

# **Der Es Safya Graben im Nordsudan – Geologie und Tektonik**

von  
Diplom Geologe  
Rainer Fiedler-Volmer  
aus Osnabrück

Vom Fachbereich Bauingenieurwesen und Angewandte Geowissenschaften  
der Technischen Universität Berlin  
zur Erlangung des akademischen Grades eines Doktors der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.)  
genehmigte Dissertation  
D83

Berlin 1998

Promotionsausschuß:

Vorsitzender: Prof. Dr.-Ing. K.-H. Jacob

Berichter: Prof. Dr. rer. nat. E. Klitzsch

Berichter: Prof. Dr. rer. nat. H. Burkhardt

Berichter: Prof. Dr. rer. nat. F. K. List (Freie Universität)

Tag der wissenschaftlichen Aussprache: 27. November 1998

---

## Kurzzusammenfassung

Mit fernerkundlichen, geologischen und geophysikalischen Untersuchungen wurde eine bisher nicht bekannte tektonische Struktur auf dem Nordkordofanblock als Graben nachgewiesen. Der Es Safya Graben hat eine Längserstreckung von 65 km, eine Breite um 25 km und eine Tiefe von 200 m bis 500 m. Die komplex gebaute Struktur besteht aus drei halbgrabenähnlichen Teilen, die durch eine Transferzone und einen Grundgebirgshorst getrennt werden. Die flachen bis steil gestellten Randstörungen weisen unterschiedliche Abschiebungsbeträge auf. Das nördliche Grabenende bilden Störungselemente der Sodiri Scherzone (SSZ). Südlich endet die Grabenstruktur an der Abu Harr Scherzone (AHSZ), die in dieser Arbeit nachgewiesen werden konnte. Aufgrund der Störungsverläufe und der Richtung der Relativbewegungen kann postuliert werden, daß durch sinistrale Scherkinematik der Blattverschiebungssysteme der dazwischen liegende Es Safya Graben pull-apart artig an präexistenten antithetischen Riedelstörungen aufgerissen wurde. Sedimentologische und strukturelle Befunde belegen ein postsedimentäres Absinken. Bisher wurden triassische Scherbewegungen an der SSZ als jüngste Reaktivierungen vorhandener proterozoischer Störungsmuster auf dem Nordkordofanblock angenommen. Der Nachweis des Es Safya Grabens und seine stratigraphische Zuordnung belegen, daß in der Oberkreide bzw. im Tertiär tektonische Abläufe stattfanden, die den bereits bekannten Deformationsphasen (D1-D4, Proterozoikum bis Trias) als D5-Bewegungen hinzugefügt werden können.

Das Kristallin der Grabenränder besteht aus panafrikanischem Grundgebirge und anorogenen Magmatit Komplexen. Die Basement Plutonite zeigen eine kalkalkaline Zusammensetzung und sind typisch für Subduktionszonen-Magmatismus. Sie belegen das Vorhandensein ehemaliger fossiler Plattenränder und bestätigen für das Es Safya Gebiet das Bild eines komplexen geodynamischen Terrainmusters während der panafrikanischen Orogenese, wie es auch aus dem Nordbereich des Nordkordofanblockes (Gebel Rahib Gebiet) bekannt ist. Der alkaline Magmatismus erfolgte in der Es Safya Region – wie auch im gesamten Sudan – in mehreren Episoden zwischen Ordovizium und Jura. Die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten K-Ar Datierungen ergaben Alter um 290 Ma, die von anorogenen Magmatiten des Nordkordofanblockes bisher sehr wenig bekannt waren. Die Lage der Alkali-gesteinskomplexe im Arbeitsgebiet ist an die SSZ und AHSZ gebunden. Beide Schersysteme sind als Zweigelemente der Zentralafrikanischen Störungszone (CAFZ) zu interpretieren.

Die Sedimente des Grabens wurden in Untere und Obere Hamrat el Wuz Formation gegliedert. Die untere Abfolge besteht aus deltaischen bis lakustrinen Wechsellagerungen von Sand- und Tonstein und wird nach Palynomorphen ins Alb bis Turon gestellt. Die obere Abfolge setzt sich aus heterogenen tonigen bis konglomeratischen Sedimenten vorwiegend fluviatiler Herkunft zusammen, die anhand der Flora (*Salvinia*) ins Campan bis Maastricht gehören. Flachmarine Einschübe, belegt durch *Diplocraterion* und *Thalassionoides* weisen wesentlich weiter südliches Vordringen der Campan – Maastricht Transgression nach, als bisher angenommen.

Die Kenntnis der Grabengeometrie und der Sedimente erlaubt in Verbindung mit Klima- und Wasserverbrauchsdaten eine grobe Bilanzierung der Grundwassersituation dieser wasserarmen Region. Datierte Funde mittelalterlicher Eisenverhüttungsindustrie belegen fortschreitende Klimaverschlechterung und fanden ein großes archäologisches Interesse.

---

# The Es Safya Graben in North Sudan – Geology and Tectonics

## Abstract

The Es Safya Graben (ESG), a so far unknown structural feature of the North Kordofan Block (NKB), has been revealed by applying multidisciplinary methods such as satellite image interpretation and field-geological and geophysical investigations.

The ESG is 65 kilometres long and some 25 kilometres wide, containing a sedimentary section of 200 to 500 metres. The highly complex structure is formed by three half-graben-type segments which are linked by a transfer zone and a basement uplift. The low- to high-angle normal boundary faults show various amounts of displacement. The ESG is bounded to the north by a series of faults comprising the Sodiri Shear Zone (SSZ). To the south the graben is bounded by the Abu Harr Shear Zone (AHSZ), a structure which could be revealed by this study. Fault orientations and the direction of relative movements provide evidence that left-lateral wrenching along and in between the Sodiri and Abu Harr Shear Zones transtensionally formed the ESG using pre-existing, antithetic Riedel faults, thus suggesting similarities to a pull-apart structure like development. Sedimentological and structural evidence indicate a post-sedimentary normal faulting.

Up to now Triassic lateral displacement along the SSZ was assumed to be the latest deformation of pre-existing Late Proterozoic lines of lithospheric weakness (structural grain) of the NKB. In the light of the structural and stratigraphic setting of the ESG it can now be proved that during Late Cretaceous and Tertiary times a further tectonic development took place, which now can be added as D5 to the known deformational phases D1-D4 (Late Proterozoic to Triassic).

Crystalline rocks comprising the graben shoulders consist of Pan-African basement and anorogenic magmatic complexes. The plutonites have a calc-alkalic composition being typical for subduction-related magmatism. They indicate the existence of fossil plate margins and give for the Es Safaya area a scenario of a complex geodynamic pattern of terranes during the Pan-African orogeny, similar to the known picture of the Gebel Rahib area in the N of the NKB.

Alkalic magmatism took place in the Es Safaya region, like in the entire of Sudan, during several episodes in between Ordovician and Jurassic times. K-Ar age data indicate that some of the anorogenic magmatites are approximately 290 Ma old, thus providing ages which so far have only little been known for the NKB. The distribution of alkalic complexes in the study area is controlled by the SSZ and AHSZ. Both shear-systems are interpreted to be branching elements of the Central African Fault Zone (CAFZ).

The graben sediments have been subdivided into lower and upper Hamrat el Wuz Formation. The lower sequence is composed out of deltaic to lacustrine interbedded sandstone and mudstone yielding Albian to Turonian palynomorphs. The upper sequence is composed out of heterogeneous shaly to conglomeratic sediments of mainly fluvial origin whose age could be assigned to the Campanian/Maastrichtian because of the palaeoflora *Salvinia*. Shallow-marine incursions are indicated by the occurrence of *Diplocraterion* and *Thalassionoides*, thus proving a far more southerly advance of Campanian/Maastrichtian transgressions than previously supposed. Knowledge of graben-fill and structural geometries allows in connection with data on climate and water consumption a gross evaluation of the groundwater situation of this arid to semi-arid area. Dated findings of medieval ironworks prove a progressive climatic deterioration and are of great archaeological interest.



---

## Danksagung

Die vorliegende Arbeit entstand im Fachgebiet Angewandte Geophysik des Institutes für Angewandte Geowissenschaften II der Technischen Universität Berlin. Auf mehreren Forschungsfahrten im Rahmen des Sonderforschungsbereiches 69 „Geowissenschaftliche Probleme in ariden und semiariden Gebieten“ (Sfb 69) der Deutschen Forschungsgemeinschaft wurden die zugrunde liegenden Geländeuntersuchungen in der Provinz Nordkordofan/Sudan durchgeführt.

Um das weite geowissenschaftliche Feld dieser Arbeit einigermaßen bestellen zu können, war die Unterstützung, der Diskussionsbeitrag und fördernde Kritik von vielen Kollegen aus den unterschiedlichsten Fachrichtungen von Bedeutung.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. E. Klitzsch für die langjährige fachliche Betreuung, für viele Anregungen und oft geleisteten menschlichen Zuspruch, darüber hinaus aber für die großartige Arbeit die er bei der Initiierung und langjährigen Leitung des Sfb 69 geleistet hat, ohne die dieser Forschungsbereich die nationale und internationale Anerkennung nicht gefunden hätte.

Mit Herrn Prof. Dr. Burkhardt als Leiter des Teilprojekts Geophysik im Sfb 69 verbindet mich eine langjährige erfolgreiche Zusammenarbeit. Die hier vorgelegte Arbeit ist ein Teil dieser Kooperation. Für die Erstellung des Fachgutachtens, viele Anregungen und Diskussionen möchte ich bei ihm mich herzlichst bedanken.

Herrn Prof. Dr. F. List (Institut für Geoinformatik, Freie Universität Berlin) danke ich für seine Bereitschaft zur Begutachtung dieser umfangreichen Arbeit und für Unterstützungen im Rahmen der Fernerkundung, für die Bereitstellung von Satellitenbildmaterial und die Nutzungsmöglichkeit der EDV-Anlagen seines Instituts.

Die grundlegende Anregung und die langjährige wissenschaftliche Begleitung dieser Arbeit in Bezug auf struktureologische Fragen erfolgte durch Herrn Dr. habil. H. Schandelmeier. Hierfür bin ich ihm zu großem Dank verpflichtet.

Zahlreiche Fachleute haben durch z.T. zeitaufwendige Spezialuntersuchungen, ohne die der angestrebte interdisziplinäre Ansatz nicht hätte bewerkstelligt werden können, zu dieser Arbeit beigetragen. Mein Dank gilt: Dr. F. Henjes-Kunst und Dr. A. Höhndorf von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, für die K/Ar-Altersbestimmungen an Amphibolen aus anorogenen Syeniten. Dr. habil. G. Matheis für die geochemische Analytik, die am geochemischen Gemeinschaftslabor des Fachbereichs 9 durchgeführt wurde, sowie für die Diskussion der Ergebnisse und die Durchsicht des petrologischen und geochemischen Teils dieser Arbeit. Dr. N. Barazi sowohl für die teilweise am geologischen Labor der Universität in Khartoum ermittelten sedimentologischen Daten als auch für die Zusammenarbeit im Rahmen der Geländeuntersuchungen. Dr. P. Röper für die röntgendiffraktometrischen Untersuchungen der Limnite im Labor des Institut für Geographie der FU Berlin, Herrn Dr. S. Kröpelin für paläontologische Bestimmung der Fossilien dieser Sedimente. Dr. H. Holl und Dr. F. Öner für die röntgendiffraktometrischen bzw. IR-spektroskopische Untersuchungen der Tone am Institut für Angewandte Geowissenschaften II und im Labor des Sfb 69. Prof. Dr. K. Kröger, Prof. Dr. W. Reif und Dipl. Chemiker H.D. Wille (Institut für metallische Werkstoffe, TU Berlin) für die Analytik der antiken Schlacken und Erze sowie die Diskussion der Ergebnisse und besonders Herrn Prof. C. Sonntag (Universität Bonn) für  $C_{14}$ -Datierungen zur zeitlichen Einordnung der oben genannten Funde. Prof. Dr. E. Schrank für makro- und mikropaläontologische Untersuchungen deren stratigraphische Ergebnisse von grundlegender Bedeutung für die zeitliche Einordnung der Tektonik waren.

---

Neben dem oben genannten für die Interpretationen unverzichtbaren Datenmaterial haben fachliche Diskussionen, Anregungen und Hinweise wertvolle Beiträge geleistet. Hierfür bin ich zu Dank verpflichtet: Für die Betreuungen der petrologischen Untersuchungen sowie die Bereitstellung des Schliffmaterials Herrn Prof. Dr. G. Franz, Herrn Dr. habil. U. Thorweihe für fachliche Unterstützung bei hydrologischen Fragen, Herrn Prof. Dr. B. Meissner für freundschaftliche Kooperation im Rahmen der Fernerkundung und Kartographie, für förderliche Diskussionen in Bezug auf die Definition des Ablagerungsraumes der Sedimente Herrn Prof. Dr. A. Seilacher (Universität Tübingen) und Prof. Dr. P. Wycisk (Universität Halle).

Die Sfb-Kollegen Dr. R. Bussert, Dr. D. Küster und Dipl. Geol. O. Reynolds waren über lange Jahre im Rahmen interdisziplinärer Fachgespräche eine große Unterstützung bei jedem Entwicklungsstand dieser Arbeit.

Das Kennenlernen von Herrn Dr. K. Beck (früher FU Berlin, heute Lehrstuhl für Ethnologie, Universität Bayreuth) und seiner Arbeitsgruppe war ausschlaggebend für die Verfassung des Abschnitts über das Umfeld des Untersuchungsgebietes. Mit ihm und Herrn Dr. G. Hesse bestand über den gesamten Zeitraum dieser Arbeit ein reger Diskussions- und Informationsaustausch – hierfür möchte ich beiden danken.

Die archäologische Bedeutung der Funde, Beobachtungen und Analysen aus der Eisenverhüttung im Es Safya Gebiet konnte erst durch die Kontakt mit Herrn Dr. T. Rehren (Deutsches Bergbau-Museum Bochum) eingeschätzt werden. Für Hinweise, Diskussionsbeiträge und Durchsicht des Kapitels zu diesem Themenkreis sei ihm herzlichst gedankt.

Der Fachgebietsleitung - Herrn Prof. Dr. Burkhardt und Herrn Prof. Dr. Yaramanci - und den Mitarbeitern des Instituts für Angewandte Geophysik möchte ich für Fachdiskussionen und wohlwollende Rücksichtnahme vor allem in der Abschlußzeit der Arbeit danken.

Großen Dank gebührt der Geological Research Authority of Sudan (GRAS) und den sudanesischen Kollegen in Khartoum. Stellvertretend möchte ich Herrn Dr. Jar en Nabi nennen, von dessen geologischer Geländeerfahrung ich viel lernen konnte und der mit seiner Einfühlsamkeit und Geduld die vielen Feldinterviews ermöglichte, aus denen wichtige Informationen gezogen werden konnten.

Für unterstützende Arbeiten – Anfertigung von Dünnschliffen und Zeichnungen, Foto und Schreibarbeiten, Satellitenbildbearbeitungen – möchte ich Frau S. Stöwer, Frau U. Cramer, Frau H. Glowa, Frau Dipl. Geol. P. Seiffert, Frau E. Susin, Herrn B. Kleeberg und Herrn Dipl. Geol. N. Ott meinen Dank aussprechen. Besonderer Dank gebührt Herrn Dipl. Geol. J. Boetzkes, Herrn Dr. R. Schütt und Herrn Dipl. Geophys. B. Troschke, die mir bei redaktionellen Arbeiten zur Seite gestanden haben.

Last but not least sei allen Weggefährten auf den vielen Wüstenfahrten gedankt, hierbei seien die Es Safya Fahrer Dr. H. Brasse, Dipl. Geophys. B. Troschke, Dipl. Geophys. U. Kalberkamp, Dr. K. Schuster und Frau Dipl. Geophys. K. Schwalenberg erwähnt, besonders aber auch die technische Abteilung, Herr M. Schmarsow und Herr U. Töpfer, ohne deren nicht selbstverständliches Engagement viele Geländeeinsätze nicht erfolgreich gewesen wären.

---

# Inhaltsverzeichnis

<b>1.</b>	<b>Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>2.</b>	<b>Aufgabenstellung</b>	<b>4</b>
<b>3.</b>	<b>Fernerkundung und Kartographie</b>	<b>7</b>
3.1	Fernerkundung	7
3.1.1	Aufnahmesysteme	9
3.1.1.1	Satelliten- Aufnahmesysteme	9
3.1.1.2	Flugzeuggestützte Aufnahmesysteme	11
3.1.2	Klimatische und temporäre Einflüsse auf Fernerkundungsdaten	12
3.1.3	Satellitenbildbearbeitung für digitale Klassifizierung und visuelle Interpretation	13
3.1.3.1	Interpretationsgrundlagen	14
3.1.3.2	Digitale Klassifizierung	15
3.1.4	Visuelle Satellitenbilddauswertung in der Geologie	16
3.2	Kartographie	22
3.2.1	Satellitenbild-Arbeitskarten	22
3.2.2	Basiskarten	23
3.2.3	Thematische Karten	24
3.2.4	Zusammenfassung und Ausblick	24
3.3	Navigation und Positionierung	25
<b>4.</b>	<b>Der Es Safya Graben und sein Umfeld</b>	<b>26</b>
4.1	Geographische Lage	26
4.2	Bevölkerung und geschichtliche Entwicklung	27
4.3	Eisenverhüttung im Es Safya Gebiet	28
4.3.1	Geochemische und erzmineralogische Untersuchungen an Schlacken und Erzen aus der Gebel Abu Hadid Region	32
4.3.2	Altersbestimmung und archäologischer Vergleich	36
4.3.3	Hochofenschlacken und klimatische Schlußfolgerungen	38
4.4	Klima	38
4.5	Bewuchs und Landnutzung	41
4.6	Morphologie und jungquartäre Ablagerung	43
4.6.1	Berge, Abflußsysteme und Dünengebiete	43
4.6.2	Die Limnite südlich des Gebel Abu Hadid	47
<b>5.</b>	<b>Der regionalgeologische Rahmen des Es Safya Grabens</b>	<b>50</b>
5.1	Die strukturelle Entwicklung Nord-Ost-Afrikas	50
5.2	Die Zentralafrikanische Störungszone	50
5.3	Die südost-sudanesischen Riftsysteme	52
5.4	Der Nordkordofanblock	53
5.5	Das Sedimentbecken zwischen dem Nordkordofanblock und dem Bayuda Basement	56

---

<b>6.</b>	<b>Die Gesteine der Es Safya Grabenstruktur</b>	<b>58</b>
6.1	Die kristallinen Gesteine der Grabenränder	58
6.1.1	Untersuchungsmethoden	58
6.1.2	Petrographie	59
6.1.2.1	Panafrikanisches Grundgebirge	59
6.1.2.2	Anorogene Magmatit Komplexe	64
6.1.3	Geochemie	71
6.1.3.1	Panafrikanisches Grundgebirge	71
6.1.3.2	Anorogene Magmatit Komplexe	71
6.1.4	Petrogenese der Alkali- Gesteine	77
6.1.5	Zeitliche Stellung des anorogenen Magmatismus	79
6.1.6	Tektonischer Rahmen der anorogenen magmatischen Aktivität	80
6.2	Die sedimentäre Füllung des Es Safya Grabens	81
6.2.1	Arbeitsziel und Stand der Forschung	81
6.2.2	Untersuchungsmethoden	81
6.2.3	Die Sedimente im zentralen Nordsudan zur Kreidezeit	83
6.2.4	Lithofazielle Einheiten und Sedimentstrukturen	86
6.2.4.1	Die tieferen Sedimente der Grabenfüllung	87
6.2.4.2	Die oberflächennahen Sedimente	88
6.2.5	Stratigraphie	93
6.2.6	Sedimentologische Laboruntersuchungen	95
6.2.7	Paläoklima	100
6.2.8	Transgressionen	101
<b>7.</b>	<b>Die Tektonik des Es Safya Grabens</b>	<b>104</b>
7.1	Blattverschiebungen, Geometrie und Kinematik	104
7.2	Datenmaterial und Arbeitsgrundlagen	109
7.2.1	Tektonische Modelle	110
7.2.2	Geophysikalische Modelle	111
7.2.3	Informationen aus visuellen Satelliten- und Luftbilddauswertungen	112
7.2.3.1	Tektonische Ausgangsmodelle aus Satellitenbildvorinterpretationen	115
7.3	Geländeuntersuchungen zum Grabenaufbau	117
7.3.1	Tektonische Texturen und Deformationserscheinungen	117
7.3.2	Strukturgeologie der Haupttrandstörungen	130
7.3.3	Tektonische Strukturen in den Grabensedimenten	143
7.3.4	Die Sodiri- und Abu Harr Scherzone in den Grabenendbereichen	145
7.4	Kinematik und Struktur der Scherzonen	148
7.4.1	Die Sodiri Scherzone	149
7.4.2	Tektonik am Ostrand des Nordkordofanblocks zwischen Sodiri und Abu Harr Scherzone	158
7.4.3	Die Abu Harr Scherzone	159
7.5	Tektonik der anorogenen Komplexe des Untersuchungsgebiets	165
7.6	Tektonische Analysen	166
7.6.1	Lineationsanalyse aus Satellitenbildern	166
7.6.2	Paläospannungsanalyse	175

---

<b>8.</b>	<b>Geophysikalische Untersuchungen</b>	<b>177</b>
8.1	Aufgabenstellung	177
8.2	Interpretationsproblematik	177
8.3	Die eingesetzten geophysikalischen Verfahren	178
8.4	Ergebnisse der geophysikalischen Meßverfahren	182
8.5	Geologische Interpretation der geophysikalischen Ergebnisse	189
<b>9.</b>	<b>Vergleichende Interpretation der Es Safya Grabenstruktur</b>	<b>192</b>
9.1	Becken- und Grabenbildung im Zusammenhang mit Blattverschiebungstektonik	192
9.2	Schersysteme in der Es Safya Region	197
9.3	Hebungstektonik des Nordkordofanblocks	199
9.4	Genesemodell und zeitliche Einordnung der Grabenentwicklung Struktureller Vergleich des Es Safya Grabens mit den Riftsystemen des Südsudans und den nordöstlichen Sedimentgräben	200 203
9.5	Plattentektonischer Rahmen	207
<b>10.</b>	<b>Wasserverbrauch, Wasserversorgung, Grundwassersituation</b>	<b>210</b>
10.1	Wasserverbrauch	210
10.1.2	Anthropogene Wasserentnahme	210
10.1.3	Grundwasserverbrauch der natürlichen Vegetation	214
10.2	Wasserversorgung	215
10.2.1	Pumpbrunnen	215
10.2.2	Schöpfbrunnen	215
10.2.3	Staubecken und Seen	216
10.3	Grundwassersituation	217
10.3.1	Vorhandenes und nutzbares Grundwasser	217
10.3.2	Möglichkeiten und Grenzen der Grundwassernutzung	222
10.3.3	Nutzungsvorschläge	225
10.4	Abschlußbetrachtung zum Grundwasser	226
<b>11.</b>	<b>Zusammenfassung</b>	<b>229</b>
<b>12.</b>	<b>Literatur</b>	<b>237</b>



# 1. Einleitung

Die vorliegende Arbeit basiert auf Untersuchungen, die im Rahmen des Teilprojektes Geophysik im Sonderforschungsbereich „Geowissenschaftliche Probleme in ariden und semiariden Gebieten“ (Sfb 69) durchgeführt wurden.

Der Sfb 69 wurde Mitte des Jahres 1981 gegründet. Bis zu seiner Beendigung im Dezember 1995 - nach einem Zeitraum von mehr als 14 Jahren - führten Wissenschaftler unterschiedlicher Fachgebiete (Fernerkundung, Stratigraphie, Strukturgeologie, Geophysik, Petrologie, Sedimentologie, Hydrogeologie, Lagerstättenforschung, Geomorphologie, Quartärgeologie, Paläoklimakunde, Kartographie etc.) Forschungen in Ägypten, im Nordsudan, in Somalia und auf Madagaskar durch. Hauptziele dieser Untersuchungen waren die Erforschung kratonaler Großstrukturen in Trockengebieten und deren Beziehung zu global tektonischen Ereignissen und die Erfassung der jüngeren Klimaentwicklung sowie der Grundwasser- und Rohstoffpotentiale dieser Regionen (Klitzsch 1987).

Finanziert wurde dieses Großforschungsprojekt hauptsächlich von der Deutschen Forschungsgemeinschaft, der Technischen Universität Berlin (Sprecherhochschule) und der Freien Universität Berlin (Mitträger). Eine enge Zusammenarbeit ergab sich mit der Technischen Fachhochschule Berlin, der Ludwig-Maximilian-Universität in München, den Universitäten in Heidelberg und Münster sowie der Bergakademie Freiberg. Über die wissenschaftlichen Aspekte hinausgehend war vor allem bei der Lösung oftmals großer logistischer Probleme die hervorragende Kooperation mit geowissenschaftlichen Institutionen in Afrika - wie der General Petroleum Company (GPC) in Kairo, der Geological Research Authority of Sudan (GRAS) und der National Rural Water Corporation (NRWC) in Karthoum - von großer Bedeutung. Partnerschaftsabkommen bestanden darüber hinaus mit Universitäten im Sudan, in Ägypten und Somalia.

Die umfangreichen Forschungsergebnisse des Sfb 69 sind in vielen Publikationen in diversen wissenschaftlichen Zeitschriften veröffentlicht worden. Die Resultate des Zeitraums 1981 - 1993 wurden in drei Berichtsbänden (Klitzsch & Schrank 1984, 1987, 1990) sowie in dem von Thorweihe und Schandemeier herausgegebenen Tagungsband der internationalen Tagung 'Geoscientific Research in Northeast Africa', Berlin 1993, zusammengestellt.

Die Arbeitsgruppe Geophysik befaßte sich von 1981 bis Ende 1994 in enger Zusammenarbeit mit anderen Teilprojekten mit der Methodik und der Anwendung geophysikalischer Verfahren bei der Klärung des Baues von Becken und Grabenstrukturen durch Bestimmung von Basementtiefen bzw. Sedimentmächtigkeiten und der Ermittlung von Verlauf und Struktur tektonischer Elemente sowie bei der Lösung spezifischer Fragestellungen der Hydrogeologie durch Erkundung von Grundwasserflurabständen und Aquifermächtigkeiten. Darüber hinaus wurden im Rahmen quartärgeologischer und klimatologischer Untersuchungen Paläo-Wadikanäle geophysikalisch exploriert und die Mächtigkeiten lakrustiner Sedimente ermittelt.

Die Arbeitsgebiete, in denen geophysikalische Untersuchungen zu den oben genannten Fragestellungen durchgeführt wurden, sind in Abb.1.1 dargestellt. Aus den Gebieten in Südägypten (A), Dongola (B) und Wadi Howar (C,D), Wadi el Milk und Humar Becken (E), Wadi Mugaddam (F) und Sabaloka (G) sowie am Gebel Aulia (G) südlich von Khartoum lagen geologische und hydrogeologische Vorkenntnisse aus den Untersuchungen anderer Teilprojekte vor. Die geologischen Arbeiten meinerseits bestanden hier überwiegend aus Befahrungen zur schnellen Erfassung der aus den Satellitenbildern (Landsat-MSS [Multi-Spektral-Scanner]) und den daraus hergestellten topographischen Arbeitsblättern (Work sheets) im Maßstab 1:250.000 (List et al. 1987, Meissner 1990) interpretierbaren Geologie und Tektonik im Gelände sowie zum Erkennen der zumeist in mündlichen Mitteilungen der Kollegen beschriebenen geologischen Strukturen, die im Rahmen der jeweiligen Fragestellung untersucht werden sollten. Die dem Autor zufallende Durchführung einer möglichst genauen geologischen Orientierung im Gelände war zur Optimierung der Anlage der Messpunkte und Profile für den Aussagewert der geophysikalischen Sondierungen von wesentlicher Bedeutung. Da beide Kartengrundlagen nicht

entzerrt sind - was insbesondere an den Kartenrändern zu Positionsfehlern bis zu 5 km führen kann - waren diese notwendigen Arbeiten oft schwierig und zeitaufwendig (siehe hierzu auch Brasse 1993). Die Ergebnisse der Untersuchungen aus den Arbeitsgebieten A bis F sind in den Veröffentlichungen von Behrens et al. (1984), Burkhardt et al. (1987, 1990), Bussert et al. (1990) und Thorweihe et al. (1990) dargestellt.

Bei der Betrachtung der Lage der Arbeitsgebiete im Großraum der ägyptisch-sudanesischen Ostsahara sei ein Hinweis auf die logistischen Probleme der Organisation und Durchführung solcher Felduntersuchungen gestattet, von deren Lösung die Bewältigung der wissenschaftlichen Aufgaben entscheidend abhängt. Sicher sind die heutigen Wüstenfahrten in Bezug auf ihre Schwierigkeiten und Strapazen nicht zu vergleichen mit den Reisen der frühen Entdecker, wie J. Russeger 1836 - 1838, H. Barth 1849 - 1855, G. Rohlfs/A. Zittel 1873 - 1874 und G. Schweinfurth 1864 - 1910, die neben geographischen und ethnologischen Erkenntnissen auch wichtige Beiträge zur Geologie, Mineralogie und Paläontologie geliefert haben (Klitzsch 1994). Doch auch bei der Durchführung unserer Messkampagnen und Geländeaufenthalte galt es, vor und während der Reisen vielschichtige logistische Probleme zu lösen. Hierzu gehörten z.B. die Beschaffung von ausreichendem Treibstoff und Kochgas, die Behebung technischer Defekte an Fahrzeugen und Messgeräten, die Überwindung rauhen Geländes mit schwer beladenen Fahrzeugen und nicht zuletzt die exakte Orientierung in den auch heute noch kaum erschlossenen Gebieten der Ostsahara. B. Lorenz, der als Geophysiker an einigen unserer Geländeeinsätzen beteiligt war, hat die Probleme einer von Kairo aus ins Wadi Howar bis an die Grenze des Tschad führenden Reise - Gesamtfahrstrecke ca. 7000 km - mit einer Forschergruppe von 14 Personen und 8 Fahrzeugen aus der persönlichen Sicht eines verantwortlichen Navigators in seinem „Sahara-Mond“ dargestellt. Diese eindrucksvolle prosaische Hörfunksendung wurde 1987 vom Sender Freies Berlin ausgestrahlt.

Wenn man die politische, soziologische und wirtschaftliche Situation des Sudans der letzten zehn Jahre betrachtet, erscheint es im Nachhinein erstaunlich, daß die Forschungsprojekte des Sfb 69 ohne ernsthafte Probleme realisiert werden konnten. Der gewaltsame Regierungswechsel im Frühsommer 1989, die prekäre ökonomische Situation - teilweise verursacht durch die großen Dürreperioden der Jahre 1983-1985 und die verheerenden Nilfluten von 1988, der immer noch nicht beendete Bürgerkrieg im Süden des Landes und erneute Dürrejahre 1989 und 1990 - die gesamte Region Kordofan wurde im November 1990 zum Katastrophengebiet erklärt - hatten aufgrund der Stabilität und des logistischen Geschicks unseres sudanesischen Partners (Geological Research Authority of Sudan, GRAS) für uns keine unsere Arbeiten einschränkende Wirkung. Lediglich die offene Parteinahme der Regierungsjunta für den Irak in der Zeit des Golfkrieges führte zu kurzfristiger Einschränkung der Geländetätigkeit, ein Forschungsaufenthalt unseres Teilprojekts mußte deshalb im Frühjahr 1991 ausfallen. Im Februar 1993 konnten die Geländearbeiten abgeschlossen werden.



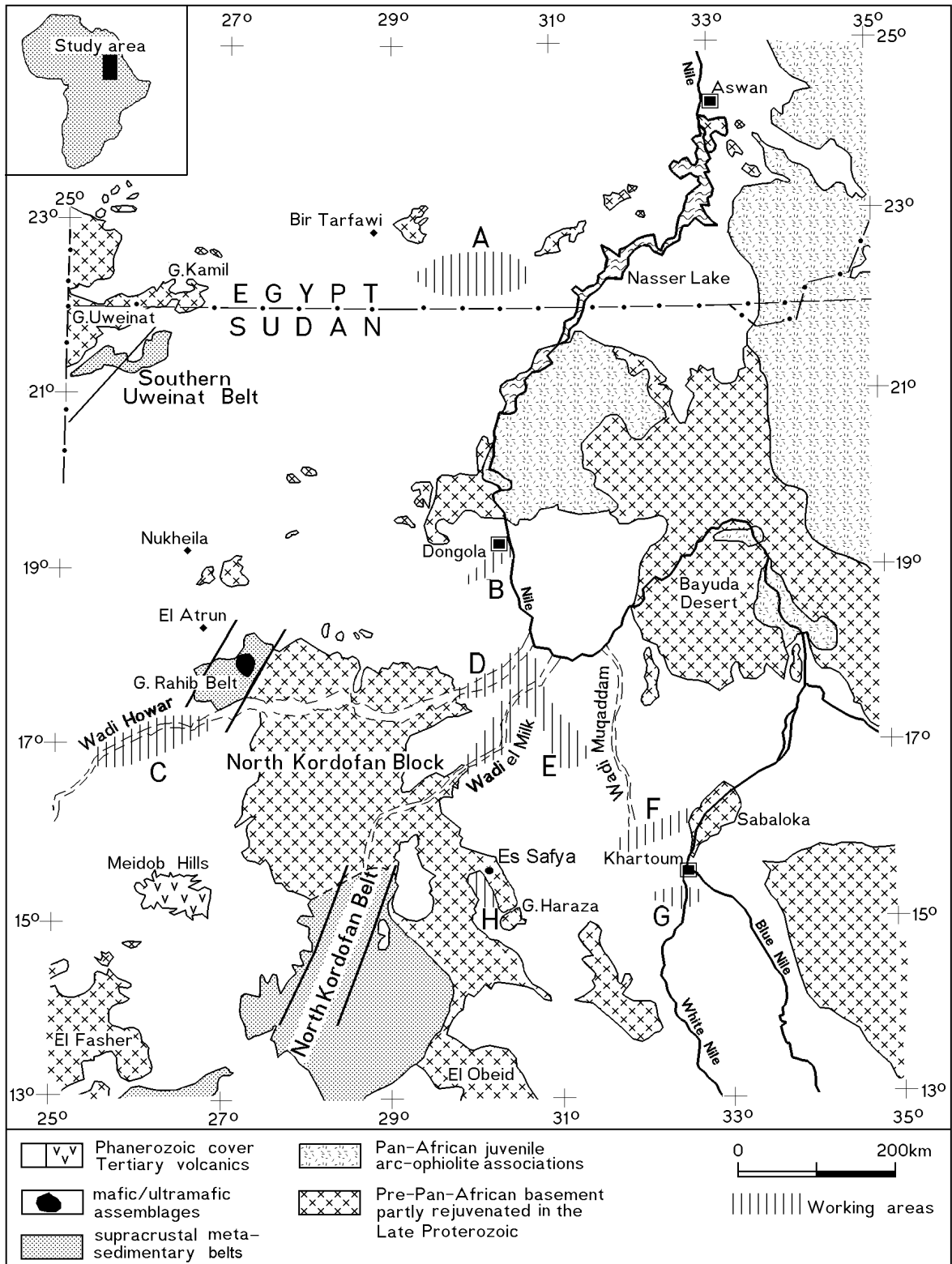


Abb. 1-1: Lage der Arbeitsgebiete des Teilprojektes Geophysik in Südgypen und im Sudan (A-H). Der Es Safya Graben ist mit H gekennzeichnet (ergänzt nach Abdel Rahman et al. 1990).

## 2. Aufgabenstellung

Schandelmeier und Richter arbeiteten 1987 im Rahmen großtektonischer Untersuchungen erstmals im Bereich der Sodiri Scherzone. Zwischen dieser Struktur und dem Ostrand des Nordkordofanblocks auf dem Kristallin des Grundgebirges fanden sie Sedimente, die sie einem vermuteten Kleingraben zuordneten, für den sie einen genetischen Zusammenhang mit der Sodiri Scherzone postulierten. Die schlechten Aufschlußverhältnisse in diesem Gebiet (Bereich H in Abb. 1-1) ließen eine Klärung dieser Frage allein mit geologischen Methoden nicht zu, ergänzende geophysikalische Untersuchungen wurden daher vorgeschlagen.

Die aus den Satellitenbildern interpretierte relativ geringe Ausdehnung von ca. 70 km x 30 km ließ auf eine nicht allzu große Tiefe dieser Struktur schließen. Da das geophysikalische Instrumentarium der Arbeitsgruppe Geophysik nur bedingt Aussagetiefen von mehr als 1000 Meter zuläßt, erschien hier die Durchführung geophysikalischer Untersuchungen mit Methoden der Seismik, Audiomagneto-tellurik (AMT) und Geoelektrik als möglich und erfolgversprechend.

Da wir unsere Geländearbeiten 1989 im Nordbereich des vermuteten Grabens 8 km südlich des kleinen Ortes Es Safya begannen und zu dieser Zeit noch keine Vorstellungen über die regionale Ausdehnung dieser Struktur hatten, wurde der Arbeitsname „Es Safya Graben“ gewählt, der auch in der dieser Arbeit vorausgegangenen Literatur (Brasse et al. 1993, Barazi & Fiedler-Volmer 1993, Schrank 1994, Bussert 1998) Verwendung fand und auch hier weiter gebraucht werden soll, obwohl die Untersuchungsergebnisse zeigen, daß der Ort Es Safya auf dem Basement des nordöstlichen Grabenendes liegt und nicht im eigentlichen Graben (Abb. 1.1)

Die Es Safya Grabenstruktur hat sich auf dem Ostrand des Nordkordofanblockes entwickelt. Im Südosten befinden sich die großen sudanesischen Riftsysteme. Wie der nordöstlich angrenzende Beckenbereich, der sich bis zum Bayuda Basement erstreckt, liegt der Graben (Abb. 2-1) innerhalb der Central African Fault Zone (CAFZ; Fairhead 1988, Schandelmeier & Pudlo 1990).

Hauptaufgabestellung für die Geophysik war die Erkundung der Geometrie der Struktur, d.h. ihrer lateralen Begrenzung und Tiefenlage. Weitere spezielle Fragestellungen ergaben sich im Laufe der Untersuchungen zur Hydrogeologie und Tektonik.

Parallel zu den geophysikalischen Messungen sollte das Gebiet geologisch bearbeitet werden und zwar in Bezug auf die Erfassung der Grabensedimente, der Gesteine der Grabenränder und der tektonischen Strukturelemente sowie ihrer zeitlichen Entwicklung.

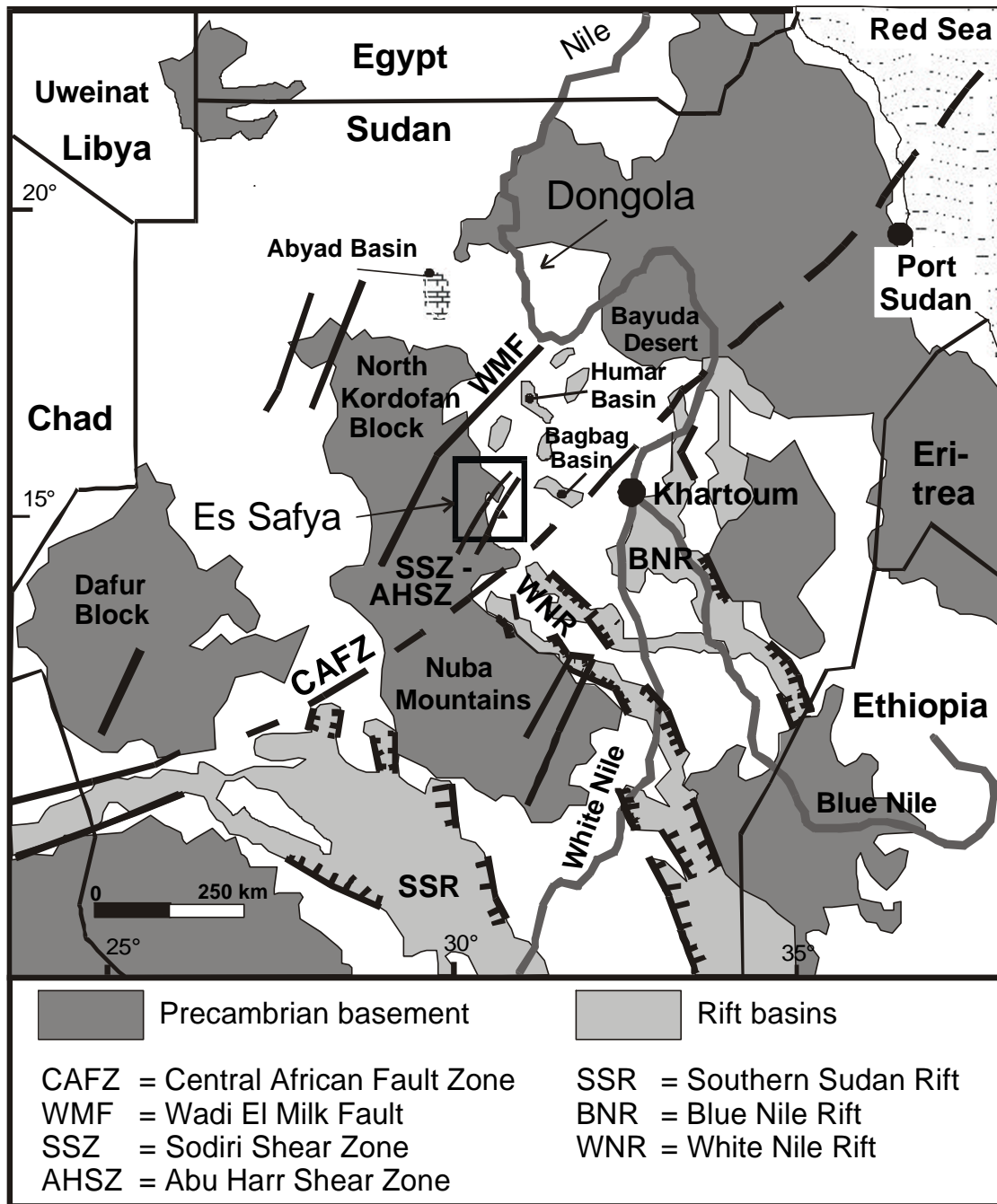
Wichtiger Bestandteil dieser Arbeit war die Einbeziehung von Informationen aus Fernerkundungsmaterial. Dieses gilt sowohl für die visuellen Vorinterpretationen als auch für die Durchführung der Geländearbeiten und der struktureologischen Endinterpretationen sowie die Ausarbeitung der Geologischen Karte 1:300.000 (Fiedler-Volmer, in Vorbereitung).

Wissenschaftliches Hauptziel der kombinierten Untersuchungen war es, Aussagen zu liefern zur regionalen Entwicklung dieser Kleinstruktur und deren Einbindung in die geochronologische und tektonische Geschichte des geologischen Umfeldes.

Eine wesentliche Aufgabe, die sich in allen ariden und semiariden Gebieten unserer Erde vorrangig stellt, ist die Lösung hydrogeologischer Fragestellungen. Unter diesem Aspekt sollten geowissenschaftliche Untersuchungen regionaler Art, die in diesen Bereichen durchgeführt wurden, zumindest als Nebenziel einen Beitrag zur Lösung der Grundwasserproblematik liefern.

Da anzunehmen war, daß das zu untersuchende Becken mit seiner Sedimentfüllung in einer überwiegend aus kristallinem Gestein bestehenden Umgebung auch als Grundwasserreservoir für die Wasserversorgung der Region von großer Bedeutung sein könnte, sollte durch die Klärung des Baues,

durch die Ermittlung der Aquifermächtigkeiten sowie durch sedimentologische Untersuchungen eine Klärung der Grundwasserverfügbarkeit durchgeführt werden.



*Abb. 2-1: Lage des Es Safya Grabens auf dem Ostrand des Kordofanblocks. Wie der nordöstliche angrenzende Beckenbereich mit mehreren Einzelgräben (Bagbag und Humar Becken) liegt die Grabenstruktur innerhalb der Zentralafrikanischen Störungszone (Central African Fault Zone, CAFZ, Schandemeier & Pudlo 1990). Südlich davon befinden sich die großen sudanesischen Riftgräben.*

Die geologischen und geophysikalischen Geländearbeiten sind während vier mehrwöchiger Aufenthalte durchgeführt worden; dabei wurde die Arbeitsgruppe über die geowissenschaftlichen Aufgabenstellungen hinaus mit Fragen der Ökonomie, Ökologie, des Klimas und der Geschichte der Region konfrontiert.

Auf den Geländefahrten im weiten Gebiet des Es Safya Grabens haben wir viele Einheimische kennengelernt, von den Nomaden mit ihren Herden auf der Qoz über die sesshaften Kleinbauern in den Laubhütten im Wadi, den Händlern und Geschäftsleuten in den Ortschaften bis zum Executive Officer des People's Local Council, dessen Haus uns auf der letzten Reise (1993) während eines Aufenthalts in Hamrat el Wuz dankenswerterweise als Wohnung zur Verfügung gestellt wurde. So konnten einige für uns - aus der Sicherheit und Kalkulierbarkeit eines mitteleuropäischen Lebensraumes kommend - eindrucksvolle und nachdenklich stimmende Einblicke in die vielfachen unkalkulierbaren Schwierigkeiten des Lebens in dieser Region der Dritten Welt gewonnen werden.

Um zum Verständnis der Problematik eines Großbezirkes und seiner Zentrale im ariden Gebiet der nördlichen Sahel Zone im Bezug auf Ökonomie und Ökologie in Abhängigkeit vom Klima, Grundwasser und Bodenverhältnissen, beizutragen, sei in dieser Arbeit auch ein kurzer Gesamtüberblick zu diesem Lebensraum gegeben.

### 3. Fernerkundung und Kartographie

Eine grundsätzliche Voraussetzung sowohl für die Durchführung der dieser Arbeit zugrundeliegenden Geländeuntersuchungen als auch für die begleitenden und abschließenden Auswertungen und Interpretationen war die Bereitstellung von Satellitenbild- und Kartenmaterial. Dieses gilt uneingeschränkt ebenso für die Realisierung aller anderen geländebezogenen Forschungstätigkeiten des Sfb 69, die ohne Einsatz von Unterlagen der Fernerkundung nicht möglich gewesen wären.

Die Bedeutung der Satellitenbilder und der Karten als Basis für Kartierungen und Geländeaufnahmen (Profile und Meßpunkte usw.) wird oft übertroffen durch ihre lebenswichtige Orientierungsfunktion in unwegsamem, noch wenig erforschten Regionen fernab jeglicher zivilisatorischer Infrastruktur.

Neben der Entwicklung neuer Fernerkundungs- und Kartographie-Methodiken (z.B. „Building Block“ map development, Meissner 1983, GEOMAPS [Geowissenschaftliches Multibild Auswertungs- und Prozessor System] Schoele 1983) war die kurzfristige Bild- und Kartenversorgung für die verschiedenen Fragestellungen der in unterschiedlichen Arbeitsgebieten in Ägypten (1981-87) und im Sudan (1987-1993) arbeitenden Sfb-Wissenschaftler eine wichtige Servicefunktion der Teilprojekte Fernerkundung (Prof. Dr. F. List, Freie Universität Berlin) und Kartographie (Prof. Dr. B. Meissner, Technische Fachhochschule Berlin).

Um die große - oft nicht genügend reflektierte - Bedeutung der Fernerkundung und Kartographie herauszustellen und zu würdigen, soll im Folgenden ein kurzer Abriß über die Methodik dieser Fachgebiete und ihre Nutzungsmöglichkeiten vor allem im Hinblick auf die Problemstellungen der hier vorliegenden Arbeit gegeben werden.

#### 3.1 Fernerkundung

Mit Fernerkundungsverfahren werden aus einer größeren Entfernung berührungsfrei die Reflexionen elektromagnetischer Wellen der Erdoberfläche und auf ihr befindlicher Objekte gemessen. Aus diesem Datenmaterial können dann je nach Fragestellung und diesbezüglich eingesetzter Meßtechnik Informationen abgeleitet werden. Fernerkundung basiert auf der seit um 1930 etablierten Photogeologie (List 1992). Satellitentechnologie, Neu- und Weiterentwicklung der analogen und digitalen Aufnahmesysteme sowie die Fortschritte in der elektronischen Datenverarbeitung ermöglichen heute eine Erderforschung ausgehend von Flugzeughöhe bis zum Orbit der geostationären Satelliten (z.B. Meteosat, Bahnhöhe 36.000 km).

Passive Systeme (Kameras, Scanner) registrieren die von der Erdoberfläche reflektierte elektromagnetische Sonnenstrahlung. Aktive Systeme (z.B. Radar) strahlen eigenerzeugte Energie ab und nehmen den reflektierten Anteil wieder auf.

Nach dem Start des ersten geowissenschaftlichen Erderkundungssatelliten Landsat 1 (zuerst ERTS 1 [Earth Resources Technology Satellite 1] genannt) im Juli 1972 erlebte die zivile Nutzung von Fernerkundungsdaten weltweit einen gewaltigen Aufschwung. Zuvor waren nur die Bilddaten (Fotos) anderer Trägerformen, z.B. der bemannten Gemini- und Apollo-Flüge, verfügbar. Die geowissenschaftlichen Auswertungen waren mehr methodischer Art und weniger für praktische Anwendungen nutzbar. Im Gegensatz zu der geringen Flächendeckung dieses Bildmaterials lieferte Landsat 1 mit seiner 17 tägigen Wiederholrate genügend Daten, um erstmals große zusammenhängende Flächen bearbeiten zu können (List 1983).

Im Rahmen eines Forschungskontraktes mit der NASA untersuchten List und Mitarbeiter die praktische Anwendung der Satellitenbildtechnik für geowissenschaftliche Fragestellungen. Testgebiet für die Untersuchungen war das Tibestigebirge im Tschad (List et al. 1974, 1975, List 1976, 1983).

Die konsequente Verwendung von Satellitenbilddaten war Grundlage der an der Freien Universität Berlin und der Technischen Fachhochschule Berlin seit 1977 durchgeführten Bestandsaufnahmen als Basis für die Kartenerstellung in Ägypten (z.B. Geologische Karte von Ägypten 1:500.000) und später im Sudan (z.B. 34 Arbeitskarten - „work sheets“ oder „working sheets“ 1:250.000).

Mit der Etablierung des Sfb 69 im Jahre 1981 gewann die Fernerkundung zur unabdingbaren Unterstützung der dort angesiedelten geologischen, hydrologischen, paläogeographischen, klimatologischen, lagerstätten- und bodenkundlichen sowie kartographischen Fragestellungen grundlegende Bedeutung im Rahmen der Berliner Forschungsarbeiten. Fernerkundungsdaten sind somit von größter Wichtigkeit für die geowissenschaftliche Bestandsaufnahme vor allem der großräumigen wenig erforschten Regionen unserer Erde. In diesen weitläufigen Bereichen lassen sich Probleme mit Hilfe der Fernerkundung in überschaubarer Zeitspanne und mit vertretbarem Aufwand lösen.

In letzter Zeit wird die Fernerkundung zunehmend im Rahmen der Städte- und Bauplanung, der Land- und Forstwirtschaft, des Umweltmonitorings bei Desertifikationsproblemen (Grunicke et al. 1993), in der Meteorologie sowie in der Archäologie (Noack 1997) eingesetzt.

Neben den in der klassischen Fernerkundung benutzten elektromagnetischen Parametern können von unterschiedlichen Trägersystemen auch Daten über Potentialfelder (z.B. magnetischer Felder) erfaßt oder aus den durch sie verursachten Satellitenbahnstörungen modelliert werden (Erdgravitationsfeld). Zur Klärung geophysikalischer, geodätischer und ozeanographischer Probleme wird z.B. im Rahmen eines deutsch-französischen Forschungsvorhabens (GeoForschungsZentrum Potsdam/Group de Recherche de Géodésie Spatiale/Toulouse) aus der Analyse von Bahnstörungen von 34 mit optischen Geräten, Laser- und Mikrowelleninstrumenten ausgerüsteten Satelliten mit Orbit-Höhen zwischen ca. 200 km und 20.000 km ein Erdschweremodell (GRIM4-S4-Modell) entwickelt, das die Geoidabweichungen zwischen +80 m und -100 m zum an die Erdoberfläche bestangepaßten Ellipsoid mit einer Genauigkeit von  $\pm 1$  m darstellt (Schwintzer 1997).

Zusätzlich zu flugzeuggestützten geomagnetischen Messungen – vor allem für Erzexplorationszwecke – haben viele Satelliten Datenmaterial über das erdmagnetische Hauptfeld geliefert, die Aussagen zu den Feldverteilungen vom Erdkern bis zur Lithosphäre ermöglichen (Langel 1997). Neue Erkenntnisse sowohl im Bereich der Gravimetrie als auch der Geomagnetik werden von der deutschen Champ-Satelliten-Mission erwartet, die 1999 ins All gehen soll. Durch die relativ niedrige polnahe Umlaufbahn (300-500 km) und vor allem den für viele Jahre geplanten Flugeinsatz sollen Messungen der zeitlichen Variation der Felder möglich werden.

Für die vorliegende Arbeit war eine detaillierte geologische Geländeaufnahme aufgrund der Weitläufigkeit des Untersuchungsgebietes sowie der zeitlich begrenzten Aufenthaltsdauer nicht durchführbar, deshalb wurden die Einsatzmöglichkeiten des vorhandenen Fernerkundungsmaterials genutzt. Im Vordergrund stand hierbei die visuelle Interpretation von Luft- und Satellitenbildern.

Die Bildinterpretation sollte von vorne herein neben den Geländebefunden und den Laboruntersuchungen als eigenständige Informationsquelle gewertet werden, da oft die Ergebnisse von Geländekartierung und Bildauswertung nicht deckungsgleich sind (Meissner 1978). Dieses liegt nicht an den in der Vieldeutigkeit mancher Bildelemente begründeten Über- oder Fehlinterpretationen, sondern daran, daß der unterschiedliche Aufnahmemaßstab und die unterschiedliche „Sicht“ in anderen Wellenlängenbereichen eine Betrachtung des gleichen Objekts unter einer anderen Perspektive bedeuten. Die hierdurch auftretenden Differenzen dürfen nicht als Fehler, sondern als Zugewinn angesehen werden (Meissner 1993). Unterschiede treten auch zwischen den Interpretationsergebnissen von Bildmaterial verschiedener Remote-Sensing-Verfahren auf. Meissner und Teherani (1984) nutzten diese systembedingten Abbildungsdifferenzen als Informationsgewinn. Eine erfolgreiche Interpretation erfordert topographische, geographische und sogar ethnographische Kenntnisse. Sie wird durch die Bewertung und Einbeziehung allen vorhandenen Literatur- und Kartenmaterials vervollständigt (Meissner 1993). Fernerkundung ohne topographische und thematische Geländedaten liefert keine vernünfti-

gen Ergebnisse (List 1983). Ground checks sind unabdingbar. Dieses gilt nicht nur für die Interpretationsüberprüfung. Durch Bild-Boden-Vergleiche wird der Auswerter erst mit dem Lesen der Satellitenbilder vertraut und ist dann in der Lage, aus der Informationsvielfalt das für ihn thematisch Interessierende herauszufiltern. In vielen Fällen kommt es bei der Interpretation zu neuen, anfänglich nicht bekannten Problemansätzen und innovativen Fragestellungen, deren Lösung wiederum Geländebegehungen notwendig machen. Die kontinuierliche Wechselwirkung zwischen Bildauswertung und Geländearbeit führt über den Zeitraum der Untersuchungen zu wachsender Interpretationssicherheit und somit zu immer schnellerem Interpretationsfortschritt.

### 3.1.1 Aufnahmesysteme

Neben der Nutzung unterschiedlicher Trägerformen wie Satelliten und Flugzeuge unterscheiden sich die Aufnahmesysteme durch ihre Sensorentchnik und die Parameter der aufgenommenen Energie.

#### 3.1.1.1 Satelliten-Aufnahmesysteme

Die optimale Nutzung von Fernerkundungsdaten sowohl für die visuelle Auswertung als auch für spezielle digitale Klassifizierungen setzt die Kenntnis der spezifischen Parameter der unterschiedlichen Aufnahmeverfahren und ihrer Trägersysteme voraus.

Die Bahndaten der Satellitenplattformen Landsat 1-5 und Spot sowie des Space Shuttle (STS-2) sind in Tab. 3.1 dargestellt.

Träger	Flughöhe (km)	Inklination (Neigung der Flugbahn zur Äquatorebene)	Umlaufdauer	Erfassung eines Gebietes alle	Aufnahmesystem	Auflösung
Landsat 1-3	915	99°	103 min	18 d	MSS, RBV	80 m
Landsat 4; 5	705	98,2°	99 min	16 d	MSS, TM	30 m
SPOT	832	98,7°	101 min	26 d	HRV	10 m
Space Shuttle	250	38°			MOMS, SIR*	SIR 25 m
Seasat	800	108°	101 min		SAR, SASS	SAR 25 m

\* keine komplette Erfassung der Erde, nur experimentelle Ergebnisse

**Tab 3.1:** Parameter von Satelliten- und Aufnahmesystemen.

#### - Landsat Multispektral Scanner (MSS)

Mit Hilfe eines oszillierenden Spiegels tasten die Multispektral Scanner (MSS) die Erdoberfläche in einem etwa 185 km breiten Streifen senkrecht zur Flugrichtung ab. Das von der Erdoberfläche reflektierte Sonnenlicht wird mit vier Detektoren pro Zeile (Scanline) im sichtbaren Wellenlängenbereich und im nahen Infrarot aufgezeichnet. Die kleinsten auflösbaren Bildelemente (Pixel) haben bei Aufnahmen dieser älteren Satelliten eine Größe von 79 m x 79 m. Durch das Abtasten der Scanner in Zeilenrichtung kommt es zum Überlappen der Pixel, die tatsächliche Bildpunktgröße ist deshalb nur 79 m x 58 m. Eine Satellitenbildszene deckt eine Fläche von 34.225 km<sup>2</sup> ab.

Die vier Kanäle des MSS von Landsat 1-3 erfassen Wellenlängen zwischen 500 nm und 1100 nm, bei den moderneren Satelliten wurde der Empfindlichkeitsbereich auf 450-1250 nm erweitert. Die Aufnahme erfolgt auf 7 Kanälen. Das Wellenlängenspektrum der 4-Kanal-MSS Bilder, die im Rahmen dieser Arbeit bearbeitet wurden, liegt in folgenden Bereichen: Kanal 4 bei grün – orange (Wellenlänge 500-600 nm), Kanal 5 orange – rot (600-700 nm), Kanal 6 rot einschließlich nahes Infrarot (IR)(700-800 nm) und Kanal 7 nahes IR (800-1100 nm).

Parallel zum MSS wurde bei den Befliegungen der Landsat-Satelliten auch das Return-Beam-Verfahren eingesetzt.

#### **- Landsat Return Beam Vidicon (RBV)**

Bei Landsat 1 und 2 registrierten drei Fernsehkameras simultan ein Oberflächenareal von 185 km x 185 km mit einer Auflösung von 80 m in drei Spektralbereichen zwischen 480 – 830 nm. Die Datenaufzeichnung erfolgte auf den Kanälen 1-3 (Registrierung des MSS auf 4-7, s.o.). Das Return-Beam-Verfahren von Landsat 3 erfaßte das von der Erdoberfläche reflektierte Licht mit zwei identischen Kameras im Bereich des sichtbaren Spektrums (510-750 nm). Der doppelten Erdbodenauflösung gegenüber Landsat-MSS von 39 m x 39 m pro Pixel steht die Aussageschwäche einer nur einkanalen Aufnahme gegenüber. Wegen der besseren Auflösung und der ausgeprägten Schräglichtbeleuchtung, die eine deutlichere Licht-Schattendarstellung bewirkt, lassen sich jedoch Relief und reliefparametrimmanente Gesteinseinheiten besser und detaillierter erkennen als auf MSS-Aufnahmen (Ripke 1988). Das RBV System erlangte jedoch keine große operationelle Bedeutung (Koch 1995)

#### **- Landsat Thematic Mapper (TM)**

Ab 1982 wurde die Landsat 4 bzw. 5 Generation mit einem verbesserten Aufnahmesystem eingesetzt. Die technischen Modifikationen und Erweiterungen ermöglichen eine vierfach größere räumliche Auflösung (30 m x 30 m) und eine höhere spektrale radiometrische Empfindlichkeit. Die Aufnahme erfolgt auf 7 Spektralkanälen, deren Einzeldaten zu definierten Anwendungsbereichen herangezogen werden können, z.B. ist der Spektralbereich des TM-Kanal 5 (1550-1750 nm, mittleres Infrarot) besonders für geologische Kartierungen geeignet, da im Spektralbereich um 1600 nm die meisten Gesteine ihre höchsten Reflexionswerte aufweisen. Der ebenfalls speziell für geologische Untersuchungen eingerichtete Kanal 7 (2080-2350 nm, mittleres Infrarot) macht besonders eine Identifizierung von Tonen und Karbonaten möglich, die eine markante Absorption bei 2200 nm aufweisen (Koch 1995). Eine weitere Verbesserung gegenüber dem MSS-System von Landsat 1 bis 3, das nur Falschfarbenbilder liefern konnte, ist die Spektralerweiterung des TM durch den Kanal 1, der im blaugrünen Wellenlängenbereich (450-520 nm) aufnimmt. Hierdurch ist es möglich, Bilder in den natürlichen Farben der Erdoberfläche zu produzieren.

Ausführliche Beschreibungen der Landsat-Systeme finden sich u.a. bei Bähr und Vögtle (1991), Campbell (1987), Colwell (1983), Drury (1987), Kronberg (1985), Lillesand und Kiefer (1987), NASA (1976, 1982, 1984), Sabins (1986), Siegal und Gillespie (1980).

Für das Untersuchungsgebiet standen zur Zeit der Bearbeitung noch keine TM-Aufnahmen zur Verfügung.

#### **- Spot High Resolution Visible (HRV)**

Neben der hohen Auflösung von 10 m x 10 m Pixelgröße ermöglichen seit 1989 die Daten des französischen SPOT-Satelliten (Système Probatoire d' Observation de la Terre, Flughöhe 800 km) einen stereoskopischen Auflösemodus in drei Wellenlängenbereichen [500-590 nm (grün), 610-680 nm (rot), 790-890 nm (nahes Infrarot)] und damit Aussagemöglichkeiten über Relief und Geländehöhen. Spot arbeitet nicht mit dem oszillierenden, mechanischen Scanspiegel der Landsat-MSS und -TM-Systeme, sondern mit einer optoelektronischen Abtastung, wie sie auch für den deutschen Modular-Optoelectronic-Scanner (MOMS) entwickelt wurde, der erstmals 1983 auf der Space Shuttle-Mission STS 7 getestet wurde. Die lichtelektrischen Photodetektoren dieser sogenannten „Pushbroom-Scanner“ erzeugen elektrische Signale proportional zur Anzahl auftreffender Lichtquanten. Helligkeitsunterschiede von Oberflächen werden so aufgrund differenzierter Korpuskularstrahlung erfaßt und können in 126 Graustufen dargestellt werden. Albertz et al. (1990) entwickelten und implementierten eine Methode, mit der die hohe geometrische Auflösung der Spot-Daten mit der hohen radiometrischen



Auflösung der TM-Daten korreliert werden kann. Die so hergestellten Bilder ermöglichen eine erheblich größere Informations-Extraktion. Für das Arbeitsgebiet liegen keine HRV-Aufnahmen vor.

#### **- Satelliten-Radar (SIR)**

Satellitenradar ist ein aktives Fernerkundungsverfahren, das im Mikrowellenbereich arbeitet (s.o.). Seit 1978 werden Radaraufnahmen mit unterschiedlichen Aufnahmesystemen durchgeführt. Träger war anfänglich der Satellit Seasat und seit 1981 ein Space-Shuttle. Das Shuttle-Image-Radar-System (SIR-A, 1981 und SIR-B, 1984) nahm im Mikrowellenbereich NE verlaufende 50 km breite Oberflächenstreifen in Afrika auf, die auch schmale Gebiete des Nordsudans abdecken. Die recht hohe Auflösung wird durch die Zusammenfassung aneinandergereihter Radarrückstreusignale in einem Prozessor zu einer synthetischen Apertur (Synthetic Apertur Radar - SAR) erreicht. Seasat war mit einem SAR-Radar im X Band (2,5-4 cm) ausgerüstet. SIR-A und B registrierten mit einem L-Band SAR (15-30 cm) mit einer Auflösung von 40 m x 40 m (Kronberg 1985). Seit 1994 sind zwei Missionen des Space Shuttle Endeavour geflogen worden. Der Shuttle war mit einem SIRC/X-SAR System ausgerüstet, das in drei Wellenbereichen, dem X-Band (2,5-4 cm), C-Band (4-15 cm) und im L-Band (15-30 cm) registrierte. Die Auflösung betrug 25 m x 25 m. Vorteilhaft ist, daß die aktiven Radarsysteme Tag und Nacht eingesetzt werden können und auch bei dichter Bewölkung qualitativ gute Bilder liefern.

McCauley et al. (1982, 1986) haben mit Space-Shuttle-Image-Radaraufnahmen (SIR-A, SIR-B) und Groundpenetrating Radar neogene und quartäre Paläoentwässerungssysteme im Nordwestsudan identifiziert. Die mit Sand bedeckten subrezentenn Rinnensysteme wurden „Radar Rivers“ genannt und von den Autoren dem kontrovers diskutierten Trans-African-drainage-system (TADS) zugeordnet (Kröpelin 1993). Diese Strukturen sind auch in MSS-Szenen erkennbar und bereits von Klitzsch, List und Meissner (pers. Mitt.) als Paläorinnen interpretiert worden. Für die auf lateralen Feuchtigkeits- und Korngrößendifferenzen basierende Erfassung lineamenthafter räumlich begrenzter Entwässerungsnetze in Lockersedimenten sind Satelliten Radar Aufnahmen jedoch sicherlich eine wertvolle Informationsergänzung zu den ein großflächigeres Kartieren ermöglichenden MSS-Bildern. Auch horizontal liegende Gesteinsschichten mit feintexturierten Oberflächenformen, die im Luft- und Satellitenbild nicht erkennbar sind, lassen sich aufgrund der reliefverstärkenden Aufnahmetechnik im Radarbild gut interpretieren. Endriszewitz (1988) unterscheidet mit Hilfe von Radaraufnahmen die Zusammensetzung von Lockermaterialien in Wadibetten.

Ziel des Endeavour-Fluges 1994 war auch die Aufnahme archäologischer Objekte in China (Seidenstraße, Chinesische Mauer) und in Kambodscha (Tempelanlagen von Angkor). Seit dieser Zeit ist Space-Radar ein wichtiges Hilfsmittel in der archäologischen Forschung geworden. (Geoarchäologie aus dem Weltraum – wenn der Satellit den Spaten ersetzt, Noack 1997).

#### **3.1.1.2 Flugzeuggestützte Aufnahmesysteme**

Die Radaraufnahmen der Endeavour-Raumfähre über Angkor wurden in jüngster Zeit mit Hilfe eines NASA-Spezialflugzeuges und einer anderen Radar-Aufnahmetechnik, die das Blattwerk des Dschungels besser durchdringt, verdichtet. Hierdurch gelang die Auffindung weiterer bislang unbekannter Tempel (DER SPIEGEL 9 /1998).

#### **- Luftbilder**

Die wichtigsten Produkte flugzeuggestützter Aufnahmesysteme sind fotografische Aufnahmen der Erdoberfläche, die Luftbilder.

Auf panchromatischen Filmen wird das sichtbare Spektrum (510-750 nm) der reflektierten elektromagnetischen Wellen aufgenommen. Materialbedingte Reflexionsunterschiede erzeugen bei Schwarzweiß-Fotografien Grautonunterschiede auf den Bildern. Die Weitwinkelaufnahmen aus ariden und

semiariden Regionen haben meist ein Format von 18 cm x 18 cm. Bildreihen und -zeilen decken das Überfliegsgebiet ab. Auf Einzelbildern im Maßstab von etwa 1:40.000 werden ca. 52 km<sup>2</sup> der Erdoberfläche dargestellt. Ein Vorteil gegenüber den Satellitenaufnahmen ist die große Überlappung der Luftbilder - durch die Längsüberdeckung von ca. 60 % ist eine stereoskopische Betrachtung möglich, die Aussagen zum Bodenrelief zuläßt - und ihre höhere Auflösung, die eine Identifizierung kleinerer Strukturen (Kluftsysteme, Entwässerungsspuren usw.) möglich macht. Satellitenbilder haben wiederum den Vorteil der größeren Bodenabdeckung, der relativ einheitlichen Geometrie und der höheren Informationsvielfalt. Letzteres beruht auf der vielkanaligen digitalen Aufzeichnung nicht nur des sichtbaren Wellenlängenbereichs, sondern auch des kurz- und langwelligen (thermalen) Infrarots (Ripke 1988).

Luftbildinterpretationen wurden in dieser Arbeit für die Strukturermittlung der in den Satellitenbildern als dunkle Flächen erscheinenden anorogenen Körper eingesetzt, für die Klärung des Verlaufs von kleinen Störungslineamenten und Dikes, sowie für Differenzierungsversuche zwischen Basementgesteinseinheiten. Luftbilder des „Sudanese Survey Department, Air Photo Lab“ von einigen Regionen des Untersuchungsgebietes standen hierfür zur Verfügung. Die Aufnahmen von mehreren zu verschiedenen Zeiten - wahrscheinlich Ende der 70er Jahre - durchgeführten Überfliegungen weisen oft von Bild zu Bild und Flugreihe zu Flugreihe sehr unterschiedliche fotografische Qualität auf. Dieses und die oft mangelhafte Überlappung der Bildreihen erschwerten die Interpretation.

### 3.1.2 Klimatische und temporäre Einflüsse auf Fernerkundungsdaten

Für die Qualität, den Aussagewert und den Inhalt von Satellitenbildern und Luftbildern sind Jahres- und Tageszeit von Bedeutung.

Die Datenerfassung sollte in wolkenfreien Perioden durchgeführt werden. Sandstürme und die im Nordsudan häufigen „haboob“ genannten Staubstürme, die z.B. Khartoum vierundzwanzigmal im Jahr heimsuchen (Goudie 1983), machen das Datenmaterial unbrauchbar. In der Regenzeit kommt es in normalen Regenjahren zu einer deutlichen Zunahme und Wiederbelebung der Vegetation in der Sahelzone und den südlichen Sahararandgebieten. Dieses führt zu einer großen Veränderung der Oberflächenreflexion. Die im Rahmen der hier vorliegenden Arbeit genutzten Daten sind am 22.10. und 9.11.1972, sowie am 19.1. und 24.2.1973 aufgenommen worden, d.h. in etwa nach Ende der Regenzeit 1972 und in der trockenen Periode des Jahres 1973. Die Vegetationsveränderung in diesem kurzen viermonatigen Zeitintervall ist nicht anhand von Reflexionsunterschieden erkennbar. Aufnahmen aus der Trockenzeit ermöglichen bestes Erkennen geologischer und morphologischer Formen (List 1990). Für viele geowissenschaftliche und vor allem Landnutzungsfragestellungen sind multitemporale Aufnahmen über das Jahr, welche die Oberflächen sowohl in der Regen- als auch in der Trockenzeit darstellen, eine große Interpretationshilfe.

Neben diesen durch Jahresklimawechsel bedingten Datenunterschieden können auch Aufnahmen, die zur gleichen Jahreszeit in verschiedenen Jahren aufgenommen wurden, stark differieren. Die Daten der Satellitenbilder, die in dieser Arbeit verwendet wurden, stammen aus Flügen der Jahre 1972 und 1973 (s. o.). Der Ausfall der Regenfälle 1982 bis 1985 (siehe Kap. 4.4.1) führte zu einem großflächigen Absterben der Vegetation sowohl im Arbeitsgebiet als auch im gesamten Nordsudan. Ein Vergleich der aus den Satellitenbildern zu entnehmenden Vegetationsbedeckung der Zeit vor der Dürre mit dem auf Geländebegehungen in den Jahren 1989-93 vorgefundenen Bewuchs zeigt das noch vorhandene große Defizit der rezenten Vegetation auf.

Aus der Vergleichsmöglichkeit verschieden alter Aufnahmen ergibt sich die Erkennungsmöglichkeit längerperiodischer Vorgänge, z.B. der Verschiebung von Wüstengrenzen durch klimatische Aridifizierung (Kröpelin 1993), der Beobachtung von Degradationserscheinungen durch anthropogene Desertifikationsauswirkungen und anderen Umweltschäden.

Auch die Tageszeit ist bei den Datenregistrierungen von Bedeutung. Um aus den Bildern gute Informationen über das Oberflächenrelief erhalten zu können, sollten die Aufnahmen bei morgendlicher Beleuchtung durchgeführt werden. Der niedrige Sonnenstand erzeugt dann die gewünschte Schattenplastik.

Koch (1995) beschreibt den Einfluß atmosphärischer Bedingungen wie Temperatur, Luftfeuchte und Druck auf die Satellitendaten, der durch eine sogenannte „Dunstkorrektur“ eliminiert werden kann.

### 3.1.3 Satellitenbildbearbeitung für digitale Klassifizierung und visuelle Interpretation

Ausführliche Beschreibungen der in der digitalen Bildverarbeitung von Satellitendaten angewandten Verfahren finden sich u.a. in Bähr und Vögtle (1991), Gonzalez und Wintz (1987), Hord (1982), Jensen (1986), Koch (1995), Lillesand und Kiefer (1987), Richards (1992), Schowengerdt (1983).

Mit den o.g. Sensorsystemen werden unterschiedliche physikalische Eigenschaften der erfaßten Objekte aufgezeichnet. Thematische und physikalische Interpretationen aus den aufgenommenen Reflexions- und Textur-Parameter-Daten lassen Rückschlüsse auf die physikalische und morphologische Beschaffenheit des Untersuchungsgebietes zu. Die Datenaufnahme kann somit im weitesten Sinne als topographisches und geologisches Kartieren verstanden werden (List 1990).

Mit Bildverarbeitungsverfahren können Reflexions- und Texturwerte hervorgehoben, extrahiert, analysiert und klassifiziert werden. Die Zuordnung von Fernerkundungsdaten kann durch visuelle oder digitale Klassifizierung vorgenommen werden. Neben der großen räumlichen Abdeckung durch Satellitenbilddaten ist ihre schnelle Verfügbarkeit von großer Bedeutung. Zum einen macht es ihre Verwendung für Vorinterpretationen und anschließender resultatsbezogener Geländeüberprüfung möglich, in relativ kurzer Zeit Kenntnisse über die Struktur und die geologisch-tektonische Geschichte eines großflächigen Gebietes zu erhalten, zum anderen kann hierdurch die Herstellungszeit des notwendigen Kartenmaterials drastisch verkürzt werden (Meissner 1993, List et al. 1990).

Die im Rahmen des Sfb 69 benutzten Satellitenbilder, die in den ersten Jahren als 1-Kanal-Schwarz-Weiß-Abzüge, später als 3-Kanal-Farbbilder vorlagen, wurden an der Freien Universität Berlin (Institut für Angewandte Geologie, Abteilung Fernerkundung, Sfb Teilprojekt G1) mit dem interaktiven Bildverarbeitungssystem GEOMAPS hergestellt (Schöle 1983). Durch die Entwicklung adäquater Software war eine Bildverbesserung und Bildklassifikation sowie die Bearbeitung spezieller Fragestellungen möglich (List 1983).

Gleichzeitig wurden zur automatischen Klassifizierung der raumstationären multispektral erfaßten Bilddaten bodenstationäre Messungen mit Radiometern und Fernsehkameras zur Erfassung der spektralen Reflexion von natürlichen Gesteinsoberflächen und den spezifischen Reflexionswerten unterschiedlicher Gesteinsarten (Ground Truth Messung) zur Erstellung von Referenzdaten durchgeführt (Richter 1983 a, b).

Die auf Magnetbändern gespeicherten Satellitenbilddaten können durch Optimierung einzelner Spektralbereiche zu Farbbildern kombiniert werden. Diese Farbkombinationsbilder stellen das unterschiedliche Verhalten von drei Spektralbereichen in Farbdifferenzen dar.

Die vier Kanäle des MSS-Scanners ermöglichen bedeutend weniger Farbkombination als die sieben Kanäle des Thematic Mapper Systems. Für die Anwendung im Rahmen geologischer Fragestellungen werden - wie auch in der vorliegenden Arbeit - überwiegend Kkombinationen aus den Kanälen 4, 5 und 7 verwendet, da die Kanäle 6 und 7 eine hohe Korrelation aufweisen und Kanal 7 darüber hinaus einen größeren Spektralbereich als Kanal 6 abdeckt (Koch 1995). Durch Bildverarbeitung ist es möglich, materialbedingte Reflexionsunterschiede zu verstärken. Hierdurch können thematische Zusammenhänge deutlicher gemacht werden (Meissner 1990).

Zur Unterscheidung verschiedener Oberflächenmaterialien (Bodenfeuchte, Vegetation usw.) lassen sich aus Landsat Daten durch rechnergesteuerte Manipulationen Ratioszenen aus verschiedenen Spektralbändern herstellen. Auf diesen Ergebnisbildern werden alle redundanten Informationen eliminiert und verdeckte Hinweise hervorgehoben (Steffan 1983).

Zur Problemlösung der Streuung der Grautonwerte von abgebildeten Gesteinseinheiten, die meist durch die von der Oberflächenmorphologie verursachte Bildtextur hervorgerufen wird und die eine signifikante lithologische Unterscheidung nicht möglich macht, werden ebenfalls Ratiobilder aus verschiedenen Spektralkanälen herangezogen. Durch weitere Bildverarbeitung ist eine Kombination mehrerer Ratiobilder zu einem Falschfarnebild möglich, auch hierdurch können geringe Grautonunterschiede und Differenzen im Spektralverhalten deutlicher gemacht werden (Burger 1983). Ratio-Verfahren wurden erfolgreich bei Remote Sensing Identifizierung von Fe-Mineralanreicherungen eingesetzt (Bauer 1990, Kaufmann 1988). So sind limonitische Oberflächen (Eisenerzkrusten und eisenhaltige Verwitterungsböden) auf Ratio-Bildern (z.B. Ratio TM 3/1) deutlich erkennbar (List 1990).

### 3.1.3.1 Interpretationsgrundlagen

Art und Intensität der Wechselwirkung zwischen Sonnenstrahlung und Erdoberfläche sind wellenlängen- und materialabhängig. Aufgrund ihrer unterschiedlichen stoffbedingten spezifischen Spektralverhalten ist die Differenzierung von aufgenommenen Geländeobjekten möglich. Diese individuellen Parameter (Spektralsignaturen) sind Erkennungsmerkmale und bilden die Grundlage für die Auswertung von Fernerkundungsdaten sowohl für die visuelle Interpretation als auch für die digitale Klassifizierung. Neben der stofflichen Zusammensetzung ist für Reflexion, Streuung, Absorption und Transmission der einfallenden Strahlung die Oberflächenbeschaffenheit von Bedeutung.

#### - Reflexionsverhalten von Gesteinen

Da Gesteine heterogene Mischprodukte sind, setzt sich die Gesteinsspektralsignatur aus den Mineralsignaturen der am Gesteinsaufbau beteiligten Mineralien zusammen. Besonderen Einfluß auf das optische Verhalten (Reflexion, Absorption) hat bei Gesteinskörpern in Bezug auf die Abstrahlungscharakteristik die Oberflächenstruktur, die Porosität, sowie der Feuchtigkeitsgehalt.

Zum Beispiel unterscheiden sich mineralogisch gleichartige Gesteine in ihrem Reflexionsverhalten aufgrund von unterschiedlicher tektonischer Beanspruchung oder Verwitterungsstärke. Unverwitterte schwach geklüftete Gesteinsserien besitzen ein bedeutend größeres Reflexionsvermögen als stärker verwitterte und zerklüftete (Koch 1995). Sekundäre Mineralisierungen (Eisen- und Mangankrusten) im Oberflächenbereich können das darunter anstehende unveränderte Gestein maskieren (Bähr & Vögtle 1991) oder zumindest die Spektralsignale modifizieren (Sultan et al. 1987). Die Imponderabilien der o.g. Phänomene beeinflussen stark die Interpretationssicherheit. Umfassende Untersuchungen zur Bestimmung von Mineral- und Gesteinsspektren haben Hunt und Salisbury (1970, 1971, 1976) durchgeführt.

#### - Reflexionsverhalten von Böden und Vegetation

Böden zeigen ein ähnliches Reflexionsverhalten wie Gesteine. Materialbezogener Parameter ist hier ebenfalls der Mineralbestand (u.a. der Gehalt an Eisenverbindungen). Hinzu kommt die Korngröße. Neben der Struktur (Rauigkeit) der Bodenoberfläche wirkt sich besonders die Bodenfeuchte auf das Reflexionsvermögen aus.

Da Vegetation ein deutlich anderes Reflexionsverhalten als unbewachsene Böden und Gesteine zeigt, ist eine Differenzierung leicht möglich. Aufgrund des hohen Absorptionsvermögens von Chlorophyll reflektiert grüne Vegetation das sichtbare Licht sehr schwach (Minimum bei 630 nm, MSS-Kanäle 4+5, TM Kanäle 2+3). Im Bereich des mittleren Infrarot (TM Kanäle 5+7) zeigt Vegetation ebenfalls deutlich niedrigere Reflexionswerte als Gesteine und trockene Böden. In den Spektralbe-

reichen des roten Lichts, steigt das Reflexionsvermögen der Vegetation und erreicht im Bereich des nahen Infrarot (MSS-Kanäle 6+7, TM Kanal 5) höhere Werte als anorganische Materie (Koch 1995). Neben den materialabhängigen Faktoren (s.o.) beeinflussen sowohl bei Gesteinen als auch bei Böden materialunabhängige Parameter wie der Geländeverlauf (Hangneigung usw.) und die Oberflächenexposition zur Sonneneinstrahlung (z.B. bei Glimmerschiefern) das Reflexionsverhalten und somit die Deutlichkeit der Spektralsignaturen.

#### - Texturanalyse

„Die Häufigkeit eines Grautonwechsels innerhalb einer Bildfläche, die durch sich wiederholende kleine Geländeobjekte entsteht“ definiert Kronberg (1984) als Textur eines Luftbildes. Aufgrund der geringen Auflösung und des kleineren Maßstabes werden im Satellitenbild Einzelobjekte flächenhaft zusammenhängend dargestellt. Doch kann auch hier die Ausprägung dieser Flächen durch das periodische Auftreten lokaler Muster (Bildtextur) charakteristisch sein und spezifisch einer bestimmten Gesteinsart zugeordnet werden. Durch diese Texturunterschiede ist die Differenzierung und großräumige Kartierung von lithologischen Einheiten unterschiedlicher Genese möglich. Die Ausbildung markanter Bildtexturen durch Lineamentmuster oder Reliefformen läßt auch Rückschlüsse auf die Tektonik und die Verwitterung zu. Texturanalysen können vor allem in ariden Gebieten zu einem wichtigen zusätzlichen Interpretationsmittel werden. Da nicht durch Vegetation kaschiert, zeigen die Gesteine dieser Regionen in den Bildern eine ausgeprägte Textur, die jedoch wiederum zur großen Streuung der Reflexionswerte führt und hierdurch eine Interpretation auf der Basis der Klassifizierung der Spektralsignaturen allein schwierig macht.

Die Texturerkennung in einem Satellitenbild wird durch die Anwendung von Filterverfahren vereinfacht. Die Varianz der durch die natürliche Textur bewirkten Grauwertveränderungen läßt sich errechnen und in Form eines einkanaligen Bildes oder einer aus speziellen Kanälen erzeugten Bildkombination darstellen (s.o.). Die Texturunterschiede können dann visuell ausgewertet (List et al. 1992) oder automatisch klassifiziert werden. Interpretationssicherheit bei der visuellen Texturanalyse ist nur durch Erfahrung und vor allem durch umfassende Geländekenntnis des Interpreters gegeben. Als Zusatzmerkmale für lithologische Differenzierung mit digitaler Bildbearbeitung führte Burger (1980) quantitative Parameter zur Texturbeschreibung ein.

#### 3.1.3.2 Digitale Klassifizierung

Die multispektrale Klassifizierung läßt sich in unüberwachte und überwachte einteilen. Grundlage für unüberwachte Techniken sind rechnergesteuerte unterschiedliche Clusterbildungen aus Bildpixeln. Vier Verfahren werden unterschieden, bei denen das Rechnerprogramm die Klassifizierung selbständig ausführt (Koch 1995).

Für die Durchführung überwachter Klassifizierung stehen ebenfalls mehrere Verfahren zur Verfügung. Die Parameter zur Festlegung der Klassifizierungskategorien werden aus vom Anwender definierten Trainingsgebieten ermittelt, deren Auswahl auf Bodeninformationen (ground truth) beruhen. Für interaktiven Eingriff durch den Bearbeiter bestehen verschiedene Möglichkeiten (Koch 1995).

Oberflächeneinheiten mit homogenen spektralen Reflexionseigenschaften (z.B. Böden, Vegetationsbedeckung) lassen sich digital relativ gut klassifizieren. Oft ist jedoch eine geologiebezogene Anwendung digitaler Auswertetechniken problematisch. Da – wie bereits oben erwähnt – das Reflexionsverhalten von Gesteinsflächen nicht nur von internen materialspezifischen, sondern auch von externen Parametern wie der tektonischen Überprägung (Reliefbildung, Zerklüftung), Verwitterungsprozessen (Schutt- und Bodenbildungen) sowie der Vegetationsbedeckung abhängt, kann es zu Fehlklassifizierungen kommen. Aufgrund von überlagernden Grautonintervallen erbrachten z.B. multispektrale, automatische Klassifizierungsverfahren, die Endriszewitz (1988) zusammen mit anderen Methoden zur Differenzierung von Sedimentgesteinen bei der Gliederung der „Nubischen Serie“ einsetzte, keine verwertbaren Ergebnisse.

Eine digitale Klassifizierung der hier vorliegenden Satellitenbilddaten wurde nicht durchgeführt. Die Anwendung derartiger Verfahren im Rahmen dieser Arbeit würde zum einen über den hier gestellten Anspruch in Bezug auf Fernerkundung hinausgehen und zum anderen können gegenüber rechnergestützten Techniken bei der visuellen Interpretation die individuelle Erfahrung und Geländekenntnis des Anwenders maßgeblich und vorteilhaft eingebracht werden. Hierdurch können Fehler vermieden werden. Deshalb kann eine „ground-check“-gestützte visuelle Interpretation einer statistischen digitalen Klassifizierung überlegen sein.

### 3.1.4 Visuelle Satellitenbilddauswertung in der Geologie

Neben den oben genannten Korrekturen werden auch weitere digitale Bildverbesserungen durchgeführt, d.h. alle systembedingten Fehler, wie der „Six-Line-Effect“ oder das Signalrauschen, die eine Auswertung beeinflussen könnten, werden eliminiert.

Die visuelle Interpretation von Satellitenbildern umfaßt sowohl die Identifikation als auch die Klassifizierung der Bildelemente mit dem bloßen Auge des Interpreten. Da nur die im Bild enthaltenen, dem menschlichen Auge erkennbaren Informationen zur Verfügung stehen, ist die Güte der Auswertung von der Bildqualität und besonders von der Interpretationserfahrung des Auswerters abhängig (Tan 1988).

Die fehlende Möglichkeit einer stereoskopischen Betrachtung sowie der im Vergleich zu Luftbildern bedeutend kleinere Maßstab der Satellitenbilddaufnahmen stellt darüber hinaus höhere Ansprüche an den Interpreten (List et al. 1987). Eine erfolgreiche Interpretation erfordert ebenso topographische und sogar ethnographische Kenntnisse, die letztlich durch unabdingbare „ground checks“ sowie die Bewertung und Einbeziehung aller vorhandenen Literatur und Karten vervollständigt wird.

Die aus den Bildern visuell interpretierbaren Informationen lassen sich besonders im Rahmen geologischer Arbeiten hilfreich verwenden. Grauton- und Farbdifferenzierungen sowie Textur- und Formmerkmalunterscheidungen können zur Identifizierung und Abgrenzung von lithologischen Einheiten herangezogen werden. Bildlineamente und deren strukturelle Zuordnungen ermöglichen die Interpretation tektonischer Abläufe. Form und morphologische Lage des Abflußnetzes und Bedeckungen mit Verwitterungsmaterial bestimmen ebenfalls das textuelle Erscheinungsbild der Erdoberfläche und sind somit wichtige Klassifizierungsmerkmale (Kronberg 1984). Die visuelle Satellitenbilddauswertung unterscheidet sich nur geringfügig von der klassischen Luftbildinterpretation. Auch hier sind die o.g. „Elemente der Bildinterpretation“ (Schneider 1974) grundlegend.

#### - Interpretation der Morphologie

Das Relief als Ausdruck der Morphologie unterstützt die Differenzierung geologischer Einheiten (Meissner & Ripke 1983, List et al. 1990). Reliefinformationen sind darüber hinaus wichtige Orientierungshilfen im Gelände.

Aufgrund der fehlenden stereoskopischen Betrachtungsmöglichkeit ist jedoch eine Reliefinterpretation aus MSS-Satellitendaten oft spekulativ, da morphologische Hinweise nur indirekt aus den Licht-Schatten-Modulationen der Bilder zu entnehmen sind. Berge, Hangkanten (Schichtstufen) und Zertalungen bilden durch ihren Schattenwurf dunkle diffuse Flächen oder Streifen. Besonders die entstehenden Reliefformen in Bergmassiven im Größenbereich der Bildelemente sind aufgrund der Schattenbildung meist nicht weiter interpretierbar. Ortschaften, Vegetationsflächen, Gesteinsplateaus aus eisenschüssigen Sandsteinen oder mit Eisenkrustenbedeckungen werden ebenfalls als dunkle Flecken mit unregelmäßigen Konturen abgebildet; somit kann es leicht zu Verwechslungen und Fehlinterpretationen kommen (Kap. 7.2.3). Hinweise auf positive Reliefformen können helle Sandfahnen geben, die sich auf der Leeseite von Erhebungen bilden. Die Identifizierung von Bergen ist auch deshalb wichtig, weil sie eine hohe Orientierungsfunktion besitzen. Aus der Struktur des Drainage-

Systems und der – eventuell erkennbaren – Fließrichtungen der Wadis können weitere Rückschlüsse auf die Geländemorphologie gezogen werden.

Da die Morphologie Oberflächenformen von Gesteinen in Abhängigkeit von der Verwitterungsresistenz und den Lagerungsverhältnissen dargestellt, lassen sich aus morphologischen Interpretationen indirekt sowohl lithologische als auch strukturelle Hinweise entnehmen.

#### **- Interpretation des Entwässerungssystems**

Das Entwässerungsnetz ist das wichtigste und oft auch das augenfälligste Bildelement, das als erstes interpretiert werden sollte (Meissner 1990). In ariden Gebieten entwickeln sich oft prägnante fluviale Formen bereits durch wenige episodische Regenereignisse, auch wenn diese nur in Abständen von mehreren Jahren stattfinden (Louis 1968). Aus den Ausbildungsmustern (dendritisch, gitterförmig oder linear) und der Anlagerichtung sind morphologische, lithologische, tektonische und strukturelle Schlußfolgerungen möglich, wie z.B. auf Reliefunterschiede, Erosionsresistenz, Störungs- und Kluftverlauf, Schieferungsrichtungen (Kap. 7.2.3).

Vor allem in der Sahelzone sind die Wadis mit Galeriewäldern oder zumindest mit einer reicheren Vegetation bestanden als ihre Umgebung. Aufgrund des besonderen Reflexionsverhaltens organischer Substanz (Absorption durch Chlorophyll, Kap. 3.1.3.1) treten Wadis als dunkle langgestreckte Flächen oder als lineare Bänder auf. Kontrastverstärkend wirkt sich die erhöhte Bodenfeuchte dieser Bereiche aus (Deetz 1988). Besonders in nördlichen Zonen im Übergangsbereich zur Vollwüste fehlt oft auch in den Wadis der Bewuchs. Hier sind die Entwässerungslinien durch zwei Phänomene auf dem Bildmaterial identifizierbar - die negative Reliefform wird durch dunklen Schattenwurf dargestellt, oder Materialunterschiede der Wadiablagerungen (z.B. dunkle Tone) zu den festen Gesteinen der Wadiränder (z.B. hellere Sandsteine, Basement) erzeugen Farbtonunterschiede. Beides zusammen erhöht die Interpretationssicherheit. Bedingt durch äolische Sandakkumulationen können Wadirinnen auch heller als ihre Umgebung erscheinen (z.B. Paläoentwässerungssysteme).

Durch die inhaltlichen Beziehungen des Entwässerungsnetzes zum Relief, zum geologischen Aufbau, aber auch zur Grundwassersituation (lokaler Aquifer, Brunnen, Kap. 10.2, 10.3) und somit zur Besiedlung und Verkehrserschließung, ist seine Erfassung von grundlegender Bedeutung.

Maßstabsbedingt bieten Satellitenaufnahmen die Möglichkeit, kleinere regionale Drainagenetze großräumigen überregionalen Abflußsystemen zuzuordnen. Neben den geologischen Interpretationsmöglichkeiten bedeuten die Drainage-Lineamente eine gute Orientierungshilfe (Ripke 1988). In den Hauptwadis oder parallel dazu verlaufen oft Pisten und Wege.

#### **- Interpretation rezenter und quartärer Ablagerungen**

Zu diesen Oberflächenablagerungen gehören fluviatile Bildungen (Tone, Kiese, Sande), limnische Sedimente (Seekreiden), äolische Ablagerungen (Dünen, Flugsandflächen) und Verwitterungsprodukte (Hangschutt, Serir). Viele Autoren (z.B. Schmitz 1983, Meissner et al. 1993, Spohner 1993) haben gezeigt, daß diese Lockersedimente durch visuelle Satellitenbildinterpretation gut zu erfassen, zu untergliedern und von den Festgesteinen abzugrenzen sind. Kiese, Sande und Tone lassen sich durch Farb- und Texturunterschiede voneinander unterscheiden, doch machen gleitende Übergänge oft eine exakte Trennung problematisch. Helle, weißliche Farben repräsentieren Seekreiden (Kap. 4.6.2). Die äolischen Qoz-Bildungen können durch Farbtonunterschiede (bedingt durch unterschiedlichen Bewuchs) in mobile und stabile Bereiche differenziert werden. Dünengürtel heben sich durch ihre besonderen Formelemente (Barchane, Längsdünen) und helle Farben ab. Auch windproduzierte Sandstreifen und -flächen erzeugen wegen ihrer großen Albedo helle Farbtöne und zeigen auf den Bildern oft deutlich sichtbare Sigmoidalstrukturen und Wellenlinien, die bei Geländebefahrungen nicht auffallen. Aus den Dünenformen kann die Hauptwindrichtung ermittelt werden. Die Längsdünen des Qoz Abu Harr im Arbeitsgebiet sind hierfür exemplarisch (Kap. 4.6.1). Ein Rückschluß auf das Materialliefergebiet

ist somit möglich. Durch Vergleich verschieden alter Satellitenaufnahmen kann aus Form- und Lageveränderungen die Geschwindigkeit des Sandtransports und der Dünenbewegung abgeschätzt werden, dieses ist besonders in der Nähe sandgefährdeter Ortschaften und Straßen von Bedeutung.

Auch unstrukturierte und einheitlich helle gelbe Flächen auf den Bildern können als Sandakkumulationen vermutet werden, dieses impliziert wiederum morphologische (auch tektonische) Aussagemöglichkeiten. Eine Interpretation der Lockersedimente ist auch für die Einschätzung der Geländebefahrbarkeit von Bedeutung.

### **- Interpretation des Basements**

Basement ist der übergeordnete lithologische und tektonische Begriff für ältere – meist präkambrische – magmatische und metamorphe Gesteine, die als Grundgebirge den Ablagerungssockel für die diskordant oder konkordant aufliegenden jüngeren Sedimente bilden. Plutonite und Vulkanite, die in das Grundgebirge eingedrungen sind oder es durchschlagen und älter sind als die klastischen Gesteine, werden oft dem Basement zugeordnet. Der Farbton von Festgesteinsoberflächen auf Kompositionsbildern ist abhängig von der Eigenfarbe der Gesteine.

Das Basement präsentiert sich überwiegend als einheitliche graue Fläche ohne markante Textur. Die petrologisch heterogenen Gesteine bilden zwar Farbskalen von hell bis dunkelgrau, doch die Übergänge sind meistens fließend ohne klare Grenzen.

Die aufgrund der langzeitlichen Erosion nur noch leicht undulierte Morphologie mit geringen Höhenunterschieden verstärkt das einheitliche Erscheinungsbild. Somit fehlen neben signifikanten Spektrolsignaturen auch auffällige Texturmerkmale. Zur Vermeidung von Fehl- oder Überinterpretationen werden deshalb die Basementgesteine von vielen Bearbeitern bei der visuellen Interpretation – zumeist am Beginn der Untersuchungen – als „undifferenziertes Basement“ zusammengefaßt (z.B. Schmitz 1983). Meissner et al. (1993) interpretieren undifferenziertes Basement in Bereichen mit geringmächtiger alluvialer Sandbedeckung anhand des auf den Bildern erkennbaren dendritischen Drainage-Systems, das sich besonders typisch auf flach erodierten Basementflächen entwickelt.

Auf Luftbildern können für die Basementidentifizierung strukturelle Elemente wie z.B. Radialklüftung in Intrusivkörpern oder typische Verwitterungsformen (z.B. Wollsackverwitterung) als Hinweise herangezogen werden. Komplizierte kleinräumige geologische und morphologische Strukturen können jedoch auf Satellitenbildern nicht ausgewertet werden, da die Mindestgröße der Objekte und Oberflächenformen durch das Bildelement limitiert ist, und sie deshalb nicht von den Aufnahmesystemen als spezifisch erkennbare Merkmale registriert werden können. Jüngere Vulkanite und herausgeroderte Plutonite meist anorogenen Ursprungs bilden auf den Rumpfflächen auffällige morphologische Formen, die aufgrund ihres Schattenwurfes auf dem Satellitenbild als schwarze Flecken dargestellt sind, die sich lithologisch und strukturell nicht ohne weiteres interpretieren lassen (s.o.). Auf qualitativ guten Satellitenbildern ist es möglich, auch bis auf das Grundniveau erodierte anorogene alkaline Gesteine durch geringfügig hellere Farbtöne von den anderen Basementserien zu unterscheiden. Gänge, die mit den magmatischen Ereignissen in Verbindung stehen, lassen sich abhängig von ihrer Größe und der Bildqualität interpretieren (Kap. 7.3.1). Manchmal kann aus den Farben dieser Lineamente auf ihren Chemismus geschlossen werden. List und Schöle (1990) unterscheiden schwarz und rot gefärbte Gänge, die Granite in den Red Sea Hills durchschlagen, und ordneten sie einer alkali-basaltischen bzw. rhyolithischen-rhyodazitischen Zusammensetzung zu.

### **- Interpretation der Sedimente**

Eine mögliche Aufgabe der visuellen Bildinterpretation ist die Trennung von Sediment- und Kristallingesteinen. Ein Unterscheidungsmerkmal ist die material- und strukturabhängige „Homogenität“. So lassen sich vor allem petrographisch einheitliche magmatische Intrusiva mit einem einfachen struktu-



rellem Erscheinungsbild als homogene Gesteinskörper von den in Zusammensetzung und Lagerungsverhältnissen meist „inhomogenen“ Sedimentserien unterscheiden.

Die Gliederung von Sedimenten mit den Möglichkeiten der Fernerkundung ist aufgrund der Wechsellagerung und des unterschiedlichen Einfallens der Schichtverbände problematisch. Bei mehr oder weniger flacher, horizontaler Lagerung zeigt sich dem Interpreten nur die an der Oberfläche anstehende Schicht, deren spektrale Signaturen zumeist noch durch aufliegendes Lockermaterial und/oder eisen- und manganreiche Krusten (sogenannter Wüstenlack) beeinflusst oder maskiert werden. Nur bei geringer Überdeckung pausen sich die Reflexionsmerkmale durch. Hier können Radarbilder hilfreich sein, da die von den Systemen verwendeten Mikrowellen im L-Band (Wellenlänge 23 cm) Sandbedeckungen auf Festgesteinen bis in den cm-Bereich durchdringen können (Ground Penetrating Radar). Wie bei der geologischen Feldkartierung ist auch bei der Interpretation horizontal gelagerter Sedimente aus Luft- und Satellitenbildern nur eine flächenhafte Aufnahme des an der Oberfläche anstehenden Schichtgliedes möglich. Dort, wo steiler gestellte Schichten die Erdoberfläche schneiden oder durch Hangpositionen bedingte Aufschlüsse (z.B. Täler, Scarps) Einblicke in die Gesteinsstapel erlauben, kann eine Unterscheidung der Sedimentbänder in Abhängigkeit von ihrer Mächtigkeit und des Farbkontrastes zueinander durchgeführt werden. Aufgrund der besseren Auflösung ist im Luftbild oft die Identifikation von Schichtung und Bankung leichter möglich als im Satellitenbild, wo dünnbankige Schichtverbände nicht mehr untergliedert werden können und sich ein geringer Farbkontrast zwischen den Horizonten nicht als Farbtonunterschied umsetzt. Aus Schichtmächtigkeiten und -abfolgen können zusammengehörige lithologische Einheiten interpretiert, korreliert und Rückschlüsse auf deren Faziesbedingungen gezogen werden. Unterschiedlich mächtige Sedimentsequenzen erzeugen unterschiedliche morphologische Formen, aus denen sich wiederum qualitative Aussagen über Mächtigkeits- und Lagerungsverhältnisse ableiten lassen (Endriszewitz 1988).

Ein wichtiger Gesteinsparameter bei der fernerkundlichen visuellen Unterscheidung von Sedimenten ist die Korngröße. Die Grau- oder Farbtonskalierungen von im Luft- bzw. Satellitenbild abgebildeten Gesteinsoberflächen wechselt mit Abnahme der Korngröße von hell nach dunkel. Silt- und Tonsteine lassen sich z.B. von den anderen Festgesteinen durch einen dunkleren Grauton unterscheiden, Ausnahmen sind feinkörnige kaolinhaltige Sandsteine, die aufgrund ihres Mineralinhalts sowohl im Luftbild als auch im Satellitenbild durch einen „weißlichen Grauton“ abgebildet werden (Endriszewitz 1988). Auch die feinkörnigen Plateaukalke des Abyad Beckens (Nordsudan), deren natürliche Farbe ein weißgrau ist, erscheinen als hellgraue Bildflächen (Schmitz 1983).

Durch die Korngröße wird nicht nur das Klassifizierungsmerkmal Grau- bzw. Farbton beeinflusst, sondern auch die Verwitterungsresistenz der Gesteine. Endriszewitz (1988) sieht einen Zusammenhang zwischen unterschiedlichen Korngrößen von Gesteinen mit unterschiedlicher Anlage von Klüften und Kluftsystemen. Da das Korngefüge - in Abhängigkeit von der Korngröße, aber auch von der Reiß- und Bruchfestigkeit der beteiligten Minerale - einen wichtigen Parameter bei Deformationsmechanismen (Eisbacher 1996) darstellt, ist diese Annahme berechtigt, aber zu spezifizieren. Der von Cloos (1936) für strukturelle und tektonische Beschreibungen jeder Art von Fugenbildung in Gesteinen eingeführte Begriff „Klüftung“ wurde auch in der Photogeologie als Klassifizierungsmerkmal für Lithologie- und Lagerungsverhältnisse der deformierten Gesteinsserien übernommen. Häufigkeit und Ausbildung der Rupturen wechseln mit den mechanischen Eigenschaften des Gesteinsmaterials und schaffen in Verbindung mit Verwitterung und Erosion Strukturformen, die sich als auffällige Bildtexturen ausprägen und spezifischen Sedimenten zugerechnet werden können. Flachliegende grobkörnige Sandsteine zeigen beispielsweise oft ein von der Verwitterung herauspräpariertes markantes orthogonales Kluftsystem. Die hierdurch separierten kubischen oder quaderförmigen Gesteinsblöcke verursachen - vor allem auf den Luftbildern - eine fleckige Textur, die Ähnlichkeiten mit durch Wollsack-Verwitterung von Granitoiden geprägten Bildtexturen zeigt (s.o.). Feinkörnigere Gesteine erzeugen keine derartig typischen Texturelemente. Das nicht sehr ausgeprägte Makrorelief dieser Sedimente wird nur als homogene glatte Textur abgebildet. In Abhängigkeit von der Bankmächtigkeit beobachtete Eisbacher (1996) eine höhere Kluftdichte in dünnbankigen Sedimentgesteinen als in dickbankigen Serien. Auch Möbus (1989) beschreibt eine intensivere Klüftung in Sedimenten mit wechsellagernder

Struktur von kompetenten und inkompetenten Gesteinen als in massigen einheitlichen Folgen. Die hierdurch bedingten Unterschiede im Oberflächenrelief könnten sich als differenzierbare Texturmerkmale auf den Satellitenbildern darstellen und eine Klassifizierungshilfe bedeuten. Die Interpretation und Klassifizierung von Sedimentflächen aus Satellitenbildern mit Hilfe von Texturanalysen ist jedoch oft problematisch und schließt Fehldeutungen nicht aus.

Durch engstehende Feinklüftung kann ein Mikrorelief entstehen, dessen summierter Schattenwurf die Gesteinsflächen in dunkleren Grau- bis Schwarztönen erscheinen läßt und so die sonst typischen helleren Spektralmerkmale auf den Szenen verändert. Die Rauigkeit von Gesteinsoberflächen kann in Abhängigkeit von den Kluftrichtungen und der Windrichtung durch Winderosion verstärkt oder eingeebnet werden. Auch diese sekundären Strukturänderungen zeigen die Problematik der Zuordnung von Texturmerkmalen zu speziellen Einheiten.

Eindeutigere lithologische Informationen können aus der Interpretation des Entwässerungsnetzes als Klassifizierungsmerkmal entnommen werden. Vor allem in massigen grobkörnigen flachgelagerten Sandsteinen mit geringer Verwitterungsresistenz werden steilstehende Klüfte bevorzugt durch fließendes Wasser ausgeräumt. Verstärkte tektonische Beanspruchungen können zu einer Erweiterung der Kluftsysteme zu Störungszonen führen, in denen sich dann ein angulares tektonikkontrolliertes Entwässerungsnetz entwickeln kann. Die eckig-winklige Ausbildungsform auf grobklastischen Gesteinen unterscheidet sich auffällig von dendritisch angelegten Drainagen auf feinkörnigen oder mit Lockermaterial bedeckten Gesteinsoberflächen. Die Geometrie des Entwässerungsnetzes kann somit indirekte Hinweise auf die Sedimentlithologie liefern. Endriszewitz (1988) führt hierfür als Beispiel die Lockergesteine und Silt-Tonsteinserien der Timsah Formation (Oberkreide in Südägypten) an, auf denen sich ein typisches dendritisches Abflußsystem ausgebildet hat.

Mit Hilfe der oben diskutierten Klassifizierungsmerkmale kann eine Kartierung von Sedimentoberflächen auf Luft- und Satellitenbildern durchgeführt werden. Die Interpretation der sedimentologischen Zusammensetzung, der Stratigraphie und der faziellen und tektonischen Zuordnung ist nur indirekt möglich und mit vielen Imponderabilien behaftet. Durch die Verwendung von Daten verschiedener Aufnahmesysteme, die spezifische Informationen zu unterschiedlichen Fragestellungen liefern, kann die Interpretationssicherheit erhöht werden. Letztlich kann jedoch nur die Kombination von Bildinterpretationsergebnissen mit den Resultaten der Gelände- und Laborarbeiten zu einem wissenschaftlich fundiertem Gesamtergebnis führen.

Die unterschiedlichen Klassifizierungsmerkmale (vor allem die Texturunterschiede) von Basement und Sedimenten auf den Satellitenbildern des Untersuchungsgebietes ermöglichten eine gute auf Ground-checks gestützte Trennung dieser Serien. Dieses war nicht nur für die lithologische Kartierung von Bedeutung, sondern auch für die Aufnahme der tektonischen Strukturen, da die überwiegende Zahl der Kontakte keine Schichtgrenzen darstellten, sondern Störungen. Besonders die großen E-W-Störungen zwischen Grundgebirge und Sedimenten, die auf den Bildern meist keine klar erkennbaren gradlinigen Lineationen bilden, konnten so durch Merkmalsdifferenzierungen erfaßt und durch Geländebeobachtungen als Störungen bestätigt werden (Kap. 7.3.2, 7.4.1).

#### **- Interpretation struktureller und tektonischer Lineationen**

Aufgrund der schwierigen visuellen Klassifizierung der lithologischen Einheiten aus Satellitenbildern (s.o.) wird die Satellitenbildinterpretation in der allgemeinen Geologie überwiegend zur Erfassung der tektonischen und strukturellen Elemente angewandt. Dieses gilt vor allem für die Erarbeitung hypothetischer geometrischer und kinematischer Modelle im Rahmen von Vorinterpretationen zur Vorbereitung geowissenschaftlicher Geländearbeiten (Kap. 7.2.1, 7.3.2). Nach List et al. (1978) können Luft- und Satellitenbildinterpretationen zur Erfassung bruchtektonischer Großstrukturen sogar vollständigere und bessere Daten liefern als Geländeuntersuchungen.

Während für lithologische Ansprachen farbige Satellitenbilder vorteilhaft sind, haben sich Schwarz-Weiß-Aufnahmen für die statistische Auswertung der Lineationen bewährt, da hier der Kontrast oft schärfer ist und – das haben subjektive Erfahrungen gezeigt – der Interpret sich mit höherer Konzentration - nicht durch Farben abgelenkt - der Hauptfragestellung widmen kann.

Interpretierbare Strukturen sind vor allem Störungen und Klüfte, die auf den Satellitenbildern als Lineamente unterschiedlicher Länge, Breite, Textur und Farbe abgebildet sind. Die in Abhängigkeit vom Einfallen der Kluft- und Störungsflächen kurvilinear, unregelmäßig oder - bei steilstehenden Störungen – geradlinig verlaufenden Schnittlinien mit der Erdoberfläche werden in der Luft- und Satellitenbildinterpretation ohne Genesebezug neutral als „Photolineationen“ bezeichnet (Kronberg 1977). Roland (1973) spezifiziert diesen Begriff und unterscheidet nach ihrer morphologischen Ausbildung negative und positive Photolineationen. Klüfte und Störungen sind Schwächezonen, in denen verstärkt die Verwitterung ansetzen kann. Es entstehen ausgeräumte Einkerbungen, die negative Lineationen darstellen. Die Verwitterungsprodukte als Kluftfüllungen können zusätzlich eine Markierung als dunkle Linien hervorrufen. Besonders stark wirkt die Erosion durch fließendes Wasser in Kluftbereichen. Es bilden sich Entwässerungssysteme unterschiedlicher Größe und Form (s.o.). Längere Wadiverläufe können deshalb indirekt als Störungslineamente interpretiert werden. Die Prägnanz der Wadis auf den Satellitenbildern erleichtert die tektonische Interpretation erheblich (s.o.).

In anderen Störungen und Klüften kommt es durch zirkulierende  $\text{SiO}_2$  -haltige Grund- oder Thermalwässer zur Silifizierung der Randgesteine, die dann als quarzitische Härtlinge aufgrund ihrer größeren Resistenz von der Verwitterung herauspräpariert und als morphologische Formen abgebildet werden. Auch Eisenhydroxid-Zementation verändert Farbe und Morphologie von Bruchzonen und trägt somit zur besseren Identifizierung der Lineamente bei. In Gebieten mit magmatischer Tätigkeit dringt vulkanisches Material in Klüfte und Störungen ein. Anhand materialspezifischer Farben auf den Bildern lassen sich diese Dikes mineralogisch unterscheiden (s.o.). Oft bilden sie auch durch langgestreckte Hügelrücken gut erkennbare positive Photolineationen. Besonders die in Großstörungen kilometerlang verfolgbaren Störungsbergketten, die meist aus sekundär zementierten Störungsbrekzien oder Myloniten bestehen, gehören zu den auffälligsten Bildelementen (Kap. 7.2.3). Diese kataklastischen oder durch synkinematische Rekristallisation entstandenen Tektonite sind eindeutige Hinweise auf Relativbewegungen (Kap. 7.3.1). Vielfach ist jedoch eine eindeutige Trennung – vor allem bei den negativen Strukturen – zwischen Klüften und Störungen nicht möglich. In der Photogeologie definiert List (1968) nur Lineationen, an denen Versatzbeträge oder eine deutliche Zerrüttung der angrenzenden Gesteine erkennbar sind, als „Störungen“. Aus Satellitenbildern sind diese Detailinformationen oft nicht zu entnehmen und Bewegungsabläufe aus den Separationen nicht eindeutig zu interpretieren. So können z.B. rechtwinklig zu einfallenden Schichten verlaufende Normalstörungen durch Erosion des vertikalen Versatzes den falschen Eindruck einer horizontalen Blattverschiebung hervorrufen. Auch die Genese der Rupturen bleibt aufgrund ihrer mechanischen Vieldeutigkeit – bis auf oben beschriebene Ausnahmen – meist unklar. Dieses Problem ist im Rahmen einer tektonischen Interpretation von besonderer Bedeutung, da Extensionsbrüche sowohl durch tektonische (exokinematische) aber auch durch komplexe nichttektonische (endokinematische) Vorgänge erzeugt werden können. Aufgrund ihrer verschiedenen material- und strukturbedingten felsmechanischen Eigenschaften reagieren Gesteine unterschiedlich auf physikalische Beanspruchungen. Die lithologische Ansprache der deformierten Gesteinskörper kann deshalb Rückschlüsse auf die Genese der beobachteten Dilatationen zulassen.

Überwiegend in magmatischen Gesteinen entstehen durch lokale thermische Differentiationen Abkühlungskluftsysteme im Mikro- und Makrobereich (Säulenklüftung von Basalten, radialsymmetrische Klüftung granitischer Intrusionen). Gravitative Druckentlastung, hervorgerufen durch Erosionsvorgänge, erzeugt Entlastungsklüfte unregelmäßiger Geometrie z.B. in ungebankten Sandsteinen. Auch Fluidruckanomalien in porösen Sedimenten führen zur Ausbreitung von Extensionsbrüchen (Eisbacher 1996). Die Klüfte derartiger Genese dürfen für eine tektonische Interpretation nicht herangezogen werden. Tektonische Extensionsbrüche, durch Normal- oder Scherbeanspruchungen hervorgerufen, entwickeln sich oft als systematische Klüfte im Umfeld größerer Störungszonen oder in Up-

liftbereichen sowohl im kristallinen als auch im klastischen Gestein. Durch den langanhaltenden räumlichen Verlauf und die staffelförmige (en echelon) oder fiederartige Anordnung (Fiederbrüche, horsetail-fractures) der subparallelen Einzelklüfte zu Gruppen ist eine Identifikation und eine Trennung von Rupturen anderer Entstehung ebenfalls möglich. Möbus (1989) beschreibt die Intensität tektonischer Klüftung in Abhängigkeit von der lithologisch-petrologischen Ausbildung der Gesteine (hier geht auch die Korngröße ein – s.o.). Bei gleicher Beanspruchung zeigen Sedimente eine zunehmende Klufthäufigkeit von Konglomeraten mit niedriger Klüftigkeit über Anhydrite, Sandsteine, Siltsteine, Kalksteine, Dolomit, Mergelsteine bis zu Tonsteinen mit hoher Kluftdichte. Aus der Klüftung als Erkennungselement der Bildinterpretation kann somit auch auf die Lithologie geschlossen werden (s.o.).

Möbus (1989) unterscheidet auch aufgrund der geometrischen Anordnung von Brüchen orthogonale Dehnungskluftsysteme und diagonale Scherungskluftsysteme. Bei der großräumigen Interpretation von Lineationen längerer Erstreckung auf Satellitenbildern sind diese Geometrieverhältnisse in Bezug auf Schnitt- und Abzweigwinkel hilfreich zur Klassifizierung des Störungsinventars in Scherzonen (z.B. zur Unterscheidung von Riedelstörungen, Kap. 7.1). Nach Davis (1984) sind Klüfte die am wenigsten geeigneten Flächen zur Herleitung eines Beanspruchungsplanes. Linke (1986) zieht sie jedoch aufgrund von Geländebeobachtungen, die eine Beziehung der mikrotektonischen Translationsbewegungen zum regionalen Kräfteplan ergaben, in seine tektonischen Überlegungen ein. Auch nach Eisbacher (1996) spiegelt sich in der Geometrie von Kluftanordnungen die regionale Ausrichtung des dynamischen Spannungsfeldes wider. Eine Erfassung von Einzelklüften, Kluftscharen und Kluftsysteme tektonischer Genese hat somit eine hervorragende Bedeutung.

Durch den kleinen Maßstab der Satellitenbilder bedingt, kann ein großer Oberflächenbereich dargestellt werden. Hierdurch ist die Zuordnung der tektonischen Linien zu größeren überregionalen Systemen und kinematischen Abläufen erleichtert. Statistische Richtungsbestimmungen der Lineationen und deren Auswertung mit unterschiedlichen Methoden und Rechenprogrammen unter Einbeziehung der Geländedaten ermöglichte letztlich auch den hier vorgelegten Beitrag zur tektonischen Geschichte der Es Safya Region.

## 3.2 Kartographie

Fernerkundungskartographie ist für die ariden und semiariden Regionen der Welt oft die einzige Möglichkeit, mit vertretbarem Zeit- und Geldaufwand Kartenmaterial zu konzipieren. Die drastisch reduzierte Zugriffszeit zwischen Datenerfassung und Fertigstellung dieser preisgünstigen Karten ermöglicht vor allem in Entwicklungsländern eine problempräsente, aktuelle Nutzung für die Erschließung neuer Lebensräume und die Abschätzung des Geopotentials. Auf der Basis von Fernerkundungsdaten, welche die notwendigen physiographischen und thematischen Informationen liefern, haben die Teilprojekte des Sfb 69 Kartographie (G1) und Fernerkundung (G2) in enger Zusammenarbeit Kartenherstellungskonzepte für die kurzfristige Versorgung unterschiedlicher Forschungsbereiche in Ägypten und im Sudan mit ersten flächendeckenden Planungs- und Orientierungsunterlagen entwickelt (List, Meissner & Pöhlmann 1981-1989, Ripke 1988). In zeitlicher Reihenfolge stand unterschiedliches Kartenmaterial zur Verfügung. Aus ersten Satellitenbild-Arbeitskarten (working sheets) entstanden bildgestützte Basiskarten, die dann zur bildgestützten Themenkarten mit unterschiedlichen Karteninhalten oder zu bildgestützten topographischen Karten mit reduzierten oder fehlenden Bildelementen weiterentwickelt wurden (Meissner 1988, Ripke 1988).

### 3.2.1 Satellitenbild-Arbeitskarten

Die Grundlage dieser Karten ist die Interpretation der Topographie (Entwässerungsnetze, Berge) und der anthropogenen Objekte aus den Satellitenbildern.

Städte und auch kleinere Ansiedlungen heben sich als dunkle Flecken aus den Satellitenbildern hervor (s.o.). Pisten sind manchmal erkennbar als relativ helle Streifen unterschiedlicher Breite ohne

klare Begrenzungen. Landwirtschaftlich genutzte Flächen deuten sich durch geometrische Formen an und - wenn während der Wachstumsperiode aufgenommen - durch einen Farbkontrast zur Umgebung. Künstlich angelegte Hafirs sind wie natürliche Seen – abhängig von ihrer Größe und dem Überfliegungstermin (nicht in der Trockenzeit) – als auffällige blau-türkisfarbene Flächen meist in Wadi-Ebenen in der Nähe von Ortschaften prägnant (Kap. 10.2.3).

Auch Objekte, die kleiner sind als die Bildelemente (bei Landsat-MSS z.B. 79 m x 79 m) lassen sich identifizieren, wenn ihr Kontrast zur Umgebung groß ist. So sind dunkle Straßen in einem hellen Umfeld und kleinere Hüttenansammlungen in Qozgebieten erkennbar.

Zusammen mit den eigenen Interpretationen werden auf diesen Kartenblättern bereits verfügbare topographische und geographische Daten mit nur systemkorrigierten manuell zu einem Bildmosaik zusammengesetzten Satellitendaten kombiniert. Für den Sudan wurden die Inhalte der Topographischen Karte 1:250.000 übernommen. Die topographische Erfassung dieser „Quellenkarte“, die in den Jahren 1921-1952 aufgenommen wurde, ist stark veraltet und teilweise lückenhaft. Aufgrund der nicht geometrisch entzerrten Satellitenbild-Szenen treten Klaffungen und Überlappungen auf. Trotz des hierdurch bedingten absoluten Lagefehlers vor allem an den Kartenränder von bis zu 5 km zwischen Bildobjekt und Koordinatennetz ermöglicht die detaillierte Darstellung des Reliefs in der Bildbasis eine Orientierung im Gelände, das Kartieren geologischer Elemente und das Einzeichnen von Meßpunkten und –Profilen. Diese Working Sheets lagen je nach Bearbeitungsstand in unterschiedlicher Form vor:

- Als Lichtpause mit dem Satellitenbild-Mosaik als Basis für die darüber gelegten Karteninhalte der topographischen Quellenkarte.
- Ebenfalls als Lichtpause mit dem Mosaik und einer imageinterpretierten Zeichnung der Topographie und anderen zusätzlichen Informationen.
- Als Dreifarbendruck. In diesen Karten erscheinen die im Feld gefundenen oder durch Luftbild-Interpretation überprüften Daten in schwarz. Indefinite topographische Elemente der alten Topographischen Karten sind violett dargestellt. Das Satellitenbild als Kartenhintergrund erscheint in Brauntönen. Die Beschriftung der Karten per Hand ist leicht und ohne Zeitaufwand zu korrigieren und dokumentiert ihren vorläufigen Status.

### 3.2.2 Basiskarten

*„Jeder thematische Inhalt ist eingebettet in ein allgemeines grundrißliches Kartengefüge bestehend aus Elementen topographisch-geographischer Karten. Wir bezeichnen dieses geometrische Grundgerüst als Basiskarten“ (Imhof 1972).*

Basiskarten sind somit Arbeitsmittel. Für die Eintragung thematischer und topographischer Informationen der Geländeuntersuchung und Satellitenbildinterpretation bilden sie den Kartengrund. Diese physiogeographischen Karten (1:250.000) basieren auf den Working Sheets sowie einem sowohl radiometrisch als auch geometrisch korrigierten Landsat-Mosaik (List et al. 1990) und ermöglichen somit die exakte Darstellung räumlich bezogener Aussagen. Aus der Mosaikgrundlage werden möglichst nur die Licht-Schattenzeichnung zur Reliefbetonung und keine Flächentöne übernommen. Um eindeutige Reliefhinweise zu erhalten, muß der natürliche durch das Sonnenlicht hervorgerufene Licht-Schattenwurf von überlagernden Reflexionsanteilen, die durch Lithologie, Bodenfeuchte und Vegetation entstanden sind, befreit werden (Ripke 1988). Auf den meisten Arbeitskarten sind auch die Entwässerungslinien als topographische Bezugsbasis dargestellt. Meissner (1988) betont die Skelettfunktion des Entwässerungsnetzes für die Selektion der Bildbasis und die Bedeutung für weiterführende thematische Interpretationen. Auch der Verlauf von Straßen, Pisten und die Lage anderer anthropogener Objekte ist eingezeichnet. Informationsrückfluß von Kartenbenutzern in Bezug auf Überprüfung, Erweiterungen und Neuzusätze erhöht die Qualität der Karten. Durch das Einbringen dieser thematischen – oft vorläufigen – Ergebnisse in die „Intermediate Map Products“ (Meissner 1988) wird somit immer der derzeitige Forschungsstand dokumentiert. Dieses „Up-to-date-sein“ erfordert aufgrund des

wissenschaftlichen Fortschritts eine kurzfristige Kartenherstellung. Durch das Vorhandensein von allgemein zugänglichen aktuellen Karten wird eine engere Zusammenarbeit der Forschungsprojekte zu ähnlichen Fragestellungen möglich. Erfahrungsaustausch auf der Grundlage von Karten führt auch zur Reduzierung logistischer Probleme im Rahmen der Geländearbeiten. Das schrittweise Vorgehen bei der Kartenentwicklung von den Working Sheets bis zur thematischen oder topographischen Endkarte bedeutet darüberhinaus für die kartographischen Arbeiten keine zeitliche Verzögerung. Speziell für geologische Aufgabenstellungen wurden „Geologische Arbeitskarten“ konzipiert (Ripke 1988). Der relativ große Maßstab von 1:100.000 ermöglicht eine größere Detaillierung.

### 3.2.3 Thematische Karten

Die Basiskarten bilden wiederum die Kompilationsgrundlage für die Themenkarte. Der bewußte Verzicht auf die Darstellung und Unterscheidung von Flächen in der Arbeitskarte ermöglicht klare thematisch konzipierte Farbüberdrucke (Dingfeld 1988). Für das geologische Flächenkolorit gibt es internationale Richtlinien. Themenkarten sind als Endprodukte die Dokumentation der Erkenntnisse unterschiedlicher naturwissenschaftlicher Disziplinen wie Geologie, Land- und Forstwirtschaft, Bodenkunde, Hydrologie, Ökologie usw.. Viele Themen sind direkt oder indirekt miteinander verknüpft, so daß kombinierte Themenkarten hohe Aussagemöglichkeiten bieten.

### 3.2.4 Zusammenfassung und Ausblick

In Bezug auf die Fernerkundung wurde neben der Vorstellung von Aufnahmetechniken und Bildverarbeitungsmethoden versucht, die Möglichkeiten, aber auch die Probleme einer visuellen und digitalen Interpretation von Fernerkundungsmaterialien aufzuzeigen. Wie Meßkurven einzelner geophysikalischer Verfahren vieldeutig auswertbar sind (z.B. Äquivalenzprinzip bei geophysikalischen Potentialverfahren), und nur die Kombination der Ergebnisse mehrerer unterschiedlicher Verfahren in enger Einbindung der geologischen Befunde zu vertretbaren Resultaten führt (Kap. 7.2.2, 8.2), so läßt auch bei der Fernerkundung die Ansprache nur einzelner Elemente der Bildinterpretation keine eindeutigen lithologischen und tektonischen Aussagen zu. Zur Vermeidung von Fehlinterpretationen sollten - im Rahmen der Möglichkeiten - zur Klassifizierung immer mehrere Parameter herangezogen werden und, wenn vorhanden, die Daten unterschiedlicher Fernerkundungsverfahren. Doch kann nicht oft genug betont werden, daß erst Geländeüberprüfungen die Interpretationsaussagen zu fundierten wissenschaftlichen Ergebnissen erheben. Der Wert von Fernerkundungsmaterial als unabdingbares Hilfsmittel für geowissenschaftliches Arbeiten wird dadurch nicht im geringsten geschmälert.

In den Abschnitten über Klima, Ackerbau und Hydrologie (Kap. 4.4, 4.5, 10) wird auf besondere Problematiken arider und semiarider Gebiete eingegangen. Klimatische Ursachen - wie Trockenjahre, große Variabilität der Niederschläge - und besonders anthropogenes Fehlverhalten - Änderung der Landnutzungsmuster (nomad - sessil) mit Anwendung falscher Agrarformen, Überweidung, Übersiedlung, Grundwasserverschwendung, Abholzung - führen zur Degradation der Vegetation, Verschlechterung der Böden mit nachfolgender Erosion, verursachen Desertifikation und machen schließlich eine Landnutzung zunichte. Nicht nur die Erfassung des Geopotentials in Bezug auf Lagerstätten - was auch nur effektiv möglich ist mit einer gleichartigen landesweiten Basiskarte - sondern besonders die Lösung oder zumindest die Eindämmung der oben genannten Probleme sind die größte Herausforderung für die Länder dieser Regionen. Auch hier sind schnell zugängliche Karten zur Überwachung von Vegetations- und Bodenreduktion unabdingbar. Präventive Maßnahmen sind nur dann erfolgreich, wenn sie ständig überwacht werden. Aufgrund fehlender Finanzmittel in den Ländern der Dritten Welt für kostenaufwendiges, mit klassischen photogrammetrischen Verfahren hergestelltes neues Kartenmaterial - Ausnahmen sind die erdölfördernden Staaten wie z.B. Saudi Arabien - sind nur veraltete, für diese Fragestellung unbrauchbare Karten vorhanden, die zum Teil noch aus der Kolonialzeit stammen. Durch Entwicklung satellitenbildgestützter Kartographieverfahren konnten auch die Kartenherstellungskosten drastisch gesenkt werden (Meissner & Ripke 1993). In einigen afrikani-

schen Ländern der Wüsten- und Sahelzone (z.B. Ägypten, Sudan) liegen bereits flächendeckende Karten dieses modernen Typs vor (List 1983, 1990, Meissner 1988, 1990, Meisner & Ripke 1993, Pöhlmann & Meissner 1984). Fernerkundung und Kartographie sind somit zu unabdingbaren Hilfsmitteln bei der Lösung lebenswichtiger Probleme unserer Zeit geworden. Dieses dürfte auch verstärkt für die Zukunft gelten. Klimatische und ökologische Belange und der Bedarf an Ressourcen unterschiedlichster Art werden dann noch stärker in den Vordergrund treten.

### 3.3 Navigation und Positionierung

Bis zum Herbst 1991 wurden bei den Geländearbeiten des Teilprojekts Geophysik in Ägypten und im Sudan die zeitaufwendigen Positionsbestimmungsarbeiten für die geophysikalischen Profile und Meßpunkte sowie für die geologischen Aufschluß- und Probennahmepunkte anhand morphologischer Hinweise (Berge, Scarps, Wadis) aus Satellitenbildern und Arbeitskarten durchgeführt. Vor allem für die geophysikalischen Arbeiten waren möglichst genaue Ortsbestimmungen notwendig, um zeitversetzte Wiederholungsmessungen und Messungen mit anderen Methoden auf den selben Profilen und an den selben Punkten durchführen zu können.

#### - Global Positioning System (GPS)

Ab 1992 wurde für die Positionsmessungen ein GPS-Gerät der Firma Magellan eingesetzt.

Das satellitengestützte Positionsbestimmungs- und Navigationssystem (GPS) liefert sowohl die Ortskoordinaten als auch die momentane Fortbewegungsrichtung und -geschwindigkeit sowie exakte Zeitangaben. In der zivilen Anwendung wird mit einfachen Geräten eine Genauigkeit der Positionsbestimmung von ca. 100-150 m erreicht.

Kombinierte Messungen mit einem Zusatzgerät an einer ortsbekanntem Basisstation erreichen bei der Positionsbestimmung Genauigkeiten von 3-5 m. Mit speziellen geodätischen Empfängern ist eine exakte Positionsbestimmung auf bis zu 5-10 mm möglich. Die für die Information notwendigen Signale werden von insgesamt 24 Satelliten abgestrahlt, welche die Erde auf einem stabilen Orbit in ca. 20.000 km Höhe umkreisen. Für die Ortsbestimmung ist der Empfang von mindestens drei Satelliten, für eine zusätzliche Höhenangabe von mindestens vier Satelliten notwendig. Eine neue Methode (Satellite-to-Satellite-Tracking) ermöglicht die ständige Positionierung tieffliegender Satelliten durch die hochfliegenden des GPS (Schwintzer 1997). Hierdurch wird eine genauere Bahnbestimmung möglich, die vor allem für geodätische und geophysikalische Untersuchungen von Bedeutung ist (s.o.).

Die Nutzung des GPS bedeutete eine große Zeitersparnis und eine größere Orientierungssicherheit, wenn auch nicht alle Probleme, bedingt durch die Verzerrung des Kartenmaterials vor allem an den Blatträndern, damit gelöst waren. Leider ging mit dem Einsatz des GPS die abenteuerliche Spannung, die auf längeren Geländefahrten mit Orientierung nur nach Kompaß, Tachometer und Geländeformen spürbar war, teilweise verloren.

## 4. Der Es Safya Graben und sein Umfeld

### 4.1 Geographische Lage

Das Untersuchungsgebiet liegt ca. 300 km westlich von Khartoum in der Provinz Nordkordofan und gehört zur „Peoples Local Council Area Hamrat el Wuz“, deren ländliches Zentrum der gleichnamige Ort ist (Koordinaten 15.03° N, 30.27° E).

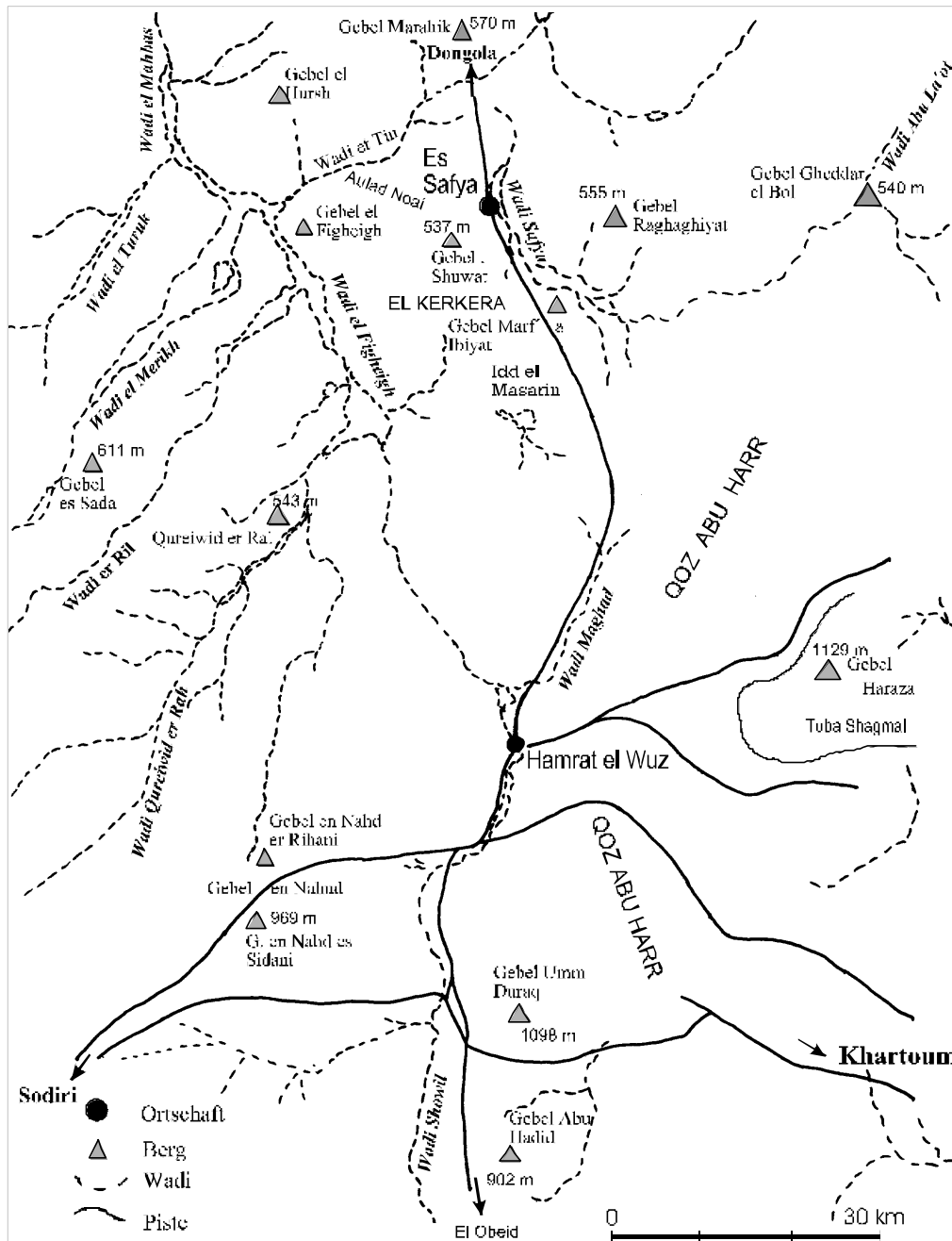


Abb. 4-1: Topographische Skizze der Es Safya Region mit dem Hauptort Hamrat el Wuz.

Hamrat el Wuz (Abb. 4-1) liegt an einer Nebenstrecke der Lastwagenpiste, die von Omdurman über Sodiri - der Provinzhauptstadt - weiter nach El Fasher führt. Die Hauptroute dieser Piste verläuft ca. 40 km weiter im Süden zwischen dem Gebel Umm Duraj und dem Gebel Abu Hadid. Neben dieser



für das Dorf entscheidenden Ost-West Verkehrsachse führt eine weitere Piste nach El Obeid im Süden. Die nach Norden verlaufende Route über Es Safya hinaus in das Wadi el Milk ist für den heutigen Lastwagenverkehr von nur noch geringer Bedeutung, jedoch trafen wir während unserer Geländearbeiten große Kamelherden an, die auf diesem Wege auf die Viehmärkte in Ed Debba und Dongola sowie weiter nach Ägypten und Libyen getrieben wurden.

Hamrat el Wuz ist Sitz der Administration, des regionalen Marktes, mehrerer Primar- und Sekundarschulen sowie eines großen Krankenhauses. Die Schulen und das Krankenhaus bedienen ein Einzugsgebiet von ca. 50.000 km<sup>2</sup>, dieses entspricht einer Fläche, die größer ist als die Niederlande oder die Schweiz.

60 km nördlich von Hamrat el Wuz liegt die kleine Ortschaft Es Safya, deren Entwicklung durch die Dürreperiode 1983-85 jäh gestoppt wurde. So findet man heute nur noch die Ruinen mehrerer erst Anfang der 80er Jahre gebauter Schulgebäude und die Relikte einer aufgelassenen Polizeistation. Nur noch wenige der zahlreichen Lehmhäuser sind bewohnt.

In regenreichen Jahren ist Es Safya jedoch auch weiterhin ein Treffpunkt der Nomaden, die hier ihre auf der südöstlich gelegenen Qoz weidenden Kamele an einigen handgegrabenen Ziehbrunnen oder am Es Safya Pool tränken. Auch die nach Norden durchziehenden Herden nutzen Es Safya als Rastplatz.

In den Jahren 1989 und 1990 führten die ca. 10 m tiefen Brunnen im Frühjahr kein Wasser und der Pool lag trocken. 1991 war ausreichend Wasser vorhanden. Die Seefläche des Pools bedeckte ca. 2,5 km<sup>2</sup> und wir sahen Tausende von Kamelen, die zur Tränke getrieben wurden.

## 4.2 Bevölkerung und geschichtliche Entwicklung

Die Gesamtbevölkerung des Bezirkes von Hamrat el Wuz betrug 1983 etwa 73.000 Einwohner. Ihre ethnische Zusammensetzung ist in der Tabelle 4.1 dargestellt.

Volkgruppen	Anzahl
Nuba Gebel Haraza und Umgebung	8.000
Nuba Gebel Umm Duraq und Gebel Abu Hadid	7.000
Nuba Hamrat el Wuz	5.000
Nuba insgesamt	20.000
Kababish	20.000
Hawawir	30.000
Gesamtbevölkerung	70.000

**Tab. 4.1:** Ethnische Zusammensetzung der Bevölkerung des People's Local Council-Gebietes von Hamrat el Wuz 1983 (Department of Statistics 1988, Schätzungen nach lokalen Verwaltungsdokumenten, Beck 1991).

Der Ort Hamrat el Wuz selbst hat heute knapp 5500 Bewohner, von denen der größte Teil Nuba sind. Die Vorfahren dieses vorarabischen Bevölkerungsstratums, dessen historische Beziehungen zu den Nuba in den Nuba Bergen und den Nubiern am Nil bis heute noch ungeklärt sind, lebten schon vor Beginn des 19. Jahrhunderts in den Rückzugsgebieten der benachbarten Inselberge Gebel Haraza, Gebel Umm Duraq und Gebel Abu Hadid (Beck 1991). Unter dem Schutz der 'pax britannica' konnten sie diese Refugien in den 20er Jahren verlassen und besetzten die landwirtschaftlichen Gunstgebiete der Wadiläufe und Qoz Areale um Hamrat el Wuz (downhill migration).

Am Rande des heutigen Ortes leben sesshaft gewordene Kababish und Hawawir, kleine Minderheiten arabischer Nomadenstämme, die das weite Hinterland dominieren. Eine zahlenmäßig geringe, aber

politisch und ökonomisch bedeutende Gruppe bilden die Staatsangestellten und Kaufleute, die aus anderen Gebieten des Sudans stammen.

Nach Erhebung des Department of Statistics 1988 leben 78 % der Bevölkerung als Nomaden und 22% sind sesshaft. Hieraus ergibt sich, daß das Gebiet von Hamrat el Wuz den größten Anteil von Bauern in ganz Nordkordofan aufweist, was allein darauf zurückzuführen ist, daß Nuba hier leben.

Bereits Ende des 18. Jahrhunderts war der Gebel Haraza ein Schnittpunkt zweier wichtiger Karawanenstraßen, die von Westafrika über Darfur ins Niltal bzw. von El Obeid über Dongola am Nil und nach Ägypten führten. Vor allem nach der Besetzung Kordofans durch die Turko-Ägypter (1821 - 1891) hatte die Nord-Süd-Route eine große Bedeutung für den Transport von Sklaven, Metallen, Elfenbein, Häuten, Gummi Arabikum und Vieh, das als Steuerzahlung requiriert wurde. Seit Mitte des 19. Jahrhunderts überwog der Warenverkehr von und nach Khartoum, das seit 1833 Hauptstadt des Sudans ist.

Aufgrund der exponierten Lage ist anzunehmen, daß sich bereits vor dieser Zeit im Gebiet des heutigen Hamrat el Wuz ein temporärer Handelsflecken befand, der von den aus dem Niltal kommenden Wanderhändlern genutzt wurde. Jedoch erst 1930 gründete der von der britischen Kolonialverwaltung unterstützte Nazir Nicaïma am Rande des Wadi el Wuz genannten Wadi-Beckens einen Gerichtshof und einen ständigen Markt. Hierdurch entstand Hamrat el Wuz als Siedlung mit zentralen Funktionen.

### 4.3 Eisenverhüttung im Es Safya Gebiet

Während der Befahrungen des Gebiets um den Gebel Abu Hadid entdeckten wir am Westrand des Berges verschiedene strukturierte Eisenschlacken (Abb. 4-2) in Wadianschnitten unter meterdickem Geröll und Hangschutt in nahezu horizontalen Wechsellagerungen von rötlich bröckligem Lehm und schwarzgrauen Aschen. In diesen Schichten fanden wir auch aus rotem tonartigem Material gebrannte Bruchstücke von Rohren mit Innendurchmessern von 3 cm (Abb. 4-3), die als „Windrohre“ für die Sauerstoffzufuhr von Verhüttungsöfen identifiziert werden konnten (Rehren, Deutsches Bergbau-Museum Bochum, pers. Mitt.). Die Menge dieser eindeutig anthropogenen Materialien lassen auf den Standort einer ehemals größeren Eisenverhüttung schließen. Trotz einiger Bemühungen ist es uns nicht gelungen, ein Eisenerzvorkommen im Gebel Abu Hadid zu finden. So dürfte der Name des Berges (Gebel Abu Hadid = Eisenberg) aufgrund der Eisenverhüttung an diesem Ort entstanden sein.

50 km nordöstlich vom Gebel Abu Hadid liegt das ausgedehnte Bergmassiv des Gebel Haraza (30 km x 22 km). Auch hier konnten wir in einem weiten Talkessel im Inneren des Gebirges nahe der Ortschaft Tuba Reste von Eisenverhüttungsanlagen großer Dimensionen finden, wie Schlackenberge, Windrohre und Mauerreste von Öfen (Abb. 4-3).

#### Geschichtlicher Rahmen

Aufgrund archäologischer Befunde (Rehren, pers. Mitt.) kann angenommen werden, daß die Technik der Eisenherstellung nicht von Norden über Ägypten aus Europa transferiert, sondern von Bantu Stämmen aus dem Süden übernommen wurde. Livingston (1874) beschreibt bereits in seinen Berichten die Eisenherstellung der Eingeborenen im Gebiet des Victoriasees. Wie vorher erwähnt, lebten Nuba in den Refugien der Inselberge um Hamrat el Wuz. Die Anwesenheit dieses vorarabischen Stammes könnte auch eine Erklärung für die Entstehung der Eisenverhüttung in den Bergregionen des Gebel Haraza und Gebel Abu Hadid sein.

MacMichael (1912) hat im Gebel Haraza sogenannte „hashhash“ gefunden. In den Berichten von Pallme (1844) werden diese als ca. 7 cm großen Eisenstücke in der Form zweiarmiger Anker beschrieben, die möglicherweise schon seit der Herrschaft der Daju oder Tungur-Sultane (15./16. Jahrhundert) in Darfur als Zahlungsmittel galten. Nach MacMichael (1912) und Beck (1991) handelt es sich jedoch um die Klängen von Jäteisen, deren geringe Größe allerdings den Schluß zuläßt, daß sie

ausschließlich als Zahlungsmittel Verwendung fanden. Die größeren für landwirtschaftliche Zwecke nutzbaren Jäteisen wurden ebenfalls zuerst im Darfur hergestellt. Erst später, als der Warenhandel sich verstärkte und eine Währung notwendig wurde, produzierte man die kleinere Form.

Es ist also anzunehmen, daß die aus dem Süden oder Südwesten zugewanderten Stämme in den Bergen von Haraza und Abu Hadid Eisen schmolzen, aus dem sie teilweise auch „hashhash“ für Münzzwecke in einer Art Manufakturbetrieb herstellten. MacMichael (1912) schreibt: „... *the Tungur were once great worker in iron and it may be that some of the old iron-workings, whose sites still to be seen in North Kordofan, are traceable to the Tungur. Iron smelting is now a forgotten art in N. Kordofan.*“

Diese Eisenhütten sind auch in der lagerstättenkundlichen Literatur erwähnt. - Klinger (1942) schreibt: „*Bis zum Mahdisten Aufstand bestand in Darfur und im westlichen Kordofan eine blühende Eisengewinnung der Eingeborenen (Anuaks, Bongos). Die Araber unterhielten große Eisenhütten in Um Semeina und auf dem Gebel Haraza, wo sie den in Taschen des Nubischen Sandsteins vorkommenden sehr eisenreichen Ton- und Sandstein verhütteten. Solche arabische Eisenschmelzen waren noch bis 1910 in Betrieb.*“ Neben der Verhüttung der Taschenanreicherungen verweisen Klinger (1942), Andrew (1952) und Putzer (1962) auf die Nutzung der ebenfalls durch rezente beziehungsweise mitteltertiäre unter Lateritverwitterungseinflüssen gebildeten „surface deposits“. Diese Limonitkrusten von oft mehreren Zentimetern Dicke - lokal können sie mehrere Meter mächtig werden (Rig el Fula) - sind überall auf den Sandsteinen der früher als Nubische Serie zusammengefaßten Kreideseimente zu finden. Aufgrund des Chemismus (38% bis 49% Fe, geringe Anteile Mn und P, 8 bis 20% SiO<sub>2</sub>) wurde dieser leicht reduzierbare Rohstoff seit alter Zeit auch aus kleinsten Vorkommen von den Eingeborenen ausgebeutet. Aus solchen Verwitterungserzen „*wurden auch die Waffen hergestellt, mit denen der Mahdi 1881 seinen Aufstand begann*“ (Putzer 1962).

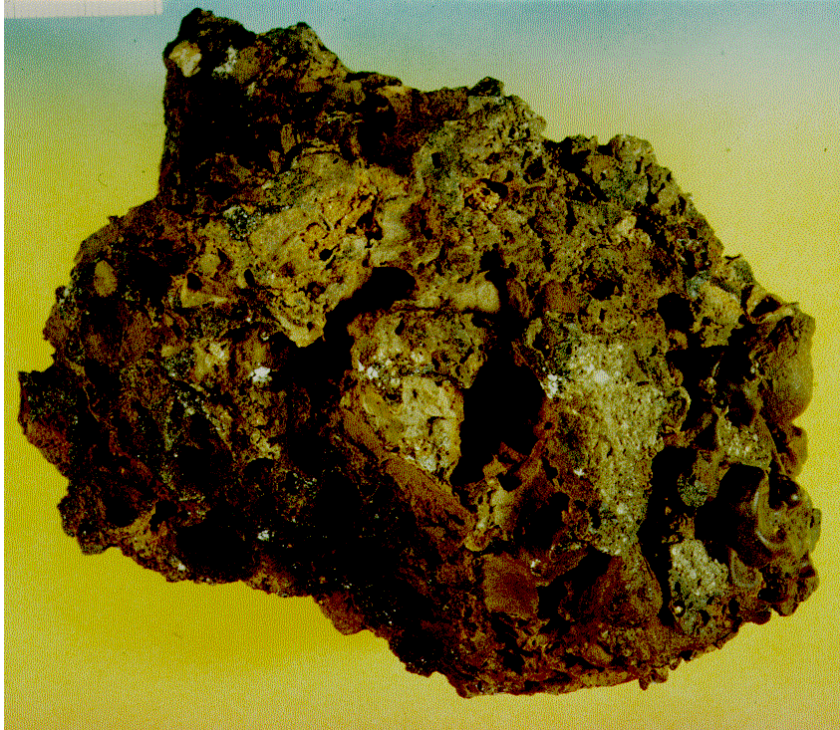
Die lange Tradition dieser Eisenverhüttung im Sudan ist wieder Gegenstand neuester archäologischer Forschung. Bekannt geworden sind vor allem in den letzten Jahren die Schmelzen von Meroe am Nil, der Hauptstadt des Reiches von Kusch (1100 v.Chr. bis 400 n.Chr.), die in der Archäologie wegen ihrer riesigen Ausmaße von Sayce (1912) als „Birmingham of Old Africa“ bezeichnet wurden und zur Zeit archäometallurgisch untersucht werden (Rehren, pers. Mitt.). Auch die große Eisenverhüttung am Gebel Haraza sieht Beck (1991) nur denkbar im Rahmen einer staatlichen Organisation. Er postuliert als Alter „spätestens 18. Jahrhundert“. Somit könnten die Schmelzen von den rivalisierenden Reichen Fung oder Darfur betrieben worden sein, die den Raum Nordkordofan zu dieser Zeit im Wechsel annektiert hatten. Ob ein Zusammenhang mit Meroe und der Kusch Dynastie bestand, konnte noch nicht geklärt werden.

Obwohl in nächster Nähe der Verhüttungsanlagen sowohl am Gebel Haraza als auch am Gebel Abu Hadid von uns keine größeren Erzvorkommen entdeckt werden konnten - im Gegensatz zum Gebel Abu Hadid in der Bajuda Wüste, wo massige Hämatiterze vorkommen (Barth & Meinhold 1979) - ist ihr Standort in bzw. an den Bergmassiven aufgrund des hohen Holzkohle- und Wasserbedarfs, der in Trockenperioden wohl nur noch hier gedeckt werden konnte, zu erklären.

Neueste archäologische Untersuchungen lassen vermuten, daß sich in Meroe eine der ersten Energiekrisen der Erde ereignete. Nach Abholzung der Wälder stand keine Holzkohle mehr zur Verfügung, die Eisenproduktion, die Hauptwirtschaftskraft Meroes, brach zusammen. Dieses könnte der Grund für den Niedergang des einst mächtigen Kusch Reiches (um 400 n. Chr.) gewesen sein. Ähnliches kann auch bereits für das Ende Altägyptens - nach dem Tode Ramses III, 1160 v. Chr. - angenommen werden. Trotz riesiger Holzimporte konnte der Bedarf für die Öfen der Hochtemperatur-Industrie letztlich nicht mehr erbracht werden und die Ägypter verloren den Anschluß an die militärischen und technologischen Innovationen, die sich seit Beginn der Eisenzeit entwickelt hatten (Said, in Vorb.).

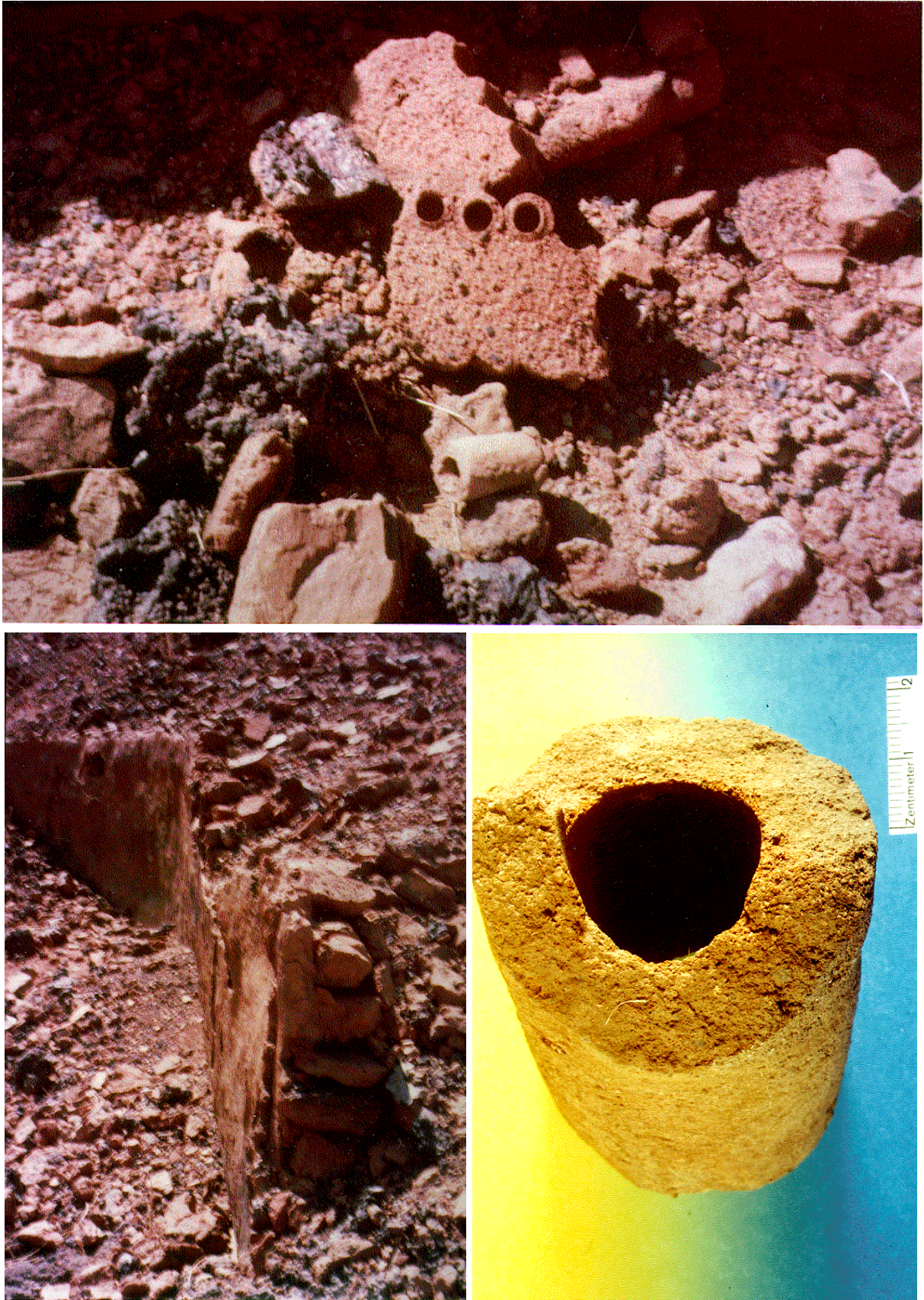
Das Verhältnis Rohstoff zu gewonnenen Eisen war bei der antiken Verhüttungstechnik 100 Teile Holzkohle : 10 Teile Erz : 1 Teil Eisen. Der hierin begründete riesige Holzkohlebedarf führte sicherlich auch am Gebel Haraza und Gebel Abu Hadid zu dramatischen ökologischen Veränderungen.

Nach Nachtigall (1879) ist das Wort „Haraza“ der arabisch mundartliche Ausdruck für die Akazienart *Acacia albida*. Dieses ist ein Hinweis auf eine frühere üppige Vegetation im Gebel Haraza Gebiet. Bei Geländebegehungen fanden wir nicht einmal Reste ehemaliger Wälder, dieses dürfte nicht nur klimatisch, sondern auch durch den jahrhunderte langen Holzkahlschlag begründet sein.



**Abb. 4-2:** Unterschiedlich strukturierte Schlacken vom Gebel Abu Hadid.  
Oben Probe I, unten Probe II.





*Abb. 4-3: Ofenmauern und Windrohre am Gebel Haraza. Oben Bruchstücke eines Schmelzofens mit Windrohren, links: Ofenmauer aus Ziegelsteinen, Höhe 80 cm, sie können bis zu 18 m lang sein (Fotos Beck), Unten rechts Windrohr (Durchmesser 5,75 cm), Fundstück vom Gebel Abu Hadid.*



### 4.3.1 Geochemische und erzmineralogische Untersuchungen an Schlacken und Erzen aus der Gebel Abu Hadid Region

Für geochemische und lichtmikroskopische Untersuchungen an Dünn- und Anschliffen wurden von den Schlackenfunden am Westfuß des Gebel Abu Hadid exemplarisch zwei makroskopisch unterschiedliche Proben ausgewählt. Ebenfalls wurden zwei Proben von vermutlich sedimentären Erzen aus kleineren Aufschlüssen in der Umgebung des Berges gesammelt. Aufgrund des Fehlens von Lagerstätten im Gebel Abu Hadid konnte angenommen werden, daß diese Erze das Ausgangsmaterial für die Eisenverhüttung darstellten.

#### Die Schlacken

Schlacken sind bei der Eisengewinnung anfallende Abfallprodukte, die bei der Trennung unerwünschter Bestandteile des Erzes entstehen. Oft müssen als Zusätze Flußmittel beigelegt werden.

Wie am Gebel Haraza und Gebel Abu Hadid, aber auch an vielen anderen Verhüttungsstellen Afrikas und Europas, blieben sie am Ort ihrer Entstehung zurück. Hierin liegt ihre Bedeutung als wichtige Informationsquelle für die Rekonstruktion alter Verfahrenstechniken und darüber hinaus für die Deutung der kulturgeschichtlichen und wirtschaftlichen Entwicklung, aber auch des Niedergangs einer Region.

#### Makroskopische Beschreibung

Die zwei gesammelten Schlackenartefakte unterscheiden sich makroskopisch sehr deutlich. Probe I (Abb. 4-2 oben) ist ein unregelmäßig geformter überfaustgroßer Klumpen von dunkelbrauner Farbe mit einer aufgrund von Hohlräumen im mm- bis cm-Bereich rauhen Oberfläche. Die oberflächlich erkennbare Innenstruktur dieser Lunker ließ einerseits auf eine Bildung durch herausgewitterte Holzkohle, andererseits auf Entgasung schließen. Querschnitte durch die Proben (Abb. 4-4, 4-5) bestätigten diese Vermutungen. Im Inneren ist die Probe teils braun, teils dunkelgrau. In den braunen Bereichen sind hellere Sandkörner zu erkennen. Durch Entgasungsblasen und die Holzkohleeinschlüsse erhält die Probe eine poröse heterogene Struktur. Aus den großen unregelmäßigen Lunkern konnte Holzkohle extrahiert werden (Kap. 4.3.2). Sowohl an der äußeren Oberfläche als auch um die Lunker im Inneren der Probe sind sekundäre Oxidationssäume zu erkennen. Die Grundmatrix der Probe ist sehr hart.

Die etwa faustgroße Probe II (Abb. 4-2 unten) ist schwarzbraun, teilweise glänzend und besitzt eine überwiegend glatte Oberfläche mit nur wenigen Lunkern in einem Oberflächenbereich und ist sehr hart. In der Abb. 4-2 kann man eingeschlossene Sandkörner und leicht rötliche Partikel erkennen (evtl. kleinste Bruchstückreste von Windrohren oder des lehmigen Ofenbaumaterials). Der Anschnitt (Abb. 4-5) zeigt eine dunkelgraue Farbe. Die Probe ist insgesamt feinkörnig homogen, nur ein Rand zeigt eine partiell feinblasige Ausbildung. Anzeichen sekundärer Oxidation sind sowohl im Inneren als auch an der Oberfläche nicht vorhanden.

Aufgrund auffälliger Dichteunterschiede – Labormessungen ergaben Dichten von  $3,2 \text{ g/cm}^3$  und  $4,05 \text{ g/cm}^3$  – wurde die Probe II im Gelände zunächst als Luppe angesprochen. Dieses Zwischenprodukt bei der Eisengewinnung besteht aus einem Gemenge von Schlacke und Metall. In der chemischen Analyse konnte jedoch in dieser Probe wie auch in Probe I kein metallisches Eisen nachgewiesen werden, es handelt sich somit nicht um Luppen, sondern um Schlacken.

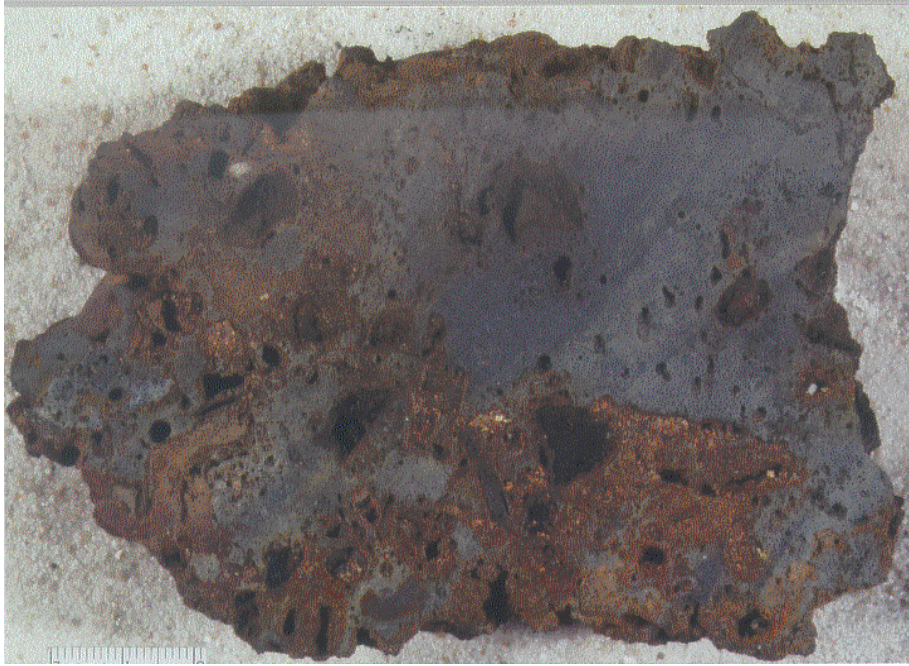
#### Chemische Untersuchungen

Die Ergebnisse der naßchemischen Analysen und Atomabsorptionsmessungen zeigen, daß die chemische Zusammensetzung der beiden Schlackenproben insgesamt ähnlich ist bei höherem  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Anteil der Probe I (Probe I 12 %, Probe II 7%). Der hohe FeO-Gehalt der Proben (65,0 bzw. 61,7%) läßt die Annahme zu, daß es sich hierbei um Abfallprodukte des Rennfeuerfahrens handelt, bei dem

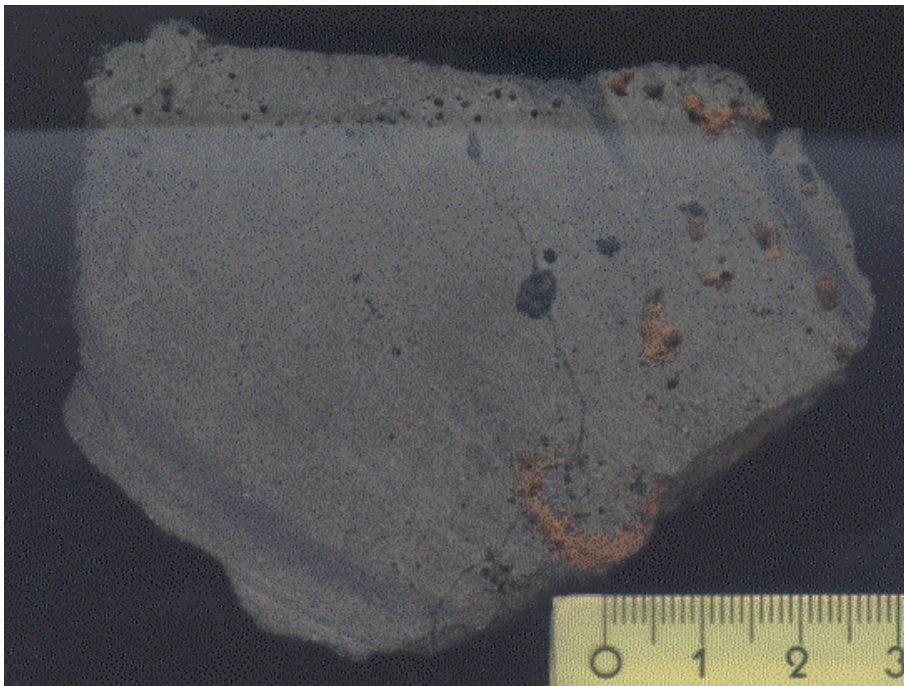
die produzierten Schlacken oft bis weit über 70 % FeO enthalten können, wie Schlackefunde in Europa und Afrika belegen.

#### Das Rennfeuerverfahren

Dieses Verfahren der Eisengewinnung ist in Afrika von vorchristlicher Zeit bis ins 19. Jahrhundert betrieben worden. Nach  $C_{14}$  Datierungen fand die Eisenproduktion in Meroe/Sudan (Rehren 1995) und in Westafrika (Okafor 1992) bereits in der Mitte des 1. Jahrtausends v. Chr. statt.



*Abb. 4-4: Schnitt durch die Schlackenprobe I.*



*Abb. 4-5: Schnitt durch die Schlackenprobe II.*

In Öfen unterschiedlichster Bauart wurde das Eisenerz mit Holzkohle verhüttet. Zur Erhöhung der Temperatur wurden aus Lehm hergestellte Windrohre durch die Seitenwände, den Boden oder das Dach der Öfen eingebracht, die bis in die Ofenfüllung führten (Abb. 4-3). Für die Belüftung wurde hier teils der natürliche Luftzug ausgenutzt oder es wurden Blasebälge eingesetzt. Aus der ungefähren E-W-Ausrichtung von Mauerresten von Ofenreihen mit eingebauten Windrohren am Gebel Haraza kann hier eine Ausnutzung der überwiegend aus nördlicher Richtung kommenden Winde postuliert werden. Nach Mitteilung von T. Rehren unterscheidet sich dieser Ofentyp von den bisher beschriebenen, in anderen Teilen Afrikas genutzten, überwiegend mit Blasebälgen bewetterten rundlichen Öfen. Die windbetriebenen Formen vom Haraza scheinen eine besondere Aerodynamik genutzt zu haben. Der über dem Ofen erzeugte Unterdruck bewirkt, daß der Wind durch die in der Ofenbrust eingebauten Windrohre eingesogen wird.

Die Identifizierung dieser charakteristisch langgestreckten Ofenformen und des zugrunde liegenden aerodynamischen Effektes gelang in der Mitte der 90er Jahre G. Juleff (1995) in Sri Lanka. Eine Titelgeschichte in der Zeitschrift *Nature* (379/1996) und ein Kommentar auf der Wissenschaftsseite der *ZEIT* (3/1996) war diesem Thema gewidmet. Das Alter der dortigen Öfen entspricht den Funden vom Gebel Hadid. Dieses wirft die Frage des Knowhow Transfers auf. Vorläufer dieses Ofentyps sind bereits aus der Bronzezeit in der Ägäis und in Jordanien beschrieben worden.

Die wesentlichen Unterschiede des Rennfeuerfahrens gegenüber der heutigen Hochofentechnologie sind zum einen die niedrigen Ofentemperaturen (1100 bis 1200 °C), bei denen das Eisen (Schmelztemperatur 1535 °C) nicht schmilzt, sondern in mehr oder weniger festem Zustand aus kleinen Kristallen agglomeriert und mit Schlacke und Holzkohleresten die Luppe bildet, zum anderen der hohe FeO-Gehalt der Schlacken (meist deutlich über 50 %), der dadurch entsteht, daß FeO bzw. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> als Fließmittel für die silikatische Gangart dient. Die entstehenden dünnflüssigen meist homogenen Schlacken fließen (rinnen = rennen) als Fließschlacke durch Abstichöffnungen aus dem Ofen - daher der Name Rennfeuerverfahren - oder verbleiben als heterogene Ofenschlacke versetzt mit Holzkohleresten im Ofensumpf.

Bei der von mir untersuchten Schlackenprobe II handelt es sich vermutlich aufgrund ihrer Homogenität um eine Fließ- oder Abstichschlacke, die wegen ihrer geringen Viskosität durch Abstich vom Schmelzraum des Ofens abgetrennt wurde und außerhalb erstarrte (Yalcin & Hauptmann 1995). Mit ihrer größeren Porosität und ihrem deutlichen Holzkohleanteil kann die Schlackenprobe I als Ofenschlacke typisiert werden, d.h. es handelt sich um ein im Ofen erstarrtes Produkt, das vermutlich kaum einen fließfähigen Zustand erreicht haben dürfte (Gassmann et al. 1995).

Zum Erzielen der niedrighschmelzenden Schlacken sind ohne Flußmittel und Aufarbeitungsprozesse nur eisenreiche Erze mit über 60 Gewichts-% FeO verhüttbar (Yalcin und Hauptmann 1955). Als Eisenerz wird überwiegend Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> eingesetzt, als Reduktionsmittel für das Eisenoxyd dient das durch die Verbrennung von Holzkohle gewonnene CO. Beim Rennfeuerverfahren entsteht kohlenstoffarmes „weiches“ Eisen im Gegensatz zum C-haltigen harten Stahl der modernen Hochofentechnologie.

## Die Erze

Die als Erze angesprochenen Proben III und IV sind petrologisch gesehen eisenimprägnierte Sedimente, Eisenkrusten oder Eisenbänder, die auf den Oberflächen bzw. entlang der lithologischen Grenzen der kretazischen Sedimentabfolge entstanden sind. Aufgrund des Fehlens von Bauxitmineralien ist nach Schwarz (1992) die Bezeichnung dieser Gesteine als „Laterite“ im wissenschaftlichen Sinne nicht korrekt, obwohl der hohe Anteil an Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (12 % bzw. 25 %) deutlich eine Nähe zu lateritischen Gesteinen zeigt.



## Makroskopische Beschreibung

Probe III ist äußerlich schwarzbraun und hat eine teils rauhe, teils blasig-glatte Oberfläche. Der Anschnitt weist überwiegend eine dunkelbraune Farbe auf mit feinen rotbraunen Schlieren im mm-Bereich. Die Innenstruktur ist feinkörnig homogen und von geringer Härte. Eine Schichtung ist makroskopisch nicht erkennbar.

Probe IV ist von rotbrauner Farbe. Im Anschnitt ist eine parallele Feinschichtung erkennbar. Aufgrund der Feinkörnigkeit handelt es sich vermutlich um eine Toneisensteinkruste.

## Chemische Untersuchungen

Beide Proben haben einen niedrigen  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Gehalt von 25,7 Gew.-% (Probe III) bzw. 32,7 Gew.-% (Probe IV), womit diese Erze für die frühzeitliche Verhüttung nach dem Rennfeuerverfahren ohne einen vorhergehenden Aufbereitungsprozeß nicht verwendbar waren, zumal bei dieser Technologie ein großer Teil des Eisens noch als Schlackenbildner verloren ging (s. o.). Als mögliche Anreicherungsverfahren für  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  arme Doggererze (23-29 %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), die nach der Rennfeuermethode im südlichen Oberrheingebiet verhüttet wurden, nehmen Gassmann et al. (1995) Röstprozesse an. Ebenfalls wird eine Aufbereitung für die oolithische Eisenerze (Dogger- $\beta$ ) vom Minettetyp mit 36 %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  auf der Schwäbischen Alb postuliert (Yalcin & Hauptmann 1995). Naßaufbereitung zur künstlichen Anreicherung von Armerzen wird von Keesmann et al. (1983) vermutet. Aufbereitungsverfahren konnten jedoch bisher archäologisch nicht belegt werden.

Die Probe III scheint aufgrund ihrer chemischen Zusammensetzung als Verhüttungserz überhaupt nicht geeignet zu sein. Zum einen ist der Eisengehalt dieser Probe mit 25,7 %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  besonders niedrig, zum anderen unterscheiden sich sowohl das Al-Si- als auch das Ca-Mg-Verhältnis erheblich von den in Schlacken ermittelten Mengenverhältnissen dieser Bestandteile.

Der hohe  $\text{SiO}_2$  Gehalt der Probe IV dürfte verfahrenstechnisch günstig sein, da kein weiterer Zusatz von  $\text{SiO}_2$  als Flußmittel erforderlich ist. Da keine weiteren Vererzungen in der Umgebung des Gebel Abu Hadid gefunden wurden und es nicht anzunehmen ist, daß Erze aus größerer Entfernung antransportiert wurden, könnte Erz vom Typ der Probe IV nach Aufbereitung verhüttet worden sein.

Eisenimprägnierte Sedimente aus der Es Safya Region, Eisenkrusten und vor allem Toneisensteinbänder, zeigen eine ähnliche chemische Zusammensetzung wie die Probe IV (Schwarz 1992). Lediglich ein analysiertes Fe-Konglomerat aus der Gegend um Hamrat el Wuz, ca 40 km nördlich des Gebel Abu Hadid, hat mit 38,4 % einen höheren  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  Gehalt. Einen größeren  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  Anteil von 44,8 % konnte Schwarz in einem eisenimprägnierten Basiskonglomerat im Grenzbereich zwischen dem Grundgebirge des Nordkordofanblocks und den Sedimenten des angrenzenden Beckenraumes im Wadi Umm Gamus nachweisen. Etwa 10 km nordöstlich von dort fand er in der Lokalität Nazir Farq Konkretionskrusten mit sogar 79,2 %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Aufgrund der großen Entfernung von über 120 km zum Gebel Abu Hadid sind die Erze dieser Fundstellen sicherlich nicht dort verhüttet worden. Diese Daten sollen lediglich zeigen, daß im weiten Umfeld des Gebel Abu Hadid hochprozentige Eisenerze vorkommen.

Es muß angemerkt werden, daß bei der Suche nach frühgenutzten Rohstoffvorkommen oft nicht mehr die tatsächlich verwendeten Erze auffindbar sind, sondern nur noch nicht verhüttbare Überreste ehemals tatsächlich abgebauter Materialien. Somit ist nicht auszuschließen, daß es auch am Gebel Abu Hadid Erze mit obengenannten hohen Eisengehalten gab. In Europa wird eine Verlegung des Standortes der Eisenhütte mit der Häufigkeit und der Wahl des benötigten Erzes verbunden. Keesmann et al. (1983) sowie Yalcin & Hausmann (1995) postulieren die Lage der Rennfeueröfen in unmittelbarer Nähe der Lagerstätte. Im europäischen Bereich jener Zeit dürften jedoch aus klimatischen Gründen die Randanforderungen einer Hüttenindustrie – ausreichend Holzkohle, Wasser und Baumaterial – weitläufig erfüllt gewesen sein, während im afrikanischen Raum zumindest in der Sahelzone nicht nur die

Menge und Qualität der Erze, sondern auch die Lösung der Energieprobleme für die Standortwahl der Eisenhütten von grundsätzlicher Bedeutung war.

Die Frage, welche Erze nun am Gebel Abu Hadid wirklich verhüttet wurden, kann im Rahmen dieser Arbeit nicht beantwortet werden. Auch in der modernen Literatur (Rehren 1995, Yalcin & Hauptmann 1995) wird auf die Kompliziertheit der unmittelbaren Zuordnung von Erzen zu den Schlacken hingewiesen. Angesichts der noch unbekannt Parameter, wie mögliche (nötige) Aufbereitungsverfahren, Einfluß des Ofenwand- und Windrohrmaterials sowie der Aschenkomponente der Holzkohle auf die Zusammensetzung der Schlacke ist eine unmittelbare Vergleichbarkeit zur Zeit nicht zu erwarten. Keesmann (1989) weist darüber hinaus auf die Heterogenität von Schlacken hin, die nebeneinander unter gleichen Temperatur- und Redoxbedingungen entstanden sind. Auch dieses macht eine Aussage anhand von Schlackenanalysen über Herkunft und Zusammensetzung der für die Eisenverhüttung verwendeten Erze spekulativ.

### Die Metalle

Am Gebel Abu Hadid konnten von uns keine historischen Eisenfunde gemacht werden, aus der chemischen Zusammensetzung der Schlacken sind jedoch Rückschlüsse auf das hergestellte Metall möglich. Nach Rehren (1996) ist das Auftreten von freiem FeO (Wüstit) in der Schlacke an die Erzeugung kohlenstoffarmen Eisens gebunden, ein niedriger FeO-Anteil ein Hinweis auf die Gewinnung relativ kohlenstoffreichen Eisens. Untersuchungen von Schlacken aus Meroe und Eisengegenständen aus dem benachbarten Musawwarat belegen dieses.

Die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten chemischen Analysen haben 65 % FeO für Probe I bzw. 61,7 % FeO für die Probe II ergeben, die Untersuchung im Mikroskop zeigte, daß ein Teil davon als freies FeO in Form von Wüstit-Dendriten vorliegt. Die Schlacken von Meroe weisen durchschnittlich 55 % FeO und sehr wenig Wüstit auf, dort wurde ein kohlenstoffhaltiges hartes Eisen produziert (Rehren 1998). Es kann vermutet werden, daß am Gebel Abu Hadid somit ein kohlenstoffärmeres weiches schmiedbares Eisen erzeugt wurde.

### 4.3.2 Altersbestimmungen und archäologischer Vergleich

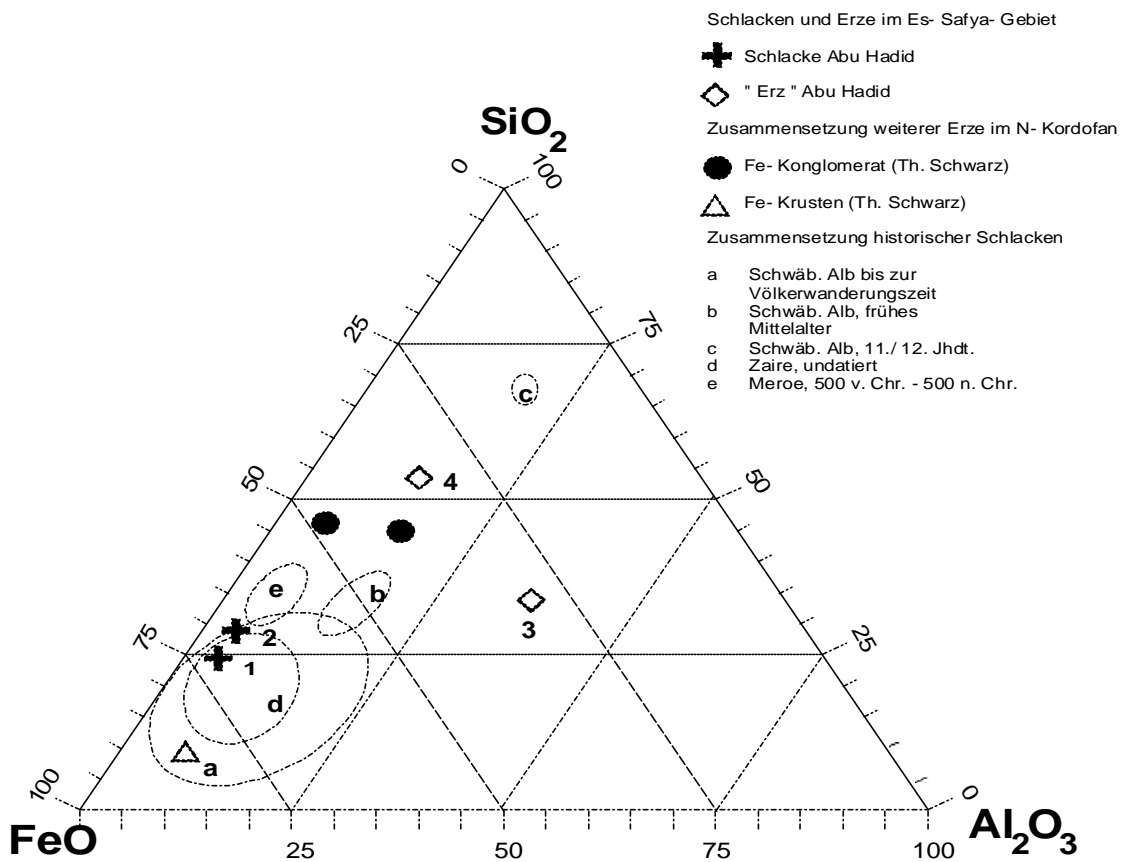
Bei makroskopischer Betrachtung der Schlackenprobe I (s.o.) wurden in der Probenoberfläche vereinzelte Holzkohlepartikel mit bis zu 1 cm Durchmesser festgestellt. Hierdurch war die Grundlage für eine C<sup>14</sup>-Altersbestimmung gegeben.

Nachdem ein Aufbereitungsversuch – Gravitationsstrennung mit einer Dichteflüssigkeit (ZnS, Dichte = 1,935 g/cm<sup>3</sup>) von 530 g gemahlten Probenmaterials (ca 2/3 der Probe) – nur 0,5 g Holzkohle erbrachte, wurde der Rest der Probe geschnitten und aus den Schnittflächen (siehe Abb.4-4) die Holzkohlestückchen manuell extrahiert. So konnte 4 g Holzkohle gewonnen werden (Minimalmenge Kohlenstoff für eine Alterdatierung 1/5 Mol, also 2,5 g Kohlenstoff).

Die C<sup>14</sup>-Datierung ergab ein absolutes Alter von 864 ± 41 Jahre. Wegen der Schwankungen in der natürlichen C<sup>14</sup>-Produktion, beobachtet an C<sup>14</sup>-Messungen von Baum-Jahresringen bekannten Alters, datiert die Probe mit 68 % Wahrscheinlichkeit zwischen 1120 bis 1260 nach Chr., mit 95 % Wahrscheinlichkeit auf den Zeitraum zwischen 1030 und 1280 n.Chr..

Aus den C<sup>14</sup>-Altersdatierungen der Schlacken kann nur definitiv geschlossen werden, daß im 12. Jahrhundert nach Chr. Eisenverhüttung am Gebel Abu Hadid stattgefunden hat. Die Frage nach Beginn und Ende dieser Industrie dort kann aufgrund des Fehlens weiteren Probenmaterials nicht beantwortet werden.

Im ternären System FeO, SiO<sub>2</sub> und Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Abb. 4-6) ähnelt die chemische Zusammensetzung der Proben I und II den historischen Rennfeuerschlackefunden auf der Schwäbischen Alb und aus Zaire (Yalcin & Hauptmann 1995, Kessmann et al. 1983).



**Abb. 4-6:** Darstellung der chemischen Zusammensetzung der Schlackenproben I + II im ternären System im Vergleich zu Funden aus Süddeutschland, Zaire und dem Sudan.

Im mitteleuropäischen Raum wurden beispielsweise auf der Schwäbischen Alb schon in vorrömischer Zeit Dogger- und andere Erze verhüttet. Während der Völkerwanderungszeit wurden hier im Rennfeuerverfahren Eisenschlacken mit einem FeO-Anteil von bis zu 75 % und kohlenstoffarmes Eisen erzeugt. Bereits im frühen Mittelalter konnte durch eine höhere Brenntemperatur, ein stärker reduzierendes Ofenmilieu und die Verwendung von Ca als Zuschlagsstoff der FeO-Gehalt in der Schlacke auf 39 % gesenkt werden. Im 11./12. Jahrhundert wurde bereits mit „moderner“ Technologie Roheisen erzeugt, wie die FeO-Gehalte der Schlacken von deutlich unter 10 % belegen (Yalcin & Hauptmann 1995). Die Gebel Abu Hadid Schlacken weisen zu dieser Zeit noch FeO-Gehalte von über 60 % auf und liegen auch deutlich über den FeO-Werten spätmeroitischer Schlacken (55 %) Nordostafrikas (ca. 4. Jahrhundert n. Chr.).

Ob nun der Know-how-Transfer neuerer Verhüttungsverfahren das Abu Hadid Gebiet aus dem Norden im 12. Jahrhundert noch nicht erreicht hatte, die aus dem Süden kommenden Technologien sich nur überwiegend nilaufwärts ausbreiteten oder der Stand der Hüttentechnik, die eventuell autochthon am Gebel Abu Hadid entstanden war, über Jahrhunderte stagnierte, kann hier nicht geklärt werden. Rehren (1995, 1996) charakterisiert das um die Zeitenwende in Meroe und anderen afrikanischen Hütten produzierte Eisen, das sich von den gängigen Rennfeueisen der Alten Welt jener Zeit durch seinen ausgeprägt höheren Kohlenstoffgehalt unterscheidet als „Afrikanisches Eisen“ und folgert hieraus eine Technologieausbreitung von Süden her. Der Fund bisher aus Afrika noch nicht beschriebener Ofenformen wirft weitere Fragen auf.

### 4.3.3 Hochofenschlacken und klimatische Schlußfolgerungen

Auch wenn das Ergebnis der  $C^{14}$  Altersdatierung nur als ein punktuelles erscheinen muß, so kann jedoch hieraus in Bezug auf die Klimasituation der Region einiges geschlossen werden. Mindestens bis ins Mittelalter hat am Gebel Abu Hadid Eisenverhüttung stattgefunden, dieses dürfte auch für den Gebel Haraza gelten. Diese Regionen liegen am klimatisch äußerst sensiblen Nordrand der Sahelzone, somit ist nicht auszuschließen, daß es durch eine spätere Südverschiebung des Wüsten-Sahel-Grenzsaumes zu einer für die Eisenverhüttung entscheidenden negativen Klimaveränderung kam. Kröpelin (1993) nimmt für die von klimatisch wirksamen Relieferhebungen freien Regionen des nördlichen Sudans eine Südwanderungsrate der Sahara von einem Breitengrad pro 300 Jahre an. Dieses entspricht auch dem von Haynes (1987) angegebenen Betrag von 0,33 km/a für den Rückzug der Sahelzone. Nach Kröpelin hat die klimatische Wüstengrenze das Untere Wadi Howar vor 2000 Jahren südwärts passiert. Die Gebel Abu Hadid/Gebel Haraza Region liegt ca. 300 km südlich des Wadi Howar. Legt man die oben genannten Ausbreitungsgeschwindigkeiten zugrunde, könnte es einerseits im Untersuchungsgebiet um 1200 n.Chr. sehr wohl zu einer erheblichen Klimaveränderung (Aridifikation) und damit zu einer Verringerung der Vegetation und dadurch bedingtem Mangel an Holz für die Holzkohleproduktion gekommen sein. Da aber seit der Zeitenwende eine Verlangsamung der Südwanderung und gegenwärtig überhaupt keine Südwärtsverlagerung der Sahara angenommen wird (Kröpelin 1993), könnte es sich aber auch nur um eine natürliche kurzfristige Oszillation des Wüsten- bzw. Sahelrandes und nicht um sehr langfristige Klimaauswirkungen gehandelt haben. Beide Phänomene sind als Ursachen für einem Niedergang der Eisenverhüttung möglich. In diesem Zusammenhang sei erwähnt, daß der heutige Wüstensaum angesichts des noch beträchtlich weiter nach Süden reichenden fossilen Qoz-Dünengürtels (Kap. 4.6.1) östlich des Gebel Abu Hadids noch längst nicht die klimatisch bedingte präholozäne Südgrenze der Sahara erreicht hat.

Die oben angedeuteten überregionalen Klimaveränderungen reflektieren jedoch nicht die klimatischen Gegebenheiten in regional oft engbegrenzten Gunstsituationen oder -lagen, wie sie die Gebirgsmassive des Gebel Haraza und Gebel Abu Hadid/Umm Duraq darstellen dürften. Vor allem kann dieses für die letztere Region postuliert werden. Die direkt südlich angrenzenden ausgedehnten Paläo-seen (Kap. 4.6.2) und auch die auffallende – zwischen den Geländeeinsätzen zu beobachtende – rasche Weiterentwicklung der relativ üppigen Vegetation dort könnten hierfür Hinweise sein. Wahrscheinlicher jedoch ist, daß Desertifikationsprozesse großen Ausmaßes zu einer Verschlechterung des Infraklimas dieser Gunsthabitate führten oder zumindest die Aridifikation beschleunigt haben. Durch das rigorose Abholzen der Wälder kam es zu einer Energiekrise (Holzkohlemangel) einhergehend mit der durch den Raubbau verursachten Klimaverschlechterung, die wiederum zu einem Absterben der weiteren Vegetation und zu Wassermangel in der Region führten. Die Auswirkungen einer Kombination dieser Faktoren bedeutete schließlich das Ende der Eisenverhüttung. Wann dieser Zeitpunkt erreicht wurde, ist nicht bekannt. Aus den hier dargestellten Untersuchungsergebnissen kann nur interpretiert werden, daß mit Sicherheit bis Ende des 13. Jahrhunderts am Gebel Abu Hadid Eisen produziert wurde. Damit ist belegt, daß in dieser Zeit die klimatischen Voraussetzungen für eine Vegetation mit Baumbewuchs und ausreichend Wasser gegeben waren.

Abschließend sei betont, daß in dieser Arbeit, mit den hier vorgelegten Ergebnissen und Interpretationen nur punktuell zur Lösung archäometallurgischer Hauptfragen (Entwicklung der Eisengewinnungstechnologie, Beginn und Ende der Verhüttung, Erze und Energie, Organisation der Industrie und deren Einbindung in einen Siedlungsraum) beigetragen werden kann. Doch da die Eisenverhüttung am Gebel Abu Hadid in der Literatur bisher nicht erwähnt wurde, kann dieses Kapitel als mosaiksteinhafter Beitrag für die Klärung der geschichtlichen Einordnung dieses Gebietes dienen und zu weiteren Forschungen anregen, wobei besonders der Fund, der bisher aus Afrika noch nicht beschriebenen Ofenformen sicherlich von Bedeutung ist.

## 4.4 Klima

Das semiaride Klima der Region wird geprägt von der N-S Verschiebung der Luftmassen der inner-tropischen Konvergenzzone. Die dreimonatige Regenzeit beginnt im Juli mit heftigen Sandstürmen und wenigen, jedoch starken Regenfällen, wenn der trockene Nordostpassat durch feuchtwarmer aus dem Süden kommende Luftströmungen verdrängt wird. Die Dauer der Regenzeit wird vom Wechsel der Windrichtungen bestimmt. Der Nordostpassat beeinflusst das Klima wieder von Ende September bis Anfang Oktober. In dieser Zeit findet bei Trockenheit und sinkenden Temperaturen die Ernte statt. Von Mitte November bis Mitte Februar dauert die kalt-trockene Jahreszeit (Karthoum, Januar kältester Monat, mittleres Tagesminimum 16°C, El Obeid, Januar mittleres Tagesminimum 13°C. Eigene Temperaturmessungen während Geländeaufhalten im Januar ergaben Werte bis hinunter auf 5°C in den frühen Morgenstunden. Von Ende Februar bis Juli folgt dann mit Tagestemperaturen um 40°C die heiß-trockene Jahreszeit. Temperaturmessungen, die von uns Anfang Mai durchgeführt wurden, zeigten Tagesspitzenwerte um 54°C und Nachttemperaturwerte um 28°C.

Auf Abb. 4-7 ist die Variabilität der Jahresniederschläge der Messungen der Klimastation in Hamrat el Wuz dargestellt, die im Zeitraum von 1949 bis 1969 durchgeführt wurden. Messungen an einem Punkt können zur Gesamtsituation eines größeren Gebietes unter Umständen nicht viel aussagen, da sehr heftige Niederschläge teilweise lokal eng begrenzt fallen. Der mittlere Jahresniederschlag beträgt 173,0 mm. Betrachtet man die Niederschlagssummen der einzelnen Jahre, so wird der rein statistische Charakter dieser Größe deutlich. Im Trockenjahr 1958 fielen mit 93,5 mm Niederschlag nur 46% des mittleren Jahresniederschlags, im folgenden Feuchtjahr 1959 lag der Niederschlag mit 228,3 mm 32% über dem langjährigen Mittelwert. 1966 war das trockenste Jahr des Meßzeitraumes, es fielen nur 65,2 mm Regen, das sind nur 37,8% des durchschnittlichen Jahresmittels. Im feuchtesten Jahr 1964 wurden 289,4 mm gemessen, d.h., der mittlere Niederschlagswert wurde um 67,5% überschritten. Aus dieser zahlenmäßigen Gegenüberstellung von einzelnen extremen Jahren ist zu ersehen, wie groß die Unsicherheiten in bezug auf die jährlich zu erwartenden Niederschläge sind. Die Niederschläge der Jahre 1965 bis 1969 lagen alle unter dem Durchschnitt. Damit liegen von 21 Beobachtungsjahren insgesamt 10 Jahre unter dem Durchschnitt.

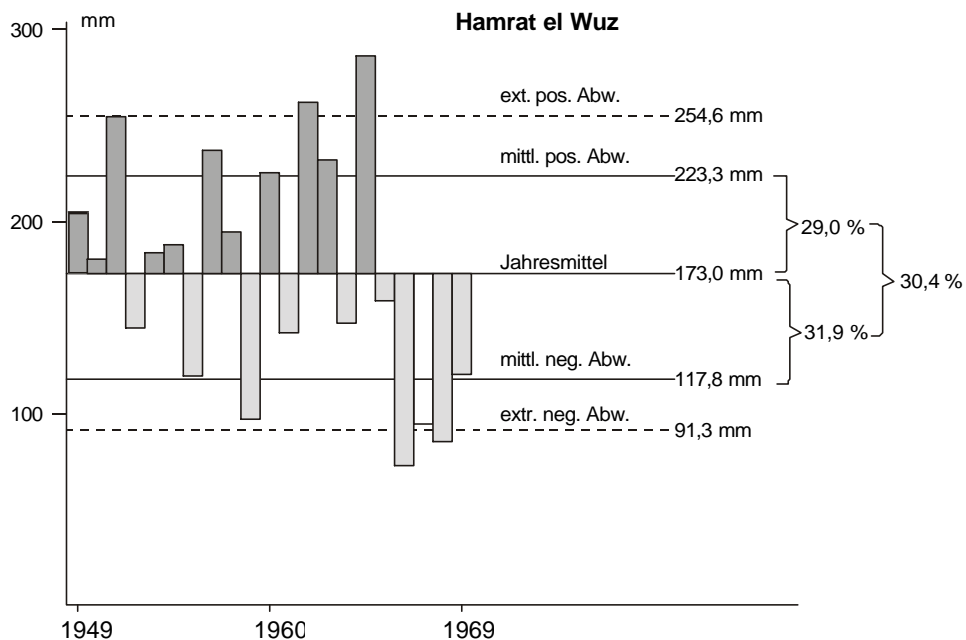
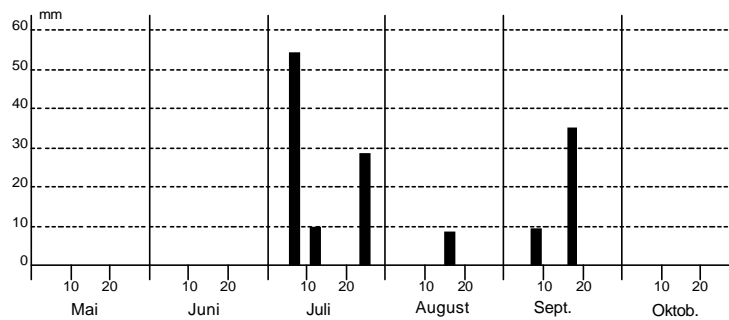


Abb. 4-7: Variation der Jahresniederschläge (Messung der Klimastation Hamrat el Wuz 1949-69).

Bei einem Jahresmittel von 173,0 mm beträgt die mittlere Abweichung 30,4%; die mittlere positive Abweichung mit 223,3 mm Niederschlag bedeutet 29%; die mittlere negative Abweichung mit 117,8

mm liegt mit 31,9% nur knapp darüber. Das Gebiet gehört somit in den Bereich der nördlichen Sahelzone, die sich durch Niederschlagsbeträge zwischen 100 mm/Jahr und 500 mm/Jahr sowie Niederschlagsvariabilitäten zwischen 20% und 30% kennzeichnen läßt (Mensing 1986). Die Variabilität in der Sahara liegt zwischen 30% und 80%.

Abb. 4-8 zeigt eine Verteilung der Tagesniederschläge für das Jahr 1960. Während der sogenannten Regenzeit ist nicht mit täglichen Niederschlägen zu rechnen und es treten niederschlagsfreie Perioden von bis zu drei Wochen auf. Mensching (1971) bezeichnet deshalb die Niederschlagsperiode dieser Regionen als „Zeit möglicher Regenfälle“.



**Abb. 4-8:** Verteilung der Tagesniederschläge für das Normaljahr 1960 in Hamrat el Wuz.

Neben der Variabilität ist die Intensität und Anzahl der Niederschlagsereignisse von großer Bedeutung. Am Beispiel des Jahres 1960 ist zu ersehen, daß es im Verlauf der Monate Juli/September 6 mal regnete. Zwei Ereignisse, also 33%, mit über 30mm/Tag gehören zur Intensitätsklasse der Starkregen. Von 138,5 mm Jahresgesamtmenge fielen 93 mm, das sind 67%, an nur zwei Tagen.

Hieraus ist die große Problematik der Starkregen zu ersehen. Zum einen kann ein einziges extremes Niederschlagsereignis den mittleren Jahresniederschlag so erhöhen, daß ein Normaljahr in der Statistik ein günstiges Feuchtjahr vortäuschen kann. Zum anderen kommt es aufgrund des hohen Benetzungswiderstandes eines trockenen Sandbodens bei plötzlichen Starkregenereignissen mit ihren oft innerhalb einer Stunde fallenden Regenmengen zu einer erheblichen Herabsetzung der Infiltrationskapazität und somit zu hohen Oberflächenabflußraten mit der Folge schädlicher Bodenerosion. Eine nutzbringende Infiltration wird erst mit zunehmender Durchfeuchtungsdauer möglich, also durch mehrtägige Regenfälle geringerer Intensität.

### Die große Dürre 1983-1985

Neben der extremen Dürre von 1911-14 gehörte die Dürreperiode von 1983-85 zu den schlimmsten Naturkatastrophen, von denen der nördliche Sudan in diesem Jahrhundert betroffen wurde.

Eine Dürre beschränkt sich nicht auf den einmaligen Ausfall einer Regenzeit. Schon 1982 hatte der Nordkordofan ein schlechtes Regenjahr. 1983 waren die Regenfälle ebenso dürftig. 1984 fiel überhaupt kein Regen. Erst nach den mangelhaften Regenfällen des Jahres 1985 fiel 1986 wieder ausreichend Niederschlag. Die Allgegenwart der Dürre in den Jahren 1983-85 in der ganzen Sahel Zone verschloß den Nomaden ihre Abwanderungsräume, die sie sonst bei regional begrenzten Trockenzeiten aufsuchen. Die Ernte war überall so schlecht, daß die Defizite durch Viehverkäufe oder durch Lagerbestände aus vergangenen Jahren nicht überbrückt werden konnten. Teilweise war auch eine Hilfe durch Importe aus anderen Regionen nicht möglich, wie bei lokalen Krisen sonst üblich. Mit der gleichen Dramatik, wie die Hirsepreise stiegen, sanken die Viehpreise. Selbst die Gehaltsempfänger in Hamrat el Wuz konnten die teure und nur noch spärlich vorhandenen Hirse nicht mehr bezahlen. Die Effekte von Dürre und Verarmung kulminierten 1984. Eine Massenflucht mittelloser und hungriger Menschen vor der „famine that kills“ (de Waal, 1989) in die Hungerlager nach El Obeid und Omdurman setzte ein.

1983 lebten im Ort Hamrat el Wuz 4500 Einwohner; Anfang 1985 noch knapp 2000. Der größte Teil der überlebenden Flüchtlinge wurde Mitte 1985 zurückgeführt. 1993 besaß der Ort wieder ca. 5500 Einwohner.

## 4.5 Bewuchs und Landnutzung

### Natürliche Vegetation

Aufgrund des Vegetationstypes kann man das Untersuchungsgebiet das Klassifikationsschema von Harrison und Jackson (1955, in Beck 1991) als „Semi-Desert-Grassland on Sand“ einordnen.

Der Bewuchs besteht aus den dominierenden Strauch- und Baumspezies *Acacia mellifera*, *Acacia raddiana*, *Acacia tortilis*, *Acacia albida*, *Balanitis aegyptiaca*, *leptadenia*, *pyrotechnica* und *Salvadora persica*. Der Unterwuchs wird überwiegend von *Arestida* spp, *Cenchrus biflorus* und *Panicum turgidum* gebildet. Nur knapp 180 km nördlich von Hamrat el Wuz geht das Gebiet im Wadi el Milk Bereich mit einem abweichenden Vegetationstyp in die Libysche Wüste über.

Vor der großen Dürre (1983-85) existierten auch im nördlichen Bereich um Es Safya und im Gebel el Hursh Gebiet größere Waldbereiche. Auf unseren Geländefahrten (1993) trafen wir dort nur noch abgestorbene Relikte an, während wir im Süden ausgedehnte, wieder begrünte Waldbereiche vor allem in den Wadis südlich des Gebel Abu Hadid vorfanden. Südwestlich des Ortes Ghabani sahen wir am Fuße des Gebel Hadid Gruppen von Dum-Palmen *Hyphaene thebaica*.

### Ackerbau

Aufgrund des klimatisch bedingten Bewuchses liegt das Gebiet von Hamrat el Wuz in einem typischen Nomadengebiet, weit außerhalb der agronomischen Trockengrenze für den Getreideanbau (Krieger 1991, Sperner 1991). Nur die Anwesenheit der Nuba sowie die landwirtschaftliche Gunstlage der benachbarten Inselbergmassive Gebel Haraza, Abu Hadid und Umm Duraq können erklären, daß in dieser Region knapp 1/4 der Einwohner seßhaft sind und ein Hirseanbau in größerem Stil betrieben wird.

Auf den Geländefahrten konnten wir unterschiedliche Hirseanbaumethoden unterscheiden:

#### - Regenfeldbau auf dem Qoz

Der gesamte Qoz zwischen Gebel Haraza und Hamrat el Wuz wird in regenreichen Jahren als Anbaugelände genutzt. Der Qozboden (Körnung 0,02 bis 2 mm, Tonanteil 5 bis 20%) ist in der Lage, nahezu den gesamten Niederschlag aufzunehmen und somit als Anbausubstrat gut geeignet, da bedingt durch das tiefgreifende Wurzelsystem der Hirse auch eine Feuchtigkeitsaufnahme aus tieferen Bodenschichten möglich ist. Aufgrund der klimatischen Bedingungen Nordkordofans ist der Hirseanbau in Qozgebieten jedoch durch hohe Ertragsunsicherheiten gekennzeichnet. Dieses gilt besonders für das Gebiet um Hamrat el Wuz, das am Nordrand des Qozgürtels liegt. In Gesprächen mit den Bauern erfuhren wir, daß während der großen Dürre (1983-85) kein Hirseanbau auf dem Qoz möglich war. Auch in den Jahren 1989 und 1990 konnten wir keine Spuren von Hirseanbau in diesen Gebieten feststellen. Erst in den nachfolgenden Jahren fanden wir dort wieder Hirsefelder, doch nach Auskunft der Bevölkerung gab es erheblich geringere Ernten als vor der Dürre. Die Erträge reichten zumeist noch nicht einmal für den Eigenbedarf der Familien aus. Marktwirtschaftliches Kalkül scheint somit nicht der ausschlaggebende Grund für das Festhalten der Nuba an der Qoz Landwirtschaft mit ihrer Ertragsunsicherheit zu sein. Hesse (1996) sieht den Hirseanbau als Ausdruck eines bäuerlichen Ethos und eines würdigen Lebensstils. Als Motivation für das Beibehalten der Qoz Landwirtschaft trotz der langjährigen Mißernten führt er auch die religiöse Bedeutung von Feldarbeit und Hirseanbau an, deren letztliche Belohnung erst im Jenseits ausgezahlt wird.

Hier soll noch erwähnt werden, daß in der Anbauperiode 1994/95 erstmals wieder eine gute Ernte eingebracht werden konnte (Hesse, pers. Mitt.). Mit der Hoffnung auf weitere gute Regenjahre und ausreichende Erträge stieg auch das Selbstwertgefühl der bäuerlichen Bevölkerung, die in der Abhängigkeit von ausländischen Hilfeleistungen eine Erniedrigung sah.

#### **- Flutbewässerungsanbau in den Wadis**

Um auch bei geringeren Niederschlägen einen Hirseertrag zu bekommen, ist man nach der großen Dürre dazu übergegangen, in den Wadis Felder anzulegen, um vor allem die Senkenbereiche und die Abflußsysteme vom Gebel Haraza, Umm Duraq und Abu Hadid mit ihrer größeren Feuchtigkeit als landwirtschaftliche Produktionsflächen zu nutzen. Die Erträge dieser ökologischen Nischen reichen jedoch nur für den Eigenbedarf der Bauernfamilien aus.

#### **- Bewässerungsanbau in Wadi-Gärten**

Der existentielle Schock der großen Dürreperiode hat immer mehr Bauern veranlasst, auch Gärten in den Wadis anzulegen, die aus gegrabenen Brunnen bewässert werden. In der verstärkten Fortführung dieser Anbaumethode liegt eine Möglichkeit, die Bauern von den Imponderabilien des Regenfeldbaus unabhängig zu machen. In den guten Regenjahren kann von den Erträgen der Qoz-Landwirtschaft eine Vorratshaltung angelegt werden. In schlechten Regenjahren wäre eine ausreichende Ergänzung durch die ganzjährigen Ernten des Gartenbaus möglich. In den Wadi-Gärten wird überwiegend Gemüse angebaut (Zwiebeln, Tomaten, Gurken, Okra u.a.), in einigen werden Obstbäume gezogen (Zitronen, Apfelsinen). Die lokale landwirtschaftliche Produktion kann jedoch nicht den Bedarf der Region decken. Somit sind neben der Einfuhr von Zucker, Tee, Öl etc. auch Gemüse- Getreide- und Obstimporte aus Omdurman, El Obeid und El Fasher notwendig. Eine Intensivierung der Landwirtschaft dürfte aufgrund der zunehmenden Degradation im Bereich der Vegetation und der Böden sehr bedenklich sein und infolge der unsicheren Klimaverhältnisse zu unabwägbaren Risiken führen, da eine künstliche Bewässerung über einen größeren Zeitraum wegen der hydrologischen Situation nicht sinnvoll ist (Kap. 10.3.3).

Der größte Teil der Bevölkerung lebt als nomadische Viehzüchter und gehört den Stämmen der Kababish und Hawawir an. Die großen Kamel-, Schaf- und Ziegenherden weiden ein Stammesterritorium ab, welches sich weit über das Hamrat el Wuz Gebiet hinaus erstreckt. In regenreichen Jahren wird auch von den Nomaden in den Wadiläufen ein räumlich eng begrenzter Hirseanbau betrieben.

### **Viehzucht**

Zur Kompensation der klimatischen Unwägbarkeiten des Getreideanbaus halten auch die seßhaften Nuba Schafherden, die sie in den Wadis oder an den nahegelegenen Berghängen weiden lassen. Durch dieses kleinräumige Migrationsmuster ist die Viehzucht der Nuba bei größeren Dürreperioden jedoch bedeutend stärker gefährdet als die Herden der weiträumig wandernden Nomaden.

Bis zur großen Dürre in den Jahren 1983-85 besaßen die Nuba größere Rinderherden. Während des ersten Geländeaufenthaltes im Herbst 1989 konnten wir im Raum Hamrat el Wuz bis nördlich Es Safya nur noch einige wenige Rinder in kleinen Gehöften vorfinden. Auch ca. 30 % der Nomaden, die während der ersten Dürrejahre in ihren Heimatgebieten geblieben waren, verloren ihre Herden. Sie flohen erst auf dem Höhepunkt der Dürre im August/September 1984 in die größeren Städte und Flüchtlingslager.

Die Rückkehrer siedelten sich im Frühsommer 1985 an den Ortsrändern von Hamrat el Wuz an, wo sie die ersten Nachdürrejahre mit der Unterstützung von Entwicklungsorganisationen (FAR, Care) überlebten (Hippler 1991). Nach der Einstellung dieser Projekte (1988) fristeten sie als Lohnarbeiter



im Dienstleistungsbereich ihr Leben. Nur wenige haben mit dem Aufbau von kleinen Schafherden begonnen (die Aufzucht einer Herde der an das aride Klima optimal angepaßten Kamele dauert aufgrund der geringen Reproduktionsrate dieser Tiere viele Jahre), um zu ihrer alten Lebensform zurückzukehren.

Die 70% der nomadischen Viehzüchter, die während des ersten Dürrejahres (1983) mit ihren Herden bereits abgewandert waren, zogen entweder an den Nil, wo sie zu dieser Zeit noch gute Verkaufsmöglichkeiten der Tiere hatten oder in südliche Gebiete, wo durch den nicht völlig ausgebliebenen Regen bessere Weidebedingungen herrschten als im Norden. Nach Rückkehr in ihre Stammesgebiete nach der Dürre hatten es diese Gruppen aufgrund ihres Kapitals bzw. durch den geretteten Viehbestand leicht, neue große Herden aufzubauen.

Der Viehexport ist wieder der wichtigste ökonomische Faktor der Region. Zwei Viehhandelsgesellschaften in Hamrat el Wuz, die ihre Tiere direkt bei den Kababish und Hawawir aufkaufen, exportieren nach Saudi Arabien und Ägypten. Nach Erhebungen verfügen sie über Sammelherden von jeweils ca. 20.000 Tieren. Nur Nomaden mit kleinen Herden verkaufen ihre Tiere auf dem Viehmarkt in Hamrat el Wuz oder treiben sie eigenhändig nach Omdurman oder auf andere Märkte am Nil.

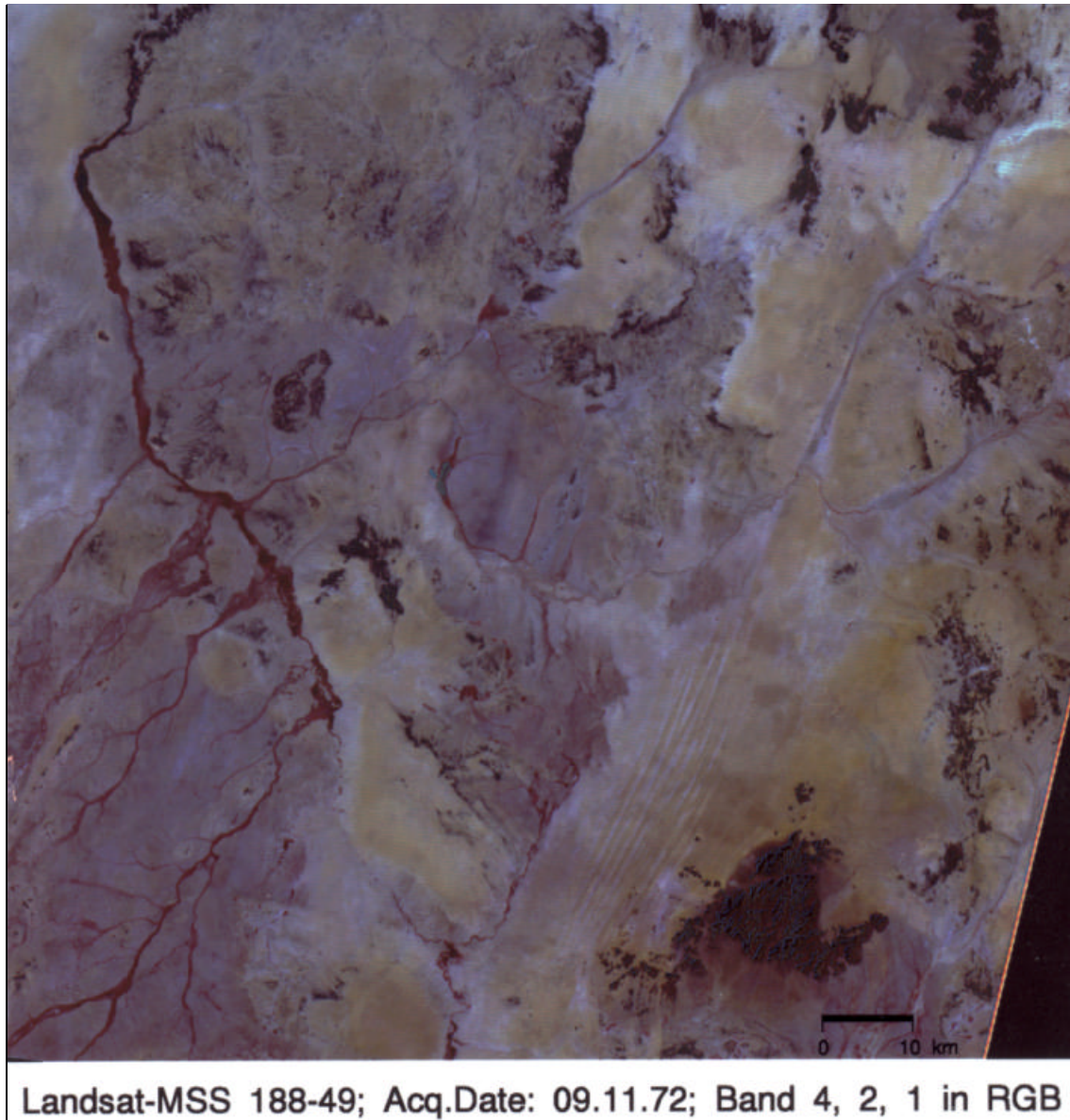
Auch die Händler in Hamrat el Wuz investieren überschüssiges Kapital in den Aufbau von Viehherden. So besitzt ein uns bekannter Kaufmann eine bereits über hundertköpfige Kamelherde, die er von Lohnhirten betreut im Umland des Ortes weiden läßt. Ebenfalls wird das nach Hamrat el Wuz transferierte Geld der im Ausland (Saudi Arabien, Irak) tätigen Migrationsarbeiter von ihren Familienangehörigen in Vieh angelegt. Aufgrund dieser Entwicklungen dürfte sich in den nächsten Jahren der jetzige Gesamtviehbestand der Region erheblich erhöhen und den vor der Dürrekatastrophe erreichen oder letztlich sogar übertreffen. Voraussetzung hierfür ist jedoch ein längerfristiger Klimaablauf mit ausreichenden Regenfällen, welche die Grundlage für das Weideangebot und die Trinkwasserversorgung des Viehs ausmachen (Kap. 10.1.2).

## 4.6 Morphologie und jungquartäre Ablagerungen

### 4.6.1 Berge, Abflußsysteme und Dünengebiete

Die aus den Satellitenbildern gut interpretierbaren landschaftsprägenden Elemente im Arbeitsgebiet sind Einzelberge, Bergketten- und Bergmassive, die hauptsächlich von anorogenen Magmatiten gebildet werden, Abflußsysteme und Qozbereiche (Abb. 4-9).

Morphologisch beherrschend sind der Ringkomplex des Gebel el Hursh im Norden, die perlen-schnurartig aufgereihten Berge der Sodiri-Scherzone im Westen (z.B. Gebel es Sada, 611 m), die Kegelberge des Gebel en Nahud (En Nahd Rihani und En Nahd es Si'dani, 969 m) im Südwesten, die Massive des Gebel Umm Duraq (Telib Kershangel, 1018 m) und der Gebel Abu Hadid (El Hilla, 902 m) im Süden sowie vor allem der Gebel Haraza im Südosten. Dieser relativ geschlossene Kristallinkomplex erreicht eine beträchtliche Ausdehnung mit etwa 30 km in E-W- und 22 km in N-S-Richtung. Er erhebt sich mit einer maximalen Höhe von 1129 m ca. 600 m über eine im Basement ausgebildete Rumpffläche, die aus proterozoischen Grundgebirge besteht. Kleinere Erhebungen, die an den Grabenrändern liegen, sind der Doppelberg Gebel Marfa Ibiyat (532 m) und der Gebel Shuwat (537 m) am Ostrand, der Gebel el Figheigh im Nordwesten sowie der Qurewid er Ral (543 m) im Südwesten.



**Abb. 4-9:** Satellitenbildeindruck vom Arbeitsgebiet. Im NW ist der Ringkomplex des Gebel el Hursh zu erkennen, im SW dominiert das Gebel Haraza Massiv. Die großen Wadis, die in NE Richtung streichen sind (von N nach S): Wadi el Turuk, Wadi el Merikh, Wadi er Ril, Wadi Qurewid er Rah. Diese Wadis münden in das Wadi el Figheigh, das als Wadi el Mahbas westlich des Gebel el Hursh nach N fließt. Westlich des Gebel Haraza sind deutlich die windgeprägten Dünenzüge des Qoz Abu Harr erkennbar. In gleicher Richtung verlaufen im NE das Wadi Abu La'ot und westlich des Gebel Haraza das Wadi Maghad, das bei Hamrat el Wuz in das Wadi Showil übergeht. Am südwestlichen Bildrand ist eine parallel zu den dort verlaufenden Wadis Störungsbergkette der Sodiri Scherzone mit dem Gebel es Sada zu erkennen. Die kreuzförmige schwarzbraune Struktur im Bereich der Bildmitte, umgeben von hellen Sanden, ist das Kerker Plateau im Es Safya Graben (siehe Abb. 4-1). Die dunkle Färbung wird durch Eisenkrusten hervorgerufen.

Das Hauptabflußsystem des Gebietes wird charakterisiert durch strukturkontrollierte Wadis und Khors (Canyons), die sich entlang von Störungen und Klüften entwickelt haben. So streichen die großen Wadis im Westen (Wadi el Turuk, Wadi el Merihk, Wadi er Ril, Wadi Qureiwid er Ral) in Richtung der SW-NE verlaufenden Sodiri Scherzone. Subparallel hierzu verläuft die Abu Harr Störungzone und die Wadis im Süden und Nordosten (Wadi Showil, Wadi Maghad, Wadi Abu La'ot).

Die Hauptwadis im Südwesten (s.o.) münden in das große Wadi el Figheigh bzw. dessen nördliche Verlängerung, das Wadi el Mahbas. Der Nordbereich des Wadi el Figheigh dürfte auch die morphologisch tiefste Region im Arbeitsgebiet darstellen. Der nördliche Verlauf dieses Wadis scheint nach N zu entwässern, während der südliche, nur schwach entwickelte Wadibereich wie das Wadi Maghad nach S in die Fulas von Hamrat el Wuz fließt. Dendritische Entwässerungsmuster finden sich dort, wo Hochlagen kleine lokale Wasserscheiden bilden. Durch die schnelle äolische Verschüttung der Abflußrinnen kommt es oft zur Migration dieser kleineren Systeme. Die kleineren Abflußrinnen aus den Hochlagen des Gebel Raghaghiyat im Osten sind dem Safya Wadi tributär. Wadi Figheigh und das Safya Wadi streichen ca. NNE-SSW parallel zu den westlichen bzw. östlichen Randstörungen des Es Safya Grabens.

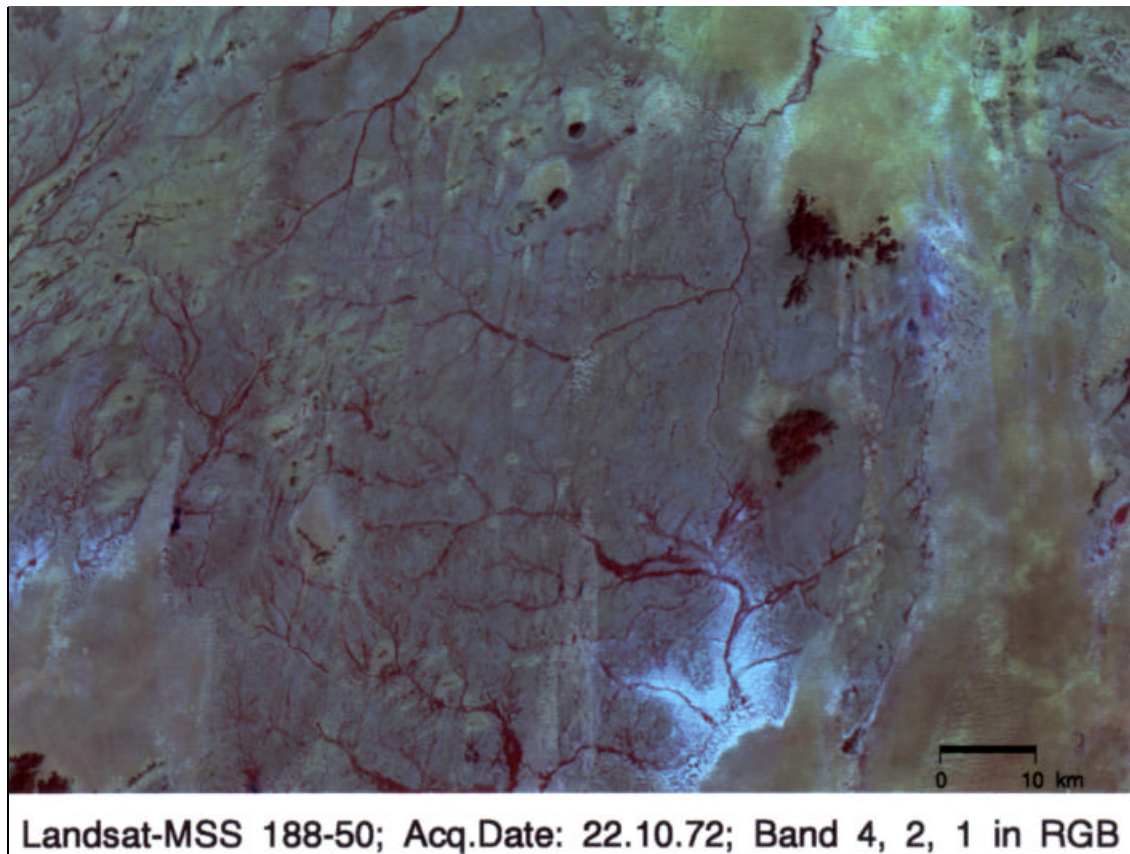
Der Gebel Haraza liegt hydrogeographisch in der Nähe der Wasserscheide zwischen Wadi el Milk im Westen und Wadi Mugaddam im Osten. Die Abflußrinnen des Westteils des Massivs enden häufig in flachen Wadipfannen, da hier die äolischen Akkumulationen des Qoz Abu Harr die vermutlich ursprüngliche zum Wadi Maghad gerichtete Entwässerung blockiert haben. Das Wadi Maghad und alle davon westlich gelegenen Abflußsysteme gehören zum ehemaligen Einzugsgebiet des Wadi el Milk. Der Gebel Haraza befindet sich ca. 180 km östlich dieses Wadis, hieraus ist die beachtliche frühere Ausdehnung des jetzt durch äolische Sedimente blockierten Wadi-Einzugsgebietes zu ersehen.

Die Abflußrinnen im Osten und Südosten des Harazakomplexes münden im Khor el Ghir, der mit einem NE verlaufenden Streichen bereits in den Sedimenten außerhalb des Ostrand des Kordofanblocks verläuft und schon zum Einzugsgebiet des Wadi Mugaddam gehören dürfte.

Eine auffällige Richtungsänderung der Entwässerung ist südlich des Gebel Abu Hadid zu beobachten. Die Hauptrichtung ist hier W-E. Strukturgeologisch bedingt, knicken die Wadis manchmal kleinräumig nach Süden ab, um dann wieder in die Ostrichtung überzugehen (Abb. 4-10). Die Abflußsysteme enden in einer flachen Beckenregion mit einer Größe von ca. 225 km<sup>2</sup>. Hier haben sich während der letzten Feuchtphase, die von ca. 9000 bis 4000 BP dauerte, limnische Sedimente gebildet, die mit den alt-mittelholozänen Seeablagerungen am Westrand des Gebel Haraza durchaus vergleichbar sind. Die Bildung des dortigen Paläo-Süßwassersees führt Gläser (1987) auf die äolische Verschüttung der Entwässerungsrinnen des westlichen Haraza Massivs (s.o.) zurück.

Die limnischen Ablagerungen südlich des Gebel Abu Hadids belegen die ehemalige Existenz eines Sees, der vermutlich dadurch entstanden ist, daß Altdünensedimente, die sich von der Südflanke des Gebel Haraza ausgehend über viele Kilometer nach Süden erstrecken, den ehemals nilwärts gerichteten Abfluß stauten. Nach Gläser (1987) gehören diese grasbewachsenen, flächig bis flachwelligen äolischen Akkumulationen, die auch den Gebel Haraza kranzförmig umgeben und am Nordrand des Gebel Umm Duraq Mächtigkeiten > 20 Meter erreichen, zum „Alten Qoz“, den sie in das mittlere bis jüngere Pleistozän stellt. Wie bereits aus dem Satellitenbild ersichtlich ist, besitzen die Ablagerungen des Qoz Abu Harr demgegenüber eine bedeutend ausgeprägtere Morphologie.

Der Qoz Abu Harr (Abb. 4-1) erstreckt sich über eine Länge von ca. 60 km und eine Breite von ca. 13 km vom Gebel Gheddar el Bol im Norden bis zum Südwestrand des Haraza-Komplexes. Die bedingt durch die vorherrschende Passatrichtung NNE-SSW verlaufenden Dünenzüge haben im Norden eine durchschnittliche Höhe von 5 m. Im südlichen, dem Haraza westlich vorgelagerten Teil haben sich markantere Oberflächenformen gebildet; hier erreichen die Sandwellen Höhen von mehr als 30 m. Diese Strukturen lassen sich hervorragend aus dem Satellitenbild interpretieren (Kap. 3.1.4).



*Abb. 4-10:* Das Satellitenbild zeigt das Arbeitsgebiet südlich des Es Safya Grabens. Beherrschende morphologische Elemente sind die anorogenen Komplexe des Umm Duraq und südlich davon die Ringstruktur des Gebel Abu Hadid sowie die kleineren kreisrunden Zwillingskegelberge des Gebel en Nahud. Die ENE streichenden Störungsbergketten sind Elemente der Umm Badre Scherzone. Auffällig ist die Richtungsänderung der Wadisysteme. Im NW des Bildes ist die Richtung etwa NE, im mittleren Bereich E und im Ostteil fließen die Wadis nach S bzw. N. Die helle Farben am unteren Bildrand stellen große Limnitflächen dar.

Der Qoz Abu Harr ist durch Vegetation festgelegt. Dominierend sind Horstgräser. In den Senken zwischen den Dünenrücken treten auch Akazienarten auf, die dort offenbar günstigere Substrat- und Wasserverhältnisse vorfinden. Beides kann auf die Nähe des Basement zurückgeführt werden. Die Geländeerfahrung unseres sudanesischen Kollegen Jar en Nabi, daß das Vorhandensein von Akazien auf oberflächennahes Basement schließen läßt, war bei der geologischen Kartierung wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse sehr hilfreich und konnte geophysikalisch am Grabenwestrand belegt werden.

Verglichen mit den o.g. pleistozänen Altdünen (Alter Qoz) weisen die Sande des Qoz Abu Harr Gebietes eine bedeutend schwächere Verwitterungsintensität und einen geringeren Verfestigungsgrad auf. Gläser (1987) untergliedert sie aufgrund unterschiedlicher Ton/Schluffgehalte und Farbe in „Aktuelle Qoz“ (orangefarben, Ton/Schluffgehalt 1,8%) und „Junge Qoz“ (rötlich, Ton/Schluffgehalt 5%).

Da die Entstehung der mittel bis altholozänen Paläoseen im Haraza Gebiet wahrscheinlich auf die äolischen Barrieren der Qoz Abu Harr Sande zurückzuführen ist, ergibt sich somit ein höheres Alter für diese Sedimente. Gläser (1987) nimmt eine Aufwehung im ariden Endpleistozän an, wobei es zum einen zur Aufarbeitung der fossilen älteren Qoz im Liegenden, zum anderen zum Transport frischen Materials aus den Sedimentgebieten im Norden kam. In der Feuchtphase des frühen Holozäns bildete sich eine Vegetationsdecke, welche die Sandakkumulationen fixierte und bis heute weitgehend vor äolischer Abtragung bewahrte.

In den Jahren 1989 und 1990 fanden wir in den Alt-Qozgebieten südlich des Gebel Haraza weite Flächen ohne Vegetation vor. Hier konnten wir neue Dünenbildung beobachten. Auch in der Qoz Abu Harr waren aufgrund eines starken Vegetationsrückganges Reaktivierungsanzeichen, wie Kammbildungen zu sehen. Diese Phänomene dürften aufgrund der letzten Dürreperiode entstanden sein.

Die oben beschriebenen Dünenkomplexe im Arbeitsgebiet gehören zum Gürtel fossiler Äolianite, der im Sudan relativ geschlossen in einer W-E-Erstreckung von über 1000 km vom Gebel Marra durch Dafur, Nordkofan bis zum Qoz Abu Dulu am Südrand der Bayuda Wüste verläuft.

#### **4.6.2 Die Limnite südlich des Gebel Abu Hadid**

Zur näheren Charakterisierung dieser Sedimente wurden an einer repräsentativen Probe (Lokalität: 14.22.11 N, 30.05.08 E) sedimentologische, geochemische und mikropaläontologische Untersuchungen durchgeführt.

##### **Geochemie**

Für eine röntgendiffraktometrische Übersichtsaufnahme wurde das Probenmaterial homogenisiert, ein Aliquot in der Scheibenmühle kurzzeitig gemahlen und ein Pulverpräparat hergestellt. Das Diffraktogramm zeigt Calcit und Quarz als dominierende Bestandteile. Untergeordnet treten Feldspäte und Tonmineralien auf. Die Probe enthält keinen Dolomit, obwohl eine detritische Herkunft aus Verwitterungsprodukten der im Basement der näheren Seeumgebung anstehenden Marmore möglich wäre. In ähnlichen Marmoren aus dem Wadi Howar konnte Röper (1989) röntgenographisch Dolomit nachweisen (pers. Mitt.). Kröpelin (1993) sieht in diesen Gesteine die Lieferanten für den Dolomit in den dort vorkommenden Limniten. Als nächstliegende Erklärung der Magnesiumanreicherungen in den Wadi Howar Seekarbonaten nimmt er jedoch eine Austrocknungsphase an. Wie die Gebel Abu Hadid Limnite enthalten auch die von Gläser (1987) beschriebenen Ablagerungen am Gebel Haraza, im Qoz Abu Dulu und im Wadi el Milk keinen Dolomit. Dieses kann in der gegenüber dem Wadi Howar südlicheren Lage dieser Gebiete mit einer somit größeren Humidität, die keine Austrocknungsperioden zuließ, begründet sein. Hauptsache für ein Nichttrocknenfallen dieser Paläoseen dürfte jedoch ihre morphologische Gunstlage sein, wodurch lokal-klimatisch humidere Verhältnisse gegeben waren.



Mit 15 ml einer 3%-igen Salzsäure wurden 500 mg gemahlene Probenmaterialien aufgeschlossen. Atomabsorptionsspektrometrische Untersuchungen (Flammenspektrometer 939, Unicam) erbrachten folgende Ergebnisse: Ca: 154,3 mg/g, Mg: 3,52 mg/g, Fe: 1,14 mg/g, Mn: 0,41 mg/g. Aus dem Ca-Gehalt von 154,3 mg/g läßt sich rechnerisch ein Calcit-Gehalt von 39,5 % bestimmen

Aufgrund des hohen Anteils nichtkarbonatischen Materials ergibt sich eine Benennung der in der Feldansprache als Seekreide bezeichneten Sedimente als Seemergel oder Calcilit. Aus der Korngrößenverteilung des silikatischen Bestandes von 21 % Feinsand (>63 µm) und 77,9 % der Schluff/Tonfraktion (< 63 µm) kann gefolgert werden, daß kein fluviatiler Eintrag gröberer Materials während der Seekarbonatbildung stattgefunden hat. Das kann durch geringe Strömungsenergie erklärt werden, was wiederum auf ein geringes morphologisches Relief und somit niedrige Erosionsraten in der näheren Umgebung des Seegebiets schließen läßt. Auch ein ausgeprägter Schilfgürtel könnte eine fluviatile Zufuhr stark gebremst haben. Die bereits erwähnten Marmore im potentiellen Liefergebiet dürften zur Entstehungszeit der limnischen Mergel bereits so eingeebnet gewesen sein, daß sie als detritischer Mg-Lieferant nicht mehr in Frage kamen.

In den Basisschichten der Akkumulationen des Paläosees am Westfuß des Gebel Haraza hat Gläser (1987) CaCO<sub>3</sub>-Werte von 42 % festgestellt. Dieses entspricht in etwa den Gehalten der Limnite südlich des Gebel Abu Hadid (s.o.). C14-Altersbestimmungen von Gläser (1987) ergaben Alter von 9080±120 Jahre BP. Auch für die im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Seemergel kann ein entsprechendes Alter angenommen werden. Die Bildungszeit fällt somit in die alt- bis mittelholozäne Feuchtphase. In Verbindung mit den gesteigerten Niederschlagsbeträgen und somit erhöhten Abflußraten während dieser Periode dürfte jedoch der Stauwirkung der Qoz-Barriere, die einen Abfluß nilwärts unterband, ein Hauptgrund für die Seenbildung gewesen sein. Darüber hinaus ist anzunehmen, daß zumindest das Paläoseegebiet südlich des Gebel Abu Hadid zu keiner Zeit grundwasserunabhängig war. Hierfür spricht auch die rezente Grundwassersituation dieses Areals. Die Oberflächennähe des Grundwassers begünstigte hier auch nach den Dürreperioden der 80er Jahre eine im Vergleich zum kärglichen Bewuchs der anderen Gegenden des Arbeitsgebietes eine relativ üppige, fast savannenartige Vegetation (Kap. 4.5). Auch der Hauptteil der Karbonate der Seemergel ist auf eine biogene Karbonatproduktion zurückzuführen, wobei die Hauptmenge des Ca durch das Grundwasser angeliefert wird, da weder die kristallinen Basementgesteine, über denen sie abgelagert wurden, noch die Sandsteine in der weiteren Umgebung als ausreichende Ca-Lieferanten angesehen werden können. Untergeordnet sind Niederschläge und karbonathaltiger Staub ebenfalls Ca-Lieferanten (Reeves 1970). Kröpelin (1993) schreibt den dominierenden Anteil an CaCO<sub>3</sub> der Produktion rasenbildender kalkabscheidender Grünalgen (Charophyten) zu, die bei schnellen Wachstumsraten jährliche Ablagerungen von mehreren 100 g CaCO<sub>3</sub>/m<sup>2</sup> erzeugen können.

### Paläontologie

Neben den oben diskutierten sedimentologischen und geochemischen Indizien können Molluskengehäusefunde weitere Aussagen zur palökologischen Rekonstruktion des Seegebietes liefern. Aus der Unterklasse *Mollusca prosobranchia* konnten zwei Arten identifiziert werden: *Melanooides tuberculata* (Müller 1774) und *Cleopatra bulinoides* (Oliver 1804). Aus *Melanooides*-Schalenfragmenten kann auf ein ca. 25 mm großes Gehäuse geschlossen werden; dieses entspricht der Größe der von Gläser (1987) im Qoz Abu Dulu und von Kröpelin (1993) im Wadi Howar gefundenen Exemplare. Daneben treten ca. 2 mm große juvenile Formen dieser Art auf. *M. tuberculata* ist brackwassertolerant. Nach Brown (1980) ist diese parthenogenetische, deshalb sich schnell und massenhaft entwickelnde Spezies letzter Faunenvertreter in einem limnischen Zyklus bei fortschreitender Evaporation. Die Dominanz von *M. tuberculata* einerseits, die Artenarmut andererseits, das Vorkommen von Gips sowie die oberflächliche Lage der untersuchten Probe bestätigen diese Annahme. In den von Gläser (1987) untersuchten Seekreide-Profilen der Limnite am Gebel Haraza fehlt *M. tuberculata* als letzter Überhälter der Population, was darauf hindeutet, daß die obersten Lagen der Sedimente dort bereits erodiert wurden. In dem hier untersuchten Seegebiet sind die jüngsten Ablagerungen, die das Endstadium der Limnitablagerungen und somit auch des in etwa alt- bis mittelholozänen Pluvials repräsentieren, noch weiträumig

erhalten. Gleichzeitig dürfte es auch zur Evaporation in den kleinflächigen Tümpeln am Südrand des Umm Duraq gekommen sein. Da wahrscheinlich aufgrund ihrer morphologisch höheren Lage keine Verbindung mit dem Grundwasser bestand, ist es dort nicht zu signifikanten Kalkausscheidungen gekommen, auch dürfte eine höhere Salinität geherrscht haben. Abgelagert wurden Tone und Silte, deren letzte Sequenzen Salztone darstellen. Kleinere frische Schürfe zeigen, daß diese Sedimente noch heute zur Salzgewinnung abgebaut werden.

Irritierend ist der Fund juveniler ca. 3 mm großer *Cleopatra bulinoides* in den Kreidemergeln südlich des Gebel Abu Hadid. Diese Art kommt sowohl im Bereich des 2. Nilkatarakts (Martin 1968) als auch im Weißen Nil vor. Lebensraum ist dort nicht der Strom selbst, sondern die stagnierenden oder langsam fließenden Gewässer der Seitenarme. Brown (1980) beschreibt Funde von *C. bulinoides* aus dem Tschadsee. Kröpelin (1993) fand diese aquatischen Gastropoden im unteren Wadi Howar und im unteren Wadi el Milk. Eine zeitweilige Niladaptation dieses Raumes dürfte zweifelsfrei sein. Ob die in den oberen Schichten der hier untersuchten Kreidemergel gemeinsam mit *M. tuberculata* vorkommenden *C. bulinoides* aus tieferen oder lateralen Bereichen umgelagert wurden und aus ihrem Vorkommen auf die Existenz einer Verbindung der Seen in der frühen Phase ihrer Entwicklung mit dem Weißen Nil, bzw. über das Wadi Mugaddam im Westen oder über das Wadi el Milk im Osten mit dem Nil geschlossen werden kann, muß aufgrund des hier vorliegenden Kenntnisstandes nur reine Spekulation bleiben. Sandford (1936) zieht sogar eine Verbreitungsmöglichkeit der Mollusken durch Transport in Wasserbehältern von Nomaden in Erwägung.

## 5. Der regionalgeologische Rahmen des Es Safya Grabens

Die Es Safya Grabenstruktur liegt auf dem Ostrand des Nordkordofanblocks (Abb. 2-1). Nordöstlich schließt sich bis zum Bayuda Basement ein weiträumiger flacher Beckenbereich an, der untergliedert wird durch eine Anzahl kleinerer Subbecken und Gräben mit individueller Entwicklungsgeschichte, die Tiefen über drei Kilometer erreichen können (Humar- und Bagbag Becken). Im Südosten liegen die großen sudanesischen Grabenstrukturen mit Sedimentinhalten bis zu 15 km Mächtigkeit: Der White Nile Riftkomplex mit dem Bara-, Kagmar- und Kosti-Becken und der Blue Nile Riftkomplex mit seinen beiden Hauptbecken, dem Khartoum- und dem Blue Nile Becken.

Wie der nördöstlich angrenzende Beckenbereich liegt der Es Safya Graben innerhalb der Central African Fault Zone (CAFZ) die hier zwischen den nördlichen Grabenendstörungen der Riftkomplexe im Süden und der Wadi el Milk Störung im Norden mit einer Breite von ca. 250 km angenommen werden kann (Fairhead 1988, Schandelmeier & Pudlo 1990).

In seiner Lage im Bezugfeld dreier Großräume mit unterschiedlichen kinematischen und strukturellen Entwicklungsabläufen - Nordkordofanblock, Beckenbereich zwischen Nordkordofanblock, Bayuda Basement und den südlichen Riftsystemen - deren tektonische Klammer die CAFZ sein dürfte, liegt die tektonisch-stratigraphische Bedeutung des Es Safya Grabens.

Um die regionale Entwicklung dieser Kleinstruktur und ihren Zusammenhang mit der Kinematik und der Dynamik der benachbarten und überregionalen Bereiche zu verstehen, sei hier sowohl ein Überblick über die geologisch-tektonische Geschichte des ostafrikanischen Raumes als auch über die einzelnen unterschiedlichen regionalen Strukturen gegeben.

### 5.1 Die strukturelle Entwicklung Nord-Ost-Afrikas

Als ein Teil von Pangea begann die Krustenentwicklung des nordafrikanischen Raumes im späten Archaikum. Nach polyzyklischen Krustenerneuerungen und Remobilisationen im frühen bis mittleren Proterozokium kam es durch die Pan-Afrikanische Orogenese (900-550 Ma) im Spätproterozokium zu einer tektono-thermischen Überprägung und zur Konsolidierung zu einem tektonisch stabilen Plattformbereich als Teil des Großkontinents Gondwana (Klitzsch 1984, Schandelmeier et al. 1987a). Diese große kontinentale Masse umfaßte neben Afrika die heutigen Südkontinente (Südamerika, Madagaskar, Indien, Australien, Antarktika).

Neben der Driftgeschichte Gondwanas und ihren charakteristischen Intervallen von quasi-stationären und raschen Driftperioden und den Kollisionen mit den Nordkontinenten spielte für die Intraplatten-deformation - vor allem in regionalen Bereichen - der Einfluß tiefsitzender Mantelkräfte, die verantwortlich sind für vertikale Bewegungen (Uplift-Subsidenz), eine wesentliche Rolle.

In der Entwicklung von Grabenstrukturen - den Karoo Becken - am Südostrand des heutigen Afrikas im Perm sind erste Anzeichen für ein Auseinanderbrechen des südlichen Gondwana Kontinents zu sehen (Lambiase 1989). Durch erhöhte Extensionsspannungen seit der Trias kam es, im mittleren Jura beginnend (Rabinowitz et al 1983), zur Öffnung des proto-indischen Ozeans, und zur Teilung Gondwanas in einen östlichen Kontinentalblock mit Madagaskar, Indien, Australien, Neuseeland und der Antarktis und einen westlichen Block, der aus Afrika incl. Arabien und Südamerika bestand. Die Öffnungen des Süd- und Zentralatlantiks im Oberjura bzw. in der Unterkreide (Ziegler 1992) initiierten dann das endgültige Auseinanderbrechen Westgondwanas in Afrika/Arabien und Südamerika.

### 5.2 Die Zentralafrikanische Störungszone

Der westliche Teil dieser Mega-Struktur von Kamerun bis zum Darfur im Westsudan wurde von Browne und Fairhead (1983) als „Central African Shear Zone“ (CASZ) definiert (Abb. 2-1).



Browne et al. (1985) postulierten eine Verlängerung dieses Lineaments bis in den Zentralsudan. Ihre Annahme beruhte auf folgenden Indikationen: Der an der CASZ übertragene Scherstress führte nicht nur zum Rifting des Southern Sudan Rifts, sondern initiierte auch die Extension des White Nile- und Blue Nile Rifts. Hinweise hierfür sehen diese Autoren im abrupten Enden der Riftsysteme im NW an einer vermuteten Störungslinie, in der Existenz unterschiedlich streichender Strukturmuster nördlich und südlich dieses Lineaments mit NE-SW bzw. NW-SE Streichrichtungen und im Fehlen tertiärer Sedimente nördlich der Störungslinie. Dieses letzte Argument konnte durch Untersuchungen im Rahmen des Sfb 69 bestätigt werden.

Die CASZ dürfte mit Sicherheit auch für die Entwicklung der südlichen Großgrabenstrukturen im Zentralsudan von entscheidender Bedeutung sein, doch haben Untersuchungen von Bussert et al. (1990), Wycisk et al. (1990) und Awad (1994) gezeigt, daß Grabenbildung auch nördlich des von Browne et al. (1985) postulierten Lineaments stattfand. Die Unterscheidung der Strukturrichtungen beiderseits dieser Linie muß modifiziert werden. Nur auf dem Nordkordofanblock verlaufen die Hauptstörungssysteme annähernd NE-SW. Die Umm Badre Shear Zone (UBSZ) streicht ENE-WSW und die Sodiri Shear Zone (SSZ) NNE-SSW (Abb. 7-4.1). Die Parallelität bzw. Subparallelität dieser tiefreichenden Krustenstrukturen (Schandelmeier & Pudlo 1990) in Nordkordofan zu der von Browne et al. (1985) angenommenen Störungslinie ist jedoch ein starkes Argument für die Ausdehnung der CASZ bis in den Zentralsudan.

Im Raum der sedimentären Becken zwischen dem Nordkordofanblock und der Bayuda Wüste herrschen aber NW-SE Richtungen vor - also ein Streichen parallel zu den Haupttrandstörungen der großen Blue Nile und White Nile Gräben südlich des CASZ-Lineaments - doch dürften auch NE-SW-Strukturen hier von Bedeutung sein, da die SSZ und die von uns identifizierte Abu Harr Shear Zone (ABSZ) über den Ostrand des Nordkordofanblockes bis in den Bereich der Sedimente verfolgbar sind.

Aufgrund des Nachweises der oben genannten Graben- und Scherstrukturen definieren Schandelmeier und Pudlo (1990) für die CASZ in Nordkordofan eine Breite von 250 km zwischen den Grabenenden der Großrifts im Süden und einer Linie im Norden, die durch das Wadi el Milk und den Nilverlauf nördlich der Bayuda beschrieben wird. An der Wadi el Milk Störung (WMF) endet die Beckenbildung abrupt (z.B. Humar Becken), nördlich dieses Lineaments beträgt die Mächtigkeit der Kreidesedimente nur noch maximal 300m (Barazi 1985; Bussert et al. 1990). In strukturellen Analogien und in Ähnlichkeiten im zeitlichen Ablauf regional tektonischer Ereignisse im Zentralsudan mit Strukturen und Entwicklungen in den Red Sea Hills und der Bayuda Desert sehen Schandelmeier und Pudlo (1990) Hinweise dafür, daß die Scherzone bis in diesen Raum verläuft und nennen das Mega-Störungssystem in seiner ganzen Ausdehnung zwischen dem Atlantik und dem Roten Meer nun Central African Fault Zone (CAFZ). Das Anlagealter der Hauptstörungen der CAFZ ist schwierig zu bestimmen, da diese im Sudan von den mesozoischen und känozoischen Sedimenten der Grabenenden der großen Riftstrukturen überdeckt werden. Die UBSZ, die auf dem Nordkordofanblock gut abgeschlossen ist, dürfte jedoch in tektonischem Zusammenhang mit der CAFZ als dextrales synthetisches Riedelstörungssystem stehen. Da hier an Myloniten Alter von 560 Ma bestimmt wurden, kann für die CAFZ ebenfalls ein spätproteozoisches Alter angenommen werden (Müller-Sohnius & Horn 1994).

Die unterschiedlichen tektonischen Bewegungen entlang der CAFZ, hervorgerufen durch differenzierte Großereignisse, wie kratonale Kollisionsprozesse und ozeanische Öffnungsvorgänge zu unterschiedlichen Zeiten im Proterozoikum (dextral), zwischen Karbon und Trias (sinistral), in der Unterkreide (dextral), in der Oberkreide (sinistral) und im Tertiär (dextral) initiierten und beeinflussten die strukturgeschichtlichen Abläufe sowohl der Entwicklung des Nordkordofanblockes und der sudanesischen Großgräben, als auch der Grabenbildung zwischen Nordkordofan und Bayuda Desert und bewirkten vielleicht letztlich die Anlage des Red Sea Rifts.

### 5.3 Die südost-sudanesischen Riftsysteme

Gleichzeitig mit dem Auseinanderdriften Gondwanas entwickelten sich vom Oberjura bis ins Tertiär große Grabenstrukturen am Ostrand der afrikanischen Lithosphärenplatte. Hierzu gehören die Riftsysteme im Sudan, Jemen, Äthiopien, Somalia und Kenia (Reynolds 1993), für deren Entstehung die meisten Autoren einen kombinierten Prozess von aktivem Rifting durch Mantelprozesse (thermische Schwächung der Lithosphäre durch aktiven Aufstieg von Asthenosphärenmaterial) und passivem Rifting (Extension durch regionale Spannungsfelder) postulieren.

Südöstlich des Es Safya Grabens liegen die großen sudanesischen Riftstrukturen, wie das South Sudan Rift, das White Nile Rift, das Blue Nile Rift und das Atbara Rift (Schull 1988, Jorgensen & Bosworth 1989), deren nördliche Begrenzung die CAFZ ist (Abb. 2-1).

Der durch die Plattenbewegungen an den Rändern entstandene Scherstress wurde über große Entfernungen durch die CAFZ in die afrikanische Lithosphärenplatte übertragen und im Bereich der sudanesischen Riftsysteme in Extensionsstress umgewandelt. Ob für die Entstehung dieser Strukturen die W-E gerichtete Krustenextension beginnend im Neokom maßgeblich war (Guiraud & Maurin 1992), oder ob die Gräben Teile der NNW-streichenden bereits im Paläozoikum angelegten Tröge (Klitzsch 1986) sind, ist noch nicht endgültig geklärt; so weist Awad (1994) für die ältesten Sedimente des Blue Nile Riftkomplexes („Blue Nile Formation“) oberjurassisches Alter nach. Aus dem Abbay River Basin (Äthiopien) - der Südostverlängerung des Blue Nile Rifts - sind triassische Sedimente („Adigrat Sandstone“, Getaneh 1981, 1991) bekannt. Diese Gesteine könnten jedoch auch „pre-rifting“ entstanden und dann wie die permo-karbonen Serien im Rheintalgraben mit dem Rifting abgesenkt und so präserviert worden sein.

Neben dem durch Plattenrandereignisse (Öffnungsvorgänge an ozeanischen Rücken) erzeugten Lithosphärenstress sehen Reynolds (1993) und Schandelmeier et al. (1993) auch in Asthenosphärenkräften - durch einen Mantelplume hervorgerufen - eine weitere Ursache für die Initialriftbildung im Sudan.

Für die sudanesischen Großgräben werden drei Riftphasen postuliert (Schull 1988). Jeder einzelne Zyklus besteht nach McHargue et al. (1992) aus einer Initialphase, einer aktiven Riftingphase und einer thermalen Sackungsphase, die das Ergebnis der Kontraktion der Asthenosphäre durch langsame Abkühlung darstellt. Aufgrund unterschiedlicher Sedimentationsmuster können diese Zyklen differenziert werden. Die Sedimentation der Initialphase wird durch die Ablagerung basaler sanddominierter Einheiten manifestiert, die regionale Diskontinuitäten überlagern. In der aktiven Riftphase weist die Sedimentation eine Dominanz feinkörniger fluviatiler und lakustriner Sedimente in den Grabenzentralzonen auf. Während der thermalen Sackungsphase wurden im gesamten Beckenbereich deckenförmige, sich verzahnende fluviatile Sandsteinkörper sedimentiert.

Während Schull (1988), Bosworth (1992), McHargue et al. (1992), Guiraud und Maurin (1992) den Beginn des initialen Rifting in den oberen Jura bzw. in die unterste Kreide stellen, nehmen Reynolds (1993) und Schandelmeier et al. (1993) ein schon im mittleren Jura beginnendes Rifting an. Nach McHargue et al. (1992) endete der erste Riftzyklus im oberen Alb, der zweite fand im Zeitraum Cenoman bis ins frühe Paleozän statt und der dritte verlief vom Spätpleozän bis ins Oligozän. Durch kompressive Krustenprozesse kam es nach der zweiten Riftphase zu einer Reliefinversion im Khartoum- und Anza Graben/Kenia (Bosworth 1992).

Verglichen mit dem starken, das Rifting begleitenden Vulkanismus in Westafrika, finden wir einen eher geringfügigen Magmatismus in den sudanesischen Riftsystemen. Im Khartoum Becken wurden allerdings 1000 m mächtige Alkali-Basaltgesteine erbohrt (K/Ar-Alter 145-120 Ma, Reynolds 1993). Basalte aus dem Muglad Becken und Tuffe aus dem Melut Becken (McHargue et al., 1992) sind ebenfalls bekannt. Im Auftreten der mittel- und oberjurassischen anorogenen alkalinen Ringkomplexe in der weiteren Umgebung der Riftsysteme, vor allem in den Red Sea Hills, sehen Vail (1985) und

Schandelmeier et al. (1993) einen engen räumlichen und zeitlichen Zusammenhang mit dem Rifting im Sudan.

Die jüngsten, im Basement des Nordkordofanblocks liegenden Ringkomplexe weisen Alter von 168 Ma (Jebel Katul) und 194 Ma (Jebel Umm Durag) auf. Wie auch in den Red Sea Hills, in der Bayuda Wüste und in den Nuba Mountains ist die überwiegende Anzahl der anorogenen Komplexe jedoch deutlich älter (Höhndorf et al. 1994; Müller-Sohnius & Horn 1994).

Untersuchungen im Rahmen der Öl- und Gasexploration der Chevron Overseas Petroleum Inc. (Schull 1988, Mann 1989, McHargue et al. 1992) haben gezeigt, daß die Riftsysteme aus einer im Streichen der Grabenhauptachse verlaufenden komplexen Aneinanderreihung von miteinander verbundenen extensionellen und transtensionellen Subbecken aufgebaut werden, die überwiegend als Halbgräben mit ausgeprägter Riftasymmetrie ausgebildet sind. Die einzelnen Strukturelemente, deren typische Länge und Breite zwischen 50-150 km bzw. 20-50 km betragen, werden durch Haupttrandstörungen begrenzt. Sogenannte Akkomodationszonen, in denen Transferstörungen die gegenüberliegenden Haupttrandstörungen verbinden, untergliedern die Einzelbecken in Streichrichtung der Großsysteme. In diesen Akkomodations- oder Transferzonen (Ebinger et al. 1989, Bosworth 1985, 1994) sind Abschiebungen gegenüber Horizontalverschiebungen vorherrschend. Die Halbgrabengeometrie der Teilbecken der Initialphase kann während nachfolgender Riftphasen diametral umgekehrt werden (McHargue et al. 1992).

Für die Entwicklung der sudanesischen Riftsysteme postulieren Mann (1989), McHargue (1992) und Bosworth (1992) eine Extension der kontinentalen Kruste von überwiegend unter 10% bis maximal 30%. McHargue (1992) modelliert diese Extension mit listrischen und/oder planaren Störungssystemen. Mann (1989) differenziert zwei verschiedene Störungstypen, hervorgerufen durch unterschiedliche tektonische Prozesse, die einerseits bis in die tiefere Kruste (thick-skin) reichen oder andererseits nur die Sedimenthülle (thin-skin) beeinflussen. Die Thick-skin-Störungen, deren Ursprung Mann (1989) in der Kruste oder im Mantel sieht, zeigen listrische Geometrie und verlaufen im oberen Bereich erst mehr oder weniger steil stehend (bis 65°) und dann flach einfallend bis in die Brittle-Ductile-Transition Zone in der Lithosphäre (Jorgensen & Bosworth 1989), die im Gebiet der zentral-sudanesischen Rifts in 12-18 km Tiefe liegt. Thin-skin-Störungen sind hauptsächlich antithetische Normalstörungen in der Sedimentauflage. Sie ähneln den an passiven Plattenrändern als „growth faults“ (Lister et al. 1986) beschriebenen Abschiebungen.

Durch die extensionsbedingte Abscherung wird an den Thick-skin-Störungen ein „Potential void“ (Hohlraum) im Bereich des oberen Grabenrandes erzeugt. Durch Gleitungen an den an antithetische flachwinklige Ablagerungsflächen gebundene Thin-skin-Störungen kommt es danach zur Auffüllung dieses Hohlraums.

Neben der unterschiedlichen Stärke des Magmatismus (s.o.) ist ein weiterer Unterschied der sudanesischen Riftkomplexe zu den anderen Systemen im afrikanischen Raum ihre gegenwärtige seismische Ruhe. Dieses kann eine Bewegungsblockierung in den Störungszonen bedeuten oder auf eine sehr langsame Weiterentwicklung, die nur Stress im Mikroseismikbereich freigibt, zurückgeführt werden (Browne et al. 1985).

Die Riftgeometrie der sudanesischen Grabensysteme ist jedoch vergleichbar sowohl mit den anderen afrikanischen Rifts (West- und Zentralafrikanisches Riftsystem: Genik 1993; Ostafrikanisches Riftsystem: Ebinger 1989; Rotes Meer und Golf von Suez Rift: Bosworth 1985) als auch mit Riftsystemen in Südamerika (Milani & Davidson 1988) und im Nordseebereich (Scott & Rosendahl 1989).

## 5.4 Der Nordkordofanblock

Der Es Safya Graben liegt auf dem Ostrand des Nordkordofanblockes, der sich in einer Breite von ca. 250 km zwischen dem nördlichen Grabenende des White Nile Rifts und den Nubamountains im

Süden und dem Südrand des Abyad Beckens im Norden in einer Länge von ca. 500 km erstreckt (Abb. 2-1). Die kristallinen Serien dieses Komplexes wurden bis vor kurzem ebenso wie die Gesteine des Darfurblockes im Westen und die der Bayuda Wüste im Osten in das Basement des „Ostsahara Kratons“ gestellt (z.B. Bertrand & Caby 1978; Kröner 1979, Schandelmeier 1987a, Vail 1990). Durch die Entdeckung von Ophioliten im Gebel Rahib Gebiet am Nordrand des Nordkordofanblocks (Abdel Rahman et al. 1990) und von Suturzonen nördlich und östlich des Bayuda Komplexes (Schandelmeier et al. 1993) ist die Annahme der Existenz eines stabilen Kontinents im Bereich zwischen dem Arabisch-Nubischen Schild, dem Kongo Kraton und dem Westafrikanischen Kraton zu revidieren. Die Vergesellschaftung der mafisch-ultramafischen Gesteinsserien mit niedermetamorphen, hochdeformierten Sedimenten deuten nach Abd el Rahman et al. (1990) darauf hin, daß der Gebel Rahib Falten-gürtel (Abb. 1-1) durch die Öffnung und Schließung eines schmalen ozeanischen Beckens entstanden ist. Sm-Nd-Altersbestimmungen an den Ophioliten ergaben Bildungsalter von ca. 720 Ma. Die dort vorkommenden post-tektonischen Granite wurden mit ca. 570 Ma datiert.

Eine ophiolithbesetzte Struktur, die bogenförmig vom Atmurgebiet westwärts bis nach Delgo am Nil zu verfolgen ist, wurde von Schandelmeier et al. und Denkler et al. (1993) als Suturzone interpretiert und Atmur–Delgo-Sutur benannt. Für die Entstehung wird hier ebenfalls die Schließung eines ozeanischen Beckens infolge NW gerichteter Subduktion unter einen prä-panafrikanischen Kontinentalrand und einer hierdurch bewirkten Bildung eines Inselbogensystems angenommen. Bei der nachfolgenden Kontinent-Inselbogen-Kollision kam es zur amphibolithfaziellen Metamorphose der tiefversenkten Kontinentalrandserien und zur grünschieferfaziellen Umwandlung der Inselbogengesteine. Ozeanbodengestein wurde tektonisch auf die Schelfserien des südwestlich gelegenen Kontinentalrandes extrudiert.

Die Entwicklung der Atmur-Delgo-Sutur ist in etwa zeitgleich mit der Entstehung des Gebel Rahib Falten-gürtels. Das Alter des Delgo Ophioliths wurde mit 750 Ma, das der posttektonischen Granite dort mit 570 Ma bestimmt (Franz & Schandelmeier 1993).

Durch Modellierung gravimetrischer Daten konnte Haussmann (1993) eine schmale Zone mit positiver Schwereanomalie zwischen dem Rahib Komplex und dem Delgo Bereich nachweisen. Hieraus kann postuliert werden, daß die Atmur–Delgo–Sutur vom Nil bis in den Gebel Rahib Bereich verläuft.

Analog zum panafrikanischen Magmatismus im Bir Safsaf Gebiet in Südägypten (Pudlo & Franz 1994), der eine NW gerichtete Subduktionspolarität des Atmur–Delgo–Inselbogen belegt, könnten auch die spät-panafrikanischen Magmatite des Nordkordofanblocks entsprechend interpretiert werden. Als eine mögliche aktive Subduktionszone kommt das Gebiet des südöstlich gelegenen Kabus-Ophiolit-Komplexes (Abdelsalam & Dawoud 1991) in Betracht.

Black und Liegeois (1993) benennen den Großraum des ehemaligen „Ostsahara Kratons“ nun „Central Sahara Ghost-Craton“. Von einem ehemals dort vorhandenen, im frühen Pan-African destabilisierten Kraton nehmen diese Autoren als „überlebende Segmente“ das Uweinat Gebiet und andere ältere Relikte an, zu denen auch der Nordkordofanblock gehören dürfte. Als Ursache für die Destabilisierung sehen sie eine kontinentale lithosphärische Manteldelamination unter dem Bereich des „Ostahara Kratons“, die durch eine panafrikanische Hyperkollision mit dem Kongo- und dem Westafrikanischen Kraton entstand.

Neben der Manteldelamination durch Kollisionen von Kratonen sehen Franz und Schandelmeier (1993) in Subduktionsprozessen an einem konvergierenden Kontinentalrand mit nachfolgender Inselbogen-Kontinent-Kollision eine weitere mögliche Ursache für die Remobilisierung des Ostsahara Kratons. Auch Extensionsvorgänge während extensioneller Zyklen der panafrikanischen Orogenese dürften bei der Destabilisierung von Bedeutung gewesen sein. Aus dem Nachweis der Atmur-Delgo-Suturzone läßt sich auf die Anlage eines komplexen Terrane-Musters im nordostafrikanischen Raum schließen, verbunden mit einem Krustenwachstum durch die Einbeziehung ozeanischen Materials während des Pan-African in die ältere kontinentale Kruste (Harms et al. 1994).

Da sicherlich ein Zusammenspiel aller oben genannten komplexen Prozesse gewirkt haben dürfte, kann nur durch deren Synthese zu einem Gesamtmodell eine Klärung für die massive Remobilisierung der prä-panafrikanischen Kruste im nordostafrikanischen Raum herbeigeführt werden.

Das Basement des Nordkordofanblockes kann in zwei Einheiten untergliedert werden, die sich im Alter und Metamorphosegrad unterscheiden. Mit Ausnahme der Gesteine des Gebel Rahib Gürtels im äußersten Norden und des Rahmens des Es Safya Grabens bestehen die nördlichen und östlichen Serien überwiegend aus hochmetamorphen Ortho- und Paragneisen früh- bis mittelproteozoischen Alters (Harms et. al. 1990). Diese Gesteine werden diskordant überlagert von einer Serie von Metasedimenten mit niedrigem Metamorphosegrad, die hauptsächlich im Gebel Rahib Gürtel und im Süd-West-Bereich des Nordkordofanblockes (Abb. 1-1), dem Kordofan Gürtel (Abdel Rahman et al. 1990) aufgeschlossen sind und die während des panafrikanischen Orogenesezyklus (ca. 900-500 Ma) im Neoproterozoikum gebildet bzw. überprägt wurden.

Der Nordkordofanblock wird zwischen dem nördlichen Grabenkopf des White Nile Rifts und der Wadi el Milk Störung - wahrscheinlich das nördlichste Strukturelement der CAFZ in diesem Bereich - durch eine Zone mit intensiver Scherungsaktivität zerschnitten (Abb. 2-1). Schandelmeier und Richter (1991) wiesen im Rahmen strukturgeologischer Untersuchungen im Umm Badre- und Sodirigebiet vier Hauptdeformationsphasen (D1-D4) nach: Eine neoproterozoische Faltungsdeformationsphase erzeugte Isoklinalfalten in den migmatitischen Gneisen und den Metasedimenten des Umm Badre Gürtels. Durch intensive NNE-SSW gerichtete duktile Scherung (D2) wurden diese Strukturen im späten Pan-African überprägt. Eine Phase dextraler Sprödscherung (D3) im jüngsten Pan-African führte zur Bildung eines ca. 60 km breiten und ca. 300 km langen Störungssystems mit subparallelen um ENE streichenden Hauptstörungen, der „Umm Badre Shear Zone“ (UBSZ, Abb. 7-4.1).

Vom oberen Karbon bis in die Trias (D4-Deformationen) kam es zu einer Reaktivierung der UBSZ (dextral) und -hauptsächlich in der Trias- zur Anlage der „Sodiri Shear Zone“ (SSZ, Abb. 7-4.1). Die NNE streichenden kataklastisch deformierten Metasedimente und Granite in den Hauptstörungen dieser Struktur bilden eine Kette von markanten Höhenrücken, die über mehr als 300 km von einem Gebiet südlich der Stadt Sodiri bis zum Gebel el Hursh zu verfolgen ist. Mit Strukturuntersuchungen konnten Schandelmeier und Richter (1993) sinistralen Schersinn entlang der SSZ nachweisen. K/Ar-Altersbestimmungen an Felsiten südwestlich von Sodiri und an Syeniten vom Gebel el Hursh ergaben Alter von 255 Ma bzw. 221 Ma (Müller-Sohnius & Horn 1994).

Das vom Oberkarbon bis in die Trias herrschende Stressfeld in diesem Raum des Nordkordofanblockes wurde durch Scherbewegungen kompensiert, die Störungsmuster nutzten, die bereits während der Hauptphasen der Pan-Afrikanischen Orogenese (D2, D3) angelegt wurden. So verliefen die dextralen Transversalverschiebungen in der UBSZ (Oberkarbon- Trias, D4) an ENE (D3) streichenden Lineamenten und die sinistralen Scherbewegungen in der SSZ (Trias, D4) an NNE (D2) gerichteten Strukturelementen. Die phanerozoischen Deformationereignisse fanden also als Reaktivierungstektonik in schon präkambrisch geprägten Struktursystemen statt. Für die Initiation der Reaktivierung der D3-Strukturen während des Oberkarbons (340 Ma) nehmen Schandelmeier und Richter (1991) Plattenrandstress an, der während der Kollision Gondwanas mit Laurasia entstanden war. Die D4-Scherereignisse in der Trias (225 Ma) führen sie auf ein kompressives Stressfeld zurück, das durch Ausgleichsbewegungen (Hebungen) nach dem Mega- Zusammenstoß hervorgerufen wurde. Auch die an-orogene alkaline magmatische Aktivität im Nordkordofanblock sehen sie im engeren Zusammenhang mit der aus Kollisions- und Postkollisionsvorgängen resultierenden Intraplattentektonik.

Höhndorf et al. (1994) fassen die Magmenplatznahme im Nordkordofanblock in drei Altersgruppen zusammen: etwa 441 Ma, 280-270 Ma und 206-163 Ma. Müller-Sohnius und Horn (1994) sehen die Intrusion der Alkaligesteine in den letzten 600 Ma im Sudan unabhängig von regionalen Deformationereignissen und fordern andere Intraplatten- oder Mantelprozesse für die Entstehung der nach ihrer Meinung beinahe zufällig in Raum und Zeit verteilten Magmenkomplexe.

## 5.5 Das Sedimentbecken zwischen dem Nordkordofanblock und dem Bayuda Basement

Westlich des Es Safya-Grabens zwischen den Basementkomplexen in Nordkordofan und in der Bayuda Wüste erstreckt sich innerhalb der CAFZ ein Beckenbereich, der auf einer Fläche von ca. 200.000 km<sup>2</sup> mit oberkretazischen Sedimenten bedeckt ist (Abb. 2-1).

Die strukturelle und sedimentologische Entwicklung dieses Großraums ist regional sehr unterschiedlich. In Abhängigkeit von verschiedenen hohen Absenkungsraten entwickelten sich hier lateral differenzierte Sedimentationsbedingungen, weitgespannte flache Subbeckenregionen bildeten sich neben schmalen tiefen Grabenstrukturen. In den Bereichen maximaler Subsidenz entstanden das Bagbag-, das Kagmar- und das Humar-Becken mit Sedimentmächtigkeiten bis über 3,5 km (Bussert et al. 1990). Typische Sedimente sind hier auf Alluvialflächen entstandene fluviatile Ablagerungen (mixed load deposits) stark mäandrierender Flußsysteme mit ausgedehnten Überflutungsebenen, verzahnt mit limnischen Bildungen flacher Seen. Bussert (1998) bezeichnet diese feinkörnigen alluvial-lakustrinen Serien an der Basis der Sedimentabfolge des östlichen Humar Beckens als „Wadi Abu Hashim Member“ der in höheren Bereichen im allgemeinen grobkörnigeren Wadi Milk Formation (Jas 1993). In der Khartoum Region gliedert Awad (1994) die basalen feinkörnigen Gesteine der Omdurman Formation (Whiteman 1971) als „Umm Badda Member“ aus. In den Gebieten geringerer Absenkung mit Sedimentmächtigkeiten bis ca. 300 m sind grobkörnige nicht zyklische fluviatile Sequenzen - Rinnenablagerungen geringsinuoser Flüsse und schrägeschichtete Sandsteinfolgen - signifikant. Diese flachen Ablagerungsräume liegen überwiegend beckenrandlich in der Nähe der Liefergebiete des Sabaloka Komplexes, des Bayuda Basements und des Nordkordofanblockes.

In reliktschen Aufschlüssen treten im Norden des Beckenbereichs im unteren Wadi Mugaddam in Sandsteinen mit bimodaler gegensinniger Schrägschichtung Thalassionoides-Bauten auf. Der Sedimentationsraum änderte sich hier von einer von verflochtenen Flüssen dominierten Alluvialebene (braid plain) zu einer Küstenebene (coastal plain), von der die nun stark mäandrierenden Flüsse in einem Tethys-Golf mündeten (Bussert 1998). Der langsame kontinuierliche Lithofaziesübergang von konglomeratischen zu sanddominierten Sedimenten ist ein Hinweis auf ein sehr geringes Relief des Ablagerungsraumes mit schwachem nach Norden bzw. Nordwesten gerichtetem Einfallen. Hieraus ist zu postulieren, daß die marinen Transgressionen diesen Bereich nur sehr kurzfristig erreicht haben und es dabei nur zu einer unvollständigen, teilweise rudimentären Entwicklung der flachmarinen Sequenzen kam (Wycisk et al. 1990).

Für die Strukturentwicklung der Gräben kann folgendes angenommen werden: Wie in den südlich gelegenen Großriftsystemen wurde auch hier die Haupttriftphase im Oberjura initiiert und setzte sich bis in das Alb fort. Die Sedimentation beschränkte sich in der unteren Kreide weitgehend auf die isolierten Grabenstrukturen. Die Ablagerungen der Wadi Milk Formation charakterisieren das Ende der Grabenentwicklung und repräsentieren die Post-Rift Sackungsphase (Wycisk et al. 1990).

Aus den Einzelgräben entwickelte sich in der Zeit vom Alb bis Cenoman ein ausgedehnter zusammenhängender Sackungsbeckenbereich. Die Syn-Rift Strukturen im Liegenden kontrollierten jedoch auch weiterhin die Verteilungsmuster der Sedimentation (Bussert 1993a). Neben den typischen Rift-Gräben mit syndimentärer Tektonik wie dem Humar Becken (Bussert et al. 1990) gibt es auch Strukturen, die einen anderen tektonischen Stil aufweisen. Hierfür ist das Bagbag Becken exemplarisch:

Palynologische Untersuchungen von Awad (1993, 1994) und Schrank (1994) haben für die Sedimente an den Beckenrändern dieser Struktur Alter von Alb - Cenoman ergeben. Für die oberen Serien der Idd el Kheil Formation (Awad, 1994) der Beckenfüllung konnten jedoch Campan - Maastricht Alter nachgewiesen werden. Awad schließt hieraus auf eine tektonische Präservierung dieser Sedi-

mente durch ein postsedimentäres Einsinken an parallelen, nordweststreichenden, tiefgreifenden Randstörungen.

In der obersten Kreide oder im Alttertiär geriet der Großraum unter transpressive Einflüsse. Aus der topographischen Hochlage des Humar Grabens schließen Bussert et al. (1990) auf eine Postriftbeckeninversion.

Der oben beschriebene Beckenbereich innerhalb der CAFZ unterscheidet sich in seiner stratigraphischen und strukturellen Entwicklung von den nördlich und südlich liegenden Strukturen. Im Norden endet die Grabenbildung in diesem Gebiet unmittelbar an der Wadi el Milk Störung, dem nördlichsten Lineament der CAFZ. Nördlich dieser Zone schließen sich die weitgespannten flachen Sedimentationsräume der Dongola Region und des Abyad Beckens (Abb. 2-1) an. Die Sedimente erreichen hier nur Mächtigkeiten bis maximal 300 m (Barazi 1985). Südlich der CAFZ liegen die in mehreren Riftzyklen entwickelten Großstrukturen der White Nile- und Blue Nile Riftsysteme mit bis zu 15 km mächtigen Sedimentfüllungen.

Im Gegensatz zu dem Ablagerungsraum innerhalb der CAFZ sind sowohl im Abyad Becken als auch in den Riftgräben Tertiärsedimente vorhanden (Abyad Formation: Barazi 1985; Gezira Formation: Andrew 1948). Im Beckenbereich innerhalb der CAFZ sind känozoische Sedimente nicht bekannt. Das kann als Hinweis dafür gesehen werden, daß dieser Raum zwischen dem Nordkordofanblock und dem Bayudakomplex nach der Oberkreide schwellenartig gehoben wurde, wodurch vermutlich vielleicht ein Liefergebiet für die nördlich und südlich gelegenen Becken- bzw. Grabenstrukturen entstand.

## 6. Die Gesteine der Es Safya Grabenstruktur

Die in diesem Abschnitt dargestellten Untersuchungsergebnisse zeigen, daß die Es Safya Grabenstruktur von Gesteinseinheiten aufgebaut wird, die sich in ihrem Alter, ihrer mineralogischen Zusammensetzung und ihrer strukturellen Ausbildung deutlich unterscheiden. Während die Grabenränder aus präkambrischem kristallinem Grundgebirge und den magmatischen Gesteinen der anorogenen Komplexe bestehen – die einen Zeitabschnitt vom Ordovizium bis in den Jura repräsentieren – und in metamorphen bzw. plutonischen und vulkanischen Strukturen auftreten, wird die Grabenfüllung von kretazischen Sedimenten aufgebaut, die überwiegend in flacher Schichtung anstehen.

### 6.1 Die kristallinen Gesteine der Grabenränder

Während der anorogene Magmatismus im Sudan seit langer Zeit Gegenstand vieler wissenschaftlicher Untersuchungen ist, sind petrologische und geochemische Untersuchungen des Grundgebirges eher selten durchgeführt worden und stehen zumeist im Rahmen plattentektonischer und geochronologischer Fragestellungen. Spezielle Untersuchungen zur Geochemie aus dem Bereich des Nordkordofanblockes sind nicht bekannt.

Auf Arbeiten zu diesem Themenkreis aus dem Nordsudan sei hingewiesen: Almond et al. (1983), Barth et al. (1983), Curtis und Lenz. (1985), Bernau et al (1987), Franz et al. (1987), Harms (1984), Harms et al (1990), Huth und Franz (1988), Küster (1993), Schandelmeier und Darbyshire (1984), Vail (1983, 1985, 1988, 1989, 1990). Boetzkes (1993) bearbeitete teilweise die von mir im Es Safya Gebiet gesammelten Gesteinsproben im Rahmen einer petrologischen Studienarbeit an der TU Berlin, die von Herrn Prof. Dr. Franz und mir betreut wurde, Ergebnisse hieraus sind in diese Arbeit eingeflossen.

Aufgabenstellung der petrologischen und geochemischen Untersuchungen war die Erfassung und Klassifizierung der Grabenrandgesteine und ihre strukturelle und geochronologische Einordnung in tektonische Abläufe.

#### 6.1.1 Untersuchungsmethoden

Die kristallinen Grabenrandgesteine lassen sich in panafrikanisches Grundgebirge und post-panafrikanische anorogene Magmatitkomplexe untergliedern.

#### Probennahme und Analytik

Zur Erfassung der Grabenrandbereiche wurden insgesamt 101 Proben genommen. Bedingt durch die schlechten Aufschlußverhältnisse war die Aufnahme längerer zusammenhängender Profile in den überwiegend mit flach liegenden quartären bis rezenten Ablagerungen bedeckten Grundgebirgsgebieten nicht möglich. Zur Klärung tektonischer Fragestellungen wurde besonderes Augenmerk auf die Beprobung der anorogenen Körper an den unmittelbaren Grabenrändern (z.B. Marfa Ibiyat) gelegt, aber auch die vermutlich in Zusammenhang mit tektonischen Abläufen in den Hauptscherzonen stehenden Großkomplexe (Gebel Hadid, Gebel Umm Duraq, Gebel Gurewid er Ral, Gebel el Hursh) im weiteren Arbeitsgebiet wurden beprobt. Bedingt durch ihre morphologische Dominanz (Kap. 4.6) konnten die plutonischen und vulkanischen Gesteine dieser Körper umfassend aufgenommen werden.

Alle Proben wurden für die petrographische Beschreibung und zur Klassifikation der Gesteine nach Gefüge und Mineralbestand durchlichtmikroskopisch untersucht und die Dünnschliffe unter gekreuzt polarisiertem Licht aufgenommen (cross polarisation light, XPL). Für geochemische Untersuchungen wurden 36 Handstücke von ausschließlich magmatischen Gesteinen ausgewählt, da der geologische Aussagewert von geochemischen Analysen metamorpher Gesteine problematisch ist. Die Untersuchungen wurden im geochemischen Zentrallabor des Fachbereichs 9 der TU Berlin durchgeführt. Die Aufbereitung erfolgte über Backenbrecher, Probenteiler und Scheibenschwingmühle. Aus dem pulve-



risierten Material wurden die Haupt- und Spurenelementgehalte durch Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) nach Schmelzaufschluß mit Li-Metaborat bestimmt.

Mineralchemische Untersuchungen zur Zusammensetzung von Pyroxenen und Amphibolen wurden rasterelektronenmikroskopisch an fünf Dünnschliffen der Handstücke I28, I13, I111, 8/93 und I156 durchgeführt. Obwohl das Rasterelektronenmikroskop (REM) gegenüber der Mikrosonde eine geringere Meßgenauigkeit aufweist, wurden bei Wiederholungsmessungen an verschiedenen Stellen der gleichen Probe meist nur Abweichungen von bis zu 10 % festgestellt, die zudem durch örtliche Variationen des Mineralchemismus bedingt sein können, so daß die Meßergebnisse insgesamt vertretbar sind.

Für die geochronologischen Untersuchungen wurden die Amphibole aus den Syenitproben I156, I13 und 8/93 extrahiert. Die Korngröße der Amphibole und das Gefüge der Gesteine legten eine Separation in der Kornfraktion  $125 - 250 \times 10^{-6}$  m nahe. Hierzu wurden die Proben zunächst aufgemahlen, gesiebt und gereinigt. Anschließend erfolgte die Abtrennung der ferromagnetischen Bestandteile und eine Anreicherung der stärker suszeptiblen Anteile mit dem FRANTZ-Magnetscheider. Die weitere Anreicherung erfolgte mittels Schwereflüssigkeit (Na-Polywolframat,  $\rho \leq 3,1$ ). Aufgrund der hohen Dichte der Amphibole und der starken Beeinträchtigung durch Verwachsungen, Einschlüsse, Anwachs- und Alterationssäume war jedoch eine aufwendige manuelle Endseparation notwendig. Der Versuch einer Dichtentrennung mittels Superpanner am Institut für Aufbereitung der TU Berlin scheiterte wegen der für die Korngröße zu geringen Dichtedifferenz gegenüber den auszuscheidenden Probenanteilen. Die K-Ar-Altersbestimmungen an den Amphibolen wurden dann im geochronologischen Labor der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) in Hannover durchgeführt.

## 6.1.2 Petrographie

### 6.1.2.1 Panafrikanisches Grundgebirge

Das Es Safya Gebiet ist Teil des Nordkordofanblockes als ein Relikt des „Central Sahara Ghost Craton“ (Black & Liégeois 1993, Kap. 5.4). Dieser „Geisterkraton“ besteht aus metamorphen und magmatischen Gesteinen, die während des panafrikanischen Orogenese-Zyklus (ca. 900-500 Ma) im Neoproterozoikum gebildet bzw. überprägt wurden. Es sind jedoch auch ältere Metamorphose- und Krustenbildungsalter bekannt (Harms et al. 1990), so daß davon ausgegangen werden kann, daß Teile dieser kontinentalen Kruste schon während des Paläoproterozoikums (ca. 2000 Ma) gebildet wurden. Als Bestandteile des Grundgebirges kommen im Es Safya Gebiet sowohl Metamorphite (Granitische Gneise, Metasedimente) als auch sehr geringfügig deformierte Magmatite (intermediäre und basische Intrusionen) vor.

### Metamorphite

Die Metamorphite lassen sich hinsichtlich des Ausgangsmaterials bzw. der metamorphen Überprägung in granitische Gneise, Metasedimente ( $\pm$ metavulkanosedimentäre Gesteine) und Mylonite untergliedern.

#### - Granitische Gneise

Die zumeist rötlich-grauen bis grauschwarzen Gesteine sind mittel- bis grobkörnig und wurden unterschiedlich stark deformiert. Die Gesteine variieren von unregelmäßig bis schwach foliierten „Metagraniten“ zu stark foliierten granitoiden Gneisen. Aufgrund ihrer sehr ähnlichen, granitischen Mineralzusammensetzung wurden sie in einer Gruppe zusammengefaßt.

Das Gefüge ist meist grano- bis lepidoblastisch, zuweilen porphyroklastisch (mit mittelkörnigen Feldspäten) bis serial. Bei nur gering deformierten „Metagraniten“ ist mitunter die mikrographische Quarz-Feldspat-Verzahnung der ursprünglichen Granitkristallisation erhalten. Die stärker gneisig texturierten Proben zeigen generell eine deutliche Foliation, häufig mit lagiger Anordnung der Minerale.

Kennzeichnend für alle Gesteine dieser Gruppe ist die häufig auftretende, duktile bis spröde Verformung des Quarzes und der Feldspäte (Abb. 6.1-1). Quarz zeigt die Ausbildung von Undulationen, Druckkontakten und Subkorn Grenzen; bei den Feldspäten tritt Verbiegen der Perthit-Entmischungslamellen, die Bildung von Plagioklas-Gleitzwillingen, von Reiß- und Spaltflächen sowie von Subkorn Grenzen auf.

Die Gesteine bestehen überwiegend aus Quarz und Kalifeldspat (zumeist perthitisch). Hinzu treten als magmatische Nebengemengteile Plagioklas und Biotit ( $\pm$  Muskovit), als magmatische Akzessorien Apatit, Titanit, Hornblende, Erz und Granat, sowie als retrograd-metamorphe Minerale Muskovit, Epidot, Allanit, Chlorit und Serizit.

#### - Metasedimente

Diese überwiegend feinkörnigen Gesteine bilden eine „Bunte Serie“ sedimentärer und vulkanosedimentärer Herkunft. Sie sind unterschiedlich stark foliiert bis ungerichtet. Hinsichtlich Mineralzusammensetzung und Ausbildung können Phyllite, Grünschiefer, Epidot- Aktinolithfelse, Kalksilikatgesteine, Marmore, Quarz-Disthen-Schiefer und Amphibolite unterschieden werden. Die Schiefer und Felse sind zumeist grünlich bis graugrün, die Amphibolite grau und die Marmore weiß gefärbt.

Die **Phyllite** sind feinkörnig und stark foliiert; mikroskopisch sind Faltenschenkel erkennbar. Klüftfüllungen wurden in die Foliation einbezogen. Sowohl Quarz als auch Glimmer zeigen duktile Deformationserscheinungen. Das Gestein besteht im wesentlichen aus einer Wechsellagerung von Bändern aus einerseits Quarzkristallen, andererseits Biotit, Muskovit und Chlorit. Akzessorisch treten Epidot und Chloritoid hinzu. Prädeformative Klüfte sind mit Quarz verfüllt (Abb. 6.1-2).

Die **Grünschiefer** besitzen eine feinkörnige, grano- bis lepidoblastische Grundmasse mit porphyroklastischen Einsprenglingen und zeigen eine ausgeprägte Schieferung. Die Grundmasse wird aus Epidot/Zoisit, Aktinolith, Glimmer und Chlorit gebildet; die Porphyroklasten bestehen aus Feldspat (zumeist Kalifeldspat). Die **Epidot-Aktinolith-Felse** haben ein mehr oder weniger ungerichtetes Gefüge. Die grano- bis lepidoblastische Grundmasse wird durchsetzt von Klüftfüllungen aus deformiertem Quarz und glomerophyrischen Aktinolith-Hypidioblasten. Diese Gesteine bestehen aus Quarz, Epidot, Muskovit und Aktinolith, hinzu tritt Feldspat, Chlorit und Titanit. Die **Kalksilikatgesteine** zeigen eine ausgeprägte Foliation, bestehend aus Bändern mittelkörniger Klinopyroxen-Poikiloblasten und feinkörniger Minerale. Klinopyroxen wird von Plagioklas, Epidot, Quarz und Apatit durchsetzt; die feinkörnigen Bänder bestehen aus opaquen Mineralen wie Plagioklas, Quarz, Hornblende, Epidot, Mikroklin und Titanit. Die **Marmore** sind gekennzeichnet durch ein dichtes, feinkörniges Pflaster-Gefüge, z.T. massig ausgeprägt, z.T mit in Foliationsrichtung ausgelängten Körnern. Die Gesteine bestehen zu über 99% aus Calcit. Die **Quarz-Disthen-Schiefer** besitzen eine ausgeprägte Foliation mit Quarz- und Disthenschichten. Die Quarzkörner sind parallel zur Foliationsrichtung ausgelängt. Sie bestehen zu etwa 80% aus Quarz, zu etwa 15% aus Disthen, sowie aus Hellglimmer und Chlorit als Nebenbestandteilen. Die **Amphibolite** sind zumeist feinkörnig mit nur undeutlich erkennbarer Foliation. Der Hauptbestandteil dieses Gesteines ist Hornblende. Als Nebenbestandteile treten Quarz, Plagioklas, Epidot und Aktinolith auf, als Akzessorien Allanit und Mikroklin.

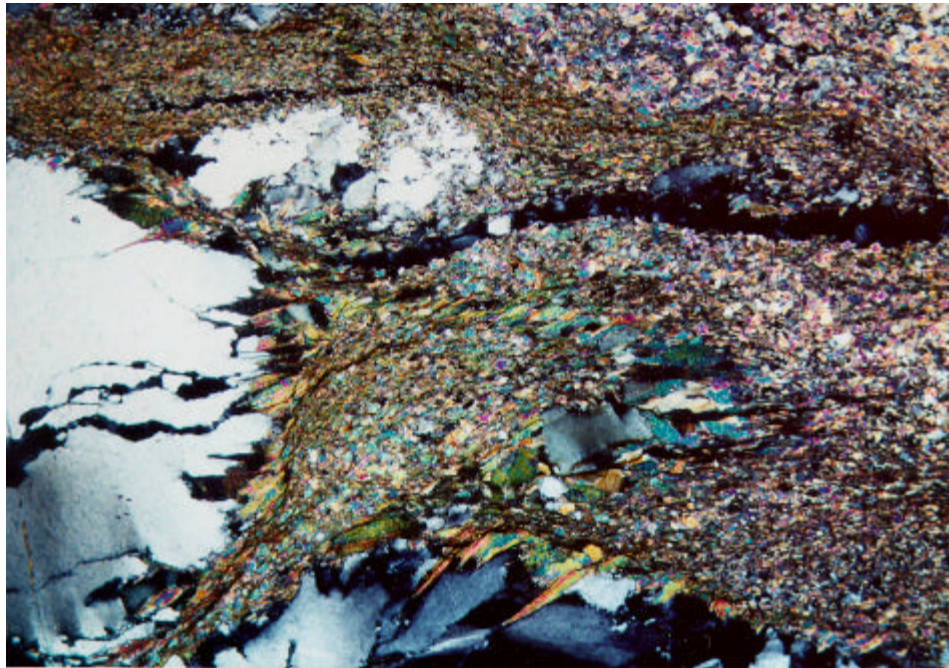
#### - Mylonite

Die Mylonite sind rötlich-graue, sehr feinkörnige Gesteine mit einem streng eingeregelt Gefüge. Sie bestehen aus einer sehr feinlagig foliierten mikro- bis kryptokristallinen Grundmasse, z. T. mit zerbrochenen Porphyroklasten. Die Grundmasse ist von in die Foliation einbezogenen, verfüllten Klüften durchschlagen. Sie besteht überwiegend aus Quarz, Feldspat und Serizit, akzessorisch tritt Epidot, Magnetit, Titanit (mit Ilmenitkern), Biotit sowie Chlorit hinzu. Bei den Porphyroklasten handelt es sich um Feldspat. Die Klüftfüllungen bestehen überwiegend aus Quarz, teilweise tritt Serizit hinzu, vergesellschaftet mit opaquen Mineralen (Abb. 6.1-3).



**Abb. 6.1-1:** Probennr. 19b (Gneis) im XPL.

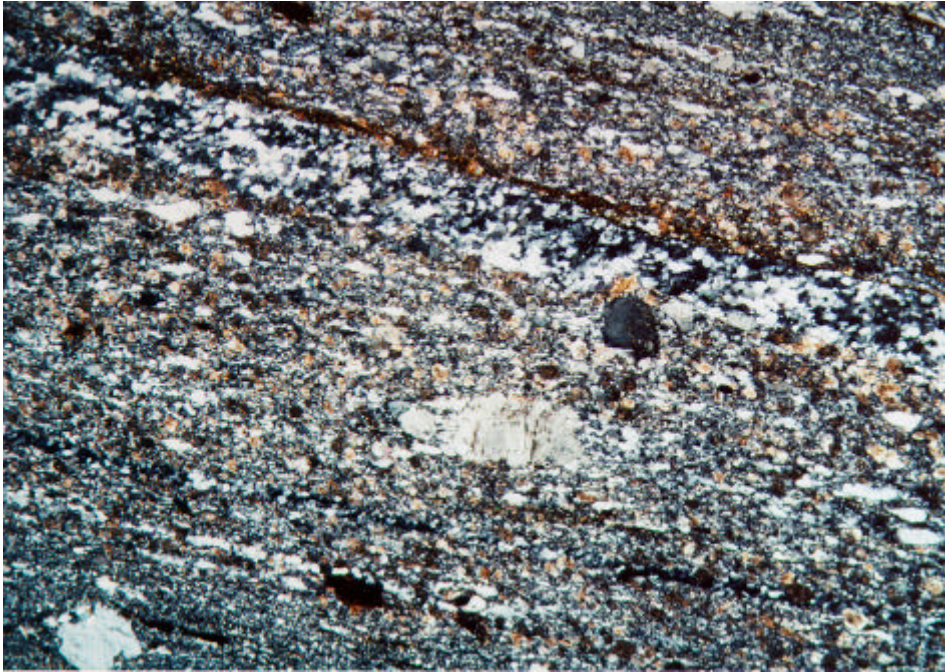
Auffällig ist der extrem duktil ausgelängte Quarz, der die bräunlichen Biotit- und die bläulich-schwarzen Feldspatkristalle umfließt. Bildlänge 4 mm.



**Abb. 6.1-2:** Probennr. 15 (Phyllit) im XPL.

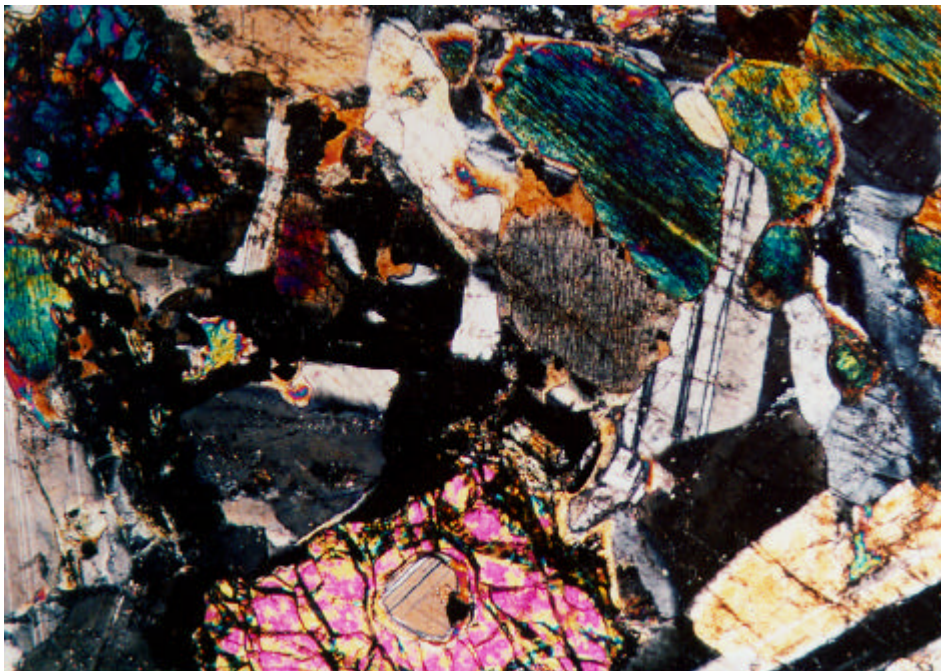
Am linken sowie am unteren Bildrand fallen große, spröde deformierte Quarzkristalle auf. Die im XPL farbige Chlorit / Epidot / Glimmer- Matrix umfließt die Quarze und wächst in die in Foliationsrichtung aufgerissenen Klüfte hinein. Bildlänge 4 mm.





**Abb. 6.1-3:** Probennr. 25 (Mylonit) im XPL.

Signifikant ist die sehr straffe, von links oben nach rechts unten orientierte Foliation der krypto- bis mikrokristallinen Matrix. Durch den oberen Bildteil zieht eine foliationsparallel deformierte Quarzkluffüllung. Bildlänge 4 mm.



**Abb. 6.1-4:** Probennr. 2/93 (Olivineabbro) im XPL.

Die rissigen Kristalle mit rosa Interferenzfarben sind Olivine. Bei dem stark von schwarzen Entmischungslamellen durchzogenen Kristall mit blaugrünen Interferenzfarben (im oberen Bildteil) handelt es sich um einen Klinopyroxen. Die hellen zwillingslamellierte Kristalle sind Plagioklase.

## Metamorphosebedingungen

Aufgrund des Fehlens von Eklogiten, Granuliten und Migmatiten kann der für das Grundgebirge im Raum des ehemaligen „Ostsahara-Kratons“ allgemein angenommene, sehr hohe Metamorphosegrad (Kap. 5.4) mit den bearbeiteten Proben aus dem Es Safya Gebiet nicht eindeutig belegt werden (siehe hierzu auch Boetzkes 1993). Die unterschiedlichen Metamorphosegrade der Gesteine deuten aber darauf hin, daß sie während mehrerer Metamorphosephasen (mindestens zwei) entstanden sind.

Die granitoide Zusammensetzung der **Gneise** ist wenig fazieskritisch, sodaß es schwerfällt, genaue Aussagen über den Metamorphosegrad zu machen. Allein das Auftreten von Granat in einer der Gneisproben deutet auf einen höheren Metamorphosegrad (Amphibolitfazies) hin. Auch das mechanische Verhalten der Minerale läßt begrenzte Aussagen über die Metamorphosebedingungen zu (Quarz ist ab ca. 300°C, Feldspäte sind ab ca. 600°C duktil verformbar). Das retrograde Auftreten von Chlorit und Epidot in den meisten der Gneise läßt diese einer zweiten, niedrigmetamorphen Fazies zuordnen. Die nur wenig foliierten **Metagranite** wurden noch während der Auskristallisation, oder unmittelbar daran anschließend, überprägt. Magmatisches und metamorphes Gefüge sind daher mehr oder weniger zeitgleich entstanden. Das legt nahe, daß die Metagranite synmetamorphe Intrusionen darstellen und daß sie sehr wahrscheinlich jünger sind als die vergneisten Granite, möglicherweise spätpanafrikanisch.

Die **Metasedimente** sind in der Regel niedriger metamorph als die Gneise, enthalten jedoch nur zum Teil Minerale, die eine fazielle Zuordnung ermöglichen. Der überwiegende Teil der Schiefer, Amphibolite und Kalksilikatgesteine ist grünschieferfaziell bis epidot-amphibolitfaziell. Die Marmore sind aufgrund ihres fast ausschließlichen Kalzitgehaltes faziesunkritisch. Es ist wahrscheinlich, daß die Metasedimente eine neoproterozoische Kontinentalrandabfolge darstellen, die während der panafrikanischen Gebirgsbildung metamorphisiert wurde. Diese Deformation dürfte jünger sein als die der Gneise, jedoch möglicherweise zeitgleich mit deren retrograder Überprägung. Aus den Geländebefunden einiger weniger Aufschlüsse kann auf eine diskordante Überlagerung der Gneise durch die Metasedimenten geschlossen werden.

Die Struktur der **Mylonite** belegt kräftige, tektonische Scherbewegungen, die entweder am Ende der panafrikanischen Metamorphose oder auch während der Intraplatten-Deformation im Phanerozoikum stattgefunden haben.

## Basische und intermediäre Plutonite

Die nur geringfügig deformierten Plutonite intermediärer bis basischer Zusammensetzung bezeugen magmatische Aktivität in der Endphase der panafrikanischen Orogenese. Ihre Bildung und intrusive Platznahme dürfte im Zusammenhang stehen mit der post-kollisionalen Krustenheraushebung. Hinsichtlich ihrer mineralogischen und chemischen Zusammensetzung können Gabbros, Diorite und Tonalite/Granodiorite unterschieden werden.

### - Olivin-Gabbros

Die gabbroiden Gesteine sind dunkelgraue, im angewitterten Zustand gelblich-rötliche Gesteine. Sie sind fein-bis mittelkörnig und weisen keinerlei Foliation auf. Das Gefüge ist granular. Sekundäre Kristalle in den das Gestein durchziehenden Klüften zeigen tektonische Beanspruchungen an. Die Gabbros enthalten keinen Quarz. Der Feldspatanteil besteht ausschließlich aus gut auskristallisiertem, hypidiomorphem, meist zwillingslamelliertem Plagioklas (bis zu etwa 60 Vol.% des Gesteines). Mafische Gemengteile sind Klinopyroxen und körnig-rissiger Olivin mit Korngrößen bis zu 3mm (Abb. 6.1-4). Die Olivine weisen teilweise einen Umwandlungssaum aus Pyroxen, Biotit und Erzbildung auf (Kelyphitisierung). Chlorit kommt als randliches Umwandlungsprodukt mafischer Minerale und in Klüften vor.

**- Diorite**

Die Diorite sind dunkelgraue bis graugrüne, fein- bis grobkörnige und nicht foliierte Gesteine. Ihr Gefüge ist granular-xenomorph. Wie die Gabbros enthalten die Diorite keinen Quarz und Plagioklas als einzigen Feldspat (bis zu etwa 60 Vol.% des Gesteines). Die Plagioklase haben meist keine oder nur unregelmäßige Zwillingslamellen. Sie sind aber häufig zониert und weisen bisweilen Entmischungslamellen auf. Auffällig unter den mafischen Gemengteilen ist das verbreitete Vorkommen von stark rötlich gefärbten (titanhaltigen) Mineralen: Titanbiotit, Titanaugit und Titanhornblende. Die titanhaltigen Mafite treten neben gewöhnlicher Hornblende auf. Außerdem kommen stark chloritisierte (Fe-Mg-Chlorit) und randlich teilweise zu Hornblende umgewandelte Klinopyroxene vor.

**- Granodiorite und Tonalite**

Bei den Tonaliten und Granodioriten handelt es sich um graue bis grau-schwarze und unregelmäßige Gesteine mittlerer Korngröße. Das Gefüge ist gleichkörnig bis porphyritisch mit großen Feldspäten. Ansatzweise ist mikrographische Quarz-Feldspat-Verwachsung erkennbar (Abb. 6.1-5). Die Gesteine enthalten etwa 20 % Quarz, der in der Grundmasse als feinkörniger Einsprengling oder als Feldspat-Verwachsung auftritt. Kalifeldspäte bilden bis zu 3 mm große, zum Teil schwach perthitische Einsprenglinge. Etwa 50% des Mineralbestandes bestehen aus Plagioklas, entweder als Bestandteil der Grundmasse oder in Form von bis zu 3 mm großen Einsprenglingen. Er ist meistens zwillingslamelliert, gut kristallisiert und hypidiomorph. Biotit ist das häufigste, teilweise das einzige, mafische Mineral. Daneben tritt Hornblende auf. Mitunter erhaltene Klinopyroxen-Kerne zeigen deutliche Umwandlungserscheinungen in Form eines Hornblende- und/ oder Biotitsaumes.

**6.1.2.2 Anorogene Magmatit Komplexe**

Anorogene, post-panafrikanische Magmatite kommen an vielen Stellen des Arbeitsgebietes vor. Es handelt sich hierbei um Alkali-Gesteine, die weltweit typisch sind für anorogenen Intraplatten-Magmatismus. Dabei treten plutonische und vulkanische Gesteine oft gemeinsam auf und bilden dann große, oft rundlich begrenzte Magmatit-Areale, die auch als Ring-Komplexe bezeichnet werden. Im Es Safya Gebiet werden der Gebel Haraza, der Gebel el Hursh, der Gebel Marfa Ibiyat und der Gebel Abu Hadid von solchen Ring-Komplexen aufgebaut. Daneben treten Plutonite und Vulkanite auch räumlich getrennt in kleineren Magmatit-Stöcken und Gängen oder als nicht genauer zu beschreibende Erosionsreste auf. Solche Vorkommen finden sich im Arbeitsgebiet an den Gebels Qureiwid er Ral, el Figheig und en Nahud sowie in der Gegend um Aulad Noal, Safya Rock und Umm Qussa.

Bei ihrer Bildung haben die anorogenen Magmen das Grundgebirge in einem sehr flachen Niveau intrudiert (max. 1-5 km unterhalb der Erdoberfläche) oder wurden an die Erdoberfläche gefördert. Aufgrund des flachen Intrusionsniveaus können die Plutonite auch als Subvulkanite bezeichnet werden. Die Übergänge zwischen subvulkanisch-plutonischer und vulkanischer Gesteinsfazies sind mehr oder weniger fließend und kennzeichnen deren sehr enge genetische Beziehung. Kennzeichnend für das Es Safya Gebiet, wie für den paläozoisch-mesozoischen Intraplatten-Magmatismus im Sudan generell, ist das fast ausschließliche Vorkommen von SiO<sub>2</sub>-übersättigten Alkali-Magmatiten. Basische Gesteine waren bisher im Bereich des Nordkordofanblocks nur aus einem kleinen Vorkommen am Gebel Nus bekannt (Schandelmeier & Richter 1991; Küster 1993). Für diese Arbeit wurden Olivin-gabbros, die im tektonisch- magmatischen Zusammenhang mit dem Marfa Ibiyat zu sehen sind, beprobt.

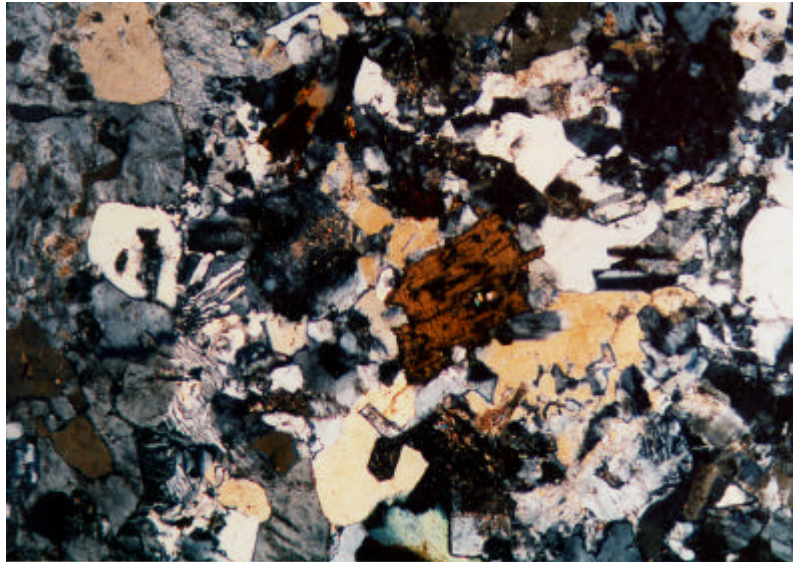
**Plutonite**

Die plutonisch-subvulkanische Gesteinsvariation besteht aus Syeniten, Quarz-Syeniten und Alkali-Graniten. Mineralführung und Mineralzusammensetzung ist in allen 3 Gesteinstypen weitgehend identisch, lediglich der Quarzgehalt nimmt von Syenit zu Granit stark zu und ist somit das entscheidende Kriterium für die Gesteinsnomenklatur. Die modalen Mineralzusammensetzungen der Plutonite sind im QAP-Dreieck in Abb. 6.1-7 dargestellt.



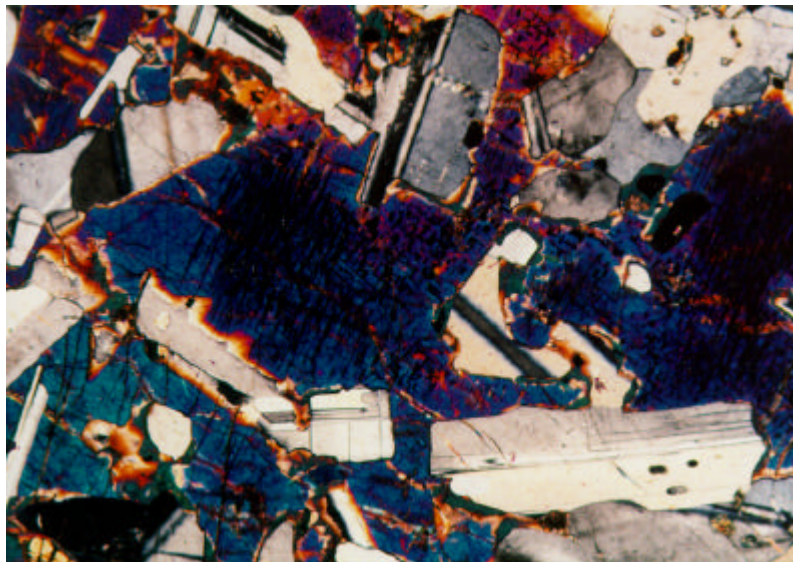
**- Olivin-Gabbros**

Der Olivin-Gabbro ist in frischem Zustand dunkelgrau, angewittert hat er eine rötliche Gesteinsfarbe. Er tritt am Rande des Marfa Ibiyat auf (Kap. 7.3.2). Das Gefüge ist poikilitisch mit großen Klinopyroxenkristallen als Wirtsmineralen. Die Gabbros enthalten keinen Quarz. Der Feldspatanteil besteht aus meist zwillingslamelliertem Plagioklas. Mafische Gemengteile sind grobkristalliner, poikilitischer Klinopyroxen, überwiegend mit ausgeprägten schwarzen Orthopyroxen-Entmischungslamellen, und Olivin (Abb. 6.1-6).



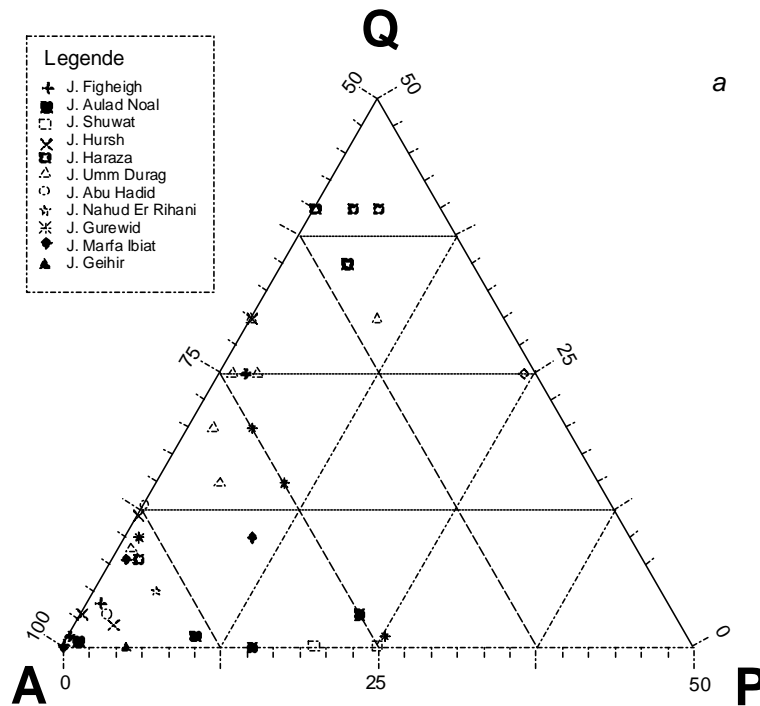
**Abb. 6.1-5:** Probennr. II35 (Granodiorit) im XPL.

Deutlich erkennbar ist das porphyritische Gefüge mit feinkörniger Matrix (zum Teil mit mikrographischer Quarz-Feldspat-Verwachsung, z.B. in der Bildmitte) und größeren Einsprenglingen. Bei letzteren handelt es sich um Quarz (rechter oberer Bildrand), Plagioklas (darunter, mit Zwillingslamellen), Alkalifeldspat (am unteren Bildrand) und Biotit (braun, Bildmitte). Bildlänge 4 mm.



**Abb. 6.1-6:** Probennr. II2a (Olivin-gabbro) im XPL.

Der das Bild dominierende Kristall mit blauen Interferenzfarben und schwarzen Entmischungslamellen ist ein stark poikilitischer Klinopyroxen-Kristall. In ihn eingeschlossen sind zahlreiche kleinere Plagioklase. Bildlänge 4 mm.



**Abb. 6.1-7:** QAP-(Quarz-Alkalifeldspat-Plagioklas)-Dreieck der Alkali-Plutonite. Die Mineralanteile wurden modal ermittelt. Daher wurden aus Alkalifeldspäten entmischte Albite als Plagioklas (P) gezählt. Das Diagramm zeigt außerdem nur den unteren linken Teil des gewöhnlichen QAP-Dreiecks. Siehe Abb. 6.1-9 zum Vergleich.

### - Syenite

Syenitische Gesteine kommen in folgenden anorogenen Komplexen vor: Gebel El Hursh, Gebel el Figheigh, Gebel Aulad Noal, Gebel Qurewid er Ral, Gebel Marfa Ibiat, Gebel Umm Duraq, Gebel Abu Hadid, Gebel Umm Geehir und Gebel Nahud Er Rihani. Die Farbe der Plutonite wechselt von blaßgelblich und hellrötlichen zu schwärzlich-roten Farbtönen. Diese Färbungen werden von dispers verteilten Fe-Oxiden und Fe-Hydroxiden hervorgerufen, die aus der Korrosion und Umwandlung der Mafite im Verlauf intensiver, post-magmatischer (pneumatolytisch-hydrothermal) Alteration stammen. Solche Umwandlungserscheinungen gehen sehr wahrscheinlich auf den hohen Gehalt an volatilen Komponenten (z.B. Fluor) zurück, der besonders typisch ist für anorogene, alkalireiche Magmen. In frischem Zustand (sehr selten erhalten) besitzen die Gesteine mehr grünliche Farben. Die Korngrößen der Syenite schwanken zwischen 1 - max. 10 mm.

Das Gefüge der Syenite ist generell porphyritisch mit 1 - 10 mm großen Alkalifeldspäten, zwischen denen die fein- bis mittelkörnigen Mafite und Albite der Matrix eingebettet sind. Die Matrixminerale sind zum Teil glomerophyrisch vergesellschaftet. Stärker equigranulare Syenite zeigen hypidiomorph-grobkörniges Gefüge mit Feldspäten von 5 bis 10 mm Korngröße.

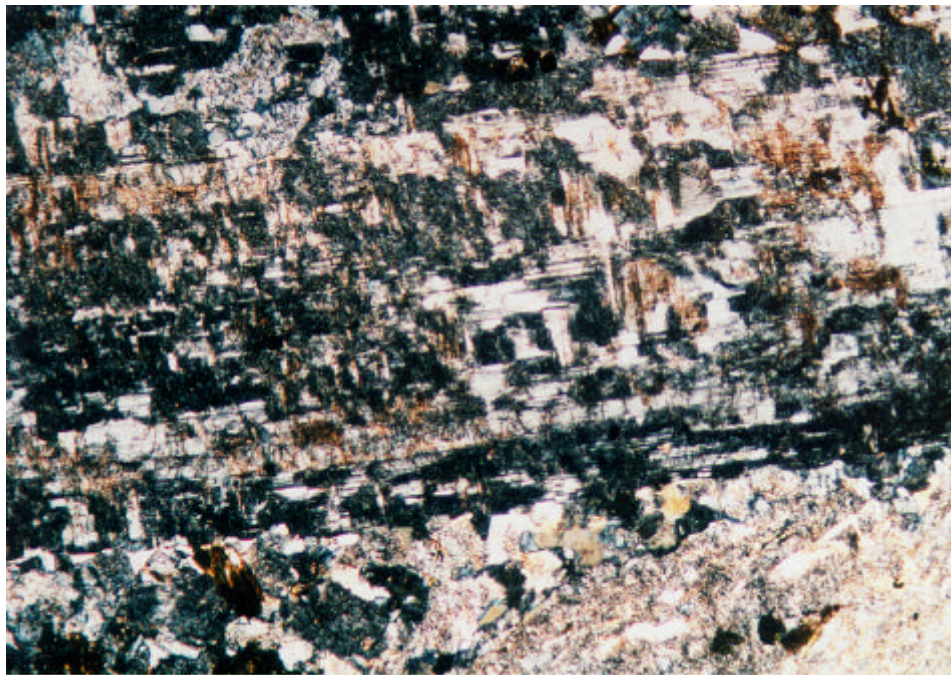
Quarz kommt meist gar nicht vor, allenfalls tritt er in geringen Mengen (bis max. 5%) zwickelfüllend auf. Die Feldspäte sind in allen Proben der weit überwiegende Mineralbestandteil der Syenite (bis zu mehr als 80 %). Es sind generell idiomorph-grobkörnige Alkalifeldspat-Perthite, die zum Teil verzwillingt und zoniert sind. Häufig ist auch eine Serizitisierung und Kaolinisierung der Alkalifeldspäte zu beobachten. Patchworkartige, interne Entmischungen von Albit sind deutlich ausgeprägt und können bis zu 25% des Alkalifeldspates ausmachen. Dazu treten randliche Albit-Entmischungen auf. Primär kristallisierter Plagioklas mit Zwillingslamellen kommt nur in zwei Proben in geringer Menge vor.



Charakteristisch für die Syenite ist das Vorkommen einer Vielzahl von mafischen Gemengteilen. Darüberhinaus sind die Mafite aufgrund des hohen Gehaltes an Volatilen häufig ineinander umgewandelt. Neben sehr selten auftretendem Fayalit bilden hellgrün- bis gelbgrün-pleochroitische Ägirinaugite die primären Mafite. Ägirin kommt meist in Clustern aus feinkörnigen Kristallen vor. Mitunter konnte eine glomerophyrische Vergesellschaftung von zoniertem Ägirin mit Erzmineralen beobachtet werden. Grün gefärbte Alkali amphibole bilden ein weiteres charakteristisches Gemengteil der Syenite. Aufgrund des dunklen blaugrünen Pleochroismus dürfte es sich dabei um Arfvedsonit handeln, der in Körnern und Aggregaten bis zu 5 mm Größe vorkommt. Bei einem weiteren, sehr fein verteilten und büschelig vorkommenden Alkali amphibol handelt es sich wahrscheinlich um Riebeckit. Als weitere mafische Gemengteile kommen gelegentlich grüne Hornblende und Biotit vor. Akzessorisch treten meist Zirkon, Apatit und opake Erzminerale auf. Die primären Mafite der Gesteine sind häufig schwarz oder braun korrodiert und stark bis teilweise völlig zersetzt. Sie können bis zur Unkenntlichkeit korrodiert sein und sind dann nicht bestimmbar. Soweit erkennbar, bilden dunkle Alkali amphibole häufig pseudomorphe Umwandlungsprodukte aus in Resten erhaltenen Pyroxenen (Ägirinaugit). Primäre Alkali amphibole sind ihrerseits häufig (zumeist randlich) in rotbraunen Biotit, Chlorit und opake Minerale umgewandelt.

### - Quarz-Syenite

Quarz-Syenite sind überwiegend hellrötlich bis rot gefärbt und meist fein- bis mittelkörnig (1-4 mm). Sie kommen am Gebel El Hursh, Gebel Marfa Ibiyat, Gebel Umm Duraq und Gebel Abu Hadid, besonders häufig aber am Gebel Qurewid er Ral vor. Die Proben sind oft von einer Kaolinisierung der Feldspäte, einer Schwärzung durch Fe- Korrosion und einer Chloritisierung der Mafite betroffen (Abb. 6.1-8).



**Abb. 6.1-8:** Probennr. I13 (Quarzalkalisyenit) im XPL.

Diese Aufnahme eines Alkalifeldspates illustriert Alterationserscheinungen, die für die Feldspäte der Alkaligesteine typisch sind. Das Kristallgitter des ursprünglichen Perthites hat sich sekundär in eine Vielzahl von zwillingslamellierten Albiten umgewandelt. Gleichzeitig nimmt die Kristallqualität durch Fe-Entmischung (bräunliche Flecken) und Kaolinisierung ab. Bildlänge 4 mm.

Die Gesteine sind fein- bis mittelkörnig und porphyritisch mit großen Alkalifeldspäten (bis 4 mm). Sie sind weiterhin gekennzeichnet durch ausgeprägte mikrographische Quarz-Feldspat-Verwachsungsstrukturen und eine glomerophyrische Vergesellschaftung der Mafite.

Im Unterschied zu den Syeniten führen die Quarz-Syenite zwischen 10% und 20% Quarz. Dieser tritt zwickelfüllend, xenomorph-körnig oder in mikrographischer Verwachsung mit Feldspat auf. Perthitischer Alkalifeldspat bildet wiederum den überwiegenden Mineralanteil der Quarz-Syenite. Er gleicht dem Alkalifeldspat der Syenite. Auf eine nähere Beschreibung kann daher verzichtet werden.

Die Mafite sind überwiegend feinverteilte grüne Ägirine. Sie treten zuweilen gemeinsam mit Fayalit auf und zeigen häufig die schon für die Syenite beschriebenen Umwandlungserscheinungen zu faserigem bläulichem Alkali amphibol, Hornblende und Biotit (z.T. roter Ti-Biotit). Infolge der intensiven Umwandlungen sind die Mafite oft vollständig geschwärzt und nicht mehr identifizierbar.

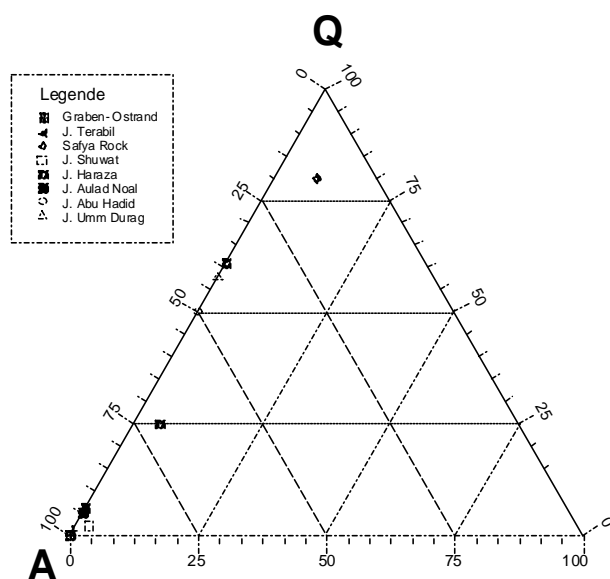
### - Alkali-Granite

Die Alkali-Granite variieren in der Färbung von rötlichgrau, hellrötlich und hellrosa bis gelblich. Sie sind fein- bis grobkörnig (1-10 mm Korngröße). Die Alkali-Granite kommen besonders häufig in den großen Ring-Komplexen des Gebel Haraza und des Gebel Umm Duraq vor, treten aber auch untergeordnet im Gebel El Hursh Komplex und am Gebel El Figheig auf.

Analog zu den Syeniten und Quarz-Syeniten sind auch in den Alkali-Graniten die Mafite stark korrodiert und die Feldspäte serizitisiert und/oder kaolinisiert. Das Gefüge ist alkalifeldspat-porphyrisch bis grobkristallin-granular. Mikrographische Quarz-Feldspat-Verwachsungsstrukturen treten in fast allen Proben auf.

Die Alkali-Granite haben einen hohen Quarzgehalt (30 - 40% der leukokraten Minerale), die Quarz-Kristalle sind überwiegend xenomorph-körnig und eigenständig ausgebildet oder kommen in Verwachsung mit Alkalifeldspat vor. Vorkommen und Charakter der Alkalifeldspäte, der Mafite und deren Umwandlungen sowie der Akzessorien gleichen dem der Syenite und Quarz-Syenite, so daß sich eine weitere Beschreibung erübrigt.

### Vulkanite



**Abb. 6.1-9:** QAP-(Quarz-Alkalifeldspat-Plagioklas)-Dreieck der Alkali-Vulkanite. Es sind nur die Vulkanitproben eingetragen, deren Mineralzusammensetzung identifiziert werden konnte.

Ähnlich wie die plutonischen Gesteine unterscheiden sich auch die anorogenen Vulkanite hinsichtlich ihres Quarzgehaltes. Sie variieren, mit zunehmendem Quarzgehalt, von Trachyten über Quarz-Trachyte zu Alkali-Rhyolithen. Die modalen Mineralzusammensetzungen der Vulkanite sind im QAP-

Dreieck in Abb. 6.1-9 dargestellt. Kennzeichnend für die vulkanischen Gesteine ist außerdem das Vorkommen von unterschiedlichen Gefügetypen; zum einen die aus Laven entstandenen porphyritischen Texturen, zum anderen die aus Schmelztuffen durch Einregelung von flachen Glasfetzen entstandenen, mehr oder weniger paralleltexturierten Ignimbritleistungen.

#### **-Trachyte und Quarz-Trachyte**

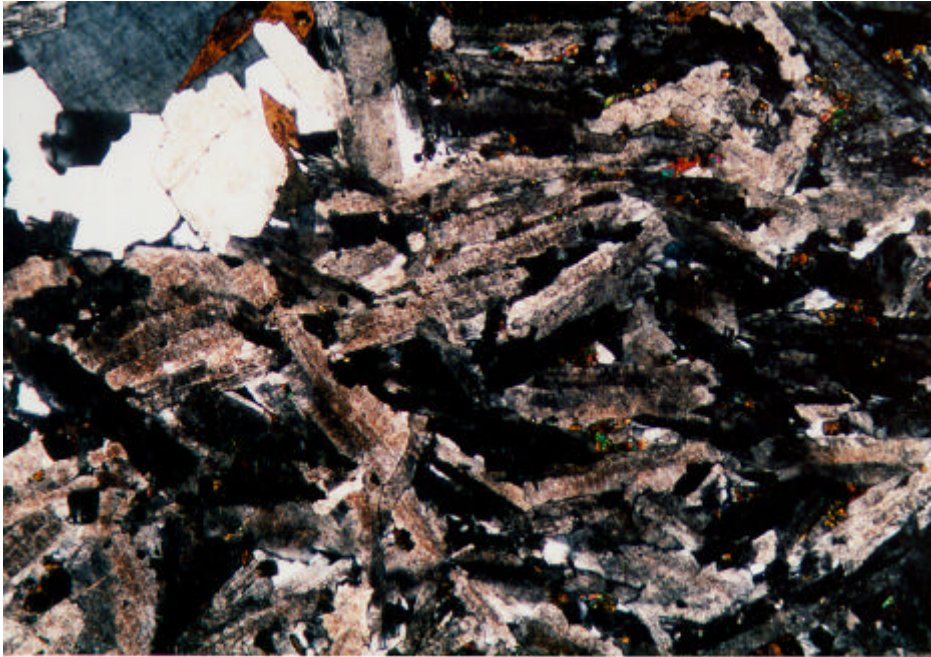
Trachytische und quarz-trachytische Gesteine (letztere nur untergeordnet) kommen vor am Gebel Terabil, Gebel Aulad Noal, Gebel Shuwat, Gebel Umm Duraq, Gebel Qureiwid er Ral und, am Ostrand des Es Safya Grabens, südlich vom Gebel Marfa Ibiyat. Die Farbe der Gesteinsmatrix variiert von grauen und rötlichen zu orangeroten und gelbbraunen Tönen. Einsprenglinge sind meist hellweißlich bis hellrosa und rötlich gefärbt.

Die Matrix der Gesteine ist mikrokristallin bis feinkörnig ( $\leq 1$  mm). Das Gefüge ist meist ausgeprägt trachytoid-porphyrisch mit z. T. mehrere mm langen Alkalifeldspatleisten (Abb. 6.1-10). Die Feldspatleisten schwimmen unregelmäßig in der Grundmasse oder weisen eine magmatische Fluidaltextur auf und sind dann eingeregelt. Neben Alkalifeldspat bildet Quarz (in den Quarz-Trachyten) die Einsprenglinge. Die Einsprenglings-Alkalifeldspäte sind meist perthitisch. Die Matrix der Trachyte besteht im wesentlichen aus kleinen Alkalifeldspatleisten. Quarz tritt zwickelfüllend oder in mikrographischer Verwachsung mit dem Matrix-Feldspat auf. Mafische Bestandteile der Grundmasse sind Ägirinaugit, Arfvedsonit und opake Minerale, seltener Hornblende und Biotit. Die grünen Alkali-Amphibole sind meist nadelig bis büschelig ausgebildet. Akzessorisch treten zumeist Apatit und Zirkon auf, sekundär kommen Chlorit und mitunter Karbonat hinzu. Oxidations- und Umwandlungserscheinungen sind ausgeprägt. Häufig haben Entglasungserscheinungen dabei zur Bildung einer kryptokristallinen Grundmasse geführt, so daß in einigen Dünnschliffen der Mineralbestand nicht näher bestimmbar ist.

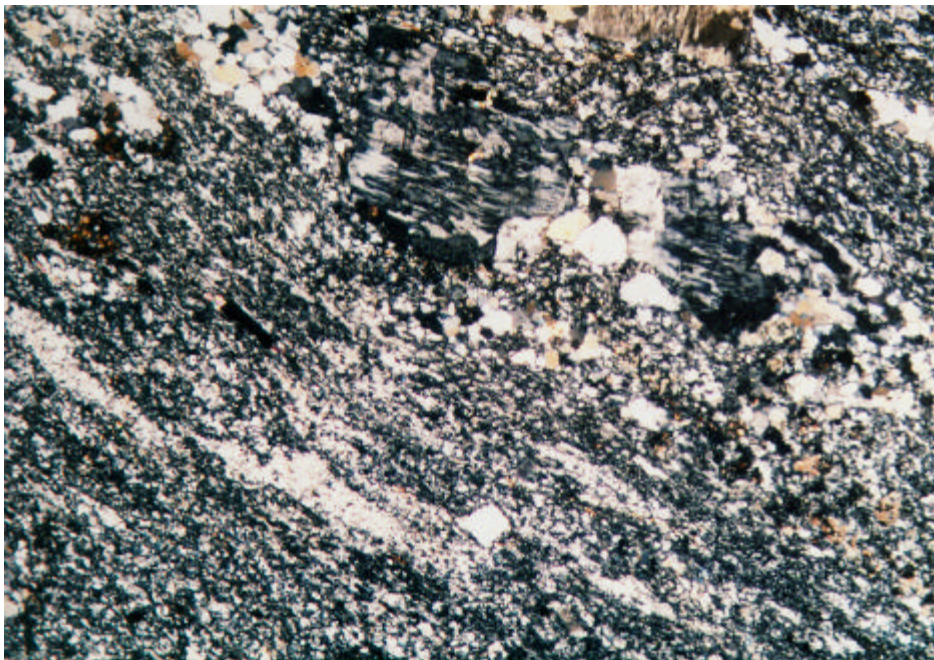
#### **-Rhyolithe und Ignimbrite**

Rhyolithische Gesteine treten am Safya Rock, am Gebel Haraza, am Gebel Umm Duraq und am Gebel Abu Hadid auf. Ignimbrite herrschen am Gebel Shuwat und besonders am Gebel Raghagiyat vor und unterscheiden sich von den Rhyolithen, bei sonst analoger Mineralzusammensetzung, durch ihre charakteristische „Flammen“-Textur. Die Gesteinsmatrix der Rhyolithe und Ignimbrite hat schwarzrötliche bis dunkelgrau-rötliche Farben. Die Einsprenglinge sind meist hell gefärbt. Die Matrix ist sehr dicht ( $< 1$  mm Korngröße) und mikrokristallin. Die Rhyolithe weisen meist ein porphyrisches Gefüge mit z.T. eingeregelteten Einsprenglingen (insbesondere Alkalifeldspatleisten) auf. Die Matrix der „flammen“-texturierten Ignimbrite ist häufig entglast und kryptokristallin. Die meist idiomorphen Einsprenglingskristalle bestehen, in wechselnden Verhältnissen, aus Quarz und zonierte Alkalifeldspat (Abb. 6.1-11). Die Matrix besteht ebenfalls hauptsächlich aus Quarz und Alkalifeldspat. Als Nebenbestandteile kommen nadeliger Alkali-amphibol und körniger Ägirinaugit vor. Biotit und Chlorit treten als sekundäre Minerale auf. Der Mineralbestand der Matrix ist infolge der Umwandlungs- und Entglasungserscheinungen (oftmals radialstrahlig) jedoch häufig nicht mehr identifizierbar.





**Abb. 6.1-10:** Probennr. F40 (Quarzalkalitrachyt) im XPL.  
Als Matrixminerale zwischen den relativ großen und unregelmäßigen Alkalifeldspatleisten fallen unter anderem blaue Arfvedsonite auf. Bildlänge 4 mm.



**Abb. 6.1-11:** Probennr. 1/17 (Rhyolith).  
Die ignimbritische Fluidaltextur ist im Bild von oben nach unten orientiert. Quarzkornbänder (vor allem im unteren Bildteil) verlaufen parallel dazu. Etwa in der Bildmitte sind zwei idiomorphe Kalifeldspateinsprenglinge zu sehen. Bildlänge 4 mm.

### 6.1.3 Geochemie

#### 6.1.3.1 Panafrikanisches Grundgebirge

##### Basische und intermediäre Plutonite

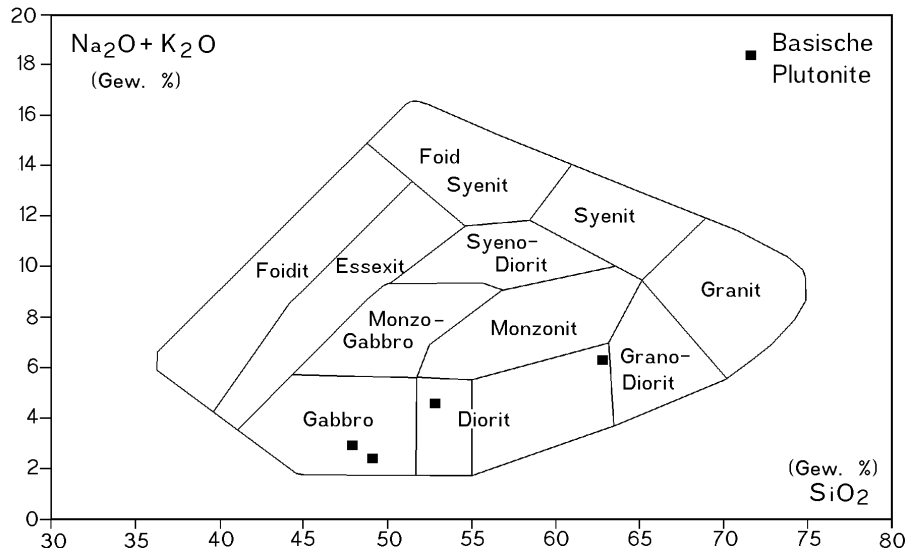
Aus der Gruppe der basisch bis intermediär zusammengesetzten Plutonite wurden 4 Proben geochemisch untersucht. Es handelt sich um die Proben 41 u. 2/93 vom Grabenwestrand (Nähe Gebel Qureiwid er Ral) und die Proben I21 u. II2a vom Grabenoststrand (Nähe Safya Rock). Die Proben 2/93 und II2a wurden dünnschliffmikroskopisch als Olivingabbros angesprochen, ihre geologische Stellung (panafrikanisch oder jünger?) ist jedoch nicht ganz sicher. Probe 41 ist ein Diorit und Probe 1/21 ein Tonalit. Die geochemische Klassifizierung bestätigt die petrographische Einordnung (Abb. 6.1-12). Im  $(K_2O+Na_2O)/SiO_2$ -Diagramm (Cox et al. 1979) werden die Gesteine entsprechend als Gabbro (2/93 u. II2a), Diorit (41), bzw. nahezu als Granodiorit (I21) klassifiziert. Da der CaO-Gehalt des Gesteins (wichtig für die Unterscheidung Granodiorit/Tonalit) in diesem Diagramm nicht berücksichtigt wird, werden auch tonalitische Gesteine als Granodiorit ausgewiesen. Wichtiger als die generelle Nomenklatur der Gesteine ist jedoch ihre magmentypologische und damit verbunden ihre geotektonische Diskriminierung. Es zeigt sich, daß alle 4 Proben, insbesondere auch die Gabbros, eine kalkalkaline Zusammensetzung haben, was auf eine Entstehung während einer Orogenese hinweist. Analog zu Harms (1989) liegt nahe, daß die Gesteine in einem Inselbogen gebildet wurden, Diorite und Tonalite sind typische Subduktionszonen-Magmatite. Die Proben 41 u. I21 weisen im Dünnschliff auch Umwandlungs- und Deformationserscheinungen auf, so daß sie als syn- bis spätogene Bildungen des Panafrikan angesehen werden können.

#### 6.1.3.2 Anorogene Magmatit Komplexe

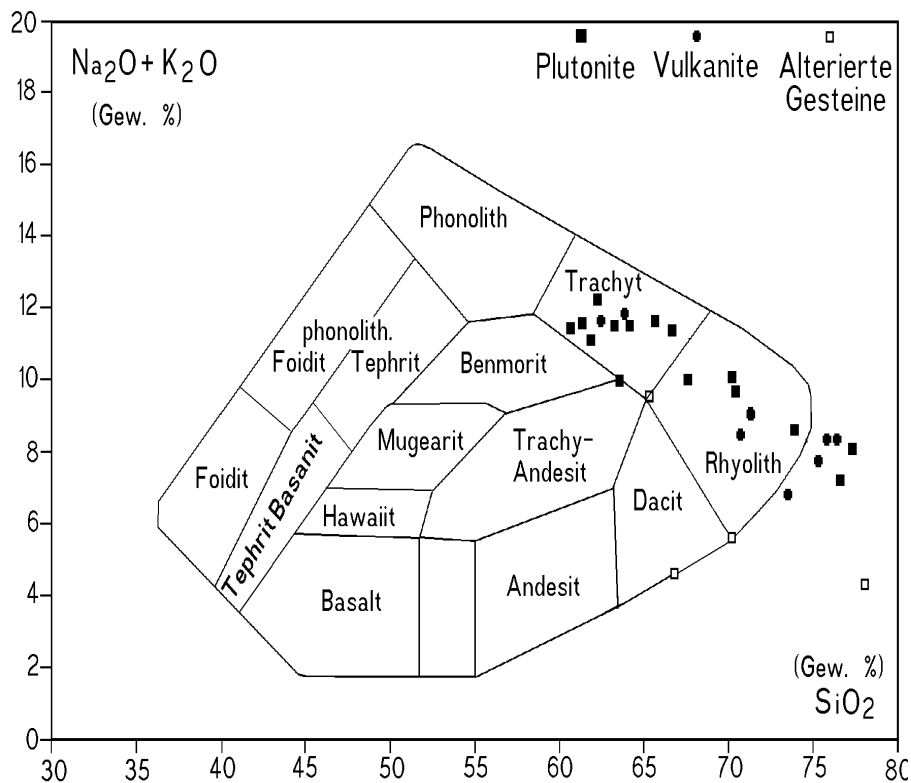
Aus der Gruppe der anorogenen Magmatite wurden insgesamt 32 Proben geochemisch untersucht. Dabei wurden Proben aus nahezu allen anorogenen Gesteinskomplexen entnommen (Probenanzahl in Klammern): Gebel el Hursh (1), Gebel Umm Qussa (1), Gebel el Figheigh (2), Gebel Shuwat (1), Gebel Geihir (1), Gebel Marfa Ibiyat (3), Gebel Qureiwid er Ral (3), Gebel Haraza (2), Gebel Umm Duraq (6), Gebel Abu Hadid (3), Gebel en Nahd er Rihani (1), aus den Gebieten um Aulad Noal (3), Safya Rock (1) und Gebel Raghaghiyat (1), sowie je 1 Probe von zwei kleineren unbenannten Lokalitäten am Grabenoststrand. Anhand des Geländebefundes und der Dünnschliff-Petrographie können die beprobten Gesteine in 3 Gruppen unterteilt werden: 1. Plutonite/Subvulkanite (15 Proben), 2. Vulkanite (9 Proben), und 3. stark alterierte Gesteine (sowohl Plutonite als auch Vulkanite, 8 Proben).

##### Gesteinsgeochemie: Hauptelemente

Nach ihrer mineralogischen und chemischen Zusammensetzung werden die Vulkanite als Trachyte - Quarz-Trachyte - Alkali-Rhyolithe, bzw. die Plutonite als Syenite - Quarz-Syenite - Alkali-Granite ausgewiesen (s. petrographische Modalanalyse in Abb. 6.1-7 und 6.1-9 sowie chemische Klassifikation in Abb. 6.1-13). Plutonite und Vulkanite weisen mit Gehalten zwischen 60 und 77 Gew. %  $SiO_2$  analoge  $SiO_2$ -Variationen auf. Zwar finden sich  $SiO_2$ -ärmere Gesteine vermehrt unter den Plutoniten (Syenite) und  $SiO_2$ -reichere Gesteine vermehrt unter den Vulkaniten (Alkali-Rhyolithe), ihre gleichartige chemische Variation belegt jedoch eine gemeinsame Entstehung. Die Plutonite stellen dabei die subvulkanische Fazies des anorogenen Vulkanismus dar. Die Entwicklungsreihe von quarz-freien Syeniten/Trachyten zu stark  $SiO_2$ -übersättigten Gesteinen (Alkali-Rhyolithe/Alkali-Granite) ist typisch für intrakontinentalen, alkali-betonen Magmatismus. Dabei nehmen die absoluten Gehalte an  $K_2O$  und  $Na_2O$  mit fortschreitender Differentiation zu rhyolitischen und granitischen Gesteinen ab. Die  $Fe_2O_3$ -Gehalte in diesen Gesteinen sind, im Vergleich zu kalkalkalinen Granitoiden, typischerweise erhöht, während die Gehalte der restlichen Hauptelemente  $TiO_2$ ,  $MgO$ ,  $CaO$  und  $P_2O_5$  dagegen charakteristischerweise sehr niedrig sind.



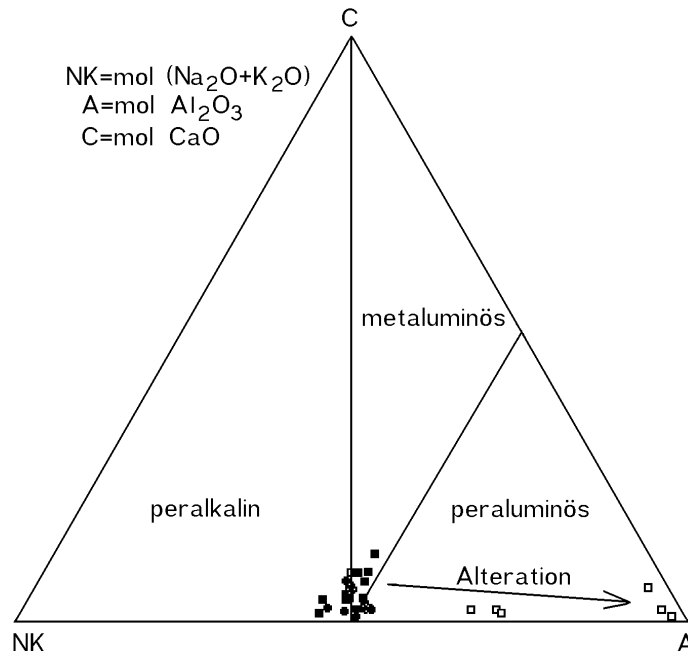
**Abb. 6.1-12:**  $Na_2O + K_2O / SiO_2$  - Diagramm zur Gesteinsnomenklatur (nach Cox et al, 1979) für basische und intermediäre Gesteine des Es Safya Gebietes.



**Abb. 6.1-13:**  $Na_2O + K_2O / SiO_2$  - Diagramm zur Gesteinsnomenklatur (nach Cox et al. 1979) für die Alkali-Magmatite des Es Safya Gebietes.

Eine Besonderheit stellt im Es Safya Gebiet der hohe Anteil an postmagmatisch veränderten (alterierten) Gesteinen dar. Wie aus Abb. 6.1-14 ersichtlich, hat die hydrothermale Alteration zu einer z.T. nahezu totalen Abreicherung der Alkalien (insbesondere  $Na_2O$ ) geführt. Teilweise können diese Gesteine anhand der Nomenklatur für magmatische Gesteine nicht mehr erfaßt werden. Die Ursachen für die postmagmatische Abreicherung von  $Na_2O$  und  $K_2O$  dürften in einer weitreichenden Metasomatose der Alkali-Feldspäte zu finden sein. Vom Gebel El Hursh Komplex hat Küster (1993) sehr ähnliche

Alterationsphänomene beschrieben und sie auf eine postmagmatische Silifizierung der Alkali-Feldspäte zurückgeführt. In analoger Weise könnten auch hier die Alkalien durch Silizium-, Eisen-, und Aluminium-Hydroxide verdrängt worden sein.  $\text{Al}_2\text{O}_3$  weist auch in den alterierten Gesteinen in etwa die originär magmatischen Gehalte auf, die Glühverluste sind jedoch stark erhöht (4 - 6,5 %). Es ist jedoch möglich, daß diese Alteration nicht, oder nicht nur, auf eine hydrothermale Überprägung während des Spätstadiums des Vulkanismus, sondern auch auf den Einfluß von Verwitterungslösungen zurückzuführen ist.



**Abb. 6.1-14:** A-C-NK Dreiecksdiagramm zur Unterscheidung peralkaliner, peraluminöser und metaluminöser Granite (nach Bonin 1986). Symbole wie in Abb. 6.1-13.

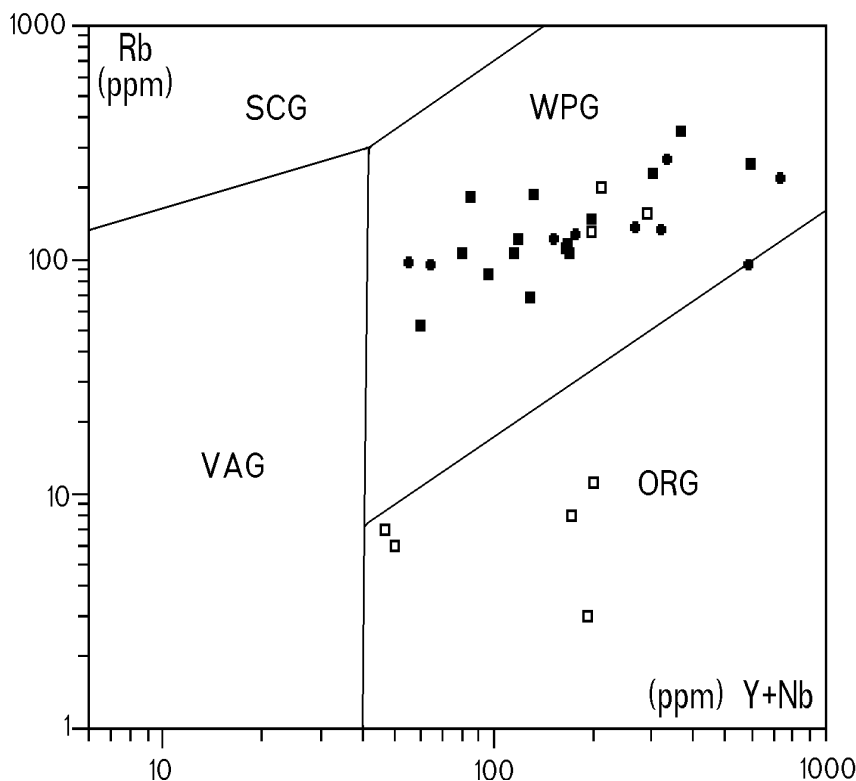
Hinsichtlich der Aluminium-Sättigung (Verhältnis von  $\text{Al}_2\text{O}_3$  zu  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  u.  $\text{K}_2\text{O}$ ) weisen die untersuchten Gesteine sowohl metaluminöse als auch peralkaline Zusammensetzungen auf (Abb. 6.1-14). Es ist nicht immer eindeutig zu entscheiden, ob es sich dabei um primär magmatische oder um postmagmatische Zusammensetzungen handelt. Schon eine geringfügige Mobilisierung (Abfuhr) von  $\text{K}_2\text{O}$  und  $\text{Na}_2\text{O}$  kann, bei den generell vorhandenen, geringen Gehalten an  $\text{CaO}$ , eine drastische Veränderung des A/CNK-Indexes (von peralkalin zu metaluminös) bedingen. In der Regel entwickeln sich die Magmatite mit fortschreitender Differentiation jedoch von metaluminösen quarzfreien Syeniten/Trachyten zu peralkalinen Rhyolithen/Graniten (s. a. O'Halloran 1985, Bonin 1986). Die oben erwähnten sehr stark alterierten Proben weisen einen sehr deutlichen peraluminösen Trend sekundärer Natur auf (Abb. 6.1-14). Er ist eindeutig durch die postmagmatische Metasomatose und die intensive Abfuhr der Alkalien bedingt.

### Gesteinsgeochemie: Spurenelemente

Die anorogenen Magmatite aus der Umgebung des Es Safya Grabens sind gekennzeichnet durch generell sehr hohe Gehalte an Spurenelementen aus der Gruppe der HFS-Elemente (high field strength elements, d.h. Kationen mit hoher Ladung und mittlerem Ionenradius). Dazu zählen neben den Seltenen Erden (SEE) die Elemente Zr, Hf, Y, Nb und Th. Diese Elemente verhalten sich in alkalinen granitoiden Schmelzen aufgrund ihrer Neigung zur Bildung volatiler, jedoch chemisch stabiler, Halogen-Komplexe (z.B.  $\text{NbF}_6^-$ ) stark inkompatibel (Whalen et al. 1987). Daher können sie in alkalibetonen Magmatiten nicht in die gesteinsbildenden Minerale eingebaut werden und reichern sich mit fortschreitender Magmendifferentiation an. In kalk-alkalinen Magmen verhalten sie sich jedoch meist

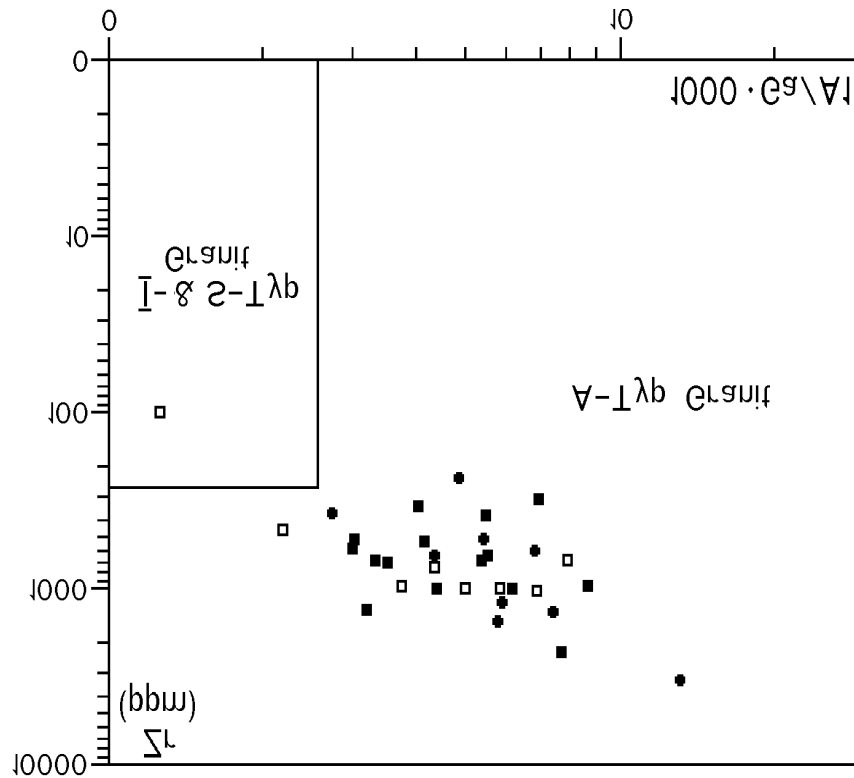
kompatibel und werden abgereichert. Dieses unterschiedliche Verhalten der HFS-Elemente wird in sogenannten Diskriminationsdiagrammen zur geodynamischen und petrogenetischen Charakterisierung granitoider Magmatite häufig genutzt. Im Rb/(Y+Nb) Diagramm (Abb. 6.1-15) werden die untersuchten Gesteine aus dem Es Safya-Gebiet entsprechend als "Within-Plate"- oder "Intraplatten"-Granitoide ausgewiesen. Im Zr/(10000\*Ga/Al) Diagramm (Abb. 6.1-16) werden sie eindeutig den A-Typ Graniten zugeordnet. Beide Klassifizierungen sind typisch für anorogenen, alkali-betonten, intrakontinentalen Magmatismus und stehen im Einklang mit den geologischen und petrographischen Beobachtungen. Die Proben der alterierten Gesteine des Es Safya Gebietes fallen in Abb. 6.1-15, aufgrund ihrer sehr geringen Rb-Gehalte, zumeist in das Feld für Ozeanrücken-Granite (ORG). Das ist jedoch eine Fehlklassifikation. Rb ist ein Alkali-Element und wurde sehr wahrscheinlich durch die intensive post-magmatische Alteration, analog zu Na und K, sekundär mobilisiert und abgeführt. Die in Abb. 6.1-16 benutzten Parameter (Zr-Gehalt und Ga/Al-Verhältnis) sind dagegen resistenter gegenüber der hydrothermalen Überprägung. Daher werden hier auch die alterierten Gesteine (mit einer Ausnahme) als A-Typ Granite klassifiziert.

Aufgrund der meist sehr geringen Probenanzahl je Magmatit Komplex kann das Verhalten der verschiedenen Spurenelemente während der Magmendifferentiation nur sehr schwer interpretiert werden. Lediglich vom Gebel Umm Duraq Komplex liegt eine größere Probenanzahl vor. Die Variation der Spurenelementgehalte mit dem SiO<sub>2</sub>-Gehalt (sog. Harker-Diagramme) in den 6 Umm Duraq Proben kann daher als Beispiel für das Verhalten der Spurenelemente im Verlauf der Magmendifferentiation dienen (Abb. 6.1-17a,b,c). Generell muß gesagt werden, daß der Magmatismus in den anorogenen Komplexen nicht einphasig war, sondern vielmehr in mehreren magmatischen Schüben stattfand (s.a. O'Halloran 1985, Küster 1993). Daher können auch die Proben aus dem Umm Duraq Komplex und die Variation der Spurenelemente in den Abb. 6.1-17 a, b und c nicht der Differentiation eines einzigen Magmas zugeordnet werden. Es können lediglich allgemeine Tendenzen aufgezeigt werden.



**Abb. 6.1-15:** Rb / (Y+Nb) - Diagramm zur geotektonischen Diskriminierung granitischer Magmatite (nach Pearce et al. 1984). Symbole wie in Abb. 6.1-13.





**Abb. 6.1-16:**  $Zr / (10000 \cdot Ga/Al)$  - Diagramm zur petrochemischen Diskriminierung granitischer Magmatite (nach Whalen et al. 1987). Symbole wie in Abb. 6.1-13.

In Abb. 6.1-17a ist die Variation von Rb, Nb und Th dargestellt. Alle drei Elemente verhalten sich inkompatibel und zeigen generell einen Trend zur Anreicherung mit zunehmendem  $SiO_2$ -Gehalt. Rb gehört nicht zu den HFS-Elementen, sondern wird aufgrund seines sehr großen Ionenradius bevorzugt in Glimmer eingebaut. Für Nb, Th und Y gilt das eingangs in dieser Beziehung über die HFS-Elemente Gesagte. Y verhält sich sehr ähnlich wie Nb (auch in Absolut-Gehalten) und wurde aus Gründen der graphischen Übersichtlichkeit von Abb. 6.1-17a nicht dargestellt.

Die in Abb. 6.1-17b dargestellten Spurenelemente Ba und Sr verhalten sich kompatibel und werden mit zunehmendem  $SiO_2$ -Gehalt stark abgereichert. Diese beiden Elemente werden in die Alkalifeldspäte, dem Hauptmineral der Alkali-Magmatite, bevorzugt eingebaut und somit bei fortschreitender Magmendifferentiation aus der Schmelze entfernt.

In Abb. 6.1-17c sind Zr und die Elemente Ce und Nd aus der Gruppe der leichten Seltenen Erden dargestellt. Mit steigendem  $SiO_2$  zeigen Konzentrationsbereiche für Zr, Ce und Nd größere Schwankungsbreiten und damit unterschiedliche Fraktionierungstrends.

### Mineralchemie

Rasterelektronenmikroskopisch wurden Mineralanalysen an den Proben II11 (Gebel Figheigh: Amphibol und Pyroxen), II56 (Gebel Qureiwid er Ral: Amphibol) sowie II3 und 8/93 (Gebel Marfa Ibiyat: Amphibol) durchgeführt. Die Klassifikation der Amphibole folgt der Amphibol-Nomenklatur nach Leake (1978). Die Kationen wurden zunächst auf 23 O-Atome normiert und anschließend (abzüglich K, Na und Ca) auf 13 Formeleinheiten umgerechnet. Der Pyroxen wurde auf die Anteile seiner Endglieder umgerechnet. Der Amphibol der Probe II11 (Gebel Figheigh) ist ein Ferro-Richterit (Ca-Na-Amphibol), der Amphibol der Probe II56 (Gebel Qureiwid er Ral) eine Ti-haltige hastingsitische Hornblende. Bei den Amphibolen der Marfa Ibiyat Proben handelt es sich um Ferro-Hornblende (II3) bzw. Ferro-Richterit (8/93). Der Pyroxen der Probe II11 ist ein Ägirinaugit.

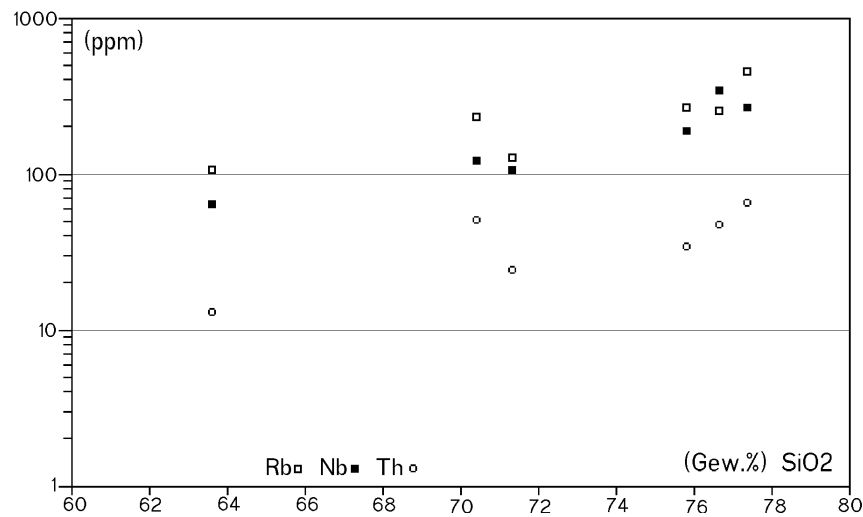


Abb. 6.1-17a: Variation von Rb, Nb und Th mit SiO<sub>2</sub> in Alkali-Gesteinen aus dem Gebel Umm Durag Komplex.

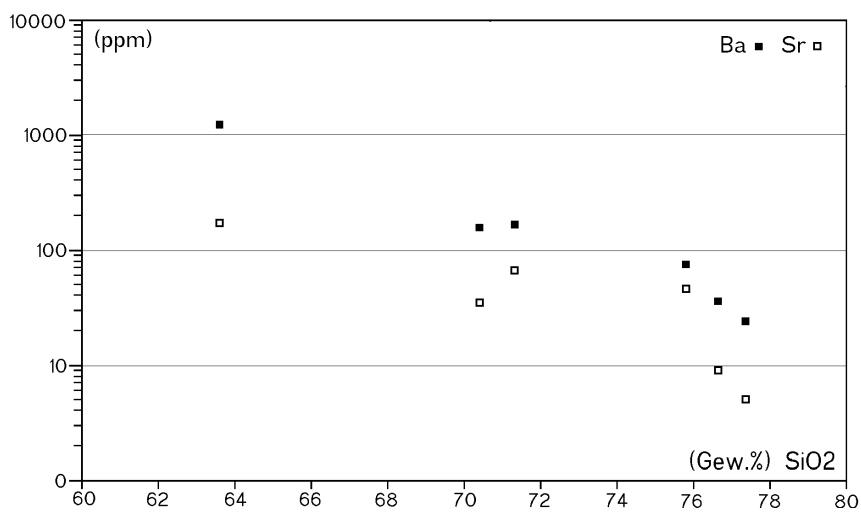


Abb. 6.1-17b: Variation von Ba und Sr mit SiO<sub>2</sub> in Alkali-Gesteinen aus dem Gebel Umm Durag Komplex.

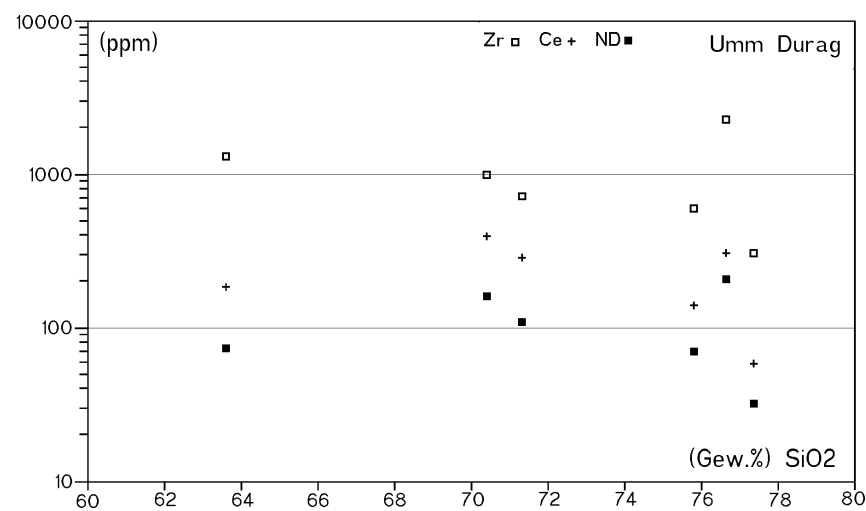


Abb. 6.1-17c: Variation von Zr, Ce und Nd mit SiO<sub>2</sub> in Alkali-Gesteinen aus dem Gebel Umm Durag Komplex.

Die Amphibole der Proben der anorogenen Komplexe haben charakteristischerweise einen höheren Alkaliionen- und Eisengehalt als Amphibole kalkalkaliner Gesteine. Die Mineralchemie der Pyroxene weist die Proben II3, 8/93 und II11 als peralkaline Gesteine aus, die Probe II56 hingegen als metaluminös, wodurch die dünnschliffmikroskopische und gesteinsgeochemische Interpretation bestätigt wird. Der Ac-Anteil des Pyroxens liegt mit 1/3 allerdings niedriger als auf durchlichtmikroskopischer Grundlage angenommen; es handelt sich eher um einen Fe-Augit. Von O'Halloran (1985) in großer Zahl mineralchemisch untersuchte Mafite aus anorogenen Gesteinen der Bayuda Wüste weisen eine große Bandbreite auf, innerhalb derer auch die in dieser Arbeit untersuchten Mafite liegen. Eine Übertragung der mineralchemischen Ergebnisse auf weitere Proben ist aufgrund der geringen Anzahl der Messungen und aufgrund der Heterogenität des Mafitgehaltes der Probengesamtheit, insbesondere hinsichtlich der Amphibole, nicht möglich.

#### 6.1.4 Petrogenese der Alkali-Gesteine

Alle Alkali-Gesteine des Es Safya Gebietes stellen, im Vergleich zu Alkali-Basalten, bereits recht hoch differenzierte Gesteine dar. Sr-Isotopenuntersuchungen an entsprechenden, SiO<sub>2</sub>-übersättigten Alkali-Gesteinen aus Nordkordofan und anderen Vorkommen im Sudan zeigen, mit Sr-Initialverhältnissen zwischen 0.7035 und 0.7050 (Barth et al. 1983, Curtis & Lenz 1985, Vail 1990, Höndorf et al. 1994), einen starken Manteleinfluß in ihrer Genese.

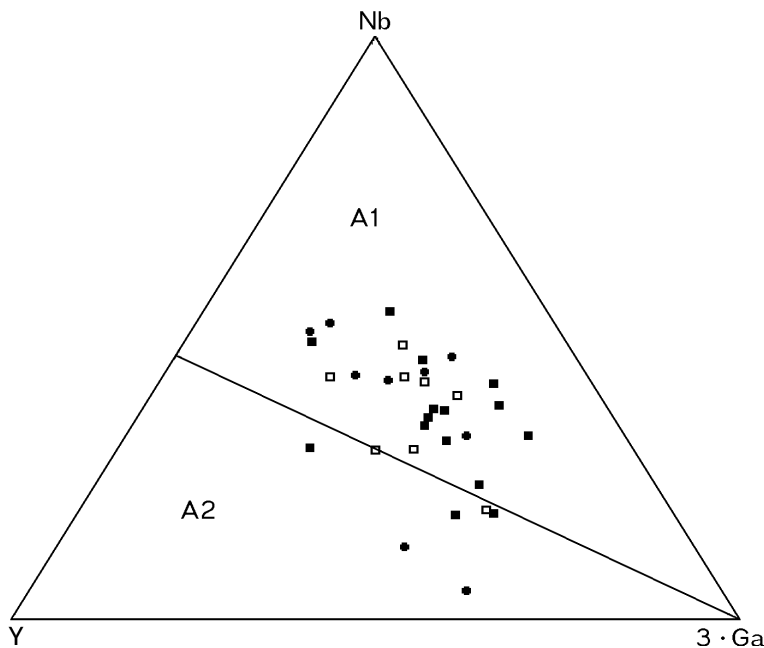
Entsprechende Petrogenesemodelle für alkalinen, intrakontinentalen Magmatismus (z.B. MacDonald et al. 1987, Baker 1987) gehen davon aus, daß basische Mantelschmelzen an der Kruste/Mantel-Grenze oder nach der Intrusion in die Unterkruste Magmenkammern bilden. Dort beginnt die magmatische Fraktionierung durch Kristallisation von Olivin und Pyroxen. Die immer noch basaltischen Restschmelzen dieses Prozesses steigen dann weiter in die Kruste auf, wo sich wiederum Magmenkammern bilden und die basischen Schmelzen weiter zu SiO<sub>2</sub>-gesättigten Schmelzen syenitischer Zusammensetzung differenzieren. Diese syenitischen Schmelzen dringen schließlich an die Oberfläche (trachytische Vulkanite) oder bilden in geringer Tiefe (einige km unterhalb der Erdoberfläche) hochkrustale, subvulkanische Magmenkammern. Dort entwickeln sich durch weiter fortschreitende Differentiation schließlich alkaligranitische Schmelzen, die, wenn sie an die Erdoberfläche gelangen, als rhyolitische Laven oder Ignimbrite austreten.

Die Gesteinsvariation von Syenit (ca. 60 % SiO<sub>2</sub>) bis Alkali-Granit (ca. 76 % SiO<sub>2</sub>) ist auch in den Gesteinen aus dem Es Safya Gebiet repräsentiert. Aufgrund der für den Umm Duraq Komplex beispielhaft vorgestellten Spurenelementvariationen können einige Aussagen hinsichtlich der magmatischen Fraktionierung gemacht werden. Als das gesteinsbildende Mineral, das hauptsächlich fraktioniert wird und damit die Gesteinsvariation bedingt, kommt nur Alkalifeldspat in Betracht. Die Anreicherung von Ba und Sr mit Zunahme des SiO<sub>2</sub>-Gehaltes (Abb. 6.1-17b) bestätigt die Entfernung von Alkalifeldspat aus der Schmelze. Plagioklas, Hornblenden und Alkali-Pyroxene kommen nur untergeordnet in Betracht. Unter den akzessorischen Mineralen dürften Fe-Ti-Oxide (abnehmendes TiO<sub>2</sub>) und Apatit (abnehmendes P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) eine Rolle gespielt haben.

Es sind jedoch nicht ausschließlich magmatische Fraktionierungsprozesse, die die vorhandene Gesteinsvariation bedingen können. Da die alkalinen Schmelzen sehr wahrscheinlich nicht non-stop durch die kontinentale Kruste aufgestiegen sind, sondern möglicherweise mehrmals und unterschiedlich lange in intrakrustalen Magmenkammern "zwischenlagert" wurden, kann eine Kontamination der alkalinen Schmelzen mit Krustenmaterial nicht ausgeschlossen werden. Zur eindeutigen Klärung dieser Frage wären jedoch detaillierte Isotopenuntersuchungen notwendig.

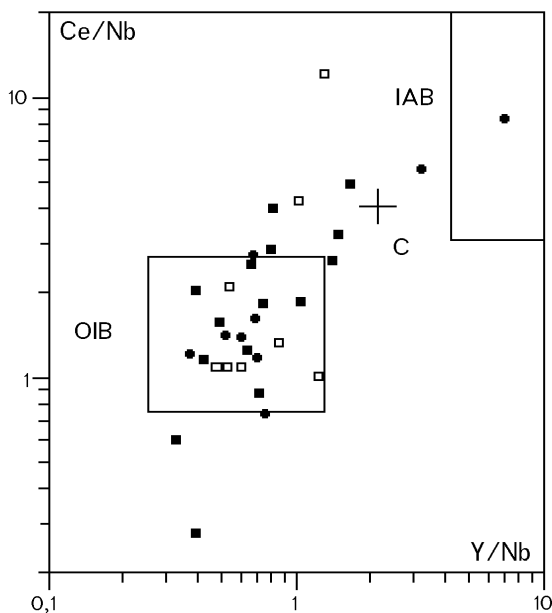
Anhand spurenelementgeochemischer Daten kann jedoch eine Annäherung versucht werden. Eby (1992) hat anorogene A-Typ Granite anhand ihrer Spurenelementcharakteristika in zwei Gruppen unterschieden: aus dem Erdmantel abstammende A1-Typ Granitoide und aus der Kruste bzw. durch Mischung von basischen Mantelschmelzen mit sauren Krustenschmelzen entstandene A2-Typ Granitoide.

de. Im Y-3\*Ga-Nb Dreieck nach Eby (1992) sind entsprechende Daten für die Alkali-Gesteine aus dem Es Safya Gebiet dargestellt (Abb. 6.1-18). Es zeigt sich, daß die meisten Proben als A1-Typen, also als aus dem Mantel abstammende A-Typ Granite klassifiziert werden. Einige wenige Proben fallen in das Feld für A2-Typ Granitoide und könnten krustenkontaminierte Magmatite anzeigen.



**Abb. 6.1-18:** Nb - 3\*Ga - Y - Dreiecksdiagramm zur Subklassifikation von A-Typ Graniten (nach Eby 1992). Symbole wie in Abb. 6.1-13.

Eine nähere Charakterisierung der Mantelquelle (angereicherter oder abgereicherter Mantel) der A1-Typ Granite hat Eby (1992) anhand verschiedener HFS-Element-Verhältnisse durchgeführt (Abb. 6.1-19). Dieser Versuch einer Charakterisierung ist in der Tatsache begründet, daß sich die Verhältnisse einzelner HFS-Elemente aufgrund ihres inkompatiblen Verhaltens in alkalinen Schmelzen auch während intensiver magmatischer Fraktionierung nur wenig ändern (s.a. MacDonald et al. 1987). In Abb. 6.1-19 (Ce/Nb-Y/Nb Diagramm nach Eby, 1992) sind die entsprechenden Daten für die Alkali-Gesteine aus dem Es Safya Gebiet dargestellt. Es zeigt sich, daß viele Proben sehr ähnliche Verhältnisse aufweisen wie Basalte ozeanischer Inseln oder kontinentaler Riftzonen. Diese Basalte stellen Abkömmlinge eines angereicherten ("enriched") Mantels dar. Folglich dürften auch die hochdifferenzierten Alkali-Gesteine des Es Safya Gebietes aus einem angereicherten Mantel abstammen. Die Proben, die außerhalb des OIB-Feldes in Abb. 6.1-19 liegen, zumindest die Proben mit höheren Ce/Nb



und Y/Nb Werten, könnten krustal kontaminierte Gesteine darstellen. Die kontinentale Kruste ist jedoch, auch bezüglich der Gehalte an Nb, Y und Ce, sehr heterogen zusammengesetzt. Deshalb kann in Abb. 6.1-19 lediglich ein Krustenmittelwert angegeben werden. Die Interpretation einer Krustenkontamination muß daher letztendlich spekulativ bleiben.

**Abb. 6.1-19:** Ce/Nb - Y/Nb - Diagramm zur Charakterisierung der Magmenquelle von A-Typ Graniten (nach Eby, 1992). OIB = Ozeaninselbasalte, IAB = Inselbogenbasalte, C = Mittelwert für Zusammensetzung der Kontinentalen Kruste. Symbole wie in Abb. 6.1-13.

Zusammenfassend und verallgemeinernd kann gesagt werden, daß die basaltischen Ausgangsschmelzen der Es Safya Alkali-Magmatite sehr wahrscheinlich einem angereichertem Mantelbereich (Asthenosphäre und/oder subkrustale Lithosphäre) entstammen. Während ihres Aufstieges durch die kontinentale Kruste verweilten diese basischen Schmelzen vermutlich mehrfach in unterschiedlichen Krustenniveaus. In den jeweiligen Magmenkammern wurden die Magmen fraktioniert und teilweise durch Krustenmaterial kontaminiert. Sie erreichten schließlich als hochdifferenzierte Schmelzen die Erdoberfläche (trachytische und alkali-rhyolithische Vulkanite) oder intrudierten im subvulkanischen Niveau (syenitische und alkali-granitische Plutonite). Vulkanite treten im Arbeitsgebiet häufig als Gangfüllungen auf (Kap. 7.3.1), Ignimbrite und Rhyolithe wurden auch als Deckenrelikte teils mit säuligen Absonderungen gefunden. Die Plutonite bilden die oben zitierten morphologisch dominierenden Komplexe. Kartierungen haben gezeigt, daß auch großflächige flacherodierte Bereiche an den Grabenrändern aus anorogenen plutonitischen Gesteinen bestehen. Hydrothermale Alteration, entweder in Verbindung mit anhaltender vulkanischer Tätigkeit oder durch spätere Fluidzirkulation, hat einige der Gesteine anschließend metasomatisch überprägt. Die notwendige Wegsamkeit hierfür ist auch durch die intensive mehrphasige Deformation der Region gegeben (Kap. 5.4).

### 6.1.5 Zeitliche Stellung des anorogenen Magmatismus

Für diese Arbeit wurden drei K-Ar Altersbestimmungen an Amphibolen aus dem Gebel Marfa Ibiyat und Gebel Qurewid er Ral von F. Henjes-Kunst und A. Höhndorf (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe) durchgeführt (Tab. 6.1).

	K-Gehalt Gew. %	Ar <sub>rad</sub>		Alter (Ma±2)
		nl/g	%	
Amph II2 (Marfa Ibiyat)	1.18	14.12	94.3	284,8±4.3
Amph 8/93 (Marfa Ibiyat)	0.657	8.08	95.5	291.7±4.4
Amph II56b (Qurewid er Ral)	1.41	17.33	98.0	292.3±4.3

**Tab. 6.1:** K/Ar-Alter von Amphibolen aus den Syeniten der anorogenen Magmatit-Komplexe des Gebel Marfa Ibiyat und des Gebel Qurewid er Ral.

Die erhaltenen K-Ar Modellalter von 284 Ma und 292 Ma belegen ein oberkarbonisches bis unterpermisches Bildungsalter für die Alkali-Magmatite des Es Safya Gebietes. Es existiert jedoch noch eine weit größere Anzahl von Altersdatierungen an anorogenen Magmatiten aus Nordkordofan, sowohl Rb-Sr Gesamtgesteinsalter als auch K-Ar Mineralalter (Müller-Sohnius & Horn 1994, Höhndorf et al. 1994). Diese belegen, daß der anorogene Magmatismus auch in der Umgebung des Es Safya Grabens während eines langen Zeitraumes, zwischen 440 Ma (Gebel Hadid) und 194 Ma (Gebel Umduraq), aktiv war. Die magmatische Aktivität während dieser nahezu 300 Ma umfassenden Zeitspanne war jedoch nicht kontinuierlich, sondern erfolgte sporadisch in mehreren Episoden:

- um 440 Ma im Oberen Ordovizium,
- zwischen 313 Ma und 270 Ma im Oberkarbon und Unterperm,
- zwischen 221 Ma und 163 Ma während Oberer Trias bis Mitteljura.

Die in dieser Arbeit datierten Proben (284 Ma und 292 Ma) fallen in die mittlere, permokarbonische Phase der magmatischen Aktivität. Die intensivste magmatische Tätigkeit ereignete sich jedoch während der jüngeren Phase im Mesozoikum (Höhndorf et al. 1994, Müller-Sohnius & Horn 1994). Zu dieser Zeit wurden die meisten der größeren Magmatit-Komplexe im Es Safya Gebiet, von denen auch Proben geochemisch analysiert wurden, gebildet (Gebel Haraza, Gebel el Hursh, Gebel Umm Duraq). Die untersuchten Alkali-Magmatite aus der Umgebung des Es Safya Grabens weisen somit unterschiedliche Alter auf. Anhand der petrographischen, geochemischen und isotopengeochemischen Daten (Sr-Initialverhältnisse, s. Höhndorf et al. 1994) zeigt sich jedoch keine stoffliche Veränderung des Magmatismus mit der Zeit.

Diese Tatsache ist nicht nur für das Es Safya Gebiet und die Alkali-Magmatit Provinz von Nordkordofan, sondern auch für andere Gebiete mit phanerozoischem, anorogenem Magmatismus im Sudan kennzeichnend (Nuba Mountains, Sabaloka, Bayuda Wüste, Nubische Wüste und Red Sea Hills). In allen Gebieten wurden nahezu ausschließlich  $\text{SiO}_2$ -übersättigte, alkaline Magmen gefördert;  $\text{SiO}_2$ -untersättigte Gesteine (Nephelin-Syenite, Phonolite) und Alkali-Basalte (bzw. Alkali-Gabbros) treten nur sehr untergeordnet auf. Nimmt man alle Vorkommen zusammen, so war dieser durch  $\text{SiO}_2$ -übersättigte Alkali-Gesteine gekennzeichnete, anorogene Magmatismus im Sudan insgesamt zwischen 480 Ma und 160 Ma aktiv (Vail 1985, 1990). Diese Zeitspanne umfaßt nahezu das gesamte Paläozoikum, mit Ausnahme des Kambriums, und das gesamte Mesozoikum, mit Ausnahme der Kreide. Die Förderung gleichartiger und stofflich homogener Magmatite über einen solch langen Zeitraum setzt die langanhaltende Verfügbarkeit einer entsprechend homogenen Mantelquelle und entsprechender tektonische Rahmenbedingungen voraus.

### 6.1.6 Tektonischer Rahmen der anorogenen magmatischen Aktivität

Für die Phase transpressiver Intraplattentektonik (550 Ma - 150 Ma) in Nordostafrika ist der  $\text{SiO}_2$ -übersättigte, alkaline Magmatismus kennzeichnend. Mit Beginn intensiver Extension und Grabenbildung verändert sich auch die stoffliche Zusammensetzung des anorogenen Magmatismus; ab Unterkreide und im Känozoikum werden verstärkt  $\text{SiO}_2$ -untersättigte Alkali-Gesteine (Nephelin-Syenite, Phonolite, Tephrite) und besonders Alkali-Basalte gefördert (Höhndorf et al. 1994). Diese Gesteine sind charakteristisch für eindeutig extensionale tektonische Rahmenbedingungen.

Die Bildung alkaliner basaltischer Schmelzen (und deren  $\text{SiO}_2$ -unter- und übersättigte Differentiate) wird im allgemeinen als Folge einer geringgradigen Aufschmelzung eines an inkompatiblen Elementen angereicherten Mantelbereiches gesehen, die durch Druckentlastung unter extensionalen tektonischen Bedingungen erfolgte (Updoming von Lithosphäre und Asthenosphäre, eventuell anschließendes Rifting). Dabei ist es zunächst unerheblich, ob dieser Mantelbereich Teil der Asthenosphäre oder Teil der subkontinentalen Lithosphäre ist. Für den hier betrachteten episodischen, aber langanhaltenden Alkali-Magmatismus in Nordostafrika ist jedoch entscheidend, daß die afrikanische Platte, als Bestandteil Gondwanas, während des Phanerozoikums weiträumig über den asthenosphärischen Mantel hinweggewandert ist. Aufgrund der geochemischen und isotopengeochemischen Gleichartigkeit der geförderten Magmatite könnte daher gefolgert werden, daß ihre Mantelquelle mit der kontinentalen Platte gewandert ist. Auf diese Weise hätte sie ständig für episodische Schmelzereignisse zur Verfügung gestanden. Daher sollte die Mantelquelle der Alkali-Magmatite vornehmlich im aus Mantelmaterial bestehenden Teil der subkontinentalen Lithosphäre zu suchen sein. Diese wird jedoch, besonders unterhalb der Kratone, zumeist aus altem (d.h. präkambrischem), abgereichertem Mantelmaterial aufgebaut. Darüberhinaus kommen angereicherte Mantelbereiche vornehmlich in der Asthenosphäre vor und werden in aufsteigenden Manteldiapiren (mantle plumes) nach oben gefördert. Um diesen Widerspruch zu lösen, nehmen Black und Liégeois (1993) an, daß weite Teile der alten subkontinentalen Lithosphäre unterhalb der panafrikanisch reaktivierten, kontinentalen Kruste Nordafrikas durch die orogenen Prozesse im Neoproterozoikum delaminiert wurden. Darunter versteht man einen Prozeß, in dessen Verlauf die alte und sehr dichte subkontinentale Lithosphäre in weniger dichte und heiße Asthenosphäre gravitativ absinkt. Die delaminierte und nun fehlende Wurzel der Lithosphäre wird anschließend und sukzessive durch asthenosphärisches Material (angereicherte Manteldiapire) ersetzt und nimmt dann Teil an der Wanderung der lithosphärischen Platte. Das vormals asthenosphärische Material bildet dann ein vorzügliches Reservoir für die Bildung der anorogenen, alkalinen Schmelzen. Es muß nur noch durch entsprechende intraplattentektonische Prozesse angezapft werden (Kap. 7.5).

## 6.2 Die sedimentäre Füllung des Es Safya Grabens

### 6.2.1 Arbeitsziel und Stand der Forschung

Gegenstand dieses Kapitels ist die sedimentäre Füllung des Es Safya Grabens und deren stratigraphische Stellung. Dies beinhaltet zum einen die lithologische Zusammensetzung und den sedimentstrukturellen Aufbau der Ablagerungen, zum anderen die Vorgänge und Voraussetzungen, die zu diesen Ablagerungen führten und deren zeitliche Einordnung. Zur Diskussion steht ebenfalls, in wie weit neben dem überwiegend kontinentalen Ablagerungsmilieu ein mariner Einfluß vorhanden ist. Auch Aspekte wie das Paläoklima, die Schwermineral- und Tonmineralgehalte, die Korngrößenverteilung und das Paläorelief werden betrachtet.

Die Ablagerungen im Es Safya Graben sollen, soweit möglich, durch den Vergleich mit anderen Forschungsarbeiten in einen regionalgeologischen Zusammenhang gestellt werden.

Die klastischen Gesteine Nordostafrikas wurden zu Beginn der geologischen Erforschung von Russegger (1837) pauschal als "Nubischer Sandstein" in die untere Kreide gestellt. Beadnell (1909) nannte die das Grundgebirge bedeckenden klastischen Gesteine des Nordsudans "Nubian Series". Untergliederungen und Neubennungen dieser Sedimente erfolgten später durch Sandford (1934/35), Kheiralla (1966) und Whiteman (1970, 1971).

Erst die umfangreichen stratigraphischen Untersuchungen im Rahmen des Sfb 69 der TU Berlin ermöglichten es, eine detailliertere Gliederung der Sedimente Nordostafrikas zu erstellen. Für den Nord- und Zentralsudan sind die Arbeiten von Klitzsch (1980, 1984), Klitzsch und Lejal- Nicol (1984), Wycisk (1984b), Klitzsch und Wycisk (1987) und Jas (1983) grundlegend. Schrank (z.B. 1987) liefert wesentliche Beiträge zur Stratigraphie auf der Basis palynomorpher Mikrofossilien. Eine ausführliche Beschreibung der Ablagerungen im Nordwest- und Zentralsudan (Khartoum- Dongola-, Shendi- Atbara- und Gedaref- Region) liefert Bussert (1998). Barazi (1985) beschreibt die Serien des Abyad Beckens. Die Sedimente des Es Safya Grabens und ihre stratigraphische Gliederung wurden erstmals von Barazi und Fiedler-Volmer (1993) beschrieben.

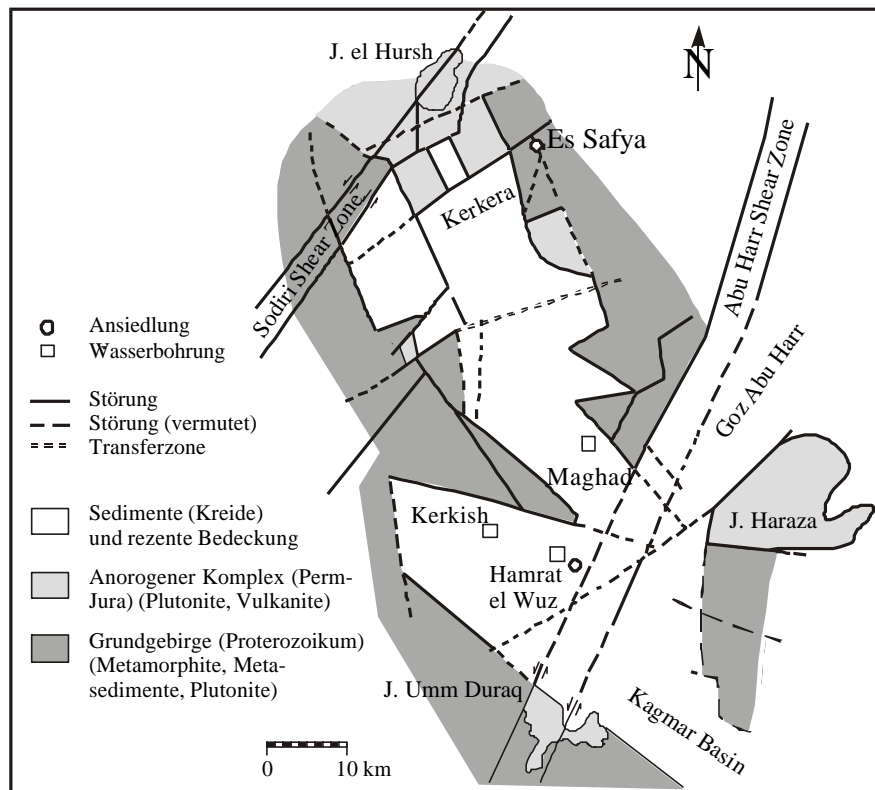
### 6.2.2 Untersuchungsmethoden

#### Geländeuntersuchung

Da im übrigen Untersuchungsgebiet nur wenige kleinere Sedimentaufschlüsse vorhanden sind, waren Hauptobjekte für die sedimentologischen Untersuchungen die an der Nord- und Südböschung des etwa 4 km langen Khor El Kerkera aufgeschlossenen Sedimentprofile (Abb. 6.2-1). Von den Aufschlüssen wurden Zeichnungen angefertigt. Vor allem die Gesteinstypen und die Häufigkeit ihres Auftretens, die Sortierung, die Gesteinhärte und der Zement, die Sedimentstrukturen und tektonische Elemente fanden Beachtung. Zudem wurden im Gelände zahlreiche Proben für weitergehende Laboruntersuchungen entnommen.

#### Bohrungen

Das Spülgut von drei in den Jahren 1988 bis 1990 im Es Safya Graben von der Firma Aquater durchgeführten Grundwasserbohrungen bei Hamrat El Wuz, Kerkish und Maghad sowie einer unmittelbar südlich gelegenen Lokation (Umm Duraq Nord) konnte zur Korngrößenbestimmung und zu einer angenäherten Gesteinsansprache der Sedimente tieferer Schichten und vor allem für palynologische Untersuchungen verwendet werden (Abb. 6.2-1). Diese bildeten die Grundlage der stratigraphischen Gliederung (Schrank 1994).



**Abb. 6.2-1:** Geologische Übersichtsskizze des Es Safya Grabens mit den Standorten der Brunnenbohrungen.

### Granulometrie

Zur Korngrößenanalyse wurden die durch Eisen- und Kaolinitzement stark verfestigten Proben zunächst 48 bis 72 Stunden in fließendem Wasser eingeweicht und dann vorsichtig gemörsert, dann 12 bis 24 Stunden maschinell geschüttelt und 15 Minuten im Ultraschallbad behandelt, um die Kornkrusten abzulösen. Die so aufbereiteten Proben wurden getrocknet, 50 g davon abgewogen und naß gesiebt (Siebfraktionen 0,032 bis 4 mm). Danach erfolgte eine weitere Unterteilung des Probenanteiles < 0,032 mm mittels der Suspensionsanalyse nach Atterberg bis zur Fraktion < 0,002 mm.

### Schwermineralanalyse

Schwerminerale haben definitionsgemäß eine Dichte  $> 2,85 \text{ g/cm}^3$ . Zur Separation und Standardisierung wurden aus der bereits gesiebten Probe 5 g der Fraktion 0,045 - 0,5 mm entnommen, da hier die größte Verbreitung der Schwerminerale anzunehmen ist (Lewis 1984). Bei anderen Schwermineraluntersuchungen im Nord- und Zentralsudan wurden ähnliche Kornklassen verwendet (Jas 1983, Barazi 1985, Bussert 1998). Ein Nachteil dieser Auswahl besteht darin, daß bestimmte Schwerminerale bevorzugt andere Kristallgrößen erreichen und somit unterrepräsentiert sind.

Magnetische Anteile wurden mittels Hufeisenmagnet bzw. Frantz- Magnetscheider entfernt. Für die folgende Schwerretrennung wurde die Probe 15 Minuten in einer Bromoformlösung ( $\rho = 2,89 \text{ g/cm}^3$ ) gerührt. Der gravitativ abgesetzte Schwermineralanteil wurde abfiltriert, mit Aceton und Wasser gereinigt und getrocknet.

Um das Untersuchungspräparat herzustellen, wurde Canadabalsam auf einem Objektträger erhitzt, die Schwermineral Körner gleichmäßig darauf verteilt und mit Canadabalsam und einem Deckglas abgedeckt. Für die mikroskopische Analyse wurde das Präparat zunächst in kleine Quadrate unterteilt.



Anschließend wurden die Mineralkörner identifiziert und quantifiziert, wobei Eisenoxidhüllen die Ansprache erschwerten.

### **Tonmineraluntersuchung**

Die tonmineralogische Untersuchung der oberflächennahen Proben erfolgte mittels Röntgendiffraktometrie. Orientiert aufgetragene  $< 2\mu$ - Pastenpräparate wurden unbehandelt, glykolisiert, bei 350 °C und bei 550 °C erhitzt untersucht. Aus den Peaks der Diffraktogramme läßt sich auf die Tonmineralzusammensetzung und den Kristallzustand schließen.

Überwiegend aus tieferen Schichten, aber auch von oberflächennahen Sedimenten wurden außerdem IR-spektroskopische Untersuchungen an Schluff-/Tonproben durchgeführt. Elektromagnetische Strahlung im Infrarotbereich verursacht eine Anregung von Elementen, Molekülen und Molekülgruppen. Die spezifische Absorption bestimmter Wellenlängen erzeugt Absorptionsbanden im IR- Spektrogramm, aus denen sich mit Hilfe von Vergleichsspektren die mineralogische Zusammensetzung der Probe bestimmen läßt (Öner 1994). Für die Untersuchungen wurden aus den  $< 35 \mu\text{m}$  aufgemahlene Proben Kaliumbromidpreßlinge hergestellt. Ein Nachteil der IR- Spektroskopie gegenüber der Röntgendiffraktometrie ist die hohe Empfindlichkeit gegenüber Verunreinigungen, ein Vorteil hingegen die standardisierte quantitative Auswertbarkeit (Ganz et al. 1990).

### **Palynologie**

Aus den vier im Untersuchungsgebiet gelegenen Brunnenbohrungen wurde für die palynologische Analyse die Ton- und Siltfraktion separiert. Diese wurde einer HCl- HF- HCl- Behandlung unterzogen und schließlich nochmals mit 0,002 mm Maschenweite gesiebt (Schrank 1994).

### **6.2.3 Die Sedimente im zentralen Nordsudan zur Kreidezeit**

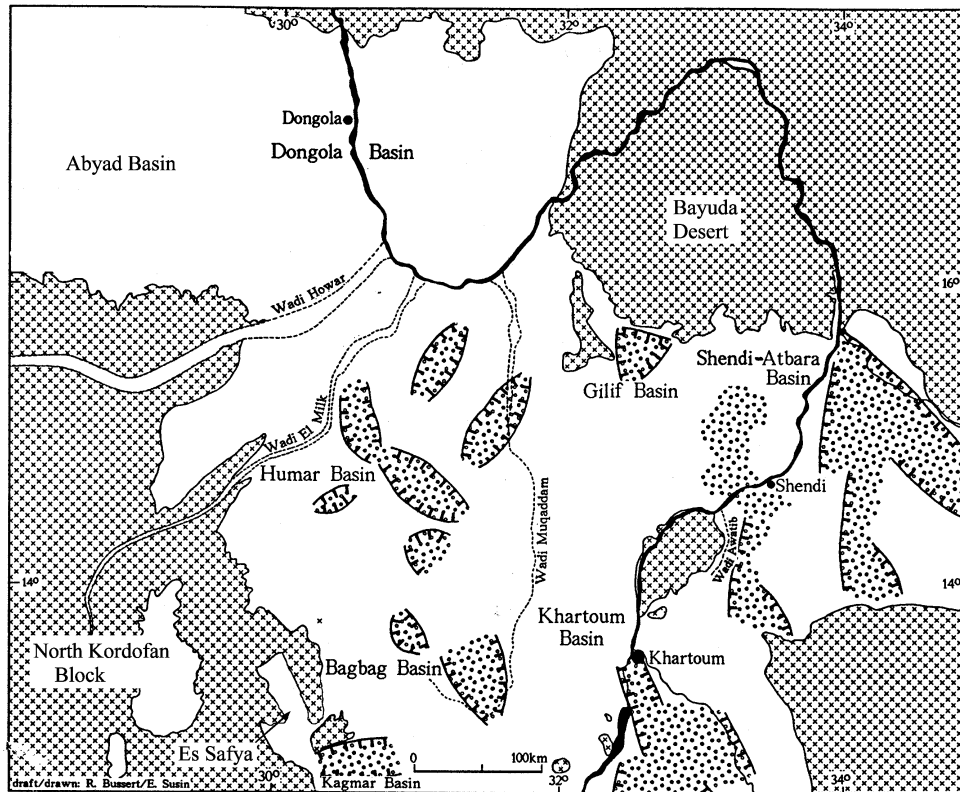
Der strukturelle Hintergrund für die Sedimentationsgeschichte ist einerseits die Nordneigung des nordöstlichen Teils der afrikanischen Platte (Klitzsch 1989), andererseits das im Oberjura einsetzende Aufreißen kontinentaler Gräben in Ostafrika (Kap. 5.3).

Im zentralen Nordsudan entstehen während der Zeit vom obersten Jura bis zum Apt/ Alb mehrere, voneinander unabhängige Grabenstrukturen, unter anderem das durch eine Transferzone zweigeteilte Humar Becken mit einer Füllung von bis zu 3,5 km Mächtigkeit ca. 200 km nordwestlich von Khartoum (Abb.6.2-2). Die syntektonische Füllung dieser Gräben ist nicht aufgeschlossen; geophysikalische Messungen ergaben jedoch, daß sich im Bereich der Abschiebungsbahnen alluviale Schuttfächer bildeten, die zum Grabeninneren in fluviatile bzw. limnische Ablagerungen übergehen (Mc Hargue et al. 1992, Schull 1988).

Während der an die Grabenbildung anschließenden thermischen Sackungsphase (von Alb bis Santon) entstand über die Grabenränder hinaus ein zusammenhängender Sedimentationsraum, das Khartoum- Dongola- Becken. Hierzu gehören das Wadi Muquaddam, die Bayuda Desert, das Humar Becken sowie die Gebel Nagashush- und Dongola- Region. Die Sedimentation endete im oberen Alb. Allein für das Bagbag Becken nimmt Bussert (1998) eine Sedimentation bis ins Maastricht an. Das interne, in Grabenseen entwässernde Abflußsystem der Riftphase gewinnt während der Sackungsphase durch die NW- Neigung des Khartoum- Dongola- Beckens wieder Anschluß an die Thetys.

Liefergebietsnahe Beckenrandbereiche sind vor allem der Süden und Südosten mit der Khartoum- Wadi Muquaddam- und Bayuda- Region. Hier überwiegen grobe, teilweise konglomeratische und trogförmig schräggeschichtete Ablagerungen kleindimensionierter Rinnen. In Abflußrichtung werden die Konglomerate durch tafelförmig schräggeschichtete Sandbankablagerungen ersetzt (Wycisk et al. 1990). Im Beckeninneren (Humar Becken- und Dongola Region) überwiegen feinkörnige Ablagerungen von Gleithängen mäandrierender Flüsse und von Überflutungsebenen, allerdings verzahnt mit

tafelförmig schräggeschichteten Sandbankablagerungen; Bodenbildung ist verbreitet (Bussert 1998). Im nördlichen Bereich gehen diese Ablagerungen in eine Küstenebene über; marine Einflüsse in Form von Thalassionoides-Bauten und gezeitenbedingten gegensinnigen Schrägschichtungen belegen kurzfristige Transgressionen, beispielsweise im Cenoman. Barazi (1985) beschreibt für das westlich von Dongola gelegene Abyad Becken teilweise marine, jedoch meist terrestrisch beeinflusste Sedimente aus dem Cenoman/Turon und überwiegend marin geprägte Sedimente aus dem Campan/Maastricht.



**Abb 6.2-2:** Karte des Sedimentationsraumes zwischen dem Grundgebirge des Nordkordofanblocks und der Bayuda Wüste mit den Einzelgrabenstrukturen des Khartoum- Dongola Großbeckens (modifiziert nach Bussert, 1993).

Der allmähliche Übergang der verschiedenen Sedimentationstypen in Abflußrichtung belegt das flache, nach Norden bzw. Nordwesten einfallende Relief des Khartoum- Dongola- Beckens. Oberhalb einer cenomanen Erosionsdiskordanz können mehrere Kornverfeinerungszyklen beobachtet werden, die wahrscheinlich durch eine Heraushebung und anschließende Einebnung im Bereich der Liefergebiete verursacht worden sind. Im Campan/ Maastricht endete die Absenkung im Bereich des Khartoum- Dongola- Beckens; eine flache Wasserscheide trennt nun die Abflüsse nach SE in das Khartoum Becken und nach NW in das Abyad Becken (Bussert 1998).

Der Nordkordofanblock war während der Kreide ebenfalls Sedimentationsgebiet, wie reliktsche Sandsteinvorkommen beweisen. Erst ab der obersten Oberkreide unterlag er der Heraushebung, so daß kretazische Sedimente zusammenhängend nur in Depressionen, meist störungskontrolliert wie im Es Safya Graben erhalten blieben.

Eine Besonderheit stellt in diesem Zusammenhang das Bagbag Becken dar, südöstlich des Humar Beckens gelegen (Abb. 6.2-2). Hier finden sich, von steilen Randstörungen begrenzt, Maastricht- Sedimente umgeben von Turon/ Santon. Aufgrund der Störungen ist anzunehmen, daß die Oberkreidesebenen auch östlich des Nordkordofan- Blockes flächenhaft abgelagert wurden und im Bagbag Becken aufgrund eines postsedimentären Absinkens während der obersten Oberkreide erhalten blieben, wohingegen sie im übrigen Beckenbereich ansonsten der Erosion unterlagen (Awad 1994).

Räumliche, zeitliche und fazielle Unterschiede der zentralsudanesischen Kreideablagerungen ermöglichten die Abgrenzung verschiedener Formationen und deren Untergliederung in "Members" (Abb. 6.2-3). So wurden die Sedimente der Wadi Muquaddam-, Humar Becken- Dongola- und Gebel Nagashush- Region zur Wadi el Milk Formation (Wycisk 1990) zusammengefaßt. Sie wird unterteilt in das Wadi Abu Hashim Member (Wycisk 1990), das Alb bis Cenoman umfaßt, mit beckenrandlichen Ablagerungen verflochtener Flüsse und beckeninneren Gleithang- und Überflutungsebenensedimenten mit Bodenbildung und das Gebel Tuweiqa Member (Bussert 1998) im Turon bis Santon, mit einer Dominanz ausgedehnter Sandsteindecken aus Rinnen- und Sandbankablagerungen.

Die klastischen Gesteine in der Khartoum Region bilden die Omdurman Formation (Whiteman 1970). Awad (1994) untergliedert diese Serien in das Umm Badda Member (Alb bis Cenoman) mit vorherrschenden Ablagerungen mäandrierender Flüsse mit Überflutungsebenen und das Merkhiyat Member (Turon bis Santon) mit liefergebietsnahen Sedimenten verflochtener Flüsse und Sandbankbildungen in Abflußrichtung.

In der Umgebung des Abyad Beckens sedimentierten vom Cenoman/Turon bis in das Santon die Wadi Howar Formation (Wycisk 1990) mit Ablagerungen verflochtener Flüsse, Paläoböden und marinen Einschaltungen im unteren Teil und Sequenzen aus Paläoböden und Flußsedimenten im oberen Teil (Barazi 1985). Sie wird überlagert von der Kababish Formation (Barazi 1985), die den Zeitraum Campan bis Maastricht umfaßt und aus zunehmend marin beeinflussten Folgen, vorwiegend aus schräggeschichtetem Feinsand, Silt- und Tonlagen besteht.

Das Bagbag Becken (Idd El Kheil Formation) enthält Gesteine des Coniac bis Maastricht. Im unteren Teil sind dies Ablagerungen verflochtener Flüsse, darüber folgen feinkörnige fluviatile bis limnische Bildungen (Awad 1994). Die Sedimente des Es Safya Grabens wurden in Untere und Obere Hamrat El Wuz Formation gegliedert (Barazi & Fiedler-Volmer 1993); eine Beschreibung dieser Formationen folgt weiter unten (Kap. 6.2.4).

Location	Abyad Basin	Humar Basin	Es Safya Graben	Bagbag Basin	Khartoum- Basin	
Age	Basin	Basin	Graben	Basin	Northern	Southern
Eocene	Abyad Formation	Hudi Chert		Hiatus		Wad Medani Formation
Paleocene						
Maastrichtian	Kababish Formation	?				
Campanian			Upper Hamrat el Wuz Formation	Idd el Kheil Formation	Upper Omdurman Formation	Essari Formation
Santonian		?				
Coniacian	Wadi Howar Formation					
Turonian						
Cenomanian		Wadi Milk Formation	Lower Hamrat el Wuz Formation		Hiatus	Mansur Formation
Albian	Hiatus			Hiatus	Lower Omdurman Formation	

Abb. 6.2-3: Stratigraphische Korrelation von Oberkreide und Alttertiärs im NW- und Zentralsudan.

## 6.2.4 Lithofazielle Einheiten und Sedimentstrukturen

Zur Interpretation der Sedimente und zur Einordnung ihres Entstehungsprozesses soll einleitend eine kurze Darstellung einiger Faziestypen erfolgen.

Fluviatil dominierte Sedimente lassen sich primär in Ablagerungen verflochtener und mäandrierender Flüsse unterteilen. Von Miall (1978, 1985, 1996) wurde mittels Buchstabenkürzeln eine Verknüpfung zu "Lithofaziestypen" vorgenommen, die auch in dieser Arbeit Verwendung findet. Der sedimentäre Aufbau eines Ablagerungsraumes aus einem oder mehreren dieser Lithofaziestypen wird von Miall (1985) als "Architekturelement" bezeichnet.

**Verflochtene Flüsse** haben eine im Verhältnis zur Abflußmenge große Abflußbreite. Sie verlagern häufig ihre Rinnenpositionen und treten überwiegend liefergebietsnah bei hoher Strömungsenergie und stark schwankenden Abflußmengen auf. An der Rinnenbasis bilden sich meist ungeschichtete, aber teilweise gradierte, bis 1 m mächtige kiesige Konglomerate (Lithofaziestyp Gm) über Erosionsflächen. Trog- oder tafelförmig schräggeschichtete Konglomerate (Typ Gt/p) entstehen aus rinneninternen kiesigen Flußbänken. Bei nachlassender Strömungsenergie erfahren die Rinnen eine sanddominierte Verfüllung durch longitudinale, transversale und seitlich angelagerte Flußbänke. Diese bauen tafelförmig schräggeschichtete Sandsteine auf (Typ Sp). Durch das Zusammenwachsen verschiedener Sandbanktypen entstehen auch trogförmig schräggeschichtete Sandsteine (Typ St). In kurzfristig ortstabilen Rinnen bilden sich kleindimensionierte (<30 m), im Querschnitt linsenförmige Sandsteinkörper. Ortsunstable Rinnensysteme können hingegen kilometerweite Sandsteindecken aufbauen.

**Mäandrierende Flüsse** weisen oft Basisgerölle aus Tonblöcken auf, die von benachbarten Uferbänken erodiert wurden. Die Rinnenfüllungen werden aus trogförmig schräggeschichteten Sandsteinen (Typ St) aufgebaut.

Die Gleithangablagerungen bestehen aus trogförmig schräggeschichteten (Typ St), in höheren Lagen aus rippelgeschichteten (Typ Sr) Sandsteinen. Diese können von massigen oder laminierten Silt- und Tonsteinen (Typ Fl) mit Bodenbildung (Typ P) überlagert sein. Die Mächtigkeit dieser Sedimente beträgt bis zu 10 m, die laterale Ausdehnung kann 100 m übersteigen. Charakteristisch für Gleithangablagerungen sind zum einen eine Abnahme der Korngröße und Schichtdicke von unten nach oben, zum anderen laterale Anlagerungsflächen (ca. 10° einfallend, bei Feinkornsediment auch steiler) senkrecht zur Schrägschichtungsneigung (Allen 1982).

Altarme von Flüssen werden meist von rippellaminierten Feinsanden (Typ Sr) und Silt/ Tonlagen (Typ Fl) verfüllt.

Jenseits der Flußuferdämme bilden sich durch Hochwasserabflüsse Überflutungsebenen, auf denen großflächig feinkörnige Sedimente (Typ Fl) abgelagert werden. Durch zeitweiliges Trockenfallen der Ebenen kommt es zur Bodenbildung.

### **Küstenbeeinflusste Sedimente**

Der Gezeitenbereich flacher Küsten ist durch Sandsteine mit kleindimensionierter Rippelschichtung (Typ Sr) und gegensinniger Schrägschichtung (Typ Sh/ l), bei feinkörniger Ausbildung auch durch mächtige Tonlagen (Schlickwatt) gekennzeichnet (Reineck 1972). In Prielen auftretende Gleithangablagerungen zeigen gegensinnige Schrägschichtung und intensiv bioturbirte Wechselfolgen toniger und sandiger Schichten mit Wellen- und Strömungsrippeln (Allen 1982) bei einer Mächtigkeit von meist < 1m.

**Paläoböden** (Lithofaziestyp P) sind meist aus feinkörnigem Sediment aufgebaut. Sie zeigen meist keine Schichtung, sondern farblich oder strukturell unterscheidbare Horizonte bzw. fleckige Bereiche. Häufig sind Wurzelstrukturen und Bioturbation erkennbar. Kalkkonkretionen treten in Form von Lagen oder Knollen auf.

6.2.4.1 Die tieferen Sedimente der Grabenfüllung

Informationen über die tieferen Sedimente der Grabenfüllung lassen sich nur aus dem Bohrgut der vier Spülbohrungen Maghad, Kerkish, Hamrat el Wuz und Umm Duraq Nord gewinnen, die im Es Safya Graben bzw. unmittelbar südlich davon mit Tiefen zwischen 189 m und 219 m abgeteuft wurden (Aqater 1989a, 1989b, 1989c, 1989d). Die Lage der Bohrpunkte ist in Abb. 6.2-1 eingetragen.

Aus den lithologischen Bohrprofilen ergibt sich ein sowohl vertikal als auch lateral heterogener Aufbau der Grabenfüllung. Eine Korrelation einzelner Schichten zwischen mehreren Bohrpunkten ist nicht eindeutig möglich.

In allen Profilen wechseln sich feinkörnige (überwiegend tonige) und grobkörnige (sandig- kiesige) Einheiten ab. Die feinkörnigen Serien mit Mächtigkeiten zwischen 8 und 47 m bestehen zumeist entweder aus bunten weichen plastischen Tonen oder aus dunkelgrauen harten Tonen oder aus einer Wechsellagerung von beiden; siltige Anteile treten untergeordnet auf. Die grobkörnigen Schichten mit Mächtigkeiten zwischen 3,5 und 46 m haben zumeist eine weiß- gelbliche Farbe. Es handelt sich um fein- bis mittelkörnige oder mittel- bis grobkörnige quarzitisches Sandsteine oder um konglomeratische Sedimente, teilweise wechsellagernd mit bunten plastischen oder dunkelgrauen harten Tonen. Die Gerölle sind, soweit beschrieben, von geringer Rundung und Sphärizität. Eine Ausnahme ist das Profil der Bohrung Umm Duraq Nord, wo bis in eine Tiefe von 70 m durch Verwitterung rot gefärbte, unverfestigte, mittel- bis grobkörnige quarzitisches Sande anstehen, die als jüngere Erosionsprodukte des hier in unmittelbarer Nähe steil aufragenden anorogenen Komplexes des Gebel Umm Duraq interpretiert werden können.

An zwei Bohrpunkten wurde das Grundgebirge angeschnitten: Im Maghad Profil stehen oberhalb des Basements (bei 181 m) 25 m Sandsteine und Konglomerate mit eingeschalteten harten grauen Tonen an, im Kerkish Profil oberhalb der Grenze zum Kristallin (bei 181,5 m) 46 m wechsellagernde Sandsteine und Konglomerate mit eingeschalteten bunten plastischen Tonen (Abb. 6-4). In geophysikalischen Untersuchungen (Kap.8.5) werden diese Ablagerungen als Verwitterungsschicht zusammengefaßt.

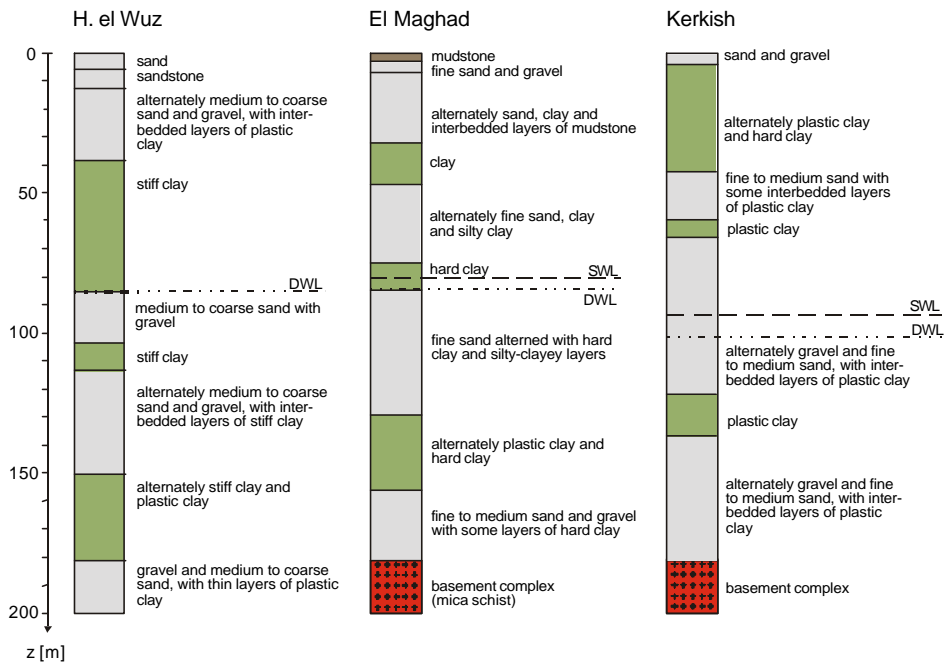


Abb. 6.2-4: Bohrprofile der Bohrungen Hamrat el Wuz, El Maghad und Kerkish. Sedimentologische Untersuchungen zeigen feiner klastische Ablagerungen für die Untere Hamrat el Wuz Formation gegenüber den gröber klastischen Sequenzen der anstehenden Oberen Hamrat el Wuz Formation.

Das Ablagerungsmilieu der tieferen Schichten läßt sich als deltaisch bis lakustrin interpretieren (Bazazi & Fiedler-Volmer 1993).

#### 6.2.4.2 Die oberflächennahen Sedimente

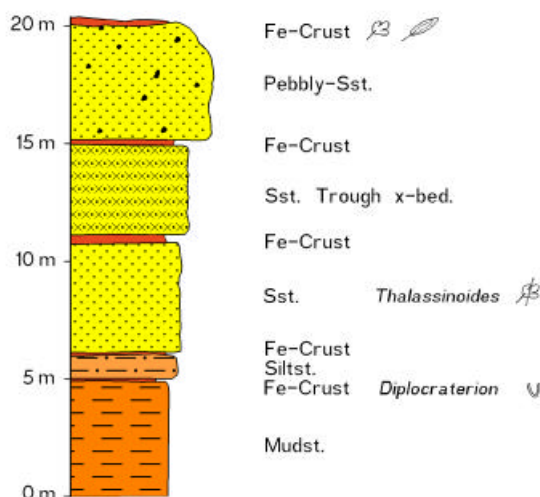
Die Sedimentgesteine im Bereich des Es Safya Grabens sind relativ schlecht aufgeschlossen. Seismische Untersuchungen (Kap. 8.4) ergaben Bedeckungen mit Lockermaterial in manchen Bereichen bis über 50 m Mächtigkeit.

Allein an den Wänden der Schlucht Khor El Kerker (Abb. 6.2-1) läßt sich über eine Länge von knapp 4 km in Ost- West- Richtung ein Lateralprofil bis zu 15 m Höhe verfolgen. Dieses Profil bildet deshalb die Grundlage für die Darstellung der Lithofazies der oberflächennahen Sedimente. Nach Tucker (1981) ist eine lithofazielle Einheit ein sedimentärer Gesteinskörper, dessen Eigenschaften ihn von benachbarten Einheiten unterscheiden lassen. Zu diesen Eigenschaften gehört die Zusammensetzung (Lithologie), Korngröße und Gefüge, Sedimentstrukturen, Fossilgehalt und die Farbe. Soweit möglich, soll die Typisierung nach Miall (1978, 1985, 1996) Anwendung finden.

Die Lithologie im Kerker Canyon ist charakterisiert durch:

- Tonstein
- Siltstein
- Feinkörniger Sandstein
- Konglomeratischer Sandstein
- Konglomerat

Trotz einer ausgeprägten lateralen Verzahnung läßt sich eine Abfolge vom Liegenden zum Hangenden von Tonstein über Siltstein und feinkörnigen Sandstein zu konglomeratischem Sandstein festlegen; nur die Konglomeratfazies entzieht sich völlig dieser Abfolge. Abb. 6.2-5 zeigt ein sedimentologisches Idealprofil. In Abb.6.2-6 ist die Geländeaufnahme einer Wand des Kerker Canyon skizzenhaft dargestellt. Sie zeigt einen 1000 Meter langen Ausschnitt aus dem vier Kilometer langen Profil.

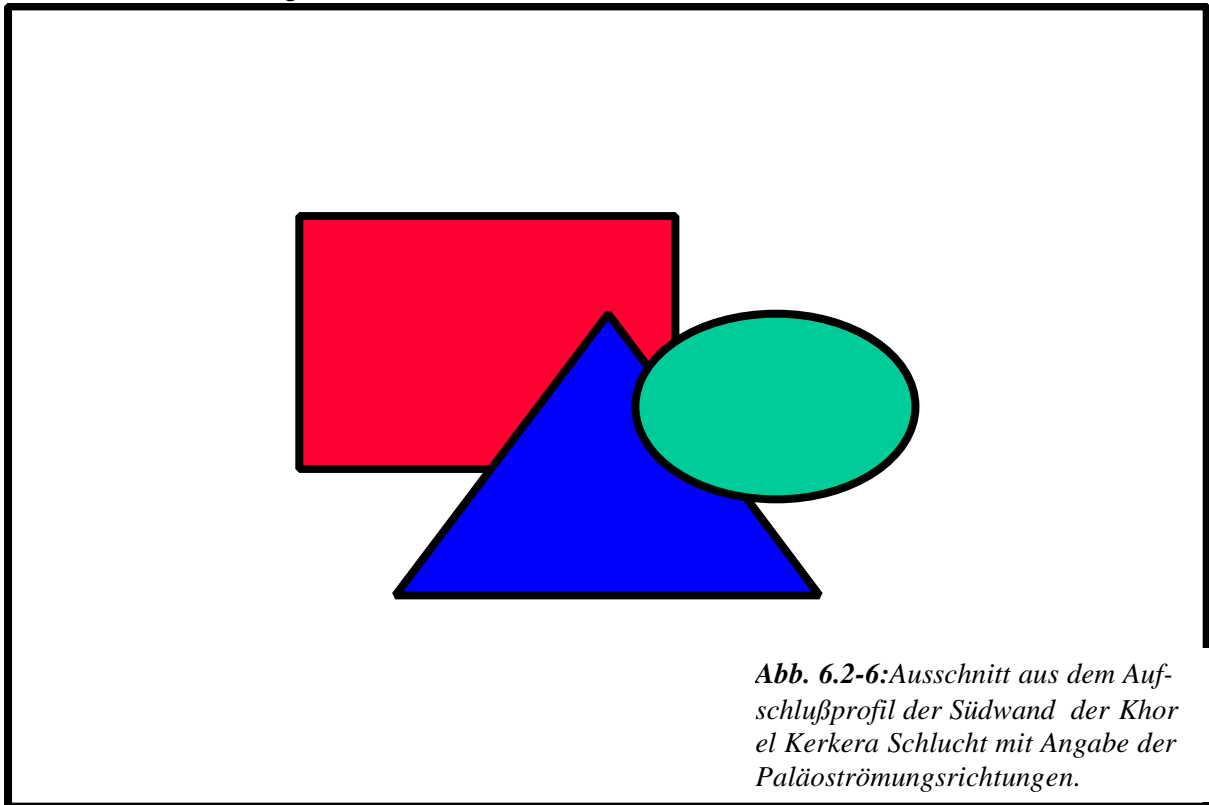


**Abb. 6.2-5:** Sedimentologisches Idealprofil einer Wand der Khor el Kerker Schlucht.

#### Tonsteinfazies

**Vorkommen:** Die Tonsteinfazies bildet etwa 30% des Sedimentprofils. Sie tritt meist im unteren Bereich auf, mit scharfen, durch Eisenkrusten markierten Kontakten gegen den Sandstein oder mit

graduellem Übergang zum Siltstein. Vereinzelt ist der Tonstein auch in Form von Linsen oder Kanälen in den Sandstein eingeschaltet. (Abb.6.2-6).



**Abb. 6.2-6:** Ausschnitt aus dem Aufschlußprofil der Südwand der Khor el Kerker Schlucht mit Angabe der Paläoströmungsrichtungen.

**Zusammensetzung/ Eigenschaften:** Die Tonsteinfazies besteht im wesentlichen aus Ton mit einer Farbe von rot/ purpur bis grau. Eisenkonkretionen treten mit einem Durchmesser bis zu 8 cm auf.

**Sedimentstrukturen:** Der Tonstein ist aufgrund starker Kompaktion massig ausgebildet. Vielfach sind Bioturbationen erkennbar. Eisenschüssige Klüfte und Verwerfungen mit Sprunghöhen von etwa 50 cm treten auf. Andere postsedimentäre Formen sind Belastungsmarken wie Ball- und Kissenstrukturen, die erzeugt wurden durch das Einsinken des schwereren, auflagernden Sandes in den leichteren Ton. Das wichtigste Merkmal in dieser Faziesseinheit aber sind *Diplocraterion*-Spurenfossilien: Diese lassen auf flachmarine Ablagerungsbedingungen schließen (Tucker 1981, Seilacher pers. Mitt. 1996).

**Lithofaziestyp nach Miall:** Fl bzw. P; das massige Gefüge erlaubt keine Zuordnung. Die Typeneinteilung gilt grundsätzlich nur für fluviatile Entstehungsbedingungen.

### Siltsteinfazies

**Vorkommen:** Etwa 15% des Sedimentprofils gehören zur Siltsteinfazies. Der Siltstein überlagert einerseits mit graduellem Übergang den Tonstein, und wird zum Hangenden mit scharfem, durch Eisenkrusten markiertem Kontakt gegen den Sandstein abgegrenzt. Andererseits kommen Siltsteinlinsen und -lagen in den Sandsteinfazies vor (Abb.6.2-6).

**Zusammensetzung/ Eigenschaften:** Die Fazies besteht aus feinem bis grobem, schlecht sortiertem Silt, stark verfestigt durch feinkörnigen Eisenzement. Die Farbe reicht von gelb- über rot- und dunkelbraun bis grau.

**Sedimentstrukturen:** Der Siltstein ist dünnbankig und grau- braunlaminiert.

**Lithofaziestyp nach Miall:** Fl (auch dies gilt nur für die Annahme einer fluviatilen Entstehung).



### Fein- bis mittelkörnige Sandsteinfazies

**Vorkommen:** Etwa 15% des Profiles werden von dieser Fazies gebildet. Der Sandstein tritt in Form von Kanälen oder Decken mit einer lateralen Ausdehnung von maximal 600 m auf (Abb.6.2-6).

**Zusammensetzung/ Eigenschaften:** Die Fazies besteht aus mäßig bis schlecht sortiertem, fein- bis mittelkörnigem Sand mit einem Übergang zu siltigem Sand, zementiert durch Kaolinit oder feinkörnigen Eisenzement. Eisen- und Tonkonkretionen mit einem Durchmesser bis zu 1 cm sind eingeschaltet, teilweise treten Siltstein-Zwischenlagen auf. Die Verwitterungsfarbe ist gelblich bis hellbraun, die Farbe des frischen Gesteines reicht von tiefbraun bis grau, je nach dem Anteil von Kaolinit und Eisenoxid.

**Sedimentstrukturen:** Der Sandstein dieser Fazies ist dünnbankig (10-30 cm), die Schichtflächen sind durch Eisenkrusten markiert. Das wesentliche strukturelle Element dieser Fazies ist eine klein- bis großdimensionierte tafelförmige oder trogförmige Kreuzschichtung. Das Einfallen zeigt mit 20° eine Paläoströmungsrichtung nach NW/ WNW an. Es konnten aber auch in manchen Profilbereichen Südostrichtungen gemessen werden. Darüberhinaus treten Flaserschichtung und Belastungsmarken auf. *Thalassionoides*-Spurenfossilien (Abb.6.2-7) zeigen ein küstennahes Ablagerungsmilieu an (Seilacher pers. Mitt. 1996, Wycisk pers. Mitt. 1993).



**Abb 6.2-7:** *Thalassionoides*- Spurenfossilien am Ostrand des Kerkera- Plateaus.

Pflanzenfossilien (z. B. verkieseltes Holz), die in dieser Fazies vorkommen, finden sich ebenfalls auf dem Kristallingestein südlich des Gebel el Hursh. Dies kann als Hinweis darauf gewertet werden, daß während der Oberkreide großräumige Sedimentation stattfand, die Sedimente aber nur im postsedimentär eingesunkenen Es Safya Graben und kleineren störungskontrollierten Strukturen vor der Abtragung geschützt waren. Untersuchungen zur stratigraphischen Einordnung erbrachten aufgrund des schlechten Erhaltungszustandes der Hölzer keine Ergebnisse (Chapman, Cambridge 1997, pers. Mitt.)

**Lithofaziestyp nach Miall:** St, Sp und Sr



### Konglomerathaltige Sandsteinfazies

**Vorkommen:** Etwa 35% der Gesteine des Sedimentprofils gehören dieser Fazies an. Der kieshaltige Sandstein steht überwiegend im oberen Bereich des Aufschlusses mit einer Mächtigkeit von maximal 11 m und einer lateralen Ausdehnung von mehreren 100 m an (Abb.6.2-6). Der Kontakt zu den anderen Faziesausbildungen ist scharf und durch Eisenkrusten markiert.

**Zusammensetzung/ Eigenschaften:** Die Fazies besteht überwiegend aus schlecht sortiertem groben Sandstein mit kleinen Anteilen von Quarzkies und Eisenkonkretionen und ist durch feinkörnigen Eisenzement bereichsweise nur gering verfestigt. Die Quarzkiese sind mäßig bis gut gerundet bei einem Durchmesser von maximal 1 cm.

Die Farbe des frischen Gesteines schwankt zwischen gelbbraun und rotbraun; in verwittertem Zustand ist das Gestein braun.

**Sedimentstrukturen:** Die Sedimente dieser Fazies sind dickbankig. Dominierende Sedimentstrukturen sind tafelförmige Kreuzschichtung verschiedenen Ausmaßes. Das Einfallen der Schrägschichten zeigt mit 20° eine Paläoströmung in Richtung NW/ WNW an. Darüberhinaus ist gradierte Schichtung erkennbar.

**Lithofaziestyp nach Miall:** St bzw. Sp

### Konglomeratfazies

**Vorkommen:** Nur 3-5 % der aufgeschlossenen Sedimente gehören der Konglomeratfazies an. Die Konglomerate treten als Basisgerölle der Sandsteinfazies, als Nord- Süd- streichende Kanäle oder als Linsen mit einer lateralen Ausdehnung von maximal 100 m und einer Höhe bis zu 5 m auf (Abb.6.2-6).

Zur Ton- und Siltsteinfazies besteht ein scharfer, durch Eisenkrusten markierter Kontakt.

**Zusammensetzung/ Eigenschaften:** Die Fazies beinhaltet hauptsächlich schlecht sortierte, mäßig bis gut gerundete Quarzkiese von 0,5 - 2 cm Durchmesser, untergeordnet auch Tonklasten bis 15 cm Durchmesser und Feldspatkiese. Das Gefüge ist korngestützt und durch eine Matrix aus Grobsand und Eisenoxid schwach verfestigt.

**Sedimentstrukturen:** Eine tafelförmige Kreuzschichtung in der Größenordnung von mehreren dm mit einem Einfallen von 20° zeigt eine NW-Strömungsrichtung an.

**Lithofaziestyp nach Miall:** Gm bzw. Gt/p

### Sedimentationsablauf/ Paläogeographie

Die Lithofaziesabfolge der oberflächennahen Sedimente im Kerker Canyon beginnt mit Tonstein, der im Hangenden teilweise in Siltstein übergeht ("coarsing upward sequence"). Die Spurenfossilien wie *Diplocraterion* und *Thalassionoides* lassen auf marinen Einfluß während der Ablagerung schließen (Seilacher 1967, Tucker 1981), so daß eine Entstehung als rein kontinentale Überflutungsebenen-Sedimente nicht anzunehmen ist (Seilacher pers. Mitt. 1996). Denkbar ist somit die Bildung des Tonsteines in einer Übergangszone einer zeitweilig überfluteten Küstenebene. Hierfür spricht zum einen die Mächtigkeit der Tonsteinfazies von max. 8 m, zum anderen die ausgeprägte Bioturbation.

Der graduelle Übergang zur Siltsteinfazies kann eventuell mit einem deltaischnen Charakter der Küste erklärt werden. Durch meerwärts gerichteten Ausbau des Deltas kommt es zum Ansteigen der Strömungsenergie im neuen Flußmündungsbereich, und es lagert sich gröberes Sediment ab. Auch die

dünnbankig- laminierte Struktur des Siltsteines entspricht diesem Ablagerungstyp. Die Sandlinsen in den Feinkornablagerungen können möglicherweise Rinnensedimente darstellen.

Der Kontakt zu den überlagernden Sandsteinfazies hat eindeutig erosiven Charakter; verschiedentlich lassen sich Rinnen beobachten, die sich in den Siltstein eingeschnitten haben (Abb.6.2-6). Diese Energiezunahme kann mit einem sich weiter verbauenden Delta allein nicht erklärt werden. Eine Regression und eventuell auch Hebungstendenzen im Bereich der Liefergebiete können angenommen werden, wodurch sich dann die Strömungsenergie erhöht hat. Die Sedimentstrukturen, vor allem die teilweise großmaßstäbliche tafel- und trogförmige Kreuzschichtung mit verhältnismäßig steilem Einfallen, lassen eindeutig auf eine fluviatile Entstehung des Sandsteines schließen. Nach Miall (1985) lassen sich hauptsächlich zwei Architekturelemente unterscheiden: Sandsteindominierte Rinnenfüllungen (Element CH(s)), entstanden aus kleinräumlich abgeschlossenen, ortsstabilen Rinnen, aufgebaut aus den Lithofaziestypen St und Sp, teilweise basal unterlagert von den Typen Sm bzw. Gm, sowie einfach aufgebaute Sandbankkomplexe (Element Da(si)), die den überwiegende Teil der Sandsteinablagerungen darstellen dürften. Diese entsprechen vor allem der konglomeratischen Sandsteinfazies, die über mehrere 100 m ausgedehnte, aus den Lithofaziestypen Sp und St aufgebaute Decken bildet, an einigen Stellen unterlagert von basalen Konglomeraten (Lithofaziestyp Gm). Dieses Architekturelement entsteht auf weitflächigen Flußebenen in tieferen Rinnenbereichen. Hinzu treten kiesdominierte Rinnenfüllungen auf. Dieses Element (CH(gr)), in Form von schräggeschichteten Konglomeraten, ist vor allem im Bereich 900 - 1000 m des Lateralprofiles (Abb.6.2-6) markant ausgebildet. Obwohl gradierte Schichtung und stellenweise auch Rippelschichtung auftreten, sind Gleithangablagerungen nicht eindeutig nachweisbar, zumal keine flach geneigten Anlagerungsflächen quer zur Strömungsrichtung deutlich sind.

Hinweise auf liefergebietsnahe, energiereiche Ablagerungsbedingungen sind die grobkörnigen, teilweise mäßig gerundeten Bestandteile der Sandstein- Lithofazies und die schräggeschichteten Konglomerate.

Für einen küstennahen Ablagerungsraum sprechen die Funde von Thalassionoides- Spurenfossilien in der feinkörnigen Sandsteinfazies, die Anzeiger für einen marinen Einfluß während der Sedimentation sind. Auch das unmittelbare, wenn auch erosiv begrenzte Vorkommen der Sandsteine über den Feinkornsequenzen sowie das Vorkommen linsen- und kanalförmiger Feinkornablagerungen in den Sandsteinen weisen auf küstennahe Environments hin.

### **Eisenanreicherungen**

Eisenanreicherungen entstehen in Sandsteinen vor allem in Form von **Konkretionen** und von **Imprägnationen** (Schwarz 1992). Eisenkrusten sind eine Folge der Bodenbildung oder eines hangabwärtigen lateralen Eisentransportes bei schwankendem Grundwasserspiegel (Bourmann et. al. 1987). Sie zeigen stets konkretionäre Neubildungsgefüge (Schwarz 1992) und sind häufig mehrere Meter mächtig. Eisenimprägnierungen hingegen zeigen keine Neubildungsstrukturen. Sie treten intraformational auf, verteilt oder angereichert als Eisenbänder (Mückenhausen 1975).

Um solche intraformationalen Bildungen handelt es sich bei den Eisenanreicherungen in den oberflächennahen Sedimenten des Es Safya Grabens. Die Eisenbänder treten mit einer Mächtigkeit von wenigen cm bis zu 25 cm auf, zum Teil an Schichtgrenzen innerhalb der Sandsteinfazies, vor allem aber an den Kontakten einer hangenden gröberen zu einer liegenden feinkörnigeren Fazies. Das Eisen wurde mit dem Grundwasser überwiegend vertikal bzw. oberhalb eines GW- Stauers lateral transportiert und in Trockenphasen als Goethit oder Hämatit ausgeschieden. Bereits im Satellitenbild ist das Kerker Plateau durch die eine schwarze Oberfläche bildenden Eisenanreicherungen markant sichtbar (Kap. 3.1.4, Kap. 7.2.3). Die im Nordsudan weitverbreiteten Eisenbänder entstanden nach Ansicht von Schwarz (1992) durch einen synsedimentären bzw. frühdiagenetischen Lösungs- oder Suspensionstransport. Es ist anzunehmen, daß es sich bei den in Bezug auf die Eisenverhüttung im Gebel Abu

Hadid Gebiet geochemisch und erzmineralogisch untersuchten Gesteine ebenfalls um derartige Anreicherungen handelt ( Kap.4.3.1 ).

### 6.2.5 Stratigraphie

Die stratigraphische Einteilung der Sedimente des Es Safya Grabens (Abb. 6.2-3) beruht auf Funden von Palynomorphen (Pollen und Sporen) und auf Angiospermenblättern und Farnen (Abb. 6.2-8 und 6.2-9).



**Abb. 6.2-8:** Abdruck eines Dicotyledonen- Blattes aus dem Campan-Maastricht (Kerkish, TU Berlin Kat. Nr. B 1585).

Nachdem die großen zentralsudanesischen Gräben und das Gebiet um Khartoum bereits biostratigraphisch untersucht waren (Schrank 1987, 1990; Kaska 1989; Awad 1993; Awad & Schrank 1990), erfolgte erst in den neunziger Jahren eine Erforschung der Sedimentgebiete westlich von Khartoum bis zum Nordkordofanblock auf palynologischer Basis (Awad 1993; Schrank 1994). Grundlage dieser Untersuchungen waren Spülproben aus 18 Grundwasserbohrungen der Firma Aquater in den Jahren 1988 bis 1990 (Kap. 10.2).

Schrank (1994) unterschied aus dem Probenmaterial fünf informelle palynologische Zonen im Zeitbereich Alb bis Maastricht. Die Proben aus den tieferen Schichten der vier im Bereich des Es Safya Grabens liegenden Bohrungen El Maghad (Teufe 205 m), Kerkish (189 m), Hamrat el Wuz (219 m) und Umm Duraq (219 m) lassen sich sämtlich den Zonen A (Alb) bzw. A/C (spätes Alb bis frühes Cenoman) zuordnen. Proben der Bohrung Hamrat el Wuz weisen zudem im Teufenbereich 45 m bis 65 m palynomorphe Leitfossilien der Zonen Ce (oberes Cenoman) und Tu (Turon) auf (Schrank 1994). Diese Bohrung ist die Typlokalität der Unteren Hamrat el Wuz Formation, die für die tieferen Sedimente des Es Safya Grabens eingeführt wurde (Barazi & Fiedler-Volmer 1993).

Darüber hinaus wurden im Bereich des Es Safya Grabens an zwei Aufschlußpunkten (Khor El Kerkera und Kerkish) fossile Makroflora gefunden (siehe unten). Diese Sedimente konnten deshalb in die obere Oberkreide (Campan-Maastricht) datiert werden und wurden in die Obere Hamrat el Wuz Formation gestellt (Barazi & Fiedler-Volmer 1993).

Ein stratigraphischer Vergleich der Hamrat el Wuz Formationen mit anderen Formationen der zentral- und nordsudanesischen Sedimentbecken ergibt relativ gute zeitliche Übereinstimmungen. Überwiegend setzt die Sedimentation diskordant über einer Schichtlücke bzw. auf dem Basement im Alb bis zum Cenoman ein und dauert bis in das Santon bzw. Maastricht. Im Abyad Becken im Nordosten und im südlichen Khartoumbecken wie auch in den südlichen Großgräben hielt die Sedimentation bis ins Tertiär an (Kap.5.3, 5.5).

### Die *Salvinia*- Funde

Einen unmittelbaren biostratigraphischen Hinweis auf das Alter der oberflächennahen Sedimente des Es Safya Grabens gibt eine bemerkenswerte Makroflora in Form von Abdrücken in feinlaminierten rötlichen, violetten bis braunen und hellgrauen Silt- und Tonsteinen lakustriner Entstehung. Schrank (1994) wies auf die herausragende Bedeutung dieser von mir bei Untersuchungen im Kerkish Gebiet gesammelten Fossilfunde hin.

Die Makroflora enthält unter anderem Wasserpflanzenreste, Holzbruchstücke und die Wasserpflanzen *Potamogeton* und *Salvinia*. Vor allem die Blattabdrücke des Wasserfarnes *Salvinia* sind von außerordentlicher biostratigraphischer und paläobotanischer Bedeutung. Abb. 6.2-9 zeigt einen *Salvinia*-Abdruck.

Die ältesten bislang bekannten *Salvinia*- Funde datieren aus dem Campan. In Indien wurden *Salvinia*- Fossilien gefunden, die wahrscheinlich aus dem Maastricht stammen. In Afrika sind *Salvinia*-Blätter bisher nur aus Campan-Sedimenten bei Baris in Süd-Ägypten (Schrank 1984) und aus dem oberen Teil der Idd el Kheil Formation (Campan – Maastricht) des Bagbag Beckens (Awad 1994) bekannt. Die *Salvinia*-Sporen *Ariadnesporites* treten im Campan-Maastricht des Bagbag Brunnens, im Maastricht Nordsomalias und in Oberkreidesedimenten Südostnigerias (Odébòdé & Skarby 1980) auf. Bei letzteren handelt es sich wahrscheinlich um den Nkporo Tonstein des Campan-Maastricht. Die Flora dieser Tonsteine scheint der der Es Safya Sedimente sehr ähnlich zu sein, da beide zusätzlich zu den Wasserfarnen auch potamogetonähnliche Blätter enthalten. Zusammenfassend lassen sich die Makrofloraen aus Khor el Kerker und Kerkish durch einen Vergleich der *Salvinia*-Funde in und außerhalb Afrikas in das Campan-Maastricht datieren (Schrank 1994).

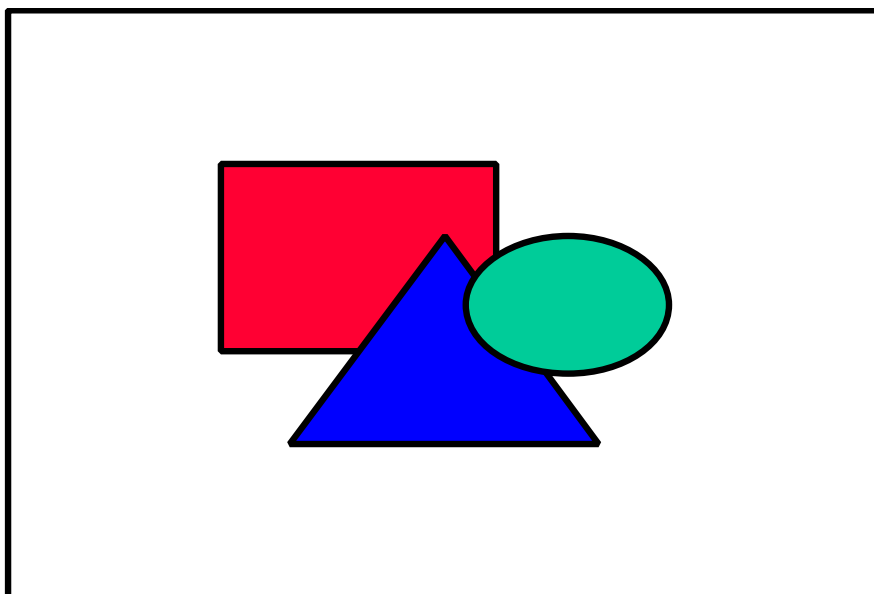


Abb. 6.2-9: *Salvinia*-Abdruck (Kerkish, TU Berlin Kat. Nr. B1586).

## 6.2.6 Sedimentologische Laboruntersuchungen

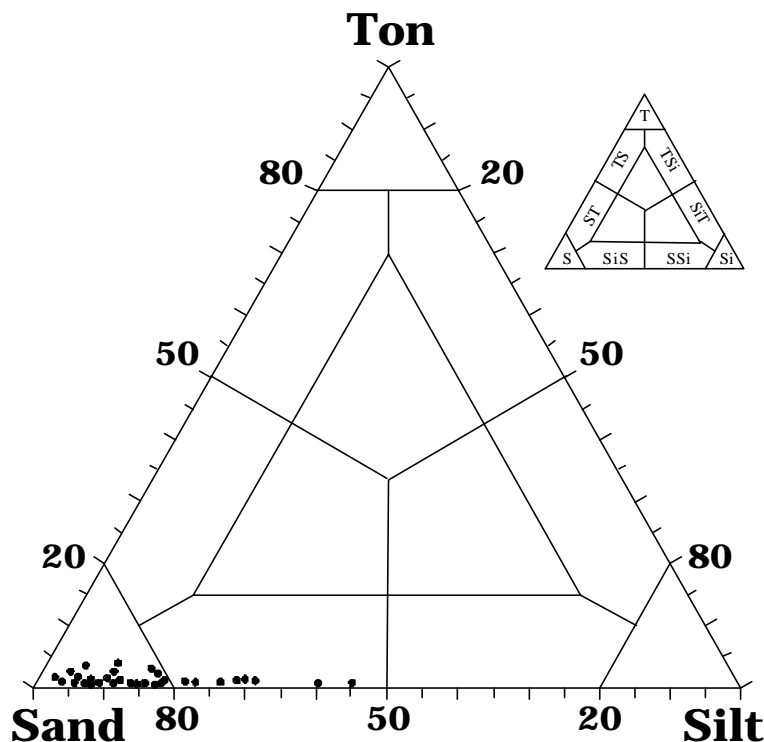
### Granulometrie

Aus den Sandsteinen des Khor el Kerker Sedimentprofiles wurden ca. 30 Proben im Gelände gesammelt und im Labor aufbereitet und ausgewertet. Gebräuchlicher Weise werden folgende granulometrische Parameter zur Korngrößenanalyse herangezogen:

- Der **Median** ist die Korngröße, bei der die Kornsummenkurve die 50%- Linie schneidet ("50er Perzentil").
- Das **Mittel** ergibt sich aus dem Durchschnittswert der 16-, 50- und 84- Perzentile.
- Die **Sortierung** bezeichnet die Standardabweichung der Kornverteilung. Dieser Parameter erhält seine besondere Bedeutung dadurch, daß auf der Grundlage von Größentrennungen der Sedimentkörner Aussagen über die Transport- und Ablagerungsbedingungen möglich sind.
- die **Schiefe** bezieht sich auf die Symmetrie der geglätteten Häufigkeitsverteilung. Wenn der Schwerpunkt auf der groben Seite liegt, ist die Schiefe negativ und umgekehrt.

### Klassifikation

Die Darstellung im Dreieckdiagramm Sand- Silt- Ton nach Müller (1964) zeigt, daß die Proben überwiegend aus Sand mit sehr geringen Silt/ Ton- Anteilen bestehen und als Sandsteine zu klassifizieren sind (Abb.6.10). Im Dreieck Sand- Kies- Ton/Silt (nicht abgebildet) werden die Proben ebenfalls, bis auf zwei Ausnahmen, bei denen es sich um sandige Kiese, d.h. Konglomerate handelt, im Sandsteinfeld dargestellt.

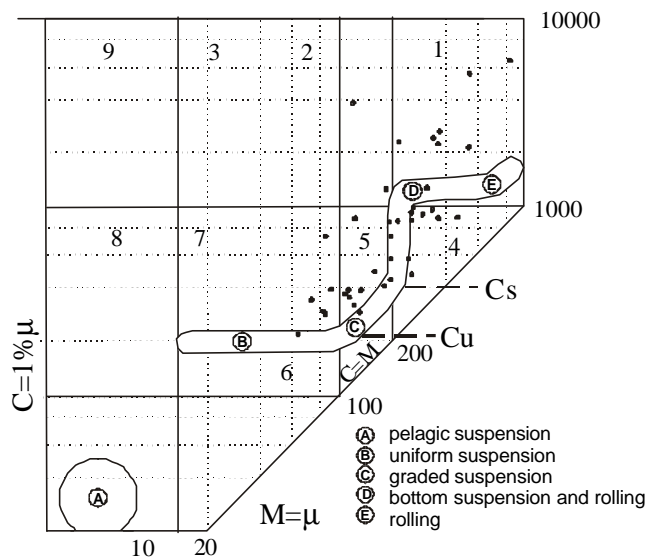


*Abb 6.2-10: Ternäre Darstellung der Sand- Silt- und Tonanteile der Oberen Hamrat el Wuz Formation (Klassifizierung nach Müller 1964).*

### Transport

Die Korngrößenverteilung ist zum einen abhängig von der Strömungsenergie des Transportmediums, zum anderen von den Turbulenzen, die (bei fluvialem Transport) das Rinnenprofil verursacht. Je stärker die Strömungsenergie und die Turbulenz, desto größer das Sediment (Passega & Byramjee 1969).

Durch die Darstellung der Proben im doppeltlogarithmischen Variationsdiagramm des 1%- Perzentils (entsprechend dem größten Kornanteil) gegen den Median lassen sich Aufschlüsse über die Transportbedingungen gewinnen (Passega 1964). Es zeigt sich, daß die meisten Proben in den Bereichen 1, 4 und 5 liegen, die eine Ablagerung in fluviatilen Milieu mit wechselnder Strömungsenergie aus gradiertem Suspension bzw. aus Suspension und einem kleinen Anteil rollender Körner (größer 0,1 mm) repräsentieren. Die rollenden Partikel wurden entweder nahe ihrer Herkunft abgelagert oder durch ein Gebiet transportiert, in dem kaum Suspension abgelagert wurde. Die Sedimente der Proben in Feld 7 weisen auf Ablagerung aus uniformen Suspensionen hin. Die hierzu benötigten niedrigen Strömungsgeschwindigkeiten können in Überflutungsbereichen vorkommen (Abb. 6.2-11).



**Abb. 6.2-11:** CM- Diagramm zu den Transportbedingungen der Oberen Hamrat el Wuz Formation (nach Passega & Byramjee 1969).

### Ablagerungsmilieu

Die Histogramme und geglätteten Häufigkeitsverteilungen der untersuchten Proben zeigen überwiegend eine positive Schiefe (d.h., den Schwerpunkt auf der feinkörnigen Seite des Häufigkeitsmaximums) und eine bimodale Verteilung d.h., einen zweiten, schwachen Peak auf der grobkörnigen Seite des Häufigkeitsmaximums. Diese beiden Kennzeichen sind typisch für ein fluviatiles Ablagerungsmilieu mit gleichsinniger Wasserbewegung und dem Fehlen einer Brechungszone (Friedmann 1967). Die Sortierung des untersuchten Probenmaterials ist mäßig bis schlecht, was nach Leader (1982) generell ein Anzeichen für Flußsande bedeutet. Als Beispiele sind die Proben Nr. 1.20.4 und 2.21.4 in Abb.6.2-12 dargestellt.

Durch eine Darstellung der Proben im Variationsdiagramm der Schiefe gegen die Standardabweichung lassen sich nach Friedman (1967) Strand- und Flußsande unterscheiden. Es zeigt sich, daß die meisten Proben im fluviatilen Bereich des Diagramms dargestellt werden, einige aber auch Feld der Strandablagerungen (Abb.6.2-13).

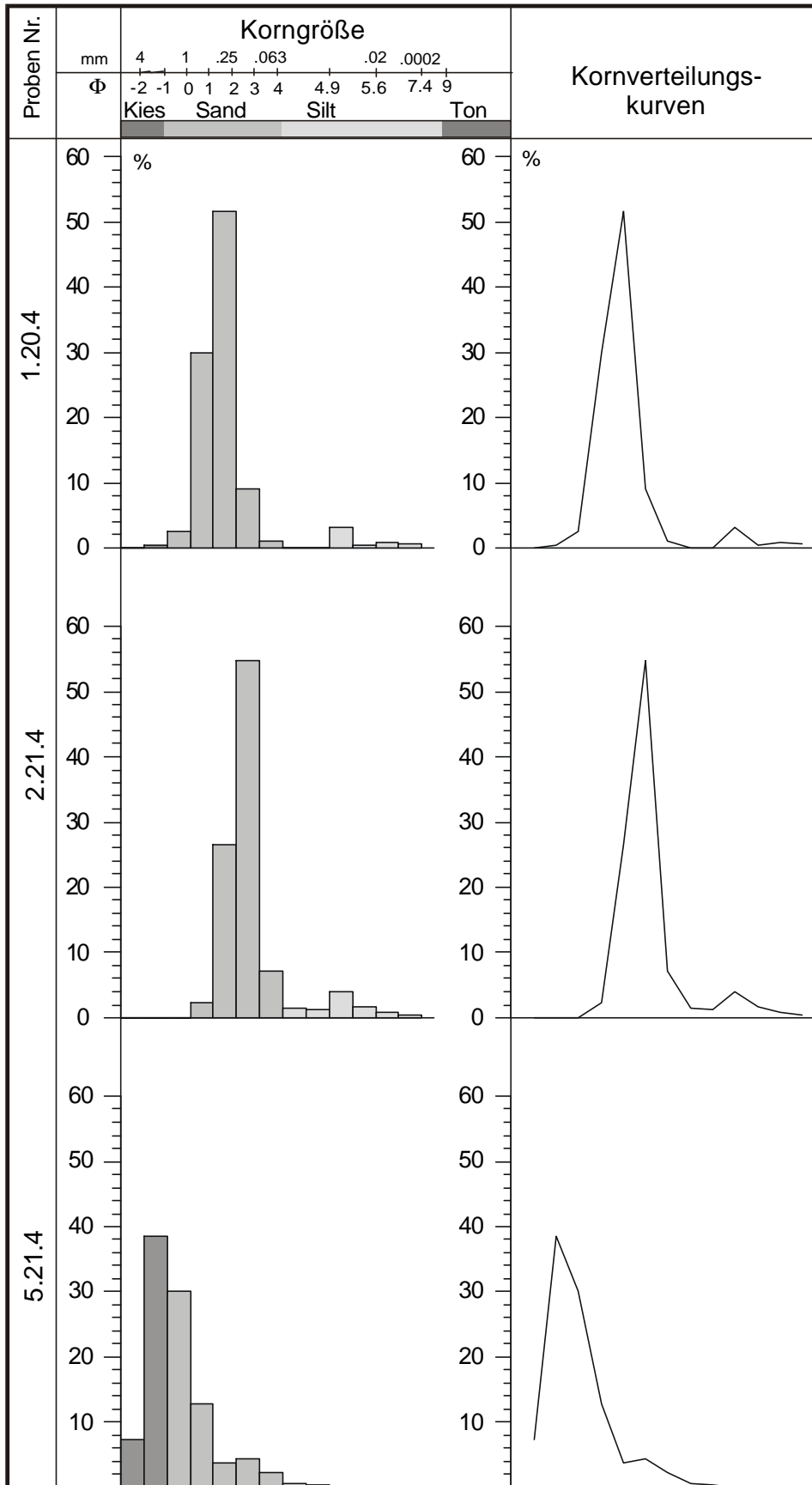
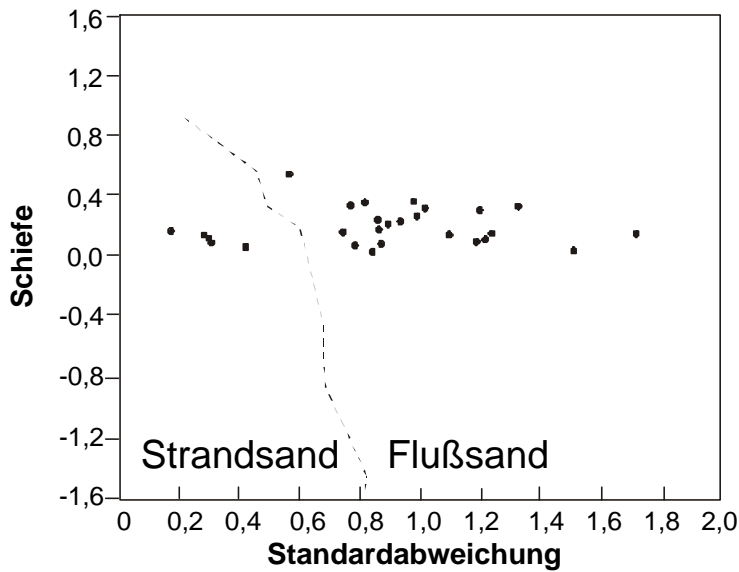


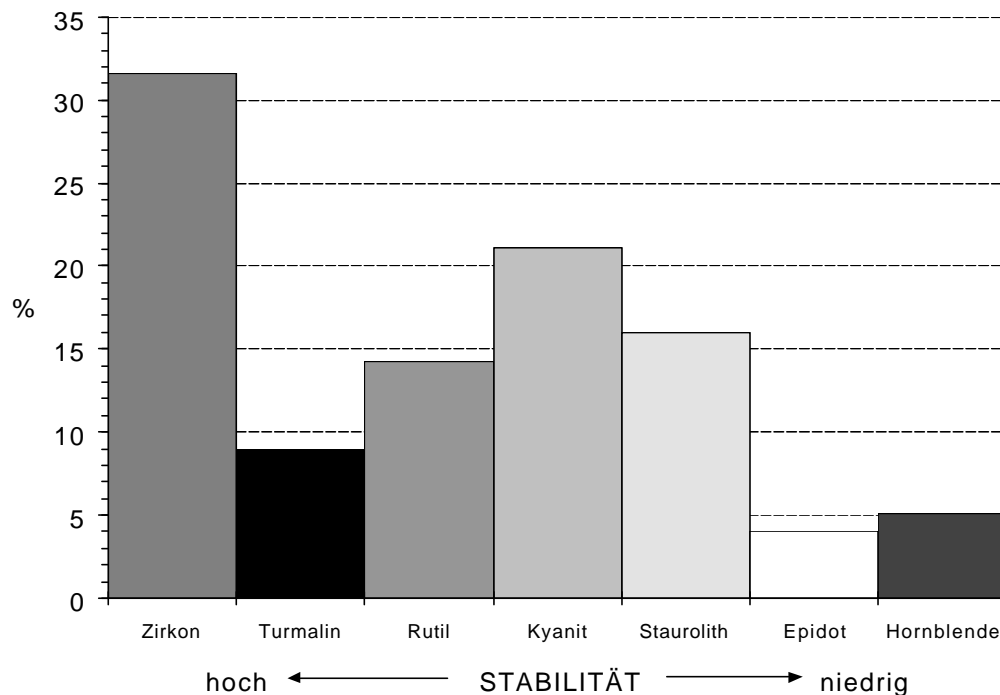
Abb. 6.2-12: Kornverteilungskurven und Histogramme für Proben der Hamrat el Wuz Formation.



**Abb. 6.2-13:** Variation der Schiefe über der Standardabweichung zur Unterscheidung der Ablagerungsbedingungen (Fluß/Strand) nach Friedman (1967) für die Obere Hamrat el Wuz Formation.

**Schwermineralanalyse**

Schwerminerale (Dichte > 2,85 g/cm<sup>3</sup>) können Hinweise auf das Liefergebiet und seine Gesteine geben. Berücksichtigt man die chemische und physikalische Stabilität der Schwerminerale, sind zudem Aussagen über das Paläoklima und die Transport- und Ablagerungsbedingungen möglich. Aus magmatischen Gesteinen stammen Zirkon (31,6%), Rutil (14,3 %), Turmalin (9 %) und Hornblende (5,1 %). Metamorphe Ursprünge sind Kyanit (21,1 %), Staurolith (16%) und Epidot (4 %) (Abb.6.2-14). Das Auftreten gerundeter Zirkone und Rutiler spricht für eine Aufarbeitung dieser gegenüber Verwitterung ultrastabiler Minerale aus Sedimentgesteinen (Pettijohn et. al. 1972).



**Abb. 6.2-14:** Schwermineralverteilung in den Khor el Kerker Sedimenten.

Auch auf die Bedingungen der chemischen Verwitterung im Ablagerungszeitraum (d. h. das Klima) lassen die Schwerminerale Rückschlüsse zu. Das überwiegende Auftreten der ultrastabiler Minerale



weist darauf hin, daß die weniger stabilen Minerale durch ein feuchtwarmes Klima zersetzt wurden (Pettijohn et. al. 1972). Für ein solches Klima sprechen auch die großen Mengen von Eisenoxid in den Sedimentgesteinen. Demnach sind die Liefergesteine sowohl metamorphen und magmatischen als auch sedimentären Ursprungs. Da die Partikel überwiegend keine Rundung zeigen, sind sie wahrscheinlich nur über eine relativ kurze Distanz aus der näheren Umgebung antransportiert worden.

Die untersuchten Schwerminerale geben Hinweise auf eine tektonische Aktivität in den Liefergebieten. Verzwillingte Hornblenden wie auch gebrochene Kyanitkristalle sind ein Anzeichen hierfür, letztere können jedoch auch durch den Transport bedingt sein. Granitische Schwerminerale sind auf den Aufstieg und die Freilegung der Plutone zurückzuführen (Tucker 1981).

Hinsichtlich der Diagenesebedingungen, denen die Sedimente ausgesetzt waren, sprechen sowohl das Überwiegen diagenetisch stabiler Schwerminerale als auch die weitgehende Ummantelung der Sedimentpartikel mit Fe- Oxid sowie die Härte und Kompaktion der Gesteine für eine mittlere bis starke Diagenese.

### **Tonmineralogie**

Von den insgesamt 32 Tonproben, die röntgendiffraktometrisch und mit einer IR-spektroskopischen Methode nach Öner (1994) untersucht wurden, stammen 30 aus der Khor el Kerkeria Schlucht und zwei vom Westrand des Kerkeria Plateaus.

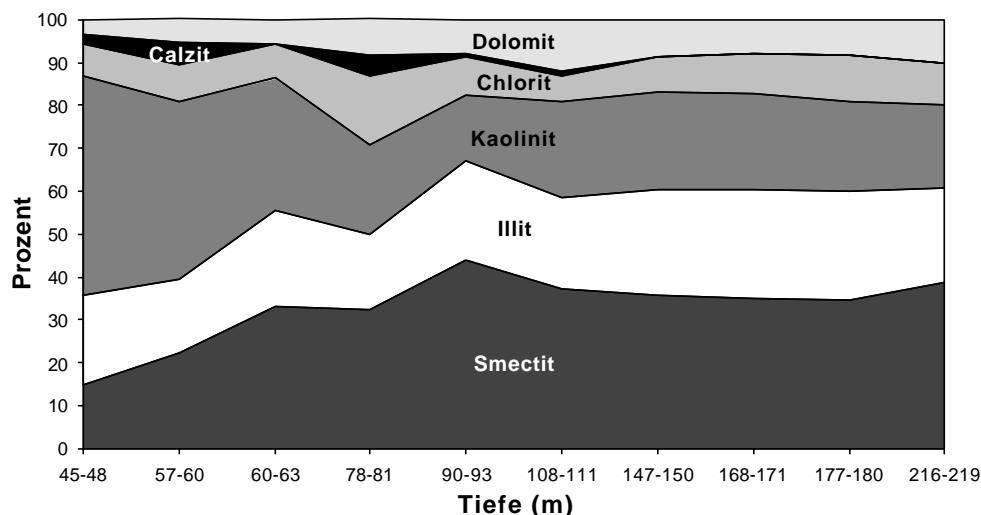
Aus den Diffraktogrammen geht hervor, daß die Khor el Kerkeria- Tone neben Spuren von Illit nahezu ausschließlich aus Kaolin bestehen. Die beiden Proben vom Rand des Plateaus enthalten neben Kaolinit auch schlecht kristallisierten Illit und Spuren von Smectit als Verwitterungsprodukt aus Illit.

Die tonmineralogische Zusammensetzung ist im wesentlichen eine Folge intensiver Verwitterung. Bei hohen Temperaturen und starken Niederschlägen werden die Kationen  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$  und  $\text{Na}^+$  aus den Kristallgittern gelöst und mit dem Porenwasser ausgewaschen (Jasmund 1993). Auf diese Weise können aus allen silikatischen Gesteinen durch Tonmineralneubildung Kaolinite entstehen. Die beiden Proben, in denen noch Smectit und Illit vorhanden ist, wurden aus einem 5m mächtigen Tonvorkommen ca. 1 m hinter der Böschungswand entnommen und waren dadurch eventuell besser vor der Verwitterung geschützt.

Die infrarotspektroskopische Analyse von vier Proben, die aus der Khor el Kerkeria Wand ebenfalls unter der Böschungsoberfläche entnommen wurden, bestätigt diese Annahme: Der Kaolinitanteil beträgt (unter Vernachlässigung der Quarzfraktion) bei drei der Proben weniger als 30%, hingegen sind bei diesen Proben Smectit mit 35 - 40%, Illit mit 26 - 32% und Chlorit mit 7 - 14% enthalten.

Ebenfalls IR- spektroskopisch wurde feinkörniges Material aus den Bohrungen Hamrat el Wuz (zehn Proben im Teufenbereich 45 m bis 219 m) und El Maghad (sieben Proben im Teufenbereich 15 m bis 192 m) untersucht.

Es zeigt sich, daß bei beiden Bohrungen der Kaolinitgehalt in den oberen Schichten deutlich erhöht ist. Er liegt (unter Vernachlässigung des Quarzanteiles) bei 57,6% im Bereich 15 m bis 18 m (El Maghad) und 51,4 % bzw. 41,6% im Bereich 45m bis 60m (Hamrat el Wuz) gegenüber  $24,5 \pm 5\%$  in den tieferen Schichten. Reziprok hierzu ist der Smectitgehalt in den oberen Schichten reduziert (14,9% bis 22,4%), während er in den tieferen Schichten relativ einheitlich  $37 \pm 3\%$  beträgt. Außerdem ist in den Proben Illit mit einem Anteil von  $23,3 \pm 4,1\%$  und Chlorit mit einem Anteil von  $8,1 \pm 3,2\%$  enthalten (Abb.6.2-15).



**Abb. 6.2-15:** Mineralogische Verteilung von Feinkornsedimenten in der Profilsäule der Bohrung Hamrat el Wuz aus infrarotspektrometrischen Analysen (nach Öner 1994).

Eine Erklärung für den erhöhten Kaolinitgehalt der oberflächennahen Schichten ist die tiefgreifende Verwitterung durch zirkulierende Porenlösungen. Als ursprünglicher Sedimentbestandteil sind die 25% Kaolinit anzusehen, die auch in den tieferen Schichten enthalten sind. Die Tonminerale der Smectitgruppe entstehen aus der Verwitterung von kristallinem Gestein, typischerweise aus Vulkaniten (Köster & Schwertmann 1993). Illit entsteht aus Smectit durch Diagenese bei mehreren 100 m Auflast, beispielsweise in Molassetrögen. Chlorite entstehen hauptsächlich unter niedrig metamorphen Bedingungen, z. B. in Glimmerschiefern, aber auch diagenetisch aus vulkanogenen Sedimenten (Ahn et al. 1988). Somit ist anzunehmen, daß die Smectite, Illite und Chlorite aus dem umliegenden Kristallingestein bzw. aus umgelagerten Sedimentgesteinen stammen.

### 6.2.7 Das Paläoklima

Zur Beurteilung des Paläoklimas können verschiedene Indikatoren herangezogen werden. Die Lithofaziestypen verflochtener Flüsse werden z.B. eher semiariden, die mäandrierender Flüsse eher (semi) humiden Klimabereichen zugeordnet (Xu 1995). Auch auf die Korngrößenverteilung hat das Klima einen Einfluß. Die Entstehung von Paläoböden und die Rotfärbung der Sedimente durch Lateritisierung und Eisenverlagerung ist vornehmlich vom Paläoklima abhängig (Van Houten 1973); hierbei müssen allerdings postsedimentäre Vorgänge sorgfältig unterschieden werden (Walker 1967, 1976). Die von den Verwitterungsbedingungen abhängigen Schwermineral- und Tonmineralzusammensetzungen geben ebenfalls Hinweise auf das Paläoklima (Singer 1980, 1984). Auch pflanzliche Fossilien, z. B. Blattabdrücke und verkieseltes Holz, können nützliche Klimaanzeiger sein. Wegen des gegenüber Makrofossilien größeren Einzugsbereiches sind Palynomorphe im Hinblick auf die tatsächliche Paläoklimazone besonders aussagekräftig (Schrank 1992).

### Das überregionale Kreideklima

Global betrachtet, war das Kreideklima überdurchschnittlich warm. Dieses wird allgemein auf eine erhöhte CO<sub>2</sub>-Konzentration der Atmosphäre zurückgeführt (Berner 1991, 1994), die durch verstärkten Vulkanismus und eine größere Meeresoberfläche bedingt wurde (Hinz 1981, Haq et al. 1987, 1988). Zeitlich differenziert, herrschten relative Warmzeiten im Berrias - Valangin, Alb, vom oberen Cenoman bis ins untere Turon sowie im Coniac - Santon vor, relative Kaltzeiten hingegen im Hauterive bis Apt, im unteren Cenoman und im oberen Turon sowie in der restlichen Oberkreide (Frakes & Francis 1990). Für Nordostafrika wird überwiegend angenommen, daß das Klima der Unterkreide warm-semiarid war (z. B. Schrank 1991) und sich im Verlauf der Oberkreide, wie z. B. in Ägypten, zuneh-

mend feuchtere Verhältnisse einstellten (Hendriks & Schrank 1991), die unterbrochen wurden von einer trockeneren Periode im Obercenoman / Turon (Schrank & Nesterova 1993).

### Das Paläoklima im Es Safya Gebiet sowie im zentralen Nordsudan

Bussert (1998) beschreibt und interpretiert geomorphologische, pedologische, lithologische und paläontologische Klimaindikatoren der Kreideablagerungen im zentralen Nordsudan.

Für die Unterkreide ergibt sich aus der Ablagerung von Erdölmuttergestein, limnischem Tonstein und tonreichen Ligniten ein humid-subtropisches Klima.

Im Alb bis Cenoman entstanden im Bereich der Wadi Milk-, Omdurman- und Wadi Howar-Formation (Abb.6.2-3) Sedimente mäandrierender (teilweise verflochtener) Flußsysteme und smectit- bzw. kaolinitreiche Böden. In lithologischer Hinsicht treten sowohl evaporitische Bildungen als auch einzelne Lignitlagen auf. Fossilien sind aquatische Vertebraten, Blätter und Sporen. Auf dieser Basis läßt sich das Klima als tropisch - subtropisch und wechselfeucht mit einer Trockenperiode beschreiben. Das Turon / Santon weist in diesem Bereich hingegen vornehmlich Ablagerungen verflochtener Flüsse mit Aufarbeitungsgeröllen und Schichtflutablagerungen auf. Zusätzlich kommen auch Dünenablagerungen vor. Die Bodenbildung tritt zurück, fossil sind verkieseltes Holz und Blätter vorhanden. Das Klima ist somit immer noch tropisch - subtropisch, aber trockener als zuvor. Die Sedimente des Campan - Maastricht stammen von suspensionsreichen Flüssen und Seen. Es treten kaolinitreiche Gley- und Pseudogleyböden sowie Pollen von Süßwasserfarnen und palmenartigen Bäumen auf. Diese Indikatoren lassen auf ein tropisch - subtropisches humides Klima schließen.

Die Sedimente des Alb im Es Safya Gebiet enthalten unter anderem Pollen bzw. Sporen von Araucarien und Pteridophyten, die vorzugsweise in feuchtwarmem Klima gedeihen. Im oberen Cenoman/unteren Turon finden sich *Ephedroide* (Gymnospermen), die eher ein arides bis semiarides Klima bevorzugen. Wie im Kapitel 6.2.6 beschrieben, spricht die Schwermineralzusammensetzung der Campan/Maastricht- Sedimente für ein feuchtwarmes Klima mit intensiver Verwitterung. Da die Eisenanreicherungen in den Campan/ Maastricht- Sedimenten überwiegend an Durchlässigkeitsgrenzen gebunden sind, ist eine (zeitlich schwer eingrenzbar) postsedimentäre Entstehung naheliegend, was eine paläoklimatische Aussage für das Gastgestein dieser Anreicherungen ausschließt. Der Wasserfarn *Salvinia*, den Schrank (1994) aus Gesteinen der Oberen Hamrat el Wuz Formation des Arbeitsgebietes identifizierte und der ein Nachweis für Campan/Maastricht ist, benötigte lakustrine Lebensbedingungen, die vorzugsweise in humiden Klimaten anzutreffen sind.

Es zeigt sich, daß die Anzahl der gefundenen Klimaindikatoren in den Es Safya Sedimenten nicht ausreicht, um ein eindeutiges Bild vom Paläoklima zur Kreidezeit zu erstellen. Vor allem aufgrund der relativen Übereinstimmung der paläontologischen Indikatoren aus dem Es Safya Gebiet mit der in Bussert (1998) beschriebenen oberkretazischen Klimaentwicklung und aufgrund der räumlichen Nähe der jeweiligen Untersuchungsgebiete und der weitaus größeren Datendichte erscheint es jedoch zulässig, die von Bussert (1998) postulierte Klimaentwicklung auch für das Es Safya Gebiet anzunehmen.

### 6.2.8 Transgressionen

Im Paläozoikum konnten aufgrund plattentektonischer Vorgänge nach der panafrikanischen Orogenese wiederholt Transgressionen auf den Nordostafrikanischen Kontinent vordringen (Klitzsch & Wycisk 1987). Während des Karoo- Zyklus (Oberkarbon bis Unterjura) bleiben die Ablagerungen kontinental. Seit dem Oberjura treten erneut Transgressionen auf. Unterkretazische Sandsteine aus der Umgebung von El Fasher westlich des Nordkofanblocks werden als küstennahe marine Sedimente beschrieben (Wycisk et al. 1990). In obercenomanischen Ablagerungen des Wadi Abu Hashim Member (Wadi Milk Formation, Abb. 6.2-3) ist ein deutlicher marin/tidaler Einfluß erkennbar, der durch vereinzelte Funde von Haifisch- und Rochenzähnen belegt wird. In den unteren Schichten der Wadi Howar Formation (Turon bis Santon) treten in der Umgebung des Abyad Plateaus (Abb. 6.2-2) Spurenfossilien

von *Skolithos*, *Thalassinoides* und *Rhizokorallium* als Anzeiger flachmariner Einschaltungen auf (Klitzsch & Lejal-Nicol 1984, Barazi 1985). Die Kababisch Formation am Südrand des Abyad Beckens, die Barazi (1985) zufolge ins Campan - Maastricht zu stellen ist, besteht aus Ablagerungen des Schelfbereiches.

Die stärkste Transgression der Kreidezeit im Nordostafrikanischen Raum fand nach Flexer et al. (1986) im Obercenoman, nach Barazi (1985) im Campan- Maastricht statt. Abb. 6.2-16 zeigt eine Kurve der Meeresspiegelschwankungen vom Oberjura bis Tertiär.

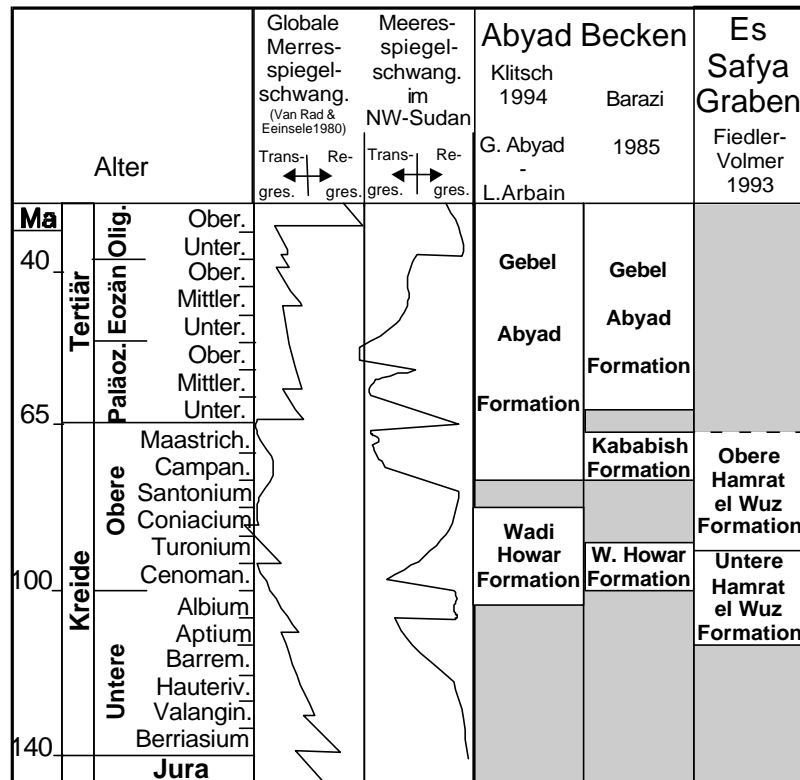


Abb. 6.2-16: Meeresspiegelschwankungen im globalen Rahmen und Vergleich des Es Safya Grabens mit dem nördlich gelegenen Abyad Becken (modifiziert nach Barazi 1985, Barazi & Fiedler-Volmer 1993).

Die Annahme eines starken Meeresspiegelanstieges im Campan- Maastricht wird durch die *Thalassinoides*- und *Diplocraterion*-Spurenfossilien in den obersten Campan- Maastricht- Sedimenten der Oberen Hamrat el Wuz unterstützt. Aufgrund dieser Fossilfunde ist anzunehmen, daß sich die von Klitzsch & Wycisk (1987) bis nördlich des Wadi Howar nachgewiesene Oberkreidetansgression deutlich weiter südlich als bisher angenommen bis in den Bereich des Es Safya Grabens vorgedrungen ist (Abb. 6.2-17).

Aus dem Tertiär sind im Nordsudan nur in der Gebel Abyad Formation (Klitzsch 1984), die während des Paleozän/ Eozän im Gebel Abyad Becken entstand, marin beeinflusste Sedimente bekannt. Tonminerale und Mikrofossilien lassen auf flachmarine Ablagerungen schließen (Barazi 1985).

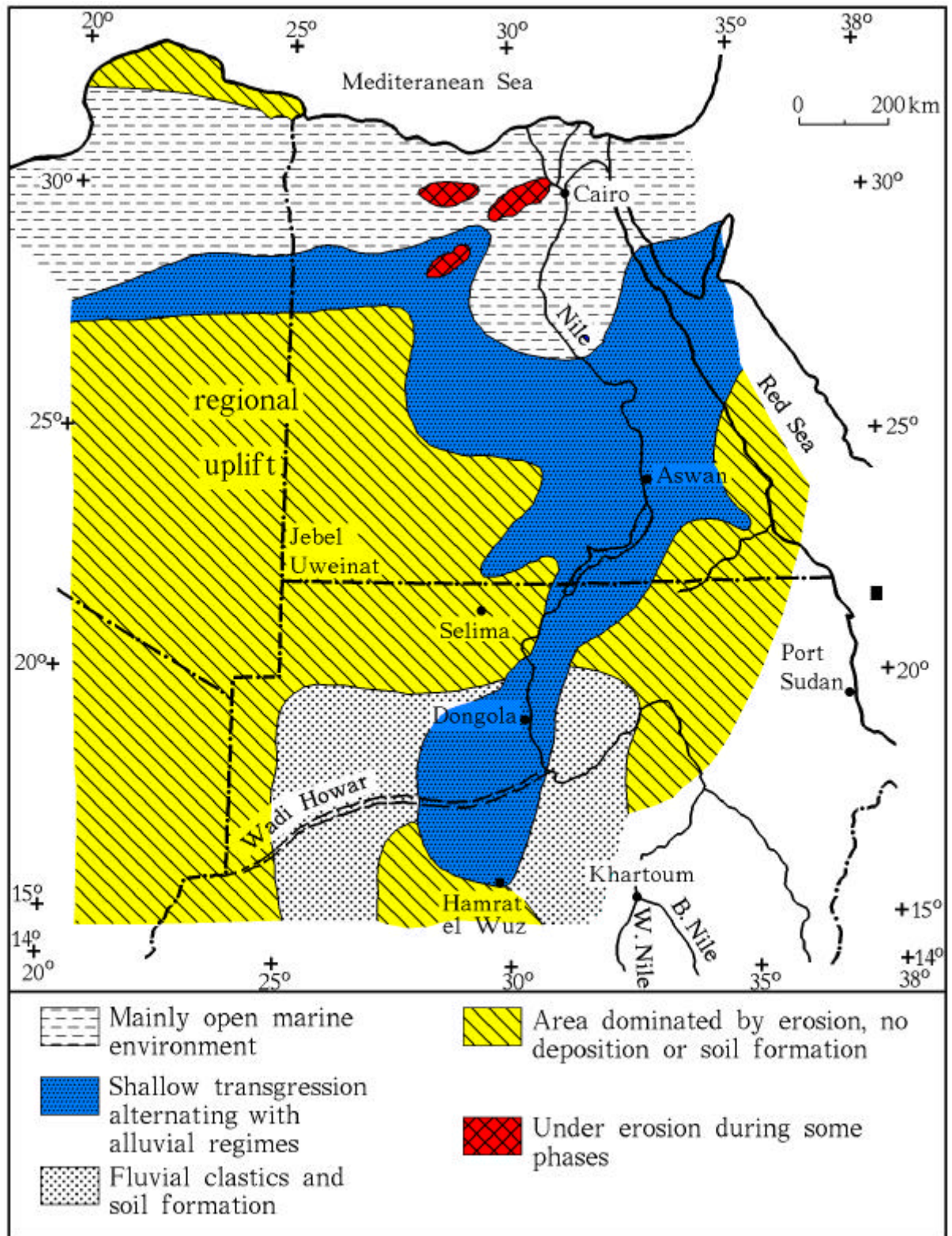


Abb. 6.2-17: Campan-Maastricht Transgression im Nordsudan (modifiziert nach Klitzsch & Wycisk 1987).

## 7. Die Tektonik des Es Safya Grabens

Die Klärung dieser Fragestellung beruht grundlegend auf der Erfassung der Geometrie der Grabenstruktur und der Zuordnung ihrer Genese zu kinematischen Abläufen und deren ursprünglicher Dynamik.

Neben der Darstellung der Untersuchungsergebnisse soll in diesem Kapitel auch Bezug genommen werden auf relevante tektonisch-kinematische Bewegungsformen, wie Blattverschiebungen und die mit ihnen zusammenhängenden tektonischen Baustile (z.B. Pull-apart Strukturen) aber auch auf die Deformationsmechanismen und Gesteinstexturen kleinerer Elemente wie Harnische und Ganggesteine, deren Aufnahme und Ansprache zum geologischen Handwerkszeug gehören.

Für die Entwicklung des Es Safya Grabens wurden kinematische Vorgänge angenommen, die mit dynamischen Ursachen in Zusammenhang stehen, die den Großraum des kristallinen Nordkordofanblockes und den sedimentären Beckenbereich zwischen dem Ostrand dieser Struktur und dem Bayuda Basement, sowie die südlich gelegene Zone der großen Riftgräben strukturell prägten.

Die komplexe Geschichte der Öffnung des Zentral- und Südatlantiks und kratonale Kollisionsprozesse führten zu zeitlich und kinematisch unterschiedlich ablaufenden Bewegungen an der CAFZ, die vom Perm an für die intraplattentektonische Entwicklung in Zentralafrika zwischen Kamerun und der Bayuda Wüste eine maßgebliche Bedeutung hatten (Kap.5.2). Auf dem Nordkordofanblock sind ebenfalls zwei Scherzonen angelegt worden – die UBSZ und die SSZ (Kap. 5.4), die als konjugierte Störungssysteme der CAFZ aufgefaßt werden können. Ob Bewegungen an diesen regional näher zum Es Safya Graben gelegenen Blattverschiebungszonen und letztlich ursächlich an der CAFZ auch zur Entwicklung des Es Safya Grabens geführt haben, soll im Rahmen dieser Arbeit geklärt werden. Der komplizierte Bau dieser Struktur, die als integraler Teil einer Mega-Störzone die Komplexität der strukturellen und kinematischen Elemente von Blattverschiebungen und Scherzonen widerspiegelt, wurde bereits bei Satellitenbildbetrachtungen vermutet und konnte bei ersten Geländeuntersuchungen bestätigt werden.

### 7.1 Blattverschiebungen, Geometrie und Kinematik

Cloos (1955) und Wilcox et al. (1973) haben mit Tonmodellen die Kinematik von Scherbewegungen und die Geometrie der daraus entstehenden Strukturen dargestellt.

In der Blattverschiebungstektonik können drei Hauptstile unterschieden werden (Wilcox et al. 1973):

- Parallelverschiebungen. Krustenblöcke werden parallel an Blattverschiebungsflächen verschoben.
- Konvergente Blattverschiebungen. Blockbewegungen erfolgen schräg auf die Scherrichtung zu.
- Divergente Blattverschiebungen. Blöcke bewegen sich schräg von den Scherflächen weg.

Diese Kinematik ist absolut vergleichbar mit den von Cox und Hart (1986) beschriebenen Transformbewegungen in der Plattentektonik, wobei schräge Konvergenz transpressive Deformationen erzeugt und schräge Divergenz Transtensionen verursacht (Abb. 7.1-1a und b).

Bei lateralen Verschiebungen an einer Hauptstörung oder Scherfläche 1. Ordnung entstehen in einer Bruchzone Zweigstörungen, die mit den Hauptstörungen beliebige Winkel einschließen können. Die Richtung der Relativbewegung wird von der Orientierung der sekundären Rupturen zum Hauptstörungslinament bestimmt. Man kann unterscheiden zwischen synthetischen Störungen, die gleichen Bewegungssinn wie die Hauptstörung aufzeigen und mit dieser spitze Initialwinkel um  $15^\circ$  bilden, und antithetische Störungen, an denen Bewegungen gegensinnig verlaufen und die in Winkeln um  $75^\circ$  von der Erzeugerstörung abzweigen. Diese Zweigstörungen werden Riedel- bzw. Riedel'- Störungen (R, R') genannt. Sie können parallel gestaffelt an der Hauptgleitfläche angeordnet sein. Die spitzwinkligen R-Elemente unterstützen als Scherflächen 2. Ordnung den Bewegungssinn der Scherzone. Die stumpfwinkligen R'-Strukturen wirken der Hauptbewegung entgegen. Neben diesen Scherstörungen,

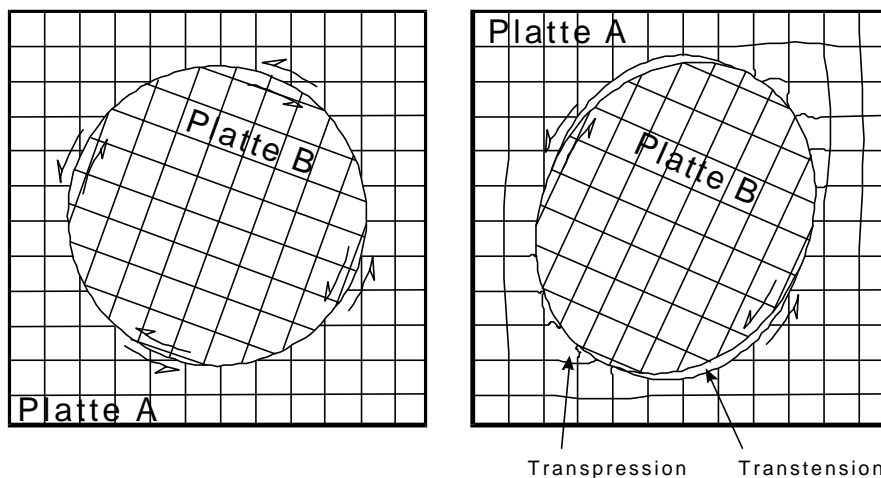
die allerdings auch Dilatationskomponenten entwickeln können, treten in den Bruchsystemen auch zwei Arten von Störungen unterschiedlicher Genese auf, die deutlich größere Extensionen bewirken. In der Literatur werden diese Strukturen als Fiederbrüche bezeichnet (Abb. 7.1-3). Ihre Größe schwankt im Zentimeter- und Kilometer-Bereich. Wie an den Endbereichen aller Störungen, wo der regionale Stress ausklingt, bilden sich auch an den Enden der Zweigstörungen hybride Extensionsscherbrüche (Eisbacher 1996). Daneben treten parallele bis subparallele reine Extensionsbrüche auf, die symmetrisch zwischen den R- und R'-Scherstörungen als Zugklüfte entstehen. Diese Fiederstrukturen, an denen es zu erheblichen Extensionen kommen kann (Möbus 1989), sind spitzwinklig gegen die Verschiebungsrichtung angeordnet. Linke (1986) beschreibt Fiedergräben aus der Rote Meer Region, die an Dehnungsstrukturen gebunden sind, die sich an linkslateralen Blattverschiebungen entwickelten.

Die Orientierung der konjugierten Scherstörung ist nicht fixiert. Bei fortschreitenden Strike-slip-Bewegungen an der Scherfläche 1. Ordnung kommt es zu Rotationen, die zu Winkeländerungen führen. So kann sich der Winkel der R-Elemente verkleinern, aber auch eine Vergrößerung des Initialwinkels der R' ist möglich. Bei den Tonversuchen von Cloos (1955) wurden Winkelveränderungen bei R'-Störungen von 60° auf 120° beobachtet.

Zum Inventar der Schersysteme gehören ferner noch P-Scher-Störungen, die in Winkeln um 10° flach zu den Hauptbewegungsflächen verlaufen. Diese Störungen werden auch Skemptonische Flächen genannt und als spiegelbildliche R'-Elemente aufgefaßt (Möbus 1989).

Die unterschiedlichen Orientierungen der Zweigstörungen und ihre differenzierte Kinematik erzeugen parallele, staffelförmige, verzweigte oder verflochtene Muster – oft mit einem morphologischen Relief - entlang einer Blattverschiebung. Da diese Arrangements im kleineren regionalen Rahmen überschaubar sind, können aus der Klassifizierung der Einzelelemente Rückschlüsse auf die Bewegungsrichtung der Hauptstörung gezogen werden, die wiederum eine Zuordnung zur überregionalen Kinematik möglich machen.

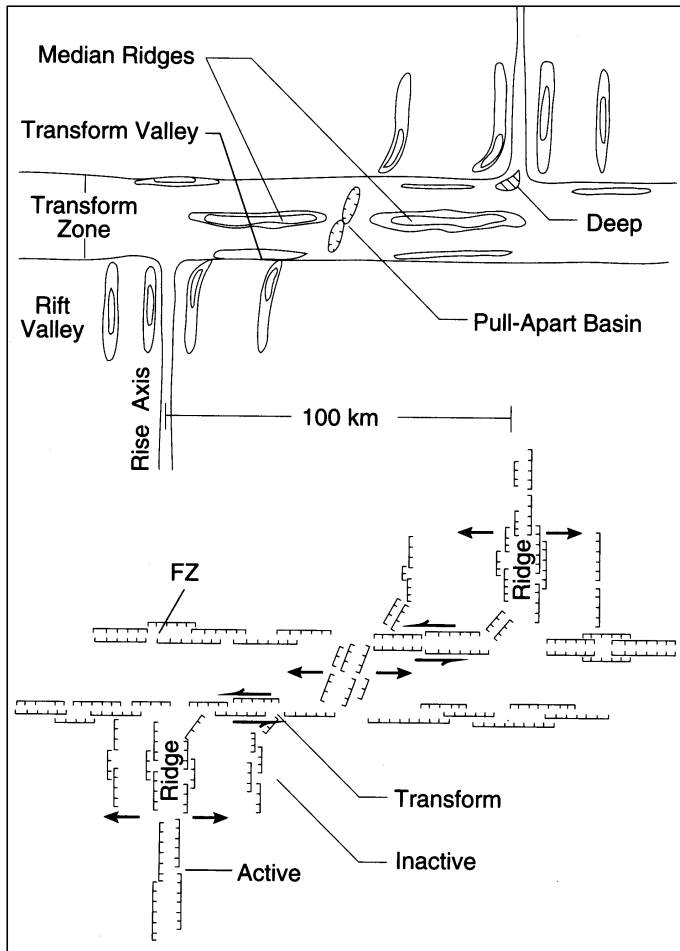
Blattverschiebungen erzeugen in Nähe der Erdoberfläche steil einfallende Störungsflächen, an denen zumeist horizontale Bewegungen ablaufen, deren Bewegungssinn von oben betrachtet als dextral oder sinistral definiert wird. Reine laterale Blattverschiebungen sind jedoch selten. Überwiegend setzt sich der Gesamtversatz aus Horizontal – und Vertikalkomponenten zusammen. Diese Mischdislokationen treten in schrägen oder obliquen Scherstörungen auf (Abb. 7.1-1a und 7.1-1b).



**Abb. 7.1-1a:** Ideale Blattverschiebung entlang vertikalen Störungen.

**Abb. 7.1-1b:** Schräge Blattverschiebung mit Kompressions- und Extensionskomponenten, die transpressive bzw. transtensive Environments erzeugen (nach Cox & Hart 1986).

Die geometrisch einfachsten Blattverschiebungen sind die ozeanischen Transformverschiebungen, welche die mechanischen, durch die Reibungsbewegungen an den Rändern der gegenseitig driftenden Platten entstandenen Stresseffekte ausgleichen (Abb. 7.1-2).



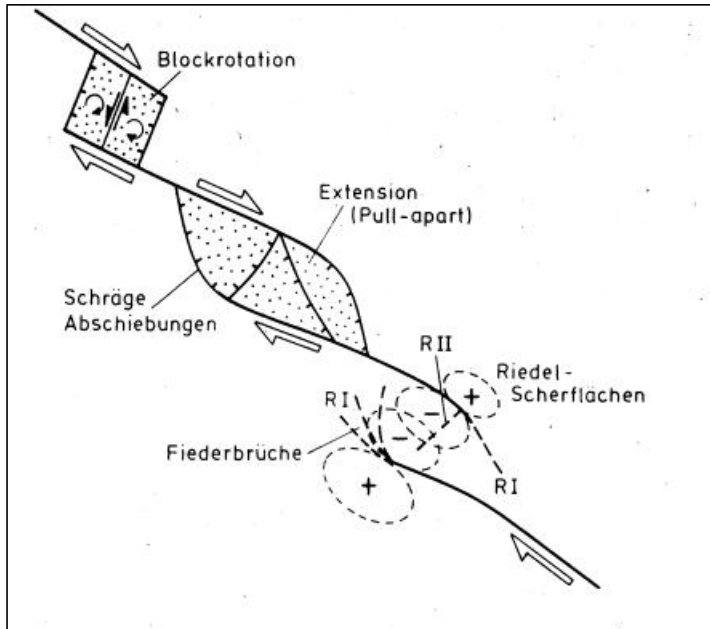
**Abb. 7.1-2:** Topographische Strukturen und Bewegungsabläufe an und zwischen Transformstörungen (nach Fox & Gallow 1984).

Wie die ozeanischen Transformstörungen bilden auch die kontinentalen Megatransforms (Transcurrent faults) Plattengrenzen (z.B. San Andreas Störung/Kalifornien, Motagua Störung/Guatemala). Diese Großstrukturen sind tausende von Kilometern lang und haben hunderte von Kilometern von Strike-Slip-Verschiebungen bewirkt. Im Streichen dieser Störungen wechseln sich konvergente und divergente Segmente ab. Aus zugeordneten Blattverschiebungen bilden sich Auf- und Abschiebungsstrukturen.

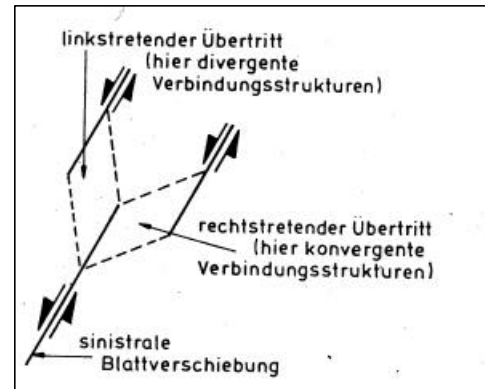
Noch komplexere Systeme von Seitenverschiebungen entwickeln sich in intrakratonalen Kollisions- oder Extensionszonen. Hier kann es zu einer seitlichen Verschiebung verdickter oder ausgedünnter Krustenbereiche in Form von blockartigen Fluchtschollen zwischen seitlich begrenzenden dominierenden Blattverschiebungssystemen mit gleichem oder unterschiedlichen Bewegungssinn kommen. Ein Beispiel hierfür ist die anatolische Fluchtscholle. Kleinere Blattverschiebungen übernehmen auch als Transferstörungen Übertragungsfunktionen am Ende von Abschiebungs- oder Überschiebungssegmenten, in dem sie Extensions- bzw. Kompressionskomponenten auf benachbarte Strukturen transferieren. In den Krümmungsbereichen oder an Verbindungsstrukturen zwischen den Endbereichen gestaffelter oder paralleler Horizontalverschiebungen kommt es zur Ausbildung von Extensions- oder Kompressionsformen. Abhängig von der Krümmungsgeometrie und dem Bewegungssinn unterscheidet man befreiende oder blockierende Krümmungen, die Transtension bzw. Transpression bewirken (Abb. 7.1.-3). Aufgrund unterschiedlicher Übertrittsrichtungen – links oder rechts – der Verbindungsstörungen in Bezug auf den Bewegungssinn der Hauptverschiebungen bilden sich divergente oder konvergente Übertrittszonen (Abb. 7.1-4). An befreienden Krümmungen und



divergenten Übertritten kommt es zu Absenkungstümpeln und Pull-apart-Becken, an blockierenden Krümmungen und konvergenten Übertritten zu Druckrücken bzw. Push-ups. Bedingt durch den kinematischen Tiefgang sind Übertrittszonen oft für die Platznahme von granitoiden Plutonen oder den Aufstieg von Gneisdomen prädestiniert. Die Übertritte können an Zweigstörungen oder konjugierte Störungen gebunden sein.

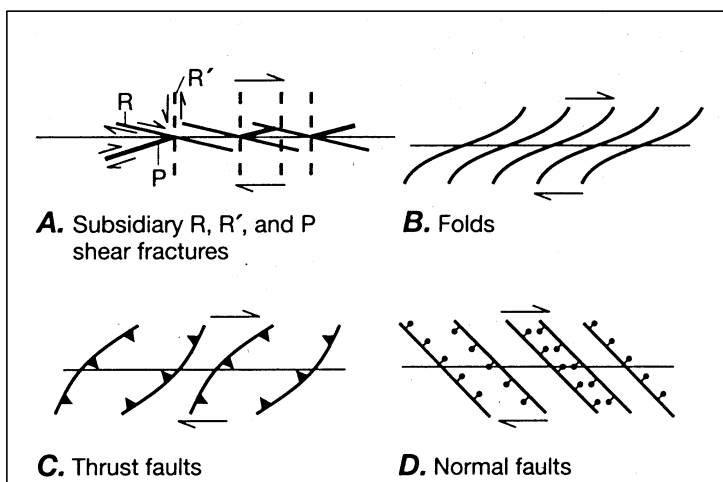


**Abb. 7.1-3:** Progressive Entwicklung an einer befreienden Krümmung einer Blattverschiebung zu einer Pull-apart-Struktur im Bereich dextraler Transtension (nach Eisbacher 1996).



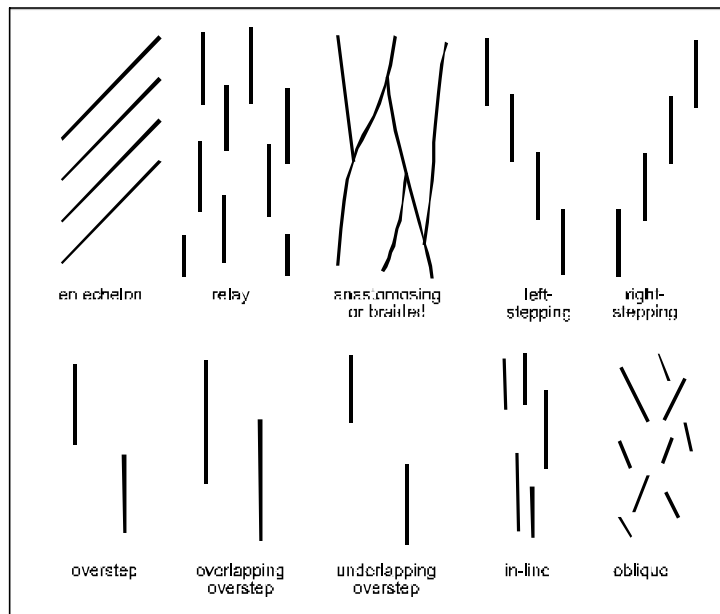
**Abb. 7.1-4:** Divergente und konvergente Übertrittszonen an einer sinistralen Blattverschiebung (nach Eisbacher 1996).

Auch ohne Übertritte zwischen Störungssegmenten oder an Krümmungen im Verlauf der Hauptstörung treten Faltenstrukturen, Aufschiebungen und Normalstörungen an gradlinigen Hauptblattverschiebungen auf (Twiss & Moores 1992). Diese in 45° Richtung der Relativbewegung en echelon angeordneten Strukturen repräsentieren Kontraktions- oder Extensionskomponenten, die schräg zur Hauptscherung gerichtet sind und rechtwinklig zum Streichen der Sekundärstrukturen. Bei den Normalstörungen zeigt die Winkelspitze zur Hauptstörung in Richtung der Relativbewegung (Abb. 7.1-5).



**Abb. 7.1-5:** Strukturen entlang Blattverschiebungen und ihre Orientierungen relativ zum Schersinn (nach Twiss & Moores 1992).

Parallelstörungen, Relay- oder In-Line-Strukturen genannt u.a. Strukturgeometrien (Woodcock & Schubert 1994) entstehen durch Aufteilung des Strains neben oder zwischen den Hauptstörungen (Abb. 7.1-6)



**Abb. 7.1-6:** Strukturgeometrien in Blattverschiebungszonen (nach Woodcock & Schubert 1994).

Die progressive Entwicklung und laterale Ausbreitung von Blattverschiebungen zu Störungszonen während der Deformationsphasen und vor allem die Ausbildung bewegungsverstärkender synthetischer Bruchflächen an den Hauptgleitstörungen ermöglichen Relativbewegungen, die laterale Verschiebung großer kohärenter Gesteinsblöcke von vielen Kilometern erzeugen können.

### Scherzonen

Zu Scherzonen werden durch relative Scherbewegungen entstandene Strukturen gleichen tektonischen Ursprungs zusammengefaßt. Ihre Dimensionen reichen von im Dünnschliff erkennbaren transgranularen Deformationserscheinungen über im Aufschluß ansprechbare Form- und Orientierungsveränderungen mit Zentimeterversätzen, bis zum „Upscaling“ der die Kontinente durchlaufenden Transformsystemen mit bis zu 250 km Breite und Versatzbeträgen in Größenordnungen von zehn bis zu hunderten von Kilometern. Zu diesen Megastrukturen gehören z.B. das San Andreas Blattverschiebungssystem und die in dieser Arbeit beschriebene CAFZ (Kap. 5.2).

Größere Scherzonen werden meist durch mehrere parallel bis subparallel verlaufende Blattverschiebungen gebildet. Die konjugierten Störungssysteme an den Hauptscherflächen und die durch Übertritte erzeugten Transtensions- und Transpressions-Strukturen bewirken ein komplexes Erscheinungsbild. Scherzonen können nach ihrem gebirgsmechanischen Verhalten grob in zwei Haupttypen untergliedert werden: Spröde Scherzonen, in denen Deformation und Dislokation durch Gesteinsversagen nach Überschreiten der Bruchfestigkeit eintritt, und duktile Scherzonen, in denen das Versagen durch Überschreiten der Fließfestigkeit bewirkt wird. Dazwischen gibt es Übergangsformen.

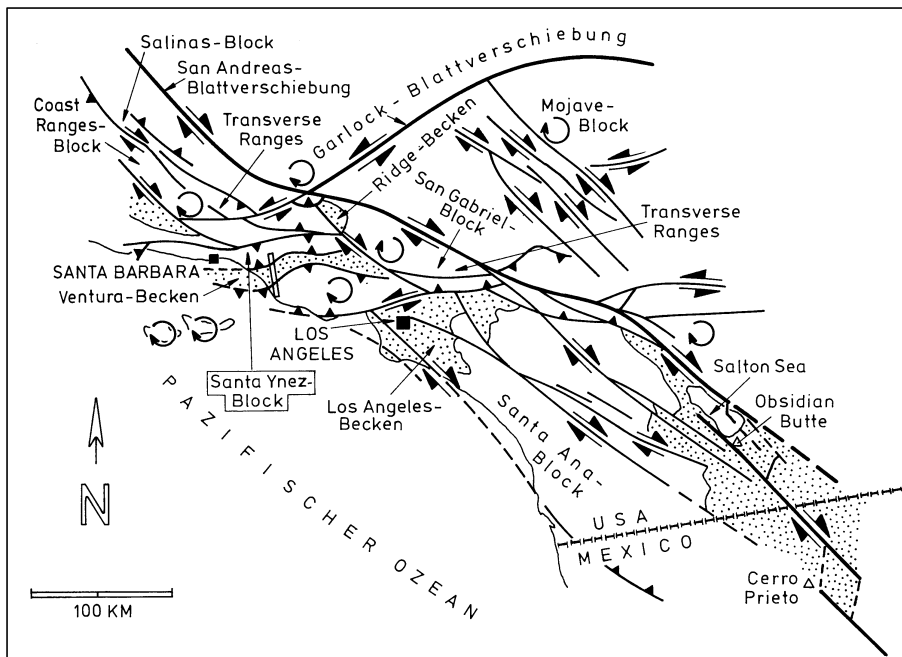
Spröde Scherzonen reichen bis zu 10 km tief in die Kruste. Die vielen zugeordneten Störungen bewirken eine starke Bruchdeformation der Gesteine. Typisch für diese Bereiche ist auch Brekzienbildung (Kap. 7.3.1). Die Schersysteme können schmaler oder breiter werden, wenn Einzelstörungsstränge zusammenlaufen oder sich gabeln. Unterschiedliches mechanisches Verhalten der Gesteine im Störungsverlauf beeinflusst ebenfalls die Geometrie. So kommt es zu einer Verengung der Zone zwischen rigiden Plutonkörpern oder zu einem Umlaufen dieser kompetenten Komplexe (Kap 7.4.1). Die Randzonen zeigen einen diskontinuierlichen scharfen Übergang zu den undeformierten Gesteinsserien.

Duktile Scherzonen werden durch Scherbewegungen in mittleren bis unteren Krustenbereichen und in der Astenosphäre angelegt.

Die Temperaturen und der Druck in diesen Zonen ist so hoch, daß der Stress nicht durch Störungs- oder Bruchverformung abgebaut wird, sondern ein duktiler Fließen bewirkt. Die meisten duktilen Scherzonen werden unter Metamorphose-PT-Bedingungen gebildet. Die gescherten Gesteine weisen deshalb metamorphe Texturen wie Foliationen und Lineationen auf und beinhalten metamorphe Mineralvergesellschaftungen.

Die Überlagerung von intensivem Scherstress, Metamorphose und Fluidzufuhr macht sowohl die Identifizierung des Ausgangsmaterials als auch eine petrologische Zuordnung der überprägten Gesteine in vielen Fällen unmöglich, deshalb wird für sie oft die Bezeichnung metamorphe Tektonite verwendet (Kap. 7.3.1). Die Strainabnahme an den Rändern duktiler Scherzonen erfolgt kontinuierlich, d.h. es entstehen keine physikalischen Brüche, sondern plastische Verformungen wie Ausdünnungen und Flexuren.

Die Übergangsformen zwischen spröden und duktilen Scherzonen sind komplex. Diese Typen zeigen sowohl Spröd- als auch Duktilcharakteristika, die oft vom rheologischen Verhalten der beanspruchten Gesteine abhängen (z.B. Granit und Sandstein reagieren anders auf Stressbeanspruchungen als Marmor oder Salz). Ein Wechsel der physikalischen Bedingungen durch Heraushebung oder Absenkung erzeugt unterschiedlichste Strukturen in ein und derselben Scherzone. Auch durch Veränderungen der PT-Bedingungen zwischen der Erstentstehung und einer späteren Reaktivierung kann es zu einem Nebeneinander von Spröd- und Duktilstrukturen in der gleichen Scherzone kommen (Kap. 7.3.1). Ein wichtiges Klassifizierungsmerkmal in Halbsprödzonen ist das Auftreten von durch duktile Mechanismen entstandene Faltung neben spröden Bruchdeformationen.



**Abb. 7.1-7:** Komplexe tektonische Strukturen im San Andreas Blattverschiebungssystem (nach Eisbacher 1996).

Wenn man das komplexe Bild der San Andreas Blattverschiebungszone (Abb. 7.1.-7) mit gleich- oder gegensinnigen, parallel oder in unterschiedlichen Winkeln zueinander angeordneten Haupt- und Sekundärstörungen, mit dem Wechsel von transtensionellen und transpressiven Formen, mit Auf-, Ab- und Überschiebungen betrachtet, sollte man beachten, daß alle diese Störungen auf Bewegungs-

abläufen beruhen, die nicht älter als Tertiär sind. Wenn man das komplexe Störungsmosaik des Nordkordofanblocks im Bereich der CAFZ nicht nur unter struktureologischen Aspekten betrachtet, sondern auch den Zeitraum der Entwicklungsgeschichte einbezieht (Kap. 5.4), wird verständlich, daß neben der großräumigen Satellitenbildinterpretation auch die Geländeaufnahme der kleinsten individuellen tektonischen Strukturen und die Deutung ihrer kinematischen und stratigraphischen Beziehungen zueinander eine grundsätzliche Voraussetzung ist für die einigermaßen realitätsnahe Zusammensetzung des Deformationspuzzles der Gesamtregion.

## 7.2 Datenmaterial und Arbeitsgrundlagen

Die Grundlagen für die Rekonstruktion der strukturellen, kinematischen und geochronologischen Entwicklung des Es Safya Grabens waren:

- Information aus visuellen Satelliten- und Luftbilddauswertungen
- Struktureologische Befunde der Geländearbeiten
- Bohrlochdaten
- Geologische Interpretation geophysikalischer Meßdaten
- Petrologische, sedimentologische und paläontologische Resultate mit Relevanz für Tektonik und Geochronologie
- Ergebnisse der Altersbestimmungen der anorogenen Syenite

Durch die kombinierte Interpretation der Ergebnisse der unterschiedlichen Untersuchungen sollte sowohl die Grabengeometrie in Bezug auf die Tiefenlage des Basements, der lateralen Ausdehnung und dem Strukturstil der Randstörungen erfaßt als auch die kinematische und geochronologische Entwicklung des Es Safya Grabens geklärt werden.

Anfang der 90er Jahre erschienen die Veröffentlichungen neuer Arbeiten zu den unterschiedlichsten Fragestellungen im Großraum Nordkordofan. Die Ergebnisse dieser Forschungen und deren kritische Beurteilung in bezug auf die Problematik der vorliegenden Arbeit brachten wiederholt neue überprüfungswürdige Aspekte, und trugen im Endergebnis zu einer schlüssigen Interpretation der tektonischen Entwicklung des Untersuchungsgebietes bei.

### 7.2.1 Tektonische Modelle

Mit den o. g. analytischen Daten und Interpretationen wurden synthetische tektonische Modellvorstellungen entwickelt. Da das Datenmaterial während der Untersuchung zu unterschiedlichen Zeiten in unterschiedlicher Qualität vorlag, besaßen die jeweiligen Ausgangsmodelle unterschiedliche Aussagekraft. Durch fortlaufende Verfeinerungen und Modifizierungen ergab sich eine schrittweise Entwicklung von geometrischen zu kinematischen und letztlich dynamischen Modellen.

**Geometrisches Modell** - Zur dreidimensionalen Erfassung der Gesteinsverteilung bzw. der Form der Grenzflächen und Kontakte wurden die zweidimensionalen geometrischen Indikatoren (Lineationen) der Bildauswertungen (Kap. 3.1.4) und Oberflächenkartierungen sowie die Tiefenangaben aus Bohrlochdaten der drei im Untersuchungsgebiet abgeteuften Grundwasserbohrungen und die Ergebnisse der geophysikalischen Messungen herangezogen. Neben den absoluten Daten und Interpretationen gingen aufgrund teilweise geringer Datendichte auch Extrapolationen in dieses synthetische Modell ein. Neben der Erfassung der regionalen Raumbeziehung der am Aufbau der Grabenstruktur beteiligten Gesteinsbereiche, war die Volumenbestimmung des Sedimentinhaltes für die Grundwasservorratsberechnung von Bedeutung (Kap. 10.3.1).

**Kinematisches Modell** - In einem kinematischen Modell soll mit Hilfe kinematischer Analyse tektonischer Elemente die rezente räumliche Anordnung von Gesteinen und Struktur in einem geome-

trischen Modell als Resultat von durch Bewegungen hervorgerufenen Deformationsereignissen dargestellt werden (Eisbacher 1996).

Für die Klärung kinematischer Abläufe in Bezug auf die Strukturentwicklung des Es Safya Grabens dienten vor allem Geländebefunde, wie die Aufnahme kinematischer Indikatoren in Störungen (horizontaler und vertikaler Versatz, Harnische). Aber auch aus den Satellitenbildern konnten aus der Zuordnung von Einzelstörungen zu Störungssystemen kinematische Informationen entnommen werden. Geophysikalische Untersuchungen bei der Identifizierung von Scherstörungen lieferten ebenfalls wichtige Beiträge.

**Dynamisches Modell** - Unter diesem Begriff wird hier die Zuordnung der Geometrie und der regionalen Kinematik der Es Safya Struktur zu einem überregionalen Spannungsfeld als Entstehungsvoraussetzung für die Grabenentwicklung verstanden. Hierfür wurden Auswertungen der Störungs- und Kluftrichtungen der Geländeuntersuchungen sowie die Richtungsstatistik der Lineationen aus Satellitenbildern herangezogen. Mit den Harnischdaten wurde eine Paläospannungsanalyse durchgeführt (Kap. 7.6.2).

Die zeitliche Abfolge der tektonischen Vorgänge konnte durch absolute Altersbestimmungen und stratigrafische Daten (Kap. 6.1.5 und 6.2.5) eingegrenzt werden. Die tektonischen Modelle sollten durch die Aussagen zur Geometrie, Kinematik und Dynamik der Grabenstruktur einen Vergleich mit dem Strukturstil der überregionalen tektonischen Provinzen ermöglichen (Kap. 9.1, 9.5).

Auch aus geometrischen und kinematischen Analogien mit Strukturen unterschiedlichen Alters und unterschiedlicher Lithologien in geographisch weit entfernten Regionen sowohl in Afrika, aber auch in Europa und Nordamerika sind Rückschlüsse auf die Genese-Mechanik gezogen worden. Die Kompilation der sich integrierenden Ausgangsmodelle in einem Endmodell sollte zur Klärung regionalspezifischer Fragestellungen beitragen und letztlich einen Baustein für das komplexe überregionale geodynamische Großmodell im Nordsudan darstellen.

## 7.2.2 Geophysikalische Modelle

Die Ergebnisse der geophysikalischen Geländearbeiten gingen vor allem in die Entwicklung der geometrischen Modelle ein (s.o.). Um die bei den Messungen erhaltenen geophysikalischen Meßwerte in tektonische Modelle einbeziehen zu können, müssen zuerst geophysikalische Modelle berechnet werden, die schließlich geologisch gedeutet in tektonische Modelle übertragbar sind. Auch bei der geophysikalischen Modellierung geht der jeweilige Wissensstand ein, es kommt somit zu fortschreitenden Verfeinerungen. Die Komplexität dieser Arbeiten sei im folgenden kurz beschrieben.

Die Geophysik erfaßt in ihren Messungen physikalische Größen, wie zum Beispiel Strom und Spannung, die zeitliche Ableitung der Bodenbewegung oder die Intensität des magnetischen Feldvektors. Aus diesen physikalischen Meßgrößen soll in einem ersten Schritt ein physikalisches Modell des Untergrundes hergeleitet werden. Dieser Vorgang wird in der Regel als Inversion der geophysikalischen Meßdaten bezeichnet. Hierbei ist jedoch zu beachten, daß eine direkte Inversion der Daten oft nicht möglich ist. D.h. es existiert keine eindeutige Lösung des inversen Problems oder eine analytische Lösung ist nicht verfügbar. Beispiele hierfür sind geoelektrische Sondierungen: Eine direkte Inversion ist nur für den eingeschränkten Fall der 1D Struktur mit ebenen Schichtgrenzen möglich, und selbst mit dieser Einschränkung existieren im Bereich des Meßfehlers noch äquivalente Modelle.

Die Entwicklung eines physikalischen Modells aus dem gemessenen Datensatz wird daher oft über den Umweg der Vorwärtsmodellierung beschritten. Hierbei wird ein synthetisches Modell generiert und anschließend in einer Vorwärtsrechnung die dazugehörige Meßkurve erzeugt. Diese kann nun mit der tatsächlich gemessenen Kurve verglichen werden. Anschließend werden die Parameter des Modells solange verändert, bis eine optimale Anpassung erreicht ist. Der Vergleich zwischen synthetischer Meßkurve und Feldmessung kann auf verschiedene Weise erfolgen, ein oft verwendetes

Verfahren ist die Methode der kleinsten Fehlerquadrate. Auch die iterative Anpassung, die zu einer sukzessiven Verbesserung zwischen Modell und Feldkurve führen soll, kann über unterschiedliche Algorithmen erfolgen, als Beispiele seien die Gradientenmethode oder genetische Algorithmen genannt, deren Verwendung weit verbreitet ist. Diese Vorgehensweise, d.h. die Vorwärtsmodellierung mit iterativer Anpassung an den Datensatz wird ebenfalls als Inversion bezeichnet. Auch hierbei besteht natürlich das Problem der Nichteindeutigkeit, welches bedeutet, daß zwei unterschiedliche Modelle die gleiche Meßkurve erzeugen können. Da eine direkte Inversion oft nicht möglich ist, wird in der Mehrzahl der Fälle in der Geophysik der Weg über die Vorwärtsmodellierung beschritten. Bekannte Beispiele sind Finite Differenzen Berechnungen zur Modellierung von Wellenverfahren (Seismik, GPR, MT).

In einem weiteren Schritt muß nun jedoch noch das so erhaltene physikalische Modell in ein geologisches Modell übertragen werden. Dieses stellt ebenfalls ein inverses Problem dar. Auch hier existiert das Problem der Mehrdeutigkeit, so läßt beispielsweise die seismische Geschwindigkeit keine direkte Zuordnung auf die Lithologie zu. Abhilfe zur Lösung dieses inversen Problems schafft nur die Kombination verschiedener Verfahren und das Einbringen geologischer Vorkenntnisse, die letztlich für die Qualität des Modells verantwortlich sind. Die geophysikalischen Untersuchungen und die geologischen Interpretationen der Ergebnisse sind im Kap. 8.5 dargestellt.

### 7.2.3 Information aus visuellen Satelliten- und Luftbilddauswertungen

Visuelle Bildinterpretationen lassen sich untergliedern in Vorinterpretationen, die vor den nacheinander folgenden Geländeeinsätzen mit jeweils unterschiedlichem Wissensstand durchgeführt werden – sie bilden die Basis der geometrischen - und teilweise der kinematischen Arbeitsmodelle – und in Endauswertungen, die mit Einbeziehung aller Fernerkundungsinformationen, auch der statistisch erfassten und digital bearbeiteten Bilddaten, und anderen wissenschaftlichen Ergebnissen zur dynamischen Endinterpretation führen.

Eine Vorinterpretation basiert auf der analogen, visuellen Auswertung von Luft- und Satellitenbildern und sollte immer zur Vorbereitung geowissenschaftlicher Geländearbeiten – vor allem in unbekanntem Gebieten – gehören. Die Qualität einer Vorinterpretation ist abhängig vom vorhandenen Fernerkundungsmaterial und dem Informationsstand des Interpreters. Die Vorinterpretation soll einen ersten Überblick über das topographische, morphologische und geologisch-tektonische Inventar des Untersuchungsgebietes liefern. Besonderer Wert kommt einer Vorinterpretation bei der Planung der logistischen Abläufe der Geländearbeiten zu, das sind Routenplanung, Versorgung (Lebensmittel, Trinkwasser, Treibstoff usw.), Basecampanlage, Profillegung, zeitlicher Ablauf der Untersuchungen, Koordination der Meßverfahren usw. (Zugegebenermaßen kann sich diese Planung nach ersten Geländeeindrücken als problematisch oder sogar irrelevant erweisen). Wissenschaftliche Interpretationen im Rahmen einer ersten Vorinterpretation sind skeptisch zu beurteilen und ihre Qualität ist nach Fragestellungen unterschiedlich zu wichten. So sind Aussagen zu lateralen oder sogar vertikalen Verteilungen von geologischen Einheiten meist spekulativ. Erste hypothetische Abgrenzungen und Unterscheidungen sind jedoch möglich. Die Gefahr von Fehl- und Überinterpretationen muß hier immer bewußt sein. Lineamente größerer Länge sind auf den Bildern augenfällig, deshalb ist die Entwicklung von groben tektonischen Arbeitsmodellen bereits in einer Vorinterpretation meist einfacher und realitätsnäher als die Postulierung anderer geologischer Ansätze (Kap. 3.1.4). Die sich nach jeweiligem Wissensstand mit wachsender Interpretationssicherheit nach jeder Geländebefahrung entwickelnden Vorinterpretationen sind letztlich die Basis der abschließenden Bildauswertung, die durch Einbeziehung aller petrologischen, sedimentologischen, paläontologischen, faziellen, tektonischen und strukturellen sowie geophysikalisch relevanten Gelände- und Laborergebnisse optimiert wird.

Für die Vorinterpretation, als Orientierungshilfe im Gelände und für die abschließende tektonische Analyse standen Landsat MSS-3-Kanal Farbkombinationsbilder (Kanäle 4,5,7) zur Verfügung, die das Untersuchungsgebiet weiträumig in den Maßstäben 1:500.000 (1 Bild) bzw. 1:250.000 (2 Bilder) abdeckten (Abb. 7.2-1, Landsat- und Work Sheet Index). Die Daten dieser Szenen aus der ersten Land-

sat-Generation 1972 und 1973 bildeten auch die Grundlage der vier Arbeitsblätter im Maßstab 1:250.000: Umm Suneita, Es Safya, Sodiri und Kagmar (List et al. 1983, 1990, Meissner et al. 1987, 1990). Dieses Kartenmaterial diente anfänglich hauptsächlich zur Information über die Morphologie und Topographie sowie für die Entnahme der regionalen Bezeichnungen und Namen von Landschaften, Bergen, Wadis, Orten usw., später dann als Basis der geologischen und tektonischen Aufnahmen sowie der Eintragungen der geophysikalischen Meßprofile. Luftbilder (Maßstab 1:40.000) des Sudanesischen Survey Departments, die Teilbereiche des Untersuchungsgebietes abdecken, standen leider erst ab 1992 zur Verfügung und wurden dann bei speziellen Fragen herangezogen. Im Rahmen der Vorinterpretation für den ersten Geländeeinsatz im Herbst 1989 sollten, neben für logistische Fragen wichtige Informationen (s.o.), die auffälligsten Bildelemente erfaßt und nach bestem „Wissen und Gewissen“ klassifiziert werden.

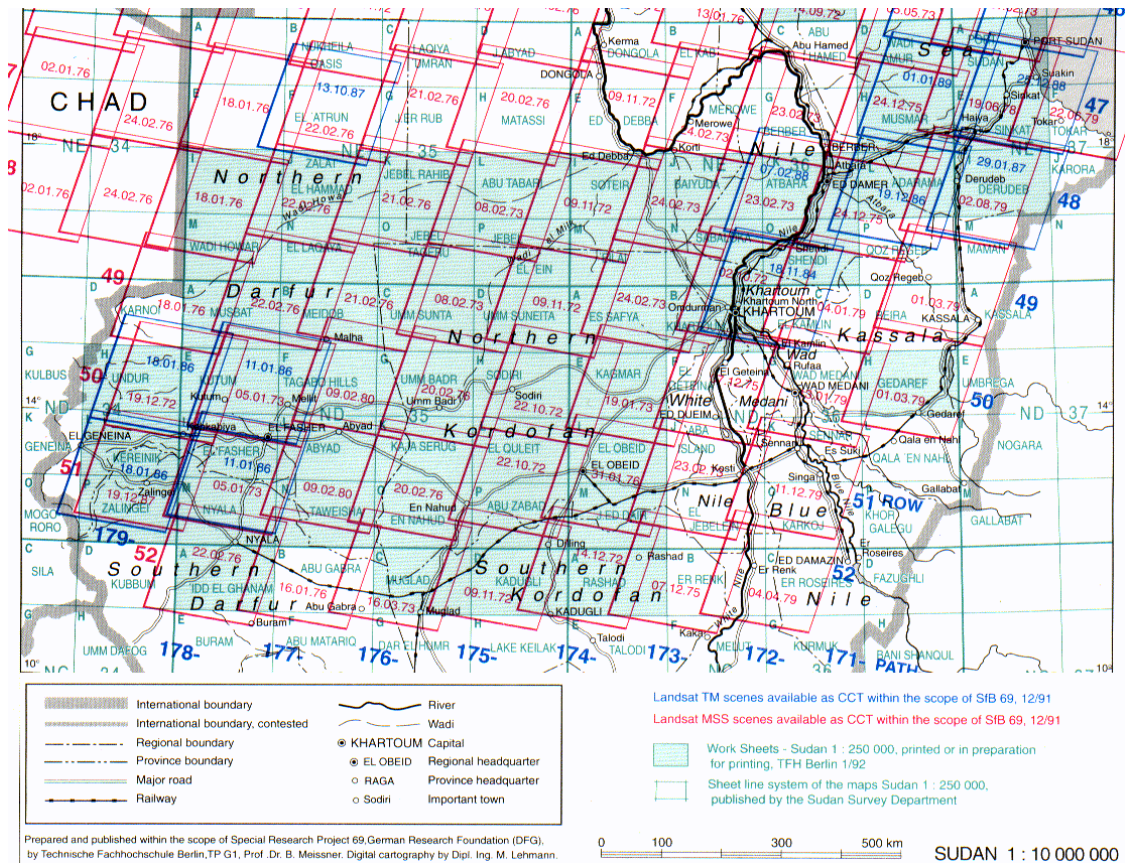


Abb. 7.2-1: Landsat Index für den Sudan.

Bei ersten Betrachtungen der Satellitenbilder (Abb. 4-9, 4-10) fielen als auffälligste Bildelemente markante Lineamente mit zwei unterschiedlichen Streichrichtungen auf. Im südlichen Arbeitsgebiet verlaufen mehrere parallele aus Einzelementen von unterschiedlichen Längen bis zu 5 km zusammengesetzte Reihen vom Südwesten her bis zu den Nahud Bergen mit einem Streichen von etwa 62°. Nordwestlich davon sind ebenfalls Strukturen mit kettenartig aneinandergereihten Gliedern prägnant, die in einer Streichrichtung um 35° vom Südwesten her bis zum Gebel el Hursh eindeutig verfolgbar sind.

Beide morphologisch eindeutig positive Lineationen wurden als Störungsbergreihen in unterschiedlichen Störungssystemen interpretiert. Schandelman und Richter, die 1987 bereits im Großraum des Nordkordofanblocks strukturgeologisch arbeiteten, benannten in ihrer 1991 erschienenen Arbeit die Zonen nach südwestlich des hier bearbeiteten Gebiets gelegenen Ortschaften „Umm Badr Scherzone“ bzw. „Sodiri Scherzone“ (UBSZ, SSZ, Kap. 5.4, 7.4.1; Abb. 7.4-1).



Neben den Bergreihen ist auch das Erscheinungsbild der Wadis sehr prägnant. Bedingt durch den Bewuchs sind sie als braun-schwarze Streifen abgebildet, die Breiten bis zu 2,5 km erreichen können. Auffällig ist das unterschiedliche Streichen. Im Nordbereich des westlichen Randes der vermuteten Grabenstruktur streichen die Hauptwadis (Wadi el Merikh, Wadi er Ril, Wadi Qureiwid er Rah) in Sodiri Richtung (um  $35^\circ$ ) parallel zu den Störungshügelketten und münden in ein NW-streichendes Wadi (Wadi el Figheigh). Der zu den übrigen Hauptwadis nahezu rechtwinklige Verlauf dieses Wadis wurde als Hinweis auf den möglichen westlichen Randbereich des Grabens interpretiert. Südlich der Nahud Berge ändert sich, vermutlich unter dem Einfluß der Umm Badr Scherzone, die Wadistreichrichtung auf  $50^\circ$  bis  $75^\circ$ . Im äußersten Süden verlaufen die Wadis überwiegend nach Westen aber südlich des Gebel Abu Hadid sind auch markante südlich verlaufende Wadis vorhanden (Kap. 7.4.3). Auf dem Nordostrand des postulierten Grabens fließt ein Wadi (Wadi Safya) teilweise in Streichen der vermuteten Struktur (um  $160^\circ$ ), ansonsten treten hier keine markanten Wadis auf. Der nordwestliche und das südöstliche Grabenende wurden ebenfalls anhand von Wadiverläufen (Wadi et Tin, Wadi Maghad) vage vorinterpretiert.

Die Satellitenbildbetrachtungen in Bezug auf die Richtung ließen vermuten, daß sich zumindest die großen parallel bis subparallel oder rechtwinklig zueinander verlaufenden Hauptwadis störungsorientiert gebildet haben. Für die Feldarbeiten war die Identifizierung des Drainagesystems eine große Orientierungshilfe. Aus den vermuteten Fließrichtungen der Wadis konnten bereits vorab auch Hinweise auf die zu erwartenden Reliefverhältnisse gezogen werden.

Als weitere hervortretende Strukturen fallen auf den Bildern die großen schwarzen Areale der bergbildenden alkalinen Komplexe auf: Gebel el Hursh und Gebel Abu Hadid (beide in deutlicher Ringform), der Gebel Umm Duraq, die Nahud Berge (Gebel en Nahd er Rihani und Gebel en Nahd es Sidani) und vor allem das ausgedehnte Haraza Massiv (Kap. 4.6.1). Diese Strukturen sind bereits von Delany (1958), Vail (1987) und anderen erwähnt worden. Später kamen weitere Arbeiten hinzu, die Aussagen zum anorogenen Magmatismus lieferten: Vail (1989), Schandlmeier & Richter (1991), sowie Müller-Sohnius & Horn (1994), Höhdorf et al. (1994) und Küster (1997).

Eine im vermuteten Grabenbereich gelegene auffällige schwarze Struktur wurde von Gläser (1987) aus dem Satellitenbild als ein zum Basement gehörender Inselberg interpretiert. Aus der Schwarzfärbung kann hier auf anstehendes Gestein geschlossen werden, da Lockersedimente einen deutlich größeren Reflexionskoeffizienten aufweisen. Durch engen Schattenwurf in Bergregionen kann zusätzlich eine Dunkelfärbung dieser Gebiete auf den Satellitenbildern erfolgen, auch die Ähnlichkeit der Struktur mit den nahen Bergen der anorogenen Komplexe rechtfertigt diese Deutung (s. o.). Einige Kollegen haben diese Region als Vegetationsfläche aus den Satellitenbildern interpretiert, auch dieses entbehrt nicht einer gewissen Logik (Kap.3.1.4).

Eigene Interpretationen von Satellitenbildern aus Gebieten mit überwiegend kretazischen Sedimenten (z.B. Humarbecken, Dongola Region) haben jedoch gezeigt, daß Dunkelfärbung auch durch flächenhafte eisenreiche Verwitterungskrusten und Wüstenlackbildungen erzeugt werden können, welche die spektralen Signaturen der Gesteine stark verändern und somit die darunter anstehenden hellen Gesteine maskieren. Ebenso wie dieses Gebiet – in den topographischen Karten „El Kerker“ benannt – wurden deshalb auch die schwarzen oft gezackten in unterschiedliche Richtungen streichenden Lineamente mit verschiedener Breite, die sich ebenfalls stark von den gelben Flächen im vermuteten Grabenbereich abheben, als möglicherweise zum sedimentären Inventar gehörend angenommen, wobei die letzteren als Störungslinierungen vorinterpretiert wurden, deren Schwarzfärbung auf höhere Eisen- und Mangengehalte der Gesteine in Störungszonen mit erhöhter Wasserzirkulation zurückzuführen sein sollte.

Die Heterogenität dieser vermuteten Störungsmuster – vor allem im Südostrandbereich der postulierten Struktur - impliziert das Vorhandensein komplizierter tektonischer Abläufe.

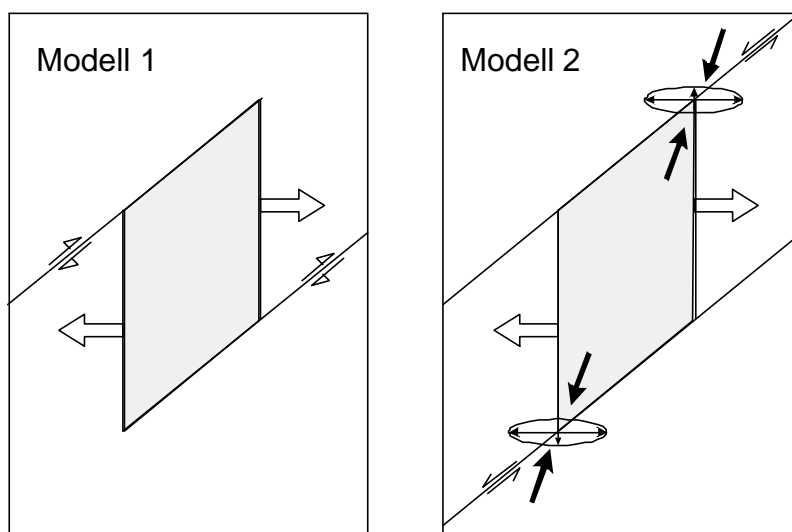
Ob aus den hellen gelblichen Farbtönen nur auf quartäre bzw. rezente Bedeckungsablagerungen geschlossen werden konnte oder ob sie auch anstehende Sedimente repräsentieren war vorab nicht interpretierbar. Wie in Kap. 4.6.1 bereits erwähnt, zeigen die Längsdünen westlich des Haraza Komplexes auffällige Lineamente auf den Bildern, aus denen einmal die Hauptwindrichtung zu interpretieren ist, deren positive Formen aber auch auf eine schwierige Befahrbarkeit schließen läßt, was sich leidvoll im Gelände bestätigt hat. Alle grauen bis graugrünen, auf anderen Abspielungen violetten Flächen, die den weitaus überwiegenden Teil der Bilder bedecken, wurden vorerst als undifferenziertes Basement bezeichnet.

Die Problematik von Vorinterpretationen zeigt beispielhaft das Kerker Plateau, wo spezielle lithologische Reflektionsparameter falsche Interpretationsaussagen in bezug auf Relief oder Bewuchs verursachen können. Erste Geländebefahrungen haben gezeigt, daß hier mit Eisenkrusten bedeckte, stark geklüftete Sedimente anstehen.

### 7.2.3.1 Tektonische Ausgangsmodelle aus Satellitenbildvorinterpretationen

Neben der zweidimensionalen Erfassung der Grabenform als geometrisches Oberflächenmodell in Bezug auf die horizontalen Gesteinsverteilungen wurde bereits bei der Vorinterpretation versucht, Hinweise auf die tektonische Genese der postulierten Grabenstruktur zu erhalten. Schandelmeier (pers. Mitt. 1989, Kap. 2) vermutete einen tektonischen Zusammenhang der Grabenentwicklung mit Bewegungsabläufen in der SSZ. Das Ende dieses Schersystems vermutete er am Gebel el Hursh, als südöstlichste Begrenzung der Grabenstruktur konnten Störungen im Streichen des Maghad Wadis bis nördlich des Gebel Umm Duraq vage aus den Bildern interpretiert werden. Nach der Überdeckung durch die Qoz Abu Harr läßt sich nach Norden hin ein möglicher weiterer Verlauf dieser Störungen im Wadi Abu La'ot andeutungsweise vermuten. Aufgrund des mit  $10^{\circ}$ - $20^{\circ}$  zur SSZ subparallelen Streichens und der regionalen Nähe zur Megascherzone der Zentralafrikanischen Störungszone (CAFZ, Kap. 5.2) konnte hier ebenfalls als spekulative Arbeitshypothese eine Scherzone postuliert werden. Dieses Störungssystem war in der Literatur bisher nicht bekannt. Nach dem Dünengürtel, der diese Struktur überwiegend kaschiert, wurde sie Abu Harr Scherzone (AHSZ) genannt.

Die oben beschriebenen, aus den Satellitenbildern interpretierbaren kinematischen strukturellen Indikatoren bildeten die Grundlage für die Entwicklung erster tektonischer Arbeitsmodelle (Abb. 7.2-2). Schandelmeier (pers. Mitt. 1989) berichtete von unterschiedlichen Scherbewegungen in unterschiedlichen Störungszonen auf dem Nordkordofanblock in zeitlicher Abfolge. Aus der Literatur waren bereits verschiedene Reaktivierungsphasen der CAFZ mit ebenfalls differenzierten Relativbewegungen bekannt. Aufgrund dieser Information wurde zu diesem frühen Zeitpunkt bereits versucht, auch die kinematischen Abläufe für die Es Safya Struktur mit variablen tektonischen Parametern zu modellieren.



**Abb. 7.2-2:** Schematische Darstellung der tektonischen Ausgangsmodelle zur Entstehung des Es Safya Grabens.

**- Modell 1**

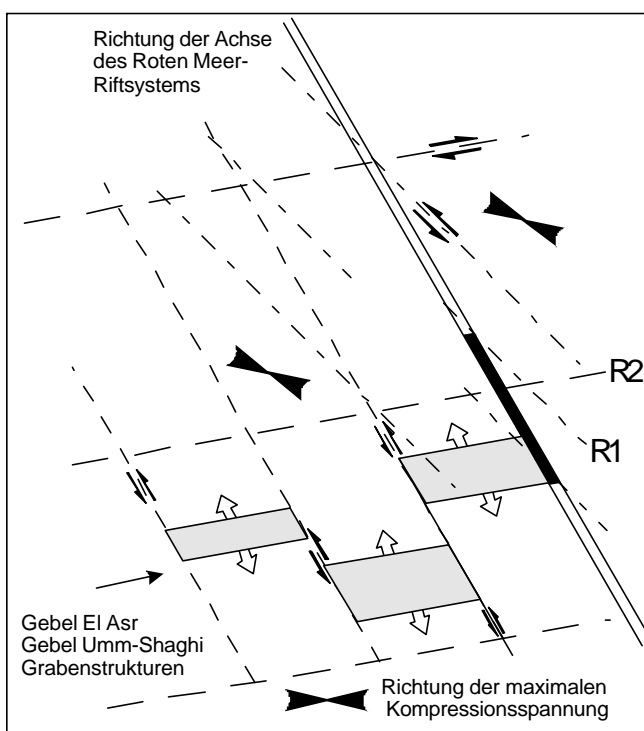
Der Es Safya Graben hat sich als klassische Pull-apart-Struktur gebildet, ähnlich wie sie erstmals von Burchfiel und Stewart (1966) bei der Interpretation der tektonischen Entwicklung des Death Valley (Kalifornien) beschrieben wurde.

Durch rechtstretende gestaffelte (en echelon) angeordnete Übertritte in den Endbereichen der synthetischen subparallel verlaufenden Hauptstörungen (SSZ und AHSZ) am Gebel el Hursh bzw. am Gebel Umm Duraq ist es bei weiter anhaltenden Horizontalbewegungen zur Entwicklung divergenter Verbindungsstrukturen und zum Aufbau einer Transtensionszone gekommen, in der sich der Es Safya Graben als Pull-apart-Struktur oder Rhombgraben entwickelte. Voraussetzung für eine solche Kinetik ist jedoch dextrale Relativbewegung in der SSZ und der AHSZ. Nach Schandelmeier (s.o.) ist für die SSZ bisher nur sinistrale Scherung bekannt. In der südlich des Arbeitsgebietes gelegenen CAFZ werden jedoch auch dextrale Bewegungen angenommen (Kap. 5.2), die somit für das Es Safya Gebiet nicht ausgeschlossen werden können. Aufgrund weiterer Betrachtungen der Satellitenbilder war die Postulierung eines zweiten Ausgangs-Modells gegeben.

**- Modell 2**

Obwohl Schandelmeier ein Ende der SSZ im Gebel el Hursh Gebiet vermutete (s.o.), kann aufgrund erkennbarer Wadiverläufe (Wadi et Tin, Wadi Masarin, Wadi Umm Gamus), die auf den Bildern mehr oder weniger Sodiri Streichrichtung zeigen, eine nordöstliche Verlängerung dieser Störungszone über den anorogenen Komplex des Gebel el Hursh hinaus vage interpretiert werden. Auch eine mögliche Fortsetzung der AHSZ südlich des Gebel Umm Duraq ist aus dem Verlauf des an das Wadi el Maghad anschließenden, bis südlich des Gebel Abu Hadid verfolgbaren Wadi Showill aus den Satellitenbildern postulierbar. Sowohl der Gebel Umm Duraq als auch der Gebel Abu Hadid – beides ebenfalls anorogene Komplexe – könnten mit diesem Störungssystem in Zusammenhang stehen.

An den weiter nördlich bzw. südlich über die Grabenenden hinaus verlaufenden subparallelen Hauptstörungen ist es zu einer totalen Abkopplung der Gesteinsblöcke westlich der SSZ bzw. östlich der AHSZ vom dazwischen liegenden Es Safya Block gekommen. Dieses ist durch tiefreichende Störungsflächen, wie sie für größere Scherzonen beschrieben werden (Black & Liegeois 1993, Eisbacher 1996, Davis & Reynolds 1996), zu erklären.



Durch sinistrale Störbewegungen – wie sie Schandelmeier für die SSZ aufgrund von Geländebefunden nachgewiesen hat (s.o.) – kann es nun zwischen den Hauptstörungen zur Bildung eines Pull-apart Grabens gekommen sein. Abb. 7.2-3 zeigt Strukturen ähnlichen Typs aus SE-Ägypten (Schandelmeier et al. 1987).

**Abb 7.2-3:** Genese von Pull-apart-Grabenstrukturen in SE-Ägypten (Schandelmeier et al. 1987).

Die aus den Vorinterpretationen entwickelten Arbeitshypothesen sollten nun durch „ground-checks“ überprüft werden. Der veränderte Erkenntnisstand nach diversen geologischen und geophysikalischen Geländeuntersuchungen führte jeweils zu erweiterten und auch zeitweise wechselnden Interpretationen. Im Verlauf der Arbeit wurden so die Ausgangshypothesen immer weiter verfeinert, modifiziert, verifiziert oder ausgeschlossen.

Luftbilder wurden ab 1992 (s.o.) zur Klärung von Detailproblemen wie der Deutung der komplizierten Strukturen der Randstörungen am Grabenstrand oder zur Kartierung der anorogenen Einheiten, deren Ausdehnung über die auf den Satellitenbildern prägnanten morphologisch bedingten dunkelgefärbten Areale (s.o.) hinaus gehen und deren flacherodierte Oberflächen durch die Lineationen eines spezifischen (nichttektonisches s.o.) Kluftsystems auf den Luftbildern gut erfaßbar sind (Kap. 3.1.4). Da keine flächendeckende Luftbilddauswertung geplant war, dienten die Luftbilder im Gegensatz zu den meist zu den Vorinterpretationen genutzten Satellitenbildern oft zur Klärung von nicht eindeutigen Geländebefunden vor allem bei schlechten Aufschlußverhältnissen.

### 7.3 Geländeuntersuchungen zum Grabenaufbau

Ausgehend von den im Rahmen der Vorinterpretation entwickelten geometrischen und kinematischen Ausgangsmodellen sollten die strukturellen Geländeuntersuchungen folgende Hauptfragestellungen klären:

- Ist die Geometrieannahme richtig? Sind diesbezügliche Randstörungen im Gelände erkennbar?
- Sind in diesen Störungen Deformationstexturen zu finden, die Hinweise auf die Kinematik geben?
- Ist eine Zuordnung der Einzelstörungen zu Störungssystemen und deren Bewegungsabläufen möglich?
- Stehen die anorogenen Komplexe im Zusammenhang mit der Tektonik?
- Wie ist der Verlauf der Scherzonen über den Bereich der Grabenenden hinaus?

Vor allem für die Erfassung der 3-dimensionalen Grabengeometrie waren aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse und des Fehlens genügender Bohrungen geophysikalische Messungen von größter Bedeutung. Aber auch in Bezug auf die Klärung von Störungsstrukturen und Versatzbeträgen an den Grabenrändern und in den Schersystemen – vor allem im Bereich der Qoz Abu Harr – lieferte die Geophysik wichtige Beiträge. Die geophysikalischen Ergebnisse sind in Kap. 8 dargestellt.

Mit geologischen Hilfsmitteln wurden die Störungen am Ost- und Westrand des Grabens sowie die nördlichen und südlichen Grabenköpfe strukturell untersucht und kartiert. Die Aufnahme der Grabenendstörungen, die durch Elemente der SSZ bzw. der AHSZ gebildet werden über das regionale Es Safya Gebiet hinaus sowohl im Grundgebirge des Nordkordofanblockes als auch in den Sedimenten der nordöstlich angrenzenden Beckenregion, sollte die kinematischen Abläufe, die zur Grabenentwicklung führten, klären.

Bei den geologischen Geländearbeiten traten ursächlich unterschiedliche Probleme auf. Das Fehlen genügender Aufschlüsse im gesamten Arbeitsgebiet - mit Ausnahme der Berge in den anorogenen Bereichen und der Kerkera Schlucht in den Grabensedimenten – aufgrund der quartären Sandbedeckungen und hinzukommend die – bedingt durch die unterschiedlichen kinematischen Abläufe während ihrer langen Geschichte vom Präkambrium bis in die Oberkreide oder sogar bis ins Tertiär – Komplexität der tektonischen Strukturen im Grundgebirge sowie der meist schlechte Erhaltungszustand der Texturen durch intensive Erosionsprozesse. Alles zusammen machte eine Korrelation der Störungsmuster und deren zeitliche, kinematische und letztlich dynamische Zuordnung schwierig.

#### 7.3.1 Tektonische Texturen und Deformationserscheinungen

Die strukturellen Untersuchungen bestanden überwiegend in der Aufnahme und Ansprache von Gesteinstexturen und Deformationsformen in Störungsrelikten.

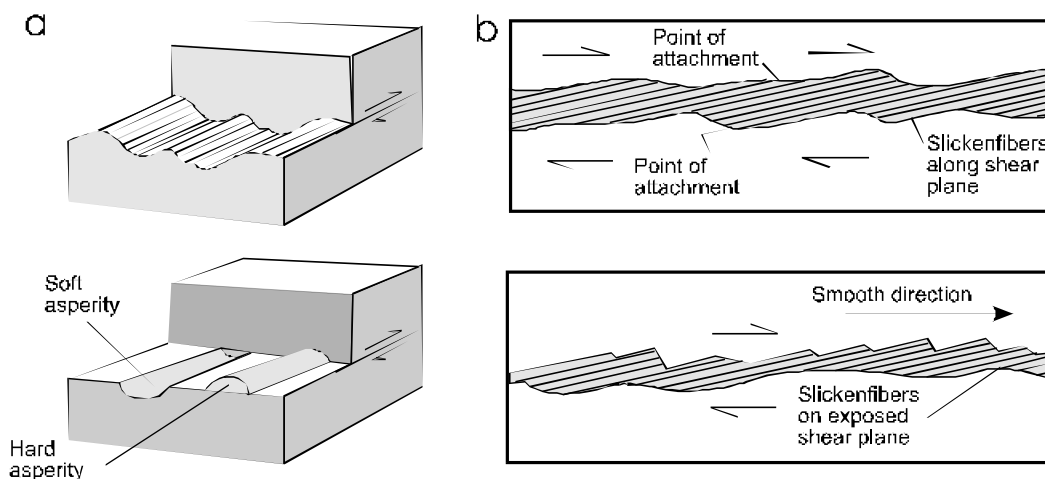
Tektonische Deformationsprozesse erzeugen in Gesteinen Texturen unterschiedlicher Ausbildung. Sind diese bestimmend für das Erscheinungsbild, wird das Gestein in Abhängigkeit von den unterschiedlichen Deformationsbedingungen als Tektonit oder Kataklasit bezeichnet. Andere Texturen, die ebenfalls durch Relativbewegungen entstehen, sind Harnische. Die makro- und mikroskopische Untersuchungen dieser Bewegungsindikatoren erlauben eine Identifikation der Kinematik.

Als charakteristische aussagefähige Kleintexturen für die tektonischen Untersuchungen konnten Harnische – oft leider nur in Einzelaufschlüssen und schlecht erhalten – sowie morphologisch herausgeprägte längere und kürzere Lineamente aus Störungsgesteinen, die aus plutonischem, vulkanischem und klastischem Material oder einem Mischprodukt bestehen, kartiert und analysiert werden.

### - Harnischproblematik

Für die Identifizierung der Bewegungsabläufe an den westlichen und östlichen Grabenrandstörungen und vor allem in den die Grabenentwicklung inszenierenden Schersystemen an den nördlichen und südlichen Grabenköpfen waren Harnischinterpretationen ein wichtiges – oft das einzige – Hilfsmittel. Die Schwierigkeiten der Harnischdeutungen und ihre Wertigkeit im Rahmen tektonischer Analysen sollen im folgenden umrissen werden.

Wenn Gesteinskomplexe gegeneinander an Störungen bewegt werden, entstehen auf den Störungsflächen Gleitspuren, Rutschstreifen oder feine texturierte Belege unterschiedlicher Ausbildung – sogenannte Harnische (Abb. 7.3-1a und b).



**Abb. 7.3-1:** Harnische mechanischer Entstehung (a) und dynamisch-kristallchemischer Genese (b) (nach Twiss & Moores 1992).

### Spiegelharnische

In Auf-, Ab- oder Blattverschiebungen bildet sich bei den Relativbewegungen ein feiner Reibungsdetritus, der die begrenzenden Gleitflächen poliert. In Abhängigkeit von den Gesteinsarten der Störungsflächen und den Deformationsbedingungen entstehen durch Einregelung der Mineralien im mikroskopischen Bereich matte bis hochglänzende, glatte oder strukturierte Flächen, die als Spiegelharnische bezeichnet werden.

Aus dem Vorkommen unstrukturierter Harnische ist lediglich der Schluß möglich, daß nicht näher identifizierbare Scherbewegungen gewirkt haben, die Abrasion bzw. Politur erzeugten und die parallel zu den Störungsflächen senkrecht zu den öffnenden Dilatationsbewegungen gleichzeitig oder früher verlaufen sind. Reine ausschließlich durch Dehnung entstandene Klüfte enthalten keine Harnische.

Aufgearbeitetes gröberes sprödes Gesteinsmaterial, das zwischen die Harnische gelangt, verursacht die Ausbildung von geradlinigen Kratzrissen und Rutschstreifen, die tektonische Harnischstriemung oder -schrillung genannt werden (Abb. 7.3-1a).

In Abhängigkeit von der Größe der Härtlinge, der Störungsgeometrie, der Kinematik und der Lithologie können sich Harnischelemente von Mikrokratzern bis zu tiefen Rinnen- und Rückenmustern auf den Störungsflächen entwickeln. Die Großformen haben Ähnlichkeiten mit Glazialstrukturen, wie sie beim Gletscherfließen entstehen.

Die Harnischlineamente verlaufen parallel auf der Störungsfläche in Bewegungsrichtung. Hierdurch ist eine Unterscheidung zwischen vertikalen, horizontalen und schrägen Bewegungen möglich. Zur Bestimmung des Bewegungssinns können spezifische Strukturen der Einzelemente der Harnischstriemungen wie Ausdünnungen der Harnischriefen, kometenschweifähnliche Rücken hinter Reibekörnern und sogenannte Abrisse (s.u.) herangezogen werden. So ist es – mit Einschränkungen – möglich Ab- und Aufschiebungen, sinistrale und dextrale Blattverschiebungen zu unterscheiden sowie Bewegungsabläufe in transtensionellen Dehnungsbrüchen, die durch obliquen Bewegungen aus einer Kombination von tensionellen Öffnungsvorgängen und Scherung entstanden sind, zu identifizieren.

Viele Störungsoberflächen der Es Safya Struktur wurden nicht als Spiegelharnische ausgebildet. Dieses kann darin begründet sein, daß die Gesteine in den Störungen aufgrund ihrer Lithologie nicht polierfähig sind, oder daß die Relativbewegungen nicht stark genug waren, um Spiegelflächen zu erzeugen. In kleineren Abschiebungen in den Sedimenten im Südbereich des Ostrandes waren nur vereinzelt Spuren von Striemungen auf ebenen Störungswänden ohne signifikante Spiegelharnische zu beobachten. Manche Harnischflächen erhalten ihren Glanz nicht durch Reibungspolitur, sondern durch dünne Beschichtungen aus Mineralneubildungen.

In den Sedimenten am Grabenstrand wurden Harnischtexturen auf Fe-Belägen gefunden. Jüngere posttektonische Ausscheidungen haben jedoch vielmals die tektonischen Striemungen überdeckt. Durch Entfernung der obersten Schichten der Störungsflächen war es teilweise möglich, Harnischelemente freizulegen. Die deutlichsten Harnische konnten auf mit Quarzbelägen versehenen Störungen im Basement beobachtet werden; dieses gilt besonders für den Bereich der AHSZ, wo diesen Harnischen in den kleinen seltenen Aufschlüssen in den Wellentälern der Qoz Abu Harr im Rahmen der Interpretation der Grabenkinematik besondere Bedeutung zukamen sowie für die Gebiete der großen anorogenen Komplexe des Gebel Umm Duraq und Gebel Abu Hadid, wo Quarzharnische auf Störungswänden im Quadratmeterbereich zu finden sind.

### **Stufenharnische**

Die Entstehung von Oberflächenabrissen in den Harnischflächen läßt sich durch ruckartiges gegenseitiges Gleiten der Störungswände erklären. Die Gleitereignisse werden durch längeren Spannungsaufbau und kurzzeitigen Spannungsabfall in Ruhe- und Bewegungsphasen untergliedert. Hierbei kommt es bei Überschreitung der rheologieabhängigen Zugfestigkeit in lokalen Spannungskonzentrationsbereichen zum Zerreißen der Harnischbeläge senkrecht zur Zugspannung. Die so entstandenen kleinen asymmetrischen treppenartigen Strukturen, die rechtwinklig zu den Harnischstriemungen angeordnet sind, werden in der Literatur als Stufenharnische bezeichnet (z.B. Möbus 1989). Aus der Geometrie der Stufen (Steilabfall und flacher Anstieg) kann auf die polare Bewegungsrichtung geschlossen werden.

Neben diesen Abrißbildungen unterscheidet Petit (1986) Kleintexturen, deren Genese auf die Anlage von Zweigbrüchen und Störungen auf den Hauptgleitflächen zurückzuführen (tensile Brüche, R- und P-Störungen) und deren Ausbildung ebenfalls meist stufenartig texturiert ist (Kap. 7.1). Zum Beispiel sind auf gut erhaltenen Harnischflächen die Ausbisse von synthetischen R-Störungen zu erkennen. Die kleinen Winkel, den die Spalten mit der Hauptstörungsfläche bilden, zeigen in Richtung der Relativbewegung des Blockes, auf dem sich die R-Störungen befinden.

Problematisch war die Interpretation von Harnischen in einem Bereich am Ostflügel des Grabens, wo Störungen spitzwinklig zu den Schichtflächen von Sandsteinen verliefen. Die unterschiedlich herausgewitterten Schichtausbisse erzeugen auf den Störungsflächen stufenharnischähnliche Muster.

In fast allen Bereichen des Arbeitsgebietes unterliegen die Störungsoberflächen der Verwitterung und Erosion. Hierdurch kommt es oft zur Entfernung ganzer Harnischflächen oder der Schrillung, zumindest aber zur Zerstörung und zum Unkenntlichmachen der Bewegungsrichtungsanzeiger. Harnischrelikte lassen dann nur eine Unterscheidung der Struktur in Störung oder Kluft zu. Dieses war jedoch hilfreich bei der Klassifikation von Gängen, die teils in durch Dilatation entstandenen Klüften als Extensionsadern vorkommen, teils als Füllungen in Scherbrüchen anstehen, an denen tektonische Bewegungen stattgefunden haben.

Aus der Länge von Harnischlineationen auf Bewegungsgrößen und Versatzbeträge zu schließen ist spekulativ. Means (1987) beschreibt Wachsmodele, bei denen durch kleinste Scherbewegungen im Millimeterbereich ohne Härtlingskörner zwischen Störungsflanken länger durchlaufende harnischstriemungsähnliche Rillen und Rücken erzeugt wurden. Die Frage nach der Entstehung solcher Harnischtypen ist z.Z. noch nicht beantwortet. Die im Gelände beobachteten Harnischabrisse zeigen unterschiedliche Abstände zueinander in Bewegungsrichtung und Versätze senkrecht dazu. Aus diesem asymmetrischen Erscheinungsbild auf einzelne Bewegungsphasen und die Größe der bewirkten Translation zu schließen ist Spekulation.

### Faserharnische

Neben den oben beschriebenen Spiegel- und Stufenharnischen, der Untergruppe der Stufenharnische, die überwiegend mechanisch entstanden sind, kommen in Störungszonen auch andere Arten vor, deren Genese durch eine Kombination von dynamischen und kristallchemischen Vorgängen bewirkt wird (Abb 7.3-1).

Bei tektonischer Beanspruchung kommt es in Störungszonen zu Drucklösungserscheinungen in den Gesteinen. Die physikalisch-chemischen Prozesse wirken besonders stark an Flächen, die senkrecht zur kinematischen Hauptnormalspannung orientiert sind. Durch parallel hierzu erzeugte Volumenkompression der Gesteine wird das Kristallgitter deformiert und es werden fluide Mineralphasen erzeugt. Neben den geringen Differentialspannungen, die für die Drucklösung benötigt werden, ist der notwendige Temperaturbereich in Abhängigkeit vom Mineralbestand zwischen 150° und 500° C in Scherzonen durch die Erzeugung von Reibungswärme (bis zu 1000° C) häufig vorhanden. In Störungssystemen kann ein verstärkter Lösungstransport aufgrund der Bruch-Permeabilität stattfinden. Bei Drucknachlaß, vor allem im Druckschatten kompetenter Aggregate, kommt es zur Auskristallisation langgestreckter Mineralfasern. Dieser Mechanismus führt zur Anlage sogenannter Faserharnische auf Verwerfungsflächen. Bevorzugt erfolgt das Mineralwachstum der Kristallfaserlineationen während des Scherverlaufs in Bewegungsrichtung. Durney und Ramsey (1973) beschreiben dieses syntektonische Kristallwachstum vor allem im Druckschatten von kleinen Erhöhungen oder Eindellungen auf den Störungsflächen. Eisbacher (1996) postuliert kleinste konjugierte Scherspalteln als Entstehungsort für Faserharnische. Dieses Mikrorelief wird während der Scherung verstärkt. In den so entstandenen Hohlräumen wachsen die Einzelkristalle in gleicher Orientierung parallel des progressiven relativen Versatzes. Sowohl am leichten gegen die Bruchfläche in Richtung der Bewegung geneigten Einfallen der Kristallfasern als auch aus den Abbruchformen – wie bei Stufenharnischen – kann der relative Bewegungssinn postuliert werden. Aus der Länge intakter Einzelfasern ist ein Bestimmen der Versatzbeiträge an der Störung während des Kristallwachstums möglich. Dieses dürfte jedoch eine kontinuierliche Bewegungsphase und einen ausreichenden gleichmäßigen Fluidtransport voraussetzen.

Während im eigentlichen Grabenbereich an Störungen zwischen Basement und Sedimenten, anorogenen Gesteinen und Sedimenten und in Sedimentbrüchen keine Faserharnische auftreten – hier kam es zur Ausbildung von amorphen Silifizierungen und Eisenausscheidungen – sind Faserharnische in den Basementbereichen in Basementstörungen oder in Verwerfungen, die Basement und anorogene



Gesteine trennen, zu finden. Relativ häufig treten sie in den E-W-streichenden Störungen im Bereich der anorogenen Komplexe Abu Hadid und Umm Duraq auf. Einige Faserharnische bildeten dort Oberflächenbelege in massigen Quarzgängen.

Vor allem in den Bereichen der anorogenen Komplexe dürften neben den durch Drucklösung entstandenen Fluiden auch ascendente Thermalwässer zur Mineralzufuhr beigetragen haben.

In der Literatur wird vielfach vor der Überbewertung von Harnischen gewarnt. Dieses hat viele Gründe, die bei der Interpretation berücksichtigt werden müssen.

Bei der Ansprache von Spiegelharnischen muß beachtet werden, daß Lockermaterial willkürlich während der Bewegungen in den Störungen verdreht oder durch Widerstände abgelenkt werden kann. Kompetente Klufkörper werden oft umglimt, die Harnischlineamente verändern so ihre Richtung unabhängig von der Orientierung der Hauptbewegung.

Häufig sind in größeren Störungszonen – teilweise rezent - große Gesteinskomplexe sekundär verkippt oder verdreht worden. Zum einen können bei diesen oft nur rein gravitativen Bewegungen ebenfalls Rutschstreifen entstehen, die nicht den Sinn der primären Hauptbewegung markieren, zum anderen zeigen die bei den tektonischen Bewegungen entstandenen Harnischrillen, durch die Verstellungen bedingt, nicht mehr die Originalrichtungen an. Besonders in nicht korrelierbaren Einzelaufschlüssen ist diese Unterscheidung problematisch und es kann zu Fehlinterpretationen kommen. Diese Schwierigkeiten waren am Grabenstrand gegeben, wo im Marfa Ibiyat Gebiet durch Auf- und Abschiebungen starke Zerrüttungen in den Randstörungen vorhanden sind, bzw. in den meist dünenbedeckten Regionen der AHSZ und der nördlichen SSZ mit nur wenigen kleinen Aufschlüssen.

An Störungen und in Störungssystemen, in denen definierte kontinuierlich anhaltende Einzelbewegungen nach einfachen Bewegungsplänen ablaufen, werden Harnischstriemungen gleicher Orientierung erzeugt.

Wenn die Scherbewegungen in mehreren Phasen erfolgen, können Harnischschrillungen unterschiedlicher Richtung auftreten. Wenn diese genetisch zusammengehören, sind sie jedoch oft dem gleichen Stressregime zuzuordnen.

In den Randbereichen des Es Safya Grabens sind sowohl vertikal als auch horizontal gestriemte Harnischflächen zu finden, deren zeitgleiche Entstehung auf die selben dynamischen Ursachen zurückgeführt werden können.

Kleinere Richtungsunterschiede bei den Bewegungsabläufen konnten an einer Ostrandstörung in einem zweilagigen Sedimentharnisch beobachtet werden. Die Striemungen auf den Einzelflächen zeigten spitzwinklige Orientierungsunterschiede. Hieraus kann vage auf geringe Phasendifferenzen und geringfügige Rotation der Abscherbewegungen, die hier sowohl Blattverschiebungen als auch Abschiebungen verursacht haben, geschlossen werden.

Ein Scherbruch kann einerseits das Produkt eines tektonischen Einzelereignisses darstellen, bei dem die extensionale Bildung der Bruchoberfläche und die Scherung zeitgleich synchron ablaufen, andererseits kann ein Scherbruch durch Gleitung an einer reaktivierten Kluftoberfläche entstehen, die viel früher unter anderen Stressbedingungen angelegt wurde. Die Genese der obliquen Harnischlineamente in Scherbrüchen an Grabenrandstrukturen im Es Safya Gebiet ist, wenn Sedimente deformiert wurden, als einphasig anzusehen. Bei den Dike-Störungen, in denen schrägverlaufende Harnischstriemungen vorkommen, ist von einer zeitlichen Mehrphasigkeit auszugehen. Hier kann postuliert werden, daß es durch Dilatation zur Bildung von Klüften kam, in denen dann Mineralgänge entstanden, die durch spätere Scherbewegungen überprägt wurden.

Viele Störungen unterliegen einer komplexen Geschichte von Bewegungsabläufen, in der Kompressions- mit Extensionsphasen, Ab- mit Aufschiebungen, transpressive mit transtensionellen Vorgängen an Blattverschiebungen unterschiedlichen Bewegungssinns, Spröddeformationen mit duktilen Verformungen wechselten.

Auf Harnischoberflächen können so Lineationen unterschiedlicher kinematischer Genese und differenzierten dynamischen Ursprungs markiert, überprägt oder wieder gelöscht werden.

In der Literatur ist immer wieder zu lesen, daß Harnischlinien auf Störungsflächen nur die letzten Scherbewegungen wiedergeben. Dieses dürfte in vielen Fällen zutreffen, könnte aber zu Vereinfachungen und Fehlinterpretationen führen, denn in manchen reaktivierten Störungen dürfte die Reibungsenergie nicht zu einer Beseitigung aller Texturmerkmale früherer Bewegungen ausgereicht haben.

Im Basement des Es Safya Grabens konnten in eng begrenzten Bereichen einer Störung auf gleichen Störungsflächen unterschiedliche Bewegungshinweise gefunden werden. Sowohl vertikale als auch horizontale nahezu rechtwinklig zueinander angeordnete Harnische lassen hier auf unterschiedliche Bewegungsursprünge schließen, die sicher nicht als zeitgleich einzuordnen sind. Für den Überprägungs- bzw. Auslöschungseffekt dürften auch die zeitliche Dauer und die Größe der Stressbeanspruchung von Bedeutung sein. Hinzu kommt eine Materialabhängigkeit und vor allem auch der bereits existierende Zerrüttungsgrad einer Störungszone.

Die vielfältigen zeitlich und kinematisch unterschiedlichen Deformationsereignisse, denen der Nordkordofanblock vom Präkambrium bis in das Tertiär unterlag (Kap. 5.4), könnten zu einer derartigen Bruchdeformation geführt haben, daß jüngere Reaktivierungsbewegungen in älteren Störungssystemen keine signifikanten Harnische mehr erzeugen konnten. Die Alterszuordnung von Bewegungsabläufen und die Bestimmung ihres Bewegungssinns allein anhand von Harnischinterpretationen ist deshalb in dieser proterozoischen Region äußerst schwierig, zumal das Vorkommen der Harnische auf Grund der langen Verwitterungs- und Erosionsperioden sehr reduziert ist, und die Erhaltungsqualität oft keine sicheren Aussagen ermöglicht.

Die in den Sedimenten außerhalb des Kordofanblockes gefundenen Harnische (überwiegend silifizierte Spiegelharnische auf Sandsteinen, seltener auf Quarzaderbelägen), die hier wohl die letzten tektonischen Bewegungen markieren, zeigten auf den Störungsflächen fast ausschließlich horizontale Bewegungen an, deren polarer Bewegungssinn in vielen Fällen aus dem Abreißen der Oberflächen interpretierbar war. Doch auch hier muß konstatiert werden, daß vor allem die äolische Abrasion der Harnischmarken eine eindeutige Ansprache oft schwierig machte.

Das oben Geschriebene sollte die Mehrdeutigkeit der Harnische als Bewegungskriterium und die Problematik ihrer Nutzung zur Identifikation tektonischer Abläufe aufzeigen.

Doch vor allem in Gebieten mit schlechten Aufschlußverhältnissen – wie sie in den überwiegenden Bereichen in der Es Safya Region herrschen – ist die Aufnahme von Harnischstriemungen auch in kleinsten Aufschlüssen oft die einzige und somit sehr wertvolle Möglichkeit, kinematische Abläufe zu erhellen, bzw. Arbeitsmodelle aus Vorinterpretationen im Gelände zu bestätigen. Voraussetzung für einen nützlichen deduzierten Einsatz von Harnischansprachen ist eine vorsichtige kritische Interpretation. Statistische Auswertungen können Fehler einschränken. Eindeutige Strukturelemente wie Markerversätze, z.B. Lateralverschiebungen von älteren Störungen und Gängen, und die Identifizierung konjugierter Störungssysteme stützen die Harnischbefunde. Derartige Strukturen konnten vereinzelt sowohl in der SSZ als auch in der AHSZ gefunden werden. Auch Schandelmeier und Richter (1991) nutzten in Verbindung mit anderen Bewegungsanzeigern Harnischinterpretationen zur Bestimmung der Bewegungsabläufe in der UBSZ und der südlichen SSZ.

## - Gang- und Störungsgesteine

Die Ganggesteine im Untersuchungsgebiet sind überwiegend in Störungen zu finden, die teils als Klüfte angelegt und dann als Störungen reaktiviert wurden, teils als Scherbrüche entstanden, bei denen die Dehnungs- und Scherkomponenten der Bewegung gleichzeitig wirkten. Die Gänge und auch die in den Störungen gebildeten Tektonite sind aufgrund höherer Verwitterungsresistenz meist morphologisch herausgeprägt und zeichnen als rippenförmige Lineamente das tektonische Beanspruchungsmuster nach.

Aufgrund der allgemein schlechten Aufschlußverhältnisse im Arbeitsgebiet bedeuten diese Strukturen mit ihrem auffälligen Erscheinungsbild und ihrer tektonischen Aussagekraft ein wertvolles Hilfsmittel für die Interpretation der regionalen und überregionalen Kinematik und Dynamik.

### Ganggesteine

Gänge unterschiedlicher Genese, Füllung und Dimension treten sowohl im Grundgebirge und in den anorogenen Gesteinen als auch in den Sedimenten auf. In den flach erodierten sandbedeckten Basementregionen und Randbereichen der anorogenen Körper bilden sie auffällige morphologisch ausgeprägte Rippen, oft von mehreren hundert Metern Länge, einigen zehn Metern Breite und mit imposanten Höhen bis über zwanzig Meter. Diese Strukturen bilden auch auf den Satellitenbildern sichtbare positive Lineationen. Ein Beispiel für einen Megadike ist ein im Streichen der Abu Harr Störung (um  $10^\circ$ ) von nördlich des Gebel Hadid im Basement verlaufender Rücken (Gebel Sillig), der bis zum Gebel Umm Duraq und zwischen den Syenitwänden dieses anorogenen Komplexes weiter nach Norden verfolgbar ist.

Durch Aufwärtsbewegungen von magmatischen Intrusionskörpern kommt es zu Aufwölbungen der obersten Kruste. Die Volumenvergrößerung bewirkt Weitungen, die zu Spaltenbildungen sowohl im Dachbereich als auch in der unmittelbaren Nachbarschaft der Plutone führen. Bei der Abkühlung und Erstarrung des Magmas kommt es zur Volumenverringerng durch Entgasung. Durch die hierdurch bewirkte Dichtezunahme kommt es zu Absenkungen, die ebenfalls eine Spaltenbildung bewirken.

Im näheren Umfeld der Intrusivkörper kann man zwischen radialen und kreisförmigen Gängen unterscheiden. Hier hat der Kraftansatz des Magmas ein lokales Spannungsfeld erzeugt, welches das Großregionalfeld überlagert. Gänge in größerer Entfernung von den Intrusionskörpern reflektieren jedoch die Orientierung des regionalen Stressfeldes.

In den meisten anorogenen Komplexen – Ausnahmen sind hier nur der Gebel Umm Duraq sowie die kleineren Magmatitstöcke der Gebel Qurewid er Ral und Gebel el Figheigh - ist ein mehr oder weniger gut ausgeprägtes Ring-Dike-Muster vorhanden. Am Marfa Ibiyat besteht der äußere teilweise aufgeschlossene Ring aus Gabbros. Die Randstörung des Grabens paßt sich hier teilweise der Ringform an (Kap. 7.3.2). Radialgänge sind im Gelände nicht sehr auffällig ausgeprägt. Auf den Luftbildern aus dem Marfa Ibiyat Gebiet sind jedoch Radialgangmuster zu interpretieren.

Im weiteren Umfeld der anorogenen Körper zeigen die Gänge ein Streichen, das teilweise subparallel zu den Grabenrändern, meist aber stumpf- bis rechtwinklig hierzu verläuft. Diese Gänge dürften als Indikatoren für das überregionale Spannungsfeld gelten.

Neben diesen Gangspalten, deren Füllung direkt mit dem Aufdringen von flach intrudierten Magmenkörpern in Verbindung steht, kann es in durch Dilatation präexistierender Brüche entstandenen Spalten zu Intrusionen dünnflüssigen Magmas aus tieferen Schmelzbereichen kommen. Eisbacher (1996) beschreibt Gänge, die mit Materie aus subkrustalen Magmakammern in 50 km Tiefe gefüllt sind.

Am Westflügel wird die Grabenrandstörung teilweise durch einen Olivin-Gabbro-Gang zwischen Grabensedimenten und Basement markiert. Diese Gesteine sind keinen permo-triassischen anorogenen Intrusionskörpern zuzuordnen und dürften magmatische Aktivität in der Endphase des Panafrican (Kap. 6.1.2, 6.1.3) belegen. Die Schwächezone der Gangspalte wurde dann bei der Anlage des Grabens als Abschiebungsstörung reaktiviert.

Auch Extensionen entlang von Scherzonen können Raum für geringviskose Schmelzen schaffen. Schandelmeier und Richter (1991) beschreiben pegmatitische Dikes in gesicherten Störungsrücken in der UBSZ mit Muskovit-K-Ar-Altern von 560 Ma. Im näheren Bereich des Es Safya Grabens konnten Pegmatite nur in einer im Basement des Gebel Shuwat um 25° streichenden Störung gefunden werden. Das Muttergestein für diese Gänge dürften die nordöstlich um Es Safya gelegenen Granitplutone bilden. Auch die Pegmatitgang-Störung wurde im Rahmen der Grabenentwicklung reaktiviert, da in ihrem Verlauf auch Versätze zwischen Basement und Sedimenten festzustellen sind.

Am westlichen Grabenrand im Gebiet des Qureiwid er Rah Wadis treten relativ viele morphologisch herausgewitterte parallel oder suborthogonal zueinander verlaufende Dikes in den Gneisen auf, wobei die SSZ-Richtungen (30-35°) bevorzugt werden. Die Füllungen wie Quarze und Rhyolithe in einigen dieser Dikes können sowohl den kleinen granitoiden Intrusionen, die zum präkambrischen Basement gehören als auch den permotriassischen anorogenen Komplexen, die hier ebenfalls anstehen, wie z.B. dem Gebel Qureiwid er Ral, zugeordnet werden.

Das häufige Auftreten von Trachytgängen in größeren Entfernungen vom recht kleinflächigen Qureiwidareal läßt die Vermutung zu, daß unter der Basementbedeckung ein größerer anorogener Komplex vorhanden ist, von dem nur ein Teil – der Gebel Qureiwid er Ral – in einer Störungszone hochgepreßt wurde und nun oberflächlich ansteht. Wie im gesamten Arbeitsgebiet sind auch in diesem Bereich die vulkanisch-magmatisch oder in magmatischen Nachphasen entstandenen Ganggesteine tektonisch überprägt worden. Hierfür sind Harnische an den Gangwänden sowie die Deformation des Gangmaterials Belege. Einen Hinweis für eine zeitliche Eingrenzung dieser tektonischen Vorgänge ist die extreme sekundäre Bruchdeformation des Gebel Qureiwid er Ral und ein etwa 20 m obliquer Versatz an einer um 35° streichenden Abschiebung an der Nordflanke dieses Komplexes. Da K-Ar-Altersbestimmungen an den Syeniten hier Amphibolalter von  $292 \pm 4,3$  Ma ergaben (Kap. 6.1.5), müssen die tektonische Bewegungen jünger sein.

Wie beim Gebel el Hursh, der aufgrund seines Alters von 220 Ma von Schandelmeier und Richter (1991) in Zusammenhang mit der permotriassischen Schertektonik an der SSZ gesehen wird, kann der Gebel Qureiwid er Ral im obersten Karbon in präexistierende Störungszonen, die parallel zur SSZ verlaufen, intrudiert und in der Trias zerschert worden sein. Eine letzte Reaktivierung dieser Zone – die auch zur Es Safya Grabenbildung führte - nach der Oberkreide hat dann letztlich als schräge Abschiebung die signifikanten Versätze erzeugt.

Im Gebel el Hursh Gebiet im Bereich des nördlichen Grabenendes bilden die vulkanischen, trachytischen Gänge ein suborthogonales Muster aus zum Grabenrand streichenden und in SSZ-Richtung verlaufenden Lineamenten in den Basementgesteinen. Aufgrund des lithologisch gleichen Gangmaterials kann auf eine zeitgleiche Entstehung der Dikes in lateralem Zusammenhang mit der Hurshintrusion geschlossen werden. Wie oben erwähnt, kommt es beim Aufdringen von Plutonitkörpern zur Neuanlage von Kluftsystemen, die dann mit magmatischen Schmelzen gefüllt und von späteren tektonischen Beanspruchungen als Störungen reaktiviert werden. Da jedoch die Gangrichtungen dem Lineamentplan der Region widerspiegeln, dürften altangelegte Schwächelinien im Grundgebirge bei der Intrusion reaktiviert und zur Gangfüllung genutzt worden sein; dieses impliziert, daß die überwiegende Zahl der tektonischen und vulkanisch magmatischen Ereignisse an präexistierende Störungssysteme gebunden sind.

Im südöstlichen Vorland des El Hursh Berges wird ein um 60° streichender brekziöser, stark silifizierter Trachytdike von einer ebenfalls als Hügelliniamment herausgeprägten, um 150° etwa graben-

randparallel verlaufenden Störung mit brekziösem syenitischen Störungsgesteinen abgeschnitten. Die Brekzien in beiden Strukturen lassen auf tektonische Deformation nach der Platznahme des Trachytes schließen, wo bei durch jüngere Bewegungen eine Abschiebung erfolgte, die aufgrund der Störungsrichtung mit der Grabenbildung in Zusammenhang stehen könnte. Untergeordnet treten auch undeformierte Trachytgänge in der Hursh Region auf.

In der näheren und weiteren Umgebung der großen anorogenen Komplexe des Gebel Umm Duraq, des Gebel Abu Hadid und der Nahud Berge sind ebenfalls in Zusammenhang mit den Intrusionen stehende Gänge vorhanden, deren Gesteine man in Feldspat-Trachyte, Quarz-Alkalifeldspat-Trachyte und in Rhyolithe unterscheiden kann. Markant sind auch viele mächtige Quarz-Dikes mit Streichrichtungen zwischen  $50^\circ$  und  $65^\circ$ . Ein mehrere Meter hoher Quarz-Feldspat-Pegmatit-Gang südöstlich des Gebel Hadid streicht mit  $60^\circ$  parallel zur Foliation der dort anstehenden Gneise. Auch hier entspricht die Anordnung dieser Strukturen dem tektonischen Muster der weiteren Region. Langdurchziehende auffällige Quarz-Dikes wie westlich des Gebel Nahd es Sidani oder zwischen dem Gebel Hadid und Gebel Umm Duraq zeigen auch häufig E-W-Richtungen. Der zuletzt genannte Gang weist kleinere Versätze an später entstandenen um N-S-streichenden Störungen auf.

Vor allem in den nördlich streichenden Lineamenten weisen Deformationseffekte auf Sprödscherung hin. Die im Zusammenhang mit der Intrusion der Nahud Berge stehenden Gänge streichen NE und nutzen Störungselemente der UBSZ. Küster (1993) beschreibt dort ebenfalls tektonische Zerrüttung.

Für Schandelmeier und Richter (1991) war sowohl für die Identifikation als auch die zeitliche Gliederung der Bewegungsabläufe (D1 – D4 Deformationen, Kap. 5.4) die Aufnahme der Gangstrukturen und die Analyse von Ganggesteinen der UBSZ und der SSZ auf dem Nordkordofanblock südwestlich des Es Safya Grabens, eine wichtige Voraussetzung. Altersbestimmungen von Muskoviten und Orthoklasen aus Pegmatitgängen in gescherten Rücken machten die zeitliche Zuordnung von Bewegungsabläufen in der UBSZ in das Pan African möglich. Auch in der SSZ werden einige der morphologisch auffallenden Strukturen der Hauptstörung aus alkalinen bis sauren Vulkaniten und Subvulkaniten aufgebaut. Ein felsitischer Dike im Bereich der Nahud Berge, der eine im Umm Badr Trend streichende Struktur eingedrungen ist, wurde mit einem K-Ar-Alter von  $313 \pm 6$  Ma bestimmt und als Hinweis für die Reaktivierung der spät-panafrikanischen UBSZ in dieser Region im Oberkarbon interpretiert (Müller-Sohnius & Horn 1994). Aus den K-Ar-Altern von unterschiedlichen Ganggesteinen (Felsite, Mikrogranite, ungestörte Trachyte aus den Gebel el Hursh) und dem postulierten genetischen Zusammenhang zwischen Intraplatten-Scherbewegungen und alkaliner Intrusionsaktivität schließen Schandelmeier und Richter (1991) auf Bewegungen in der SSZ zwischen 240-216 Ma.

Da sowohl in die Brüche entlang der Hauptscherflächen der SSZ als auch in die konjugierten Störungen Gänge von intermediärer bis saurer Zusammensetzung wie Trachyte und Quarzporphyrite intrudiert sind, können aus den teilweise herausgewitterten Störungsmustern kinematische Ableitungen in Bezug auf den Bewegungssinn gezogen werden. Z.B. können spitzwinklig von SE auf die Hauptscherflächen zulaufende Gänge in der Gebel es Sada Region als Riedel-Störungen angelegt worden sein.

In den Sedimenten im Masarin Gebiet am mittleren östlichen Grabenbereich treten morphologisch als Rippen herausgewitterte Gänge auf. Hierbei handelt es sich nicht – wie zuerst vermutet – um syndiagenetisch entstandene Sedimentgänge, sondern um Trachytlineamente, die in um E-W-streichenden Spalten aufgestiegen sind. Hieraus ist zu postulieren, daß hier nur noch geringmächtige Sedimente anstehen, die auf präsedimentär entstandenen Gangstrukturen abgelagert wurden. Nachfolgende Erosion legte diese Dikes wieder frei. Die hier relikartig anstehenden Sedimente dürften die ältesten klastischen Gesteine des Grabens repräsentieren (Kap. 7.3.2). Die E-W-Richtungen sind als Störungen mit geringfügigen Versätzen und als Klüfte in den Sedimenten zu beobachten. Sie könnten als ein Durchpausen eines im Basement vorhandenen alten Störungsmusters interpretiert werden.

## Störungsgesteine

Bei Reibungsbewegungen entlang Störungen werden die beteiligten Gesteine in Störungsgesteine umgewandelt. Die unterschiedliche Ausbildung ist abhängig vom Ausgangsmaterial, von den physikalisch chemischen Bedingungen und vom Deformationsmechanismus.

Die räumliche Ausdehnung dieser rippenbildenden Tektonite im Arbeitsgebiet ist – vergleichbar mit der Geometrie der magmatischen Dikes – vom Zentimeter- bis Zehnermeterbereich in der Breite und bis zu mehreren hundert Metern in der streichenden Erstreckung. Die überwiegend von Störungsgesteinen gebildeten Hügelketten der UBSZ und der SSZ haben sogar Einzelelemente von über einen Kilometer Breite und bis zu 30 km Länge. Der Gebel es Sada bildet mit 611 m die höchste Erhebung in dieser Region. Diese Megastrukturen, aber auch kleinere positive Lineationen ließen sich bereits aus den Satellitenbildern gut vorinterpretieren (Kap 7.2.3).

Während in der älteren Literatur die Tektonite als Dislokations-, Reibungs- und Verwerfungsbrekzien bezeichnet und nach der Größe der eckig-kantigen Bruchstücke in Ultramylonit, Mylonit und Kakirit gegliedert werden (z.B. Heitmann 1985, Möbus 1988), unterscheidet Eisbacher (1996) die Störungsgesteine in Kataklasite – in dieser Gruppe sind Brekzien unterschiedlicher Genese und Klastergröße zusammengefaßt – und Mylonite. Kataklasite entstehen in sogenannten Kataklasen, die sich besonders in Strukturen entwickeln, die einer Wechselwirkung zwischen Dilatation und Scherung unterliegen. Hierzu gehören massig-richtungslose Kataklasite aber auch leicht planar-texturierte Typen. Durch den Kohäsionsverlust kommt es in der Kataklasenzone zu verstärkter Zirkulation von Fluiden und durch die Zementierung des sekundären Porenraums zur Bildung neuer Festgesteine.

Mylonite sind synkinematisch rekristallisierte Tektonite. Aufgrund der synchron mit den kataklastischen Zerschörungen verlaufenden Rekristallisierungsvorgänge bleibt die Kohäsion der Gesteine erhalten. Mylonite entstehen vor allem in duktilen Scherzonen bei Temperaturen über 350° C.

Davis und Reynolds (1996) unterscheiden die Störungsgesteine nach ihrer Genese in durch Sprödeformation entstandene Brekzien, Kataklasite und Pseudotachylite sowie in feinkörnige Mylonite, deren Korngrößenreduktionen einem gemischten spröd-duktilen Deformationsmechanismus von dynamischer Rekristallisation und Zerbrecen spröder Gesteinskörner unterliegen. Manche Mylonite weisen Foliationen auf.

Brekzien entstehen aus einer Kombination von Bruch- und Reibungsvorgängen während wiederholter Störungsbewegungen. Sie bestehen aus winkligen Fragmenten der Störungswandgesteine in einer feinen gebrochenen oder zerriebenen Matrix des Wandmaterials. Gewöhnlich sind die Klaster nicht bevorzugt orientiert. Davis und Reynolds (1996) beschreiben die Brekzienserien als nichtkohärent bis kompaktiert - mit der Ausnahme silifizierter oder mineralisierter Gesteine - und unterscheiden sie in vier Gruppen nach der Größe der Bruchstücke in Megabrekzien (>0,5 m), Brekzien (>1 mm - < 0,5 m), Mikrobrekzien (>0,1 mm - < 1mm) und Letten (<0,1 mm). Die bei der Brekzienbildung durch pull-apart- und Dilatationsbewegungen entstandenen Hohlräume, die durch das feinkörnige Material nicht gänzlich gefüllt worden sind, werden meist sekundär durch Grundwasser- und/oder hydrothermale Fluidausscheidungen geschlossen.

Typisch für Brekzien ist ihre Fließfähigkeit. Wenn der Porenfluiddruck während der Störungsprozesse ansteigt, kann Brekzienmaterial in Tensionsöffnungen fließen und es bilden sich Brekziengänge.

Unter Kataklasiten verstehen Davis und Reynolds (1996) Störungsgesteine, deren typische Korngrößen unter 0,1 mm liegen. Noch feinere Gesteine glasartiger Erscheinungsform bezeichnen sie als Ultraklasite. Mikroskopisch lassen sich winklige Bestandteile ohne bevorzugte Orientierung in einer Feinstmatrix erkennen. Im Gegensatz zu den Brekzien sind kataklastische Serien primär kohäsiv und stark gehärtet.

Aus der Feinkörnigkeit der Kataklasite kann auf eine intensive Reibung und kontinuierliches Brechen der Gesteinsfragmente geschlossen werden. Die harte, kohäsive Ausbildung dieser Gesteine reflektiert ein Entstehungsumgebung, in dem die Reibungsdeformationen unter erhöhten Temperatur- und Druckbedingungen abliefen. Auch in Kataklasiten können sekundäre Zementationsvorgänge stattfinden.

Eine seltene spezielle Form von Störungsgesteinen bilden die Pseudotachylite. Die glasartigen bis kryptokristallinen meist dunkel farbigen Störungsfüllungen bestehen aus erstarrtem geschmolzenem Material, das bei hoher Bewegungsrate durch Reibung an den Scherflächen, bei denen Temperaturen von über 1000°C auftreten können, gebildet wird. Pseudotachylite, die in tief in die Erdkruste reichenden Großstörungszonen als Störungsgesteine vorkommen, repräsentieren oft Aufschmelzungen, die während seismischer Ereignisse durch schockartige Reibungshitzeentwicklung bei hohen Drücken entstanden sind. Davis, Reynolds und Eisbacher sehen in Pseudotachyliten auch Spuren fossiler Erdbeben oder Hinweise auf Asteroideneinschläge.

Die Ansprache von Pseudotachyliten im Gelände ist oft schwierig aufgrund der Ähnlichkeit mit basaltischen glasartigen vulkanischen Gesteinen (Tachylite) und, da auch größere Relikte von Wandgesteinen aufgenommen werden können, mit gewöhnlichen Brekzien. Manche tektonische Brekzien zeigen nicht mehr die typische eckige Form der Gesteinsfragmente. Bei fortschreitender Abnutzung kommt es zur Abrundung der Klasten, die als ein Hinweis auf die Dauer der Scherbewegung in der Störungszone dienen kann.

Störungsgesteine unterschiedlicher Korngrößen und unterschiedlicher Zusammensetzung treten fast überall in den Störungszonen des Arbeitsgebietes auf, nur in den in Sedimenten verlaufenden Störungen und in der östlichen Grabenrandruptur zwischen den Sedimenten und den Syeniten des Marfa Biyat waren keine Tektonite zu finden. Aufgrund einer schnellen Dilatation könnte hier nicht genug Reibungsenergie für die Brekzienbildung entstanden sein oder die Bewegungszeit hat für die Genese nicht ausgereicht. Die Inkompetenz der teilweise feingeschichteten Sandsteine könnte ebenfalls eine Brekzienbildung verhindert haben.

Ein Kennzeichen tektonischer Brekzien ist, daß sie nur Komponenten benachbarter Gesteine enthalten, dieses gilt für die Störungsgesteine, die den östlichen Grabenrand versetzten. Hier sind in den Störungen Mischgesteine aus Syeniten, Sedimenten und Trachyten zu finden. Letzteres Material weist auf die Nutzung dieser Lineamente auch zur Intrusion von vulkanischem Magma hin. Sedimentbruchstücke sind auch in Störungsbrekzien im Basement der westlichen Grabenschulter zu finden. Hieraus kann gefolgert werden, daß Bewegungen stattgefunden haben, als diese Bereiche noch eine Sedimentbedeckung hatten, die später – da nicht durch Absenkung geschützt – erodiert wurde. Nahezu alle vulkanischen Dikes sind durch tektonische Bewegungen nach der Platznahme kataklastisch überprägt worden. Überwiegend sind hierbei Störungsgesteine entstanden, die nach der Klastengröße zwischen einem mm und 0,5 m schwanken und somit Brekzien darstellen. Auf dem Westflügel treten auch vereinzelt feinkörnige Tektonite auf, die eine leichte Lineation aufweisen. Die hohe Festigkeit dieser Gesteine läßt eine Einordnung in die Kataklasit-Serien zu. Auch Mylonite kommen hier in der Nähe der Gabbro-Gänge vor.

Mylonite sind ebenfalls in zwei parallel um 20° verlaufenden Störungen zu finden, die in Zusammenhang mit einer von Schandlmeier und Richter (1991) beschriebenen duktilen Scherzone im östlichen Basement des Grabenrandes stehen. Die disharmonisch gefalteten Rhyolithe mit ebenfalls um 20° streichenden subhorizontalen Faltenachsen stehen als eine Aneinanderreihung von Bergrücken vom Gebel Raghaghiyat (555 m) im Norden bis zum Es Safya Wadi im Süden an. Die Gesteine sind im Makro- und Mikrobereich an zur Faltung suborthogonal angeordneten Klüften zerbrochen und teilweise leicht versetzt worden. In einer Depression südlich der Rhyolithrücken steht ein parallel laufendes Marmorband an, das in einer Breite von etwa 6 m über mehrere 100 m verfolgbar ist. Im Gegensatz zu anderen Marmorvorkommen, die konform mit der Foliation der Gneise, in denen sie über-

wiegend auftreten, in scharfem Kontakt verlaufen, weisen die Gesteine hier Kleinfaltung mit etwa N-S streichenden Achsenebenen auf. Bruchdeformationen sind zu beobachten. Schandelmeier und Richter (1991) sehen die Anlage der Faltung im Rahmen der orogenen Vorgänge der D1-Deformation (Spätproterozoikum) und eine Überprägung der Strukturen während der D2-Phase (spätes Pan African) in einer duktilen Scherzone.

Das Vorkommen von Myloniten, die einen spröde-duktilen Genesemechanismus bei Temperaturen über 350°C benötigen, ist im Randbereichen dieser duktilen Scherzone gut erklärbar. Wie Ganggesteine (s.o.) werden auch Störungsgesteine oft zur zeitlichen Einordnung der Kinematik benutzt. K-Ar-Altersbestimmungen von synkinematisch deformierten Muskoviten in Myloniten südwestlich von Sodiri in der USBZ ergaben spätpanafrikanisches Alter von  $564 \pm 11$  Ma (Müller-Sohnius & Horn 1994). Aus der Zugehörigkeit dieses Systems zur CAFZ wird ebenfalls ein spätproterozoisches Alter für die Anlage der Zone postuliert (Kap. 5.2). Aufgrund ihrer tektonischen Position könnten die Mylonite im Gebel Raghaghiyat Gebiet ähnliche Alter aufweisen.

Die Frage, ob die morphologische Hochlage dieser durch Mylonit-Störungen begrenzten duktilen Scholle allein durch die hohe Verwitterungsresistenz der quarzreichen Rhyolithe bedingt ist, oder ob sie durch spätere, nach der D2-Phase ablaufender Hebungsprozesse verursacht wurde, kann nicht eindeutig beantwortet werden. Die Bruchdeformationen und Harnische – leider auf verstellten Blöcken – lassen zumindest auf weitere tektonische Beanspruchung nach der duktilen Deformation schließen.

Abnutzungsbrekzien mit gerundeten Komponenten, als Anzeichen längeranhaltender Scherbewegungen, sind in den Basementbereichen häufig zu finden. In Gneisen am Westflügel bestehen Störungsgesteine in einem um EW-streichenden Lineament aus unterschiedlichen Komponenten wie gerundete Gneisklasten und großen gerundeten Quarzen. Hieraus kann gefolgert werden, dass ein mit Quarz gefüllter Extensionsgang nach seiner Genese über längere Zeit sekundär tektonisch überprägt wurde.

Wie bereits oben beschrieben, sind vor allem die E-W-verlaufenden Störungen im Grundgebirge mit Quarz- und Quarz-Feldspat-Gängen gefüllt. Diese Strukturen treten überwiegend im Südbereich der Es Safya Region auf. Schandelmeier und Richter (1991) ordnen die E-W streichenden Lineamente im südlich anschließenden Gebiet D2-Tensional-Störungen zu (spätes Pan African), die nicht während der D4-Deformationsphase (Karbon-Trias) reaktiviert wurden. Die Beobachtungen im Rahmen der hier vorliegenden Arbeit belegen für das Untersuchungsgebiet jedoch auch eine Reaktivierung dieser tektonischen Strukturen. Harnische, Störungsgesteine sowie kleinere Horizontal- und Vertikalversätze lassen auf unterschiedliche Normal- und Scherbewegungen schließen. Die komplexe Vielfalt der kleinen Einzelstrukturen wie Harnische, Gänge und Störungsgesteine und ihr kompliziertes Zusammenspiel in Zeit und Raum zeigt die Problematik der Deutung der regionalen kinematischen Entwicklung und ihrer überregionalen dynamischen Ursachen, die zur Genese des Es Safya Grabens führten, nur in einer anderen kleineren Dimension auf.

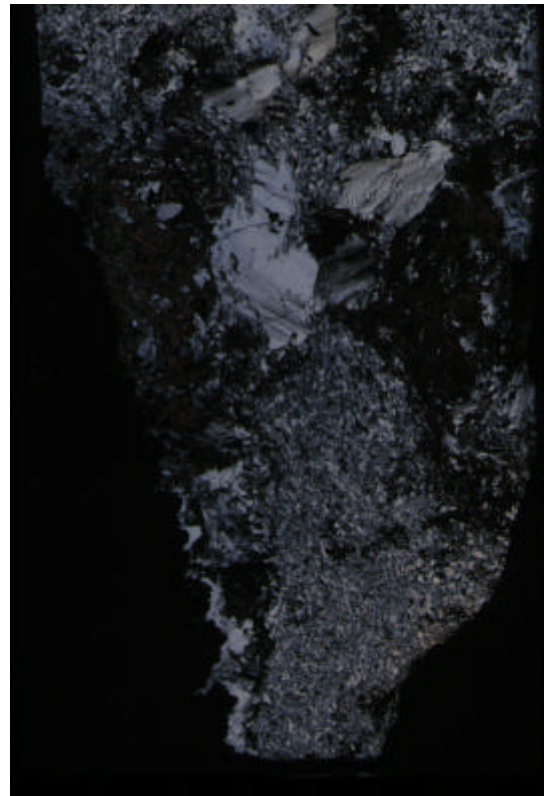
Beispielhaft sollen hierzu zwei von vielen unterschiedlichen Gang- und Störungsgesteinen vorgestellt werden, die sich sowohl in ihrer petrologischen Zusammensetzung als auch in ihrer Deformationsgeschichte signifikant unterscheiden.

Abb. 7.3-2 zeigt die Handstücke mit den jeweils dazugehörigen Schliffaufnahmen. Handstück 1 repräsentiert ein schwarz-weißes Ganggestein, das vor allem im Basement des westlichen Grabenrandes in suborthogonal hierzu verlaufenden Linimenten vorkommt. Die glatte glasige Oberfläche dieses sehr harten Gesteins ist in Bezug auf die Korngröße makroskopisch nicht aufzulösen. Aufgrund dieser glasartigen Struktur und der tiefschwarzen Farbe der Grundmasse wurde das Gestein als Pseudotachylit angesprochen (Abb. 7.3-2a).





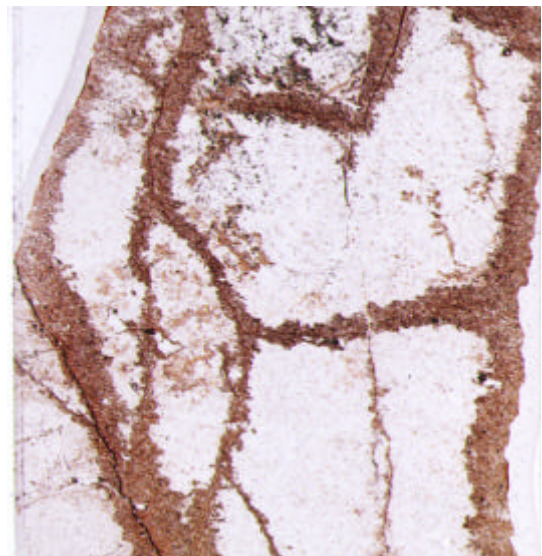
a)



b)



c)



d)

**Abb. 7.3-2:** Gang- und Störungsgesteine.

(a) Handstück eines schwarzweißen Ganggesteins. Makroskopisch sind die weißen Bestandteile als Quarz zu identifizieren. Im Dünnschliff (b) stellen die dunklen Bereiche stark deformierte Amphibole dar. (c) Häufig vorkommendes Ganggestein. Äußerlich ist es rotbraun. Im Anschlag ist eine helle Matrix mit rotgefärbter Klüftung zu erkennen, die auch im Dünnschliff (d) auffällt. Es handelt sich um einen Rhyolith, dessen Klüfte durch eisenhaltige Lösungen verfärbt wurden.

Abb. 7.3-2b zeigt ein Dünnschliffaufnahme. Makroskopisch ist der Schliff in ca. 1 cm große transparente Felder und ähnlich große grünbraune, von transparenten Einschlüssen durchsetzte Bereiche unterteilt. Unter dem Mikroskop (50x) erscheinen die transparenten Bereiche weiß-hellgelb fleckig bei parallelen Nicols. Unter polarisiertem Licht erkennt man schlecht und wellig begrenzte, durch Subkorn Grenzen undulös auslöschende Quarzkristalle von mikrokristallinem bis zu mehrere mm großem Durchmesser. Die großen Kristalle zeigen eine linear ausgerichtete Undulation sowie Brüche, die durch feinkörnige Quarzmatrix verfüllt sind. Die grünlichen Bereiche bestehen aus unregelmäßig-scharfkantig begrenzten, teilweise auch aus zerscherten und stark ausgelängten Kristallen, die sigmoidale Lineationen bilden. Die Korngröße liegt größtenteils unter 0,1 mm. Die Kristalle sind grün-blaugrün bzw. gelb-grün pleochroitisch, die Interferenzfarben sind schmutzig rot bis blau. Die grünen Kristallen sind Amphibole. Außer Amphibol und Quarz lassen sich andere Kristalle nicht identifizieren. Die starke tektonische Beanspruchung läßt annehmen, daß es sich bei dem Gestein um eine Brekzie handelt. Möglicherweise kristallisierte der Amphibol aus einer mafischen magmatischen Gangfüllung. Durch tektonische Ereignisse ist er zerbrochen und wurde später von quarzhaltigen zirkulierenden Lösungen durchsetzt, die zwischen dem Amphibolbruch kristallisierten und in einer weiteren tektonischen Phase ihrerseits zerbrachen bzw. rekristallisierten.

Gesteine vom Typ des Handstück 2 (Abb. 7.3-2c) kommen in vielen anorogenen Bereichen und im Grundgebirge als rippenförmige Gänge vor. Äußerlich dunkelrot zeigt es nach Anschlag bereits die starke Deformation durch rotgefärbte Klüftung in weißlichgelber Matrix. Der Schliff (Abb. 7.3-2d) erscheint makroskopisch transparent, stellenweise schwarz gefleckt. Klüfte mit 1-2 mm Breite und rötlichen Rändern sind sichtbar.

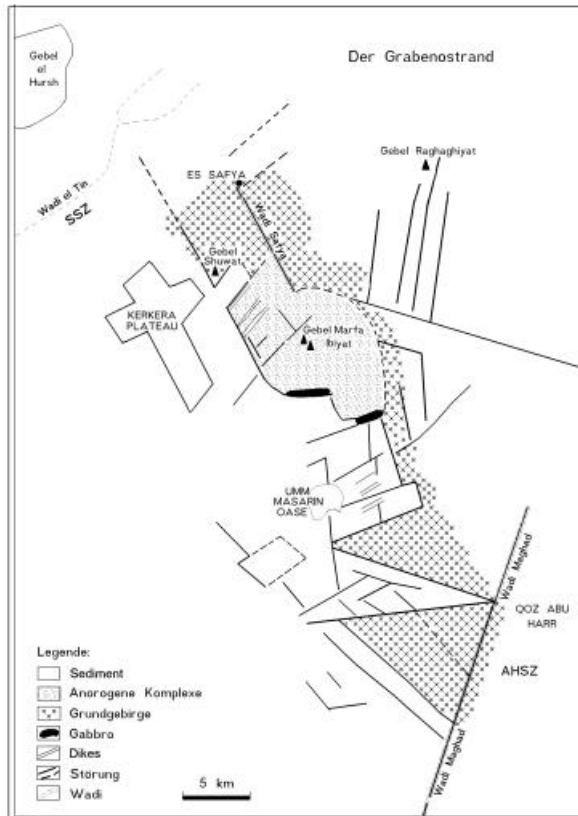
Mikroskopisch besteht das Gestein hauptsächlich aus einer kryptokristallinen bzw. amorphen Quarzfeldspat-Matrix, die mit parallelen Nicols weiß bis hellgelb, unter gekreuzten Nicols fleckig weiß-grau erscheint. Lineationen oder andere Strukturen sind nicht zu erkennen. Klüfte, die das Gestein durchziehen, sind teilweise dunkelrot verfüllt. In einem Saum entlang der Klüfte ist die Matrix von länglichen bis nadelförmigen rot-schwarzen opaquen Kristallen durchsetzt. Die einzigen identifizierbaren Kristalle sind vereinzelte, undulös auslöschende, xenomorphe Quarzkristalle bis 0,5 mm Durchmesser. Es handelt sich vermutlich um einen Rhyolith, der durch postmagmatische Prozesse oder Verwitterungsvorgänge in seiner Kristallstruktur beeinträchtigt wurde. Durch tektonische Vorgänge wurde er zerklüftet, in die Klüfte drangen eisenhaltige Lösungen ein, die das Gestein im Bereich der Klüfte durchsetzen und verfärbten.

### 7.3.2 Strukturgeologie der Haupttrandstörungen

Aufgrund von Satellitenbildinterpretationen und ersten Geländeaufnahmen wurden die Grabenränder in tektonisch unterschiedliche Bereiche gegliedert. Diese umfassen die östlichen und westlichen Begrenzungen, die durch Störungen parallel zur Grabenachse mit überwiegend Abschiebungscharakter gebildet werden und die nördlichen und südlichen Grabenendstörungen, die zur SSZ bzw. AHSZ gehören und in denen eine Kombination von Scher- und Normalbewegungen stattgefunden hat, die zur Anlage der Grabenstruktur führten.

#### - Östlicher Grabenrand

Am östlichen Grabenrand (Abb. 7.3-3) wurde die Nordregion von nördlich des Gebel Shuwat bis südlich des Gebel Marfa Ibiyat mit einem einfachen Strukturstil und der bis zum Wadi Maghad anschließende komplex gebaute Südteil unterschieden.



### Nordbereich

Eine auf Satellitenbildbetrachtungen beruhende Vermutung, daß die östliche Grabenrandstörung im Norden im nördlichen Es Safya Wadi verläuft, konnten Geländeuntersuchungen nicht bestätigen. Das Wadi ist ausschließlich auf Basementgesteinen angelegt. Im Bereich von Es Safya Rock trennt es westlich gelegene Gneise von östlich anstehenden Graniten. In Überlegungen zur Grabenentwicklung muß diese Ruptur jedoch einbezogen werden.

**Abb. 7.3-3:** Schematische Skizze des östlichen Grabenrandes.

Westlich dieser Region am Westrand des Marfa Ibiyat Gebietes bilden silifizierte, eisenschüssige, teils tektonisch aufgestellte Sandsteine deutlich im Gelände sichtbare markante morphologische Lineamente, die hier die östliche Grabenrandstörung repräsentieren (Abb. 7.3-4). Diese Strukturen verlaufen überwiegend mit Richtungen zwischen  $140^\circ$  und  $160^\circ$  von nördlich des Gebel Shuwat bis südlich des Marfa Ibiyat Komplexes, wo sie, die anorogenen Gesteine umlaufend, bogenförmig nach Osten einbiegen, um dann nach 2,5 km wieder in das Hauptstreichen einzuschwenken. Auch auf der Nordseite bildet die Es Safya Wadi Ruptur einen Viertelkreis und verläuft danach nahezu rechtwinklig auf die AHSZ zu. In der Shuwat Region trennen Störungen Granite, Gneise und metamorphe Schiefer des Basements der östlichen Grabenschulter von den westlich anstehenden Sedimenten der Grabenfüllung, im Bereich des Marfa Ibiyat Komplexes anorogene Syenite und Gabbros von mittelkörnigen, meist kreuzgeschichteten Sandsteinen.

Der Störungsbereich im Marfa Ibiyat/Shuwat Gebiet ist gut aufgeschlossen. Hier bilden zwei – teilweise drei - subparallele Hauptstörungen ein Störungssystem. Die Störungsflächen der Sandsteine in dieser Zone sind mit einem Ostfallen zwischen  $70^\circ$  und  $85^\circ$  überkippt. Deutliche nahezu in Fallrichtung verlaufende Harnischschraffuren auf Störungsflächen vor allem in den Sandsteinen im Kontaktbereich zu den anorogenen Plutoniten sind Hinweise auf Vertikalbewegungen.

Die Sandsteine in den Einzelstörungssträngen zeigen unterschiedliche Silifizierung, die in Richtung auf die Syenite hin zunimmt, dort bilden Quarzite markante durch die Verwitterung herauspräparierte Störungsrippen. Die Störungszone westlich des Marfa Ibiyat hat eine unterschiedliche Breite bis zu maximal 300 m. Kleinstörungen zweigen hier in unterschiedlichen, meist stumpfen Winkeln von den um NW-SE streichenden Hauptstörungen ab. Eindeutige Bewegungsrichtungen konnten nicht identifiziert werden. Die Grabensedimente, die hier aus mittel- bis grobkörnigen kreuzgeschichteten Sandsteinen bestehen, sind in Störungsnähe stark zerbrochen, jedoch schon ca. 50 m westlich der letzten Einzelstörungen stehen im Graben ungestörte  $\pm$  horizontalgelagerte Sedimentoberflächen an. Im Gegensatz zu den dunkelbraun gefärbten Gesteinen in der Störungszone haben diese Schichten helle grau-gelbe Farben. Der östliche Störungsstrang im Kontakt zu den anorogenen Gesteinen bildet ca. 15 m hohe steilstehende wandartige Störungsflächen in den Syeniten (Abb. 7.3-5). Stark verwitterte Har-

nische lassen hier auf vertikale Abschiebungen schließen, deren relativer Bewegungssinn aufgrund der Verwitterung nicht mehr deutbar ist.

Nach Norden hin wird der Marfa Ibiyat Komplex durch zwischen  $50^\circ$  und  $60^\circ$  streichende Störungen abgeschnitten. Nördlich davon stehen zwischen den Syeniten und den Metamorphiten des Gebel Shuwat auf ca. 2,5 km Sedimente an. Dieses Sedimentsegment ist anhand von Lesesteinen ungefähr 2 km nach Osten hin verfolgbar. Gesteinsbruchstücke von Metamorphiten zeigen danach einen Übergang zum Grundgebirge an. Die um NE-SW streichenden Störungslineamente werden von stark deformierten brekziösen Gesteinen gebildet, die sowohl magmatitische als auch klastische Komponenten enthalten. Auf dem nördlichen Randbereich des anorogenen Komplexes verlaufen parallel zu den  $50^\circ$ - $60^\circ$  Randstörungen auch trachytische Dikes, die bis an den Westrand verfolgbar sind und dort an der hier  $155^\circ$  streichenden Grabenrandstörung, in der in diesem Bereich senkrecht gestellte bis westüberkippte silifizierte Sandsteine anstehen, abrupt enden. In allen Dikes sind um  $170^\circ$  streichende kleinere Störungen mit schlecht erhaltenen Harnischen und geringen vertikalen und horizontalen Versätzen zu finden, die den Dike-Verlauf ( $50^\circ$ - $60^\circ$ ) überprägen.

Neben den größeren horizontalen Versätzen im Verlauf des Grabenrandes sind auch kleinere Dislokationen ähnlicher Ausbildung vorhanden. So sind in den Sedimenten in diesem Abschnitt der Störungszone kleinräumigere Störungsmuster im 100 m Größenbereich zu beobachten. Die Grabenrandstörung mit einem Streichen um  $165^\circ$  wird hier an  $70^\circ$ -Störungen nach Osten versetzt, an die wiederum um N-S streichende Störungen nach Süden hin anschließen, so daß ein fast orthogonales System entsteht. Das Einfallen der nördlich streichenden Störungen wurde mit Werten zwischen  $45^\circ$  und  $85^\circ$  nach Westen gemessen, die um ENE-WSW verlaufenden Störungen stehen  $\pm$  steil.

An ebenfalls ENE-WSW streichenden Störungen sind in anderen Grabenrandzonen Segmente anorogener Gesteine und Sedimente lateral mit Beträgen von 20 m bis 100 m gegeneinander versetzt.

Sowohl in den Sedimenten als auch in den Syeniten sind in den nordöstlich streichenden Störungen bzw. Dikes schlecht erhaltene Harnischreste zu finden, die horizontale bis schräge westlich geneigte Bewegungen implizieren.

Auch spitzwinklige Kreuzungen von  $165^\circ$ - $170^\circ$  streichenden mit  $135^\circ$ - $150^\circ$  verlaufenden Störungslineamenten konnten beobachtet werden, wobei letztere meist im Kontaktbereich zu den Syeniten verlaufen. Das Störungsmuster läßt vermuten, daß die Lineamente sich kreuzen, divergieren und nach Biegungen konvergieren und sich erneut überkreuzen.

Nördlich des Shuwat Gebietes ist die Störungszone unter Sandbedeckung nicht erkennbar. Auch Satelliten- und Luftbilder geben keine Hinweise. Kleinere morphologische Lineamente in den nördlichen Grundgebirgsgesteinen deuten jedoch einen weiteren Nordverlauf der Grabenrandstörungen bis zum anorogenen Komplex des Gebel Hursh an. In der Region zwischen Gebel el Figheigh, Aulad Noal und Es Safya befindet sich das nördliche Grabenende.

### **Südbereich**

Südlich des Marfa Ibiyat kann der Störungsverlauf nur schlecht aufgenommen werden. Mit Lesesteinen sind die Grabensedimente relativ gut kartierbar, der Übergangsbereich zu den Grundgebirgsgesteinen ist jedoch überwiegend von Sand und Bewuchs kaschiert. Südöstlich von Masarin reicht ein Basementkeil von Osten her in den Grabenbereich. Hier trennt eine NE-SW ( $70^\circ$ ) streichende Störung die nördlichen Grabensedimente von den südlichen Basementgneisen und -graniten. Diese Ruptur endet im SW spitzwinklig an der hier um  $120^\circ$  verlaufenden Randstörung (Abb. 7.3-3).





*Abb. 7.3-4: Blick nach Süden auf einen Bereich der östlichen Grabenrandstörung. Westliche Sedimente werden hier gegen östliche anorogene Gesteine abgeschoben.*



*Abb. 7.3-5: Syenite in der östlichen Grabenrandstörung im Marfa Ibiyat Gebiet.*

In den nördlich anstehenden Sedimenten treten ebenfalls 50° streichende trachytische Dikes auf, die sich durch die klastischen Gesteine durchgepaust haben.

Im gesamten mittleren Südbereich scheinen nur noch flache Sedimente vorhanden zu sein, die segmenthaft störungskontrolliert zwischen „Basement-Horsten“ in unterschiedlicher Mächtigkeit erhalten blieben. Der stärkere Abfall des Grabens dürfte erst westlich an einer deutlichen Störung mit einem Streichen von 130° einsetzen, die hier mächtige von geringmächtigen Sedimenten trennt. Die Schichten im Störungsbereich sind steilgestellt. Diese Störung ist ebenfalls an zwischen 40° und 60° streichenden Verschiebungen kleinräumig versetzt. Aber auch zwei ca. 5 km lange Lineamente sind nach Osten bis zum Basementübergang verfolgbar. Das orthogonale bis stumpfwinklige Muster ist durch die eisenschüssigen reliefartig herausgewitterten Gesteine in den Störungsbereichen gut zu erfassen. Auch auf dem Satellitenbild sind die markanten Formen der Störungsanordnungen deutlich ausgeprägt (Kap. 7.2.3).

In diesem tektonisch kompliziert strukturierten Bereich stehen direkt neben steil verstellten Schichten waagrecht liegende Sedimentflächen an. Sie werden überwiegend aus harten konglomeratischen Sandsteinen gebildet, die eine braun-schwarze Färbung aufweisen. Teilweise sind darunterliegende fein- bis mittelkörnige, graue und fliederfarbene Sandsteinwechsellagerungen an kleineren Versätzen freigewittert. Auf den Oberflächen ist ein nahezu rechtwinkliges Kluftmuster angelegt worden. In Abständen von 20-30 cm streichen durchgehende Hauptklüfte mit nur geringen Öffnungsweiten im Millimeterbereich um 150°. Quasi rechtwinklig dazu verlaufen kleinere geöffnete Rupturen, die meist an den Hauptklüften enden, sie aber auch teilweise durchschlagen. Kluftfüllungen wurden nicht gefunden. Längere Klüfte sind zu Störungen geworden und versetzen größere Segmente der Flächen gegeneinander (s.o.) An manchen Klüften scheint es zu kleineren Kompressionen gekommen zu sein. Dieses ist durch das antithetisch von den Kluftlinien weg geneigte Fallen der getrennten Sedimentflächen zu vermuten. In den stark deformierten steilgestellten Sandsteinen der Störung zum Graben hin konnten keine Harnische gefunden werden.

Nach dieser komplexen Zone folgt nach Süden hin ein zweiter, spitzwinkliger Basementkeil, der durch eine Grobkiesauflage abzugrenzen ist.

Im südlichsten Gebiet des Ostrand es kann die Störung nur durch Lesesteinkartierung zwischen Sandbedeckung und granitischen Kiesen vermutet werden. Hier können parallele, auf dem Satellitenbild erkennbare NW-SE verlaufende Sedimentlineamente dieser Störungszone zugeordnet werden. Der östliche Grabenrand scheint am Wadi Maghad zu enden. In Verlaufsrichtung des Wadilineaments (25°-30°) kann das Grabenende vermutet werden. Dieser Bereich befindet sich unter der Sandbedeckung der Qoz Abu Harr, die sich bis zu den Vorbergen des Haraza Massivs erstreckt.

#### **- Westlicher Grabenrand**

Wie der Ostflügel, so kann auch der westliche Grabenrand in zwei unterschiedlich strukturierte Bereiche untergliedert werden. Der Nordabschnitt erstreckt sich vom Wadi el Merikh im Norden bis zum Wadi Qurewid er Rah, der Südteil von dort bis in das Gebiet, in dem Figheigh Wadi und Maghad Wadi zusammenfließen. Südlich an diesen Bereich schließt sich ein Subbecken an, das im Westen und Osten von den Wadis Qurewid er Rah bzw. Showil in etwa begrenzt wird, und sich im Süden bis in die Gebel Umm Duraq Region erstreckt (Abb. 7.3-6).

#### **- Nordbereich**

In der Satellitenbildvorinterpretation wurde anfänglich der Verlauf des Wadi Figheigh von südwestlich des Gebel el Hursh bis in das Gebiet des Ortes Hamrat el Wuz als westliche Grabenrandstörung angenommen, doch gelblich-braun gefärbte Flächen auf dem Satellitenbild ließen vermuten, daß auch westlich dieser Linie Sedimente anstehen könnten. Trotz der schlechten Aufschlußverhältnisse wurden bei Geländebefahrungen hier kleinere und größere Sedimentflächen gefunden, deren oberste Schichten





stellte Schieferungsflächen in Richtung der Strukturlängsachse streichen. Diese Gesteine werden aufgrund ihres phyllitartigen Aussehens als Phyllonite bezeichnet, Möbus (1989) sieht sie als Hinweise für tektonische Bewegungen in höher regionalmetamorphen Gesteinen im Zuge einer retrograden Metamorphose durch Anhebung in oberes Krustenniveau. Davis & Reynolds (1996) beschreiben derartige Foliationen als typisch bewegungsbezogene Strukturen in duktilen und halbspröden Scherzonen. Neben diesen strukturierten Brekzien treten Gangfüllungen mit makroskopisch glasartigem Material auf. Die Feldansprache als Pseudotachylit konnte mikroskopisch nicht bestätigt werden (Kap. 7.3.1). Es kann aber angenommen werden, daß hier die Bewegungsraten lokal hohe Friktionstemperaturen an Scherflächen erzeugen haben, die hier zur Bildung dieser „glasartigen“ Reibungsbrekzien führten.

Das Wadi Qureiwid er Rah schließt die Sedimente nach Süden hin ab. In Wadinähe verläuft eine um  $35^\circ$  streichende Störung, in der fragmenthaft metamorph überprägte Sedimente anstehen. Hierbei dürfte es sich um feinkörnige Sandsteine gehandelt haben, die durch Reibungshitze, die während der jüngsten Bewegungen entstanden war, und  $\text{SiO}_2$  Zufuhr in einem äußerst harten feinstkörnigen quarzitischen Sandstein umgewandelt wurde. In allen genannten Wadis waren aufgrund der alluvialen Ablagerungen bzw. des Bewuchses - die Bereiche der Wadizusammenflüsse werden teilweise landwirtschaftlich genutzt (Kap 4.5) - keine strukturellen Hinweise auf tektonische Bewegungen zu finden.

### Südbereich

Die Region des westlichen Grabenrandes von Wadi Qureiwid er Rah bis Hamrat el Wuz ist im Gegensatz zum Nordteil dieser Grabenseite und dem gegenüberliegenden Südbereich des Ostrand es unkompliziert gebaut.

Wie aus den Satellitenbildern vorinterpretiert, trennt hier der nur dünnlinige Verlauf des Wadi el Figheigh westliche Basementgesteine von östlich liegenden Sedimenten. Aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse kann im Gelände nur die meist bewuchslose Einmündung des Wadis verfolgt und das westliche Grundgebirge durch Lesesteine grob begrenzt werden. Die Richtungsänderung des Lineaments nach etwa 17 km südlich des Qureiwid Wadis von etwa  $150^\circ$  auf  $135^\circ$  ist auf dem Satellitenbild gut zu erkennen. Im Gelände ist das Wadi erst wieder weiter im Süden ca. 7,5 km vor dem Zusammenfluß mit dem Wadi Maghad deutlich verfolgbar. Lesesteine und Aufschlüsse zeigen, daß die Störung nun im Grundgebirge verläuft, das hier eine Keilform bildet. Erst weiter nordöstlich – auf dem Satellitenbild als Trennungslinie zwischen hellgrauen und gelben Farben erkennbar – verläuft die z.T. aufgeschlossenen Randstörung, in der dunkelbraune eisenschüssige grobkörnige Sandsteine deformiert wurden. Schlechterhaltenene Harnische zeigen hier vertikale Bewegungen an. Morphologisch scheint hier der Grabenbereich geringfügig höher zu liegen als die westliche Grundgebirgsrandzone. Ob dieses Phänomen einer geringen Reliefumkehr tektonische Ursachen hat oder in unterschiedlichen Verwitterungsresistenzen begründet liegt, konnte nicht festgestellt werden.

In ihrem südlichen Bereich verändern die Wadis Figheigh und Maghad ihr Streichen von  $135^\circ$  bzw. von  $15^\circ$  auf  $90^\circ$ . Ursache hierfür dürfte eine große E-W-Störung sein, die auch den Basementkeil nach Süden hin gegen die Sedimente abschneidet. Harnische in granitischen Gesteinen, die im Wadizusammenfluß anstehen, zeigen vertikale Bewegungen an.

Strenggenommen endet der Es Safya Graben hier. Die spitzwinklige Grundgebirgsstruktur ist die Südwestbegrenzung, das südlichen Grabenende bildet die AHSZ. Aufgrund tektonischer Zusammenhänge wurde jedoch das südlich anschließende Sedimentbecken in die Untersuchung mit einbezogen.

### - Subbecken

Die E-W-Störung ist als Nordbegrenzung dieser Struktur vom Figheigh- und Maghad-Wadizusammenfluß nach Westen hin abschnittsweise im Gelände verfolgbar. Im Westbereich sind Dikes mit Störungsbrekzien zuzuordnen. Aufgrund von E-W-Wadilineamenten auf dem Satellitenbild kann gefolgert werden, daß die Störung über den Beckenwestrand hinaus im Basement bis in das



Gebiet der Sodiri Störungsberge streicht. Im Südbereich (nördlich Keranik) verläuft ebenfalls eine E-W-Störung mit einigen aufgeschlossenen Störungsbrekzien-Rippen. Teilweise werden hier bereits die nördlichen Sedimente von südlichen Basementgesteinen separiert, aber auch noch südlich der Störung sind geringmächtige Sandsteine zu finden, so daß als tektonisch-strukturelle Südbegrenzung eine um  $120^\circ$  streichende Störung zu bezeichnen ist, die auf den Satellitenbildern im östlichen Bereich kleinen Wadilinen zugeordnet werden kann, im Gelände nur im Westen durch kleinere brekziöse Störungsrippen zwischen Grundgebirge und Sediment belegt ist. Der Abschluß im Westen an einer NNW-SSE streichenden Störung kann nur vermutet werden. Einziger Hinweis hierfür ist der parallele Verlauf eines Nebenwadis des Wadi Qurewid er Rah zum Grabenrand.

### **- Geometrie und Kinematik der Grabenränder im Vergleich**

Der östliche Grabenrand wird im Nordbereich zum Teil durch Einzelstörungen, überwiegend aber durch Störungszonen mit  $\pm$  parallel  $145^\circ$ - $165^\circ$  streichenden Hauptstörungen mit unterschiedlichen westlichen oder östlichen Fallrichtungen gebildet. Im Marfa Ibiyat Gebiet wurde das Einfallen mit  $60$ - $85^\circ$  nach Osten gemessen. Harnische in den Störungen zeigen vertikale Bewegungen an.

Hieraus kann geschlossen werden, daß der Graben in diesem Bereich an NW-SE streichenden Normalstörungen abgesenkt wurde. Für spröde postsedimentäre Verformung sprechen die engbegrenzte markante Zerrüttungszone, in der die Schichten der deformierten Sedimentblöcke steilgestellt und im Marfa Ibiyat Gebiet leicht nach Westen überkippt wurden, sowie die  $\pm$  horizontale weitgehend ungestörte Lagerung der direkt westlich anschließenden Sedimente, wie sie sonst überall im Grabenbereich zu finden ist. Ebenfalls konnten keine für synsedimentär entstandene Gräben typischen allozyklischen Faktoren gefunden werden, wie z.B. alluviale Fächer an den Randstörungen oder Korngrößen-Gradiierungen von gröberen zu feineren Ablagerungen zum Beckenzentrum hin (Bussert 1998).

Die kleineren und größeren Versätze der Haupttrandstörungen an NE-SW bis ENE-WSW streichenden Störungen lassen auf vertikale und horizontale Bewegungsabläufe schließen. Hinweise hierfür sind die in diesen Richtungen verlaufenden brekziösen Dikes sowie vor allem die NE-SW streichende Störung, die den Marfa Ibiyat Komplex im Norden gegen Sedimente abschneidet.

Die morphologisch rippenartig herausgewitterten Gesteine in dieser Störung sind massig-richtungslose Kataklastite, für deren Entstehung eine Wechselwirkung zwischen Dilatationsbewegungen an Extensionsbrüchen und Scherbewegungen angenommen werden kann. Für länger anhaltende Scherbewegungen ist auch eine teilweise Rundung der Fragmente ein Hinweis. Aufgrund dieser Phänomene kann man die Gesteine als Abnutzungsbrekzien ansprechen. Der Reibungsdetritus hat auf den Gleitflächen Spiegelharnische erzeugt.

Neben horizontal gestriemten Harnischen treten auch schräg-vertikal verlaufende Harnischelemente auf, die geringe oblique Abschiebungsbewegungen andeuten, die zur Anlage einer kleinen zapfenartigen Subbeckenstruktur führten, in der die Sedimente wie im Hauptgraben ebenfalls präserviert wurden. Das Vorkommen von Sedimentbruchstücken neben Basement- und anorogenem Material in den Brekzien der den Marfa Ibiyat abschneidenden Ruptur läßt eine zeitliche Einordnung der Bewegung nach der Sedimentation, also nach der Oberkreide zu.

Die NE-SW streichenden Störungen kann man als divergente Transferstörung bezeichnen. Sie befinden sich rechtwinklig an Enden der NW-SE verlaufenden Randstörungen und übertragen von diesem Abschiebungssegment Extensionskomponenten auf eine östlich gelegene Parallelstörung.

Die NE-SW streichenden Dikes werden im Westen durch die um NW-SE verlaufenden Graben-haupttrandstörungen abgeschnitten. Hieraus kann geschlossen werden, daß die Bewegungen dieser Abschiebungen jünger sind als das Entstehungsalter der Dikes.

Aus der Ostvergenz der Störungsflächen im Marfa Ibiyat Bereich, deren Harnische eindeutige Vertikalbewegungen belegen, kann auf Kompressionskräfte geschlossen werden, die vor allem den kompetenten Plutonkörper des Marfa Ibiyat Komplexes von Osten her nach der Grabenbildung gegen den Grabenrand drückten.

Anfänglich wurde vermutet, daß der Marfa Ibiyat Komplex erst nach Ende der Oberkreide intrudierte und durch seine Platznahme direkt zur Ostvergenz der Randstörungen geführt hat (tertiäre anorogene Komplexe sind z.B. aus Südägypten bekannt). Ka/Ar-Altersdatierungen, die permotriasisches Alter ergaben (Kap. 6.1.5) widerlegten diese Hypothese. Der Marfa Ibiyat Komplex beeinflußt jedoch indirekt den Verlauf von Störungen. Sowohl die Grabenrandstörung als auch die im Basement nordöstlich davon (als Grabenrand aus den Satellitenbildern falsch vorinterpretierte) im Es Safya Wadi verlaufenden Störung umgehen bogenförmig den Süd- bzw. Nordbereich dieser überwiegend ringförmigen Struktur (Abb. 7.3-3).

Die beim Aufdringen des diapirförmigen anorogenen Plutons entstandene steilstehende, in Oberflächennähe vielleicht nach außen geneigte Ringstörung wurde hier bei späteren Bewegungsabläufen teilweise genutzt. Die durch magnetotellurische Messungen nachgewiesene Tiefe dieser Störung (Kap. 8.4) bestätigt einen Zusammenhang mit dem Plutonismus.

Ein Hinweis dafür, daß die leichte Westüberkipfung der Randstörung durch transpressive oblique Scherbewegungen an NE-SW streichenden Störungen entstanden sein könnte, ist auch die morphologische Hochlage des Kerker Plateaus und die starke tektonische Zerrüttung der Sedimente dort (Kap. 7.3.3, 8.5).

Im Gegensatz zum Nordbereich der Randstörungszone mit nur geringen kleinräumigen ost-westlichen Verschiebungen der Hauptstörungen treten südlich Masarin laterale Dislokationen bis zu 6 km auf. Störungskontrollierte dreieckig geformte Basement-Granitplutone sind Resultate dieser Versätze.

Der anschließende Störungsverlauf ist grabenachsenparallel um 130° bis zum südöstlichen Grabenende am Wadi Maghad. Das Generalstreichen der Struktur hat sich also von 150-160° im NE auf 130-140° im SE geändert.

Der heterogene Bau des Grabenostandes kann auf die unterschiedliche Kompetenz der beteiligten Gesteine der Grabenschulter zurückgeführt werden. Während sich in den Gneisen und Schiefen meist parallele, eindeutige, längere geradlinige Abschiebungen bildeten und auch der Verlauf der Störungen entlang der anorogenen Gesteine nur kleinräumige Versätze zeigt, ist der Baustil im Übergangsbereich zwischen den Magmatitkomplexen und den Metamorphiten kompliziert strukturiert. Hier kommt es zu den größeren, oben beschriebenen Versätzen der Randstörungen an überwiegend NE und ENE streichenden Störungen. Die tensionellen Bewegungen an den Hauptstörungen wurden an diesen Nebensterungen durch transtensionelle Kinematik transferiert.

Ein Hinweis dafür, daß Störungen mit ost-westlichem Streichen auch im Grundgebirge des Liegendes der Grabenstruktur vorhanden sind, ist die Präsenz von NE bzw. ENE streichenden Störungen und Dikes in den Grabensedimenten. Dieses präkretazisch angelegte System hat sich bei nachfolgenden zeitlich differenzierten wohl schwachen Reaktivierungsbewegungen ohne deutliche Struktursignale in die klastischen Gesteine durchgepaust oder sind ältere Dikes aus jüngeren geringmächtigen Sedimenten durch Verwitterung herausmodelliert worden.

Während im Nordbereich tieferes kontinuierliches Absacken an einer engbegrenzten Störungszone nachgewiesen werden konnte (Kap. 8.4), sind im Südbereich an durch NW und NE streichenden Störungen kontrollierte Sedimentsegmente unterschiedlich tief eingebrochen. Erst an der westlichsten 135° streichenden Störung ist eine größere Abschiebung zum Graben hin entstanden.

Aufgrund der vertikalen Versatzunterschiede trennen die Störungen in dieser Region Sedimente unterschiedlichen stratigraphischen Alters. Wie in fast allen Grabenbereichen mit Ausnahme des Kerker Plateaus werden auch hier die anstehenden Sedimentoberflächen von konglomeratischen oder grobkörnigen Gesteinen gebildet, zudem macht das Fehlen zusammenhängender größerer Aufschlüsse, die Überprägung durch Silifizierungen und Eisenanreicherungen sowie die Fossilienarmut eine Differenzierung, Korrelation oder sogar eine stratigraphische Zuordnung unmöglich. „Jünger“ und „älter“ kann nur aus den anhand von Harnischen interpretierbaren vertikalen Relativbewegungen der Sedimentsegmente postuliert werden. Die ältesten Sedimente des Ostflügels sind somit in geringer Mächtigkeit auf den Randblöcken der Grabenstruktur zu finden.

Das Kluftmuster auf den flachgelagerten Sandsteinen der Sedimentsegmente mit Klüften im Streichen um  $150^\circ$  und  $60^\circ$  entspricht dem tektonischen Deformationsplan der Region.

Bei den kleinen Klüften ( $60^\circ$ ) könnte es sich jedoch auch um Entlastungsklüfte handeln, die nach der Verwitterungserosion entstanden sind. Davis und Reynolds (1996) beschreiben Störungsmuster ähnlicher Art, bei denen Verwitterungsklüfte mit tektonischen Klüften rechtwinklig verbunden sind. Die Entstehung dieses Kluftsystems kann auch auf Kompaktionsunterschiede differenzierter Sedimentserien zurückgeführt werden (Bussert 1998).

Die Unterscheidung zwischen Klüften tektonischer und nichttektonischer Genese führen Dunne und Hancock (1994) durch Analysen von Kluftoberflächenstrukturen durch. Die Rupturen in den Sedimentsegmenten weisen jedoch keine unterscheidbaren Oberflächenformen auf. Die Klüfte sind auch weder silifiziert noch zeigen die Kluftwände signifikante durch Fe-Anreicherungen bewirkte Dunkelfärbungen, wie sie vor allem in der nördlichen Störungszone typisch sind. Das Fehlen ausreichender aszendenter Minerallösungen für Umwandlungen und Neubildungen kann durch die geringe vertikale Ausdehnung dieser Kluftsysteme begründet werden.

Im Gegensatz zu komplexen Kluftmustern in Deformationszonen sind orthogonale Kluftsysteme nach Nickelsen und Hough (1967) typisch für flach gelagerte, tektonisch wenig beanspruchte Sedimentsequenzen. Hieraus kann gefolgert werden, daß die Anlage dieser Muster bereits vor der Deformationsphase erfolgte, die zum Einbrechen der Grabenstruktur führte. Aufgrund der Abschiebungen größerer Blocksegmente ohne deutliche Verkippungen und Rotationen wurde das präexistente Kluftsystem überwiegend in seiner ursprünglichen Anordnung erhalten. Der Sedimentationsraum gehörte somit wohl bis in die Oberkreide zu einer Zone ohne größere tektonische Beeinflussung.

Daß es nach der Extension, die zur Grabenbildung führte, zu einer Kompression und Reversbewegungen auch in diesen Randbereichen gekommen ist, kann hier nur aus der Steilstellung und der starken Zerrüttung der Sedimente in den Störungszone und aus Kompressionserscheinungen im Nahbereich der Klüfte vermutet werden.

Zwischen den Störungssträngen der Grabenrandzone am Westrand des Marfa Ibiyat Komplexes hat sich ein stumpfwinkliges bis orthogonales kinematisch gleichaltes Störungsmuster entwickelt. Auch spitzwinklige Verschneidungen von Störungen treten auf. Derartige Systeme sind typisch für konjugierte Störungen in Scherzonen (Riedelstörungen, Fiederstörungen usw.). Wie vorher bereits dargestellt, sind mehrphasige extensionelle und/oder transtensionelle Bewegungen an den Störungselementen der Ostrandstörungszone zu postulieren. Die obige Beobachtung kann die Annahme rechtfertigen, daß die Störungszone in diesem Grabenrandbereich zuerst als Zweig-Schersystem der SSZ im Zusammenhang mit frühen vorkretazischen Bewegungen angelegt wurde. Die Transversalstörungen wurden dann bei späteren Bewegungsabläufen in dieser Struktur durch verstärkte Transtensionskräfte in Normalstörungen umgewandelt.

Die im mittleren Grabenbereich sich ändernde Streichrichtung der grabenachsenparallelen Randstörung von  $150-160^\circ$  im NW auf  $130-140^\circ$  im SE kann auf den hier nach Süden hin stärker werdenden Einfluß von Bewegungsabläufen in der AHSZ zurückgeführt werden, deren Störungselemente

nicht absolut parallel zur SSZ streichen, so daß es somit zu kinematischen Anisotropien gekommen ist, deren Ausgleich in einer Akkomodations- oder Transferzone mit der Anlage geometrischer Asymmetrien erfolgte. Eindeutiger Hinweis auf eine Transferzone ist die Veränderung der Grabengeometrie. Die dominierenden Hauptabschiebungen wechseln die Grabenseite, das Generalkstreichen der Randstörungen und der Grabenachse ändern sich und der südliche Teilgraben hat eine größere Tiefe (Kap. 8.5).

Der Nordbereich des westlichen Grabenrandes zeigt einen zur gegenüberliegenden Nordost-Grabenschulter unterschiedlichen Strukturstil. Während im Osten der Graben an einer eng begrenzten Störungszone mit nur geringeren NE-SW Lateralversätzen und steilstehenden oder leicht nach Westen überkippten Störungen abgebrochen ist, scheinen die Grabensedimente im Westen zwar ebenfalls an um  $155^\circ$  streichenden Störungen zu enden, die aber erheblich geringere Versatzbeträge und/oder ein bedeutend flacheres Einfallen aufzeigen. Dieses impliziert eine asymmetrische Halbgrabenstruktur. Das Vorhandensein dieser Störung kann durch das dikeartige Auftreten der Gabbros belegt werden, die in präexistierende tektonische Schwächezonen eindringen. Derartige Gänge werden in der Literatur aus Extensionsbereichen von krustalen Scherzonen beschrieben (Eisbacher 1996). Bei Dünnschliffuntersuchungen (Kap. 6.1.2) konnten Klüfte mit sekundären Kristallverheilungen festgestellt werden, die auf tektonische Überprägungen nach dem Erstarren der Gesteine hinweisen. Die NW streichende Randstörung ist nördlich des Wadi Id el Assad an einer um  $40^\circ$  streichenden Störung nach Nord-Osten versetzt. Die steilgestellten stark deformierten Sedimentschichten im Störungsbereich lassen auf vertikale Bewegungen schließen. Die nördlichen, abgesackten Sedimente wurden vor der Erosion geschützt. Diese Störung ist ca. 4 km nach Osten verfolgbar, wo sie vermutlich an einer grabenparallelen NW-SE Störung endet, die wiederum nach Süden bis zum Wadi Qurewid er Rah postulierbar ist.

Das Wadi el Figheigh, das bis zum Qurewid Wadi in Sedimenten verläuft, ist mit Sicherheit in einer großen Störung entstanden, die für die Anlage der Grabengeometrie von Bedeutung war. Aus der morphologischen Tieflage dieses Lineaments hat sich die Vorfluterfunktion des Wadis für die von Westen kommenden Sodiri- parallelen Basement-Wadis entwickelt. Obwohl auch nach Osten das Gelände leicht ansteigt, kommt von hier kein Zufluß. Eine Ausnahme bildet ein vom südlichen Kerkera Plateau kommendes Kleinwadi. Da die guten Drainagebedingungen der oberen Grabensedimente ein Versickern der Niederschläge in situ ermöglicht haben, sind bisher keine größeren Wadis entstanden. Aus dieser morphologischen Situation kann geschlossen werden, daß es erst östlich des Wadi-lineaments zu einem deutlichen Einsinken des Grabens gekommen ist.

Aus dem Verlauf der oben genannten Basementwadis ist auch eine NE-Vergenz des gesamten Basementblockes zwischen der SSZ und dem Wadi Qurewid er Rah bis zu einer E-W-Linie durch den Gebel Hadid zu folgern. Südlich anschließend im Bereich der Umm Badre Scherzone lassen Wadi-Fließrichtungen auf ein leichtes Ostfallen schließen.

Aus den Satellitenbildern kann auch interpretiert werden, daß westlich des Wadi el Figheigh noch eine subparallele Störung (s.o.) verläuft, die den Graben nach Westen hin abschließt. Im Bereich dieser Störung treten zwar nicht markante, aber trotzdem erkennbare Änderungen in den Streichrichtungen der von Westen kommenden Wadis auf. Der Verlauf der Lineamente im Sodiri Streichen von  $30-40^\circ$  knickt im Störungsbereich kurz Grabenrandparallel nach Norden ab, um dann mit  $50^\circ$  in Richtung auf das Figheigh Wadi zu streichen. Diese Knickpunkte sind vermutlich unter Einfluß der Grabenrandstörung entstanden. Die wichtigsten Hinweise auf die Lage des Grabenrandes in dieser Region lieferten die geophysikalischen Untersuchungen, die den Nachweis einer Störung mit zwar geringen, aber deutlichen Versatzbeträgen erbrachte (Kap. 8.5).

Das Vorkommen zahlloser Dikes mit Richtungen von  $30^\circ-40^\circ$  im gesamten Grundgebirge der westlichen Grabenschulter impliziert, daß diese Richtungen vorkretazisch angelegt wurden. Aus den unterschiedlichen Dikematerialien unabhängig von ihrem Gastgestein kann auf verschieden alte Dikegenerationen und auf mehrere zeitlich differenzierte Reaktivierungsphasen geschlossen werden, durch

die unterschiedlich übereinander bzw. nebeneinander liegenden Gesteine deformiert wurden. Neben Dilatations- haben auch Scherbewegungen stattgefunden. Brekzien und Mylonite sind Hinweise hierfür.

Alle im Basement verlaufenden Wadis scheinen störungskontrolliert gebildet worden zu sein. Ihr zur Hauptstörung der SSZ paralleler Verlauf läßt die Vermutung zu, daß sie in Richtungen angelegt wurden, die zum erweiterten Bereich dieser Scherzone gehören, die sich am Westflügel dann vom Wadi el Merikh (vielleicht sogar Wadi el Turuk) im Norden bis zum Wadi Qurewid er Rah im Süden erstrecken würde.

Am Grabenrand scheinen diese Wadistörungen Transferfunktionen (wie Störungen ungefähr gleicher Streichrichtung am Ostflügel) übernommen und die Extensionskomponente von einem Strukturelement auf ein anderes übertragen zu haben. Die hier am Westflügel aufgeschlossene Dikeanordnung im Basement kann mit dem Vorkommen der Dikes im mittleren Teil des östlichen Grabens verglichen werden, wo sie sich durch Sedimentüberdeckungen durchpausen bzw. durch Verwitterung bedingt diese durchstoßen.

Im Gegensatz zum Nordbereich des Ostflügels fehlen auf dem nördlichen Grabenwestrand größere kompetente anorogene Komplexe wie der Gebel Marfa Ibiyat, nur die Gesteine des Gebel Qurewid er Rah, der allerdings über 5 km westlich des Randes liegt, bestehen aus Syeniten. Überwiegend setzt sich das Grundgebirgsgestein hier aus Gneisen und Schiefen zusammen, untergeordnet kommen kleinere, teils morphologisch auffällige, teils flacherodierte Granitkörper vor. Die unterschiedliche Lithologie könnte auch ein Grund für den strukturell unterschiedlichen Baustil von West- und Ostrand sein.

Hinweise auf reverse Kompressionsbewegungen wie am Ostrand und im Kerkerä Bereich (Kap. 7.3.3) sind am westlichen Grabenrand nicht gefunden worden.

Sowie die Nordbereiche der östlichen und westlichen Randstörungen unterschiedliche Strukturen aufweisen, ist dieses auch im mittleren Grabenbereich der Fall. Während im Ostrandgebiet Sedimentsegmente an komplizierten Störungsmustern unterschiedlich tief absackten und ein deutlicher Vertikalversatz erst an in den Sedimenten verlaufenden, um 135° streichenden Störungen erfolgte, ist im gegenüberliegenden Westflügel ein Abschieben an einzelnen gradlinig verlaufenden steilen Normalstörungen im Streichen von 135° zwischen Sedimenten und Grundgebirge zu postulieren.

Im Südbereich des Ostflügels scheint der Graben stufenförmig mit geringen Vertikalversätzen an parallelen gradlinig verlaufenden 135°-Störungen abgebrochen zu sein. Am Westflügel erfolgte hier der Abbruch an einer Einzelstörung im Streichen von 125°, die hier eindeutig die Sedimente vom Basementgestein trennt. Die 135° Richtung der Oststörung findet sich auch am Westrand im Streichen des unteren Wadi el Figheigh wieder, das aber auf Grundgebirge verläuft. Wie am Ostrand ist auch am Westrand von Norden nach Süden eine Veränderung der tektonischen Hauptrichtungen von 150° auf 135° zu beobachten. Dieses kann auch hier auf den nach Süden zunehmenden Einfluß der AHSZ zurückgeführt werden. Wie schon oben angedeutet, scheint die SSZ mit dem Wadi Qurewid er Rah als südlichem Parallelelement zu enden. Besonders dieser Grabenrandbereich ist tektonisch stark deformiert worden. Hinweise hierfür sind Erscheinungsbild und Häufigkeit der dort vorkommenden Dikes, das Auftreten eines größeren Granitplutons und des durch Störungen in Sodiri Richtung nördlich und südlich begrenzten stark geklüfteten anorogenen Komplexes des Gebel el Figheigh. Die Hauptklüfte streichen 140-160° (also Grabenrandparallel), die Nebenrichtungen zwischen 30° und 50° (also parallel zu den Wadiverläufen).

Wie in den großen Grabenstrukturen kann man auch für den Es Safya Graben davon ausgehen, daß der Betrag der Gesamtextension sich im Streichen nur allmählich verändert, aber auf verschiedene Abschiebungen verteilt hat. Deshalb ist es wahrscheinlich, daß mit dem Ausklingen des Versatzes an einer lokalen Abschiebung der Versatz an einer anderen zunimmt. Der Übergang von einem auf ein anderes Abschiebungssegment erfolgt in komplex strukturierten Transfer- oder Akkomodationszonen,

die schräg oder senkrecht zum Streichen der Abschiebungszone orientiert sind. Transferzonen entwickeln sich oft an präexistente Sockelstörungen oder in Schwächezonen, wie sie lithofazielle Übergänge darstellen. Dieses ist sowohl für den Ostrand gegeben, wo anorogene Körper an Gneise grenzen, als auch für den Westrand, wo granitisches und metamorphes Grundgebirge nebeneinander vorkommen.

In der mittleren Grabenregion kann es in einer solchen zwischen dem Nord- und Südbereich entstandenen Akkomodationszone zu diametraler Änderung der asymmetrischen Grabengeometrie gekommen sein, wobei steilstehende Störungen wie am nördlichen Ostrand nun am südlichen Westrand der Grabenbegrenzung und flaches Einfallen mit geringen stufenartigen Versätzen im N-W-Bereich nun am SE-Rand zu finden sind.

Der laterale Versatz der Grabenachse kann auch durch eine Verlagerung der Krustenextension („riftjump“ Nelson et al. 1992) erklärt werden. Bussert (1998) führt den Horizontalversatz zwischen Humar Becken und Bagbag Becken auf derartige Mechanismen zurück.

Zu Beginn der Untersuchungen wurde der Es Safya Graben zwischen dem Wadi et Tin im Norden und dem Wadi Maghad im Süden definiert. Geologische und geophysikalische Untersuchungen ergaben jedoch, daß der südwestlich angrenzende Bereich ebenfalls eine Grabenstruktur bildet, die im Zusammenhang mit der Entwicklung der nordöstlichen Beckenbereiche steht. Diese Struktur wird von der oben beschriebenen Grabenzone durch einen horstartigen Basementkeil getrennt, der im Osten an der AHSZ endet und zum Becken hin durch eine steil nach Süden abfallende E-W-streichende Störung begrenzt wird. E-streichende Störungen treten auch im Südrandbereich dieser Struktur auf. Die südliche Randstörung scheint ESE zu streichen. Ähnlich gerichtete Störungen sind auch an der Nordflanke des südöstlich gelegenen Gebel Umm Duraq vorhanden, an denen dieser anorogene Komplex zum Basement hin tektonisch abgeschnitten wurde. Während der Nordbereich des Beckens am Grundgebirgshorst steil südwärts einfällt, dürfte nach Süden hin ein mehr stufenartiges Absinken stattgefunden haben. Hierfür sprechen mehrere parallel verlaufende E-W-Störungen in dieser Region. Nach Westen scheint die Struktur ebenfalls störungskontrolliert zu enden. Ein störungsfreies Ausheben der Beckenachse ist jedoch nicht auszuschließen.

Die E-W-Richtungen sind im Norden der Es Safya Struktur nur untergeordnet vorhanden. Wenn sie jedoch im Gelände erkennbar sind, kann aus den Satellitenbildern ein relativ langer Verlauf postuliert werden (gleiches gilt für N-S-Störungen).

Südlich des Basementhorstes jedoch werden die tektonischen Abläufe durch E-W gerichtete Strukturen bestimmt. Diese Rotation der Streichrichtungen kann auf ein leichtes Abknicken der AHSZ aus der 15°-20° Richtung in N-S Richtung zurückgeführt werden. Daß die Beckenstruktur im Westen in der Region des Wadi Qureiwid er Ral endet, ist ein Hinweis dafür, daß die Pull-apart-Bewegungen bzw. die Krustenextensionen nördlich nicht mehr zur Grabenöffnung reichten.

Viele der in E-W-Richtungen streichenden oft mehrere Meter hohen Dikes im Basementgebiet zwischen dem Umm Duraq und der Beckenstruktur bestehen aus Quarz. Auf engstem Raum treten hier Hamische auf, die sowohl vertikale als auch horizontale Bewegungen belegen. Erst westlich dieses Gebietes, wohl unter dem Einfluß der dort beginnenden Umm Badre Scherzone, dominieren wieder NE-SW-Richtungen.

Durch die Bewegungsabläufe, die zur Entwicklung des südlichen Beckens geführt haben, scheinen präkambrische E-W streichende Strukturelemente reaktiviert worden zu sein, an denen dann Abschiebungen stattfanden.

Durch die Untersuchungen der Ost- und Westränder kann eine Gliederung der Grabenstruktur in drei Subbecken postuliert werden, die asymmetrisch gebaut sind und die durch eine Akkomodationszone

bzw. durch einen Horst voneinander getrennt werden. Die Grabenränder der nördlichen Teilbecken sind an Transferstörungen versetzt.

Das komplexe Strukturbild ist vermutlich durch Scherbewegungen mit unterschiedlicher Stärke und somit unterschiedlicher horizontaler Verschiebung und daraus resultierenden differenzierten Pull-apart Bewegungen an der SSZ und der AHSZ mit ihren Parallel- oder Relaystörungen entstanden. Die Lithologie, in der die Kräfte wirken, kann durch kompetentes bzw. inkompetentes Verhalten der Gesteine den Störungsverlauf sowie den Reibungscharakter und dadurch die Kinematik beeinflussen. Der teils nach Norden hin konvergierende Verlauf der beiden Störungszonen sowie Richtungsänderungen in der südlichen AHSZ haben zum komplizierten Bau beigetragen.

Größere Pull-apart Strukturen, die sich aus einzelnen kleineren, zwischen parallelen Scherstörungen einer Scherzone entstandenen Subbecken entwickelten, sind aus der Literatur bekannt (Aydin & Nur 1982).

Regional unterschiedliches Strainangebot wird durch unterschiedliche Bewegungen ausgeglichen. Ob der „Riftjump“ durch differenzierte aktive Krustenextensionen entstanden ist, kann vielleicht durch die kleinräumige Geometrie der beteiligten Strukturen nur hypothetisch angenommen, aber auch nicht ausgeschlossen werden. „Riftjump“ in größeren Dimensionen wird sowohl durch kinematische Abläufe wie Scherbewegungen als auch durch aktives „up-doming“ beschrieben. In wieweit die großräumigen Hebungen des Nordkordofanblockes in die Tektonik der Grabenentwicklung einzubeziehen sind, kann nur diskutiert werden (Kap. 9.3).

### 7.3.3 Tektonische Strukturen in den Grabensedimenten

In Bereichen der Randzonen zeigen die Sedimente eine starke Spröddeformation. Hinweise auf syndementäre Tektonik fehlen (Kap. 7.3.2). Hieraus und aus der Beobachtung, daß die kleineren und größeren Sedimentvorkommen auf dem Nordkordofanblock störungskontrolliert erhalten worden sind, kann auf ein postsedimentäres Absinken der Grabenstruktur geschlossen werden

#### Transferzone

Im mittleren Bereich der Grabenstruktur kann aufgrund der geologischen Geländebefunde und der geophysikalischen Untersuchungen zur Grabengeometrie (Kap. 8.4) eine Transferzone angenommen werden, die hier etwa senkrecht zum Streichen der Grabenachse die seitlichen Hauptabschiebungen verbindet und die Grabenstruktur in ein nördliches und südliches Becken trennt (Abb. 8-3). In den Sedimenten der Grabenfüllung konnte diese Zone oberflächlich nur durch eine Störung belegt werden, in der ein von Norden kommendes Wadi abrupt nach Westen abbiegt. Diese Störung dürfte die Verlängerung der großen parallel zur SSZ streichenden Wadi Qureiwid er Rah Störung vom westlichen Grabenrand in den Graben sein.

Auf einen Weiterverlauf der Qureiwid-Wadi-Störung über das Wadi el Figheigh hinaus mit gleicher Richtung nach NE bis in den Graben kann auch aus den Satellitenbildern durch ein dünnes, erkennbares Wadi-Lineament gefolgert werden. Hier könnte die Trennlinie zwischen einem nördlichen und einem südlichen Grabensegment liegen. Bedingt durch eine geringfügige Morphologieänderung wechselt in dieser Region die Fließrichtung des Wadi Figheigh. Während der Nordverlauf mit einer Breite von mehreren hundert Metern nach Norden in das Wadi el Mahbas entwässert, scheint das südliche Wadi als dünnes Lineament mit sehr geringem Buschbestand nach Süden in das Wadi Showil zu fließen. Die deutliche Umorientierung der Wadientwässerungsrichtungen ist auf eine Wasserscheide zurückzuführen, die besondere tektonische Abläufe in diesem Bereich impliziert. Im Graben selbst ist ebenfalls eine leicht schwellenartige Morphologie zu beobachten.



Der Kerker Canyon entwässert nach Westen zum Wadi el Figheigh hin, dem tiefstem Bereich des nordwestlichen Grabenrandes. Die Südscholle ist leicht nach Süden geneigt; kleine Rinnen laufen hier zu einem Wadi zusammen, das außerhalb des Plateaus nach Süden abfließt und dann im Bereich der vermuteten Transferzone entlang einer Störung (s.o.) nach Westen zum Wadi Figheigh abbiegt.

Eine rückenartige Aufwölbung läßt sich auch durch geophysikalische Messungen auf einem Grabenachsenprofil im Basement nachweisen. Bei der geringen Auflösung der geophysikalischen Messungen, bedingt durch große Meßpunktabstände, kann eine störungsspezifische Genese nicht schlüssig nachgewiesen werden. Die deutliche südlich anschließende Vertiefung des Grabens kann aber ein Hinweis auf Abschiebungen sein.

Eindeutiger Beleg für eine Transferzone ist die Veränderung der Grabengeometrie. Die dominierenden Hauptabschiebungen wechseln die Grabenseite, das Generalstreichen der Randstörungen und der Grabenachse ändert sich und der südliche Teilgraben ist tiefer.

### Interpretation

Ähnlich wie die sudanesischen Riftsysteme südlich der CAFZ (Kap. 5.3) ist die nördliche Es Safya Grabenstruktur in zwei Unterbecken gegliedert. In einer dazwischen liegenden Transferzone wird die unterschiedliche Kinematik in Bezug auf Scherbewegungen und den resultierenden Pull-apart Kräften der SSZ und AHSZ ausgeglichen. Die unterschiedlichen rheologischen Eigenschaften der Gesteine an gegenüberliegenden Grabenrändern (Kap. 7.3.2) dürften ebenfalls für die Genese dieser Ausgleichszone von Bedeutung sein. Die in diesen Zonen beschriebenen Deformationen (Twiss & Moores 1992) könnten sich in der Anlage der leichten Schwelle im Basement ausdrücken, die sich morphologisch leicht in die Sedimente durchpaust. Eine Grundgebirgshochlage trennt auch die beiden Halbgräben des Humar Beckens (Bussert 1998).

### Beckeninversion

Auf dem Satellitenbild erscheint die Oberfläche der Grabenfüllung als gelbes Areal mit Ausnahme kleinerer und größerer schwarzer Flecken, wobei eine 10 km lange und 5 km breite kreuzförmige Struktur im nördlichen Grabenbereich besonders augenfällig ist (Kap 7.2.3).

Im Gelände erwies sich diese Form als eine teilweise von gut aufgeschlossenen Bruchkanten begrenzte Hochebene, die bis zu 25 m in ihrem Zentralbereich über die umgebenden Sandflächen herausgehoben worden ist. Nach der Region, in der diese Struktur liegt, wurde sie von uns Kerker Plateau genannt. Zwei E-W verlaufende Canyons teilen diese Hochfläche in drei Blöcke. Die längste der beiden Schluchten, das Khor el Kerker, repräsentiert auch die größten zusammenhängenden Sedimentaufschlüsse im Arbeitsgebiet und wurde zur Aufnahme eines 4 km langen Lateralprofils genutzt (Kap. 6.2).

Die Oberflächen des Plateaus werden von flachliegenden dunkelbraunen bis schwarzen Eisenkrusten gebildet, die wie die darunter liegenden Sandsteine eine relativ zu anderen Grabenbereichen ungewöhnlich starke Bruchdeformation aufweisen. Die Krusten der Plateauoberfläche sind schervenartig so zerstört, daß eine klare Richtungsbestimmung von Klüften und Störungen nicht möglich ist. In den Canyonwänden sind zwei tektonische Richtungen vorherrschend: Klüfte und kleinere Störungen im Streichen von 150°-160° und 50°-60°. Durch unterschiedliche Ausbildung gegenüberliegender Wände kann auf Vertikalbewegung in den Canyons geschlossen werden. Harnische wurden nicht gefunden.

Besonders im Bereich der westlichen Abbruchkante der Hochfläche sind um 155° streichende Störungsrelikte vorhanden. Der Ostrand wird teilweise durch mehrere kleinere Versätze geprägt. Hier sind braune eisenschüssige Sandsteine der Plateauoberflächen gegen fein- bis mittelkörnige, helle Sandsteine herausgehoben, in denen auf bis zu 30 m<sup>2</sup> großen Flächen *Thalassionoides*-Bauten in situ Positionen anstehen (Abb. 6.2-7). Auf zwischengeschalteten Eisenkrusten wurden weitere Lebensspuren wie z.B. *Diplocraterion* gefunden (Kap. 6.2.4.2).

### **Interpretation**

Alle strukturellen Elemente und die Morphologie lassen den Schluß einer Hebung des Kerker Plateaus an grabenrandparallelen Störungen ( $155^{\circ}$ - $165^{\circ}$ ) zu. Die Canyons geben Hinweise auf ein Zerbrechen und Verstellen der Hochebenen an E-W streichenden Lineamenten.

Auch die im Verhältnis zum übrigen Grabenbereich signifikant geringere seismische Geschwindigkeit der Sedimente in dieser Region sind Anzeichen für eine verstärkte Bruchdeformation (Kap. 8.4). Aus der Summe dieser Indizien und der Westvergenz der Grabenrandstörungsflächen im Bereich des Marfa Ibiyat kann eine Kompression postuliert werden, die eine geringe Beckeninversion erzeugte.

In anderen Graben- und Beckenstrukturen östlich des Nordkordofanblocks und im Khartoum Graben sind Inversionen z.B. im Humar Becken bekannt (Bussert 1998).

Bosworth (1992) postuliert eine alttertiäre Kompressionsphase, sowohl für das Anza Becken (Kenia) als auch für den Khartoum Graben. Möglicherweise ist es innerhalb einiger Segmente im Störungssystem der CASZ zu Transpressionsprozessen gekommen, die zur Beckenhebung der Humar Struktur und zu den Inversionserscheinungen im Es Safya Graben führten. Die kinematischen Abläufe könnten auch mit der Öffnung des Roten Meeres in Zusammenhang stehen.

Da das Es Safya Gebiet auf dem Rand des Nordkordofanblockes liegt, der ein exponierter Teil der Schwellenregion zwischen dem Gebel Marra und der Bayuda Wüste ist, könnten jedoch die Schwellenhebungen im Tertiär im Zusammenhang mit den Inversionserscheinungen im Es Safya Graben gesehen werden. Das Fehlen von regionalem tertiärem Vulkanismus im gesamten Nordkordofanblock macht diese Annahme jedoch vage.

Der Erhalt des Kerker Plateaus kann zum einen auf die Verwitterungsresistenz der Eisenkrustenoberflächen zurückgeführt werden, zum andern auf eine zeitlich noch junge Exposition. Die Canyonböden weisen noch immer ein deutliches Gefälle auf, was auf eine noch nicht sehr lange Erosionsdauer schließen läßt.

Das Vorkommen der Lebensspuren wird in dieser Arbeit flachen Überflutungen der Campan-Maastricht-Transgression in einer Übergangszone zugeordnet (Kap. 6.2.4.2). Es dürfte sich somit bei den Ablagerungen des Kerker Plateaus um die jüngeren Sedimente im Arbeitsgebiet handeln, die gegenüber den sandbedeckten älteren Schichten herausgehoben wurden.

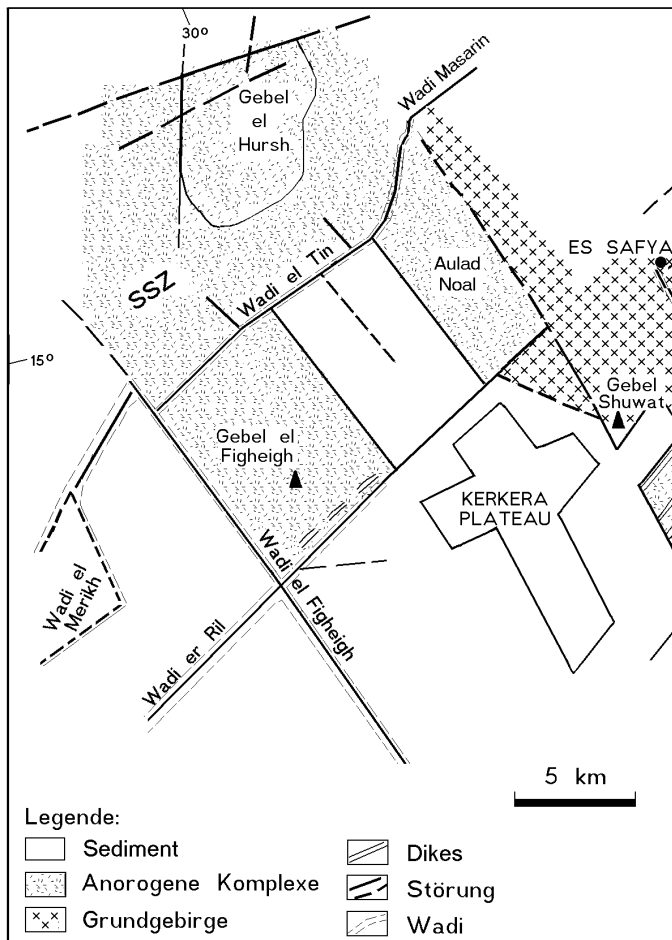
### **7.3.4 Die Sodiri und Abu Harr Scherzone in den Grabenendbereichen**

Die Grabenenden der Es Safya Struktur werden durch Scherzonen gebildet. Im Norden endet der Graben an Störungselementen der SSZ südöstlich des Gebel el Hursh, im Süden unter den Dünen der Qoz Abu Harr an Störungssträngen der AHSZ südwestlich am Rand des Gebel Haraza Komplexes.

Die AHSZ konnte im Rahmen dieser Arbeit erstmals nachgewiesen werden (Kap. 7.2.3.1). Eine Kartierung der beiden Scherstörungssysteme war sowohl für die Geometrieermittlung als auch für die tektonisch-kinematische Geneseanalyse von Bedeutung (Kap. 8.4, 9.4).

#### **- Das nördliche Grabenende**

Für die Strukturierung des nördlichen Grabenendes (Abb. 7.3-7) waren Störungselemente der SSZ maßgebend. Im Gegensatz zum unter mächtigen Sandbedeckungen verborgenen südlichen Grabenende war hier eine detailliertere Aufnahme möglich. Im Folgenden soll zuerst eine Beschreibung dieser Struktur unter geometrischen Aspekten erfolgen, um sie dann im Kap. 7.4.1 als tektonisches Element der SSZ im Rahmen der kinematischen Untersuchungen dieser Struktur darzustellen.



Ein auf dem Satellitenbild vorinterpretierter unkomplizierter Abschluß des Grabens im Norden durch eine im Wadi et Tin verlaufende Störung konnte bei Geländebegehungen nur teilweise bestätigt werden.

Im Nordosten endet der Graben an einer 115° streichenden Störung, die zwischen dem Gebel Shuwat und dem Aulad Noal Gebiet verläuft. Nördlich stehen kleinere flacherodierte granitische Gesteine zwischen hellen Kiesflächen an, südlich sind unter Sandbedeckung Sedimente aufgrund kleiner Aufschlüsse zu vermuten.

Der Shuwat Berg, aus Basement-Gneisen bestehend, dürfte Kreuzungspunkt mehrerer Störungsrichtungen sein. Sowohl die Grabenrand-, die Grabenend- als auch die Begrenzungsstörung der kleinen Grabenappendixstruktur kreuzen sich hier. Dikes mit großen Quarz-, Feldspat- und Muskovitkristallen sprechen für die Mobilität dieser Zone.

**Abb. 7.3-7:** Schematische Skizze des nördlichen Grabenendes.

In den Syeniten des Aulad Noal treten Kluftsysteme mit 35°-45° und 130°-160°-Richtungen auf. Durch Störungen dieser Streichrichtungen ist dieser anorogene Rücken auch begrenzt. Östlich scheint er gegen granitisches Basement herausgehoben zu sein. Aus dem Satellitenbild ist zu interpretieren, daß diese Störung das Wadi et Tin leicht nach Westen versetzt überquert und dann weiter nördlich Richtung Hursh verläuft. Westlich werden Sedimente gegen anorogene Gesteine abgeschoben. Nach Norden lassen sich die Sedimente durch Lesesteinkartierung bis zum Wadi et Tin verfolgen, ab hier stehen Syenite des Hursh Komplexes an.

Die Westgrenze der Sedimente kann durch einen 10 m breiten, 150° streichenden brekziösen Quarzgang belegt werden, an dem westlich fleckenförmige Trachytrelikte angrenzen. Oblique Harnische mit 40° südlich fallenden Strömungen weisen auf eine nach Süden gerichtete schräge Abschiebung hin. Diese Störung scheint in den Graben Richtung Kerkera Plateau zu laufen. Die Trachyte gehören zu den Gesteinen des Figheigh Komplexes, der im Westen durch das Figheigh Wadi begrenzt wird. Im Süden wird diese nahezu quadratische Struktur durch eine 35°-45° streichenden Störung, die in der NE-Fortsetzung des großen Wadi er Ril als ein kleines, mit Büschen bestandenes Lineament im Gelände auffällt und sich auch im Satellitenbild als rötliche Linie abhebt, gegen die Grabensedimente abgegrenzt. Parallel hierzu streichen – nur teilweise aufgeschlossen – Ganglineamente in den nördlich anstehenden anorogenen Gesteinen des Gebel el Figheigh, der sich morphologisch ebenfalls in dieser Richtung erstreckt.

Von der Wadi Figheigh/Wadi er Ril Kreuzung gehen Störungen mit unterschiedlichem Streichen und Fallen ab (80°/steil, 62-70°/40° S). Diese ENE verlaufenden Lineamente scheinen hier ebenfalls vom Grabenrand auf das Kerkera Plateau zuzulaufen. Im Norden wird die Figheigh Struktur von der Wadi et Tin Störung durchlaufen. Diese 50°-60° streichende Störung ist teilweise mit einer Brekzie gefüllt, die aus schwarzer Matrix und großen gerundeten Quarzen besteht. Dieser Typ wurde auch am

Westrand in einer senkrecht zum Grabenrand streichenden Störung gefunden (Kap. 7.3.1). Die Hauptkluftrichtungen des Gebel el Figheigh verlaufen zwischen  $0^\circ$  und  $60^\circ$  sowie  $130^\circ$  und  $170^\circ$ .

Südlich des Figheigh Berges liegt eine kleine Gneisschuppe auf den Syeniten. Direkt nördlich der Wadi et Tin Störung steht noch eine Basementscholle aus dunklen granitischen Gneisen an, die zu anorogenen Syeniten an einer kleinen  $15^\circ$  streichenden,  $70^\circ$  E fallenden Normalstörung geringfügig abgeschoben wurde.

Auf den anorogenen Gesteinen des Figheigh Komplexes liegen auch einzelne geringmächtige Sedimentflecken. Die Sedimente weisen horizontale Lagerung auf oder zeigen ein flaches Einfallen um  $10^\circ$  in meist südliche Richtungen.

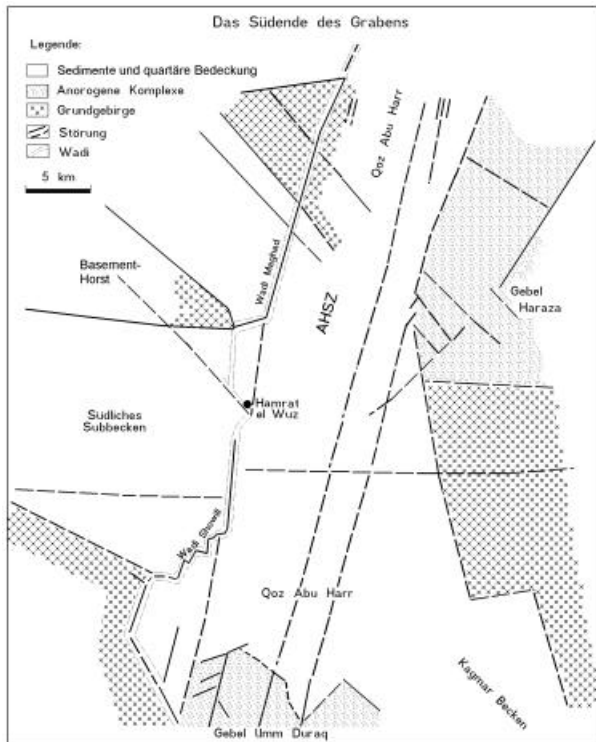
Die oben genannten Fleckenmuster sind typisch für den gesamten Bereich des Nordkordofanblocks im Arbeitsgebiet. Einmal liegen Sedimentreste auf Grundgebirge, wie am NW- und SE-Grabenrand, zum anderen auf anorogenen Gesteinen, wie z.B. im Gebel Figheigh und im Abu Hadid Gebiet, sowie im Gebel el Hursh, wo Funde silifizierten Holzes auf Syeniten in Hochlagen eindeutig eine ehemalige Sedimentbedeckung belegen. Eine stratigrafische Altersbestimmung dieser Hölzer wurde versucht, brachte jedoch keine Ergebnisse (Kap 6.2.4.2). Die oft suborthogonale Geometrie der Sedimentoberflächen läßt störungskontrollierte Grenzen vermuten. Deckenartige Reste von Trachyten stehen an den Südostflanken des Abu Hadid Berges auf dem Grundgebirge an. Die säuligen Absonderungen lassen auf eine Genese in Lagergängen unter Bedeckung schließen. Aufgrund des häufigen Vorkommens von Trachytgängen ist anzunehmen, daß ein erheblicher Teil der Decken bereits erodiert oder unter Sandablagerungen verhüllt ist. Basementgesteine sind auch – wie oben beschrieben – als von der Erosion verschonte Flecken störungskontrolliert oder als Lesesteine auf den anorogenen Körpern zu finden.

### **Gebel el Hursh**

Für die Tektonik des nördlichen Grabenendes und den Verlauf der SSZ spielt der Anorogenkomplex des Gebel el Hursh eine entscheidende Rolle.

Der elliptisch geformte NE-SW gestreckte Berg bildet mit Höhen um 540 m im Gegensatz zu den anderen prominenten Intrusionen im Arbeitsgebiet wie dem Gebel Hadid (902 m) oder dem Gebel Umm Duraq (1018 m) nur ein flaches topografisches Relief. Die Fläche des Ringkomplexes beträgt ca.  $35 \text{ km}^2$ . Die anorogenen Gesteine dieser Region – wenn man die Gebel Figheigh und Aulad Noal Areale, die sicherlich genetisch einzubeziehen sind, hinzurechnet - bedecken jedoch eine Fläche von über  $150 \text{ km}^2$ . Sowohl der Berg selbst als auch das flacherodierte Vorland sind von trachytischen Gängen und Störungen durchzogen. Hierbei herrschen Richtungen von  $50^\circ$  und  $60^\circ$  vor. Untergeordnet treten um  $155^\circ$  verlaufende Rupturen auf. In Richtung der längeren Ellipsenachse wird der Körper von einer um  $20^\circ$  streichenden Störung durchzogen, die von einer ebenfalls durchlaufenden  $50^\circ$ -Störung gekreuzt wird. Überall sind Hinweise auf Spröddeformationen zu finden, wie Brekzien unterschiedlicher Zusammensetzung (siehe Kap. 7.3.1)

Der nördlichste Bereich des Grabenendes der Es Safya Struktur wird von von einem kleinen nur etwa 4 km breiten und 6 km langem Spezialgraben gebildet, der an zu den Hauptstrandstörungen parallel verlaufenden Abschiebungen abgesackt ist (Abb. 7.3-7). Die suborthogonal auf die Grabenendstörung, die hier durch das Wadi et Tin repräsentiert wird, zulaufenden kleineren Störungen dürften konjugierte en echelon angeordnete Elemente der SSZ darstellen. Willcox et al. (1973) beschreiben großwinklig um  $90^\circ$  zu den Hauptscherrichtungen angeordnete antithetische Zweigstörungen, die nur noch geringe Scherkomponenten beinhalten. Auch im südlichen Verlauf der SSZ konnten vielfach derartige suborthogonale Störungen beobachtet werden, die auch im Satellitenbild deutbar sind. Dieses kleinräumige Strukturmuster hat am nördlichen Grabenende dann die Bildung des Spezialgrabens bewirkt bzw. die anorogenen Gesteine schollenartig gegeneinander versetzt. Die schräge Abschiebung konnte durch seismische Messungen belegt werden, aus denen ein Ansteigen der Grabenachse dieser Kleinstruktur nach Norden zu postulieren ist (Kap. 8.4).



**- Das südliche Grabenende**

Die südöstliche Grabenendstruktur (Abb. 7.3-8) wird durch die AHSZ gebildet, die hier vermutlich westliche Sedimente gegen östliche anorogene Gesteine des Gebel Haraza Komplexes und des Grundgebirges abschiebt. Vertikale Versätze wurden durch geophysikalische Untersuchungen bestätigt (Kap. 8.4). Der Basementhorst zwischen zwei Teilbecken wird hier durch das Schersystem abgeschnitten. Der Nordbereich des südlichen Subbeckens endet vermutlich in der Scherzone an anorogenen Gesteinen des Gebel Haraza und des Basements. Südlich besteht zwischen diesem Gebiet und dem Gebel Umm Duraq eine mit Sedimenten gefüllte schmale Anbindung an das Kagmar Becken (Kap. 8.5). Die mächtige Sandbeckung des Qoz Abu Harr läßt hier keine weitere Aussage zur Geometrie zu. Die strukturellen Befunde und ihre kinematische Bedeutung sind in Kap. 7.4.3 dargestellt.

Abb. 7.3-8: Schematische Skizze des südlichen Grabenendes.

**7.4 Kinematik und Struktur der Scherzonen**

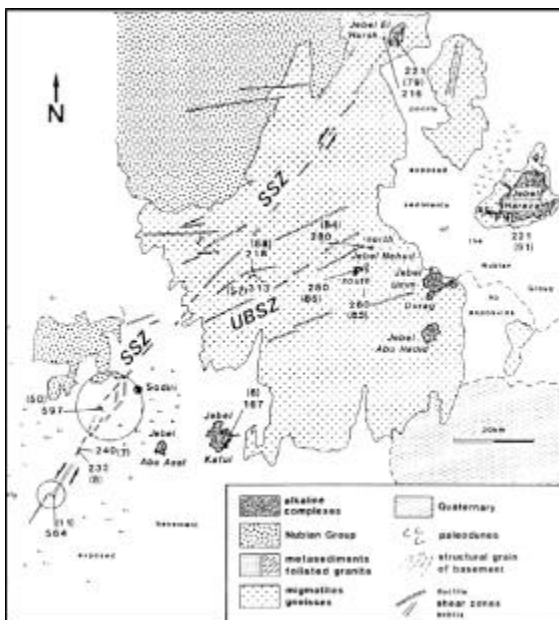


Abb. 7.4-1: Die Sodiri- und Umm Badr-Scherzone auf dem Nordkordofanblock (Ausschnitt aus Schandelmanier und Richter 1991)

Wie einleitend dargestellt, waren die Ende der achtziger Jahre durchgeführten strukturgeologischen Untersuchungen von Schandelmanier und Richter in Nordkordofan der Anstoß für die hier vorliegende Arbeit. Mündliche Hinweise dieser beiden Kollegen (1989) sowie ihre 1991 erschienene Veröffentlichung wurden in die Entwicklung von tektonischen Arbeitsmodellen und Hypothesen einbezogen (Kap. 7.2.3.1), die durch Geländeuntersuchungen bestätigt, modifiziert und ergänzt werden sollten. Schandelmanier und Richter konnten mit Satellitenbildinterpretation, Geländeuntersuchungen, Dünnschliffbearbeitungen und Altersbestimmungen auf dem Nordkordofanblock vier Deformationsphasen zeitlich und kinematisch unterscheiden. Im Spätproterozoikum (D1) wurden Isoklinalfalten in den Gneisen und Metasedimenten des Basements angelegt, die im späten Pan African (D2) durch duktile Scherbewegung erneut überfaltet wurden. Im Obersten Pan African (D3) unterlag diese Region einer ENE gerichteten Sprödscherung (Umm Badr Scherzone UBSZ). Im Oberen Karbon bis in die Trias (D4) wurden die Strukturen der vorangegangenen Episoden nochmals reaktiviert. Die Bewegung

dieser Sprödscherung liefen im Umm Badr Gebiet vermutlich dextral ab, während in den Strukturen um Sodiri eindeutig sinistraler Bewegungssinn in um 35° streichenden Großstrukturen (Sodiri Scherzone SSZ) nachgewiesen werden konnte (Abb 7.4-1).

#### 7.4.1 Die Sodiri Scherzone (SSZ)

Im Kapitel 7.2.3.1 ist bereits das auffällige Erscheinungsbild der Hauptstörung der SSZ auf den Satellitenbildern als NNE streichendes Hügellineament beschrieben worden.

Diese Rücken bestehen im südwestlichen Bereich der Scherzone aus kataklastisch deformierten Metasedimenten, im nordöstlichen Teil – im Arbeitsgebiet – aus deformierten, foliierten mittelproterozoischen Grundgebirgsgraniten sowie aus vulkanischen und subvulkanischen Ganggesteinen. Spätproterozoische Metasedimentserien kommen hier nur untergeordnet vor. Für die um 20° streichende 40° NW fallende Foliation des Basements nehmen Schandelmeier und Richter (1991) duktile Entstehungsbedingungen während des Pan-afrikanischen D2-Ereignisses an. Die duktile Scherzone im Gebel Raghaghiyat Gebiet im Basement des mittleren östlichen Grabenrandes wurde im Kap. 7.3.1 erwähnt.

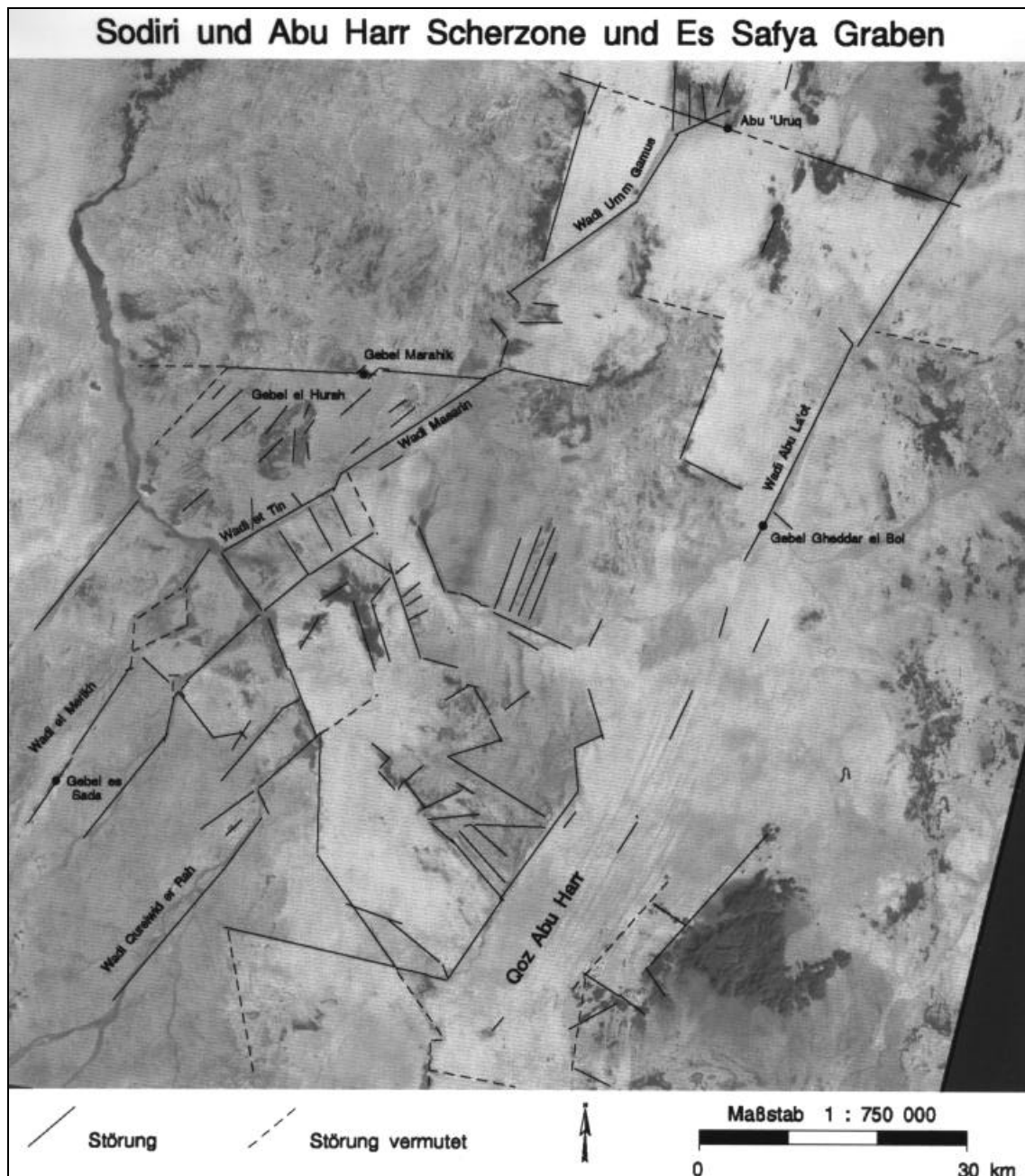
Spitzwinklig zur Foliationsrichtung werden die Granite von um 10°-20° streichenden Störungen durchschnitten. Durch Sprödzerbrechen sind grobkörnige tektonische Brekzien entstanden. Dünnschliffuntersuchungen von Graniten aus der Scherzone ergaben sinistralen Schersinn (Schandelmeier & Richter 1991). Darüber hinaus ist wie in der UBSZ – hier konnte der dextrale Bewegungssinn durch den auf dem Satellitenbild sichtbaren rechtsseitigen Versatz einer NNE streichenden duktilen Scherzone durch die Hauptstörungen im zentralen Bereich des Umm Badr Gürtels interpretiert werden – auch die Bestimmung der Relativbewegung entlang der SSZ anhand von großen spezifischen Strukturmerkmalen möglich. Aus dem MSS-Satellitenbild und vor allem auf einem RBV-Bildmosaik (Gläser 1987) sind mehrere parallele en echelon angeordnete linkstretende Übertritte zu erkennen, die schräg zur theoretischen Richtung der Hauptstörung verlaufen. An sinistralen Blattverschiebungen kommt es durch diese divergenten Verbindungsstrukturen zu Abschiebungen und zur Anlage von Transtensionsstrukturen (Pull-aparts), die auch im Gelände topographisch sichtbar sind. Ebenfalls ist südlich von Sodiri ein schräg zur Hauptstörung streichender Rücken zu beobachten, der entlang einer rechtsüber tretenden konvergenten Verbindungsstruktur durch Transpression als Druckrücken erzeugt sein könnte. Auch hierfür ist eine sinistrale Bewegung an einer Scherstörung Voraussetzung. Schandelmeier und Richter (1991) beschreiben hier eine 45° zum Hauptstörungsverlauf streichende Überschiebungsfläche, die den Einengungscharakter dieser Region ebenso belegt.

Die häufig auftretenden E-W streichenden Störungen interpretieren Schandelmeier und Richter (1991) als in der D2-Phase angelegte Dehnungsklüfte.

#### - Verlauf und Strukturen der Sodiri Scherzone im Untersuchungsgebiet

Die beiden im Rahmen der Satellitenbildinterpretationen entwickelten teils konträren tektonischen Entwicklungsmodelle (Kap. 7.2.3.1) erforderten für ihre Überprüfung umfangreiche Geländearbeiten, die – wie bei der Kartierung der östlichen und westlichen Grabenrandstörungen – in der Aufnahme und Klassifizierung tektonischer Strukturen wie Störungen, Gänge und Harnischflächen bestanden. Besondere Bedeutung kam hier der Ermittlung des Bewegungssinns zu. Für die Entwicklung des Es Safya Grabens als klassische Pull-apart Struktur (Modell 1) im Sinne von Burchfiel und Stewart (1966) waren dextrale Scherbewegungen in der SSZ und AHSZ und ein Auslaufen dieser Strukturen im Gebel el Hursh – wie es Schandelmeier und Richter (1991) postulierten - bzw. am Gebel Umm Duraq Voraussetzung. Ein Störungsverlauf über den Rand des Kristallins des Nordkordofanblocks hinaus in die Kreidesedimente der östlich angrenzenden Beckenregion für die SSZ und eine südlich des Gebel Umm Duraq auf die Hauptscherstörungen der CAFZ gerichtete Erstreckung der AHSZ bilden die Grundlage für die kinematische Funktion des Modells 2 bei Nachweis sinistraler Relativbe-

wegungen, wie sie Schandlmeier und Richter (1991) für die triassischen D4-Deformationen für die SSZ bis zum Gebel el Hursh bereits belegt hatten.



**Abb. 7.4-2:** Dargestellt ist der Verlauf der Sodiri Scherzone vom Gebel es Sada, durch das Gebel el Hursh Gebiet, über den Rand des Nordkordofanblocks hinaus bis zum Abu Uruq Brunnen. Subparallel hierzu verlaufen östlich die Störungselemente der Abu Harr Scherzone durch die Sedimente des Wadi Abu La'ot unter dem Qoz Abu Harr und am südöstlichen Rand des Es Safya Grabens. In beiden Schersystemen konnte sinistraler Bewegungssinn nachgewiesen werden. Das Gebirgsmassiv im südöstlichen Bildteil wird durch den anorogenen Komplex des Gebel Haraza gebildet. Zwischen den beiden Scherzonen hat sich die Es Safya Grabenstruktur entwickelt.



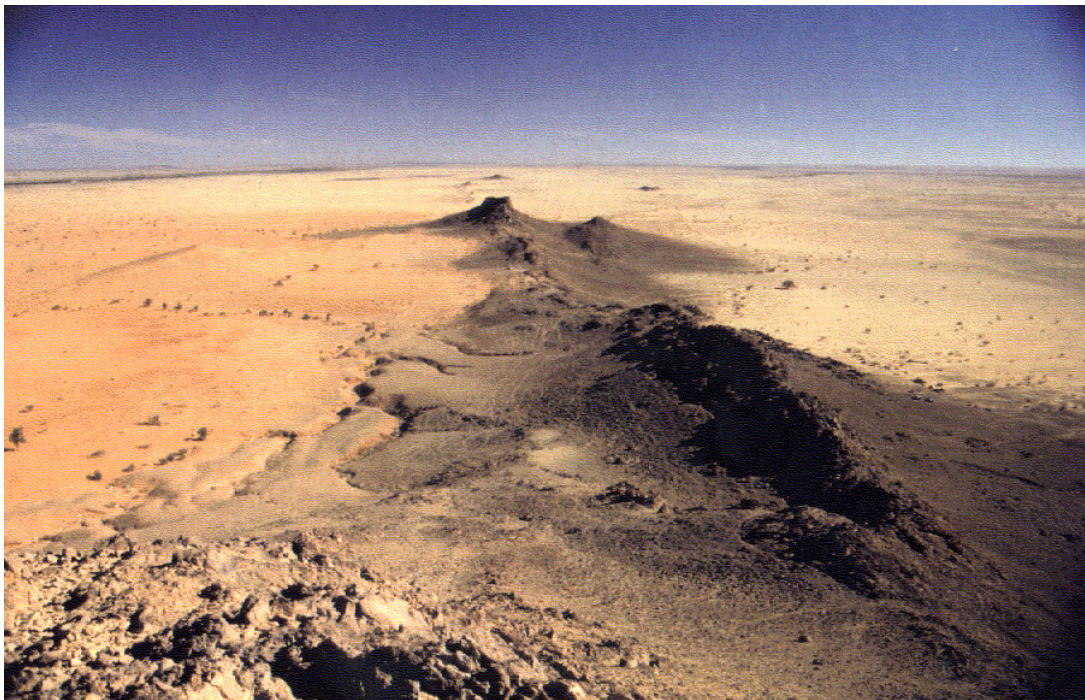
Für die Deutung der Genesekinematik der Grabenstruktur und die Verifizierung eines der tektonischen Ausgangsmodelle war vor allem die Identifikation von Störungselementen im Gebel el Hursh Gebiet und der nordöstlich anschließenden Region von großer Bedeutung.

Die SSZ wurde von südlich des Gebel es Sada auf dem Nordkordofanblock bis zum Abu Uruq Brunnen im nordöstlichen Sedimentbecken kartiert (Abb. 7.4-2). Aufgrund unterschiedlicher Topographie und Lithologie der durchscherten Gesteine kann der Verlauf der SSZ in diesem Bereich gegliedert werden

- als Hügelkette im Basement des Nordkordofanblocks (Gebel es Sada)
- in der Wadi-Depression im Basement des Wadi el Merikh
- als Grabenendstörung auf bzw. zwischen den anorogenen Gesteinen des Gebel el Hursh und den Grabensedimenten
- im Randbereich des Nordkordofanblocks (Gebel Marahik)
- in den Kreidesedimenten der östlich Beckenregion (Wadi Umm Gamus)

### Der Gebel es Sada

Die Hauptstörungsbergkette der SSZ streicht vom Südwesten um  $35^\circ$  nach NE. Die höchste Erhebung dieses Lineaments im Untersuchungsgebiet ist der Gebel es Sada mit 611 m (Abb. 7.4-3). In Streichrichtung hat dieses Einzelement eine Länge von 2,5 km und eine Breite von etwa 600 m. Blickt man vom Südwestende dieser Struktur Richtung Norden, ist eine auffällige Störungsanordnung zu beobachten.



**Abb 7.4-3:** Blick vom Gebel es Sada nach NNE auf eine Hauptstörung der Sodiri Scherzone.

In der Kammlinie ist eine saigere Störung aufgeschlossen, deren östliche Scholle tiefer liegt. Parallelstörungen, die ebenfalls senkrecht stehen, zeigen weitere vertikale Versätze an. Die Westflanke des Störungshügels weist ein wesentlich geringeres kontinuierliches Fallen auf. Im Hanganschnitt sind mehrere parallele, auf die Hauptstörung in Winkeln zwischen  $70^\circ$  und  $80^\circ$  zufallende Störungen zu sehen. An den Nebenstörungen waren keine Bewegungshinweise zu erkennen. Obwohl das Erscheinungsbild auf vertikale Abschiebungen hinweist, befinden sich an der Hauptstörung nur Stufenharnische, die sinistralen Bewegungssinn anzeigen.

## Interpretation

Schandelmeier und Richter (1991) stellten im Rahmen ihrer Untersuchungen ein leichtes Einfallen der Hauptscherflächen der SSZ fest. Da aus mechanischen Gründen in klassischen Blattverschiebungen streng vertikale Störungsflächen erzeugt werden, und eine Anlage als Überschiebung ausgeschlossen wird, äußern sie die vorsichtige Annahme, daß die Hauptscherflächen der oberste Teil einer krustalen Scherzone sind, in der eine Blumenstruktur entwickelt wurde.

Die oben beschriebenen Kleinformen am Gebel es Sada ähneln den in der Literatur beschriebenen Blumenstrukturen (Sanderson & Machini 1989, Twiss & Moores 1992, Woodcock & Schubert 1994).

In Bereichen von Krümmungen oder in Übertritts- bzw. Brückenbereichen an oder zwischen Hauptblattverschiebungen können sich Störungen entwickeln, die von der Hauptstörungslinie horizontal bogenförmig weglaufen und vertikal schräg von der steilgestellten Hauptscherfläche divergieren (Gamond 1987). In Abhängigkeit von der Richtung der Krümmung bzw. des Übertritts zur Richtung der Relativbewegung in der Scherzone entstehen so differenzierte Störungen, an denen unterschiedliche Blumenstrukturen erzeugt werden. Positive Formen - auch Tulpenstrukturen genannt - werden von schrägen Aufschiebungsstörungen gebildet, negative - oder Palmenstrukturen - durch schräge Normalstörungen dominiert. Großstrukturen beider Art mit mehreren Kilometern Breite und Tiefe wurden in vielen Blattverschiebungszonen nachgewiesen. Flowerstructures haben auch bei der Anlage von Gräben im Ostafrikanischen Riftsystem eine tektonische Bedeutung (z.B. Turkana Rift, Rosendal et al. 1991). Neben den extensionellen und transtensionellen Störungen waren diese Formen ebenfalls die dominierenden Bildungsstrukturen für die Großgräben im Tschad. Seismische Untersuchungen konnten die tiefgreifenden Elemente im Doseo- und Doba Rift nachweisen (Genik 1992). Guiraud und Maurin (1993) sehen positive Blumenstrukturen in Becken entlang der CAFZ als Resultat einer NW-SE gerichteten Krustenverkürzung im Santon (Santon-Squeeze, Kap. 9.6). Ob es sich bei den frei erodierten Kleinformen am Gebel es Sada um Blumenstrukturen handelt, konnte aufgrund des Fehlens jeglicher diesbezüglicher Bewegungsanzeiger nicht bestimmt werden. Dieses Erscheinungsbild war in anderen Störungsbergen nicht aufgeschlossen, hier sind manchmal leicht westeinfallende parallele Scherflächen zu sehen.

In Abständen von ca. 5 km sind südlich bis zum Wadi Qureiuid mehrere subparallel laufende Wadis zu finden, in denen brekziöse Gesteine in Störungssegmenten anstehen. Im Wadi Qureiuid konnten Hinweise auf Vertikal- und Horizontalbewegungen gefunden werden.

Das durch flache Depressionen geprägte morphologische Bild dieser Region und die Hinweise auf heterogene Bewegungen könnten zur Annahme einer negativen Blumenstruktur führen. Ob es sich bei den Parallelstörungen jedoch tatsächlich um Teile solcher tektonischer Systeme handelt, konnte nicht nachgewiesen werden, da geophysikalische Untersuchungen nur zur Geometrie der östlich liegenden Grabenstruktur durchgeführt wurden.

Das am markantesten ausgebildete Parallelstörungselement ist die Struktur im Verlauf des Wadi Qureiuid er Rah. Sie dürfte im Grabenbereich eine Transferzone zwischen einem nördlichen und südliche Unterbecken bilden (Kap. 7.3.2, 7.3.3).

Parallel laufende Störungen sind auch aus anderen großen Blattverschiebungszonen bekannt - z.B. Awatere- und Clarence-Störung/Südisland, Parallelsysteme in der San Andreas Störungszone/Kalifornien (Abb. 7.1-7). Auch kürzere Relay-Anordnungen oder In-line-Systeme, die subparallel zur Hauptstörungsfläche verlaufen, gehören zum strukturellen Inventar von Scherzonen (Woodcock & Schubert 1994). Diese Störungssegmente nehmen einen Teil des regionalen Strainbudgets auf. Willcox et al. (1973) beschreiben die Entwicklung von Störungen an Blattverschiebungen, die ebenfalls subparallel zu den Hauptrichtungen verlaufen und nur geringe Winkel zu den synthetischen Störungen bilden. Durch diese Strukturen kommt es zur Erweiterung von Scherzonen. Das Vorhandensein der Parallelelemente - welcher Strukturform sie auch immer zuzuordnen sind -

impliziert, daß sich die SSZ in der Breite nach Südosten bis zum Wadi Qureiwid er Ral erstreckt (Kap. 7.1, 7.3.2).

### **Das Wadi el Merikh**

Etwa 7,5 km nordöstlich des Gebel es Sada endet die Hügelkette der SSZ. Das im Westen parallel zu den Rücken streichende Wadi Merikh nimmt hier deutlich an Breite zu und bildet - wie das südlich gelegene Wadi er Ril in kleinerem Maßstab - eine beckenartige Struktur in der Nähe des westlichen Grabenrandes.

### **Interpretation**

Twiss und Moores (1992) beschreiben den Wechsel topographischer Hochlagen von einer Seite des Störungsverlaufes von Blattverschiebungen auf die andere. Oft dürften für diese morphologischen Wechsel unterschiedliche Erosionswiderstände der Gesteine maßgeblich sein. Geringe Vertikalkomponenten in horizontalen Scherbewegungen entlang der Störungssegmente können jedoch ebenfalls topographisch unterschiedliche Formen erzeugen. Ob die in den Wadi-Bereichen morphologisch als größere Depressionen erscheinenden Strukturen Transtensionsbecken sind, die sich durch Linksübertritte oder entlang entlastender Krümmungen entwickelt haben, konnte aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse in diesen Gebieten nicht nachgewiesen werden. Für die Entstehung solcher Becken reichen schon leichte Änderungen der Scherbewegungsrichtung zum Streichen der Hauptstörung aus (Makris & Rihm 1991). Die transtensionellen Tendenzen dieser Region könnten jedoch auch im Zusammenhang mit der Es Safya Grabenentwicklung gesehen werden.

### **Der Gebel el Hursh Komplex**

Das Wadi el Merikh, in dessen Verlauf die SSZ zu vermuten ist, endet am Wadi el Mahbas, auf dessen nördlicher Seite die anorogenen Gesteine des Hursh-Gebietes anstehen. In diesem Gebiet vermuteten Schandelmeier und Richter (1991) das Nordende der SSZ. Im Satellitenbild und auch im Gelände sichtbare Strukturen sprechen jedoch für einen nördlichen Weiterverlauf dieser Scherzone.

Mit Streichrichtungen zwischen 50° und 60° nimmt eine Störung im Wadi et Tin ab dem Wadi el Mahbas in etwa den SSZ-Verlauf auf. Die NE-SW-Richtungen treten in vielen Lineamenten im oval geformten Ringkomplex des Hurshberges auf. Auch Küster (1993) nimmt ein Durchschneiden des Plutons durch eine Scherzone an, die er in Verbindung mit der SSZ stellt.

Die Richtungsänderungen der SSZ von etwa 35° auf 50°-60° können auf die größere Kompetenz der Hursh Intrusionsgesteine im Verhältnis zu den foliierten Grundgebirgsgneisen in der Umgebung zurückgeführt werden. Ähnliche Effekte konnten bereits im Zusammenhang mit der östlichen Grabenrandstörung im Bereich des Marfa Ibiyat Komplexes beobachtet werden. Davis und Reynolds (1996) beschreiben Scherzonen, die rigide Plutone umlaufen. Durch den Einfluß derartiger Körper auf die Schersysteme kann es zu Konvergenzen oder Divergenzen der Scherflächen kommen, d.h., zu einer Verengung oder Erweiterung der Zone. Ersteres führt durch Strainkonzentration zu einer Zunahme der Deformation, letzteres zu einer Verringerung der Verformung. Im Hursh Gebiet treten sowohl nördlich als auch südlich des Ringberges viele kleinere Bruchlineamente auf. Dieses und die zum Südbereich der SSZ bedeutend unscheinbareren Deformationsformen lassen auf ein Divergieren der Scherzone um den Hursh Komplex herum schließen. Inwieweit diese Umgehungsstörungen bereits durch das Aufdringen des Plutons angelegt wurden und während der D4-Deformation reaktiviert wurden oder das Stressangebot für die Anlage neotektonischer Brüche ausreichte, bleibt fraglich.

Die im Umfeld des anorogenen Ringberges auftretenden Brüche sowohl in zugehörigen flach-erodierten Syeniten als auch in Basementgesteinen sind von Quarzporphyren und Trachyten intrudiert worden, die als späte Phase des Magmatismus interpretiert werden können. Wie im gesamten Arbeitsgebiet (z.B. Marfa Ibiyat, Qureiwid er Ral, Kap. 7.3.1) sind diese Dikes kataklastisch überprägt worden. Dieses und die Spröddeformationen in den Syeniten der Ring-Struktur des Hursh Berges

lassen auf eine zeitliche Einordnung der Bewegungen nach der Intrusion bzw. der Erstarrung der Magmatite schließen. Höndorf et al. (1994) beschreiben ebenfalls die Scherdeformationen dieser anorogenen Gesteine. Müller-Sohnius und Horn (1994) ordnen sie Scherereignissen triassischen oder jüngeren Alters zu, die sie aber als unabhängig von den tektonischen Abläufen der von Schandelmeier und Richter (1991) postulierten D4-Deformationen sehen.

Das räumliche Muster der Dikes dürfte jedoch bereits vor der Intrusion angelegt worden sein. Nach Davis und Reynolds (1996) werden beim Aufstieg eines Plutones in einem Gebiet, das einem aktiven Differentialstress unterliegt, Rupturen reaktiviert bzw. Erstbrüche aufgerissen, die systematisch in Beziehung zum regionalen Spannungsfeld angeordnet sind. Erst später treten - maßstäblich kleinere - Störungen und Klüfte auf, die der kinematischen Ordnung des Intrusivkörpers unterliegen. Typische radial angeordnete Lineationen konnten weder auf den Luftbildern der Hursh Region noch des Marfa Ibiyat Gebietes gefunden werden.

Der Hursh Berg scheint nicht die einzige Ringstruktur des gesamten anorogenen Areal zu sein. Südlich der rezenten Rundform ist - auf dem Satellitenbild identifizierbar - eine halbkreisartige Struktur zu erkennen, die in ihrem Durchmesser von der Nordrandstörung des Grabens (Wadi et Tin) abgeschnitten wurde. Im Gelände sind diese Formen weder morphologisch noch durch lithologische Differenzierungen zu unterscheiden, wie es im durch Einzelintrusionen komplex aufgebautem Haraza Massiv möglich ist.

Aufgrund der tektonischen Entwicklungsgeschichte des Nordkordofanblocks (Kap. 5.4, 7.5) kann angenommen werden, daß die Hursh Region eine Schwächezone repräsentiert, in der bereits vor der Magmenplatznahme durch unterschiedliche Scherbewegungen erzeugte divergente und/oder konvergente Strukturen vorhanden waren. Der abyssale tektonische Tiefgang dieser präexistenten Störungen war dann Anlaß für die Intrusion des Hursh Plutons. K/Ar-Bestimmungen von Müller-Sohnius und Horn (1994) an Hornblenden von Syeniten aus dem Ringberg des Hursh ergaben Alter von 221 Ma. Die oben beschriebenen weiteren Intrusionskörper und die große regionale Ausdehnung der anorogenen Gesteine (s.o.) wie die unterschiedliche Morphologie implizierten jedoch mehrere zeitlich getrennte vulkanische Phasen, bei denen die älteren das Gastgestein für die jüngeren bildeten.

Parallel zum Wadi et Tin verlaufen in gleicher Streichrichtung Rupturen, die den Ellipsenrand des Gebel el Hursh im Südosten leicht abscheiden. Die südöstliche Scholle ist somit abgesenkt worden.

Auch im Nordwesten scheinen Störungen gleicher Richtung den Ringkomplex zu begrenzen. In Parallelstörungen hierzu stehen Brekzien an. Harnische konnten nicht gefunden werden. Dieses kann an der überwiegend grobkristallinen Ausbildung der Syenite in den Störungswänden liegen, die eine Ausbildung dieser Strukturen verhinderte (Kap. 7.3.1).

Nach Nordosten hin enden die anorogenen Gesteine des Hursh Komplexes an einer großen Störung mit einem generellen E-Streichen. Nördlich dieses Lineaments, das auf dem Satellitenbild bis in die östlichen Randbereiche des Nordkordofanblockes interpretierbar ist, stehen teilweise Sedimente an.

### **Der Gebel Marahik**

Der Gebel Marahik (560 m) besteht aus stark silifizierten, quarzitären Sandsteinen und wird im Süden von der obengenannten E-W-Störung begrenzt. Im Westbereich des Berges verläuft eine 45° streichende Störung zwischen Quarziten und mittel-feinkörnigen Sandsteinen, die eine auffällig geringere Silifizierung aufweisen. In der E-W-Randstörung zeigen in den Sedimenten Harnisch-Strömungen dextrale Bewegungen an. Der Ostrand des Gebel Marahik wird durch eine um 50° streichende Störung begrenzt, an der die E-W-Störung nach Norden versetzt wurde. Dieser Versatz kann aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse in dieser Region nur auf dem Satellitenbild vermutet werden. Die Verschiebung und das störungskontrollierte Nebeneinander von unterschiedlichen Sedimenten und anorogenen Gesteinen sowie die Harnischansprachen können als Hin-

weise für sowohl horizontale als auch vertikale Bewegungen interpretiert werden. Ob die Störungen mit dextralem Scherbewegungssinn im konjugierten Zusammenhang mit den 50° Rupturen mit sinistralen Bewegungen stehen, kann nur angenommen werden. Eindeutig erscheint die zeitliche Einordnung der Normalbewegungen an der E-W-Störung nach der Sedimentation.

Die E-W-Richtung wird im Arbeitsgebiet fast ausschließlich durch größere, lang durchlaufende Störungen repräsentiert. Da E-streichende Strukturen zu den ältesten Deformationssystemen des nordostafrikanischen Raumes gehören, dürften auch die Rupturen auf dem Nordkordofanblock alt angelegt und mehrfach unterschiedlich reaktiviert worden sein.

Südöstlich des Gebel Marahik stehen im Gebel Terabil (570 m) Quarzsyenite an. Dieses Berglineament von etwa 2,5 km Länge streicht in 50° Richtung und wird von einer um N streichenden Störung im Osten abgeschnitten. In NE streichenden Gangstörungen sind sinistrale Harnische zu finden. Die große E-W-Störung, die am Gebel Marahik identifiziert wurde, ist nördlich des Gebel Terabil wieder aufgeschlossen. Hierdurch wird die aus dem Satellitenbild interpretierte Vermutung bekräftigt, daß sie nach Osten hin bis zum Rand des Nordkordofanblocks verläuft. Nördlich dieser Störung stehen Sedimente an, die anhand kleiner Flächen mit Lesesteinen nachweisbar sind. Größere Sedimentaufschlüsse sind erst nordöstlich nach 7,5 km in der Nähe des Blockrandes zu finden. Hier stehen schwarze eisenschüssige Sandsteine an, die ein 15° streichendes Störungsscarp bilden. Östlich davon liegt eine helle rezente Sandfläche. Aufgrund der Farbkontraste ist dieser Bereich auch auf dem Satellitenbild äußerst prägnant. Die Scarphöhe schwankt zwischen zwei und acht Metern.

Die durch das Masarin Wadi markierte Störung (50°) scheint am Rand des Nordkordofanblocks an zwei um 140° streichenden Störungen stufenartig nach Nordwesten versetzt zu sein (Abb. 7.4-2). Dieses ist aus der Geometrie von mit hellen Sanden gefüllten Depressionen zu schließen, die nördlich von einer Störung mit einem Streichen von 55° begrenzt werden, die sich dann nach Nordosten im Wadi Umm Gamus fortsetzt. Über Absolutbewegungen in den Sedimentstörungen lassen sich keine Aussagen machen, da aufgrund der starken Bruchdeformationen keine Bewegungsanzeiger zu finden sind. Vage Hinweise jedoch können aus den oben beschriebenen Depressionen gezogen werden. Es könnte sich hier um Transtensionsstrukturen handeln, die durch Linksübertritte an einer sinistralen Blattverschiebung entstanden sind.

Eindeutig sind jedoch die Bewegungen an der N-S verlaufenden Scarpstörung zu interpretieren. Bei Abschiebungen ist die E-Scholle, auf der Sedimente unter quartären Sanden liegen, abgesackt. Auf dem westlichen Störungsblock ist nur noch eine geringmächtige Sedimentdecke vorhanden. Für Grundgebirgsnähe sprechen Basementlesesteine und kleinere granitische Kiesflächen. Der Erhalt der Sedimente auf dem Basement könnte durch das Absinken dieses Bereiches an der oben beschriebenen E-W-Störung am Gebel Marahik sein, die Sedimente und anorogene Gesteine in ihrem westlichen Verlauf bzw. Sedimente und Basement im Ostbereich gegeneinander abschiebt.

### **Das Wadi Umm Gamus**

Das Wadi Umm Gamus bildet durch seinen Bewuchs einen sowohl im Satellitenbild als auch im Gelände deutlich sichtbaren Kontrast zu den randlichen hellgelben Sandflächen. Bei seiner Verfolgung nach Nordosten konnten etwa 13 km vom Scarp entfernt Sedimentaufschlüsse gefunden werden. In flach gelagerten mittelkörnigen braungelben Sandsteinen mit schwarzbraunen Eisenkrusten an den Oberflächen befinden sich hier in Störungssegmenten Harnische, die sinistrale Bewegungen anzeigen.

Im Rahmen der Geländearbeiten wurde das Wadi Umm Gamus bis zu seinem Ende am Abu Uruq Brunnen verfolgt. Die Streichrichtung ändert sich von 50° im Süden auf 30° im Norden. Am Abu Uruq stehen schwarze Sedimentflächen an, die durch kleinere en echelon - angeordnete Lineamente deformiert werden. Diese Kleinstörungen laufen mit einem Streichen um N auf die Richtung des Hauptwadis zu. Aus dieser Anordnung kann geschlossen werden, daß es sich um synthetische Riedelstörungen handelt, die spitzwinklig auf eine sinistrale Hauptscherfläche zulaufen.

Die Häufigkeit dieser kleinen und größeren Strukturen kann auch auf die Anlage von Fiederbrüchen hinweisen, wie sie aus den Endbereichen von Scherzonen beschrieben werden, wenn die Scherbewegungen ausklingen (Möbus 1988, Eisbacher 1996). Divergierende Lineamente konnten nicht eindeutig nachgewiesen werden; die schlechten Aufschlußverhältnisse lassen keine konkreten Aussagen zu.

Hinweise sind auch dafür vorhanden, daß die anstehende Sedimentscholle an einer 110° streichenden Störung gegenüber den quartären Sandflächen herausgehoben wurde. Dieses kann ebenfalls der Satellitenbildinterpretation entnommen werden.

Alle tektonischen Elemente lassen den Schluß zu, daß auch im Randbereich des Nordkordofanblockes und in den nordöstlich anschließenden Sedimentationsbecken nach der Sedimentation sowohl Scherbewegungen als auch Normalabschiebungen stattgefunden haben.

Da im gesamten Raum zwischen dem Nordkordofanblock und der Bayudawüste keine älteren als oberkretazische Sedimente oberflächlich anstehen, müssen diese Bewegungen in der obersten Kreide oder im Tertiär abgelaufen sein.

Über die Tiefenlage dieser Störungen und die Verschiebungsbeträge kann nur spekuliert werden. Die gegenüber den Strukturelementen in den Kristallinbereichen dürftigen tektonischen Ausbildungsformen in diesem Sedimentgebiet können zum einen durch die Sandbedeckung erklärt werden, zum andern beschreiben Wilcox et al. (1973) sedimentbedeckte Störungszonen, in denen die Größe der horizontalen Scherbewegungen der Grundgebirgsblöcke nach der Sedimentation gerade ausreichte, um die Sedimente zu zerbrechen, ohne jedoch signifikante Versätze und größere Zweigstörungssysteme zu erzeugen. Sowohl die Satellitenbildinterpretationen als auch die Geländeindizien sind Hinweise für einen langen oberflächlichen Verlauf dieser Lineationen. Aufgrund geometrischer Störungsbeziehungen ist es deshalb wahrscheinlich, daß ihr Tiefgang ausreichend ist, um sie mit unterlagernden Grundgebirgsstörungen in Verbindung zu bringen (Walsh & Watterson 1988).

### **Zusammenfassende Interpretation der SSZ**

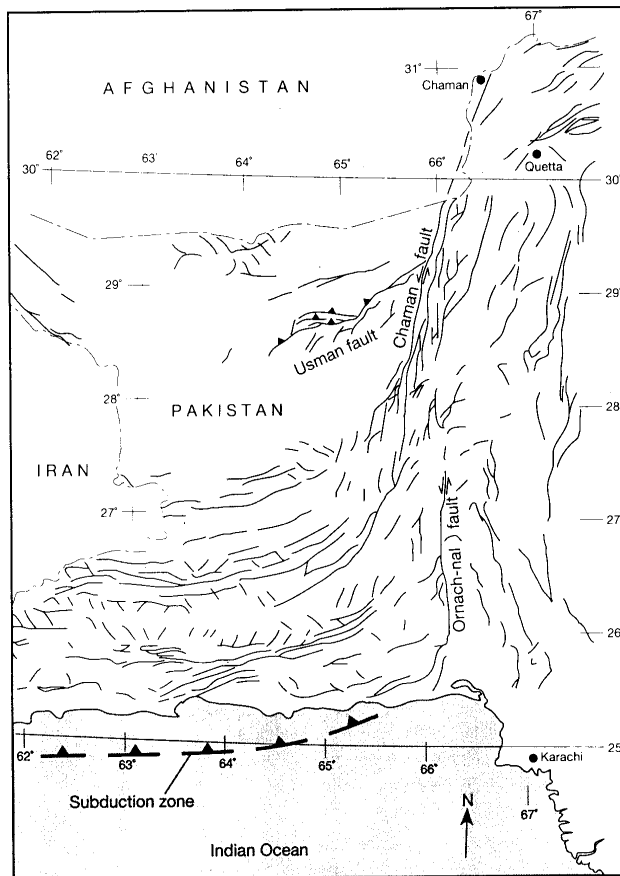
Anhand vieler textureller Ansprachen kann dextraler Bewegungssinn in der SSZ ausgeschlossen werden. Von Bedeutung für die Realisierung eines der kinematischen Ausgangsmodelle war – wie einleitend betont - ebenfalls die Kartierung des Verlauf der SSZ nördlich des Gebel el Hursh. Die auf Satellitenbildinterpretationen beruhende Annahme, daß diese Scherzone auch außerhalb des Nordkordofanblockes in den nordöstlichen Sedimenten weiterläuft, konnte mit den oben beschriebenen tektonischen Untersuchungen nachgewiesen werden. Hierzu sollen im folgenden noch strukturelle Probleme näher diskutiert werden.

### **Ende der Scherzone**

Das abrupte Abbrechen der Bergketten und der Wadidepression des Wadi Merikh südwestlich des Gebel el Hursh am Wadi Mhabas, wie es aus dem Satellitenbild interpretierbar ist, impliziert auf den ersten Blick das Ende der SSZ. Neben den bereits beschriebenen Hinweisen auf Bruchverformungen an Störungselementen im Gebel el Hursh Komplex selbst und dem Nachweis von Horizontalbewegungen sowohl an Störungen, die den anorogenen Körper durchschlagen oder umlaufen als auch in den nordöstlich anschließenden Sedimentgebieten ist auch das Fehlen von typischen Strukturen, wie sie für die Endbereiche von Horizontalverschiebungen beschrieben werden, von Bedeutung (Twiss & Moores 1992). Gewöhnlich enden Blattverschiebungen in Auffächerungen von kleineren tektonischen Elementen, wie Normalstörungen, Aufschiebungen oder Falten, in denen die Horizontalbewegungen langsam auf Null herabgesetzt werden. Derartige typische Fächer mit auseinanderlaufenden, teils kurvigen bis senkrecht zur Hauptbewegung einschwenkenden Lineamenten sind im Gebel el Hursh

Gebiet und seiner näheren Umgebung nicht vorhanden. Erst 70 km nördlich Abu Uruq könnten derartige Strukturen vage vermutet werden (s.o.).

Im Rahmen dieser Überlegungen sollen auch Gedanken über die Endzone der CAFZ aufgeführt werden, die Schandelmeier und Pudlo (1990) in den Red Sea Hills annehmen. Twiss und Moores (1992) beschreiben die Endregion von Mega-Scherzonen als Großfächer - die z.B. im Falle der Chapman Zone fast den gesamten Raum von Pakistan einnehmen und als Überschiebungsgürtel in einer Subduktionszone ausklingen (Abb. 7.4-4), oder wie die Hope Störung, die als Fiederbrüche (horsetail splays) an den Großstörungssystemen der Alpine Störung in Neuseeland endet. Das Aufspalten der CAFZ in viele Einzelelemente, wie die WMS (Wadi el Milk Störung), die UBSZ (Umm Badr Scherzone), die SSZ und die AHSZ können als Hinweise auf den Beginn der Endzone westlich des Nordkordofanblocks gedeutet werden. Die CAFZ endet dann schließlich in der Rote Meer Region, der Trennsutur zwischen dem arabischen und nubischen Block.



**Abb. 7.4-4:** Die N-S streichenden sinistralen Blattverschiebungen der Chapman und Ornach-Nal Störungszonen, die in E-W-verlaufenden Falten- und Überschiebungsgürtel enden, die der Subduktionszone im Indischen Ozean zugeordnet werden (nach Twiss & Moores 1992).

### Die Richtungsänderung in der SSZ nördlich des Gebel el Hursh

Die Frage, inwieweit die Kompetenz des Gebel el Hursh Komplexes (s.o.) allein für das Abbiegen der SSZ von 35° auf 50° verantwortlich ist oder ob überregionale Einflüsse wirkten, kann nicht eindeutig beantwortet werden.

Neben Untergründinhomogenitäten, wie Materialänderungen, Mächtigkeitsschwankungen, Schichtung und Schieferung, die unterschiedliche Deformationsraten bewirken, können auch präexistierende Brüche in Abhängigkeit von Winkel ihres Streichens und Fallens zum Regionalstress Anisotropien erzeugen, welche die Richtung von Störungen beeinflussen. Wilcox et al. (1973) haben bei ihren Modellversuchen den Einfluß von kleinen Texturunterschieden und versteckten Blasen in den verwendeten Tonen als Imponderabilitäten ("chances") bei der Strukturentwicklung beschrieben, die



zu Richtungsänderungen der Scherlineamente führten. Auch die Lageveränderungen von Großschollen während oder nach der Deformation können eine Rolle spielen.

Der Hursh Komplex liegt in unmittelbarer Nähe des Ostrandes des Nordkordofanblocks. Aufgrund unterschiedlicher Hebungstendenzen zwischen den Grundgebirgsarealen der Darfur – Nordkordofan – Bayuda – Schwelle und den Sedimentbereichen kann es hier zu einer Veränderung des Störungstreichens gekommen sein. Auch geringfügige Rotationsbewegungen sind nicht auszuschließen.

Auffällig ist ebenfalls der Verlauf des Wadi el Melik, das eine Großstörung markiert, die Schandelmeier und Pudlo (1990) als den nördlichsten Zweig der CAFZ annehmen. Im Süden streicht dieses Lineament in der Nähe der Hauptstörungsflächen der CAFZ ähnlich wie die SSZ etwa NNE, um dann ungefähr auf der gleichen geografischen Breite wie die SSZ (und auch die AHSZ) nach Verlassen des Nordkordofanblocks nach NE einzuschwenken. Der Nachweis des Verlaufs dieser Störung bis in die Bayuda Wüste kann neben den oben angeführten strukturellen Belegen auch die Annahme des Weiterverlaufs von SSZ und AHSZ als Zweigstörungen der CAFZ über den Ostrand des Nordkordofanblocks hinaus stützen.

#### **7.4.2 Tektonik am Ostrand des Nordkordofanblockes zwischen Sodiri und Abu Harr Scherzone**

Am Ostrand des Nordkordofanblockes im Untersuchungsgebiet verlaufen die markanten scarpbildenden Randstörungen zwischen 15° und 25°. Die AHSZ im östlichen Sedimentbecken streicht randnah ebenfalls in dieser Richtung (Abb. 7.4-2). Es stellt sich nun die Frage, ob die Hebungsbewegungen des Nordkordofanblocks an tektonischen Elementen der SSZ im Westen und der AHSZ im Osten dieser Randzone abgelaufen sind.

Wo die SSZ mit dem Wadi Masarin bzw. Wadi Umm Gamus den Rand des Nordkordofanblocks schneidet (Abb. 7.4-2), treten laterale Versatzstrukturen auf. Im Gegensatz zum absolut gradlinigen (15°) streichenden Verlauf des nördlich anschließenden Randstörungsbereiches kann zum einen dieser Strukturunterschied als Indiz für den nördlichen Weiterverlauf der SSZ angenommen werden, zum anderen wird durch diese Deformation impliziert, daß die Bewegung an den SSZ Störungen erst nach Anlage der normalen Blockrandstörungen erfolgte. Hier sind die Abschiebungen nicht an Hauptscherflächen der SSZ gebunden. Da die Bewegungen Sedimente deformieren, können sie in die Oberkreide bzw. in das Tertiär gestellt werden.

Im Randbereich des Nordkordofanblocks, wo die AHSZ in das Sedimentbecken läuft, ist das Streichen der Normalstörungen parallel zu den Hauptscherlineamenten, so daß hier tektonische Zusammenhänge postuliert werden können. Die AHSZ dürfte auch in ihrem Bereich nördlich des anorogenen Haraza Komplexes bis zum Gebel Umm Duraq mit dem Rand des Nordkordofanblockes identisch sein.

Östlich des Abu Uruq Brunnens wurden strukturelle Aufnahmen in den Sedimenten des Nasb el Husan durchgeführt. Dieser Sandsteininselberg bildet mit 859 m die höchste Erhebung im nördlichen Raum. Hier ist ein deutliches Störungsmuster mit Hauptrichtungen zwischen 25° - 40° und untergeordnet 110° zu erkennen. An NNE verlaufenden Störungen sind durch laterale Bewegungen horizontal gestriemte Harnische entstanden. Vage konnte sinistraler Bewegungssinn interpretiert werden. An ESE gerichteten Rupturen lassen sich dextrale Bewegungen vermuten. Auf dem Satellitenbild kann nach Süden hin der Verlauf der Hauptstörung entweder bis in den Bereich des Gebel Raghaghiyat oder bis in ein Scarp am Ostrand des Nordkordofanblocks angenommen werden. Ähnlich wie die mit der SSZ (s.o.) parallelen, durch Wadis markierten Störungen auf der westlichen Grabenschulter könnten diese parallel verlaufenden Störungen im genetischen Zusammenhang mit der AHSZ stehen (Relay- oder In-line-Störungen, Blumenstrukturen).



### 7.4.3 Die Abu Harr Scherzone

Voraussetzung für die kinematische Erklärung der strukturellen Entwicklung des Es Safya Grabens durch Scherbewegungen als Pull-apart-Struktur war der Nachweis einer zur bekannten SSZ parallelen Scherzone am Süden des vermuteten Grabens. Die Klärung des Verlaufs und der Länge eines solchen Systems und die Identifizierung seines relativen Bewegungssinns sollten im Rahmen von Geländearbeiten zur Verifizierung eines der beiden tektonischen Ausgangsmodelle der Satellitenbildvorinterpretationen führen (Kap. 7.2.3.1). Hinweise aus den Satellitenbildern auf die Existenz von Störungslineamenten waren die Wadiverläufe auf dem Nordkordofanblock und im nordöstlichen Beckenbereich subparallel zur SSZ. Prägnante Merkmale, wie sie für die südliche SSZ typisch sind (Kap. 7.2.3), konnten auf den Satellitenbildern nicht festgestellt werden. Eine große Strecke der angenommenen Störungszone, abgesehen von südlichen Gebieten auf dem Nordkordofanblock, liegt unter Sandbedeckung.

Besonders schwierig erwiesen sich die Geländeuntersuchungen im Bereich zwischen dem Gebel Gheddar et Bol im Norden und dem Gebel Umm Duraq im Süden, wo die Störungszone unter den bis über 30 m hohen, oft nicht befahrbaren NNE streichenden Längsdünen des Quoz Abu Harr begraben ist. Nach diesem Dünengürtel (Kap. 7.2.3) erfolgte auch die spätere Namensgebung: Abu Harr Scherzone (AHSZ). Erste Belege für die Existenz dieser Struktur waren Störungsflächen in granitischen Basementgesteinen, die in kleinen Aufschlüssen in Wellentälern der nördlichen - dort ausklingenden - Qoz-Zone anstanden. Mineralisierte Harnische dort ließen auf laterale Bewegungen schließen.

Die AHSZ im Arbeitsgebiet (Abb. 7.4-2, 7.4-5) kann man nach geologisch-topographischen Gesichtspunkten in vier Teilabschnitte von Nord nach Süd gliedern anhand des Verlaufs

- im kretazischen Sedimentbecken nordöstlich des Nordkordofanblocks (Wadi Abu La'ot)
- unter dem Qoz Abu Harr auf dem Basement des Nordkordofanblocks
- als Grabenendstörung zwischen den Sedimenten des Es Safya Grabens und den anorogenen Gesteinen des Haraza Komplexes
- im Basement des Nordkordofanblocks und in den anorogenen Plutonen des Gebel Umm Duraq und Abu Hadid

#### Das Wadi Abu La'ot

Der Nordbereich der AHSZ wird durch den Verlauf des Wadi Abu La 'ot bis zum Gebel et Tuweina markiert. Dieses Lineament ist auf dem Satellitenbild deutlich verfolgbar, aufgrund des fehlenden oder nur sehr spärlichen Bewuchses im Gelände als Wadi jedoch nicht mehr anzusprechen. Nördlich des Wadi Abu La 'ot bildet der Gebel et Tuweina (664 m) die höchste Erhebung dieses Gebietes. In den dort anstehenden eisenschüssigen Sedimenten treten Hauptrichtungen von Störungen und Klüften von 20 bis 25° auf. Untergeordnet kommen 110° verlaufende Störungen vor, die jedoch größere Dimensionen aufweisen. Die größte dieser Störungen schließt die anstehenden Sedimente nach Süden hin gegen die Sandbedeckung ab. Auf dem Satellitenbild kann dieses Lineament mit der am Abu Uruq Brunnen beobachteten Störung korreliert werden. Parallel hierzu verläuft im Abstand von 15 km südlich eine Störung auf das Wadi Abu La'ot zu, die ebenfalls aus dem Satellitenbild interpretiert wurde und im Gelände nur durch morphologische Hinweise sowie die signifikante Zunahme anstehender Gesteine und Buschlineamente belegt werden konnte.

Zwischen diesem Gebiet und dem Gebel Gheddar et Bol treten in den Sedimenten mehrere kleine Störungen auf, die durch die Ruptur im Wadi La 'ot versetzt werden. Die Versatzrichtung dieser Lineamente läßt auf sinistrale Bewegungen schließen. Ein sehr deutlicher Hinweis auf diese Relativbewegungsrichtung ist nördlich des Gebel Gheddar et Bol zu sehen. Hier fließt, aus östlicher Richtung kommend, ein Wadi auf das NNE streichende Störungslineament zu und schwenkt in dessen Verlauf nach Süden ein, um dann nach ca. 2 km in westliche Richtung abzubiegen. Da es in dieser flachen

Region keine morphologischen Gründe für eine derartig markante Richtungsänderung gibt, kann diese Struktur als typischer Markerversatz an einer sinistralen Blattverschiebung gedeutet werden.

In den anstehenden Sedimenten des Gheddar et Bol Inselberges sind Harnische vorhanden, die auf Horizontalbewegungen schließen lassen.

Auf dem Satellitenbild fallen westlich des Wadi Abu La 'ot etwa parallel verlaufende gradlinige Lineationen auf, die graue, teils schwarze Bildbereiche von gelben Flächen trennen. Geländebefahrungen haben ergeben, daß es sich hier um eine flache Geländekante handelt, die teilweise von eisenschüssigen Sandsteinen gebildet wird. Harnische deuten auf oblique sinistrale Bewegungen hin. Nach Süden hin wird diese Struktur durch eine weitere Störung in E-W-Richtung begrenzt.

### **Interpretation**

In den Sandsteinen des nordöstlichen Sedimentbeckens konnten für die AHSZ eindeutige Hinweise auf Sinistralbewegungen gefunden werden. Neben der Hauptstörung im Wadi Abu La 'ot treten auch westlich davon parallel gerichtete Störungen auf. Suborthogonal hierzu orientierte Störungslineamente erzeugen ein blockartiges Muster, in dem Abschiebungen stattgefunden haben. Die Oberflächen der gehobenen Schollen bestehen aus geringmächtigen, meist eisenschüssigen Sandsteinen; kleinere frei erodierte Kristallinorkommen und granitische Lesesteine lassen auf Grundgebirgsnähe schließen. Die abgesunkenen Bereiche liegen unter hellgelben Sandbedeckungen. Auf dem Satellitenbild ist diese Störungsgeometrie gut zu erkennen. Die tektonische Formen hier entsprechen den Strukturen nördlich des Gebel el Hursh. Durch Harnischansprache in den N-S gerichteten Störungen lassen sich auch oblique Bewegungen interpretieren. Diese Rupturen dürften Relaystörungen parallel zu den Hauptscherflächen darstellen, die in die Hebungstektonik am Rand des Nordkordofanblockes einbezogen wurden (Kap. 7.4.2).

### **Die AHSZ unter den Qoz Abu Harr Dünen**

Südlich des Gebel Gheddar el Bol beginnt die Qoz Überdeckung. In Tälern dieser Dünenzüge konnten an mehreren um 20° streichenden Störungsflächen in granitischen Gesteinen Harnische mit Striemungen gefunden werden, die sinistralen Bewegungssinn anzeigen.

Westlich des Dünengürtels werden auf dem Satellitenbild interpretierbare Lineationsmuster von 160° bis 170° bzw. um 40° streichenden Störungen gebildet, in denen teilweise Quarzgänge auftreten, die kataklastisch überprägt wurden. An den Seitenwänden der Gänge zeigen Harnische sinistrale Bewegungen an. Kleinere Aufschlußflächen bestehen aus Basementgesteinen, wie Gneisen und feinkörnigen Graniten. Sedimente wurden erst wieder weiter südlich mit Beginn des Grabenrandes gefunden (Kap. 7.3.2).

In diesem Bereich liegt die AHSZ zwischen dem Wadi Maghad im Westen und dem anorogenen Komplex des Gebel Haraza. An der Westseite des Haraza sind in den Einzelbergen des Vorlandes viele Störungen mit Streichrichtungen um 30° zu finden. Die teils wandartigen Flächen in der Westkante des Hauptmassives streichen um 40°. Im Wadi Maghad sind in der Streichrichtung dieses Lineamentes (30°-40°) brekziöse Störungsrücken angeordnet. Die Störungen des östlichen Grabenrandes laufen hier von Norden her mit etwa 135° auf das Wadi zu.

Zwischen Hamrat el Wuz und dem südlichen Haraza stehen größere und kleinere Sandsteinflächen und Hügelstrukturen an. Südlich davon gibt es so gut wie keine Aufschlüsse. Dieses liegt an der landwirtschaftlichen Nutzung dieser Region (Kap. 4.5) und der Sandbedeckung des weiter bis zum Gebel Umm Duraq verlaufenden Qoz Abu Harr.

### Interpretation

Der oben beschriebene Bereich der AHSZ bildet das südlichen Grabenende der Es Safya Struktur. Das Grundgebirge der östlichen Grabenschulter endet hier oberflächlich am Maghad Wadi. Die Ergebnisse eines AMT-Profiles (Kap. 8.4) in Ostwestrichtung über dem Goz Abu Harr auf den Tutu Berg im Randbereich des Haraza ergaben noch keine signifikanten Vertikalversätze. Auch Harnischinterpretationen belegen hier nur horizontale Bewegungen. Das südliche Grabenende beginnt erst nordwestlich des Haraza Südbereichs.

Das Wadi Maghad hat sich im Verlauf einer Blattverschiebungsfläche gebildet. Zum östlichen Grabenrand hin sind hier oblige Bewegungen zu postulieren, die ein Absenken des Grabens an 140° streichenden Grabenrandstörungen bewirkten. Diese Rupturen überqueren die Maghad Störung nach Osten. Die Ergebnisse seismischer Messungen lassen sie als Abschiebungen zwischen Grundgebirge und anorogenen Gesteinen interpretieren. Die Resultate zeigen auch, daß der Haraza Pluton in diesem Gebiet unter dem Qoz weiter nach Westen reicht, als die Oberflächenmorphologie annehmen läßt. Westlich des Wadi Maghad steht jedoch eindeutig Grundgebirge an. Zwei Grundwasserflachbohrungen beiderseits 140° streichender Ostrandstörungen belegen Vertikalversätze von Graniten, wobei die westliche Scholle um 30 m zum Graben hin abgesunken ist. Aus diesen Bohrdaten und der Satellitenbildinterpretation kann ein stufenförmiges Absinken des Grabens nach Südwesten postuliert werden. Die Grabensüdbegrenzung wird hier teils von den anorogenen Gesteinen des Gebel Haraza, teils vom Grundgebirge gebildet.

Im Gegensatz zum nördlichen Grabenende, wo die Grabenachse nach Nordwesten hin leicht aushebt und die Struktur südlich des Hursh in einem kleinen flachen Spezialgraben endet (Kap. 7.3.4), behält der Graben im Süden bis zum durch die AHSZ-Störungen gebildeten Westrand des Gebel Haraza seine Tiefe.

Die teilweisen obliquen Strömungen der Harnische und die geophysikalischen Befunde belegen, daß am südlichen Grabenende in der AHSZ sowohl horizontale als auch vertikale Bewegungen stattgefunden haben. Diese Kombination von Blattverschiebungen und Abschiebungen ist für viele Einzelstörungen und Störungszonen im Arbeitsgebiet typisch.

Durch diese Mischdislokationen kann es bei Scherbewegungen zur Heraushebung oder zum Absinken von seitlichen Flanken an den Hauptscherflächen kommen. Normalbewegungskomponenten treten ebenfalls an sekundären Störungen in Schersystemen auf, die dann abhängig von der Stresssituation Abschiebungen bzw. Aufschiebungen bewirken können. Diese Normalbewegungsanteile sind auch die Ursache der Bildung von Druckrücken oder Pull-apart-Strukturen (Aydin & Nur 1982).

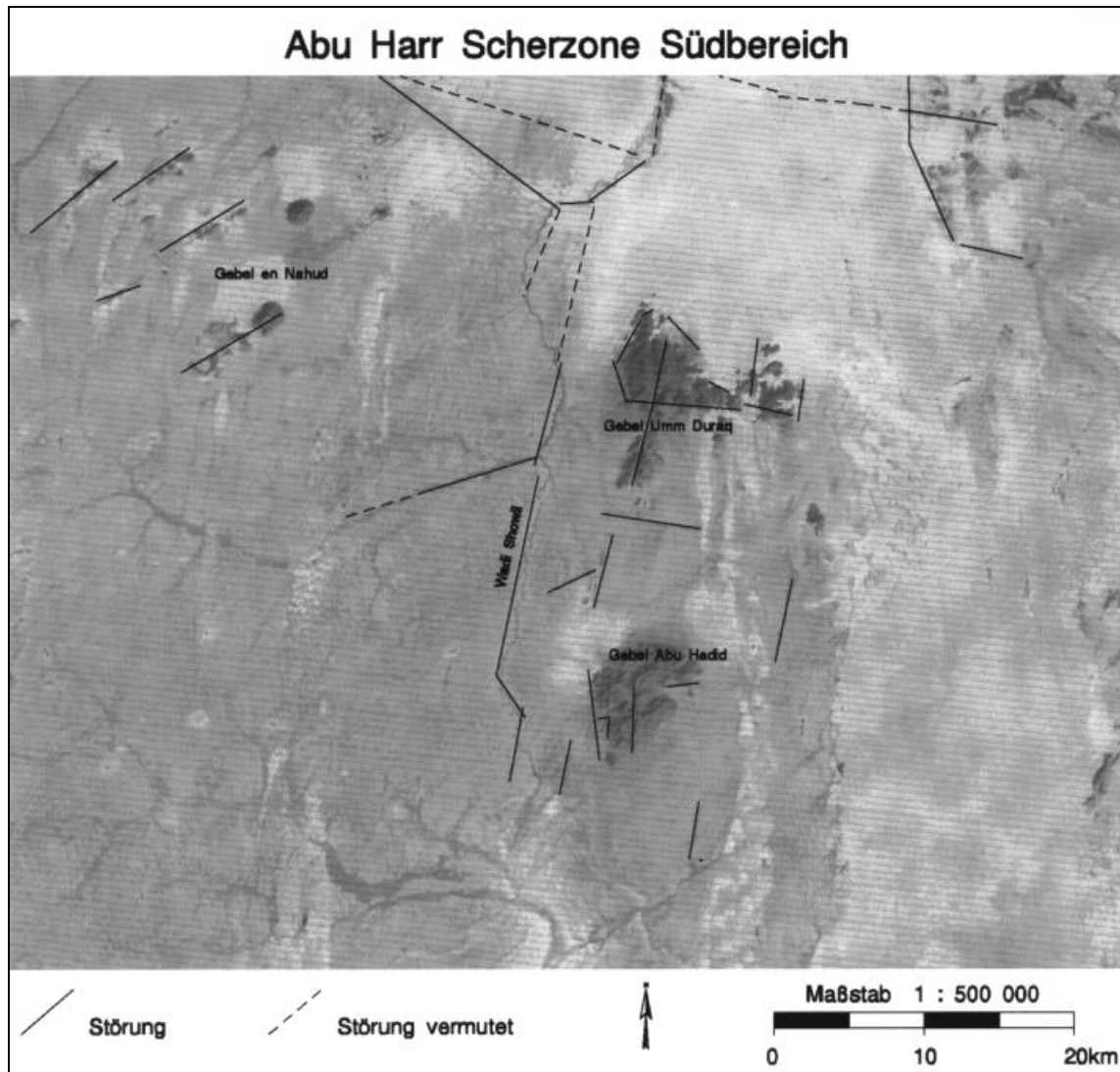
Ob jedoch die Haraza und Umm Duraq Westwände, die eindeutig durch Störungen gebildet wurden, allein durch Blattverschiebungskinetik und/oder vertikale Normalbewegungen im Zusammenhang mit Schwellenhebungen entstanden sind, ist nicht eindeutig zu klären. Bei der Komplexität der regionalen Tektonik gerade hier im Randbereich des Nordkordofanblockes dürfte beides gewirkt haben.

Das häufige Vorkommen anstehender Sandsteine östlich von Hamrat el Wuz zeigt, daß die Sedimente bis an eine um N streichende Störung reichen, die Sandsteine im W von Gneisen des Grundgebirges im Osten trennt. Das südliche Subbecken (Abb. 7.3-6) hebt nach Westen hin aus. Nach Osten wird es ebenfalls durch die AHSZ begrenzt, die hier westlich des Basements des Haraza Blocks verläuft.

Zwischen dem Umm Duraq und diesem Grundgebirgsareal befindet sich eine etwa 10 km breite SE streichende Depression. AMT-Messungen (Kap. 8.4) haben eine Tiefenzunahme des Basements nach Südosten ergeben. Somit ist zu postulieren, daß es sich hierbei um eine schmale Anbindung der Es Safya Grabenstruktur an das südlich des Gebel Haraza gelegenen Kagmar Becken handelt. Seismische Messungen, die von der Sun Oil Company zwischen dem Umm Duraq und dem Gebel Haraza durchgeführt wurden, ergaben ebenfalls Sedimentmächtigkeiten um 600 m in diesem Bereich.

### Die Region um Gebel Umm Duraq und Gebel Abu Hadid

Für die Klärung der tektonischen Entwicklung der Es Safya Grabenstruktur war ebenso wie bei der SSZ im N die Feststellung des Verlaufes der AHSZ südlich des Gebel Umm Duraq von Bedeutung.



**Abb. 7.4-5:** Hier sind Störungselemente aus dem Südbereich der Abu Harr Scherzone (AHSZ) dargestellt, die sowohl im Wadi Showil, als auch in den anorogenen Komplexen des Gebel Umm Duraq und Gebel Abu Hadid nachgewiesen werden konnten. Zwischen diesen Massiven verläuft die Dike-Struktur des Gebel Sillig. In den N streichenden Störungen und Gängen zeigten Harnische sinistrale Bewegungen an. Im nordwestlichen Teil des Bildes sind im Gebel en Nahud Gebiet Lineationen der Umm Badr Scherzone (UBSZ) zu sehen.

Der N-S-Verlauf des Wadi Showil und eines Seitenarms bis zum Gebel Abu Hadid sowie weiterer Wadis südlich des Berges konnten bei der Satellitenbildinterpretation Hinweise auf die tektonische Anlage dieser Lineamente geben und somit die Existenz einer Störungszone vermuten lassen. Bestärkt wurde diese Annahme durch die in N-S-Richtung aufgereihten anorogenen Komplexe des Gebel Hadid und Gebel Umm Duraq.

Die beiden landschaftsprägenden Berge mit Höhen von 1018 bzw. 902 Metern unterscheiden sich bei der Satellitenbildbetrachtung erheblich in ihren Grundrissen. Während der Abu Hadid Ringstruktur aufweist, ist der Umm Duraq in Form eines liegenden T gebaut.

Der Nordwestrand des Gebel Umm Duraq wird von einer steil nach Nordwesten einfallenden 45° streichenden Störung gebildet; auch der Nordbereich scheint durch eine E-W-Störung begrenzt zu sein. Nur etwa 4 km nördlich der morphologisch steil herausragenden Syenite wurden bei der Grundwasserbohrung Umm Duraq Nord bis zur Endtiefe bereits 240 m Sedimentgesteine erbohrt.

Die Westflanke besteht aus N-S verlaufenden senkrechten, teilweise weit über 100 m hohen Syenitwänden. Im westlichen Vorland sind parallel zu diesen Störungsflächen trachytische Dikes zu finden. In 75° Richtungen verlaufen von Westen her Störungen auf die Hauptstörungsflächen zu. Die Trachyte in diesen Rupturen zeigen tektonische Überprägung. Westlich des Umm Duraqs sind bis zum Wadi Showil syenitische Gesteine, teils anstehend, teils als Blockschutt zu finden. Auf der Westseite des Wadis liegen ausgedehnte Flächen mit granitischem Kies.

Im Südtteil des Gebel Umm Duraq zeigen die Syenite eine auffällig intensive Spröddeformation. Südlich hiervon fallen zwei Strukturelemente im Gelände auf: E-W streichende weit verfolgbare Quarzgänge mit Harnischen, deren Striemungen in manchen Störungsbereichen vertikale, in anderen horizontale Bewegungen anzeigen. Diese Dikes werden wiederum an Nordsüdstörungen teilweise versetzt und enden an um 10° verlaufenden trachytischen Rücken. Diese vulkanischen Strukturen - wie der Gebel Sillig - mit Höhen über 20 m bilden auch auf dem Satellitenbild sichtbare morphologische Lineamente. Auf den Gebel Sillig läuft eine über 15 km verfolgbare Quarzrippe von Westen her mit einem Streichen von 65° zu. Auch hier sind unterschiedliche Bewegungen zu interpretieren. An der Südseite des Ganges zeigen Harnische auf mit 70° nach Süden einfallenden Flächen vertikale Bewegungen an. Harnischstriemungen auf Flächen der Nordseite belegen horizontale Bewegungen. Trachytische Dikes mit 10° Streichrichtungen kommen auch parallel zum Wadi Showil im Basement westlich des Abu Hadid vor. N-S-Richtung herrscht auch bei den Störungen im Ringberg selbst vor. Auf seiner Ostseite verlaufen Dikesegmente mit Trachyten ebenfalls in diesen Richtungen. Hier stehen die Gänge mit Deckenrelikten in Verbindung, in denen säulige Absonderungsformen zu finden sind. An der Westseite des Berges lehnt eine störungskontrollierte Sedimentscholle an eine Syenitwand an. Südlich des Gebel Hadid wurde das Gebiet bis zum Gebel Abu Leban befahren.

Quarzlineamente im Streichen um 50°, aber auch in Nordsüdrichtungen, pausen sich hier durch die weißgrauen Linitbedeckungen durch (Kap. 4.6.2). In kleinen Syenitvorkommen am Gebel Umm Geihir stehen Syenite an, die durch N-S streichende Störungen deformiert sind.

### **Interpretation**

Neben den Morphologieunterschieden zwischen dem Gebel Umm Duraq und Abu Hadid weisen die Gesteine dieser anorogenen Plutone erhebliche Altersdifferenzen auf. Rb-Sr-Altersbestimmungen (Höhndorf et al. 1994) haben Alter von 442 Ma, für den Hadid und 193 Ma für den Umm Duraq ergeben. Der ordovizische Hadid ist der weitaus älteste anorogene Komplex im Nordkordofan, während der nur 10 km nördlich gelegene Umm Duraq mit einem unterjurassischem Alter zu den jüngsten Intrusionen dieser Region gehört. In der petrologischen Zusammensetzung (hauptsächlich Syenite, Quarzsyenite und Granite mit den zugehörigen Vulkaniten, Trachyt, Rhyolith und Ignimbrit - siehe Kap. 6.1) zeigen sie keine signifikanten Unterschiede. Diese Ähnlichkeiten und der große Altersunterschied der Platznahme nicht nur in einer Großprovinz, sondern in regional enger Nachbarschaft ist erstaunlich und impliziert Magmeninjektionen aus dem gleichen Reservoir über einen langen Zeitraum in unterschiedlichen Phasen. Beiden gemeinsam ist auch ihre geologisch tektonische Situation in der AHSZ.

Der Hadid ist als Diapir eingedrungen, während der Umm Duraq an etwa N-S und E-W verlaufenden Schwächezonen intrudiert ist. Die N-S-Richtungen entsprechen dem Verlauf der AHSZ-Hauptscher-

flächen, die E-W-Richtungen langdurchhaltenden Störungen, die außerhalb des Komplexes im Basement durch kataklastisch deformierte Quarzfeldspatgänge repräsentiert werden. Das Alter der anorogenen Gesteine der beiden Intrusionen läßt vermuten, daß die AHSZ bereits im späten Pan African angelegt und dann in mehreren Deformationsphasen reaktiviert wurde. Durch die fortschreitende Schwächung der Zone konnten dann jüngere Intrusionen lineamenthaft an diesen Störungen empordringen. Aber auch nach der Platznahme des Umm Duraq im Jura haben Bewegungen stattgefunden. Hierfür sind die N-S streichenden Störungsflächen Hinweise, an denen der Westteil des Komplexes abgeschoben wurde. Auch die Deformationen und die Harnische in den markanten E-W streichenden Quarzgängen parallel zur Morphologie des Umm Duraq zwischen diesem Komplex und dem südlich gelegenen Hadid sind Hinweise für laterale und vertikale Bewegungen nach der Intrusion.

Der Westteil der Ringstruktur des Gebel Abu Hadid ist geringfügig durch eine Nordsüdstörung abgeschnitten. Hier steht eine etwa 50 m hohe keilförmige Sedimentscholle aus konglomeratischen Sandsteinen an. Die Sedimente liegen auf Syeniten und werden durch N-S bis NNE und NE streichende Störungen, in denen teilweise brekziöse Trachyte anstehen, keilförmig begrenzt. Der horizontale Kontakt zwischend den Syeniten und den Sedimenten verläuft eben. Hier sind keine Umwandlungsercheinungen oder Metamorphosebildungen in den Sandsteinen zu sehen, die ein Intrudieren der Syenite in die Sedimente implizieren könnten. Die klastischen Serien dürften deshalb auf eine bereits flach erodierte Oberfläche der ordovizischen Gesteine abgelagert worden sein. Im Rahmen post-sedimentärer Tektonik sind sie dann gemeinsam mit den Syeniten deformiert worden. Weitere Sedimentvorkommen wurden in der Region nicht gefunden. Der Erhalt des Sedimentreliktes kann durch unterschiedliche tektonische Vorgänge erklärt werden, die Absenkungen zur Präservierung der Gesteine und spätere Hebungen in die rezente Position beinhalten. Dieses ist natürlich spekulativ. Sicher ist jedoch, daß Bewegungen in der AHSZ postsedimentär stattgefunden haben. Da ältere Sedimente als Kreideablagerungen im Großraum nicht bekannt sind, kann eine zeitliche Zuordnung in die Oberkreide bzw. ins Tertiär erfolgen.

Tektonische Elemente südlich des Gebel Abu Hadid, wie brekziöse Trachyt-Dikes in Nordsüdrichtung, weisen auf einen Weiterverlauf der AHSZ hin. Die vielen, von Westen her kommenden Quarzpegmatit- und Felsitstörungsgänge im Streichen zwischen  $50^\circ$  und  $60^\circ$ , die teilweise von N-S-Trachytstörungen abgeschnitten werden bzw. an ihnen enden, dürften Strukturen repräsentieren, die zur UBSZ gehören und hier in der AHSZ enden.

Auf den Satellitenbildern ist eine deutliche Änderung der Wadiverläufe von Norden nach Süden zu sehen (Abb. 4-10). Während im Bereich der SSZ - vor allem in der Region am westlichen Grabenrand - die Wadis parallel zu dieser Scherzone verlaufen, ist die Fließrichtung südlich der Nahud Berge subparallel zu UBSZ-Störungen. Südlich des Abu Hadid dominieren N-S-Richtungen, die die Nähe der AHSZ anzeigen. Auch in der Wadi-Geometrie kann ein Hinweis für eine Südausdehnung der AHSZ bis zumindest in diesen Bereich gesehen werden. In nicht allzu großer Entfernung dürfte dann die südliche Hauptstörung der CAFZ liegen, deren genauer Verlauf nur in den nördlichen Grabenköpfen der sudanesischen Riftsysteme belegt wurde.

Bei der Betrachtung des Gesamtverlaufes der AHSZ im Arbeitsgebiet auf den Satellitenbildern ist ein Wechsel der Streichrichtung von  $0^\circ$  bis  $20^\circ$  im Süden auf  $25^\circ$  bis  $30^\circ$  ab der Haraza-Region im Norden auffällig. Diese Änderung ist auch bei den Geländeaufnahmen kleinerer Strukturen zu beobachten. Gleiches Drehen der Lineamentrichtungen zeigen auch die SSZ (s. o.) und die WMF. Wilcox et al. (1973) beschreibt bogenförmige Verbiegungen von planaren Störungen durch Rotationsvorgänge während der Scherbewegungen. Auf andere Ursachen, die eine Richtungsänderung von Scherzonen bewirken können, wurde bereits in Kap 7.4.1 hingewiesen.

Kurz zusammenfassend kann festgestellt werden, daß die oben beschriebenen Strukturen einer komplexen Tektonik zugeordnet werden müssen. Wichtige Ergebnisse für die Modellierung der Kinematik ist der Nachweis ausschließlich sinistraler Bewegungen, diese wurden durch die Unter-

suchungen von Störungselementen der AHSZ vom Gebel et Tuweina im Norden bis südlich des Gebel Abu Hadid belegt.

Da für die Interpretation dieser Scherzone – und auch der SSZ – der anorogene Magmatismus von Bedeutung ist, soll hierüber im Folgenden speziell diskutiert werden.

## 7.5 Tektonik der anorogenen Komplexe des Untersuchungsgebiets

Sowohl im Rahmen der petrologischen Untersuchung der Grabenrandgesteine (Kap. 6.1) als auch bei den strukturellen Geländeuntersuchungen spielte die Frage nach dem Zusammenhang des anorogenen Magmatismus mit der überregionalen und regionalen Tektonik eine bedeutende Rolle.

Die etwa 100 anorogenen Ringkomplexe im Sudan gliedert Vail (1985) in fünf Provinzen, zu denen auch die Kordofanprovinz gehört. Bei den alkalinen Intrusionen im Nordkordofan im weiteren Bereich der Es Safya Region unterscheiden Höhndorf et al. (1994) drei Altersgruppen 441 Ma, 280-270 Ma und 206-163 Ma.

Die älteste Intrusion im Arbeitsgebiet und des gesamten Nordkordofan ist der Gebel Hadid mit 441 Ma (Ordovizium). Der Marfa Ibiyat und Gebel Qurewid er Ral können mit Altern von 284 Ma und 291 Ma bzw. 292 Ma, die durch K/Ar-Altersbestimmungen für diese Arbeit ermittelt wurden (Kap. 6.1.5), noch der zweiten Gruppe zugeordnet werden. Ähnliche Alter sind bisher jedoch nicht bekannt. Die Intrusionsalter des Gebel Umm Duraq mit 194 Ma (Unterster Jura) und des Gebel el Hursh und Gebel Haraza mit jeweils triassischem Alter von 221 Ma (Müller-Sohnius & Horn 1994) sind in die dritte Gruppe zu stellen.

Die episodenhafte magmatische Aktivität in Zentralafrika vom Ordovizium bis in den Jura sehen Höhndorf et al. (1994) kontrolliert durch tiefreichende Brüche in der Lithosphäre. Viele Intrusionen sind an Hebungsregionen des Grundgebirges gebunden (Schandelmeier & Küster 1991, Wilson & Guireaud 1992), in denen dann tiefreichende Krustenstörungen ein Aufdringen ermöglichten.

Schandelmeier et al. (1993) postulieren alkaline Intrusionen in genetischem Zusammenspiel von vertikalen Krustenhebungen in großräumigen präexistenten Schwächezonen und einen langlebigen Manteldiapir, der durch die lithosphärenbedingten Dehnungskräfte aktiviert wurde, die bei plattentektonischen Großereignissen entstanden sind (Kap. 5.3). Im Gegensatz hierzu schließen Müller-Sohnius und Horn (1994) einen engen zeitlichen und räumlichen Zusammenhang magmatischer Prozesse sowohl mit regionalen Deformationsphasen als auch mit zeitlich definierten plattenkinematischen Prozessen aus. Black und Liegeois (1993) sehen speziell Scherzonen als Lokationen für alkalinen Magmatismus, weil es hier besonders zu lokalen Delaminationen des kontinentalen lithosphärischen Mantels kam (Kap. 6.1.6).

Der alkaline Magmatismus in Zentralafrika wird strukturell kontrolliert von präexistierenden Basementbrüchen. Viele Intrusionen sind an Hebungsregionen des Grundgebirges gebunden (Schandelmeier & Küster 1991, Wilson & Guiraud 1992), wo dann tiefreichende Krustenstörungen ein Aufdringen ermöglichten. Das Auftreten von Magmatismus kann also vor allem in Schwächezonen postuliert werden.

Im Sudan wird der alkaline Plutonismus zum einen im Zusammenhang mit Reaktivierungen der CAFZ gesehen; zum anderen mit domalen Hebungen in Kordofan, die ebenfalls zur Platznahme von alkalinen Komplexen führten (Schandelmeier & Richter 1991).

Im Nordsudan treten Ringkomplexe überwiegend in NNE oder ENE-streichenden Anordnungen auf (Bussert 1998). Die Lage der Komplexe im Arbeitsgebiet wird ebenfalls bestimmt durch tektonische Strukturen mit nördlichem Streichen. Der Hursh Pluton (mit Gebel el Hursh, Gebel Figheigh und dem Gebel Terabil) liegt in der Hauptzone der SSZ, der Qurewid el Ral und der Marfa Ibiyat können pa-



rallelen Relay-Störungen zugeordnet werden. Die Komplexe der Gebel Abu Hadid, Umm Duraq und Haraza liegen in bzw. in unmittelbarer Nähe der AHSZ. Die Intrusion des Umm Duraq wird darüber hinaus noch von E-W-streichenden Störungen kontrolliert (Kap. 7.4.3). Sowohl die tektonischen als auch die magmatischen Voraussetzungen für die Platznahme der Plutone im Basement des Arbeitsgebietes waren somit gegeben.

Schandelmeier und Richter (1991) sehen die magmatischen Aktivitäten im Nordkordofanblock in Zusammenhang mit zeitlich zu untergliedernden Scherereignissen (Kap. 5.4).

Eine direkte Zuordnung der anorogenen Komplexe des Gebel el Hursh zu triassischen D4-Deformationen (240-216 Ma) in der SSZ und des Gebel Haraza in der AHSZ ist möglich. Die Genese der Gebel Qureiwid er Ral - und Marfa Ibiyat - Komplexe (um 290 Ma) kann in eine Reaktivierungsphase der UBSZ gestellt werden, die Schandelmeier und Richter (1991) ins Oberkarbon legen. Die nicht allzu große räumliche Entfernung von den Hauptstrukturen der UBSZ erlaubt zumindest eine vage Koordinierung. Die Komplexe können Störungen zugeordnet werden, die subparallel ( $35^{\circ}$ - $45^{\circ}$ ) zur SSZ verlaufen, oder sie treten in Kreuzungsbereichen dieser Rupturen mit Grabenrandstörungen ( $135^{\circ}$ - $150^{\circ}$ ) auf, die konjugierte Zweigelemente darstellen können (Kap. 7.1). Eine Zuordnung zu den Hauptereignissen der D3- und D4-Phase ist jedoch nicht möglich. Auch die Intrusionsalter des Gebel Umm Duraq (194 Ma) und Gebel Abu Hadid (441 Ma) sind schlecht in das postulierte Zeitschema zu stellen. Der mitteljurassische Umm Duraq kann jedoch den mittel- und oberjurassischen alkalinen Ringkomplexen zugeordnet werden, die Vail (1985) und Schandelmeier et al. (1993) in engem räumlichen und zeitlichen Zusammenhang mit dem Beginn des Rifting der südlichen Großgräben sehen (siehe Kap. 5.3.). Intraplattenmagmatismus ist aus dem oberen Ordovizium im Sudan bekannt (Vail 1990). Anderson et al. (1992) schreiben die Intrusion einem thermisch anomalen lithosphärischen Mantelbereich unter NE-Afrika zu (in Schandelmeier & Reynolds 1997). Hierin könnte die Ursache für das Aufdringen des Gebel Abu Hadid gesehen werden. Känozoische Vulkanite sind auf dem Nordkordofanblock nicht vorhanden.

Wenn auch die chronologische Zuordnung der Intrusionen des Nordkordofanblockes zu Deformationsphasen problematisch ist, impliziert allein die regionale Lage aller Komplexe in der SSZ und AHSZ einen Zusammenhang des Magmatismus mit diesen tektonisch angelegten Schwächezonen und den in ihnen ablaufenden Bewegungen.

Die strukturellen geologischen Geländeaufnahmen haben gezeigt, daß die anorogenen Komplexe der Es Safya Region nach ihrer Platznahme deformiert wurden (Kap. 7.4). Die jüngsten Überprägungen werden hier als D5-Deformationsphase bezeichnet, die aufgrund der Altersstellung der deformierten Sedimente in die oberste Kreide oder ins Tertiär zu stellen sind.

Die Bewegungen, die in der SSZ und AHSZ abliefen, dürften sowohl Scherungen mit horizontalen und vertikalen kinematischen Komponenten darstellen, als auch reine Abschiebungen beinhalten, die auch jüngeren Hebungsbewegungen des Nordkordofanblocks zugeordnet werden könnten. Die Intrusion der tertiären bis subrezentenen Magmen entlang der Nordseite der CAFZ zwischen Darfur und der Bayuda Wüste sehen Wilson und Guiraud (1992) durch diese Megascherzone kontrolliert.

## 7.6 Tektonische Analysen

### 7.6.1 Lineationsanalyse aus Satellitenbildern

Zur Rekonstruktion der tektonischen Entwicklung des Es Safya Grabens wurde neben den Geländeaufnahmen von tektonischen Elementen (Kap. 7.3.) eine manuelle Lineationskartierung auf Satellitenbildern durchgeführt (Kap. 3.1.5). Aufgrund der vorliegenden Geländekenntnis steht der Wert dieser Kartierung außer Frage. Die tektonischen Arbeiten haben gezeigt, daß der überwiegende Teil der Ein-

zelemente auf den Satellitenbildern Störungen zuzuordnen ist. Dieses gilt sowohl für die prägnanten Verläufe der Wadis (Kap. 7.3.2, 7.4.1, 7.4.3) als auch für kleinere Lineamente.

### Arbeitsmethoden

Für die Satellitenbildinterpretation standen zwei Landsat-MSS-Szenen (MSS 188-49 vom 09.11.72 und MSS 188-50 vom 22.10.72) zur Verfügung. Die Aufbereitung und die geometrische Entzerrung der Bilddaten sowie die Erstellung der Subsets erfolgten mit Hilfe des Bildverarbeitungssystems ER-DAS (Earth Resources Data Analysis System), Version 7.5 auf SUN-workstations. Als Kartengrundlagen für die geometrische Entzerrung dienten die im Rahmen des Sfb 69 von der TFH Berlin im Jahre 1988 erstellten topographischen Karten (Work Sheets) ND 35 D (Blatt Umm Suneita), ND 36 A (Blatt Es Safya), ND 35 H (Blatt Sodiri ) und ND 36 E (Blatt Kagmar ) jeweils im Maßstab 1 : 250 000 (Kap. 3.1, 3.2). Die lineare Entzerrung wurde für beide MSS-Szenen mit dem „nearest neighbor“-Algorithmus durchgeführt, die Pixelgröße von ursprünglich 79 x 58 m auf 50 x 50 m umgerechnet.

Die struktureologische Interpretation des Untersuchungsgebietes erfolgte zunächst visuell auf jeweils einer einkanaligen und einer mehrkanaligen (Band 4 2 1 in RGB) Abspielung der MSS-Daten. Die Ergebnisse der visuellen Satellitenbildinterpretation wurden daraufhin in das Geo-Informationssystem ARC/INFO<sup>®</sup>, Version 7.03 eingegeben und eine Lineationskarte für das gesamte Arbeitsgebiet im Maßstab 1 : 1 250 000 sowie für drei Teilbereiche des Arbeitsgebietes im Maßstab 1 : 750 000 erstellt.

Die für die statistische Auswertung der Daten notwendigen Streichrichtungen der digitalisierten Lineationen wurden anschließend durch den Befehl ARCCOGO ermittelt. Diese Richtungsdaten wurden im Modul TABLES mit dem Befehl UNLOAD als Datei im Textformat exportiert und konnten so in einem Tektonik-Programm weiterverarbeitet werden. Die statistische Auswertung der Lineationsdaten erfolgte mittels der Tektonik-Software StereoNet for Windows, Version 3.02. Die Ergebnisse der Auswertungen sind in Form von bidirektionalen Rosendiagrammen dargestellt.

Für die Aufbereitung, Ausgabe und Entzerrung der Satellitenbilddaten sowie die GIS-Bearbeitung konnte die EDV-Anlage des Instituts für Geoinformatik der Freien Universität Berlin genutzt werden.

Auf den Satellitenbildern wurde eine Gesamtfläche von 40.522 km<sup>2</sup> interpretiert und in verschiedene Bereiche untergliedert. Der Nordbereich (A in Abb. 7.6-1) erstreckt sich von einer etwa E-W-verlaufenden Linie nördlich des Gebel el Hursh bis in das Khartoum-Dongola-Becken. Er umfaßt das Übergangsgebiet der SSZ und AHSZ vom Kristallin des Nordkordofanblockes in die Sedimente. Die Grabenstruktur (D) wurde in zwei Gebiete (B, C) eingeteilt (Abb. 7.6-2). Der Westteil (B) reicht nach SE bis in den Bereich der Transferzone zwischen Wadi el Figheigh und Gebel Marfa Ibiyat, die anschließende Ostregion (C), die den Einflußbereich der AHSZ umfaßt, bis in das Haraza Gebiet. Die Daten der Ost- und Westbereiche wurden in einer Rosendarstellung (D in Abb. 7.6-2) für die Gesamtgrabenstruktur (D) zusammengefaßt. Eine weitere Zone (E, Abb. 7.6-3), die vom Gebel Umm Duraq bis in die Limnit Region reicht, wurde südlich des Grabens ausgegliedert. Abb. 7.6-4 zeigt das gesamte Untersuchungsgebiet. und die Rosendarstellung (F) aller Daten. Spezialaufnahmen (Abb. 7.6-5) erfolgten noch im engen Bereich der Störungsverläufe von SSZ und AHSZ.

### Interpretation

Der weitaus überwiegende Teil des Interpretationsbereiches liegt auf dem Nordkordofanblock.

In seiner Lineamentaufnahme des zentralen Nordsudans beschreibt Bussert (1998) ein Dominieren von NW-SE bis NNW-SSE und NE-SW bis ENE-WSW streichenden Lineamenten in den Grundgebirgs- und Sedimentgebieten. Im Humarbecken und im Wadi Muqaddam herrschen ebenfalls diese Lineamentrichtungen vor. In der Bagbag Region treten ENE-WSW- Richtungen bevorzugt auf, die

auch im Gebiet des Wadi el Milk deutlich sind. In der Bayuda Wüste sind NE-SW Richtungen im zentralen Bereich vorherrschend. In der nördlichen Bayuda überwiegen N-S Lineamente.

Eine der dominierenden Richtungen (NW-SE bzw. NNW-SSE), die Bussert (1998) für den Nord-sudan beschreibt (s.o.), tritt im Untersuchungsgebiet allgemein nicht als Hauptmaximum in den Rosen auf. Doch sowohl in der Rose, die aus den Gesamtdaten (F) erstellt wurde, als auch in der Darstellung der Ergebnisse des nördlichen Randes des Arbeitsgebietes (A), der teilweise in den Sedimenten des Khartoum-Dongola-Beckens liegt und ebenfalls im südlichen Kristallgebiet (E) bilden diese Richtungen kleinere aber deutliche Peaks. Am ausgeprägtesten sind sie in den Rosen des engeren Grabenbereiches.

Die wie im Arbeitsgebiet ebenfalls fehlende Dominanz der NW-SE Richtungen im Basement der Bayuda interpretiert Bussert (1998) mit einer im Vergleich zu den Grundgebirgsregionen stärkeren Beeinflussung und Deformation der Sedimentbereiche durch die von Krustenextensionen verursachte Kinematik. In den Sedimentbecken stellen diese Lineationen überwiegend Abschiebungen dar. Daß jedoch auch Bewegungen an Elementen dieser Richtung in Basementbereichen stattgefunden haben, zeigt die Es Safya Grabenstruktur auf dem Nordkordofanblock mit NW-SE bzw. NNW-SSE streichenden Randstörungen und die wahrscheinliche Existenz weiterer ähnlicher Strukturen in dieser Region, deren Normalstörungen ebenfalls diese Richtungen aufweisen. Im Khartoum-Dongola-Becken streichen die NW-SE Elemente parallel zu den unterlagernden Grabenstrukturen.

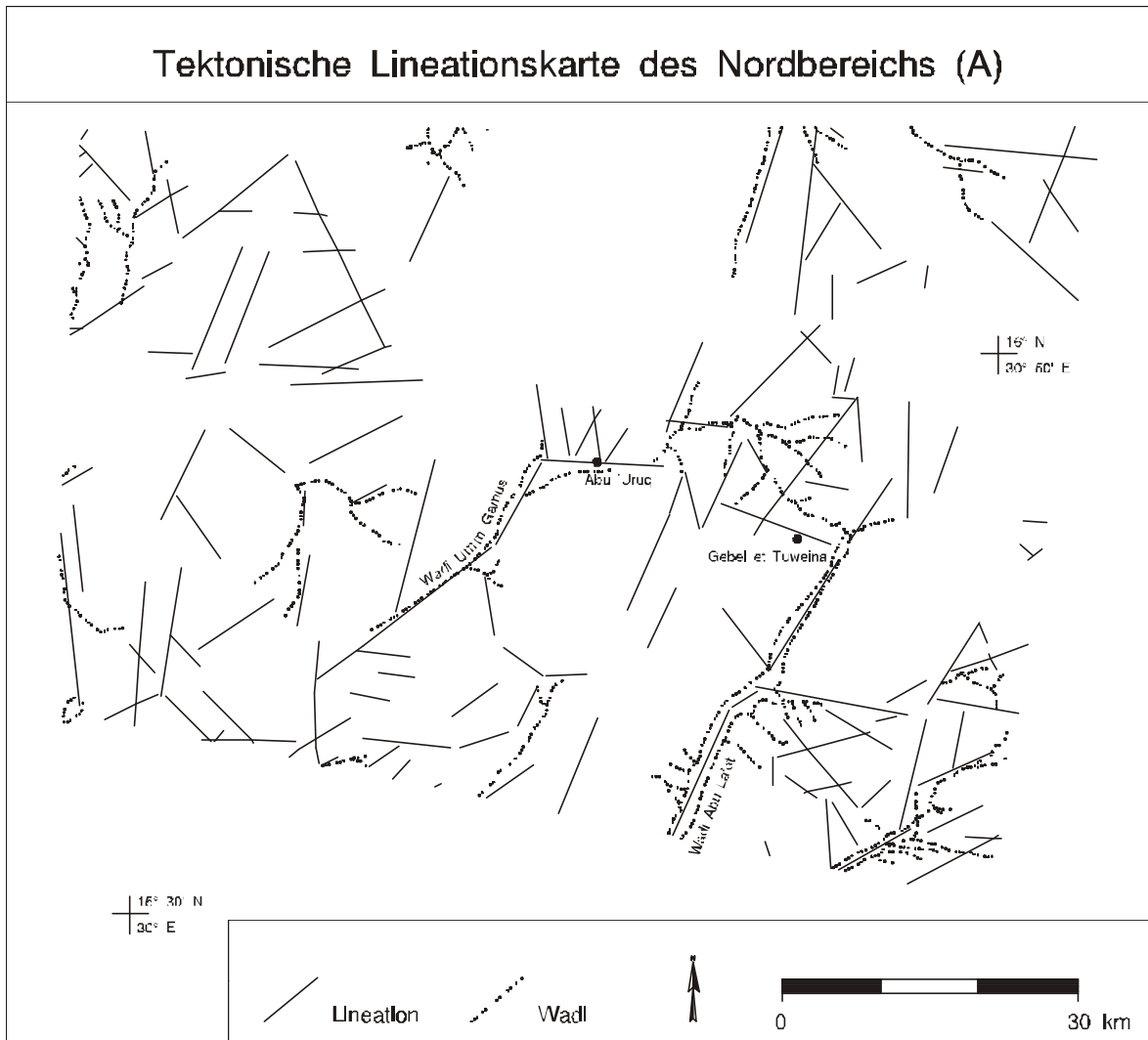
In allen Interpretationsbereichen des Arbeitsgebietes treten deutliche Spitzen von E-W-Lineamenten auf, die meist zwischen 90° und 100° streichen. Diese Elemente sind vor allem im Nordbereich (A) häufig, doch auch in der Rosendarstellung des Gesamtgebietes (F) zeigen diese Richtungen einen markanten Peak. Schandelmeier und Richter (1991) ordnen sie bei ihren tektonischen Untersuchungen im Bereich der SSZ und UBSZ auf dem Nordkordofanblock Strukturelementen zu, die sie als Tensionsstörungen der D2-Phase interpretieren.

Die ENE-WSW-Richtungen im Bagbagbereich deutet Bussert (1998) als Lineationen von großen Horizontalverschiebungen. Die Nähe dieser Region zu vermuteten Hauptscherflächen der CAFZ könnte hierfür ein Argument sein. Die Störungen in gleicher Streichrichtung im Wadi el Milk Gebiet werden von Schandelmeier und Pudlo (1990) als Blattverschiebungen der WMF interpretiert und als nördlichster Zweig der CAFZ zugeordnet (Kap. 5.2).

Im Nordbereich des Arbeitsgebietes werden die E-W Lineationen durch große, lang durchhaltende Störungen repräsentiert, die oft den Rand des Nordofanblockes bilden (Kap. 7.2.3, 7.4.2). Hier haben überwiegend Normalabschiebungen zwischen Sedimenten und Kristallin stattgefunden.

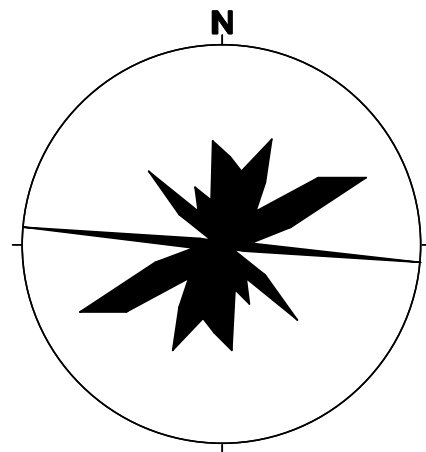
Die Geländeuntersuchungen haben gezeigt, daß die auf dem Nordkordofanblock 100° laufenden Dikes überwiegend deformiert sind (Kap. 7.4.3) und sowohl Hinweise auf Blattverschiebungskinetik als auch auf vertikale Bewegungen zeigen. Eine Beziehung der großen E-W-Störungen zur CAFZ kann postuliert werden. Die Richtung der horizontalen Relativbewegungen konnte leider nicht genau identifiziert werden, und somit ist eine Interpretation der Zugehörigkeit als R-Elemente oder In-line Strukturen nicht möglich.

Transtensionellen E-W Störungen in der Bayuda Wüste wird die Lage der Vulkanzentren zugeordnet (Schandelmeier & Pudlo 1990). Auch das Aufdringen des Gebel Umm Duraq (Kap. 7.4.3) und einiger lang durchhaltender Dikes (s.o.) im Arbeitsgebiet ist an Lineationen dieser Richtung gebunden.

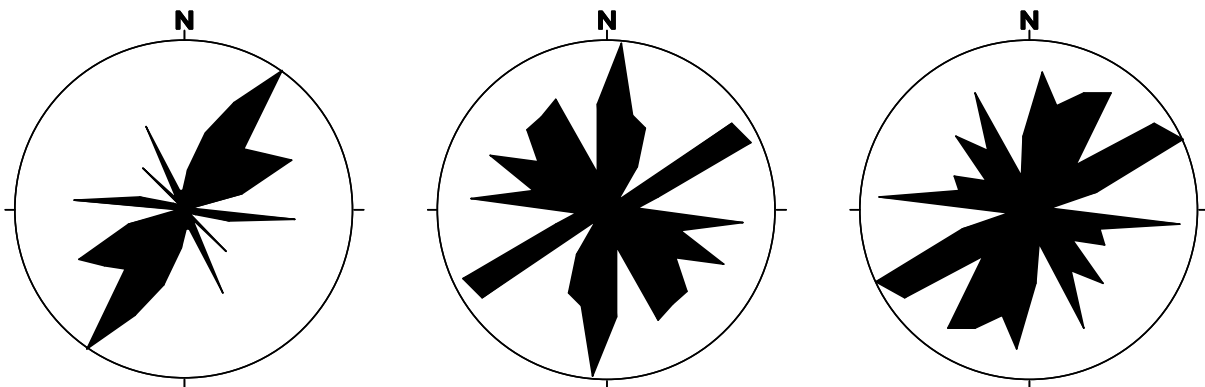
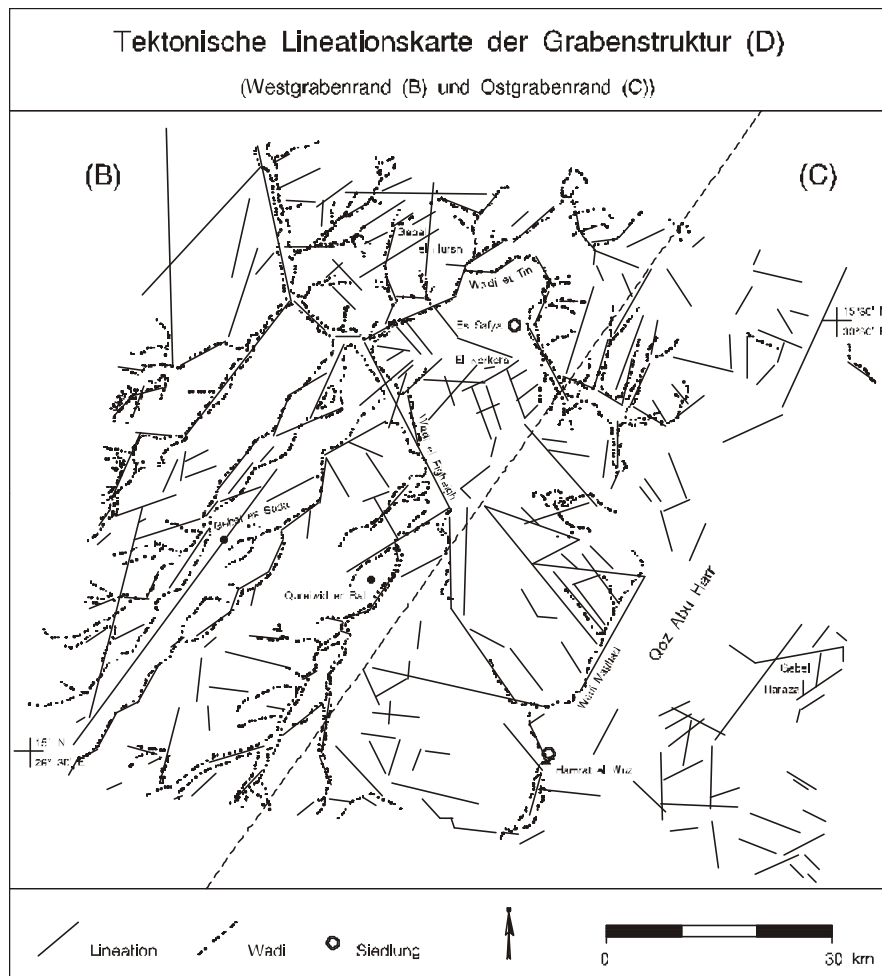


Nordbereich (A)

Anzahl der Werte: 244  
 Klassengröße: 10°  
 Maximaler Klasseninhalt: 14%  
 Maximum bei: 95°  
 Größe des untersuchten Bereichs: 12844 km<sup>2</sup>



**Abb. 7.6-1:** Tektonische Lineationskarte des Nordbereichs (A) des Untersuchungsgebietes in der Übergangsregion zwischen dem Nordkordofanblock und dem nördlich gelegenen Khartoum-Dongola-Becken.



Westlicher Grabenrand (B)

Anzahl der Werte: 176  
 Klassengröße: 10°  
 Maximaler Klasseninhalt: 14,8%  
 Maximum bei: 35°  
 Größe des untersuchten Bereichs: 3840 km<sup>2</sup>

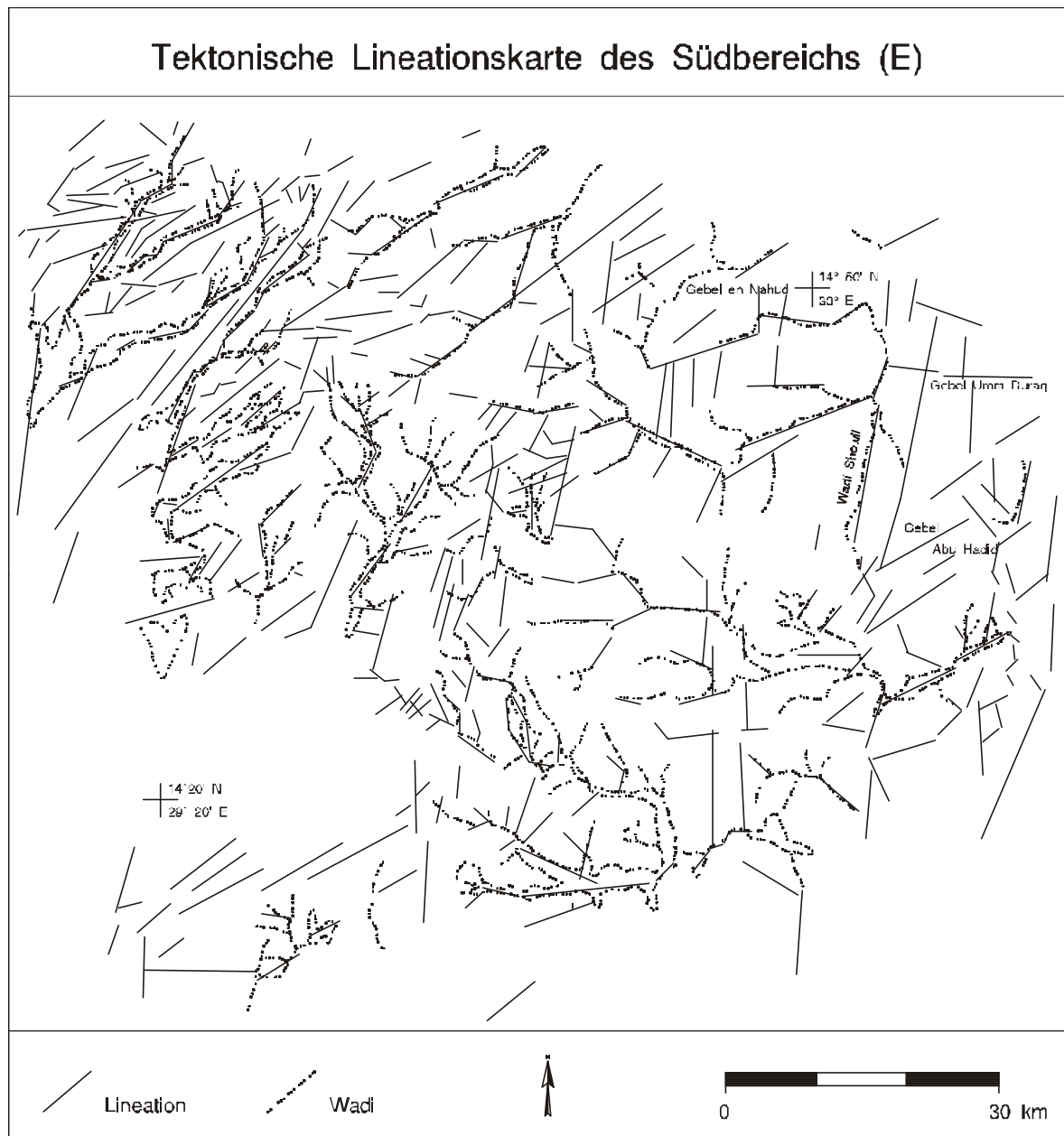
Östlicher Grabenrand (C)

Anzahl der Werte: 229  
 Klassengröße: 10°  
 Maximaler Klasseninhalt: 9,8%  
 Maximum bei: 5°  
 Größe: 6032 km<sup>2</sup>

Gesamtgraben (D)

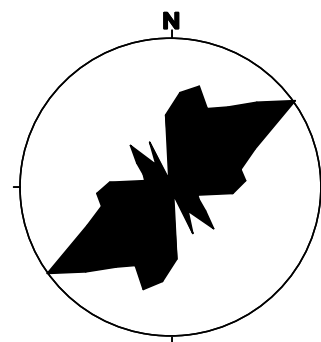
Anzahl der Werte: 229  
 Klassengröße: 10°  
 Maximaler Klasseninhalt: 9,6%  
 Maximum bei: 65°  
 Größe: 11603 km<sup>2</sup>

**Abb. 7.6-2:** Tektonische Lineationskarte der Grabenstruktur (D) unterteilt in eine westliche (B) und eine östliche (C) Grabenregion. Die Lineationsdaten der gesamten Grabenstruktur wurden in der rechten Rosendarstellung (D) zusammengefaßt.

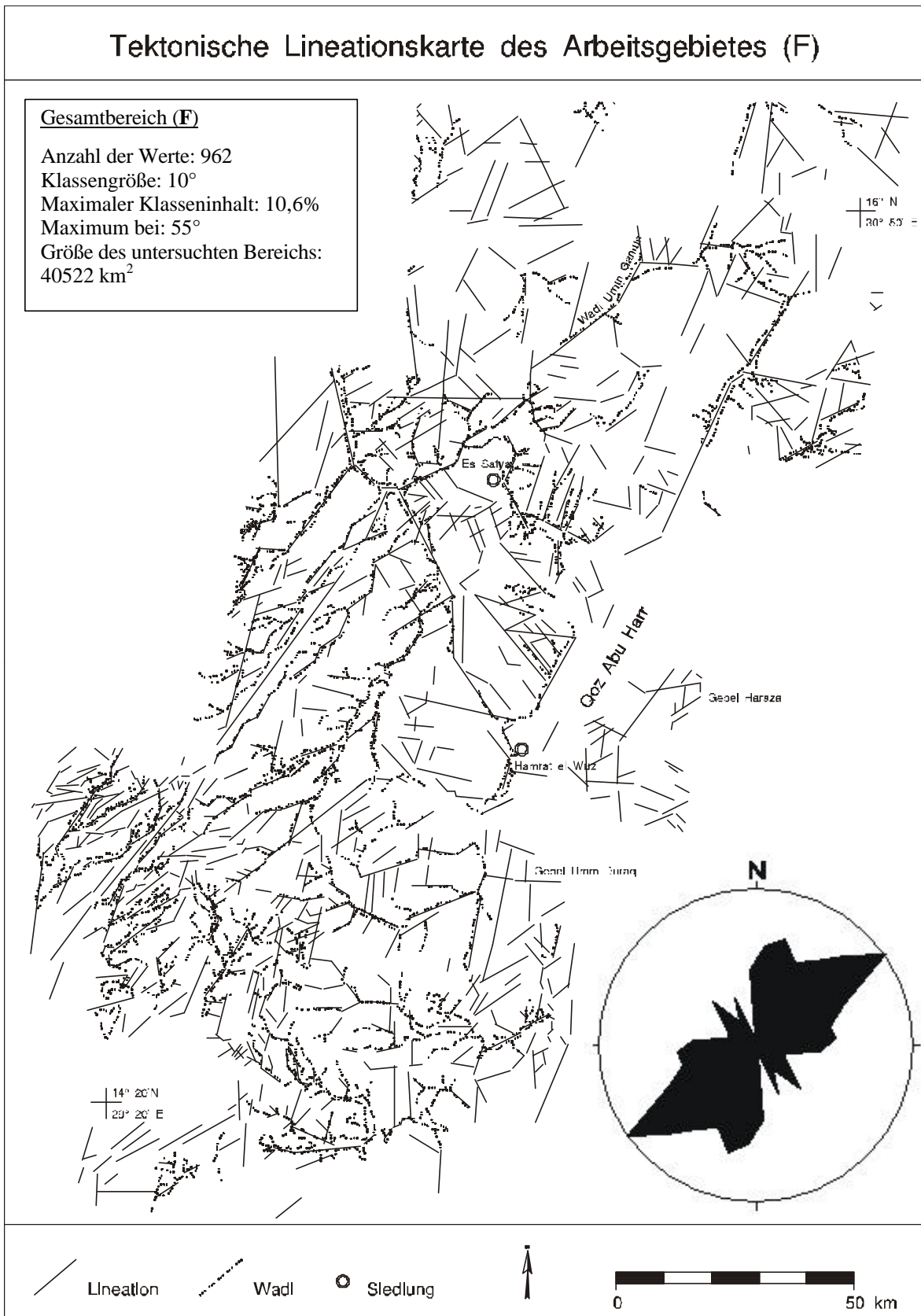


**Südbereich (E)**

Anzahl der Werte: 457  
 Klassengröße: 10°  
 Maximaler Klasseninhalt: 11,8%  
 Maximum bei: 55°  
 Größe des untersuchten Bereichs: 16741 km<sup>2</sup>



**Abb. 7.6-3:** Tektonische Lineationskarte des südlich des Es Safya Grabens gelegenen Bereichs auf dem Nordkordofanblock.



**Abb. 7.6-4:** Das gesamte für die Lineationsanalyse untersuchte Arbeitsgebiet. Die Daten sind in der Rosendarstellung zusammengefaßt.

Mit Ausnahme des Bereichs B sind dominierende Elemente in allen Rosendarstellungen im Interpretationsraum Richtungen zwischen  $50^\circ$  und  $60^\circ$ . Diese Maxima treten auch im Bereich des Khar-toum-Dongola-Beckens auf (Bussert 1998). Schandelmeier und Richter (1991) haben bei der Untersuchung von D3-Strukturen in der UBSZ auf dem Nordkordofanblock ebenfalls Maxima dieses Streichens festgestellt. Richtungen von  $50^\circ$  ordnen sie den Hauptscherflächen dieser Zone zu, die  $60^\circ$  Richtungen interpretieren sie als synthetische R-Störung.

Die NE-SW verlaufenden Lineationen im Bayuda Gebiet werden von Gängen und Rupturen paläozoischen, teilweise panafrikanischen Alters gebildet (Barth & Meinhold 1979).

Die Dikes im NE-Sudan unterscheidet Vail (1993) in zwei Altersgruppen, in spätproterozoische und in kretazische Strukturen. Statistische Untersuchungen von Luftbildern haben ergeben, daß die Mehrzahl dieser Gänge in Richtungen zwischen  $60^\circ$  und  $80^\circ$  streichen. Weitaus geringer treten  $130^\circ$ - $150^\circ$  Richtungen auf, die überwiegend in der Bayuda Region vorkommen. Die unterkretazischen Dikes (Altersbestimmungen von Vail (1993) an alkalinen Syeniten ergaben Alter von 130 bis 140 Ma) sind ebenfalls untergeordnet und zeigen ein Streichmaximum in N-S-Richtung ( $10^\circ$  bzw.  $170^\circ$ ).

Die meisten Dikes im Arbeitsgebiet verlaufen ebenfalls NE-SW. Diese Gänge sind in der Mehrzahl tektonisch überprägt worden (Kap. 7.3.1).

In den Interpretationsbereichen E, D, und C sind nördliche Richtungen markant. Vor allem im Bereich der südlichen AHSZ (Kap. 7.4.3) treten N-S-Richtungen auf, die hier die Hauptrichtungen der Scherstörung repräsentieren. Auch die anorogenen Komplexe des Gebel Abu Hadid und Gebel Umm Duraq sind an diese Richtungen gebunden. Ebenfalls sind hier Dikes (z.B. Gebel Sillig) in gleicher Richtung angelegt worden, dürften aber altersmäßig in den unteren Jura zu stellen sein (Kap. 7.4.3, 7.5). In Bezug auf die tektonischen Richtungen ist jedoch ein stimmiger Vergleich der Strukturen des Kristallins des Nordkordofan Blockes mit dem Nordostsudan gegeben.

NNE Richtungen treten als Peaks in den Rosen im Nordbereich (A) mit  $25^\circ$  und in der Es Safya Region (D) mit  $35^\circ$  auf. Besonders signifikant ist das NNE Maximum des westlichen Bereiches (B). Hier können diese Häufigkeiten SSZ Hauptscherflächen zugeordnet werden.

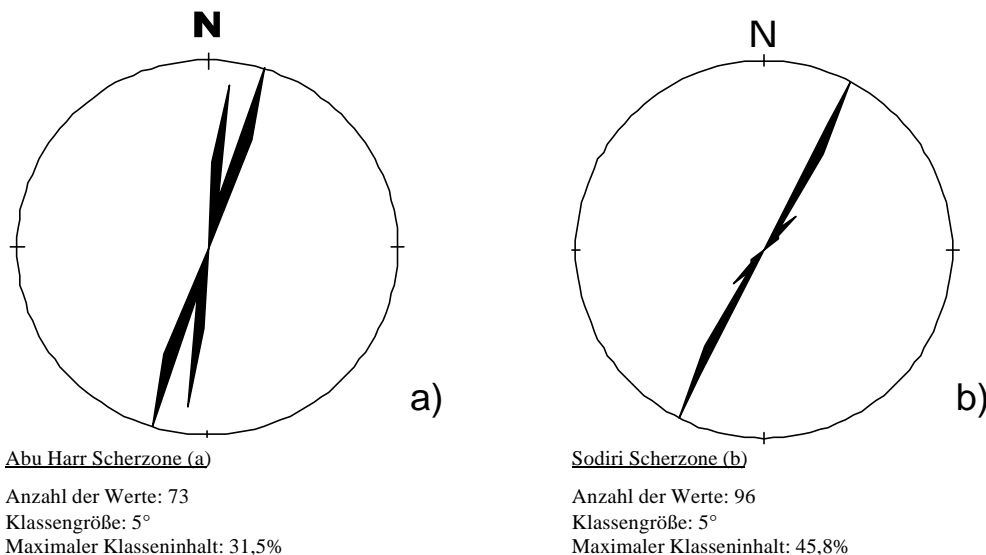
Schandelmeier und Richter (1991) interpretieren Störungen mit Streichrichtungen um  $18^\circ$  als synthetische Riedelflächen der SSZ, die ein Häufigkeitsmaximum bei ihrer Störungsstatistik bilden. Untergeordnet fanden sie subparallel dazu weitere synthetische R-Flächen im Streichen von  $10^\circ$ . Dieses führen sie auf Richtungsvariationen im Streichen und Fallen der alten, nun durch D4 genutzten Muster zurück, wie sie die Foliationsachsen und Scherflächen der panafrikanischen D2-Deformationsphase mit Richtungen von  $10^\circ$ - $20^\circ$  darstellen.

Die Spezialauswertungen aus den engen Störungsbereichen entlang der SSZ und der AHSZ (Abb. 7.6-5 a,b), bei denen nur eindeutige tektonischen Elemente erfaßt wurden, zeigen Bimodalität. Dieses belegt die in Kap. 7.4.1 und 7.4.3 beschriebenen Richtungsänderungen, die bei den Geländeuntersuchungen festgestellt wurden. Der schwache Peak in der SSZ-Darstellung dürfte auf die geringe Anzahl der nur schwach ausgeprägten Störungselemente in den Sedimenten nordöstlich des Nordkordofanblockes zurückzuführen sein.

### **Lineationen der Es Safya Grabenstruktur**

Das gesamte tektonische Bild des näheren Arbeitsgebietes zeigt eine komplexe Beeinflussung der drei Störungszonen UBSZ, SSZ und AHSZ. Deshalb ist eine Zuordnung von Einzelstörungen als konjugierte Elemente zu einer Hauptstörung schwierig, zumal auch R-Störungen, P-Elemente bzw. spiegelbildliche R-Störungen oft nur geringe Winkel mit den Hauptscherflächen einschließen (Kap. 7.1.).





**Abb. 7.6-5:** Die Rosendarstellung zeigt die Auswertung der Lineationsaufnahmen von Hauptstörungen der AHSZ (a) und der SSZ (b). Die Bimodalität ist auf Richtungsänderungen der Schersysteme zurückzuführen.

Aus der Lineamentenstatistik, den Geländeuntersuchungen und Analogievergleichen mit den Ergebnissen von Schandelmeier und Richter (1991) kann jedoch Folgendes interpretiert werden:

- Die Maxima der Rosendarstellung des Gesamtgrabenbereiches (D) zwischen 5° und 35° können den beiden Hauptscherzonen SSZ und AHSZ zugeordnet werden. Eine Unterscheidung zwischen Hauptscherflächen und synthetischen Riedel-Störungen ist – auch aufgrund des Drehens der Schersysteme – schwierig.
- Die Rose des Westbereiches (B) zeigt eine eindeutige Dominanz der SSZ-Richtungen von 35°. Diese repräsentieren auch die im Gelände und auf den Satellitenbildern (Kap. 7.4.1) deutlichsten Strukturen. Die kleineren Randmaxima zwischen 10° und 20° können R-Störungen zugeordnet werden.
- Im Bereich C präsentieren die Richtungen zwischen 5° und 25° die Hauptscherflächen und R-Störungen der AHSZ. Wie die Spezialaufnahme bereits gezeigt hat (s.o.), ist, durch die Bimodalität gegeben, eine Trennung der Elemente schwierig. Die Gesamtdarstellung (D) und die Einzelbereiche (B) und (C) zeigen markante Peaks zwischen 130°-140° sowie zwischen 150°-160°. Die Elemente dieser Richtung können aufgrund ihrer Winkelgeometrie antithetischen R-Störungen der SSZ bzw. der AHSZ zugeordnet werden.
- In der südlichen SSZ entspricht die modale Streichrichtung von 135° den dextralen antithetischen R'-Störungen der sinistralen D4-Deformation. Diese Richtungen stimmen überein mit dem Trend der sinistralen antithetischen R'-Störungen der dextralen UBSZ (D3). Schandelmeier und Richter (1991) sehen hierin ein Beispiel für die Umkehrung des Bewegungssinns an Blattverschiebungen im Laufe ihrer tektonischen Geschichte.

Neben der hohen Dilatationskomponente, die sich an R' entwickeln kann, ist durch die Mehrfachreaktivierung dieser Rupturen mit unterschiedlichem Bewegungssinn eine Schwächung der Lithosphäre erfolgt, die das Einbrechen der Es Safya Struktur an R'-Elementen begünstigt hat. Die Pull-apart-Bewegungen entstanden an den subparallel zueinander laufenden Scherzonen durch Reaktivierungen während der D5-Deformationsphase (Kap. 9.4).

### 7.6.2 Paläospannungsanalyse

Angelier (1979) entwickelte eine Methode zur Rekonstruktion von Stressrichtungen auf der Grundlage der Ermittlung der Raumlagen von Störungsflächen und darauf befindlichen Bewegungslinearen von Harnischen (Kap. 7.3.1). Vorausgesetzt wird, daß die untersuchten Störungen mit einem tekto-

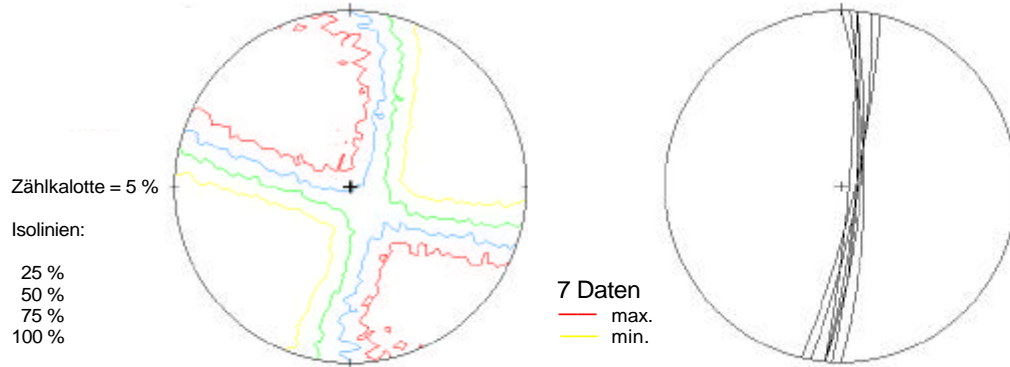
nischen Ereignis korrespondieren, das durch einen regionalen Stresstensor bestimmt wird. Da Störungsverteilungen gewöhnlich das Resultat mehrerer tektonischer Ereignisse darstellen, muß eine vorhergehende Unterscheidung der Einzelereignisse durchgeführt werden. Hierzu sind stratigraphische und strukturelle Geländeuntersuchungen erforderlich. Mit dem tektonischen Darstellungs- und Auswerteprogramm GEFÜGE wurde mit den im Bereich der SSZ und AHSZ eingemessenen Bewegungslinearen eine Paläospannungsanalyse auf der Basis der Methode von Angelier (1979) durchgeführt.

Leider konnten sowohl für den Bereich der SSZ als auch der AHSZ nur wenige eindeutig interpretierbare Harnische eingemessen werden, aber auch bei der geringen Anzahl der Wertepaare läßt sich ein Trend erkennen. Im nördlichen Bereich der AHSZ konnten sieben Richtungsdatenpaare aufgenommen werden. Die Störungsflächen streichen mit  $5^\circ$  und zeigen ein geringes Einfallen von  $10^\circ$ . Abb. 7.6-6a rechts zeigt die Großdarstellung der eingemessenen Störungsflächen im Schmidtschen Netz. Im linken Teil der Abbildung ist das Ergebnis der Paläospannungsanalyse in einer Isopyknendarstellung zu sehen. Die maximale (Paläo-) Hauptspannung ( $d_1$ ) liegt im Bereich der roten Isolinien, die minimale (Paläo-) Hauptspannung ( $d_3$ ) im Bereich der gelben Isolinien. Das Isolinienbild ist typisch für eine etwa horizontale Spannungsverteilung. Die maximale Hauptspannung streicht um  $150^\circ$ . Aus der Streichrichtung der Störungsfläche und der Paläospannungsverteilung läßt sich die AHSZ als sinistrale Blattverschiebung postulieren.

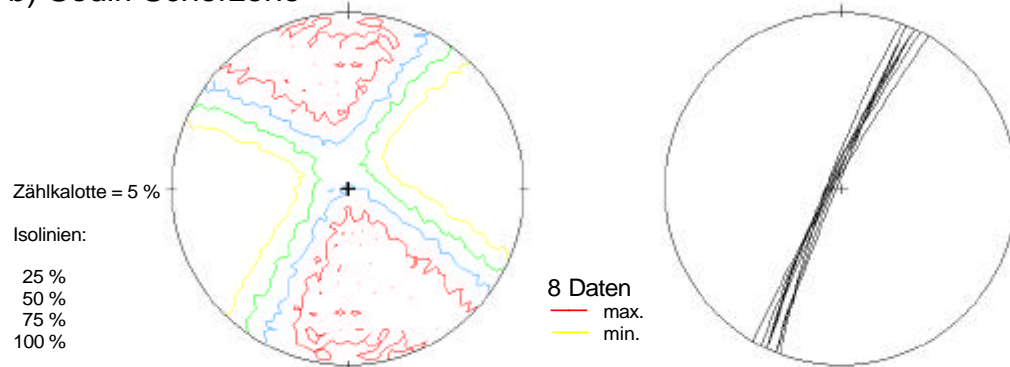
Für die SSZ konnten acht Wertepaare eingemessen werden, die Störungsflächen streichen um  $20^\circ$  und  $\pm$  senkrecht. Abb. 7.6-6b zeigt die Großkreise der Störungsflächen und das Isoliniendiagramm der Spannungsachsen. Wie bei der AHSZ kann man auch hier auf ein etwa horizontales Spannungsregime schließen. Die Streichrichtung der maximalen Paläohauptspannung beträgt etwa  $160^\circ$ . Aus der Lage der Hauptspannung in Bezug zur Orientierung der Störungsfläche kann wie bei der AHSZ sinistrale Blattverschiebung abgeleitet werden. Aus Vergleichen zwischen den Abb. 7.6-6a, 7.6-6b ist ein fast identisches Spannungsregime zu entnehmen. Aus diesem Grund wurde mit den 15 Wertepaaren eine gemeinsame Paläospannungsanalyse durchgeführt. In der Isoliniendarstellung Abb. 7.6-6c wird die horizontale Lage des Spannungsregimes noch deutlicher. Auch aus dieser Darstellung kann auf ein System sinistraler Blattverschiebungen geschlossen werden.

Für den allgemeinen Fall der Bruchtektonik, z. B. nach Mohr (1990) wurde gezeigt, daß der Winkel  $\theta$  zwischen der Richtung der größten Hauptspannung  $d_1$  und der Scherfläche  $30^\circ$  beträgt. Byerlee (1978) modifizierte diesen Fall für die Reaktivierung alter Störungen. Er stellte fest, daß es zum einen eher zur Reaktivierung alter Störungen kommt als zum Aufbrechen neuer, und zum anderen die Reaktivierung in einem Winkelbereich zwischen  $d_1$  und der alten Scherfläche möglich ist, der (in Abhängigkeit des Verhältnisses von  $d_1$  und der kleinsten Hauptspannungsrichtung  $d_3$ )  $35^\circ$  oder mehr betragen kann. Aus diesen Sachverhalten läßt sich der Umkehrschluß ziehen, daß, wenn die  $d_1$ -Richtung bekannt und ungleich  $30^\circ$  ist, die untersuchte Störung nicht neu entstanden ist, sondern reaktiviert wurde. Die im Khartoum Dongola Becken in den Sedimenten der Scherzonen auftretenden Störungen können bei einem  $\theta$  von  $35^\circ$  bis  $43^\circ$  von reaktivierten Basementstörungen bis an die Oberfläche durchgepaust worden sein.

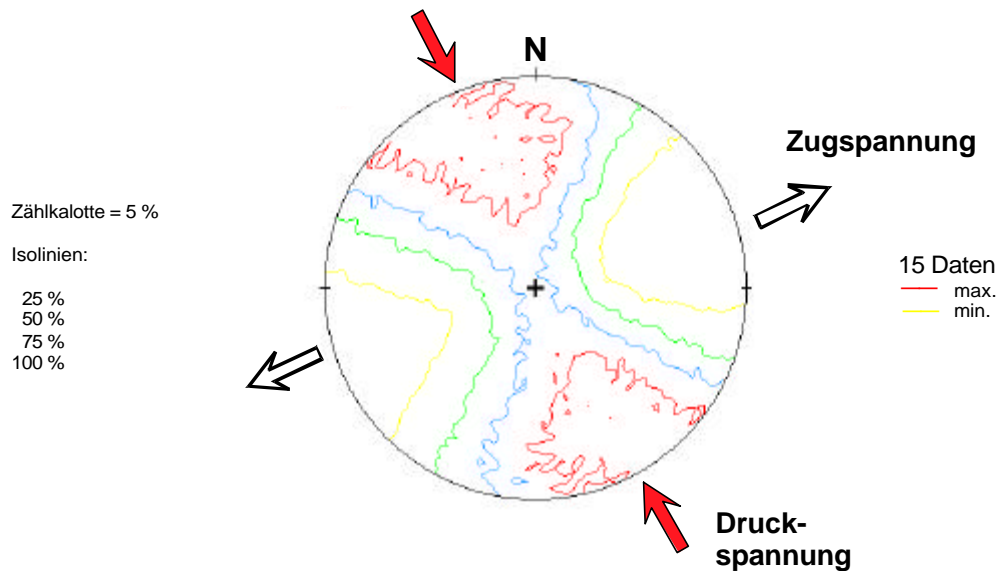
a) Abu Harr Scherzone



b) Sodiri Scherzone



c) Isoliniendiagramm der Paläospannungsachsen des Es Safya Störungssystems



**Abb. 7.6-6:** Dargestellt sind die Großkreise von Störungsflächen und die Ergebnisse der Paläospannungsanalyse für die AHSZ (a) und die SSZ (b). Die Isoliniendiagramme belegen sinistrale Scherbewegungen. Isoliniendiagramme der Paläospannungsachsen der zusammengefaßten Wertepaare der Abu Harr und der Sodiri Scherzone sind in (c) dargestellt. Die  $\pm$  horizontale Lage des Spannungsregimes ist zu interpretieren.

## 8. Geophysikalische Untersuchungen

### 8.1 Aufgabenstellung

Wie bereits in den vorangegangenen Kapiteln beschrieben, ließen die schlechten Aufschlußverhältnisse im Arbeitsgebiet von vornherein darauf schließen, daß mit geologischen Hilfsmitteln allein eine Erfassung der Grabenstruktur nicht möglich war. Zwar gelang teilweise eine oberflächennahe, zweidimensionale geologische Kartierung der Grabensedimente gegen das Grundgebirge und die Aufnahme wichtiger Störungselemente (Kap. 7.3, 7.4), doch in Bezug auf die strukturelle Ausbildung der Grabenrandstörungen, ihrer Versatzbeträge und oft über den genaueren Verlauf konnten keine eindeutigen Ergebnisse erzielt werden. Die Wasserbohrungen im Arbeitsgebiet (Kap. Sedimente, A) sind entweder randnah angelegt oder nicht bis ins Basement abgeteuft worden. Somit waren dreidimensionale Aussagen anhand der Bohrprofile ebenfalls nur begrenzt möglich. Hauptaufgabe für die Geophysik war somit vor allem die genauere Erkundung der dreidimensionalen Geometrie der Grabenstruktur, d.h. der lateralen Begrenzungen und Tiefenlage. Zur Lösung spezieller Fragestellungen in Bezug auf Inversionen bzw. Ab- und Lateralverschiebungen (Kap. 7.3.3, 7.4.3) in der Kerker Region bzw. im Gebiet des südlichen Grabenendes in der AHSZ sowie zur Identifizierung des Verlaufs der SSZ und AHSZ in Regionen mit nur unzulänglichen struktureologischen Hinweisen (Kap. 7.4) wurden ebenfalls geophysikalische Messungen durchgeführt. Die Geometrieinformationen waren auch für die Erstellung einer Grundwasserbilanz von entscheidender Bedeutung (Kap. 10).

Die geophysikalischen Untersuchungen dienten nicht ausschließlich als Servicefunktion im Rahmen geologischer Fragestellungen, sondern sollten auch methodische Beiträge sowohl für geophysikalische Geländetechniken für apparative Entwicklungen und Modifikationen von Geräten für den Einsatz in ariden Gebieten als auch für spezielle Auswerteverfahren liefern (Kap. 1, 2). In Bezug auf diese innovativen geophysikalischen Forschungen sei auf die Veröffentlichungen des Teilprojekts Geophysik hingewiesen (Burkhardt et al. 1990, Brasse et al. 1993, Brasse 1993, Brasse und Rath 1997, Kalkbrenner 1988, Schuster 1998). Die in dieser Arbeit von mir geologisch interpretierten geophysikalischen Ergebnisse sind aus Untersuchungen erstellt worden, die im Rahmen gemeinsamer Feld-einsätze des SFB 69 durchgeführt wurden (Kap. 1.2). Für die AMT Messungen war Herr Dr. H. Brasse verantwortlich, für die seismischen Untersuchungen Herr Dr. K. Schuster. Bei den AMT Auswertungen wirkte Herr Dipl.-Geophys. V. Rath mit. Eine interdisziplinäre Darstellung der Ergebnisse dieser Untersuchungen ist in Vorbereitung (Brasse et al. in Vorb.).

### 8.2 Interpretationsproblematik

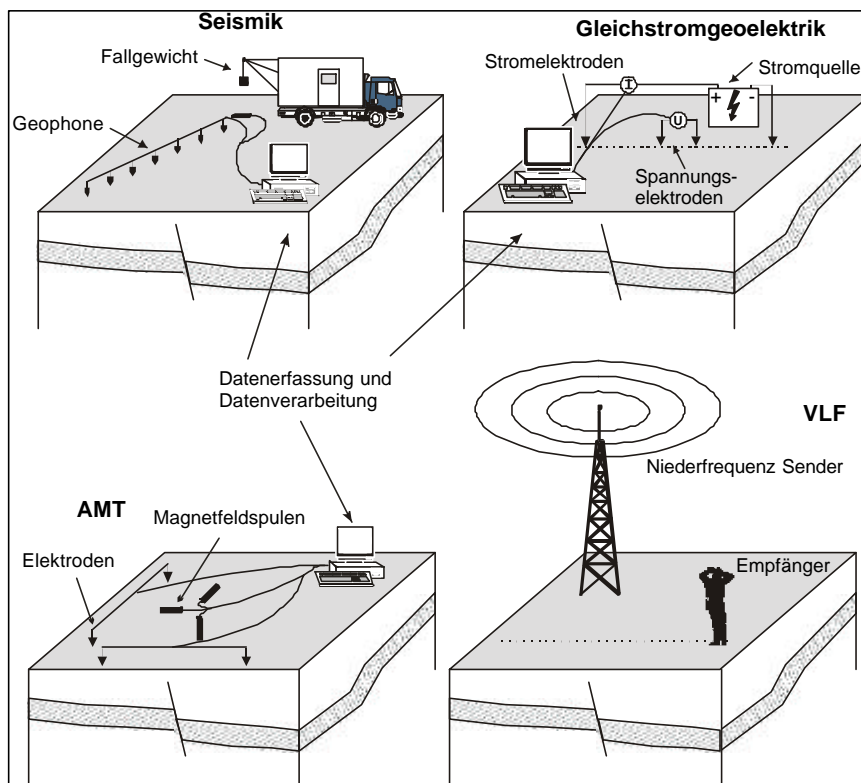
Mit geophysikalischen Verfahren werden die unterschiedlichen spezifischen physikalischen Eigenschaften von Gesteinen gemessen. Zur Klärung geologischer Probleme mit geophysikalischen Methoden sollten möglichst mehrere Verfahren eingesetzt werden, um mit der Einbeziehung unterschiedlicher Formationsparameter wie Leitfähigkeit und Dichte sowie der strukturellen Hinweise (z.B. Lagerungsverhältnisse) eine größere Interpretationssicherheit zu gewinnen. Zum Beispiel können Bereiche einer geoelektrischen Kurve sowohl dickbankigen Schichten mit kleineren Widerständen als auch dünnen Schichten mit hohen Widerständen zugeordnet werden (Äquivalenzprinzip, Kap.7.2.2). Da jedoch die physikalischen Parameter der speziellen Gesteine bereits eine große Bandbreite abdecken (z.B. Kompressionswellengeschwindigkeiten ( $v_p$ ) von Graniten zwischen 3,7 und 6,6 km/s) und die Ergebnisse verschiedener geophysikalischer Verfahren unterschiedlich schon durch geringe mineralogische und strukturelle Variationen signifikant verändert werden können, kann es auch bei der Methodenkombination zu Interpretationsproblemen kommen. Beispielsweise wird einerseits die elektrische Leitfähigkeit der Sedimente durch unterschiedliche Porenfüllung (z.B. Süß-, Salzwasser) oder geringe Ionen-Beimengungen erheblich verändert- was sich in den seismischen Ergebnissen augenfällig nicht widerspiegelt- trockene Sande und dichte Sedimente zeigen andererseits ähnliche elektrische Widerstände, lassen sich aber aufgrund ihrer unterschiedlichen elastischen Parameter mit seismischen Verfahren gut auflösen.

Hinzu kommt die unterschiedliche Empfindlichkeit der Methoden in Bezug auf die Eindringtiefe und Auflösung. Mit seismischen Untersuchungen erhält man nur Aussagen über den Untergrund, der tatsächlich von den Wellen durchlaufen wird. Bei geoelektrischen und magnetotellurischen Sondierungen werden die Ergebnisse in wechselnder Stärke immer von der Gesamtheit des Untergrundes beeinflusst. Die Auflösung der geologischen Strukturen ist ebenfalls unterschiedlich. In der Seismik kann z.B. aufgrund einer dominierenden Wellenlänge des Anregungssignals eine Ablagerung, deren Mächtigkeit nur die Hälfte oder ein Viertel dieser Wellenlänge beträgt, nicht mehr erfaßt werden. Falls diese „dünne“ Schicht einen guten oder schlechten Leiter im Kontrast zu den darunter und darüberliegenden Gesteinspaketen repräsentiert, können gleichstromgeoelektrische Widerstandsverfahren diesen Horizont sehr gut auflösen. Die Interpretationsgüte geophysikalischer Meßdaten ist – auch bei Methodenkombination – abhängig von der Qualität des Ausgangsmodells, d.h. vom Input der geologischen Vorabinformationen (Kap.7.2.2).

### 8.3 Die eingesetzten geophysikalischen Verfahren

Zur Klärung der o.g. Problemstellungen im Es Safya Gebiet wurden hauptsächlich drei geophysikalische Meßverfahren eingesetzt: Magnetotellurik, Seismik (Refraktions- und Reflexionsmethode) und das VLF-Verfahren. Elektrische Vertikalsondierungen mit einer Gleichstromwiderstandsmethode (Schlumberger-Verfahren) zur Erfassung oberflächennaher Schichten dienten als Interpretationshilfe bei der Auswertung der magnetotellurischen Meßergebnisse.

Die wesentlichen Grundlagen der angewandten Verfahren sollen kurz dargestellt werden. Eine schematische Gegenüberstellung in Abb. 8-1 soll dieses verdeutlichen.



**Abb. 8-1:** Schematischer Aufbau der Meßanordnung für Seismik, Gleichstromgeoelektrik, Audiomagnetotellurik (AMT) und des VLF-Meßverfahrens (Very Low Frequency).

Die Magnetotellurik, die Geoelektrik und die VLF-Methoden gehören zu den geophysikalischen Aufschlußverfahren, deren Ziel die Ermittlung der Verteilung des spezifischen Widerstandes im Un-

tergrund ist. Aus den erhaltenen Meßkurven ist sowohl eine lithologische Interpretation der Gesteinszusammensetzung als auch eine strukturelle Deutung in Bezug auf die Lagerungsverhältnisse möglich. Die Methoden lassen sich unterscheiden in passive Verfahren, die natürliche und künstliche Fremdfelder messen und aktive Methoden, die eigenerzeugte, dem Untergrund aufgeprägte Potentialfelder registrieren. Ein weiterer Unterschied ist die galvanische oder induktive Ankopplung der Meßaufnehmer. Neben den o.g. Potentialverfahren wurden auch seismische Methoden angewandt, bei denen aus den elastischen Parametern auf die Lithologie und deren Strukturen geschlossen werden kann.

### **Magnetotellurik**

Die Magnetotellurik gehört zu den passiven elektromagnetischen Methoden, mit denen Leitfähigkeitsanomalien im Untergrund erfaßt werden können. Die Audiomagnetotellurik (AMT) umfaßt den „hörbaren“ Frequenzbereich, was Aussagetiefen von etwa 100 m bis über 1 km entspricht. Für die Messungen werden als natürliche Energiequellen die von tropischen Gewitterblitzen abgestrahlten elektromagnetischen Wellen im Frequenzbereich von 1 Hz bis 10 kHz genutzt. Im Untergrund erzeugen diese als eben angenommenen Wellen sekundäre magnetische und elektrische – sogenannte tellurische Felder, deren Eindringtiefe von der Periode bzw. der Wellenlänge und der Leitfähigkeit des Untergrundes abhängt. Aufgrund des Induktionseffekts ist die Magnetotellurik besonders für die Untersuchung gutleitender Strukturen geeignet. Meßgrößen sind die zeitliche Variation der elektrischen und magnetischen Felder an der Erdoberfläche, aus deren Verhältnis (Impedanz) die scheinbaren spezifischen Widerstände und eine Phase berechnet werden können. Die Darstellung des ermittelten scheinbaren spezifischen Widerstandes als Funktion der Periode entlang eines Meßprofils entspricht näherungsweise einem Tiefenschnitt des Untergrundes (Pseudosektion). Bei horizontaler Schichtung, d.h. es besteht nur eine von der Tiefe abhängige Leitfähigkeit, kann eindimensional ausgewertet werden. Komplizierte geologische Strukturen erfordern komplexe mehrdimensionale Inversionen (Kap.7.2.2).

Der Es Safya Graben mit zur Tiefe hin unterschiedlichen Gesteinsabfolgen in definierter Streichrichtung kann geoelektrisch als zweidimensionale Leitfähigkeitsstruktur postuliert werden, da im Schichtstreichen die Widerstandsänderungen vernachlässigbar sind.

Da die in der AMT genutzten natürlichen Signale (1 Hz – 10 kHz) in anthropogen genutzten Gebieten oftmals von künstlichen Feldern überlagert werden, ist die Anwendung dieses Verfahrens vor allem in nicht urbanen Gebieten – wie sie Wüsten darstellen – aufgrund der hohen Datenqualität besonders geeignet. Voraussetzung für das Erzielen eindeutiger Meßergebnisse sind aufgrund des schlechten Auflösungsvermögens schlecht leitfähiger Strukturen mit magnetotellurischen Verfahren deutliche Leitfähigkeitskontraste. Auch dieses war im Es Safya Graben gegeben. Widerstandsdifferenzen zwischen Grundgebirge und Sedimenten lagen zwischen einigen tausend  $\Omega\text{m}$ .

Der apparative Aufwand für AMT-Untersuchung ist nicht groß, die Durchführung aber zeitaufwendig. Die Feldmessungen wurden mit einer Weiterentwicklung der am Observatoire Cantonal de Neuchâtel/Schweiz entwickelten AMT-Apparatur durchgeführt (Meßbereich 0,1 Hz – 10 kHz). Als Magnetfeldsensoren (Abb. 8-1) wurden Induktionsspulen der Firma ECA Neudon/Frankreich verwendet. Die Messung des erdelektrischen Feldes erfolgte über nichtpolarisierbare Kupfersulfat-Sonden. Für die Auswertung standen leistungsfähige Inversionsprogramme (z.B. RRI) zur Verfügung. Hierzu sei auf Brasse (1993), Brasse und Rath (1997) hingewiesen.

### **Geoelektrik**

Während bei den verwendeten elektromagnetischen Verfahren die Frequenzabhängigkeit der gemessenen Felder eine Aussage über die Tiefenverteilung des spezifischen Widerstands ermöglicht, erfolgt dies bei den gleichstromgeoelektrischen Verfahren durch Abstandsänderung der Stromeinspeiseelektroden. Die Widerstandsbestimmung erfolgt hierbei durch Strom- und Spannungsmessungen an 4 Elektroden. Dem Untergrund wird über ein Elektrodenpaar ein Gleichstrom oder niederfrequenter

Wechselstrom (wenige Hz) aufgeprägt. Die Spannungsmessung erfolgt stromlos zwischen zwei Sonden (Abb. 8-1). Für die meist lineare Anordnung der Elektroden und Sonden geht ein Konfigurationsfaktor (Geometriefaktor) ein. Das Meßergebnis ist ein scheinbarer spezifischer Widerstand, der die Leitfähigkeit des Untergrundes in Abhängigkeit vom Abstand der Elektroden ausdrückt. Größere Elektrodenabstände ermöglichen größere Aussagetiefen. Endergebnis ist eine Pseudotiefenverteilung unter dem Zentralpunkt der Meßanordnung. Aufgrund der galvanischen Ankopplung der Quelle reagieren Widerstandsverfahren empfindlicher auf laterale und vertikale Leitfähigkeitsänderungen als die Magnetotellurik. Die Auflösungsqualität der geoelektrischen Verfahren ist sowohl für gut- als auch für schlechtleitende Zonen gleich. Für die Interpretation magnetotellurischer Messungen ist eine Ergänzung durch geoelektrische Untersuchungen der oberflächennahen Schichten notwendig, die von AMT-Verfahren nicht aufgelöst werden können. Die von der Magnetotellurik erreichbaren Eindringtiefen können mit den Widerstandsverfahren nur mit hohem Meßaufwand, d.h. durch große Auslageweiten erzielt werden. Wie vor allem geoelektrische Untersuchungen in Ägypten (Selima Sand Sheet) gezeigt haben, treten in hochariden Gebieten mit mächtigen Sandbedeckungen häufig Probleme hoher Übergangswiderstände auf.

Im Untersuchungsgebiet wurden Gleichstromverfahren zur Erfassung oberflächennaher Schichten benutzt. Als Meßgerät wurde eine Apparatur der Firma Bodenseewerke Typ GGA30 eingesetzt (Ausgangsspannung bis 300 V DC, Leistung 60 W). Die Auswertung der Meßergebnisse erfolgte mit Hilfe des 1-D Inversionsprogrammes ResixIP.

### VLF-Methode

Auch das VLF-Verfahren gehört zu den elektromagnetischen Methoden. Als Primärfeld dient hier das monofrequente Wellenfeld militärischer Sender mit hoher Sendeleistung, das zur Kommunikation mit U-Booten verwendet wird. Die Sendefrequenz liegt im Bereich zwischen 15 und 25 kHz (Very Low Frequency - VLF), die Reichweite beträgt über 10.000 km. Im senderfernen elektrisch und magnetisch ungestörten Gebieten liegt die magnetische Komponente des erzeugten Feldes horizontal, es existiert also keine Vertikalkomponente des magnetischen Feldes. Bereiche höherer Leitfähigkeit im Untergrund führen zu einer sekundären magnetischen z-Komponente, die zu einer meßbaren Verkipfung des sich aus Primär- und Sekundärfeld ergebenden Totalfeldes führt. Die Messung erfolgt mittels eines tragbaren, auf die jeweils genutzte Sendefrequenz abgestimmten Empfängers (Abb.8-1). Nutzbare Sender sind z.B. Moskau (UMS), Bordeaux (FUO) und Rugby (GBR).

Meßgrößen bei diesem Verfahren sind dieser Kippwinkel und die Phasenlage des sekundären Magnetfeldes, bezogen auf das primäre Anregungssignal des Senders entlang eines Meßprofils. Um optimale Ergebnisse zu erzielen, muß ein Sender gewählt werden, dessen primäres Signal maximal an die zu untersuchende Leitfähigkeitsstruktur ankoppelt. Dies ist gegeben, wenn der Sender in Streichrichtung der vermuteten Störung liegt, da dann sein primäres Magnetfeld senkrecht zur Störung steht und damit maximale Stromsysteme in der Leitfähigkeitsstruktur induzieren kann. Der geeignetste Sender für die Untersuchungen im Es Safya Gebiet war der Sender Moskau (UMS). Bei Anlage eines Meßprofils senkrecht zur Anomalie werden dann maximale Änderungen gemessen.

Die Leitfähigkeitsanomalien können durch lateral begrenzte Grundwasserzonen – zu deren Erfassung die VLF-Widerstandsmethode oft herangezogen wird – erzeugt werden. Durch die erhöhte Wasserwegsamkeit und ihre meist scharfe laterale Begrenzung bilden Störungen signifikante Widerstands- kontraste zur Umgebung. Zur Lokalisierung dieser Strukturen sind VLF- Kippwinkel-Methoden besonders geeignet. Im Bezug auf die strukturelle Fragestellung (s.o.) wurde im Arbeitsgebiet nur dieses Verfahren eingesetzt. Die Messungen benötigen wenig Zeit. Als Gerät stand eine VLF-Apparatur der Firma Geonics Typ EM16 zur Verfügung.

Zur Interpretation werden Kippwinkel und Phase bzw. daraus abgeleitet In-phase- und Phasenquadratur-Werte entlang des Profils aufgetragen. Der im Meßgebiet zu erwartende Fall guter Leiter in schlecht leitendem Substrat führt zu gleichsinnigen Anomalien von In-phase und Phasenquadratur,



wobei die Phasenquadratur vergleichsweise klein ausfällt. Die Phasenquadratur wird mit abnehmender Leitfähigkeit der Struktur größer und kann daher qualitative Hinweise auf ihre Leitfähigkeit geben (Telford et al. 1977, Fraser 1969).

Der im Meßgebiet ebenfalls öfters anzutreffende Fall der gegenläufigen In-phase und Phasenquadratur-Anomalien läßt sich durch eine gut leitfähige Deckschicht über der Störung erklären. Ein negativer Phasenquadratur-Response kann auch durch eine lokale, störungsgebundene Leitfähigkeitsanomalie (z.B. lokale Sulfid- und Ionenkonzentrationen) verursacht sein.

### Seismik

Die Seismik ist das wichtigste und am meisten genutzte Verfahren in der angewandten Geophysik. Reflexionsseismik wird vor allem in der Kohlenwasserstoffexploration eingesetzt. Unterschiede im Verhalten des Untergrundes in Bezug auf die Ausbreitung elastischer Wellen sind die Grundlage der seismischen Verfahren. Die elastischen Eigenschaften ändern sich mit dem Gesteinstyp, der Textur (Klüftigkeit), der Porosität, der Porenfüllung, dem Spannungszustand, der Lithologie grundsätzlich aber auch abhängig von der Anregungsfrequenz der seismischen Quelle, die zur Erzeugung der elastischen Wellen eingesetzt wird (Sprengung, Fallgewicht, Vibrator, Hammerschlag). Die Laufzeit dieser Signale im Untergrund wird nach der Reflexion und/oder Refraktion an Schichtgrenzen mit mehreren Geophonen an der Oberfläche entlang von Profilen gemessen (Abb.8-1). Im Rahmen der seismischen Untersuchungen im Arbeitsgebiet wurden die wesentlichen Ergebnisse mit der Refraktionsseismik erbracht, deshalb soll im folgenden nur auf dieses Verfahren näher eingegangen werden.



*Abb 8-2: Mobiles Fallgewicht als seismische Quelle und Remote Units als Bestandteil der Seismik-apparatur.*

Aus der Schußpunkt-Geophon-Entfernung und den jeweiligen Signalankunftszeiten werden Laufzeitkurven erstellt. Diese bilden die Grundlage für die Bestimmung der Materialgeschwindigkeit, der Tiefen und Schichtneigungen der refraktierenden Horizonte. Aufgrund ihrer meist eindeutigen Interpretierbarkeit - in Abhängigkeit von Anregungsenergie und Dämpfung - bis zu größeren Geophon-entfernungen sind die Ersteinsätze auf den Seismogrammen von besonderer Bedeutung. Diese „Peaks“



werden durch Signale der an Schichtgrenzen geführten Kopfwellen erzeugt. Voraussetzung für die Auflösbarkeit der Schichtung sind ausreichende Geschwindigkeitskontraste und eine mit der Tiefe zunehmende Geschwindigkeit. Die Minimalmächtigkeit der erfaßbaren Horizonte ist vom Frequenzinhalt der verwendeten seismischen Quelle abhängig. Die seismische Anregung bei den Messungen im Rahmen dieser Arbeit für größere Zieltiefen erfolgte durch eine elektrohydraulisch betriebene Fallgewichtsapparatur (Firma Nordmeier, Peine), die auf einem Mercedes-Unimog installiert war (Abb.8-2). Für kleinräumige Fragestellungen wurde das Hammerschlagverfahren eingesetzt. Die Frequenzbereiche der Anregungen lagen zwischen 50-150 Hz. Für die Registrierung stand eine 12-Kanal-Apparatur (Seamex 85 RU) der Firma WBK zur Verfügung. Die Signalaufnahme erfolgte bei Refraktionsmessungen mit Geophonen von 10 Hz Eigenfrequenz, bei Reflexionsuntersuchungen mit 60 Hz Eigenfrequenz. Zur Auswertung mit verschiedenen Inversionsverfahren und Modellierungen sei auf Schuster (1998) hingewiesen.

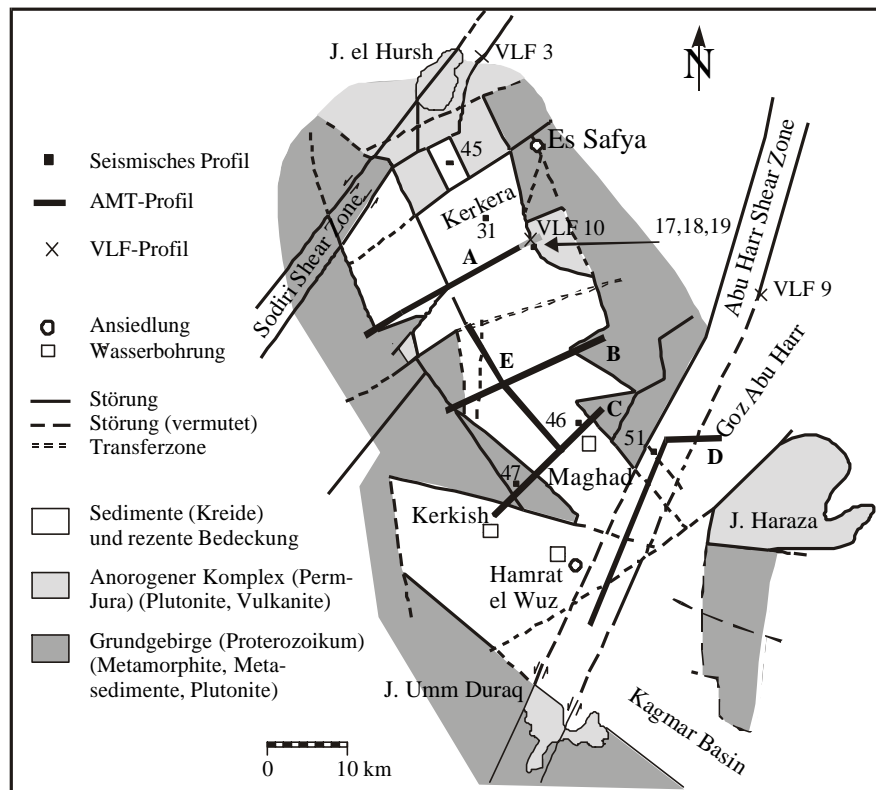
## 8.4 Ergebnisse der geophysikalischen Untersuchungen

Aufgrund ihrer Aussagetiefen und ihres Meßaufwandes wurden die einzelnen geophysikalischen Verfahren teilweise zu unterschiedlichen Fragestellungen eingesetzt. Die Anregungsenergie mittels Fallgewicht erlaubten der Seismik nur Tiefenaussagen bis zu einigen 100 m. Aufgabe dieses Verfahrens war somit hauptsächlich die Auflösung oberflächennaher Strukturen wie Störungen im Grabenrandbereich und in den Grabenendzonen oder die Untersuchung oberflächennaher Phänomene wie die morphologische Hochlage des Kerkera Plateaus (Kap.7.3.3). Vergleichsmessungen zur Überprüfung der Interpretation der AMT-Ergebnisse mit einem bekannten geologischen Vertikalprofil wurden in der Nähe der Bohrung El Maghad durchgeführt. Gleichstrom-Widerstandsmessungen an dieser Lokalität dienten ebenfalls Vergleichszwecken. Die AMT war die wesentliche Informationsquelle in Bezug auf die dreidimensionale Geometrie der Grabenstruktur und die Tiefenlage des Aquifers. Aufgrund des geringen zeitlichen und apparativen Aufwandes wurde das VLF-Kippwinkelverfahren zum Nachweis von Störungen der AHSZ und SSZ im gesamten weiteren Arbeitsgebiet eingesetzt. Die Beiträge der einzelnen Methoden zur geometrischen und kinematischen Interpretation der Grabenstruktur sind im Folgenden dargestellt.

### Magnetotellurik

Die Anlage der ersten magnetotellurischen Profile im Bereich des Es Safya Grabens erfolgte auf der Basis von Satellitenbildvorinterpretationen und Übersichtsgeländebegehungen. Bei der Auswahl späterer Profile gingen bereits die ersten Untersuchungsergebnisse der geologischen und geophysikalischen Arbeiten mit ein.

Insgesamt wurden vier senkrecht zum Streichen der Struktur verlaufende und ein grabenachsenparalleles Profil vermessen (Abb.8-3). Profil A liegt über dem nördlichen Subbecken, Profil B quert das mittlere Teilbecken, Profil C verläuft im schmalsten Bereich dieser Struktur und quert über den Basementhorst bis in das südliche Becken. Das Profil D ist in der AHSZ im Bereich des südlichen Grabenendes angelegt. Die Meßpunkte zwischen diesen orthogonal zur Grabenachse streichenden Profilen wurden zum Längsprofil E zusammengefaßt. Einzelmessungen an diversen Lokationen dienten der Klärung spezieller Fragestellungen. Insgesamt wurden 72 AMT-Stationen vermessen.



**Abb. 8-3:** Geologische Skizze des Es Safya Grabensystems mit den lithologischen und tektonischen Haupteinheiten sowie den Meßprofilen von AMT, VLF und Seismik (verändert nach Barazi & Fiedler-Volmer 1993, Brasse et al. 1993).

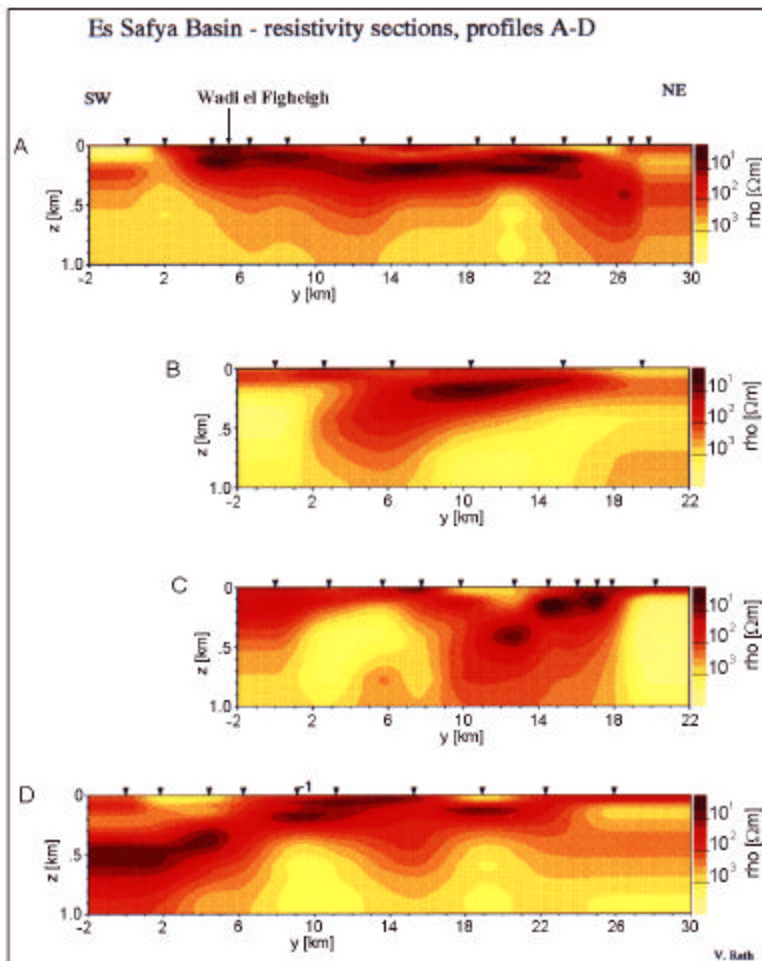
### -Interpretation einer 2D-Inversion

In Abb. 8-4 sind die Ergebnisse der 2D-Widerstandsinversionen der o.g. Querprofile als Tiefenschnitte dargestellt. In allen Profilen ist der Graben als markante Leitfähigkeitsstruktur mit Breiten von teilweise mehr als 20 km deutlich erkennbar.

Überwiegend bilden trockene Sandsteine die obersten schlecht leitenden Schichten. Im Osten beginnt die Zone größerer Leitfähigkeit im Profil A erst in mehr als 150 m Tiefe und kann dem Aquifer zugeordnet werden. Im Westen des A-Profiles fehlt im Bereich des Wadi el Figheigh dieser schlechte Leiter. Die bereits aus der Satellitenbildvorinterpretation resultierenden Annahme eines störungskontrollierten Wadiverlaufs kann hierdurch bestätigt werden. Eine störungsbedingte hydraulische Verbindung zwischen den obersten und tieferen Sedimentschichten kann die gute Leitfähigkeit dort erklären. Diese Störung ist jedoch nicht die westliche Grabenrandruptur. Die Sedimentmächtigkeit im Figheigh Bereich beträgt etwa 400 m und nimmt bis zur westlichsten Abschiebung auf ca 200 m ab. Die größten Grabentiefen im gesamten Profil befinden sich mit über 500 m am östlichen Grabenrand. Punktuelle flachseismische Untersuchungsergebnisse sind mit diesen Tiefenangaben korrelierbar. In den Grabenrandgebieten sind die Übergangsbereiche zwischen Sediment und Kristallin durch Widerstandsänderungen von Werten unter 200  $\Omega\text{m}$  auf deutlich höhere - teilweise von 5  $\Omega\text{m}$  auf einigen tausend  $\Omega\text{m}$  - ausgeprägt. Während die Westrandstörung mit 45°-50° nach Osten einfällt, ist die tiefgreifende Ostrandstörung als steilstehend und im oberen Bereich als leicht westvergent zu interpretieren.

Die Profile B und C bestätigen die durch Lesesteinkartierung begründete Vermutung einer reduzierten Grabenbreite. Ebenfalls ist die allmähliche Tiefenzunahme von Osten nach Westen Hinweis für die aus Geländebegehungen und Satellitenbildvorinterpretationen implizierte Komplexität dieser Region - vor allem am Grabenoststrand mit geringmächtigen Sedimenten und einer Vielzahl unterschiedlich

strukturierter Störungen mit Blattverschiebungen und kleineren Versatzbeträgen (Kap. 7.3.2). Aufgrund mangelnder Meßpunktdichte kann dieser Bereich magnetotellurisch nicht genauer aufgelöst werden. Eindeutig ist jedoch der Wechsel der Haupttrandstörung mit der größten Abschiebung in diesem Subbecken vom Ostrand, wo sie im nördlichen Becken verläuft, auf den Westrand. Die markant ausgeprägte steilstehende Weststörung schiebt hier etwa 500 m mächtige Sedimente gegen Grundgebirge ab. Die Profile A und B belegen den Halbgrabencharakter der beiden Substrukturen.



**Abb. 8-4:** Aus den AMT-Daten berechnete Widerstandsmodelle auf den Profilen A-D (Brasse et al. in Vorb.).

Profil C zeigt, daß der Graben am Ostrand wieder an einer deutlichen, steil nach Westen einfallenden Störung abgesunken ist. Diese Störung entspricht in etwa der westlichen Ruptur der aus den Satellitenbild vermuteten Störungszone mit parallel zur Grabenrichtung laufenden Segmenten (Kap. 7.2.3, 7.3.2). Dieser Bereich ist mangels ausreichender Meßpunkte nicht genauer auflösbar.

Aus der Widerstandssektion kann vage ein stufenartiges Absinken postuliert werden mit einer deutlichen Tiefenzunahme nach Westen hin. Hinweise hierfür sind die Bohrung Maghad (Abb. 8-3), die im Osten grabenrandnah gelegen das Basement in 180 m erreicht und auf dem Satellitenbild (Abb. 4-9 und 7.4-2) und im Gelände sichtbare, strukturparallele, eisenschüssige Sedimentlineamente. Die höheren Leitfähigkeiten dieser Bereiche können den Störungen zugeordnet werden. Dieses Teilbecken erreicht wahrscheinlich mit über 500m die größten Tiefen der Es Safya Struktur. Der Westrand wird durch eine Hochlage deutlich höheren Widerstands gebildet. Südlich schließen wieder Sedimente mit größerer Leitfähigkeit an. Geologische Kartierungen belegen, daß es sich um einen horstartigen granitischen Basementkeil handelt, der zwei Becken der Es Safya Struktur trennt (Kap.7.3.2). Die östlich begrenzende Randstörung des Horstes scheint steiler zu stehen als die westliche. Die sich vage

andeutende höhere Leitfähigkeit in einem kleinen Oberflächenbereich kann dem Wadi el Figheigh zugeordnet werden, das hier nur noch ein dünnes Lineament bildet.

Das Profil D liegt in der AHSZ. Die dünnen parallelen horizontalen Leitfähigkeitsschichten im Ostteil der Widerstandsektion dürften den mehr als 30 m mächtigen Qoz Sanden mit unterschiedlichen Tongehalten (Kap. 4.6.1) über hochohmigem Basement entsprechen. Im Bereich, wo die Ostrandgrabenstörung auf die AHSZ zuläuft, kommt es zu einer Mächtigkeitszunahme der besser leitenden Schichten. Dieser Übergang erfolgt sanft und kann einer Störung mit flachem Einfallen zugeordnet werden. Die Sedimentmächtigkeiten sind hier mit etwa 300 m gering. Aufgrund der regionalen Anordnung des Meßprofils können hierin Hinweise auf oblique Scherbewegungen in den Grabenkopfstörungen gesehen werden. Zum Grabenzentrum ist eine Mächtigkeitszunahme auf ca. 400 m zu interpretieren. Der Basementhorst ist im Bereich der AHSZ bis auf etwa 300 m Tiefe abgeschoben. Im Profil C deutete sich eine Basementtiefe für das südliche Subbecken von 300 m an. Aus dem Pseudotiefenschnitt D ist eine erhebliche Tiefenzunahme nach Süden hin bis zu max. 800 m zu interpretieren. Hieraus kann einmal vage auf ein westliches Ausheben der Struktur geschlossen werden, zum anderen auf eine Ausdehnung über die AHSZ nach Osten hinaus mit einem schmalen Anschluß zwischen dem Basement südlich des Gebel Haraza und der Nordflanke des Gebel Umm Duraq (Kap. 7.4.3) an das südöstlich gelegene Kagmar Becken.

Der Profillageplan (Abb. 8-3) zeigt, daß vom NE-Ende des D-Profiles ein kleines Meßprofil stumpfwinklig zum Streichen der AHSZ angelegt wurde. Da hier keine Abschiebungsbeträge gemessen wurden, kann von einem reinen Blattverschiebungscharakter der Zone in diesem Bereich ausgegangen werden. Ein wichtiges, wenn auch nicht eindeutiges Ergebnis des grabenachsenparallelen Profils E ist die Feststellung einer Basementhochlage zwischen dem nördlichen und südlichen Teilbecken der Hauptstruktur, die im Zusammenhang mit einer Transferzone gedeutet werden kann (Kap. 7.3.3).

Spezielle AMT-Untersuchungen wurden im Bereich westlich des Marfa Ibiyat auf einem Profil mit geringen Punktabständen über die Ostrandstörung durchgeführt. Die Ergebnisse unterstützten die Annahme einer subvertikalen Westvergenz auch in tieferen Störungsbereichen (Kap. 7.3.2).

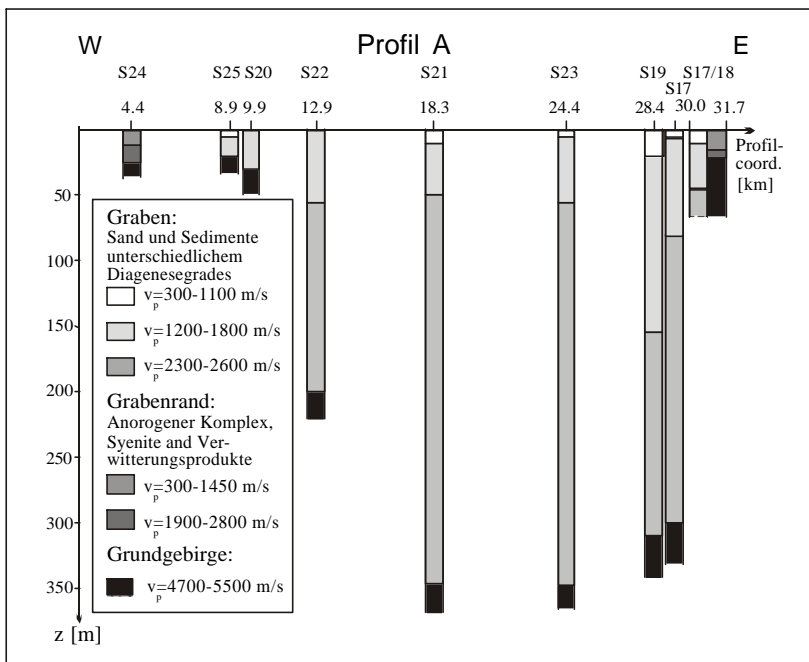
### Seismik

Zu speziellen struktureologischen Fragestellungen (s.o.) wurden seismische Untersuchungen durchgeführt: In der Region des nördlichen Grabenendes (S 45), auf dem Meßprofil A (S 17, 18, 19) im nördlichen Teilbecken, im östlichen Randstörungsbereich des südlichen Grabenendes (S 46), über dem Basementkeil (S 47), in der AHSZ (S 51) sowie auf dem Kerker Plateau (S 31). Eine Übersicht der seismischen Meßpunkte zeigt Abb. 8-3.

Die Ergebnisse der seismischen Untersuchungen auf dem Profil A sind in Abb. 8-5 dargestellt. Da die Ersteinsätze der Refraktionen nur bis 400 m Schußpunkt-Geophon-Abständen korrelierbar waren und somit keine größeren Tiefenangaben gemacht werden konnten, wurden Weitwinkelreflexionen gemessen. Die Aussagen der AMT-Messungen (s.o.) wurden im wesentlichen bestätigt. Die seismischen Ergebnisse belegen ebenfalls einen abrupten Abfall des Grundgebirges am Grabenstrand, sowie den sanften Anstieg am Westrand. Aus den Blockprofilen der Abb. 8-5 ist zu entnehmen, daß im Bereich des Wadi Figheigh (zw. S21 und S22) eine größere Abschiebung erfolgt, die westlichste Grabenrandstörung aber weiter westlich zwischen den Punkten S22 und S25 zu postulieren ist.

Aufgrund der gemessenen Geschwindigkeitsunterschiede ist eine Differenzierung der Grabenfüllung in drei P-Wellengeschwindigkeitsbereiche möglich. Die oberflächennahen Geschwindigkeiten von 300-1100 m/s sind den lockeren Sandbedeckungen zuzuordnen, die Mächtigkeiten bis zu 50 m erreichen können. Inwieweit die Untergliederung von 1200-1800 m/s und 2300-2600 m/s unterschiedlichen Kompaktionen und/oder lithologischen Änderungen unterliegt, kann nicht eindeutig geklärt werden. Der heterogene Aufbau der Sedimentabfolge (Kap. 6.2.4) macht eine exakte

petrologische Zuordnung nicht möglich. P-Wellengeschwindigkeiten von 2300-2600 m/s können Sand- und Tonsteinabfolgen zugeordnet werden, sind aber auch hier im unteren Geschwindigkeitsspektrum dieser Gesteine angesiedelt. Inwieweit post-sedimentäre Tektonik geschwindigkeits-reduzierend gewirkt hat, muß vage Spekulation bleiben.



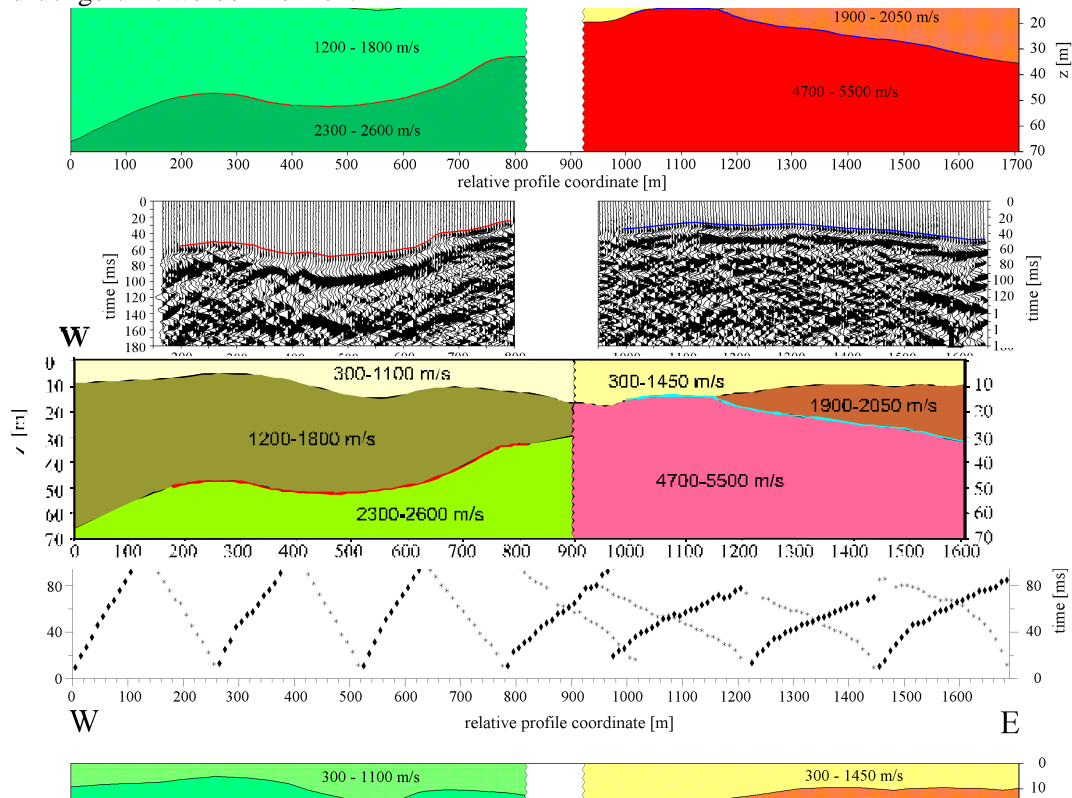
**Abb. 8-5:** Zusammenstellung der Interpretation von 9 seismischen Einzelprofilen entlang des Profils A aus Abb. 8-3 (Brasse et al. in Vorb.).

Der aufgrund von geologischen Kartierungen vermutete Basementhorst konnte auch durch die seismischen Untersuchungen bestätigt werden. Die Messungen auf einem 375 m langem Hammerschlag-Profil (SP 47 in Abb.8-3) ergaben einen leicht undulierten Verlauf der Basement/Sediment-Grenze in einer Tiefe von 38 m. Die Geschwindigkeiten von 4160 m/s im Liegenden sind Graniten zuzuordnen, die auch oberflächlich als Lesesteine und in kleineren Aufschlüssen gefunden wurden.

Im Streichen der AHSZ im Bereich des südlichen Grabenendes wurde ein Profil mit etwa 1000 m Gesamtlänge seismisch vermessen (S51). Die Anregung erfolgte hier mit dem Fallgewicht. Die Fragestellung beinhaltete die Überprüfung des Verlaufes einer vermuteten Störung, die teilweise den Grabenostand bildet, unter der Qoz Abu Harr. Aus den ermittelten Laufzeiten läßt sich folgendes interpretieren: Die Störung verläuft auch unter der Qoz Bedeckung weiter und versetzt mit Beträgen um 20 m abgeschoben Basementgesteine im SW gegen anorogene Gesteine im NE. Diese geringen Versatzbeträge entsprechen auch den geologischen Beobachtungen im südöstlichen Grabenrandbereich, aus denen hier ein stufenhaftes Einbrechen der Struktur nach Westen hin postuliert wurde (Kap. 7.3.2). Auch die AMT-Messungen sind diesbezüglich korrelierbar. Aus den Ergebnissen kann auch geschlossen werden, daß anorogene Gesteine des Haraza Komplexes und des Grundgebirges weiter als oberflächlich sichtbar nach Westen im Bereich der AHSZ unter dem Qoz anstehen (Kap. 7.4.2). Ebenfalls ist eine Gliederung der ca. 50 m mächtigen Überdeckung möglich. Nach ca. 10 m lockeren Sanden (P-Wellengeschwindigkeit ca. 500 m/s) folgen stärker verfestigte Lockermaterialien (P-Wellengeschwindigkeit 900-1400 m/s). Diese um 20 m mächtigen Sedimente könnten Ablagerungen des alten Qoz entsprechen (Kap. 46.1). Darunter liegen über dem Kristallin Gesteine mit für das Untersuchungsgebiet atypischen Geschwindigkeiten von 3300-3400 m/s. Wie in Kap. 4.6.2 berichtet, befinden sich am Westrand des Gebel Haraza limnische Ablagerungen. Verfestigte Seekarbonate könnten entsprechende P-Wellengeschwindigkeiten aufweisen (Schön 1996).

Auf dem Profil A wurden seismische Untersuchungen über dem Störungsbereich westlich des Marfa Ibiyat (Kap. 7.3.2) durchgeführt.

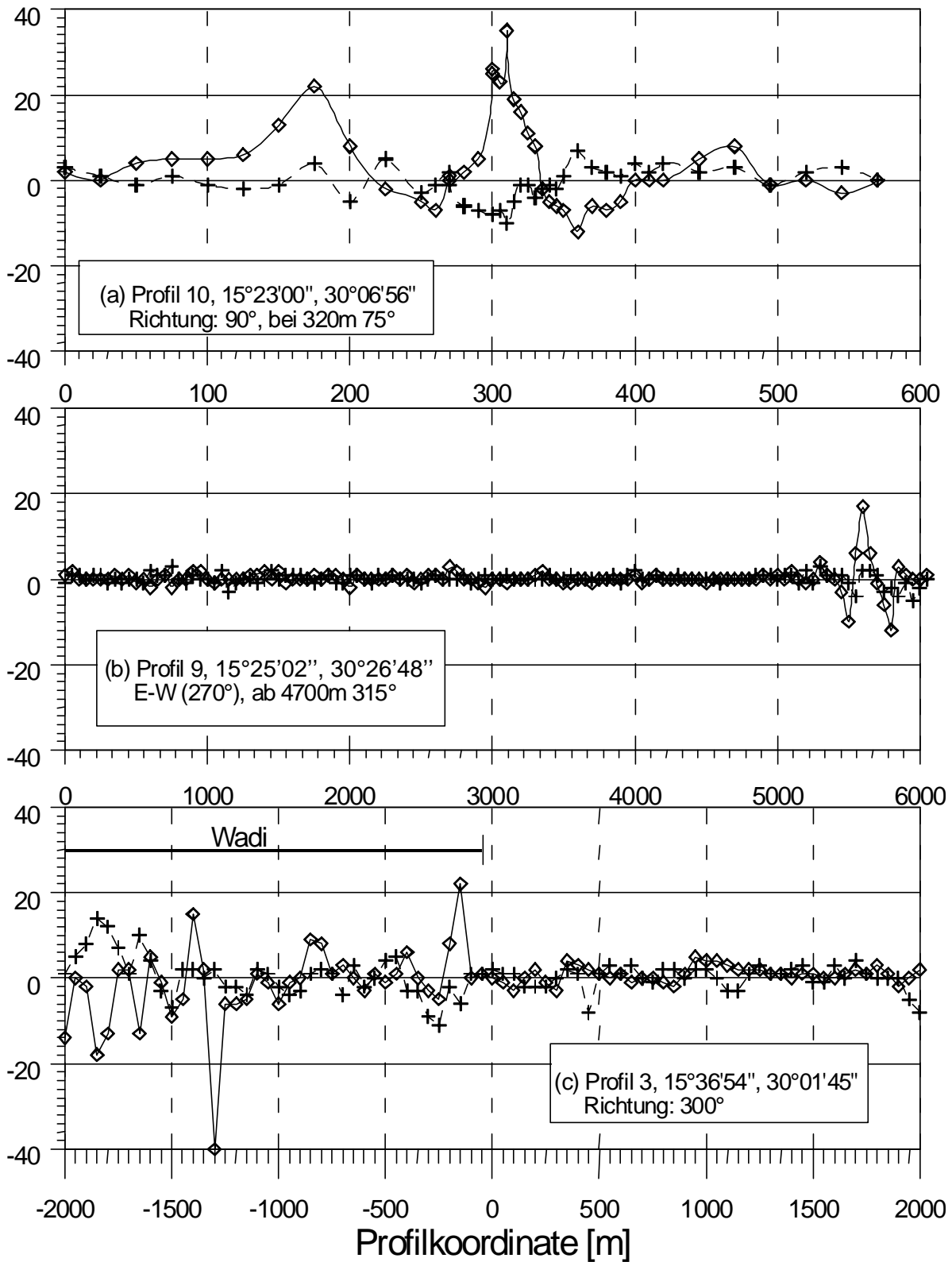
Die geringen Reflexionsenergien ließen ein konventionelles Processing nicht zu. Um hochauflösende strukturelle Informationen aus den Daten zu erhalten, wurden sie mit einem CMP (Common Mid Point) -Refraktionsstapelungsverfahren bearbeitet (Reimers 1981, Schuster 1998). Die Ergebnisse (Abb.8-6) zeigen eine Gliederung der ersten 70 m der Grabenfüllung in eine 10 m mächtige Sandbedeckung mit 300-1100 m/s P-Wellengeschwindigkeit. Darunter folgen unterschiedliche Sedimente, die durch eine leicht undulierende Schichtgrenze getrennt werden ( $v_p=1500$  m/s, 2400 m/s). Die abrupte laterale Geschwindigkeitszunahme auf 4700-5500 m/s ist auf einen Wechsel der petrophysikalischen Parameter zurückzuführen und belegt eineindeutig den Übergang Sediment – Kristallin und damit die steilstehende Grabenrandstörung. Auf den Sandsteinen des Kerera Plateaus wurden besonders niedrige seismische Geschwindigkeiten von 1700 m/s gemessen, die auf eine starke Zerrüttung dieser Region zurückgeführt werden können.



**Abb. 8-6:** CMP-Refraktionsseismisches Profil (S 17/18) über den nordöstlichen Grabenrand. Oben: Ersteinsätze der refraktionsseismischen Messungen; Mitte: Aus den Laufzeitkurven ermitteltes Untergrundmodell mit P-Wellengeschwindigkeiten; Unten: CMP-Refraktions-Stapelsektion (Brasse et al., in Vorb.).

### VLF-Methode

Das VLF-Verfahren wurde bei der Kartierung des Verlaufs von Strukturelementen der SSZ und der AHSZ verwendet. Schon die Testmessungen am Gebel Marfa Ibiyad (Abb. 8-3, Profil A, S18) über bekannten Störungsverläufen zeigten, daß sich das Kurvenverhalten im Störungsbereich eindeutig ändert (Abb. 8-7a). Diese Ruptur zeichnete sich auch in AMT und Seismikmessungen ab. Da überwiegend sehr lange Profile gemessen werden, mußten um die vermuteten Zonen zu erfassen, wurden Punktabstände von 25 m gewählt. Da keine quantitativen Ergebnisse für die Fragestellung notwendig waren, wurden in den Fällen, wo die Satellitenbildvorinterpretation und Geländehinweise mit den VLF-Befunden übereinstimmten, keine weiteren Verdichtungsmessungen durchgeführt. Die Untersuchungen hatten somit Übersichtsmessungscharakter.



**Abb. 8-7:** VLF-Messungen über die Profile 10 (a), 9 (b) und 3 (c)  
 Durchgezogene Linie: Tangens des Kippwinkels in %  
 Gestrichelte Linie: Phasenquadraturwerte in % des horizontalen Primärfeldes.



In vielen Bereichen, wo mächtige Bedeckungen geologische Hinweise verbargen – besonders in der AHSZ – konnte aus der Korrelation der subparallelen VLF-Profile der Verlauf der Störungen postuliert werden. In den so räumlich eingegrenzten Bereichen gelang es häufig dann auch, geologische Bestätigungen zu finden, wie kleine Aufschlüsse mit Störungen und Dikes, manchmal sogar mit deutlichen Bewegungsanzeigern (Kap. 7.3.1).

Insgesamt wurden 16 VLF-Profile gemessen. Als exemplarische Beispiele werden hier nur die Profile 3 und 9 dargestellt. Abb. 8-7b zeigt die Messung im nördlichen Bereich der AHSZ (10 km südlich des Gebel Geddar el Bol), die hier unter mächtigen Dünenanden vermutet wurde. Der VLF-Response zeigt gleichläufige, positive In-phase (Kippwinkel)- und Phasenquadratur-Werte. Aus der großen Differenz zwischen diesen Größen im Profilbereich zwischen 5500 und 5700 m läßt sich auf einen hohen Leitfähigkeitskontrast schließen, wie er typisch an Störungen erzeugt wird.

Ein ähnliches Bild ergibt sich im Bereich der SSZ. Abb. 8-7c zeigt ein NW-SE-Profil östlich des Gebel El Hursh. Hier wurde ein Störungsverlauf in den anorogenen Gesteinen dieses Komplexes vermutet, die sich durch den Verlauf eines Wadis andeutet. Der Wadibereich (Profilpunkte –2000 bis –100 m) hebt sich durch ein unruhiges Kurvenbild ab. An der Störung bei –150 m treten leicht negative Phasenquadratur-Werte auf, die durch zusätzliche lokale Leitfähigkeitsanomalien hervorgerufen werden können, die durch tonige und/oder saline Füllungen der Störung interpretierbar sind.

Analog kann in Abb. 8-7c der negative Phasenquadratur-Wert mit einer besonders hohen Wasserwegsamkeit erklärt werden, die hervorgerufen wird durch die besonders stark deformierten Sandsteine, die hier gegen die Syenite des Marfa Ibyiat in der Grabenstrandstörung abgeschoben wurden.

## 8.5 Geologische Interpretation der geophysikalischen Ergebnisse

Mit den angewandten geophysikalischen Methoden konnten unterschiedliche Strukturbereiche differenziert werden: Die inhomogenen Sedimente des Grabens, das Grundgebirge, anorogene Komplexe und die Grabenrandbereiche. Aus diesen Ergebnissen war eine dreidimensionale Interpretation möglich (Abb. 8-3, 8-8).

Die in Abb. 8-4 dargestellten elektrischen Widerstandsverteilungen auf den Meßprofilen zeigen die Asymmetrie und Polarität der Beckenstruktur. Auch Basementtiefenangaben aus der seismischen Untersuchung im Profil A (Abb.8-5) bestätigen die Halbgrabenform dieses Teilbeckens. Die seismischen Einzelauslagen entlang dieses Querprofils wurden rechtwinklig hierzu grabenachsenparallel angelegt. Aus diesen Messungen und den Ergebnissen von Untersuchungen am nördlichen Grabenende (Abb.8-3, S45) ist ein Ansteigen des Grundgebirges nach Norden zu interpretieren. Die AMT-Messungen belegen, daß im südlichen Bereich der Graben bis zum Süden in der AHSZ am Gebel Haraza die Tiefe beibehält und für das südliche Subbecken ein schmaler nach SE tiefer werdender Anschluß zum Kagmar Graben postuliert werden kann. Mit AMT und Seismik konnte der horstartige Basementkeil, der dieses Subbecken von einem nördlichen Teilbecken trennt, belegt werden.

Die seismischen Geschwindigkeiten des Kristallins schwanken zwischen 4100-5600 m/s. Dieses ist auf unterschiedliche lithologische Zusammensetzung und Metamorphose -Struktur sowie variierenden Verwitterungsgrad zurückzuführen. Eine eindeutige Zuordnung der Bereiche von 4100-4700 m/s zu Graniten und Metamorphiten des Grundgebirges und von 5200-5600 m/s zu den Syeniten der anorogenen Komplexe ist deshalb problematisch. Die elektrischen Widerstände des schlechtleitenden Kristallins der Grabenränder sind meist deutlich größer als 500  $\Omega\text{m}$ . Für die Grabenbasis sind Werte um 200  $\Omega\text{m}$  typisch, was auf eine Verwitterungsschicht über dem Grundgebirge schließen läßt.

Wie bereits aus dem Vergleich der Bohrprofile (Abb. 6.2-4) ersichtlich ist, sind die Sedimentserien sowohl horizontal als auch lateral heterogen aufgebaut. Dieses wurde aufgrund der lateralen Variationen der seismischen Geschwindigkeiten an allen Meßpunkten bestätigt. Neben diesen sedimentologischen Änderungen konnten auch häufige kleinräumige Vertikalversätze nachgewiesen werden, hier-



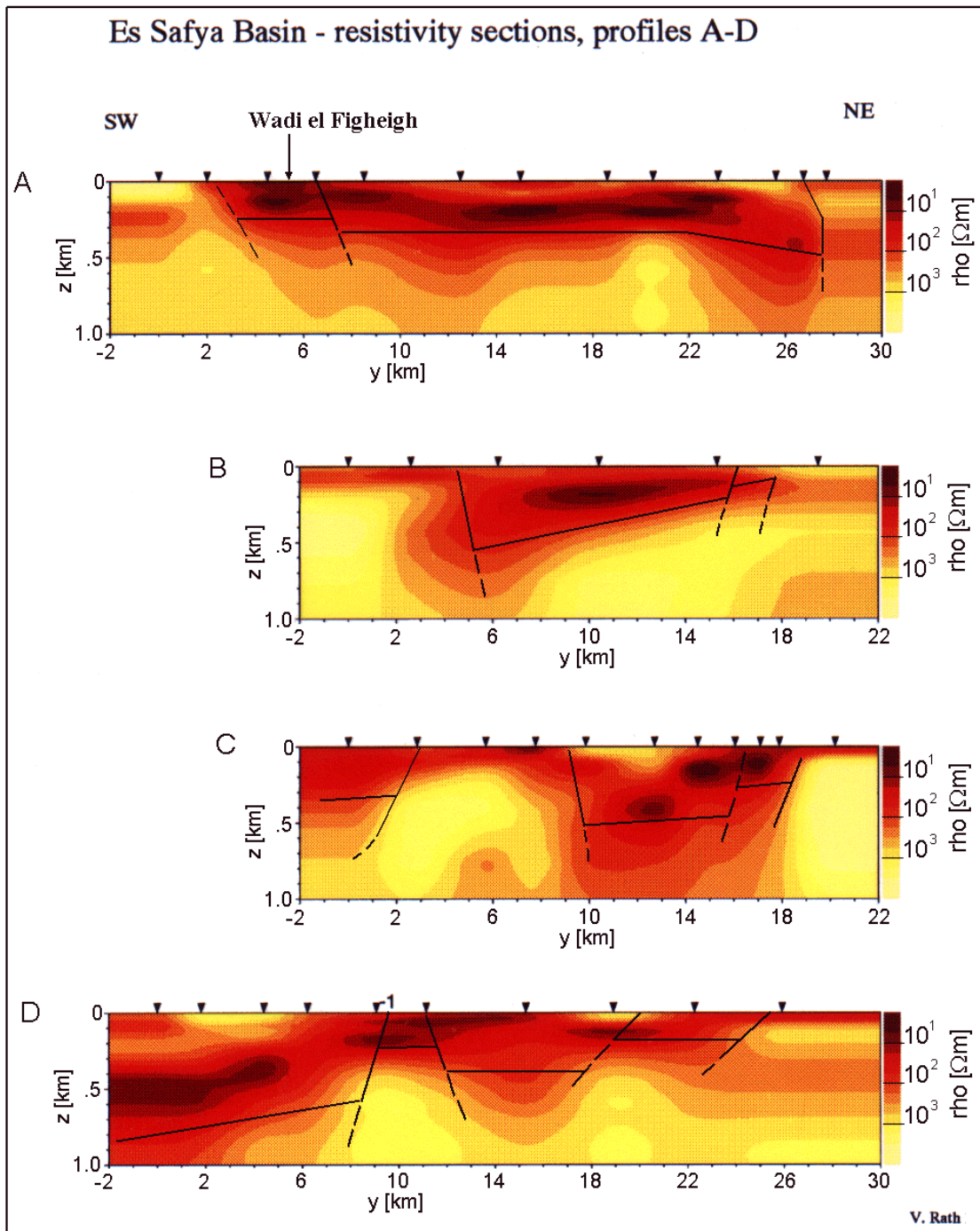
aus kann auf eine lebhafte Tektonik geschlossen werden. Da diese Effekte besonders in den Randbereichen auftraten, kann hier ein Zusammenhang mit post-sedimentären Deformationen beim Absinken der Grabenstruktur gesehen werden. Aufgrund unterschiedlicher P-Wellengeschwindigkeiten kann die Grabenfüllung seismisch in einen Geschwindigkeitsbereich von 200-1800 m/s und einen von 1800-2800 m/s gegliedert werden. Der obere Bereich, der bis zu 70 m mächtig werden kann, dürfte die Sandbedeckung unterschiedlichen Verfestigungsgrades repräsentieren. Darunter folgen die Sand-, Silt- und Tonsteine.

Die elektrischen Widerstände, als Ergebnisse magnetotellurischer und geoelektrischer Messungen, lassen ebenfalls eine Gliederung der Grabenfüllung zu. Weniger gut leitende Deckschichten mit durchschnittlich 80 m Mächtigkeiten und Widerständen von ca. 200  $\Omega\text{m}$  grenzen darunterliegende gutleitende Horizonte mit ca. 10  $\Omega\text{m}$  Widerständen ab. Aufgrund der guten Leitfähigkeiten kann diese bis zum Grundgebirge reichende Sedimentschicht als Aquifer zusammengefaßt werden.

Die oberflächlich anstehenden Sedimente des Kerkerä Plateaus weisen atypisch niedrige seismische Geschwindigkeiten auf (1700 m/s), die bis zu Tiefen von über 150 m zu beobachten sind und auf eine intensive Zerrüttung dieser Region zurückzuführen sind. Neben den in Kap. 7.3.3 dargestellten Oberflächenbefunden kann dieses als weiterer Hinweis auf die vermutete Beckeninversion gedeutet werden.

Die bei den VLF-Messungen gefundenen Leitfähigkeitsanomalien lassen sich Störungen zuordnen. Zusammen mit den strukturellen Befunden aus Kap. 7.4.1 konnten so die Verläufe der SSZ und der AHSZ auch unter quartären Bedeckungen sowohl im Kristallin des Nordkordofanblocks als auch in den Sedimenten des nordöstlichen Beckenraumes nachgewiesen werden.

Die kombinierte Interpretation aller geophysikalischer Verfahren und der geologischen Untersuchungen ergibt eine Bestätigung der geometrischen und kinematischen Grundlagen des tektonischen Modells 2 der Vorinterpretation (Kap. 7.2.3.1).



**Abb. 8-8:** Tektonische Interpretation der aus AMT-Daten berechneten Widerstandsmodelle (Profile A-D).

## 9. Vergleichende Interpretation der Es Safya Grabenstruktur

Aus den kombinierten Ergebnissen der Untersuchungen wird ein Genesemodell mit der zeitlichen Einordnung der Grabenentstehung entwickelt, mit den meso-känozoischen Rift-Systemen im zentralen und nördlichen Sudan verglichen und abschließend über eine Einbindung in die überregionale Dynamik diskutiert.

Für die strukturelle Entwicklung des Es Safya Grabens wird Blattverschiebungstektonik angenommen, die in Bezug zur Zentralafrikanischen Scherzone steht. Die Hebungstektonik des Nordkordofanblocks ist in Geneseüberlegungen einzubeziehen.

### 9.1 Becken- und Grabenbildung im Zusammenhang mit Blattverschiebungstektonik

In Kap. 7.2.3.1 wurden zwei Ausgangsmodelle für die kinematische Entwicklung der Es Safya Grabenstruktur vorgestellt, die auf der Grundlage von Satellitenbildvorinterpretationen beruhen.

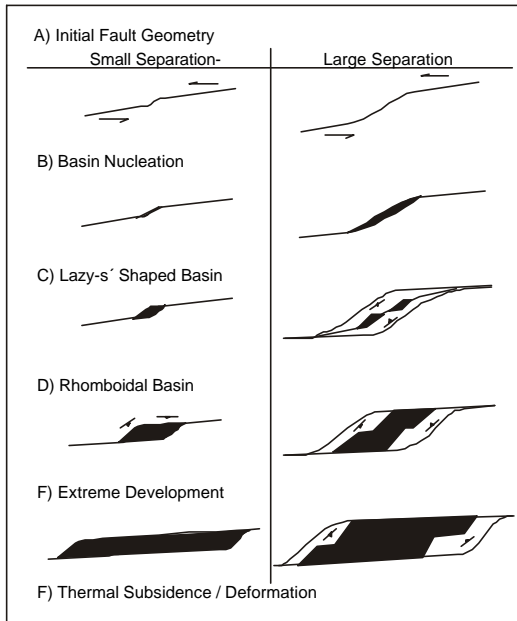
Die Voraussetzung für die kinematische Funktion des Modells 1 (dextraler Bewegungssinn an den begrenzenden Blattverschiebungen sowie das Auslaufen der Hauptscherflächen im Hursh Gebiet bzw. nördlich des Gebel Umm Duraq) konnte durch die geologischen Geländearbeiten und die Auswertungen der geophysikalischen Feldmessungen nicht nachgewiesen werden. Zwar wurde eine bisher nicht bekannte Scherzone, die den südlichen Grabenkopf der Es Safya Struktur bildet, gefunden, doch die regionale Ausdehnung der Scherzonen und ihr sinistraler Bewegungssinn sprechen gegen die Annahme dieses Modells.

Die tektonischen Parameter, die grundlegend für die Mechanik des zweiten Modells sind, wurden durch die Ergebnisse der Geländeuntersuchungen bestätigt. Die SSZ verläuft weiter als bisher angenommen nach Norden über den Rand des Nordkordofanblockes hinaus bis in das östliche Sedimentbecken. Die AHSZ konnte ebenfalls in den Sedimenten im Norden sowie in den anorogenen Gesteinen und den Basementserien bis südlich des Gebel Abu Hadid nachgewiesen werden. In beiden Scherzonen herrscht sinistraler Bewegungssinn.

Wie aus der Beschreibung der Grabenrandzonen im Osten und Westen und der nördlichen und südlichen Grabenendbereiche sowie der Untergliederung in Subbecken zu ersehen ist (Kap. 7.3.2, 7.3.3), handelt es sich beim Es Safya Graben um eine äußerst komplexe Struktur, für deren Entwicklung in beiden Modellvorstellungen Pull-apart-Kinematik in einer Scherzone angenommen wurde.

Der Begriff Pull-apart-Becken wurde von Burchfiel und Stewart (1966) bei der Interpretation der tektonischen Genese des Death Valley/Californien eingeführt: *„We suggest that the central part of Death Valley is related to tension along a segment of a strike-slip fault that is slightly oblique to the main trend of the fault zone. If this idea is correct, the two sides of Death Valley have been pulled apart and a graben produces between them“*. Die Entwicklung dieser Strukturen ist an extensionelle Krümmungsbereiche von Scherstörungen gebunden (Kap. 7.1), wobei die entstehende Zugkinematik zur Anlage von Abschiebungen führt. Störungsbegrenzt bilden sich so zwischen den Scherstörungen und den Abschiebungen Gräben - die Pull-apart-Becken.

Pull-apart-Becken entstehen ebenfalls in sogenannten Übertrittszonen, in denen ein Blattverschiebungssegment endet und ein anderes, mit gleichem Bewegungssinn, beginnt. In divergenten Verbindungsstrukturen entstehen die Gräben (Twiss & Moores, 1992), in konvergenten sogenannte Push ups (Kap. 7.1). Eisbacher (1986) beschreibt die Entwicklung von Pull-aparts entlang divergenter Blattverschiebungen aus zusammenlaufenden Fiederbrüchen und Riedel-Störungen in den Endbereichen der Hauptscherflächen bei gleichzeitiger Rotation von Gesteinsblöcken um horizontale und



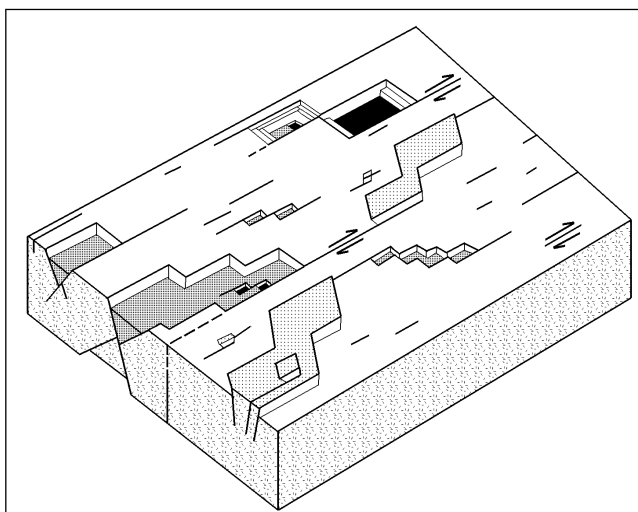
vertikale Achsen (Abb. 7.1-3). Er sieht in diesen Strukturen Sonderformen von Rifts. Weltweite Untersuchungen von Pull-apart-Becken haben gezeigt, daß ihre Form abhängig von der Stärke und Dauer der erzeugenden Strike-slip-Bewegungen an den Scherstörungen ist (Davis & Reynolds 1996). Durch große Separationen kann es parallel zur Scherrichtung zu langgestreckten tiefen Strukturen kommen (Mann et al. 1983). Das Grundkonzept für die Entwicklung von Pull-apart-Gräben impliziert eine Längenzunahme mit der Vergrößerung des Horizontalversatzes. Die Breite der Rhomben wird durch die ursprüngliche Störungsanlage der Scherstörung bestimmt (Abb. 9-1).

**Abb. 9-1:** Modelle für die Entwicklung von Pull-apart-Strukturen (aus Mann et al. 1983).

Geometrieuntersuchungen von Aydin und Nur (1982) an 70 Pull-apart-Strukturen verschiedener Länge in regional unterschiedlichen Hauptscherzonen haben jedoch ein konstantes Längen/Breiten-Verhältnis von annähernd 3:1 ergeben; dieses belegt, daß die Becken, je länger sie werden, durch Störungsversatz auch an Breite zunehmen. Das Ergebnis dieser Beobachtungen steht jedoch nicht in Übereinstimmung mit dem Originalmodell der Pull-apart-Entwicklung (s.o.). Die Breitenzunahme wird von Aydin und Nur (1982) durch zwei mögliche Mechanismen erklärt.

- Durch Zusammenwachsen benachbarter Gräben während der jeweiligen Längenzunahme der Einzelstrukturen zwischen den Hauptstörungen.
- Durch Bildung von kürzeren und längeren Störungssträngen parallel zu den Ausgangsstörungen, die sich in Scherzonen bilden, wenn große Versätze ausgeglichen werden müssen. Hierdurch kommt es zu einer Erweiterung der Störungszone und gleichzeitigen Verbreiterung der Pull-apart-Becken.

Diese Erklärungen werden durch Beispiele belegt (Koehn Lake im Bereich der Garlock-Störung / Californien bzw. die Becken in der Region der Olinghouse-Störung/Nevada). Beide mechanische Prozesse sind integraler Teil der Scherbewegungen in Blattverschiebungszonen, die getrennt oder zeitgleich sich ergänzend im gleichen Gebiet ablaufen können. Abb. 9-2 zeigt ein typisches Environment einer Strike-slip-Zone, wo Blattverschiebungen mit verbindenden Normal-, Reverse- oder Überschiebungsstörungen die Region in Blöcke teilt, die, obwohl sich in gleicher horizontaler Scherung bewegend, gehoben oder gesenkt werden. Dieses geschieht in Abhängigkeit vom Zusammenspiel der einzelnen Störungssegmente des Systems. Hieraus ist zu entnehmen, daß in Gebieten unter gleichen Stressbedingungen Störungen aller tektonischer Baustile vorkommen können.



**Abb. 9-2:** Typisches Environment einer Blattverschiebungszone. Strike-slip Störungen mit unterschiedlicher Länge und Versatzbeträgen bilden Becken und Rücken (nach Aydin & Nur 1982).

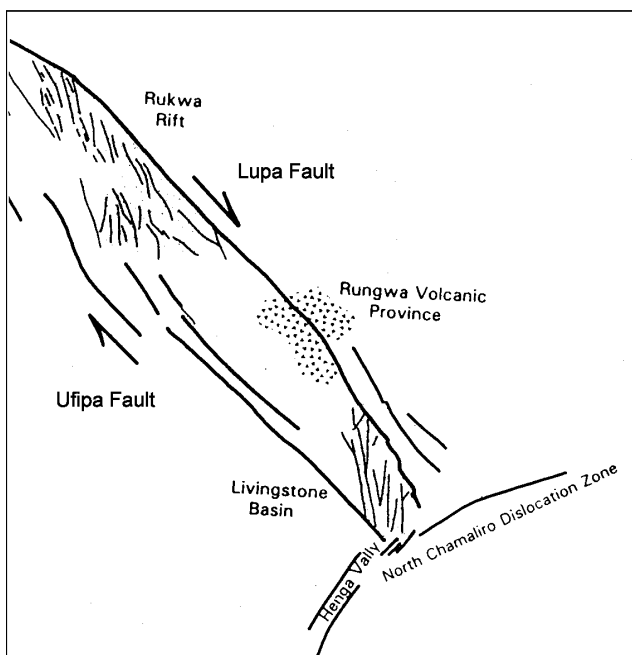
Die Untersuchungen von Aydin und Nur (1982) haben gezeigt, daß sich aus kleineren Pull-apart-Becken auch größere Pull-apart-Strukturen entwickeln können, wenn die Blattverschiebungsbeträge groß genug sind und die Anzahl der einzubeziehenden Störungsstränge ausreichend ist.

Bereits vor Burchfiel und Stewart (1966) beschrieb Carey (1958) Depressionsstrukturen, die durch Hauptscherflächen begrenzt sind, als „Rhombochasm“. Schon dieser Name drückt die besondere Tiefe dieser tektonischen Formen aus.

Die Grundvoraussetzungen für Pull-aparts – Geometrie der Erstreckung der Beckenlängsachse parallel zu den begrenzenden Scherstörungen und ein Längen-Breitenverhältnis von durchschnittlich 3, wie sie Aydin und Nur (1982) für Pull-apart-Gräben postulieren – werden für viele als Pull-apart-Becken in der Literatur beschriebene Strukturen nicht erfüllt. Oft fehlt auch der direkte kinematische Bezug zu Krümmungszonen und Übertrittsbereichen in Hauptscherflächen.

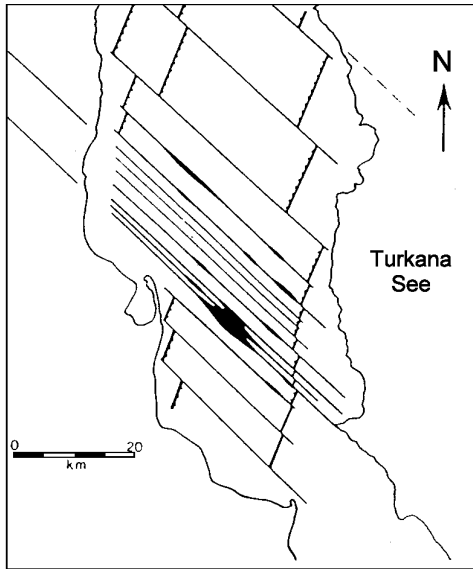
McHargue et al. (1992) beschreiben z.B. Segmente des Muglad Beckens mit NW verlaufenden Grabenlängsachsen als störungsgebundene tensionale und transtensionale Pull-apart-Becken, die durch Syn-Rift Krustendehnung und Absenkungen in Zusammenhang mit Scherbewegungen an der CAFZ entstanden sind. Diese Scherzone streicht hier NE und bildet nur den nördlichen kurzen Grabenkopf dieser Struktur. Gleiches gilt auch für die benachbarten anderen Südsudanesischen Riftbecken.

Guiraud und Maurin (1992) postulieren die Begrenzungen der großen Zentralafrikanischen Rifts in zwei Störungssystemen, die um  $140^\circ$  bzw.  $60^\circ$  streichen. Die Öffnung dieser Gräben und Halbgräben führen sie als Pull-apart-Becken auf transtensionelle Subsidenz zurück, die durch Strike-slip-Bewegungen erzeugt wurden. Die Grabenenden dieser Becken liegen an der CAFZ und an einer südlich gelegenen, ebenfalls  $60^\circ$  streichenden Parallelstörung. Die Haupttrandstörungen sind  $140^\circ$  streichende Abschiebungen. Da die Grabenlängsachse dieser Strukturen senkrecht zu den Blattverschiebungen steht und nicht parallel dazu verläuft, entsprechen das Blue Nile-, White Nile- und Muglad-Becken somit nicht den Vorgaben klassischer Pull-apart-Strukturen. Die extensionellen bis transtensionellen Becken westlich dieser Zone, die zum Zentralafrikanischen Riftsystem gehören, haben jedoch parallel zur CAFZ streichende Längsachsen (z.B. Benue Trog, Doba- und Doseo-Rift; Genik, 1992). Dieses gilt auch im Ostafrikanischen Riftsystem, zum Beispiel im Rukwa Becken (Abb. 9-3), das sich zwischen den parallelen Lupa- und Ufipa-Störungen entwickelt hat (Rosendahl et al. 1992, Mbede 1993).



Gamond (1987) beschreibt die Anlage von Pull-apart-Becken in tensionellen Brücken-zonen; das sind Bereiche zwischen zwei parallelen Scherstörungen, in denen durch Krusteninhomogenitäten en echelon angeordnete Brüche entstehen, die zu Abschiebungen führen (z.B. Totes Meer). Die Pull-aparts werden hier ausschließlich durch Normalstörungen begrenzt, die parallel zu, aber außerhalb der Strike-slip-Segmente liegen, wie die Depression des Toten Meeres zeigt.

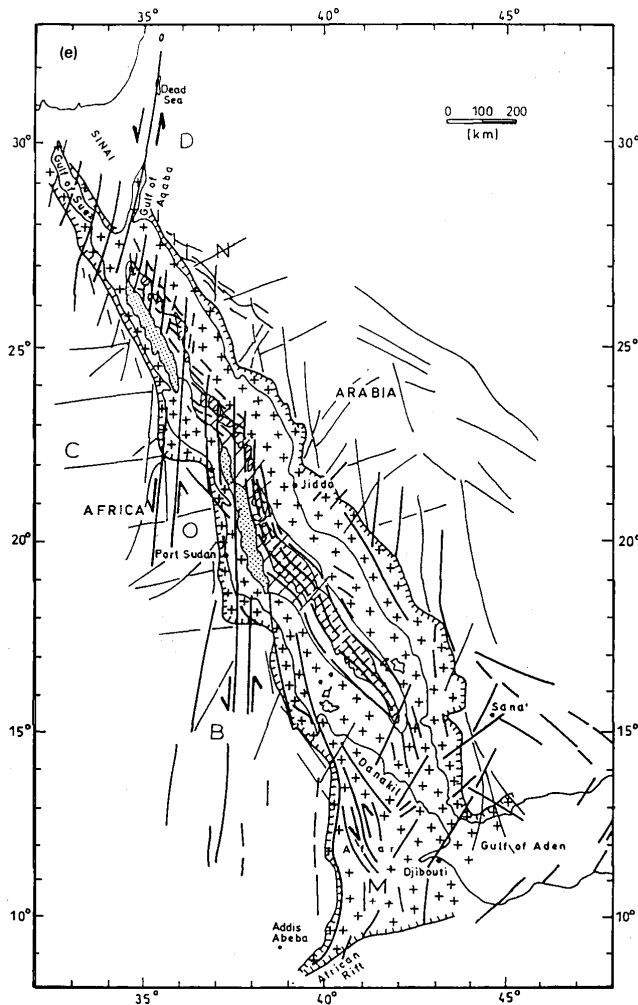
**Abb. 9-3:** Das Rukwa Rift als Pull-apart-Zone zwischen der Lupa und der Ufipa Störung (nach Rosendahl et al. 1992, Mbede 1993).



**Abb. 9-4:** Schematische Darstellung des Turkana Rifts (Ostafrikanisches Grabensystem) (nach Rosendahl et al. 1992).

Einen besonderen Strukturstil für das Turkana Rift, das zum Ostafrikanischen Riftsystem gehört, beschreiben Rosendahl et al. (1992) (Abb. 9-4). Die Pull-aparts der Zentralzone werden durch kurze lineare NNE streichende Normalstörungssegmente gebildet, die durch zahlreiche NW-SE streichende Strike-slip-Störungen sinistral versetzt und verbunden werden. Die Strike-slip-Störungen besitzen somit auch Transferstörungscharakter und definieren mit ihrem NW-SE Streichen die Öffnungsrichtung. Die Transferstörungen werden auch ursächlich mit der Bildung von Blumenstrukturen gedeutet.

Makris und Rihm (1991) haben für die Genese des Roten Meeres ein scherstörungskontrolliertes sogenanntes „Pull-apart-Modell“ entwickelt. Die räumliche Verteilung der einzelnen aneinandergereihten Pull-apart-Becken drückt die Geometrie der Strike-slip-Zone aus, die von präexistenten Störungssystemen aufgebaut wird (Abb. 9-5).



**Abb. 9-5:** Die heutige tektonische Situation des Roten Meeres. Die an der strukturellen Entwicklung nach dem Pull-apart Modell nach Makris und Rihm (1991) beteiligten Scherzonen sind: N: Najd Scherzone, C: Zentralafrikanische Scherzone, O: Onib-Hamisana Scherstörungen, B: Baraka Scherzone (aus Makris & Rihm 1991).

Es ist bekannt, daß die Reaktivierung alter Störungssysteme und Schwächungszonen eher einsetzt als die neotektonische Anlage neuer Trennflächen. Hierin liegt die grundsätzliche Ursache für oft auftretende Divergenz von relativen Scherbewegungsrichtungen zum Streichen der Hauptstörungen. Diese Bereiche sind typische Environments für die Anlage von Pull-apart-Strukturen. Die Rote Meer Region ist ein Gebiet, wo über große Entfernungen die Richtungen der Plattenbewegungen und Hauptstörungen schräg zueinander verlaufen, und so ist es besonders dort zur Pull-apart Entwicklung gekommen. Die Komplexität der tektonischen Einflüsse auf die Beckenentwicklung ergibt sich aus der unterschiedlichen Anlage der Lithosphärenstrukturen, die als „Stressführer“ das extensionelle Stressfeld akkomodieren. Diese Strukturen sind die Najd Scherzone, die NW streicht, die CAFZ, die E-ENE verläuft und die Onib Hasima- und Baraka Zonen, die um 25° bzw. 20° streichend auf die Rote Meer Küste zulaufen. Stern et al. (1986) sehen in diesen Systemen ebenfalls große Scherstörungen.

Die Anführung dieses Pull-apart Modells im Rahmen dieses Abschnittes soll zeigen, wie komplex Pull-apart Entwicklungen verlaufen und welche Einzelelemente und/oder ihre Kombinationen in die Genese einbezogen werden können. Die Grundlage ist Schertektonik, in diesem Fall in Verbindung mit Störungsreaktivierungen.

Die Genese der Gebel El Asr - Gebel Shagrir Grabenstrukturen in Südägypten sehen Schandelmeier et al. (1987) in Zusammenhang mit der Entwicklung des Roten Meeres. In Verbindung mit sinistralen Strike-slip-Bewegungen entlang der Rote Meer Achse bildeten sich ENE gerichtete dextrale antithetische Riedel-Störungen, die durch zunehmende Scherung in Normalstörungen umgewandelt wurden, an denen sich Pull-apart-Gräben entwickelten (Abb. 7.2-4). Auch in aktiven ozeanischen Transformzonen kommt es häufig zur Bildung von Pull-apart-Becken (Abb. 7.1-2) zwischen zwei parallelen Transformstörungen (Fox & Gallow 1984).

Alle oben beschriebenen Strukturen von teils Megagröße sind in der gleichen Formenvielfalt in bedeutend kleinerem Maßstab bis in Aufschluß- bzw. Dünnschliffbereiche zu beobachten.

Mann et al. (1983) weisen auf viele kompliziert gebaute Strukturen hin, die zwar in Zusammenhang mit Tektonik an Blattverschiebungen stehen und von den jeweiligen Autoren als „Pull-aparts“ beschrieben werden, die aber nicht die von ihnen aufgestellten strukturellen Forderungen für reine Pull-apart-Gräben erfüllen.

Vorstehend genannte Beispiele für in der Literatur als Pull-apart-Becken bezeichnete Strukturen entsprechen ebenfalls nicht in allen tektonischen Parametern der von Aydin und Nur (1982) und vor allem von Mann et al. (1983) eingeführten Typisierung. Dieses gilt entweder für die kinematische Genese, für die Orientierung der Längsachsen zu den Scherzonen oder für das Verhältnis der Oberflächegeometrie zur Tiefe. Bei den oben beschriebenen Strukturen schwanken z.B. bei ungefähr gleichen Grabenbreiten die Sedimentmächtigkeiten zwischen 4-5 km (Turkana- und Malawi-Rift), 7,5 km (Doba- und Deseo-Rift) und 13 bis 14 km (Muglad-, Tenere- und Termit-Rift).

Aufgrund der geringen Tiefe von 3,5 km im Verhältnis zur Grabenbreite schließt Bussert (1998) die NW-SE gerichteten isolierten Gräben nördlich der CAFZ im Nordsudan als echte Pull-apart-Gräben aus und schreibt ihre Bildung reiner Krustenextension zu. Die unmittelbare Nähe der zur CAFZ gehörenden Wadi el Milk Blattverschiebung, die den nördlichen Grabenabschluß des Humar Beckens bildet, dürfte jedoch auch transtensionelle Komponenten bei der Beckenentwicklung nicht ausschließen.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß der Begriff Pull-apart vielfach nicht mehr im engeren Sinn gebraucht wird, sondern für Bewegungsabläufe in Scherzonen, die durch eine Kombination von tensioneller und transtensioneller Kinematik zur Bildung von Becken und Gräben führt, deren dominierende Strukturen extensionelle sowie transtensionelle synthetische und antithetische Normalstörungsblöcke sind. Ein weiteres tektonisches Element, das im Bezug auf Pull-apart-Bewegungen vielfach in der Literatur angeführt wird, ist die Anlage von Blumenstrukturen. Alle oben be-

schriebenen Pull-aparts im weiteren Sinne haben ihre eigenen komplexen Baustile, von denen unterschiedliche Teilelemente auch in der Es Safya Grabenstruktur vorhanden sind.

## 9.2 Die Schersysteme in der Es Safya Region

Im Kap. 5.2 wurde bereits auf die Bedeutung der transkontinentalen CAFZ für die intraplattentektonische Entwicklung der nordöstlichen Großregion Afrikas hingewiesen. In diesem Abschnitt sollen die strukturellen Zuordnungen der Schersysteme auf dem Nordkordofanblock in der Es Safya Region (UBSZ, SSZ, AHSZ) zur CAFZ, der tektonische Einfluß und die geochronologische Koordination der Bewegungsabläufe dargestellt werden.

### - CAFZ und UBSZ, SSZ bzw. AHSZ

Bedingt durch die mesozoischen und känozoischen Sedimentbedeckungen ist eine Altersbestimmung der Anlage der CAFZ schwierig. Aufgrund der Annahme, daß die Scherflächen der UBSZ dextrale synthetische Riedelstörungen zur CAFZ darstellen, kann zum einen durch Altersbestimmungen (Müller-Sohnius & Horn 1994) für die D2-Deformationsphase in dieser Zone zwischen 560 Ma und 530 Ma das Alter der CAFZ belegt und zum anderen dextraler Bewegungssinn zu dieser Zeit postuliert werden.

Die Reaktivierung der UBSZ auf dem Nordkordofanblock im Oberkarbon kann Bewegungen an der CAFZ nicht zugeordnet werden. In der Literatur ist ein großregionaler tektonischer Einfluß der CAFZ zu dieser Zeit nicht bekannt. Der kompressive Stress durch den Zusammenstoß von Gondwana und Laurentia wurde in starkes dextrales transpressives Scheren an den Scherstörungen des Transafrikanischen Lineaments (TAL) umgesetzt. Die auslösende Dynamik für die Reaktivierung der UBSZ muß so auf regionale Ursachen zurückgeführt werden.

Eine Hauptrolle in der Plattentektonik NE-Afrikas spielt die CAFZ wieder ab dem Oberperm. Für den Nachweis des Schersinns fehlen eindeutige Hinweise. Schandelmeier und Reynolds (1997) nehmen aufgrund der Ausrichtung zuzuordnender Transtensionsbecken dextrale Verschiebungen an.

Auf dem Nordkordofanblock sind Strike-slip-Bewegungen dieser Zeit nicht bekannt. Die für die Trias angenommenen sinistralen Bewegungen der CAFZ werden aus den linkslateralen Verschiebungen an der SSZ auf dem Nordkordofanblock abgeleitet, die als synthetische Riedel-Zweigtstörungen zur CAFZ postuliert werden (Schandelmeier & Richter 1991). Im Oberjura wurde die CAFZ von Entwicklungsvorgängen des Indischen Ozeans beeinflusst. Scherbewegungen in den Schersystemen des Nordkordofanblockes in dieser Zeit sind nicht bekannt.

In der Unterkreide (Valangian) drückte sich die Intraplattendeformation im Großraum überwiegend im Rifting des Zentralafrikanischen Riftsystems aus. Hierbei spielten sowohl Plattenbewegung im Indischen Ozean als auch Stresserzeugung durch Seafloor-spreading im Nordatlantik sowie die initialen Riftaktivitäten im Südatlantik eine Rolle (Wilson & Guiraud 1992).

Binks und Fairhead (1992) beschreiben unterschiedliche Relativbewegungsrichtungen entlang der CAFZ für die Unterkreide bis zum Santon. So zeigt der Benue Trog sinistrale transtensionelle Bewegungen, die in die Region der „puren“ extensionellen Becken des östlichen Niger abgeleitet werden, während im Zentralafrikanischen Rift-Subsystem dextrale Kinematik herrscht, die sich in die extensionellen Becken des Sudans und Kenias verteilen. Aufgrund des sogenannten „Santonian-Squeeze“ als Ergebnis der Konvergenz zwischen der Afrikanischen und Eurasischen Platte hörten die Extensionsverformungen in den zur CAFZ parallelen Beckenstrukturen auf. Auf Grund der NW-Erstreckung mit einer Grabenachsenrichtung in gleicher Orientierung wie die der Hauptstressachsen verliefen die Extensionen der sudanesischen Muglad- und Melud-Gräben auch während des Campan-Maastricht weiter. Für diesen Zeitraum werden wieder sinistrale Bewegungen angenommen



(Schandelmeier & Pudlo 1990). Die Norddrift Afrikas hielt auch im Tertiär an. Im Jungtertiär war die Driftrichtung NNE. Für das Alttertiär postulieren die oben genannten Autoren dextralen Scherstress an der CAFZ, verbunden mit extensionellen Bewegungen sowohl in den Großrifts als auch im Roten Meer. Ab Obermiozän nach dem Beginn des aktiven Seafloor-spreadings im südlichen Roten Meer wird eine Abkopplung der Region der kontinentalen Gräben vom Stressfeld der CAFZ angenommen, die sich durch das Ende des Riftprozesses ausdrückt. Das postulierte dextrale Stressfeld in der CAFZ wird nun überlagert durch das extensionelle Stressfeld, das für die nordwestwärts schreitende Grabenöffnung des Roten Meeres verantwortlich ist. Für die Bereiche der CAFZ, die in Zusammenhang mit der Rote Meer Genese gesehen werden, nehmen Makris und Rihm (1991) im oberen Oligozän bzw. unteren Miozän sinistrale Bewegungen an. Die komplexen tektonischen Abläufe in dieser Megazone und ihren Zweigsystemen haben auch die Struktur des Nordkordofanblockes geprägt.

Wenn man das Kartenbild des Nordkordofanblocks auf der geologischen Karte 1:2 Mill. betrachtet, ist es augenfällig, daß der mittlere Bereich zwischen dem Wadi el Milk und dem nördlichen Grabenende des White Nile Rifts einen strukturell anderen Eindruck macht als der Nord- und Südbereich. Während der Norden bis nördlich des Wadi Howar und auch die Nuba Mountains einen geschlossenen Basementbereich darstellen, erscheint das Grundgebirge in der dazwischen liegenden Zone stark gestört. Durch die überwiegend NE bis NNE verlaufenden Störungen und die in etwa zum Generalstreichen des Blockostrandes in dieser Region parallelen Lineamente ( $140^{\circ}$ - $150^{\circ}$ ), die auf der Karte oft als Grenze zwischen Basementgesteinen und Kreide dargestellt sind, jedoch ebenfalls Störungen sein dürften, entsteht ein Muster aus kleineren Grundgebirgsblöcken und dazwischen liegenden Sedimentensenken. Es ist deshalb anzunehmen, daß der Es Safya Graben nicht ein Unikat darstellt, sondern daß Strukturen ähnlicher Genese mehrfach in der Großregion vorkommen, die an Scherstörungen parallel zur WMF, SSZ und der AHSZ gebunden sind.

Hier seien Anmerkungen zur WMF (Wadi el Milk Störung) eingefügt. Die WMF wird von Schandelmeier und Pudlo (1990) als nördlichster Störungszweig der CAFZ gedeutet (Kap. 5.2). Im Nordverlauf streicht dieses Element ENE. Bei Befahrungen im Rahmen geophysikalischer Untersuchungen im Wadi el Milk konnten im Gebel Nagashush eindeutige Hinweise gefunden werden, daß der Wadiverlauf störungskontrolliert wohl bis in den Quellbereich ausgebildet ist. Auch Bussert (1998) nimmt für die Schichtstufe des Gebel Nagashush eine Horizontalverschiebung an. Die Streichrichtung der WMF dreht von ENE im Norden auf NNE – also parallel bis subparallel zur SSZ und AHSZ – im Süden zum Bereich der CAFZ hin. Auf den Satellitenbildern sind sowohl negative wie auch positive Lineationen (Kap 3.1.5) in der Südregion der WMF zu interpretieren.

Das lebhaftes Strukturbild des klar zu definierenden Streifens von etwa 250 km Breite auf dem Nordkordofanblock innerhalb der CAFZ steht sicher in ursächlichem Zusammenhang mit diesem System, dessen Hauptscherflächen in den nicht weit vom südlichen Arbeitsgebiet entfernten Grabenenden der Großrifts vermutet werden. Neben Bewegungen über einen langen Zeitraum mit mehreren polaren Umwandlungen der Scherrichtung dieser Zone sowie den ihr zugeordneten Systemen und durch Mantelplumung bewirkte mehrphasige Hebungen haben auch Öffnungsprozesse des Roten Meeres Einfluß genommen.

Der Beitrag der SSZ und der AHSZ als Zweigsysteme der CAFZ an der Deformationsgestaltung kann zweifach gedeutet werden: Einmal durch das Initiieren von Strukturen durch Scherbewegungen, zum andern durch die Bereitstellung von Schwächezonen und Lineamenten zur Nutzung für Auf- bzw. Abschiebungsvorgänge, wie sie deutlich in den Randzonen des Nordkordofanblockes im Arbeitsgebiet identifiziert werden konnten. An präexistierenden Scherflächen fanden hier Hebungsvorgänge statt.

Der in dieser Arbeit geführte Nachweis einer D5-Deformationsphase nach der obersten Kreide mit sinistralen Bewegungen an der SSZ und der AHSZ kann mit den ausgehenden sinistralen Bewegungen an der CAFZ in der Oberkreide in Einklang gebracht werden, unter der Annahme, daß SSZ und AHSZ zugeordnete synthetische Zweigsysteme darstellen. Die sinistralen Bewegungen könnten auch mit den

vermuteten dextralen Bewegungen in der CAFZ im Tertiär korreliert werden. Der hypothetische Winkel von  $40^\circ$  bis  $60^\circ$  zwischen der Hauptscherfläche und den Zweigsystemen ist für synthetische Riedelstörungen relativ groß, so daß auch eine Zuordnung der SSZ und AHSZ als antithetische Störungen möglich ist (Kap. 7.1). Auszuschließen ist ebenfalls nicht, daß die kleinen Störungssysteme eine Eigenkinematik entwickelt haben (z.B. die UBSZ im Karbon), was im Rahmen der komplexen tektonischen Abläufe in der Region gerade im Tertiär denkbar ist. Sowohl die Geländeuntersuchungen als auch eine Paläospannungsanalyse (Kap. 7.7) belegen ein Stressfeld, das in den Scherzonen des Es Safya Grabens sinistrale Bewegungen erzeugt hat. Das Streichen der Hauptstressachse ist etwa NW-SE wie bei den Muglad- und Melud-Gräben (s.o.), deren Extensionen in der oberen Kreide weiter abliefen.

### 9.3 Hebungstektonik des Nordkordofanblocks

Die strukturellen Untersuchungen haben gezeigt, daß neben den Bewegungen an den die Grabenbildung direkt beeinflussenden Scherzonen SSZ und AHSZ auch die Hebungstektonik des Nordkordofanblockes in Geneseüberlegungen einzubeziehen ist.

Der Nordkordofanblock (Kap. 5.4) gehört sowohl zu einem vom Darfur bis in die Bayuda Wüste ENE streichenden Schwellenbereich, der subparallel zum nördlich gelegenen Uweinat – Bir Safsaf – Assuan - Uplift angeordnet ist, als auch zum Grundgebirge, das um  $150^\circ$  in Richtung präkambrische angelegter Strukturen streichend (Klitzsch 1986) sich von den Nuba Mountains bis in das Gebel Rahib Gebiet erstreckt. Dieser Basementbereich begrenzt in der Nuba Mountains Region das südsudanesisches Riftsystem im Westen und das White Nile Rift im Osten (Abb. 2-1).

Der Nordkordofanblock wird zwischen dem nördlichen Grabenende des White Nile Rifts und der Wadi el Milk Störung von einer Zone mit intensiver Störungsaktivität durchschnitten (Kap. 8.2). In der o.g. Uweinat – Bir Safsaf – Assuan Schwelle wurden Blockhebungen im Pan African an E-W-streichenden Bruchsystemen nachgewiesen (Harms 1989). Altersbestimmungen an Plutoniten belegen dort spätere Hebungen im Jura und Tertiär (Schandelmeier et al. 1987).

Für panafrikanische Hebungserscheinungen des Nordkordofanblocks fehlen bislang Hinweise. Im Perm begrenzen die Uweinat – Bir Safsaf – Assuan-Schwelle und der Kordofan Uplift als Hochregionen einen kontinentalen Beckenbereich. Diese Differenzierungen werden auf Schertektonik im Bereich der CAFZ zurückgeführt (Schandelmeier 1988). Die Entwicklung eines regionalen Hebungszentrums im Nordkordofan kann bis in den Jura aufgrund der Intrusionsalter der anorogenen Komplexe (Kap. 6.1.5) angenommen werden.

In der östlichen und westlichen Endregion der Darfur – Nordkordofan - Bayuda – Schwelle tritt kreatazischer und tertiärer Vulkanismus auf, der mit Hebungserscheinungen und einem mesozoischen Mantelplume in Verbindung gebracht wird (Franz et al. 1993).

Für den als Folge der Schwellenhebung in der oberen Kreide induzierten Dehnungsstress wird keine größere Extension angenommen, da er durch den an den Plattenrändern durch "ridge-push-Kräfte" erzeugten Kompressionsstress kompensiert wurde. Die Stresslösung erfolgte durch Transmission ins Platteninnere und bewirkte laterale Scherbewegungen in den regionalen Schersystemen. Hierbei kam es zur Reaktivierung der präkambrischen Schwächezonen, wie der Bir Safsaf – Assuan Scherzone, die eng an die Uweinat – Bir Safsaf – Assuan Schwelle gebunden ist und der CAFZ, UBSZ bzw. SSZ und der AHSZ, welche die Darfur – Nordkordofan - Bayuda – Schwelle bzw. den Nordkordofanblock dominieren (Franz et al. 1993, Schandelmeier & Richter 1991). Die Hebung dieser Schwellenregion im Tertiär wurde von Brodie und White (1995) auf verstärkte magmatische Aktivität, auf erhöhten Wärmefluß und/oder auf magmatisches "underplating" zurückgeführt.

Im Gegensatz zum Darfur Dom, dem Delgo Uplift, der Bayuda Wüste und der Uweinat -Bir Safsaf - Assuan - Schwelle wurde auf dem Nordkordofanblock kein tertiärer Vulkanismus nachgewiesen. Die jüngsten magmatischen Gesteine haben hier jurassisches Alter (Kap. 6.1.5).

Die Platznahme der tertiären bis subrezenten Magmen in den übrigen Schwellenbereichen wurde durch das in der Lithosphäre erzeugte Stressfeld gesteuert. Hierbei spielte die CAFZ eine bedeutende, wenn auch nicht vollständig geklärte Rolle (Schandelmeier & Reynolds 1991).

Für das Fehlen des jüngeren Vulkanismus auf dem Nordkordofanblock kann angenommen werden, daß hier die Plumeaktivität bereits wieder abgeklungen ist oder die regionale Mantelaufwölbung zu gering war.

Die Untersuchungen am Ostrand des Nordkordofanblocks im Arbeitsgebiet (Kap. 7.4.2) haben ergeben, daß an E-W-streichenden Störungen geringmächtige Sedimente gegen kristalline Gesteine abgeschoben wurden und daß N-S verlaufende Störungen in Randregionen morphologische Sedimentkanten bilden, die Hinweise für ein Absinken der östlichen Blöcke des Khartoum-Dongola-Beckens geben. Hieraus ist zu postulieren, daß Hebungs- bzw. Senkungsbewegungen nach der Sedimentation stattgefunden haben.

Die dünne Sedimentauflage über dem Grundgebirge von Teilbereichen des östlichen Nordkordofanblocks, die durch ihre fleckige Textur aus dem Satellitenbild zu interpretieren ist (Kap. 3.1.5), dürfte die ältesten klastischen Gesteine in dieser Region beinhalten, die östlich anstehenden die jüngeren Serien darstellen. Da im Beckenraum zwischen dem Nordkordofanblock und der Bayuda Wüste ein Sedimentationsende in der Oberkreide postuliert wird (Bussert 1997), kann für die späten Hebungsperioden des Nordkordofanblocks im Arbeitsgebiet eine zeitliche Zuordnung in die oberste Kreide bzw. das untere Tertiär angenommen werden. Noch jüngere Hebungen werden (im Quartär) für den Intraplattenbereich Nordostafrikas postuliert, die durch Aktivitäten eines Manteldiapirs verursacht wurden (Wilson & Guiraud 1992, Schandelmeier & Reynolds 1997). Hierzu zählen diese Autoren auch den Darfur Bereich.

Über Hebungsbeträge können im Rahmen dieser Arbeit keine Aussagen gemacht werden. Für eine größere Hebungsrates des Nordkordofanblocks relativ zum Hiatus der östlichen Beckenregion der Schwelle spricht das heutige Landschaftsbild. Auf dem Nordkordofanblock ist das präkambrisch angelegte Grundgebirge - bis auf die o.g. Sedimentrelikte in meist störungskontrollierten Strukturen - frei erodiert und die phanerozoischen Ringkomplexe - ursprünglich in die Kruste intrudiert - bilden nun prominente Einzelberge und Bergmassive. Küster (1993) nimmt für die Gebel en Nahud Gesteine Intrusionstiefen von 1 km bis 5 km an. Der östliche Beckenbereich besteht aus meist sandbedeckten Sedimenten. Die morphologischen Hochlagen werden dort von Inselbergen und Bergrücken aus Sandsteinen geprägt. Inwieweit die Hebung des Nuba Mountain-Nordkordofan-Basementbereiches als Grabenschulter mit dem Rifting der Großgräben als Ausgleichsbewegung in Zusammenhang stehen kann, muß ebenfalls Spekulation bleiben.

Die Gesamtheit der unterschiedlichen tektonischen Ereignisse – Scher- und Hebungsvorgänge im Wechsel oder in Kombination - über einen langen Zeitraum wirkend, hat so das komplexe Strukturbild dieser sensiblen Region geprägt. Extensionen im Rahmen der Schwellenbildung können zu lokalen Einbrüchen an Altstörungen geführt und auch die Grabenbildung der Es Safya Struktur beeinflußt haben.

## 9.4 Genesemodell und zeitliche Einordnung der Grabenentwicklung

Aufgrund der geologischen Befunde, der Ergebnisse geophysikalischer Untersuchungen, der Lineamentanalyse, der Einbeziehung der Tektonik des Großraumes und Vergleiche mit dem tektonischen

Baustil anderer Becken und Gräben wurde das Genesemodell des Es Safya Grabens entwickelt und in einen zeitlichen Rahmen gestellt.

### Genesemodell

Es kann postuliert werden, daß durch Scherbewegungen an subparallelen Blattverschiebungen die Krustenblöcke nordwestlich der SSZ und südöstlich der AHSZ von der dazwischen liegenden Es Safya Scholle mechanisch entkoppelt sind. Als Abscherhorizont an der Basis können subhorizontale Zonen mit höherer Viskosität infrage kommen, aber bei der zweifelsfreien Zugehörigkeit der Scherzonen als Zweigelemente zum Megasystem der CAFZ kann auch ein Tiefgreifen der Blattverschiebungen und ein Abscheren in der Asthenosphäre angenommen werden.

In der durch seitliche Blattverschiebungsstörungen in den Grabenenden begrenzten Es Safya Scholle ist es dann durch sinistrale Bewegungen zur Anlage des Es Safya Grabens als Pull-apart Struktur (im weiteren Sinne) gekommen. Ähnliche Beckenformen, die sich zwischen zwei lang durchlaufenden subparallelen Blattverschiebungen entwickelten, sind bekannt: z.B. das Salton Sea Pull-apart in der San Andreas Zone, Gräben in der Region zwischen der Montagua- und Jocatan-Störung (Guatemala) sowie einige der in Kap. 7.1 und 9.1 beschriebenen Strukturen, wie die Gräben in Südagypten (Schandelmeier et al. 1987).

Aus der tektonischen Analyse der westlichen und östlichen Grabenrandstörungen, in denen horizontale, aber auch vertikale Bewegungskomponenten nachgewiesen werden konnten, ihren Winkeln von etwa 65°-75° und ihrer Anordnung zur Bewegungsrichtung der Hauptscherstörungen ist zu postulieren, daß das Aufbrechen an präexistierenden antithetischen Riedel-Scherflächen erfolgte, die während der D3-Deformation (oder früher) angelegt und dann bei späteren Bewegungen reaktiviert wurden. Diese Deformationsphase kann analog zu den von Schandelmeier und Richter (1991) aufgestellten Deformationen (D1-D4, Kap. 5.4) als D5-Phase bezeichnet werden. Hierbei kam es zur Umwandlung von Strike-slip Störungen in Normalstörungen. Antithetische Brüche besitzen bereits bei ihrer Anlage tensionale Bewegungskomponenten und entwickeln sich im Verlauf ihrer tektonischen Geschichte zu vertikalen Normalstörungen mit vernachlässigbaren Seitenverschiebungskomponenten (Kap. 7.1). Die Extensionskomponente steht dann schräg zur Scherrichtung und senkrecht zu den Normalstörungen (Twiss & Moores 1992).

Der komplexe Verlauf der Haupttrandstörungen zeigt jedoch, daß auch an anderen sekundären Störungssystemen Absenkungsbewegungen stattgefunden haben. Hierzu zählen die zur SSZ parallelen und subparallelen Störungen, die in größerer Dimension am nordwestlichen und in kleinerer Form am östlichen Grabenrand transferartige Verschiebungen der Randstörungen bewirkten. Hier wurden oblique Scherbewegungen nachgewiesen (Kap. 7.3.2). Diese Rupturen können Relay- oder In-line-Störungen zugeordnet werden, die eine Erweiterung der Scherzone bewirkten und ebenfalls in früheren Deformationsphasen angelegt wurden (Kap. 7.1).

Die Wadi Qureiwid er Rah Störung durchläuft den Graben und funktioniert als Transferstörung, die in einer Akkomodations- oder Transferzone (Kap. 7.3.3) unterschiedlich starke Scherbewegungen oder winklig zueinander verlaufende Pull-apart Bewegungen ausgleicht. Ursächlich hierfür könnte die unterschiedliche Kinematik der nur subparallelen SSZ und AHSZ sein. Diese Transferzone, im Übergangsbereich zwischen kristallinen Intrusionskörpern und Basementmetamorphiten entstanden, trennt zwei der drei Subbecken. Für unterschiedliche Bewegungsabläufe spricht auch der asymmetrische Bau der Becken und der Polaritätswechsel der Haupttrandstörung sowie die Anlage des südlichen Unterbeckens, das überwiegend durch die AHSZ kontrolliert wird. Wie in Kap. 7.4.1 beschrieben, können parallel zur Hauptscherrichtung verlaufende Störungen auch Blumenstrukturen zugeordnet werden, deren divergente Formen Absenkungen bewirken. Inwieweit ein derartiger Mechanismus - vielleicht im nordwestlichen Grabenbereich - eine Rolle bei der Subsidenz spielte, kann nur spekuliert werden.

In der durch unterschiedliche rheologische Kompetenz bedingten differenzierten Reaktion der am Aufbau der Grabenränder beteiligten Gesteine (metamorphe Basementgneise, intrudierte anorogene Komplexe, siehe Kap. 6.1) auf die Scherspannung kann ein weiterer Grund für den heterogenen komplizierten Aufbau der Struktur gesehen werden.

Von grundsätzlicher Bedeutung ist, daß zur Zeit der Grabenbildung bereits ausgeprägte Störungssysteme unterschiedlicher Richtung auf dem Nordkordofanblock vorhanden waren, die durch jüngere Bewegungen reaktiviert wurden. Diese Reaktivierung setzt eher ein als die Anlage neotektonischer Brüche. Durch Divergenz zwischen den Richtungen der Scherdynamik und den Hauptstörungen kommt es z.B. zur Ausbildung von Regionen, die für die Anlage von Extensionsbecken prädestiniert sind (Kap. 7.1, 9.1). Alte Scherzonen stellen nach diversen Bewegungsabläufen mit oft polarem Bewegungssinn (z.B. CAFZ, UBSZ, Kap. 5.3, 5.4) Schwächezonen dar, die für Deformationsereignisse aller Art signifikant zur Verfügung stehen. So könnte auch der Aufstieg der Darfur – Nordkordofan – Bayuda – Schwelle und speziell des Nordkordofanblocks durch Updoming zur Extensionen der Kruste und, wie es Bussert (1998) für die Entstehung der Bagbag- und Humar-Strukturen fordert (s.u.), zu lokalen gravitativen Absenkungsbewegungen an den präexistenten, in Zusammenhang mit CAFZ - Blattverschiebungen entstandenen Störungen geführt haben. Initiierend waren durch Plattenrandstress entstandene Bewegungen an der CAFZ. Die Kombination aller dieser Bewegungsabläufe könnte ebenfalls eine Erklärung für die tiefgreifende Abkopplung des Es Safya Blocks von seiner Umgebung sowie für die divergenten Pull-apart-Bewegungen zwischen zwei parallelen Blattverschiebungen sein.

### **Zeitliche Einordnung der Grabenentwicklung**

Anhand der Aufnahme der tektonischen Strukturen der Grabenrandstörungen und der sedimentologischen Befunde (z.B. keine alluvialen Schuttfächer in der Nähe der Abschiebungsbahnen) kann postuliert werden, daß der Es Safya Graben postsedimentär abgesackt ist. Palynologische Untersuchungen der Unteren Hamrat el Wuz Formation ergaben Alter von Alb bis Turon. Für die oberflächlich anstehenden Gesteine der Oberen Hamrat el Wuz Formation konnte mit Angiospermen und Farnenfunden Campan-Maastricht belegt werden (Kap. 6.2.6). Die Absenkungsbewegungen müssen somit nach der Oberkreide eingesetzt haben.

Im östlich gelegenen Beckenbereich endete die Riftphase der Einzelgräben (z. B. Humar Becken) spätestens in der untersten Kreide. In der nachfolgenden thermischen Sackungsphase weitete sich der Sedimentationsraum aus. Diese großregionale Subsidenz endete im Santon. Nur für das Bagbag Becken nimmt Bussert (1997) eine Sedimentation bis in das Maastricht an.

Auch im Gebiet des Nordkordofanblockes und im Bagbag Becken sowie im Es Safya Graben müssen noch während der obersten Kreide Sedimentationsprozesse abgelaufen sein. Es kann diskutiert werden, ob die relativ kleinräumigen Vorkommen von Campan-Maastricht-Serien die Ablagerungen nur eng begrenzter lokaler Sedimentationsräume waren, oder ob ursprünglich das Ablagerungsgebiet auch zu dieser Zeit noch erheblich größer war und durch den nachfolgenden Hiatus der Schwellenbereiche zwischen dem Darfur und der Bajuda Wüste Erosions- und somit Liefergebiet für die tertiären Sedimente in den südlichen Riftgräben wurde und die Campan-Maastricht-Serien im Es Safya Graben somit dort nur aufgrund postsedimentärer Abschiebungen kleinregional erhalten geblieben sind. Letzteres kann für den Bereich des Nordkordofanblock mit Sicherheit angenommen werden, da hier die Erosion - durch relativ zur Beckenregion höhere Hebungsbeträge - größtenteils das kristalline Grundgebirge freigelegt hat. Jedoch sind noch eine Vielzahl von Sedimentvorkommen zu finden, wobei auch die kleinsten Sedimentrelikte störungskontrolliert in Senkenbereichen präserviert wurden.

Das Fehlen einer geschlossenen kretazischen Sedimentdecke auf dem Kordofanblock, die östlich, aber auch westlich davon zu finden ist, kann als eine verstärkte Hebung dieses speziellen Schwellenbereiches interpretiert werden.

Der Erhalt der Oberkreidensedimente im Bagbag Becken kann ebenfalls postsedimentärer Tektonik zugeordnet werden. Palynologische Untersuchungen von Awad (1993, 1994) und Schrank (1994) haben für die Sedimente an den Beckenrändern dieser Struktur Alter von Alb-Cenoman ergeben. Für die oberen Serien der Idd el Kheil Formation (Awad 1993) der Beckenfüllung konnte jedoch Campan-Maastricht nachgewiesen werden. Awad schließt hieraus auf eine tektonische Präservierung dieser Sedimente durch ein postsedimentäres Einsinken an parallelen NW streichenden tiefgreifenden Randstörungen.

Postsedimentäre Tektonik beschreibt Bussert (1998) aus dem gesamten zentralen Sudan. Die hauptsächlich NW und NNW streichenden Störungen folgen den Hauptrichtungen der unterlagernden Grabenstrukturen, so daß angenommen werden kann, daß es sich um reaktivierte Syn-Rift-Grabenstörungen handelt. Neben extensionellen Abschiebungen nimmt er – belegt durch Horizontalstriemungen auf Störungsflächen – auch transtensionelle Horizontalverschiebungen an, welche die Region mehrphasig beeinflusst haben.

In Fiedergräben der Duwi Range (Rotes Meer) sind posttektonische Sedimente konserviert worden, die in der Umgebung wegen ihrer Exposition bereits erodiert sind (Linke 1986). In der Assuan – Bernice - Region präserviert eine Grabenstruktur im Basement eine gut entwickelte Nubien-Serie (Endriszewitz 1988).

Auch aus Europa sind Beispiele in diesem Bezug anzuführen. Die im Liegenden des Oberrheintalgrabens vorhandenen triassischen und jurassischen Gesteine sind durch das im Eozän beginnende Abbrechen der Grabenstruktur erhalten geblieben. Die Tuffe und Tuffite in der Eifel verdanken ihren Erhalt nur dem Einsinken des Neuwieder Beckens. Die ehemals auf den umgebenden Hochlagen befindlichen vulkano-sedimentären Gesteine wurden bis auf Relikte erodiert. Für ein postsedimentäres Absacken der Es Safya Struktur sprechen sowohl das Fehlen typischer syntektonischer Sedimente als auch die starke Deformation der klastischen Gesteine in allen Bereichen der Grabenränder.

Das Alter der Grabensedimente und auch Mächtigkeitsvergleiche mit den Post-Rift- Gesteinen der östlichen Beckenregion lassen auf eine Ablagerung während der thermalen Sackungsphase schließen, deren Dauer Bussert (1998) vom Alb bis in das Santon annimmt. Für den Bereich des Es Safya Grabens muß diese Subsidenz bis ins Maastricht angenommen werden; hierfür können auch die mit Spurenfossilien belegten Meereseinflüsse in dieser Region Hinweise sein. Die für die Entwicklung der Es Safya Struktur postulierte D5 Deformationsphase ist also in die oberste Kreide oder ins Tertiär zu stellen.

## **9.5 Struktureller Vergleich des Es Safya Grabens mit den Riftsystemen des Südsudans und den nordöstlichen Sedimentgräben**

Zum Großraum des Es Safya Grabens gehören die südlich gelegenen meso- und känozoischen sudanesischen Großrifts und die östlichen Sedimentbeckenbereiche (Kap. 5.3, 5.5). Die Untersuchungen dieser Arbeit haben ergeben, daß sowohl Ähnlichkeiten des Es Safya Grabens mit der Genese und der Geometrie dieser Strukturen bestehen, aber auch Unterschiede vorhanden sind.

### **Genese**

Die Entwicklung von Großriftstrukturen wird durch aktives oder passives Rifting erklärt. Die Extension bei aktivem Rifting wird durch den Aufstieg von Astenosphärenmaterial bewirkt, der zu einer regionalen Aufdomung führt. Unter passivem Rifting versteht man eine Riftgenese durch Lithosphärenextensionen, die durch regionale Stressfelder erzeugt werden. Viele Autoren sehen die Ursachen hierfür in Öffnungsprozessen des Süd- und Zentralatlantiks (z.B. Fairhead 1988, Binks & Fairhead 1992), deren Kinematik durch Reaktivierungsbewegungen an der CAFZ in die Kontinentalplatte übertragen wurde. Guiraud und Maurin (1992) interpretieren die Riftentwicklung nicht allein durch die Öffnung des Süd- und Äquatorialatlantiks, sondern beziehen auch die Entwicklungs-

geschichte der Ränder der Tethys und des Indischen Ozeans in ihr komplexes Genesemodell mit ein. Die CAFZ sehen sie hierbei als Plattengrenze zwischen dem Arabisch-Nubischen Block im Norden und dem Austral-Block im Süden. Zeitlich unterschiedliche Strike-slip-Bewegungen zwischen diesen Strukturen haben dann zu mehrphasigem Rifting geführt.

Eine Kombination von aktivem und passivem Rifting nehmen Reynolds (1993) und Schandelmeier et al. (1993) für die Entstehung der Riftstrukturen im Sudan an. Ein Manteldiapir unter NE-Afrika und Seafloor-spreading im Proto-Indik initiierten die Riftbildung.

In dem großräumigen Subbeckenbereich östlich des Nordkordofanblockes wurden in einer einzigen Grabenbildungsphase mehrere störungsbegrenzte schmale Grabenstrukturen abgesenkt (Kap. 5.5). Aufgrund der Annahme, daß diese Strukturen nordwestliche Fortsetzungen des Blue Nile Rifts sind, wird diese aktive Riftphase entsprechend vom Oberjura bis ins Alb postuliert (Wycisk et al. 1990, Bussert 1998). Die nachfolgende thermische Absenkungsphase erfaßte den gesamten Großraum, in dem sich ein ungegliedertes Sedimentationsbecken (Khartoum - Dongola - Becken, Bussert 1998) bildete und dauerte mindestens bis ins Santon. Campan-Maastricht-Serien sind jedoch aus dem Bagbag Becken bekannt (Awad 1993, 1994, Schrank 1994). Die morphologische Hochlage des Humar Beckens deutet auf spätere postsedimentäre Inversionen hin. Tertiäre Ablagerungen wie im nördlichen Abyad Plateau und den südlichen Großrifts sind nicht bekannt.

Die Genese der isolierten Gräben in diesem Großraum wird durch begrenzte regionale Krustenextension in Bereichen mit einer dünnen, oft durch erhöhten Wärmefluß geschwächten Kruste erklärt (Bosworth 1989, Hayward & Ebinger 1996). Bussert (1998) schließt auch einen Beitrag panafrikanisch angelegter Scherzonen bei der Segmentierung der Einzelgräben nicht aus. Das steile Einfallen der Abschiebungen an den meisten Strukturen führt er auf nur geringe Krustenextension zurück. Aufgrund des Fehlens von Aufwölbungen vor dem Rifting sowie eines begleitenden Heraushebens von Grabenschultern und des geringen Vorkommens magmatischen Materials nimmt er ein weitgehend passives Rifting an und korreliert die Initiierung mit oberjurassisch-kretazischen Öffnungen des Südatlantiks. Die schwachen Inversionen z.B. im Humar Becken können Transpressionsprozessen innerhalb von Einzelsegmenten der CAFZ zugeordnet werden (Bosworth 1992).

Die Ähnlichkeiten zwischen der Entstehung des Es Safya Grabens, der südlichen Großrifts und der kleineren nordöstlichen Grabenstrukturen sind folgende: Sowohl die Genese des Es Safya Grabens als auch die Anlage der Großriftstrukturen kann mit Bewegungen an der CAFZ in Zusammenhang gestellt werden. Bussert (1998) schließt transtensionelle Bildungen an präexistenten Blattverschiebungen für die Einzelstrukturen im Khartoum - Dongola - Becken nicht aus. Das Humar Becken wird im Norden durch die Wadi el Milk Scherstörung (WMF) begrenzt, die von Schandelmeier und Pudlo (1990) als nördlichstes Segment der CAFZ angenommen wird.

Die struktureologischen Untersuchungen dieser Arbeit haben gezeigt, daß sowohl die SSZ als auch die AHSZ über den Nordkordofanblock hinaus in diesen Großbeckenbereich verlaufen. Die SSZ und die AHSZ könnten sich aufgrund ihrer Streichrichtung bis in den Südbereich des Humar Beckens bzw. in die Nordregion des Bagbag Beckens, das im Süden sehr nahe der CAFZ liegt, ausdehnen. Bussert (1998) deutet im Südbereich des Bagbag Grabens langgestreckte ENE-WSW streichende Geländeformen als Zweige der CAFZ. Eine Einflußnahme der beiden o.g. Störungssysteme auf diese Beckenstrukturen kann somit nicht ausgeschlossen werden, eine ähnliche Genese wie die des Es Safya Grabens wäre somit möglich. Das Fehlen von Nachweisen macht diese Annahme jedoch spekulativ.

Aufgrund stratigraphischer Ergebnisse (Kap. 6.2.6) ist die Anlage des Es Safya Grabens in die oberste Kreide bzw. ins Tertiär zu stellen. In den Großrifts bedeutet dieser Zeitraum die thermale Sakkungsphase nach der Syn-Rift-II-Phase oder den Beginn der finalen Syn-Rift-Phase im Eozän (Klitzsch & Germann 1993). Das Ende der Post-Rift-Subsidenzphase im NE-Beckenbereich nimmt Bussert (1998) im Santon an. Die Maastricht-Sedimente im Bagbag Becken lassen zumindest eine regional begrenzte längere Dauer zu, wenn in dieser Region nicht postsedimentäre Abschiebungen in

Zusammenhang mit späteren Scherbewegungen (s. o.) stattgefunden haben, durch welche die Maastricht-Serien tektonisch präserviert wurden. Bussert (1998) beschreibt postsedimententäre Tektonik in der Oberkreide parallel zu Haupttrandstörungen begrabener Riftstrukturen in dieser Region. Diese dann nach dem Maastricht einzuordnenden Bewegungen könnten mit den tektonischen Abläufen, die auch zur Bildung der Es Safya Struktur geführt haben, korreliert werden.

Tertiäre Beckeninversionen sind sowohl in den Großrifts (Khartoum Rift, Anza Rift) als auch im Humar Becken der nordöstlichen Beckenregion und in der Es Safya Struktur vorhanden. Für die Großrifts wird sie im Paleozän angenommen. Eine zeitliche Zuordnung zur Es Safya Struktur wäre möglich. Die strukturgeologischen Befunde schließen jedoch auch jüngere Bewegungen nicht aus (Kap. 7.3.3).

Der Hauptunterschied des Es Safya Grabens sowohl zu den Großrifts als auch zu den kleineren Grabenstrukturen nördlich der CAFZ ist sein postsedimentäres Absinken. Während die anderen Gräben Syn-Rift-Sedimentation aufweisen, haben die strukturellen Untersuchungsbefunde dieser Arbeit für den Es Safya Graben eine nach der Sedimentation ablaufende Deformation belegt (Kap. 7.3.2, 7.3.3). Typische Syn-Rift-Abfolgen fehlen hier.

Den Begriff „Rift“ (Spalte, Riß) oder „Rift valley“ prägte der Schotte J.W. Gregory, der auf einer Expedition im Jahre 1893 ein geologisches Profil im Baringo Becken, eines Teils des Ostafrikanischen Riftsystems, aufnahm „Für diese Art von Tal schlage ich den Namen „Rift valley“ vor und benutze den Ausdruck im Sinne eines verhältnismäßig engen Zwischenraums, der auf Senkung zwischen parallelen Verwerfungen zurückzuführen ist“ (aus Willock 1974). Gregory führte seine Untersuchungen auf Anregung von E. Sueß durch, der nach Entdeckungen des Grafen Teleki (1887) – ohne selbst in Afrika gewesen zu sein – für den ganzen Landstrich von Njassa See im Süden bis zum Jordan im Norden eine tektonisch zusammenhängende Zone postulierte, die er mit dem damals üblichen geologischen Fachwort „Graben“ beschrieb.

Twiss und Moores (1992) bezeichnen die kontinentalen Rifts als Großstrukturen, die von Normalstörungen begrenzt werden, in Regionen, die Extensionen unterliegen, deren Größenordnung zum Auseinanderbrechen von Kontinenten und der Bildung neuer ozeanischer Becken führen können. In der hier betrachteten Großregion dürften dieser Definition nur die südsudanischen Rifts entsprechen.

Auch nach Olsen und Morgan (1995) enthält die Definition des Begriffs „kontinentale Rifts“ nur strukturelle tektonische Parameter: Längsgestreckte, störungsbegrenzte Depressionen, die von einer kontinentalen Lithosphäre unterlagert werden, die bis in die Asthenosphäre durch Extensionsprozesse verändert wurde. Wie tief die Normalstörungen der Es Safya Struktur reichen, wurde nicht festgestellt. AMT Messungen lassen vermuten, daß die Ostrandstörung am nördlichen Becken eine erhebliche Tiefe erreichen. Die Grabenendstörung, durch die SSZ bzw. AHSZ-Segmente gebildet, dürfte tief in die Lithosphäre reichen (Kap. 7.5).

Wenn man allerdings Syn-Rift-Sedimentation und kontinentale Dimension für die Anwendung des Begriffs „Rift“ voraussetzt, ist der Es Safya Graben kein Rift und kann dann nur im weiteren Sinn als Rift-Struktur bezeichnet werden. Wie Bussert (1998) für den östlichen Beckenbereich postuliert, kann auch aufgrund der meist steilen Grabenrandstörungen auf eine geringe Krustenextension für das Es Safya Gebiet geschlossen werden.

Palynologische Altersbestimmungen für die jüngsten Sedimente im Es Safya Graben haben Campan-Maastricht ergeben (Kap. 6.2.6). Im Beckenbereich östlich des Nordkordofanblocks sind mit Ausnahme des Bagbag Beckens Campan-Maastricht-Serien nicht vorhanden (Bussert 1998). Auf dem Nordkordofanblock kann eine teilweise Erhaltung dieser Sedimente durch tektonische Präservierung in störungskontrollierten Strukturen – wie dem Es Safya Graben – postuliert werden. Dieses ist auch für das Bagbag Becken möglich (s.o.).



## Geometrie

Die sudanesischen Großrifts bilden langgestreckte störungsbegrenzte Depressionen, die oft aus staffelförmig aneinandergereihten Segmenten Riftsysteme bilden. Diese Subgräben haben Breiten zwischen 20 km und 50 km, Längen von 50-150 km und sind bis zu 15 km tief (Kap. 5.3). Die Begrenzung parallel der NW streichenden Beckenachsen erfolgt durch Normalstörungen mit oft unterschiedlichen Abschiebungsbeträgen, wobei es von Segment zu Segment zum Wechsel der Randstörungen mit den größeren Vertikalversätzen von einem Grabenrand auf den anderen kommen kann. Durch Transfer- oder Akkomodationszonen werden die gegenüberliegenden Hauptabschiebungen miteinander verbunden (Kap. 5.3). Die nördlichen und südlichen Grabenenden dieser Halbgrabenstrukturen werden durch die CAFZ bzw. parallel bis subparallel hierzu in etwa 60° Streichrichtung verlaufende Störungselemente gebildet (Guiraud & Maurin 1992, 1993).

Die von Bussert (1998) beschriebenen Einzelgräben nördlich der CAFZ Hauptstörungen sind 30-50 km breit, 50-120 km lang und bis über 3,5 km tief. Das bevorzugte Streichen dieser Strukturen ist wie das der Großgräben NW-SE. Das Humar Becken wird durch zwei Halbgräben gebildet, die durch eine Grundgebirgshochlage getrennt werden, die eine Transferzone repräsentiert. Die Haupttrandstörungen sind überwiegend planare Abschiebungen. Im Norden wird diese Struktur durch Störungssysteme der WMF begrenzt.

Die Es Safya Grabenstruktur, die ebenfalls NW streicht, setzt sich aus drei Subbecken zusammen, die durch eine Transferzone bzw. durch einen Basementkeil getrennt werden (Kap. 7.3.2.3). Die Hauptstörungen an den Grabenrändern stehen steil bis leicht überkippt. Die Haupttrandstörungen des nördlichen Beckens liegen an der östlichen Grabenschulter, die Hauptabschiebungen des mittleren Segments am westlichen Grabenrand. Das südliche Becken wird im Norden an einer steilstehenden Normalstörung mit größerer Abschiebung und im Süden von einer Randstörung mit geringerem Versatz begrenzt. Alle Subbecken besitzen eine asymmetrische halbgrabenähnliche Struktur. Das Längen-Breiten-Verhältnis ist durchschnittlich 2,5 : 1.

Die Es Safya Struktur ist in Bezug auf die Oberflächengeometrie und die Untergliederung in Subbecken vergleichbar mit den Großriftsystemen und den nordöstlichen Einzelgräben. Transferzonen sind ebenfalls in den Großrifts und im Humar Becken vorhanden. Polaritätswechsel der Es Safya Subgräben entsprechen dem Baustil der Großriftsysteme.

Wie überwiegend das Humar Becken werden auch die Strukturen des Es Safya Grabens von steilstehenden Störungen begrenzt. Listrische Störungen (Kap. 5.3), wie für Großrifts beschrieben, konnten im Arbeitsgebiet nicht nachgewiesen werden. Die Grabenenden der Großgräben werden von der CAFZ bzw. von Parallelelementen gebildet. Das Humarbecken wird im Norden durch die WMF begrenzt. Die Grabenenden des Es Safya Grabens bilden die SSZ und die AHSZ. Auch hier bestehen Ähnlichkeiten im tektonischen Baustil.

Der Hauptunterschied des Es Safya Grabens zu den anderen Strukturen ist die Sedimentmächtigkeit. Während die südsudanesischen Rifts bis zu 15 km tief sind, werden für die nordsudanesischen Becken etwa 3,5 km Syn- und Post-Rift-Sedimentserien angegeben (Bussert 1998). Geophysikalische Untersuchungen im Es Safya Graben ergaben Tiefen von 500 m (Kap. 8.5). Die teilweise geringe Breite von 12 km relativiert diesen Betrag im Vergleich zu den anderen Strukturen etwas.

Neben der geringen geometrischen Ausdehnung an der Oberfläche kann auch eine nur kurzzeitige und/oder energetisch begrenzte Scherkinematik ein Grund für die geringe Tiefenanlage sein. Ein Abbruch der Subsidenz kann durch einen Wechsel in der Dynamik des Großraumes gesehen werden. Hierfür könnten die leichten Inversionserscheinungen Hinweise sein (Kap. 7.3.3).

Bussert (1998) beschreibt asymmetrische Gräben im Khartoum - Dongola - Beckenbereich, die in tektonischer Verbindung mit Blattverschiebungen stehen. Eine Deutung als echte Pull-apart-Gräben

schließt er aufgrund relativ geringer Sedimentmächtigkeit aus. Über die Beckenbildung im Rahmen von Blattverschiebungen wurde bereits in Kap. 7.7.1 diskutiert. Der Es Safya Graben stellt keine Pull-apart-Struktur im engen Sinne von Mann et al (1983) dar, ist aber durch Pull-apart-Bewegung zwischen zwei Scherzonen entstanden. Die Absenkungen der Vergleichstrukturen begannen bereits vermutlich im Mittel- oder Oberjura (Kap. 5.3, Bussert 1998), die des Es Safya Grabens frühestens in der oberen Kreide.

Vergleiche der Genese und des Baustils der süd- und nordsudanesischen Riftstrukturen mit der Entwicklung und Geometrie des Es Safya Grabens haben ergeben, daß es neben individuellen Unterschieden auch eine große Anzahl von Gemeinsamkeiten gibt. Dies zeigt, daß kleine regionale Strukturen die geologisch-tektonische Entwicklung eines überregionales Großraumes widerspiegeln können.

## 9.6 Plattentektonischer Rahmen

Im Kap. 7.2.1 ist die bausteinhafte Einpassung der Geometrie und der regionalen Kinematik in ein überregionales Stressfeld für die Erarbeitung eines dynamischen Modells angesprochen worden. Hierzu ist eine Betrachtung der Dynamik des Großraumes notwendig, d.h. die Erstellung des plattentektonischen Rahmens während des für die Entwicklung der Es Safya Struktur relevanten Zeitraumes.

### Oberkreide (Santon/Maastricht)

In der Oberkreide driftete nach der Trennung von Südamerika die afrikanische Platte nach NE. Die Driftbewegungen während des Santons lösten eine Deformationshauptphase aus, die starke Kompression bewirkte als Resultat der Kollision zwischen der afrikanischen und der eurasischen Platte, die kinematisch durch die Öffnung des Südatlantiks hervorgerufen wurde.

Während des Campan-Maastricht begann die Eo-Alpine Orogenese, sowohl auf den nordafrikanischen Plattenrand als auch auf die Intraplattenbereiche im nordostafrikanischen Raum Einfluß zu nehmen. Die Konvergenz erzeugte komplexe Strukturen in NE-Afrika vom Neokom bis zum Cenoman.

Im nordafrikanischen Raum bildeten sich zwischen Neokom und Campan in mehreren Phasen unterschiedlicher Subsidenz Gräben und Horststrukturen (z.B. Sirte Becken). Zur Inversionsbildung kam es zwischenzeitlich im Santon (z.B. Cyrenaica). Während in den CAFZ-parallelen Becken die extensionelle Deformationsphase zu dieser Zeit endete, lief sie in den NW streichenden südsudanesischen Becken während des Campan-Maastricht weiter.

In der transpressiven Phase des Santon drückt sich besonders die jetzt einsetzende alpine Tektonik entlang der Tethys aus (Guiraud et al. 1992, Guiraud & Maurin 1993). Der sogenannte Santon-Squeeze wirkte sich jedoch nicht signifikant auf das Gesamtrelief der Platte aus, da das anschließende Campan-Maastricht den höchsten Meeresspiegelstand im Großraum repräsentiert. Entlang flacher Golfs dehnte sich das Meer im Sudan nach Süden bis in den Bereich des Abyad Beckens (Barazi 1985) aus und erreichte noch weiter südlich das Es Safya Gebiet (Barazi & Fiedler-Volmer 1993).

### Tertiär (Eozän, Oligozän, Miozän)

Zwischen Maastricht und Eozän driftete Afrika weiterhin nordwärts mit nur noch leichter, gegen den Uhrzeigersinn verlaufender Rotation. Wie in der Oberkreide bestand auch im Untertertiär eine oblique Konvergenz zwischen dem Afro-Arabischen Kontinent und Eurasien. Zur Plattenreorganisation kam es auch durch die Kollision von Indien mit Eurasien.

In NE-Afrika fand weiteres Rifting in den NW-streichenden Strukturen statt, das auf die gegenüber der Oberkreide verstärkten Bewegungen zurückgeführt werden kann. Die alpine Orogenese drückte

sich in Nordafrika durch Krustenverkürzung und Inversion der nördlichen Sedimentbecken aus. Nach der Anlage von Suturen zwischen dem nördlichen Rand der arabischen Platte und der andalusischen Platte begann auch die Blockstörungstektonik im Rote Meer Bereich. Als Erklärung für die Extension des Roten Meeres führen Schandelmeier und Reynolds (1993) eine Ausweitung der Spreading Zentren des Zentralen Indik in Richtung der Arabischen Platte an.

In der Zeit zwischen Eozän und Oligozän driftete die Afrikanische Platte um etwa 650 km nordwärts und erzeugte eine starke Konvergenz mit Eurasien vor allem im oberen Oligozän. Die Plattenreorganisation im Indischen Ozean setzte sich fort. Durch die Kollision Indiens mit Eurasien kam es zu Krustenverkürzungen und Blattverschiebungen. Die bereits im Neoproterozoikum angelegten Schwächzonen wurden verstärkt reaktiviert. Im Bereich des Roten Meeres entstand, begleitet von intensiver magmatischer Aktivität, ein kontinentales Rift (Kap. 9.1). Die Strike-slip-Bewegungen wurden neben anderen altangelegten Schersystemen auch von der CAFZ kontrolliert.

In den intrakontinentalen Becken NE-Afrikas endete die Endphase des Rifting im oberen Oligozän. Während in einigen Strukturen die Post-Rift-Sackungsphase stattfand, begann in anderen bereits die Erosion. Im Miozän liefen nur noch geringe konvergente NNE-Bewegungen zwischen Afrika und Europa ab. Die intrakontinentalen Plattenreorganisationsereignisse wurden hauptsächlich von der Kollision Indiens mit Eurasien gesteuert.

Die endgültige Öffnung des Golfs von Aden und des Roten Meeres (20 Ma) im Endstadium der ersten Riftphase führte zur Trennung von Nubien und Arabien. Die West- und Zentralafrikanischen Riftsysteme hatten ihre finale Post-Rift-Sackungsphase beendet. Nur selten wurden die Subsidenzen von aktiven tektonischen Vorgängen begleitet.

#### **Quartär (Holozän)**

Zwischen dem Miozän und dem Holozän driftete Afrika nochmals etwa 650 km nach Norden und erhielt seine rezente Form. Seafloor-spreading fand im Golf von Aden und in Teilen des Roten Meeres statt. Strike-slip- und Normalstörungen bildeten Pull-apart-Strukturen (Makris & Rihm 1991, Kap. 7.1). Intraplattenbereiche in NE-Afrika werden von regionalen Hebungen erfaßt, die durch Mantel diapir-Aktivitäten verursacht werden. Neben dem Tibesti wird hierzu auch der Darfur gerechnet (Schandelmeier & Reynolds 1997).

#### **Diskussion**

Wie die Zuordnung der anorogenen magmatischen Aktivität zu zeitlich begrenzten plattentektonischen Deformationsphasen schwierig ist (Kap 7.5), so ist auch die enge Synchronisierung der Scherkinematik des Es Safya Grabens – die hier als D5-Deformation bezeichnet wird – mit kontinentalen Großereignissen problematisch.

Die dynamischen Abläufe im NE-afrikanischen Großraum lassen zwar durch die stratigraphischen Befunde der jüngsten Sedimente (Campan-Maastricht) eine grobe Zuordnung der Kinematik im Es Safya Gebiet sowohl in die Oberkreide als auch ins Tertiär zu. Die komplexen Abläufe im Großraum, die in der Kreide hauptsächlich von Öffnungsprozessen des Südatlantiks und Kollisionsvorgängen zwischen Afrika und Eurasien gesteuert, ab dem Tertiär dann aber auch durch die Konvergenz Indiens mit Eurasien und bis ins Quartär durch die Öffnungsvorgänge des Roten Meeres beeinflusst wurden, machen jedoch mit dem Wissensstand dieser Arbeit eine nähere zeitliche Korrelation spekulativ.

Haupttriftphasen in den relativ nahegelegenen Großrifts fanden in der Oberkreide nach dem Santon statt. Danach begann die thermale Sackungsphase, mit Ausnahme des Muglad Beckens, wo nach einer Inversionsphase im unteren Tertiär vom oberen bis ins untere Eozän eine weitere Riftperiode ablief (Guiraud et al. 1992, Wilson & Guiraud 1992). Durch die Sedimentstratigraphie (Kap.6.2.5) und durch die strukturellen Befunde (Kap. 7.3) belegt, hat die D5 Deformationsphase in der obersten Kreide oder

im Tertiär stattgefunden. Hierdurch ist sowohl eine Zuordnung zur Dynamik einer späten Rift-Phase als auch der thermalen Sackungsprozesse möglich. Die Beckeninversion dürfte im Zusammenhang mit der tektonischen Entwicklung des Roten Meeres stehen. Inwieweit die Spreading-Vorgänge im Quartär in ein dynamisches Modell einzubeziehen sind, ist ungewiß.

Schandelmeier und Richter (1991) korrelieren die D4-Phase zwischen 240-216 Ma mit einem Stressfeld, dessen Entstehung sie durch die kontinentale Reorganisation nach der Gondwana – Laurasia - Kollision erklären. Die Existenz dieses Spannungsfeldes wird kontinuierlich für die Dauer vom Oberkarbon bis in die Trias angenommen. Aufgrund der zeitlichen Länge dieser Phase fordern Müller-Sohnius und Horn (1994) die Postulierung eines präziseren plattentektonischen Prozesses für die enge zeitlich Einordnung der D4-Scherdeformation. Diese Diskussion zeigt auch die unterschiedlichen Ansprüche, die an Dynamik-Modelle gestellt werden.

Die Einpassung in ein passives oder aktives Rift-Dynamik-Modell (Wilson 1989) ist auf Grund des fehlenden jungen Magmatismus in der Region schwierig, Wilson & Guiraud (1992) sehen darüber hinaus Reaktivierungen von präexistente Grundgebirgsstörungen als eine Erschwerung bei der Differenzierung an. Reaktivierungen sind sicher auch die tektonische Basis für die Kinematik des Es Safya Grabens.

Wie für die Entwicklung der Großrift-Systeme im Sudan neben an Plattengrenzen erzeugter Lithosphären-Stress auch Mantelplume-Einflüsse angenommen werden (Wilson & Guiraud 1992, Reynolds 1993), ist auch für die Genese des Es Safya Grabens astenosphärische Dynamik mit einzu-beziehen.

Die Komplexität von Zuordnungen wird auch durch die unterschiedlichen wissenschaftlichen Ansätze zur Beschreibung des rezenten Spannungsfeldes deutlich. So postulieren Coblenz & Sandford (1994) Extension für die kontinentale afrikanische Platte, die jedoch bis auf den Bereich des Mittelmeeres von aktiven mittelozeanischen Rücken umgeben wird. Zoback (1992) nimmt deshalb ein von Ridge-push-Kräften erzeugtes Kompressionsfeld an. Bussert (1998) diskutiert weitere Dynamikformen, die auf die Platte wirken können, z.B. durch Mantelkonvektion erzeugte Scherkräfte (Pavoni 1997), platteninterne Kräfte hervorgerufen durch laterale Dichte- und/oder Temperaturunterschiede sowie Belastungsunterschiede der Lithosphäre (Cloetingh et al. 1989).

Auch die unterschiedliche zeitliche Aktivität kompliziert eine dynamische Einordnung. Im Gegensatz zu den anderen Rift-Systemen im afrikanischen Raum befinden sich die sudanesischen Rifts gegenwärtig im Zustand seismischer Ruhe. Dieses kann auf Bewegungsblockierung in den Störungen oder nur langsame Weiterentwicklung, die nur Stress im Mikroseismikbereich erzeugt, zurückgeführt werden (Browne et al. 1985) .

Bei der zeitlichen und räumlichen Dimension der Problematik sollten nach Meinung des Verfassers Zuordnungen zur Großdynamik äußerst kritisch betrachtet und vielleicht nur als Beiträge, Anregungen und Ideenbasis für spätere Forschungen gewertet werden.

## 10. Wasserverbrauch, Wasserversorgung, Grundwassersituation

### 10.1 Wasserverbrauch

Die Imponderabilitäten des Klimas dieser Region und die daraus resultierenden Schwierigkeiten für die Landnutzung wurden in den Abschnitten 4.4 bis 4.6 dargestellt. In Bezug auf den besonderen Auftrag geowissenschaftlicher Forschung zur Lösung der Wasserproblematik in ariden und semiariden Gebieten (Kap. 2) soll abschließend die Es Safya Grabenstruktur unter hydrologischen und hydrogeologischen Gesichtspunkten diskutiert werden. Hierzu ist die Einbeziehung der vorab beschriebenen strukturgeologischen und geophysikalischen Untersuchungen von grundlegender Bedeutung.

#### 10.1.2 Anthropogene Wasserentnahme

##### Trink- und Brauchwasser

Die Besiedlungsgeschichte der Region wurde in Kapitel 4.2 kurz umrissen. Die Bevölkerung des Ortes Hamrat el Wuz lebt vom Marktverkauf von Handwerkserzeugnissen (Töpferwaren, Flechtprodukte) und der über den Eigenbedarf hinaus produzierten Güter aus Ackerbau und Viehzucht sowie von Einkünften aus dem Dienstleistungsbereich (Teestuben, Werkstätten, Schneider, Schuster, Schmiede, Krankenhaus, Veterinär). Zentrale Bedeutung für die Entwicklung eines solchen Ortes an einer Relaisstation an einem Pistenkreuzungspunkt hat eine ganzjährig gesicherte Wasserversorgung. Vor allem in der Trockenzeit erweist sich diese sichere Wasserquelle als wichtigster Anziehungspunkt sowohl für die sesshafte Bevölkerung der kleinen Ortschaften der näheren Umgebung als auch für die Nomaden der Region, die mit ihren Herden die größte Kundengruppe stellen. Somit wurde die Wasserversorgung Garant für einen florierenden Handel und letztlich auch für die Entwicklung dieses Marktfleckens zu einem ländliche Zentrum im People's Local Council-Gebiet.

Der Wasserverbrauch in der 5.250 Einwohner zählenden Ortschaft Hamrat el Wuz ist aufgrund der dortigen Infrastruktur relativ hoch im Vergleich zu den kleinen Ansiedlungen im weiteren Umland des Es Safya Grabens. Rund um den Gebel Haraza, Gebel Umm Duraq, Gebel Abu Hadid und in den großen Wadis (Figueigh, Mahbas, Es Safya) leben ca. 10.000 Menschen, die Landwirtschaft und Viehzucht betreiben und ihren Wasserbedarf decken müssen (Kap. 4.5). Fehlende Erfassungen der Viehbestände - bedingt auch durch dramatische Wanderungsbewegungen vor allem in den Dürrejahre (Kap. 4.4) - und eine nur mangelnde Erhebungsgenauigkeit der Einwohnerzahlen gestattet nur eine grobe Abschätzung des Gesamtwasserbedarfs der Bevölkerung. Nur rudimentäre Angaben zum Wasserverbrauch sind weitere Imponderabilien. Wagner (1991) führte im Rahmen entwicklungssoziologischer Arbeiten in Hamrat el Wuz Befragungen in verschiedenen Haushalten zum Wasserverbrauch durch. In Bezug auf die Verbrauchsmenge konnte die Autorin deutliche Unterschiede in Abhängigkeit von der ökonomischen Situation, aber auch der Entfernung der Haushalte von der Wasserstelle feststellen. Reiche Familien haben danach einen Trinkwasserverbrauch pro Kopf und Tag von mehr als 16 Litern. Einige Interviews haben ergeben, daß bei der Hinzunahme von Brauchwasser (z.B. zum Waschen der Wäsche und für die Körperpflege) von einem Tagesverbrauch von weit über 30 Liter pro Person ausgegangen werden muß. Familien mit geringerem Einkommen, die sich ein Anliefern des Wassers von Wasserverkäufern nicht leisten können, aber in der Nähe der Tiefbrunnen (Wateryards) wohnen und das Wasser selbst holen können, verbrauchen täglich rund 10 Liter Trinkwasser pro Kopf. Je weiter die Entfernung von den Tiefbrunnen ist, desto geringer ist der Verbrauch. Familien aus dem weiteren Umland von Hamrat el Wuz müssen oft stundenlange Fußmärsche, teilweise auch fast einen Tag dauernde oder nach eigenen Beobachtungen selbst nächtelange Eselsritte zum Wasserholen in Kauf nehmen, wenn die örtlichen Schöpfbrunnen trockengefallen sind und näher gelegene Tiefbrunnen nicht produzieren. Diese Haushalte verbrauchen pro Tag und Kopf oft weniger als fünf Liter Trinkwasser. Kaiser (1981) postuliert einen pro Kopf-Verbrauch von 14 - 42 Liter pro Tag für die ländlichen Gebiete des Sudans. Für die Projektierung von Brunnen rechnete Aquater (1990) mit einem Trinkwasserbedarf von 25 Liter pro Tag und Person, Vrbka (1996) übernahm diesen Wert für die Ab-

schätzung des Wasserbedarfs im Unterlauf des Wadi Muqaddam. Für das Gebiet des Es Safya Grabens, vor allem für sein Umfeld auf dem Kristallin des Nordkordofanblocks, erscheint dieser Betrag zu hoch.

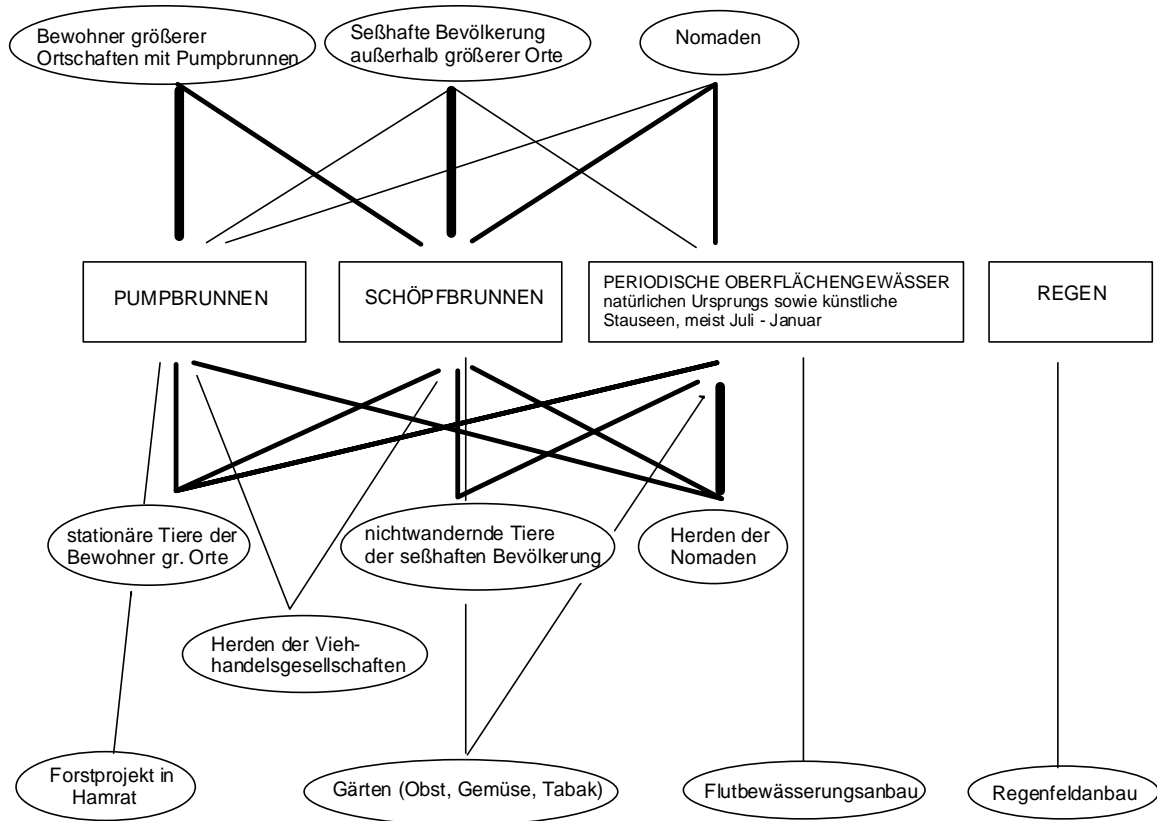


Abb. 10-1: Regional und zeitlich verfügbare Wasserquellen und deren anthropogene Nutzung für häuslichen Bedarf, Viehzucht und Ackerbau.

Für Tab. 10.1 wurde der Wasserverbrauch grob abgestuft nach Art der zur Verfügung stehenden Wasserquellen und der Entfernung vom Wohnsitz der Konsumenten angesetzt, dabei dienten Angaben von Hesse (pers. Mitt. 1997) zur Versorgungslage (um 1994/95) als Ausgangspunkt.

Die Anzahl der Nomaden, die bei der Erhebung 1983 - vor dem Höhepunkt der großen Dürreperiode - 56152 betrug, hat drastisch abgenommen. Hier wurde die Zahl der letzten Zählung benutzt.

Ein Gesamtverbrauch von  $73 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{a}$  (Tab.10.1) dürfte zumindest in der Größenordnung den Eigenbedarf der Bewohner (1993) gut beschreiben. Mit den von Aquater (1990) und Vrbka (1996) benutzten Zahlen würde dieser Wert auf  $103 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{a}$  steigen. Für die Zeit bis 1983 dürfte der Wasserbedarf aufgrund der höheren Bevölkerungsdichte deutlich größer gewesen sein.

Neben dem Eigenbedarf der Bewohner ist der Verbrauch zum Tränken der Haustiere ein entscheidender Posten im lokalen Wasserhaushalt. Vrbka (1991) verwendet für die Abschätzungen des Wasserbedarfs für die Haustiere Erhebungszahlen von Bonifica (1986) im Unterlauf des Wadi Muqaddam, nach denen jeder Haushalt durchschnittlich 8 Kamele, 20 Ziegen, 15 Schafe, 1 Esel und 5-10 Hühner besitzt. Die durchschnittliche Größe der Haushalte wird mit sechs Personen angegeben. Die Kawahla, Nomaden in Regionen nordwestlich des Arbeitsgebietes, besitzen nach Beck (1988) im Mittel 3.2 Kamele, 3 Rinder, 1.5 Ziegen, 6 Schafe und 0.3 Esel pro Person. Diese Bestandszahlen können auch im Untersuchungsgebiet für den durchschnittlichen Viehbesitz der Familien in den Ortschaften in den großen Wadis in den Grabenrandgebieten und im Bereich des Es Safya Grabens selbst angenommen werden. Oft haben wir jedoch einzeln lebende Familien in kleinen Nebenwadis

und Senken mit nur geringer Vegetation fern ab von dauerhaften Wasserstellen angetroffen, die einen weitaus geringeren Haustierbestand besaßen und deren Existenz uns in ihrer absoluten Abhängigkeit von der Ergiebigkeit der jährlichen Regenfälle als sehr bedrohlich erschien. Während unseres letzten Geländeaufenthalts im Jahre 1994 konnten wir bei diesen Randgruppen auch wieder Anzeichen von Nahrungsmangel feststellen (Feldinterviews).

Einwohner	Census 1983	Census 1993	Überwiegend genutzte Wasserquellen WY Wateryards, SB Schöpfbrunnen	Ansatz Verbrauch Trink- und Brauchwasser in l pro Person und Tag	Jahresbedarf in 10 <sup>3</sup> m <sup>3</sup> /a
Mehrheitlich Nuba (überwiegend sesshaft)					
Hamrat el Wuz + Al-Wuz		5254	WY, SB	25	48
Umm Duraq		2045	WY, SB	15	11
Abu Hadid		1997	SB	10	7
Gesamtregion	16574	15536			
Kababish und Hawawir (Nomaden)	56152	16539			
davon im weiteren Untersuchungsgebiet		2000	SB, WY	10	7
Summe	72726	32075			
davon im Untersuchungsgebiet		10296			73

**Tab. 10.1:** Abgeschätzter heutiger Trink- und Brauchwasserverbrauch der Bevölkerung im Untersuchungsgebiet. Populationszahlen nach Volkszählungen 1983, 1993 (Beck, Hesse, pers. Mitt.). Die Anzahl der im gesamten County lebenden Nomaden wurde proportional zur Fläche, die im Untersuchungsgebiet günstigeren Bedingungen durch einen Faktor 5 berücksichtigt.

Eine genaue Abschätzung der durchschnittlichen Haustierzahlen der Haushalte am Hauptort in Hamrat el Wuz fällt aufgrund des sozialen Gefälles (Händler mit größeren Herden, Lohnarbeiter mit sehr wenigen Haustieren) sehr schwer. Erhebungen sind nicht bekannt.

Zwei Viehhandelsgesellschaften in Hamrat el Wuz kaufen für den Export nach Saudi Arabien und Ägypten von den Nomaden jeweils etwa 20.000 Stück Vieh im Jahr auf. Diese Tiere müssen zumindest zeitweilig in der Umgebung getränkt werden.

Die Nomaden der Kababish und Hawawir (Gesamtzahl: 16.500 im Großbezirk Hamrat el Wuz, Kap. 4.2) nutzen mit ihren Herden zeitweise das Gebiet des Es Safya Grabens als Weideland. Die Weidewanderungen der Kamele können sich oft über mehr als 1000 km pro Jahr erstrecken, während der Regenzeit werden die Tiere teilweise weit nach Norden getrieben, während lokaler Dürreperioden wird die Region in südlicher Richtung verlassen. Bei Schafen und insbesondere Rindern (Tab. 10.2) sind die Weidewanderungen weit weniger ausgeprägt, da Wasser zum Tränken in kürzeren Abständen zur Verfügung stehen muß. Die lokalen Wasserressourcen werden von den Nomaden temporär unterschiedlich genutzt. In guten Regenjahren, wenn die Qoz Areale im Osten und Südosten des Es Safya Grabens mit Gras bewachsen sind, werden diese ökologischen Gunstgebiete zusätzlich von Nomaden aus entfernteren Regionen Kordofans genutzt (Beck 1991, eigene Feldinterviews). Dies läßt schon die großen Schwankungsbreiten der Tierbestände von Jahr zu Jahr erkennen. Beck (pers. Mitt.), der als Ethnologe langjährig in dieser Region gearbeitet hat, schätzt den Bestand in durchschnittlichen Jahren auf 30.000 Kamele, 150.000 Schafe, 30-40.000 Ziegen und 5-8000 Esel. Zu den Rindern fehlen Angaben, während der Dürrejahre (1983-1985) waren die Verluste bei dieser Art besonders groß.

Während der Regenzeit stehen den Weidetieren weitgehend Oberflächengewässer zur Verfügung, während der Trockenzeiten werden sie an den Wateryards und handgegrabenen Brunnen getränkt. Die Abschätzung (Tab. 10.2) erfolgte nur für die Trockenzeit, wenn die Tiere aus Brunnen versorgt werden.

Je nach Ergiebigkeit der Regenfälle dürften zur Tränkung der Haustiere 30 bis  $50 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{a}$  aus den verschiedenen Grundwasserhorizonten gefördert werden. Eine vergleichbar große Menge Wasser wird während der Regenzeit und danach bis zu ihrem Austrocknen den temporären Oberflächengewässern von den Haustieren entnommen - in günstigen Jahren durch Zuwanderung aus anderen Gebieten erheblich mehr. In trockenen Jahren können sich jedoch auch deutlich weniger Tiere im Gebiet befinden, die dann aber für eine längere Zeit an Brunnen getränkt werden müssen.

	Bestand im gesamten County	Schätzwert für Untersuchungsgebiet	Tränkintervall am Brunnen in Tagen (nach Beck 1988)	Abgeschätzte Wasseraufnahme pro Tränkung in l	Verbrauch im Tränkzeitraum in $10^3 \text{ m}^3/\text{a}$ (Zeitraum 1/2 Jahr)
Kamele	30.000	10.000	11-13	100	15
Rinder	30.000 (?) *)	1000	2	50	5
Schafe	150.000	50.000	5-6	10	16
Ziegen	30-40.000	10.000	2-3	5	4
Esel	5-8000	2000	4	15	3
Summe					$43 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{a}$

\*) Die Anzahl der Rinder wurde nach mittleren Beständen der Nomaden früherer Jahre (Beck 1988) bestimmt, diese dürfte jedoch den heutigen Beständen nicht entsprechen, bei unseren Fahrten sahen wir fast keine Rinder.

**Tab. 10.2:** Wasserbedarf der Haustiere. Die Haustiere sind unterschiedlich gut an die Trockenheit angepasst. Kamele trinken nach Beck 80-100 l/Tränkung, Annahme für andere Haustiere: 15% des Körpergewichtes wird pro Tränkung aufgenommen. Kamele können ihre Körpertemperatur im Gegensatz zu anderen Säugetieren erhöhen, erst oberhalb  $40^\circ\text{C}$  schwitzen sie und verdunsten dadurch weniger Wasser. Bei dieser Tierart wird dem ganzen Körper Wasser entzogen - ohne Schaden bis 25% des Körpergewichtes (Klingel 1988). Bei nicht an die Trockenheit angepassten Säugetieren wird beim Schwitzen Wasser ausschließlich dem Blut entzogen - die Viskosität des Blutes wird größer und dieses führt bereits bei geringeren Mengen verdunsteten Wassers zum Tode.

### Bewässerung in der Landwirtschaft

Neben Trinkwasser für Mensch und Tier sowie häuslichem Brauchwasser wird Wasser zur Bewässerung der Felder benötigt. In Kap. 4.5 wurden die unterschiedlichen Anbaumethoden im Arbeitsgebiet skizziert. Für den Regenfeldanbau (Hirse) auf dem Qoz wird kein Grundwasser benötigt. Aus Staubecken und Seen in den Wadis, die sich während der Regenzeit auffüllen, wird der Wasserbedarf für den Flutbewässerungsanbau (Hirse) gedeckt. Die Bewässerung erfolgt zumeist nur zu Beginn der Anbauperiode. Im Gegensatz hierzu werden die Wadi-Gärten ganzjährig bewässert. Hier werden Tabak und Gemüse (Gurken, Tomaten, Zwiebeln, Melonen) ganzjährig angebaut sowie Obstbäume (Apfelsinen, Zitronen) gezogen. Der Wasserbedarf wird aus Schöpfbrunnen gedeckt, mittels Gravitationsbewässerung über Rinnensysteme aus über Gartenniveau angelegten Becken neben den Brunnen oder durch Gießen per Hand. 1991 bestanden im Wadigebiet um Hamrat el Wuz 18 Gärten. Bei einer durchschnittlichen Größe von  $1.800 \text{ m}^2$  bedecken sie eine Fläche von  $32.400 \text{ qm}$ . Die hier genutzten Brunnen werden nicht aus dem Hauptaquifer gespeist, sondern aus den hangenden alluvialen Grundwasserleitern.

Im Norden von Hamrat el Wuz wurden 12 ha aufgeforstet. Dieser Baumgürtel soll eine wandernde Düne konsolidieren, die Krankenhaus und Wateryard bedrohte. Die ganzjährige Bewässerung der Bäume erfolgt mittels eines Tiefbrunnens. Die ausgewählten gepflanzten Arten waren nicht an den Wassermangel dieser Region angepasst, die mehrheitlich angebaute Mesquite mit hohem Wasserbedarf



geriet in Mißkredit. Teilweise, im Bereich der „fula“ und „hafir“ (natürliche und künstlich angelegte Sammelbecken), wurden diese Bäume von der Bevölkerung bereits zur Nutzung als Viehfutter und Brennmaterial abgeholzt (Beck, pers. Mitt., 1997).

Zur Abschätzung der Größenordnung des hier verbrauchten Wassers wird auf Schätzwerte für die Transpiration der natürlichen Vegetation (Kap. 10.1.3) bei 25% Bedeckung zurückgegriffen. Für die Gärten wird trotz geringerer Menge an pflanzlicher Substanz ein vergleichbarer Verbrauch angenommen, da es sich um nicht an die Trockenheit angepaßte Pflanzen handelt. In beiden Fällen könnte der Verbrauch höher liegen, da viel Wasser bei offener Bewässerung verschwendet wird.

Unter der Annahme einer Transpiration der Vegetation von  $10 \text{ l/m}^2\text{d}$  wird vom Baumgürtel  $300 \cdot 10^3 \text{ l/d}$  und den Gärten  $80 \cdot 10^3 \text{ l/d}$  verbraucht, der Gesamtjahresverbrauch liegt damit bei etwa  $140 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{a}$ . Davon dürften 10 bis  $50 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{a}$  aus dem Grundwasser gefördert werden. Für den jüngeren Teil des Baumgürtels fördert einer der örtlichen Tiefbrunnen morgens und abends Wasser, die Gärten werden weitgehend aus Schöpfbrunnen bewässert.

### 10.1.3 Grundwasserverbrauch der natürlichen Vegetation

Im Untersuchungsgebiet existiert auf großen Flächen eine niederschlagsabhängige einjährige natürliche Vegetation, in günstigen Regenjahren sind weite Bereiche - vor allem der Qoz Abu Harr - Grasland. In den Gunstgebieten kommen auch mehrjährige Pflanzen vor. Diese Vegetation wird sowohl durch das Oberflächenwasser als auch durch oberflächennahe Grundwasserleiter versorgt, Wurzeln von Akazien wurden bis in 30 m Tiefe gefunden (Kontny 1993). Büsche und Bäume sind überwiegend grundwasserabhängig, bei Flurabständen zwischen 5 und 10 m wachsen noch Tamarisken. Akazien können noch bei Grundwassertiefen bis 15 m ohne regelmäßigen Niederschlag überleben (Kontny 1993). Großräumig konnte eine Zunahme des Bewuchses von Nord nach Süd festgestellt werden. Im Grabenbereich selbst findet man nur einen dünnen Bewuchs mit Bäumen und Sträuchern, der über den Grabenrand hinaus nach Norden weiter abnimmt. Die Grundwasserflurabstände sind groß und können bei mehr als 100 m liegen. Nur in Senkengebieten (Idd Masarin, Es Safya) und kleineren Wadis findet man eine dichtere Vegetation, die ihren Wasserbedarf den regionalen hangenden alluvialen Aquifers entnehmen dürften. Dieses gilt auch für die großen Wadis auf dem Basement im Westen, die meist parallel zur Sodiri- bzw. Abu Harr Störungszone verlaufen. Die dichteste Vegetation wurde in Wadis am westlichen und östlichen Grabenrand gefunden (Wadi el Figheigh, Es Safya Wadi), dabei kann man den Bewuchs im Bereich des Zusammenflusses von Basementwadis und Grabenrandwadis im Westen des Untersuchungsgebietes schon als waldartig bezeichnen. Im Bereich der Grabenränder könnte eine Versorgung der Vegetation neben den hangenden Aquifers auch über Störungssysteme aus dem gespannten Grundwasserleiter des Grabens erfolgen. Hier vor allem ist der Wasserverbrauch der Pflanzen in die Grundwasserbilanz einzu-beziehen.

Südlich und westlich des Gebel Hadid sind teilweise dichte Baum- und Buschbestände anzutreffen. Obwohl dieses Gebiet noch im Bereich der Abu Harr Störungszone liegt (Kap. 7.4.3), dürfte es für die Grundwasserbilanz der eigentlichen Grabenzone nicht mehr von Bedeutung sein. Ursache für diese verhältnismäßig üppige Vegetation scheint das dort ehemals existierenden Flachwasser-Ökosystem aus der alt- bis mittelholozänen Feuchtphase zu sein (Kap. 4.6.2).

Durch die Transpiration der Vegetation wird ein Teil des versickernden Niederschlags und Wasser aus den Aquifers verbraucht. Für gering belaubte Akazien in der Zentralsahara hat Kontny (1993) die mittlere tägliche Verdunstungsrate mit 60 l bei einer Ausdehnung des Wurzelsystems über  $10 \text{ m}^2$  abgeschätzt, für Eukalyptusbäume - die häufig in ariden Gebieten wachsen und eine obere Grenze markieren dürften - werden in der Literatur Werte zwischen 100 und 180 l/d je nach Baumgröße bei gleicher Grundfläche angegeben (Kontny 1993). Auswertungen von Satellitenaufnahmen in Kombination mit Feldprotokollen ergaben etwa  $50 \text{ km}^2$  mit dichtem Bewuchs entlang der Wadis, dies sind etwa 4 % der Fläche des Untersuchungsgebiets. Die auf diesen Flächen mit relativ hohem Be-

deckungsgrad wachsende Vegetation verdunstet große Mengen Wasser. Bei einer mittleren Überdeckung der gesamten bewachsen Fläche von grob abgeschätzt 5% (1 Baum von 10 m<sup>2</sup> Wurzelfläche auf 200 m<sup>2</sup>) wären dies zwischen 5 und 10\*10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>/a Wasser. Dies entspricht in etwa dem in diesem Großraum auf gleicher Fläche fallenden mittleren jährlichen Niederschlag. Zusätzlich muß die Transpiration einjähriger Pflanzen sowie die direkte Verdunstung unbewachsener Böden berücksichtigt werden - da die Wadis jedoch Wasser sammeln, dürfte die Größenordnung der Verdunstung zutreffend sein.

## 10.2 Wasserversorgung

Sowohl der anthropogene Wasserbedarf für Trinkwasser als auch an Bewässerungswasser in der Landwirtschaft wird aus Pump- und Schöpfbrunnen sowie aus Staubecken und Seen gedeckt.

### 10.2.1 Pumpbrunnen

Für die Wasserversorgung der Region Hamrat el Wuz sind vor allem die Pumpbrunnen El Tundub, Kerkish, El Maghad und Hamrat el Wuz, die 1989 von Aquater im Auftrag der „National Corporation for Development of Rural Water Resources“ niedergebracht wurden, von großer Bedeutung. Im Ort Hamrat el Wuz selbst wird Trinkwasser aus zwei weiteren Tiefbrunnen gefördert, die 1962 bzw. 1969 abgeteuft wurden. An dieser Stelle muß angemerkt werden, daß während unserer Geländefahrten 1989-1994 der größte Teil der 1989 installierten Brunnen nicht oder nur zeitweilig Wasser förderten. Die Wateryards in El Tundub und Kerkish haben wir niemals in Betrieb vorgefunden, in El Maghad lief die Pumpe nur 1993. Grund hierfür dürfte nicht Dieselkraftstoffmangel, sondern das Startproblem der mit elektrischen Anlassern ausgerüsteten Motorpumpen sein. Immer wieder wurden wir von der Bevölkerung gebeten, mit unseren Batterien behilflich zu sein, da die vorhandenen leer bzw. verrotten waren und von der zuständigen Distriktbehörde in Sodiri keine neuen angeliefert wurden. Die älteren Brunnen in Hamrat el Wuz hatten diese Probleme nicht, da sie per Muskelkraft mit Kurbeln gestartet werden konnten. Bedingt durch baufällige Fundamente mußte auch hier jedoch die Wasserversorgung über längere Zeiträume eingestellt werden. Lediglich der 1989 erbaute Brunnen am SE-Rand der Ortschaft förderte bei all unseren Besuchen in Hamrat el Wuz (hier dürfte der lokal ansässige Council Executive Officer für den notwendigen Batterienachschub sorgen).

Die Fördermengen der Pumpbrunnen können nur abgeschätzt werden, es ist keine Dokumentation hierüber vorhanden. Die Vorratsbehälter in den Wateryards fassen ca. 25 m<sup>3</sup>, die während der Sommermonate in El Maghad und Kerkish drei Tage reichen. Hieraus ergeben sich durchschnittliche Fördermengen von 8,3 m<sup>3</sup> pro Tag. In Hamrat el Wuz existieren drei Brunnen, deren Vorräte für zwei Tage reichen, dort werden 37,5 m<sup>3</sup> pro Tag gepumpt. Laut Auskunft von Einwohnern sind die Stationen El Maghad und Kerkish nur neun Monate im Jahr in Betrieb. Das Jahresmittel dieser Brunnen liegt somit jeweils bei ca. 2250 m<sup>3</sup>. Die Brunnen in Hamrat el Wuz sollen ganzjährig fördern, im Jahr also rund 14.000 m<sup>3</sup>. Hier fördert ein Brunnen morgens und abends zur Bewässerung eines Teils des neu gepflanzten Baumgürtels, diese unbekannte Menge wurde nicht berücksichtigt und muß noch hinzuaddiert werden. Insgesamt fördern die Pumpbrunnen mehr als 20.000 m<sup>3</sup>/a aus dem kretazischen Hauptgrundwasserleiter des Es Safya Grabens. Der Brunnen El Tundub liegt zwar auch in der Hamrat el Wuz Region, die Wasserförderung erfolgt aber aus dem Aquifer am Westende des Kagmar Beckens.

### 10.2.2 Schöpfbrunnen

Große Bedeutung für die Wasserversorgung in der Region haben die handgegrabenen Schöpfbrunnen. Das gilt vor allem für Gebiete, die weit entfernt von den Pumpstationen liegen. Schöpfbrunnen befinden sich in den Senkenbereichen des Es Safya Grabens (z.B. Idd el Masarin, Idd el Tundubaya) sowie in den Wadis und den Randzonen des Es Safya Sees. Die Schöpfbrunnen im Bereich der Grabensedimente sind oft erheblich tiefer gegraben worden (oft > 50 m) als die außerhalb des Grabens gelegenen. Dieses ist auf den größeren Grundwasserflurabstand im Graben zurückzu-

führen. In den Wadis und See-Depressionen auf dem Basement erreichen die Brunnen maximale Tiefen von bis zu 15 m und durchteufen die geringmächtigen Sedimente (meist quartäre Ablagerungen) bis zum Grundgebirge. Diese Gebiete mit hohen Infiltrationsraten bis 0.9 mm/a können als Gunstgebiete für die Versickerung der Niederschläge angesehen werden (Vrbka, 1996) und es kann zur Grundwasserneubildung über dem Basement kommen. Die tiefen Brunnen in den Senken des Grabens, die vermutlich den regionalen, kretazischen Hauptgrundwasserleiter anzapfen, sind nach Aussagen der Bevölkerung erheblich ergiebiger und sichern eine Wasserversorgung über das ganze Jahr. Im Gegensatz hierzu fallen die Wadi-Brunnen, die aus hangenden alluvialen Grundwasserleitern fördern, abhängig von den vorausgegangenen jährlichen Regenfällen oft trocken und müssen häufig verlegt werden. Dieses gilt auch für die Brunnen im Randbereich des Es Safya Sees. Im Januar 1989 war die Wasserfläche des Sees auf Teichgröße zusammengeschrumpft. Die Wasserversorgung konnte jedoch noch aus den Brunnen erfolgen. Im Januar 1991 lag der See trocken und auch die dortigen Brunnen führten kein Wasser. Diese Imponderabilien in der Wasserversorgung von Es Safya schlugen sich auch in der ökonomischen Entwicklung des Ortes nieder. Es Safya bestand schon vor der Gründung von Hamrat el Wuz als Marktort, doch migrierte in den siebziger und achtziger Jahren der Großteil der Bevölkerung und der Händler, ein Teil dieser Bewohner siedelte sich wegen der günstigeren Wassersituation in Hamrat el Wuz an. Drei Pumpbrunnen, die „fulas“ im Hamrat el Wuz Wadi und viele Schöpfbrunnen sichern die lokale Versorgung. Auch während der großen Dürre (1983-85) sollen die beiden ältesten Pumpbrunnen (Baujahr 1962, 1969) noch gefördert haben (mündliche Mitteilung von Dorfbewohnern). Die Fördermenge reichte jedoch für die Tränkung des Viehs und für die Bewässerung der Felder und Gärten bei weitem nicht aus.

Auf unseren Geländefahrten haben wir etwa 35 Wasserstellen mit Schöpfbrunnen gesehen, von denen wahrscheinlich nur die in den Senken des Grabens (s.o.) und im westlichen Randstörungsbereich aus dem Hauptgrundwasserleiter fördern. An acht dieser Schöpflokationen mit mehreren nahe beieinanderliegenden Einzelbrunnen konnten wir in der Trockenzeit fast gantztägig regen Betrieb beobachten. Zieht man für diese intensiv genutzten Wasserstellen einen Entnahme von ca. 20 m<sup>3</sup> pro Tag heran (Vrbka, 1996), ergibt sich eine gesamte Jahresförderrate von ca. 58.400 m<sup>3</sup> aus dem Aquifer des Es Safya Grabens. Für die Grundwasserentnahme der Brunnen, die aus alluvialen Wadis sedimenten produzieren, nimmt Vrbka (1996) einen bedeutend geringeren Tageswert von ca. 2 m<sup>3</sup> an. Nach eigenen Beobachtungen kann dieser Wert auch für Brunnen in den Wadis auf der Basementumrandung des Es Safya Grabens und in den kleineren Wadis im Grabenbereich angenommen werden. Aus diesen ca. 27 Lokalitäten im weiteren Arbeitsgebiet werden demnach ca. 20.000 m<sup>3</sup> pro Jahr geschöpft. Diese Menge ist größer als die Förderung aus den vier Pumpbrunnen, schon hieraus ist die Bedeutung dieser kleinräumigen Grundwasservorkommen für die Bevölkerung der Region abzusehen. Die Unwägbarkeiten in den Förderleistungen, bedingt durch die Abhängigkeit von der Güte der Regenjahre und die Verschmutzungsanfälligkeit, vor allem während der Regenzeit durch Einschwemmen anthropogenen Unrats, sind jedoch problematisch.

### 10.2.3 Staubecken und Seen

Neben der Wasserversorgung aus Pump- und Schöpfbrunnen werden nach wie vor traditionell Oberflächengewässer genutzt. Während der Zeit der Sommerniederschläge wird das vor allem in den Wadis abströmende Oberflächenwasser in künstlich angelegten Sammelbecken (hafir) aufgefangen oder es sammelt sich seenartig in natürlichen weiten Wadibecken und Depressionen (z.B. fula von Hamrat el Wuz, Es Safya), auf nach der Regenzeit aufgenommenen Satellitenbildern sind diese als blautürkisfarbene Flächen gut identifizierbar (Kap. 3.1.4.1). Die Vorräte stehen zeitlich begrenzt in der Regel von Juli bis in den Januar zur Verfügung. Neben der Zunahme an Chlorid aufgrund von Konzentrationserhöhungen durch Verdunstungseffekte kommt es in dieser Zeit zu einer immer größeren Verschmutzung durch Tiertränkung, Abfall und oft auch Tierkadaver, so daß diese Wässer als Trinkwasser für den Menschen zunehmend ungeeigneter, ja oft gefährlich werden. Dies gilt vor allem für die größeren Seen.

Die Beschaffung von gutem Trinkwasser aus den Tiefbrunnen ist sowohl ein regionales (weite Wege und oft fehlende Transportmittel) als auch ein finanzielles Problem. Ein Barrel geliefertes Wasser kostet 5 Sudanesische Pfund, am Wateryard 0.5 Sudanesische Pfund. Für den ärmeren Teil der Bevölkerung, der mit Monatseinkommen von unter 600 Sudanesischen Pfund für eine sechsköpfige Familie auskommen muß, wird das Wasser der „fulas“ und „hafirs“ trotz der anthropogenen Belastung auch weiterhin als Trinkwasser benutzt. So kommt es zu häufig auftretenden Magen- und Darmerkrankungen, aber auch zu Hepatitis und Poliomyelitis (Wagner, 1991).

Größere und kleinere Sammelbecken fanden wir vor allem in Basementgebieten, wo aufgrund der fehlenden oder nur geringmächtigen Sedimente kein oder nur sehr wenig Grundwasser vorhanden ist und deshalb auch keine Tiefbrunnen angelegt wurden. Beispiele hierfür sind der Es Safya See und die „hafirs“ in den Wadis westlich und vor allem südlich des Gebel Abu Hadid im Bereich des ehemaligen Paläosees (Kap. 4.6.2). Während unseres letzten Geländeaufenthaltes wurden am Westfuß des Djebel Hadid mit modernem Gerät (Planier- und Laderaupen) Dämme errichtet, um das aus den Canyons (Khors) des Bergmassivs während der Regenzeit abfließende Oberflächenwasser aufzufangen.

MacMichael (1912/1967) berichtet von Reisen in den Djebel Haraza, wo bereits im Jahre 1912 „Khors“ (Canyons) zur Wasserversorgung regelmäßig aufgestaut wurden. Auch der Kerker Canyon, im Es Safya Graben gelegen, scheint in früheren Jahren als Wasserreservoir genutzt worden zu sein. Staumauern konnten wir nicht finden, doch lassen Schutzmauern rund um gangbare Zugänge an den Schluchträndern die Vermutung zu, daß diese errichtet wurden, um einen unkontrollierten Zugang des Viehs zu den Wasserstellen zu verhindern.

Eine Addition der oben abgeschätzten Beträge für den anthropogenen Wasserbedarf dürfte den Verbrauch aus den verschiedenen Grundwasserhorizonten zumindest in der Größenordnung zutreffend wiedergeben - es ist von  $125$  bis  $160 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{a}$  auszugehen. Der Verbrauch von Oberflächenwasser wird in vergleichbarer Größenordnung oder etwas höher liegen.

Das abgeschätzte Fördervolumen summiert sich auf  $10^5 \text{ m}^3/\text{a}$ . Beide Größen sind mit vielen Schätzwerten behaftet, die Größenordnungen sind als vergleichbar anzusehen. Da wir Schöpfbrunnen nicht systematisch gesucht haben, könnte diese Differenz u.U. durch eine real größere Anzahl von Brunnen erklärt werden (Tab. 10.3).

Wasserverbrauch aus Brunnen	$10^3 \text{ m}^3/\text{a}$	Förderung	$10^3 \text{ m}^3/\text{a}$
Anthropogener Verbrauch (Trink- und Brauchwasser)	73	Pumpbrunnen	20
Tränkung der Haustiere	43	Schöpfbrunnen	80
Bewässerung	10..50		
	130..160		100

**Tab. 10.3:** Wasserverbrauch und Förderung, eine Abschätzung für das Es Safya Becken.

## 10.3 Grundwassersituation

### 10.3.1 Vorhandenes und nutzbares Grundwasser

Wie zuvor dargestellt wurde, leisten die Pumpbrunnen aus dem kretazischen Hauptwasserleiter des Grabens die einzige sichere Wasserversorgung der Region. Da eine effektive Grundwasserneubildung durch Zusickerung von Niederschlägen bis zum tieferen Grundwasserleiter für den gesamten Bereich Nordkordofan für die letzten 5000 Jahre nicht nachgewiesen werden konnte (Vrbka, 1996), ist eine Vorratsberechnung der Grundwasserressourcen der Grabenstruktur zwingend notwendig, um deren Einsatz unter ökologisch-ökonomischen Aspekten zu planen.

## Sedimentvolumen und Wassermenge

Aus der Grabengeometrie, die in Bezug auf Tiefenlage des Basements und Verlauf und Einfallen der Randstörungen durch geologische und geophysikalische Untersuchungen erfaßt wurde (Kap. 7.3, 8.4), konnte ein Gesamtsedimentvolumen von etwa 250 km<sup>3</sup> berechnet werden. Wie die drei Brunnenbohrungen und die geophysikalischen Ergebnisse zeigen, beträgt der Grundwasserflurabstand durchschnittlich 80 m. Hieraus kann auf ein Sedimentvolumen von ca. 165 km<sup>3</sup> geschlossen werden, das potentiell mit Grundwasser gefüllt sein kann.

Für die Berechnung der Wassermenge muß das Hohlraumvolumen, d.h. das Kluft- und Porenvolumen ermittelt werden. Während die Größe der Kluftporosität im allgemeinen nicht zugänglich ist, kann das Porenvolumen zumindest größenordnungsmäßig mittels einer mittleren Porosität abgeschätzt werden.

### - Porositätsbestimmung und Porenvolumen

Zur Abschätzung des Porenvolumens der Grabenfüllung wurden 38 repräsentative Sedimentproben untersucht. Die im Feld gesammelten Handstücke, die nach Transport und Lagerung einen undefinierten Sättigungszustand aufwiesen, wurden im Labor über mehrere Tage im Vakuum getrocknet, um auch letzte Spuren von Wasser (Haftwasser) aus den kleinsten Kapillaren zu entfernen. Eine Belüftung des Rezipienten mit Stickstoff (99,999% N<sub>2</sub>, < 5\*10<sup>-4</sup> Vol-% H<sub>2</sub>O) ergab dann einen definiert trockenen Zustand. Die Proben wurden in diesem Zustand gewogen. Eine erneute Evakuierung und die anschließende Sättigung mit entgastem Wasser unter Unterdruck sowie anschließender Lagerung über mehrere Tage bei Atmosphärendruck sollte die Füllung des gesamten zugänglichen Porenraums sicherstellen. Die Proben wurden im gesättigten Zustand sowohl im Wasser (Auftrieb) gewogen als auch in Luft nach Entfernung der Tropfen von der Oberfläche. Daraus läßt sich dann die Porosität bestimmen.

Wägung 1, Probe trocken

$$m_1 = \text{Vol}_{\text{Matrix}} (\text{Dichte}_{\text{Matrix}} - \text{Dichte}_{\text{Luft}})$$

mit der geringen Dichte<sub>Luft</sub>=103 g/cm<sup>3</sup> kann dieser Term vernachlässigt werden.

Wägung 2, Probe gesättigt, Wägung im Wasserbad

$$m_2 = \text{Vol}_{\text{Matrix}} (\text{Dichte}_{\text{Matrix}} - \text{Dichte}_{\text{Wasser}})$$

Wägung 3, Probe gesättigt, Wägung der gesättigten Probe in Luft

$$m_3 = \text{Vol}_{\text{Matrix}} * \text{Dichte}_{\text{Matrix}} + \text{Vol}_{\text{Porenraum}} * \text{Dichte}_{\text{Wasser}}$$

mit

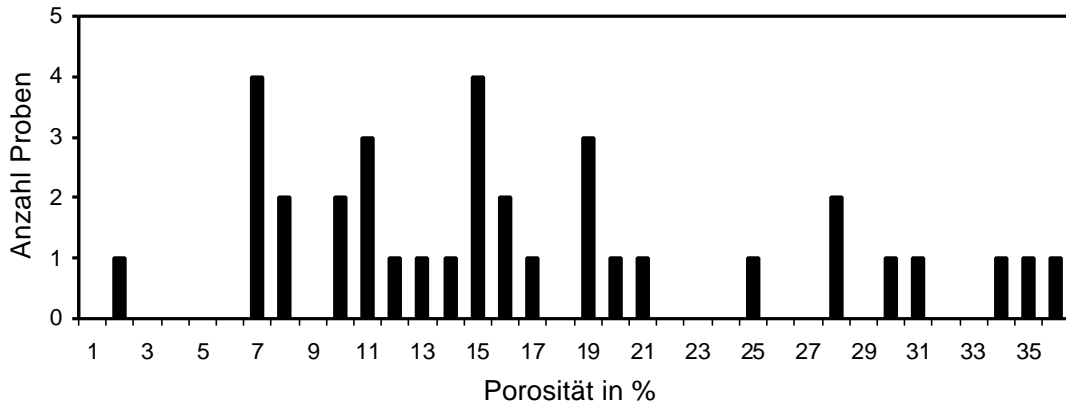
$$\text{Vol}_{\text{Matrix}} = (m_1 - m_2) / \text{Dichte}_{\text{Wasser}}$$

$$\text{Vol}_{\text{Porenraum}} = (m_3 - m_1) / \text{Dichte}_{\text{Wasser}}$$

ergibt sich

$$\text{Porosität [\%]} = \text{Vol}_{\text{Porenraum}} / (\text{Vol}_{\text{Matrix}} + \text{Vol}_{\text{Porenraum}}) * 100$$

Von den 38 Proben lösten sich drei im Wasser auf, für die restlichen 35 Proben konnte die Porosität ermittelt werden. Das arithmetische Mittel liegt bei Porositäten von 17,0 (± 9) %, das geometrische Mittel bei 14,5%, die Werte streuen zwischen 1,7 und 36,2%. Sedimentologische Untersuchungen ergaben, daß der Grabeninhalte überwiegend aus Sandsteinen, Tonsteinen und Siltsteinen besteht (Kap. 6.2.4). Der im Anstehenden zu beobachtende laterale und vertikale Wechsel dieser Lithofazies wurde auch durch seismische Untersuchungen für tiefere Beckenbereiche belegt (Kap. 8.4).



**Abb. 10-2:** Verteilung der Porosität von 38 Gesteinsproben aus dem Es Safya Graben, das arithmetische Mittel der Porositäten beträgt 17,0 %, das geometrische Mittel 14,5%.

(das geometrische Mittel –  $n$ -te Wurzel aus dem Produkt der  $n$  Einzelwerte – ist dem arithmetischen Mittelwert – Summe geteilt durch Anzahl  $n$  – nach Sachs (1992) vorzuziehen bei a) geringer Anzahl von Einzelwerten, b) starker Streuung der Einzelwerte, c) nicht normalverteilten Werten sowie d) wenn Extremwerte auftreten, die einen Verdacht auf Ausreißer nahelegen).

In den lokalen drei Bohrungen haben Tonhorizonte einen Anteil von 55% in El Maghad, 47% in Hamrat el Wuz und 33% in Kerkish an der Gesamtlänge des Bohrprofils. Der Mittelwert des Sandsteinanteils dieser Bohrungen beträgt 55%. Aus einem 4 km langen Lateralprofil in der Kerkera Schlucht wurde ein Anteil von 60% Sandsteinen an den Sedimenten abgeschätzt (Kap. 6.2.4). Hieraus kann postuliert werden, daß von den ca. 165 km<sup>3</sup> Sedimenten, die unterhalb des Grundwasserspiegels liegen, 90 bis 100 km<sup>3</sup> aus porösen Sandsteinen bestehen. Mit den oben angeführten mittleren Porositäten entspricht dies einem Porenvolumen von 13 km<sup>3</sup> für das geometrische Mittel und 17 km<sup>3</sup> bei arithmetischer Mittellung.

#### - Ausbildung des Grundwasserleiters

Der Grundwasserspiegel liegt bei El Maghad in einer Tonschicht 3 m oberhalb einer potentiell grundwasserführenden Sandschicht, in Hamrat el Wuz in Ton 35 m oberhalb eines Mittelsandhorizonts und in der Bohrung Kerkish direkt innerhalb eines mächtigen Sandhorizontes (Aquater 1990). Unter der Annahme undurchlässiger Tonschichten und der Herkunft des Grundwassers aus dem nächsten darunterliegenden permeablen Horizont folgt, daß der Druck in El Maghad um 0,3 Bar, in Hamrat el Wuz im gespannten Grundwasserleiter um 3,5 Bar erhöht ist, in Kerkish der Grundwasserleiter dagegen ungespannt zu sein scheint. Dies setzt allerdings in allen Fällen voraus, daß zum Zeitpunkt der Messungen ein stationärer Zustand bestand (keine Grundwasserförderung vor den Messungen, wobei der notwendige Ruhezeitraum von der Permeabilität abhängt) und die jeweils betrachtete Sandschicht auch wasserführend war. Bei Betrachtung der Lage der mit Filtern bestückten Strecken als Quellschicht würde sich der Flurabstand in Kerkish auf 41 m und in El Maghad auf 77 m erhöhen und damit wären die Drücke in den wasserführenden Schichten erheblich größer.

#### Nutzbarer Grundwasservorrat

Für die Nutzung des vorrätigen Grundwassers ist neben dem Grundwasserflurabstand die Gesteinsdurchlässigkeit, d.h. der Durchlässigkeitswert  $k_f$ , die entscheidende Größe. Der Durchschnittswert der Flurabstände liegt bei 80 m (s.o.) und somit in einem ökonomisch nutzbaren Bereich.  $k_f$ -Werte  $>10^{-2}$  m/sec sind bei sehr stark durchlässigem,  $k_f$ -Werte  $<10^{-8}$  m/sec bei sehr schwach durchlässigen Proben ermittelt worden.  $k_f$ -Werte wurden von Vrbka (1996) insbesondere für den angrenzenden nordöstlichen Großraum anhand von Siebanalysen verschiedener Sandproben berechnet, für Gesteinsproben im Labor gemessen und aus Pumpversuchsdaten auch der hier angeführten drei Bohrungen berechnet.

Dabei lagen die aus Siebanalysen berechneten  $k_f$ -Werte von oberflächennahen Sandproben aus zwei Wadis nördlich bzw. westlich des Untersuchungsgebiets (Wadi el Milk, Wadi Muqaddam) im geometrischen Mittel bei  $3 \cdot 10^{-5}$  bzw.  $5 \cdot 10^{-5}$  m/sec je nach Auswerteformel. Aus Durchflußmessungen an hochporösen Sandsteinen des Humar Beckens (Mittel 24%) ermittelte Gesteinsdurchlässigkeiten ergaben  $k_f$ -Werte zwischen  $2 \cdot 10^{-8}$  und  $7 \cdot 10^{-6}$  m/sec, im geometrischen Mittel bei  $2 \cdot 10^{-7}$  m/sec. Diese Werte dürften auch für den Es Safya Graben zutreffen. Aus dem Untersuchungsgebiet selbst sind nur die aus Pumpversuchsdaten durch Näherungsverfahren nach Bogomolow (Höltling 1984) bzw. Zangar (Kruseman & de Ridder 1973) ermittelten Gesteinsdurchlässigkeiten bekannt. Die Näherungsverfahren ergeben  $k_f$ -Werte für El Maghad von  $2,0-2,7 \cdot 10^{-5}$  m/sec, Kerkish  $1,3-1,6 \cdot 10^{-5}$  m/sec und Hamrat el Wuz  $1,6-2,0 \cdot 10^{-5}$  m/sec, die Transmissivitäten liegen bei  $3,0-6,0 \cdot 10^{-4}$ ,  $1,5 \cdot 10^{-4}$ - $4,0 \cdot 10^{-3}$  m<sup>2</sup>/sec und  $4,0 \cdot 10^{-7}$ - $7,0 \cdot 10^{-4}$  m<sup>2</sup>/sec (alle Daten nach Vrbka 1996). Diese Brunnen liegen in unmittelbarer Umgebung der Abu-Harr Scherzone (Hamrat el Wuz), der östlichen Grabenrandstörung (El Maghad) sowie im Horstbereich zwischen den Subbecken (Kerkish). Eine Korrelation der relativ hohen Durchlässigkeitswerte mit der tektonischen Situation ist wahrscheinlich.

### Grundwasserneubildung

Die mittleren Jahresniederschläge im Arbeitsgebiet wurden in Hamrat el Wuz zwischen 1949 und 1969 mit 173 mm gemessen (Kap 4.4). Diese Niederschläge führen in guten Regenjahren während der Sommermonsunzeit zwar zur Ausbildung von temporären Seen und lokal begrenzten hangenden Aquifers, jedoch aufgrund der hohen Evaporation in dieser Region (die potentielle Verdunstung liegt für Khartum bei 2400 mm/a - Sudan Meteorological Department: Climatic Normals 1951-1980) wird ein großer Anteil des Regenwassers bereits vor der Versickerung der Grundwasserneubildung entzogen. Auch im Boden (Christmann und Sonntag 1987) findet noch in beträchtlichen Tiefen eine effektive Verdunstung statt (10-30 m unter Geländeoberfläche noch ca. 0,2-0,3 mm/a).

Der, wenn auch teilweise nur geringe, Pflanzenwuchs und der traditionelle großflächige Regenfeldanbau vor allem auf dem Qoz Abu Harr entziehen den oberflächennahen Schichten weitere Feuchtigkeit. Die Sedimente bestehen aus einer Wechsellagerung von tonigen und sandigen Schichten. Die Tone in Zwischenlagen im cm- bis m-Bereich setzen der Versickerung von Oberflächenwasser große Hindernisse entgegen. Damit deutet sich während der jetzigen Trockenzeit (seit 5000 a) keine oder eine nur sehr geringe Grundwasserneubildung an. Neben der Tiefenlage der Aquiferoberfläche wird diese These auch durch das Alter des Grundwassers bestätigt. Das mittels  $C^{14}$ -Untersuchungen bestimmte Alter lag für die Bohrung Hamrat el Wuz bei 38.780 Jahren (Vrbka 1996). Das Alter des Paläowassers aus dem Pumpbrunnen El Tundub wird von Vrbka (1996) mit 7311 Jahren angegeben. El Tundub liegt etwa 22 km südöstlich von Hamrat el Wuz, das Wasser wird hier aus den Sedimenten des benachbarten Kagmar Beckens gefördert. Die damit abgeschätzten durchschnittlichen jährlichen Grundwasserneubildungsraten während der Feuchtphase zwischen 40.000 und 5.000 ybp sind gering und liegen bei 1 mm/a. Aus dem relativ großen Altersunterschied der oben angeführten Wässer kann sowohl auf eine zeitlich und lokal unterschiedliche Neubildung als auch im Falle von El Tundub auf eine Zumischung von jüngeren Wässern aus oberen Bereichen des Grundwasserleiters geschlossen werden.

Aufgrund der relativ hohen Infiltrationsrate von bis zu 0,9 mm/a der alluvialen Wadisedimente und der Qoz-Sande kommt es hier in guten Regenjahren zur Ausbildung bzw. zum Auffüllen hangender Aquifers. Da der überwiegende Teil der Wadis störungskontrolliert an den Grabenrändern verläuft, könnte es in diesen Grenzgebieten auch zu einer Zusickerung von Niederschlägen über die Störungssysteme bis in den tieferen Grundwasserleiter kommen. Der Qoz Abu Harr liegt überwiegend in der Abu Harr Scherzone, die im Südosten die Grabenstruktur begrenzt. Auch hier könnte es zu einer Infiltration von Niederschlägen oder von aus dem Gebel Haraza abfließenden Wässern kommen, die bis in den kretazischen Hauptleiter reicht. Auf Geländefahrten konnten wir in den Tälern des Haraza-Massivs permanente Quellen finden, was ein Hinweis auf die hydrologische Gunstlage dieser mit 1129 m höchsten Erhebung des Arbeitsgebiets ist. Hierin ist sicher auch ein Grund für die dortige antike Eisenverhüttung zu sehen (Kap. 4.3).

## Grundwasserabfluß

Im Gegensatz zu der Beckenregion östlich des Nordkordofanblocks, wo Vrbka (1996) einen natürlichen Grundwasserabfluß nach Norden bis Nordwesten annimmt, haben die geophysikalischen Untersuchungen im Es Safya Graben ein leichtes S-E-Einfallen der Grabenachse nachgewiesen. Ein südlich ins angrenzende Kagmar Becken (Abb. 6.2-1) gerichteter Abfluß könnte die Ressourcen verringern. Der potentielle Grundwasserabfluß kann nach Darcy abgeschätzt werden.

$$Q = b \cdot H \cdot i \cdot k_f$$

Q	Fluß durch den Querschnitt $b \cdot H$	
$b \times H$	Breite X Höhe des Grundwasserleiters (GW)	$120 \text{ m} \cdot 27,5 \text{ km} = 3,3 \text{ km}^2$
i	Gefälle des GW-Spiegels	$i = 4 \text{ m} / 1000 \text{ m}$
$k_f$	Gebietsdurchlässigkeitsbeiwert des GW-Leiters	$k_f = 10^{-5} \text{ m/sec}$

Hiermit ergibt sich ein potentieller Abfluß aus dem detailliert untersuchten Teil des Grabens von  $4 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{a}$ . Das Gefälle zwischen den benachbarten Bohrungen ist deutlich größer als der großräumige Gradient im Sudan (Vrbka 1996), eine Abschätzung mittels des großräumigen Trends ergäbe Werte von zwischen 1 und  $0,1 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{a}$ .

Bei Grundwasserneubildungsraten von 1 mm/a (s.o.) könnte auf 1290 km<sup>2</sup> Fläche die Versickerung bei  $1,3 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{a}$  und damit in der Größenordnung des Abflusses liegen, während der seit rund 5000 Jahren andauernden Trockenphase dürfte jedoch die Versickerung deutlich geringer gewesen sein. Deshalb liegt auch der GWS recht tief.

Verschiedene Faktoren deuten jedoch auf einen nicht durchgängigen Grundwasserleiter und damit möglicherweise geringeren Abfluß hin.

- Im südwestlichen Teil des Grabens liegt bei Kerkish der Grundwasserhorizont (405 m ü. NN) tiefer als am Grabenausgang näher zum Kagmar Becken hin bei Hamrat el Wuz (415 m ü. NN). Wenn diese Differenz nicht auf anthropogenem Einfluß beruht (Grundwasserentnahme größer als Zufluß), Meßfehler ausgeschlossen werden können und keine Grundwassersenke im ausgangsfernen Grabenbereich vorliegt (größere Kluftsysteme im Grundgebirge), verläuft der Gradient des Grundwasserspiegels entgegen der erwarteten Richtung.
- Die große Höhendifferenz der Grundwasserhorizonte dieser beiden Lokationen zur 15 bzw. 16 km entfernten Bohrung El Maghad (Abb. 6.2-1), könnte ein weiteres Indiz sein. Der Grundwasserspiegel in El Maghad liegt bereits 469 m über NN, d.h. das Gefälle zu den anderen Bohrungen beträgt etwa 4 m/km oder 0,4 %. Dieser Wert liegt deutlich höher als der in angrenzenden weiten Bereichen des Sudans typische Wert von 0,01 bis 0,1 % - d.h.  $10^{-4}$  bzw.  $10^{-5}$  (Vrbka, 1996).
- Die seismischen Messungen deuten auf starke laterale Variationen der Geschwindigkeit und/oder der Topographie refraktierender Horizonte im gesamten Meßgebiet. Kleinräumige Undulationen und Vertikalversätze konnten an vielen Stellen nachgewiesen werden. Eine derartige komplexe Struktur zeigte auch das Lateralprofil in der Kerkeria Schlucht. Damit könnte der großräumige Gebietsdurchlässigkeitsbeiwert erheblich kleiner als angenommen ausfallen.

Die abgeschätzte subjektiv relativ groß erscheinende Grundwassermenge von 13-17 km<sup>3</sup> darf nicht darüber hinwegtäuschen, daß zum einen aus physikalischen Gründen (z.B. Haftwasser) nur ein Teil entnommen werden kann, zum anderen hiervon wiederum nur ein Bruchteil ökonomisch sinnvoll förderbar ist (Durchlässigkeitsbeiwerte, lokal abgegrenzte Grundwasservolumina).



### 10.3.2 Möglichkeiten und Grenzen der Grundwassernutzung

#### Trinkwasser

Neben der Trinkwasserversorgung aus den wenigen Pumpbrunnen erfolgt die Versorgung der Bevölkerung aus Schöpfbrunnen, oft sogar aus den „fulas“ und Seen, in denen sich die Sommerniederschläge sammeln, deren Menge aber häufig nicht für eine Bedarfsdeckung durch die gesamte Trockenzeit gewährleistet ist und deren Wasserqualität für Trinkwasserzwecke in der Regel nicht ausreicht.

Aufgrund ihrer Verschmutzungsanfälligkeit ist auch die Trinkwassernutzung der Schöpfbrunnen problematisch. Dieses dürfte besonders für die Brunnen in den Wadis auf den Grabenrändern gelten, die aus alluvialen Aquifers mit geringeren Grundwasserflurabständen fördern. In Brunnenwässern des Wadi Muqaddam hat Jacob (1990) hohe Schadstoffkonzentrationen nachgewiesen (Nitrat bis 760 mg/l). Wie dort vermutet wird, kann es auch in den o.g. Wadis des Arbeitsgebiets bei lokalen Grundwassererneuerungsprozessen zur Lösung oberflächennah akkumulierter und in den Aquifer verfrachteter Stoffe und zu einer schädlichen Kontamination des Grundwassers kommen. Auch Vrbka (1996) hat bei seinen Untersuchungen in mehr als 10 Schöpfbrunnen östlich und südlich des Es Safya Gebiets erhöhte  $\text{NH}_4$ ,  $\text{NO}_3$ ,  $\text{NO}_2^-$  und  $\text{PO}_4^{3-}$ -Werte gefunden. Mit Überschreitung der in der deutschen Trinkwasserverordnung von 1990 (TWVO) festgelegten Grenzwerte von: 50 mg/l für  $\text{NO}_3^-$ , 0,1 mg/l für  $\text{NO}_2^-$ , 0,5mg/l für  $\text{NH}_4^+$ , und 6,7 mg/l für  $\text{PO}_4^{3-}$  sind diese Wässer als verunreinigt und bedenklich für den menschlichen Gebrauch anzusehen. Auch bei diesen Schöpfbrunnen wird aus Aquifers mit geringen Flurabstand gefördert, was somit eine erhöhte Verschmutzungsgefahr bedeutet.

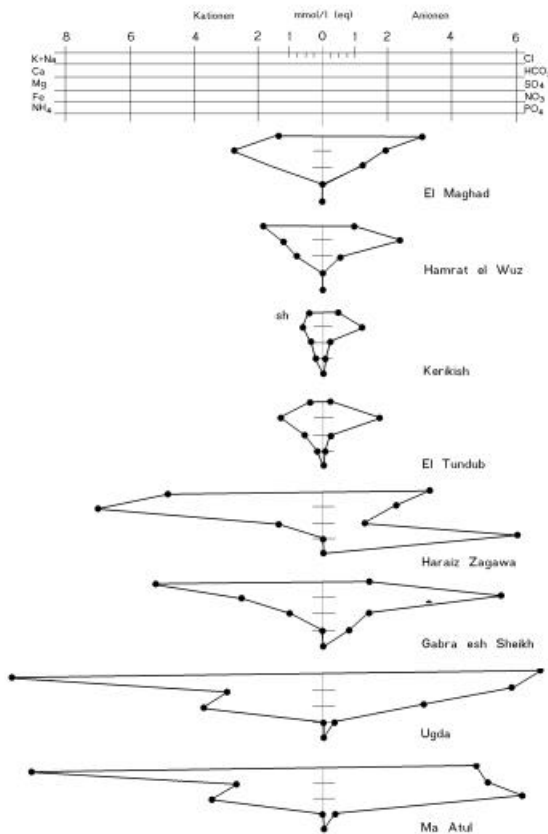
Wie von den Wadibrunnen auf den Grabenrändern liegen auch von den Schöpfbrunnen in den Depressionen des Es Safya Grabens keine Grundwasseranalysen vor. Da die letzteren wahrscheinlich aus dem kretazischen Hauptaquifer fördern und hier keine Verunreinigungsgefahr sowohl durch Überflutungen während der Regenzeit in den Wadis als auch durch Grundwasserneubildungsprozesse erfolgt, kann für diese Wässer eine Nutzbarkeit als Trinkwasser für den Menschen angenommen werden. Eine temporäre Verschmutzung offener Brunnen ist jedoch niemals ganz auszuschließen. Die Wässer sollten deshalb nicht ohne Vorbehandlung durch Filtrieren und Kochen als Trinkwasser verwendet werden.

Das Grundwasser der Pumpbrunnen im Arbeitsgebiet ist aufgrund der relativ geringen Gesamtlösungsinhalte und vor allem wegen des niedrigen Anteils an Stickstoffverbindungen als Trinkwasser gut geeignet. In Abb. 10-3 sind die Analysenergebnisse der Pumpbrunnen El Tundub, Hamrat el Wuz, Kerkish und El Maghad (Vrbka 1996) in Diagrammen nach Stiff dargestellt. Zum Vergleich dieser Wässer mit denen aus Schöpfbrunnen im Wadi el Milk und aus Pump- bzw. Handpumpbrunnen am Südrand des Gebel Haraza Basement-Komplexes sind die hydrochemischen Befunde dieser Lokaltäten (Vrbka 1996) in Abb. 10-3 einbezogen worden. Die Stiffdarstellung der hydrochemischen Daten zeigt sowohl die Konzentrationen als auch die Ionenbeziehungen jeder Einzelprobe an. Die charakteristischen Kurvenläufe ermöglichen einen direkten Vergleich der Wässer. Neben erheblich höheren Gesamtlösungsinhalten weisen die Proben aus dem Wadi el Milk bzw. der südlichen Haraza Region die Grenzwerte der TWVO (1990) überschreitende Nitratgehalte auf, die als Indikatoren anthropogener Verunreinigungen anzusehen sind. Bedingt durch geringe Grundwasserflurabstände ist es hier möglicherweise zu einer Zusickerung von durch Viehhaltung verunreinigten Oberflächenwässern gekommen. Ähnliche hydrochemische Charakteristika dürften auch die Schöpfbrunnen in den Basement-Wadis in der Es Safya Region aufweisen, die ständig zur Viehtränkung frequentiert werden. Eine menschliche Trinkwassernutzung ist hier deshalb sehr bedenklich.

#### Bewässerung in der Landwirtschaft

Die Eignung der Grundwässer zur Bewässerung in der Landwirtschaft hängt vor allem von ihrem Salzgehalt und der Größe des Natriumanteils an den Kationen ab. Vrbka (1996) hat im Rahmen von hydrochemischen Untersuchungen, die er überwiegend im nördlich und westlich gelegenen Becken-

bereich durchgeführt hat, auch eine Charakterisierung der Wässer der in dieser Arbeit behandelten Pumpbrunnen aufgestellt.



**Abb. 10-3:** STIFF-Diagramm zur hydrochemischen Charakterisierung von Grundwasserproben. Vergleich der Analysen von Wässern aus Pumpbrunnen im Arbeitsgebiet (1-4) mit Untersuchungsergebnissen von Proben aus Schöpf- und Handbrunnen vom Südrand des Gebel Haraza (5,6) bzw. dem Wadi el Milk (7,8). Neben den erheblich höheren Gesamtlösungsinhalten zeigen die Proben 5-8 signifikant höhere Nitrat-Werte (nach Vrbka 1996).

Der Gesamtgehalt aller gelösten Salze wurde über die spezifische elektrische Leitfähigkeit der Wasserproben erfaßt. Der Natriumanteil wurde über das Natrium-Adsorptions-Verhältnis (NAV) in die Charakterisierung einbezogen. Der NAV-Wert ist ein Maß für die Austauschmöglichkeit von Natrium des Bewässerungswassers gegen die Erdalkalien (Ca, Mg) des Bodens.

$$NAV = \frac{Na}{\sqrt{\frac{Ca + Mg}{2}}} \text{ (m mol/l (Äquivalent))}$$

Bei hohen Gesamtsalzgehalten und NAV-Werten kommt es zu einer Erhöhung der Na<sup>+</sup>-Kationen in den Bodenkolloiden. Die hierdurch bedingte Abnahme der Krümelstabilität und des Porenvolumens führt zu einer Verschlechterung der Bodenqualität für die Landwirtschaft. Bei Natriumsättigung der Austauschplätze auf den Tonmineralien tonreicher Böden kann es sogar zu einer Wasserundurchlässigkeit kommen (HEM 1985).

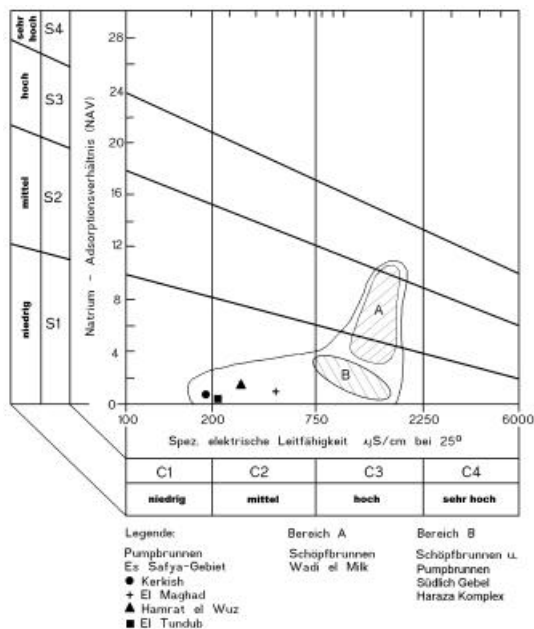
Die Werte aus Tab. 10.4 wurden in ein vom U.S. Salinity Laboratory (1954) zur Klassifizierung der Eignung der Wässer für Bewässerungszwecke entwickeltes Diagramm eingetragen (Abb. 10-4). Das Diagramm ist in 16 Klassen C1/S1 bis C4/S4 aufgeteilt. Mit steigenden Werten der spezifischen elektrischen Leitfähigkeit bzw. des NAV nimmt die Wasserqualität von links nach rechts und von oben nach unten ab. Das Wasser aus dem Pumpbrunnen Kerkish liegt im Feld der Klasse C1/S1. Diese Wässer mit geringer Leitfähigkeit (< 200 µS/cm) und kleinem relativen Na<sup>+</sup>-Gehalt des Kationenanteils (NAV < 2) können für die Bewässerung eines großen Anbauspektrums auf allen Böden verwendet werden. Vrbka (1996) konnte die Nilwässer in diese Klasse einordnen. Es ist anzunehmen, daß die Wässer aus den Seen, „fulas“ und „hafirs“ während der ersten Monate nach der Regenzeit eine ähnliche Qualität aufweisen und zur Bewässerung sehr gut geeignet sind. Durch Verdunstungseffekte kommt es jedoch mit der Zeit zur Erhöhung der Salzgehalte und somit zu einer

Qualitätsverschlechterung, die dann eine Nutzung zur Bewässerung problematisch macht. Die Wässer der Tiefbrunnen El Tundub, Hamrat el Wuz und El Maghad gehören zur Eignungsklasse C2/S1. Mit Leitfähigkeiten von 200-750  $\mu\text{S}/\text{cm}$  und kleinen NAV-Werten ist eine Nutzung für die Bewässerung von mäßig salztoleranten Pflanzen auf den meisten Böden möglich. 66 % der von Vrbka (1996) untersuchten 72 Wasserproben aus nördlich und östlich gelegenen Regionen gehören in diese Kategorie. Hierin sind auch die Wässer aus den meisten Schöpfbrunnen seitlich und entlang des Wadi Muqaddam enthalten. Aufgrund ihrer hydrogeologischen Lage in den mächtigen Sedimenten dürften die Wässer aus den Schöpfbrunnen im Es Safya Grabenbereich ebenfalls in diese Eignungsklasse fallen.

Pumpbrunnen	elektrische Leitfähigkeit [ $\mu\text{S}/\text{cm}$ ]	NAV [Na/0,5(Ca+Mg)]	
Kerkish	180	0,52	●
El Tundub	220	0,39	■
Hamrat el Wuz	350	1,57	?
El Maghad	470	0,82	+

**Tab. 10.4:** Leitfähigkeits- und NAV-Werte der Grundwässer der im weiteren Arbeitsgebiet liegenden Pumpbrunnen (nach Vrbka 1996).

Zur Diskussion der Eignungsqualität der Wässer der Schöpfbrunnen der Wadis auf dem Basement des Es Safya Grabenrands sind in Abb. 10.4 die Analyseergebnisse der Pumpbrunnen in Basementnähe südlich des Gebel Haraza Komplexes und von Schöpfbrunnen aus dem Wadi el Milk dargestellt. Aufgrund der Leitfähigkeitswerte von 770-1.650  $\mu\text{S}/\text{cm}$  und deutlich höheren SAR-Werten gegenüber den anderen gehören diese Wässer in die Klasse C3/S1. Einen Nutzung sollte - wenn überhaupt - nur zur Bewässerung gut salztoleranter Pflanzen auf gut drainierten Böden stattfinden.



**Abb. 10-4:** Eignungsqualität der Grundwässer für die landwirtschaftliche Nutzung. Die Pumpbrunnen des Es Safya Gebietes sind mit Symbolen versehen. Zur vergleichenden Interpretation sind die Untersuchungsergebnisse aus dem Wadi el Milk (Bereich A) und von Schöpf- und Pumpbrunnen aus der Region südlich des Gebel Haraza Komplexes (Bereich B) eingearbeitet worden (nach Vrbka 1996).

Die hohen Na- und die damit korrelierten Cl-Werte der Wässer der Tiefbrunnen führt Vrbka (1996) auf die Verwitterung von Na-Silikaten der Basementgesteine zurück. Als Ursache für noch höhere Werte der Wadi el Milk Schöpfbrunnen nimmt er evaporitische Seesedimente im Untergrund an.

Ein großer Teil der Schöpfbrunnen der Es Safya Region ist in geringmächtigen Wadi-Alluvionen über dem Basement der Grabenränder angelegt worden. Die Wässer dieser Brunnen könnten aufgrund ihrer Basementnähe somit auch in die Klasse C3/S1 gehören. Seesedimente sind im Arbeitsgebiet

westlich des Gebel Haraza bzw. südlich des Gebel Hadid ebenfalls vorhanden. Wie in Kap. 4.6.2 diskutiert wurde, kam es hier jedoch zu keinen Austrocknungsphasen. Allerdings gibt es ein - wenn auch sehr kleines - Evaporitvorkommen unmittelbar am Südrand des Umm Duraq. Hier wurden geringe Mengen von Salztonen abgebaut. Neben der Basementnähe könnten auch die Evaporite die Nutzungsqualität der in der Nähe angelegten Brunnen (z.B. Bir el Faki) negativ beeinflussen. Hier kann eine Zuordnung in die Klasse S2/C3 oder sogar S3/C3 postuliert werden. Diese Wässer sind für Irrigationszwecke ungeeignet.

Bis auf Wässer der zuletzt genannten Brunnen dürfte die Qualität der Tiefbrunnen der meisten Schöpfbrunnen, der „fulas“ und Seen des übrigen Arbeitsgebiets mit Einschränkung für die Bewässerung in der Landwirtschaft ausreichen. Trotzdem ist anzunehmen, daß bei den herrschenden Klimabedingungen mit hohen Verdunstungsraten und dem Wassermangel - vor allem in schlechten Regenjahren - eine künstliche Bewässerung in der Landwirtschaft zu großen Versalzungsproblemen führen wird. Eine zunehmende Degradation der Böden ist bereits jetzt erkennbar. Mit der kostenaufwendigen Installation von Bewässerungsanlagen müßte eine Intensivierung der Landwirtschaft einhergehen, dieses ist jedoch nur durch den Einsatz von technischen Arbeitsgeräten möglich.

In der landwirtschaftlichen Gunstregion im Gebel Marra Gebiet ist bereits mit Pflügen experimentiert worden (Hausohm 1987). Unter den ökologischen Bedingungen Nordkordofans mit der Unkalkulierbarkeit der Ertragsmengen jedoch dürfte eine Investition der Bauern zur Anschaffung von Großgeräten äußerst risikoreich sein. In diesen Regionen sollte auch weiterhin der traditionelle Regenfeldanbau betrieben werden. Die Wadi-Landwirtschaft, deren Bewässerung durch Fluten aus „fulas“ und Seen nach der Regenzeit erfolgt, erscheint in Bezug auf Versalzungen relativ problemlos. Doch auch hier sollten häufige Kontrollen der Bodensalinität erfolgen. Dieses gilt besonders für die Böden der Gärten, die ganzjährig aus Schöpfbrunnen bewässert werden.

### 10.3.3 Nutzungsvorschläge

Aus den in diesem Kapitel dargelegten Betrachtungen zur Wassersituation in der Es Safya - Hamrat el Wuz - Region sollten folgende Nutzungskriterien aufgestellt werden:

- Die Wässer der Pumpbrunnen sollten ausschließlich der menschlichen Versorgung dienen und nicht zu Bewässerungszwecken verwendet werden, wie z.Z. im Forstprojekt Hamrat el Wuz.
- Die Nutzung der Schöpfbrunnen ist zu differenzieren. Die Wässer der Brunnen in den Wadis auf dem Basement und der Brunnen, die ebenfalls aus alluvialen Aquifers fördern, sollten nach hydrochemischer Überprüfung auf Schadstoffe nur zur Tränkung des Viehs genutzt werden.

Die 18 Gärten im Hamrat el Wuz Wadi werden ganzjährig aus alluvialen Schöpfbrunnen bewässert (s.o.). Diese Gärten wurden überwiegend Ende der achtziger Jahre noch unter dem Schock der letzten Dürrekatastrophe angelegt. Die Produktion von Obst und Gemüse bedeutet zwar eine große Erweiterung des Angebots auf dem Markt in Hamrat el Wuz und ist ein wichtiger ökonomischer Faktor für die Betreiber, doch dürfte es hier - zumindest langfristig - zu einer Versalzung der Böden kommen. Darüber hinaus ist in schlechten Regenjahren ein Versiegen der Schöpfbrunnen zu befürchten. Beides wird dann zu einem finanziellen Ruin der Gartenbesitzer führen. Aufgrund von Streitigkeiten zwischen den Betreibern der Gärten und den Viehzüchtern bezüglich der Wasserrechte hat das Council einen Stop der Erweiterung und Erhöhung der Anzahl der Gärten beschlossen. Mit diesem Beschluß wurde der größeren wirtschaftlichen Bedeutung der Viehzucht in der Region gegenüber der des Gartenbaus Rechnung getragen.

Die Wässer der tieferen Schöpfbrunnen in morphologischen Senken des Grabenbereichs, die aus kretazischen Aquifers fördern, könnten - regelmäßige Schadstoffuntersuchungen und absolute Reinhaltung der Wasserstellen vorausgesetzt - gegebenenfalls neben der Tränkung der Tiere auch als Trinkwasser für den Menschen genutzt werden.

- Die Oberflächenwässer der „fulas“ und Seen sollten zur Bewässerung der Gärten und Felder in den Wadis und zur Viehtränkung genutzt werden. Hier ist jedoch ebenfalls eine ständige Überprüfung der SAR-Werte, des Salz- und Schadstoffgehalts sowie ein Schutz der Gewässer vor anthropogener Verschmutzung notwendig.

## 10.4 Abschlußbetrachtung zum Grundwasser

Aus der Sicht eines Mitteleuropäers erscheint der oft unkontrollierte Umgang der Bevölkerung mit Wasser in vielen Gebieten der Dritten Welt verantwortungslos und unverständlich. Wir sollten jedoch verstehen lernen, daß die überwiegend am Rande des Existenzminimums lebenden Menschen, die immer wieder Dürreperioden und dadurch bewirkte Hungerkatastrophen erleiden müssen, schon oft allein aus Überlebensgründen die vorhandenen Vorräte in der Gegenwart nutzen, ohne Rücksichtnahme auf nachfolgende Generationen. Nichtsdestotrotz ist es eine notwendige Aufgabe, der Bevölkerung dieser Region bewußt zu machen, daß die teilweise großen Wassermengen im Untergrund nicht erneuert werden und somit eine limitierte Ressource darstellen. Nur eine kontrollierte, intensivierete Wassernutzung kann die Existenzgrundlage der nächsten Generationen sichern.

Wie oben bereits vorgeschlagen wurde, sollte die Bewässerungslandwirtschaft nur kleinräumig in Bereichen betrieben werden, die Zugriff zu Wasser aus Seen und „fulas“ haben. Der traditionelle Regenfeldanbau sollte trotz seiner problematischen Abhängigkeit von der Güte der Regenzeiten nicht durch technisierten Bewässerungsanbau ersetzt werden. Gegenüber der Landwirtschaft hat die Viehhaltung durch die Mobilität der Herden den Vorteil, regionalen Dürreperioden ausweichen zu können.

In der Sahelzone wird es jedoch auch in der Zukunft überregionalen Niederschlagsmangel geben, der wie in der Vergangenheit regional wieder zu schweren Hungersnöten führen kann. Deshalb sind auch Bevölkerungszahlen und Größe des Viehbestands an die natürlichen Lebensbedingungen anzupassen. Neben einer Zunahme der menschlichen Population nach der katastrophalen Dürreperiode 1983-85 (Kap. 4.4) ist auch - vor allem in den letzten Jahren - der Viehbestand erheblich angewachsen. Hierdurch sind in der Zukunft auch ungünstige ökologische Veränderungen zu befürchten. Wie im Jeraik as Sarka Settlement Scheme in den achtziger Jahren geschehen (Beck 1990), könnte es auch durch Überweidung zum Verschwinden der Weidepflanzen auf der Qoz Abu Harr kommen. Die Tragfähigkeit dieser als Regenzeitweide genutzten Gebiete ist sowohl für die Nomaden als auch für die Einwohner der anliegenden Ortschaften von größter Bedeutung.

Eine Erhöhung der Besiedlungsdichte durch Bevölkerungswachstum sowie eine unkontrollierte Expansion der Tierhaltung bedeuten darüber hinaus eine Vergrößerung der Verschmutzungsgefahr des Grundwassers durch anthropogene Belastungsstoffe. Langfristig wird somit auch die Frage nach der Eignungsqualität der Wässer zur Trinkwassernutzung immer größere Bedeutung bekommen. Schon während des kurzen Zeitraums unserer Geländearbeiten 1989 bis 1994 konnten wir eine Zunahme an Umweltverschmutzung durch unsachgemäße Abfallentsorgung sowie Belastungen durch Zunahme des Lastwagenverkehrs (unkontrollierte Öl- und Reifendeponierung, Versickerung von Dieselkraftstoff) beobachten. Auch zu dieser Problematik ist eine entsprechende Aufklärung der Bevölkerung dringend notwendig.

Die Untersuchungen bezüglich des Volumens und der Porosität der Struktur ergeben einen Wasservorrat im Es Safya Graben in der Größenordnung von 15 km<sup>3</sup>. Unter der Annahme, daß 20%, 50% oder sogar 70% dieses Vorrats förderbar sind, kann bei einer jährlichen Förderung aus den Tiefbrunnen von 0,02 km<sup>3</sup> eine Entnahme über 150, 260 bzw. 525 Jahre hypothetisch erfolgen.

### Wasser und Politik

Wasser ist besonders in Mangelgebieten als Politikum von größter Bedeutung. Im Rahmen von Verwaltungsreformen nach dem Sturz des Numeiri-Regimes wurde Nordkordofan in „People's Local Council“ Gebiete eingeteilt, die durch vom Gouverneur eingesetzte Exekutivbeamte mit Hilfe der lokalen Stammesführer verwaltet werden. Zumeist ist die Macht der Narzirs, Sheikhs und in den größeren Marktorten wie Hamrat el Wuz auch die der Kaufleute erheblich größer als die der Staatsbeamten. Aufgrund des Stimmenpotentials ihrer Stämme können sich die Stammesführer auf gute klientelische Beziehungen zu Mitgliedern der politischen Klasse in der Hauptstadt stützen und somit unangenehme Entscheidungen entweder ganz ignorieren oder an höherer Stelle dagegen intervenieren.

Aus Tab. 10.1 ist die ethnische Zusammensetzung des Hamrat el Wuz Bezirks zu ersehen. Die drei Stämme in der Region: Kababish, Hawawir und Nuba leben in einer ständigen Konkurrenzsituation. Vor allem in bezug auf Wasserfragen kommt es immer wieder zu - manchmal auch schwerwiegenden - Auseinandersetzungen. Diese Rivalitäten werden von den politischen Parteien ausgenutzt. Diese müssen, um die Stimmen der Stämme bei Wahlen hinter sich zu bringen, deren jeweilige Interessen unterstützen. Es handelt sich nicht um Ideologien sondern allein um die pragmatische Durchsetzung lokaler politischer Ziele. Ein zentraler Interessenspunkt ist hier die natürliche Wasserversorgung.

Die Legitimation und das Ansehen eines Stammesführers hängt davon ab, welche Vorteile er für seinen Stamm erreichen kann. Die Vorteilsnahme der Sheikhs ist hauptsächlich auf Hilfs- und Entwicklungsprojekte gerichtet, deren Verteilung bereits in Khartoum über die Klientele in den Parteien stark beeinflusst wird. Deren lokale Durchführung wird jedoch oft massiv, sogar mit dem Einsatz von Intrigen, Verleumdungen und Bedrohungen gesteuert. Projektziele werden dabei nach Interessenbedarf umfunktioniert, so daß es vielfach zur tribunalen Aneignung und Ausbeutung von Entwicklungsmaßnahmen kommt.

Hier soll diese Problematik am Beispiel von Vorgängen im Verlauf eines Brunnenbohrprojekts dargestellt werden, von denen wir in Hamrat el Wuz erfahren haben und über die auch Beck (1990) berichtet. Die Wahlen zur verfassungsgebenden Nationalversammlung 1986 gewann mit den Stimmen der Hawawir, der Nuba und einer abtrünnigen Kababishgruppe der Kandidat der National Islamic Front (NIF). Nach der Wahl forderten die lokalen Klientel materielle Beweise der Loyalität. Wie wertvoll für die Bevölkerung in abgelegenen ländlichen Regionen loyale Mittelsmänner in der politischen Zentrale sind, erwies sich besonders, als 1989 das Wateryard-Programm „Rural Water Supply in North Kordofan Province“ anlieft. Ziel dieses aus Mitteln der Vereinten Nationen finanzierten Projekts war die Anlage von Tiefbrunnen mit motorbetriebenen Pumpen und Vorratsbehältern (Wateryards) im nördlichen Sudan. Die Planungsleitung hatte die National Rural Water Cooperation (NRWC) in Khartoum, eine Abteilung des Ministeriums für Energie und Bergbau. Mit der technischen Durchführung wurde die italienische Ingenieurfirma Aquater (Eni Gruppe) beauftragt. Die Standortauswahl der 19 geplanten wateryards sollte nach den Kriterien der hydrogeologischen Situation (z.B. Grundwasserflurabstände) und der Bedürftigkeit eines Gebiets (Bevölkerungsdichte) erfolgen. Von der Bevölkerung wurde die Verteilung jedoch als Belohnung für eine politische Klientel angesehen. Die NIF-Abgeordneten von Hamrat el Wuz und dem ca. 70 km südöstlich gelegenen Gabra esh Sheikh konnten schon im Vorfeld des Projekts, bevor überhaupt Interessen aus anderen Gebieten artikuliert werden konnten, alle 19 wateryards für ihre Wahlkreise akquirieren. Auf den Hamrat el Wuz Kreis entfielen neun Standorte, von denen drei in Nuba und drei in Hawawir dominierten Gebieten fest positioniert wurden. Obwohl in Hamrat el Wuz bereits zwei von Fellowship for African Relief (FAR) angelegte bzw. sanierte Brunnen förderten, war ein weiterer für den Ort vorgesehen. Dieser Brunnen wurde später inmitten eines Wohngebiets der Nuba angelegt. Nach Informationen von Beck (1997) erfolgte inzwischen aufgrund von heftigen, immer wiederkehrenden Streitigkeiten zwischen den ortsansässigen Nuba und den mit ihren Herden durchziehenden Nomaden um Tränkerechte eine Stilllegung dieses Wateryards.

Die Lokalitäten der restlichen zwei Brunnen wurden nur äußerst vage westlich des Gebel Haraza geplant. Doch bestand auch hier bereits diskretes Einvernehmen über eine Verteilung zwischen Nuba und Hawawir unter Ausschluß der Kababish.

Da Kontrolle über die Brunnen gleichzeitig Kontrolle über das Weideland bedeutet, brachen jedoch aufgrund der nicht eindeutigen Positionierungen schwere lokale Aneignungskämpfe zwischen den oben genannten Gruppen aus. Schließlich gelang es einem Sheikh der Kababish, u.a. durch Ausnutzung von Konflikten zwischen dem Projekt und der ansässigen Bevölkerung, den lokalen sudanesischen Projektleiter, einem Hydroingenieur der NRWC, zu Probebohrungen auf Kababish Gebiet zu veranlassen und nach Auffindung ausreichend erscheinender Wasservorkommen unverzüglich mit dem Bau eines wateryards zu beginnen. Die Kenntnisnahme und Intervention der

anderen Interessengruppen erfolgte zu spät, zumal fast zeitgleich der Militärputsch im Sudan im Juni 1989 stattfand und die Mittelsmänner aus Hamrat el Wuz in der entscheidenden Zeit keinen Einfluß in Khartoum mehr hatten.

Wie gefährlich eine wie oben beschriebene sowohl zentrale als auch lokale Einflußnahme für derartige Projekte ist, belegt die Tatsache, daß der von den Kababish annektierte Brunnen (Kerkish) aus Wassermangel inzwischen nicht mehr fördert (Mitteilung von Hesse, 1997). Der im Gebiet der Nuba nördlich des Gebel Umm Duraq installierte Brunnen soll aufgrund seiner ungenügenden Wasserförderung nicht mehr repariert werden (Mitteilung von Beck, 1997). Die Stilllegung des Aquater-Brunnens in Hamrat el Wuz ist oben bereits angeführt worden.

Die Versuche, Brunnen im Nuba Gebiet um den Gebel Abu Hadid anzulegen, scheiterten, wasserführende Horizonte in Verwitterungs- oder Kluftzonen des Basements oder in den darüberliegenden alluvialen Ablagerungen konnten nicht gefunden werden. Von den vier abgeteufte Bohrungen (Endteufen 22-52 m) war eine trocken. In den anderen konnten zwar in den oberen Basementbereichen zwischen 25-36 m bzw. 43-47 m zwei wasserhöfliche Horizonte erbohrt werden. Da die maximal 5 m mächtigen Alluvionen kein Wasser führten, wurden jedoch keine Förderbrunnen angelegt. Wenn die „fulas“ (siehe oben) in der Trockenzeit leer sind, ist die Wasserversorgung in dieser Region äußerst heikel. 1994 wurde kostenaufwendig Wasser per Lastwagen aus Gabra esh Sheikh herangefahren.

In den oben angeführten Fällen können den Hydroingenieren von Aquater für die auch nach unseren Erkenntnissen nicht optimale hydrogeologische Lokalisierung keine Vorwürfe gemacht werden, da diese in zentral- und lokalpolitisch vorgegebene Rahmenbedingungen eingepaßt werden mußten. Ob die Firma Aquater oder die Wasserbehörde in Khartoum für die Ausrüstung der wateryards mit reparaturanfälligen wartungsintensiven Elektrostärtern anstatt - wie in der Planung festgelegt - mit manuellen Diesellaggregaten verantwortlich ist, konnte nicht festgestellt werden. Die Verwaltung, Wartung und Reparatur der Brunnen wurde in der ersten Zeit nach der Installierung von UN-Mitarbeitern durchgeführt, liegt nun aber seit Jahren in der Verantwortung der Provinzbehörden in Sodiri. Wie im Wadi Muqaddam (Vrbka 1996) sind auch im Hamrat el Wuz Council fast alle Brunnen des Wasserversorgungsprogramms von 1989 aufgrund ungenügender Wartung inzwischen ausgefallen (Hesse, pers. Mitt. 1997).

Ob in der Zukunft die zwingend notwendige Entpolitisierung und interethnische Balance der Wasserversorgung in neuen Programmen mit einer verantwortungsbewußten Aufsicht und Verwaltung durch die übergeordneten Behörden möglich ist, kann bei der heutigen innenpolitischen Situation des Sudans angezweifelt werden. Trotz der gegebenen ungünstigen Bedingungen mit extremem Klima und Wassermangel, hängt die Nutzbarkeit dieser Region für die künftigen Generationen stark von den heutigen menschlichen Verhaltensweisen ab. Umsichtige Nutzung und eine problembewußte Verwaltung der Resource Wasser sowie deren Reinhaltung sind hier eine wichtige Voraussetzung.

Darüber hinaus ist es gerade in einem für die Menschen so problematischen Gebiet wie der nördlichen Sahelzone besonders notwendig, nicht durch ehrgeizige Projekte - wie Siedlungsgründungen, die mit inadäquater Landwirtschaft letztlich die Versalzung der Böden noch beschleunigen, und die mit dem Abholzen von Bäumen und Büschen sowie der Überweidung, bedingt durch stationäre Viehhaltung, die Vegetation gefährden - zu einer irreparablen Zerstörung der sensiblen Umwelt entscheidend beizutragen, und vor allem auch die natürliche Anpassungsfähigkeit der Bewohner an ihren Lebensraum zu schwächen.

Nach unseren Erkenntnissen erscheint in der Zukunft eine ressourcenerhaltende und schonende mobile nomadische Weidewirtschaft die alleinige existenzsichernde Grundlage für die Menschen und die angepaßteste, vielleicht auch einzig mögliche Strategie zur nachhaltigen Landnutzung dieser marginalen Region zu sein.

## 11. Zusammenfassung

### Arbeitsziele und Methoden

Ziel dieser Arbeit war die geologische Erfassung einer bisher unbekanntem tektonischen Struktur auf dem Ostrand des Nordkordofanblocks zwischen den Ortschaften Hamrat el Wuz im Süden und Es Safya im Norden mit fernerkundlichen, geologischen und geophysikalischen Methoden. Hierzu gehörte die Klärung der Geometrie des Baues, der Genese sowie die Einordnung in die Geochronologie des überregionalen Großraums.

Da für die Durchführung dieser Arbeit Fernerkundungs- und Kartenmaterial eine grundlegende Bedeutung hatte – dieses gilt für alle geländeorientierten geowissenschaftlichen Untersuchungen, vor allem in Ländern der dritten Welt - wurden die Fernerkundungs- und Kartographieverfahren, ihre Methodik und die Nutzungsmöglichkeiten in Bezug auf die o.g. Problemstellung umrissen.

Satellitenbilddauswertungen lieferten im Rahmen von visuellen Vorinterpretationen Arbeitshypothesen. Der veränderte Erkenntnisstand nach diversen geologischen und geophysikalischen Geländeuntersuchungen führte jeweils zu erweiterten Interpretationen im Verlauf der Arbeit, bis zu den statistischen tektonischen Endanalysen.

Für die Klärung der Geometrie waren vor allem geophysikalische Untersuchungen notwendig. Zum Einsatz kamen elektromagnetische, geoelektrische und seismische Verfahren. Die Methoden und ihre Aussagemöglichkeiten wurden vorgestellt, die Ergebnisse der einzelnen Verfahren zusammenfassend geologisch interpretiert.

Geologische und tektonische Kartierungen lieferten die Grundlagen für die kinematischen Aussagen. Eine besondere Bedeutung hatte hier die Aufnahme kleinerer tektonischer Strukturen, vor allem in Gebieten mit schlechten Aufschlußverhältnissen. Eine Klassifizierung und Gliederung der Gesteine der Grabenränder und der Grabenfüllung mit petrologischen und geochemischen bzw. sedimentologischen Verfahren war für die Einbindung der Es Safya Struktur in ihr geologisches Umfeld notwendig. Für die Datierung der tektonischen Deformationen hatte vor allem die stratigraphische Zuordnung der Sedimente durch Makro- und Mikropaläontologie große Bedeutung.

In der nördlichen Sahelzone, in einer überwiegend aus Grundgebirgsgesteinen bestehenden Region ist eine Struktur wie der Es Safya Graben als Grundwasserreservoir von besonderer Wichtigkeit. Aus der Geometriermittlung durch geologische und geophysikalische Untersuchungen sowie aus den sedimentologischen Befunden in Bezug auf Porosität und Schichtverteilungen wurde eine Vorratsabschätzung durchgeführt.

Neben den geowissenschaftlichen Ergebnissen konnten bei den vielen Geländeaufenthalten in der Es Safya Region auch anthropogeographische, soziologische und ethnologische Erkenntnisse gesammelt werden, die zum Verständnis der Problematik dieses Raumes in Bezug auf die Ökonomie und Ökologie in Abhängigkeit vom Klima, Grundwasser und den Bodenverhältnissen kurz dargestellt werden. Unter Einbeziehung dieser Beobachtungen und der aus den geowissenschaftlichen Untersuchungen ermittelten Grundwassersituation wurden Nutzungs- und Planungsvorschläge gemacht.

### Das Kristallin der Grabenränder

Geochemische Untersuchungen der Grundgebirgsgesteine des Nordkordofanblocks sind in der Literatur nicht bekannt. Petrologische Befunde von anorogenen Gesteinen des Gebel el Hursh und Gebel Katul Gebietes veröffentlichte Küster (1993).



Die kristallinen Gesteine des Grabenrandes der Es Safya Struktur konnten in ein panafrikanisches Grundgebirge mit Metamorphiten und basischen bis intermediären Plutoniten und in anorogene Magmatit-Komplexe mit Plutoniten und Vulkaniten gegliedert werden.

Die in das metamorphe Grundgebirge (granitoide Gneise, Metasedimente) intrudierten basischen und intermediären Plutonite zeigen eine kalkalkaline Zusammensetzung und sind typisch für Subduktionszonen-Magmatismus. Sie belegen das Vorhandensein fossiler ehemaliger Plattenränder mit entsprechenden geodynamischen Prozessen am Ende des Präkambriums und bestätigen auch für das Es Safya Gebiet das Bild eines komplexen Terrainmusters während der panafrikanischen Orogenese, wie es auch aus dem Nordbereich des Nordkordofanblockes (Gebel Rahib Gebiet) bekannt ist. Metasedimente, wie sie im südlichen Bereich des Nordkordofanblocks häufig vorkommen, sind im Arbeitsgebiet selten. Sie repräsentieren wahrscheinlich eine neoproterozoische Kontinentalrandabfolge mit anschließender panafrikanischer Metamorphisierung. Mylonite belegen kräftige tektonische Scherbewegungen, die zeitlich dem Ende der panafrikanischen Gebirgsbildung oder auch der Intraplattendeformation im Phanerozoikum zugeordnet werden könnten. Olivin-Gabbros treten in Grabenrandstörungen auf, auch sie zeigen tektonische Beanspruchung.

Anorogene magmatische Gesteine treten sowohl in morphologisch dominierenden Ringkomplex-Strukturen als auch in kleineren Vorkommen auf. Es sind ausnahmslos  $\text{SiO}_2$ -übersättigte Alkali-Gesteine (Syenite, Quartz-Syenite, Granite, bzw. deren vulkanische Äquivalente), die durch fraktionierende Kristallisation aus basaltischen Ausgangsschmelzen entstanden sind. Diese Primärschmelzen entstammen einem (geochemisch) angereicherten Mantelbereich, sehr wahrscheinlich aus der subkrustalen Lithosphäre.

Der alkaline  $\text{SiO}_2$ -übersättigte Magmatismus erfolgte in der Es Safya Region, wie auch im gesamten Sudan in mehreren Episoden zwischen Ordovizium und Jura. Die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten K-Ar Altersbestimmungen ergaben Alter um 290 Ma, die von anorogenen Magmatiten des Nordkordofanblockes bisher sehr wenig bekannt waren. Die episodenhafte magmatische Aktivität und die stoffliche Homogenität der alkalinen Schmelzen sind kennzeichnend für die phanerozoische Intraplattentektonik in Nordostafrika. Die Lage der Alkaligesteinskomplexe wird dabei von tiefreichenden Störungen in der Lithosphäre kontrolliert. Im Untersuchungsgebiet sind sie an die Sodiri- und Abu Harr-Scherzonen (s.u.) gebunden, die als Zweigelemente der Zentralafrikanischen Scherzone (CAFZ) zugeordnet werden können. Diese tektonischen Schwächezonen wurden während der panafrikanischen Orogenese angelegt und während des Phanerozoikums mehrfach reaktiviert. Eine entscheidende Rolle spielt dabei die CAFZ zwischen dem Darfur und der Bayuda Wüste. Verbunden mit Scherzonenreaktivierungen sind Krustenhebungen und Dehnungen der Lithosphäre, die zu Teilaufschmelzungen im lithosphärischen Mantel führen und den alkalinen Magmatismus bedingen.

### **Die sedimentäre Grabenfüllung**

Sedimentologische und stratigraphische Untersuchungen auf dem Nordkordofanblock sind bisher nicht durchgeführt worden. Die sedimentologischen Befunde von Bohrprobenmaterial aus vier Brunnenbohrungen im Arbeitsgebiet zeigen, daß die nicht aufgeschlossenen Sedimente aus überwiegend feinkörnigen Einheiten (plastische bunte Tone, harte dunkelgraue Tone, in Wechsellagerungen mit hellen quarzitischen Sandsteinen) bestehen. Die Brunnenbohrung Hamrat el Wuz ist die Typlokalität für diese von Barazi und Fiedler-Volmer (1993) als Untere Hamrat el Wuz Formation beschriebenen Abfolgen.

Die oberflächennahen Sedimente des Es Safya Grabens bilden die lithofaziellen Einheiten Tonstein, Siltstein, fein- bis mittelkörniger Sandstein, konglomeratischer Sandstein und Konglomerat, wobei trotz starker lateraler Verzahnung eine vertikale Zunahme der grobkörnigeren Fazies deutlich wird. Von Bedeutung für die Entstehungsgeschichte der Sedimente und den Ablagerungsraum sind Funde der Spurenfossilien *Diplocraterion* in Tonsteinen sowie *Thalassionoides* in Sandsteinen, die eine flachmarine bzw. marin beeinflusste Sedimentation belegen. Die „coarsing upwards“-Abfolgen lassen

zusammen mit den Spurenfossilien deltaische Entstehungsbedingungen für die oberflächennahen Es Safya Sedimente annehmen, wobei – wie die granulometrischen Analysen gezeigt haben – die überwiegend fluviatil entstandenen Sandsteine sich mit flachmarinen Ablagerungen verzahnen. Die anstehenden Schichten repräsentieren die Obere Hamrat el Wuz Formation. Typlokalität ist die Kerker Schlucht (Barazi & Fiedler-Volmer 1993).

Die biostratigraphischen Untersuchungen ergeben für die tieferen Schichten der Grabenfüllung aufgrund der Datierung von Palynomorphen ein oberkretazisches Alter. Vier palynologische Zonen vom Alb bis zum Turon lassen sich unterscheiden.

Die Grundlage für die stratigraphische Einordnung der oberflächennahen Sedimente bilden Funde von Abdrücken des Wasserfarnes *Salvinia*. Durch Vergleiche mit anderen Fossilfundstätten dieser Pflanze lassen sich die Sedimente zuverlässig in die obere Kreide (Campan-Maastricht) einordnen. Schrank (1994) weist auf die besondere biostratigraphische und paläoökologische Bedeutung dieser im Arbeitsgebiet (Kerkish) gemachten Funde hin. Campan-Maastricht-Serien sind im östlich gelegenen Khartoum-Dongola-Becken nur aus der Einzelgrabenstruktur des Bagbag Beckens bekannt.

Die Schwermineralanalyse läßt für die oberflächennahen Sandsteine auf eine überwiegende Herkunft aus magmatischen und metamorphen, daneben aber auch aus sedimentären Liefergebieten schließen. Die verwitterungsstabileren Minerale, vor allem Zirkon, herrschen vor. Die röntgendiffraktometrischen Ergebnisse der Analyse von oberflächennahen Tonproben zeigen eine fast ausschließlich kaolinitische Zusammensetzung, die auf eine tiefgreifende Verwitterung zurückzuführen ist. Die infrarotspektroskopischen Tonmineraluntersuchungen von Bohrproben ergeben Gehalte von etwa 37% Smectit, 23% Illit und 8% Chlorit in den tieferen Schichten, die allerdings in höheren Profilbereichen zu Gunsten des Kaolinitgehaltes deutlich reduziert sind. Die Klimaindikatoren in den Es Safya Sedimenten zeigen ein feuchtwarmes Klima im Alb, ein eher arid-semiarides Klima im oberen Cenoman-unteren Turon und ein wiederum feuchtwarmes Klima im Campan-Maastricht an, was durch Vergleiche mit anderen Untersuchungen aus dem Nord- und Zentralsudan bestätigt wird.

### **Strukturgeometrie und Genese**

Aus den Satellitenbildinterpretationen und den Ergebnissen der geologischen und geophysikalischen Geländeuntersuchungen wurde die Geometrie der Es Safya Struktur bestimmt und ein Genesemodell entwickelt.

Die Es Safya Struktur konnte als Graben mit einer Längserstreckung von 65 km, einer durchschnittlichen Breite von 25 km und einer Tiefe, die zwischen 200 m und 500 m schwankt, nachgewiesen werden. Die Struktur besteht aus drei Subbecken. Die östlichen und westlichen Randstörungen zeigen einen unregelmäßigen, teils versetzten Verlauf und abschnittsweise wechselnde unterschiedliche Abschiebungsbeträge an den flach bis steil gestellten Störungsflächen. Im Osten am Marfa Ibiyat Komplex ist der Störungsbereich leicht westvergent überkippt. Durch eine suborthogonal zur Grabenachse streichende Transferzone zwischen der Mündung des Wadi Qureiwid er Rah am Westrand und einem Gebiet südlich des Marfa Ibiyat wird die nördliche Grabenstruktur in zwei Becken getrennt. Im Südwesten wurde im Bereich von Hamrat el Wuz geophysikalisch ein horstartiger Basementkeil nachgewiesen, der hier zwei Subbecken untergliedert. Die genannten heterogenen Strukturelemente zeigen den asymmetrischen komplexen Bau des Es Safya Grabens auf.

Im Bereich des südlichen Subbeckens kann aufgrund geophysikalischer Untersuchungen eine über die AHSZ nach Südosten hinweg unter dem Qoz Abu Harr verlaufende schmale Anbindung der Es Safya Struktur an das Kagmar Becken zwischen dem Haraza Komplex und dem Gebel Umm Duraq angenommen werden.

Aus Analogievergleichen mit unterschiedlichen Strukturen, wie den regional nahen Großrifts und Einzelgräben im Khartoum-Dongola-Becken, aber auch mit überregional gelegenen Gräben ergaben sich Ähnlichkeiten in der Baugeometrie.

Das nordwestliche Grabenende wird durch die Sodiri Scherzone (SSZ, Schandelmeier & Richter 1991) begrenzt. Als nördliches Ende dieses Systems wurde der Gebel el Hursh vermutet. Geländeuntersuchungen und geophysikalische Messungen ergaben jedoch, daß Störungslineamente mit etwa gleicher Streichrichtung weiter nordöstlich über den Rand des Nordkordofanblocks bis in die Sedimente des Khartoum-Dongola-Beckens verfolgbar sind. Harnischflächen sowohl in den kristallinen Gesteinen als auch in den Sedimenten weisen auf sinistrale Bewegung hin. Im Südosten endet der Graben ebenfalls an einer Störungszone. Diese bisher nicht bekannte Struktur konnte zuerst an wenigen kleinen, mit Harnischen besetzten Basementaufschlüssen in den Wellentälern der Qoz Abu Harr Dünen identifiziert und später mit geophysikalischen Messungen bestätigt werden. Nach ihrer regionalen Lage erfolgte die Namensgebung Abu Harr Shear Zone (AHSZ). Neben lateralen Scherbewegungen wurden auch vertikale Abschiebungen am südlichen Grabenende durch seismische und AMT-Untersuchungen festgestellt.

Im Gelände kartierbar werden die Störungslineamente der AHSZ südlich von Hamrat el Wuz, wo sie parallel zu oder in den anorogenen Komplexen des Gebel Umm Duraq und Gebel Hadid auf dem Nordkordofanblock verlaufen. Auch südlich des Gebel Hadid sind tektonisch deformierte Dikes und weitere Störungselemente mit nördlichem Streichen dieser Zone zuzuordnen.

Der Verlauf der AHSZ nach Nordosten hin über den Ostrand des Nordkordofanblockes hinaus läßt sich in den Sedimenten des Kartoum-Dongola-Beckens weiter verfolgen. Hier stehen Störungsrelikte in Sandsteinen an. Die Störungsverläufe vor allem unter Sandbedeckungen konnten hier geophysikalisch belegt werden. Harnische im gesamten aufgeschlossenen Bereich der Störungszone deuten wie in der SSZ auf sinistrale Scherbewegungen hin.

Aufgrund des aus Satellitenbildern vorinterpretierten und bei den Geländeuntersuchungen bestätigten parallelen bis subparallelen Verlaufes der SSZ und der AHSZ weit nach Süden und Norden über das Gebiet der Grabenenden der Es Safya Struktur hinaus, und des strukturellen Nachweises sinistraler Blattverschiebungen kann folgendes kinematisches Modell angenommen werden:

Durch sinistrale Scherbewegungen in beiden Zonen wurden die Blöcke nordwestlich der SSZ und südöstlich der AHSZ vom dazwischen liegenden Es Safya Block tiefgreifend abgekoppelt und der Graben durch Pull-apart Bewegungen angelegt. Analysen der Geländeaufnahme und der Lineationskartierungen aus den Satellitenbildern zeigen, daß das Aufbrechen der Grabenstruktur hauptsächlich an Störungen erfolgte, die als präexistente antithetische Riedel-Scherflächen der Hauptschersysteme interpretiert werden können. Der komplexe Verlauf der Grabenrandstörungen zeigt jedoch, daß auch an anderen sekundären Störungen Absenkungsbewegungen stattgefunden haben. In unterschiedlich starken Scherbewegungen entlang parallel bis subparallel zur SSZ bzw. AHSZ verlaufender kleinerer Störungen bzw. in der durch verschiedene Kompetenz bedingten differenzierten Reaktion der am Aufbau der Grabenränder beteiligten Gesteine auf die Scherspannung kann ein weiterer Grund für den komplizierten Aufbau der Struktur gesehen werden.

Gräben, die durch ähnliche Kinematik entstanden sind, kommen in unterschiedlicher Größenordnung mehrfach in Afrika vor, z.B. die Gebel El Asr-Gebel Shagir-Grabenstrukturen in Südaypten (Schandelmeier et al. 1987). Genesevergleiche des Es Safya Grabens – auch mit räumlich und zeitlich unterschiedlichen Becken – ergaben kinematische Analogien, zeigten aber auch viele individuelle kinematische Entwicklungen der einzelnen Strukturen im Rahmen der Blattverschiebungstektonik.

Von grundsätzlicher Bedeutung ist, daß auf dem Nordkordofanblock zur Zeit der Grabenbildung bereits ausgeprägte Störungssysteme unterschiedlicher Richtungen vorhanden waren, die durch die

jüngeren Bewegungen reaktiviert wurden. Auch die Hebungstektonik dieses Schwellenbereichs ist einzubeziehen.

Aus dem Vorkommen meist störungskontrollierter Sedimentrelikte in der Umgebung der Grabenstruktur, z.B. am Gebel Hadid und am Gebel el Hursh - hier wurde verkieseltes Holz auf Syeniten in höheren Bereichen dieses anorogenen Komplexes gefunden –, wird geschlossen, daß der ursprüngliche Sedimentationsraum erheblich größer war als der rezente Es Safya Grabenbereich. Hieraus und aus dem Fehlen jeglicher syntektonischer Sedimentstrukturen sowie vor allem aus den Deformationen und Sprödbbruchstrukturen an den Grabenrändern kann weiter postuliert werden, daß der Es Safya Graben postsedimentär abgesenkt wurde und es somit zur Erhaltung der Grabenfüllung kam, während, durch relative Hebungen des Nordkordofanblockes bedingt, die Umgebung zum Abtragungsraum wurde und die Sedimente bis auf Relikte der Erosion unterlagen, deren Produkte im Alttertiär in südöstlicher Richtung in die Großgrabenstrukturen transportiert wurden.

Aus der tektonischen Deformation der Sedimente am Rande des Nordkordofanblockes, deren jüngste Schichten dort das Alb darstellen, können Bewegungen in der Oberkreide postuliert werden. Die jüngsten anstehenden Grabensedimente haben - durch Pflanzenfunde belegt - ein stratigraphisches Alter von Campan - Maastricht. Hieraus ist zu folgern, daß die sinistralen Scherbewegungen an der SSZ und AHSZ, die zur Initiierung der Grabenentwicklung führten, in der ausgehenden Oberkreide oder im frühen Tertiär stattfanden.

Steilgestellte bis überkippte Störungsflächen und Sedimentpakete im Bereich des östlichen Grabenrandes deuten hier auf eine schwache einsetzende Bewegungsumkehr hin, wobei die anorogenen Gesteine gegen den Grabenrand gedrückt wurden. Geophysikalische Untersuchungen bestätigen den Oberflächenbefund auch für tiefere Bereiche der Störung. Ein vermuteter direkter ursächlicher Zusammenhang mit dem Aufdringen des dort liegenden anorogenen Marfa Ibiyat Komplexes im späteren Tertiär muß ausgeschlossen werden, da Altersbestimmungen an Amphibolen der Syenite K/Ar-Alter von  $284,8 \pm 4,3$  Ma bzw.  $291,7 \pm 4,4$  Ma (frühes Perm) ergaben. Für eine geringfügige Beckeninversion kann auch die morphologische Hochlage des Kerker Plateaus ein Indiz sein. Die beobachtete starke Zerschierung der Gesteine, die durch Transpression entstanden sein könnte, wurde durch seismische Untersuchungen auch für tiefere Bereiche belegt.

### **Der Es Safya Graben in seinem geologischen Umfeld**

Aus den Ergebnissen der kombinierten geowissenschaftlichen Untersuchungen kann zur Einbindung der Es Safya Grabenstruktur in die Geochronologie ihres geologischen Umfeldes in Bezug auf die Stratigraphie, den Ablagerungsraum und die zeitliche Einordnung der strukturellen Entwicklung folgendes postuliert werden:

Die ältesten Sedimente in den Großriftgräben wurden im Oberjura abgelagert, die jüngsten haben neogenes Alter oder sind jünger. Im Bereich des Khartoum-Dongola-Beckens nordöstlich des Nordkordofanblocks treten überwiegend Alb-Cenoman-Sedimente auf. Die jüngsten Serien in diesem Gebiet sind Ablagerungen aus dem oberen Campan-Maastricht im Bagbag Becken.

Im Bereich des Es Safya Grabens begann die Sedimentation über dem Basement im Alb und endete im Maastricht. Auch hier sind die ältesten und die jüngsten Ablagerungen der Großgrabensysteme südlich der Central African Fault Zone (CAFZ) nicht vorhanden.

Das Fehlen tertiärer Sedimente im Es Safya Graben und im Ablagerungsraum der Becken innerhalb der CAFZ zwischen dem Nordkordofanblock und dem Bayuda Basement kann auf einen schwellenartigen Hiatus dieses Gebietes zurückgeführt werden, der eine Sedimentation nach der oberen Kreide verhinderte bzw. zu Erosionsprozessen führte, deren Material in die südlichen Groß-Riftstrukturen umgelagert wurde. Hierbei scheint der Nordkordofanblock stärker gehoben worden zu sein als der östlich (und auch westlich) gelegene Beckenbereich.

Der untere Teil der Hamrat el Wuz Formation dürfte überwiegend lakustrin entstanden sein, die oberflächlichen Serien stellen meist fluviatile Bildungen mit flachmarinen Einschaltungen dar. Diese Ablagerungsräume entsprechen den Environments, in denen die Sedimente des östlich vom Es Safya Graben gelegenen Khartoum-Dongola-Beckens abgelagert wurden. Funde von *Thalassionoides* im nördlichen Wadi Muqaddam deuten auf kurzzeitige, flachmarine Einflüsse hin. Spurenfossilien (*Thalassionoides*, *Diplocraterion*) in den Sedimenten des Es Safya Grabens sind als Beweis für die These anzusehen, daß sich die Campan-Maastricht-Transgression weiter südlich als bis bisher angenommen wurde bis in den Raum von Hamrat el Wuz am Ostrand des Nordkordofanblockes erstreckte.

Auf dem Nordkordofanblock wurden bisher die triassischen Scherbewegungen an der SSZ als jüngste Reaktivierungen vorhandener proterozoisch angelegter Störungsmuster angenommen. Der Nachweis des Es Safya Grabens und die stratigraphische Einordnung seiner Sedimente belegen jedoch, daß dort sowohl an der SSZ als auch an der AHSZ in der Oberkreide bzw. im Tertiär tektonische Bewegungen stattgefunden haben. Analog zu den von Schandelmeier und Richter (1991) aufgestellten Deformationsphasen D1-D4 für die UBSZ und SSZ, die auf dem Nordkordofanblock vom späten Proterozoikum bis in die Trias abliefen, wird diese Bewegung als D5 Phase hinzugefügt. Der komplizierte tektonische Bau des Es Safya Grabens (s.o.) zeigt teilweise Strukturelemente, wie sie auch in den südlichen Großgräben auftreten, er ist jedoch kein Riftgraben im engeren Sinne des Begriffes. Für die Entwicklung des Humar Beckens, das wie der Es Safya Graben innerhalb der CAFZ liegt, nehmen Bussert et al. (1990) syn- und posttektonische Bewegungen an, wobei die Struktur während des Alb-Cenoman - etwa zeitgleich mit dem Ende der ersten Riftphase in den zentralsudanesischen Riftsystemen - in ihre Post-Rift-Sackungsphase eintrat. Das Bagbag Becken zeigt eine andere Entwicklung. Awad (1993) nimmt ein grabenförmiges postsedimentäres Einsinken des Beckens an tiefgreifenden NW streichenden Randstörungen an, das zur tektonischen Präservierung der Campan-Maastricht-Sedimente führte. Das Alter der Sedimente an den Beckenrändern ist Alb-Cenoman. Das Absacken der Struktur dürfte somit in der obersten Kreide bzw. im Tertiär stattgefunden haben. Gleicher Baustil und zeitgleiches Entwicklungsalter ist für den Es Safya Graben anzunehmen, der allerdings mit bedeutend geringerer Tiefe in die Basementgesteine des Nordkordofanblockes einbrach. Das postsedimentäre Absacken beider Strukturen fällt zeitlich in etwa mit dem Ausklingen des zweiten Riftzyklusses im Unterpaleozän bzw. mit der Initialphase des dritten Riftereignisses in den Großgräben zusammen.

Im Tertiär wurde in einigen Riftbecken südlich der CAFZ Beckeninversion vermutet. Aus der topographischen Hochlage des rezenten Humar Beckens wird ebenfalls auf eine Postriftbeckeninversion in der Oberkreide oder im Tertiär geschlossen. Eine beginnende Bewegungsumkehr kann auch in der Es Safya Grabenstruktur aufgrund der dort auftretenden Phänomene (Überkipnungen, Hochlage des Kerker Plateaus) angenommen werden. Der Beginn dieser Inversion könnte durch die Öffnung des Roten Meeres im Jungtertiär initiiert worden sein.

Mit der Identifizierung subduktionsinduzierter Gesteine im Basement des Grabenrandes (Diorite, Tonalite) stellt sich die Frage, ob der Nordkordofanblock als ein massives kratonales Relikt angesehen werden kann. Das geologische Kartenbild des innerhalb der CAFZ liegenden Bereiches des Nordkordofanblockes impliziert, daß der Es Safya Graben dort nicht die einzige Beckenbildung ist, sondern daß westlich und südwestlich weitere Strukturen ähnlicher, an Sekundärstörungssysteme der CAFZ gebundener Genese existieren. Hieraus kann ein Zerbrechen des Kristallinblocks im Bereich dieser Megazone, die als sich formierender Plattenrand angesehen werden kann, gefolgert werden.

Die Untersuchungen dieser Arbeit haben gezeigt, daß die stratigraphische und strukturelle Entwicklung des Es Safya Grabens die Geochronologie des weiten geologischen Umfeldes in vielen Parametern widerspiegelt - „*We love the way small structures mimic large ones*“ (Davis & Reynolds 1996).

Individuelle Unterschiede, wie sie das Humar Becken oder Teile der großen Riftstrukturen aufzeigen, sind als Hinweise auf die komplexen, zeitlich und regional unterschiedlich verlaufenden Prozesse zu sehen, die durch großtektonische Ereignisse initiiert wurden, deren kinematische Auswirkungen die Megastruktur der CAFZ in den nordsudanesischen Raum übertrug.

### **Betrachtungen zum Grundwasser**

In der Es Safya Region leben etwa 10.000 Menschen. Hiervon sind ungefähr 5000 in den größeren und kleineren Ortschaften wie Hamrat el Wuz als Verwaltungszentrum oder in Es Safya sesshaft, von den anderen lebt ein großer Teil als Nomaden. Die Zahl der Nomaden kann sich in guten Regenjahren erheblich erhöhen. Unter der Einbeziehung der unterschiedlichen meist sozial bedingten Verbrauchsgewohnheiten liegt der Trinkwasserbedarf bei etwa 73.000 m<sup>3</sup> Wasser/a, der überwiegend in Hamrat el Wuz aus Pumpbrunnen gedeckt wird. Die Tränkung der stationären Tierhaltung erfordert ebenfalls ständig Wasser. Dieser Bedarf kann während und kurzzeitig nach der Regenzeit aus Oberflächenwässern bzw. aus Schöpfbrunnen in alluvialen Aquifers gedeckt werden. Doch auch für das großräumig weidende Vieh müssen Tränkmöglichkeiten vorhanden sein, die ganzjährig nutzbar sind. Mit den grob abgeschätzten Bestandszahlen unter Berücksichtigung des individuellen Verbrauchs der unterschiedlichen Tierarten kann ein Bedarf von 43.000 m<sup>3</sup> Wasser/a aus den Brunnen angesetzt werden.

Neben dem Regenfeldanbau der Hirse auf dem Qoz und der Flutbewässerungslandwirtschaft in den Wadis, die ausschließlich Oberflächenwässer nutzen, werden vor allem nach der großen Dürre (1983-85) Gärten für die Produktion von Obst, Gemüse und Tabak angelegt, deren ganzjähriger Wasserbedarf aus Brunnen gedeckt wird. Nördlich des Ortes Hamrat el Wuz wurde ein großflächiger Waldstreifen angelegt, der aus Pumpbrunnen bewässert wird. Hierfür und für den Gartenbedarf werden je nach der Güte und der Dauer der Regenzeit 10-50.000 m<sup>3</sup> Wasser/a dem Aquifer entnommen. Die anthropogen genutzte Grundwassermenge liegt zur Zeit bei 130-160.000 m<sup>3</sup> Wasser/a. Für den Verbrauch der natürlichen Vegetation in den Wadibereichen wurde ein Bedarf in der Größe des Niederschlags angesetzt.

Aus den Geometrieuntersuchungen konnte das Sedimentvolumen des Es Safya Grabens mit etwa 250 km<sup>3</sup> abgeschätzt werden. Der mit geophysikalischen Messungen und aus den Brunnen ermittelte Grundwasserflurabstand beträgt 80 m, die Grabenfüllung besteht zu 55-65% aus Sandsteinen, die eine mittlere Porosität von 14,5-17% aufweisen; aus diesen Daten läßt sich ein Grundwasservolumen des kretazischen Aquifers von 13-17 km<sup>3</sup> abschätzen. Der potentiell aufgrund von Gebietsdurchlässigkeitswerten der Sedimente mögliche Abfluß Richtung Kagmarbecken von einigen Mio. m<sup>3</sup>/a dürfte nicht erreicht werden, da der wechsellagige Sedimentaufbau auf einen nicht durchgängigen Grundwasserleiter schließen läßt. Dieses begrenzt allerdings auch eine ökonomisch sinnvolle Förderung. Der heutige Niederschlag erreicht nicht mehr das tiefere Grundwasser, das überwiegend in der letzten Feuchtphase (10.000-5.000 a BP) entstanden sein dürfte. Hierfür ist die Tiefenlage der Aquiferoberfläche ein Hinweis.

Da es keine Grundwasserneubildung gibt, stellen die Wasservorräte des Es Safya Grabens eine limitierte Ressource dar. Nur eine kontrolliert intensivierte Nutzung kann die Existenzgrundlage der nächsten Generationen sichern. Auf eine technisierte Bewässerungslandwirtschaft und ehrgeizige Projekte – wie Siedlungsgründungen- sollte verzichtet werden. Durch inadäquate Landwirtschaft und größere stationäre Viehhaltungen kommt es in Folge von Versalzungen bzw. Überweidungen zu irreparablen Zerstörungen des sensiblen Ökosystems und letztlich zu weiterer Desertifikation sowie zu einem hohen Verschmutzungspotential sowohl der Oberflächenwässer als auch des Grundwassers und somit zur Gefährdung der Gesundheit von Mensch und Tier. Mobiler Herdenbetrieb schafft eine gewisse Unabhängigkeit von den jeweiligen regionalen Wasserversorgungssituationen. Das Wasser der Pumpbrunnen sollte ausschließlich für den anthropogenen Trinkwasserbedarf zur Verfügung stehen.

Die große Bedeutung des Wassers in Mangelregionen wird entsprechend auch politisch ausgenutzt. Im Es Safya Gebiet konnte festgestellt werden, wie verschiedene ethnische Gruppen in der Vergangenheit immer wieder versuchten, Einflüsse auf politische Entscheidungsprozesse bei der regionalen Verteilung der Pumpbrunnen zu nehmen. Dies führte dazu, daß die Bohrpunkte zum Teil in hydrogeologisch ungeeigneten Gebieten angesetzt wurden.

Nach den vom Autor dieser Arbeit gemachten Erkenntnissen erscheint in der Zukunft eine ressourcenerhaltende und schonende mobile nomadische Weidewirtschaft die alleinige existenzsichernde Grundlage für die Menschen und die angepaßteste, vielleicht auch einzig mögliche Strategie zur nachhaltigen Landnutzung dieser marginalen Region zu sein.

### **Metallarchäologische Funde**

Auf den Geländefahrten wurden Schlacken und Ruinen einer ehemals großen Eisenverhüttung gefunden, die für den Bereich des Gebel Hadid noch nicht bekannt war. C<sub>14</sub>-Altersdatierungen von aus den Schlacken extrahierten Holzkohleresten konnten frühes Mittelalter belegen. Die klimatische Schlußfolgerung hieraus ist, daß im 12. Jahrhundert die Klimasituation noch einen ausreichenden Waldbestand für die lokale Holzkohleproduktion ermöglichte. Die gefundenen und beschriebenen Ofenformen sind bisher aus dem Sudan und dem weiteren afrikanischen Raum nicht bekannt, es handelt sich um sogenannte „Wind-powered-furnaces“, die erstmals 1996 aus Sri Lanka beschrieben wurden. Die Funde haben großes archäologisches Interesse gefunden.

## 12 Literaturverzeichnis

- Abdel Rahman, E.M., U. Harms, H. Schandelmeier, G. Franz, D.P.F. Darbyshire, P. Horn, D. Müller-Sohnius (1990): A new ophiolitic occurrence in NW Sudan - constraints on Late Proterozoic tectonism, *Terra Nova* 2: 363-376.
- Abdelsalam, M.G. & A.S. Dawoud (1991): The Kabus ophiolitic melange, Sudan, and its bearings on the western boundary of the Nubian Shield. *J. geol. Soc. London* 148: 83-92.
- Abdelsalam, M.G., R.J. Stern, H. Schandelmeier & M. Sultan (1995): Deformational history of the Neoproterozoic Kerf Zone in NE Sudan, revealed by Shuttle Imaging Radar. *J. Geol.* 103: 475-491.
- Albertz, J., M. Kähler, B. Kugler & A. Mehlbreuer (1987): A Digital Approach to Satellite Image Map Production. *Berl. geowiss. Abh. A* 75.3: 833-872.
- Albertz, J., W. Jeschke, F. Scholten, R. Tauch & W. Zöllner (1990): New developments in digital image map production. In: E. Klitzsch & E. Schrank (Eds.): *Research in Egypt and Sudan. Berliner Geowiss. Abh. A* 120.1: 375-398.
- Ahn, J.H., Peacor, D.R., Coombs, D.S. (1988): Formation mechanisms of illite, chlorite and mixed-layer-illite-chlorite in Triassic volcanogenic sediments from the Southland syncline, New Zealand. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 99, 82-89
- Almond, D.C., P.A.S. Curtis, M. McCormac, D.A. O'Halloran & J.R. Vail (1983): Migrating Younger Granite ring complexes in the Bayuda desert, northern Sudan. *Bull. Faculty Earth Sc. King Abdulaziz Univ., Jeddah* 6: 271-276.
- Andrew, G. (1952): Iron ores in the Anglo-Egyptian Sudan. *XIX. Congr. Geol. Internat. Symp. Gisements de Fer du Monde, Algier, Vol 1*: 187-189.
- Angelier, J. (1979): Determination of the mean principal direction of stresses for a given fault population. *Tectonophysics* 56: T17-T26.
- Aquater (1989-1990): Rural water supply in North Kordofan Province. Final Report, Aquater, Rome.  
(1989a): Final Report el Maghad well Nr. 11005, (1989b): Final Report Kerkish well Nr. 11006. (1989c): Final Report Hamrat el Wuz well Nr. 11002, (1989d): Final Report Umm Duraq Nord well Nr. 11003/B. unveröff. Berichte.
- Awad, M.Z. (1993): Stratigraphic and tectonic significance of Late Cretaceous sediments in Bagbag Basin, central Sudan. In U.Thorweihe & H. Schandelmeier (Eds): *Geoscientific Research in Northeast Africa, Balkema, Rotterdam*, 421-427
- Awad, M.Z. (1994): Stratigraphic, palynological and paleoecological studies in the east-central Sudan (Khartoum and Kosti Basins), Late Jurassic to mid-Tertiary, Dissertation, Technische Universität Berlin in *Berliner geowiss. Abh. A* 161
- Awad, M.Z. & E. Schrank (1994): Paleocology of late Jurassic to mid-Cretaceous of the central and western Sudan. In U.Thorweihe & H. Schandelmeier (Eds): *Geoscientific Research in Northeast Africa, Balkema, Rotterdam*, S. 369-374.
- Aydin, A. & A. Nur (1982): Evolution of 'Pull-apart' Basins and their Scale Independence. *Tectonics* 1: 91-105.
- Allen, J.R.L. (1982): *Sedimentary Structures. Their Character and physical basis, Volume 2. Dev. Sedimentol.* 30 B, Elsevier, Amsterdam
- Baker, B.H. (1987): Outline of the petrology of the Kenya rift alkaline province. - In Fitton, J.G. & Upton, B.G.J. (eds.): *Alkaline Igneous Rocks. Geol. Soc. Spec. Publ.*, 30, 293-311.
- Bähr, H.-P. & T.Vögtle (1991): *Digitale Bildverarbeitung*. Wichmann, Karlsruhe
- Barazi, N. (1985): Sedimentologie und Stratigraphie des Abyad-Beckens (NW-Sudan). *Berl. Geowiss. Abh. A* 64, 85 S.
- Barazi, N., Fiedler-Volmer, R. (1993): Extension of the Late Cretaceous transgression to North Kordofan, central Sudan, In U.Thorweihe & H. Schandelmeier (Eds): *Geoscientific Research in Northeast Africa, Balkema, Rotterdam*, S. 435-441
- Barth, H., Besang, C., Lenz, H., Meinhold, K.D. (1983): Results of petrological investigations and Rb/Sr age determinations on the non-orogenic ring complexes of the Bayuda Desert, Sudan. *Geol. Jb.*, B51: 3-34.
- Barth, H. & Meinhold, K.D. (1979): Mineral prospecting in the Bayuda Desert. *Unveröff. Ber. BGR, Hannover*.
- Bauer, C. (1990): *Digitale Bildverarbeitung multispektraler und multitemporaler Satellitendaten der Umgebung von Khartoum, Sudan. Diss. FU Berlin*.
- Beadnell, H.J.L. (1909): The relations of the Nubian Sandstone and the crystalline rocks south of the Oasis of Kharga (Egypt). *Quart. J. geol. Soc. London* 65: 41-54.
- Beck, K. (1988): *Die Kawahla von Kordofan*. Beck, Stuttgart
- Beck, K. (1989): Bemerkungen zu Staat, Tradition und tribaler Organisation im Sudan. In P. Waldmann & G. Elwert (Eds.): *Ethnizität im Wandel. Saarbrücken, Fort Lauderdale*.
- Beck, K. (1990): Entwicklungshilfe als Beute. *Orient* 31:583-601.



- Beck, K. (Ed.)(1991): Hamrat al-Wizz. Ein Markort am Rande der Wüste. Arbeitspapiere zu Wirtschaft, Gesellschaft und Politik in Entwicklungsländern Nr 10. Inst. F. Soziologie, FU Berlin
- Behrens, J., Burkhardt, H., Erbas, K., Fiedler-Volmer, R., Kalkbrenner, M., Lorenz, B., Schulz-Ohlberg, J. (1984): Geophysical investigations in the arid region of SW Egypt and NW Sudan, Berliner Geowiss. Abh. A50: 441-557
- Berner, R.A. (1991): A model for atmospheric CO<sub>2</sub> over Phanerozoic time. Amer. J. Sci. 291: 339-376.
- Berner, R.A. (1994): 3. GEOCARB II: a revised model of atmospheric CO<sub>2</sub> over Phanerozoic time. Amer. J. Sci. 294: 56-91.
- Bertrand, J.M., R. Caby (1978): Geodynamic evolution of the Pan-African orogenic belt: a new instrumentation of the Hoggar shield (Algerian Sahara) Geol. Rundsch. 67: 357-388
- Bernau, R., D.P.F. Barbyshire, G. Franz, U. Harms, A. Huth, N. Manour, P. Pasteels & J. Tarney (1987): Petrology, geochemistry and structural development of the Bir Safsaf-Aswan uplift/Southern Egypt. J. Afr. Earth Sci. 6: 79-90.
- Binks, R.M. & J.D. Fairhead (1992): A plate tectonic setting for the Mesozoic rifts of Western and Central Africa. In P.A. Ziegler /Ed.): Geodynamics and Rifting. Vol. 2. Tectonophys. 213: 141-151.
- Black, R. & J.P. Liégeois (1993): Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony. J. Geol. Soc. London 150: 89-98.
- Boetskes, J. (1993): Petrographische Untersuchung magmatischer und metamorpher Gesteine aus dem nördlichen Kordofan (Sudan). Unveröff. Studienarbeit, Fachgeb. Petrologie TU Berlin.
- Bonin, B. (1986): Ring Complex Granites and Anorogenic Magmatism. - North Oxford Academic Publ., Oxford
- Bonifica S.p.A. (1986): Hydrogeological studies and investigations in Northern Sudan. Unveröff. Ber. Supp. Rep. No. 1, 2, 8, 9, 16, 17. Rom
- Bosworth, W. (1985): Geometry of propagating continental rifts, Nature 316: 625-627.
- Bosworth, W. (1989): Detachment geometries and kinematics in continental rifts, (abstract), 28th International Geological Congress, Washington, 1: 176-177.
- Bosworth, W. (1992): Mesozoic and early Tertiary rift tectonics in East Africa, Tectonophysics, 209: 115-137.
- Bosworth, W. (1994): A model for the three-dimensional evolution of continental rift basins, North-East Africa, Geol. Rundsch. 83: 671-688.
- Bosworth, W., M.R. Strecker & P.M. Blisniuk (1992): Integration of East African Paleostress and Present-Day Stress Data: Implications for Continental Stress Field Dynamics. J. Geophys. Res. 97 (B8): 11851-11865.
- Bourmann, R. P., A.R. Milnes & J.M. Oades (1987): Investigations of ferricretes and related surficial ferruginous materials in parts of southern and eastern Australia.- Z. Geomorph. N. F. 64: 1-24.
- Brasse, H. (1993): Audiomagnetotellurische Untersuchungen in Nordost-Afrika, Diss., TU Berlin.
- Brasse, H., H. Burkhardt, R. Fiedler-Volmer, K. Erbas, M. Kalkbrenner, B. Lorenz, T. Radic, J. Schulz-Ohlberg (1986a): Methodische Untersuchungen zur Grundwassererkundung in ariden Gebieten, 46. Jahrestagung Deutsche Geophysikalische Gesellschaft, April 1986, Karlsruhe
- Brasse, H., H. Burkhardt, R. Fiedler-Volmer, M. Kalkbrenner, T. Radic, J. Schulz-Ohlberg (1986b): Geophysical investigations of local tectonic problems in SW Egypt and NW Sudan, Workshop intraplate tectonics and its implications to rifting and continental basin development, July 1986, Berlin.
- Brasse, H., H. Burkhardt, R. Fiedler-Volmer, V. Rath, K. Schuster (1993): Geophysical and geological investigations in the Es Safya Graben, NW Sudan, In U.Thorweihe & H. Schandelmeier (Eds): Geoscientific Research in Northeast Africa, Balkema, Rotterdam, S. 749-754.
- Brodie, J. & N. White (1995): The link between sedimentary basin inversion and igneous underplating. In J.G. Buchanan & P.G. Buchanan (Eds.): Basin Inversion. Spec. Publ. Geol. Soc. 88: 21-38.
- Brown, D.S. (1980): Freshwater Snails of Africa and their Medical Importance. Taylor & Francis, London.
- Browne, S.E. & J.D. Fairhead (1983): Gravity study of the Central African rift system: A model of continental disruption. 1. The Ngaoundere and Abu Gabra rifts, Tectonophysics, 94: 187-203.
- Browne, S.E., J.D. Fairhead & J.J. Mohamed (1985): Gravity study of the White Nile Rift, Sudan, and its regional tectonic setting. Tectonophys. 113: 123-137.
- Burchfiel, B.C. & J.H. Stewart (1966): „Pull-apart“ origin of the central segment of Death Valley, California. Geol. Soc. America Bull. 77: 439-442.
- Burger, H. (1980): Untersuchungen zur Klassifizierung von Gesteinsoberflächen auf Landsat-Aufnahmen mit Hilfe von Signatur- und Texturparametern. Berl. geowiss. Abh. A35: 1-102.
- Burkhardt, H., H. Brasse, R. Fiedler-Volmer, M. Kalkbrenner, T. Radic, J. Schulz-Ohlberg (1987): Geophysical investigations in SW Egypt and NW Sudan. In E. Klitzsch & E. Schrank (Eds). Research in Egypt and Sudan. Berliner Geowiss. Abh. (A), 75.3: 927-967.
- Burkhardt, H., H. Brasse, R. Fiedler-Volmer, U. Haußmann, M. Kalkbrenner, T. Radic, K. Schuster (1990): The application of seismic, magnetotelluric and geoelectric methods for tectonic and hydrogeological problems in SW Egypt and NW Sudan, Berliner Geowiss. Abh. (A), 120.1 (eds. E. Klitzsch and E. Schrank)

- Bussert, R. (1993a): Evolution of Cretaceous basins in northern Sudan, in Thorweihe, U., Schandelmeier, H.(eds), Geoscientific Research in Northeast Africa, Balkema, Rotterdam, 407-414
- Bussert, R. (1993b): The Albian-Cenomanian palaeoclimate in northern Sudan. In U.Thorweihe & H. Schandelmeier (Eds): Geoscientific Research in Northeast Africa, Balkema, Rotterdam, S. 415-419.
- Bussert, R. (1998): Die Entwicklung intrakratonaler Becken im Nordsudan. Diss. TU Berlin
- Bussert, R. & P.O. Reynolds (1989): Strukturelle und sedimentologische Entwicklung ausgewählter Grabenstrukturen im Zentralsudan, Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 16: 15
- Bussert, R. H. Brasse, T. Radic, P.-O. Reynolds (1990): Sedimentation and structural style of a rift-structure in northern Sudan: The Humar Basin, Berliner Geowiss. Abh. (A), 120.1 (eds. E. Klitzsch and E. Schrank)
- Byerlee, J.D. (1978): Friction of rocks. Pure and Applied Geophysics 116: 615-626.
- Campbell, J.B. (1987): Introduction to remote sensing. Guilford, New York
- Carey, S.W. (1958): Note on the columnar jointing of Tasmanian dolerite: Dolerite: a symposium, Tasmanian University, S. 229-230.
- Christmann, D. & C. Sonntag (1987): Groundwater evaporation from East-Saharan depressions by means of Deuterium and oxygen-18 in soil moisture. In: Isotope Techniques in Water Resources Development – Roc. Ser. Symp. IAEA, Vienna: 189-204
- Cloos, H. (1936): Einführung in die Geologie, ein Lehrbuch der inneren Dynamik. Bornträger, Berlin.
- Cloos, E. (1955): Experimental analysis of fracture patterns. Geol. Soc. America Bull. 66/3: 241-256.
- Cloetingh, S., H. Kooi & W. Groenewoud (1989): Intraplate stresses and sedimentary basin evolution. In: R.A. Price (Ed.): Origin and Evolution of Sedimentary Basins and their Energy and Mineral Resources, IUGG Geophys. Monogr. 48: Vol. 3: 1-16.
- Coblentz, D.D. & M. Sandford (1994): Tectonic stresses in the African Plate: Constraints on the ambient lithospheric stress state. Geology 22: 831-834.
- Colwell, R.N. (1983): Manual of remote sensing. 2 Bände, ASP, Falls Church, VA
- Cox, K.G., Bell, J.D. & R.J. Pankhurst (1979): The Interpretation of Igneous Rocks. Allen & Unwin.
- Cox, A. & R.B. Hart (1986): Plate tectonics – how it works. Blackwell, London.
- Curtis, P. & K. Brinkmann (1985): The geology of younger intrusive alkali complexes in the southwestern Nuba mountains, Sudan. Results of reconnaissance mapping. Geol. Jb., Hannover, Reihe B63, 41 S.
- Curtis, P. & H. Lenz (1985): Geological and geochronological investigations of selected alkali igneous complexes in the Nuba Mountains, southern Kordofan, Sudan. - Geol. Jb., D69, 3-24.
- Davis, G.H. (1984): Structural Geology of Rocks and Regions. Wiley, New York
- Davis, G.H. & S.J. Reynolds (1996): Structural Geology of rocks and regions. Wiley, New York
- Deetz, M. (1988): Die Arbeitskarten Sudan 1:250.000. In: B. Meissner (Ed.): Beispiele zur Anwendung von Fernerkundungsdaten für Karten in Ländern der Dritten Welt. Berliner geowiss. Abh. C 10: 15-21.
- Delany, F.M. (1955): Ring structures in northern Sudan. Geol. Helv. 48: 133-148.
- Delany, F.M. (1956): Observations on the Sabaloka Series of the Sudan. Trans. Proc. Geol. Soc. South Afr. 61: 111-124.
- Dingfeld, G. (1988): Egypt 1:25.000 / Gebel Hamata – Beispiel einer anwendung von Fernerkundungsdaten für eine Kartenbasis einer geologischen und einer topographischen/chorographischen Karte. Berliner geowiss. Abh. C 10: 35-50.
- Drury, S.A. (1987): Image interpretation in geology. Allen & Unwin, London.
- Dunne, W.M. & P.L. Hancock (1994): Palaeostress Analysis of Small-Scale Brittle Structures. In P.L. Hancock: Continental Deformation. S. 101-120. Pergamon, Oxford.
- Ebinger, C.J. (1989): Geometric and kinematic development of border faults and accommodation zones, Kivu-Rusizi rift (Africa), Tectonics 8, 117-133
- Eby, G.N. (1992): Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. Geology 20: 641-644.
- Eisbacher, G.H. (1996): Einführung in die Tektonik. Enke, Stuttgart
- El Kalifa, M. & U. Ripke (1990): Geological interpretation of remote sensing data for the map Tagabo Hills 1:250.000. Berl. geowiss. Abh. C13
- Endriszewitz, M. (1988): Gliederung der „Nubischen Serie“ in Südost-Ägypten – Auswertung von Gelände- und Fernerkundungsdaten. Berl. geowiss. Abh. A79: 1-141.
- Fairhead, J.D. (1988): Mesozoic plate tectonic reconstructions of the South Atlantic Ocean: The role of the West and Central African rift system, Tectonophysics, 155: 181-191.
- Fairhead, J.D. (1992): The West and Central African rift systems: Foreword, Tectonophysics 213: 139-140.
- Flexer, A., Rosenfeld, A., Lipson-Benitah, S. & Honigstein, A. (1986): Relative sea-level changes during the cretaceous in Israel. Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 70: 1685-1699.
- Fox, P.J. & D.G. Gallow (1984): Tectonic model for ridge-transform-ridge plate boundaries: implications for the structure of oceanic lithosphere. Tectonophysics. 104: 205-242.

- Frakes, L.A. & Francis, J.E. (1990): Cretaceous paleoclimates.- In: Ginsburg, R.N. & Beaudoin, B. (Hrsg): Cretaceous Resources, events and Rhythms, 273-287, Kluwer acad. publ., Dordrecht
- Franz, G., H. Puchelt & P. Pasteels (1987): Petrology, geochemistry and age relations of Triassic and Tertiary volcanic rocks from SW Egypt and NW Sudan. *J. Afric. Earth Sci.* 6: 335-352.
- Franz, G., U. Harms, T. Denkler & P. Pasteels (1993): Late Cretaceous activity in the Delgo Uplift (Northern Province, Sudan). In U.Thorweihe & H. Schandelmeier (Eds): *Geoscientific Research in Northeast Africa*. Balkema, Rotterdam, S. 227-230.
- Franz, G. & H. Schandelmeier (1993): Teilprojekt E3: Intrakratonale geodynamische Prozesse im Nord-/Zentral Sudan. In SfB 69: *Geowissenschaftliche Probleme in ariden und semiariden Gebieten*. Berichtsband 1990-1993. TU Berlin, S. 45-52.
- Fraser, D.C. (1969): Contouring of VLF-EM Data. *Geophysics* 34: 958-967.
- Friedman, G. M. (1967): Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. *J. Sed. Petrol.* 37-2: 327-345, Menasha, Wisconsin
- Gamond, J.F. (1987): Bridge structures as sense of displacement criteria in brittle fault zones. *J. Structural. Geol.* 9: 609-620.
- Ganz, H., W. Kalkreuth, S.N. Ganz, F. Öner, M.J. Pearson & H. Wehner (1990): Infrared Analysis - State of the art. *Berl. geowiss. Abh. A* 120.2
- Gassmann, G., Ü. Yalcin & A. Hauptmann (1995): Frühmittelalterliche Eisenproduktion in Kippenheim, Südbaden: Ein „missing link“ zwischen Rennfeuertverfahren und Roheisentechnologie. *Metalla (Bochum)* 2.2: 43-52.
- Genik, G.J. (1992): Regional framework, structural and petroleum aspects of rift basins in Niger, Chad and the Central African Republic (C.A.R.). *Tectonophys.* 213: 169-185.
- Genik, G.J. (1993): Petroleum geology of Cretaceous-Tertiary rift basins in Niger, Chad and the Central African Republic. *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol.* 77: 1405-1434.
- Guiraud, R., R.M. Brinks, J.D. Fairhead & M. Wilson (1992): Chronology and geodynamics setting of Cretaceous-Cenozoic rifting in West and Central Africa. *Tectonophysics*: 213: 227-234.
- Guiraud, R. & J-C.Maurin (1992): Early Cretaceous rifts in Western and Central Africa: an overview. *Tectonophys.* 213: 153-168.
- Guiraud, R. & J-C.Maurin (1993): Cretaceous rifting and basin inversion in Central Africa. In U.Thorweihe & H. Schandelmeier (Eds): *Geoscientific Research in Northeast Africa*. Balkema, Rotterdam, S. 203-206.
- Gläser, B. (1987): Altdünen und Limmite in der nördlichen Republik Sudan als morphogenetisch-paläoklimatischer Anzeiger. *Akad. Wiss. Göttingen*
- Gonzalez, R.C. & P. Wintz (1987): *Digital image processing*. Addison-Wesley, Reading
- Goudie, A.S. (1983): Dust storms in space and time. *Progr. Phys. Geogr.* 7: 502-529.
- Grunicke, J.-M., Meissner & Y. Wang (1993): Methods of Desertification Monitoring in Cold Semiarid Regions by Cartographic Application of Remote Sensing Data. Example sheet Naimann Banner/Inner Mongolia, China. In B. Meissner & U. Ripke (Eds.): *Examples of Remote Sensing Cartography in Arid and Semiarid Regions*. Berl. geowiss. Abh. C15:217-230.
- Haq, B.U., J. Hardenbol & P.R. Vail (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235: 1156-1167.
- Haq, B.U., J. Hardenbol & P.R. Vail (1988): Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In: C.K.Wilgus, B.S. Hastings, C.G.S.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross & J.C. van Wagoner (Eds.): *Sea level changes: an integrated approach*, Spec. Publ. Soc. econ. Paleontol. Miner. 42: 71-108
- Harms, U. (1989): Krustenentwicklung in Nordost-Afrika: geochemische und isotopengeochemische Untersuchungen von Granitoiden aus Südägypten und Nordsudan. *Berl. geowiss. Abh. A*108:1-152
- Harms, U. (1989): Krustenentwicklung in Nordost-Afrika: Geochemische und isotopengeochemische Untersuchungen von Granitoiden aus Südägypten und Nordsudan. *Berl. geowiss. Abh. A*108: 1-152
- Harms, U., H. Schandelmeier & D.P.F. Darbyshire (1990): Pan-African reworked early/middle Proterozoic crust in NE-Africa west of the Nile: Sr and Nd isotope evidence. *J. Geol. Soc. London* 147: 859-872.
- Harms, U., D.P.F. Darbyshire, T. Denkler M. Hengst & H. Schandelmeier (1994): Evolution of the Neoproterozoic Delgo suture zone and crustal growth in the northern Sudan: geochemical and radiogenic isotope constraints. In H. Schandelmeier, R.J. Stern & A. Kröner (Eds.): *Geology of Northeast Africa*. *Geol. Rdsch.* 83:591-603
- Hansohm, D. & K. Wohlmuth (1987): *Sudans Small Industrie Development – Structures, Failures and Perspectives*. Sudanforschungsgruppe der Univ. Bremen, Diskussionspapier Nr. 16.
- Haußmann, U. (1993): *Auswertung gravimetrischer Daten aus dem Nordwest-Sudan*. Dissertation, TU Berlin
- Hayward, N.J. & C.J. Ebinger (1996): Variations in the along-axis segmentation of the Afar Rift system. *Tectonics* 15: 244-257.
- Haynes, C.V. (1987): Holocene Migration Rates of the Sudano-Sahelian Wetting Front, Arab'in Desert, Eastern Sahara. In A.E. Close (Ed.): *Prehistory of Arid North Africa*. Southern Methodist Univ. Press, Dallas.

- Hendriks, F. & Schrank, E. (1990): The marine Abu Ballas Formation of southern Egypt: a claymineralogic and microfioral reconstruction of the Aptoan paleoclimate. *J. Afr. Earth. Sci.* 10: 471-481.
- Hesse, G. (1991): Die Händler in Hamrat al-Wizz. Soziale und ökonomische Beziehungen in einem ländlichen Marktzentrum Nordkordofans. In K. Beck (Ed.): Hamrat al-Wizz. Ein Marktort am Rande der Wüste. Arbeitspapiere zu Wirtschaft, Gesellschaft und Politik in Entwicklungsländern Nr 10. S. 88-133. Inst. F. Soziologie, FU Berlin
- Hesse, G. (1996): Feldarbeit und Dürrekrise bei Hirsebauern in Nordkordofan/Sudan. In K. Beck & G. Spittler (Ed.): Arbeit in Afrika. S. 123-140.
- Hiepler, K. (1991): Dürrekrise, Sedentarisierung und sozialer Wandel. In K. Beck (Ed.): Hamrat al-Wizz. Ein Marktort am Rande der Wüste. Arbeitspapiere zu Wirtschaft, Gesellschaft und Politik in Entwicklungsländern Nr 10. S. 175-203. Inst. F. Soziologie, FU Berlin
- Hinz, K. (1981): A hypothesis on terrestrial caastrophes. *Geol. Jahrb. E* 22: 2-28.
- Höhndorf, A., K.D. Meinhold & J.R. Vail (1994): Geochronology of anorogenic igneous complexes in the Sudan: isotopic investigations in North Kordofan, the Nubian Desert and the Red Sea Hills. *J. Afr. Earth Sci.* 19: 3-15.
- Hord, R.M. (1982): Digital image processing of remotely sensed data. Academic Press, New York
- Hunt, G.R. & J.W. Salisbury (1970): Visible and near infrared spectra of minerals and rocks: I. Silicate minerals. *Modern Geol.* 1: 283-300
- Hunt, G.R. & J.W. Salisbury (1971): Visible and near infrared spectra of minerals and rocks: II. Carbonates. *Modern Geol.* 2: 22-30.
- Hunt, G.R. & J.W. Salisbury (1976): Visible and near infrared spectra of minerals and rocks: III. Metamorphic rocks. *Modern Geol.* 5: 219.228
- Huth, A. & G. Franz, 1988: Structural development of the Precambrian basement in the Bir Safsaf-Aswan area, SW Egypt. *Geol. Rundschau* 77: 439-452.
- Ibrahim, A.E., C.J. Ebinger & J.D. Fairhead (1996): Lithospheric extension northwest of the Central African Shear Zone in Sudan from potential field studies. *Tectonophys.* 255: 79-97.
- Imhof, E. (1972): Thematische Kartographie. Lehrbuch der Allgemeinen Geographie Bd. 10. De Gruyter, Berlin.
- Irvine, T.N. & W.R.A. Baragar (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.* 8: 523-547.
- Jacob, H. (1990): Groundwater research in selected areas of the Northern Sudan using environmental isotopes (<sup>2</sup>H, <sup>3</sup>H, <sup>18</sup>O). Technical Rep. to the IAEA, unpublished, Heidelberg, Wien.
- Jas, C. (1993): Stratigraphie, Sedimentologie und Geochemie paläozoischer und mesozoischer interkratonischer Sedimente in Norddarfur und angrenzenden Provinzen/NW-Sudan. Dissertation, TU Berlin
- Jasmund, K. (1993): Bildung und Umbildung von Tonmineralen. In: Jasmund & Lagaly (Hrsg.): Tonminerale und Tone, S. 33-88. Steinkopff Verlag, Darmstadt
- Jensen, J.R. (1986): Introductory digital image processing. Prentice-Hall, Englewood Cliffs/NJ
- Jorgensen, G.J. & W. Bosworth (1989): Gravity modeling in the Central African Rift System, Sudan: Rift geometries and tectonic significance, *J. Afr. Earth Sci.* 8: 283-306.
- Juleff, G. (1996): An ancient wind-powered iron smelting technology in Sri Lanka. *Nature* 379: 60-63.
- Kaiser, R. (Ed.)(1981): The Global 2000 Report to the President. Deutsch: Global 2000 – der Bericht an den Präsidenten. Verlag 2001, Frankfurt/M.
- Kaska, H. V. (1989): A spore pollen zonation of Early cretaceous to Tertiary nonmarine sediments of Central Sudan. *Palynology* 13: 79-90.
- Kaufmann, H. (1988): Mineral explorations along the Aqaba-Levant Structure by use of TM-data – Concepts, processing and results. *Int. J. remote Sens.* 9,10 S: 1639-1658.
- Keesmann, I. (1989): Chemische und mineralogische Detailuntersuchungen zur Interpretation eisenreicher Schlacken. In R. Pleiner: Archaeometallurgy of Iron, Results Achieved 1967-1987. Int. Symp. Comité pour la sidérurgie ancienne de l'UISSP, Liblice, 5.-9. Oct. 1987, Prag. S. 17-33.
- Keesmann, I., J. Preuß & J. Endres (1983): Eisengewinnung aus lateritischen Erzen, Ruki-Region, Provinz Equateur/Zaire. *Offa* 40: 183-190.
- Kheiralla, M.K. (1966): A study of the Nubian Sandstone formation of the Nile Valley between 14° N and 17° 42' N with references to the groundwater geology. Msc. Thesis, University Khartoum
- Klinger, F.E. (1942): Die nutzbaren Lagerstätten im Englisch-ägyptischen Sudan. In F. Behrend (Ed.): Afrika. Handbuch der praktischen Kolonialwissenschaften Bd. III/1. S. 103-112. De Gruyter, Berlin.
- Klinger, H. (1988): Großkamele. In B. Grzimek: Grzimeks Enzyklopädie - Säugetiere, Kindler München, Bd. 5. S.82-96.
- Klitzsch, E. (1980): Neue stratigraphische und paläogeographische Ergebnisse aus dem Nordwest-Sudan. *Berl. geowiss. Abh.* A20: 217-222.
- Klitzsch, E. (1984): Northwestern Sudan and bordering areas: geological development since Cambrian time. *Berl. Geowiss. Abh.* A 50: 23-45.

- Klitzsch, E. (1986): Plate tectonics and cratonal geology in Northeast Africa (Egypt, Sudan). *Geol. Rundschau* 75: 755-768
- Klitzsch, E. (1987): The paleogeographic development of NE-Africa. In G. Matheis & H. Schandelmeier (Eds.): *Current Research in African Earth Sciences*. S. 159-164. Balkema, Rotterdam.
- Klitzsch, E. (1994): Geological exploration history of the Eastern Sahara. *Geol. Rundschau* 83: 475-483.
- Klitzsch, E. & K. Germann (1993): Teilprojekt E3. Sedimentbecken im Nordsudan, ihre Tektonik und ihre Lagerstätten. In SfB 69: *Geowissenschaftliche Probleme in ariden und semiariden Gebieten*. Berichtsband 1990-1993. TU Berlin, S. 35-43.
- Klitzsch, E., Rushdi Said & E. Schrank (Eds.) (1984): *Research in Egypt and Sudan*. Berl. geowiss. Abh. A50
- Klitzsch, E. & E. Schrank (Eds.) (1990): *Research in Sudan, Somalia Egypt and Kenya. Results of a special Research Project Arid and Semi-arid Areas*. Berl. geowiss. Abh. A120.1, 120.2.
- Koch, W. (1995): *Analyse und Visualisierung geowissenschaftlicher Daten mit Hilfe digitaler Bildverarbeitung und eines Geo-Informationssystems*. Diss. FU Berlin.
- Kontny, J. (1993): *Grundwasserverdunstung in ostsaharischen Senkengebieten unter Berücksichtigung der Transpiration wild wachsender Vegetation*. Berl. geowiss. Abh. A151.
- Köster, H. M. & Schwertmann, U. (1993): *Beschreibung einzelner Tonminerale*. In: Jasmund & Lagaly (Hrsg.): *Tonminerale und Tone*, S. 33-88. Steinkopff Verlag, Darmstadt
- Kronberg, P. (1967): *Photogeologie*. Clausthaler Tekton. Hefte 6. Pilger, Clausthal-Zellerfeld.
- Kronberg, P. (1977): *Die regionale und überregionale Bruchtektonik Mitteleuropas – Bestandsaufnahme und Interpretation*. In: W. von Zeil (Ed.): *Geotektonische Forschungen* 53: 7-41. Stuttgart.
- Kronberg, P. (1984): *Photogeologie – Grundlagen und Methoden der geologischen Auswertung von Luftbildern*. Enke, Stuttgart
- Kronberg, P. (1985): *Fernerkundung der Erde*. Enke, Stuttgart.
- Kröner, A. (1979): Pan african plate tectonics and its repercussion on the crust of northeast Africa. *Geol. Rundschau* 68: 565-583.
- Kröpelin, S. (1993): *Zur Rekonstruktion der spätquartären Umwelt am Unteren Wadi Howar (Südöstliche Sahara/NW-Sudan)*. Berliner Geogr. Abh. 54: 1-293.
- Kröpelin, S. & I. Soulie-Märsche (1991): *Charophyte Remains from Wadi Howar as Evidence for Deep Mid-Holocene Freshwater Lakes in the Eastern Sahara of Northwest Sudan*. *Quaternary Res.* 36: 210-223.
- Küster, D. (1993): *Geochemistry and petrogenesis of Permo-Jurassic oversaturated alkaline complexes of northern Kordofan, central Sudan*. In Thorweihe, U. & Schandelmeier, H. (eds.): *Geoscientific Research in Northeast Africa*. Balkema, 197-201.
- Lambiase, J.J. (1989): *The framework of African Rifting during the Phanerozoic*. *J. Afr. Earth Sci.* 8: 183-190.
- Langel, R.A. (1997): *Geomagnetism from Space: Accomplishments and Prospects*. *Geowissenschaften* 15: 90-94
- Lattard, D., G. v. Goerne & G. Franz (1993): *Metamorphic evolution of the Panafrican Basement in the Meidob volcanic field (Darfur Domne, Sudan)*. In U.Thorweihe & H. Schandelmeier (Eds): *Geoscientific Research in Northeast Africa*, S. 161-163. Balkema, Rotterdam
- Leader, M. B. (1982): *Sedimentology: Processes and Products*. Allen & Unwin Publications.
- Lewis, D. W. (1984): *Practical Sedimentology*. - Hutchinson Ross Publ. Co., USA
- Lillesand, T.M. & R.W. Kiefer (1987): *Remote sensing and image interpretation*. 2. Aufl., Wiley, New York
- Linke, H.-W. (1986): *Golf von Suez – Geologie und Tektonik*. Diss. TU-Berlin.
- List, F.K. (1968): *Zur Technik der photogeologischen Auswertung im kalkalpinen Bereich (Heiterwand Gebiet, östliche Lechtaler Alpen, Tirol)*. *Geol. Rdschau*. 58: 196-219.
- List, F.K. (1976): *Experiences from a geological remote sensing Project in Africa (Tibesti Mountains, Chad)*. UN-FAO *Interregional Training Seminar on Remote Sensing Appl.*, S. 69-76, Lengries.
- List, F.K. (1983): *Fernerkundung der Erde – Unverzichtbare Methode der geologischen Forschung*. S 3-17 in F.K. List & B. Meissner (Ed.): *Fernerkundung der Erde an der Freien Universität Berlin*. Berliner geowiss. Abh. A 47
- List, F.K. (1992): *Remote sensing and digital image processing: current status and trends*. In P. Bankwitz & F.K. List (eds.): *Proceedings of the Third United Nations International Training Course on remote sensing applications to geological sciences, held at Potsdam and Berlin, October 7 to 25, 1991*. Berliner geowiss. Abh. D 1: 19-26.
- List, F. K. (1992): *Basic Physics of Remote Sensing*. In P. Bankwitz & F.K. List (eds.): *Proceedings of the Third United Nations International Training Course on remote sensing applications to geological sciences, held at Potsdam and Berlin, October 7 to 25, 1991*. Berliner geowiss. Abh. D 1: 27-49.
- List, F.K., D. Helmcke & N.W. Roland (1974): *Vergleich der geologischen Information aus Satelliten- und Luftbildern sowie Geländeuntersuchungen im Tibesti-Gebirge, Zentral-Sahara, Tschad*. *Bildmess. & Luftbildwes.* 42/4: 116-122.

- List, F.K., D. Helmcke & N.W. Roland (1975): Geologische Information im Satellitenbild und Luftbild – Erfahrungen aus dem Forschungsprojekt Tibesti-Gebirge (NASA LANDSAT-1 SR-349). DfVLR-DPG Symp. Erdkundung, S. 329-344. Köln-Porz.
- List, F.K., H. Burger, E. Klitzsch, B. Meissner, G. Pöhlmann & H. Schmitz (1978): Geological interpretation of LANDSAT imagery of Southwestern Egypt. Proc. intern. Symp. Remote Sensing (Int. Arch. Photogrammetry 22-7) 3: 2195-2208.
- List, F. K., B. Meissner & M. Endriszewitz (1987): Operational remote sensing for thematic mapping in Egypt and Sudan. -Berl. geowiss. Abh. A, 75.3: 907-926
- List, F. K., B. Meissner & G. Pöhlmann (1989): Concept and Methodology of Map Project. In M. Hermina, E. Klitzsch & F.K. List (Eds.): Stratigraphic Lexicon and Explanatory Notes on the Geological Map of Egypt 1:500000. S. 17-31, Conoco Inc. & E.G.P.C., Kairo
- List, F. K., B. Meissner & G. Pöhlmann (1990): Application of remote sensing and satellite cartography in preparing new geological map 1:500.000. In Rushdi Said (Ed.): The Geology of Egypt. S. 27-44. Balkema, Rotterdam.
- List, F. K., A. Richter & R. Schöle (1987): Digital image processing and ground reflectance measurements - applications in arid areas. Berl. geowiss. Abh. A75.3: 873-906
- List, F.K. & R. Schöle (1990): Satellite remote sensing applications in geology, land use, and mineral exploration in Egypt and Sudan. In E. Klitzsch & E. Schrank (Eds.): Research in Egypt and Sudan, Reimer, Berlin, Berl. geowiss. Abh. A 120.1: 399-418.
- Lorenz, J.C. (1987): Mixed fluvial systems of the Messak Sandstone, a deposit of the Nubian lithofacies, southwestern Lybia. Sediment. Geol. 54: 245-264.
- MacDonald, R. (1987): Quarternary peralkaline silicic rocks and caldera volcanoes of Kenya. - In Fitton, J.G. & Upton, B.G.J. (eds.): Alkaline Igneous Rocks. Geol. Soc. Spec. Publ. 30: 313-333.
- MacDonald, R., G.R. Davies, C.M. Bliss, P.T. Leat, D.K. Bailey & R.L. Smith (1987): Geochemistry of high-silica peralkaline rhyolites, Naivasha, Kenya Rift Valley. J. Petrol. 28: 979-1007.
- MacMichael, H.A. (1912): The Tribes of Northern Kordofan. Reprint 1967, Frank Cass
- MacMichael, H.A. (1927): Notes on the Gebel Haraza. Sudan Notes and Records 10
- Makris, J. & R. Rihm (1991): Shear-controlled evolution of the Red Sea: pull apart modell. Tectonophys. 198: 441-466.
- Mann, D.C. (1989): Thick-skin and thin-skin detachment faults in continental Sudanese rift basins, J. Afr. Earth Sci.8: 307-322.
- Mann, P, M.R.Hempton, D.C.Bradley & K.Burke (1983): Development of Pull-apart Basins. J.Geol.91: 529-554
- Martin, R. (1968): Pleistocene mollusks from Sudanese Nubia. In F. Wendorf (Ed.): The Prehistory of Nubia. Vol 1, Fort Burgwin Res. & Southern Methodist Univ. Press, Dallas.
- Mbede, E.I. (1993): Uplift history of Rukwa Rift, SW Tanzania: Apatite Fission Track analysis. In U. Thorweihe & Schandelmeier, H. (Eds.): Geoscientific Research in Northeast Africa. Balkema, S: 319-321
- McCauley, J.F., G.G. Schaber, C.S. Breed, M.J. Grolier, C.V. Haynes, B. Issawi, C. Elachi & R. Blom (1982): Subsurface Valleys and Geoarcheology of the Eastern Sahara revealed by Shuttle Radar. Science 218: 1004-1020
- McCauley, J.F., C.S. Breed, G.G. Schaber, W.P. McHugh, B. Issawi, C.V. Haynes, M.J. Grolier & A. El Kilani (1986): Paleodrainages of the eastern Sahara – The radar rivers revisited. Inst. Electronics Eng. Trans. Geosci. Remote Sensing GE-24: 624-648.
- McHargue, T.R., T.L. Heidrick, J.E. Livingston (1992): Tectonostratigraphic development of the Interior Sudan rifts, Central Africa, Tectonophysics 213, 187-202.
- Means, W.D. (1987): Stress and Strain. Springer. New York.
- Meissner, B. (1984): Topographische Interpretation von Fernerkundungsdaten für „Basiskarten zur thematischen Kartierung arider Gebiete“. Berl. geowiss. Abh. C2: 57-68.
- Meissner, B. (1988): „Work sheet“: Es Safya ND 36A, Umm Suneita ND 35D, Kagmar ND 36E, Sodiri ND 35H, Maßstab 1:250.000, 1. Ausgabe, TFH Berlin.
- Meissner, B. (1988): Zur Anwendung von Fernerkundungsdaten für Karten in Ländern der Dritten Welt. In B. Meissner (Ed.): Beispiele zur Anwendung von Fernerkundungsdaten für Karten in Ländern der Dritten Welt. Berliner geowiss. Abh. C 10: 5-14
- Meissner, B. & U. Ripke (1983): Ein schneller Interpretationsweg für geologische Karten mittlerer Maßstäbe in ariden Gebieten. In F.K. List & B. Meissner (Ed.): Fernerkundung der Erde an der Freien Universität Berlin. Berliner geowiss. Abh. A 47: 75-86.
- Meissner, B., U. Ripke & F. Christ (1990): Topographic and thematic map approach Sudan 1:250.000. In E. Klitzsch & E. Schrank (Eds.): Research in Egypt and Sudan. Berl. Geowiss. Abh. A 120.1: 351-373
- Meissner, B. & U. Ripke (eds)(1993): Examples of Remote Sensing Cartography in Arid and Semiarid Regions. Berl. geowiss. Abh. C 14

- Meissner, B. & H.-J. Schmitz (1983): Zur Kartierung alter Entwässerungssysteme in der Sahara mit Hilfe von Fernerkundungs-Daten – am Beispiel des Nordwest-Sudans. In F.K. List & B. Meissner (Ed.): Fernerkundung der Erde an der Freien Universität Berlin. Berl. geowiss. Abh. A 47: 87-93.
- Meissner, B. & R. Tehrani (1984): Zur Methodik der visuellen Interpretation von Fernerkundungs-Daten für die geologische Kartierung in kleinen Maßstäben. Berl. geowiss. Abh. A17: 1-122.
- Mensching, H. (1971): Der Sahel in Westafrika. In G. Borchert, G. Overbeck & G. Sandner: Wirtschafts- und Kulturräume der außereuropäischen Welt. Festschrift f. A. Kolb. Hamburger Geogr. Stud. 24: 61-73.
- Mensching, H. (1986): Die Sahelzone. Naturpotential und Probleme seiner Nutzung. Problemräume der Welt 6. Köln.
- Miall, A.D. (1978): Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In Miall, A.D. (Hrsg.): Fluvial Sedimentology, Mem. Can. Soc. Petroleum Geol. 5: 597-604, Calgary.
- Miall, A.D. (1985): Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. Earth-Sci. Rev. 22: 261-308.
- Miall, A.D. (1996): The Geology of Fluvial Deposits. Springer, New York/Heidelberg/Berlin
- Milani, E.J. & I. Davison (1988): Basement Control and transfer tectonics in the Reconcavo-Tucano-Jatoba Rift, Northeast Brazil. Tectonophysics 154: 41-70.
- Möbus, G. (1989): Tektonik. Eine methodische Einführung für Studium und Praxis. VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie. Leipzig.
- Mohr, O.C. (1990): Welche Umstände bedingen die Elastizitätsgrenze und den Bruch eines Materials. Zeitschr. Vereins dt. Ing. 44: 1524-1530.
- Mückenhausen, E. (1975): Entstehung, Eigenschaften & Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland. DLG-Verlag, Frankfurt/M
- Müller, G. (1964): Methoden der Sedimentuntersuchung. Schweizerbarth, Stuttgart.
- Müller-Sohnius, D. & P. Horn (1994): K-Ar dating of ring complexes and fault systems in northern Kordofan, Sudan: evidence for independent magmatic and tectonic activity. Geol. Rundschau 83: 604 - 613.
- NASA (1976): Landsat data user's handbook. Goddard Space Flight Center Doc. 76SDS-4258, Greenbelt
- NASA (1982): Landsat data user's notes. U.S. Geol. Survey/NOAA, Sioux Falls.
- NASA (1984): A prospectus for Thematic Mapper research in the Earth Sciences. NASA Tech. Memo. 86149. Goddard Space Flight Center, Greenbelt
- Nachtigal, G. (1879): Tibesti. Die Entdeckung der Riesenkrater und die Erstdurchquerung des Sudans. Reprint 1978. Erdmann. Tübingen & Basel
- Nelson, R.A., T.L. Patton & C.K. Morley (1992): Rift-segment interaction and its relation to hydrocarbon exploration in continental rift systems. Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol. 76: 1153-1169.
- Nickelsen, R.P. & V.N.D. Hough (1967): Jointing in the Appalachian Plateau of Pennsylvania. Bull. geol. Soc. Amer. 78: 609-630.
- Noack, W. (1997): Geoarchäologie aus dem Weltraum – wenn der Satellit den Spaten ersetzt. Geospektrum 1/97: 11-15.
- Odébdédé, M. O. & A. Skarby (1980): Ariadnaesporites (Salviniaceae) from the Cretaceous of Nigeria.- Grana 19: 197 - 209
- O'Halloran, D.A. (1985): Ras Ed Dom migrating ring complex: A-type granites and syenites from the Bayuda Desert, Sudan. In R.Black & P.Bowden (Eds.): Alkaline Ring Complexes in Africa. J.Afr. Earth Sci. 3: 61-76
- Olsen, K.H. & P. Morgan (1995): Introduction: Progress in understanding continental rifts. In. K.H. Olsen (Ed): Continental Rifts: Evolution, Structure, Tectonics, Dev. Geotectonics 25: 3-26.
- Öner, F. (1994): Quantitative Mineralbestimmung in Sedimentgesteinen: Anwendung IR- spektroskopischer Methoden. Berl. geowiss. Abh. A 157.
- Pallme, I. (1844): Travels in Kordofan. London,
- Passega, R. (1964): Grain size representation by CM patterns as a geological tool. Jour. Sed. Petrol. 34, 4, 830-847. Menasha, Wisconsin.
- Passega, R. & Byramjee, R. (1969): Grain Size Image of Clastic Deposits. Sedimentology 13: 233 – 252, Amsterdam.
- Pavoni, N. (1993): Pattern of mantle convection and Pangea break-up, as revealed by the evolution of the African plate. J. geol. Soc. London 150: 953-964.
- Pearce, J.A. (1980): Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites. Proc. Int. Ophiolite Symposium 1979, Nicosia, Cyprus, S. 261-272.
- Pearce, J.A., N.B.W. Harris & A.G. Tindle (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J. Petrol. 25: 956-983.
- Petit, J.P. (1987): Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. J. Structural Geol. 9: 597-608.
- Pettijohn, P., Potter, P.E. & Siever, R. (1972): Sand and Sandstone. Springer Verlag, New York/Heidelberg/Berlin

- Pöhlmann, G. (1984): Basiskarten arider Gebiete. Berl. geowiss. Abh. C2: 3-54.
- Pöhlmann, G. & B. Meissner (1984): Basiskarten für die thematische Kartierung arider Gebiete. Berl. geowiss. Abh. C2:1-106.
- Pudlo, D. & G. Franz (1994): Dike rock generation and magma interactions in the Bir Safsaf igneous complex, south-west Egypt: Implications for the Pan-African evolution in north-east Africa. In H. Schandelmeier, R.J. Stern & A. Kröner (Eds.): *Geology of Northeast Africa*. Geol. Rdsch. 83: 523-536
- Putzer, H. (1962): Mineralogische Rohstoffe und Bergbau-Chancen in der Republik Sudan. *Umschau* 1962/10: 302-305
- Rabinowitz, P.D., M.F.Coffin & D.Falvey (1983): The separation of Madagascar and Africa. *Science* 220: 67-69
- Rath, V., T. Radic & Y. Krause (1997): The use of 3-D modeling in the design of a new measuring technique for near-surface surveys. In M. Oristaglio & B. Spies (Ed.): *Three-Dimensional Electromagnetics*. Soc. Expl. Geophys., Tulsa.
- Reeves, J.J. (1970): Origin, classification and geologic history of caliche on the southern High Plains, Texas, and eastern New Mexico. *J. Geol.* 78: 352-362.
- Rehren, T. (1995): Meroe, Eisen und Afrika. *Mitt. Sudanarchäolog. Ges. Berlin*. H. 3: 20-25.
- Rehren, T. (1996): Meroitische Eisenobjekte aus Musawwarat es Sufra. *Mitt. Sudanarchäolog. Ges. Berlin*. Heft 5: 19-27
- Reynolds, P.O. (1993): Plate tectonic aspects of continental rift basin formation in central and west Sudan. In U. Thorweih & H. Schandelmeier (Eds.): *Geoscientific Research in Northeast Africa*. Balkema, S. 207-212.
- Richards, J.A. (1992): *Remote sensing digital image analysis. An introduction*. 2. Aufl. Springer, Berlin.
- Richter, A. (1983a): Bodengebundene Radiometrische Reflexionsmessungen. In F.K. List & B. Meissner (Ed.): *Fernerkundung der Erde an der Freien Universität Berlin*. Berliner geowiss. Abh. A 47: 141-158.
- Richter, A. (1983b): Ein schwenkbarer Teleskopmast – notwendiges Hilfsmittel für bodengebundene radiometrische Reflexionsmessungen. In F.K. List & B. Meissner (Ed.): *Fernerkundung der Erde an der Freien Universität Berlin*. Berliner geowiss. Abh. A 47: 159-166.
- Ripke, U. (1988): Geologische Arbeitskarten. In: B. Meissner (Ed.): *Beispiele zur Anwendung von Fernerkundungsdaten für Karten in Ländern der Dritten Welt*. Berliner geowiss. Abh. C 10: 23-34.
- Ripke, U. (1988): Oberflächen- und Reliefdarstellung arider Gebiete mit Hilfe der Fernerkundung. Berl. geowiss. Abh. C2:1-111
- Roland, N.W. (1973): Die Anwendung der Photointerpretation zur Lösung stratigraphischer und tektonischer Probleme im Bereich von Bardei und Aozou (Tibesti-Gebirge, Zentral Sahara). Berl. geowiss. Abh. 19: 1-80.
- Röper, H.-P. (1988): Kalkkrusten in Südwest-Ägypten. *Bochumer geol. geotechn. Arb.* 29. 163-166.
- Rosendahl, B.R., E. Kilembe & K. Kaczmarick (1992): Comparison of the Tanganyika, Malawi, Rukwa and Turkana Rift zones from analyses of seismic reflection data. *Tectonophysics* 213: 235-256.
- Russegger, J.R. (1842): *Geognostische Karte von Aegypten*. Schweizbarth'sche Buchhandlung, Stuttgart
- Sandford, K.S. (1935): Geological observations on the north-west frontiers of the Anglo-Egyptian Sudan and the adjoining part of the southern Libyan Desert. *Quart. J. geol. Soc. London* 91: 323-381
- Sabins, F.F. (1986): *Remote sensing: principles and interpretations*. Freeman; San Francisco.
- Sachs, L. (1992): *Angewandte Statistik*. Springer, Berlin.
- Sandfort, K.S. (1936): Observations on the distribution of land and freshwater mollusca in the southern Libyan Desert. *Quat. J. Geol. Soc. London* 92: 201-220.
- Said, R. (in Vorb.): *Desert and man in ancient Egypt*. Mskr. 28 S.
- Sayce, A.H. (1912): *Second interim Report on the Excavations at Meroe in Ethiopia II. The historical Results*. Liverpool Annals of Archaeology and Anthropology IV: 53-65.
- Schandelmeier, H. (1988): Pre-Cretaceous intraplate basins of NE Africa. *Episodes* 11: 270-274.
- Schandelmeier, H. & F. Darbyshire (1984): Metamorphic and magmatic events in the Uweinat – Bir Safsaf Uplift (Western Desert/Egypt). *Geol. Rdsch.* 73: 819-831.
- Schandelmeier, H., A. Huth, U. Harms, G. Franz, R. Bernau (1987): The East Saharan Craton in Southern Egypt and Northern Sudan: Lithology, metamorphism, magmatism, geochronology and structural development. In E. Klitzsch & E. Schrank (Eds). *Research in Egypt and Sudan*. Berliner Geowiss. Abh. A75.1 : 25-48
- Schandelmeier, H., E. Klitzsch, F. Hendriks & P. Wycisk (1987): Structural development of North-East Africa since Precambrian times. In E. Klitzsch & E. Schrank (Eds). *Research in Egypt and Sudan*. Berliner Geowiss. Abh. A75.1 : 5-24.
- Schandelmeier, H. & D. Pudlo (1990): The Central African Fault Zone (CAFZ) in Sudan - a possible continental transform fault. In E. Klitzsch & E. Schrank (Eds.): *Research in Egypt and Sudan*, Reimer, Berlin, Berliner Geowiss. Abh. A 120.1: 31-44
- Schandelmeier, H. & P.O. Reynolds (1997): *Palaeogeographic-Palaeotectonic Atlas of North-Eastern Africa, Arabia and Adjacent Areas*. Balkema, Rotterdam



- Schandelmeier, H., P.O. Reynolds, & D. Küster (1993): Spatial and temporal relationship between alkaline magmatism and early rifting in north-central Sudan. In U. Thorweihe & H. Schandelmeier (Eds.): Geoscientific Research in Northeast Africa. Balkema, S 221-225.
- Schandelmeier, H., A. Richter & U. Harms (1987): Proterozoic deformation of the East Saharan Craton in Southeast Libya, South Egypt and North Sudan, Tectonophysics 140: 233-246.
- Schandelmeier, H. & A. Richter (1991): Brittle shear deformation in northern Kordofan, Sudan: late Carboniferous to Triassic reactivation of Precambrian fault systems. J. Struct. Geol. 13: 711-720.
- Schmitz, H.-J. (1983): Geologische Interpretation von Landsat-Bildern des NW Sudan 1:500.000. Berl. Geowiss. Abh. A 47: 95-103.
- Schöle, R. (1983): Das „Geowissenschaftliche Multibild Auswerte- und Prozessor-System GEOMAPS“. Berl. geowiss. Abh. A47: 39-47.
- Schowengerdt, R.A. (1983): Techniques for image processing and classification in remote sensing. Academic Press, New York.
- Schrank, E. (1984): Organic-, Geochemical and palynological studies of a Dakhla Shale profile (Late Cretaceous) in southeast Egypt. Part A: Succession of microfloras and depositional environment. Berl. geowiss. Abh. A 50: 189 – 207.
- Schrank, E. (1987): Biostratigraphic importance of microfloras from the Late Cretaceous clastic series of northwestern Sudan. Cretaceous Res. 13: 351 – 368.
- Schrank, E. (1990): Palynology of the clastic cretaceous sediments between Dongola and Muquaddam, northern Sudan. Berl. geowiss. Abh. A 120.1: 149 – 168.
- Schrank, E. (1991): Mesozoic palynology and continental sediments in NE Africa (Egypt and Sudan)- a review.- J. Afr. Earth Sci. 12: 363-373.
- Schrank, E. (1994): Nonmarine Cretaceous palynology of northern Kordofan, Sudan, with notes on fossil Salviniiales (water ferns). Geol. Rundschau 83: 773-786.
- Schrank, E. & Awad, M. Z. (1990): Palynological evidence for the age and depositional environment of the Cretaceous Omdurman Formation in the Khartoum area, Sudan. Berl. geowiss. Abh. A 120.1: 169 – 182
- Schrank, E. & Nesterova, E. (1993): Palynofloristic changes and Cretaceous climates in northern Gondwana (NE Africa) and southern Laurasia (Kazakhstan). In U. Thorweihe & H. Schandelmeier (Eds.): Geoscientific Research in Northeast Africa: 381 - 389. Balkema, Rotterdam
- Schull, T.J. (1988): Rift basins of interior Sudan: Petroleum exploration and discovery. Amer. Assoc. Petr. Geol. Bull. 72: 1128-1142.
- Schwarz, T. (1992): Produkte und Prozesse exogener Fe-Akkumulation: Eisenoolithe und lateritische Eisenkrusten im Sudan. Berl. geowiss. Abh. A 142
- Schwintzer, P. (1997): Earth Gravity Field Recovery from Satellite Orbit Perturbations. Geowissenschaften 15: 85-89.
- Scott, D.L. & B.R. Rosendahl (1989): North Viking Graben: An East African perspective. Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 73: 155-165.
- Seilacher, A. (1964): Biogenic Sedimentary Structures. In J. Imbire & N. Newell (Eds.): Approaches to Paleocology. S. 296-316. Wiley, New York.
- Seilacher, A. (1967): Bathymetry of trace fossils. Marine Geol. 5: 413-428.
- Shephard, A. (1988): Case Studies of Famine: Sudan. In D. Curtis, M. Hubbard & A. Shepherd: Preventing Famine. Policies and Prospects for Africa. London, New York.
- Singer, A. (1980): The paleoclimatic interpretation of clay minerals in soils and weathering profiles.- Earth-Sci. Rev., 15, 303-326, Amsterdam
- Singer, A. (1984): The paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediments. A review.- Earth-Sci. Rev., 21, 251-293, Amsterdam.
- Spohner, R. (1993): Surface classification for the topographic map El Fasher 1:250.000. In. B. Meissner & U. Ripke /Eds): Examples of Remote Sensing Cartography in Arid and Semiarid Regions. Berl. geowiss. Abh. C14: 83-92.
- Statistisches Bundesamt (1990): Statistisches Jahrbuch für die Bundesrepublik Deutschland
- Stern, R.J., T.H. Dixon, M.P. Golombek, A. Kröner, W.I. Manton, M. Walter & I.M. Hussein (1986): The Hamisana Shear Zone: a major Precambrian shear zone in the Red Sea Hills of Sudan. Geol. Soc. Am. Abstr. Prog. 18: 763 -
- Sultan, M., R.E. Arvidson, N.C. Sturchio & E.A. Guinness (1987): Lithologic mapping in arid regions with Landsat thematic mapper data: Meatiq dome, Egypt. Geol. Soc. Am. Bull. 99: 748-762.
- Tan, H. (1988): Vergleich der Aussagekraft von SAR- und anderen Fernerkundungsdaten für Landnutzung und Geologie im humiden und ariden Klimabereich. Berliner geowiss. Abh. A91.
- Telford, W.M., W.F. King & A. Becker (1977): VLF Mapping of Geological Structure. Geological Survey Canada. Paper 76-25.

- Thorweihe, U., P. Wycisk, T. Radic, H. Brasse, C. Sonntag & K.U. Schulz-Bödeker (1990): Studies on aquifer properties in the {Dongola} area In E. Klitzsch & E. Schrank (Eds.): Research in Egypt and Sudan, Reimer, Berlin, Berliner Geowiss. Abh. A 120.1: 261-278
- Thorweihe, U. & H. Schandelmeier (Eds.)(1993): Geoscientific Research in Northeast Africa. Balkema, Rotterdam.
- Tucker, M. E. (1981): Sedimentary Petrology: An Introduction.- Geoscience Text Vol. 3 - Blackwell scientific publications
- Twiss, R.J. & E.M. Moores (1992): Structural geology. Freeman, New York
- TWVO (Trinkwasserverordnung) (1990): Verordnung zur Änderung der TWVO und der Mineral- und Tafelwasserverordnung (MTWVO) vom 5. Dezember 1990. Bundesgesetzblatt 1990/1: 2600-2629.
- U.S. Salinity Laboratory (1954): Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. U.S. department agriculture handbook. Washington
- Vail, J.R. (1983): Distribution and tectonic setting of post-kinematik igneous complexes in the Red Sea Hills of Sudan and the Arabian-Nubian Shield. Bull. Fac. Earth Sci. King Abdulaziz Univ. Jeddah 6: 259-269
- Vail, J.R. (1985): Alkaline ring complexes in Sudan. In Black, R. & Bowden, P. (eds.): Alkaline Ring Complexes in Africa. J. Afr. Earth Sci., 3, 51-60.
- Vail, J.R. (1987): Late Proterozoic tectonic terranes in the Arabian-Nubian Shield and their charakteristic mineralisations. Geol. Journ. 22: 161-174.
- Vail, J.R. (1988): Tectonics and evolution of Proterozoic basement of north-eastern Africa. In El-Gaby, S. & R. O.Greiling: The Pan-African belt of north-east Africa and adjacent areas. Vieweg, Braunschweig. S: 195-226
- Vail, J.R. (1989): Ring complexes and related rocks in Africa. J. Afr. Earth Sci., 8: 19-40
- Vail, J.R. (1990): Geochronology of the Sudan. - Overs. Geol. Min. Resources, 66, 1-58.
- Vail, J.R. (1993): The dyke swarms of the north-eastern Sudan. In U.Thorweihe & H. Schandelmeier (Eds): Geoscientific Research in Northeast Africa, Balkema, Rotterdam, 127-131
- Van Houten, F.B. (1973): Origin of red beds: a review 19061-1972.- Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 1: 39-61
- de Waal, A. (1989): Famine that kills. Oxford
- Wagner, R. (1991): Gesundheitsituation und Gesundheitsversorgung in einem ländlichen Zentrum Nordkordofan. In K. Beck (Ed.): Hamrat al-Wizz. Ein Marktort am Rande der Wüste.Arbeitspapiere zu Wirtschaft, Gesellschaft und Politik in Entwicklungsländern Nr 10. S. 206-243. Inst. F. Soziologie, FU Berlin
- Walker, T.R. (1967): Formation of red beds inancient and modern deserts.- Bull. geol. Soc. Amer. 78: 353-368
- Walker, T.R. (1976): Diagenetic origin of continental red beds.- In: Falke, H. (Hrsg.)The Continental Permian in Central, West and South Europe, S.240-282. Reidel ,Dordrecht
- Walsh, J.J. & J. Watterson (1988): Analysis of the relationship between displacements and dimensions of faults. J. Struct. Geol. 10: 239-247.
- Whalen, J.B., Currie, K.L. & Chappell, B.W., 1987: A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. - Contrib. Mineral. Petrol., 95, 407-419.
- Whiteman, A.J. (1970): Nubian Group: origin and status.- Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 54: 522-526
- Whiteman, A.J. (1970): The Geology of the Sudan Republic.- 290 S., Oxford (Clarendon Press)
- Woodcock, N.H. & C. Schubert (1994): Continental Strike-Slip Tectnics. In P.L. Hancock: Continental Deformation. S. 251-263. Pergamon, Oxford.
- Wycisk, P. (1984): Depositional environments of Mesozoic strata from Northwestern Sudan.- Berliner geowiss. Abh. A 54.
- Wycisk, P. (1990): Aspects of cratonal Sedimentation. Facies distribution and shallow marine sequences in NW Sudan/ SW Egypt since Silurian time.- In Kogbe, C. & Lang,J. (Hrsg.), African continental Phanerozoic sediments.- J. Afr. Earth Sci. 10: 215 - 225
- Wilcox, R.E., T.P. Harding & D.R. Seely (1973): Basic Wrench Tectonics. Am. Ass. Petr. Geol. Bull. 57: 74-96
- Wilson, M. & R. Guiraud, 1992: Magmatism and rifting in Western and Central Africa, from late Jurassic to Recent times. Tectonophysics 213: 203-225.
- Wycisk, P., Klitzsch, E., Jas, C., Reynolds, O., 1990: Intracratonal sequence development and structural control of Phanerozoic strata in Sudan, Berliner Geowiss. Abh. (A), 120.1, 45-86.
- Xu, J. (1995): A study of zonal distribution of river channel patterns in China. Z. Geomorph. N. F. 39: 117-132
- Yalcin, Ü. & A. Hauptmann (1995): Zur Archäometallurgie des Eisens auf der Schwäbischen Alb. In: Beiträge zur Eisenverhüttung auf der Schwäbischen Alb. Forschungen und Berichte zur Vor- und Frühgeschichte in Baden-Württemberg 55: 269-309.
- Yalcin, Ü. & B. Lychatz. (1995): Früh- und hochmittelalterliche Eisengewinnung im Vorland der mittleren Schwäbischen Alb: Naturwissenschaftlich-technologische Aspekte zur Rekonstruktion der Eisenverhüttung. Metalla (Bochum) 2.2: 53-61.
- Ziegler, P.A., 1992: Plate tectonics, plate moving mechanisms and rifting. Tectonophysics 215: 9-34.

## Lebenslauf

Rainer Fiedler-Volmer

Geburtstag: 26.08.1940, Osnabrück

Schulbildung: Gymnasium (Eichenschule, Scheeßel, Niedersachsen)  
Abitur 09.03.1960

Studium: 1960 bis 1968 Technische Universität Berlin  
Fachrichtung: Geologie  
Prüfungen:  
Vorexamen: 30.06.1964  
Humanistische Prüfung:  
Deutsche Literatur, Englisch, Geschichte, Geographie  
Hauptexamen: 20.12.1968  
Praktika:  
Fa. Brigitta, Steimbke (Erdöl)  
Fa. Preussag, Ibbenbüren (Steinkohle)

Beruflicher Werdegang:

01.02.1969 bis 30.09.1969 Hilfsassistent am Lehrstuhl für Markscheidewesen,  
Bergschadenkunde und Angewandte Geophysik der TU Berlin  
01.11.1969 bis 11.07.1973 Wissenschaftlicher Assistent der Fachrichtung Angewandte  
Geophysik der TU Berlin  
11.07.1973 bis 14.05.1985 Universitätsrat in der wissenschaftlichen Einrichtung Angewandte  
Geophysik, Petrologie und Lagerstättenforschung der TU Berlin  
ab 14.05.1985 Akademischer Rat im Fachgebiet Geophysik der TU Berlin