

**Hydrotektonik von Grundwasserleitern: Rekonstruktion von
Spannungsfeldern und 3D Modellierung einer geologischen Karte
des Zentral-Algarve (Südportugal)**

**Vorgelegt von
Diplom-Geologin Inga Moeck
aus Berlin**

von der Fakultät VI
Bauingenieurwesen und Angewandte Geowissenschaften
der Technischen Universität Berlin
zur Erlangung des akademischen Grades
Doktor der Naturwissenschaften
Dr. rer. nat.

genehmigte Dissertation

Promotionsausschuss:

Vorsitzender: Prof. Dr. J. Thiedemann

Berichter: Prof. Dr. U. Tröger

Berichter: PD Dr. H. Schandelmeier

Berichter: Prof. Dr. C.-D. Reuther

Tag der wissenschaftlichen Aussprache: 10.06.2005

Berlin 2005

D 83

O Benafim Grande

Vorwort

Diese Arbeit entstand im Rahmen des DFG geförderten Projektes „Hydrotektonik von Grundwasserleitern im rezenten Spannungsfeld“ im Algarve Becken von Südpotugal.

Mein besonderer Dank gilt meinem Betreuer PD Dr. Heinz Schandelmeier, der mit seiner steten Diskussionsbereitschaft und seinen Ratschlägen zum Erfolg dieser Arbeit beigetragen hat. Ebenso sei meinem zweiten Betreuer Prof. U. Tröger für sein Interesse, seine konstruktive Diskussionsbereitschaft und seine Unterstützung besonders in Portugal gedankt. Prof. C.-D. Reuther danke ich für seine spontane Bereitschaft, als dritter Berichter zur Verfügung zu stehen.

Meinem Projektpartner M. Dussel danke ich für die sehr gute und schöne, mehrere Jahre währende, Zusammenarbeit. Meinem Lebenspartner M. Koch-Moeck danke ich für die umfassende und intensive Unterstützung. Unserer Projektpartnerin und A. Carvalho-Dill danke ich für ihr stets großes Engagement und ihre Hilfsbereitschaft. Mein besonderer Dank gilt den Mitarbeitern der Firma Dynamic Graphics, Inc., insbesondere meinem Freund P. Luxey für seine enorme Unterstützung und Beratung zur 3D Modellierung. Ebenfalls danke ich J. Martinie für seine freundliche und ermunternde Hilfsbereitschaft. Ich danke P. Terrinha für die gemeinsame und sehr lehrreiche Geländearbeit und die stete Bereitschaft zur Diskussion. Meinen Freund und Kollegen H. Holl danke ich für die bereitwillige Unterstützung vor allem in der Literaturrecherche.

H. Coelho danke ich für die freundschaftliche Aufnahme und Bewirtung. Schließlich möchte all denjenigen danken, die die Projektarbeit auf ihre Weise positiv beeinflusst haben.

Zusammenfassung

Unter hydrotektonischen Prozessen versteht man das Zusammenspiel von Spannungszuständen in der Erdkruste, der Orientierung des Spannungstensors und dem Fluidfluß entlang von Trennflächen. In diesem Zusammenhang wurden in einem der größten Grundwasserleiter des Algarve in Südportugal die Beziehung zwischen der Orientierung von Spannungsfeldern und von Grundwasserfließwegen durch strukturgeologische Analysen untersucht. Der untersuchte Grundwasserleiter besteht hauptsächlich aus liassischen verkarsteten Karbonaten und wird durch ein Störungsmuster charakterisiert, das sich aus NW-SE bis NNW-SSE und NE-SW bis NNE-SSW orientierten Horizontalverschiebungen zusammensetzt, die von E-W bis ENE-WSW Schrägaufschiebungen gekreuzt werden. An diesen Trennflächen wurden Störungsflächenanalysen durchgeführt, die Voraussetzung waren für die Rekonstruktion von Paläospannungsfeldern. Es konnten sechs verschiedene Spannungsfelder identifiziert und zeitlich eingeordnet werden. Die ältesten Spannungsfelder beschreiben Extensionsphasen, während die übrigen Spannungsfelder Inversionsphasen bis hin zum Rezentspannungsfeld ergeben: (I) Extensionsphase mit $\sigma_3=27^\circ$ (II) Extensionsphase mit $\sigma_3=124^\circ$, (III) Inversionsphase mit $\sigma_1=99^\circ$, (IV) Inversionsphase mit $\sigma_1=27^\circ$, (V) Inversionsphase mit $\sigma_1=179^\circ$ und (VI) Rezentspannungsfeld mit $\sigma_1=148^\circ$. Bezogen auf jedes Spannungsfeld wurde die kinematische Charakteristik des Trennflächenmusters evaluiert. Die Ergebnisse wurden den hydraulisch leitfähigsten Strukturen, die durch elektromagnetische Verfahren (AMT und RF-EM) bestimmt wurden, gegenübergestellt. Dabei stellte sich heraus, dass die hydraulisch leitfähigsten Strukturen den potentiell hoch gespannten Trennflächen und damit den Scherklüften bezogen auf das Rezentspannungsfeld entsprechen. Demnach verlaufen die hydraulisch leitfähigsten Strukturen entlang der rezenten Scherklüfte in 0° - 30° und 90° - 110° , und es konnte das erste hydrotektonische Modell für den Karstgrundwasserleiter im Zentral-Algarve erstellt werden. Es steht in Kontrast zu bisher diskutierten hydrotektonischen Modellen, nach denen Extensionklüfte die Hauptfließwege für Grundwasser bilden. Um dieses neue hydrotektonische Modell auf das kartierte Störungsmuster zu übertragen, wurde basierend auf Geländedaten und der daraus erstellten geologischen Karte des Projektgebietes ein 3D Konzeptionsmodell mit einem Minimum Tension Algorithmus berechnet. Das von Quartär bis Karbon reichende 3D Modell umfasst ein Gebiet von 400 km^2 und 107 Störungen bis in eine Tiefe von -2000m . Das ebenfalls berechnete 3D hydrotektonische Modell dient zur Visualisierung der hydraulisch leitfähigen Störungen im Projektgebiet. Der hier entwickelte innovative Ansatz in der 3D Modellierung zeigt die Möglichkeit, allein auf Oberflächeninformationen basierend geologische 3D Modelle zu berechnen und eröffnet neue Möglichkeiten in der Entwicklung konzeptioneller Modelle.

Abstract

Hydrotectonic processes describe the interaction between state of stress, fault kinematics and fluid flow along faults and fractures. Within the major aquifer system of the central Algarve Basin (South Portugal) the relationship between stress tensor orientation and groundwater pathways was investigated by fault plane analysis. The aquifer system is built up of intensively karstic rock of Liassic age and is characterised by a fault pattern consisting of NW-SE to NNW-SSE and NE-SW to NNE-SSW strike-slip faults, that are cut by E-W to ENE-WSW oblique reverse faults. The fault plane analysis was followed by paleo stress field reconstructions based on inversion calculation method after Angelier. Six different stress fields were identified, ranging from two extensional stress fields to four inversion stress fields: (I) extension phase with $\sigma_3=27^\circ$ (II) extension phase with $\sigma_3=124^\circ$, (III) inversion phase with $\sigma_1=99^\circ$, (IV) inversion phase with $\sigma_1=27^\circ$, (V) inversion phase with $\sigma_1=179^\circ$ and (VI) inversion phase with $\sigma_1=148^\circ$. The latter stress field corresponds to the results of fault plane solutions and is considered as recent stress field. For each stress field the kinematic significance of fault planes was determined and compared with the most hydraulically conductive structures derived from electromagnetic (AMT and RF-EM) measurements. The results indicate that the hydraulically most conductive structures are high critically stressed faults with respect to the current stress field. This is strongly contrasting with conventional hydrotectonic models in which extensional fractures are considered as preferential groundwater conduits.

In order to reveal the geometry and spatial distribution of the aquifer body, a 3D geological model was calculated with the 3D modeller earthVision, developed by DGI Inc.. In terms of 3D geological mapping, the model calculation was based exclusively on surface data namely on field work data and a conventional geological map. Fault and horizon grids were calculated applying a iterative minimum tension technique within a workflow and specific parameter settings. A 3D fault model build up by 107 faults and 134 fault blocks was processed in step by step calculation and reconciliation of nine sub-fault trees. The 3D fault model served as framework for the gridding process of 7 geological horizons according to geologic and specific intersection rules.

The 3D geological map is the first 3D conceptual model of the Algarve basin and demonstrates the possibility to generate basic 3D models from planimetric geological maps of even structurally complex areas.

Inhalt

1 Einführung.....	6
1.1 Ziel und Rahmen der Arbeit.....	6
1.2 Stand der Kenntnisse.....	7
1.3 Arbeitsgrundlage.....	8
1.4 Arbeitsmethoden.....	10
2 Lage und Geographie.....	11
2.1 Geographie der Region Algarve.....	11
2.2 Lage des Arbeitsgebietes.....	12
2.3 Geographische Beschreibung des Arbeitsgebietes.....	12
3 Geologische Entwicklung des Algarve Beckens.....	14
3.1 Einführung.....	14
3.2 Struktureologische Entwicklung und Geodynamik	15
4 Lithostratigraphie.....	35
4.1 Mesozoikum.....	37
4.2 Känozoikum.....	43
4.3 Quartär.....	45
5 Ergebnisse der Kartierungsarbeit.....	46
5.1 Schichtflächen.....	46
5.2 Störungsflächen.....	48
5.3 Klüfte.....	50
5.4 Stylolithen.....	51
6 Arbeitsmethoden zur Rekonstruktion von Paläospannungsfeldern.....	58
6.1 Störungsflächenanalyse.....	61
6.2 Ergebnisse der Trennflächenanalyse.....	66
6.3 Diskriminierung verschiedener Paläospannungsfelder.....	68
6.4 Synthese der Ergebnisse.....	71
6.5 Angewandter Nutzen der Paläospannungsfeldanalyse.....	72
7 Hydrotektonik von Grundwasserleitern im rezenten Spannungsfeld.....	80
7.1 Hydrotektonik: Bedeutung für die Geowissenschaften.....	80

7.2 Hydrotektonik von Grundwasserleitern: Eine multidisziplinäre Pilot-Studie zur Vorhersage von Grundwasserfließwegen im Zentral-Algarve.....	83
7.3 Synthese der mutlidisziplinaren Ergebnisse: Prognose über hydraulisch leitfähige Trennflächen im rezenten Spannungsfeld.....	88
8 3D Modellierung der geologischen Karte der Zentral-Algarve.....	91
8.1 Einführung: Nutzen und Bedarf an 3D geologischen Modellen.....	91
8.2 3D geologisches Kartieren: Definitionen.....	92
8.2.1 Was ist der Unterschied zwischen 2D, 2½ D und 3D?.....	93
8.4 Entwicklung einer 3D geologischen Karte aus einer Geländekarte eines geometrisch komplexen Gebietes.....	97
8.5 Überprüfung des geologischen 3D Modells.....	113
8.6 Diskussion: Die Entwicklung und Anwendung von 3D geologischen Karten.....	117
9 Schlussfolgerungen.....	121
9.1 Perspektiven.....	122
Literatur.....	124

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1 Geographische Karte des Arbeitsgebietes	9
Abb. 2 Lage des Projektgebietes im Algarve Becken	11
Abb. 3 Hauptstörungszonen Portugals und des angrenzenden Atlantiks. Die AGFZ stellt die Plattengrenze zwischen Afrika und Iberien dar (modifiziert nach Moeck 1996 und Srivastava et al. 1990)	14
Abb. 4 Der geologische und strukturelle Aufbau Iberiens (aus Andeweg 2002)	16
Abb. 5 Variszische Zonengliederung Iberiens und Mitteleuropas (modifiziert nach Franke 1989, Dias & Ribeiro 1995)	17
Abb. 6 Geodynamik Iberiens im Paläozoikum (nach Stampfli et al., 2002 und Ziegler, 1987)	20
Abb. 7 Struktureinheiten der Süd-Portugiesischen Zone (überarbeitet nach Oliveira & Wagner, 1983)	22
Abb. 8 Geodynamische Entwicklung Iberiens im Mesozoikum. Die Farben der Kontinente weisen auf ihre Zugehörigkeit zu Kontinentalplatten hin. Die Plattenzugehörigkeit wird durch eine gemeinsame Driftrichtung festgelegt. Die Zahlen beziehen sich auf Mio. Jahre (kompiliert aus Srivastava et al., 1990 und Ziegler, 1990)	25
Abb. 9 Geodynamik Iberiens vom oberen Mesozoikum bis Känozoikum. Die Zahlen beziehen sich auf Mio. Jahre (kompiliert aus Srivastava et al. 1990 und Ziegler 1990)	31
Abb. 10 Seismizität in und um Iberien herum von 1980-1996. Die weißen Pfeile deuten die Plattendriftrichtung an (aus Andeweg, 2002)	33

Abb. 11 Lithostratigraphische Einheiten des Algarve Beckens in Verbindung mit geodynamischen Prozessen in Portugal und Iberien (kompiliert aus Srivastava et al., 1990; Ribeiro et al., 1990; Ziegler, 1990; Moeck, 1996; Moeck & Schandelmeier, 1998; Terrinha, 1998 und Terrinha et al., 2002)	36
Abb. 12 Geologische Karte des Algarve (stark modifiziert nach Terrinha, 1998)	45
Abb. 13 Geologische Karte des Projektgebietes	47
Abb. 14 Schematisches Störungsmuster der liassischen Kalke, entstanden unter N-S Kompression	49
Abb. 15 Stylolithen in Zusammenhang mit Störungsflächen bei horizontaler Lage der größten Hauptspannungsachse (nach Meschede, 1994)	52
Abb. 16 Die drei Grundmodelle tektonischer Regime, beschrieben durch die Orientierung der Hauptspannungsachsen, von links nach rechts: Überschiebungsregime, Seitenverschiebungsregime, Abschiebungsregime (nach Andeweg, 2002).	59
Abb. 17 Kinematik imaginärer Flächen unter bestimmten Spannungszuständen (Angelier, 1994)	61
Abb. 18 Verschiedene Typen von Bewegungsindikatoren (nach Angelier, 1994 und Andeweg, 2002)	62
Abb. 19 Beispiel einer graphischen Herleitung des Spannungsverhältnisses R durch Übertragung eines Störungsflächen Datensatzes vom geographischen in das theoretische Koordinatensystem der errechneten Hauptspannungsachsen (Meschede, 1994)	66
Abb. 20 P/T-Achsen der (A) Extensionsphase, (B) einer älteren Inversionsphase und (C) einer jüngeren Inversionsphase. Die Heterogenität der Datensätze erfordert eine Separierung in homogene Datensätze.	67
Abb. 21 Rezentens Spannungsfeld in Iberien, basierend auf Herflächenlösungen (aus Andeweg, 2002)	71
Abb. 22 Spannungsfeld A – Trias/Jura	74
Abb. 23 Spannungsfeld B – Trias/Jura	75
Abb. 24 Spannungsfeld C – Oberkreide	76
Abb. 25 Spannungsfeld D – Paleogen	77
Abb. 26 Spannungsfeld E – Neogen	78
Abb. 27 Spannungsfeld F - Rezent	79
Abb. 28 Larsson's hydrotektonisches Modell für ein Kluftwasserleiter im Granit. Die Wasserwegsamkeiten orientieren sich in diesem Modell an Extensionsklüften (blau), während Scherklüfte (rot) eine sehr geringe Transmissivität aufweisen sollen (Larsson, 1972).	82
Abb. 29 Richtungen der höchsten hydraulischen Leitfähigkeit, symbolisiert durch die Pfeile und hergeleitet aus AMT Messungen	84
Abb. 30 Grundwassergleichen und die interpretierte generelle Fließrichtung des Grundwassers (modifiziert nach Dussel, 2005)	86
Abb. 31 Potentielle Störungs kinematik bezogen auf die verschiedenen berechneten Paläospannungsfelder	87
Abb. 32 Zusammenhang zwischen Größe und Orientierung des Spannungstensors und der Störungs kinematik. A - Extensionsklüfte, B - hybride Scherklüfte (transtensiv), C - reine Scherklüfte, D - hybride Scherklüfte (transpressiv)	87
Abb. 33 Gegenüberstellung der hydraulisch leitfähigsten Trennflächenrichtungen und den kritisch gespannten Trennflächen, bezogen auf die verschiedenen Inversions-Spannungsfelder.	89

Abb. 34 Das hydrotektoische Modell für den Karstwasserleiter Querença-Silves. Die dicken blauen Strukturen stellen hoch kritisch gespannte Trennflächen mit hoher Transmissivität dar; Die dünnen blauen Strukturen stellen transpressive und transtensive Scherklüfte mit erhöhter Transmissivität dar; Die roten Strukturen stellen Extensionsklüfte dar, die kalzitverheilt sind und daher eine sehr geringe Transmissivität aufweisen.	90
Abb. 35 3D Höhenmodell des Arbeitsgebietes	99
Abb. 36 3D Höhenmodell des Arbeitsgebietes mit georeferenzierter geologischer Karte	100
Abb. 37 Eingabepunkte der digitalisierten Querprofile	100
Abb. 38 Erweiterte Basisdaten der Störungen. Die einzelnen Tiefenpunkte stellen Hilfspunkte dar, durch die das Einfallen gemäß der Geländedaten korrigiert wurde.	102
Abb. 39 Ablauf der Datenaufbreitung	102
Abb. 40 Vorgehensweise bei der Modellierung der geologische Karte des Zentral-Algarve bis hin zum korrekten 3D Strukturmodell	103
Abb. 41 Definition des Modellraumes	104
Abb. 42 Eingabe der Störungen innerhalb des WorkFlows	105
Abb. 43 Definition der Hierarchie der Störungen zueinander	106
Abb. 44 Beispiel eines Polygons, das eine „dying fault“ begrenzt	106
Abb. 45 Auszug aus der Hierarchie ("Fault trees") der Störungen und Störungsblöcke, die das Modell aufbauen	108
Abb. 46 Das Störungsmuster als 3D Modell	109
Abb. 47 Zuordnung und Definition der lithostratigraphischen Einheiten des Modells	110
Abb. 48 Geologisches 3D Modell des Zentral-Algarve	112
Abb. 49 Beliebige Profilschnitte visualisieren die Störungs- und Horizontgeometrien. Das hier gezeigte N-S Profil reicht über den Rocha da Pena im Norden bis über die Algibre-Störung bei Ribeira de Algibre im Süden hinaus	112
Abb. 50 Darstellung der Tiefenprofile aus den AMT Messungen. Die Kästchen der Messungen geben die interpretierte Tiefe der Grenze Lias/Hettang an. Grüne Messpunkte haben die Liasbasis nicht erreicht während rote Messpunkte die Liasbasis erfasst haben	113
Abb. 51 Zuordnung der kinematischen Eigenschaften der Störungen im 3D Modell. Die dunkelroten Störungen sind hoch gespannte und damit hydraulisch potentiell leitfähige Störungen, hellrote Störungen sind kritisch gespannte Trennflächen und blau sind nicht kritisch gespannte Trennflächen. Die dargestellte Ebene zeigt das in der Einleitung erwähnte Satellitenbild (Landsat-TM Szene vom Juni 1997).	118
Abb. 52 Durch die Einbeziehung der geologischen Karte in das 3D Modell können die berechneten Ausbisslinien mit den kartierten Ausbisslinien verglichen und gegebenenfalls korrigiert werden	119
Abb. 53 Visualisierung der liassischen Karbonatformation, die dem Grundwasserleiter entspricht. Das Volumen des Aquifers ergibt 115,8077 km ³	120
Abb. 54 Spannungstrajektorien im 3D Modell. Gelb: Trajektorien von σ_3 der Extensionsphasen; Hellorange: Trajektorien von σ_1 der 1. Inversionsphase; Dunkelorange: Trajektorien von σ_1 der 2. Inversionsphase; Grün: Trajektorien von σ_1 der 3. Inversionsphase; Rot: Trajektorien von σ_1 des Rezentspannungsfeldes.	120

Fotoverzeichnis

Foto 1 Falteninterferenz in paläozoischen Schiefen westlich des Rocha da Pena	53
Foto 2 Konjugierte Klüfte aus der Riftphase schneiden eine variszische NE-SW streichende Transferstörung in paläozoischen Schiefen	53
Foto 3 Dextrale NW-SE streichende Scherkluft in paläozoischen Schiefen, wahrscheinlich alpidisch	53
Foto 4 Abschiebungsfläche auf paläozoischen Schiefen am Beckentand bei Querenca	53
Foto 5 Hangrutsch aus dem Paläozoikum (slump), darüber liegen flach Pelite aus dem Hettang (beim Pico Alto)	54
Foto 6 Reaktivierte Störung zwischen Trias und Paläozoikum am Pico Alto	54
Foto 7 Riedel-Scherklüfte als Indikator für dextralen Bewegungssinn an einer NW-SE streichenden Störung in triassischen Sandsteinen	54
Foto 8 Listrische Aufschiebung in den Vulkaniten bei Alte	54
Foto 9 Flach nach S einfallende Tuffe und Pelite aus dem Hettang	55
Foto 10 Stark nach N einfallende Schichtflächen des Lias nördlich der Algibre-Störung	55
Foto 11 WNW-ESE streichende Abschiebungsfläche in den liassischen Dolomiten	55
Foto 12 Konjugiertes Klufmuster, das unter $\sigma_1 = \sigma_v$ und $\sigma_3 = \text{NE-SW}$ entstanden ist	55
Foto 13 Senkrecht stehende Schichten des Malm an einer E-W verlaufenden Aufschiebung bei Tunes	56
Foto 14 Flache Abscherhorizonte an der Algibre-Aufschiebung bei Paderne	56
Foto 15 Konjugiertes Scherkluftpaar aus NW-SE und NE-SW streichenden Scherklüften. Stift zeigt nach S	56
Foto 16 Nach N einfallende Überschiebung in der Unterkreide bei Tunes	56
Foto 17 Der Rocha da Pena am Horizont: Die höchste Erhebung des Beckens ist eine Inversions-	57
Foto 18 Blick von der Pico Alto-Inversionsstruktur herunter auf den Beckenrand	57

1 Einführung

1.1 Ziel und Rahmen der Arbeit

Im Rahmen des interdisziplinär ausgerichteten Forschungsprojektes “Hydrotektonik von Grundwasserleitern im rezenten Spannungsfeld” sollte der Zusammenhang zwischen tektonischen Spannungsmustern und Grundwasserflussverhalten in den verschiedenen Lithologien des zentralen Algarve Beckens geklärt werden. An diese Fragestellung waren hydrogeologische, strukturgeologische und geophysikalische Untersuchungen geknüpft.

Die vorliegende strukturgeologische Arbeit hat dabei eine der drei Schlüsselfunktionen eingenommen, da die geophysikalischen (elektromagnetischen) Untersuchungen in enger Zusammenarbeit mit der Strukturgeologie wasserleitende von nicht wasserleitenden Trennflächen diskriminieren sollte. Die elektromagnetischen Messungen dienen zur Erfassung von Untergrundheterogenitäten wie lithologische Wechsel, Trennflächenorientierung und mechanische Anisotropien. Von der hydrogeologischen Seite her sollte das jurassische Grundwasserleitersystem des Zentral-Algarve u. a. auf seine Entwicklung, seinen Aufbau und insbesondere auf die Lage von Fließwegen und Verkarstungszonen untersucht werden.

Ziel dieser Arbeit ist es, durch strukturgeologische Methoden Paläospannungsfelder im Zentral-Algarve zu diskriminieren und möglichst bis hin zum Rezentenspannungsfeld zeitlich einzuordnen. Auf den Paläospannungsfeldern beruhend, sollte die strukturgeologische Entwicklung des Algarve Beckens detaillierter rekonstruiert werden als dies bisher geschehen ist. Schließlich sollte auf den kritisch gespannten Trennflächen bezogen auf die verschiedenen Spannungsfelder jeweils für ein Spannungsfeld eine Prognose über die bevorzugten Migrationswege des Wassers für den o. g. Grundwasserleiter getroffen werden. Diese Prognosen sollten mit den Ergebnissen der elektromagnetischen und hydrogeologischen Untersuchungen verglichen und evaluiert werden, um einen möglichen Zusammenhang zwischen der Orientierung von Spannungstensen und Grundwasserfließvermögen entlang von unterschiedlich orientierten Trennflächen festzustellen. Diesbezüglich wird auf die Arbeit von M. Dussel (2005) hingewiesen, die sich mit dem elektromagnetischen und hydrogeologischen Teil des Forschungsprojektes detailliert befasst hat.

Schließlich sollte der Grundwasserleiter und insbesondere das Störungsmuster hinsichtlich seiner potentiell wasserführenden Trennflächen in einem geologischen 3D Modell visualisiert werden. Dabei sollte überprüft werden, ob ein 3D Modell allein auf einer herkömmlichen geologischen

Karte basierend berechnet werden kann. Diese Zielsetzung der 3D Modellierung auf Basis von allgemein erhältlichen Oberflächendaten ist von Bedeutung für 3D und 4D Grundwassermodellierung im Rahmen eines nachhaltigen Grundwassermanagements.

1.2 Stand der Kenntnisse

Das rezente Störungsmuster des Algarve Beckens besteht aus einem konjugierten Schersystem von NE-streichenden sinistralen und NW-streichenden dextralen Horizontalverschiebungen, das von E-W-streichenden Störungen gekreuzt wird. Während der mesozoischen Riftphase sollen letztere als Abschiebungen und während der känozoischen Inversionsphase als Aufschiebungen aktiv gewesen sein (Ribeiro et al., 1990). Der nördliche Beckenrand besteht aus einer Vielzahl kleiner E-W-streichender Störungen, die die schwach deformierten Turbidite des Unterkarbon von der mesozoischen Beckenfüllung abgrenzen (Manupella, 1988). Aus dem Verlauf der Inversionsstrukturen schließt Kullberg (1992) auf eine känozoische Einengungsrichtung, die etwa parallel zur mesozoischen Extensionsrichtung in N-S verlief.

Die meisten kartierbaren Kluft- und Störungssysteme entwickeln sich unter dem Einfluß von Paläospannungsfeldern. Im Algarve Becken wurden bisher jedoch keine struktureologischen Arbeiten durchgeführt, die zur Diskriminierung von Paläospannungsfeldern diene. Das rezente Spannungsfeld mit einer größten horizontalen Hauptspannungsrichtung in $140^\circ \pm 15^\circ$ wurde aus Herdflächenlösungen und in-situ-Bohrlochmessungen ermittelt (Moreira et al., 1985, Ribeiro et al., 1996).

Die hydraulische Leitfähigkeit von Kluft- und Störungssystemen hängt jedoch von der Orientierung dieser Trennflächen im in-situ Spannungsfeld ab (Banks et al., 1996). Der im Titel des Forschungsprojektes verwendete Begriff „Hydrotektonik“ wurde meist im Zusammenhang mit hydrothermalen Prozessen und Vulkanismus genannt (Reidel, 1981; Kopf, 1981, Starostin et al., 1981). Das Forschungsprojekt, und damit auch diese Arbeit, bezieht sich jedoch auf das „hydrotektonische“ Modell von Larsson (1972), der postuliert, dass Extensionsklüfte, die im allgemeinen senkrecht zur kleinsten horizontalen Hauptspannungsrichtung angelegt werden, wegen ihrer Öffnungstendenz eine höhere hydraulische Leitfähigkeit aufweisen als Scherklüfte, an denen eine größere Normalspannungskomponente wirkt. In jüngerer Zeit haben kombinierte in-situ Spannungsmessungen, BHTV-Untersuchungen (Bore Hole Tele Viewer) und Präzisions-Temperaturmessungen in verschiedenen Bohrlöchern (Ca-

jon-Pass, Long Valley, Kalifornien; Yucca Mountains, Nevada) gezeigt, dass die größte hydraulische Leitfähigkeit in gestörten und geklüfteten Festgesteinen entlang von kritisch gespannten und damit potentiell aktiven Störungen festzustellen ist (Zoback, 1992; Seeburger & Zoback, 1982; Stock et al., 1985; Finkbeiner et al., 1997; Dholakia et al., 1998; Finkbeiner, 2001). Matthäi & Fischer (1996) weisen darauf hin, dass kritisch gespannte Störungen eine hohe Permeabilität bei Erreichen des kritischen Scherwinkels aufweisen, während niedrig gespannte Störungen nur eine geringe Permeabilität erreichen. Folglich scheint für die Permeabilität eines Festgesteins neben der Klufnetzichte insbesondere die Orientierung der Klüfte und Störungen relativ zum in-situ Spannungsfeld ausschlaggebend zu sein (Barton et al., 1995). Die Zusammenhänge zwischen Migrationsverhalten von Wasser an Trennflächen, deren Raumlage und der Orientierung von Spannungsfeldern wurden bisher nur von punktuellen Beobachtungen abgeleitet. Mit dem interdisziplinären Forschungsprojekt, in das die vorliegende Arbeit eingebettet ist, soll gezeigt werden, ob sich die genannten Zusammenhänge auf das komplexe Grundwasserleitersystem des Zentral-Algarve übertragen lassen.

1.3 Arbeitsgrundlage

Als kartiertechnische Arbeitsgrundlagen dienten die topographischen Karten Carta militar de Portugal Nr. 595, 586, 587, 588, 596 und 597 im Maßstab 1:25 000. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden diese sechs topographischen Karten digitalisiert und zu einem Kartenblatt zusammengeführt, um eine zusammenhängende Grundlage für die Kartierung und die 3D Modellierung zu schaffen (Abb. 1). Für einen gesamtgeologischen Überblick über das Arbeitsgebiet und seine Peripherie wurde die geologische Karte des Algarve, Blatt 2 (Manupella, 1988) genutzt.

Ein genereller strukturgeologisch-tektonischer Überblick des Zentral-Algarve wurde durch eine flächendeckende Auswertung und Interpretation von LANDSAT-TM Szenen gewonnen. Mit Hilfe der Satellitenbildszenen konnten Lineationen kartiert werden, die nicht nur das regionale Strukturmuster des Arbeitsgebietes wiedergaben sondern auch das gezielte Aufsuchen markanter lokaler Störungszonen erleichterten.

1.4 Arbeitsmethoden

Basierend auf der Satellitenbildinterpretation und der bereits existierenden geologischen Karte wurden tektonisch relevante Gebiete mit entsprechenden Störungszonen ausgewählt, die während der Geländearbeiten im Hinblick auf die Rekonstruktion der paläo- und neokinematischen Prozesse detailliert nachkartiert wurden.

Auf die detaillierte Aufnahme und Analyse von Harnischflächen nach den Kriterien von Petit (1987) und Means (1976) wurde besonders Wert gelegt, da diese Daten notwendig sind für eine EDV-gestützte Auswertung mittels graphischer und mathematischer Inversionsmethoden (Angelier, 1994). Letztere dienen der Bestimmung von Paläospannungsachsen, die durch Klufmusteranalysen (Hancock, 1994) und Stylolithenanalysen abgesichert wurden. Die strukturgeologischen Laborarbeiten, die konventionelle richtungsstatistische Analysen und Stereonetzdarstellungen umfassen, wurden mit dem Programm TectonicsFP (Reiter & Acs, 2001) durchgeführt. Eine relative Alterszuordnung der Paläospannungsfelder sollte schließlich durch die Aufnahme verschiedener sich kreuzender Harnische und Stylolithenpopulationen erfolgen. Um die Altersfolge der Paläospannungsfelder und insbesondere das Rezentspannungsfeld abzusichern, wurden entsprechende strukturgeologische Arbeiten nach o. g. Methoden in jüngeren Sedimenten bis hin zu quartären Ablagerungen außerhalb des Arbeitsgebietes durchgeführt.

Die Erstellung und Berechnung des geologischen 3D Modells des Arbeitsgebietes wurde mit der 3D Modellierungs-Software earthVision, entwickelt von Dynamic Graphics Inc., durchgeführt. Dazu wurde die geologische Karte, die aus Geländearbeit und Interpretation der Satellitenbildszene entstanden ist, als Datenbasis zur Berechnung eines 3D volumetrischen Modells genutzt. Das 3D Modell des Zentral-Altgarve stellt damit das erste Modell einer strukturgeologisch komplexen Region dar, das aus der 3D Modellierung einer konventionellen geologischen Karte hervorgegangen ist.

Bedingt durch den kargen Bewuchs wird der Einfluss des geologischen Unterbaus auf die Morphologie sehr deutlich. Paläozoische Schiefer sind durch eine kleingliedrige Landschaftsform mit engen Tälern und steilen Hügeln charakterisiert, während mesozoische Karbonate eine Karstlandschaft verursachen, die durch Trockentäler, Dolinen und sanft ansteigende Hügel geprägt ist. Mesozoisch-känozoische Mergel und Sande dagegen bilden eine flachwellige Topographie.

2.2 Lage des Arbeitsgebietes

Als eines von zwei mesozoischen Becken stellt das Algarve Becken die südlichste grossteutonische Struktur Portugals dar und nimmt einen Grossteil der Provinz Algarve ein. Das Arbeitsgebiet befindet sich im Zentrum des Beckens zwischen den Städten Portimão im Westen und Loulé im Osten und ungefähr 20 km nördlich der Küste von Albufeira. Das Arbeitsgebiet liegt somit zwischen $^{\circ}45$ - $^{\circ}53$ östlicher Länge und $^{'}28$ - $^{'}11$ nördlicher Breite und umfasst eine Fläche von annähernd 400 km².

Der Großteil des Untersuchungsgebietes wird durch den Grundwasserleiter Querença-Silves aufgebaut, in dem die Forschungsarbeiten hauptsächlich durchgeführt wurden. Die räumliche Umgrenzung des aus jurassischen Karbonaten aufgebauten Grundwasserleiters bilden im Norden von West nach Ost die Ortschaften Mexilhoeira da Carregação, Silves, S. Bartolomeu de Messines, Alte, Salir, Querença sowie im Süden von West nach Ost Estômbar, Algoz und Paderne. Mit einer Ausbißfläche von 277 km², einer Länge von 45 km² und einer maximalen Breite von 9,5 km² ist der Grundwasserleiter Querença-Silves der größte zusammenhängende Grundwasserleiter des Algarve.

2.3 Geographische Beschreibung des Arbeitsgebietes

Hinsichtlich seiner Topographie und Vegetationsgeographie kann das Arbeitsgebiet in einen Ostteil und einen Westteil untergliedert werden. Die Trennlinie zwischen diesen beiden Teilen verläuft von NNW bei S. B. Messines nach SSW bei Paderne und weiter nach SSW dem Quarteiratal folgend. Entlang dieser deutlichen topographischen Trennlinie verläuft die Autobahn IP1.

Der Ostteil des Arbeitsgebietes ist durch eine reliefreiche Hügellandschaft charakterisiert, deren Hügelkuppen zwischen 480 m und 300 m hoch sind. Zu den höchsten Bergen gehören der Rocha dos Soidos und der Rocha da Pena im Norden des Ostteils mit ungefähr 480 m sowie die Berge Rocha Amarela, Cerca do Cerro, Picavessa, Alfeição und Picota mit ca. 300 m Höhe. Insgesamt nehmen die Höhen von Norden nach Süden ab. In dem Gebiet sind mit dem N-S verlaufenden Fluss Alte und dem Ost-West verlaufenden Fluss Algibre nur zwei markante Flüsse vorhanden, die nach ihrem Zusammenfließen in der Paderne-Ebene den N-S verlaufenden Alcantarilha bilden. Bedingt durch den verkarsteten Unterbau fallen diese Flüsse abseits ihrer Quellen periodisch trocken.

Entsprechend der Topographie findet landwirtschaftliche Nutzung in Form von Kleinackerbau nur in Tallagen statt, in denen sich fruchtbare Auelehme und Schwemmtone angesammelt haben. An einigen Hanglagen sowie in weiten Tälern und Ebenen wird intensive Zitrusplantagenwirtschaft betrieben.

Der Westteil des Arbeitsgebietes weist wesentlich geringere Reliefenergie auf als der Ostteil. Bis auf den Nordosten, in dem sich Hügelketten bis 300 m Höhe entlangziehen und den Beckenrand des Algarve Beckens darstellen, ist das Teilgebiet durch eine sehr flachwellige Topographie mit großen Einebungsflächen gekennzeichnet. Entsprechend dieser günstigen topographischen Voraussetzung wird intensiv großflächige Plantagenwirtschaft mit Zitrusfrüchten betrieben. Die notwendige Bewässerung wird durch die zahlreichen Brunnen in diesem Gebiet und dem Arade-Stausee (westlich von S. B. Messines) gesichert. Die meisten Flüsse fallen in dem Karstgebiet periodisch bedingt trocken. Der Arade als einer der größten Flüsse in dem Projektgebiet führt durch den Aradestausee gespeist einen Mindestabfluß ab, fällt daher meistens nicht trocken und mündet bei Portimão in das Meer.

Ein markanter Einschnitt in die Oberflächenstruktur wird durch einen Großtagebau zwischen den Städten Silves und Portimão verursacht. In dem ungefähr 6 km² großen Steinbruch wird Kalk abgebaut. Der Abbau bietet einen guten Einblick in die in dem Teilgebiet schlecht aufgeschlossenen geologischen Verhältnisse.

3 Geologische Entwicklung des Algarve Beckens

3.1 Einführung

Das Algarve Becken ist als Halbgraben ausgebildet, dessen Füllung aus mesozoischen bis känozoischen Sedimenten besteht. Es stellt das südlichste Randbecken des Zentral-Atlantischen Ozeans dar und wurde in seiner geologischen Entwicklung durch die unmittelbar südlich des Beckens liegende Azoren-Gibraltar-Megascherzone (AGFZ), die rezent als Plattengrenze zwischen Eurasien und Afrika fungiert, stark beeinflusst (Abb. 3). Nach der auf dem Wilsonzyklus basierenden Beckenklassifikation von Miall (1990) kann das Algarve Randbecken daher als zu den an *Transforms und Megascherzonen gebundene Sedimentbecken* gezählt werden. Dieser Beckentypus wird von Miall (1990) nach der Kinematik der benachbarten Scherzone sowie nach dem beckeninternen Störungsmuster nochmals untergliedert.

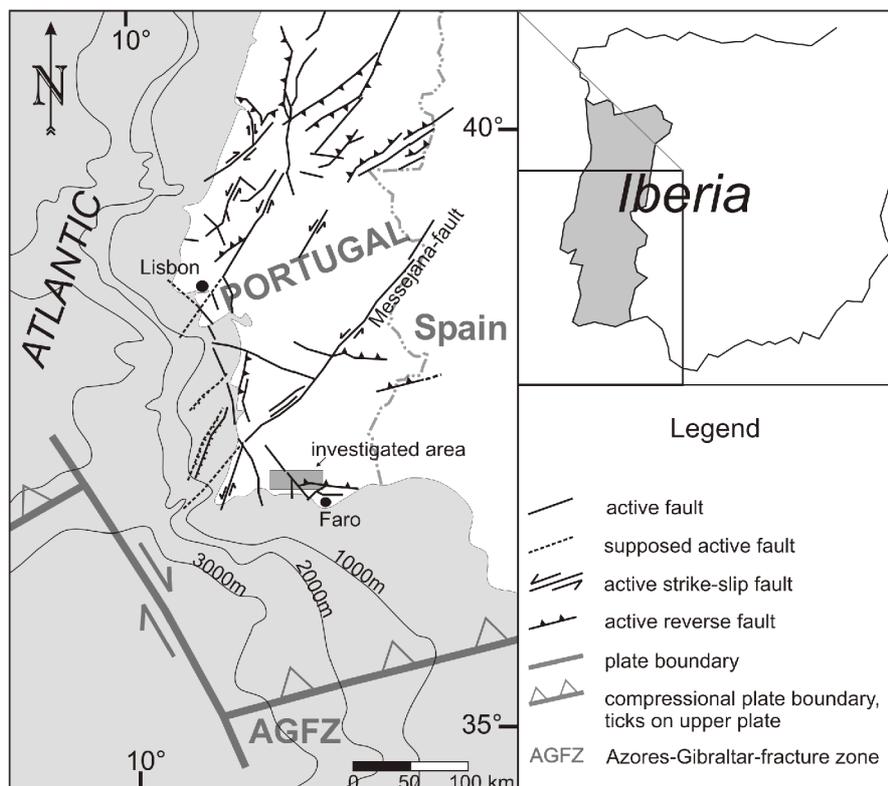


Abb. 3 Hauptstörungszonen Portugals und des angrenzenden Atlantiks. Die AGFZ stellt die Plattengrenze zwischen Afrika und Iberien dar (modifiziert nach Moeck 1996 und Srivastava et al. 1990)

Dieser Detailliertheit zufolge entspricht das Algarve Randbecken während seiner initialen Öffnungsphase dem Beckentyp, der an *divergente Plattenrand-Transforms* (das sinistrale Maghreb-Gibraltar Rift ab der mittleren Trias) gebunden ist und sich durch ein stark verzweigtes Störungsmuster verbunden mit einer großen Anzahl kleiner Horst- und Grabenstrukturen auszeichnet. Ein nach dieser Definition vergleichbares Becken ist das Falkland-Arguhas Becken in Süd-Afrika.

3.2 Struktureologische Entwicklung und Geodynamik

Das Algarve Becken ist auf der Iberischen Platte als ein intrakontinentales Becken im Rahmen des Zerfalls von Pangea entstanden. Schon in seiner Entstehungsphase im unteren Mesozoikum wurde das Becken auf Grund seiner Nähe zur AGFZ (Azoren Gibraltar Fault Zone) und der damit verbundenen Plattenrandlage sowohl durch die Bewegung der Eurasischen und der Afrikanischen Platte als auch durch die Öffnung der Tethys und des Atlantiks beeinflusst. Am Ende des Mesozoikums und im Känozoikum wurde das Becken in mehreren Phasen invertiert. Sowohl die Extensionsstrukturen während der Riftphase als die Einengungsstrukturen während der Inversionsphasen haben sich an variszischen Grundgebirgsstrukturen orientiert. Um diese komplexen Reaktivierungsvorgänge der Grundgebirgsstrukturen nachvollziehen zu können, soll erst ein Überblick über die paläozoische Entwicklung, insbesondere die variszische Orogenese, auf der Iberischen Platte gegeben werden, bevor die mesozoische und känozoische Entwicklung des Algarve Beckens abgehandelt wird. Ein Überblick über den geologischen Aufbau der Iberischen Platte wird in Abb. 4 gegeben.

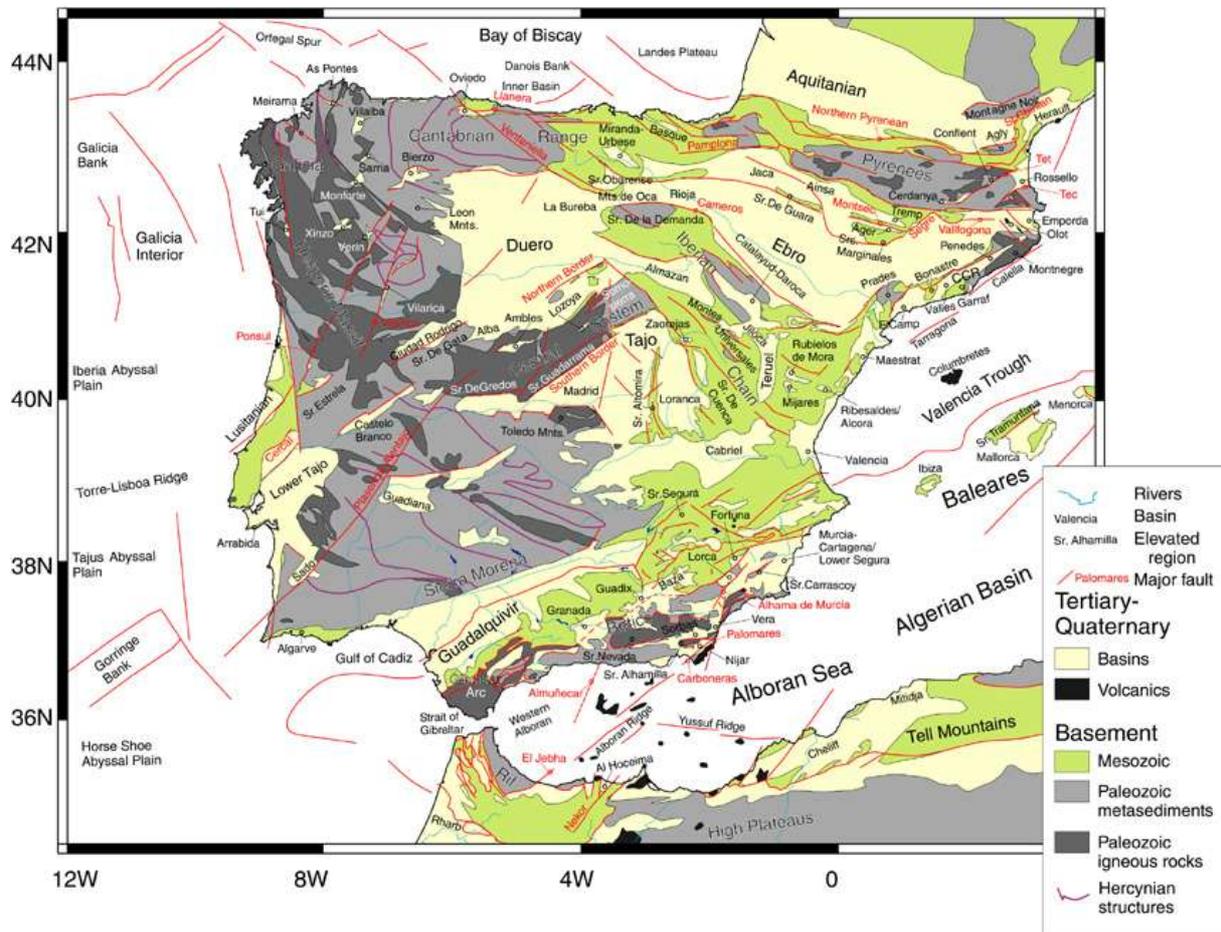


Abb. 4 Der geologische und strukturelle Aufbau Iberiens (aus Andeweg 2002)

3.2.1 Die prä-mesozoische Geodynamik Iberiens

Das Grundgebirge des Algarve Beckens ist Teil der Süd-Portugiesischen Zone (SPZ), die eine der sechs variszischen Zonen des Iberischen Massivs darstellt. Das Iberische Massiv repräsentiert das prä-mesozoische Grundgebirge der Iberische Platte, deren älteste Krustensegmente präkambrisch sind und während der variszischen Orogenese eingeeignet und verformt wurden. Die dominierende Makrostruktur der Varisziden in West-Europa stellt der Ibero-Amerikanische Bogen dar (z. B. Burn & Burg, 1982; Matte, 1986; Burg et al., 1987), dessen Amerikanischer Zweig Nordwestfrankreich und Südwestbritannien umfasst, während der Iberische Zweig sich auf das Iberische Massiv beschränkt (Franke, 1989). Der Iberische Zweig kann nach seiner strukturellen Entwicklung in einen nördlichen und einen südlichen Sektor geteilt werden. Diese beiden Sektoren können wie das Variszikum im Zentraleuropa nach ih-

rem tektonostratigraphischem Inventar nochmals in Zonen untergliedert werden (Dias & Ribeiro, 1995), die durch Megasuturen voneinander getrennt werden (Abb. 4).

Der nördliche Sektor, der Nord- und Zentraliberien umfasst, wird von der Kantabrischen Zone (CZ), der West-Asturisch-Leonesischen Zone (WALZ), den Kontinentalen Allochthonen und Nördlichen Ophiolithischen Terranen (CAT&NOT) und der Zentral-Iberischen Zone (CIZ) aufgebaut, während der südliche Sektor sich in Südwest-Iberien befindet und die Ossa-Morena Zone (OMZ) sowie die Süd-Portugiesische Zone (SPZ) umfasst (Abb. 5). Von Stampfli et al. (2002) wird die CIZ als Iberisches Terran bezeichnet, während von den meisten iberischen Autoren bis auf die SPZ das gesamte Variszikum Iberiens als Iberisches Terran angesehen wird (z. B. Silva et al., 2001; Ribeiro, 1999).

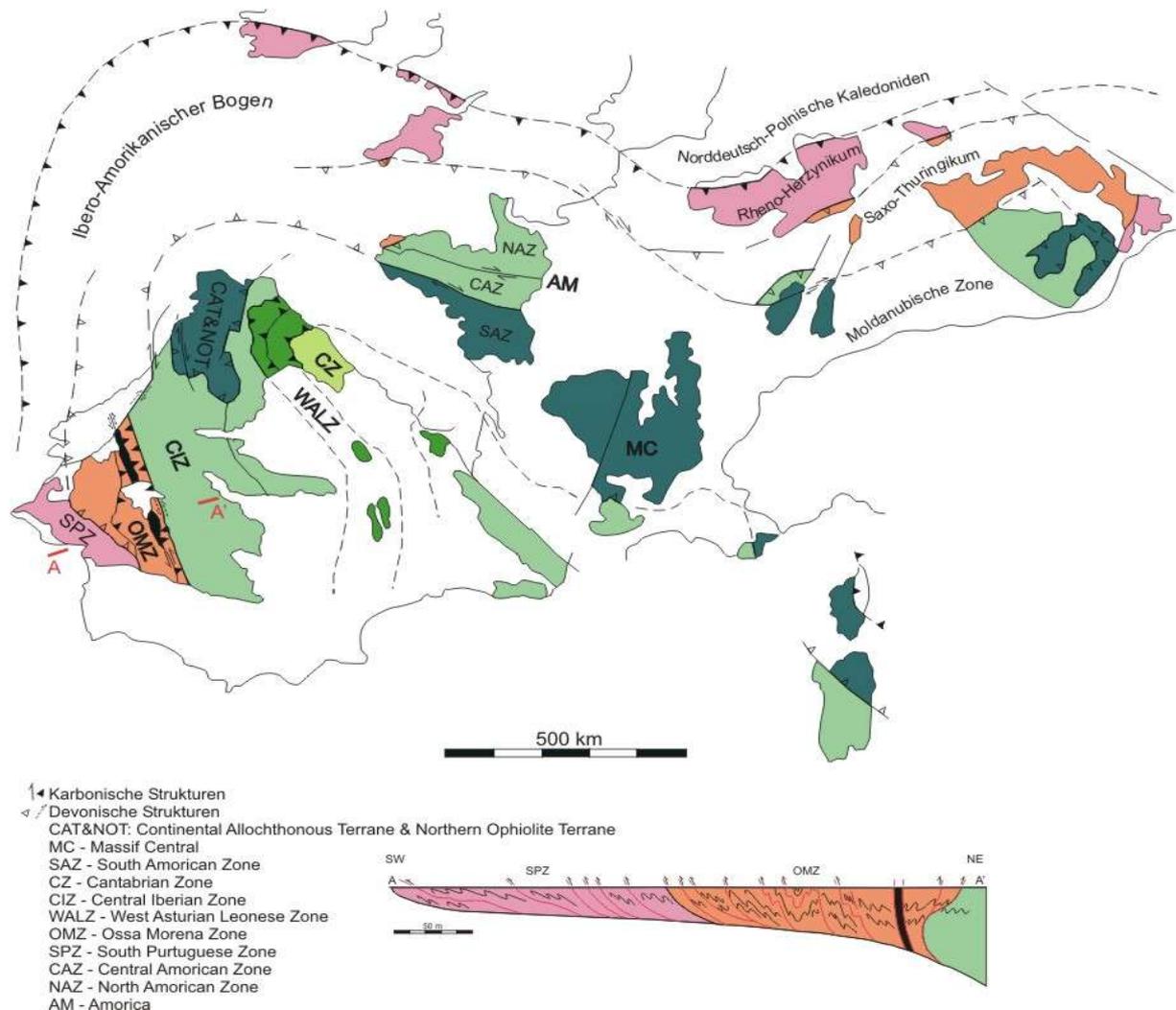


Abb. 5 Variszische Zonengliederung Iberiens und Mitteleuropas (modifiziert nach Franke 1989, Dias & Ribeiro 1995)

Franke (1989) und Dias & Ribeiro (1994) korrelieren die tektonostratigraphischen Zonen des Iberischen Massivs über den Ibero-Amorikanischen Bogen mit Zentral-Europa, so dass die SPZ dem Rhenohertzynikum, die OMZ dem Saxothuringikum und die CIZ der Moldanubischen Zone entspricht (Abb. 5). Die Entstehung des Ibero-Amorikanischen Bogens und der variszischen Zonierung Iberiens kann mit geodynamischen Modellen sehr gut erklärt werden (Dias & Ribeiro, 1994).

Die älteste kontinentale Kruste des Iberischen Massivs wurde mit 2,65-2,95 Ga in der OMZ durch Isotopenanalysen an Zirkonkernen festgestellt, im nördlichen Sektor des Iberischen Massivs wurden ebenfalls altproterozoische Alter (1,7-2,0 Ga) an Proben tiefer Krustengebiete bestimmt (de la Rosa et al., 2002; Valladares et al., 2002; Pin et al., 2002). Als einzige Zone des Iberischen Massivs weist das Grundgebirge der SPZ kein präkambrisches Alter auf, da Analysen von Isotopen und Spurenelementen ein Alter von 500-600 Ma und 400-500 Ma ergeben haben (de la Rosa et al., 2002).

In verschiedenen genetischen Modellen des iberischen Grundgebirges stellen bis auf die SPZ die oben genannten Zonen ehemalige Krustensegmente oder Sedimentationsräume Gondwanas dar. Die von de la Rosa et al. (2002) als „exotisch“ bezeichnete Herkunft der SPZ wird vom Meguma-Terran und Avalonia angenommen, so dass die SPZ zusammen mit den nördlichen Appalachen als Teil West-Avalonias angesehen werden kann (Stampfli et al., 2002).

Neoproterozoikum

Die geodynamische Entwicklung des Iberischen Massivs kann bis in das Neoproterozoikum zurückverfolgt werden, als kontinentale proximale Sedimente im Norden Gondwanas im Bereich der heutigen CIZ abgelagert wurden (Valladares et al., 2002). Gleichzeitig weisen neoproterozoische Magmatite in der OMZ auf subduktionsgebundenen Vulkanismus in juveniler Kruste Nordgondwanas hin (Pin et al., 2002).

Kambrium-Silur

Im unteren-mittleren Kambrium setzte in Nordgondwana und damit im Bereich der CIZ und OMZ intrakontinentales Rifting ein, das bis zur Bildung eines Mittelozeanischen Rückens im unteren Ordovizium führte (Dias & Ribeiro, 1995). In dieser Phase war die CIZ Teil eines Inselbogens, der an die NW-gerichtete Subduktion der Prototethys unter den Rhäischen Ozean

gebunden war. Unterordovizische MOR-Basalte und Granulite in der nördlichen CIZ (Ordonez et al., 2000) weisen auf back-arc-spreading hin, das sich so stark entwickelte, dass bis zum unteren Silur die Prototethys geschlossen wurde, der Inselbogen mit Nordgondwana kollidierte und schließlich der Rhäische Ozean unter Nordgondwana subduziert wurde (Stampfli et al., 2002). Demzufolge wurde die CIZ als Teil des Inselbogens über die OMZ als Teil Nordgondwanas obduziert, so dass eine rezent WNW-ESE verlaufende Suture entstand, die einer kontinentalen sinistralen Transpressionszone entsprach und an der Eklogite auf obduzierte Ozeankruste hinweisen könnten (Pereira et al., 1999).

Silur-Unterdevon

Bis zum oberen Silur öffnete sich im back-arc-Bereich der Subduktionszone Nordgondwanas, abermals durch back-arc-spreading bedingt, die Paläotethys mit Abspaltung und NW-Drift des Inselbogens, der von Stampfli et al. (2002) als Hun-Superterran bezeichnet wird. Auf seiner NW-Drift zerfiel das Superterran in mehrere Mikroplatten, von denen eine das Iberische Terran, das die CIZ und die OMZ umfasste, war (Abb. 6A). Die Abspaltung der Terrane und der Zerfall des Hun-Superterrans sind bislang noch nicht eindeutig nachvollziehbar. Von Ziegler (1987) wird das Iberische Terran in das Aquitanisch-Kantabrische Terran eingegliedert während die SPZ dem Avalon-Meguma-Terran zugeordnet wird (de la Rosa et al., 2002). Die Nord-Drift des Hun-Superterrans und seiner Mikroplatten endete im oberen Mitteldevon mit der Schließung des Rhäischen Ozeans.

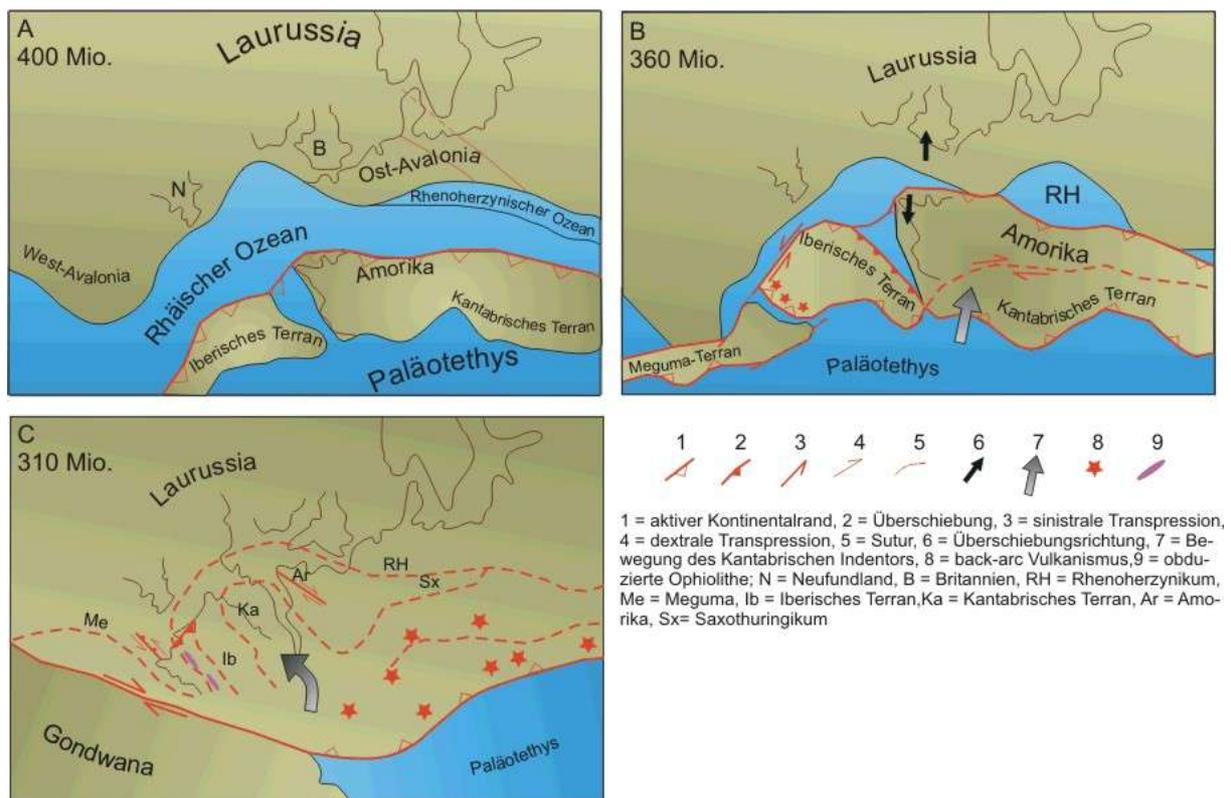


Abb. 6 Geodynamik Iberiens im Paläozoikum (nach Stampfli et al., 2002 und Ziegler, 1987)

Mitteldevon-Perm

Im oberen Mitteldevon kollidierten das Aquitanisch-Kantabrische Terran und das Meguma-Terran mit Laurussia und wurden amalgamiert, so dass mit starker sinistraler Transpression und einhergehendem west-vergentem Faltenbau die erste Deformationsphase der Varisziden in Iberien begann. Aufgrund des irregulären Südrandes von Laurentia kollidierte das Aquitanisch-Kantabrische Terran mit Neufundland und NW-Europa schräg (oblique slip) während die Kollision mit Zentraleuropa orthogonal verlief (Abb. 6b).

Die Konsequenz war mit dem Ibero-Amorikanischen Bogen ein diachroner Faltenbau und ein bogenförmiger Überschiebungsbau, der seine Ursache in „lateral escape“ gekoppelt mit Transpression hat (Dias et al., 1994). Den Kern dieses Indentor-Modells bildet der Kantabrische Indentor, der aufgrund der spätvariszischen Einengung im Oberkarbon sinistral rotierte und mit Horizontalverschiebungen im Norden und Überschiebungsfronten im Süden des Ibero-Amorikanischen Bogens unterschiedliche Deformationsregime verursachte (Dias et al., 1995) (Abb. 6c). Der Südwesten des Iberischen Terrans kollidierte ab dem unteren Oberdevon mit

dem Meguma Terran, das unter die OMZ subduziert wurde. An diese intrakontinentale nach NE bis E abtauchende Subduktionszone war eine synorogene Flyschzone gebunden, in die vom Oberdevon (Famenn) bis zum Unterkarbon (Namur) die Sedimente der SPZ abgelagert wurden (Monteiro Santos et al., 1997; Silva, 1999). Diese Flyschzone war über den Ibero-Amerikanischen Bogen mit dem Rhenoherynischen Becken verbunden, so dass die Sedimente der SPZ und des Rhenoherynikums in lithostratigraphischer, struktureller und geophysikalischer Hinsicht miteinander korreliert werden können (Crespo-Blanc et al., 1988) (Abb. 5). In die Zeit der Subduktionsphase fällt im Süden des Iberischen Terrans und damit in der OMZ die Platznahme des Beja-Acebuches-Ophiolithkomplexes, der aufgrund seiner geochemischen Merkmale dem back-arc-Magmatismus zugeordnet wird (Mateus et al., 1998). Im Oberkarbon (Westphal) werden während einer zweiten variszischen Deformationsphase unter transpressivem bis kompressivem Spannungsregime nicht nur die Sedimente der SPZ SW-vergent verfaltet und verschuppt und damit die Flyschzone geschlossen, sondern auch der Ophiolithkomplex obduziert (Dias & Ribeiro, 1995). Der Beja-Acebuches-Ophiolith stellt zwischen der OMZ und der SPZ rezent eine dem Faltenbau entsprechend NW-SE verlaufende Grenze dar, die als eine der Hauptsuturen der westeuropäischen Varisziden angesehen wird (de la Rosa, 2002). Im Anschluss an diese Kontinent-Kontinent-Kollision entstanden während der letzten Deformationsphase der Varisziden durch gravitativen Kollaps der verdickten Kruste lokale Extensionsregime, die in Westeuropa als Eo-Herynykum angesprochen werden. Diese Phase dauerte bis zum Perm und leitete den Zerfall Pangäas ein.

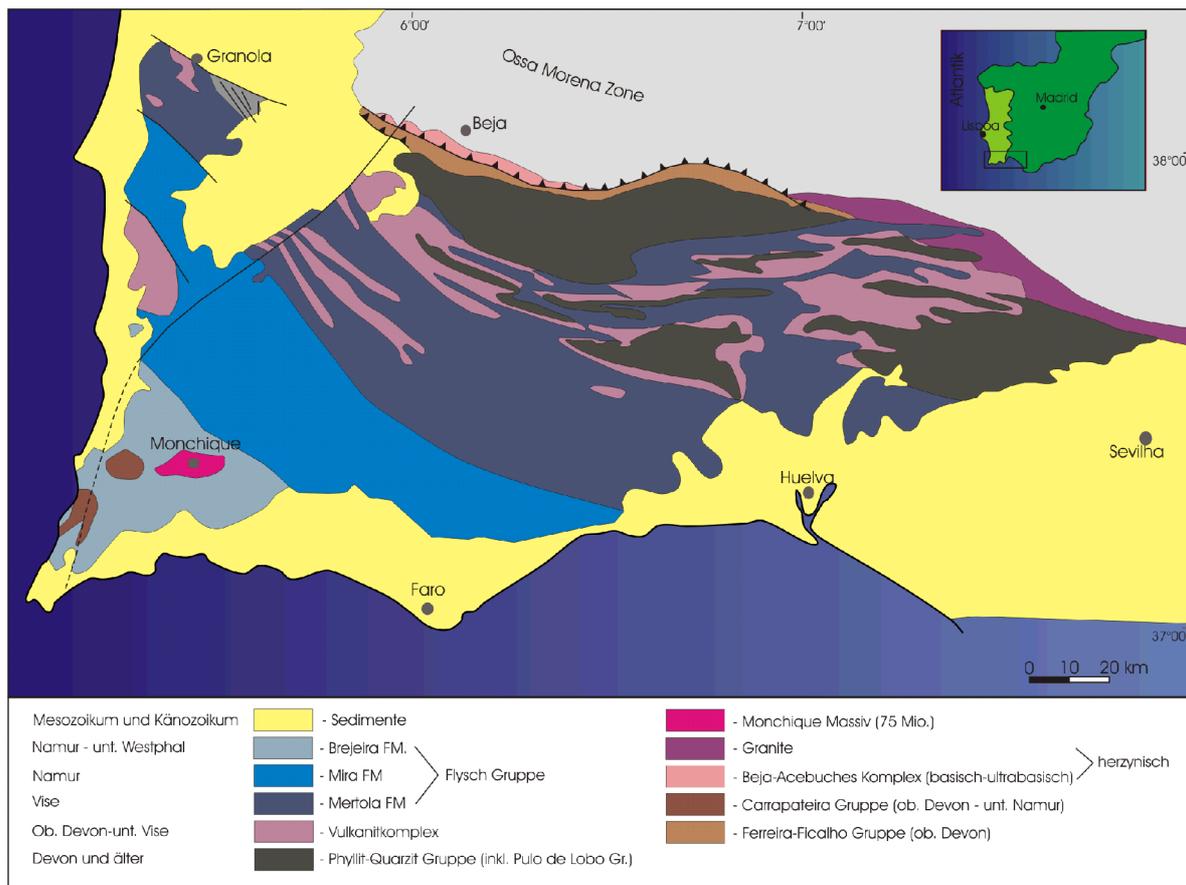


Abb. 7 Struktureinheiten der Süd-Portugiesischen Zone (überarbeitet nach Oliveira & Wagner, 1983)

Die Süd-Portugiesische Zone

Die SPZ wird nach Quesada (1991) von Nord nach Süd in drei Struktureinheiten unterteilt (Abb. 7): (I) die Pulo do Lobo-Zone, die aus devonischen Phylliten, Quarziten und Vulkaniten besteht, (II) der Pyritgürtel, der vulkano-sedimentäre Einheiten von Oberdevon bis Unterkarbon umfasst und (III) die Baixo Alentejo Flysch Gruppe, die karbonisches (Vise-Namur) Alter besitzt. Die Baixo Alentejo Flysch Gruppe wird von NE nach SW folgend in die Mertola-, Mira und Brejeira-Formation unterteilt. Die Formationen werden in erster Linie durch lithostratigraphische Grenzen voneinander getrennt. Strukturell wird die Baixo Alentejo Flysch Gruppe durch eine in über 10 km Tiefe reichende Störungszone, die NW-SE verlaufend an der Grenze Mira-Mertolaformation liegt, geteilt (Monteiro Santos et al., 1997). Der basale Abscherhorizont der SPZ liegt in 11-13 km Tiefe und wurde von Monteiro Santos et al. (1997) durch die Berechnung eines rheologischen Profils aus magneto-tellurischen Daten bestimmt.

Durch die oberkarbonische Kompression mit σ_H in NE-SW-Richtung entstand neben der oben beschriebenen Störungszone ein Faltenbau, dessen Faltenachsen NW-SE verlaufen und dessen Falten SW-vergent bis horizontal liegend sind. Im Bereich der Faltenachsenflächen entwickelten sich durch Abscherung häufig Aufschiebungsflächen, während sich quer zu den Faltenachsen Transferstörungen in NE-SW Richtung bildeten, die die Aufschiebungen in Bereiche mit unterschiedlichen Schubweiten segmentierten. Parallel zu den Transferstörungen und damit zu der σ_{Hmax} -Richtung entstanden Extensionsklüfte, die Öffnungsweiten im dm-Bereich aufweisen und mit Quarz verfüllt sind.

Der Unterbau des Algarve Beckens besteht im westlichen Teil aus der Brejeira-Formation und im östlichen Teil aus der Mira-Formation. Die Grenze zwischen diesen Formationen verläuft entsprechend dem Faltenbau in NW-SE-Richtung. Sie lässt sich in das Algarve Becken bei S. B. Messines Richtung Paderne verlängern und liegt somit im Arbeitsgebiet.

Am Ende der Kompressionsphase war ein variszisches Strukturmuster aus hauptsächlich NW-SE und NE-SW verlaufenden Strukturen entstanden, an dem sich die frühmesozoische Extension orientieren sollte.

3.2.2 Mesozoikum

Die Iberische Platte wird im Mesozoikum als eigenständige Platte angesehen, begrenzt durch das Biscaya-Rift im Norden und der AGFZ (Azoren Gibraltar Fault Zone) im Süden. Damit war die Driftrichtung der Iberischen Platte von der Eurasischen und der Afrikanischen Platte zwar entkoppelt, wurde jedoch von den Bewegungen dieser beiden Nachbarplatten beeinflusst. Erst nach seiner kretazischen Rotation war Iberien Bestandteil der Afrikanischen Platte (Abb. 8 und 9).

Mit dem Zerfall Pangäas und den damit einhergehenden Dehnungserscheinungen entlang der AGFZ wurden die E-W-verlaufenden Störungen in Südportugal zu Abschiebungen reaktiviert. Die NW-SE gerichteten variszischen Faltenachsen und deren NE-SW verlaufende Lateralrampen wurden zu transtensiven Abschiebungen reaktiviert, so dass der Beckenrand teilweise zickzackförmig verläuft. In der mittleren Trias erfolgte die initiale Beckenöffnung des Algarve Beckens, in deren Verlauf kontinentale Siliziklastika abgelagert wurden. Ab der oberen Trias herrschten flachmarine Sedimentationsbedingungen, die begleitet waren von Evaporitbildung und submarinem Vulkanismus. Vom Lias bis in die Unterkreide wurden bei

zunehmender Subsidenzrate Dolomite, Mergel und Kalke abgelagert, das Beckenzentrum lag im nördlichen Beckenteil bei Saõ Bartolomeo de Messines.

Mit der stark einsetzenden Spreizung (spreading) im nördlichen Südatlantik traten von Malm bis obere Unterkreide dextrale Transpression an der AGFZ auf, so dass der marine Einfluß im Algarve Becken zunehmend schwächer wurde. Aufgrund der relativen Rotation Iberiens gegen den Uhrzeigersinn um 30° ab dem Berrias-Barreme wurde das Becken leicht invertiert und verlandete schließlich.

Die mesozoische geodynamische Entwicklung Iberiens ist in Abb. 8 zusammengefasst.

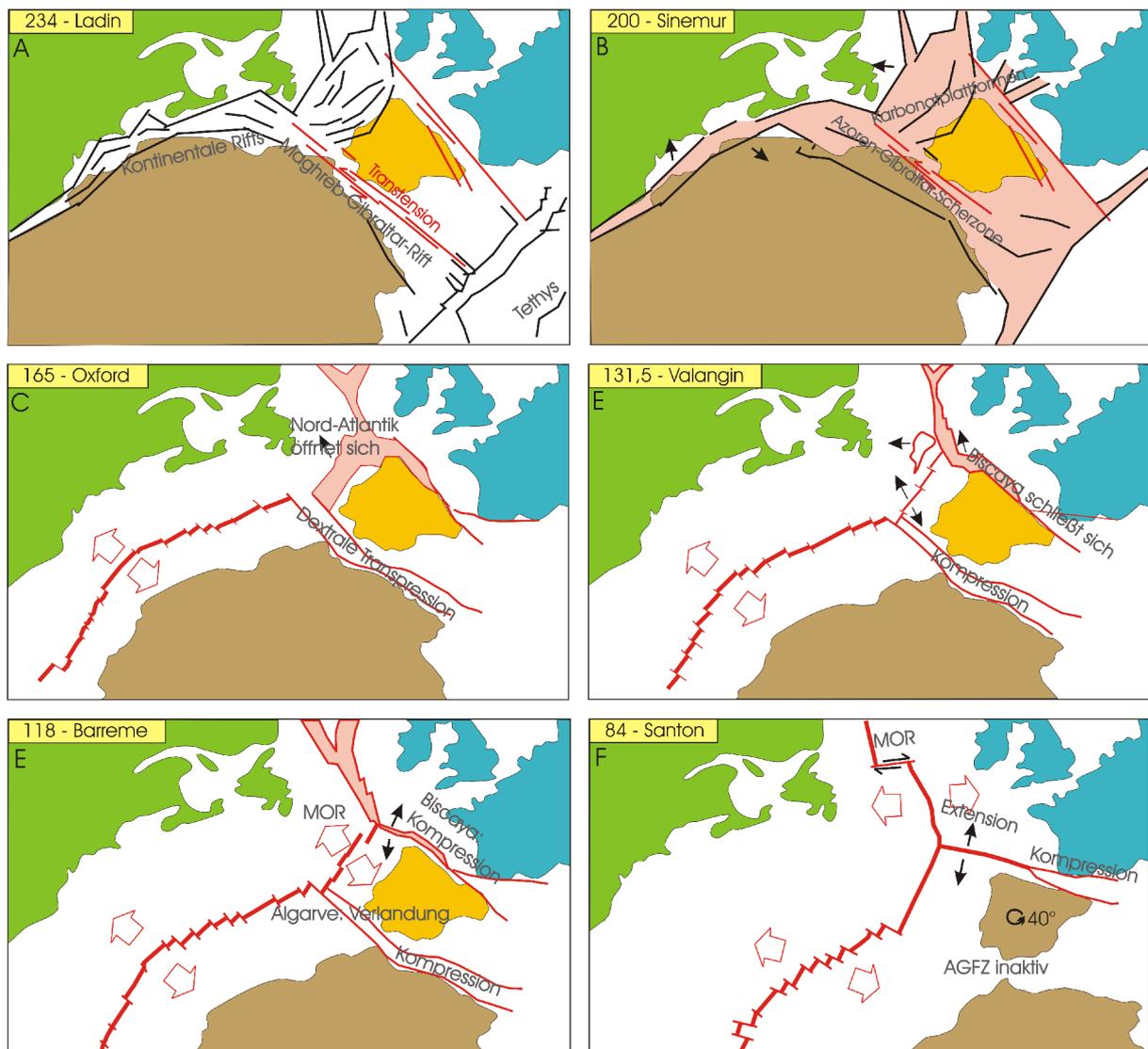


Abb. 8 Geodynamische Entwicklung Iberiens im Mesozoikum. Die Farben der Kontinente weisen auf ihre Zugehörigkeit zu Kontinentalplatten hin. Die Plattenzugehörigkeit wird durch eine gemeinsame Driftrichtung festgelegt. Die Zahlen beziehen sich auf Mio. Jahre (kompiliert aus Srivastava et al., 1990 und Ziegler, 1990)

Trias

Geodynamik Iberiens

Gekoppelt an den Zerfall Pangäas ab der Trias wurde eine progressive Öffnung des Atlantik hervorgerufen, die Rifting-Prozesse und damit aktive Extension an den Plattenrändern Iberiens zur Folge hatten. An einer der variszischen Großstrukturen entwickelte sich das Maghreb-Gibraltar Rift, das zu einer transtensionellen sinistralen Transformstörung reaktiviert wurde und ab der Unteren Trias bis zur Oberkreide Afrika von Iberien trennte. Diese Megascherzone

war Teil des Neo-Tethys Riftsystems, das wiederum als Konsequenz der Ostdrift Afrikas relativ zu Europa entstand (Dewey et al., 1989; Srivastava et al., 1990; Malod & Mauffret, 1990). Über das Maghreb-Gibraltar Rift hat ab der oberen Trias die Tethys bis in die Tagus Tiefseeebene im Zentralatlantik marinen Einfluß (Andeweg, 2002). Gleichzeitig öffnete sich ein N-S verlaufendes Rift im Zentralatlantik, so dass das Algarve Becken an der Zwickelposition zwischen zwei Dehnungszonen lag. Die fortschreitende Subsidenz hat ab der Grenze Trias-Jura in den Randbecken Südiberiens und Nordafrikas neben dem zunehmenden marinen Einfluß und einhergehender evaporitischer Sedimentation auch basischen Vulkanismus zur Folge (Abb. 8b).

Entwicklung des Algarve Beckens

Zur Zeit seiner Entstehung in der oberen Mittleren Trias lag das Algarve-Becken nördlich des Maghreb-Gibraltar-Rifts, das eine transtensionelle sinistrale Transformstörung darstellte. Der gegenüberliegende Teil und damit die südliche Beckenschulter zum Algarve Becken liegt in der Oran Meseta in Tunesien und wurde bis zur Grenze Kreide-Tertiär um 750 km nach Osten verschoben (Ziegler et al., 1990).

Auf Grund der mit den Riftprozessen verbundenen Dehnungsvorgängen wurden in der Süd-Portugiesischen Zone NE-SW und ENE-WSW verlaufende variszische Störungen zu extensionellen Strukturen reaktiviert und damit die initiale Beckenbildungsphase des Algarve Beckens eingeleitet (Terrinha et al., 2002) (Abb. 8 A). Zusätzlich entwickelten sich subparallel zur Maghreb-Gibraltar-Scherzone E-W verlaufende Abschiebungen, zu denen die im Arbeitsgebiet gelegene Algibre-Störung zählt. Als Folge dieser Abschiebungsprozesse unter ariden Klimabedingungen wurden ab der oberen Unter Trias hauptsächlich fluviatile Siliziklastika abgelagert (Rey, 1983), die eine Paläoschüttungsrichtung und damit eine Drainage der triassischen Flusssysteme nach SW andeuten. Diese senkrecht zu den variszischen Überschiebungen verlaufenden Flusssysteme sind für Terrinha (1998) ein Hinweis auf den Kollaps der Orogenstrukturen. Mit fortschreitender Subsidenz ging der kontinentale Ablagerungsraum ab der Ober Trias in ein flachmarines Milieu über, das unter dem ariden Klima die Bildung von Evaporiten verursachte. Die Mächtigkeit dieser Salzablagerungen kann wie im Fall vom Diapir von Loulé (im SE des Projektgebietes) über 450 m sein. Syn-sedimentärer Vulkanismus als Folge der Krustenausdünnung durch die fortschreitende Subsidenz im Becken wird durch tholeitischen Magmatismus in Form von basaltischen Lavaströmen, vulkanischen Aschen und Pyroklastika belegt (Martin, 1991). Diese tholeitischen Vulkanite werden mit einem Alter von

190-160 Mio. dem ersten von insgesamt drei vulkanischen Zyklen in Portugal zugeordnet und entsprechen einer basaltischen Randfazies (Taveras et al., 2002). Dieser auf das Postvariszikum bezogen älteste Vulkanismus Portugals tritt neben den Vorkommen im Algarve Becken auch an der Messejana Störung auf, die die südliche Begrenzung des Lusitanischen Beckens darstellt.

Jura

Geodynamik Iberiens

Ab dem Lias stellten sich in den Randbecken Portugals flachmarine Sedimentationsbedingungen ein, die ihren Höhepunkt im Bajoc fanden. Die Karbonatplattformen dehnten sich dabei bis zum Zentralatlantik hin aus. Gleichzeitig wechselte ab dem Malm das Maghreb-Gibraltarrift zu einer reinen Transform-Störung, die fortan als Azoren-Gibraltar-Scherzone bezeichnet wird (Abb. 8 B). Im Norden Iberiens begann Extension in der Biscaya. Iberien bewegte sich in diesem geodynamischen Kontext als isolierte Platte zwischen Tethys und Atlantik. Ab dem Dogger (Bajoc) wurde am zentralatlantischen Spreizungszentrum Ozeankruste gebildet. Gleichzeitig bildete sich eine schmale epikontinentale Meeresverbindung zwischen Lusitanischem Becken und Algarve Becken, so dass die mediterrane Meeresfauna gegenüber der borealen Fauna dominant war (Rocha, 1976).

Die drei in beiden Randbecken Portugals auftretenden Diskordanzen sind mit geodynamischen Prozessen korrelierbar:

- (I) Toarc-Aalen (188 Mio.) – Maghreb-Gibraltar-Rift wechselt von einer extensionellen Transform zu einer reinen Transform;
- (II) Callov-Oxford (163 Mio.) – AGFZ fungiert als Plattengrenze zwischen Iberien und Afrika;
- (III) Tithon (144 Mio.) – intensive sinistrale Scherung an der AGFZ mit ostwärtiger Verschiebung der Oran Meseta (dem Gegenstück des Algarve Beckens) um 500 km (Abb. 8 D).

Zwischen dem Oberjura und der Oberkreide war die AGFZ mit einem Versatzbetrag von weiteren 250 km fortlaufend sinistral aktiv. Im Süden der Iberischen Platte bestand mit der AGFZ eine Megascherzone, die mit der SE-Drift der Afrikanischen Platte transpressiv wurde (Abb. 8 C). Dies hatte in der Unterkreide ein schwach kompressives Spannungsregime und eine damit einhergehende erste leichte Inversion der Beckenstrukturen im Algarve zur Folge. Mit der Inversion war die Verlandung des Beckens verbunden.

Entwicklung des Algarve Beckens

Die Abnahme der Subsidenzrate ab dem Lias (Sinemur) führte zu gleich bleibenden einheitlichen Ablagerungsbedingungen, die die Ausbildung von weitflächigen Karbonatplattformen

mit sich führten. Allerdings haben differenzielle Absenkung und beginnende Salztektoneik eine strukturelle Zonengliederung und damit verbunden die Ausbildung verschiedener Lithofaziesbereiche zur Folge. Bis zum Dogger entwickelte sich dieser gegliederte Ablagerungsraum von einer internen Plattform im Westen des Beckens über Riffkomplexe bis hin zur externen Plattform im Osten des Beckens (Terrinha, 1998). Eine Hebung des Beckens im Callov bedingte einen Hiatus, die Ausbildung von Hartgründen und eine weitere Untergliederung des Beckens. Ab dem Malm war das Becken in drei Sub-Becken unterteilt:

- (I) In das westliche Sub-Becken von Sagres,
- (II) die Hochfläche zwischen Lagos und Portimão,
- (III) das östliche Sub-Becken von Algoz bis V. R. S. Antonio.

Das Arbeitsgebiet befindet sich nach dieser Unterteilung im westlichen Bereich des östlichen Sub-Beckens (Manupella et al. 1987). Während des Hiatus im Callov bildeten sich im Beckenzentrum, befindlich im heutigen Off-Shore Bereich, Evaporite, die als Caprock von potentiellen Kohlenwasserstoffvorkommen angesehen werden. Das Algarve Becken wird daher immer noch als explorationswürdig eingestuft (<http://www.igm.ineti.pt/departam/npep/default.htm>).

Das Depotzentrum des Algarve Beckens verlagerte sich im Malm (Oxford-Kimmeridge) nach SE (Manupella, 1988). Ab dem oberen Malm (Kimmeridge-Valangin) führte eine schwache tektonische Aktivität verbunden mit einer Regression zu extensiven und kompressiven Störungsbewegungen (Correia 1989, Terrinha 1998), die schließlich eine Verlandung des Beckens ab der Unterkreide (Valangin) nach sich zogen. Die aus der Regression resultierenden Hiaten im Tithon wie auch im Dogger (Callov-Oxford) sind mit zwischengeschalteten Kompressionsphasen korrelierbar, die während der Extensionsprozesse auftraten. Die Kompressionsphasen werden von Terrinha et al. (2002) diskutiert und können durch drei mögliche Szenarien erklärt werden:

- (I) durch unterschiedliche Spreizungsraten zwischen der Iberischen und der Afrikanischen Platte,
- (II) durch größere aktive Dehnung im südlich des Algarve Beckens gelegenen Becken als im Algarve Beckens selbst
- (III) durch thermische Subsidenz im Algarve Becken.

Kreide

Geodynamik Iberiens

Nördlich der Iberischen Platte begann mit dem Biskaya-Rift eine zweite Megastruktur aktiv zu werden (Abb. 8 D). Das ab dem Barreme aktive Spreizungszentrum mit Ozeankrustenbildung im Golf von Biskaya bedingte eine schnelle Rotation Iberiens im Uhrzeigersinn zwischen 132-124 Mio. (Morea et al., 1997). Der Rotationsbetrag belief sich relativ auf $22^\circ \pm 14^\circ$, genauere Untersuchungen ergeben jedoch eine Rotation von 40° gegen den Uhrzeigersinn im Santon und eine Rotation von 70° im Uhrzeigersinn im Campan (Storevedt et al., 1999). Während dieser Phase fungierte Iberien, begrenzt durch das Biskaya-Rift im Norden und durch die AGFZ im Süden, als eigenständige Platte mit einer von der Afrikanischen und Eurasischen unabhängigen Plattenbewegung (Morea et al., 1997) (Abb. 8 E-F und Abb. 9 A).

Die sinistrale Bewegung Iberiens relativ zu Europa rief eine Kollision und Subduktion des Ligurischen Beckens am Ostrand Iberiens hervor (De Jong, 1990). Am Ende der Oberkreide stirbt mit der Öffnung des Nordatlantik entlang des Rockall Trops zwischen Irland und Grönland das Biskaya-Rift ab (Ziegler et al., 1988; Srivastava et al., 1990). Dieses neue dynamische Plattenmuster führt zur Rotation Eurasiens relativ zu Iberien und einhergehender N-S Konvergenz Iberiens zu SW-Europa. Die Folge ist eine intensive Inversion im NE Iberiens bis hin zur Subduktion und Obduktion und resultierender Orogenbildung in den Pyrenäen (Storevedt et al., 1999). Von der Oberkreide an und damit mit Beginn der Alpidischen Phase bis ins Eozän war Iberien Bestandteil der Afrikanischen Platte, indem es die selbe Driftrichtung wie die Afrikanische Platte vollzog (Abb. 9 B).

Entwicklung des Algarve Beckens

Eine erste Inversionsphase wird von Terrinha et al. (2002) für die Grenze Jura/Kreide beschrieben. Seismische Profile des Off-Shore Bereiches des Algarve zeigen Aufschiebungen an NW-SE verlaufenden Störungen, die von Sedimenten der Unterkreide winkeldiskordant überlagert werden. Zeitgleich fand der Hiatus am Ende des Tithon statt, so dass niedrig energetisch abgelagerte Malmkalke von siliziklastischen Konglomeraten der Unterkreide abgegrenzt werden. Mit dem Hiatus wird die Verlandung des Algarve Beckens ab der Unterkreide eingeleitet.

Obwohl die unvollständige Schichtenfolge der Kreide nur bedingt eine Rekonstruktion der geodynamischen Prozesse im Algarve Becken zulässt, konnten von einigen Autoren mehrere tektonische Phasen nachgewiesen werden. Correia (1989) nimmt zwei Riftphasen an der

NNE-SSW verlaufenden Faro-Störung an, die im Berrias-Barreme und im Apt-Alb unterschiedliche Mächtigkeiten an der Störung verursachen. Terrinha (1998) vermutet erhöhte tektonische Aktivität der NW-SE verlaufenden Sao Marcos-Quarteira Störung, die das Arbeitsgebiet in zwei strukturgeologisch unterschiedliche Blöcke teilt.

Der zweite von den insgesamt drei vulkanischen Zyklen Portugals fand als alkaliner Vulkanismus in der Monchique statt. Die petrologische Zusammensetzung des feldspatarmen Granites lässt auf Entmischungsprozesse und Herkunft aus der Asthenosphäre schließen (Tavares, 1992).

3.2.3 Känozoikum

Im Gegensatz zu den Riftphasen im Mesozoikum ist die Tektonik des Tertiärs und des Quartärs auf der Iberischen Halbinsel bedingt durch die Kollision Afrikas mit Eurasien durch kompressive Deformationsprozesse geprägt. Das Alpidische Orogen Europas entspricht der klassischen Definition einer Kontinent-Kontinent-Kollisionszone. Zentral- und Südeuropa mit Iberien sind daher geprägt von großräumigen Inversions- und Falten-Überschiebungsgürteln. Westiberien und damit Portugal liegen am Rand der Alpidischen Gebirgskette und befinden sich daher nicht in den Hauptdeformationszentren dieses Orogens.

Die zwei Orogenphasen Iberiens führten zur Bildung der Pyrenäen als Resultat der Kollision von Iberien an Eurasien im Oligozän und zur Betischen Kordillere als Teil des Alpidischen Orogens im Miozän.

An der Kreide-Tertiär Grenze fanden in Iberien Subduktionsprozesse in den Pyrenäen in Verbindung mit Subduktionssystemen der Alpiden (Stampfli et al. 2000) statt. Die mesozoischen Becken Portugals waren zwar durch Hebung verlandet, hatten aber ein sehr geringes Relief (Stapel, 1999). Verbunden mit dem niedrigen Höhenniveau Zentraliberien hatten schon kleine Meeresspiegelschwankungen einen signifikanten Einfluß auf die Position der Küstenlinie Iberiens. Die känozoische Geodynamik der Iberischen Platte ist in Abb. 9 C-F dargestellt.

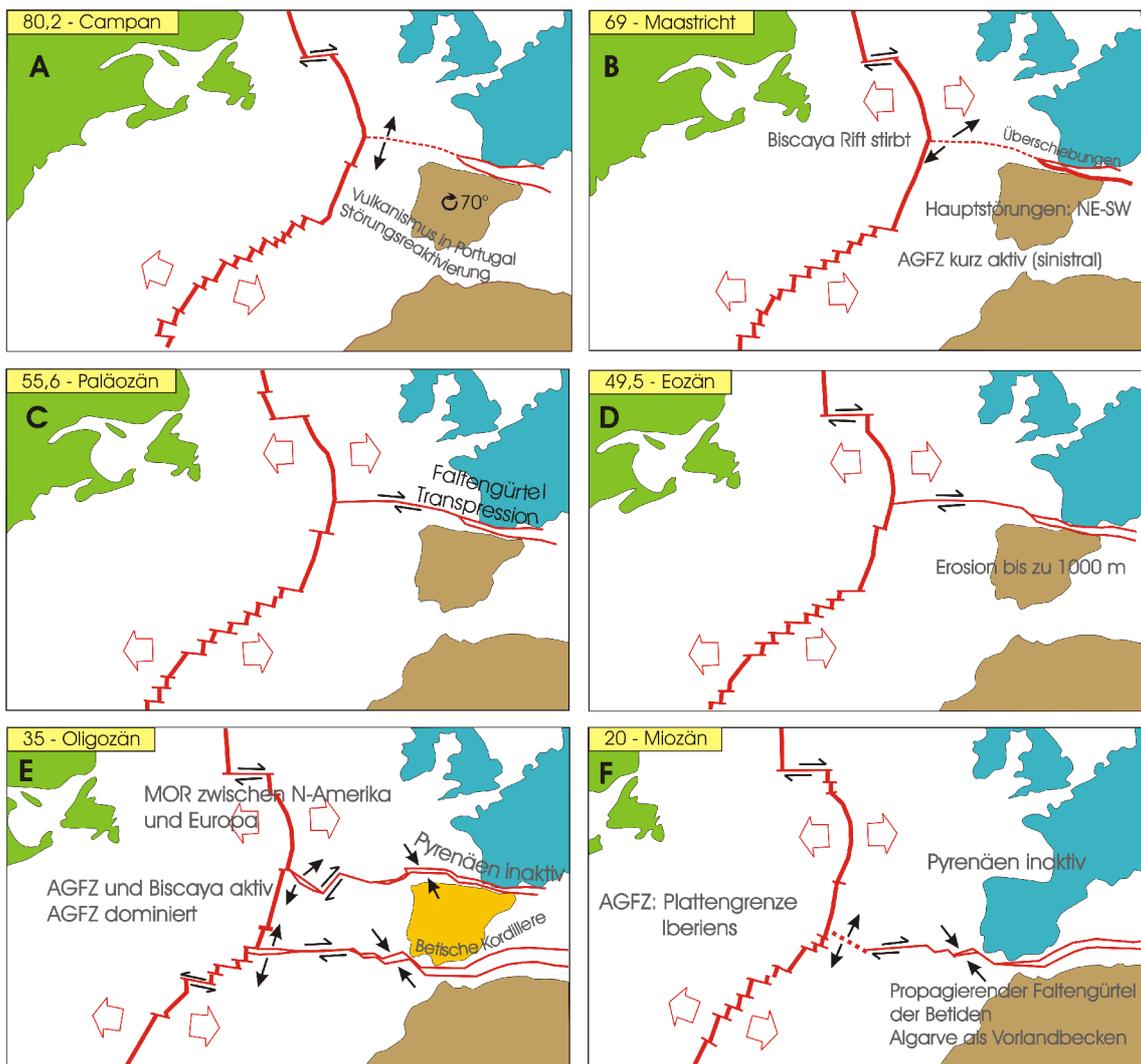


Abb. 9 Geodynamik Iberiens vom oberen Mesozoikum bis Känozoikum. Die Zahlen beziehen sich auf Mio. Jahre (kompiliert aus Srivastava et al. 1990 und Ziegler 1990)

3.2.3.1 Tertiär

Geodynamik Iberiens

Der Höhepunkt der Pyrenäenphase war im unteren Eozän. Die Deformationsfront dieser Kollision beginnt westwärts zu migrieren und resultiert in einer Hebung Nord-Iberiens sowie in der Isolation des Ebro Beckens vom Meer (Abb. 9 C-D). Die Reaktivierung alter Grundgebirgsstrukturen tritt in Zentraliberien, den Iberischen Ketten und Katalanien auf. Vollständig entwickelte Subduktion ist in den Betischen Becken im Priabon aktiv (Frizon de Lamotte et al., 2000) (Abb. 9 E). Vor etwa 25 Mio Jahren im Oligozän erreicht die Krustenverdickung und die damit verbundene Methamorphisierung in der Betischen Kordillere ihren Höhepunkt. Gleichzeitig wird Iberien mit dem Kings Trog und den Pyrenäen im Norden und der AGFZ im

Süden von zwei aktiven Plattengrenzen eingeschlossen, so dass sich Iberien abermals als eigenständige Platte bewegt (Srivastava et al., 1990). Ab 20 Mio. verkleinert sich die Konvergenzrate zwischen der Afrikanischen und der Eurasischen Platte, so dass die Aktivität der nördlichen Plattengrenzen endet während die Aktivität an der AGFZ sinkt (Ziegler et al., 1996; Lips, 1998). Nach einer tektonisch ruhigen Phase zwischen Aquitan-Burdigal verursacht die Vorlanddeformation der Betiden erste Kompressionserscheinungen am Westrand Iberiens (Torelli et al., 1997) (Abb. 9 F). Im mittleren Miozän beginnt erneut eine aktive intraplaten-tektonische Phase, die ihre Ursache in der Konvergenz Iberiens im Bereich der inneren Betiden hat. Die Konsequenz ist eine Inversionsphase, die sich auf die gesamte Iberische Halbinsel erstreckt (Ziegler, 1987). Im oberen Miozän hat die an Überschiebungsstrukturen gekoppelte tektonische Hebung in den Betiden und im marokkanischen Rif die Trennung des Mittelmeeres vom Atlantik verursacht und damit die Salinitätskrise im Messinium hervorgerufen. Eine letzte Hebungsphase hat im Pliozän die Hebung der tertiären Strandbereiche Iberiens mit sich geführt (Flores Hurtado, 1994).

Entwicklung des Algarve Beckens

Ab der Kreide-Tertiär Grenze beginnt eine signifikante Hebung und damit die regionale Inversion des Beckens. Im untersten Tertiär wird die Hebung insbesondere durch Salztektonik verursacht (Terrinha et al., 1990), während im unteren Eozän ein mit σ_H in N-S gerichtetes transpressives Spannungssystem und im Oligozän ein Transpressionsregime mit $\sigma_H=40^\circ$ eine Invertierung der mesozoischen Abschiebungen hervorruft (Lepvrier & Mougnot, 1984).

Ab dem mittleren Miozän fungiert das Algarve Becken als Vorlandbecken der Betischen Kordillere, so dass im Becken nochmals marine Ablagerungsbedingungen bis zum obersten Miozän vorherrschen (Terrinha, 1998). Ab mittlerem Miozän setzt die eigentliche Hauptinversion durch eine alpidisch bedingte Einengung in N-S-Richtung ein (vor 9 Mio. Jahren). Damit wird eine Reaktivierung der mesozoischen E-W verlaufenden Abschiebungen zu Aufschiebungen hervorgerufen, die teilweise mit Antiklinalbildung vergesellschaftet sind (Ribeiro et al., 1990). Mit der Inversion verlandet das Becken schließlich ab dem oberen Miozän wieder. Eine letzte Hebungsphase bedingt die Emporhebung der tertiären Strandsedimente zur rezenten Steilküste (Flores Hurtado, 1994).

3.2.3.2 Quartär

Geodynamik Iberiens

Die Intraplattendeformation ist immer noch aktiv und der Position Iberiens zwischen den konvergierenden Platten Europa und Afrika und dem sich öffnenden Atlantik zuzuordnen. Die Spannungstrajektorien gemäß der Weltspannungskarte zeigen eine größte horizontale Hauptspannung in N-S im Süden Iberiens bis NW-SE am Westrand Iberiens (Zoback 1992). Für den Westiberischen Bereich stimmen diese Ergebnisse mit denen aus in Südportugal aufgenommenen Herdflächenlösungen überein (Moreira, 1994).

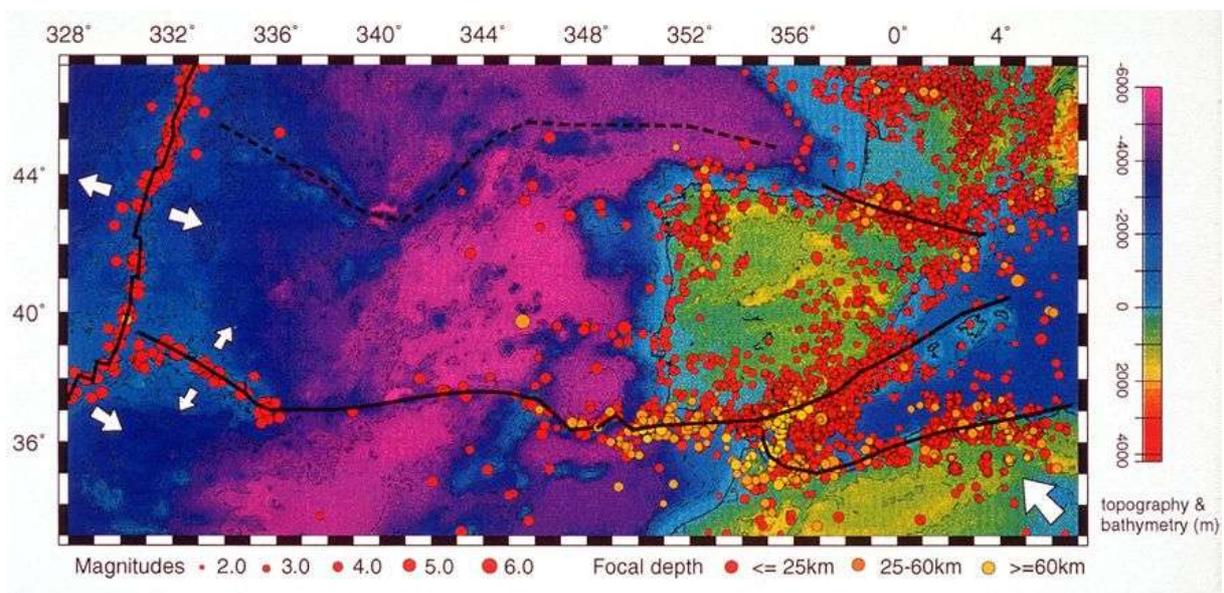


Abb. 10 Seismizität in und um Iberien herum von 1980-1996. Die weißen Pfeile deuten die Plattendriftichtung an (aus Andeweg, 2002)

Entwicklung des Algarve Beckens

Das Algarve Becken zählt zu den seismisch aktiven Zonen Iberiens, da es an der aktiven Plattengrenze AGFZ liegt (Abb. 10). Die Erdbeben erreichen durchschnittlich eine Stärke von 3 auf der Richterskala, kleinere Erdbeben werden im Off-Shore Bereich durchschnittlich alle vier Wochen nachgewiesen. Quartäre Deformation in Form von kleineren Einengungsstrukturen sind von Tortella (1997) und Terrinha (1998) beschrieben worden.

Die südliche Küste des Algarve besteht in einigen Bereichen aus Flachküste, die bis hin zu Küstenlagunen (bei Albufeira, Santo Andre), Marschlandschaften (Guadianamündung) und Nehrungsküsten (zwischen Faro und Tavira) ausgebildet sein kann. Hervorzuheben ist hierbei die verfüllte Flussmündung von Boca de Rio, die die vollständigste Abfolge eines Tsunami

darstellt, der in der europäischen Literatur beschrieben wird und der mit dem großen Erdbeben von 1755 in Lissabon korreliert wird (Freitas et al., 2004). Insgesamt stellen die Gezeiten-, Flach- und Nehrungsküsten des Algarve quartärgeologische Archive mit einem hohen Vollständigkeitsgrad dar, so dass die Änderungen im Küstenlinienverlauf und die entsprechenden Ablagerungen den Klimaschwankungen der Eiszeiten entsprechen (Freitas et al., 2004). Die Verlagerung der Küstenlinie in den letzten 500 Jahren lässt sich durch die Gegenüberstellung alter Landkarte nachvollziehen (aus den Beiträgen zur Kartographie „A Evolução da Costa Algarvia“, 1984 – ohne Autorenbenennung). Die begrenzten kartographischen Möglichkeiten im 16. bis 19. Jahrhundert und die damit verbundene Ungenauigkeit der historischen Kartenwerke lassen jedoch einen exakten Vergleich der Küstenlinienverläufe aus verschiedenen Jahrhunderten nicht zu. Tendentiell lässt sich feststellen, dass die Bereiche an der SW Küste des Algarve, der Mündung des Arade und der vor Faro vorgelagerten Inselgruppen besonders starker Veränderung unterlagen. Bemerkenswerter Weise wurde die Arade-Mündung vor dem großen Erdbeben von 1755 als N-S verlaufende breite und tief ins Landesinnere reichende Meeresbucht gezeichnet, während diese Bucht 1756 als NE-SW verlaufend und verkürzt und 1792 wieder als N-S verlaufend kartiert wurde. Die Erforschung vergangener Erdbeben, den einhergehenden Flutwellen und deren Auswirkungen auf Küstenbereiche gewinnt seit dem Tsunami im Indischen Ozean vom 26.12.2004 an Priorität und könnte in Iberien durch das erneute Studium historischer Kartenwerke des Algarve und der Tsunamite von Boca de Rio erfolgen.

3.2.4 Rezentes Störungsmuster

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass das Störungsmuster im Zentral-Algarve durch NW-SE bis NNW-SSE und NE-SW bis NNE-SSW verlaufende Horizontalverschiebungen charakterisiert sind, welche durch E-W bis ENE-WSW orientierte Schrägaufschiebungen gekreuzt werden. Die NW-SE und NE-SW streichenden Störungen gehören einem paläozoischen Störungsmuster an, während die E-W gerichteten Störungen in der mesozoischen Riftphase entstanden sind.

4 Lithostratigraphie

Das stratigraphische Inventar des Algarve Beckens reicht von der Oberen Trias (stellenweise auch Mittlere Trias) bis zum Quartär. Die Abfolge wird von einem großen Hiatus vom Cenoman bis zum Miozän unterbrochen. Darüber hinaus treten weitere kleinere Schichtlücken im Lias, Dogger, Malm und Mittleren Miozän auf (Rocha et al., 1989).

Die Aufteilung des mesozoischen Algarve Beckens in mehrere Sub-Becken führte ab dem Unteren Lias zur engräumigen Verteilung sehr differenzierter Faziestypen innerhalb eines Zeitschnittes. Die Einteilung der Faziestypen richtet sich nach lithologischen Kriterien, da Fossilien für eine biostratigraphische Einteilung zu selten vorkommen.

Die kleinräumige Lithofaziesdiversität als Folge von Sub-Becken-Bildung bezieht sich auf den gesamten Jura, dessen Abfolgen mehr als 50 % des Onshore-Algarve Beckens einnehmen. Ab der Kreide entwickelten sich einhergehend mit ruhigen Sedimentationsbedingungen einheitliche flächenübergreifende Faziesräume, bis schließlich die große Schichtlücke bis in das Känozoikum reichend die Ablagerung und damit die Bildung von Faziesräumen unterbrach.

Somit ist im Folgenden die Beschreibung der lithostratigraphischen Einheiten von Trias bis Oberes Jura detailliert aufgeführt, während die Abfolgen ab der Kreide bis rezent geringeren Umfang in der Beschreibung einnehmen. In Abbildung 11 wird die Lithostratigraphie des Algarve Beckens mit der geodynamischen Entwicklung des Lusitanischen Beckens und Iberiens im Allgemeinen gegenübergestellt. Als geografische Orientierungshilfe bei der folgenden Beschreibung der Typuslokalitäten und Aufschlusspunkte im Projektgebiet sei auf die Abbildung 1 und 2 in Kapitel 1, die Abbildung 12 in diesem Kapitel und die Anlage 2 verwiesen.

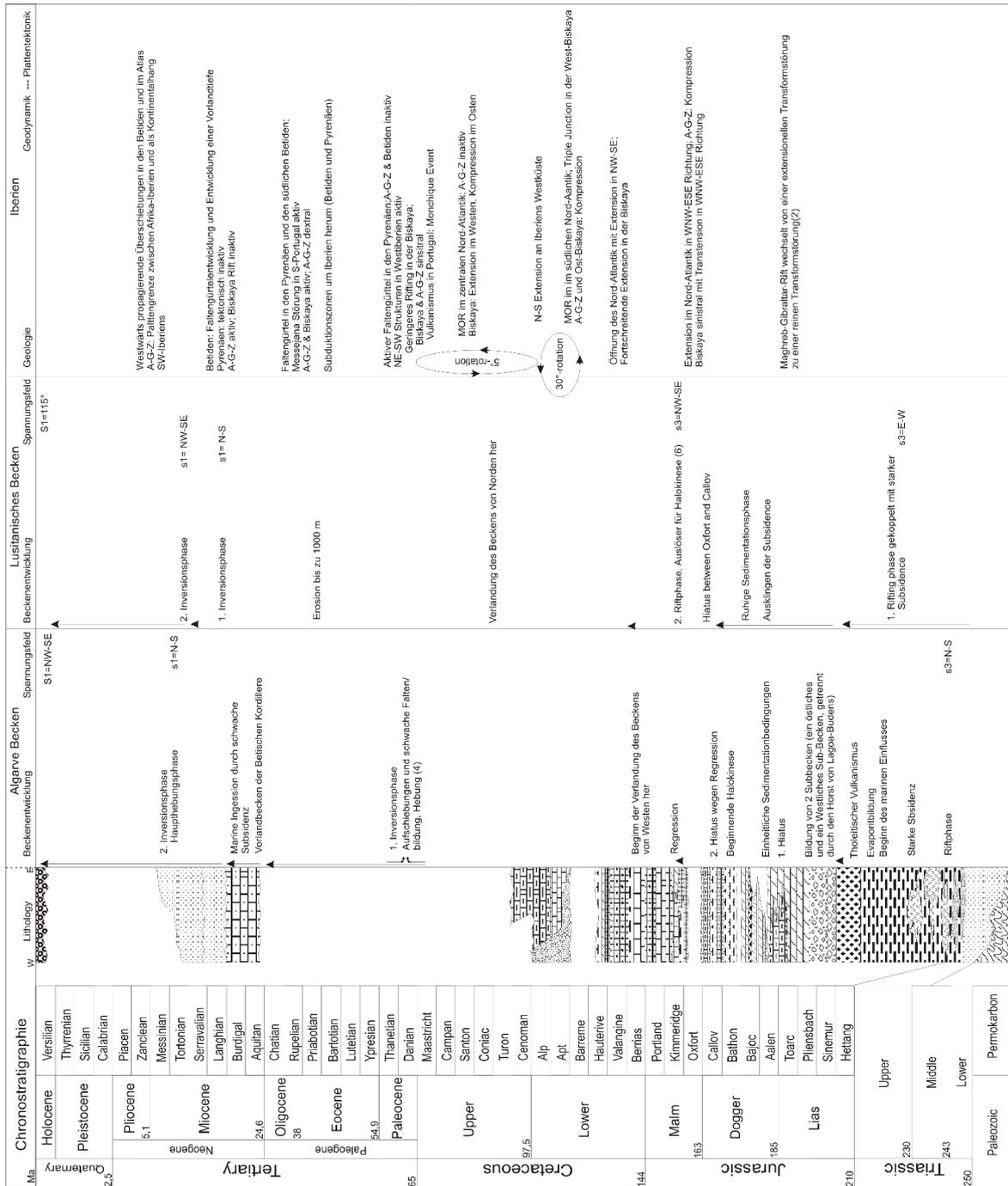


Abb. 11 Lithostratigraphische Einheiten des Algarve Beckens in Verbindung mit geodynamischen Prozessen in Portugal und Iberien (kompiliert aus Srivastava et al., 1990; Ribeiro et al., 1990; Ziegler, 1990; Moeck, 1996; Moeck & Schandelmeier, 1998; Terrinha, 1998 und Terrinha et al., 2002)

4. 1 Mesozoikum

4.1.1 Trias bis Unterster Jura

Von der Mittleren/Oberen Trias bis zum Untersten Jura wurden im Algarve Becken kontinentale, hauptsächlich fluviatile bis flachmarine Sedimente unter ariden bis semi-ariden Klimabedingungen abgelagert. Die beschriebenen Formationen spiegeln die für die Region einzigartigen geodynamischen Prozesse wider: (I) Die initiale mesozoischen Krustenausdehnung, (II) den für diesen Kontinentalrand einzig belegten Vulkanismus, (III) den Übergang von kontinentalen zu marinen Ablagerungsbedingungen und (IV) die einzige Periode (ca. 20 Mio. lang), in der sich das Algarve Becken unter einheitlichen Sedimentations- und Ablagerungsbedingungen entwickelte.

4.1.1.1 Obere Trias (Rhät)

Silves Sandstein (< 250 m)

Diese Einheit ist durch detritische rote bis gelbe Sandsteine, Tone und Konglomerate charakterisiert und wird nach Rocha (1976) als unterer Anteil der „Gres de Silves“-Formation angesehen. Die Sandsteine zeigen gut erhaltene Sedimentstrukturen wie Load Casts, Schrägschichtung, Channels und asymmetrische Rippelmarken. Aufgrund dieser Sedimentstrukturen wird der Sandstein einem fluviatilen System zugeordnet, das je nach Beckenrandnähe und Subsidenzfortschritt zwischen alluvialen Fächern, Alluvialebenen, verflochtenen Flusssystem und zum Hangenden hin zwischen Überflutungsebenen und mäandrierenden Flusssystemen variieren kann. In den pelitischen Lagen treten vereinzelt Gipskristalle (< 2 cm) auf. Die Konglomerate sind mäßig gut sortiert, bestehen hauptsächlich aus Tonschiefern und Grauwacken der SPZ sowie untergeordnet aus Phyliten und Gneisen der Ossa-Morena-Zone. Die Schüttungsrichtung tendiert senkrecht zu den variszischen Überschiebungsstrukturen nach SW (Palain, 1976).

Die für das Becken generell geltende stratigraphische Einordnung des Sandsteins erfolgte nach dem Vorkommen der Muschel *Estheria* sp. in das Rhät (Palain, 1976; Aufschluss bei S. B. Messines). Schlecht erhaltene Knochenfunde von *Stegocephalus* bei S. B. Messines lassen für den basalen Teil des Silves-Sandsteins jedoch auf Mittlere Trias (Ladin) schließen (Rocha, 1976). Die Mächtigkeit des Silves-Sandsteins kann zwischen 10 und 250 m schwanken.

4.1.1.2 Hettang

Silves-Pelite, Kalke und Evaporite (200 m)

Den Hauptteil dieser Einheit bilden die roten Silves-Pelite, die als oberer Anteil der „Gres de Silves“ Formation angesprochen werden und entlang dem gesamten Beckenrand aufgeschlossen sind. Die Schichten werden oft unterbrochen durch kleinräumige laterale Anteile oder Linsen aus Kalkstein oder Dolomit. Letztere können jedoch gut kartiert werden, da sie widerstandsfähiger gegenüber der Erosion sind als die Pelite. Die Formation enthält außerdem witterungsinstabile Evaporite, die wiederum hauptsächlich aus Gips bestehen. Gips kommt entweder schichtparallel in cm-mächtigen Lagen (z. B. südlich des Pico Alto) oder störungsgebunden als derber Gips (nördlich der Algibre-Störung) vor. Der Evaporitanteil nimmt zum Beckenzentrum hin deutlich zu und bedingt mächtige Salzstrukturen wie den Diapir von Loulé, dessen östlicher Teil bereits abgebaut ist und dessen westlicher Teil momentan untertägig erkundet wird. Weiter zum Beckenzentrum hin in den off-shore Bereich des Algarve Beckens werden über 100 m mächtige Evaporitsequenzen vermutet. Die ursprüngliche Mächtigkeit der Evaporite in Beckenrandnähe wurde durch die tektonischen post-jurassischen Reaktivierungsprozesse stark beeinflusst und ist unbekannt. Ihre rezente Mächtigkeit schwankt zwischen 0 und 100 m.

4.1.1.3 Hettang-Sinemur

Vulkano-Sedimentärer Komplex (160 m)

Der magmatische Anteil dieser Einheit besteht aus basaltischen Laven, vulkanischen Aschen und Pyroklastika und belegt intrakontinentalen Vulkanismus am Übergang Hettang-Sinemur. Die Basaltlagen können Anteile an Kupfer in Form von Malachit enthalten (bei Querença). Am Pico Alto wurden Kissenlava-Strukturen angetroffen, die auf untermeerischen Vulkanismus schließen lassen. Der Magmatismus wird als intrakontinental mit Tholeit-Affinität beschrieben (Martin, 1991). Stellenweise fehlen die Vulkanite, so dass nur die roten Pelite dieser Einheit anzutreffen sind, die von den *Silves-Peliten* nicht zu unterscheiden sind. Daher wurde diese Einheit mit der vorhergehenden kartiertechnisch zusammengefasst als „Hettang-Pelite“.

4.1.1.4 Sinemur

Dolomite und dolomitische Kalksteine (+/- 100 bis 500 m)

Ab dem Sinemur begannen sich mit der fortgeschrittenen Subsidenz und damit einhergehendem stärkeren marinen Einfluß Karbonatplattformen zu entwickeln. Diese älteste karbonatische Einheit im Algarve Becken ist aufgrund ihres lithologischen Kontrastes zu den Silves-Peliten des Hettang leicht zu kartieren. Die generell als sparitisch charakterisierten weißen Dolomite sind durch ihren größeren Härtegrad erosionsbeständiger als die im Liegenden befindlichen Pelite und Pyroklastika und bilden daher den Abschluss topographischer Höhen am nördlichen Beckenrand (z. B. Pico Alto, Rocha de Messines, Rocha de Soidos). Die Dolomite wurden aufgrund ihrer Lage in das Sinemur eingeordnet: Sie liegen über den Hettang-Peliten und unter einer Kalksteinformation, die in das Pliensbach gestellt wird. Sedimente aus dem Sinemur stehen beckenweit an, jedoch mit variierenden Mächtigkeiten von 100-200 m im Westen und bis zu 500 m im Osten des Beckens und damit im Arbeitsgebiet. Die Mächtigkeitsschwankungen deuten auf den Beginn unterschiedlicher Subsidenz und einhergehender Sub-Beckenbildung hin.

4.1.2 Unterer Jura (Lias)

Während des Pliensbach begann sich das Algarve Becken in drei Sub-Becken zu unterteilen, die sich durch Verteilung, Mächtigkeiten und Faziestypen des Lias deutlich unterscheiden:

(I) Das westliche Sub-Becken weist hemipelagische Sedimentationstypen mit bis zu 200 m mächtigen Ablagerungen auf; (II) Das strukturelle Hoch von Lagos zwischen Budens und Lagoa stellt einen Ablagerungsraum mit einheitlichen Sedimentationsbedingungen für den gesamten Jura dar; (III) Das östliche Sub-Becken zwischen Lagoa und Tavira begann mit einheitlichen hemipelagischen Ablagerungsbedingungen im Pliensbach. Ab dem Dogger begann sich dieser Faziesraum durch abnehmende Wassertiefen zu ändern, bis im Callov Erosionsflächen und Hartgründe gebildet wurden. Im Malm entwickelten sich verschiedene Faziesräume, während sich das Depotzentrum des Beckens nach Südosten verlagerte.

Ab dem Kimmeridge endete die Sub-Becken-Aufteilung, so dass sich beckenweit ein einheitlicher Sedimentationsraum wiederherstellte, bevor das Becken ab der oberen Unterkreide schließlich verlandete.

4.1.2.1 Pliensbach-Toarc

Dolomitische Kalksteine und Kalksteine (< 140 m)

Die gelblich bis grauen, teilweise dolomitischen mikritischen Kalksteine dieser Einheit sind besonders gut in der Serra da Picavessa aufgeschlossen. An dieser Lokalität erreicht die Sequenz eine Mächtigkeit von 140 m und konnte durch Funde von *Paleodasycladus sp.* in das Pliensbach gestuft werden (Rocha et al., 1989). Neben den selten zu findenden Fossilien enthalten die Kalksteine typischer Weise Chert-Konkretionen in mm bis cm Größe.

4.1.3 Mittlerer Jura (Dogger)

Der Dogger beginnt beckenweit mit einem Hiatus, der bis in das mittlere Aalen reicht. Die einzige wahrscheinlich vollständige Abfolge befindet sich außerhalb des Arbeitsgebietes bei Tavira. Im Arbeitsgebiet sind Gesteine des Dogger nur in sehr geringem Umfang aufgeschlossen, während sie im Westen des Algarve Beckens vollständig zutage treten. Der Dogger ist charakterisiert durch sehr unterschiedliche Faziesräume zwischen flachmarin, interner und externer Plattform. Die Sedimente belegen einen instabilen Ablagerungsraum durch

- I) Hebung und Verkarstung,
- II) terrigene Sedimentation, große laterale Mächtigkeitsschwankungen und
- III) Erosionsflächen.

Eine gut kartierbare und beckenweit auftretende Erosionsfläche lässt sich auf Grund von Ammonitenfunden in das Callov einordnen. Diese Erosionsfläche tritt in den meisten der mesozoischen Becken Iberiens auf und wird als Callov-Oxford-Regression bezeichnet (Manupella et al. 1987).

4.1.3.1 Aalen, Bajoc, Bathon, Callov undifferenziert

Oolithische Kalke, Riffkalke, Konglomerate, dolomitische Kalksteine (< 300 m)

Der Dogger steht im Arbeitsgebiet nur lückenhaft an und zeigt eine lithologische Variabilität, die die oben beschriebene Instabilität der Sedimentationsbedingungen bestätigen. Die Aufschlüsse beschränken sich auf:

- I) Südlich von S. B. Messines mit dolomitischen Kalksteinen und Konglomeraten,
- II) westlich von Benaciate mit mikritischen Kalksteinen und oolithischen Kalksteinen,
- III) südlich Silves mit mikritischen dolomitischen Kalksteinen und oolithischen Kalksteinen
und

IV) an der Algibre Störung, von West kommend bis Paderne, mit Riffkalken, oolithischen Kalken und Konglomeraten.

Die Konglomerate bestehen aus Kalkdetritus in einer grauen, mikritischen, karbonatischen Matrix. Die Gesamtheit dieser Lithologie lässt auf einen Ablagerungsbereich von interner bis externer Plattform schließen.

4.1.4 Oberer Jura (Malm)

Im Malm besteht die Aufteilung des Algarve Beckens in ein westliches und östliches Sub-Becken weiter fort, so dass die Ablagerungssysteme im Becken sehr unterschiedlich sind. In beiden Sub-Becken reichen die Sedimente stratigraphisch vom Oxford bis zum Portland, die Mächtigkeiten schwanken mit bis zu 200 m im Westen und bis zu 1600 m im Osten in den Ablagerungsräumen jedoch gewaltig. Das östliche Sub-Becken erfuhr somit eine stärkere Subsidenz und eine weitere Aufteilung in kleinere Sub-Becken gekoppelt mit lateralen Lithofazieswechseln.

Beckenweite Ereignisse im Malm sind

- I) eine Regression von Callov bis Oxford,
- II) eine vom Oxford bis ins Kimmeridge währende Transgression,
- III) eine vom Kimmeridge bis ins Valangin reichende Regression und
- IV) eine Transgression im Portland (Manuppella et al. 1987).

Die Transgressionszyklen werden mit Hebungen und damit mit tektonischer Aktivität in Zusammenhang gebracht (Terrinha, 1998).

Das Malm tritt südlich der Algibre-Störung auf und unterscheidet sich von den Kalken im Liegenden durch einen stellenweise sehr hohen Fossilgehalt.

4.1.4.1 Oxford bis Kimmeridge

Mergelige z. T. stark fossilführende Kalksteine, Mergel, dolomitische Kalksteine (< 1490 m)

Diese Abfolge beginnt mit einer Wechsellagerung bestehend aus grauen kompakten mergeligen Kalken und grauen Mergeln. Die Mergellagen können Fossilien wie Ammoniten, Belemniten, Schwämme und Bioherme enthalten (z. B. bei Picota, Koordinatenpunkt ^{579/4113}). Siliziklastische Lagen können eingebettet sein. Darüber folgt eine teilweise oolithische Kalksteinserie, die aus Schwämmen, Korallen und Crinoideen bestehenden Fossilenschutt enthält

und auf einen internen marinen lagunären Faziesraum hinweist. In diesem Zusammenhang weist Terrinha (1998) auf die tektonische Aktivität in diesem Zeitabschnitt hin und sieht die Fossilschuttlagen als Folge von Erdbebenauswirkungen an. Im Hangenden dieser Serie folgen dunkelgraue kompakte Kalke, die Fossilschutt aus Korallen, Crinoiden und Bivalven enthalten und eine höher gelegene Karbonatplattform als Liefergebiet wahrscheinlich machen. Rifffalke in Kombination mit benthischen Fossilien charakterisieren die Kalke über dieser Formation. Es folgen dolomitische Kalksteine und schließlich dunkelgraue Kalksteine in Wechsellagerung mit grauen Mergeln und Kalken, die Onkoide enthalten können und das obere Kimmeridge markieren. Insgesamt nimmt im Kimmeridge der Fossilgehalt deutlich ab (Manupella et al. 1987).

4.1.4.2 Portland

Mergelige Kalksteine, schwach fossilführende Kalksteine (220 m)

Diese Einheit besteht im Liegenden aus einer Wechsellagerung gelber bis grauer mikritischer mergeliger Kalke mit Mergeln. Zum Hangenden hin nimmt der Mergelanteil ab, so dass kompakte Kalke mit Intraklasten und Ooiden dominieren. Lithostratigraphisch kann das Portland durch seinen erheblich geringeren Fossilgehalt abgegrenzt werden.

4.1.5 Kreide - Unterkreide

Mergel, Siliziklastika (< 1529 m)

Die Sedimente kretazischen Alters umfassen im Algarve Becken drei große Aufschlussareale im Westen, im Zentrum und im Osten des Beckens, die sich durch den variierenden Karbonatgehalt infolge des wechselnden marinen Einflusses während der Ablagerung der Sedimente unterscheiden. Tendentiell sind die Sedimente im Westen des Beckens terrestrisch und werden nach Osten hin marin. Das Alter der Sedimente wird nach Correia (1989) von Berrias bis Alb angeben während Rey (1983) die selben Sedimente bis in das Cenoman stuft. In jedem Falle handelt es sich beim Alter der kretazischen Ablagerungen im Algarve Becken um Untere Kreide, die in einem flach marinen bis supra-tidalen Faziesraum gebildet wurden und in ihrer Mächtigkeit von Westen nach Osten zunehmen (bis 1520 m).

Im Arbeitsgebiet wurden Kreidesedimente östlich von Tunes und bei Algoz angetroffen. Es handelt sich dabei um rote oder weiße Siliziklastika und Tone, die auf ein terrestrisches Ablagerungsmilieu hinweisen.

4.2 Känozoikum

Für den Festlandanteil des Algarve Beckens beschränken sich känozoische Ablagerungen auf das Neogen bis Quartär und erreichen insgesamt nicht mehr als 300 m Mächtigkeit. Dagegen wurde im Off-shore Bereich des Beckens allein das Untere Tertiär mit über 300 m wesentlich mächtiger erbohrt, so dass ein Anstieg der Mächtigkeit des gesamten Känozoikum zum Beckenzentrum hin zu erwarten ist (Terrinha 1998). Die generellen sedimentologischen Merkmale des Neogens sind das marine Flachwasser-Ablagerungsmilieu, niedrig- als auch hoch-energetische Ablagerungsbedingungen und die kontinuierliche Abnahme des Karbonatanteils zugunsten von Siliziklastika zum oberen Miozän hin. Das zeitliche und räumliche Vorkommen dieser marinen Serie ist auf eine Ingression zurückzuführen und spiegelt die tektonische Aktivität dieser Region während der Betischen Orogenphase wider. Das Algarve Becken wird als miozänes Vorlandbecken zur Betischen Kordillere betrachtet (Ribeiro et al. 1990).

4.2.1 Tertiär

Die stratigraphische Gliederung insbesondere der tertiären Ablagerungen ist bisher von verschiedenen Autoren unterschiedlich erfolgt (Antunes et al., 1993; Pais et al., 2000; Cachão, 2004), was auf den geringen Fossilgehalt der Schichten zurückzuführen ist. Die Datierungen nach Cachao 2004 stimmen mit den Datierungen aus Erkundungsbohrungen und seismischer Stratigraphie aus dem Off-shore Bereich überein, während Pais et al. (2000) seine Datierungen mit Fossilien und Isotopen ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, K/Ar) belegen konnte. Innerhalb des Projektgebietes kommen tertiäre Ablagerungen bei Lagoa, Guia, Algoz, Tunes und Mem Moniz vor.

4.2.1.1 Übergang Oligozän/Miozän

Guia Konglomerate

Diese südlich von Algoz anzutreffende Folge ist im Projektgebiet und gleichzeitig im gesamten Algarve Becken das älteste tertiäre Vorkommen. Die zeitliche Einordnung in das Oligozän erfolgte jedoch nicht nach Fossilfunden sondern aufgrund der geometrischen Position zwischen der Unterkreide und dem Miozän (Manupella et al., 1987). Die Abfolge besteht aus heterometrischen Klasten und Blöcken (< 60 cm!), die in eine tonige Matrix eingebettet sind.

4.2.1.2 Miozän

Lagos-Portimao Formation

Diese Einheit wurde das erste Mal von 1981 beschrieben (Antunes & Pais, 1993) und besteht aus gelben bis rosa farbenen massigen und sehr fossilreichen Biokalkareniten, die dem „Warm-Wasser-Plattformtyp“ zugeordnet werden (Pais et al., 2000). Den Top dieser Formation bildet eine Erosionsfläche, die von laminierten Sandsteinen überlagert wird.

Die Biokalkarenite kommen bei Lagoa, Portimão und SW von Algoz vor. Außerhalb des Projektgebietes bilden diese Schichten bei Olhos da Água die Steilküste, wo deutlich die starke Verkarstung zu beobachten ist.

Mem Moniz Spongolith

Obwohl diese Einheit nur auf wenigen 100 Quadratkilometern zwischen Paderne und Tunes anzutreffen ist, nimmt dieser Aufschluss eine Sonderstellung im Tertiär Portugals ein, da diese Schichten zwar in ähnlicher Ausprägung im mediterranen Raum, jedoch nicht im übrigen Portugal vorkommen.

Der weiße Spongolith besteht neben den namensgebenden Spongienfragmenten aus Diatomeen, kalkhaltigen Nannofossilien, benthischen und planktischen Foraminiferen sowie Ostrakoden. Nach Pais et al. (2000) belegen die Mikrofossilien eine stratigraphische Einordnung an die Grenze mittleres/oberes Miozän und einen organisch reichen aber sauerstoffarmen Faziesraum.

Cacela Formation

Mit marinen und lakustrinen teilweise an detritischen Quarz reichen Karbonaten sowie Tonen stellt diese Abfolge den Verlandungsprozess dieser Ingressionsphase dar. Bei Tunes stehen die Tunes Kalke und Tunes Tone an, die von Pais et al. (2000) anhand von Foraminiferen in das obere Miozän und von Cachao (2004) in das mittlere Miozän als Bestandteil der bereits genannten Lagos-Portimao Formation eingestuft werden. Mit den Siliziklastika der Tunes Tone, die von quartären Ablagerungen kaum zu unterscheiden sind, endet die miozäne marine Ingression.

4.3 Quartär

Das Quartär besteht aus roten bis gelblichen Siliziklastika, die von Moura & Boski (1994) in Pleistozän und Holozän unterteilt werden. Das Pleistozän wird durch Sande und Konglomerate charakterisiert während im Holozän Tone, Sande und Konglomerate vorkommen können (Moura et al., 1994). Je nach geomorphologischer Lage besteht das Quartär im Projektgebiet aus Dünen, Terrassen und Alluvionen.

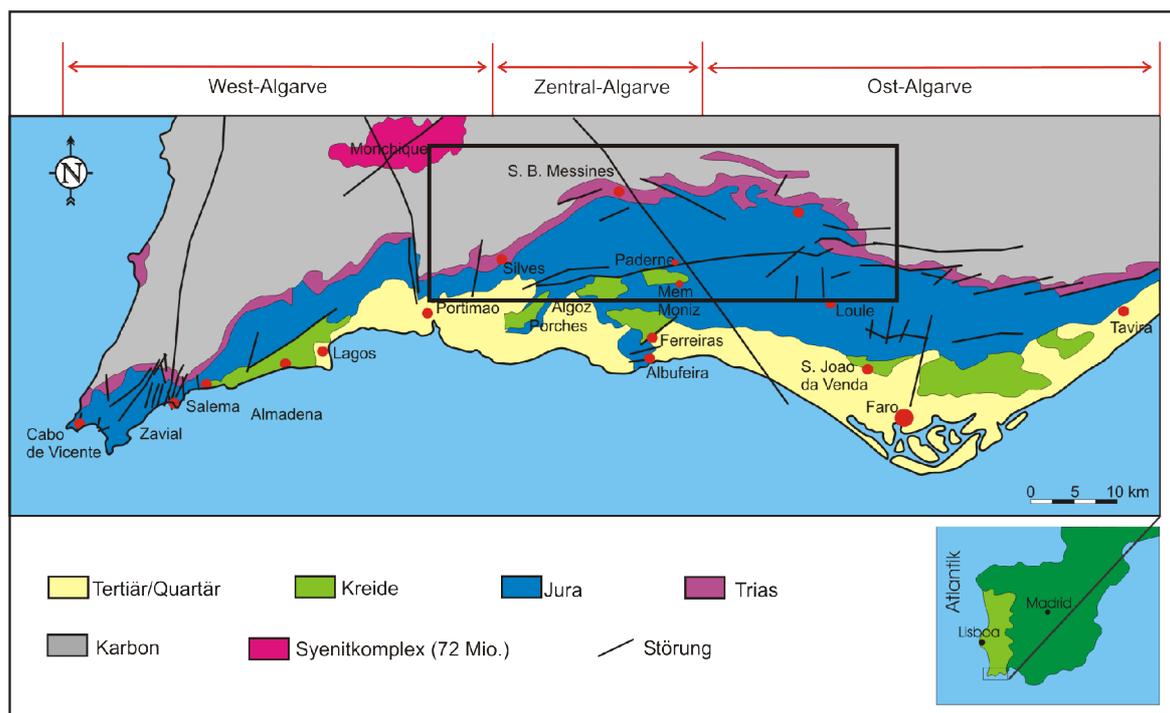


Abb. 12 Geologische Karte des Algarve (stark modifiziert nach Terrinha, 1998)

5 Ergebnisse der Kartierungsarbeit

Im Rahmen der strukturgeologischen Arbeiten wurde eine geologische Karte erstellt, die Grundlage für die Festlegung von geophysikalischen und einigen hydrogeologischen Messstellen war (Abb. 13). Diese geologische Karte wurde nicht nur aus den Daten der Geländearbeit sondern auch durch Interpretation einer Satellitenbildszene erstellt. Das Satellitenbild wurde in diesem Zusammenhang insbesondere auf Lineamente hin ausgewertet. Für die Bearbeitung des Satellitenbildes wurde eine Landsat-TM-Szene vom Juni 1997 gewählt, die mittels entsprechender topographischer Karten auf ein UTM-Gitter georeferenziert wurde.

5.1 Schichtflächen

Paläozoikum

Die Schichtflächen der paläozoischen Gesteine streichen parallel zum Faltenbau in NW-SE Richtung. Ein sekundäres Schichtflächenstreichen in NE-SW-Richtung weist auf Falteninterferenzen hin, die durch zwei Faltungsphasen mit F1-Achse in NW-SE und F2-Achse in NE-SW hervorgerufen wurden. F1 ist in den paläozoischen Schichten kontinuierlich messbar und entspricht damit der paläozoischen Hauptfaltungsphase, F2 beschränkt sich dagegen nur auf das am Beckenrand anstehende Paläozoikum und ist somit der känozoischen Inversions tektonik zuzuordnen. Insbesondere am langen und geradlinig verlaufenden westlichen Beckenrand bei Silves sind die F1-Achsen (NW-SE) durch die F2-Phase (60°) gefaltet und zusätzlich zerschert worden. Während der känozoischen Inversionsphase muss sich an diesem geraden NE-SW verlaufenden Beckenrand eine sehr hohe Scherspannung aufgebaut haben, so dass die Beckenrandstörung unter N-S Einengung zu einer sinistralen Scherzone reaktiviert wurde. Durch die sinistrale Scherbewegung wurden die F1-Achsen gefaltet und zerschert und resultierte schließlich in der Bildung von der F2-Achsenrichtung (Foto 1). Am zentralen Beckenrandbereich nördlich des Rocha da Pena liegen ebenfalls Falteninterferenzen mit $F1=140^\circ$ und $F2=60^\circ$ vor. Allerdings streicht in diesem Bereich der Beckenrand wie die F1-Achsen NW-SE. Zur Bildung der langwellig ausgebildeten F2-Achsen ist an der Beckenrandstörung ein dextraler Bewegungssinn notwendig, der mit der N-S gerichteten Kompression

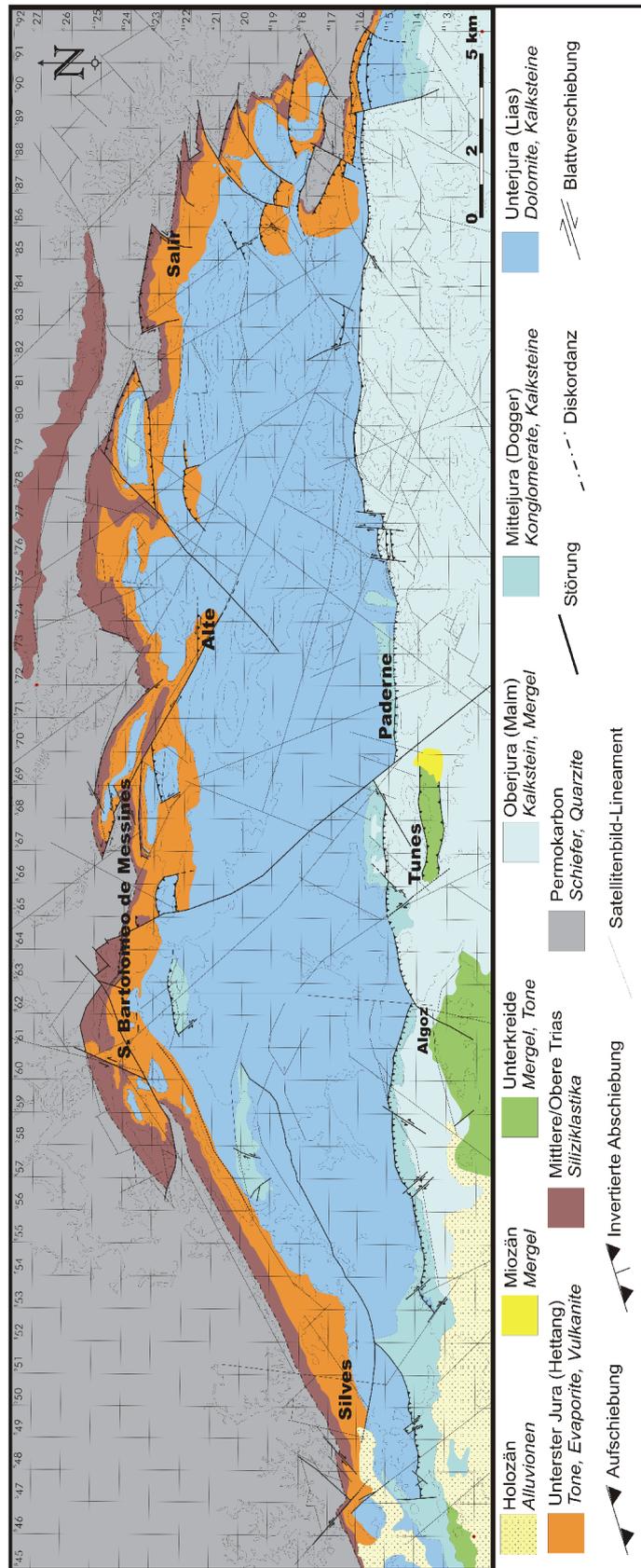


Abb. 13 Geologische Karte des Projektgebietes

während der Inversion zusammenhängen muss. Die F2-Achsen stellen in diesem Bereich demnach Schlepplalten der dextralen Beckenrandstörung dar. Klüfte in NNW-SSE entsprechen der variszischen Faltenachsenrichtung und stellen die im Scheitel-Bereich auftretenden Dehnungsklüfte dar. In NE-SW-Richtung orientiert verlaufen Transferstörungen, entlang derer einzelne Faltensegmente unterschiedliche Schubweiten erfahren haben. Dementsprechend sind diese Klüfte als Scherklüfte ausgebildet. Diese Scherklüfte werden in einigen Fällen durch konjugierte Scherklüfte geschnitten, die auf $\sigma_1 = \sigma_v$ und damit auf ein Abschiebungsregime hinweisen (Foto 2 und 3).

Mesozoikum

Die mesozoischen Schichten streichen generell in E-W bis ENE-WSW Richtung und fallen hauptsächlich nach Süden zum Beckenzentrum hin ein. Aufgrund schwacher langwelliger Faltung der mesozoischen Beckenfüllung mit Faltenachsen in E-W Richtung fallen die Schichten untergeordnet auch nach Norden ein. Das Einfallen ist mit durchschnittlich 15° nicht sehr stark, jedoch verstärkt sich das Schichteinfallen an Störungszonen bis zu einem Einfallwinkel von 90° (z. B. bei Tunes entlang einer E-W verlaufenden Inversionsstruktur (Foto 9, 10 und 13).

Die mesozoische Beckenfüllung liegt am Beckenrand topographisch etwa 150 m höher als die paläozoischen Einheiten der Beckenrandschulter, so dass sich allein aus diesem topographischen Kontrast eine Hebung der Beckenfüllung und damit eine Beckeninversion herleiten lässt (Foto 17 & 18).

5.2 Störungsflächen

Im Allgemeinen sind die Störungen in den triassischen Sedimenten und am Beckenrand steil stehend, während die Störungen zum Beckenzentrum hin flacher einfallen und in subhorizontale Abscherhorizonte übergehen (Foto Foto 5 bis 8, 14 und 17). Eine einheitliche Einfallrichtung der Störungen ist nicht zu beobachten. In den triassischen Sedimenten fallen die meisten der Störungen steil nach N, während Störungen in den jurassischen Karbonaten tendentiell nach S bis SW einfallen.

In den liassischen Kalken ist ein steil einfallendes konjugiertes Störungsmuster aus NNE-SSW und NNW-SSE streichenden Strukturen zu erkennen, dessen theoretische σ_1 -Richtung in

0° liegt (Foto 15). Senkrecht zu dieser σ_1 -Richtung liegt ein flach einfallendes konjugiertes Störungspaar, dessen Störungen in WNW-ESE und ENE-WSW Richtung verlaufen und entsprechend nach SW bzw. NE einfallen. Unter der Annahme, dass dieses Störungsmuster altersgleich sei, würden die steilen NNW-Störungen dextralen, die NNE-Störungen sinistralen Bewegungssinn aufweisen, während die nach SSW einfallenden WNW-Störungen als Rücküberschiebungen und die nach NNE fallenden ENE-Störungen als Überschiebungen fungieren würden (Abb. 14). Die nach SSW einfallenden NNW streichenden Störungen sind auch in den triassischen Sedimenten vertreten. Die zu der miozänen N-S gerichteten Kompression entsprechenden S einfallenden flachen Rampen treten in den Hettangtonen und den jurassischen Karbonaten auf.

Die paläozoischen Störungen fallen nach NE bis N ein und weisen damit tendentiell ein anderes Einfallen als die nach S einfallenden mesozoischen Störungen auf. Es liegt daher die Vermutung nahe, dass die mesozoischen Deckschichten vom paläozoischen Untergrund weitgehend entkoppelt sind. Die Tone des Unteren Lias (Hettang) dienen nach diesem Konzept als Abscherhorizont, der die riftbedingten Horst-Graben-Strukturen der paläozoischen Beckenbasis von den teilweise invertierten listrischen Störungen der mesozoisch-känozoischen Beckenfüllung trennt. Ein Hinweis auf dieses Strukturkonzept sind die noch erhaltenen extensionellen Strukturen in den triassischen Sedimenten der initialen Beckenöffnungsphase (nördlich von S. B. Messines), während die flachen Störungen im Hettang zu Abscherhorizonten im Zuge der Inversion modifiziert wurden (östlich der Nave de Barão), so dass auch die ins Hangende folgenden Störungen der Deckschichten reaktiviert und modifiziert wurden.

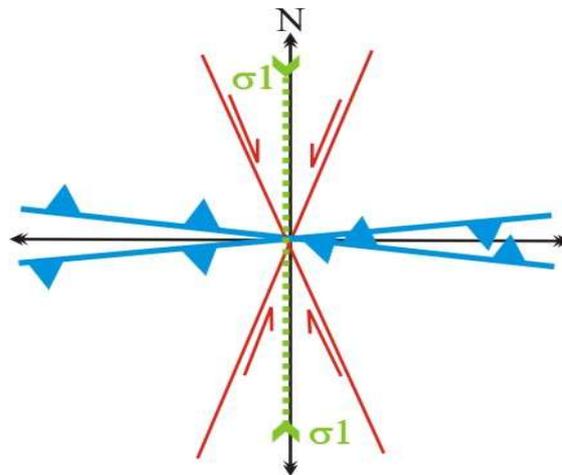


Abb. 14 Schematisches Störungsmuster der liassischen Kalke, entstanden unter N-S Kompression

5.2.1 Strukturen im liassischen Grundwasserleiter

Klüfte

Die Hauptkluftrichtung ist in **NE-SW** (30°- 40°) orientiert, untergeordnet treten Klüfte in **NW-SE** bis **NNW-SSE** (160°) und **NE-SW** (35°) Richtung als konjugierte Scherklüfte auf (dominante Kluftrichtung zwischen Esteval de Mouros und Zimbral) (Foto 12).

Stylolithen

Die Zapfen von Stylolithen sind in **NNW-SSE** bis **NNE-SSW** und untergeordnet **NW-SE** (150°) orientiert (Karte A, Anlage 1).

Die **NW-SE** und **NNW-SSE** orientierten Klüfte treten oft vergesellschaftet mit **NNW-SSE** orientierten Stylolithenzapfen auf und stehen daher als Extensionsklüfte in engem Zusammenhang mit der Bildung der Stylolithen. Die **NNE-SSW** orientierten Stylolithen werden durch die **NNW-SSE** gerichteten Stylolithenzapfen angelöst und gekreuzt und werden daher als älter eingestuft.

Verkarstung

Die Oberflächenverkarstung ist hauptsächlich in **ESE-WNW** (100°-110°) und in **N-S** bis **NNE-SSW** (0° bis 10°) Richtung orientiert, untergeordnet ist die Verkarstung in **ENE-WSW** bis **E-W**-Richtung sowie in **NW-SE** Richtung gerichtet (Karte A, Anlage 1). Die Verkarstung orientierte sich nicht nur an Klüften, sondern setzte auch an Stylolithennähten an. Dies ist ein Hinweis, dass Verkarstung indirekt mit dem Resultat tektonischer Spannungseinwirkung zusammenhängen muss.

Störungen

Die dominierenden Störungsrichtungen im Karstwasserleiter verlaufen in **NE-SW** Orientierung und konjugiert dazu in **NNW-SSE** Richtung. Darüber hinaus sind Störungen in **NNE-SSW** bis **NE-SW** und in **ESE-WNW** Richtung orientiert. Mit dem Algibre-Störungssystem im Zentrum des Projektgebietes treten E-W verlaufende Aufschiebungen auf.

5.3 Klüfte

Die geplante Klufmusteranalyse nach Hancock (1994) konnte nur bedingt angewendet werden, da diese Analysetechnik grosse Aufschlussverhältnisse in nur gering gestörten Bereichen erfordert. Diese Voraussetzungen sind im Arbeitsgebiet nicht gegeben.

Bezüglich der gesamten Kluftpopulationen sind sowohl ein orthogonales Kluftsystem in **E-W** und **N-S** als auch ein Kluftsystem in **NNW-SSE** mit sehr steilen Einfallswinkel auffällig (Foto 15). Eine weitere häufig auftretende Klufrichtung liegt in **ENE-WSW** und ist nur auf das Mesozoikum beschränkt. Die paläozoische Klufrichtung ist dagegen in **NE-SW Richtung** orientiert. Das orthogonale Kluftmuster in E-W und N-S Richtung ist auf die triassischen und liassischen Schichten beschränkt (Karte A, Anlage 1) und hängt wahrscheinlich mit der mesozoischen Beckenbildung zusammen. Das Spannungsfeld war im Algarve ab der Oberen Trias von zwei Riftzonen beeinflusst, zum einen von einem E-W verlaufenden Tethys-Arm (Azoren-Gibraltar-Scherzone) und dem ungefähr N-S verlaufenden Zentral- und Nordatlantik. Diese Riftzonen haben zwei, jeweils E-W und N-S gerichtete Dehnungsspannungen hervorgerufen, so dass durch das phasenweise Rotieren von σ_3 und σ_2 um die vertikale σ_1 Achse schließlich das orthogonale Kluftmuster hervorgerufen wurde. Dieses Ergebnis bedeutet eine Erweiterung des bisherigen Kenntnisstands, der davon ausgeht, dass es nur eine, in **N-S-Richtung** verlaufende, Extensionsrichtung gab.

Die **NNW-SSE** verlaufende in allen Schichten auftretende Kluftpopulation ist häufig durch Scherklüfte charakterisiert und steht wahrscheinlich mit der Inversion durch N-S gerichteten Kompression in Zusammenhang. Die untergeordnet auftretende **ENE-WSE** verlaufende Klufrichtung ist wahrscheinlich ebenfalls erst während einer der Inversionsphasen entstanden. Es wird von den häufiger auftretenden NNW-SSE verlaufenden Scherklüften versetzt und ist somit älter als das **NNW-SSE** Kluftsystem.

5.4 Styrolithen

Die Richtung von Styrolithenzapfen hat in der Strukturgeologie eine besondere Bedeutung, weil sie parallel zu σ_1 orientiert sind (Abb. 15). In diesem Zusammenhang können über horizontale Styrolithenzapfen Aussagen über die Orientierung von σ_1 als σ_H getroffen werden. Styrolithen bilden sich vorzugsweise in Karbonaten mit einem Tongehalt von 5-10% und Porenflüssigkeitsüberdruck (Newman & Mitra, 1994). Über die initialen Bildungsprozesse von Styrolithen wird noch diskutiert (v. Bergen & Carozzi, 1990; Raynaud & Carrio-Schaffhauser, 1992; Peacock & Sanderson 1995), man geht jedoch davon aus, dass Drucklösungshorizonte entlang von vorhandenen Anisotropien gebildet werden, die ein dünnes Residualtonhäutchen

an der Stylolithennaht hinterlassen. Neben den kinematischen Indikatoren auf Störungsflächen geben Stylolithen wertvolle Informationen zur Bestimmung von Paläospannungsachsen.

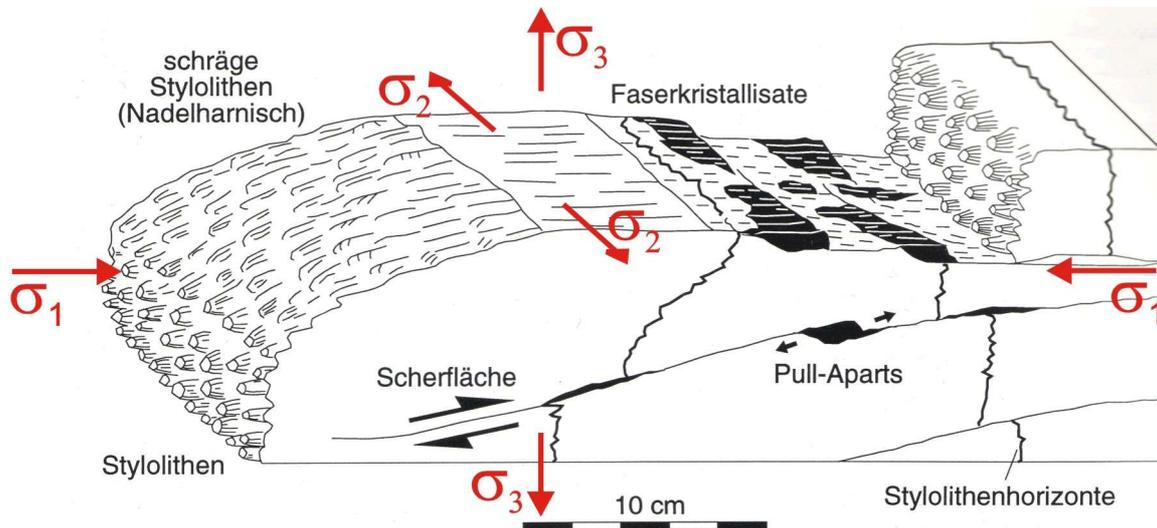


Abb. 15 Stylolithen in Zusammenhang mit Störungsflächen bei horizontaler Lage der größten Hauptspannungsachse (nach Meschede, 1994)

Fototafel



Foto 1 Falteninterferenz in paläozoischen Schiefen westlich des Rocha da Pena



Foto 2 Konjugierte Klüfte aus der Riftphase schneiden eine variszische NE-SW streichende Transferstörung in paläozoischen Schiefen



Foto 3 Dextrale NW-SE streichende Scherkluft in paläozoischen Schiefen, wahrscheinlich alpidisch



Foto 4 Abschiebungsfläche auf paläozoischen Schiefen am Beckentand bei Querenca



Foto 5 Hangrutsch aus dem Paläozoikum (slump), darüber liegen flach Pelite aus dem Hettang (beim Pico Alto)



Foto 6 Reaktivierte Störung zwischen Trias und Paläozoikum am Pico Alto



Foto 7 Riedel-Scherklüfte als Indikator für dextralen Bewegungssinn an einer NW-SE streichenden Störung in triassischen Sandsteinen



Foto 8 Listrische Aufschiebung in den Vulkaniten bei Alte



Foto 9 Flach nach S einfallende Tuffe und Pelite aus dem Hettang



Foto 10 Stark nach N einfallende Schichtflächen des Lias nördlich der Algibre-Störung



Foto 11 WNW-ESE streichende Abschiebungsfäche in den liassischen Dolomiten



Foto 12 Konjugiertes Klufnmuster, das unter $\sigma_1 = \sigma_v$ und $\sigma_3 = NE-SW$ entstanden ist

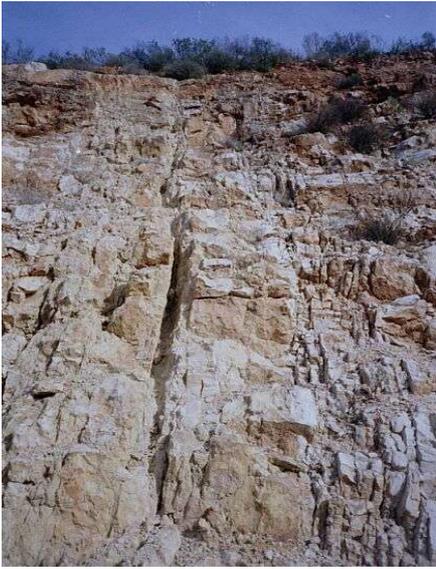


Foto 13 Senkrecht stehende Schichten des Malm an einer E-W verlaufenden Aufschiebung bei Tunes



Foto 14 Flache Abscherhorizonte an der Algibre-Aufschiebung bei Paderne



Foto 15 Konjugiertes Scherklüftpaar aus NW-SE und NE-SW streichenden Scherklüften. Stift zeigt nach S

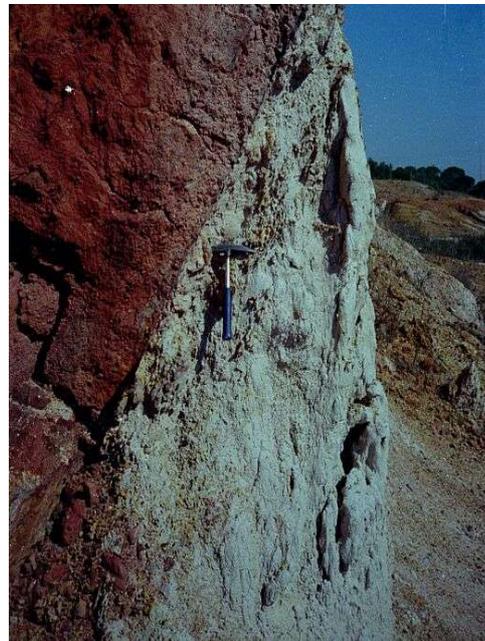


Foto 16 Nach N einfallende Überschiebung in der Unterkreide bei Tunes



Foto 17 Der Rocha da Pena am Horizont: Die höchste Erhebung des Beckens ist eine Inversionsstruktur



Foto 18 Blick von der Pico Alto-Inversionsstruktur herunter auf den Beckenrand

6 Arbeitsmethoden zur Rekonstruktion von Paläospannungsfeldern

Die Analyse von tektonischer Spannung ist auf den äußeren Teil der Erdkruste beschränkt und die Spannungsfeldbestimmung ist immer indirekt, da das Resultat der Spannungseinwirkung – also die Verformung – und nicht die Spannung selbst betrachtet wird. Die angewendeten Methoden zur Spannungsanalyse in der Erdkruste sind:

- *Kinematische Indikatoren aus Geländedaten* – häufig wird hierunter die direkte Inversionsmethode nach Angelier (1994) verstanden, in der Bewegungsmarker auf Störungsflächen genutzt werden, um den Bewegungsablauf und eine quantitative Aussage über das Spannungsregime und seiner Orientierung zu erhalten. In den letzten 20 Jahren sind jedoch eine Anzahl verschiedener Berechnungsverfahren vorgestellt worden, die neben der Inversionsmethode die NDA (Numerical Dynamic Analysis) nach Spang (1972), die P-T-Methode mit der Analyse von Kompressions- und Dehnungsachsen (Turner, 1953; Marrett and Allmendinger, 1990), die Viereckmethode oder right dihedral method (Angelier and Mechler 1977) und die graphische Methode nach Fry (1992) beinhalten. Die Anwendung der Berechnungsmethoden sind abhängig von der Geometrie des Datensatzes und der Anzahl der Datenpaare, so dass immer abgewägt werden muss, welche Methode die Beste für den jeweiligen Datensatz darstellt. Die verschiedenen Methoden und Konzepte der Spannungsfeldrekonstruktion aus Geländedaten werden in 6.1.1 diskutiert.
- *In-Situ Bohrlochverfahren* – Spannungsbestimmung in Bohrlöchern kann durch Bohrlochrandausbrüche (Schetelig, K. et al. 1993; Rummel, F. 1988a; Rummel, F. 1988b) oder durch Entspannungsmessung bzw. Rückverformung von überbohrten Bohrkernen erfolgen (Zang, A., et. al, 1990). Einen Überblick über Spannungsmessverfahren sowie deren Aussagen und Nutzung wird u.a. von Reynolds et al. (2003) diskutiert. Eine detaillierte Beschreibung der Zusammenhänge von horizontaler Hauptspannungsrichtung, Bohrlochinstabilitäten und tektonischem Spannungsregime wird z. B. von Schindler et al. (1998) geliefert. In-situ Bohrlochmessverfahren können nur das rezente Spannungsfeld wiedergeben.

- *Herdflächenlösungen von Erdbeben* – Bei dieser Methode wird die erste durch ein Erdbeben ausgelöste ankommende seismische Welle (P-Welle) genutzt, um die Orientierung der Hauptspannungsachsen zu bestimmen. Die Erstwelle hat entweder eine kompressive oder eine dehnende Polarität. Auch wenn nicht bekannt ist, welche der im Herdflächendiagramm dargestellten senkrecht aufeinander stehenden Flächen bewegt wurde, können die Quadranten, in denen die maximale Kompression liegen sollte, berechnet werden. Die P-Achse liegt dann im Zentrum der Kompressionsquadranten, die in der Regel in weiß symbolisiert sind, während die Dehnungsquadranten schwarz sind. Die graphische Darstellung wird wie bei anderen strukturgeologische Daten mittels der stereographischen Projektion in der unteren Hemisphäre realisiert. Wenn verschiedene Herdflächenlösungen einer Region bestimmt wurden und die individuellen Plots übereinandergelegt werden, kann ein konkreter Zusammenhang und eine Eingrenzung der P- und T-Achsenrichtungen ermittelt werden. Diese Methode ist als Viereckmethode oder Dihedra Methode nach Angelier & Mecheler (1977) bekannt. Der Vorteil von Herdflächenlösungen ist, dass das Spannungsregime auch aus tieferen Teilen der Lithosphäre bestimmbar ist.

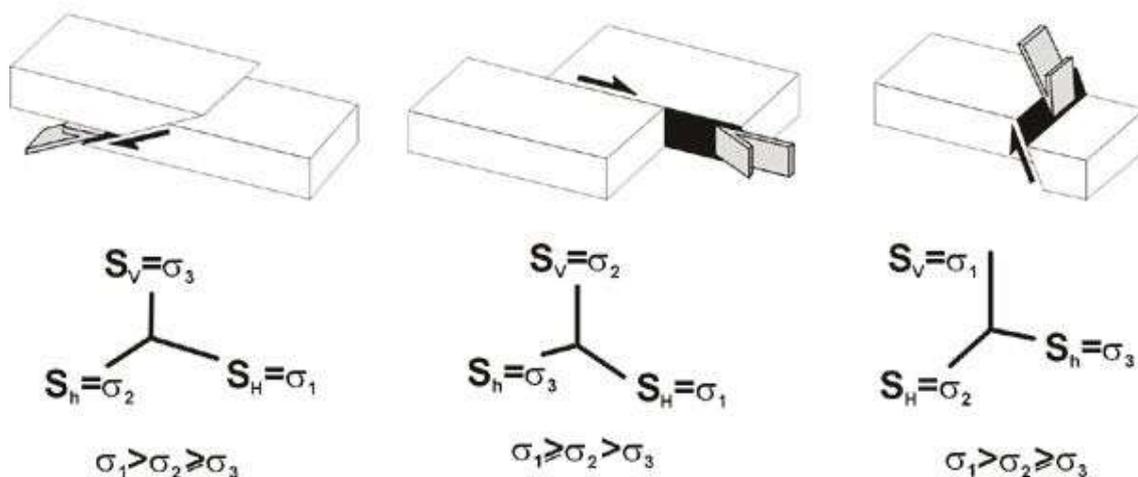


Abb. 16 Die drei Grundmodelle tektonischer Regime, beschrieben durch die Orientierung der Hauptspannungsachsen, von links nach rechts: Überschiebungsregime, Seitenverschiebungsregime, Abschiebungsregime (nach Andeweg, 2002).

Mit den genannten Methoden werden die Orientierung und die relative Größe der Hauptspannungsachsen geliefert. Das Verhältnis zwischen den Hauptspannungsachsen, das sich aus

ihren relativen Größen herleitet, wird genutzt um das tektonische Regime zu beschreiben (Abb. 16). Die berechneten Spannungsfelder sind immer auf den lokalen Maßstab bezogen. Obwohl die lokalen Spannungen und ihre Orientierung beträchtlich schwanken können, zeigen die aus den lokalen Spannungsfeldern berechneten regionalen Spannungsfelder ein einheitliches Verteilungsmuster (Coblentz & Richardson, 1995).

In dem Forschungsprogramm „Weltspannungskarte“ („World Stress Map Program“) werden die Spannungsfelder, die auf Störungsflächenanalyse basieren, als qualitativ niedrig eingestuft. Ergebnisse aus Herdflächenlösungen und Bohrlochrandausbrüche werden dagegen als zuverlässig und qualitativ hoch angesehen (Zoback, 1992). Die Spannungsfeldberechnung, die auf kinematischen Indikatoren beruht, ist jedoch die einzige Methode, die erlaubt, direkt und quantitativ Informationen über Spannungsfelder eines geologischen Zeitraums, mit anderen Worten, über Paläospannungsfelder zu erhalten. Darüber hinaus hat der Vergleich zwischen unabhängig voneinander ermittelten Spannungstrajektorien aus Herdflächenlösungen und Störungsflächenanalysen einen sehr geringen Unterschied ergeben (Mercier et al. 1973). Schließlich weist Bergerat (1994) darauf hin, dass die sorgfältige Analyse von Paläospannungsregimen wertvolle Informationen über die Orientierung von Hauptspannungsachsen aus der geologischen Vergangenheit liefern kann.

Die Bestimmung und zeitliche Zuordnung von Spannungsfeldern beruht in der vorliegenden Arbeit auf kinematischen Indikatoren aus Störungsflächenanalysen, die durch die Analyse von Kluftmustern und Stylolithen ergänzt wurde (Alsaker et al. 1996). Durch diese kombinierte Arbeitsmethodik soll eine hohe Zuverlässigkeit der Ergebnisse erreicht werden. Schließlich stellt die Störungsflächenanalyse und die aus ihr resultierende Spannungsfeldrekonstruktion die einzige Methode dar, durch die die Zusammenhänge von hydrotektonischen Prozessen in Paläospannungsfeldern, Wasserwegsamkeiten und Verkarstung in einem Grundwasserleitersystem untersucht werden können.

Im Folgenden werden daher erst die Grundlagen der angewendeten Analyse- und Berechnungsmethoden beschrieben werden, bevor die Ergebnisse im Einzelnen vorgestellt und in einer Synthese diskutiert werden.

6.1 Störungsflächenanalyse

Die Bestimmung von Spannungsfeldern aus Störungsflächendaten setzt eine sorgfältige Analyse der vorhandenen kinematischen Indikatoren voraus. Die Methode zur Spannungsfeldbestimmung folgt einem einfachen Prinzip: Betrachtet man einen Kubus, der einem Spannungsfeld ausgesetzt ist, so lässt sich in diesem Kubus jede beliebige Schnittfläche vorstellen. Zu jeder dieser imaginären Flächen kann der Bewegungssinn zugeordnet werden, vorausgesetzt die Scherspannung übersteigt den Scherwiderstand. Die Störungsbewegung lässt sich für jegliche Orientierung von Kompression, Extension oder einer Kombination senkrecht auf den Kubusflächen wirkend bestimmen (Abb. 17).

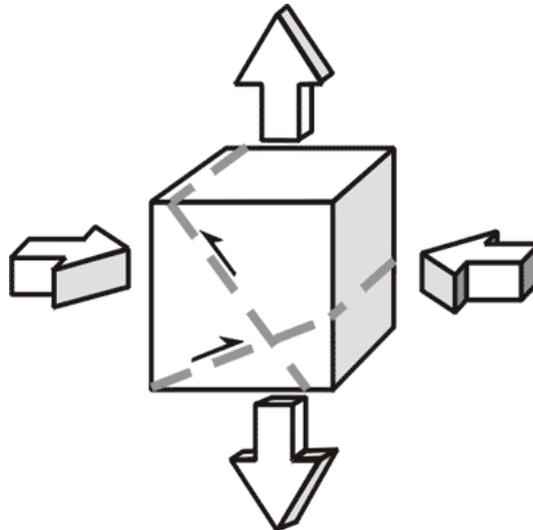


Abb. 17 Kinematik imaginärer Flächen unter bestimmten Spannungszuständen (Angelier, 1994)

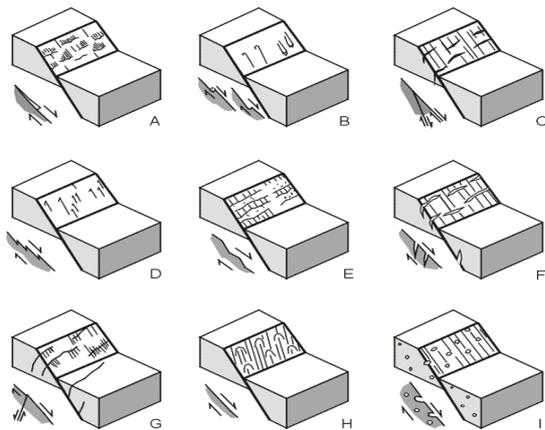


Abb. 18 Verschiedene Typen von Bewegungsindikatoren
(nach Angelier, 1994 und Andeweg, 2002)

Bewegungsindikatoren auf Störungsflächen ermöglichen die Bestimmung des Bewegungssinns. Wie im Beispiel der Abschiebung links gibt es folgende Bewegungsindikatoren:

- A - Faserkristallite
- B - Schleifspurmarken
- C - Riedel-Scherflächen
- D - Nadelharnische
- E - Stufenförmige Abbrüche
- F - Dehnungsbrüche (tension gashes)
- G - konjugierte Scherklüfte
- H - Striemungen und Sichelbrüche (lunate cracks)
- I - Ausbrüche

Mit der Bewegung auf Störungsflächen treten oft Irregularitäten auf der Scherfläche auf oder es entwickeln sich Sekundärstörungen, die an die Primärstörung gebunden sind. Im Rahmen der Störungsflächenanalyse im Aufschluss können verschiedene Irregularitäten als Bewegungsindikatoren genutzt werden, um den Bewegungssinn der Störungsfläche zu ermitteln (Abb. 18) (Means 1976, Petit 1987, Angelier 1994). Sowohl die Raumlage der Störungsfläche (Einfallrichtung/Einfallwinkel) als auch die Raumlage der Harnische, die die Bewegungsrichtung beinhalten können, müssen für die anschließende Berechnung der Hauptspannungsachsen aufgenommen werden. Erst ab einer bestimmten Datenmenge kann eine Berechnung mit verlässlichem Resultat erfolgen (Delvaux, 1993). Statistisch gesehen reichen zur Spannungsfeldberechnung vier Störungs-/Lineationspaare aus. Diese Zahl richtet sich jedoch nach der Berechnungsmethode und dem Störungstyp (Abschiebung, Inversionsstruktur, Auf-/Überschiebung, Horizontalverschiebung), so dass ein bis 15 Störungs-/Lineationspaare notwendig sind (Angelier, 1994). Der absolute Wert der Spannungen kann nicht bestimmt werden, jedoch das Verhältnis der drei Hauptspannungsachsen zueinander, so dass das Spannungsfeld nach Bada (1999) angegeben werden kann (Abb. 16). Dieses Verhältnis wird durch den Regelungsgrad $R=(\sigma_2-\sigma_3/\sigma_1-\sigma_3)$ ausgedrückt.

Die Berechnung der Spannungsfelder erfolgte mit dem Programm TectonicsFP, entwickelt von Reiter & Acs (Universität Innsbruck/Österreich). In dem Programm können verschiedene Berechnungsverfahren je nach Datenlage gewählt werden, die im Folgenden nach Ortner et al. (2002) beschrieben werden.

6.1.1 Routinen zur Paläospannungsberechnung

6.1.1.1 Fry Methode

Paläospannungsauswertung nach Fry (1992) dient zur Paläospannungsberechnung nach einer interaktiven graphischen Methode. Voraussetzung zur Anwendung dieser Methode ist, dass eine der Hauptachsen vertikal orientiert ist. Nachdem diese Methode sich einer abgewandelten Form der Bott'schen Gleichungen bedient, ist eine weitere Voraussetzung, dass der zu untersuchende Datensatz nicht durch einfache Scherung entstand. Zunächst wird für jedes Störungsdatum (Orientierung der Störungsfläche und des Linears) ein Großkreis berechnet, der das Verhältnis zwischen Orientierung und relativer Größe der einzelnen Achsen des Spannungstensors beschreibt. Wenn die Störungen unter denselben physikalischen Bedingungen entstanden sind, schneiden sich alle Großkreise eines Datensatzes in einem Punkt. Weil für die Berechnung der Großkreise der Bewegungssinn nicht berücksichtigt wird, werden sie in der unteren und oberen Hemisphäre des Schmidt'schen Netzes dargestellt. Dadurch erhält man im Idealfall zwei Schnittpunkte, an denen sich alle Kreise einer Hemisphäre schneiden.

Einer der Schnittpunkte steht für dehnende, der andere für kompressive Deformation. Da aus der Art der Störungen die Art der Deformation abgeleitet werden kann, ist jener Schnittpunkt auszuwählen, der für die beobachtete Deformation plausible Resultate liefert.

6.1.1.2 Inversionsmethode

Die direkte Inversionsmethode (Angelier, 1994) errechnet die Lage der Hauptspannungsachsen und ihre relativen Größen in einem einzigen Rechenschritt aus einer Datei mit Störungsdaten (Dateinamenerweiterung ".cor" in TectonicsFP). Die Methode basiert auf der Minimierung der kleinsten Fehlerquadrate, die aus dem Winkel errechnet werden, um den die gemessene Lineation auf einer Störungsfläche von der errechneten Richtung der maximalen Scherspannung auf dieser Fläche abweicht (Meschede, 1994). Die Voraussetzung zur Anwendung der Methode ist, dass die Verformung irrotational ist (keine einfache Scherung), und dass die Störungsflächen des Datensatzes im Raum einigermaßen gleichmäßig verteilt sind. Bei Datensätzen, deren Flächen in einer Raumlage stark gebündelt sind, kommt es oft zu Ergebnissen, bei denen eine der Hauptspannungsachsen in dem Flächenbündel liegt. Zur Anwendung dieser Methode müssen außerdem mindestens 4 Störungsfläche/Linear Paare vorliegen. Bei der Anwendung dieser Methode ist es sinnvoll, vorher die P-T-Achsen des Daten-

satzes zu betrachten, um eine Idee zu bekommen, in welchem Bereich das Ergebnis liegen kann, da so falsche Ergebnisse ausgeschlossen werden können (gelegentlich kommt es bei der inversen Berechnung zum Vertauschen zweier der drei Hauptspannungsachsen). Bei schlechten Ergebnissen nützt es oft, einzelne nicht zum Datensatz passende Störungsflächen aus dem Datensatz zu entfernen.

6.1.1.3 NDA Methode

Die numerische dynamische Analyse (NDA nach Sperner, 1993) wurde eigentlich zur Berechnung des Spannungstensors aus Kalzitzwillingen entwickelt (Spang, 1972). Sie beruht auf einer Addition der Verformung, die auf jedes einzelne Korn bzw. jede Störungsfläche wirkt. Der Betrag der Verformung auf jeder Fläche wird willkürlich gleich 1 gesetzt und die Verformungsmatrizen für alle Flächen in einen Punkt gebracht, addiert und durch die Anzahl der Daten dividiert. Der errechnete Paläospannungstensor ist auch bei inhomogenen Datensätzen sehr verlässlich. Er ist jedoch abhängig von dem Wert Theta, der zu Beginn einzugeben ist. Theta ist der Winkel zwischen Störungsfläche und Kompressionsachse. Er kann entweder mit der Option P-T-Achsen errechnet werden (optimalen Theta-Winkel auswählen), oder die Ergebnisse der Berechnung mit verschiedenen Theta Winkeln können im Fluktuationshistogramm verglichen und das Ergebnis mit der besten Fehlerverteilung ausgewählt werden.

6.1.1.4 P-T-Achsen Bestimmungsmethode

Mit Hilfe der **P-T-Achsen** Bestimmungsmethode können für jedes Störungsdatum die Druck- (**Pressure**) und Dehnungsachsen (**Tension**) berechnet werden. Bei der Anwendung dieser Methode wird angenommen, dass alle Störungsflächen eines Datensatzes mit dem selben Winkel Theta entstanden sind. Theoretisch muss der Winkel Theta immer 45° sein, wenn die kinematischen Achsen aus den Nodalflächen einer Herdflächenlösung konstruiert werden (Marett & Allmendinger, 1990). Bei Bruchentstehung nach dem Mohr-Coulomb'schen Bruchkriterium entstehen konjugierte Scherbrüche mit einem Winkel von 20° - 40° zur größten kompressiven Kraft. Deswegen wird der Winkel Theta oft mit 30° festgesetzt. Mit der Auswahl des optimalen Theta Winkels in 5° - Schritten sollten die P- und T-Achsen für Theta Winkel zwischen 10° und 80° und ihre Verteilung mit Hilfe des prozentualen Regelungsgrades berechnet werden. In einem entsprechendem Diagramm werden die Regelungsgrade R% der P-Achsen (größere Kreise) und R% der T-Achsen (kleinere Kreise) gegen den Theta Winkel aufgetragen.

Der bestpassende Theta-Wert resultiert aus der Addition von R% der P- und der T-Achsen. Wenn im Datensatz konjugierte Flächen vorkommen, ergibt sich meist ein deutliches Maximum. Wenn nur eine Flächenschar existiert, erhält man für alle Theta-Winkel den gleichen Regelungsgrad, und es kann kein bestes Theta bestimmt werden. Die Verteilung der P-T-Achsen kann verwendet werden, um das R-Verhältnis abzuschätzen.

Es gibt verschiedene Typen von P-T-Achsenverteilungen bei verschiedenem R-Verhältnis im Schmidt'schen Netz. Bei Transpression kommt es zu einer Gürtelverteilung der T-Achsen, bei Transtension zu einer Gürtelverteilung der P-Achsen (Meschede, 1994).

6.1.1.5 Viereckmethode

Die Berechnung der Hauptspannungsachsen mit der **Viereck-Methode (Dihedra)** ist recht rechenintensiv. Dabei wird, vergleichbar mit Herdflächenlösungen von Erdbeben, eine Hilfsebene durch das Linear und die Flächennormale gelegt und das Schmidt'sche Netz entsprechend der Bewegungsrichtung in kompressive und extensive Quadranten ("Dihedra") aufgeteilt.

Im kompressiven Quadranten sind alle möglichen Positionen der P-Achse enthalten, im extensiven Quadranten alle möglichen Positionen der T-Achse. Die kompressiven Quadranten werden für alle Daten eines Datensatzes überlagert. Die Hauptspannungsachsen kommen an den Stellen der höchsten Konzentration der jeweiligen Quadranten zu liegen. Bei der Anwendung dieser Methode werden keine Annahmen über den Winkel Theta oder die Art der Verformung gemacht.

Die Auswertung der Daten nach der Dihedra-Methode erfolgt in mehreren Schritten. Zunächst wird aus einer Datei mit Ergebnissen der P-T-Achsenberechnung eine neue Datei erzeugt, die alle kompressiven Dihedra des Datensatzes enthält. Jeder Diheder besteht aus einem Raster von Punkten. Die Positionen der Hauptspannungsachsen kann entweder durch konturieren der Daten dieser Datei gefunden werden oder durch Bestimmung der Eigenvektoren der Daten. Die Verteilung der Daten kann zu einer Abschätzung des R-Verhältnisses verwendet werden.

6.1.1.6 Das Spannungsverhältnis R

Nach einer Gleichung von Aleksandrowski (1985) lässt sich das Spannungsverhältnis R berechnen. In die Formel gehen der Winkel zwischen Polpunkt der Störungsfläche und der σ_2 - σ_3 -Ebene sowie die Abweichung zwischen dem Großkreis von σ_1 und der Fläche, die von dem Flächenpol und σ_1 aufgespannt wird (Abb. 19).

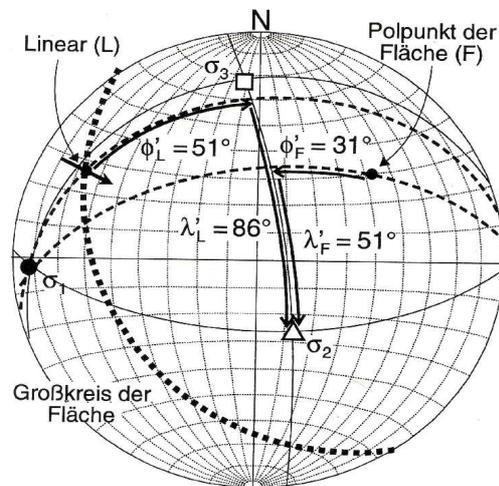


Abb. 19 Beispiel einer graphischen Herleitung des Spannungsverhältnisses R durch Übertragung eines Störungsflächendatensatzes vom geographischen in das theoretische Koordinatensystem der errechneten Hauptspannungsachsen (Meschede, 1994)

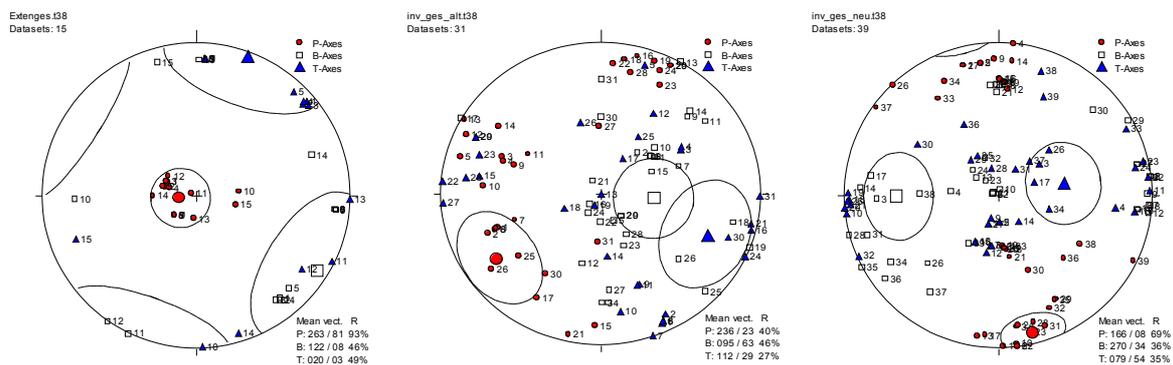
Für jedes Harnischflächenpaar wird das Spannungsfeld einzeln berechnet, um schließlich das mittlere Spannungsverhältnis für eine Störungsflächenpopulation zu bestimmen. Das Spannungsverhältnis gibt in Zusammenhang mit der Orientierung der Hauptspannungsachsen das Spannungsregime an, in dem die Störungsflächen einer Population generiert wurden.

6.2 Ergebnisse der Trennflächenanalyse

Für die Berechnung der Paläospannungsfelder wurden nur Harnischflächendaten höchster Qualitätsstufe genutzt (Qualität 1 bis 2 nach Meschede, 1994). Dazu wurden erst die theoretischen P- (pressure) und T- (tension) Achsen für jedes Flächenpaar bestimmt (Turner, 1953) unter der Annahme eines Scherflächenwinkels α zwischen der Störungsfläche und der P-Achse von 30° . Das resultierende Schmidt'sche Netz Diagramm zeigt verschiedene Maxima (σ_1), die auf einen sehr inhomogenen Gesamtdatensatz hinweisen. Um homogene Datensätze zu erhalten, wurden die P-/T-Achsenpaare in verschiedene Gruppen entsprechend eines Maximums aus dem Gesamtdatensatz unterteilt. Nach diesem Schritt wurden die Harnischflächendaten niedriger Qualität (Qualitätsstufe 3 nach Meschede, 1994) in die homogenen Datensätze entsprechend ihrer P-/T-Achsenorientierung integriert. Die nun vollständigen homogenen Da-

tensätze wurden mit jeweils einem Höppnerdiagramm überprüft. In Höppnerdiagrammen werden die Störungsflächen und die Harnische in ein Schmidtnetz geplottet. Sofern die Daten einem Spannungsfeld zuzuordnen sind, weisen die Lineare der Harnische auf einen theoretischen gemeinsamen Punkt. Nach dieser Methodik konnten fünf verschiedene Harnischflächenpopulationen und damit fünf verschiedene Spannungsfelder diskriminiert werden. Die Qualität der Populationen wurde nochmals überprüft und optimiert, indem eine schrittweise Fluktuation durch eine schrittweise Modifizierung des Scherflächenwinkels α durchgeführt wurde. Die Fluktuation ergibt sich aus der Veränderung des Winkels ϕ , der zwischen der Lineation der Harnischfläche und der berechneten Richtung der maximalen Scherspannung liegt. Eine Optimierung des Datensatzes ist dann erreicht, wenn eine minimale Fluktuation von dem Winkel ϕ eine Halb-Gauss-Glockenkurve beschreibt. Durch diese Überprüfung ist es gelungen, die Population, die mit einem Abschiebungsregime die Beckenbildungsphase repräsentiert, nochmals in zwei Extensionspaläospannungsfelder zu separieren, da die Fluktuation vor dieser Unterteilung zwei Maxima ergeben hat.

Nach diesem Prozess der Datenseparierung konnten sechs verschiedene Spannungsfelder bestimmt werden, die in Kombination mit Geländebeobachtungen (sich kreuzende Striemungen, Styrolithen, Zuordnung der Harnischflächen in bestimmte stratigraphische Horizonte, Kluftmusteranalyse) zeitlich relativ zueinander eingeordnet werden konnten. Die Spannungsfelder wurden in einen geodynamischen Kontext gesetzt und werden im Folgenden vom ältesten Spannungsfeld zum jüngsten, dem Rezentenspannungsfeld, beschrieben.



(A) (B) (C)
 Abb. 20 P/T-Achsen der (A) Extensionsphase, (B) einer älteren Inversionsphase und (C) einer jüngeren Inversionsphase. Die Heterogenität der Datensätze erfordert eine Separierung in homogene Datensätze.

6.3 Diskriminierung verschiedener Paläospannungsfelder

6.3.1 Extensionsphase: Spannungsfeld A und B

Trias bis Jura

Die ältesten Paläospannungsfelder sind extensionelle Spannungsfelder, deren zugrunde liegenden Störungsflächen in den triassischen Sedimenten und untergeordnet in den Vulkaniten des Hettang aufgenommen wurden. Das eine dieser beiden Spannungsfelder repräsentiert mit einer σ_3 -Achse in NE-SW Richtung und einem Spannungsverhältnis von $R=0.4225$ ein reines Abschiebungsregime (Tabelle 1, Spannungsfeld A und Abb. 22, Seite 74) während das andere Spannungsfeld mit einer σ_3 -Achse in NW-SE Richtung und einem Spannungsverhältnis von $R=0.1955$ eine radiale Extension bis Transtension andeutet (Tabelle 1, Spannungsfeld B und Abb. 23, Seite 75). Die absolute Altersbeziehung dieser beiden Spannungsfelder zueinander konnte nicht geklärt werden, jedoch lässt sich aus der Position der zugrunde liegenden Harnischflächen schließen, dass diese Spannungsfelder der initialen Beckenbildungsphase von Trias bis Jura entsprechen. Während seiner Entstehungsphase lag das Algarve Becken an dem Kreuzungspunkt des Maghreb Gibraltar Rifts im Süden und des Zentral-Atlantik-Rifts im Westen des Beckens. Die Ursache der zeitlich sehr dicht aufeinander folgenden Spannungsfelder liegt wahrscheinlich in der Beeinflussung dieser Riftsysteme.

6.3.2 Inversionsphase 1: Spannungsfeld C

Unterkreide

Das älteste Spannungsfeld, das auf eine schwache Inversionsphase hindeutet, repräsentiert mit einem Spannungsverhältnis von $R=0.1995$ ein Transpressionsregime mit einer σ_1 -Achse in ENE-WSW Richtung. Die Harnischflächen, aus denen das Spannungsfeld berechnet wurde, liegen hauptsächlich in den liassischen Karbonaten und in einigen kretazischen Aufschlüssen. Dieses Spannungsfeld reflektiert wahrscheinlich die Post-Riftphase zwischen Oberjura und Unterkreide (Tabelle 1 und Abb. 24, Seite 76).

6.3.3 Inversionsphase 2: Spannungsfeld D

Oberkreide/Paleogen

Synsedimentäre Störungen in oberkretazischen Sedimenten lassen eine relativ sichere zeitliche Einordnung dieses Spannungsfeldes zu (Abb. 25, Seite 77). Es konnte nicht evaluiert werden, wie lange dieses Spannungsfeld herrschte, jedoch werden Styloolithen, die NE-SW orientiert sind, von Styloolithen gelöst und versetzt, die in N-S Richtung weisen. Daher konnte das Spannungsfeld D mindestens von der Oberkreide bis ins Paläogen gewirkt haben (die Styloolithen in N-S Richtung werden in das Neogen gestuft). Das Spannungsfeld entspricht mit einem Spannungsverhältnis von $R=0.3954$ einem transpressivem bis reinem Blattverschiebungs-Spannungsregime mit einer σ_1 -Achse in NNE-SSW Richtung. Das Spannungsfeld kann mit der Rotation Iberiens in der Oberkreide korreliert werden. Im Lusitanischen Becken wurde ebenfalls eine NE-SW-Einengung für das Paläogen bestimmt, und es wurde der Kollision Iberiens mit Eurasien und damit dem Pyrenäenorogen zugeordnet (Moeck, 1998).

6.3.4 Inversionsphase 3: Spannungsfeld E

Neogen

Das Spannungsfeld E (Abb. 26, Seite 78) konnte auf Grund sich kreuzender Styloolithen und Harnische zeitlich relativ nach dem Spannungsfeld D eingeordnet werden. Das Spannungsfeld entspricht mit einem Spannungsverhältnis $R=0.2221$ einem Transpressionsregime, dessen σ_1 -Achse in N-S Richtung liegt (Tabelle 1). Eine N-S gerichtete Einengung ist für das Algarve Becken mehrfach beschrieben worden (Ribeiro et al. 1999, Terrinha 1998, Terrinha et al. 2002, Brilha et al. 2004). Die Störungen, an denen die Daten zur Berechnung erhoben wurden, befanden sich in den jurassischen Karbonaten, insbesondere an großen Inversionsstrukturen wie der Algibre-Störung, an der Schrägaufschubung gekoppelt mit Antiklinalbildung beobachtet werden konnte. Ein weiteres Gebiet mit deutlichen Transpressionsstrukturen ist der Pico Alto und der Rocha da Pena, dessen verkarstetes Kalkplateau um etwa 150 m höher als der paläozoische Beckenrand liegt. Das Spannungsfeld E wird der Kollision Iberiens mit Afrika und damit der Bildung der Betischen Kordillere zugeordnet. In diese Phase fällt die Hauptinversion des Beckens.

6.3.5 Rezentspannungsfeld: Spannungsfeld F

Das jüngste Spannungsfeld ist mit einem Spannungsverhältnis von $R=0.2928$ als transpressives Spannungsregime mit einer σ_1 -Achse in NW-SE Richtung (146°) charakterisiert (Tabelle 1, Abb. 27, Seite 79). Zu diesem Spannungsfeld konnten keine Stylolithen beobachtet werden, die Harnischflächen waren dagegen sehr gut erhalten. Außerhalb des Projektgebietes konnte bei Quarteira eine NE-SW streichende Aufschiebung in quartären Sedimenten aufgenommen werden, die durch eine NW-SE Einengung verursacht wurde (Terrinha, pers. Kom.). Die Orientierung der größten Hauptspannung dieses Spannungsfeldes entspricht dem rezenten Spannungsfeld, das durch Herdflächenlösungen und z. T. Bohrlochrandausbrüchen bestimmt wurde (Moreira, 1985; Zoback, 1992; Ribeiro et al., 1996; Jimenez-Munt, 2000).

Aus der Gesamtheit der Beobachtungen und dem Datenvergleich von anderen Autoren lässt sich schließen, dass es sich bei dem jüngsten Spannungsfeld um das momentan herrschende Rezentspannungsfeld handelt (Andeweg, 2002; Abb. 21)

Tabelle 1: Spannungsfelder und Spannungregime

Spannungsfeld	σ_1 Az./Dip	σ_2 Az./Dip	σ_3 Az./Dip	Spannungsverhältnis R	Spannungsregime
A	246/71	120/14	027/19	0.42	abschiebend
B	127/85	033/05	304/05	0.1955	abschiebend – radial extensionell
C	279/29	068/57	176/11	0.1995	transpressiv
D	207/03	121/63	295/25	0.3954	blattver-schiebend-transpressiv
E	179/03	287/28	107/52	0.2221	transpressiv
F	146/13	239/24	336/67	0.2928	transpressiv

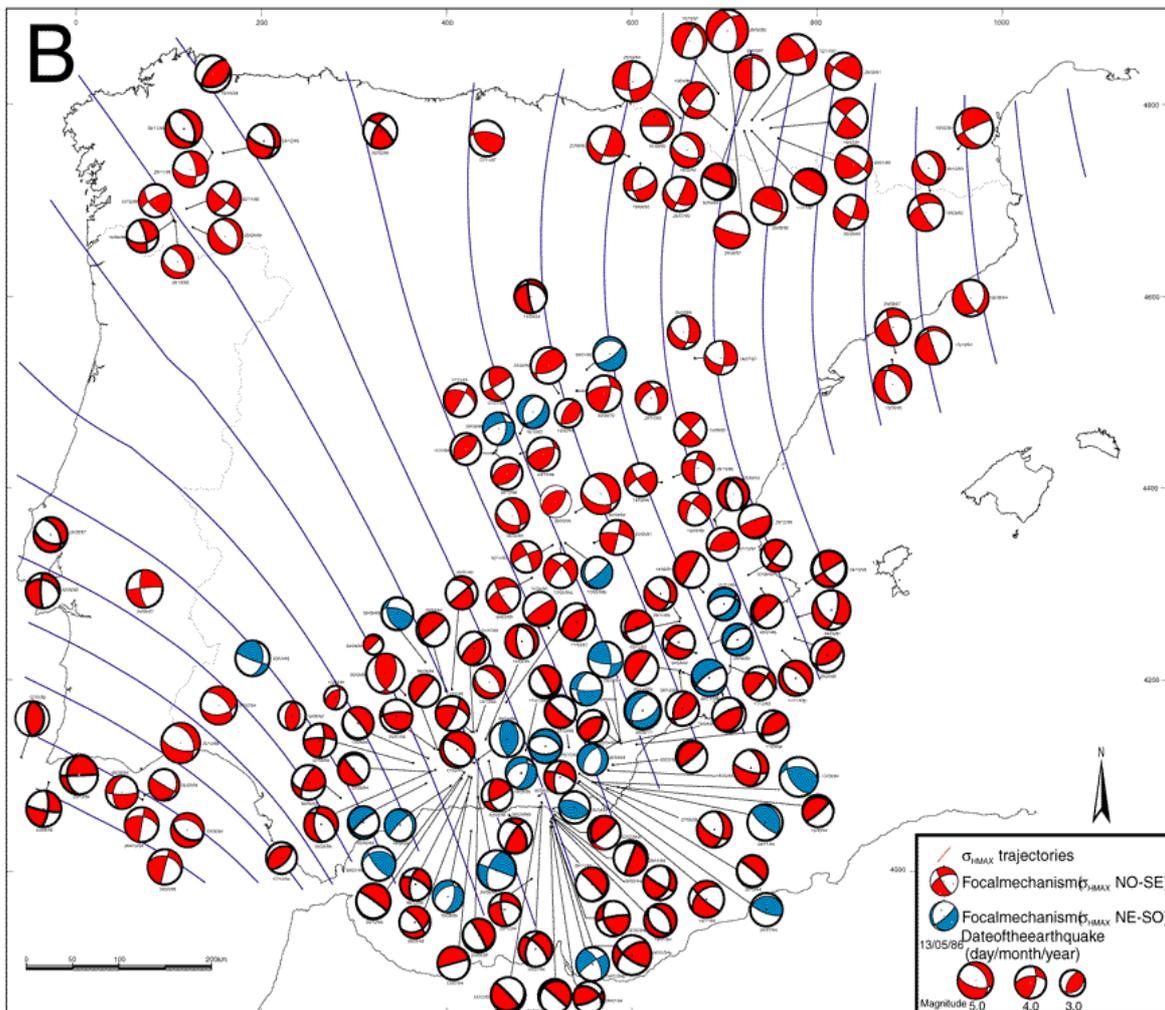


Abb. 21 Rezentens Spannungsfeld in Iberien, basierend auf Herflächennlösungen (aus Andeweg, 2002)

6.4 Synthese der Ergebnisse

Mit der Störungsflächenanalyse konnten sechs verschiedene Spannungsfelder rekonstruiert werden, von denen vier bisher nicht für Südportugal beschrieben wurden. Zu diesen vier Spannungsfeldern gehören:

- (I) Die zwei ältesten Spannungsfelder aus der triassischen Beckenbildungsphase, die den Einfluß der großen Dehnungsstrukturen in Zentralatlantik und dem Maghreb-Gibraltar-Rift deutlichen machen.
- (II) Das transpressive Spannungsregime aus der Unterkreide, das auf eine erste schwache Inversionsphase im zumindest im zentralen Algarve hinweist. Nach Terrinha et al. (2002) fand

die erste beckenweite Inversion im Algarve im Malm statt.

(III) Das transpressive Spannungsfeld aus dem Paläogen, das den Einfluß des Pyrenäenorogens bis nach Südportugal verdeutlicht. Dieses Spannungsfeld wurde von Moeck (1998) auch für das Lusitanische Becken in Zentralportugal beschrieben und weist darauf hin, dass die Spannungen vom Pyrenäenorogen ausgehend die gesamte Iberische Platte erfasst haben.

Das unter 6.3.4 beschriebene transpressive Spannungsfeld stimmt mit dem Postulat von Ribeiro et al. (1990) überein, nach dem die Hauptinversion im Algarve durch N-S Einengung bedingt wurde. Das in 6.3.5 beschriebene transpressive Spannungsfeld ist mit den Ergebnissen aus Herdflächenlösungen korrelierbar. Ein vergleichbares Rezentspannungsfeld wurde von Moeck (1998) ebenfalls für das Lusitanische Becken beschrieben. Die NW Orientierung der größten Hauptspannungsachse wird durch den Druck der relativ alten (jurassisch) und daher dichten und schweren Ozeanplatte des Atlantiks auf die Iberische Westküste erklärt (Moeck, 1998; Ribeiro, 1999).

Um aus den Ergebnissen ein geodynamisches Konzept für das Algarve Becken zu erstellen, müssten wesentlich mehr Daten aus Störungsflächenanalysen außerhalb des Projektgebietes gewonnen werden. Die zeitliche Einordnung der Spannungsfelder könnte somit spezifiziert oder korrigiert werden, so dass nicht auszuschließen ist, dass das kretazische Spannungsfeld älter ist und mit der von Terrinha et al. (2002) beschriebenen oberjurassischen Inversionsphase übereinstimmt. Im Projektgebiet konnte auf Grund schlechter Aufschlussverhältnisse in den Malmkalken eine oberjurassische Inversionsphase jedoch nicht bestätigt werden.

6.5 Angewandter Nutzen der Paläospannungsfeldanalyse

Mit der Rekonstruktion der Paläospannungsfelder, den Beobachtungen im Gelände und der Korrelation mit anderen Ergebnissen (Ribeiro et al., 1990; Terrinha, 1998) lässt sich feststellen, dass die Hauptinversionsphase im Algarve Becken im Miozän stattfand. Damit wurden die liassischen Karbonate, die den heutigen Grundwasserleiter darstellen, als Teil der mesozoischen Beckenfüllung gehoben und meteorischen Wasser und der Erosion ausgesetzt. Es ist daher zu vermuten, dass die Verkarstung des Grundwasserleiters Querença-Silves frühestens ab dem oberen Miozän begann.

Die Orientierung der Paläospannungsfelder und des Rezentspannungsfeldes sind für die Diskriminierung kritisch gespannter Trennflächenrichtungen in verschiedenen geologischen

Zeiträumen wichtig. Kritisch gespannte Trennflächen tendieren dazu, eine erhöhte hydraulische Konduktivität aufzuweisen (Barton et al., 1996). Somit lässt sich aus strukturgeologischer Sicht eine Prognose über potentielle Wasserwegsamkeiten im jeweiligen Spannungsfeld herleiten. Für einen Karstwasserleiter kann diese Prognose von Relevanz sein, wenn unter Betracht gezogen wird, dass die Karststrukturen in der geologischen Vergangenheit in Abhängigkeit von einem bestimmten Paläospannungsfeld entstanden sein können. In die Geometrie von Wasserwegsamkeiten würde sich somit eine Systematik bringen lassen. Die Prognosen über potentiell hydraulisch leitfähige Trennflächenrichtungen und die Überprüfung der Prognosen durch geophysikalische und hydrogeologische Messergebnisse sind das Thema des Kapitels 7.

6 Arbeitsmethoden zur Rekonstruktion von Paläospannungsfeldern

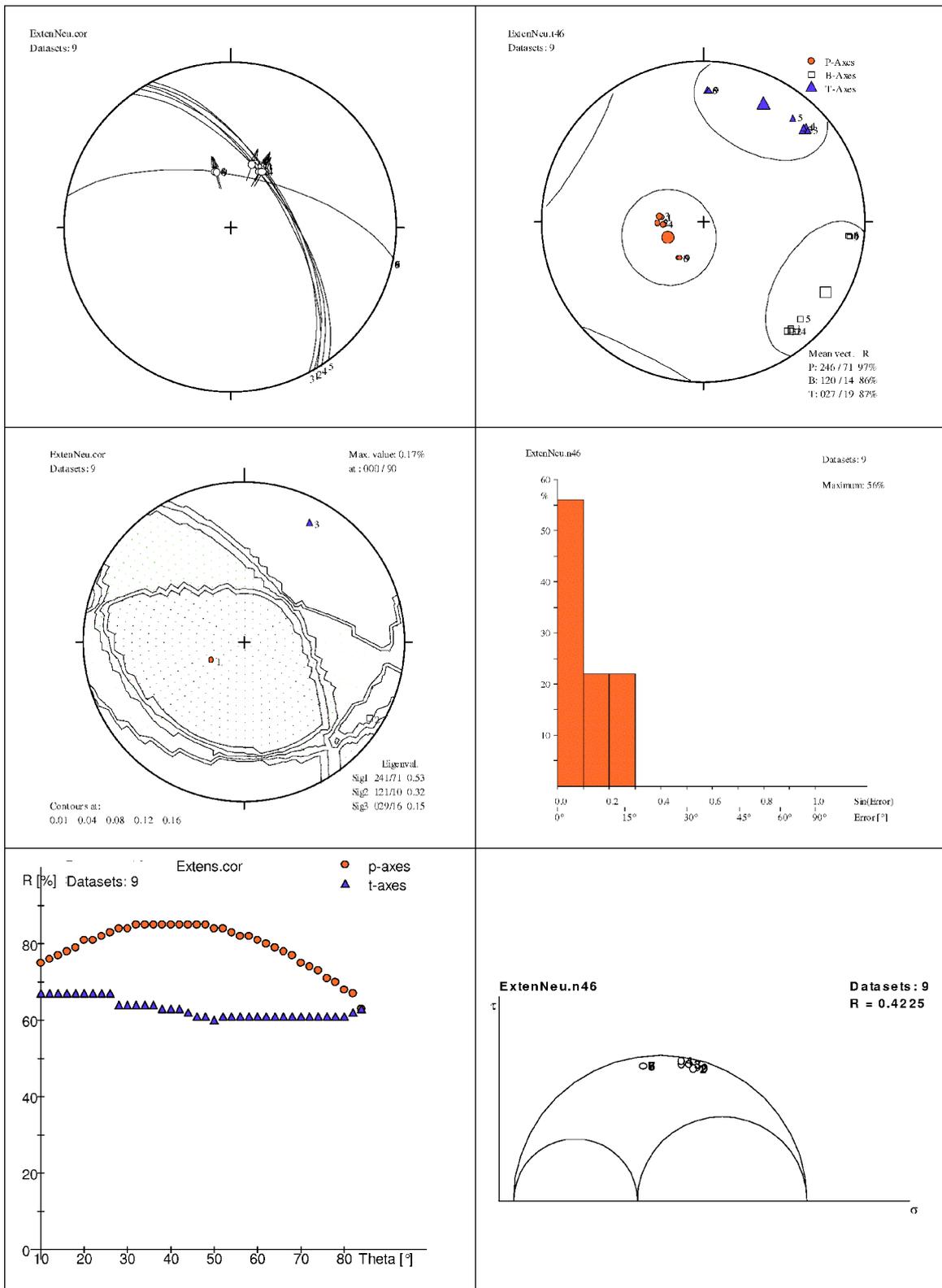


Abb. 22 Spannungsfeld A – Trias/Jura

6 Arbeitsmethoden zur Rekonstruktion von Paläospannungsfeldern

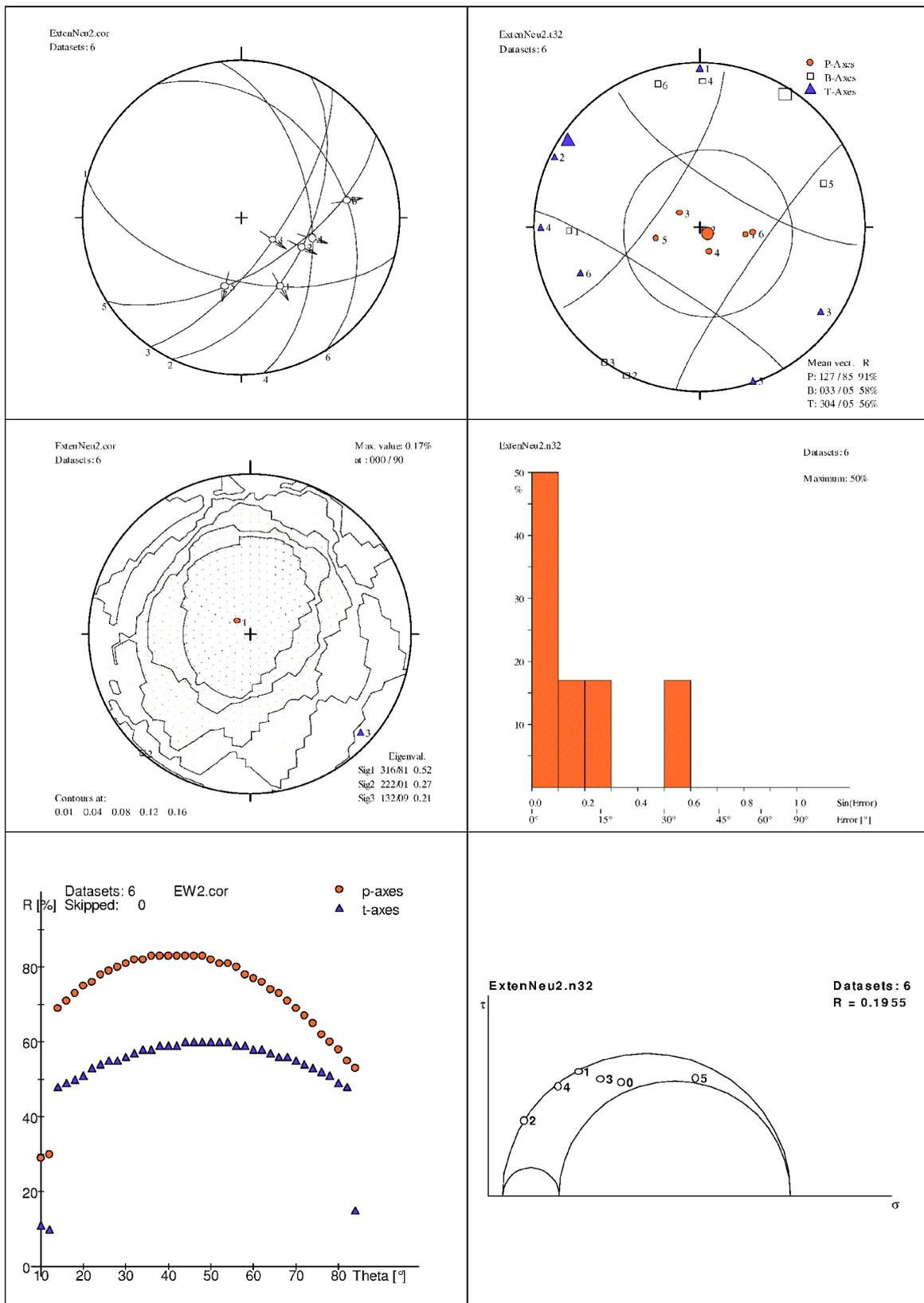


Abb. 23 Spannungsfeld B – Trias/Jura

6 Arbeitsmethoden zur Rekonstruktion von Paläospannungsfeldern

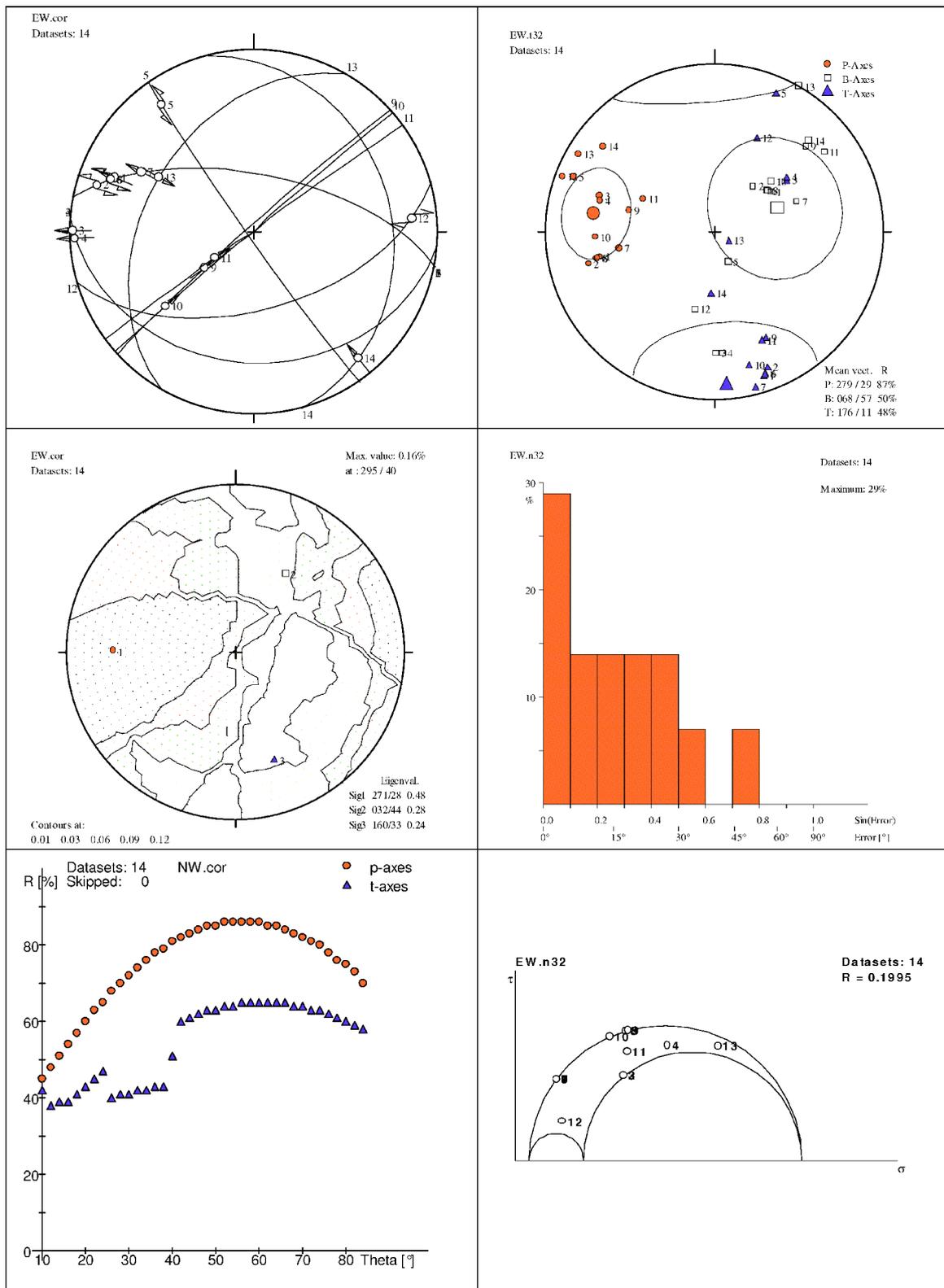


Abb. 24 Spannungsfeld C – Oberkreide

6 Arbeitsmethoden zur Rekonstruktion von Paläospannungsfeldern

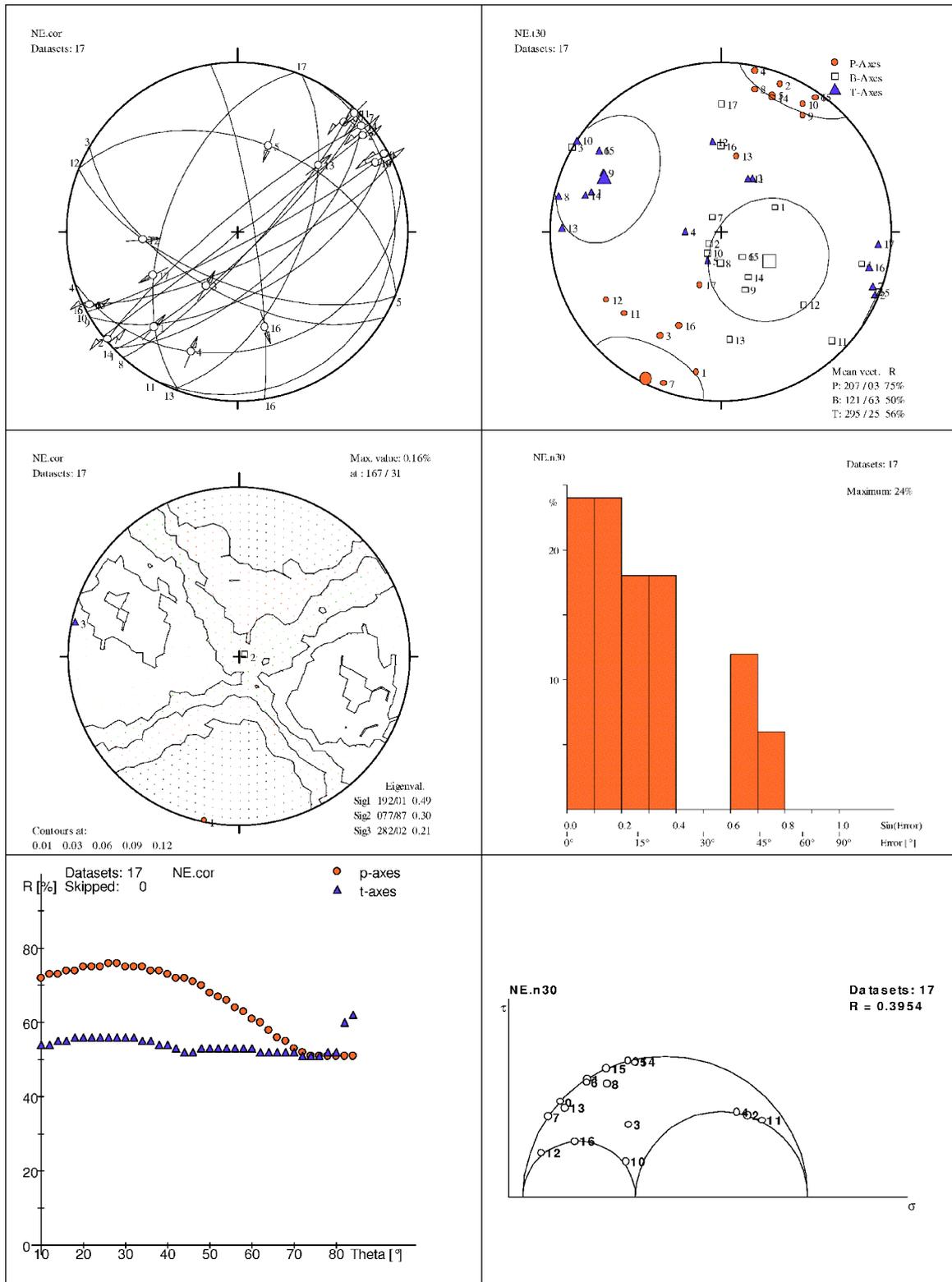


Abb. 25 Spannungsfeld D – Paleogen

6 Arbeitsmethoden zur Rekonstruktion von Paläospannungsfeldern

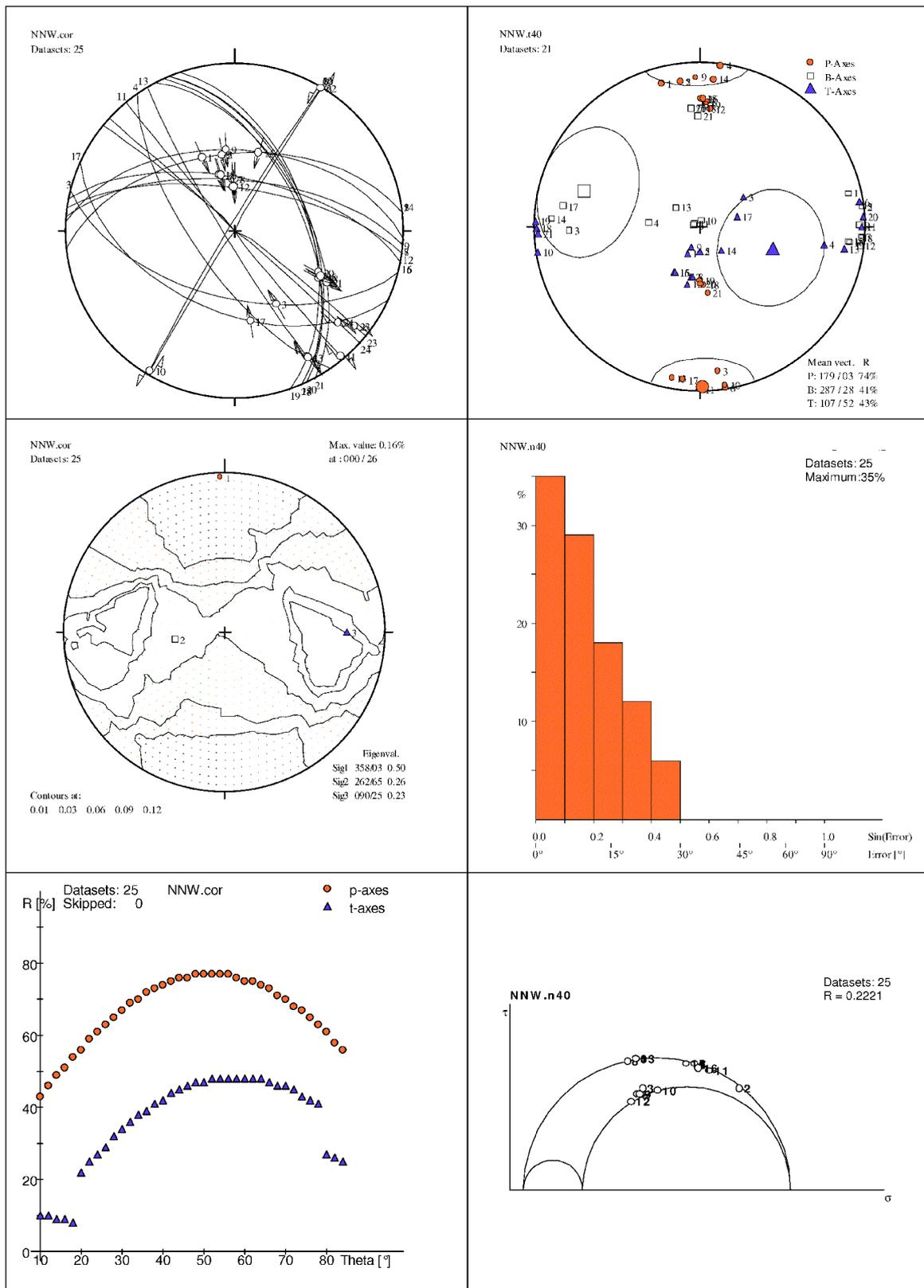


Abb. 26 Spannungsfeld E – Neogen

6 Arbeitsmethoden zur Rekonstruktion von Paläospannungsfeldern

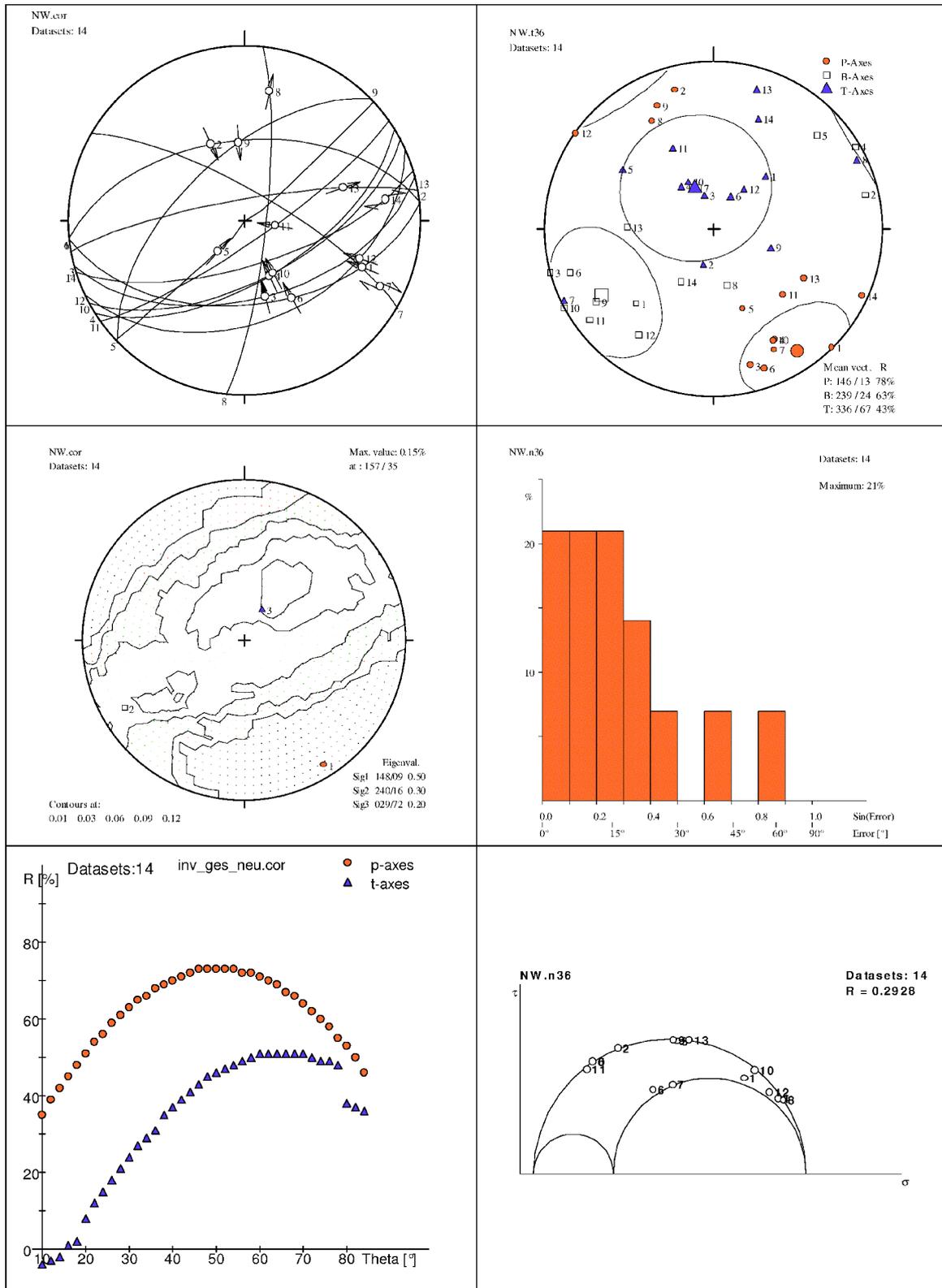


Abb. 27 Spannungsfeld F - Rezent

7 Hydrotektonik von Grundwasserleitern im rezenten Spannungsfeld

7.1 Hydrotektonik: Bedeutung für die Geowissenschaften

Die Deformation von Sedimenten und der Fluidfluss sind eng miteinander verknüpfte Prozesse. Gleichzeitig spielt die Anwesenheit von Fluiden eine wichtige Rolle bei der Sedimentkompaktion und Erosion. Darüber hinaus ist der Fluiddruck ein beeinflussender Faktor für seismisch messbare Störungsprozesse (Heidary, 1997).

In der Beobachtung aktiver Plattengrenzen, insbesondere von Subduktionszonen, ist daher die qualitative und kontinuierliche Messung von Fluidfluss, tektonischer Spannung, Verformung, Temperaturfeld und Fluidchemie von besonderer Bedeutung (A. Kopf & Brown, 2003; Brown et al., 2003; Bourlange et al., 2003).

Der Zustand hydrologischer Systeme wird im Allgemeinen durch fünf Mechanismen, die den Fluidfluss steuern, maßgeblich beeinflusst (Canada ODP report, 2000). Diese Mechanismen umfassen (I) Variationen der Topographie, durch die ein Schwerkraft bedingtes Fließsystem entsteht (II) Dichteunterschiede im Fluid, bedingt durch Temperaturunterschiede oder unterschiedliche Lösungskonzentrationen im Fluid, resultieren in Konvektion durch Auftriebskräfte (III) Spannung und/oder Verformung im Sediment zwingen das Fluid und die Gesteinsmatrix zur Volumenveränderung unter Kompression oder Dehnung, so dass ein Fluidfluss von Kompressionsbereichen in Dehnungsbereiche induziert wird. Sedimentationsprozesse, Erosion oder vor allem tektonische Prozesse können eine Veränderung des Spannungs- bzw. Verformungszustandes hervorrufen. (IV) Interne Kräfte im Fluid durch Mineraldehydration oder – bezogen auf Migrationsprozesse von Kohlenwasserstoffen – Reifeprozessen von organischen Substanzen und (V) Osmose als treibende Kraft für Fluidfluss ist in einigen kontinentalen Sedimentbecken beobachtet worden und spielt eine bedeutende Rolle in submarinen tonreichen Fazieskörpern. Zur Klärung und zum Verständniss von Fließprozessen wird die Erfassung der geologischen Situation zu verschiedenen Zeitabschnitten in den Vordergrund gehoben (Canada ODP report, 2000).

Hydrotektonik erfasst den Zusammenhang und beschreibt die direkte Interaktion von tektonischen Spannungszuständen auf der einen Seite und von Fluidflussprozessen auf der anderen Seite. Bei den beschriebenen Fluiden handelt es sich generell um Formationswässer,

jedoch nicht um Grundwasser. So wenden Kopf & Brown (2003) und Brown et al. (2003) den Begriff Hydrotektonik für die Simultanaufnahme von Spannungsmessung und Fluidflussmessung an, um eine Subduktionszone zu beschreiben und um über den Fluidfluss Rückschlüsse über die seismische Aktivität der Plattengrenze zu ziehen. Überdruckfluide werden als schwächender Faktor für die Störungszone definiert und letztlich werden die Möglichkeiten überprüft, Änderungen im Fluidfluss zur Erdbebenvorhersage zu nutzen.

Kopf (1982) beschreibt hydrotektonische Prozesse, die zur Entstehung einer 5 km durchmessenden Domstruktur (Upheaval Dome in Utah, USA) geführt haben sollen. Dabei sollen an bestimmten Kompressionsstrukturen Überdruckfluide durch hydraulisches Hochpumpen eine Aufwölbung der Deckschichten und neue Bruchstrukturen hervorgerufen haben.

In den genannten Publikationen wird unter Hydrotektonik die Auswirkung von Wasser auf die Kinematik und Dynamik von Störungssystemen diskutiert. Barton et al. (1995) analysierten demgegenüber die Auswirkung vom Rezentenspannungsfeld auf die Transmissivität von Klüften, die in Bohrlöchern in Graniten gemessen wurden. Die Autoren stellten fest, dass die Trennflächen, die bezogen auf die größte horizontale Hauptspannung einen Scherwinkel von 30° - 45° aufweisen und damit kritisch gespannt sind, die höchste Transmissivität zeigten. Bei dem analysierten Kluftwasserleiter in 1500 m Tiefe handelte es jedoch nicht um einen wirtschaftlich genutzten Grundwasserleiter, und es stellt sich die Frage, inwieweit diese Zusammenhänge zwischen Orientierung der Trennflächen im Rezentenspannungsfeld und ihrer Transmissivität generell für Grundwasserleiter gelten könnten.

In Bezug auf diese Fragestellung hat Larsson (1972) in seinem grundlegenden hydrotektonischen Modell für ein Trennflächensystem in präkambrischen Gesteinen postuliert, dass es die Extensionsklüfte sind, die als Hauptwasserwege fungieren (Abb. 28). Nach Larsson werden Extensionsklüfte, die parallel zur größten horizontalen Hauptspannung orientiert sind, durch eine sehr geringe Normalspannung offen gehalten, während Scherklüfte durch eine größere Normalspannung geschlossen gehalten werden. Nach diesem Postulat wurden hydrologische Modellierungen durchgeführt. Banks et al. (1996) gibt dagegen zu bedenken, dass

- (I) Larsson's Theorie von einem gleichbleibenden Spannungsfeld seit dem Präkambrium ausgeht,
- (II) Extensionsklüfte nicht so ein vernetztes sekundäres Trennflächengefüge aufweisen wie Scherklüfte und

(III) versiegelnde Mineralisationen an Kluftflächen ihre Transmissivität dramatisch reduzieren oder sogar aufheben kann.

In Bohrungen, die der Grundwassererschließung dienen, stellte sich heraus, dass neben dem abgelenkten Bohrverlauf auch die Kinematik der erbohrten Trennflächen eine wichtige Rolle für Wasserwegsamkeiten spielt, da die höchste Permeabilität an Scherflächen und nicht an Extensionsklüften gemessen wurde (Banks 1992, Banks et al., 1998). Diese Ergebnisse sind mit denen von Barton et al. (1996) korrelierbar und waren Grundlage für die Fragestellung, ob diese hydrotektonischen Prozesse auf karbonatische Karstwasserleiter adaptierbar sind.

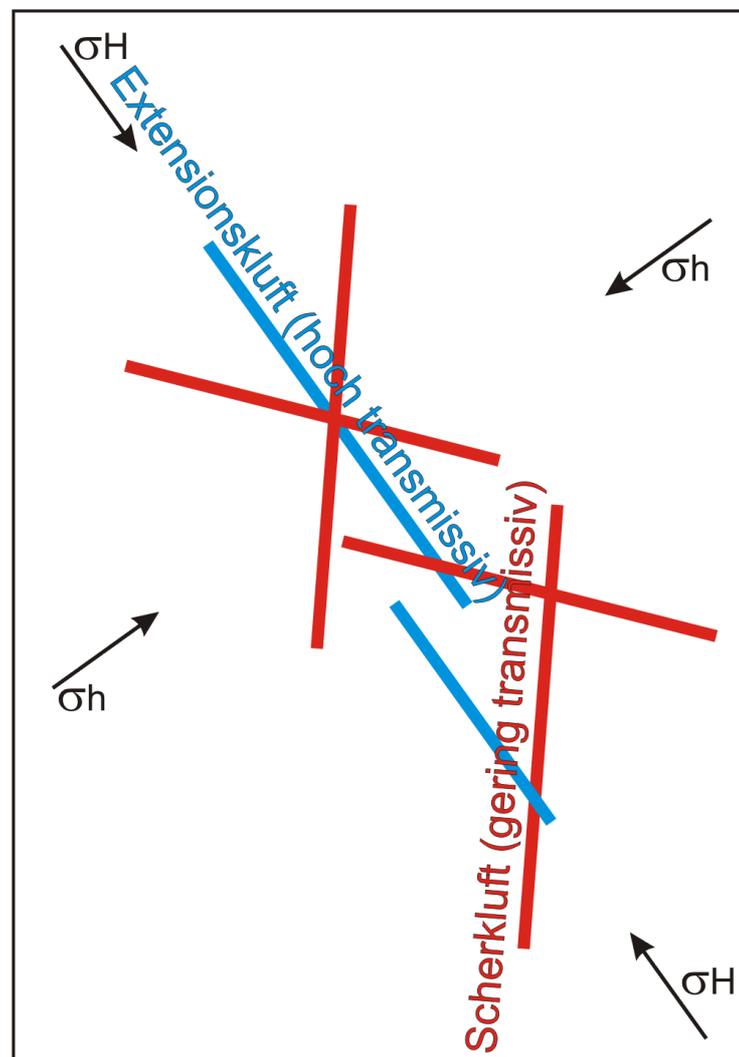


Abb. 28 Larsson's hydrotektonisches Modell für ein Kluftwasserleiter im Granit. Die Wasserwegsamkeiten orientieren sich in diesem Modell an Extensionsklüften (blau), während Scherklüfte (rot) eine sehr geringe Transmissivität aufweisen sollen (Larsson, 1972).

7.2 Hydrotektonik von Grundwasserleitern: Eine multidisziplinäre Pilot-Studie zur Vorhersage von Grundwasserfließwegen im Zentral-Algarve

Grundwassermigration findet meistens an vertikalen bis subvertikalen Trennflächen statt. Die Permeabilität von Trennflächen hängt von der Rauigkeit, dem Grad der Vernetzung und der Kluftdichte ab. In dem Trennflächengefüge fungieren oft nur einige Klüfte als Primärwege für den Grundwasserfluss im Festgestein (Long et al., 1991), und genauso verkarsten nur einige Trennflächen aus dem Gesamttrennflächengefüge zu mehr oder weniger großen Hohlräumen. Obwohl der Mechanismus der Verkarstung gut verstanden wird, ist immer noch nicht genügend geklärt, warum die Verkarstungsprozesse und die damit einhergehende hohe Permeabilität an einigen wenigen Trennflächen intensiver sind als an anderen Trennflächen. Um dieser Fragestellung gerecht zu werden, wurden die Kenntnisse aus den erwähnten hydrotektonischen Zusammenhängen im regionalen Maßstab auf den Karstwasserleiter Querença-Silves im Zentral-Algarve übertragen. Dazu mussten die Wasserwegsamkeiten des Grundwasserleiters erkannt werden, um ihre Orientierung in den verschiedenen, in dieser Arbeit rekonstruierten Spannungsfeldern zu evaluieren. Die Arbeitsmethodik setzte sich aus der kombinierten Anwendung von geophysikalischen (AMT und RF-EM), hydrogeologischen und strukturgeologischen Analysen zusammen. Die Gegenüberstellung der Ergebnisse aus allen drei Disziplinen soll klären, ob ein Zusammenhang zwischen tektonischer Spannung, Trennflächenkinematik und Grundwasserfließvermögen von Trennflächen besteht. Die Ergebnisse aus den hydrogeologischen und geophysikalischen Arbeiten und die detaillierte Beschreibung der angewendeten Methoden aus Geophysik und Hydrogeologie ist der Arbeit von M. Düssel (2005) zu entnehmen.

7.2.1 Ergebnisse von geophysikalischen (AMT und RF-EM) Analysen

Zur Diskriminierung hydraulisch leitender Strukturen im Untergrund wurden verschiedene geophysikalische Messmethoden angewendet. Vorwiegend im zentralen und östlichen Teil des Testgebietes wurde AMT (audio magneto telluric) und VLF-EM (very low frequency-electro magnetic) eingesetzt, um die Ergebnisse mit denen der strukturgeologischen Arbeiten zu vergleichen.

Auf Grundlage der im Rahmen der vorliegenden Arbeit erstellten strukturgeologischen Karte und in Kombination mit einer ausgewerteten Satellitenbildszene wurden an geeigneten Lokationen die elektromagnetischen Messungen zur Ermittlung der hydraulisch leitfähigsten Strukturen durchgeführt. Die maximal konduktiven Trennflächenrichtungen sind in Abbildung 29 abgebildet. Die Richtungen der hydraulisch leitfähigsten Strukturen betragen demnach 0° - 30° und untergeordnet 90° - 120° .

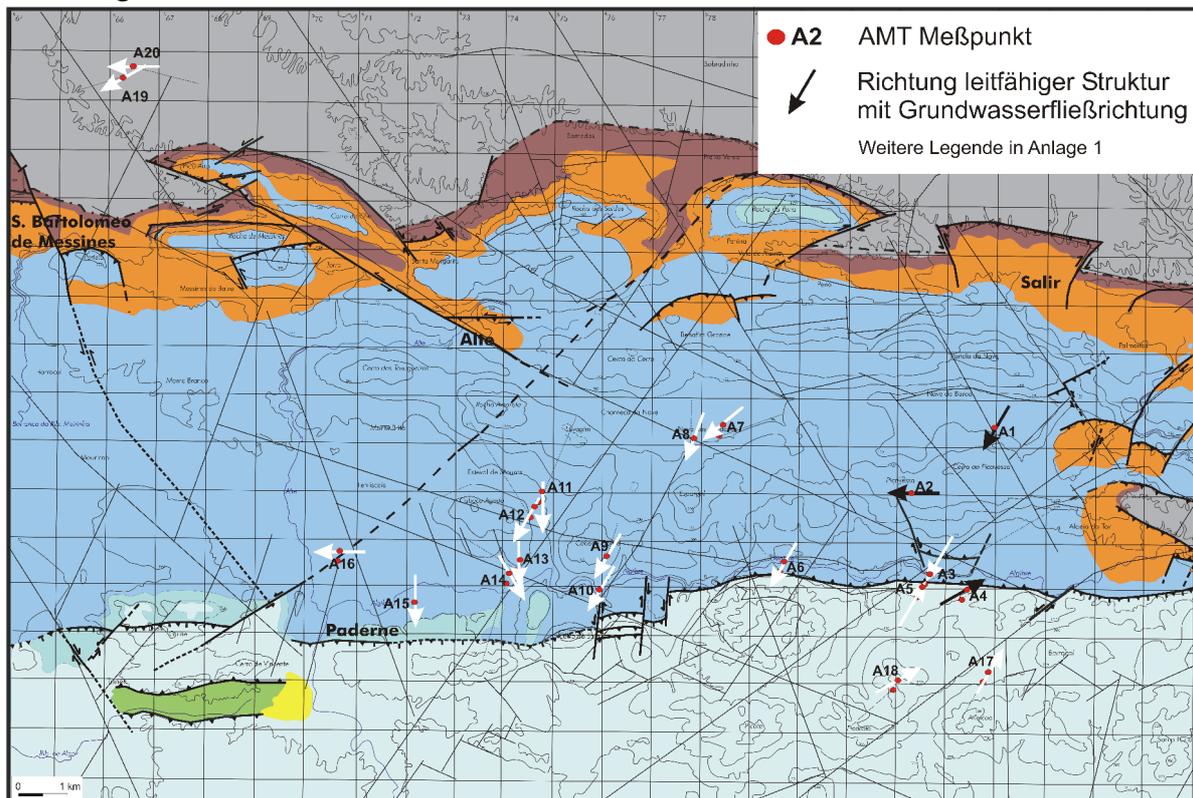


Abb. 29 Richtungen der höchsten hydraulischen Leitfähigkeit, symbolisiert durch die Pfeile und hergeleitet aus AMT Messungen

An zwei AMT-Messstellen in paläozoischen Turbiditen des Beckenrandes ist der höchste scheinbare Widerstand zwischen 60° und 90° orientiert und entspricht der Richtung von Transferstörungen, die den NW-SE verlaufenden variszischen Faltenbau segmentieren. In den jurassischen Karbonaten ergeben die AMT Messungen eine maximale elektrische Leitfähigkeit in 0° bis 30° . Die Messpunkte A11 und A12 befinden sich an einer großen 34° streichenden Scherzone, und subparallel zu diesem Lineament verläuft die gemessene maximale elektrische Leitfähigkeit in NNW-SSE. An den Messpunkten A15 und A16 ergibt sich eine

maximale elektrische Leitfähigkeit in den quartären Deckschichten in 0° - 30° und 90° - 120° , während in den darunter liegenden jurassischen Karbonaten die maximale elektrische Leitfähigkeit N-S verläuft. In der Nähe von Dolinen wurde eine maximale elektrische Leitfähigkeit in 110° gemessen.

Insgesamt haben die elektromagnetischen Messungen maximale elektrische Leitfähigkeiten in 0° - 34° und untergeordnet in 90° - 120° ergeben. Nach Koll et al. (1989) entspricht der Richtung der maximalen elektrischen Leitfähigkeit die Richtung der maximalen hydraulischen Konduktivität. Um die Ergebnisse abzusichern, wurde ein Tracertest mit Bacteriophagen und simultaner RF-EM Messung durchgeführt (Dussel, 2005).

7.2.2 Ergebnisse von hydrogeologischen Analysen

Der Tracer-Test und die RF-EM Messungen ergaben eine Grundwasserfließrichtung von SW nach NE in 20° und weisen auf einen unterirdischen Karstkanal hin (Dussel, 2005).

Darüber hinaus wurden insgesamt 73 Grundwasserproben und sieben Kurzzeitpumpversuche sowie kontinuierliche Grundwasserstandsmessungen durchgeführt. Abflussmessungen wurden möglichst kontinuierlich durch Pegelschreiber an zwei Flüssen durchgeführt, allerdings sind die Flüsse zeitweise trockengefallen. Darüber hinaus konnte der Abfluss innerhalb von zwei Jahren über den gesamten Grundwasserleiter punktuell durch Flügelmessungen bestimmt werden. Schließlich wurden drei Markierungsversuche durchgeführt und sieben Grundwasserproben zur Isotopenanalyse (C_{14} , C_{18} , O_{18} , H_2 und H_3) genommen. Letztlich ergibt sich ein Grundwasserfluss von NE nach SW Richtung (Abb. 30).

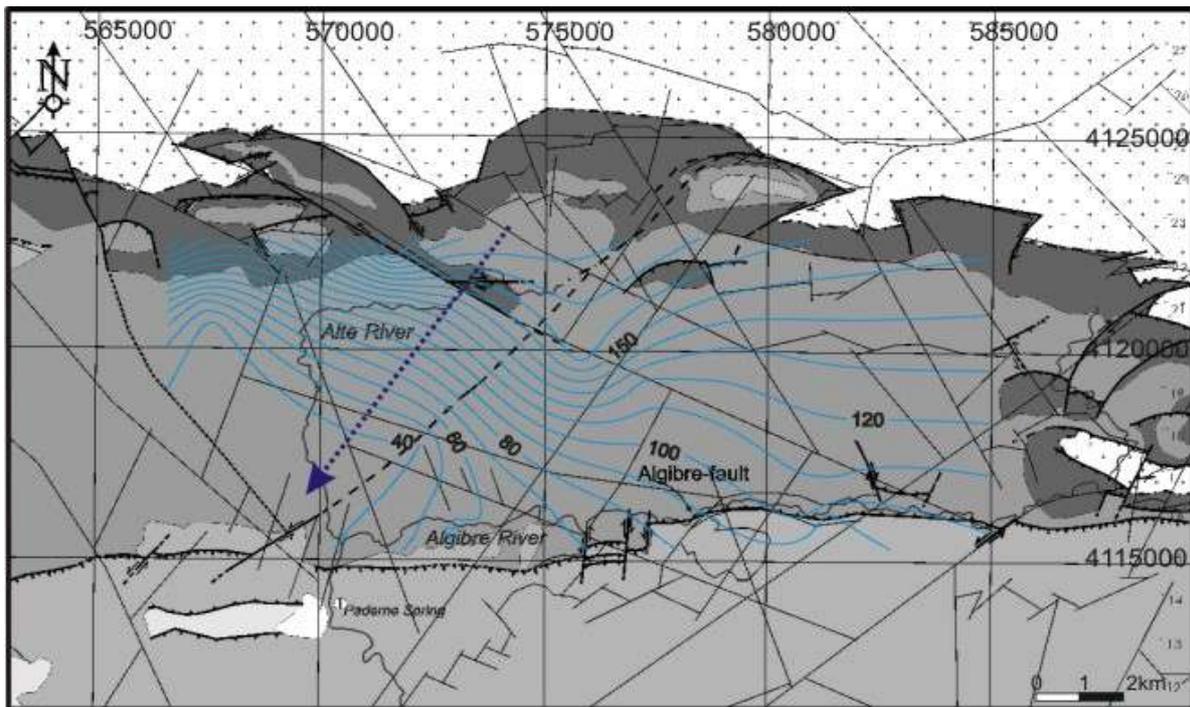


Abb. 30 Grundwassergleichen und die interpretierte generelle Fließrichtung des Grundwassers (modifiziert nach Dussel, 2005)

7.2.3 Interpretation der struktureologischen Analysen

Die struktureologischen Analysen ergaben sechs verschiedene Spannungsfelder, die von der Beckenbildungsphase über verschiedene Inversionsphasen bis hin zum Rezentenspannungsfeld zeitlich eingeordnet werden konnten. Während der letzten vier Spannungsfelder rotierte die Richtung von $\sigma_H = \sigma_1$ von 99° über 27° über 179° zu rezent 148° (Abb. 31).

Unter kritisch gespannten Trennflächen werden die Flächen verstanden, die eine hohe Scherspannung aufweisen und damit mit einem Winkel $\theta = 30^\circ - 45^\circ$ zur größten Hauptspannung σ_1 orientiert sind (Abb. 32). Trennflächen, die in einem Winkel $\theta = 15^\circ - 30^\circ$ zur größten Hauptspannungsrichtung orientiert sind, werden als hybride transtensionelle Scherflächen bezeichnet, während Trennflächen mit einem Winkel $\theta = 45^\circ - 60^\circ$ als transpressive hybride Scherflächen bezeichnet werden (Hancock, 1994). In Bezug auf die berechneten Spannungsfelder der Inversionsphasen bis hin zum Rezentenspannungsfeld können unter Berücksichtigung des Winkels θ die potentiell kritisch gespannten Trennflächen dargestellt werden Abb. 31.

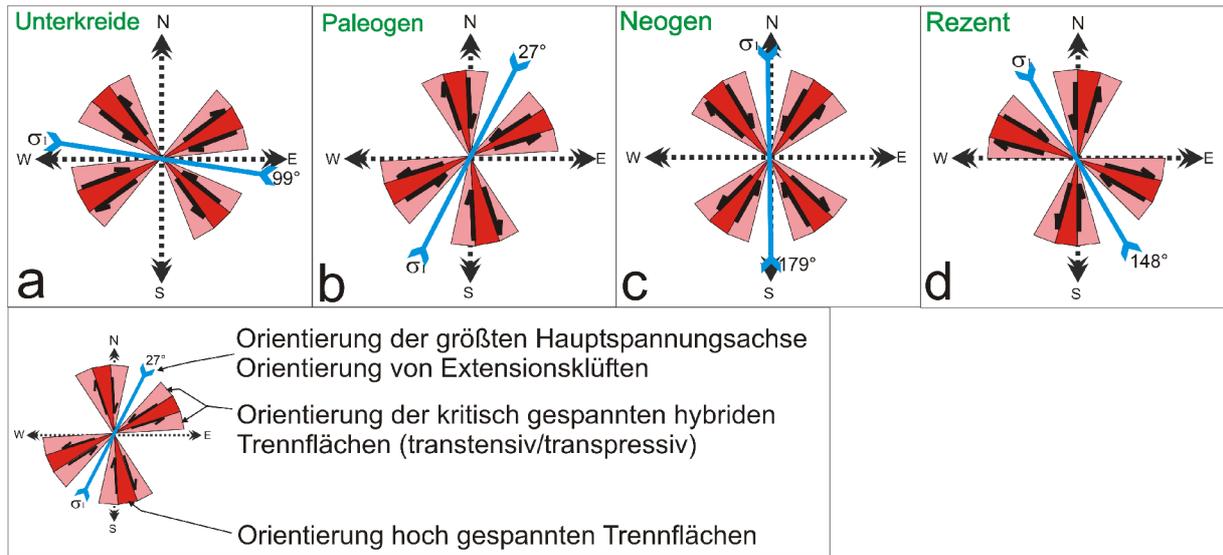


Abb. 31 Potentielle Störungs kinematik bezogen auf die verschiedenen berechneten Paläospannungsfelder

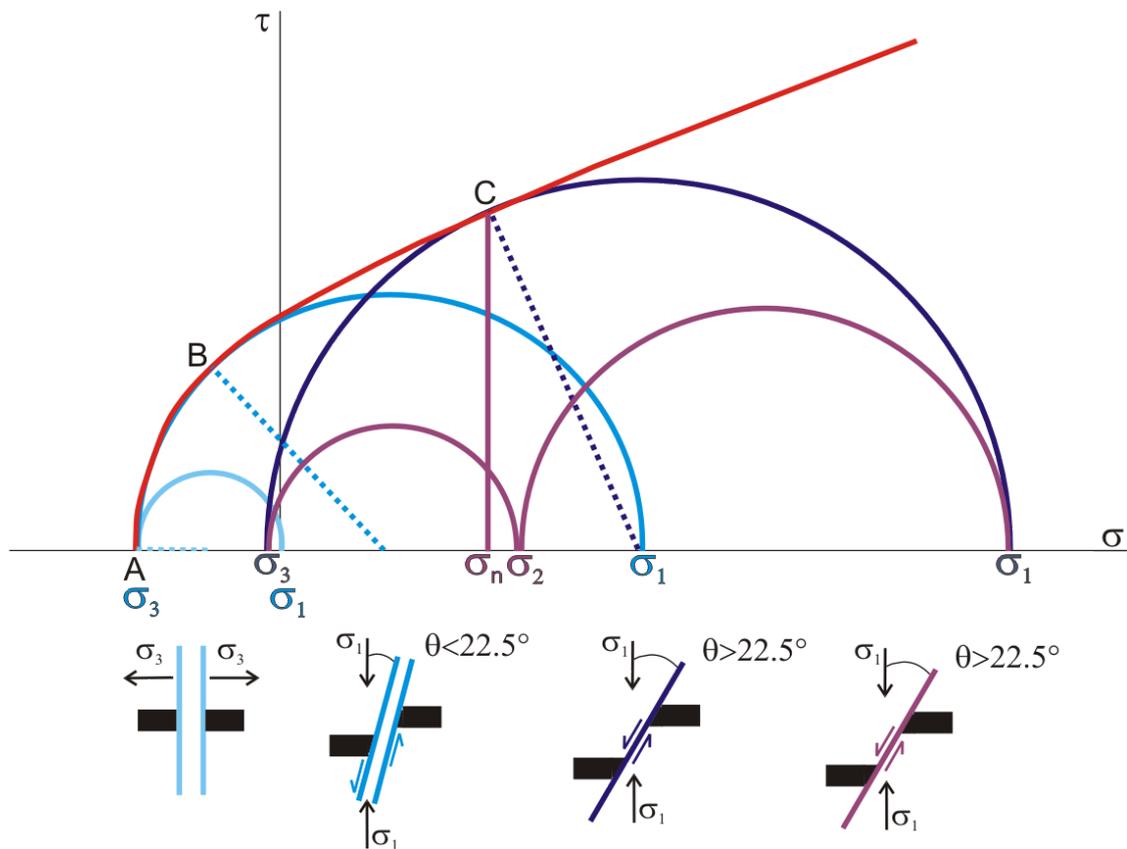


Abb. 32 Zusammenhang zwischen Größe und Orientierung des Spannungstensors und der Störungs kinematik. A - Extensionsklüfte, B - hybride Scherklüfte (transtensiv), C - reine Scherklüfte, D - hybride Scherklüfte (transpressiv)

7.3 Synthese der mutlidisziplinaren Ergebnisse: Prognose über hydraulisch leitfähige Trennflächen im rezenten Spannungsfeld

Um das hydrotektonische Modell zu überprüfen, wurde der Zusammenhang zwischen den berechneten Paläospannungsfeldern und den geophysikalischen Messergebnissen untersucht. Dazu wurden zu den verschiedenen Spannungsfeldern theoretische Trennflächenorientierungen entsprechend ihres kinematischen Charakters markiert und den geophysikalischen Ergebnissen gegenübergestellt. In Abbildung 31 sind die vier Inversionsspannungsfelder von der Unterkreide bis rezent aufgeführt. Die hellrot markierten Richtungen symbolisieren die kritisch gespannten transpressiven und transtensiven Trennflächen, während die rot markierten Richtungen mit einem Winkel von 30° - 45° zu $\sigma_H = \sigma_1$ die hoch kritisch gespannten Trennflächen symbolisieren. Die blau markierten Richtungen symbolisieren die Richtungen der höchsten hydraulischen Leitfähigkeit, hergeleitet durch die AMT Messungen. In dieser Gegenüberstellung der Ergebnisse stellt sich bemerkenswerterweise heraus, dass die durch die elektromagnetischen Messungen bestimmten leitfähigsten Strukturen die selbe Orientierung besitzen wie die kritisch gespannten konjugierten Scherflächenpaare im rezenten Spannungsfeld (Abb. 33). Extensionsklüfte und Scherflächenpaare älterer Spannungsfelder dagegen weisen keinen signifikanten Zusammenhang mit den rezent leitfähigen Trennflächenrichtungen auf. Diese Ergebnisse stehen in Kontrast zu Larsson's hydrotektonischem Modell, nach der die Extensionsstrukturen die größte hydraulische Leitfähigkeit besitzen sollen (vergleiche Abb. 28 und Abb. 34).

Die elektromagnetischen Messungen ergaben in Kombination mit Markierungsversuchen die hydraulisch leitfähigsten Trennflächenrichtungen, die 0° - 30° und 90° - 110° orientiert sind. Diese Orientierungen entsprechen den Richtungen hochgespannter Trennflächen im Rezentenspannungsfeld. Offensichtlich wird die hydraulische Leitfähigkeit von Trennflächen entscheidend durch das Spannungsfeld und damit dem Spannungszustand an Trennflächen beeinflusst. Auf Grundlage dieser Ergebnisse kann für den Grundwasserleiter Querença-Silves ein hydrotektonisches Modell erstellt werden (Abb. 34). Dabei entsprechen die hydraulisch leitfähigsten Trennflächen den im rezenten Spannungsfeld kritisch gespannten Strukturen.

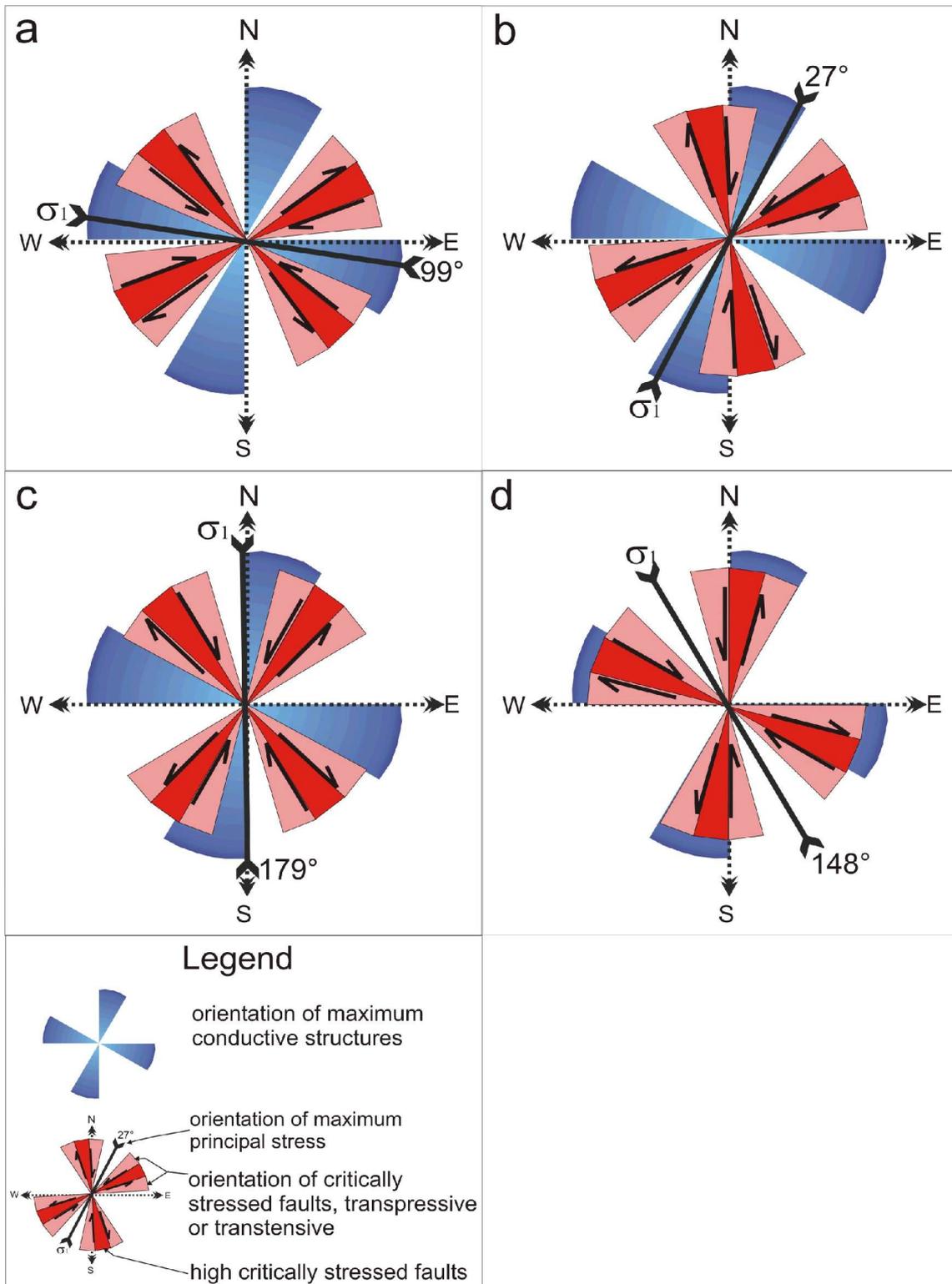


Abb. 33 Gegenüberstellung der hydraulisch leitfähigsten Trennflächenrichtungen und den kritisch gespannten Trennflächen, bezogen auf die verschiedenen Inversions-Spannungsfelder.

Die kombinierte Anwendung von strukturgeologischen, elektromagnetischen und hydrogeologischen Methoden stellt somit eine sinnvolle Untersuchungsmöglichkeit zur Grundwasserprospektion in Kluft- und Karstwasserleitern dar. Die Ergebnisse deuten darauf hin, dass der Einfluß des Rezentenspannungsfeldes auf Wasserwegsamkeiten in Grundwasserleitern signifikant ist und bisher unterschätzt wurde.

Um die Erkenntnisse aus diesem neuen hydrotektonischen Modell auf die vorhandenen Trennflächen im Grundwasserleiter übertragen und darstellen zu können, wurde ein 3D geologisches Modell auf Basis der geologischen Karte des Projektgebietes berechnet.

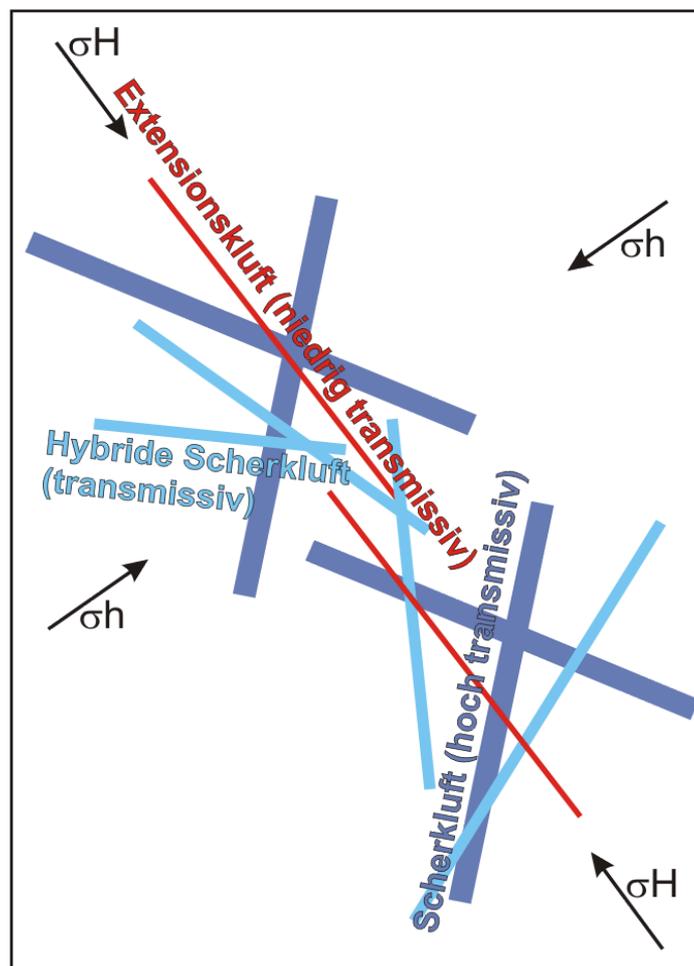


Abb. 34 Das hydrotektonische Modell für den Karstwasserleiter Querença-Silves. Die dicken blauen Strukturen stellen hoch kritisch gespannte Trennflächen mit hoher Transmissivität dar; Die dünnen blauen Strukturen stellen transpressive und transtensive Scherklüfte mit erhöhter Transmissivität dar; Die roten Strukturen stellen Extensionsklüfte dar, die kalzitverheilt sind und daher eine sehr geringe Transmissivität aufweisen.

8 3D Modellierung der geologischen Karte der Zentral-Algarve

8.1 Einführung: Nutzen und Bedarf an 3D geologischen Modellen

Seit Ende der 1980er Jahren werden digitale drei-dimensionale geologische Modelle zur Darstellung des geologischen Untergrundes in der Erdöl-/Erdgasindustrie verwendet. Der Bedarf an 3D geologischen Modellen richtete sich nach den Erfordernissen von genaueren Explorationsstrategien: Die großen Ölreserven, sog. Giant fields, wurden Mitte der 1940er Jahre gefunden, so dass die vorhandenen Lagerstätten gezielter gefördert werden mussten. In diesem Stadium befindet sich die E&P Industrie immer noch. Mit stetig wachsender Rechenleistung in der EDV wurden durch die einhergehende angepasste Leistungsfähigkeit der 3D Softwareprodukte die Qualität und damit Nutzung von digitalen geologischen Modellen verbessert. Die technische Verbesserung in der Datengenerierung und -interpretation führte zur Schaffung hochqualitativer Datenbanken, bestehend aus Echt-3D-Daten, die eine detaillierte 3D und 4D Modellierung eines zu explorierenden geologischen Untergrundes ermöglichen. Die Daten, die in ein geologisches 3D Modell fließen, kommen aus verschiedenen Disziplinen, somit ist das Resultat, also das 3D Modell, ebenso interdisziplinär anwendbar. In der E&P Industrie werden 3D Modelle, in denen sich möglichst viele Fachrichtungen wiederfinden, als Shared Earth Model, kurz SEM, bezeichnet (Hardy, 2004). Die Stärke solcher SEM liegt in der Darstellung von geometrischen und geologischen Zusammenhängen im 3D Raum, die in der Projektion auf die 2D Kartenfläche nicht reproduzierbar sind. So können in ein geologisches Modell Attribute wie Porositäten, Lithofaziestypen, Permeabilitäten, geophysikalische Parameter, Bohrloch-Logging-Daten und Bohrlochplanung einfließen, um nur einige Möglichkeiten der Parametrisierung von 3D Modellen aufzuzählen (Schaaf et al, 2003; Tavares et al., 2004).

Der nutzbare Effekt der Erkennung von geowissenschaftlichen Zusammenhängen in multiparametrischen 3D Modellen liegt in der Risikoeinschätzung und der damit verbundenen Planungssicherheit. Letztendlich bedeutet Risikominimierung Kostenreduzierung.

Außerhalb der E&P Industrie konnte sich auf Grund der hohen Kosten für die entsprechenden Softwareprodukte die 3D Modellierung langsam bzw. zeitversetzt durchsetzen, da die 3D Visualisierung von 3D Seismikdaten abhing. Mit der fortschreitenden Entwicklung von 3D Visualisierungstechniken konnten jedoch auch 3D Modelle von Gebieten erzeugt werden, aus

denen keine kostenintensiven Seismikdaten vorlagen (Fernandez et al., 2004). Gleichzeitig wurde geologischen Landesämtern, Forschungseinrichtungen und kommerziellen Kleinunternehmen der Nutzen von 3D Modellen erkannt: Spezifische Parameter können selbst einem Laien verständlich veranschaulicht werden. Digitale Modelle sind darüber hinaus ohne großen Aufwand aktualisierbar und an den neuen Kenntnisstand anpassbar. Der Nutzen, mit einer Risikoeinschätzung Planungssicherheit zu erreichen, gilt für Landesämter und Kleinunternehmen gleichermaßen wie für die E&P Industrie.

Mit der Qualitätsverbesserung von Datenbanken wurden 3D fähige Datensätze zugänglich gemacht, die den Bedarf an 3D Modellen zur Konsequenz hat (Matile et al., 2004). Für Grundwasserschutz und -management ist z. B. die Grundwassermodellierung die Strategie. Basis für ein erfolgreiches Ausführen dieser Strategie ist das 3D Volumen-Modell. Gleichermäßen lassen sich 3D Modelle für Baugrunduntersuchung, Sanierung von Grundwasser und Baugrund und andere Fragestellungen einsetzen. Mithin muss ein geologisches 3D Modell multifunktional sein (Pack, 2001).

In Nord-Amerika werden außerhalb der E&P Industrie geologische 3D Modelle seit Ende der 1990er Jahre eingesetzt und etablieren sich zum Standard in der Visualisierung geologischen Inventars (Pack, 2001). In Europa hat insbesondere Frankreich mit dem Softwareprodukt 3D-Weg und GoCAD eine gewisse Vorreiterschaft in der 3D Modellierung eingenommen. Geologische Dienste und einige Kleinunternehmen bieten geologische 3D Modelle an und es wird begonnen, diese Modelle für die bereits genannten Zwecke zu nutzen. In Deutschland ist der Bedarf an 3D Modellen ebenso groß und wird durch die Anwendung von GIS kompensiert. GIS bedeutet ein Grundstein für die 3D Modellierung, da jedes geologische 3D Modell georeferenziert sein muss, um es einzusetzen.

8.2 3D geologisches Kartieren: Definitionen

Bisher wurden geologische 3D Modelle aus geophysikalischen Daten und/oder Bohrlochdaten berechnet, d. h. es wurden geologische Teufendaten verwendet.

In der vorliegenden Arbeit wurde nach einer Methodik gesucht, allein aus Oberflächendaten ein geologisches 3D Modell eines strukturgeologisch komplexen Gebietes zu berechnen. Als Datenbasis diente die geologische Karte des Zentral-Algarve, die im Rahmen dieser Arbeit aus Geländedaten erstellt wurde. Es sollte damit versucht werden, ein Basismodell für wei-

terführende hydrogeologische Fragestellungen zu schaffen. Allein die gezielte Grundwassererschließung und -nutzung lässt sich mit den Kenntnissen aus einem 3D Modell besser verwirklichen als mit herkömmlichen 2D Karten, die entweder geologische oder die hydrologische Information eines Gebiets wiedergeben.

Bisher gibt es nur zwei weitere Arbeiten, die sich mit 3D Modellierung basierend auf einer geologischen Karte befassen (die beiden Arbeiten handeln von demselben Modell, das von einem Autorenverbund bearbeitet wurde) (Dhont et al., 2003, Somma et al., 2004). Das Erstellen eines 3D Modells auf Grundlage einer 2D geologischen Karte wird als 3D geologisches Kartieren bezeichnet (Dhont et al., submitted). Eine klare Definition für 3D geologisches Kartieren gibt es bisher nicht, da in der Literatur das Verständnis von dem Begriff "3D" sehr unterschiedlich ist. Bevor der Begriff "3D geologisches Kartieren" definiert und erklärt wird, wird daher der Unterschied zwischen "2D", "2½D", "3D" und "4D" erläutert.

8.2.1 Was ist der Unterschied zwischen 2D, 2½ D und 3D?

Die unterschiedliche Begriffsverwendung von 2D und 3D liegt in der Tatsache begründet, dass die Dimensionalität auf das Bild, welches durch eine Programmanwendung erzeugt wird, bezogen wird. Hierin liegt ein klarer Fehler. Eine Topographie, die in Anwendungen wie AutoCad, Surfer oder ArcView als perspektivisch dargestellt wird, ist keine 3D Darstellung, weil die Eingabewerte nicht 3 Dimensionen besitzen. Die fälschlicherweise als "3D" Topographie bezeichneten Oberflächenmodelle aus diesen Programmen können als perspektivische 2D Darstellung bezeichnet werden. Der Unterschied liegt klar zu definieren in der Berechnungsmethode, die in den Programmen angewendet wird. Solange die Eingabedaten aus 2 Dimensionen bestehen, handelt es sich um ein resultierendes 2D Modell, sofern Eingabedaten mit 3 Dimensionen verrechnet werden, handelt es sich um ein resultierendes 3D Modell, so dass folgende Aussagen gelten:

- 2D: Die Darstellung von Flächen: Die Eingabedaten besitzen zwei Dimensionen, gewöhnlicher Weise X,Y-Koordinaten (Längen-/Breitengrade). Bezogen auf einen X,Y-Koordinatenpunkt kann eine Eigenschaft definiert werden, so dass die flächenhafte Verteilung dieser Eigenschaft dargestellt werden kann. Eine dieser Eigenschaften kann der Höhenwert Z bezogen auf NN sein, so dass die Fläche perspektivisch dargestellt werden kann (anstelle von Z können jedoch beliebig andere Parameter perspektivisch dargestellt werden). Das errech-

nete Netz oder Grid, das die Fläche repräsentiert, besteht aus Quadraten oder Flächenpolygonen, die differierenden Werte eines Parameters werden durch Konturlinien (auch Isolinen oder Isohypsen, engl. contour lines or contour values) dargestellt. Ein Gridknotenpunkt stellt immer den Verschnitt von zwei Flächen dar.

- 2½D: Als 2½ D wird dann eine Darstellung bezeichnet, wenn ein Körper, also ein Volumen berechnet und dargestellt wird, das angewendete Programm jedoch ein 2D Programm ist, in dem der Anwender die Möglichkeit hat, durch die Integration der dritten Dimension Z die Verrechnung von 3D Daten zu forcieren. Das resultierende Modell ist damit kein echtes 3D Modell und ist in seinen Visualisierungs- und Verwendungsmöglichkeiten sehr beschränkt. Die Aussagekraft dieser 2½ D Modelle ist durch die fehlende Interpolation zwischen den Eingabepunkten gering. Im mathematischen Sinne findet keine 3D Berechnung statt.
- 3D: Die Darstellung von Volumenkörpern: Die Eingabewerte bestehen aus X,Y,Z-Werten. Das berechnete Grid besteht aus Würfeln oder Volumenpolygonen. Ein Gridknotenpunkt wird durch den Verschnitt von drei Flächen bestimmt. Zusätzlich zu einem Koordinatenpunkt kann eine Eigenschaft definiert werden (lithologische Parameter, Messwerte, etc.), so dass die räumliche Verteilung eines Parameters in Zusammenhang mit dem geologischen Modell berechnet werden kann. Die 3D Wertigkeitsverteilung eines Parameters wird durch sog. Isohüllen oder Isoschalen (engl. isoshell or isovalue shape) dargestellt.
- 4D: Die Darstellung eines Volumenkörpers über die Zeit. Die vierte Dimension ist die Zeit, so dass die Veränderung eines Parameters oder einer geologischen Situation in verschiedenen Zeitschnitten dargestellt werden kann. Diesen Prozess nennt man Simulierung, das Resultat ist die Simulation. In der Regel werden Fließbewegungen von Fluiden dargestellt und aus Migrationspfaden der Vergangenheit analysiert, um auf Migrationsverhalten in der Zukunft zu schließen. Somit kann ein 4D Modell die animierte , d. h. dynamische Darstellung eines Parameters in einem 3D Modell sein (Matile et al., 2004).

8.2.2 Was ist eine 3D geologische Karte?

Bisher existiert der Begriff „3D geologische Karte“ im deutschen Sprachgebrauch nicht. In der angelsächsischen Sprache wurde der Begriff „3D geological map“ das erste Mal 2001 von Jachens et al. auf einem Workshop des USGS verwendet. In dem Artikel wird eine „3D geo-

logische Karte“ als Volumen-Äquivalent zu einer traditionellen 2D geologischen Karte beschrieben. Dabei wird klar definiert, dass eine "3D geologische Karte" auf einer 2D geologischen Karte basiert. Es existiert jedoch auch eine erweiterte Definition von „3D geologischen Kartieren“, die mit „digitalem Kartieren“ gleichgesetzt wird und das Kartieren aus Satellitenbildszenen auf einem Höhenlinienmodell (Digital Elevation Model = DEM) beschreibt (Maerten et al., 2001).

Auf den ersten Blick mag der Begriff „3D Karte“ widersprüchlich erscheinen, da unter einer Karte immer eine 2D Darstellung verstanden wird. Tatsächlich wird jedoch eine Karte als Abbildung der Erdoberfläche definiert. Unter den vielen fachspezifischen Karten stellt die geologische Karte eine Projektion von bis zu 4 Dimensionen in die 2D Kartenebene dar: Die ersten zwei Dimensionen umfassen das geographische Bezugssystem und werden durch X- und Y-Koordinaten repräsentiert; Die dritte Dimension stellt die Höhe bezogen auf NN dar und mittels Höhenlinien durch die Z-Ebene dargestellt; Die vierte Dimension ist in geologischen Karten die Zeit (t), da zu jedem X,Y,Z-Punkt mit der stratigraphischen Information, d. h. der geologischen Schicht, eine Zeit der Erdgeschichte repräsentiert wird (Dhont et al., 2004).

Während in einer traditionellen 2D geologischen Karte diese Informationen in die planare Kartenebene projiziert werden müssen und der Betrachter die Dreidimensionalität dieser 2D Projektionen selber erfassen muss, werden in einer 3D geologischen Karte die 3D Informationen als 3D Körper dargestellt. Die geometrischen Zusammenhänge zwischen unterschiedlich orientierten Flächen lassen sich für den Betrachter wesentlich leichter erkennen als in einer 2D Karte. Insbesondere bei geologisch komplexen, d. h. gestörten und/oder verformten Gebieten, läßt sich durch die Tiefenextrapolation die Plausibilität der Geometrie der Trennflächen zueinander besser überprüfen als in einer 2D Karte.

Die Qualität der Tiefenextrapolation hängt zum einen von der Leistungsfähigkeit des mathematischen Algorithmus ab, mit dem Flächen berechnet werden, und zum anderen, und dies ist ein entscheidender Faktor, von der Interpretation des Bearbeiters. Die Interpretationsfähigkeit hängt wiederum von dem Kenntnisstand des Bearbeiters ab, so dass die Qualität einer 3D geologischen Karte, die allein auf einer 2D Karte basiert, stark von dem Sachverstand des Bearbeiters abhängt.

Sofern möglich, sollte eine 3D geologische Karte immer mit zusätzlichen Geodaten überprüft werden.

8.3 3D geologisches Kartieren: Status Quo

Seit Ende der 1990er Jahre werden verschiedene Methoden entwickelt, um aus Geländedaten 3D Modelle zu erzeugen. Die ersten Modelle wurden durch die Interpolation zwischen mehreren Querprofilen, die aus einer 2D geologischen Karte erstellt wurden, erzeugt (Rowen et al., 1997; Hennings et al., 2000; De Donatis, 2001). Die Gemeinsamkeit dieser Arbeiten besteht in der zusätzlichen Anwendung und Integration von Seismikprofilen. Erste Arbeiten, die nur strukturgeologische Geländedaten und weitere georeferenzierte Oberflächendaten zur 3D Modellierung anwenden, wurden von de Kemp (1998 und 2000), Maerten et al. (2001), Morse (2003), Husson et al. (2003) und Fernandez et al. (2004) beschrieben. Bis auf die Arbeit von Fernandez et al. (2004) befassen sich diese Autoren mit der Generierung eines mathematischen Algorithmus, um von gemessenen Einfallswerten einer Fläche linear in die Tiefe zu extrapolieren. Fernandez et al. (2004) beschreiben die Möglichkeit, eine Antiklinalstruktur, bestehend aus Schichten mit wechselnder Schichtmächtigkeit, von Oberflächendaten ausgehend in die Tiefe zu extrapolieren, um schließlich die 3D Geometrie der Struktur zu erfassen. Der USGS (Geologischer Dienst USA) begann 2001 ein Großprojekt, in dem die in den eigenen Datenbanken vorhandenen Daten in digitale Modelle überführt werden sollten. In diesem Zusammenhang wurde „3D geologisches Kartieren“ verwendet (Jachtens et al., 2001; Pack 2001). Im gleichen Jahr startete der GSC (Geologischer Dienst Kanada) ein Großprojekt, in dem über 3D geologisches Kartieren die Provinz Manitoba zum Zweck des Grundwasserschutzes digital in 3D erfasst werden sollte (Thorleifson et al., 2001; Matile et al., 2004). In beiden Großprojekten werden im Prozess des 3D geologischen Kartierens oberflächennahe geophysikalische Daten und Bohrlochdaten miteinander verrechnet. Mit der Generierung von 3D Modellen aus Fernerkundungsdaten und geologischen Karten einer geologisch gesehen einfachen, d. h. flach gelagerten Schichtenfolge, befassen sich Dhont et al. (2003). Die aufgeführten Arbeiten, die sich allein mit dem Einsatz von Geländedaten auseinandersetzen, befassen sich entweder mit Einzelstrukturen oder - wie im Falle der Arbeit von Dhont et al. (2003) - mit einer Region, aber einfacher geologischer Lagerung. Keines der Modelle weist mehr als 25 Störungen auf.

8.4 Entwicklung einer 3D geologischen Karte aus einer Geländekarte eines geometrisch komplexen Gebietes

Die geologische Karte des Zentral-Algarve weist 107 Störungen in 7 Horizonten auf. Bedingt durch die geodynamische Entwicklung des Beckens sind die mesozoischen Schichten schwach verfaltet, und es kam durch die Störungsbewegung an listrischen Störungsflächen zu Blockrotationen, die ein unterschiedliches Einfallen der Schichten bedingen. Die Gebietsgröße umfasst 400 km². Ein geologisches 3D Modell, das auf einer Karte dieser Gebietsgröße und dieser strukturgeologischen Komplexität beruht, wurde bisher nicht erstellt.

Eine Schlüsselposition wird die Bildung des 3D Störungsmodells einnehmen. Hierzu muss ein innovativer Ansatz gefunden werden, die Oberflächeninformationen in ein geometrisch-strukturgeologisch korrektes Störungsmodell zu transferieren. In das Störungsmodell müssen dann die Schichten integriert werden, die ebenfalls in ihrer Lagerung und Mächtigkeit korrekt interpoliert und extrapoliert werden müssen.

Im Folgenden wird der Prozess der Modellbildung detailliert in Einzelschritten untergliedert beschrieben. Anschließend wird das 3D Modell auf seine Plausibilität mit den zur Verfügung stehenden Daten aus Hydrogeologie und Geophysik überprüft.

Anfangs soll jedoch die Applikation und der Algorithmus, mit der das Modell errechnet wurde, kurz erläutert werden.

8.4.1 Die Applikation: earthVision

Für die 3D Modellierung wurde das Programmpaket earthVision, entwickelt von Dynamic Graphics Inc., angewendet. Das Programmpaket setzt sich aus verschiedenen Modulen zusammen und wurde ursprünglich in der E&P zur Berechnung von Seismikprofilen im Rahmen der Reservoircharakterisierung verwendet. Außerhalb dieser Routinen können die Module jedoch beliebig je nach Fragestellung eingesetzt werden. Da earthVision mit der Minimum Tension Methode einen Rechenalgorithmus bietet, der für die Interpolation und Extrapolation von Datenpunkten im Prozess des 3D geologischen Kartierens verwendet werden kann, wurde in der vorliegenden Arbeit nach einem Lösungsweg gesucht, in dem einige Module und Programmfunktionen neu kombiniert werden müssen.

Die Minimum Tension Methode läuft in earthVision in drei Schritten ab. In einem ersten Schritt wird ein grobes Grid von 64x64 Gridknoten gewählt. Die Gridknotenpunkte erhalten

je nach Wertigkeit von benachbarten Eingabepunkten bestimmte Werte. Die Berechnung wird über eine Funktion mit einem inversen Abstand gewichteten Durchschnitt realisiert. In einem zweiten Schritt werden über eine kubische biharmonische Funktion neue Punkte berechnet, die die im ersten Schritt berechneten Punkte einbeziehen. Dieser Rechenschritt läuft iterativ ab, bis eine Datendichte entsteht, die der vorher definierten Gridgröße entspricht. Je feiner das Grid gewählt wurde, desto länger dauert die Iteration. In einem dritten Schritt findet ein Eingabedaten-Feedback gekoppelt mit einer Minimierung der Krümmung oder Tension statt. Das Daten-Feedback muss durchgeführt werden, weil die im zweiten Schritt berechneten Punkte auf den im ersten Schritt berechneten Punkten basieren und nicht auf den ursprünglichen Eingabedaten. Während des Daten-Feedbacks werden die aus dem zweiten Rechenschritt stammenden Werte mit den Eingabewerten abgeglichen und die neu berechneten Punkte bei positiver Differenz neu berechnet. Mit der Minimierung der Tension soll eine geologisch plausible Morphologie der berechneten Flächen erreicht werden. Letztendlich bedeutet diese Minimierung eine Ableitung der biharmonischen Funktion bis hin zur nullten Ordnung. Im Endeffekt werden Ecken und Spitzen an Wendepunkten in Rundungen umgewandelt.

Zu jeder Modellberechnung nimmt die Vorbereitung der bestehenden Datensätze zur 3D-Fähigkeit einen ersten wichtigen Schritt ein.

8.4.2 Datenpräparierung

Bevor Daten in speziellen Programmen wie 3D Programmen angewendet werden können, müssen die Daten programmspezifisch 3D fähig, also für das Programm lesbar gemacht werden. Der kleinste gemeinsame Nenner zwischen allen Programmen jeglicher Art sind ASCII Dateien. In einem herkömmlichen Texteditor, oder in earthVision selbst, müssen die Dateien mit einem Dateikopf, dem Header, versehen werden. Der Header definiert genau, welche Informationen sich in welcher Spalte oder Feld einer Datei befinden. Es müssen darüber hinaus die Angaben zum Koordinatensystem und zur Maßeinheit gemacht werden. Die Dateien, die X,Y,Z Koordinatenpunkte enthalten, sind die „scattered data“ in earthVision. Als Koordinatensystem wurde basierend auf den topographischen Karten der Region UTM, Zone 29, Ellipsoid WGS 24, Einheit Meter, gewählt.

Die geologische Karte des Projektgebietes wurde im Rahmen von Geländearbeiten erarbeitet und in CorelDraw digitalisiert (earthVision stand zu diesem Zeitpunkt noch nicht zur Verfü-

gung). Die Daten wurden in CorelDraw thematisch geordnet in einzelne Ebenen gruppiert, um die Ebenen nach AutoCad zu exportieren und von dort als DXF Dateien direkt in earthVision zu importieren. AutoCad musste als Zwischenschritt gewählt werden, weil die Daten georeferenziert und vektorisiert werden mussten.

Um neben der Oberflächeninformation der geologischen Karte Tiefeninformationen in das 3D Modell integrieren zu können, wurden die sechs Querprofile A-A', B-B', C-C', D-D', E-E' und F-F' konstruiert (siehe Karte A in Anlage 1).

8.4.2 Eingabe und Import der Daten

Die aus AutoCad importierten DXF Dateien wurden in earthVision über das Menü DXF-Import zu „scattered data“ konvertiert, so dass die Höhenlinien, die Schichtgrenzenausbisse jeweils einer stratigraphischen Einheit und die Störungen in entsprechenden einzelnen Dateien vorliegen. Es wurde hierzu beachtet, dass die Hangendgrenze in der jeweiligen Datei die Schicht definiert, da earthVision diese Definition zu Modellberechnung verlangt.

Die geologische Karte wurde darüber hinaus als „RGB“ Datei importiert und als Image Registration File („imreg“ Datei) bezogen auf das Höhenmodell konvertiert. „Imreg“ Dateien können direkt auf das 3D Modell oder planimetrisch über das Modell gelegt werden (Abb. 35 und Abb. 36).

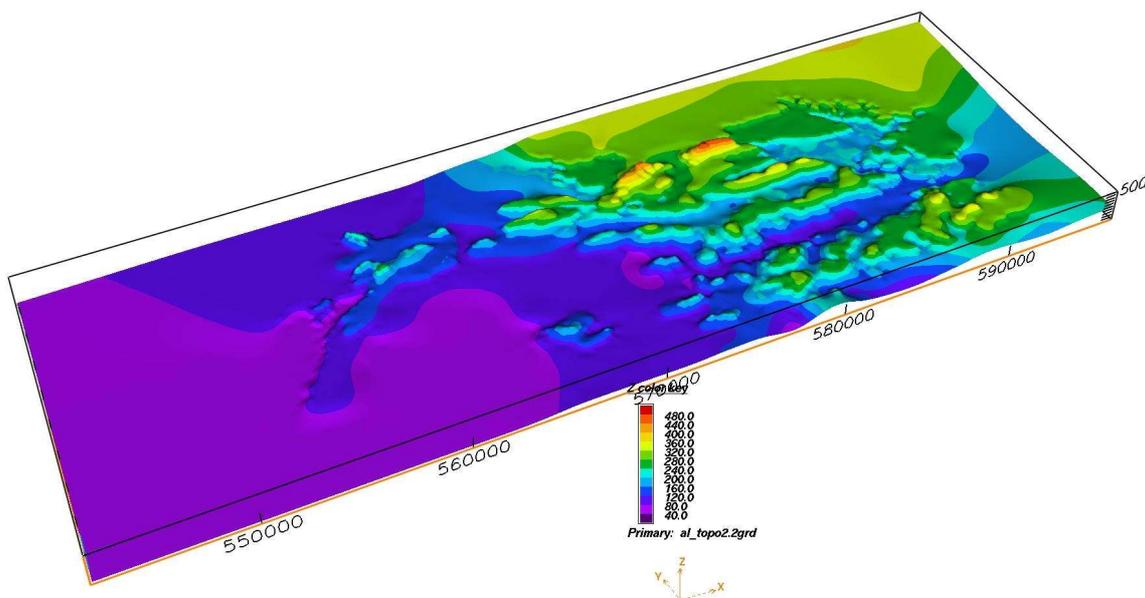


Abb. 35 3D Höhenmodell des Arbeitsgebietes

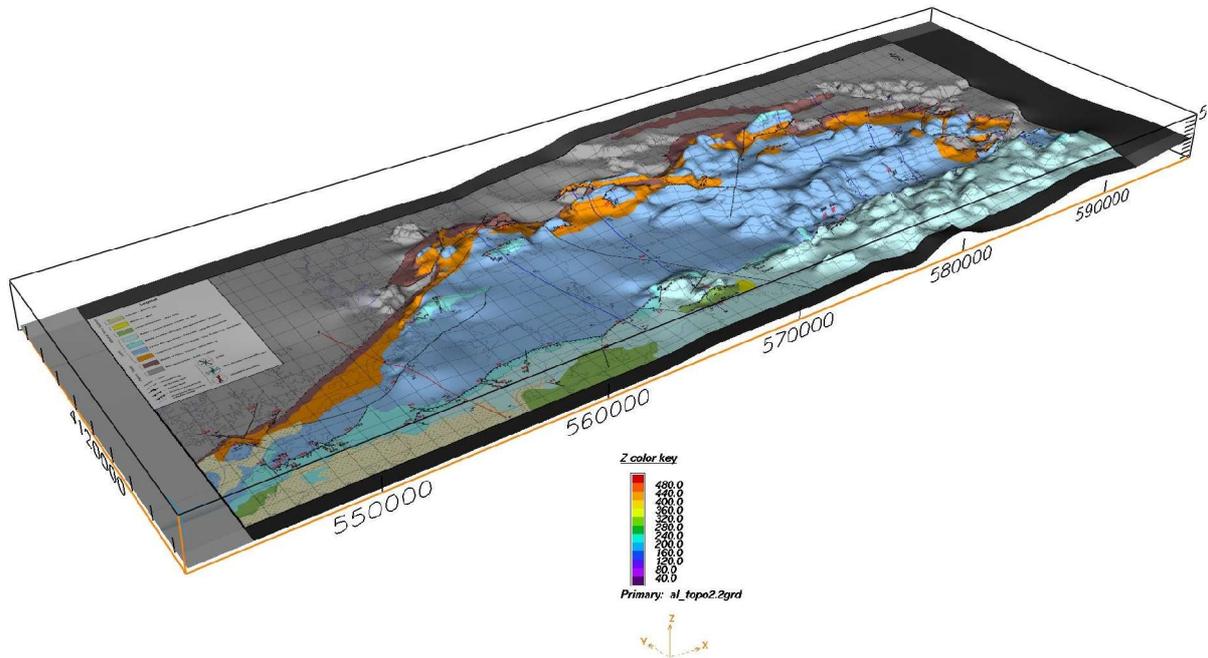


Abb. 36 3D Höhenmodell des Arbeitsgebietes mit georeferenzierter geologischer Karte

Nachdem alle Oberflächendateien in earthVision als „scattered data“ 3D fähig vorlagen, wurden die Querprofile digitalisiert (Abb. 37).

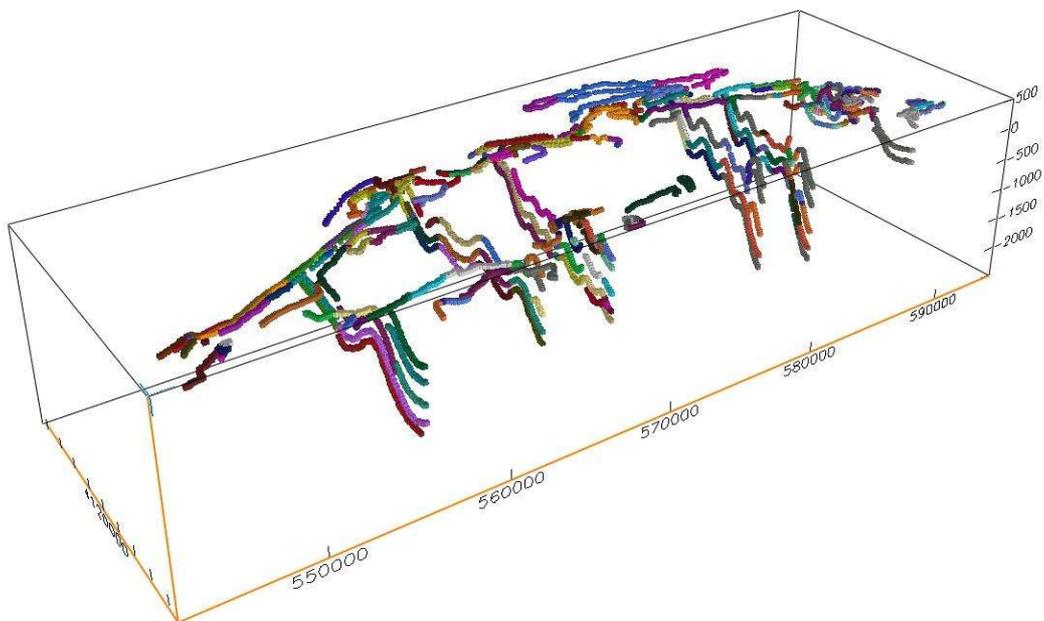


Abb. 37 Eingabepunkte der digitalisierten Querprofile

Der Digitalisiermodus in earthVision bezieht sich ursprünglich auf das Bearbeiten von 2D Seismikprofilen. Es wurde versucht, diesen Modus für die Digitalisierung der Querprofile zu nutzen. Dazu musste den Querprofilen vor Beginn des Digitalisierungsprozesses jeweils eine „LineID“ pro Profil zugeordnet werden, d. h. ein eindeutiges Identifikationskürzel. Außerdem hat jeder Horizont mit einer „ZoneID“ eine eindeutige Identifikation bekommen, um in einem späteren Schritt die jeweiligen Horizonte einer stratigraphischen Einheit miteinander korrelieren zu können. Nachdem die Querprofile digitalisiert waren und damit die Länge der Profile in Metern und die Teufen der Horizonte als „scattered data“ eingegeben waren, mussten den Tiefenwerten die entsprechenden X,Y-Koordinaten zugewiesen werden. Dazu wurden die Profillinien, die die X,Y-Koordinaten beinhalten, mit den Querprofilen über das Modul „seismic line merge“ miteinander verschmolzen. Im 3D Viewer wurde die Richtigkeit dieser Zusammenführung der Dateien überprüft und z.T. korrigiert. Genau nach derselben Methode wurden die Störungen, die von den Profillinien geschnitten wurden und deren Tiefenverlauf durch die Querprofile interpretiert wurde, in jeweils einer Datei „pro_Störung.dat“ zusammengefasst. Die Störungen wurden deswegen durchnummeriert, um den Störungen eindeutige Identifikationsnummern zu geben. Die Störungsnummern waren gleichzeitig dateienamensgebend (vergleiche Karte A, Anlage 2). So konnte jede Störungsfläche einzeln in 3D betrachtet werden und es wurde festgestellt, dass für jede Störung der Einfallwinkel gemäß der Geländedaten korrigiert werden musste (Abb. 38).

Somit lässt sich feststellen, dass sich ein Modul, das bisher zur Bearbeitung von interpretierten 2D Seismiklinien für 3D Modellierung genutzt wurde, generell für Querprofile angewendet werden kann, sofern die in dem Fall von earthVision spezifischen Eingabeparameter für die anschließende Berechnung befolgt werden.

Durch die individuelle Nutzung der verschiedenen Computerprogramme und einzelner Module in earthVision lagen die Topographie, acht verschiedene Horizonte (Paläozoikum, Trias, Hettang, Lias, Dogger, Malm, Kreide ungegliedert und Miozän) und das Störungsmuster (bestehend aus 107 Störungen) in jeweils einzelnen Dateien vor. Damit wurde die Grundlage zur Berechnung eines 3D Modells aus der geologischen Karte des Zentral-Algarve geschaffen.

Für die 3D Modellierung wurde der WorkFlowManager in earthVision genutzt. In diesem Modul wird der Nutzer durch eine Hierarchie von Berechnungsschritten geführt, während die Parameter für die einzelnen Schritte vom Nutzer definiert werden müssen.

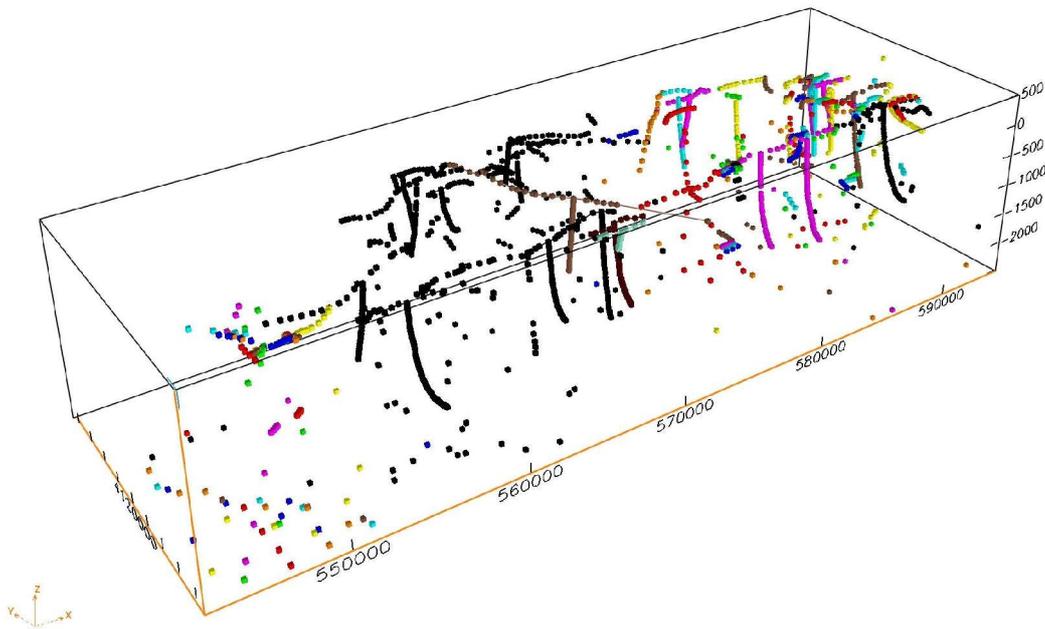


Abb. 38 Erweiterte Basisdaten der Störungen. Die einzelnen Tiefenpunkte stellen Hilfspunkte dar, durch die das Einfallen gemäß der Geländedaten korrigiert wurde.

In den folgenden Flussdiagrammen werden detailliert die Zusammenhänge in der 3D Modellierung unter Anwendung earthVision (eine ähnliche Hierarchie gilt jedoch für alle geologischen 3D Modellierungsprogramme) dargestellt (Abb. 39 und Abb. 40). In den folgenden Unterkapiteln wird die Modellerstellung in einzelnen Schritten mit der für die Modellierung der geologischen Karte spezifischen Parametrisierung beschrieben.

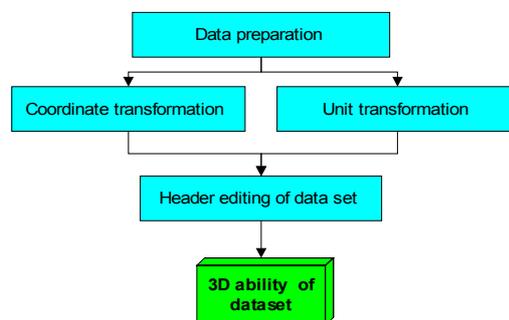
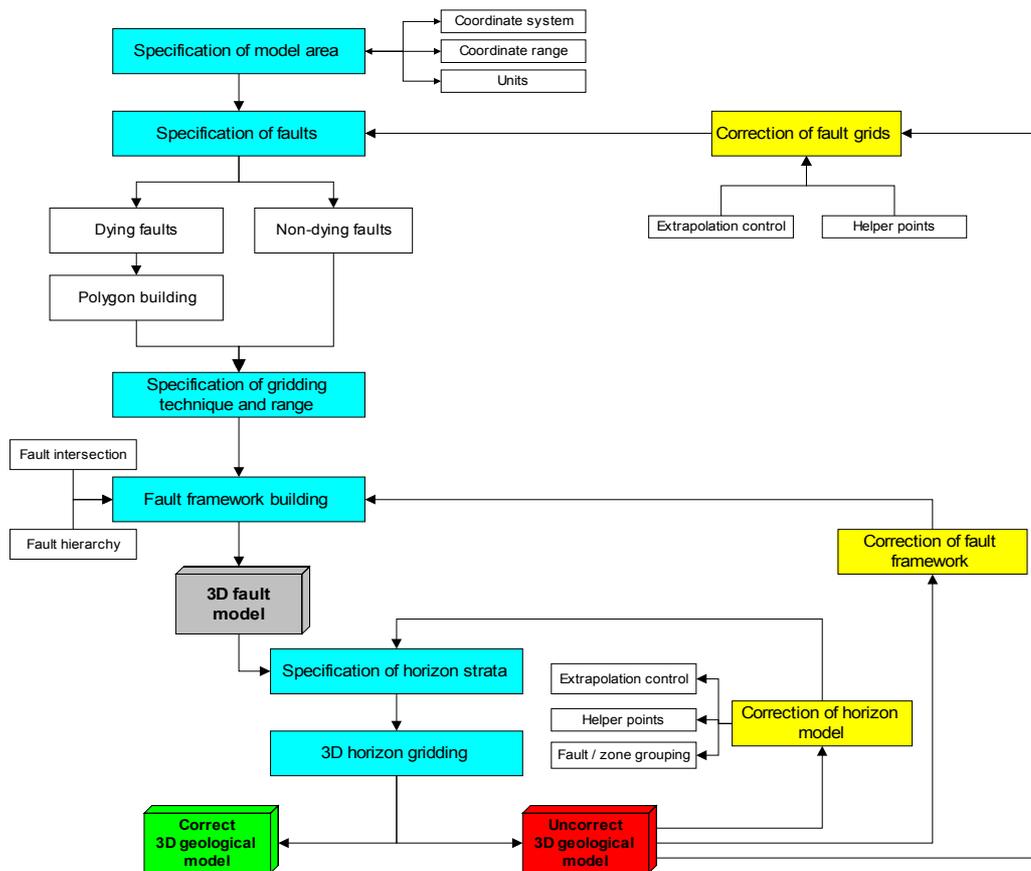


Abb. 39 Ablauf der Datenaufbereitung



c Moeck

Abb. 40 Vorgehensweise bei der Modellierung der geologische Karte des Zentral-Algarve bis hin zum korrekten 3D Strukturmodell

8.4.3. Spezifikation des 3D Raumes: Das Modellgebiet

Der erste Schritt in der 3D Modellierung ist die Spezifikation des Raumes, in dem sich die Daten befinden. Dieser Raum muss, um die Georeferenzierung zu wahren, in dem selben Koordinatensystem und den selben Einheiten definiert werden wie alle Dateien, die zur Modellberechnung herangezogen werden. Für diesen Zweck wurde von der Topographie ein Grid nach der „2D minimum tension“ Methode berechnet, um den Raum in X,Y und Z über NN zu definieren (2D minimum tension gridding wird für die Berechnung von Flächen benutzt während 3D minimum tension gridding für die Berechnung von Körpern wie Salzstöcke, Fazieskörper, Grundwasserkörper, herangezogen wird; tatsächlich handelt es sich in allen Fällen um

Berechnungen mit 3D Daten). Für die Z-Ebene wurde auf Grund der Topographie und der Mächtigkeiten der Horizonte ein Bereich von 500m bis -2500m (Z bezieht sich in dem Modell immer auf NN) gewählt, so dass der Modellraum durch folgende Koordinaten aufgespannt wird (Abb. 41 und Tabelle II):

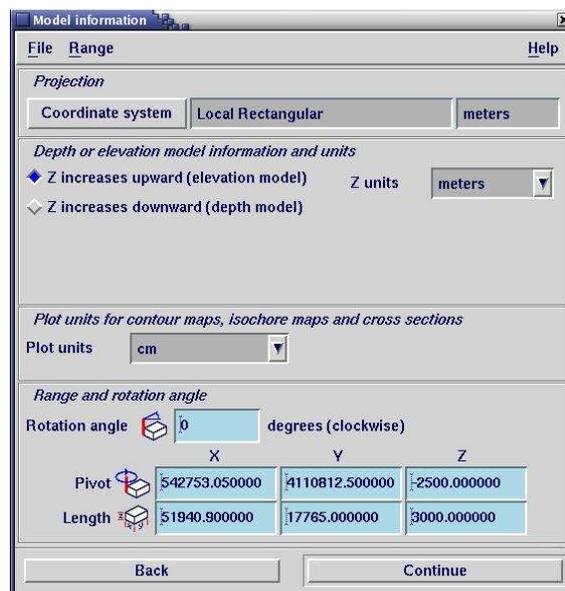


Abb. 41 Definition des Modellraumes

Tabelle II: Werte der Modellgebietsbegrenzungen

	X	Y	Z
min.	542753,05	4110812.500000	-2500.000000
max.	594693.950000	4128577,5	500
Länge in m	51940.9	17765	3000

8.4.4 Grundlage des 3D Modells: Die Modellierung eines korrekten 3D Störungsmusters

In das Modell müssen, basierend auf der geologischen Karte, 107 Störungen zu einem 3D Störungsmodell berechnet werden. Die geometrischen Zuordnungen der Störungen zueinander innerhalb eines 3D Störungsmuster müssen in earthVision nach klaren Regeln definiert werden. EarthVision benutzt für diese Zuordnungen eine binäre Störungshierarchie, d. h. es muss klar

definiert werden, welches der Hangendblock und welches der Liegendblock einer Störung ist (Abb. 42). Ein Hangendblock wird in earthVision als „above block“, ein Liegendblock wird als „below block“ benannt. Befindet sich in einem Block eine weitere Störung, so muss zu dieser wiederum der Liegend- und der Hangendblock definiert werden. Gleichzeitig muss festgelegt werden, welche Störung eine andere Störung kreuzt bzw. an ihr endet. Beim Aufbau dieser klaren geometrischen Zuordnungen muss die Größe und Priorität der Störungen eine Rolle spielen, so dass eine Störungshierarchie oder ein sog. „fault tree“ gebildet wird. Die Festlegung dieser Störungshierarchie kann in earthVision automatisch oder manuell gesteuert erfolgen. In earthVision ist die automatische Generierung eines 3D Störungsmodells aus bis zu 25 Störungen empfohlen. Da das vorliegende Störungsmuster mit 107 Störungen dieses Limit weit übersteigt, wurde der „fault tree“ manuell erstellt.

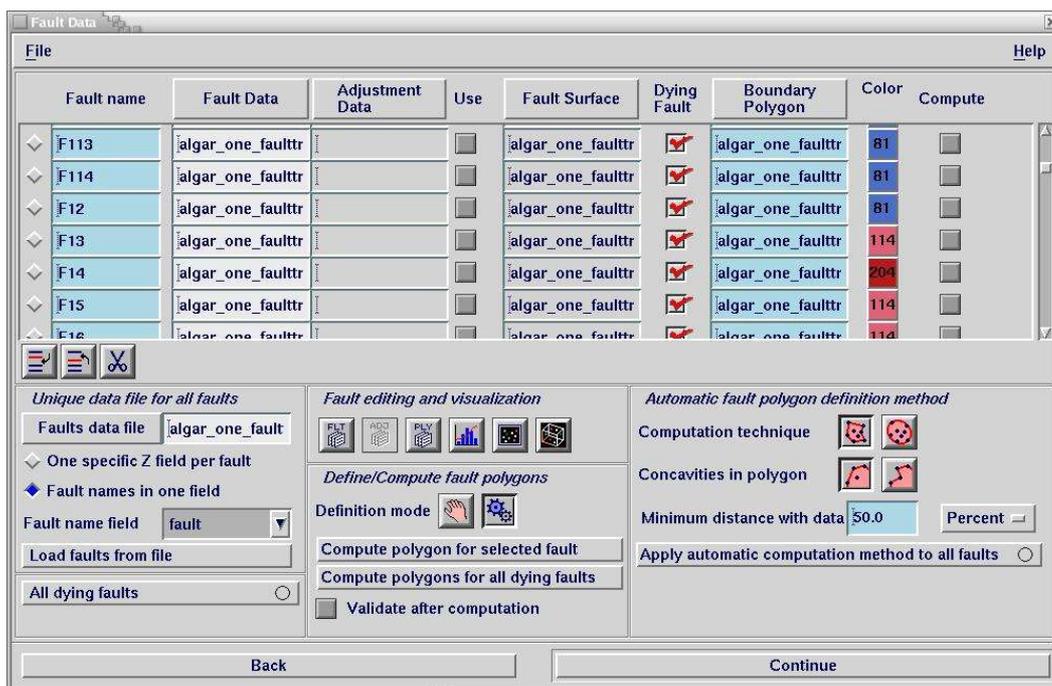


Abb. 42 Eingabe der Störungen innerhalb des WorkFlows

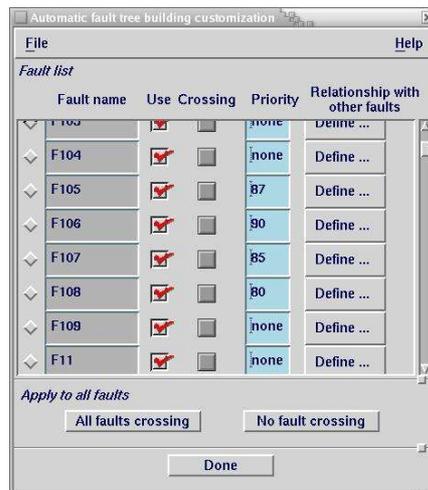


Abb. 43 Definition der Hierarchie der Störungen zueinander

Polygondefinierung

Die größte Störung, die das Gebiet in zwei Blöcke teilt und ohne begrenzendes Polygon als „non-dying fault“ definiert wurde, ist die Störung 56 und entspricht der NW-SE verlaufenden Sao Marcos-Quarteira-Störung. Alle anderen Störungen enden innerhalb des Modellgebietes und müssen daher als „dying fault“ begrenzende Polygone zugewiesen bekommen. Die Polygone wurden als konvexe Einhüllende, die den Verlauf der Störungsfläche stark berücksichtigt, mit einer Distanz von 50% zu den Eingabedaten berechnet (Abb. 44).



Abb. 44 Beispiel eines Polygons, das eine „dying fault“ begrenzt

Störungshierarchie von 107 Störungen in 9 Sub-Arealen

Die große Anzahl von Störungen lässt den Aufbau einer korrekten Störungshierarchie und damit die Bildung des „fault-tree“ in einem einzigen Arbeitsschritt nicht zu. Daher wurde das Störungsmuster in neun Untergebiete unterteilt, um erst in „sub-trees“ von maximal 16 Störungen die Störungsgeometrien zuzuordnen und diese „sub-trees“ Schritt für Schritt zu einem einheitlichen „fault-tree“ miteinander zu vereinen. Die erstellten „sub-trees“ sind mit den in ihnen enthaltenden Störungen und den individuellen Definitionen zur Modellierung in der folgenden Tabelle aufgelistet.

Tabelle III: „Sub-trees“ als Unterareale der komplexen Störungshierarchie im Modellgebiet. Die Störungsnummern entsprechen den Zahlencodes in der Karte und werden durchgängig in der Modellierung als Identifikationskürzel genutzt.

„sub-tree“	Störungen	Besonderheiten
1	9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 23	Extrapolationskorrektur für 9 Korrektur: 18 endet an 13, 18 below 13, 23 below 22 Priorität für 17, 22 Polygonkorrektur für 13, 17, 23
2	45, 46, 65, 66, 69, 70, 71, 72, 73, 74, 75, 76	Extrapolationskorrektur für 70 Prioritätensetzung für 7, 8, 69, 70 Polygonkorrektur für 46, 69, 65, 69, 71
3	3, 4, 5, 6, 7, 8, 35, 36, 48, 49, 50, 51, 52, 53, 54, 55	Prioritätensetzung für 35 Polygonkorrektur für 36, 49, 54, 55
4	40, 41, 42, 43, 44, 47	Prioritätensetzung für 47 Polygonkorrektur für 47
5	25, 26, 27, 28, 29, 30, 31, 32, 33, 34, 37, 38, 39	Korrektur: 45 below 47 Einfallwinkelkorrektur: 27, 26 (listrisch) Polygonkorrektur für 27, 28, 30
6	77, 78, 79, 80, 81, 82, 83, 84, 96, 97, 98, 99	Extrapolationskorrektur für 77, 80 Prioritätensetzung für 78, 81, 83, 84 Polygonkorrektur für 81, 96
7	57, 58, 59, 60, 61, 62, 63, 64	Extrapolationskorrektur für 63 Prioritätensetzung für 61, 62, 64 Polygonkorrektur für 60, 63
8	85, 86, 87, 88, 89, 90, 91, 92, 93, 94, 95	Polygonkorrektur für 90, 92
9	100, 101, 102, 103, 104, 105, 106, 107, 108, 109, 110, 111, 112, 113, 114	Prioritätensetzung für 108 Polygonkorrektur für 106, 112

Auf Basis der o. g. Korrekturen konnte eine konsistente Störungshierarchie (Abb. 45) definiert und ein in sich stimmiges 3D Störungsmodell berechnet werden (Abb. 46).

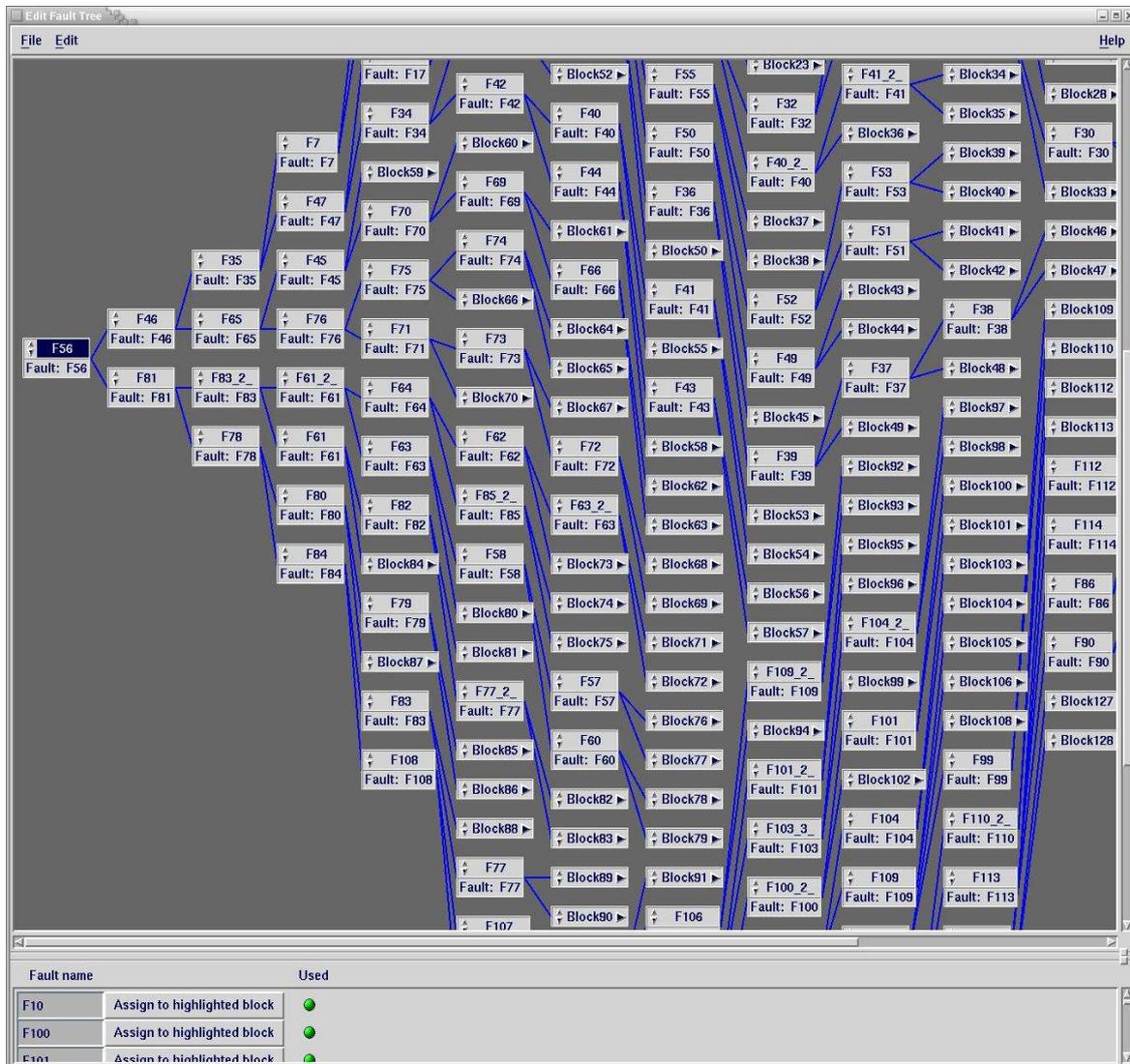


Abb. 45 Auszug aus der Hierarchie ("Fault trees") der Störungen und Störungsblöcke, die das Modell aufbauen

Die Störungsblöcke, d. h. der Raum zwischen den einzelnen Störungsflächen, sind der wesentliche Bestandteil des „fault trees“. Diese Blöcke fungieren als Container, in die die Informationen der geologischen Schichten gesetzt werden. Ein korrekter „fault tree“ ist also Voraussetzung für ein korrektes Gesamtmodell.

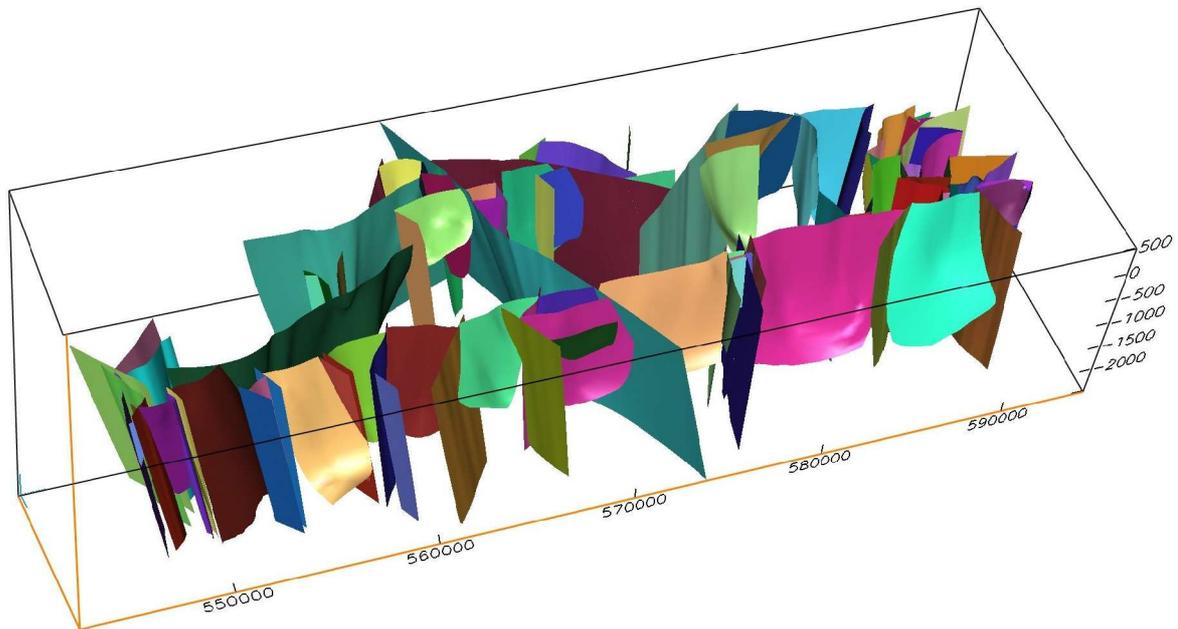


Abb. 46 Das Störungsmuster als 3D Modell

8.4.5 Die Integration der geologischen Schichten

Nachdem mit der Berechnung des Störungsmusters das Gerüst für das 3D Strukturmodell besteht, müssen die Schichten entsprechend ihrer geologischen Beziehungen zueinander definiert werden. Eine geologische Schicht wird in earthVision als Horizont bezeichnet und wird durch ihre Hangendgrenze repräsentiert. Die Schichtenabfolge wird als vertikale Sequenz stratigraphischer Ordnung vom Liegenden unten zum Hangendem oben aufgebaut. Beim Aufbau dieser Horizontabfolge müssen einige Regeln befolgt und Parameter beachtet werden. Dazu gehört die Definition der geometrischen Beziehungen der aufeinander folgenden Horizonte. Man unterscheidet in earthVision zwischen verschiedenen Verschnitttypen - bezogen auf eine Horizontgrenze – die unter normaler Ablagerung, Diskordanz oder Erosion entstanden ist. Darüber hinaus muss definiert werden, ob ein Horizont auf Grund seiner guten Datenlage als Referenzhorizont oder bei einer geringen Datenmenge als intermediärer Horizont vorliegt. In dem vorliegenden Modell wurden bis auf den jüngsten Festgesteinshorizont Malm alle Horizonte als normaler Ablagerungstyp definiert. Für den Horizont Malm gilt die Topographie gleichzeitig als Hangendgrenze, damit ist dieser Horizont als Diskordanz (=„unconformity“)

zu definieren. Die Horizonte Malm und Kreide sind auf Grund ihrer geringeren Datendichte gegenüber den übrigen Horizonten als intermediär („intermediate“) mit dem Referenzhorizont Lias definiert. Die geringere Datendichte hat eine größere Interpolation zur Folge, so dass die Morphologie dieser Horizonte gegenüber den Horizonten mit großer Datendichte und geringer Interpolation zu ungenau berechnet wird. Um diese Ungenauigkeit zu umgehen, kann ein Horizont als intermediär bezeichnet werden, dazu ist jedoch ein Referenzhorizont notwendig, von dem die Form in die Berechnung des intermediären Horizontes eingeht. Die übrigen Horizonte wurden als Referenzhorizonte markiert (Abb. 47).

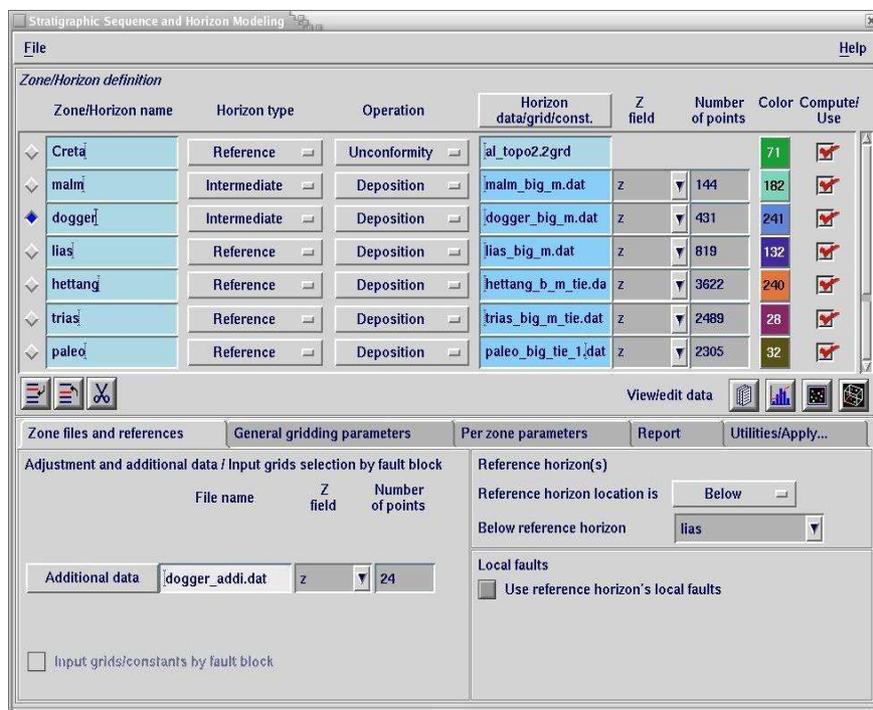


Abb. 47 Zuordnung und Definition der lithostratigraphischen Einheiten des Modells

Nach einer Testberechnung des Strukturmodells stellte sich heraus, dass der Algorithmus für die Berechnung der Horizonte zu einer zu starken Extrapolation zum Modellrand, d. h. in Arealen mit geringer Datendichte, hin geführt hat. Daher wurden Extrapolationslimits gesetzt, so dass der Algorithmus zusätzlich mit adäquaten Extrapolationsfaktoren die Horizontgrids

nicht über diese gewählten Grenzwerte hinaus berechnet. Die folgende Tabelle zeigt die einzelnen Berechnungsparameter, die für jeden Horizont individuell gewählt wurden:

Tabelle IV: Berechnungsparameter für die Horizonte

Horizont	Extrap.-limit	Extrap.-faktor
Kreide	-10% bis 110	1
Malm	-10% bis 110	1
Dogger	-10% bis 110	1
Lias	-10% bis 110	0,2
Hettang	-20% bis 110	0,2
Trias	-20% bis 110	0,2
Paläozoikum	-20% bis 110	0,2

Für die übrigen Parameter konnten die Voreinstellungen des Programms übernommen werden, so dass mit diesen Berechnungsvorgaben für das Horizontgridding das gesamte Modell berechnet werden konnte (Abb. 48 und Abb. 49).

8.4.6 Die Notwendigkeit der Modell-Korrektur

In den Bereichen geringer Datendichte resultiert die Interpolation in falschen Gridberechnungen, die nur mit Kenntnis der spezifischen regionalen Geologie bzw. mit geologischem Sachverstand korrigiert werden können. Durch die Addition von Hilfspunkten können die geologisch gesehen fehlerhaft berechneten Bereiche eines Grids korrigiert werden. Die Korrekturen bzw. das Hinzufügen neuer Datenpunkte erfolgt direkt am 3D Modell im 3D Viewer. Hilfspunkte sollten immer in einer neuen Datei abgespeichert werden, die als sog. „additional data“ im Sequenzmodellierungsfenster des WorkFlow definiert werden. Auf diese Weise werden die Originaldatensätze nicht verändert und gleichzeitig fließen die Hilfspunkte direkt aber autark in die Horizontberechnung mit ein.

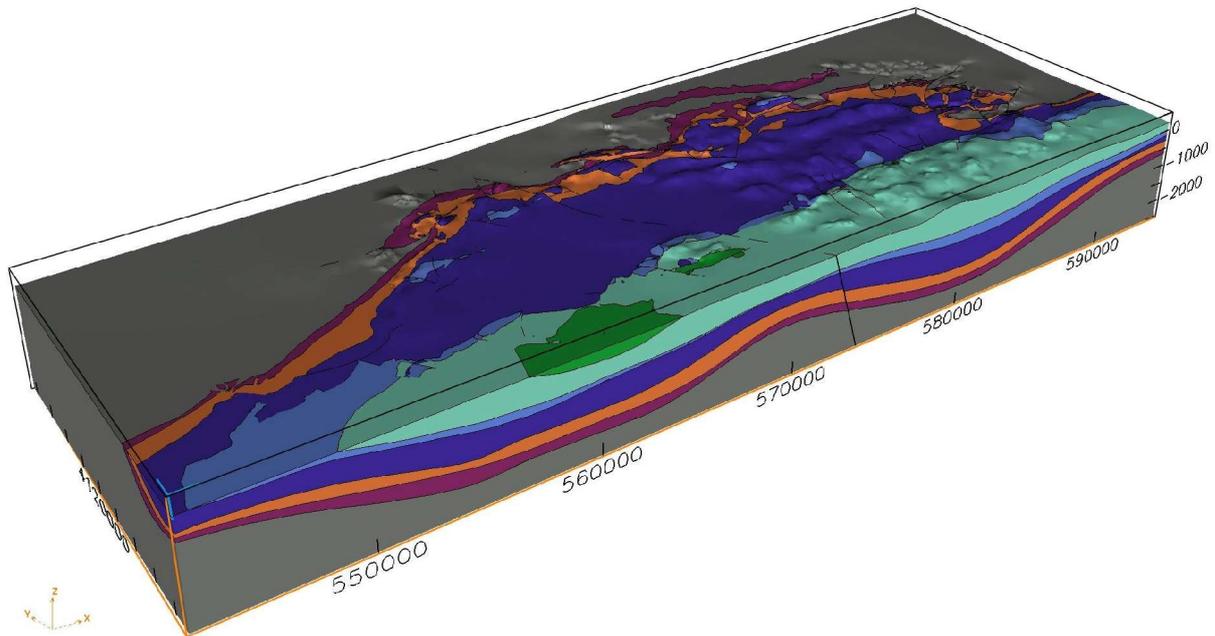


Abb. 48 Geologisches 3D Modell des Zentral-Algarve

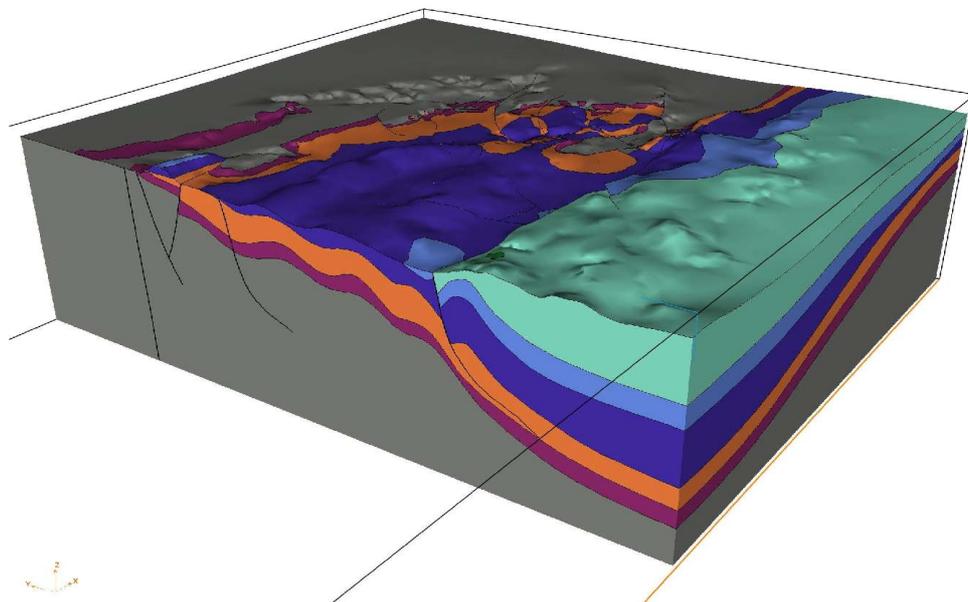


Abb. 49 Beliebige Profilschnitte visualisieren die Störungs- und Horizontgeometrien. Das hier gezeigte N-S Profil reicht über den Rocha da Pena im Norden bis über die Algibre-Störung bei Ribeira de Algibre im Süden hinaus

Tabelle V: Vergleich der Mächtigkeiten aus AMT Messungen und 3D Modell

Messpunkt	aus AMT interpretierte Grenze Lias: Mächtigkeit in m	TVDSS	im 3D Modell Lias: Mächtigkeit in m TVDSS	Teufen-Differenz in m Ursache
A1	Lias/Hettang 180	-0.1	171,62 -6.3	gute Korrelation Δ 6.2
A2	Lias/Hettang 280	3.7	450.9 -167.2	Δ 163.5 Salzwasserintrusion fehlerhafte Interpolation im 3D Modell
A3	Lias/Hettang >380	>-276	413 -310	korrelierbar
A4	Lias/Hettang >295.	>-183	372.5 -261	korrelierbar
A5	Lias/Hettang >200	>-94	310 -205	korrelierbar
A7	Lias/Hettang 295	-109	119.3 -73.7	Δ 35.3 Vulkanite in AMT als Lias interpretiert
A8	Lias/Hettang 170	47.2	146 71	Δ 23.8
A9	Lias/Hettang >530.....	>397	304 -171	korrelierbar
A10	Lias/Hettang >200.....>101	425.1 -327	korrelierbar
A11	Lias/Hettang 350	-192.2	253.1 -30.8	Δ 96.9 Vulkanite in AMT als Lias interpretiert
A12	Lias/Hettang 320	-191.3	193.9 -65.2	Δ 126.1 Vulkanite in AMT als Lias interpretiert
A13	Lias/Hettang >251.....	...>-153	298.8 -201	korrelierbar
A14	Lias/Hettang >375.....	. >-286	346 -255	korrelierbar
A15	Lias/Hettang >31	>220.9	372.1 -283	korrelierbar
A16	Lias/Hettang 245.....-160.2	273.4 -188.6	Δ 28.8
A17	Lias/Hettang >300.....	.. >119	929 -748	korrelierbar
A18	Lias/Hettang >300.....>51.7	1341.3 -1093	korrelierbar
A21	Lias/Hettang 210	-36.1	56.7 117.3	Δ 81.2
A22	Lias/Hettang 285	-89.97	283.87 -88.87	Δ 1.1

Messpunkt	aus AMT interpretierte Grenze Lias: Mächtigkeit in m	TVDSS	im 3D Modell Lias: Mächtigkeit in m TVDSS	Teufen-Differenz in m Ursache
A23	Lias/Hettang 215	-118	350.9 -253.9	Δ135.9 Vulkanite in AMT als Lias interpretiert
A24	Lias/Hettang >170	>-75	335 -240	korrelierbar
A25	Lias/Hettang 10	132.12	39.52 102.58	Δ 29.54 AMT- Messung nur in 2 statt 6 Auslagen
A26	Lias/Hettang 65	104.0	67.2 106.2	Δ2.2
A27	Lias/Hettang 120	52.3	100.1 72.2	Δ20.1
A28	Lias/Hettang 205	55.8	167.2 93.6	Δ37.8 Vulkanite in AMT als Lias interpretiert
A29	Lias/Hettang 5	257.6	9.4 251.2	Δ6.4
	Hettang/Trias 74	188.6	Trias/Paleo 183.0	Falsche Interpretation des scheinbaren Widerstandes der AMT Mess.
A30	Lias/Hettang >200...	>-116	256.7 -174	korrelierbar
A31	Lias/Hettang >160	>-14.6	254.4 -109	korrelierbar

Nach Dussel (2005) können Lithotypen in den AMT Messungen durch bestimmte Ohm-Meter-Werte unterschieden werden. Die charakteristischen scheinbaren Widerstände können aber je nach Zerklüftungsgrad und Durchfeuchtungsgrad für unterschiedliche Lithotypen gleich sein (Tab. VI).

Tabelle VI: Typische scheinbare Widerstände für unterschiedliche Lithotypen

Lithotyp	Scheinbarer Widerstand in Ohm meter	
	feucht/zerklüftet	trocken
Kalk	10	1000
Ton	10	70
Basalt	40	40 000
Sandstein	30	47

Die Interpretation der Mächtigkeit des Lias aus den scheinbaren Widerständen können nach Dussel (2005) um Größenordnungen in Dezimeterbereich schwanken. Darüber hinaus wurde in den Messpunkten >A20 nur in zwei statt in 6 Auslagen gemessen, so dass die Mächtigkeit

keitsangaben des Lias in diesen Punkten fehlinterpretiert sein können. In einigen Messpunkten liegt die Basis des Hettang gemäß Dussel (2005) tiefer als im 3D Modell. Die Ursache dieser Differenz besteht wahrscheinlich darin, dass die Vulkanite des Hettang von Dussel als Lias Karstwasserleiter interpretiert wurden. Zwei Beispiele sollen die Differenzen der AMT Ergebnisse nach Dussel mit dem 3D Modell erläutern.

Messpunkt A29 (Pico Alto)

Die Lage der Basis des Lias befindet sich in dem AMT Profil und im 3D Modell auf fast gleicher Höhe. Als zweite Schichtgrenze wird in dem AMT Profil die Grenze Hettang/Trias angegeben. Im 3D Modell befindet sich fast genau an dieser Stelle die Grenze Paläozoikum/Trias. Nach Dussel (2005) kann der Sprung der gemessenen elektrischen Widerstände von 44 Ohmm zu 110 Ohmm als Grenze von Sandstein zu Schiefer erklärt werden. Damit stimmt an diesem Messpunkt das 3D Modell mit dem AMT Profil überein.

Messpunkt A9

In dem AMT Profil liegt die Basis des Lias unterhalb von -397m wohingegen im 3D Modell die Liasbasis bei -171m liegt. Dussel (2005) stellt jedoch klar, dass die gemessenen Widerstände auch dafür sprechen könnten, dass ein stark verkarsteter Kalk (entsprechend den liassischen Kalken) 98 m mächtig ist während ein im Liegenden folgender schwach verkarsteter Kalk (entsprechend den Hettang Dolomiten) eine Mächtigkeit von 208 m haben könnte. Damit würde die Grenze Lias/Hettang bei – 175 m liegen und somit stimmt auch hier das 3D Modell mit dem AMT Profil überein.

In einigen Messpunkten wurde die Grenze Lias/Hettang im AMT Profil zu niedrig gegenüber dem 3D Modell interpretiert (A11, A12, A21, A28). Ein Grund kann darin liegen, dass ein geklüfteter Vulkanit ähnliche elektrische Widerstände aufweist wie ein verkarsteter Kalk. Zu den meisten AMT Profilen gibt es im Vergleich zum 3D Modell Differenzen von <30m. Bemerkenswerter Weise liegt die Differenz in einigen Messpunkten nur im Meterbereich (A1, A22, A26). Somit konnte mit den AMT Messungen das 3D Modell in seiner Richtigkeit überprüft, abgesichert und bestätigt werden.

8.6 Diskussion: Die Entwicklung und Anwendung von 3D geologischen Karten

Der Vergleich der AMT-Werte mit den Angaben aus dem 3D Modell über die Mächtigkeiten des Lias-Grundwasserleiters zeigt, dass die Differenz der Angaben abgesehen von zwei Ausnahmen innerhalb der Fehlergrenze der AMT Messungen liegt. Allerdings müssen auch andere Fehlerquellen berücksichtigt werden, die in der Geländearbeit, der Anfertigung der geologischen Karte und der Interpolation dieser Geländedaten während der 3D Modellierung auftreten können.

Es hat sich jedoch gezeigt, dass die 3D Modellierung einer geologischen Karte als Methode zur Erfassung eines Grundwasserleiters erfolgreich angewendet werden kann. Damit kann allein aus Oberflächendaten ein 3D Modell erzeugt werden. Eine sogenannte geologische 3D Karte basiert, auf die Tiefe bezogen, auf konstruierten Querprofilen und damit auf der Interpretation des Anwenders. Ein solches Modell, das auf einem Konzept und nicht auf gemessenen Werten wie Teufendaten aus Bohrungen oder Seismik aufbaut, wird als Konzeptionsmodell oder „conceptual model“ bezeichnet. Konzeptionsmodelle spielen für die Charakterisierung von Grundwasserleitern eine entscheidende Rolle, da sie als Basis für dynamische Modelle fungieren.

Das vorliegende 3D Modell wurde im Bezug auf seine Tiefeninterpolation mit AMT -Ergebnissen überprüft. Es stellte sich dabei für die AMT Messungen heraus, dass ähnliche hydrogeologische Gegebenheiten wie feuchter Karst und feuchter Basalt zu ähnlichen Messergebnissen führen kann. Somit können auch die AMT Ergebnisse durch das 3D Modell überprüft werden, dass eher die Lithostratigraphie statt der Lithotypen umfasst. Der kombinierte Einsatz von AMT Messverfahren und 3D Modellierung einer geologischen Karte ergibt somit eine geeignete Vorgehensweise, um einen geologischen Untergrund zu beschreiben.

Entscheidend für die hydrotektonische Fragestellung war die Klärung der kritisch gespannten Trennflächenrichtung. Nach den Ergebnissen aus Kapitel 4 wurden in dem 3D Modell alle hoch gespannten Trennflächen rot markiert, während die nicht kritisch gespannten Trennflächen blau markiert sind (Abb. 51). Zur besseren Orientierung wurde das Satellitenbild dem Störungsmuster hinzugefügt.

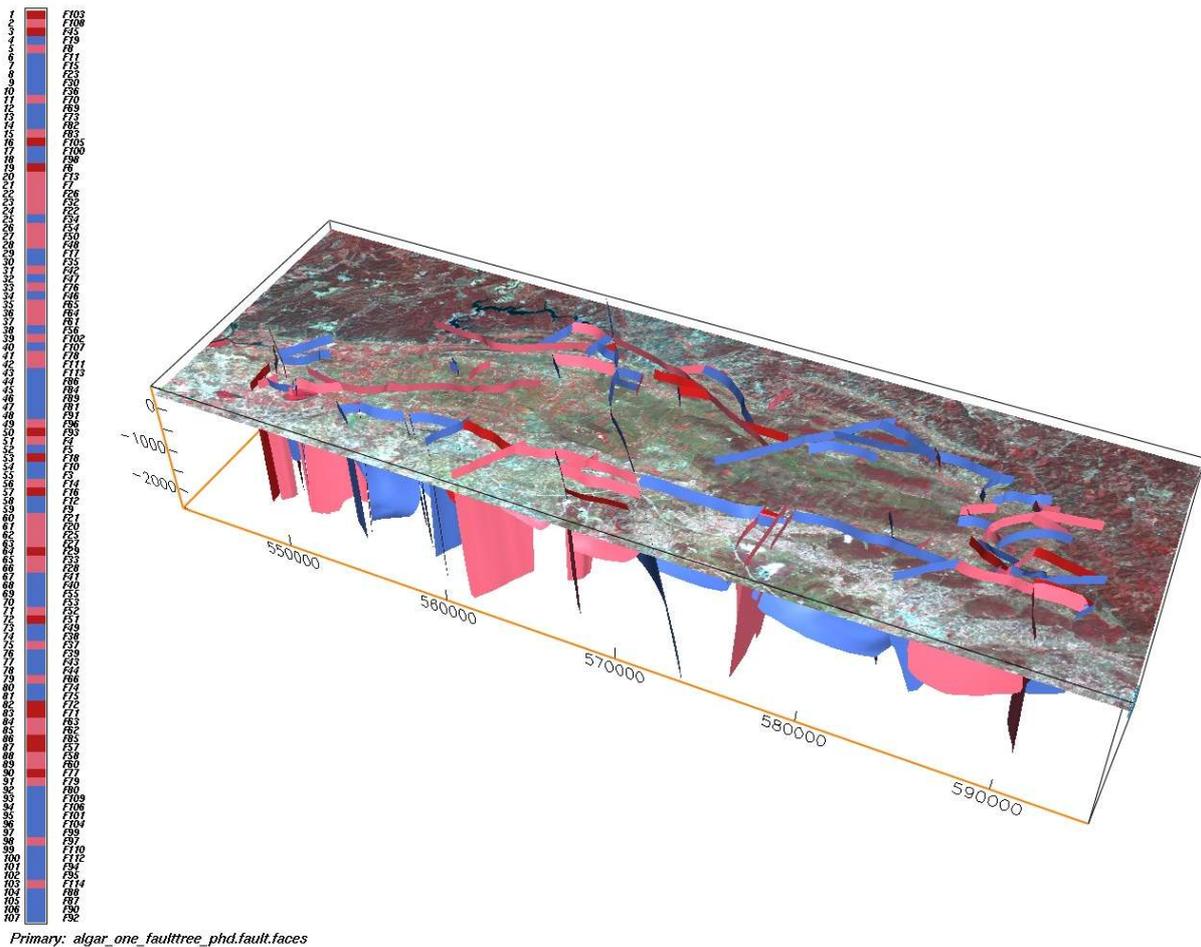


Abb. 51 Zuordnung der kinematischen Eigenschaften der Störungen im 3D Modell. Die dunkelroten Störungen sind hoch gespannte und damit hydraulisch potentiell leitfähige Störungen, hellrote Störungen sind kritisch gespannte Trennflächen und blau sind nicht kritisch gespannte Trennflächen. Die dargestellte Ebene zeigt das in der Einleitung erwähnte Satellitenbild (Landsat-TM Szene vom Juni 1997).

Darüber hinaus wurde das 3D Modell bearbeitet, indem (I) die geologische Karte auf die Modelloberfläche gelegt wurde (Abb. 52), (II) der liassische Grundwasserleiter extrahiert dargestellt wird, um das Volumen berechnen zu können (Abb. 53) und (III) es wurden die Spannungstrajektorien an den entsprechenden Stellen der Störungsflächenanalyse dargestellt (Abb. 54). Die Fallstudie zeigt letztendlich, dass 3D geologisches Kartieren auch in strukturell geologisch komplexen Regionen anwendbar ist. Das Resultat ist ein 3D geologisches Ba-

sis-Modell, das zur Erfassung des geologischen Untergrundes mit einem Überblick über geometrische Zusammenhänge und Schichtvolumen dient. Detailkartierungen und hochauflösende Satellitenbildszenen können das Modell ständig erweitern oder korrigieren, durch Bohrdaten kann das Modell abgesichert oder korrigiert werden. Anwendbar ist diese Methodik für alle Regionen, für die geologische Karten erhältlich sind.

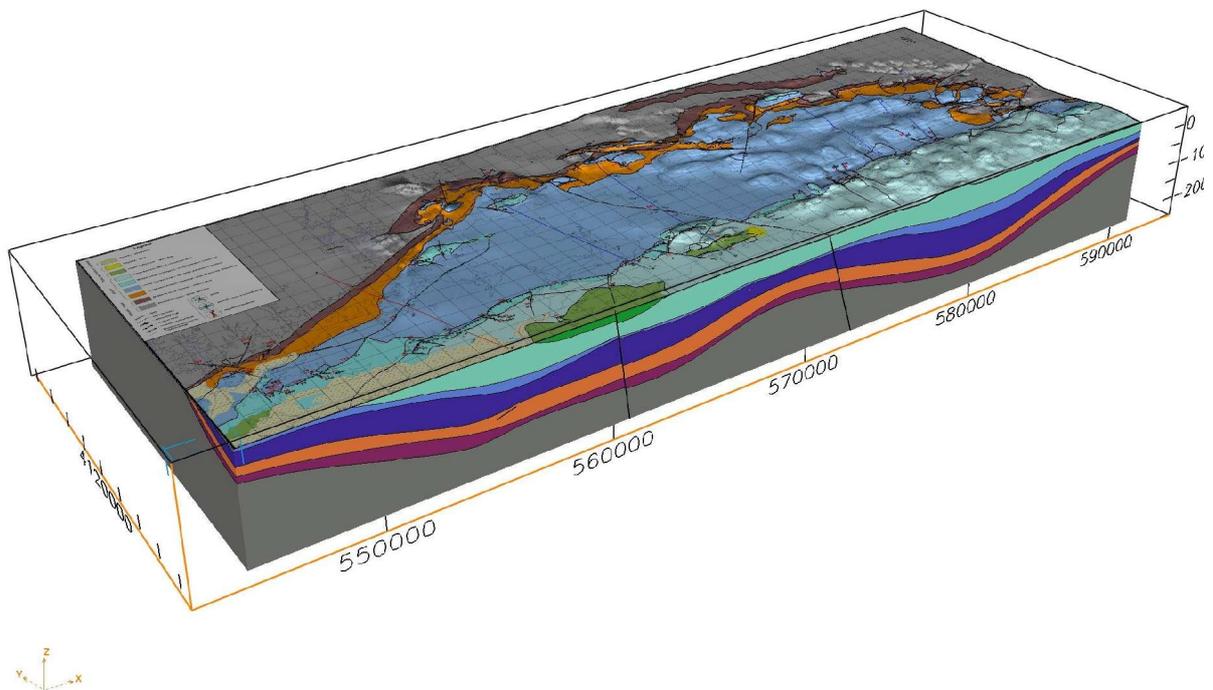


Abb. 52 Durch die Einbeziehung der geologischen Karte in das 3D Modell können die berechneten Ausbisslinien mit den kartierten Ausbisslinien verglichen und gegebenenfalls korrigiert werden

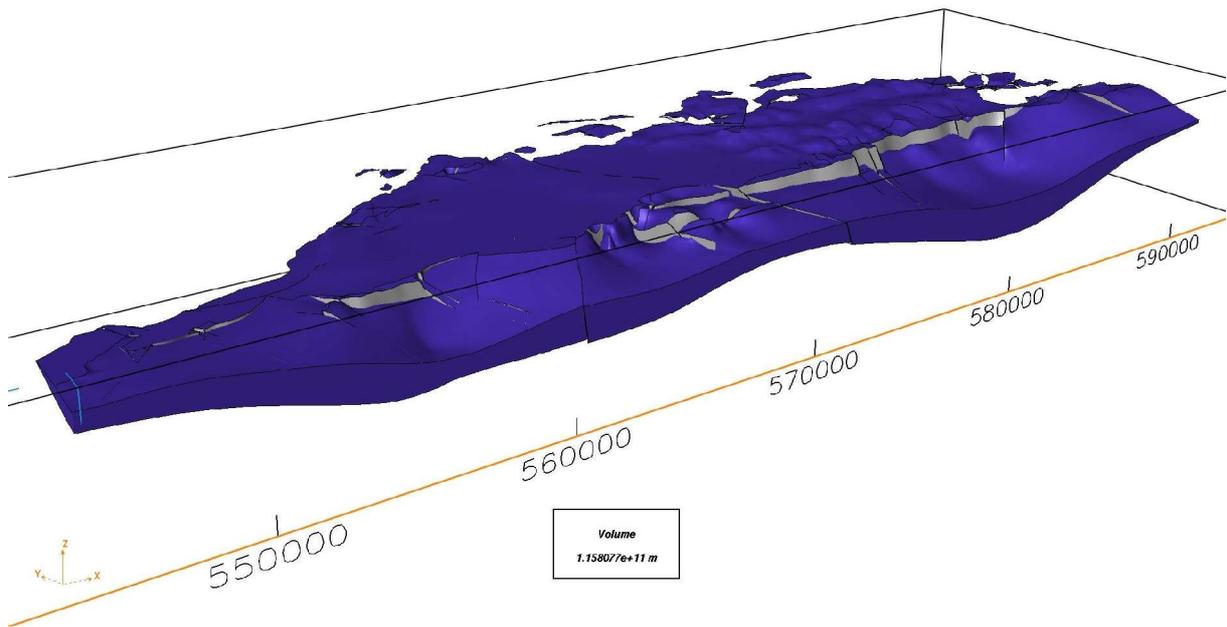


Abb. 53 Visualisierung der liassischen Karbonatformation, die dem Grundwasserleiter entspricht. Das Volumen des Aquifers ergibt 115,8077 km³

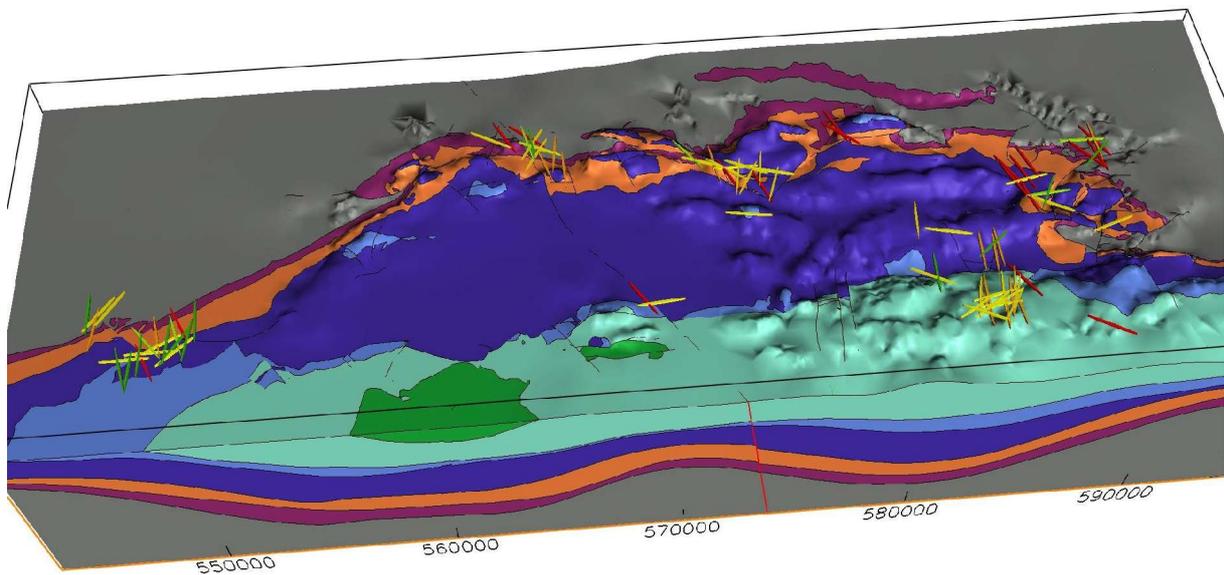


Abb. 54 Spannungstrajektorien im 3D Modell. Gelb: Trajektorien von σ_3 der Extensionsphasen; Hellorange: Trajektorien von σ_1 der 1. Inversionsphase; Dunkelorange: Trajektorien von σ_1 der 2. Inversionsphase; Grün: Trajektorien von σ_1 der 3. Inversionsphase; Rot: Trajektorien von σ_1 des Rezentenspannungsfeldes.

9 Schlussfolgerungen

In dem Projekt Hydrotektonik konnte gezeigt werden, dass ein multidisziplinärer Arbeitsansatz, bestehend aus strukturgeologischen, geophysikalischen und hydrogeologischen Verfahren, einen Beitrag zum Verständnis eines Grundwasserleiters im Karst leisten kann. Die Untersuchungsergebnisse weisen auf einen engen Zusammenhang zwischen der Orientierung des rezenten Spannungsfeldes und der hydraulischen Leitfähigkeit von Trennflächen hin. Die Bestimmung der hydraulisch leitfähigsten Trennflächenrichtung kann durch geophysikalische Untersuchungen maßgeblich unterstützt werden. Die kombinierte Betrachtung der Orientierung des rezenten Spannungstensors, elektromagnetischer (VLF-EM, VLF-R und AMT) sowie hydrogeologischer (Markierungs- und Pumpversuche) Daten führt zu einer guten Abschätzung der Grundwasserfließrichtung im verkarsteten Kluftwasserleiter des zentralen Algarve Beckens. Schließlich konnte aus der Synthese der Ergebnisse erstmals ein hydrotektonisches Modell für den Grundwasserleiter Querença-Silves entwickelt werden, das in Kontrast zu dem hydrotektonischen Modell von Larsson steht, nach dem Extensionsklüfte als hoch transmissiv angesehen werden. In dem Karstwasserleiter im Algarve weisen Extensionsklüfte durch Kalzitverheilungen geringe Transmissivitäten auf, während Scherklüfte an ein dichtes Netz von Sekundärklüften gekoppelt sind und dadurch höhere Transmissivitäten zeigen. Darüber hinaus sind Scherklüfte als kritisch gespannte Trennflächen im Rezentenspannungsfeld potentiell aktive Störungen, an denen neu gebildete Kalzitverheilungen durch Störungsbewegung wieder aufreißen können. Bezogen auf Karstentstehung stellen neben Störungen und Klüften auch Styrolithennähte ein Ansatzpunkt für Verkarstung dar.

Das Grundlagenfach Tektonik hat hierbei eine anwendungsbezogene Zielsetzung gehabt, indem es eine Prognose über die hydraulisch leitfähigsten Trennflächen aus dem gesamten Störungsmuster geben konnte. Die Prognose basiert auf der kinematischen Charakteristik der Trennflächen in bestimmten Paläospannungsfeldern. Aus dem Vergleich von strukturgeologischen, hydrogeologischen und geophysikalischen Analyseergebnissen stellte es sich heraus, dass die kritisch gespannten Trennflächen bezogen auf das rezente Spannungsfeld die wasserführendsten Strukturelemente sind. Kritisch gespannte Trennflächen sind in einem Winkel von 30° - 45° zur größten Hauptspannung σ_1 orientiert und stellen Scherklüfte bzw.

Horizontalverschiebungen dar. Die Grundlage für diese Prognose bildeten die Spannungsfelder, die aus Geländedaten berechnet wurden. Es konnten 6 Paläospannungsfelder separiert werden. Das paläogene Spannungsfeld ($\sigma_1 = \text{NE-SW}$), das neogene Spannungsfeld ($\sigma_1 = \text{N-S}$) und das Rezentspannungsfeld ($\sigma_1 = \text{NW-SE}$) konnte jeweils mit Ergebnissen aus der Literatur korreliert werden, das kretazischen Spannungsfeld ($\sigma_1 = \text{ENE-WSW}$) und die beiden triassisch/jurassischen Extensions-Spannungsfelder wurden bisher noch nicht beschrieben. Die Ergebnisse stellen daher einen Beitrag zur geodynamischen Entwicklungsgeschichte des Algarve Beckens dar.

Basierend auf der während der Projektarbeit entwickelten geologischen Karte konnte ein 3D Modell berechnet werden, das die geometrischen Zusammenhänge zwischen Störungsmuster und Lagerungsverhältnissen visualisiert. Damit wurde erfolgreich gezeigt, dass eine 2D geologische Karte als Datenbasis für 3D Modellierung selbst strukturgeologisch komplexer Regionen dienen kann. Bisher existiert ein vergleichbares 3D Modell, das auf einer Karte basiert, von einem Grundwasserleiter bei Beiruth (Dhont et al., 2003), jedoch sind die geologischen Verhältnisse mit flacher Lagerung und 35 Störungen nicht so komplex wie in der Region des Zentral-Algarve. Das 3D Modell des Zentral-Algarve nimmt jedoch erst eine Art Pionierstellung auf diesem Gebiet ein, eröffnet aber nicht nur für die Grundwassermodellierung neue Möglichkeiten in der Erstellung konzeptioneller Modelle.

9.1 Perspektiven

Bei den angewendeten geophysikalischen Messgeräten handelte es sich um Prototypen, die sich zur Diskriminierung wasserführender Trennflächen als geeignet erwiesen haben. Aufgrund der engen Zusammenhänge zwischen Scherflächen und elektromagnetischem Widerstand kann es möglich sein, Trennflächen unterschiedlichster Charakteristik in den elektromagnetischen Methoden wie AMT- und RF-EM-Messungen voneinander unterscheiden zu können. Eine Klärung dieser Fragestellung setzt allerdings einen systematischen Messeinsatz an tektonisch genau bekannten Strukturen voraus.

Grundwasseraquifere sind geologische Körper, die sich in den Untergrund erstrecken. Die Darstellung von Grundwasseraquiferen und ihren Eigenschaften reduziert sich jedoch oft auf die 2D Kartenprojektion. Die Berechnung von 3D Modellen basiert traditionell auf kostenintensiven Daten wie Seismik oder Bohrdaten. Mit der 3D Modellierung von geologischen

Karten erschließt sich insbesondere für das Grundwassermanagement eine neue Perspektive. In der Regel liegt die Grundwassererschließung in öffentlicher Hand und ist damit auf kostenkünstige Strategien angewiesen. Da geologische Karten allgemein erhältlich sind bzw. ihre Neuerstellung kostenkünstiger ist als der Einsatz von Seismik oder Bohrungen, kann 3D geologisches Kartieren die Strategie zur Grundwassermodellierung sein. Mit dem 3D Modell einer Region kann nicht nur die Erstreckung des Grundwasseraquifers im Untergrund erfasst und sein Volumen berechnet werden, sondern es lassen sich geometrische Zusammenhänge und Charakteristika zwischen dem Aquifer und Störungen oder weiteren Schichtkörpern analysieren. Die Folge ist eine zielsichere Planung. Das bestehende 3D Modell des Zentral-Algarve ist als Basismodell für weitere Untersuchungen zu verstehen. Ein nächster Schritt wäre die Darstellung des Grundwasserkörpers in dem 3D Modell, basierend auf den vorhandenen Grundwassergleichenplänen. In den Grundwasserkörper können bei entsprechender Datenlage hydrochemische Parameter in ihrer Konzentrationsverteilung integriert werden, so dass weitere Zusammenhänge zwischen Grundwasserbeschaffenheit und Störungs- oder Strukturmuster klar werden könnten (beispielsweise über die Salinität die Ingression des Meerwassers in den Grundwasserleiter). Schließlich kann die Grundlage für die Simulation von Grundwasserfließen über die Zeit geschaffen werden.

Der Grundwasserleiter Querenca-Silves ist der größte zusammenhängende Grundwasserleiter des Zentral-Algarve, der durch Tourismus und Plantagenanbau intensiv genutzt wird. Für ein nachhaltiges Grundwassermanagement ist die Charakterisierung des Grundwasserleiters und die Erfassung komplexer geologischer Zusammenhänge von Bedeutung. Hier kann die Erstellung des hydrotektonischen 3D Modells in unterschiedlichen Maßstäben eine Schlüsselfunktion einnehmen.

Literatur

- Aleksandrowski, P., 1985. Graphical determination of principal stress directions for slickenside lineation populations; an attempt to modify Arthaud's method. *Journal of Structural Geology* **v.7 (1)**, p. 73-82.
- Alsaker, E., Gabrielsen, R. H. & Roca, E., 1996. The significance of the fracture pattern of the late-Eocene Montserrat fan-delta, Catalan Coastal Ranges (NE Spain). Cloetingh, S., Ben Avraham, Z., Sassi, W. & Horvath, F. (ed) *In: Dynamics of extensional basins and inversion tectonics.: Tectonophysics* **v. 266 (1-4)**. Elsevier, Amsterdam, Netherlands, p. 465-491.
- Andeweg, B., 2002. Cenozoic tectonic evolution of the Iberian Peninsula. Unpublished PhD thesis, Vrije Universiteit. pp. 178.
- Angelier, J., 1994. Fault slip analysis and palaeostress reconstruction. Hancock P. L. (ed) *In: Continental deformation*. Pergamon Press, Tarrytown, NY, p. 53-100.
- Angelier, J. & Mechler, P., 1977. Sur une methode graphique de recherche des contraintes principales egalement utilisables en tectonique et en seismologie: la methode des diedres droits. *Bulletin de la Societe Geologique de France* **v. 19 (6)**, p. 1309-1318.
- Antunes, M. T. & Pais, J., 1993. The Neogene of Portugal. *Ciências da Terra - Universidade Nova de Lisboa* **v. 7**, p. 7-22.
- Bada, G., Horvath, F., Cloetingh, S., Coblenz, D. D. & Toth, T., 2001. Role of topography-induced gravitational stresses in basin inversion; the case study of the Pannonian Basin. *Tectonics* **v. 20 (3)**, p. 343-363.
- Banks, D., 1992. Optimal orientation of water-supply boreholes in fractured aquifers. *Ground Water* **v. 30 (6)**, p. 895-900.
- Banks, D., 1998. Predicting the probability distribution of yield from multiple boreholes in crystalline bedrock. *Ground Water* **v. 36 (2)**, p. 269-273.
- Banks, D., Odling, N. E., Skarphagen, H. & Rohr-Torp, E., 1996. Permeability and stress in crystalline rocks. *Terra Nova* **v. 8**, p. 223-235.
- Barton, C. A., Zoback, M. D. & Moos, D., 1995. Fluid flow along potential active faults in crystalline rock. *Geology* **v. 23**, p. 683-686.
- Bergerat, F., 1994. From inversion methods to paleostress field reconstruction in platforms, chains and basins: an overview. Somrexamples in western and central Europe. Roure, F. (ed) *In: Peri-Tethyan platforms*, Paris, p. 159-178.
- Boski, T. & Moura, D., 1994. The Neogene and Quaternary stratigraphy in Central Algarve. A critical review and new proposals. Resumo, 1° Simp. Margem Cont. Ibérico-Atlântica, Lisboa, p. 7-8.
- Bourlange, S., Henry, P., Moore, J. C., Mikada, H. & Klaus, A., 2003. Fracture porosity in the de-collement zone of Nankai accretionary wedge using logging while drilling resistivity data. *Earth and Planetary Science Letters* **v. 209 (1-2)**, p. 103-112.
- Brown, K. M., Kopf, A., Underwood, M. B. & Weinberger, J. L., 2003. Compositional and fluid pressure controls on the state of stress on the Nankai subduction thrust: A weak plate boundary. *Earth and Planetary Science Letters* **v. 214**, p. 589-603.
- Burg, J., Bale, P., Burn, J. & Girardeau, J., 1987. Stretching lineation and transport direction in the Ibero-American Arc during the Siluro-Devonian collision. *Geodyn. Acta* **v. 1**, p. 71-87.
- Burn, J. & Burg, J., 1982. Combined thrusting and wrenching in the Ibero-American Arc: a corner effect during continental collision. *Earth and Planetary Science Letters* **v. 61**, p. 319-332.
- Cachao, M., Terrinha, P. & Santos, A., 2004. Meso-Cenozoic of the Algarve Basin. Brilha, J. (ed) *In: Categorias Geológicas Portuguesas de Relevância Internacional*. The European Association for the Conservation of the Geological Heritage, Lisbon, p. 17-22.
- Canada ODP, 2000. Report on Hydrogeology PPG Meeting April 9-10th. Boulder, Colorado, USA, p. 4.

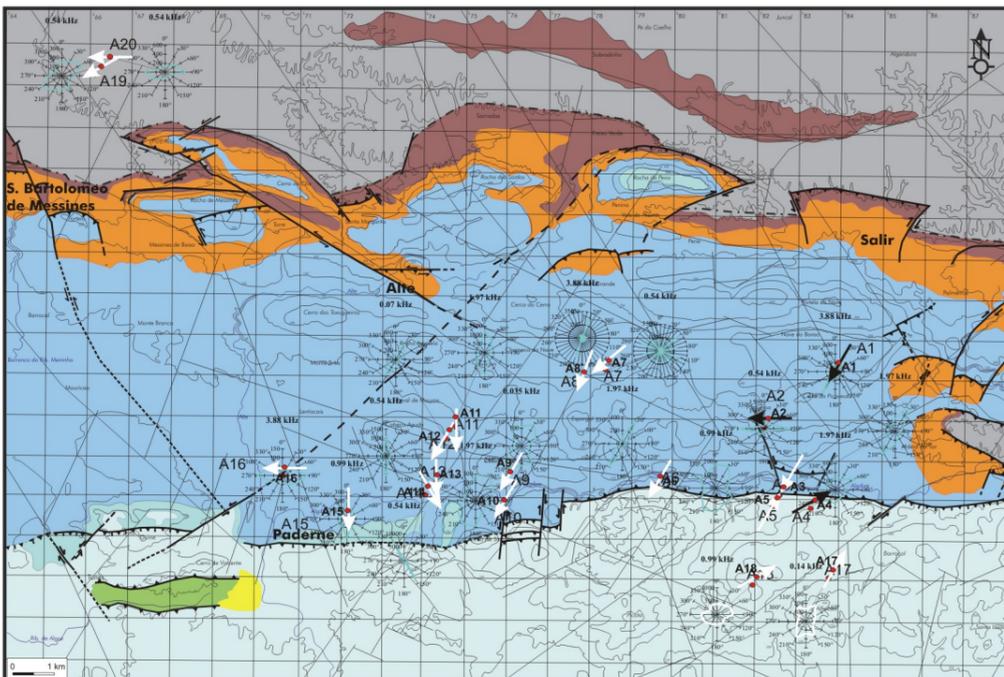
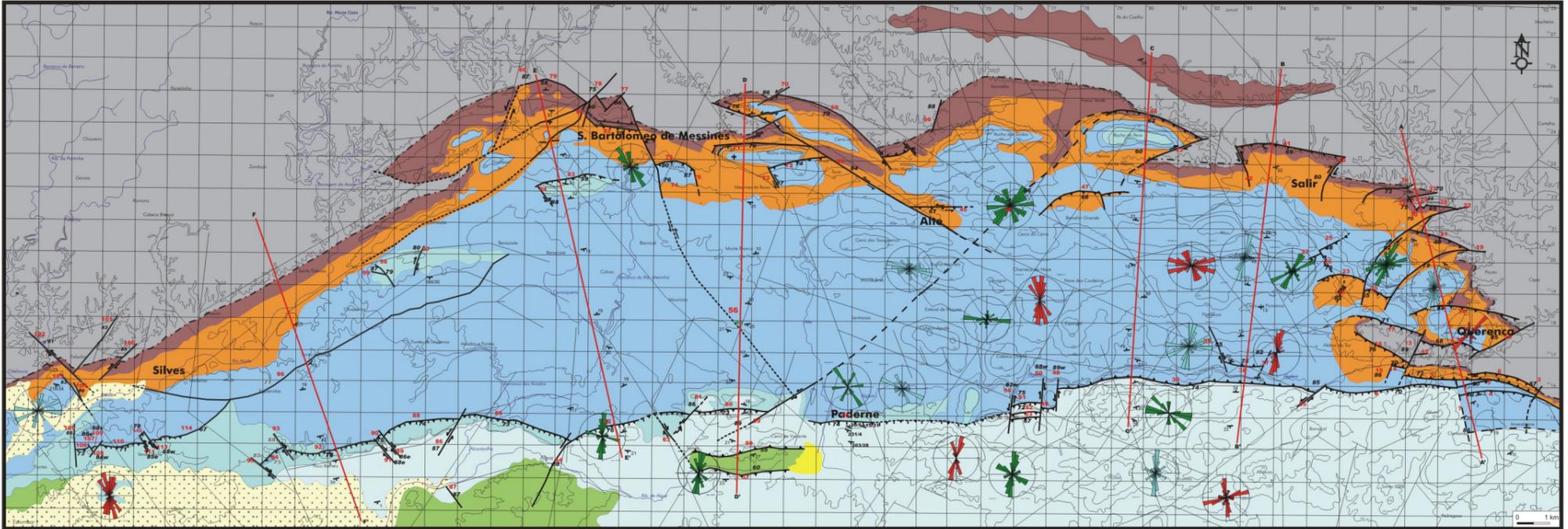
- Carvalho, D. A., Dussel, M., Moeck, I., Mueller, I. & Troeger, U., 2000. Preferential groundwater pathways along critically stressed faults in carbonate rock (I) Evidence from hydrogeologic and electromagnetic (AMT, RF-EM) data. *EGS, 25th General Assembly*, Nice, France, 24.04.-29.04.2000 .
- Coblentz, D. D. & Richardson, R. M., 1995. Statistical trends in the intraplate stress field. *Journal of Geophysical Research* v. **100**, p. 20245-20255.
- Comissão de Coordenação da Região do Algarve, 1984. A Evolução da Costa Algarvia. Anonymous (ed) *In: Contribuição Biblio-Cartográfica*. Ministério da Administração Interna, Faro, pp. 86.
- Crespo-Blanc, A. & Orozco, M., 1988. The southern Iberian Shear zone: a major boundary in the herzynian folded belt. *Tectonophysics* v. **148**, p. 221-227.
- Delvaux, D., 1993. The TENSOR program for paleostress reconstruction; examples from the East African and the Baikal rift zones. Anonymous (ed) *In: Seventh meeting of the European Union of Geosciences; abstract supplement.: Terra Abstracts*. 5, Suppl. **1**. Blackwell Scientific Publications, Oxford, International, pp. 216.
- Dewey, J. F., Hellman, M. L., Turco, E., Hutton, D. H. & Knott, S. D., 1989. Kinematics of the Western Mediterranean. Coward, M. P., Dietrich, D. & Park, R. G. (ed) *In: Alpin Tectonics* **45**. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, p. 265-283.
- Dholakia, S. K., Aydin, A., Pollard, D. & Zoback, M. D., 1998. Development of fault-controlled hydrocarbon migration pathways in the Monterey Formation, California. *AAPG Bulletin* v. **82**, p. 1551-1574.
- Dhont, D., Luxey, P. & Chorowicz, J., 2003. 3D geological mapping: A pioneering tool for underground water management. *AGU Fall Meeting* San Francisco, USA, 12.12.-17.12.2003.
- Dhont, D., Luxey, P. & Chorowicz, J., 2004 (submitted). 3-D modeling of geologic structures from remote surface information: Application to the Beirut eatershed (Lebanon). (submitted in *AAPG Bulletin*)
- Dias, R. & Ribeiro, A., 1994. Constriction in a transpressive regime: an example in the Iberian branch of the Ibero-American arc. *J. Struc. Geol.* v. **16 (11)**, p. 1543-1554.
- Dias, R. & Ribeiro, A., 1995. The Ibero-American Arc: A collision effect against an irregular continent? *Tectonophysics* v. **246**, p. 113-128.
- Dussel, M., 2005. Hydrotektonik und Grundwasserdynamik im rezenten Spannungsfeld am Beispiel der verkarsteten Gesteine im Zentralalgarve (Portugal). Unpublished PhD Thesis, Technische Universität Berlin.
- Finkbeiner, T., 2001. In-situ stress, fractures, faults, and fluid flow within the Monterey Formation, California. *In: West Coast PTTC Workshop* Ventura, California, 2001.
- Finkbeiner, T., Barton, C. A. & Zoback, M. D., 1997. Relationships among in-situ stress, fractures and faults, and fluid flow: Monterey Formation, Santa Mria Basin, California. *AAPG Bulletin* v. **81 (12)**, p. 1975-1999.
- Franke, W., 1989. Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe. *Geological Society of America. Special Paper* **230**, p. 67-90.
- Freitas, M. C., Andrade, C., Cunha, P. P. & Granja, H. M., 2004. Low coasts of Portugal. Brilha, J. (ed) *In: Categorias Geológicas Portuguesas de Relevância Internacional*. The European Association for the Conservation of the Geological Heritage, Lisbon, p. 14-16.
- Frizon, d. L. D., Saint, B. B., Bracene, R. & Mercier, E., 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics* v. **19 (4)**, p. 740-761.
- Fry, N., 1992. Direction of shear. *Journal of Structural Geology* v. **14 (2)**, p. 253-255.
- Hancock, P. L., 1994. From joints to paleostress. Roure, F. (ed) *In: Peri-Tethyan Platforms*, Paris, p. 145-158.
- Hardy, D., 2004. Reassessing shared earth model makes sense. *First Break* v. **22**, p. 63-66.
- Heydari, E., 1997. Hydrotectonic models of burial diagenesis in platform carbonates based on formation water geochemistry in North American sedimentary basins. Montaneez Isabel, P., Gregg Jay, M. & Shelton Kevin, L. (ed) *In: Basin-wide diagenetic patterns; integrated petrologic, geo-*

- chemical, and hydrologic considerations.: Special Publication - SEPM (Society for Sedimentary Geology) **57**. Tulsa, OK, United States, p. 53-79.
- Jachens, R. C., Wentworth, C. M., Gautier, D. L. & Pack, S., 2001. 3D geological maps and visualisation: A new approach to the geology of the Santa Clara (Silicon) Valley, California. USGS Report May 2001, p. 11.
- Jimenez-Munt, I., 2000. Neotectonics of the Azores-Gibraltar plate-boundary. *EGS 25th General Assembly* Nice, France, 24.04.-29.04.2000 .
- Kopf, A. & Brown, K. M., 2003. Friction experiments on saturated sediments and their implications for the stress state of the Nankai and Barbados subduction thrusts. *Marine Geology* v. **202 (3-4)**, p. 193-210.
- Kopf, R. W., 1981. Hydrotectonics; principles and relevance(ed) *In: American Geophysical Union; 1981 fall meeting.: Eos, Transactions, American Geophysical Union* **62 (45)**. American Geophysical Union, Washington, DC, United States, p. 1047.
- Kopf, R. W., 1982. Hydrotectonics; principles and relevance. USGS Report 1982. U. S. Geological Survey, Reston, VA, United States. p. 30.
- Kullberg, J. C., Pais, J. & Manuppella, G., 1992. Aspectos gerais da tectonica alpina no Algarve. *Ciencias da Terra* v. **11**, p. 293-302.
- Larsson, I., 1972. Groundwater in granite rocks an tectonic models. *Nordic Hydrol.* v. **3**, p. 111-129.
- Long, J. C. S., Karasaki, K., Davey, A., Peterson, J., Landsfeld, M., Kemeny, J. & Martel, S., 1991. An inverse approach to the construction of fracture hydrology models conditioned by geophysical data; an example from the validation exercises at the Stripa Mine. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics* v. **28 (213)**, p. 121-142.
- Malod, J. A. & Mauffret, A., 1990. Iberian plate motions during the Mesozoic. Boillot, G. & Fontbote Joseph, M. (ed) *In: Alpine evolution of Iberia and its continental margins.: Tectonophysics* **184 (3-4)**. Elsevier, Amsterdam, Netherlands, 261-278.
- Manuppella, G., 1988. Litostratigrafia e tectonica da Bacia Algarvia. *Genovas* v. **10**, p. 67-71.
- Marrett, R. & Allmendinger, R. W., 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology* v. **12 (8)**, p. 973-986.
- Mateus, A., Figueiras, J., Goncalves, M. A. & Fonseca, P., 1998. Sulphide dissemination in metatrolites of the Beja-Acebuches Ophiolite Complex; their genesis and geological meaning. *Comunicacoes do Instituto Geologico e Mineiro* v. **84 (2)**, p. F7-F10.
- Matile, G., Keler, G., Thorleifson, H. & Pyne, M., 2004. Digital and 3D geological mapping required for land and water managements in southern Manitoba: a review of progress and plans. *In: 49th Annual Meeting of the Geol. Ass. and the Min. Ass. of Canada*, St. Catharines, Canada, 2004.
- Matte, P., 1986. Tectonic and plate tectonic model for the Variscan Belt of Europe. *Tectonophysics* v. **126**, p. 329-374.
- Matthaei, S. K. & Fischer, G., 1996. Quantitative modeling of fault-fluid-discharge and fault-dilation-induced fluid-pressure variations in the seismogenic zone. *Geology (Boulder)* v. **24 (2)**, p. 183-186.
- Means, W. D., 1976. *Stress and strain* - S. Springer, New York, Heidelberg, Berlin, pp 339.
- Mercier, J., Vergely, P. & Delibassis, N., 1973. Comparison between deformation deduced from the analysis of recent faults and from focal mechanisms of earthquakes (an example: the Paphos region, Cyprus). *Tectonophysics* v. **19 (4)**, p. 315-332.
- Meschede, M., 1994. *Methoden der Strukturgeologie; ein Leitfaden zur Aufnahme und Auswertung strukturgeologischer Daten im Gelaende und im Labor*. Enke, Stuttgart, Federal Republic of Germany. p. 175.
- Miall, A. D., 1990. *Principles of sedimentary basin analysis*. Springer, New York, Berlin, pp. 616.
- Moeck, I. 1996. *Strukturgeologische Analysen im Lusitanischen Becken/Zentral-Portugal*. Unpublished Diploma Thesis, Technische Universität Berlin, pp. 86.
- Moeck, I. & Schandelmeier, H., 1998. Inversionstektonik im Algarve-Becken. *Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft* v. **1998 (1)**, p. 199.

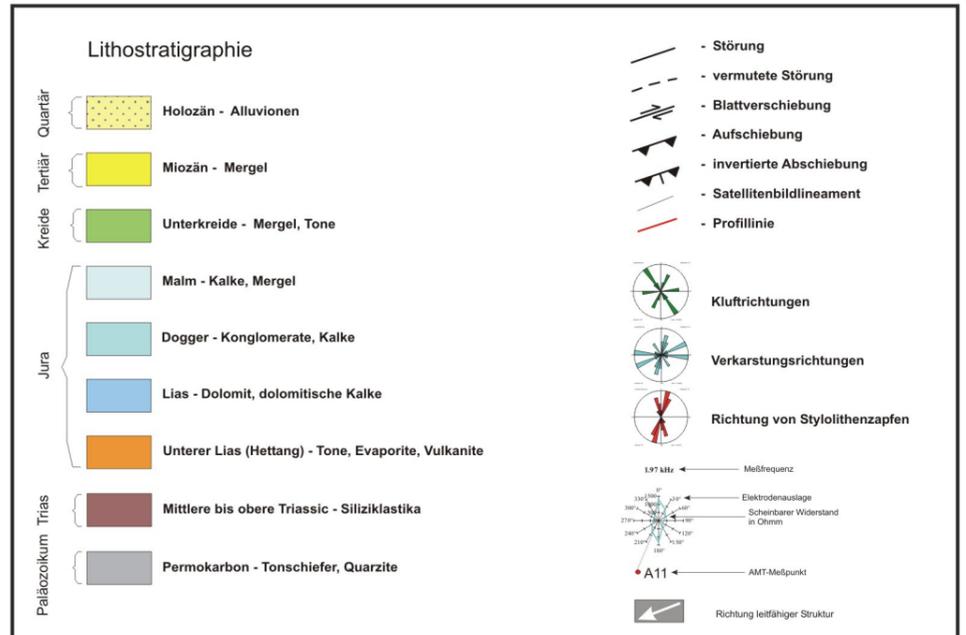
- Monteiro Santos, F. A., Matias, L., Pina de Almeida, E. & Mendes-Victor, L. A., 1997. Combined interpretation of Magnetotelluric and Seismic Surveys in the South Portuguese Zone, SW Iberia. *Europrobe Newsletter* v. **11**, p. 9-13.
- Morea, M. G., Berthou, J. Y. & Malod, J.-A., 1997. New paleomagnetic Mesozoic data from Algarve (Portugal): fast rotation of Iberia between the Hauterive and the Aptian. *Earth and Planetary Science Letters* v. **146** (3-4), p. 689-701.
- Moreira, V. S., 1985. Seismotectonics of Portugal and its adjacent area in the Atlantic. Eva, C. & Pavoni, N. (ed) *In: Seismotectonics.: Tectonophysics* **117** (1-2). Elsevier, Amsterdam, Netherlands, p. 85-96.
- Newman, J. & Mitra, G., 1994. Fluid-influenced deformation and recrystallization of dolomite at low temperatures along a natural fault zone, Mountain City window, Tennessee. *Geological Society of America Bulletin* v. **106**, p. 1267-1280.
- Oliveira, J. T. & Wagner, G. C. H. T., 1983. The Mertola and Mira formation boundary between Dougueno and Almada de Ouro; marine Carboniferous of South Portugal. de Sousa, M. J. L. (ed) *In: Contributions to the Carboniferous geology and palaeontology of the Iberian Peninsula. Fac. Cienc. Mineral. Geol., Porto, Portugal*, p. 1-39.
- Ordóñez, C. B., Gebauer, D., Schäfer, H. J., Ibarguchi, J. I. G. & Peucat, J. J., 2000. A single devonian subduction event for the HP/HT metamorphism of the Cabo Ortegal complex within the Iberian Massif. *Tectonophysics* v. **332** (3), p. 359-385.
- Ortner, H., Reiter, F. & Acs, P., 2002. Easy handling of tectonic data; the programs TectonicVB for Mac and TectonicsFP for Windows. Grunsky, E. (ed) *In: Shareware and freeware in the geosciences; II, A special issue in honour of John Butler. Pergamon. New York-Oxford-Toronto, International. 2002.*
- Pack, S., 2001. The three-dimensional geologic model as an access portal. USGS Open File Report May 2001. pp. 4.
- Peacock, D. C. P. & Sanderson, D. J., 1995. Pull-aparts, shear fractures and pressure solution. *Tectonophysics* v. **241**, p. 1-13.
- Pereira, M. F. & Silva, J. B., 1999. Flower structure development along the Ossa-Morena Zone/Central Iberian Zone boundary (Iberian Massif, Portugal): a transpressional sinistral wrench shear zone since the cadomian through variscan times. *J. Conf. Abs.* v. **4**. EUG, Strassbourg, France.
- Petit, J. P., 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. Cobbold Peter, R., Gapais, D., Means, W. D. & Treagus, S. H. (ed) *In: Shear criteria in rocks.: Journal of Structural Geology* **9** (5-6). Pergamon, Oxford-New York, International, pp. 597-608.
- Pin, C., Linan, E., Pascual, E., Donaire, T. & Valenzuela, A., 2002. Late Neoproterozoic crustal growth in the European Variscides: Nd isotope and geochemical evidence from the Sierra de Cordoba Andesites (Ossa-Morena Zone, Southern Spain). *Tectonophysics* v. **352** (1-2), p. 133-151.
- Quesada, C., 1991. Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of the tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics* v. **185**, p. 225-245.
- Rayaud, S. & Carrio-Schaffhauser, E., 1992. Rock matrix structures in a zone influenced by a stylolite. *Journal of Structural Geology* v. **14** (8/9), p. 973-980.
- Reynolds, S., Hillis, R. & Paraschivoiu, E., 2003. In situ stress field, fault reactivation and seal integrity in the Bight Basin, South Australia. *Exploration Geophysics (Melbourne)* v. **34** (3), p. 174-181.
- Ribeiro, A., 1999. Geodynamic evolution and strain partitioning in the SW-Iberia Variscides. *J. Conf. Abs.* v. **4**, EUG, Strassbourg, France.
- Ribeiro, A., Cabral, J., Baptista, R. & Matias, L., 1996. Stress pattern in Portugal mainland and the adjacent Atlantic region, West Iberia. *Tectonics* v. **15** (3), p. 641-659.
- Ribeiro, A., Kullberg, M. C., Kullberg, J. C., Manupella, G., Phipps, S., 1990. Review of Alpine tectonics in Portugal. Foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics* v. **184**, pp. 357-366.

- Rocha, R. B., 1976. Estudo estraigráfico e paleontológico do Jurássico do Algarve Ocidental. Unpublished PhD Thesis, Universidade Nova de Lisboa, pp. 396.
- Rocha, R. B., Marques, B. L., Antunes, M. T. & Pais, J., 1989. Notícia explicativa da folha 52-B, Abufeira, Serção Geol. Portugal, Lisboa.
- Rummel, F., 1988a. Hydraulic Fracturing Stress Measurements, Theory and Practice. KTB Report v. **88 (8)**, p. 53-65.
- Rummel, F., 1988b. Spannungsmessungen im KTB - ein Überblick. KTB Report v. **88 (10)**, p. A177-A187.
- Schaaf, T., Mezghani, M. & Chavent, G., 2003. In search of an optimal parametrization: an innovative approach to reservoir data integration. In: *Proc. SPE Annual Technical Conference and Exhibition* (edited by. **SPE 84273**. Denver, USA.
- Schetelig, K., Azzam, R. & Kläsener, R., 1993. Part B: Geoscientific Investigations - Borehole break-outs and their relation to mechanical and physical properties of KTB core samples. KTB Report v. **93 (2)**, p. 183-186.
- Schindler, A. & Jurado, M. J., 1996. Stress orientation and tectonic regime in the northwestern Valencia Trough from borehole data. *Tectonophysics* v. **300**, p. 63-77.
- Schmidt, D. U. & Jonischkeit, A., 1995. The Upper Jurassic Sao Romao limestone (Algarve, Portugal): An isolated carbonate ramp. *Profil* v. **8**, p. 319-337.
- Seeburger, D. A. & Zoback, M. D., 1982. The distribution of natural fractures and joints at depth in crystalline rock. *Journal of Geophysical Research* v. **87**, p. 5517-5534.
- Silva, J. B., 1999. The pre-mesozoic cycles in West Iberia: A continuous transpressional regime from the cadomian to the end of the variscan times. *J. Conf. Abs.* v. 4. EUG, Strassbourg, France.
- Silva, P. F., Marques, F. O., Miranda, J. M., Henry, B. & Mateus, A., 2001. Anisotropie of the magnetic susceptibility constraints on the Variscan obduction process in the Braganca Massif (NE Portugal). *Tectonophysics* v. **341 (1-4)**, p. 95-119.
- Somma, J., Dhont, D. & Luxey, P., 2004. 3D geological modeling or how to generate underground information using only surface data. In: *IGARSS Conference*, Anchorage, USA.
- Spang, J. H., 1972. Numerical Method for Dynamic Analysis of Calcite Twin Lamellae. *Geological Society of America Bulletin* v. **83 (2)**, p. 467-471.
- Sperner, B., Ratschbacher, L. & Ott, R., 1993. Fault-striae analysis; a Turbo Pascal program package for graphical presentation and reduced stress tensor calculation. *Computers and Geosciences* v. **19 (9)**, p. 1361-1388.
- Srivastava, S. P., Roest, W. R., Kovacs, L. C., Oakey, G., Levesque, S., Verhoef, J. & Macnab, R., 1990. Motion of Iberia since the Late Jurassic; results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. Boillot, G. & Fontbote Joseph, M. (ed) *In: Alpine evolution of Iberia and its continental margins.: Tectonophysics* **184 (3-4)**. Elsevier, Amsterdam, Netherlands, p. 229-260.
- Stampfli, G. M. & Borel, G. D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters* v. **196 (1-2)**, p. 17-33.
- Stampfli, G. M., Mosar, J., Favre, P., Pillecuit, A. & Vannay, J. C., 2001. Permo-Mesozoic evolution of the western Tethys realm; the Neo-Tethys East Mediterranean Basin connection. Ziegler P. A., Cavazza, W., Robertson Alastair, H. F. & Crasquin Soleau, S. (ed) *In: Peri-Tethys memoir 6; Peri-Tethyan rift/ wrench basins and passive margins*. Ed. du Museum National d'Histoire Naturelle. Paris, France. 2001.
- Starostin, V. I., Ivanchuk, P. P. & Sandomirskiy, S. A., 1979. Hydrotectonic activity as a factor in the formation of ore-bearing domes. *Transactions (Doklady) of the U.S.S.R. Academy of Sciences: Earth Science Sections* v. **244 (1-6)**, p. 45-47.
- Stock, J. M., Healy, J. H., Hickman, S. H. & Zoback, M. D., 1985. Hydraulic fracturing measurements at Yucca Mountain, Nevada, and relationship to the regional stress field. *Journal of Geophysical Research* v. **90**, p. 8691-8706.

- Tavares, G., Lopes, H., Pesco, S. & Poletto, C. A., 2004. Petbool: A software for stochastic modeling of geological objects. Petrobas Scientific Report, Rio de Janeiro, Brazil, pp. 10.
- Tavares, N. C., 1992. Mesozoic Igneous activity in Portugal. Unpublished PhD thesis, Universidade Nova, pp. 182.
- Terrinha, P., 1998. Structural geology and tectonic evolution of the Algarve basin, South Portugal. Unpublished PhD Thesis, Royal School of Mines, London, Great Britain, pp.425.
- Terrinha, P., Ribeiro, C., Kullberg, J. C., Lopes, C. & Ribeiro, A., 2002. Compressive episodes and faunal isolation during rifting, Southwest Iberia. *Journal of Geology* v. **110** (1), p. 101-113.
- Torelli, L., Sartori, R. & Zitellini, N., 1997. The giant chaotic body in the Atlantic Ocean off Gibraltar; new results from a deep seismic reflection survey. *Marine and Petroleum Geology* v. **14** (2), p. 125-138.
- Tortella, D., Torne, M. & Perez, E. A., 1997. Geodynamic evolution of the eastern segment of the Azores-Gibraltar Zone; the Goringe Bank and the Gulf of Cadiz Region. *Marine Geophysical Researches* v. **19** (3), p. 211-230.
- Troeger, U., Dussel, M., Moeck, I. & Schandelmeier, H., 2001. A new approach to the reconnaissance of groundwater flow in hard rocks; hydrotectonic. Seiler Klaus, P. & Wohnlich, S. (ed) *In: New approaches characterizing groundwater flow; proceedings*. A.A. Balkema. Lisse, Netherlands. 2001.
- Turner, F. J., 1953. Nature and dynamic interpretation of deformation lamellae in calcite of three marbles. *American Journal of Science* v. **251** (4), p. 276-298.
- Valladares, M. I., Ugidos, J. M., Barba, P. & Colmenero, J. R., 2002. Contrasting geochemical features of the central Iberian Zone shales (Iberian Massif, Spain): implications for the evolution of Neoproterozoic-Lower Cambrian sediments and their sources in other peri-Gondwanan areas. *Tectonophysics* v. **352** (1-2), p. 121-132.
- von Bergen, D. & Carozzi, A. V., 1990. Experimentally-simulated stylolitic porosity in carbonate rocks. *Journal of Petroleum Geology* v. **13** (2), p. 179-192.
- Zang, A., Berckhemer, H. & Lienert, M., 1990. Entspannungsrisse in KTB-Bohrkernen als Indikatoren für das in situ Spannungsfeld. *KTB Report* v. **90** (4), p. A264-A292.
- Ziegler, P. A., 1990. Collision related intra-plate compression deformations in Western and Central Europe. Logatchev, N. A. & Zwart, H. J. (ed) *In: Proceedings of the symposium; Intracontinental mountainous terranes; geological and geophysical aspects.*: *Journal of Geodynamics* **11** (4). Pergamon Press, Oxford - New York, International, p. 357-388.
- Zoback, M. D. & Healy, J. H., 1992. In-situ measurements to 3.5 km depth in the Cajon Pass scientific research borehole. *Journal of Geophysical Research* v. **97**, p. 5039-5057.
- Zoback, M. L., 1992. First- and second-order patterns of stress in the lithosphere; the World Stress Map Project. Zoback Mary, L. (ed) *In: The World Stress Map Project.*: *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets* **97** (8). American Geophysical Union, Washington, DC, USA, p. 703-728.

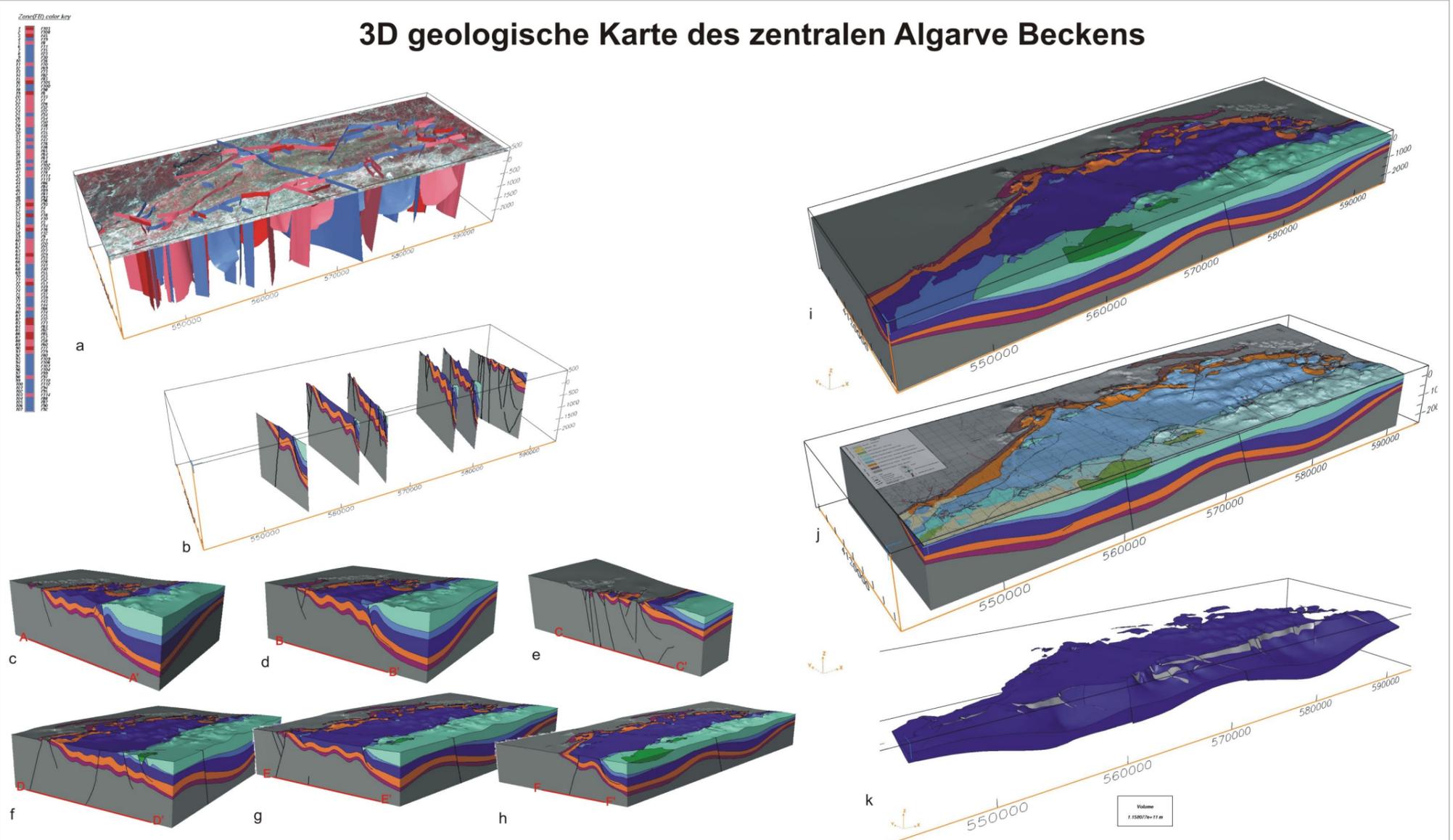


Geologische Karte des Projektgebietes mit Verkarstungs-, Kluft- und Stylolithenzapfenrichtungen



Richtungen der scheinbaren Widerstände, ermittelt durch AMT (Audio-Magneto-Tellurik)-Messungen

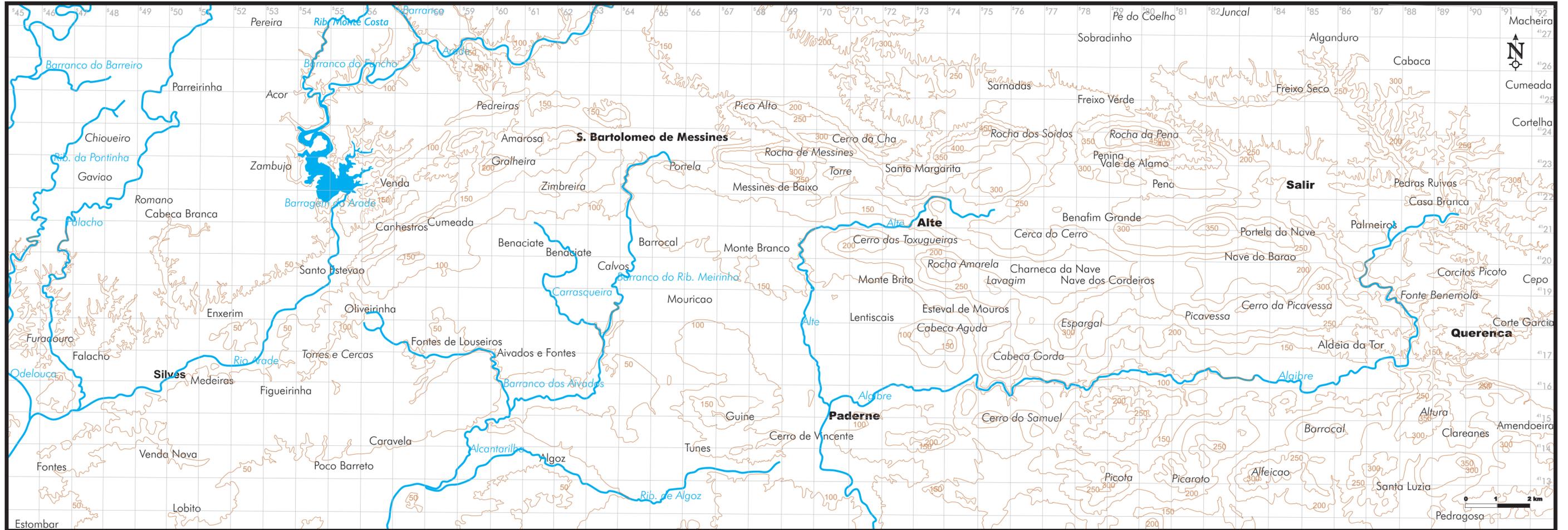
3D geologische Karte des zentralen Algarve Beckens



Als 3D geologische Karten werden 3D Modelle bezeichnet, die allein auf Oberflächendaten basieren. Die zugrunde liegende geologische Karte wurde von 1999-2000 erstellt.
Abb. a. 3D Störungsmodell, in dem die hoch kritisch gespannten Trennflächen als rot, die kritisch gespannten Trennflächen als rosa und die nicht kritisch gespannten Trennflächen als blau dargestellt werden. Die hoch kritisch bis kritisch gespannten Störungen werden als potentielle Wasserwegsamkeiten angesehen. Die planimetrische Darstellung zeigt das georeferenzierte Satellitenbild des Forschungsgebietes.
Abb. b. Profilschnitte A bis F. Abb. c-h. 3D Profilschnitte entlang der Profile A bis F.
Abb. i. Die 3D geologische Karte des zentralen Algarve Beckens umfasst 400 km², 107 Störungen und 7 geologischen Horizonten.
Abb. j. Auf die Topographie des Modells wurde die 2D geologische Karte gelegt.
Abb. k. Der Horizont des Lias entspricht dem größten zusammenhängenden Grundwasserleiter des Zentral-Algarve. Dieser karbonatische Grundwasserleiter des Zentral-Algarve umfasst ein Volumen von 115,808 km³.

Topographische Karte des Gebietes vom Grundwasserleiter Querença-Silves, Zentral-Algarve (Südportugal)

Zusammengefaßt aus den topographischen Kartenblättern Carta Militar de Portugal Nr. 595, 586, 587, 588, 596 und 597 im Maßstab 1:25 000
Inga Moeck, TU Berlin, 2005



Bemerkungen: *Kursiv* - Berge Standard - Ortschaften *Kursiv blau* - Gewässer Höhenlinien in 50 m Abständen