. Das unmittelbare Produkt seismologischer Messungen und Auswertungen - das Modell der elastischen Geschwindigkeiten im Untergrund - hat erhebliche Konsequenzen für die Fragen nach der chemischen und mineralogischen Zusammensetzung der Erde und weitergehend für das dynamische Verhalten. Daher sind Geowissenschaftler per definitionem interdisziplinär orientiert.

Eine gänzlich unerwartete Beobachtung in den Daten der Abb. 4 ist der Nachweis einer Diskontinuität in etwa 550 km Tiefe. Ihre Existenz ist zur Zeit sehr umstritten. Diejenigen, die an sie glauben, erwarten sie in durchschnittlich 520 km Tiefe, und machen einen weiteren Phasenübergang des Olivinkristalls, den von der alpha - Spinel zur Beta - Spinel Phase für die Diskontinuität verantwortlich. Das Profil QUARZ zeigt, daß die Diskontinuität zumindest unter Eurasien existiert. Ob es sich dabei um eine globale Erscheinung handelt, muß noch offen bleiben.

Die drei nuklearen Schußpunkte längs QUARZ erlauben es, ein recht detailliertes zweidimensionales Modell der elastischen Geschwindigkeiten längs des Profils zu entwickeln. Das Ergebnis für die oberen 250 km ist in Abb. 5 dargestellt, wobei gelbliche Farbtöne niedrige und rötliche Farben höhere Geschwindigkeiten repräsentieren. Neben dem allgemeinen Trend, daß die Geschwindigkeiten mit der Tiefe zunehmen, kann man einige bemerkenswerte Details ausmachen.

Die Erdkruste (gelb und grün) ist durchschnittlich 40 km dick. Unter dem Ural ist sie jedoch deutlich dicker. Eine solche Gebirgswurzel würde bei jungen Gebirgen wie den Alpen nicht weiter verwundern. Alte Gebirge wie die Varisziden, zu denen die deutschen Mittelgebirge, aber z.B. auch die Appalachen gehören, verlieren ihre Wurzel

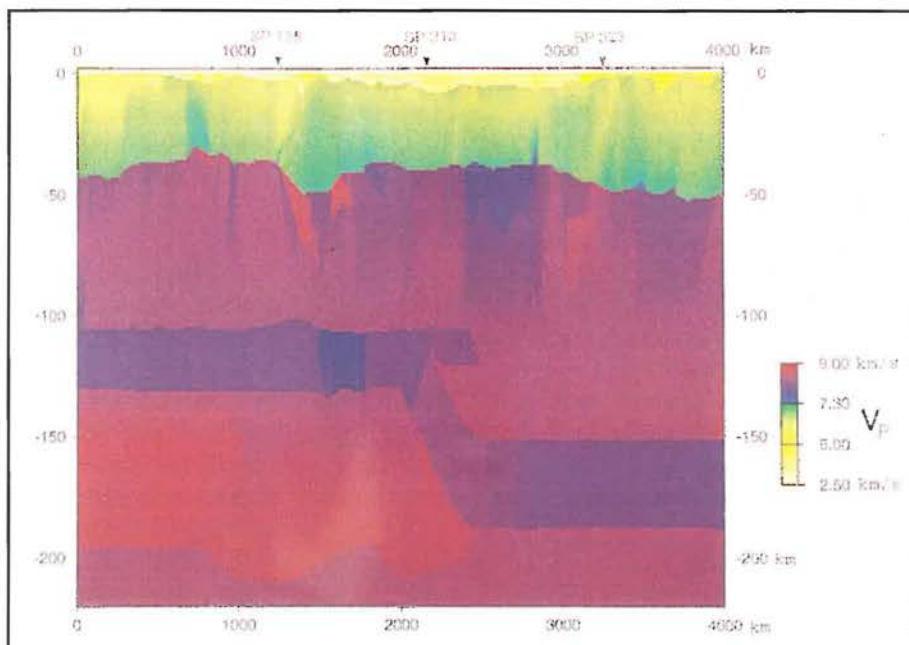


Abb. 5: Zweidimensionale Darstellung der elastischen Geschwindigkeiten im äußeren Erdmantel entlang des QUARZ-Profiles

wieder als Folge von Ausgleichsvorgängen. Da die Uraliden etwa gleichaltrig mit den Varisziden sind, muß der Ural entweder eine ganz besondere geologische Geschichte gehabt haben, oder die Allgemeingültigkeit

von modernen Modellvorstellungen zur Gebirgsbildung muß angezweifelt werden.

Unter dem Ural, aber auch unter dem Altay-Sayan Gebirge finden sich in relativ flachen Bereichen von 50 km Tiefe Fragmente des Erdmantels mit extrem hohen elastischen Geschwindigkeiten von 8.5 km/s, die an der roten Farbe erkennbar sind. Solche Geschwindigkeiten können, unter Annahme vernünftiger petrologischer Modelle, eigentlich nur in Tiefen von über 200 km vorkommen. Um in den Bereich des flachen Mantels zu kommen, muß der Gebirgsbildungsprozeß so abgelaufen sein, daß Materialien über Tiefenbereiche von 200 km von unten nach oben transportiert werden. Auch das ist mit gängigen Modellen der Gebirgsbildung nicht ohne weiteres erklärbar.

Eine andere denkbare Möglichkeit für die Erklärung der hohen Geschwindigkeiten ist, daß man es mit dem Phänomen der Anisotropie der Wellenausbreitung zu tun hat. Diese entsteht, wenn die Minerale, aus denen sich die Gesteine zusammensetzen, nicht zufällig im Gesteinsverband verteilt sind, sondern durch 'Kriechvorgänge' und 'Fließbewegungen' orientiert worden sind. In diesem Fall hängt die Geschwindigkeit von der Richtung ab, in der sie gemessen wird, wobei erstaunlich hohe Geschwindigkeiten auftreten können.

Eine markante Zone niedriger Geschwindigkeit findet sich im obersten Mantel unter der Westsibirischen Plattform (bläuliche Bereiche in 50 bis 80 km Tiefe). Von besonderem Interesse ist hier eine mögliche Verbindung zwischen der Ausbildung des enorm öl- und gashaltigen Beckens und dieser Struktur.

Eine weitere interessante Beobachtung ist die unterschiedliche Dicke der Lithosphäre unter der 'jungen' Westsibirischen Plattform (150 km), verglichen mit dem 'alten' Osteuropäischen Schild (220 km). Die Lithosphäre grenzt sich von der darunter liegenden Asthenosphäre durch einen Kanal erniedrigter Geschwindigkeit ab. Die Beobachtung bestätigt, daß ältere Kontinente zu einer verdickten Lithosphäre neigen. Die Lithosphärenunterkante weist zudem eine deutliche Topographie auf.

Probleme mit den Kontinenten

Die Lithosphäre ist der relativ starre Teil der Erde, aus dem die Platten bestehen. Die Erdkruste ist ein Teil der Lithosphäre, deren durchschnittliche Dicke mit etwa 100 km angegeben werden kann. Dabei ist allerdings im Auge zu behalten, daß die Mächtigkeit extrem variieren kann. An den Mittel-Ozeanischen Rücken wird die Lithosphäre aus flüssigen aus unterirdischen Kammern aufsteigendem Magma gebildet, und die Dicke während dieses Geburtsvorganges ist im Kilometerbereich. Die 'frisch' erzeugte Lithosphäre wird, um neuerer Lithosphäre Platz zu machen, immer weiter von den Ozeanrücken weggeschoben, dabei 'altert' sie und kühlt sich ab. Durch die Abkühlung wächst ihre Dicke bis auf 150 km nach etwa 200 Millionen Jahren. Spätestens nach dieser Zeit

ist die ozeanische Lithosphäre wieder durch Subduktion in den Erdmantel zurückgeführt.

Die ozeanische Lithosphäre kann als äußere thermische Grenzschicht des konvektierenden Erdmantels betrachtet werden. Das Anwachsen ihrer Mächtigkeit mit dem Alter wird quantitativ verstanden und gilt als ein wichtiges Indiz für die Richtigkeit der Plattentektonik. Die Kontinente fallen aus dieser Beschreibung jedoch heraus. Sie sind zum Teil mehr als zehn mal älter als die älteste ozeanische Lithosphäre und - wie seismische Daten nahelegen - erheblich dicker. Nun könnte man einfach annehmen, daß die Kontinente eben nur erheblich länger als die Ozeane abgekühlt wurden und deshalb auch erheblich mächtigere Lithosphäre aufweisen. Tatsächlich reichen etwa 700 Millionen Jahre aus, um eine ozeanische Lithosphäre auf 400 km wachsen zu lassen.

Es gibt jedoch drei gute Gründe warum die Kontinente nicht so einfach gebaut sein können, warum die kontinentale Lithosphäre nicht einfach sehr alte ozeanische Lithosphäre sein kann. Erstens kann man zeigen, daß eine derartige Lithosphäre instabil wäre und bei geringstem Anlaß konvektiv zerfallen würde. Zweitens sind über den alten Teilen der Ozeane die Wassertiefen am größten, weil die sich abkühlende dicker werdende Platte immer tiefer in den Mantel eintaucht. Die alten Kontinente müßten also entweder unter Wasser liegen oder zumindest mit extrem hohen marinen Sedimenten bedeckt sein. Beides wird offenkundig nicht beobachtet. Drittens schließlich müßte eine solche Lithosphäre, deren Einsinken in den Mantel in der Erdkruste kompensiert wird eine beachtliche Anomalie im großräumigen Schwerefeld der Erde (oder präziser gesagt im sogenannten Geoid) aufweisen, die aber ebenfalls nicht beobachtet wird.

Die Schlußfolgerung aus diesen Betrachtungen ist, daß die ganze kontinentale Lithosphäre sich chemisch von der ozeanischen Lithosphäre unterscheiden muß, und dieser Unterschied im Chemismus sich in einer geringeren Dichte niederschlägt (Jordan, 1989). Genauer wird angenommen, daß der Anteil von Basalt in den Kontinenten geringer ist als in der ozeanischen Lithosphäre. Diese Hypothese rechtfertigt sich daraus, daß wenn man von petrologischen Modellen des oberen Mantels ausgeht, die einen sogenannten granat-lherzololithischen Mantel prognostizieren, eine Extraktion von Basalt zu einem weniger dichten Restmaterial führt. Über reine Hypothesen hinaus gibt es aber auch Beobachtungen an Gesteinen, die aus extremen Tiefen gefördert werden (sogenannte Xenolithe), die in Übereinstimmung mit der Hypothese der Basalt-Verarmung stehen.

Damit ist natürlich noch nicht die Frage geklärt, wie es zu dieser Verarmung kommt. Die gelegentlich stattfindenden Basaltergüsse reichen dafür jedenfalls nicht aus. Eine plausible Vorstellung besteht darin, daß sich die chemischen Spezifika der Kontinente während den erdgeschichtlichen Phasen herausbilden, in denen sich die

Platten zu Superkontinenten zusammenballen. Großangelegter Vulkanismus längs der Kollisionszonen hinterläßt im Mantel leichtes Material, das sich dem Konvektionszyklus zu entziehen trachtet. Der Phase der Ozean - Kontinent - Kollision folgt die Kontinent - Kontinent - Kollision, während der Fragmente des verarmten Mantels und dazugehörige Krustenteile zusammengestapelt werden. Gleichzeitig wird während der gewaltigen Kräfte freimachenden Kontinent - Kontinent - Kollision auch Mantel-Material advektiv in die Tiefe geführt und trägt so zur Verdickung der kontinentalen Lithosphäre bei. Der Umstand, daß Superkontinente auch wieder zerbrechen, zeigt, daß es widerstrebende Kräfte gibt, die in konvektiven Instabilitäten während Episoden starker Erwärmung bestehen.

Vieles von dem Gesagten ist spekulativ. Nach der Auswertung eines Profils sind wir eher in der Lage, Fragen präziser zu stellen, als sie schon zu beantworten. Die erwähnten Beobachtungen und ein Blick auf Abb. 1 lassen jedoch hoffen, daß erhebliche Beiträge zu diesen Problemen bevorstehen. Eine vollständige Auswertung der Profile, die sicher noch einige Jahre in Anspruch nehmen wird, sollte Antwort geben auf solche Fragen, wie nach der Tiefe der Kontinente und deren Korrelation mit tektonischen Mega-Strukturen, nach der Kopplung der starren Lithosphäre mit dem konvektierenden Erdmantel, und damit auch nach den Kräften, die im Laufe der Erdgeschichte zur Bildung von Superkontinenten führen, aber auch jenen die ihre Fragmentierung herbeiführen.

L'art pour l'art ?

Einblicke in den Erdmantel sind natürlich in erster Linie zur Grundlagenforschung zu rechnen. Dennoch sind die entsprechenden Arbeiten weit davon entfernt, intellektuelle 'Trockenübungen' zu sein. So steht heute auch für die meisten angewandten Geowissenschaftler fest, daß die Kenntnis der Tiefenstruktur der Kontinente wesentliche Randbedingung für das Verständnis etwa der Bildung von Becken ist, die ihrerseits wieder Träger der meisten Kohlenwasserstoff - Vorkommen sind. Alle wesentlichen Beckenmodelle schließen die Lithosphäre als Ganzes ein, und beruhen auf bestimmten Annahmen über Stofftransporte innerhalb der Lithosphäre (Magmen und andere Fluide) und über Wärme-Input aus dem Erdmantel. Die mechanischen und thermischen Eigenschaften der Lithosphäre spielen eine wichtige Rolle bei der quantitativen Modellierung des Beckenbildungs - Prozesses. Gleichzeitig muß man sehen, daß nur bestimmte Beckentypen gut verstanden werden. Die Mechanismen, die die Bildung intrakontinentaler Becken kontrollieren sind Gegenstand intensiver Forschung.

Die Plattentektonik bildet das fundamentale Arbeitskonzept für weite Bereiche der Geowissenschaften. Es lassen sich Dinge wie die globale Verteilung der Erdbeben oder die Bildung von Gebirgen während der Kollision von ozeanischen und kontinentalen Platten verstehen. Es ist ebenfalls klar, daß der Antriebs-

mechanismus der entstehenden, treibenden, kollidierenden, und konsumierten Platten der konvektierende Erdmantel ist. Wenig bis ungenügend klare Vorstellungen haben wir von der Kopplung von konvektierendem Erdmantel und Lithosphäre und von den Kräften und Wechselwirkungen zwischen beiden. Die Plattendrift folgt keinem regelmäßigen räumlichen oder zeitlichen Muster. Phasen der Erdgeschichte, in denen Superkontinente zusammengeballt sind, wechseln mit solchen ab, in denen Fragmentierung vorherrscht. Für Wissenschaftler, die Konvektionsmodelle der Erde numerisch simulieren, erscheint die Lithosphäre als bloße Randbedingung ihrer Rechnungen, während der Lithosphärenforscher dazu neigen könnte, anzunehmen, daß die Verteilung der Kontinente die konkrete Geometrie der Mantelkonvektion 'organisiert'. Mehr Einsicht in die Wechselwirkung zwischen dem Motor der Konvektion und den Platten ist fundamental für eine umfassende Theorie über die vergangene und zukünftige Evolution der Erde. Da die konkreten Äußerungen dieser Evolution Vorgänge wie Erdbeben, Klimaänderungen, Meeresspiegelschwankungen, Gebirgs- und Beckenbildungen, Formation und Akkumulation von Rohstoffen sind, bedeuten Einblicke in den Erdmantel zugleich immer auch Ausblicke auf für die Menschheit relevante Fragen ihrer heutigen und zukünftigen Lebensbedingungen.

Literatur

- Dziewonski, A. M. and Anderson, D. L., Preliminary reference Earth model, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **25**, 1981.
- Egorkin, A. V. and Mikhaltsev, A. V. The Result of Seismic Investigations Along Geotraverses, in *Super-Deep Continental Drilling and Deep Geophysical Sounding*, edited by K. Fuchs, Ye. A. Kozlovsky, A. I. Krivtsov, M. D. Zoback, Springer Verlag Berlin Heidelberg New York 1990.
- Jordan, T.H., Some Speculations on Continental Evolution, in *Crust/Mantle Recycling at Convergent Zones* (eds: S.R Hart and L.Gülen), Kluwer Academic Publishers, 1989.
- Mechie, J., Egorkin, A. V., Fuchs, K., Ryberg, T., Solodilov, L. and Wenzel, F. P-wave mantle velocity structure beneath northern Eurasia from long-range recordings along the profile quartz, *Phys. Earth planet. Int.*, **79**, 1993.
- Ringwood, A.E., *Composition and Petrology of the Earth's Mantle*, McGraw-Hill, 1975.
- Ryberg, T., Wenzel, F., Mechie, J., Egorkin, A. V., Fuchs, K., Solodilov, L. New Evidence on the Mantle Transition Zone - 2D-Structure derived from nuclear-seismic profile Quartz, in press.

Tiefensondierung der elektrischen Leitfähigkeit der Lithospäre mit Strömen der Ionosphäre

Markus Eisel und Volker Haak

Einführung

Die Anden Südamerikas werden an ihrer Basis von Erdbeben, an ihrer Oberfläche von Vulkaneruptionen erschüttert. Was aber geht *in* ihnen vor, wie hängen Erdbeben und Vulkane zusammen? Während einer dreimonatigen Expedition im Herbst 1993 hat eine Gruppe von Wissenschaftlern des GeoForschungsZentrums Potsdam (GFZ) und der Freien Universität Berlin (FUB) elektromagnetische Tiefensondierungen in den Hochanden durchgeführt (Abb. 1). Welche Erkenntnisse werden aus den jetzt laufenden Interpretationen erwartet, die die internen Strukturen in den Anden enthüllen. Können sie die Entstehung von Hochgebirgen erklären?



Abb. 1: *Wartungsarbeiten an einer MT-Station in der Westkordillere (ca. 4000 m über N. N.), während der Meßkampagne im Herbst 1993. Die im Vordergrund stehenden Solarpanels und die große Speicherkapazität der Apparaturen erlauben es, über 5 Tage kontinuierlich mit 20 Hz bzw. 100 Hz Abtastrate zu registrieren. Dadurch können Sondierungskurven über einen sehr breiten Frequenzbereich bestimmt werden.*

Die rheologischen Eigenschaften der Lithosphäre - Viskosität, Elastizität, Plastizität - sind Schlüssel zum Verständnis von aktuellen, aber auch von fossilen

Prozessen und Bewegungen, die ihren Aufbau geformt haben. Es gibt aber kein geophysikalisches Sondierungsverfahren, das die Tiefenverteilung der rheologischen Parameter direkt liefert. Geophysikalische Methoden bestimmen andere Parameter aus denen sich die rheologischen ableiten lassen. Einer dieser Parameter ist die elektrische Leitfähigkeit der Gesteine, die mit der Methode der Magnetotellurik (MT) aus Oberflächenmessungen als Funktion der Tiefe bestimmt wird. Die elektrische Leitfähigkeit hängt im wesentlichen vom Fluidgehalt, von der Existenz von Schmelzen, der Anreicherung von Graphit in Scherbahnen und von Temperaturen über 1000 °C ab. Da alle diese Zustände die rheologischen Eigenschaften entscheidend

beeinflussen, kann die elektromagnetische Tiefensondierung das fehlende Sondierungsverfahren für die räumliche Verteilung der rheologischen Eigenschaften - wenn auch nur qualitativ - ersetzen.

Da es aber gerade für rheologische Betrachtungen nicht nur auf die Existenz, sondern sehr entscheidend auf die Verteilung der gutleitenden Phasen (Fluide, Schmelzen, Graphite) ankommt, werden wesentlich

höhere Anforderungen an die räumliche Auflösung der elektromagnetischen Tiefensondierungsverfahren gestellt, als sie bisher für notwendig gehalten wurden. Diese Anforderungen sollen in einem neuen Ansatz des GFZ vor allem durch eine große Anzahl hochgenauer Geräte erfüllt werden. Für die quantitative Interpretation der Messungen ist die Integration der Untersuchungen über Aufbau und Vorgänge der Ionosphäre und Magnetosphäre sehr wichtig, wie es im GFZ auch gegeben ist. Diese Zusammenhänge sollen kurz erläutert werden.

Im folgenden wird zunächst die „Welt“ der ionosphärischen Stromsysteme vorgestellt, um darauf

basierend die Magnetotellurik darstellen zu können. Abschließend soll diskutiert werden, welche Bedeutung die Größe der elektrischen Leitfähigkeit für den Aufbau und die Dynamik der Lithosphäre hat.

1. Ionosphäre und Magnetosphäre

Aus den Beobachtungen des Magnetfelds an der Erdoberfläche muß man schließen, daß das Magnetfeld der Erde ein Dipolfeld ist. Tatsächlich aber weist das

Stromsysteme, die aus eingefangenen solarem Plasma die Polarlichter produzieren. Während die der Sonne zugewandte Front des Tropfens etwa 10 Erdradien von der Erde entfernt ist, reicht die Rückseite des Tropfens in unbekannte Tiefen des Weltalls hinein. Die Magnetosphäre reicht aber nicht bis auf die Erdoberfläche hinunter, sondern endet an der Ionosphäre. Diese breitet sich wie eine Kugelschale in 100 bis 300 km Höhe über der Erdoberfläche aus und schirmt durch ihre hohe elektrische Leitfähigkeit die Erde von all diesen magnetosphärischen „Unwetter“ ab: Die elektrischen Ströme der Magnetosphäre enden als Ströme in der Ionosphäre.

2. Wie kommen ionosphärische Ströme in die Erde?

Die Gesteine der Erdkruste und des Erdmantels sind - pauschal betrachtet - ziemlich gute elektrische Leiter. Trotzdem können die ionosphärischen Ströme nicht direkt in sie hineinfließen, da der Luftraum dazwischen - die Atmosphäre - ein elektrischer Isolator ist. Technisch betrachtet ist die Ionosphäre die Primärseite eines riesigen Transformators, die elektrisch leitende Erde dessen Sekundärseite. Aus diesem Grund induzieren alle ionosphärischen Wechselströme - über ihr Magnetfeld - Wechselströme in der Erde. Diese elektromagnetisch induzierten Erdströme fließen in Gegenrichtung zu den Ionosphärenströmen. Auch sie haben ein Magnetfeld, das sich dem Magnetfeld der Ionosphärenströme überlagert. An der Erdoberfläche existiert also ein aus zwei Anteilen zusammengesetztes Magnetfeld

$$B(t) = B_{\text{extern}}(t) + B_{\text{intern}}(t)$$

und das elektrische Feld der Erdströme

$$E(t) = E_{\text{intern}}(t)$$

Das Magnetfeld wird mit Magnetometern registriert, wobei man meist Fluxgate- oder Induktionsspulen-Magnetometer einsetzt. Das elektrische Feld wird als Potentialdifferenz zwischen zwei unpolarisierbaren Elektroden gemessen, die meistens 100 m voneinander entfernt in der Erdoberfläche nur wenige Dezimeter tief eingegraben sind. Da es sich um Vektorfelder handelt, werden natürlich die Komponenten der Feldvektoren gemessen. Insgesamt ergeben sich somit fünf zu

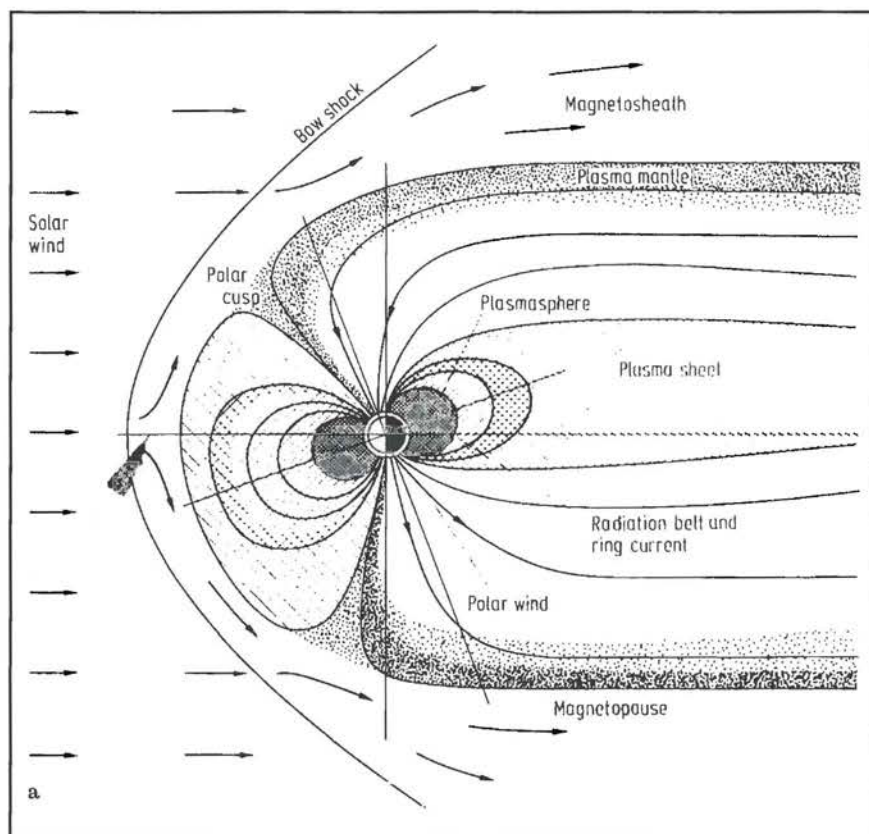


Abb. 2.: Schnitt durch die Magnetosphäre zu Zeiten einer „ruhigen Sonne“. Die Ionosphäre ist die innere Begrenzung der Magnetosphäre, die sich in etwa 100 - 300km Höhe um die feste Erde spannt. Alle Bewegungen des elektrisch geladenen Plasmas innerhalb der Magnetosphäre als Flächen- oder Ringströme mit Stärken einiger 100 000 A erzeugen zeitlich variable Magnetfelder an der Erdoberfläche, die für die Tiefen-sondierung benutzt werden. (Aus: Schmucker, 1985).

Magnetfeld der Erde bereits in einer Entfernung von wenigen Erdradien starke Abweichungen von der Geometrie eines Dipolfeldes auf. Die Ursache hierfür ist der ständige Anstrom von elektrisch geladenen Teilchen der Sonne, dem Sonnenwind. Das Dipolfeld wird zu einem „Tropfen“ deformiert (Abb. 2). Das Innere dieses Tropfens wird als Magnetosphäre bezeichnet, die die Erde gleichsam als harten Kern enthält. Die Magnetosphäre ist ein Ort recht verwickelter physikalischer Prozesse (siehe z. B. Grafe, 1976). So entstehen hier z. B. jene

registrierende Zeitreihen,

$$B_x(t), B_y(t), B_z(t), E_x(t) \text{ und } E_y(t)$$

wobei x-Achse nach Norden, y-Achse nach Osten und z-Achse nach unten weisen. Die Registrierungen dieser fünf Zeitreihen dauern mehrere Tage bis mehrere Wochen.

3. Eindringtiefen und Frequenzen

Die magnetischen Wechselfelder der Ionosphäre können nicht beliebig tief in die Erde eindringen, da jeder elektrische Leiter, also auch die Erde, sein Inneres feldfrei halten „will“. Bezeichnet man die Tiefe, in der die Feldstärke auf den e-ten Teil der Feldstärke an der Erdoberfläche abgeklungen ist, als Eindringtiefe p (also $B(p) = B(0)/e$), dann gilt

$$p = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{10\rho}{f}}$$

mit: p : Eindringtiefe in km,
 r : spezifischer elektrischer Widerstand in Ωm ,
 f : die Frequenz des Wechselfeldes in Hz.

Diese einfache Beziehung gilt nur für einen Untergrund mit homogenem spezifischen Widerstand r . Obwohl die Natur hiervon stark abweicht, kann man doch einige allgemeingültige, für die spätere Anwendung wichtige Regeln diskutieren. Physikalische Prozesse in der Magnetosphäre erzeugen in der Ionosphäre Wechselströme in einem großen Frequenzbereich und ergeben damit einen weiten Bereich von Eindringtiefen. Im folgenden wird eine Auswahl verschiedener physikalischer Prozesse aufgezählt, die solche magnetischen Variationen unterschiedlicher Frequenz liefern, Allerdings werden nicht alle von ihnen durch die Magnetosphäre gesteuert.

1. *Sonnenflecken-Zyklus*: Die Intensität und damit der Druck des solaren Windes auf die Magnetosphäre schwankt im Rhythmus der 11 Jahre dauernden Zu- und Abnahme der Sonnenfleckenhäufigkeit. Damit schwankt im gleichen Rhythmus die Stärke des Erdmagnetfelds und induziert elektrische Erdströme.

Es ist die längste Periode, die für dieses elektromagnetische Sondierungsverfahren ausgenutzt werden kann; die erreichbare maximale Eindringtiefe ist etwa 3000 km.

2. *Erdmagnetische Stürme*: Sie werden durch einzelne Sonneneruptionen verursacht. Es entsteht eine Vielzahl von Störungen der Magnetosphäre und damit des Erdmagnetfeldes (Dst-Variationen) mit Perioden von 2 - 27 Tagen. Damit werden Eindringtiefen von 1000 km erreicht.
3. *Täglicher Gang des Erdmagnetfelds, der Sq-Gang (Solar quiet)*: Er wird durch Gezeitenbewegungen der Ionosphäre im Erdmagnetfeld erzeugt. Es handelt sich damit um einen periodischen Vorgang mit Perioden von 24, 12, 8 und 6 Stunden. Die Eindringtiefen liegen zwischen 200 und 600 km.
4. *Polare Magnetfeldstürme*: Sie sind oft mit Polarlichtern verbunden, die durch hereinstürzende Plasmawolken aus dem Magnetosphärenschweif erzeugt werden. Perioden reichen von Sekunden bis Stunden, Eindringtiefen von wenigen km bis 100 km.

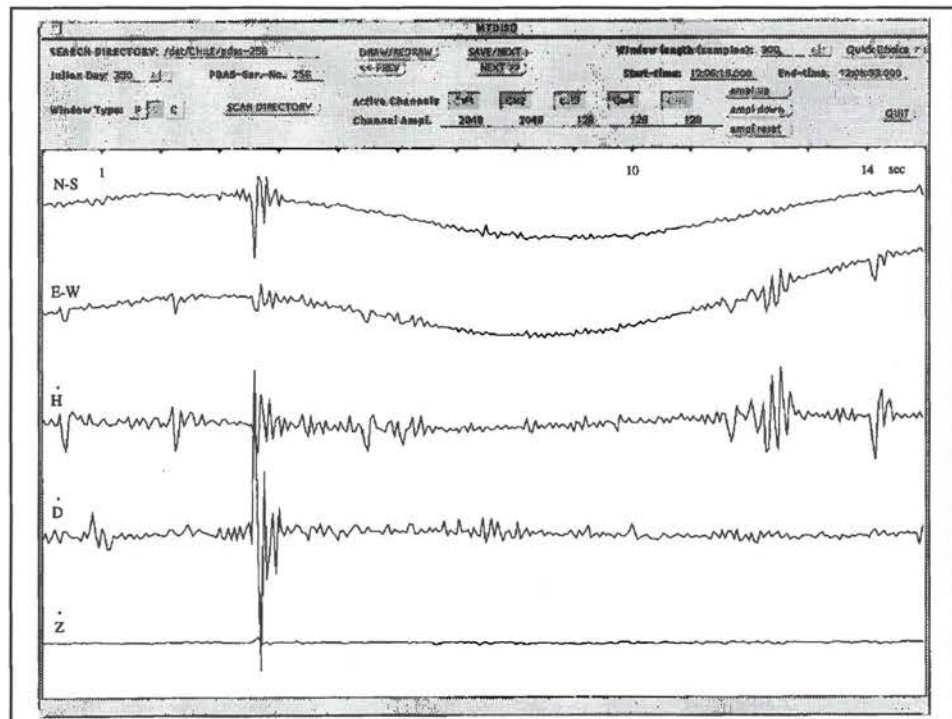


Abb. 3.: Registrierung von hochfrequenten Whistler-(Pfeif-) Schwingungen, die durch Gewitter in den Tropen in der hohen Atmosphäre erzeugt werden und sich im „Hohlleiter“ Ionosphäre-Erde global ausbreiten. Ihre Frequenzen sind für den Tiefenbereich der kontinentalen Kruste wichtig. Diese Registrierung, die mit den neuen PDAS-gestützten MT-Apparaturen in den Anden 1993 aufgenommen wurde, ist in ihrer rauscharmen Qualität einmalig. Dargestellt sind die Komponenten E_x , E_y , sowie die zeitlichen Ableitungen von B_x , B_y , B_z . Die Länge des Zeitfensters beträgt 15 sec.

5. *Bay-Variationen*: Rückströme von polaren Stürmen über die Ionosphäre in mittleren Breiten verursachen die Schwingungen mit Perioden um 20 min und Eindringtiefen von 50 bis 100 km.
6. *Erdmagnetische Pulsationen*: Sie entstehen durch Resonanzschwingungen in der Magnetosphäre. Die Perioden liegen im Minutenbereich, die Eindringtiefen reichen bis 30 km.
7. *Schumann-Resonanzen*: Durch Blitze entstehen diese elektromagnetischen Hohlraum-Schwingungen zwischen Ionosphäre und Erdboden. Die Frequenzen liegen bei 1 bis 8 Hz, Eindringtiefen reichen bis 15 km.
8. *Sferics und Whistler*: Durch Blitze angeregte dispersive elektromagnetische Wellen, mit Frequenzen bis zu mehreren kHz und Eindringtiefen von wenigen Kilometern.

Diese verschiedenen Prozesse ereignen sich nicht kontinuierlich und nicht gleichzeitig. Deshalb müssen die Meßgeräte oft wochenlang im Gelände - auch bei Hitze, Regen, Schnee und Kälte kontinuierlich - registrieren. Eine Registrierung aller fünf Komponenten zeigt Abb. 3.

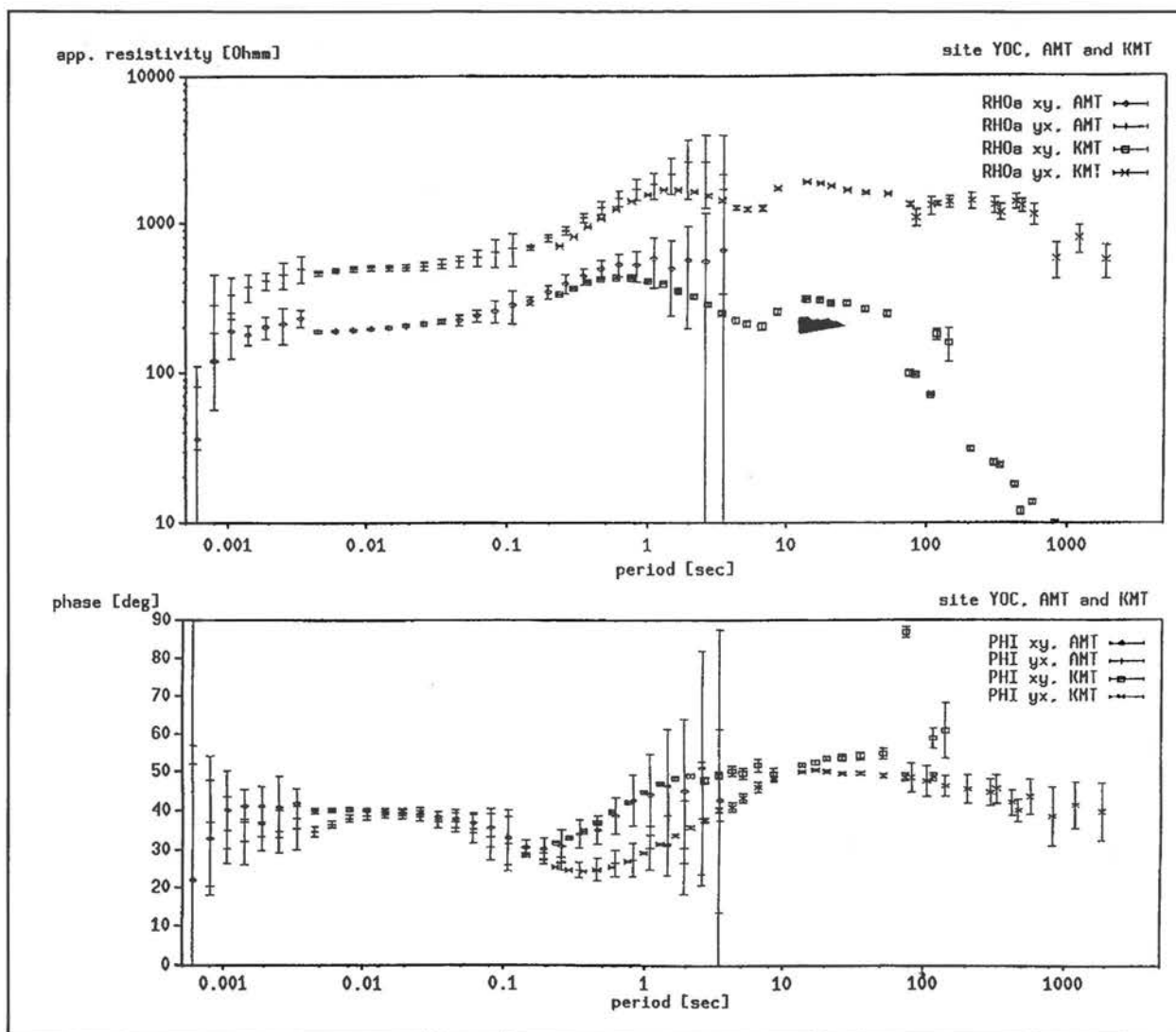
4. Die Magnetotellurik - eine elektromagnetische Sondierungsmethode der Geophysik

Die magnetotellurische Tiefensondierung wurde in den fünfziger Jahren begründet (Cagniard, 1953; Thikonov & Shakhsharov, 1956). Mit dieser Methode läßt sich aus Messungen an der Erdoberfläche die räumliche Verteilung des spezifischen Widerstandes im Untergrund bestimmen. Dabei reichen die Erkundungstiefen von der obersten Erdkruste (~ 100 m) bis in den Erdmantel (~ 600 km). Die Meßgrößen sind die zeitlichen Variationen der Komponenten des elektrischen und magnetischen Feldes,

$$E_x(t), E_y(t), B_x(t), B_y(t), B_z(t).$$

Mittels einer Fouriertransformation werden die zeitabhängigen Größen in den Frequenzbereich

Abb. 4.: Magnetotellurische Sondierungskurven: scheinbarer spezifischer Widerstand (oben) und Phase als Funktion der Periode T . Die hier gezeigten Kurven werden aus Registrierungen an der Station YOC in den Anden abgeleitet. „AMT“ und „KMT“ bezeichnen zwei Gerätetypen, die hier zum Einsatz kamen, um einen möglichst breiten Periodenbereich (hier 1 kHz - 4000 sec) abzudecken.



transformiert, in dem ein linearer Zusammenhang zwischen ihnen besteht. Die horizontalen Komponenten des elektrischen Feldes sind durch den komplexwertigen Impedanztensor Z mit den horizontalen Komponenten des Magnetfeldes verbunden:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} B_x \\ B_y \end{pmatrix}$$

Aus der Impedanz lassen sich scheinbarer spezifischer Widerstand ρ_a ,

$$\rho_a = \frac{\mu_0 T}{2\pi} |Z|^2$$

(μ_0 : magnetische Suszeptibilität, $4\pi \cdot 10^{-7}$ Vs/Am, T: Periode in sec) und Phase ϕ ,

$$\phi = \arctan \frac{\text{Im}(Z)}{\text{Re}(Z)}$$

($\text{Im}(Z)$: Imaginärteil von Z , $\text{Re}(Z)$: Realteil von Z) berechnen.

Dargestellt als Funktion der Periode bilden diese Größen die magnetotellurischen Sondierungskurven.

Die Übertragungsfunktion zwischen der vertikalen Komponente des Magnetfeldes und seinen horizontalen Komponenten z_H und z_D ,

$$B_z = \begin{pmatrix} z_H & z_D \end{pmatrix} \begin{pmatrix} B_x \\ B_y \end{pmatrix}$$

werden im allgemeinen als Induktionsvektoren dargestellt, wobei der mit B_x verknüpfte Anteil z_H in Nordrichtung,

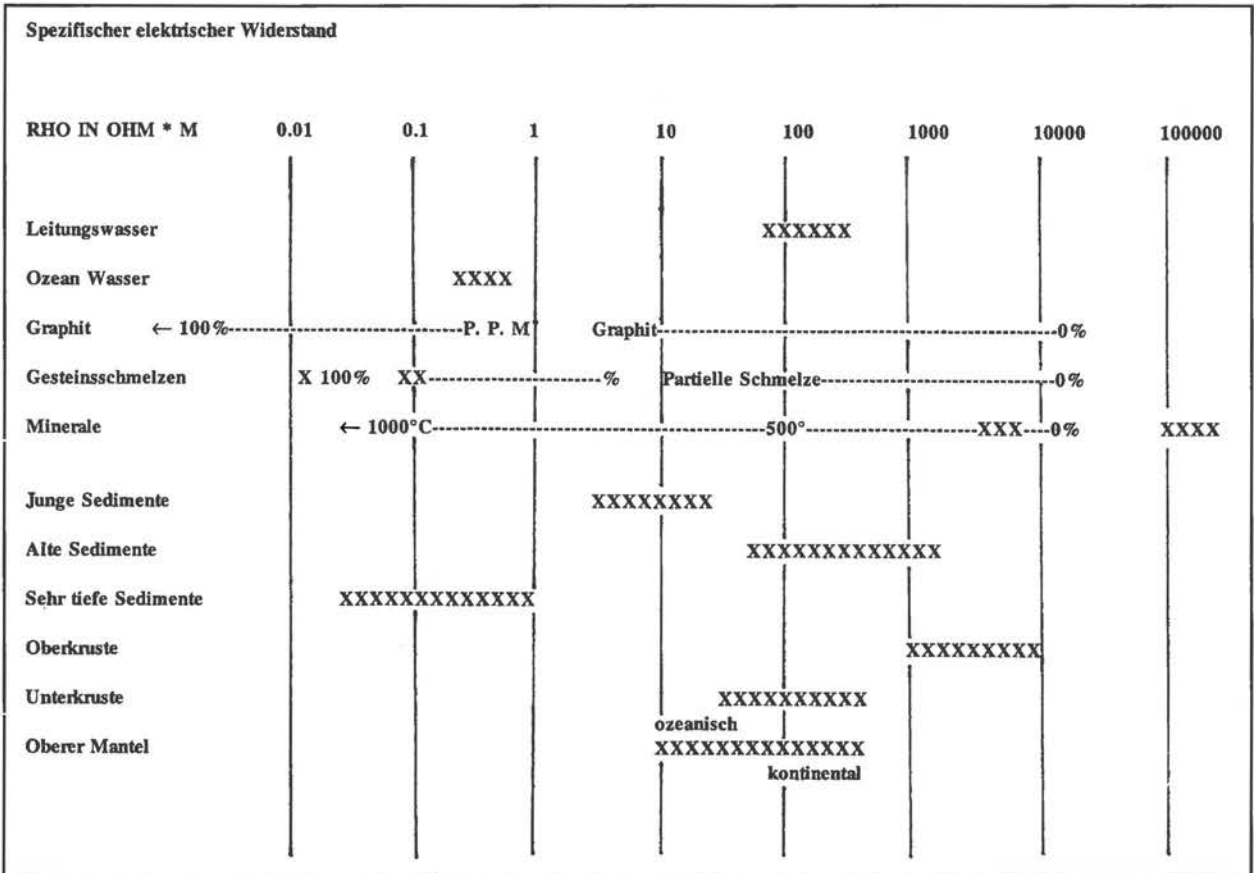
der mit B_y verbundene Anteil z_D in Ostrichtung weist. Nur im Falle von lateralen Widerstandsänderungen sind die Übertragungsfunktionen z_H und z_D von Null verschieden. Entsprechend der Definition weist der Realteil der Induktionsvektoren von Bereichen geringen Widerstandes zu Bereichen höheren Widerstandes hin.

Liegen Meßdaten an mehreren Stationen entlang von Profilen oder flächenhaft vor, lassen sich mittels Finite-Elemente- und/oder Finite-Differenzen-Rechnungen Modelle der Widerstandsverteilung finden, die die gemessenen Sondierungskurven erklären (Abb. 4).

5. Der spezifische Widerstand natürlicher Gesteine

Die meisten gesteinsbildenden Minerale sind bei Temperaturen an der Erdoberfläche praktisch Isolatoren. Dagegen haben die Gesteine in der Erdkruste einen ziemlich kleinen spezifischen Widerstand mit mittleren Werten zwischen 10 und 100 Ωm . Dies ist darin begründet, daß der spezifische Widerstand von Gesteinen weniger

Abb. 5.: Übersicht über den Bereich der spezifischen Widerstände von natürlichen Materialien der Lithosphäre. Alle spezifischen Widerstände, die kleiner sind als 100 Ωm („Leitungswasser“) sind durch elektromagnetische Sondierungsverfahren gut erkennbar. Ihre Ursachen sind in Anreicherungen von Salzwasser, Graphit oder Schmelzen, oder in Temperaturen über 1000°C zu suchen



durch die sie bildenden Minerale als vielmehr von den folgenden Faktoren bestimmt wird:

1. Elektrolytgehalt im Porenraum der Gesteine
2. Temperatur der Gesteine
3. Graphitgehalt
4. Gesteinsschmelze

Abb. 5 gibt eine Übersicht über die Größenordnungen der spezifischen Widerstände. Im oberen Teil der Figur wird der Einfluß der genannten Faktoren demonstriert. Die meisten Minerale werden erst bei Temperaturen oberhalb 800 °C so gut leitend, daß man sie mit der Magnetotellurik überhaupt vom Isolator unterscheiden kann. Solche Temperaturen werden in der 30 - 40 km mächtigen kontinentalen Erdkruste aber nicht erreicht, sondern erst im Erdmantel. Dagegen genügen schon wenige Prozent an Elektrolyt, um den spezifischen Widerstand der Gesteine um einige Größenordnungen zu erniedrigen. Es ist aber nicht das Wasser, das selber ein Isolator ist, sondern der Gehalt an Ionen (Na^+ , Cl^- etc.) im Wasser, das den spezifischen Widerstand der Gesteine bestimmt. Daneben haben auch Tone mit Werten um $10 \Omega\text{m}$ einen auffallend kleinen spezifischen Widerstand. Ein sehr markanter Unterschied existiert zwischen den spezifischen Widerständen von Sedimenten aufgrund ihres hohen Elektrolyt- und Tongehalts und dem spezifischen Widerstand der kristallinen Gesteine, also z.B. von Gneisen und Graniten. Man kann deshalb aus einer mit der Magnetotellurik bestimmten Widerstand-Tiefen-Funktion die Tiefe von Sedimentbecken erkennen (Losecke et al, 1979). Das hat man bei der Untersuchung großer Sedimentbecken für die Kohlenwasserstoff-Exploration auch getan.

In jenen großen Tiefen, in denen die Temperaturen merklich den spezifischen Widerstand erniedrigen, sind die Drücke so groß, daß unter normalen Umständen jeglicher Elektrolytgehalt unmöglich ist. Damit sollte es möglich sein, aus den mit der Magnetotellurik bestimmten spezifischen Widerständen die Temperatur abzuleiten. Hierzu muß man natürlich eine Eichkurve haben, die die Abhängigkeit des spezifischen Widerstandes von der Temperatur jenes Materials beschreibt, das für diese Tiefenbereiche typisch ist. Man ist relativ sicher, daß der Erdmantel vor allem aus Olivin besteht, weshalb man sich in den vergangenen 20 Jahren sehr intensiv mit der Bestimmung der elektrischen Leitfähigkeit des Olivins als Funktion der Temperatur befaßt hat. Trotzdem ist dieses Problem immer noch nicht befriedigend gelöst.

Gesteinsschmelzen haben einen kleinen spezifischen Widerstand ($0.2 \Omega\text{m}$) und sollten deshalb durch die Magnetotellurik leicht zu entdecken sein. Das wäre auch der Fall, wenn Gesteinsschmelzen als große und unförmige Körper in der Erdkruste existierten, also so, wie man sich eben „Magmenkammern“ vorstellt. Leider verteilen sich aber Gesteinsschmelzen sehr kunstvoll, d.h. weitverästelt, im umgebenden Gestein. Sie bilden damit ein recht kompliziertes elektrisches Netzwerk. Tatsächlich spielt die

geometrische Verteilung und nicht nur der spezifische Widerstand der Gesteinsschmelze selbst für den pauschalen spezifischen Widerstand des Gesteins eine überraschend wichtige Rolle.

Graphit hat mit $10^{-6} \Omega\text{m}$ einen sehr viel kleineren spezifischen Widerstand als alle anderen, häufigeren Minerale. Für den Außenstehenden mag Graphit zunächst als ein etwas seltenes Mineral in der Erdkruste vorkommen. Das ist aber nicht der Fall. Zum einen ist es als biogener Graphit das Endprodukt jedes pflanzlichen oder tierischen Lebens, integriert über die gesamte Lebensdauer unseres Planeten. Zum anderen muß im Erdmantel noch eine Menge an Graphit aus der Ur-Zusammensetzung der Erde vorhanden sein, das jetzt durch kontinuierliche Entgasung des Erdmantels durch die Kruste wandert und sich dort niederschlagen kann. Rätselhaft sind nun Bereiche und Horizonte in der Erdkruste, in denen Graphit sich so stark angereichert hat, daß sie mit der Magnetotellurik erkennbar sind. Vermutlich ist das nur in Störungszonen der Fall, in denen aufgrund der erhöhten Permeabilität Graphit in Gasen oder Fluiden angereichert aufsteigen und sich dort abscheiden kann. Neue Untersuchungen an den Gesteinen der kontinentalen Tiefbohrung (KTB) zeigen, daß nur dort, wo Scherbewegungen die Nukleation von Graphit ermöglichten, Graphit existiert. Graphit zeigt deshalb direkt fossile Scherbahnen an (Walther und Althaus, 1993). Dieser auf Störungszonen haftende Graphit könnte dann als Schmiermittel Bewegungen großer Krustenteile relativ zueinander möglich machen. Gut leitende Horizonte in der Erdkruste lassen sich manchmal weit über 100 km verfolgen und zeigen damit die Größenordnung derartiger lateraler Krustenbewegungen an. Entsprechend versucht man, gut leitende Schichten in der mittleren und tieferen Erdkruste zu deuten.

Im unteren Teil der Abb.5 ist die Größenordnung der real gemessenen spezifischen Widerstände der Erdkruste und des Erdmantels wiedergegeben. Man erwartet, daß der spezifische Widerstand mit zunehmender Tiefe innerhalb der Erdkruste zunimmt. Das sollte so sein, weil einerseits der Porenraum aufgrund des zunehmenden Druckes mit der Tiefe abnimmt, also der Elektrolytgehalt sinkt und damit der spezifische Widerstand steigt, andererseits aber die Temperatur noch nicht hoch genug ist, um den spezifischen Widerstand zu erniedrigen. Trotzdem beobachtet man in der tieferen Kruste eine deutliche Abnahme des spezifischen Widerstandes. Über die Ursache ist ein allgemeiner Ideen-Wettstreit entbrannt: Sind es elektrolythaltige Fluide oder ist es Graphit? Es gibt gute Gründe für und auch gegen beide Thesen.

6. Aktuelle Forschungsrichtungen

Eine Reihe jüngerer Arbeiten zeigen, daß langgestreckte Anomalien hoher elektrischer Leitfähigkeit offensichtlich die Nahtstellen von Kollisionen oder Subduktionen kontinentaler Platten nachzeichnen (Korja et al. 1993, A. Jones 1993). Aus diesem Grunde ist es besonders wichtig,

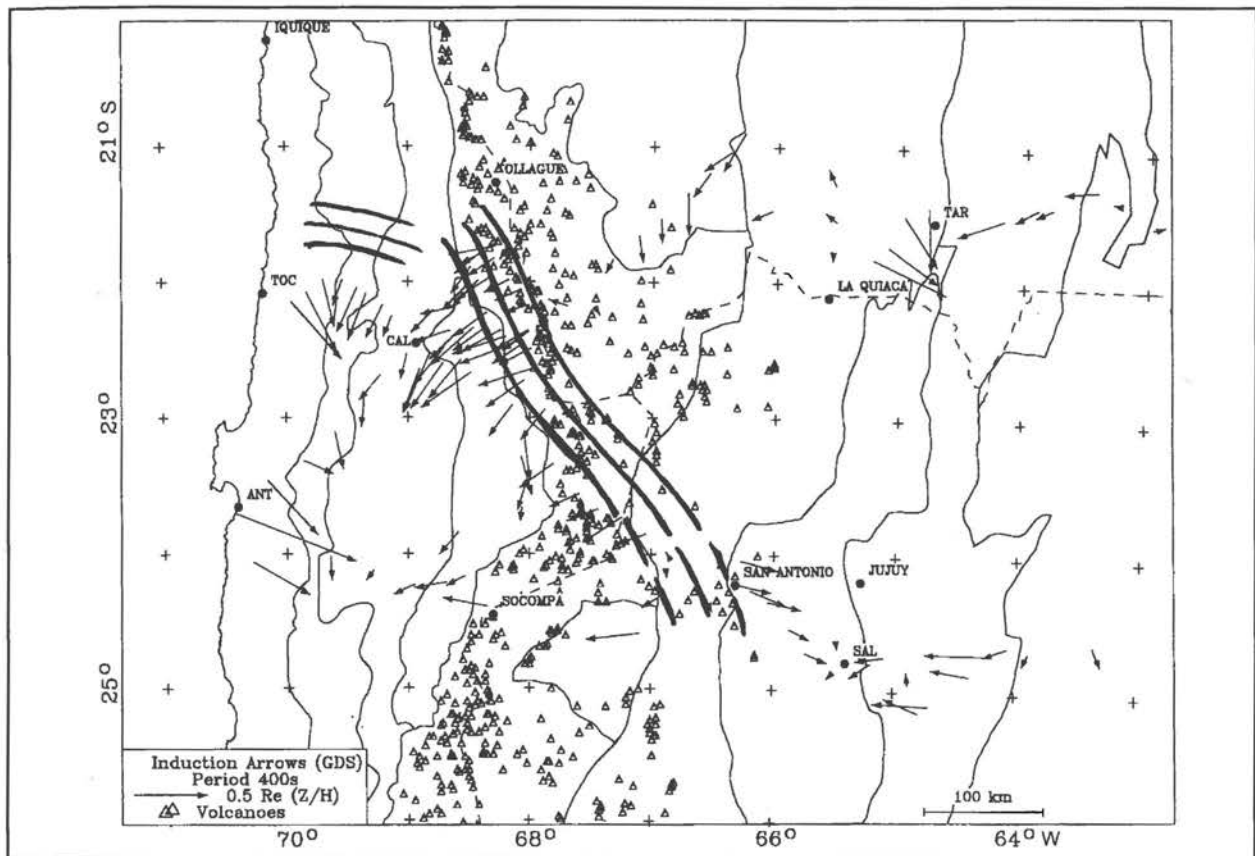


Abb. 6.: Darstellung der Induktionspfeile im Kartenbild von Nordchile, Bolivien und Argentinien. Die Periode, für die die Realpfeile gezeigt sind, ist $T = 400$ sec. Neben den Grenzen der geologischen Hauptstrukturen sind die rezenten Vulkane eingezeichnet (Dreiecke). Die schraffierten Bereiche markieren Zonen erhöhter Leitfähigkeit, wie sie sich aus den Induktionspfeilen ableiten lassen und als partielle Schmelzen gedeutet werden. Über einen weiten Bereich korrelieren diese Zonen mit dem Verlauf des Vulkangürtels (aus: Schwarz et al., 1993).

die Entstehung dieser Leitfähigkeitsanomalien an jetzt stattfindenden Kollisionen, Subduktionen, aber auch Extensionen der kontinentalen Lithosphäre zu studieren. Tatsächlich scheinen sich alle Schwächezonen der Lithosphäre durch erhöhte Leitfähigkeit auszuzeichnen. Dabei kann das Material mit der erhöhten elektrischen Leitfähigkeit die Ursache, aber auch die Folge der Schwächung sein. Mit diesem Prozeß stets verbunden ist eine erhöhte Mobilität.

Die Forschung am GFZ richtet sich auf die Untersuchung von Prozessen, die jetzt die Lithosphäre verändern und die deshalb geeignet sind, die Entstehung und damit die Bedeutung gutleitender Strukturen in der Lithosphäre zu erklären. Es handelt sich hier einerseits um die Ursachen und um die Folgen der Deformationsprozesse in den Anden als einer prominenten Subduktionszone. Andererseits sollen solche Prozesse im Kenia-Rift untersucht werden, die auch den Zusammenhang zwischen

tektonischen und vulkanischen Prozessen aufzeigen sollen.

In den Anden wurden von der FU Berlin bereits seit über zehn Jahren magnetotellurische Tiefensondierungen an über 100 Stationen über Strecken von mehreren Hundert bis Tausend Kilometern gemacht (Schwarz et al. (1993), Krüger (1994).

Auf diesen „Voruntersuchungen“ wurde jetzt im Rahmen des SFB 267 ein weiterführendes Programm aufgebaut, in dem von Oktober bis Dezember '93 die ersten intensiven Messungen stattgefunden haben.

In Abb. 6 zeigen die erdmagnetischen Induktionspfeile (Schwarz et al. 1993) den Verlauf der Achsen sehr gut leitender Strukturen an, die vermutlich durch partielle Schmelzen verursacht wurden. Tatsächlich fällt diese Achse mit der heute aktiven Vulkankette zusammen.

Im Norden ergeben sich aber große Abweichungen von diesen vermuteten Richtungen. Liegen hier, oder entstehen hier neue aktive Zonen? Die Meßkampagne 1993 hat deshalb dieses Gebiet mit etwa 40 Stationen überdeckt. Ähnliche Probleme existieren auch im Süden zwischen Socoma und San Antonio.

Ein etwas verallgemeinertes Bild der Verteilung niedriger spezifischer Widerstände ist in Abb.7 wiedergegeben (Schwarz et al. 1993), in dem die Korrelation mit magmatischen Schmelzen zumindest in der Westkordillere naheliegt. Detailliertere Modellierungen einzelner

Teilabschnitte (Krüger, 1994; Massow, 1993) unterstreichen diese Interpretation. Trotzdem können elektrisch leitende Strukturen im Osten auch mit graphitbelegten Gleitbahnen durch die Andenkruste korrelieren. Bisher noch nicht untersucht wurden Leitfähigkeitsverteilungen in Blattverschiebungen vor allem im Bereich der Präkordillere. Da hier mit erhöhter Mineralisation und Vererzung gerechnet werden kann, ist auch mit erhöhter Leitfähigkeit zu rechnen, was die Mobilität der Kruste erhöhen kann.

Untersuchungen in den Anden die Schlüssel zum Verständnis des variscischen Grundgebirges in Europa bilden werden.

Ein zu den Anden komplementäres Forschungsziel ist der Ostafrikanische Graben in Süd-Kenia. Im Januar und Februar 1995 werden hierzu magnetotellurische Sondierungen längst eines etwa 200 km langen EW-Profiles durchgeführt. Der Ostafrikanische Graben entsteht, weil hier expansive Kräfte die Kruste auseinandertreiben.

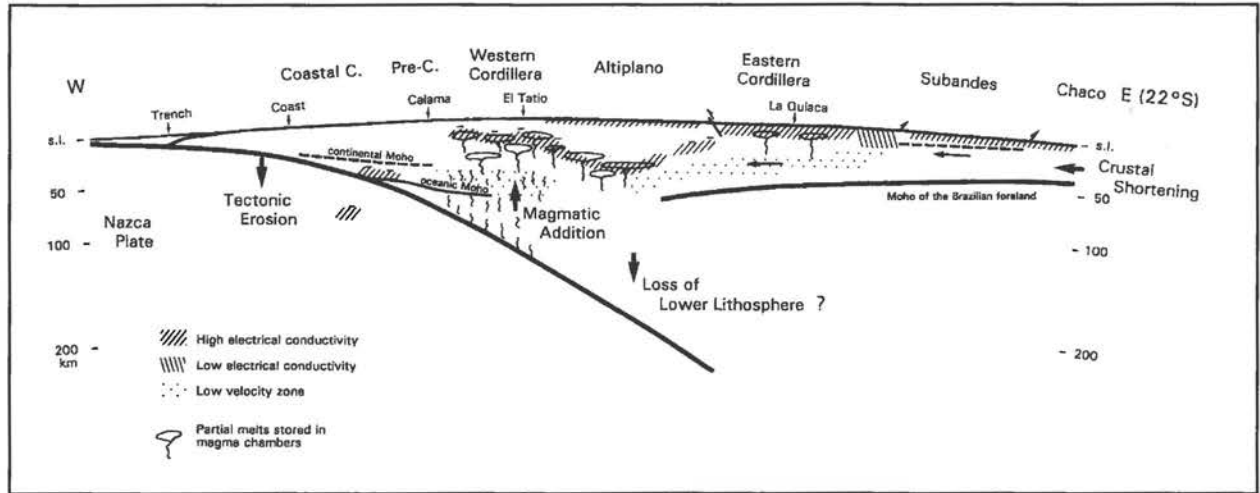


Abb.7.: Übersicht über den gesamten Vorgang an der Subduktionszone der Anden. Ergebnisse der geophysikalischen Messungen (Giese et al. 1990) sind der Verlauf der unter die Anden abtauchenden Nazca-Platte, die Anordnung der Moho-Diskontinuität (Wigger, 1993) und die Verbreitung der Zonen hoher elektrischer Leitfähigkeit. Letztere zeigen sehr wahrscheinlich den Aufenthaltsort magmatischer Schmelzen in der andinen Kruste an, die durch den Subduktionsprozess verursacht werden

Die Ursache kann die nach oben steigende Asthenosphäre sein. Warum sind dann aber die großen Vulkane wie der Mt. Kenya auf nur einer Seite, hier der östlichen Seite, des Grabens? Wie entsteht diese asymmetrische Tektonik? Sind Temperaturen und partielle Schmelzen auch in größeren Tiefen um 100 km symmetrisch oder asymmetrisch zum Rift verteilt? Wir erwarten, daß die Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit die entscheidenden Antworten geben wird.

Schlußbemerkung

Die elektromagnetische Sondierung des Erdinnern ist eine der jüngsten Methoden der Geophysik. Während Seismologie und Refraktionsseismik ein unübertreffbar genaues Bild über den Aufbau der Erde entwickelt haben, wird die Magnetotellurik durch die räumliche Kartierung gut leitender Strukturen - parallel zur Reflexionsseismik - Prozesse und ihre Produkte nachzeichnen können. Hierbei handelt es sich sowohl um rezente Prozesse, die Fluide und Schmelzen produzieren, als auch fossile Prozesse, die durch graphitbelegte Gleitbahnen in Überschiebungen und Blattverschiebungen konserviert worden sind.

Es sind zwei Hauptziele mit diesen Untersuchungen zu erreichen:

1. Eine Abschätzung von rheologischen Eigenschaften und ihrer Verteilung in den Anden.
2. Eine Bestandsaufnahme, welche der jetzt beobachteten gutleitenden Strukturen zeitlich transient und welche zeitlich unveränderlich sind. Schmelzen und Fluide werden durch die aktiven Prozesse, die durch die Subduktion ausgelöst werden, produziert und werden deshalb verschwinden, wenn die Subduktion aufhört. Im Gegensatz hierzu werden auf Gleitbahnen und in Blattverschiebungen angereicherte Graphite auch über geologische Zeiträume nach dem Ende der Subduktion erhalten bleiben. Diese „Restbestände“ bilden gutleitende Strukturen auch in fossilen Gebirgen und sind deshalb Zeugen der Gebirgsbildung. Es kommt darauf an, zu verstehen, welche Funktion sie im tektonischen Geschehen einst hatten. Deshalb ist zu erwarten, daß die

Literatur

Cagniard, L., 1953. Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. *Geophysics* 18, 605-635.

Giese, P., 1993. Geothermal Structure of the Central Anden Crust - Implications for Heat Transport and Rheologie. In: Reutter K. J., Scheuber E. & Wigger P. (eds): *Tectonics of the Southern Central Andes*, Springer Verlag.

Grafe, A., 1976. Distribution of current Density and Homogeneity of the Substorm Field. In: Adam, A. (hrsg.): *Geoelectric and Geothermal Studies*. Akademiai Kiado, Budapest.

Haak, V. and Hutton, R., 1986. Electrical resistivity in continental lower crust. Dawson, J. B., Carswell, D. A., Hall, J., Wedepohl, K. H. (eds): *The nature of the continental lower crust*. Geol. Soc. Spec. Publ. no. 24, Blackwell, Oxford, 35-49.

Jones, A. G., 1993. Electromagnetic images of modern and ancient subduction zones. *Tectonophysics*, 219, 29-45.

Korja, A., T. Korja, V. Luosto and P. Heikkinen, 1993. Seismic and geoelectric evidence for collisional and extensional events in the Fennoscandian Shield - implications for Precambrian crustal evolution. *Tectonophysics*, 219, 129-152.

Krüger, D., 1994. Modellierung zur Struktur elektrisch leitfähiger Zonen in den südlichen zentralen Anden. Diss. FU Berlin.

Losecke, W., Knödel, K. and Müller, W., 1979. The conductivity distribution in the North German sedimentary basin derived from widely spaced areal magnetotelluric measurements. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 58: 169-179.

Massow, W., 1994. Ein dichtes Magnetotellurik-Profil in der Westkordillere N-Chiles. Registrierung und Auswertung. Diplomarbeit, FU Berlin, unveröffentlicht.

Schmucker, U., 1985. The external part of the Earth magnetic field. Landolt-Börnstein, Neue Serie, Gruppe V, Band 2b: *Geophysik der Festen Erde*, Kapitel 4.1.1. Springer Verlag Berlin-Heidelberg-New York-Tokyo.

Schwarz, G., Chong Dias, G., Krüger, D., Martinez, E., Massow, W., Rath, V. & Viramonte, J. G., 1993. Crustal High Conductivity Zones in the Southern Central Andes. In: Reutter K. J., Scheuber E. & Wigger P. (eds): *Tectonics of the Southern Central Andes*, Springer Verlag.

Tikhonov, A. N. and Shakhshvarov, D. N., 1956. On the possibility of using the impedance of the natural electromagnetic field of the Earth to study its upper layers. *Izv. Akad. Nauk. SSSR, Ser. Geophys.*, 11, 1693-1696.

Walther, J. and E. Althaus, 1993. Graphite deposition in tectonically mobilized fault planes of the KTB-pilot drill hole. KTB Report 93-2, 493-498.

Wigger, P., Schmitz, M., Araneda, M., Asch, G., Baldzuhn, S., Giese, P., Heinsohn, W. D., Martinez, E., Ricaldi, E., Röwer, P. & Viramonte, J., 1993. Variation in the Crustal Structure of the Southern Central Andes Deduced from Seismic Refraction Investigations. In: Reutter K. J., Scheuber E. & Wigger P. (eds): *Tectonics of the Southern Central Andes*, Springer Verlag.

SEISMOLAP

Ein neuer Weg zur Erdbebenvorhersage?

Jochen Zschau



Abb. 1: Wohnhaus in Killari (Südindien), zerstört durch ein Beben der Stärke 6.3 in der Nacht vom 30. September zum 1. Oktober 1993

Fast schon ist die Erdbebenkatastrophe der Nacht vom 30. September zum 1. Oktober 1993 in Südindien wieder vergessen. Andere Erdbebenkatastrophen wie die von Northridge (bei Los Angeles), Indonesien oder auch der starke Erdbebenschock im Mai 1994 auf Kreta haben sie aus den Schlagzeilen verdrängt. Bilder von den Zerstörungen in Killari (Abb. 1) sind längst durch neue Katastrophenbilder abgelöst worden. Es hat den Anschein, als würden die Erdbebenkatastrophen immer häufiger auftreten und ihr Ausmaß ständig anwachsen

Ausnahmsweise trägt der Schein nicht. Die Beobachtung ist richtig. Erdbeben in diesem Jahrhundert sind nicht nur für mehr als 50 % aller durch Naturkatastrophen zu beklagenden Todesopfer verantwortlich (Abb. 2), sondern wie bei allen Naturkatastrophen wachsen auch die damit verbundenen wirtschaftlichen Schäden exponentiell an.

In den neunziger Jahren wird man sich allein in Europa auf Schäden in einer Höhe von 10 Milliarden US \$ pro Jahr einstellen müssen. Das Northridge-Beben vom 17. 1. 1994 hat gezeigt, daß auch Amerika nicht verschont bleibt: ca. 20 Milliarden US \$ Schaden entstanden in einem einzigen Beben. Für den „Big One“ im Bereich von San Franzisko rechnen die Rückversicherungsgesellschaften mit ca. 100 Milliarden US \$. Auch für das nach der letzten großen Bebenkatastrophe von 1923 wieder fällige Erdbeben in Tokio muß von ähnlich hohen Schäden ausgegangen werden. Ganz besonders betroffen sind aber

die Länder der Dritten Welt, die sich meist keinen angemessenen Schutz gegen Erdbebenkatastrophen leisten können. Die durch Erdbeben hervorgerufenen wirtschaftlichen Schäden machen einen signifikanten Anteil ihres Bruttosozialprodukts aus.

Diese Entwicklung hat nichts mit einer besonderen Häufung von Erdbebenereignissen in diesem Jahrhundert zu tun. Der Mensch allein trägt die Verantwortung. Ungebremstes Bevölkerungswachstum, Besiedlung gefährdeter Gebiete, Verarmung in der Dritten Welt, gefährdete Industrie-Einrichtungen, Nichteinhalten von Baunormen und unzureichende Entwicklungs-

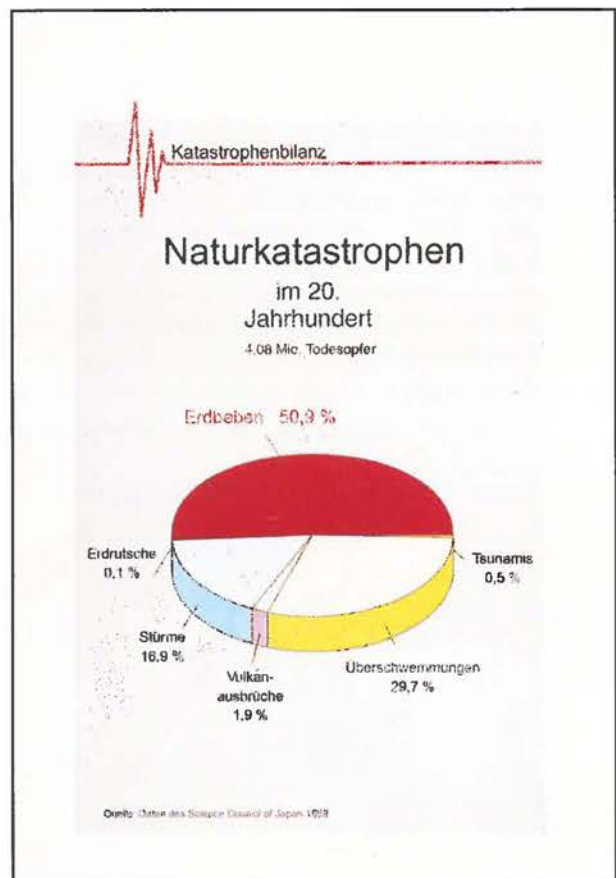


Abb. 2: Katastrophenbilanz von Naturkatastrophen im 20. Jahrhundert. Während diese in den 50er Jahren in Europa nur etwa 10 Millionen US \$ pro Jahr ausmachten, sind sie in den 80er Jahren bereits auf 1.8 Milliarden US \$ pro Jahr angestiegen.

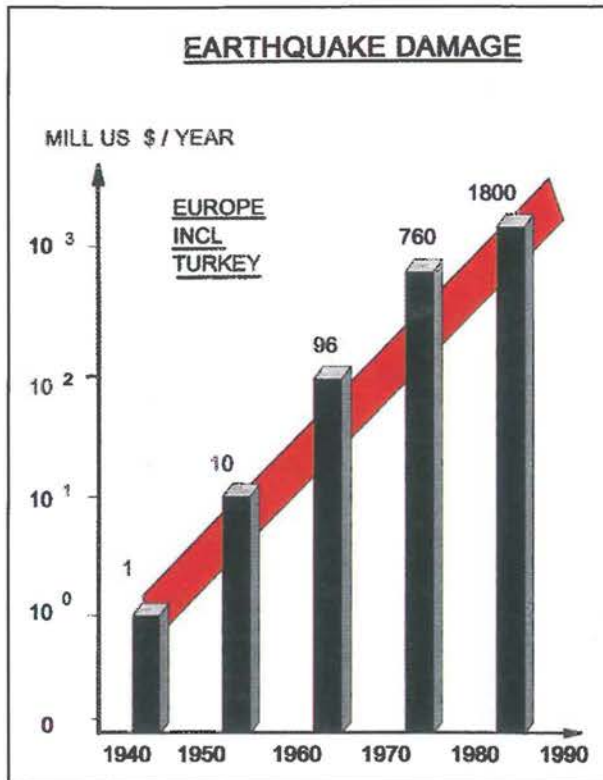
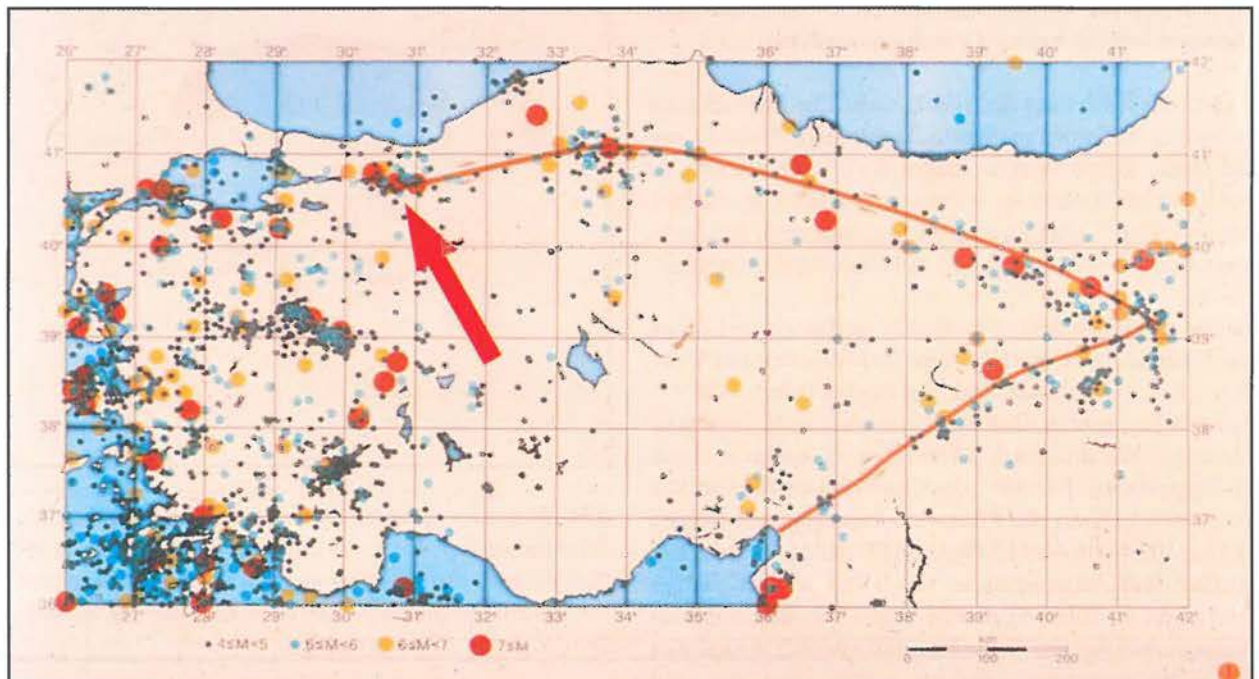


Abb. 3: Jährliche wirtschaftliche Erdbebenschäden in Europa einschließlich der Türkei

planung sind in diesem Zusammenhang nur einige Gründe für die immer größer werdende Verletzbarkeit unserer Gesellschaft durch Naturereignisse.

Abb. 4: Meßgebiet des deutsch-türkischen Projekts zur Erdbebenvorhersage-Forschung



In Kenntnis dieser Sachlage hat die Vollversammlung der Vereinten Nationen die 90er Jahre zur Internationalen Dekade für Katastrophenvorbeugung erklärt (IDNDR = „International Decade for Natural Disaster Reduction“). Im Vordergrund steht eine breite Palette von Aktivitäten, die einer größeren Ausweitung der Entwicklung von Naturkatastrophen vorbeugen soll. Gelingt die Vorbeugung nicht, so ist schon jetzt abzusehen, daß eine angemessene Katastrophenhilfe sehr bald nicht mehr auch nur annähernd bezahlbar sein wird. Zu dem breiten Spektrum der daher unbedingt notwendigen Vorbeugungsmöglichkeiten bei Erdbebenkatastrophen gehören nach wie vor auch Anstrengungen, den Menschheitstraum „Erdbebenvorhersage“ zu verwirklichen. Noch ist dieses Ziel bei weitem nicht erreicht. Doch trotz vieler Rückschläge in den letzten zwei Jahrzehnten sind vielversprechende Ansätze vorhanden.

Das deutsch-türkische Projekt zur Erdbebenvorhersage-Forschung: ein interdisziplinärer Ansatz

Schon 1984 hat die Deutsche Forschungsgemeinschaft der oben geschilderten Entwicklung Rechnung getragen und mit der Förderung eines größeren Projekts zur Erdbebenvorhersage-Forschung an der Nord-Anatolischen Verwerfung (NAV) in der NW-Türkei (Abb. 4) begonnen. In diesem Projekt geht es um die Erforschung der Mechanismen und Prozesse in der Erdkruste, die zu einem Erdbeben führen. Ihre Kenntnis ist Grundlage für eine erfolgreiche Erdbebenvorhersage-Strategie in der Zukunft.

Etwa 20 Institute aus Deutschland und der Türkei sind an dem Projekt beteiligt. Sie kommen aus den verschiedensten Disziplinen wie Geophysik, Seismologie, Geologie, Hydrologie, Kernphysik und Soziologie. Auf türkischer Seite liegt die Federführung beim Erdbebenforschungsinstitut des Ministeriums für Bau- und Siedlungswesen in Ankara. Auf deutscher Seite lag sie

bis Mitte 1992 beim Institut für Geophysik der Universität Kiel und seitdem beim GeoForschungsZentrum Potsdam, das durch die Einrichtung eines Aufgabenbereichs für Desasterforschung eine wichtige Voraussetzung für die Kontinuität dieser Forschungsarbeit geschaffen hat.

In dem Projekt werden u. a. moderne Präzisionsmeßgeräte eingesetzt, um kleinste Veränderungen in der Erdkruste aufzuspüren, die durch den Aufbau tektonischer

Spannungen Minuten bis Jahre vor einem größeren Beben auftreten können. Solche Veränderungen betreffen z. B. das örtliche Magnetfeld der Gesteine, die Schwerkraft, Gesteinsdeformationen, elektrische Eigenschaften des Untergrundes, Grundwasserspiegeländerungen, die Temperatur im Grundwasser und den Gasaustritt.

Besondere Fortschritte wurden kürzlich durch die genaue Analyse von räumlichen und zeitlichen Mustern häufig auftretender Mikrobeben erzielt. Tausende von Mikrobeben wurden in den letzten Jahren in dem Untersuchungsgebiet beobachtet und lokalisiert (Abb. 5), im Schnitt 30 - 50 im Monat. Meist sind es Beben mit einer Stärke von $M \approx 2$ auf der Richter-Skala.

Sie werden von Menschen in der Regel nicht gefühlt. In seltenen Fällen übersteigen die Mikrobeben die Stärke $M = 3$. In einem Fall wurde sogar die Stärke $M = 4.2$ erreicht. Dabei klirren bereits Scheiben und wackeln Lampen. Aber auch diese Bebenstärke ist noch nicht katastrophal. Gerechnet werden muß hier allerdings mit Beben bis zu einer Stärke von über 7. Dies wäre mit verheerenden Folgen für die Region verbunden. Nach den bisherigen Untersuchungsergebnissen könnten sich mittelstarke, aber auch solche ganz starken Ereignisse u. U. durch bestimmte Veränderungen in der Mikrobeben-tätigkeit vorzeitig ankündigen.

Abb. 6: Prinzip von SEISMOLAP (ursprüngliche Version)

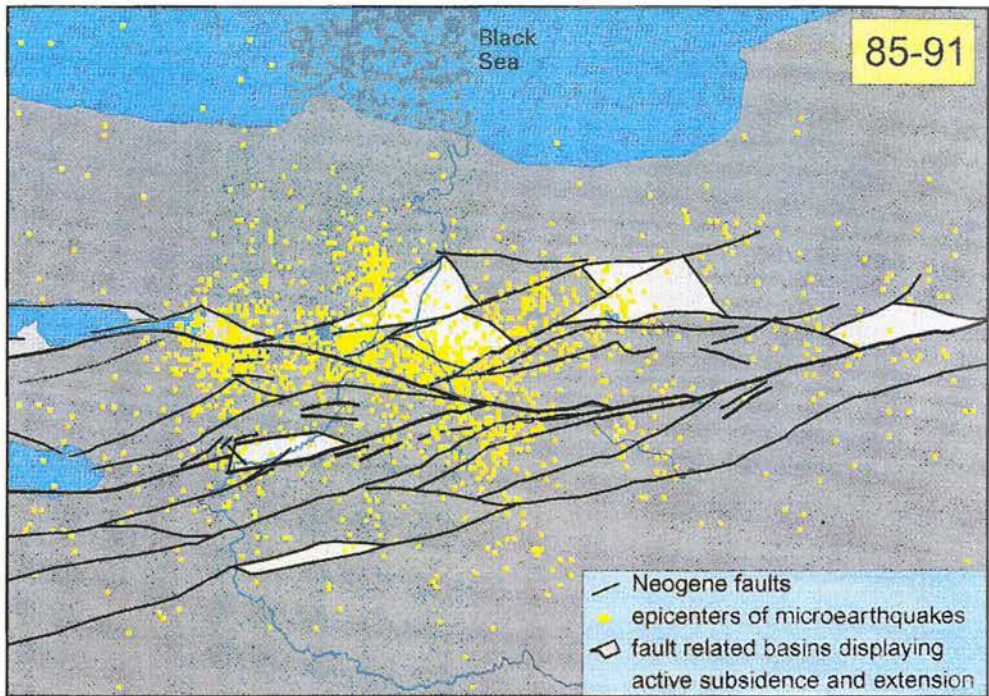
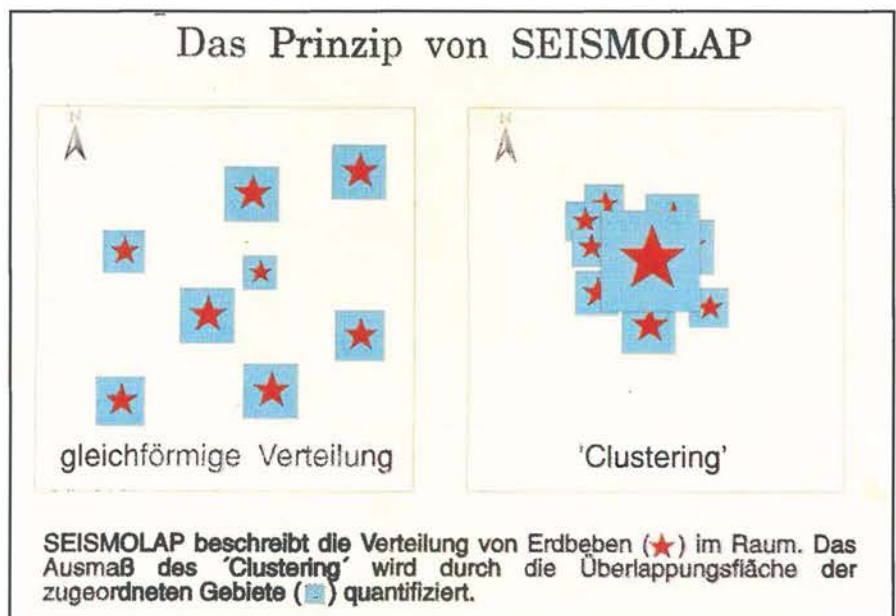


Abb. 5: Mikrobebenverteilung im Meßgebiet des deutsch-türkischen Erdbebenprojekts

Das SEISMOLAP-Verfahren: Prinzip, Entwicklung und Anwendung

„SEISMOLAP“ steht für SEISMic OverLAPPING“ und ist in seiner ursprünglichen Version ein Maß für die räumliche Konzentration von Mikrobeben. Diese scheint vor Auftreten eines größeren Bebens deutlich zuzunehmen. Gemessen wird sie, indem jedem Mikrobeben am lokalisierten Ort eine künstliche Fläche zugeordnet und der Grad der Überlappung dieser Flächen untereinander bestimmt wird. Treten die Mikrobeben räumlich konzentriert auf, dann ist die Überlappungsfläche groß, sind sie diffus verteilt, ist sie klein (Abb. 6).



Als Beispiel ist der Verlauf des SEISMOLAP-Parameters für die Jahre 1988 und 1989 gezeigt (Abb. 7).

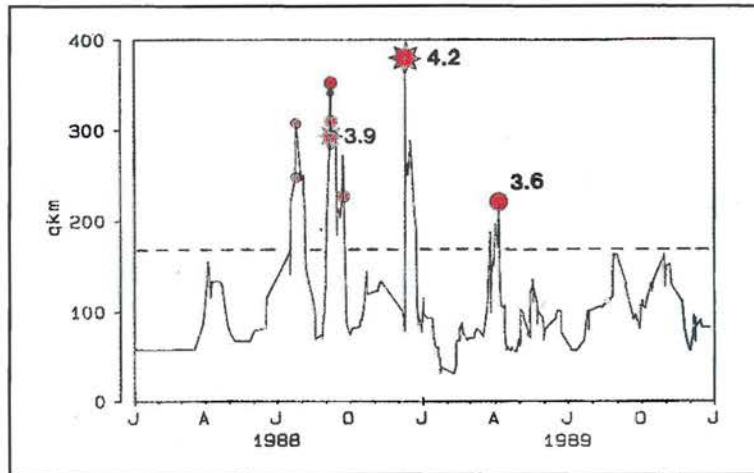


Abb. 7: Verlauf von SEISMOLAP für die Izmit-Sapanca-Verwerfung in den Jahren 1988 und 1989. Die rot ausgefüllten Kreise und Sterne sind alle Ereignisse mit Magnituden $M > 3$.

Er bezieht sich auf die Izmit-Sapanca-Verwerfung, einer seismisch besonders aktiven Region im Westen des Untersuchungsgebietes. Alle stärkeren Ereignisse mit Magnituden $M > 3$ sind durch rot ausgefüllte Kreise oder Sterne gekennzeichnet. Dazu gehört insbesondere auch das Sapanca-Beben vom 9.12.1988, das mit einer Magnitude von $M = 4.2$ das stärkste seit 1984 in dieser Region beobachtete Beben darstellt. Das Beben mit $M = 3.9$ ist das zweitstärkste seit dieser Zeit. Deutlich ist bei allen stärkeren Ereignissen zu erkennen, daß sie einige Tage und in Ausnahmefällen bis Wochen vorher durch eine signifikante Zunahme des SEISMOLAP-Parameters angekündigt wurden. Die Ereignisse selbst traten bei hohen SEISMOLAP-Werten ein und wären damit im Prinzip vorhersagbar gewesen. In 22 von 26 Fällen mit $M > 3$ konnte dieser Sachverhalt bestätigt werden.

In dem Beispiel der Abb. 7 wurde eine Abhängigkeit der Größe der angewendeten Fläche von der jeweiligen Stärke des Mikrobebens

eingeführt. Je stärker das Mikrobeben war, um so größer wurde auch die Fläche gewählt. Dies brachte eine leichte Verbesserung des Ergebnisses, hat sich aber letztlich nicht als entscheidend für das Ergebnis herausgestellt.

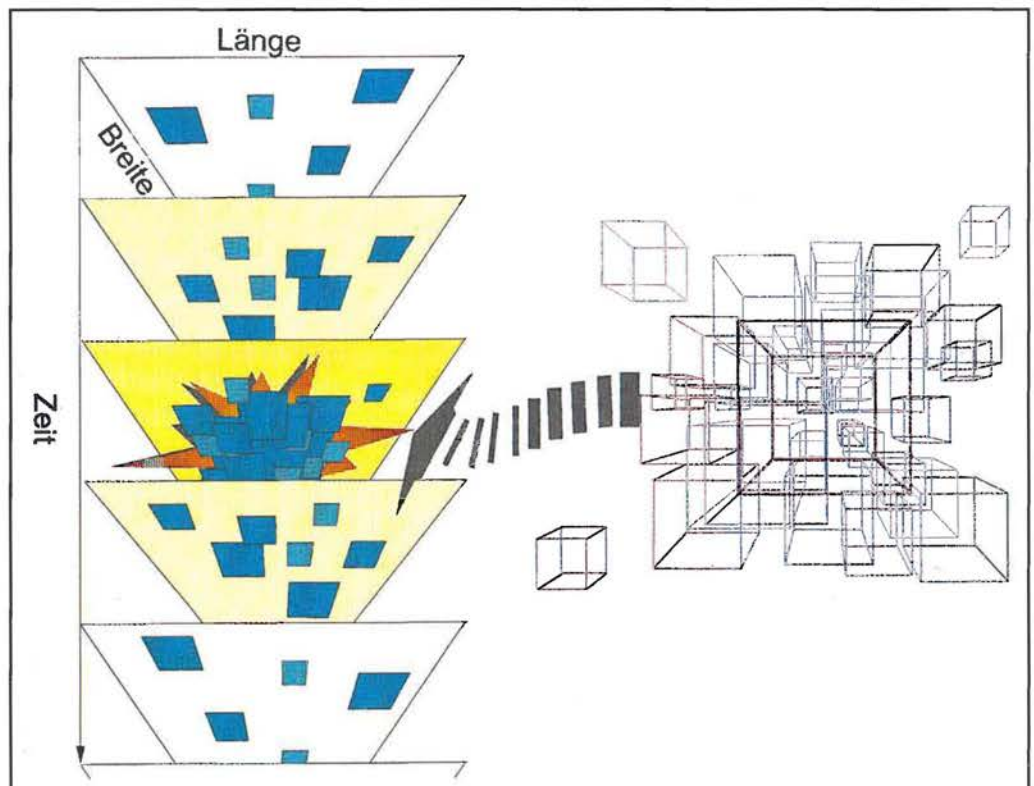
Von der ursprünglichen Version wurde das Verfahren schrittweise weiterentwickelt und verbessert. In einem ersten Schritt wurde dabei die Tiefe als dritte Dimension berücksichtigt (Abb. 8).

D. h. es wurde nicht mehr nur jeweils eine Fläche auf den Oberflächenpunkt (Epizentrum) eines Mikrobebens gelegt, sondern ein Würfel um den wirklichen Bebenpunkt in der Tiefe (Hypozenrum). Eine Konzentration von Mikrobeben an einer bestimmten Stelle in der Tiefe mußte somit

durch ein großes Überlappungsvolumen solcher Würfel gekennzeichnet werden.

Um nicht nur die räumliche Konzentration von Mikrobeben an einer bestimmten Stelle in der Erdkruste quantitativ zu erfassen, sondern gleichzeitig auch eine größere zeitliche Häufigkeit zu erkennen, wurden schließlich auch keine Würfel mehr überlagert, sondern vierdimensionale Gebilde, die als vierte Dimension die Zeit enthalten (Abb. 8). Praktisch bedeutet dies, daß Mikrobeben, die weit von einem untersuchten Punkt in der Erdkruste entfernt liegen oder zeitlich lange zurückliegen, nur einen geringen oder gar keinen Beitrag

Abb. 8: Prinzip von SEISMOLAP (modifizierte Version)



zu dem SEISMOLAP-Wert für die Stelle und den entsprechenden Zeitpunkt liefern. Solche, die nahe an dem Punkt liegen und zeitlich nicht weit zurückliegen, liefern dagegen einen großen Beitrag. Je dichter die Mikrobeben sich um die untersuchte Krustenstelle konzentrieren und je öfter sie auftreten, um so größer ist der SEISMOLAP-Wert.

Die außerordentliche Wirksamkeit dieses einfachen Verfahrens macht die Abb. 9 deutlich, die die Entwicklung dieses SEISMOLAP-Parameters für den Ort des starken Sapanca-Bebens ($M = 4.2$) zeigt.

Über viele Monate hinweg verläuft der Parameter in der Nähe der Nulllinie. Erst wenige Tage vor dem Sapanca-Beben entfernt er sich deutlich von der Nulllinie und kündigt am Abend vor dem Bebenstag durch einen besonders kräftigen Anstieg das kommende Ereignis an. Nach Abklingen der Nachbeben einige Wochen später hat sich der SEISMOLAP-Parameter wieder beruhigt. Daß dieser deutliche Erdbeben-vorläufer kein Zufall ist, zeigt der Verlauf des SEISMOLAP-Parameters für denselben Ort, aber für einen 7-Jahres-Zeitraum (Abb. 10).

Die SEISMOLAP-Anomalie im Zusammenhang mit dem Sapanca-Beben ist ohne Zweifel die herausragende Anomalie in dem gesamten Zeitraum. In diesem Zeitraum war in der Umgebung des Ortes kein Beben aufgetreten, das auch nur annähernd die Stärke des Sapanca-Bebens gehabt hätte. Die in Abb. 7 gekennzeichneten stärkeren Ereignisse sind nicht in der näheren Umgebung des Sapanca-Bebens aufgetreten, sondern haben sich auf die größere Region der Izmit-Sapanca-Verwerfung verteilt. Während mit der dort angewendeten ursprünglichen Version von SEISMOLAP mittlere Ergebnisse für eine größere Region erhalten werden, erlaubt die neue SEISMOLAP-Version, jeden Punkt der Erdkruste in einem vorgegebenen Raster nacheinander abzutasten (Abb. 9 und

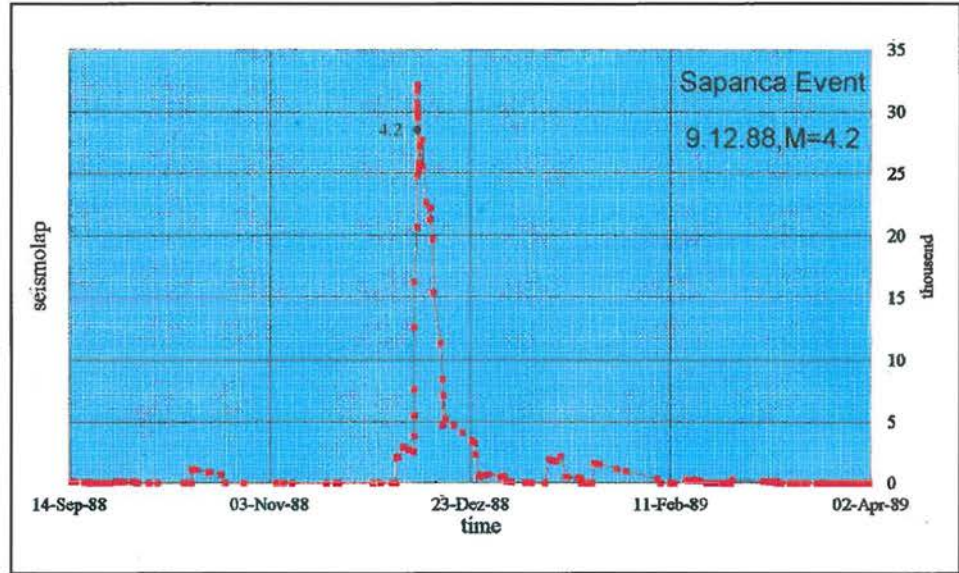


Abb. 9: Verlauf des SEISMOLAP-Parameters beim Sapanca-Bebens ($M = 4.2$) vom 9. Dezember 1988

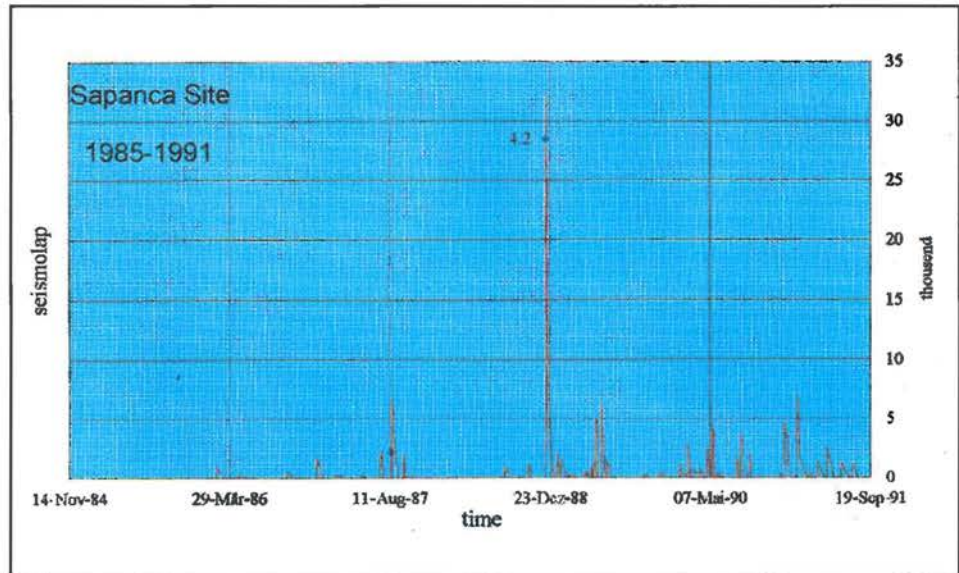


Abb. 10: Verlauf des SEISMOLAP-Parameters am Ort des Sapanca-Bebens ($M = 4.2$) für einen 7jährigen Zeitraum

10 für den Sapanca-Ort). So kann die räumliche und zeitliche Entwicklung der SEISMOLAP-Anomalie gut in einer Bildfolge dargestellt werden. Als Beispiel ist für das Sapanca-Beben eine entsprechende Bildfolge in Abb. 11a - 11e wiedergegeben.

Sie stellt die geographische Verteilung der Anomalie in der Tiefe des späteren Erdbebens jeweils zu einem bestimmten Zeitpunkt vor dem Hauptbeben dar. Das spätere Hauptbeben ist durch einen Stern gekennzeichnet. Noch eine Woche vorher ist keine besondere Anomalie zu erkennen. Sie baut sich erst am Abend vor dem Erdbeben in mehreren Clustern linear längs der Störzone auf, konzentriert sich am selben Abend bereits auf den

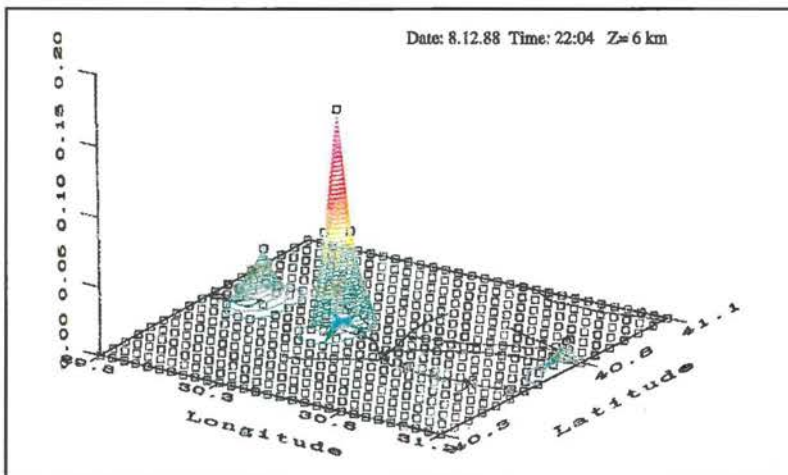
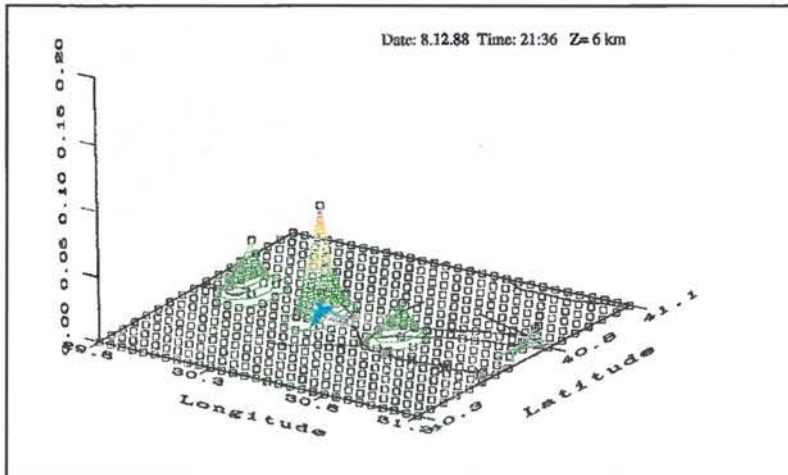
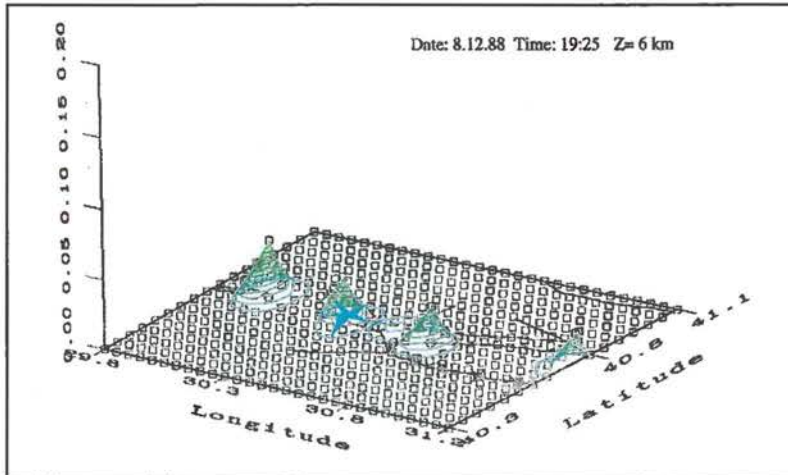
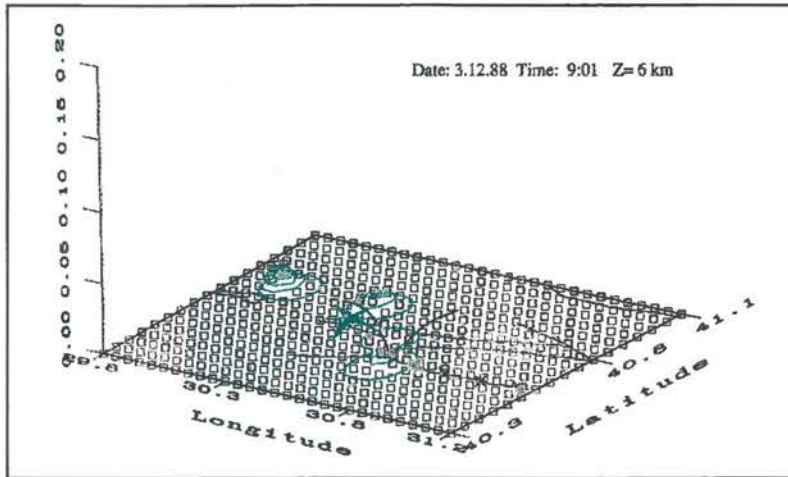


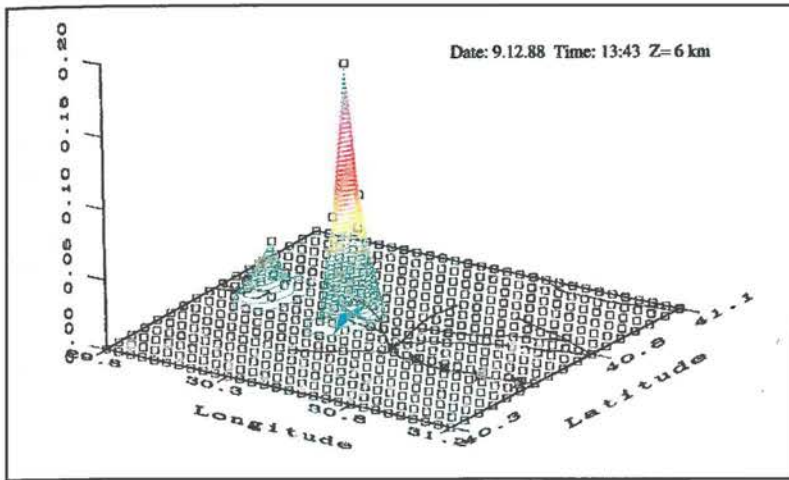
Abb. 11a-11e(links und rechts):
Zeitliche und räumliche Entwicklung
der SEISMOLAP-Anomalie vor dem
 $M = 4.2$ Sapanca-Beben

Ort des späteren Bebens und wächst bis zum Hauptbeben am frühen Nachmittag des nächsten Tages noch weiter an. Es gibt keine weitere Anomalie an einer anderen Stelle, die auch nur annähernd diese Größe hätte. Sowohl der Ort des Bebens als auch der ungefähre Zeitpunkt wären damit vorhersagbar gewesen.

Wie aus Abb. 12 ersichtlich, wurde das SEISMOLAP-Verfahren auch erstmals auf einen Datensatz angewendet, der nicht zu dem Meßgebiet der westlichen Türkei gehört, nämlich auf die Nachbebenserie des Erzincan-Bebens vom 13.3.1992 in der Osttürkei.

Das Hauptbeben hatte verheerende Schäden angerichtet und Anlaß gegeben, einen Einsatz der „Deutschen Task-Force für Erdbeben“ zu organisieren. U. a. waren von dem Task-Force-Team Nachbeben aufgezeichnet und lokalisiert worden. Der SEISMOLAP-Verlauf für das räumliche Zentrum der Nachbeben bestätigte die Erkenntnisse aus den Beobachtungen in der Westtürkei. Vier der fünf starken Nachbeben mit Magnituden gleich oder über 4.5 werden nach Abb. 12 wenige Tage vorher durch einen starken Anstieg der SEISMOLAP-Werte angezeigt bzw. treten im Bereich der höchsten SEISMOLAP-Werte auf. Ein Nachbeben der Magnitude 4.5 liegt in der Mitte der Anstiegsflanke. Das Verfahren scheint danach auch auf starke Nachbeben erfolgreich anwendbar zu sein.

Von großer Bedeutung ist das Ergebnis der ersten Anwendung des SEISMOLAP-Verfahrens auf ein wirklich großes und katastrophales Bebenereignis. Dies wurde möglich durch die Unterstützung des National Survey for Seismic Protection under the Government of Armenia (NSSP), der uns die Bebenlokalisierungen seines nationalen seismischen Netzes zur Verfügung stellte. In dem Zeitraum der seismischen Aufzeichnungen fiel auch die Spitak-Erdbebenkatastrophe vom 7.12.88, bei der 25000 Menschen umgekommen waren. Das Beben hatte eine Stärke von $M = 7,1(6.75)$! Bis kurz



vor der Katastrophe zeigt nach Abb. 13 der Verlauf von SEISMOLAP für den Bebenort über Jahre hinweg keine nennenswerte Anomalie. Die Bebenkatastrophe ist dagegen mit einem krassen Anstieg der SEISMOLAP-Werte verbunden, die in unregelmäßigen Zyklen erst über Jahre hinweg wieder abklingen. Die genauere zeitliche Auflösung in Abb. 14 macht deutlich, daß die Anomalie bereits mehrere Tage vor der Katastrophe einsetzt. Schon am 3. Dezember 1988, d. h. 4 Tage vor der Katastrophe, wird ein SEISMOLAP-Wert erreicht, der in dem gesamten untersuchten Zeitraum seit 1983 in dieser Höhe nie aufgetreten ist. Ein bis zwei Tage vorher ist der Wert sogar vervierfacht. Wie in den anderen Fällen hätte das SEISMOLAP-Verfahren offensichtlich auch das Spitak-Beben vorzeitig angezeigt.

Ausblick: Die Ruhe vor dem Sturm, und wie geht es weiter?

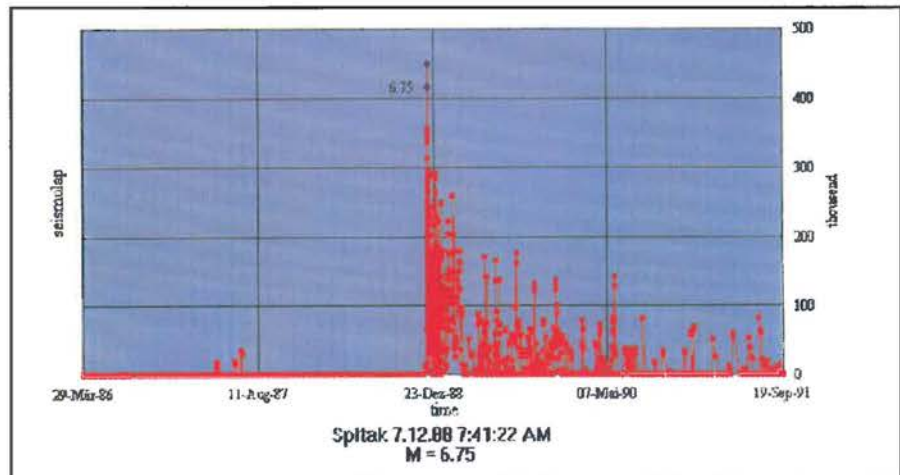
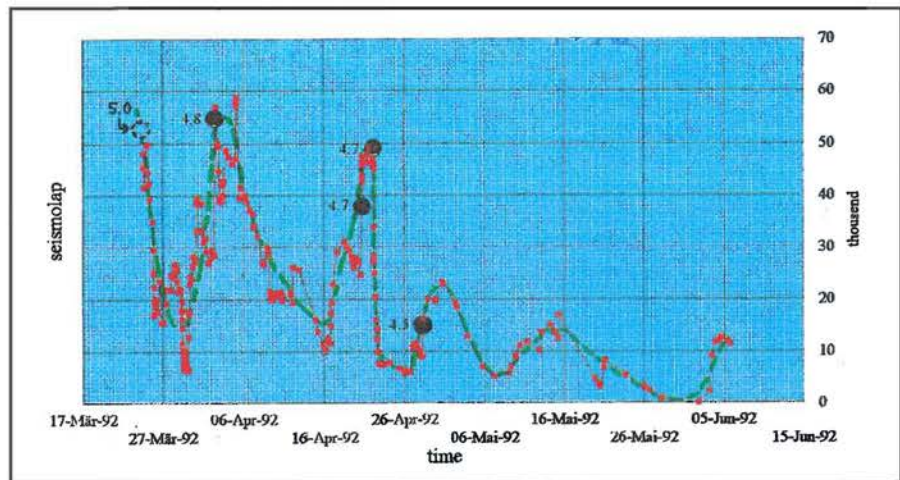
Trotz der zum Teil verblüffend deutlichen Erdbebenvorläufer in dem SEISMOLAP-Parameter ist das Problem der Erdbebenvorhersage damit bei weitem nicht gelöst. Die Anzahl der Beispiele ist zu gering, um auf eine Allgemeingültigkeit des Verfahrens schließen zu können. Nach bisherigen Erfahrungen mit anderen Methoden ist eine Allgemeingültigkeit aufgrund sehr unterschiedlicher tektonischer Verhältnisse in verschiedenen Erdbebenregionen eher unwahrscheinlich. Gegenbeispiele sind noch nicht systematisch untersucht worden, und die Vorstellungen über die in der Erdkruste ablaufenden Prozesse, die zu Veränderungen

des SEISMOLAP-Parameters führen, sind noch sehr vage. Dennoch: ein wichtiger Teilerfolg wurde erzielt. Die weiteren Arbeiten sollen sich konzentrieren auf:

1. die Sammlung weiterer Beispiele aus möglichst unterschiedlichen tektonischen Regionen;
2. die systematische Untersuchung von Gegenbeispielen;
3. die Weiterentwicklung des Verfahrens durch eine bessere Differenzierung von Phasen seismischer Ruhe neben Phasen erhöhter Aktivität;
4. die Entwicklung von Modellvorstellungen über die bei SEISMOLAP-Änderungen in der Erdkruste ablaufenden Prozesse;
5. die Verknüpfung mit Veränderungen in anderen meßbaren Parametern.

Abb. 12(unten): SEISMOLAP, angewendet auf die Nachbebenserie des Erzincan-Bebens vom 13.3.92 in der Osttürkei

Abb. 13(ganz unten): SEISMOLAP, angewendet auf die Spitak (Armenien) Katastrophe vom 7.12.88 (2 3/4 Jahre vorher bis 2 3/4 Jahre danach)



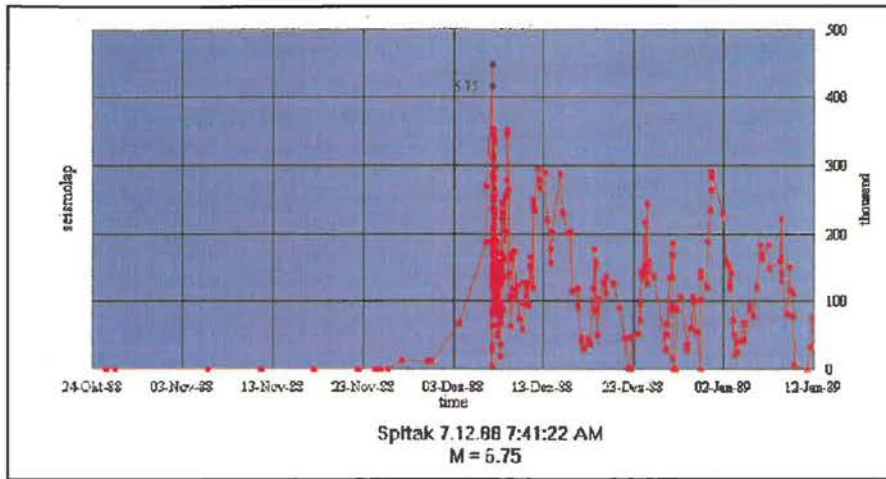


Abb. 14: SEISMOLAP, angewendet auf die Spitak (Armenien) Katastrophe vom 7.12.88 (1 1/2 Monate vorher bis 1 Monat danach)

Alle diese Teilprobleme wurden bereits angegangen, so auch die Weiterentwicklung des Verfahrens. Eine Möglichkeit, nicht nur Aktivitätsphasen, sondern auch Phasen der seismischen Ruhe graduell unterscheiden zu können, wurde z. B. in der Betrachtung des Kehrwerts von SEISMOLAP gefunden. Kombiniert man ihn linear mit dem ursprünglichen Parameter, können sowohl seismische Aktivitäts- als auch Ruhephasen graduell unterschieden werden. Angewendet auf das Sapanca-Beben vom Dezember 1988 (Abb. 15, bisher einziger Versuch), erhält man ein erstaunliches Ergebnis: Der Aktivitätsphase, die ein bis zwei Tage vor dem Beben beginnt, geht eine ausgeprägte Ruhephase, die sprichwörtliche Ruhe vor dem Sturm, voran (negative SEISMOLAP-Werte in Abb. 15). Sie dauert zwei Wochen

an. Ob dies auch für die anderen Fälle zutrifft, wird zur Zeit getestet.

Grundlegend für die Entwicklung von Modellvorstellungen ist die Verknüpfung der SEISMOLAP-Anomalie mit Veränderungen in anderen meßbaren Parametern. Hierzu steht ein breites Spektrum an Beobachtungen im deutsch-türkischen Projekt zur Erdbebenvorhersage-Forschung zur Verfügung. Erste Versuche der Korrelation

zwischen SEISMOLAP und anderen Parametern waren, wie die Abb. 16 und 17 an einigen Beispielen zeigen, bereits erfolgreich. Über weite Entfernungen eines Verwerfungssegments (mehrere 10er Kilometer) konnten deutliche Zusammenhänge zwischen dem Verlauf von SEISMOLAP (in der Abbildung noch in ursprünglicher Version!) und diesen Parametern verifiziert werden.

Noch reichen allerdings Daten und Erkenntnisse nicht aus, um den Wert des SEISMOLAP-Verfahrens abschließend einschätzen zu können. In jedem Fall sind Anstrengungen in den verschiedensten Disziplinen, die Einbeziehung eines breiten Spektrums von Aktivitäten und Ideen sowie enge interdisziplinäre Kooperation weiterhin absolut notwendig, um das Fernziel „Erdbebenvorhersage“ zu realisieren. SEISMOLAP soll ein Schritt in diese Richtung sein und soll damit, zusammen mit anderen neuen Erkenntnissen auf diesem Gebiet, zur Verbesserung der Sicherheit in erdbebengefährdeten Zonen der Erde beitragen (Abb. 18).

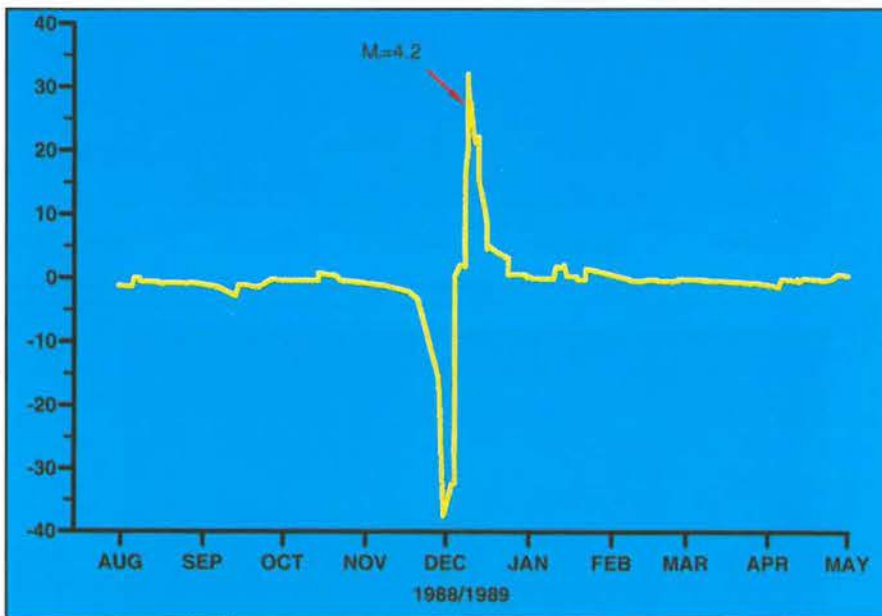


Abb. 15: Erweitertes SEISMOLAP zur Verdeutlichung von seismischen Ruheperioden (negative Werte) vor dem Hauptbeben

Task-Force Erdbeben: Untersuchung von Bebenkatastrophen

Michael Baumbach, Helmut Grosser, Jochen Zschau

Die Internationale Dekade für Katastrophenvorbeugung (IDNDR)

Mehr als 4 Millionen Menschen haben bei großen Naturkatastrophen in diesem Jahrhundert ihr Leben verloren, davon über 2 Millionen durch Erdbeben. Auch die durch Naturkatastrophen hervorgerufenen ökonomische Verluste erreichen in vielen Ländern, insbesondere in Entwicklungsländern, einen merklichen Teil des Bruttosozialproduktes und gefährden somit die wirtschaftliche Entwicklung. Es muß in Zukunft mit einem Anwachsen der Folgen von Naturkatastrophen gerechnet werden, da die Bevölkerungsdichte in bebengefährdeten Regionen, besonders auf der Südhalbkugel, ständig zunimmt und das Gefährdungspotential durch verstärkte Industrialisierung und finanziell bedingte, unzureichende Vorsorge anwächst. Um dieser Entwicklung zu begegnen, wurden die neunziger Jahre zur Dekade für Katastrophenvorbeugung (International Decade for Natural Disaster Reduction, IDNDR) erklärt. Diese Dekade eröffnet die Möglichkeit, international und interdisziplinär die Kenntnisse und Fähigkeiten auf dem Gebiet der Katastrophenvorbeugung zu bündeln und den betroffenen Ländern zur Verfügung zu stellen, damit die negativen Auswirkungen zukünftiger Naturkatastrophen begrenzt werden können.

Das Konzept einer Task Force „Erdbeben“

Da Erdbeben bisher mit wissenschaftlichen Methoden nicht zuverlässig vorhergesagt werden können, kann nur über die Untersuchung der aufgetretenen Schäden und ihrer Ursachen und über daraus abgeleitete Vorsorgemaßnahmen langfristig eine Schadensbegrenzung bei starken Erdbeben erreicht werden.

Das Ausmaß der auftretenden Schäden hängt nicht nur von der Stärke des Hauptbebens, der Nachbeben und der die Wellenausbreitung beeinflussenden Struktur der Erdkruste ab. Großen Einfluß haben weiterhin die der Bebauung zugrundeliegende Regionalplanung, der unmittelbare Bauwerksuntergrund, die technische Auslegung und der Zustand von Gebäuden und Infrastruktur. Schließlich spielt bei der Begrenzung und Bewältigung der Katastrophenfolgen die Sozialstruktur der Gesellschaft, die Qualität der Vorsorge-, Rettungs- und Hilfsmaßnahmen sowie das Verhalten der Betroffenen eine entscheidende Rolle. Aus der Aufzählung ist zu erkennen, daß nur interdisziplinäre wissenschaftlich-technische Untersuchungen Fortschritte bringen können. In Zusammenarbeit des GeoForschungsZentrums Pots-

dam mit Universitäten und anderen interessierten Einrichtungen wurde das Konzept einer aus mehreren disziplinären Gruppen bestehenden Task Force entwickelt, die nach einem Starkbeben in das Katastrophengebiet reist und dort unmittelbare Hilfe z. B. durch eine Nachbebenüberwachung, Einschätzung der Standsicherheit von Gebäuden und die Untersuchung der Trinkwasserqualität leistet, darüber hinaus aber Messungen und Datenerhebungen durchführt, um nach Beendigung des Einsatzes Untersuchungen der bei einem Beben ablaufenden geophysikalischen Prozesse durchzuführen, die Ursachen der Schäden zu analysieren, das zukünftige Gefährdungspotential abzuschätzen und Empfehlungen zur Vorsorge für künftige Beben zu treffen.

Folgende Task-Force-Gruppen befinden sich im Aufbau:

- Geowissenschaften
(Seismologie, Geologie, Geodynamik)
- Ingenieur- und Planungswesen
- Volks- und Versicherungswirtschaft, Soziologie.

Zur Organisation und Koordinierung des Einsatzes der interdisziplinären Expertengruppen wurde am 22. März 1993 das Deutsche Task Force Komitee Erdbeben mit Sitz im GeoForschungsZentrum Potsdam (GFZ) gegründet.

Seit Gründung des GFZ Potsdam fanden zwei Task Force-Einsätze statt, an denen sowohl Angestellte des GFZ als auch Mitarbeiter der Universitäten Frankfurt, München und Weimar (Hochschule für Architektur und Bauwesen) teilnahmen.

A) Das Erzincanbeben (Türkei) 1992

Das Hauptbeben

Am 13. März 1992 fand in unmittelbarer Nähe der osttürkischen Stadt Erzincan ein mittelschweres Erdbeben mit einer Magnitude $M_s=6,8$ statt. Das betroffene Gebiet ist stark erdbebengefährdet, da es sich nur einige km von der Nord-Anatolischen Verwerfung (NAV) entfernt befindet, an der sich regelmäßig tektonische Spannungen in Form von Erdbeben entladen. Die Stadt Erzincan liegt in einer Ebene 1100 m ü. NN im Erzincanbecken, das eine Länge (OSO) von etwa 50 km und eine Breite (SSW) von 15 km aufweist. Das Becken, durch das der Oberlauf des Euphrat, der z. T. mäandert, führt, ist mit Sedimenten gefüllt. Ihre Mächtigkeit ist nicht genau bekannt, verschiedene Angaben liegen bei 1 km und mehr. Rings um das Becken erreicht das Zentralanatolische Gebirge Höhen bis über 3500 m.

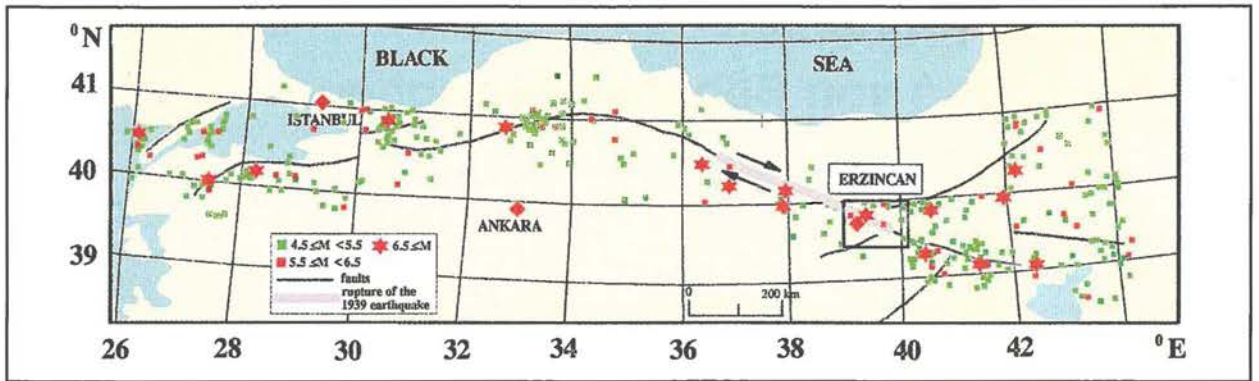
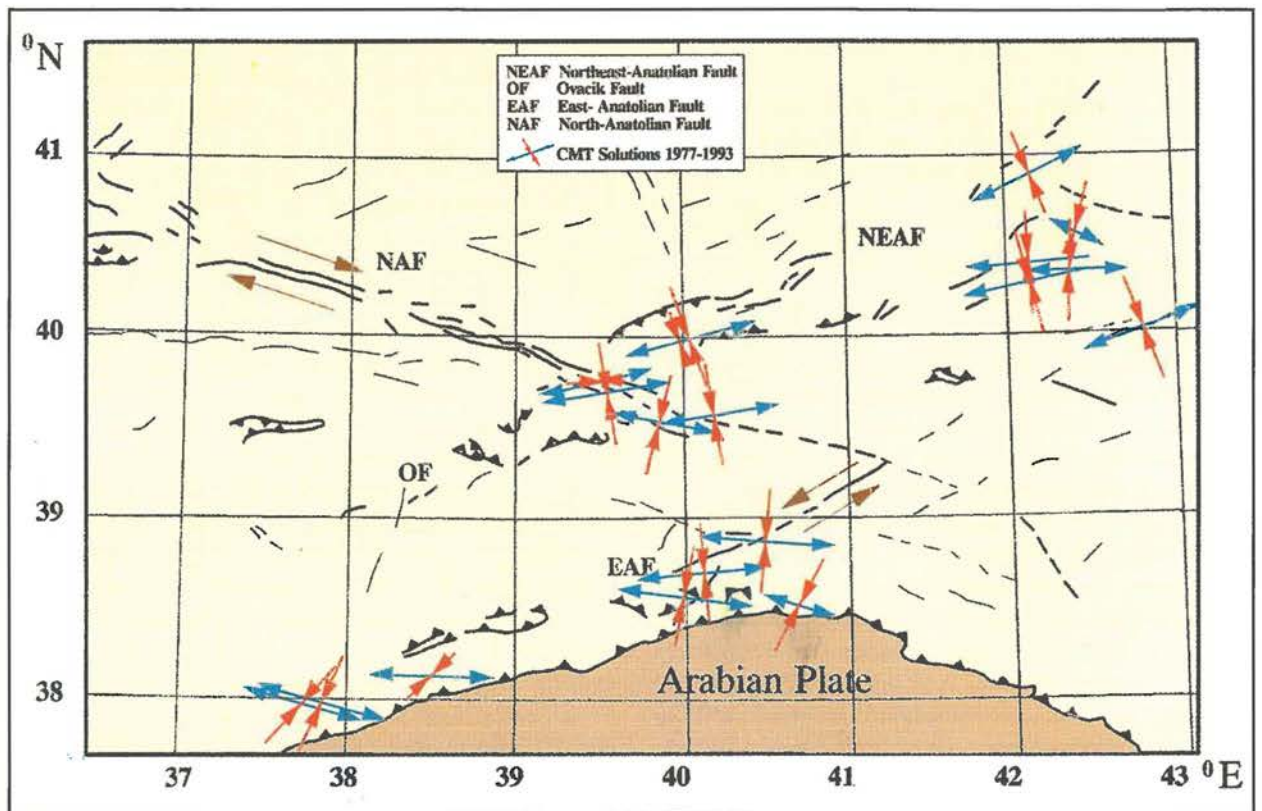


Abb. 1: Die Nord-Anatolische Verwerfung (NAV) mit den von ihr beeinflussten Beben. Eingezeichnet ist die Bruchlänge des Bebens von 26.12.1939. Der Kartenausschnitt kennzeichnet das Gebiet um das Erzincanbecken.

Das schwerste Beben ($M_s=8$) im gegenwärtigen Jahrhundert ereignete sich am 26. Dezember 1939, als die NAV auf einer Länge von 350 km aufriß und Verschiebungsbeträge von 2 - 4 m beobachtet wurden. Der Bruch begann südöstlich von Erzincan (Pamir u. Ketin, 1940) und zog sich entlang der NAV in Richtung WNW (Abb. 1) bis Niksar hin. Das Beben forderte 39 000 Totenopfer (Celebi u. Brown, 1992). Die Stadt Erzincan wurde vollständig zerstört (Leuchs, 1940) und in den Folgejahren leicht versetzt wiedererbaut (Wepf u. a., 1993). In Abb. 2 ist die regionale tektonischen Situation in der Osttürkei dargestellt. Aus Untersuchungen des Herdmechanismus von Beben ab 1977 ergibt sich in diesem Gebiet eine mittlere Druckspannung in NS-Richtung. Diese Spannungsrichtung wird durch die

nordwärts gerichtete Drift der Arabischen Platte verursacht. Dabei kommt es zu komplizierten Scher- und Überschiebungsprozessen zwischen der Arabischen Platte, dem Anatolischen Block und der Eurasischen Platte. In der Osttürkei sind als Hauptstörungen die NAV und die Ost-Anatolische Verwerfung (OAV), an denen hauptsächlich horizontale Scherbewegungen stattfinden, Ausdruck dieser Prozesse. Der Anatolische Block zwischen den beiden Verwerfungen wird dabei nach Westen verschoben.

Abb. 2: Regionale geologische Situation in der Osttürkei. Die wichtigsten tektonischen Elemente in dem Gebiet sind die Nord-Anatolische Verwerfung, die Nord-west-Anatolische Verwerfung und die Ost-Anatolische Verwerfung. Die Ovacik-Störung spielt insgesamt eine untergeordnete Rolle, war aber während der Nachbensenie seismisch aktiv. Die aus Erdbebendaten gewonnen lokalen Spannungen (Pfeile) liefern als mittlere Spannung für dieses Gebiet eine charakteristische Druckrichtung in NS und eine Zugspannung in OW.



Das Beben am 13. März 1992 fand in den Abendstunden (19:18 Uhr Ortszeit) statt, als hochgeschossige Bürohäuser bereits menschenleer und ein Teil der Menschen noch auf der Straße waren. Nach Celebi und Brown (1992) gab es nach offiziellen Berichten 800 Tote, die wirkliche Anzahl ist sicherlich etwas höher. Die Gebäudeschäden waren stark abhängig von der Anzahl der Stockwerke. Wepf u. a. (1993) stellten fest, daß im Stadtzentrum mehr als 50% aller fünfstöckigen Gebäude total einstürzten, während der Anteil bei dreigeschossigen Häusern unter 10% lag. Von türkischer Seite (Gülkan und Ergünay, 1992) wird eingeschätzt, daß ein großer Teil der Schäden auf Mängel in der Qualität und der Verarbeitung der verwendeten Baustoffe, auf mangelhafte technische und administrative Kontrollmechanismen und auf Projektierungsfehler zurückzuführen ist. Eine teilweise Nichteinhaltung der Vorschriften für erdbebensicheres Bauen, die den amerikanischen Normen angelehnt sind, bewirkte diese tragischen Schäden und Gebäudeeinstürze (Abb. 3). Beispielsweise wurde die von der Regierung erlassene Beschränkung auf den Bau von maximal dreigeschossigen Gebäuden nicht eingehalten.



Abb 3: Ein in Skelettbauweise errichtetes Studentenwohnheim am Stadtrand von Erzincan. Das Fehlen von Scherwänden und die gleichartige Dimensionierung aller Pfeiler ließ das Gebäude zu einem Beispiel der Mißachtung von Prinzipien erdbebensicherer Bauens werden.

Abb. 4: Straßenriß infolge einer Abrutschung am nord-östlichen Rand des Erzincanbeckens

Das Hypozentrum des Bebens befand sich 5 bis 10 km östlich von Erzincan. Tiefenangaben schwanken zwischen 10 km (Bernard u. a. 1994) und 28 km (National Earthquake Information Center - NEIC, 1992). Aus der Analyse der Registrierungen des deutschen seismologischen Breitbandnetzes ergibt sich unter der Voraussetzung eines sich kreisförmig ausbreitenden Scherbruches ein Radius der Bruchfläche von etwa 6 km und ein mittleren Versatz von 1,4 m. Diese Verschiebung hatte fast nur eine horizontale Komponente, die Bruchfläche stand bis auf eine Abweichung von wenigen Grad senkrecht zur Erdoberfläche und verlief nahezu parallel zur Streichrichtung der NAV. Bernard u. a. (1994) leiteten anhand von türkischen Beschleunigungsmessungen ein Bebenmodell ab, bei dem sich der Bruch auf einer rechteckigen Fläche ($L \times B = 20 \text{ km} \times 5 \text{ km}$) bilateral ausbreitet. Die Bruchfläche durchbrach die Erdoberfläche nicht. Sichtbare Oberflächeneffekte waren nur Sekundärfolgen des Bebens. Beispiele sind neben Gebäudeschäden Risse in Straßen (Abb. 4), Abrutschungen an aufgeschütteten Dämmen (Abb. 5) und Oberflächenrisse (Abb. 6) im während des Hauptbebens gefrorenen Boden.

Das stärkste Nachbeben ($M_s=5,8$) ereignete sich am 15. März mehr als 20 km südöstlich vom Hauptbeben, etwa in dem Bereich, wo ein Versatz der NAV auftritt und die

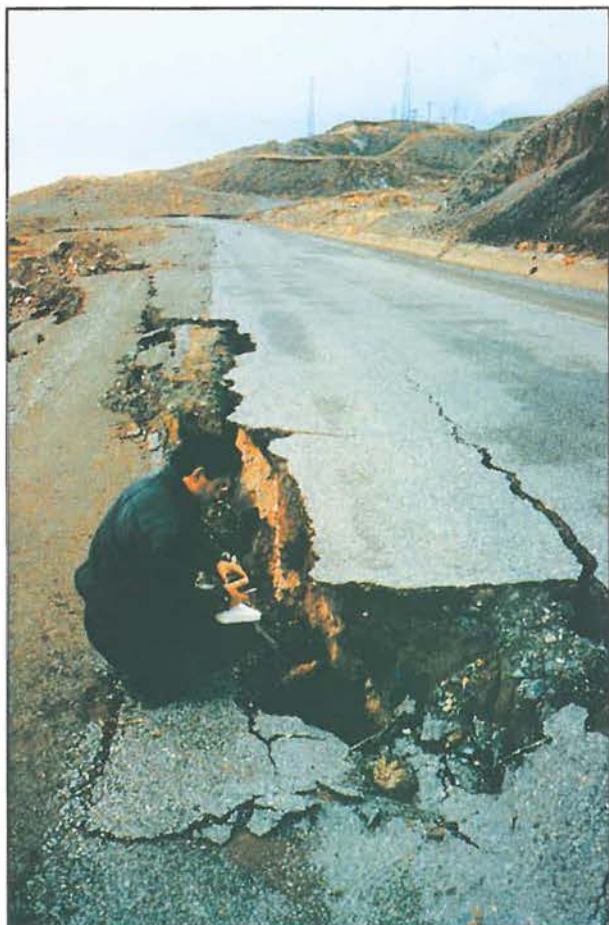
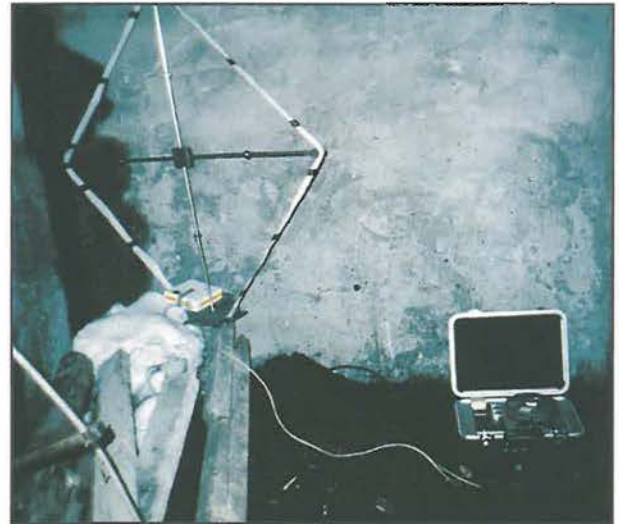




Abb. 5: Abrutschung einer Straßenböschung. Die Straße befand sich auf einem aufgeschütteten Damm in südöstlichen Teil des Erzincanbeckens.

Abb. 6 (unten): Staffelartige Risse im Südosten der Erzincanebene. Der Boden war hier während der Aufnahme (24.3.) schlammig und wassergesättigt.

Abb. 7 (rechts): Seismometer, Antenne und Registriergerät an der Station Skihotel (SKI) nahe dem Berg Kara Dag (2500 m ü. d. M.)



senkrecht aufeinanderstehende Flächen. Deshalb konnte bisher nicht geklärt werden, ob der Bruch an der NAV oder an einem Ausläufer der Ovacik-Verwerfung stattfand. Der Herdradius von etwa 5,6 km entspricht dem des Hauptereignisses, die Verschiebung von 75 cm ist jedoch deutlich geringer.

Die Nachbebenserie von Erzincan

Im Rahmen des deutsch-türkischen Projektes zur Erdbebenforschung, gefördert von der Deutschen Forschungsgemeinschaft, installierte eine Gruppe von Seismologen (Baier et al. 1992) der Johann Wolfgang Goethe-Universität (Frankfurt am Main) und des GeoForschungsZentrums Potsdam sowie ein Geologe vom Earthquake Research Institute Ankara ein seismisches Netz von 10 Stationen im Erzincanbecken und seiner Umgebung (Abb. 11). Die Stationen, entwickelt an der Universität Frankfurt am Main (Abb. 7), registrierten analog auf Magnetband. So brauchten nur alle drei Wochen die Bänder und Batterien gewechselt zu werden. Die Zeitbasis bildeten DCF-Zeitzeichenempfänger an jeder Station. Gemessen wurde mit

Verlängerung der Ovacik Verwerfung die NAV kreuzt. Die Stärke des Nachbebens entspricht damit der allgemeinen Erfahrung, daß die Magnitudendifferenz zwischen dem Hauptbeben und dem stärksten Nachbeben etwa eine Einheit beträgt. Der Herdmechanismus dieses Bebens war, ähnlich dem des Hauptschocks, eine horizontale Verschiebung. Bei der Bestimmung der aktuellen Bruchfläche auf der Grundlagen seismologischer Registrierungen ergeben sich jedoch zwei gleichberechtigte,

einem kurzperiodischen Vertikalseismometer. Eine Digitalisierung der Signale, die für wissenschaftliche Untersuchungen notwendig ist, erfolgte nach dem Einsatz im Labor. Die Geräte waren vom 21. März bis zum 16. Juni im Einsatz.

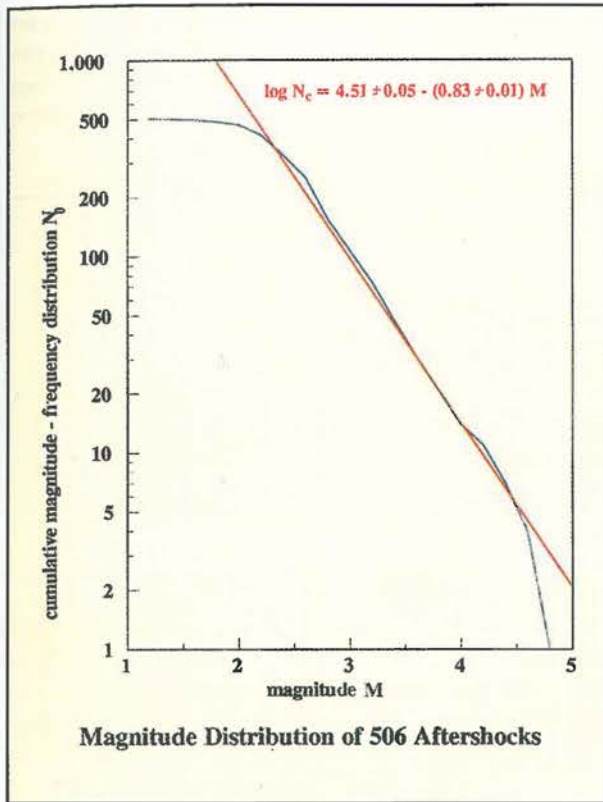


Abb. 8: Magnituden-Häufigkeitsverteilung der georteten Nachbeben des Erzincanbebens im Beobachtungszeitraum 21.3. bis 16.6. 1992. Sie gibt an, wieviel Beben mit einer Magnitude größer M stattfanden. Die Gesamtzahl der Beben beträgt 506

Bebenhäufigkeit

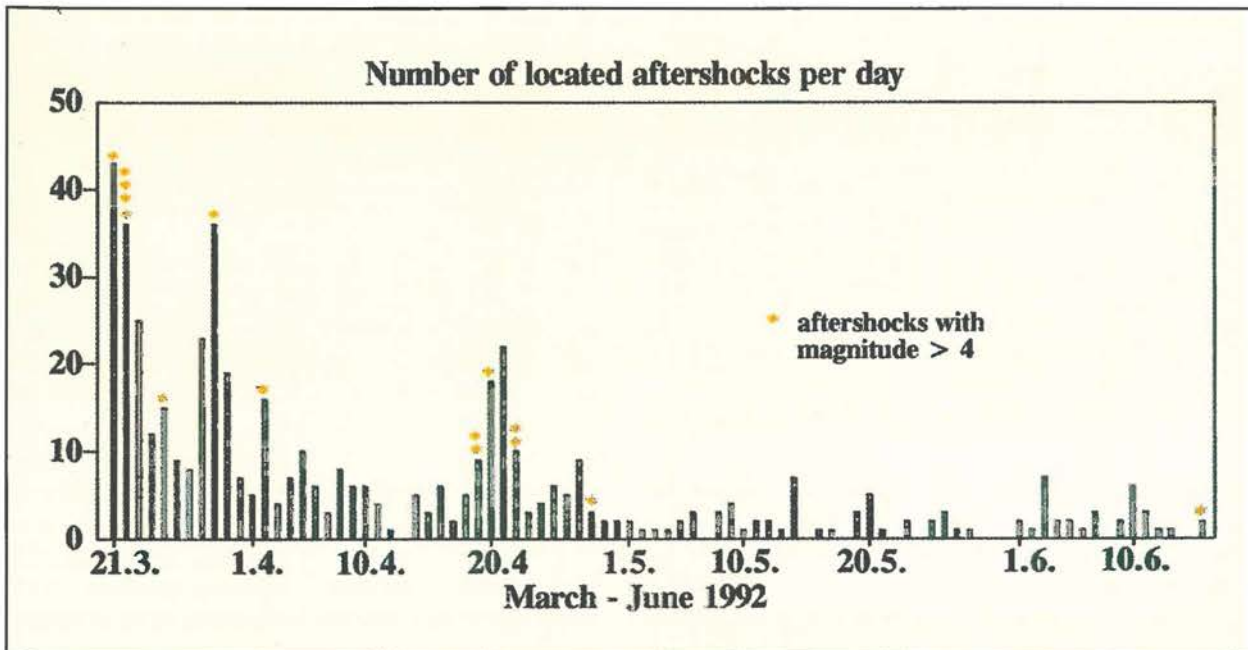
Die Magnituden-Häufigkeitskurve (Abb. 8) zeigt, daß das Netz die Beben mit $M > 2,4$ im statistischen Sinne vollständig erfaßt hat. Das stärkste Nachbeben im Beobachtungszeitraum hatte eine Magnitude von 5,0. Die meisten Beben pro Zeiteinheit (43 pro Tag) sind unmittelbar nach Installation der ersten drei Stationen am 21.3. registriert worden (Abb 9). Zeitlich ergeben sich mindestens drei Zeitabschnitte verstärkter Bebenhäufigkeit. Zeiten größerer Häufigkeit korrelieren mit dem Auftreten stärkerer Nachbeben. Die Spannungsumlagerung und die dadurch verursachte Auslösung von Nachbeben verläuft also keineswegs zeitlich kontinuierlich und räumlich homogen.

Das normale Niveau der Seismizität ist ab Mitte Mai bis auf einige Beben am Rand des Nachbebengebietes wahrscheinlich erreicht. Genauere Aussagen lassen sich wegen der unbekanntenen Seismizität vor dem Beben nicht machen.

Ortung der Nachbeben

Grundlage aller geophysikalischen und geologischen Untersuchungen von Erbeben ist die genaue Bestimmung ihrer Koordinaten (Abb. 10a, Abb.11), der Herdtiefe (Abb. 10b, c) und der Magnitude. Die häufigste Tiefe der Beben ist 7 km, wobei die tiefsten bei 22 km liegen. Damit sind viele Herde der schwächeren Nachbeben flacher als das Hauptbeben.

Abb. 9: Anzahl der georteten Nachbeben pro Tag. Deutlich sind drei Zeiträume verstärkter Beben-tätigkeit zu erkennen, in denen auch die stärkeren Nachbeben stattfanden. Ab Mitte Mai pegelte sich ein konstantes Niveau ein



Die Geometrie des lokalen Netzes und die Kenntnis des Aufbaus der Erdkruste in diesem Gebiet gestatteten eine Bestimmung der Koordinaten und der Tiefe der Nachbeben mit einer Genauigkeit von etwa 1-2 km, oftmals etwas besser.

Nach Modellierungen von Bernard (1994) fand das Hauptbeben auf einer rechteckigen Fläche nahe der NAV statt, wie sie in Abb. 10 eingezeichnet ist. Die Nachbebenaktivität ist in der unmittelbaren Umgebung

schmalen Streifen, der einen Abtauchwinkel von größer 75° hat, bis in Tiefen größer 20 km reicht und eine Breite von etwa 6 km besitzt (Abb. 10b). Diese Beben kartieren sehr wahrscheinlich die NAV. Für Herdtiefen kleiner 10 km ist der Abtauchwinkel nahezu 90° . Außerhalb dieses Gebietes sind in der Tiefenverteilung keinerlei Strukturen zu erkennen. In den beiden sich südöstlich anschließenden Abschnitten sind die Beben deutlich flacher als 15 km. Erst in dem Gebiet um Pülümür (Station PÜL) gewinnen sie wieder an Tiefe. Diese Tendenz zeigt sich sowohl in

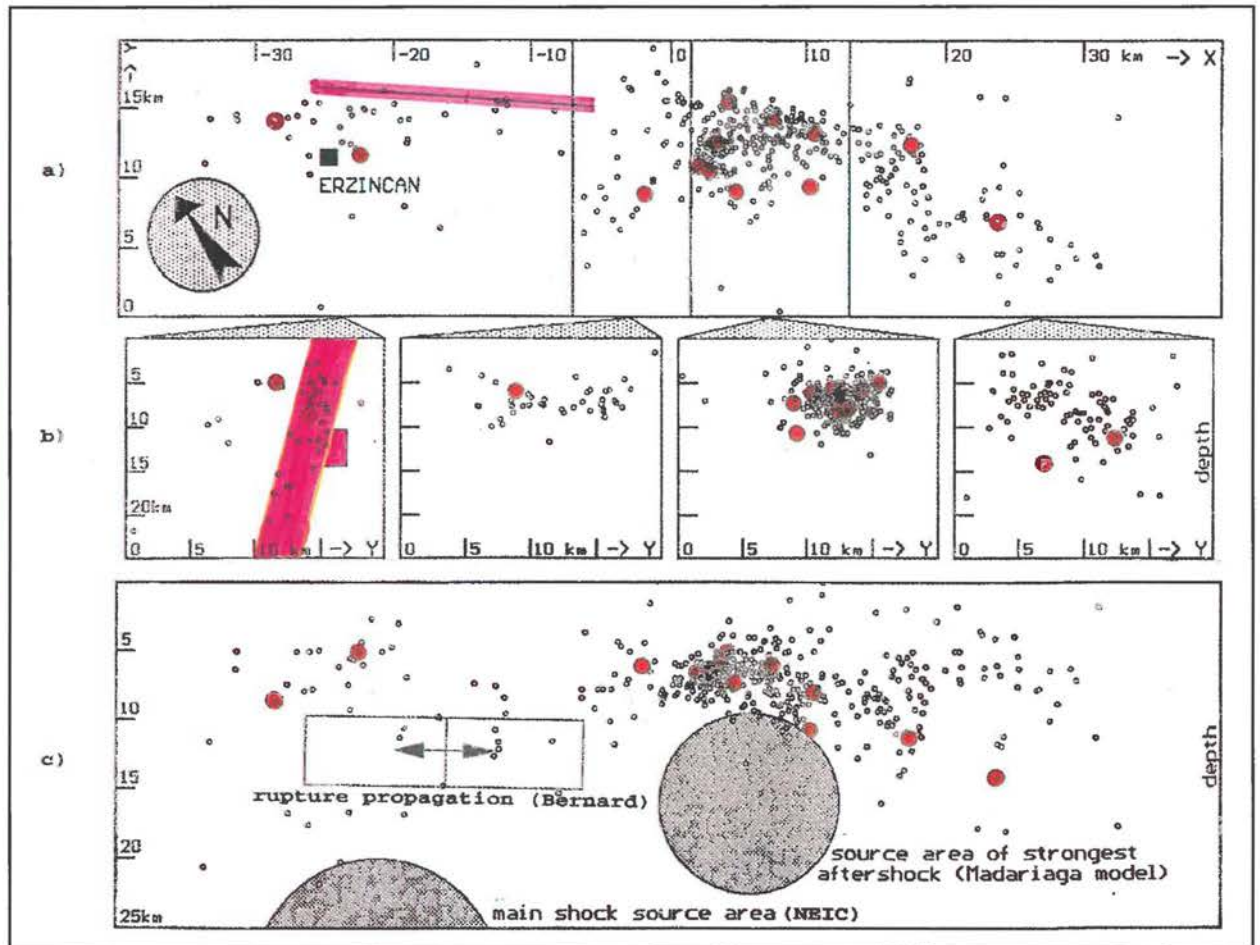


Abb. 10: Epizentren- und Tiefenverteilung der Nachbeben vom 21.3. -16.6.1992 um Erzincan

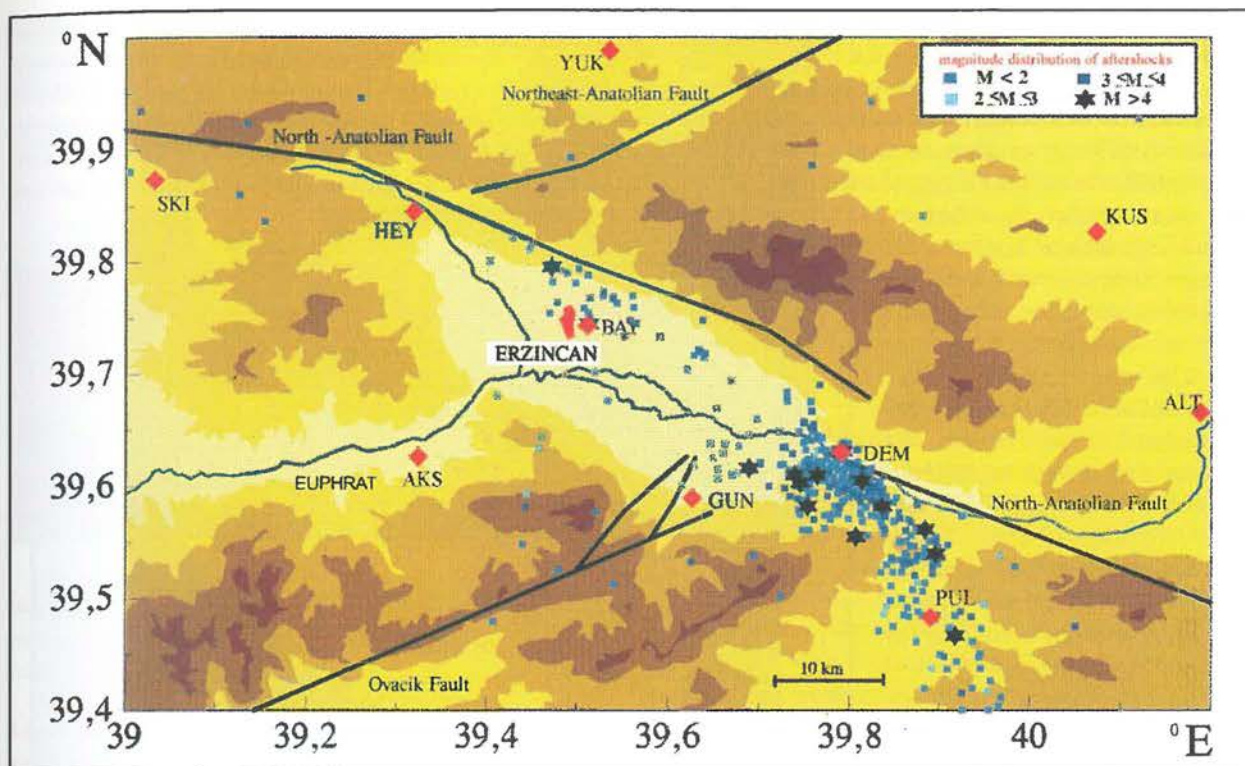
- a) Ausschnitt der Epizentrenkarte nahe der NAV. Die Region ist nach visuellen Gesichtspunkten in vier Abschnitte unterteilt. Die roten Punkte sind Beben mit $M > 4$. Der Stern kennzeichnet das von Bernard u. a. (1994) gefundene Epizentrum, von dem sich der Bruch bilateral etwa je 10 km nach Südosten und Nordwesten ausbreitete.
- b) Tiefenschnitte senkrecht zur NAV für die einzelnen

- Abschnitte. Nur im nordwestlichen Abschnitt ist in der Bebenverteilung eine Tiefenstruktur zu erkennen, die wahrscheinlich die NAV darstellt. An dessen Rand liegt die von Bernard u. a. (1994) bestimmte Herdfläche.
- c) Tiefenschnitt parallel zur NAV. Neben den kreisförmigen Bruchflächen auf der Grundlage der NEIC-Lokalisierungen und der Registrierungen des GRN für das Haupt- und das stärkste Nachbeben ist die von Bernard u. a. (1994) bestimmte rechteckige Herdfläche eingezeichnet.

dieser Herdfläche im Beobachtungszeitraum relativ schwach (Abb. 10a), verteilt sich aber über den gesamten Meßzeitraum. In diesem Abschnitt, in dem sich die Bruchfläche des Hauptbebens befindet, liegen die Nachbeben bis auf wenige Ausnahmen auf einem

der gesamten Verteilung als auch in der Verteilung der stärkeren Nachbeben (Abb. 10c).

Abb. 11 zeigt die in eine topographische Karte eingetragene horizontale Verteilung aller georteten



Nachbeben. Der Schwerpunkt der Epizentren während der Beobachtungszeitraumes liegt im Bereich des stärksten Nachbebens, also deutlich vom Hauptbeben entfernt, am südöstlichen Rand des Erzincanbeckens. Dort verläßt die Nachbebenstätigkeit die NAV und springt wahrscheinlich zu Nebenstörungen, die parallel und senkrecht zur NAV verlaufen, über. Auffällig ist in diesem Gebiet ein Zusammenhang der Bebenverteilung mit der Topographie. Insgesamt ist in diesem Gebiet eine südöstliche bis südliche Vorzugsrichtung in der Bebenverteilung zu erkennen. Im Abstand von 80 bis 100 km südöstlich vom Schwerpunkt des Nachbebengebietes sind während der Meßkampagne in der Nähe der Ost-Anatolische Verwerfung einige Beben mit Magnituden von 3,0 bis 5,3 registriert worden. Dies könnte mit dem Abknicken der Nachbebenstätigkeit in südöstliche Richtung zusammenhängen und auf eine an diesen Stellen bestehende Verbindung zwischen der NAV und der OAV hinweisen. Schwache seismischen Aktivitäten gab es auch in der Nähe der Ovacik- und an der Nordost-Anatolischen Verwerfung. Insgesamt ist festzustellen, daß sich das Nachbebengebiet mit zunehmender Zeit vergrößert. Dies hängt mit Spannungsausgleichs- und -umlagerungsprozessen im gesamten Herdgebiet zusammen, die mehrere Monate dauern können. Ein weiterer Hinweis auf den Spannungszustand im Herdgebiet liefert die Bestimmung der Orientierung und der Bewegungsrichtung der Bruchfläche. Für das Hauptereignis und das stärkste Nachbeben sind diese Herdflächenlösungen aus Berechnungen internationaler Datenzentren bekannt. Für schwächere Ereignisse kann auf der Grundlage des installierten Netzes wegen der zu geringen Stationsanzahl keine individuelle Herdflächenlösung, sondern nur eine gemeinsame für mehrere Beben berechnet werden. Voraussetzung dabei

Abb. 11: Epizentrenverteilung der Nachbeben des Erzincanbebens. Eine Abstufung in der Farbgebung des Geländes entspricht einem Höhenunterschied von jeweils 165 m. Eingezeichnet ist das seismische Netz von 10 Stationen. Es war im Zeitraum vom 21. März bis zum 16. Juni 1992 installiert und registrierte mehr als 3000 Beben, wovon 506 geortet und 392 einer weitergehenden wissenschaftlichen Analyse unterzogen werden konnten.

ist, daß die so zusammengefaßten Beben in ihrem Herdmechanismus sehr ähnlich sind. Für diese Berechnungen wurden nur relativ starke Beben verwendet, bei denen das Signal-Rausch-Verhältnis sehr gut war und keine Fehlinterpretationen zuließ. Es wurden für die Bestimmung einer Herdfächenlösung etwa 10 Beben verwendet. Die Beben nahe Erzincan zeigen den gleichen Herdmechanismus wie das Hauptereignis. Im Südosten des Beckens gibt es jedoch einen völlig anderer Herdmechanismus. Dort tritt eine sogenannte Abschiebung auf, d. h. die Verschiebung hat eine starke vertikale Komponente und die beiden Seiten der Verwerfung gleiten voneinander ab. Die Zugspannung ist dabei südwest-nordöstlich gerichtet. Ursache für diesen gegenüber dem Erzincangebiet stark unterschiedlichen Spannungszustand liegt wahrscheinlich in der sehr inhomogenen Struktur am Südostrand des Beckens.

B) Die Killari-Bebenkatastrophe (Indien)

Das Hauptbeben

Am 29. September 1993 um 22:26 Uhr (Weltzeit) fand in Mittelindien im Staat Maharashtra in unmittelbarer Nähe der Stadt Killari ein zerstörerisches Erdbeben der Magni-

tude 6,3 statt. Der Bebenherd liegt in einem Gebiet mit stabiler kontinentaler Kruste, die weit von den seismisch aktiven Rändern der indischen Lithosphärenplatte entfernt ist und in dem in historisch belegbarer Zeit bisher keine starken Beben zu verzeichnen waren (Abb. 12). Das stärkste bisher in der Umgebung von Killari gespürte und von einer seismischen Station registrierte Beben fand am 18. Oktober 1992 statt und hatte eine Magnitude von 4. Das Bebengebiet liegt im Randbereich des aus basaltischen Ergußgesteinen vulkanischen Ursprungs bestehenden Deccan-Plateaus, das dort nur eine geschätzte Mächtigkeit zwischen 100 und 300 m hat.

Das Killaribeben gehört zu der relativ geringen Zahl der sogenannten Intraplattenbeben, auf die nur etwa 0,5% der jährlich weltweit freigesetzten seismischen Energie entfallen (Johnston, 1993). Sie zeichnen sich im wesentlichen durch eine große Wiederholungsperiode (in Einzelfällen bis zu mehreren tausend Jahren) und einen hohen Spannungsabfall aus, der auf eine große Scherfestigkeit der aktiven Störung und auf größere tektonische Spannungen, verglichen mit der Situation an aktiven Plattenrändern, schließen läßt (Kanamori und Allen, 1986). Intraplattenbeben stellen damit ein großes Problem bei der Einschätzung der seismischen Gefährdung dichtbesiedelter Gebiete in stabilen Plattenzonen dar. Statistische Aussagen über das Bebenrisiko können aufgrund der geringen Anzahl der Beben und deren großer Wiederholungsperiode in der Regel nicht abgeleitet werden. Weiterhin sind historische Beben in dem betreffenden Gebiet oft nicht bekannt, so daß keine Vorkehrungen, wie z.B. die bebensichere Ausführung von Bauwerken, getroffen werden. Deshalb sind Untersuchungen der wenigen Intraplattenbeben und deren Nachbeben von großer Wichtigkeit, um die dabei ablaufenden physikalischen Prozesse, einschließlich der Schadensgenerierung, zu verstehen. Für Mittelindien bedeutet das konkret, daß die Analyse des Killaribebens letztendlich zu einer Neubewertung der seismischen Gefährdung der bisher als aseismisch angesehenen Gebiete führen muß.

Am stärksten war bei der Bebenkatastrophe am 29. September die Stadt Killari mit 18000 Einwohnern betroffen, die in unmittelbarer Nähe des Bebenherdes liegt. In weiteren 80 Dörfern waren starke Zerstörungen zu verzeichnen. Die untere Grenze für die Anzahl der Todesopfer wird mit 11000 angegeben (Gupta, 1993). Die

Ursache für die große Zahl der Opfer ist in der großen Bevölkerungsdichte und der lokalen ländlichen Bauweise, sowie nicht zuletzt im Zeitpunkt des Bebens um 4.00 Uhr morgens (Ortszeit) zu suchen. Die Wände der meisten Häuser sind ohne Fundament errichtet. Sie haben eine Stärke von bis zu einem Meter und bestehen an den

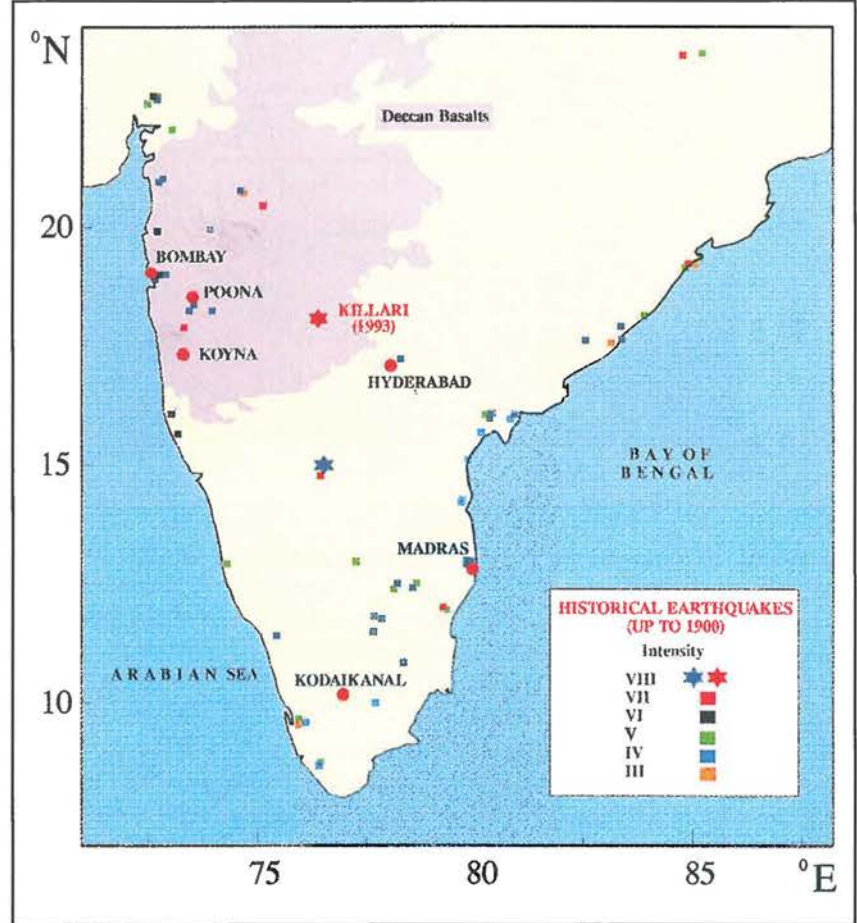


Abb. 12: Historische Beben in Mittel- und Südindien vor 1990

Außenseiten aus aufgeschichteten Basaltsteinen. Der Zwischenraum ist mit kleinen Steinen und Erde verfüllt. Die Dächer sind ebenfalls mit Erde bedeckt und haben oft eine Mächtigkeit von bis zu einem Meter. Die Wände stürzten bei dem Beben ein und begruben unter sich die schlafenden Bewohner. Die Maximalintensität im Epizentralgebiet mit etwa 15 km Durchmesser betrug 8 - 8,5 auf der MSK-Skala. Die wenigen in Ziegelbauweise errichteten Häuser und die Ingenieurbauten aus Stahlbeton, wie z.B. Wassertürme, blieben im wesentlichen unversehrt (Abb. 13). Darin zeigt sich, daß bei entsprechender Bauweise die Auswirkungen eines vergleichbaren Bebens deutlich geringer sein können.

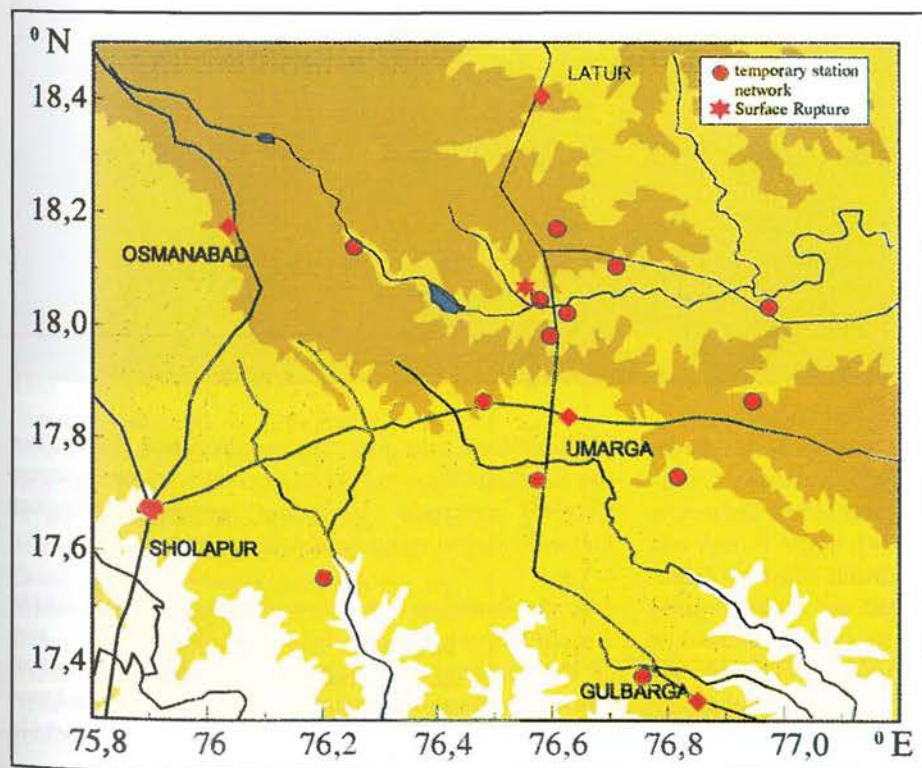
Die von der Harvard-Universität (USA) bestimmte Herdflächenlösung des Hauptbebens ergab eine Kompressionsspannung in NO-SW-Richtung.



Abb. 13: Schäden an Gebäuden in traditioneller Bauweise. Der Wasserbehälter im Hintergrund blieb unverehrt

Diese Spannungsorientierung fällt mit der Bewegungsrichtung der indischen Platte nach NO zusammen, die sich in der Geometrie der Kollisionszone mit der asiatischen Platte im Bereich des Himalaya-Gebirges widerspiegelt. Aus den wenigen bekannten Herdflächenlösungen von Beben in Mittel- und Südindien (Rastogi, 1992) kann jedoch geschlossen werden, daß das Spannungsfeld nicht homogen sein muß, sondern regional und lokal von der NO-SW gerichteten Kompression abweichen kann.

Abb. 14: Topographische Karte der Umgebung des Killaribebens mit eingezeichnetem temporären Stationsnetz, Höhenlinienabstand: 165 m



Die bestimmte Herdfläche streicht in NW-SO-Richtung. Die Karte der Umgebung des Bebengebietes zeigt ebenfalls NW-SO gerichtete Strukturen, die sich in Flussverläufen und in der Verteilung von Höhenlinien äußern (Abb. 14). Informationen über tektonisch aktive Störungen sind nicht vorhanden. Die Herdflächenlösung läßt zwei gleichberechtigte Abtauchrichtungen der Herdfläche (nach NO und SW) zu, wobei es zu einer Aufschubung der benachbarten Blöcke kommt. Allein aus den seismischen Registrierungen des Hauptbebens mit dem weltweiten Stationsnetz läßt sich nicht entscheiden, welche dieser beiden möglichen Herdflächen aktiv war. Das

Hypozentrum des Bebens lag nach Angaben des Datenzentrums NEIC (USA) in einer Tiefe von 6 km. Abb. 15 zeigt den Oberflächenaustritt des Bruches mit einem maximalen vertikalen Versatz von etwa 30 cm. Er konnte über eine Länge von etwa 1 km verfolgt werden (Seeber u.a. 1993).

Nachbebenauswertung

In einem Gebiet mit einem Durchmesser von 80 km und dem Epizentrum des Hauptbebens als Mittelpunkt wurde ein Netz aus 9 analogen Stationen (Universität Frankfurt/M.), 3 digitalen seismischen Stationen (GFZ Potsdam) und 4 Strong-Motion-Stationen (Eidgenössische Technische Hochschule Zürich) eingerichtet (Abb. 16). Die Registrierung begann 8 Tage nach dem Hauptbeben und dauerte insgesamt 3 Monate. Die Feldarbeit und die anschließenden Auswertungen wurden gemeinsam mit Mitarbeitern des indischen Partnerinstituts durchgeführt (National Geophysical Research Institute Hyderabad).

Vom 29.9 bis 7.10.94 fanden 14 stärkere Nachbeben mit Magnituden größer als 2 statt, die von der seismischen Station Hyderabad registriert wurden. Das stärkste Nachbeben hatte eine Magnitude von 4,4 und war somit um 2 Magnitudeneinheiten schwächer, als das Hauptbeben. Das stärkste Nachbeben eines Großbebens an Plattenrändern ist in der Regel nur eine Magnitudeneinheit schwächer als das Hauptbeben. Die Nachbebenaktivität war im Vergleich zu



Abb. 15: Oberflächenaustritt der Hauptbebenverwerfung

Abb. 16 (rechts): Aufbau einer seismischen Station Jamkandi (JAM) in einem kleinen Hindutempel

anderen Starkbeben mit ähnlicher Magnitude ebenfalls deutlich schwächer, was ein Charakteristikum von Intraplattenbeben zu sein scheint. Während der ersten 4 Registrierwochen konnten lediglich 52 Beben mit Magnituden zwischen 0,5 und 2,7 lokalisiert werden. Die Mehrzahl der Epizentren liegt in einem Gebiet mit einem Durchmesser von 10 km südwestlich des Oberflächenaustritts der durch das Hauptbeben bedingten Verwerfung (Abb. 17). Wenige Beben liegen östlich und westlich dieses Clusters in unmittelbarer Nähe des Tirna-Flusses und deuten darauf hin, daß der Flußlauf einer Störung folgt, die wahrscheinlich durch das Hauptbeben aktiviert wurde. Um die Tiefenverteilung der Nachbeben detailliert zu untersuchen, wurden Mikrobeben im Magnitudenbereich von -1 bis 1 analysiert. Sie wurden



mit 3 modernen Digitalstationen in unmittelbarer Nähe des Bebenclusters registriert, so daß sich eine hohe Lokalisierungsgenauigkeit von etwa 200-300 m ergibt. Die Epizentrenverteilung der Mikrobeben ähnelt derjenigen der stärkeren Nachbeben (siehe Abb. 17). Die Tiefenverteilung ist in Abb. 18 dargestellt, und zwar in zwei Tiefenschnitten jeweils parallel und senkrecht zum Streichen der Herdfläche des Hauptbebens. Die große Mehrzahl der Hypozentren liegt in einem etwa 3 km breiten Band, das mit einem Winkel von 45° einfällt. Da der Oberflächenaustritt der Hauptbebenverwerfung innerhalb dieses Bandes liegt und der Abtauchwinkel der einen der beiden möglichen Herdflächen des Hauptbebens in SW-Richtung ebenfalls 45° beträgt, kann gefolgert werden, daß die Hypozentren der Nachbeben in unmittelbarer Nähe der Herdfläche des Hauptbebens auftreten und diese somit kartieren. Ein vertikaler Schnitt parallel zum Streichen der Herdfläche des Hauptbebens zeigt, daß die Nachbeben linienförmig angeordnet sind und somit auf NO-SW streichenden Störungen liegen. Die Nachbebenaktivität ist demzufolge auf die unmittelbare Umgebung der Herdfläche begrenzt.

Abb. 19 zeigt Seismogramme von jeweils einem Nachbeben des Erzincan- und des Killaribebens in etwa gleicher Epizentralentfernung. Es fällt auf, daß die Registrierung des Indienbebens deutlich hochfrequenter und länger ist, was auf geringe Dämpfung und eine große Dichte von Streukörpern in der Kruste hinweist. Eine

Untersuchung kann hier zu einem besseren Verständnis des Krustenaufbaus beitragen, der bisher im betrachteten Gebiet aufgrund fehlender geophysikalischer Untersuchungen weitgehend unbekannt ist.

Um die Reaktion von Bauwerken auf bebenbedingte Erschütterungen zu untersuchen, werden aus Beschleunigungsaufzeichnungen starker Nachbeben (Strong Motion) sogenannte Gebäudeantwortspektren berechnet. Diese geben an, wie groß die maximale

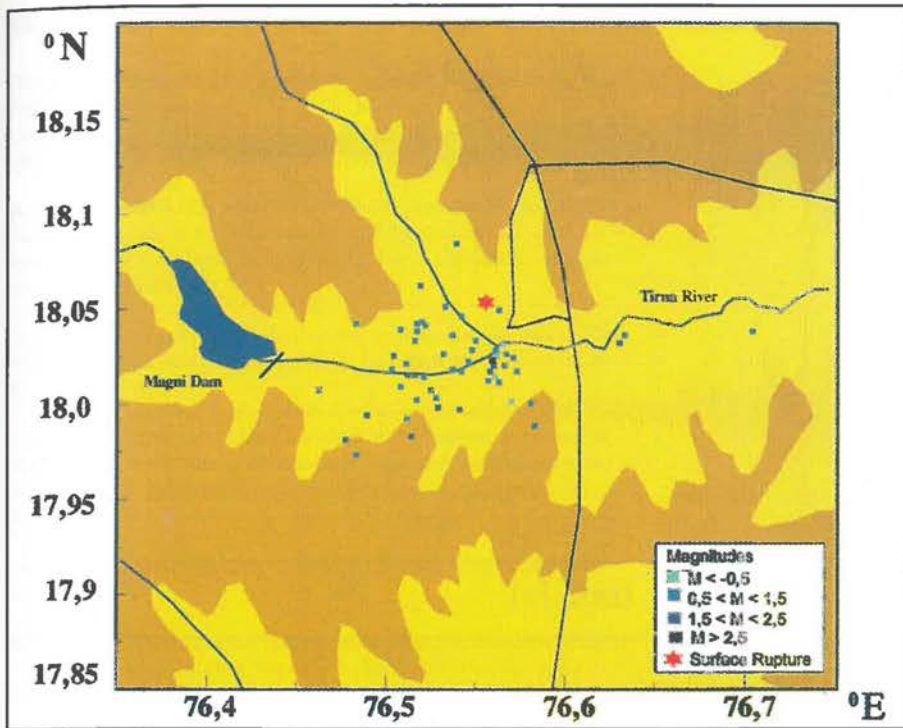


Abb. 17: Epizentrenverteilung der Killara-Nachbeben

Beschleunigung der Gebäudeschwingungen eines Bauwerks mit gegebener Eigenfrequenz ist. Abb. 20 zeigt zwei Spektren für die Orte Killari und Mudgat. Die Beschleunigungsmaxima liegen bei Eigenfrequenzen von 15-31 Hz. Die Ursache ist in der großen selektiven Verstärkung (bis zu einem Faktor 10) der seismischen Wellen durch die oberste, den Basalt überlagernde Schwarzerdeschicht zu suchen, deren Mächtigkeit unmittelbar aus den Resonanzfrequenzen berechnet werden kann und wenige Meter beträgt (Schmidt, 1994).

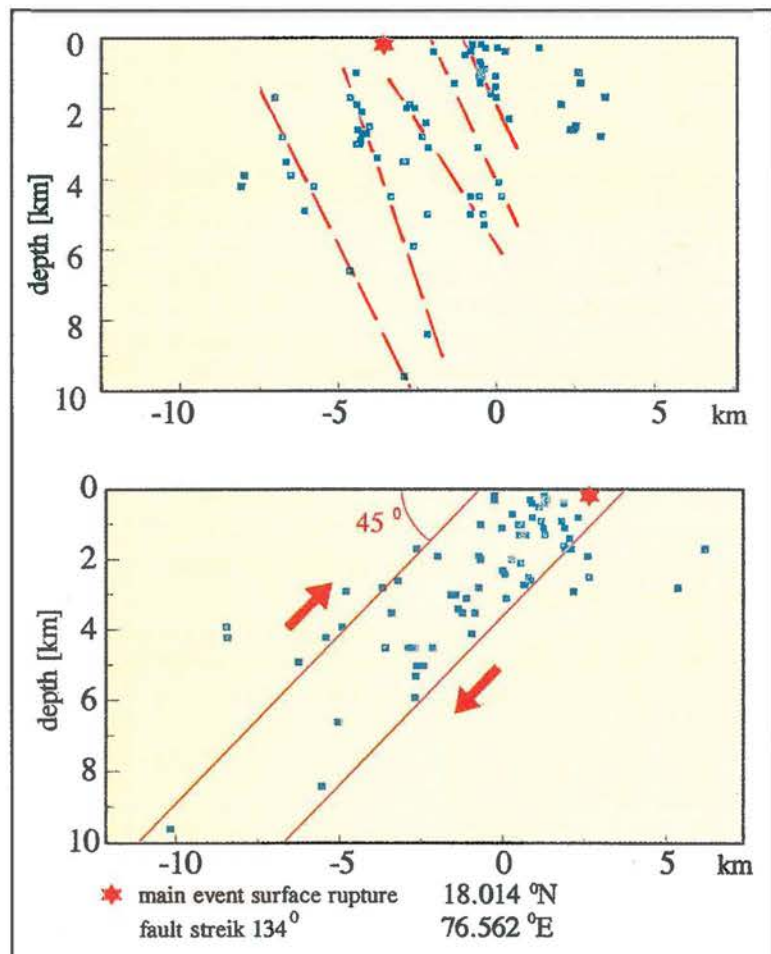
Da die Resonanzfrequenzen der aus Basaltsteinen errichteten Häuser über 10 Hz liegen, ist die Bodenverstärkung der Schwarzerdeschicht als wesentlicher, den Grad der Zerstörungen mitbestimmender Faktor anzusehen. Eine Kartierung der Mächtigkeit dieser Schicht im Rahmen von Mikrozonierungsarbeiten, verbunden mit dem Bau von Häusern, deren Eigenfrequenzen außerhalb des Frequenzbereiches der Bodenverstärkung liegen, kann zu einer deutlichen Schadensminderung bei zukünftigen Beben beitragen. Als Vergleich ist in Abb. 21 ebenfalls ein Antwortspektrum für ein Erzincan-Nachbeben (Wepf u. a., 1993) zu sehen. Das Maximum von 2 Hz erklärt, warum mehr als 50% aller fünfstöckigen Gebäude eingestürzt sind. Da ihre Eigenfrequenz um 2 Hz liegt, führte die Beben-

erregung zu starken Resonanzschwingungen, welche die Belastbarkeitsgrenze der betrachteten Gebäude überschritten.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß das Ausmaß der Zerstörungen durch das Killaribeben wesentlich durch folgende Faktoren bestimmt war: flacher Bebenherd, Auftreten zur Nachtzeit, lokale Bauweise, hohe Bevölkerungsdichte, große Verstärkung der seismischen Wellen durch die Untergrundstruktur und falsches Sicherheitsgefühl aufgrund des Fehlens starker Beben in historischen Zeiträumen. Durch entsprechende Vorsorgemaßnahmen besteht die

Möglichkeit, die negativen Auswirkungen zukünftiger

Abb. 18: Tiefenverteilung von Mikrobeben: Tiefenschnitte parallel (oben) und senkrecht (unten) zum Streichen der Herdfläche des Hauptbebens



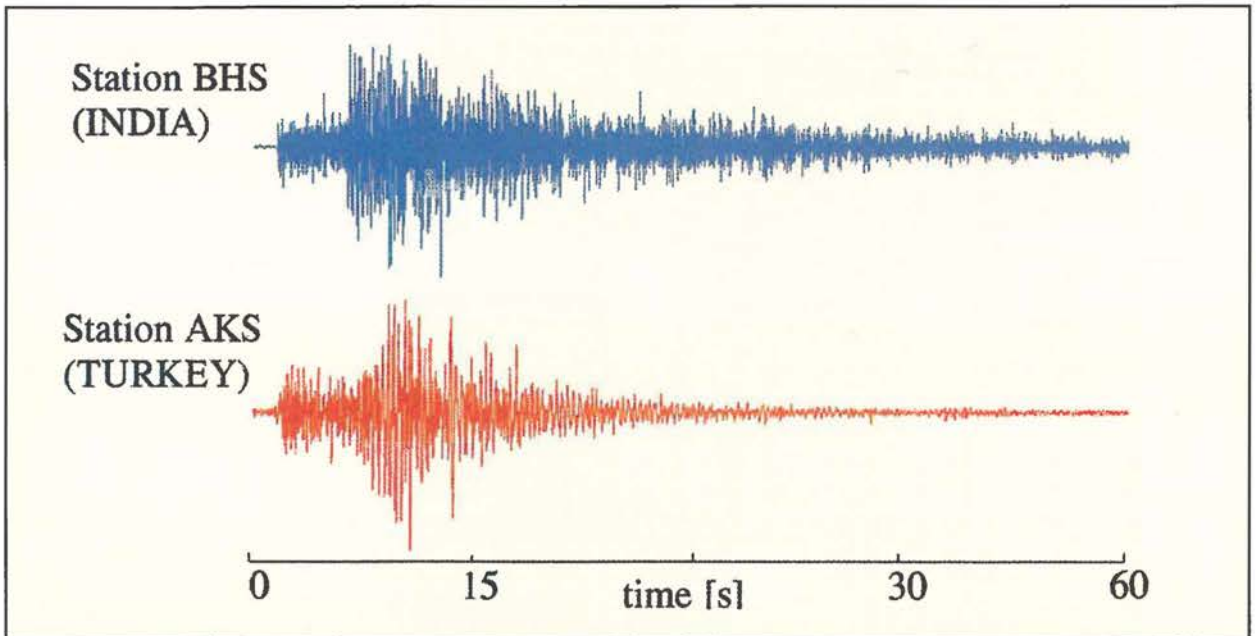


Abb. 19: Nachbebeneseismogramme des Erzincanbebens (Station AKS) und des Killaribebens (Station BHS). Beide Nachbeben haben etwa das gleiche P-Moment ($8 \cdot 10^{12}$ Nm) und die gleiche Epizentralentfernung (40 km).

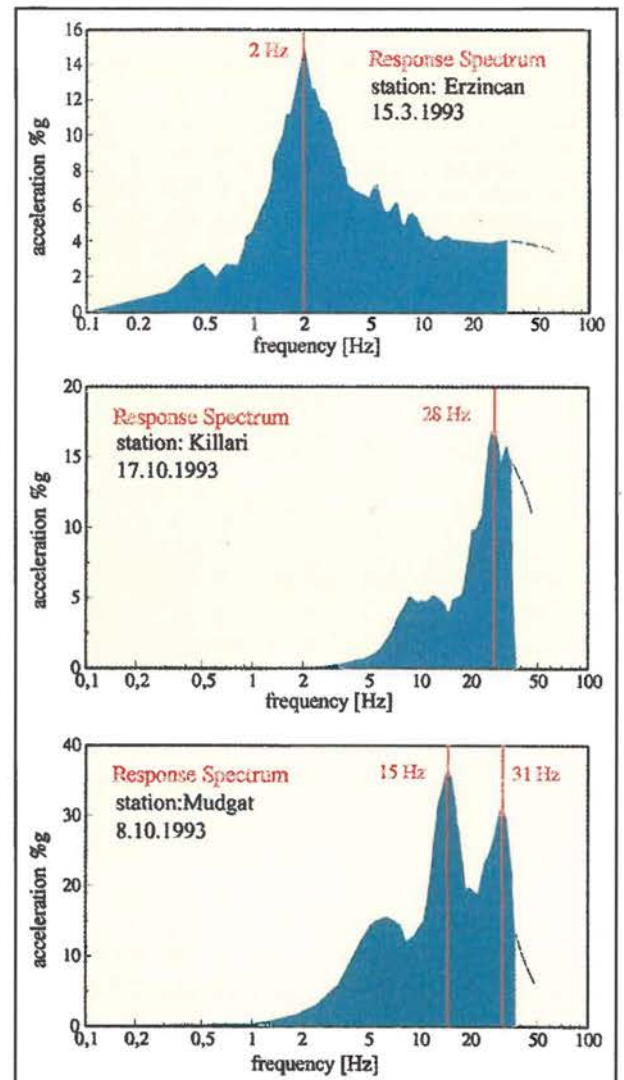
Beben zu mindern. Das Killaribeben hat deutlich gemacht, daß auch in Gebieten mit stabiler kontinentaler Kruste Starkbeben auftreten können und daß intensive Forschungsarbeiten notwendig sind, um ihre Ursachen und den Mechanismus ihrer Auslösung zu verstehen und um Methoden zur Einschätzung der seismischen Gefährdung zu entwickeln, die über die bisher angewendeten statistischen Methoden hinausgehen.

Am Aufbau der seismischen Netze, der Datenaufbereitung und ihrer Auswertung nahmen teil:

B. Baier, H. Berckhemer, A. Karahan, A. Paulat (Frankfurt a. M.), R. Stromeyer (Potsdam), S. Gencoglu, R. Yilmaz (Ankara), A. Rietbrock (München), H.-G. Schmidt (Weimar), I. Mohan, C. V. Ramakrishna Rao, V. K. Rao, D. Sarkar, P. Solomon Raju (Hyderabad), P. Smit (Zürich).

Die Messungen der Nachbeben bei Erzincan fanden mit Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft im Rahmen des Vorhabens „Geodätisch-Geophysikalische Untersuchungen im seismoaktiven Bereich der Nord-Anatolischen Störzone“ statt.

Abb. 20: Gebäude-Antwortspektren für starke Nachbeben des Killaribebens (Smit, 1994) und des Erzincanbebens



Literatur

Baier, B., Berckhemer, H., Karahan, A., Grosser, H., Baumbach, M., Yilmaz, R., Demirtas, R. (1992): On the Erzincan Earthquake of March 13, 1992. XXIII General Assembly of the European Seismological Commission, Prague, Czechoslovakia, 7 - 12 September 1992.

Bernard, P., Gariel, J.-C., Dorbath, L. (1994): The Erzincan (Turkey) earthquakes: constraints on the rupture process with local and regional records. *Annales Geophysicae Supplement I to Vol. 12, Part I: Solid Earth Geophysics & Natural Hazards*, p. C 81.

Celebi, M., Brown, R. D. (1992): Building damage from the March 13, 1992, earthquake near Erzincan, Turkey. *Earthquakes & Volcanoes* 23 pp. 175 - 182.

Gülkan, P., Ergünay, O. (1992): Case study of Erzincan earthquake of 13 March 1992. United Nations Development Program (UNDP), United Nations Disaster Relief Organization (UNDRO), Disaster Management Training Program Türkiye Course, 2 - 5 June 1992, Ankara.

Gupta, H.K.: The deadly Latur earthquake. *Science*, Vol. 262, pp. 1666-1667.

Johnston, A.C.: The stable continental region earthquake database. *Electric Power Research Institute, Report TR-102261 (1993)*, chap. 3., pp. 1 - 81.

Kanamori, H. and C.R. Allen: Earthquake repeat time and average stress drop. *Earthquake Source Mechanism, Geophysical Monograph 37, Maurice Ewing Volume 6, AGU, Washington, 1986*, pp. 227-235.

Leuchs, K. (1940): Das jüngste Großbeben in Anatolien. *Geol. Rundschau* S. 70 - 76.

Pamir, H. N., Ketin I. (1940): Das anatolische Erdbeben Ende 1939. *Geol. Rundschau*, S. 279 - 287.

Rastogi, B.K.: Seismotectonics inferred from earthquakes and earthquake sequences in India during the 1980s. *Current Science*, Vol. 62, No. 1 & 2, 1992.

Schmidt, H.-G. (1994): Das Killari-Erdbeben vom 29.9.1993 - Ergebnisse der Ingenieuranalyse im Schadensgebiet. 54. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, 7.- 11. März 1994, Münster.

Seeber, L., S.K. Jain, C.V.R. Murthy, N. Chandak: Surface rupture and damage patterns in the Ms=6.4, September 29, 1993 Killari (Latur) earthquake in Central India. *NCEER Bulletin*, Oct. 1993, p. 12.

Smit, P. (1994): persönliche Mitteilung

Wepf, D., Flawil, Smit, P. (1993): Das Erdbeben in der Türkei vom 13. März 1992. *Schweizer Ingenieur und Architekt*, Heft 4, S. 2 - 8.

Erdrotationsschwankungen, Erdkerndynamik und Schwerfeld

Ludwig Ballami, Franz Barthelmes, Hans Greiner-Mai, Horst Jochmann, Roland Klees, Rüdiger Lehmann

Die Entwicklung eines umfassenden Modells der Erde, bestehend aus den Teilsystemen Atmosphäre, Hydrosphäre, Kryosphäre, Lithosphäre, Mantel sowie flüssiger und fester Erdkern, ist eine zentrale Aufgabe, deren Lösung eine enge Zusammenarbeit unter den Geowissenschaften erfordert. Der Projektbereich „Systemtheorie und Modellierung“ arbeitet vornehmlich an der Untersuchung des Einflusses der verschiedenen Subsysteme auf die Struktur und die zeitlichen Veränderungen des Schwerfeldes und der Rotation der Erde. Drei Gründe sind dafür von Bedeutung: Erstens sind zeitliche Veränderungen in stationären Auswertemodellen Störgrößen, die es zu korrigieren gilt, um die geodätischen und geophysikalischen Beobachtungen auf die den Modellen zugrunde liegenden Referenzeпоchen beziehen zu können und dabei die heute erreichten hohen Beobachtungsgenauigkeiten zu erhalten. Zweitens erlaubt ein Studium der Veränderungen in der Erdrotation und im Erdschwerfeld, ergänzt durch Informationen über zeitliche Veränderungen des Erdmagnetfeldes, Rückschlüsse auf die ursächlichen geophysikalischen Prozesse und die Gültigkeit der Modelle der einzelnen Subsysteme sowie ihrer Wechselwirkungen untereinander, beispielsweise über elektromagnetische Eigenschaften und Prozesse im Erdkern und an der Kern-Mantel-Grenze. Drittens lassen sich aus den Abweichungen zwischen den beobachteten und den aus Modellen gerechneten zeitlichen Veränderungen, Modellparameter verbessern. Diese Untersuchungen können auch einen Beitrag zur Erforschung globaler Klimaänderungen liefern. So ist beispielsweise zu vermuten, daß eine klimatisch bedingte Umverteilung von Massen zwischen der Hydrosphäre und der Kryosphäre Auswirkungen auf den Erdrotationsvektor hat, so daß im Rückschluß aus beobachteten Rotationsschwankungen Aussagen über möglicherweise stattfindende Klimaveränderungen gemacht werden können. Dies setzt jedoch voraus, daß ein ausreichend genaues Modell aller die Erdrotation beeinflussenden Faktoren vorhanden ist, um den klimabedingten Anteil aus dem gesamten Spektrum extrahieren zu können.

Interpretation von Erdrotationsschwankungen

Beobachtungsverfahren erlauben gegenwärtig die Bestimmung von Variationen des Rotationsvektors der Erde mit Genauigkeiten von 10^{-3} für die Polbewegung und

10^{-4} für die Tageslänge bei einer Zeitauflösung von unter einem Tag. Solche Veränderungen werden durch verschiedene, im Erdinnern ablaufende Prozesse sowie durch eine Vielzahl von Kräften hervorgerufen, die auf den Erdkörper einwirken und zu einer Umverteilung von Massen innerhalb der Erde, den Ozeanen und der Atmosphäre führen (Abb. 1). Die Auswirkung solcher globaler Phänomene auf die Erdrotation hängt von den Eigenschaften des Erdkörpers ab. Die Aufgabe besteht nun darin, Modelle für die Ursachen dieser Veränderungen zu entwickeln, den Übertragungsmechanismus zu bestimmen und die daraus sich ergebenden zeitlichen Variationen des Erdrotationsvektors mit den tatsächlich beobachteten Veränderungen zu vergleichen. Umgekehrt ist es möglich, die Beobachtungen als Eingangsgrößen zu

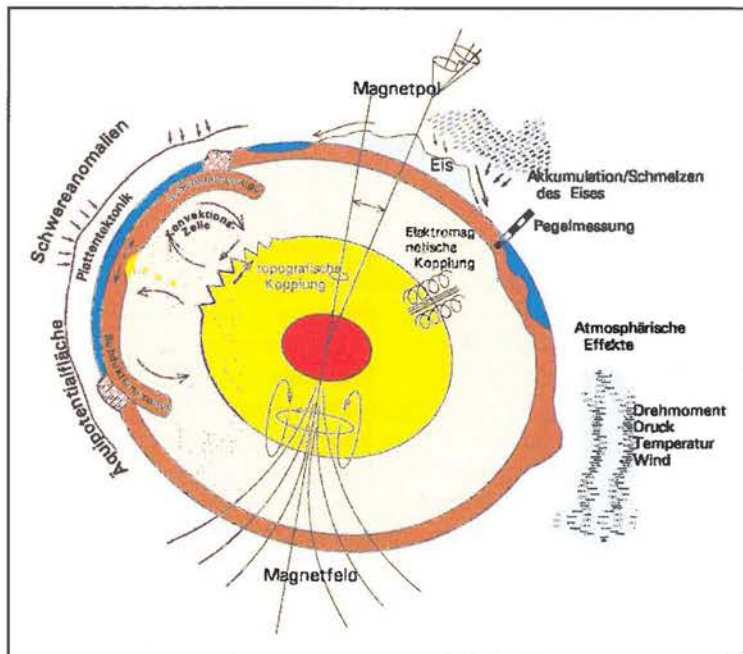


Abb. 1: Schematische Darstellung der wichtigsten Kräfte, die für zeitliche Veränderungen des Erdrotationsvektors verantwortlich sind

verwenden, um daraus geophysikalische Modellparameter abzuleiten. Um diese Aufgabe zu lösen, ist eine Auseinandersetzung mit den Problemen der atmosphärischen und ozeanischen Zirkulation, der Rheologie des Erdkörpers und der Magnetohydrodynamik des Erdkerns notwendig.

Ziel der Arbeiten ist es, einen Beitrag zur Erforschung

der geophysikalischen Ursachen für die zeitlichen Veränderungen des Rotationsvektors der Erde zu leisten. Im Mittelpunkt stehen dabei Untersuchungen zum Einfluß der atmosphärischen Dynamik, von Wechselwirkungen zwischen der Kryosphäre und der Hydrosphäre im allgemeinen und von Meeresspiegeländerungen im besonderen auf die zeitlichen Veränderungen des Erdrotationsvektors. Die dabei erzielten Erkenntnisse sollen dann zusammen mit anderen geophysikalischen Ursachen zu einem umfassenden Modell der Erdrotation zusammengefaßt werden, welches die Grundlage für eine verbesserte Prognose der Erdrotationsvariationen über den gesamten Periodenbereich bilden kann, angefangen von den kurzperiodischen Variationen (Perioden unter 1 Tag) bis hin zu den langperiodischen Variationen (Perioden bis ca. 100 Jahre). In diesem Zusammenhang soll auch untersucht werden, welche Zusammenhänge zwischen möglichen Klimaveränderungen und Änderungen im Rotationsvektor der Erde bestehen und ob die Dynamik der Erdrotation als Indikator für stattfindende globale Klimaänderungen dienen kann.

Zur Untersuchung des Zusammenhangs zwischen dem Verhalten des Rotationsvektors und geophysikalischen Prozessen müssen Beziehungen zwischen den Parametern dieser geophysikalischen Prozesse und den Größen hergestellt werden, die das Verhalten des Rotationsvektors beschreiben. Dieser Zusammenhang wird über ein System gekoppelter nichtlinearer Differentialgleichungen hergestellt, in welches u.a. auch die rheologischen Eigenschaften des Erdkörpers als Parameter einfließen. Durch Einführung geeigneter Näherungswerte kann dieses System linearisiert und teilweise entkoppelt werden. In dem dann entstehenden linearen Differentialgleichungssystem werden die zeitlichen Veränderungen des Rotationsvektors durch sogenannte Anregungsfunktionen beschrieben, die eine Funktion von zeitlichen Änderungen des Trägheitstensors der Erde sowie von Massenverlagerungen in den festen, flüssigen und gasförmigen Anteilen der Erde sind. Jedem geophysikalischen Prozeß kann eine spezielle Anregungsfunktion zugeordnet werden. Kennt man die Parameter, welche den untersuchten geophysikalischen Prozess eindeutig beschreiben, so ist gleichzeitig auch die Anregungsfunktion bekannt und die dadurch verursachten zeitlichen Änderungen des Erdrotationsvektors können

berechnet und mit den tatsächlich beobachteten Rotationschwankungen verglichen werden. Mögliche Ursachen für Abweichungen zwischen beobachteten und gerechneten Erdrotationsparametern können falsche hypothetische Annahmen bei der Berechnung des durch den betrachteten geophysikalischen Prozess verursachten Anteils an der Anregungsfunktion und fehlerhafte Parameter im Modell des geophysikalischen Prozesses oder der Rheologie der Erde sein. Bestehen Vermutungen für letzteres, so können die beobachteten Erdrotationsänderungen auch in eine Eingangs-Ausgangsanalyse eingeführt werden, deren Ziel es ist, einen oder mehrere der globalen Erdparameter neu zu bestimmen. Aussagen über die globalen Eigenschaften des geophysikalischen Prozesses können aus den Beobachtungen und den als bekannt vorausgesetzten Erdparametern durch Lösung inverser Probleme erhalten werden. Dies setzt in der Regel jedoch voraus, daß zuvor die Einflüsse anderer geophysikalischer Prozesse auf den Erdrotationsvektor aus den Beobachtungen möglichst gut eliminiert wurden.

Forschungsergebnisse bei der Analyse der Erdrotationsschwankungen

Prozesse, die kurzperiodische (Perioden < 10 Jahre) Massenverlagerungen bedingen, erfolgen hauptsächlich

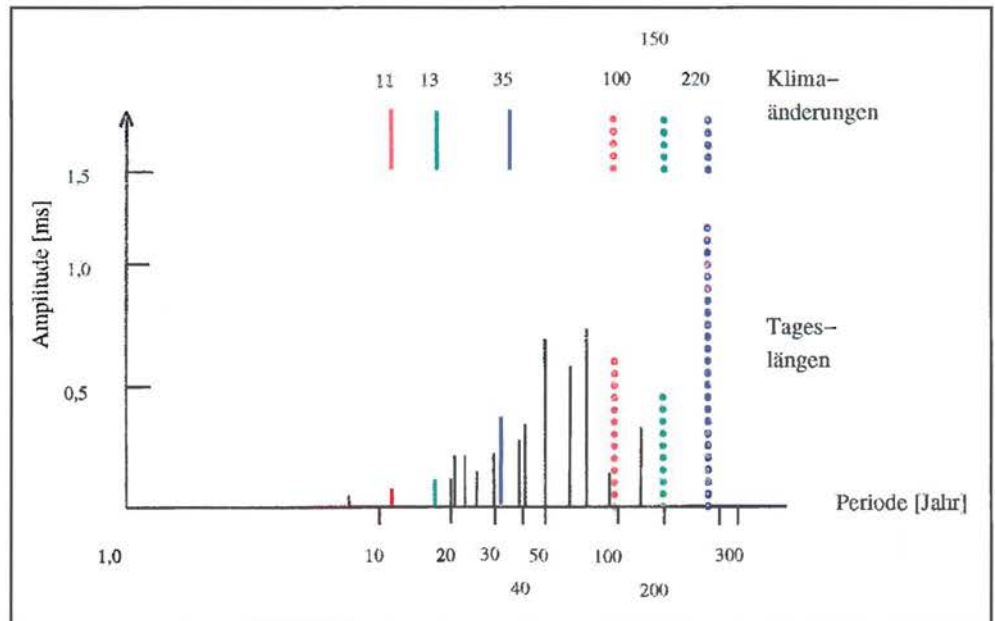


Abb. 2: Amplitudenspektren von Tageslänge und Klimaänderungen

in der Atmosphäre und der Hydrosphäre, wohingegen langperiodische Veränderungen (Perioden > 10 Jahre) mit großer Wahrscheinlichkeit durch Vorgänge in den festen Teilen des Erdkörpers, insbesondere im Kern-Mantelbereich, hervorgerufen werden. Die atmosphärische Dynamik, die primär verantwortlich ist für Erdrotationsschwankungen bis zu Perioden von ca. zwei Jahren, trägt mit ca. 10% nur geringfügig zu den lang-

periodischen Veränderungen bei. Daraus kann die Schlußfolgerung gezogen werden, daß mögliche Klimaänderungen, die sich in einer veränderten atmosphärischen Dynamik ausdrücken, nicht aus zeitlichen Variationen des Erdrotationsvektors abgeleitet werden können.

Andererseits zeigen die Amplitudenspektren der beobachteten Tageslängen und der Klimaperioden gewisse Ähnlichkeiten, welche die Vermutung eines Zusammenhangs zwischen beiden Prozessen stützen (Abb. 2). Es muß deshalb vermutet werden, daß andere Anregungsmechanismen einen Zusammenhang zwischen Erdrotations- und Klimaänderungen herstellen können. Mögliche Kandidaten sind Massenverlagerungen zwischen den arktischen und grönländischen Eisflächen einerseits und den Weltmeeren andererseits und Änderungen in der globalen atmosphärischen Zirkulation. Die Untersuchungen haben ergeben, daß Klimaänderungen, die mit globalen Meeresspiegeländerungen einhergehen, nach wenigen Jahren im Spektrum der beobachtbaren Polbewegungen, d.h. der Verlagerungen der Erdrotationsachse innerhalb des Erdkörpers, aufgedeckt werden können. Ähnliches gilt für Veränderungen der Rotationsgeschwindigkeit, hier jedoch - aufgrund der unvermeidbaren Beobachtungsfehler - erst nach einer erheblich längeren Zeit von ca. 10 Jahren. Durch eine Steigerung der Beobachtungsgenauigkeiten für Polbewegung und Erdrotation lassen sich diese Zeiträume verringern. Daraus kann die Schlußfolgerung gezogen werden, daß Variationen des Erdrotationsvektors als Zusatzinformationen für die Kontrolle globaler Klimaänderungen verwendet werden können. Um die Verwendbarkeit solcher Informationen zu stützen, ist es jedoch notwendig, alle für langperiodische Rotationsänderungen möglicherweise in Frage kommenden geophysikalischen Prozesse genauer zu untersuchen.

Mit Hilfe von Klimamodellen, die vom Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg zur Verfügung gestellt wurden, konnte der Zusammenhang zwischen Erdrotation und Klimaänderung untersucht werden. Für ein angenommenes Szenario einer globalen Erwärmung von 3°C in 100 Jahren wurden aus dem Klimamodell Luftdruckwerte und daraus zonale Winde über einen Zeitraum von 100 Jahren berechnet. Es ergab sich ein geringfügiges Anwachsen der saisonalen Luftmassenbewegungen von Norden nach Süden und ein signifikanter Luftdruckanstieg über Sibirien. Die dadurch hervorgerufenen Veränderungen im Rotationsvektor der Erde liegen jedoch in der Größenordnung der derzeit erreichten Beobachtungsgenauigkeiten. Deshalb dürfte es sehr schwer sein, aus der Analyse saisonaler Rotationsschwankungen Informationen über etwaige Klimaänderungen zu erhalten.

Als ein Beitrag zur Aufdeckung und eindeutigen Zuordnung von Ursachen für die zeitlichen Veränderungen der Polbewegung wurde der Einfluß von Meeresspiegelschwankungen im Bereich einzelner Ozeane mit Hilfe der Methode der inversen Lösung untersucht. Polbewegungen können nur die meridiona-

len Komponenten von Massenbewegungen hervorrufen. Ein Vergleich der für die verschiedenen Ozeane berechneten Anteile an der Anregungsfunktion mit tatsächlich beobachteten Polbewegungen ergab, daß im betrachteten Periodenbereich von 2-10 Jahren nur die Schwingungen des Pazifik allein oder die kombinierte Schwingung von Pazifik und Atlantik in der Lage sind, Polbewegungen im betrachteten Spektralbereich zu erzeugen. Jedoch ist es nicht gelungen, einfache Beziehungen zwischen den geographischen Breiten der Pegelstationen und den Phasenwinkeln der jeweils betrachteten Periode zu finden. Daraus kann gefolgert werden, daß die untersuchten Polbewegungsperioden durch eine globale mittlere Wasserbewegung in Nord-Süd-Richtung verursacht sein müssen. Für die Periode von 4 Jahren wurde eine Amplitude dieser Schwingung von ca. 2 cm nachgewiesen. Solche Veränderungen lassen sich an einzelnen Pegelstationen oft nicht beobachten, da im betrachteten Periodenbereich eine sowohl räumlich wie auch zeitlich komplizierte Variation des Meeresspiegels vorliegt, deren Struktur für die einzelnen Ozeane noch untersucht werden muß.

Die Arbeiten über mögliche Änderungen der Erdrotation durch geophysikalische Prozesse, die mit Klimaänderungen einhergehen, stehen erst am Anfang und eine realistische physikalische Modellbildung ist noch nicht in Sicht. Ein umfassendes Modell zur Beschreibung der Dynamik der Erdrotation kann nur unter Einbeziehung aller verfügbaren Informationen über die Erdrotation, das geomagnetische Feld, das Schwerefeld sowie die atmosphärische und ozeanische Dynamik abgeleitet werden. Dadurch müßte es auch möglich sein, die Ursache des gleichartigen spektralen Verhaltens der meisten globalen geophysikalischen Prozesse zu klären. In den nächsten Jahren sollen deshalb die Untersuchungen über die Beziehungen zwischen Erdrotation und Klimaveränderungen fortgeführt und insbesondere auf magnetische Feldvariationen erweitert werden. Die Untersuchung der Ursachen für langperiodische Rotationsänderungen sollen intensiviert werden. Um die Bedeutung der verschiedenen Kern-Mantel-Kopplungsmechanismen genauer analysieren zu können, muß der Einfluß anderer geophysikalischer Prozesse in diesem Periodenbereich genauer erfaßt werden. Im kurzperiodischen Bereich muß die Beziehung zwischen atmosphärischer Anregung und Polbewegung noch durch weitere Untersuchungen geklärt werden. Auf dem Weg hin zu einem umfassenden Erdrotationsmodell ist außerdem zu untersuchen, inwieweit die bisher stets angewandte lineare Theorie gerechtfertigt ist und ob nicht doch nichtlineare Terme in der Anregungsfunktion der Erdrotation eine größere Rolle spielen.

Einfluß der Erdkerndynamik auf die Erdrotation

Erdrotation und Polbewegung weisen Fluktuationen mit Perioden zwischen 10 und 250 Jahren auf, deren Amplituden bis heute mit keinem jener Modelle der Prozesse in Atmosphäre und Hydrosphäre erklärt werden

konnten, welche die Anregung der kürzerperiodischen Variationen (z.B. saisonalen) nahezu vollständig beschreiben. Daher vermutet man schon seit einigen Jahren, daß diese sogenannten dekadischen Fluktuationen der Erdrotation durch Prozesse im Erdkern hervorgerufen werden, die entweder die Massegeometrie der Gesamterde relativ zur Rotationsachse verändern (Innenkerndynamik) oder in Bewegungen nahe der Kern-Mantel-Grenze bestehen, die mit der Mantelrotation gekoppelt sind (magnetische und topographische Kern-Mantel-Kopplung). Diese Vermutung wird durch die beobachteten Korrelationen zwischen den Variationen der Erdrotation und solchen des Erdmagnetfeldes im dekadischen Periodenbereich nahegelegt. Das Erdmagnetfeld entsteht bekannterweise infolge eines Dynamoprozesses im fluiden Erdkern und wird durch die Bewegungen in den äußersten Kernschichten verändert, so daß man in der Lage ist, aus den entsprechenden Veränderungen an der Erdoberfläche mehr oder weniger eindeutige Rückschlüsse auf die erzeugenden Kernbewegungen zu ziehen. Die Mehrdeutigkeit läßt sich dabei durch physikalische Bedingungen an die Bewegung verringern, was i.a. durch ein dynamisches Modell mit bekannter Quelle erreicht wird. Außerdem muß die Wirkung elektrisch leitfähiger Schichten des Mantels bei dieser Rückrechnung von dem Oberflächenfeld auf die Kern-Mantel-Grenze theoretisch berücksichtigt werden. Das Magnetfeld der Erde wird auf diese Weise als Indikator von Kernbewegungen benutzt, die ihrerseits die Mantelbewegung mechanisch oder, wenn die elektrische Leitfähigkeit des Mantels genügend groß ist, elektromechanisch beeinflusst. In diesem Zusammenhang erweist sich die magnetische Ankopplung des Kerns an den Mantel als aussichtsreiche Erklärung für die dekadischen Variationen der Tageslänge, versagt aber als gleichwertige Hypothese im Bezug auf die Variationen der Polbewegung. Hier scheint die Erweiterung des Modells durch die Berücksichtigung der Innenkerndynamik aussichtsreicher zu sein. Der Nachweis solcher Bewegungen im Magnet- und Schwerfeld erweist sich jedoch als sehr problematisch.

Ziel der Arbeiten ist es, den Beitrag von Bewegungen im Erdkern zu den beobachteten dekadischen Variationen der Erdrotation und Polbewegung zu ermitteln. Zu diesem Zweck sollen zunächst verschiedene Zweikomponentenmodelle betrachtet werden, um sie in der Fortführung der Arbeiten zu einem Dreikomponentenmodell zu vereinigen. Die Konsistenz der Modelle mit den beobachteten Magnetfeldeigenschaften muß dabei gewährt bleiben.

Außenkerndynamik

Die Ableitung einfacher, physikalisch plausibler Relativbewegungen im äußeren Kern aus den Magnetfeldvariationen, die Modellierung des Durchganges des geomagnetischen Feldes durch den Erdmantel und die Berechnung der Ankopplung solcher Bewegungen an den Mantel durch die magnetische Kern-Mantel-Kopplung

stehen im Mittelpunkt der theoretischen Arbeiten. Anhand des Vergleiches der Resultate mit den Erdrotationsdaten können die theoretisch berechneten Parameter, die in das verwendete Modell eingehen, verbessert werden. Bisherige Untersuchungen sind dabei auf Perioden größer als 50 Jahre auszudehnen, um gegebenenfalls auch Aussagen über den Zusammenhang der Erdkerndynamik mit Klimaschwankungen abzuleiten.

Innenkerndynamik

Ausgehend davon, daß die magnetische Kern-Mantel-Kopplung für die Erregung der Polbewegung zu schwach ist, wurde nach einem Prozeß gesucht, der die Massegeometrie der Erde zeitlich ändert. Ein solcher ist die, zunächst hypothetische, Relativpräzession eines abgeplatteten Innenkerns. Im Modell soll die Auswirkung einer solchen Bewegung auf die Polbewegung der Erde beschrieben werden, wobei für die Bewegung des Innenkerns entsprechende Variationen des magnetischen Dipolfeldes als Eingangsdaten verwendet werden. Es ist zu prüfen, ob letztere Vorgehensweise gerechtfertigt ist. Die Präzession relativ zur Erde hat außerdem eine zeitliche Änderung des äußeren Gravitationsfeldes zur Folge und wäre somit praktisch nachweisbar.

Vorgehensweise zur Untersuchung des Einflusses der Erdkerndynamik auf die Erdrotation

Am Anfang der Untersuchungen steht die Feststellung von Korrelationen zwischen den Zeitverläufen der Erdrotationsparameter und des geomagnetischen Feldes mittels statistischer Methoden und dem Vergleich der Periodenspektren. Solche Vergleiche dienen der Motivierung der nachfolgenden Modellierung und einer Auswahl der Prozesse, die im Modell erfaßt werden müssen. Die beiden daraus resultierenden Modelle werden nachfolgend dargestellt.

Außenkerndynamik

Der Zusammenhang zwischen den Variationen der Erdrotation und denen des Magnetfeldes wird mit der magnetischen Kern-Mantel-Kopplung beschrieben. Voraussetzungen dafür sind eine genügend große elektrische Leitfähigkeit des Mantels und eine Relativbewegung hochleitfähigen Kernmaterials nahe der Kern-Mantel-Grenze, die die dekadischen Feldvariationen gemäß der Induktionstheorie erzeugt. Die dabei entstehenden elektrischen Ströme dringen in den Mantel ein und bilden mit dem dort etablierten Ausgangsfeld (Dynamofeld) sogenannte Lorentz-Drehmomente, welche die Mantelbewegung beeinflussen. Die Berechnung dieses Einflusses und der Drehmomente ist in Abb. 3 schematisch dargestellt.

Mit Hilfe der Lösungen der Mantelinduktionsgleichung (lineare Differentialgleichung zweiter Ordnung) bestimmt man das Magnetfeld im Mantel und an der Kern-Mantel-Grenze aus dem beobachteten Geomagnet-

Innenkerndynamik

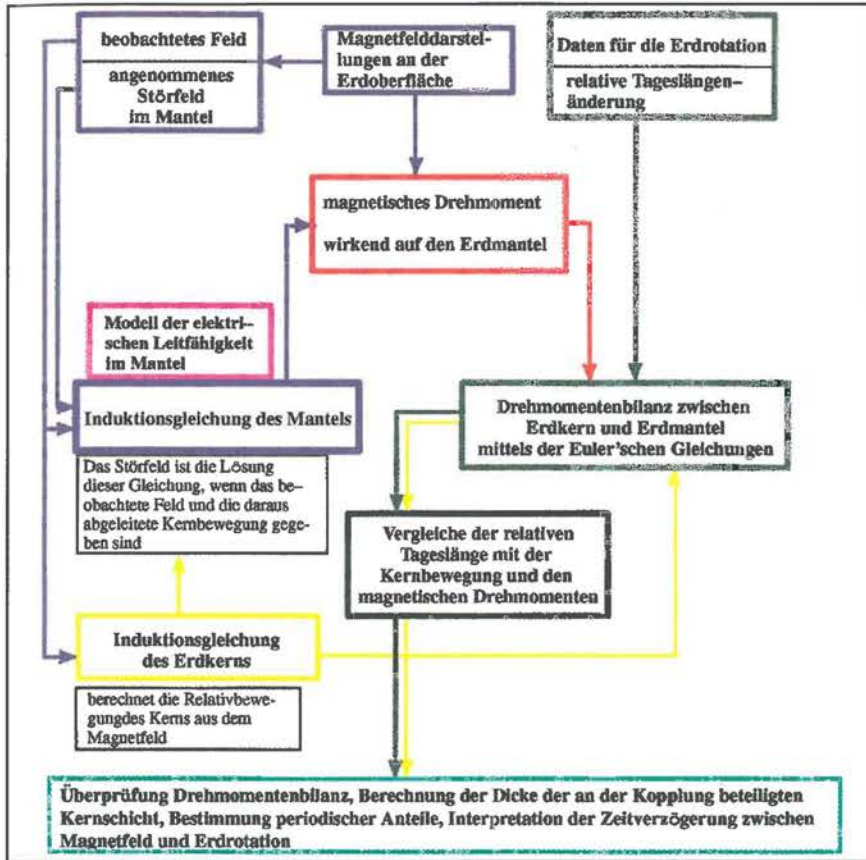


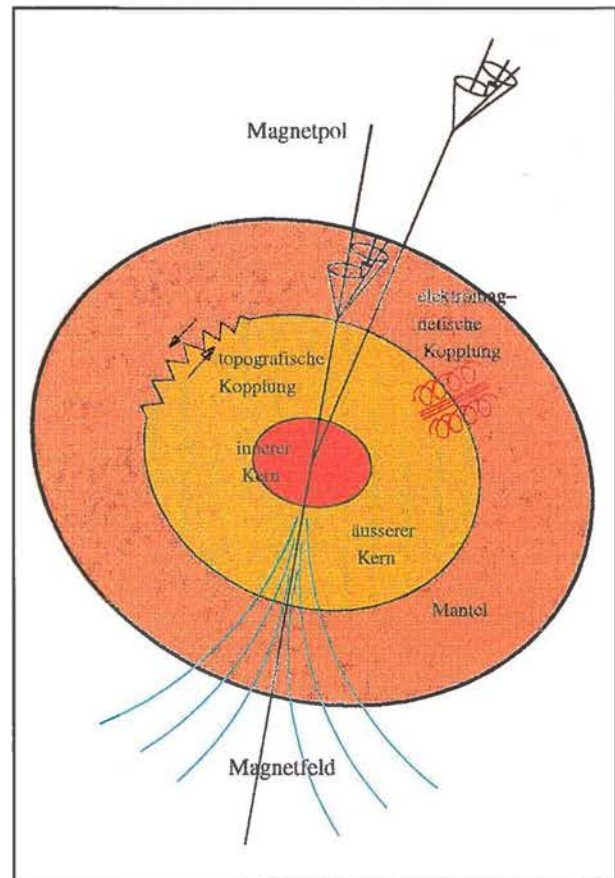
Abb. 3: Theoretische Behandlung und Wirkungsweise der magnetischen Kern-Mantel-Kopplung

feld an der Erdoberfläche. Zur Lösung ist ein Modell der Mantelleitfähigkeit anzugeben, das der direkten Beobachtung nicht zugänglich ist. Das gewählte Modell muß mit bekannten Resultaten der Induktionstheorie und Laborversuchen konsistent sein. Das Ausgangsfeld und die Lösung der Differentialgleichung (Störfeld) werden zur Berechnung des Drehmoments benötigt, welches ein Integral über die Lorentzkraftdichte im Mantel ist. Die toroidalen Anteile können nur mit Hilfe des Geschwindigkeitsfeldes der Relativbewegungen des Kerns nahe der Kern-Mantel-Grenze aus dem Ausgangsfeld invers berechnet werden. Zu diesem Zweck muß außerdem die Induktionsgleichung des Kerns gelöst werden, wobei das Geschwindigkeitsfeld per Ansatz mit unbekanntem Parametern vorgegeben und eine Näherung, die sog. frozen-field Gleichung, verwendet wird. Der einfachste Modellansatz - eine Kernrelativrotation - läßt sich außerdem dazu verwenden, aus dem Vergleich der Relativrotationsgeschwindigkeit mit den Variationen der relativen Tageslänge sowohl die Dicke der angekoppelten Schicht des oberen Kerns zu ermitteln, als auch die Zeit zu bestimmen, um die die Magnetfeldvariationen denen der Tageslänge vorauslaufen. Für kompliziertere Modellansätze muß man die magnetischen Drehmomente mit den aus Rotationsdaten ermittelten vergleichen.

Abb. 4 (rechts): Modell der Erde, welches der Erdkerndynamik zugrunde liegt

Zur Beschreibung des Zusammenhangs zwischen den Variationen des geomagnetischen Feldes und der Polbewegung müssen zeitliche Änderungen des Trägheitstensors der Erde gefunden werden, die mit solchen des Magnetfeldes korrelieren. Wenn der Innenkern abgeplattet und seine Symmetrieachse gegenüber der des Mantels ausgelenkt ist (Abb. 4), so bewirkt die Gravitation der ihn umgebenden Massen eine retrograde Relativpräzession, die wegen des signifikanten Dichteunterschieds zwischen Innen- und fluidem Außenkern eine Massenumverteilung innerhalb der Erde bedingt. Wird die Präzessionswinkelgeschwindigkeit mit der geomagnetischen Dipoldrift identifiziert, dann ergibt sich der gesuchte Zusammenhang zwischen der durch die Massenumlagerung verursachten Polbewegung der Erde und der Variation des geomagnetischen Dipolfeldes.

Zur Beschreibung des Einflusses der angenommenen



Präzessionsbewegung des Innenkerns ist ein System von Euler-Liouville-Gleichungen, aufgestellt für die Gesamterde und den Innenkern, zu lösen, worin der Trägheitstensor des Innenkerns entsprechend der momentanen Lage zeitabhängig angesetzt wird. Für praktische Rechnungen wird diese Lage der Figurenchse aus der der Dipolachse bestimmt. Das Modell wird dann erweitert um die gravitative Wirkung von Sonne und Mond und wird durch Vergleich der damit errechneten Polbewegungswerte mit den beobachteten auf innere Konsistenz geprüft, wobei Aussagen über verwendete Parameter erwartet werden. Für die Parameter der Abplattung und des Dichteunterschiedes sind relativ gesicherte Werte bekannt, die evtl. geringfügig verbessert werden können. Zur Bestimmung der Lage der Symmetrieachse gibt es eine Hypothese aus der Maxwelltheorie, die allerdings die Leitfähigkeit des Außenkerns unberücksichtigt läßt und nur bei sehr hohen Winkelgeschwindigkeiten der Innenkernrelativrotation das gewünschte Ergebnis liefert. Die Hypothese ist also mit erweiterten Modellen der Innenkerninduktion noch zu beweisen. Die Relativpräzession eines solchen Modellkerns müßte sich auch in zeitlichen Änderungen des Schwerfeldes zeigen. Hierzu durchgeführte Modellrechnungen auf der Grundlage von relativen Massenverlagerungen infolge der relativen Präzession des abgeplatteten Rotationsellipsoids ergeben zeitliche Veränderungen der Koeffizienten C_{20} , C_{21} , C_{22} , S_{21} und S_{22} einer Kugelfunktionsentwicklung des äußeren Gravitationsfeldes der Erde, deren Meßbarkeit geprüft werden muß.

Ergebnisse aus der Untersuchung des Einflusses der Erdkerndynamik

Die Gleichperiodizität in den Magnetfeldvariationen und in denen der Tageslänge (lod) läßt sich auf Perioden über 50 Jahre ausdehnen. Die Untersuchungen von ca. 430-jährigen Zeitreihen der lod und der globalen Feldintensität B ergaben, daß neben den bekannten Perioden von ca. 20, 30 und 50 Jahren auch die gesuchte 60-jährige Periode in beiden Größen vorhanden ist (Amplitude: für lod ca. 1 ms, für B ca. 390 nT). Darüber hinausgehend wurden etwa gleiche Perioden von 100, 150 und 200 Jahren festgestellt. Die Untersuchung der Dipolintensität lieferte vergleichbare Ergebnisse.

Außenkerndynamik

Frühere Resultate ergaben eine gute Übereinstimmung der mittleren Variationen des axialen magnetischen Kopplungsdrehmoments mit solchen aus den beobachteten Tageslängenänderungen abgeleiteten. Beide hatten einen Wert von ca. $2,5 \times 10^{17}$ Nm. Die Untersuchung der 430-jährigen Zeitreihe hat zwar nichts an der Übereinstimmung geändert, aber der mittlere Wert der Schwankungen liegt hier bei 6×10^{17} Nm. Diese Resultate sind i.a. an das verwendete Modell der elektrischen Mantelleitfähigkeit gebunden, demzufolge letztere in Richtung Erdoberfläche in den untersten Schichten schnell abnimmt. Der Vergleich der Drehmomente ergibt eine dem Modell entsprechende

mittlere Leitfähigkeit von $100 \text{ S} \times \text{m}^{-1}$ in den unteren 2000 km des Mantels. Das magnetische Kopplungsdrehmoment L hat für das Modell der nichtaxialen starren Relativrotation des Kerns mit dem Winkelgeschwindigkeitsvektor w die Struktur $L = Kw$ (K ist der Kopplungstensor). Die Komponenten von K und w wurden erstmals für eine Zeitreihe bestimmt, die länger als 70 Jahre ist. Daraus ergibt sich eine für die Theorie wichtige Aussage über das Zeitverhalten von K . Gegenüber früheren Annahmen, daß K im wesentlichen zeitlich konstant ist, wurde eine Zeitabhängigkeit von K festgestellt, die zumindest für Periodizitäten größer als 50 Jahre bedeutsam ist und Abweichungen vom Modell der starren Relativrotation signalisiert. Die Mittelwerte der Diagonalelemente von K liegen zwischen $1,6 \times 10^{28}$ und $2,2 \times 10^{28}$ Nms, die Nichtdiagonalelemente sind, wie es die Theorie vorhersagt, vernachlässigbar. Die axiale Komponente W_z von w eignet sich dazu, das Modell der axialen starren Relativrotation zu prüfen, denn für dieses Modell muß W_z theoretisch proportional zu den lod sein (Fall $K = \text{konstant}$).

Die Ähnlichkeit der Hauptvariation in beiden Größen (Abb. 5) zwischen den Jahren 1800 und 1930 besagt dann, daß das Modell für grobe Schätzungen durchaus verwendet werden kann. Es ist gleichzeitig zu sehen, daß die Variationen von w_z denen der lod um ca. 10 Jahre vorauslaufen. Die Richtung dieser Zeitverschiebung ist mit dem Modell der magnetischen Kopplung konsistent. Schließlich zeigt ein Vergleich der Periodenspektren ähnlich lange Perioden in beiden Größen (Abb. 6). Aus dem Modell ergibt sich zwangsläufig die Ankopplung einer Kernschicht (anstelle des ganzen Kerns) von etwa 200 km Dicke, deren Wert sich aus dem Vergleich von lod und w_z ableiten ließ. Für die Polbewegung ergab die Verwendung der längeren Zeitreihe kein neues Resultat. Die Mittelwerte der für ihre Erregung zuständigen äquatorialen magnetischen Drehmomente erreichen den erforderlichen Wert von 2×10^{18} Nm auch hier nicht.

Innenkerndynamik

Wenn man die beobachteten Werte der Lage der magnetischen Dipolachse für die Innenkernpräzession benutzt, dann liefert das Modell im wesentlichen (außer der 60-jährigen Periode) die beobachteten Perioden in der Polbewegung. Gewisse Unterschiede entstehen bei Verwendung unterschiedlicher Modelle des Dichtesprungs an der Innenkern-Außenkern-Grenze. Die Übereinstimmung ist für die 30-jährige Periode am besten. Die 60-jährige Periode in den berechneten Werten ist offenbar nur mit der Außenkerndynamik erklärbar.

Die Erweiterung des Modells mit der Berücksichtigung der gravitativen Wirkungen von Sonne und Mond resultiert in einer qualitativ richtigen Beschreibung der Mondknotenperiode von 18,6 Jahren. Die ermittelte Phasenverschiebung zwischen der beobachteten Periode und der durch das Modell ermittelten wird auf die Zeitverzögerung infolge der Ausbreitung der Schwingung im äußeren Kern zurückgeführt. Sie resultiert in plausiblen

Werten für die Geschwindigkeit der Alfvénwellen im Kern. Im säkularen Bereich wurde eine ca. 300jährige Periode berechnet, die auch in archäomagnetischen Daten festgestellt wird. Um die Hypothese der Übereinstimmung der Innenkernachse mit der magnetischen Dipolachse zu überprüfen, wurden Modellrechnungen mit einem um seine Figurenachse in einem homogenen Magnetfeld rotierenden Innenkern durchgeführt. Für Werte der Relativrotation von 10^{-7} s^{-1} ergab sich das gewünschte Resultat. Es zeigte sich außerdem, daß das Resultat für wahrscheinlichere Werte der Winkelgeschwindigkeit von 10^{-10} s^{-1} (vgl. w_z) genähert gilt und die Einarbeitung einer

Schließlich wurden Modellrechnungen zur Auswirkung der Relativpräzession auf die Variationen des äußeren Schwerefeldes durchgeführt. Die Kugelfunktionskoeffizienten 2. Grades für das Gravitationsfeld der Erde werden heute mit einer Standardabweichung von 2×10^{-10} aus der Analyse von Satellitenbahnbeobachtungen bestimmt. Der Einfluß des Innenkerns hätte eine mittlere Änderung von $C_{20} = -8.0 \times 10^{-12}$, $C_{21} = 9.0 \times 10^{-12}$, $C_{22} = -3.2 \times 10^{-12}$, $S_{21} = 2.1 \times 10^{-11}$ und $S_{22} = 3.1 \times 10^{-12}$ pro Jahr zur Folge. Diese Werte sind demnach ein bis zwei Größenordnungen kleiner als die derzeitig erreichbare Beobachtungsgenauigkeit. In Anbetracht nicht

berücksichtigter Einflüsse anderer Prozesse und der Kürze der Zeitreihen sind die Aussichten, die Annahmen des Präzessionsmodells für den inneren Erdkern durch Schwerefeldmessungen zu stützen, zur Zeit gering.

Zukünftig soll das Geschwindigkeitsfeld aus einem dynamischen Modell (ursachenbezogen) der Kernbewegung abgeleitet werden. Es ist außerdem beabsichtigt, die magnetische und die topographische Kern-Mantel-Kopplung zusammen zu behandeln. Beide Kopplungsarten sollten dann in einem aus Innenkerndynamik und

Außenkerndynamik bestehenden Gesamtmodell der Erdkerndynamik erscheinen. Schließlich ist es notwendig, die Einflüsse der Dynamik der Atmosphäre und Hydrosphäre aus den Erdrotationsdaten herauszurechnen, um Vergleichsparameter zu erhalten, die von anderen Effekten bereinigt sind. Der Nachweisbarkeit der Innenkernpräzession in den Variationen des Geomagnetfeldes und des Schwerefeldes wird weiterhin Beachtung geschenkt.

Inverse Probleme und Schwerefeldmodellierung

Inverse Probleme gehören zu den wesentlichen und typischen theoretisch-mathematischen

Aufgabenstellungen in vielen Wissenschaftsdisziplinen. Dies gilt in besonderem Maße für die Geowissenschaften, in denen meist von „äußeren“ Daten auf „innere“ Parameter („Quellen“, zeitlich-räumliche Ursachenfunktionen, Erregerfunktionen, Materialfunktionen) geschlossen werden soll. Dies gilt auch für den Zusammenhang zwischen dem mit verschiedenen Methoden erfassbaren äußeren Schwerefeld der Erde einschließlich seiner zeitlichen Änderungen und der verursachenden, auch als zeitveränderlich ansehbaren Dichtefunktion („inverses gravimetrisches Problem“).

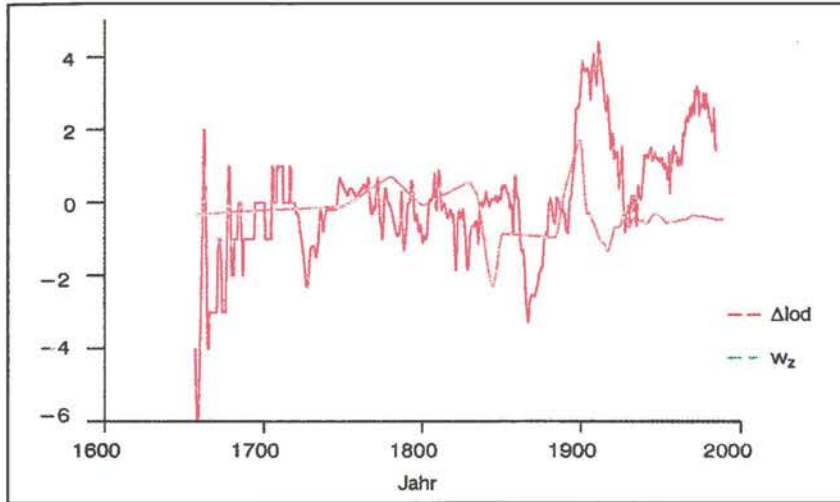


Abb. 5: Vergleich der Winkelgeschwindigkeit der Kernrelativrotation (w_z in 10^{-10} s^{-1}) mit den Variationen der Tageslänge (Δlod in ms)

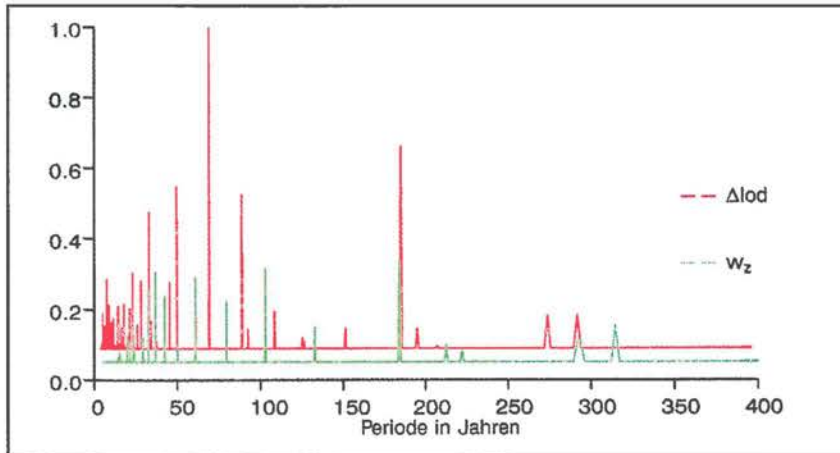


Abb. 6: Periodenspektren der Variationen der relativen Tageslänge (Δlod in ms) und der Winkelgeschwindigkeit der Kernrelativrotation (w_z in 10^{-10} s^{-1})

konstanten azimutalen Phasenverschiebung in das Präzessionsmodell verlangt, was dessen Resultate nicht verändert. Dessen ungeachtet, wurde der äußere Kern als Induktor vernachlässigt. Die guten Resultate des Präzessionsmodells sollten Anlaß sein, auf diesem Gebiet weiterzuarbeiten.

Die Forderung nach genauer Kenntnis des Schwerfeldes in Raum und Zeit erwächst aus verschiedenen Disziplinen der Geowissenschaften, insbesondere aus der Geodäsie bei der Verknüpfung von klassischen, schwerfeldabhängigen Messungen (z.B. Nivellement) mit modernen geodätischen Raumtechniken (z.B. GPS) oder aus der Ozeanographie bei der Bestimmung der Meeresflächentopographie.

Das inverse gravimetrische Problem ist eng mit der Modellierungsaufgabe für das globale und das regionale Schwerfeld verbunden (Quellendarstellung). Ein typisches Merkmal dieser Aufgabenstellung ist deren starke Unterbestimmtheit, die dadurch bedingt ist, daß es zu einem gegebenen Außenfeld sehr viele Quellen, d.h. Dichteverteilungen gibt, die kein äußeres Potential, d.h. ein sogenanntes „Nullpotential“, erzeugen. Es besteht daher die Notwendigkeit, eine mathematische Beschreibung der Menge solcher Dichteverteilungen, des sogenannten *Nullraums* des inversen Problems, zu finden.

Neben dieser analytischen Zielsetzung ist im Hinblick darauf, daß nur endlich viele Meßwerte, wie beispielsweise Schwerewerte, zur Verfügung stehen und diese zudem durch unvermeidbare Meßfehler verfälscht sind, eine Untersuchung des Schwerfeldmodellierungsproblems aus der Sicht der statistischen Theorie inverser Probleme notwendig. Besonders geeignet erscheint hierfür die auf dem Informationsbegriff basierende Theorie diskreter inverser Probleme.

Angepaßt an die jeweilige inverse gravimetrische Aufgabenstellung sind grundsätzlich zwei Wege möglich:

1. Im Hinblick auf die Bestimmung der wirklichen geophysikalischen Quellen versucht man, die Mehr-

deutigkeit auf die Weise einzuschränken, indem man die „Nullpotentialdichten“ mathematisch genau charakterisiert, um sie mit Hilfe von Zusatzbedingungen festlegen zu können.

2. Für die Feldmodellierung wählt man von vorn herein solche felderzeugenden „Quasiquellen“, die eindeutig mit dem äußeren Feld gekoppelt sind (z.B. Punktmassen). Die eigentliche Modellierung kann dann

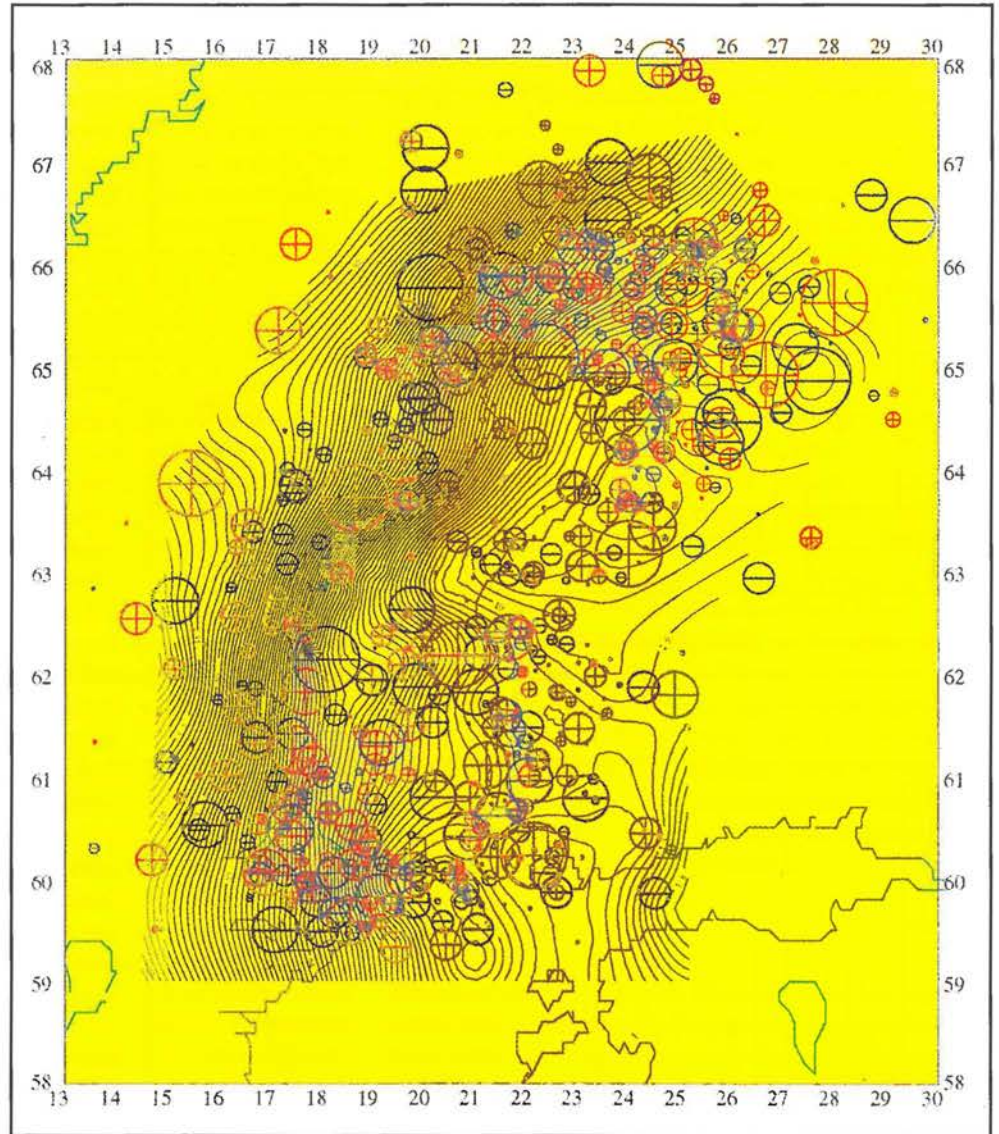


Abb. 7: Gravimetrisch-altimetrisch bestimmter Geoidverlauf im Gebiet des Bottnischen Meerbusens und Verteilung der errechneten 750 Punktmassen. Isolinienabstand 0,20 m. \AA und $-$ symbolisieren Punktmassen mit positiver bzw. negativer Magnitude. Die Symbolgröße entspricht etwa der Tiefe der Punktmasse im Maßstab der Darstellung

mit statistischen Methoden erfolgen. Der hierzu entwickelte Zugang verwendet das Maximum-Entropie-Prinzip der Informationstheorie und die Theorie der Informationszustände. Hier wurde auf dem

Grenzgebiet zwischen Informationstheorie und Physikalischer Geodäsie fruchtbares Neuland betreten.

Beide genannten Möglichkeiten wurden untersucht. Zum einen wurden mathematische Methoden entwickelt, Nullpotentialdichten mit Hilfe geeigneter Basisdarstellungen explizit zu beschreiben oder auch andere, bekannte Zerlegungsmethoden, wie z.B. finite Elemente, für die Quellzerlegung einzusetzen. Zum anderen wurde die Punktmassendarstellung des äußeren Erdschwerefeldes weiterentwickelt, insbesondere für regionale Darstellungen. In diesem Zusammenhang wurde auch das Problem der Bestimmung von a-priori-Verteilungen für Massen-anomalien im Erdinnern unter spektralen Randbedingungen für das Schwerefeld (auf der Kugel, z.B. Schwerepotentialgradvarianzen, oder in einer Tangentialebene) gelöst. Die bisher umfangreichste Anwendung des erweiterten Algorithmus' zur Berechnung von Punktmassenmodellen ist eine lokale Schwerefeldbestimmung im Gebiet des Bottnischen Meerbusens (Abb. 7). Hierfür wurden 11000 Schwereanomalien und 900 Altimeterdaten einbezogen. Die Genauigkeit des erhaltenen Geoids lag in der Größenordnung von ± 10 cm oder besser. Das ist mit den Ergebnissen anderer Verfahren durchaus vergleichbar. In Zukunft sollen mathematische Zerlegungsmethoden untersucht werden, die in der Lage sind, lokale Inhomogenitäten besser zu berücksichtigen; dazu zählen beispielsweise *wavelets*.

Literatur

- Höpfner, J.: Raumbezogene Informationssysteme und digitale Reliefmodelle. Allgemeine Vermessungs-Nachrichten 99, 6, 273-281, 1992.
- Höpfner, J.: On the Research of Geophysical Phenomena. Wiss. Zeitschrift der TU Dresden 42, 77-81, 1993.
- Ballani, L., Engels, J., Grafarend, E.: Global Base Functions for the Mass Density in the Interior of a Massive Body (Earth). *manuscripta geodaetica* 18, 99-114, 1993.
- Ballani, L., Stromeyer, D., Barthelmes, F.: Decomposition Principles for Linear Source Problems. *Inverse Problems: Principles and Applications in Geophysics, Technology and Medicine*, edited by G. Anger et al., Mathematical Research, Vol. 74, Akademie Verlag Berlin, 45-59, 1993.
- Ballani, L., Felsmann, E., Jochmann, H.: Global Sea Level Changes Inferred from Polar Motion. In: Montag, H., Reigber, C. (Eds.): *Geodesy and Geophysics of the Earth - Geodetic Contributions to Geodynamics*. International Association of Geodesy Symposia No. 112, Potsdam, 1992, 455-458, Springer-London, 1993.
- Geers, N., Klees, R.: Out-of-Core Solver for Large Dense Nonsymmetric Linear Systems. *manuscripta geodaetica* 18, 331-342, 1993.
- Greiner-Mai, H.: Geomagnetic Implications of the Inner Core Precession. In: Montag, H., Reigber, C. (Eds.), *Geodesy and Geophysics of the Earth - Geodetic Contributions to Geodynamics*. International Association of Geodesy Symposia No. 112, Potsdam 1992, 459-462, Springer-London, 1993.
- Greiner-Mai, H., Felsmann, E.: Correlations Between LOD and Magnetic Field Intensity Since 1650. *Wiss. Zeitschrift der TU Dresden* 42, 70-73, 1993.
- Greiner-Mai, H.: Decade Variations of the Earth's Rotation and Geomagnetic Core-mantle Coupling. *J. Geomagnetism Geoelectr.* 45, 1993.
- Greiner-Mai, H.: Possible Relations Between the Rotational Axis of the Inner Core and the Magnetic Dipole Axis. *TERRA abstracts, abstract supplement no. 1 to TERRA nova* 5, 25, 1993.
- Jochmann, H.: Dynamics of the Earth Deep Interior and Earth Rotation. In: W. Torge (Hrsg.) *Berichte zur XX. Generalversammlung der IUGG für Assoziation Geodäsie, August 1991 in Wien*. *Zeitschrift für Vermessungswesen* 117, 10, 634-635, 1992.
- Jochmann, H.: Earth Rotation and Global Change. *Adv. Space Res.* 13, 271-280, 1993.
- Jochmann, H.: Die modifizierte Fourier-Analyse einer zweidimensionalen Bewegung. *Zeitschrift für Vermessungswesen* 118, 6-10, 1993.
- Jochmann, H.: Causes of Temporal Variations of Earth Rotation, Detected by Inverse Solution. *Inverse Problems: Principles and Applications in Geophysics, Technology and Medicine*, edited by G. Anger et al., *Mathematical Research* Vol. 74, Akademie Verlag Berlin, 224-230, 1993.
- Jochmann, H.: Can Earth Rotation Indicate Climate Change?. *Wiss. Zeitschrift der TU Dresden* 42, 62-64, 1993.
- Jochmann, H.: Relations Between Inner Core Motion and Variations of Polar Motion. *TERRA abstracts, abstract supplement no. 1 to TERRA nova* 5, 27, 1993.
- Klees, R.: Gravity Field Determination Using Boundary Element Methods. *Surveys in Geophysics* 14, 419-432, 1993.
- Lehmann, R.: Geoid Computations in the Gulf of Bothnia by Free-Positioned Point Masses. *Proceedings of the First Continental Workshop on the Geoid in Europe*, edited by P. Holota and M. Vermeer, 428-443, Prag, 1992.
- Lehmann, R.: The Method of Free-Positioned Point Masses - Geoid Studies on the Gulf of Bothnia. *Bulletin Géodésique* 67, 31-40, 1993.
- Lehmann, R.: Maximum-Entropy-Distributions for Mass Anomalies Inside the Earth Subject to Spectral Gravity Field Constraints. *Inverse Problems: Principles and Applications in Geophysics, Technology and Medicine*, edited by G. Anger et al., *Mathematical Research* Vol. 74, Akademie Verlag Berlin, 265 - 274, 1993.
- Lehmann, R.: Nonlinear Gravity Field Inversion Using Point Masses - Diagnosing Nonlinearity. In: Montag, H., Reigber, C. (Eds.): *Geodesy and Geophysics of the Earth - Geodetic Contributions to Geodynamics*. International Association of Geodesy Symposia No. 112, Potsdam, 1992, 256-259, Springer-London, 1993.

Das westliche rheinische Schiefergebirge

Krustenstruktur und heutiges Temperaturfeld

Claus von Winterfeld, Ulf Bayer, Onno Oncken, Brita Lünenschloß, Jörn Springer

Einleitung

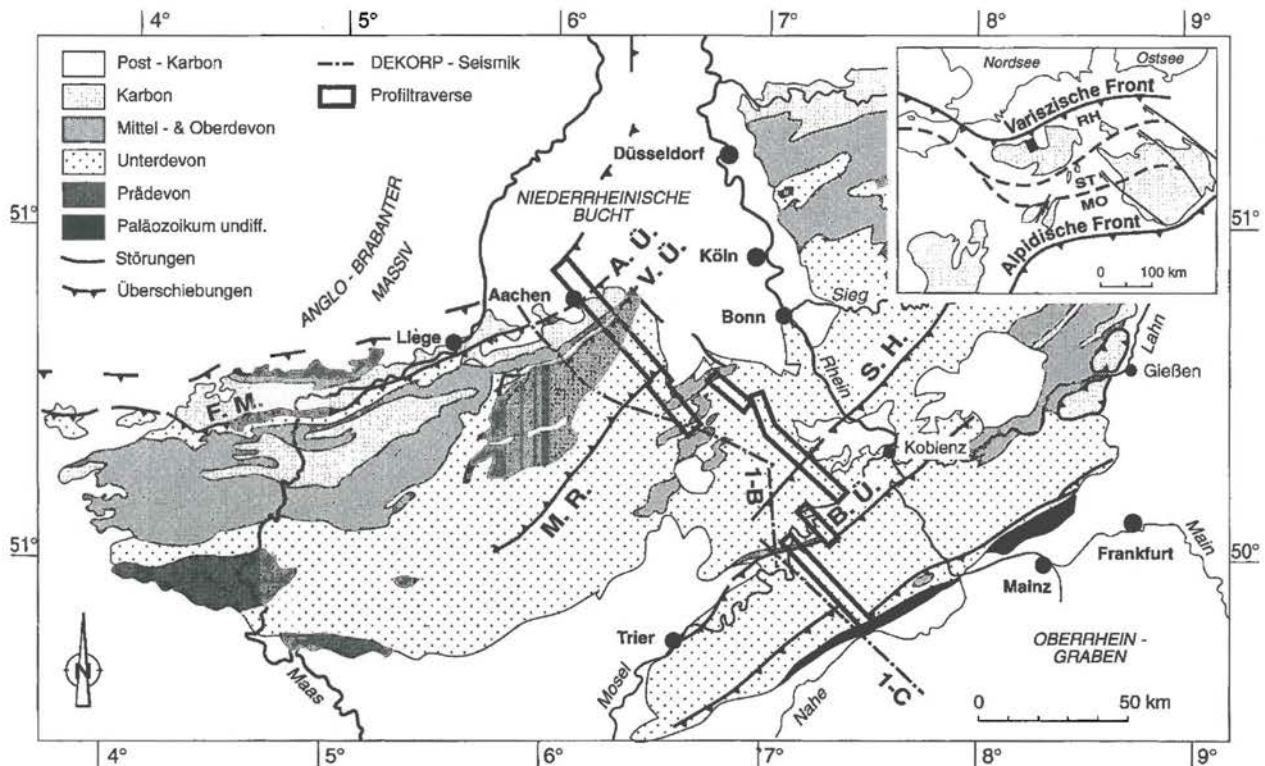
Die Kenntnis des Temperaturfeldes und der Mechanismen der Wärmeausbreitung in der Erdkruste besitzen eine erhebliche praktische und theoretische Bedeutung: Diese reicht von Fragen der Gewinnung von Erdwärmeenergie oder Bildung von Kohlenwasserstofflagerstätten bis zur Rekonstruktion plattentektonischer Prozesse aus der thermischen Geschichte der Gesteine. Die unzureichende Kenntnis der Wärmetransportvorgänge sowie der sie kontrollierenden Faktoren in der Erdkruste hatte häufig unerwartete Ergebnisse bei Geothermieprojekten und wissenschaftlichen Bohrungen zur Folge. Dieser Fragenkomplex beeinflusst gegenwärtig erheblich die geowissenschaftliche Forschung. Der interne Aufbau der Kruste, ihre physikalischen Eigenschaften und ihr Werdegang spielen offenbar eine zentrale Rolle für das Verständnis des Erdwärmehaushaltes. Aus der Verbindung mit neuen tektonischen Methoden, die diese Randbedingungen stärker als bisher einzugrenzen vermögen, ergeben sich wesentliche neue Einsichten. Die Erweiterung dieser tektonischen Verfahren auf tiefere und stärker deformierte Krustenabschnitte stellt eine weitere Herausforderung an die Grundlagenforschung dar. Am Fall des westlichen Rheinischen Schiefergebirges lassen sich beispielhaft diese Aspekte zeigen und zugleich neue

Hinweise zum internen Aufbau des Schiefergebirges gewinnen.

Das Rheinische Schiefergebirge

Das Schiefergebirge (s. Abbildung 1) ist ein Teil des rhenoherynischen Gebirgsgürtels an der Nordseite des mitteleuropäischen Gebirgssystems der Varisziden. Der Gürtel entwickelte sich im Devon (409-363 Mio. Jahre B.P.) als Sedimentkörper eines gedehnten, passiven Kontinentalrandes des Mikrokontinentes Avalonia. Während des Karbons (363-290 Mio. Jahre B.P.) wurde er von Süden her vom nördlichen aktiven Rand des Saxothuringikums (Mitteldeutsche Kristallinschwelle) überfahren und deformiert.

Abb. 1: Geologische Übersichtskarte des Rheinischen Schiefergebirges mit der Profil-Traverse und der Lage der reflexionsseismischen DEKORP 1-Profile. Abkürzungen: RH: Rhenoherynikum, ST: Saxothuringikum, MO: Moldanubikum, F.M.: Faille de Midi, A.Ü.: Aachener Überschiebung, V.Ü.: Venn-Überschiebung, M.R.: Malsbendener Rücküberschiebung, S.H.: Siegener Hauptaufschiebung, B.Ü.: Bopparder Überschiebung



Die genutzten Techniken zur Erarbeitung quantitativer geologischer Tiefenschnitte, sog. Tiefenprofile, wurden in den vergangenen Jahrzehnten vor allem in der Kohlenwasserstoffindustrie entwickelt (s. Dahlstrom 1969, Woodward et al. 1989). Ziel war die zuverlässigere Vorhersage über die Geometrie von Speichergesteinen. Grundlage für die bilanzierbaren Profilkonstruktionen sind Erhaltungssätze zu den Gesteinsmassen, bzw. -flächen in der Profilebene während der Gesteinsdeformation sowie eine Reihe geometrischer Gesetze, die quantitative Relationen der tektonischen Strukturen beschreiben. Auf ihre interne Konsistenz und Widerspruchsfreiheit werden Profile geprüft, indem die beteiligten geologischen Körper unter Flächenerhalt in den Zustand vor der Deformation rückgeführt werden.

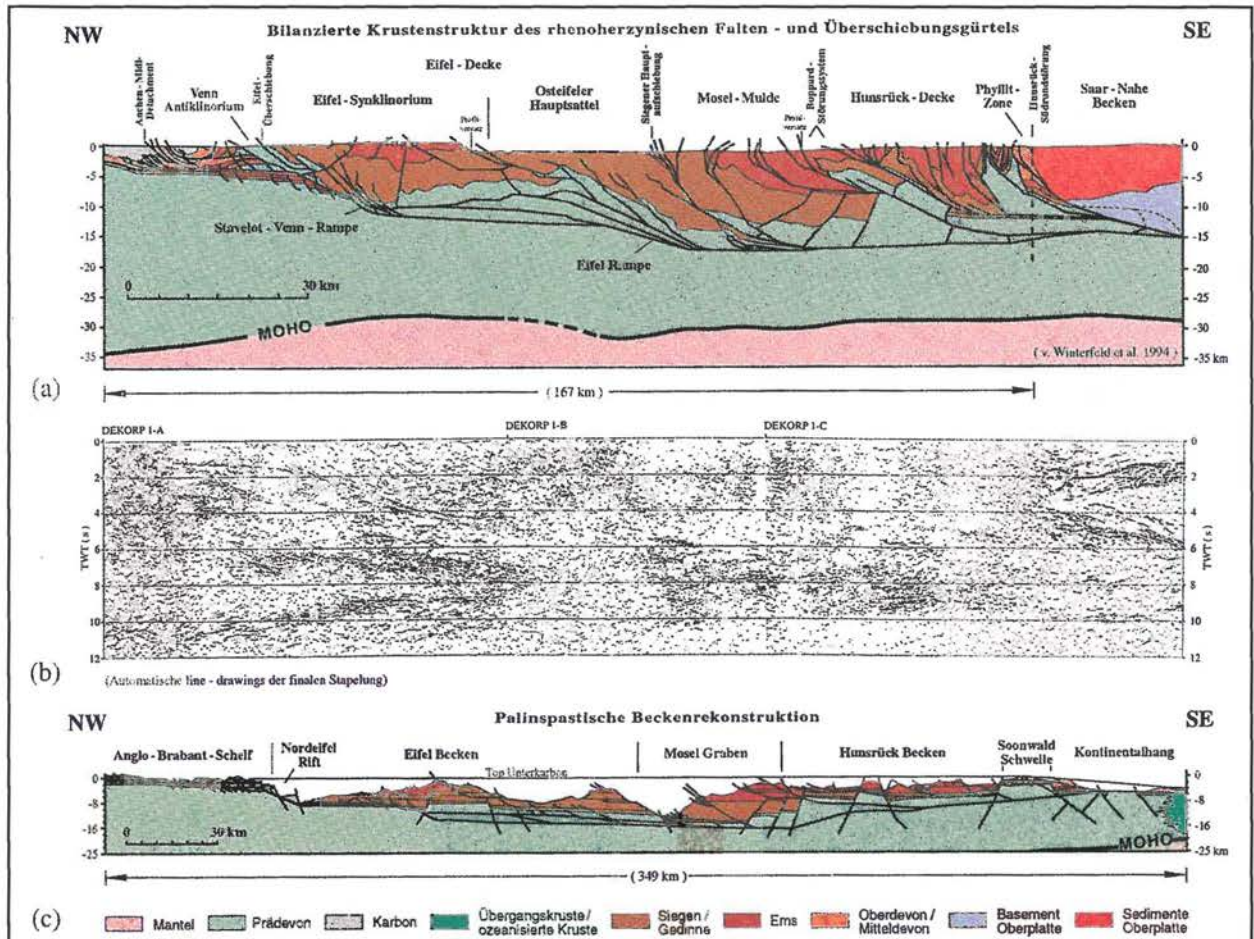
Diese Technik nutzt geologische Oberflächendaten, Bohrungsdaten und insbesondere geophysikalische Tiefendaten in Form von reflexionsseismischen Profilen., die vielfach eine hochauflösende Information über den Realbau der oberen Kruste bieten.

Westlich des Rheins erschließt die reflexionsseismische DEKORP 1-Profilsektion die rhenoheryne Kruste vom Molasse-Vorlandbecken und der Deformationsfront im Nordwesten bis zur Phyllit-Zone des Hunsrück im Südosten (DEKORP RESEARCH GROUP 1991).

Profilbilanzierungen parallel zu dieser Seismiksektion haben ein gesamtkrustales Profil des westlichen

Rheinischen Schiefergebirges erbracht (von Winterfeld et al., in Vorb.). Ziele waren die Rekonstruktion der internen Struktur des Gürtels, des Betrags der karbonischen krustalen Verkürzung und der devonischen Beckengeometrie. Das westliche Rheinische Schiefergebirge (s. Abbildung 2.a) zeigt im bilanzierten Profil typische Wechsel im Strukturstil vom nördlichen Vorland bis zur Grenze mit der südlichen saxothuringischen Mikroplatte. Im Norden dominiert eine „dünnhäutige“ Überschiebungstektonik oder Deckentektonik mit einem reflexionsseismisch dokumentierten basalen Abscherhorizont (Aachen-Midi-Detachment, ca. 3-4 km Tiefe), blinden Störungsfächern und konzentrischen bis kofferartigen Falten. Das Venn-Antiklinorium ist eine Kombination aus Rampen-antiklinale und gestapelten Überschiebungskörpern. Es wurde über der Stavelot-Venn-Rampe gebildet, dem Bereich des reaktivierten ehemaligen nördlichen devonischen Riftrandes (von Winterfeld 1994). Dieser Riftbeckenrand trennt weitgehend ungedehnte Kruste im Nordwesten von stark gestreckter Kruste im Südosten. Die Grenze stimmt

Abb. 2a: Die bilanzierte Krustenstruktur des westlichen Rhenoherynikums mit den Hauptstruktureinheiten, Legende wie in 2c. **2b:** Automatische line-drawings der finalen Stapelungen der DEKORP 1-Seismogrammsektionen. **2c:** Die palinspastische Beckenrekonstruktion für das westliche Rhenoherynikum zum Ende des Unterkarbons (ca. 330 Mio. J.) mit den Störungstrajektorien der devonischen Extensions- und der variszischen Konvergenzphase



mit dem äußeren südlichen Rand der seismisch transparenten mittleren und unteren Kruste in der DE-KORP-Sektion überein.

Nach Süden bildet die devonische Beckenfüllung große Störungsschuppenfächer, die von bedeutenden SE-fallenden Überschiebungen getrennt werden. Die Überschiebungen zweigen von einer mittelkrustalen bereichsweise seismisch aufgezeichneten Abscherungszone ab. Dieses Detachment liegt im Südosten ca. 16-17 km tief. Im Übergang von der Mosel-Mulde zum Osteifeler Hauptsattel steigt es leicht an der Eifel-Rampe auf ca. 13-14 km (5-5,7 s, TWT [Zweiweg-Reflexionslaufzeit]) an, um dann bis zur Basis der intrakrustalen Stavelot-Venn-Rampe im Nordwesten 11-12 km (4 s TWT) zu erreichen. Mit der Verzweigung des Abscherhorizontes zwischen Eifel-Rampe im Südosten und Stavelot-Venn-Rampe im Nordwesten geht die Bildung sog. Basement-Duplexstrukturen einher. Letztere verursachen eine Aufwölbung der Oberkruste und damit die Lage und Geometrie des Osteifeler Hauptsattels.

Nach den Profilbefunden steigt die basale Überschiebungszone in der Profilabwicklung (vgl. Abbildung 2c) vom südlichen Mosel-Graben in südöstlicher Richtung wieder an die dort flachere Devon-Basis auf. Im Bereich des ehemaligen Kontinentalhangs (Phyllit-Zone) liegt die Abscherung im Bereich der Basementoberfläche.

Das Südende des Profils kreuzt die Saar-Nahe-Senke, ein permokarbonates intramontanes Becken. Intramontane Molassebecken sind das Resultat des gravitativen Zerbrechens der durch die Gebirgsbildung verdickten Kruste, häufig unter dehrender Reaktivierung der Kollisionszonen.

Für den dargestellten Profilschnitt durch das Rheinische Schiefergebirge ergibt sich im Vergleich mit der Profilrückformung (Abbildung 2c) eine Verkürzung auf ca. 48% der ehemaligen Meeresbeckenbreite (ca. 350 km). Im wesentlichen wird dieses durch Faltung und tektonische Stapelung der deformierten Beckenfüllung erreicht. Die Gesamtverkürzung variiert zwischen 10-30% an der nördlichen Deformationsfront und 60-70% am südlichen internen Rand des Falteingürtels. Der Anteil plastischer Gesteinsverformung an der horizontalen Gesamtverkürzung variiert zwischen 0% (Nordrand) und 50% (Südrand).

Die devonische bis unterkarbonische Beckenbildung im Rheinischen Schiefergebirge (Abbildung 2c) begann auf einem Basement aus altpaläozoischen Sedimenten im Norden und mittel-gradig metamorphen Gneisen cadomischen Alters (ca. 540 Mio. Jahre B.P.) im Süden. Maximale Krustendehnung herrschte im Unterdevon. Während des Devons und Unterkarbons akkumulierte eine mächtige Sedimentsäule (3-12 km) flachmariner Sand-, Ton- und Kalksteine sowie eingeschalteter Vulkanite. Die Geometrie der palinostatischen Beckenrekonstruktion

zeigt ein nahezu symmetrisches Rift mit einem breiten, differenzierten Ablagerungszentrum in der Mitte, einer markanten Riftschulter im Norden (Anglo-Brabanter Massiv) und einem marginalen Plateau im Süden (Soonwald-Schwelle). Die südlichste Schuppeneinheit (Phyllit-Zone) repräsentiert Teile eines kontinentalen Schelfrandes (vgl. Dittmar & Oncken 1992). Dieser bildete den Übergang zu einem ehemaligen südlichen kleinen Ozeanbecken (Lizard-Gießen-Ostharz-Ozean), das durch eingelagerte und für ozeanische Kruste charakteristische Basalte dokumentiert ist.

Das geothermische Feld an der orogenen Front

Die tektonische Deckenstapelung und Deformation bedingte eine sehr inhomogene Materialverteilung, die sich in Transportvorgängen jeglicher Art widerspiegelt. Davon sind insbesondere die Permeabilitäten betroffen, während die Wärmeleitfähigkeiten weniger beeinflusst werden. Wärmeleitfähigkeiten und Permeabilitäten sind jedoch nicht mehr isotrop, sondern durch die Schichtenabfolge innerhalb der Deckeneinheiten und durch die Schieferung in starkem Maße anisotrop. Die Strukturgeschichte der oberen Kruste bildet sich deshalb notwendigerweise auch im heutigen geothermischen Feld ab.

Im tektonisch besonders hoch aufgelösten nördlichen Teil des oben beschriebenen Profils, mit seinen Thermalquellen an der orogenen Front oder Überschiebungsfront bei Aachen, lassen sich diese Effekte besonders gut modellieren.

Die im Bereich der Überschiebungsfront an der Aachener und Burtscheider Überschiebung (s. Abbildung 3.a) austretenden Thermalwässer mit Temperaturen bis zu 70 °C zeigen weiterhin, daß das Temperaturfeld nicht allein durch konduktiven Wärmetransport bestimmt sein kann. Dieser Prozeß muß durch eine tiefreichende Konvektion überlagert werden, die eine Herkunft der Thermalwässer aus einer Tiefe von 4-5 km erlaubt. Hinweise auf diese Herkunftstiefe geben chemische Geothermometer, die eine Bildungstemperatur von 120-130 °C bezeugen (Langguth & Plum 1984, Pommerening 1992). Das diesen Tiefenbereichen entzogene Wasser muß notwendigerweise durch Oberflächenwasser ersetzt werden, wozu ein Einzugsgebiet erforderlich ist, das 30-40 km in das Innere der Eifel (Bereich Venn-Antiklinorium, s. Abbildung 1) reicht. Die Zirkulation der Wässer erfolgt möglicherweise entlang höher permeabler Zonen, wofür sich insbesondere die Überschiebungsbahnen anbieten. Eine solche, hydrostatisch bedingte, erzwungene Konvektion beeinflusst das Temperaturfeld. In den südlichen Bereichen der Tiefenwasser-Erneuerung werden die Isolinien der Temperatur in tiefere Bereiche verschoben, der Temperaturgradient wird verringert. Dagegen wird der Temperaturgradient im Bereich des aufsteigenden Tiefenwassers, den Quellgebieten, erhöht. Die Computer-Simulation erlaubt, hier verschiedene Modelle durchzuspielen und zu testen. Eine zentra-

le Forderung dabei ist, die zur Verfügung stehenden Kontrolldaten aus Bohrungen und zu den Aachener Quellen möglichst genau zu reproduzieren.

Eine wichtige Grundlage für die quantitative Modellierung ist zunächst die Erstellung eines konzeptionellen Modells (Abbildung 3a), das die geologischen Vorstellungen über den tieferen Untergrund in physikalische Gesteinseigenschaften übersetzt. Bei der weiteren Modellierung wird dann dieses konzeptionelle Modell als Grundlage für alle Anpassungsschritte genutzt. Es zeigt sich sehr schnell, daß ein rein konduktives Wärmeausbreitungsmodell (Abbildung 3b) die Situation an der variszischen Front bei Aachen nicht befriedigen kann. Eine hydrostatisch bedingte Konvektion (Abbildung 3c) verschiebt das Feld zwar in die richtige Richtung, verringert dabei jedoch den thermischen Gradienten im Inneren der Eifel zu stark und erzeugt nicht die für die Quellen anzunehmenden Tiefentemperaturen. Um diese Daten weiter anzupassen, ist es erforderlich, auch den basalen Wärmestrom im Modell zu verändern (Abbildung 3d). Im gegebenen Fall muß der basale Wärmestrom im Süden deutlich erhöht werden. Dies korreliert mit dem Trend der Wärmestromdichte an der Oberfläche, ist aber umgekehrt proportional zum Temperaturgradienten. Die Wechselwirkungen zwischen Gesteinswärmeleitfähigkeiten, Wärmeleitung und erzwungener Konvektion werden in solch einem heterogenen Medium sehr komplex.

Schlußfolgerung

Das auf kontinentaler Kruste gelegene rheinische Becken mit einer ursprünglichen Breite von ca. 350 km wurde bei der Bildung des Rheinischen Schiefergebirges um 52% auf eine heutige Breite von 168 km verkürzt und dabei in einen Falten- und Überschiebungsgürtel überführt. Die Verkürzungsintensität steigt von 10-30% an der nördlichen Deformationsfront auf bis zu 60-70% am südlichen internen Rand des Falteingürtels an. Dabei ergibt sich das Bild eines ehemaligen Meeresbeckens, dessen gesamte

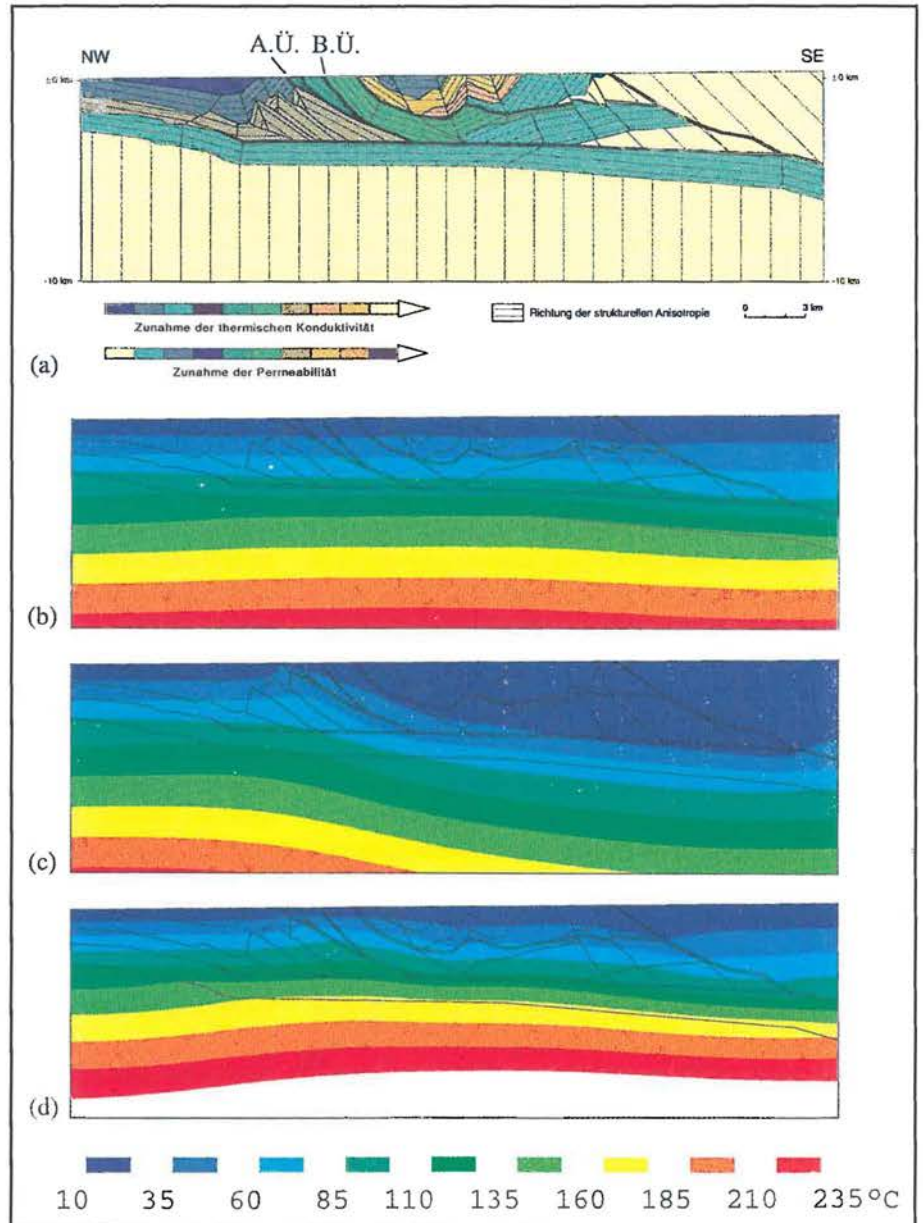


Abb. 3a: Konzeptionelles Modell an der variszischen Front für die Berechnung konduktiver und konvektiver Temperaturverteilung. Das Modell zeigt die Verteilung der unterschiedlichen gesteinsphysikalischen Parameter und die Richtung der ersten Hauptachse des Transporttensors. (A.Ü.: Aachener Überschiebung, B.Ü.: Burtscheider Überschiebung)

3b: Berechnete Temperaturverteilung des obigen Modells durch rein konduktiven Wärmetransport bei einem basalen Wärmefluß von 60 mW/m^2 , Legende der Temperaturverteilung wie in 3d

3c: Verschiebung des Temperaturfeldes von Abb. 3b durch den Einfluß eines hydrostatisch bedingten Porenflusses bei einer hohen Permeabilität in den Störungszonen (2 Darcy), Legende der Temperaturverteilung wie in 3d

3d: Verschiebung des Temperaturfeldes von Abb. 3b durch den Einfluß eines hydrostatisch bedingten Porenflusses (200 mDarcy in den Störungszonen) und durch einen variierenden basalen Wärmefluß (60 mW/m^2 am nördlichen Rand, ansteigend auf 85 mW/m^2 im südlichen Teil)

sedimentäre Füllung mit Teilen des Basements von seinem früheren Unterlager abgesichert wurde. Die frühen Dehnungsstrukturen bestimmen auch die Gliederung des späteren Faltegürtels. Dessen interne Großstrukturierung wird weiterhin wesentlich durch die unterschiedlichen Tiefenlagen und Neigungen der Basisüberschiebung beziehungsweise der basalen Überschiebungszone gesteuert. So determiniert die Lage der Überschiebungsrampen die Position der Venn- und Osteifel-Antiklinalstrukturen.

Auf der Grundlage dieses geometrischen Strukturmodells ist unter Einbeziehung petrophysikalischer Daten eine Abbildung komplexer Wärmetransportvorgänge möglich, wie es die Ergebnisse aus dem Bereich der Überschiebungsfrent des Faltegürtels zeigen. Ein differenziertes thermisches Modell mit konduktivem wie konvektivem Wärmetransport unter Einbeziehung eines hydrostatisch bedingten Porenwasserflusses bietet im vorliegenden Fall die beste Anpassung. Der basale Wärme flu ß muß als variabel (60-85 mW/m²) und die Permeabilität in Störungszonen als stark erhöht (2 Darcy) angenommen werden. Es bleibt jedoch offen, inwieweit die Modifikation des basalen Wärme flusses real ist oder auf welche Prozesse dieser zurückgeht. Die regionale Änderung des basalen Wärme flusses kann auf Unterschiede des Wärmetransfers zwischen Mantel und Kruste zurückgehen oder auf unterschiedliche Wärme- produktion in der tieferen Kruste beruhen. Die verschiedenen Möglichkeiten können weiter mit Modellen untersucht und einander gegenübergestellt werden. Eine verbesserte Aussage kann jedoch nur die Beobachtung, z. B. in ein oder zwei tiefen Bohrungen, bringen.

Der interdisziplinäre Untersuchungsansatz und die Vernetzung der thermischen und geometrisch-strukturellen Modelle können gerade dabei einen wesentlichen Beitrag zur Lokalisierung von Bohrungen an Stellen maximalen Informationsgehaltes liefern.

Literatur

Dahlstrom, C.D.A. (1969): Balanced Cross section.- Can. J. Earth Sci., 6: 743-757; Calgary.

DEKORP Research Group (1991): Results of the DEKORP 1 (BELKORP-DEKORP) deep seismic reflection studies in the western part of the Rhenish Massiv - Geophys. J. Int. 106: 203 - 227.

Dittmar, U. & Oncken, O. (1992): Anatomie und Kinematik eines passiven varistischen Kontinentalrandes - Zum Strukturba u des südwestlichen Rheinischen Schiefergebirges. - Frankfurter geowiss. Arb., Serie A, Bd. 11: 34-37, Frankfurt a. Main.

Langguth, H.-R., Plum, H. (1984): Untersuchung der Mineral- und Thermalquellen der Eifel auf geothermische Indikationen. - BMFT-Bericht T84-019, Nichtnukleare Energietechnik.

Pommerening, J. (1993): Hydrogeologie, Hydrogeochemie und Genese der Aachener Thermalquellen. - Diss. RWTH Aachen, 169 S.; Aachen (unveröff.).

von Winterfeld, C. (1994): Variszische Deckentektonik und devonische Beckengeometrie der Nordeifel - Ein quantitatives Modell (Profilbilanzierung und Strain-Analyse im Linksrheinischen Schiefergebirge). - Aachener Geowissenschaftliche Beiträge, Bd. 2, 320 S.; Aachen.

von Winterfeld, C., Dittmar, U. & Oncken, O. (in Vorb.): Variscan Nappe tectonics and Devonian basin geometry - a quantitative restoration model of the Western Rhenish Massif (Mideuropean Variscides).- Tectonics.

Woodward, N.B., Boyer, S.E. & Suppe, J. (1989): Balanced Geological Cross-Sections: An Essential Technique in Geological Research and Exploration. - AGU, Short Course in Geology, Vol. 6, 132 pp.

Warvenchronologie - Methode zur absoluten Datierung und Archiv kurzer und mittlerer solarer Periodizitäten der letzten 20.000 Jahre

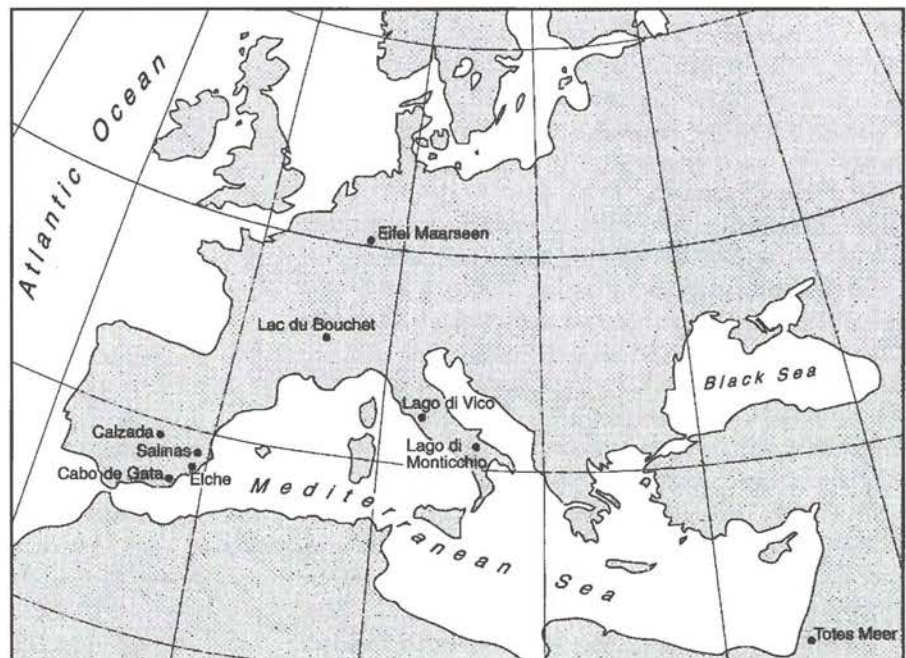
Jörg F.W. Negendank, Achim Brauer, Heinz Vos, Bernd Zolitschka

Einführung

Die Diskussion um aktuelle und zukünftige Veränderungen des Klimas macht die Notwendigkeit einer auf einer breiten Datenbasis beruhenden Klimaprognostik deutlich. Dazu reicht es nicht aus, rezente und historische Klimadaten auszuwerten, denn Vorhersagen, die auf beobachteten Trends beruhen, können nur dann gültig sein, wenn die Zyklen, die diese Trends steuern, auch verstanden werden. Im Vergleich zu marinen Sedimenten haben geeignete terrestrische Klima-Archive eine weitaus feinere Auflösung. Solche Archive sind Eiskerne und Binnensee-Sedimente, wobei Eiskerne nur in kalten, vergletscherten Regionen vorkommen, während Seesedimente kontinentweite Verbreitung einnehmen und damit im eigentlichen Lebensraum des Menschen liegen. Weiterführende Überlegungen kamen zu dem Schluß, daß besonders kleine und tiefe Seen geeignete Sedimentfallen darstellen müssen, weil im Seetiefsten, dem Profundal, Erosionsprozesse ausgeschlossen werden können, und damit auch über längere Zeiträume vollständige Profile erwartet werden können. Noch günstigere Voraussetzung zur Rekonstruktion gespeicherter Informationen des Paläoklimas bieten Seen mit einem im Vergleich zur Seeoberfläche kleinem Einzugsgebiet und ohne einen Zufluß, weil das Klimasignal so direkter, ohne den "Umweg" über Umweltveränderungen im Einzugsgebiet (z.B. der Vegetationsdecke) auf das Sediment übertragen und dort gespeichert werden kann. Insbesondere stellen Seen vulkanischen Ursprungs wie die Maarseen in der Eifel solche Gewässer mit den entsprechenden hydrologischen und morphologischen Kenn-daten dar. Aus diesem Grund wurden genau dort die ersten Untersuchungen von unserer Arbeitsgruppe durchgeführt (Irion & Negendank 1984). Die Ergebnisse übertrafen sogar noch die Erwartungen, weil sich herausstellte, daß jahresgeschichtete Sedimente (Warven) in diesen Seen abgelagert wurden, die nicht nur eine genaue zeitlich Bestimmung ermöglichen, sondern auch eine hochauflösende, d.h. bis hinunter zu einzelnen Jahren und sogar Jahreszeiten reichende, Rekonstruktion der Klima-informationen erlauben.

Ein anderer wichtiger Bestandteil der Paläoklimaforschung ist die Berücksichtigung der Verbreitung und Verlagerung von Klimazonen. Aus diesem Grund konzentrierten sich weitere Forschungsprogramme im europäischen Rahmen (Euromaar, Geomaar) auf die Suche nach Sedimenten des beschriebenen Typs auch aus anderen klimatischen Regionen. Dabei wurden lange Kernfolgen in Frankreich (Lac du Bouchet, Massif Central) und Italien (Lago di Vico, Lago di Monticchio) gewonnen, die jahreszeitlich geschichtete Sedimente mit einem Alter von bis zu 70.000 Jahren B.P. (Lago di Monticchio, vgl. Zolitschka & Negendank 1993) ergeben haben. Die Auswertung dieser Klimaarchive zeigt die Notwendigkeit, Seesedimente auch aus anderen Environments in die Untersuchungen einzubeziehen. Aus diesem Grund werden zur Zeit weitere, feinlaminierte Kernfolgen aus Lagunen und abflußlosen Becken in semiariden Gebieten Spaniens sowie aus dem Toten Meer bearbeitet (Abb. 1). Das Tote Meer stellt aufgrund seiner besonderen geologischen und tektonischen Situation ein auf der Erde einzigartiges Environment dar. Die sedimentologische Genese in diesem Becken steht natürlich in einer engen Beziehung zur klimatischen Entwicklung. Von Bedeutung ist dabei in erster Linie die Lage des Toten Meers im Grenzbereich des rezenten Trockenklimas, wonach zu erwarten ist, daß die Verschiebung der Klimazonen während der Glaziale in dieser Region drastische Umweltveränderungen nach sich zog, die im Sediment

Abb. 1: Lokationen der bearbeiteten Sedimentprofile



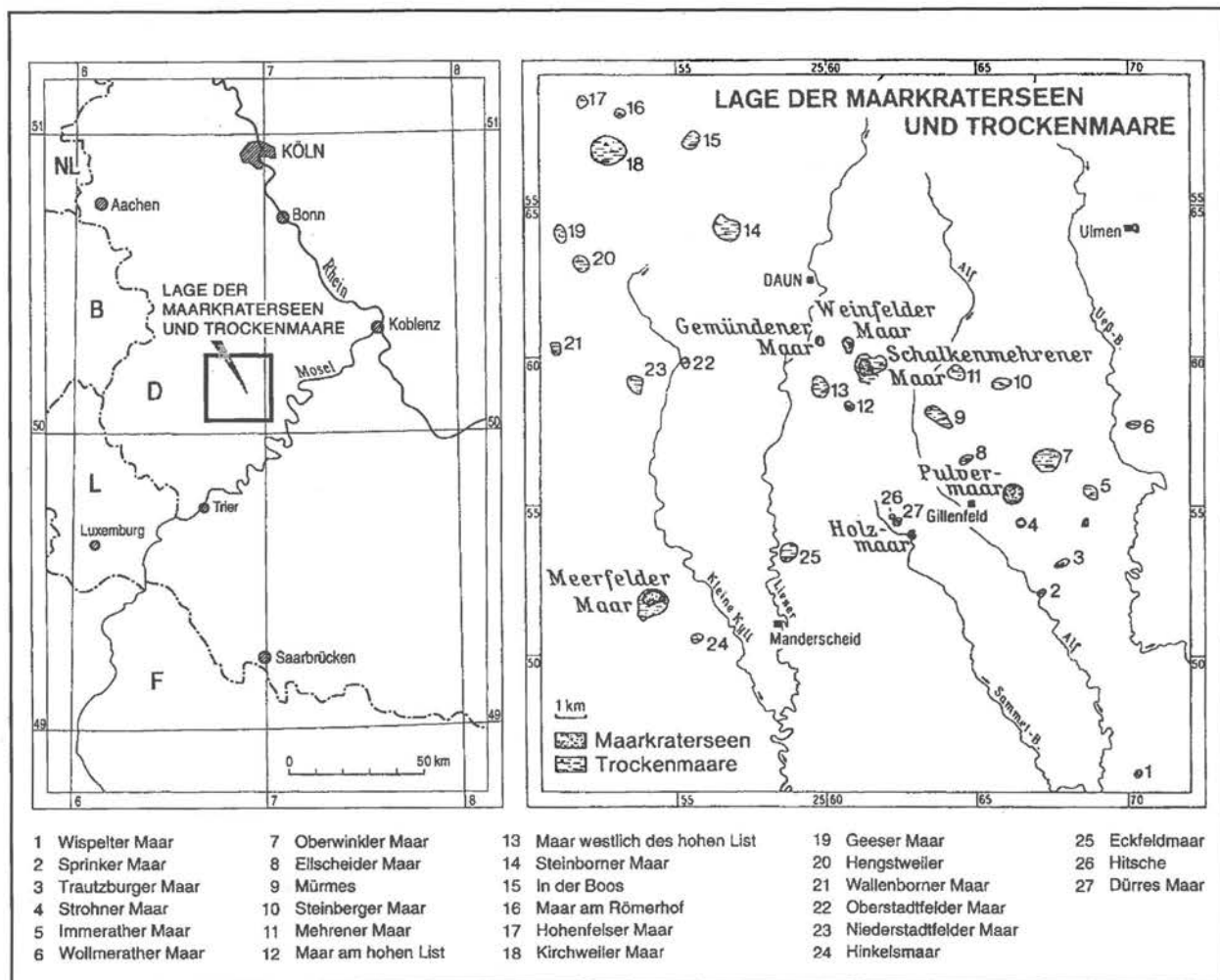


Abb. 2: Verbreitung der Maarkraterseen und einiger Trockenmaare der Westeifel

aufgezeichnet sein müssen. Infolgedessen verspricht die Auswertung der feinlaminierten Sedimente, die vermutlich evaporitische Warven darstellen, neue, interessante Erkenntnisse über Dauer und Verlauf der Verschiebungen von Klimazonen.

Neben diesen Arbeiten sind aber die Maarseesedimente aus der Eifel (Abb. 2) immer zentrales Kernstück der Forschungen geblieben, wobei die Untersuchungen auf fünf Seen mit unterschiedlicher limnologischer Charakteristik ausgedehnt wurden (Negendank et al. 1990). Dabei wurden neben eutrophen, meromiktischen Maarseen auch Sedimentprofile meso- und oligotropher Seen bearbeitet und führten dank ihrer hohen Auflösung zu neuen, detaillierten Kenntnissen der klimatischen Entwicklung im Holozän und Spätglazial und zur Erstellung des ersten 13.000 Jahreskalenders für diesen Raum. Bei den Untersuchungen fiel weiterhin auf, daß die Dicken der einzelnen Jahreslagen (Warven) in einem anscheinend periodischen Muster variieren (Abb. 3). Das bedeutet aber, daß wenn die Sedimentation in diesen Seen tatsächlich klimagesteuert ist, die Dickenvariationen Zeugen zyklischer Klimaschwankungen sein müssen. Die Ergebnisse von Spektralanalysen bestätigen diese Vermutungen in eindrucksvoller Weise, weil sich vor allem

bekannte solare Periodizitäten wie der Sonnenflecken- und der Gleissberg-Zyklus signifikant widerspiegeln.

Bei den Arbeiten in der Eifel stellte sich heraus, daß vor allem das Holzmaar und das Meerfelder Maar ideale, weil durchgehend jahreszeitlich geschichtete Sequenzen darstellen, so daß diese Seen für tiefere Bohrungen ausgewählt wurden, um die Warvenchronologie bis zurück in das Weichselglazial erweitern zu können. Aufgrund ihrer Entstehung vermutlich im Früh- bis Mittelweichsel (Büchel 1984) und ihrer Lebensdauer von 100 - 200.000 Jahren sind diese Maarseen die einzige Quelle vollständiger, kontinentaler Sedimentprofile aus dem letzten Glazial nördlich der Alpen. Dabei erwies sich in erster Linie das Sedimentprofil aus dem Holzmaar wegen der von der Basis bis zur rezenten Sedimentoberfläche durchgehenden Jahresschichtung als ideales Klimaarchiv.

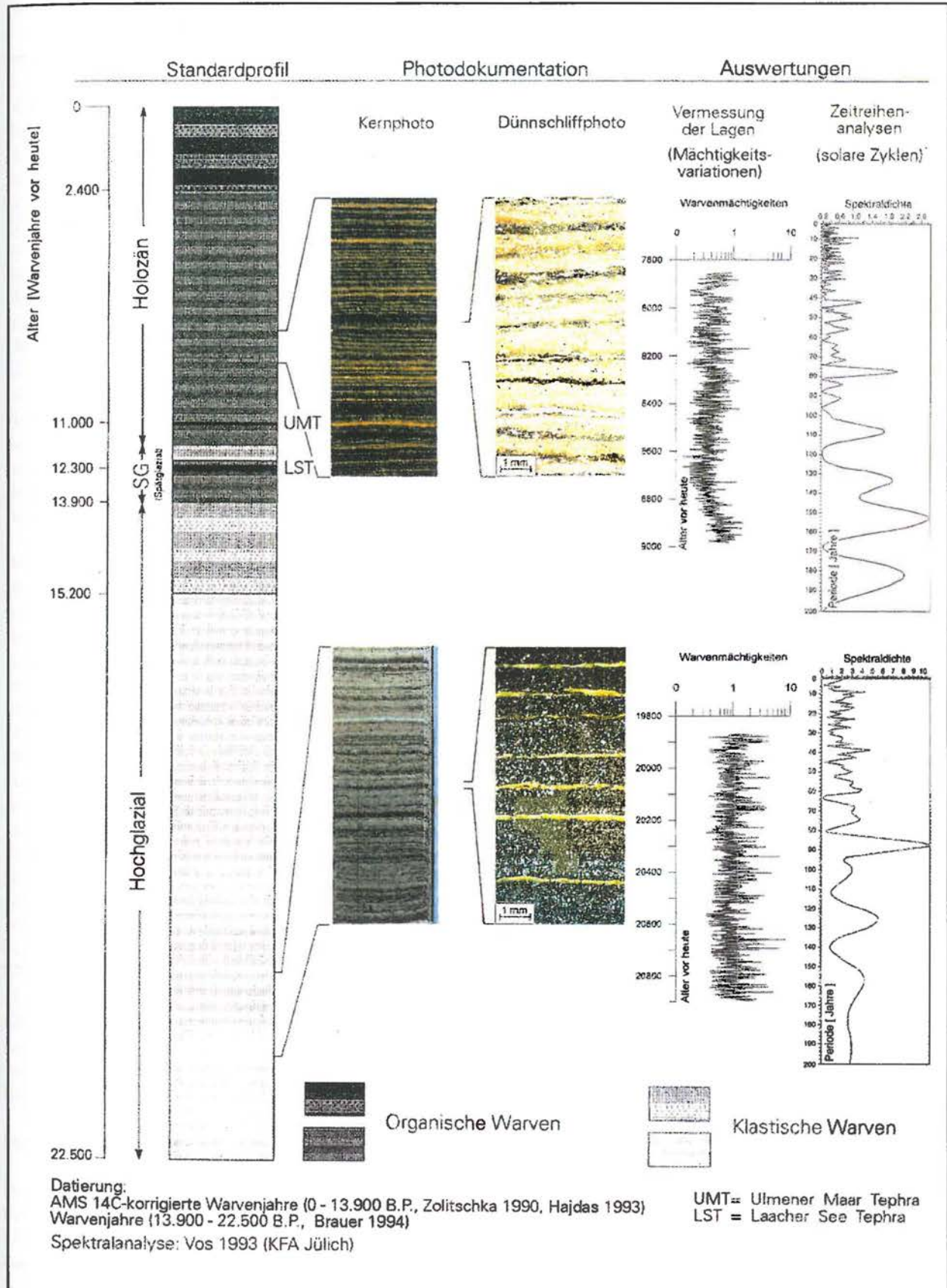
Das Holzmaar-Profil

Aus dem Profundal des Holzmaars wurden mit der Useringer-Sonde bei 21 m Wassertiefe 2 vollständig überlappende Kernserien gestochen, die zu einem Kompositprofil zusammengefügt werden konnten. Dieses 31,6 m lange Sedimentprofil kann in zwei, durch einen deutlichen Farbwechsel gekennzeichnete Bereiche gegliedert werden (Abb. 4). Das Liegende bilden graue, rein klastische Ton/Silt-Rhythmite des Weichselglazials,

die bei 11,90 m Tiefe in eine braune, feinlamierte Diatomeengytia übergehen, die bis zur Sedimentoberfläche ausgebildet ist. Beide Sedimenttypen sind als Warven, d.h. in jahreszeitlichem Rhythmus abgelagerte Bildungen nachgewiesen (Zolitschka 1990, Brauer 1994, Negendank & Zolitschka 1994).

Während die jüngeren Sedimente überwiegend organisch geprägt sind, setzen sich die glazialen Sedimente fast ausschließlich aus allochthonen mineralischen Kompo-

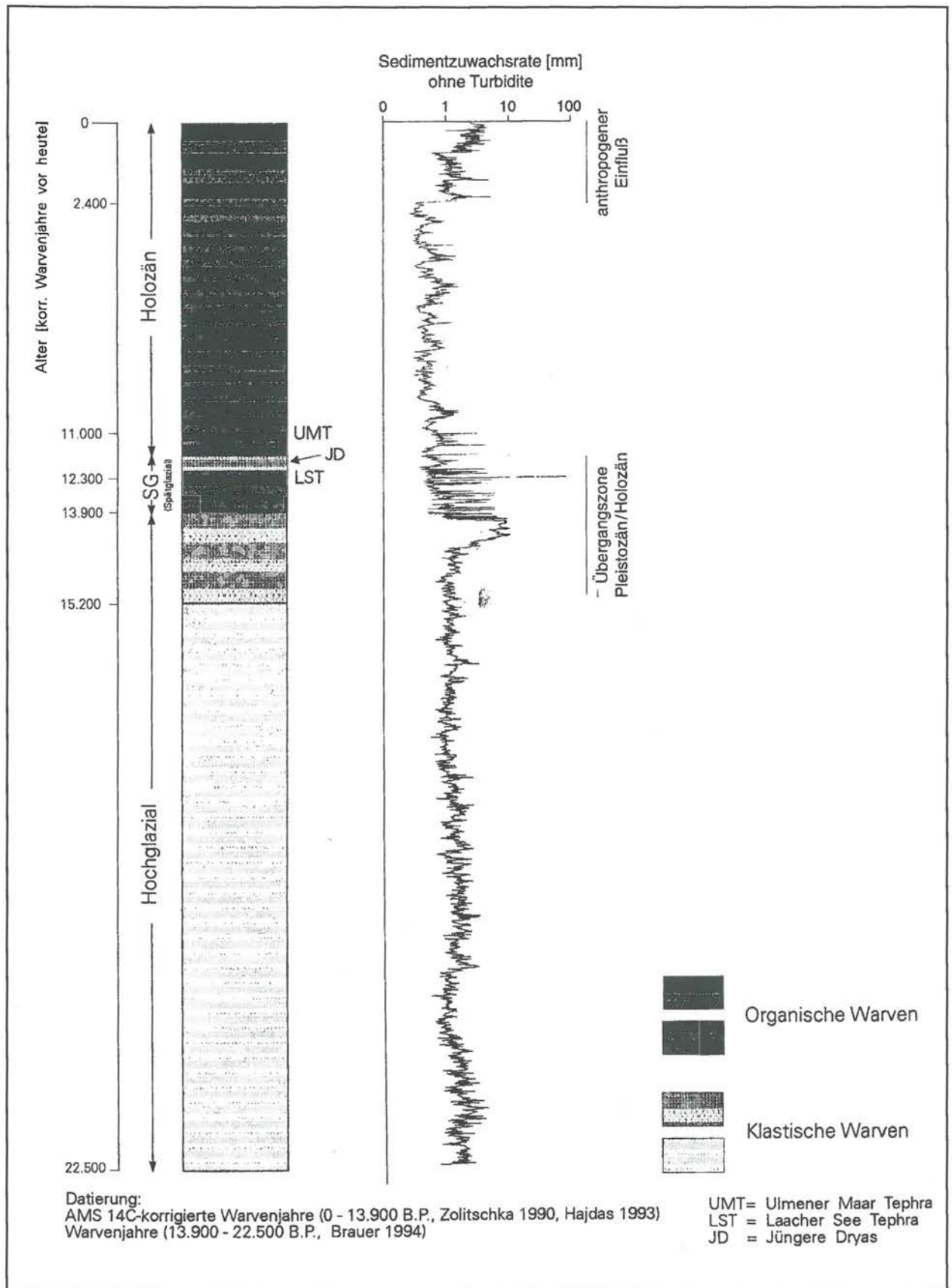
Abb. 3: Seesedimente aus dem Holzmaar-Klimaarchiv mit jährlicher Auflösung



nennten zusammen. Dabei überwiegen Quarz und Tonminerale mit mehr als 80%, was die petrographischen Verhältnisse im Einzugsgebiet (devonische Ton- und

Siltsteine, Grauwacken) widerspiegelt. Die Gehalte an Corg sind mit $< 0,5\%$ dementsprechend sehr niedrig. Der Übergang von klastisch zu organisch dominierter Sedimentation ist scharf ausgebildet und kommt auch in den Corg-Gehalten klar zum Ausdruck, die bis $>25\%$ steigen. Dieser Wechsel reflektiert die Erwärmung und die

Abb. 4: Profil Holzmaar-gemittelte Sedimentzuwachs-raten



Veränderung des Environments sowie der limnologischen Verhältnisse im Holzmaar gegen Ende des Hochglazials. Das abrupte Einsetzen organischer Warven mit charakteristischen Diatomeenlagen zu Beginn des Spätglazials läßt vermuten, daß ein massenhaftes Auftreten von Kieselalgen (Diatomeenblüten) durch Schwellenwerte der Nährstoffversorgung im See und/oder der Temperatur gesteuert werden.

Im Bereich des Spätglazials und frühen Holozäns können 2 Tephralagen als markante Zeitmarker festgestellt werden. Das ist zum einen die auch in vielen anderen Seen Europas abgelagerte allerödzeitliche Laacher See Tephra (LST), eine ca. 10 cm mächtige Tufflage in rund 11 m Teufe, die mit 12.350 korr. Warvenjahren B.P. datiert ist (Zolitschka 1990, Hajdas 1993). Zum anderen ist die Ulmener Maar Tephra als Zeugnis der jüngsten vulkanischen Tätigkeit in Deutschland mit einer Mächtigkeit von 0,2 - 0,5 mm in den Sedimenten abgelagert und kann auf 10895 korr. Warvenjahre B.P. datiert werden (Zolitschka 1990, Hajdas 1993). Desweiteren ist ab 28 m Sedimentteufe zum Liegenden hin in den groben Basislagen von Turbiditen eine Zunahme von dunklen Mineralphasen festzustellen, bei denen es sich um umgelagertes Pyroklastika handelt. Daraus kann vermutet werden, daß im Liegenden des Profils eine weitere Aschelage anzutreffen ist, die sehr wahrscheinlich dem im Meerfelder Maar in 38 m Sedimentteufe erbohrten basaltischem Aschetuff entspricht.

Einen markanten Einschnitt in die spätglazialen Sedimentfolgen stellt der Abschnitt der Jüngerer Dryas dar, weil während dieses Zeitraums der Eintrag klastischen Materials kurzfristig stark erhöht ist und einen klimatischen Rückschlag anzeigt (Zolitschka et al. 1992). Die Dauer der Jüngerer Dryas in den Sedimenten des Holzmaars beträgt nach warvenchronologischer Datierung 450 Jahre und entspricht damit den Ergebnissen aus dem Meerfelder Maar (Poth & Negendank 1993), so daß die Aussage für den Bereich der Eifel konsistent ist. Im Vergleich zu anderen Untersuchungen, die Zeiträume zwischen 400 und 1600 Jahren angeben (Bard & Broecker 1992), liegt dieses Ergebnis im unteren Bereich des Spektrums. Zum Teil sind die unterschiedlichen Aussagen zur Länge der Jüngerer Dryas in verschiedenen Definitionen dieses Zeitabschnitts begründet. Schwierigkeiten ergeben sich an der exakten Bestimmung des Endes, das, wie die Entwicklung im Holzmaar zeigt, im Gegensatz zum im Vergleich abrupten Beginn der Kältephase einen fließenden Übergang zum Boreal zeigt. Interessant ist, daß dieser Kälterückschlag der Jüngerer Dryas sich in etwa 50 Jahren vollzogen hat - ein unerwarteter, plötzlicher Klimawechsel, für den es bisher keine schlüssige Erklärung gibt.

Datierung des Profils

Das Holzmaarprofil wurde zum Standardprofil für die Eifel entwickelt, weil zum einen das gesamte Profil bis ins Hochglazial warvenchronologisch datiert werden konnte, und zum anderen die Datierung im Bereich des

Holozäns und Spätglazials mit AMS ^{14}C Messungen verglichen werden konnte. Die Datierung des Hochglazials mit dieser Methode war nicht möglich, da der organische Anteil in diesen klastischen Sedimenten zu gering ist, so daß die Warvenchronologie für diese Sedimente die einzige Methode der Altersbestimmung darstellt.

Warvenchronologie

Voraussetzung für jede Warvenchronologie ist der Nachweis der jahreszeitlich gesteuerten Ablagerung feinlaminiertes Sedimente. Dazu ist es zuerst einmal notwendig, den genauen Aufbau und die Struktur der Warven zu kennen sowie die Komponenten, aus denen diese Warven zusammengesetzt sind. Zu diesem Zweck wurde von diesem Sedimentprofil eine vollständige Sequenz von überlappenden Großdünnschliffen hergestellt. Der Nachweis der organischen Warven ist direkt und relativ einfach anhand von jahreszeitlich charakteristischen Diatomeenlagen und anderen biologischen Komponenten (Chrysophyceen, Pollen) möglich. Dagegen ist die jahreszeitliche Genese der klastischen Ton/Silt-Laminite im Liegenden schwieriger nachzuweisen, weil diese Sedimente keine organischen Komponenten führen, und somit konventionelle paläontologische Methoden, wie z.B. Pollenanalyse und Auswertungen von Diatomeensukzessionen, nicht anwendbar sind. Trotzdem werden solche Laminite in der Literatur häufig auch ohne einen streng genommen notwendigen Beweis als Warven interpretiert (Leonard 1986, Perkins & Sims 1983), weil sie durch ein schlüssiges Modell ihrer Sedimentationsdynamik erklärt werden können. Für die Laminite des Holzmaars wurde jedoch zusätzlich eine indirekte Methode zum Nachweis der jahreszeitlich gesteuerten Sedimentation angewendet. Nachdem in jahresgeschichteten, lakustrinen Sedimenten solare Zyklen nachgewiesen werden können (Anderson & Koopmans 1963, Negendank et al. 1990, Zolitschka 1990, Anderson 1992, 1993), liegt es auf der Hand, auch den umgekehrten Weg zu gehen, und über den Nachweis solcher Zyklen den jahreszeitlichen Ursprung der klastischen Rhythmite aus dem Holzmaar zu beweisen. Spektralanalysen an Zeitreihen von Dickenvariationen der Lagen zeigen neben verschiedenen anderen solaren Periodizitäten, die auch von entsprechenden Zeitreihen organischer Warven bekannt sind, besonders eindeutig den 87-jährigen Gleissberg-Zyklus, der nach Anderson & Koopmans (1963) charakteristisch für Zeitreihen klastischer Warven ist. Somit kann die Jahresschichtung dieser Silt/Ton-Laminite bestätigt werden, die damit als periglaziale Warven zu bezeichnen sind.

Bei der Auszählung der periglazialen Warven und damit für die Genauigkeit der Warvenchronologie ist es wichtig, zwischen Warven und den zwischengeschalteten Turbiditen, die einzelne, kurzfristige Sedimentationsereignisse darstellen, zu unterscheiden. Dies geschieht mittels Dünnschliffauswertungen anhand des unterschiedlichen Aufbaus und der Struktur dieser Faziestypen (Braucher 1994).

Zur Überprüfung der statistischen Signifikanz der Warvenchronologie wurde die vorliegende Warvenzählung für einen etwa 3200 Jahre umfassenden Bereich im

dendrochronologisch kalibrierte AMS ^{14}C -Datierungen (Hajdas 1993) ergibt sich für den Beginn des Spätglazials ein Alter von etwa 13.900 korrigierten Warvenjahren B.P.,

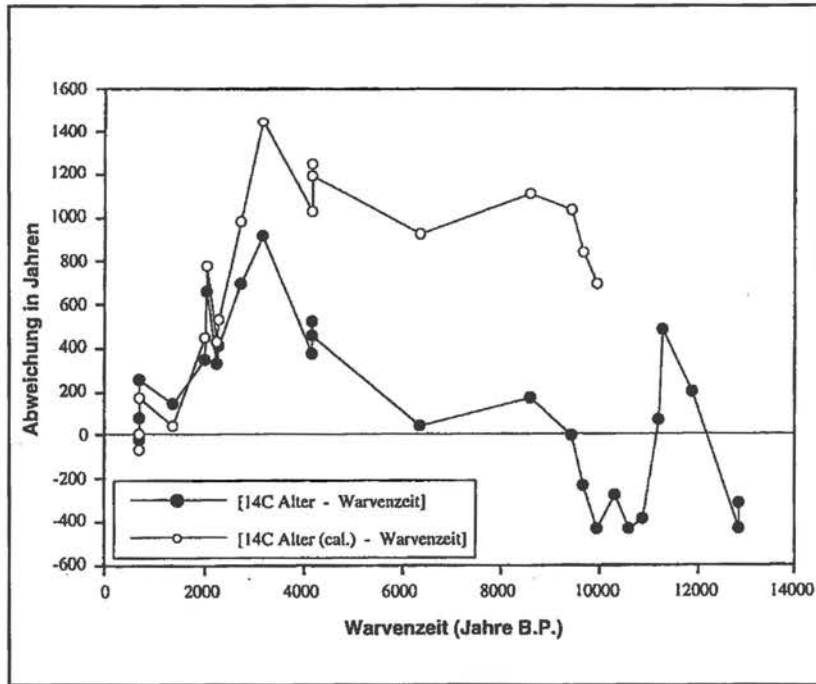


Abb. 5: Vergleich kalibrierter und unkalibrierter ^{14}C -Daten des Holzmaars (Daten aus Hajdas, 1993). Die Differenz aus ^{14}C -Alter und durch Zählung ermitteltem Warvenalter ist gegen die Zeit aufgetragen. Positive Abweichungswerte bedeuten relativ zu junge Warvenalter und umgekehrt. Die Kalibrierung wurde nur für Daten durchgeführt, die im Bereich der Dendrokalibrationskurve liegen.

Holozän an 3 weiteren, jeweils 50 m voneinander entfernten Profilen verglichen. Die Ergebnisse bestätigen die Genauigkeit der Warvenchronologie. Innerhalb von Referenzlagen können Warven mit großer Präzision (Fehlergrenze 1 - 1,6 %) über alle Profile aus dem Profundal des Seebeckens verfolgt und ausgezählt werden.

Nach mikroskopischer Zählung der Warven im Dünnschliff umfaßt der weichselzeitliche Teil des Profils 8611 Jahre mit einem Fehler von 1,6 % (Brauer 1994). Wird diese Anzahl von Jahren zu den von Zolitschka (1990) gezählten 12.794 Kalenderjahren (Fehler 1,1 %) des Holozäns und Spätglazials addiert, resultiert ein Warvenalter von 21.405 Jahren B.P. für das gesamte Profil. Nach einer Korrektur der holozänen und spätglazialen Warvenchronologie durch

was für das gesamte Profil ein Alter von 22.511 korrigierten Warvenjahren B.P. bedeuten würde. Die Angabe „korrigierte Warvenjahre“ bezieht sich dabei ausdrücklich nur auf den holozänen und spätglazialen Teil dieser Chronologie, denn für den weichselzeitlichen Teil liegen keine ^{14}C -Datierungen vor, da nicht genügend organisches Material im Sediment vorhanden ist.

Radiometrische Datierung

Die von Hajdas (1993) an den organischen Sedimenten des Holzmaars durchgeführten ^{14}C -AMS-Messungen wurden mit der dendrochronologisch kalibrierten ^{14}C -Kurve (Kromer & Becker 1993) verglichen. Nach Ausschluß von Messungen an umgelagertem Material liegen 23 konsistente ^{14}C -AMS-Datierungen für das Holzmaar vor.

Damit konnte erstmals für den Raum nördlich der Alpen an einem Sedimentprofil gleichzeitig eine warvenchronologische und eine radiometrische Datierung vom Beginn des Spätglazials bis rezent aufgestellt werden.

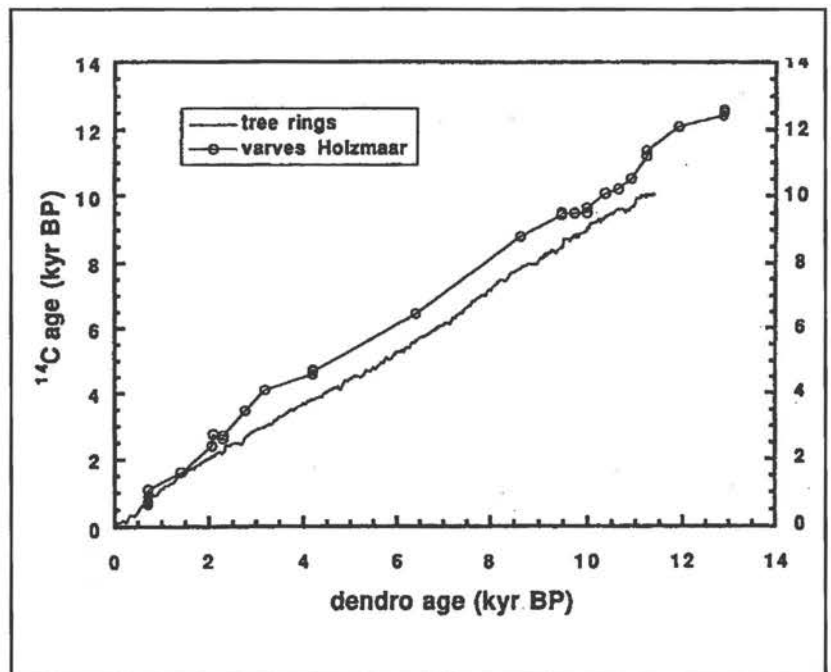


Abb. 6: Warvenchronologie gegen dendrokalibrierte Radiokarbondatierung (Hajdas 1993)

Beim Vergleich beider Datierungen in nicht-korrigierter Form zeigen sich Abweichungen bis zu maximal 900

Jahren im Bereich von 2000 bis 3000 Jahren B.P. (Abb. 5). Die Ursache für diese Unterschiede sind noch nicht genau bekannt, aber in diesem Bereich sind zum einen die Warven weniger deutlich ausgebildet, und zum anderen ergeben sich nach Schmidt & Gruhle (1988) Schwierigkeiten auch der Dendrochronologie bei der Datierung von Hölzern aus der Hallstadtzeit (zwischen 750 und 400 v.Chr., also 2350 und 2700 B.P.), da aufgrund geringer Übereinstimmung der Baumringdicken die Genauigkeit der Korrelation von Eichen in Mitteleuropa

festzuhalten, daß die warvenchronologische Kalibrierung der ¹⁴C-Datierung sich nur bedingt auf die Dendrokalibration übertragen läßt und der Grund dieser Unstimmigkeiten noch nicht genau bekannt ist.

Periodizitäten

Die Warvenchronologie an Seesedimenten ist nicht nur eine Methode der absoluten Datierung, sondern stellt darüberhinaus eine Quelle langer Zeitreihen von

Reihe	Varves S	CW	D1W	D2W	DT
Material	org. Warven	klast. Warven	klast. Warven	klast. Warven	Turbidite
Länge	1120	608	1110	701	1816
Alter ¹⁾	7.860-8.980	18.580 - 19.188	19.874 - 20.984	20.989 - 21.690	19.874 - 21.690
Methode	FFT	FFT	FFT	FFT	FFT
			9,8		
	11				9
	22	23		21/23	
		30,3		30,3	
		35,7	39,8		39
	42	42,2			43,5
		49,3			
	56	56,3		54,3	57
		63,8	59,5	62,5	61
	77	87,7	87	87	88
	107	104,2	101	107,8	103
	130		126	131,4	131,5
	152		157		153
	178	188,7*			

Tab. 1: Ergebnisse von Spektralanalysen (Zykluslängen) an holozänen und hochglazialen Warvenmächtigkeiten sowie Turbiditen aus dem Holzmaar (Angabe in Jahren)

Fettdruck: Zyklus mit größter Spektraldichte

¹⁾ korr. Warvenjahre / * = < 5 Zyklen

stark eingeschränkt ist. Beide Einschränkungen der Datierungen sind aber nicht in der Lage, einen Unterschied in dieser Größenordnung zu erklären.

Werden die ¹⁴C-Messungen dendrochronologisch kalibriert und die resultierende Kurve der Warvenchronologie-Kurve gegenübergestellt, ergeben sich nach Hajdas (1993) übereinstimmende Ergebnisse für die jüngsten 2000 Jahre und etwa ab dem o.g. Bereich ein Versatz beider Kurven von rund 880 Jahren (Abb. 6), die in der Warvenchronologie fehlen müßten. Allerdings gibt es keinen sedimentologischen Hinweis - auch 2 geringmächtige Turbidite von 2 bzw. 5 cm zeigen keine Anzeichen einer basalen Erosionsdiskordanz - für einen Hiatus in diesem Bereich. Deshalb bleibt zunächst nur

Proxydaten dar, die Grundlage für den Nachweis kurz- und mittelfristiger Periodizitäten vermutlich solaren Ursprungs sind. Unter Proxydaten sind Daten zu verstehen, die verschiedene, durch meteorologische Parameter gesteuerte Prozesse beschreiben und damit gleichsam als paläoklimatische Stellvertreterdaten zu bezeichnen sind. Dazu zählen in jahresgeschichteten Sedimenten in erster Linie die Warvenmächtigkeiten, die ein Maß des jährlichen, überwiegend klimatisch gesteuerten Sedimentzuwachses sind.

Die Sedimentation im Holzmaar ist geprägt durch den Wechsel von klastischen zu organischen Warven zu Beginn des Spätglazials, was Ausdruck des Klimawechsel infolge der langfristigen astronomischen Zyklizitäten (Milankovic) ist. Das eröffnet durch die Auswertung glazialer und warmzeitlicher Warven aus demselben Seebecken neue Möglichkeiten der Interpretation und des Verständnisses auch der kurz- und mittelfristigen Periodizitäten.

Aufgrund der so vorliegenden Datengrundlage können Periodizitäten, die in unterschiedlichen Klimaphasen

aufgetreten sind, miteinander verglichen und gegenübergestellt werden. Die auftretenden Periodenspektren zeigen grundsätzlich eine gute Übereinstimmung untereinander und decken sich außerdem mit bekannten solaren Zyklen (Tab. 1 und 2). Dies läßt auf ein während der letzten 22 000 Jahre

Überlagerung durch statische und dynamische nichtlineare Prozesse auftritt. Dies ist u.a. davon abhängig, ob die Sedimentation überwiegend durch biologische Prozesse (Algenblüten), oder geologische und geomorphologische Prozesse (Verwitterung, Erosion, Transport) geprägt ist. Daraus ergibt sich die Notwendigkeit differenzierter

	1	2	3	4	5
Material	Baumring/ ¹⁴ C	Baumring/ ¹⁴ C	Baumring/ ¹⁴ C	org. Warven	evaporit. Warv.
Länge (Jahre)	ca.9.500	9.700	5.290	9.000	900
Lokation	Kombination	Kombination	La Jolla	Elk Lake	Todilto
Alter	Holozän	Holozän	Holozän	Holozän	Jura
Methode	MEM	MEM	MEM	keine Ang.	keine Ang.
				ca. 22	
				ca. 35	
		52		40 - 50	45
		57,5			
		61			
	88	82/85/88	88	ca. 90	85
	105	106	104/115		
	131	123/130			
	148	147/155			
	175				
	192				
	208	208	213	ca. 200	ca. 180
	232	229			
	299	289			
	385	363			
	427	444			
	504	512			
		720	714		
	805				
		951			
	2241*	2104*	2500*		

Tab. 2: Ergebnisse von Spektralanalysen (Zyklenlängen) an jahresgeschichteten lakustrinen Sedimenten und Baumringen: (1) Damon & Sonett, (2) Stuiver et al. 1991, (3) Sonett & Suess, 1983, (4) Anderson 1993, (5) Anderson 1991; (Angabe in Jahren)
Fettdruck= Zyklen in > 50 % der Spektren
 * =< 5 Zyklen / ** = vermutet

persistentes Grundmuster der Periodizitäten schließen, und ist ein deutlicher Hinweis auf eine Klimasteuerung durch Variationen der Sonnenaktivität.

Ein detaillierter Vergleich der Spektren, die von unterschiedlichen Warventypen aus verschiedenen sedimentären Environments (organische und klastische Warven) stammen, macht aber auch deutlich, daß keine einfache lineare Beziehung zwischen dem solaren Ausgangssignal und dessen Reflektion in den Sedimenten besteht, sondern daß in unterschiedlichem Maße eine

Methoden der Interpretation der durch Spektralanalysen ermittelten Periodizitäten, um den nichtlinearen Teil der Transformation des Signals zu entschlüsseln, wie sie von der Arbeitsgruppe „Modellierung für Umweltforschung und Lebenswissenschaften“ an der KFA Jülich (Vos 1994, in Vorber.) entwickelt worden sind.

Voraussetzung für diese Untersuchungen ist vor allem eine zuverlässige Datenerhebung, bei der es in erster Linie darauf ankommt, möglichst lange, ungestörte Zeitreihen zu bekommen. Deshalb sind Bereiche, in denen der anthropogene Einfluß im Einzugsgebiet (Bodenerosion) die Sedimentation überprägt, ebenso auszuschließen wie Phasen, in denen das Environment infolge des Klimawechsels und der damit zusammenhängenden Umstellung von glazialen zu warmzeitlichen Bedingungen (z.B. Anstieg des Seespiegels) instabil war. In diesen Fällen tritt eine Überlagerung der Sedimentation durch Prozesse im Einzugsgebiet auf, die z.B. starke Schwankungen der Sedimentzuwachsrate zur Folge haben, die infolgedessen

nicht direkt klimagesteuert sind. Daneben können Profilbereiche, in denen aufgrund präparationsbedingter Störungen in Dünnschliffen exakte Warvendickenmessungen nicht durchführbar sind, nicht zu spektralanalytischen Untersuchungen herangezogen werden. Solche Bereiche treten materialbedingt vor allem in der klastischen, hochglazialen Sequenz häufiger auf. Das hat zur Folge, daß sich die bisherigen Untersuchungen auf etwa 1000jährige Zeitreihen beschränken.

Das wichtigste Ergebnis der Zeitreihenanalysen an periglazialen Warven ist das deutliche Hervortreten des Gleissberg-Zyklus mit einer Periodenlänge von 87 - 88 Jahren. Dieser Zyklus kann aber nicht nur in der Zeitreihe der Warvenmächtigkeiten festgestellt werden, sondern ebenfalls in der davon unabhängigen Zeitreihe der Turbiditverteilung und -mächtigkeiten. Daß sich diese Periodizität sowohl in Proxydaten für die Temperatur während der Schneeschmelze (Warvenmächtigkeit) als auch in Proxydaten außerordentlicher Niederschlagsereignisse (Auslösung von Turbiditen) widerspiegelt, bedeutet aber, daß es sich um einen signifikanten Zyklus des Klimageschehens handeln muß. Dies bestätigt die Arbeit von Friis-Christensen & Lassen (1991), die eine Korrelation der Länge der Sonnenfleckenzyklen und der Temperatur mit dieser Periode feststellten. Außerdem tritt dieser Zyklus auch in Variationen des ^{14}C -Gehaltes in der Atmosphäre, die mit der Solaraktivität in engem Zusammenhang stehen, und anderen Proxydaten wie ^{18}O -Schwankungen in Ozeanbodensedimenten auf (Damon & Jirikowic 1992). In Zeitreihen von Warvenmächtigkeiten aus dem Holozän erscheint der Gleissberg-Zyklus mit 78 Jahren Länge verkürzt, wie dies auch in anderen organischen Sedimenten zu beobachten ist (Halfman & Johnson 1988). Diese Modifikation kann vermutlich mit populationsdynamischen Prozessen erklärt werden, die die Warvendicken organischer Warven beeinflussen. Außerdem sind die Lebensbedingungen von Diatomeen, aus denen die organischen Warven zu einem großen Teil aufgebaut sind, nicht allein abhängig von der Temperatur, sondern auch vom Nährstoffangebot im See, das wiederum von mehreren Faktoren gesteuert wird. Damit wird deutlich, daß die festgestellten Periodizitäten vor allem der organischen Warven keine direkte Funktion der Temperatur darstellen, sondern daß komplizierte Transformationsprozesse das primäre zyklische Signal verändern.

Zukünftige Forschungsziele

Vordringliche Aufgabe zukünftiger Arbeiten ist zunächst die Verlängerung der Zeitreihen von Proxydaten aus den jahresgeschichteten Sedimenten, um Aussagen auch über längere Zyklen wie den etwa 208jährigen oder den 2300jährigen machen zu können, die vor allem aus ^{14}C -Variationen bekannt sind. Ferner ist es notwendig, die Arbeiten auf weiter zurückreichende Zeiträume auszudehnen, um die Ergebnisse der organischen Warven aus dem Holozän entsprechenden Daten aus Interstadialen

(St. Germain I und II) und, wenn möglich, auch dem letzten Interglazial (Eem) gegenüberstellen und vergleichen zu können.

Die zukünftigen Forschungsarbeiten müssen vor allem aber auch zu einem besseren Verständnis der Transformationsprozesse durch die Solarschwankungen auf Klima und Sedimentation führen, um damit die weitere Entschlüsselung primärer Periodizitäten voranzutreiben. Das stellt neben einer weiteren Entwicklung der mathematischen Methoden der Datenanalyse vor allem spezielle Anforderungen auch an den Datenfonds, der für diese Untersuchungen zur Verfügung gestellt werden kann. Dabei sind in erster Linie folgende Forderungen zu erfüllen:

- Es müssen selbst geringfügige fazielle Störungen in einem Profil mit Sicherheit ausgeschlossen werden können. Dazu sind mehrere parallele Datensätze (Profile) aus einem Maarsee zur statistischen Absicherung der Daten erforderlich.
- Es muß ein regionales, für eine Klimazone gültiges Bild der dominierenden Periodizitäten erstellt werden. Dazu müssen Datensätze des gleichen Zeitabschnitts aus mindestens 2 verschiedenen Seen einer Region gewonnen werden, um populationsdynamische Effekte (dynamische nichtlineare Prozesse) ebenso zu eliminieren wie lokalklimatische Unterschiede. In Deutschland ist die Möglichkeit dazu durch die Maarseen der Eifel gegeben (Holzmaar/ Meerfelder Maar).
- Es müssen Zeitreihen von Proxydaten aus verschiedenen Klimazonen ausgewertet werden, um regionale Klimaeffekte auf die Transformation des solaren Signals ausgleichen zu können. Dazu ist neben der lokalen und regionalen Verdichtung der Datenbasis eine überregionale Ausweitung erforderlich. Letztendlich kann erst damit in Verbindung mit einer detaillierten Auswertung der Spektralanalysen nicht nur der Nachweis primärer solarer Periodizitäten geführt werden, sondern auch der Beweis, daß diese zyklischen Schwankungen der Sonnenaktivität ein Steuerungsfaktor des terrestrischen Klimas sind.

Die Druck- und Temperaturentwicklung der Metamorphite des Mittel- und Westerzgebirges

Kerstin Rötler

Um den Ablauf orogener Prozesse in den Varisziden besser verstehen zu können, wurde in den vergangenen Jahren ein Programm multidisziplinärer Untersuchungen im europäischen Variszikum begonnen. Damit gelangte das am Nordrand des Böhmisches Massivs gelegene Erzgebirge wieder in den Blickpunkt des Interesses. Es stellt ein SW-NE streichendes Antiklinorium mit einer komplexen metamorphen und tektonischen Entwicklung dar (Abb. 1).

Die zwischen seinem Westrand und Zentralteil aufgeschlossene Abfolge von Phylliten, Glimmerschiefern und Gneisen wurde bereits von Kossmat (1925) mit einem Deckenkonzept erklärt. Die scheinbar konkordante Schieferhülle auf den Gneisen führte er auf eine Transpression infolge tangentialer Bewegungen zurück.

Im Gegensatz dazu setzte sich seit Mitte der sechziger Jahre ein Autochthoniekonzept durch (Lorenz & Hoth, 1964; Lorenz, 1974; Krentz, 1982). Es ging von einer kontinuierlichen orthostratigraphischen Abfolge der metamorphen und lithologischen Einheiten aus. Verschiedene Sachverhalte, wie das Vorhandensein von Eklogiten innerhalb des lithostratigraphischen Verbandes, konnten jedoch nur unbefriedigend erklärt werden.

Deshalb sollte mit modernen petrologischen Untersuchungsmethoden versucht werden, neue Ansätze für ein krustendynamisches Entwicklungsmodell des Erzgebirges zu finden. Entlang eines Profils, das vom Westrand zum Zentralteil des Erzgebirges reicht, wurde die zeitliche und räumliche Verteilung der Metamorphosebedingungen an unterschiedlichen Gesteinen untersucht. Die Berechnung der Gleichgewichtsbedingungen verschiedener Mineralparagenesen erfolgte unter Nutzung konventioneller und multivarianter thermobarometrischer

Methoden. Mikrogefügeuntersuchungen und Untersuchungen zum Rekristallisationsverhalten verschiedener Minerale dienten der relativen zeitlichen Zuordnung von Metamorphose- und Deformationsprozessen.

Im Ergebnis dieser Bearbeitung konnten mindestens 5 verschiedene metamorphe Einheiten identifiziert werden, die sich durch ihre maximalen PT-Bedingungen unterscheiden lassen.

Die tektonisch tiefste *Mitteldruck-Mitteltemperatur-Einheit* besteht aus protomylonitischen Augengneisen und

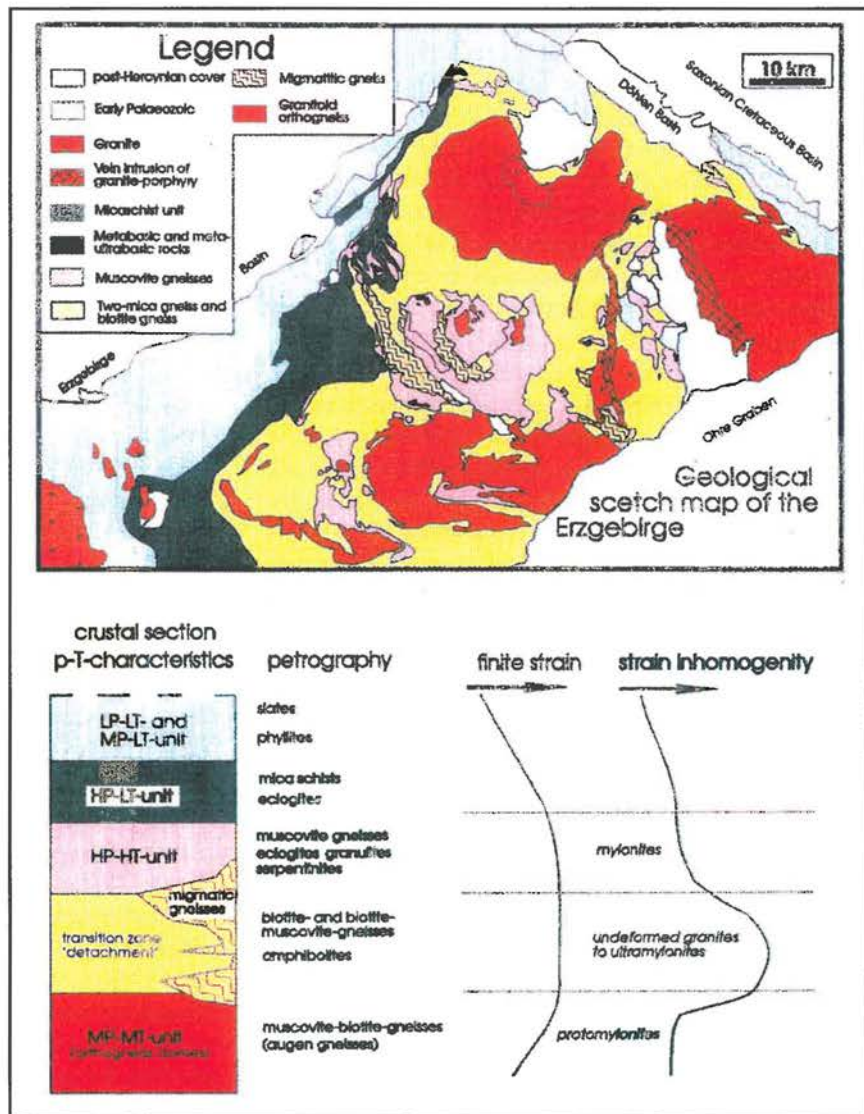


Abb. 1: Die metamorphen Einheiten des Erzgebirges (Rötler, 1994; Sebastian, 1994)

nahezu undeformierten Orthogneisen sowie darin eingeschaltete Amphibolitboudins und feinkörnige Paragneise. Quarz-c-Achsenanalysen weisen darauf hin, daß die extreme Strainverteilung in diesen Gneisen durch eine Kombination von reiner und einfacher Scherung verursacht wurde (Sebastian et al., 1993). $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Zirkondatierungen der Orthogneise belegen ein Eduktalter von 550 Ma (Kröner et al., 1991).

Die PT-Daten der Orthogneise und Granatamphibolite konnten durch konventionelle Methoden und mit Hilfe der TWEEQU-Software (Berman, 1991) ermittelt werden. Die Berechnung eines Gleichgewichtes für die Paragenese Granat + Hellglimmer + Biotit + Kalifeldspat + Plagioklas in einigen Gneisproben mit der TWEEQU-Software und die Anwendung der Granat-Biotit-Thermometrie (Hodges & Spear, 1986) sowie der Phengitbarometrie (Massonne, 1991) belegen eine Gleichgewichtseinstellung im Bereich von 6 bis 8 kbar und Temperaturen von 600 bis 650 °C. Hinweise für eine reliktsche Hochdruckmetamorphose, wie z.B. phengitische Hellglimmer, fehlen. Die Untersuchung der eingeschalteten Granatamphibolite ergab nahezu identische PT-Daten. Ihr Mineralbestand umfaßt schwach zonierte Granate, tschermakitische und Magnesio-Hornblende, Plagioklas (An 40-50), Kalifeldspat, Zoisit, Epidot, Rutil, Ilmenit, Titanit und Quarz. Die Granat-Plagioklas-Quarz-Barometrie (Blundy & Holland, 1990), die Granat-Amphibol-Plagioklas-Quarz-Barometrie (Kohn & Spear, 1990) und die Granat-Amphibol-Thermometrie (Graham & Powell, 1984) sowie eine Berechnung der Gleichgewichte im TWEEQU-Programm weisen auf eine Equilibrierung bei 6 bis 8 kbar und einen Temperaturbereich von 600 bis 680 °C hin.

Im Hangenden der Gneise folgen mehrere Einheiten, in denen sich die gleiche paläozoische Gesteinsassoziation in unterschiedlicher Metamorphoseentwicklung wiederholt. Umfangreiche geochemische Untersuchungen (Mingram, 1994) stützen diese Annahme. Besonders auffällig sind dabei in jeder dieser Einheiten auftretende feldspatfreie Schiefer mit einer extremen Zusammensetzung (Na- und Ca-Verarmung) und mit ihnen immer assoziierte Metharhyolithe und Metabasite.

Den höchsten PT-Bedingungen unterlag die über der Gneiseinheit folgende *Gneis-Eklogit-Einheit*, in der Gneise, Quarz-Feldspat-Granulite und mit ihnen verbundene Einschaltungen von feldspatfreien Schiefen und Eklogiten auftreten. Ein reliktsches HP/HT-Ereignis kann sowohl in den Granuliten als auch in Eklogiten (Schmädicke et al., 1992) belegt werden. In den disthenführenden Granuliten lassen sich maximumnahe PT-Bedingungen von 18 bis 22 kbar und 750 ± 20 °C mit Hilfe der Granat-Disthen-Plagioklas-Quarz-Geobarometrie (GASP) (Kozioł & Newton, 1988; Newton & Haselton, 1981) und mit dem Zwei-Feldspat-Thermometer (Kroll et al., 1993) ermitteln. Randnahe Schmelzeinschlüsse im Granat weisen auf eine leichte Temperaturzunahme zu Beginn der Dekompression hin und können durch die Dehydratationsschmelzreaktion

$\text{Bt} + \text{Pl} + \text{Qtz} = \text{Gr} + \text{Kfs} + \text{L}$ (Le Breton & Thompson, 1988) erklärt werden. Eine retrograde Gleichgewichtseinstellung ist durch die Paragenese der Matrixphasen Disthen, Biotit, Plagioklas, Quarz und Granatrand im TWEEQU-Programm und durch konventionelle Methoden belegt (Abb. 2). Als Folge später retrograder Umwandlungen ist der Abbau von Disthen entsprechend der Reaktion $\text{Ky} + \text{Kfs} + \text{H}_2\text{O} = \text{Ms} + \text{Qtz}$ zu beobachten.

Aussagen zum PT-Pfad der feldspatfreien Schiefer sind aufgrund des eingeschränkten Mineralbestandes nur mit Hilfe konventioneller Methoden möglich. Die ältesten Mineralphasen sind Einschlüsse von Biotit, Hellglimmer, Rutil und Quarz im Granat. Die Granate sind wenig zoniert und weisen vom Kern zum Rand folgende Zusammensetzung auf: Alm 85-80 Mol %, Prp 10-14 Mol %, Sps < 1 Mol % und Grs < 5 Mol %. Die Matrixphasen umfassen Phengit, Disthen, Rutil, Ilmenit und Quarz. Phengit findet sich als Einschluß im Disthen. Eine Gleichgewichtseinstellung entsprechend der Reaktion $\text{Alm} + 3 \text{Rt} = 2 \text{Qtz} + \text{Ky} + 3 \text{Ilm}$ ist anzunehmen und erfolgte nach den Ergebnissen der GRAIL-Barometrie bei 10 kbar (Bohlen, 1987). Mindestdrücke von 10 kbar lassen sich auch aus den Si-Gehalten der Phengite (3,4 Si/p.f.u.) ermitteln. Das Granat-Phengit-Thermometer (Green & Hellmann, 1982) liefert Temperaturen von 670 bis 710 °C. Das PT-Maximum kann nicht eindeutig definiert werden. Der retrograde PT-Verlauf entspricht dem der Granulite und Gneise. Für Eklogite, die zusammen mit diesen Gesteinen auftreten, hat Schmädicke (1991) PT-Bedingungen von >20 kbar und 700 bis 730 °C ermittelt.

Alle Gesteine dieser Einheit erfuhren einen raschen nahezu isothermischen Aufstieg in ein Niveau um 8 bis 10 kbar und 650 bis 700 °C. In diesem Niveau ist vielfach eine penetrative Hochtemperaturmylonitisation erkennbar, die mit der Ausbildung eines typischen Korngefüges mit geregelten Quarz-Feldspat-Hellglimmerlagen (Si 3,25 Si/p.f.u.) einhergeht und den Beginn der Extensionskinematik anzeigt (Willner et al., 1991). In Zonen mit geringerem Scherstrain wird dieses Gefüge teilweise durch eine statische Rekristallisation von Quarz und Feldspat überprägt. Späte duktile Abschiebungen zeigen eine Einregelung rekristallisierter Hellglimmer (Si 3,1/p.f.u.), Quarze und Albitblasten. Sie schneiden die Foliation in einem flachen Winkel.

Im Hangenden der HP-HT Gneis-Eklogit-Einheit ist überwiegend im Westerzgebirge die *Glimmerschiefer-Eklogit-Einheit* verbreitet. Zu ihr gehören neben verschiedenen Glimmerschiefern, Orthogneise und z.T. größere Eklogitvorkommen mit Marmor-Einschaltungen. Die PT-Entwicklung erfolgte hier unter deutlich niedrigeren Temperatur- und Druckbedingungen. Die Granatzonierung vieler Glimmerschiefer zeigt eine Abnahme der Spessartin- und Grossularkomponente vom Kern zum Rand und deutet auf ein Granatwachstum während zunehmender Temperaturen und abfallender Drücke hin. In den Granatkernen blieb albitischer Plagioklas reliktsch erhalten. Die wenigen Matrix-

von 8 kbar, 480 °C ermittelt worden. Auch hier sind Albitblasten mit Oligoklassämen in den späten duktilen Abscherflächen anzutreffen. Anhand der Peristeritlücke ist auf eine leichte Temperaturzunahme auf 500 °C während der frühen Extensionsphase zu schließen. Die feldspatfreien Phyllite dieser Einheit besitzen eine Mineralassoziaton von phengitischem Hellglimmer, Chloritoid, Quarz, Chlorit, Rutil und Ilmenit. Diese Gesteine fallen ebenfalls durch ihren extremen Chemismus (Ca-Na-Verarmung) auf (Mingram, 1994). Zum Mineralbestand der feldspatfreien Äquivalente der Gneis-Eklogit- und Glimmerschiefer-Eklogit-Einheit gehören sehr almandinreiche Granate. In den feldspatfreien Phylliten werden die Stabilitätsbedingungen für die Bildung von Almandin noch nicht erreicht.

Den am höchsten angeschnittenen Bereich bilden ausschließlich grünschieferfaziell geprägte (<2kbar, 400 °C) LP-LT Phyllite am Westrand des Erzgebirges. Sie können mit dem Ordovizium der thüringischen Fazies verglichen werden (Mingram, 1994). Silur und Devon sind im Hangenden dieser Einheit biostratigraphisch belegt.

Die geodynamische Entwicklung des Erzgebirgsantiklinoriums ist nur als komplexer Prozeß zu begreifen. Einer Krustenverdickung während einer Kontinent-Kontinent-Kollision und einer damit verbundenen Krustenstapelung folgt eine mehrphasigen Exhumierungsgeschichte durch einen Extensionsprozeß. Ein inverser Deckenstapel der HP-Einheiten auf die tiefsten nur amphibolitfaziell geprägten Gneise ist wahrscheinlich. Zeitgleich mit der Deckenstapelung setzt ein Extensionsprozeß ein, der mit einer Streckung verbunden ist. Während der Dekompressionspfad der Gneis-Eklogit-Einheit nahezu isothermisch verläuft, ist in der Glimmerschiefer-Eklogit-Einheit eine Aufheizung um 50 bis 100 °C nachweisbar. Die PT-Pfade der drei tiefsten Einheiten nähern sich im Mitteldruckniveau. Die Gleichgewichtseinstellung in diesem Niveau führt zur Ausbildung der dominant auftretenden Paragenesen. Der weitere Verlauf der PT-Pfade ist durch gleichzeitige Hebung und Abkühlung im Disthenfeld gekennzeichnet. In einem Niveau von 2 bis 3 kbar und 400 bis 450 °C treffen die PT-Pfade aller Einheiten zusammen (Abb. 3). An den Extensionsprozeß ist die Intrusion von Graniten im Zeitraum von 320 bis 300 Ma und die Ausbildung von

strike-slip-Zonen gebunden. Eine Molasse-Sedimentation im Bereich der Flöha-Zone (Mittlererzgebirge) ist an extensionsbedingte pull-apart-Strukturen (Sebastian, 1994) gebunden. Im Westphal wurden Konglomerate und Gneisgerölle der HP-Einheit abgelagert, die das Ende der Exhumierung markieren.

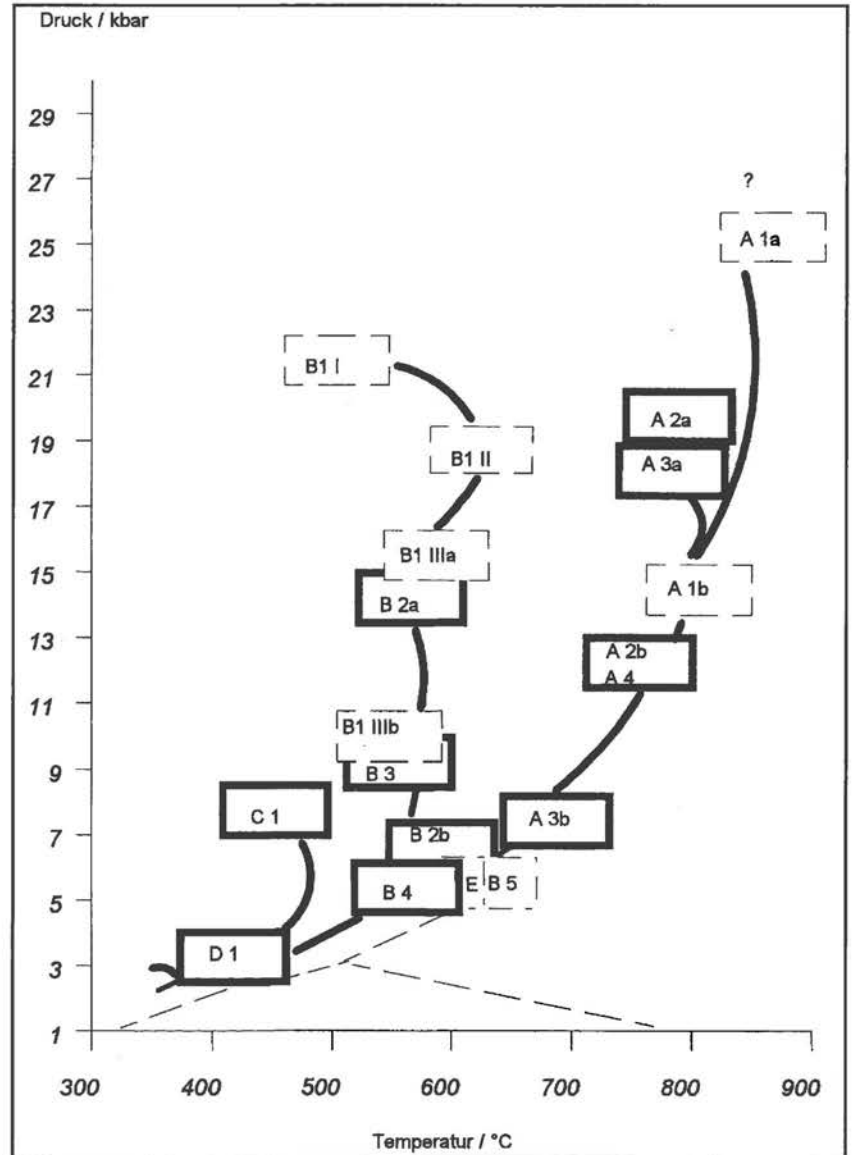


Abb. 3: Synoptisches Diagramm der PT-Pfade der Metamorphite des Erzgebirges (Rötzler, 1994)
 A: Gneiseinheit: A1a Eklogite (Schmädicke, 1991), A1b retrogr. PT-Stadium der Eklogite, A2a,b Granulite (Ky-führend), A3a,b Granulite (Ky-frei), (Willner et al., 1991), A4 Ky-führende feldspatfreie Glimmerschiefer,
 B: Glimmerschiefer-Einheit: B1 (I-III) PT-Pfad der Eklogite E 25d (Massonne, 1992), B3 granat-chloritoid-führende Glimmerschiefer, B2/4 granat-feldspatführende Glimmerschiefer, B5 staurolithführende Glimmerschiefer;
 C1: granatführende Phyllite, feldspatfreie Phyllite; D1: Phyllite der Lößnitz-Zwönitzer Mulde, E: Granatamphibolite, ältere Orthogneise (550Ma-Eduktalter), Al_2SiO_5 Tripelpunkt nach Holdaway (1971)

Literatur:

- Berman, R.G. (1991): Thermobarometry using multi-equilibrium calculations; A new technique, with petrological applications. - *Canad. Mineral.*, 29, 833-855.
- Blundy, J.D. & Holland, T.J.B. (1990): Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104, 208-224.
- Bohlen, S.R. (1987): Pressure-temperature-time path and a tectonic model for the evolution of granulites. - *J. of Geology*, 95, 617-632.
- Graham, C.M. & Powell, R. (1984): A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing and application to the Pelona Schist, Southern California. - *J. metamorph. Geol.*, 2, 13-31.
- Green, T.H. & Hellman, P.L. (1982): Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on a garnet-phengite geothermometer. - *Lithos*, 4, 253-266.
- Holdaway, M.J. (1971): Stability of andalusite and the aluminium-silicate phase diagram. - *Am. J. Sci.*, 271, 97-131.
- Hoisch, T.D. (1991): Equilibria within the mineral assemblage quartz+muscovite+biotite+ garnet+plagioclase and implications for the mixing properties of octahedrally-coordinated cations in muscovite and biotite. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 108, 43-54.
- Kohn, M.J. & Spear, F.S. (1989): Empirical calibration of geobarometers for the assemblage garnet+hornblende+plagioclase+quartz. - *Am. Mineral.*, 74, 77-84.
- Kossmat, F. (1925): Übersicht der Geologie von Sachsen., 1-129, Dt. Verl., Leipzig.
- Koziol, A.M. & Newton, R.C. (1988): Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet-Al₂SiO₅-quartz geobarometer. - *Am. Mineral.*, 73, 216-223.
- Krentz, O. (1982): Zum Charakter der Metamorphose und zur Altersstellung pelitischer Metamorphite des westlichen Erzgebirges/DDR. - unv. Diss., Freiberg, 170.
- Kroll, H., Evangelakakis, C. & Voll, G. (1993): Two-feldspar geothermometry: a review and revision for slowly cooled rocks. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 114, 510-518.
- Kröner, A., Frischbutter, A., Bergner, R. & Hofmann, J. (1991): Zirkon-Evaporationsalter von granitoiden Gesteinen aus dem Erzgebirge und dem Rande der Lausitz und ihre geodynamische Bedeutung. - *Geodynamik des europäischen Variszikums*, 1, 27.
- Le Breton, N. & Thompson, A.B. (1988): Fluid absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 99, 226-237.
- Lorenz, W. (1974): Die lithostratigraphische Entwicklung der Paragneis-Glimmerschieferfolge des mittleren und westlichen Erzgebirges. - unv. Diss., Freiberg.
- Lorenz, W. & Hoth, K. (1964): Die lithostratigraphische Gliederung des kristallinen Vorsilurs der Fichtelgebirgisch-Erzgebirgischen Antiklinale. - *Geol.*, 44, 1-44.
- Massonne, H.J. (1991): High-pressure, low-temperature metamorphism of pelitic and other protoliths based on experiments in system K₂O-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. - unv. Habil., Bochum.
- Massonne, H.J. (1992): Thermochemical determination of water activities relevant to eclogitic rocks. - in: Yousif, K., K. & Maest, A.N. (ed.): *Water-Rock Interaction*, A.A. Balkema, Rotterdam.
- Mingram, B. (1994): Lithological and geochemical composition of pressure related metamorphic units in the W-Erzgebirge, Germany. - Abstracts of the 11th Int. Conference on Basement Tectonics, July 25-29, 1994, GeoForschungsZentrum Potsdam, 103.
- Newton, R.C. & Haselton, H.T. (1981): Thermodynamics of the garnet-plagioclase-Al₂SiO₅-quartz-geobarometer. - in: Newton R.C. et al. (ed): *Advances phys. Geoch.*, 1, 131-148, New York (Springer).
- Rötzler, K. (1994): Die PT-Entwicklung der Metamorphite des Mittel- und Westerzgebirges. - unv. Diss., Münster.
- Sebastian, U., Fachmann, S. & Rötzler, K. & Hofmann, J. (1993): Postcompressive structural development in a Variscan reversed and reduced metamorphic sequence. - *Terra abstracts*, 2, Vol. 5, 31.
- Sebastian, U. & Fachmann, S. (1994): Late orogenic basement reworking-Hercynian structural development of Cadomian granitoids in the Erzgebirge/Saxony. - Abstracts of the 11th Int. Conference on Basement Tectonics, July 25-29, 1994, GeoForschungsZentrum Potsdam, 145.
- Schmädicke, E. (1991): Quartz pseudomorphs after coesite in eclogites from the Saxonian Erzgebirge. - *Eur. J. Mineral.*, 3, 231-238.
- Schmädicke, E.; Okrusch, M. & Schmidt, W. (1992): Eclogite-facies rocks in the Saxonian Erzgebirge, Germany: high pressure metamorphism under contrasting P-T-conditions. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 110, 226-242.
- Willner, A.P., Krohe, A. & Maresch, W.V. (1992): Mehrphasige Exhumierungsgeschichte des Erzgebirgskristallins/ Sachsen-petrologische und strukturgeologische Belege aus Orthogneisen des mittleren Erzgebirges. - Abstracts, 8. Rundtischgespräch: Geodynamik des europäischen Variszikums, 48.

Spurengase in Gesteinen

Jörg Erzinger und Wolfgang Bach

Die Rolle von Gasen in der Erdkruste und ihr Einfluß auf chemische und physikalische Prozesse wird seit einigen Jahren intensiv untersucht. Flüchtige Verbindungen, insbesondere Wasser (H_2O) und Kohlendioxid (CO_2) beeinflussen ganz wesentlich Schmelz- und Kristallisationsvorgänge, kontrollieren aber auch die Mineralreaktionen bei der Gesteinsmetamorphose und die rheologischen Eigenschaften der Gesteine. Das geochemische Verhalten und die vielfältigen Auswirkungen von H_2O und CO_2 auf die Prozesse in der Erdkruste sind inzwischen recht gut bekannt, da diese beiden Komponenten mit Abstand die höchsten Gehalte aller Gase in der Erdkruste aufweisen. H_2O ist überwiegend als Kristallwasser oder in OH-haltigen Mineralen gebunden, CO_2 ist meist als Karbonat fixiert. Freies H_2O und CO_2 kommen aber

untergeordnet auch gasförmig und flüssig in Gas- und Flüssigkeitseinschlüssen in Mineralen vor.

Daneben finden sich in Spurengehalten in allen Gesteinen der Erdkruste auch viele volatile Komponenten wie Stickstoff, Methan, Schwefeldioxid, Schwefelwasserstoff sowie die Edelgase Helium, Argon, Neon, Krypton und Xenon.

Die Verteilung und das geochemische Verhalten der „edleren“ Spurengase, d.h. derjenigen Gase, die eine geringe Neigung zur chemischen Bindung aufweisen, sind bisher nur lückenhaft bekannt. Aber gerade die Kenntnis über die Verteilung dieser Elemente ist gut geeignet, um z. B. die Entgasungsgeschichte der festen Erde und die Entwicklung der Erdatmosphäre zu studieren. Da von

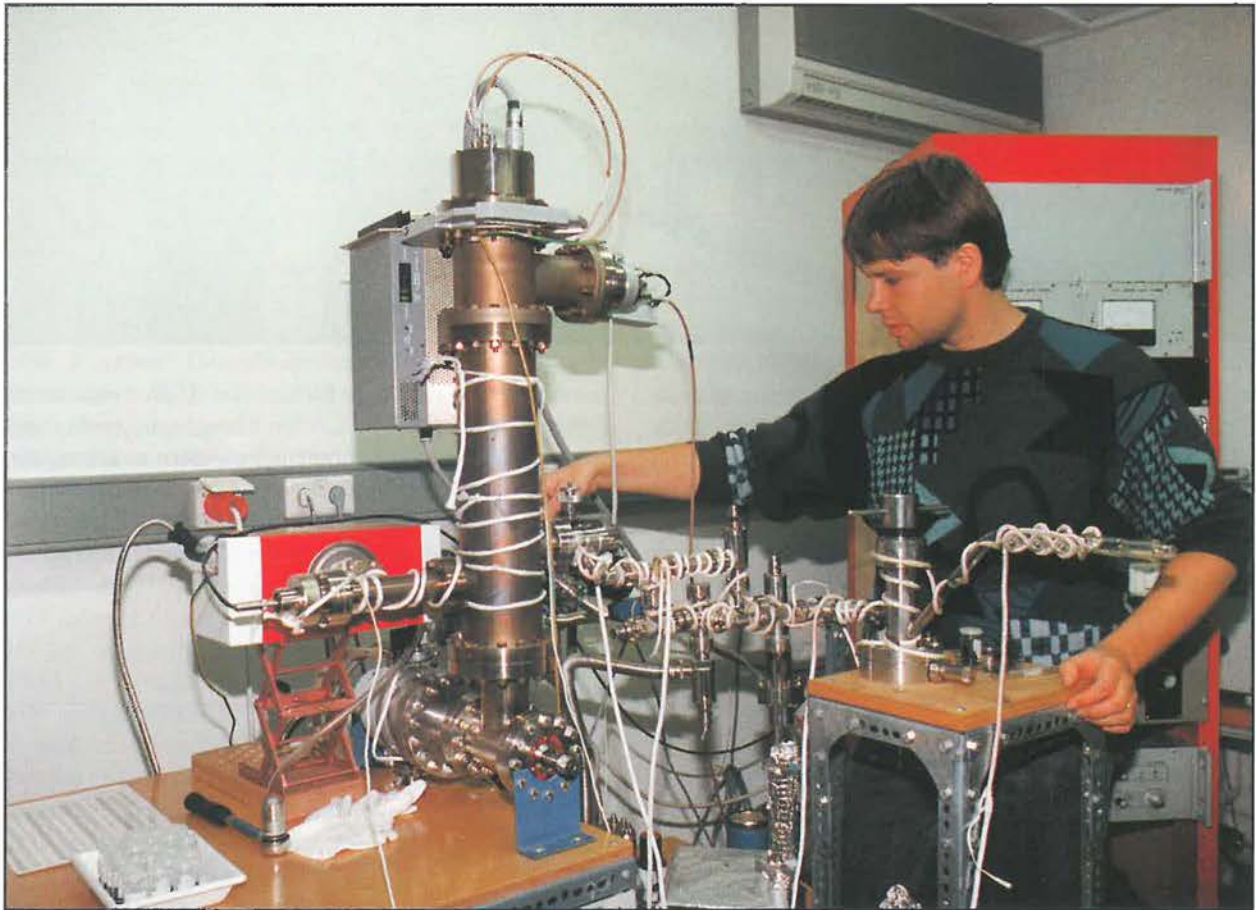


Abb. 1: *Quadrupol-Gasmassenspektrometer mit Gasreinigungsanlage (Mitte) und Hochvakuumprobenzertrümmerer (rechts)*

Stickstoff und den Edelgasen jeweils mindestens zwei oder mehrere Isotope existieren, sind diese als Markierungsstoffe (Tracer) zur Rekonstruktion von Stoffkreisläufen, die im Innern der Erde ablaufen, sowie der Entwicklungsgeschichte unseres Planeten hervorragend geeignet.

Zudem können einige Edelgase, bei denen radiogene Isotope auftreten (d. h. Isotope, die beim radioaktiven Zerfall anderer Elemente entstehen) als geologische Chronometer verwendet werden. Als wichtigstes Beispiel sei hier das Argonisotop ^{40}Ar genannt, welches durch Elektroneneinfang aus $^{40}\text{Kalium}$ mit einer Halbwertszeit von 1,25 Mil-

meter mit hoher Trennleistung zum Nachweis der isotopischen Zusammensetzung der Edelgase befindet sich z. Zt. noch in der Testphase (Abb. 2).

Die Freisetzung der Spurengase aus silikatischen Proben erfolgt im wesentlichen mit zwei Methoden. Zum einen



Abb. 2: Sektorfeld-Isotopenmassenspektrometer mit Gasseparations- und Reinigungsanlage (links), Tieftemperaturkryostat (Mitte), Trennmagnet (halb verdeckt) und Detektoreinheit (rechts)

larden Jahren ständig neu gebildet wird (siehe z. B. Faure, 1986).

Aufwendige Meßtechnik

Am GeoForschungsZentrum Potsdam beschäftigt sich eine Arbeitsgruppe mit der Untersuchung von Spurengasen in den unterschiedlichsten Krustengesteinen und gesteinsbildenden Mineralen sowie in Grund- und Formationswässern.

Der quantitative Nachweis von Spurengasen und die Bestimmung der isotopischen Zusammensetzung erfordern einen beträchtlichen instrumentellen Aufwand. Wir verwenden seit einiger Zeit ein Quadrupol-Massenspektrometer zur Erfassung der Gesamtgasgehalte (Abb. 1). Ein sehr empfindliches Sektorfeld-Gasmassenspektro-

werden bei Temperaturen bis zu 1700 °C die Gesteine im Hochvakuum (10^{-8} mbar) geschmolzen, wobei die volatilen Bestandteile quantitativ freigesetzt werden (Abb. 3). Da insbesondere auch diejenigen Anteile an „freien“ Gasen nachwiesen werden sollen, die in Gas- bzw. Flüssigkeitseinschlüssen konzentriert sind, müssen die Proben in einem separaten Schritt im Hochvakuum zermahlen oder gequetscht werden (Abb. 1). Hierbei wird die Mehrzahl der Einschlüsse aufgebrochen und ihr gasförmiger Inhalt freigegeben. Nachdem die Gase freigesetzt wurden, muß die Gasmischung vor der eigentlichen massenspektrometrischen Analyse aufbereitet werden. Die Hauptbestandteile H_2O und CO_2 werden mittels kryometrischer Methoden quantitativ abgetrennt. Danach läßt sich die Restgaszusammensetzung mit dem Quadrupol-Massenspektrometer analysieren. Zur Bestimmung der Isotopenzusammensetzung der verschiedenen Edelgase sollten diese zuvor voneinander getrennt werden. Auch dies geschieht durch Kondensation bzw. Adsorption bei unterschiedlich tiefen Temperaturen bis -263°C . Idealerweise liegen danach die Edelgase in reiner Form vor, so daß die massenspektrometrische Isotopenbestimmung nicht durch Störungen (Masseninterferenzen)



Abb. 3 (oben): Hochvakuum-Ofen zum Entgasen fester Proben bei Temperaturen bis zu 2000 °C mit 10fach-Probenwechsler

Abb. 4 (unten): Ozeanbodenbasalt von einem mittelozeanischen Rücken aus 2500 m Wassertiefe mit der typischen glasartigen Kruste. Die zahlreichen Gasblasen im Inneren der Probe sind überwiegend mit Kohlendioxid, Stickstoff und Edelgasen gefüllt.



beeinträchtigt wird.

Im Folgenden soll anhand aktueller Beispiele aus unserem Labor aufgezeigt werden, welche geowissenschaftlichen Möglichkeiten die Erforschung von Spurengasen in Gesteinen bieten kann.

Gase aus dem Erdmantel

Orte der Erde, an denen es zu intensivem Gasaustausch zwischen der Erdkruste bzw. indirekt dem Erdmantel und der Erdoberfläche (Atmosphäre) kommt, sind die weltumspannenden mittelozeanische Rücken. Hier trennen sich jeweils zwei Lithosphärenplatten; basaltische Gesteinsschmelzen, die aus dem oberen Erdmantel stammen, steigen an den Meeresboden auf, um zu neuer Lithosphäre zu erstarren. Die Analyse dieser sogenannten Ozeanbodenbasalte liefert wichtige Informationen über die Zu-

sammensetzung der tieferen Erdkruste und des oberen Erdmantels. Da die Magmen, wenn sie am Ozeanboden austreten, vom umgebenden Meerwasser extrem rasch abgekühlt werden, bildet sich äußerlich eine glasige Kruste aus (Abb. 4). Im Inneren eines solchen Lavastroms, der dann langsamer abkühlt, sind die Basalte jedoch kristallin. Viele unserer Untersuchungen und diejenigen anderer Autoren haben gezeigt, daß diese glasige Basaltkruste die ursprüngliche stoffliche Zusammensetzung der Magmen

am besten repräsentiert. Insbesondere werden auch die in den Magmen gelösten Spurengase eingefroren und konserviert. Da das Material aus einem Erdmantel stammt, der in der Regel nicht vollständig entgast ist, sind z. B. die Heliumgehalte in solchen Basaltgläsern gegenüber vielen kontinentalen Krustengesteinen relativ hoch, wobei unter hohen Gehalten Heliummengen von $1 \times 10^{-5} \text{ cm}^3/\text{g}$ -Gestein verstanden werden. Die meisten Gesteine und

gesteinsbildenden Minerale der kontinentalen Kruste enthalten im Vergleich dazu $1 \times 10^{-7} \text{ cm}^3/\text{g He}$ und weniger. Die Argonkonzentrationen bewegen sich in der gleichen Größenordnung wie die von He, während die schwereren Edelgase oft nur ein Millionstel des Heliumgehalts ausmachen. Mit durchschnittlich $0,5 \mu\text{g/g}$ ist Stickstoff in Basaltgläsern gegenüber kontinentalen Gesteinen sehr niedrig konzentriert. Das liegt daran, daß Stickstoff z.B. über Sedimenten als Ammonium-Stickstoff in die kontinentalen Krustengesteine gelangt (Bach & Erzinger, im Druck).

In der Regel werden sich beim Aufstieg von Schmelzen aus dem Erdmantel Gasblasen bilden, die, wie sich gezeigt hat, überwiegend CO_2 enthalten (Abb. 4). H_2O ist wegen seiner besseren Löslichkeit in silikatischen Schmelzen in diesen Blasen sehr gering konzentriert, jedoch wird ein Großteil der ursprünglich in der Schmelze gelösten Edelgase in diese Gasblasen entmischt. Die Blasenbildung beruht auf der stark vom Druck abhängigen Löslichkeit des CO_2 , d. h. mit abnehmendem Auflastdruck, beim Aufstieg der Schmelzen, wird hauptsächlich CO_2 entmischt. Aus dem Mengenverhältnis von noch in der Matrix gelöstem und in die Blasen entmischem Gas sowie der Isotopenzusammensetzung lassen sich neben vielen anderen Detailaussagen z. B. die Aufstiegsgeschwindigkeit der Magmen aus dem oberen Mantel abschätzen sowie die primäre Mantelzusammensetzung rekonstruieren (Bach & Erzinger, im Druck).

Das Heliumparadoxon

Mit Hilfe solcher Untersuchungen konnte vor einigen Jahren ein über lange Zeit bestehendes Problem eines scheinbaren Ungleichgewichts im Heliumbudget zwischen Erdkruste und Atmosphäre gelöst werden. Das Isotopenverhältnis von $^3\text{He}/^4\text{He}$ in unserer Atmosphäre beträgt $1,4 \times 10^{-6}$, während das $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnis in durchschnittlichem Gestein der kontinentalen Kruste um 10^{-8} liegt. Helium ist das einzige Edelgas, welches die Erdatmosphäre nach einer Verweilzeit von einigen Millionen Jahren in den Weltraum verläßt. Alle anderen Edelgase sowie z. B. N_2 , O_2 und H_2O werden wegen ihres höheren Gewichts durch das Gravitationsfeld der Erde fast vollständig zurückgehalten. Das bedeutet, daß von einer „Uratmosphäre“ im Gegensatz zu den anderen Gasen kein Helium mehr vorhanden ist. Demzufolge müßte atmosphärisches Helium isotopisch demjenigen Helium ähnlich sein, das der kontinentalen Kruste durch ständiges Entgasen entweicht. Lange Zeit wurde dieser Befund kontrovers diskutiert, und erst mit der Bestimmung von $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnissen von ca. 10^{-5} in Ozeanbodenbasalten und in submarinen vulkanischen Gasemanationen am Ozeanboden konnte nachgewiesen werden, daß im Erdmantel oder vielleicht auch im Erdkern noch größere Mengen an primordialem ^3He vorhanden sind, d. h. von He, welches noch aus der Zeit der Entstehung der Erde vor ca. 4,5 Mrd. Jahren stammt (siehe z. B. Mamyrin & Tolstikhin, 1984).

Die kontinentale Kruste entgast

Diese Entdeckung hat in den Geowissenschaften eine kleine Revolution ausgelöst, weil damit ein Indikator zur Verfügung steht, der es erlaubt, den direkten oder indirekten Einfluß des Erdmantels auf bestimmte petrogenetische Prozesse auch in der kontinentalen Kruste nachzuweisen (O'Nions & Oxburgh, 1988). So haben Untersuchungen an Gesteinen vom Kontinentalen Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland (KTB) eindeutig gezeigt, daß das Helium in einigen erbohrte Gesteinsequenzen mit $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnissen um 10^{-7} zumindest teilweise seinen Ursprung im Erdmantel haben muß (Schäfer & Kirsten, 1993). Die Hauptgesteinstypen, die an der KTB-Lokation in der Oberpfalz bei Windischeschenbach bis zu einer aktuellen Tiefe von über 9100 m erbohrt wurden, sind metamorphe Gesteine (Paragneise und Amphibolite) mit einem Metamorphosealter von etwa 400 Mio. Jahren. Als Ausgangsmaterial für die Paragneise werden überwiegend Sedimente angenommen, während die Edukte der Amphibolite basische Gesteine waren (Lich et al., 1992). Diese zwei Hauptgesteinsarten unterscheiden sich in ihren Spurengasgehalten deutlich. Im Durchschnitt enthalten die Amphibolite $6 \mu\text{g/g}$ molekularen Stickstoff (N_2) sowie $6 \times 10^{-6} \text{ cm}^3/\text{g}$ Argon und $12 \times 10^{-6} \text{ cm}^3/\text{g}$ Helium. Die Paragneise sind mit $30 \mu\text{g/g N}_2$ und $16 \times 10^{-6} \text{ cm}^3/\text{g}$ Argon gasreicher, enthalten aber nur $6 \times 10^{-6} \text{ cm}^3/\text{g}$ Helium. Diese Heliumdaten waren zunächst überraschend, da die Gehalte an Uran und Thorium, deren radioaktiver Zerfall bekanntlich die Hauptmengen an ^4He nachliefert, in den Gneisen durchschnittlich dreifach höher sind als in den Amphiboliten. Erst die detaillierte Untersuchung der wichtigsten gesteinsbildenden Minerale hat gezeigt, daß die Glimmer der Gneise, wie z. B. Biotit, die Hauptträger für N_2 und Ar sind, und daß das Mineral Amphibol besonders geeignet scheint, Helium fest einzubauen (Erzinger et al., 1991).

Im Rahmen des KTB-Projekts konnten erstmals Konzentrations-Tiefenprofile für einige Spurengase in der kontinentalen Kruste aufgenommen und damit theoretische Aussagen anderer Autoren über die Entgasungsraten der kontinentalen Kruste überprüft werden.

Unter der Voraussetzung, daß die heute erbohrten Gesteine im Höhepunkt der Metamorphose vor 400 Mio. Jahren nahezu alles Helium und Argon freigesetzt hatten, läßt sich mit den aktuellen Uran-, Thorium- und Kaliumkonzentrationen der Gesteine und den jeweiligen Halbwertszeiten des radioaktiven Zerfalls errechnen, welche radiogenen ^{40}Ar - und ^4He -Gehalte in einer Probe enthalten sein müßten. Mit Hilfe der tatsächlich nachgewiesenen Helium- und Argonkonzentrationen läßt sich zeigen, daß die Gneise durchschnittlich 98 % des radiogenen Heliums und 53 % des in den vergangenen 400 Mio. Jahren neu gebildeten Argons verloren haben. In den Amphiboliten sind dagegen noch 15 % bzw. 43 % des radiogenen Heliums bzw. Argons fixiert. Nimmt man eine durchschnittliche Dicke der Kruste von 30 km an, lassen sich Entgasungsflüsse von $2 - 4 \times 10^9$ Atome/ m^2s für Ar-

gon und $1 - 4 \times 10^{10}$ Atome/m²s für Helium errechnen (Bach & Erzinger, 1993). Diese Flüsse sind global in Übereinstimmung mit theoretisch vorhergesagten Werten, die unter der Annahme gemacht wurden, daß die Entgasungsrate der kontinentalen Kruste ungefähr im Gleichgewicht mit der radiogenen Bildungsrate ist. Im Detail gibt es jedoch deutliche Unterschiede in den Flußraten zwischen den an der KTB-Lokation erbohrten Gneisen und Amphiboliten, die sich auf das unterschiedliche Retentionsvermögen der gesteinsbildenden Minerale zurückführen lassen.

Literatur:

Bach, W. und Erzinger, J. (1993): Geochemistry of volatile components in rocks from the KTB-HB. - KTB-Report, 93-2, 465 - 468, NLFb Hannover.

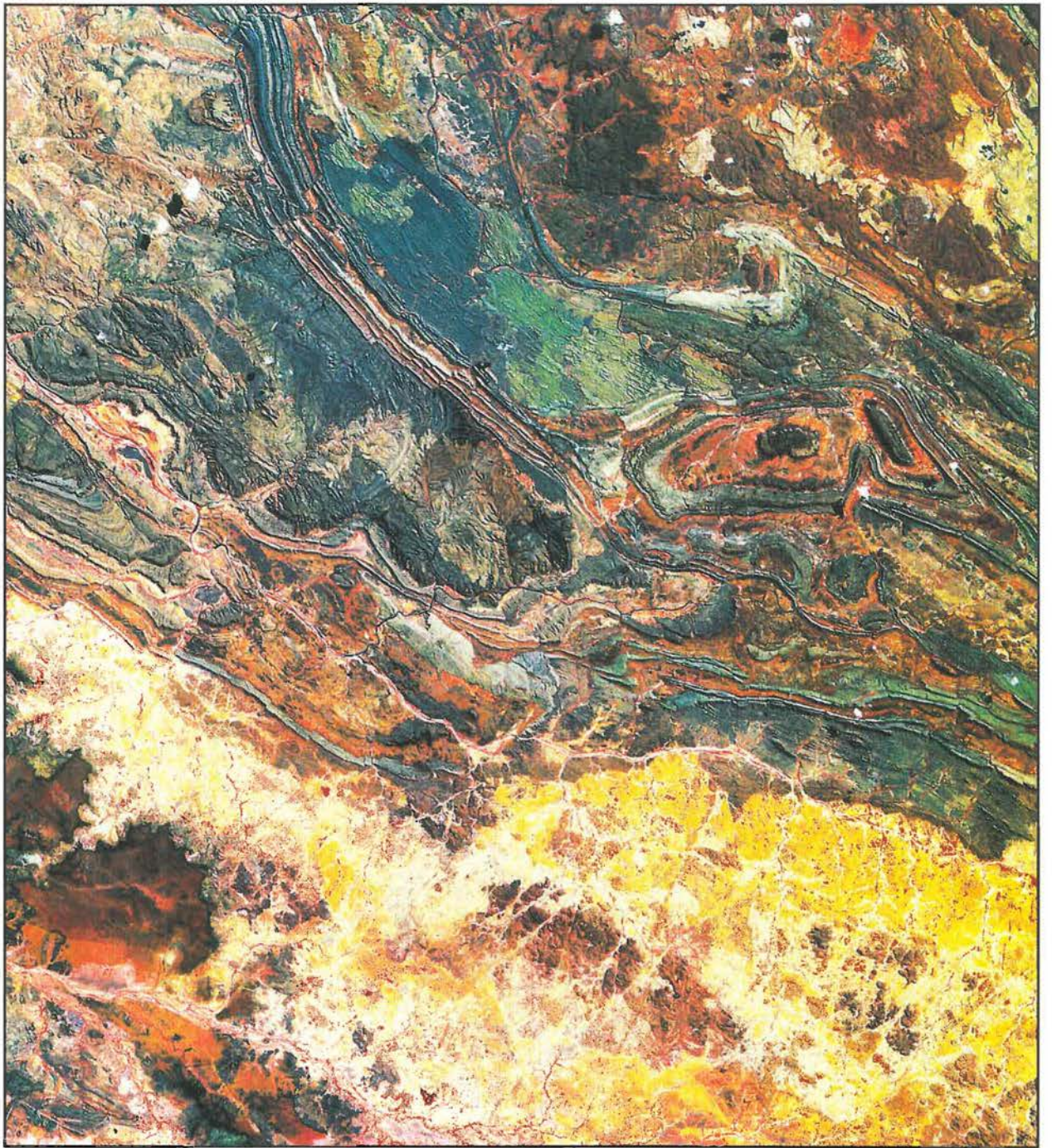
Bach, W. und Erzinger, J. (im Druck): Volatile components in basalts and basaltic glasses from the EPR at 9° 30' N. - In: Briggs, J. Storms, M. A., Allen, J. F. et al., Proc. ODP Sci. Results, 142: College Station, TX (Ocean Drilling Program).

Faure, G. (1986): Principles of Isotope Geology (2nd. Edition). - John Wiley & Sons, New York/Chechester/Brisbane/Toronto/Singapur, 589 S.

Lich, S., Duyster, J., Godizart, G., Keyssner, S. und de Wall, H. (1992): German Continental Deep Drilling Program (KTB) - Geological survey of the Hauptbohrung 0 - 6000 m. - KTB-Report, 92-2, B1 - B42, NLFb Hannover.

Mamyrin, B. A. und Tolstikhin, I. N. (1984): Helium Isotopes in Nature. - Developments in Geochemistry 3, Elsevier, Amsterdam/Oxford/New York/Tokyo, 273 S.

Schäfer, K. und Kirsten, T. (1993): Noble gases in rocks from the KTB and the Kola SG3. - KTB-Report, 93-2, 469 - 472, NLFb Hannover.



Multispektralaufnahme von NW-Australien mit MOMS 02

Aufgabenbereich 1

Rezente Kinematik und Dynamik der Erde

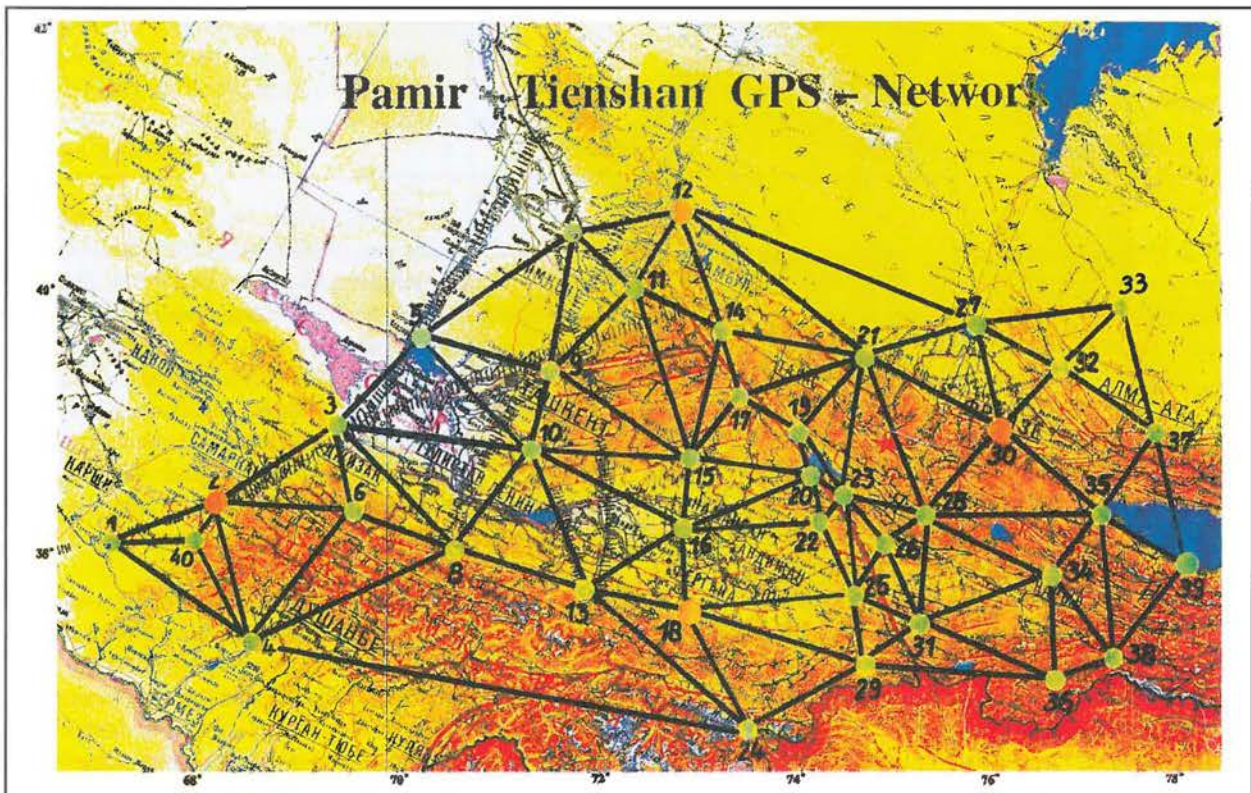
Die gegenwärtigen Vorstellungen über globale kinematische Prozesse basieren auf dem Konzept der Plattentektonik und der Theorie der Erdrotation. Gemessene Änderungen in der Orientierung des Erdkörpers im Raum (Polbewegung, Rotationschwankungen, Nutation, Präzession) stellen einzigartige und globale Meßgrößen für natürliche wie für vom Menschen geprägte Veränderungen in der Atmosphäre, Hydrosphäre, Lithosphäre und im Erdinneren dar. Präzisionsbeobachtungen der Veränderungen des Erdorientierungsvektors und Untersuchungen zu den dynamischen Prozessen, die diese Veränderungen anregen, sind die Aufgaben der Zukunft. Ihre Bewältigung erfordert Multidisziplinarität und globale Sichtweise.

Krustenbewegungen, rekonstruiert aus magnetischen Anomalien über Zeiträume von Jahrtausenden, und Bewegungsraten der großen lithosphärischen Platten, abgeleitet aus Entfernungsmessungen zu künstlichen Erdsatelliten, ergeben heute ein Bild von der Dynamik

Abb. 1: Zur Erfassung der Plattenbewegung im Gebiet von Pamir-Tianshan wurde vom GFZ ein GPS-Netz in der Ausdehnung von 1000 x 500 km angelegt.

der Kontinente und Ozeanböden. Die Bestimmung von Abweichungen von den geologischen Modellen, der Deformationen an den Plattenrändern und innerhalb von Platten sowie Untersuchungen der dynamischen Prozesse, die die tektonischen Vorgänge steuern, sind Aufgaben der nächsten Zukunft. Da es hier ganz wesentlich darauf ankommen wird, regionale und lokale Deformationen mit den Fließbewegungen im oberen Mantel und den rheologischen, thermalen sowie physikalischen Eigenschaften der Lithosphäre in Beziehung zu bringen, ist eine intensive Zusammenarbeit zwischen den Aufgaben- und Projektbereichen des GFZ notwendig.

Die großen Fortschritte in der Satellitenmeßtechnik, der beginnende Aufbau von den gesamten Globus gleichmäßig umspannenden Netzen und die Verfügbarkeit großer Rechenleistung erlauben völlig neue Einblicke in die Kinematik und Dynamik der Lithosphäre. Zweidimensionale kinematische Muster, wie man sie aus den Satellitenmessungen erhält, können mit dreidimensionalen, dynamischen Modellen verknüpft werden. Erstmals kann so ein Einblick in die dreidimensionale Struktur der Massen-, Wärme- und Energietransporte der Erde gewonnen werden.



Der Aufgabenbereich 1 beschäftigt sich in diesem Rahmen schwerpunktmäßig mit dem Thema „Kinematik und Geopotentiale“ und in eingegrenzter Form mit dem Thema „Erdbeben und Vulkanismus“. Hierzu werden Punktpositionen, Erdrotationsparameter, Schwerfeld-, Spannungsfeld-, Topographie- sowie Fernerkundungsinformationen erarbeitet und mit geologischen, ozeanographischen und atmosphärischen Daten verknüpft. Im Aufgabenbereich 1 sind deshalb Geodäten, Geophysiker, Geologen, Physiker und Mathematiker interdisziplinär tätig.

Globale Geodynamik und Krustendeformationen

Die Randbereiche von Platten sind die empfindlichsten Indikatoren für das dynamische Geschehen auf der Erde. Hier wird die aus Ungleichgewichtszuständen der

-umverteilung in den unteren Schichten der Kruste und des oberen Mantels verursacht. Um die damit verbunden Plattenbewegungen zu erfassen, werden großräumige geodätische Netze angelegt und periodisch neu vermessen. Als Beobachtungsverfahren wird das leistungsfähige Global Positioning System (GPS) genutzt. Aus den Veränderungen der Punktlagen können durch Stress- und Strainanalysen Deformationsparameter geschätzt werden. Diese Größen ermöglichen Rückschlüsse auf die Krustendynamik der beteiligten Platten.

Im Gebiet von Pamir-Tianshan liegt Intra-Plattendeformation vor. Zur Erfassung der Plattenbewegung wurde vom GFZ ein GPS-Netz in der Ausdehnung von 1000 x 500 km angelegt, das sich über die Länder Usbekistan, Kirgistan und Kasachstan erstreckt und in den nächsten Jahren nach Tadschikistan und China ausgedehnt werden

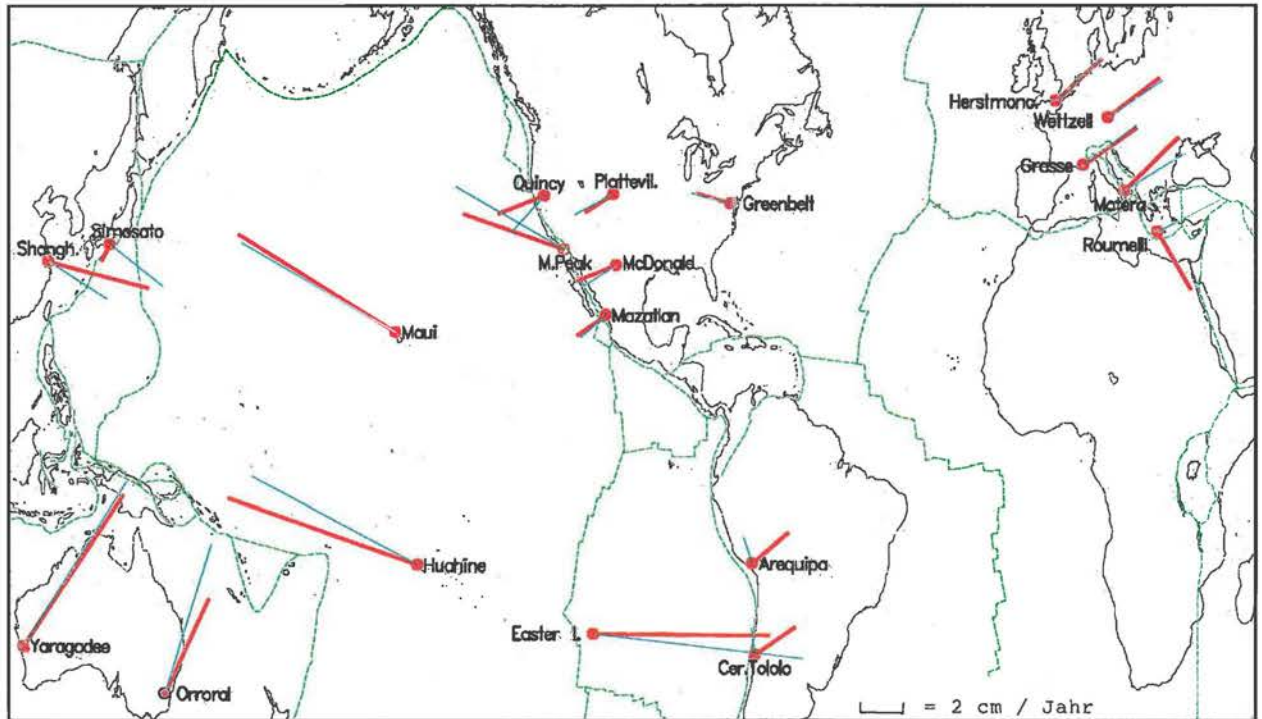


Abb. 2: Bewegungen (Richtung und Geschwindigkeit) ausgewählter Stationen auf der Basis mehr als 10jähriger Laserdaten (dicke rote Linie) im Vergleich mit dem geophysikalischen Modell NUVEL-1 (dünne blaue Linie). Eingezeichnet sind auch die Plattengrenzen

Lithosphäre herrührende kinetische Energie der Platten in Deformation ihrer Ränder und die Bildung von tektonischen Strukturen umgesetzt. Diese Deformationen entlang von Plattenrändern lassen sich mit modernen Hochpräzisionsverfahren der Satellitengeodäsie mit mm-Genauigkeit meßtechnisch erfassen. Dies geschieht über Messungen in Punktfeldern von globaler bis regionaler Ausdehnung.

Gebirgsbildende Prozesse werden durch Materialfluß und

soll. Die Nullmessung in diesem Netz wurde auf 40 Stationen im August 1992 durchgeführt, für die Auswertung wurden auch die Daten der globalen IGS-Stationen herangezogen. Die Analysen wurden mit dem GFZ Software-System EPOS.P.V2 durchgeführt. Die Berechnungen ergaben auf der Basis wiederholter Bestimmungen einer Basislinie Genauigkeiten von besser als 10^{-8} . Deformationen können erst nach Messung der Folgekampagne untersucht werden, die im Sommer 1994 durchgeführt wird.

Eine andere geologische Situation liegt in Südamerika vor. Dort wird eine ozeanische Platte unter eine kontinentale Platte subduziert. Das SAGA (South American Geodetic Activities)-Projekt dient der Erfassung und Untersuchung der dadurch verursachten Deformationen und wird vom GFZ in Chile und Argentinien durchgeführt. SAGA ist

ein Bestandteil des ACE (Andean Convergence Experiment)-Projektes, welches die gesamten Anden abdeckt. Die ersten Messungen im 800 x 600 km großen SAGA-Netz wurden im November 1993 auf 71 Punkten durchgeführt; beteiligt waren diverse argentinische und chilenische Universitäten und das IGM Chile. Im Laufe des Jahres 1994 wird dieses Netz in Richtung Süden bis zum Kap Horn erweitert.

In weiteren geodynamisch interessanten Regionen sind ähnliche Netze zur Überwachung von Krustendeformationen vorgesehen, und zwar in Südostasien, im Gebiet des Toten Meeres und im Ural.

Ein wesentlicher Teilaspekt der Untersuchung globaler geodynamischer Prozesse ist das Monitoring der Kinematik dieser Prozesse an der Erdoberfläche. Dazu gehören neben der Deformation der Erdoberfläche durch unterschiedliche Prozesse insbesondere auch Polbewegungen und Rotationsschwankungen. In enger Wechselwirkung mit diesen Untersuchungen stehen die Realisierung und ständige Aufrechterhaltung eines inertialen und terrestrischen Referenzsystems. Die Festlegung des terrestrischen Referenzsystems erforderte ein globales Netz von Observatorien, das mit höchster Genauigkeit ständig überwacht wird. Um eine hohe Zuverlässigkeit zu gewährleisten, werden mehrere unabhängige geodätische Raumverfahren (SLR, VLBI, GPS) in internationaler Kooperation eingesetzt. Ursprung dieses Koordinatensystems ist das Zentrum der Erde. Es wird im wesentlichen durch Lasermessungen zu künstlichen Ersatelliten (SLR) bestimmt.

Das GFZ hat dazu anerkannte Beiträge mit Hilfe von Laser- und GPS-Messungen sowie durch die Analyse der weltweit erhaltenen Daten erbracht. Die erreichte Genauigkeit der Realisierung eines geozentrischen globalen Referenzsystems liegt im Zentimeterniveau.

Auf der Basis mehr als 10jähriger SLR-Daten wurde die Kinematik tektonischer Großplatten bestimmt und mit dem geophysikalischen Modell NUVEL-1 verglichen (Abb. 2). Die Genauigkeit beträgt wenige Millimeter bis 1 cm/Jahr (abhängig von Güte und Länge der Datenreihen der einzelnen Stationen). Die Übereinstimmung mit dem Modell bezüglich Richtung und Betrag ist im allgemeinen gut.

Das Erdrotationsverhalten wurde im Rahmen des Internationalen Erdrotationsdienstes (IERS) mit hoher Genauigkeit überwacht. Dabei wurde neben einer Genauigkeitssteigerung auch eine Erhöhung der zeitlichen Auflösung

erreicht. Für zeitliche Auflösungen von 1d und darunter haben GPS-Messungen wegen der größeren Datendichte (unabhängig vom Wetter) Vorteile, während die völlig unabhängigen SLR-Daten das längerfristige Verhalten auflösen können. Die Genauigkeiten für 3-Tage-Lösungen betragen z.B. etwa $\pm 0'',0002$ (6 mm an der Erdoberfläche) für die Polbewegung und $\pm 10 \mu s$ für Rotationsschwankungen. Die Analyse der SLR-Daten konzentrierte sich im wesentlichen auf LAGEOS 1 und 2. Zusätzlich wurden auch ETALON 1 und 2, die GPS-ähnliche Bahnen haben, untersucht.

Internationaler GPS Geodynamic Service (IGS)

Der IGS ist ein permanenter internationaler Dienst, der unter der Schirmherrschaft der Internationalen Assoziation für Geodäsie (IAG) eingerichtet wurde. Er hatte am 1. Januar 1994 seinen offiziellen Start und liefert geowissenschaftlich relevante Produkte in einem für die Geo-Gemeinschaft optimalen Zugriffsverfahren unter Nutzung des Global Positioning Systems (GPS) und modernster Kommunikationsverfahren. Zu diesen Produkten zählen u.a.

- präzise GPS-Bahnen,
- präzise und hochaufgelöste Erdrotationsparameter ($< 1 \text{ mas}$, $\leq 1 \text{ Tag}$),
- Realisierung und Laufendhaltung eines präzisen Globalen terrestrischen Referenzsystems (10^{-9} bis 10^{-10}).

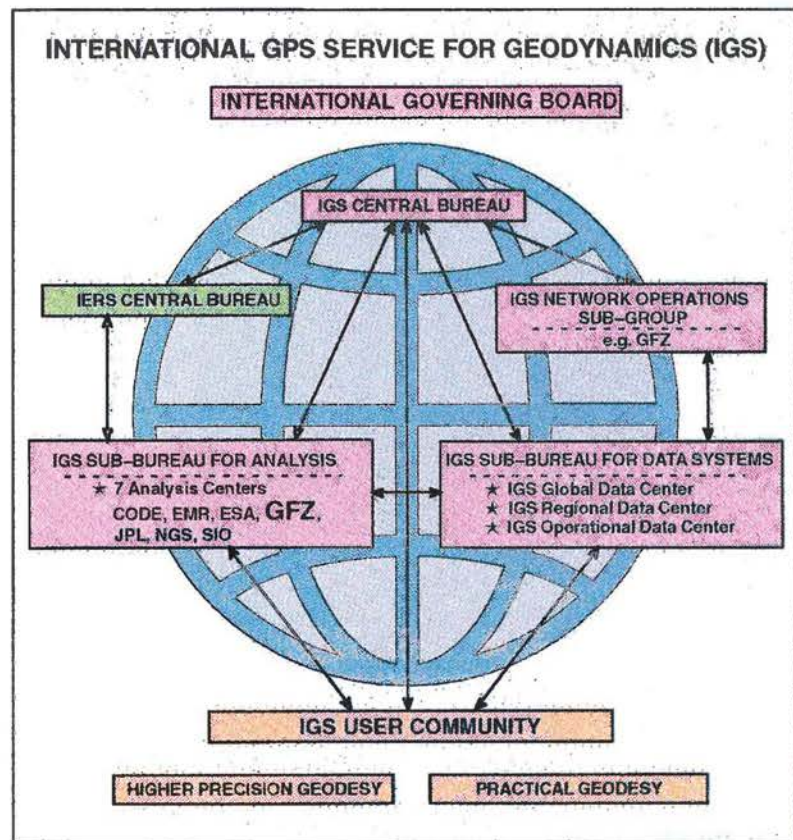


Abb. 3: Struktur IGS

Das GFZ beteiligt sich seit dem Start der IGS-Testkampagne (Juni bis Oktober 1992), die nahtlos in das IGS-Pilotprojekt überführt wurde, als Analyse-Zentrum an den Aktivitäten des IGS und ist heute eines der offiziellen internationalen Analysezentren. Alle Arbeiten werden mit der am GFZ entwickelten Software EPOS-P durchgeführt.

Im GFZ-Analysezentrum werden auf täglicher Basis die Daten von etwa 30 global verteilten IGS-Stationen angezogen und analysiert. Wöchentlich werden die berechneten Bahnen und Erdrotationsparameter an das Zentralbüro gemeldet. Bei diesen Routinerechnungen wird das Referenzsystem auf das vom International Earth Rotation Service (IERS) definierte System fixiert. Parallel dazu erfolgen Analysen von Stationskoordinaten ohne Fixierung sogenannter Fiducial-Stationen, um das Referenzsystem zu verbessern, insbesondere um tektonische Bewegungen festzustellen und im System zu berücksichtigen.

Die erzielten Genauigkeiten betragen für die einzelnen Produkte:

- Polkoordinaten: ± 0.3 mas (etwa 1 cm auf der Erdoberfläche) bei einer Auflösung von 24 Stunden
- GPS-Bahnen: ± 15 cm im erdfesten System
- GPS-Uhren: $< \pm 1$ ns bezogen auf eine Master-Station auf der Erde.

Bei der Realisierung des Referenzsystems werden für die Lagekoordinaten Genauigkeiten von ± 1 cm und für die Höhenkomponente ± 2 cm erreicht (Vergleich mit ITRF). Die innere Genauigkeit ist um den Faktor 2 höher.

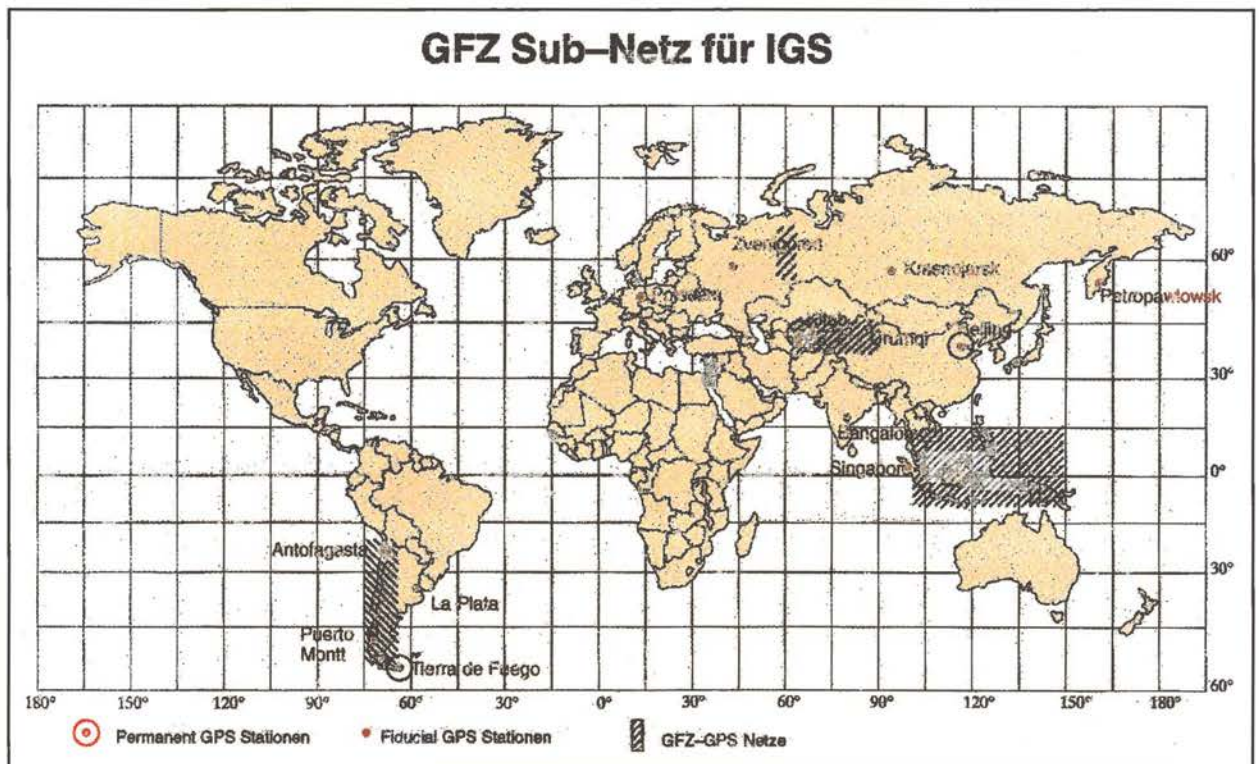
GPS-Permanentstationen des GFZ im globalen Netz

Das GFZ unterstützt den International GPS Geodynamic Service (IGS) durch GPS-Stationen in Rio Grande / Tierra de Fuega (Argentinien), Kitab (Usbekistan) und Beijing (China). Die Stationen wurden so gewählt, daß mit ihrer Hilfe gleichzeitig die regionalen GPS-Netze des GFZ in das globale IGS-Netz eingebunden werden können.

Im Rahmen des IGS ist es notwendig, die an den global verteilten Stationen erhaltenen Meßdaten innerhalb von 48 Stunden an die Datenzentren CDDIS bei der NASA (USA) und IGN (Frankreich) zu versenden. Von dort werden sie an die einzelnen Analysezentren (u.a. GFZ) verteilt.

Das bedeutet, daß die Übertragung der Daten von den genannten entfernten Stationen zum GFZ in Potsdam nahezu on-line erfolgen muß. Die Datenrate beträgt 1 Megabyte/Tag/Station. Wegen des Fehlens von Internet-Anschlüssen wurde ein Konzept für die High-Speed-Data (HSD)-Übertragung auf der Basis dreier Inmarsat-A-Mobilstationen erarbeitet. An den entfernten Stationen wurden Turbo-Rogue-Empfänger für die Messung der GPS-Signale eingesetzt. Nach der Übertragung an die Inmarsat-Basisstation in Potsdam werden die Messungen entschlüsselt, geprüft, verarbeitet und archiviert. Unmittelbar danach erfolgt die Weiterleitung an die erwähnten internationalen Datenzentren.

Abb. 4: Regionalnetze des GFZ zur Überwachung von Krustendehformationen und vom GFZ betreute GPS-Permanentstationen des IGS-Netzes



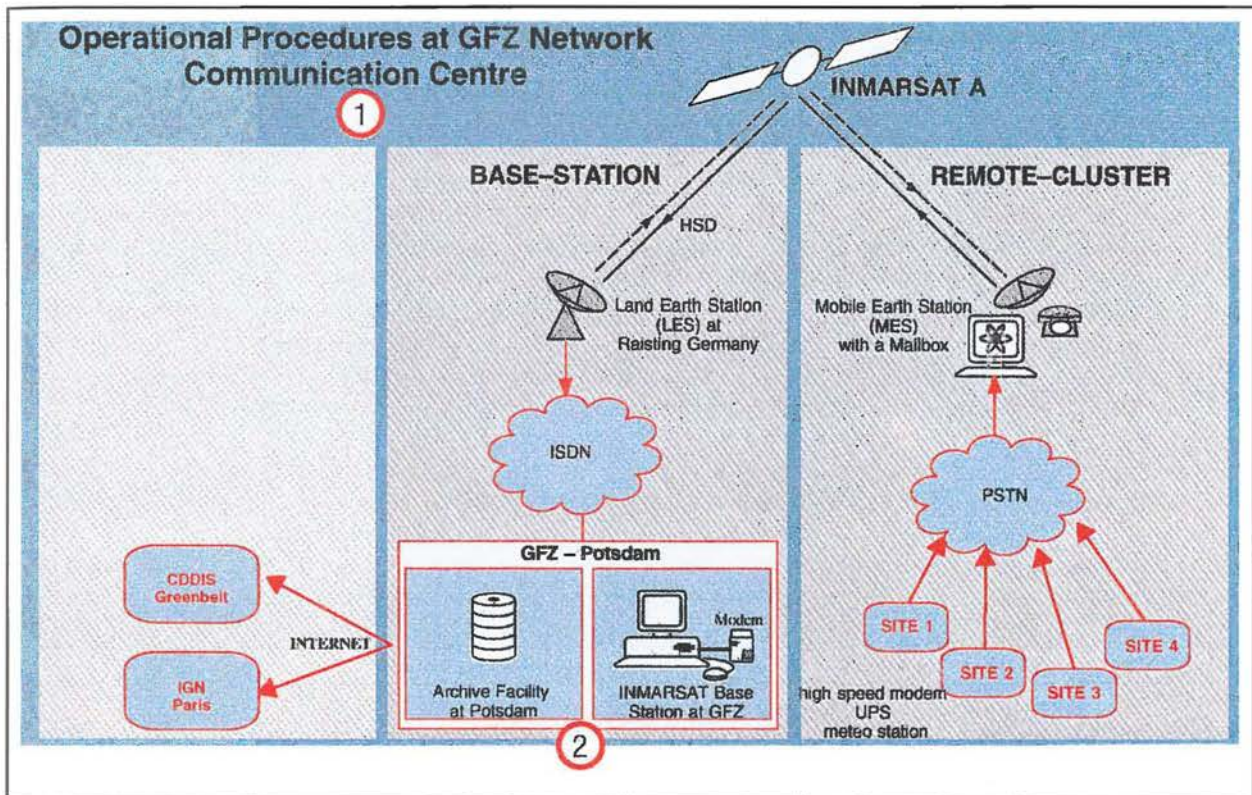


Abb. 5: Schema des Datenflusses von den GPS-Permanentstationen des GFZ nach Potsdam und zu den internationalen Datenzentren

Laserstation GFZLAS (Stat.-Nr. 7836)

Die Entfernungsmessung zu künstlichen Erdsatelliten mit Hilfe kurzer Laserimpulse hat für globale Basinsnetze eine wesentliche Bedeutung. Mit der Aufstellung eines neuen Laser-Meßsystems der 3. Generation im Potsdam im Jahre 1992 wurde dazu ein Beitrag erbracht. Die Station auf dem Potsdamer Telegrafenberg (Abb. 6) hat darüber hinaus den Charakter einer Experimentalstation für speziellere Untersuchungen und Weiterentwicklungen. Die Auflösung für Entfernungsmessungen liegt bei ± 12 bis 15 mm für Starlette und ERS-1 und ± 18 bis 20 mm für LAGEOS (Zusammenwirken mehrerer Reflektorprismen bei LAGEOS). Neben den Messungen zu den geodynamischen Satelliten LAGEOS und Starlette wurden vor allem Beobachtungen zu ERS-1 durchgeführt (insgesamt ca. 500 Durchgänge).

GFZ-Laserstation in Santiago de Cuba

Zur Unterstützung der Bahnbestimmung des Satelliten ERS-1 wurde im Jahre 1993 die Station Santiago de Cuba mit finanzieller Unterstützung der DARA modernisiert. Die Station wird im Rahmen einer Vereinbarung mit dem Zentrum für Seismologie der Kubanischen Akademie der Wissenschaften betrieben. Hauptteil der Modernisierung war die Ablösung des vorhandenen Rubinlasers durch einen kompakten Nd-YAG-Laser mit 10 Hz Folgefrequenz und ca. 3 ns Impulsbreite. Im April/Mai wurden die neue



Abb. 6: Ansicht des Sendeempfangsteleskops der Satelliten-Entfernungsmeinrichtung des GFZ. Das Verfahren beruht auf der Laufzeitmessung von Lichtimpulsen mit einer Impulsdauer von ca. 50 ps, wobei eine Genauigkeit von etwa 1 cm erreicht wird.

Hardware in Santiago de Cuba installiert und erste Satellitenmessungen durchgeführt. Entsprechend den Erwartungen wurde durch die erhöhte Datenrate eine Genauigkeit der Normalpunkte von ca. 5 cm erzielt.

PRARE

Das in Deutschland entwickelte PRARE-Mikrowellensystem (Precise Range And Range rate Equipment) zur Bestimmung der Entfernung und Entfernungsänderung zwischen einem Satelliten und mehreren Bodenstationen wurde für den Einsatz auf dem russischen Fernerkundungssatelliten METEOR-3 vorbereitet. Dazu gehörten der Aufbau der Bodenstationen, der Masterstation in Oberpfaffenhofen und der Kalibrierungsstation in Potsdam sowie die Entwicklung der Software für Pre- und Postprocessing. Zur Kalibrierung der Mikrowellendaten dienen in Potsdam die Laserentfernungsmessungen zu den Retroreflektoren des gleichen Satelliten. Die entwickelte Software betrifft neben der Bahnbestimmung Probleme der Entschlüsselung der Daten, der Vorverdichtung zu Normalpunkten einschließlich Korrekturen sowie die Modellierung der Zeiskala im Raumsequement durch Vergleich mit der GPS-Zeit.

Der Satellit METEOR-3 wurde inzwischen am 25.01.1994 auf seine Bahn gebracht (Kreisbahn mit Höhe von 1250 km, Bahnneigung 82,5°). Nach 6 Tagen wurde PRARE erfolgreich eingeschaltet. Alle bisher durchgeführten Tests entsprachen den Erwartungen.

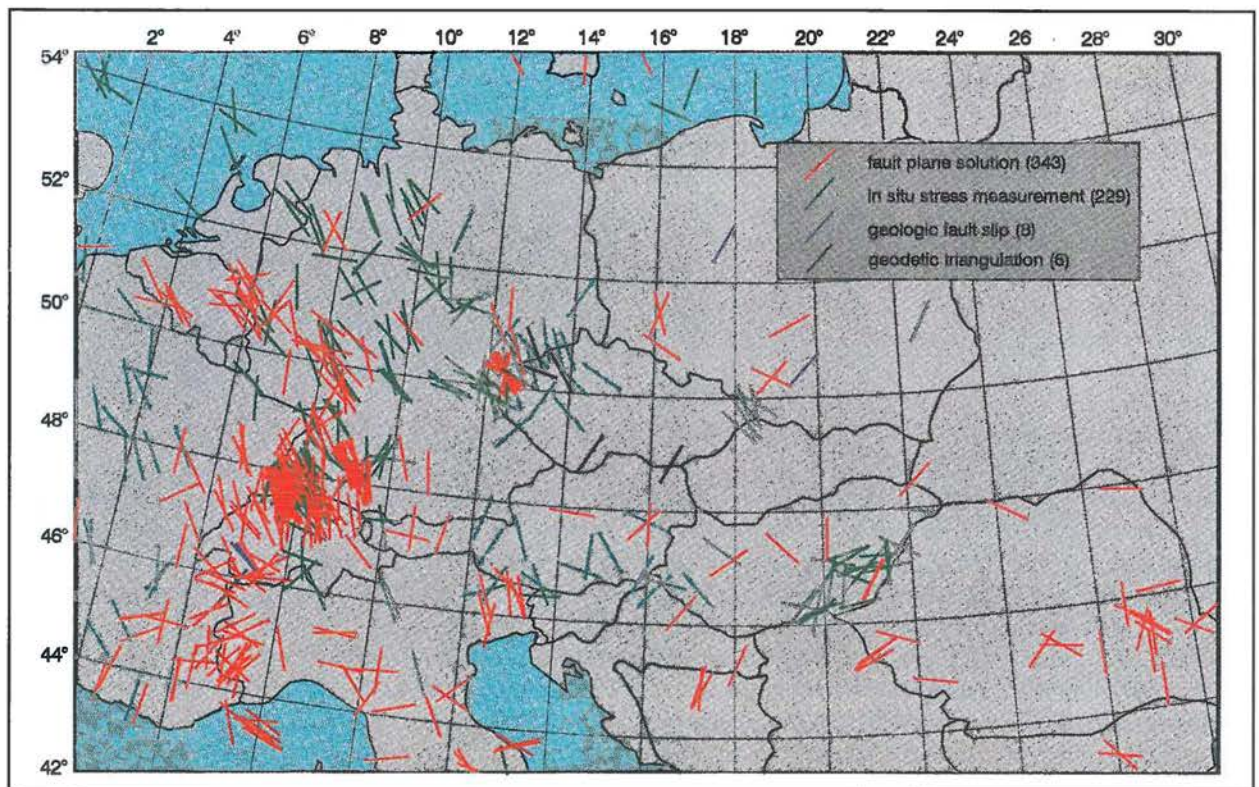
Rezentes Spannungsfeld

Das rezente Spannungsfeld der Erdkruste ist Folge, aber auch Ursache vielfältiger Prozesse der Lithosphärendynamik und der Krustentektonik. Zur Modellierung dieser Prozesse ist somit eine detaillierte Kenntnis des krustalen Spannungsfeldes wesentliche Voraussetzung. Aber auch die praxisorientierten Problemstellungen im Bergbau, in der Erdöl- und Erdgasindustrie oder im Bauwesen (Erdbebengefährdungseinschätzung) verlangen immer häufiger genaue Spannungsmodelle für ihre Untersuchungsgebiete.

Untersuchungen des rezenten Spannungsfelds der Erdkruste liefern Schlüsselinformationen sowohl für das Verständnis plattentektonischer Prozesse (Subduktion, Plattenrandkollision) als auch für tektonische Abläufe innerhalb der zumeist als stabil angesehenen Kontinentalblöcke.

Die im Rahmen des World Stress Map Projects (WSMP) geschaffene Datenbasis, die darauf aufbauenden Interpre-

Abb. 7: Richtung der maximalen krustalen Horizontalspannung S_{Hmax} in Mitteleuropa

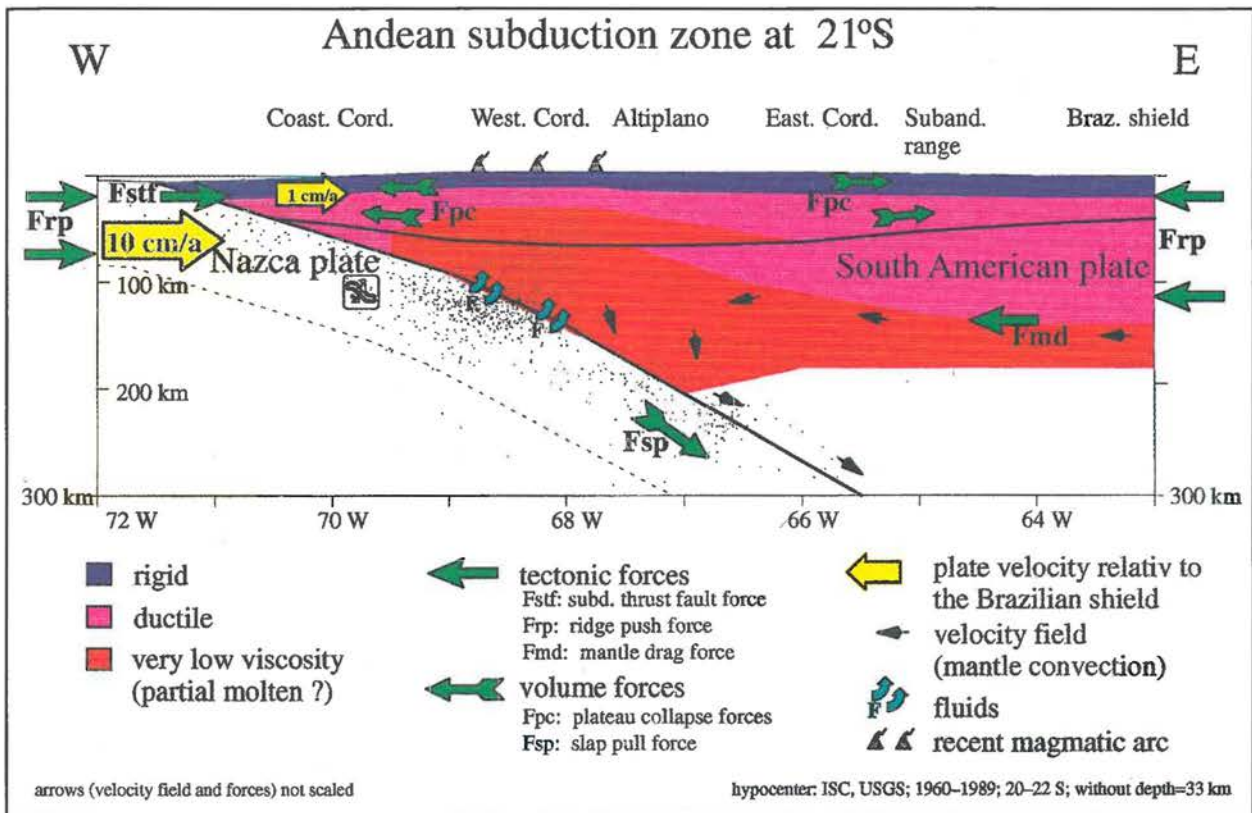


tationen und ersten Modellierungen wurden im Verlauf des Jahres 1992/93 für das Gebiet Mittel- und Osteuropas zielgerichtet erweitert. Für die Charakterisierung des Spannungsfeldes Osteuropas war die Publikation neuer Bohrlochmessungen hoher Qualität im mitteldeutschen Raum (Harzsüdrand, Thüringen), im NO Tschechiens und im SO Ungarns sowie stabiler Herdflächenlösungen von mittelstarken Erdbeben im Grenzgebiet Serbien/Rumänien von besonderer Bedeutung. Zusammen mit dem aktualisierten Datensatz des WSMP (Stand 1993), der für den Ostseeraum und Südschweden weitere Daten (Breakout-Messungen bzw. Herdflächenlösungen) dokumentiert, ergibt sich für das Untersuchungsgebiet Mitteleuropa im weiteren Sinne ein Datensatz von 586 Spannungsindikationen.

Die Verallgemeinerung aller Beobachtungen in Form von Trajektorien der maximalen horizontalen Hauptspannung unter Berücksichtigung der Datenqualität zeigt Abb. 7. Die neuen Daten erhärten die in der Vergangenheit nicht

Die Analyse und Modellierung des Spannungsfeldes in der S-Amerika-Platte ist ein zentraler Bestandteil des SFB 267 „Deformationsprozesse in den Anden“. Hiermit wird das Ziel verfolgt, einen Beitrag zur Entwicklung eines Lithosphärenmodells für das Untersuchungsgebiet der südlichen zentralen Anden zu leisten, welches auf der Basis von Finite-Element-Simulationsrechnungen die beobachteten Spannungsdaten, die aktuellen tektonischen Bewegungstendenzen sowie die geodätischen Beobachtungsbefunde modellmäßig erklären kann. Hierbei wurde folgender Stand erreicht:

- Kompilierung von publizierten Spannungsdaten im Untersuchungsgebiet;
- Konstruktion eines 2-d linearelastischen Deformationsmodells für die gesamte S-Amerika-Platte;
- Ableitung von 2-d Lithosphärenschnitten der andinen Subduktionszone zur Untersuchung von Delaminations- und Plateaueffekten unter Berücksichtigung rheologischen Materialverhaltens (Abb. 8).



besonders gut gestützte These, daß im Gegensatz zum bekannten NW-SO Streichen der generellen Spannungsrichtung in Westeuropa die Spannungstrajektorien eine Richtungsänderung nach NO-SW in Osteuropa erfahren. Dieses großregionale Spannungsregime läßt sich mit Hilfe von Finite-Elemente-Modellierungen allein durch plausible Plattenrandkräfte gut reproduzieren. Kleinregionale Effekte wurden qualitativ auf die Wirkung stabiler Krustenblöcke (Böhmisches Massiv), den Einfluß aktiver Extensionstektonik (Pannonisches Becken) oder Störungszonen (Sudetenhauptabbruch und Randbrüche) zurückgeführt.

Abb. 8: Ableitung von 2-d Lithosphärenschnitten der andinen Subduktionszone zur Untersuchung von Delaminations- und Plateaueffekten unter Berücksichtigung rheologischen Materialverhaltens

Seismotektonik stabiler Kontinentalblöcke

Die Seismotektonik stabiler Kontinentalblöcke wird auf der Grundlage eines neuen modelltheoretischen Ansatzes, der Distinct-Element-Methodik (DEM), für ausgewählte Regionen untersucht. Die Modellbildung erfolgt auf der

Basis von Ergebnissen der Fernerkundung, der Strukturgeologie und der Tektonik sowie insbesondere unter Verwendung von geodätischen aber, auch von paläomagnetischen Daten. Für die ersten Modelluntersuchungen wurde die hinreichend gut bekannte Deformationsgeschichte des Gebietes östlich der San Andreas-Störungszone in Südkalifornien ausgewählt.

Eine weitere Anwendung erfolgte für das Herdgebiet des Erzincan-Bebens vom 13.03.1993 (Türkei), das mit einer größeren Anzahl von Nachbeben verbunden war. Die Zielstellung der Modellierung lag in diesem Fall darin, die Spannungsumverteilungen in der Kruste infolge dieses Bebens abzuschätzen.

Unter Verwendung dieser Modellrechnungen kann ausgewählten Bereichen ein erhöhtes seismogenes Potential zugewiesen werden. Damit sind derartige Simulationsrechnungen ein besonders geeignetes Hilfsmittel zur substantiellen Verbesserung von Einschätzungen zur Erdbebengefährdung. Besondere Bedeutung kommt hierbei Paleoriften und der Rotation von Krustenblöcken bzw. Mikro-Erkrustenplatten zu.

Die Modellberechnungen wurden unter Verwendung eines Distinct-Element-Programmpaketes, das die Erdkruste als ein Ensemble von diskreten Blöcken beschreibt, durchgeführt. Im Gegensatz zur Finite-Element-Methode (FEM) und Boundary-Element-Methoden (BEM), die im wesentlichen auf kontinuumstheoretischen Grundlagen aufbauen, erlaubt die Distinct-Element-Methode die Beschreibung endlicher Verschiebungen und Rotationen diskreter Körper unter dem Einfluß spezifischer Randbedingungen, d.h. die numerische Lösung eines Vielkörperproblems. Die diskreten Körper können dabei sowohl starr als auch deformierbar sein. Die Gleichgewichtsbedingungen bzw. Bewegungsgesetze für die diskreten Elemente werden numerisch explizit in einer endlichen Anzahl von Zeitschritten gelöst. Durch diesen Lösungsalgorithmus gestattet die DEM den Ablauf physikalischer Prozesse nachzuvollziehen, da der gesamte zeitliche Prozeß bis zur Einstellung des physikalischen Gleichgewichts verfolgt werden kann.

Die durchgeführten Krustendeformationsmodellierungen tragen zu einem wesentlich besseren Verständnis tektonophysikalischer Prozesse bei. So konnten für das Untersuchungsgebiet östlich der San Andreas-Störung (Eastern Transverse Ranges und Mojave Desert) die aus paläomagnetischen Messungen abgeleiteten Blockrotationen im Gebiet der Eastern Transverse Ranges um ca. 40° durch die Modellrechnungen korrekt wiedergegeben werden. Die berechneten kumulativen Verschiebungen (40 km entlang der Eastern Transverse Ranges und ~ 90 km im Falle des Mojave Desert Komplexes) entsprechen den aus geologischen Messungen ermittelten Werten. Die Orientierung der maximalen horizontalen Spannungskomponente für die Modellrechnungen muß etwa N20°E 10° betragen, damit das beobachtete Deformationsverhalten korrekt modelliert werden kann. Dies ist ein

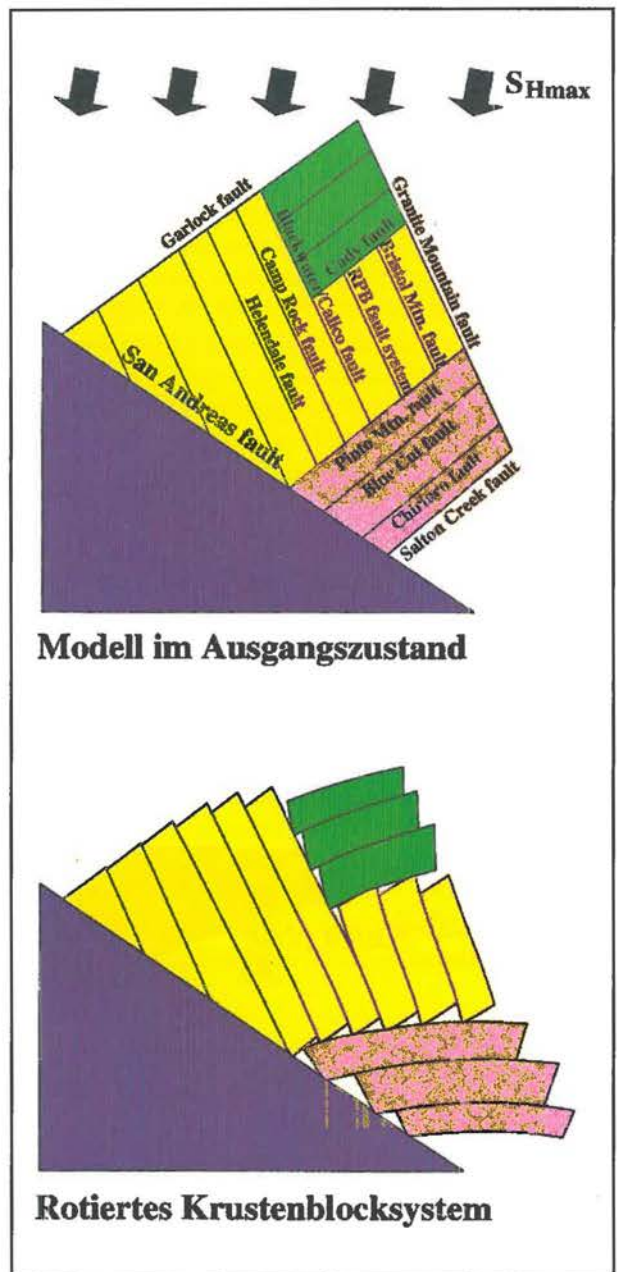
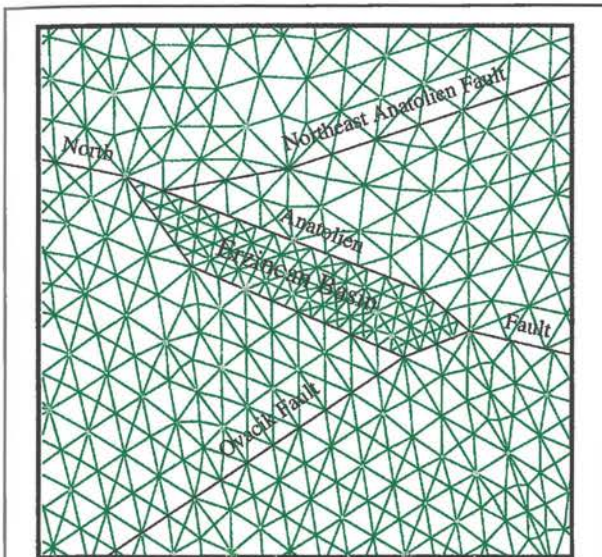


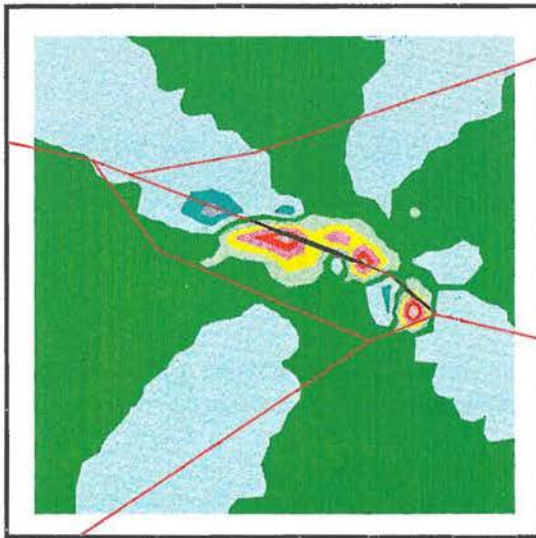
Abb. 9: Modellberechnung der Krustenformation S_{Hmax} -Orientierung der maximalen Horizontalspannung

Indiz dafür, daß die rezente Orientierung des Spannungsfeldes mit ca. N20°E für die gesamte Zeit seit dem Miozän für dieses Gebiet als charakteristisch anzusehen sein dürfte. Die Berechnungen für verschiedene physikalische Eigenschaften der überwiegend spröde reagierenden Krustenblöcke (von starr bis elastoplastisch) zeigen für elastisches Materialverhalten die beste Übereinstimmung mit den Beobachtungsbefunden. Die Abb. 9 zeigt das Ausgangsmodell und die heutige Situation mit Blockrotationen bis zu 40° für den elastischen Fall.

Für den östlichen Bereich der Nordanatolischen Verwerfungszone wurden die Ergebnisse der seismologischen Untersuchungen der Erdbeben-Task Force des GFZ in Zusammenhang mit dem Erzincan-Erdbeben vom 13.03.92 verwendet, um die sich hierdurch ergebenden lokalen



Modell im Ausgangszustand



Maximale Scherspannungen

Abb.10: Modellberechnung der maximalen Scherspannungen infolge des Erzincan-Bebens vom 13.02. und des Nachbebens vom 15.03.92

Spannungsänderungen zu berechnen. Die Ergebnisse zeigen, daß die Spannungsänderungen infolge des Hauptbebens an den Orten, wo sich die stärksten Nachbeben ereigneten, maximale Werte von etwa 0,5 MPa erreichen. Neben dem für die Modellierung verwendeten Störungssystem sind die maximalen Scherspannungen, die aus dem Hauptbeben und dem stärksten Nachbeben resultieren, in Abb. 10 dargestellt.

Methodik seismischer Gefährdungsabschätzungen

Im Rahmen der Internationalen UNO-Dekade zur Verminderung der Auswirkungen von Naturkatastrophen (IDNDR) ist ein globales Forschungsprogramm initiiert

worden (Global Seismic Hazard Assessment Program - GSHAP) mit dem Ziel die Einschätzungen zur Erdbebengefährdung weltweit auf einer einheitlichen und modernen Basis vorzunehmen. Das GFZ Potsdam ist im Rahmen dieses Programms als Regionalzentrum für Europa ausgewählt worden.

Im Juli 1993 fand am GFZ Potsdam das erste Meeting des GSHAP-Regionalzentrums für Europa mit ca. 20 eingeladenen maßgeblichen europäischen Experten auf diesem Fachgebiet statt. Verschiedene Testgebiete sind eingerichtet worden, so u.a. für die D-A-CH-Staaten (d.h. D für Deutschland, A für Österreich, CH für Schweiz), für die als europäisches Pilotprojekt die ersten grenzüberschreitenden einheitlichen Gefährdungskarten berechnet werden. Wesentliche Bearbeitungsschritte dieser Teilaufgabe, wie die Generierung einer entsprechenden Datenbasis für Mitteleuropa (Abb. 11), die Abgrenzung seismischer Herdregionen unter Verwendung seismotektonischer Kriterien sowie Analysen zur Vollständigkeit der erfaßten Daten liegen vor. Besonderes Augenmerk ist bei solchen Untersuchungen auf die sorgfältige Erstellung der Seismizitätsdatenbasis zu richten, da Gefährdungsabschätzungen über künftig zu erwartende Beben nur so gut sein können, wie die vergangene, zumeist historische Seismizität bekannt ist.

Neben den Aktivitäten in Europa betrifft ein weiteres Anwendungsfeld die Berechnung von seismischen Gefähr-

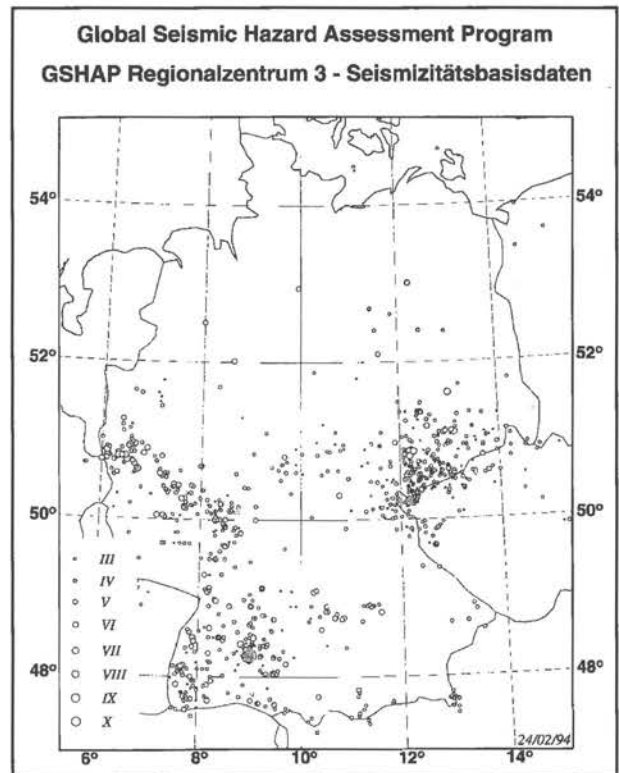


Abb. 11: Epizentren tektonischer Erdbeben als Grundlage zu Berechnungen der Erdbebengefährdung im GSHAP-Regionalzentrum Potsdam (GSHAP - Global Seismic Hazard Assessment Program)

dungskarten für Nicaragua im Rahmen des komplexen, alle Arten von Naturkatastrophen betreffenden deutsch-nicaraguanischen IDNDR-Pilotprojektes.

Die erwähnten Gefährdungseinschätzungen sind sämtlich vorgesehen für die Einführung als Erdbebenzonierungskarten in erdbebengerechten Baunormen. Damit wird ein direkter und gegenwärtig einzig praktikabler Beitrag zur Verminderung der Schadensauswirkungen von Beben geleistet und dem Anliegen der Dekade Genüge getan. Zu erwähnen ist weiterhin die Erweiterung der Erdbebenzonierungskarte der noch gültigen erdbebengerechten Baunorm DIN 4149 auf die neuen Bundesländer.

Mit zunehmender Bedeutung seismischer Gefährdungsabschätzungen in den letzten 15 Jahren erhielt die makroseismische Intensität als Erschütterungsparameter eine größere Wertigkeit. Hierzu wurde seitens der ESC angeregt, die bisherige MSK-Skala grundlegend zu überarbeiten und eine internationale Arbeitsgruppe von Seismologen und Erdbebeningenieurern zu etablieren; eine vom GFZ geleitete Aktivität. Während des Berichtszeitraumes fanden hierzu Workshops im März 1992 in Luxembourg sowie im Juni dieses Jahres in Potsdam statt. Mit der Veröffentlichung der grundlegend überarbeiteten European Macroseismic Scale EMS-92 im Mai 1993 fanden diese internationalen und interdisziplinären Arbeiten ihren vorläufigen Abschluß. Im Vergleich zu bisherigen Skalen enthält die EMS-92 zahlreiche Innovationen:

- eine ausführliche Anleitung zum Gebrauch makroseismischer Skalen
- eine Einführung von Vulnerabilitätsklassen für beliebig viele Bautypen anstatt bisher lediglich drei Typen
- eine neue mit Illustrationen versehene Klassifizierung von Schadensgraden
- eine Präzisierung der Definitionen der einzelnen Intensitätsgrade, einen detaillierten, bebilderten Anhang mit Beispielen zur Festlegung des Schadensgrades und der Vulnerabilitätsklasse
- eine Separierung und Neufassung der seismogeologischen Effekte, der erstmals in die Intensitätsabschätzung eingeführten erdbebengerechten Bauten. Derzeit wird die neue Skala mit großem Erfolg weltweit angewandt. Die jetzt anfallenden Erfahrungen werden erfaßt, um sie 1995 zu diskutieren und 1996 mit einer abermals, wenn auch nur geringfügig modifizierten Fassung als offizielle, verbindliche Skalenversion vorzulegen.

Globale Erdschwerefeldmodelle: GRIM4

Die Grobstruktur des Erdschwerefelds außerhalb der Erdoberfläche wird zuverlässig allein durch die Analyse beobachteter Satellitenbahnstörungen sichtbar. Das Schwerefeld wird üblicherweise dargestellt durch den sich

ändernden Betrag der Schwerebeschleunigung oder durch das Geoid, d.h. die unregelmäßige Oberfläche derjenigen Äquipotentialfläche, die im Mittel mit der Meeresoberfläche zusammenfällt.

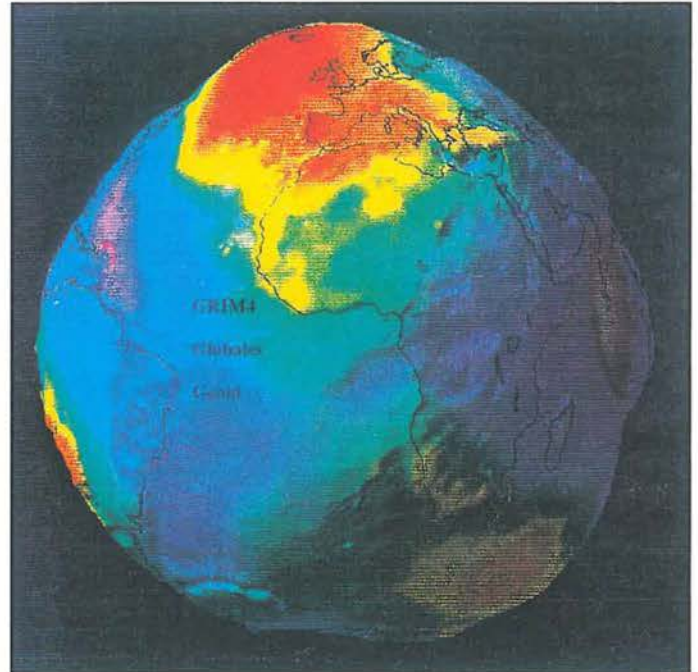


Abb. 12: GRIM 4 Globales Geoid

Die Modellierung des langwelligen Anteils des Schwerefelds ist für die folgenden Anwendungen von Bedeutung:

- Geodäsie
 - Geoid (Normal Null) als Bezugsfläche für topographische Höhen (Höhensystem, DGM, GPS-Nivellement)
 - hochgenaue Satellitenbahnberechnung (Geotektonik, Altimetrie, Interferometrie)
- Geophysik
 - Randbedingungen für Modelle vom Aufbau der Erde und darin ablaufender Prozesse
- Ozeanographie
 - Geoid als Bezugsfläche für Meerestopographie (Meeresströmungs-, Klimamodelle)

Mathematisch wird das Schwerefeld beschrieben durch eine spektrale Entwicklung des Gravitationspotentials in Kugelfunktionen mit den von Entwicklungsgrad n und -ordnung m abhängenden harmonischen Koeffizienten $C_{n,m}$, $S_{n,m}$, den gesuchten Parametern. Durch Anwendung der Satellitenbahnstörungsmethode werden gegenwärtig spektrale Auflösungen vollständig bis etwa Grad/Ordnung 30 und für bestimmte resonante Ordnungen bis zum Grad 60 erzielt. Das entspricht räumlichen Auflösungen von Strukturen im Geoid mit halben Wellenlängen größer als 660 km bzw. 330 km.

Um diese Auflösung zu erzielen, müssen Beobachtungen

zu einer Vielzahl erdumkreisender Satelliten auf unterschiedlichen gut im Raum verteilten Bahnen ausgewertet werden. Die Arbeiten zur globalen Schwerefeldmodellierung des GeoForschungsZentrums Potsdam erfolgen in enger Kooperation mit „Groupe de Recherche de Géodésie Spatiale“ (CNES/GRGS), Toulouse. Zwischen beiden Gruppen werden regelmäßige Modell- und Programmentwicklungen sowie neu generierte Normalgleichungssysteme mit bis zu jeweils 5000 Unbekannten ausgetauscht. Die in dieser Kooperation erarbeiteten Schwerefeldmodelle heißen GRIM4. Zu den in den GRIM4-Modellen bereits enthaltenen Kamera-, Laser- und Dopplerdaten von 31 Satelliten konnten im Berichtszeitraum Laserdaten des europäischen Erderkundungssatelliten ERS-1 und GPS-Intersatellitenbeobachtungen des amerikanischen ozeanographischen Satelliten TOPEX hinzugefügt werden. Dies führte nicht nur zu einer Qualitätsverbesserung im Schwerefeldmodell, sondern auch zu einer erheblichen Steigerung der Bahnmodellierungsgenauigkeit auf 10 cm bzw. 3 cm radial für die beiden Satelliten. Damit wird eine wesentliche Voraussetzung für die Nutzung der Meereshöhenmessungen mittels Altimetrie erfüllt.

dem in 1350 km - Höhe fliegenden Satelliten TOPEX realisiert worden. Der Vorteil liegt in der lückenlosen Überdeckung der Bahn mit Beobachtungen und entsprechenden Informationsgewinn für die Schwerefeldmodellierung. Simulationsrechnungen haben gezeigt, daß diese Konfiguration eine Steigerung in der Schwerefeldauflösung allein aus Satellitenbahnbeobachtungen bis etwa Grad/Ordnung 80, entsprechend einer räumlichen Auflösung von 250 km, ermöglichen würde. Ein weiterer entscheidender Auflösungssprung bis hin zu Grad/Ordnung 180 wäre durch die Gradiometrie, also Schweregradientenmessungen direkt an Bord des niedrig fliegenden Satelliten zu erzielen. Das GFZ ist im Rahmen von Simulationsstudien für die ESA an der Planung derartiger Missionen beteiligt. Das Ziel ist ein Geoidmodell mit 10 cm Genauigkeit (Schere $\pm 5 \times 10^{-6} \text{ g}$). Obwohl durch Kombination der reinen Satellitenlösungen mit Altimetrie und terrestrischen Schweredaten globale Schwerefeldmodelle schon jetzt mit einer Auflösung bis Grad/Ordnung 360 gerechnet werden können, bleibt die Genauigkeit dieser Modelle wegen des Problems der Meerestopographie bei der Altimetrie und der mangelnden Homogenität hinsichtlich Überdeckung und Genauigkeit bei den terrestrischen Daten für viele Anwendungen unbefriedigend.

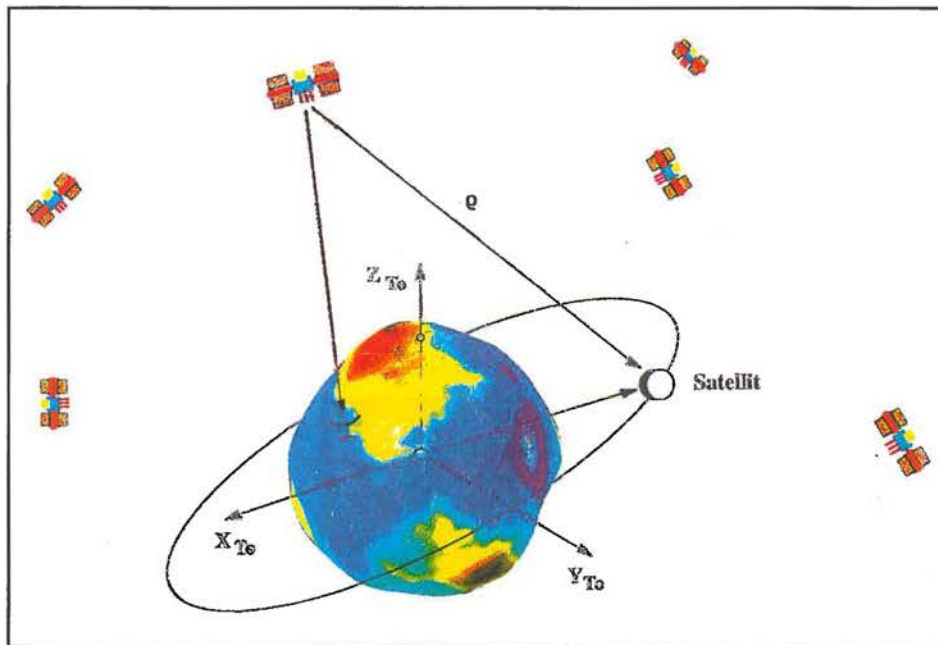


Abb. 13: Prinzip der Bahnverfolgung niedrigfliegender Satelliten durch die hochfliegenden GPS-Satelliten

Insbesondere die Nutzung von GPS-Intersatellitenbeobachtungen für die Schwerefeldmodellverbesserung war ein Arbeitsschwerpunkt im Berichtszeitraum. GPS-Intersatellitenbeobachtungen sind ein völlig neuartiger Beobachtungstyp. Dabei wird die Bahn eines Satelliten nicht wie bisher von Bodenstationen aus verfolgt, sondern von der kompletten Konstellation der hochfliegenden 22 Satelliten des amerikanischen „Global Positioning System“. Dieses Prinzip ist erstmals bei

Altimeterauswertung

Für ERS-1 werden sowohl genaue geophysikalische Altimeterrecords vom französischen Prozessierungszentrum (F-PAF), die mit einer zeitlichen Verzögerung von 3 bis 6 Monaten erhalten werden, als auch die ungenaueren und nach 3 Stunden verfügbaren sogenannten Fast Delivery Altimeter Daten zur Ableitung kurz- bzw. langperiodischer Meereshöhenmodelle verwendet. Diese wiederum gehen als Eingangsdaten in die hochauflösenden ozeanischen Geoidberechnungen und

die langwelligeren Meerestopographieschätzungen ein.

Abb. 14 zeigt ein aus ERS-1 Radaraltimeterdaten abgeleitetes hochauflösendes Meereshöhenmodell. Dieses besitzt gegenüber einem mittleren Referenzellipsoid (WGS84) Abweichungen von - 110 m südlich von Indien und + 85 m nördlich von Australien. Das vorliegende Meereshöhenmodell ist durch ein Schichtenmodell dargestellt, das zusätzlich durch eine seitlich beleuchtete Reliefdarstellung überlagert wird. Man sieht deutlich den mittelatlantischen Rücken zwischen Europa und Nordamerika, die großen pazifischen Gräben entlang von Japan oder die Vulkaninseln um Hawaii in der Mitte des

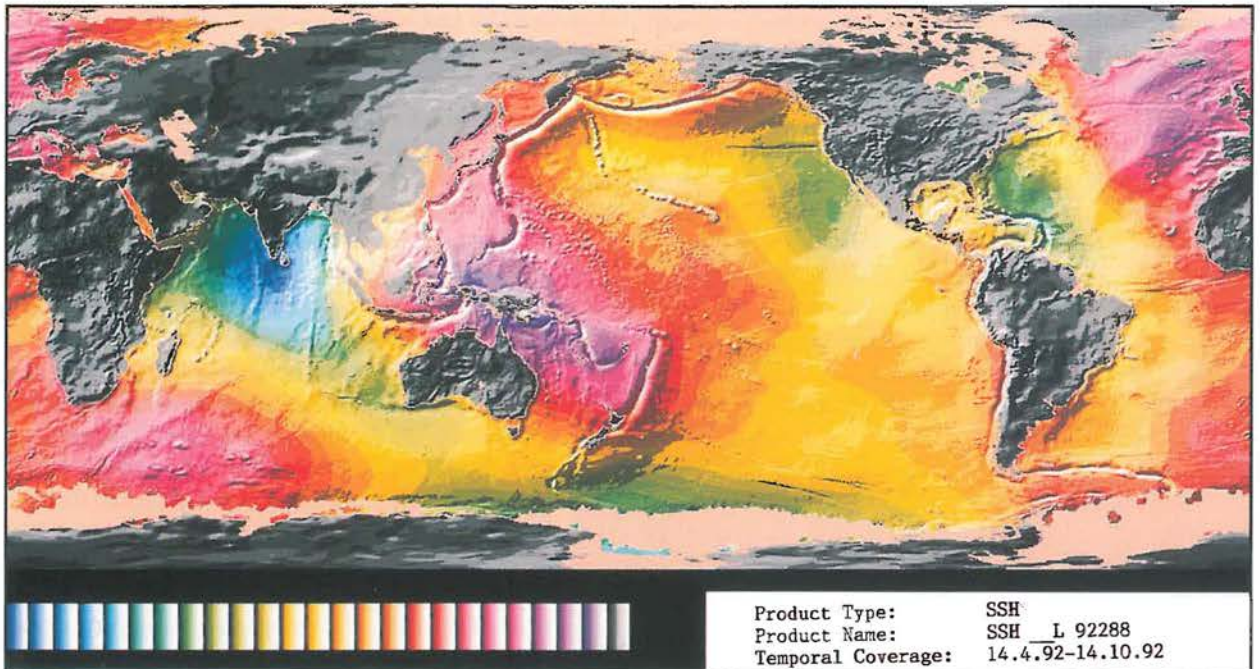


Abb. 14: Hochauflösendes Meereshöhenmodell aus ERS-1-Altimeterdaten

Bildes. Die grau dargestellten Landbereiche wurden aus dem am D-PAF gerechneten hochauflösenden Schwerefeldmodell (GFZ93A) eingespielt. Gut sichtbar sind die großen Gebirgszüge, die sich im Erdschwerefeld widerspiegeln. Eisgebiete oder Datenlücken sind ockerfarben wiedergegeben.

Das Supraleitgravimeter

Im Juni 1992 wurde die Installation des Supraleitgravimeters SCG Nr. 18 der Firma GWR San Diego/USA im GFZ Potsdam Haus A17 Nord-Ost-Keller abgeschlossen.

Abb. 15: Komponenten des SLG
links: Steuerelektronik und Meßwerterfassung, Analogregistrierung, Meßelektronik für He-Level
rechts: Meßpeiler mit Dewar, in dem sich die Gravity Sensing Unit befindet und Neigungskompensation
links unten: Monitor und Tastatur
rechts unten: Coolpack und Kompressor

Das Supraleitgravimeter dient zur stationären Messung der Variationen der Schwerebeschleunigung (Erdschwereiten). Ein supraleitender Probekörper wird durch ein in einer supraleitenden Spule erzeugtes Magnetfeld im schwebenden Zustand gehalten. Schwereänderungen verursachen Verschiebungen des Probekörpers, die als Meßsignal mit einer Auflösung von wenigen nm registriert werden.

Das installierte Supraleitgravimeter ist gegenwärtig das modernste Gerät zur kontinuierlichen Messung der Variationen der Schwerebeschleunigung. Es zeichnet sich gegenüber den klassischen Federgravimetern durch eine wesentlich geringere Drift und eine höhere Auflösung aus.



Insbesondere die Untersuchung langperiodischer Effekte (Perioden größer wenige Tage) sind erst mit Supraleitgravimetern möglich.

Mit den Registrierungen des Supraleitgravimeters können, neben der globalen Gezeitenanalyse (Erdgezeiten-spektrum, elastische Verformung der Erde) weitere Phänomene untersucht werden wie: Kernmoden (Erdkern-Erdmantel-Resonanz und Erdkern-Erdkern-Resonanz), nichtgezeitenbedingte meteorologische/hydrologische Auflasteffekte, Polar Motion (Chandler Wobble), Eigenschwingungen der Erde u.a.

Der Einfluß der Polbewegung auf die Schwereänderung wurde berechnet und mit dem SLG nachgewiesen (Abb. 16). Die Resonanzfrequenz des flüssigen Erdkerns wurde qualitativ nachgewiesen.

Es ist vorgesehen, das Supraleitgravimeter in ein weltweites Supraleitgravimeter-Netz (Geodynamik Projekt) einzubinden.

Fernerkundung (FE) der Lithospäre

Der Schwerpunkt der Arbeiten lag auf der Entwicklung

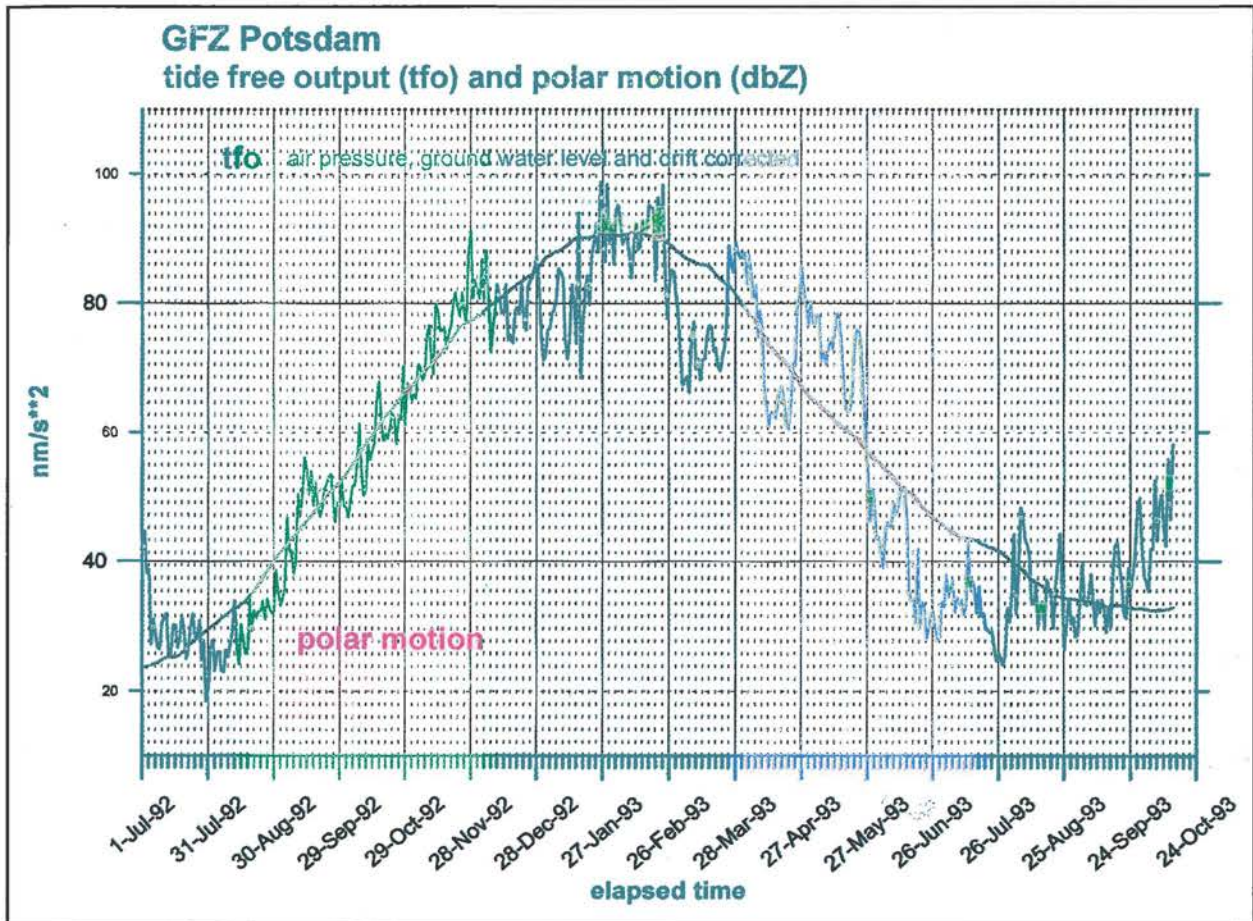


Abb. 16: Tide Free Output des SCG und Polar Motion

Mit Hilfe des Gezeitenanalyseprogramms wurden die Amplitudenfaktoren und Phasenverschiebungen für die einzelnen Wellengruppen des Gezeitenpektrums bestimmt. Die Standardabweichung ist kleiner als 1 nm/s^2 . Die Drift des Supraleitgravimeters zeigt ein lineares Verhalten und beträgt $2,9 \mu\text{Gal}/\text{Jahr}$.

Störungen durch Umwelteinflüsse (industrial noise) wurden untersucht und abgeschätzt, wobei sich zeigte, daß insbesondere im ganztägigen Bereich des Gezeitenpektrums Störungen auftreten, die durch Filtertechniken nicht eliminiert werden können.

von Modellalgorithmen zur Verarbeitung und Analyse von hochauflösenden Daten moderner, multispektraler Fernerkundungssensoren.

Die Untersuchungen, die erst im Juli 1993 begonnen werden konnten, konzentrierten sich auf die Verifikation von zwei neuentwickelten, optischen Sensoren, den deutschen MOMS-02 und den JERS-1, eine Entwicklung der Japanischen Raumfahrtbehörde (NASDA).

MOMS-02 ist ein „optischer“ Sensor, finanziert durch den BMFT und entwickelt von DASA-MBB unter Kontrakt der DLR. Das Instrument ist ein ccd „pushbroom“ Abtaster mit der Möglichkeit multispektral im Sichtbaren (VIS) und im Nahen Infrarotbereich (NIR) sowie panchromatisch „along-track“ stereoskopisch aufzuzeichnen.

die Bandbreiten und -zentrierungen der Spektralkanäle und des panchromatischen Filters wurden '89 vom Projektleiter in gemeinsamer Arbeit mit der damaligen Arbeitsgruppe an der Universität Karlsruhe und den Ingenieuren von MBB-DASA neu festgelegt. Die Definition fand auf theoretischer Basis durch Simulationsrechnungen an Labor- und Feldspektrometermessungen unter Einbeziehung von Atmosphärenmodellen statt. Nach dem erfolgreichen Flug (April/Mai '93) von MOMS-02 auf der D2/STS55 Mission standen seit November '93 die ersten Rohdaten zur Verfügung.

Ziel der laufenden Untersuchungen ist, die Qualität der Daten nach unterschiedlichen technischen Gesichtspunkten zu analysieren und den spektralen Informationsgehalt vor dem Hintergrund der Simulationsrechnungen und im Vergleich zu den existierenden, operationellen Sensoren z. B. LANDSAT-Thematic Mapper (TM) und SPOT-High Resolution Vidicon (HRV) zu ermitteln. Alle Untersuchungen werden in enger Kooperation mit dem MOMS Science Team und im Hinblick auf einen operationellen Flug von MOMS auf der russischen MIR-Station Mitte '95 (PRIRODA-Mission) durchgeführt.

Für die Analyse und Korrektur der Rohdaten wurde Software in IDL und Windows entwickelt und implementiert. Die Entwicklung beinhaltet Programme zur numerischen Erfassung der Point Spread Funktion (~MTF), des Signal-Rausch Verhältnisses (SNR), der Entropie, einer schnellen Fourieranalyse und erweiterter Simulationsrechnungen incl. atmosphärischer und insolationsbedingter Korrekturen.

Für die Analyse wurden MOMS-02 Rohdaten von je einem Testgebiet im semi-ariden (Zimbabwe) und ariden Bereich (Saudi-Arabien) ausgewählt. Nach Korrektur systematischer Bildfehler bei MOMS ergaben Untersuchungen zu MTF, SNR und Entropie vergleichbare Werte zu operationellen Sensoren wie SPOT-HRV und LANDSAT-TM.

Als systematische Bildfehler treten Odd/Even - und Drei-Zeilen-Effekte in den Rohdaten auf. Der Odd/Even Effekt ist bedingt durch Variationen der elektronischen Auslesung der geradzahlig und ungeradzahlig Bildpunkte. Der Drei-Zeilen Effekt des panchromatischen Bandes ist auf ein Übersprechen des Multiplexers zurückzuführen. Dieser wird für zukünftige Missionen ausgetauscht.

Die Rohdaten lassen sich mit Hilfe eines Histogrammanpassungsalgorithmus bzw. einer Fourierfilterung korrigieren. Hierzu wurden die entwickelten Programme genutzt. Aufgrund von Einbußen in der geometrischen Genauigkeit sowie der Bildung von Interferenzerscheinungen und Artefakten bei der Verwendung scharfkantiger idealer Fourierfilter ist eine optimierte Histogrammanpassung vorzuziehen. Dabei werden die Bilddatensätze in sechs Teilmengen gleicher statistischer Verteilung getrennt und in der Grauwertverteilung einander angepaßt.

Nicht-systematische Bildfehler bleiben damit allerdings erhalten. Diese z. T. sich überlagernden Frequenzen konnten mit Hilfe des Power Spektrums (Fouriertransformation) erfaßt und eliminiert werden. Die sich überlagernden Frequenzen sind bedingt durch die hohe Bildauslesefrequenz und die instabilen Temperaturverhältnisse (ungenügende Abschirmung der Elektronik) während des Shuttle Fluges.

Zur Überprüfung der spektralen Signifikanz der MOMS-02 Kanäle wurden die korrigierten Daten mit Hilfe eines Atmosphärenprogramms (Lowtran-7) normiert und einer vergleichenden Varianz/Kovarianz-Analyse unterworfen. Die Ergebnisse für vegetationsbedeckte Bereiche zeigen eine etwas niedrigere Korrelation von MOMS gegenüber HRV und TM. Die Resultate sind jedoch nur bedingt aussagekräftig, da die zur Verfügung stehenden Daten nicht zum gleichen Datum aufgezeichnet worden sind und daher phänologisch bedingte Veränderungen Einfluß auf das Ergebnis nehmen.

Vergleichende Analysen für Gesteinsoberflächen und Böden zeigen die bei der Kanaldefinition '89 prognostizierte niedrige Korrelation der MOMS-02 Bänder. Dies spiegelt sich in Kompositen auch qualitativ in gesättigten und stark differenzierten Farben wider, wie sie zur Interpretation struktureller und spektrallithologischer Elemente benötigt werden. Eine vergleichbare spektrale Auflösung in diesen Wellenlängenbereichen wird bislang von keinem operationellen, optischen Satellitensystem erreicht.

Abbildung 17 zeigt ein Quartett von vier Farbkompositen, die einem Datensatz, aufgezeichnet über Zimbabwe, südlich der Hauptstadt Harare entnommen sind. Die Farbinformation resultiert aus einer Kombination von zwei Kanälen des sichtbaren Lichts und einem Infrarotkanal mit einer Bodenauflösung von 13.5 m x 13.5 m. Die verschiedenen gesättigten Grüntöne indizieren unterschiedliche Vegetationsarten bzw. Differenzen in der Biomasse. Um die feinen Strukturen im Bild erkennbar zu machen, wurde über eine sogenannte Farbraumtransformation ein Nadir gerichteter panchromatischer Kanal desselben Sensors mit einer Bodenauflösung von 4.5 x 4.5 m in die Komposite eingerechnet. Somit lassen sich in den Daten sogar Flugzeuge, einzelne Häuser und Bäume erkennen.

Eine detaillierte, anwendungsbezogene Auswertung wird zukünftig an drei verschiedenen Testgebieten mit entsprechendem „ground truthing“ durchgeführt. Die Testgebiete liegen in Anlehnung an die aufgezeichneten Daten in Zimbabwe (Regionalplanung/Landnutzung/Erosion), Australien (Geologie), und auf den Philippinen (Tropenwälder).

Die Untersuchungen zu den verbesserten Einsatzmöglichkeiten von MOMS-02 zur Landnutzung etc. und zur Differenzierbarkeit tropenspezifischer Vegetation werden durch Drittmittelprojekte gestützt.

Der JERS-1 (Japanese Earth Resources Satellite) ist ein relativ neuer Sensor, der sich durch eine verbesserte räumliche und spektrale Auflösung gegenüber TM und HRV auszeichnet. Er ist neben TM der zweite operationelle Sensor, der mit „short wave infrared“ (SWIR) Kanälen ausgestattet ist.

Voraussetzungen geschaffen.

Die geologische Interpretation dagegen beschränkte sich auf die Differenzierung über $\text{Fe}^{2+,3+}$ -Absorptionsbanden, die nur indirekte Rückschlüsse auf lithologische Einheiten bzw. deren sekundäre Überprägungen/Oberflächen-

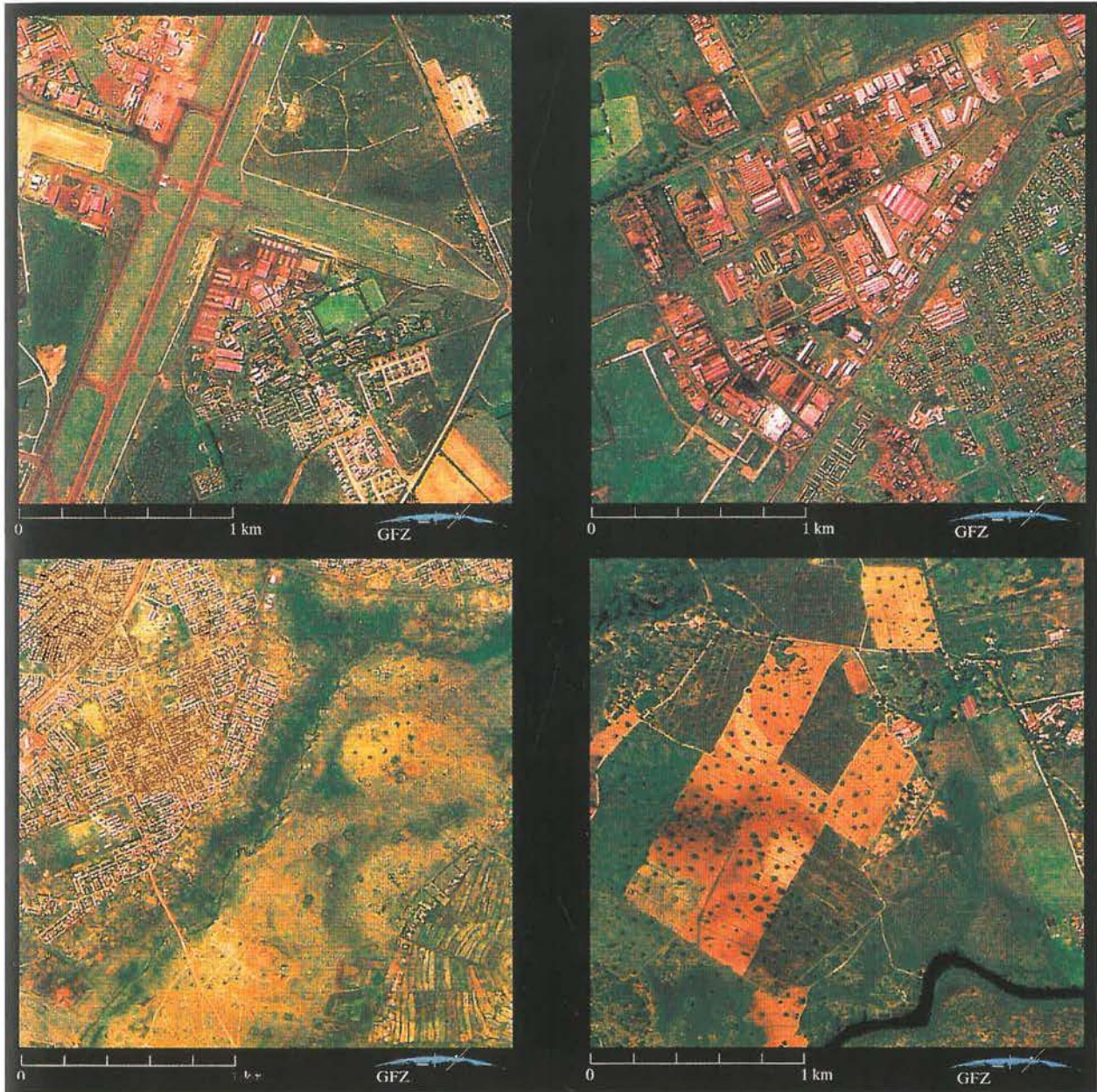


Abb. 17: MOMS-02-Farbkompositen
 oben links: Flughafen Harare
 oben rechts: Industrieviertel Harare
 unten links: Chitungwiza - Communal land
 unten rechts: Kleinparzellierter Feldbau

Der Schwerpunkt abbildender FE-Systeme lag bislang vorwiegend bei breitbandigen Sensorkonfigurationen, die Daten im VILS- und NIR-Bereich akquirierten. Damit waren für alle Untersuchungen, die auf die Erfassung und Differenzierung von Vegetationsflächen abzielten, gute

ausbildungen (Verwitterung, Wüstenlackbildungen, Mineralisationen mit z. B. Hämatitführung u. ä.) zulassen. Nur über die Einbeziehung struktureller Informationen war im VIS/NIR Bereich eine befriedigende indirekte Kartierung oder Abgrenzung lithologischer Einheiten möglich. Die Einbeziehung des SWIR-Bereichs durch TM (Kanäle 5 und 7 / $1,55$ bis $1,75\mu\text{m}$ bzw. $2,08$ bis $2,35\mu\text{m}$) hingegen ermöglichte die Erfassung OH^- , H_2O und CO_3^{2-} -führender Mineralgruppen über deren charakteristische Absorptionsbanden. Damit wurde ein wesentlicher Fortschritt für die Detektion von Alterationslagerstätten erzielt.

Der optische Sensor des JERS-1-Satelliten zeichnet in 8 Spektralbereichen auf, von denen vier auf den VIS- und NIR-Bereich entfallen. Das JERS Band 5 entspricht in etwa dem TM-Band 5, und die JERS Bänder 6, 7 und 8 differenzieren den Teil des SWIR-Bereichs, der bislang nur von dem breitbandigen TM Kanal 7 überdeckt wird. Damit wird der für die diagnostische Mineralidentifikation wichtige Spektralbereich von 2 bis 2,4 μm , nicht wie bei TM durch einen, sondern durch 3 schmalbandige Kanäle des JERS-1-Systems abgebildet. Die TM-Daten haben ein GIFOV (ground instantaneous field of view) von 30 m x 30 m. Vergleichbare Bänder des JERS-1-Satelliten haben demgegenüber eine höhere Auflösung von 18,3 m x 18,3 m.

Ziel der Untersuchungen ist zu analysieren, ob und inwieweit durch die entsprechend differenziertere spektrale Auflösung von JERS-1 im SWIR-Bereich, eine Trennung von Al-OH zu Mg-OH führenden Mineralen möglich ist.

Hierzu wurden Daten eines Testgebiets in der Negev-Wüste/Israel ausgewählt. Im gleichen Gebiet fanden in den vergangenen Jahren umfangreiche Feldarbeiten statt. Zudem liegen Laborspektrometerdaten der wichtigsten Gesteinstypen, Profiluntersuchungen und Daten eines abbildenden Flugzeugspektrometers (GER II) von 1989 vor.

Derzeit werden mehrere Profile in unterschiedlichen Lithotypen und geeigneten geologischen Teilstrukturen (z. B. Tagebaue von Kaolinit bzw. Bauxit) des Testgebietes spektral ausgewertet.

Erste Ansätze aus Simulationsrechnungen auf der Basis von Mineralspektren zeigen, daß die entsprechenden JERS-1 Kanäle (6, 7 und 8) noch zu breitbandig sind, um natürliche Gesteinsoberflächen diagnostisch zu erfassen, die nur geringe Anteile -OH führender Minerale aufweisen. Lediglich reine Mineralstandards lassen eine saubere Trennung zu. Die Arbeiten an den „realen“ Bilddaten sind noch erschwert, da derzeitige Kühlprobleme des Sensors am SWIR-Modul zu einer starken Beeinträchtigung der Qualität führen.

Die Arbeiten werden im Rahmen einer Vereinbarung zur Teilnahme am „Sensor Verification Program“ der japanischen Raumfahrtbehörde NASDA durchgeführt.

Analyse hyperspektraler Daten

Es wurde mit Programmentwicklungen und dem Aufbau einer Spektraldatenbank begonnen. Dazu werden Standardminerale und gezielt genommene Geländeproben mit Hilfe eines Laborspektrometers gemessen und in eine Datenbank eingebunden. Diese dient als Basis sowohl für die Klassifizierung hyperspektraler Datensätze abbildender Spektrometer (z. B. GER) als auch zur Analyse von Mineralmischungen (Gesteinen) mit Hilfe „Neuronaler Netzwerke“.

Die Leistungsfähigkeit der bislang entwickelten Programmpakete zur spektralen Klassifikation wurde bereits mit künstlich verrauschten Spektren bekannter synthetischer Mineralmischungen nachgewiesen. Zudem lassen sich bei vorgegebenen Merkmalsräumen benutzte Sensorcharakteristika extrahieren. Damit sollte bei zukünftigen Sensorentwicklungen eine noch gezieltere Definition von Kanälen möglich sein.

Testgebiet für die Untersuchungen ist der Maktesh Ramon in Israel, von dem praktisch alle verfügbaren FE-Daten zur Verfügung stehen. diese Arbeiten werden vorrangig durch Drittmittel gestützt.



Seismische Sprengung in der russischen Steppe (Foto: A. Egorkin)

Aufgabenbereich 2

Aufbau des Erdkörpers

Der Aufbau des Erdkörpers ist das Produkt einer seit vier Milliarden Jahren ablaufenden Umordnung der internen Massenverteilungen. Erdbeben und Vulkanausbrüche dokumentieren, daß dieser Umordnungsprozeß immer noch andauert. Es ist zu erwarten, daß das Endprodukt dieser Umordnungen ein stabiler, schalenförmiger Aufbau des Erdkörpers sein wird, der sich bereits in groben Zügen mit der Aufteilung in Kern, Mantel und Kruste etabliert hat. In diesem Wandlungsprozeß sind jedoch instabile Zwischenresultate zu erwarten, die wiederum Ursache weiterer Prozesse sein könnten. Triebkräfte für diese Umordnungsprozesse sind thermodynamische Instabilitätszustände des Erdkern und des Erdmantels.

Besonderes Gewicht kommt dabei der Gestalt der Kern-Mantel-Grenze und den Dichteveränderungen im Erdmantel zu. Sie erzeugen jene Ungleichgewichtszustände im oberen Mantel und in der Lithosphäre, die sich dort in tektonischen und magmatischen Prozessen auszugleichen versuchen. Deshalb ist eine isolierte Betrachtung der Lithosphäre nicht aufschlußreich. Einen wesentlichen Beitrag zur Lithosphärenforschung lieferte die Geophysik dann, wenn sie das Gesamtsystem von Lithosphäre und der Übergangszone zum oberen Erdmantel untersucht. Erst so läßt sich die eigentliche Lithosphäre genau definieren und der Aufbau von Ungleichgewichtszuständen begründen. Die entstehenden Kräfte werden durch die Existenz von mobilen Zonen zu einer Umverteilung und Neuordnung der Massen der Lithosphäre führen. Mobile Zonen entstehen an Schwäche-zonen. Die Ursache dieser Schwäche-zonen ist die Ansammlung von Schmelzen und Fluiden und die damit verbundenen großen Änderungen physikalischer Eigenschaften, die geophysikalisch erfaßt werden können. Schwäche-zonen finden sich in der mittleren und unteren Kruste sowie dem Übergangsbereich zum oberen Mantel. Sie sind oft horizontal orientiert wie etwa die duktilen Teifenbereiche unter vulkanischen Gürteln vom Anden-Typ. Bedeutende Schwäche-zonen sind aber auch vertikal orientierte Bereiche wie z.B. vom Typ der San Andreas-Verwerfung. Der Aufgabenbereich „Aufbau des Erdkörpers“ untersucht in fünf Projektbereichen mit verschiedenen Verfahren der Tiefensondierung die ständig ablaufenden Prozesse, die zum derzeitigen Zustand des Erdinnern und -äußern geführt haben.

Die Ziele werden unter Anwendung der modernsten Werkzeuge der Geophysik angegangen. Diese Werkzeuge schließen moderne Methoden der Datenerfassung, die Verarbeitung der Daten sowie deren Interpretation ein. Entsprechend dieser Orientierung bestand ein wesentlicher

Teil der Arbeit der vergangenen zwei Jahre in der Schaffung der materiellen Basis, mit der dieses Ziel erreicht werden kann. Dies beinhaltete einen großen Aufwand an organisatorischer Tätigkeit. Es wurde begonnen, GEOFON-Stationen, also Teile des internationalen digitalen seismologischen Breitbandnetzes weltweit aufzustellen. Mit der Beschaffung von breitbandigen digitalen Registriergeräten, hochempfindlichen Sensoren für das elektrisch-magnetische Feld und deren Einsatz in der Magnetotellurik gelang es, neue experimentelle Maßstäbe für die elektromagnetische Erkundung des Erdinnern zu setzen. Mit dem schnellen Ausbau des seismischen Teils des geophysikalischen Gerätepools wurden zwei Dinge erreicht: zum einen ist das GFZ ein wesentlicher und unübersehbarer Partner bei allen großen internationalen Projekten zur Erkundung der Lithosphäre. Zum zweiten hat der Pool eine Größenordnung erreicht, die es unabdingbar erfordert, Feldeinsätze in großen nationalen und internationalen Operationen durchzuführen. Das erste große Feldexperiment, an dem der vorhandene Gerätepool eingesetzt wurde, und bei dem viele Mitarbeiter des Aufgabenbereiches teilnahmen sind die geophysikalischen Messungen (Seismik, Elektromagnetik, Geothermie) im Rahmen des Sonderforschungsbereiches 267 „Deformationsprozesse in den Anden“. Interpretationsfähige Ergebnisse liegen aber zum Berichtszeitpunkt noch nicht vor. Zwar spielte die Vorbereitung des Anden-Projektes eine wichtige Rolle; zeitgleich wurden aber auch andere Vorhaben, die gleichermaßen auf das zentrale Thema des Aufgabenbereiches zielten, durchgeführt. Einige herausragende Ergebnisse seien an dieser Stelle erwähnt. Die Auswertung der russischen nuklearseismischen Daten (Peaceful Nuclear Explosions) wurde vorangetrieben und ein zweidimensionales Modell der elastischen Geschwindigkeiten bis in 700 km Tiefe aufgestellt. Von besonderer Bedeutung ist die variable Struktur des Lithosphären-Asthenosphären-Systems beim Übergang von der kalten osteuropäischen Plattform zu dem im Paläozoikum akkretionierten Westsibirien. Eine international heftig umstrittene Frage ist die Existenz einer seismischen Diskontinuität im oberen Mantel in 520 km Tiefe. Diese Frage wurde von zwei Richtungen aus angegangen: zum eine vom Standpunkt der langperiodischen Seismologie, zum anderen vom Blickpunkt der nuklearseismischen Daten, also der kurzwelligen Seismologie. Letztere zeigt eindeutige Anzeichen für die Existenz der Diskontinuität, während der langperiodische Ansatz nicht hinreichend auflösend ist. Ein gezieltes seismisches Experiment wurde in Zusammenarbeit mit DEKORP und KTB geführt, um die

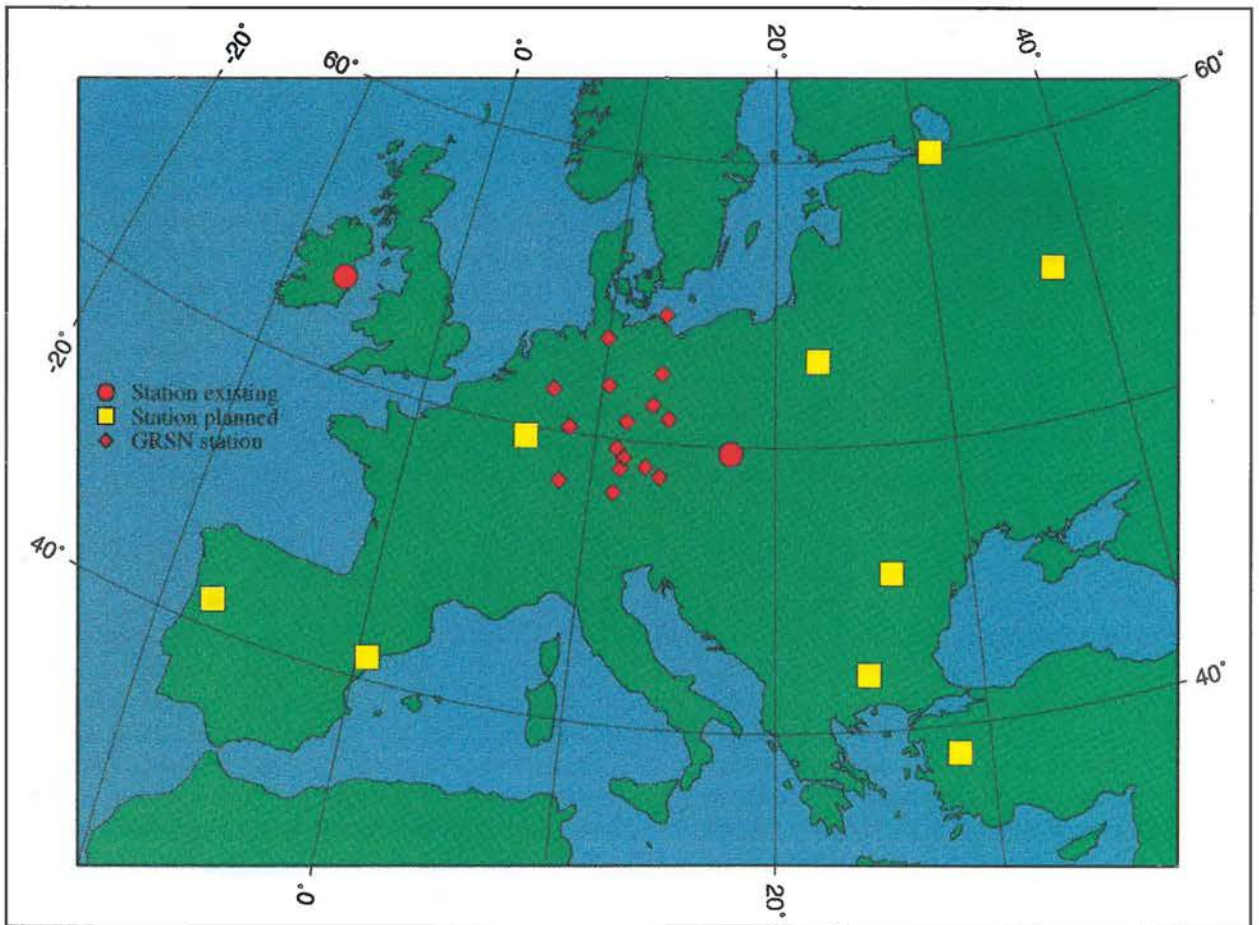
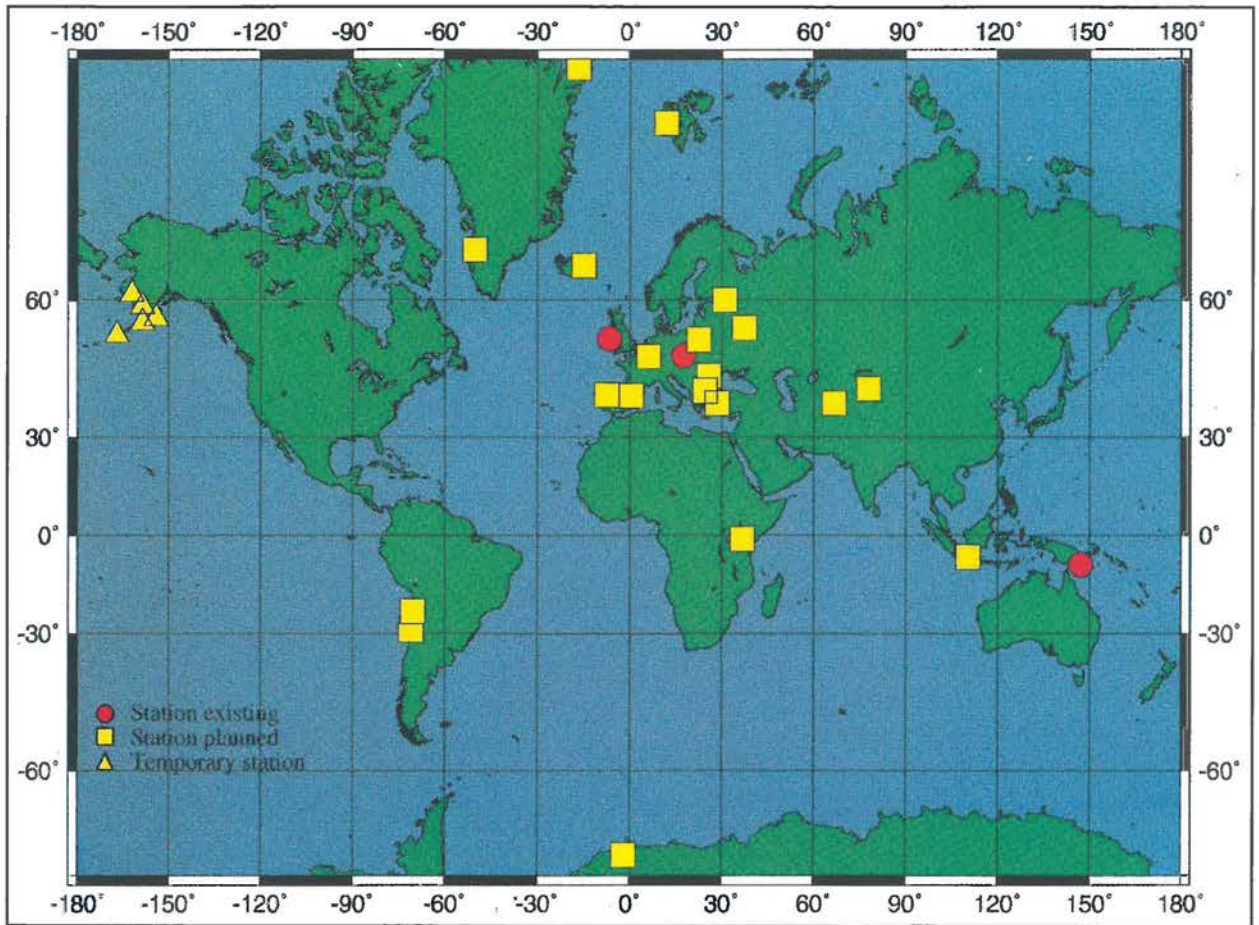


Abb. 1 (links oben): Globale Verteilung von seismischen Stationen des GEOFON-Netzes des GFZ.

Abb. 2 (links unten): Europäische Verteilung von seismischen Stationen des GEOFON-Netzes des GFZ und des Deutschen Regionalen Seismologischen Netzes (GRSN), betrieben von DFG und BGR.

Kalibrierung des wichtigsten oberkrustalen Reflektors, nämlich des zur fränkischen Linie gehörenden SE-1 zu erreichen. Schußdaten und deren Verarbeitung erlauben es, die Bohrlochergebnisse mit der Oberflächenseismik in eindeutiger Weise zu verknüpfen. Damit ist ein wesentliches Ziel der kontinentalen Tiefbohrung erreicht. Einen sich abzeichnenden Schwerpunkt stellen geowissenschaftliche Arbeiten im Ural dar. In internationaler Zusammenarbeit beteiligte sich das GFZ an reflexionsseismischen Pilotmessungen und geologischen Erkundungen und Interpretationen im zentralen Ural. Die Ergebnisse zeigen Überschiebungstektonik auf die europäische Plattform und die präzise Geometrie der Haupturalstörung.

Seismologie: das globale seismologische Netz GEOFON durchleuchtet die Erde

Die moderne digitale Breitbandseismologie hat in Deutschland eine lange Tradition. Die Erdbebenaktivität in und um Deutschland wird durch das Deutsche Regionale Seismologische Netz (GRSN) auf vorbildliche Weise überwacht. Bei der Überwachung der globalen Erdbebenaktivität sind aber andere Länder weit aktiver. Um im globalen und europäischen Rahmen ebenfalls einen deutschen Beitrag zu leisten, wurde mit dem Aufbau des GEOFON (GeoForschungsNetz) begonnen. Ziel dieses Projektes ist es, im Rahmen des globalen Netzes der Federation of Digital Seismic Networks (FDSN) noch bestehende globale Lücken zu schließen und im regionalen europäischen Rahmen ein hochauflösendes Netz zu schaffen. In den Abb. 1 und 2 sind die bisher errichteten und geplanten Stationen des GEOFON-Netzes dargestellt. Die meisten globalen Stationen werden in Kooperation mit dem amerikanischen IRIS-Program errichtet. Außerdem sollen einige Stationen in Polarregionen in Zusammenarbeit mit dem Alfred-Wegener-Institut betrieben werden. In Europa liegt der Schwerpunkt der GEOFON-Aktivität in Osteuropa. Moderne seismologische Breitbandnetze dienen sowohl der Grundlagenforschung, z.B. im Bezug auf die Erdbebenquelle oder die Struktur und Dynamik des Erdkörpers, als auch der schnellen Bestimmung von Herdparametern zur Überwachung von Schadbeben.

Strukturuntersuchungen der Erdkruste und des oberen Mantels mit Hilfe von konvertierten Wellen

Die herkömmliche Oberflächengeologie wird durch seismische Methoden um eine Dimension in das Erdinnere erweitert. Sprengseismische Untersuchungen haben besonders in Deutschland eine lange Tradition, die Tiefenreichweite ist jedoch begrenzt. Um größere Tiefen untersuchen zu können, benötigt man Erdbebenregistrierungen. Die Konvertierung von Kompressions- (P) zu Scherwellen (S) an Diskontinuitäten im oberen Erdmantel und in der Erdkruste ist besonders für solche Strukturuntersuchungen geeignet. In Abb. 3 ist die Arbeitsweise dieser Methoden an einem Beispiel dargestellt. Die

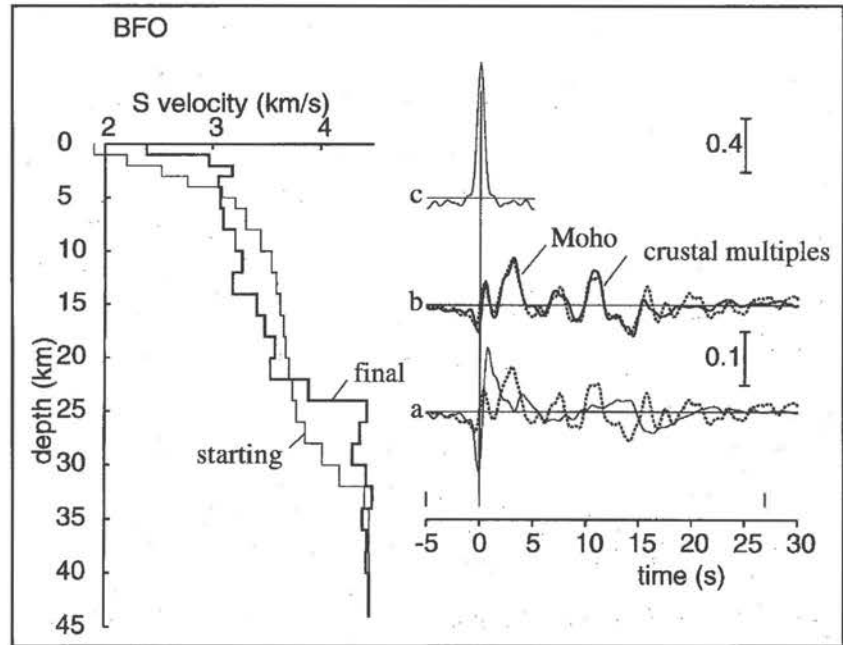


Abb. 3: Bestimmung von Modellen der Erdkruste aus Erdbebenaufzeichnungen von P-S-konvertierten Wellen. a) gestrichelt: beobachtete Daten, durchgezogen: zum Startmodell gehörendes theoretisches Seismogramm. b) gestrichelt: beobachtete Daten, durchgezogen: zum Endmodell gehörendes theoretisches Seismogramm. Mit Hilfe der Inversionsmethode wurde ein Krustenmodell gefunden, das in befriedigender Weise die Daten erklärt. Die Methode dient zur Ergänzung von explosionsseismischen Methoden und kann leicht bis in größere Tiefen fortgesetzt werden.

gestrichelte seismische Spur in Abb. 3a) und 3b) ist die beobachtete, aus vielen Beben aufsummierte Radialkomponente der Bodenbewegung. Die dünne Spur in Abb. 3a) ist eine theoretische Spur, die für das mit „starting“ bezeichnete Krustenmodell (links in der Abb.) berechnet wurde. Als Ergebnis der Inversion wurde das mit „final“ bezeichnete Modell erhalten. Die entsprechenden theoretischen Seismogramme in Abb. 3b) stimmen mit den beobachteten Daten sehr gut überein. Auf diese Art und Weise kann unter jeder seismischen Station, perma-

nent oder mobil, die Struktur der Erdkruste relativ schnell festgestellt werden. Die Methode kann leicht in den oberen Mantel hinein erweitert werden. Gegenwärtig erlebt die Anwendung dieser Methode mit Hilfe mobiler Breitbandnetze international einen großen Aufschwung.

Existiert eine seismische Diskontinuität in 520 km Tiefe?

Diese Frage beschäftigt Seismologen und Petrologen seit einigen Jahren intensiv. In petrologischen Modellen des oberen Erdmantels wird eine Diskontinuität in 520 km Tiefe als Phasensprung von β - zu γ -Spinell interpretiert. An Abb. 4 (links) ist ein Datenbeispiel gezeigt, das bisher als einer der stärksten Beweise für die Existenz der 520-km-Diskontinuität angesehen wurde. Vorläufer von SS, die durch Reflexion an der Unterseite von Diskontinuitäten im oberen Mantel entstehen, zeigen neben den Reflexionen von den bekannten Diskontinuitäten in 410 und 660 km Tiefe auch Energie, die aus einer Tiefe von 520 km Tiefe zu stammen scheint. Theoretische Rechnungen (rechts in Abb. 4) für ein

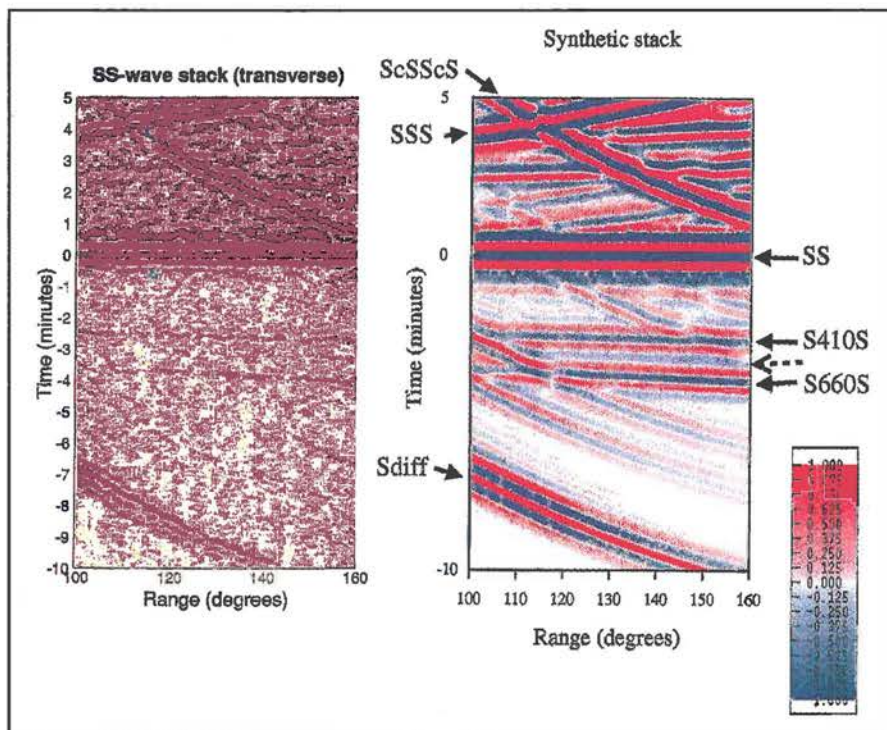
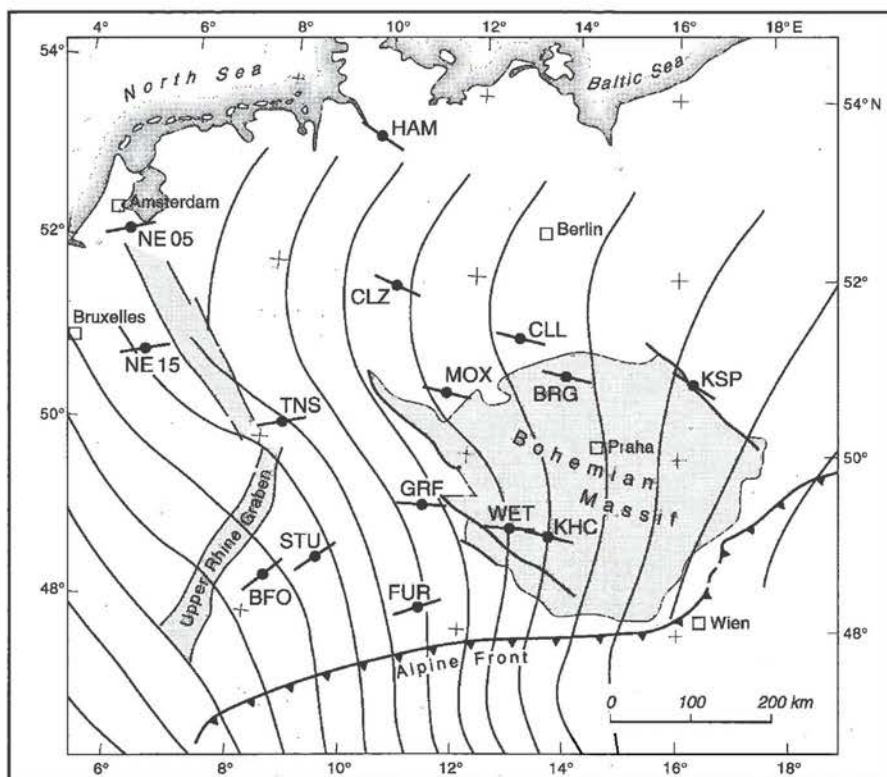
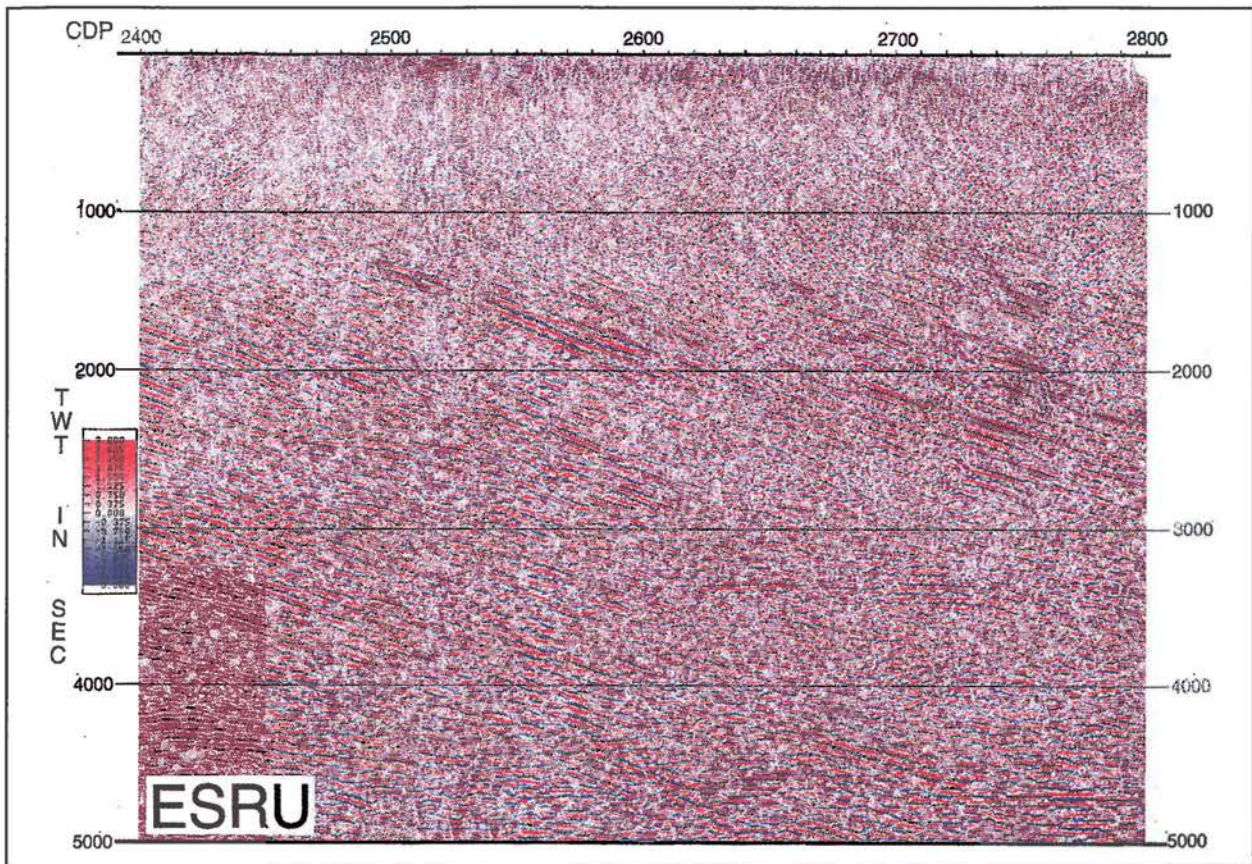


Abb. 4 (oben): Widerlegung der globalen Existenz einer seismischen Diskontinuität in 520 km Tiefe. Links beobachtete Daten, rechts theoretische Daten. SS bezeichnet Reflexionen an der Erdoberfläche von unten, S_{410} und S_{660} entstehen durch einmalige Reflexionen an den Unterseiten der Diskontinuitäten in 410 bzw. 660 km Tiefe. Der gestrichelte Pfeil dazwischen markiert Energie, die fälschlicherweise aus einer Tiefe von 520 km zu kommen scheint. Tatsächlich handelt es sich um eine Konsequenz der Übertragungsfunktion des Registrierersystems und des seismischen Eingangssignals.

Abb. 5: Beobachtungen seismischer Anisotropie im Deutschen Regionalen Seismologischen Netz. Die Richtungen der schnellen Ausbreitungsgeschwindigkeit sind für die einzelnen Stationen angegeben. Zusätzlich angegeben sind theoretische Trajektorien der maximalen horizontalen Hauptspannungen, berechnet von Grünthal und Stromeyer aus einem Modell der Kollision von Afrika und Europa. Die schnellen Richtungen der seismischen Geschwindigkeiten werden als Orientierungsrichtungen von Kristallen infolge von Strömungen in der Asthenosphäre senkrecht zu den Hauptspannungsrichtungen interpretiert.





klassisches Erdmodell ohne die Diskontinuität in 520 km Tiefe ergeben aber das gleiche Erscheinungsbild. Genauere Untersuchungen haben ergeben, daß Unsauberkeit in den Datenverarbeitungsmethoden zu diesen Fehlinterpretationen geführt hat. Dieser Sachverhalt macht die Sorgfaltspflicht und die Verantwortlichkeit der Wissenschaftler für ihre Ergebnisse deutlich.

Anisotropiemessungen in Mitteleuropa

Seismische Anisotropie kann in einer partiellen Schmelze durch Ausrichten von Kristallen z.B. als Reaktion auf Strömungsvorgänge auftreten. Aus beobachteter Anisotropie der seismischen Geschwindigkeit kann damit auf aktuelle oder „eingefrorene“ Strömungsrichtungen geschlossen werden. Abb. 5 zeigt die Ergebnisse azimuthaler Anisotropiemessungen für das Deutsche Seismologische Regionalnetz. Zur Beobachtung der Anisotropie wurden SKS-Phasen benutzt, die im isotropen Fall linear polarisiert sind. Infolge Anisotropie kommt es zu „shear wave splitting“ (Doppelbrechung), was zu elliptischer Polarisierung führt, aus der die Richtung der schnellen Geschwindigkeit abgeleitet werden kann. In Abb. 5 sind die Richtungen der schnellen Geschwindigkeit für Mitteleuropa eingetragen, zusammen mit den Trajektorien der horizontalen Maximalspannung, berechnet aus einem tektonischen Modell der Kollision Afrikas und Europas (Grünthal und Stromeyer). Die Richtungen der schnellen Geschwindigkeiten (und damit eventuell die Strömungsrichtung) stehen im wesentlichen senkrecht auf dem Spannungstrajektorien.

Abb. 6: Seismische Reflexionsdaten (Stapelsektion) über die Uralhauptströmung. Horizontal ist ein Ausschnitt von ca. 10 km Profillänge dargestellt; vertikal sind 5 s Zweiweglaufzeit abgebildet. Zu beachten ist das gute „Image“ der Störung und das starke Einfallen mit etwa 45°.

Reflexionsseismische Tiefensondierung im Ural: der Blick in die Tiefe

Im Sommer 1993 führte ein internationales Konsortium von Wissenschaftlern ein reflexionsseismisches Experiment im zentralen Ural in der Nähe der Tiefbohrung SG-4 durch. Es kooperierten das GFZ mit COCORP, dem Geophysikalischen Institut Uppsala (Schweden) und russischen Forschern der Bashenov Geophysical Expedition. Ziel war es, ein 60 km langes CMP-Profil (Common-Mid-Point) über die Uralhauptstörung zu schießen. Die Uralhauptstörung trennt die europäische Plattform von dem im Paläozoikum kollidierten Sibirien. Im Unterschied zu den Varisciden weist der Ural eine ausgeprägte Verdickung der Krustenmantelgrenze auf. Dies ist überraschend, weil die Varisciden, als vergleichbares Gebirge, nach dem Kollisionsvorgang äquilibriert wurden, und im Zuge dieses Prozesses ihre Wurzeln verloren. Hauptziel von Strukturgeologie und Tiefenseismik im Ural ist es also, die Ursachen dieser Wurzel aufzudecken. Dabei kann es sich herausstellen, daß die in der Varisciden-Forschung entwickelten postorogenen Äquilibrierungsmodelle nicht allgemein auf paläozoische Gebirge zutreffen, oder, daß die Wurzel des Ural jungen Ursprungs ist.

Das 60 km lange Profil wurde gemeinsam von Bashenov Geophysical Expedition und der Reflexionsapparatur (DFS-V) des schwedischen Instituts aufgezeichnet. Bashenov übernahm die Bohr- und Schußarbeiten, während die Schweden die Signale aufzeichneten. Die Daten wurden mit dem System ProMax am GFZ aufwendig bearbeitet. Moderne Techniken wie Tomographie der Ersteinsätze und residual statics waren notwendig, um ein deutliches Bild des Untergrundes zu erhalten. Das Auftreten steiler Reflektoren machte eine Migration erforderlich. Abb. 6 zeigt 10 km dieses Profils. Die geneigten Reflektoren repräsentieren die Uralhauptstörung, also die Suturezone, die die geologische Grenze zwischen Europa und Asien markiert.

Hauptergebnisse des Projektes sind:

- Trotz schwieriger logistischer Bedingungen im Ural hat es sich als möglich erwiesen, ein reguläres tiefenreflexionsseismisches Profil in roll-along Feldtechnik zu messen. Die Kooperation von russischen und westlichen Feldgruppen hat funktioniert mit dem Ergebnis eines guten Profilfortschrittes.
- Trotz stark gekrümmten Wegen, und einem hohen Störpegel während der Messungen, der durch Bohrgeräusche, Fahrzeuge und andere Aktivitäten längs der Linie erzeugt wurde, gelang es, eine gute Datenqualität zu erzielen. Tatsächlich ist unser Profil das erste tiefe Profil, das jemals im Ural geschossen wurde.
- Erste Interpretationen zeigen, daß Überschiebungstektonik im zentralen Ural eine wesentliche Rolle spielt. Proterozoische Sedimente der europäischen Plattform wurden während des Kollisionsprozesses von den darunter liegenden Kristallinen abgeschert und nach Westen aufgeschoben. Die Uralhauptstörung zeichnet sich markant durch steil nach Osten fallende Reflektormuster aus. Diese werden von horizontal liegenden Reflektoren auf einem mittleren krustalen Niveau abgeschnitten. Die Krustenmantelgrenze liegt in der erwarteten übergroßen Tiefe von mehr als 50 km. Sie weist eine deutliche Topographie von Westen nach Osten auf. In der europäischen Plattform beträgt sie ca. 60 km und steigt nach Osten um mehr als 5 km an.

Insgesamt konnte mit diesem Pilotprojekt demonstriert werden, daß Reflexionsseismik im Ural technisch machbar ist, daß Reflexionsmuster von flachen Bereichen bis zur Krustenmantelgrenze abgebildet werden können, und daß ein langes Profil, das das gesamte Orogen quert, ein erstrangiges geowissenschaftliches Ziel darstellt.

Russische nuklearseismische Daten

Um die Struktur der Erdkruste und des oberen Mantels auf dem Territorium der früheren UdSSR zu ermitteln, wurde vom Ministerium für Geologie seit 1971 ein tiefenseismisches Programm durchgeführt. Abb. 7 zeigt die Lage der Profile und ihre Beziehung zu den großen

tektonischen Einheiten Eurasiens. Die hervorgehobene Linie zeigt die Lokation des Profils QUARZ. Dabei wurden längs definierter Linien etwa alle 10 km seismische Stationen aufgestellt. Diese Stationen registrierten dann eine Folge von chemischen Explosionen, die im Abstand von 50 bis 100 km erfolgten und als Besonderheit große nukleare Schüsse, die alle 600 bis 1000 km abgetan wurden. Die Profillängen erreichten dabei phantastische Ausdehnungen von über 4000 km. In gemeinsamer Anstrengung von GFZ, dem Geophysikalischen Institut der Universität Karlsruhe und der Nachfolgeinstitution des Ministeriums für Geologie, GEON, wird versucht, die Daten vor dem physischen Verfall zu bewahren und ihren wissenschaftlichen Gehalt auszuwerten. Was den zweiten Punkt anbetrifft, erfolgt er in enger Kooperation mit Wissenschaftlern des United States Geological Survey (USGS).

1993 wurde in Moskau, von Mitarbeitern der Geophysik Karlsruhe, die notwendige Hard- und Software installiert, die die Digitalisierung der Daten, die Lagerung auf modernen Datenträgern und die visuelle Auswertung erlauben. Federführend in Potsdam wurde das nuklearseismische Profil QUARZ mit einer Gesamtlänge von 4000 km, einem Zehntel des Erdradius, ausgewertet und ein zweidimensionales Modell der Kompressionswellengeschwindigkeit erstellt. Das Profil überstreicht den Baltische Schild, die europäische Plattform, das Uralgebirge, das westsibirische Becken und endet im Altai-Sayan-Gebirge.

Wesentliche Ergebnisse der Auswertung sind:

- Eine unerwartete Diskontinuität im oberen Erdmantel wurde in 550 km Tiefe gefunden. Damit ist der erste seismologische Nachweis im kurzperiodischen Frequenzbereich dieser Diskontinuität gelungen.
- Die deutlich sichtbaren Diskontinuitäten in 410 bis 660 km Tiefe zeigen eine korrelierte Abweichung zu größeren Tiefen hin in der Größenordnung von 20 bis 30 km. Damit ist ein starkes „kurzperiodisches“ Argument gefunden, das diese Manteldiskontinuitäten nicht ausschließlich als Phasenübergänge gedeutet werden können, denn diese müßten ihren thermodynamischen Eigenschaften entsprechend antikorrelierte Tiefenvariationen nach sich ziehen.
- Es zeigen sich starke laterale Variationen in allen Tiefen. Die Daten widerlegen alle Vorstellungen, daß sich die Erde zu größeren Tiefen hin homogenisiert.
- Die Lithosphärendicke ändert sich markant beim Übergang von der europäischen Plattform nach Westsibirien. Ob diese Lithosphärenausdünnung mit dem Akkretionsprozeß von Sibirien im Paläozoikum zusammenhängt oder Ergebnis der Bildung des westsibirischen Beckens ist, bleibt bis zur Auswertung weiterer Profile offen.
- Unter dem Ural, aber auch unter dem Altai-Sayan-Gebirge finden sich in vergleichsweise flachen Bereichen von 50 km Tiefe Fragmente des Erdmantels mit extrem hohen elastischen Geschwindigkeiten von 8,5

km/sec. Solche Geschwindigkeiten können unter Annahme vernünftiger petrologischer Modelle eigentlich nur in Tiefen von über 200 km vorkommen. Entweder weisen diese Fragmente starke Anisotropie auf oder sie müssen aus großen Tiefen im Verlauf des Gebirgsbildungsprozesses nach oben transportiert worden sein.

Die bisherigen Ergebnisse lassen auf spektakuläre Resultate für die Auswertung des gesamten Profilnetzes

erzeugt. Die elektrische Leitfähigkeit ist eine jener physikalischen Eigenschaften, die besonders empfindlich auf diese Prozesse reagiert und deshalb geeignet ist, diese Nahtstellen der Lithosphäre zu untersuchen. Im Sonderforschungsbereich 267, zusammen mit der Freien Universität Berlin und der Technischen Universität Berlin, ist die räumliche Kartierung dieser Schwächezone der Zentralen Anden ein wichtiges Ziel, da sie den besonderen orogenen Stil dieses Hochgebirges erklären soll (Abb. 8). Die enge, interdisziplinäre Zusammenarbeit mit Petrolo-

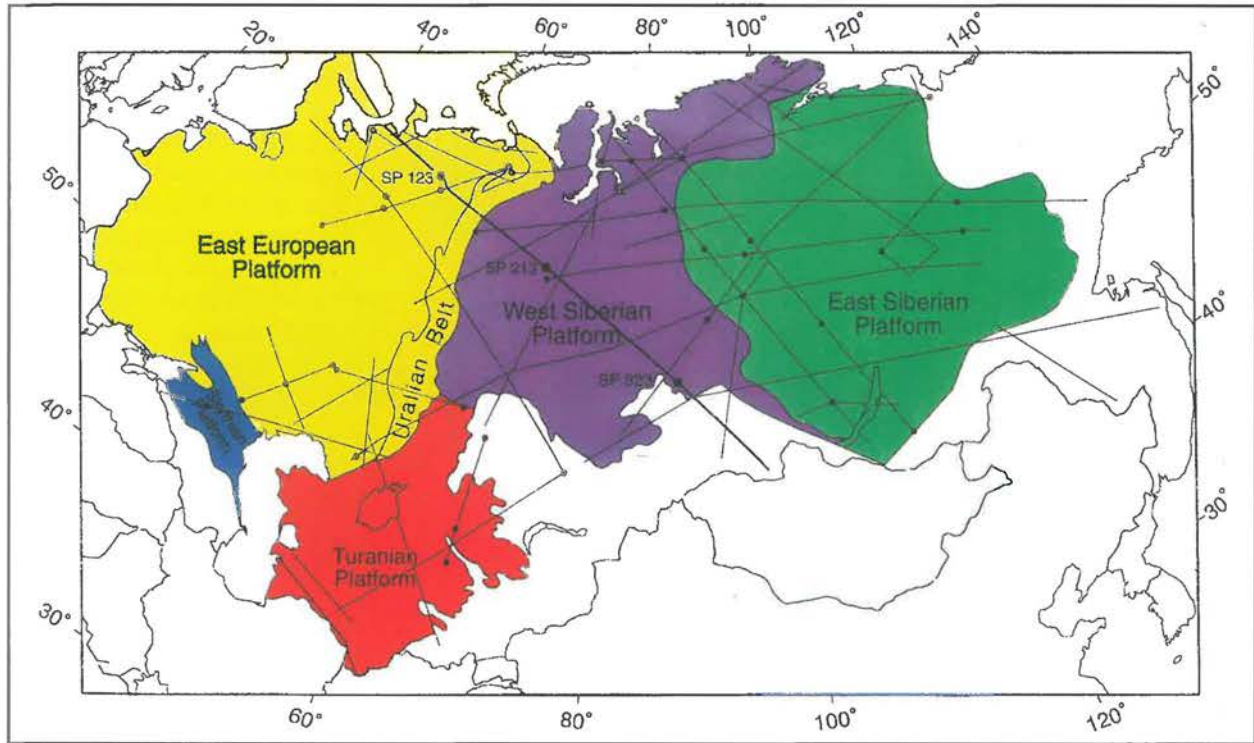


Abb. 7: Lage der superlangen nuklear-seismischen Profile in Eurasien. Sie erreichen Längen bis zu 4.500 km und überstreichen große tektonische Einheiten, die fertig markiert sind. Die hervorgehobene Linie ist das Profil QUARZ, für das eine 2-D Interpretation vorliegt.

hoffen. Wir erwarten Antworten auf Fragen nach der Tiefe der Kontinente und deren Korrelation mit tektonischen Megastrukturen, und nach der Kopplung der starren Lithosphäre mit dem konvektierten Erdmantel. Damit ist man den Kräften auf der Spur, die im Laufe der Erdgeschichte zur Bildung von Superkontinenten führten, die aber auch deren Fragmentierung verursachten.

Elektromagnetische Tiefensondierung

Eines der übergeordneten Ziele ist die Erfassung von Schwächezonen der Lithosphäre, wobei insbesondere ihre Rolle in verschiedenen Prozessen erkannt werden soll. Hier sind vor allem Gebirgs- und Grabenbildende Prozesse zu nennen, da sie gegensätzliche großtektonische Prozesse darstellen. Schwächezonen werden z.B. durch magmatische Prozesse, durch Blattverschiebungen und Aufschie-

gen, Tektonikern und Seismologen soll aus der räumlichen Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit eine rheologische Gliederung der Anden insgesamt ergeben. In einem weiteren Projekt im südlichen Kenya-Rift existiert eine fast gleiche Fragestellung nach der räumlichen Anordnung von Schwächezonen. Auch hier ist es das Ziel, durch die enge Zusammenarbeit mit der Refraktionsseismik (KRISP-Projekt), mit der Seismologischen Tomographie, der Petrologie, und der Gravimetrie (vorallem durch die Arbeiten an der Universität Karlsruhe), eine rheologische Gliederung der Lithosphäre zu erarbeiten. Ein jetzt bereits formuliertes EUROPROBE-Projekt wird die Erkundung des Pannonischen Beckens und der Karpaten sein. Für die Tiefensondierung existierte bisher keinerlei experimentelle Ausstattung, weder in der Soft- noch in der Hardware. Deshalb mußte zunächst die notwendige Ausstattung mit Meßgeräten und der umfangreichen Software angeschafft werden. Bis jetzt existieren 20 Magnetotellurik-Apparaturen, von denen bereits 10 einsatzfähig ausgerüstet sind. Hierzu kommt das GEOTOOLS-Interpretationssystem.

Die erste sehr intensive Meßkampagne wurde mit 10 Magnetotellurikstationen, einer Workstation und der

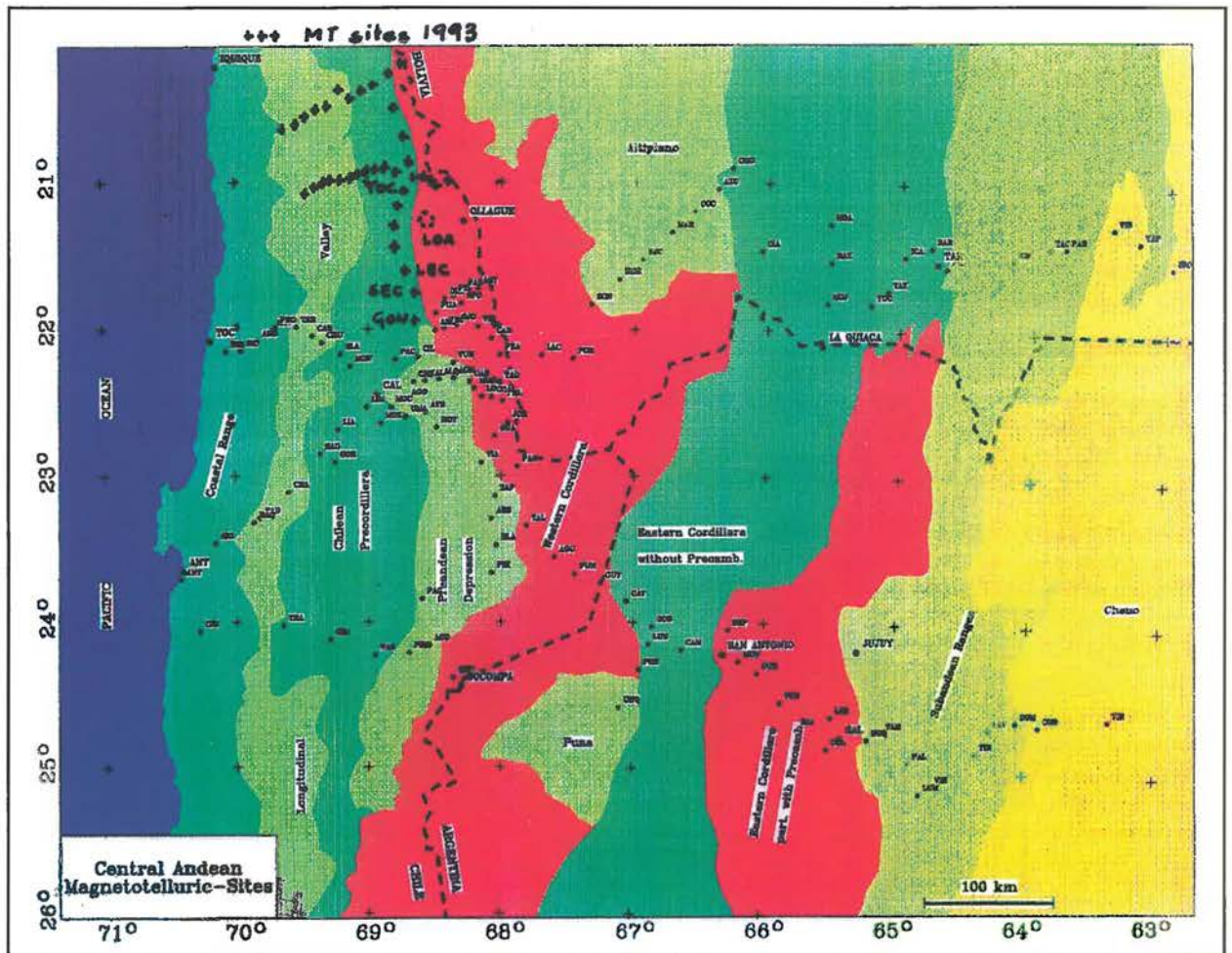
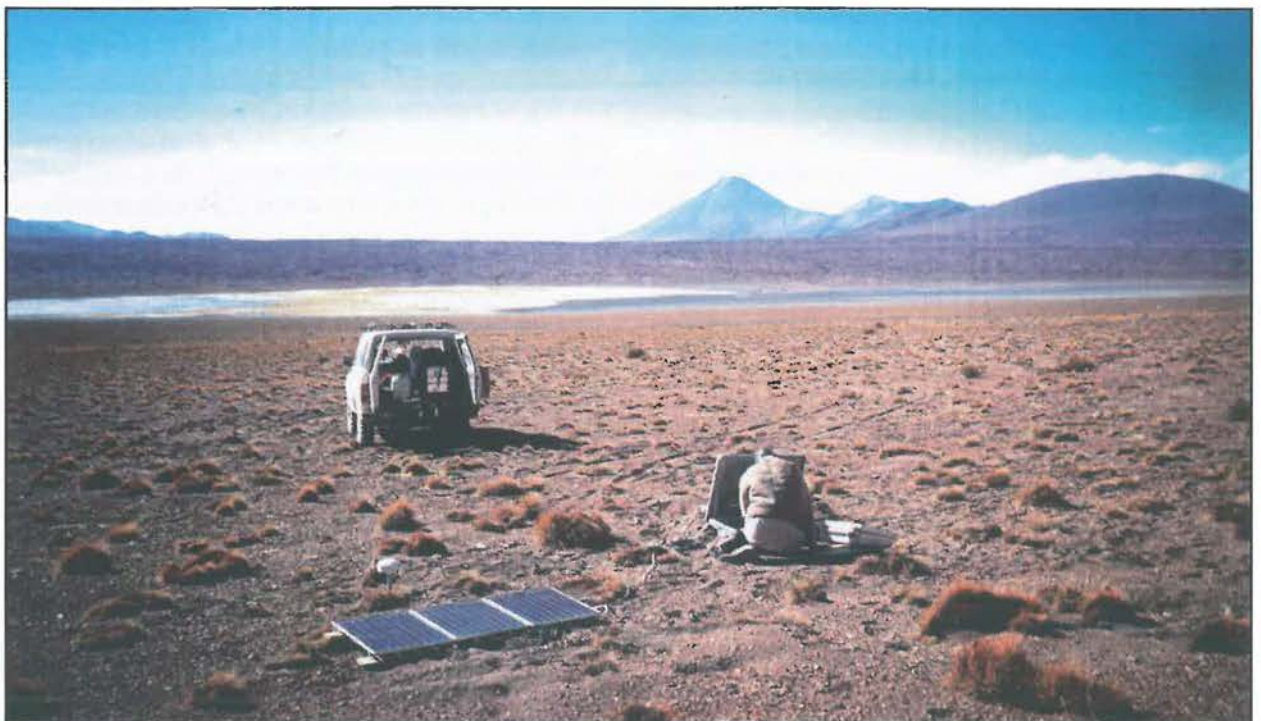


Abb. 8 (oben): Vereinfachte geologische Karte von Nordchile, Bolivien und Argentinien, mit allen in den letzten 10 Jahren vermessenen Magnetotellurik-Punkten. Die von Oktober bis Dezember 1993 vermessenen 38 Punkte im Norden sind durch Kreuze markiert.

Abb. 9 (unten): Kontrolle einer Magnetotellurik-Station in den Hochanden. Im Vordergrund ein „Solar Panel“ zur permanenten Stromversorgung der Meßstation.



bereits am GFZ erstellten Auswertesoftware in den Zentralen Anden durchgeführt (Abb. 9). Insgesamt ergaben sich 14 GByte Daten, die bereits im Rechenzentrum des GFZ gespeichert sind. Zur Zeit beginnen die Vorbereitungen auf das durch die EG finanzierte Projekt mit den Universitäten Karlsruhe, Leicester, Dublin, Kopenhagen und El Paso, das im Januar und Februar 1995 geplant ist.

Ultratiefsondierung

1. Es werden z.Zt. ca. 20 Jahre von Erdstromregistrierungen mit 30 km Elektrodenabstand digitalisiert, die vom Geomagnetischen Observatorium Niemegk gewonnen wurden. Hiermit können Eindringtiefen erreicht werden, die Übergangszone vom Oberen in den Unteren Mantel überstreichen. Dieser Tiefenbereich ist zur Zeit hochaktuell, weil einerseits erste konkrete Leitfähigkeitstiefenfunktionen (u.a. von K. Bahr) publiziert wurden, und weil andererseits durch die PNE-Seismik detaillierte Studien in Rußland betrieben werden, die insgesamt ein neues „Weltbild“ aus diesem Tiefenbereich ergeben.
2. Zusammen mit der Universität Oulu (Finnland) wird ein Projekt in Finnland (Karelischer Block) geplant, hochauflösende Tiefenondierung für den Oberen Mantel zu betreiben.

Externe Felder

Boden- und Satellitendaten im IMAGE-Projekt werden mit dem Ziel ausgewertet, physikalische Modelle der Ring- und Teilströme, vor allem im magnetisch hohen Norden, zu erstellen. Es zeigt sich immer mehr, daß Sondierungen des Oberen Mantels (und größerer Tiefen) nur dann zuverlässig sind, wenn die räumliche und zeitliche Struktur der individuellen Prozesse in der Iono- und Magnetosphäre quantitativ erfaßt sind.

Kernmantelgrenze

Die Arbeiten zu einer neuen Methode der Feldfortsetzung des Erdmagnetfeldes zur Kernmantelgrenze sind im Stadium der mathematischen Formulierung.

Simulation tektonophysikalischer Prozesse

Die Arbeit dieses Bereichs konzentriert sich auf die Deformationsprozesse der Lithosphäre aus geophysikalischer Sicht und deren numerische Simulation. Seismologischer Ausdruck dieser Prozesse sind Reflektoren und Muster von Reflektoren, wie sie auf tiefenseismischen Profilen beobachtet werden und mit der Kontinentalen Tiefbohrung (KTB) kalibriert werden können. Substantieller Parameter für die Art der Deformationsprozesse, die in der Lithosphäre wirken, ist die Temperatur. Im Bereich der geothermischen Forschung wurden regionale Studien mit dem Nordostdeutschen Becken als Schwerpunkt durchgeführt. Einen

wesentlichen Beitrag zur „Visualisierung von tektonischen Prozessen mit reflexionsseismischen Daten“ stellt das Projekt INSTRUCT dar, mit dessen Hilfe ein Hauptziel der KTB, nämlich die Kalibrierung krustaler Reflektoren erreicht wurde.

INSTRUCT

Im Frühjahr 1993 wurde mit Mitteln des GFZ und in Kooperation mit DEKORP und mehreren Universitäten das Projekt INSTRUCT durchgeführt. Ziel dieses Schlüsselexperimentes war es, Reflektoren, die in verschiedenen seismischen Resultaten erkennbar waren, mit den Bohr- und Logging-Ergebnissen zu verknüpfen. Mit anderen Worten wurde versucht, eines der wesentlichen Ziele der Kontinentalen Tiefbohrung, nämlich die Kalibrierung von krustalen Reflektoren zu erreichen. Als ideales Objekt wurde der sogenannte SE1-Reflektor gewählt. Er ist in verschiedenen seismischen Messungen (DEKORP-Linienseismik, 3-D-Seismik, vertical seismic profiling) großräumig und klar erkennbar. Er ist weiterhin geologisch interpretierbar, weil er an der Oberfläche als fränkische Linie ausstreicht. Der SE1-Reflektor zeigt in der Bohrung, die ihn bei etwa 6800 m durchteuft, markante Eigenschaften. Das Spannungsfeld ändert seine Orientierung. Die Bohrlochrandausbrüche nehmen drastisch zu. Der Anteil kataklastischen Materials steigt deutlich an. Verschiedene geophysikalische Logs weisen darauf hin, daß intensive Wechselwirkungen mit Fluiden, die im Reflektor migriert sind, stattgefunden haben. Entscheidend für die Anbindung an die seismischen Ergebnisse ist, daß sich in der Zone des Reflektors die elastischen Eigenschaften deutlich ändern. Beide elastischen Geschwindigkeiten, die Kompressions- als auch die Scherwellengeschwindigkeit, nehmen ab. Damit entsteht ein negativer Impedanzkontrast, der zur Reflexion von elastischen Wellen führt. Der kritische Punkt eines zusätzlichen Experiments bestand also darin, nachzuweisen, daß die Reflexion der SE1-Struktur negative Polarität haben würde. Dieser Nachweis war mit den vorhandenen seismischen Messungen nicht zu führen, weil diese entweder ein geringes Signalstörverhältnis in den einzelnen Schußaufzeichnungen zeigen oder, wie im Falle des VSP, eine ungünstige Geometrie aufweisen. Daher wurden Geophonauslagen und Schüsse um die KTB-Bohrung herum so konfiguriert, daß die Strahlen den SE1-Reflektor in der Nähe der Bohrung treffen würden (Abb. 10). Die Geometrie des Experiments wurde auf der Basis der Ergebnisse der 3-D-Seismik festgelegt. Insgesamt wurden 10 Schüsse mit jeweils 30 kg in 30 m Tiefe abgetan und von einer Gesamtzahl von 168 Kanälen im Steilwinkelbereich aufgezeichnet.

Die Bestimmung der Polarität von krustalen Reflektoren ist in der Regel schwierig, weil zum einen die Reflexionskoeffizienten klein sind und zum anderen die eigentliche Reflexion von Streuphänomenen aus der Umgebung überlagert wird. Daher müssen aus der großen Anzahl der Aufzeichnungen diejenigen ausgesucht werden, die besonders klar und ungestört waren und gleichzeitig durch

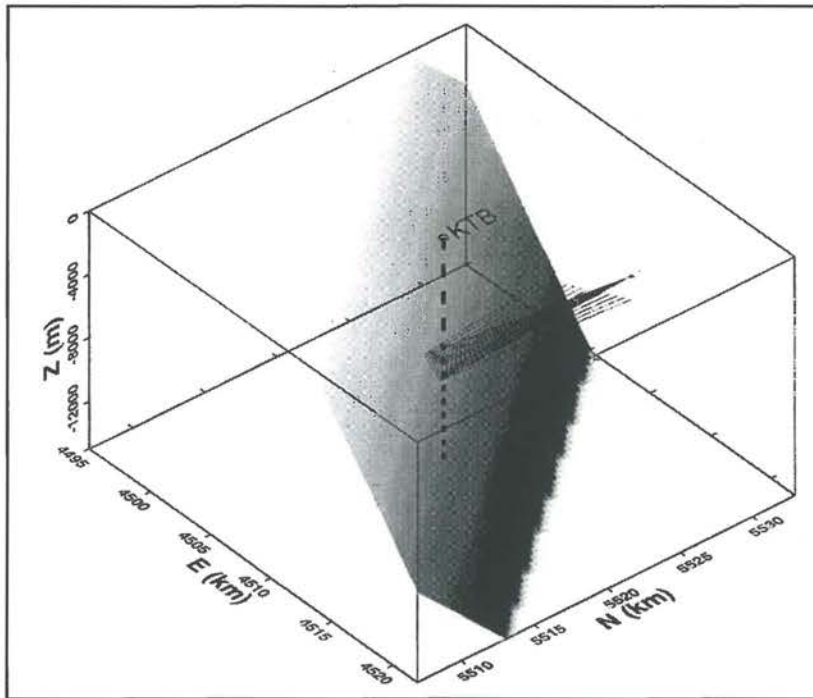
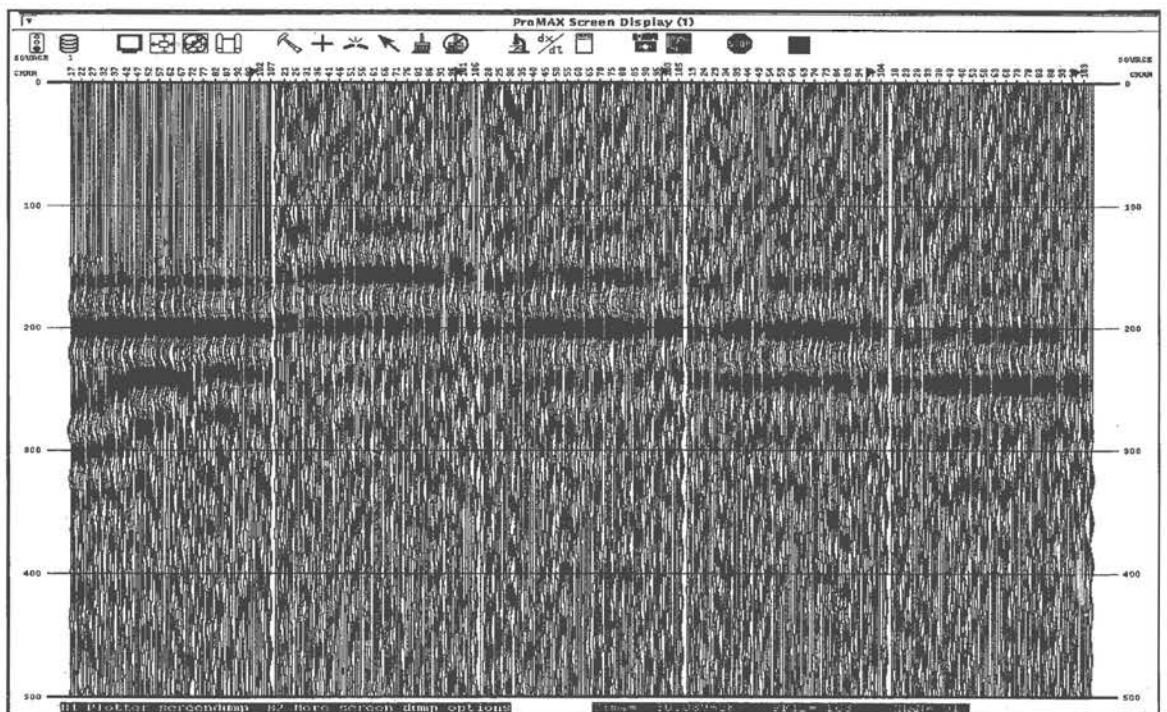


Abb. 10: 3-D Geometrie des Projektes INSTRUCT: Der Stark geneigte zur fränkischen Linie gehörige Reflektor SE-1 wurde durch eine geeignete Positionierung von Schüssen und Empfängern in dem Bereich „angeschossen“, wo er von der Bohrung durchteuft wird.

spezielle Methoden der Datenverarbeitung verbessert werden konnten. Auf diesen Seismogrammen findet sich das erwartete Ergebnis, nämlich eine negative Polarität des SE1-Reflektors (Abb. 11). Damit ist der experimentelle Beweis erbracht, daß die großräumige Störung der fränkischen Linie, die mit ca. 55° Steilheit nach Nordosten abtaucht, eine Zone zerrütteten, kataklastizierten Gesteines repräsentiert, das elastisch als Zone erniedrigter Geschwindigkeit erscheint.

Blickwinkel auf tiefenseismische Sektionen, die weit über die unmittelbare Lokation der KTB hinausreichen. Wenn krustale Auf- und Abschiebungen im spröden Bereich der Kruste Zonen erniedrigter Geschwindigkeit sind, dann können vorhandene Reflexionsdaten auf entsprechende

Abb. 11 (unten): Experimenteller Beweis, daß der SE1-Reflektor negative Polarität aufweist, d.h. durch eine Reduzierung der elastischen Geschwindigkeiten verursacht wird. Streifen (1) und (3) weisen die größte Übereinstimmung auf. Streifen (1) sind die direkten Einsätze, Streifen (3) der Reflektor aber mit geänderter Polarität. Da (1') und (3) ähnlich sind bedeutet dies, daß der Reflektor die umgekehrte Polarität aufweist wie die Ersteinsätze.



negative Polaritäten systematisch hin untersucht werden. Positive Polaritäten müßten dann andere reflektive Eigenschaften als Ursachen haben. Eine weitere wichtige Frage ist der Verlauf des SE1 in Tiefen jenseits von 8 km. Ab welcher Tiefe wird er listrisch? Ändert er dann seine interne Struktur, d.h. verliert er dann die Eigenschaft, eine Zone erniedrigter Geschwindigkeit zu sein?

Geothermie

Der Ostteil der Norddeutschen Senke wurde schwerpunktmäßig sowohl hinsichtlich des rezenten geothermischen Feldes als auch hinsichtlich der Beckenevolution untersucht. Die Daten über das rezente geothermische Feld Ostdeutschlands wurden zusammengetragen und im „Geothermischen Atlas Europas“ publiziert. Erstmals werden in dieser Kartensammlung Wärmestromdichte, Temperaturfeld in verschiedenen Teufenniveaus, Sedimentmächtigkeit und Krustenmächtigkeit gegenübergestellt. Die Datensammlung gilt als Grundlage für weitergehende Studien in diesem Sedimentbecken, wie z.B. für das Projekt eines neuen gesamtdeutschen geothermischen Kartenwerkes unter Einbeziehung der neuesten Bohrlochmessungen und einer Untersuchung der vertikalen Wärmestromdichte-Verteilung (Kooperation mit dem NLFb Hannover und der Erdöl-Erdgas GmbH Gommern). Mit der Untersuchung der Diagenese und schwachen Metamorphose devonischer und karbonischer, regional von Rügen bis zum Harz reichender Sedimente, wurden erstmalig Ergebnisse zum Paläotemperaturfeld durch Untersuchung solcher Indikatoren wie Illitkristallinität, Vitrinitreflexion und Flüssigkeits einschlüsse vorgelegt. Eine wichtige Schlußfolgerung ist, daß die variszisch-deformierten permokarbonischen Schichtenfolgen unterschiedliche thermische Beanspruchung erfahren haben. Die Ergebnisse stellen eine wichtige Grundlage für das Erkennen der Evolution des Nordostdeutschen Sedimentbeckens dar und damit auch für Modellierungen der potentiellen Kohlenwasserstoff-Genese.

Auf dem Amerikanischen Midcontinent (Kansas) wurden umfangreiche Studien zur Methodik der Erfassung und Interpretation des geothermischen Feldes in Sedimente durchgeführt. Die flachen kratonalen Sedimentbecken bieten sich auf Grund der einfachen Geologie und damit Überschaubarkeit der Verhältnisse und auf Grund großer Datenmengen zu geothermischen Background-Bedingungen, wie Lithologie und Petrophysik, für die Gewinnung von Erfahrungshorizonten an, die für die Interpretation der komplexeren Bedingungen im Norddeutschen Becken notwendig sind. Mit dem Kansas Geological Survey und der Universität of Kansas stehen Kooperationspartner zur Verfügung, die Erfahrungen in der Analyse von Sedimentbecken und in der Entwicklung von numerischen Methoden zur Integration von geologischen und geophysikalischen Daten beitragen. Schwerpunkt der Studien bildeten die qualitative und quantitative Interpretation der problematischen Bottom-Hole-Temperatures (Maximaltemperaturen) und die

Erkennung von fluidgebundenen geothermischen Anomalien.

Mit der Ausstattung der Projektgruppe mit einer leistungsfähigen konventionellen Temperaturmeßtechnik sind die Grundlagen zur Durchführung von Meßprogrammen gelegt worden. Durch eigene Arbeiten, wurde eine neue Technologie (das Optical Fibre Sensing) für eine Anwendung im geothermalen Bereich entwickelt. Mit dieser neuen innovativen DTS-Technik für Temperaturmessungen wurden Tests sowohl unter Labor- als auch unter Bohrlochbedingungen durchgeführt und eine Optimierung der die optischen Fasern umschließenden Manteltypen für unterschiedliche Meßbedingungen vorgenommen. Obwohl die Auflösung der Messungen nicht die von konventionellen Meßsonden erreicht, lassen solche Vorzüge wie optional feste Installation des Meßkabels im Bohrloch, simultane Messung eines gesamten Profils ohne Einfahren des Sensors, eine hohe Ortsauflösung (1 Meter) sowie das Messen im Hochtemperaturbereich über 200 °C eine Anwendung der neuen Technologie sowohl für Fluid-Logging und damit für das Erfassen konvektiver Prozesse als auch für Langzeitbeobachtungen als vorteilhaft erscheinen. Damit ist ein Einsatz für unterschiedliche Aufgabenstellungen nicht nur im wissenschaftlichen, sondern auch im umwelttechnischen Bereich, wie z.B. der geothermischen Energiegewinnung möglich.

Mit der neuen Meßtechnik wird vor allem auch eine Bedarfslücke für das Abmessen von trockenen Bohrungen gedeckt, das mit konventionellen Sensoren problematisch ist. Damit können die im SFB 267 in den Zentralen Anden vorgesehenen Temperaturfeldbeobachtungen auf eine größere Anzahl von Lokationen erweitert werden und ein extensivere Bewertung des regionalen Wärmeflusses als Voraussetzung für die Modellierung von Erdkrustenabschnitten vorgenommen werden.

Deformationsanalyse im Paläozoikum des Ostural im Spiegel der Kollisionsvorgänge

Der Ural ist eine orogene paläozoische Struktur, die in ihren ursprünglichen Formen erhalten und im Unterschied zu den mitteleuropäischen Varisziden von späteren Überprägungen verschont geblieben ist. Russische Arbeiten der letzten Jahrzehnte haben die formationellen Zusammenhänge der N-S-verlaufenden Zonen des Ural weitgehend geklärt, wogegen strukturgeologische Untersuchungen bisher fehlen.

Im Sommer 1993 wurden vor allem entlang der geplanten seismischen E-W-Traverse (DEKORP) auf der Höhe von Magnitogorsk (Südural) Strukturuntersuchungen als Zusammenarbeit für geologische Interpretationen seismischer Daten an 83 Aufschlußpunkten (bzw. -Profilen) durchgeführt.

Der Ural zeichnet von W nach E mit seinen Zonen den Anbau des Orogens über der Paläo-Benioffzone der Haupturalstörung nach. Höhepunkt der Entwicklung war

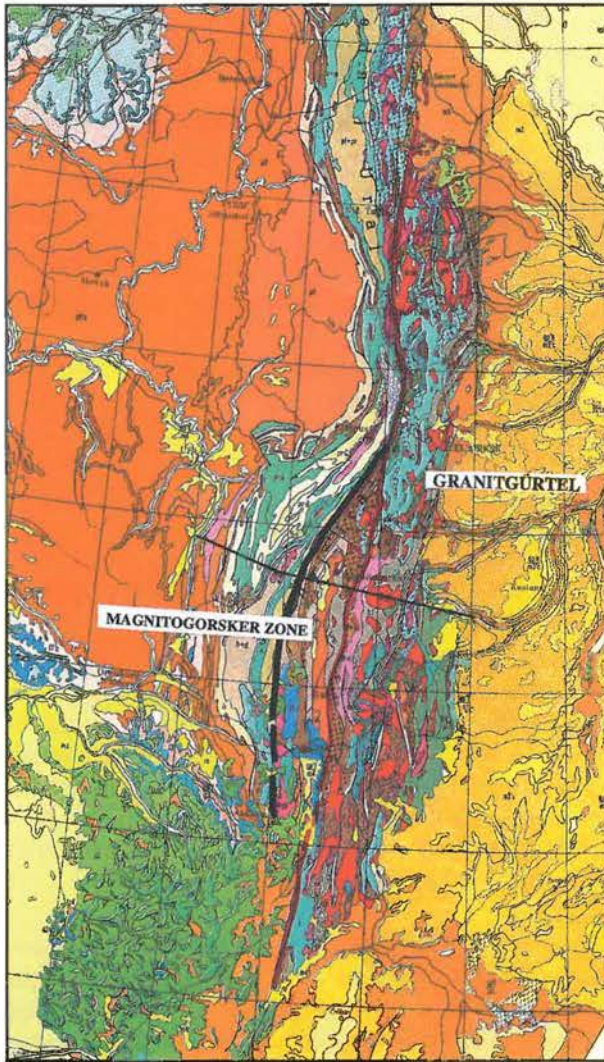
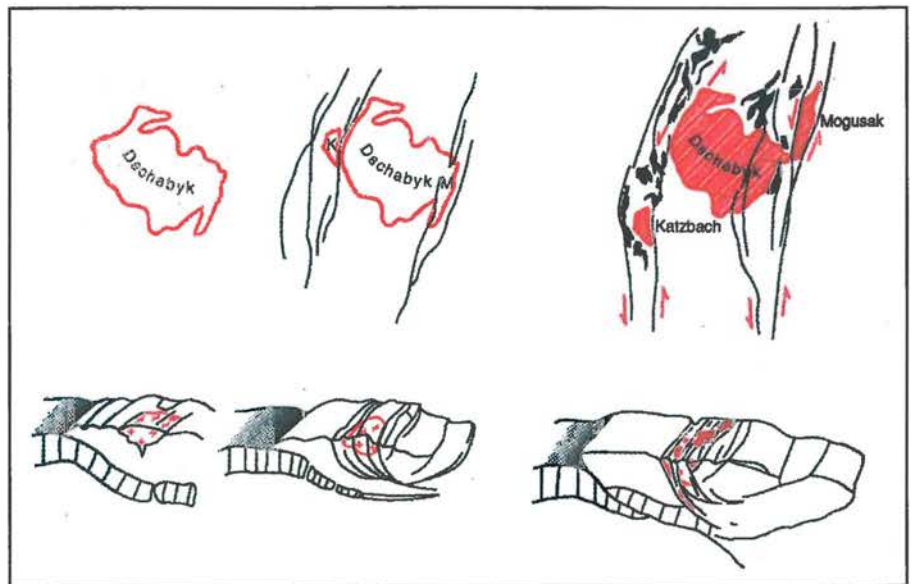


Abb. 12: Geologische Karte des Süduural mit Granitgürtel und Magnitogorsker Zone. Linie: geplantes seismisches Profil

die Hyperkollision der Osteuropäischen Platte (OET) mit der Kasachischen Faltenzone (KFZ) im Perm. Diese führte zu Stapelungen, Krustenverdickung sowie zur Herausbildung eines Granitgürtels mit einer streichenden Länge von über 2000 km. Der Granitgürtel mit seinen Hüllserien und die back arc-Serien der Magnitogorsker Zone standen im Mittelpunkt der Arbeiten (Abb. 12).

Abb. 14 (rechts): Sinistrale Zerschierung des spätorogenen Granitmassivs von Dschabyk (Süduural) in drei Granitkörper entlang von Störungszonen (Modell)



Deformation der Granite und ihrer Hüllgesteine

Die meisten Granite weisen neben einem magmato-tektonischen Flächengefüge eine Interdeformation auf (häufig zwei Kristallisationsschieferungen, starke Regelung und Streckung der Xenolithe), sowie eine intensive Überprägung durch Scherung (S-C-Gefüge, Mylonit- und Blastomylonit-Zonen). Eine breite Blastomylonitzone im Dshabyk-Granit war bislang als prävariszischer Orthogneis angesehen worden. Die Konturen der Granitkörper sind deutlich parallel der Hauptstrukturrichtung des Urals gelängt. Ihre Elliptizität, in Abb. 13a und 13b als Funktion der Größe dargestellt, zeigt keine Abhängigkeit von der Größe der Granite, aber eine klare Beziehung zur Deformation. Granite der mitteleuropäischen Varisziden weisen ein ähnliches Verhalten der deformierten Körper auf; spätorogene Körper besitzen jedoch nur schwach elliptische Konturen. Bei den Uralgraniten zeigt ein Vergleich ihrer Orientierung (Abweichungswinkel der langen Achse X vom Streichen der Störung; Abb. 13c) und ihres Abstandes von der flankierenden Störung, daß sie durch anhaltende Einengung eine starke Regelung erfahren haben. Der Abweichungswinkel überschreitet kaum 20° (Ausnahme: Dshabyk-Massiv). Die Verformung ist das Ergebnis einer Kombination von reiner Scherung und einfacher Scherung (Abb. 13d), mit einer Verkürzung bis zu 80%. Der dreidimensionale Strain erreicht z. B. im Katzbachgranit, im Grenzbereich zwischen Magnitogorsker Zone und Granitgürtel, einen Wert von $E_s 1,75$ ($R_s=5,76$).

Nach der Erstarrung der Granite entwickelten sich Scherzonen u. a. im Dshabyk- und im Suunduk-Massiv, welche besonders die Ostflanken überprägt haben. Ein strike slip-Versatz von Dshabyk- und Katzbach- (evtl. auch Mogusak-)Granit entlang solcher Zonen ist denkbar (Abb. 14).

Als Ergebnis postintrusiver Stapelungsvorgänge ist im Ostteil des Dshabyk-Massivs eine Überlagerung von reiner und einfacher Scherung an z. T. intensiv deformierten

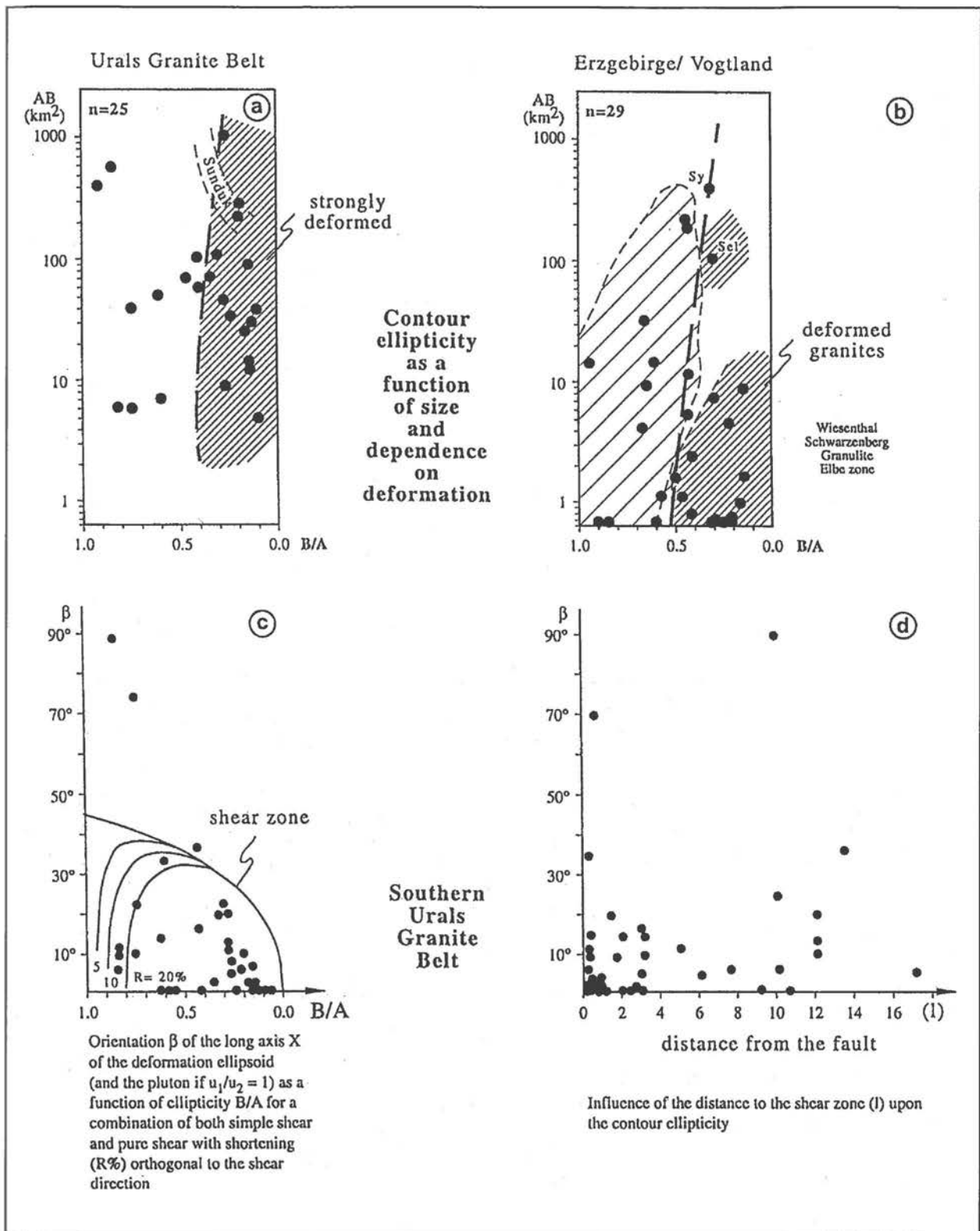


Abb. 13: Deformationsanalyse an Graniten im Süduural (Granitgürtel) entlang des geplanten DEKORP-Profiles. Größe und Konturen der Granitmassive und ihre Beziehung zu Störungszonen. 13a und b: Vergleich der Granite im Süduural und im Saxothuringikum (Erzgebirge/Vogtland). 13c: Einfache Scherung überlagert reine Scherung bei der Deformation der Granitkörper. 13d: Granitregelung subparallel zu den Störungen (Abweichungen maximal 20°) belegt deren Einfluß.

Pegmatiten (bis zu 30 cm mächtig) zu rekonstruieren, liegende Falten mit einer vertikalen Verkürzung des Granits bis zu 65 %. Sie sind Ausdruck einer transpressiven Einengung, die der Kollision folgte und der durch Triassedimente gekennzeichneten jüngeren Grabenbildung (Taphrogenese) vorausging. Eine Boudinage in den Hüllgesteinen sowie einer stretching-lineation auch in den Graniten können als Auswirkung einer nachkollisionären Extension interpretiert werden.

Die relativ kleinen, auffällig runden Granite in der Haupt-uralstörung (Paläo-Benioffzone des Ural-Orogens) sind unterschiedlich stark verformt. Im Syrostangranit ist die Verformung im festen Zustand stellenweise extrem und jeweils nach den einzelnen cone-in-cone-Intrusionen abgelaufen. Mit der letzten undeformierten Intrusion läßt sich das Ausklingen der kollisionsbedingten Einengung zeitlich relativ festlegen. Die dreidimensionale prolate Verformung der Xenolithe erreicht in Scherbereichen einen Strain von $\epsilon_s 3,8$; die Elliptizität der Xenolithe beträgt $R 0,5 - 0,02$.

Die überwiegend ordovizischen bis unterkarbonischen Hüllserien der Granite sind geschiefert (S1, S2) und gefaltet - bei entsprechender Eignung auch isoklinal. Der dreidimensionale Strain erreicht in devonischen back arc-Serien den erstaunlichen Wert $\epsilon_s 1,25$ ($R_s=3,67$). Aussagen über das Fehlen einer Deformation treffen demnach für keine der Strukturzonen des Urals zu.

Adolf-Schmidt-Observatorium für Geomagnetismus

Das geomagnetische Observatorium in Niemegk hat seit über 100 Jahren die zeitlichen Änderungen des Magnetfeldes gemessen. Damit hat es einen Beitrag zu den globalen Magnetfeldbeobachtungen geliefert, deren Analysen die Prozesse im Erdkern (Geodynamo), den Aufbau und Prozesse der Magnetosphäre und des interplanetaren Magnetfelds in Zusammenarbeit mit Satellitenmissionen erkunden. Der Lenkungs- und Nutzerausschuß hat deshalb empfohlen, das Observatorium auch in Zukunft mit hoher Priorität weiterzubetreiben.

Ein Schwerpunkt der Aktivitäten im vergangenen Jahr war deshalb die Modernisierung der Instrumentierung und der allgemeinen Ausstattung des Observatoriums.

Zur Zeit wird die kontinuierliche Bestimmung des Absolutwertes des Magnetfeldes bestimmt durch die klassische Meßtechnik. Sie ist noch die Grundlage des hohen Standards der bisherigen Beobachtungen als auch der bereits vorliegenden, mehr als einhundertjährigen Meßreihe. Der Einsatz neuer Magnet-

feldmeßgeräte bringt genauere Meßwerte und ist einfacher in der Durchführung. Er erfordert einen Langzeittest zwischen der klassischen und der modernen Technik, um trotz der Automatisierung des Meßbetriebes den hohen Standard der Genauigkeit zu halten oder zu steigern.

Seit 1992 ist ein Vektorprotonenmagnetometer zur Bestimmung der Horizontalintensität und der Deklination im ständigen Einsatz. Parallel dazu werden regelmäßig Deklination und Inklination mit einem D-I-Fluxgate-Theodoliten bestimmt. Beide Meßreihen bilden die Grundlage für die zukünftige Absolutbestimmung magnetischer Elemente in Niemegk.

Für die automatischen Variationsregistrierungen stehen seit mehreren Jahren Protonenmagnetometer zur Verfügung. Eine Modernisierung wird erreicht durch den Einsatz eines Dreikomponenten-Fluxgatmagnetometers des Dänischen Meteorologischen Instituts und dem Anschluß Niemegks an das System INTERMAGNET. Seit



Abb. 15: Dreikomponenten Fluxgate-Magnetometer für das System INTERMAGNET

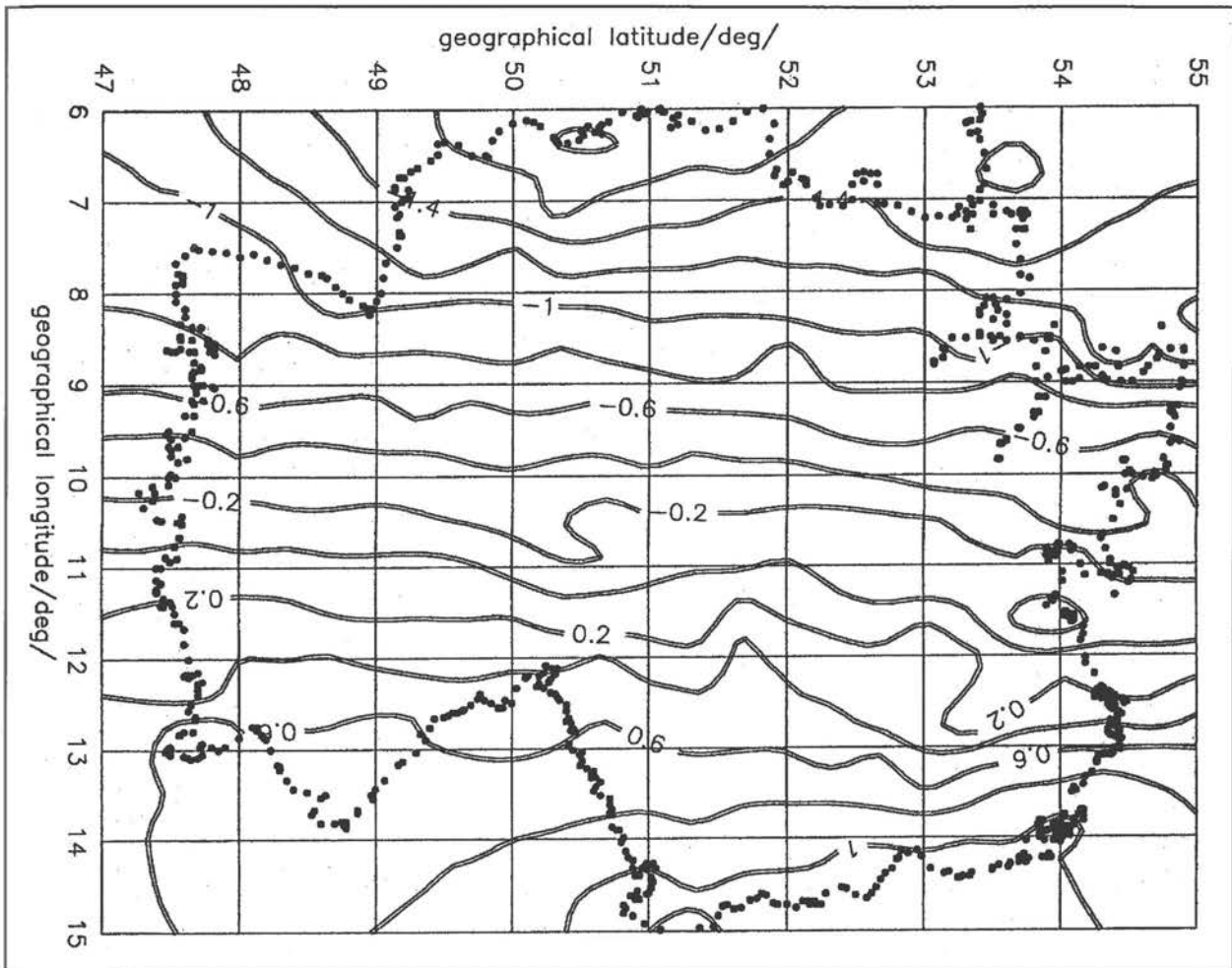


Abb. 16: Karte der magnetischen Deklination (Mißweisung) der Epoche 1992.5 für die Bundesrepublik Deutschland. Die Kurven wandern mit Beträgen von 10 bis 30 km/Jahr nach Westen (Westdrift) und zeigen direkt die relative Bewegung zwischen Erdkern und Erdmantel an. Ihre wiederholte Messung ist u.a. für die Navigation (Schiffe, Satelliten, Flugzeuge) notwendig.

August 1993 im Probebetrieb, jetzt in der Routine, wird für INTERMAGNET die französische Variante von GEOMAG eingesetzt, bestehend aus einem Dreikomponenten-Fluxgatemagnetometer (Abb. 15) und einem Protonenmagnetometer nach dem Overhauserprinzip. Das System INTERMAGNET umfaßt ein globales Beobachtungsnetz digitaler geomagnetischer Observatorien, das im real-time-Betrieb arbeitet und einen schnellen Datentransfer gewährleistet. Zur Erreichung dieses Zieles werden stationäre Satelliten eingesetzt, z. B. METEOSAT. INTERMAGNET leistet so einen Beitrag zur schnellen Erfassung bestehender Aktivitätszustände, liefert Grundlagen für eine mögliche Prognose von geomagnetischen Bedingungen, zur Bodenkontrolle magnetischer Vermessungen vom Satelliten aus und liefert Kenntnisse zu den solar-terrestrischen Beziehungen, über globale Veränderungen im System Erde.

Zu den kontinuierlichen Messungen des Magnetfeldes am

Observatorium kommen wiederholte Vergleichsmessungen mit anderen Observatorien. Hierbei werden die Meßwerte für das absolute Niveau des Erdmagnetfeldes verglichen und untereinander angepaßt. Aufgrund der hohen Genauigkeit war Niemeck für viele osteuropäische Observatorien das Standardobservatorium. Diese Rolle soll es auch in Zukunft haben. Vergleichsmessungen wurden mit folgenden Observatorien durchgeführt: Wingst (D), Fürstenfeldbruck (D), Tihany (H), Nagycenk (H), Budkov (CZ), Hurbanovo (SK), Wien-Kobenzl (A), Suvlori (RO), Nurmijärvi (FIN).

Neben der Registrierung der zeitlichen Variationen des Erdfeldes in einem extrem großen Periodenbereich (Säkularvariation - ULF -Pulsationen) ist die Bestimmung der räumlichen Veränderung für die Untersuchung der Erdkruste wichtig.

Observatorien sind Basis und Ausgangspunkte für geomagnetische Landesvermessungen. Gemeinsam mit den Observatorien Fürstenfeldbruck und Wingst sind nach über fünfzig Jahren für Deutschland magnetische Karten der Elemente D, H, I und der Totalintensität hergestellt worden (Abb. 16). Mit Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft wurden die Ergebnisse der Jahre 1982 und 1990 durch Zusatzvermessungen an über 40 Punkten zu einem neuen, einheitlichen Kartenwerk verarbeitet.

Eine weitere Aufgabe Geomagnetischer Observatorien sind regionale Vermessungen der Säkularvariation. Zusammen mit der Universität Göttingen wurde ein Profil in Thüringen vermessen, das in etwa jährlichen Abständen wiederholt werden soll.

Gemeinschaftsprojekte und Angebote Geophysikalischer Gerätepool

Im Gerätepool Geophysik werden Geräte vorgehalten, mit deren Hilfe großforschungstypische geowissenschaftliche Experimente durchgeführt werden können. Derzeit wird das Spektrum der stationären und mobilen Seismologie, der Refraktions- und Weitwinkelseismik, der Reflexionsseismik, der Magnetotellurik sowie der Geothermie abgedeckt.

Im zweiten Halbjahr 1993 nahm der Nutzerausschuß für den Gerätepool Geophysik die Arbeit auf, wodurch eine enge Verflechtung des GFZ mit den Universitäten sichergestellt wird.

1993 konnte für alle Komponenten des Gerätepools der Bestand an Geräten wesentlich erweitert werden. Der aktuelle Stand wird in gesonderter Zusammenstellung angefügt. Die einzelnen Anschaffungen wurden sowohl hardwareseitig als auch softwareseitig zu felddauglichen Systemen komplettiert. Um das zu erreichen, mußte z. B. ein einheitliches System von Steckverbindern festgelegt werden, das es gestattet, verschiedene Sensoren mit den Registriersystemen zu verbinden, wobei auf Kompatibilität mit den Normen anderer Universitäten geachtet wurde (Uni München, Uni Karlsruhe, FU Berlin). Außerdem wurden die Gerätesysteme alle den weltweit verfügbaren GPS-Zeitsignalen zugänglich gemacht, wozu sowohl Hardware- als auch Softwareentwicklungen abgeschlossen wurden. Dabei spielten auch Fragen des Anschaffungspreises eine Rolle, der bei größeren Stückzahlen zu einem wesentlichen Faktor wird. Weiterhin wurde die setup-software zum Teil wesentlich hinsichtlich des Bedienungskomforts verbessert und auf die für den Feldbetrieb optimalen Palmtops angepaßt.

Um die immensen Datenmengen (1 GB/Tag bei seismischen Stationen) im Feld effektiv archivieren zu können, wurde eine umfangreiche Software geschrieben, die es gestattet, die Daten schnell auf eine Workstation zu überspielen (400 MB/30 min) und beliebige Zeitabschnitte auszublenden. Das ist die Voraussetzung für ein Visualisierungsprogramm, mit dessen Hilfe eine Qualitätskontrolle durchgeführt werden kann (wichtig zur Überwachung der Funktionstüchtigkeit der im Feld eingesetzten Stationen). Außerdem kann mit diesem Programm schnell eine Übersicht über das Vorhandensein eines seismischen Ereignisses an den einzelnen Registrierpunkten erzielt werden. Diese Programme wurden in enger Abstimmung zwischen den Projektbereichen 2.1, 2.2 und 2.3 entwickelt.

Das Gesamtsystem von Hard- und Softwarekomponenten

wurde sowohl für die mobile Seismologie als auch die Magnetotellurik erfolgreich in Chile im Rahmen des SFB „Deformationsprozesse in den Anden“ zusammen mit der FU Berlin erprobt. Für die Refraktionsseismik und die Geothermie steht der Test im gleichen Projekt unmittelbar bevor.

Ein kombiniertes seismisches Breitband- und Weitwinkelprojekt zusammen mit der Universität Kiel und IRIS/PASSCM in Tibet (insgesamt 50 Registrierstationen) wird derzeit vorbereitet.

In den Projektbereichen des Aufgabenbereiches 2 existieren die jeweils spezifischen Processing- und Interpretationsprogramme, um die während der Experimente gewonnenen Daten adäquat weiterverarbeiten zu können (z. B. ProMAX, GEOTOOLS, IES).

Schließlich sind die Aktivitäten zu nennen, die darauf abzielen den Gerätepool Geophysik nach Niemeck zu verlagern.

Stand der Gerätebeschaffung

GEOFON-Installationen

- Registriergeräte: 19 x QUANTERRA Q380LTZ-VG Recorder
- Seismometer: 14 x STS-2, 4 x 3 Komponenten-STS-1

Überblick über erfolgte und geplante Installationen von GEOFON-Stationen

- bereits erfolgte Installationen:
Brno (Tschechische Republik), Dublin (Irland), Port Morseby (Papua-Neuguinea, zus. mit IRIS), Antofagasta (Chile, temporär)
- 1994 erfolgende Installationen:
Antofagasta (Chile, zus. mit IRIS), Westgrönland (Dänemark, zus. mit IRIS), Nairobi (Kenia, zus. mit IRIS), Spitzbergen (Norwegen, zus. mit IRIS und AWI), Moskau (Rußland), Rumänien, Luxemburg, Alaska (USA, fünf Stationen, für zwei Jahre)
- 1995 geplante Installationen:
Nordgrönland (Dänemark, zus. mit AWI), Antarktis (zus. mit AWI)

Mobile Seismologie/Seismik

Registriergeräte:

- 5 x Lennartz MARS 88 OD
- 59 x GEOTECH PDAS 100 (davon 50 425 MB HD's)
- 73 x REFTEK 72 04 (24 bit, 23 x 1 GB, 50 x 667 MB)

Seismometer:

- 47 x MARK L4 3D 1 Hz
- 12 x GURALP (100 sec)

Reflexionsseismik

- 1 x 96-kanalige Apparatur „Eclipse“ (Telemetrie, 24 bit) ausgerüstet mit 48 6-er Ketten 4.5 Hz Vertikalgeophonen
- 1 x 96-kanalige Apparatur DFS V derzeit ohne Kabel und Geophone
- 1 x 120-kanalige Apparatur DSF V (DEKORP-Eigentum) mit Kabellage ohne Geophone

Magnetotellurik

- 10 x RAP Datalogger (langperiodisch)
- 10 x Ringkernmagnetometer (Periodenbereich 10 s bis d.c)
- 10 x Induktionsspulen (Periodenbereich 0.01s bis 10.000 s)

Geothermie

- Optisches Fasermeßsystem DTS 80 mit 2 Schleifen max. Länge von 4 km
- LU44 Registriereinheit für:
Temperatur-Druck-Sonde PT 20 (max. 167 °C und 600 bar)
- Temperatursondenzopf TDS 5 (max. 170 °C)
- Winde mit 2000 m Kabel, sowie Anhänger und mobile Stromversorgung sind vorhanden
- XL 105 Temperaturlogger (max. 40 °C)



Erosion durch Wasser und Wind (Foto: J. Negendank)

Aufgabenbereich 3

Struktur und Evolution der Lithosphäre

Ungleichgewichtszustände von Kruste und oberem Mantel sind die Ursache für tektonische Prozesse und Massenverlagerungen aller Art innerhalb und auf der Kruste. Im „Archiv“ der Kruste sind die Produkte dieser geodynamischen Prozesse als ähnliche und wiederkehrende Muster gespeichert. Ihre Analyse mittels eines breiten Methodenspektrums steht im Mittelpunkt der Forschung im Aufgabenbereich Struktur und Evolution der Lithosphäre. Der Schwerpunkt der Forschung liegt auf dem Studium der zeitlichen Entwicklung von Deformation, Bewegungsmechanismen und Massen- und Stofftransport in und auf der kontinentalen Kruste. Dabei spielen sich die geodynamischen und Deformationsprozesse überwiegend an Plattenrändern ab, während die Bildung von Sedimenten und Becken an Plattengrenzen, aber auch in Intraplattenbereichen geschieht.

Seit etwa den 60er Jahren vollzieht sich in der Forschung zur Strukturgeologie und Geodynamik ein Umbruch von konventionellen, eher beschreibenden Ansätzen zu einer stärker quantifizierenden, wesentlich physikalisch orientierten Wissenschaft. Die wichtigsten Impulse entstammen dabei der Entwicklung des plattentektonischen Konzepts als vereinheitlichender geowissenschaftlicher Theorie und seiner Anwendung auf geowissenschaftliche Probleme. Neue, inzwischen ausgereifte Methoden der quantitativ-geometrischen, stofflichen und physikalischen Beschreibung von Teilaspekten der Lithosphärendeformation ermöglichen fachübergreifende Forschungsansätze. Insbesondere haben seismotektonische Konzepte, unterstützt von experimentellen felsmechanischen und petrophysikalischen Untersuchungen, zu einem erheblichen Erkenntniszuwachs bei dem Verständnis der Vorgänge von Deformation und Gefügeentwicklung in der Lithosphäre geführt.

Bislang unzureichend verstandene Beziehungen zwischen geometrischen, thermischen und stofflichen Aspekten in geodynamischen Abläufen, besonders bei der Krustenentwicklung im Zuge von Plattenkollisionen, sollen quantitativ rekonstruiert werden. Geometrische Bilanzierungen und Modellierungen solcher Prozesse etwa bleiben häufig mehrdeutig und unvollständig, solange die Kopplung an die Druck-Temperatur-Entwicklung sowie die Zusammensetzung der Kruste und ihre Festigkeit nicht verstanden und quantifiziert werden können. Auch die wechselseitigen Konsequenzen von Zustandsbeschreibungen werden bisher nur in vereinzelten Ansätzen untersucht: Insbesondere die Beziehung zwischen geologischen Profilen und der geophysikalischen

Architektur der Kruste ist hier zu nennen. Die Arbeiten konzentrieren sich daher einerseits auf das Studium von Wechselwirkungen im orogenen Prozeß, andererseits auf die Entwicklung von Methoden, die für eine Entschlüsselung dieser Abläufe eine wesentliche Rolle spielen.

Diese eher geometrisch und mineralogisch orientierten Ansätze liefern jedoch noch kein vollständiges Verständnis struktureller und geodynamischer Prozesse. Wie sich gezeigt hat, sind zusätzlich experimentell gewonnene Daten zur Gesteinsverformung zentrale Eingaben für realistische thermomechanische Modelle der Krusten-deformation. Dabei hat sich eine zunehmend an materialwissenschaftlichen Methoden orientierte, experimentelle Tektonophysik entwickelt, mit besonders erfolgreichen Untersuchungen im Bereich monomineralischer Gesteine.

Die Verformung komplexer, aus mehreren Komponenten zusammengesetzter Gesteine ist bislang nicht gut verstanden. Daher lassen sich auch keine rheologischen Krustenprofile konstruieren, die den tatsächlich in der Kruste ablaufenden Verformungsprozessen besser gerecht werden. Modellorientierte und experimentelle Ansätze sollen das Verständnis dieser Aspekte erweitern helfen.

Die Konstruktion rheologischer Profile wird zusätzlich dadurch erschwert, daß größere Abschnitte der Kruste Übergangsbereiche darstellen, in denen verschiedene Deformationsmechanismen mit wechselnden Anteilen beteiligt sind. Die Untersuchung des Übergangsfeldes zwischen der hauptsächlich spröden Verformung und der kristallplastischen Deformation von Gesteinen soll u.a. Informationen über den unteren Grenzbereich zwischen seismischer und aseismischer Verformung liefern.

Gemeinsam mit neuen experimentellen und theoretischen Untersuchungen sollen Geländeuntersuchungen dazu beitragen, die Mechanismen zu verstehen, die zur Bildung von Scherzonen in tiefergelegenen Krustenniveaus führen können.

Geodynamische Prozesse sind nicht nur durch die Verformung der Kruste überliefert, sondern auch ganz wesentlich durch die davon abhängige Evolution von Sedimentbecken. Obwohl die sedimentäre Hülle nur eine vergleichsweise dünne und lückenhafte Decke auf der Lithosphäre darstellt, ist sie doch ein „Meterstab“ für die Vertikalbewegungen, welche die Prozesse im Inneren der Kruste nachzeichnen. Sedimentologie, Beckenanalyse und Beckenmodellierung liefern deshalb wichtige Beiträge zur

Rekonstruktion von Krustenbewegungen und erlauben zudem eine mögliche Rekonstruktion von klimatischen Einflüssen im Sedimentationsverlauf.

Erforschung von Sedimenten, mit dem gegenwärtigen Schwerpunkt „Maarseen“, zur Rekonstruktion von Paläoenvironment, Paläoklima, Paläomagnetfeld auf Jahresbasis sowie Studien zur Kompaktion und Frühdiagenese organischer, klastischer und evaporitischer Sedimente. Aufgrund zahlreicher Bohrungen in einem Maarsee und der Detailkorrelation im mm-Bereich ist eine quantifizierte Darstellung und Modellierung der Kleinbeckenentwicklung möglich. Die mit der Warvenchronologie in Maarseen geeichte Paläosäkularvariationskurve ist ein wichtiges Instrument für die stratigraphische Einstufung von Sedimenten in großen Seen. Die Weiterentwicklung dieser paläomagnetischen Methode ist eine wesentliche Aufgabe zur stratigraphischen Gliederung vieler Sedimentsequenzen des Quartärs. Sedimente und ihre Bildung indizieren Paläoenvironment und Paläoklima. In laminierten, jahreszeitlichen Ablagerungen haben sich über Zeitreihenanalysen Rhythmen der Klimasteuerung durch die Sonnenfleckenaktivitäten in 11-jährigen, 78-jährigen und 143-jährigen Rhythmen ergeben, die überhaupt erst Aussagen (Backgroundrauschen) für zukünftige Klimamodellierungen liefern, ein wichtiger Beitrag aus der Analyse kontinentaler Sequenzen für den Global Change.

Die Beckenmodellierung im heute üblichen Sinn wurde in erster Linie im Zusammenhang mit der Erdölexploration entwickelt. Entsprechend der Zielsetzung stand dabei die Entwicklung der Temperaturgeschichte mit Hinblick auf die Reifung organischer Substanzen im Vordergrund. Die dabei bislang erarbeiteten Methoden stellen jedoch keinen Zusammenhang mit der Evolution der Lithosphäre her. Diese wichtige Beziehung gilt es zu klären. Grundlage dazu ist eine dreidimensionale Modellierung unter Einbeziehung der in der Kruste ablaufenden physikalischen Prozesse.

Integrierte Krustenbilanzierung zum Studium der Wechselwirkungen in geodynamischen Teilprozessen

Die wissenschaftlichen Aktivitäten konzentrieren sich auf die Bearbeitung und quantitative Rekonstruktion der Wechselwirkungen zwischen geometrischen, thermischen, stofflichen und rheologischen Aspekten im Rahmen orogener Prozesse. Hierbei werden sowohl klassische Gelände- und Analysemethoden als auch computergestützte Modellierungen geologischer und geophysikalischer Daten herangezogen. Der regionale Schwerpunkt der Studien mit den folgenden drei Hauptthemen liegt in den mitteleuropäischen Varisziden.

1. Geometrische und PT-t-Bilanzierungen der Kruste in orogenen Bereichen
2. Deformation der Kruste - Geometrie, Volumetrie und stoffliche Aspekte

3. Geodynamik der Exhumierung von tiefen Krustenabschnitten

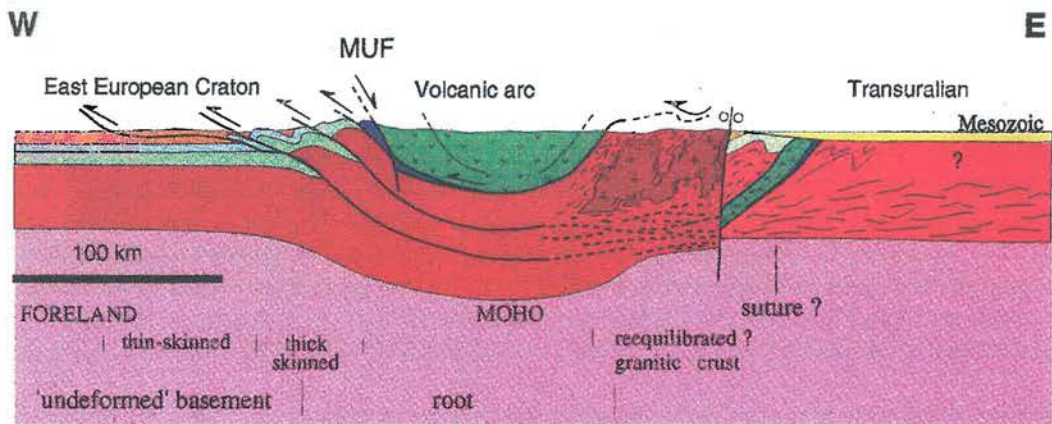
Die quantitative Bilanzierung der Deformation der Erdkruste zählt im Zusammenhang mit der Modellierung reflexionsseismischer Profile zu den Haupttätigkeiten des Bereichs. Sie sind gegenwärtig auf Mitteleuropa konzentriert. Krustenbilanzierungsarbeiten im linksrheinischen Rhenoherzynikum, der Nordflanke des mitteleuropäischen variszischen Gebirgsgürtels, haben ein erstes bilanziertes Gesamtprofil von 167 km Länge dieses Falten- und Überschiebungsgürtels erbracht.

In einem anderen variszischen Orogen, dem Ural, wird im Rahmen von EUROPROBE, einer bedeutenden internationalen und interdisziplinären Forschungsinitiative unter Einbeziehung osteuropäischer geowissenschaftlicher Institutionen, ebenfalls der Krustenaufbau und seine geologische Entwicklung untersucht. Diese paläozoische Gebirgskette in Zentralrussland erstreckt sich über 3000 km in Nord-Südrichtung vom Polarmeer bis Kasachstan und bildet eine orogene Plattengrenze zwischen dem osteuropäischen Kraton und der sibirischen bzw. kasachischen Platte.

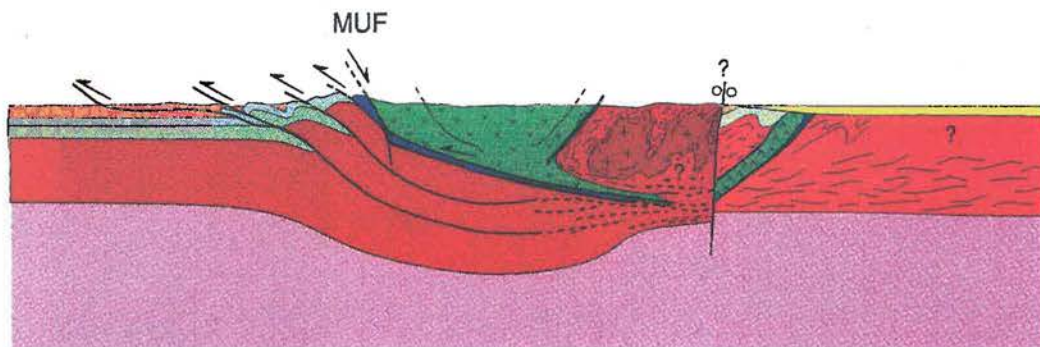
In Zusammenarbeit mit Partnern der Instituts für Geologie und Geochemie der Russischen Akademie der Wissenschaften in Ekaterinburg wurden nach eingehender Vorbereitung 1993 die ersten gemeinsamen Geländearbeiten zur Untersuchung der geodynamischen Bedeutung der Haupturalstörung durchgeführt. Diese über 2000 km verfolgbare Störungszone bildet aufgrund ihrer Natur und Dimensionen die spektakulärste paläozoische Suturezone. Seit dem späten Präkambrium (ca. 600 Ma) ist diese Bewegungszone geprägt von unterschiedlichen geodynamischen Prozessen. Während der orogenen Entwicklung des Urals integrierte diese Hauptbewegungszone die früh-paläozoische ozeanische Öffnung sowie Bildung von vulkanischen Inselbögen, die früh-orogene Schließung ozeanischer Bereiche (bis Oberkarbon), Obduktion und Kollision (bis Ob. Perm) sowie die spät-orogene intrakontinentale Entwicklung (Perm - Unt. Trias). Aus diesen unterschiedlichen orogenen Prozessen resultiert eine sehr komplexe Strukturzone, in der die schwach metamorphen ozeanischen Einheiten hochgradig-metamorphe Gesteine aus tiefen Krustenbereichen überlagern. Die Haupturalstörung bildet so die tektonische Grenze zwischen dem westvergente Vorlandüberschiebungsgürtel aus Einheiten der osteuropäischen Plattform und den ozeanischen und Inselbogen-terränen sowie Mikrokontinenten im Osten.

Strukturgeologische Untersuchungen zur Kinematik und relativ-zeitlichen sowie geometrischen Einordnung der verschiedenen Krustenbewegungen helfen dabei die geo-

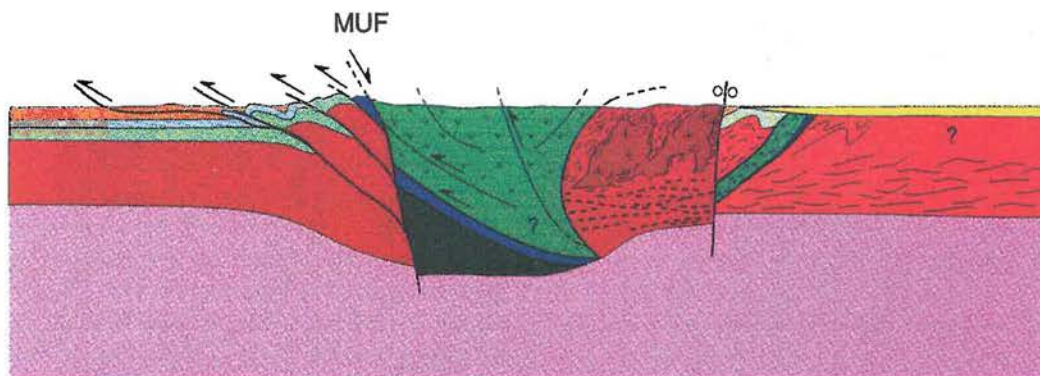
Abb. 1 (rechts): Ural. Alternative Lithosphären-Modelle zur Natur und Geometrie der orogenen Wurzel und der Haupturalstörung (MUF)



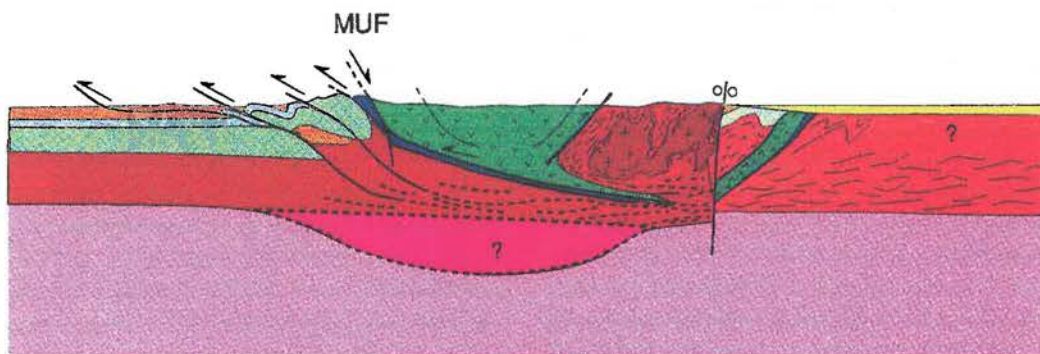
a) Krustenverdickung resultiert aus Überschiebungen und Subduktion des Osteuropäischen Kratons; MUF als flache, überprägte Kontinent-Ozean Suture verwurzelt im normal mächtigen, reequilibrierten Hinterland. Ozeanische und magmatische Inselbogen Terrane allochthon.



b) MUF als abtauchende, verwurzelte Suture; Rücküberschiebungen im Hinterland.



c) MUF als steilstehende, krustale Scherzone mit Blattverschiebungs- und Abschiebungscharakter; Verdickte Kruste besteht aus mächtige akkretionierten ozeanischen Terranen.



d) Normal mächtige, reequilibrierte orogene Kruste; 'Wurzel' besteht aus anormal leichtem Mantelmaterial.

dynamische Bedeutung der Haupturalstörung zu verstehen. Die erarbeiteten und integrierten Daten ermöglichen die Erarbeitung von Krustenmodellen (Abb. 1) und sind eine wichtige Voraussetzung zur Veranlagung und Interpretation geplanter tiefenseismischer Profile.

Prozesse, die zur Exhumierung tiefkrustaler Bereiche führen, spielen in der späten Entwicklung eines Orogens eine bedeutende Rolle. Sie sollen mit Hilfe petrologischer, strukturgeologischer und geochronologischer Methoden modelliert werden. Als Pilotstudie wurde das in Norditalien gelegene ebenfalls variszische Ivrea-Krustenprofil

Mikrosondenanalysen an den Gesteinen der Ivrea-Zone zeigen von der Basis hin zu höheren Einheiten stetig abnehmende Druck- (P) und Temperaturbedingungen (T) entlang eines geothermischen Gradienten von ca. 25 °C/km im tiefen Krustenabschnitt, der nach oben auf bis zu 40 °C/km zunimmt. Anhand von Einschlüssen in Mineralen kann im unteren Stockwerk zumeist ein retrograder PT-Pfad nachgewiesen werden, während im oberen Stockwerk ein Teil der prograden Entwicklung abgebildet ist (Abb. 2). Radiometrische Altersbestimmungen anhand des U-Pb Zerfallssystems in Monazit zeigen eine stetige Verjüngung der Alter vom etwas schwächer meta-

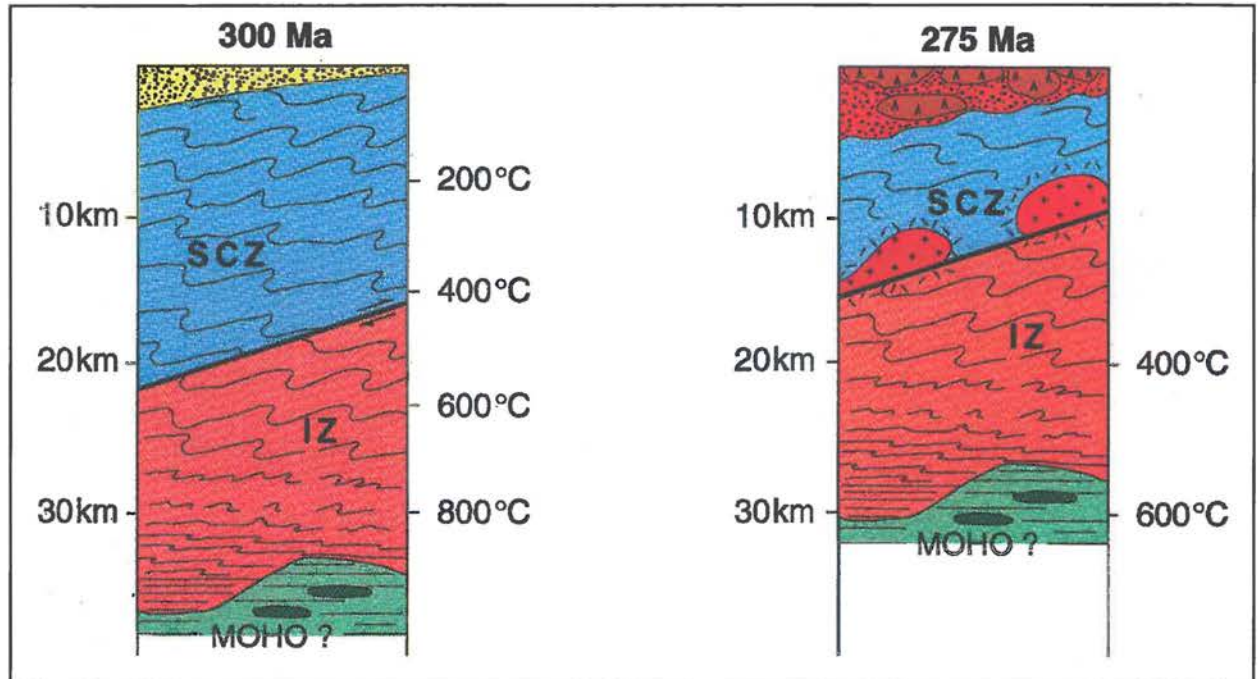


Abb. 2: Schematisches Modell der strukturellen und thermischen Entwicklung von Strona-Ceneri-Zone (SCZ) und Ivrea-Zone (IZ). Deutlich erkennbar ist das Wandern der Isothermen in tiefere Krustenteile im Verlauf von ca. 25 Ma (Abb. a + b). Das Ende der Gesteinsdeformation wird durch undeformierte Granite belegt, die in den Grenzbereich von IZ und SCZ eindringen.

morphen mittleren Krustenabschnitt (295 Ma) zum hochmetamorphen Bereich der Unterkrustengesteine (275 Ma) an. Abb. 2 zeigt diese Entwicklung in einer schematischen Modellskizze: Im späten Stadium der Orogenese (vor ca. 300 Ma) liegt die 600 °C-Isotherme, bei der das U-Pb-System des Monazits schließt, im mittleren Krustenniveau. Bei 275 Ma ist die 600 °C-Isotherme im unteren Krustenstockwerk angelangt.

ausgewählt. Dieses Profil stellt dabei, weltweit einmalig, eine nahezu vollständige steilstehende Abfolge von Gesteinen der ehemaligen Unter- und Mittelkruste dar. Lithologisch unterscheiden sich die beiden Krustensegmente deutlich voneinander. Während in der Ivrea-Zone, dem tieferen Krustenabschnitt, eine heterogene Folge von Metamorphiten magmatischen und sedimentären Ursprungs vorliegt, baut sich die mittelkrustale Strona-Ceneri-Zone aus einer monotonen Serie von metamorphen, klastischen Sedimenten sowie untergeordnet aus Orthogneisen und Amphiboliten auf. Nach oben wird das Profil durch eine mächtige permo-mesozoische Sedimentfolge ergänzt.

Entlang des Profils durch die südwestlich anschließende Strona-Ceneri-Zone ist keine Abnahme der PT-Bedingungen zu beobachten. Hier liegen die Temperaturen über einen weiten Bereich um 600 °C bei Drucken von 8 kbar, was einem geothermischen Gradienten von 20 °C/km entspricht. Diese PT-Abschätzungen, die völlig unterschiedliche Lithologie sowie radiometrische Altersdatierungen aus bisherigen Untersuchungen weisen auf eine vor- oder frühvariszisch getrennte Entwicklung von Strona-Ceneri- und Ivrea-Zone hin oder auf ein unterschiedlich weit zurückreichendes 'Gedächtnis' der weniger stark aufgeheizten Gesteine in diesem höheren Krustenabschnitt (Abb. 3).

Informationen zur stofflichen Zusammensetzung und

Entwicklung der tieferen Kruste und des oberen Mantels während des orogenen Prozesses lassen sich auch durch Untersuchungen an Magmatiten und ihren Fremdgesteinseinschlüssen (Xenolithe) gewinnen. Wiederum in den Varisziden unterscheiden sich z. B. die frühvariszischen basischen Magmatite Westsachsens und der Elbezone einerseits und des Lausitzer Antiklinoriums andererseits grundlegend in stofflicher Hinsicht. Die Elbezone wirkt hier im Sinne einer „Pufferzone“ zwischen Lausitzer Block und Erzgebirgischer Antiklinalzone, welche während der variszischen Entwicklung unterschiedliche Zusammensetzung und Struktur haben.

Die Lausitz zeigt keine nennenswerte Beeinflussung der Kruste durch die variszische Orogenese, das Erzgebirge dagegen zeigt ausgeprägte Spuren einer variszischen Verformung und erheblichen Verdickung der Kruste, die unmittelbar darauf wieder auf das auch heute noch vorliegende Maß zurückgeführt wurde. Die Verschiedenartigkeit der genannten Lithosphärenblöcke dokumentiert sich auch in den Gefügebildern und Spurenelementmustern der Peridotitxenolithe aus dem oberen Mantel. So ist der obere Erdmantel unter dem verdickten Krustenabschnitt anscheinend sehr viel stärker aufgeheizt worden, als der Mantel unter der Lausitz. Als

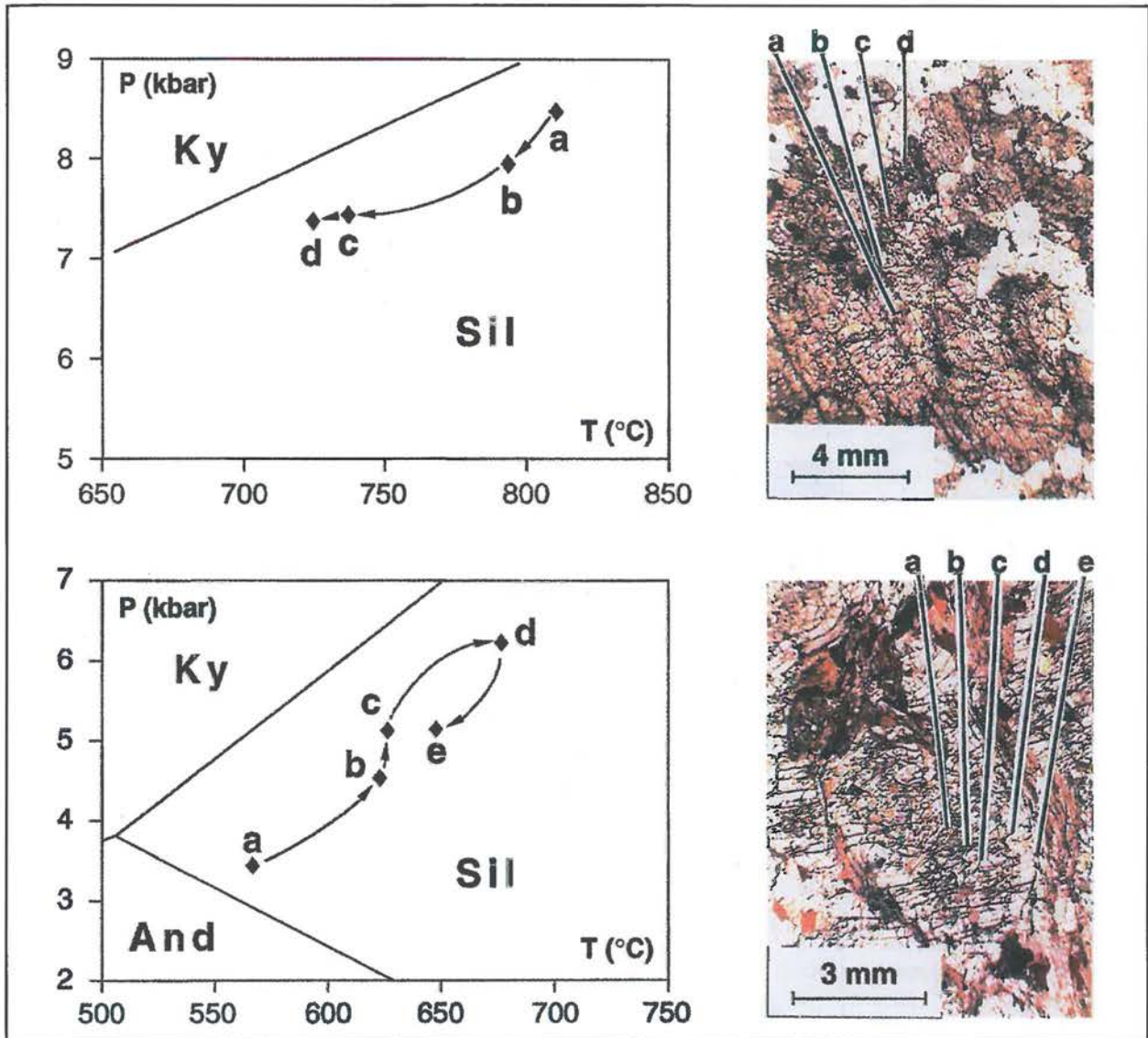


Abb. 3: PT-Pfade und Dünnschliffbilder mit den Meßpunkten von Metamorphiten der IZ.
 Abb. a: aus einem granulitfaziell überprägten Gabbro zeigt nur noch ein retrograder PT-Pfad, der die Abkühlung des Gesteins widerspiegelt. Die zweite Probe hingegen zeigt noch Relikte der prograden Entwicklung, da sie insgesamt schwächere Metamorphosebedingungen erlebt hat.

weiterhin geeigneter Anzeiger für die Konsequenzen dieser Vorgänge und für die Prozesse der Mantel-Kruste-Wechselwirkung haben sich lamprophyrische Magmen erwiesen. Diese an Fluida und inkompatiblen Elementen angereicherten basischen bis intermediären Magmatite spiegeln verschiedene Austauschprozesse, subkrustal gebildeter Magmen mit Teilschmelzen und fluiden Phasen aus verschiedenen Niveaus der Lithosphäre wider und bilden somit Ansätze zur Diskussion der Magmenevolution während des Spät- bis Postkollisions-Vulkanismus und

zur Rolle der thermischen Effekte beim Zerfall der orogen verdickten Kruste.

bevorzugter Subkornbildung und Rekristallisation an der Grenze Partikel/Matrix äußert (Abb. 5).

Experimentelle Untersuchungen der in Gesteinen wirksamen Deformationsprozesse

Der Übergang zwischen dominierenden Deformationsmechanismen und die dadurch bewirkten Veränderungen

von Transporteigenschaften der Gesteine werden in zwei Teilprojekten bearbeitet. Der Schwerpunkt liegt z. Zt. auf den Übergang zwischen

Das Verständnis der Verformung von Gesteinen der Lithosphäre und der wirksamen Deformationsmechanismen basiert im wesentlichen auf einer Integration von Ergebnissen struktur-geologischer und experimenteller tektono-physikalischer Untersuchungen. Gesteine werden zunehmend als komplexe Aggregate (earth materials) verstanden und geeignete experimentelle und analytische Techniken bei der Untersuchung eingesetzt. Dabei werden zwei unterschiedliche Ansätze verfolgt. Erstens wird an synthetischen Zwei-Phasen Aggregaten die mechanische Wechselwirkung von rigiden Einschlüssen und einer Karbonatmatrix bei hohen Temperaturen und Drücken untersucht. Zweitens soll versucht werden, das für die Krustendeformation äußerst relevante System Quarz-Feldspat zu synthetisieren.

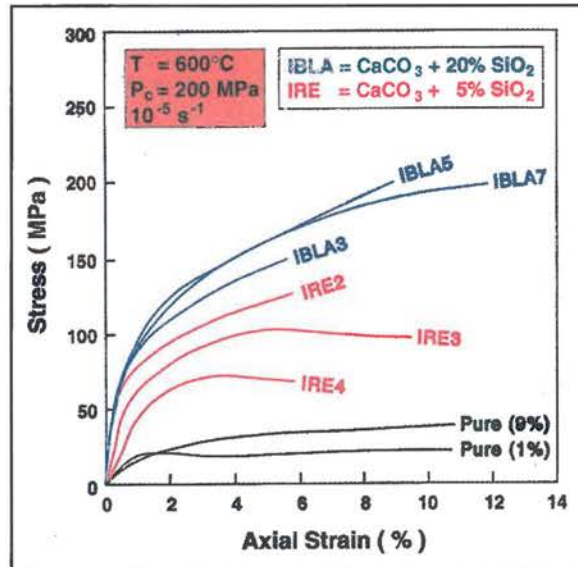


Abb. 4: Spannungs-Verformungskurven von synthetischen Kalksteinen mit unterschiedlichen Anteilen von Quarz-Partikeln. Reine Kalksteine haben eine erheblich geringere Festigkeit als Proben mit bis zu 20 % Quarz. Die Verfestigung steigt mit dem Gehalt an rigiden Einschlüssen.

Folgende Ergebnisse sind bisher erzielt worden: In einer Serie von mechanischen Tests wurden Quarz - Kalzit Proben mit unterschiedlicher Zusammensetzung (5 %, 20 % Quarz) zwischen 400 °C und 600 °C und bei Drücken bis 350 MPa deformiert. Der geringe Zusatz einer rigiden zweiten Komponente hat die Kalksteine in einem unerwartet starken Maße im Bereich der rein plastischen Verformung (600 °C) verfestigt (Abb. 4). Dieser Umstand wird durch bisher existierende makroskopische physikalische Modelle nicht adäquat erfaßt. Mikrostrukturelle Untersuchungen deuten auf einen Verfestigungsmechanismus hin, der von dispersionsgehärteten Werkstoffen bekannt ist. Die nicht deformierbaren Partikel erzeugen einen starken Verformungsgradienten im Matrixmaterial, der sich in erhöhten Versetzungsdichten,

niedrigtemperierter spröder und hochtemperierter kristallplastischer Verformung.



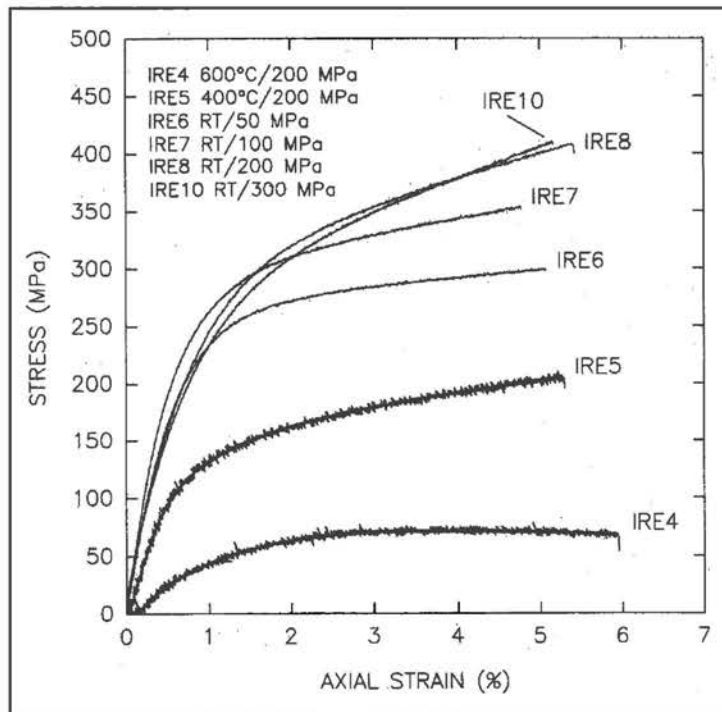
Als wichtigstes Ergebnis aus Experimente, die im Herbst 1992 und Frühjahr 1993 am MIT Boston durchgeführt wurden, hat sich ergeben, daß im Gegensatz zu reinen, einphasigen Karbonaten bei Zwei-Phasen Aggregaten die Bildung von Mikrorissen auch bei höheren Temperaturen von 400 °C und höheren Drücken von 200 MPa noch sehr deutlich zu beobachten ist. D.h., bereits der geringe Anteil (5 bis 20 %) einer rigiden zweiten

Abb. 5: Aufnahme mit dem Transmissionselektronenmikroskop. Im Grenzbereich zu einem Quarzkorn (rechts) beobachtet man erhöhte Versetzungsdichten, eine verminderte Kalzitkorngröße und kleine Poren.

Phase erweitert den Bereich der drucksensitiven spröden Deformation zu höheren Temperaturen und Drücken und damit auch das Übergangsfeld zwischen spröder und plastischer Verformung in der Kruste.

Weiterhin wurden die relativen Änderungen der Transporteigenschaften (Permeabilität und elektrische Leitfähigkeit) im o.g. Übergangsbereich der Verformung an synthetischen Quarz-Kalzit-Aggregaten (5 % Quarz; 95 % Kalzit) unter Manteldrücken bis maximal 300 MPa und bis zu Temperaturen von 600 °C untersucht. Die maximale axiale Verfor-

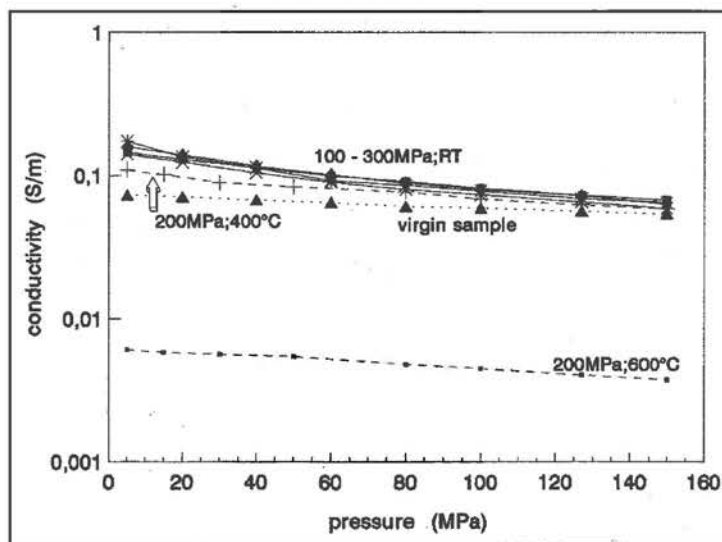
Abb. 6: Spannungs-Verformungskurven synthetischer Kalksteinproben mit 5 % Quarzeinschlüssen (IRE4-10). Die Proben wurden bei gleichbleibender Deformationsrate ($10^{-5} s^{-1}$), bei Raumtemperatur mit steigendem Manteldruck (bis 300 MPa) und bei erhöhter Temperatur (bis 600 °C) zu maximal 5-6 % axialer Verkürzung verformt.



mung betrug bei allen Proben 5 - 6 % (Abb. 8). Nach den Versuchen wurden die Permeabilitäten unter hydrostatischen Belastungen von 80 bis 155 MPa gemessen. Daran schlossen sich die Messungen der elektrischen Parameter an. Diese Untersuchungen erfolgten in einer hydrostatischen Druckkammer bis 150 MPa und in Abhängigkeit von der Frequenz (10 Hz bis 1 MHz).

Die Werte für die Permeabilität und die elektrische Leitfähigkeit des undeformierten Ausgangs-

Abb. 7: Permeabilität in Abhängigkeit vom Druck (Messung am MIT) für die Proben IRE4-10, die bei unterschiedlichen P/T-Bedingungen deformiert wurden.



materials (ire11) lagen bei 4×10^{-3} mD bzw. 7×10^{-2} S/m. Die Proben (ire7 bis ire10), die unter Raumtemperatur und bis zu hohen Manteldrücken belastet wurden, zeigen sowohl bei der Permeabilität, als auch bei der elektrischen

Leitfähigkeit geringfügig niedrigere Werte als in den undeformierten Proben (Abb. 7,8). Dieses gilt auch für die Probe, die bei 400 °C und 200 MPa (ire5) verformt wurde. Es ist ein Abfall der Transporteigenschaften um den Faktor 3 zu verzeichnen. Diese Beobachtungen

stimmen qualitativ überein mit publizierten Daten über die Permeabilitätsreduktion, die mit zunehmender Verformung an Solnhofener Kalkstein beobachtet wurde. Im Gegensatz dazu verändern sich die gemessenen Transporteigenschaften der bei 600 °C und 200 MPa verformten Probe (ire4) erheblich. So werden die elektrische Leitfähigkeit um ca. eine Größenordnung und die Permeabilität um zwei Größenordnungen herabgesetzt.

Die Untersuchung von Mechanismen, die zur lokalisierten Verformung in der Oberkruste führen und damit ursächlich mit der Entstehung von Erdbeben verknüpft sind, sind international auf verschiedene Labors verteilt und führen fachübergreifend unterschiedlichste Spezialrichtungen zusammen. Der GFZ-Beitrag zu diesem Thema gliedert sich zunächst in zwei Teilprojekte, die später durch ein weiteres ergänzt werden sollen.

Im ersten Vorhaben soll unter anderem die Entstehung lokalisierter Bruchbildungen mit Hilfe akustischer Emissionen (AE), die bei der Ribbildung in Gesteinen entstehen, in situ verfolgt werden. Der raum-zeitliche Ablauf der AE läßt Rückschlüsse auf lokale Spannungskonzentrationen, ribbildende Prozesse und die Entstehung größerer Brüche zu und gestattet Vergleiche mit petrographischen Analysen. Dazu wurde eine Anlage zur Lokalisierung von AE in Gesteinsproben entwickelt und erprobt. Bei den Versuchen werden zylindrische Kerne

erprobt. Bei den Versuchen werden zylindrische Kerne

von 5 cm Durchmesser belastet und die bei der Rißbildung ausgelösten AE aufgezeichnet.

Zur Auswertung der AE-Aufzeichnung wurden Turbo-

Pascal-Programme für einen PC entwickelt. Dabei werden in der Probe ausgelöste AE lokalisiert und die Ortspositionen in drei Raumebenen (xz, yz, yx) und für ausgewählte Zeitabschnitte geplottet. Die Darstellung des fortlaufenden zeitlichen Ablaufes der AE mit zunehmender Last ist mit einem Statistikprogramm möglich. Zur Überprüfung der Versuchstechnik wurde an einer Gneisprobe ein Ultraschallsensor (US-Geber) durch elektrische Impulse angeregt und so als künstlicher AE-Sender verwendet. Damit konnte die Wellenlaufzeit bestimmt und die Genauigkeit der AE-Lokalisation überprüft werden. Abb. 9 zeigt die Darstellung der AE-Orte in 3 Schnitten (2x seitlich, 1x von oben). '1' markiert die Lage des US-Gebers. Wie ersichtlich, liegen 256 AE in der Umgebung des US-Gebers 1 im Umfeld von etwa 4 mm. An mehreren Gesteinsproben (Sandstein, Gneis, Granit) wurden unter einaxialer Last AE bis zum Bruch registriert und die Ortspositionen graphisch dargestellt. Abb. 10 zeigt eine Darstellung der AE-Ortspositionen für eine Gneisprobe unter einer Belastung von 112 MPa und eine Zeitdauer von 10 sec vor dem Bruch. Am linken Rand ist eine Konzentration der AE-Positionen und damit eine Spannungs- und Rikonzentration erkennbar.

Nach Abschub dieser Vorarbeiten und der Installation einer neuen servo-kontrollierten Presse im Frühjahr 1994 werden systematisch Deformationsversuche an zylindrischen Prüfkörpern unterschiedlicher Gesteine gefahren.

Die Rientwicklung wird wie oben beschrieben analysiert und mit mikrostrukturellen Untersuchungen am Rasterelektronenmikroskop kombiniert.

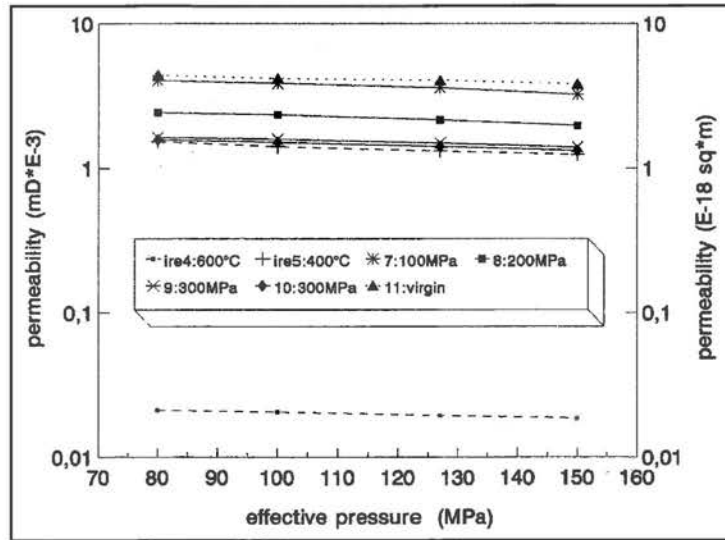


Abb. 8: Abhängigkeit der elektrischen Leitfähigkeit vom Druck für die Proben IRE4-10.

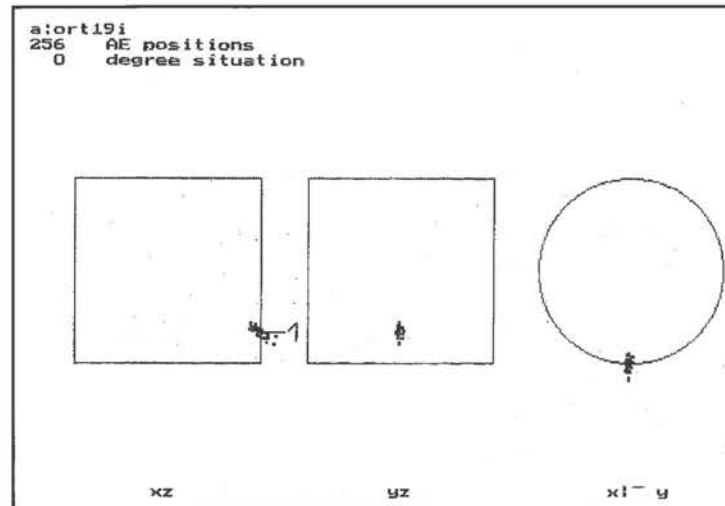


Abb. 9: Künstliche akustische Emissionen, angeregt durch den Ultraschallgeber 1 in einer zylindrischen Gesteinsprobe, und ihre Ortung durch das Meerfassungssystem. Blick auf die Probe von vorn, seitlich und oben.

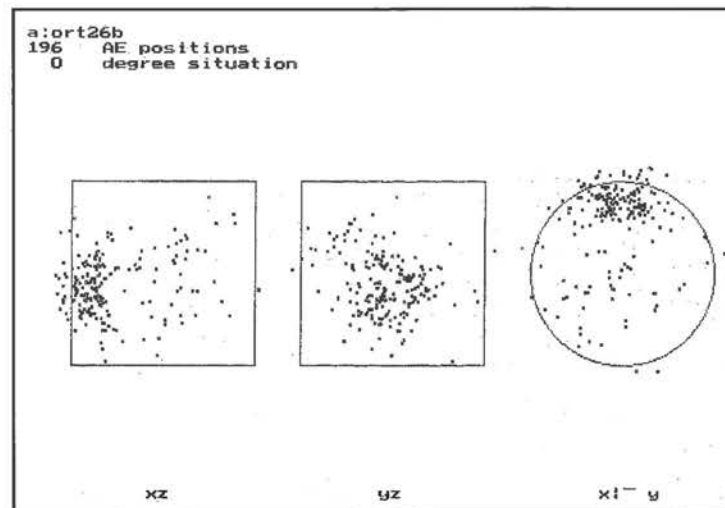
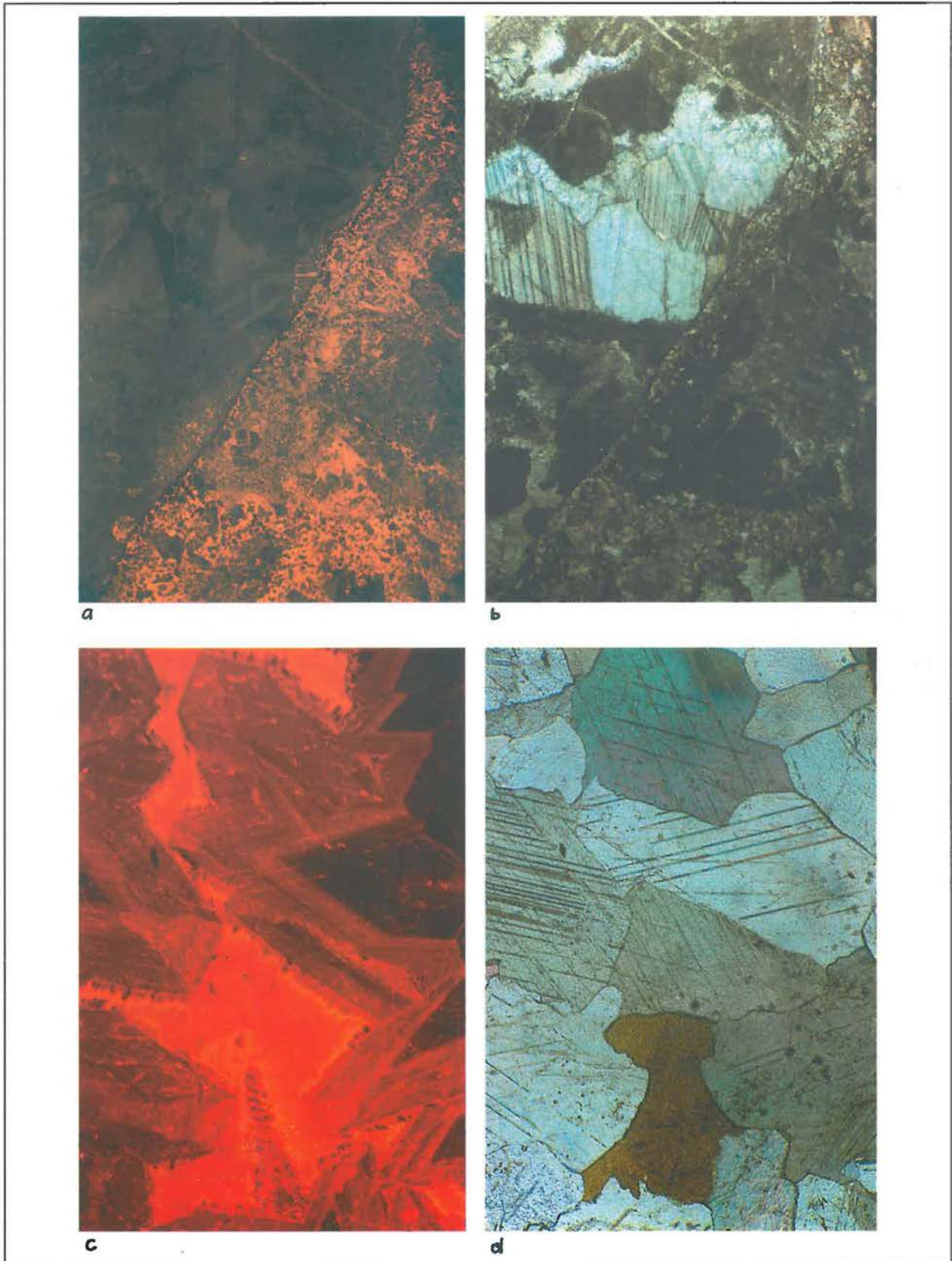


Abb. 10: Durch das Meerfassungssystem geortete akustische Emissionen in einer zylindrischen Gesteinsprobe unter einaxialer Druckbelastung. Gezeigt wird der Zustand ca. 10 Sekunden vor dem Bruch der Probe.

In einem zweiten Teilprojekt sollen die Prozesse der bruchhaften Verformung im Bereich großer, seismisch aktiver Störungs-zonen im Gelände untersucht werden. Ausgehend von einer Beschreibung der Bruchstrukturen

Abb. 11: Dünnschliffaufnahmen kalzitischer Klüfte aus dem Bereich der Nordanatolischen Seitenverschiebung. a, b: Diagenetischer Zement füllt Hohlräume zwischen sedimentären Komponenten (Pelloiden) aus. c, d: Eisenkalzitklüft mit zonargebautem Blockzement. c: rot - lumineszierende Fe-Kalzite, gelb - lumineszierende jüngere Kalzit-



mineralisation. Die Untersuchung der Flüssigkeitseinschlüsse ergab für die älteren Fe-Kalzite hohe Homogenisierungstemperaturen (140 °C), während die jüngere Mineralisation durch deutlich niedrigere Werte (73 °C - 75 °C) gekennzeichnet ist. a, c - Kathodolumineszenzaufnahme (KI); b, d - gekreuzte Nicols

und ihrer Einordnung in eine relative Abfolge, können Aussagen zur Entwicklung von Scherzonen im oberen Krustenabschnitt getroffen werden. Das Projekt ist mit einem F u. E-Vorhaben des PB 5.1 „Erdbeben und Vulkanismus“ in der Türkei inhaltlich verbunden. Die Feldarbeiten an Bruchstrukturen im Bereich der nordanatolischen Seitenverschiebung (NAS) erfolgten gemeinsam mit Mitarbeitern des PB 5.1. in ausgewählten oberkretazischen Karbonataufschlüssen. Die strukturelle Entwicklung der NAS hat sich durch die Überlagerung verschiedener Deformationsphasen als kompliziert erwiesen.

Die spröde Deformation im Bereich der NAS ist weiträumig und inhomogen. Dies äußert sich durch einen häufigen Wechsel von Breccierungszonen (dm-Bereich bis 10er Meter) mit undeformierten Sedimenten. Die Übergänge sind im Aufschluß z.T. sehr scharf ausgebildet. Im mikroskopischen Bild wird das Gefüge im wesentlichen durch mehrere Generationen von transgranularen Extensionsbrüchen und Scherbrüchen bestimmt (Abb. 11 a, b). Eine Zementation der Fragmente erfolgte nicht. Mit Hilfe von Kathodolumineszenzuntersuchungen konnte nachgewiesen werden, daß es sich bei den beobachteten Zementen ausschließlich um primäre, diagenetische Zemente handelt (Abb. 11 c, d). D.h., das aufgearbeitete Scherzonenmaterial wurde zwischen einzelnen Deformationsphasen durch Verheilung nicht wieder verfestigt. Isotopendaten und Untersuchungen der Flüssigkeitseinschlüsse deuten bisher darauf hin, daß es im Zusammenhang mit der Entwicklung der Scherzone zu einer Temperaturerhöhung kam (shear-heating). Ein Einfluß erhöhter Porenwasserdrucke läßt sich hingegen aus den bisherigen Daten nicht nachweisen. Die große Bedeutung, die der Wechselwirkung zwischen fluiden Phasen und der Deformation zukommt, äußert sich in der Wirksamkeit der Drucklösungsprozesse, die sämtliche Bruchbildungsvorgänge überprägen.

Die Entwicklung von Sedimenten und Becken in ihrer Beziehung zu Klima und Geodynamik

Die Untersuchung von lakustrischen Sedimenten, besonders der Maarseesedimente, im wesentlichen zur Aufstellung einer annualen Stratigraphie (Warvenchronologie), hat zahlreiche, neue Ergebnisse geliefert, die an verschiedenen Lokalitäten (Eifel/Deutschland, Massif Central/Frankreich, Monte Vulture/Italien, verschiedene Lokalitäten in Spanien, Totes Meer/Israel) auf der erweiterten europäischen Geotraverse gewonnen wurden. Das Spektrum reicht von klastischen über organische bis zu evaporitischen, jährlichen Ablagerungen zur Erstellung einer jeweiligen Warvenchronologie vor allem für die letzten 20.000 Jahre.

Durch alle Untersuchungen zieht sich auch der rote Faden, den Nachweis zyklischer Sedimentation anhand spektralanalytischer Untersuchungen an langen Zeitreihen von Messungen der Warvendicke zu führen. Dabei konnten Periodizitäten in den jungen holozänen und pleistozänen

Laminiten/Warviten, aber auch in den eozänen Laminiten des Eckfelder Maares (Eifel, Deutschland) erkannt werden. Aufgrund des Auftretens und der Struktur der Rhythmen ist auf die solare Periodizität zu schließen (Sonnenfleckenaktivitäten).

Der Anschluß an aride Gebiete wurde durch Untersuchungen in spanischen Seen und evaporitischen Becken und durch Bohrungen im Toten Meer in Israel in Kooperation mit spanischen und belgischen sowie israelischen Kollegen hergestellt. Auch hier sind Rhythmite vertreten, die sich in Untersuchung befinden. Ein interessantes Resultat liegt für Spanien vor, wo nachgewiesen werden konnte, daß die Desertifikation ein Phänomen ist, das älter als die Besiedlung durch den Menschen ist.

Permische Gräben und Becken in Europa (Nordostdeutsches Becken)

Der intensive Vulkanismus kennzeichnet als Teilprozeß die taphrogenetische Übergangsetappe zwischen dem Abbau der spätorogenen Vorlandbecken im Westfal und der Senkenformierung mit hohen Absenkungsraten schon im oberen Rotliegenden. Diesen Teilprozeß zu quantifizieren ist Ziel der Massenbilanz und der stofflich-genetischen Charakterisierung des Vulkanismus, einschließlich von Aussagen zur vertikalen bzw. lateralen Krustengliederung und -entwicklung.

Die Massenbilanz der Vulkanite berücksichtigt ca. 170 Tiefbohrungen und geht von der durch Hoth et al. (im Druck) vorgenommenen Gesteinstypisierung, sowie den Gesteinsabfolgen und der daraus abgeleiteten lithostratigraphischen Korrelierung aus. Dieses Gliederungsschema stellt die derzeit optimale Variante dar.

Das inhomogene Datenmaterial (regional wechselnder Aufschluß- bzw. Untersuchungsgrad) wurde u. a. mit Hilfe geologischer Schnitte durch „prognostische Vulkanitprofile“ ergänzt.

Mit diesem Datenfonds wurden für 15 lithostratigraphische Vulkanittypen-Einheiten rechnergestützte Mächtigkeitkarten erstellt. Ihre Bewertung zeigt, daß sie als erste Varianten für die verschiedenen Einheiten bzw. Gebiete unterschiedliche geologische Relevanz besitzen.

Drei Vulkaniteinheiten (Andesit-, Ignimbrit- und Obere Rhyolithoid-Folge) lassen eine Korrelierung, d. h. Mächtigkeitdarstellung über nahezu den gesamten Bereich der Nordostdeutschen Senke mit hinreichender Sicherheit zu. Andere Vulkanittypen sind auf wenige oder ein Teilgebiet beschränkt. Diese Situation spiegeln auch die von Hoth et al. aufgestellten Teilgebietsnormalprofile wider.

Aus den errechneten Karten ist eine Felderung ableitbar, die mit postulierten Bruchzonen weitgehend korrespondiert. Für das älteste, andesitische „Eruptionsstadium“ ist

durch die Transeuropäische Störungszone und Elemente der Tornquist-Teisseyre-Zone bestimmt wird.

Neben den effusiven Basaltoiden, Rhyolithoiden sowie untergeordneten Andesitoiden treten dort im kaledonisch deformierten präpermischen Grundgebirge zahlreiche lagergangartige komagmatische Körper auf. Weit über 100 m Mächtigkeit erreichen dabei Basaltoide in Mittelrügen und Granitoide des sogenannten Südrügen-Richtenberg-Lakkolithen.

Ähnlich komplex, aber schwerer auflösbar und bestimmten Brüchen zuzuordnen ist die vulkanische Entwicklung im weiteren Bereich der Altmark mit möglicherweise fünf Eruptionsstadien. In großen Mächtigkeiten (jeweils bis zu einigen 100 m) sind Andesitoide, Rhyolithoide sowie Ignimbrite erbohrt worden. Bei sehr großen Mächtigkeiten andesitoider Magmatite (Bohrungen Velpke-Asse-Devon 1, Weyhausen Z 1) werden die unteren graphophyrischen Anteile als subvulkanische Körper angesehen. Vermutlich kann das auch für manche der mächtigen Rhyolithoide gelten. Eindeutige Intrusiva stellen die erbohrt Granitoide von Velpke-Asse, Flechtigen und Roxförde dar.

Die Basaltoide des jüngsten und 5. Eruptionsstadiums (etwa W-E verlaufend) werden einem neuen Entwicklungsabschnitt im Oberrotliegenden zugeordnet.

Das Auftreten einiger 100 m mächtiger Ignimbrite in der Altmark und der Uckermark wird mit Calderenbildung, z. T. entlang großer Brüche, in Zusammenhang gebracht.

In fast allen Teilgebieten treten innerhalb der z. T. bis 200 m mächtigen Vulkanitabfolgen „Zwischensedimente“ selten und nur geringmächtig auf. Tuffeinschaltungen sind ebenfalls nur untergeordnet vorhanden. Abgesehen von den Ignimbriten gibt es nur wenige Hinweise auf explosive oder gemischt effusiv-explosive Fördermechanismen.

Die Zeitdauer vulkanischer Aktivität in der Nordostdeutschen Senke ist mit ca. 15 Ma anzusetzen. Das hat die integrative Zeitanalyse, d. h. die geologisch sinnvolle Ver-

knüpfung vielfältiger Zeitinformationen ergeben, die zur Entwicklung einer neuartigen Micro Time Scale für Perm und Trias von Mitteleuropa geführt hat (s. Abb. 12). Diese „exogene Zeitskala“ ist eine deutlich verbesserte Grundlage zum Vergleich exogener und endogener Ereignisse. Radiometrische Altersbestimmungen an Vulkaniten werden weitere Zeitmarken liefern.

Krustengliederung und -aufbau sind im Bereich der Nord-

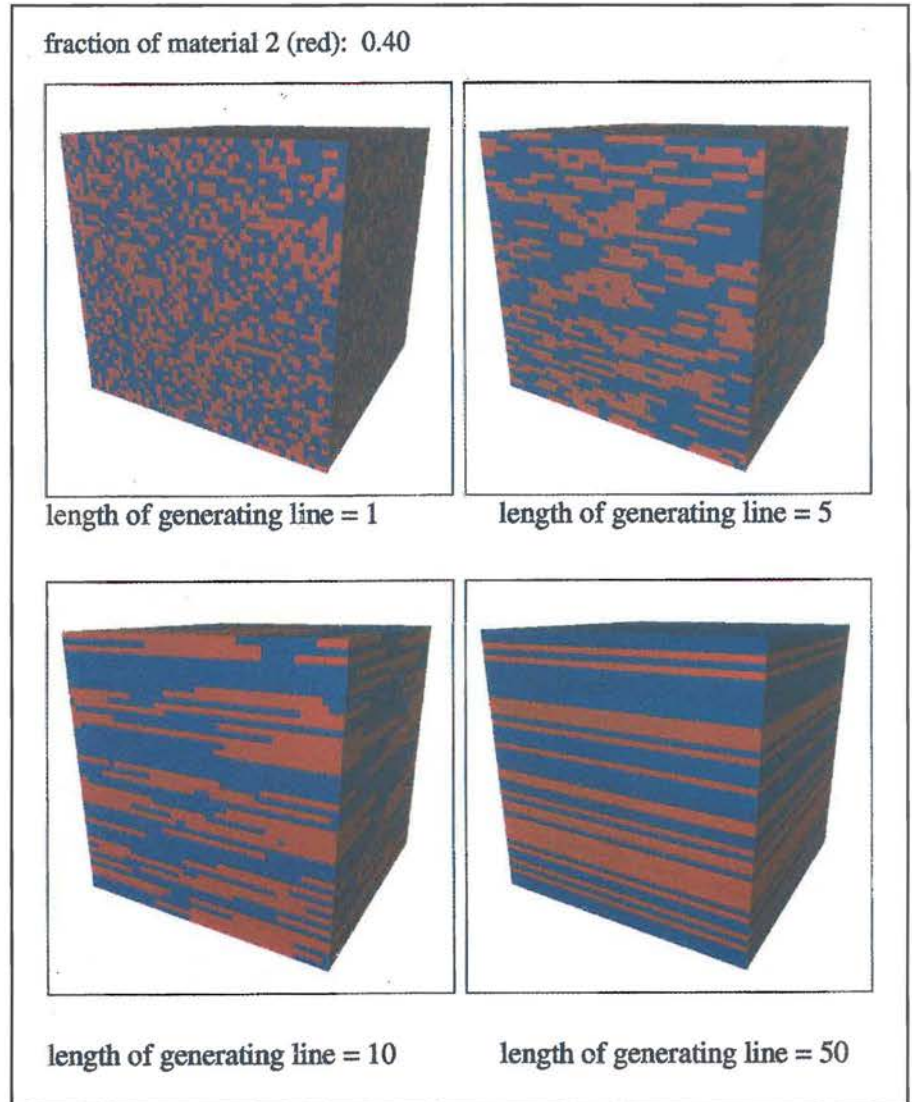


Abb. 13: Im Rechner erzeugte Zweikomponenten-„Lithologien“ mit unterschiedlichen Inhomogenitäten und Anisotropien bei gleichen relativen Besetzungszahlen für die Komponenten.

ostdeutschen Senke noch nicht hinreichend bekannt. Die Interpretation nunmehr zugänglicher tiefenseismischer Profile wird zur besseren Kenntnis von Beziehungen zwischen Krustenbau und magmatischer Entwicklung beitragen. Berücksichtigt werden dabei die Erfahrungen aus seismisch-stratigraphischen Untersuchungen im offshore-Bereich um Irland (Keltisches Meer, Porcupine und Fastnet-Becken).

Die Formulierung theoretischer Modelle zur Simulation irreversibler Prozesse

Das Projekt „Subsidenzentwicklung, Sedimentakkumulation und Magmatismus in der spätrogenen Phase am Beispiel Perm des Norddeutschen Beckens“ wird in Zusammenarbeit mit der Universität Mainz und dem Projektbereich 3.3 durchgeführt. In diesem Rahmen wurde ein erstes 3-dimensionales Beckenmodell entwickelt, das über „back-stripping“ Verfahren und isostatische Modellierung erste einfache Ansätze zur Modellierung der Wechselwirkung zwischen Becken- und Krustenentwicklung erlaubt.

eines hydrostatisch bedingten Porenwasserflusses wurde im Rahmen eines zweiten Drittmittelprojektes „Modellierung der geologischen Entwicklung und der Temperaturgeschichte im Varisziden-Vorland und an der variszischen Front“ untersucht. Grundlage für die Modellierung ist ein konzeptuelles geologisches Modell, das aus einem im Projektbereich 3.1 erstellten Strukturmodell entwickelt wurde. Das konzeptuelle Modell spiegelt die Anisotropie der verschiedenen Einheiten wider und berücksichtigt insbesondere die verschiedenen Überschiebungen bzw. Deckeneinheiten. Die Ergebnisse lassen deutlich werden, daß Porenwasserfluß entlang von Störungssystemen das Temperaturfeld stark beeinflusst und die Isolinien

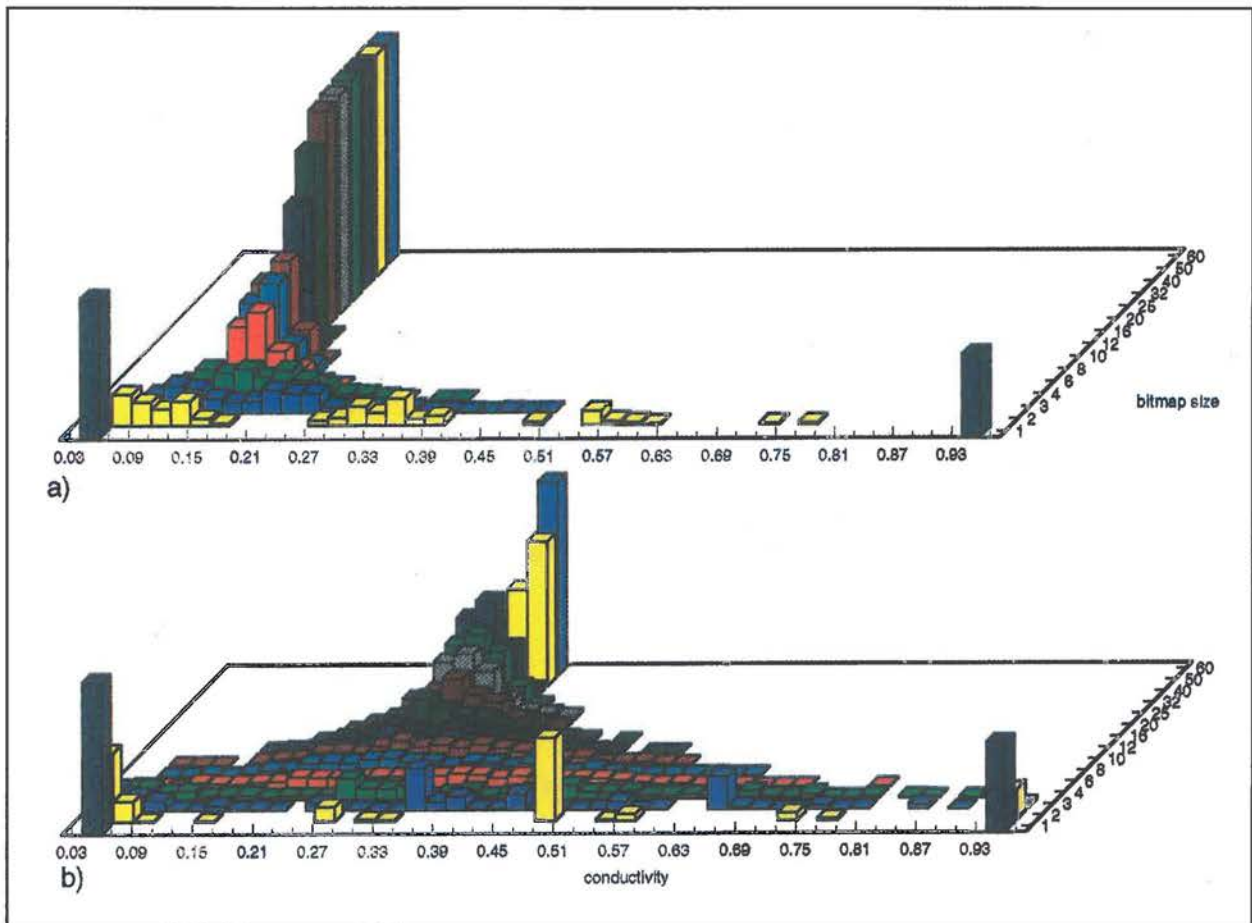


Abb. 14: Entwicklung der Streuung der durchschnittlichen Konduktivität für Kuben der Größe 1 bis 40. Oben: das Medium ist statistisch isotrop („generating line“ = 1), unten: anisotropes Medium („generating line“ = 10). Die Besetzungsdichte für die rote Substanz beträgt 0,9. Die bei kleinen Kubusgrößen bimodale Verteilung verschmilzt mit zunehmender Größe und wird schließlich unimodal, d. h. eine einzige Berechnung mit einem solchen Kubus ist statistisch signifikant.

Die für das Gesamtvorhaben wichtige Struktur und Entwicklung des geothermischen Feldes und der Einfluß

beträchtlich verschieben kann. Ein Kontrollpunkt im Modell ist der Austritt der Aachener Thermalquellen, der bei konvektiven Ansätzen richtig wiedergegeben wird. Die Berechnung des vertikalen Wärmeflusses bietet schließlich ein wesentliches Hilfsmittel für die Lokation von Bohrungen und für die Verifikation des Modells. Dabei gibt es bei gleichem Oberflächenwärmefluß verschiedene alternative Modelle für die Oberkruste, z. B. mit und ohne Wärmeproduktion.

Die Z-Komponente des Wärmeflusses läßt jedoch Zonen mit besonders starken Veränderungen im vertikalen Temperaturfeld deutlich werden und die berechneten Werte können direkt mit in Bohrungen gemessenen Werten

verglichen werden. In der weiteren Arbeit sind die Ansätze zur Beckenentwicklung und zum geothermischen Feld zu einem geschlossenen Konzept zusammenzufassen und um Aspekte wie thermisch bedingte Konvektion und Volumenexpansion zu erweitern. Zusätzlich wird an Modellen zur Wärmeproduktion in der Kruste gearbeitet, die die lokale Struktur der Temperaturverteilung wesentlich mit beeinflussen. Es wird erwartet, daß die Modelle zu einem tieferen Verständnis des Energie- und Stoffhaushaltes in der höheren Kruste beitragen und Konzepte liefern, um Aussagen über Wärmeerzeugung und Wärmezufuhr in der tieferen Kruste zu präzisieren.

Wie oben erwähnt, ist die anisotrope Struktur der meisten geologischen Einheiten ein wesentlicher Faktor beim Aufbau eines konzeptuellen Modells, in das schließlich eine quantitative Formulierung des Anisotropie-Tensors der verschiedenen Transportkoeffizienten eingeht. Einen wesentlichen Schritt dabei stellt die Umsetzung der qualitativen geologischen Kenntnis der Schichtenfolge in numerische Werte der effektiven Transportkoeffizienten dar, die gleichzeitig dem Modellmaßstab anzupassen sind. Um zu einem tieferen Verständnis der Skalierungsprobleme zu kommen, erwiesen sich ideale Modellsubstanzen als geeigneter Ausgangspunkt - im Rechner erzeugte 2-Komponentensysteme (Abb. 13).

Die Kenntnis der internen Struktur dieser Modellsubstanzen erlaubt eine detaillierte Untersuchung der relevanten Block-Größe (Abb. 14) sowie der Entwicklung der effektiven Transportkoeffizienten mit Hinsicht auf Struktur und Konduktivitätskontraste zwischen den beiden Medien. Im Fall eines statistisch isotropen Mediums läßt sich die durchschnittliche effektive Konduktivität formelmäßig als Potenzfunktion der beiden Medien (k_1 , k_2) erfassen, wobei ein Exponent $d(p)$ auftritt, der sich als eine Art „fraktale Dimension“ deuten läßt.

Daneben spielt die Perkolationschwelle (p_c) auch eine wesentliche Rolle, wenn beide Komponenten leitfähig sind. In diesem Sinn führt der Ansatz zwei wesentliche Konzepte zusammen und erlaubt dem Geologen über eine qualitative Abschätzung anhand der Verteilungsmuster (Abb. 13) eine Aussage über mögliche effektive Transportkoeffizienten.

$$K = (k_2 - k_1) \left(1 - K(p_c)\right) \frac{p - p_c}{1 - p_c}^{d(p)} + K(p_c) + k_1$$

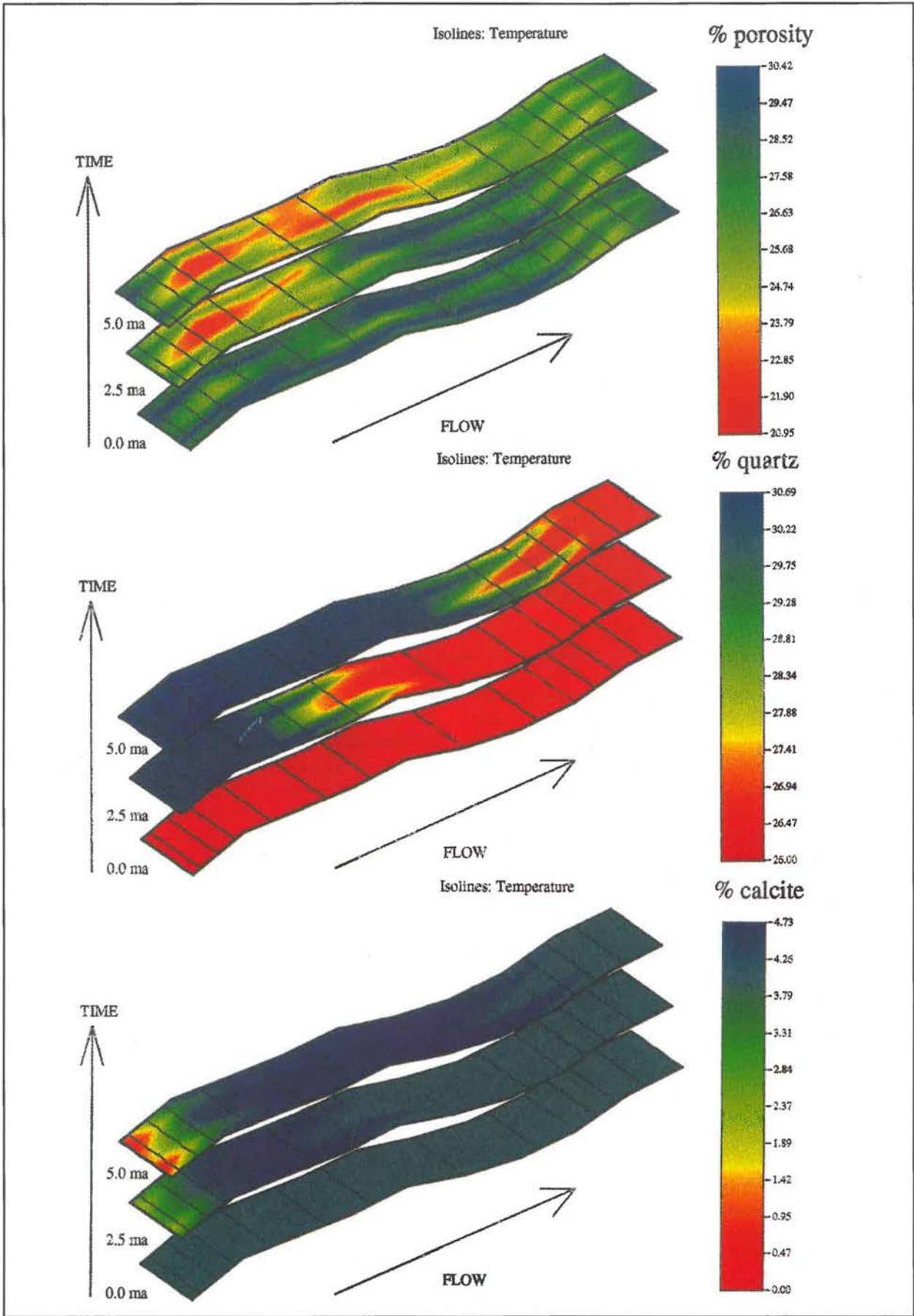
$$p > p_c$$

Diese quasi-statische Betrachtungsweise wird ergänzt durch Modelle zur diagenetischen Entwicklung des Porenraumes und des Sedimentchemismus in einem räumlich und zeitlich veränderlichen Temperaturfeld unter dem Einfluß eines konvektiven Porenwassertransportes (Abb. 15). Gegenwärtig kann das Verhalten von Calcit, Feldspat, Quarz und Anhydrit in einem gekoppelten System zusammen mit dem Porenwasserfluß und der durch Zementation und Lösung bedingten Veränderung der

physikalischen Gesteinseigenschaften gelöst werden. Hinzu kommt die thermisch gesteuerte Produktion von CO_2 aus organischem Material, die einen wesentlichen Einfluß auf den pH-Wert ausüben kann.

Das nichtlineare Transport-Reaktions-System zeigt dabei Eigenschaften der Selbstorganisation, und die beobachteten Lösungs- bzw. Zementfolgen können mit natürlichen Abfolgen verglichen werden. Mit diesen stark theoretischen Arbeiten schließt sich der Bogen zu den angewandten Projekten im ersten Vorhaben; die bestehenden Modelle können direkt bei der Lösung verschiedener Probleme der Beckenmodellierung eingesetzt werden. Als gemeinsames Ziel aller Teilprojekte bleibt, die verschiedenen Ansätze in ein konzeptuelles Modell zu integrieren und einer realitätsnahen Nutzung zugänglich zu machen.

Abb. 15 (rechts): Ein Beispiel zur zeitlichen Porositätsentwicklung (oben) in einem modellierten Sandstein. Die Porositätsveränderung entsteht als Folge des Wechselspiels von Lösung und Zementation verschiedener Minerale wie Quarz (Mitte) und Calcit (unten). Die drei „Schichten“ stellen den Sandstein zu verschiedenen Zeiten dar, die schwarzen Isolinien repräsentieren das Temperaturfeld ($T_{\min} = 65 \text{ }^\circ\text{C}$, $T_{\max} = 100 \text{ }^\circ\text{C}$).





Gesteinsdünnschliff in polarisiertem Licht (Foto: R. Trumbull)

Aufgabenbereich 4

Stoffparameter, Zustände und Prozesse

Der Aufgabenbereich „Stoffparameter, Zustände und Prozesse“ vereint Mineralogen, Petrologen/Petrographen, Geochemiker, Chemiker, Physikochemiker, Petrophysiker und Strukturgeologen in dem Forschungsthema „Stoff- und Energietransport über Schmelzen und Fluide“. Dieses interdisziplinär angelegte Forschungsprogramm umspannt den Rahmen chemischer, physikalischer, mineralogischer und geologischer Arbeiten und ist durch den Einsatz vielfältiger analytischer und experimenteller Untersuchungsmethoden charakterisiert. Ziel ist die Ermittlung von Stoffeigenschaften und Zuständen als Funktion unterschiedlichster Parameter, um die Dissipation von Energie und die Umlagerung von Material quantifizieren zu können. Diese Untersuchungen erweitern die Beiträge anderer Forschergruppen des GFZ zum mechanisch/tektonischen Stoff- und Energietransport. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen werden wesentlich zum Verständnis der stofflichen Entwicklung der Erdkruste seit dem Archaikum, der in ihr vorkommenden Mineralisationen und ihrer heutigen thermischen Struktur beitragen.

Die Lithosphäre, d.h. die äußere, etwa 120 km mächtige Zone des festen Erdkörpers, unterliegt einer ständigen Veränderung, die im Laufe der Erdgeschichte zu einer ausgeprägten stofflichen Differenzierung zwischen Erdmantel und Erdkruste sowie innerhalb der Erdkruste (Unter-/Oberkruste) geführt hat. Eine wesentliche Rolle bei den Stoffumlagerungen spielen dabei Gesteinsschmelzen und Fluide, deren Aufstieg bzw. Migration untrennbar mit Energietransport gekoppelt ist. Die stofflichen Veränderungen und Umlagerungen lassen sich grob in magmatische, metamorphe und hydrothermale Prozesse untergliedern. Sie werden durch druck- und temperaturaktivierte physikochemische und chemische Wechselwirkungen zwischen Festkörpern und Fluiden oder Schmelzen ausgelöst. Ein wichtiger Aspekt dabei ist, daß sich in Gegenwart von Fluiden viele physikalische Gesteins- und Mineraleigenschaften ändern.

Granite sind die häufigsten magmatischen Gesteine der oberen kontinentalen Erdkruste; granitoider Magmatismus ist damit der wichtigste Prozeß der Krustenentwicklung. Er ist verantwortlich für die stoffliche Differenzierung, das rheologische Verhalten und die physikalischen Eigenschaften der kontinentalen Erdkruste. Die Zusammenhänge zwischen Granitintrusionen und geodynamischen Prozessen sind zwar in groben Zügen bekannt, viele Aspekte der Genese und zentrale Fragen wie Herkunft, Transportmechanismen und Platznahme von felsischen Magmen sowie die stoffliche und

thermische Auswirkung von Granitintrusionen auf ihre Umgebung sind aber noch weitgehend ungeklärt.

Bei der Metamorphose werden unter dem Einfluß sich ändernder Temperaturen und Drücke Mineralneubildungen induziert, die von charakteristischen Elementumverteilungen in Gegenwart von Fluiden begleitet sind. Die Elemente verteilen sich hierbei entweder auf die neugebildeten Mineralphasen oder konzentrieren sich in eigenen Mineralen. Metamorphe Prozesse werden durch „Deformation“ von Gesteinen bzw. Mineralen ausgelöst, die mit anwesenden Fluiden wechselwirken. Ein vertieftes Verständnis der Wechselbeziehung „Deformation-Gestein-Fluid“ kann wichtige Beiträge für die Rekonstruktion der für den Strukturzustand der Kruste verantwortlichen Tektonik liefern. Die quantitative Modellierung dieser Vorgänge ist erst möglich, wenn ausreichende physikochemische und petrophysikalische Grundlagendaten vorliegen.

Ein Thema von besonderer internationaler Aktualität ist dabei die Rolle von Gesteinsfluiden, ihr Einfluß auf chemische und mineralogische Prozesse, auf geodynamische Vorgänge und physikalische Eigenschaften der Gesteine sowie ihre Bedeutung für den Energie- und Stofftransport. Hydrothermale Prozesse treten immer im Gefolge von Magmatismus und Metamorphose auf. Dabei werden mineralisierende Fluide gebildet, und die für eine Stoffanreicherung benötigten Elemente werden in vielfältigen Alterationsreaktionen der Gesteine freigesetzt. Fluidmigration sorgt für den Transport in die Ablagerungsräume, sofern die Metalle nicht in situ schwerlösliche Verbindungen bilden. Als Folge einer Übersättigung werden hydrothermale Mineralisationen auf Kluftsystemen abgesetzt.

Petrophysikalische Eigenschaften wie z.B. Wärmeleitfähigkeit, hydraulische Permeabilität und Gesteinsfestigkeit sind einerseits wichtige Einflußfaktoren für Transportvorgänge, andererseits können sie auch empfindliche Indikatoren für die Anwesenheit von Fluiden und Schmelzen sein (elektrische und elastische Parameter). Veränderungen der Gesteinseigenschaften sind ebenso wie die chemisch-mineralogischen Veränderungen Alterationserscheinungen und gehören somit in die weite Thematik „Fluid-Gesteins-Wechselwirkung“.

Aufbau der chemischen Analytik

Die Jahre 1992 und 1993 waren im Aufgabenbereich 4 durch die Beschaffung, Inbetriebnahme und Optimierung

zahlreicher analytischer Großgeräte, Speziallaboratorien und den Aufbau von besonderen methodischen Analyse- und Aufbereitungsverfahren geprägt. Zur Deckung des analytischen Grundbedarfs wurde zunächst eine „Routineanalytik“ aufgebaut.

- Präparations- und Aufschlusslaboratorien.
- Vollautomatische Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) zur Bestimmung aller Hauptbestandteile und vieler Spurenelemente in Gesteinen und silikatischen Proben.
- Röntgen-Pulverdiffraktometer zur qualitativen und quantitativen Bestimmung des Modalbestandes von Gesteinen.
- Halbautomatische Analysenautomaten zur Messung der Gehalte an Wasser, Kohlenstoff und Schwefel. Aufbau eines Aufschluß- und Abtrennungsverfahrens für Seltene-Erden-Elemente (SEE) in silikatischen Gesteinen.
- Atomemissionsspektrometrie mit induktiv gekoppeltem Argonplasma als Anregungsquelle (ICP-AES).
- Massenspektrometrie mit induktiv gekoppeltem Plasma als Ionisationsquelle (ICP-MS) für die Untersuchung von Spuren- und Ultraspurenbestandteilen, die mit den oben angeführten Verfahren nicht oder nur sehr schwer zu bestimmen sind.

Ein Schwerpunkt der Aktivitäten ist die Geochemie gasförmiger Gesteinsbestandteile. Zur Bestimmung von Stickstoff, Argon, Methan und Helium in natürlichen silikatischen Proben wurde ein speziell entwickeltes Gasmassenspektrometer mit umfangreichen Präparationseinrichtungen aufgebaut und in Betrieb genommen. Ende 1993 wurde zur Erweiterung der Arbeiten auf diesem Gebiet ein Edelgasmassenspektrometer installiert. Edelgase sind auf Grund ihrer Reaktionsträgheit und der extrem hohen Mobilität im Gestein ideale Tracer für die Untersuchung von Transport- und Mischungsprozessen in der Erdkruste und dem Erdmantel.

Auf dem Gebiet der Isotopengeochemie sollen neben „Routineanwendungen“ zur Datierung von Gesteinen (Isotopensysteme Rb/Sr, U/Pb, Sm/Nd) insbesondere zwei, bisher wenig untersuchte Systeme studiert werden. Es handelt sich hierbei einmal um das System Re/Os, das einen signifikanten Unterschied der Isotopenverhältnisse $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ zwischen Mantel- und Krustengesteinen aufweist. Damit unterscheidet sich dieses System von allen bislang verwendeten Isotopensystemen.

Die Geochemie der stabilen Bor-Isotope (^{10}B und ^{11}B) ist bislang nur ansatzweise untersucht und für kontinentale Krustengesteine, gesteinsbildende Minerale und Formationsfluide liegen kaum Daten vor. Die chemische Mobilität von Bor und die große relative Massendifferenz der Isotope lassen ausgeprägte Isotopieeffekte und dadurch gerade bei Gestein-Fluid Austauschprozessen große Variationen erwarten.

Der Aufbau des Isotopenlaboratoriums konnte weitgehend abgeschlossen werden:

- Aufbau eines Reinluftlabors für die Isotopengeochemie
- Inbetriebnahme eines Multikollektor-Thermionenmassenspektrometers
- Inbetriebnahme eines einfachen Thermionenmassenspektrometers

Isotopengeochemie und Altersbestimmung

Die isotopischen Zusammensetzungen einer Anzahl gesteins- und mineralbildender Elemente zeigen geringe Schwankungen in unterschiedlichen geologischen Reservoiren. Diese Schwankungen werden bei den leichten Elementen überwiegend durch physikalisch-chemische Reaktionen bei geologischen Prozessen und bei den schweren Elementen durch Atomkernzerfälle innerhalb der lithologischen Einheiten hervorgerufen. Somit sind Isotopenverhältnisse bestimmter Elemente geeignet, zur Entschlüsselung geologischer Vorgänge beizutragen. Zu den größten Erfolgen der Isotopengeochemie zählen zweifelslos die Ermittlung der Alter unseres Planeten, des Mondes und des Solarsystems.

Die absolute Datierung geologischer Ereignisse bedient sich des Zerfalls der natürlichen radioaktiven Elemente, deren Halbwertszeiten das Alter der Erde um ein Vielfaches übertreffen. Diese radioaktiven Elemente sowie deren Zerfallprodukte sind am Aufbau der verschiedenen lithologischen Einheiten zwar in unterschiedlichen, jedoch immer nur sehr geringen Massenanteilen von 10^{-4} bis 10^{-10} beteiligt. Wegen der geringen Konzentration der radioaktiven Mutterelemente und der geringen Wahrscheinlichkeit, mit der die radioaktiven Zerfallsakte verlaufen, ist die akkumulierte Menge an Zerfallsprodukten auch in geologischen Zeiträumen meist äußerst gering. Die Bestimmung geologischer Alter und der Isotopenverhältnisse der hierfür geeigneten Mutter-Tochterelementpaare wie z.B. K-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd, Re-Os, U-Pb stellt daher hohe Anforderungen an die Reinheit der Laboratorien und der verwendeten Reagenzien für die Abtrennung von Mikromengen dieser Elemente aus den geologischen Proben, sowie auch hohe Anforderungen an die Präzision der Isotopenmassenspektrometrie.

In den Jahren 1992/93 wurden die notwendigen Voraussetzungen für die Anwendung isotopengeochemischer Methoden im GFZ geschaffen. Das Rb-Sr-System, das insbesondere zur Datierung magmatischer Ereignisse geeignet ist, das U-Pb-System, besonders an Zirkonen zur Datierung magmatischer und metamorpher Ereignisse benutzt, wie auch die Sm-Nd-Methode werden im GFZ routinemäßig untersucht.

Die Sm-Nd- und Re-Os-Methoden sind anhand der $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - und $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ - Isotopenverhältnisse in besonderem Maße als Tracer geologischer Prozesse geeignet. Sie gestatten Aussagen über die Mantel- oder

Krustengeneese lithologischer Einheiten bzw. erlauben Modellrechnungen über die Anteile verschiedener Pools an der Bildung einer Einheit. Wegen der großen Unterschiede im Re/Os-Verhältnis von Mantel- und Krustenmaterial sind auch die $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ -Verhältnisse beider Reservoirs im Vergleich zu den Tochternuklidverhältnissen

anderer Systeme sehr unterschiedlich ($[\text{Os}/^{186}\text{Os}]_{\text{Mantel}} = 1$; $[\text{Os}/^{186}\text{Os}]_{\text{Kruste}} = 10$). Daher sind durch die Anwendung dieses Systems besonders sichere Aussagen über die Genese lithologischer Einheiten zu erwarten. Die geringen Konzentrationen des Re und Os in krustalen Gesteinen (10-100 ppt) stellen jedoch besonders hohe Anforderungen an die laborativen Arbeiten zur Gewinnung der Re- und Os- Proben.

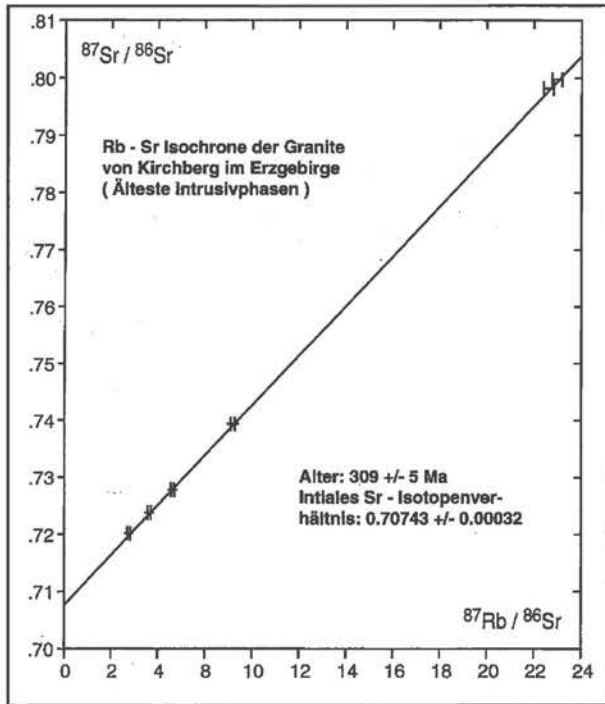


Abb.1: Rb/Sr-Isochrone des Kirchberger Granits

Innerhalb des Themas: „Variszisch-postkinematische Granite des Erzgebirges“ wurde das Alter des Kirchberger Granitkomplexes, der nach tektonischen und geochemischen Gesichtspunkten als ältester Intrusivkomplex dieser Region erkannt ist, mit der Rb-Sr-Methode bestimmt. Aus der Isochrone (Abb. 1) resultiert ein Alter dieser Granitintrusion von 305 ± 5 Ma (Fehlerangabe 2). Der geochemische Entwicklungsgrad dieses Granits entspricht etwa dem G1-Granit des Fichtelgebirges für den Carl & Wendt (1993) ein Alter von 326 ± 4 Ma bestimmten (Abb. 2). Aus dem Schnittpunkt der Isochrone mit der Ordinate ergibt sich das einheitliche $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnis = 0,70743, welches das Magma zum Zeitpunkt seiner Erstarrung besaß (Initiales Sr-Isotopenverhältnis). Die initialen Sr-Isotopenverhältnisse des Kirchberger Granits sowie des Fichtelgebirge-G1-Granits stimmen nahezu überein. Es kann daher gefolgert werden, daß beide Granitintrusionen dem gleichen Protolith entstammen.

Wichtiger noch als das Alter und Herkunft einzelner Granitintrusionen ist der regionale Zusammenhang der Graniten zur gesamten geologischen Entwicklung des variskischen Orogens in Mitteleuropa. Hierzu gibt die Isotopengeochemie wichtige Anhaltspunkte. In der Abbildung sind im $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ vs. Alter-Diagramm die Wertebereiche dargestellt (dem Diagramm liegen insgesamt 68 Wertepaare zugrunde), die von den variszischen Granitoiden des Moldanubikums und des Saxothuringikums gebildet werden. Die Werte beider Zonen befinden sich nahezu ausschließlich zwischen der Entwicklungslinie der oberen kontinentalen Kruste (sie wurde aus der Sr-Isotopenentwicklung für die Gneise des variszischen Gürtels extrapoliert) und derjenigen des oberen Erdmantels. Daraus kann gefolgert werden, daß die Magmenquelle dieser Granitoide weder dem oberen Erdmantel entstammen, noch können die Gneise der Oberen Kruste als Protolith dienen. Vergleichende Betrachtungen mit Isotopendaten von Granuliten im Hercynischen Gürtel machen es wahrscheinlich, daß sie die Protolith dieser Granitoide bilden. Aus der Abbildung ist zu entnehmen, daß die variszischen Granitoide des Saxothuringicums im Mittel niedrigere initiale Sr-Isotopenverhältnisse besitzen und im Mittel älter sind, als die des Moldanubicums. Es ist denkbar, daß erstere einen Anteil an Material des LILE-verarmten Oberen Mantels inkorporiert haben.

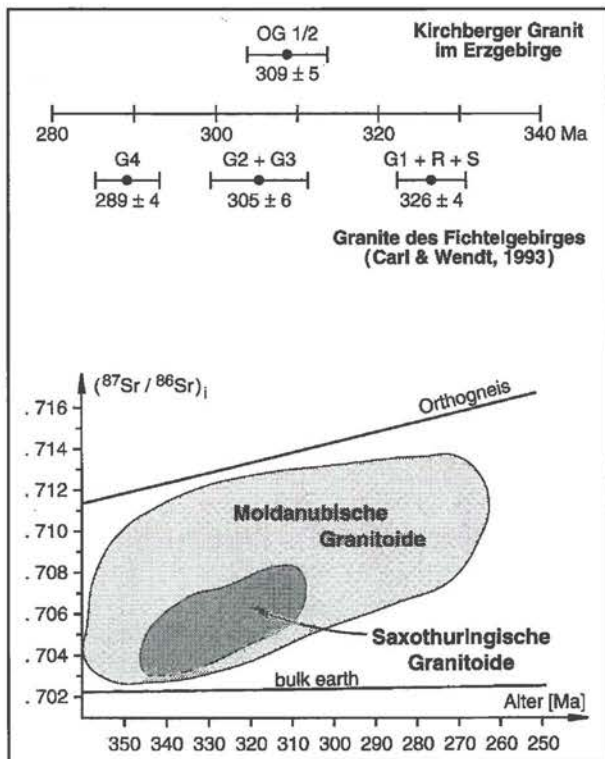


Abb.2: Sr-Initialverhältnisse-Altersdiagramm für variszische Granitoide

Fluide in der Erdkruste

Die Erde ist der einzige Planet unseres Sonnensystems, von dem wir wissen, daß seine Oberfläche mit Wasser gesättigt ist. In der stofflichen Evolution und Dynamik der kontinentalen Kruste spielen daher Porenfluide eine fundamentale Rolle. Sie

- induzieren endotherme und exotherme chemische Reaktionen,
- kontrollieren Diagenese, Metamorphose und Bildung von Lagerstätten,
- transportieren signifikante Mengen an gelösten Stoffen und Wärme,
- verändern die Festigkeit krustaler Gesteine,
- beeinflussen die Größe des effektiven Streß im intrakristallinen Bereich und vieles mehr.

Fluide in der Erdkruste sind wichtig für

- alle chemisch-mineralogischen Reaktionen, bei denen Metalle freigesetzt werden,
- den Transport von gelöstem Material, und den Absatz von Mineralen.

Dieses sind die wichtigsten Teilschritte auf dem Weg zur Lagerstättenbildung.

Hydrothermale Fluide können entweder mit der

- Hydrosphäre kommunizieren und dabei einen wichtigen Beitrag zur Bildung chemischer Sedimente liefern,
- in Störungszonen zu Mineralabsatz führen, oder
- zur Bildung von Schlotbrekzien oder Greisen und den mit ihnen vergesellschafteten hydrothermalen Mineralisationen führen.

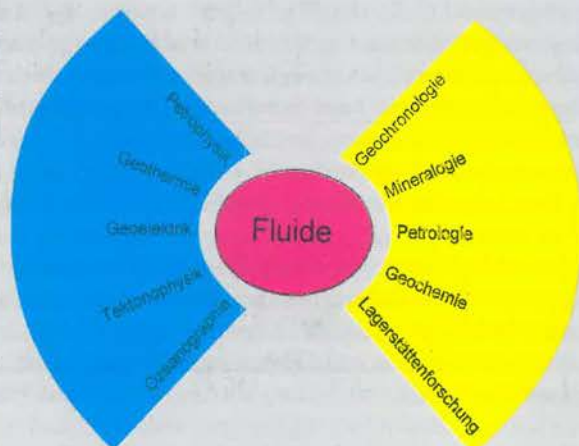


Abb 3: Die Rolle der Fluide in der Erdkruste

Mikrothermometrie an Durchlicht- und Infrarot-transparenten Mineralen

Mikrothermometrische Untersuchungen an Flüssigkeits- und Gaseinschlüssen gelten als Standardmethoden zur Charakterisierung von Fluiden, die an Abläufen geologischer Prozesse beteiligt waren. Die routinemäßige Untersuchung von Fluid- und Gaseinschlüssen in Mineralen mittels spezieller Heiz/Kühlsysteme in Kombination mit Durchlichtmikroskopie erlaubt erste Angaben zur Bildungstemperatur des Wirtsminerals, der Lösungszusammensetzung sowie den Nachweis von Gasen, die während der Metamorphose und/oder Fluidmigration zugegen waren.

Anhand mikrothermometrischer Untersuchungsergebnisse ließen sich wichtige Aussagen über die chemische Zusammensetzung von Lösungssystemen treffen, die in Lagerstättenprovinzen wie z.B. im Harz zu unterschiedlichen Zeiten Mineralabsätze bewirkten. In Abb. 4 ist die Chlorinität dargestellt, die über mikrothermometrische Messungen für Flüssigkeitseinschlüsse in Mineralen verschiedener Vererzungsstadien im Harz ermittelt wurde. Die spät-variszischen Mineralisationen weisen gegenüber den mesozoischen eine deutlich geringere Chlorinität auf. Sie sind somit von Fluiden aus anderen Herkunftsbereichen abgeschieden worden. Innerhalb des mesozoischen Vererzungszyklus verdeutlicht die abnehmende Chlorinität der Fluideinschlüsse in Mineralen, die während der Barytvererzungsphase gebildet wurden, eine Beteiligung niedrig-salinarer Fluide (meteorische- und/oder Formationswässer) an der Mineralbildung.

Die abschließende Fluoritmineralisation bezog ihren Stoffbestand hingegen aus hochsalinaren Tiefenlösungen (Krustenfluiden).

Seit Frühjahr 1993 werden mikrothermometrische Routineuntersuchungen an Flüssigkeits- und Gaseinschlüssen in Licht- und Infrarot(IR)-transparenten Mineralen mit Heiz/Kühlsystemen (USGS-heating freezing system) durchgeführt. Die Verwendung von Heiz-/Kühlsystemen, die das Aufheizen bzw. Abkühlen der Proben über einen Gasstrom bewirken, ermöglichen eine hohe Anzahl von Messungen binnen kurzer Zeit, da beobachtete Phasenübergänge sehr schnell reproduziert werden können. Darüber hinaus besteht die Möglichkeit, gefrorene Phasen in Einschlüssen idiomorph rekristallisieren zu lassen, so daß eine Identifizierung der festen Phase über die Kristallform möglich ist (z.B. Antarktazit, CO₂).

Als Beispiel hierfür sollen die nachfolgenden Abbildungen dienen, die eine feste Phase in einem ca. 45µm Gaseinschluß zeigen, die sich bei ca. -120 °C gebildet hat. Abb. 5 zeigt die feste Phase, wie sie sich spontan beim Abkühlen bildet, sowie die rekristallisierte Phase in oktaedrischer Form nach Erwärmung auf ca. -75 °C und spontanes Wiedereinfrieren auf -130 °C. Das Kristal-

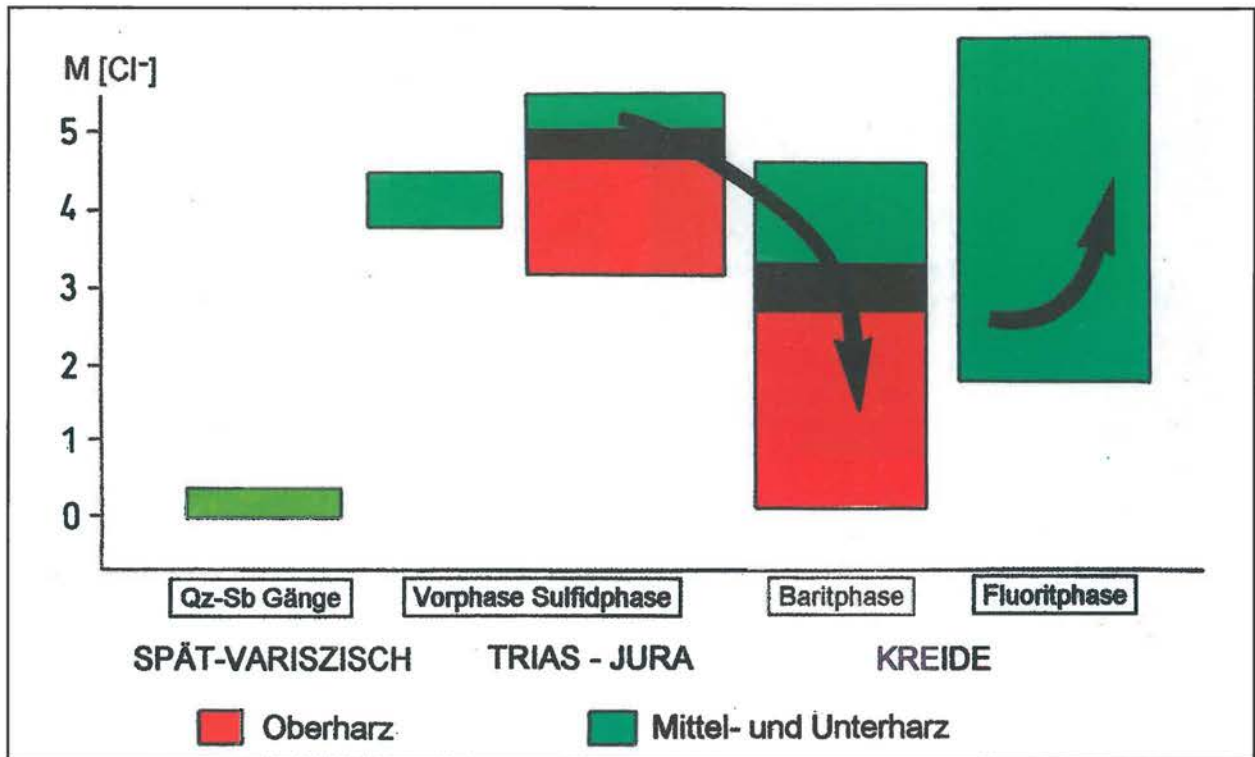


Abb. 4: Rekonstruktion der Chlorinitätsentwicklung von mineralbildenden Lösungen im Verlauf der hydrothermalen Gangerzlagerstättenbildung im Harz.

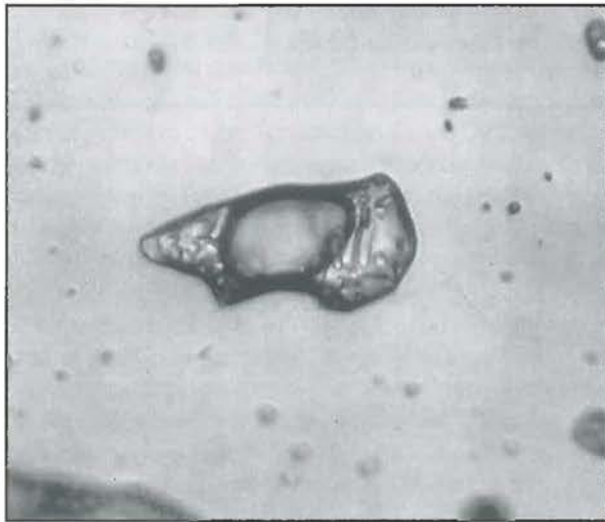


Abb. 5: CH₄-CO₂-haltiger Gaseinschluss in Kluftquarz in oberkarbonischen Sandstein mit festem CO₂ und CH₄ Gasblase bei -130 °C (a). Einschlussgröße ca. 45 µm. Rekristallisierter oktaedrischer CO₂-Kristall und CH₄-Gasblase (b).

lisieren in kubischer Form ist typisch für festes CO₂, so daß diese Phase trotz ihrer Schmelztemperatur (-68,5 °C) unterhalb des Tripelpunkts von festem CO₂ (-56,6 °C) exakt angesprochen werden kann. Bei der Gasphase im dargestellten Einschluss handelt es sich um Methan. Das Homogenisieren der gasförmigen Methanphase in die flüssige Phase erfolgt bei -63,4 °C.

Durch die Anschaffung eines Infrarot-Mikroskops, das mit einem Heiz/Kühl-System kombiniert wurde, besteht in Zukunft die Möglichkeit, mikrothermometrische Messungen an opaken, jedoch IR-transparenten Mineralen durchzuführen. Erste Testmessungen werden zur Zeit an Sb-Sulfiden und Wolframiten durchgeführt, die gut IR-transparent und reich an Flüssigkeitseinschlüssen sind (Abb. 6 und 7).

Vergleichende mikrothermometrische Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen in Durchlicht-transparenten Gangartmineralen und kogenetisch auftretenden IR-transparenten Erzen dienen dem Zweck, mögliche Unterschiede der Bildungstemperaturen von Erz und Gangart zu erkennen und den Chemismus der mineralbildenden Lösungen zu charakterisieren. Der



Abb. 6: Primärer Zweiphaseneinschluss mit Negativkristallform in Antimonit (Bolivien). Einschlussgröße ca. 40 µm (IR-Aufnahme)



Abb. 7: Zweiphaseneinschluß in Wolframit (Pechtelgrün). Einschlußgröße ca. 25 µm (IR-Aufnahme)

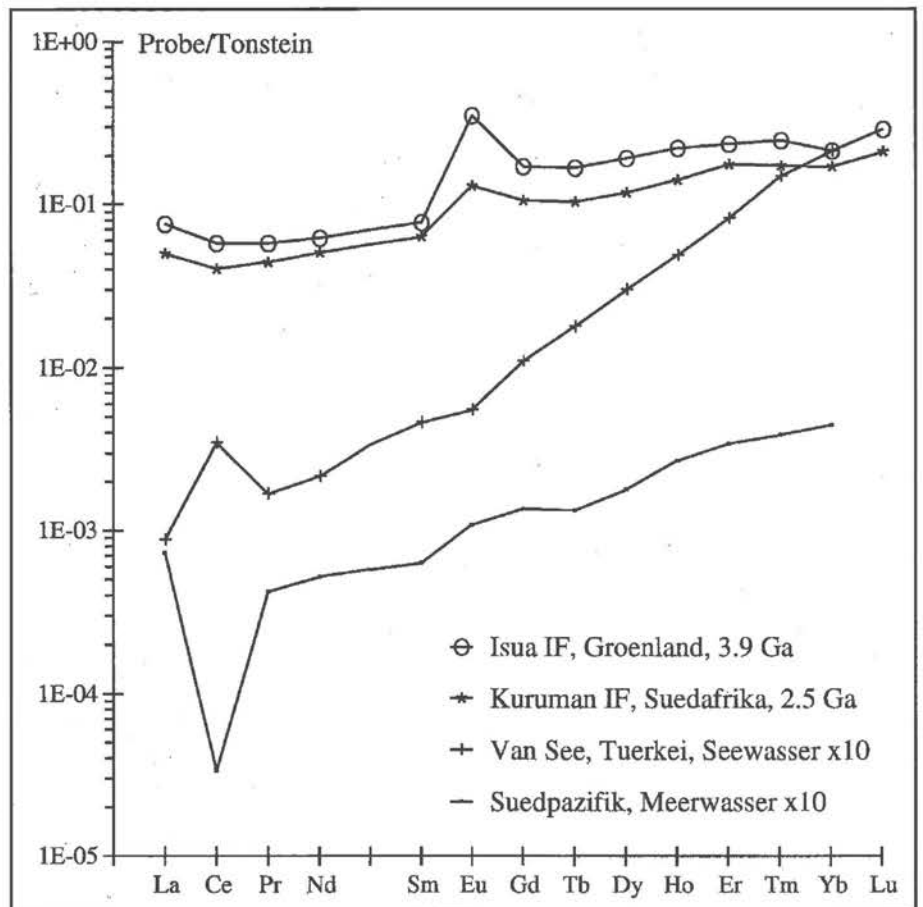
Nachweis von oft postulierten Lösungsmischungen, die möglicherweise Ursache für den Sulfidabsatz waren, sollte durch Untersuchungen von Erzmineralen und Gangarten erbracht werden können

Chemisch-sedimentäre Mineralisationen und die Evolution von Lithosphäre, Hydrosphäre und Atmosphäre

Die präkambrischen sedimentären Bändereisenerze, die die Lanthaniden-Verteilung im präkambrischen Meerwasser widerspiegeln, weisen anomal hohe Gehalte an Europium auf (Abb. 8). Solche Eu-Anomalien entstehen durch die Reduktion von Eu^{3+} zu Eu^{2+} . Diese Reaktion läuft bei Temperaturen von oberhalb 200 °C bis 250 °C ab und ist bei den niedrigen Temperaturen an der Erdoberfläche und in der Tiefsee unmöglich. Die positiven Eu-Anomalien zeigen somit, daß der Chemismus der präkambrischen Ozeane von über 200 °C heißen hydrothermalen Lösungen beeinflusst wurde.

Mit abnehmendem Alter der Eisenerze nimmt die Größe

Abb. 8: Lanthaniden Verteilungsmuster: Eisen-Formation (Isua, Kuruman) mit positiven Eu-Anomalien; rezentes Meerwasser und Wasser des Soda-Sees Van mit unterschiedlichen Ce-Anomalien



der Eu-Anomalien jedoch stetig ab. Da isotope-geochemische Ergebnisse zeigen, daß die Menge der dem Meerwasser zugeführten hydrothermalen Lösungen im Laufe des Präkambriums nur geringfügig abnahm, muß sich die Durchschnittstemperatur dieser Lösungen geändert haben, also weniger Europium reduziert worden sein. Da am heutigen Meeresboden sowohl der Austritt von hochthermalen als auch von niedrigthermalen Lösungen beobachtet wurde, und es keinen Grund gibt, anzunehmen, daß solche Phänomene im präkambrischen Ozean nicht auftraten, kann die Abnahme der Durchschnittstemperatur mit der Änderung des Mischungsverhältnisses beider Lösungen erklärt werden. Ursache hierfür war letztendlich die seit dem frühen Präkambrium sinkende Temperatur des oberen Erdmantels.

Interessanterweise zeigen 2.0 bis 3.9 Milliarden Jahre alte Bändereisenerze keine anomal niedrigen Gehalte an Cerium, während negative Ce-Anomalien für das heutige Meerwasser charakteristisch sind (Abb. 8). Diese Ce-Anomalien entstehen durch die Oxidation von dreiwertigem Cerium, welches bevorzugt an Partikeloberflächen gebunden und damit dem Meerwasser entzogen wird. Offensichtlich fand diese Oxidationsreaktion im früh-präkambrischen Ozean nicht statt - eine These, die durch die Abwesenheit von negativen Ce-Anomalien in marinen Kalksteinen, die älter als ca. 2.3 Milliarden Jahre sind, unterstützt wird. Offensichtlich waren der Sauerstoffgehalt der Atmosphäre und der pH-Wert des Meerwassers für die Ce-Oxidation zu niedrig.

Jüngere chemische Sedimente und Paläosole zeigen jedoch eine negative Ce-Anomalie. Dies erlaubt es, den Zeitpunkt des signifikanten Anstiegs des Sauerstoffgehaltes in der Atmosphäre bis auf 200 Millionen Jahre einzugrenzen.

Ein eher niedriger pH-Wert des früh-präkambrischen Meerwassers (pH 7) steht im Widerspruch zum Modell eines präkambrischen „Soda-Ozeans“ mit hohem pH-Wert und hohem Karbonat-Gehalt. Um das Soda-Ozean-Modell zu überprüfen, wurde als rezentes Äquivalent der Van See in der Türkei beprobt, der bei hohem Karbonat-Gehalt einen pH-Wert von 9.6 aufweist. Im Gegensatz zum Meerwasser (pH 8.2) zeigt das alkalischere Wasser des Van Sees sogar eine positive Ce-Anomalie (Abb. 8). Diese Anomalie, die zuvor in aeroben natürlichen Wässern (mit niedrigem pH-Wert) noch nie beobachtet worden war, entsteht durch die Stabilisierung von Pentacarbonato-Ce^{IV}-Komplexen infolge der hohen Karbonat-Konzentration. Da diese Komplexe wasserlöslich sind, zeigt Ce nun eine geringere Affinität zu Partikeloberflächen als die anderen Lanthaniden und reichert sich im Wasser an. Dies widerlegt die Hypothese eines präkambrischen Soda-Ozeans, da die daraus resultierende positive Ce-Anomalie bisher in keinem früh-präkambrischen chemischen Sediment beobachtet wurde.

Untersuchungen zur Verteilung der Lanthaniden in sedimentären Eisen- und Manganerzen, die über die gesamte geologische Geschichte von nahezu 4 Milliarden Jahren abgelagert wurden, deuten auf fundamentale Änderungen im Wärmehaushalt der Lithosphäre und im Stoffbestand der Atmosphäre und der Ozeane hin.

Die Bildung chemischer Sedimente und mit ihnen verbundener Lagerstätten ist eine direkte Folge solcher Änderungen der Umweltbedingungen im jeweiligen Sedimentationsraum. Untersuchungen zum Spurenelementhaushalt chemisch-sedimentärer Mineralisationen können daher Informationen über sowohl kurzfristige als auch säkulare Änderungen im Atmosphäre-Hydrosphäre System der Erde liefern. Gleichzeitig ermöglicht die Kenntnis dieser Zusammenhänge aber auch eine gezielte Prospektion auf solche Lagerstätten.

Untersuchungen zur Lanthaniden-Geochemie präkambrischer chemischer Sedimente und sedimentärer Lagerstätten ermöglichen somit nicht nur Rückschlüsse

auf einzelne Aspekte der Entwicklung der ozeanischen Lithosphäre, sondern geben auch Einblick in die Evolution des Atmosphäre-Hydrosphäre Systems der Erde.

Rezentes Fluidregime, Kruste-Mantel Wechselwirkung auf einem Nord-Süd Profil über den Eger-Graben

In Zusammenarbeit mit K. Bräuer (Uni Leipzig), G. Strauch (UFZ Leipzig/Halle) und St. Weise (GSF

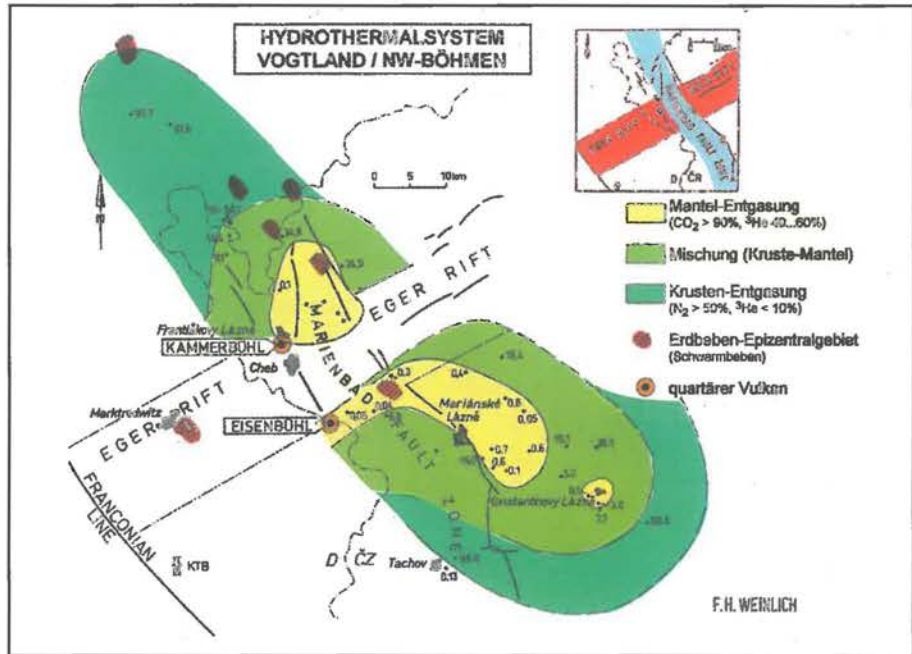


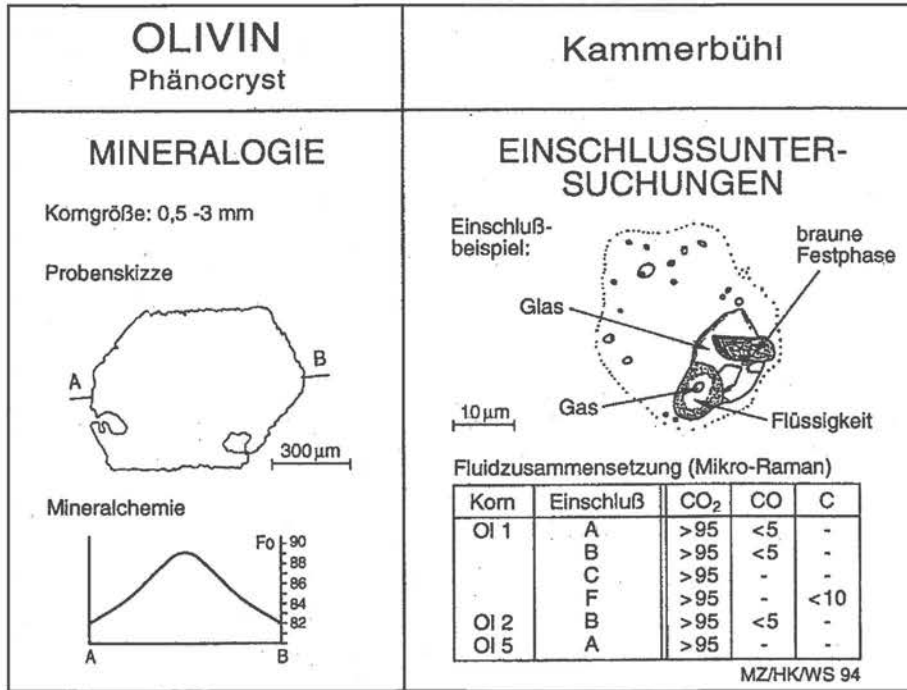
Abb. 9: Marienbader Störungszone mit den untersuchten Quellaustritten. Die Zonierung der Gaszusammensetzung bezieht sich auf N₂, CO₂, ³He

Neuherberg) wurden insgesamt 68 Quellen auf einer störungsgebundenen, ca. 120 km langen „Quell-Linie“ von Schönbrunn/Vogtl. über Bad Elster, Bad Brambach, Frantiskovy Lazne, Mariánskovy Lazne nach Konstantinovy Lazne beprobt und die Zusammensetzung und Isotopie der Quellgase (¹³C, ¹⁵N, ³He) untersucht. Entlang dem Profil lassen sich drei CO₂-dominierte Entgasungsbereiche unterscheiden (Abb. 9). Da der Mantel-Heliumanteil in diesen Teilbereichen zwischen 40 und 60% liegt und die ¹³C Werte des CO₂ von -1.9 ‰ bis -3 ‰ variieren, wird vermutet, daß es sich hierbei um Mantelbeeinflusste Entgasungsbereiche handelt. Die Flankenbereiche sind durch krustendominierte Entgasung bei steigenden Stickstoffgehalten charakterisiert.

Begleitend wurden Fluid- und Gaseinschlußuntersuchungen an Olivinen der quartären Basalte Kammerböhl und Eisenböhl durchgeführt, die im Bereich des Profiles liegen. Die Raman-spektroskopische Untersuchung der Einschlüsse erfolgte in Zusammenarbeit mit M. Ziemann (Uni Potsdam).

Die Olivin-Phänocrysten des Kammerbühls (Abb. 10) zeigen in Primäreinschlüssen Graphit und CO neben CO₂ in der Gasphase. Die Fo-Gehalte nehmen vom Zentrum der Olivine (89%) auf 82% im Randbereich ab und weisen auf normale Kristallisationsverhältnisse hin.

untersuchungen auf eine starke, junge Überprägung hin: Die Fo-Gehalte steigen im Randbereich der Olivine von 82 auf 88% an und weisen auf eine Mg- Zufuhr hin. Es wurden ausschließlich sekundäre, an Rupturbahnen gebundene Fluideinschlüsse angetroffen. Neben CO₂ wurde N₂ nachgewiesen. Als interessanter Hinweis auf eine primär-magmatische Fluidphase kann ein Mineraleinschluß „kaersutitischer“ Hornblende im Zentrum des Olivin-Xenocrysten gewertet werden.



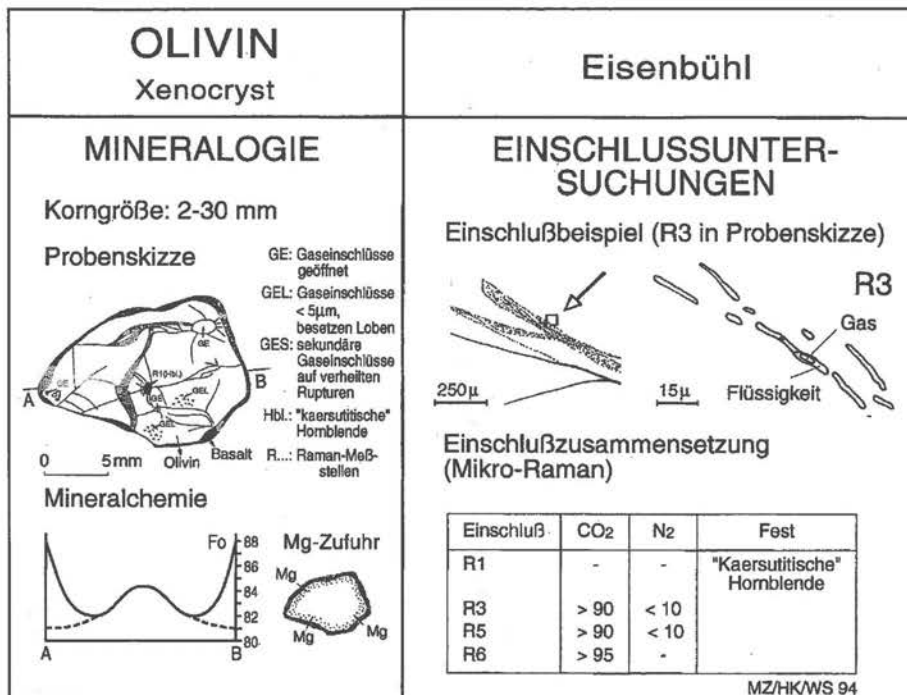
Untersuchungen zur Fluid-Gestein-Wechselwirkung im Intrusionsraum von Apikal-graniten im Osterzgebirge

Am Beispiel der mit fluid-explosiven Schlotbrekzien verknüpften multiplen Apikalintrusion von Sadisdorf konnten Krustenfluide hinsichtlich ihrer Zusammensetzung, ihres Transportes und ihrer Evolution charakterisiert werden.

Abb. 10: Olivin-Phänocryst des Kammerbühls

Texturelle und mikrostrukturelle Untersuchungen an einem 200 m-Vertikalprofil vom Granit über den Intrusivkontakt bis ins Dachgestein in Verbindung mit geochemischen und Fluideinschlußuntersuchungen erbrachten folgende Ergebnisse:

In den erheblich größeren Olivin-Xenocrysten des Eisenbühls (Abb. 11) weisen Mineralchemie- und Einschluß-



- Mehrphasige Brekzienbildungen, Teilintrusionen und Greisenmineralisationen belegen, daß der Erstarrungsverlauf der Intrusion von ca. 700 °C abwärts diskontinuierlich verlief und zwischen einem offenen und geschlossenen System wechselte.
- In der Überlagerung diverser Intrusionsmechanismen wie Raumschaffung durch Brekzienbildung, „stopping“ und „ballooning“ wird das Kristallisationsregime fluidreicher Residualschmelzen aufgezeigt.
- Das „strain-stress“-Regime im Intrusionsraum ist durch einen hohen Scherstrain (γ um 5,0)

Abb. 11: Olivin-Xenocryst des Eisenbühls

im Kontaktbereich der Granitapikale und einen Richtungswechsel des Streßregimes mit Änderung der Hauptspannungsachse σ_1 von NW- (Verlauf Kataklysezonen, Kontur der Außengranite) auf ENE-Richtung (Kontur der Innengranite, Verlauf postgranitischer Erz- und Rhyolithgänge) gekennzeichnet.

- „Boiling“-Phänomene der Fluideinschlüsse belegen subvulkanisches Intrusionsniveau (500 bis 2000 m) und Übergang vom lithostatischen und schmelzengepufferten zum hydrostatischen Fluidregime mit niedriger Salinität und Dampfphase geringer Dichte.
- Aus der Schmelze spätmagmatisch entmischte (NaCl-reiche) Lösungen stehen im Ungleichgewicht mit Kristalliten und führen zu deren Albitisierung und Korrosion.
- Der Übergangsbereich plastisch-spröde (550 bis 300 °C) wird vom orthomagmatischen Fluidregime kontrolliert; Stickstoff-, Deuterium und Sauerstoffisotopenuntersuchungen belegen in Kombination mit Fluideinschlußuntersuchungen, daß advektiv beigemengte meteorische Wässer mit 5 bis maximal 25% am Fluidumsatz beteiligt waren.
- Ein hoher geothermischer Gradient und damit rapide Abkühlung in subvulkanischem Intrusionsniveau charakterisieren den Übergang von einem pervasiven zu einem fokussierten Mineralisationsregime. (Abb. 12)
- Bei der spätmagmatischen Fluideinwirkung sind nach Ergebnissen von Kathodolumineszenz-Untersuchungen rupturale Transportwege dominant.
- Die intensive Vergreisung der granitischen Dachbereiche (Glimmer-, Topas- und Quarzgreisen) ist nach Ergebnissen von Laugungsversuchen offenbar durch geringe Fluidvolumina ohne wesentlichen Stofftransport gekennzeichnet.
- Die Lanthaniden-Muster der untersuchten Biotit- und Albitgranite widerspiegeln den Verlauf der Magmenfraktionierung zwischen Biotit und Feldspat sowie beteiligten Akzessorien, während die Topas-Albitgranite die für intensive Fluideinwirkung charakteristischen Tetraden-effekte (Abb. 13) zeigen.

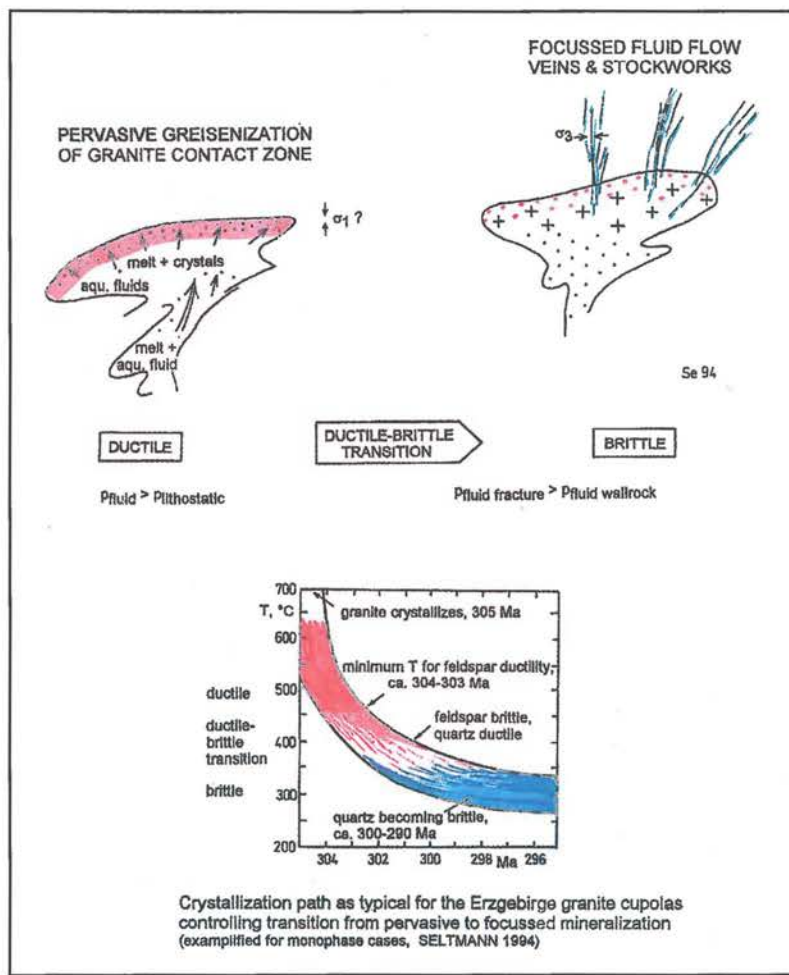


Abb. 12 (oben): Schematische Darstellung des Wechsels im Fluidregime im Apikalraum einer Intrusion, Beispiel: Sadisdorf, Osterzgebirge

Abb. 13 (unten): Chondrit-normiertes Lanthaniden-Muster für die multiple Granitintrusion von Sadisdorf; volle Symbole: Biotitgranite; offene Symbole: Topas-Albitgranite

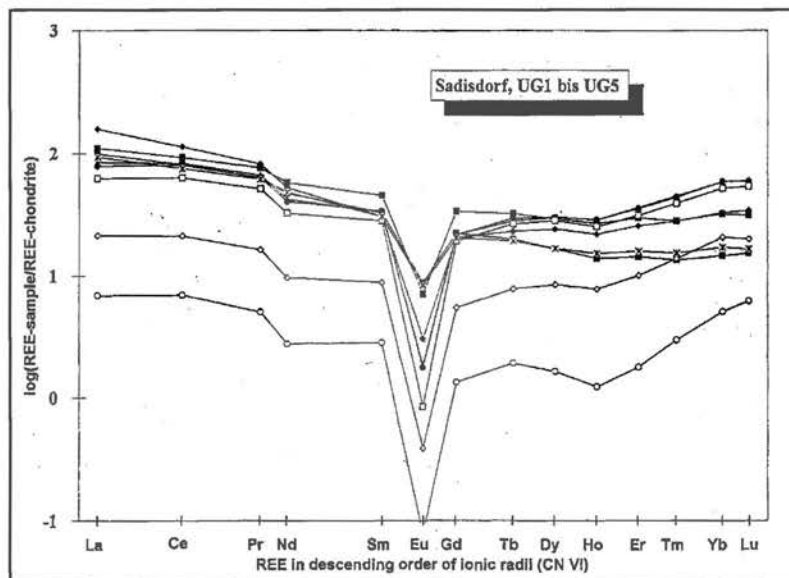




Abb 14: Schmelzeinschluß im Quarz eines Granits (Eibenstocker Massiv/Westerzgebirge)

Schmelzeinschlüsse in Mineralen granitischer Gesteine

Den Begriff „Schmelzeinschluß“ (melt inclusion) verwendet man für einen Einschluß einer Salz-, Silikat- oder Sulfidschmelze, der bei hohen, meist magmatischen Temperaturen im schmelzflüssigen Zustand als Mikrotropfen beim Wachstum in seinem Mineral-Wirt eingeschlossen wurde. In Granitoidgesteine überwiegen Einschlüsse von Silikatschmelzen und die hier vorgestellten Forschungsarbeiten befassen sich ausschließlich mit solchen Einschlüssen. Bei Raumtemperatur bestehen die Einschlüsse aus festen Phasen (Gläser und/oder Mineralphasen, wie z.B. Feldspäte, Quarz, Glimmer). In Abhängigkeit vom Einschließungsort und der Abkühlungsgeschwindigkeit

finden wir Glaseinschlüssen (z.B. in vulkanisch-extrusiven Gesteinen) oder Einschlüsse, die aus einem feinstkörnigem Gemenge von Kristallen bestehen (in plutonisch intrusiven Gesteinen). Als Ergebnis der langsamen Abkühlung ist der ursprünglich flüssige Einschlußinhalt kristallisiert. Die Fluidkomponenten, hauptsächlich H_2O und untergeordnet CO_2 , sind häufig in einer regelmäßig ausgebildeten Dampfblase konzentriert. Die Einschlüsse in Mineralen sind in der Regel sehr klein. Durchmesserwerte $<10 \mu m$ sind typisch, gelegentlich können aber auch recht große Einschlüsse auftreten. Die Abb. 14 zeigt einen Einschluß mit einer Länge von $120 \mu m$ im Quarz eines Granites. Abgesehen von seiner Größe, ist die Form und das Aussehen für die Schmelzeinschlüsse vieler Granite recht charakteristisch.

Enormer Aufwand, einmalige Aussagemöglichkeit

SORBY, der Vater der Einschlußforschung schrieb bereits 1858: „There is no necessary connexion between the size of an object and the value of a fact, and ... though the objects I have described are

minute, the facts are great“.⁽¹⁾

Aus der geringen Größe und der Kristallisation des Einschlußinhaltes resultieren erhebliche Schwierigkeiten für das Erkennens der Einschlüsse als solcher. Methodischen Probleme bei den analytischen Untersuchungen zum Stoffbestand sind gleichfalls in der geringen Größe und der Kristallisation begründet. Der zum Teil enorme Aufwand bei den thermometrischen und analytischen Untersuchungen von Schmelzeinschlüssen wird durch die möglichen genetischen Aussagen gerechtfertigt, stellen doch die Schmelzeinschlüsse die einzigen mehr oder weniger unverfälschten „Proben“ der ehemaligen Schmelzen dar, aus denen, meist vor vielen Millionen von Jahren, die Intrusivgesteine hervorgingen. Die der Geowissenschaft heute zugänglichen Intrusiv-

(1) Sorby, H.C. (1858): On the microscopical structure of crystals, indicating the origin of minerals and rocks. Proceedings of the Geological Society of London, Quarterly Journal, 14, 1, 453 - 500

gesteine sind in der Regel das Endprodukt einer langen, meist mehrphasigen Entwicklungsgeschichte, die zu erheblichen Stoffverschiebungen in den Haupt- und Spurenelemente und der isotopischen Zusammensetzung führten. Daraus folgt, daß die Gesteine keinesfalls als repräsentative Proben für die Zusammensetzung der Schmelze, aus dem sie kristallisierten, angesehen werden dürfen. Die Schmelzeinschlüsse enthalten somit einzigartige Informationen von unschätzbarem Wert. Zu diesen Informationen gehören u.a. Angaben zur Temperatur- und Druck-Entwicklung bei der Bildung, dem Aufstieg und der Platznahme der Schmelzen, Angaben

zur Fluida-Evolution entlang der Aufstiegstrajektorien, Daten zur Viskosität der Schmelzen und vor allem Aussagen zum primären Stoffbestand der Magmen. Die Abb. 15 zeigt eine Auswahl der wichtigen Aussage-möglichkeiten, die sich bei den Untersuchungen von Schmelzeinschlüssen ergeben.

Methodenentwicklung und erste Erfolge

Eine neu entwickelte thermoanalytische Methode erlaubt neben der Ermittlung der charakteristischen Temperaturen (Solidus T_s , Liquidus T_M , totale Homogenisierung T_H) eine

Schmelzeinschlüsse in Mineralen granitoider Gesteine

Qualitative Daten

Phasenaufbau

Kristallisation aus der
Schmelze

Abkühlgeschwindigkeit

Intrusionsniveau
(Extrusion, Intrusion)

Redoxverhältnisse

Subsolidusreaktionen
und postmagmatische
Überprägung

Quantitative Daten

Druck am Solidus
und bei der
Einschließung

charakteristische
Temperaturen
(T_s , T_M , T_H)

Fluida- bzw.
Wassergehalt der
Schmelze

Viskosität der Schmelze

Paläotemperatur-
gradient

Zusammensetzung des
Schmelze bzw. des
Magmas

Bestimmung des Wassergehaltes (als Äquivalentgehalt) der in den Einschlüssen konservierten Schmelzen sowie eine Abschätzung von deren Viskosität. Bei diesen Untersuchungen konnte auch ein Weg zur Ermittlung der Zusammensetzung der Schmelzen mit Mikrosondentechniken aufgezeigt werden. Um die analytischen Probleme zu minimieren, müssen relativ große Einschlüsse untersucht werden. Große Einschlüsse sind selten und haben die unangenehme Eigenschaft, bei der Homogenisierung bei atmosphärischem Druck durch Mikrorißbildung undicht zu werden. Zur Vermeidung des Problems muß dieser Prozeß kontrolliert unter Helium- oder Argon-Schutzdruck durchgeführt werden. Erste Versuche, die durch Kooperation mit dem Projektbereich 4.4 erfolgten, waren erfolversprechend.

Thermometrische Untersuchungen an Schmelzeinschlüssen in Mineralen variszischer Granite aus dem Erzgebirge, dem Fichtelgebirge, dem Zentralmassiv in Frankreich, Untersuchungen an präkambrischen Graniten von Bornholm oder an den Rapakivi-Graniten vom Wyborg-Massiv/Finnland sowie an dem sehr jungen Kaukasusgranit von Eldzhurtinsk haben gezeigt, daß das hochgesteckte Ziel erreicht werden kann.

Auf einen anderen Aspekt soll abschließend aufmerksam gemacht werden. In Analogie zu den Flüssigkeits-einschlüssen sind Schmelzeinschlüsse natürliche Mikroautoklaven, in denen der Phasenbestand oder ablaufende Reaktionen, Phasenänderungen, Phasenübergänge usw. direkt unter dem Mikroskop beobachtet und analysiert werden können. Zu nennen sind hier z.B. die Mikro-RAMAN-Spektrometrie, die FTIR-Mikrospektrometrie oder die direkten optischen und spektrometrischen Untersuchungen von Einschlüssen in Diamant- oder Saphir-Stempelkammern mit Laseraufheizung. Die Herstellung und Untersuchung synthetischer Einschlüsse stellt eine Erweiterung des experimentellen Methodenspektrums dar, die z.B. Untersuchungen an experimentell schwierig beherrschbaren Fluor-H₂O-Silikat-Systemen ermöglichen.

Chemische Analytik mit der Elektronenstrahlmikrosonde: Das Beispiel der Einschlußproblematik

Das Elektronenstrahlmikrosondenlabor am GFZ ist in der Lage, quantitative chemische Analysen an

Abb. 16: Konzentrationsverteilung von Al in einem Einschluß (gelb/rot=hohe Konzentration, violett/blau=niedrige Konzentration)

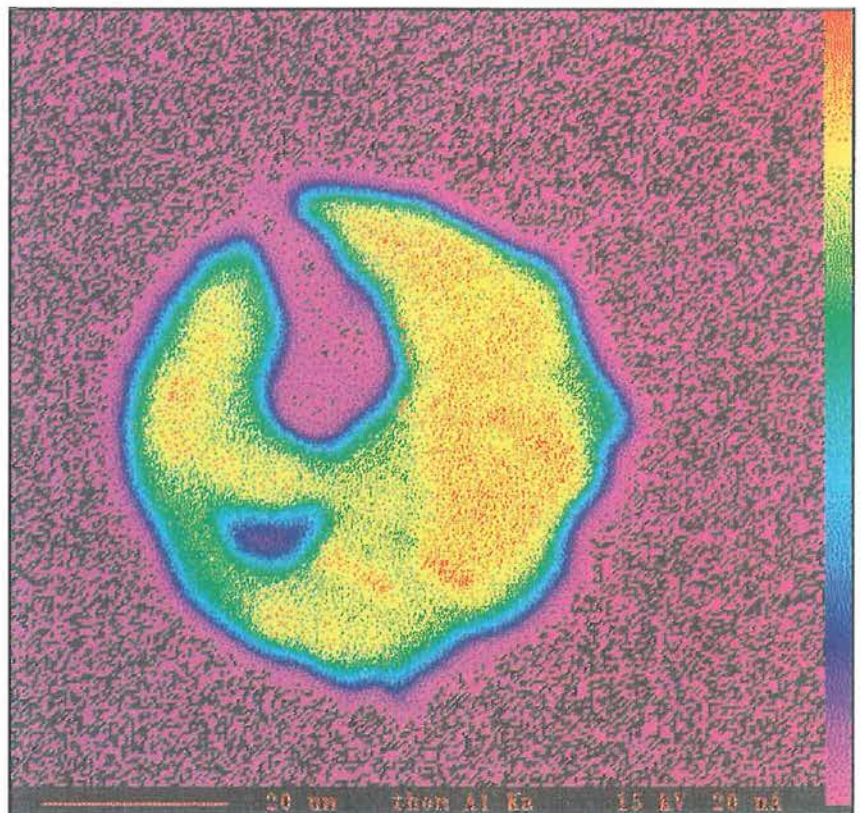
Objekten von Mikrometer-Größe *in situ* und ohne Zerstörung der Probe durchzuführen. Als Beispiel der Mikroanalytik mit höchsten Anforderungen aus den laufenden Forschungsprojekten des Projektbereichs 4.2. dienen die Untersuchungen an natürlichen Schmelzeinschlüssen in Mineralen.

Schmelzeinschlüsse als Reste des Urmagmas

Schmelzeinschlüsse in gesteinsbildenden Mineralen intrusiver Gesteine stellen fast die einzigen direkt beobachtbaren Proben des ehemaligen, meist vor vielen Millionen von Jahren abgelaufenen Kristallisationsgeschehens dar. Sie sind somit einzigartige Träger von Informationen bezüglich der Bildungsbedingungen der einzelnen Minerale und des gesamten Gesteins. Neben der Gewinnung von Druck- und Temperaturdaten aus den thermometrischen Untersuchungen der Einschlüsse sind die Untersuchungen zum Stoffbestand der Einschlüsse (Fluidgehalt und chemische Zusammensetzung der Schmelze) von grundlegender Bedeutung, da die Einschlüsse mehr oder weniger unverfälscht die Originalzusammensetzung des Magmas wiedergeben. Aus Gesamtgesteinsanalysen sind solche Informationen nicht zu erhalten, da oft intensive Subsolidus-Reaktionen mit Beteiligung von externen Lösungen und postmagmatische Umwandlungen zu erheblichen Stoffverschiebungen führen. Die Kenntnis der Zusammensetzung der Ausgangsschmelze, die in einem Schmelzeinschluß enthalten ist, ist somit für die Petrologie überaus wertvoll.

Hohe Präparationsanforderungen

Fast die einzige Möglichkeit diese Schmelzeinschlüsse,



die im Durchschnitt unter 10 Mikrometer Größe besitzen, zu analysieren, bietet die Elektronenstrahlmikrosonde. Da die Einschlüsse für eine Analyse aber geöffnet sein müssen, d.h. der Einschluß wird durch einen Poliervorgang angeschliffen, werden sehr hohe Anforderungen an die Präparationstechnik gestellt. Im Gegensatz zu den Schmelzeinschlüssen in Mineralen extrusiver (vulkanischer) Gesteine, die i.d.R. aus homogenem Glas bestehen, enthalten Einschlüsse in den Intrusivgesteinen verschiedene auskristallisierte Minerale und eine typische Gasblase, die bei der Analyse zu einem stark inhomogenen Anregungsvolumen führen. Daher müssen solche Einschlüsse vor der Präparation und Analytik homogenisiert werden. Bei der Homogenisierung im geschlossenen Zustand (Einbeziehung auch aller volatilen Bestandteile) bei einer entsprechend hohen Temperatur und dem Abschrecken auf Raumtemperatur entsteht im Einschluß ein Silikatglas mit der annähernden Zusammensetzung der Ausgangsschmelze. Die Homogenisierungsvorgang muß sorgfältig durchgeführt werden, denn bei zu hoher Homogenisierungstemperatur und Dauer wird von dem, den Einschluß umgebenden Wirtsmaterial zusätzliches Material gelöst, während bei einer zu niedrigen Temperatur noch mehr oder weniger starke Inhomogenitäten im Einschluß vorhanden sind. Ein typisches Beispiel für die schwierige Präparation eines Einschlusses wird anhand eines Elementverteilungsbildes in Abb.16 gezeigt. Man erkennt die unterschiedliche Konzentration von Al (gelb/rot=hohe Konzentration, violett/blau=niedrige Konzentration) im Einschluß, d.h. eine vollständige Homogenisierung des Einschlußinhaltes hat nicht stattgefunden.

Weiterentwicklung der Methode

Die Untersuchungen der im Quarz vorhandenen, meist sehr kleinen Schmelzeinschlüsse, lassen eine Analyse mit größerem Strahldurchmesser (5-10 μm) zur Vermeidung einer möglichen Na - und K- Diffusion während der Analyse nicht zu. Die bei diesem Strahldurchmesser auftretende Anregung des Wirtsmaterials (Si im Quarz) läßt sich bisher nur ungenügend separieren, auch wenn durch unterschiedliche Analysenbedingungen (10-25 kV Beschleunigungsspannung) das Anregungsvolumen variiert wird.

Es wurden bei den laufenden Untersuchungen unterschiedliche Zusammensetzungen der Schmelzeinschlüsse gefunden, die jedoch eine eindeutige Zuordnung - Primäreinschluß oder Sekundäreinschluß und/oder Reaktion des Einschlusses mit dem Wirtsmaterial bei der Homogenisierung - aufgrund der oben erwähnten Schwierigkeiten der Methoden - zur Zeit nur bedingt zulassen. Die Abschätzung des Wassergehaltes des homogenisierten Einschlusses als Differenz des Analysenwertes zu 100% ist nur eingeschränkt möglich, da die geringere Gesamtsumme auch andere Ursachen haben kann (Inhomogenitäten, Risse, Poren oder Aufladungen).

Zum gegenwärtigen Zeitpunkt läßt sich unter den

gegebenen Umständen noch kein eindeutiges Berechnungsschema für die ursprüngliche Zusammensetzung der extrem kleinen Schmelzeinschlüsse im Granit geben. Es ist eine weitere intensive Suche nach größeren Einschlüssen in verschiedenen Mineralen notwendig, um anhand der daran gemessenen Zusammensetzung die Methodik weiter zu entwickeln bzw. auszuarbeiten, um eine korrekte Bewertung der Analyse der meist sehr kleinen Einschlüsse vornehmen zu können.

Röntgenbeugung unter hohen Drücken und Temperaturen mit Synchrotronstrahlung

Die Gesteine und Minerale in der Erde sind extremen Drücken und Temperaturen ausgesetzt (siehe Tabelle). Die physikalischen und chemischen Eigenschaften, die letztlich alle Prozesse, die in der Erde ablaufen, beeinflussen, hängen sehr stark von Druck und Temperatur ab. Da der weitaus größte Teil des Erdinnern immer unzugänglich bleiben wird (die bislang tiefste Bohrung reicht bis in 12 km Tiefe), werden die Bedingungen der tieferen Erdkruste, des Erdmantels und des Erdkerns im Labor simuliert.

Zur Erzeugung der hohen Drücke werden die Proben in heizbaren Kammern aus Hartmetall oder Diamant eingeschlossen (siehe Tabelle). Diese Kammern werden mit hydraulischen Pressen oder über einen Gasdruck komprimiert.

Typ	Druckbereich	Temperaturbereich
Diamantsqueezer	2.000 kbar	2.000 °C
Vielstempelapparat	150 kbar	1.800 °C
Gürtelapparat	80 kbar	1.800 °C
Zylinderform	25 kbar	1.600 °C
Gasdruckapparat	15 kbar	1.500 °C

in großen Erdtiefen, die z.B. für die Bildung von Minerallagerstätten verantwortlich sind.

Das GFZ betreibt im Rahmen der Gemeinschaftsforschung eine Vielstempelapparat beim Hamburger Synchrotron-Strahlungslabor HASYLAB. Diese Apparatur ist mit einem energiedispersiven Diffraktometer für in-situ Röntgenbeugung ausgestattet. Mit dieser Apparatur werden maximal 120 kbar und 1500 °C erreicht.

	Druck (Atm.)	Temperatur (°C)
Erdkern (6.000 km Tiefe)	ca. 2.000.000	3.000 - 6.000
Oberer Erdmantel (400 - 600 km Tiefe)	150.000	1.000 - 1.300
Grenze Mantel-Kruste (40 km Tiefe)	15.000	ca. 750
Obere Kruste (10 km Tiefe)	3.000	300

Druck- und Temperaturbereich gängiger Hochdruckapparaturen

Die Proben können unter wählbaren Bedingungen mit verschiedenen Meßverfahren untersucht werden:

- Röntgenbeugung und Röntgenabsorption
- Temperaturmessung und Wärmeleitfähigkeit
- Messung der elektrischen Leitfähigkeit
- Laufzeitmessungen von Schallwellen
- Infrarot- und Ramanspektroskopie

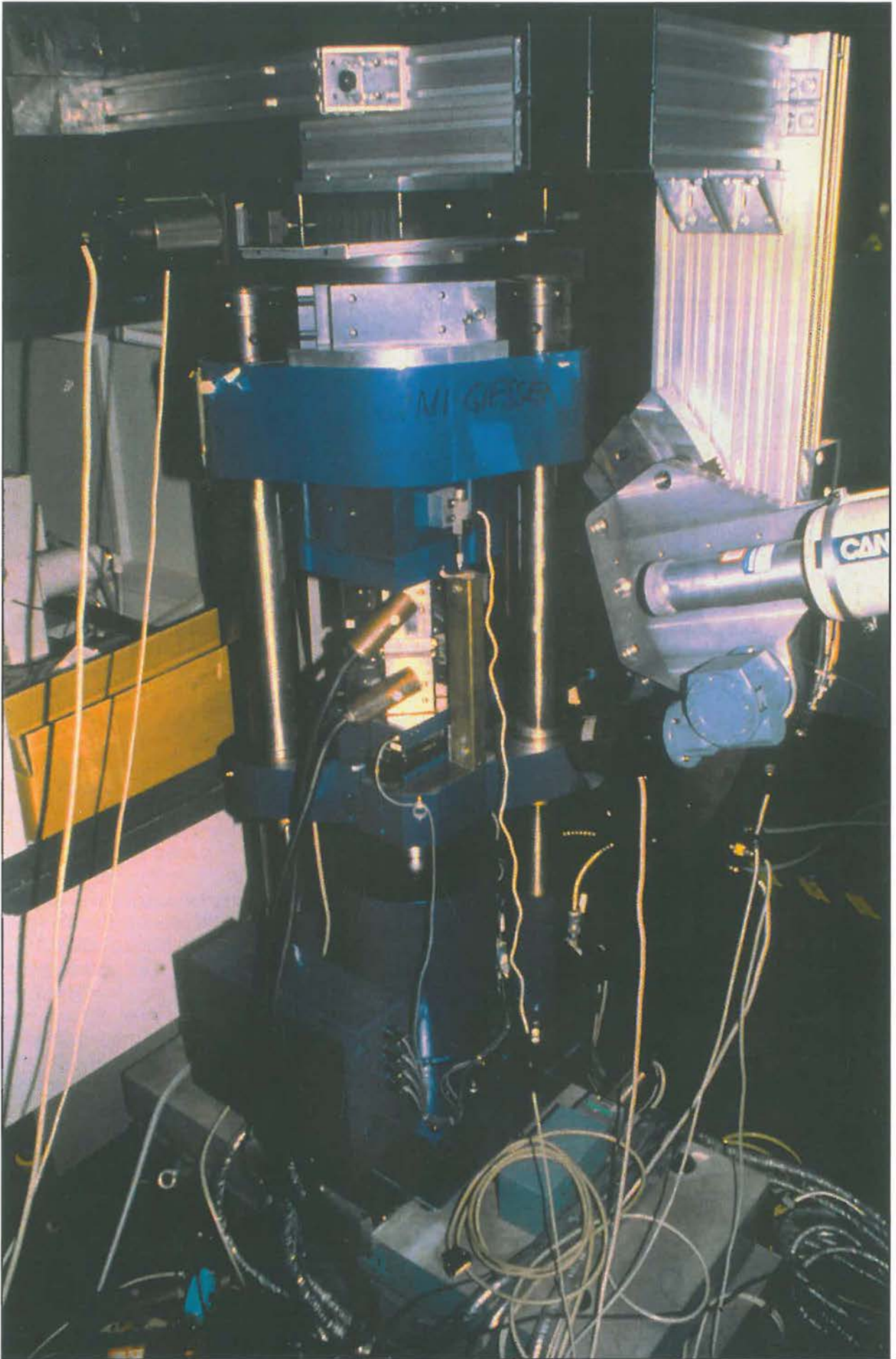
Nur mit Hochdruckmethoden können Reaktionen, die im Erdinnern ablaufen, untersucht werden oder das physikalische und chemische Verhalten von Mineralen, die nur bei hohen Drücken und Temperaturen existieren, untersucht werden. Diese Daten werden insbesondere für die Interpretation geophysikalischer Messungen, die von der Erdoberfläche tief ins Erdinnere „blicken“, gebraucht. Die Experimente geben Aufschluß über Reaktionen

Drücke und Temperaturen in verschiedenen Tiefen der Erde



Hochdruckzelle, bestehend aus sechs Hartmetallstempeln (zwei sind entfernt), die den würfelförmigen Probenkörper (Kantenlänge 8mm) komprimiert.

Abb. 17 (rechts): Gesamtansicht der Vielstempel-Apparatur mit Druckjoch, 200 Tonnen Hydraulikkolben und Diffraktometer.





Meßfahrzeug zur Untersuchung von Bohrlöchern (Foto: L. Hannemann)

Aufgabenbereich 5

Desasterforschung

Erdbeben und Vulkanismus sind Folgen gegenwärtiger Lithosphärenbewegungen vor allem im Bereich mobiler Zonen an Plattenrändern. Bedingt durch zunehmende Bevölkerungsdichte und Industrialisierung sind ihre Auswirkungen auf den Menschen und seine Wirtschaftsgüter in zunehmendem Maße katastrophal. Dies trifft insbesondere für die Länder der Dritten Welt zu, in denen die wachsende Armut die Verletzbarkeit der Gesellschaft durch solche Naturereignisse noch erhöht. In Kenntnis dieser Entwicklung hat daher die UN-Vollversammlung die neunziger Jahre zur Internationalen Dekade für Katastrophenvorbeugung (International Decade for Natural Disaster Reduction, IDNDR) erklärt.

Das interdisziplinär angelegte Forschungsprogramm zur Desasterforschung ist ein Beitrag zu dieser Dekade und soll helfen, die katastrophalen Auswirkungen von Vulkanausbrüchen und Erdbeben zu mindern. Dies geschieht schwerpunktmäßig durch Grundlagenforschung, die zu einem verbesserten Verständnis der Bedingungen und Prozesse führt, durch die solche Naturereignisse ausgelöst werden, und damit auch verbesserte Voraussetzungen für die Lösung der Vorhersage-Problematik schafft. Zum anderen sind aber auch anwendungsbezogene Aspekte Inhalt des Programms. Die Einrichtung von Überwachungs- und Warnsystemen, die Beratung von Behörden und Katastrophenhelfern sowie die Schulung von Wissenschaftlern der Dritten Welt gehören zu diesem Bereich.

Verschiedene Einzelvorhaben des Programms sind bereits in die offizielle Liste der IDNDR-relevanten Projekte des IDNDR-Komitees der Bundesrepublik Deutschland aufgenommen. Diese sind die Einrichtung einer "Disaster Task Force" zum schnellen weltweiten Einsatz von interdisziplinären wissenschaftlich-technischen Expertengruppen in Katastrophengebieten, der Aufbau von Dekaden-Observatorien in Erdbeben- und Vulkangebieten zu Erforschung der die Naturereignisse auslösenden Prozesse, die Einrichtung eines Meßnetzes im östlichen Mittelmeerraum zur überregionalen Beobachtung und simultanen Interpretation von Erdbebenvorläufern, die Entwicklung und der Einsatz eines Echtzeit-Frühwarnsystems für Erdbeben sowie schließlich die Organisation und Durchführung von Trainingskursen für Teilnehmer aus Entwicklungsländern auf den Gebieten Seismologie und seismische Gefährdungsabschätzung.

Wichtige Daten werden im Rahmen von Bohrlochsondierungen gewonnen. Insbesondere durch die Erfassung

des zeitlichen Ablaufs verschiedenster Parameter im Vorfeld von Erdbeben, aber auch durch die Modellierung des tektonischen Spannungsfeldes in Osteuropa werden Beiträge zu Verminderung des Ausmaßes von Erdbebenkatastrophen erwartet. Für diese Aufgabe steht ein Bohrlochmeßfahrzeug zur Verfügung, das Messungen bis in 7.000 Meter Tiefe ermöglicht. Das Fahrzeug ist mit verschiedenen Sondentypen ausgestattet, die es erlauben, Meßgrößen wie Geschwindigkeiten elastischer Wellen, Dichte, elektrische Leitfähigkeit, Eigenpotential, Porosität, Gehalt an radioaktiven Isotopen von Kalium, Uran und Thorium zu bestimmen. Weiterhin können die Geometrie des Bohrlochs und die Neigung von durchbohrten Schichten gemessen sowie Risse geortet werden. Der Einsatz von Fremdsonden sowie die Weiterentwicklung vorhandener und die Entwicklung neuer Sonden sind in Vorbereitung.

Die Entwicklung von Geräten im GFZ hat Pilotcharakter. Gemäß den Anforderungen und Vorschlägen aus der Desasterforschung sowie auch aller anderen Aufgabenbereiche des GFZ werden kommerziell nicht verfügbare geowissenschaftliche Apparaturen entwickelt und gefertigt. Es werden dabei meßtechnische Probleme der Geowissenschaften bearbeitet, die das ganze Spektrum von der Sensorik über die elektronische bzw. optische Meßsignalverarbeitung und -übertragung bis zur rechnergestützten Meßdatenerfassung einschließen. Derzeitige Entwicklungen richten sich auf einen seismischen Hochtemperatursensor und den Einsatz in tiefen Bohrungen.

Dekadenobservatorium Erdbeben

Der Schwerpunkt der wissenschaftlichen Aktivitäten ist die interdisziplinäre Untersuchung zur Erdbebenforschung in Erdbebengebieten von Italien, Griechenland und der Türkei.

Im Rahmen der Eingliederung des Deutsch-Türkischen Projektes zur Erdbebenforschung in das GFZ-Projekt 'Dekadenobservatorium Erdbeben' wird die Betreuung der Teilerperimente 'Multiparameter-Observatorien' und 'Neigungsmessungen' sowie die Auswertung der Daten seit August 1992 am GFZ durchgeführt.

An den Multiparameterobservatorien werden verschiedene Experimente im Rahmen des Dekadenobservatoriums 'Erdbeben' zentral ausgeführt (Abb. 1). Ein Schwerpunkt der Untersuchungen ist die langfristige Analyse periodischer Deformationen der festen Erde aufgrund

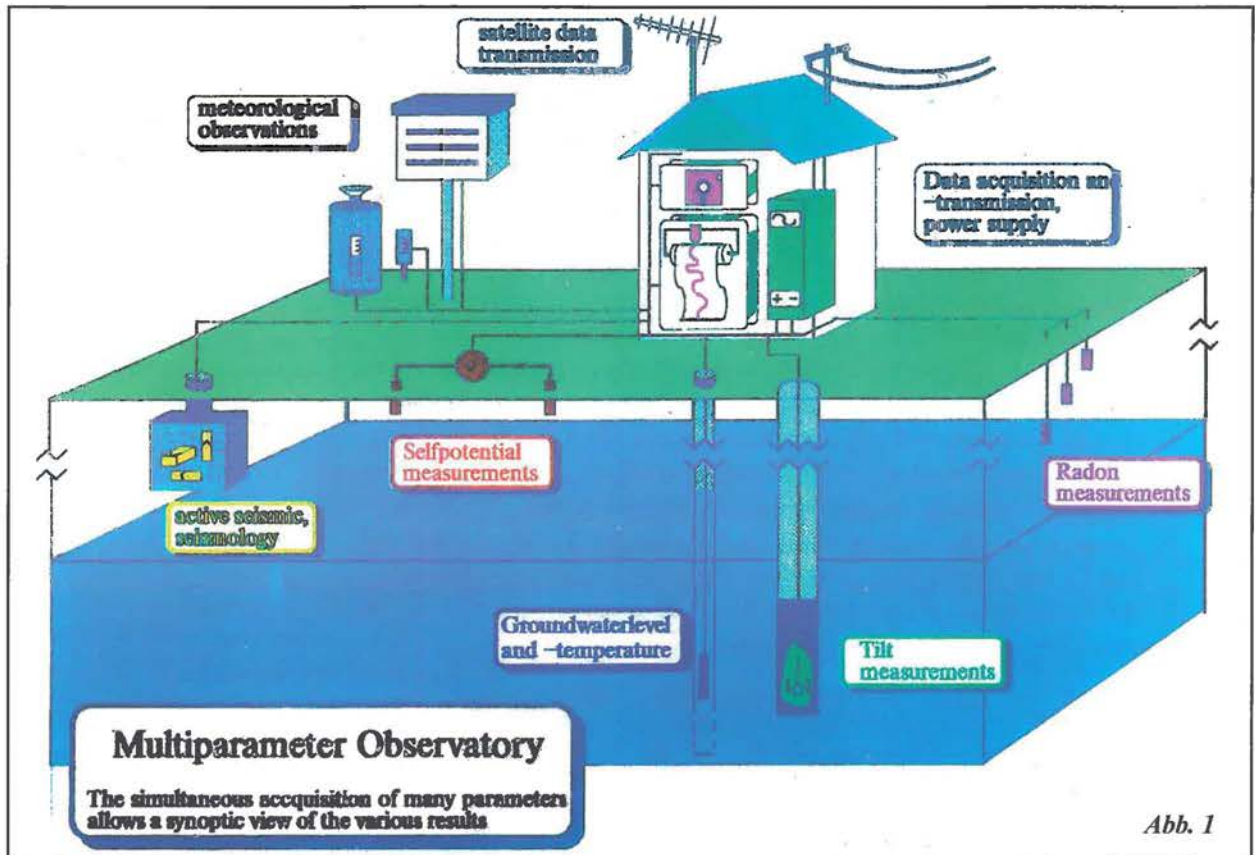


Abb. 1

der orbitalen Bewegung von Sonne und Mond. Folge der Deformationen sind u.a. periodische Neigungen der Erdoberfläche und Variationen des Wasserstandes in Brunnen aufgrund von Druckschwankungen im wassergesättigten Untergrund. Es wird vermutet, daß bestimmte zeitliche Änderungen der beobachteten Neigungs- und Brunnenspiegelzeiten in Zusammenhang mit tektonischen Vorgängen stehen, die Zustandsgrößen im Störungssystem verändern.

Mit zunehmender Länge der Zeitreihen in den letzten Jahren können gleichartige zeitliche Veränderungen in den genannten Gezeitenparametern sowie eine Reihe geophysikalischer Meßparameter aus anderen Teilerperimenten beobachtet werden. Zu diesen Parametern gehören u.a. die Ausbreitungsgeschwindigkeit seismischer Wellen, der Radon-Gehalt von Thermalquellen oder der Widerstand der Erdkruste gegen Gezeitenkräfte. Die zeitlichen Änderungen können unterteilt werden in i) quasiperiodische Variationen, ii) transiente Anomalien und iii) säkulare Trends.

Als neuer Parameter sind Mikrotemperatur-Schwankungen im Grundwasser hinzugekommen. Für ein neuartiges Thermometer, das am Observatoire Royal de Belgique in Brüssel entwickelt und von uns mit einem wasserdichten Gehäuse versehen und in der Türkei im Langzeitbetrieb getestet wird, konnte eine Relativgenauigkeit von $2 \times 10^{-6} \text{ } ^\circ\text{C}$ nachgewiesen werden.

Das Thermometer löst damit noch Temperaturschwankungen auf, die durch Verschiebung des vertikalen

Temperaturgradienten bei einer gezeitenbedingten Brunnenpegeländerung von einem Bruchteil eines Millimeters hervorgerufen werden. Auf Grund des beobachteten Anstiegs der Mikrotemperatur im Grundwasser bei seismischen Ruhepausen wurde im 2. Halbjahr 1993 eine deutliche Ausweitung dieses Teilerperiments konzipiert. Die ersten Messungen mit weiter verbesserten Sensoren sollen im Sommer 1994 beginnen.

Neu und überraschend war auch der Verlauf der Makrotemperatur in der Thermalquelle Juzuluk nach Korrektur des externen Einflusses der Lufttemperatur. Er zeigt über Jahre hinweg eine gute Korrelation mit den in 10 km Entfernung gemessenen Veränderungen des Widerstandes der Erdkruste gegen Gezeitenkräfte (γ -Faktor für Gezeitenneigungen) und legt eine gemeinsame, u.U. tektonisch bedingte Ursache nahe.

Das Verfahren SEISMOLAP zur Detektion von Mikrobeben-Clustern in Zeit und Raum wurde weiter getestet und verbessert. Das Erdbeben vom Dezember 1988 ist eines von über zwanzig Beispielen. Wie sich auch in diesem Fall des stärksten bisher im Türkei-Projekt gemessenen Bebens mit $M = 4,2$ zeigt, wird ein größeres Ereignis häufig durch einen Anstieg des SEISMOLAP-Parameters ca. 1 - 2 Tage vorher angezeigt (Abb. 2). Ein Anstieg des Parameters bedeutet ein räumliches Konzentrieren der Mikrobeben und/oder eine gesteigerte Mikrobeben-Häufigkeit.

Die räumliche und zeitliche Entwicklung der SEISMOLAP-Anomalie läßt sich auch gut an der Bildab-

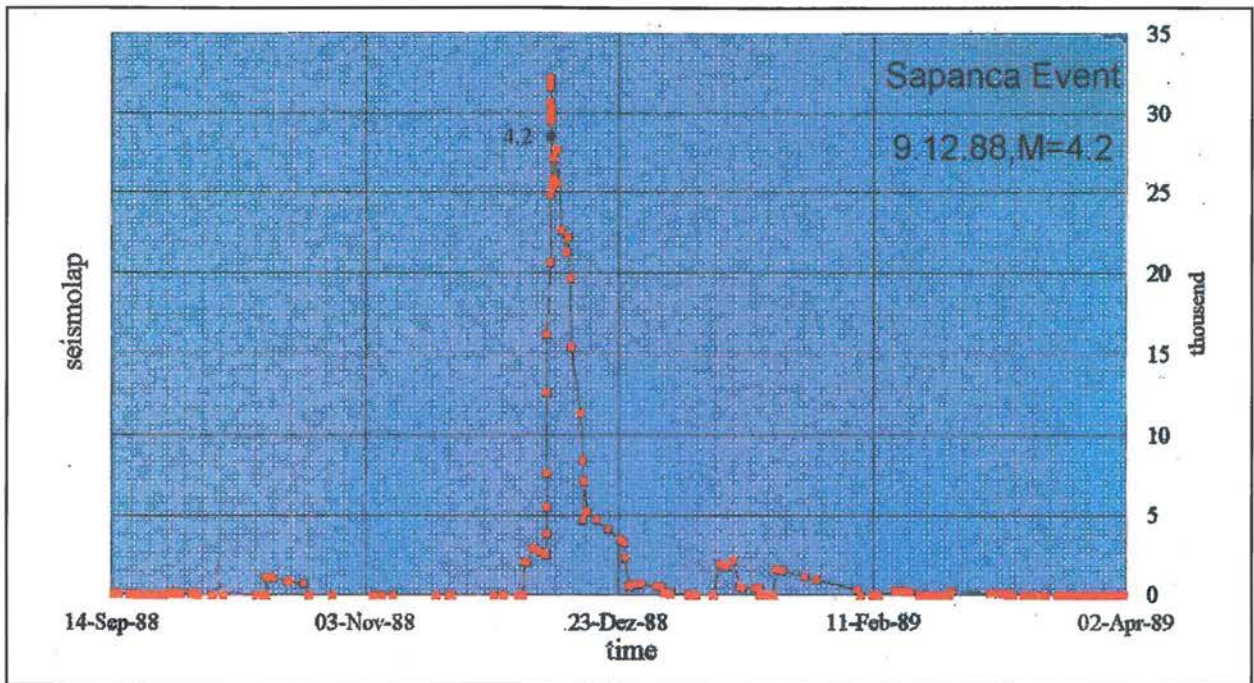
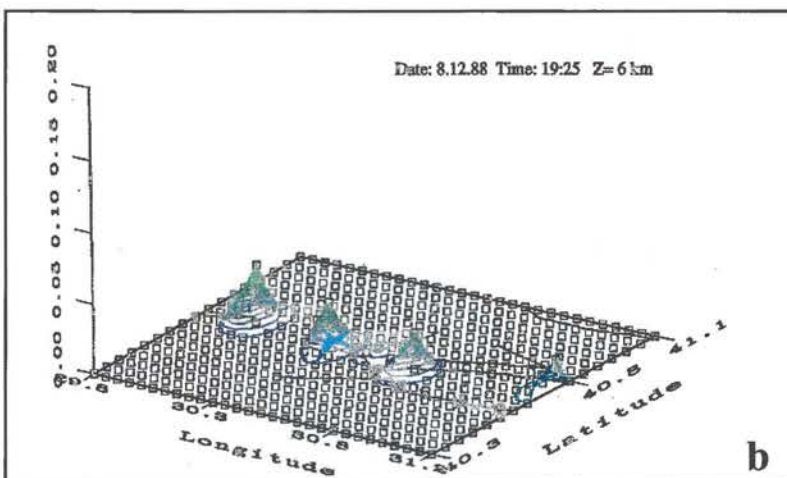
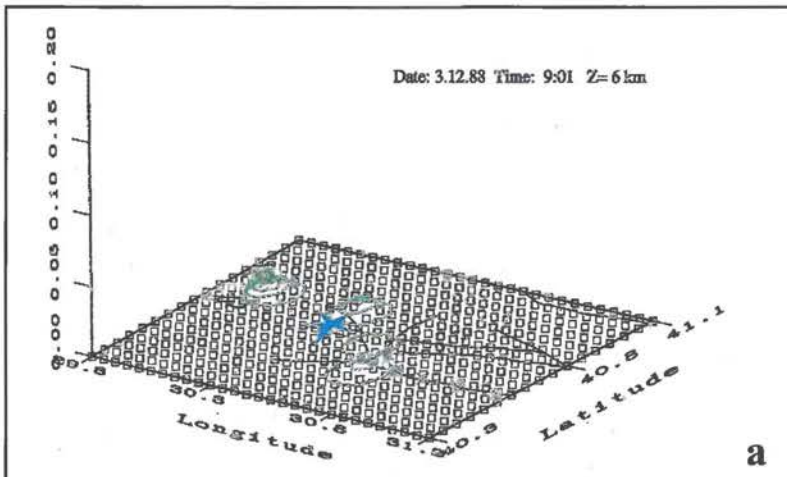


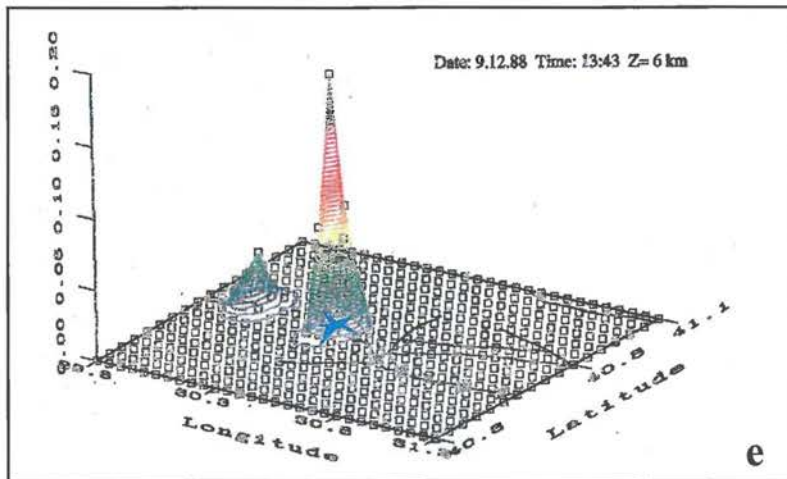
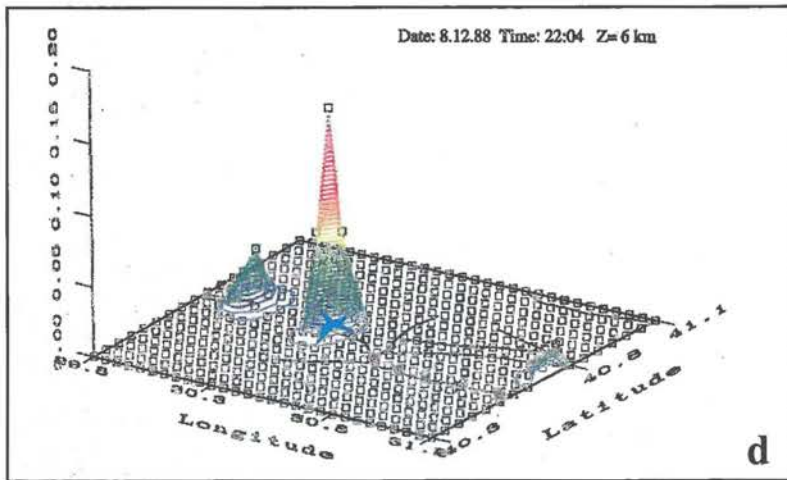
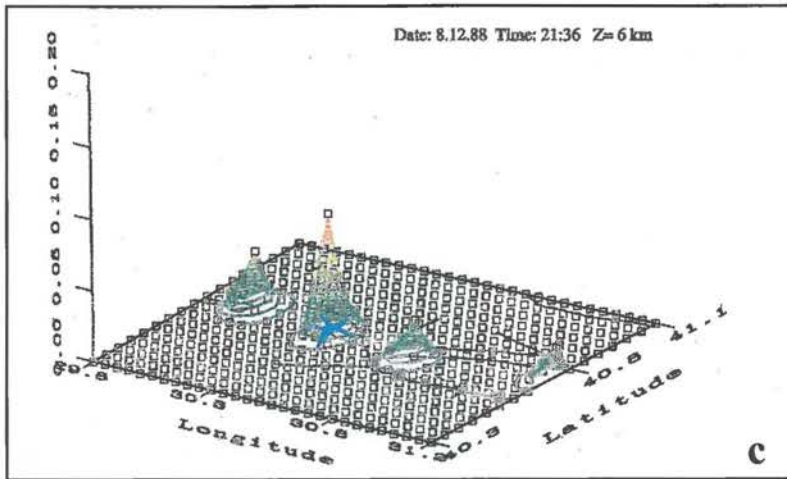
Abb. 2: Verlauf des SEISMOLAP-Parameters beim Sapanca-Beben ($M = 4,2$) vom Dezember 1988

folge in Abb. 3 erkennen. Sie stellt die geographische Verteilung der Anomalie in der Tiefe des späteren Erdbebens jeweils zu einem bestimmten Zeitpunkt vor dem Hauptbeben dar. Das spätere Hauptbeben ist durch einen Stern gekennzeichnet. Noch eine Woche vorher ist keine besondere Anomalie zu erkennen. Sie baut sich erst am Abend vor dem Erdbeben in mehreren Clustern linear längs der Störzone auf, konzentriert sich am selben Abend bereits auf den Ort des späteren Bebens und wächst bis zum Hauptbeben am frühen Nachmittag des nächsten Tages noch weiter an.



Eine Möglichkeit, nicht nur Aktivitätsphasen, sondern auch Phasen der seismischen Ruhe graduell unterscheiden zu können, liegt in der Betrachtung des Kehrwerts von SEISMOLAP. Kombiniert man ihn linear mit dem ursprünglichen Parameter, können sowohl seismische Aktivitäts- als auch Ruhephasen graduell unterschieden werden. Angewendet auf das starke Beben vom Dezember 1988 erhält man ein erstaunliches Ergebnis: Der Aktivitätsphase, die ein bis zwei Tage vor dem Beben beginnt, geht eine ausgeprägte Ruhephase voran (negative SEISMOLAP-Werte in Abb. 4), die ca. zwei Wochen andauert! Das

Abb. 3 a-e (links und nächste Seite): Zeitliche und räumliche Entwicklung der SEISMOLAP-Anomalie vor dem $M = 4,2$ Sapanca-Beben



äußerst detaillierte Karte über das tektonische Verfassungssystem und die dazugehörigen Hauptspannungsrichtungen fertiggestellt werden (Abb. 5). Außerdem geben die Satellitenbilder und Geländeaufnahmen Hinweise auf einen kumulativen Versatz der Nord-Anatolischen Störung in diesem Gebiet von mehr als vierzig Kilometern. Mit ca. 20 km war der Versatz bisher offensichtlich unterschätzt worden.

Trainingskurse

Als wichtiger Bestandteil der Aktivitäten im Rahmen der angewandten Disasterforschung am GFZ werden postgraduale internationale Trainingskurse für Wissenschaftler und Techniker aus erdbebengefährdeten Entwicklungsländer zum Problemkreis Seismologie, Einschätzung der Erdbebengefährdung und Reduzierung des Erdbebenrisikos durchgeführt. Die Kurse finden alljährlich, in der Regel für die Dauer von 5 Wochen, alternierend in Potsdam und in Entwicklungsländern verschiedener Regionen statt. Sie werden erforderlichenfalls ergänzt durch thematisch fokussierte Kurzurse. 1992 fand ein 5-wöchiger Kurs zum Thema 'Seismology and Seismic Hazard Assessment' in Potsdam/Werder statt (15.09. - 21.10.92). 1993 wurden 2 Kurse realisiert: ein Kurzurs zum Thema 'Seismic Monitoring and Data Evaluation' in Teheran, Iran (18. - 23.10.93) und ein regulärer 5-wöchiger Kurs zum Thema 'Seismology and Seismic Risk Mitigation' in Roorkee, Indien (01.11. - 06.12.93).

Die Trainingskurse sind Bestandteil des wissenschaftlichen Programms des Deutschen Komitees für die Internationale Dekade der Vereinten Nationen zur Katastrophenvorbeugung (IDNDR) und des Ausbildungsprogramms der Division of Earth Sciences der UNESCO.

modifizierte Verfahren wird zur Zeit an weiteren Beispielen getestet.

Im engen Zusammenhang mit der Entwicklung von Erdbeben-Vorhersage-Strategien stehen Arbeiten entlang der Nord-Anatolischen Störung zur Untersuchung des rezenten Spannungsfeldes. Sie erfolgen mit Hilfe von Satellitenbildern, digitalisierten Videoaufnahmen makromikroskopischer Kataklasten und einem breiten Spektrum strukturgeologischer Geländeaufnahmen. Als Ergebnis konnte jetzt für das Meßgebiet des Türkei-Projekts eine

Sie sind ein wesentlicher deutscher Beitrag zur Ausbildung von Fachleuten sowie zum Wissens- und Technologietransfer im Rahmen von IDNDR. Darüber hinaus bieten die Kurse die Möglichkeit, über die beteiligten deutschen Institutionen und Lektoren langfristig intensive Kontakte zu Personen und Institutionen in Entwicklungsländern aufzubauen und die dortigen Bedingungen, Probleme und Potenzen bei der Katastrophenvorbeugung und -bekämpfung detailliert kennenzulernen. Das sind zugleich wichtige Voraussetzungen für die Akzeptanz und Effektivität der Deutschen Task-Force Erdbeben, die

gemeinsame Realisierung und wissenschaftliche Auswertung entsprechender Einsätze mit Fachleuten dieser Länder und die langfristige Entwicklung gegenseitiger Zusammenarbeit auf dem Gebiet der Katastrophenforschung.

Am Trainingskurs 1992 in Potsdam/Werder nahmen 26 Teilnehmer aus 20 Ländern, darunter 10 Frauen, teil: Ägypten, Albanien, Algerien (2), Argentinien, Bhutan, China (3), Costa Rica, Indien, Iran, Kenia (2), Kroatien, Kuba, Mexiko (2), Nicaragua, Philippinen, Rumänien, Syrien, Tschechoslowakei, Türkei (2), Vietnam. Er umfaßte, neben einer einwöchigen Fachexkursion, 70 Stunden Vorlesungen, 42 Stunden Übungen und 22 Stunden Workshop-Diskussionen und Vorträge von Teilnehmern.

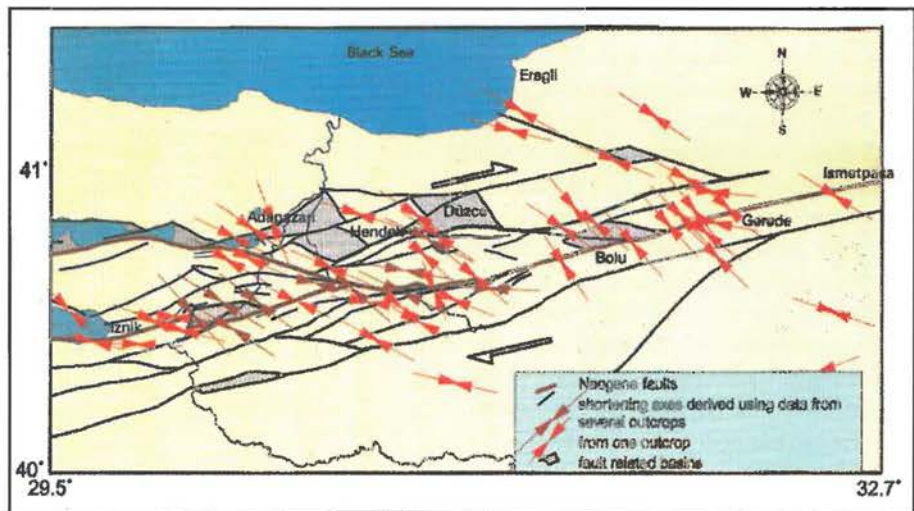
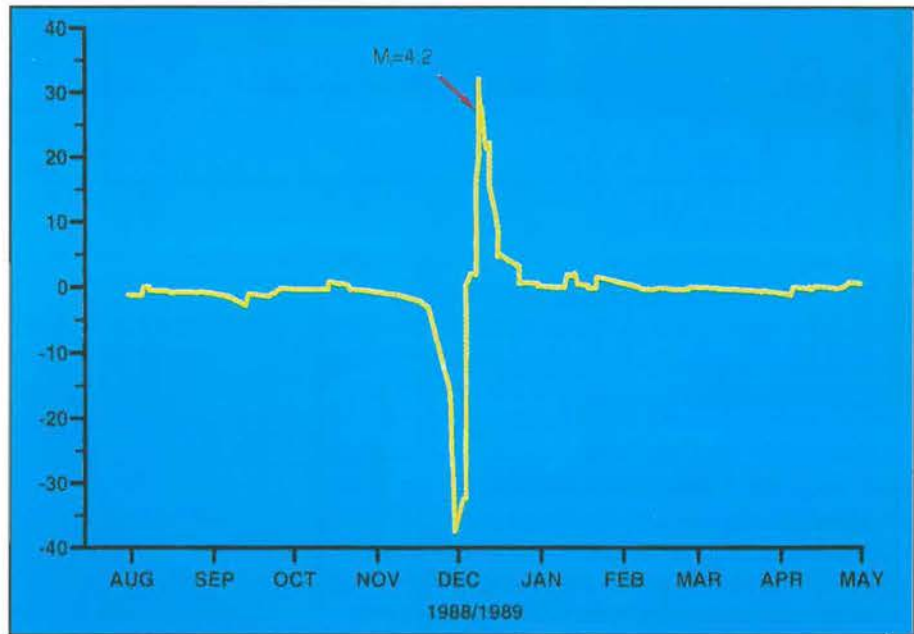
Der erste Trainingskurs 1993 fand auf Einladung des International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES) in Teheran statt. Der einwöchige Kurs war thematisch fokussiert auf Probleme der seismischen Überwachung, Datenerfassung und -analyse und wurde von der UNESCO und dem UNDP finanziell unterstützt. Die inhaltliche Vorbereitung des Kurses lag beim GFZ. An dem Kurs nahmen 23 Teilnehmer aus dem Iran und 4 ausländische Teilnehmer teil (Armenien, Jordanien (2) und Kuwait). Das IIEES ist ein assoziiertes internationales Institut der UNESCO und zugleich regionales Zentrum für den Nahen Osten im Rahmen des Global Seismic Hazard Assessment Programs (GSHAP).

Der zweite Trainingskurs 1993 fand auf Einladung des Instituts für Erdbeben-Ingenieurwesen (DEQ) der Universität Roorkee in Indien als regionaler Kurs für Teilnehmer aus Asien und dem Nahen Osten statt. Das DEQ und das GFZ teilten sich die Organisation und Durchführung. An dem Kurs nahmen 13 Teilnehmer aus Indien und 15 aus anderen Ländern der Region, darunter 4 Frauen, teil: Ägypten, Bangladesch, China, Indonesien, Iran, Irak, Jemen, Kirgisien, Malaysia, Myanmar, Nepal, Papua Neuguinea, Philippinen, Thailand und Vietnam. Die Vorlesungen und Übungen wurden zu etwa 79 % von 6

Wissenschaftlern des GFZ und einem französischen Wissenschaftler von der Universität Grenoble bestritten. Die

Abb. 4: Modifiziertes SEISMOLAP zur gleichzeitigen Verdeutlichung von Ruhephasen (negative Werte) und Aktivitätsphasen (positive Werte)

Abb. 5 (unten): Verwerfungssystem und Haupt-Kompressionsrichtungen im Meßgebiet des deutsch-türkischen Erdbebenprojekts



übrigen Vorlesungen wurden von 15 indischen Kollegen übernommen.

TASK FORCE Erdbeben

Der Task Force Einsatz bei dem schweren Beben von Killari (29.09.1993) in Südindien hat u.a. wichtige Ursachen für das Ausmaß der Katastrophe bei relativ geringer Erdbebenstärke von nur $M = 6,3$ aufgedeckt. Danach waren nicht nur die ungenügende Bauweise für die Katastrophe verantwortlich, sondern ganz entschei-

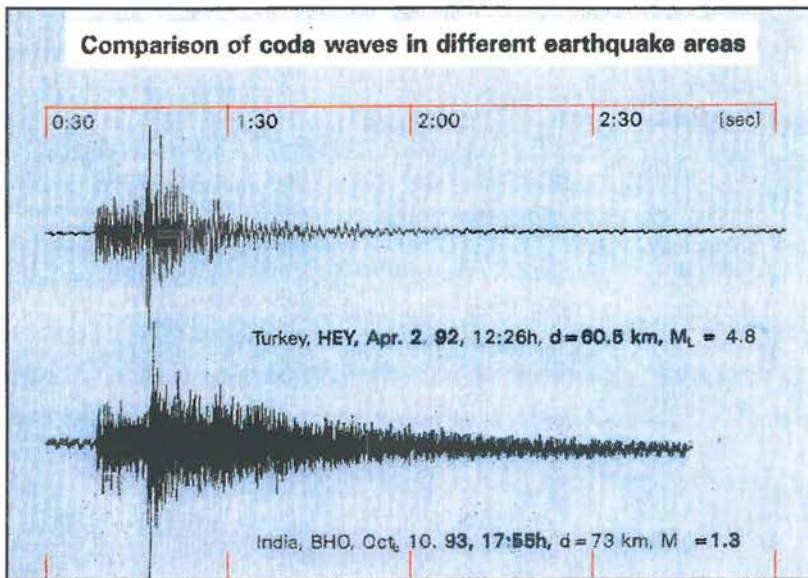


Abb. 6: Vergleich eines Nachbeben-seismogramms der Killari-Erdbebenkatastrophe (Südindien) mit einem Nachbeben-seismogramm der Erzincan-Erdbebenkatastrophe (Osttürkei)

dend auch die Untergrundverhältnisse (Basaltschichten der Deccan-Traps und Sedimentschichten). Sie führten zu extrem hohen Erschütterungsfrequenzen und gleichzeitig zu einer ungewöhnlich niedrigen Erschütterungsdämpfung. Beides ist in Abb. 6 anhand des Vergleichs eines Nachbeben-Seismogramms aus Indien mit einem entsprechenden Nachbeben-Seismogramm der Erzincan-Katastrophe vom Frühjahr 1992 in der Osttürkei leicht erkennbar. Auch die mit "Strong-Motion"-Untersuchungen in Zusammenarbeit mit dem Schweizer Erdbebendienst erhaltene Bodenantwort zeigt für die Nachbeben in Indien ungewöhnlich starke Beschleunigungen bei 15 bis 30 Hz im Gegensatz zu einem Beschleunigungsmaximum bei nur 2 Hz im Falle des Türkei-bebens (Abb. 7). Die ungewöhnlich hohen Frequenzen bei dem Indienbeben liegen im Bereich der Eigenschwingungs-Frequenzen der meisten Gebäude in der Gegend von Killari und sind mitverantwortlich für den hohen Grad der Zerstörungen. Zur effektiven Unterstützung eines vernünftigen Wiederaufbaus müßten sich auf Grund dieses Ergebnisses Mikrozonierungsstudien für die betroffene Region anschließen, die aber zur Zeit noch über die Möglichkeiten

Abb. 7 (rechts): Boden-Antwortspektren für starke Nachbeben der Erzincan (Türkei) - bzw. Killari (Indien) - Katastrophe

unserer "Task-Force" hinausgehen.

Obwohl die Nachbeben-Aktivität in Killari extrem gering war, konnte durch genaue Detektion der Nachbebenherde die im Untergrund verborgene Schwächezone kartiert werden (Abb. 8). Diese fällt mit 45° nach SW ein und impliziert in Übereinstimmung mit dem Herdvorgang beim Hauptbeben die Überschiebung eines südlichen Segmentes der indischen Platte über einen nördlichen Teil. Während nach Auswertung des Hauptbebens noch zwei entgegengesetzte Bewegungsvorgänge gleichberechtigt waren (Überschiebung oder Unterschiebung nach SW?), konnte

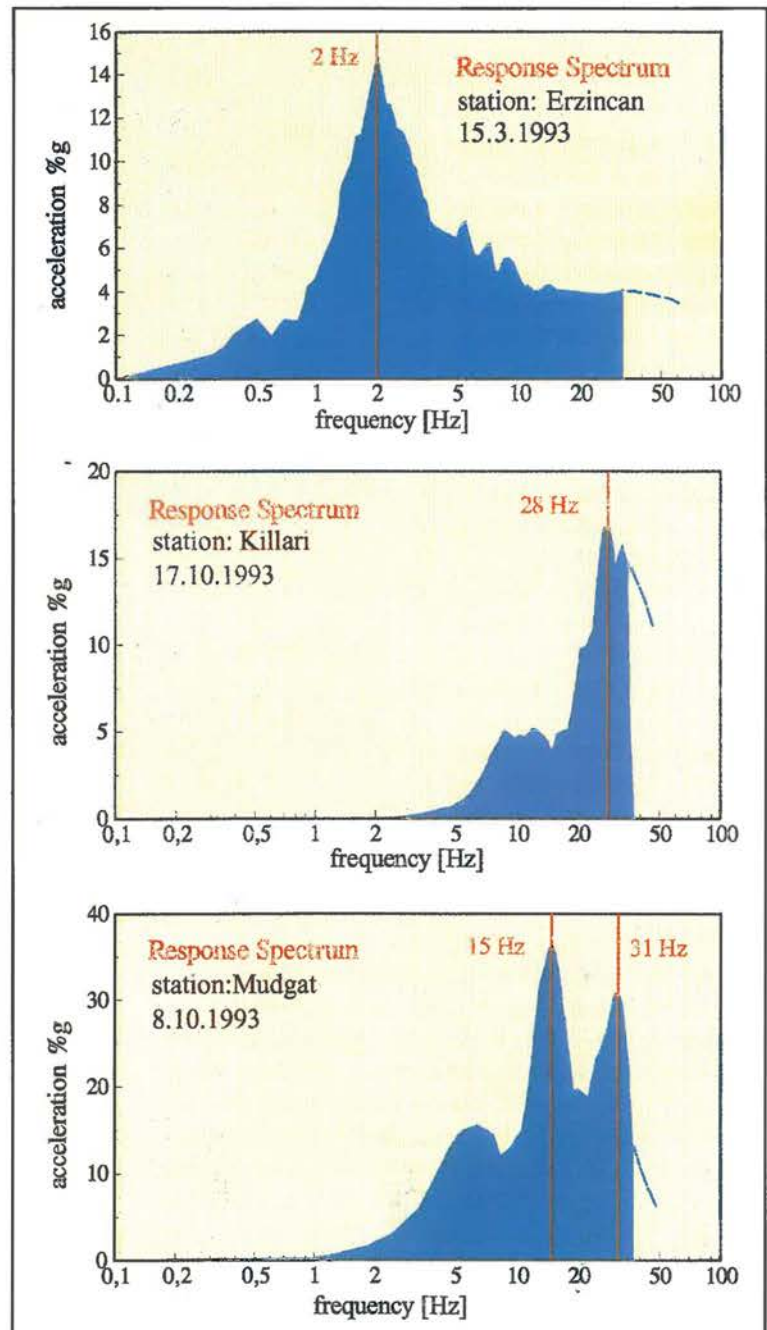


Abb. 8: Tiefen-Verteilung der Nachbeben der Killari-Katastrophe

der Bewegungssinn mit Hilfe der Nachbeben-Lokalisierungen eindeutig festgestellt werden.

Messungen zum Spannungsfeld in der Erdkruste Osteuropas

Tektonische Spannungen sind die Ursache für Plattenbewegung, für Deformationen innerhalb von Platten und an ihren Rändern sowie nicht zuletzt eine Ursache für Erdbeben. Über die Deformationen liegen eine ganze Reihe geodätischer, geologischer und geophysikalischer Daten vor. Eine Aufgabe, die

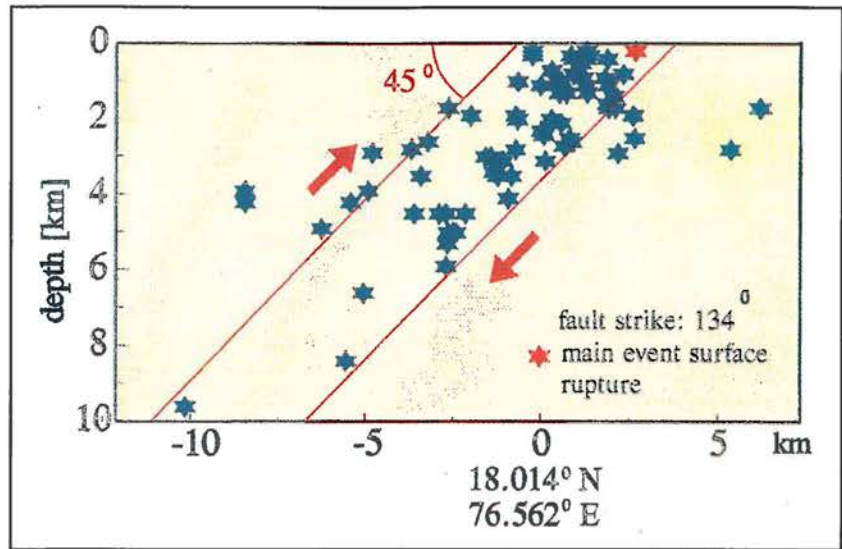
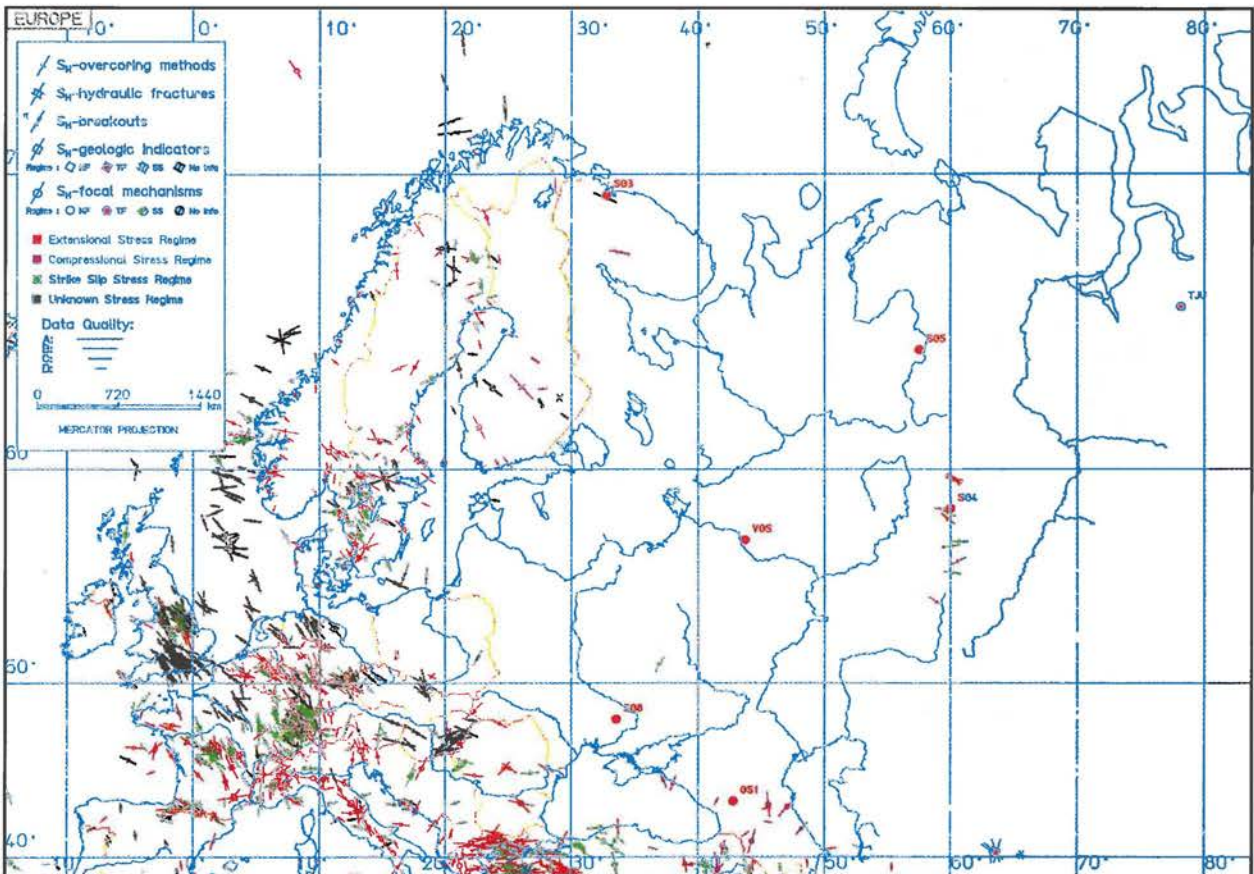


Abb. 9: Europäischer Teil der Weltspannungskarte (nach einer Abbildung des Geophysikalischen Instituts der Universität Karlsruhe [1]) - Dargestellt ist die Richtung der größeren horizontalen Hauptspannung. Die Symbole unterscheiden verschiedene Meßverfahren; die Farben sind den Spannungsregimes (Größenverhältnisse der drei Hauptspannungen) zugeordnet. Dabei steht SS für Blattverschiebung, NF für Abschiebung und TF für Aufschiebung. Die höchste Datenqualität ist A. Rote Kreise geben die Position supertiefer russischer Bohrungen an.

sich im Rahmen einer quantitativen Analyse stellt, ist die Bestimmung der Richtung und Größe der Kräfte, die zu diesen Deformationen in der Lithosphäre führen und geführt haben. Diese Daten sind darüberhinaus auch wichtige Randbedingungen für Modelle der Dynamik des Erdmantels. Im Rahmen des Internationalen Lithosphärenprojekts sind die bislang vorhandenen Daten gesichtet, in ihrer Qualität untersucht und schließlich in der Weltspannungskarte (vgl. Abb. 9) zusammengestellt worden. Es ergab sich dabei:

- Europa läßt sich in Provinzen mit charakteristischen Spannungsfeldern gliedern, überlagert von lokalen Heterogenitäten.



- Es muß unterschieden werden zwischen der Wirkung von Plattenrandkräften, die ein Spannungsfeld erzeugen, das sich lateral über mehrere Lithosphärenstrecken erstreckt, und der Wirkung lokaler Spannungsquellen, deren Einfluß im Bereich von West- und Südwesteuropa über weniger als 150 km weit reicht.
- Zwischen den Spannungsprovinzen in Europa zeigen sich nicht nur Variationen in der Richtung der größeren horizontalen Hauptspannung, sondern auch starke laterale Veränderungen des Deformationsregimes (Auf-, Ab- oder Blockverschiebung), d.h. die Hauptspannungen ändern über kurze Distanzen ihr Größenverhältnis zueinander. Es ist noch nicht geklärt, wodurch diese Änderungen hervorgerufen werden.
- Die Weltspannungskarte weist zwei gravierende Lücken auf: der Bereich der Ozeane und Osteuropa samt der ehemaligen UdSSR. Es fehlen damit grundlegende Informationen für die Geodynamik Europas.

Bisher basiert die Interpretation der tektonischen Spannungen zwischen Elbe und Ural fast ausschließlich auf westeuropäischen Daten. Modellrechnungen zum Spannungsfeld in Osteuropa führten zu extrem widersprüchlichen Ergebnissen trotz guter Übereinstimmung in Westeuropa. Ohne neue Messungen des Spannungsfeldes in Bohrlöchern und begleitende geologische Untersuchungen ist keine Besserung der Datenbasis für solche Analysen in Sicht, denn die Hauptdatenquelle, nämlich Herdflächenlösungen zu Erdbeben, fehlt in diesem Bereich fast vollständig. Somit sind Messungen der tektonischen Spannung in Osteuropa in mitteltiefen und tiefen Bohrungen ein entscheidender Schritt zum Verständnis des Spannungsfeldes in Gesamteuropa. Das GeoForschungsZentrum Potsdam und das Geophysikalische Institut der Universität Karlsruhe (GIK) haben gemeinsam begonnen, Meßkampagnen in Osteuropa durchzuführen. Mit diesem Projekt besteht die einzigartige Möglichkeit, Daten direkt aus relativ großen Tiefen zu gewinnen. Die Messungen werden mit Spezialsonden, sogenannten Borehole-Televiewern beider Institute und dem Bohrlochmeßfahrzeug des GFZ durchgeführt. Die Bohrlochmeßfahrzeug ist gleichsam ein „kontinentales Forschungsschiff“, das „Logging“ in Tiefbohrungen Osteuropas ermöglicht. Unterstützt wird dieses Projekt von vielen Partnern in den Ländern Osteuropas, von Mark Zoback an der Universität Stanford und Steve Hickman vom Geologischen Dienst der USA (USGS), Menlo Park.

Die Arbeit zielt auf zwei zusammenhängende Bereiche:

- Ergänzung der Weltspannungskarte zu einem Basisdatennetz, vergleichbar den Daten über das Magnetfeld oder Schwerefeld der Erde;
- Erforschung spezieller Fragestellungen:
 1. Wie wirken sich die Unterschiede in den strukturellen und physikalischen Eigenschaften zwischen der alten russischen Plattform und dem jüngen Westeuropa im Spannungsfeld aus, z.B.

Mächtigkeiten von Kruste und Lithosphäre, Temperaturfeld, stoffliche Zusammensetzung, Viskositätsverteilung?

2. Welche Rolle spielt die abrupte Änderung in diesen Eigenschaften an der Transeuropäischen Suture-Zone für das Spannungsfeld und wie beeinflusst sie den Verlauf der Spannungstrajektorien? Welchen Einfluß haben der Ural, die Karpaten und Nachbargebirge auf das Spannungsfeld in Osteuropa?

3. Welche Zusammenhänge gibt es zwischen den Richtungen der Plattenbewegung und dem Spannungsfeld? Welches sind die Kräfte, die die Absolutgeschwindigkeit der eurasischen Platte bestimmen? Hierzu könnten die Öffnung des Atlantiks am Mittelatlantischen Rücken, die komplexe Kollision im Mittelmeerbereich, die kaukasische Überschiebungszone, die indischeurasische Kollision im Himalaja und schließlich die Subduktionszone in Ostasien beitragen.

Horizontale Spannungen machen sich in Bohrlöchern durch sogenannte Bohrlochrandausbrüche bemerkbar. Eine genaue Vermessung der Verformung und der geographischen Orientierung der Randausbrüche erlauben eine Bestimmung der Richtung der horizontalen Hauptspannung und eine Abschätzung ihrer Größe. Mit hochauflösenden Bohrloch-Televiewern - im Prinzip rotierende Echolote - und einer weiteren Spezialsonde, dem 4-Arm-Dipmeter, werden die Bohrloch-Randausbrüche vermessen. Sie geben die Richtung der kleineren horizontalen Hauptspannung an. Als notwendige Ergänzung zur Interpretation der gefundenen Bohrlochform werden elastische Eigenschaften des durchbohrten Gesteins (Kompressions- und Schermodul) und lithologische Parameter wie die Dichte und der Gehalt an radioaktiven Stoffen sowie die Neigung der Schichten gemessen. Diese Daten werden dann mit anderen Bohrlochmessungen, Ergebnissen aus Laboruntersuchungen an Bohrkernen und lokalen sowie regionalen geologischen Informationen verknüpft.

Ausrüstung

Das Bohrlochmeßfahrzeug ist zur Zeit mit folgenden Sondentypen ausgerüstet:

- 1) 2-Arm Caliper (CAL)
- 2) Borehole Compensated Sonic (BCS)
- 3) Dual-Induction Laterolog (DIL)
- 4) Micro-Spherically Focused Log (MSFL)
- 5) 4-Arm Stratadipmeter (DIP) - gleichzeitig: orientiertes 4-Arm-Kaliber
- 6) Digitaler akustischer Borehole-Televiewer (BHTV) vom Typ FACSIMILE für Temperaturen bis 250° C und Drücke bis 170 MPa
- 7) Gamma Ray (GR)
- 8) Spectral Gamma Ray (SGR)

Das Fahrzeug hat eine Kabelwinde, die vom Fahrzeugmotor betrieben wird. Die maximale Arbeitstiefe liegt bei ca. 7 km (Kabel, 7-adrig, temperaturbeständig bis 260 °C). Begrenzt werden die Messungen durch die Auslegung der Bohrlochsonden (abgesehen vom FACSIMILE-Televier liegen die Grenzwerte von Standardsonden bei max. 120 MPa (1200 bar) oder 160 °C).

Ergänzt wird die Ausrüstung gegebenenfalls durch zwei Bohrloch-Televier für normale Bohrlochbedingungen aus Karlsruhe und zwei von der Universität Stanford sowie Auswertprogramme aus Stanford und eine Digitalisiervorrichtung von der Universität von Alberta für die Televier aus Stanford.

Erste Ergebnisse

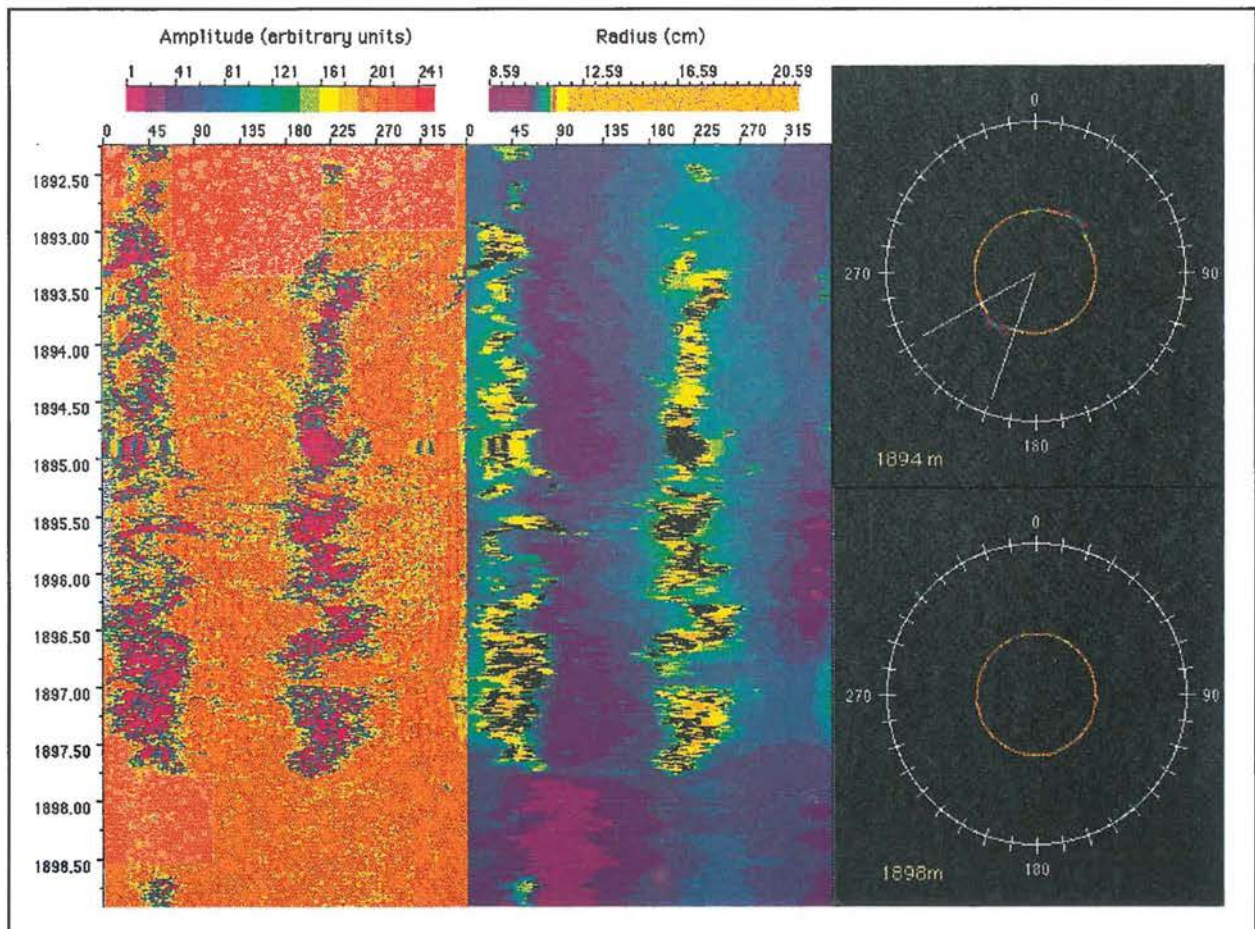
Die erste Meßfahrt fand zwischen Ende Mai und Anfang Juli 1993 statt. Sie führte zu den übertiefen Bohrungen Worotilow (VGS) und Uralskaja (SG 4; vgl. Abb. 9).

Abb. 10: Bohrloch-Televier-Daten aus dem Intervall 1899 - 1892,25 m der Bohrung VGS. Links und in der Mitte: Abwicklung des Abbildes der Bohrlochwand von 0° bis 360°. Die Farben geben die reflektierte Amplitude (links) bzw. den Radius des Bohrlochs (rechts) an. In der Abbildung ganz rechts: zwei horizontale Querschnitte durch die Bohrung

Die Bohrung Worotilow (VGS) liegt ca. 500 km östlich von Moskau und ca. 120 km nördlich von Gorki (heute wieder Nishni Nowgorod). Diese Bohrung besitzt einen sehr großen unverrohrten Bereich (689 - 5375 m), der unterhalb der Sedimente im Kristallin liegt und überwiegend einen Durchmesser von 21,5 cm aufweist. Sie ist aus all diesen Gründen besonders geeignet für die Messungen zum Spannungsfeld.

Vorbereitende Messungen begannen mit dem 2-Arm-Kaliber. Diese Messungen waren nötig, da wegen des mehrmonatigen Zeitraums seit Bohrende der Zustand der Bohrung vor dem Einsatz anderer (empfindlicherer und teurerer) Sonden geprüft werden mußte. Das Intervall von 720 - 5280 m wurde erfolgreich geloggt. Ein Eindringen in die untersten 95 m war nicht möglich. Dieses Log gab sehr gute Auskunft über die Befahrbarkeit der Bohrung und wo sich bohrtechnisch bedingte Änderungen im Durchmesser befinden. Eine Änderung des Bohrlochdurchmessers von 29,5 auf 21,5 cm wurde in Übereinstimmung mit russischen Angaben bei 1752 m gefunden und war auch im nachfolgenden BHTV-Log deutlich zu erkennen.

Für die BHTV Messungen wurden zwei Instrumente aus Stanford eingesetzt. Aussagekräftige BHTV-Daten konnten zwischen 720 und 4800 m, also in einem Teufenintervall von fast 4000 m gewonnen werden. Darunter war die Spüldichte so hoch, daß die Bohrloch-Randausbrüchen in den Daten nicht mehr zu



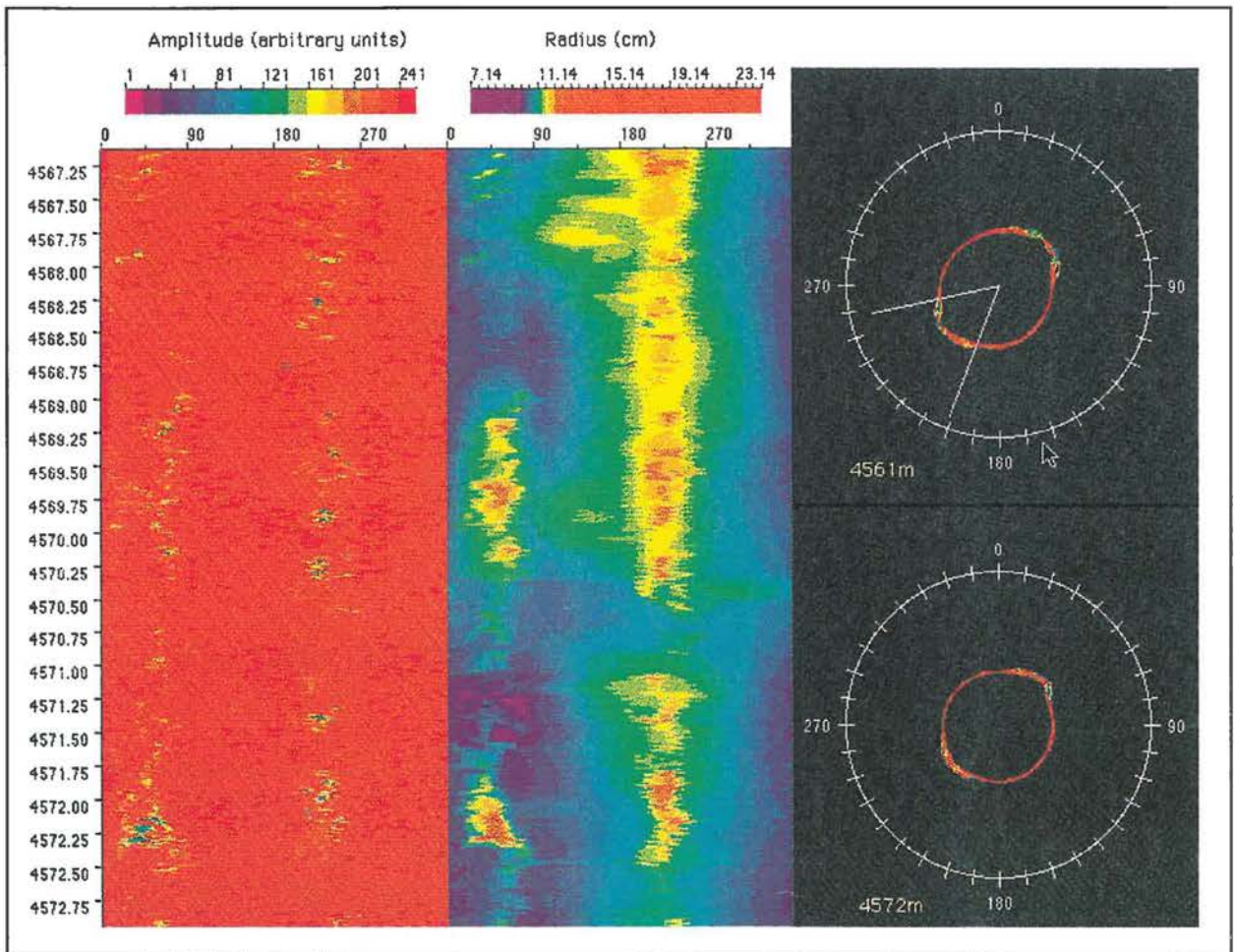
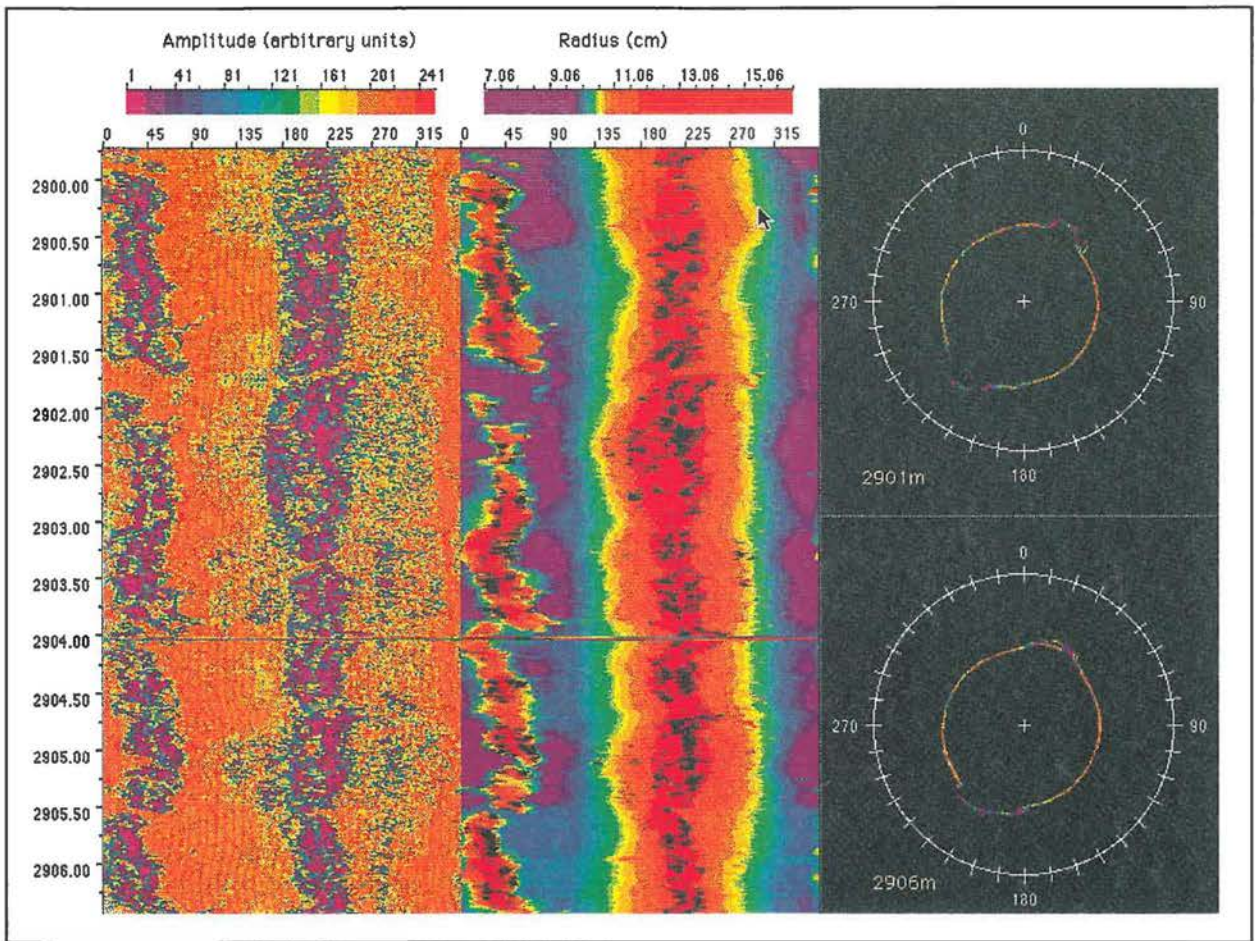


Abb. 11 (links oben): Bohrloch-Televiever-Daten aus dem Intervall 2907 - 2899,75 m der Bohrung VGS (sonst wie Abb. 10)

Abb. 12 (links unten): Bohrloch-Televiever-Daten aus dem Intervall 4573 - 4567 m der Bohrung VGS (sonst wie Abb. 10)

erkennen waren. Die Abbildungen 9,10 und 11 zeigen Beispiele der Ergebnisse aus verschiedenen Teufenintervallen in Form von Abwicklungen und horizontalen Schnitten durch das Bohrloch. Über ein Bohrlochintervall (vertikale Achse) sind die Amplitude der reflektierten Signale und die aus der Signallaufzeit berechneten Radien als Abwicklung jeweils von 0 bis 360° abgebildet. Man erkennt Zonen mit Ausbrüchen (vertikale Streifen geringerer Amplitude bzw. größerem Durchmesser) und Risse (sinusförmige Linien in der Horizontalen, z. B. bei 1895,5 und bei 1897,25 m). Von Bohrloch-Randausbrüchen spricht man an den Stellen, an denen gegenüberliegende Ausbuchtungen zu erkennen sind. Die in den Abbildungen zusätzlich gezeigten horizontalen Schnitte in bestimmten Teufenintervallen geben eine gute Vorstellung von der Form und Lage der Bohrloch-Randausbrüche. Diese Randausbrüche wurden in allen Teufenbereichen unterhalb von 1350 m gefunden, sind jedoch nicht kontinuierlich verteilt. Die meisten Ausbrüche zeigen in NE-SW-Richtung (Abb. 13), allerdings gibt es Bereiche, in denen die Richtung

- (i) deutlich nördlicher verläuft (z.B. 2500 - 2700 m),
- (ii) langwelligen Schwankungen unterliegt (z.B. 3200 - 3600 m) oder
- (iii) engräumig umlaufend ist (3900 - 4000 m und 410-4200 m).

Das Hauptergebnis ist zunächst: Ausbrüche in NE-SW-Richtung bedeuten, daß die größere horizontale Hauptspannung in Richtung NW-SE zeigt.

Die genaue Auswertung mit zwei russischen Kollegen, die weitere Loggingdaten und geologische Informationen zur Verfügung gestellt haben, dauert noch an.

Auch in der zweiten Bohrung Uralskaja (SG 4), ca. 1500 km östlich des Urals, konnten im Intervall 3900 bis 4600 m (die untersten Meter waren gerade erbohrt worden) erfolgreich BHTV-Sonden eingesetzt werden. Der Erfolg ist von besonderer Bedeutung, da die Messbedingungen in dieser Bohrung aufgrund des großen Bohrloch-

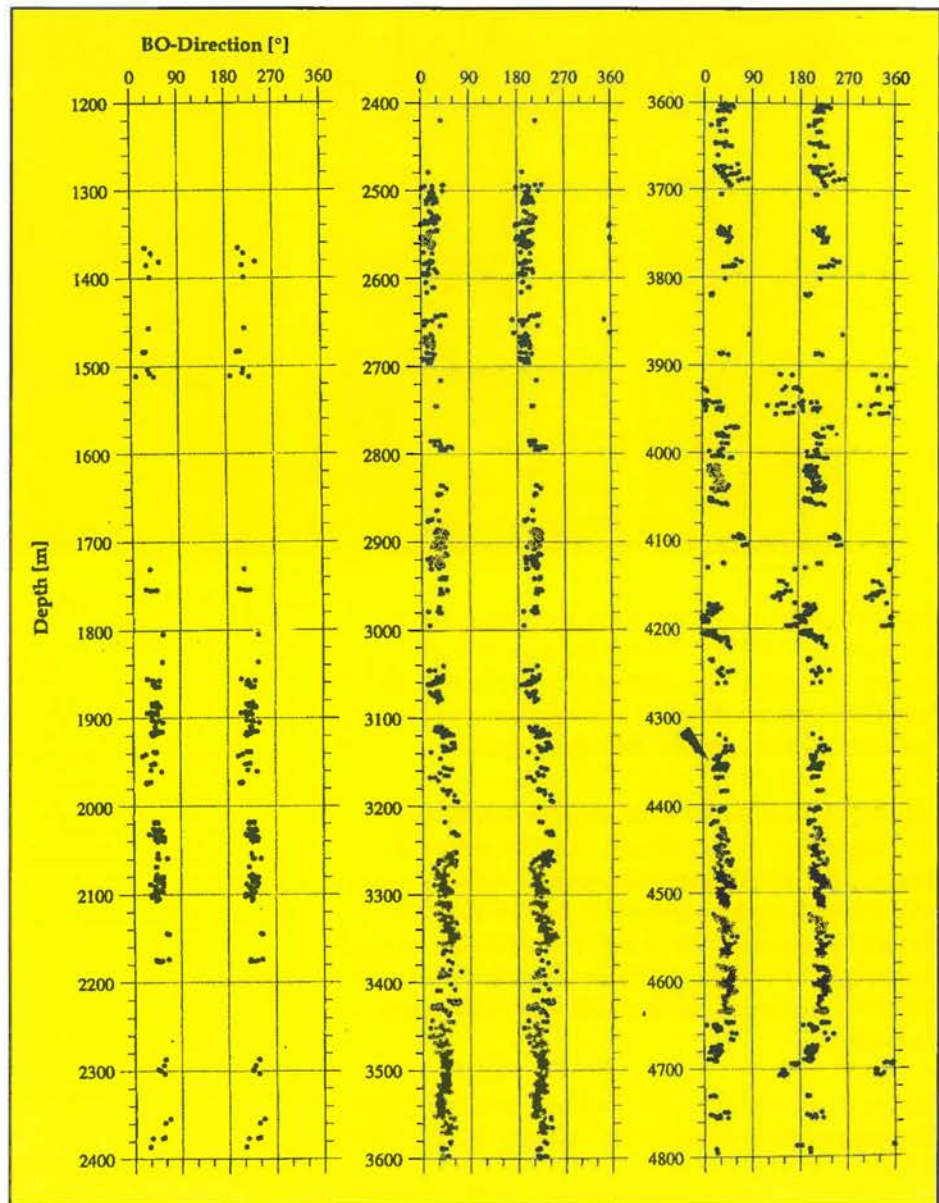


Abb. 13: Zusammenstellung der Richtungen der aus den Daten ermittelten Bohrlochrandausbrüche in der Bohrung Worotilow (VGS)

durchmessers von 394 mm und der eingesetzte Torfspülung deutlich schlechter als in der Bohrung VGS waren. Dennoch war es auch hier möglich, durch die Spülung hindurch über eine relativ große Distanz Bohrloch-Randausbrüche aufzunehmen und einzumessen, nicht

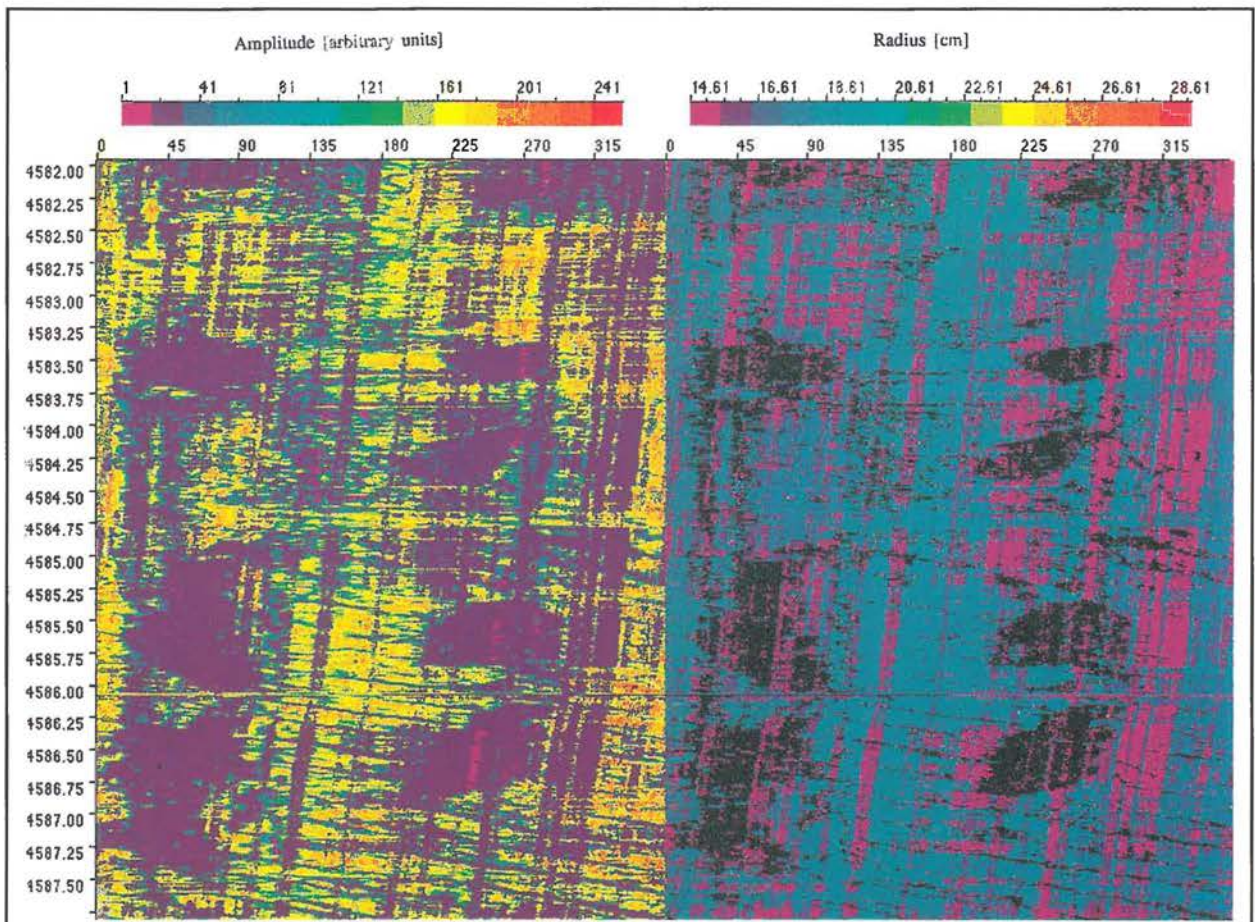


Abb. 14 (oben): Bohrloch-Televiewer-Daten aus dem Intervall 4587,75 - 4582 m der Bohrung SG4 (sonst ähnlich wie Abb.2). Die violettfarbenen Flächen links bzw. die schwarzen Flächen rechts entsprechen fehlenden Reflexionen der Televiewersignale

jedoch „auszuleuchten“ (ihre Tiefe aus Kaliberlogs liegt bei Werten von 50 bis 80 cm). Dies ist jedoch für die Bestimmung der Randausbruchsrichtung nicht notwendig. Eine Darstellung der vorläufigen Ergebnisse ist in Abb. 14 und 15 beigefügt. Ob es sich um tektonisch bedingte Ausbrüche handelt, wird noch diskutiert. Eine Teufenkorrelation mit (nichtorientierten) Kaliberdaten ist vorhanden.

Die (wenn auch unter aller Vorsicht genannte) prinzipielle Hauptspannungsrichtung in der Bohrung SG 4 ist ebenfalls NE-SW.

Sollte sich die gemessene Richtung auch in weiteren Lokationen bestätigen, die eine Interpolation über große Distanzen erlauben, so deutet sich an, daß der Einfluß der tektonischen Kräfte entlang der Achse Nordatlantik-Himalaja größer ist als in bisherigen Modellen erwartet.

Sowohl die erste als auch die zweite Messung müssen als voller Erfolg gewertet werden. Dies gilt sowohl für die Qualität als auch für die Menge an Daten und für die Durchführung der Messungen in einem komplizierten politischen und ökonomischen Umfeld. Somit sind zwei

Abb. 15 (rechts): Zusammenstellung der Richtungen der aus den Daten ermittelten Bohrlochrandausbrüche in der Bohrung Uralskaja (SG4)

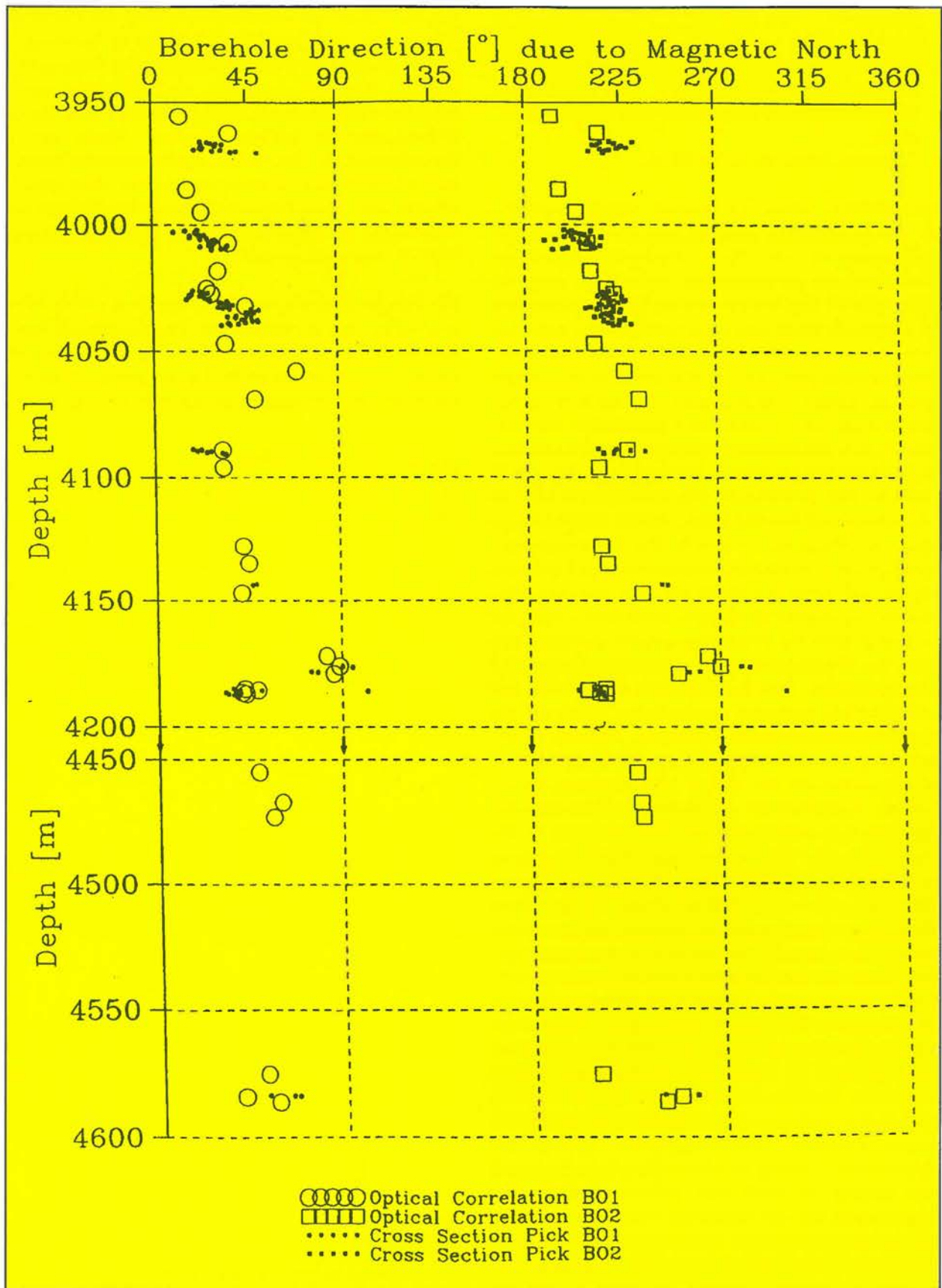
wichtige neue Datenpunkte im „weißen“ Bereich der Weltspannungskarte gewonnen worden. Mit weiteren Messungen werden sie schließlich ein Bild des tektonischen Spannungsfeldes in Osteuropa liefern und damit das Verständnis der tektonischen Entwicklung Eurasiens wesentlich voranbringen.

Literatur:

- [1] B. Müller, M. L. Zoback, K. Fuchs, L. Martin, S. Gregersen, N. Pavoni, O. Stephansson, C. Ljunggren: „Regional patterns of tectonic stress in Europe“, J. Geophys. Res. 97, 11.783-11.908 (1992).

Wissenschaftliche Geräteentwicklung

Die Entwicklung von wissenschaftlichen Geräten im GFZ hat - wie bereits erwähnt - Pilotcharakter. Es werden dabei meßtechnische Probleme der Geowissenschaften bearbeitet, die das ganze Spektrum von der Sensorentwicklung über die elektronische und optische Signalverarbeitung und -übertragung bis zur Datenerfassung einschließen. So wird für den Einsatz in Bohrungen an der Entwicklung eines Hochtemperatur-Seismometers für extrem Bedingungen (300 °C, 200 MPa) gearbeitet. Daneben wird auch ein Neigungsmesser für den Einsatz bis 125 °C und 80 MPa entwickelt. Außerdem wird das Geomagnetische



Observatorium in Niemegek seit 1992 bei der Modernisierung und Automatisierung des Observatoriumsbetriebes unterstützt.

Exemplarisch sollen die Arbeiten am Hochtemperatur-

Seismometer dargestellt werden:
 Folgende Zielparameter werden angestrebt:

- Frequenzbereich 0,2 bis 30 Hz
- Weg-Auflösung des Sensors im Frequenzbereich von

- 1 bis 30 Hz: $< 0,01$ mm
- Dynamikbereich > 100 dB
- Mehrkomponentengerät, $d = 70$ mm (ohne Sonde)
- Arbeitstemperatur 250 bis 300 °C
- Wegmeßanordnung elektronisch bzw. Interferometrisch
- Zuleitungslängen bis ca. 10 000 m.

Die besondere Schwierigkeit dieser Aufgabe besteht in der gerätetechnischen Beherrschung der hohen Umgebungstemperatur von 300 °C. Das betrifft sowohl die Gestaltung des mechanischen Sensors als auch der nachfolgenden Weg-Meßeinrichtung. Der seismische Sensor besteht aus einem schwingungsfähigen mechanischen Feder-Masse-System, das von einer Spule-Magnet-Anordnung gedämpft wird. Problematisch ist die Auswahl eines geeigneten Federmaterials, das auch bei hohen Temperaturen seine elastischen Eigenschaften beibehält und dessen Wärmedehnung durch geeignete konstruktive Maßnahmen kompensiert werden kann. Nachdem Versuche mit Blattfedern aus Spezialstahl sich im Langzeittest nicht bewährt haben, werden Blattfedern aus einer Nickellegierung untersucht. Da Temperaturuntersuchungen an vorhandenen Spiralfedern gute Ergebnisse zeigten, soll neben der Blattfeder auch eine La-Coste-Variante des seismischen Sensors entwickelt werden, die im Herbst 1994 für Temperaturversuche verfügbar sein wird. Die Untersuchungen am Blattfeder-Seismometer werden parallel dazu weitergeführt. Mitte 1995 soll schließlich ein geeigneter mechanischer Sensor für den Hochtemperaturbereich vorliegen. Ebenso ist die Erfassung und Weiterverarbeitung der Meßgrößen im Temperaturbereich bis 300 °C sehr schwierig, da der Einsatz kommerziell verfügbarer elektronischer Halbleiter-Bauelemente auf max. 125 °C begrenzt ist. Die Umwandlung der Weg- in eine Kapazitätsänderung in ein verwertbares elektronisches Signal und dessen Übertragung über ca. 10 000 m Leitung erfordert aktive elektronische Bauelemente. In Zusammenarbeit mit dem Fraunhofer-Institut für Mikroelektronische Schaltungen und Systeme (IMS) in Dresden wurde daher eine spezielle Auswerteschaltung für ein geregeltes System entworfen. Die verwendete SOI (Silicon on Insulator) - Technologie soll den Dauerbetrieb bei 250 bis 300 °C ermöglichen. Die Aufteilung der komplexen Schaltung auf mehrere integrierte Schaltkreise ermöglicht es, bei ähnlich gelagerten Aufgabenstellungen künftig auf Komponenten dieses Projektes zurückzugreifen. Neben der elektronischen Lösung mit aktiven Bauelementen wurde von Anfang an auch eine passive Variante der Wegmessung auf der Grundlage eines faseroptischen Interferometers konzipiert. Ein an der seismischen Masse angebrachter Spiegel und das verspiegelte Faserende eines 10 000 m langen Lichtwellenleiters bilden die Interferometerstrecke. Laserlichtquelle, Modulations-einrichtung und Signalauswertung befinden sich außerhalb der Bohrung. Zur Entwicklung des Faseroptik-Interferometers besteht ein Kooperationsvertrag mit dem Institut für Physikalische Hochtechnologie (IPHT) in Jena.

Für den Einsatz des Interferometers unter den extremen Temperatur- und Druckbedingungen in Bohrungen müssen noch eine Reihe technologischer Probleme gelöst werden. Dazu gehören z.B. die Schaffung einer temperaturbeständigen Spiegelschicht und deren Befestigung an der seismischen Masse sowie Verspiegelung der Faserenden, temperaturfester Verguß des Lichtwellenleiter-Kabels, Realisierung eines Spleißschutzes usw.. Diese Arbeiten werden in Kooperation mit dem Institut für Angewandte Optik und Feinmechanik (IOF) in Jena durchgeführt.

Die Fertigstellung des Interferometers ist für Mitte 1996 vorgesehen. Das hochauflösende Hochtemperatur-Interferometer kann auch in anderen Anwendungen eingesetzt werden, da viele physikalische Meßaufgaben sich auf die Messung von Abstandsänderungen zurückführen lassen.



Rechnerraum des GFZ (Foto: L. Hannemann)

Daten- und Rechenzentrum

Das Daten- und Rechenzentrum (DRZ) des GFZ hat die Aufgabe, eine informations- und rechentechnische Infrastruktur für die wissenschaftlich-technischen Belange des GFZ aufzubauen und zu betreiben. Die Aufgaben umfassen im Einzelnen:

- Bereitstellung von Rechnerkapazität für numerische Anwendungen
- Betrieb eines lokalen Netzwerks und die Anbindung dieses Netzes an nationale und internationale Netze
- Erschließung der wissenschaftlich nutzbaren Informationsressourcen
- Aufbau einer umfassenden, strukturierten Daten- und Wissensbasis für das Gebiet Lithosphärenforschung

Die technischen Dienste stellen die Basisinfrastruktur zur Verfügung und beinhalten das Management des Netzwerks und der Netzwerkverbindung, sowie Archiv-Dienste und Datensicherung. Darauf aufbauend ermöglichen die Informationsdienste eine Nutzung der geowissenschaftlich relevanten Informationsquellen, z.B. Literatur- und Faktendatenbanken. In diesem Zusammenhang geht es jedoch nicht nur um die Erschließung bestehender Informationsquellen, sondern auch darum, die Daten und Informationen, die in den wissenschaftlichen Projekten des GFZ erarbeitet werden, in geeigneter Form in Datenbanken bzw. Informationssystemen abzulegen.

Das Spektrum der vom DRZ zu erbringenden Leistungen umfaßt die gesamte Breite der angewandten Informatik. Sie beinhaltet die Planung und Umsetzung innovativer Konzepte auf dem Feld der Informationstechnologie, aber auch das Management komplexer heterogener Rechner-Netzwerke und die Archivierung großer Datenmengen.

Herausforderung an die wissenschaftliche Datenverarbeitung

Die technologischen Entwicklungen der letzten Jahre auf dem Gebiet der Rechnertechnik und der Telekommunikation haben das Umfeld in Wissenschaft und Forschung zunehmend geprägt. Computer weisen durch die rasante Entwicklung in der Chip-Technologie einen extremen Leistungszuwachs bei gleichzeitigem Preisverfall auf. Damit änderten sich auch die Einsatzmöglichkeiten. Während noch vor wenigen Jahren die Leistung von Computern fast ausschließlich für numerische Anwendungen genutzt wurde, steht heute ein kleiner „Supercomputer“ praktisch auf jedem Schreibtisch. Er wird dazu genutzt, Dokumente zu bearbeiten, Graphiken zu erstellen und Informationen zu beschaffen. Den Arbeitsplatz-

rechnern werden zentral genutzte Einrichtungen, wie z.B. Speicherplatz, Datenbanken, Archive oder Telekommunikationsverbindungen über sogenannte Server in einem lokalen Netzwerk angeboten. Durch den Übergang zur Digitaltechnik bei der Telekommunikation werden Übertragungsleistungen erreicht, die den problemlosen Austausch aller Arten von Daten und Informationen gestattet. Die Vernetzung von Rechnersystemen hat mittlerweile globale Ausmaße, wobei das Netzwerk nicht nur die einfache Verbindung zwischen Rechnern darstellt, vielmehr werden darin Informationen, Daten und Dokumente verteilt und gespeichert. Das Internet hat sich seit 1969 zu einem globalen wissenschaftlichen Netzwerk entwickelt, das heute mit starker Wachstumstendenz ca. 2 Mio. Rechner und 20 Mio. Nutzer verwaltet. Damit wird das Netzwerk selbst zu einer Ressource für Informationen mit einem überwältigenden Ausmaß. Neben den frei zugänglichen Internet-Ressourcen sind eine Vielzahl von kommerziellen Datenbanken über das Netzwerk erreichbar, die ein breites Spektrum von Patentdaten bis hin zu wissenschaftlichen Literaturdatenbanken anbieten.

Aus den nur skizzierten Entwicklungstrends lassen sich folgende Konsequenzen für ein modernes Daten- und Rechenzentrum ableiten:

- Die heutige Datenverarbeitung basiert auf dezentralen, verteilten Rechnernetzen. Den Arbeitsplatzrechnern werden über das Netzwerk von speziellen Servern zentrale Ressourcen angeboten. Die Speicherung und Verarbeitung von Daten vollzieht sich in Client-Server-Architekturen.
- Das Netzwerk mit seinen Diensten wird zunehmend zu einer Infrastruktur für wissenschaftliche Kommunikation und den Informations- und Datenaustausch.
- Die zunehmende Quantität und Komplexität der Informationsflüsse und -angebote erfordern die Entwicklung neuer Dienste der wissenschaftlichen Datenverarbeitung, die dem Wissenschaftler die effektive und umfassende Nutzung dieses Potentials gestatten.

Die Aufgaben eines Rechenzentrums werden sich immer mehr zum Management von Netzwerken und der Betreuung von zentralen Servern verlagern. Das Management von Informationen und Daten wird zur Aufgaben von Datenzentren, die sich hauptsächlich mit der Darstellung dieser Daten und Informationen in geeigneten Datenmodellen und der Speicherung in effizienten Informationssystemen beschäftigen.

Organisation und Leistungsangebot des DRZ

Die Struktur des DRZ umfaßt drei Organisationseinheiten, die spezifische Aufgaben im Gesamtsystem ausführen (Abb. 1):

mationssystemen zum Management von projektrelevanten Daten. Ein besondere Aufgabe liegt in der Mitarbeit bei der Definition von geowissenschaftlichen Datenstandards.

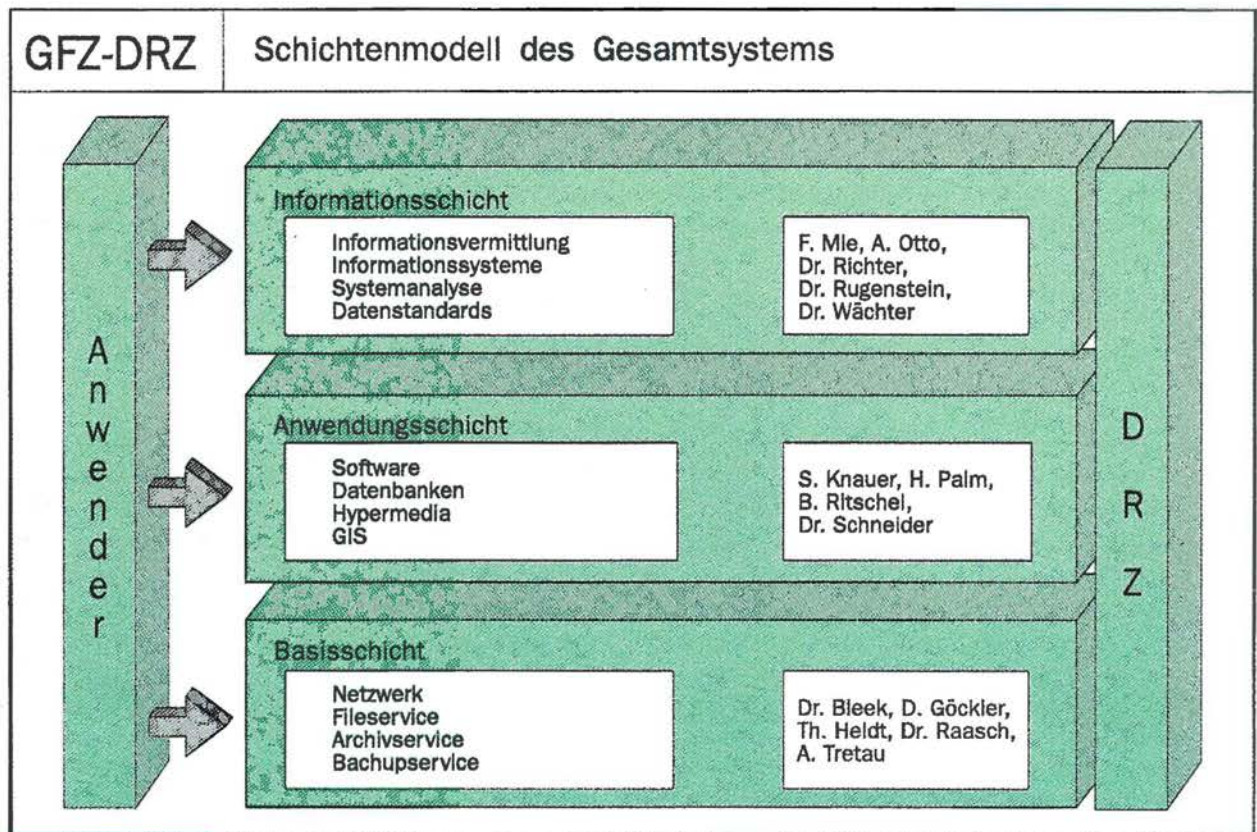


Abb.1: Schichtenmodell des Gesamtsystems DRZ. Dargestellt sind die Schichten, die Aufgabenkomplexe und die zugeordneten Mitarbeiter.

- Die *Basisschicht* organisiert und verwaltet die Hardware-Ebene des Systems. Die Dienste beinhalten den Betrieb und die Wartung des lokalen Netzwerkes und der externen Kommunikationsverbindungen sowie das Management der zentralen Server.
- Die *Anwendungsschicht* hat die Aufgabe, das System mittels Softwaretools zu entwickeln und zu implementieren. Zwei Software-Systeme spielen in einem Datenzentrum eine besondere Rolle: das Datenbank-Management-System zur Verwaltung von großen, strukturierten Datenbeständen und eine Programmiersprache der vierten Generation (4GL), die speziell zur Entwicklung von Modulen der Anwendungsschicht eingesetzt wird.
- Die *Informationsschicht* wurde speziell zur Unterstützung von Wissenschaftlern und wissenschaftlichen Projekten eingerichtet. Die Schwerpunkte liegen zum einen in der Vermittlung extern verfügbarer Informationen und Daten, zum anderen in komplexen, wissenschaftlichen Aufgaben wie der Planung, dem Entwurf und dem Aufbau von Infor-

mationssystemen zum Management von projektrelevanten Daten. Ein besondere Aufgabe liegt in der Mitarbeit bei der Definition von geowissenschaftlichen Datenstandards.

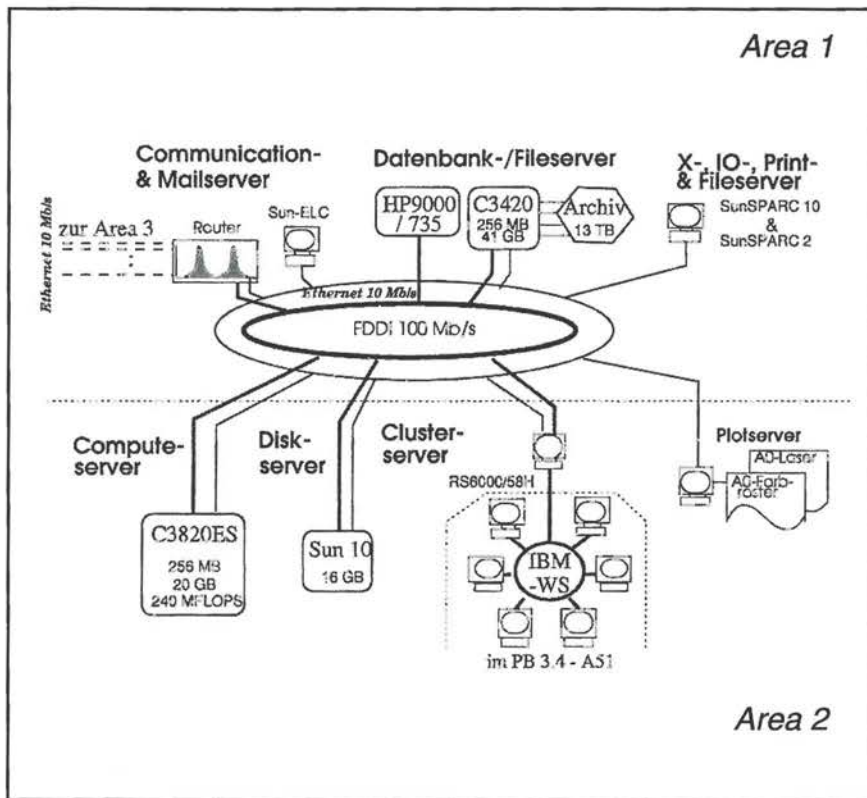
Diese Schichten bauen aufeinander auf und ermöglichen durch ihr reibungsloses Zusammenspiel erst den Aufbau und Betrieb eines komplexen, verteilten Informationssystems in einer heterogenen Hardware- und Software-umgebung. Die Leistungen der einzelnen Ebenen können flexibel von einzelnen Wissenschaftlern oder von Projekten in Anspruch genommen werden. Das Spektrum erstreckt sich von der Beratung bei Hardwareproblemen, über den Aufbau eines Informationssystems in einem internationalen Projekt, bis hin zur Beschäftigung mit Datenstandards.

Leistungen der Basisschicht

In der DV-Konzeption des GFZ wurde eine logische 3-Ebenen-Struktur vereinbart:

• Area 1: Zentrale Server

In der Area 1 sind die zentralen Basisdienste installiert, die dem Gesamtsystem File- und Archiv-Servicing anbieten. Wichtig sind daneben die Telekommunikationsdienste (einschließlich electronic mail), sowie die zentralen Print- und Plotdienste. Spezielle Informationsdienste, wie das GFZ-Repository, die Kataloge der internen und externen Nutzer, Name-service und Network Information Service (NIS) sind ebenfalls Bestandteile der Area 1.



gen die Basis einer Informations-Infrastruktur.

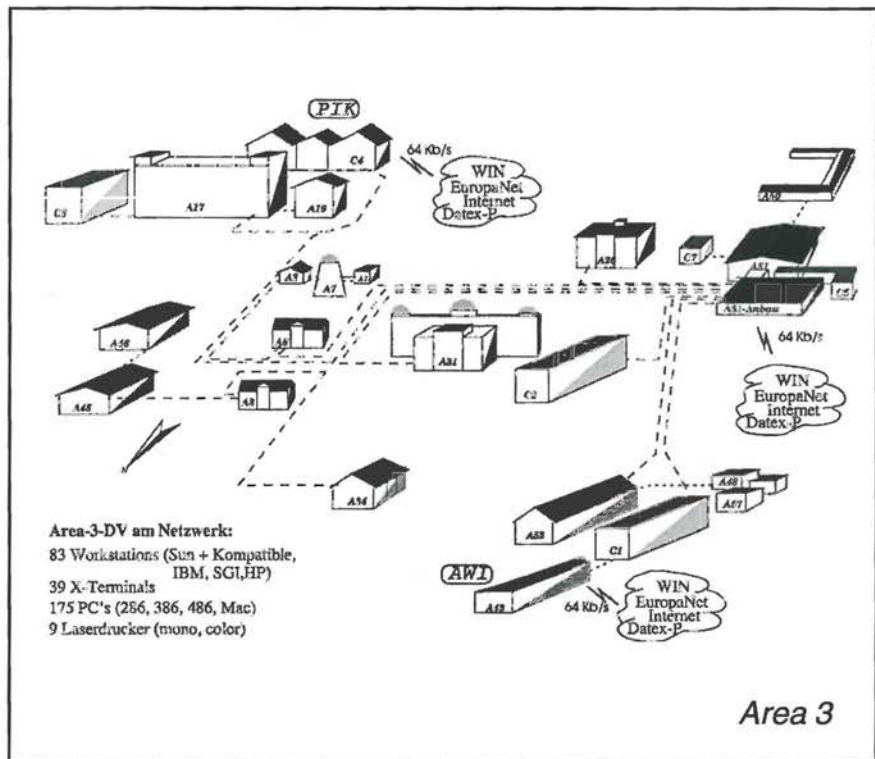
Das Netzwerk - die Basis der Informations-Infrastruktur

Das lokale Rechnernetz wurde nach dem Entwurf einer modularen Topologie realisiert, welche die Kommunikation zwischen Rechnern und Protokollen unterschiedlichster Hersteller und die bedarfsabhängige Erweiterung gestattet. Es besteht aus leistungsfähigen Routern, die dreizehn Ethernet-Segmente, den FDDI-Backbone im Rechenzentrum und das Telekommunikationssystem verbinden. Die Ethernet-Segmente führen sternförmig mittels LWL vom Rechenzentrum in die verschiedenen Gebäude, wo sie mittels Multiprotokollrepeater oder Sternkopplern verlängert werden. Die Inhouse-Verkabelung erfolgte

Abb. 2 (oben): GFZ-Campus-LAN: Aufbau der Area 1 und 2

Abb. 3 (rechts): GFZ-Campus-LAN: Vernetzung des Telegrafenberg (Area 3)

- **Area 2: Abteilungs-Server**
Die Area 2 ist entsprechend den Anforderungen der einzelnen Aufgabenbereiche konfiguriert und beinhaltet spezialisierte Server, z.B. Compute-, Cluster- oder Diskserver (Abb. 2).
- **Area 3: User-Ebene**
Die Area 3 beinhaltet die Arbeitsplatzrechner, dezentrale Speicher und Ausgabegeräte auf der Endnutzer- bzw. Arbeitsebene. Als Workstations werden überwiegend Sun- und Sunkompatible Rechner sowie PC (MS-DOS/Windows) eingesetzt. Daneben werden Rechner der Typen Apple (Macintosh) und Silicon Graphics verwendet.



mittels Thinwire-Ethernet und EAD-Dosen. Inzwischen sind in der Area 3 gemäß der Client-Server-Architektur

- 83 Unix-Workstations (Sun, IBM, HP, SGI),
 - 39 X-Terminals,
 - 175 DOS- u.a. Personalcomputer und 9 Netzwerk-Laserdrucker (mono, colour)
- angeschlossen.

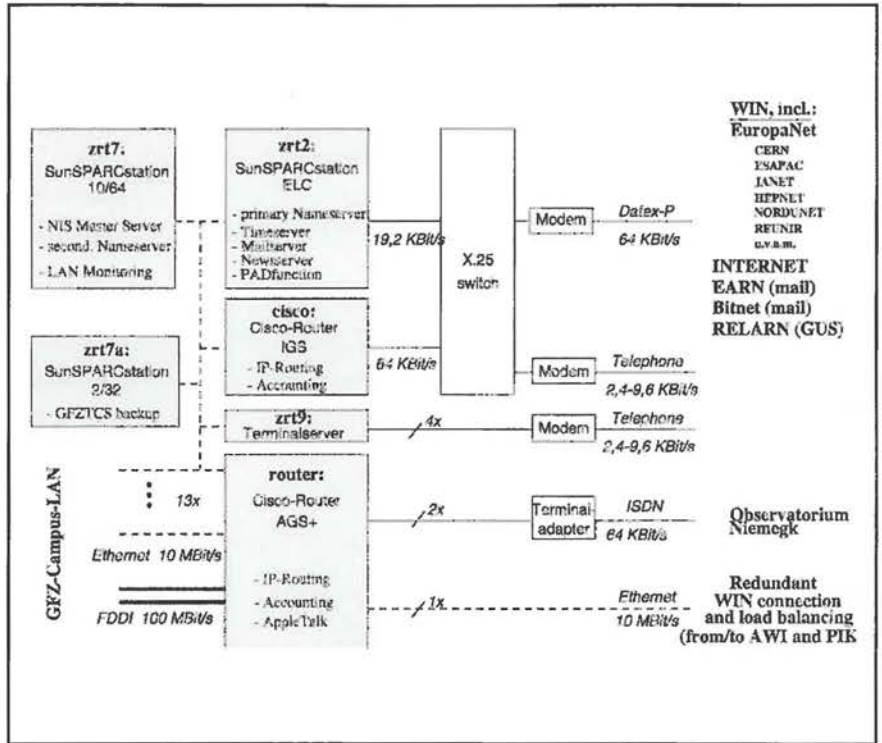
Zentrale Server, Abteilungsserver und die Arbeitsplatzrechner werden durch das GFZ-Campus-LAN miteinander verbunden (Abb. 3). Über die Telekommunikationseinrichtungen ist der Zugriff auf nationale und internationale Einrichtungen möglich. Ein leistungsfähiges Netzwerk ist deswe-

Abb. 4 (rechts): Das GFZ-Telekommunikationssystem

Das dominierende Protokoll im LAN ist das TCP/IP. Durch die Auswahl der Router kann aber auch die Benutzung anderer Protokolle eingerichtet werden. Die Einbindung der Router in das Netzwerk erfolgte so, daß eine Lasttrennung zwischen den Projektbereichen, die in den verschiedenen Gebäuden tätig sind, gewährleistet werden kann. Andererseits wurde durch Installation des FDDI-Backbones ein erhöhter Durchsatz beim Zugriff auf die zentralen Server gesichert. Die Faserzahlen der Glasfaserstrecken zu den Gebäuden wurden so dimensioniert, daß bei Bedarf der FDDI-Ring bis zum entsprechenden Workgroup-Server verlegt werden kann. Dies wurde u.a. kostengünstig bei der Router-Router-Kopplung zur Verbesserung der externen Datenkommunikation des benachbarten Potsdam-Instituts für Klimafolgenforschung (PIK) und des GFZ (Redundanz und Lastausgleich der beiden WIN-Anschlüsse) genutzt.

Das Zusammenwirken der Bestandteile des Telekommunikationssystems (GFZ-TCS) ist in Abb. 4 dargestellt. Über den 64Kbit/s-Anschluß ist die Datenkommunikation in das Wissenschaftsnetz des DFN-Vereins, das EuropaNet, das Internet u.a. internationale Netzwerke de facto von jedem Arbeitsplatz aus möglich. Eine ISDN-Wählverbindung koppelt das LAN im externen Observatorium Niemeck mit den Ressourcen des GFZ-Campus-LAN.

Besondere Anforderungen der Aufgabenbereiche zur Datenkommunikation in Gebiete, die mit schlechter bzw. keiner DV-Infrastruktur versehen sind, werden teilweise von den Bereichen selbst, aber auch durch Koordination des DRZ erfüllt. Von November 1992 bis Januar 1994 wurde eine 64Kbit/s-Standleitung via Satellit zur DLR Oberpfaffenhofen im Rahmen des Projektes „Internationales Satelliten-Datenzentrum (IGS)“ genutzt.



File- und Archivservice als zentrale Basisdienste

Im GFZ hat sich der Bedarf an Speichermedien im Bereich Fileservice in den letzten 2 Jahren versechzehnfacht und erreicht heute ca. 160 GBytes, der Umfang der Archivdaten ca. 700 GBytes. Wenn man davon ausgeht, daß bei einzelnen Meßkampagnen bereits Datenvolumina in den Größen

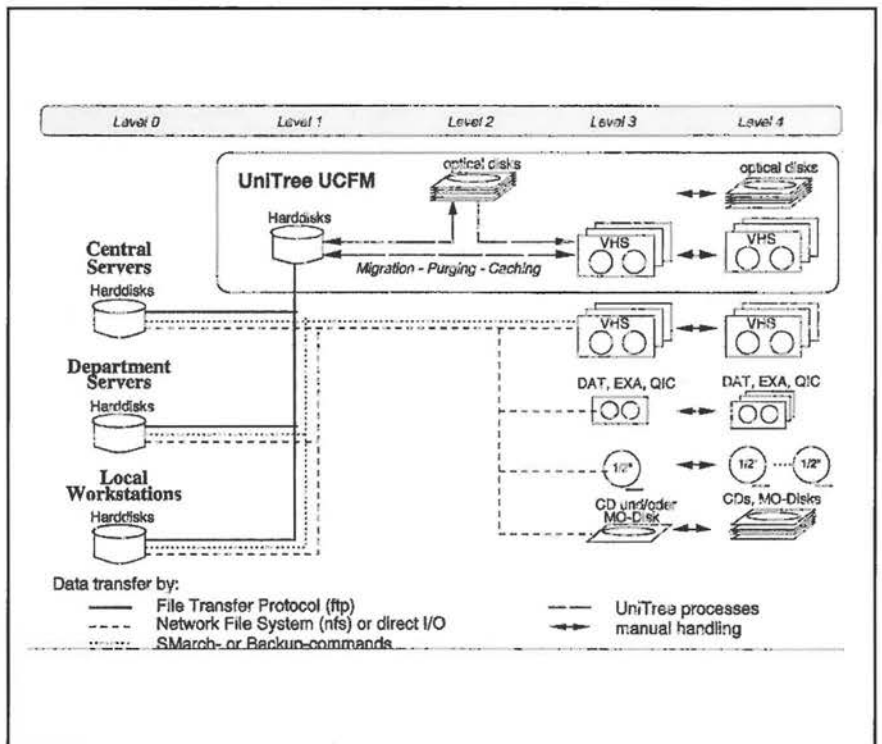


Abb. 5: GFZ - Hierarchisches Datenspeicher- und Archivsystem (HiDaSA)

zwischen 10 und 150 GBytes gesammelt werden und zusätzlich ein täglicher Datentransfer von 50 bis 100 MBytes stattfindet, ist die Existenz eines leistungsfähigen Massendaten-Speichersystems unumgänglich.

Zur Realisierung des Datenspeicher- und Archivierungssystem (*HiDaSA*) aufgebaut. In Abb. 5 wird die entsprechenden Verbindungen zwischen den Daten- und Informationsträgern dargestellt. Als Hierarchieebene 0 sollen hier die lokalen Magnetplatten der Serverrechner und Workstations in allen Areas fungieren. Der Diskcache und zukünftig magneto-optische Platten am Archivserver sind die Ebenen 1 und 2. Der Diskcache erscheint dem Nutzer/Client als remote disk. Die unterste online-Ebene bilden automatische Taperoboter und Jukeboxen für optische Platten (Ebene 3). Zur Auslagerung von Sicherungskopien und Langzeitdaten, aber auch statischen aktiven Daten und/oder dynamischen Archivdaten an kleineren (roboterlosen) Servern und Workstations ist der manuelle Eingriff erforderlich (Ebene 4).

Im Februar 1993 wurde als zentraler *File- und Archivserver* ein Zwei-Prozessor-Rechner der Fa. Convex, C3420 (256 MBytes Hauptspeicher, 41 GBytes Harddisk) mit Robotersystem Metrum RSS600/4 (z.Z. max. 8,7 TBytes) und der Mass Storage Management Software UniTree in den Routinebetrieb übergeben. Der Rechner ist über einen dual-FDDI-Controller an den Backbone des Rechenzentrums gekoppelt. Der Roboter enthält 600 VHS-Kassetten à 14,5 GBytes, auf die quasi parallel über vier Laufwerke mit SCSI-Interface vom Rechner zugegriffen wird.

Rechner	OS	Network Access	FTP (MB/s)	NFS	Format
Convex 3820	ConvexOS 10.1	FDDI	<1.2	<0.4	binary
HP9000/735	HP-UX 9.01	FDDI	<1.4	<0.4	binary
RS6000/58H	AIX 3.2	FDDI	<1.0	<0.3	binary
SUN 10/40	SunOS 4.1.3	Ethernet	<0.6	<0.2	binary

Für den *Fileservice* werden NFS (Network File System), FTP (File Transfer Protocol), RFS (Remote File System) und das UniTree genutzt. Auf diese Weise steht den Nutzern insgesamt ein Speichervolumen von ca. 160 GBytes auf Harddisks an 80 Unix-Workstations und den zwei Convex-Rechnern zur Verfügung. Es sind mehrere CD-ROM-Laufwerke in Area 3 und 1 sowohl *local* als auch *remote mounted*. Unterschiedlichste Bandgeräte (1/2"-Magnetband, QIC, DAT, EXAbyte) sind im Rechenzentrum, aber auch in den Projektbereichen vorhanden. Somit ist ein recht unkomplizierter Data-Input/Output von verschiedensten Medien möglich.

Der *Archivservice* stellt dem Benutzer geeignete Medien zur physischen Speicherung von großen Datenmengen zur Verfügung, gleichzeitig aber auch ein geeignetes Verwaltungssystem, um aus den vorhandenen Objekten die gewünschten zu selektieren. Die Auswahl und das Retrieval von Objekten erfolgt in der Regel über beschreibende Daten, die Referenzdaten. Ihre Dichte und Qualität bestimmen die Möglichkeiten, welche bei der Nutzung des Ar-

chivs zur Verfügung stehen. Vielfach werden die Archive nicht nur zur Verwaltung der internen Datenbestände von einzelnen Arbeitsgruppen verwendet, sondern sind gleichzeitig ein Katalog, der externen Partnern angeboten wird. Die Definition und Beschreibung dieser Referenzdaten muß deswegen mit entsprechender Sorgfalt durchgeführt werden. Der Archivservice besteht aus zwei Komponenten:

1. Das Archiv-Informationssystem (AIS) verwaltet die Referenzdaten. Sie enthalten die Schlüsselinformationen, die eine effektive Nutzung der Archive sicherstellen. Entsprechend der Softwarearchitektur des Datenzentrums handelt es sich um eine UNIFACE-Anwendung, die auf allen gängigen Rechnersystemen im GFZ-LAN, aber auch bei externen Partnern installiert werden kann. Die Datenbasis des AIS wird mit dem DBMS Sybase verwaltet.
2. Der Archivspeicher, in dem die eigentlichen, zu verwaltenden Datenobjekte abgelegt werden, wird derzeit mit Hilfe von UniTree auf der CONVEX C3420 verwaltet. Grundsätzlich stellt UniTree (jetzt Version 1.7.5) sowohl einen NFS-, als auch einen FTP-Zugang zum Diskcache bereit. Im GFZ, wie bei allen anderen UniTree-Anwendern, wird der FTP-Zugang stark priorisiert und unterstützt, der NFS-Zugang restriktiv behandelt. Es konnten folgende gute Ergebnisse beim Filetransfer mittels *ftp ins/aus* UniTree File System erreicht werden:

Die Nutzerakzeptanz des UniTree im GFZ Potsdam ist hoch. Es werden umfangreiche Archive im Rahmen der Projektarbeiten angelegt. Mit dem Stand 4/94 waren 246637 Files mit einem Netto-Volumen von 280 GBytes gespeichert. In der Praxis hat sich eine kleinere durchschnittliche Filegröße als von den Fachbereichen prognostiziert herausgestellt. Besonders im Projektbereich Kinematik/Neotektonik fallen eine Vielzahl von relativ kleinen Files an, die über eine Datenbank-Software international referiert werden sollen. Der dazu notwendige schnelle Zugriff auf diese Files, die zusätzlich in verschiedenen families plaziert sein können, ist allerdings im UniTree der derzeitigen Ausbaustufe nicht gewährleistet.

Dies sowie die erhöhten Ansprüche der Projektbereiche an die Flexibilität der Archivierungsprozesse und die Datensicherheit wurden beim Vorschlag des DRZ zur Erweiterung des HiDaSA berücksichtigt, der gegenwärtig im GFZ diskutiert wird.

Jeder Rechner im GFZ kann Teile seiner lokalen Platten

über den *Backup-Service* des DRZ sichern lassen. Gegenwärtig sind das ca. 100 - 120 GB Nutzerdaten pro Woche von 53 Workstations und den zwei Convex-Rechnern. Lediglich an DOS-Rechnern muß der Sicherungsvorgang vom Nutzer initiiert werden. Die Backup-Daten werden über das LAN mit Hilfe eines im DRZ entwickelten Scripts direkt auf VHS-Tape geschrieben (im Havariefall stehen DAT- oder EXAbyte-Laufwerke bereit). Alle Workstations, die von den Projektbereichen genannt wurden, werden automatisch täglich gesichert - und zwar monatlich als *full dump* und wöchentlich/täglich als *incremental dump*. Damit wird gewährleistet, daß selbst bei dem Totalverlust von Daten ein tagfertiger Stand an jedem System des GFZ rekonstruiert werden kann. Ein Restaurieren von kompletten Dateiverzeichnissen oder einzelnen Files wird durchschnittlich drei bis vier Mal pro Woche von Nutzern angefordert und operatorgesteuert durchgeführt.

Leistungen der Anwendungsschicht

Auf der Ebene der Anwendungsdienste werden von den Mitarbeitern des DRZ Softwarespezifikationen in projektbezogene Informationssysteme umgesetzt, die aus zwei Grundeinheiten, einer Datenbasis und den dazugehörigen Anwendungsmodulen bestehen. Die Datenbasis wird mit Hilfe eines Datenbank-Management-Systems verwaltet. Über die Anwendungsprogramme werden Daten eingegeben, Recherchen durchgeführt oder Reports zusammengestellt. Die Komplexität der entwickelten Systeme und die Verantwortung den Nutzern gegenüber, bedienbare und zuverlässige Software zu entwickeln, machen ein methoden- und kostenorientiertes Vorgehen zu einem strategischen Faktor. Dieses hilft die Kosten der Softwarewartung zu reduzieren, die häufig ein Vielfaches der Entwicklungskosten betragen.

Grundlage einer methodischen Durchdringung des Entwicklungsprozesses ist eine Definition aller beteiligten Komponenten und ihrer Wechselwirkung. So wurden z.B. Nomenklaturregeln definiert, die eine Bezeichnung aller Komponenten des Systems festlegen. Von besonderer Bedeutung ist aber auch das Masken-Layout und die Definition des Verhaltens des Programmes auf Aktionen des Benutzers unter den möglichen Rahmenbedingungen. In Anlehnung an die Norm ISO 9000 (Qualitätssicherung) wurde in einem zweiten Schritt damit begonnen, die Prozesse der Softwareentwicklung selbst zu definieren.

Management von Daten

Ein Datenbank-Management-System (DBMS) wird dann eingesetzt, wenn es darum geht, qualitativ hochwertige Datenbestände im Multiuser-Betrieb aufzubauen und zu pflegen. Im DRZ wird das DBMS Sybase eingesetzt. Das relationale DBMS gewährleistet die notwendige Flexibilität zur vielseitigen Nutzung der Datenbasis. Das DBMS verfügt über eine DDL/DML, die auf dem SQL-Standard basiert und Möglichkeiten zur Verwaltung großer Objekte z.B. Bitmaps bietet.

Zugriffsrechte auf die Datenbestände wie Lesen, Einfügen, Modifizieren und Löschen können individuell, gruppenorientiert sowie funktionsbezogen vergeben werden. Diese Rechte können sowohl auf der Schema- als auch auf der Tabellenebene definiert werden. Die Sicherheitseinrichtungen müssen außerdem gewährleisten, daß kein unauthorisierter Fremdprozess in die Client-Server-Architektur eindringen kann.

Um einen parallelen, effektiven Zugriff vieler Anwender auf die Datenbasis des Informationssystems zu gestatten, besitzt das DBMS eine Client-Server-Architektur. Die Trennung von Applikations- und Datenbankprozeß und deren Implementierung auf unterschiedlichen Rechnern ermöglicht eine bessere Lastverteilung und damit eine Verbesserung der System-Performance. Die Kommunikation von Client und Server erfolgt über die Netzwerkschicht des DBMS.

Unter dem Gesichtspunkt der Integration von verteilten Datenbeständen, die sich aus mehreren unabhängigen Datenbanken/Datenbankservern zusammensetzen, gewinnt die Fähigkeit des DBMS an Bedeutung, neben einer Vielzahl von Clients mehrere Server zu unterstützen. Diese Multi-Server-Umgebung gestattet den Betrieb mehrerer Datenbank-Server innerhalb eines Netzwerkes. Über Gateways können Datenbanken anderer Hersteller eingebunden werden. Clients können auf SUN-Workstations und PCs unter MS-DOS/Windows betrieben werden.

Entwicklung von Datenbankanwendungen

Ein Schwerpunkt der Anwendungsentwicklung liegt in der Programmierung der Benutzerschnittstellen. Essentiell ist die benutzerfreundliche Auslegung der Mensch-Computer-Schnittstelle. Uniface, eine Programmiersprache der vierten Generation, wird dazu eingesetzt, Datenbankanwendungen i.e.S. zu entwickeln. Die interne Konzeption ist das herausragende Merkmal von Uniface. Der Aufbau lehnt sich an die ANSI/ISO 3-Schema-Architektur an. Basis der Anwendungsentwicklung ist das konzeptuelle Schema, mit dessen Hilfe das relationale Datenmodell einschließlich der Integritätsregeln abgebildet werden kann. Bereits auf dieser Ebene kann das Verhalten von Entities und Attributen auf Ereignisse (Trigger) mit Hilfe von 4GL-Procedures beschrieben werden. Auch die Maskenebene bietet spezielle Trigger an, über die das Verhalten der Anwendung gesteuert werden kann.

Anwendungsmodule können beliebig miteinander kombiniert werden. Der Zugriff auf das DBMS wird über Assignments gesteuert. Durch die Unterstützung der gängigen Oberflächen, Betriebssysteme, DBMS und Netzwerkprotokolle sind die Anwendungen dazu geeignet, auch in einer heterogenen DV-Landschaft installiert zu werden. Unabhängig von der Architektur des DBMS können Uniface-Anwendungen in einer Client-Server-Architektur implementiert werden. Die Module können unabhängig als Einzelmodule verwendet werden, aber auch zu komplexeren Systemen zusammengeschlossen werden.

Folgende Anwendungsmodule stehen derzeit zur Verfügung:

- Modul *Repository*: Das System zur Verwaltung der Metadaten dokumentiert die Datenbestände des Systems in Form eines Datenkataloges (Metadaten). Das DRZ baut in Zusammenarbeit mit Benutzergruppen im GFZ, mit Hochschulinstituten und Forschungseinrichtungen dieses Verzeichnis auf, in dem alle verfügbaren Daten und die Methoden der Datengewinnung exakt beschrieben werden. Zusätzlich werden Informationen über Anwender und die Zugriffspfade auf die Daten gespeichert. Auf diese Weise können auch komplexe Datensätze oder Datenbestände anderer Datenzentren zugänglich gemacht werden.
- Modul *wissenschaftliche Literaturverwaltung*: Die Anwendung dient zur Verwaltung wissenschaftlicher Literatur und zum Aufbau von projektweiten Literaturdatenbanken. Umfangreiche Recherchemöglichkeiten werden angeboten.
- Modul *Dokumentarchiv*: Das Modul dient zum Management beliebiger Text- und Graphikdokumente.
- Modul *Karte*: Das Modul ermöglicht eine effiziente Verwaltung von Karten und Kartenwerken. Die graphische Darstellung der Karten in ihrem räumlichen Bezug ist geplant.
- Modul *Adresse*: Verwaltet werden Anschriften von natürlichen und juristischen Personen.

Leistungen der Informationsschicht

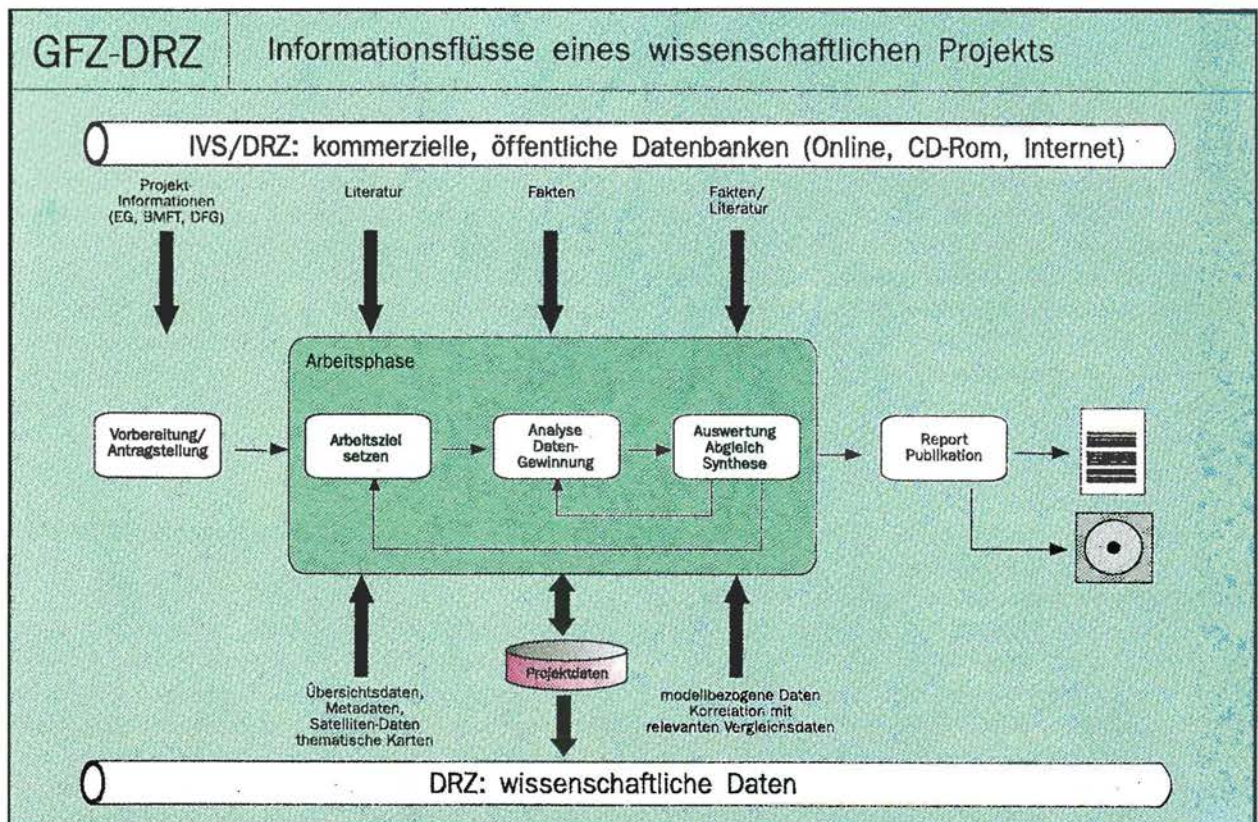
Die Aufgaben der Informationsschicht liegen darin, wissenschaftlichen Projekten in allen Projektphasen auf dem Gebiet des Informationsmanagements eine angemessene Unterstützung anzubieten. In diesem Zusammenhang müssen zwei Aufgabenschwerpunkte realisiert werden:

- *die Informationsvermittlung*: Hier geht es um die Vermittlung von vorhandenem Wissen, das in öffentlichen und kommerziellen Datenbanken, auf CD-ROMs und über die Internet-Dienste verfügbar ist. Arbeitsschwerpunkte sind die wissenschaftliche Bewertung der Informationsquellen und eine aktuelle Bestandsaufnahme der relevanten geowissenschaftlichen Informationsquellen, einschließlich der mit der Nutzung verbundenen Kosten. Im Bedarfsfall werden Nutzungsverträge mit dem jeweiligen Datenbankanbieter abgeschlossen. Während derzeit kommerzielle Anbieter die wichtigsten Informationsquellen darstellen, werden die Internet-Ressourcen in Zukunft eine wachsende Bedeutung erhalten.
- *Aufbau von Projekt-Informationssystemen*. Während die Informationsvermittlung die Aufgabe hat, vorhandene Informationsquellen zu nutzen, sollen in den projektbezogenen Informationssystemen neue Datenbanken aufgebaut werden. Wichtiger Gesichtspunkt ist die Langzeitsicherung der Daten auch über das Projektende hinaus.

Nutzung externer Ressourcen - die Informationsvermittlung

Die Erschließung der global verfügbaren, geowissen-

Abb. 6: Informationsflüsse eines wissenschaftlichen Projekts



schaftlich relevanten Informationsquellen ist eine wichtige Aufgabe der Informationsschicht. Wegen der besonderen Dynamik dieses Marktes und der derzeit unzureichenden Kenntnis über das verfügbare Informationsangebot ist nicht nur die auftragsbezogene Durchführung von Recherchen, sondern auch die Erschließung des explosionsartig wachsenden Angebots an relevantem Wissen eine wichtige Aufgabe der zu diesem Zweck eingerichteten Informationsvermittlungsstelle (IVS).

Diese umfassende, wichtige Aufgabe kann nur schrittweise umgesetzt werden. Derzeit liegt der Schwerpunkt der Aktivitäten auf der Etablierung einer Online-Nutzung der kommerziell angebotenen Fachinformationen. Die Bundesregierung unterstützt in ihrem Fachinformationsprogramm 1990-1994 die Nutzung elektronischer Informationsdienste in Wissenschaft und Technik. In einem vom BMFT geförderten Projekt soll die für den Online-Zugriff auf Fachinformationsbanken notwendige Kompetenz zur Informationsversorgung der GFZ-Wissenschaftler in einer Informationsvermittlungsstelle institutionalisiert und - über die Laufzeit dieses Vorhabens 1993-1996 hinaus - als Infrastruktur-Service auf Dauer etabliert werden.

Diese vom *Daten- und Rechenzentrum* zusammen mit der *Bibliothek* zu lösende Aufgabe kann nur dann auf lange Sicht erfolgreich sein, wenn es durch geeignete personelle und organisatorische Maßnahmen gelingt, einen engen fachlichen Kontakt zu den einzelnen Projektbereichen im GFZ zu knüpfen. Das dafür notwendige Konzept orientiert sich an einem dezentralen Organisationsmodell, dem Endnutzer-Konzept. Es soll den Wissenschaftler am Arbeitsplatz unterstützen, entspricht eher seinem gewohnten Arbeitsstil und kann Nutzungshemmnisse reduzieren, wie sie ein 'closed shop' von Online-Spezialisten in einer großen Einrichtung häufig mit sich bringt.

Das Projekt eröffnet dem GFZ einen Zugang zum Scientific Technical Information Network (STN), über das ca. 130 internationale Datenbanken zusammengeschlossen sind. Mit Einführung eines jährlichen Festpreises für Recherchen bei STN eröffnet sich die Möglichkeit, daß alle Wissenschaftler über das Campus-Netz des GFZ online Zugriff auf STN-Datenbanken bekommen, sofern sie über ausreichende Kenntnisse der Retrievalsprache Messenger, der Dialog-Software STN Express und über die Suchmöglichkeiten in den entsprechenden Datenbanken verfügen. Wissenschaftler, die diese Voraussetzungen erfüllen, können drei Jahre lang bei STN recherchieren, ohne damit das eigene Projekt-Budget zu belasten.

Im Rahmen dieses Projektes hat die IVS den Auftrag, den wissenschaftlichen Informationsbedarf in den einzelnen Projektbereichen zu ermitteln und relevante Datenbanken zu einzelnen Fragestellungen vorzuschlagen. Gemeinsam mit dem Endnutzer sollen Recherchen in Datenbanken anderer Fachinformationsanbieter durchgeführt werden. Die IVS wird außerdem die Funktion eines 'help desk' für die Benutzer-Beratung wahrnehmen. Zusätzlich werden Schulungsmaßnahmen angeboten, die den Anwendern die

Struktur und den Inhalt der relevanten Datenbanken vermitteln und ihm bibliographische Recherchen auf dem eigenen Fachgebiet ermöglichen.

Im Dezember 1993 hat die Informationsvermittlungsstelle (IVS) ihre Tätigkeit aufgenommen. Anfang 1994 sollen die Leiter der Projektbereiche über die Ziele des Vorhabens informiert und auf die daraus resultierenden Möglichkeiten der Informationsversorgung durch Online-Recherchen hingewiesen werden. Um die Änderung der Nutzungsgewohnheiten bei den Wissenschaftlern während der Laufzeit des Vorhabens zu verfolgen, ist vorgesehen, jährliche Befragungen durchzuführen.

Wichtig ist in diesem Zusammenhang, auch neue Wege der Literaturversorgung anzubieten. Der sekundenschnelle bibliographische Nachweis ist für die Wissenschaftler nutzlos, wenn die Beschaffung der Originalliteratur durch den regionalen Leihverkehr Wochen in Anspruch nimmt. Das Modellvorhaben JASON-NRW kann hier eine technische Lösung bieten.

Entwurf und Aufbau von Informationssystemen im GFZ

Die Planung und der Aufbau von Informationssystemen sind komplexe, kostenintensive Aufgaben, die ein zielgerichtetes, methodenorientiertes Konzept voraussetzen. Im Fall des DRZ werden die Rahmenbedingungen dadurch eingeschränkt, daß in der Regel projektbezogene Datenbanken zu einem Zeitpunkt zur Verfügung stehen müssen, wenn das Projekt mit der Produktion von Daten beginnt. Der Aufbau des Systems sollte zu diesem Zeitpunkt bereits abgeschlossen sein (Abb.7).

Analyse, Entwurf, Implementierung und Test des Systems sind Phasen, die in der Systementwicklung durchlaufen werden. Die Tätigkeiten, die sich direkt mit der wissenschaftlichen Untersuchung von Prozessen und Daten beschäftigen, sind die Aufgaben der Informationsschicht bei der Systementwicklung. Nach Abschluß dieser Phasen wird die Programmierung und Implementierung des Systems von der Anwendungsschicht durchgeführt.

Eine Aufgabe, die eigentlich einen Teil der Systementwicklung darstellt, ist die Datenanalyse. Sie hat sich jedoch bei der Bearbeitung von Datenstandards zu einem eigenständigen Aufgabenkomplex entwickelt. Derzeit konzentriert sich das DRZ auf die Mitarbeit an SUDS (Seismic Unified Data System).

Systemanalyse - die Grundlage zum maßgeschneiderten Informationssystem

Diese Phasen der Softwareentwicklung werden in enger Kooperation zwischen den Systemanalytikern des GFZ und den Partnern in den Aufgabenbereichen durchgeführt (Abb.8). Die bestimmten Fachbereichen zugeordneten Analytiker haben ein entsprechendes naturwissenschaftliches Studium und eine zusätzliche Informatik-

ausbildung absolviert. Die daraus resultierende Fachkompetenz ist ein wichtiger Faktor, um in einer wissenschaftlichen Einrichtung erfolgreich arbeiten zu können.

Die Problemanalyse und Planung ist der erste Schritt eines DRZ-Projektes. Ziel ist die Feststellung der Aufgaben, die das System übernehmen soll, und die Wechselwirkung des Systems auf die Arbeitsabläufe und Datenflüsse des Bereichs. Von Bedeutung ist daneben der Abgleich der gestellten Anforderungen mit den zur Verfügung stehenden finanziellen und personellen Ressourcen. Abschluß dieser Analysephase ist die Systemspezifikation. Ein Qualitätsplan schafft die Voraussetzung, die Qualität der entwickelten Software nach Abschluß der Systementwicklung zu überprüfen.

Eine Analyse der Daten und der Datenflüsse schließt sich daran an. In Zusammenarbeit mit den Anwendern werden Datenstrukturen und deren Zusammenhänge mit Hilfe eines semantischen Datenmodells dargestellt. Das Ziel ist der Aufbau einer inhaltlich konsistenten Datendokumentation, die als Metadaten im GFZ-Repository abgelegt werden. Basierend auf diesen Grundlagen kann das Design des Systems durchgeführt und die Wechselwirkung der Systemkomponenten festgelegt werden. Die Implementierung des Systems wird von der Anwendungsschicht abgewickelt. Erst in der Test-, Einführungs- und Übergabephase wird der Analytiker wieder an der Systementwicklung beteiligt.

SUDS - ein geowissenschaftlicher Datenstandard

Während der zurückliegenden Dekade hat sich die Fähigkeit, hochwertige, digitale Daten zu erfassen, weit schneller entwickelt als die Möglichkeit, diese Daten zu bearbeiten und zu interpretieren. Das ist teilweise auf eine Revolution digitaler Aufzeichnungstechnologien zurückzuführen, teilweise auf die erweiterte Kooperation im Gerätebau und bei der Durchführung großer Projekte, wie z.B. in der Seismik, die in Deutschland durch das DEKORP und in den USA durch das IRIS-Konsortium betrieben werden. Die Erwartung und Erfordernisse sind jetzt sehr groß, eine solche Kooperation auf vergleichbarem Niveau ebenfalls für die Datenbearbeitung unter Nutzung zukunftssträchtiger Kommunikationstechnologien zu schaffen. Das Seismic Unified Data System (SUDS) ist der fortgeschrittenste Ansatz in den Geowissenschaften für eine solche interdisziplinäre Kooperation in allen Bereichen seismischer Datenbearbeitung.

Die Arbeit an SUDS wird vom MEMSAC Komitee der IASPEI und des ILP koordiniert. Eine Vielzahl amerikanischer und europäischer Institutionen sind im MEMSAC (Mega Earth Mobile Seismic Array Consortium - s. EOS, v.74, no.37, p.421, 1993) vertreten. Die konkreten Arbeiten an SUDS werden gegenwärtig wesentlich vom USGS/Menlo Park, dem GeoForschungs-Zentrum Potsdam, der University of Alaska und dem Lamont-Doherty Earth Observatory/Palisades geleistet.

Momentan leitet das MEMSAC einen internationalen b-Test der SUDS-Version 2.5 mit dem Ziel, noch 1994 den internationalen Standard SUDS-Version 3 zu etablieren. In SUDS-3 werden riesige seismische Datensätze konvertiert werden. SUDS-3 wird von einem internationalen Standardkomitee verwaltet werden, das die Aufwärtskompatibilität aller künftigen SUDS-Versionen sichern wird.

SUDS ist ein maschinen- und betriebssystemunabhängiges Datenformat, das an keinen Computerhersteller gebunden ist. Weiterhin ist SUDS ein relationales Datenmodell, eine Datenbearbeitungsumgebung und ein Programmier-Toolkit (s.EOS, v.73, no.35, p.380, 1992). SUDS ist auf seismische Daten aller Art und kontextuale Informationen ausgerichtet, doch sein Konzept läßt sich auf alle Disziplinen ausdehnen, deren Daten durch Tabellen und Felder darstellt werden können.

SUDS ist primär darauf ausgerichtet, ein Zusammenfügen internationaler Datenbestände zu vereinfachen. Außerdem soll die Bearbeitung dieser Daten, das Schreiben und der Austausch von Bearbeitungsprogrammen erleichtert werden. Ferner ist SUDS für einen einfachen Datenaustausch und eine konsistente Datenspeicherung konzipiert.

Der Hauptzweck von SUDS ist es, Sach- und Personalkosten für den Austausch und die Bearbeitung seismischer Daten zu reduzieren, indem eine Geräteunabhängigkeit erreicht wird und Nutzerprogramme global eingesetzt und ausgetauscht werden können.

Vertreter der wesentlichen seismischen Gerätehersteller, wie Geotech, Kinematics, Lennartz, Nanometrics und Refraction Technology sind überein gekommen, Filter herzustellen, die das jeweilige firmenspezifische Ausgabeformat in SUDS konvertieren, sobald die Daten im Feld aufgezeichnet werden. Entwickelt werden ebenso bereits SUDS-Filter für die seismischen Netze *Central California* und *Alaska*.

SUDS ist konzipiert als Superset der gängigen seismischen Datenformate wie AH, CSS, CUSP, SAC, SEED und SEG Y. Große Softwarepakete zur Datenbearbeitung erlauben einen SUDS-Input bzw. haben eine verlässliche Zusage zur Schaffung eines solchen Inputs gegeben. Dazu gehören: XPICK, SAC, GEOTOOL, PITSA, DISCO und PROMAX. SUDS selbst enthält eine Subroutine Library und viele Kommandos zum Management von SUDS-Daten und zur Verwendung in Nutzerprogrammen. SUDS ist besonders für die Nutzung in relationalen Datenbanken geeignet. Aus dem zugrundeliegenden Datenmodell lassen sich mit relativ geringem Aufwand sichere Datenbankapplikationen ableiten.

Der Beitrag des GFZ-DRZ innerhalb des SUDS-Projektes konzentriert sich auf die Entwicklung des relationalen Datenmodells, das dem Gesamtvorhaben zugrundeliegt. Die Verwaltung und Sicherung des künftigen internationalen Standards wird wesentlich auf der Ebene dieses

Datenmodells erfolgen. Über die internationale Zielsetzung für SUDS hinaus ist dieser Ansatz prädestiniert, weitere Bereiche des GeoForschungsZentrums in ein moderneres zukunftsweisendes Kommunikationskonzept zu integrieren.

Das GeoForschungsZentrum-Lithosphären-Informationssystem GeoLIS

Die von den Mitarbeitern des Daten- und Rechenzentrums wahrgenommenen Aufgaben beinhalten die Spezifizierung und Dokumentation von Benutzeranforderungen und deren Umsetzung in projektbezogene Informationssysteme mit dem Ziel, den Wissenschaftlern ein optimiertes Datenmanagement zur Verfügung zu stellen.

Zentrale Bedeutung beim Aufbau hat das Repository. Dem Konzept des Datenzentrums zufolge, die Metadaten als einen integralen Teil der Datenbasis zu betrachten, wurde ein Metainformationssystem als erstes Modul des GeoForschungsZentrum Lithosphären-Informationssystem GeoLIS implementiert. Nach einer Untersuchung der auf dem Markt verfügbaren CASE-Tools, wurde die Entscheidung getroffen, das eigentlich zum Nachweis und zur Dokumentation von Daten konzipierte Repository in das Zentrum der Systementwicklung zu stellen.

Die mit dem Repository verwalteten Metadaten gliedern sich in drei Kernbereiche, deren Struktur in Abb. 9 in Form eines Entity-Relationship-Diagramms dargestellt wurde:

- *Informationsknoten:* Das Informationsobjekt stellt Quellen (wissenschaftliche Datenzentren, kommerzielle Datenzentren) von geowissenschaftlichen Daten dar. Relevante Informationen sind neben Angaben zum Anbieter und Hersteller auch Sachgebiete, Leistungsarten und Nutzungskosten des Systems.
- *Methode:* Hier wird die Methode der Datengewinnung dokumentiert. Die Angaben zum Entwickler und Nutzer werden ergänzt durch Literaturangaben, welche die Methode weitergehend erläutern. Dokumente können als Text-, Grafik- oder Videoobjekte vorliegen.
- *Datenstruktur:* Dargestellt werden kann der vollständige Informationsgehalt von Informationsmodellen und die Umsetzung in das relationale Datenmodell. Views und nicht normalisierte Datenmodelle können ebenfalls beschrieben werden.

Das Datenangebot von Informationsanbietern kann lückenlos bis auf die Datenstrukturebene erfaßt werden. Das Repository bildet so das Werkzeug zur Verwaltung eines umfassenden, geowissenschaftlichen Datenmodells. Das in Zusammenarbeit mit den Anwendern entwickelte Informationsmodell wird nach der Umsetzung in ein relationales Datenmodell als Grundlage zur weiteren Anwendungsentwicklung verwendet.

Dem Entwicklungssystem für dialogorientierte Datenbankwendungen (4GL) kommt in diesem Kontext eine

ganz besondere Bedeutung zu. Die Geschwindigkeit bei der Entwicklung des Systems, die Qualität der entwickelten Software, die Portierbarkeit auf unterschiedliche Hardware-Plattformen, sowie der Zugriff auf unterschiedliche Datenbanksysteme sind Parameter, die wesentlich den erfolgreichen Aufbau eines komplexen Systems in einem heterogen Umfeld mitbestimmen.

Zur Entwicklung von GeoLIS wird die 4GL Uniface eingesetzt. Neben der Unterstützung der gängigen Oberflächen, Betriebssysteme, DBMS und Netzwerkprotokolle ist die Architektur das herausragende Merkmal des Systems. Der Aufbau von Uniface lehnt sich an die ANSI/ISO 3-Schema-Architektur an. Basis der Anwendungsentwicklung ist das konzeptuelle Schema, mit dessen Hilfe das relationale Datenmodell einschließlich der Integritätsregeln abgebildet werden kann. Zusätzlich kann bereits auf dieser Ebene das Verhalten von Entities und Attributen auf Ereignisse (Trigger) mit Hilfe von 4GL-Prozeduren beschrieben werden.

Die Entwicklung von Masken wird mit Hilfe eines speziellen Maskeneditors durchgeführt. Die Attribute (Felder) eines Entities werden innerhalb von Frames dargestellt. Die Beziehungen des konzeptionellen Schemas sind auch auf der Maskenebene bekannt und werden aufgrund der räumlichen Beziehung des Frames zueinander automatisch ausgewertet. Die konzeptionellen Definitionen der Entities werden bei der Entwicklung von externen Schemata (Masken) übernommen, können jedoch auch lokal modifiziert werden. Auch die Maskenebene bietet spezielle Trigger an, über die das Verhalten der Maske in der Anwendung gesteuert werden kann. Anwendungsmodule können beliebig miteinander kombiniert werden. Der Zugriff auf das DBMS über den jeweiligen Treiber wird über Assignments gesteuert.

Der vorgestellte Weg zum Aufbau eines geowissenschaftlichen Datenzentrums hat sich als gangbar erwiesen. Der zeitliche Aufwand einer Standardisierung, die alle Ebenen des Systems aufeinander abstimmt, ist jedoch erheblich. Zukünftige Schwerpunkte der Systementwicklung liegen in der Erweiterung des methodischen Vorgehens in Richtung auf objektorientierte Modellierung und Design. Aus dem Umfang des Datenangebots, sowie der Verteilung von Daten und Anwendungsmodulen resultiert eine zunehmende Komplexität von GeoLIS, die zur Einführung bzw. Entwicklung eines Tools zum Konfigurationsmanagement zwingt.

Mit zunehmendem Datenvolumen kann die effektive Nutzung des Systems nur durch zusätzliche Benutzerschnittstellen erreicht werden. So bietet sich Hypermedia an, um die Informationen des Repositories zu erschließen. Daneben ist die Darstellung der geowissenschaftlichen Daten in ihrem räumlichen/regionalen Bezug eine wesentliche Voraussetzung, um Daten aus unterschiedlichen Quellen zu erschließen, zusammenzuführen und zu interpretieren.

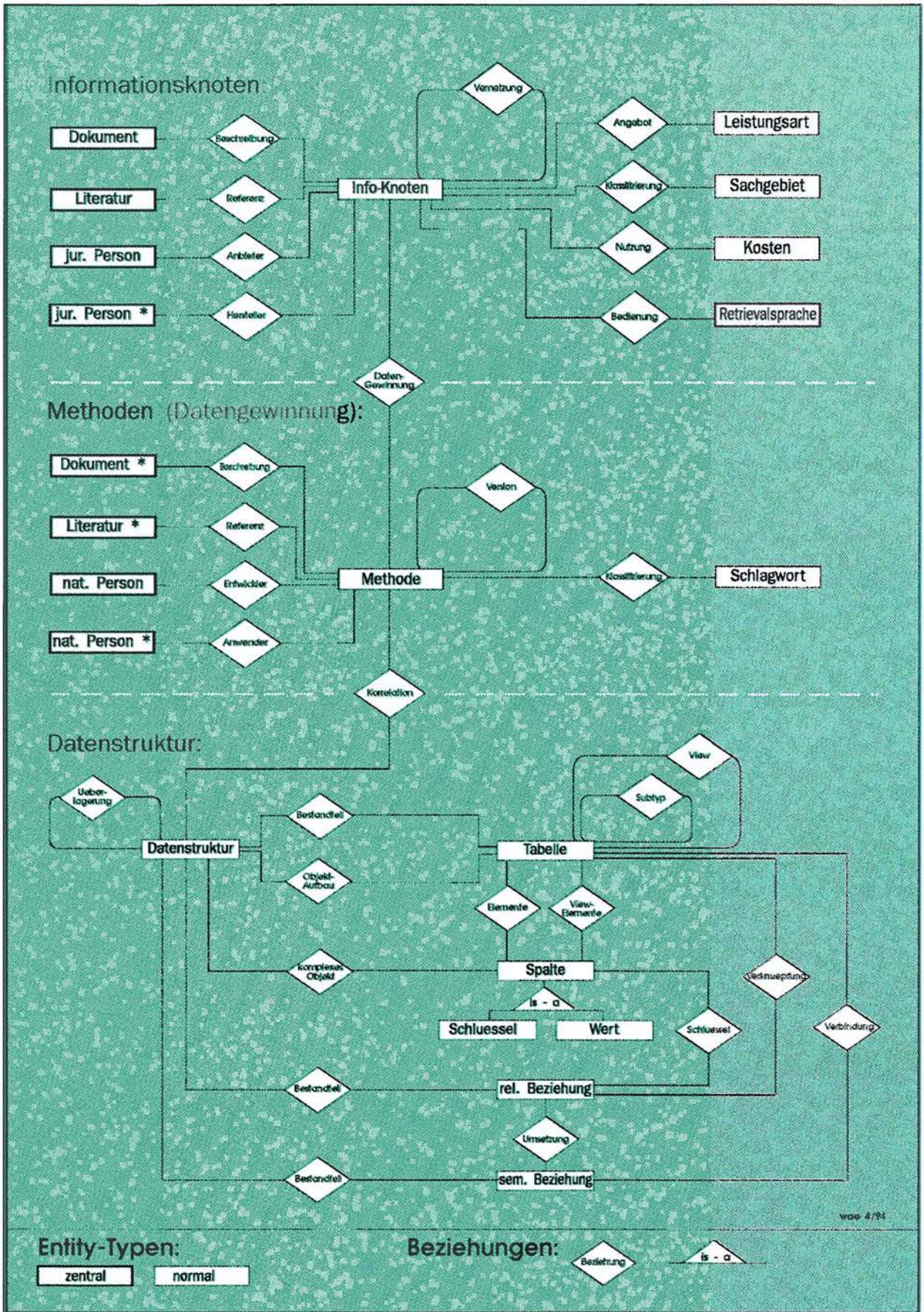
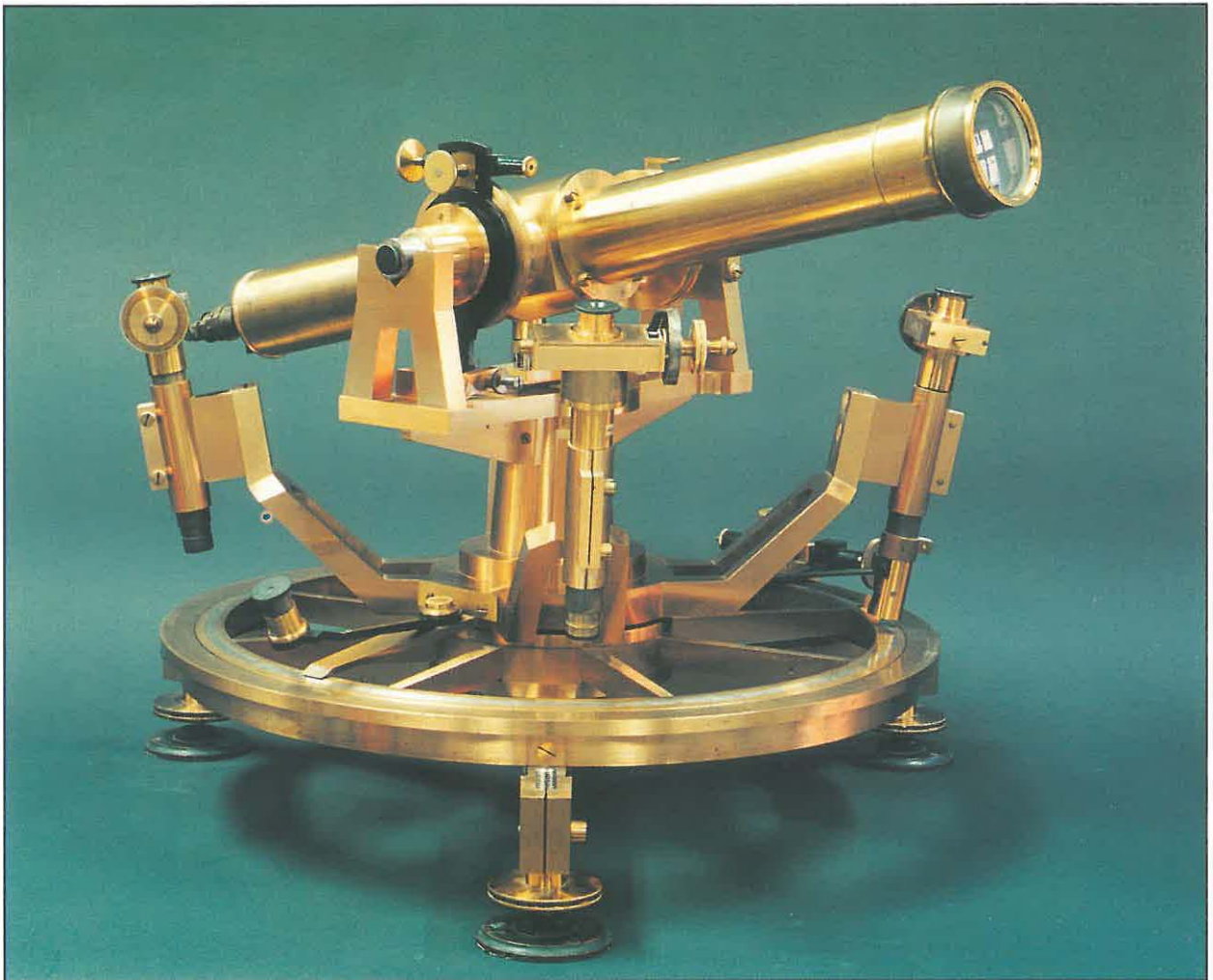


Abb. 9: Konzeptuelles Schema des Repository



Horizontaltheodolit zur Vermessung von Basisstrecken aus dem Jahr 1875 (Foto: E. Gantz)

Mechanische Werkstätten

Aufgabe der Werkstätten ist die Konstruktion und Herstellung von Forschungsgeräten und speziellen Apparaturen für die experimentellen Vorhaben der Aufgaben- und Projektbereiche des GFZ. Durch die gegebene Breite des Forschungsspektrums wurden beim GFZ zwei Werkstätten eingerichtet: die feinmechanische Zentralwerkstatt und eine spezielle Werkstatt für die experimentelle Petrologie und Hochdruck-Hochtemperaturexperimente.

In den Jahren 1992 und 1993 wurde der teilweise über 30 Jahre alte Maschinenpark, der noch aus DDR-Zeiten stammte, durch modernste Bearbeitungsmaschinen, teilweise mit CNC-Steuerung ersetzt, so daß die Voraussetzungen für präzises und effektives Arbeiten geschaffen werden konnten. In enger Zusammenarbeit mit den Projektbereichen werden Geräte mit extremen Anforderungen an die Funktion, Präzision und Betriebssicherheit konstruiert und gefertigt. Das Spektrum der bearbeiteten Werkstoffe reicht von Kunststoffen über Aluminium und Messing bis zu Werkzeugstählen, säurebeständigen Stählen und federharten Bronzen. Besondere Erfahrungen bestehen

in der Konstruktion und im Bau von Hochdruck-Hochtemperatureinrichtungen mit Innendrücker bis zu 25.000 Bar und Temperaturen von 1.500 °C. Für diese Experimente werden hochwarmfeste Stähle und Nickellegierungen sowie Teflon und keramische Materialien bearbeitet.

Insgesamt wurden im Berichtszeitraum über 350 Aufträge mit einer Gesamtbearbeitungszeit von 42000 Stunden bearbeitet. Dies entspricht einer durchschnittlichen Arbeitszeit pro Auftrag von 120 Stunden.

Beispielhaft für die Fertigungsarbeit werden einige Aufträge aus verschiedenen Projektbereichen vorgestellt:

- Entwicklung und Fertigung eines Laserstrahlempfängers für Satellitenentfernungsmessungen
- Entwicklung und Bau eines Corner-Reflektors für Mikrowellenempfang (PRARE) (Abb. 1)
- Bau von speziellen Sediment-Stechrohrsonden für die Beprobung von See-Sedimenten
- Rechnergesteuerter Filterwechsler für das GFZ-Laserteleskop
- Entwurf, Konstruktion und Bau von Seismometer-Gerätetischen

Abb. 1: Corner-Reflektor für Mikrowellenempfang



- Bau einer Spezial-Destillieranlage für die Isotopengeochemie (Abb. 2)
- Konstruktion und Fertigung eines rechnergesteuerten Diffraktometers für den Einsatz bei Hochdruckexperimenten mit Synchrotronstrahlung bei HASYLAB, Hamburg (Abb. 3 und 4)
- Entwurf, Konstruktion und Bau einer großvolumigen Hydrothermalapparatur für Drücke bis 4.000 bar und Temperaturen von 350 °C.

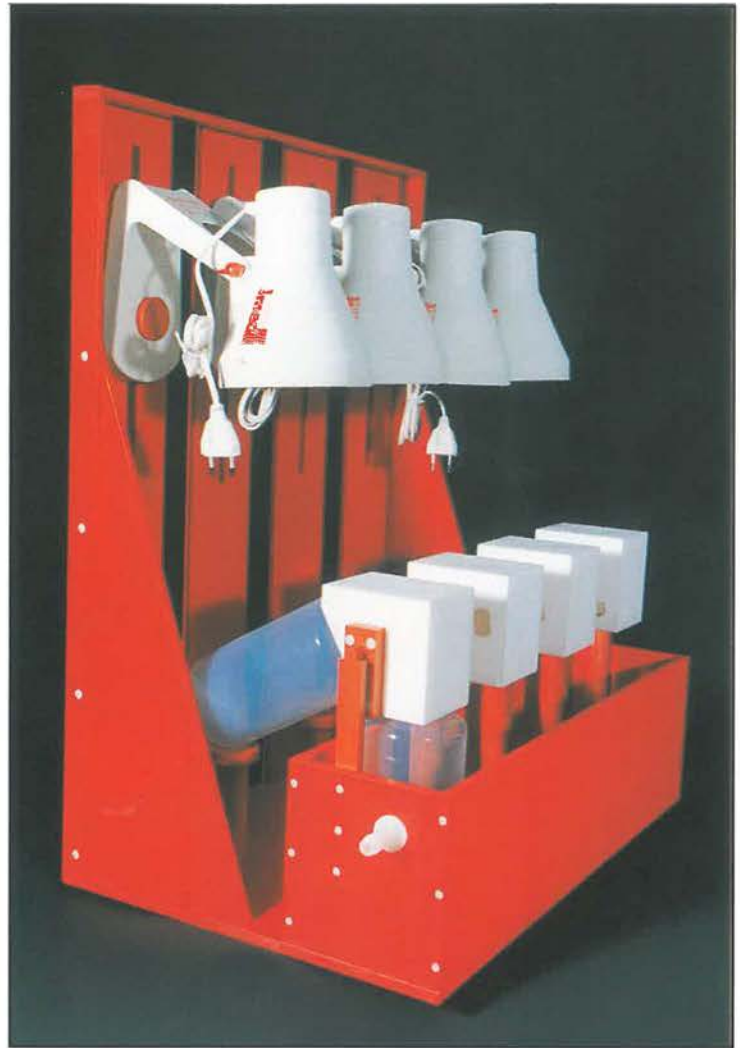
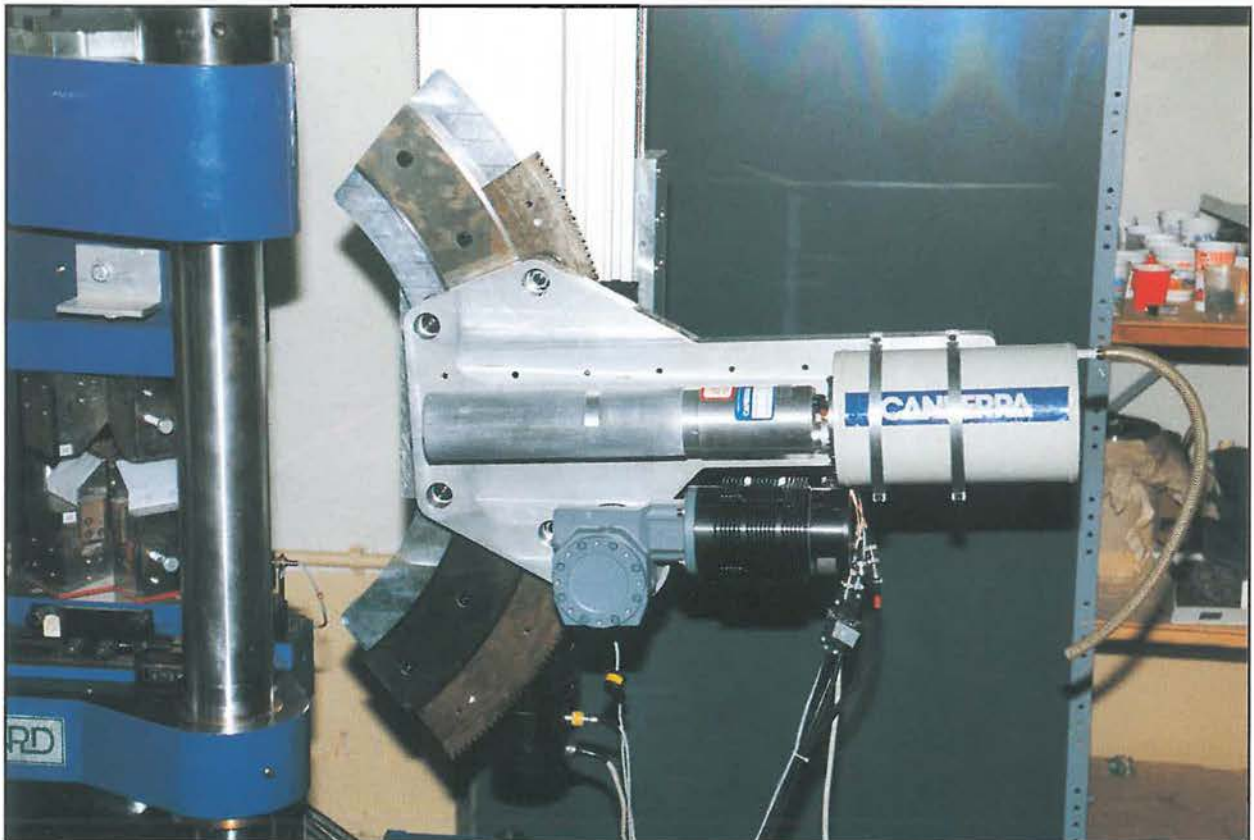


Abb. 2 (rechts): Spezial-Destillieranlage

Abb. 3 (unten): Detailansicht eines energie-dispersiven Diffraktometers an einer Vielstempel-Hochdruckkappatur für den Einsatz mit Synchrotronstrahlung. Links die Hochdruckpresse. In der Mitte ein 60° Kreissegment (Diffraktometerkreis) mit Detektorplatte und Halbleiterzähler. Es werden Genauigkeiten von 5/1000 Grad erreicht. Das Kreissegment (Gewicht ca. 20 kg) kann mit 1/100 mm senkrecht verstellt werden. Bei Strahlquerschnitten von 5/100 mm ist diese Genauigkeit erforderlich.



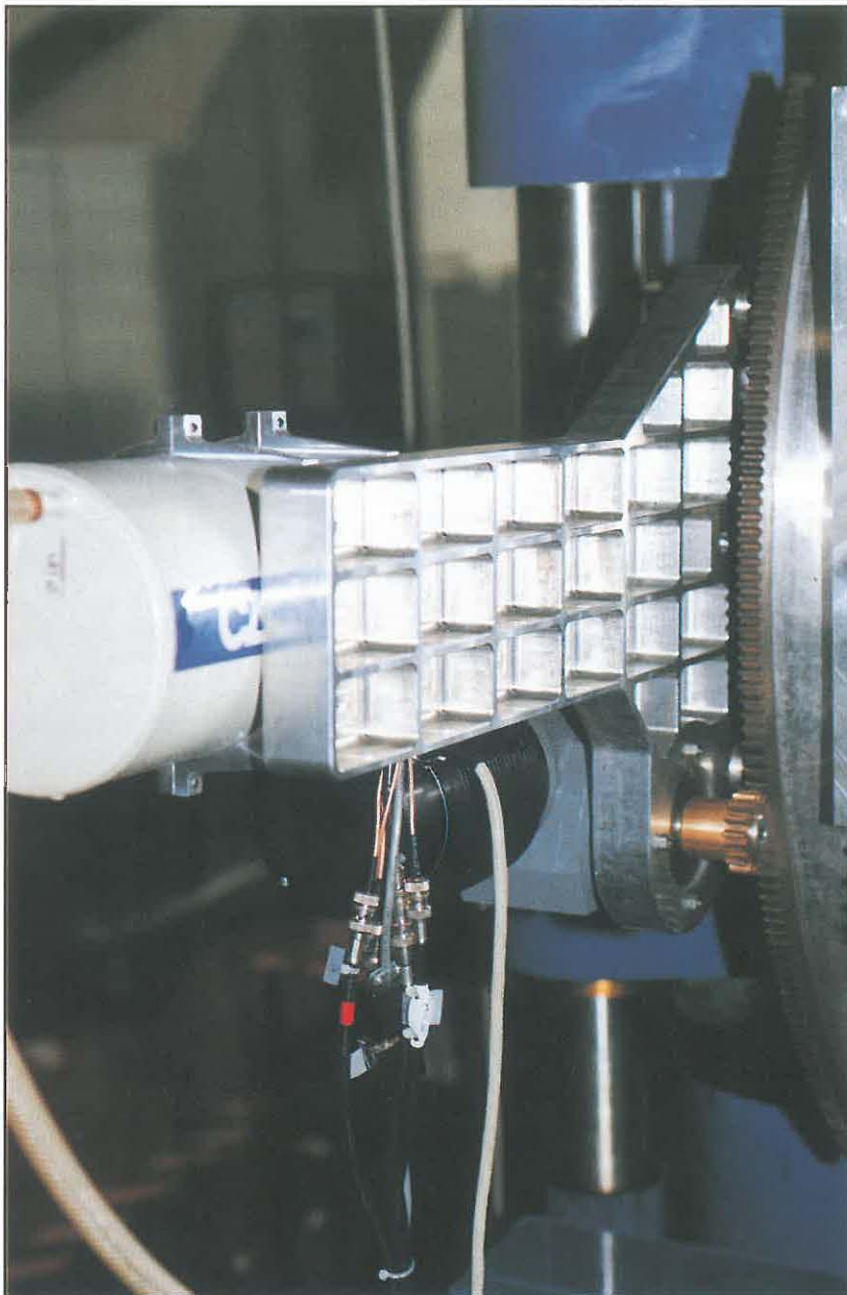
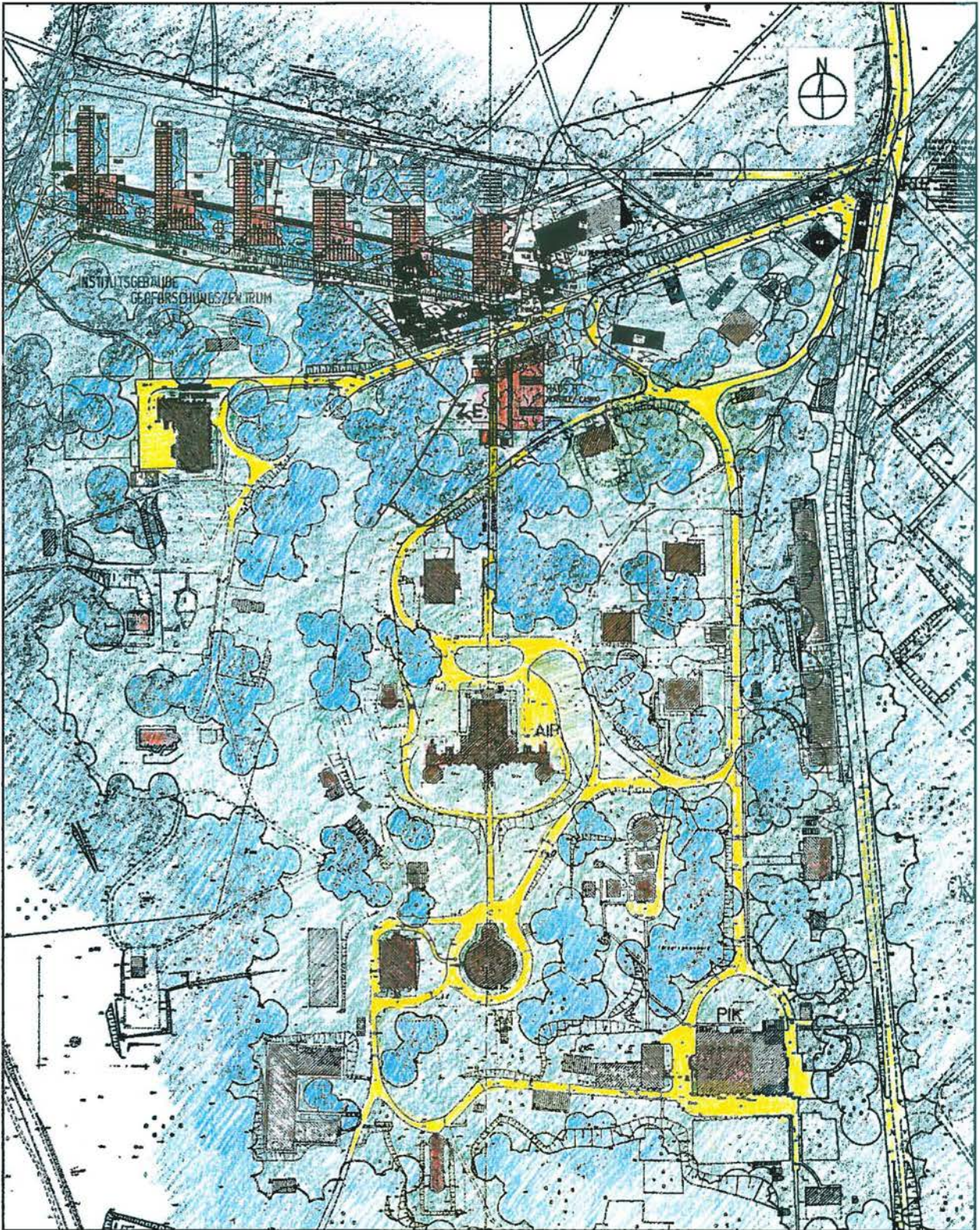


Abb. 4: Detailansicht der Detektorhalterung und des Antriebs



Einpassung des GFZ-Neubaus in den Wissenschaftspark Albert Einstein

Das Neubau-Vorhaben des GeoForschungsZentrums Potsdam

Das GeoForschungsZentrum Potsdam (GFZ) bildet zusammen mit dem Astrophysikalischen Institut Potsdam (AIP), der Potsdamer Forschungsstelle des Alfred-Wegener-Instituts für Polar- und Meeresforschung (AWI) und dem Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung (PIK) den "Wissenschaftspark Albert Einstein". Untergebracht sind auf dem Gelände weiterhin das Meteorologische Observatorium Potsdam des Deutschen Wetterdienstes sowie eine Außenstelle des Landesamtes für Meß- und Eichwesen Brandenburg. In diesen Einrichtungen arbeiten zusammen rd. 700 Personen.

Die 428 Mitarbeiter (1993) des GFZ sind derzeit in 17 verschiedenen Gebäuden auf dem Telegraphenberg untergebracht. Die Gebäude selbst sind teils historische Bauten in der Tradition der späten Schinkel-Schule aus dem letzten Drittel des vorigen Jahrhunderts, teils Behelfs- und Nachkriegsbauten, die für die modernen Laboratorien nur schlecht geeignet und sehr beengt sind.

Vor diesem Hintergrund wurde bereits in der Gründungsphase beschlossen, für das GFZ einen Neubau zu planen, der alle Arbeitsgruppen aufnehmen und die notwendige

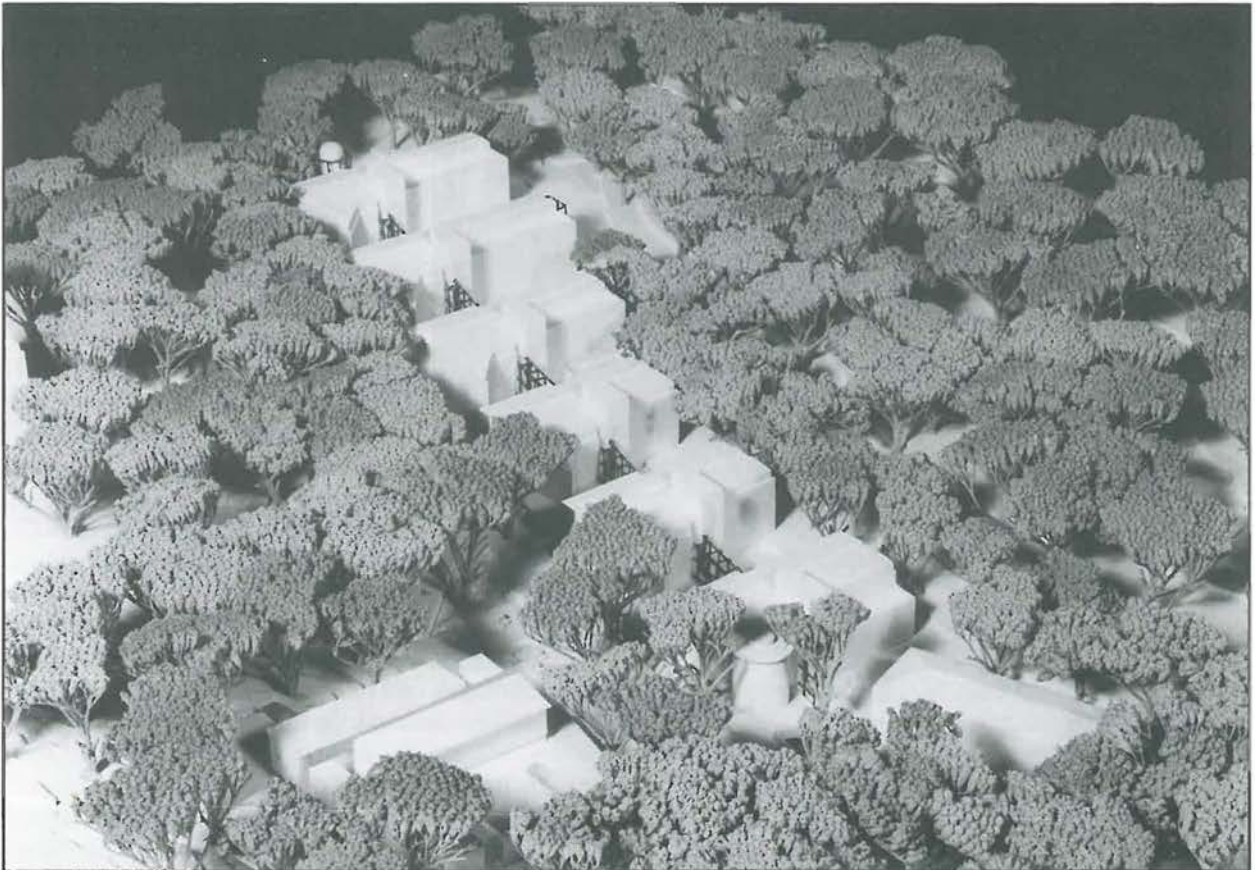


Abb. 1: Modell des Neubaus

Dieses Wissenschaftsgelände ist für die Stadt Potsdam von herausragender Bedeutung, weil sich hier seit Mitte des vorigen Jahrhunderts astrophysikalische Observatorien befinden; noch vor der Jahrhundertwende wurden hier die Institute für Geodäsie, Geomagnetik und Meteorologie errichtet. Das gesamte Areal befindet sich in einem Landschaftsschutzgebiet.

bauliche und technische Infrastruktur für eine moderne Großforschungseinrichtung bereitstellen kann. Dabei war neben den baulich-technischen Aspekten insbesondere dem Landschaftsschutz Rechnung zu tragen; ferner mußte sich das Neubaukonzept in die historisch gewachsene Struktur von traditionsreichen Wissenschaftsgebäuden und Parklandschaft einpassen.

Der Telegrafenberg - historisches Wissenschaftsgelände

Der Telegrafenberg in Potsdam ist für die Geowissenschaften historisches Gelände. Bereits 1870 wurde in Berlin auf Betreiben des preußischen Generalleutnants Johann Jacob Baeyer das Königlich-Preußische Geodätische Institut gegründet. Unter seinem Nachfolger Friedrich Robert Helmert wurde das Institut auf den Telegrafenberg bei Potsdam verlagert und konnte 1892 eingeweiht werden. Dieses Gebäude ist heute Sitz des GFZ Potsdam. Helmersts grundlegende Arbeiten zur Bestimmung des Erdschwerefeldes und der Erdfigur begründeten den Ruf der Stadt Potsdam als Weltzentrum für Geodäsie und Gravitationsforschung.

Auf der Grundlage der sorgfältigen Vorarbeiten von Helmert führten Kühnen und Furthwängler von 1898 bis 1904 neue Absolutmessungen der Erdanziehungskraft in



Abb. 2: Das 1892 erbaute Geodätische Institut, heute Hauptgebäude des GFZ

Potsdam durch. Wegen der Genauigkeit dieser Arbeiten erfolgte 1909 die Annahme des Potsdamer Schwerewerts als internationaler Bezugswert, der bis 1971 Bestand hatte. Mit der Inbetriebnahme der ersten beiden Quarzuhren für den offiziellen Zeitdienst wurde 1933 die Voraussetzung für die Beobachtung von Erdrotationsschwankungen geschaffen.

Dem Wissenschaftler Ernst von Rebeur-Paschwitz gelang 1889 die erste Aufzeichnung eines teleseismischen Ereignisses in Potsdam.

Eine herausragende wissenschaftliche Rolle spielte auch das 1890 gegründete Geomagnetische Institut zu Potsdam, das aus der Magnetischen Abteilung des preußischen meteorologisch-magnetischen Observatoriums hervorging. Dieses Institut führte als erstes in Deutschland Dauermes-

sungen des erdmagnetischen Feldes durch, beginnend mit dem 1. 1. 1890. Im Jahre 1912 wurden die Registrierapparaturen aufgrund der Störungen durch die zunehmende Besiedlung und Industrialisierung nach Seddin verlegt. Im Jahr 1930 wurde das heute noch arbeitende Adolf-Schmidt-Observatorium für Erdmagnetismus bei Niemegek, 50 km südlich von Potsdam, gegründet, das heute eine Außenstelle des GFZ ist.

Nach dem Kriege wurde im Jahr 1946 das Geodätische Institut der Akademie der Wissenschaften zugeordnet. In den Folgejahren bestand die Tätigkeit des Instituts in der Unterstützung des Vermessungsdienstes der ehemaligen DDR, der Vorbereitung des Grundlagentznetzes und der auftragsbezogenen Forschung. Im Zuge der Akademiereform von 1969 wurde aus den vorher selbstständigen Instituten für Geodäsie in Potsdam, Geomagnetismus in Potsdam, Geodynamik in Jena und Geotektonik in Berlin das Zentralinstitut für Physik der Erde (ZIPE) mit Sitz auf dem Telegrafenberg gegründet.

Das städtebauliche Konzept des GFZ-Neubaus

Das GFZ beauftragte Anfang 1992 ein Architektenbüro, auf der Grundlage des definierten Raumbedarfs für das GFZ ein städtebauliches Konzept zu entwickeln, in dem das erforderliche Bauvolumen, die Einordnung in die Topographie und das oben dargestellte historische Umfeld auf dem Telegrafenberg berücksichtigt werden.

Die Konzeption sieht eine Aufstellung von sechs Gebäudekomplexen in Ost-West-Richtung vor, die in Anlehnung an die vorhandenen historischen Gebäude auf dem Telegrafenberg, als miteinander verbundene Einzelgebäude konzipiert sind. Nach Süden, in den Hang hineingebaut, wird diesem Komplex ein weiteres Gebäude als Zentrale Einrichtung mit Hörsaal, Seminarräumen, Bibliothek und Kantine zugeordnet. Die Höhe der Gebäude liegt unterhalb der umgebenden Baumwipfel.

Für die Bebauung wurde eine Fläche von ca. 3,8 ha vorgesehen, die in einem Geländeeinschnitt im Norden des Telegrafenberges liegt. Dieser Standort wurde in enger Abstimmung mit der Landschaftsplanung der Stadt Potsdam ausgewählt und gewährleistet durch eine Konzentrierung der Baumassen auf die hier vorhandene baumlose Fläche eine Minimierung der Beeinträchtigung des Landschaftsschutzgebietes. Der Neubau bildet so den nördlichen Abschluß des Wissenschaftsparks.

Diese Konzeption wurde am 10. 12. 1992 dem Stadtentwicklungsamt und am 20. 01. 1993 dem Stadtentwicklungsausschuß der Stadt Potsdam vorgestellt. Nach weiteren Detail-Abstimmungen mit den Ämtern des Stadt-

entwicklungsdezernats und der unteren Denkmalschutzbehörde ist diese Konzeption nun Grundlage eines Vorhaben- und Erschließungsplans.

Das Vorhaben ermöglicht eine Umsetzung der Arbeitsplätze aus bestehenden historischen Gebäuden sowie Baracken und Containern in die geplanten ca. 9.000 qm Labor- und Büroflächen (Hauptnutzungsflächen). Die rund 3.400 qm Nutzflächen der Zentralen Einrichtung (Hörsaal, Seminarräume, Bibliothek, Kantine) sind für eine gemeinsame Nutzung der im Wissenschaftspark ansässigen Forschungseinrichtungen gedacht. Insgesamt ergibt sich eine Bruttogeschoßfläche von rund 27.000 qm.

Das städtebauliche Konzept mit seiner Gliederung in Solitärbauten, die mit verglasten Brückenstegen untereinander verbunden sind, paßt sich an den Baubestand auf dem Telegrafenberg an. Bei der Fassadengestaltung werden mit der gelb-roten Klinkerverkleidung der Wände, der Blechverkleidung der Dächer und den Stahlglasskonstruktionen der Verbindungsstege Elemente der denkmalgeschützten historischen Bauten aufgenommen. Es wurde eine Auflockerung der beträchtlichen Bausubstanz erreicht, die geschlossene lineare Strukturen und deren Riegelwirkung vermeidet; durch offene Bauweise mit individuellen Baukörpern fügt sich der Neubau in die vorgegebene Umgebung ein.

Die Gesamtkosten für den Institutsneubau werden sich auf ca. 83 Mio DM belaufen, für die Zentralen Einrichtungen sind ca. 12 Mio DM vorgesehen.

Der Baubeginn ist für 1994 geplant, die Bauzeit wird ca. 30 Monate betragen.

Maß der baulichen Nutzung

Die Grundflächenzahl (Grz) ist auf 0,3 begrenzt, um den Eingriff in die Landschaft so gering wie möglich zu halten und Ausgleichsmaßnahmen zu ermöglichen. Die Geschosflächenzahl (Gfz) wird mit 0,8 festgesetzt, um die erforderliche Komprimierung der Baukörper zu erreichen und optimale Arbeitsabläufe zu gewährleisten. In die Ermittlung von Grz und Gfz gingen ein:

- Institutsgebäude: Grundfläche 6.626 qm (incl. Tiefgarage), Geschosfläche 20.971 qm (incl. Tiefgarage)
- Zentrale Einrichtung: Grundfläche 1.499 qm, Geschosfläche 4.734 qm
- Vorhandener Baubestand: Grundfläche 621 qm, Geschosfläche 1.863 qm

Für den ruhenden Verkehr werden 137 Stellplätze als Tiefgarage und 28 Außenstellplätze (Besucher) festgesetzt.

Grünflächenfestsetzungen

Aufgrund seiner Lage in einem Landschaftsschutzgebiet wurde für das Bauvorhaben eine landschaftspflegerische Expertise angefertigt. Die wesentlichen Ergebnisse der darauf basierenden Eingriffs-Ausgleichsexpertise wurden im Vorhabenplan verbindlich festgesetzt. Dazu gehören u. a.:

- 55 % der Grundstücksflächen von 37.550 qm sind unversiegelt zu belassen und mit Vegetation zu gestalten.
- Die Pflanzung von 137 Bäumen im Vorhaben- und Erschließungsplangebiet wird verbindlich vorgegeben.
- Flächen für Erschließungswege, Gebäudehöfe und Außenstellplätze sind mit wasserdurchlässigen Decken zu erstellen.

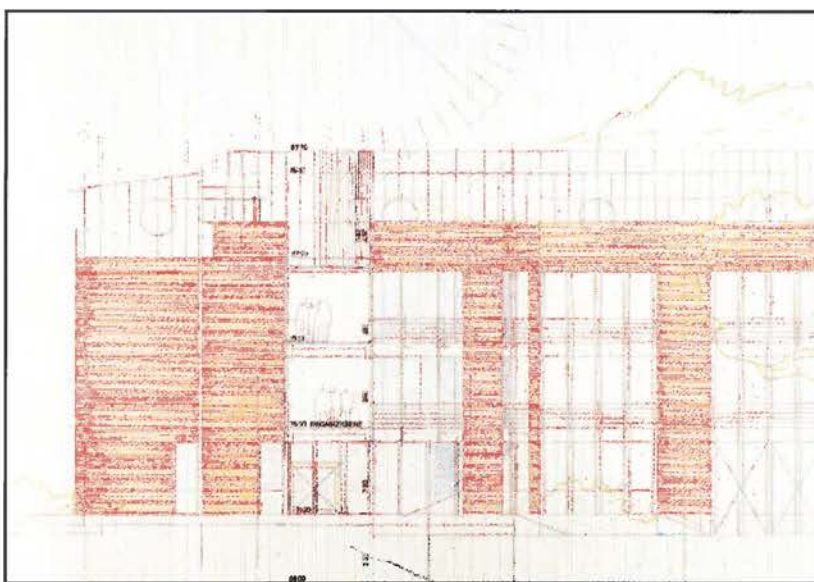


Abb. 3: Bei der Gestaltung des Neubaus werden architektonische Stilelemente der historischen Bauten aufgenommen.

Für die Flächen bzw. Teilflächen des Plangebietes wurde ein Antrag auf Entlassung aus dem Landschaftsschutzgebiet bzw. auf Umwandlung von Wald gestellt.

Darüber hinausgehende Regelungen, insbesondere zu den außerhalb des Plangebietes durchzuführenden Ersatzmaßnahmen, werden im Durchführungsvertrag zum Vorhaben- und Erschließungsplan getroffen.

Städtebauliche Auswirkungen und Auswirkungen auf die Belange der Denkmalpflege

Wegen der direkten Nähe des Neubauvorhabens zu den denkmalgeschützten Solitärbauten auf dem Telegrafenberg sind denkmalpflegerische Gesichtspunkte besonders zu beachten. So sind die Gebäudehöhen und -fassaden den vorhandenen historischen Gebäuden anzupassen.

Durch den günstigen Standort in einer Mulde liegt die Gebäudehöhe bei 15 m und entspricht damit dem für Potsdam typischen Wert, der sich an der Baumwipfelhöhe orientiert.

Aufgrund der Tatsache, daß durch das Vorhaben Gebäude und Baracken abgerissen werden können, die nach 1945 errichtet wurden und die sich für einen modernen Laborbetrieb nicht eignen, sind positive Auswirkungen auf die städtebauliche Ordnung im Umfeld des denkmalgeschützten Gebäudeensembles und der umgebenden Parklandschaft zu erwarten. Der Telegrafenberg erhält so einen Teil seines historischen Charakters zurück.

Selbst von erhöhten Standorten in Potsdam wird der Gebäudekomplex im Baumbestand des Telegrafenberges

GeoForschungs-Zentrum Potsdam, für Teilflächen des Telegrafenberges, und der Begründung hatten die Bürger Gelegenheit, ihre Anregungen und Bedenken vorzubringen. Durch die Bürgerbeteiligung gab es keine Änderungen des Vorhaben- und Erschließungsplans.

Gemäß § 4 Abs. 1 BauGB wurden 27 Behörden und Träger öffentlicher Belange um Stellungnahme gebeten. Die Stellungnahmen enthielten Anregungen und Hinweise, die sich auf das Baugenehmigungsverfahren beziehen und nicht Gegenstand des Vorhaben- und Erschließungsplans sind. Von Seiten der Träger öffentlicher Belange ergaben sich ebenfalls keine Änderungs- bzw. Ergänzungsforderungen.

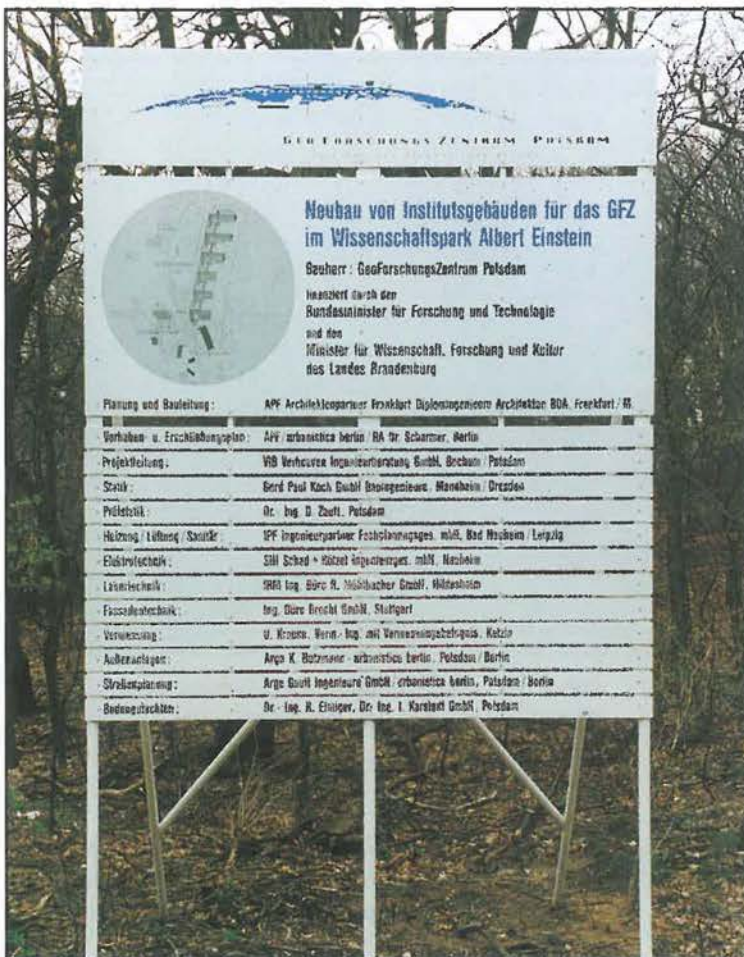
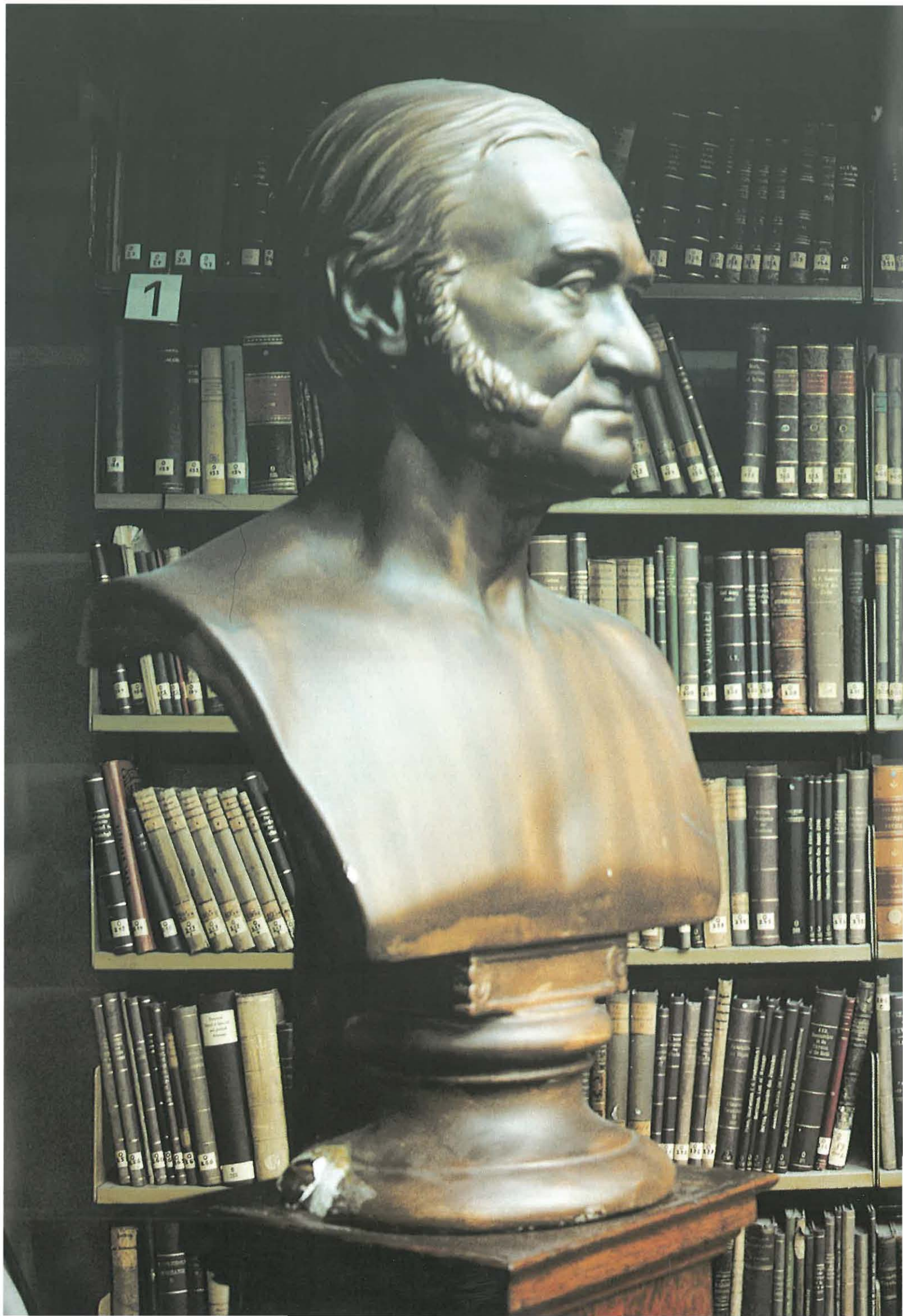


Abb. 4: Neubauvorhaben des GFZ

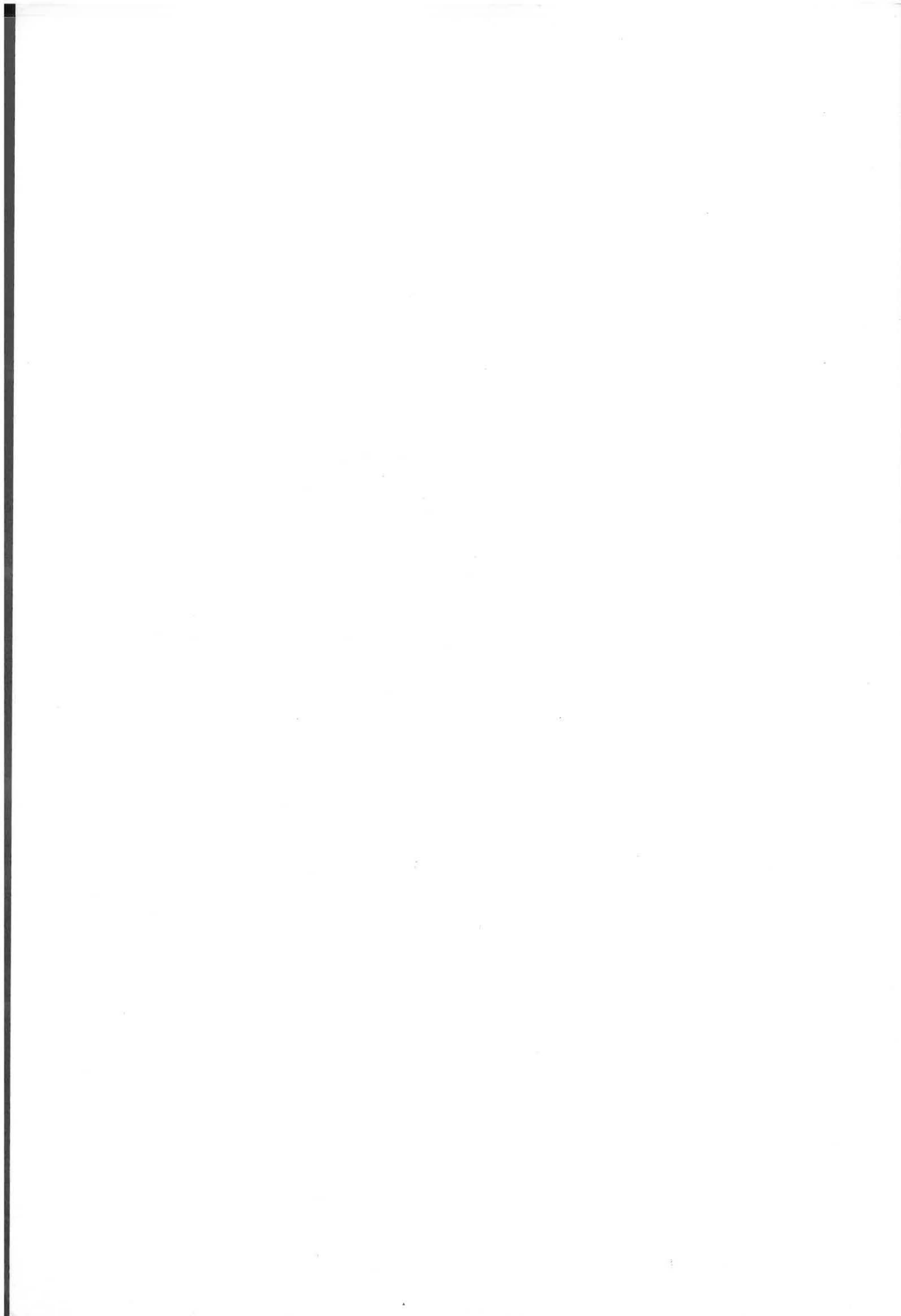
nicht wahrzunehmen sein. Die Lage auf dem tiefsten Punkt des Geländes berücksichtigt auch die dominierende Funktion der historischen Gebäude auf dem Berg.

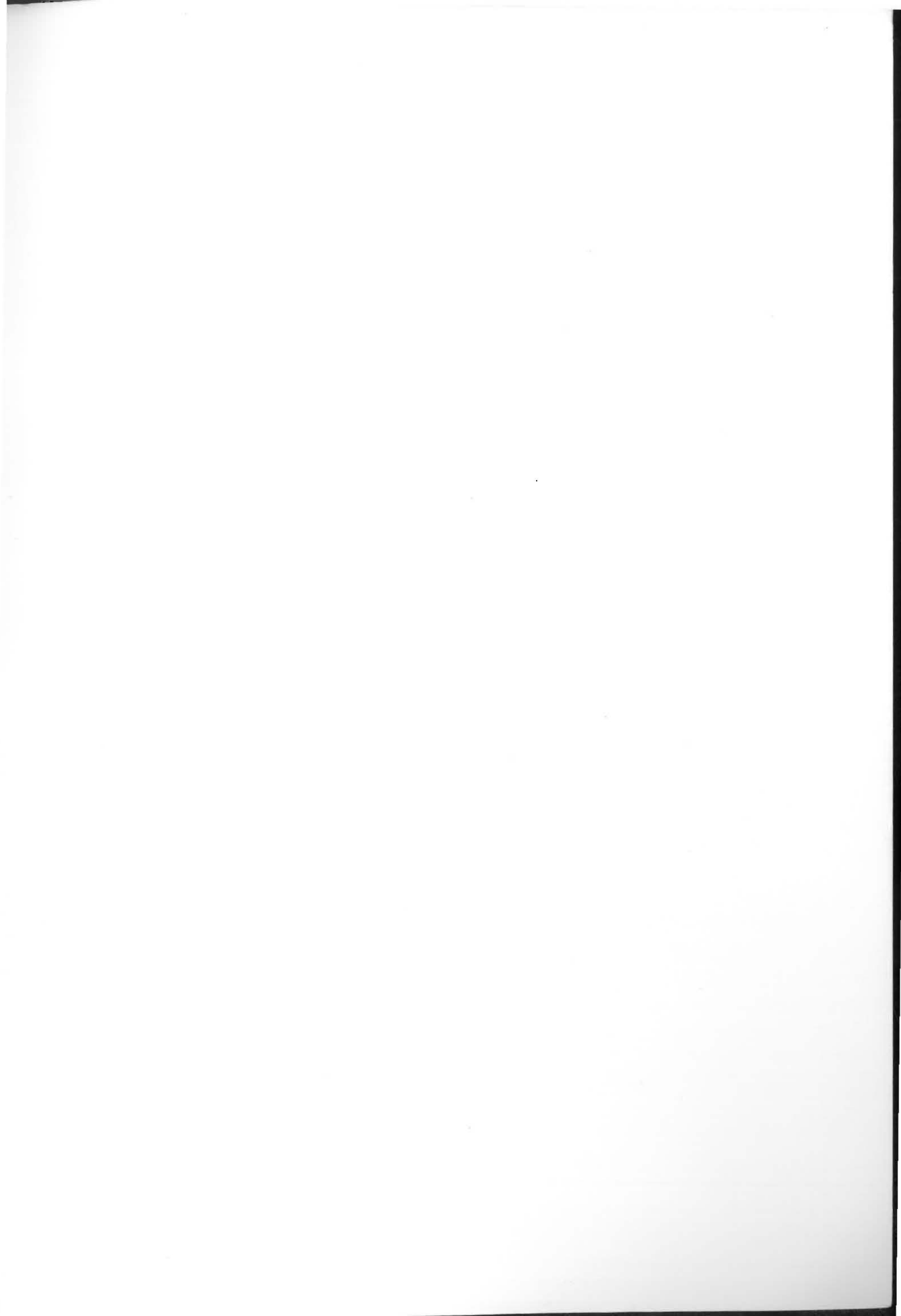
Ergebnisse der Bürgerbeteiligung und der Beteiligung der Träger öffentlicher Belange

Im Rahmen der öffentlichen Auslegung des Satzungsentwurfs zum Vorhaben- und Erschließungsplan Nr. 2,









Zentralbibliothek
GFZ Potsdam B 103

000954300

