



Institut für Geowissenschaften
Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät
Universität Potsdam



**Detektion eines mesozoischen Gangschwarmes in NW Namibia und
Rekonstruktion regionaler Spannungszustände während der
Südatlantiköffnung**

Dissertation

zur Erlangung des akademischen Grades
Doktor der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.)
in der Wissenschaftsdisziplin Geologie

eingereicht an der
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Potsdam

von
Kai Hahne

Potsdam, im Mai 2004

Danksagung

Ich danke Herrn Professor Dr. Herrmann Kaufmann für die Übernahme des Referats sowie seine fachliche und materielle Unterstützung und die freundliche Aufnahme in seine Abteilung.

Dr. Robert B. Trumbull gilt an dieser Stelle mein besonderer Dank. Seine hilfsbereite und freundschaftliche Art und die stete Diskussionsbereitschaft wirkten immer ausgesprochen motivierend. Die geochemische Gesteinsanalyse sowie die Mittelbeschaffung für Geländeaufenthalte und Tagungen habe ich seinem Engagement zu verdanken.

Dr. Tim Vietor hat mich in die Arbeitsgruppe des Namibia-Projektes eingeführt. Ich verdanke ihm die interessante Thematik. Seine Vorarbeiten und Kenntnis der regionalen Verhältnisse, sowie seine große Hilfs- und Diskussionsbereitschaft kamen mir sehr zugute.

Markus Wigand danke ich für die Bereitstellung seiner Spurenelement-Analyse und die Diskussion einer wichtigen Lokalität am *Ringdike* des Erongo.

Dr. Ulrich Wetzel war ein ständiger Ansprechpartner für fernerkundliche Aspekte. Martin Schodlok unterstützte mich bei den Spektralmessungen der Gesteinsproben und war ein hilfreicher Diskussionspartner bei der Besprechung der TIR-Gesteinsspektren. Sylvia Magnussen räumte alle Probleme mit Computernetzwerken und unwilligen Druckern in rekordverdächtiger Geschwindigkeit aus dem Weg.

Dr. Klaus Bauer und Dr. Oliver Ritter waren wichtige Diskussionspartner für Detailfragen in der Interpretation der Aeromagnetik.

Ohne die Unterstützung im Gelände wären viele Untersuchungen in abgelegenen Gebieten kaum möglich gewesen. An dieser Stelle danke ich Carsten Menzer, Ansgar Wanke und Christian Struck für ihre engagierte Hilfe bei den Feldarbeiten.

Dem Geological Survey of Namibia danke ich für die Bereitstellung der Aeromagnetikdaten und für die Möglichkeit des vierwöchigen Aufenthaltes als Gastwissenschaftler sowie für die formelle Unterstützung der Geländearbeiten.

Professor Patrick Ledru gilt mein Dank für seine freundliche Unterstützung während des Aufenthaltes am Survey.

Zu guter Letzt bedanke ich mich bei Professor Dr. Volker Lorenz und Professor (Ph. D.) Ulrich Riller für ihre Bereitschaft als externe Gutachter dieser Arbeit tätig zu sein.

Inhaltsverzeichnis

Abstract	V
Zusammenfassung	1
1. Einleitung	3
1.1 Das Arbeitsgebiet	3
2. Geologischer Überblick	6
2.1 Das Damara Grundgebirge	6
2.1.1 Orogenese und Zonenbildung.....	6
2.1.2 Der Baustil der Damara-Zonen im Bereich des HOD.....	8
2.1.3 Die Hauptlineamente.....	10
2.1.4 Reaktivierung von Bruchzonen	11
2.2 Nordwärts fortschreitendes <i>Rifting</i>	11
2.3 Die Form des Kontinentalrandes	13
2.4 <i>Offshore</i> Becken	15
2.5 Flutbasalte und Ringkomplexe	17
2.6 Hebungsgeschichte.....	20
2.7 Neotektonik im südlichen Afrika	22
3. Methoden	24
3.1 Satelliten-Fernerkundung und Aeromagnetik	24
3.1.1 Satellitendaten	25
3.1.2 Aeromagnetikdaten	28
3.2 Vergleich von Datensätzen	28
3.3 Vektordaten	32
3.4 Geländearbeit	32
3.5 Laborspektren im Thermalen Infrarot (TIR)	34
3.6 Verarbeitung in einem Geographischen Informationssystem (GIS)	35
4. Interpretation der Aeromagnetik	37
4.1 Gesteinsmagnetismus.....	37
4.2 Magnetische Anomalien im Untersuchungsgebiet	38
4.2.1 Gemessene Suszeptibilität.....	41
4.2.2 Inverse Magnetisierung.....	43
4.3 Stratiforme magnetische Anomalien	44
5. Gangverteilung im HOD	53
5.1 Streichrichtungen und Gangdichten.....	53
5.2 Bruchzonen	58

6. Diskussion der Ergebnisse: Gangcharakteristika und Neotektonik	60
6.1 Die Platznahme von Gängen	60
6.1.1 Magmatischer Überdruck	60
6.1.2 Magmenaufstieg.....	63
6.1.3 Laterale Gangausbreitung.....	64
6.1.4 Segmentierung.....	72
6.2 Mächtigkeit und Einfallen der Gänge	73
6.3 Extension	82
6.4 Die Fließrichtung	83
6.5 Phasen der Intrusion	86
6.5.1 Gang-in-Gang-Injektionen	93
6.6 Neotektonik im HOD.....	94
6.7 Die Geochemie der Etendeka-Vulkanite und HOD-Gänge	100
6.7.1 Die SiO ₂ -reichen Gänge des HOD	101
6.7.2 Die basaltischen Gänge des HOD	104
7. Modell der Spannungsentwicklung im HOD	106
7.1 Der Einfluß der tektonostratigrafischen Zonen auf die Gangausbreitung.....	106
7.2 Die Spannungsentwicklung im HOD	112
Literaturverzeichnis	115

Anhang

Möglichkeiten für eine verbesserte Detektion aufgeschlossener Gänge im Grundgebirge.....	A1
Probenlisten	A2
Die mafischen Gesteinstypen des HOD	A3
Gruppen ähnlicher Gesteins-Spektren im Thermalen Infrarot (TIR) anhand der Lage ihrer Absorptionsbänder und Lage der TIMS-Kanäle	A4
Spektren geochemisch gleicher Gesteine im Thermalen Infrarot (TIR) und Lage der TIMS-Kanäle	A5
Spektren des Grundgebirges im Thermalen Infrarot (TIR) und Lage der TIMS-Kanäle ..	A6
Lithologische Beschreibung der mafischen Gesteinstypen des HOD	A7
Berechnung der durchschnittlichen Extension mit Gängen auf den Datensätzen.....	A8
Berechnung des durchschnittlichen magmatischen Überdruckes über das Verhältnis Breite/Länge der Gänge mit Gesteinszugfestigkeiten aus Literaturangaben	A9
Berechnung des lithostatischen Druckes über die Tiefe und Dichte der Damarakruste	A10
Geländemerkmale der Gänge	A11

Abstract

Dike swarms play a fundamental role in understanding continental breakup. On the one hand they represent strain markers of the paleo-deformation field and help to reconstruct the structural evolution of the rifted lithosphere. On the other hand their magmatic infill contains information about the conditions of magma generation, ascent and emplacement. Finally, dating of dikes allows reconstructing a chronological order of magmatic and structural events.

The study area of the Namibian **Henties Bay-Outjo Dike** swarm (HOD) underwent tectonic extension in the Lower Cretaceous associated with the widespread emplacement of predominantly mafic dikes and intrusive ring complexes representing the remnants of volcanic centres.

Geochemical signatures of the dikes prove them to be the feeder structures of the Etendeka Plateau Basalts. These basalts are supposed to have formed thicknesses up to 4000 m in the coastal area, decreasing towards the inland in eastern direction.

The application of recent high resolution aeromagnetic surveys and satellite imaging revealed the dike swarm's extent and geometry for the first time. The aeromagnetics allowed detecting mafic dikes even in regions covered by desert deposits, soils and vegetation. Discrimination of mafic dikes from magnetic metasediments of the country rock in the remote sensing data was based on geometry. By using high resolution remote sensors, working within the thermal infrared spectrum, mafic dikes and dark basement consisting of SiO₂-rich material, can clearly be differentiated. This is hardly possible with remote sensors which work in the visible/near infrared spectrum. In the thermal infrared spectrum, even coarse- and fine-grained basalts become distinguishable to a certain extent.

The integration of all available data into a Geographic Information System (GIS) enabled the regional and geometrical analysis of the dikes.

The distribution and geometry of the dikes shown in the aeromagnetics reflect the propagation of the South Atlantic opening from south to north by their relative-ages. Dikes are concentrated in the Paleozoic Damara, Kaoko and Gariep collisional orogens. Deflection of the dike orientations around the Mid-Proterozoic lithosphere of the Angola Craton indicates the mechanical influence of these regions.

Northwest-southeast-directed rifting was dominant in the central coastal area, due to the structural control of the northeast striking basement structures until further propagation was hampered by the Angola Craton. Subsequently the structural control of the coast-parallel Kaoko Belt became dominant and determined the successful opening of the South Atlantic. Hence, the area of the HOD can be considered as a failed rift.

Within the HOD, the varying cross-cutting relations of dikes indicate that extension directed southwest-northeast and northwest-southeast interchanged episodically. At least five phases of intrusion are shown in the remote sensing datasets and in the field data.

The area was uplifted particularly during the Upper Cretaceous and Cenozoic along reactivated Panafrican lineaments. Differential exhumation resulted in the exposure of various intrusion levels at the present surface documented by a wide range of intrusion shapes. Qualitative mapping of intrusion levels based on intrusive shape is congruent with exhumation-distribution of apatite fission track studies.

Neotectonic movements within the HOD are shown by the development of half-grabens, vertical offset Quaternary sediments and tectonically fractured dikes.

The stress field evolution within the HOD can be outlined as follows:

1. Intrusion of dikes when extension rates as well as magma supply were high.
2. Intrusion of volcanic ring complexes along reactivated Panafrican lineaments when extension rates decreased and magma supply remained high.
3. Neotectonic movements create half-grabens after the termination of magmatism.

Zusammenfassung

Gangswärme nehmen eine bedeutende Stellung im Verständnis zur kontinentalen Fragmentierung ein. Einerseits markieren sie das Paläo-Spannungsfeld und helfen bei der Rekonstruktion der strukturellen Entwicklung der gedehnten Lithosphäre, andererseits gibt ihre petrologische Beschaffenheit Aufschluß über die Entstehung des Magmas, Aufstieg und Platznahme und schließlich erlaubt ihre Altersbestimmung die Rekonstruktion einer chronologischen Reihenfolge magmatischer und struktureller Ereignisse.

Das Arbeitsgebiet im namibianischen **Henties Bay-Outjo Dike swarm (HOD)** war zur Zeit der Unterkreide einem *Rifting* mit intensiver Platznahme von überwiegend mafischen Gängen unterworfen. Geochemische Signaturen weisen die Gänge als erodierte Förderkanäle der Etendeka Plateaubasalte aus. Im Küstenbereich, nach Osten ins Landesinnere abnehmend, wird eine ehemalige Mächtigkeit dieser Deckenbasalte von bis zu 4000 m angenommen.

Durch den Einsatz von hochauflösenden Aeromagnetik- und Satellitendaten war es möglich, die Geometrie des Gangswarmes erstmals detailliert synoptisch zu erfassen. Die verschiedenen Datensätze ergänzen sich dabei ausgezeichnet. Die Aeromagnetikdaten ermöglichen in den meisten Fällen eine Detektion unaufgeschlossener mafischer Gänge. Viele zu den Schichten des Grundgebirges foliationsparallel verlaufende magnetische Anomalien können unaufgeschlossenen kretazischen Intrusionen zugeordnet werden. Die Integration aller zur Verfügung stehenden Daten in ein Geographisches Informationssystem (GIS) stellt einen großen Vorteil bei der Auswertung und Interpretation dar.

Die von Süden nach Norden propagierende Südatlantiköffnung wird insbesondere durch die Gangverteilung auf dem Aeromagnetikbild deutlich. Bei diesem Vorgang spielte die unterschiedliche strukturelle Vorzeichnung durch die neoproterozoischen Faltengürtel (Gariep-, Damara- und Kaoko-Faltengürtel) sowie Lithologie und Spannungsfeld des Angola Kratons eine bedeutende Rolle. Im gesamten Gebiet des HOD hat während der Südatlantiköffnung ein Spannungszustand mit *Rift*komponenten sowohl in Südwest-Nordost- als auch Nordwest-Südost-Richtung geherrscht, was besonders an den östlichen und westlichen Randbereichen anhand wechselnder Relativalter der Gänge deutlich wird. Im küstennahen zentralen Bereich war dank der Vorzeichnung des Nordost streichenden Damara-Faltengürtels ein *Rifting* in Nordwest-Südost-Richtung dominierend, bis das Angola Kraton ein weiteres Fortschreiten nach Nordosten hemmte und die Vorzeichnung des Nordwest streichenden Kaoko-Faltengürtels an der Westgrenze den weiteren *Rift*verlauf und die letztendlich erfolgreiche Öffnung des Südatlantiks bestimmte. Aus diesem Grund kann das Gebiet des HOD als ein *failed rift* betrachtet werden.

Das Gebiet war insbesondere während der Oberkreide und des Känozoikums ein Ort mit erhöhter Hebungsrate entlang reaktiver Bruchzonen. Unterschiede im Krustenniveau zur Zeit der Intrusion können anhand der Ausprägung der Gänge belegt werden und decken sich mit Hebungsmodellen aus Apatit Spaltspurenanalysen anderer Autoren.

Neotektonische Bewegungen werden im HOD durch Halbgrabenbildung, Vertikalbewegungen an Lockersedimenten und Spuren tektonischer Beanspruchung an Gängen belegt.

Anhand der Datensätze und Geländeuntersuchungen können im HOD mindestens fünf unterschiedliche Phasen einer Gangintrusion nachgewiesen werden.

Die Entwicklung des Spannungsfeldes im HOD kann folgendermaßen skizziert werden:

1. Platznahme von Gängen bei gleichzeitig hoher Dehnungsrate und hohem Magmenfluß.
2. Platznahme von Zentralvulkanen entlang reaktivierter paläozoischer Lineamente bei Abnahme der Dehnungsrate und fortbestehendem hohem Magmenfluß.
3. Abnahme/Versiegen des Magmenflusses und neotektonische Bewegungen führen zur Bildung von Halbgräben.

Durch den Einsatz hochauflösender Thermalscanner können mafische Gesteine und dunkle Silikatgesteine des Grundgebirges, die sich im sichtbaren Spektralbereich kaum mit fernerkundlichen Methoden unterscheiden ließen, deutlich voneinander abgegrenzt werden. Im thermalen Infrarot lassen sich in gewissem Umfang auch fein- und grobkörnige Basalte voneinander differenzieren.

1. Einleitung

Gangswärme geben Auskunft über die Geometrie krustaler Extensionen, präexistente Krustenstrukturen, intrudierte Magmentypen und Intrusionsalter.

Sie nehmen eine Schlüsselstellung sowohl im Verständnis tektonischer als auch magmatischer Prozesse ein, die beim Auseinanderbrechen eines Kontinentes beteiligt sind.

Diese Arbeit basiert zum einen auf der Bearbeitung und Auswertung fernerkundlicher Datensätze, wobei ein Schwerpunkt auf der Interpretation hochauflösender Aeromagnetikbilder liegt und zum anderen auf Messungen und Beobachtungen, die im Gelände an Gängen durchgeführt wurden.

Das Ziel dieser Arbeit besteht darin, über die Geometrie und Verteilung der detektierten Gänge auf die Extension und regionale Spannungsentwicklung während der Südatlantiköffnung im Rahmen des Gondwanazerfalls (Abb. 1.1) zu schließen.

1.1 Das Arbeitsgebiet

Im Unterschied zum, in vielerlei Hinsicht vergleichbaren, brasilianischen Ponta Grossa Gangswarm ist das Untersuchungsgebiet im **Henties Bay-Outjo Dike swarm (HOD)** über weite Bereiche vegetationslos und ohne Bodenbedeckung.

Hier eignen sich für eine Erfassung von Gängen Datensätze passiver Fernerkundungssysteme wie zum Beispiel Landsat ETM+, ASTER oder Luftbilder.

Im nordöstlichen Teil des HOD trifft man in Richtung Norden zunehmend auf lateritische Bodenbildung und dichtes Buschland (Abb. 3.3). In dieser Region sind Datensätze erforderlich, die eine Detektion von Gängen auch unabhängig von deren Exposition an der Geländeoberfläche ermöglichen.

Hochauflösende Aeromagnetikdaten eignen sich zur Erfassung mafischer Gänge aufgrund ihrer zumeist relativ hohen magnetischen Suszeptibilität besonders gut.

Der Henties Bay- Outjo Dike swarm liegt im Nordwesten Namibias. Er ist in Küstennähe größtenteils auf die *Central Zone* (Kapitel 2) des Nordost streichenden Inlandarmes des Damara Orogens begrenzt. Im Westen wird er durch die gedachte Linie der kretazischen Ringkomplexe Cape Cross – Messum Krater – Brandberg und im Osten von den Ringkomplexen Erongo – Kalkfeld – Paresis flankiert (S21°36'32"/ E13°53'55"; S20°00'03"/ E15°29'43"; S22°54'48"/ E14°34'10"; S20°05'09"/ E16°15'32") (Abb. 1.2).

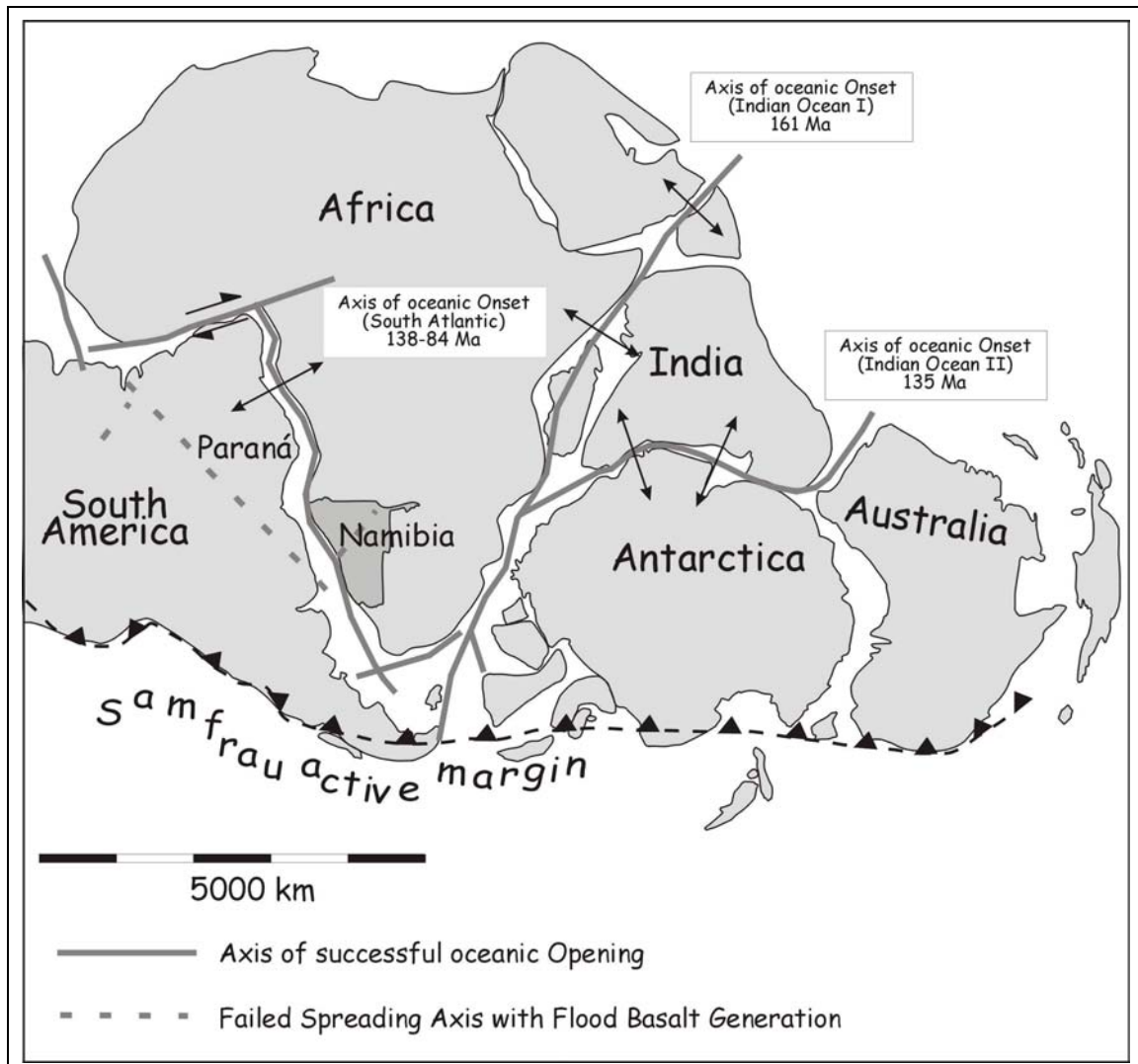


Abb. 1.1: Der Zerfall Gondwanas, verändert nach STOLLHOFEN (1999), Zeitangaben gemäß HARLAND ET AL. (1990).

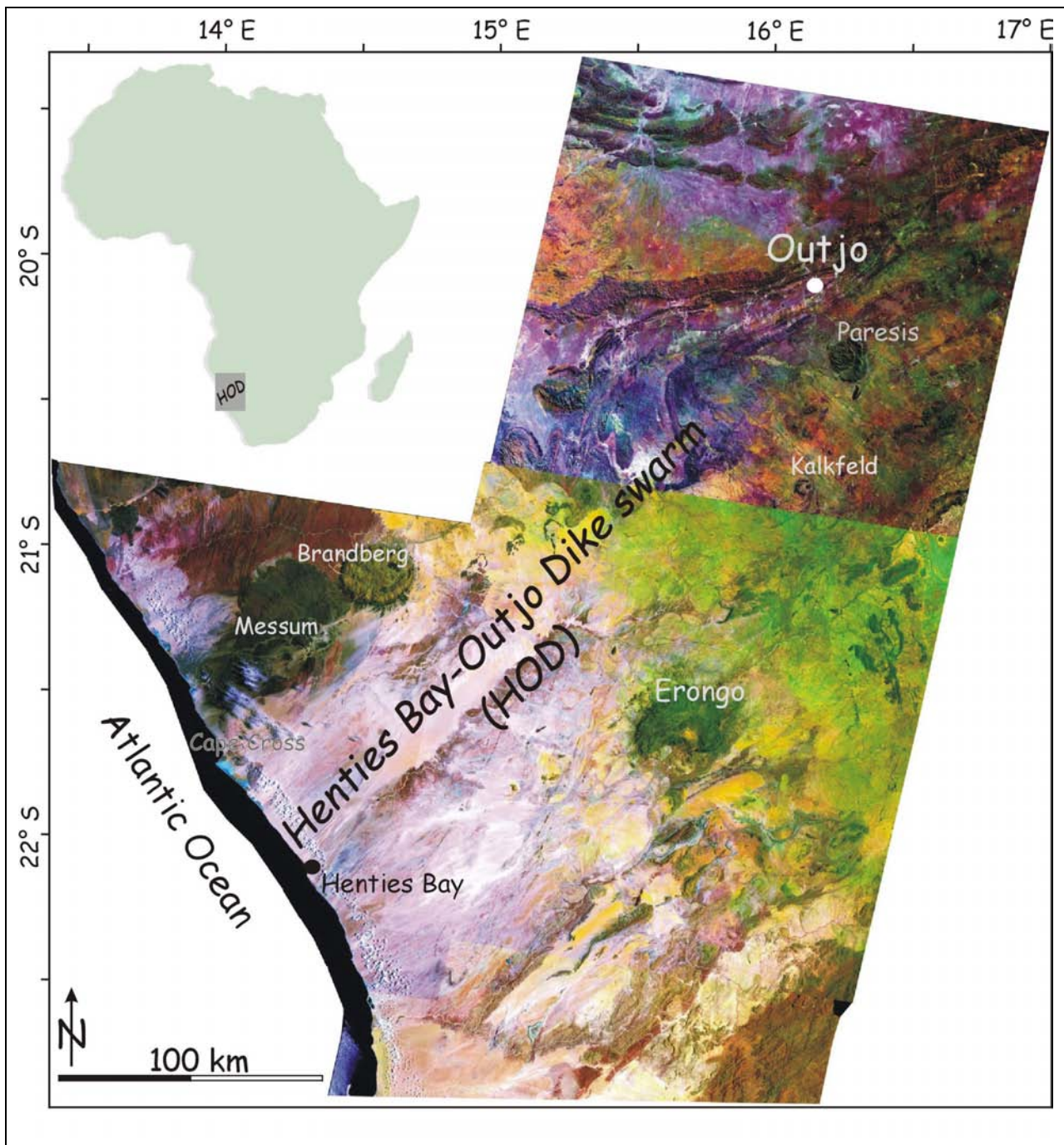


Abb. 1.2: Die Haupt-Onshore-Ausdehnung des Henties Bay-Outjo Dike swarm (HOD), Mosaik aus Landsat ETM+ und Landsat TM 5, Kanäle 7,4,1 (RGB).

2. Geologischer Überblick

2.1 Das Damara Grundgebirge

2.1.1 Orogenese und Zonenbildung

Südafrika wird aus mehreren von Orogen-Gürteln umgebenen Kratonen aufgebaut. Einen dieser Gürtel repräsentiert das neoproterozoische Damara Orogen, das weite Teile Namibias bedeckt. Es repräsentiert offensichtlich eine panafrikanische *triple-junction* und besteht aus dem küstenparallelen, Nordwest- Südost- streichenden *Kaoko Belt* im Norden und *Gariiep Belt* im Süden und einem nordöstlich streichenden Arm, der zwischen dem Kongo Kraton im Norden und dem Kalahari Kraton im Süden verläuft (MILLER, 1983; Abb. 2.1, TANKARD ET AL. ,1982, Abb. 2.2).

Während der Damara-Orogenese wurden die afrikanischen Kratone mit der Schließung des Proto-Südatlantiks unter ein südamerikanisches Kraton subduziert, was in Westnamibia und Ostbrasilien in der Bildung des Nordnordwest-Südsüdost streichenden Damara-Ribeira-Gürtels resultierte (PORADA, 1979, Abb. 2.10).

Fast gleichzeitig, vor 600-535 Ma (HOFFMANN, 1991) wurde das Kalahari Kraton im Süden unter das Kongo Kraton im Norden subduziert (MILLER, 1983), was zur Auffaltung des Nordost-Südwest streichenden Damara-Inlandarmes führte.

Nach MILLER (1983) können die Arme des Damara Orogens in verschiedene tektonostratigraphische Zonen unterteilt werden (Abb. 2.1). Der *Kaoko Belt* gliedert sich in *Eastern-, Central-, Western-* sowie eine *Southern Kaoko Zone*. Die Trennung der einzelnen Zonen im Nordost-Arm erfolgt entlang von Nordost streichenden Lineamenten, die als tiefreichende duktile Scherzonen und Überschiebungen vorliegen (MILLER, 1983; DALY, 1986; DALY, 1989) und während der Orogenese gebildet wurden.

Insbesondere die Zonen des Nordost-Armes sind in der Vergangenheit untersucht worden. Die in der Literatur verwendeten englischen Bezeichnungen sollen der Übersicht halber in den folgenden Beschreibungen beibehalten werden.

Die Zonen-Bezeichnungen nach MILLER (1983) von Norden nach Süden lauten:

- *Northern Platform (NP)*
- *Northern Zone (NZ)*
- *Central Zone (CZ)*
- *Okahandja Lineament Zone (OLZ)*
- *Southern Zone (SZ)*
- *Southern Margin Zone (SMZ)*
- *Southern Foreland (SF)* und eine undeformierte
- *Southern Platform (SP)*.

Auf der neuen geologischen Karte (2114 Omaruru; MILNER ET AL., 1997) entfällt die *Northern Zone* vollständig zugunsten der *Southern Kaoko Zone*, die *Southern Central Zone* wird nur südlich des Erongo von der *Northern Central Zone* durch das Omaruru Lineament getrennt. Die Zonengrenze (Abb. 2.1 unten) deckt sich im

weiteren Verlauf nach Nordosten mit einem auf Aeromagnetikbildern stärker magnetischen Bereich.

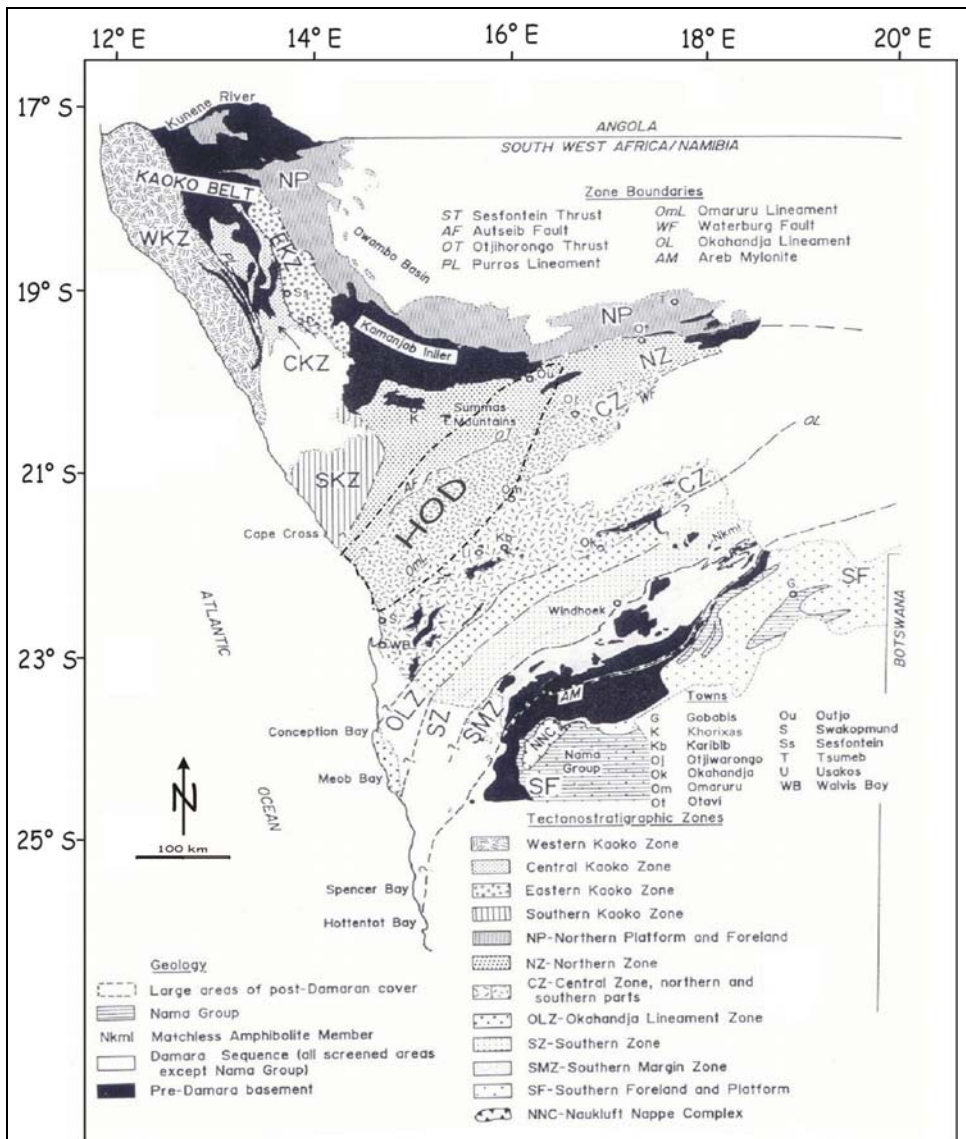
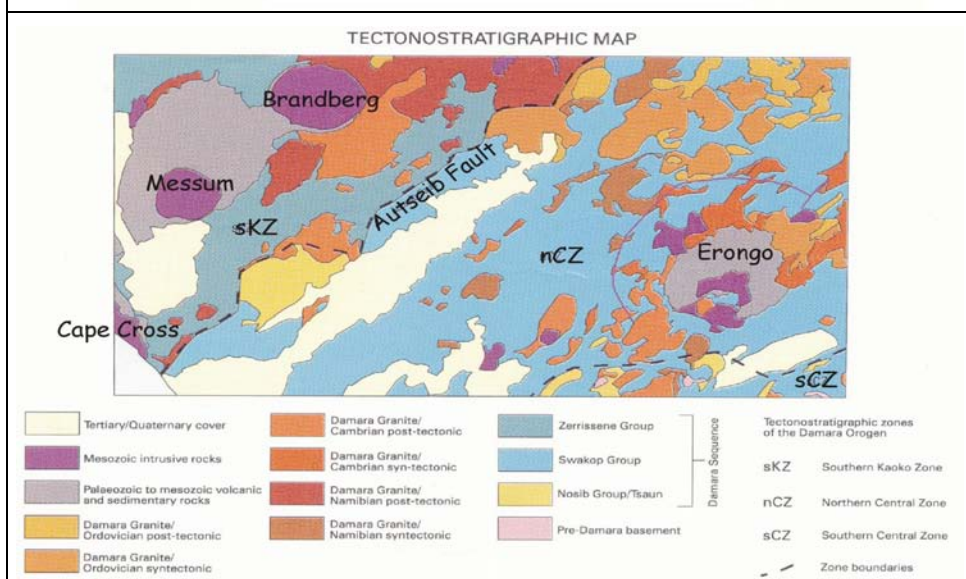


Abb. 2.1: Oben: die Zoneneinteilung und Lineamente des Damara Orogens verändert nach MILLER (1983) mit der Lage des Henties Bay-Outjo Gangschwarmes (HOD).

Unten: neue Definition des Verlaufes einzelner Zonen und Zonenabschnitte verändert nach MILNER ET AL. (1997).



2.1.2 Der Baustil der Damara-Zonen im Bereich des HOD

Bereits CLOOS (1931) charakterisiert den Bau des Damara Orogens zwischen den Flüssen Swakop und Ugab sehr treffend:

„Nordöstlich streichende, meist westvergente, z.T. überkippte Falten werden von einer leicht östlicher streichenden und südfallenden Transversalschieferung durchsetzt“.

Dieses macht sich im Arbeitsgebiet anhand von zwei Nordost-Gangstreichrichtungen bemerkbar, wobei die östlichere Richtung meistens jünger, und in einigen Fällen auch mit alten Störungen assoziiert ist (z. B. Schwarze Spitzkoppe, Kapitel 6.5, Abbildungen 6.31 und 6.32).

Im folgenden Abschnitt sollen die detaillierteren Angaben weiterer Bearbeiter zu den einzelnen Zonen vorgestellt werden.

SKZ:

Während im übrigen *Kaoko Belt* ostvergente Falten und südost-gerichtete Überschiebungen vorherrschen, sind die Falten der *Southern Kaoko Zone* (SKZ) westvergent.

NZ (alte Definition vor der Angliederung an die SKZ):

Die Strukturen der *Northern Zone* werden maßgeblich von *Basement Inliers* beeinflusst. Am Südsüdwest streichenden Naawpoort Ridge bilden die leichter verformbaren Gesteine aufrechte bis nordvergente Falten mit einem Ost-West streichenden Trend. Die letzte Deformationsphase schuf Nordost-Südwest streichende subvertikale Brüche (FRETS, 1969, MILLER, 1980, WEBER ET AL., 1983).

CZ:

Im nördlichen Teil der *Central Zone* (nCZ) ist ein hohes stratigraphisches Niveau in Form der Kuiseb Formation aufgeschlossen. Tiefere stratigraphische Einheiten spiegeln sich in den Nordost streichenden Domstrukturen wider, die das strukturelle Muster dieser Region prägen. Die Gesteine der domfreien Gebiete sind isoklinal gefaltet und weisen eine achsenparallele Schieferung auf, die von einer Nord- bis Nordwest streichenden West fallenden Krenulations-Klüftung überprägt wird (MILLER, 1983). Die Nordgrenze der CZ wird von der Süd fallenden Aufschiebung der Autseib Störung und der Otjohorongo Aufschiebung gebildet. Diese postdatiert die letzte Deformationsphase und wurde im späten Karoo und Post-Karoo reaktiviert (MILLER, 1980).

Der südliche Teil der *Central Zone* (sCZ) enthält einige *Basement Inlier* sowie mehr Domstrukturen, die den Nordost-Trend stark betonen. Falten sind hier ostvergent bis südost-liegend und mit Überschiebungen assoziiert. Die Genese der Domstrukturen in diesem Bereich deutet OLIVER (1994) mit einer duktilen sinistralen Transpression während der Kollision von Kalahari- und Kongokraton (Abb. 2.3).

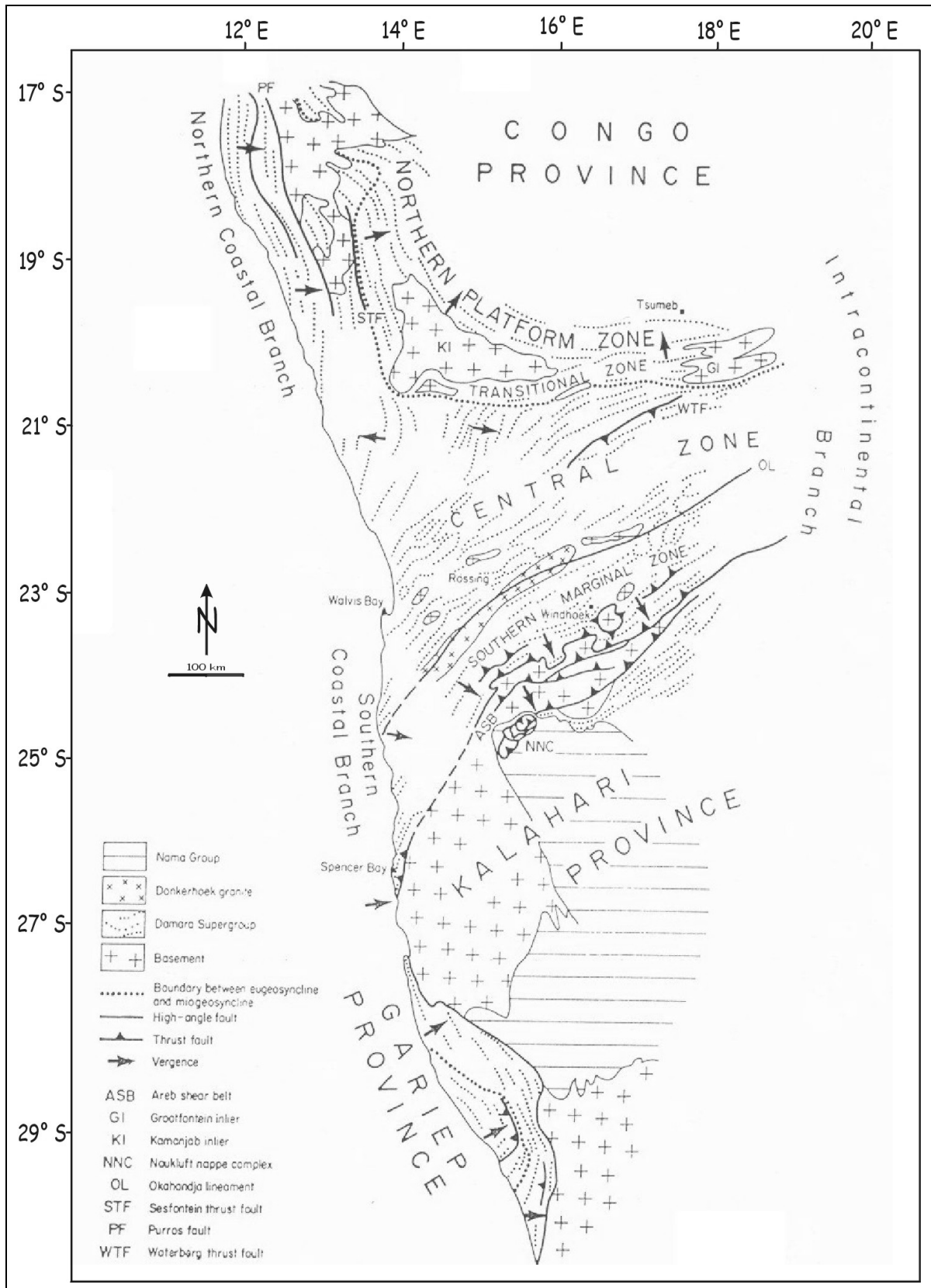


Abb. 2.2: Der tektonische Bau der präkambrischen Faltengürtel nach TANKARD ET AL. (1982) und ihre Lage in Bezug auf die begrenzenden Kratone.

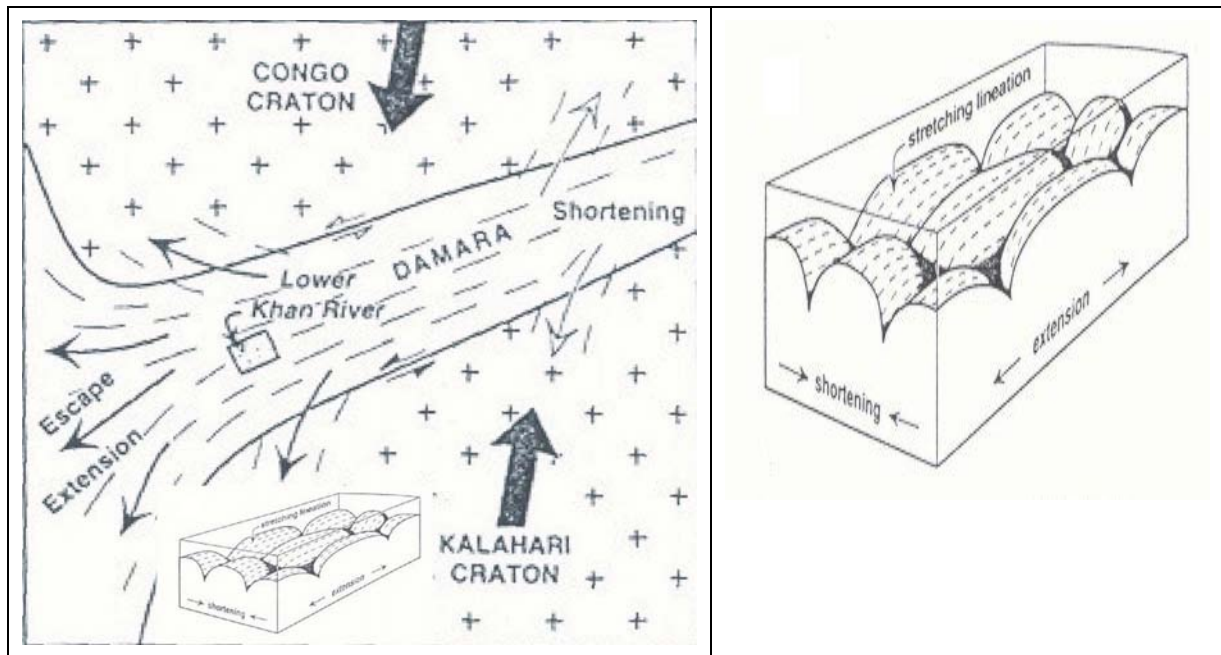


Abb. 2.3: Die Genese der Domstrukturen in der südlichen CZ, verändert nach OLIVER (1994).

2.1.3 Die Hauptlineamente

Die Grenze zwischen *Southern Kaoko Zone* und *Central Zone* wird durch die Autseib Störung (AF) definiert, die in ihrer nordöstlichen Verlängerung in die Nordwest gerichtete Otjijhorongo Überschiebung (OT) übergeht (Abb. 2.1, Abb. 2.6).

Die *Central Zone* wird auf älteren Veröffentlichungen (MILLER, 1983, MILLER, 1988) durch das Omaruru Lineament (OmL), das in seiner nordöstlichen Verlängerung in die Südost gerichtete Waterberg-Überschiebung (WF) übergeht, in einen nördlichen (nCZ) und einen südlichen Teil (sCZ) gegliedert.

Der Verlauf des Omaruru Lineamentes wurde inzwischen südlich des Erongo auf der Grundlage von Aeromagnetikdaten neu definiert. Es bildet jetzt nur bis südlich des Erongo die Grenze zwischen nCZ und sCZ (Abb. 2.1), sein weiterer Verlauf durch den Erongo nach Nordosten besteht unverändert.

Den südlichen Rand der *Central Zone* bildet das Okahandja Lineament (OL), eine tiefreichende Bruchzone in der Kruste, welche eine der wichtigsten Grenzen des Damara Orogens darstellt (Abb. 2.1, Abb. 2.6). Hier vollzieht sich ein abrupter Wechsel vor allem im Hinblick auf die stratigraphische Abfolge, den strukturellen Baustil, Deformationsalter und metamorpher Eigenschaften (MILLER, 1983). Durch stratigraphische (MILLER, 1979) und geophysikalische (CORNER, 1983) Untersuchungen wird entlang dieser Störung eine Hebung der *Central Zone* relativ zu den südlich anschließenden Zonen, von 20-24 km angenommen. Diese Blockverwerfungen fanden im Zuge der Damara-Orogenese vor ca. 540-500 Ma statt.

2.1.4 Reaktivierung von Bruchzonen

Das Omaruru Lineament wurde in-, sowie nach der Karoo reaktiviert (MILLER, 1983; STOLLHOFEN, 1999). Eine Reaktivierung in der frühen Trias wurde durch HOLZFÖRSTER ET AL. (1998) anhand sedimentologischer Befunde nachgewiesen. Dabei übernahm das Lineament die Funktion einer sinistralen Transformstörung, die der nordwärts propagierenden Südatlantiköffnung als Ausgleich diente. Dieser Schersinn wird auch durch den Versatz der magnetischen Anomalien M4 und M2, ca. 220 km bzw. 300 km *offshore* belegt (BAUER ET AL., 2000, CORNER, 2002, Abb. 2.6). Auch am Okahandja Lineament werden streichrichtungsparelle Bewegungen im Post-Karoo festgestellt (MILLER, 1983).

Eine frühe mesozoische Reaktivierung einiger regionaler Lineamente in Halbgräben zwischen Otjihorongo Aufschiebung und Waterberg Omaruru Lineament wird durch grobklastische Sedimente belegt (HEGENBERGER, 1988).

In der nördlich des Arbeitsgebietes gelegenen *Central Kaoko Zone* sind Nordwest-Südost streichende, küstenparallele Störungen eingehend untersucht worden. Die meisten davon bilden Halbgräben, die sich an Abschiebungen entwickelt haben. Sie sind mit mächtigen Sedimentfolgen des Perm und der Unterkreide angefüllt. Die Sequenzen der Trias und des Jura fehlen dort (MOUNTNEY ET AL. 1998).

Am westlichen Rand und westlich außerhalb des HOD (*Southern Kaoko Zone*) werden Bruchzonen dieser Streichrichtung von Gängen intrudiert.

2.2 Nordwärts fortschreitendes *Rifting*

Karoo-Sedimente belegen bereits ein triassisches bis mitteljurassisches *Rifting* (Abb. 2.4). Der Sedimentationsraum war dabei ein großes Becken, das sich entlang weiter Bereiche des namibianischen passiven Kontinentalrand erstreckte (Abb. 2.6). Ein *Rifting*, das direkt zum Zerfall des Kontinentes führte, begann im späten Jura. Bohrungen im Orange Becken ("Kudu-wells", GLADCZENCO, 1998) belegen ein jurassisches, von Vulkanismus begleitetes, initiales *Rifting* vor ca. 180 Ma. Die intrakontinentale Sedimentation wird an dieser Lokalität durch 690 m mächtige Laven dokumentiert, die von kontinentalen Rotsedimenten überlagert werden.

Anhand von seismischen Profilen werden für den namibianischen Kontinentalrand vier spätere Riftphasen beschrieben, die zur Entwicklung der unten genannten *Offshore*-Becken führte (Abb. 2.6). Die Dauer der Riftphasen im Orange- und Walvis-Becken wird gemäß CLEMSON ET AL. (1997) in Tabelle 2.1 dargestellt. Die nordwärts voranschreitende Entwicklung wird dort in den jüngsten Phasen besonders deutlich: während man im Süden bereits ein *Rifting* im Barrem vorfindet, setzt dieses im Norden erst im Apt ein.

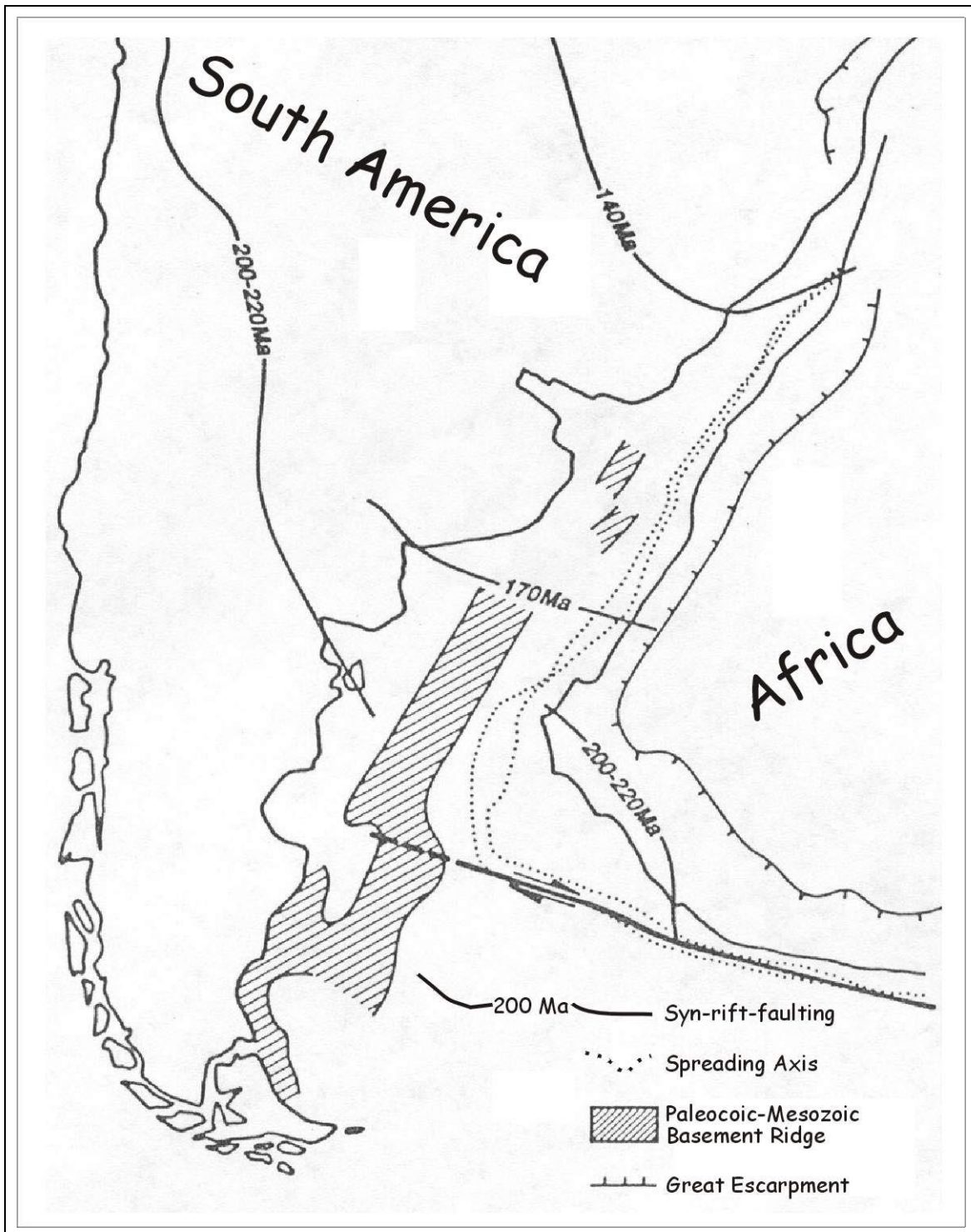


Abb. 2.4: Frühestes Einsetzen des Rifting im Südatlantik nach Norden anhand der Datierung von Störungen in Synrift-Sedimenten, verändert nach URIEN ET AL. (1981) und ULIANA ET AL. (1989).

	Orange Becken (Süden)	Walvis Becken (Norden)
Phase 1	Unterer Jura (ca. 208 Ma.) bis Valangin (ca. 140,7 Ma)	
Phase 2	Valangin (ca. 140,7-135 Ma.)	Valangin (ca. 140,7-135 Ma.)
Phase 3	Hauteriv (ca. 135- 131,8 Ma)	Hauteriv bis Unteres Apt (ca. 124,5 Ma.)
Übergangs- und Driftphasen	Unteres Barrem (ca. 131,8 Ma.) bis rezent	Unteres Apt bis rezent

Tabelle 2.1: Riftphasen im Orange- und Walvisbecken nach CLEMSON ET AL. (1997), stratigraphische Altersangaben nach HARLAND ET AL. (1989).

Neben sedimentären Belegen sprechen auch Altersbestimmungen aus Rb-Sr- und $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Analysen an Basalten für eine in Richtung Norden jünger werdende Riftentwicklung. Untersuchungen am Mehlberg Dyke in der Orange River Region ergaben Alter von 134 ± 3 Ma (REID ET AL. 1994). Horingbaai Gänge südlich der Etendeka Region weisen Alter von 125-130 Ma (ERLANK, 1984) bzw. 132 Ma (THOMPSON ET AL., 2001) auf. Etendeka-Quarzlatite wurden von MILNER ET AL. (1995) auf 129.8 ± 3.8 Ma datiert.

2.3 Die Form des Kontinentalrandes

Sowohl auf südamerikanischer- als auch afrikanischer Seite ist der Übergang vom Kontinent zum Ozean durch seewärts einfallende Grabenschultern geprägt. Der namibianische Kontinentalrand stellt sich anhand von seismischen-, magnetischen und Schwerefeldmessungen im *Offshore*-Bereich als vollständig entwickelter divergenter Kontinentalrand dar. Eine Prä-Rift Megasequenz hat ihren Ursprung in einer innerkratonischen Sackung (GLADCZENKO, 1998).

Die bestimmenden strukturellen Elemente bestehen aus einer

1. östlichen Grabenprovinz, in der sich Gräben und Halbgräben entlang von reaktivierten panafrikanischen und zur Küste vergenten Störungen entwickelt haben (westlich außerhalb des HOD werden diese von küstenparallelen, westfallenden Gängen intrudiert),
2. der mittleren Scharnierlinie, dem
3. zentralen Halbgraben und dem
4. randlichen Rücken (Abb. 2.5).

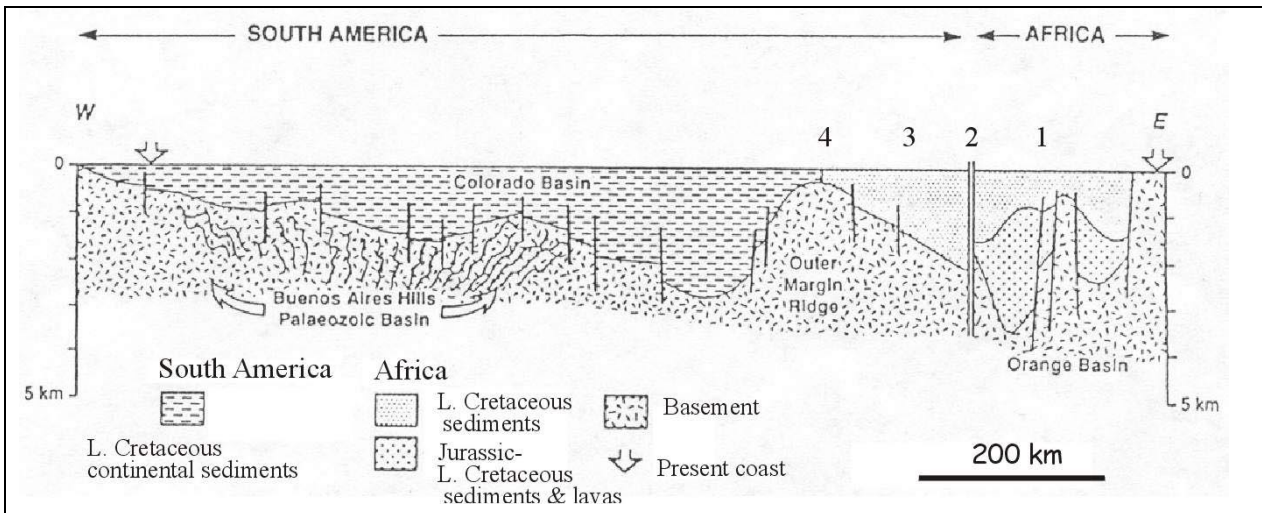


Abb. 2.5: Schematisches Querprofil durch den Südatlantik verändert nach DINGLE ET AL. (1983).

Anhand seismischer Untersuchungen südlich des *Walvis Ridge* unterteilen BAUER ET AL. (2000) den namibianischen Kontinentalrand in die drei Zonen:

- 1) normale ozeanischer Kruste,
- 2) magmatischer Übergangsbereich und
- 3) kontinentale Kruste.

Der Übergangsbereich ist ca. 150 km bis 200 km breit und wurde in der Vergangenheit von anderen Autoren (LIGHT ET AL., 1993, GLADCZENKO ET AL., 1997) als reliktsche, vom *Rifting* betroffene kontinentale Kruste interpretiert. Magnetische Eigenschaften und Laufzeiten seismischer P-Wellen sprechen jedoch für ein fast ausschließlich magmatisches Gestein. Für die Mächtigkeit der kontinentalen Kruste wurde in der zentralen Zone des Damara-Gürtels 30 km festgestellt. Im Norden an der Verbindung mit dem Kaoko-Gürtel wurde dagegen eine Mächtigkeit von 35 km gemessen.

Aus den Beziehungen zwischen *Rifting*, Hebung und Vulkanismus folgern LIGHT ET AL. (1992) für die frühe Riftentwicklung ein passives Riftmodell, da im Allgemeinen dem Vulkanismus eine Subsidenz vorausgegangen ist. Seismische Untersuchungen im *Offshore*-Bereich zeigen Prä-Etendeka-Sedimente entlang Nord-Süd streichender Gräben und beweisen eine substantielle Extension vor dem Einsetzen der Haupttriftphase (CLEMSON ET AL., 1997). In einer späteren Phase, bei der der Vulkanismus vom Tristan da Cunha Plume bestimmt wird, ist eher von einem aktiven Riftmodell auszugehen.

Die asymmetrische Form des *Rifts* erklären LIGHT ET AL. (1992) mit einem *simple-shear* Mechanismus, den sie für die gesamte frühe Riftentwicklung favorisieren. Südlich des *Walvis Ridge* wurde die Extension demnach durch eine listrische Abschiebung ausgeglichen.

GLADCZENKO ET AL. (1998) unterteilen den namibianischen Kontinentalrand in einen nicht-vulkanischen Teil nördlich des *Walvis Ridge* und einen vulkanischen Teil

südlich davon. In letzterem treten typische Elemente auf, wie z. B. verdickte initiale ozeanische Kruste und untere Kruste mit hoher Dichte, die sich unter die Zone initialen Riffings erstreckt. Diese Einteilung besitzt jedoch nur einen theoretischen Charakter und deckt sich nicht mit der Präsenz voluminöser Extrusiva auf dem konjugierten São Paulo Plateau und der Nähe zum nördlichen Rand der Etendeka-Plateau-Basalte.

GLADCZENKO ET AL. (1998) folgern daraus eine spätere Entwicklung des nördlichen Kontinentalrandes im Zuge eines "ridge jump" entlang der Walvis- und Rio Grande Störungszonen vom Apt bis Alb (ca. 112 Ma). Dieser Relativ-Versatz nach Westen wird durch die Lage der magnetischen Anomalien M4 und M2 dokumentiert (BAUER ET AL., 2000), (Abb. 2.6).

2.4 Offshore Becken

Im *Offshore*-Bereich werden der südafrikanische und namibianische Kontinentalrand von fünf Becken beherrscht. Von Süden nach Norden sind dieses:

- Orange-,
- Lüderitz-,
- Karoo-
- Walvis- und
- Namibebecken (CORNER ET AL., 2002),

wobei das letztere nördlich des Walfisch Rückens liegt (Abb. 2.6).

In den Haupt-Depozentren erreichen die klastischen und vulkanischen Sedimente Mächtigkeiten unterhalb von 6 km, im nördlichen Walvisbecken jedoch mehr als 12 km (RUST & SUMMERFIELD, 1990, MASLANYJ ET AL. 1992). Die größten Volumina wurden im Orange- und Walvisbecken in der Oberkreide und dem frühen Quartär sedimentiert, wodurch zugleich auch die Haupttriftphasen dokumentiert werden. Die von RUST & SUMMERFIELD (1990) ermittelten Volumina betragen $2.8 \times 10^6 \text{ km}^3$. Dieses entspricht einer Denudationstiefe von 1.8 km, gemittelt über das Orange River Basin und die südlich des Walvis Ridge gelegenen Gebiete, die in den Atlantik entwässern (BROWN ET AL., 2000).

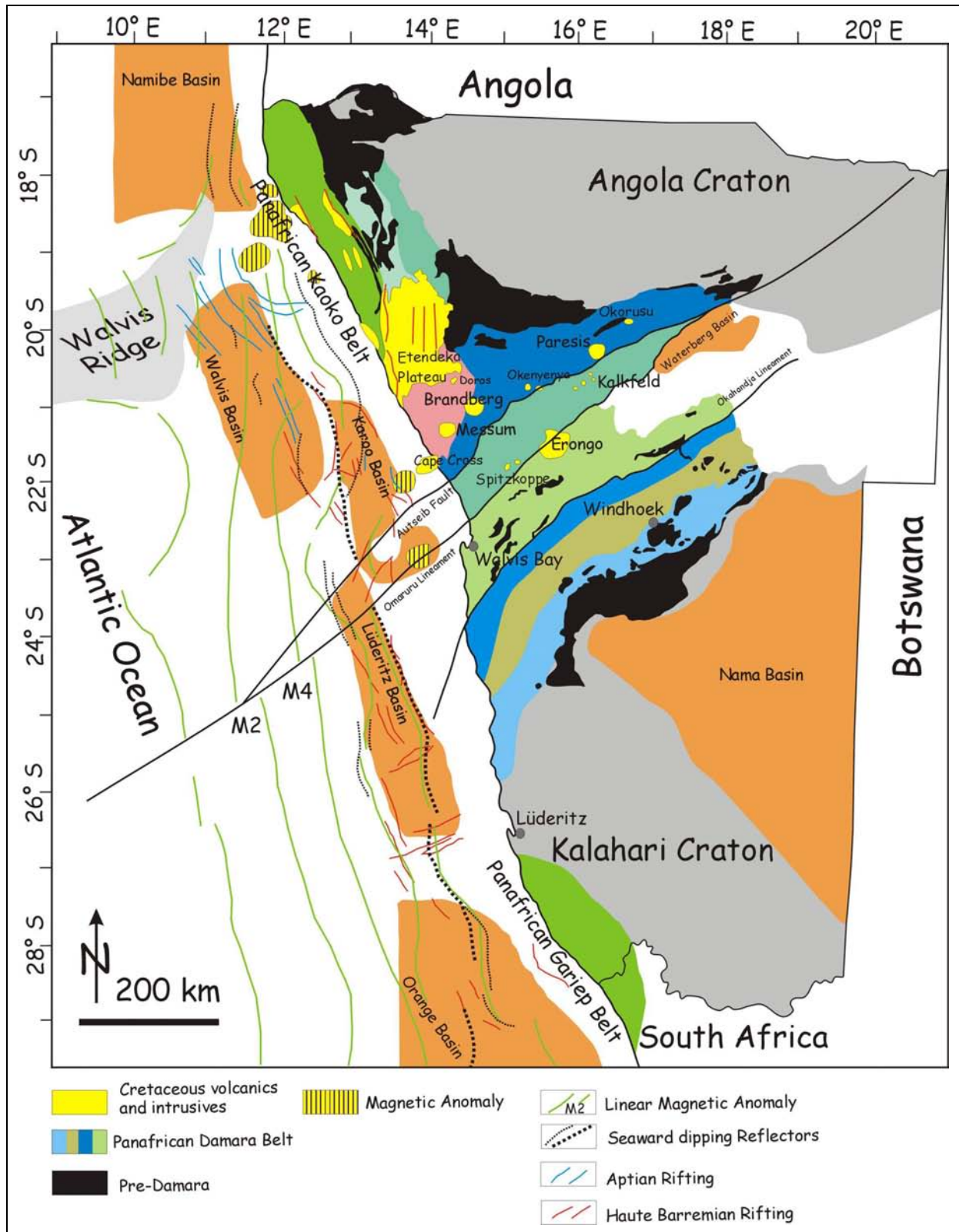


Abb. 2.6: Die Offshore Becken, Riftphasen und Magnetische Anomalien vor dem namibianischen Kontinentalrand nach CORNER (2002), CLEMSON ET AL. (1997), MILLER (1983).

2.5 Flutbasalte und Ringkomplexe

Die Paraná- und Etendeka-Flutbasaltprovinzen bildeten im Prä-drift Stadium eine zusammenhängende Region. Die magmatische Aktivität wird zu einem großen Teil dem Tristan da Cunha *mantle plume* zugeschrieben, der zu der Zeit im Bereich des heutigen südlichen Angola lag (Abb. 2.7) (THOMPSON AND GIBSON, 1991, MILNER ET AL., 1995, O'CONNOR AND DUNCAN, 1990) und mit dem die beiden Provinzen heute durch den Rio Grande Rise und den Walvis Ridge verbunden sind (Abb. 2.8).

Die Dauer der magmatischen Phasen des Paraná-Etendeka-Flutvulkanismus wird unterschiedlich dargestellt. Während RENNE ET AL. (1996a) von ca. 3 Ma ausgehen, gibt es bei STEWART ET AL. (1996) Angaben von ca. 10 Ma. Letzterer vertritt die Auffassung einer mit der Zeit zunehmenden Aktivität, wobei eine Phase mit geringerer Förderrate bei 138-133 Ma von der magmatischen Hauptphase von 133-129 Ma abgelöst wurde.

Paläomagnetische Arbeitsmethoden liefern ein Werkzeug, um die magmatische Dauer in der Paraná-Etendeka-Provinz zu untersuchen, da die Frequenz der Umpolung des Erdmagnetfeldes während der Unterkreide relativ hoch war (HARLAND ET AL., 1990). Die durchschnittliche Länge eines Intervalls lag zwischen 135-130 Ma bei ca. 0.24 Ma (PEATE, 1997). MILNER ET AL. (1995a) stellten für die südöstliche Paraná-Region mindestens zehn Polaritätswechsel fest, was für die ca. 1 km mächtige Lavadecke eine Förderdauer von 2.4 Ma bedeutet. Ähnliche Werte berechnet RENNE (1996) für die 700 m mächtigen Tafelberg-Basalte der Etendeka, die mit 14 *flows* innerhalb derselben magnetischen Polarität gefördert wurden.

Das Volumen der Etendeka Provinz wird mit $0.07 \times 10^6 \text{ km}^3$ (PEATE ET AL., 1992), das der Paraná Provinz mit $1.2 \times 10^6 \text{ km}^3$ (MILNER ET AL., 1992) angegeben. GLADCZENKO ET AL. (1997) leiten aus seismischen Profilen für den Bereich nördlich des *Walvis Ridge* ein Volumen von $0.2 \times 10^6 \text{ km}^3$ ab. Südlich davon nehmen dieselben Autoren auf namibianischer Seite $0.5 \times 10^6 \text{ km}^3$, auf brasilianischer Seite $0.58 \times 10^6 \text{ km}^3$ Magmenförderung an. Die gesamte Großmagmatische südatlantische Provinz inklusive der kontinentalen Flutbasalte wird auf ein Extrusiv-Volumen zwischen $2.35 \times 10^6 \text{ km}^3$ (ERLANK ET AL., 1984; RENNE ET AL., 1996) und $3.62 \times 10^6 \text{ km}^3$ (GLADCZENKO ET AL., 1998) geschätzt, wobei die Paraná-Etendeka-Provinz größer angenommen werden kann als heute (PEATE, 1997) und sich noch in den *Offshore*-Bereich hinein fortsetzt (GLADCZENKO ET AL., 1997, BAUER ET AL., 2000, CORNER, 2002; Abb. 2.6). Hierfür sprechen auch die Vorkommen von frühkretazischen Laven in *Offshore*-Becken entlang der brasilianischen Küste (CHANG ET AL., 1992).

MARZOLI ET AL. (1999) und MARSH (2001) zeigten anhand petrologischer, geochemischer und geochronologischer Daten eine Ausdehnung der Etendeka-Provinz in das zentrale westangolanische Kwanza-Becken hinein. Dieses bedeutet eine Erstreckung von ca. 400 km weiter nach Nordosten als bis zuvor erkannt worden war. Küstenparallele Gänge treten in südlicher Richtung bis ins südafrikanische Cape Town auf (REID AND REX, 1994).

Gangschwärme auf südamerikanischer Seite lassen die Schlußfolgerung zu, daß dort ein Gebiet von mindestens $2.0 \times 10^6 \text{ km}^2$ von Lava bedeckt worden sein muß (PEATE, 1997).

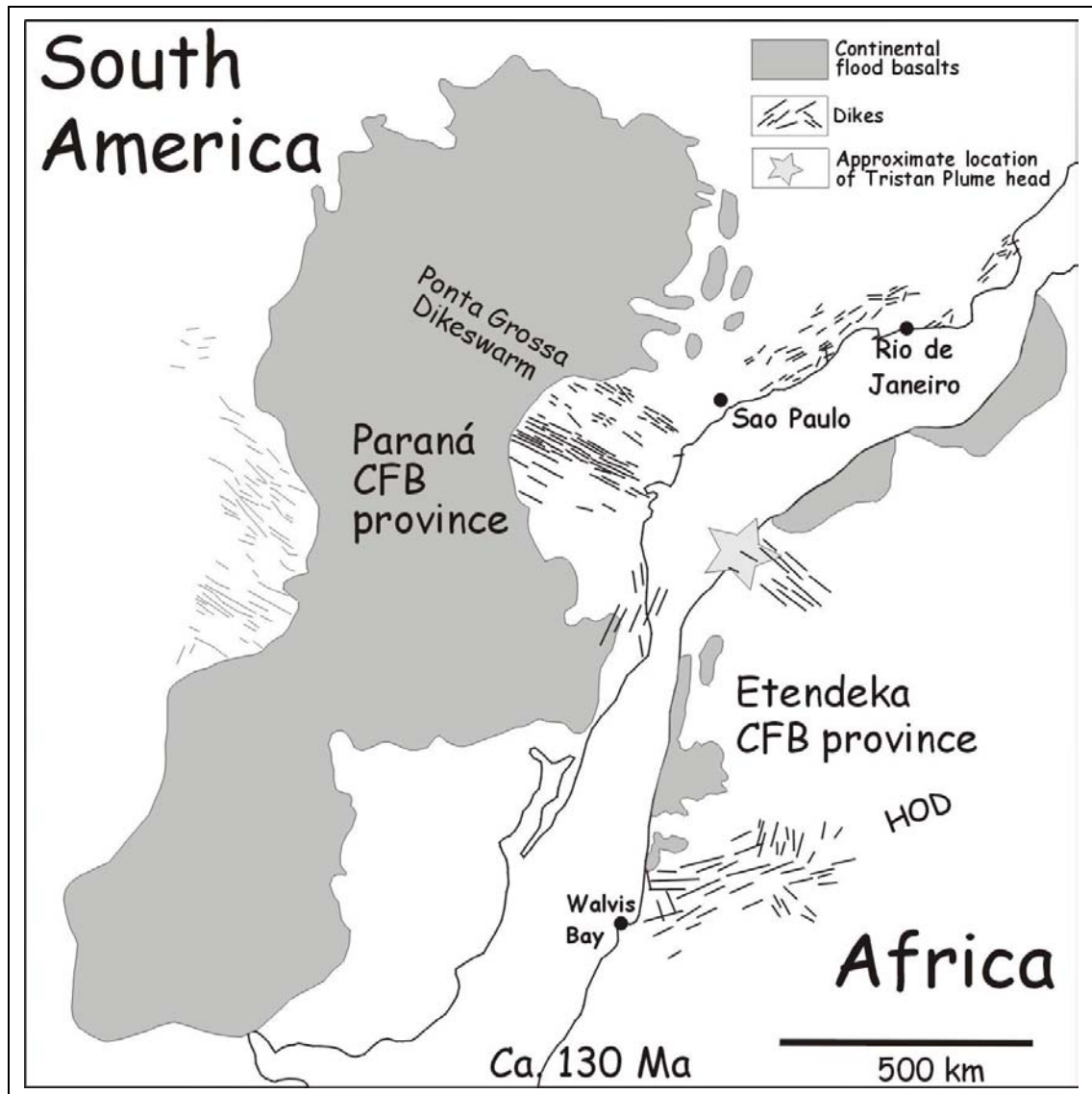


Abb. 2.7: Die Ausdehnung der Paraná-Etendeka Flutbasaltprovinz im Prä-drift Stadium, verändert nach PEATE (1997.) Der Stern kennzeichnet näherungsweise die Lage des Tristan da Cunha Plume head nach THOMPSON AND GIBSON (1991).

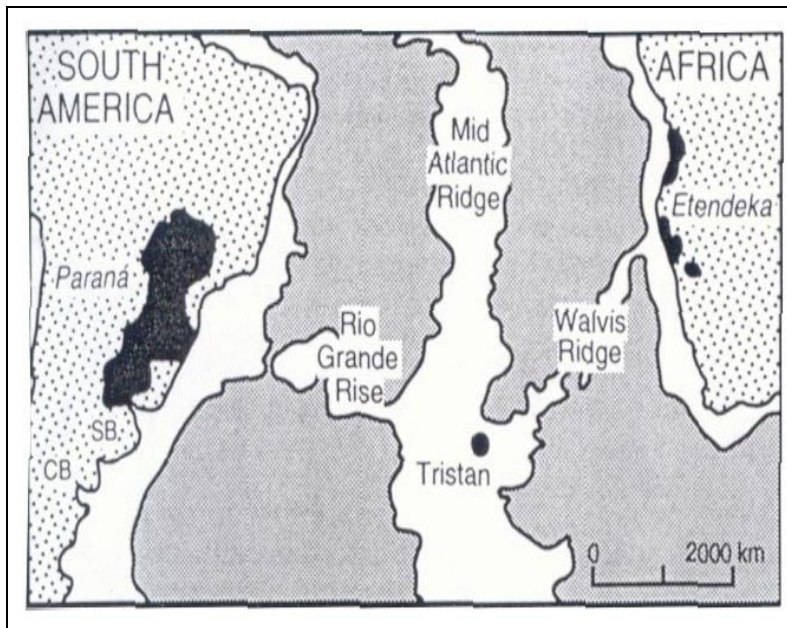


Abb. 2.8: Die Verbindung von Paraná- und Etendeka-Flutbasaltprovinz über den Rio Grande Rise und Walvis Ridge, nach PEATE (1997).

Auf einer ca. 350 km langen und 130 km breiten Zone entlang der reaktivierten (HARRY & SAWYER, 1992) panafrikanischen Lineamente des Damaragürtels sind mehr als zwanzig subvulkanische Ringkomplexe in präkambrische Metasedimente und Granite intrudiert. Die Platznahme erfolgte zwischen 137 Ma und 123 Ma (MILNER ET AL., 1995) etwa gleichzeitig mit dem Einsetzen des voluminösen Paraná-Etendeka-Vulkanismus und kurz vor der schrittweise nach Norden propagierenden Öffnung des Südatlantiks (NÜRNBERG & MÜLLER, 1991; MARSH ET AL., 2001). Die Ringkomplexe stellen die erodierten Wurzeln von Zentralvulkanen dar, die während des Flutvulkanismus aktiv waren (MARSH ET AL., 2001). Viele von ihnen wurden als kollabierte Kalderen-Strukturen beschrieben (KORN & MARTIN, 1954; MARTIN ET AL., 1960). Jüngere, mesozoische Störungszonen, die Nord-Süd und küstenparallel streichen (DIEHL, 1986), werden als zusätzliche Ursache für eine Intrusion dieser Komplexe betrachtet.

Im kleineren Maßstab spiegelt sich dieses Prinzip auf dem Aeromagnetikbild anhand kleinerer Intrusionen wider, die bevorzugt an Kreuzungspunkten von Bruchzonen und Gängen auftreten (siehe Kapitel 4.2, Abb. 4.3). Auch CLOOS (1931) erkannte den Brandberg bereits als eine Intrusion an „sich kreuzenden Tälern“.

In den Ringkomplexen ist im Vergleich mit Etendeka-Vulkaniten und Gängen (siehe Kapitel 6.7, Abb. 6.43, 6.44) eine weitaus größere Variabilität an magmatischen Gesteinen erhalten (Tabelle 2.2). Das Spektrum reicht hier von Karbonatiten bis zu Graniten. Die felsischen Gesteine spiegeln zum größten Teil einen krustalen Einfluß wider, während in der Zusammensetzung der alkalischen Magmen eine Beteiligung von Mantelkomponente festzustellen ist. Die mafischen alkalischen und karbonatitischen Gesteine zeigen eine Nd-Sr-Isotop-Zusammensetzung, die dem heutigen Tristan da Cunha *plume* ähnlich ist. Es ist daher sehr wahrscheinlich, daß

die dominierende Mantelkomponente auf den Einfluß des *plumes* zurückzuführen ist (TRUMBULL ET AL., 2000).

Ringkomplex	Hauptlithologie	Alter (Ma)	Methode	Referenz
Brandberg	Biotit-Hornblende-Granit, Peralkaliner Granit	133±2 132±1	Ar-Ar Ar-Ar	1
Erongo	Rhyodazit, Granodiorit, Biotit-Granit Tephrit-Foidit	135 ±3	U-Pb zircon	2
		132±1	Ar-Ar, U-Pb zircon	3
		131±1	Ar-Ar	
Paresis	Rhyolit, Komendit, Quarz-Syenit	137±1	Ar-Ar	4
		134±2	U-Pb zircon	2
Grosse Spitzkoppe	Biotit-Granit	125 ±1	Rb-Sr	5
Etaneno	Nephelin-Syenit, Karbonatit	134±2.6	Rb/Sr	8
Okenyenyanya	(Olivin)-Gabbro, (Nephelin)-Syenit, Quarz- Monzodiorit, Mikrogranit (nur sills)	129±1	Rb-Sr	10
		130±1.6	K-Ar	9
				11
				12
Okorusu	Nephelin-Syenit	127±3.5	Rb-Sr	4
		126±1	Ar-Ar	4
Otjohorongu	Granit-Porphyr	132±0.4	Ar-Ar	2
Messum	Gabbro, Quarz-Diorit Nephelin-Syenit	132±0.7	Ar-Ar	6
		129±0.7	Ar-Ar	6
Doros	Gabbro	124-134	K-Ar	7
Cape Cross	Leukogranit, Gabbro, Nephelin-Syenit	135± 0.7	Ar-Ar	4
Kalkfeld	Nephelin-Syenit, Karbonatit	-	-	13
Ondurakarume	Nephelin-Syenit, Karbonatit	-	-	13

Tabelle. 2.2: Die Lithologien, Alter und Methoden zur Altersbestimmung der Ringkomplexe nach (1) SCHMITT ET AL. (2000), (2) PIRAJNO ET AL. (2000), (3) WIGAND ET AL. (2004.), (4) MILNER ET AL. (1995), (5) FRINDT ET AL. (2004), (6) RENNE ET AL. (1996), (7) SIEDNER AND MITCHELL (1976), (8) VERWOERD ET AL., (2000), (9) WATKINS ET AL. (1994), (10) MILNER ET AL. (1993), (11) WATKINS, LE ROEX (1991), (12) MARTINEZ ET AL. (1996), (13) TRUMBULL ET AL. (2000).

2.6 Hebungsgeschichte

Mit der Analyse von Spaltspuren im Apatit-Kristallgitter, die durch den natürlichen Zerfall von ^{238}U entstehen und bei einer Temperatur unterhalb von 110°C erhalten bleiben, können Aussagen über die Abkühlungsgeschichte eines Gesteines getroffen werden. Die Abkühlungsrate kann durch Auszählen der Spaltspuren mit der Hebungsrates, die ein Gesteinsverband erfahren hat, in Beziehung gesetzt werden.

Anhand von Apatit-Spaltspuren-Analysen, wurde festgestellt, daß sich Bereiche mit Apatit-Altern von mehr als ca. 150 Ma in Nordnamibia befinden (BROWN ET AL., 2000). Die Altersverteilung bei ca. 22° südlicher Breite definiert einen Nordost streichenden Korridor mit Apatit-Altern jünger als ca. 100 Ma, gegen viel ältere Bereiche mit Apatit-Altern von mehr 200 Ma. Dieser Korridor scheint mit der nördlichen *Central Zone* des Damaragürtels zusammenzufallen. Eine Abstammung aus einem tieferen Krustenniveau wird in der südlichen *Central Zone* anhand der vermehrt auftretenden Domstrukturen deutlich (siehe Abbildungen 2.1 und 2.3).

Altersdaten aus dem südlichen Namibia bei Karasburg (28°02" südliche Breite) ergeben Alter von 70 Ma (BROWN ET AL., 2000). Insgesamt gesehen zeigen die Apatit-Spaltspuren-Daten eine beträchtliche Hebung (= *cooling*) während der Kreide mit einer Beschleunigung in der höchsten Oberkreide und dem frühesten Känozoikum (ca. 80 Ma –60 Ma, BROWN ET AL., 1990). Die Hebung im Inland scheint sehr nahe mit der Geometrie von präexistenten Krustenstrukturen korreliert zu sein, die tektonisch reaktiviert wurden (BROWN ET AL., 2000).

Faktoren, die neben der Hebung eine kontrollierende Wirkung auf Denudationsraten besitzen, sind die Ausbildung von Flußsystemen, die in den Atlantik entwässern (DINGLE & HENDEY, 1984), die unterschiedliche Verteilung von Lithologien (Grundgebirge, Basaltdecken, Sedimente) und ein Klimawandel von jahreszeitlich feuchtem zu einem ariden Klima während der Oberkreide und des Känozoikums (PARTRIDGE, 1993).

Der Bereich des HOD (Abbildungen 2.1 und 2.9) wird küstenparallel im Norden vom Ugab- im Süden vom stärker ausgeprägten Swakop-Escarpment begrenzt. Anhand von Apatit-Spaltspurendaten wird im Bereich der rezenten Küstenplattform eine ehemalige Mächtigkeit der Etendeka-Vulkanite von 4000 m postuliert.

Diese Mächtigkeit nimmt in Richtung Osten ab (RAAB UND WEBER, 2002). Auch außerhalb des HOD wurde durch Apatit-Spaltspurendaten eine mächtige mesozoische Bedeckung nachgewiesen (siehe oben).

Durch die beschleunigte Erosion in der Oberkreide und dem Känozoikum fand eine flexurelle isostatische Hebung statt, durch die die beiden Inland-*Escarpmnts* verkippt wurden. Die Sedimentlast auf dem Schelf führte zu einer elastischen Aufwölbung. Ihr küstenparalleler Verlauf wird in Südnamibia durch die Koichab-Pfanne, Sossusvlei und Tsondabvlei, in Zentralnamibia durch die Schluchten des Swakop, Khan und Omaruru und in Nordnamibia durch die Schluchten des Huab, Hoanib und Hoarusib dokumentiert.

Im Landesinneren wird diese Aufwölbung durch die isostatische Hebung infolge der Abtragung der Großen Randstufe abgelöst.

Die Große Randstufe bildete sich als Teil einer afrikanischen Superschwelle vor ca. 30 Ma infolge großräumiger Hebung durch eine thermische Anomalie an der Grenze von Erdkruste und -mantel. Ein *underplating* gabbroider Magmen, das für Zentralnamibia im Schelf- und Küstenbereich nachgewiesen werden konnte, hat vermutlich eine thermische Hebung während der *Rift*- und *Drift*-Phase verhindert, so

daß durch die vorherrschende Subsidenz die mächtigen kretazischen Etendeka-Vulkanite abgelagert werden konnten (RAAB UND WEBER, 2002).

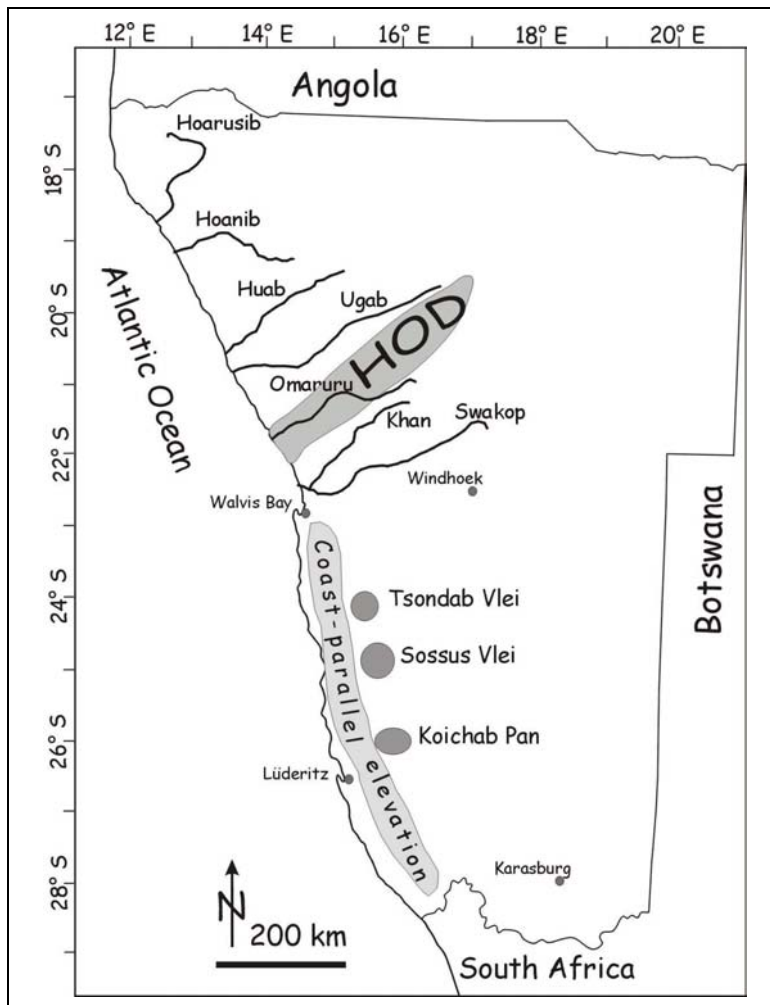


Abb. 2.9: Eine elastische Aufwölbung durch die Sedimentlast im Offshore-Bereich wird im nördlichen und zentralen Bereich Namibias durch Flußtäler, im Süden durch die Salzpflanzen der Vleis dokumentiert.

2.7 Neotektonik im südlichen Afrika

Neotektonische Bewegungen im südlichen Afrika können unter anderem durch Aufzeichnungen seismischer Aktivität entlang einer Zone belegt werden (SCHOLZ ET AL., 1976). Diese wird als Zone eines beginnenden *Rifting* interpretiert und stimmt weitestgehend mit der Mwembeshi Scherzone überein. Letztere erstreckt sich von Sambia über Botswana und Namibia, wo sie in den duktilen sinistralen Scherzonen des Damara-Gürtels in Erscheinung tritt, in südwestlicher Richtung durch das südliche Afrika (COWARD AND DALY, 1984; PORADA, 1989, Abb. 2.10).

Die seismischen Signale stammen aus geringen Tiefen. Zusammen mit Interpretationen von Satellitendaten aus dem nördlichen Botswana werden sie mit

aktiven Südwest streichenden Abschiebungen assoziiert, die ca. 60° nach Nordwest einfallen und mit Sprunghöhen von 100 m bis 200 m känozoische Sedimente des Kalahari-Beckens versetzen (SCHOLZ ET AL., 1976; MALLICK ET AL., 1981).

Belege für eine multiple Reaktivierung präexistenter *Basement*-Strukturen im kontinentalen Maßstab während intrakontinentaler Deformationsphasen, werden auch durch Untersuchungen an den känozoischen Malawi- und Tanganyikarifts geliefert (RING, 1994; WHEELER AND ROSENDAHL, 1994).

Rezente Stressindikatoren zeigen im südlichen Afrika, anders als in Südamerika, große Ost-West extensionelle Spannungen (COBLENTZ AND SANDIFORD, 1994). Dieses ist sehr gut kompatibel zu sinistralen und dextralen extensionellen Transferbewegungen, die an Südwest bzw. Südost streichenden Strukturen auftreten.

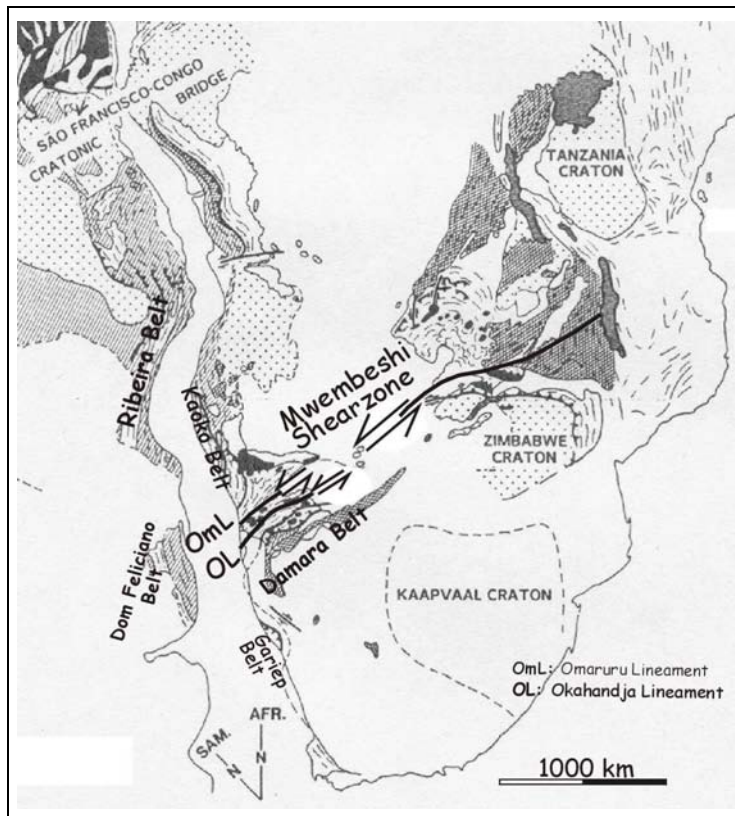


Abb. 2.10: Die seismisch aktive Mwembeshi Scherzone wird als Zone eines initialen Rifting interpretiert. Sie streicht diagonal durch das südliche Afrika und setzt sich in den Lineamenten des Damara Gürtels fort. Verändert nach PORADA (1989)

3. Methoden

3.1 Satelliten-Fernerkundung und Aeromagnetik

Für die Erstellung der Gangkarten wurden verschiedene fernerkundliche Datensätze sowie die aus Geländearbeiten gewonnenen Informationen miteinander kombiniert. Die Abdeckung des Arbeitsgebietes mit den jeweiligen Datensätzen wird in Abbildung 3.1 schematisch dargestellt.

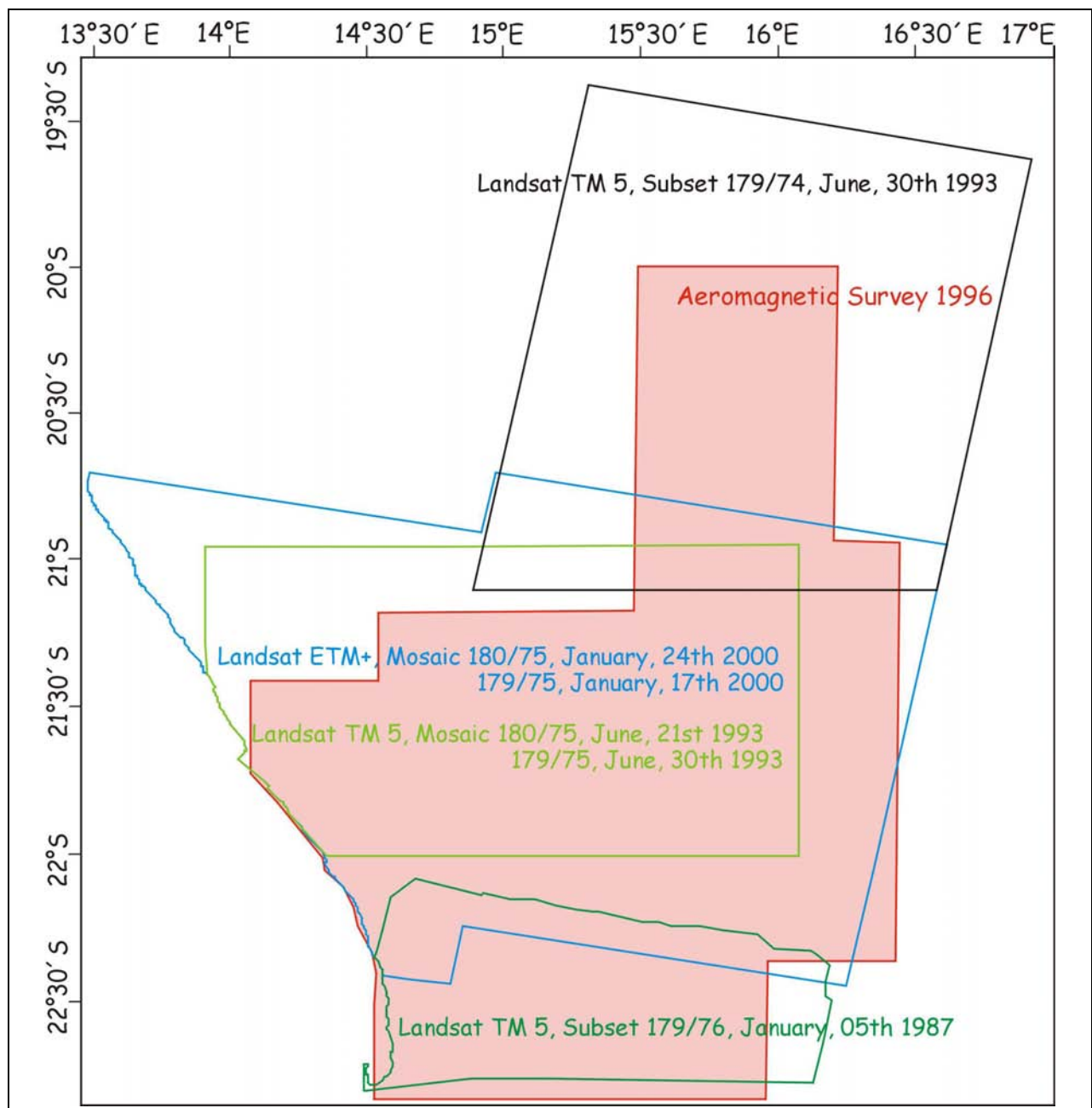


Abb. 3.1: Die räumliche Abdeckung der vorwiegend verwendeten Datensätze und deren Aufnahmezeitpunkte.

3.1.1 Satellitendaten

Es wurden hauptsächlich Daten von Landsat TM 7 (Enhanced Thematic Mapper, ETM+) vom 17.- und 24. Januar 2000 verwendet. Die höhere räumliche Auflösung des ETM+ Sensors von 15m x 15m im panchromatischen Kanal stellt eine Verbesserung gegenüber älteren Landsat-Datensätzen (mit einer maximalen Auflösung von 30m x 30m) dar. Zu Vergleichszwecken, sowohl über das Inventar vorhandener Gänge als auch deren Streichrichtungen, wurden auch Landsat TM 5-Daten mit Aufnahmezeitpunkten im Juni und Januar (Abb. 3.1) und ASTER-Datensätze mit vergleichbarer räumlicher- und spektraler Auflösung verwendet (Tabellen 3.1 und 3.2).

Nach einer Standard-Atmosphärenkorrektur wurden vorwiegend die Kanäle 7, 4, 1, (RGB) benutzt, um einen größtmöglichen, für geologische Aspekte besonders relevanten, Spektralbereich abzudecken.

In kontrastarmen Teilgebieten war eine Darstellung aus der Verknüpfung von Ratioberechnung und Bandsubtraktion vorteilhaft, um Gänge hervorzuheben, die nahezu parallel zu Schichten des Grundgebirges verlaufen. Hierfür war eine Kombination von 7/5,7-4,1 (RGB) besonders geeignet (Abb. 3.2).

Highpass-Filter trugen zur Schärfung der Szene bei. Eine Richtungsfilterung wurde nur während der Bildbearbeitung zur Detektion von Gängen eingesetzt. Auf den Satellitenbildern, die die Arbeitsgrundlage für die weiterführende Kartierung der Gänge in einem Geographischen Informations System (GIS) bildeten, wurden auf eine Richtungsfilterung verzichtet, um Artefakte auszuschließen. Die Gänge wurden manuell anhand ihrer typischen Ausprägungen selektiert. Auf Satellitenbildern erscheinen sie in den meisten Fällen als dunkle, segmentierte Lineamente, die bei den größeren Gängen oft eine positive Topographie besitzen.

Alle Gänge, die auf Landsat ETM+ Daten vektorisiert wurden, decken sich in Überlappungsbereichen und Kontrollgebieten mit allen Gängen, die auf anderen Satelliten-Datensätzen mit Aufnahmezeitpunkten aus anderen Jahreszeiten vektorisiert wurden.

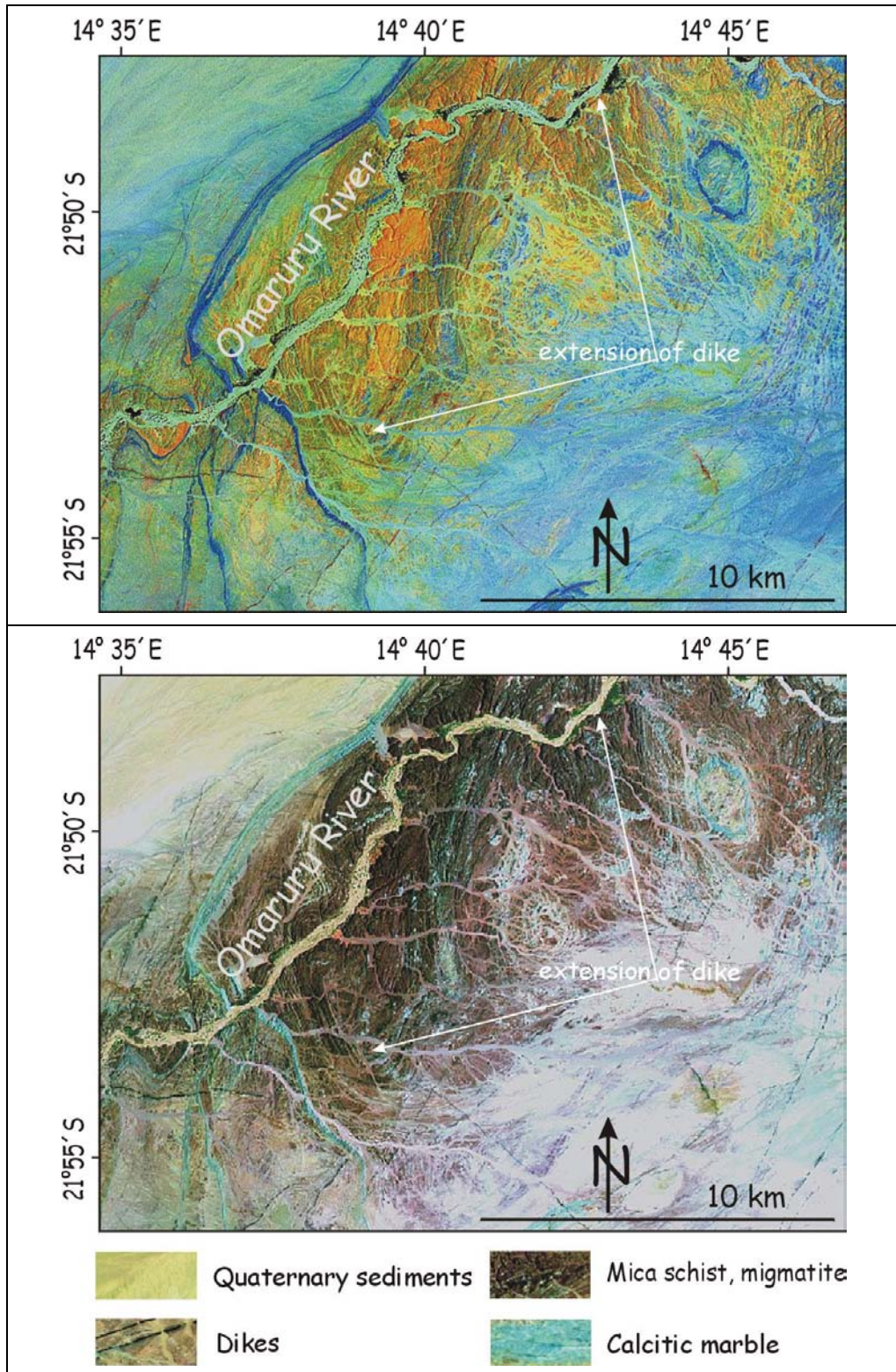


Abb. 3.2: Durch eine kombinierte Darstellung aus Ratioberechnung und Bandsubtraktion treten streckenweise subparallel zur Foliationsrichtung des Grundgebirges verlaufende Gänge und karbonatische Schichten deutlich hervor. Landsat ETM+, oben: 7/5,7-4,1 (RGB), unten: 7,4,1 (RGB).

Kanal	Wellenlänge [nm]	Räumliche Auflösung [m]
1	450-515	30
2	525-605	30
3	630-690	30
4	750-900	30
5	1550-1750	30
6	10400-12500	60
7	2090-2350	30
8 (panchromatisch)	520-900	15
gescannter Streifen (swath) 183km		

Tabelle 3.1: Die Kanal-Eigenschaften und Breite des aufgenommenen Geländestreifens des Landsat ETM+ -Sensors.

	Kanal	Wellenlänge [nm]	Räumliche Auflösung [m]
Sichtbar, nahes Infrarot (VNIR)	1	520-600	15
	2	630-690	15
	3 (Nadir)	760-860	15
	3 (rückwärtig gerichtet)	760-860	15
Kurzwelliges Infrarot (SWIR)	4	1600-1700	30
	5	2145-2185	30
	6	2185-2225	30
	7	2235-2285	30
	8	2295-2365	30
	9	2360-2430	30
Thermales Infrarot (TIR)	10	8125-8475	90
	11	8475-8825	90
	12	8925-9275	90
	13	1025-1095	90
	14	1095-1165	90
gescannter Streifen (swath) 60km			

Tabelle 3.2: Die Kanal-Eigenschaften und Breite des aufgenommenen Geländestreifens des ASTER -Sensors.

3.1.2 Aeromagnetikdaten

Die verwendeten Aeromagnetikdaten wurden 1994-1996 vom *Geological Survey of Namibia* in Zusammenarbeit mit der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) im Zuge einer flächendeckenden aeromagnetischen Landesaufnahme akquiriert.

Die hochauflösenden Datensätze wurden in einer Flughöhe von 80m über dem Gelände in Nord-Süd-Richtung aufgenommen. Der Flugstreifenabstand betrug 200m, der Abstand Ost-West ausgerichteter *Tie lines* 2500m. Die Daten wurden anhand der Unterschiede an den Schnittpunkten der Traversen und *Tie lines* auf Drift, Höhe und Abweichungen in der Flugbahn korrigiert. Um die Anomalien des Totalfeldes zu erhalten, wurde das IGRF-1990-Modell (international geomagnetic reference field) vom Normalfeld subtrahiert. Die Rohdaten wurden mit dem Programm „GETgrid“ in Grid-Daten umgewandelt. Hierfür wurde der Modus *reduction to pole* unter der Annahme einer durchschnittlichen Inklination von $-63,1^\circ$ und einer durchschnittlichen Deklination von $-14,8^\circ$ gewählt. Durch die Wahl dieses Modus werden die magnetischen Anomalien über ihren topographischen Ursprungsort zentriert, wobei die Annahme vorausgesetzt wird, daß remanente- und induzierte Magnetisierung die gleichen Vektoren besitzen.

Aus den Daten wurden anschließend digitale Karten der ersten vertikalen- (mittels *fast fourier transform*) und totalen horizontalen Ableitung (mittels *convolution filter*) erstellt. Zur besseren Detektion der Lineationen wurde zusätzlich ein leichter Richtungsfilter („*sun shading*“) appliziert. Diese Datensätze sind georeferenziert und bilden die Interpretationsgrundlage der Aeromagnetik. Ihre Bodenauflösung beträgt 50m X 50m.

In der verwendeten Farbskala werden unmagnetische oder invers magnetisierte Bereiche blau-, stark magnetische Bereiche mit der Polarität des rezenten Erdmagnetfeldes in roter Farbe dargestellt. Da die Ableitungen des *reduction to pole*-Modells (s.o.) verwendet werden, sind die Werte in Nanotesla pro Meter (nT/m) angegeben.

3.2 Vergleich von Datensätzen

Jeder der verwendeten Datensätze weist für die Interpretation spezifische Vor- aber auch Nachteile auf. Eine entscheidende Rolle spielt dabei die jeweilige räumliche Auflösung.

Mit relativ hochauflösenden Landsat ETM+ Daten, die das Produkt eines passiven Sensors darstellen, ist die Detektion von Objekten nur möglich, sofern diese an der Geländeoberfläche exponiert sind.

Die Stärke der Aeromagnetikdaten liegt in der Möglichkeit, Objekte unter bestimmten Voraussetzungen auch unter einer Bedeckung zu detektieren (Abb 3.3). Ein Nachteil ist dagegen ihre geringere räumliche Auflösung. Weiterhin muß beachtet werden, daß Gänge mit einer zu geringen Suszeptibilität, sei es primär oder durch Alteration

bedingt, nicht auf diesen Datensätzen erscheinen, wohl aber bei entsprechender Größe und Exposition auf Satellitenbildern (Abb. 3.4, Tabelle 4.1).

Ein kombinierter Einsatz der unterschiedlichen Datensätze ist die Voraussetzung für eine umfassende Detektion der vorhandenen Gänge und deren kartographischer Darstellung.

Je nach Abhängigkeit zum Kontrast des Umgebungsgesteines können Gänge auf Satellitenbildern wie Landsat ETM+ unter günstigsten Umständen auch unterhalb der räumlichen Auflösungsgrenze des Sensors ab einer Mächtigkeit von ca. 4 Metern detektiert werden, sofern dieser geringmächtige Gang im Streichen weit verfolgbar ist. Diese Umstände treffen selten zusammen und es ist daher zu bedenken, daß das tatsächlich vorhandene Inventar an Gängen im Gelände um einen variierenden Faktor höher liegt, als von fernerkundlichen Datensätzen abgebildet werden kann (durchschnittlich 2,2 für Gänge auf Landsat TM 5 und 12,3 für Gänge auf dem Aeromagnetikbild). In seltenen Fällen sind Gänge aufgrund starker Alteration (im Gelände nur als Oberflächenverfärbung sichtbar) besser mit ETM+ Daten als im Gelände selbst zu detektieren, sofern sie lange genug in der Streichrichtung verfolgbar sind (Tabelle 3.3).

Profilnummer	Gelände (n)	ETM+ (n)	TM 5 (n)	Aeromagnetik (n)
1	3	5	2	0
2	27	20	16	4
3	63	20	15	1
4	10	14	10	2
5	19	22	14	7
8	18	16	12	10
10	21	16	10	keine Daten
11	24	9	7	keine Daten
12	37	16	14	5
13	24	9	8	2

Tabelle 3.3: Die Anzahl (n) detektierbarer Gänge in Abhängigkeit vom verwendeten Sensor verglichen mit ihrer Anzahl in Gelände-Testprofilen.

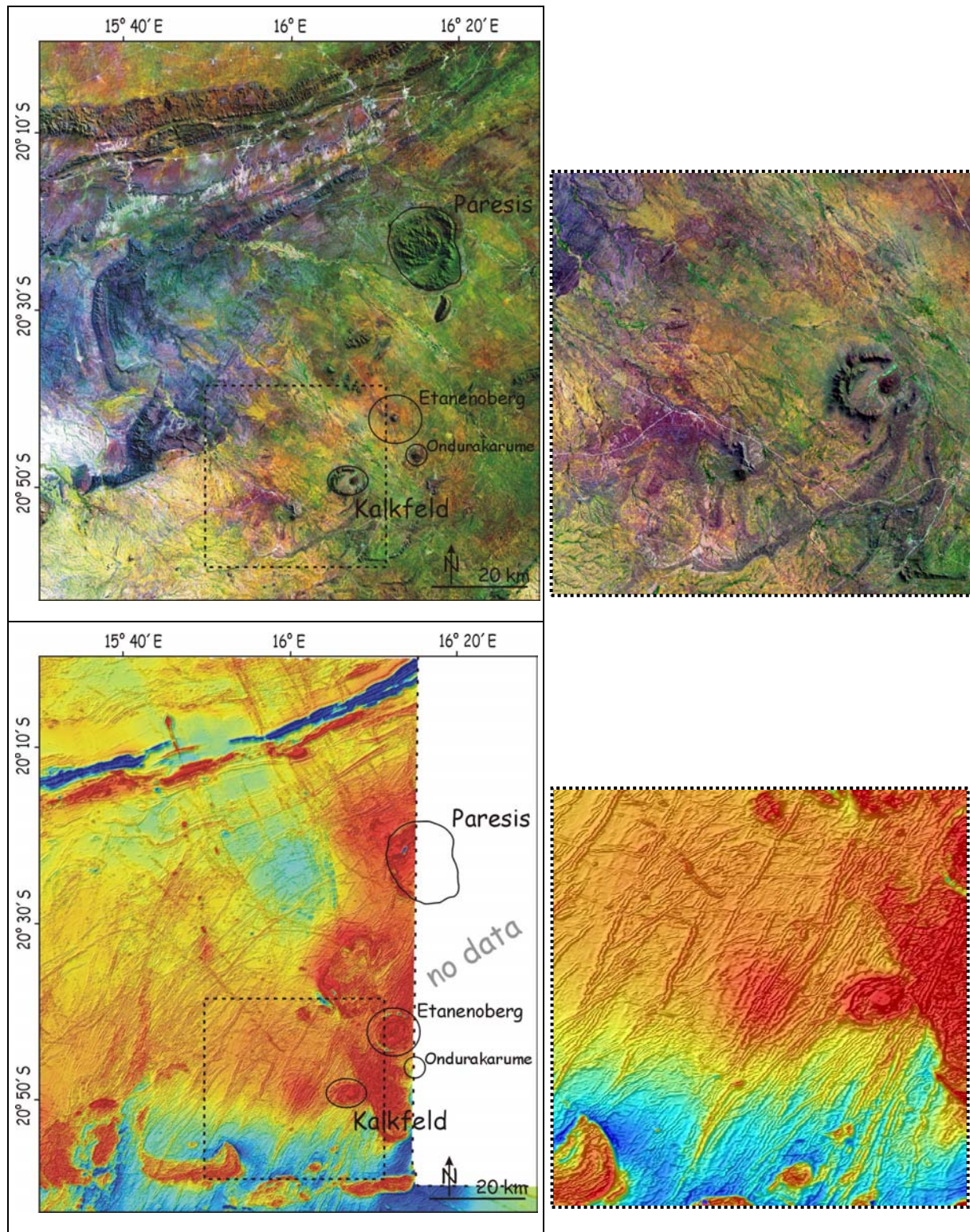


Abb. 3.3: Besonders im Nordosten des Arbeitsgebietes machen lateritische Bodenbildung und dichte Vegetation den Einsatz von Aeromagnetikdaten (unten) zur Detektion von mafischen Gängen unabdingbar. Diese treten deutlich als Nordost- und Nordwest streichende Lineamente hervor. Oben: Geländeausschnitt Landsat TM 5; 7,4,1 (RGB). Rechts ist jeweils eine Ausschnittvergrößerung abgebildet, die dem Inhalt des gestrichelten Rechtecks entspricht.

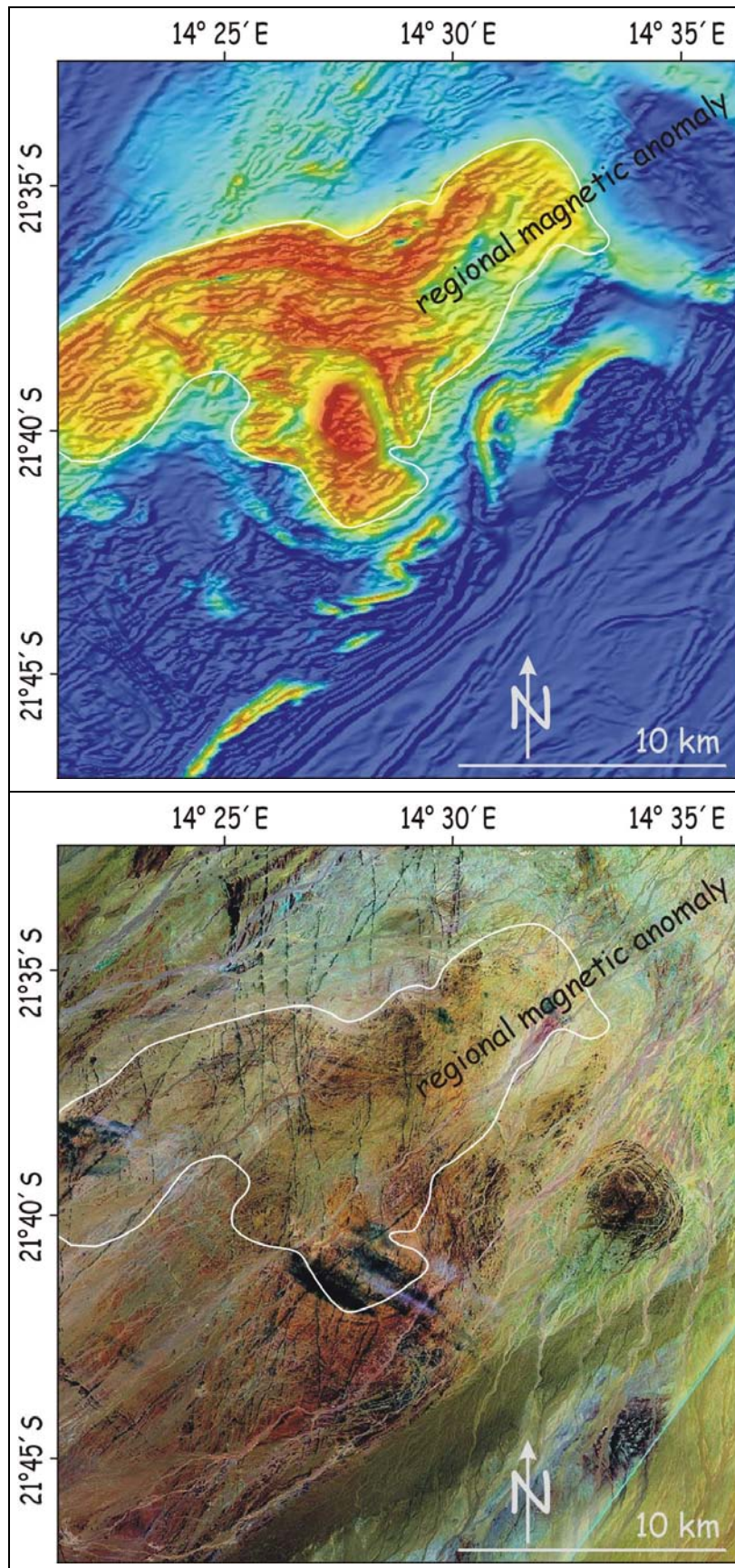


Abb.3.4: Die unterschiedlichen Datensätze ergänzen sich, da nicht alle Gänge auf dem Aeromagnetikbild (oben) erscheinen, in diesem Beispiel wahrscheinlich aufgrund zu geringer Suszeptibilität. Unten: Auf Landsat ETM+ Daten 7,4,1 (RGB) werden diese Gänge mit Nord-Süd-Streichen dagegen deutlich abgebildet.

3.3 Vektordaten

Die amtlichen geologischen Karten im Maßstab 1: 250 000 (2114 Omaruru und 2214 Walvis Bay) lagen für den größten Teil des Arbeitsgebietes in vektorisierter Form vor.

Die nordöstliche Verlängerung des HOD wurde auf der gleichen aeromagnetischen Datengrundlage (siehe Abschnitt 3.1.2) unter den gleichen Interpretationsansätzen erstellt und in vektorisierter Form vom *Geological Survey of Namibia* bereitgestellt (persönlich übermittelt von P. LEDRU).

Die aus der Gang-Kartierung resultierenden Vektoren wurden getrennt nach Datengrundlage (ETM+ oder Aeromagnetik) einer automatisierten Lineament-Analyse unterzogen und als Richtungsrosen aus der Anzahl der gesamten Lineamente in 10°-Unterteilungen für die Streichrichtung dargestellt (Kapitel 5, Abbildungen 5.1 bis 5.4).

Auf den Aeromagnetikdaten wurden die Bereiche der stärksten Magnetisierung (größer als 800 nT) nach Auswahl entsprechender Testgebiete einer überwachten Klassifizierung unterzogen (Modus „parallel piped“). Das Ergebnis wurde zur weiteren Verwendung in einem Geographischen Informationssystem (GIS) in Vektordatensätze umgewandelt und wird im Kapitel 4 in den Abbildungen 4.8 und 4.9 dargestellt.

3.4 Geländearbeit

Zur Gewinnung von *ground truth* Daten wurden in den Monaten Juli und August der Jahre 2000 und 2001 insgesamt 10 Testprofile aufgenommen. Ihre Gesamtlänge betrug mehr als 42 km. Zwei Profile lagen dabei nordwestlich außerhalb des HOD (Profile 10 und 11, Abb. 3.5).

Die Gänge liegen in sehr unterschiedlichen Verwitterungszuständen vor. Das Spektrum reicht dabei von relativ gut zum Nebengestein abgrenzbarem, frisch wirkendem Gestein über entlang der Streichrichtung verstreut liegendem Blockschutt bis hin zu kaum im Gelände erkennbaren Bodenverfärbungen (z.B. *Ringdike* des Erongo). Nördlich des Erongo nimmt eine Oberflächenbedeckung durch lateritische Bodenbildung und Vegetation stark zu, so daß in diesen Bereichen für eine gezielte Probennahme auf Aeromagnetikdaten zurückgegriffen werden mußte (Abb. 3.3). Eine Geländearbeit an Testprofilen war in diesem Gebiet nicht möglich.

Eine Probennahme erfolgte über die einzelnen Profile verteilt anhand von makroskopischen Kriterien. Dabei wurden sowohl für das jeweilige Profil typische, als auch makroskopisch aus dem Rahmen fallende Gesteinsausprägungen gewählt und in Klassen eingeteilt, aus denen Proben exemplarisch geochemisch analysiert wurden. Proben wurden ebenfalls außerhalb der Testprofile genommen. Besonders in den küstenfernen Regionen wurde dabei aufgrund der mangelhaften oder fehlenden Aufschlüsse auf georeferenzierte Aeromagnetikdaten und GPS-Unterstützung zurückgegriffen. In die geochemische Interpretation (siehe Kapitel 6.7)

wurden auch Proben aus vorangegangenen Geländeaufenthalten anderer Bearbeiter einbezogen.

Neben der Probennahme für geochemische Analysen wurden in den Testprofilen Messungen der magnetischen Suszeptibilität, sowie Vermessung der Mächtigkeiten und des Einfallens vorgenommen. Auf diese Weise wurden insgesamt 260 individuelle Gänge aufgenommen.

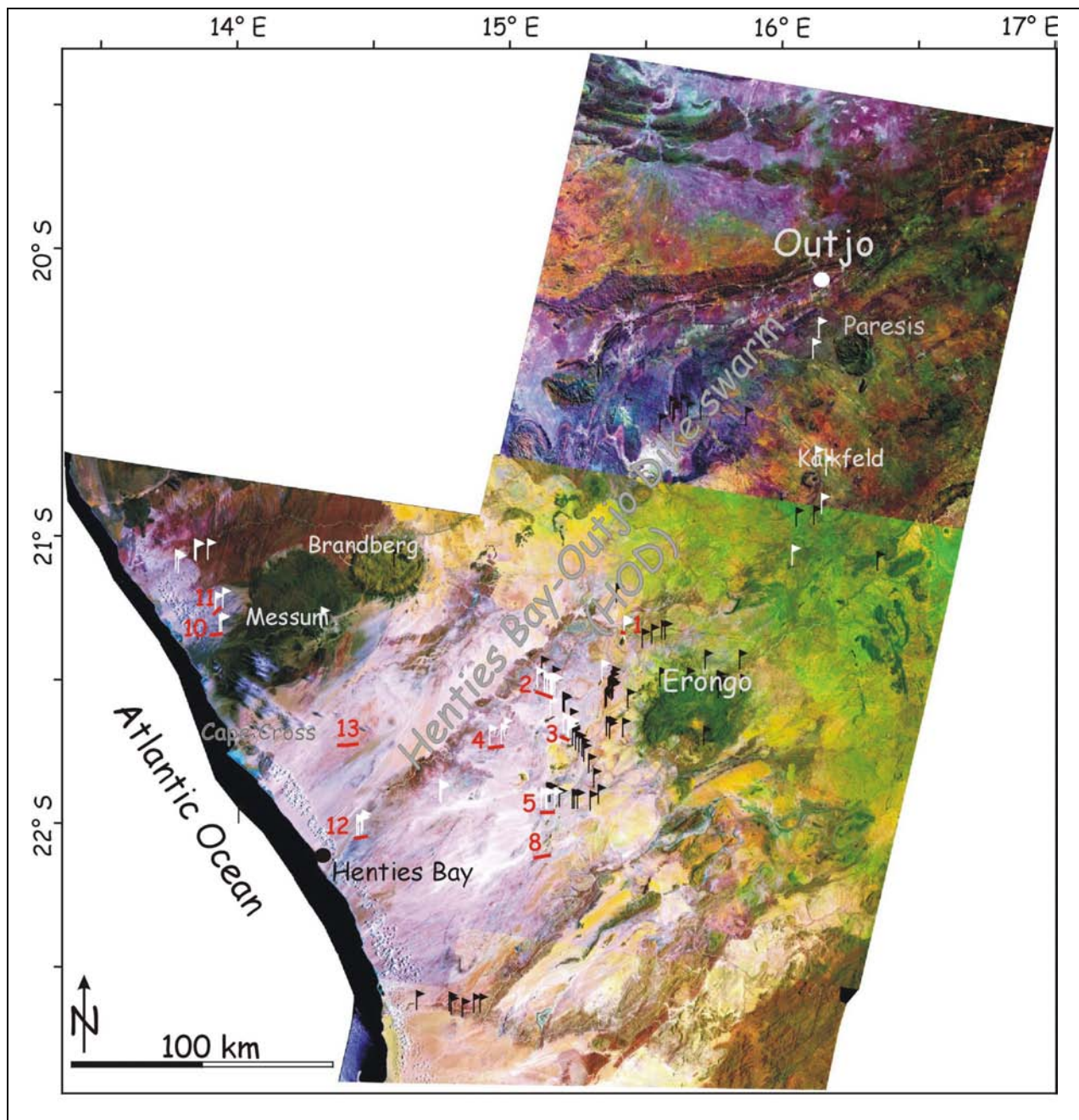


Abb. 3.5: Die Lage der Geländeprofile (rote Linien mit Profilnummern) und Lokalitäten der Probennahmen (Jahre 2000/2001: weiße Fahnen; frühere Geländearbeiten: schwarze Fahnen) im HOD (die Profile 10 und 11 liegen westlich außerhalb des HOD). Mosaik aus Landsat ETM+ und Landsat TM 5; Kanäle 7,4,1 (RGB).

Die magnetische Suszeptibilität wurde mit einem KT-5-Handkappameter (Geofyzika a.s.) mit einer Meßempfindlichkeit von 1×10^{-5} SI Einheiten gemessen. Im Gegensatz zu den meisten Kappametern, die eine Meßsonde mit Ferritkern verwenden und eine Eindringtiefe von 1 mm bis 3 mm besitzen, arbeitet das verwendete Gerät mit einer luftgefüllten Meßsonde, die nach Herstellerangaben eine größere Eindringtiefe besitzt, so daß 90% des gemessenen Signals aus den ersten 20 mm der Probe stammen. Hierdurch wird das Gerät auch für raue Oberflächen gut verwendbar.

Vorgehensweise bei den Messungen:

In den entsprechenden Aufschlüssen wurden durchschnittlich 10 Meßpunkte in einem Areal von ca. 10 Metern ausgewählt. Aus den Werten wurde später das arithmetische Mittel gebildet.

Das Gerät ist für Messungen an planaren Oberflächen ausgelegt. Dieser Idealfall war im Gelände nicht immer gegeben. Durch Verwitterung waren die Gesteinsoberflächen oft rau und uneben, zudem waren viele Oberflächen von einer Verwitterungskruste bedeckt. Diese Faktoren können dazu beigetragen haben, niedrigere absolute Werte zu messen, als dieses unter Idealbedingungen im Labor der Fall gewesen wäre (DE WALL ET AL., 2000). Da im Gelände in den einzelnen Aufschlüssen aber durchweg vergleichbare Bedingungen vorlagen, sind die Werte, relativ zueinander betrachtet, sehr gut vergleichbar.

3.5 Laborspektren im Thermalen Infrarot (TIR)

Von allen Proben (P- und Q-Serie) wurden Laborspektren im Thermalen Infrarot im Bereich von 8000nm-14000nm gemessen.

Die Messungen wurden zur ergänzenden Mineralanalyse und zum Vergleich der Gesteinsspektren mit der Lage von Kanälen des *Thermal Infrared Multispectral Scanner* (TIMS) benutzt.

Die Messungen wurden im Reflexionsmodus unter einer goldbeschichteten Integrationskugel mit dem Gerät FT-IR Spektrum GX der Firma Perkin Elmer durchgeführt. Der Durchmesser des Meßausschnittes betrug 1,5 cm. Es wurden unpräparierte Handstücke aus dem Gelände verwendet. Messungen an frischen Bruchflächen unterschieden sich nur durch eine geringfügig höhere Intensität von Messungen an Flächen mit einer Verwitterungskruste. Verwitterungskrusten bestehen zumeist aus Eisenoxiden und -hydroxyden und enthalten keine spektralen Informationen im gemessenen Bereich.

Durch die Messungen im Halbraum der Integrationskugel werden die Hemisphäre und somit reale Bedingungen simuliert, wodurch die Laborspektren gut mit Spektren von fernerkundlich arbeitenden Detektoren verglichen werden können.

Thermal-Sensoren wie TIMS messen die Emissivität von Objekten. Aus diesem Grund wurden die im Labor in Reflexion gemessenen Spektren nach dem Kirchhoff'schen Gesetz in Emissivität umgerechnet:

$$\varepsilon(\lambda) = 1 - \rho(\lambda)$$

$\varepsilon(\lambda)$: Emissivität, $\rho(\lambda)$: Reflektanz

Kanal	Wellenlänge [μm]	Räumliche Auflösung
1	8,2-8,6	4 m bei einer Flughöhe von 1500 m
2	8,6-9,0	
3	9,0-9,4	
4	9,4-10,2	
5	10,2-11,2	
6	11,2-12,2	

Tabelle 3.4: Spezifikationen des Thermal Infrared Multispectral Scanner (TIMS).

Im Anhang wird auf die Möglichkeit für eine, gegenüber Landsat ETM+ Datensätzen, stark verbesserte Detektion von exponierten mafischen Gängen mit Hilfe des TIMS eingegangen. Diese Verbesserung trifft vor allem in Gebieten zu, in denen die mafischen Gänge foliationsparallel ins (ebenfalls dunkle) Grundgebirge intrudiert sind.

3.6 Verarbeitung in einem Geographischen Informationssystem (GIS)

Alle vorhandenen Datensätze wurden in ein Geographisches Informationssystem (GIS) integriert. Die Datensätze standen in einheitlich georeferenzierter Form zur Verfügung (Projektion: UTM Zone 33 Süd, Datum: WGS 84), was eine Analyse identischer Gebietsausschnitte auf unterschiedlichen Datensätzen ermöglichte (Abb. 3.6).

Die Geländeinformationen aus den Testprofilen und Ergebnisse aus geochemischen Analysen und petrographischen Untersuchungen mit Hilfe von Gesteinsdünnschliffen und TIR-Spektroskopie wurden mit den Vektoren der entsprechenden Gänge über Datenbanken verknüpft.

In den Datenbanken können Abfragen über bestimmte Eigenschaften miteinander kombiniert und als neue Vektoren mit assoziierten Datenbanken ausgegeben werden. Hierdurch können zuvor ev. nur schwer erkennbare Korrelationen anschaulich dargestellt werden (z.B. geochemische Zusammensetzung und Entfernung zur Küste etc.).

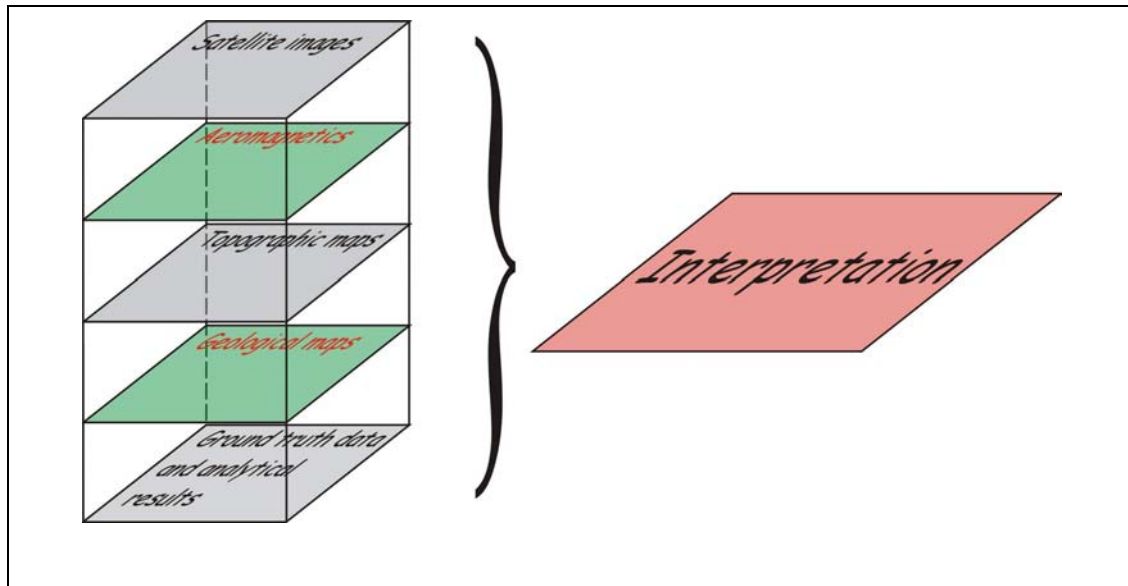


Abb. 3.6: Die verwendeten, georeferenzierten Datensätze (vereinfachte Darstellung) in einem Geographischen Informationssystem (GIS) als Interpretationsgrundlage für Gangkarten.

4. Interpretation der Aeromagnetik

In diesem Kapitel wird nach einem Überblick über die magnetischen Eigenschaften von Mineralen auf die Interpretation der Aeromagnetikbilder eingegangen. Diese bilden die Grundlage der Detektion nicht aufgeschlossener Gänge.

4.1 Gesteinsmagnetismus

Die Suszeptibilität (K) stellt eine Materialkonstante dar und beschreibt die Magnetisierung eines Materials unter dem Einfluß eines äußeren, induzierten, Magnetfeldes:

$$M = K \cdot H$$

M beschreibt dabei den induzierten Magnetismus, bzw. die Magnetisierung eines Gesteines, H das induzierende Magnetfeld.

Der Gesamtbetrag der Volumensuszeptibilität eines polymineralischen Gesteins setzt sich aus der Summe der Suszeptibilitäten der Einzelminerale zusammen (DE WALL ET AL., 2000).

Jedes Elektron in einem Atom besitzt ein magnetisches Moment, das aus seinem Spin, seiner Orbitalbewegung und der Kombination aus beiden resultiert. Daher verhält sich jedes Material in Abhängigkeit zu seinem atomaren Aufbau oberhalb des absoluten Nullpunktes ($-273,15^{\circ}\text{C}$) magnetisch.

Diamagnetische Minerale (z. B. Quarz, Feldspäte, Kalzit, Steinsalz) besitzen kein magnetisches Moment. Sie werden aus Atomen bzw. Ionen aufgebaut, deren Orbitale vollständig mit Elektronenpaaren belegt sind. Durch die entgegengesetzten Spins der Einzelelektronen erfolgt eine Kompensation des magnetischen Moments. Durch ein äußeres Magnetfeld wird jedoch ein magnetisches Moment induziert, das der Richtung dieses äußeren Feldes entgegenwirkt. Diamagnetische Materialien haben deswegen einen negativen Betrag der Suszeptibilität.

Paramagnetische Minerale (z. B. Biotit, Amphibole, Olivin, Pyroxene, Granate) werden aus Atomen der Übergangsmetalle mit halb besetzten 3d-Orbitalen aufgebaut. Das daraus resultierende magnetische Restmoment wird unter der Einwirkung eines äußeren Magnetfeldes in Feldrichtung orientiert, wodurch sich für die Beträge der Suszeptibilität höhere Werte ergeben.

In bestimmten paramagnetischen Elementen (z. B. Eisen, Kobalt, Nickel) sind die magnetischen Momente derart stark, daß sie sich innerhalb großer Regionen, auch als Domänen bezeichnet, in derselben Richtung orientieren. Dieser Effekt wird als Ferromagnetismus bezeichnet und ist etwa 10^6 Mal stärker als Dia- und Paramagnetismus. Mit steigender Temperatur nimmt der Ferromagnetismus ab und verschwindet bei Erreichen der Curie-Temperatur (T_C). In der Natur existieren ferromagnetische Minerale scheinbar nicht (TELFORD ET AL., 1990).

In einigen Materialien sind die Domänen durch Subdomänen unterteilt. In diesen sind die magnetischen Momente entgegengesetzt ausgerichtet, so daß sie sich

gegenseitig vollständig aufheben. Dieses Verhalten wird als antiferromagnetisch bezeichnet. Das einzige allgemein verbreitete Mineral mit dieser Eigenschaft ist das Hämatit (TELFORD ET AL., 1990).

Ferrimagnetische Minerale (z. B. Magnetit, Titanomagnetit, Pyrrhotin) weisen geordnete magnetische Momente auf, die sich in Subdomänen zwar entgegenstehen, deren resultierendes magnetisches Moment aber größer als Null ist. Ihre magnetische Suszeptibilität ist positiv und hängt von der Temperatur ab. Oberhalb der Curie-Temperatur (T_C) verhalten sich ferrimagnetische Minerale wieder paramagnetisch.

Die Magnetisierung von Gesteinen wird hauptsächlich durch ihren Gehalt an magnetischen Mineralen und dem rezenten Erdmagnetfeld bestimmt.

In Abhängigkeit von ihrer magnetischen Beeinflussung in der geologischen Vergangenheit treten oft auch Effekte einer residualen Magnetisierung auf, die zur totalen Magnetisierung beitragen (TELFORD ET AL., 1990). Diese ererbte Magnetisierung wird als remanenter Magnetismus bezeichnet und kann verschiedene Ursachen haben. Die für magmatische Gesteine relevante Ursache ist im thermoremanenten Magnetismus begründet, der als besonders stabil angesehen wird (TELFORD ET AL., 1990). Hierbei richten sich die magnetischen Domänen der entsprechenden Minerale entlang des präsenten Magnetfeldes aus. Beim Unterschreiten der Curie-Temperatur wird die Richtung dieses induzierenden Feldes „eingefroren“.

4.2 Magnetische Anomalien im Untersuchungsgebiet

Die Ursachen für magnetische Anomalien sind im Magnetisierungskontrast zur Umgebung zu suchen und müssen in der oberen Erdkruste ihren Ursprung haben. Dieses ergibt sich aus der Tatsache, daß die Curie-Temperatur im Arbeitsgebiet bei einem geothermalen Gradienten von $27^\circ\text{C}/\text{km}$ (RAAB ET AL., 2002a) in größeren Tiefen als ca. 20 km überschritten wird. Beim Überschreiten dieser Temperatur werden die wichtigsten Minerale Magnetit und Pyrrhotin paramagnetisch und verlieren dadurch ihren Kontrast zum Nebengestein.

Die Form der von Gängen hervorgerufenen Anomalien ist von verschiedenen Parametern abhängig:

- Suszeptibilität (abhängig vom Gehalt an magnetischen Mineralen)
- Mächtigkeit und Tiefenlage unter der Geländeoberfläche
- Einfallswinkel und Streichrichtung des Ganges
- Richtung des Erdmagnetfeldes
- Größe und Richtung des Vektors der remanenten Magnetisierung

Daraus folgt grundsätzlich, daß die Stärke des Signals, das von einem magnetischen Körper ausgeht, um so größer ist,

- je größer seine magnetische Suszeptibilität,

- je größer der Körper selbst und
- je näher er an der Geländeoberfläche aufgeschlossen ist.

Bei linearen magnetischen Körpern, wie mafischen Gängen, kann die Form der Anomalie entlang des Streichens in Abhängigkeit zum Umgebungsgestein variieren. Eine Anomalie, die beispielsweise durch ein positives magnetisches Signal gekennzeichnet ist, kann in ein negatives Signal wechseln, wenn der Gang in ein stärker magnetisches Umgebungsgestein eintritt, ohne daß sich dabei die objektiven physikalischen Eigenschaften des Ganges geändert haben (HALLS AND BURNS, 1987).

Die im Arbeitsgebiet häufigsten, durch mafische Intrusionen hervorgerufenen Anomalien (außer den Ringkomplexen) können in die folgenden Kategorien eingeteilt werden:

- A)** lineare Anomalien, durch gut exponierte, im Gelände und auf dem Satellitenbild verfolgbare Gänge (Abb. 4.1), sowie durch nicht- oder nur teilweise exponierte Gänge (Abb. 4.2).
- B)** Runde, punktförmige Anomalien, die oft im Kreuzungsbereich von Gängen oder an Kreuzungen von Gängen mit der Foliation der Grundgebirgsgesteine zu finden sind, decken sich mit kartierten runden Doleritkörpern (Abb. 4.3).
- C)** Breite, intern „unregelmäßige“ lineare Anomalien, durch Lagergänge (Abb. 4.4).

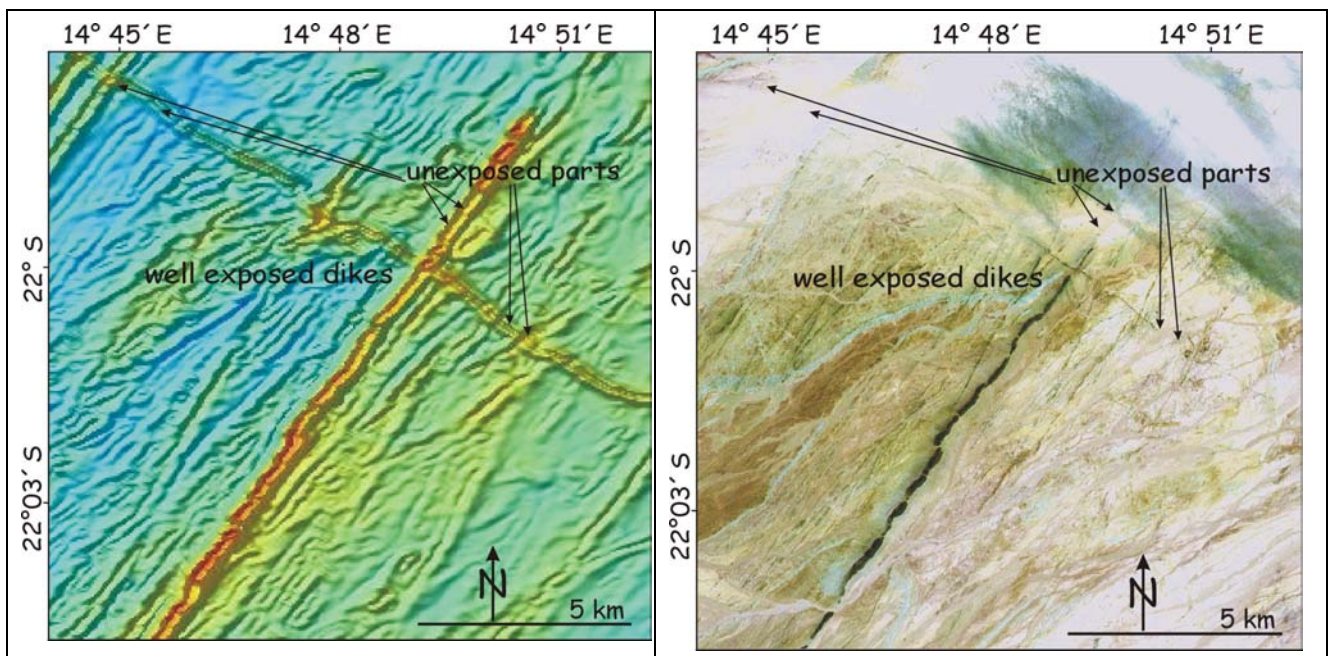


Abb. 4.1: (Anomalien der Kategorie A). Die dominierenden Gänge, links im Aeromagnetikbild, sind zum größten Teil aufgeschlossen und auf dem Satellitenbild (ETM+, Kanäle 7,4,1 (RGB), rechts) gut zu verfolgen. Auf dem Aeromagnetikbild treten auch die unexponierten Bereiche der Gänge deutlich hervor und das jüngere Relativalter des Nordost streichenden Ganges gegenüber dem Nordwest streichenden wird sichtbar.

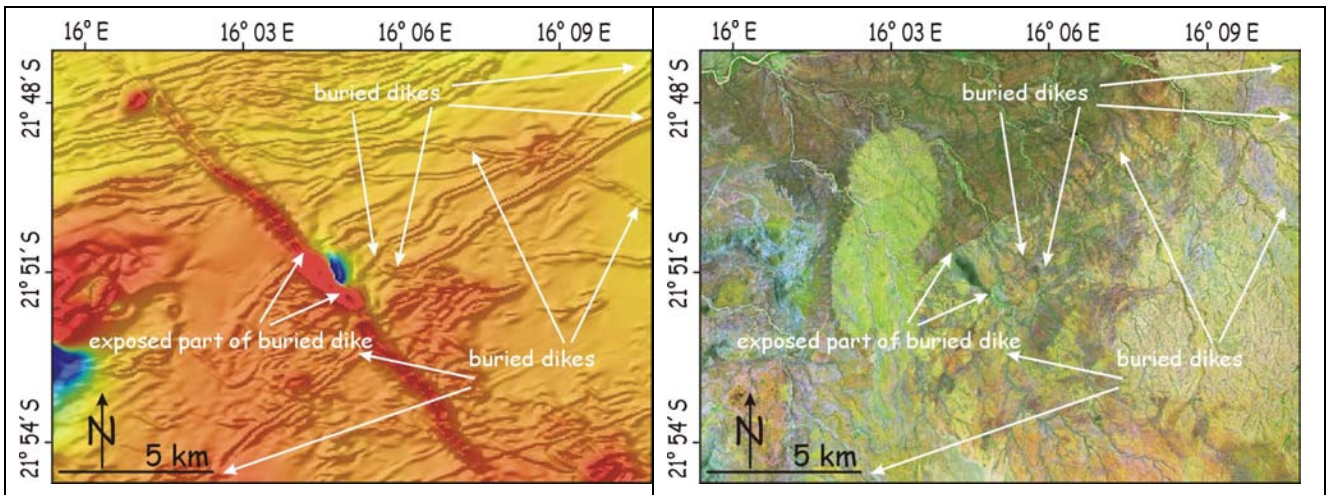


Abb. 4.2: (Anomalien der Kategorie A). Die nicht aufgeschlossenen Nordost streichenden Gänge sind auf dem Aeromagnetikbild (links) gut zu verfolgen. Der aufgeschlossene Bereich des Nordwest streichenden Ganges (rechts, ETM+, 7,4,1 (RGB)) entspricht einer sehr starken magnetischen Anomalie im Aeromagnetikbild.

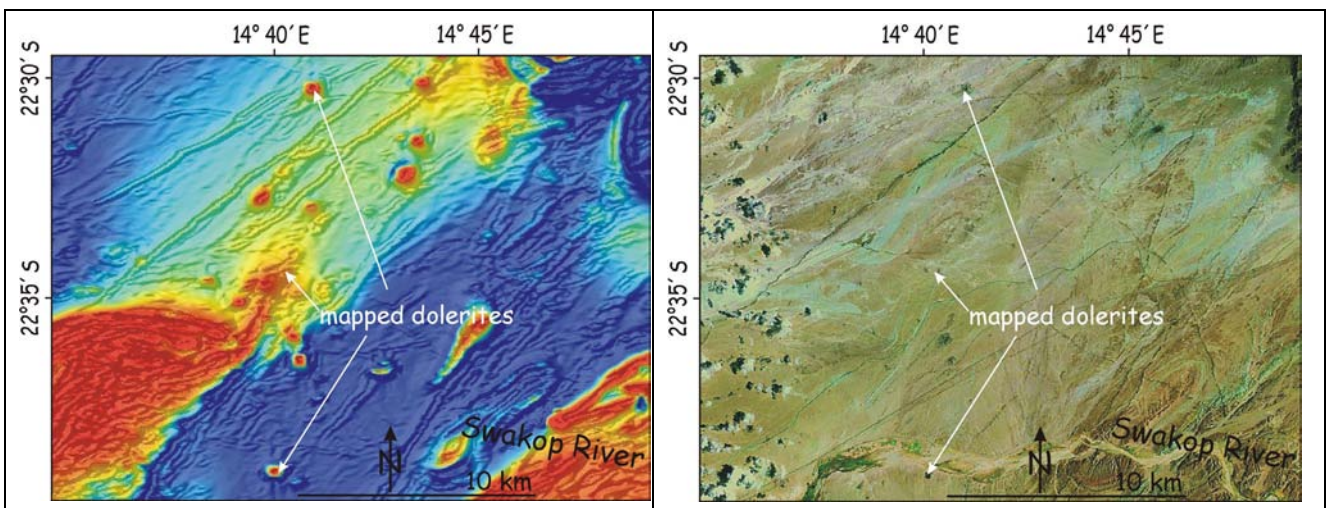


Abb. 4.3: (Anomalien der Kategorie B). Die runden stark magnetischen Anomalien (links) korrelieren auf dem Satellitenbild (Landsat TM, 7,4,1 (RGB), rechts) mit kartierten Doleritkörpern. Auch die übrigen Anomalien dieser Art sind im Satellitenbild sichtbar und können als mafische Intrusivkörper angesprochen werden.

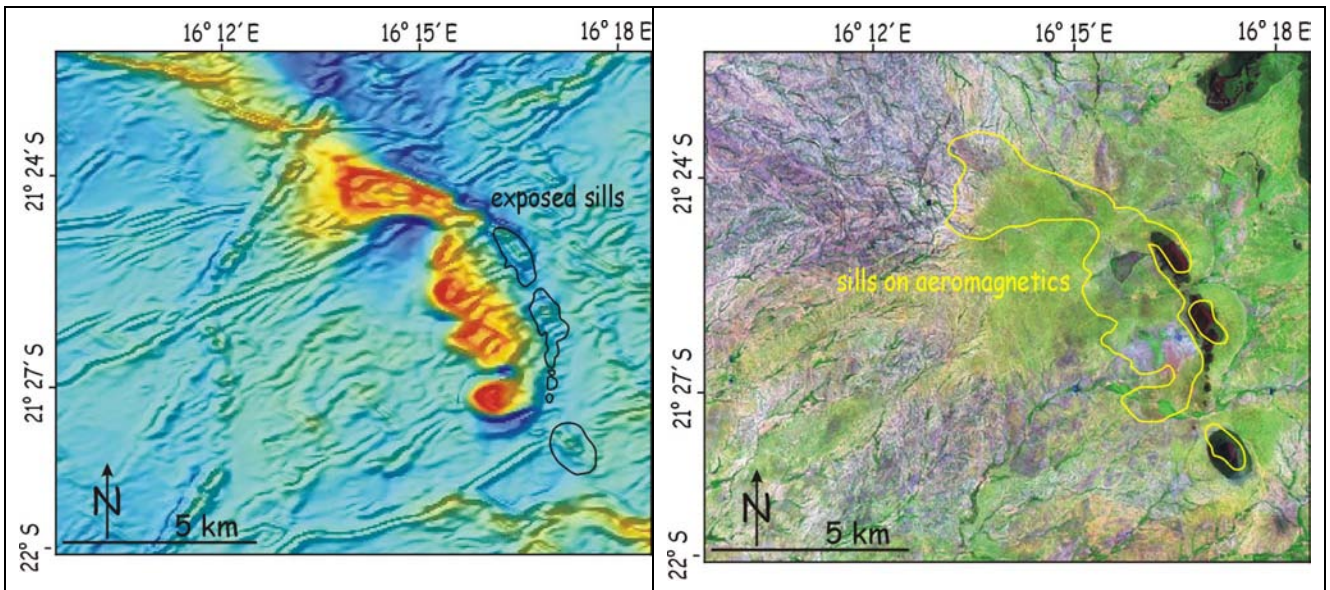


Abb. 4.4: (Anomalien der Kategorie C). Die aufgeschlossenen Lagergänge (rechts auf dem ETM+ Satellitenbild, Kanäle 7,4,1 (RGB) und links als schwarze Umrandungen markiert) zeigen im Aeromagnetikbild (links) nur schwache Anomalien, während nicht aufgeschlossene dort starke magnetische Signale erzeugen (rechts als gelbe Umrandungen markiert). Eine wahrscheinliche Erklärung ist die verminderte Suszeptibilität aufgrund von Alteration (siehe unten) bei den aufgeschlossenen Lagergängen.

4.2.1 Gemessene Suszeptibilität

Hohe Suszeptibilitäten der Gänge sind eine Grundbedingung für eine erfolgreiche aeromagnetische Detektion. Diese Bedingung wird im Arbeitsgebiet von den meisten gemessenen Gängen erfüllt (Abb. 4.5).

Die Höhe der magnetischen Suszeptibilität (K) von mafischen Gängen läßt auf den Gehalt an magnetischen Mineralen, beispielsweise Magnetit und/oder den jeweiligen Verwitterungsgrad schließen. (Abb. 4.6).

Generell findet man hohe Werte für K bei hohen Gehalten an Magnetit und geringer Alteration. Umgekehrt werden geringe K -Werte entweder bei primär niedrigem Magnetitgehalt oder, bei gleichzeitig hohen Fe_2O_3 -Werten, in stark alterierten Gängen festgestellt (Tabelle 4.1, siehe auch BAER, 1995). In letzterem Fall wird das Eisen bei der Verwitterung aus dem Magnetit gelöst und kann erneut in Eisenoxiden und -hydroxiden (z.B. Hämatit und Goethit) gebunden werden. In diesen besitzt es jedoch eine antiferromagnetische Kopplung und sehr niedrige Suszeptibilitäten (DE WALL ET AL, 2000).

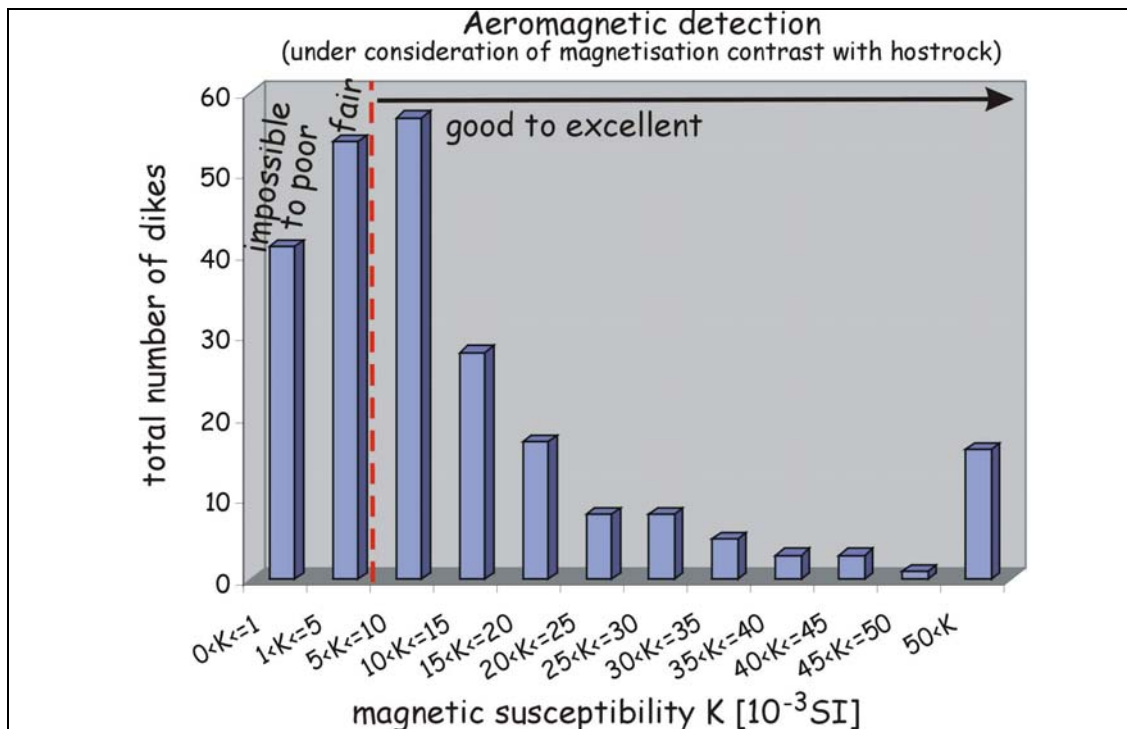


Abb. 4.5: Die Verteilung der magnetischen Suszeptibilität im HOD aus Geländemessungen und die zu erwartende Detektierbarkeit von Gängen mit aeromagnetischen Methoden unter der Berücksichtigung eines entsprechenden Magnetisierungscontrastes zum Nebengestein. Die vorwiegend sehr geringen Werte für K im Grundgebirge (siehe Tab. 4.1) ermöglichen eine Detektion der Gänge ab Suszeptibilitäten von $K > 1$ (rot gestrichelte vertikale Linie).

Probe	Magnetische Suszeptibilität (K)	Fe ₂ O ₃ (Gewicht %)	H ₂ O+CO ₂ (Gewicht %)	Lithologie
Q17	0,20	3,83	2,6	Basalt
P9	0,40	10,25	2,9	Basaltischer Andesit
P6	0,46	10,76	2,5	Andesit
P8	0,41	9,95	5,2	
P25	0,40	9,82	4,1	
P22	0,45	10,67	6,1	Tephrit Basanit
P17	0,37	5,07	2,0	Trachydazit
Grundgebirge (Gneis, Glimmerschiefer) im Vergleich				
P20	0,14	3,13	2,0	
Q2	0,25			
P3	0,07			

Tabelle 4.1: Proben mafischer Gesteine mit ungewöhnlich geringer magnetischer Suszeptibilität im Vergleich mit Gesteinen aus dem Grundgebirge. Mafische Gänge mit geringen Suszeptibilitäten sind nicht durch aeromagnetische Methoden detektierbar, da der Kontrast zum Nebengestein fehlt. In diesen Beispielen ist die geringe Suszeptibilität vorwiegend auf einen hohen Alterationsgrad, der am relativ hohen Gehalt von volatilen Bestandteilen deutlich wird, zurückzuführen.

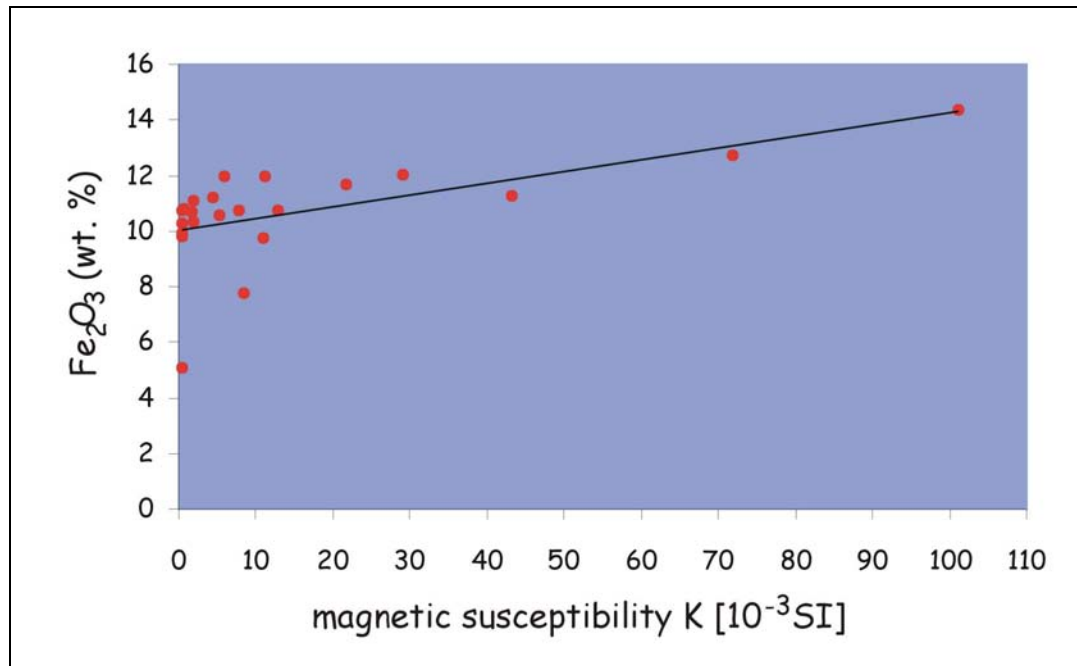


Abb. 4.6: Positive Korrelation von magnetischer Suszeptibilität (K) und Fe_2O_3 . Hohe Werte für Fe_2O_3 bei gleichzeitig niedrigen Werten für K sind auf Alterationsprozesse zurückzuführen (siehe Tabelle 4.1).

4.2.2 Inverse Magnetisierung

Die Frequenz der Umpolung des Erdmagnetfeldes war während der Unterkreide hoch (HARLAND ET AL., 1990). Die durchschnittliche Länge eines Intervalls lag zwischen 135-130 Ma bei 0.24 Ma (MILNER ET AL., 1995a). Ein magnetischer Polaritätswechsel ist für die Zeit um 132 Ma belegt (RENNE, 1996). MILNER ET AL. (1995a) stellten in der südöstlichen Paraná-Region mindestens zehn Polaritätswechsel fest (siehe Kapitel 2.5). Im Arbeitsgebiet des HOD kann die Präsenz von invers magnetisierten Intrusionen daher vorausgesetzt werden.

Auf den Aeromagnetikbildern können solche invers magnetisierten Bereiche als negative Anomalien („blau“) erscheinen, obwohl sie aus geochemisch nahezu identisch zusammengesetzten Gesteinen bestehen.

Ein Beispiel hierfür findet man im nördlichen Teil des *Ringdikes* im Erongo (Abb. 4.7). Hier ändert sich die Magnetisierung entlang des Streichens, obwohl sich die Lithologie des Umgebungsgesteines (Glimmerschiefer, Migmatit, Kalksilikatfels) nicht ändert und somit veränderte Magnetisierungskontraste aufgrund eines Wechsels des Umgebungsgesteines ausgeschlossen werden können.

Auf dem Aeromagnetikbild wird deutlich, daß die betroffenen Bereiche des *Ringdikes* von mehreren, zum Teil parallel intrudierten Gängen gebildet werden. Das jüngere Relativalter des invers magnetisierten Ganges im Osten gegenüber dem normal magnetisierten Gang beweist zeitlich unterschiedliche Injektionsschübe zu unterschiedlicher Ausrichtung des Erdmagnetfeldes.

Eine inverse Magnetisierung wird ebenfalls im Etanenoberg-Ringkomplex bei Kalkfeld beobachtet (Abb. 3.3).

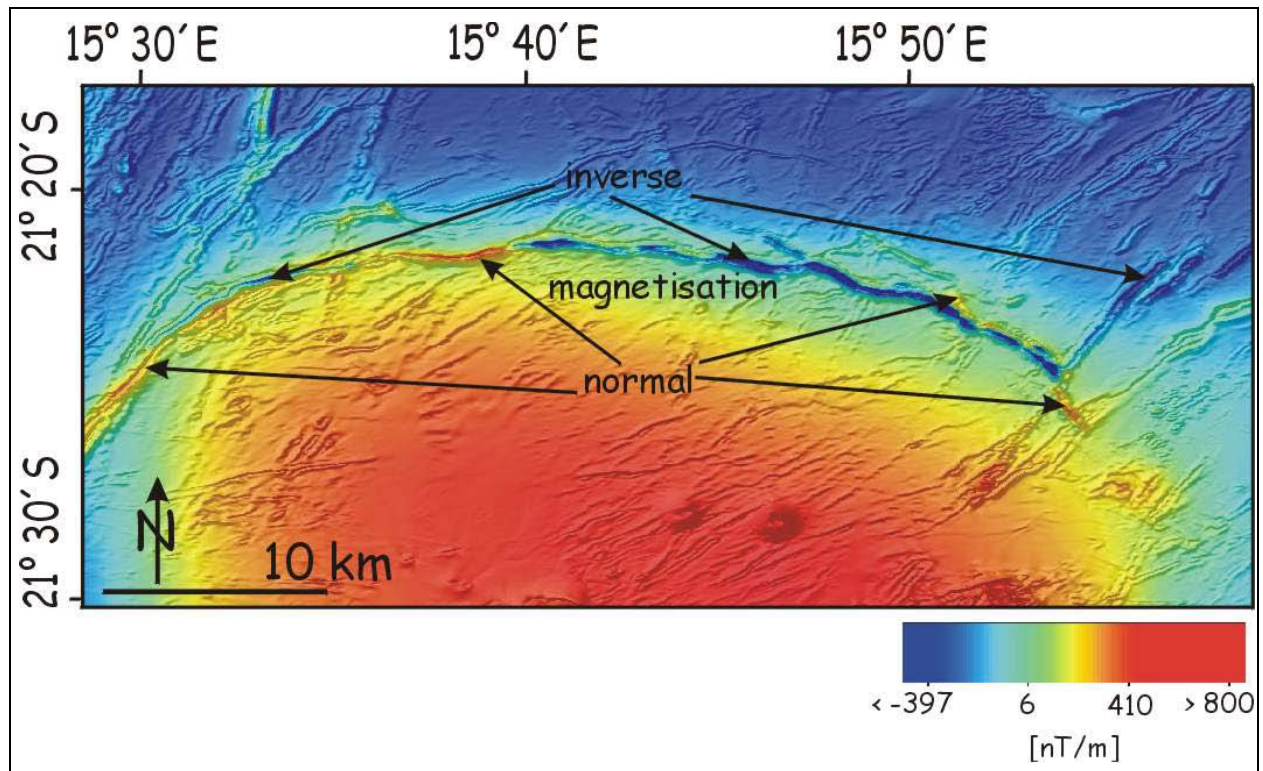


Abb. 4.7: Sowohl invers- als auch normal magnetisierte Bereiche des Erongo-Ringdikes besitzen dieselbe chemische Zusammensetzung. Ihre Intrusion erfolgte zu Zeiten unterschiedlicher Polaritäten des Erdmagnetfeldes, wobei der invers magnetisierte Gang im Osten ein jüngeres Relativalter gegenüber dem normal magnetisierten aufweist.

4.3 Stratiforme magnetische Anomalien

Die Gänge stehen im Gelände überwiegend vertikal (Kapitel 6, Abb. 6.15) und treten auf den Aeromagnetikbildern als lineare, lang anhaltende, positive oder negative Anomalien in Erscheinung.

Auch im präkambrischen Grundgebirge treten stratiforme, stark magnetische Anomalien auf. Hierbei kann es sich neben parallel zur Foliation intrudierten kretazischen Gängen auch um präkambrische Metadolerite (STEVEN, 1994), die entlang von Ostnordost streichenden Strukturen intrudiert sind und um Gesteine der präkambrischen *Iron Formation* handeln.

Um eine Fehlinterpretation bei der Erstellung der Gangkarten weitgehend auszuschließen, wurde daher bei der Selektion der Gänge nur auf solche Lineationen zurückgegriffen, die das Grundgebirge diskordant schneiden oder, sofern sie parallel verlaufen, eindeutig mit aufgeschlossenen Gängen (durch Vergleich mit Landsat ETM+ Daten und geologischen Karten) in Zusammenhang

gebracht werden konnten. Durch diese konservative Vorgehensweise sind mit Sicherheit weniger Gänge berücksichtigt worden, als tatsächlich vorhanden sind.

Im Folgenden werden Interpretationen und Beispiele gezeigt, die für eine starke, parallel zu den Grundgebirgsschichten verlaufende Platznahme von kretazischen Gängen und Magmenkörpern sprechen.

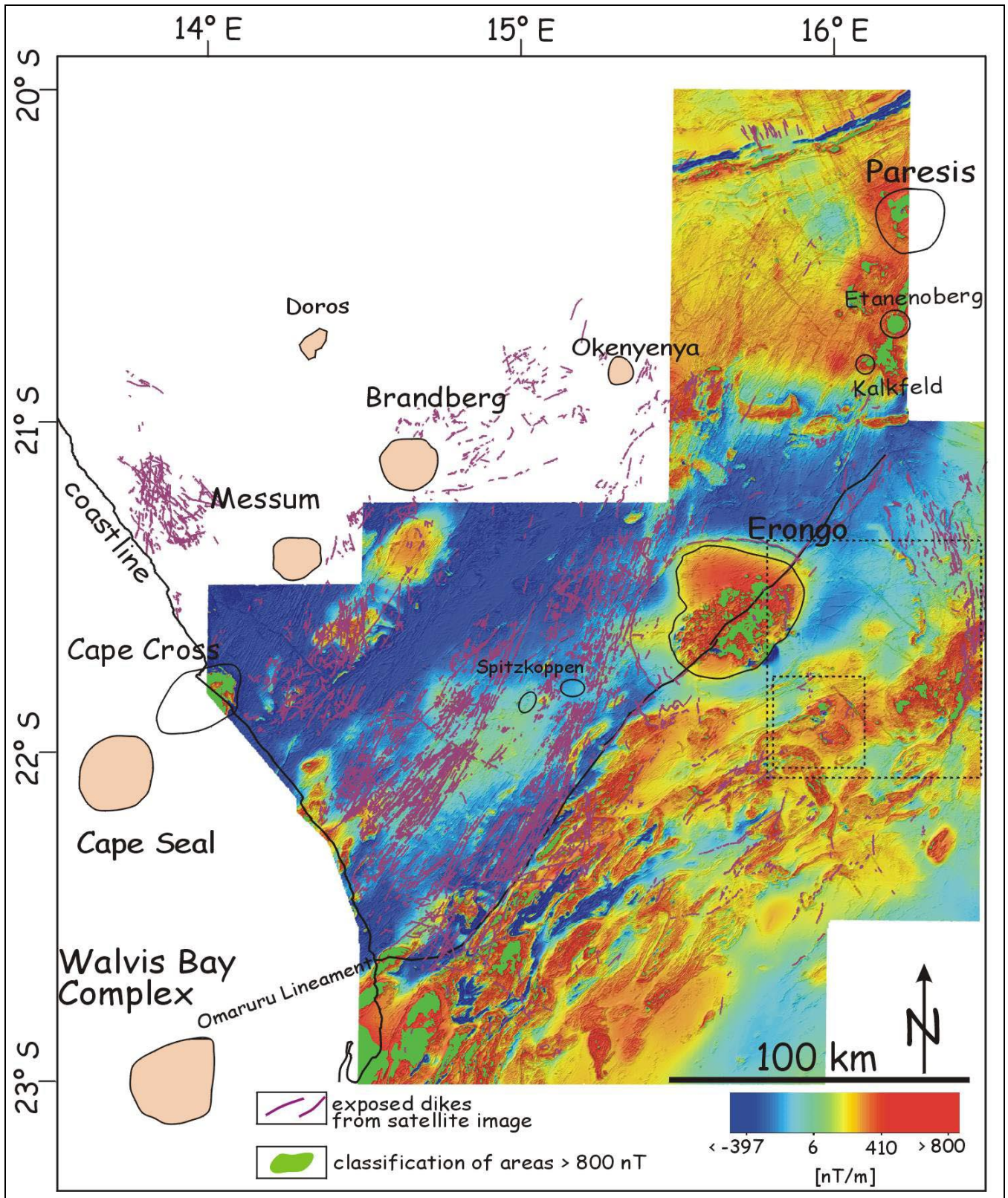


Abb. 4.8: Die weitgehende Korrelation von sehr stark magnetischen Bereichen (grün überdeckt) mit aufgeschlossenen Ringkomplexen und Gängen, sowie die Lage magnetischer Anomalien im Offshore-Bereich von CORNER (2002) als Ringkomplexe interpretiert. Die gestrichelten Rechtecke entsprechen der Lage der im Text beschriebenen Abbildungen 4.9, 4.10A, 4.10B.

Auf dem Aeromagnetikbild fallen in der Gesamtübersicht (Abb. 4.8) zunächst zwei stark magnetisierte (orangerote) Zonen auf:

- Die östlich des Omaruru Lineamentes liegende, Nordost streichende Zone deckt sich weitgehend mit der *Southern Central Zone*, welche *Basement Inlier* und gegenüber der *Northern Central Zone* mehr Domstrukturen enthält (siehe Kapitel 2).
- Die im Norden gelegene Zone deckt sich weitgehend mit der *Southern Kaoko Zone* (nach älterer Definition *Northern Zone*). Auch hier treten *Basement Inlier* auf. Der Bereich drei bis zehn Kilometer nördlich der markanten Nordost streichenden blau gefärbten Schichten (Damaraschiefer, -phyllit und -quarzit), wird bereits vom Angola Kraton gebildet. Der östliche Teil dieser Zone erhält seine starke Magnetisierung durch die Intrusionen entlang der Linie Kalkfeld-Pareisis. Die Zentren dieser Ringkomplexe decken sich mit klassifizierten sehr stark magnetischen Bereichen (grün überdeckt), in denen Werte über 800 nT auftreten.

Solche sehr stark magnetische Bereiche korrelieren an anderen Orten ebenfalls mit aufgeschlossenen Intrusionen (Cape Cross, Erongo und mehrere, in diesem Maßstab unsichtbare Gänge und kleinere runde Intrusionen). Wo diese Bereiche keinen aufgeschlossenen Intrusivkomplexen zugeordnet werden können, jedoch Gänge auftreten (Abb. 4.9), liegt die Vermutung nahe, daß die Bereiche von unaufgeschlossenen Intrusionen gebildet werden. Im südwestlichsten Teil der Übersicht (Abb. 4.8) grenzen sehr stark magnetische Bereiche an das Omaruru Lineament. Entlang dieser Bruchzone ist eine verstärkte Intrusion wahrscheinlich. An ihr intrudierte der Erongo und im Streichen nach Südwesten im *Offshore*-Bereich liegt eine von CORNER (2002) als Intrusion interpretierte magnetische Anomalie (*Walvis Bay Complex*). Ferner durchschlagen diese Bereiche viele Damara Einheiten diskordant.

Abbildung 4.9 zeigt die Ausdehnung eines syn- bis postorogenen Damara Granites auf dem Aeromagnetikbild. Im südlichen Teil des Granites sind auf dem Aeromagnetikbild starke magnetische Anomalien zu erkennen, die im nördlichen Teil weitgehend fehlen. Der Bereich dieser zum Teil sehr starken Anomalien („grün überdeckt“, vergleiche Abb. 4.8) deckt sich zum Teil mit aufgeschlossenen Gängen. Diese extremen und streng auf einen Bereich begrenzten Inhomogenitäten innerhalb desselben Granitkörpers können mit hoher Wahrscheinlichkeit zu einem großen Teil mafischen (starker Magnetisierungskontrast zum Granit) Intrusionen zugeordnet werden. Dafür spricht ebenfalls, daß die einzigen starken magnetischen Anomalien im nördlichen Bereich desselben Granites auf der geologischen Karte dargestellten Gängen und Lagergängen entsprechen.

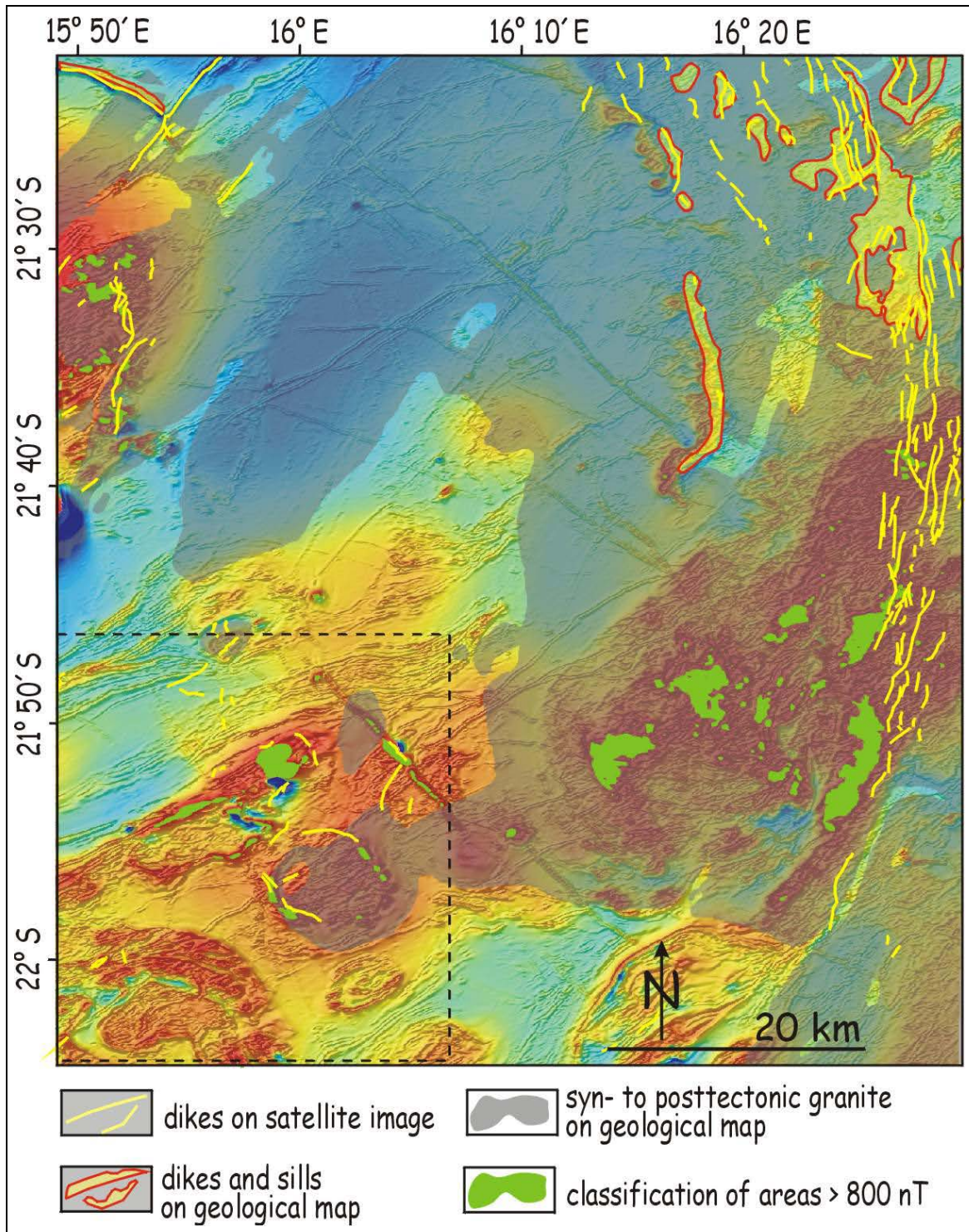


Abb. 4.9. Stark (rot) und sehr stark magnetisierte Bereiche (grün überdeckt) im syn- bis postorogenen Granit korrelieren an vielen Lokalisationen mit aufgeschlossenen Gängen und Lagergängen. Der Ausschnitt im gestrichelten Rechteck entspricht den vergrößerten Abbildungen 4.10A und 4.10B.

Abbildung 4.10A zeigt im Südwesten zwei kegelförmige Berge, die außen von Material des Grundgebirges, innen von Dolerit aufgebaut werden („basalt in arkose and diorite gneiss“). In beiden Fällen gibt es entsprechende magnetische Anomalien (Abb. 4.10B). Circa 10 km und 14 km nordöstlich von diesen sind auf dem Satellitenbild dunkle Bereiche („basalt?“) mit ca. 350 m Durchmesser zu erkennen, diese erzeugen auf dem Aeromagnetikbild sehr starke (> 800 nT), rund geformte Anomalien und sind teils zusätzlich mit aufgeschlossenen Gängen assoziiert. Ein weiterer aufgeschlossener Gang nördlich davon zeichnet eine sehr starke magnetische Anomalie bogenförmig nach. Das kreisförmig eingeschlossene Areal entspricht der Verbreitung einer kleineren Domstruktur des oben beschriebenen Granites (Abb. 4.9). Die aufgeschlossenen Gänge beweisen eine foliationsparallele Intrusion innerhalb des Granites. Gleichzeitig wird die Domstruktur von Nordost streichenden, nicht aufgeschlossenen „Aeromagnetik Gängen“ (Abb. 4.10B) geschnitten, aus denen ein Teil des foliationsparallel intrudierten Magmas stammen kann (siehe Cook-Gordon-Mechanismus Abb. 6.11 Kapitel 6.1.3).

Nördlich der Domstruktur befindet sich eine weitere sehr stark magnetische Anomalie, die ebenfalls mit aufgeschlossenen, foliationsparallelen Gängen und nicht aufgeschlossenen, diskordant nach Nordwest streichenden „Aeromagnetik Gängen“, assoziiert ist.

Die deutlichste Übereinstimmung mit einem stark in Erscheinung tretenden „Aeromagnetik-Gang“ ist im nordöstlichen Bereich der Abbildung 4.10B zu erkennen. Hier deckt sich eine sehr stark magnetische Anomalie dieses Ganges mit einem aufgeschlossenen und auf dem Satellitenbild (Abb. 4.10A) deutlich als Gang anzusprechendem Teilstück („dike“).

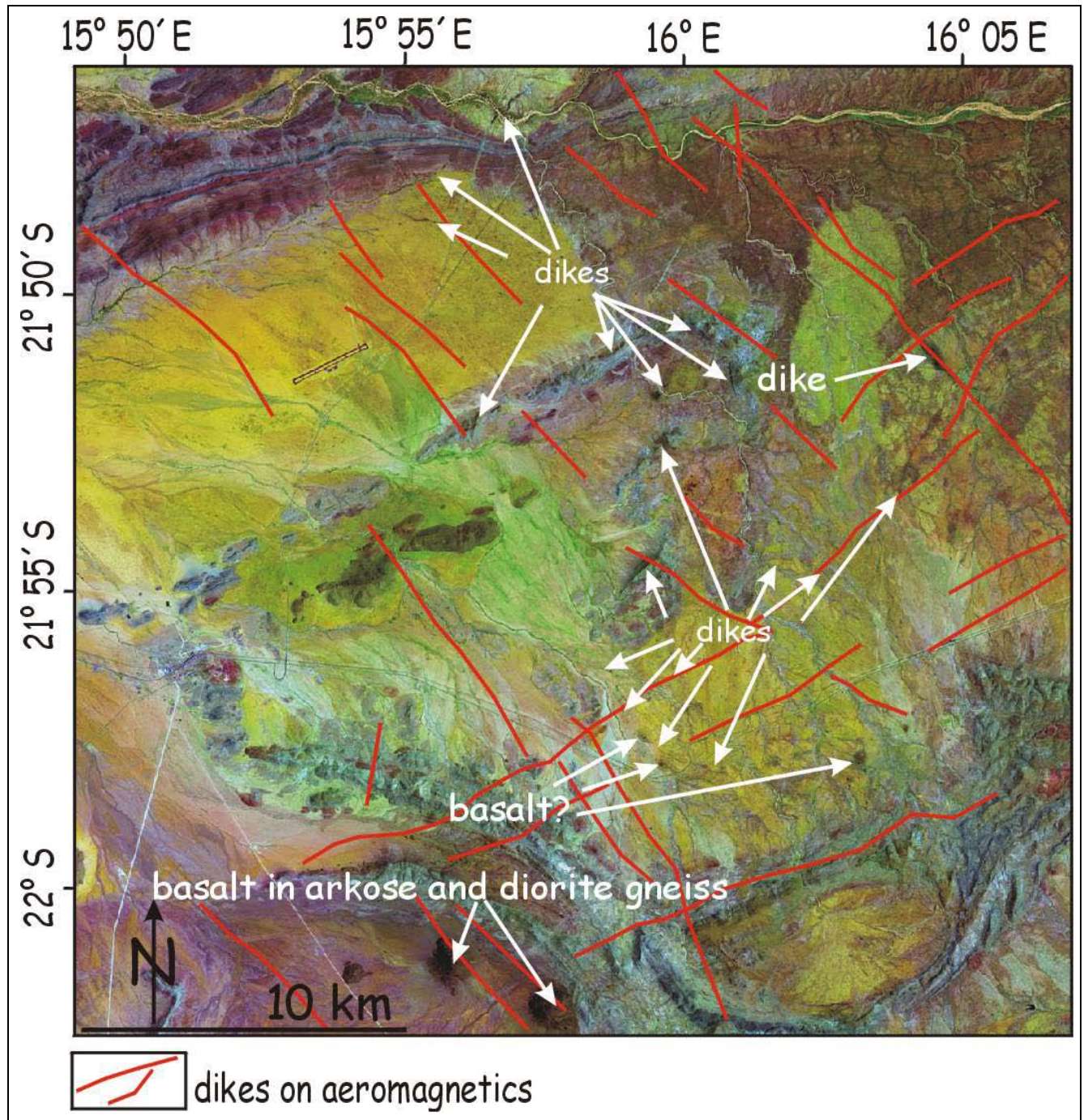


Abb. 4.10A: Die Lage aufgeschlossener Gänge und Dolerit-Berge wird durch Pfeile markiert. Die Verbreitung von Gängen aus dem Aeromagnetikbild ist dem Satellitenbild (Landsat ETM+ 7,4,1 (RGB)) als rote Linien überlagert.

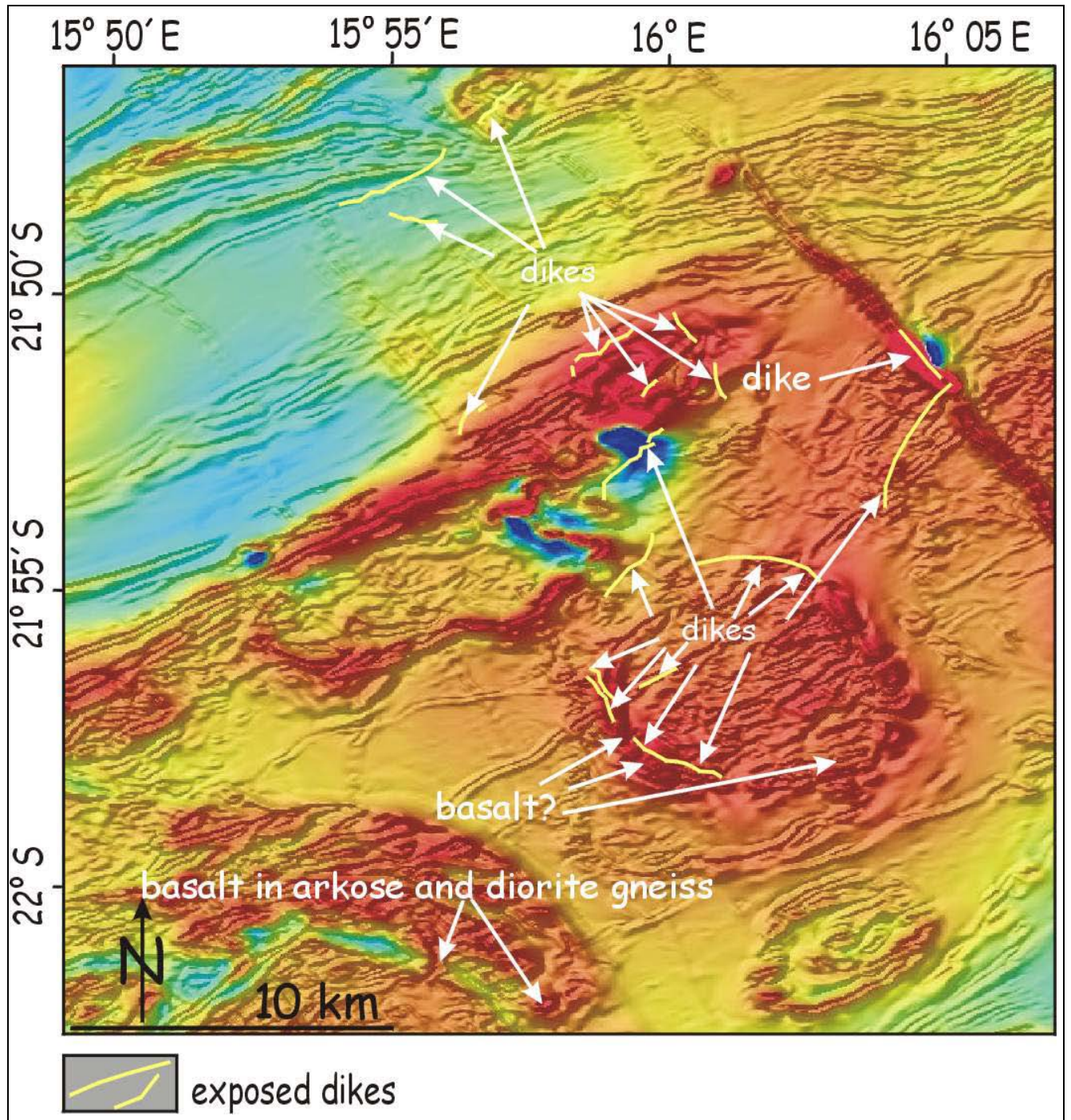


Abb. 4.10B: Die Lage aufgeschlossener Gänge und Dolerit-Berge wird durch Pfeile und gelbe Linien markiert. Dabei ist oft eine Korrelation mit stark magnetischen Anomalien auf dem Aeromagnetikbild festzustellen.

Ein analoges Beispiel für die ehemals geringe Viskosität und somit für das Potential des Magmas auch parallel zur Foliation zu intrudieren, stammt aus dem Grundgebirge nordwestlich des Messum Kraters (nicht von Aeromagnetikdaten abgedeckt): hier sind Lagergänge aufgeschlossen, die stellenweise sogar die Faltung des relativ unmagnetischen ($K= 0,07-0,14$) Umgebungsgesteines aus Glimmerschiefer nachzeichnen und auf Aeromagnetikbildern starke Anomalien erzeugen würden (Abb. 4.11).

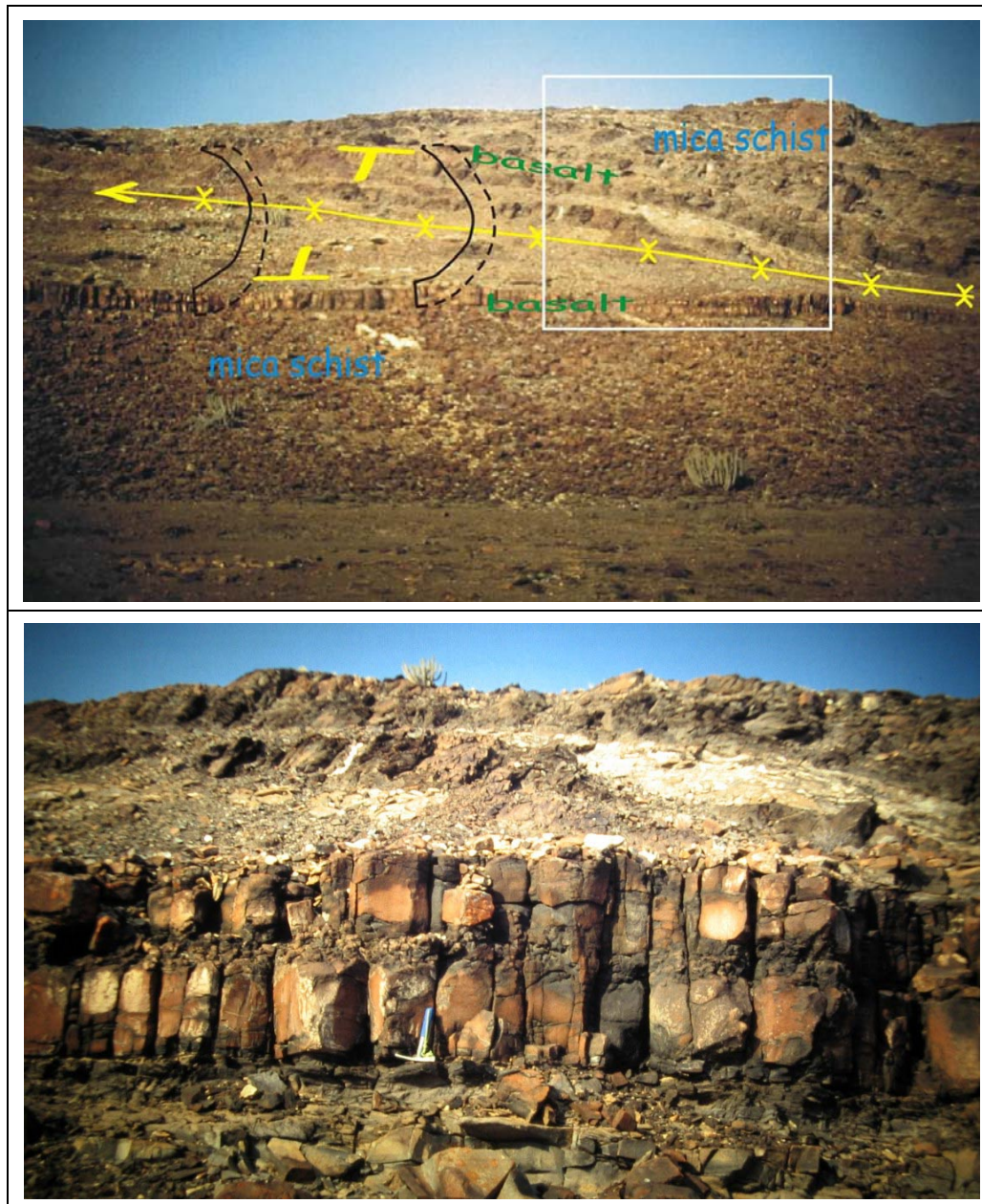


Abb. 4.11: Der mafische Lagergang in gefaltetem, unmagnetischem Glimmerschiefer des Damara-Grundgebirges in der Übersicht (oben) und im Detail (unten), oben durch das Rechteck markiert, würde im Aeromagnetikbild aufgrund des starken Magnetisierungskontrastes eine starke magnetische Anomalie erzeugen.

5. Gangverteilung im HOD

Teile des HOD sind von LORD ET AL. (1996) anhand von Landsat MSS-Daten sowie von BOTHA AND HODGSON (1976) auch im Gelände beschrieben worden und einige der größeren Gänge erscheinen auf regionalen geologischen- und Aeromagnetik-Karten (MILNER ET AL., 1997, REEVES, 2000; CORNER ET AL., 2002). Die Kombination der in dieser Arbeit verwendeten Datensätze erlaubt jedoch einen weitaus genaueren Einblick in die Verbreitung und Geometrie des Gangschwarmes, wodurch eine Abschätzung der Krustenextension und der Spannungsverteilungen im intrudierten Gebiet möglich wird. Die vorliegenden Gangkarten zeigen den Gangschwarm in einer zuvor nie dargestellten Erstreckung, die insbesondere nördlich des Erongo auch unexponierte Gänge einschließt.

5.1 Streichrichtungen und Gangdichten

Auf allen Datensätzen stellt sich innerhalb des HOD die dominierende Streichrichtung Südwest-Nordost heraus. An den Grenzen des HOD und in der Nähe zum Angola Kraton streichen viele Gänge ebenfalls nach Nordwesten.

Starke Unterschiede in der Streichrichtung zwischen Satelliten- und Aeromagnetikbildern bestehen in einem Gebiet westlich der Autseib Störung und des Omaruru Flusses: hier sind Gänge mit starkem Nord-Süd-Trend aufgeschlossen, die nicht auf den Aeromagnetikbildern erscheinen (Abb. 3.4 und Rosendiagramm auf Abb. 5.4). Die Gänge in dieser Region besitzen gegenüber dem granitischen Umgebungsgestein eine zu geringe Suszeptibilität, um mit aeromagnetischen Methoden detektierbar zu sein. Dieser Umstand muß stets berücksichtigt werden, wenn Aeromagnetikdaten allein verwendet werden.

Abgesehen von der unterschiedlichen Streichrichtung ist kein Unterschied in der Gangdichte beiderseits der Autseib Störung festzustellen.

Im Gegensatz hierzu ist die abrupte Abnahme der Gangdichte in der *Southern Central Zone* (sCZ) (Abb. 2.1), südöstlich des Omaruru Lineamentes (OmL), welches durch den Erongo nach Südwesten verläuft, ein stark hervortretendes Merkmal. Hier treten zudem mehr Nordwest streichende Gänge in relativ großer Entfernung zur Küste auf, während es in der *Northern Central Zone* (nCZ) weniger Gänge dieser Streichrichtung gibt, die vorwiegend in Küstennähe vorkommen und im Inland erst wieder in der Höhe von Kalkfeld zunehmen (Abbildungen 5.2 und 5.3).

Wie bereits in Kapitel 4 erwähnt, wurden die Gänge in der sCZ aufgrund der parallel verlaufenden Grundgebirgsstrukturen und der darin enthaltenen präkambrischen *Iron-Formation* sehr konservativ ausgewählt. Dennoch wäre die Gangdichte hier auch bei weniger konservativer Interpretation wesentlich geringer.

Die Ursache hierfür ist in den unterschiedlichen Lithologien und metamorphen Graden zu finden, die durch das OmL voneinander separiert werden.

Während die nCZ von mittelgradig metamorphen Gesteinen der Damara-Folge und kambrischen Graniten dominiert wird, ist in der sCZ tiefere Kruste mit steiferen

Domstrukturen aufgeschlossen (siehe Kapitel 2.1.2), welche einen Einfluß auf die dort vorherrschende Ausprägung der Gänge sowie die Gangdichte ausüben kann.

Ein Einfluß des Omaruru Lineamentes auf die mesozoische Tektonik wurde von RAAB ET AL. (2002a) anhand von Apatit Spaltspuren untersucht und ergab einen vertikalen Versatz entlang dieses Lineamentes von bis zu 2000 Metern während der Oberkreide. Ein solcher Versatz wurde für die Autseib Störung nicht festgestellt.

Eine weitere Zonierung in der Gangdichte nordwestlich des OmL wird auf beiden Datensätzen für einen ca. 160 km breiten küstenparallelen Bereich festgestellt. Nördlich des Erongo nimmt die Gangdichte zunächst ab, um dann in der Höhe des Kalkfeld-Komplexes (ca. 20°50' S) zum Kratonrand wieder zuzunehmen; hier auch mit dem verstärkten Auftreten von Nordwest-Südost streichenden Gängen (Abb. 5.2). Am Kratonrand erfolgt eine Auffächerung des Gangschwarmes ca. 100 km in das Kraton hinein (Abb. 5.3).

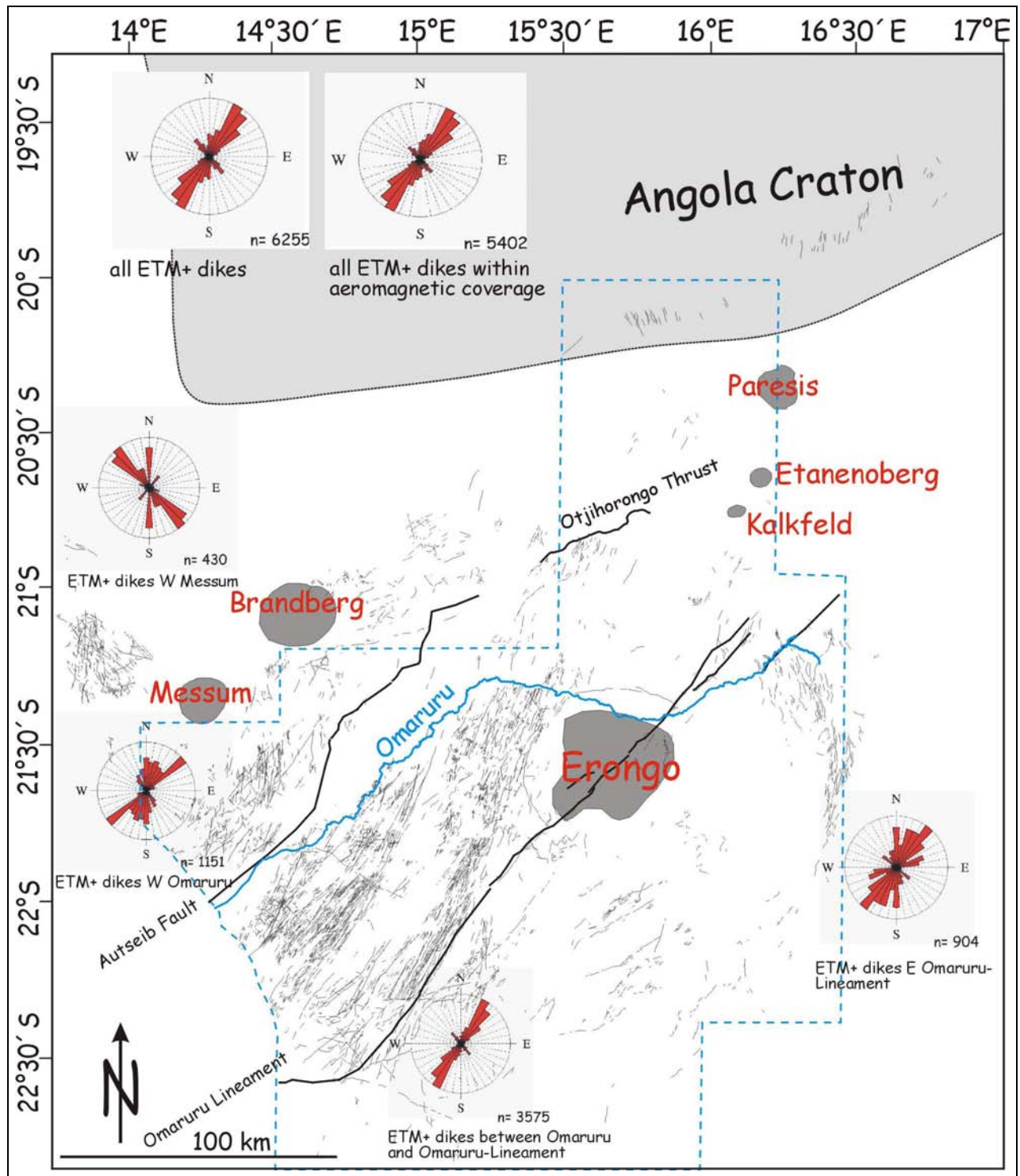


Abb. 5.1: Darstellung aller aus den Satellitenbildern extrahierter Gänge, sowie deren Darstellung in Rosendiagrammen für das ganze Gebiet und in Teilgebieten. Das Gebiet der Abdeckung durch Aeromagnetikdaten ist blau gestrichelt. Die Grenzen für das Angola Kraton basieren auf den südlichen Grenzen von Prä-Damara-Aufschlüssen.

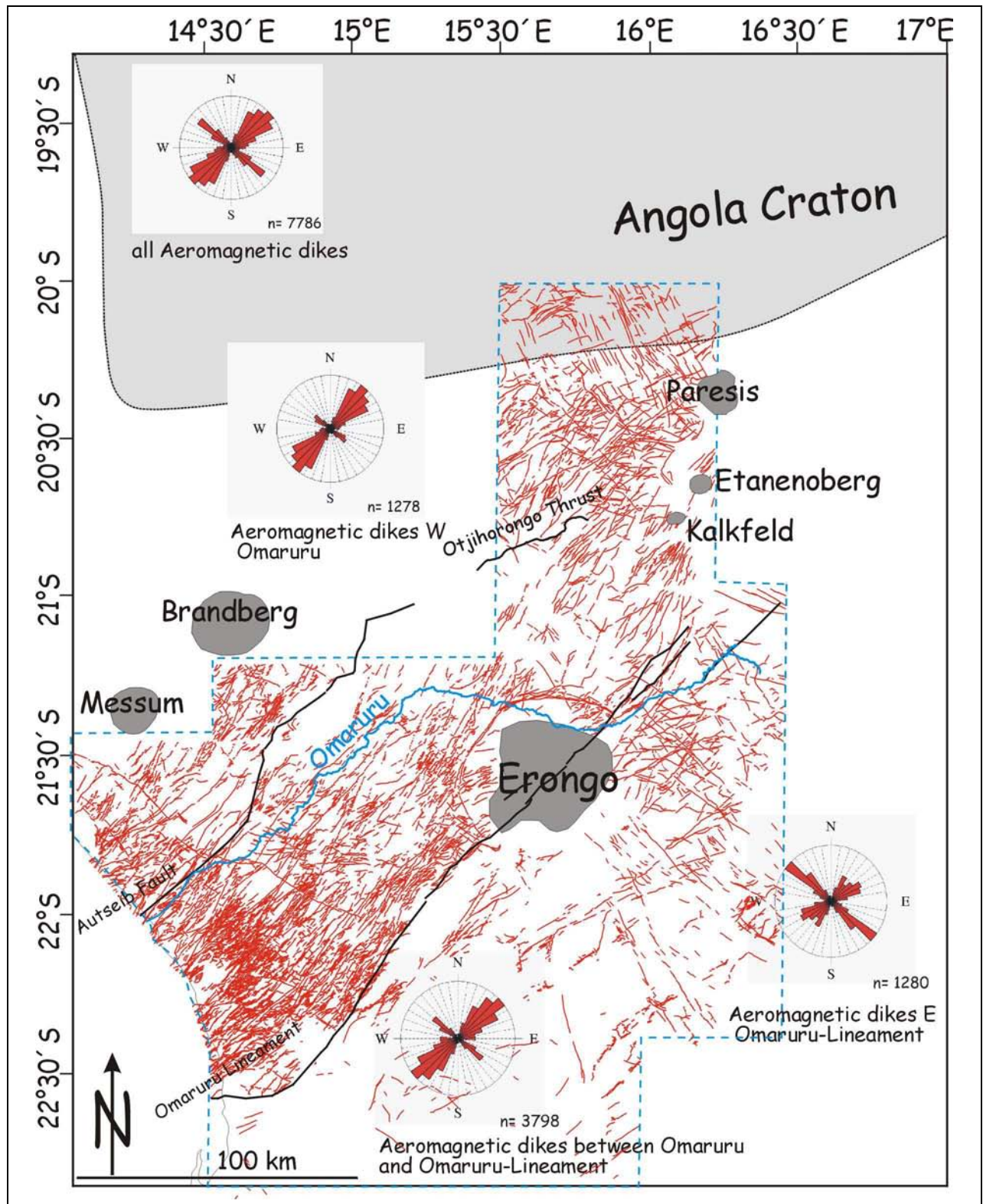


Abb. 5.2: Darstellung aller Gänge, die aus dem Aeromagnetikbild extrahiert wurden, sowie deren Darstellung in Rosendiagrammen für das gesamte Gebiet und in Teilgebieten. Das Gebiet der Abdeckung durch Aeromagnetikdaten ist blau gestrichelt.

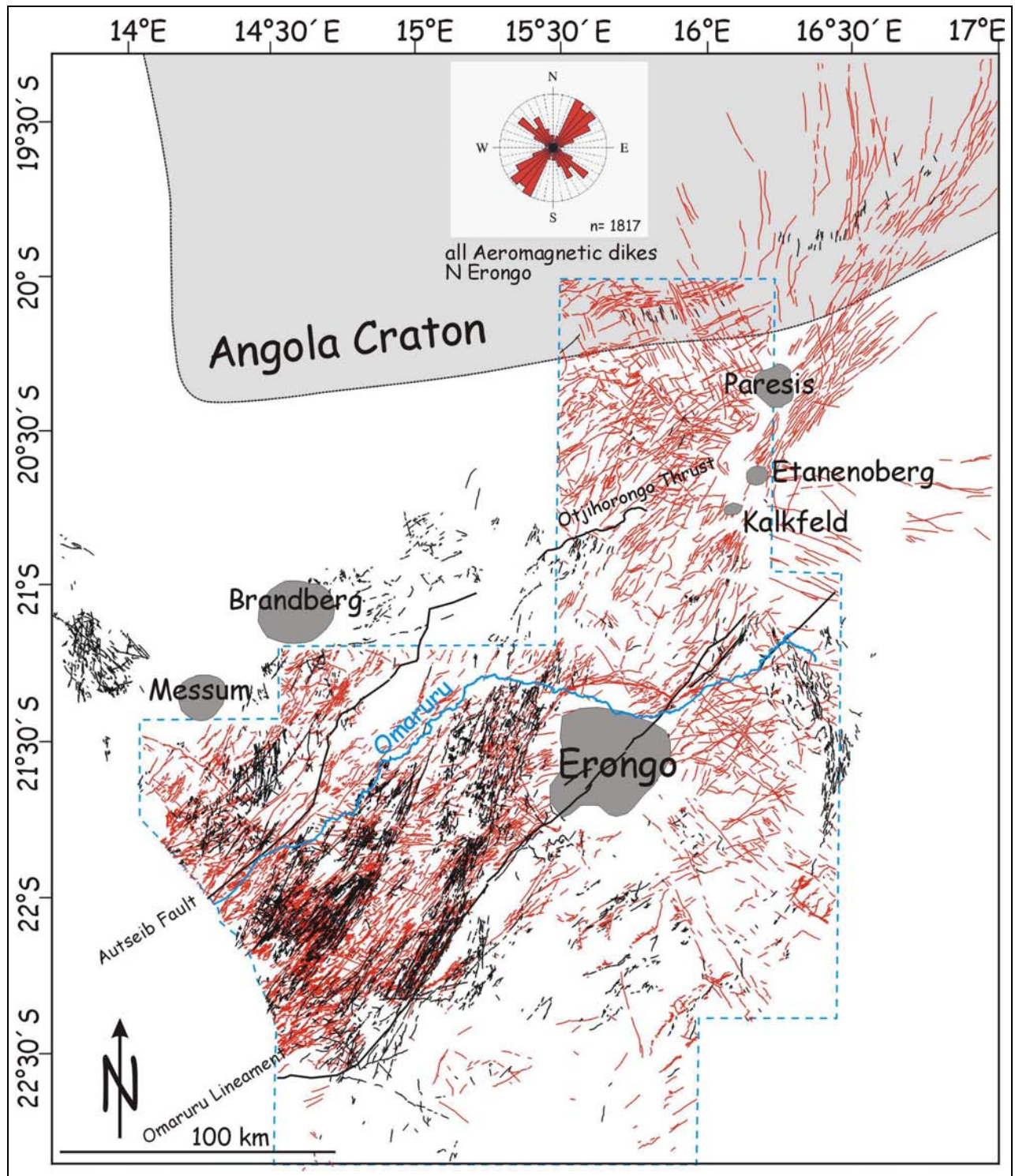


Abb. 5.3: Kombinierte Darstellung aller Gänge, sowohl aus Satellitenbildern (schwarz) als auch aus dem Aeromagnetikbild (rot), sowie die Darstellung von Gängen aus dem Aeromagnetikbild nördlich des Erongo im Rosendiagramm. Das Gebiet der Abdeckung durch Aeromagnetikdaten ist blau gestrichelt. Es wurde ferner ein vektorisierter Datensatz vom Geological Survey of Namibia verwendet, der die Ausdehnung des HOD nach Nordosten und Norden in das Angola-Kraton hinein zeigt.

5.1 Bruchzonen

Bei den auf Abbildung 5.4 dargestellten, nicht von Gängen ausgefüllten Lineamenten, handelt es sich sowohl um Störungen, als auch insbesondere um Klüftung des Grundgebirges.

Die Hauptlineamente (Autseib Störung und Omaruru Lineament) wurden teilweise aus den geologischen Karten entnommen und durch Beobachtungen auf dem Satellitenbild ergänzt. Der überwiegende Anteil der dargestellten Lineamente wurde jedoch direkt aus den Satellitenbildern abgeleitet. Die nicht in den geologischen Karten auftauchenden Nordost-Südwest streichenden Störungen östlich von Messum (gestrichelt) werden durch scharf abgeschnittene geologische Einheiten detektierbar und durch die in der verlängerten Streichrichtung liegenden und auf geologischen Karten vorhandenen Störungen bestätigt.

Trotz der markanten Nordost-Südwest streichenden Störungen in der nCZ überwiegen (bzw. sind besser zu detektieren) in der Summe die Nordwest-Südost streichenden, ungefüllten Bruchzonen. Neben dem Gebiet westlich vom Messum Krater ist diese Richtung südöstlich des Erongo, in der sCZ, deutlich ausgeprägt und entspricht der Klüftung des Grundgebirges. Dort wird diese Vorzugsrichtung auch verstärkt von nicht aufgeschlossenen Gängen, die auf Aeromagnetikdaten detektierbar sind, eingenommen (siehe Rosendiagramme Südost Erongo auf den Abbildungen 5.2 und 5.3).

Im Gelände werden neotektonische Bewegungen an Gängen sichtbar (siehe dazu Kapitel 6.6), die wieder von älteren Kluftrichtungen überprägt werden, die beispielsweise im Rosendiagramm auf Abbildung 5.4 dargestellt werden.

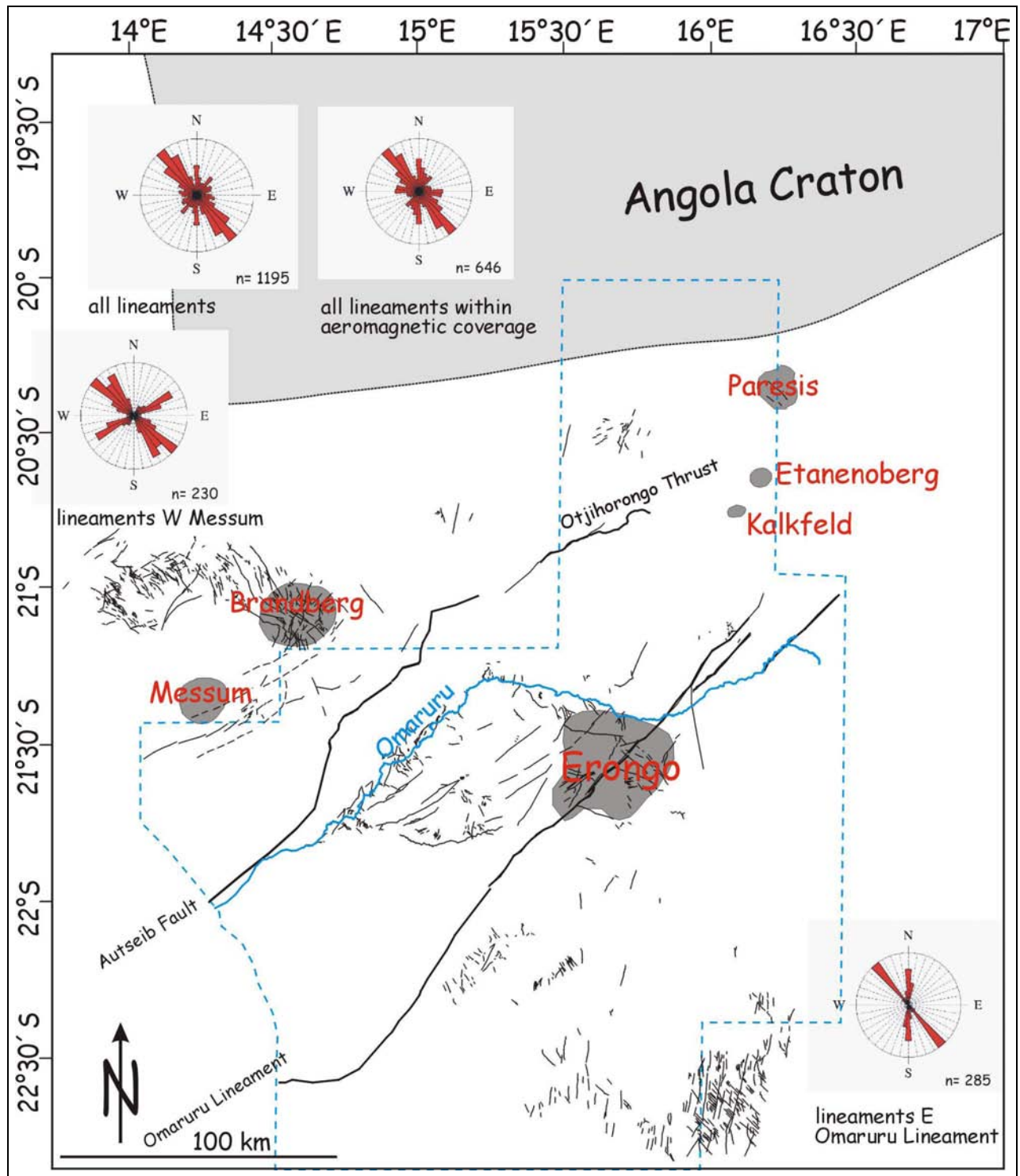


Abb. 5.4: Darstellung von Bruchzonen, die auf dem rezenten Erosionsniveau nicht von Gängen ausgefüllt werden, sowie deren Darstellung in Rosendiagrammen für das gesamte Gebiet und in Teilgebieten. Bei den Lineamenten handelt es sich sowohl um Störungszonen, als auch um Klüftung im Grundgebirge. Das Gebiet der Abdeckung durch Aeromagnetikdaten ist blau gestrichelt.

6. Diskussion der Ergebnisse: Gangcharakteristika und Neotektonik

In diesem Kapitel liegt der Schwerpunkt auf der Diskussion verschiedener Gangcharakteristika, die durch Messungen und Beobachtungen im Gelände gewonnen wurden. Aus Parametern wie Einfallen und Mächtigkeiten wird beispielsweise auf das Niveau innerhalb der Kruste zur Zeit der Intrusion und auf Extensionsbeträge geschlossen. Aus fernerkundlichen Datensätzen fließen Informationen zu großräumigen Merkmalen, wie Ganglängen und Streichrichtungen innerhalb der Strukturen des Umgebungsgesteines ein.

Neotektonische Prozesse werden durch fernerkundliche Datensätze belegt und durch Geländebeobachtungen präzisiert. Ihre Präsenz gibt Aufschluß über die jüngsten Spannungsverhältnisse im Untersuchungsgebiet.

Abschließend werden die Gänge in Bezug auf ihre geochemisch/lithologischen Eigenschaften vorgestellt. Die Spurenelementverhältnisse korrelieren zum Teil mit denen der Etendeka Flutbasalte, so daß diese Gänge als erodierte Förderspalten betrachtet werden können.

6.1 Die Platznahme von Gängen

6.1.1 Magmatischer Überdruck

In theoretischen Betrachtungen über die mechanische Platznahme von Gängen wird von einem homogenen Umgebungsgestein mit bekannter Bruchfestigkeit ausgegangen, welches sich nach den Gesetzmäßigkeiten der linear-elastischen Bruchmechanik verhält.

Diese Modelle sind für Untersuchungen von verschiedenen Autoren aus den technischen Materialwissenschaften entlehnt worden (POLLARD, 1987; TURCOTTE ET AL., 1987; DELANEY & GARTNER, 1997). In Berechnungen, die sich auf diese Modelle stützen, wird das Verhältnis von Gangbreite (t) zu Ganglänge (l) direkt mit dem Verhältnis des herrschenden Magmenüberdrucks (P-S) zur spezifischen Gesteinsfestigkeit ($\mu / (1-v)$) in Beziehung gesetzt:

$$t/l \approx (P-S)/\mu / (1-v)$$

P= Magmendruck, S= Kompressiver Stress, $\mu / (1-v)$ = Gesteinsfestigkeit [μ = Schermodul, v= Poisson Verhältnis]

POLLARD (1987), LISTER (1995) und DELANEY ET AL. (1997) nennen für das Verhältnis von Gangbreite zu Ganglänge typische Werte von 1:1000. Diese Werte überwiegen auch im Arbeitsgebiet (Abb. 6.2).

Es muß dabei jedoch berücksichtigt werden, daß eine Vielzahl von Faktoren auf die Ausbreitung des Magmas einwirkt (RUBIN, 1995):

- Geochemisch unterschiedliche Magmentypen, die in dasselbe Umgebungsgestein intrudieren, können ein anderes Verhalten in ihrer Ausbreitung aufweisen (HOEK, 1995).
- Ein Gang wird oft von einer unelastischen Zone, die in einer Größenordnung vom Zentimeter- bis Meter-Bereich liegen kann, umgeben, diese Zone wird als ehemalige Prozeßzone an der Spitze des propagierenden Ganges interpretiert und kann aus eng beieinander stehenden Klüften bestehen (RUBIN, 1995).
- Ferner kann das Umgebungsgestein breckzisiert, gefaltet, fluidgefüllt oder von Störungen durchzogen sein.
- Bei Anwesenheit eines Bruches in einem sonst homogenen Gestein kann ein Propagieren des Magmas erfolgen, lange bevor die materialspezifische Zugfestigkeit dieses Gesteins überschritten wird (RUBIN, 1995).

Starke seismische Signale, die von propagierenden Gängen in aktiven Riftzonen erzeugt werden (EINARSSON, 1991) und Geländeuntersuchungen (WEINBERGER ET AL., 1995) beweisen eine unelastische Deformation. Es ist demnach anzunehmen, daß in der Natur für die Platznahme von Gängen geringere Werte für den magmatischen Überdruck ausreichen, als von theoretischen Modellen gefordert wird.

Für das Arbeitsgebiet ergeben sich aus den Breite-zu-Länge-Verhältnissen, die in Testprofilen und auf Landsat ETM+ Daten ermittelt wurden (Abb. 6.2), Werte für den herrschenden magmatischen Überdruck, die sehr gering ausfallen. Dennoch müssen sie wegen der tektonischen Überprägung des Arbeitsgebietes mit hoher Wahrscheinlichkeit als obere Grenze angenommen werden. Eine Besonderheit stellen die wenigen, sehr mächtigen und als markante Höhenrücken in Erscheinung tretenden Gänge, die im Folgenden als „Doleritberge“ bezeichnet werden, dar. Diese sind (theoretisch) mit entsprechend höherem magmatischem Überdruck intrudiert (Abb. 6.1). Sie treten jedoch bevorzugt im Kreuzungsbereich präexistenter Bruchzonen auf (Kapitel 6.4), wodurch die tatsächlichen Werte für den Überdruck wieder als geringer betrachtet werden müssen.

Die Gesteinsfestigkeiten für die im Arbeitsgebiet vorwiegend anstehenden Gesteine (Granit, Gneis, Marmor und Kalkstein) wurden gemäß ATTEWELL & FARMER (1976) verwendet und gemittelt (Tabelle 6.1).

Gestein	Zugfestigkeit [MPa]
Granit	7-25
Gneis	5-20
Marmor	7-20
Kalkstein	5-25

Tabelle 6.1: Zugfestigkeiten für im Arbeitsgebiet auftretende Gesteine nach ATTEWELL & FARMER (1976).

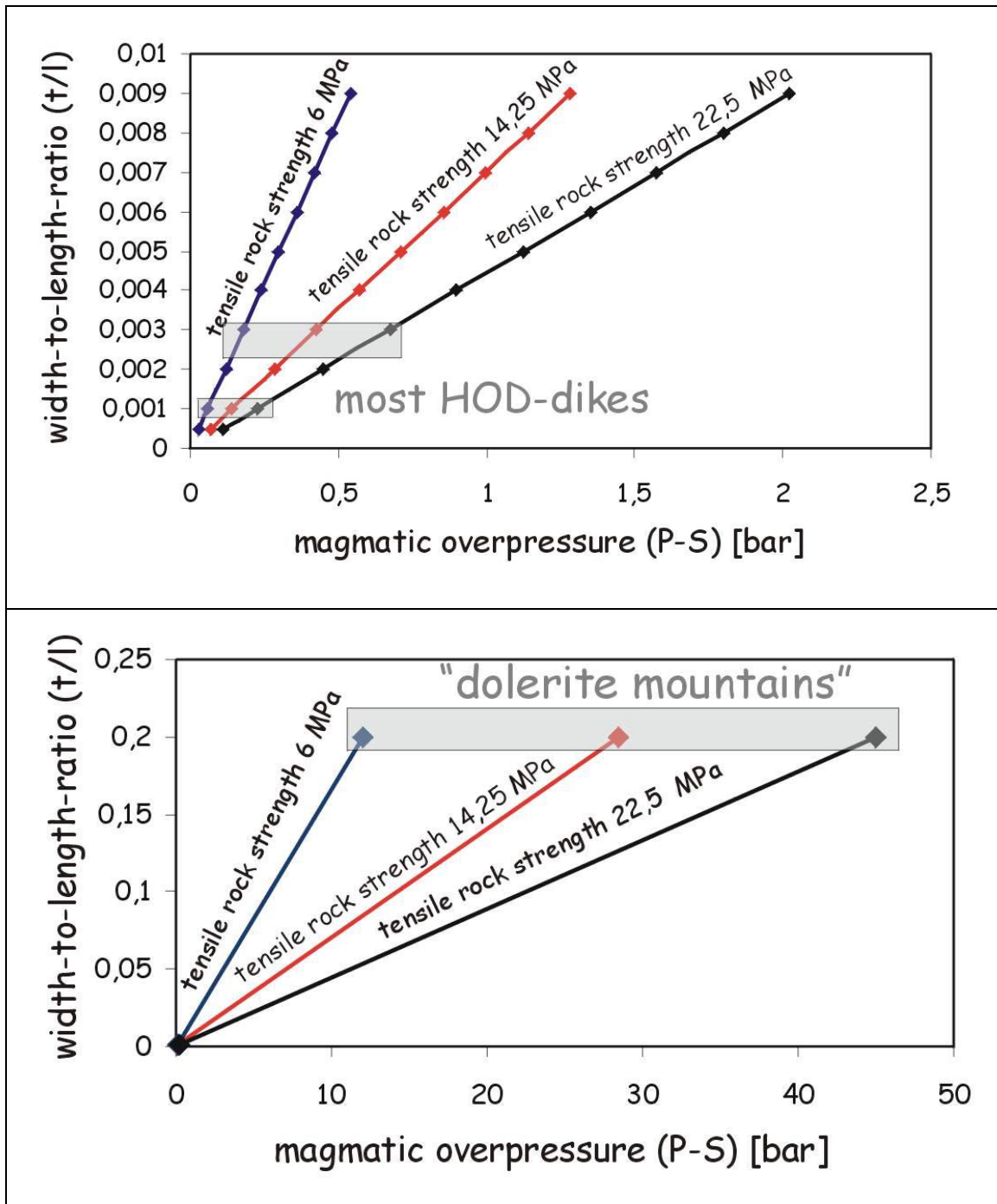


Abb. 6.1: Vereinfachte Darstellung des herrschenden magmatischen Überdruckes bei entsprechenden, im Arbeitsgebiet festgestellten Breite/Länge Verhältnissen für verschiedene Zugfestigkeiten von Gesteinen. Das obere Diagramm zeigt für die meisten Gänge im HOD sehr geringe Werte für (P-S). Im unteren Diagramm wird der Sonderfall zweier sehr mächtiger Gänge („Doleritberge“) mit entsprechend hohen Werten für (P-S) dargestellt. Werte für Zugfestigkeiten gemittelt nach ATTEWELL & FARMER (1976). Die Werte für den Überdruck gelten für homogene Gesteine und müssen für ein tektonisch überprägtes Gestein als zu hoch angesehen werden.

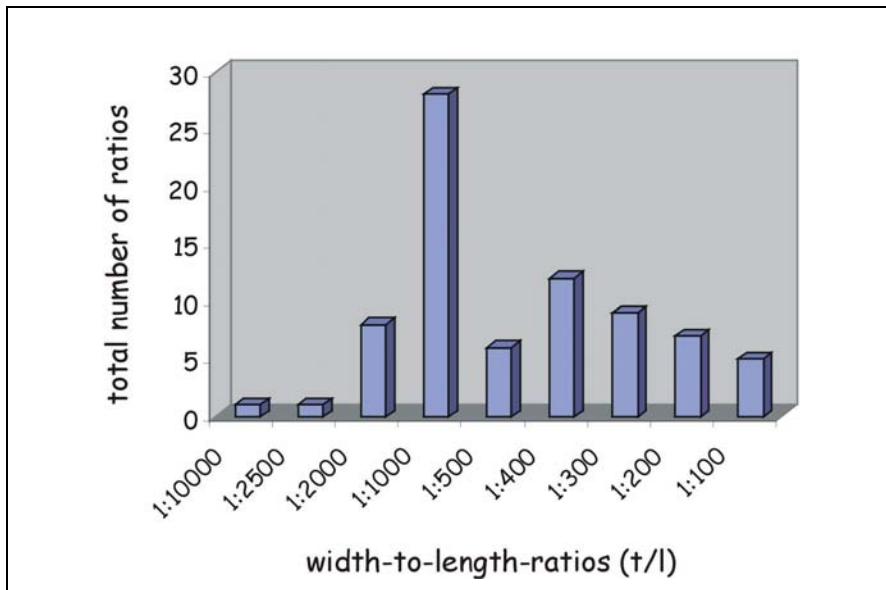


Abb. 6.2: Die quantitative Verteilung der in Testprofilen im Gelände und auf Landsat ETM+ Daten ermittelten Breite zu Länge Verhältnisse von Gängen.

6.1.2 Magmenaufstieg

Als dominierender Faktor für einen Aufstieg des Magmas wird der Dichtekontrast zum Nebengestein betrachtet. Ist die Dichte eines Magmas geringer als die des Umgebungsgesteines, besteht die starke Tendenz des vertikalen Aufstieges (SECOR AND POLLARD, 1975; WEERTMAN, 1980). Dieses geschieht in der Erdkruste nach den Gesetzen des archimedischen Auftriebes bis zu dem Niveau des neutralen Auftriebes, bei dem ein Dichtegleichgewicht zwischen der Intrusion und Umgebungsgestein herrscht. Der Magmendruck an der Spitze des Ganges nimmt in dieser Umgebung ab (POLLARD, 1987).

Das Magma wird als eine unkomprimierbare Flüssigkeit betrachtet, deren Dichte nicht mit der Tiefenstufe variiert. Eine Zunahme der Dichte mit zunehmendem Druck wird von einer Abnahme mit zunehmender Temperatur ausgeglichen und umgekehrt (CORY, 1988).

Auf dem Niveau des neutralen Auftriebes stehen die Gänge vertikal und können sich weiter in lateraler Richtung (ERNST ET AL., 1995) oder in entsprechend geringer Tiefenstufe mit niedrigem Überlagerungsdruck auch als Lagergänge ausbreiten (CORY, 1988). ANDERSON (1951) stellt fest, daß die Bruchausbreitung an der Spitze eines Ganges so leicht erfolgt, daß das Magma bis über das Niveau des neutralen Auftriebes hinaus aufsteigen kann, bis sich Gewicht und Überdruck des Magmas ausgleichen.

Für den Fall, daß Gänge als Zulieferer erheblicher Mengen von Deckenbasalten wie im Arbeitsgebiet gedient haben, müssen besondere Voraussetzungen gegolten haben. Denkbar wären hier ein entsprechender Magmenüberdruck und ein kontinuierliches Magmenangebot. Diese Annahme ist sehr wahrscheinlich, da an den Gängen im Gelände keine Abschiebungen beobachtet werden, die sonst in der

Umgebung eines *Rifts* vorhanden wären. Abbildung 6.3 zeigt zudem einen erheblichen Dichteunterschied zwischen einer basaltischen Schmelze mit der typischen Zusammensetzung der Basalte des Arbeitsgebietes (vereinfachte Dichten nach KRESS AND CARMICHAEL, 1991) und der Damara-Kruste (Dichten aus Laufzeiten seismischer P-Wellen nach BAUER ET AL., 2003). Demnach sind in jeder Tiefe bis zur Geländeoberfläche Auftriebskräfte vorhanden, durch die allein ein Aufstieg bis an die Oberfläche möglich wäre. Die Präsenz von präexistenten Brüchen erleichtert sowohl einen Magmenaufstieg als auch die laterale Ausbreitung zusätzlich (im folgenden Kapitel wird deutlich, daß die Intrusion tatsächlich bevorzugt in solchen Brüchen erfolgte).

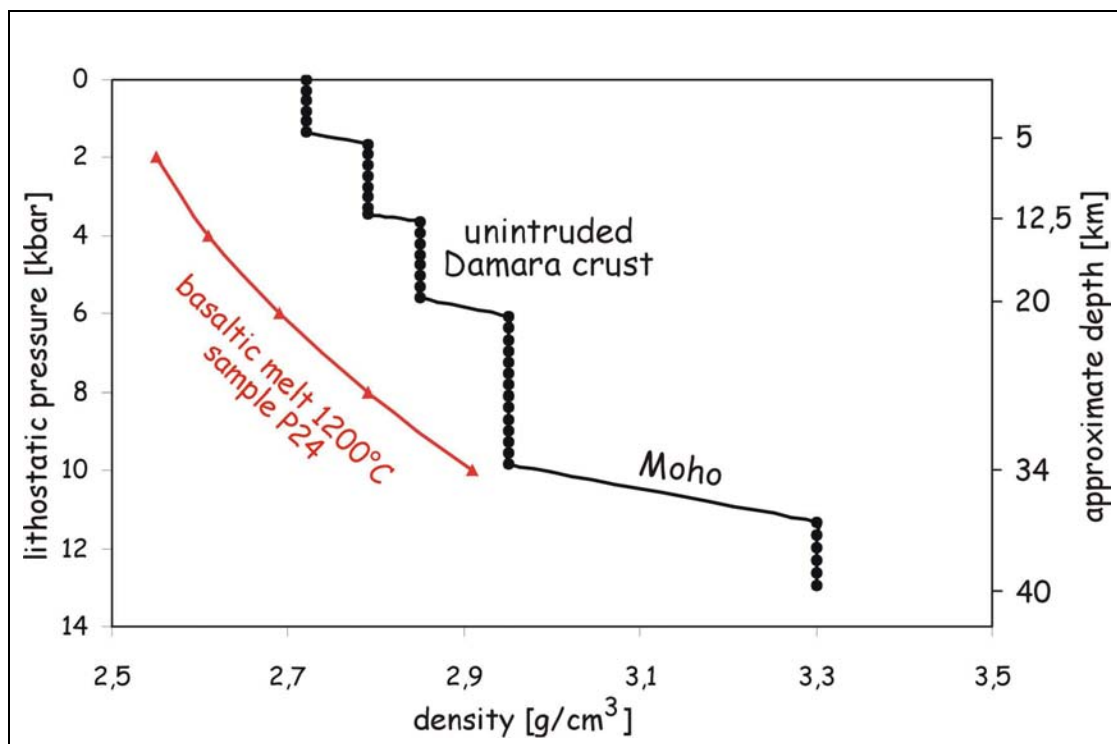


Abb. 6.3: Dichtekontraste zwischen einer 1200°C heißen basaltischen Schmelze mit der typischen Zusammensetzung der Basalte des Arbeitsgebietes (Dichten vereinfacht nach KRESS & CARMICHAEL, 1991) und der Damara-Kruste (Dichten aus Laufzeiten seismischer P-Wellen (V_p) nach BAUER ET AL., 2003) lassen auf Auftriebskräfte in jeder Tiefe schließen.

6.1.3 Laterale Gangausbreitung

Eine wesentliche Voraussetzung für eine horizontale Ausbreitung von Gängen ist eine sehr geringe Viskosität des Magmas (EISBACHER, 1996).

Beobachtungen an großen Gangschwärmen zeigen, daß es lokal, bedingt durch Gesteinsanisotropien und Störungen zwar zur Ablenkung der horizontalen Ausbreitungsrichtung kommen kann, der allgemeine Trend aber in vielen Fällen nicht beeinflusst wird. Viele der großen Gangschwärme durchlaufen eine Vielfalt von

Gesteinen und tektonischer Szenarien ohne wesentliche Ablenkung ihrer Richtung (ERNST ET AL., 1995) (Abbildungen 6.4 bis 6.7).

Der HOD folgt im großen Maßstab der nordöstlichen Verbreitung des Inlandarmes des Damara-Faltengürtels, bis er im Norden auf die Lithosphäre des Angola Kratons stößt, wo er sich fächerförmig ausbreitet (siehe Kapitel 5, Abb. 5.3 und Abb. 6.4).

Im mittleren Maßstab, innerhalb des Damara-Gürtels, orientiert sich die laterale Ausbreitung hauptsächlich an Bruchzonen wie Klüftung und Störungen. Die Dom- und Faltenstrukturen werden sowohl diskordant als auch parallel zur Foliation, bzw. zur Schichtlagerung von den Gängen injiziert, dabei kann derselbe Gang die Foliation unter Winkeln von 0° bis 90° durchlaufen (Abbildungen. 6.4 bis 6.6).

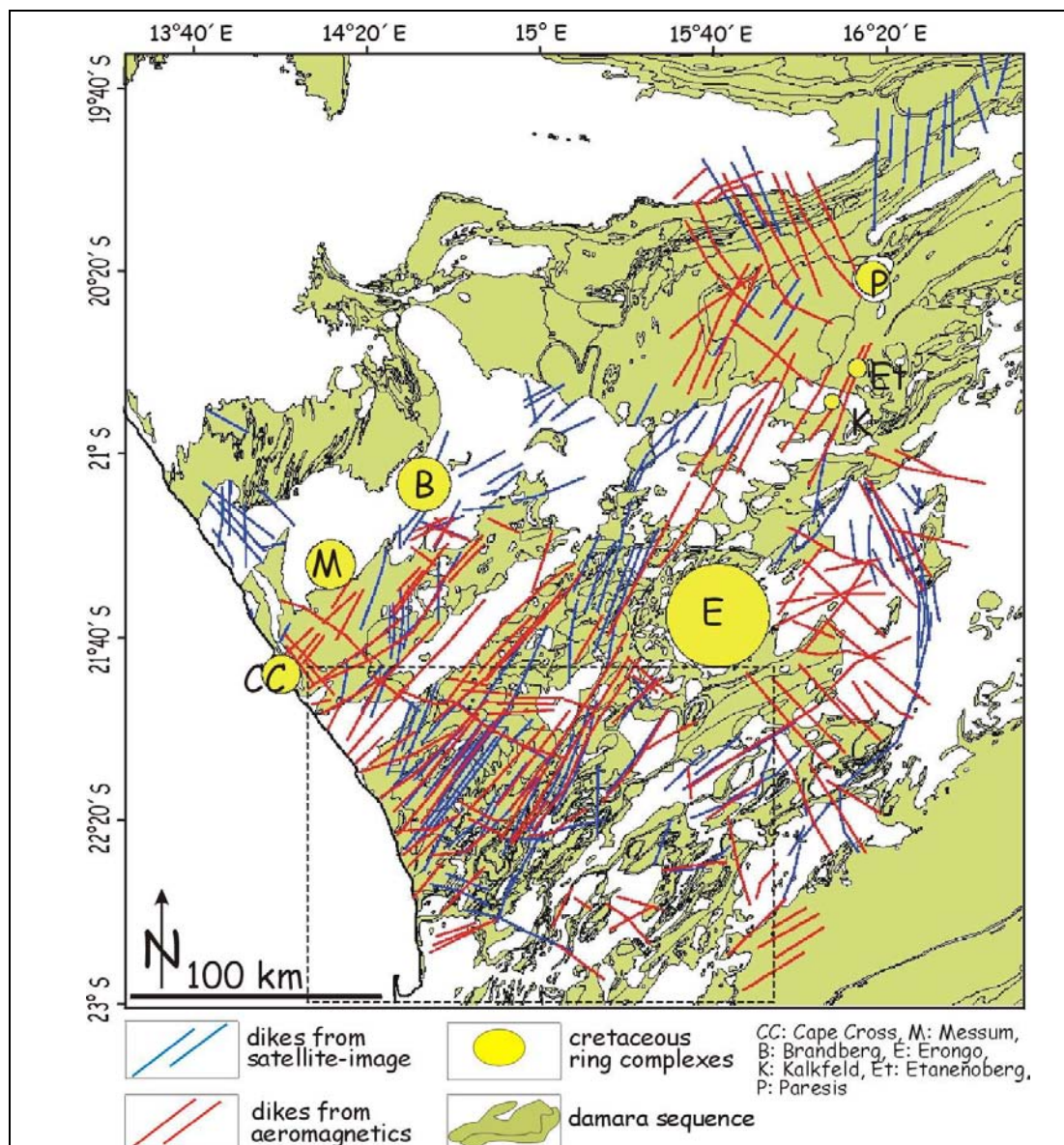


Abb. 6.4: Vereinfachte Darstellung des Gangstreichens in Bezug zum Streichen der Damara-Folge. Die aus Satellitenbildern extrahierten Gänge sind blau-, die aus dem Aeromagnetikbild stammenden rot dargestellt. Das gestrichelte Rechteck zeigt den vergrößerten Ausschnitt in Abbildung 6.5.

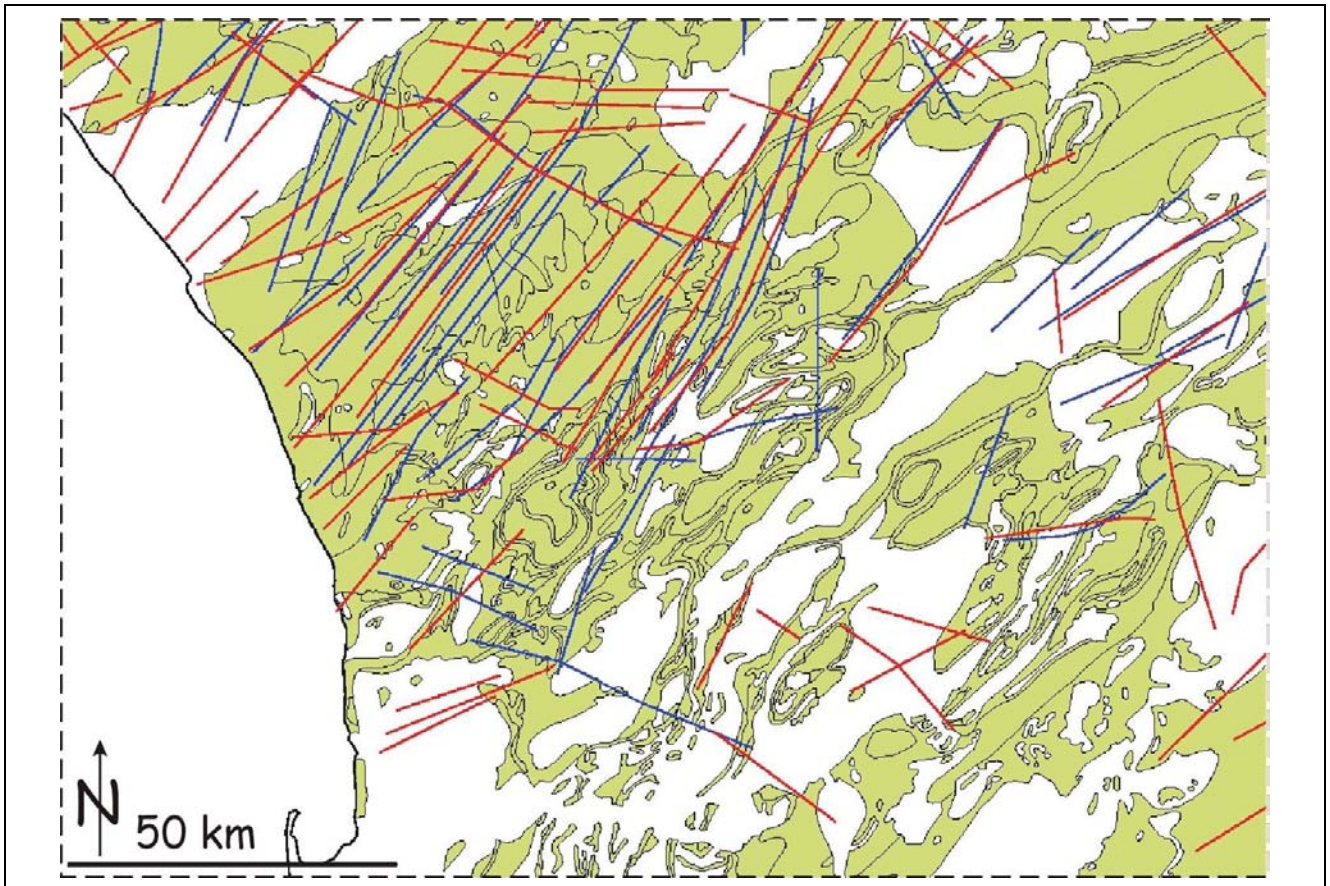


Abb. 6.5: Die Ausschnittvergrößerung zeigt, daß Damarstrukturen unter verschiedenen Winkeln von Gängen geschnitten werden. Besonders bei großen Schnittwinkeln wird deutlich, daß eine Intrusion maßgeblich entlang von Bruchzonen wie Klüftung und Störungen erfolgte.

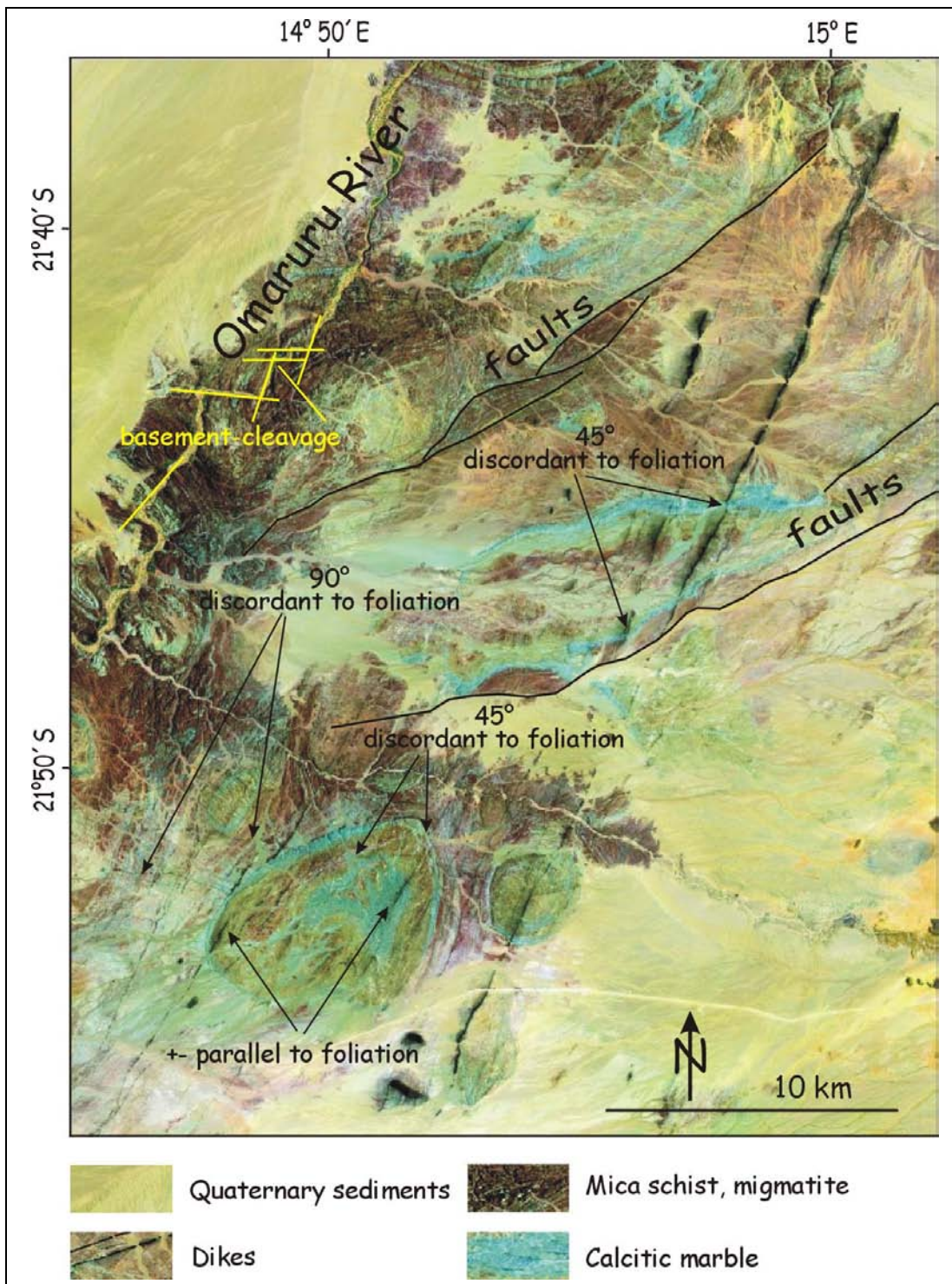


Abb. 6.6: Die Gangausbreitung erfolgte sowohl parallel als auch diskordant zur Foliation des Grundgebirges. Das umlaufende Streichen der Faltenstrukturen lässt sich sehr gut anhand der blau erscheinenden Schicht aus kalzitischem Marmor verfolgen – hier ist oft eine Ausdünnung der Gangsegmente aufgrund von Kompetenzunterschieden zu beobachten. Im stellenweise winkligen Verlauf des Omaruru zeichnet sich das Kluftsystem des Basements ab (gelb markiert). Die Gänge in diesem Ausschnitt sind entlang der nordöstlichen und nordwestlichen Klufrichtung intrudiert. Sowohl ETM+- als auch Aeromagnetikbilder zeigen in diesem Gebiet ein höheres Relativalter der Nordwest streichenden Gänge, die von den Nordost streichenden geschnitten werden. Landsat ETM+ 7,4,1 (RGB).

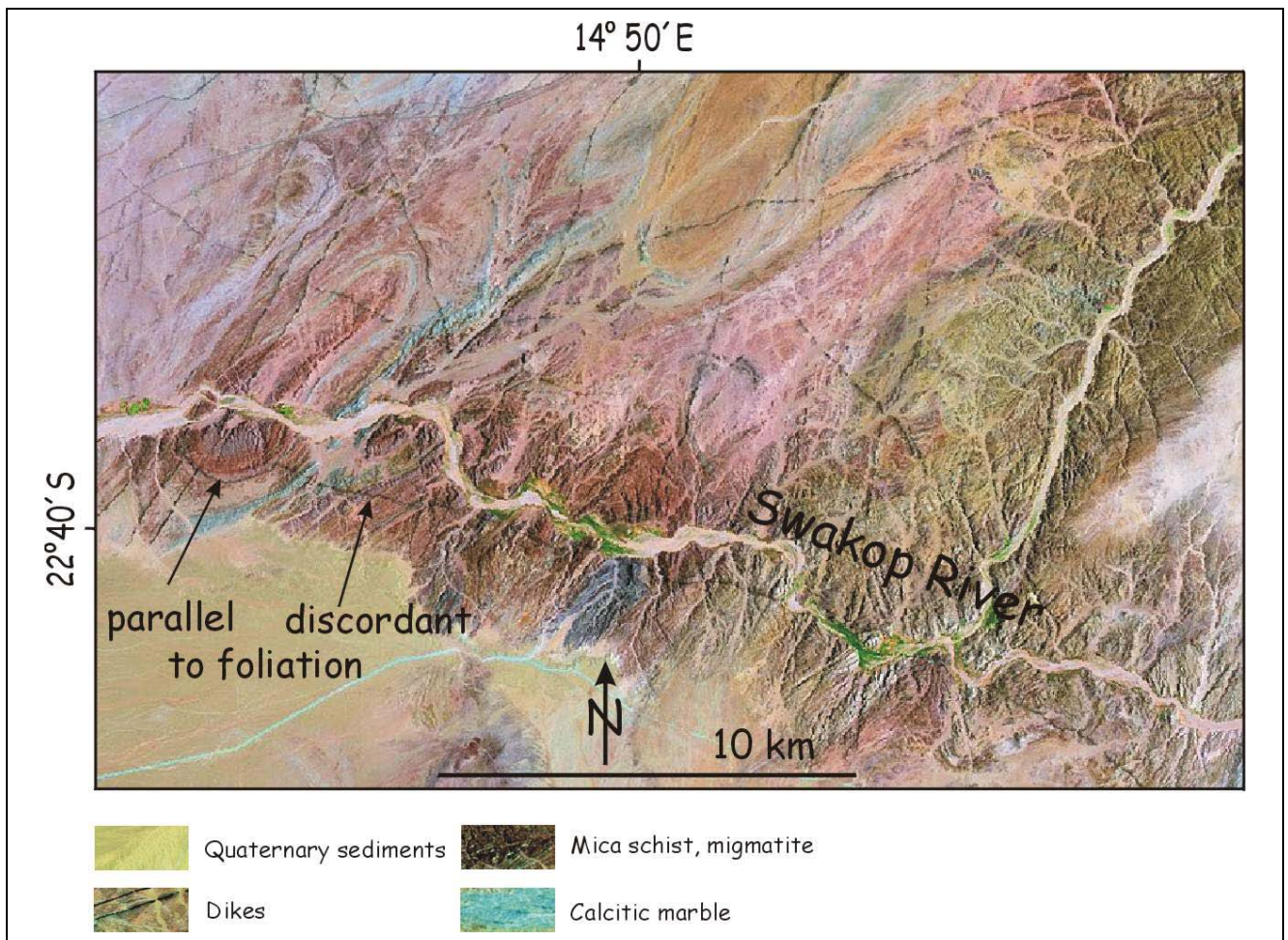


Abb. 6.7: Das Beispiel zeigt einen Nordwest streichenden, diskordant entlang einer Störung injizierten Gang, der bei seiner weiteren Ausbreitung parallel zur Foliation der Faltenstruktur verläuft. Landsat TM 7,4,1 (RGB). Auf dem Aeromagnetikbild ist dieser Gang, wahrscheinlich wegen lateraler Injektion und somit geringer Fortsetzung in die Tiefe oder aufgrund geringer Suszeptibilität, so gut wie unsichtbar.

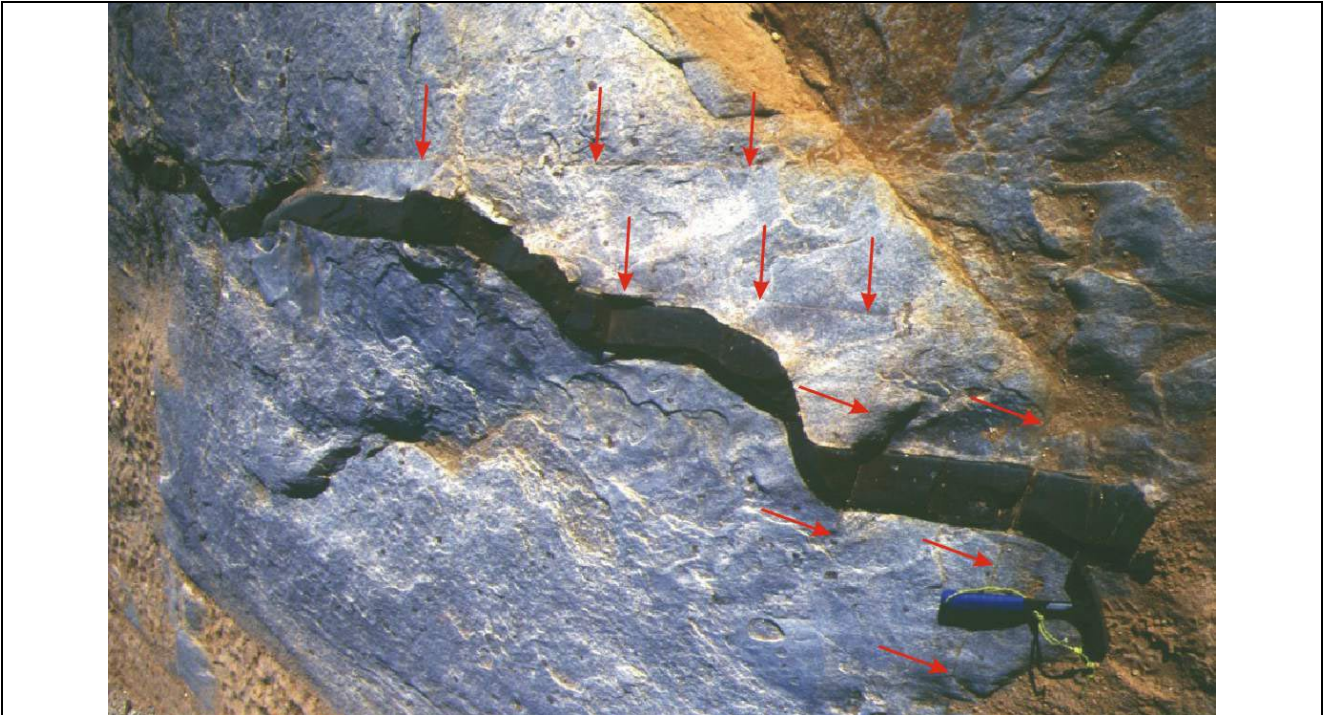


Abb. 6.8: Gangausbreitung mit Segmentierung entlang der Klüftung und Foliation im Glimmerschiefer. Die Klüftung (Pfeile) bildet in diesem Beispiel die Wegsamkeit mit dem geringeren Widerstand, während der Gang im kompetenteren Material des Schiefers ausdünnert. Eine zweite Kluftchar (rechts unten markiert), die ca. normal zur Ausbreitungsrichtung des Ganges verläuft, hat sich später entwickelt und durchläuft den Gang, ohne ihn makroskopisch zu versetzen (Beispiel aus Profil 3).

In einem Umgebungsgestein, das nicht von präexistenten Brüchen dominiert wird, erfolgt die Fortpflanzung eines Ganges in Längsrichtung senkrecht zur geringsten Hauptnormalenspannung σ_3 (DELANEY & GARTNER, 1997) und muß diese übertreffen (Abb. 6.9). Ein Propagieren erfolgt dann, wenn ein Streßintensitätsfaktor (K) an der Spitze des Ganges der Bruchfestigkeit des Umgebungsgesteines (K_c) gleicht (LAWN, 1993 IN: WEINBERGER ET AL. 1995). K hängt dabei vom Magmendruck und der Ganglänge ab, während K_c von Parametern wie Ladungsrate, Temperatur, Druck und dem chemischen Umfeld bestimmt wird (POLLARD, 1987). Mit zunehmender Ganglänge nimmt auch der viskose Widerstand zu und die Geschwindigkeit der Ausbreitung nimmt ab, was einen erhöhten Wärmetransfer in das Umgebungsgestein und eine Abkühlung des Magmas bewirkt. Die nachfolgende Zunahme in der Viskosität verlangsamt weiterhin die Ausbreitung. Im Allgemeinen bildet sich im Gang bei entsprechendem Temperaturgradienten zum Nebengestein ein verfestigter Rand (*chilled margin*), der die Breite für den Magmenfluß verringert (Abb. 6.10).

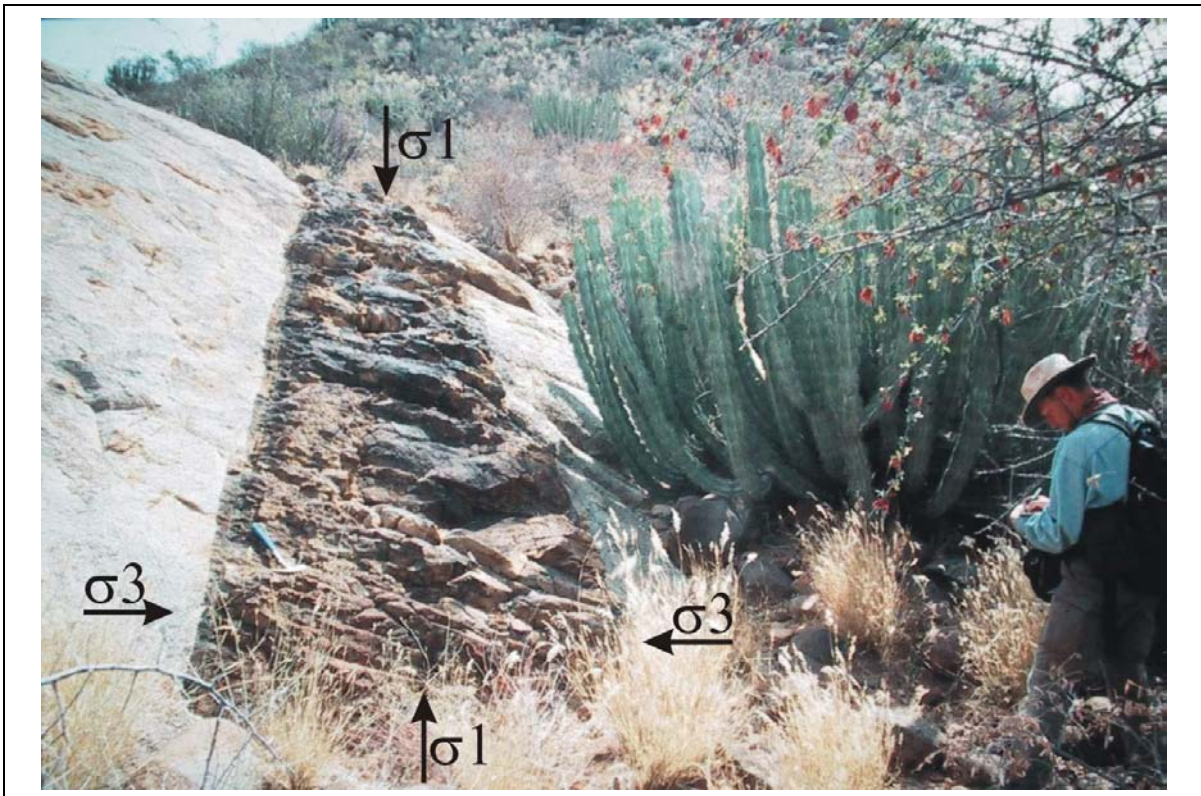


Abb. 6.9: Größte (σ_1) und kleinste (σ_3) Hauptnormalenspannungen liegen horizontal im Raum und stehen senkrecht aufeinander. Die Extension eines Ganges erfolgt parallel zu σ_3 , die horizontale Ausbreitung (Längsachse) parallel zu σ_1 . Das Beispiel zeigt die Gangausbreitung (Probe Q 11) im homogenen Granit an der Ost-Flanke des Doleritberges „südlich Okombahe“ (Lage, siehe Abb. 6.31).

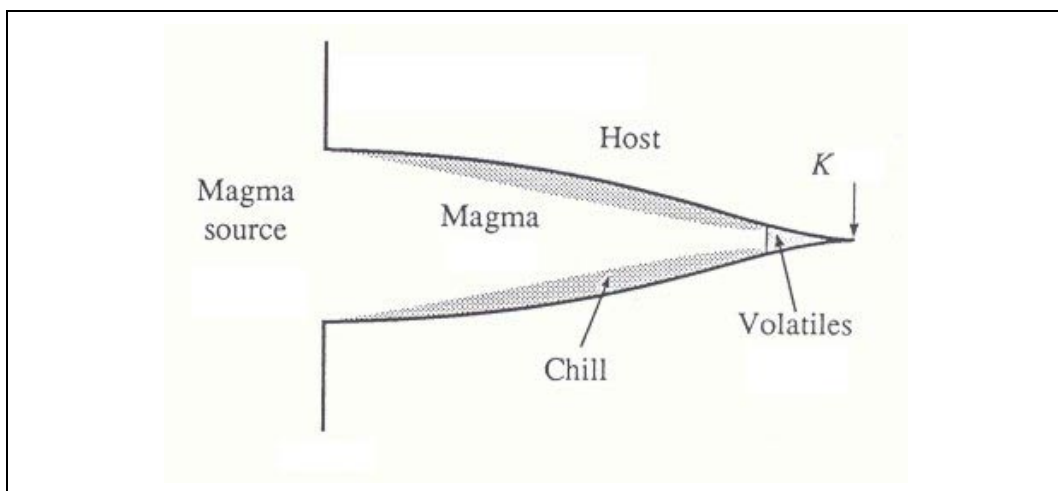


Abb. 6.10: Die Ausbreitung eines Ganges von einer Magmenquelle in ein kühleres Nebengestein. Die verfestigten Ränder (chill) schränken die Breite des Ganges für den weiteren Durchfluß ein. Verändert nach LISTER (1995).

An der Spitze eines propagierenden Ganges herrschen zwei Konzentrationen von Zugspannungen (Abb. 6.11). Die erste wirkt senkrecht, die zweite parallel zur Ausbreitungsrichtung. Diskontinuitäten, wie Foliationen oder Schichtgrenzen, können durch die parallel wirkende Dehnungsspannung geöffnet und nachfolgend relativ leicht intrudiert werden (COOK AND GORDON, 1964). Im Arbeitsgebiet kann stellenweise eine foliationsparallele Intrusion in Gebieten beobachtet werden, in denen oben erwähnte Diskontinuitäten von Gängen geschnitten werden (siehe Kapitel 4.3 Abbildungen 4.9 und 4.10B).

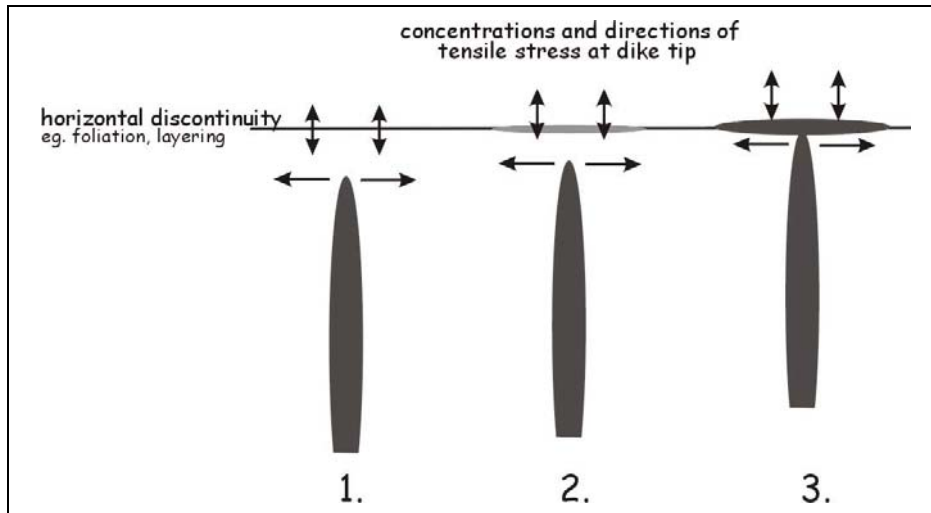


Abb. 6.11: Cook-Gordon-Mechanismus. Öffnung einer horizontalen Diskontinuität durch die parallel zur Ausbreitungsrichtung eines Ganges wirkende Zugspannung an der Gangspitze. Verändert nach COOK AND GORDON (1964).

In einem Umgebungsgestein, das von präexistenten Brüchen dominiert wird, können sich Gänge auch entlang von präexistenten Bruchzonen orientieren, die nicht unbedingt senkrecht zum bestehenden geringsten kompressiven Streßfeld liegen müssen, wenn der Magmendruck den normalen kompressiven Druck, der auf die Störungsfläche ausgeübt wird, übertrifft (POLLARD, 1987, DELANEY & GARTNER, 1997, Abb. 6.12).

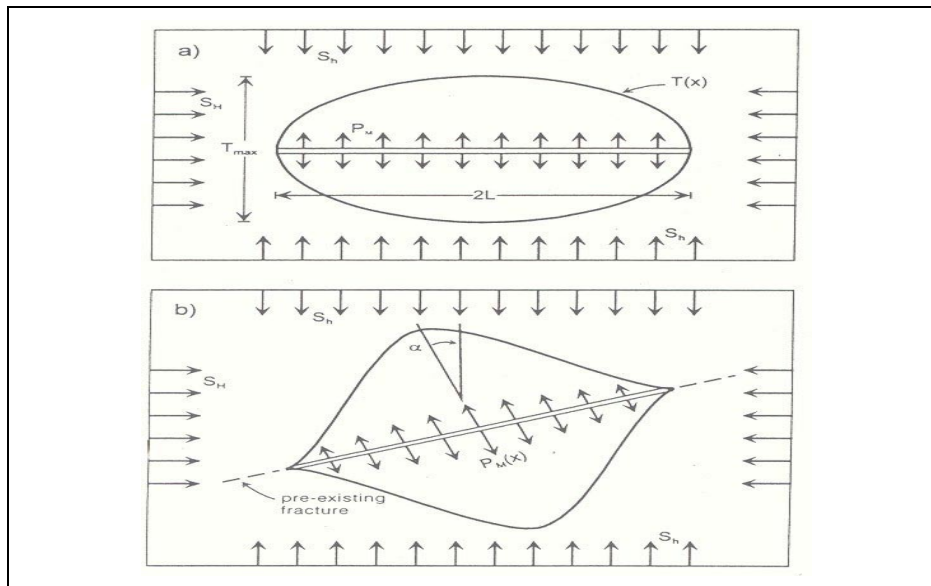


Abb. 6.12: Die Beziehungen zwischen kleinstem (S_h) und größtem (S_H) regionalen kompressivem Streß, Gangmächtigkeit (T_x) und halber Ganglänge (L). a) Ausbreitung in ungestörtem Nebengestein unter dem gleichmäßigen Magmendruck P_m . b) Ausbreitung entlang einer Bruchzone, die mit dem Winkel α zur Richtung von S_h orientiert ist. Der Magmendruck $P_m(x)$ ist linear achsensymmetrisch. Nach DELANEY AND GARTNER (1997).

6.1.4 Segmentierung

Viele Gänge sind als Segmente aufgeschlossen, die durch das Umgebungsgestein getrennt sind. Ihre Mächtigkeit ist in der Mitte am größten. Zu den Enden laufen sie, ellipsenförmig, spitz zu und sind zum Teil noch über sehr dünne Gänge miteinander verbunden. Die Ausdünnung der Segmente erfolgt oftmals dann, wenn sie kompetente Gesteine durchschneiden, da hier eine höhere kompressive Spannung herrscht, als an den umgebenden Gesteinen (Abbildungen 6.6 und 6.8). Es ist sehr wahrscheinlich, daß die einzelnen Segmente in der Tiefe in einem einzigen lateral kontinuierlich verlaufenden Gang miteinander verbunden sind (Abb. 6.13).

In einigen Gebieten sind die Segmente gestaffelt angeordnet (Kapitel 7, Abb. 7.1). Dieses spricht für ein leicht verändertes lokales Spannungsfeld während der Intrusion und wird oft in oberflächennahen Krustenniveaus beobachtet (EISBACHER, 1996, Abb. 6.13). Nach ANDERSON (1938) kann sich ein Gang in Segmente aufteilen, die horizontal diskontinuierlich verlaufen, wenn in unterschiedlichen Krustenniveaus unterschiedliche Spannungen herrschen und ein Gang während des Aufstiegs immer senkrecht zum geringsten kompressiven Druck (σ_3) ausgerichtet bleibt. Die Längserstreckung der einzelnen Segmente reicht von wenigen Metern bis hin zu mehreren hundert Metern.

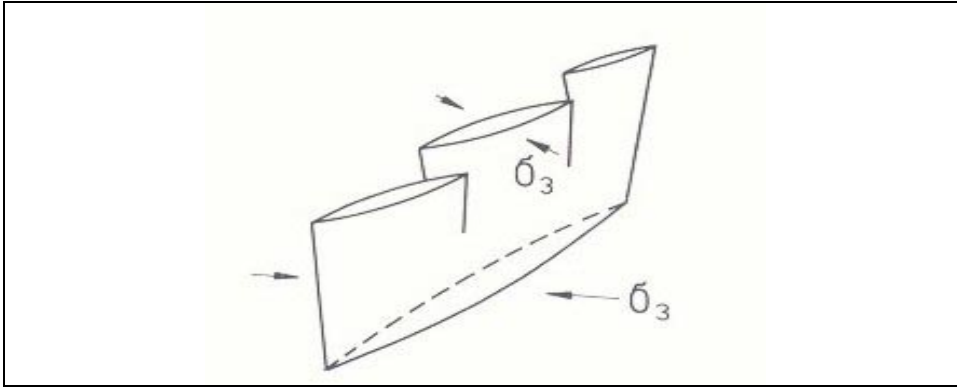


Abb. 6.13: Die Entwicklung von Gangsegmenten bei Überlagerung einer leichten Scherkomponente innerhalb allgemeiner Extension im oberflächennahen Krustenniveau. Nach EISBACHER (1996).

6.2 Mächtigkeit und Einfallen der Gänge

Die Mächtigkeit der Gänge (ohne „Doleritberge“) bewegt sich in der Größenordnung von 0,15 m bis ca. 45 Metern (Abb. 6.14). Bezogen auf alle Profile beträgt die durchschnittliche Mächtigkeit eines Ganges 2,90 m. Die Mächtigkeit einzelner Gänge kann entlang der Streichrichtung stellenweise um mehrere Meter variieren. Das Maximum in der Verteilung der Gangmächtigkeiten liegt zwischen einem- und zwei Metern. Wenn das Gebiet westlich außerhalb des HOD mit einbezogen wird, sogar bei unter einem Meter und damit weit unterhalb der räumlichen Auflösung des ETM+ Sensors.

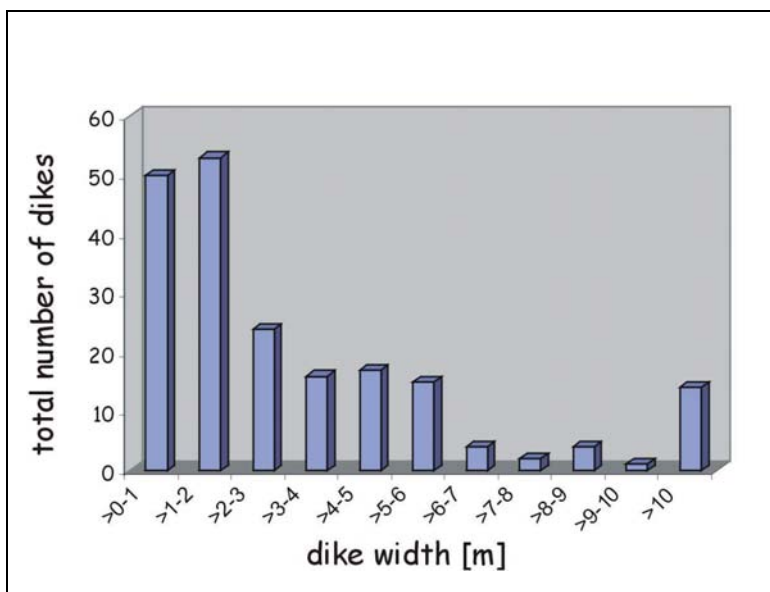


Abb. 6.14: Die Verteilung der Gangmächtigkeiten ermittelt aus Geländeprofilen.

Die Mächtigkeit der Doleritberge konnte im Gelände wegen Unzugänglichkeit und Bedeckung des Umgebungsgesteines durch Dolerit-Blockwerk nicht zufriedenstellend gemessen werden. Im Falle des Okombahe (Abb. 6.31) konnten Dolerit und anstehendes Umgebungsgestein unterschieden und mit GPS-Messungen lokalisiert werden. Im Rahmen der Meßungenauigkeit des GPS-Empfängers (± 10 m) konnte seine Mächtigkeit am Südennde näherungsweise mit 500 m bestimmt werden. Dieser Wert deckt sich relativ gut mit Messungen auf Landsat ETM+ Satellitenbildern. Anhand ebensolcher Messungen wird für den südwestlichen Teil der Schwarzen Spitzkoppe (Abbildungen 6.29-6.31) eine Mächtigkeit von ca. 450 m festgestellt.

Das Gros der aufgenommenen Gänge fällt mit Winkeln steiler als 80° ein (Abb. 6.15). Sofern eine Einfallrichtung gemessen werden konnte, fallen die meisten Gänge im HOD in Richtung Südosten (Abb. 6.17). Dieses Einfallen korreliert mit der Einfallrichtung reaktivierter proterozoischer Störungen, beispielsweise der Otjhorongo Aufschiebung (Abb. 6.27).

Im Gebiet westlich außerhalb des HOD, das zur *Southern Kaoko Zone* gehört (siehe Kapitel 2), wurden überwiegend in Richtung Südwest fallende Gänge gemessen (Abb. 6.17). Diese Beobachtung korreliert mit der Existenz von Gräben und Halbgräben, die sich entlang reaktivierter panafrikanischer und zur Küste vergenger Störungen entwickelt haben. In seismischen Profilen werden Basaltschichten, die durch Extension verkippt wurden, als seewärts einfallende Reflektoren abgebildet und sind damit ebenfalls in dieser Richtung orientiert (GLADCZENKO, 1998).

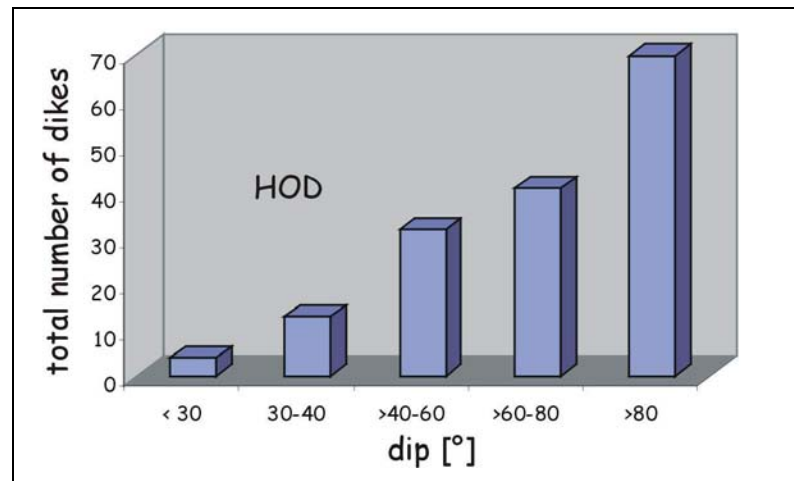


Abb. 6.15: Die Verteilung des Einfallens der Gänge innerhalb des HOD, ermittelt aus Geländeprofilen.

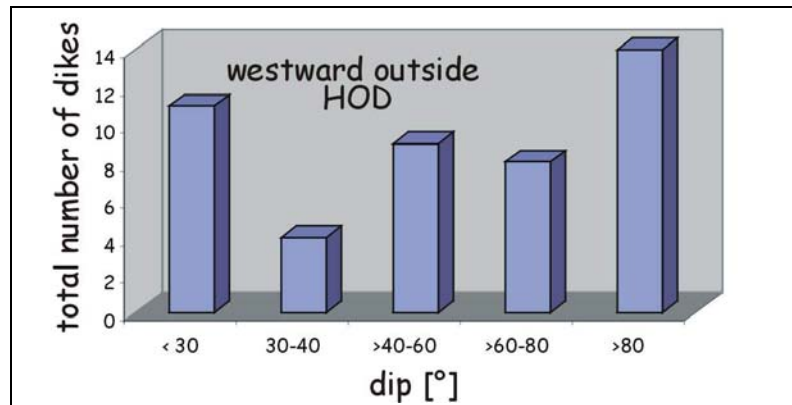


Abb. 6.16: Im Gebiet westlich außerhalb des HOD treten vermehrt Gänge auf, die mit flacheren Winkeln als 80° einfallen.

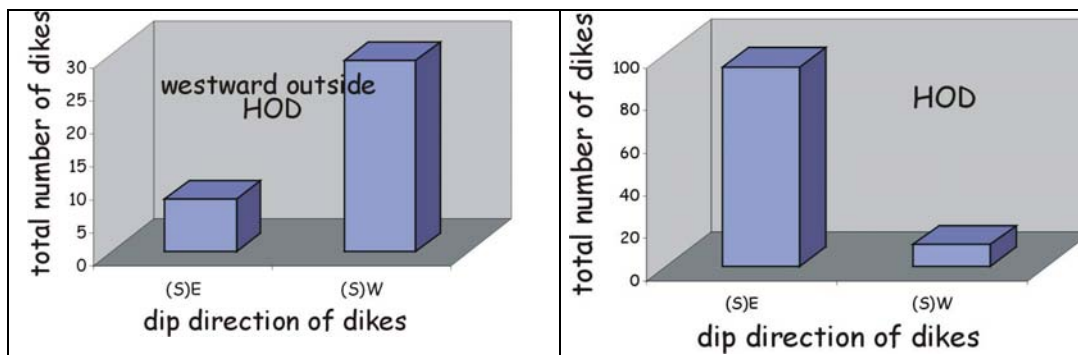


Abb. 6.17: Die Verteilung der Einfallrichtung der Gänge im HOD (rechts) und im westlich anschließenden Gebiet (links), gemessen in Geländeprofilen.

Die topographische Höhe über dem Meeresspiegel nimmt mit der Entfernung zur Küste zu. Das Einfallen der Gänge in Abhängigkeit zur Höhe über dem Meeresspiegel zeigt, daß innerhalb des HOD sehr flache Gänge (Einfallen < 50°) in Küstennähe fehlen, westlich außerhalb des HOD (vorwiegend Profile 10 und 11) jedoch präsent sind (Abbildungen 6.18, 6.19, 6.21 und 6.22). Die flacheren Gänge innerhalb des HOD treten erst in größerer Entfernung zur Küste auf (vorwiegend im Profil 3), wo sie zum Teil entlang flacher präexistenter Störungen intrudiert sind (Abbildungen 6.24 und 6.25) und zum Teil Merkmale für ein höheres Intrusions-Niveau innerhalb der Kruste zeigen (Abb. 6.23). Merkmale für ein höheres Krustenniveau während der Intrusion und dem damit verbundenen geringeren lithostatischen Druck, sind z. B. Gabelungen, Blasen Hohlräume und die gleichzeitige Annahme sämtlicher Raumlagen in Wegsamkeiten des Nebengesteines (Abb. 6.23). Während der Intrusion unter einem hohen lithostatischen Umgebungsdruck im tieferen Krustenniveau findet eine laterale Ausbreitung dagegen nur parallel zur effektiven größten Hauptnormalenspannung (σ_1) statt.

Diese Beobachtung korreliert mit den Beschreibungen anderer Autoren (siehe Kapitel 2.6), wonach innerhalb der *Northern Central Zone* und hier insbesondere in

Küstennähe große Hebungsbeiträge seit der Oberkreide festgestellt wurden (Abb. 6.20).

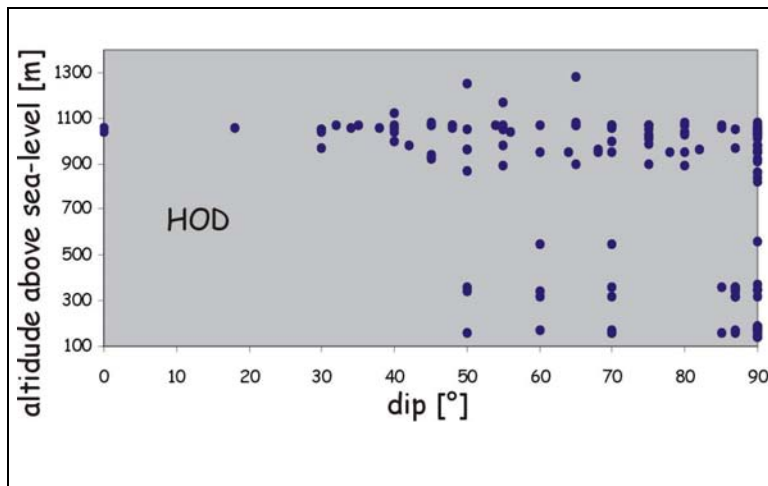


Abb. 6.18: Innerhalb des HOD treten in Küstennähe keine Gänge mit einem flacheren Einfallen als 50° auf. Solche Einfallwinkel werden erst weiter im Inland beobachtet, wo Gänge entlang flacher präexistenter Störungen intrudiert sind und Merkmale eines höheren Krustenniveaus an Gängen beobachtet werden.

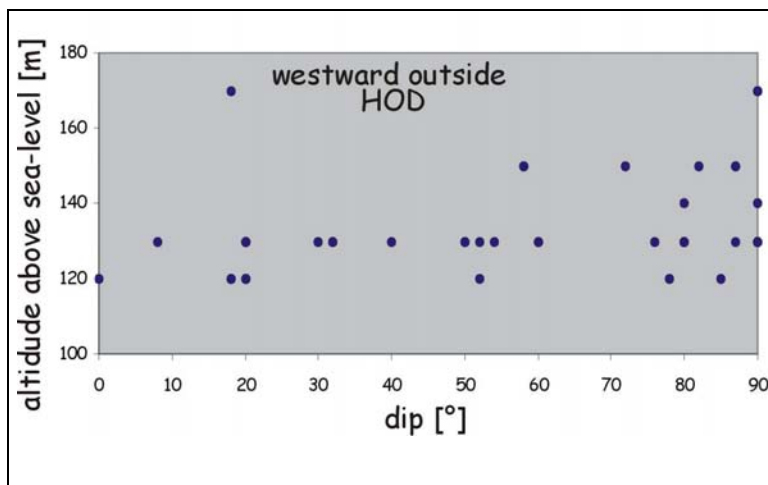


Abb. 6.19: Westlich außerhalb des HOD treten neben vertikalen- vermehrt auch flach einfallende Gänge sowie Lagergänge auf.

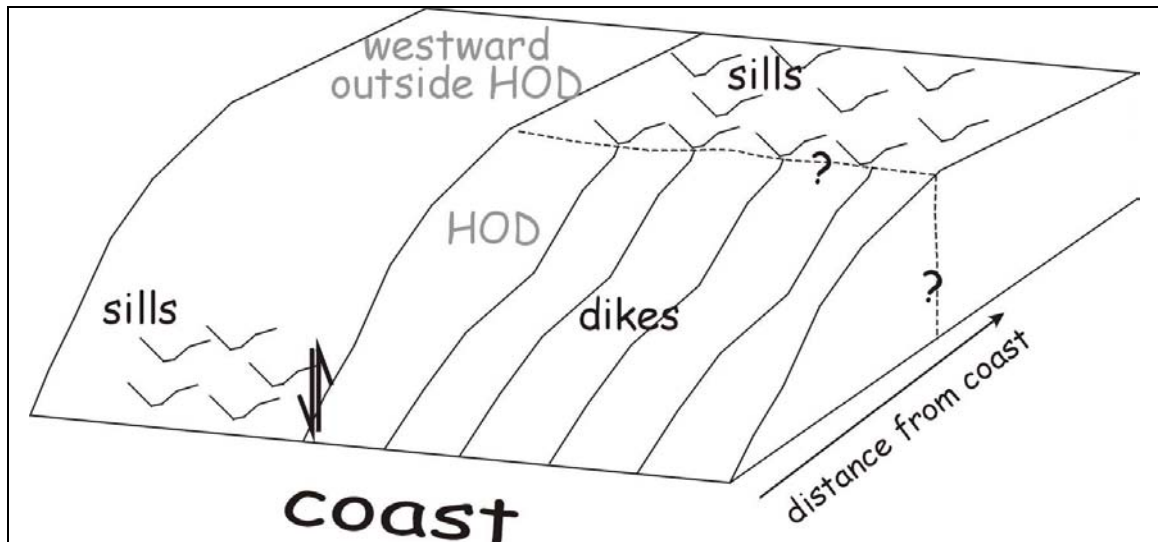


Abb. 6.20: Auf demselben rezenten Erosionsniveau aneinandergrenzende unterschiedliche Krustenniveaus werden durch die unterschiedlichen Ausprägungen der Gänge dokumentiert. Im küstennahen HOD sprechen steilstehende Gänge für eine Platznahme unter hohem lithostatischen Umgebungsdruck entlang σ_1 . Im küstennahen westlich angrenzenden Gebiet treten dagegen vermehrt Lagergänge auf, die ein höheres Niveau innerhalb der Kruste während der Intrusion belegen. Die Pfeile kennzeichnen den Relativversatz der Krustenblöcke nach der Intrusion. Die in diesem Modell skizzierten Beobachtungen decken sich mit Modellierungen über Hebungen in der Northern Central Zone während der Oberkreide anhand von Apatit-Spaltspurenanalysen.



Abb. 6.21: Westlich außerhalb des HOD (Profile 10 und 11) werden verstärkt Merkmale beobachtet, die für ein hohes Intrusionsniveau in der Kruste sprechen. Oben: ein Gang, der rechts im Bild mit 50° nach Südwesten einfällt, liegt links als Lagergang auf dem granitischen Basement (Beispiel aus Profil 10). Unten: Lagergang auf granitischem Basement, Profil 11.

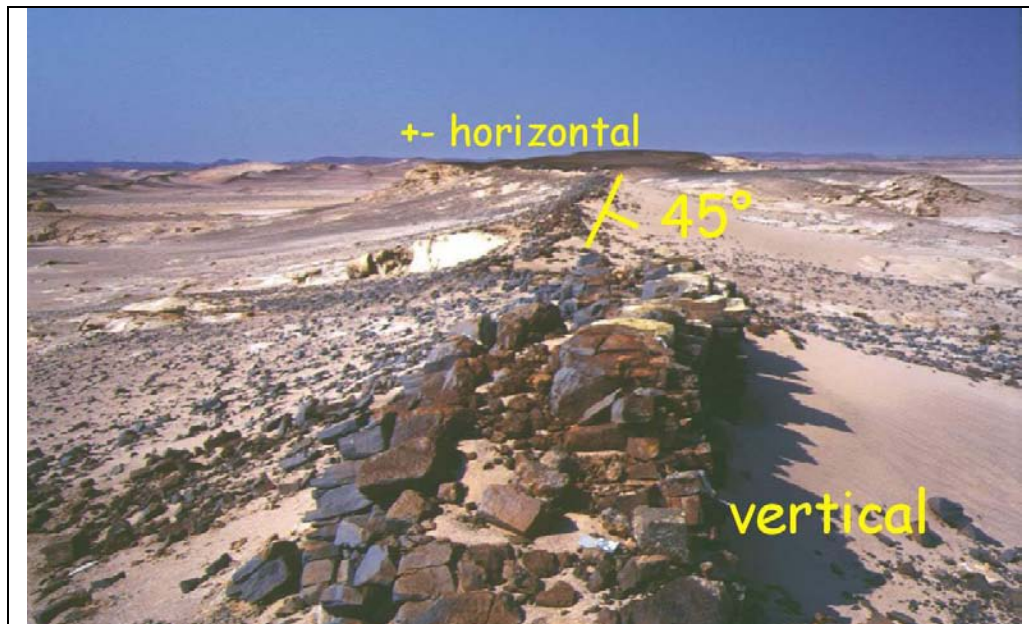


Abb. 6.22: Ein Gang ändert sein Einfallen von vertikal im Vordergrund nach horizontal im Hintergrund. Beispiel aus Profil 11.



Abb. 6.23: Gänge zeichnen netzförmig Wegsamkeiten im zerklüfteten granitischen Nebengestein nach. Beispiel aus Profil 3.

Bei einigen der auf den Satellitendaten weit im Streichen verfolgbaren Gänge (z. B. im Profil 4, Profil 5 „Black Range“, Profil 8, siehe Abbildungen 6.24 und 6.25) wird eine große Mächtigkeit durch ein relativ flaches Einfallen nach Südosten (Winkel ca. 45° oder geringer), und der damit verbundenen Vergrößerung ihres Ausbisses, vorgetäuscht. Zusätzlich liegen diese Gänge oft topographisch erhöht auf dem *Basement*, das durch die auflagernden Gänge vor Erosion geschützt wurde. Diese in Richtung Südost einfallenden Gänge sind mit hoher Wahrscheinlichkeit entlang präexistenter, reaktivierter Bruchzonen injiziert worden, wofür auch ihre Nähe und

Korrelation mit der Einfallrichtung der Nordwest-gerichteten Otjijhorongo Überschiebung (Abb. 6.27) spricht.

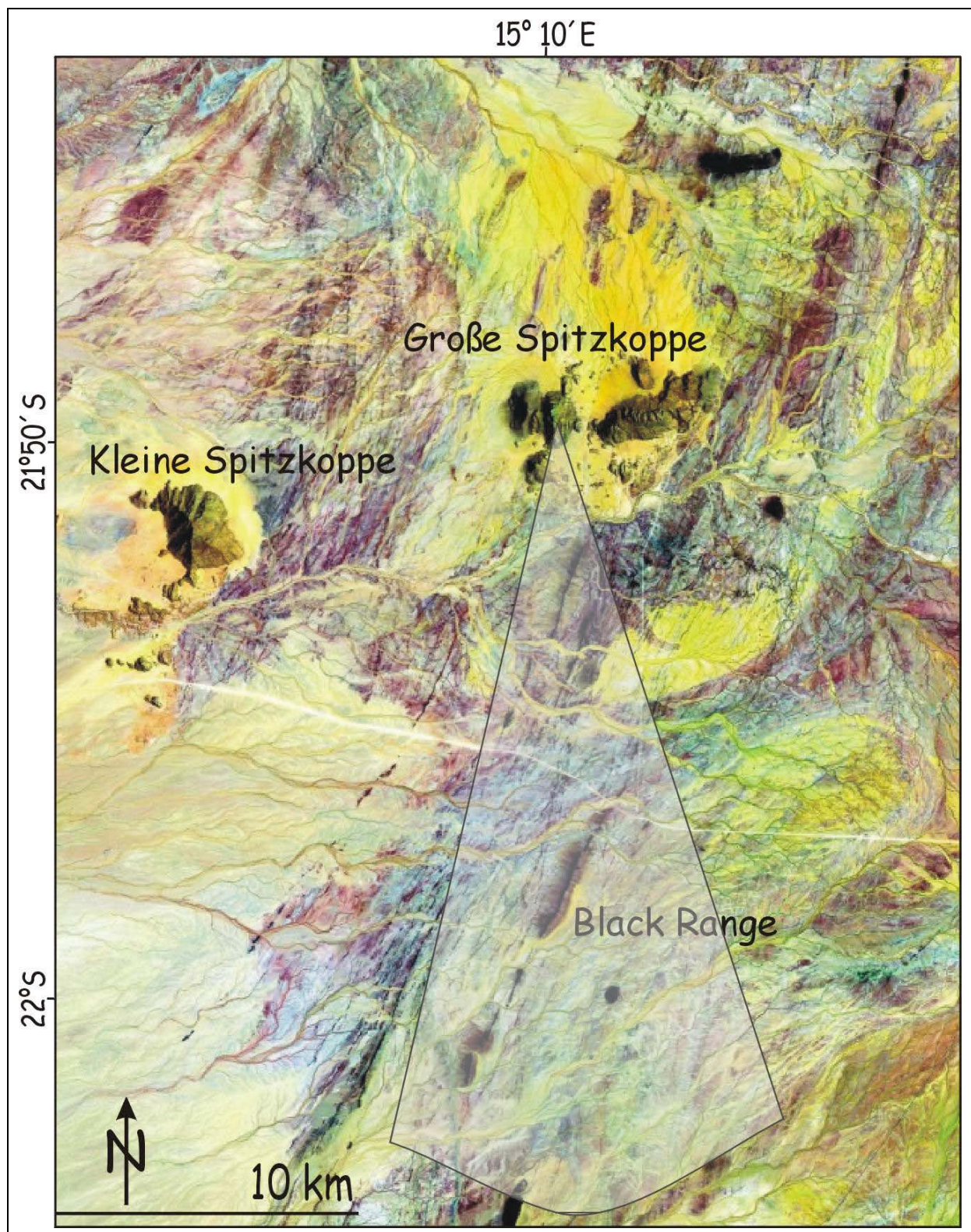


Abb. 6.24: Der Blick von der Großen Spitzkoppe nach Süden auf topographisch erhöht liegende, Südost fallende Gänge im Bereich von Profil 5, Landsat ETM+ 7,4,1 (RGB). Die transparente Überdeckung entspricht dem Ausschnitt auf dem Geländefoto Abb. 6.25 oben.

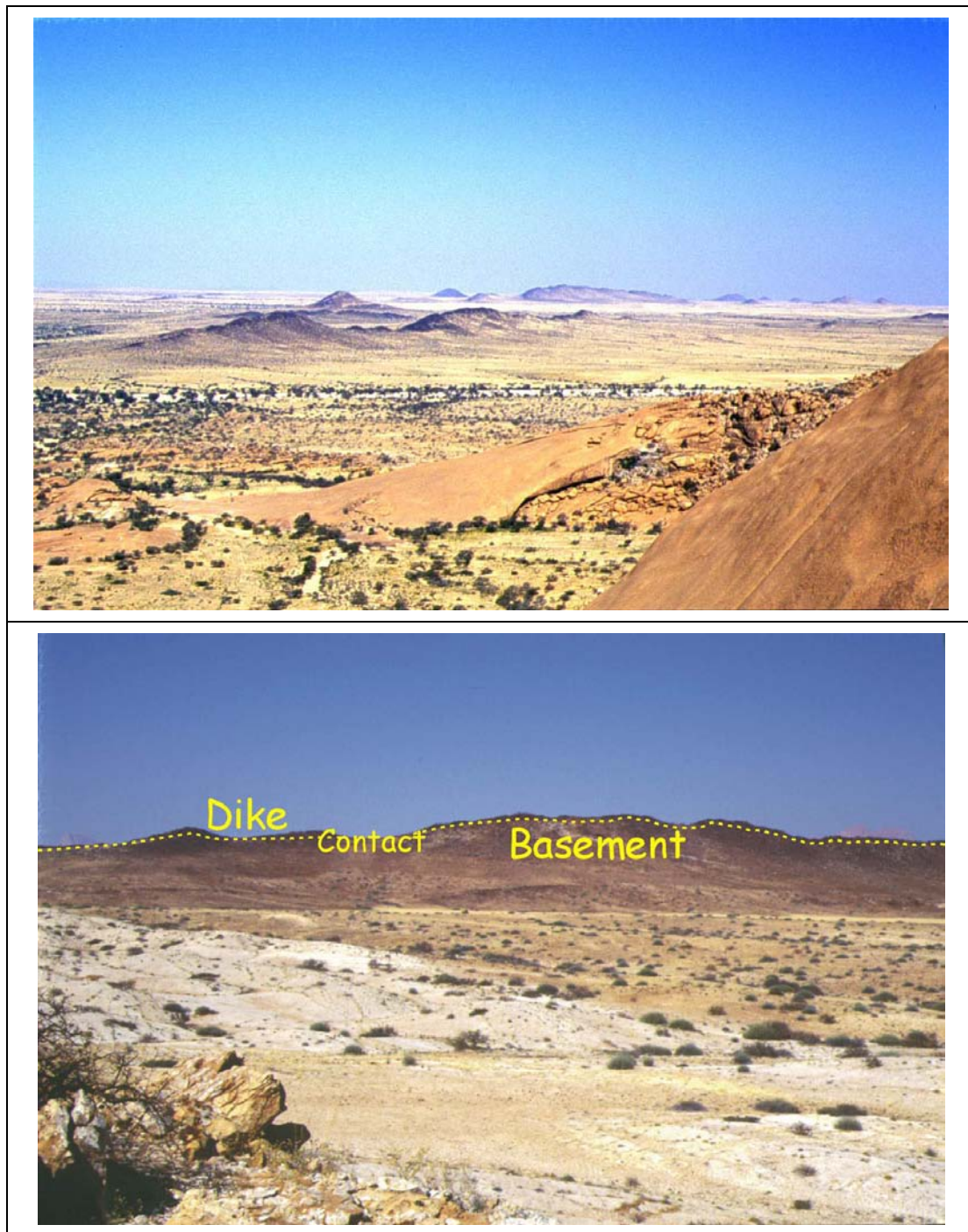


Abb. 6.25: oben: Blick von der Großen Spitzkoppe nach Süden auf topographisch erhöht liegende, nach Südosten einfallende Gänge. Im Hintergrund die „Black Range“ aus Profil 5. Unten: Blick nach Südosten auf einen mit 45° nach Südosten einfallenden Gang gleicher Art in Profil 4.

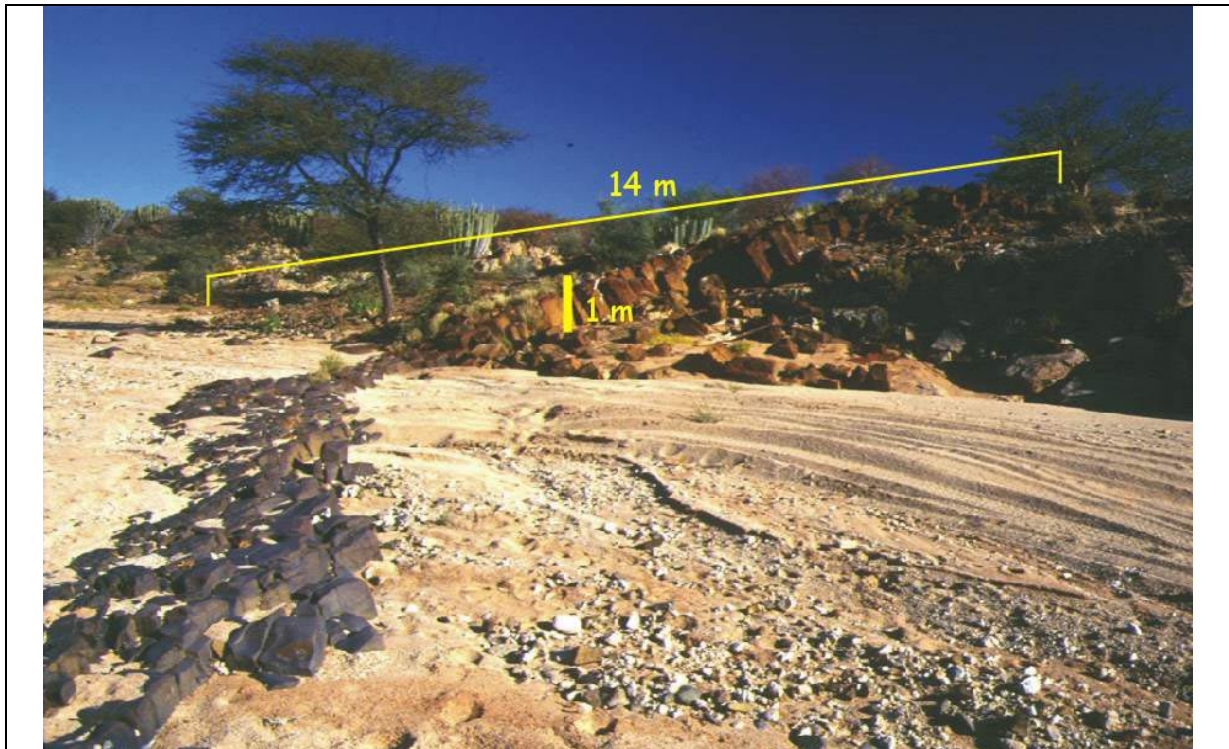


Abb. 6.26: Extremes Beispiel für eine, auf fernerkundlichen Datensätzen vorgetäuschte große Mächtigkeit durch geringes Einfallen von ca. 20° nach Südosten. Gang aus Profil 3.

6.3 Extension

Die in den einzelnen Testprofilen gemessene Extension variiert zwischen 0,77% und 3,6%. Die durchschnittliche Extension des beprobten Gebietes liegt bei 2%. Ausgenommen von diesen Messungen sind die Bereiche der Doleritberge (Abb. 6.31), in denen, lokal sehr begrenzt, eine deutlich höhere Dehnung stattgefunden hat.

Die durchschnittliche Extension zwischen der Westgrenze des HOD und dem Omaruru Lineament beträgt unter der Annahme einer durchschnittlichen Gangmächtigkeit von 2,90 m zwischen 0,5%-1% (Berechnung aus der Kombination von TM 5- und Aeromagnetik-Gängen) und 1,2%-3% (Berechnung nur mit Aeromagnetik-Gängen). Dabei ist jeweils eine von der Küste ins Inland abnehmende Extension festzustellen (Abb. 6.27). In diese Abschätzung wurden Korrekturfaktoren einbezogen, die die Anzahl der Gänge auf den verschiedenen Datensätzen mit der tatsächlich im Gelände ermittelten Anzahl der Gänge in Beziehung setzen (siehe Anhang).

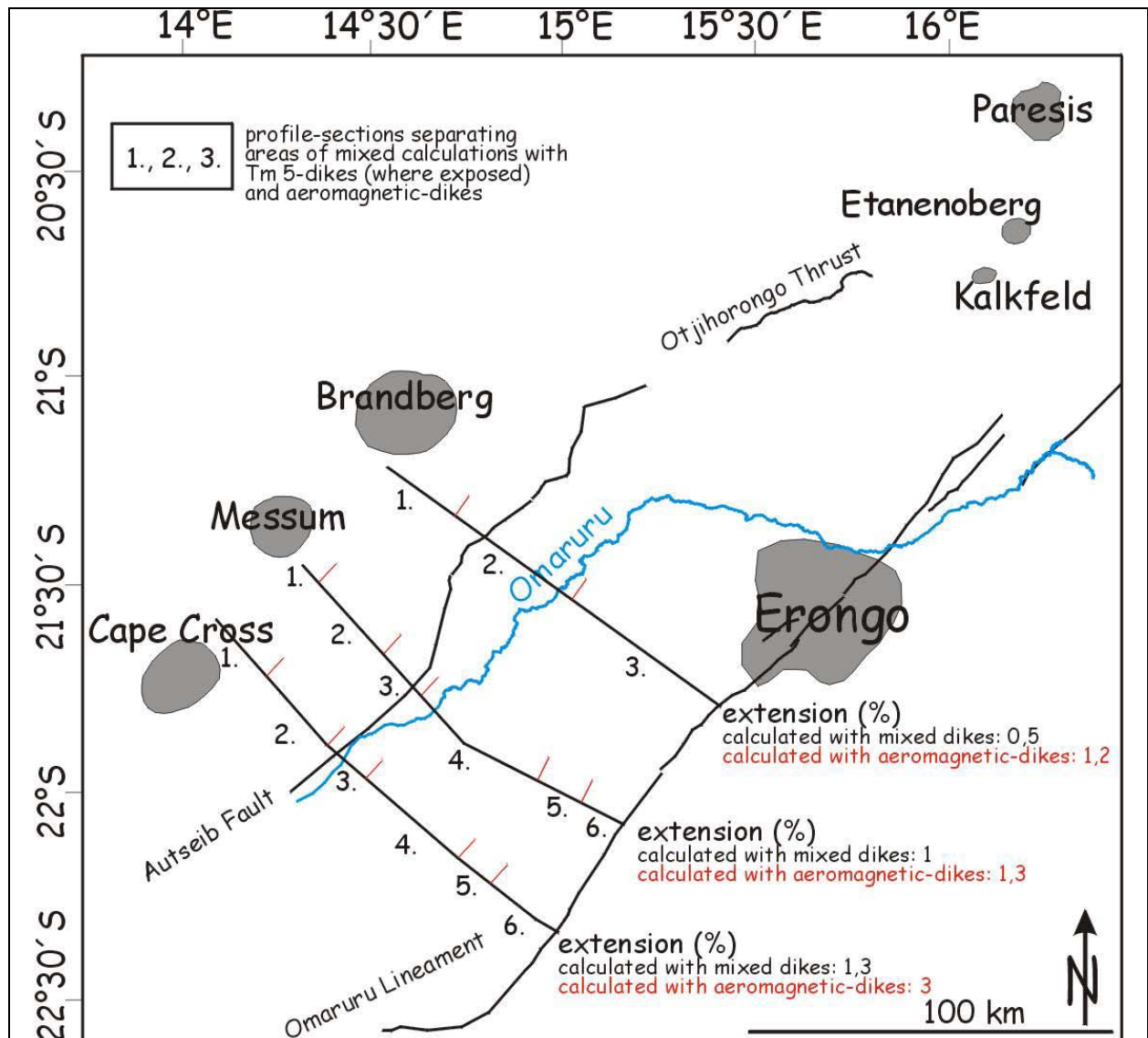


Abb. 6.27: Extensionsbeträge, berechnet unter der Annahme einer durchschnittlichen Gangmächtigkeit von 2,90 m und unter Zuhilfenahme von Korrekturfaktoren für die unterschiedlichen Datensätze. Die Zahlen an den Profillinien markieren Abschnitte, in denen die Extension vorzugsweise anhand von TM 5-Daten und an zweiter Stelle, bei fehlenden Aufschlüssen, mit Aeromagnetik-Gängen berechnet wurden. In roter Schrift sind die Beträge, die allein mit Hilfe von Aeromagnetik-Gängen berechnet wurden, dargestellt. In beiden Berechnungen ergeben sich von Südwesten nach Nordosten abnehmende Beträge.

6.4 Die Fließrichtung

Über die Fließrichtung der meisten Gänge kann nur indirekt geschlossen werden. Dreidimensionale Profilschnitte im Tal des Swakop Reviers (22°38'40''S/14°45'35''E) legen in dieser Region stellenweise einen horizontalen Magmentransport innerhalb vertikal stehender Gänge nahe (Abb. 6.28). Diese Transportrichtung läßt sich ebenfalls aus dem Wechsel eines Ganges von einem

(nebengesteinsdiskordanten) Verlauf in einer Bruchzone, in einen Verlauf parallel zur Foliation des Nebengesteins folgern (Abb. 6.7).

RAPOSO UND ERNESTO (1995) belegen mit Messungen der Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität (AMS) in einem repräsentativen Teil des Ponta Grossa Gangschwarmes auf südamerikanischer Seite (Abb. 2.7), für den eine ähnliche Entwicklung während der Atlantiköffnung angenommen wird, für 58% der (\pm vertikalen) Gänge horizontale bis subhorizontale Magmenbewegungen (Inklination $<30^\circ$).

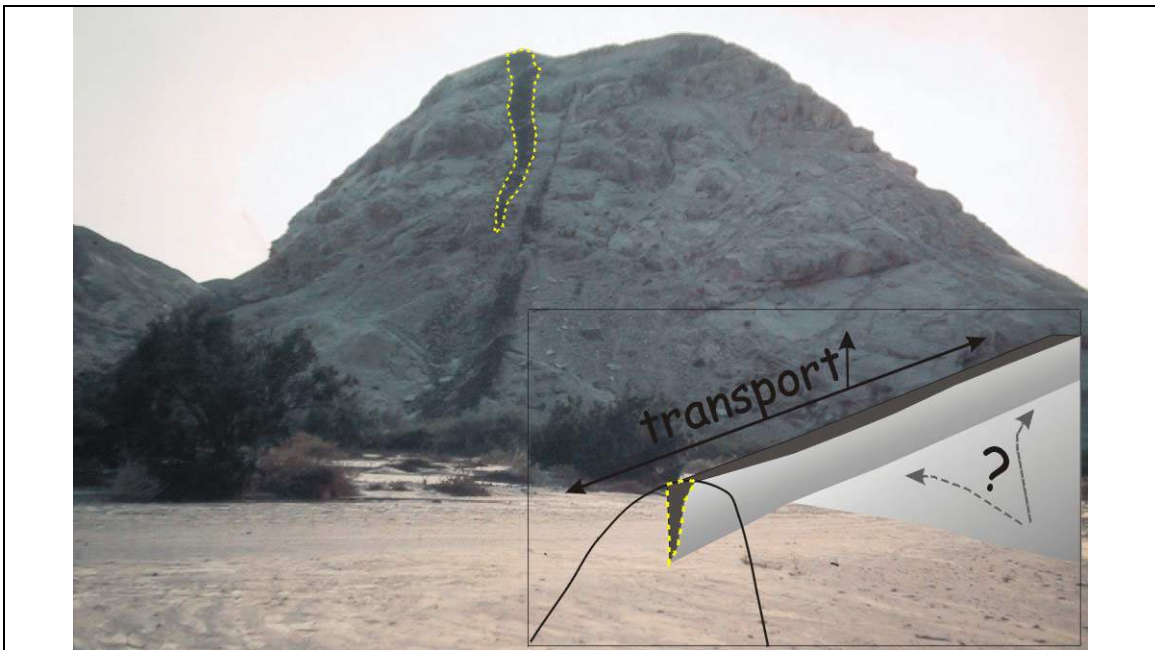


Abb. 6.28: Der dreidimensionale Anschnitt dieses Ganges (gelb gestrichelt) legt zumindest partiell eine horizontale Ausbreitungsrichtung nahe. Tal des Swakop-Reviers.

Die Doleritberge weisen gegenüber den anderen Gängen einige Besonderheiten auf. Geländebeobachtungen zeigen einen schichtigen Aufbau einiger Doleritberge (z. B. Schwarze Spitzkoppe und Okombahe). Die einzelnen Lagen bestehen dabei aus mafischen Mineralen (Pyroxene und Olivin) und Plagioklasen (siehe Anhang Abb. A9). Im Zentrum der Rücken stehen diese Lagen steil, fast vertikal und nehmen zu den Rändern flachere Winkel ein (Abbildungen 6.29 und 6.30). Dieses läßt einen Schluß auf die Fließrichtung des Magmas und den Übergang zu einer lagergangähnlichen Form zu. Die großen, im Zentrum \pm vertikal stehenden Doleritberge sind mit hoher Wahrscheinlichkeit von direkt darunter liegenden Kammern gespeist worden. Ähnliche Beobachtungen an großen Gangschwärmen, die mit *plumes* im Zusammenhang stehen und durch Messungen der Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität belegt werden konnten, beschreiben ERNST UND BUCHAN (1997).

Die Schwarze Spitzkoppe steht in einem von den übrigen Doleritbergen leicht unterschiedlichen Spannungsfeld und streicht mit 050° (der Okombahe und die südlich davon gelegenen Doleritberge streichen mit 020°). Sowohl die Schwarze Spitzkoppe als auch der Okombahe sind im- bzw. in der Nähe des Kreuzungsbereiches von Bruchzonen entstanden, was auf den Aeromagnetikbildern besonders deutlich zu erkennen ist. (siehe Abb. 6.32)



Abb. 6.29: Eine vertikale Bewegung des Magmas in der Nähe des Zentrums ist an den meisten mächtigen Doleritbergen des HOD anhand des schichtigen Aufbaus festzustellen. Dieses Beispiel zeigt die Schwarze Spitzkoppe, Südostflanke, südlicher Teil. Die Blickrichtung ist nach Nordosten: nahe des Zentrums fällt die Laminierung, bestehend aus wechselnden Lagen mafischer Minerale und Feldspäten, mit 60° - 85° in Richtung Zentrum (320°).

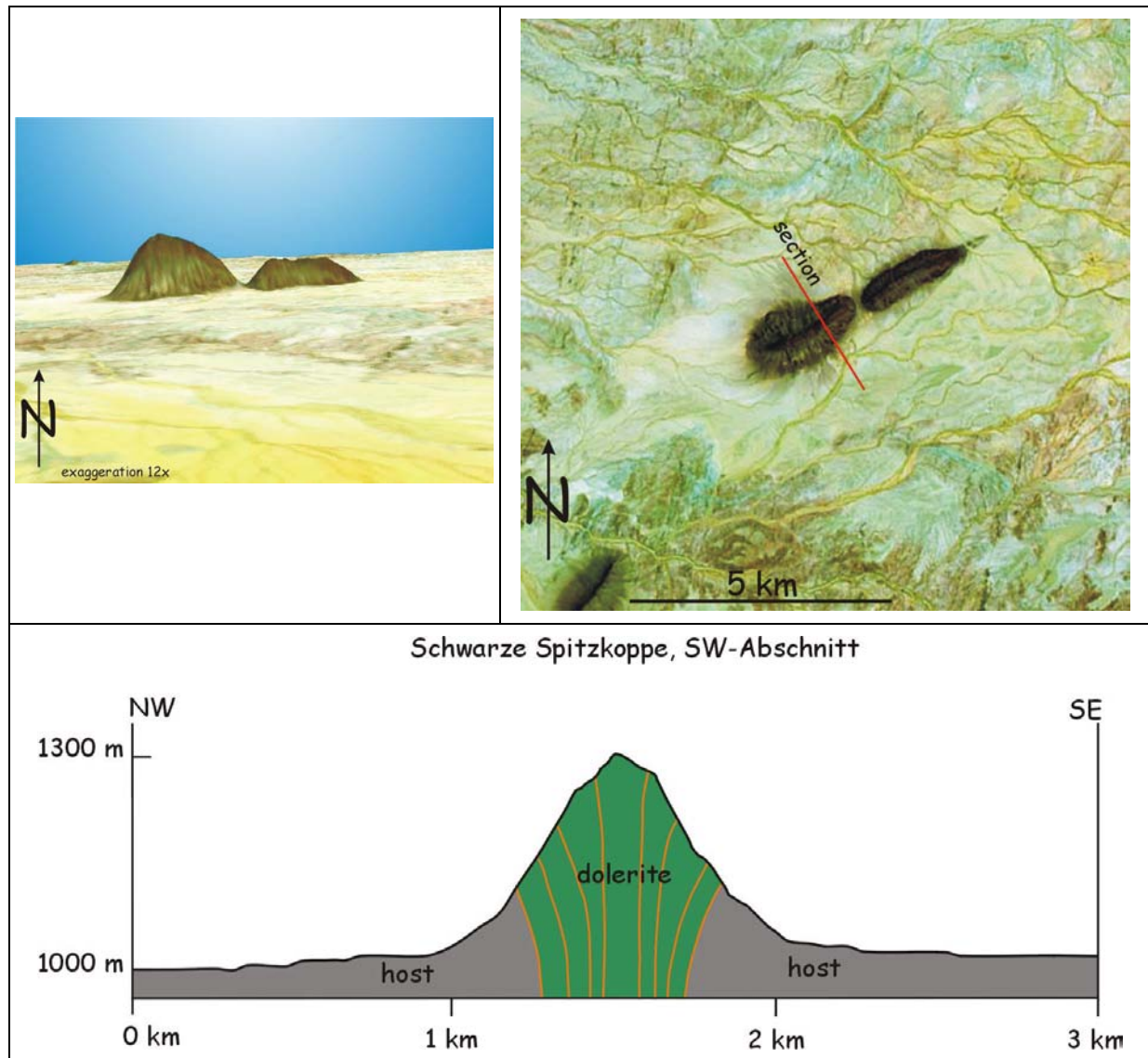


Abb. 6.30: Die Schwarze Spitzkoppe. Links oben: dreidimensionale Ansicht im Höhenmodell, 12-fach überhöht. Rechts oben: Lage des Profilschnittes im Landsat ETM+ Bild, Kanäle 7,4,1 (RGB). Unten: schematische Darstellung eines Profilschnittes mit Fließlinearen, ca. 2-fach überhöht.

6.5 Phasen der Intrusion

Im Gelände lassen sich über Relativaltersbeziehungen von Gängen mehrere Intrusionsphasen feststellen. Besonders deutlich sind diese Beobachtungen an den mächtigen Gängen möglich. Am Doleritberg „südlich Okombahe“ werden drei Phasen tektonischer Aktivität und Intrusion festgestellt (Abb. 6.36). Weitere Beobachtungen an der Schwarzen Spitzkoppe (SwSK) und dem Doleritberg „südlich Profil 3“ als Vertreter der stärkeren Nordost-Streichrichtung, sowie im küstennahen zentralen Bereich des HOD legen mindestens fünf Intrusionsphasen nahe (Abbildungen 6.31 und 6.32). Die Situation stellt sich folgendermaßen dar:

1. Intrusion von Nordwest streichenden Gängen im zentralen HOD:

Im küstennahen zentralen Bereich (bezogen auf den Abstand zur westlichen und östlichen Grenze) des HOD konnte im Gelände in den meisten Fällen ein jüngerer Relativalter für die Nordost streichenden Gänge im Vergleich zu den untergeordnet auftretenden Nordwest streichenden Gängen beobachtet werden (Abbildungen 6.6, 6.33, 6.34), so daß hier bereits eine Intrusion von Nordwest streichenden Gängen erfolgt war.

2. Intrusion der 020°-Gänge und –Doleritberge.

3. Intrusion von Schwarzer Spitzkoppe und Doleritberg „südlich Profil 3“:

Die SwSK ist vertikal an einer paläozoischen Störung aufgedrungen (Abbildungen 6.31 und 6.32). Sie wird nicht von 020°-Gängen durchschlagen. Der weiter südlich gelegene Doleritberg „südlich Profil 3“, der etwa dieselbe Streichrichtung aufweist, enthält Klaster aus feinerem basaltischem Material, das aus älteren Nordost streichenden Gängen (020°-Gänge), die in dem Gebiet gehäuft auftreten, stammen kann (Abb. 6.35). Auch in anderen Teilen des Arbeitsgebietes durchschlägt die steilere Nordost-Streichrichtung (050°, 074°) die flachere (020°).

4. Tektonische Aktivität, die zur Reaktivierung des Kluftsystems im Grundgebirge führt und in den meisten Doleritbergen als quer zu deren Streichrichtung ausgebildeten Klüften sichtbar wird. In diesen zum Teil mehrere zehner Meter breiten Kluftzonen kommt es zu hydrothermalen Alterationen (Bleichungen, stark SiO₂-haltige Eisenanreicherungen) und der Bildung von Milchquarzgängen im Dolerit (Abb. 6.37).

5. Intrusion weiterer (ca. 020°) Nordost-Gänge:

Zwei dieser Gänge (Probe Q 13, basaltischer Trachyandesit, 4,10 m und 1,50 m mächtig) durchschlagen im Doleritberg „südlich Okombahe“ die Querklüfte (Abb. 6.36). Auch der Okombahe und der Doleritberg „südlich Profil 3“, werden von jüngeren Gängen aus feinerem Material mit Glasrändern intrudiert („südlich Profil 3“, Probe Q 24, Streichrichtung 032°). An den älteren Nordost-Gängen im Bereich von Profil 3 wurden ebenfalls Gang-in-Gang-Intrusionen beobachtet (Abb. 6.38).

Wie dicht die oben beschriebenen Schübe aufeinander folgten kann nicht mit Sicherheit gesagt werden. Auf eine Sequenz bei den Gang-in-Gang-Intrusionen, die aus etwa gleichem Material bestehen, wird unten (Abschnitt 6.5.1) eingegangen.

Weitere Intrusionsschübe sind sehr wahrscheinlich. Probe Q 11 im Doleritberg „südlich Okombahe“ streicht mit 346° nach Nordwesten (Abb. 6.9), es konnte aber kein relativer Altersbezug zu den Nordost-Querklüften festgestellt werden. Es ist sehr wahrscheinlich, daß diese Richtung in einer späteren Phase als die oben beschriebenen als Wegsamkeit genutzt wurde.

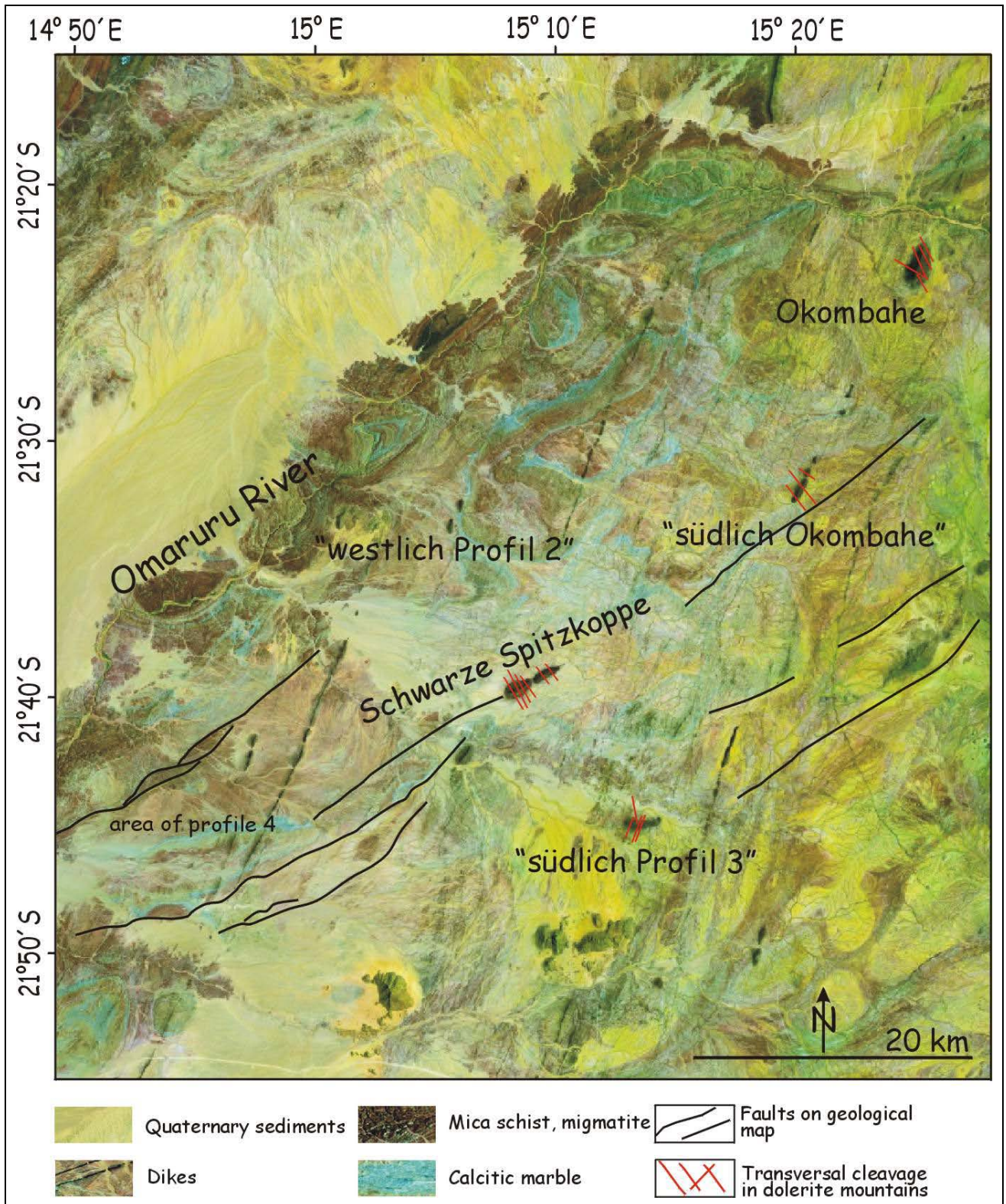


Abb. 6.31: Die Altersbeziehungen der Injektionsphasen und tektonischer Aktivität in den Doleritbergen. Weitere Erläuterungen im Text. Landsat ETM+, Kanäle 7,4,1 (RGB).

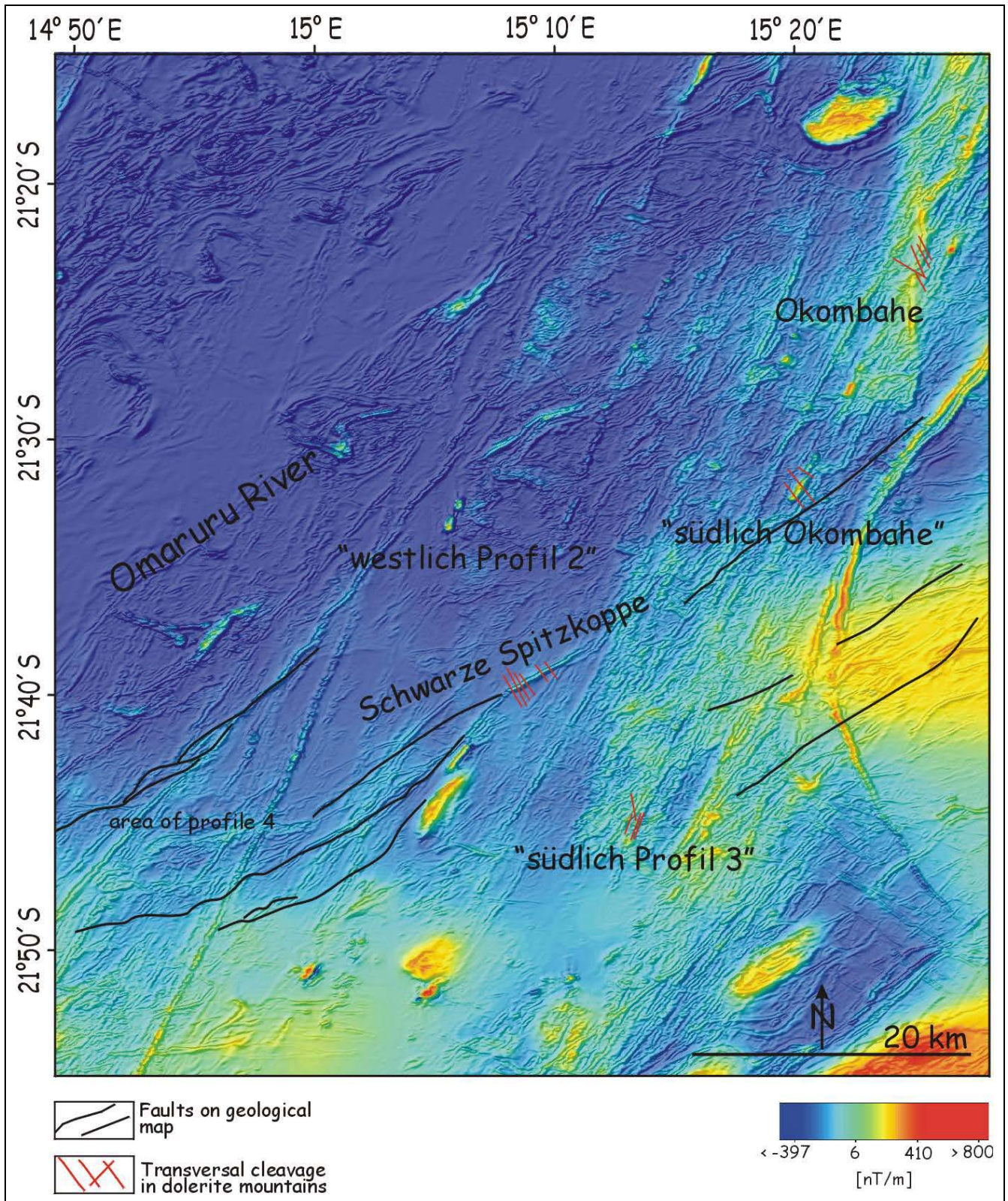


Abb. 6.32: Die Altersbeziehungen der Injektionsphasen und tektonischer Aktivität in den Doleritbergen auf Aeromagnetikdaten. Die Schwarze Spitzkoppe und der Okombahe sind im Kreuzungsbereich von älteren Störungen intrudiert. (SwSK: NE-NE, Okombahe: NE-NW).

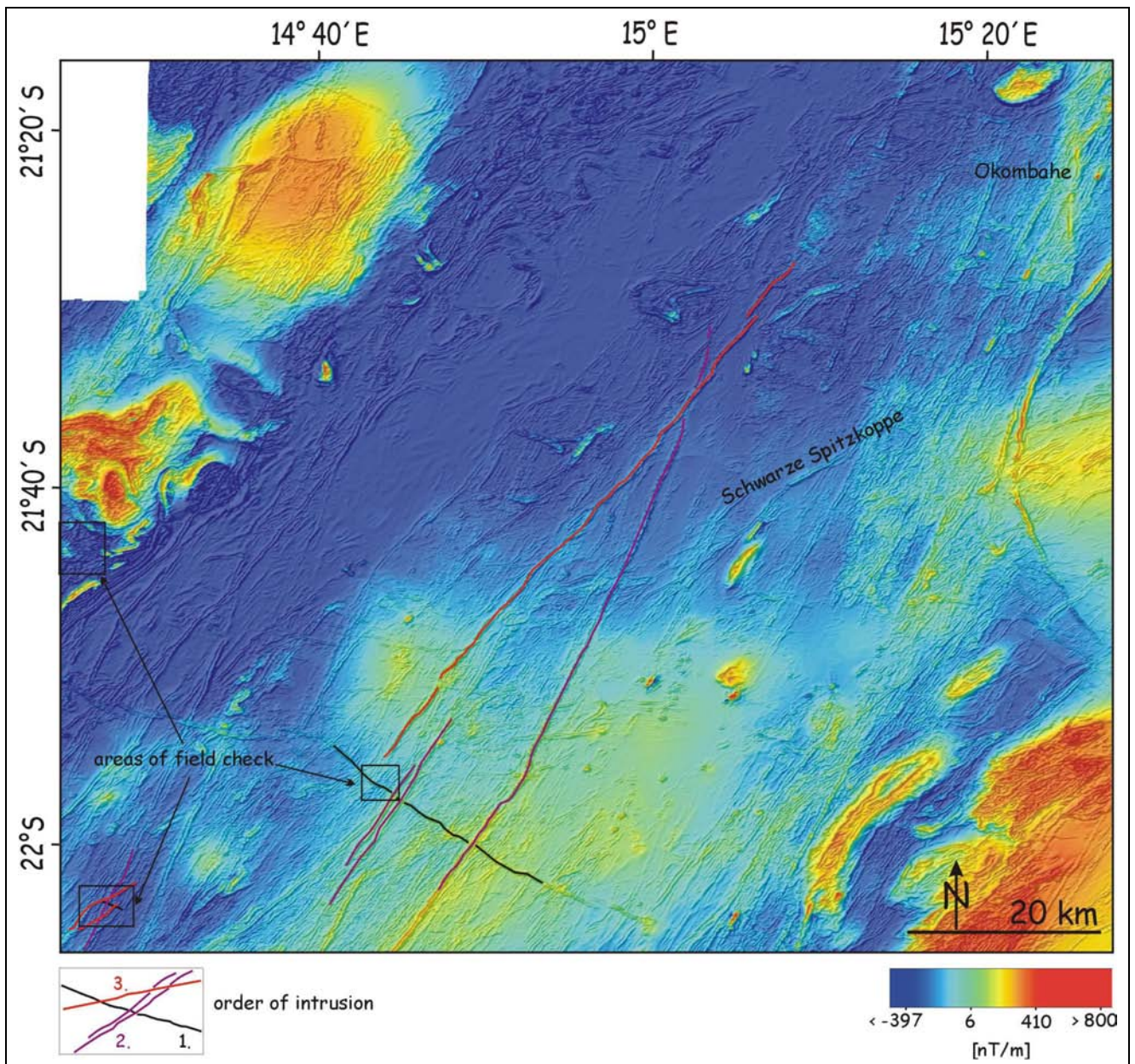


Abb. 6.33: Die Altersbeziehungen der Injektionsphasen, sichtbar auf dem Aeromagnetikbild. Die Relativ-Altersbeziehungen wurden durch Geländebeobachtungen in den markierten Bereichen bestätigt; oft jedoch nur an geringmächtigen, auf dem Aeromagnetikbild unsichtbaren Gängen.



Abb. 6.34: Ein geringeres Relativalter der Nordost streichenden Gänge kann im Gelände oft im zentralen Bereich des HOD beobachtet werden. In diesem Beispiel aus Profil 13 durchschlägt ein (018°) Nordost streichender- einen (130°) Nordwest streichenden Gang.

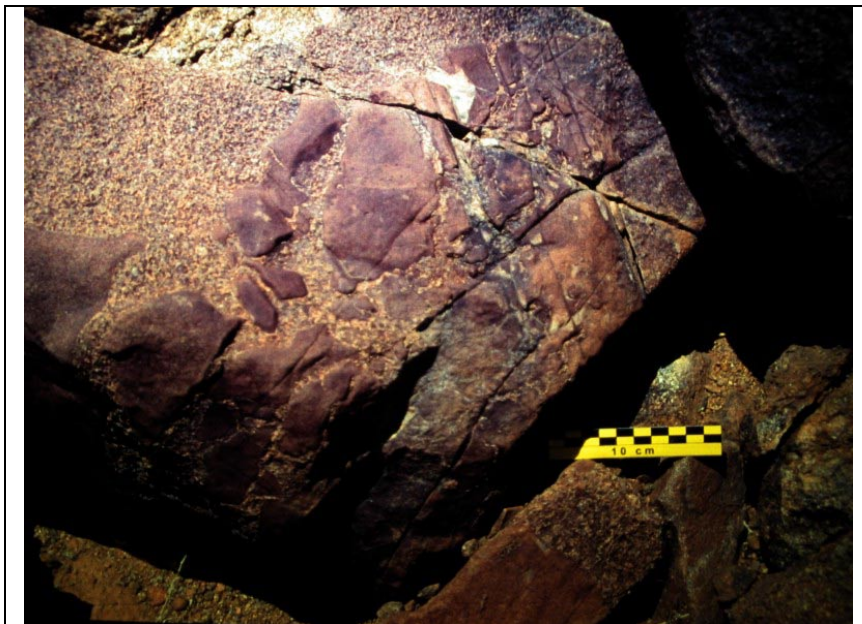


Abb. 6.35: Feineres basaltisches Material im Dolerit „südlich Profil 3“ kann aus älteren Gängen stammen. Zusätzlich ist eine nachträgliche mechanische Beanspruchung beider Materialien anhand der im 120° -Winkel aufeinanderstehenden Klüftung zu beobachten. Diese Klüftung stellt die jüngste Reaktivierung des Grundgebirgsklüftsystems dar (Maßstab 10 cm).

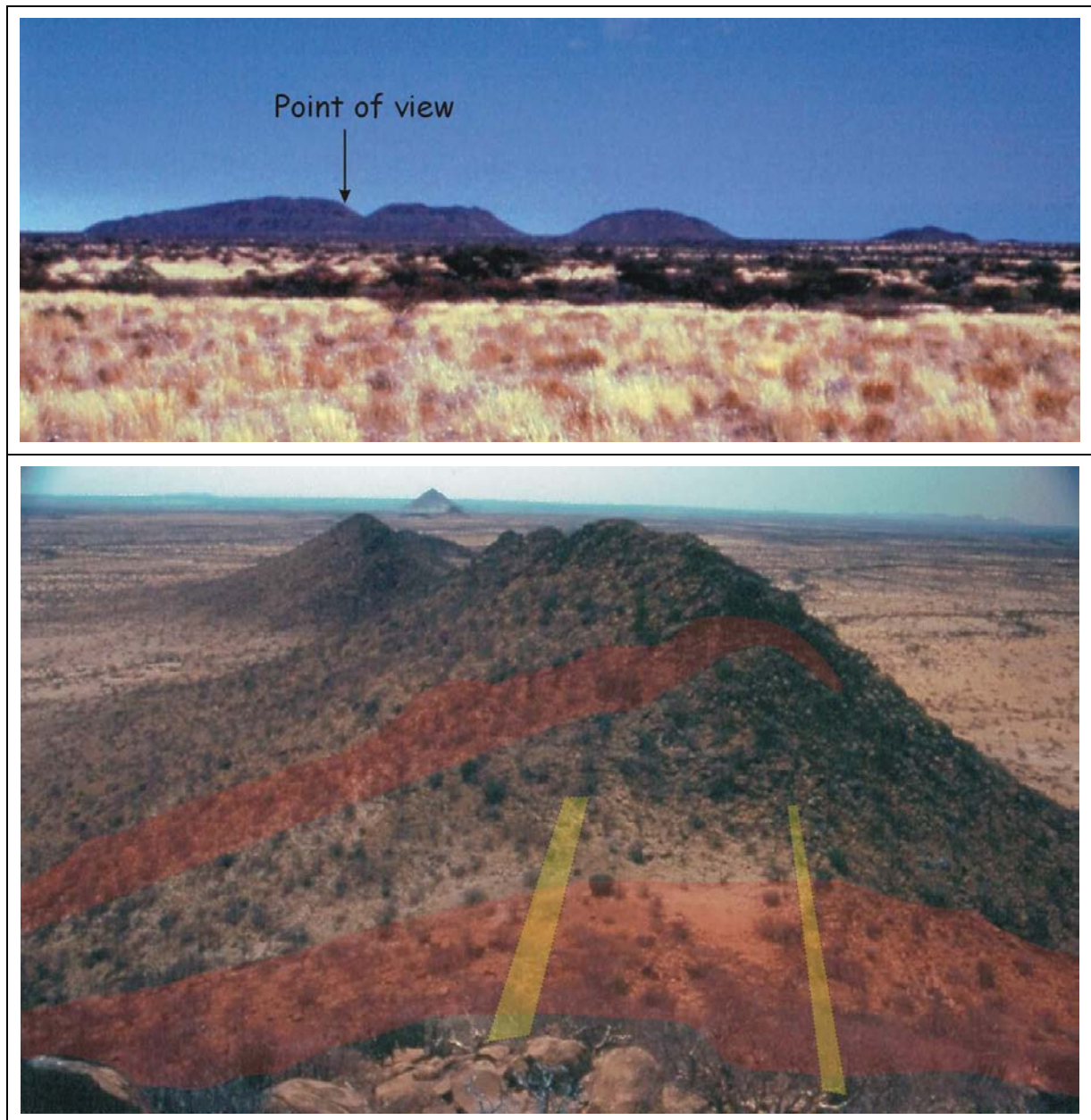


Abb. 6.36: Oben: der Doleritberg „südlich Okombahe“ mit Blickrichtung nach Westsüdwest und dem Standpunkt der Aufnahme im unteren Bild. Unten: Blick in Richtung Nordosten. Querklüfte (rot) mit Alterationszonen und der Verlauf der jüngeren Gänge (gelb) sind schematisch skizziert. Aus dem westlichen dieser Gänge stammt Probe Q 13. Im Hintergrund ist der Okombahe zu erkennen.

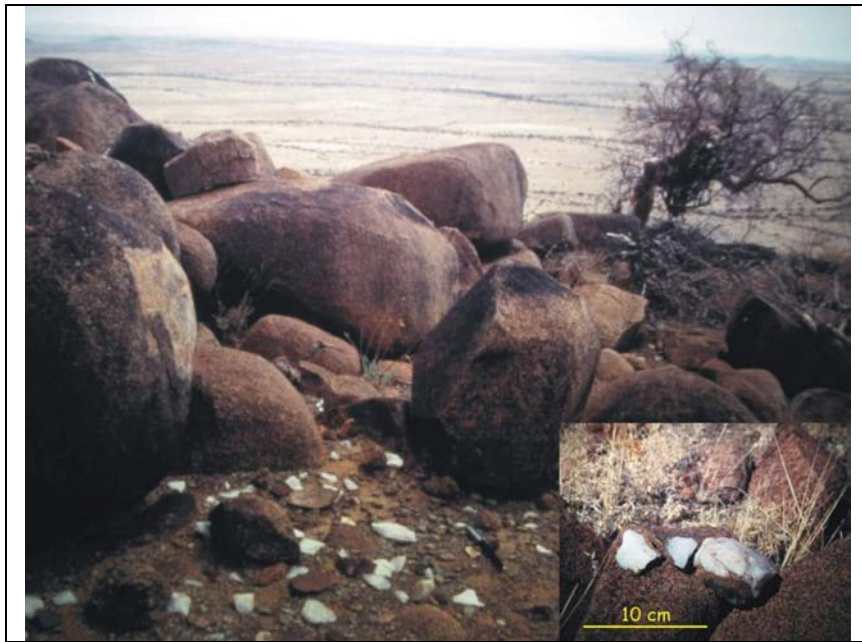


Abb. 6.37: Milchquarz aus einer Querklüft der Schwarzen Spitzkoppe. In den Querklüften der anderen Doleritberge wurde das gleiche Material gefunden und deutet auf eine spätere tektonische Aktivität. Nordspitze des südwestlichen Teils, Blick in Richtung Norden.

6.5.1 Gang-in-Gang-Injektionen

Gang-in-Gang-Injektionen von etwa gleichmächtigen Gängen liefern Informationen über die relative Geschwindigkeit, mit der die Schübe erfolgt sein müssen.

So kann eine zweite Injektion in den mittleren Teil eines Ganges nur erfolgen, solange hier die Zugfestigkeit durch partielle Schmelzen herabgesetzt ist. Ist die erste Injektion bereits auf die Temperatur des Umgebungsgesteines abgekühlt, so sollte ihre Zugfestigkeit derjenigen des Umgebungsgesteines gleichen und es sollte keine Tendenz bestehen, daß die zweite Injektion in den zentralen Teil intrudiert (GUDMUNDSSON, 1995).

Tatsächlich stellt ein abgekühlter Gang zumeist ein sehr homogenes Gestein dar, so daß der geringste Widerstand für die nachfolgenden Injektionen zwischen dem älteren Gang und dem Umgebungsgestein oder nur in letzterem erwartet werden kann.

Bei einer Gang-in-Gang-Injektionen, die Glasränder an der zweiten Injektion aufweist, müssen schon relativ große Temperaturdifferenzen bestanden haben, die erste Injektion darf aber aus den oben genannten Gründen noch nicht völlig verfestigt gewesen sein, die zeitliche Abfolge der Injektionen in geringmächtigen Gängen muß demnach relativ dicht sein.

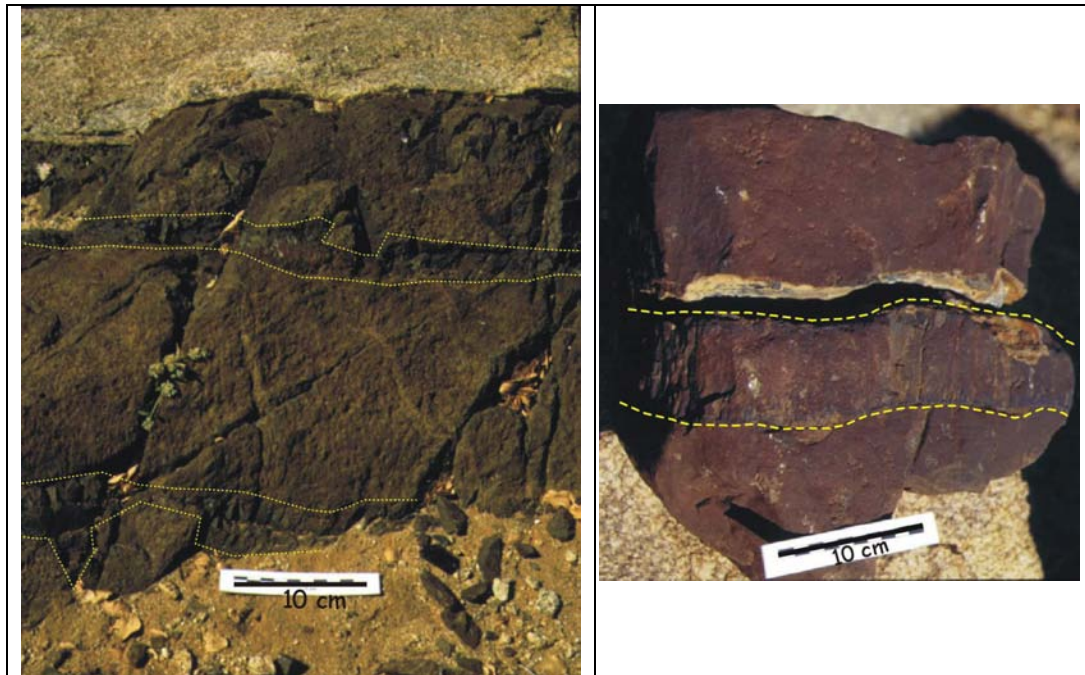


Abb. 6.38: Beispiele für dike-in-dike-Injektionen aus Profil 3. Links ist eine jüngere Injektion von zwei geringmächtigen Gängen (gelb umrandet) in einen älteren Gang entlang der Streichrichtung anhand der Glasränder und des feineren Materials erkennbar. In diesem Beispiel geben die zwei unterschiedlichen Klufrichtungen von ca. 120° außerdem einen Hinweis auf eine spätere mechanische Beanspruchung des Gesteines. Rechts wird die jüngere Injektion (gelb umrandet) ebenfalls durch Glasränder abgegrenzt und durch Verwitterung in ihrem oberen Teil noch deutlicher erkennbar.

6.6 Neotektonik im HOD

In einem Halbgraben westlich des Omaruru grenzen quartäre Lockersedimente und präkambrischer Glimmerschiefer scharf aneinander (Abbildungen 6.39 und 6.40).

Beide Gebiete, westlich und östlich des Omaruru Flusses, sind rezent von Hebungsprozessen betroffen, was anhand der Verkippung der quartären Sedimente und dem darauf entwickelten Entwässerungsnetz deutlich wird (Abb. 6.39).

Über Versatzbeträge und die Mächtigkeit der Lockersedimente kann keine sichere Aussage getroffen werden. Da auf der westlichen Seite des Halbgrabens aber wieder präkambrische Metasedimente, hier ohne scharfe Begrenzung zum Quartär, auftreten, handelt es sich bei der Struktur mit großer Wahrscheinlichkeit nur um eine relativ flache Verkippung einer Scholle des Grundgebirges mit geringmächtiger Quartärbedeckung.

Eine mögliche aktive Bruchzone, an der ein Versatz stattfindet, bzw. ein Scharnier für die Verkippung, liegt unter quartärer Bedeckung und ist auf dem Aeromagnetikbild (Abb. 6.40) deutlich sichtbar. Die Richtung der Bruchzone entspricht der steileren

Nordost-Streichrichtung, entlang der auch die jüngeren Nordost streichenden Gänge intrudiert sind (siehe Abschnitt 6.5, Abb. 6.33).

Die wahrscheinlichste Einfallrichtung dieser Bruchzone nach Südosten ergibt sich aus der Nähe zur Autseib Störung, für deren nördliche Verlängerung (Otjihorongo Aufschiebung Abb. 6.27) diese Richtung belegt ist, ferner aus der unmittelbaren Umgebung der (scheinbar) mächtigen Gänge aus Profil 4 (siehe Abb. 6.31), für die diese Einfallrichtung ebenfalls im Gelände gemessen wurde.

Eine wahrscheinlich schnellere Hebung als im Westen, wird im Gebiet östlich des Omaruru im Gelände belegt: Im Gebiet westlich von Profil 2 (siehe Abb. 6.31) wird subrezenter, kaum verfestigter Hangschutt, der in steilen Anschnitten aufgeschlossen ist, bereits wieder erodiert (Abb. 6.41).

Eine rezente mechanische Beanspruchung läßt sich oft auch in einer „schieferartig“ zerbrochenen Ausprägung einiger Gänge ablesen. Dabei handelt es sich zumeist um sehr feines, relativ sprödes Material, meistens mit der Lithologie eines basaltischen Andesits (Abb. 6.42).

Weitere Belege für eine junge mechanische Beanspruchung und die jüngste Reaktivierung des präexistenten Kluftsystems finden sich auf den Abbildungen 6.8, 6.35 und 6.38.

Die neotektonischen Prozesse sind für die Spannungsverhältnisse im Untersuchungsgebiet von Bedeutung. Sie fließen in das Modell zur Spannungsentwicklung ein, das in Kapitel 7 dargestellt wird.

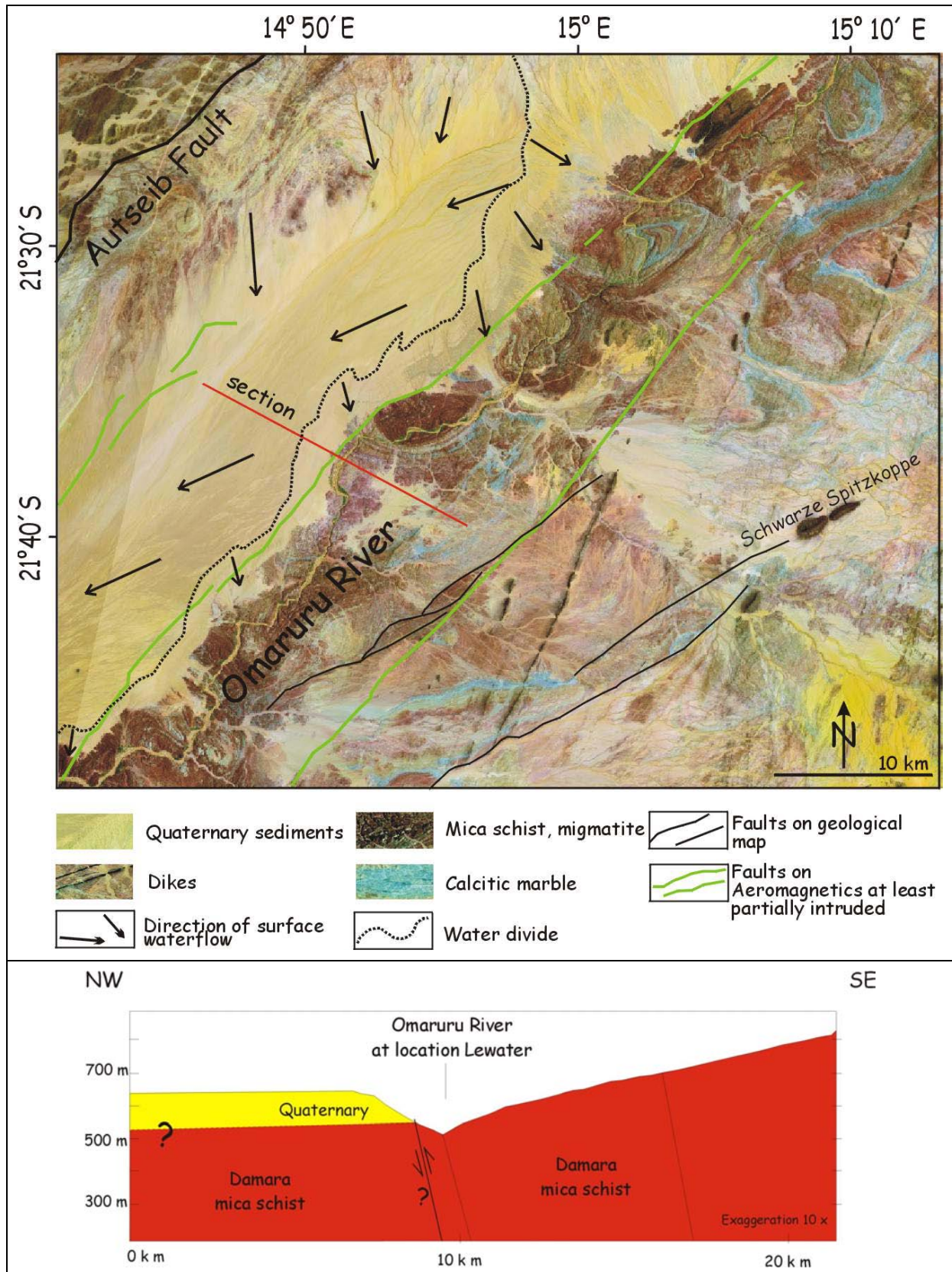


Abb. 6.39: oben: Halbgraben westlich des Omaruru im Satellitenbild, Landsat ETM+ 7,4,1 (RGB). Sowohl westlich als auch östlich des Flusses findet eine rezente Hebung mit unterschiedlichen Raten statt. Die Störungszone, an der ein Versatz unbekanntes Betrages stattfindet, liegt unter Quartärbedeckung und ist auf dem Aeromagnetikbild deutlich sichtbar (Abb. 6.40). Unten: schematischer Profilschnitt durch den östlichen Teil des Halbgrabens.

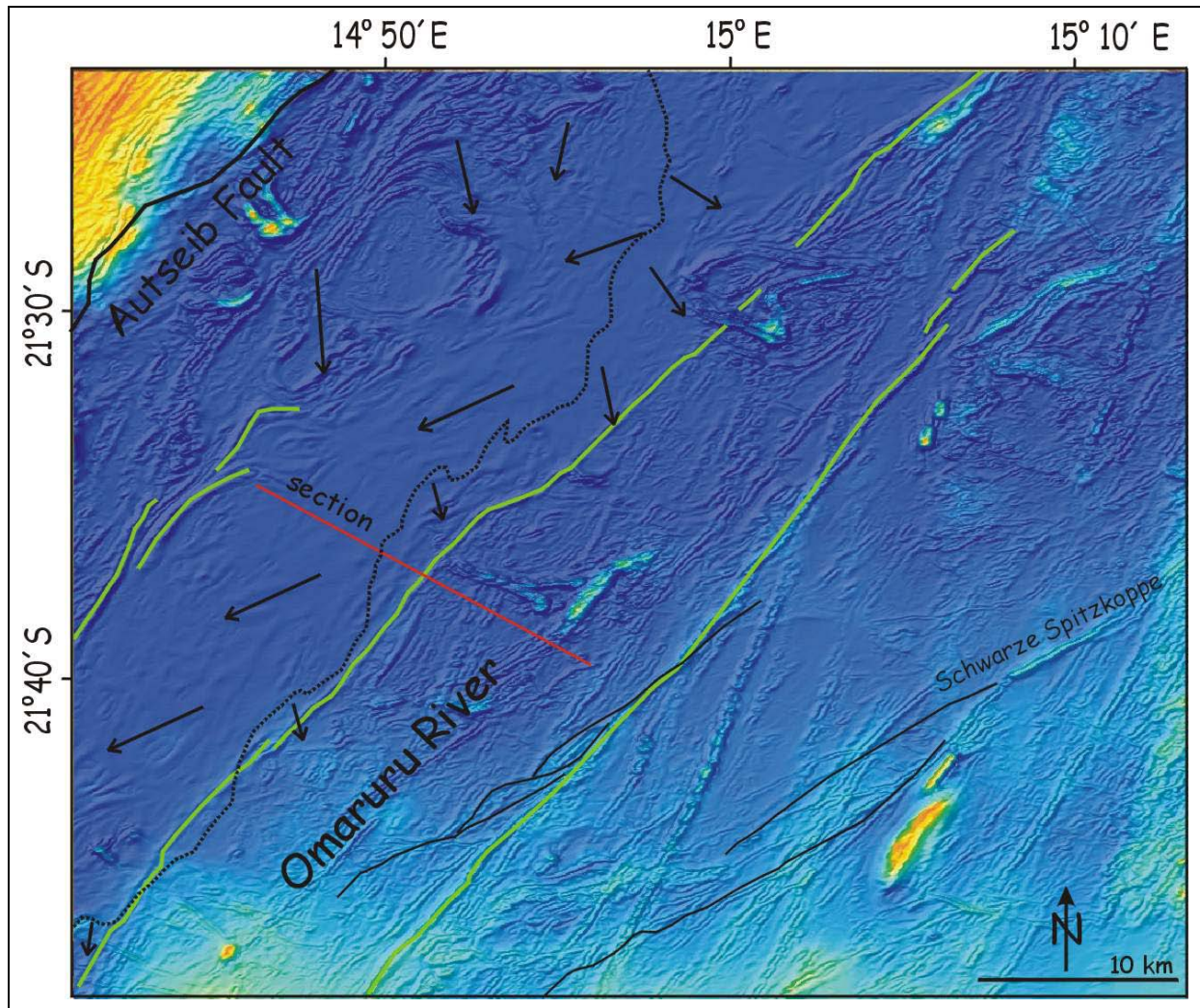


Abb. 6.40: Derselbe Geländeausschnitt im Bereich des Halbgrabens auf dem Aeromagnetikbild.



Abb. 6.41: Eine rezente Hebung des Gebietes westlich von Profil 2 (vergleiche Abb. 6.31) wird anhand subrezentem, kaum verfestigtem Hangschutt dokumentiert. Oben: die steilen Kanten des Hangschuttes in der Übersicht; Blick vom südlichen Doleritberg nach Nordosten. Unten: Detailansicht des Hangschuttes: Komponenten aus Granit (hell, rund), Dolerit (dunkel, rund) und Glimmerschiefer (dunkel, gestreckt) werden von Kalzitadern netzförmig miteinander verbunden.

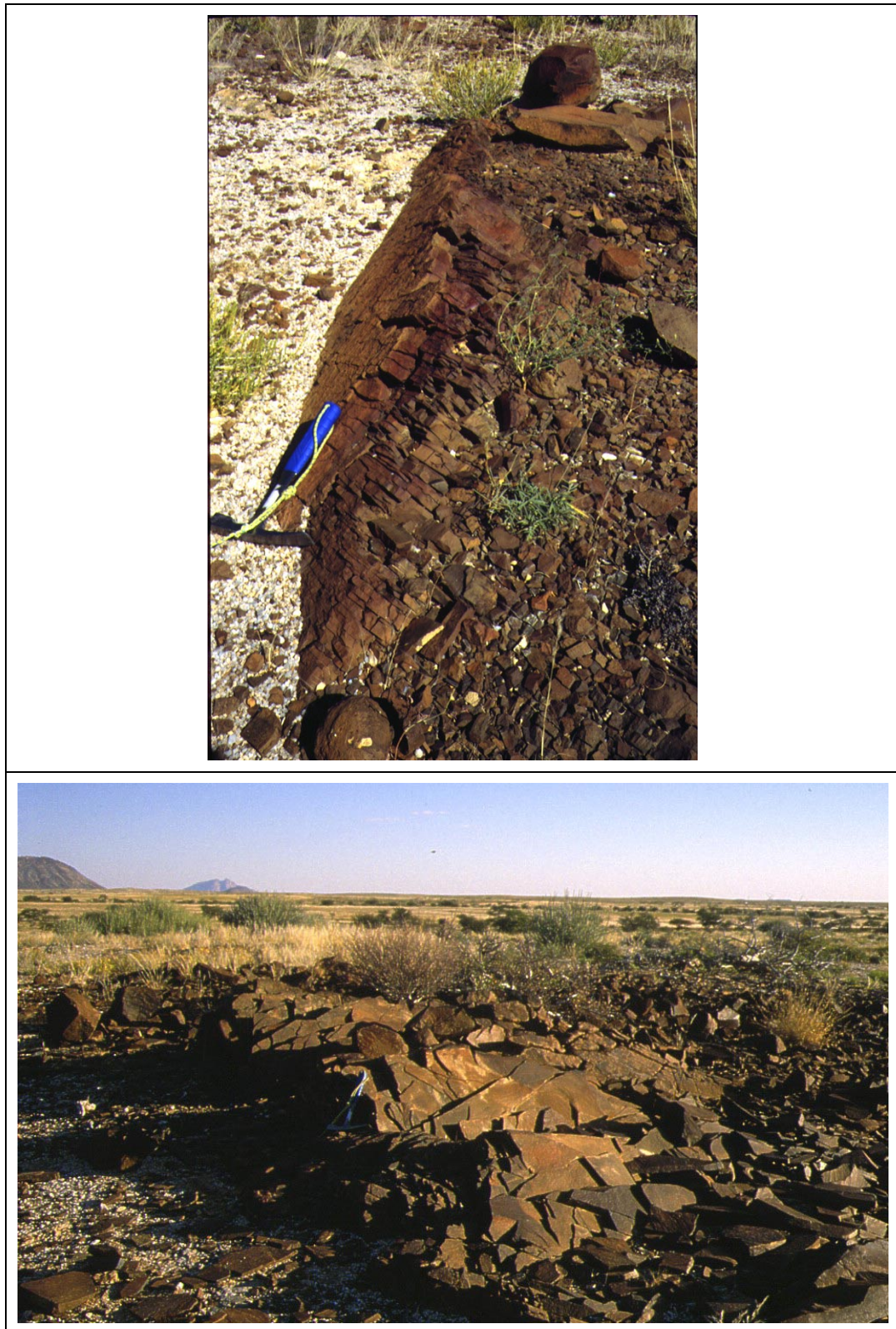


Abb. 6.42: Eine junge mechanische Beanspruchung einiger Gänge wird anhand eines „schieferartigen“ Bruchverhaltens dokumentiert. Oben: Probe P7, Profil 2. Unten: Probe P4, Profil 2; Blick in Richtung Süden, im Hintergrund auf den südwestlichen Teil der Schwarzen Spitzkoppe und die Kleine Spitzkoppe.

6.7 Die Geochemie der Etendeka-Vulkanite und HOD-Gänge

Der Paraná-Etendeka Vulkanismus umfaßt sowohl Intrusiv- als auch Extrusivgesteine und ist bimodal. Er kann grob in Basalte (45-58% SiO₂) und Rhyolite (65-72% SiO₂) unterteilt werden (PEATE, 1997, MARSH ET AL., 2001, ERLANK, 1984; MILNER AND EWART, 1989, RENNE ET AL., 1996). Die SiO₂-reicheren Gesteine (Latite und Quarzlatite) der nördlichen Etendeka unterscheiden sich von denen der südlichen Etendeka durch ihren höheren Gehalt an Titan und *high-field-strength*-Elementen (HFS) (MARSH ET AL., 2001, Abb. 6.43).

Ein fundamentales regionales Unterscheidungsmerkmal der mafischen Magmentypen ist die Einteilung in *high-Ti* und *high-Zr* (HTZ) sowie in *low-Ti* und *low-Zr* (LTZ) Basalte. Die HTZ-Basalte kommen in Namibia in einiger Entfernung nördlich unseres Arbeitsgebietes vor (MARSH ET AL. 2001). Unter den HOD-Gängen dominieren *low-Ti* Tholeiite, die in ihrer geochemischen Signatur eine weitgehende Übereinstimmung mit den Etendeka-Vulkaniten aufweisen und als deren erodierte Förderspalten betrachtet werden können. Die Etendeka-Vulkanite sind jedoch differenzierter und weisen geringere Mg-Zahlen und einen höheren SiO₂-Gehalt auf (TRUMBULL, ET AL., 2000).

Ein küstennaher Typ von Gängen weist in Bezug auf Geochemie und Isotopenverhältnisse eine MORB-ähnliche Zusammensetzung auf (Horingbaai-Typ). Von diesem Typ wurde bisher nirgendwo ein Erguß-Äquivalent gefunden. Er wird als Magma einer Mantelschmelze geringer Tiefe interpretiert, die zu einem fortgeschrittenen Stadium des *breakup* generiert wurde (ERLANK ET AL., 1984; DUNCAN ET AL., 1990; MARSH ET AL., 2001).

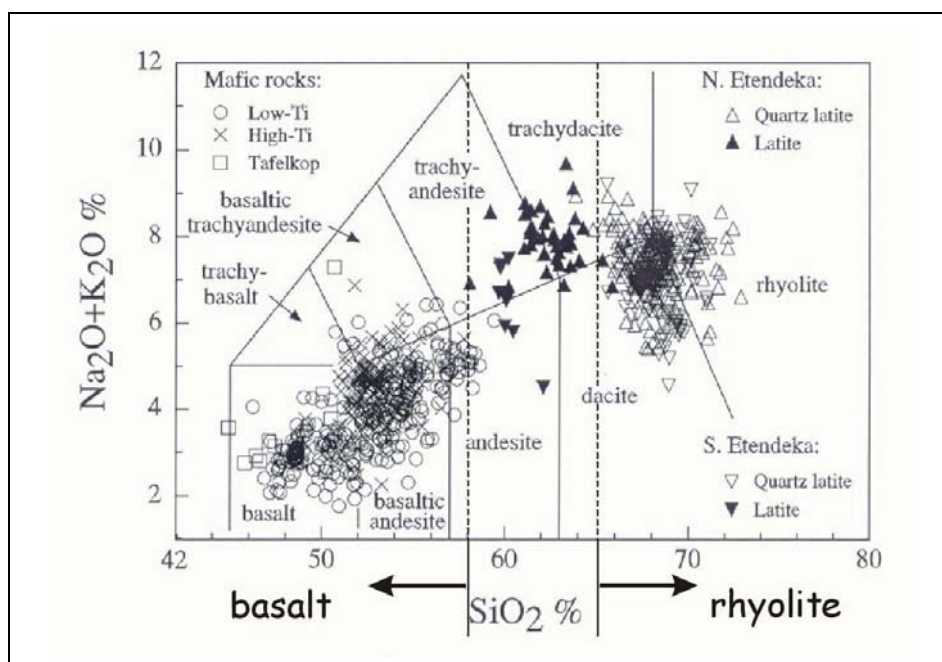


Abb. 6.43: Die Klassifizierung der Etendeka-Vulkanite und – Ganggesteine, verändert nach MARSH (2001).

Die folgende Betrachtung soll eine Übersicht der geochemischen Zusammensetzung der Gänge im HOD geben. Ein Schwerpunkt liegt dabei auf den bisher nicht untersuchten küstenfernen Regionen.

Von insgesamt 106 geochemisch analysierten Proben wurden 88 als frisch genug für eine Interpretation erachtet. Proben, deren Summe an Volatilen (CO_2 und H_2O) einen Gewichts-Anteil von 4% übertraf, wurden verworfen. Die Darstellungen in den Diagrammen basieren auf Berechnungen unter der Annahme vollständig volatilfreier Proben.

Das Probenspektrum erstreckt sich über eine Spanne von Basalt bis Rhyolit, wobei der am häufigsten anzutreffende Gesteinstyp aus subalkalinem Basalt besteht (Abb. 6.44).

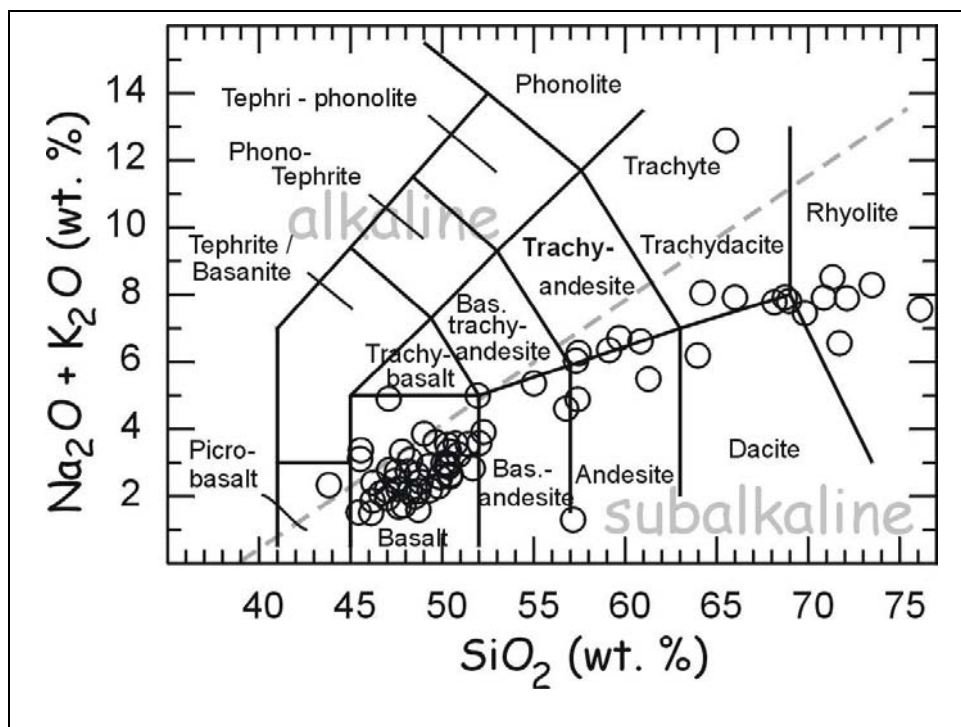


Abb. 6.44: Klassifizierung der beprobten Gänge des HOD.

6.7.1 Die SiO_2 -reichen Gänge des HOD

Betrachtet man den SiO_2 -Gehalt der Gänge in Abhängigkeit zur Entfernung von der Küste, so fällt eine Konzentration SiO_2 -reicher Gänge (SiO_2 -Gehalt >57 Gewichts-%) bei 80 km -120 km auf (Abb. 6.45). In diesem Bereich liegen ebenfalls die SiO_2 -reichen Ringkomplexe Erongo und die Spitzkoppen, welche aus krustalen Schmelzen stammen (TRUMBULL ET AL., 2004).

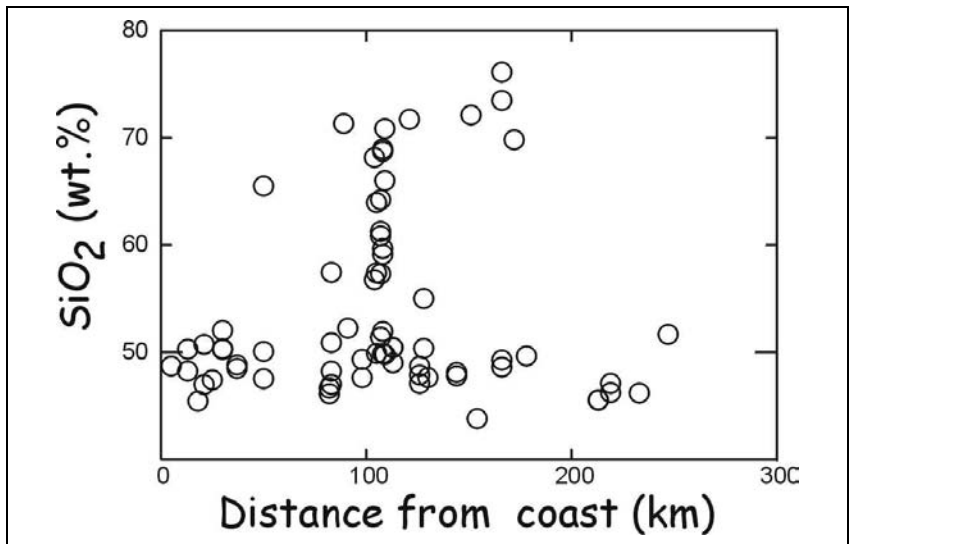


Abb. 6.45: Das Diagramm SiO_2 -Gehalt gegen Entfernung zur Atlantik-Küste zeigt ein verstärktes Auftreten der SiO_2 -reichen Gänge im zentralen HOD.

Der Vergleich der SiO_2 -reichen Gänge mit Damaraland-Komplexen und Rhyodaziten der südlichen Etendeka (Abb. 6.46) zeigt folgendes:

- Die Gänge sind in Bezug auf Haupt- und Spurenelemente breiter gestreut, während die Rhyodazite der Etendeka hierin scharf begrenzt sind und sich nur geringfügig überlappen.
- Die Zusammensetzung der Gänge fällt sowohl in das per- als auch ins metalumische Feld auf dem A/CNK ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) gegen A/NK ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) Diagramm und es treten keine peralkalinen Proben auf.

Das Diagramm auf Abbildung 6.46 ist insofern wichtig, da es die SiO_2 -reichen Komplexe in Bezug auf eine Involvierung von Metasedimenten in ihren Schmelzen unterscheidet (TRUMBULL ET AL., 2004). Die SiO_2 -reichen Einheiten des Erongo sind vollständig peralumisch, während die Rhyodazite der Etendeka und des Brandberges vollständig metalumisch sind. Die kleineren Komplexe Spitzkoppen, Cape Cross und Paresis überlappen beide Felder. Wie in den Gängen sind auch in den Ringkomplexen peralkaline Zusammensetzungen selten. Die einzigen Beispiele sind die Amis-Intrusion des Brandberges und (nicht dargestellte) Bereiche im Paresis-Komplex. Die breite Streuung der Haupt- und Spurenelemente der SiO_2 -reichen Gänge deckt sich ebenfalls sehr gut mit internen Variationen der SiO_2 -reichen Ringkomplexe. Diese Variationen können am Brandberg und Erongo mit einer Fraktionierung der Schmelze erklärt werden (SCHMITT ET AL., 2000; WIGAND ET AL., 2004).

Es ist sehr wahrscheinlich, daß auch bei den SiO_2 -reichen Gängen eine Magmenfraktionierung eine Rolle gespielt hat, bzw. daß sie aus zonierten Magmenkammern stammen und sich hierin von den SiO_2 -reichen, großvolumigen Etendeka-Eruptionen unterscheiden.

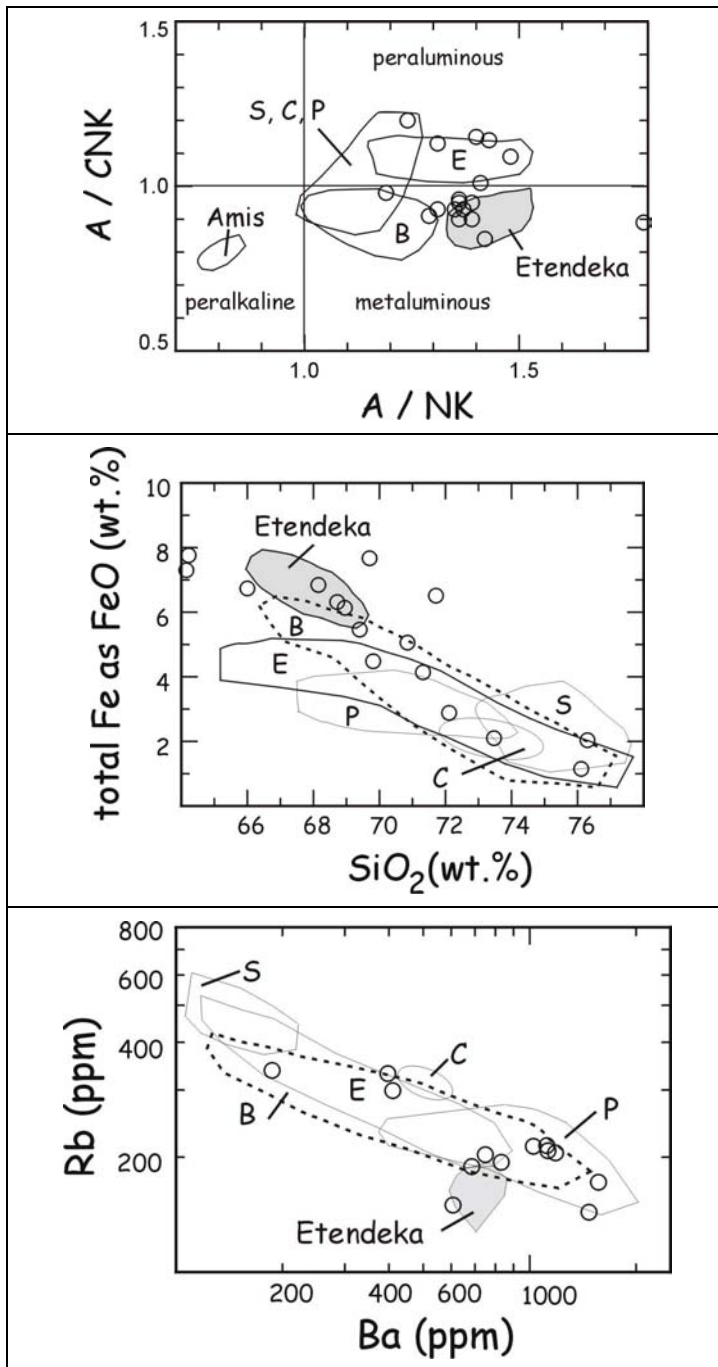


Abb. 6.46: Ausgewählte geochemische Charakteristika der SiO₂-reichen HOD-Gänge (SiO₂-Gehalt >57 Gewichts-%) im Vergleich mit Rhyodaziten der Etendeka (Datenfelder nach MARSH ET AL., 2001) und felsischen Damaraland Ringkomplexen (Datenfelder nach TRUMBULL ET AL., 2004). (B) Brandberg, (E) Erongo, (S) Spitzkoppen, (C) Cape Cross, (P) Paresis.

6.7.2 Die basaltischen Gänge des HOD

Auch die basaltischen Gänge weisen eine beträchtliche Streuung in ihrer Zusammensetzung auf. Da ein Teil dieser Streuung auf Akkumulation von Olivin zurückzuführen ist (zu hoher Mg- und Ni-Gehalt), empfiehlt sich eine Diskussion auf der Grundlage von inkompatiblen Elementen und Elementverhältnissen, die nicht durch Olivin beeinflusst werden, z. B. Zr, Ti und Y.

Alle mafischen Gänge des HOD gehören zum LTZ-Typ (Abb.6.47). Die LTZ-Basalte lassen sich wiederum in Subtypen untergliedern. Die häufigsten stellen den sogenannten Tafelberg-Typ dar. Weitere Subtypen unterscheiden sich vom Tafelberg-Typ durch ihre Zusammensetzung an *high-field-strength*-Elementen (HFS). Vier von insgesamt sechs Subtypen nach MARSH ET AL. (2001) werden in Abbildung 6.47 (unten) gezeigt. Zwei davon könnten eine Bedeutung in Bezug auf die Geodynamik besitzen:

- Der erste ist der Tafelkop-Basalt, der eine stratigraphisch tiefe Stellung in der Sequenz einnimmt und intermediär zwischen den HTZ- und LTZ-Basalten steht. Die Spurenelemente und Isotopenverhältnisse sprechen außerdem für eine Herkunft aus dem Tristan *plume* (EWART ET AL., 1998; GIBSON ET AL., 2000).
- Der zweite Typ nimmt eine stratigraphisch hohe Stellung in der Etendeka-Sequenz ein und ist bezüglich seiner chemischen- und Isotopen-Eigenschaften relativ verarmt. Er tritt zum einen als basaltische Laven (Esmeralda Typ) oder als Gänge, die die Etendeka-Basalte schneiden (Horingbaai-Gänge), auf.

Die Zusammensetzung der mafischen Gänge überlappt die Felder von Tafelberg-, Esmeralda- und Horingbaai-Basalten.

An erster Stelle kann angenommen werden, daß die HOD-Gänge des Inland-Armes mit den *low*-Ti-Magmentypen der Etendeka Provinz korrespondieren, was die Annahme unterstützt, daß es sich bei den Gängen tatsächlich um exponierte Förderkanäle der Etendeka-Laven handelt.

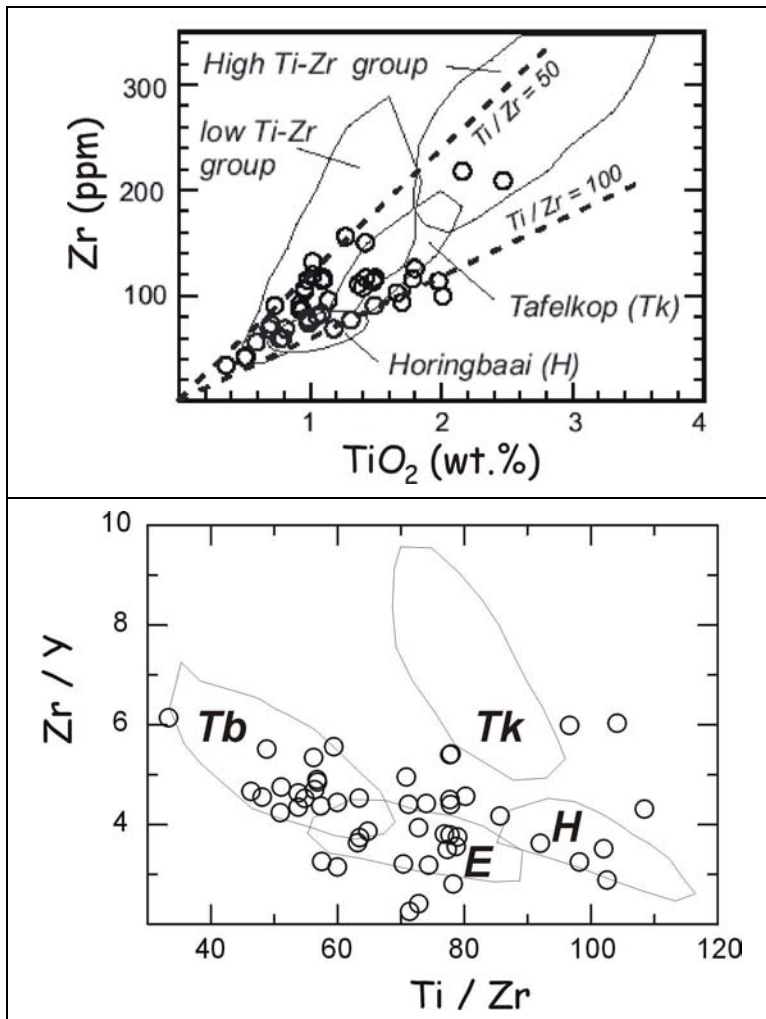


Abb. 6.47: Ausgewählte geochemische Charakteristika der basaltischen HOD-Gänge (SiO_2 -Gehalt <52 Gewichts-%) im Vergleich zu regionalen Magmentypen der Etendeka-Provinz (Datenfelder nach MARSH ET AL., 2001). (H) Horingbaai, (Tk) Tafelkop, (Tb) Tafelberg, (E) Esmeralda-Typ.

7. Modell der Spannungsentwicklung im HOD

7.1 Der Einfluß der tektonostratigrafischen Zonen auf die Gangausbreitung

Die beobachteten Relativaltersbeziehungen sowie die Verteilung der beiden Hauptstreichrichtungen der Gänge außerhalb und innerhalb des HOD verdeutlichen die Phasen der von Süden nach Norden voranschreitenden *Rift*entwicklung.

Im gesamten Gebiet des HOD haben während der nordwärts voranschreitenden Südatlantiköffnung gleichzeitig Spannungszustände mit *Rift*komponenten sowohl in Südwest-Nordost- als auch Nordwest-Südost-Richtung geherrscht.

Dieses zeigt sich neben wechselnden Relativaltersbeziehungen der Gänge an der Ost- und Westgrenze des HOD, auch an gestaffelt angeordneten Gängen östlich des Erongo (Abb. 7.1).

In diesem Gebiet (*Southern Central Zone* nach älterer Definition) ist ein winkliges (ca. $130^\circ/050^\circ$) Kluftsystem ausgebildet (Abbildungen 5.4 und 7.1), das in größerer Tiefe von Gängen ausgefüllt wird (Abbildungen 5.2 und 5.3). Ihre Relativaltersbeziehungen sind dabei nicht eindeutig. Beispielsweise durchschlägt ein Nordwest streichender Gang mehrere Nordost streichende und wird an anderer Stelle selbst von Nordost streichenden Gängen durchdrungen. Zum Teil biegen Gänge auch von der nordwestlichen- auf eine nordöstliche Streichrichtung um oder umgekehrt (Abb. 7.1). Ein anschauliches Beispiel liefert hierfür auch der invers magnetisierte nordöstliche Teil des Erongo-Ringdikes, der nach Nordosten in das Omaruru Lineament (OmL) abbiegt (siehe Abbildungen 7.1 und 4.7). Diese Beobachtungen werden dahingehend interpretiert, daß beide Streichrichtungen des präexistenten Kluftsystems etwa gleichzeitig von Gängen intrudiert wurden (Abb. 7.1). Die Nordwest streichenden Gänge östlich des OmL scheinen noch mit dem Streichen des küstenparallelen Gariep-Gürtels im Süden (Abb. 7.4) korreliert zu sein, die in diesem Gebiet gleichzeitig nach Nordost streichenden Gänge sind auf die strukturelle Vorzeichnung des Damara-Gürtels zurückzuführen. Am OmL endet die nordwestliche „Gariep-Streichrichtung“ abrupt. Das OmL scheint hier als Barriere zu wirken.

Westlich des Omaruru Lineamentes streichen die meisten Gänge nach Nordosten, was der strukturellen Vorzeichnung des Damara-Gürtels und einer vorwiegend Nordwest-Südost gerichteten Dehnung entspricht (Abb. 7.3). Der Extensionsbetrag nimmt im HOD von der Küste in Richtung Angola Kraton ab (Kapitel 6, Abb. 6.27). Die dominierenden Nordost streichenden Gänge besitzen in diesem Gebiet in den meisten Fällen ein jüngeres Relativalter als die untergeordnet auftretenden Nordwest streichenden. Ferner treten hier zwei Nordost-Streichrichtungen auf, wobei die östlichere die jüngere ist (siehe Kapitel 6.5, Abbildungen 6.31 und 6.32). Die Gangausbreitung nach Nordosten wird beim Erreichen der kompetenteren Lithologie des Angola Kratons gehemmt. Das Kraton wird jedoch noch fächerförmig von Gängen intrudiert (Abb 5.3, 7.4), beendet aber letztlich ein weiteres Vordringen nach Nordosten, so daß der HOD in diesem Fall als ein *failed rift* aufgefaßt werden kann.

Der Einfluß des Kratons auf die Spannungsverteilung spiegelt sich im vermehrten Auftreten der Nordwest streichenden Gänge am nordöstlichen Ende des HOD wider: hier bekommt die Nordost gerichtete *Rift*komponente wieder mehr Gewicht (Abb. 7.3).

In Küstennähe an der westlichen Grenze des HOD (*Southern Kaoko Zone*), kurz vor den Ringkomplexen Messum und Cape Cross werden die Relativaltersbeziehungen zunächst wieder ähnlich unbestimmt wie an der östlichen. Die gegenseitige Durchdringung von Nordwest- und Nordost streichenden Gängen ist hier noch deutlicher ausgeprägt und wirkt regelrecht „verflochten“. Diese Beobachtung wird ebenfalls als eine zeitgleiche Intrusion interpretiert (Abb. 7.2). Ein Wechsel der Dehnungsrichtung kündigt sich hier bereits westlich der Autseib Störung durch Nord-Süd streichende Gänge an.

Westlich von Messum außerhalb des HOD (*Southern Kaoko Zone*) ändert sich das Streichen der Gänge entsprechend der einsetzenden Vorzeichnung des küstenparallelen Kaoko-Gürtels zugunsten der Nordwest streichenden Gänge, die hier jüngere Relativalter gegenüber den untergeordnet auftretenden Nordost streichenden aufweisen. Die vorherrschende Extensionsrichtung ist westlich von Messum Nordost-Südwest gerichtet (Abbildungen 5.1 und 7.3) und bestimmt den weiteren Verlauf des *Rifting* sowie die Geometrie der letztendlich erfolgreichen Südatlantiköffnung (Abb. 7.4).

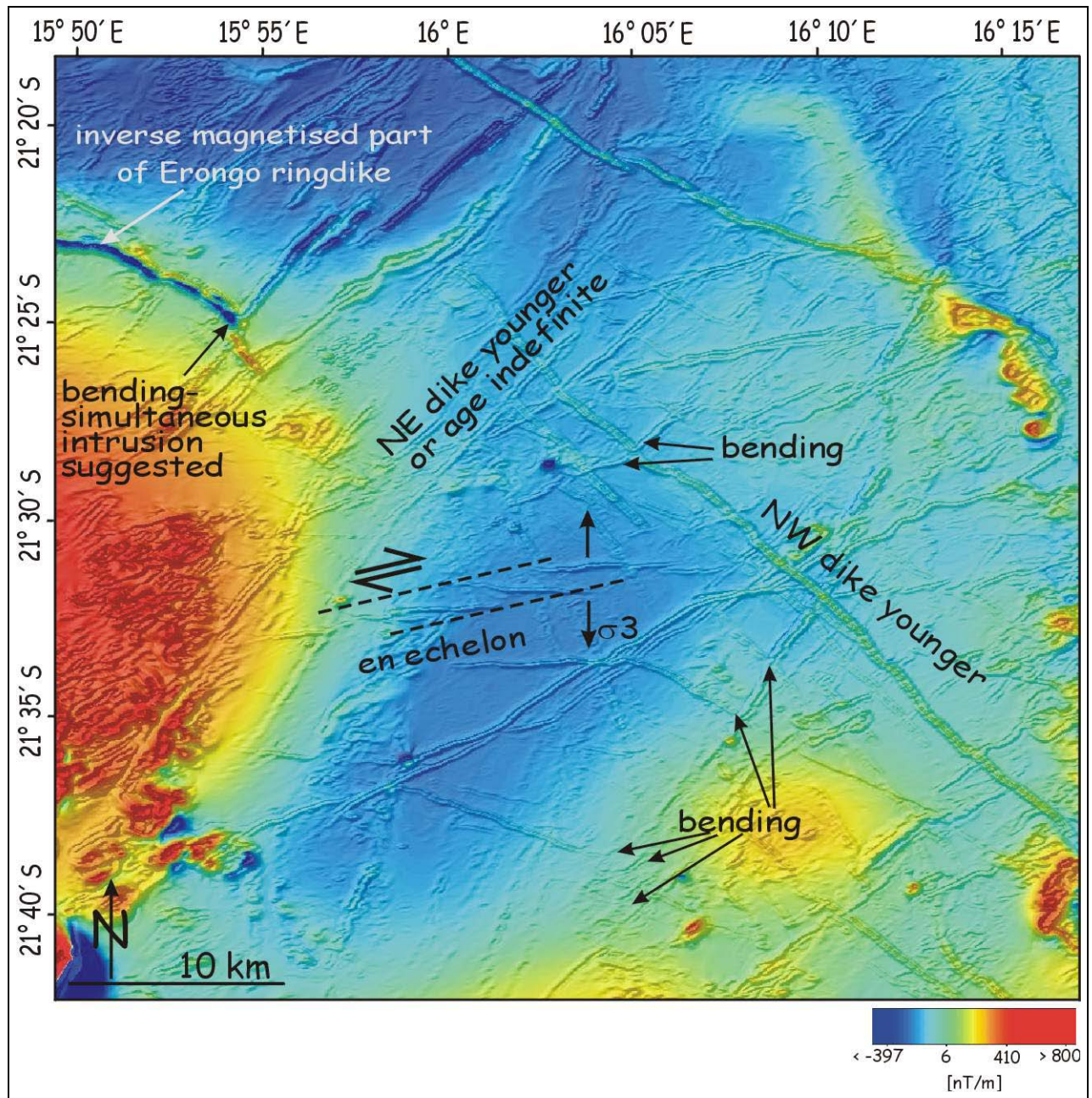


Abb. 7.1: Östlich des Erongo sprechen die wechselnden Relativalter (nur einige Beispiele markiert) und ein Umbiegen der Gänge von Nordwest auf Nordost und umgekehrt für eine mehr oder weniger gleichzeitige Intrusion beider Streichrichtungen. Eine gleichzeitige Aktivität der Dehnungskomponenten sowohl in Nord-Süd- als auch in Nordost-Südwest-Richtung wird durch die gestaffelt angeordneten Gänge dokumentiert.

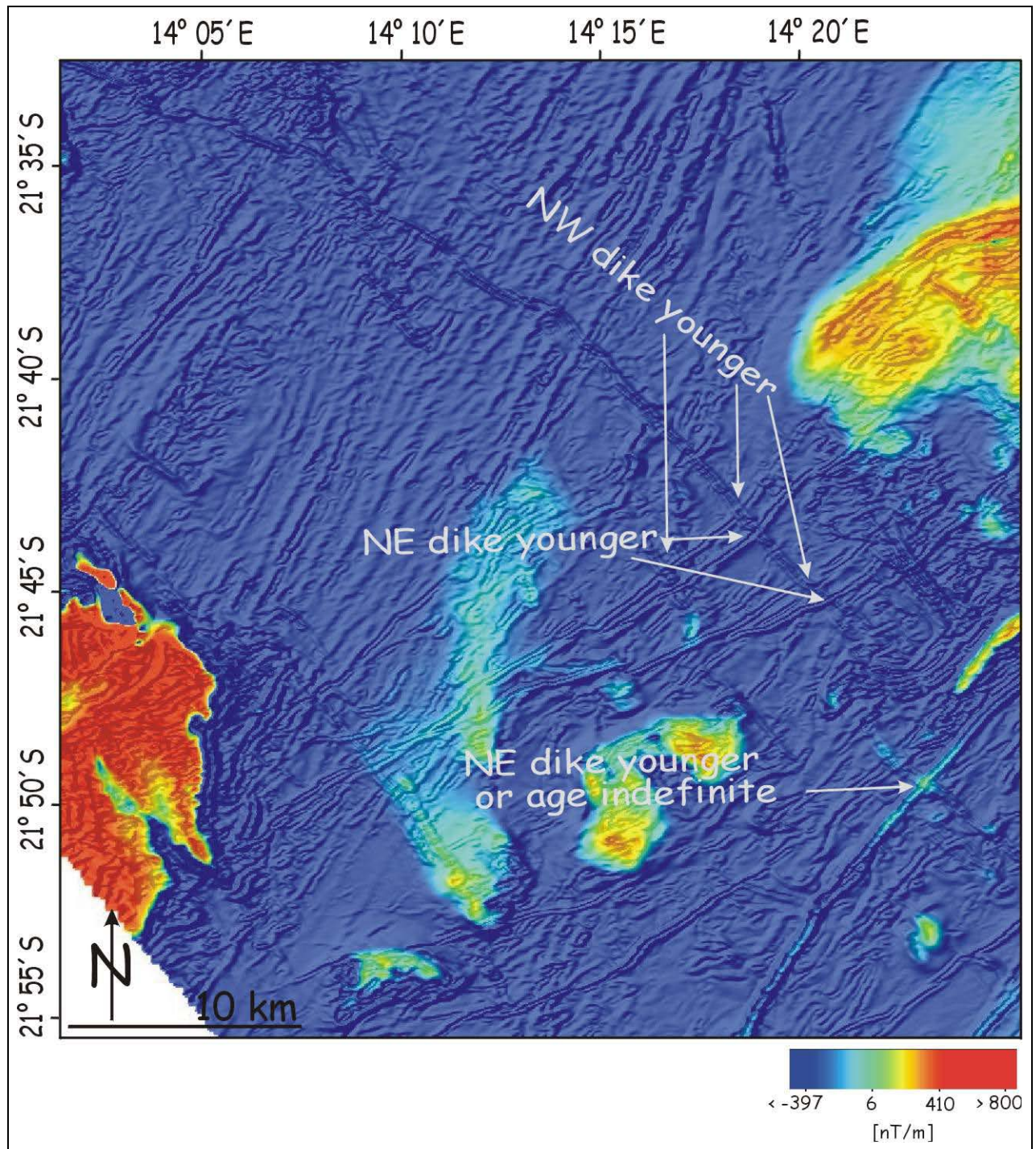


Abb. 7.2: Die wechselnden Relativalter der Gänge am westlichen Rand des HOD sprechen für eine mehr oder weniger gleichzeitige Intrusion beider Streichrichtungen. Dieses Gebiet liegt bereits in der Southern Kaoko Zone und wird dementsprechend durch die beginnende Änderung der strukturellen Vorzugsrichtung des Grundgebirges zu einer nordwestlichen Streichrichtung beeinflusst.

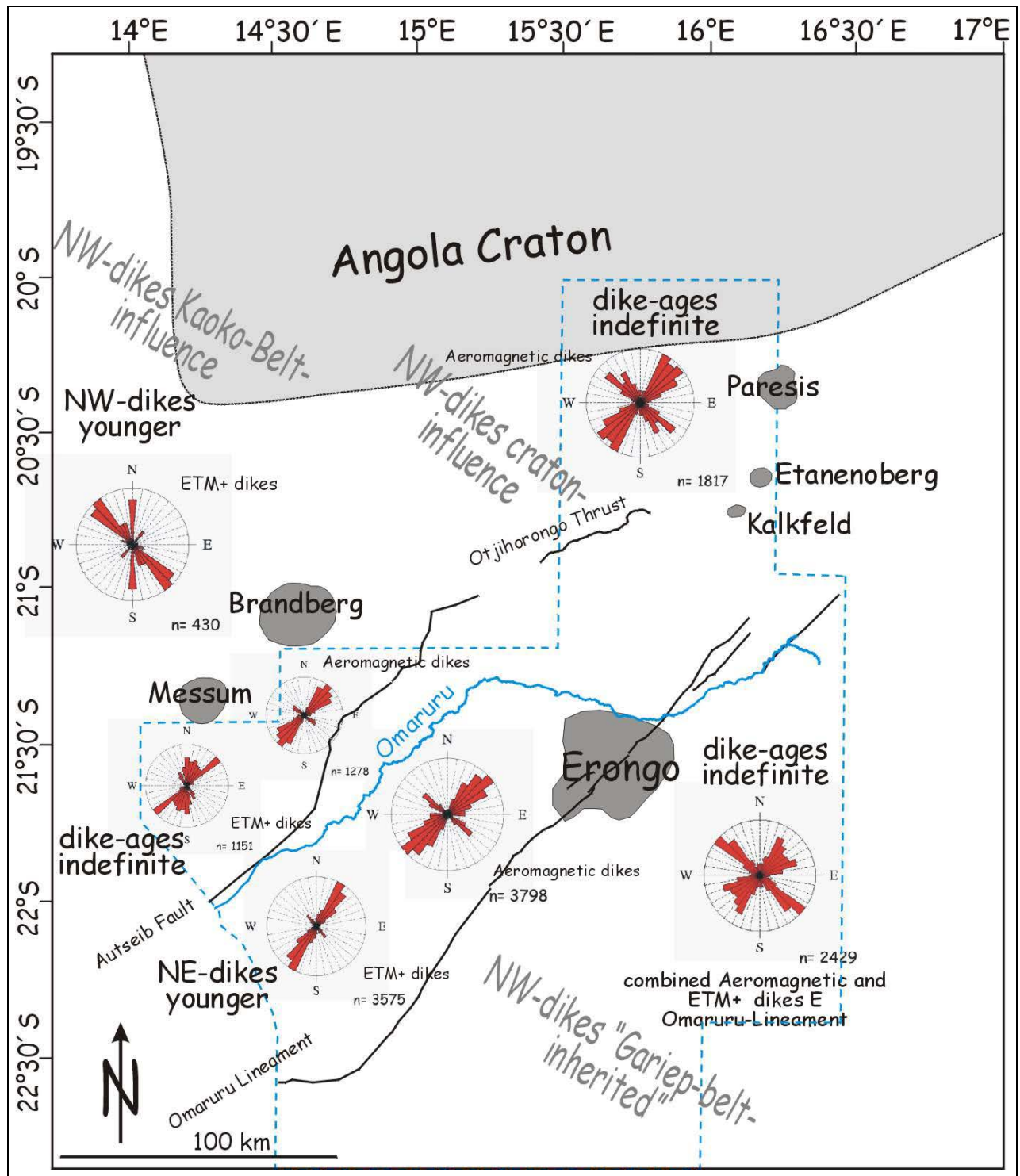


Abb. 7.3: Darstellung der unterschiedlichen krustalen Spannungsverhältnisse anhand von Rosendiagrammen der Gangstreichrichtungen sowie Relativaltersbeziehungen von Gängen an den Rändern und im HOD sowie in der Nähe zum Angola Kraton. Das durch Aeromagnetikdaten abgedeckte Gebiet ist durch die blau gestrichelte Umrandung gekennzeichnet.

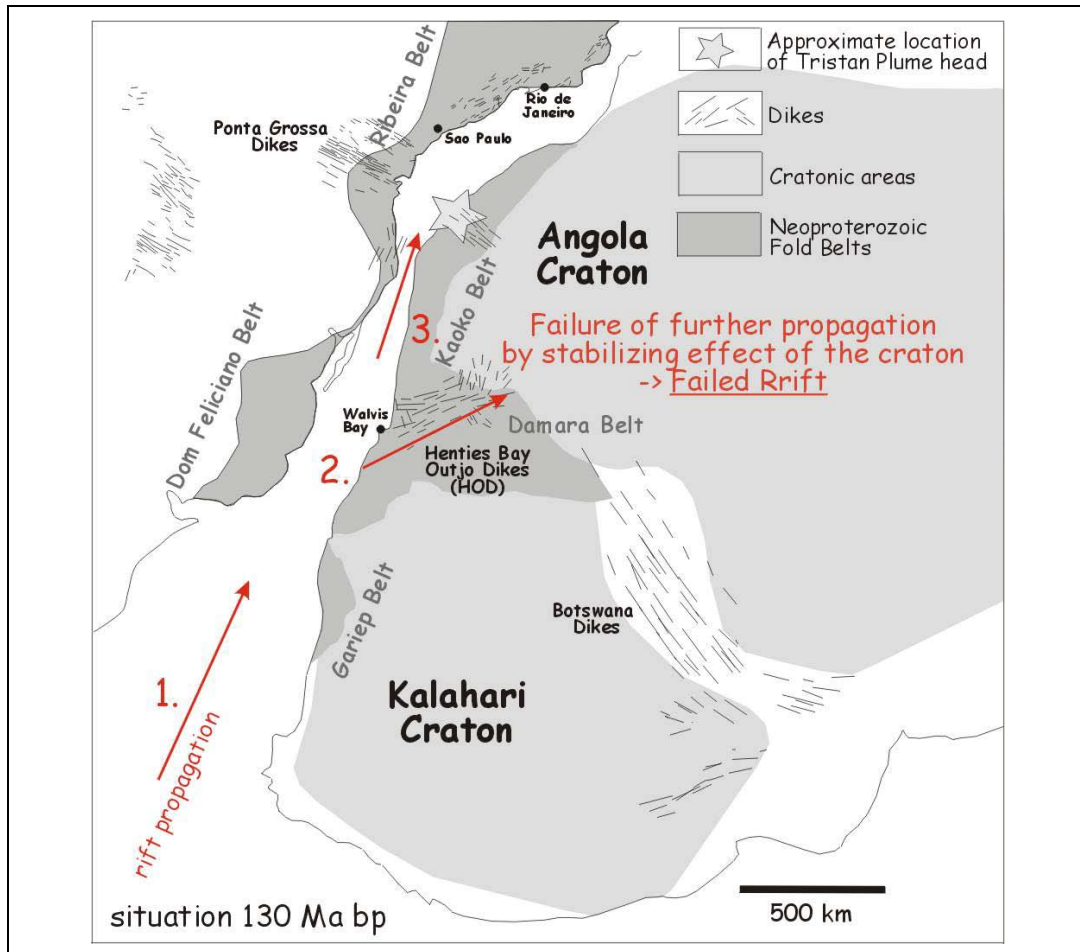


Abb. 7.4: Die Phasen des nordwärts voranschreitenden Rifting in Abhängigkeit zur strukturellen Vorzeichnung der Kruste. Verändert nach PEATE (1997) und REEVES (2000). Lage des Tristan da Cunha Plume head nach THOMPSON AND GIBSON (1991).

Eine Lage des *plume head* an der *triple junction*, die der HOD mit dem Südatlantik bildet, kann weitgehend ausgeschlossen werden, da in dieser Region die typischen radialen Gänge fehlen, die für derartige Spannungsregimes erwartet werden müssen (Abb. 7.5). Eine radiale Anordnung von Gängen wird näherungsweise am Kreuzungspunkt des entstehenden Südatlantiks mit dem brasilianischen Pontagrossa Gangschwarm und seiner in das heutige Angola streichende Verlängerung vorgefunden. Dieses Gebiet wird ebenfalls von THOMPSON AND GIBSON (1991) als Lage des Tristan da Cunha *plume head* angeben (Abb. 7.4).

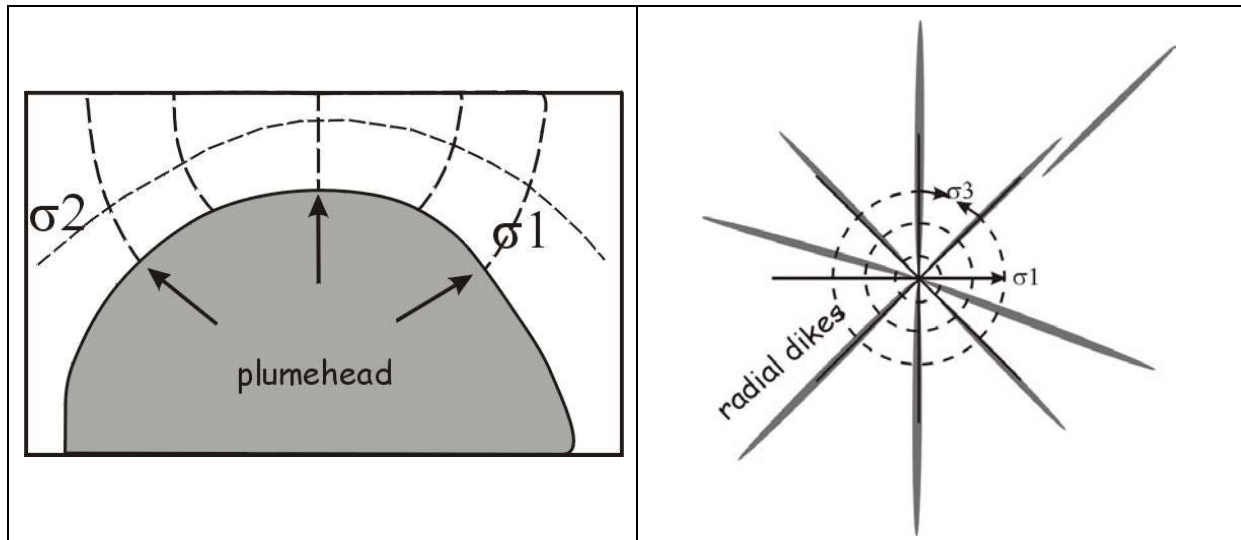


Abb. 7.5: Die Spannungsverteilung über einer Aufdomung im Querschnitt (links) und in der Aufsicht (rechts) mit resultierender radialer Gangausbreitung. Verändert nach Eisbacher (1996).

7.2 Die Spannungsentwicklung im HOD

Die Entwicklung von Dehnung und Magmenfluß im Henties Bay- Outjo Gangschwarm kann schematisch in dem auf Abbildung 7.6 dargestellten Modell zusammengefaßt werden:

1. Bei gleichzeitig hohem Magmenfluß und hoher Dehnungsrate entwickeln sich zunächst Gänge.

Für einen hohen Magmenfluß im Untersuchungsgebiet spricht unter anderem die Geländebeobachtung, daß nirgendwo synmagmatische Abschiebungen an Gängen stattgefunden haben. Wie aus Breite-zu-Länge-Beziehungen (t/l) der Gänge in Abhängigkeit zu den Zugfestigkeiten der intrudierten Gesteine hervorgeht, war der magmatische Überdruck selbst nicht sehr hoch (Kapitel 6.1.1, Abb. 6.1). Da das Gebiet jedoch stark tektonisch überprägt ist, muß davon ausgegangen werden, daß die Zugfestigkeiten der Gesteine durch (Mikro)Brüche herabgesetzt sind und in der Natur schon ein geringerer Überdruck ausreichend ist, um die beobachteten t/l Verhältnisse zu generieren. Daß bevorzugt Wegsamkeiten in Form von präexistenten Bruchzonen intrudiert werden geht aus Winkelbeziehungen der Gänge zu den Strukturen des Grundgebirges und flach einfallenden Gängen hervor (Kapitel 6.1.3 und 6.2). Sowohl das präexistente Kluftsystem als auch Störungen werden dabei intrudiert und wiederholt reaktiviert. Der Vergleich der Dichten einer basaltischen Schmelze mit der durchschnittlichen Zusammensetzung der tholeiitischen Basalte und der Damara-Kruste zeigt in jeder Tiefe einen Dichtekontrast, wobei die Schmelze eine geringere Dichte besitzt und somit allein durch diesen Umstand in jeder Tiefe die Tendenz zum Aufstieg besitzt (Kapitel 6.1.2, Abb. 6.3). In Verbindung mit den Wegsamkeiten der Bruchzonen war es möglich, daß die enorme Menge an Flutbasalten produziert werden konnte. Daß viele Gänge tatsächlich als die

erodierten Förderspalten der Etendeka Flutbasalte angesehen werden können, geht aus ihren Gemeinsamkeiten an Spurenelement-Verhältnissen mit den Flutbasalten hervor (Kapitel 6.7).

2. Die Nordwest-Südost gerichtete Extension nimmt während des fortschreitenden *rifting* nach Nordosten in der Nähe zum Angola Kraton zunächst ab, bevor sie gänzlich zum Erliegen kommt (Kapitel 6.3 und 7.1). Der anhaltend hohe Magmenfluß schlägt sich jetzt in der Platznahme der Ringkomplexe entlang reaktivierter neoproterozoischer Lineamente nieder.

3. Während der Oberkreide und des Känozoikums wird das Hauptverbreitungsgebiet des HOD (die *Northern Central Zone*) entlang reaktivierter Lineamente gehoben, was durch korrespondierende Sedimente im *Offshore*-Bereich sowie durch Daten aus Apatit Spaltspurenanalysen belegt wird. Demnach wird im Bereich der Küstenplattform eine ehemalige Bedeckung von 4000 m, die in Richtung Landesinnere ausdünn, angegeben (Kapitel 2). Ein unterschiedliches Krustenniveau zwischen küstennaher *Northern Central Zone* und dem westlich angrenzenden Gebiet (*Southern Kaoko Zone*) sowie küstenferner *Northern Central Zone* kann ebenfalls anhand der Verbreitung von Gängen mit flachem Einfallen und Lagergängen nachgewiesen werden und paßt außerordentlich gut in das durch Apatit Spaltspurenanalysen gestützte Hebungsmodell (Kapitel 6.2, Abb. 6.20). Die jüngsten tektonischen Bewegungen führen zur Bildung von Halbgräben, die mit quartären Lockersedimenten gefüllt sind und bereits erneut rotiert werden. Junge Vertikalbewegungen werden auch anhand von steilwandig herausgehobenen Bereichen mit kaum verfestigtem Hangschutt belegt (Kapitel 6.6). Diese junge mechanische Beanspruchung äußert sich anschaulich am spröden Bruchverhalten einiger Gänge. In anderen wird das präexistente Kluftsystem des Grundgebirges durch die jüngste Reaktivierung abgebildet (Kapitel 6.6).

Die Bildung von Halbgräben (Kapitel 6.6) paßt zum allgemein West-Ost extensionellen Spannungszustand im rezenten südlichen Afrika. Die seismisch aktive Mwembeshi Scherzone wird als Zone initialen *Riftings* gedeutet und setzt sich von Sambia und Botswana südwestlich nach Namibia streichend in den sinistralen Scherzonen des Damara Gürtels fort (Kapitel 2, Abb. 2.10).

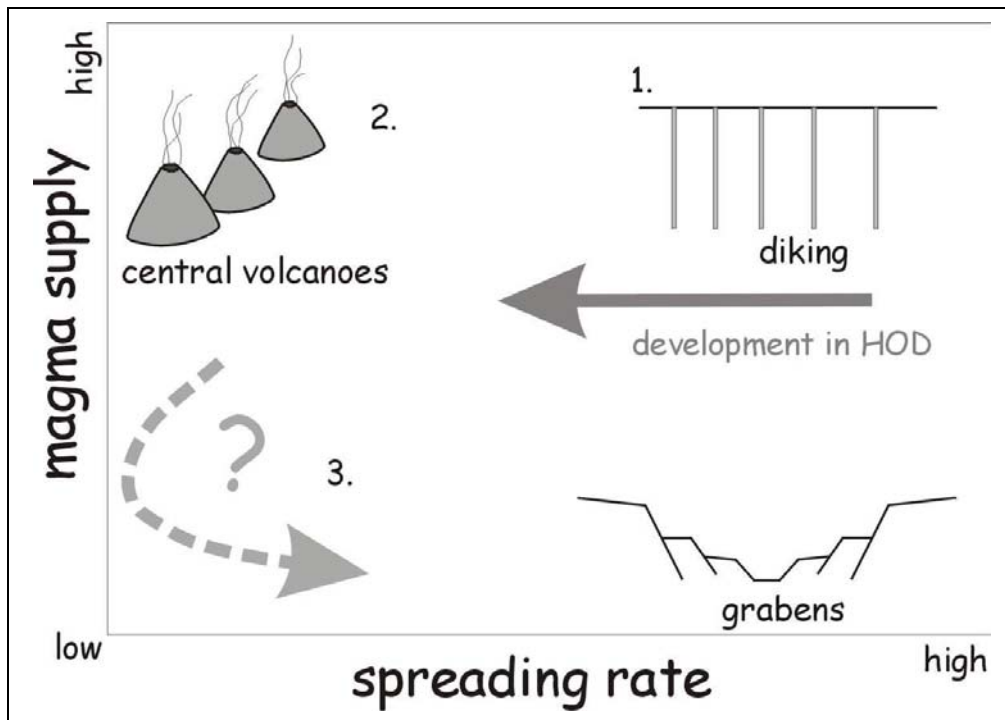


Abb. 7.6: Die Ausprägung magmatischer und tektonischer Phänomene in Abhängigkeit von Magmenfluß und Dehnungsrate in Bezug auf die Entwicklung im HOD.

Literaturverzeichnis

- Anderson, E. M. (1938). The Dynamics of Sheet Intrusion. *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh* **58**: 242-251.
- Anderson, E. M. (1951). Dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain. In: Corry, (1988): Laccoliths; Mechanics of emplacement and growth; Geological Society of America Special Paper, 220. Edinburgh, Oliver and Boyd Limited, 206 S.
- Attewell, P. B. and Farmer, I. W. (1976). Principles of engineering geology. London, Chapman and Hall, 1045 p.
- Baer, G. (1995). Fracture propagation and magma flow in segmented dykes: Field evidence and fabric analyses, Makhtesh Ramon, Israel. In: Baer & Heimann (eds.), *Physiks and Chemistry of Dykes. Selected Papers presented at the Third International Dyke Conference Jerusalem/Israel/4.-8. September 1995*: 125-140.
- Bauer, K., Trumbull, R. B., Vietor, T. (2003). Geophysical images and a crustal model of intrusive structures beneath the Messum ring complex, Namibia. *Earth and Planetary Science Letters* **216**: 65-80.
- Bauer, K., Neben, S., Schreckenberger, B., Emmermann, R., Hinz, K., Jokat, W., Schulze, A. Trumbull, R. B. and Weber, K. (2000). Deep structure of the Namibia continental margin as derived from integrated geophysical studies: The MAMBA experiment. *Journal of Geophysical Research* **105**, 11: 25829-25853.
- Botha, B. J. V. and Hodgson, F. D. I. (1976). Karoo Dolerites in northwestern Damaraland. *Transactions of the Geological Society of South Africa* **79**: 186-190.
- Brown, R. W., Rust, D. J., Summerfield, M. A., Gleadow, A. J. W. & De Wit, M. C. J. (1990). An accelerated phase of denudation on the south-western margin of Africa: evidence from apatite fission track analyses and the offshore sedimentary record. *Nucl. Tracks Rad. Measure.* **17**: 339-350.
- Brown, R. W., Gallagher, K., Gleadow, A. J. W. & Summerfield, M. A. (2000). Morphotectonic evolution of the South Atlantic margins of Africa and South America. *Geomorphology and Global Tectonics*. Editor: Summerfield, M. A., John Wiley & Sons Ltd.: 256-281.

- Chang, H. K., Kowsmann, R. O., Figueiredo, A., M., F. and Bender, A., A. (1992). Tectonics and stratigraphy of the east Brazil riftsystem: an overview. *Tectonophysics* **213**: 97-138.
- Clemson, J., Cartwright, J. and Booth, J. (1997). Structural segmentation and the influence of basements structure on the Namibian passive margin. *Journal of the Geological Society, London* **154**: 477-482.
- Cloos, H. u. C., K. (1931). Der Brandberg. Bau, Bildung und Gestalt der jungen Plutone in Südwestafrika. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Sonderdruck* **66**.
- Coblentz, D. D. Sandiford, M. (1994). Tectonic stresses in the African plate: constraints of the ambient lithospheric stress state. *Geology* **22**: 831-834.
- Cook, J. and Gordon., J. E. (1964). A mechanism for the control of crack propagation in all-brittle systems. *Proceedings of the Royal Society of London* **282**: 508-520.
- Corner, B. (1983). An interpretation of the aeromagnetic data covering the western portion of the Damara Orogen in South West Africa/Namibia. *Special Publications Geological Society of South Africa* **11**: 339-354.
- Corner, B., Cartwright, J., Swart, R. (2002). Volcanic passive margin of Namibia: A potential fields perspective. *Geological Society of America Special Paper* **362**: 203-220.
- Corry, C. E. (1988). Laccoliths; Mechanics of emplacement and growth. *Geological Society of America Special Paper* **220**.
- Coward, M. P. Daly, M. C. (1984). Crustal lineaments and shear zones in Africa: their relationship to plate movements. *Precambrian Research* **24**: 27-45.
- Daly, M. C. (1986). Crustal shear zones and thrust belts: their geometry and continuity in Central Africa. *Philosophical Transactions Royal Society* **317**: 111-128.
- Daly, M. C. (1989). Rift basin evolution in Africa: the influence of reactivated steep basement shear zones. In: G. D. W. M. A. Cooper (ed.), Inversion Tectonics. *Special Publications Geological Society London* **44**: 309-334.
- De Wall, H. K., A., Nano, L., Rieger, M. & Schmitt, T. (2000). Magnetische Suszeptibilitätsmessungen zur petrographischen Charakterisierung von Granitoiden-Vergleich von Feld- und Labormessungen (Saghro-Gebiet, Anti-Atlas, Marokko). *Z. angew. Geol.* **46**, 4: 223-230.

- Delaney, P. T. and Gartner, A. E. (1997). Physical process of shallow mafic dike emplacement near the San Rafael Swell, Utah. *GSA Bulletin* **109**, 9: 1177-1192.
- Diehl, M. (1986). Preliminary Report on the Cape Cross-Uis pegmatite field. *Communications of the Geological Survey of Namibia* **2**: 39-45.
- Dingle, R. V., Siesser, W. G. & Newton, A. R. (1983). Mesozoic and Tertiary geology of southern Africa. In Light et al. (1992): New geophysical evidence for extensional tectonics on the divergent margin offshore Namibia In: Magmatism and causes of continental breakup, Geological Society Special Publications 68, 257-270. Rotterdam, A. A. Balkema.
- Dingle, R. V. Hendey, Q. B. (1984). Late Mesozoic and Tertiary sediment supply to the eastern Cape basin (S. E. Atlantic) and palaeo-drainage systems in southwestern Africa. *Marine Geology* **56**: 13-26.
- Duncan, A. R., Armstrong, R. A., Erlank, A. J., Marsh, J. S., Watkins, R. T. (1990). MORB-related dolerites associated with the final phases of Karoo flood basalt volcanism in southern Africa. Balkema, Rotterdam: 119-129.
- Einarsson, P. (1991). The Volcano-tectonic episode at Krafla 1975-89. *Myvatn's Nature*. A. E. Gardarsson, A. Reykjavik, Hid islenska natturufraedifelag.
- Eisbacher, G. H. (1996). Einführung in die Tektonik. Stuttgart, Enke Verlag, 374 S.
- Erlank, A. J., Marsh, J. S., Duncan, A. R., Miller, R. McG., Hawkesworth, C. J., Betton, P. J. & Rex, D. C. (1984). Geochemistry and petrogenesis of the Etendeke volcanic rocks from SWA/Namibia. *Geological Society of South Africa Special Publications* **13**: 195-245.
- Ernst, R. E., Buchan, K. L., Palmer, H. C. (1995). Giant dyke swarms: Characteristics, distribution and geotectonic applications. In: Baer & Heimann (eds): Physics and Chemistry of Dykes. *Selected Papers presented at the Third International Dyke Conference Jerusalem/Israel/4.-8. September 1995*: 3-21.
- Ernst, R. E. and Buchan, K. L. (1997). Giant Radiating Dyke Swarms: Their Use in Identifying Pre-Mesozoic Large Igneous Provinces and Mantle Plumes. In: Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic and Planetary Flood Volcanism. *Geophysical Monograph* **100**: 297-333.

- Ewart, A., Milner, S. C., Armstrong, R. A., Duncan, A. R. (1998). Etendeka volcanism of the Goboboseb Mountains and Messum Igneous Complex, Namibia. Part I: Geochemical evidence of early Cretaceous Tristan plume melts and the role of crustal contamination in the Parana-Etendeka CFB. *Journal of Petrology* **39**: 191-225.
- Frets, D. C. (1969). Geology and structure of the Huab-Welwitschia area, South West Africa. *Bulletin of Precambrian Research Unit, University of Cape Town* **5**: 235 S.
- Frindt, S., Trumbull, R. B., Romer, Rolf L. (2004). Petrogenesis of the Gross Spitzkoppe topaz granite, central western Namibia: a geochemical and Nd-Sr-Pb isotope study. *Chemical Geology* **206**: 43-71.
- Gibson, S. A., Thompson, R. N., Dickin, A. P., 2000 (2000). Ferropicrites: geochemical evidence for Fe-rich streaks in upwelling mantle plumes. *Earth and Planetary Science Letters* **174**: 355-374.
- Gladchenko, T. P., Hinz, K., Eldholm, O., Meyer, H., Neben, S. & Skogseid (1997). South Atlantik volcanic margins. *Journal of the Geological Society, London* **154**: 465-470.
- Gladchenko, T. P., Skogseid, J. and Eldhom, O. (1998). Namibia volcanic margin. *Marine Geophysical Researches* **20**: 313-341.
- Gudmundsson, A. (1995). The geometry and growth of dykes. In: Baer & Heimann (eds): *Physik and Chemistry of Dykes. Selected Papers presented at the Third International Dyke Conference Jerusalem/Israel/4.-8. September 1995*: 23-34.
- Halls, H. C. and Burns, K. G. (1987). Mafic Dyke Swarms of Tansania Interpreted from Aeromagnetic Data. In: Halls, H. C. and Fahrig, W.F. (eds.), *Mafic dyke swarms. Geological Association of Canada Special Paper* **34**: 173-186.
- Harland, W. B., Cox, A. V., Llewellyn, P. G., Pickton, C. A. G., Smith, A. G., Walters, R. (1989). *A Geologic Time Scale*, Cambridge University Press.
- Harland, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. G. & Smith, D. G. (1990). *A Geologic time scale*. Cambridge, Cambridge University Press.
- Harry, D. L. Sawyer, D. S. (1992). Basaltic volcanism, mantle plumes, and the mechanics of rifting: the Paraná flood basalt province of South America. *Geology* **20**: 207-210.

- Hegenberger, W. (1988). Karoo Sediments of the Erongo Mountains, their environmental setting and correlation. *Communications of the Geological Survey of Namibia* **4**: 51.
- Hoek, J. D. (1995). Dyke propagation and arrest in Proterozoic tholeiitic dyke swarms, Vestfold Hills, East Antarctica. In: Baer & Heimann (eds): *Physics and Chemistry of Dykes. Selected Papers presented at the Third International Dyke Conference Jerusalem/Israel/4.-8. September 1995*: 79-92.
- Hoffmann, P. F. (1991). Did the breakout of Laurentia turn Gondwana inside-out? *Science* **252**: 1409-1412.
- Holzförster, F., Stollhofen, H., Lorenz, V., Stanistreet, I. G. (1998). The Waterberg basin in Central Namibia: Transfer fault activity during early South Atlantic rift evolution. *Journal of African Earth Sciences* **27**: 111-117.
- Korn, H. Martin, H. (1954). The Messum Igneous Complex in South West Africa. *Transactions Geological Society South Africa* **57**: 83-124.
- Kress, V. C. and Carmichael, I. S. E. (1991). The compressibility of silicate liquids containing Fe₂O₃ and the effect of composition, temperature, oxygen fugacity and pressure on their redox states. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **108**: 82-92.
- Lawn, B. (1993). Fracture of Brittle Solids. In: Weinberger et al. (1995): Deformation bands associated with dyke propagation in porous sandstone, Makhtesh Ramon, Israel. In: Baer & Heimann (eds): *Physics and Chemistry of Dykes, Selected Papers presented at the Third International Dyke Conference Jerusalem/Israel/4.-8. September 1995*, 95-112. Cambridge, Cambridge University Press.
- Light, M. P. R., Maslany, M. P. & Banks, N. L. (1992). New geophysical evidence for extensional tectonics on the divergent margin offshore Namibia. *Geological Society Special Publications* **68**: 257-270.
- Light, M., Maslanyi, M., Greenwood, R. and Banks, N. (1993). Seismic sequence stratigraphy and tectonics offshore Namibia. *Geological Society Special Publications* **71**: 163-191.
- Lister, J. R. (1995). Fluid-mechanical models of the interaction between solidification and flow in dykes. In: Baer & Heimann (eds): *Physics and Chemistry of Dykes. Selected Papers presented at the Third International Dyke Conference Jerusalem/Israel/4.-8. September 1995*: 115-124.

- Lord, J., Oliver, G. J. H. and Soulsby, J. A. (1996). Landsat MSS imagery of a Lower Cretaceous regional dyke swarm, Damaraland, Namibia: a precursor to the splitting of Western Gondwana. *International Journal of Remote Sensing* **17**, 15: 2945-2954.
- Mallick, D. I. J., Habgood, F. & Skinner, A. C. (1981). A Geological Interpretation of Landsat Imagery and Air Photographs of Botswana. *Overseas Geology and Mineral Resources* **56** HMSO, London.
- Marsh, J. S., Ewart, A., Milner, S. C., Duncan, A. R., Miller, R. McG. (2001). The Etendeka Igneous Province: magma types and their stratigraphic distribution with implications for the evolution of the Paraná-Etendeka flood basalt province. *Bulletin of Volcanology* **62**: 464-486.
- Martin, H., Mathias, M. and Simpson, E. W. S. (1960). The Damaraland sub-volcanic ring complexes in South West Africa. *21st International geological Congress* **13**: 156-174.
- Martinez, I. A., Harris, C., Le Roex, A. P. and Milner, S. C. (1996). Oxygen isotope evidence for extensive crustal contamination in the Okenyanya igneous complex, Namibia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **60**, 22: 4497-4508.
- Marzoli, A., Melluso, L., Morra, V., Renne, P. R., Sgrosso, I., D'Antonio, M., Morais, L. D., Morais, E. A. A. and Ricci, G. (1999). Geochronology and petrology of Cretaceous basaltic magmatism in the Kwanza basin (western Angola), and relationships with the Paraná-Etendeka continental flood basalt province. *Journal of Geodynamics* **28**: 341-356.
- Maslanyj, M. P., Light, M. P. R., Greenwood, R. J. and Banks, N. L. (1992). Extension tectonics offshore Namibia and evidence for passive rifting in the South Atlantic. *Mar. Petrology Geology* **9**: 590-601.
- Miller, R. M. (1979). The Okahandja Lineament, a fundamental tectonic boundary in the Damara Orogen of South West Africa/Namibia. *Transactions of the Geological Society of South Africa, South African Series* **6**: 78.
- Miller, R. M. (1980). Geology of a portion of central Damaraland, South West Africa/Namibia. *Memoirs Geological Survey of South Africa, South West African Series* **6**: 78.
- Miller, R. M. (1983). The Pan-African Damara Orogen of South West Africa/Namibia. *Special Publications of the Geological Society of South Africa* **11**: 431-515.

- Miller, R. M., Grote, W. (Editoren) (1988). Geological Map of the Damara Orogen, South Africa/ Namibia, 1: 500 000. *Geological Survey of Namibia, Windhoek*.
- Milner, S. C., Duncan, A. R. & Ewart, A. (1992). Quartz latite rheoignimbrite flows of the Etendeka Formation, north-western Namibia. *Bulletin of Volcanology* **54**: 200-219.
- Milner, S. C., Le Roex, A. P. & Watkins, R. T. (1993). Rb Sr age determinations of rocks from the Okenyenya igneous complex, northwestern Namibia. *Geological Magazine* **130**: 335-343.
- Milner, S. C., Le Roex, A. P. & O'Connor, J. M. (1995). Age of Mesozoic igneous rocks in northwestern Namibia and their relationship to continental breakup. *Journal of the Geological Society, London* **151**: 97-104.
- Milner, S. C., Duncan, R., Whittingham, M. and Ewart, A. (1995a). Trans-Atlantic correlation of eruptive sequences and individual silicic units within the Paraná-Etendeka igneous province. *Journal of Volcanological and Geothermal Research* **69**: 137-157.
- Milner, S. C. and Eward, A. (1989). The geology of the Goboboseb Mountain volcanics and their relationship to the Messum Complex, Namibia. *Communications of the Geological Survey of Namibia* **5**: 31-40.
- Milner, S. C. (1997). Geological Map of Namibia, Sheet 2114-Omaruru, 1: 250 000. *Ministry of Mines and Energy, Windhoek*.
- Mountney, N., Howell, J., Flint, S. and Jerram, D. (1998). Aeolian and alluvial deposition within the Mesozoic Etjo Sandstone Formation, northwest Namibia. *Journal of African Earth Sciences* **27**: 175-192.
- Nürnberg, D. Müller, R. D. (1991). The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to present. *Tectonophysics* **191**: 27-53.
- O'Connor, J. M. and Duncan, R. A. (1990). Evolution of the Walvis Ridge-Rio Grande Rise hot spot system. Implications for African and South American plate motions over plumes. *Journal of Geophysical Research* **95**: 17475-17502.
- Oliver, G. J. H. (1994). Mid-crustal detachment and domes in the central zone of the Damaran orogen, Namibia. *Journal of African Earth Sciences* **19**, 4: 331-344.
- Partridge, T. C. (1993). The evidence for Cainozoic aridification in southern Africa. *Quaternary International* **17**: 105-110.

- Peate, D. W., Hawkesworth, C. J. & Mantovani, M. S. M. (1992). Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America) : classification of magma types and their spatial distribution. *Bulletin of Volcanology* **55**: 119-139.
- Peate, D. W. (1997). The Paraná-Etendeka Province. In: Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic and Planetary Flood Volcanism. Washington, DC, Geophysical Union, 217-245.
- Pirajno, F., Phillips, D. and Armstrong, R. A. (2000). Volcanology and eruptive histories of the Erongo volcanic complex and the Paresis igneous complex, Namibia: implications for mineral deposit styles. *Communications of the Geological Survey of Namibia* **12**: 301-312.
- Pollard, D. D. (1987). Elementary fracture mechanics applied to the structural interpretation of dykes. In: Halls, H. C. and Fahrig, W.F. (eds.), Mafic dyke swarms. *Geological association of Canada Special Paper* **34**: 5-24.
- Porada, H. (1979). The Damara-Ribeira orogen and the Pan-African-Brasiliano cycle in Namibia (Southwest Africa) and Brazil as interpreted in terms of continental collision. *Tectonophysics* **57**: 237-265.
- Porada, H. (1989). Pan-African Rifting and Orogenesis in Southern to Equatorial Africa and Eastern Brazil. *Precambrian Research* **44**: 103-136.
- Raab, M. J., Brown, R.W., Gallagher, K., Carter, A., Weber, K. (2002a). Late Cretaceous reactivation of major crustal shear zones innorthern Namibia: constraints from apatite fission track analysis. *Tectonophysics* **349**: 75-92.
- Raab, M. und Weber, K. (2002). Tektonomorphologische Entwicklung Namibias. *Tagungsband des Jahrestreffens am 28. und 29. Juni in Göttingen*.
- Raposo, M. I. B., Ernesto, M. (1995). Anisotropy of magnetic susceptibility in the Ponta Grossa dyke swarm (Brazil) and its relationship with magma flow direction. *Physics of the earth and planetary interiors* **87**: 183-196.
- Reeves, C. V. (2000). The geophysical mapping of Mesozoic dyke swarms in southern Africa and their origin in the disruption of Gondwana. *Journal of African Earth Sciences* **30**: 499-513.
- Reid, D. L. and Rex, D. C. (1994). Cretaceous dykes associated with the opening of the South Atlantic: the Mehlberg dyke, northern Richtersveld. *South African Journal of Geology* **97**, 2: 135-145.

- Renne, P. R., Glen, J. M., Milner, S. C. & Duncan, A. R. (1996). Age of Etendeka flood volcanism and associated intrusions in southwestern Africa. *Geology* **24**: 659-662.
- Renne, P. R., Deckart, K., Ernesto, M., Féraud, G. and Piccirillo, E. M. (1996a). Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil) and implications to Paraná flood volcanism. *Earth and Planetary Sciences Letters* **144**: 199-212.
- Ring, U. (1994). The influence of preexisting structure on the evolution of the Cenozoic Malawi rift (East African rift system). *Tectonics* **13**: 313-326.
- Rubin, A. M. (1995). Why geologists should avoid using "fracture toughness" (at least for dykes). In: Baer & Heimann (eds.), *Physik and Chemistry of Dykes. Selected Papers presented at the Third International Dyke Conference Jerusalem/Israel/4.-8. September 1995*: 53-63.
- Rust, D. J. Summerfield, M. A. (1990). Isopach and borehole data as indicators of rifted margin evolution in southwestern Africa. *Marine Petrology and Geology* **7**: 277-287.
- Schmitt, A. K., Emmermann, R., Trumbull, R. B. and Bühn, B. (2000). Petrogenetic aspects of metaluminous and peralkaline granites in the Brandberg anorogenic complex, Namibia: Evidence for major mantle contribution. *Journal of Petrology* **41**: 1207-1239.
- Scholz, C. H., Koczyński, T. A. and Hutchins, D. G. (1976). Evidence for incipient rifting in southern Africa. *Geophysical Journal Research Astrophysical Society* **44**: 135-144.
- Secor, D. T. and Pollard, D. D. (1975). On the stability of open hydraulic fractures in the earth's crust. *Geophysical Research Letters* **2**: 510-513.
- Siedner, G., Mitchell, J. G. (1976). Episodic volcanism in Namibia and Brasil: a K-Ar isochron study bearing on the opening of the South Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters* **30**: 292-302.
- Steven, N. M. (1994). Mafic dykes in the pre-Damara basement, south-east of Usakos, central Namibia. *Communications of the Geological Survey of Namibia* **9**: 92-95.
- Stewart, K., Turner, S., Kelley, S., Hawkesworth, J., Kirstein, L. and Mantovani, M. S. M. (1996). 3-D 40Ar-39Ar geochronology in the Paraná flood basalt province. *Earth and Planetary Science Letters* **143**: 95-110.

- Stollhofen, H. (1999). Karoo Synrift -Sedimentation und ihre tektonische Kontrolle am entstehenden Kontinentalrand Namibias. *Zeitschrift Deutsche Geologische Gesellschaft* **149**: 519-632.
- Tankard, A., Eriksson, M., Hobday, D., Hunter, D., Minter, E. (1982). Crustal Evolution of southern Africa: 3.8 billion years of Earth history. New York, Springer, 523 S.
- Telford, W., M., Geldart, L., P., Sheriff, R., E. (1990). Applied Geophysics, Second Edition. Cambridge, 134 S.
- Thompson, R. N. and Gibson, S. A. (1991). Subcontinental mantle plumes, hotspots and pre-existing thinspots. *Journal of the Geological Society of London* **148**: 973-977.
- Thompson, R. N., Gibson, S. A., Dickin, A., P. and Smith, P., M. (2001). Early Cretaceous Basalt and Picrite Dykes of the Southern Etendeka Region, NW Namibia: Windows into the Role of the Tristan Mantle Plume in Paraná-Etendeka Magmatism. *Journal of Petrology* **42**, 11: 2049-2081.
- Trumbull, R. B., Harris, C., Frindt, S., Wigand, M. (2004) Oxygen and neodymium isotope evidence for source diversity in Cretaceous anorogenic granites from Namibia and implications for A-type granite genesis *Lithos* **73**: 21-40.
- Trumbull, R. B., Emmermann, R., Bühn, B., Gerstenberger, H., Mingram, B., Schmitt, A., Volker, F. (2000). Insights on the genesis of the Cretaceous Damaraland igneous complexes in Namibia from a Nd- and Sr-isotopic perspective. *Communications of the Geological Survey of Namibia* **12**: 313-324.
- Turcotte, D. L., Emerman, S. H., Spence, D. A. (1987). Mechanics of dyke injection. In: Halls, H. C. and Fahrig, W.F. (eds.), Mafic dyke swarms. *Geological Association of Canada Special Paper* **34**: 25-29.
- Uliana, M., A., Biddle, K., T. & Cerdan, J. (1989). Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. In: Tankard, A., J. & Balkwill, H., R. (eds.): Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic margins. *American Association of Petroleum Geologists Memoir* **46**: 599-614.
- Urien, C., M., Zambrano, J., J. & Martins, L., R. (1981). The basins of southeastern and eastern Argentina including the Atlantic paleogeographic evolution. In: Comitè Sudamericano Del Jurassico Y Cretacico: Cuentas Sedimentarias Del Jurassico Y Cretacico De America Del Sur S. L. S. C. P. I: 45-125.

- Verwoerd, W. J., Retief, E. A., Prins, P. (2000). The Etenenberg alkaline complex, Namibia. *Communications of the Geological Survey of Namibia* **12**: 291-300.
- Watkins, R. T., Le Roex, A. P. (1991). Petrology and structure of syenite intrusions of the Okenyenya igneous complex. *Communications of the Geological Survey of Namibia* **7**: 55-70.
- Watkins, R. T., McDougall, I., Le Roex, A. P. (1994). K-Ar ages of the Brandberg and the Okenyenya igneous complexes, north-western Namibia. *Geologische Rundschau* **83**: 348-356.
- Weber, K., Ahrend, H. and Hunziker, J. C. (1983). Geodynamic aspects of structural and radiometric investigations on the northern and southern margins of the Damara Orogen, South West Africa/Namibia. *Special Publications Geological Society of South Africa* **11**: 307-319.
- Weertman, J. (1980). The stopping of a rising, liquid-filled crack in the earth's crust by a freely slipping horizontal joint. *Journal of Geophysical Research* **85**, B2: 967-976.
- Weinberger, R., Baer, G., Shamir, G., Agnon, A. (1995). Deformation bands associated with dyke propagation in porous sandstone, Makhtesh Ramon, Israel. In: Baer & Heimann (eds): *Physics and Chemistry of Dykes. Selected Papers presented at the Third International Dyke Conference Jerusalem/Israel/4.-8. September 1995*: 95-112.
- Wheeler, W. H. and Rosendahl, B. R. (1994). Geometry of the Livingstone Mountains border fault, Nyasa (Malawi) rift, East Africa. *Tectonics* **13**: 303-312.
- Wigand, M., Schmitt, A. K., Trumbull, R. B., Villa, I. M., Emmermann, R. (2004). Short-lived magmatic activity in an anorogenic subvolcanic complex: ⁴⁰Ar-³⁹Ar and ion microprobe U-Pb zircon dating of the Erongo, Damaraland Province, Namibia. *Journal of Volcanic and Geothermal Research* **130**: 285-305.

Anhang

A1 Möglichkeiten für eine verbesserte Detektion aufgeschlossener Gänge im Grundgebirge

Für eine Detektion von foliationsparallelen Gängen im Grundgebirge bietet sich der Spektralbereich des Thermalen Infrarots (TIR) an.

Während sich zum Grundgebirge diskordant streichende Gänge leicht detektieren lassen, sind die schichtparallel intrudierten bei fehlendem spektralem Kontrast auf den verwendeten Satellitendaten nahezu unsichtbar oder leicht mit dunklen Gesteinen des Grundgebirges zu verwechseln (Abbildungen A1 und A2). Der Spektralbereich, der mit dem ETM+ -Sensor zur Verfügung steht, ist an diesen Lokalisationen ungeeignet, mafische Gänge eindeutig zu differenzieren. Die sowohl räumlich als auch spektral äußerst grobe Auflösung im thermalen Spektrum des ETM-Kanals 6 (10,4 μm -12,5 μm) von 60 m x 60 m ist unzureichend. Der Thermalbereich des ASTER-Sensors (fünf Bänder, Minimum 8,125 μm , Maximum 11,650 μm) stellt im Hinblick auf die spektrale Auflösung eine Verbesserung dar, besitzt aber lediglich eine Bodenauflösung von 90 m x 90 m.

Am einfachsten ließe sich diese Problematik durch den Einsatz von sowohl räumlich- als auch spektral hochauflösenden Thermal-Sensoren lösen (z.B. mit dem flugzeuggestützten Thermal Infrared Multispectral Scanner, TIMS).

Im Spektralbereich des Thermalen Infrarots (TIR), insbesondere von 8 μm -14 μm liegen die charakteristischen Reflexionsbänder vieler gesteinsbildender Silikate (Abb. A3). Dieser Bereich befindet sich zudem innerhalb eines Atmosphärischen Fensters und wird somit für fernerkundliche Methoden nutzbar. In diesem Spektralbereich sind die meisten mafischen Gesteine von quarzreicheren Gesteinen des Grundgebirges eindeutig abgrenzbar. Zum Teil lassen sich auch einzelne Gruppen mafischer Gesteine voneinander unterscheiden (Abb. A2).



Abb. A1: dunkler, seiger stehender Glimmerschiefer des Grundgebirges (oben) und dunkler Glimmerschiefer im synorogenen Granit (unten) sind im sichtbaren- bis nahen Infrarot-Spektralbereich (VIS/NIR) kaum von mafischen Gängen differenzierbar.

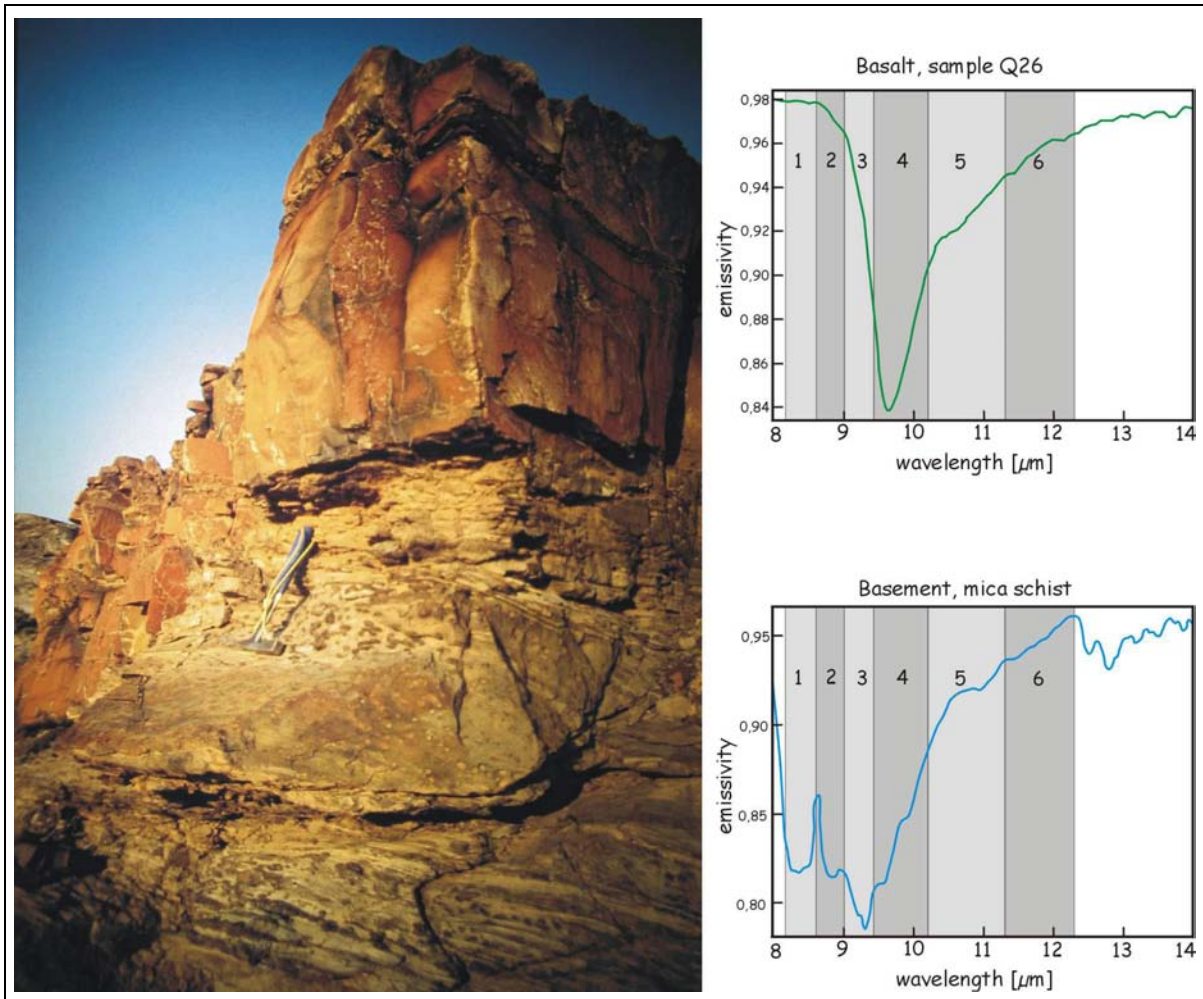


Abb. A2: Basalt (hangend oberhalb des Hammers) und Grundgebirge (links) werden im Thermalen Infrarot anhand ihrer spektralen Signaturen eindeutig voneinander differenzierbar. Im räumlich- und spektral hochauflösenden Thermal Infrared Multispectral Scanner (TIMS) liegen charakteristische Absorptionsbanden der einzelnen Gesteinseinheiten in unterschiedlichen Kanälen (rechts, Lage der TIMS-Kanäle im Hintergrund) und können somit auch fernerkundlich voneinander unterschieden werden.

Spektren

Gesteine stellen polymineralische Gemenge dar. Beim Vergleich von Spektren reiner Minerale mit Gesteins-Spektren, in denen diese Minerale enthalten sind, kommt es durch Interferenzen der einzelnen charakteristischen Mineral-Bänder oft zu leichten Verschiebungen dieser Bänder in Richtung größerer oder kleinerer Wellenlängen. Dieses Phänomen kann ebenfalls bei identischen Mineralen unterschiedlicher Korngröße auftreten.

Das Gesteins-Spektrum wird im TIR entscheidend durch die Anwesenheit von Einsprenglingen und mineralisierten Blasen Hohlräumen (hauptsächlich Quarz) beeinflusst. Dadurch wird beobachtet, daß gleiche Gesteinstypen unterschiedliche Spektren- und unterschiedliche Gesteinstypen sehr ähnliche Spektren aufweisen können (Abb. A4).

Am deutlichsten fällt letzteres beim Vergleich der Proben P17 (Trachydazit) und P3 (Granit aus dem Grundgebirge) ins Auge: die Spektren weisen trotz des völlig unterschiedlichen Gesteinstyps eine große Ähnlichkeit auf, was auf den ähnlichen Mineralbestand zurückzuführen ist, der bei P17 in Form von relativ großen Feldspat-Einsprenglingen (bis 8 mm) vorliegt (Abb. A4). Eine Unterscheidung im TIR mit dem TIMS-Sensor ist hier nicht möglich.

Sekundär mit Quarz ausgefüllte Blasen Hohlräume in mafischen und intermediären Gesteinen können ähnliche Spektren wie primärer Quarz in Gesteinen des *Basements* aufweisen (Abb. A6).

Der Einfluß von Einsprenglingen wird auch in Abbildung A5 deutlich: Aus geochemischer Sicht handelt es sich bei beiden Proben um einen Trachyt. Probe Q3 führt Einsprenglinge von Feldspat, dessen charakteristisches Band bei 9,5 µm das Spektrum beherrscht, während Probe Q18 gleichmäßig grobkörnig ist und ein Band, das für die Anwesenheit von Olivin spricht, als wesentliches Merkmal zeigt.

Alle gemessenen Dolerite, die makroskopisch sichtbar Olivin und Pyroxen führen, besitzen gegenüber den übrigen Basalten, bei denen diese Minerale allenfalls in feiner Verteilung vorhanden sind, die charakteristischen Bänder dieser Minerale. Durch diese Besonderheit werden die Dolerite von den übrigen Basalten eindeutig fernerkundlich differenzierbar (Abb. A7).

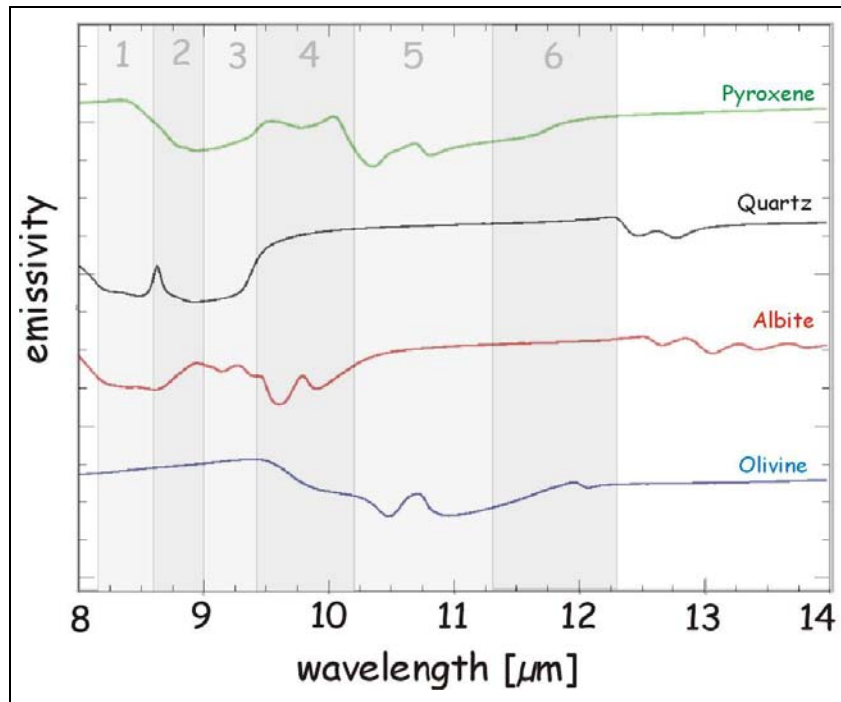


Abb. A3: Die Lage der charakteristischen Reflexionsbänder einiger gesteinsbildender Silikate. (Lage der TIMS-Kanäle im Hintergrund; die Spektren sind zur übersichtlicheren Darstellung vertikal versetzt).

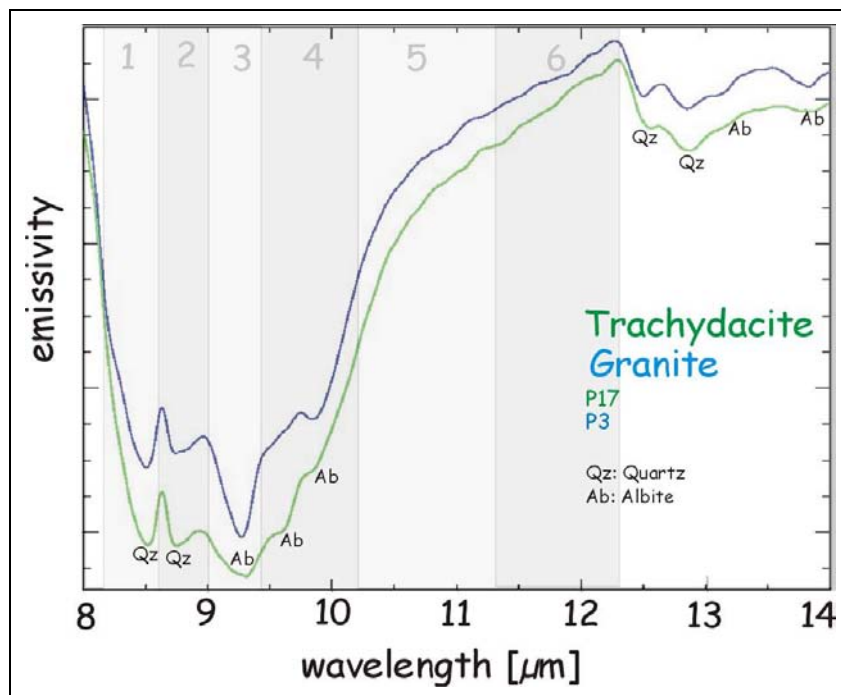


Abb. A4: Ähnliche Spektren unterschiedlicher Gesteinstypen sind auf einen ähnlichen Mineralbestand und eine ähnliche Ausprägung der Komponenten (Feldspat-Einsprenglinge in P17) zurückzuführen. (Lage der TIMS-Kanäle im Hintergrund; die Spektren sind zur übersichtlicheren Darstellung vertikal versetzt).

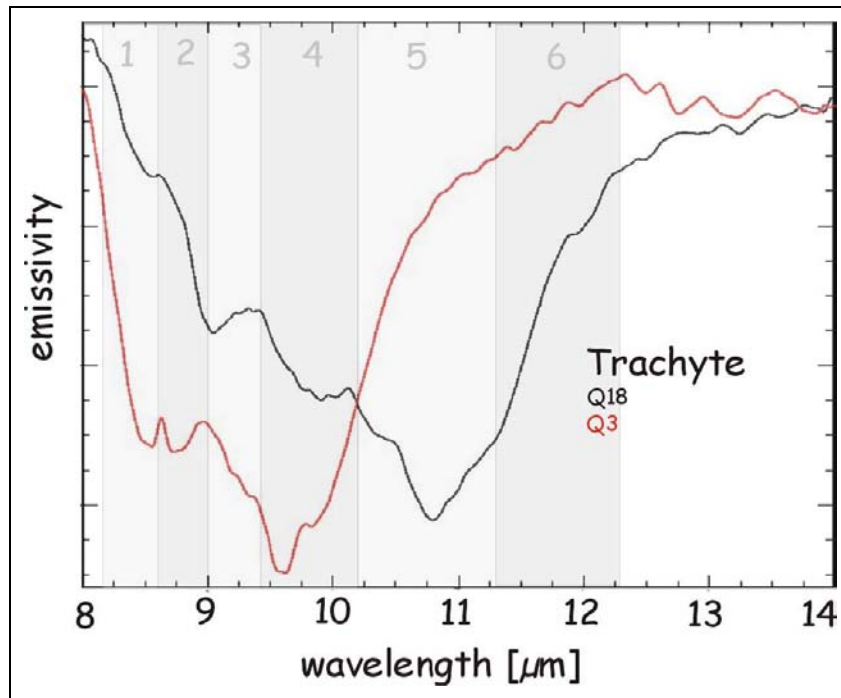


Abb. A5: Derselbe Gesteinstyp zeigt unterschiedliche Spektren; In Q3 sind Feldspat-Xenokriste vorhanden, Q18 ist grobkörnig ausgeprägt. (Lage der TIMS-Kanäle im Hintergrund; die Spektren sind zur übersichtlicheren Darstellung vertikal versetzt).

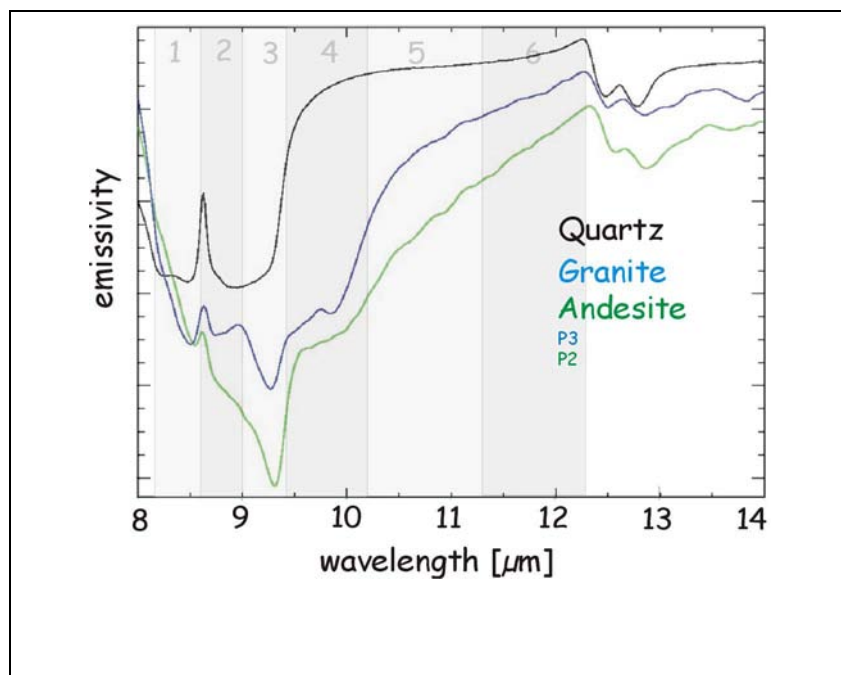


Abb. A6: Vergleich von Quarz-Laborspektrum, granitischem Grundgebirge und Andesit mit sekundär von Quarz auskristallisierten Blasen Hohlräumen. (Lage der TIMS-Kanäle im Hintergrund; die Spektren sind zur übersichtlicheren Darstellung vertikal versetzt).

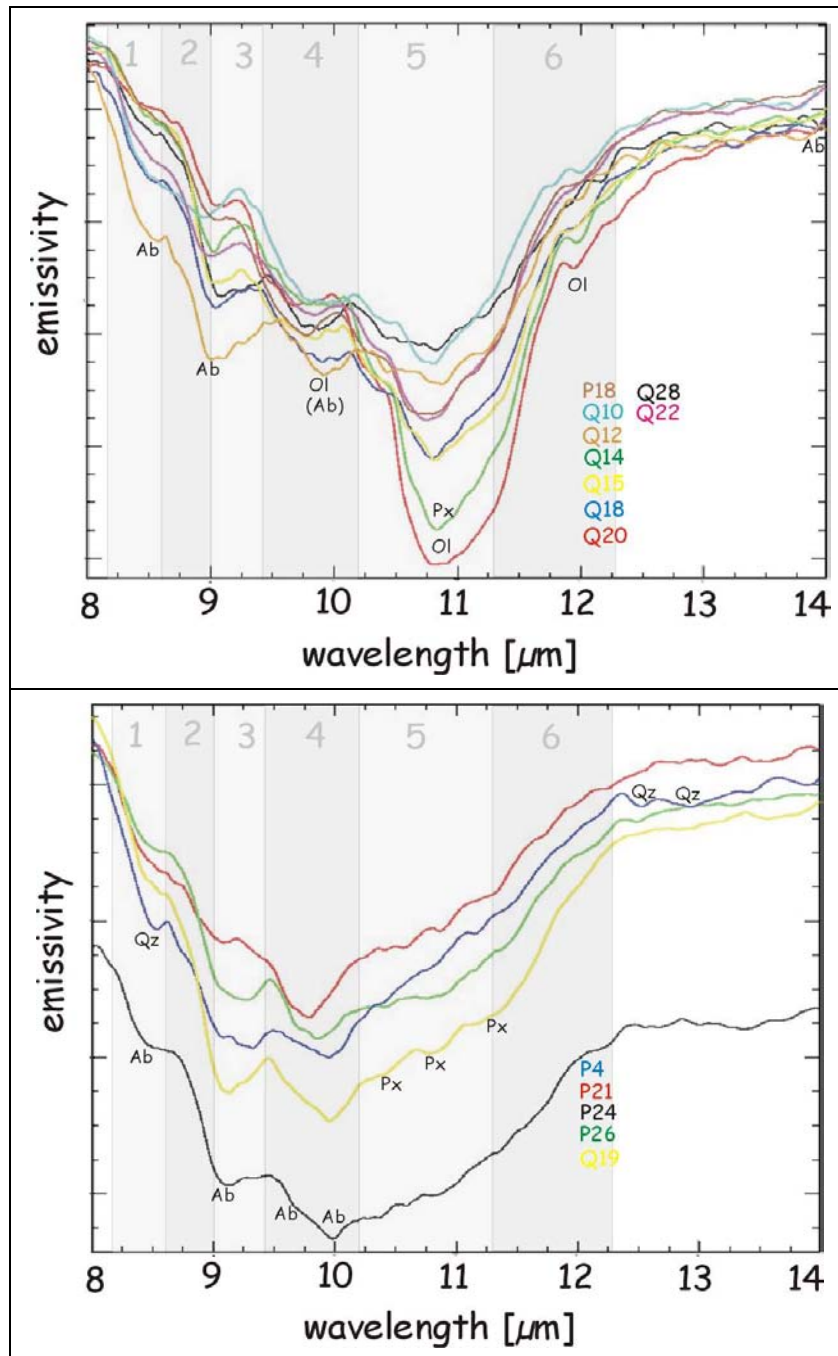


Abb. A7: Die makroskopisch Olivin- und Pyroxen führenden Dolerite (oben) sind von den übrigen Basalten, bei denen diese Minerale allenfalls fein verteilt enthalten sind (unten) im TIR differenzierbar. (Lage der TIMS-Kanäle im Hintergrund; die Spektren sind zur übersichtlicheren Darstellung vertikal versetzt).

A2 Probenlisten

Probenliste der Geländesaison 2000

Probe [P]	Lokalität (GPS-Datum: WGS 84)	Profilnummer
1	21°34'46,2"S/015°09'47,6"E	2
2	21°34'46,3"S/015°09'33,9"E	2
3	21°34'46,2"S/015°09'05,3"E	2
4	21°34'46,4"S/015°09'09,8"E	2
5	21°34'44,4"S/015°09'29,9"E	2
6	21°34'43,0"S/015°09'27,8"E	2
7	21°34'40,3"S/015°08'47,9"E	2
8	21°34'36,3"S/015°08'14,1"E	2
9	21°34'15,5"S/015°07'31,0"E	2
10	21°33'29,9"S/015°06'00,7"E	2
11	21°44'12,1"S/015°12'57,3"E	3
12	6,80m westl. von P11	3
13	19,10m westl. von P11	3
14	21°43'53,2"S/015°13'27,5"E	3
15	21°43'46,1"S/015°13'16,0"E	3
16	21°43'31,0"S/015°12'49,7"E	3
17	21°42'57,7"S/015°11'45,9"E	3
18 +18a	21°45'02,2"S/014°57'57,5"E	4
19	21°45'28,7"S/014°55'13,7"E	4
20	22°04'13,6"S/014°25'40,7"E	12
21	22°04'13,6"S/014°25'40,7"E	12
22	22°04'11,0"S/014°26'03,6"E	12
23	22°04'03,7"S/014°26'22,4"E	12
24	21°17'29,3"S/013°54'07,3"E	11
25	21°16'21,7"S/013°55'30,3"E	11
26	21°21'49,0"S/013°55'19,7"E	10
27	21°21'56,8"S/013°55'10,1"E	10

Probenliste der Geländesaison 2001

Probe [Q]	Lokalität (GPS-Datum: WGS 84)	Region
1	21°07'30,0"S/16°02'41,4"E	SW'Outjo
2	20°56'32,4"S/16°09'27,2"E	SW'Outjo
3	20°48'31,8"S/16°10'04,4"E	SW'Outjo
4	20°46'48,9"S/16°07'55,3"E	SW'Outjo
5	20°24'25,8"S/16°06'59,3"E	SW'Outjo
6	20°20'03,5"S/16°08'13,6"E	SW'Outjo
7	21°22'36,2"S/15°25'22,3"E	Okombahe/NW' Erongo
8	21°22'36,2"S/15°25'22,3"E	Okombahe/NW' Erongo
9	21°22'40,2"S/15°25'26,1"E	Okombahe/NW' Erongo
10	21°23'10,8"S/15°25'14,4"E	Okombahe/NW' Erongo
11	21°31'53,5"S/15°20'24,3"E	S'Okombahe/NW' Erongo
12	21°31'53,9"S/15°20'18,8"E	S'Okombahe/NW' Erongo
13	21°31'51,2"S/15°20'21,7"E	S'Okombahe/NW' Erongo
14	21°39'38,8"S/15°08'58,3"E	Schwarze Spitzkoppe
15	21°43'45,6"S/14°58'39,5"E	N'Profil 4
16	22°03'11,8"S/14°26'46,9"E	N'Profil 12

17	21°57'21,2"S/14°44'18,0"E	N'Profil 12
18	21°57'08,6"S/14°43'55,9"E	N'Profil 12
19	21°56'54,4"S/14°43'59,8"E	N'Profil 12
20	21°58'46,3"S/15°09'58,4"E	Profil 5, (Black Range)
21	21°58'35,2"S/15°08'11,94"E	Profil 5, (Black Range)
22	21°58'32,2"S/15°07'53,9"E	Profil 5, (Black Range)
23	21°58'36,6"S/15°06'59,7"E	Profil 5, (Black Range)
24	21°44'53,0"S/15°13'11,0"E	S'Profil 3
25	21°44'53,0"S/15°13'11,0"E (10m höher)	S'Profil 3
26	21°06'09,7"S/13°52'28,1"E	NW'Messum
27	21°06'25,4"S/13°49'46,5"E	NW'Messum
28	21°06'25,4"S/13°49'46,5"E	NW'Messum
29	21°08'22,4"S/13°45'23,9"E	NW'Messum
30	21°08'57,6"S/13°46'04,3"E	NW'Messum
31	22°39'28,8"S/14°47'25,7"E	Swakop
Messum1	21°20'34,7"S/14°17'37,2"E	NE Messum

A3 Die mafischen Gesteinstypen des HOD (Proben der Serien „P“ und „Q“ der Geländesaison 2000 und 2001).

Klassifizierung nach geochemischer Analyse	Probe		Gesamttreffer für diesen Gesteinstyp nach im Gelände bestimmter Ähnlichkeiten zu analysierten Proben
Basalt	P5	Q7	183
	P12	Q12	
	P13	Q15	
	P15	Q17	
	P16	Q19	
	P18	Q20	
	P21	Q22	
	P24	Q26	
	P26	Q27	
		Q28	
		Q29	
Basaltischer Andesit	P1	Q1	26
	P4	Q25	
	P7		
	P9		
Andesit	P2		10
	P6		
	P8		
	P25		
Tephrit Basanit	P19	Q4	25
	P22	Q30	
	P27		
Basaltischer Trachyandesit	P11	Q13	5
		Q23	
Trachyandesit	P10		1
Trachydazit	P17		3
Trachyt		Q18	6
		Q3	
Pikrobasalt		Q16	1

A4 Gruppen ähnlicher Gesteins-Spektren im Thermalen Infrarot (TIR) anhand der Lage ihrer Absorptionsbänder und Lage der TIMS-Kanäle

Legende für die Abkürzungen an den Reflexionsbändern:

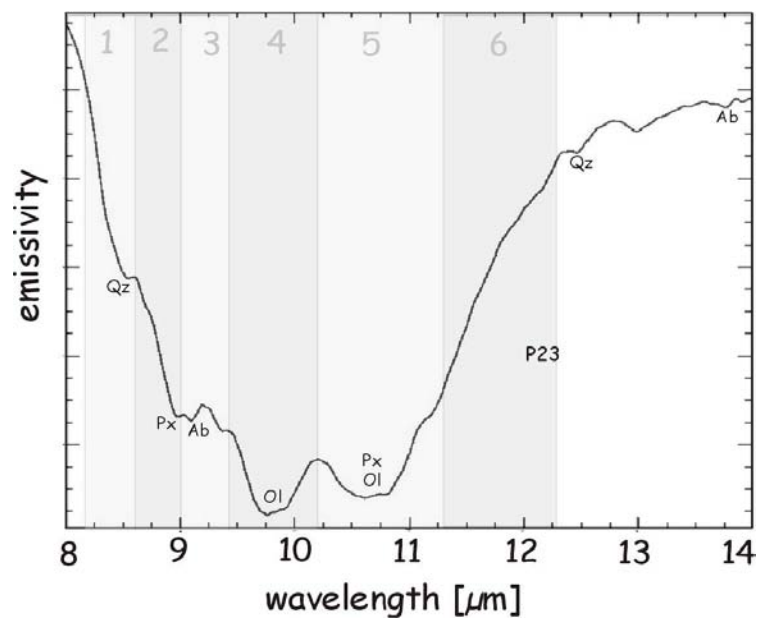
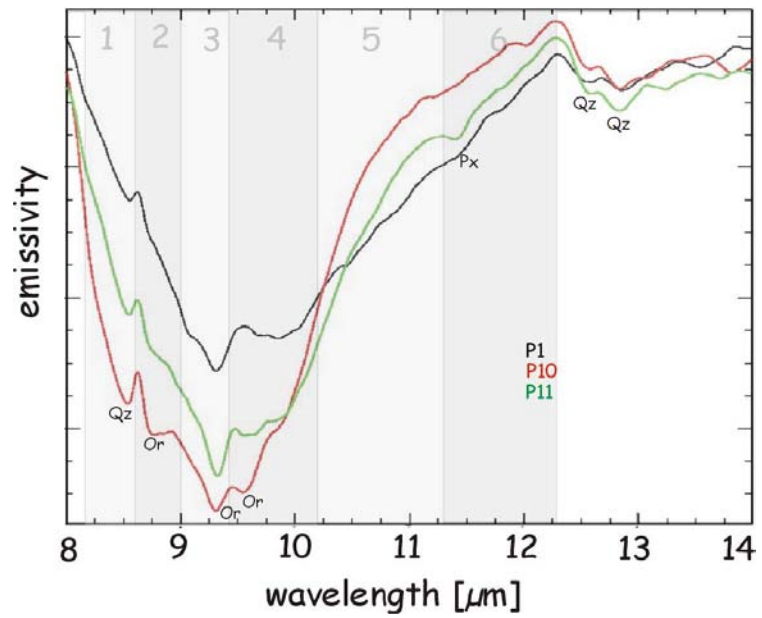
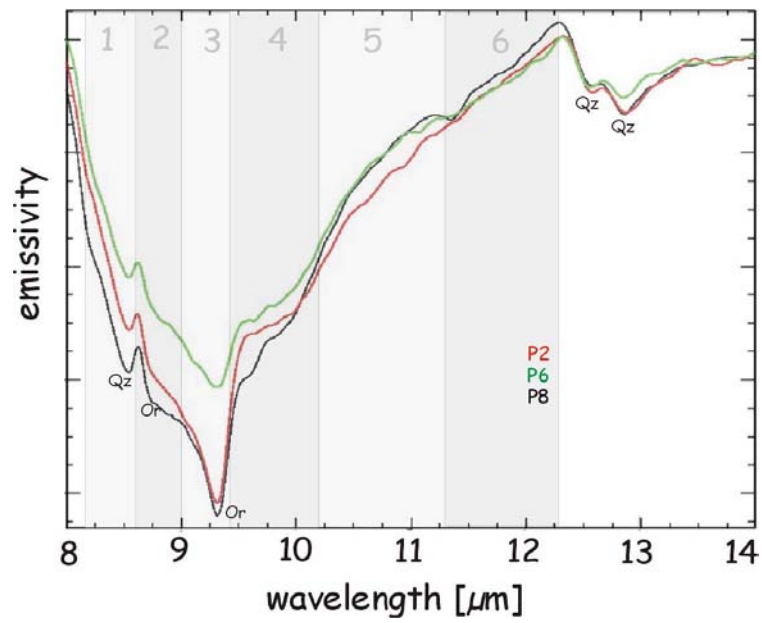
Qz: Quarz, Or: Orthoklas, Ab: Albit, Ol: Olivin, Px: Pyroxen, Hb: Hornblende,

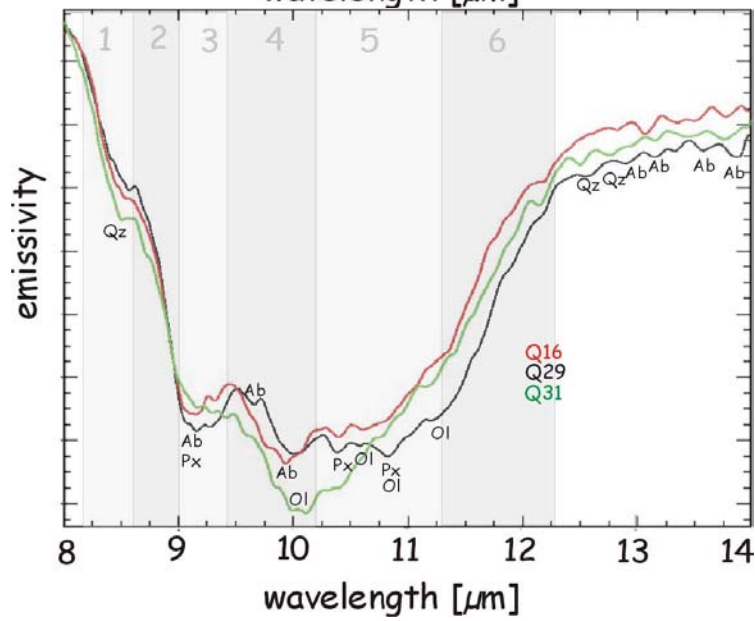
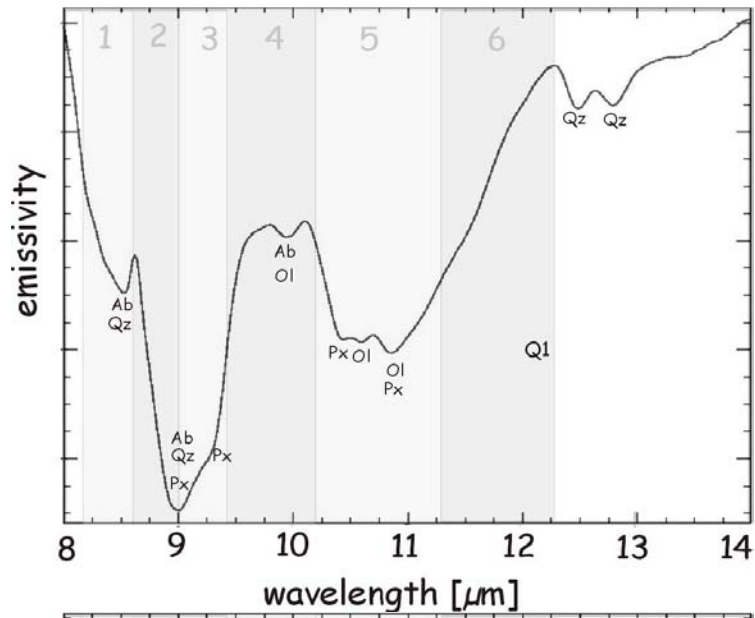
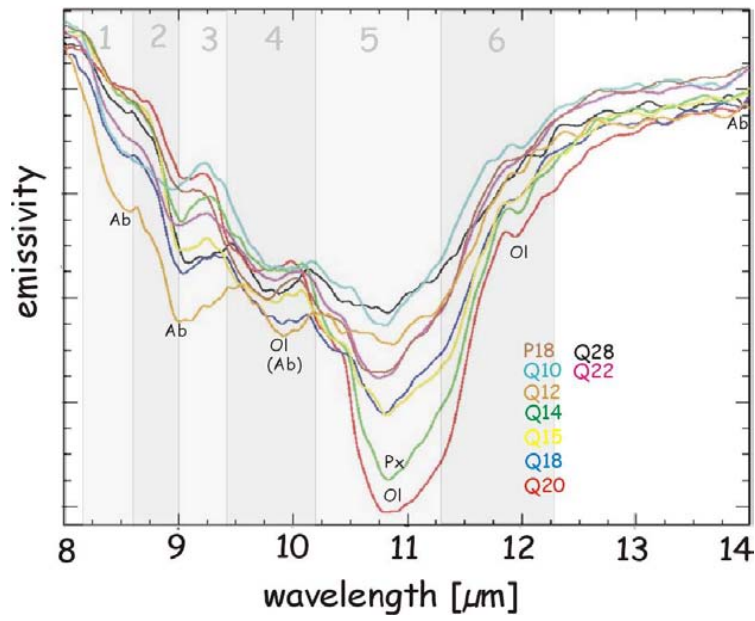
Anmerkung: in Diagrammen, in denen sowohl Olivin- als auch Quarz-Bänder erscheinen, handelt es sich im Fall von Quarz um sekundäre Bildungen, zumeist in Blasen Hohlräumen.

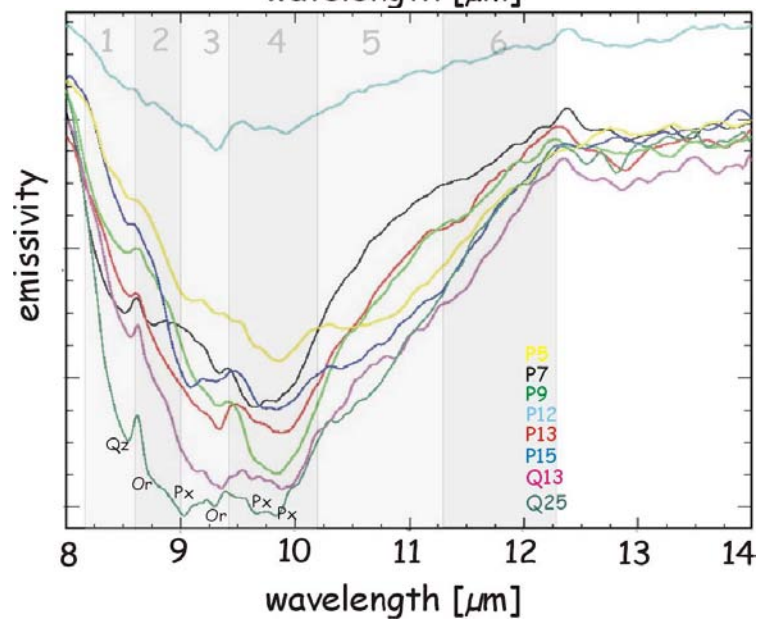
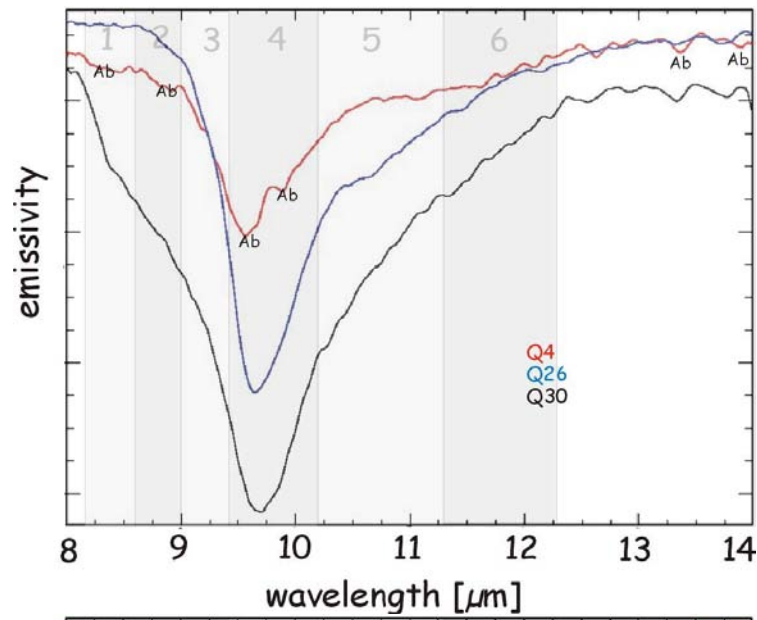
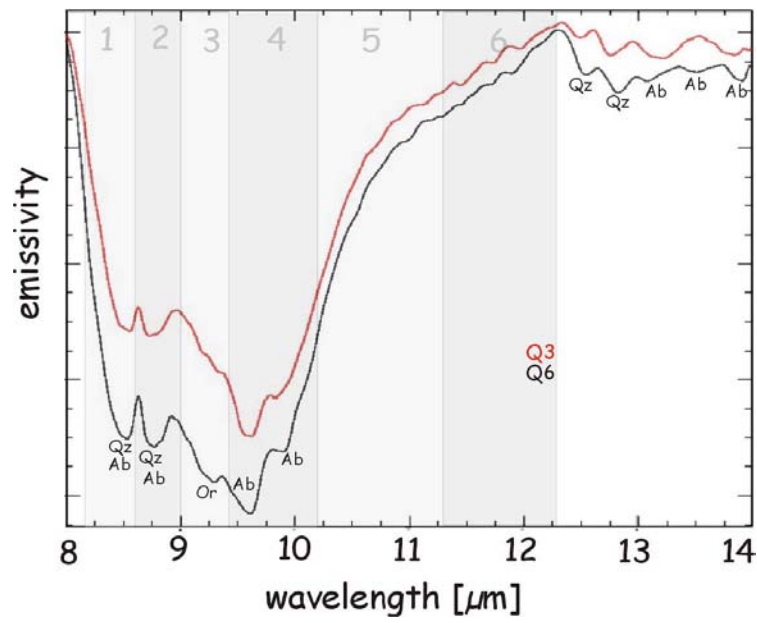
Proben ähnlicher Spektren im TIR (8µm-14µm)	Klassifizierung nach geochemischer Analyse oder nach im Gelände bestimmter Ähnlichkeiten zu analysierten Proben (G)	Bemerkungen
P2	Andesit	Gefüllte Blasen Hohlräume.
P6	Andesit	Gefüllte Blasen Hohlräume.
P8	Andesit	Gefüllte Blasen Hohlräume.
P1	Basaltischer Andesit	-
P10	Trachyandesit	Gefüllte Blasen Hohlräume.
P11	Basaltischer Trachyandesit	Gefüllte Blasen Hohlräume.
P5	Basalt	Gefüllte Blasen Hohlräume nur im Kontaktbereich.
P7	Basaltischer Andesit	Gefüllte Blasen Hohlräume.
P9	Basaltischer Andesit	Gefüllte Blasen Hohlräume.
P12	Basalt	Gefüllte Blasen Hohlräume.
P13	Basalt	Gefüllte Blasen Hohlräume.
P15	Basalt	-
Q12	Basalt	Dolerit mit Xenolithen.
Q13	Basaltischer Trachyandesit	-
Q25	Basaltischer Andesit	Dolerit mit Xenolithen.
P25	Andesit	Fein, hellgrau, splittrig.
Q23	Basaltischer Trachyandesit	Sehr feine Matrix, wenige gefüllte Blasen Hohlräume.
P3	Granitisches Basement	-
P17	Trachydazit	idiomorphe Feldspat-Xenokriste bis 8mm in dichter Matrix
Q1	Basaltischer Andesit	Mittelkörnig, Olivine, Pyroxene.
P4	Basaltischer Andesit	Sehr feinkörnig, Pyrit.
P21	Basalt	Mittelkörnig, gefüllte Blasen Hohlräume.
P24	Basalt	-

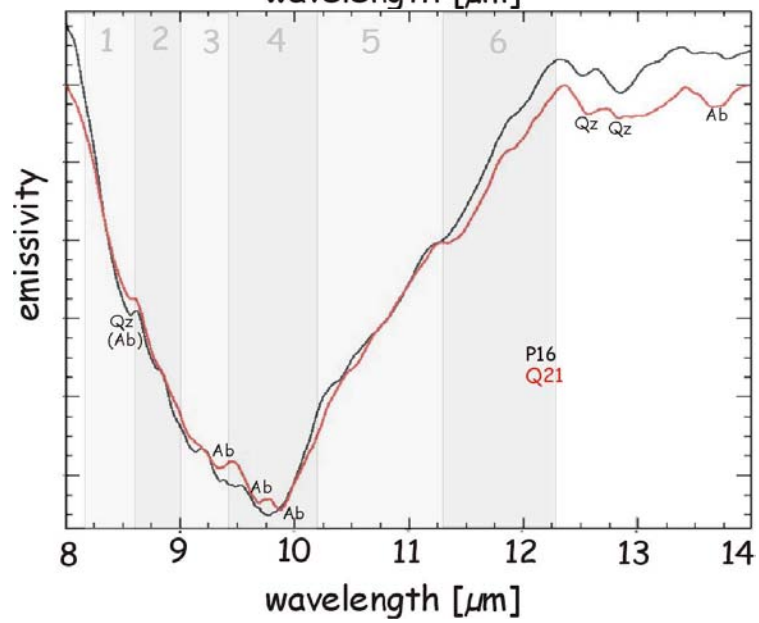
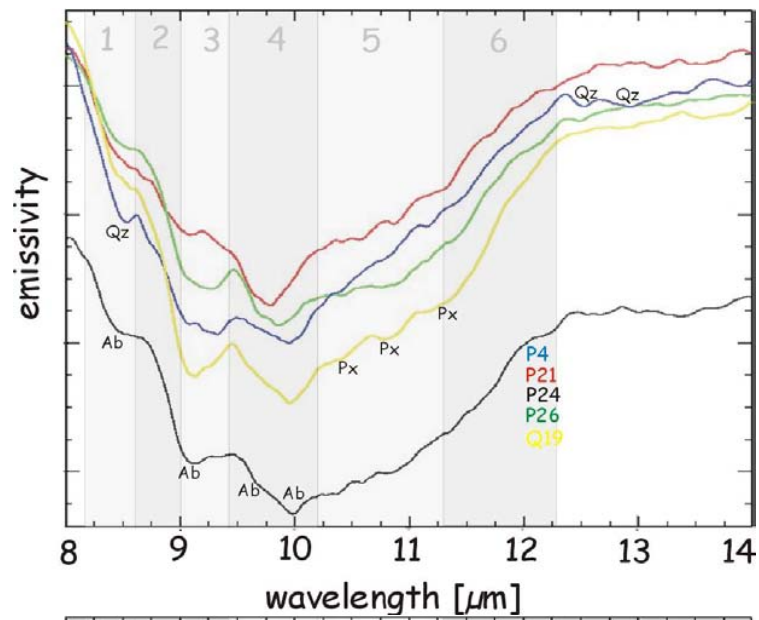
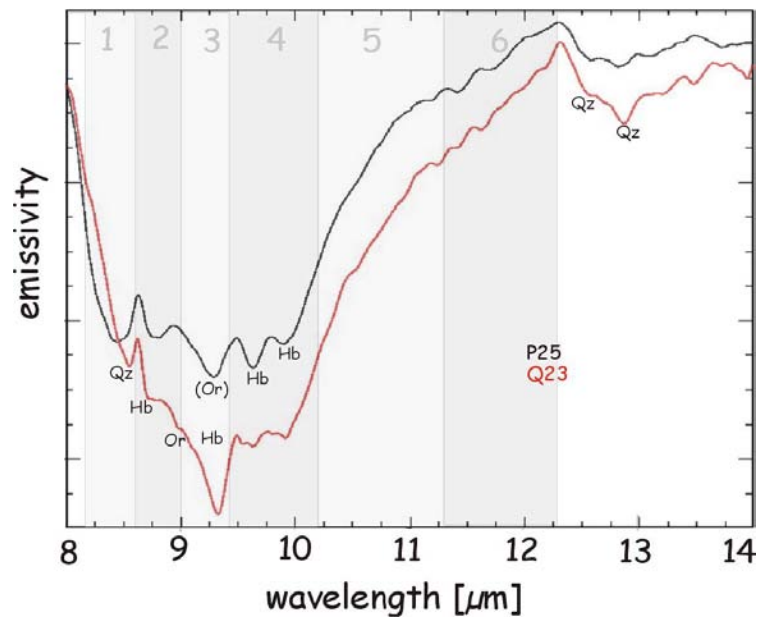
P26	Basalt	Feldspat- und Quarz-Einsprenglinge.
Q19	Basalt	-
P23	nicht analysiert	große gefüllte Blasen- hohlräume bis 12mm.
P16	Basalt	Mittelkörnig gefüllte Blasenhohlräume bis 6mm.
Q21	Basaltischer Trachyandesit (G)	Feldspat-Xenokriste bis 10mm.
P19	Tephrit Basanit	Sehr feinkörnig, am Kontakt gefüllte Blasen Hohlräume bis 0,2 mm.
P22	Tephrit Basanit	Gefüllte Blasen Hohlräume.
Q17	Basalt	Hellgrau, nadelige Amphi- bole.
P18	Basalt	Dolerit.
Q10	Basalt	Dolerit.
Q14	Basalt (G)	Dolerit.
Q15	Basalt	Dolerit.
Q18	Trachyt	Hellgrau, Dolerit.
Q20	Basalt	Dolerit.
Q22	Basalt	Dolerit.
Q28	Basalt	Dolerit.
Q3	Trachyt	idiomorphe Feldspat- Xenokriste bis 10mm in feiner Matrix.
Q6	Trachyt (G)	idiomorphe Feldspat- Xenokriste bis 10mm in feiner Matrix.
Q29	Basalt	Dolerit.
Q16	Pikrobasalt	Feinkörnig.
Q31	Basalt (G)	Feinkörnig.
Q30	Tephrit Basanit	Mittelkörnig, gefüllte Blasenhohlräume bis 0,1mm.
Q4	Tephrit Basanit	Gefüllte Blasen Hohlräume bis 0,1mm.
Q26	Basalt	Wenige gefüllte Blasenhohlräume bis 0,2mm.

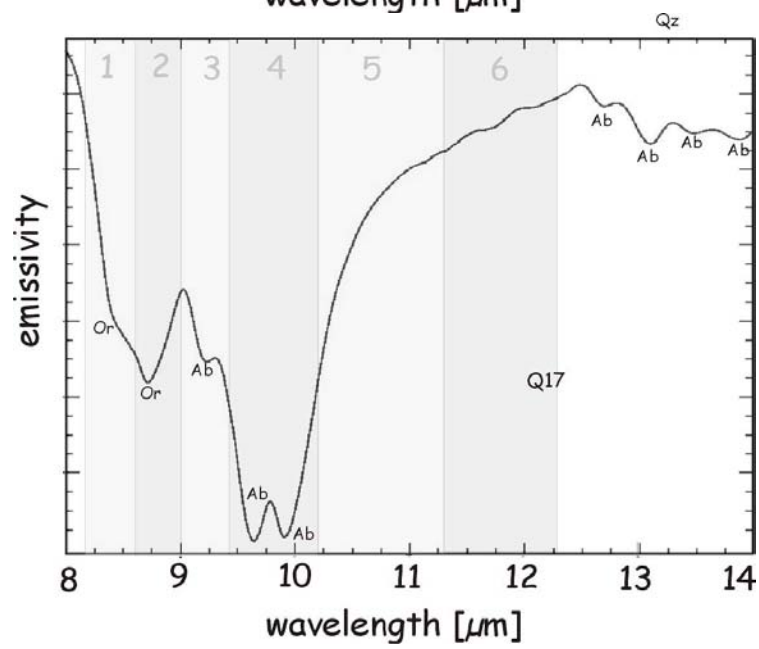
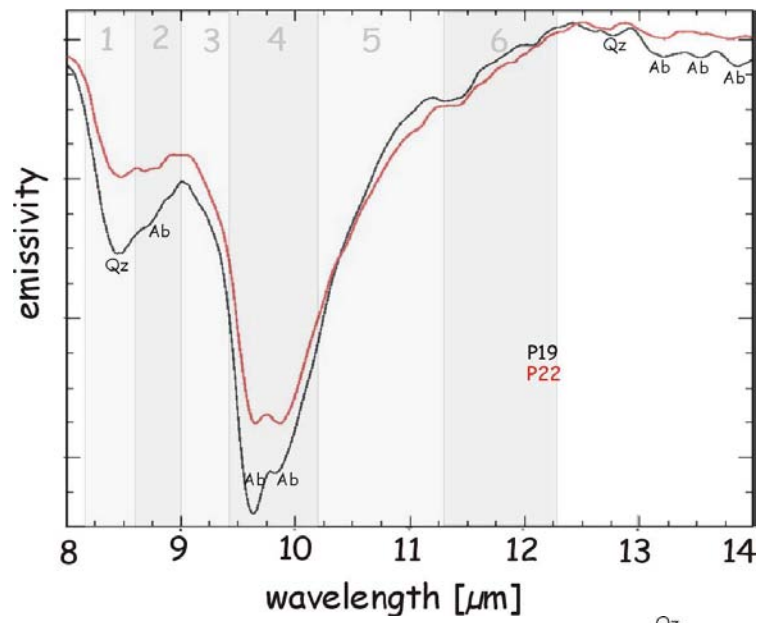
Die Spektren in den nachfolgenden Diagrammen sind zur übersichtlicheren Darstellung vertikal versetzt, wodurch absolute Werte für die Emissivität entfallen.



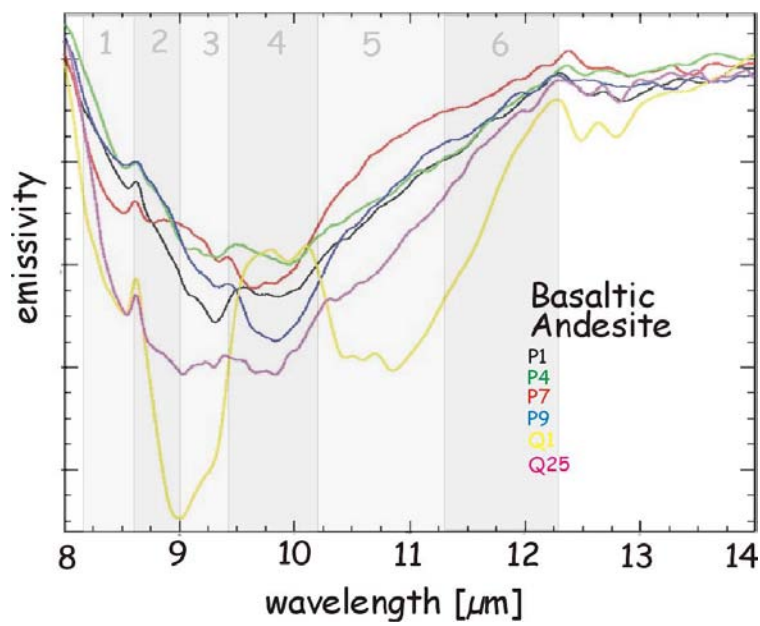
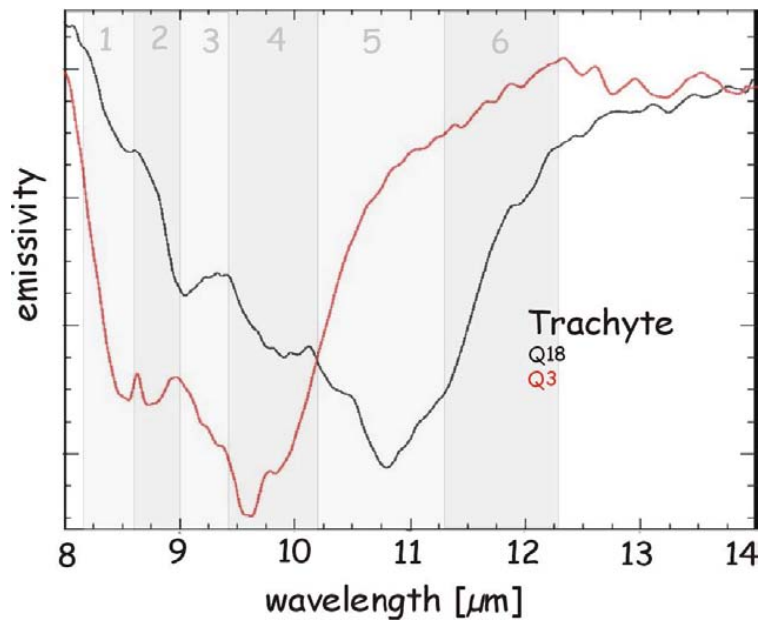


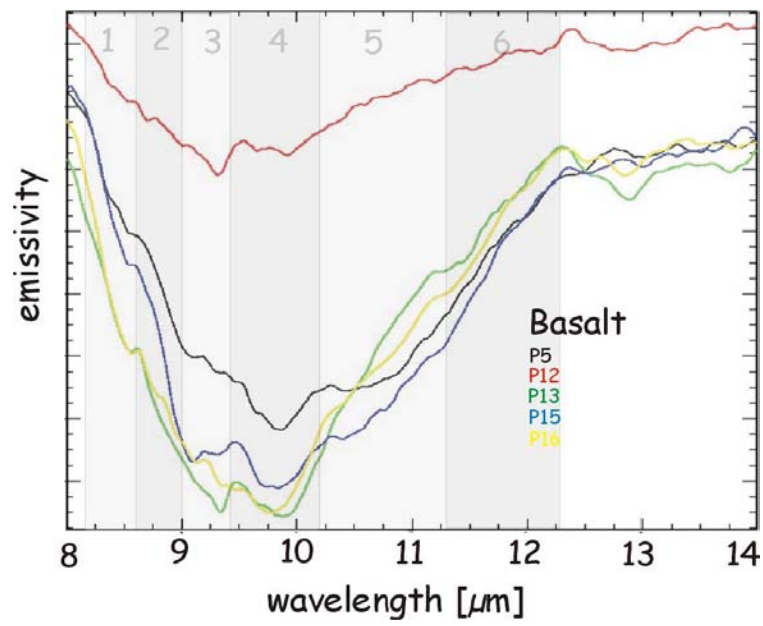
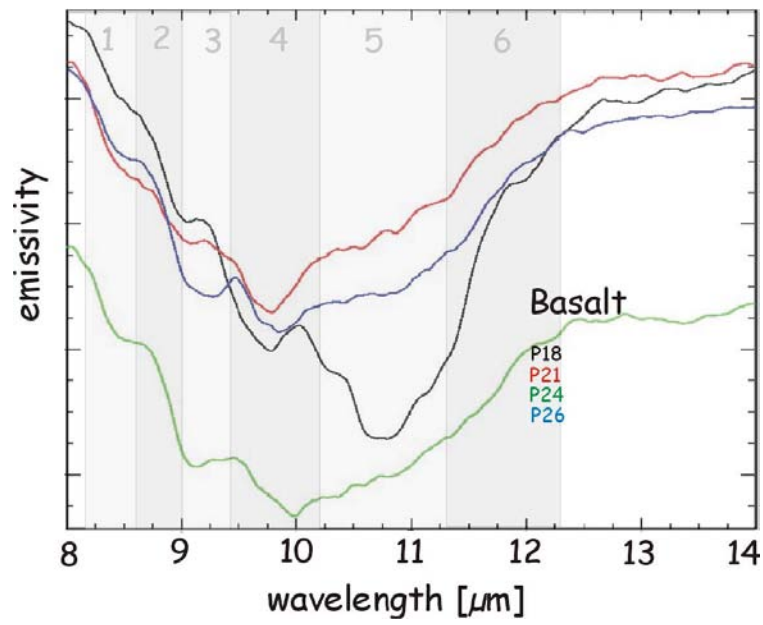
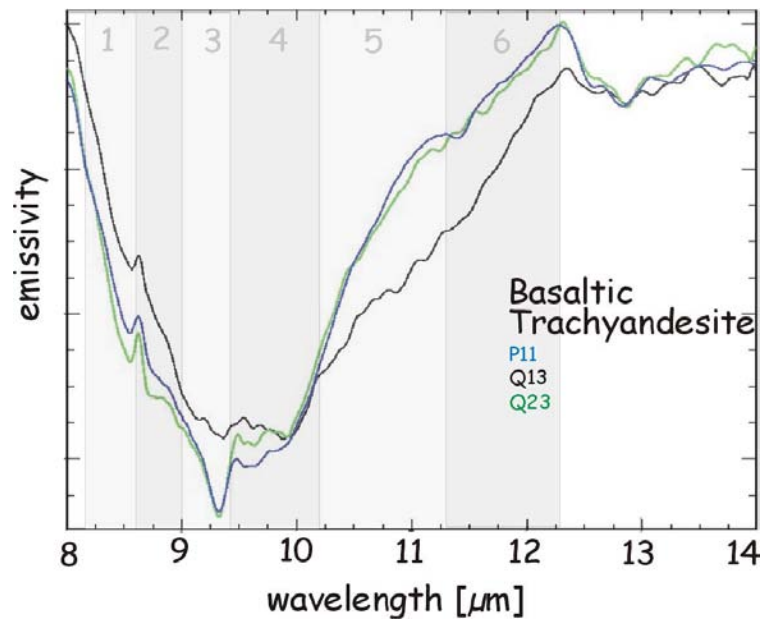


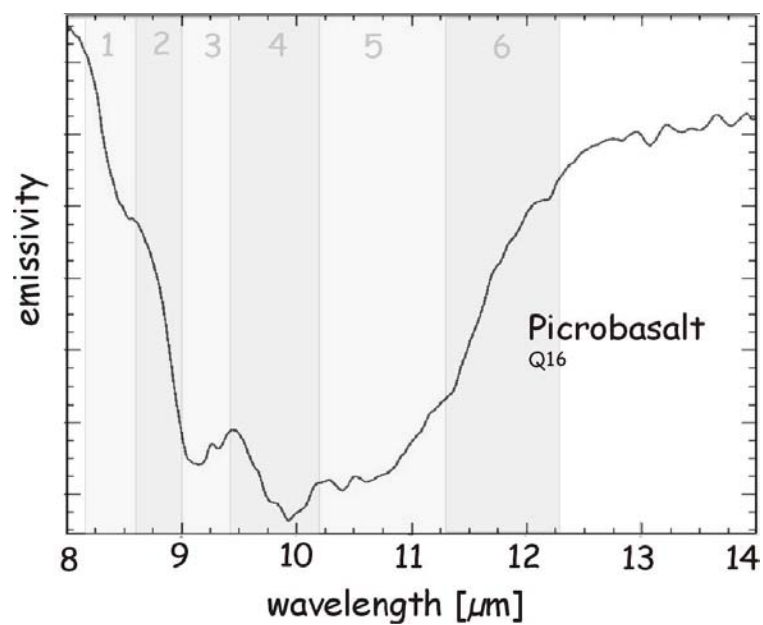
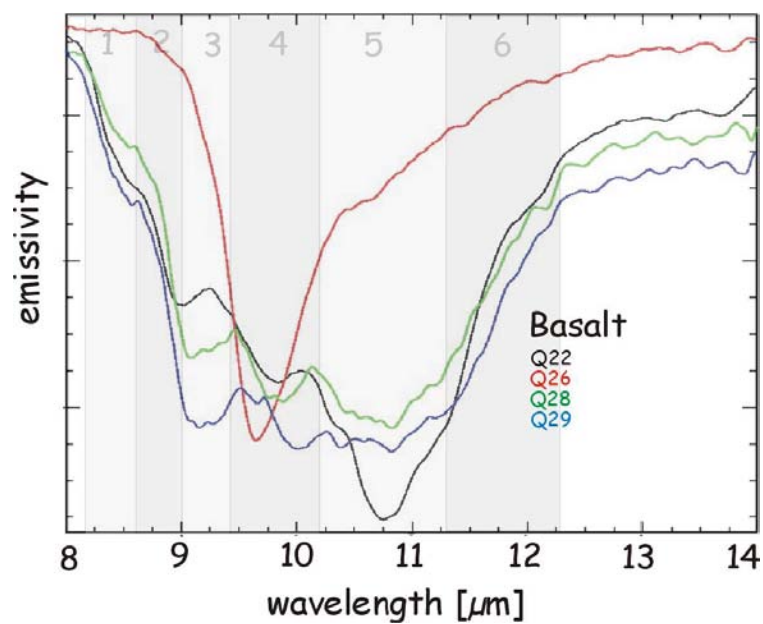
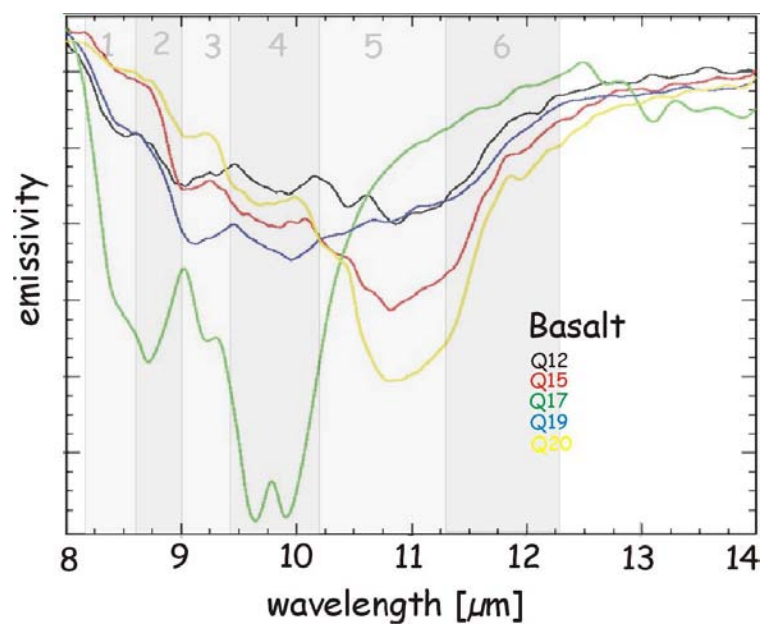


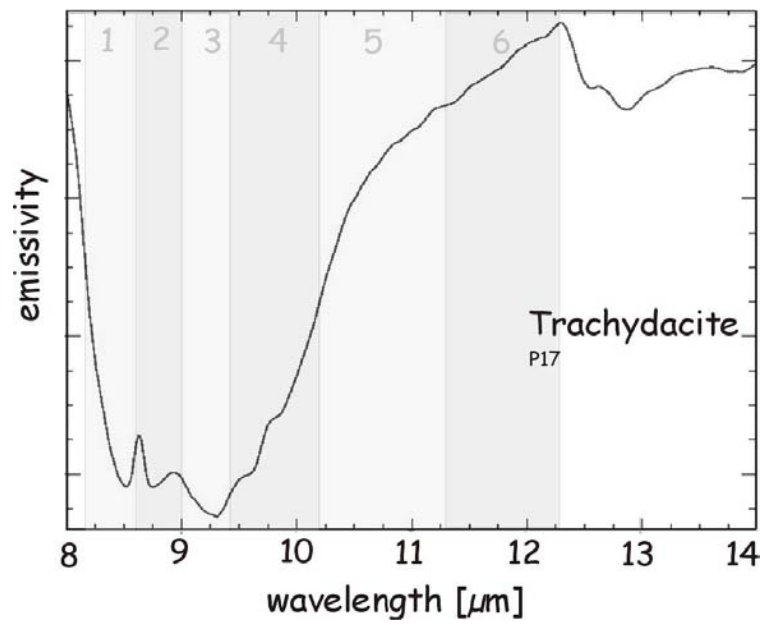
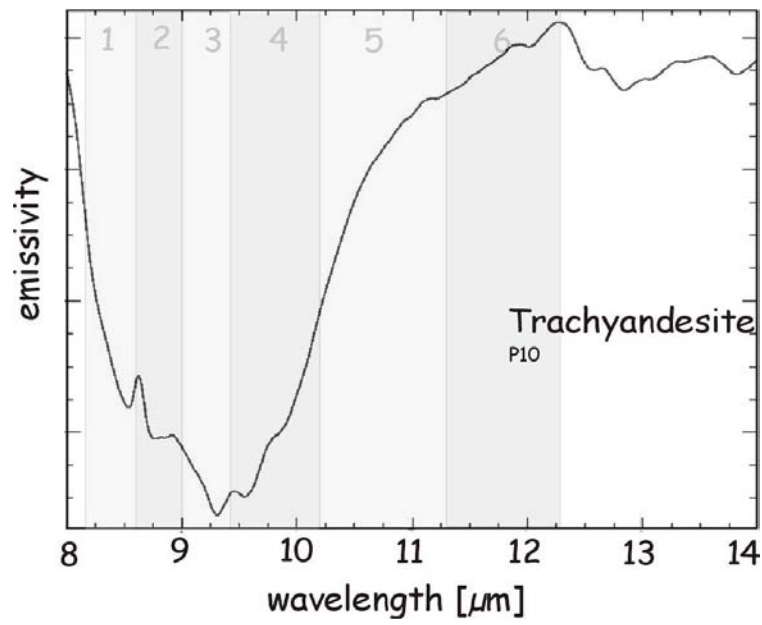
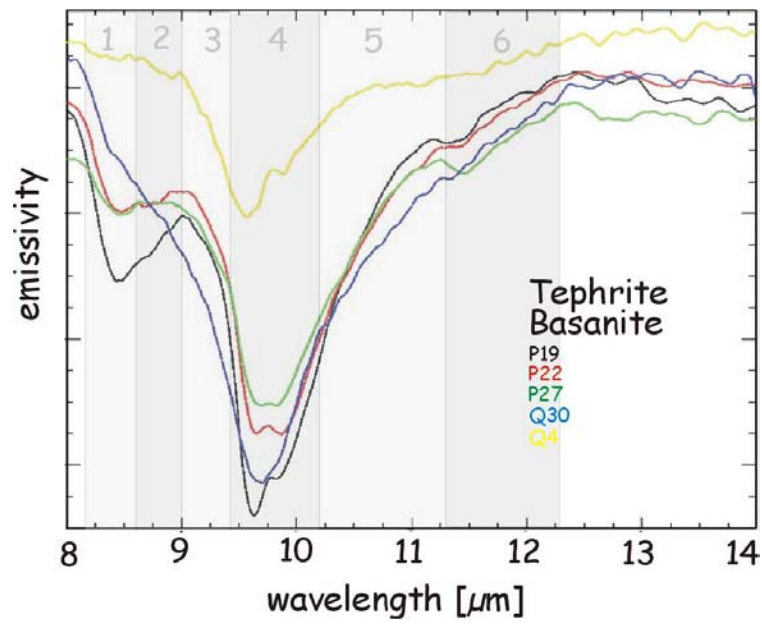


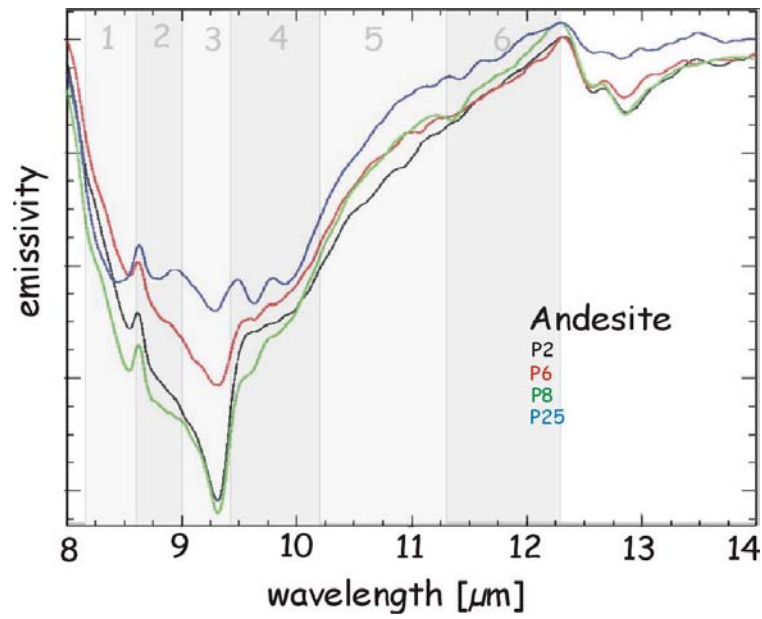
A5 Spektren geochemisch gleicher Gesteine im Thermalen Infrarot (TIR) und Lage der TIMS-Kanäle



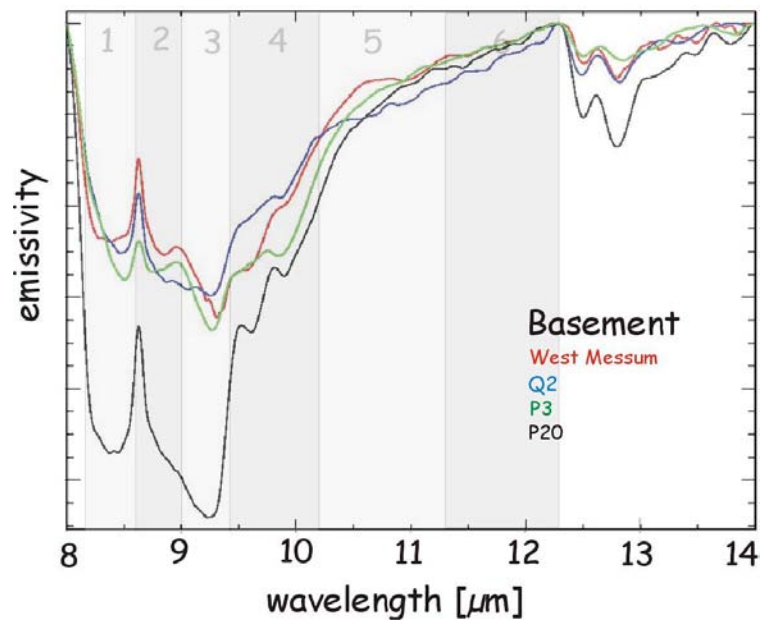








A6 Spektren des Grundgebirges im Thermalen Infrarot (TIR) und Lage der TIR-Kanäle



A7 Lithologische Beschreibung der mafischen Gesteinstypen des HOD (Proben der Serien „P“ und „Q“ der Geländesaison 2000 und 2001)

Die Beschreibung umfaßt in den meisten Fällen sowohl Geländebeobachtungen als auch Beobachtungen, die mit Hilfe von Dünnschliffen gemacht wurden. Die selten gefundenen Gesteinstypen weisen naturgemäß eine Diskrepanz in ihrer Beschreibungsdichte gegenüber den häufig gefundenen auf.

Basalt

Die Größe der Kristalle ist mit wenigen Ausnahmen in den meisten Gängen direkt mit der Mächtigkeit korreliert. Die geringmächtigen Gänge mit weniger als einem Meter sind feinkörnig, die mächtigsten Gänge liegen als grobe Dolerite vor. An den Kontakten zum relativ kalten Nebengestein sind oft Glasränder (Abb. A10) und Blasen Hohlräume entwickelt. Die Korngröße nimmt bei mächtigeren Gängen in vielen Fällen symmetrisch von außen nach innen zu. Die magnetische Suszeptibilität ist bis auf sehr wenige Ausnahmen mit Werten von durchschnittlich 17,06 hoch. Die Suszeptibilität der meisten Proben liegt im Intervall von 1 bis 10.

Die Farbe ist im frischen Bruch dunkelgrau. Im alterierten Zustand herrschen rostfarbene Töne vor; dunkelbraune bis schwarze Verwitterungskrusten sind häufig. Die klassischen Basaltsäulen werden sehr selten beobachtet.

Die meisten Basalte besitzen einen sehr homogenen Habitus. Untergeordnet werden Gänge mit 0,1 mm bis 0,3 mm großen Plagioklas-Einsprenglingen gefunden, die zumindest in den geringmächtigen Gängen wegen der kurzen Abkühlungszeit als Xenokristen gedeutet werden müssen. Sehr wenige Gänge enthalten Beimengungen von Pyrit, sowie Pyroxen mit nadeligem Habitus (Q17, Abb. A13). Blasen mit Durchmessern zwischen 0,1 mm bis 0,3 mm treten häufig auf. In seltenen Fällen werden Blasen Hohlräume mit Durchmessern von 10 mm bis 20 mm beobachtet. Die Hohlräume sind manchmal mit Kalzit und Quarz gefüllt (P12, Abb. A11). Wenige Gänge führen im Kontaktbereich Bruchstücke aus dem unmittelbaren Nebengestein. Die meisten im Dünnschliff untersuchten Proben enthalten Magnetit mit unterschiedlichen Gehalten.

Die Dolerite (Q10-Q15) nehmen aufgrund ihrer Ausprägung eine Sonderstellung unter den Basalten ein. Sie bilden meist markante Höhenrücken (z.B. Schwarze Spitzkoppe, Okombahe und südlich Okombahe, siehe Abb. 6.31) und verwittern in großen Blöcken bis zu 3 m Durchmesser.

Der Anschlag mit dem Hammer klingt metallisch. 20cm bis 30cm große, unregelmäßig geformte Hohlräume von herauswitternden Olivin-Pyroxen-Xenolithen (Abbildungen A8 und A9) prägen diesen Gesteinstyp.

Olivin und Pyroxen tritt ebenfalls in feiner Verteilung auf. Als weitere Besonderheit wird in einigen Doleriten eine 1cm bis 2cm starke Bänderung von mafischen Mineralen, bestehend aus Pyroxenen und Olivinen, und hellen Lagen, aus Plagioklas, beobachtet (Abbildungen A9 und 6.29).

Basaltischer Andesit

Die Farbe im frischen Bruch ist grau. Als Verwitterungsfarben herrschen hier graugrüne Farben vor. Der Bruch ist oft splittrig (Abb. 6.42), die Korngröße ist auch bei mächtigeren Gängen überwiegend fein. Blasen Hohlräume sind bei diesem Gesteinstyp fast immer mit Quarz gefüllt (Abb. A14), Beimengungen von Pyrit treten ebenfalls häufiger als bei den reinen Basalten auf. Die magnetische Suszeptibilität ist durchschnittlich geringer als bei den Basalten ($K= 2,77$).

Tephrit Basanit

Die Farbe ist sowohl im frischen Bruch als auch verwittert hellgrau. Der Bruch ist fast immer splittrig. Die Korngröße ist auch bei mächtigeren Gängen fein bis dicht. Im Gelände macht dieser Gesteinstyp oft einen schieferartig-zerbrochenen Eindruck. Blasen treten mit Durchmesser von 0,1 mm bis 0,4 mm auf, in Ausnahmen sind sie 15 mm groß (Abb. A16). Bei der magnetischen Suszeptibilität werden sowohl geringe ($K<1$) als auch mittlere und hohe Werte mit einem Extremwert von $K= 101$ festgestellt.

Andesit

Die Farbe ist im frischen Bruch hellgrau. Es herrschen graugrüne Verwitterungsfarben vor. Die Korngröße ist auch bei den mächtigeren Gängen fein. Es treten mit Kalzit und Quarz gefüllte Blasen Hohlräume bis 0,5 mm auf (Abb. A17). In einem Fall (Profil 3) wurden ausgelängte Hohlräume mit einer Länge von 5 mm bis 15 mm gefunden; dieser Gang enthielt auch 10 cm große Xenolithe aus dem granitischen *Basement*. In einem Gang wurde Pyrit in feiner Verteilung gefunden. Messungen der magnetischen Suszeptibilität ergaben zu gleichen Teilen sowohl geringe ($0<K<1$) als auch mittlere ($1<K<10$) Werte.

Trachyt

Es treten makroskopisch zwei unterschiedliche Ausprägungen auf. Die erste ist sowohl frisch als auch verwittert hellgrau gefärbt und mittelkörnig bis doleritisch. Die zweite und auffälligere besitzt frisch und verwittert eine feinkörnige rotviolette Matrix mit bis zu 10 mm großen Feldspatxenokristen (Abb. A19). Die magnetische Suszeptibilität ist bei beiden Ausprägungen mittelhoch ($1<K<10$) bis hoch ($10<K<20$).

Basaltischer Trachyandesit

Die frische Farbe ist dunkelgrau, untergeordnet auch violett. Das Gestein ist feinkörnig und enthält 5 mm bis 10 mm große dunkle Pyroxene mit nadeligem Habitus (Abb. A21). Blasen Hohlräume sind zum Teil mehrphasig mit Quarz auskristallisiert und besitzen einen Durchmesser von 0,1 mm. Die magnetische Suszeptibilität ist mittelhoch ($1<K<10$) bis hoch ($10<K<20$).

Trachydazit

Die Farbe ist grau. Das Gefüge ist auch bei den mächtigeren Gängen fein bis dicht mit bis zu 8 mm großen Feldspat-Einsprenglingen. Die magnetische Suszeptibilität ist gering ($0 < K < 1$).

Trachyandesit

Von diesem Gesteinstyp wurde nur eine Probe gefunden. Die Farbe ist grau. Die Probe besitzt ein dichtes Gefüge und weist im Handstück bis 4 mm große, mit Quarz ausgefüllte Blasen Hohlräume auf (Abb. A21). Die magnetische Suszeptibilität ist mittelhoch und liegt bei 9,09.

Pikrobasalt

Von diesem Gesteinstyp wurde nur eine Probe gefunden. Die Farbe ist grau. Die Probe besitzt ein feines Gefüge (Abb. A18). Die magnetische Suszeptibilität liegt bei 16,57.



Abb. A8: In den beprobten großen Doleritbergen sowie in einigen mächtigen Gängen werden unregelmäßige Hohlräume von herausgewitterten Olivin-Pyroxen-Xenolithen beobachtet. Dieses Beispiel stammt vom Okombahe.

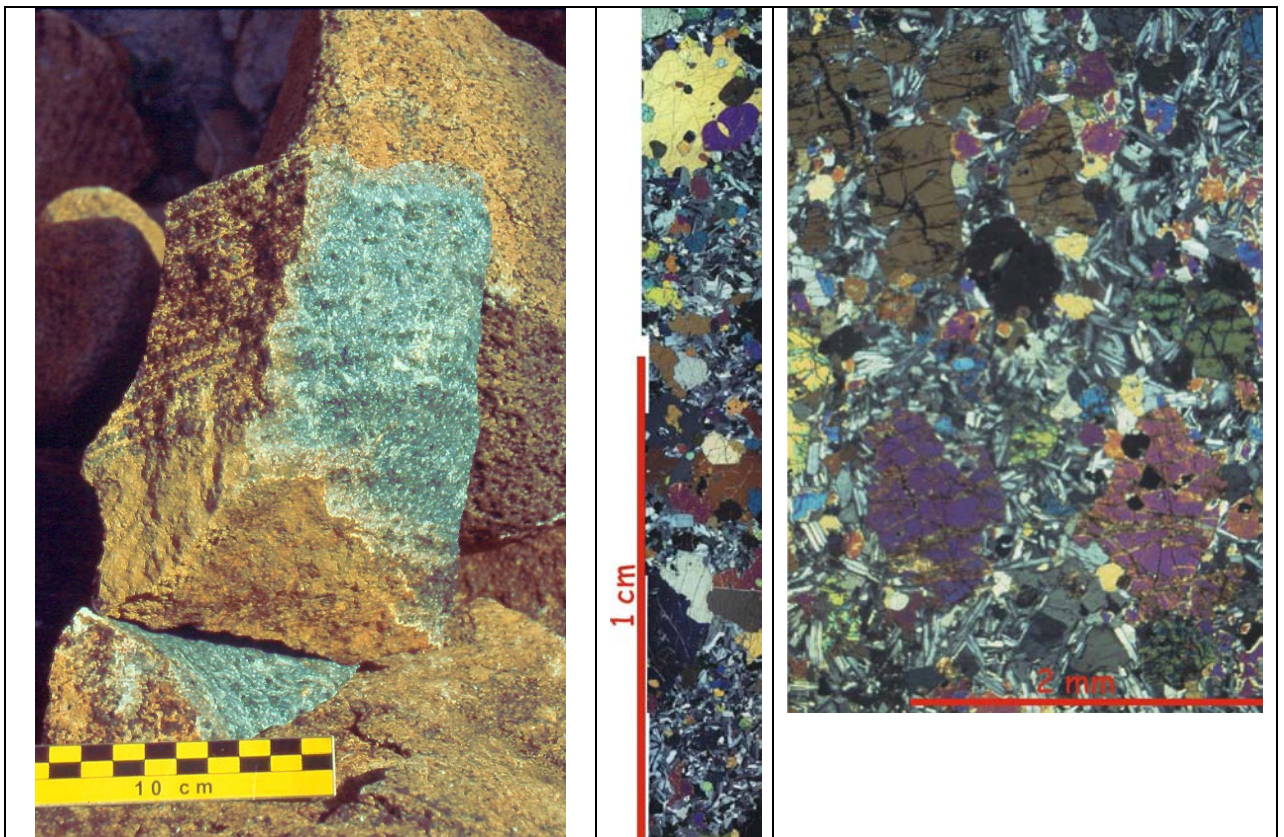


Abb. A9: Links: Die für die großen Doleritberge typische Bänderung ist am deutlichsten im angewitterten Zustand zu erkennen; Probe Q14 von der Schwarzen Spitzkoppe. Mitte: Probe Q14 zeigt im polarisierten Dünnschliff als mafische Minerale Olivin (rund, blau, violett) und Pyroxen (gelblich, gute Spaltbarkeit, umwächst im oberen Teil einige Olivine), als helle Minerale Plagioklase (graue Leisten). Magnetit tritt in dieser Probe relativ gering auf und erscheint opak. Die magnetische Suszeptibilität liegt in Probe Q14 bei nur 0,93. Rechts: Olivin-Pyroxen-Xenolith aus Probe P18 im polarisierten Licht.



Abb. A10: Typischer Glasrand eines basaltischen Ganges am Kontakt zum (granitischen) Nebengestein. Probe Q11, südlich Okombahe.

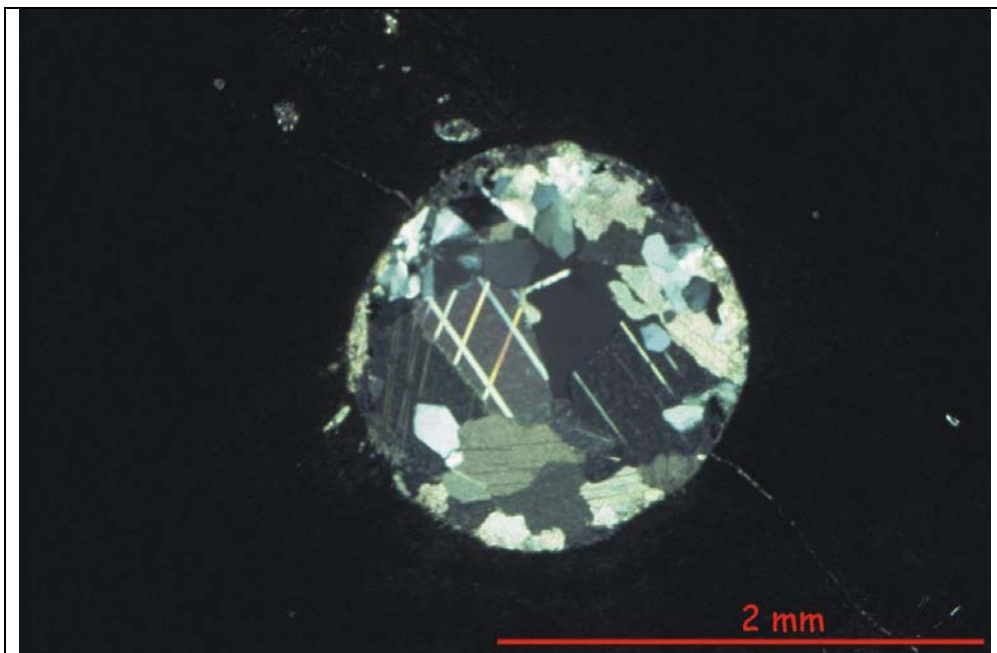


Abb. A11: Amygdale im polarisierten Licht in glasiger Matrix; ausgefüllt mit Kalzit (gute Spaltbarkeit) und Quarz (grau, ohne Spaltbarkeit), Probe P 12.

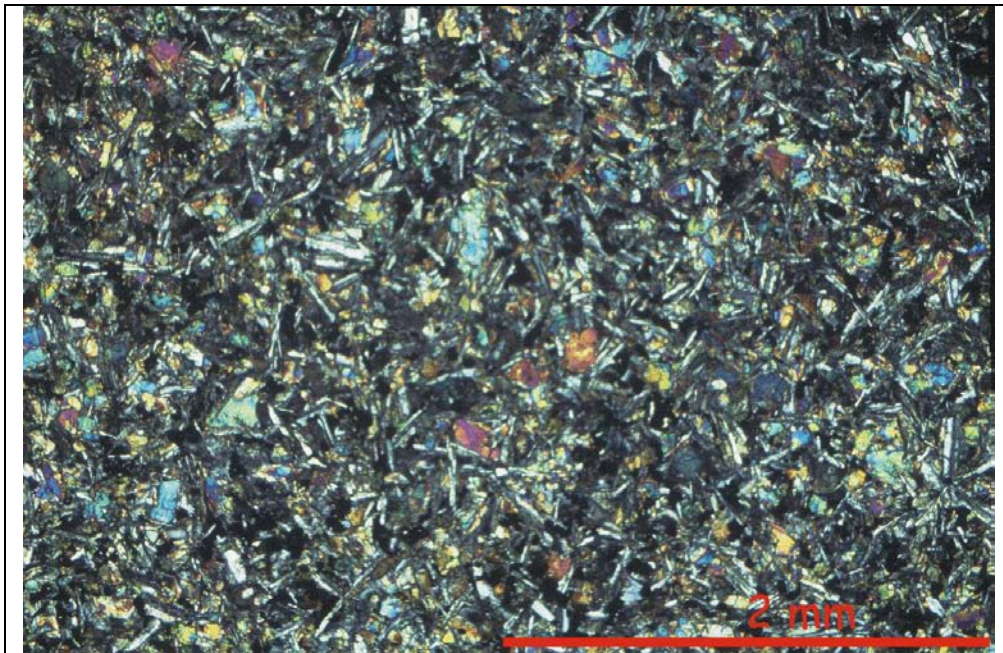


Abb. A12: Typischer, feinkörniger Basalt im polarisierten Licht mit Olivin (bunt) und Plagioklas (grau, nadelig). Der hohe Gehalt an Magnetit (opak) erklärt die überdurchschnittlich hohe Suszeptibilität von 28, 61 der Probe P 24 aus Profil 11.

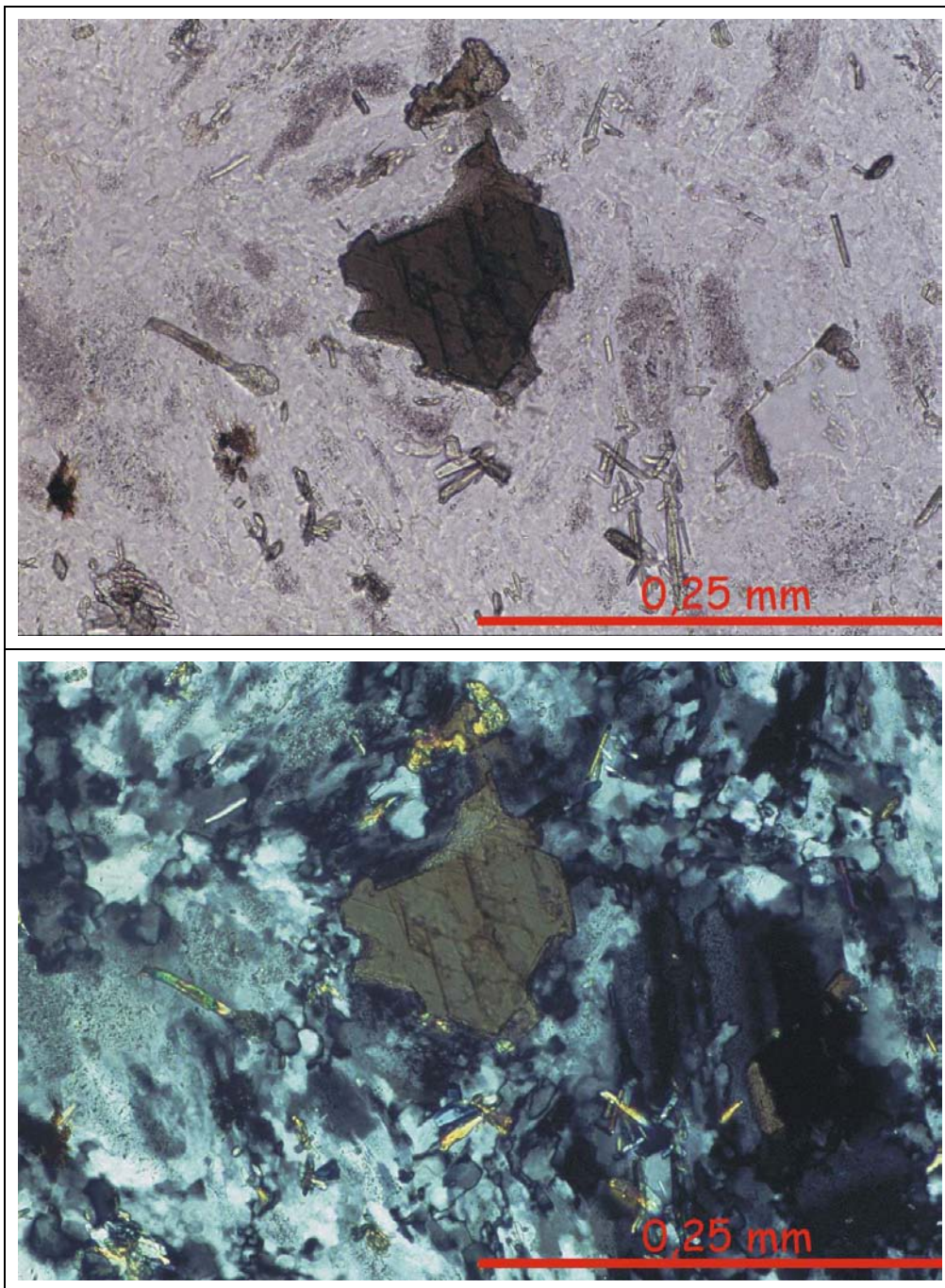


Abb. A13: Probe Q17, oben mit parallelen, unten mit gekreuzten Polarisatoren besitzt trotz basaltischem Chemismus eine ungewöhnlich geringe Suszeptibilität von 0,20. Bei den nadeligen Mineralen handelt es sich um Epidot, beim großen Mineral im Zentrum um Amphibol. Die Matrix besteht in diesem Ausschnitt aus verwitterten Feldspäten und Quarz.

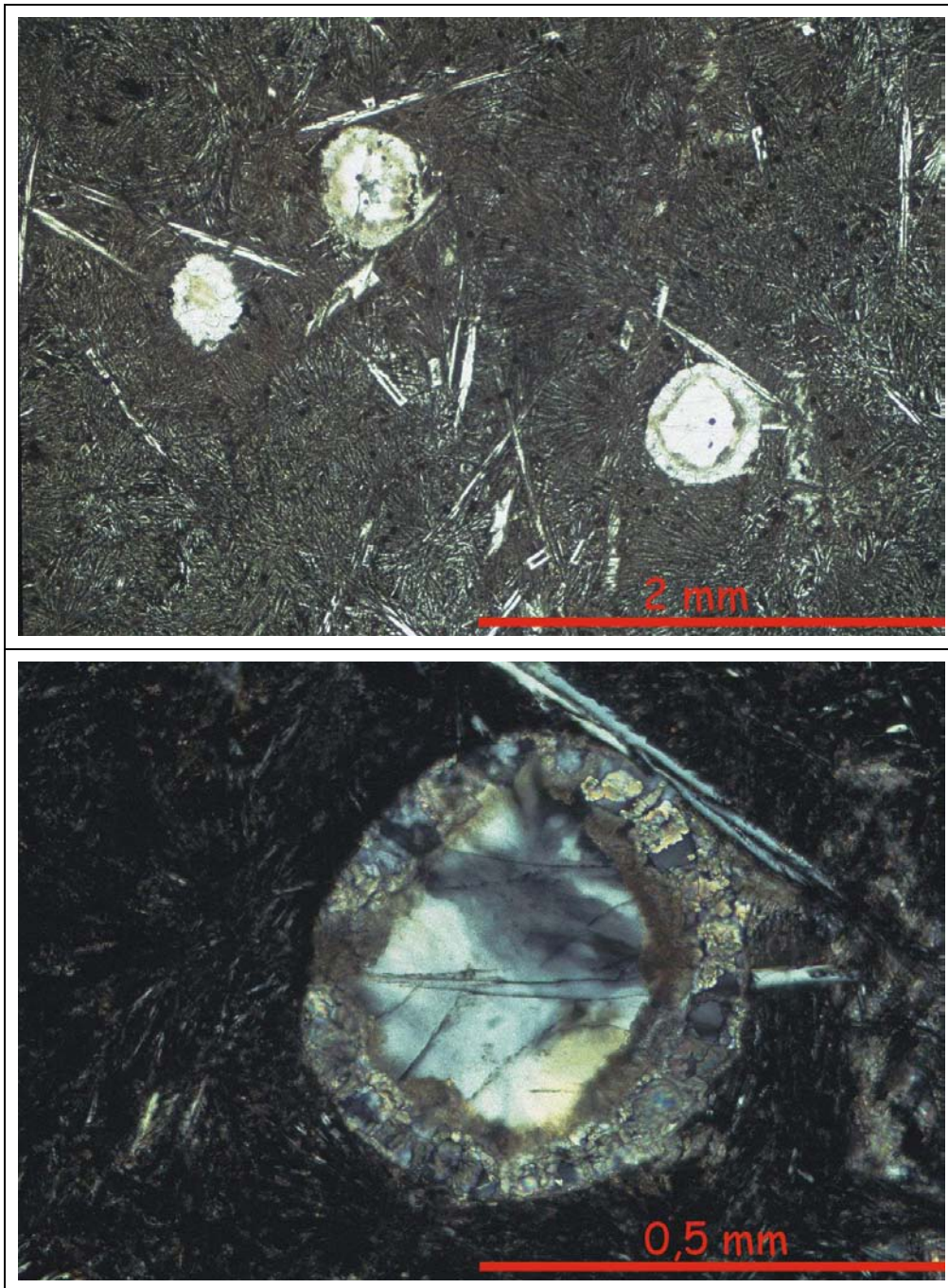


Abb. A14: Mehrphasig mit Kalzit (am Rand) und Quarz (im Zentrum) auskristallisierte Amygdalen im basaltischen Andesit mit glasiger Matrix und Spinifex-Struktur. Oben: parallele Polarisatoren. Unten Ausschnittvergrößerung der oberen Abbildung im polarisierten Licht. Probe P1.

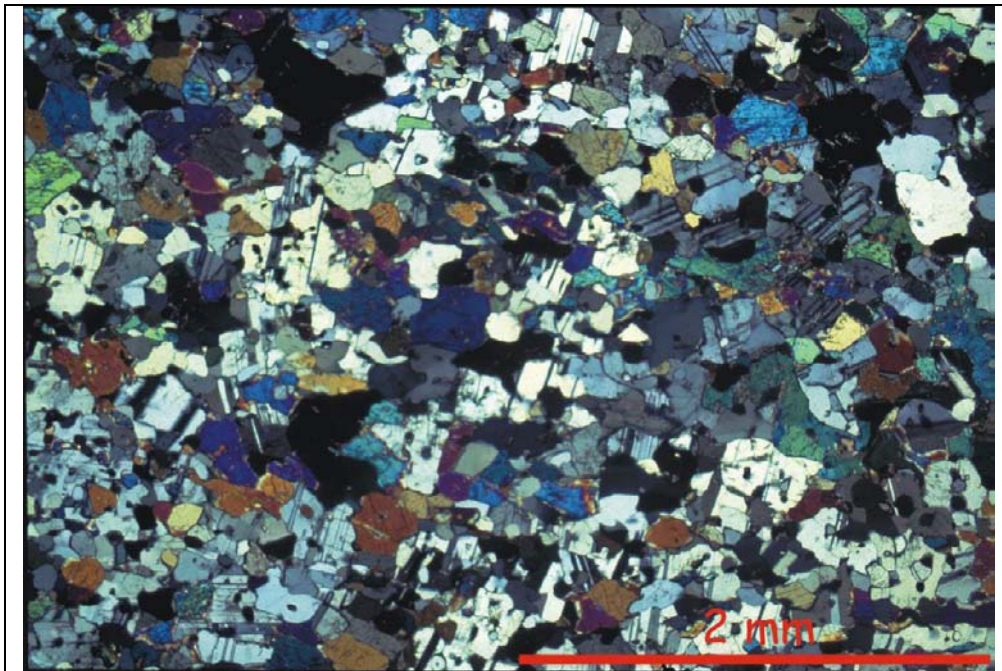


Abb. A15: Mittelkörniger, basaltischer Andesit, Probe Q1. Die sichtbaren Minerale bestehen hier vorwiegend aus Plagioklas (grau, lamelliert) sowie Olivin (bunt, ohne Spaltbarkeit) und Pyroxenen (bunt, mit Spaltbarkeit). Bei den „dunklen“ Mineralen handelt es vorwiegend um Pyroxene in Auslöschstellung. Probe Q1 weist eine sehr geringe Suszeptibilität von 0,32 auf.



Abb. A16: Tephrit Basanit mit großen Amygdalen und einem Xenolithen aus dem granitischen Nebengestein, Beispiel aus Profil 3.

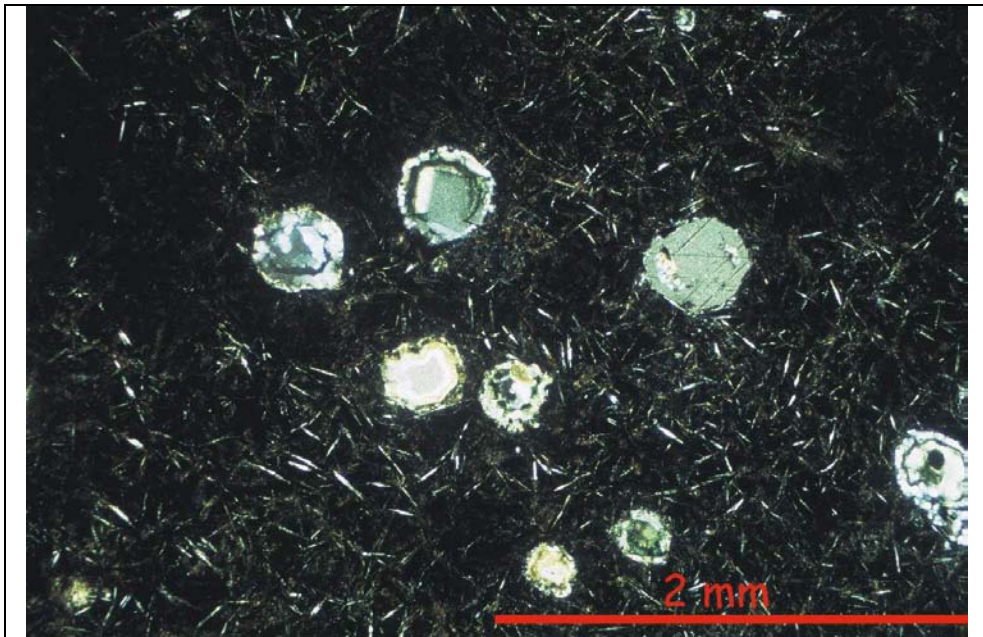


Abb. A17: Mit Quarz (mehrphasig) und Kalzit (Spaltbarkeit) auskristallisierte Amygdalen im Andesit mit glasiger Matrix. P2 im polarisierten Licht.

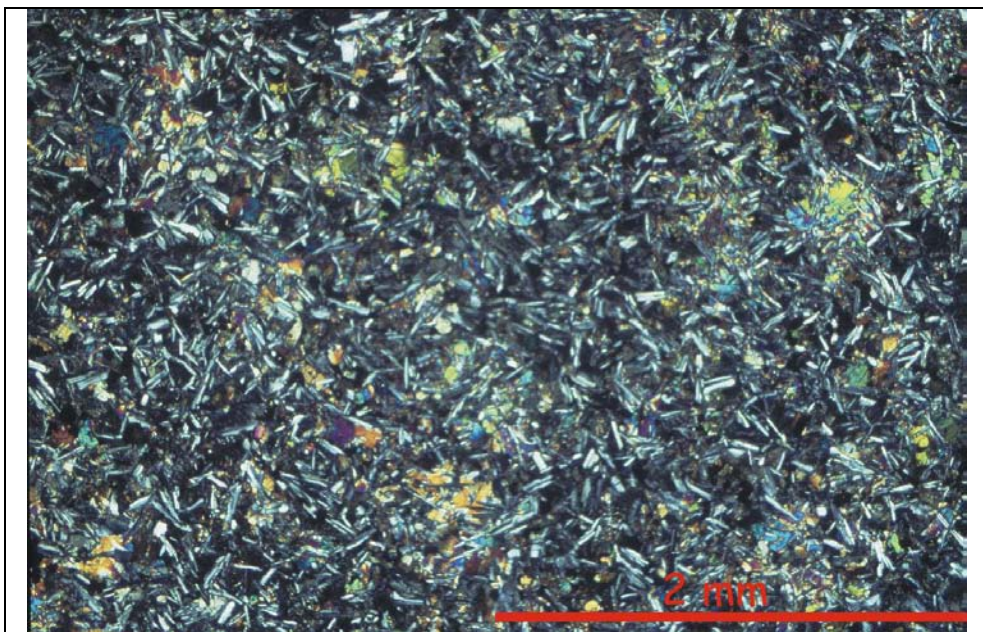


Abb. A18: Picrobasalt aus Probe Q16 im polarisierten Licht. Plagioklase (graue Leisten), Pyroxene (bunt, Spaltbarkeit) und Olivine (bunt, ohne Spaltbarkeit) bilden dieses feinkörnige Gestein. Der relativ hohe Anteil an Magnetit (opak) erklärt die hohe magnetische Suszeptibilität von 16,75 dieser Probe.

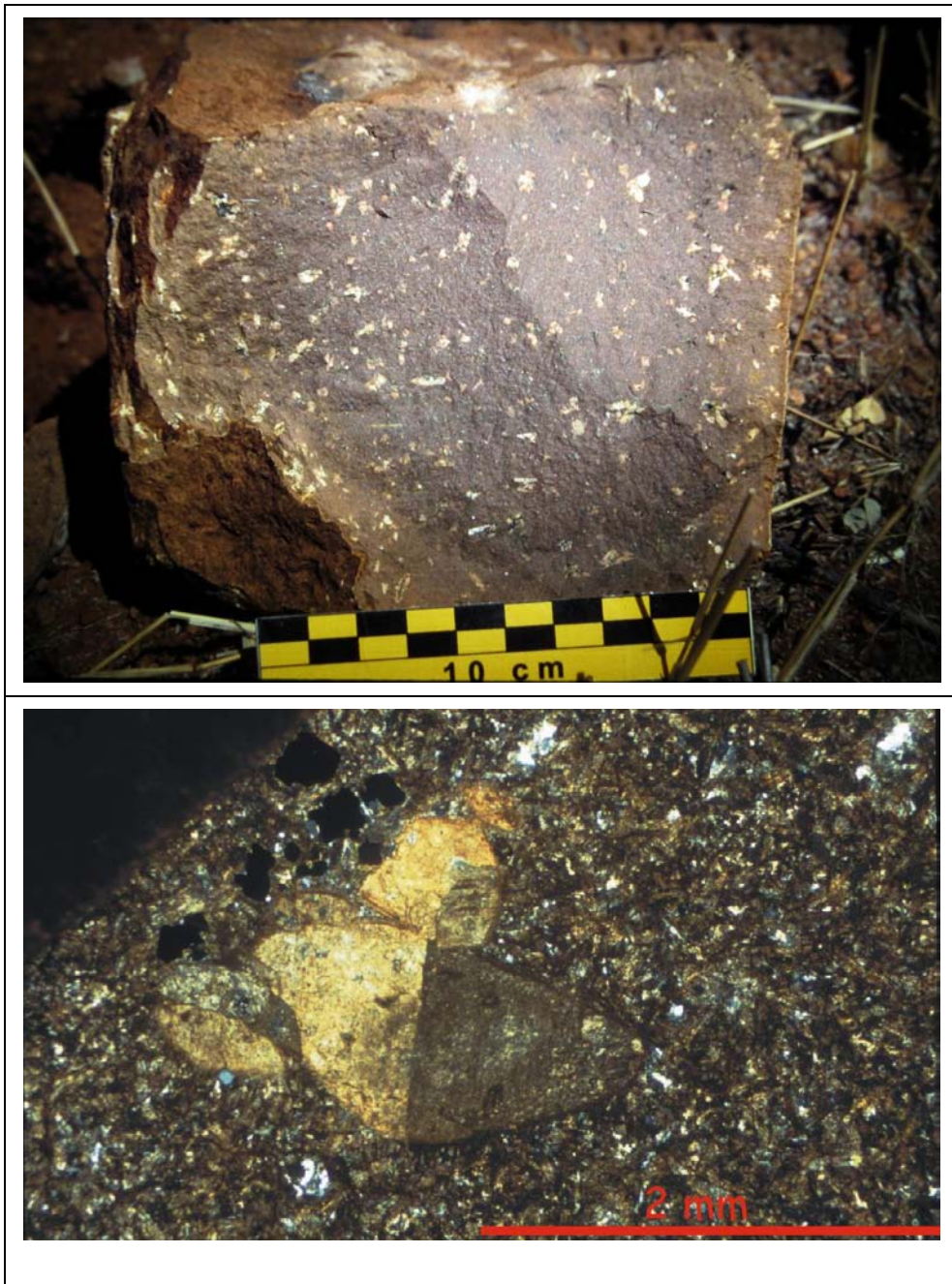


Abb. A19: Trachyt mit porphyrischem Gefüge oben im Handstück; unten: Feldspatzwillinge und Magnetit (opak) im polarisierten Licht. Probe Q3.

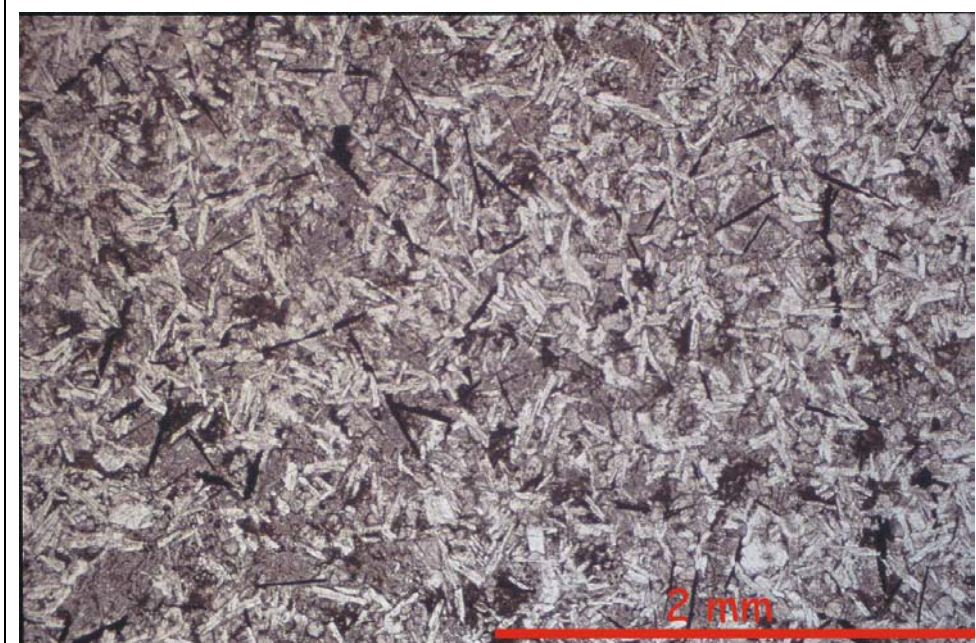
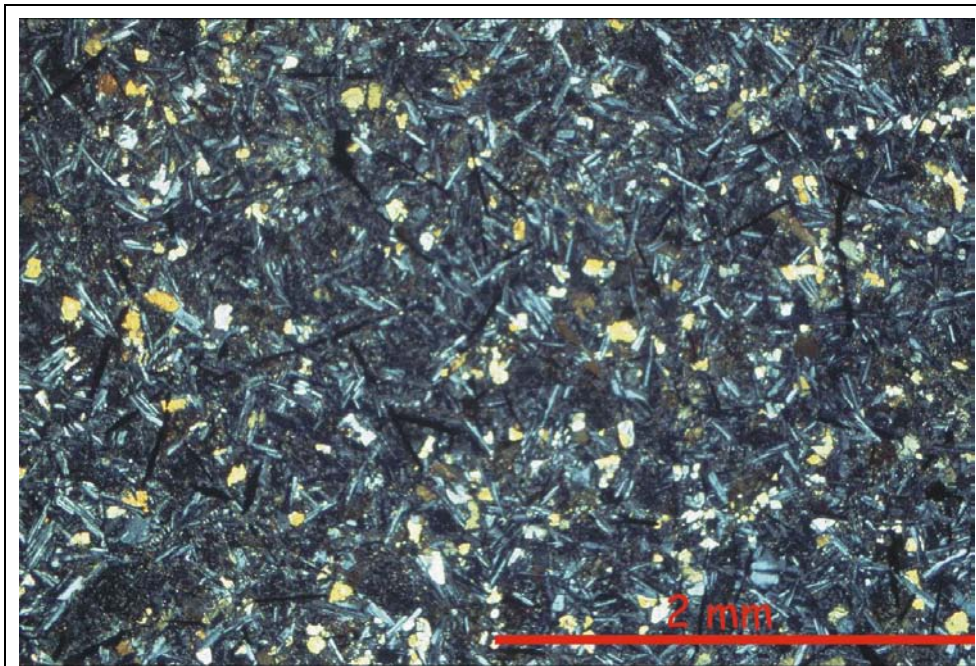


Abb. A20: Der basaltische Trachyandesit aus Probe Q13 oben im polarisierten Licht, unten mit parallelen Polarisatoren, zeigt nadelige opake Pyroxene.

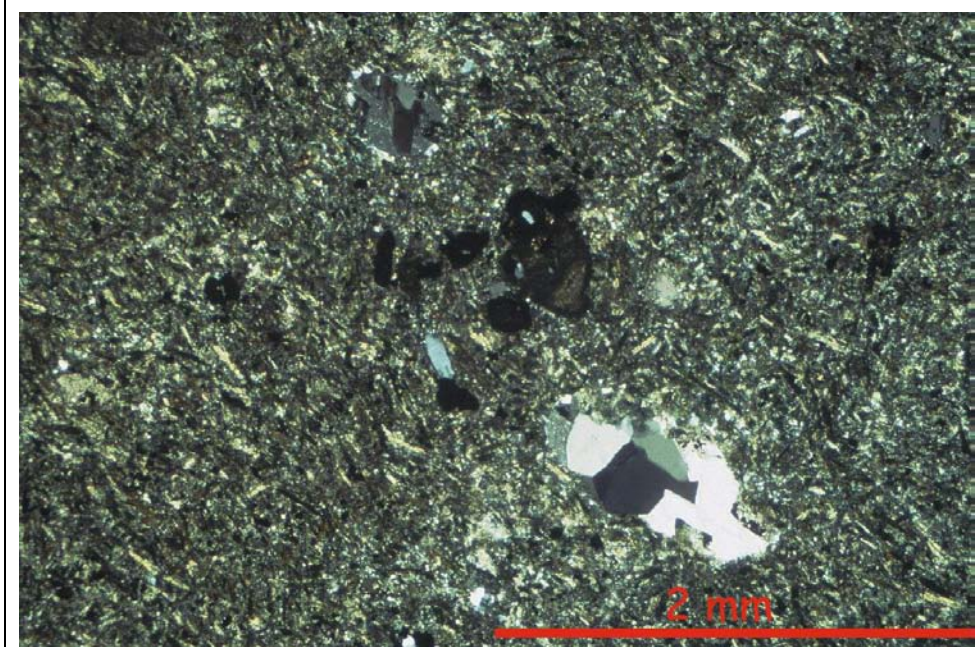


Abb. A21: Der Trachyandesit aus Probe P10 besitzt ein dichtes Gefüge und zeigt im Gelände rosafarben verwitternde, ausgelängte Blasenfüllungen (oben), die im Dünnschliff unter polarisiertem Licht als Quarz identifiziert wurden (unten). Bei den opaken Mineralen handelt es sich um Magnetit, die Suszeptibilität dieser Probe liegt durchschnittlich bei 9,09.

A8 Berechnung der durchschnittlichen Extension mit Gängen auf den Datensätzen

Profilnummer	Gänge im Gelände (n)	Gänge auf TM 5 (n)	Gänge auf Aeromagnetik (n)	Korrekturfaktor Gelände/TM 5	Korrekturfaktor Gelände/Aeromagnetik
1	3	2	0	1,50	0,00
2	27	16	4	1,69	6,75
3	63	15	1	4,20	63,00
4	10	10	2	1,00	5,00
5	19	14	7	1,36	2,71
8	18	12	10	1,50	1,80
10	21	10	keine Daten	2,10	-
11	24	7	keine Daten	3,43	-
12	37	14	5	2,64	7,40
13	24	8	2	3,00	12,00
				durchschnittlicher Faktor	durchschnittlicher Faktor
				2,24	12,33

Profilnummer	Profillänge (m)	Gänge im Gelände (n)	Gangmächtigkeit bei durchschnittlicher Mächtigkeit von 2,90 m	Anzahl (n) der Gänge mal Faktor 2,2	Gangmächtigkeit bei durchschnittlicher Mächtigkeit von 2,90 m	Anzahl (n) der Gänge mal Faktor 12,3	Gangmächtigkeit bei durchschnittlicher Mächtigkeit von 2,90 m
			Gelände	TM 5	TM 5	Aeromagnetik	Aeromagnetik
1	520	3	8,7	4,4	12,76	0	0
2	7030	27	78,3	35,2	102,08	49,2	142,68
3	4600	63	182,7	33	95,7	12,3	35,67
4	4600	10	29	22	63,8	24,6	71,34
5	5000	19	55,1	30,8	89,32	86,1	249,69
8	4600	18	52,2	26,4	76,56	123	356,7
12	4300	37	107,3	30,8	89,32	61,5	178,35
13	4700	24	69,6	17,6	51,04	24,6	71,34

Profilnummer	Extension im Gelände gemessen (%)	Extension (%) berechnet mit durchschnittlicher Gangmächtigkeit 2,90 m		
		Gelände	TM 5	Aeromagnetik
1	6,5	1,67	2,45	0,00
2	0,77	1,11	1,45	2,03
3	3,6	3,97	2,08	0,78
4	0,84	0,63	1,39	1,55
5	2,7	1,10	1,79	4,99
8	3,17	1,13	1,66	7,75
12	1,76	2,50	2,08	4,15
13	1,17	1,48	1,09	4,15
	14,01	11,93	11,53	25,40
	Durchschnitt	Durchschnitt	Durchschnitt	Durchschnitt
	2,00	1,70	1,65	3,63
		Entspricht x % des gemessenen Wertes	Entspricht x % des gemessenen Wertes	Entspricht x % des gemessenen Wertes
		85,2	82,3	181,3

Berechnung für die durchschnittliche Extension anhand der Gänge auf dem TM 5- Satellitenbild:

Anzahl der Gänge entlang der Profillinie * Korrekturfaktor (2,2) * Durchschnittsmächtigkeit (2,90 m) = 82,3% der gemessenen Extension.

Berechnung für die durchschnittliche Extension anhand der Gänge auf dem Aeromagnetikbild:

Anzahl der Gänge entlang der Profillinie * Korrekturfaktor (12,3) * Durchschnittsmächtigkeit (2,90 m) = 181,3% der gemessenen Extension.

Berechnung der relativen Extension (e) in den Geländeprofilen:

$$e = (\Delta l / l_0) * 100\%$$

$\Delta l = l - l_0$ = Gesamtmächtigkeit der Gänge im Profil

l = Profillänge, l_0 = Profillänge vor der Dehnung

Profil Cape Cross-Omaruru Lineament

Extension mit gemischten Daten (sichtbar TM, verdeckt Aeromagnetik)					
	Gänge	auf Profilstrecke (m)	durchschnittliche Mächtigkeit (m)	Extension	Extension auf 100%
1. Abschnitt	4 (TM 5)	22091	25,52	0,12	0,14
2. Abschnitt	14 (TM 5)	26047	89,32	0,34	0,42
3. Abschnitt	20 (Aeromagn.)	14007	713,4	5,09	2,81
4. Abschnitt	78 (TM 5)	34071	497,64	1,46	1,77
5. Abschnitt	12 (Aeromagn.)	11574	428,04	3,70	2,04
6. Abschnitt	24 (TM 5)	23147	153,12	0,66	0,80
		Summe			Durchschnitt
		130937			1,33

Extension nur Aeromagnetik					
	Gänge	auf Profilstrecke (m)	durchschnittliche Mächtigkeit (m)	Extension	Extension auf 100%
1. Abschnitt	19	22091			
2. Abschnitt	29	26047			
3. Abschnitt	20	14007			
4. Abschnitt	80	34071			
5. Abschnitt	12	11574			
6. Abschnitt	44	23147			
	Summe	Summe			
	204	130937	7276,68	5,56	3,07

Profil Messum-Omaruru Lineament

Extension mit gemischten Daten (sichtbar TM, verdeckt Aeromagnetik)					
	Gänge	auf Profilstrecke (m)	durchschnittliche Mächtigkeit (m)	Extension	Extension auf 100%
1. Abschnitt	3 (Aeromagn.)	7300	107,01	1,47	0,81
2. Abschnitt	27 (TM 5)	27000	33,38	0,12	0,15
3. Abschnitt	10 (Aeromagn.)	15700	356,70	2,27	1,25
4. Abschnitt	48 (TM 5)	41200	306,24	0,74	0,90
5. Abschnitt	10 (Aeromagn.)	13800	356,70	2,58	1,43
6. Abschnitt	24 (TM 5)	13200	153,12	1,16	1,41
		Summe			Durchschnitt
		118200			0,99

Extension nur Aeromagnetik					
	Gänge	auf Profilstrecke (m)	durchschnittliche Mächtigkeit (m)	Extension	Extension auf 100%
1. Abschnitt	3	7300			
2. Abschnitt	9	27000			
3. Abschnitt	10	15700			
4. Abschnitt	29	41200			
5. Abschnitt	10	13800			
6. Abschnitt	16	13200			
	Summe	Summe			
	77	118200	2746,59	2,32	1,28

Profil Brandberg-Omaruru Lineament

Extension mit gemischten Daten (sichtbar TM, verdeckt Aeromagnetik)					
	Gänge	auf Profilstrecke (m)	durchschnittliche Mächtigkeit (m)	Extension	Extension auf 100%
1. Abschnitt	16 (TM 5)	24305	102,08	0,42	0,51
2. Abschnitt	6 (TM 5)	39493	38,28	0,10	0,12
3. Abschnitt	57 (TM 5)	51619	363,66	0,70	0,86
		Summe			Durchschnitt
		115417			0,49

Extension nur Aeromagnetik					
	Gänge	auf Profilstrecke (m)	durchschnittliche Mächtigkeit (m)	Extension	Extension auf 100%
1. Abschnitt	12	24305			
2. Abschnitt	22	39493			
3. Abschnitt	38	51619			
	Summe	Summe			
	72	115417	2568,24	2,23	1,23

A9 Berechnung des durchschnittlichen magmatischen Überdruckes über das Verhältnis Breite/Länge der Gänge mit Gesteinszugfestigkeiten aus Literaturangaben

$$t/l \approx (P-S)/\mu / (1-\nu)$$

t = Breite, l = Länge, (P-S)= magmatischer Überdruck [P = Magmendruck, S= Kompressiver Streß], μ (1- ν)= Gesteinsfestigkeit [μ = Schermodul, ν = Poisson Verhältnis]

t/l-Verhältnisse (gerundet)	Anzahl der t/l-Verhältnisse im Gelände und Satellitenbild ermittelt
1:10000	1
1:2500	1
1:2000	8
1:1000	28
1:500	6
1:400	12
1:300	9
1:200	7
1:100	5

Gesteinszugfestigkeiten (MPa)*		
Granit: 7-25	Durchschnitt daraus: 6-22,5 MPa	Mittelwert aus Durchschnittswert: 14,25 MPa
Gneiss: 5-20		
Marmor: 7-20		
Kalkstein: 5-25		

*nach Attewell and Farmer (1976)

t/l	P-S (bar) für Zugfestigkeit 6 MPa	P-S (bar) für Zugfestigkeit 14,25 MPa	P-S (bar) für Zugfestigkeit 22,5 MPa
0,0005	0,03	0,07125	0,1125
0,001	0,06	0,1425	0,225
0,002	0,12	0,285	0,45
0,003	0,18	0,4275	0,675
0,004	0,24	0,57	0,9
0,005	0,3	0,7125	1,125
0,006	0,36	0,855	1,35
0,007	0,42	0,9975	1,575
0,008	0,48	1,14	1,8
0,009	0,54	1,2825	2,025

1 MPa = 10 bar = 0,01 kbar

A10 Berechnung des lithostatischen Druckes über die Tiefe und Dichte der Damarakruste

Dichte [kg/m^3] * 9,81 [m/s^2] * Tiefe [m] = Druck [Mpa],

1 Mpa = 0,01 kbar

Dichte [g/cm^3] der Damarakruste*	Tiefe [km]	lithostatischer Druck [kbar]
2,72	0	0
2,72	1	0,27
2,72	2	0,53
2,72	3	0,80
2,72	4	1,07
2,72	5	1,33
2,79	6	1,64
2,79	7	1,92
2,79	8	2,19
2,79	9	2,46
2,79	10	2,74
2,79	11	3,01
2,79	12	3,28
2,79	12,5	3,42
2,85	13	3,63
2,85	14	3,91
2,85	15	4,19
2,85	16	4,47
2,85	17	4,75
2,85	18	5,03
2,85	19	5,31
2,85	20	5,59
2,95	21	6,08
2,95	22	6,37
2,95	23	6,66
2,95	24	6,95
2,95	25	7,23
2,95	26	7,52
2,95	27	7,81
2,95	28	8,10
2,95	29	8,39
2,95	30	8,68
2,95	31	8,97
2,95	32	9,26
2,95	33	9,55
2,95	34	9,84
3,3	35	11,33
3,3	36	11,65
3,3	37	11,98
3,3	38	12,30
3,3	39	12,63
3,3	40	12,95

*Dichte aus Laufzeiten seismischer Wellen nach BAUER ET AL. (2003)

Dichte** der basaltischen Schmelze mit der Zusammensetzung von P24 bei 1200°C	lithostatischer Druck [kbar]
2,91	10
2,79	8
2,69	6
2,61	4
2,55	2

**Dichten vereinfacht nach Kress & Carmichael, 1991

A11 Geländemerkmale der Gänge

Profile 1 und 2

1.	Lokalität (Datum: WGS 84)	Mächtigkeit [m]	Streichrichtung [°]	Einfallen [°]	Einfallrichtung	Suszeptibilität (Mittel aus 10-20 Messungen)
2.						
3.	21°34'46,2"S/015°09'47,6"E	1,10	004	/		1,84
4.	21°34'47,3"S/015°09'41,7"E	1,80	022	/		1,84
5.	21°34'46,3"S/015°09'33,9"E	2,00	012	90		5,30
6.	21°34'46,2"S/015°09'05,3"E	1,35	040	90		0,07
7.	21°34'46,4"S/015°09'09,8"E	3,16	012	75	E	0,62
8.	21°34'45,5"S/015°09'31,0"E	0,58	020	/		4,12
9.	21°34'44,4"S/015°09'29,9"E	2,20	024	75	E	4,53
10.	21°34'43,0"S/015°09'27,8"E	4,95	022	/		0,43
11.	21°34'43,0"S/015°09'27,8"E	2,05	082	/		0,47
12.	21°34'43,0"S/015°09'27,8"E	2,05	010	/		/
13.	21°34'44,6"S/015°09'24,1"E	1,10	020	/		3,32
14.	21°34'40,3"S/015°08'47,9"E	5,30	002	40	E	7,69
15.	21°34'36,3"S/015°08'14,1"E	3,15	012	/		0,41
16.	21°34'15,5"S/015°07'31,0"E	0,75	004	/		0,40
17.	21°34'24,2"S/015°07'54,3"E	1,20	010	75	E	0,38
18.	21°34'11,4"S/015°07'27,9"E	2,75	002	/		3,87
19.	21°34'01,0"S/015°07'18,9"E	5,70	016	/		0,48
20.	21°34'00,5"S/015°07'12,0"E	1,40	020	30	E	0,50
21.	21°34'00,8"S/015°07'11,1"E	0,80	010	/		0,41
22.	21°34'00,8"S/015°07'11,1"E 25m weiter W	1,08	036	/		0,41
23.	21°34'00,3"S/015°07'08,0"E	1,95	020	87	E	0,41
24.	21°33'49,6"S/015°06'37,2"E	1,25	170	80	E	6,54
25.	21°33'45,1"S/015°06'28,4"E	1,45	164	60	E	4,19
26.	21°33'45,1"S/015°06'28,4"E	1,65	030	/		1,41
27.	21°33'45,1"S/015°06'28,4"E	1,45	044	70	E	6,54
28.	21°33'42,8"S/015°06'28,1"E	1,30	020	90		0,44
29.	21°33'29,9"S/015°06'00,7"E	2,85	016	45	E	9,09
30.	21°33'40,8"S/015°06'02,1"E	2,97	010	45	E	/
31.	21°21'16,3"S/015°24'28,9"E	4,40	032	70	E	5,11
32.	21°21'14,0"S/015°24'25,0"E	5,60	030	55	W	0,75

	21°21'14,0"S/015°24'25,0"E	4,00	010	/		11,42
33.	21°21'12,7"S/015°24'30,9"E	2,00	034	/		0,06
34.	21°21'14,8"S/015°24'28,9"E	4,10	036	/		0,95
35.	21°21'12,4"S/015°24'14,8"E	11,00	026	/		0,95
36.	21°33'29,2"S/015°05'33,1"E					5,20
1.	Gefüge	Bemerkungen			Lithologie	
2.						
3.	fein-mittel	P1; nur 10m verfolgbar			Basaltischer Andesit	
4.	fein-mittel	extrem verwittert			Basaltischer Andesit	
5.	fein, Blasen gefüllt 0,5mm	P2; Säulen			Andesit	
6.	pegmatitischer Gang	P3; streicht 040, biegt im S auf 054			Pegmatit	
7.	sauer, fein, dicht, Pyrit und grüne Minerale	P4; streicht 010, 012, 014; dunkelgrüngrau			Basaltischer Andesit	
8.	sehr fein-fein	extrem verwittert			Basalt	
9.	fein, Blasen am Kontakt	P5; streicht 022, 024			Basalt	
10.	sauer, fein	P6; streicht 020, 022, schiefrig brechend			Andesit	
11.	sauer, fein	streicht 080, 082 parallel zur Dolomitbank			Basaltischer Andesit	
12.		streicht 006, 008, 010				
13.	fein, dicht	streicht 014, 016, 020, gefüllte Hohlräume			Andesit	
14.	fein, Blasen dunkel gefüllt	P7;			Basaltischer Andesit	
15.	graugrün, Blasen gefüllt	P8; streicht 014, 010, 012			Andesit	
16.	fein, dicht, Pyrit, Blasen dunkel gefüllt	P9; hellgraugrün, streicht 000, 002, 004			Basaltischer Andesit	
17.	fein, Blasen gefüllt	hellgraugrün, extrem verwittert			Basaltischer Andesit	
18.	fein-mittel				Basaltischer Andesit	
19.	fein, dicht, Pyrit, Blasen hellgraugrün	streicht 010, 014, 016, bricht schiefrig			Andesit	
20.	dicht, Blasen weiß gefüllt. Dolomit: 12	020, S: 002, Dolomitbank hier zerrüttet,			Basaltischer Andesit	
21.	dicht, Blasen weiß gefüllt	streicht 010, 008, 012, 020, 022, 110, 112			Basaltischer Andesit	
22.	dicht, Blasen weiß gefüllt	extrem verwittert			Basaltischer Andesit	
23.	dicht, Blasen weiß gefüllt	Zerrüttungszone			Basaltischer Andesit	
24.	fein, rostbraun verw., dunkelgrau frisch	Säulen			Basalt	
25.	fein, rostbraun verw., dunkelgrau frisch	Dolomitbank fällt nach E			Basalt	
26.	fein, Blasen weiß gefüllt				Basalt	
27.	fein, rostbraun verw., dunkelgrau frisch	streicht 040, 044			Basalt	
28.	fein, dicht, Blasen weiß gefüllt	streicht 020, 032, 020, hellgraugrün verwittert			Andesit	

29.	dicht, Blasen rosa verwittert	P10; streicht 012,016,152,154,150	Trachyandesit
30.			--
31.	fein	Säulen	--
32.			
33.	dicht		Basalt
34.	fein, Feldspat-Einsprenglinge, Blasen weiß	Gänge gabeln sich	Trachydazit
35.		Gabelzweig	--
36.	fein, Basalt		Basaltischer Andesit
37.	Dolerit	Granit im Liegenden	--

Profile 3 und 4

1.	Lokalität (Datum: WGS 84)	Mächtigkeit [m]	Streichrichtung [°]	Einfallen [°]	Einfallrichtung	Suszeptibilität (Mittel aus 10-20 Messungen)
2.						
3.	21°44'12,1"S/015°12'57,3"E	0,20	024	65	E	2,20
4.	21°44'12,1"S/015°12'57,3"E 6,80m weiter W	0,45	024	80	E	8,51
5.						
6.	21°44'12,1"S/015°12'57,3"E 26,30m weiter W	1,60	020	90		10,87
7.	21°44'12,1"S/015°12'57,3"E 38,60m weiter W	1,60	020	45	E	11,12
8.	21°43'57,2"S/015°13'33,9"E	6,30	014	70	E	3,49
9.						
10.	21°43'57,2"S/015°13'33,9"E 8,20m weiter W	1,15	014	80	E	/
11.	21°43'57,2"S/015°13'33,9"E 15,90mweiter W	2,40	018	85	E	6,00
12.	21°43'53,8"S/015°13'29,9"E	3,55	030	55	E	5,63
13.	21°43'53,8"S/015°13'29,9"E 15m weiter W	2,95	032	75	E	6,28
14.	21°43'53,2"S/015°13'27,5"E	0,70	018	/		9,45
15.	21°43'51,8"S/015°13'24,2"E	0,33	020	75	E	0,88
16.	21°43'51,8"S/015°13'24,2"E 18,90m weiter W	0,45	022	/		2,17
17.						
18.	21°43'46,1"S/015°13'16,0"E	2,20	010	45	E	9,79
19.	21°43'46,1"S/015°13'16,0"E 4,20m weiter W	1,20	010	65	E	10,89
20.	21°43'46,1"S/015°13'16,0"E 9,70m weiter W	0,95	010	70	E	8,44

	21°43'40,5"S/015°13'15,4"E	1,28	010	48	E	7,66
21.	21°43'40,5"S/015°13'15,4"E 19,60m weiter W	0,60	018	90		1,33
22.	21°43'40,5"S/015°13'15,4"E 42,70m weiter W	1,23	012	60	E	7,51
23.						
24.	21°43'40,5"S/015°13'15,4"E 49,70m weiter W	2,23	022	65	E	5,59
25.	21°43'34,5"S/015°13'12,2"E	2,10	020	70	E	11,28
26.						
27.	21°43'29,8"S/015°13'12,5"E	0,85	030	65	E	13,68
28.						
29.	21°43'29,8"S/015°13'12,5"E 1m weiter W	0,30	020	/		0,83
30.	21°43'29,8"S/015°13'12,5"E 9,45m weiter W	0,50	028	/		/
31.	21°43'29,8"S/015°13'12,5"E 27,55m weiter W	1,80	016	70	E	14,18
32.	21°43'29,9"S/015°13'10,1"E	6,00	016	/		4,65
33.	21°43'29,6"S/015°13'07,3"E	1,40	010	70	E	8,27
34.						
35.	21°43'29,6"S/015°13'07,3"E 50m weiter S	0,60	140	/		/
36.	21°43'29,6"S/015°13'07,3"E 19,30m weiter W	0,45	020	/		4,39
37.	21°43'29,6"S/015°13'04,5"E	1,60	010	90		6,40
38.	21°43'25,7"S/015°13'04,9"E	4,10	040	40	E	3,74

1.	Gefüge	Bemerkungen	Lithologie
2.			
3.	dicht, Einsprenglinge, frisch: graugrün/violett	P11; streicht 020,022,024, keilt nach 25,60m aus	Basaltischer Trachyandesit
4.	dicht, Blasen weiß gefüllt, konkordant intrudiert	P12; gabelt sich im Granit, ist versetzt, konkordante	Basalt
5.		Gang im Gang= mehrphasig	
6.	fein, keine Blasen	streicht 018,020,022	Basalt
7.	mittel, Einsprenglinge	P13; streicht 020,024	Basalt
8.	dicht am Kontakt, nach innen fein-mittel	streicht 012,014,018, im Streichen nach N 130m:	Basalt
9.		Gänge gabeln sich, laufen wieder zusammen	
10.	dicht, Einsprenglinge	streicht in Schlangenlinien	Basalt
11.	fein	streicht 018, nach N Schlangenlinien 168°,170°,180°	Basalt
12.	sehr fein am Kontakt, zur Mitte fein	streicht 030, 044 mit 154° Versätzen	Basalt

13.	sehr fein am Kontakt, zur Mitte fein	fällt 55° E, 75° E, 80° überkippt W	Basalt
14.	sehr fein, Einsprenglinge weiß	P14; bricht schiefrig, Kappa vom östl, Ast: 0,01	
15.	dicht, splittrig, grüngrau, Pyrit	streicht 010-020, 070° Versätze	Basaltischer Andesit
16.	dicht am Kontakt, zur Mitte mittel, Blasen weiß,	streicht 020,022,024	Basaltischer Andesit
17.	Pyrit		
18.	sehr fein am Kontakt, fein	P15; "Gabelschwarm"	Basalt
19.	fein	"Gabelschwarm"	Basalt
20.	fein	"Gabelschwarm"	Basalt
21.	sehr fein, wenige Einsprenglinge, Pyrit	streicht 008,010, bricht splittrig	Basaltischer Andesit
22.	sehr fein, grau	mit Granit-Xenolithen	Basaltischer Andesit
23.	sehr fein, grau	streicht 010,012,014, Granit im Basalt-Basalt	Basalt
24.		im Granit	
25.	glasig am Kontakt, fein	streicht 020,022, nachS 030; fällt 65°, 55° E	Basalt
26.	glasig am Kontakt, fein-sehr fein, wenig Blasen	streicht 010-020, fällt 65-70°E	Basalt
27.	weiß gefüllt 1-10mm, z,T, 20mm		
28.	fein	streicht 030,034, Klüftung 160°	Basalt
29.		geht auch durch den Granit	
30.	fein, Einsprenglinge		Basalt
31.	fein, ohne Einsprenglinge		Basalt
32.	fein		Basalt
33.	sehr fein, wenig Einsprenglinge	Klüftung 060°	Basalt
34.	sehr fein, Blasen weiß,ca, 3-14mm	streicht 010, 012, im N 020, 028;	Basalt
35.		durchschlägt 50m S einen 140° Gang	
36.		wird durchschlagen und 1,65m versetzt	Basalt
37.			Basalt
38.	fein-mittel		Basalt
39.	fein	streicht 038-042, fällt 38°-40° E, wirkt mächtig, ist	Basaltischer Andesit

1.	Lokalität (Datum: WGS 84)	Mächtigkeit [m]	Streichrichtung [°]	Einfallen [°]	Einfallrichtung	Suszeptibilität
2.						(Mittel aus 10-20 Messungen)
3.						
4.						

5.	21°43'25,7"S/015°13'04,9"E 100m weiter W	7,70	030	32	E	1,94
6.						
7.	21°43'25,7"S/015°13'04,9"E 100m weiter W	0,50	140	/		/
8.	21°43'31,0"S/015°12'49,7"E	5,80	020	40	E	5,99
9.	21°43'30,3"S/015°12'44,8"E	3,15	014	54	E	5,72
10.	21°43'31,4"S/015°12'42,5"E	1,80	040	75	E	3,40
11.						
12.	21°43'27,3"S/015°12'39,0"E	1,35	020	85	E	11,49
13.	21°43'25,3"S/015°12'30,4"E	1,25	170	75	E	24,88
14.	21°43'23,7"S/015°12'27,2"E	4,50	002	48	E	2,93
15.						
16.						
17.	21°43'23,7"S/015°12'27,2"E 12,20m weiter W	2,40	-	0		/
18.						
19.	21°43'23,7"S/015°12'27,2"E 32,40m weiter W	2,00	002	0		/
20.	21°43'19,9"S/015°12'25,8"E	5,37	040	35	E	1,24
21.						
22.						
23.	21°43'19,9"S/015°12'25,8"E	1,00	010	0		/
24.	21°43'19,9"S/015°12'25,8"E	3,20	010	0		/
25.	21°43'19,9"S/015°12'25,8"E	2,30	010	0		/
26.	21°43'10,4"S/015°12'23,9"E	1,70	030	/		/
27.	21°43'10,4"S/015°12'23,9"E 39m weiter W	5,65	030	30	E	1,80
28.						
29.	21°43'09,9"S/015°12'20,9"E	13,20	020	30	E	3,96
30.						
31.						
32.	21°43'09,9"S/015°12'20,9"E 13m weiter W	1,55	020	55	E	/
33.						
34.						
35.	21°43'09,9"S/015°12'20,9"E 30m weiter W	5,20	020	55	E	/
36.						
37.						

38.	21°43'09,1"S/015°12'1°8,8"E	5,00	002	50	E	5,64
39.	21°43'09,9"S/015°12'1°3,9"E	6,00	020	38	E	2,16

1.	Gefüge	Bemerkungen	Lithologie
2.			
3.		jedoch nur relativ gut in Fallinie aufgeschlossen	
4.		und fällt rel. flach ein	
5.	fein, Blasen am Kontakt sehr gross: 5-15mm, z.T.	fällt 26°-32° E; S` des Flusses: 22° E, Im NE	Andesit
6.	ausgelängt, 10cm-Granit-Xenolithe, grosse Blöcke	ca. 25m nach SE versetzt	
7.	Einsprenglinge ev, Amphibole		
8.	mittelkörnig, Blasen bis 60mm	P16; fällt 38°-40° E	Basalt
9.	mittel, Blasen bis 20mm	streicht 012-014, Granit-Xenolithe	Basalt
10.	mittel	streicht 038-040, ist entlang Richtung 160°,170°	Basalt
11.		versetzt, im W Kontakt mit dunklem Glimmerschiefer	
12.	fein im S; sehr fein, glasig im N	keilt im N aus, gabelt sich in 2 Äste 8-10cm	Basalt
13.	fein	sehr verwittert	Basalt
14.	fein, am Kontakt glasig, Blasen weiß gefüllt,	Granit-Xenolithe, Glimmerschiefer,-Xenolithe,	Basalt
15.	bis 5mm		
16.		dextrale Versätze ca, 2m	
17.		zweigt ab, trifft nach 52m wieder bogenförmig	Basalt
18.		auf E`Gang	
19.			Basalt
20.	fein, Blasen bis 15mm	streicht 038,040,042; Ausbiss: 7,20m; dextrale	Tephrit Basanit
21.		Versätze Richtung 160° ca, 10m, Im Fluss nach N	
22.		Gabelung in 3 Arme	
23.		"Gabelarm"	Tephrit Basanit
24.		"Gabelarm"	Tephrit Basanit
25.		"Gabelarm"	Tephrit Basanit
26.		dextrale Versätze Richtung 140° ca. 10m	Basalt
27.	fein, Blasen am Kontakt	streicht 030-032, Ausbiss 11,30m, dextrale Versätze	Basalt

28.		Richtung 140° ca. 2m; Granit- u, Glimmersfr,-Xenolithe	
29.	fein, Blasen am Kontakt bis 10mm	streicht 018-022, Zone aus parallel verlaufenden Gängen,	Basalt
30.		bilden auch "horizontale Ausläufer" im Umgebungs-	

31.		gestein; dextrale Versätze mit Abschiebungen	
32.		streicht 018-022, Zone aus parallel verlaufenden Gängen,	Basalt
33.		bilden auch "horizontale Ausläufer" im Umgebungs-	
34.		gestein; dextrale Versätze mit Abschiebungen	
35.	Gang konkordant als Lesestein	streicht 018-022, Zone aus parallel verlaufenden Gängen,	Basalt
36.		bilden auch "horizontale Ausläufer" im Umgebungs-	
37.		gestein; dextrale Versätze mit Abschiebungen	
38.	sehr fein, am Kontakt glasig, splittrig, Blasen	streicht 000, 002	Basalt
39.	fein, Blasen am Kontakt	streicht 018-022, gabelt sich N des Flusses	Basalt

1.	Lokalität (Datum: WGS 84)	Mächtigkeit [m]	Streichrichtung [°]	Einfallen [°]	Einfallrichtung	Suszeptibilität (Mittel aus 10-20 Messungen)
2.						
3.	21°43'09,9"S/015°12'1°3,9"E	2,00	020	/		/
4.	21°43'09,9"S/015°12'1°3,9"E	3,40	020	/		/
5.						
6.	21°43'09,4"S/015°12'1°3,7"E	0,20	030	90		/
7.						
8.	21°43'09,4"S/015°12'1°3,7"E 18m weiter W	0,30	020	0	horizontal	5,54
9.						
10.	21°43'07,8"S/015°12'1°0,8"E	0,85	002	18	E	2,86
11.						
12.	21°43'05,6"S/015°12'09,3"E	4,15	024	48	E	1,57
13.	21°43'05,6"S/015°12'09,3"E 30m weiter W	0,55	022	0	horizontal	/
14.	21°43'07,5"S/015°12'06,6"E	8,50	002	70	E	/
15.	21°43'07,5"S/015°12'06,6"E	0,85	070	90		/
16.	21°43'08,7"S/015°12'04,8"E	3,50	020	34	E	2,50
17.	21°43'11,3"S/015°12'00,9"E	9,00	024	75	E	3,19
18.	21°43'06,3"S/015°11'59,5"E	5,00	020	87	E	3,82
19.						
20.	21°42'53,7"S/015°11'45,9"E	2,00	040	80	E	0,37
21.						

22.	21°42'52,2"S/015°11'34,5"E	4,50	020	56	E	2,35
23.						
24.	21°42'47,4"S/015°11'28,6"E	2,20	030	40	E	6,22

25.						
26.	21°42'44,0"S/015°11'23,3"E	0,13	028	0	horizontal	/
27.	21°43'48,7"S/015°13'19,9"E	7,40	012	45	E	3,99
28.	21°45'02,2"S/014°57'57,5"E	10,92	025	45	E	12,83
29.						
30.						
31.	21°45'17,5"S/014°57'40,5"E	1,45	014	90		5,41
32.	21°45'10,2"S/014°57'19,8"E	1,25	024	65	E	13,09
33.						
34.	21°45'10,2"S/014°57'19,8"E 9m weiter W	0,20	024	1		/
35.						
36.	21°45'09,6"S/014°56'58,6"E	8,35	025	80	E	5,52
37.	21°45'08,1"S/014°56'50,2"E	8,80	025	50	E	5,16
38.	21°45'07,1"S/014°56'28,9"E	1,55	028	90		/
39.	21°45'08,6"S/014°56'09,9"E	3,90	020	90		8,11

1.	Gefüge	Bemerkungen	Lithologie
2.			
3.		"Gabelzweig"	Basalt
4.		dextral versetzt danach N nur noch 1,30m mächtig;	Basalt
5.		21m W vom "Gabelzweig"	
6.	dicht, am Kontakt glasig, Blasen	biegt im N von 026 auf 160° um; LIEGT IM S	Basalt
7.		FAST HORIZONTAL	
8.	fein, glasig	streicht 018-020, FAST HORIZONTAL, Ausbiss 6,10m,	Basalt
9.		dextral versetzt ca. 3m	
10.	fein, Blasen weiß gef, ca, 0,1-0,2mm	streicht 000,002; fällt flach ein, breiter Ausbiss:	Basalt
11.		N 1,25m S 14,10m	
12.	fein, Blasen im Kontakt ca, 0,01mm	streicht 022,024, Ausbiss 5,65m	Basaltischer Andesit
13.	fein, Blasen am Kontakt	HORIZONTAL, Ausbiss 9,10m	Basalt
14.	GLIMMERSCHIEFER IM GRANIT		Glimmerschiefer

15.		streicht 068-070, ca. 10m verfolgbar	
16.	fein, Blasen am Kontakt weiß gef, ca, 0,3mm	streicht 018, 020, Ausbiss 6,20m	Andesit
17.	fein, Blasen am Kontakt bis 0,4mm	am Farmhaus	Andesit
18.	fein, wenig Blasen, ca, 0,2mm	streicht 016-020, fällt steil, S des Flusses 25°-30°E,	Basalt

19.		nach W meist dunkler Glimmerschiefer	
20.	fein, dicht splittrig, idiomorphe Feldspat-	P 17; streicht 038, 040; bildet nach E partiell eine	Trachydazit
21.	Einsprenglinge bis 8mm	2,35m hohe Kante	
22.	fein, am Kontakt glasig, splittrig	streicht 014-020; S des Flussen nicht verfolgbar,	Basaltischer Andesit
23.		N nach ca. 150m auskeilend	
24.	sehr fein, Blasen weiß gef, 0,3-0,9mm; violett,	streicht 028-032, fällt 40°-42° E; dextrale 1m Versätze	Basalt
25.	frischer Anschlag grünlich	Richtung 160°	
26.	fein, Blasen weiß gef., ca, 0,1-0,3mm	+ - HORIZONTAL Ausbiss 1,80m	Basalt
27.	mittel, am Rand sehr fein	grosse Blöcke	Basaltischer Andesit
28.	fein, enthält peridotitische Einschlüsse	P18, P18a; weit im Streichen verfolgbar, verwittert	Basalt
29.		in grossen Blöcken ca. 0,30-1,50m; Ausbiss 15,90m,	
30.		liegt auf topographisch erhöhtem Untergrund	
31.	fein	streicht 012, 014, biegt auf ca. 030 um	Basalt
32.	fein-sehr fein, am Kontakt glasig, Blasen weiß		Basalt
33.	gefüllt, bis 0,2mm		
34.	fein-sehr fein, am Kontakt glasig, Blasen weiß		Basalt
35.	gefüllt, bis 0,2mm		
36.	fein	Einfallen an Dolomitbank steil, im S ca. 50° E	Basalt
37.	fein		Basalt
38.	fein		Basalt
39.	fein	fällt an der Dolomitbank steil-überkippt, wird hier	Basalt

1.	Lokalität (Datum: WGS 84)	Mächtigkeit [m]	Streichrichtung [°]	Einfallen [°]	Einfallrichtung	Suszeptibilität
2.						(Mittel aus 10-20 Messungen)
3.						
4.						
5.	21°45'24,3"S/014°55'24,8"E	2,60	028	90		7,45
6.	21°45'28,7"S/014°55'13,7"E	0,30	084	90		43,17
7.	21°42'08,8"S/014°58'12,3"E	3,70	030	75	E	4,82

8.					
----	--	--	--	--	--

1.	Gefüge	Bemerkungen	Lithologie
2.			
3.		ausgequetscht und läuft 200m N mit derselben	
4.		Mächtigkeit weiter	
5.	fein	fällt steil in Störungszone des Dolomits	Basalt
6.	sehr fein, dicht, Blasen am Kontakt bis 0,2mm	P19; verläuft im Streichen der Dolomitbank	Tephrit Basanit
7.	fein, blasiger Habitus durch herausgewitterte	verwittert in grossen Blöcken ca. 0,30-1,50m;	Basalt
8.	Einsprenglinge		

Profile 10 und 11

1.	Lokalität (Datum: WGS 84)	Mächtigkeit [m]	Streichrichtung [°]	Einfallen [°]	Einfallrichtung	Suszeptibilität (Mittel aus 10-20 Messungen)
2.						
3.	21°17'48.9"S/013°54'01.7"E 60m weiter NE	1,40	122	30	W	51,93
4.	21°17'48.9"S/013°54'01.7"E	/	130	52	W	29,45
5.	21°17'39.3"S/013°54'10.8"E	1,90	132	87	W	28,61
6.	21°17'39.3"S/013°54'10.8"E	0,10	170	/		/
7.	21°17'35.9"S/013°54'11.2"E 3m weiter E	2,00	130	/		/
8.	21°17'35.9"S/013°54'11.2"E 21m weiter E	0,35	130	54	W	64,14
9.	21°17'35.9"S/013°54'11.2"E	0,70	132	60	W	19,77
10.	21°17'35.9"S/013°54'11.2"E 1m weiter W	0,20	130	/		/
11.	21°17'29.3"E/013°54'07.3"E	/	030	/		29,02
12.	21°17'23.5"S/013°54'16.9"E	1,60	130	90		56,14
13.						
14.	21°17'20.7"S/013°54'21.8"E	0,75	152	90		34,23
15.	21°17'19.0"S/013°54'25.1"E	0,95	118	60	W	/
16.	21°17'10.3"S/013°54'39.6"E	0,80	130	20	W	72,42
17.	21°17'10.3"S/013°54'39.6"E	0,70	030	20	W	/
18.	21°16'55.9"S/013°54'37.7"E	1,50	114	50	NE	16,80

19.						
20.	21°16'55.9"S/013°54'37.7"E	0,25	030	32	W	/
21.	21°16'37.4"S/013°54'50.7"E	0,70	110	72	SW	21,52
22.	21°16'37.4"S/013°54'50.7"E	0,50	130	58	W	39,05

23.	21°22'07.0"S/013°54'22.4"E	0,50	130	20	W	10,22
24.	21°22'04.0"S/013°54'25.8"E	3,15	130	52	SW	45,47
25.	21°22'02.8"S/013°54'28.2"E	0,40	032	18	W	62,31

	21°16'39.8"S/013°55'02.4"E	2,10	130	58	SW	27,28
26.	21°16'42.7"S/013°55'14.1"E	0,60	130	87	SW	29,40
27.						
28.	21°16'48.9"S/013°55'16.0"E	0,90	120	82	SW	28,40
29.	21°16'48.9"S/013°55'16.0"E 30m weiter S	0,60	114	87	NE	8,40
30.	21°16'39.1"S/013°55'34.8"E	5,00	140	90		8,16
31.						
32.	21°16'21°.7"S/013°55'30.3"E	2,90	140	90		0,40
33.	21°16'21°.7"S/013°55'30.3"E 30m weiter N	0,65	100	18	NE	37,75
34.	21°21'33.7"S/013°55'52.1"E	0,45	010	20	W	55,61
35.	21°21'36.5"S/013°55'45.7"E	0,74	018	40	W	77,93
36.	21°21'39.2"S/013°55'43.4"E	0,70	120	50	SW	50,93
37.						
38.						
39.	21°21'46.4"S/013°55'37.5"E	0,20	030	8	W	32,82
40.	21°21'48.6"S/013°55'34.1"E	1,30	140	32	SW	82,82
41.						
42.	21°21'49.0"S/013°55'19.7"E	1,25	140	20	SW	72,34
43.						
44.	21°21'54.0"S/013°55'13.9"E	0,90	150	80	E	31,96
45.	21°21'54.0"S/013°55'13.9"E 20m weiter W	0,60	150	90		23,78
46.						

47.	21°21'54.0"S/013°55'13.9"E 22m weiter W	3,50	150	90		23,78
48.	21°21'56.8"S/013°55'10.1"E	0,30	164	76	E	101,00
49.	21°21'56.9"S/013°55'06.9"E	1,95	130	80	SW	43,72
50.	21°21'58.2"S/013°55'00.3"E	0,40	020	0	HORIZONTAL	60,56
51.	21°21'57.6"S/013°54'53.4"E	0,50	020	78	W	94,59
52.	21°21'56.1"S/013°54'45.8"E	1,60	132	20	SW	62,70
53.	21°21'56.4"S/013°54'37.4"E	2,10	140	85	SW	16,76
54.	21°21'56.4"S/013°54'37.4"E 50m weiter W	1,00	070	/		53,91
55.	21°22'15.2"S/013°54'15.5"E	1,30	130	20	SW	66,23
56.	21°22'12.1"S/013°54'16.3"E	0,20	120	/		8,33
57.	21°22'09.9"S/013°54'18.6"E	4,00	024	18	E?	12,63

1.	Gefüge	Bemerkungen	Lithologie
2.			
3.	fein	grosse Blöcke bis 1,20m, Mächtigkeit ev. grösser	Basalt
4.	fein, Blasen bis 0,2mm	sehr verwittert, Sandanwehungen	Basalt
5.	fein, Blasen bis 0,3mm; Olivin und Pyrit	P 24 bei 21°17'29,3"E/013°54'07,3"E;	Basalt
6.			Basalt
7.			Basalt
8.		sehr verwittert	Basalt
9.	fein	sehr verwittert	Basalt
10.			Basalt
11.		streicht 030, dreht auf 110°, durchschlägt Gang 132° (P24)	
12.	fein	zwei Gänge laufen schlangenlinienförmig parallel mit	Basalt
13.		3-4m Zwischenraum	
14.	fein	dextral versetzt in Richtung 80-100°	Basalt
15.	fein	extrem verwittert	Basalt
16.	fein	flach einfallend, geringmächtig, grosser Ausbiss, Säulen	Basalt
17.		bogenförmigem Gang gekreuzt	Basalt
18.	fein, Blasen 0,1-0,2mm	dünnt S des Flusses aus, wird von	Basalt
19.			
20.		streicht bogenförmig von 030,060 auf 160°	Basalt
21.	fein, Blasen bis 0,3mm	läuft auf grossen Gang zu	Basalt
22.	fein		Basalt
23.	fein, Blasen bis 0,3mm	Gang bildet nach SE eine kleine horizontale Schuttfläche	Basalt

24.	fein, Blasen bis 0,1mm	streicht 130° im Bild, im Gelände 110°-114° gemessen; im N Schuttfläche aus horizontalen Gängen	Basalt
25.			
26.	fein, Blasen bis 0,2mm		Basalt
27.	fein, grüngrau verwitternd		Basalt
28.	grob, Blasen bis 0,3mm	streicht 138°-140°, schiefrig zerbrochen, weit	ev. Andesit
29.		im Streichen verfolgbar	
30.	fein, hellgrau	P25; streicht 132°-140°, zerschert, splittrig/schiefrig	Andesite

31.	fein, Blasen bis 0,2mm		Basalt
32.	fein-mittel, Blasen bis 0,3mm	Schuttelfleck aus +- horizontalen Gängen	Basalt
33.	fein-mittel, Einsprenglinge bis 0,1mm		Basalt
34.	fein, Blasen bis 0,2mm	liegt im N deckenartig vor, passt sich dem granitischen Untergrund an; Kappa in der "Decke" (0,50m mächtig) geringer: 32.06	Basalt
35.			
36.			
37.	fein, Blasen 0,1-0,2mm	passt sich "deckenartig" dem Untergrund an	Basalt
38.	fein-mittel	streicht 140°, gemessen 148°-152°; verwittert in grossen Blöcken bis 1,50m	Basalt
39.			
40.	fein-mittel, viele weiße Einsprenglinge bis 0,3mm	P26; schiefrig zerbrochen, grösserer Ausbiss durch rel. flaches Einfallen	Basalt
41.			
42.	fein, Blasen bis 0,6mm		Basalt
43.	dicht-fein, Blasen bis 0,3mm	Ca. 30m E biegen diese Gänge um und lagern wieder deckenartig auf dem Granit	Basalt
44.			
45.	sehr fein		Basalt
46.	sehr fein-fein, Blasen bis 0,1mm	P27; sehr hohe Kappa-Werte	Tephrit Basanit
47.	mittel		Basalt
48.	fein, Blasen bis 0,7mm		Basalt
49.	sehr fein-fein, Blasen bis 0,2mm		Basalt
50.	grob, Blasen bis 0,3mm		Basalt
51.	mittel, Blasen bis 0,2mm		Basalt
52.	sehr fein, Blasen bis 0,1mm		Basalt
53.	fein-mittel, Blasen bis 0,3mm	Mächtigkeit erodiert	Basalt
54.	fein	Mächtigkeit N Fluss: 1,70m, steil fallend, S: 5,20m, 52° SW	Basalt
55.	fein, Blasen bis 0,2mm	schiefrig zerbrochen, schlecht messbar	Tephrit Basanit
56.	fein	Decke, Mächtigkeit erodiert	Basalt
57.	fein		Basalt

Profile 12 und 13

1.	Lokalität (Datum: WGS 84)	Mächtigkeit [m]	Streichrichtung [°]	Einfallen [°]	Einfallrichtung	Suszeptibilität
2.						(Mittel aus 10-20 Messungen)
3.	22°04'11.2"S/014°25'33.2"E	0,60	036	90		17,00
4.	22°04'11.2"S/014°25'33.2"E	0,40	012	/		/
5.	22°04'11.2"S/014°25'33.2"E	0,20	030	/		/
6.	22°04'11.2"S/014°25'33.2"E	0,40	060	/		/
7.	22°04'11.1"S/014°25'36.8"E	0,85	036	90		19,32
8.	22°04'11.1"S/014°25'36.8"E	0,70	024	/		/
9.	22°04'11.1"S/014°25'36.8"E	/	0	0		/
10.	22°04'11.1"S/014°25'36.8"E	0,30	030	/		/
11.	22°04'13.6"S/014°25'40.7"E	1,55	020	90		21,78
12.	22°04'13.6"S/014°25'40.7"E	1,40	010	90		0,14
13.	22°04'13.6"S/014°25'40.7"E 35m weiter E	0,65	030	90		22,04
14.	22°04'14.4"S/014°25'46.5"E	0,90	034	90		21,53
15.	22°04'11.0"S/014°26'03.6"E	2,00	130	90		0,28
16.	22°04'03.7"S/014°26'22°.4"E	9,75	020	87	E	8,92
17.	22°03'58.4"S/014°26'48.6"E	0,90	022	70	E	16,31
18.	22°03'58.4"S/014°26'48.6"E 50m weiter W	0,15	026	/		/
19.	22°03'54.5"S/014°26'52.1"E	1,80	150	85	E	0,92
20.	22°03'57.0"S/014°26'59.6"E	5,50	152	/		0,28
21.	22°03'57.0"S/014°26'59.6"E	0,80	012	50	E	10,24
22.	22°03'57.0"S/014°26'59.6"E	0,70	012	/		/
23.	22°03'57.0"S/014°26'59.6"E	/	0	0		/
24.	22°03'57.0"S/014°26'59.6"E 50m weiter N	/	060	/		0,30
25.	22°03'52.1"S/014°27'06.6"E	5,60	130	70	E	1,47
26.	22°03'52.1"S/014°27'06.6"E	2,40	020	/		/

27.	22°03'50.8"S/014°27'14.1"E	4,80	030	90		0,01
28.	22°03'50.8"S/014°27'14.1"E	2,40	070	90		15,79
29.	22°03'50.7"S/014°27'17.5"E	4,20	120	90		0,01
30.	22°03'50.7"S/014°27'17.5"E	5,35	030	87	E	13,64
31.	22°03'45.6"S/014°27'20.0"E	3,20	114	90		0,01

	22°03'40.7"S/014°27'33.0"E	5,80	120	60	E	10,66
32.						
33.	22°03'37.6"S/014°27'43.4"E	0,60	020	90		/
34.	22°03'37.6"S/014°27'43.4"E 7m weiter W	5,20	020	90		6,79
35.	22°03'37.6"S/014°27'43.4"E 18m weiter W	1,60	020	90		15,47
36.	22°03'37.6"S/014°27'43.4"E 23m weiter W	1,10	020	90		12,00
37.	22°03'29.7"S/014°28'06.7"E	1,00	124	90		6,46
38.	22°03'25.6"S/014°28'17.8"E	2,70	030	90		8,44

1.	Gefüge	Bemerkungen	Lithologie
2.			
3.	fein		Basalt
4.			Basalt
5.			Basalt
6.			Basalt
7.	fein, am Kontakt wenige Blasen bis 0,2mm		Basalt
8.			Basalt
9.		kleiner Abzweig	Basalt
10.			Basalt
11.	mittel, Blasen bis 0,4mm	P21; dextraler Versatz Richtung 040°	Basalt
12.	GLIMMERSSHIEFER	P20	Glimmerschiefer
13.	fein, Blasen bis 0,2mm		Basalt
14.	fein		Basalt
15.	fein, splittrig, Blasen mehrere mm	P22; "SAUER" Streichen fällt aus dem Rahmen	Tephrit Basanit
16.	fein-mittel, viele Blasen, bis 12mm	P23; ca. 15m hoch, verwittert in grossen Blöcken	nicht analysiert
17.	fein	streicht 022, 024; fällt 70-74°	Basalt

18.			Basalt
19.	fein, splittrig	sinistrale Versätze ca. 60m, wird durchschlagen	Tephrit Basanit
20.	fein, splittrig	wird durchschlagen	Tephrit Basanit
21.	fein	durchschlägt Gang Richtung 152°	Basalt
22.			Basalt
23.			
24.	fein, splittrig		Tephrit Basanit
25.	fein, nadelige Kristalle		Tephrit Basanit

26.			Tephrit Basanit
27.	fein, Blasen bis 0,1mm	sehr verwittert	Basalt
28.	fein, Blasen	Kappa W der Kreuzung "0", E hohe Werte	Basalt
29.	fein	Kappa nur direkt an der Kreuzung gross, sonst "0"	Basalt
30.	fein	versetzt Gang Richtung 120°, weit im Streichen verfolgbar	Basalt
31.	fein, Blasen-Hohlraum bis 0,4mm	sinistrale Versätze	nicht analysiert
32.	sehr fein-fein, nadelige Kristalle, wenig	sinistrale Versätze	Tephrit Basanit
33.	Blasen, bis 0,2mm, schiefrig brechend		
34.	fein		Tephrit Basanit
35.	sehr fein-fein, splittrig		Tephrit Basanit
36.	sehr fein-fein, splittrig		Tephrit Basanit
37.	fein		Tephrit Basanit
38.	fein, splittrig, wenig Blasen, bis 0,1mm	sinistraler Versatz steil, ca. 6m	Tephrit Basanit
39.	fein		Basalt

1.	Lokalität (Datum: WGS 84)	Mächtigkeit [m]	Streichrichtung [°]	Einfallen [°]	Einfallrichtung	Suszeptibilität
2.						(Mittel aus 10-20 Messungen)
3.	22°03'26.5"S/014°28'13.4"E	4,85	060	90		11,12
4.						
5.	21°44'50.8"S/014°25'33.9"E	1,75	056	90		12,03
6.	21°44'47.5"S/014°25'25.4"E	2,80	014	87	E	29,43
7.	21°44'47.5"S/014°25'25.4"E 21m weiter W	1,30	014	87	E	/
8.	21°44'34.7"S/014°25'31.0"E	5,95	020	85	E	27,01
9.	21°44'30.8"S/014°25'29.1"E	4,70	178	87	E	14,66
10.						
11.	21°44'49.5"S/014°25'14.5"E	0,48	056	70	E	5,54

12.	21°44'49.5"S/014°25'14.5"E 1,5m weiter W	0,45	056	/		/
13.	21°44'49.5"S/014°25'14.5"E 8,5m weiter W	0,50	042	50	E	5,96
14.	21°44'55.0"S/014°24'57.25"E	1,10	014	90	z. T. W	44,20
15.	21°44'53.0"S/014°24'46.1"E	3,50	030	87	E	20,73
16.						
17.	21°44'53.0"S/014°24'46.1"E 70m weiter W	0,50	030	87	W	/
18.	21°44'53.0"S/014°24'46.1"E 70m weiter W	0,20	120	90		4,95
19.	21°44'55.3"S/014°24'43.7"E	3,40	012	/		/

20.						
21.	21°44'55.3"S/014°24'43.7"E 15m weiter W	3,10	022	/		9,89
22.	21°44'52.3"S/014°24'32.6"E	0,25	010	50	W	7,07
23.						
24.						
25.	21°44'55.8"S/014°24'14.5"E	2,90	032	60	E	38,33
26.						
27.	21°44'53.9"S/014°24'09.5"E	0,30	014	87	E	24,65
28.	21°44'55.3"S/014°23'59.7"E	/	0	/		11,88
29.						
30.	21°44'50.4"S/014°23'47.3"E	0,60	140	/		2,98
31.	21°44'34.6"S/014°23'10.9"E	2,15	130	87	W	9,02
32.	21°44'30.1"S/014°23'05.5"E	0,65	022	70	E	30,90
33.	21°44'31.6"S/014°23'01.6"E	0,70	140	87	E	7,73
34.						
35.						
36.	21°44'31.6"S/014°23'01.6"E	1,35	012	90		/
37.	21°44'25.5"S/014°22'54.0"E	11,90	050	60	E	16,10
38.						
39.	21°44'25.5"S/014°22'54.0"E 75m weiter NE	0,50	130	87	W	/
40.	21°44'25.5"S/014°22'54.0"E	0,65	130	87	E	7,73

1.	Gefüge	Bemerkungen	Lithologie
2.			
3.	fein	streicht 054,060, verwittert in Bl öcken ca. 0.30m,	Basalt

4.		dextrale Versätze Richtung 150°	
5.	fein	sehr schiefrig zerbrochen	Tephrit Basanit
6.	fein		Basalt
7.	fein		Basalt
8.	fein-mittel, Olivine, Blasen		Basalt
9.	fein	Umgebungsgestein roter Kalksiliketfels/Glimmerschiefer	Basalt
10.		fällt 280/25	
11.	sehr fein		Basalt
12.	sehr fein		Basalt

13.	sehr fein		Basalt
14.	fein, Blasen bis 0,3mm	dextrale Versätze 1-3m, fällt z. T. steil nach W	Basalt
15.	fein, Blasen bis 0,1mm	extrem verwittert, fast nur an den Rändern des Nebengesteins erkenntlich	Basalt
16.			
17.	GRANITISCH	granitischer Gang wird durchschlagen	Granit
18.	sehr fein, dicht, splittrig	versetzt granitischen Gang	Tephrit Basanit
19.		streicht 010,012, biegt auf 050; extrem verwittert,	Basalt
20.		nicht messbar	
21.	sehr fein		Basalt
22.	sehr fein, Blasen bis 0,1mm	hier ist nur ein dunkler Fleck erkennbar, ev. Kreuzung	Basalt
23.		mehrerer Gänge oder derselbe stark versetzt,	
24.		ca. 39-50m Durchmesser	
25.	fein, wenig, bis 0.2mm	streicht 028-032; dextral versetzt in Richtung 058°-060°,	Basalt
26.		grosse Blöcke	
27.	fein, Blasen bis 0,3mm		Basalt
28.	sehr fein	nur als dunkler Fleck erkennbar, keine Richtung messbar,	Basalt
29.		ca. 30m Durchmesser	
30.	fein	extrem schlecht aufgeschlossen	Basalt
31.	fein, Blasen bis 0,2mm	sinistrale Versätze ca. 13m in Richtung 054°	Basalt
32.	fein	streicht 018,022,030; Kreuzung, Gang 018° versetzt Gang 130°	Basalt
33.	fein	extrem verwittert. E läuft ein granitischer Gang parallel,	Basalt
34.		der nicht weit zu verfolgen ist; an Kreuzung mit grossem	
35.		Gang Kappa-Messung möglich	
36.	fein-mittel	extrem verwittert	Basalt

37.	fein-mittel	ca. 100m N 3,60m mächtig, streicht 030°, fällt 50° E, scheint im Streichen nach N im Gelände neu zu entstehen (Segment)	Basalt
38.			
39.	fein		Basalt
40.	fein		Basalt

Profile 5 und 8 und Probennahme der Saison 2001

1.	Lokalität (Datum: WGS 84)	Region	Mächtigkeit [m]	Streichrichtung [°]	Einfallen [°]	Einfallrichtung	Suszeptibilität (Mittel aus 10-20 Messungen)
2.							
3.	22°07'41.6"S/015°09'03.8"E		45,00	020	/	W?	7,75
4.							
5.	22°07'59.3"S/015°08'24.2"E		14,70	020	90		5,04
6.	22°07'59.3"S/015°08'14.1"E		1,25	016	90		8,66
7.	22°07'58.6"S/015°08'11.5"E		1,90	030	90		15,40
8.	22°07'58.7"S/015°08'04.9"E		2,05	170	42	W	3,22
9.	22°07'58.5"S/015°08'00.9"E		18,50	028	/	E?	7,22
10.	22°08'06.5"S/015°07'37.4"E		2,90	030	50	E	11,99
11.	22°08'06.5"S/015°07'37.4"E		1,00	050	50	E	10,03
12.	22°08'11.9"S/015°07'22.4"E		4,60	030	82	E	2,29
13.	22°08'14.3"S/015°07'02.5"E		2,75	020	68	E	5,87
14.	22°08'10.9"S/015°06'53.5"E		1,70	024	90		4,74
15.	22°08'18.9"S/015°06'42.6"E		3,00	030	90		2,81
16.	22°08'18.4"S/015°06'41.44"E		4,00	026	90		2,00
17.	22°08'18.0"S/015°06'39.4"E		1,70	026	78	E	2,22
18.	22°08'18.0"S/015°06'33.9"E		3,35	020	68	E	3,09
19.	22°08'19.7"S/015°06'28.2"E		6,90	034	64	E	0,76
20.	22°08'32.9"S/015°06'13.8"E		0,30	022	/		0,29
21.	22°08'37.7"S/015°05'46.7"E		30,00	030	90		12,26
22.	21°58'46.3"S/015°09'58.4"E		30,00	028	40	E	12,08

23.						
24.	21°58'48.0"S/015°09'38.4"E		11,00	025	/	1,63
25.						
26.	21°58'45.8"S/015°09'31.9"E		6,05	030	/	1,56
27.						
28.	21°58'38.9"S/015°08'53.5"E		4,10	032	90	3,03
29.						
30.	21°58'38.3"S/015°08'52.2"E		/	/	/	6,93
31.	21°58'37.7"S/015°08'46.9"E		0,45	/	/	2,99

	21°58'36.5"S/015°08'22.7"E		0,20	026	90	4,44
32.	21°58'36.1"S/015°08'20.0"E		19,40	030	90	1,00
33.	21°58'35.7"S/015°08'16.7"E		4,00	/	/	8,90
34.						
35.	21°58'35.7"S/015°08'16.7"E		0,20	160	/	0,42
36.	21°58'35.2"S/015°08'11.9"E		1,15	045	90	12,98
37.						
38.	21°58'35.2"S/015°08'11.9"E 25m weiter W		1,75	024	90	2,99

1.	Gefüge	Bemerkungen	Lithologie
2.			
3.	grob, doleritisch, keine Blasen sichtbar	sehr grosse Blöcke, viel Schutt Mächtigkeit nur geschätzt,	Basalt
4.		Einfallrichtung wahrscheinlich W	
5.	mittel	grosse Blöcke bis 1,50m; im Osten dunkler Glimmerschiefer	Basalt
6.	fein	Umgebungsgestein dunkler Glimmerschiefer	Basalt
7.	fein	Umgebungsgestein dunkler Glimmerschiefer	Basalt
8.	fein, an den Rändern sehr fein, Blasen bis 0,2mm		Basalt
9.	mittel, grosse Blöcke bis 2m	weiter W steht Glimmerschiefer an (Foto 16-6)	Basalt
10.	fein, Blasen bis 0,1mm	Grosse Blöcke bis 1,50m; stark verwittert	Basalt
11.	fein	Blöcke bis 0,80m	Basalt
12.	mittel bis grob		Basalt
13.	fein	Blöcke bis 0,80m	Basalt
14.	mittel-doleritisch, Ränder glasig; Blasen bis 0,2mm		Basalt

15.	fein, Einsprenglinge bis 0,3mm		Basalt
16.	fein	Blöcke bis 1,0m	Basalt
17.	grob, doleritisch, Blasen bis 0,1mm	20m W Glimmerschiefer (Foto)	Basalt
18.	grob	Blöcke bis 0,80m	Basalt
19.	fein, sauer, hellgrau, wenige Blasen bis 0,4mm	geringer Kappawert, plattige Blöcke bis 2,0m	Tephrit Basanit
20.	fein, sauer	geringer Kappawert	Tephrit Basanit
21.	grob, doleritisch	grosse Blöcke bis 2,50m	Basalt
22.	grob, doleritisch, verteilte Olivine	Q20, verwittert in runden Blöcken bis 3.0m, Damara Schiefer	Basalt
23.		fällt 100m W nach 110/45-60	
24.	mittel, hellgrau	im Gelände nur Oberflächenverfärbung, stark verwittert und	Trachyt
25.		gebleicht. Auf Sat.bild 3 parallele Gänge sichtbar	

26.	mittel bis grob, doleritisch	sehr verwittert, nur an Bodenverfärbung erkennbar,	Basalt
27.		Kappa 6.27 an Versatz	
28.	fein, hellgrau	im Gelände nur 20m verfolgbar (auf Sat.bild sehr weit)	Basalt
29.		runde Blöcke bis 0.5 m	
30.	mittel, hellgrau	im Gelände nur als Fleck sichtbar, gerundete Blöcke bis 1m	Trachyt
31.	fein, hellgrau, wenig Blasen bis 0.2 cm	schlecht aufgeschlossen	Basalt
32.	sehr fein, hellgrau	chilled margins	Basalt
33.	fein bis mittel	Damarakalk steht hier ebenfalls seiger	Basalt
34.	mittel, hellgrau	30m verfolgbarer Steinhafen, gerundete Blöcke bis 1.0m,	Trachyt
35.		wahrscheinlich der gleiche Ausbiss wie östlicher Nachbar	
36.			
37.	fein, anthrazit, Blasen bis 0,1cm, Xenokristen bis 1cm	Q21 wie Q23, Mächtigkeit 0.30 bis 2.0 m, der Gang spreizt	Basaltischer Trachyandesit
38.		den Damarakalk	
39.	fein bis mittel		Basaltischer Andesit

1.	Lokalität (Datum: WGS 84)	Region	Mächtigkeit [m]	Streichrichtung [°]	Einfallen [°]	Einfallrichtung	Suszeptibilität (Mittel aus 10-20 Messungen)
2.							
3.	21°58'32.2"S/015°07'53.9"E		32,00	030	30	E	1,64
4.	21°58'32.6"S/015°07'26.7"E		22,00	020	90		3,93
5.	21°58'36.3"S/015°07'22.7"E		0,95	020	90		19,15
6.	21°58'36.6"S/015°06'59.7"E 15m weiter E		1,70	048	75	E	5,44

7.	21°58'36.6"S/015°06'59.7"E		1,70	030	80	W	4,97
8.	21°58'35.6"S/015°07'21.4"E		/	030	/		3,09
9.	21°22'27.7"S/015°25'17.8"E	Okombahe	/	0	/		1,81
10.							
11.	21°22'32.6"S/015°25'19.1"E	Okombahe	/	0	/		/
12.	21°22'34.4"S/015°25'19.8"E	Okombahe	/	0	/		/
13.	21°22'36.0"S/015°25'21.5"E	Okombahe	/	0	/		/
14.	21°22'36.2"S/015°25'22.3"E	Okombahe	/	0	/		1,75
15.							
16.							
17.	21°22'40.2"S/015°25'26.1"E	Okombahe	/	0	/		/
18.							
19.	21°22'42.2"S/015°25'23.5"E	Okombahe	/	0	/		/

20.	21°23'10.8"S/015°25'14.4"E	Okombahe	/	0	/		/
21.							
22.	21°23'27.5"S/015°25'06.8"E	Okombahe	/	0	/		/
23.	21°23'27.5"S/015°25'06.8"E	Okombahe	/	0	/		/
24.	21°31'53.5"S/015°20'24.3"E	S Okombahe	1,90	346	65	W	12,59
25.							
26.	21°31'54.0"S/015°20'22.4"E	S Okombahe	/	0	/		/
27.	21°31'53.9"S/015°20'18.8"E	S Okombahe	/	0	/		6,23
28.							
29.	21°31'51.2"S/015°20'21.7"E	S Okombahe	/	0	/		/
30.							
31.	21°39'38.8"S/015°08'58.3"E	Schwarze Spitzkoppe	/	0	/		0,93
32.							
33.	21°39'38.8"S/015°08'58.3"E ca. 40 m höher	Schwarze Spitzkoppe	/	0	/		/
34.							
35.	21°39'35.9"S/015°08'55.5"E	Schwarze Spitzkoppe	/	0	/		/

36.	21°39'33.9"S/015°08'55.3"E	Schwarze Spitzkoppe	/	0	/	0,70
37.						
38.	21°39'31.8"S/015°08'53.2"E	Schwarze Spitzkoppe	/	0	/	/
39.	21°39'31.6"S/015°08'52.6"E	Schwarze Spitzkoppe	/	0	/	/

1.	Gefüge	Bemerkungen	Lithologie
2.			
3.	grob, doleritisch, olivinhaltig	Q22, Xenolithe herausgewittert, gebändert (Layer)	Basalt
4.	grob, olivinhaltig		Basalt
5.	fein, grau		Basalt
6.	fein, dunkelgrau, Xenokriste bis 0.5cm	Glasränder	Basaltischer Trachyandesit

7.	fein, dunkelgrau, wenig Blasen bis 0.1cm	Q23, Glasränder	Basaltischer Trachyandesit
8.	fein-mittel	im Gelände nur als Fleck (38x20m), auf Sat.bild gut verfolgbar	Basaltischer Andesit
9.	grob, doleritisch, herausgewitterte Blasen bis 1 cm,	gosse Blöcke, Olivin-Pyroxen-Xenolithe stark verwittert bis	Basalt
10.		20 cm, beim Anschlagen mit Hammer metallischer Klang	
11.	schichtiger Granit	GPS-Höhe 1100/1090 m	Granit
12.		GPS-Höhe 1120 m hier letzter Granit	
13.	Dolerit	GPS-Höhe 1160 m, Schlieren im Dolerit	Basalt
14.	Dolerit, feiner Basalt aus späterer Intrusion	Q7, Q8, hier Störungszone mit grossen Milchquarzen,	Basalt
15.		mehr Eisenoxyde, röter, oft orthogonales Klufmuster, feineres	
16.		Material mit Glasrändern >MEHRPHASIG INTRUDIERT	
17.		Q9, Störungszone mit vielen Milchquarzen	Quarz
18.		und glasigem Basalt	
19.		Zentrum fällt ca. 75-80 E	
20.		Q10, grosse herausgewitterte Xenolithe, Olivin und Pyroxen	Basalt
21.		fein verteilt, GPS-Höhe 1380 m	
22.		Höhe 1470 m (Topopunkt)	
23.		Klüftung fällt mit 64 S	
24.	fein, Blasen bis 0,3 mm	Q11, Mächtigkeit nach N 1.90-0,70 m, säulig, Glasränder,	Basalt
25.		im Granit scharf abgegrenzt	
26.		am Kontakt +/- senkrechter Gang	
27.	grob, Dolerit	Q12, herausgewitterte Xenolithe, Querstörungen mit Quarz	Basalt

28.		wie am Okombahe	
29.		Q13, Sattel ist eine Querstörung. Es führen 2 Verbindungsgänge	Basaltischer Trachyandesit
30.		(4.10 m und 1.50 m) nach N zum nächsten Gipfel	
31.	grob, Dolerit	Q14, schichtig aufgebauter Dolerit wahrscheinlich Hornblende	Basalt
32.		und dunkelgrüne Pyroxene	
33.	grob, Dolerit	diskordant verlaufende Bänderung, grosse	Basalt
34.		herausgewitterte Xenolithe	
35.	grob, Dolerit	Klüftung fällt nach SW in Richtung Zentrum	Basalt
36.	grob, Dolerit	Bänderung/Fliesslineare sind hier am Zentrum fast seiger	Basalt
37.		(60-85° nach 310-320)	
38.	grob, Dolerit	Xenolithe horizontal herausgewittert	Basalt
39.		Querstörung mit Milchquarzen	Quarz

1.	Lokalität (Datum: WGS 84)	Region	Mächtigkeit [m]	Streichrichtung [°]	Einfallen [°]	Einfallrichtung	Suszeptibilität (Mittel aus 10-20 Messungen)
2.							
3.	21°43'45.6"S/014°58'39.5"E		15,00	024	55	E	4,94
4.	22°03'11.8"S/014°26'46.9"E		1,30	074	70	S	16,57
5.	22°03'10.9"S/014°26'48.6"E		2,70	020	90		8,27
6.	21°57'25.0"S/014°44'24.6"E		5,55	050	90		8,56
7.	21°57'21.2"S/014°44'18.0"E		4,55	114	70	NE	0,20
8.	21°57'08.6"S/014°43'55.9"E		12,50	030	60	NW	5,73
9.							
10.	21°57'08.6"S/014°43'55.9"E		7,60	110	/		0,13
11.	21°56'54.4"S/014°43'59.8"E		5,30	114	/		5,28
12.	21°08'36.5"S/013°56'53.9"E	Weg zum Ugab	/	0	/		/
13.	21°06'09.7"S/013°52'28.1"E	Weg zum Ugab	1,80	0	/		32,89
14.	21°06'25.4"S/013°49'46.5"E	Weg zum Ugab	6,30	162	80	E	1,99
15.							
16.	21°06'25.4"S/013°49'46.5"E	Weg zum Ugab	3,10	110	90		16,80
17.	21°08'22.4"S/013°45'23.9"E		11,30	136	90		9,11
18.	21°08'19.4"S/013°45'22.9"E		4,70	136	80	SW	11,60
19.	21°08'37.6"S/013°45'40.8"E		/	0	/		/

20.	21°08'57.6"S/013°46'04.3"E		3,70	18	90		15,14
21.							
22.							
23.	21°08'51.9"S/013°46'08.6"E		1,00	030	80	E	18,80
24.	21°44'53.0"S/015°13'11.0"E	S Profil 3	/	0	/		/
25.							
26.	21°44'53.0"S/015°13'11.0"E	S Profil 3	6,10	032	55	SE	0,48
27.	21°44'53.0"S/015°13'11.0"E, 10 m höher	S Profil 3	/	0	/		16,96
28.							
29.	21°44'58.2"S/015°13'14.9"E	S Profil 3	/	0	/		/
30.							
31.	21°45'00.7"S/015°13'13.9"E	S Profil 3	/	0	/		/
32.	21°07'30.0"S/016°02'41.4"E	Outjo	/	0	/		0,31

33.	20°56'32.4"S/016°09'27.7"E	Outjo	/	0	/		0,25
34.							
35.	20°48'31.8"S/016°10'04.4"E	Outjo	/	0	/		12,53
36.	20°46'48.9"S/016°07'55.3"E	Outjo	/	0	/		7,40
37.							
38.	20°24'25.8"S/016°06'59.3"E	Outjo	3,10	120	50		0,15
39.	20°20'03.5"S/016°08'13.6"E	Outjo	/	0	/		/

1.	Gefüge	Bemerkungen	Lithologie
2.			
3.	mittel	Q15, herausgewitterte Xenolithe	Basalt
4.	fein, grau	Q16	Pikrobasalt
5.	fein, grau, Blasen bis 0.7 mm	verwitterter als voriger (074), wird von 074 durchschlagen	nicht analysiert
6.	fein, grau	durchschlägt NW-Gang	nicht analysiert
7.	fein, hellgrau mit schwarzen Mineralen	Q17	Basalt
8.	mittel bis doleritisch, hellgrau	Q18, grosse (0.30-1.20m) runde Blöcke, durchschlägt	Trachyt
9.		NW-Gang	
10.	fein, hellgrau	splittrig, ausgebleicht wie Q17, wird von 030 durchschlagen	Basalt
11.	mittel, grau	Q19, scheint 030-Gang (Q18) zu durchschlagen	Basalt

12.		Sill im Damara Schiefer	
13.	fein, dunkelgrau orange verwitternd, wenig Blasen bis 0.2 cm	Probe Q 26, Sill im Damara Schiefer	Basalt
14.	grob, olivinhaltig, schiefrig zerbrochen	Q28, Löcher für Magnetikbohrungen vorgefunden,	Basalt
15.		direkte W-Grenze Granit/Damara Schiefer	
16.	fein	Q27, durchschlägt Gang 162°	Basalt
17.	mittel bis grob, olivinhaltig	Q29	Basalt
18.	mittel	durchschlägt Damara Schiefer senkrecht zur Schichtung	Basalt
19.			
20.	mittel, Blasen bis 0.1 mm	Q30, läuft konkordant im Damara Schiefer auf Gang 160	Tephrit Basanit
21.		zu, wird von diesem durchschlagen. Hier vermehrt NE-	
22.		streichender Damara Schiefer im Granit	
23.	fein, dunkelgrau	wird von Gang 160 durchschlagen	
24.	Blasen bis 1 cm	Der Granit ist hier gebändert wie an der Schwarzen	
25.		Spitzkoppe aber feiner	
26.	fein, Blasen bis 1 cm, splittrig, stark alteriert	Q24, diagonal laufender später intrudierter Gang	nicht analysiert

27.	Dolerit	Q25, herausgewitterte Xenolithe, wollsackartige Verwitterung,	Basaltischer Andesit
28.		scheint 25-45 Grad nach 200 (Richtung Zentrum) einzufallen	
29.		Ca. 50 m breite NE-streichende Störungszone, Material	Quarz
30.		wie Q24, Milchquarze vorhanden	
31.		Lokalität südlich des Zentrums	
32.	mittel	Q1, schlechter Aufschluss runder Hügel	Basaltischer Andesit
33.	mittel	Q2, schlierig, Grundgebirge, granitischer Habitus,	nicht analysiert
34.		keine Messungen im Gelände möglich	
35.	feine Matrix, rot-violett, weiße Xenokristen, Feldspat bis 1cm	Q3, ebenes Buschland lateritische Bodenbildung, sehr eben	Trachyt
36.	fein, Blasen weiß gefüllt 0.1 cm	Q4, ebenes Buschland, 2 Lesesteine von ca. 0.5 m	Tephrit Basanit
37.		Durchmesser lassen auf relativ mächtigen Gang schliessen	
38.	fein, Blasenfüllungen herausgewittert 0.5 cm	Q5	nicht analysiert
39.	fein, rosa mit Einsprenglingen	Q6 (wie Q3), Lesestein	Trachyt