

Stratigraphie und Tektonik
am Südostrand des Luswishi Dome (Lufilian Belt) in Sambia.

Diplomkartierung und Diplomarbeit

vorgelegt von

Heiko Helbing

aus

Prenzlau

angefertigt am

Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre

der Georg-August-Universität zu Göttingen

1997

Abstract

The SE-flank of the Luswishi Dome belongs to the Domes Region that constitutes the metamorphic core of the Pan-African Lufilian Belt in Zambia. The stratigraphic, structural, and petrological data from the SE-flank of the Luswishi Dome prove a polyphase overprint during the Lufilian Orogeny, manifested in a tectonostratigraphic sequence that comprises biotite gneisses and granites in the internal Dome, intruded by pegmatites during the Lufilian reactivation. These basement rocks are discordantly overlain by metamorphosed and in parts strongly metasomatized sediments of the Neoproterozoic Katanga Sequence. The Lower Katanga sequence consists of biotite schists. It further contains the 'Biotite Spangled Schist' (BSS), biotite quartzites, graphitic schists, and metabasites. The metapsammopelites and local, hydrothermal breccias of the Upper Katanga Sequence follow upon a tectonic contact. The tectonic contact between Basement Complex and Katanga Sequence is accommodated by a major shear zone, in which adjacent rocks became imbricated and metasomatized.

The tectonostratigraphic sequence at the SE-flank of the Luswishi Dome represents former levels of the middle and upper crust, which were transferred into their present position during the second deformational phase of the Lufilian Orogeny. The correlation with the neighbouring Chingola and Solwezi areas shows westwards increasing metamorphism, reflecting stronger exhumation in the central orogen, induced by the gravitational spreading towards the foreland. This way, the second Lufilian deformational phase has contributed to the allochthonous nappe structure.

The first prograde deformational phase (D1) is associated with layering-parallel shorting, suggesting crustal thickening due to thrusting and nappe stacking. Isostatic compensation led to the exhumation of the Basement Complex by detachment and gravitational spreading of the Katanga sequence during the second deformational phase (D2). Ongoing compression and extension caused a complex deformation, subdivided in a first mainly ductile (D2a) and a second mainly brittle state (D2b). The deformational pattern reflects NW-directed, compressional and NE-trending, left-lateral increments that delineate a transpression along the cover-basement contact. Moreover, the pattern exhibits N-verging folds in Lufilian trend, partly reoriented by back folding and back thrusting as well as by normal faulting towards southeastern directions. The overall tectonic transport during the Lufilian Orogeny is inferred to have been northwards directed.

The peak-metamorphic conditions refer to a Barrovian metamorphism, rising from lower greenschist facies in the external envelope to middle amphibolite facies in the internal dome. The successive growth of mineral assemblages in whiteschists, containing (1) kyanite + magnesium-chlorite (2) sillimanite + talc (3) andalusite, indicates decompression in agreement with the exhumation of the internal dome accommodated by the detaching envelope during D2. Within the detachment zone between cover and basement, the circulation of hydrous fluids caused an intense metasomatism, during which the fault rocks became depleted of the elements Na, K, and Fe^(II) and the feldspar-mica lithologies underwent massive silification. In the Katanga sequence, metasomatism led to alteration, manifested in the widespread occurrence of rocks, consisting entirely of albite, scapolite or talc.

Zusammenfassung

Der SE-Rand des Luswishi Dome gehört zum Zentrum des metamorphen Kernbereichs (Domes Region) des pan-afrikanischen Lufilian Belt in Sambia. Stratigraphische, strukturelle, texturale und petrologische Daten belegen eine polyphase Überprägung am SE-Randes des Dome während der lufilischen Orogenese, in deren Zuge es zur Ausbildung einer lithostratigraphischen Abfolge kam, die von tektono-metamorphen Einheiten bestimmt wird. Das Innere des Luswishi Dome besteht aus Biotitgneis und Granit des präkatangischen Basement Complex, in den während lufilischer Reaktivierung Pegmatite intrudiert sind. Er wird tektonisch diskordant von z.T. stark metasomatisch alterierten Metasedimenten der neoproterozoischen Katanga Sequence überlagert. Auf die Biotitschiefer der Unteren Katanga Sequence, in die der Biotite Spangled Schist (BSS), Biotitquarzite, Schwarzschiefer und Metamafite eingeschaltet sind, folgen nach einem tektonischen Kontakt die Metasilt/tonsteine mit hydrothermalen Brekzien der Oberen Katanga Sequence. Der tektonisch diskordante Kontakt zwischen Basement Complex und Katanga Sequence wird von einer Scherzone beschrieben, in die metasomatisch alterierte Lithologien aus den angrenzenden Einheiten eingeschuppt sind.

Die Abfolge der tektono-metamorphen Einheiten am SE-Rand des Luswishi Dome spiegelt in erster Linie ehemals subsequent höhere Stockwerke der Mittel- und Oberkruste wider, die in der zweiten Deformationsphase der lufilischen Orogenese in ihre heutige Lage relativ zueinander gebracht wurden. Die lithostratigraphische Korrelation der tektono-metamorphen Einheiten mit dem östlichen (Chingola Gebiet) und dem westlichen Nachbargebiet (Solwezi Dome) zeigt eine Abnahme des Metamorphosegrades von Westen nach Osten. Die Abnahme des Metamorphosegrades reflektiert stärkere Heraushebung am Solwezi Dome und geringere Heraushebung im Chingola Gebiet während der zweiten lufilischen Deformationsphase. Die stärkere Heraushebung im Zentrum des Orogens verursachte ein gravitatives Abgleiten von Deckenkomplexen in die Randbereiche und trug zu einem allochthonen Deckenbau in der lithostratigraphischen Abfolge der Domes Region bei.

Für die erste prograde Deformationsphase (D1) zeigt Lagenbau-parallele Einengung beträchtliche Krustenverdickung durch Überschiebung und Deckenstapelung an. In der zweiten Deformationsphase (D2) mündete dies aufgrund isostatischen Ausgleichs in der Heraushebung des Basement Complex, seiner Entkopplung von der Katanga Sequence, und der Abschiebung der katangischen Deckeinheiten innerhalb eines kompressiven Regimes. Daraus resultierende gleichzeitige Kompression und Extension bewirkten ein komplexes Deformationsmuster während D2, deren erstes Stadium (D2a) hauptsächlich duktil und deren zweites Stadium (D2b) überwiegend bruchhaft verliefen. Dem komplexen D2-Deformationsmuster liegen als Teildeformationen NW-gerichtete Kompression und sinistrale Blattverschiebung in der NE-streichenden Scherzone im Zuge einer Transpression zwischen Basement Complex und Katanga Sequence, eine N-vergente Faltung im lufilischen E-W-Trend mit Vergenzwechsel durch Rückfaltung und Rücküberschiebung sowie Abschiebung in östliche bis südöstliche Richtungen zu Grunde. Der tektonische Haupttransport während der lufilischen Orogenese im Untersuchungsgebiet war nach Norden gerichtet.

Die Peak-thermalen Metamorphosebedingungen beschreiben eine Mitteldruck-Mitteltemperatur-Metamorphose und nehmen vom Inneren des Dome (mittlere Amphibolitfazies) nach außen (untere Grünschieferfazies) ab. Dekompression, angezeigt durch die zeitliche Aufeinanderfolge der Mineralgleichgewichte Ky + Mg-Chl; Sil + Tlc; And in einem Talkschiefer aus der Scherzone (MASH-System), geht einher mit der Heraushebung des Dome-Inneren und Abschiebung der Deckeinheiten während D2. In der Scherzone bewirkte eine starke Zirkulation wäßriger Fluide eine intensive Metasomatose, bei der die betroffenen Lithologien an Na, K, Ca und Fe^(II) verarmten sowie ehemals Feldspat-Glimmer-führende Gesteine massiv silifiziert wurden. In der Katanga Sequence führte Metasomatose zur Ausbildung von zahlreichen Alterationsgesteinen (z.B. Albitgestein, Skapolithgestein, Talkgestein).

Ein Zusammenbruch von Doktrinen ist keine Katastrophe, sondern eine Gelegenheit.

Alfred North Whitehead (1967)

Danksagung

Für die Vergabe dieser reizvollen Arbeit sowie für seine ständige Diskussionsbereitschaft bedanke ich mich recht herzlich bei Herrn Prof. Dr. Hubertus Porada.

Herrn Prof. Dr. Helmcke danke ich für die Übernahme des Korreferates.

Aufgrund der Hilfsbereitschaft der Patres von der Franziskaner-Mission „St. Mary“, der Gastfreundschaft von Stella und Roger, der Hilfe im Gelände durch die Brüder Jack, Urbino und Simon Kalobwe sowie aufgrund der Unterstützung bei der Lösung logistischer Probleme durch Willy Nundwe von der University of Zambia (UNZA) konnten die Geländearbeiten in Sambia erfolgreich durchgeführt werden. Ihnen allen sei herzlich gedankt.

Meinen Kommilitonen und den Mitarbeitern des geowissenschaftlichen Fachbereichs danke ich für ihre Unterstützung und Hilfsbereitschaft. Mein ausdrücklicher Dank gilt Søren Kittl, Knut Behrends, Barabara Götzhaber, Kai Hahne, Andreas Birkefeld, Frank Arnold, Volker Berhorst, Helmut Dürrast, Dr. Klaus Ullemeyer, Chris Weber, Alexandra Speiser, Dr. Ulli Hein, Dr. Alfons van den Kerkhof, Dr. Till Heinrichs, Dr. Klaus Wemmer, Dr. Axel Vollbrecht, Ute Hinrichs, Mathias Röhring, Dr. Tim Vietor, Prof. Dr. Puhan und Dr. Hans-Ulrich Pielow.

Für das rege Interesse sowie die finanzielle und moralische Unterstützung geht ein besonderes Dankeschön nach Hause zu meinen Eltern und Großeltern. Sie und meine Freundin Mariate standen mir in der schwierigen Zeit der Genesung nach der Kreuzband-OP ermutigend und aufmunternd zur Seite.

Zusammenfassung

Danksagung

Inhaltsverzeichnis:

<u>1 Einleitung</u>	1
<u>1.1 Geographischer Überblick</u>	1
<u>1.1.1 Lage des Kartiergebiets und Infrastruktur</u>	1
<u>1.1.2 Klima und Vegetation</u>	3
<u>1.1.3 Morphologie und Aufschlußverhältnisse</u>	4
<u>1.2 Geologischer Überblick</u>	5
<u>1.2.1 Die pan-afrikanischen „mobile belts“ im südlichen Afrika</u>	5
<u>1.2.2 Der pan-afrikanische Orogenzyklus im südlichen Afrika</u>	7
<u>1.2.3 Der Lufilian Belt</u>	8
<u>1.2.3.1 Stratigraphie</u>	10
<u>1.2.3.2 Tektonische Entwicklungsmodelle</u>	13
<u>1.3. Problemstellungen und Zielsetzungen</u>	16
<u>2 Kartiereinheiten</u>	18
<u>2.1 Biotitgneis/Granit</u>	18
<u>2.2 Leukogneis</u>	19
<u>2.3 Scherzone</u>	19
<u>2.4 Biotitschiefer</u>	20
<u>2.5 Metasilt/tonsteine</u>	21
<u>2.6 Metamafite</u>	21
<u>2.7 Pegmatite</u>	22
<u>2.8 Hydrothermale Quarzgänge</u>	22
<u>2.9 Biotite Spangled Schist (BSS)</u>	23
<u>2.10 Biotitquarzit</u>	23
<u>2.11 Schwarzschiefer</u>	23
<u>2.12 Alterationsgesteine</u>	24
<u>2.13 Hydrothermale Brekzien</u>	24
<u>3 Lithostratigraphische Korrelation der Kartiereinheiten</u>	25
<u>3.1 Lithostratigraphie am SE-Rand des Luswishi Dome</u>	25
<u>3.2 Tektono-stratigraphische Korrelation mit den Nachbargebieten</u>	26

<u>4 Strukturelle Petrologie</u>	28
<u>4.1 Strukturinventar</u>	28
<u>4.1.1 Primäre Gefüge</u>	28
<u>4.1.2 Sekundäre Gefüge</u>	28
<u>4.1.2.1 Foliation</u>	29
<u>4.1.2.2 Lineation</u>	31
<u>4.1.2.3 Brüche</u>	32
<u>4.1.2.4 Falten</u>	33
<u>4.1.3 Tektonische Entwicklung</u>	36
<u>4.2 Texturmessungen</u>	38
<u>4.2.1 Methodik</u>	38
<u>4.2.2 Deformations- und Regelungsverhalten der untersuchten Minerale</u>	40
<u>4.2.2.1 Quarz</u>	40
<u>4.2.2.2 Glimmer</u>	41
<u>4.2.2.3 Quantifizierung der Glimmergefüge</u>	42
<u>4.2.3 Einzelergebnisse der Texturmessungen</u>	43
<u>4.2.4 Interpretation der Glimmergefüge</u>	53
<u>4.2.4.1 Interpretation der Parameter k und c (Form und Stärke der Intensitätsverteilung)</u>	57
<u>4.2.5 Interpretation der Quarztexturen</u>	59
<u>4.2.6 Die Texturen im makroskopischen und mikroskopischen Kontext</u>	59
<u>5 Metamorphe Petrologie</u>	61
<u>5.1 Basement Complex</u>	62
<u>5.2 Scherzone</u>	65
<u>5.3 Katanga Sequence</u>	72
<u>5.4 Untere Katanga Sequence</u>	73
<u>5.5 Obere Katanga Sequence</u>	74
<u>5.6 Metamafite</u>	75
<u>5.7 Metamorphe Entwicklung</u>	76
<u>6 Diskussion</u>	79
<u>Literaturverzeichnis</u>	87
<u>Verzeichnis der Abbildungen im Text</u>	93
<u>Anhang</u>	
Anlage: <u>Geologische Karte</u>	

1 Einleitung

Die vorliegende Arbeit entstand im Rahmen des Projektes „*Überschiebungstektonik und Vererzung in der Domes Region des Lufilian Belt in Sambia*“, das von Prof. Dr. Hubertus Porada und Prof. Dr. Hans-Jürgen Behr initiiert und von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) und der Gesellschaft für technische Zusammenarbeit (GTZ) gefördert wurde. Es basierte auf einer engen wissenschaftlichen und logistischen Zusammenarbeit mit dem Geology Department (UZGD) der University of Zambia (UNZA).

Der Arbeit liegt das Thema „*Stratigraphie und Tektonik am Südostrand des Luswishi Dome (Lufilian Belt) in Sambia*“ zugrunde. Es handelt sich hierbei um eine Kombination aus Diplomkartierung und Diplomarbeit. Die dafür notwendige Geländearbeit und Probennahme in Sambia fand von August bis September 1993 statt.

Im Folgenden werden nach einer Einführung in die regionale Geographie und Geologie die sich daraus ergebenden konkreten Problemstellungen genannt (Kapitel 1). Danach erfolgt eine Beschreibung der Kartiereinheiten (Kapitel 2) und ihre Korrelation mit der regionalen Stratigraphie (Kapitel 3). Daraufhin wird ausführlich auf die strukturellen und texturellen Verhältnisse in der untersuchten lithostratigraphischen Abfolge eingegangen (Kapitel 4) und anschließend ihre metamorphe Petrologie detailliert behandelt (Kapitel 5). In der abschließenden Diskussion werden die einzelnen Teilergebnisse, die aus den Untersuchungen in den verschiedenen Teildisziplinen gewonnen wurden, zusammengeführt und diskutiert (Kapitel 6).

1.1 Geographischer Überblick

Die Infrastruktur, das Klima, die Vegetation, der Boden und die Morphologie beeinflussen die Geländearbeiten maßgeblich. Ihre Merkmale sollen in diesem Kapitel kurz vorgestellt werden.

1.1.1 Lage des Kartiergebietes und Infrastruktur

Das Kartiergebiet liegt am Südostrand des Luswishi Domes im westlichen Ndola Rural District der Copperbelt Province im Nordwesten Sambias. Diese Region, die außerdem das bekannte Bergbauggebiet des Kupfergürtels beheimatet, befindet sich an der Wasserscheide zwischen den zwei größten Strömen Schwarzafrikas, dem Kongo und dem Zambezi, und wird allgemein als das wirkliche Herz Afrikas bezeichnet (Grunning in Mendelsohn 1961) (Abb. 1.1).

Während des Geländeaufenthalts wurden entlang des Luswishi Flusses der Übergang der Einheiten des Luswishi Dome zu den katangischen Metasedimenten kartiert und Probenmaterial für texturelle und petrologische Untersuchungen genommen. Für den Zugang zu den Aufschlüssen am Luswishi Fluß und für den Probentransport konnte auf ein Boot sowie auf einen Geländewagen zurückgegriffen werden.

1 Einleitung

Das Untersuchungsgebiet umfaßt eine Fläche von ca. 150 km² und erstreckt sich von 27°13' bis 27°22' östlicher Länge sowie von 12°47' bis 12°54' südlicher Breite. Als Grundlage der geologischen Karte diente das topographische Blatt 1227 C4 der Serie ZS51 (Ministry of Lands and Natural Resources, Zambia, 1985) im Maßstab 1:50 000, das auf einen Maßstab von 1:25 000 vergrößert wurde. Zur besseren Orientierung wurden die wichtigsten Wege des Arbeitsgebietes und weitere Flußnamen hinzugefügt.

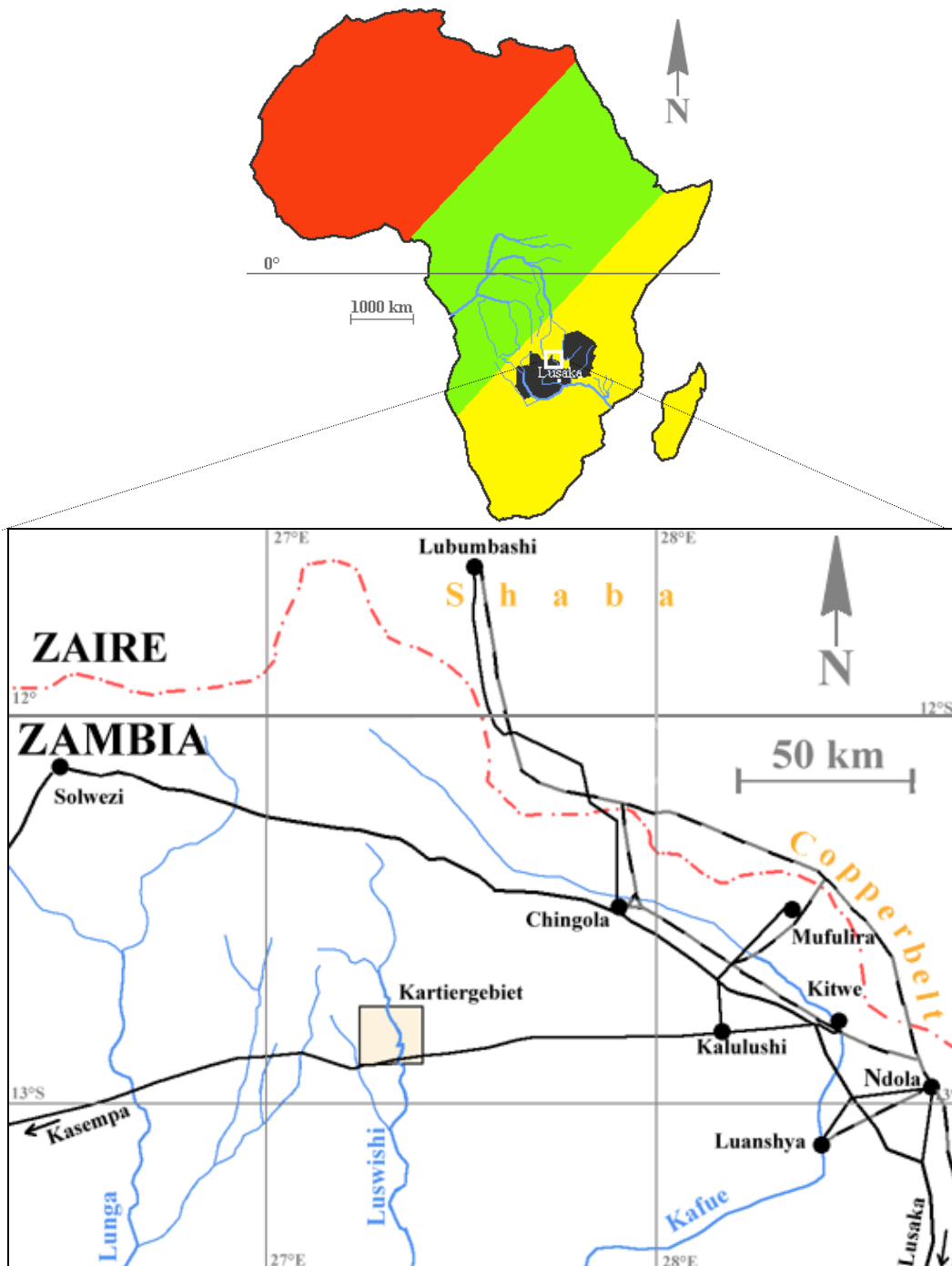


Abb. 1.1: Das Kartiergebiet im wirklichen Herzen Afrikas

Die in der vorliegenden Arbeit erwähnten Aufschlußlokalitäten werden in Übereinstimmung mit der topographischen Vorlage durch die Gitterkoordinaten der Universal Transversal Mercator Projektion (UTM) angegeben. So sind dem quadratischen Ausschnitt, der eine Basislänge von 100 km hat, die Koordinaten 35LNR zugeordnet. Weitere Eingrenzungen erfolgten über die Angabe der Ost- und Nordwerte mit einer Genauigkeit von ± 100 m.

Das Arbeitsgebiet, ca. 150 km westlich der urbanen Zentren des Kupfergürtels gelegen, ist von Kalulushi aus über die Kasempa Road, eine befestigte Schotterstraße, und anschließend über einen 20 km langen, nur für geländegängige Fahrzeuge geeigneten Buschweg, innerhalb eines Tages zu erreichen (Abb. 1.1). Der Buschweg zweigt ca. 2 km westlich der Luswishi Brücke von der Kasempa Road nach Norden ab und endet an der Casho-Thermalquelle (NR 281 836). Er wurde in den späten 1980'ern zur Errichtung einer Bohrung an der heißen Quelle von einem Unternehmen der Agip provisorisch angelegt.

Etwas größere Ansiedlungen mit Hospital und Schule gruppieren sich ca. 30 km südöstlich der Casho-Thermalquelle um St. Mary's Mission.

Die Bevölkerung in der Umgebung des Arbeitsgebietes gehört überwiegend zum Volksstamm der Lamba. Ihre ökonomische Basis bildet Subsidenzwirtschaft. Es werden hauptsächlich Mais, Süßkartoffeln, Maniok, Sorghum und Fingerhirse angebaut. Weit verbreitet ist die Geflügelhaltung. Rinderhaltung ist aufgrund der in der Region beheimateten Tsetsefliege nicht möglich. Darüber hinaus bringen der Verkauf von Holzkohle, die Imkerei und Fischerei (häufig mit Dynamit) sowie die Jagd kleinwirtschaftlichen Nutzen. Von den größeren Tierarten sind in der Region Krokodile, Warane, Zwergantilopen, Affen, Rohrratten und Guineapfaue beheimatet.

1.1.2 Klima und Vegetation

Das Arbeitsgebiet liegt im Bereich der äußeren Tropen und ist durch ein tropisch-warmes und humides Klima gekennzeichnet. Die Temperaturen liegen im Jahresmittel um 20 °C, das mittlere Minimum beträgt 13 °C. Im Jahresdurchschnitt fallen 1000-1500 mm Niederschlag, wobei in der einzigen Regenzeit von Oktober bis April feuchte Luftmassen aus dem Norden, die sog. Congo Air, für 90 % aller Niederschläge verantwortlich sind. Im sambischen Winter bringt der SE-Passat kühle und trockene Luftmassen vom Indischen Ozean (Schulz 1983). Der kälteste Monat, in dem es zu nächtlichem Bodenfrost kommen kann, ist der Juli. Die Temperaturen steigen in den folgenden Monaten stark an und erreichen im Oktober ihr Jahresmaximum. Diese Periode wurde als Kartiersaison genutzt, da sie durch zunehmende Austrocknung gekennzeichnet ist, und häufige Buschbrände die Zugänglichkeit des Geländes bedeutend verbessern.

Rund 80 % der Landschaft werden von einem mehr oder weniger offenen Trockenwald, dem sog. Miombo, aus halbimmergrünen bis regengrünen, 15-20 m hohen Bäumen der Genera *Brachystegia*-*Isoberlinia*-*Julbernardia*, bedeckt. Es handelt sich hierbei um einen sekundären Baumbewuchs, der aus

einem mehrstöckigen Feuchtwald hervorgegangen ist (Schulz 1983). Die mit dem traditionellen Wanderfeldbau nach dem Chitemene-Typ verbundene Brandrodung veränderte die ursprüngliche Artenzusammensetzung und Physiognomie dieser Wälder. Nur noch auf den vor Buschbränden sicheren Termitenhügeln von mehreren Metern Durchmesser und Höhe sowie in den an Flußläufen wachsenden Galleriewäldern herrscht immergrüner Bewuchs, z.B. mit *Marquesia* und *Chipya*. Der Rest des Landes wird überwiegend von bis zu 2 m hohem Elefantengras (*Loudetia simplex*) bedeckt.

1.1.3 Morphologie und Aufschlußverhältnisse

Kartiert wurde in einer durchschnittlichen Höhenlage von 1200 m über NN. Der maximale Reliefunterschied beträgt ca. 100 m. Diese Eckwerte des leicht gewellten Flachreliefs charakterisieren das Kartiergebiet als einen typischen Teil der nordwestlichen Plateauregion in Sambia, deren reife Rumpflandschaft sich seit dem Ende des miozänen Pediplanationszyklus herausbilden konnte (Cahen & Lepage 1952, Dixey 1955).

Die Wasserläufe mit zumeist geringem Gefälle führen dauerhaft Wasser, wobei die Menge in Abhängigkeit der Niederschläge sehr stark schwankt. Der größte Fluß der Region ist der Luswishi, dessen bis zu 5 km breites Tal den tiefsten Einschnitt im Kartiergebiet bildet. Er besitzt alle Eigenschaften eines alten Flußsystems. So fließt er in weit geschwungenen Mäandern, und an Prallufeln mit Steilhängen sind oft bis zu 30 m mächtige Flußablagerungen angeschnitten. Häufig wird er von grasbewachsenen Schwemmebenen gesäumt.

Die Oberflächengestalt wird maßgeblich durch Dambos, flache längliche Mulden, die regenzeitlich zu Staunässe und Überflutung neigen und deshalb eine Grasbedeckung tragen, geprägt. Häufig werden sie von kleineren Wasserläufen durchzogen.

Auf den Graniten und Gneisen des Luswishi Domes sind die Dambos schmaler und unterscheiden sich dadurch von den weiten Formen, die sich auf den katangischen Metasedimenten ausgebildet haben. Auch der Verlauf des Luswishi ist auf dem Untergrund des Domes stringenter und weniger stark geschwungen. Sein Tal erreicht dort nur die maximale Breite von 1,5 km. Die generelle Entwässerungsrichtung im Untersuchungsgebiet ist SSE.

Die tiefgründige tropische Verwitterung hat zur Bildung von einer bis zu 10 m mächtigen ferrallitischen Bodenbedeckung geführt. Bestandteile dieser den geologischen Untergrund bedeckenden mächtigen Schicht können u.a. Lateritkrusten oder Paläoböden sein. Die für das Kartiergebiet typischen Granite, Gneise und Quarzite verwittern unter geringer Nährstofffreisetzung. Starke Auswaschung und Auslaugung sowie die damit verbundene intensive Tonverlagerung in den Unterboden tragen zur Bildung stark saurer Böden, den sog. Sandvelds, bei, in deren Oberböden sich die verwitterungsresistenten Quarzkörner anreichern. Dadurch ist das Kartieren nach Lesesteinen nur stark eingeschränkt möglich.

Die mächtige Bodenbedeckung und das flache Relief bedingen eine geringe Aufschlußdichte. Eine Ausnahme bilden die Wasserläufe, an denen alle Aufschlüsse der weniger verwitterungsresistenten katangischen Metasedimente vorgefundenen wurden.

1.2 Geologischer Überblick

In diesem Kapitel erfolgt zunächst eine kurze zeitliche und strukturelle Einordnung der Geologie des Kartiergebietes. Danach werden Grundzüge des pan-afrikanischen Orogenzyklus im südlichen Afrika erläutert, die strukturelle Gliederung des Lufilian Belt beschrieben sowie nachfolgend die regionale Stratigraphie und anschließend die wichtigsten regionalen, tektonischen Entwicklungsmodelle vorgestellt.

1.2.1 Die pan-afrikanischen „mobile belts“ im südlichen Afrika

Das Kartiergebiet gehört zu dem großen Gebiet Sambias, das letztmalig durch den pan-afrikanischen Orogenzyklus intensiv überprägt wurde, wie unter anderem die Häufung an entsprechenden in ganz Sambia gemessenen Metamorphosealtern belegt (Ramsay & Ridgway 1977). Ursprünglich wurde der Begriff "Pan-African" von Kennedy (1964) zur Benennung einer tektono-thermalen Episode eingeführt, die vor ca. 500 Ma maßgeblich zur strukturellen Herausbildung Afrikas beitrug.

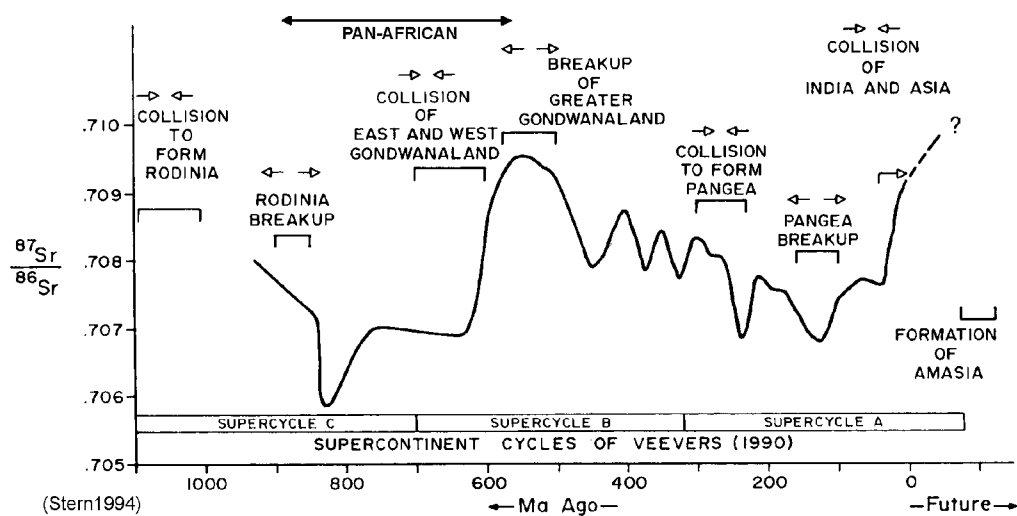


Abb. 1.2: Variation in der Sr-Isotopenzusammensetzung in den Ozeanen im Laufe der Erdgeschichte, basierend auf $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Studien an Karbonatgesteinen (Burke et al. 1982, Veizer et al. 1983, Asmerom et al. 1991). Die zeitliche und kompositionelle Auflösung nimmt mit zunehmendem Alter ab. Nichtradiogenes Sr reflektiert hohe Zufuhr von hydrothermale Ozeanboden-Sr (hohe Riftingrate), radiogenes Sr hingegen reflektiert hohen Zufluß von alter kontinentaler Kruste (intensive Gebirgsbildung, Erosion). Die Superkontinentzyklen (Veevers 1990) und ihr ungefähres Entstehen und Auseinanderbrechen sowie der „Pan-African“-Zeitraum werden gezeigt (nach Stern 1994).

Heute findet er aber eine zeitlich umfassendere Anwendung (Kröner 1984, Cahen & Snelling 1984, Wilson et al. 1993, Powell et al. 1993) und bezeichnet deshalb alle orogenen Ereignisse, die während des Auseinanderbrechens des mesoproterozoischen Superkontinents Rodinia und der Ausbildung des

1 Einleitung

Superkontinents Proto-Gondwana im Neoproterozoikum und frühen Paläozoikum abliefen. Die globale Dimension der als pan-afrikanisch bezeichneten Ereignisse wird durch $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Studien an Karbonatgesteinen deutlich (Abb. 1.2).

In Afrika bilden eine Reihe von pan-afrikanischen "mobile belts" ein tektonisches Netzwerk, das den Kontinent durchzieht und auch zwischen dem Kongo Kraton im Norden und dem Kalahari Kraton im Süden verläuft (Abb. 1.3).

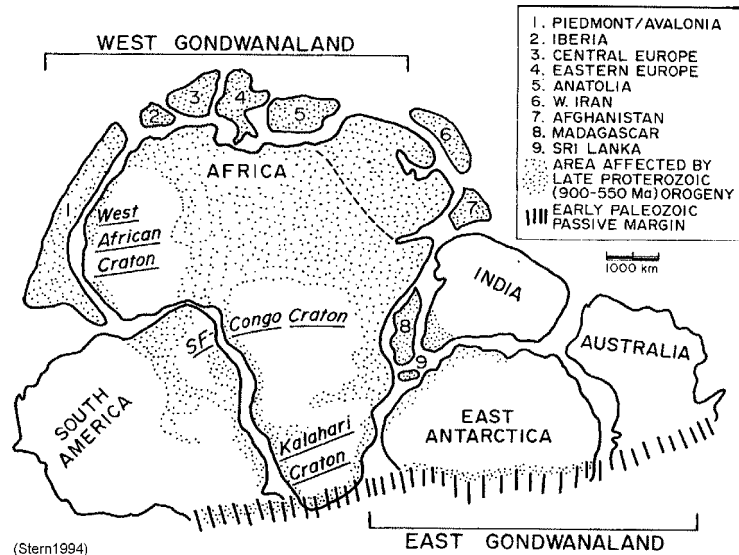


Abb. 1.3: Gondwana im Mesozoikum bildete den Rest (ca. 25 % kleiner) des Superkontinent Proto-Gondwana am Ende des Präkambriums. Gepunktete Gebiete wurden vom pan-afrikanischen Orogenzyklus überprägt (Stern 1994).

"Mobile Belts" stellen relativ schmale Zonen erhöhter Metamorphose und intensiver Deformation dar, die ältere Kratone umrahmen. Sie repräsentieren durch Erosion freigelegte tiefere Stockwerke sowohl von Orogenen, die mit destruktiven Plattengrenzen verbunden sind, als auch von Bereichen, die durch intrakontinentale Deformation entstanden sind (Passchier 1995). Der Kongo und der Kalahari Kraton sowie die sich in ihnen erstreckenden älteren Generationen von "mobile belts" blieben weitestgehend von den pan-afrikanischen Ereignissen unberührt, da sich beide Kratone schon seit dem Mesoproterozoikum im Zuge der kibarischen Orogenese stabilisiert hatten (Clifford 1970). Das pan-afrikanische Netzwerk im südlichen Afrika umfaßt den Damara Belt in Namibia, dessen Inlandarm mit dem Lufilian Belt und dem Zambezi Belt in Sambia in Verbindung steht (Kennedy 1964, Hanson et al. 1994), und weiterhin den Mozambique Belt, in den die östlichen Ausläufer des Zambezi Belts übergehen (Abb. 1.4).

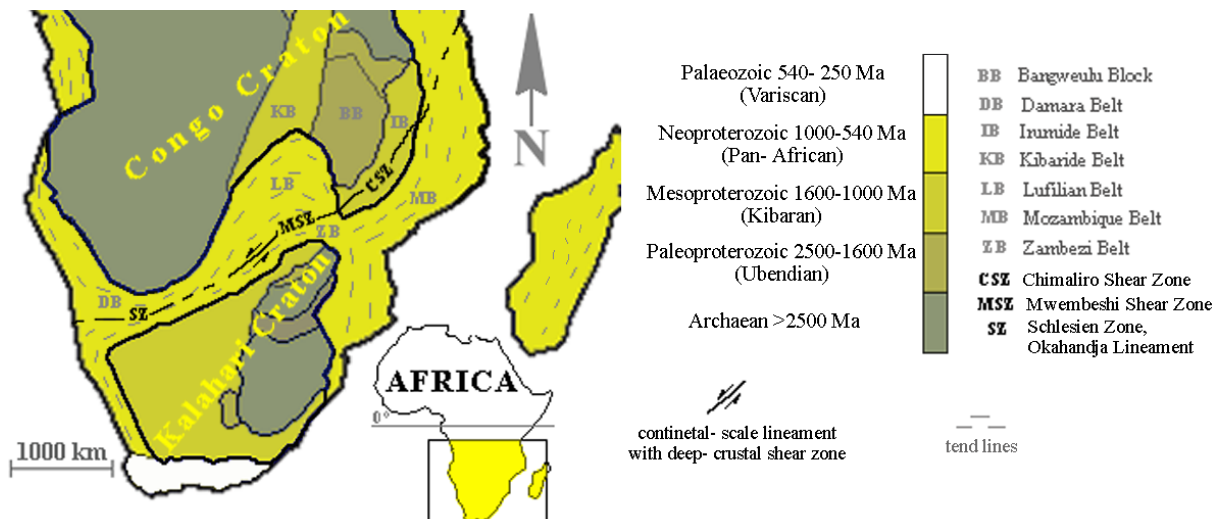


Abb. 1.4: Schematische Strukturkarte vom südlichen Afrika (nach Clifford 1970, Daly 1986b).

Darüber hinaus werden diese pan-afrikanischen "mobile belts" durch ein System von tiefkrustalen Scherzonen nachgezeichnet. Die Okahandja- und Schlesien-Lineamente in Namibia, die Mwembeshi Shear Zone in Sambia und die Chimaliro Fault Zone in Malawi sind die größten unter ihnen und werden von Daly (1986b) zur transkontinentalen Schlesien-Mwembeshi-Chimaliro Shear Zone zusammengefaßt. Sie entspricht wahrscheinlich in weiten Bereichen der Suturlinie zwischen Kongo- und Kalahari-Kraton und besitzt überwiegend einen sinistralen Schersinn.

1.2.2 Der pan-afrikanische Orogenzyklus im südlichen Afrika

Für eine deutliche Abgrenzung der pan-afrikanischen Strukturen von irumidischen (kibarischen) Strukturen spricht, daß der Choma-Kalomo Block (SW-Ausläufer der Irumiden) durch den pan-afrikanischen Zambezi Belt getrennt wird (Kröner 1983) (Abb. 1.4, 1.6). Außerdem zeigen Datierungen für die Irumiden deutlich mesoproterozoische Entstehungsalter an (Hanson et al. 1988a).

Der pan-afrikanische Orogenzyklus zwischen Kongo und Kalahari Kraton läßt sich nach Porada (1989) und Wilson et al. (1993) in zwei Phasen unterteilen. In der ersten Phase löste eine Rotation des Kalahari Kratons entgegen des Uhrzeigersinns eine Kollision am NE-Ende des Suturbereiches beider Kratone - und somit die Bildung des Zambezi Belt - sowie eine Extension im SW (Damara-Bereich) aus, die zur Entstehung des Adamastor Ozeans führte (Abb. 1.5). Die Orogenese des Zambezi Belt wurde auf 820 Ma (Hanson et al. 1988b) und die Rifting-Periode im Damara Belt auf maximal 840-730 Ma (Miller 1983) datiert.

In der zweiten Phase des pan-afrikanischen Orogenzyklus zwischen Kongo und Kalahari Kraton führte eine Rotation des Kalahari-Kratons im Uhrzeigersinn (Renne et al. 1990) zur Damara-Orogenese, mit der ersten bedeutenden orogenen Aktivität um 650 Ma (Miller 1983). Außerdem kam es in diesem Zusammenhang um 650-450 Ma zur Orogenese des Lufilian Belt (de Swardt et al. 1965, Cahen & Snelling 1984) und zu einer späten tektonischen Aktivität im Zambezi Belt (Snelling et al. 1972, Barr

1 Einleitung

et al. 1978, Hanson et al. 1994). Die Deformation in dieser Phase mit dominierender sinistraler Blattverschiebung an der Suturlinie beider Kratone wird von Hoffman (1991) auf die Kollision zwischen Ost- und West-Gondwana um 650-550 Ma zurückgeführt. Die Suturlinie zwischen Kalahari und Kongo Kraton lag demnach auf einem Kleinkreis zu dem Rotationspol im Weddell Meer, den die Bewegungen der Ost- und West-Gondwana-Platten definierten.

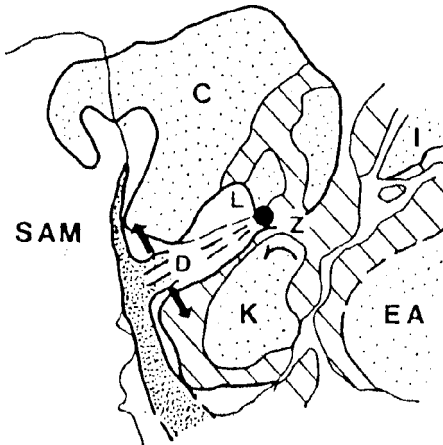


Abb. 1.5: Erste Phase während des pan-afrikanischen Orogenzyklus im südlichen Afrika mit Plattenbewegung und Rotationspol (Wilson et al. 1993). dicht gepunktet = pan-afrikanischer Südatlantik, diagonale Linien = „Kibaran mobile belt“, C = Kongo-Kraton, EA = Ostantarktik, K = Kalahari-Kraton, SAM = Südamerika, I = Indien, D = intracontinentaler Damara Belt, L = Lufilian Belt, Z = Zambezi Belt

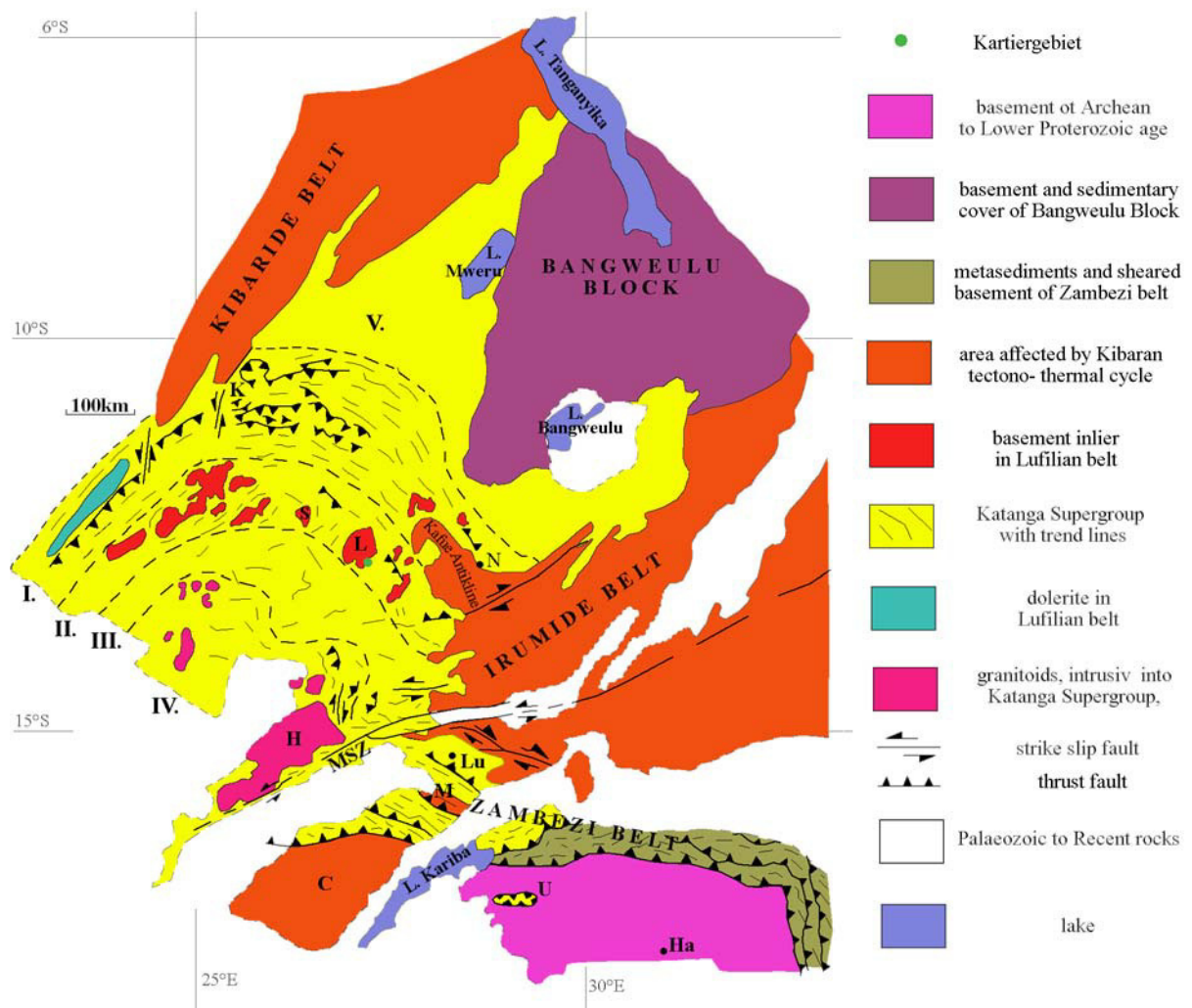
Lufilian Belt und Zambezi Belt treten an der sinistralen Mwembeshi Shear Zone in einen abrupten Kontakt. Über diese heutige räumliche Beziehung hinaus wird die Stratigraphie der Metasedimente im Zambezi Belt, die sich während der ensialischen Beckenentwicklung zwischen 860-820 Ma (Hanson et al. 1994) abgelagert hatten, mit der Katanga Sequence im Lufilian Belt einem gemeinsamen Sedimentationsraum zugeordnet (de Swardt et al. 1965). Außerdem scheinen Zambezi Belt und Lufilian Belt gewisse Parallelen im Deformationsverlauf zu zeigen (de Swardt et al. 1965, Unrug 1983, Cahen & Snelling 1984, Coward & Daly 1984, Daly 1986b). Verlässliche Daten über die erste Phase des pan-afrikanischen Orogenzyklus aus dem Gebiet des Lufilian Belt sind jedoch rar und lassen deshalb weitere Aussagen als zu spekulativ erscheinen.

1.2.3 Der Lufilian Belt

Das Arbeitsgebiet am Südostrand des Luswishi Dome ist Bestandteil des Lufilian Belt. 1928 ordnete Van Doorninck erstmals Strukturen in der tief liegenden Lufira Plain im Süden Zaires den Begriff "Lufilian" zu (Garlick in Mendelsohn 1961). Heute werden Lufilian Belt und Lufilian Arc generell synonym verwendet. Im ursprünglichen Sinne bezeichnete der Lufilian Arc jedoch nur den relativ schmalen nach Norden konvex gebogenen 800 km langen Falteingürtel, der identisch mit dem nördlichsten Teil des Lufilian Belts ist. Der Lufilian Belt erstreckt sich über ein Gebiet, das Zentralsambia,

den Norden und Nordwesten Sambias sowie die südairische Provinz Shaba und den Südosten Angolas umfaßt. Die Mwembeshi Shear Zone bildet die abrupte Grenze des Lufilian Belt zum Süden hin. Im Westen werden die lufilianischen Strukturen von Sedimenten und Vulkaniten der paläo- bis mesozoischen kontinentalen Karoo Sequence bedeckt (Drysdall et al. 1972). Der Lufilian Belt grenzt im Nordwesten an den archaischen Kasai-Schild. Im Norden wird er durch die mesoproterozoischen Kibariden und im Nordosten durch den archaischen Bangweulu Block sowie im Südosten durch die Irumiden begrenzt.

Nach Porada (1989) lassen sich folgende Strukturzonen im Lufilian Belt unterscheiden (Abb. 1.6):



Zones of Lufilian belt:

I. external fold-thrust belt II. Domes region III. synclinal belt IV. Katanga high V. Shaba aulacogen (Golfe du Katanga)
 C: Choma- Kalomo block, H: Hook granite massif, Ha: Harare, K: Kolwezi Klippe, L: Luswishi Dome, Lu: Lusaka, M: Mpande Gneiss, MSZ: Mwembeshi Shear Zone, N: Ndola, S: Solwezi Dome, U: Urungwe Klippe

Abb. 1.6: Geologische Karte vom Lufilian Belt und Zambezi Belt (nach Porada 1989).

I. External Fold-Thrust Belt. In dieser Zone, die früher auch als Lufilian Arc bezeichnet wurde, sind überwiegend schwach metamorphe Metasedimente der oberen Katanga Sequence aufgeschlossen.

Typisch für sie ist das bogenförmige Streichen der in nördliche Richtung vergenten bzw. überkippten Falten sowie die Überschiebung von Einheiten aus der unteren Katanga Sequence auf stratigraphisch höhere Einheiten. Von Unrug (1987) wird dieser äußere Bereich, in dem vom Basement Complex abgescherte Decken auf das Vorland aufgeglitten sind, als orogene Front bezeichnet. Er ist durch "thin-skinned tectonics" charakterisiert.

II. Domes Region. In ihr liegt das Kartiergebiet. Sie stellt eine bogenförmige Aneinanderreihung von präkatangischen "inliers" des Basement Complex dar, die von Einheiten der Katanga Sequence umgeben sind. Diese Zone wird nach Unrug (1987) durch "thick-skinned tectonics", einhergehend mit amphibolitfazieller Metamorphose, z.T. unter Hochdruckbedingungen, bestimmt. Eine negative Schwereanomalie zeigt Krustenverdickung an, die eventuell durch verschuppte und gestapelte Einheiten des Basement Complex und der Katanga Sequence hervorgerufen wird.

III. Synclinal Belt. In ihm sind überwiegend komplex verfaltete schwach metamorphe Metasedimente der oberen Katanga Sequence aufgeschlossen.

IV. Katanga High. Die in dieser Zone zumeist angetroffenen Karbonatgesteine werden der unteren Katanga Sequence zugeordnet. Sie umhüllen einen präkatangischen "inlier" des Basement Complex, den Matala Dome. Für intensive thermale Überprägung und Kontaktmetamorphose sind syn- bis postorogene Intrusionen, wie z.B. der Hook Granite, verantwortlich.

V. Golf du Katanga oder Shaba Aulacogen. Die schwach deformierten Sedimente der Katanga Sequence im Nordosten des Lufilian Belt wurden allgemein als Plattformablagerungen auf den archaischen Bangweulu Block angesehen. Da Position, Gestalt, Ablagerungsfolge und Deformation dieses NE-streichenden, sedimentären Beckens in charakteristischer Weise mit denen von Aulakogenen übereinstimmen, wurde es von Porada (1989) als Aulakogen interpretiert.

1.2.3.1 Stratigraphie

Die Katanga Sequence lagerte sich im Lufilian Belt in einem Zeitraum von 1,05 Ga (Cahen 1982) bis 602 Ma (Cahen & Snelling 1984) bzw. 570 Ma (Hanson et al. 1993) ab. Sie wurde erstmalig während des pan-afrikanischen Orogenzyklus deformiert. Ihre Abfolge wird nach oben und nach unten von Diskordanzen begrenzt. Die Basis steht in Kontakt zum Basement Complex und die obere Grenze wird im Westen Sambias von paläo- bis mesozoischen Einheiten der Karoo Sequence überlagert.

Die stratigraphische Korrelation der Einheiten der präkambrischen Katanga Sequence basiert aufgrund fehlender chronostratigraphischer Markerhorizonte ausschließlich auf der Lithostratigraphie. Sie wird über das gesamte Gebiet des Lufilian Belt durch fazielle Unterschiede und komplexe tektono-metamorphe Überprägungen sowie durch eine historisch begründete unterschiedliche Einteilung der Katanga Sequence in Sambia und in Zaire zusätzlich erschwert. Darüber hinaus folgen die klassischen Einteilungen der Katanga Sequence in Sambia und Zaire nicht den international empfohlenen Stan-

dards und beruhen auf spekulativen und nicht mehr aktuellen Altersangaben (Mendelsohn 1961, Francois 1974, Cahen & Snelling 1984, Cailteux et al. 1994, Binda 1994). Zur Vereinfachung soll im Folgenden nur die stratigraphische Abfolge der Katanga Sequence auf der Basis von Profilen aus dem Kupfergürtel wiedergegeben werden (Abb. 1.7). Es handelt sich bei ihr um eine nur schwach tektono-metamorph Überprägte sedimentäre Abfolge.

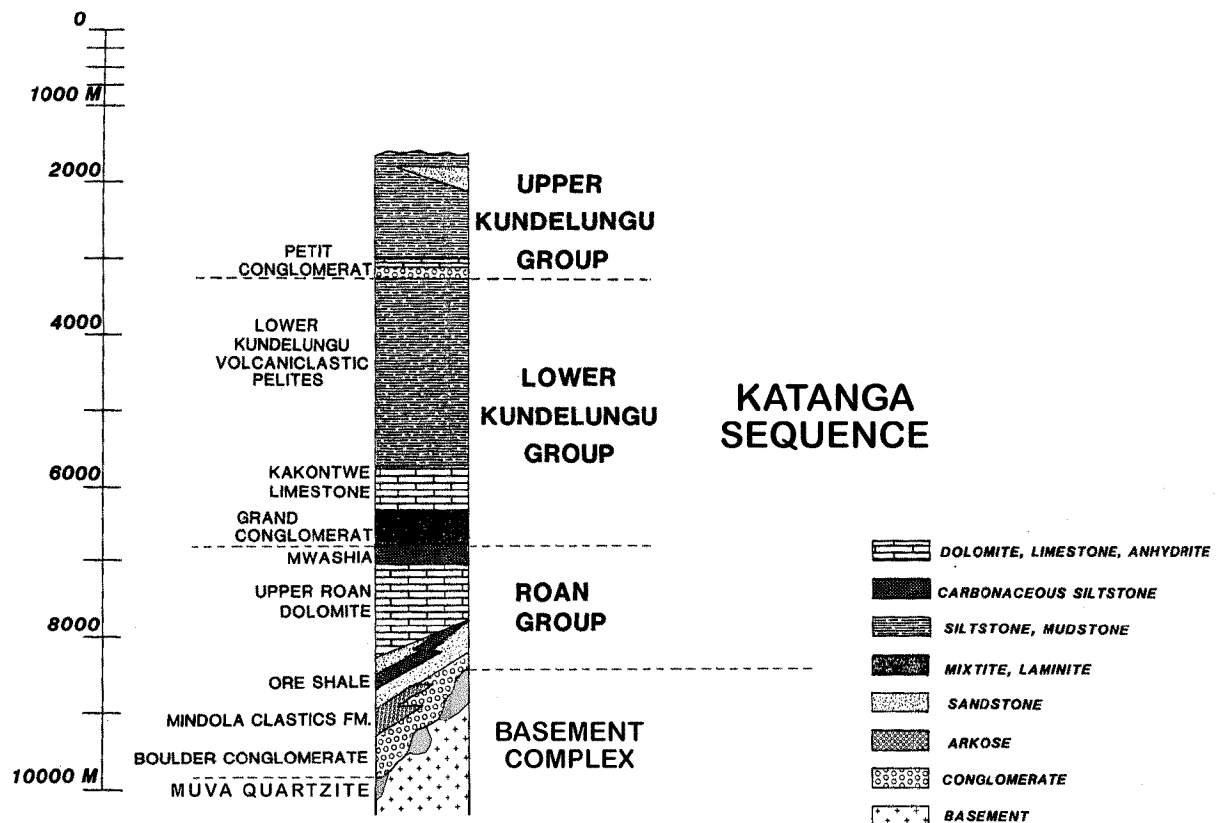


Abb. 1.7: Stratigraphie des Kupfergürtels (nach Unrug 1988).

Der Basement Complex des Kupfergürtels wird in die Lufubu und Muva Sequence untergliedert. Die paläoproterozoische Lufubu Sequence wird von Gneisen, Glimmerschiefern und glimmerhaltigen Quarziten sowie von zumeist porphyrischen Graniten repräsentiert. Die Muva Sequence ist wahrscheinlich kibarischen Alters und besteht hauptsächlich aus reinen Quarziten und Schiefen. Die lithologischen Einheiten des Basement Complex werden von pegmatitischen, pneumatolytischen und hydrothermalen Gängen durchzogen.

Konglomerate, Arkosen und Quarzite der Lower Roan Group leiten eine intrakontinentale Riftentwicklung im Zuge des Auseinanderbrechens des mesoproterozoischen Superkontinents Rodinia ein (Porada 1989). Sie repräsentieren zunächst terrestrische Faziesbereiche. Feinkörnigere Siliziklastika und erste Dolomitlagen zeigen im oberen Teil der Lower Roan Group eine beginnende marine Transgression an. Diese Periode ist durch wechselnd litorale, lagunale und lakustrine Faziesbereiche

sowie durch riff- und sabkha-fazielle Bedingungen gekennzeichnet (Clemmy 1974, Clemmy 1978). Schwarzschiefer und Kupfer/Kobalt-Sulfide deuten auf Perioden mit anaerobem Sedimentationsmilieu hin. Die Kupfer- und Kobaltmineralisationen sind vergleichbar mit denen des mesozoischen Kupferschiefers im transgredierenden Zechstein-Meer (Schneiderhöhn 1937, Rentzsch 1973) und bilden Lagerstätten von Weltrang, die im Kupfergürtel sowie in Shaba ausgebeutet werden.

Die Upper Roan Group stellt ein fortgeschrittenes Stadium der Beckenentwicklung dar. Es wurden überwiegend Dolomit und in immer geringer werdendem Maße feine Siliziklastika abgelagert. Auf der sich herausbildenden Karbonatplattform kam es unter Flachwasserbedingungen zur Ausfällung von Anhydrit und Entstehung von diagenetischen Lösungs/Kollaps-Brekzien.

Die Basis der Mwashia Group wird lokal durch Mixtite gebildet. Im unteren Teil der Mwashia Group dominieren Karbonate, während im oberen Teil quarzitisches Gestein und Tonschiefer mit teilweise beträchtlichen Graphitgehalten überwiegen.

Einen bedeutenden Einschnitt in der Sedimentationsabfolge bildet das Grand Conglomerat an der Basis der Lower Kundelungu Group. Es ist in Sambia östlich des Kupfergürtels ausgebildet. Für diesen Mixtit haben Binda & Van Eden (1972) Olistostrome und Strukturen glazialen Ursprungs beschrieben. Cahen (1970) datierte den Mixtit auf mindestens 720 Ma. Er ist somit Zeugnis der neoproterozoischen glazialen Ära um 750 Ma (Eyles 1993), einer Vereisung globalen Ausmaßes, wie die weite Verbreitung von Tilliten entsprechenden Alters belegt (Hambrey & Harland 1985). Über dem Grand Conglomerat folgen dolomitische Kalksteine (z.B. Kakontwe Limestone), die mit zunehmender Subsidenz von karbonatischen Tonschiefern überlagert wurden. In die Katanga Sequence sind während dieser Phase maximaler Divergenz Gabbrokörper intrudiert. Sie tragen eine geochemische Signatur, wie sie für das Afar-Stadium bzw. Red Sea-Stadium im ostafrikanischen Rift typisch ist (Tembo 1994, Kampunzu et al. 1993).

Die Upper Kundelungu Group beginnt mit dem Petite Conglomerat, das eine diskordante Basis hat. Die daraufhin abgelagerten Einheiten bestehen überwiegend aus Tonschiefern und Sandsteinen. Die Einheiten der Upper Kundelungu Group sind nur in Zaire aufgeschlossen und werden als spät- bis postorogene Sedimente (Molasse) der lufilischen Orogenese interpretiert (Porada 1989).

Die lufilische Orogenese lief im wesentlichen in einer Zeitspanne von 602 bis 503 Ma (Cahen & Snelting 1984) ab. Sie führte zu einer intensiven tektono-metamorphen Überprägung der Katanga Sequence in weiten Teilen des Lufilian Belt. Aus dem westlich an den Kupfergürtel angrenzenden Gebiet berichten Berhorst & Porada (1994) von tektonisch allochthonen Einheiten, und Binda (1994) beschreibt tektonische Brekzien und Schichtlücken in der oberen Roan Group. Darüber hinaus schildern zahlreiche Autoren (François 1973, Lefebvre & Tshiauuka 1986, Cosi et al. 1992, Cailteux et al. 1994) aus verschiedenen Gebieten des Lufilian Belt eine tektono-metamorphe Modifizierung der ursprünglichen sedimentären Abfolge im Zuge der lufilischen Orogenese.

1.2.3.2 Tektonische Entwicklungsmodelle

Tektonische Modelle bilden den Rahmen, in dem die geowissenschaftlichen Ergebnisse einer Region zusammengefügt werden. Mangelnde und widersprüchliche Informationen aus den Bereichen der Stratigraphie, Geochronologie, Strukturgeologie und Petrologie führten zu unterschiedlicher Interpretation der Tektonik im Lufilian Belt. Im folgenden sind die vier gegenwärtig wichtigsten tektonischen Entwicklungsmodelle für den Lufilian Belt aufgeführt.

1. Laut de Swardt & Drysdall (1964) verlief die "Lufilian Orogeny" in zwei Phasen. In der ersten Phase wurden die Einheiten der Katanga Sequence zusammen mit dem präkatangischen Basement Complex durch eine nordöstlich gerichtete Deformation intensiv überprägt. Dies hatte zur Folge, daß kibarische Strukturen im Basement Complex nahezu vollständig reorientiert wurden und die Einheiten der Katanga Sequence und des Basement Complex eine gemeinsame Streichrichtung aufweisen. In der zweiten Phase kam es zur Abscherung besonders am Kontakt zwischen Katanga Sequence und Basement Complex sowie zu Überschiebungen und Abschiebungen in nördliche Richtungen, die durch beträchtliches Herausheben der Einheiten im Zentrum des Lufilian Belt (Katanga High) verursacht wurden. Die bogenförmige Gestalt des Lufilian Belt ist auf die Deformation während dieses Ereignis zurückzuführen, bei der zu einem bedeutenden Teil Schweregleitung eine Rolle spielte. Die Reaktivierung alter präkatangischer Strukturen durch ein überwiegend sinistrales Störungssystem und der Aufstieg der Dome, die zur Ausbildung der Domes Region führte, sowie die Reorientierung des Faltenbaus der katangischen Metasedimente in eine nördliche Vergenz wird mit dieser zweiten Phase in Zusammenhang gebracht.
2. Nach Unrug (1983) sind Ereignisse im pan-afrikanischen Zeitraum vor der lufilischen Orogenese (z.B. Lomamian Orogeny) von untergeordneter Bedeutung für die Ausbildung des Lufilian Belts. Die lufilische Orogenese ist seiner Interpretation nach die Folge einer schiefen Kollision zwischen Kalahari- und Kongo-Kraton, in deren Zuge es zu einem tektonischen Transport nach Norden kam. Der zunehmende Kompressionswiderstand während der Kollision bewirkte eine Rotation im Uhrzeigersinn des dem Lufilian Belt zugrunde liegenden Krustenblocks (Abb. 1.8). Dies hatte maximale Krustenverkürzung im Nordwesten des Lufilian Belt (Kolwezi-Gebiet) durch Überschiebung und Stapelung von Deckeneinheiten zur Konsequenz. Im Nordosten kam es ebenfalls zur Abscherung von Einheiten innerhalb der unteren Katanga Sequence. Die Deformation wird hier aber wesentlich durch Faltung bestimmt. Die Domes Region entstand durch Überschiebung von Einheiten des Basement Complex unter der Bedeckung der Katanga Sequence. Sie stellt den Bereich maximaler Hebung im Lufilian Belt dar. Außerdem wurden die Einheiten der Muva Sequence im Küpfergürtel-Gebiet durch die Rotation im Uhrzeigersinn der lufilischen Mikroplatte von der NE-SW-Streichrichtung, östlich des 29. Breitengrades, auf die NW-SE-Streichrichtung, westlich davon, reorientiert. Durch die Rotation im Uhrzeigersinn entstanden hauptsächlich im Lufilian Belt dextrale Blattverschiebungen. Hingegen bildeten sich zu den angrenzenden Gebieten sinistrale Blattver-

schiebungen heraus. Unrug (1983) postuliert in diesem Zusammenhang eine sinistrale Blattverschiebung am Nordwest-Rand des Lufilian Belt, die aus einer Transformstörung, eventuell von unterschiedlichen Spreizungsraten im Damara und Katanga Rift resultierend, hervorgegangen ist. Der mit der Kollision einhergehende Magmatismus führte zur Intrusion des Hook Batholiths.

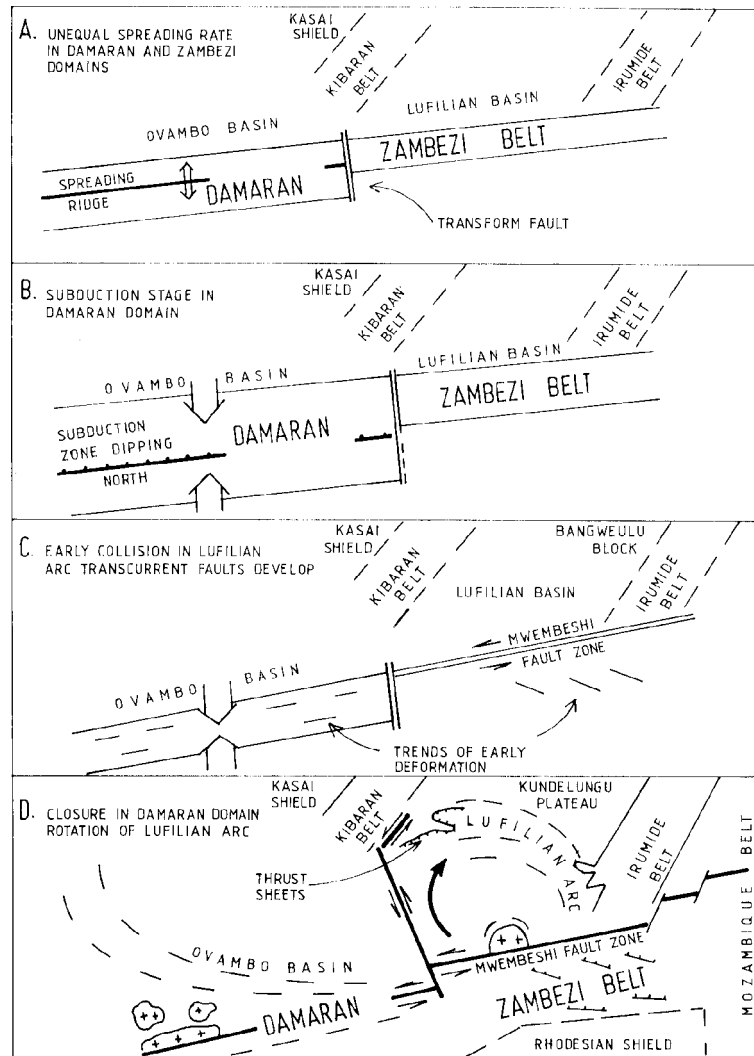


Abb. 1.8: Rekonstruktion der spät-proterozoischen bis früh-paläozoischen Kollision zwischen dem Kongo Kraton (im Norden) und dem Kalahari Kraton (im Süden) entlang des Damara-Zambezi Belt und Rotation im Lufilian Arc (Unrug 1983).

- Coward & Daly (1984) und Daly (1986b) interpretieren die transkontinentale Schlesien-Mwembeshi-Chimaliro Shear Zone als Bestandteil eines Störungssystems, das mit den flachen Vorlandstörungen im Lufilian Belt und den tiefkrustalen, duktilen Transformstörungen im Zambezi Belt verbunden ist und so die pan-afrikanische Orogenese in beiden Gebirgsgürteln kontrolliert hat. Dem liegt die Erkenntnis zugrunde, daß Deformation und Transport in Orogenen hauptsächlich auf Scherhorizonten ablaufen, die als Überschiebungsbahnen dienen. Zur Ermittlung der Transportrichtung benutzten Coward & Daly (1984) Streckungslineare, Sheathfolds und Rampenorientierungen und postulierten zwei von einander unabhängige kinematische Phasen, die zur Ausbildung zweier

Generationen von Streckungslinearen geführt haben (Abb. 1.9). In der ersten kommt es im Lufilian Belt zu Überschiebungen in nordöstlicher Richtung zwischen 950-850 Ma. Davon zeugen u.a. frontale Rampen des irumidischen Vorlandes, die während der katangischen Deformation zu lateralen Rampen reaktiviert wurden, sowie die in Transportrichtung eingeregeltene Dome, die als Kulmination über den lateral reaktivierten Rampen interpretiert werden. Während der zweiten kinematischen Phase im Lufilian Belt, die nun auch die Upper Kundelungu Einheiten erfasst, kommt es zu einer Überschiebung in nördliche Richtung, die u.a. zur Entstehung der allochthonen Kolwezi-Klippe führte.

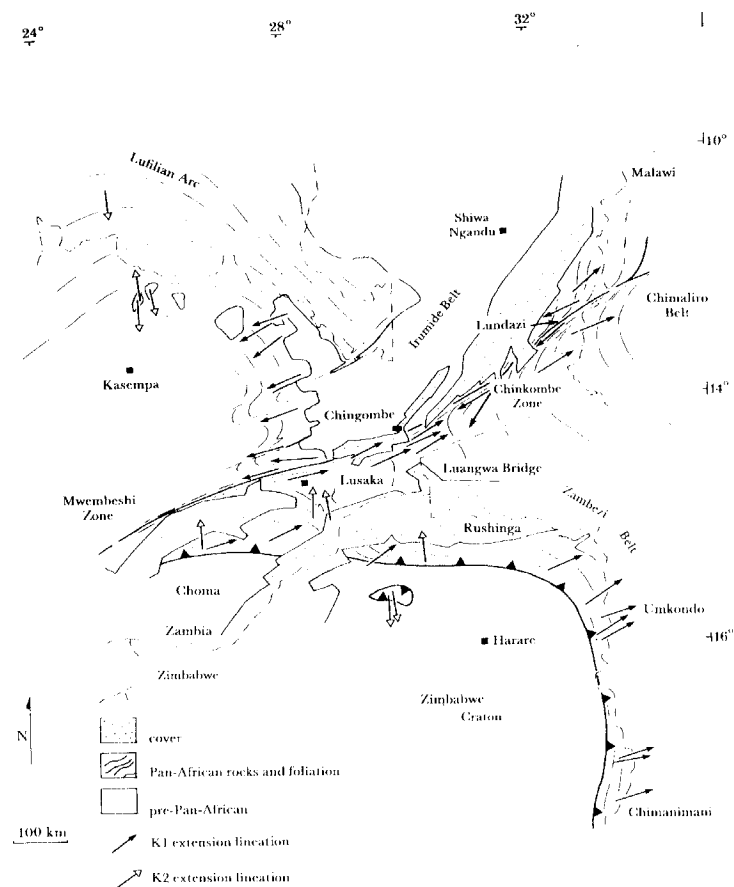


Abb. 1.9: Die Karte zeigt die Verteilung von Streckungslinearen im Lufilian Belt und Zambezi Belt. Sie gehören zu den zwei Bewegungsphasen (K1, K2) während des pan-afrikanischen Orogenzyklus im Zambezi Belt und Lufilian Belt (Daly 1986b).

4. Cosi et al. (1992) unterteilen drei Deformationsphasen und ein Ereignis um 400 Ma, bei dem es zur Intrusion von syenitischen Körpern in Stockwerke kam, die schon der meteorischen Wasserzirkulation ausgesetzt waren. Die erste Deformationsphase ist auf ca. 700 Ma datiert und ging mit Hochdruckmetamorphose einher, wie z.B. Eklogitvorkommen belegen. Während dieser Deformation wurden ältere Störungen, die von prä-lufilianischen Vorlandsüberschiebungen herrührten, reaktiviert, und es kam zur Überschiebungstektonik im duktilen Milieu. Die zweite Deformationsphase, um 500 Ma, fand unter dekompressiven Bedingungen statt. Der damit verbundene nahezu adiabatische

1 Einleitung

Aufstieg führte zu erhöhter Fluidaktivität, die eine intensive Skapolithisierung auslöste und die Bildung von "hydro-fractures" bewirkte. Die Temperaturen waren in dieser Phase immer noch amphibolitfaziell, jedoch herrschte im Gegensatz zur ersten Deformation ein mittlerer Druck vor. Die dritte Phase ist durch offene nicht zylindrische Falten charakterisiert. Es kam zu einer nördlich gerichteten Überschiebung der mehrfach metamorphisierten Stapel von ineinander verschuppten dünnen Decken der Roan Group und des Basement Complex auf mitteldruck-amphibolitfaziell überprägte Einheiten der Mwashia und Lower Kundelungu Group (Abb. 1.10). Dieses Ereignis könnte in Zusammenhang mit den späten flachen Syenit-Intrusionen stehen. Cosi et al. (1992) stellen damit die bisherige Vorstellung von der bloßen Überlagerung von neoproterozoischen Sedimenten der Katanga Sequence auf den mittelproterozoischen Basement Complex in der Domes Region in Frage. Statt dessen schlagen sie die Überschiebung allochthoner Deckenkomplexe, die aus der Basis der katangischen "Geosynkline" stammen, auf Einheiten der oberen Katanga Sequence vor.

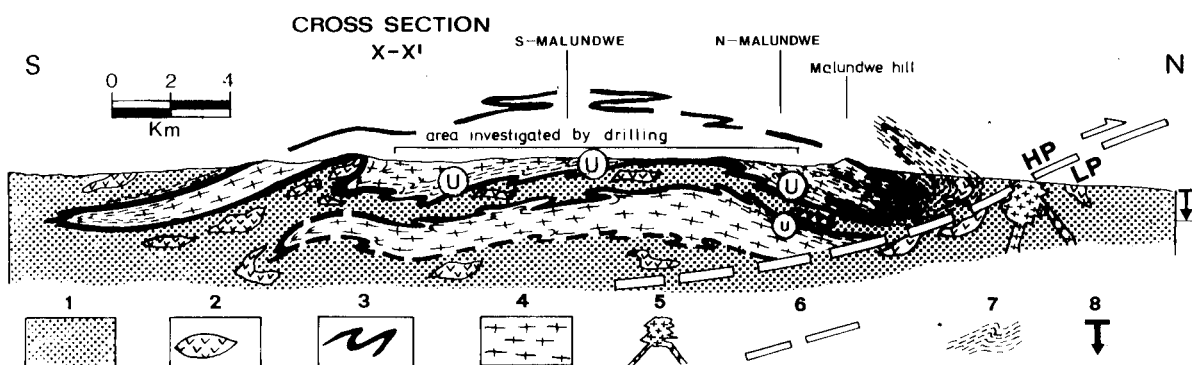


Abb. 1.10: Geologisches Profil durch den Mwombezhi Dome. 1 = Upper Roan, Kundelungu, & Mwashia Fm., 2 = mafische Gesteine, 3 = Lower Roan Quarzite & Muskovitschiefer, 4 = päkatangisches Grundgebirge, 5 = späte, flache Syenitintrusionen, 6 = Hauptüberschiebungsbahn (metamorphe Grenze zwischen Hochdruckdomäne (HP) im S und Niedrigdruckdomäne (LP) im N), 7 = F1-Scherzone, 8 = durch Bohrung untersuchter Tiefenhorizont, U = Uranlagerstätten (Cosi et al. 1992).

1.3 Problemstellungen und Zielsetzungen

- Aufgrund seiner Lage zwischen Kupfergürtel und westlicher Domes Region stellt die lithologische Abfolge am SE-Rand des Luswishi Dome ein wichtiges Bindeglied in der stratigraphischen Korrelation dar. Sie soll deshalb im Rahmen einer geologischen Kartierung aufgenommen werden und mit den östlich und westlich angrenzenden Gebieten unter tektono-stratigraphischen Gesichtspunkten korreliert werden.
- Die Basement-Dome in der Domes Region werden in dem tektonischen Modell von de Swardt & Drysdall (1964) als klassische, ummantelte Gneisdome im Sinne von Eskola (1949) dargestellt (vgl. auch Mallick 1967). Nach Unrug (1983, 1988) handelt es sich bei den Basement-Domen um

Kulminationen an frontalen Überschiebungsrampen. Coward & Daly (1984) und Daly (1986b) hingegen halten die Basement-Dome in der Domes Region für Kulminationen an lateralen Rampen. Cosi et al. (1992) interpretieren die Basement-Dome als allochthone Deckenstapel aus tieferen Stockwerken, die sich auf die Einheiten des katangischen Deckgebirges geschoben haben. Aus dieser Vielzahl sich z.T. widersprechender Strukturtypen für die Basement-Dome ergibt sich die Notwendigkeit nach detaillierten Untersuchungen des tektonischen Inventars am SE-Rand des Luswishi Dome und seine Einordnung in die vorgestellten tektonischen Entwicklungsmodelle.

- Die in jüngster Zeit vorgenommenen Altersdatierungen (Wilson et al. 1993, Hanson et al. 1994) weisen auf zwei zeitlich deutlich getrennte Ereignisse hin, die zur Entstehung des Zambezi Belt und des Lufilian Belt führten. Vor diesem Hintergrund soll untersucht werden, ob sich neben den Gefügeelementen, die mit der lufilianischen Orogenese entstanden sind, eine weitere ältere Gefügenera-tion erkennen läßt, die dann mit der Orogenese im Zambesi Belt zu korrelieren wäre (Coward & Daly 1984, Daly 1986b).
- Strukturgeologische Informationen aus der Domes Region sind aufgrund schlechter Aufschlußverhältnisse rar, und ihre Geologie daher noch relativ unverstanden. Unter Ausnutzung der für diese Region überdurchschnittlich guten Aufschlußverhältnisse entlang des Luswishi Flusses sollen die Texturen von 18 orientiert genommenen Proben untersucht werden.
- Um die tektonischen Strukturen in ihrer Entwicklung richtig interpretieren zu können, müssen sie zu den jeweilig herrschenden Umgebungsbedingungen (Temperatur, Druck, Fluiddruck) in Beziehung gesetzt werden. Die sich ändernden Umgebungsbedingungen können eine Metasomatose bewirken und haben dadurch Einfluß auf die Zusammensetzung der Einheiten innerhalb der stratigraphischen Abfolge. Untersuchungen zur metamorphen Petrologie sollen daher wichtige Informationen zur tektono-metamorphen Entwicklung des SE-Randes des Luswishi Dome liefern.

2 Kartiereinheiten

Im Kartiergebiet am SE-Rand des Luswishi Dome konnte entlang des Luswishi Flusses vom Inneren des Dome nach außen eine Abfolge aus den folgenden Einheiten auskartiert werden: **Biotitgneis/Granit**, **Leukogneis**, **Scherzone**, **Biotitschiefer**, **Metasilt/tonschiefer**. Darüber hinaus ließen sich in punktuellen Aufschlüssen (als isolierte Vorkommen zumeist ohne Kontakt zu den anderen Einheiten aufgeschlossen) innerhalb dieser Abfolge die Kartiereinheiten **Metamafite**, **Pegmatite**, **hydrothermale Quarzgänge**, **Biotite Spangled Schist (BSS)**, **Biotitquarzit**, **Schwarzschiefer**, **Alterationsgesteine** und **hydrothermale Brekzien** unterscheiden (Abb. 2.1).

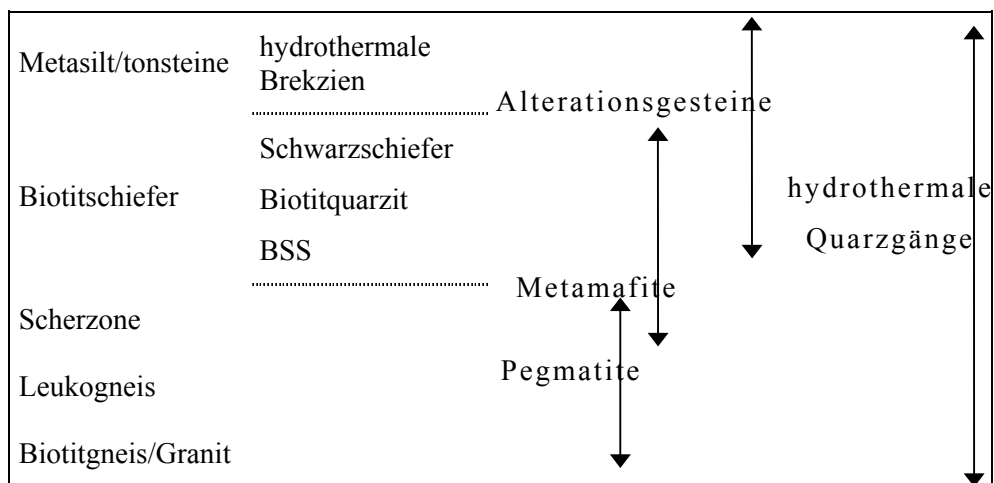


Abb. 2.1: Abfolge der Kartiereinheiten am SE-Rand des Luswishi Dome vom Inneren (unten) des Dome nach außen (oben). Die Pfeile zeigen die weite Verbreitung einiger nur punktuell aufgeschlossener Einheiten innerhalb der Abfolge an.

Die geologische Karte wurde mit dem Computerprogramm Coral Draw erstellt und ist der vorliegenden Arbeit als Anlage beigelegt. Auf strukturelle und texturale Aspekte der Einheiten wird ausführlich im Kapitel 4 eingegangen, metamorphe Charakteristika werden detailliert im Kapitel 5 behandelt.

2.1 Biotitgneis/Granit

Der Biotitgneis hat überwiegend eine granitische Zusammensetzung. Biotit macht einen Volumenanteil von ca. 7 % aus und ist der dominierende mafische Bestandteil. Zumeist ist der Biotit in Domänen angereichert, die mit Quarz-Feldspat-Domänen alternieren. Dieser Lagenbau kann eine Mächtigkeit von maximal einem ½ m erreichen. Im meist rekristallisierten Korngefüge des Lagenbaus können gelegentlich reliktsche, abgescherte Intrafolialfalten, Scherklasten und Quarzbänder zu erkennen sein. Sie wurden subparallel zum Lagenbau von einem schiefrigen Trennflächengefüge überprägt, das gelegentlich als Crenulation in Erscheinung tritt. Die Ausbildung dieser Foliation und des Lagenbaus vari-

iert in der Deutlichkeit und deckt den Ausprägungsbereich zwischen granitischem und schiefriem Gefüge ab.

Ein unverändertes primäres Granitgefüge wurde nur in einem Aufschluß angetroffen (NR 285 836). Aufgrund der zumeist in ihnen beobachteten sekundären Gefüge sind viele Granite treffender als Orthogneise zu bezeichnen. Kalifeldspat kann oft eine Korngröße bis zu 1 cm aufweisen und bildet innerhalb des mittelkörnigen Korngefüges idiomorphe Blasten, die häufig nach dem Manebacher bzw. Karlsbader Symmetriegesetz verzwillingt sind. Darüber hinaus sind oft xenomorphe Albitporphyroblasten von etwa 1 cm Länge zu beobachten (Foto 2.1, Anhang).

Unter dem Durchlichtmikroskop sind im Biotitgneis/Granit myrmekitische Verwachsungen zu erkennen. Weiterhin wurden Epidot, Chlorit und in geringen Anteilen Muskovit bzw. Serizit identifiziert.

In einem Aufschluß am Luswishi Fluß (NR 291 827) wurde ein Gneis angetroffen, der als mafische Nebengemengteile hauptsächlich Hornblende und Epidot enthält. Einige Gneisvarietäten können als weitere Nebengemengteile Skapolith und Granat führen (NR 258 785).

Der Biotitgneis/Granit ist relativ häufig aufgeschlossen und sein festes Gefüge kaum durch Verwitterung modifiziert. Er ist Bestandteil des Kerns des Luswishi Dome, der im NW-Teil des Kartiergebietes ansteht.

2.2 Leukogneis

Der Leukogneis führt ca. 30 % Quarz, 40 % Kalifeldspat, 20 % Plagioklas und 5 % Muskovit. Er ist nahezu frei von mafischen Bestandteilen, kann gelegentlich aber etwas Granat enthalten. Oft ist der Quarz in Bändern angeordnet, die aus grob rekristallisierten, langgestreckten Einzelkörnern bestehen und an der Gesteinsoberfläche septenartig hervorwittern (Foto 2.2, Anhang). Der Feldspat besitzt eine deutlich kleinere Korngröße als Quarz. Ein mikroskopisches Bruchgefüge in den Feldspatkörnern ist mit Serizit besetzt. Dies trägt außerdem zu dem weißen, mittel- bis feinkörnigen Erscheinungsbild des Feldspats im Handstück bei. In einigen Fällen weist das Mikrobruchsystem einen penetrativen Charakter auf, der sich in der bröckligen Konsistenz einiger Leukogneisproben äußert. Die Kartiereinheit Leukogneis bildet im Gelände einen Saum um den Biotitgneis im Kern des Dome sowie einen allmählichen Übergang zur Scherzone aus.

2.3 Scherzone

Zu dieser Kartiereinheit werden Muskovit-Schiefer, Quarzite und Mg-Al-Gesteine zusammengefaßt. Die Muskovitschiefer bestehen aus Muskovit und Quarz. Außerdem kann in ihnen porphyroblastischer Disthen und Turmalin als Nebengemengteil vorkommen. Der Muskovit ist hauptsächlich in den Schieferungsflächen und Quarz bzw. Disthen in den Mikrolithons angeordnet. Das Schieferungsgefüge ist als „anastomosing spaced schistosity“ zu bezeichnen (Foto 2.3, Anhang). Gelegentlich kann eine Crenulation ausgebildet sein, die eine enge Knickfältelung mit einer Wellenlänge von bis zu 2 cm aufwirft

2 Kartiereinheiten

(Foto 2.4, 2.5, Anhang). Mit steigendem Quarzgehalt gehen die Muskovitschiefer graduell in quarziti-sche Muskovitschiefer, Muskovitquarzite und Quarzite über. Die Quarzite variieren in der Korngröße von mittel- bis grobkörnig und führen bis zu 5 % opake Bestandteile. Fein verteilter Hämatit verursacht ebenso wie in den Muskovitschiefern bisweilen eine kirschrote Gesteinsfärbung. Das Korngefüge in den Quarziten zeigt entweder eine strenge Einregelung der Quarzkornlangachsen, oder grobkörnige, stark suturierte Korngefüge oder feinkörnige, durch kataklastische Scherung gerundete Korngefüge (Foto 2.6, Anhang). Die penetrativen Mikrobruchsysteme in einigen Quarziten sowie in einigen Muskovitschiefern können mit Quarz auskristallisiert sein, andernfalls sind sie für die Bildung von kohäsionslosen Kataklastiten verantwortlich. Innerhalb der Muskovitschiefer und Quarzite sind Mg-Al-Gesteine eingeschaltet, die einen an Magnesium und Aluminium angereicherten Mineralbestand aufweisen. Ein Phlogopitschiefer am Luswishi (NR 298 811) führt Disthen- und Andalusitporphyroblasten, die von einem Serizitsaum umgeben sind (Foto 2.7, Anhang). Einen weiteren Vertreter der Mg-Al-Gesteine stellt ein Talkschiefer dar (NR 299 811). Er besteht hauptsächlich aus Talk, Chlorit sowie aus den Al_2SiO_5 -Polymorphen Disthen, Sillimanit und Andalusit. Nicht selten ist in der Scherzone eine Vergesellschaftung von turmalinführenden Mg-Al-Gesteinen und Pegmatiten zu beobachten (NR 294 808, NR 294 806, NR 281 786, NR 280 782), an denen in jüngster Zeit - auf der Suche nach Smaragden - Edelstein-Schürfe angelegt wurden.

Die Scherzone ist ein NE-SW streichender Bereich, der von einer intensiven Deformation zeugt, und an dem die Lithologien des Inneren des Dome mit den äußeren Dome-Lithologien in Kontakt treten. Der Übergang zu den Biotitschiefern ist abrupt.

2.4 Biotitschiefer

Hauptbestandteile der Biotitschiefer sind Biotit, Skapolith, Quarz, Albit und Kalzit. Ihre prozentualen Volumenanteile variieren beträchtlich. Häufig anzutreffende Nebengemengteile bilden Granat, Klinozoisit, Aktinolith, Tremolit, Epidot, Chlorit und Turmalin. Ein hoher Biotitanteil führt zur Ausbildung einer deutlichen Schieferung, während ein geringer Biotitanteil ein dichtes, schwach schiefriges Gefüge hervorruft. Biotitreichere und biotitärmerer Lagen erzeugen einen alternierenden Lagenbau von bis zu einem ½ m Mächtigkeit. Im schiefrigen Lagenbau können Klasten aus Quarz oder aus dem Gesteinsmaterial der biotitärmeren Varietät von bis zu 20 cm Länge enthalten sein (Foto 2.8, 2.9, Anhang). Das schiefrige Trennflächengefüge subparallel zum Lagenbau ist zumeist crenuliert (Foto 2.10, 2.11, Anhang). Skapolith imprägniert häufig die Matrix zwischen den mit Biotit besetzten Schieferungsflächen oder bildet linsige, polykristalline Porphyroblastaggregate von bis zu 2 cm Länge aus (Foto 2.12, Anhang). Die Biotitschiefer besitzen eine graue Gesteinsfarbe, sind meist stark verwittert und relativ selten aufgeschlossen. Es handelt sich bei ihnen um eine stark deformierte Einheit, die entlang des SE-Randes des Dome ausstreicht.

2.5 Metasilt/tonsteine

Auch in dieser Kartiereinheit bilden - wie in den Biotitschiefern - Biotit, Skapolith, Albit, Quarz und Kalzit die Hauptgemengteile in relativ stark wechselnden Anteilen. Jedoch enthalten sie im Durchschnitt weniger Biotit und es läßt sich generell eine geringere Tendenz zu porphyroblastischem Wachstum beobachten. Als wichtige Nebengemengteile treten Epidot, Chlorit, Dolomit, Ankerit und Turmalin auf. Biotitreichere Lagen alternieren mit karbonatreicheren Lagen und definieren einen Lagenbau, der intensiv mit Skapolith imprägnierte Bereiche enthalten kann. Im Unterschied zu den Biotitschiefern weisen die polykristallinen Skapolithaggregate in den Metasilt/tonsteinen eine eher kugelige Gestalt auf. Häufig tritt eine weiße Bänderung parallel zum Lagenbau auf. Sie wird durch feinschuppigen Talk hervorgerufen, der in diesen Bändern mit langprismatischem Allanit (Cer-haltiges Epidotmineral) vergesellschaftet ist (Foto 2.13, 2.14, Anhang). Außerdem sind in dieser Kartiereinheit gelegentlich Reste sedimentärer Strukturen noch eindeutig erkennbar. So steht am Luswishi (NR 325 779) ein poröser Metasiltstein mit einer gering deformierten Schrägschichtung an. Die Schieferungsgefüge werden zumeist von feinkörnigen opaken Lösungsrückständen nachgezeichnet. Die Metasilt/tonsteine sind zumeist stark verwittert und daher kaum aufgeschlossen. Sie kommen im SE des Kartiegebietes vor, wo sie die äußeren Einheiten des Luswishi Dome bilden.

2.6 Metamafite

Zu dieser Einheit werden unterschiedlich stark alterierte mafische Lithologien zusammengefaßt, die nur in der Scherzone und innerhalb der Biotitschiefer angetroffen wurden (Foto 2.15, Anhang). Relikte eines primär plutonischen Gefüges lassen sich noch bei einer Reihe von nur schwach überprägten Metamafiten erkennen. Diese dichten, grauen Metamafitkörper setzen sich hauptsächlich aus Plagioklas, Hornblende sowie Skapolith zusammen, können über eine Fläche von ca. 100 m² ausstreichen und stehen zumeist in rundlich verwitterten Blockfeldern an (NR 286 755, NR 302 828, NR 290 791, NR 281 782).

In stark alterierten Metamafiten rufen die Hauptbestandteile Aktinolith, Tremolit und Chlorit eine überwiegend grüne Färbung hervor, und Skapolith sowie Albit sind zumeist in weißen, linsigen Porphyroblastaggregaten ausgebildet (NR 307 816, NR 313 813, NR 301 814). Oft ist die Entstehung der Alterationsgefüge in diesen stark alterierten Metamafiten mit intensiver Deformation verbunden, wie die lang gestreckte Gestalt vieler Porphyroblastaggregate erkennen läßt. Innerhalb der Biotitschiefer wurden außerdem extrem stark alterierte Metamafite angetroffen, die eine Färbung in verschiedenen Ockertönen aufweisen, ein massiges Erscheinungsbild haben und sehr drusenreich sind (NR 310 814, NR 414 811, NR 309 815). In den Drusen ist Aktinolith meist radialstrahlig auskristallisiert.

2.7 Pegmatite

Die untersuchten Pegmatite zeigen keine randliche Zonierung, sondern stehen im abrupten Kontakt zum umgebenden Gestein. Sie sind, außer in der Scherzone, schwach deformiert und durch deutlich

größere Kristallgefüge mit z.T. Riesenwuchs vom Umgebungsgestein zu unterscheiden. Die pegmatitischen Intrusionen wurden ausschließlich im Biotitgneis/Granit, Leukogneis und in der Scherzone beobachtet. Im Biotitgneis und Leukogneis wurden überwiegend Feldspat-Muskovit-Quarz-Pegmatite, Hornblende-Quarz-Pegmatite und Epidot-Quarz-Pegmatite angetroffen. In der Scherzone ist der Quarzanteil in den pegmatitischen Intrusionen höher. Hier treten sehr häufig Muskovit-Quarz-Turmalin-Pegmatite und Apatit-Quarz-Pegmatite auf.

In einem Aufschluß in der Scherzone (NR 289 312) wurden bis zu 10 cm große idiomorphe Hellglimmerschuppen beobachtet. In den Schiefen am Kontakt zu turmalinführenden Intrusionen in der Scherzone kann gelegentlich langprismatischer, idiomorpher, mehrere Zentimeter langer Turmalin ausgebildet sein. Darüber hinaus läßt sich oft in der Scherzone an kontinuierlichen Übergängen von schwach deformierten Pegmatiten zu stark deformierten Schiefen eine Gesteinsumwandlung im Zuge einer Scherung nachvollziehen.

Ein Pegmatit quarzsyenitischer Zusammensetzung ist in einen alkalifeldspatreichen Biotitgneis an der Casho-Thermalquelle (NR 281 837) intrudiert. Die grobkristallinen Alkalifeldspäte des Pegmatits zeigen antiperthitische Entmischungslamellen, schriftartige Verwachsungen mit Quarz und teilweise eine intensive Serizitisierung. Dieser rote Pegmatitkörper, der in einer Fläche von ca. 75 m² abgeschlossen ist, wird von mehreren Generationen von weißen Quarz-Feldspat-Gängen durchschlagen. Zudem wird der gesamte Intrusivkörper von einem Netz von Scherbrüchen durchzogen (Foto 2.17, Anhang). Die Scherflächen weisen zumeist einen Harnischbesatz auf. An verschiedenen Stellen entlang der Scherbrüche tritt ca. 70° C heißes Wasser aus.

2.8 Hydrothermale Quarzgänge

Hydrothermale Quarzgänge treten im gesamten Kartiergebiet sehr zahlreich in den verschiedensten Größenordnungen auf. In der geologischen Karte sind die Größen von ihnen verzeichnet. Oft sind die hydrothermalen Quarzgänge von Mikrobruchsystemen durchdrungen. In der Scherzone können sie häufig aufgrund vielfacher Deformation und Rekristallisation kaum von den Quarziten unterschieden werden. Die Quarzgänge in der Scherzone heben sich darüber hinaus von den anderen Quarzgängen im Kartiergebiet durch einen relativ hohen Anteil opaker Minerale ab. Dunkle halbmetallisch glänzende Erze treten in ihnen als idiomorphe Kristalle auf oder bilden Spaltenfüllungen aus (Foto 2.17, Anhang).

2.9 Biotite Spangled Schist (BSS)

Der BSS stellt eine weit verbreitete Lithologie in der Domes Region dar. Er besitzt aufgrund der in feinkörniger Matrix verteilten, porphyroblastischen Biotitaggregate ein charakteristisches Erscheinungsbild (Foto 2.18, 2.19, 2.20). Seine Zusammensetzung wird hauptsächlich von Biotit, Quarz und Plagioklas bestimmt. Im Untersuchungsgebiet wurde der BSS nur innerhalb der Biotitschiefer ange-

troffen. Er enthält Granatporphyroblasten, die Klinozoisit umwachsen haben, und gelegentlich zu einem beträchtlichen Anteil Skapolith und Kalzit. Bedeutende Nebenbestandteile sind Chlorit, Turmalin und Graphit. Der BSS steht meist in Lagen an, die einen wechselnden Gehalt an Porphyroblasten enthalten und eine Mächtigkeit von einigen Zentimetern haben. Neben dem porphyroblastischen Biotit ist in der Matrix auch feinschuppiger Biotit ausgebildet.

2.10 Biotitquarzit

Der graue Biotitquarzit steht im SW-Teil des Untersuchungsgebietes entlang des Mulinarama (NR 295 761) in ca. 2 m hohen Blöcken an. Dieses massive, mittelkörnige Gestein besteht hauptsächlich aus Quarz und grobschuppigem Biotit. Außerdem sind in ihm Plagioklas, Skapolith, Kalzit und Chlorit enthalten. Der Lagenbau des Biotitquarzits kann eine Mächtigkeit von bis zu einem $\frac{1}{2}$ m erreichen. Innerhalb des Lagenbaus sind vereinzelt zentimeterlange Skapolithaggregate nahezu parallel zu den δ -Linearen angeordnet.

2.11 Schwarzschiefer

Der beträchtliche Graphitgehalt verursacht in diesen Schiefen die schwarze bis dunkelgraue Färbung, die als Kriterium zur Abgrenzung dieser Einheit dient. Die Schwarzschiefer wurden innerhalb der Biotitschiefer angetroffen, die ebenfalls Graphit, wenn auch in geringeren Mengen, aufweisen. Die Zusammensetzung der Schwarzschiefer wird darüber hinaus im wesentlichen von Quarz, Albit und Muskovit sowie Biotit bestimmt. Ein Großteil des Graphits liegt in Einschlüssen der Quarz- und Albitkörner vor. Die strukturelle Ausprägung der Graphitschiefer variiert relativ stark. Sie reicht von einem deutlich schiefrigen Gefüge mit mehreren Schieferungsgenerationen (NR 312 811, NR 314 812) bis zu einem siltigen Schiefer (NR 315 810) mit offener, nicht zylindrischer (konischer) Mesofaltung (Foto 2.21, Anhang) oder aber bis zu einem mikrobrekziösen Gefüge. So sind am Mumboli (NR 329 816) innerhalb des zentimetermächtigen Lagenbaus eines Schwarzschiefers zerbrochene Klasten angeordnet (Foto 2.22, Anhang). Die Schwarzschiefer sind überwiegend stark verwittert und treten nur in kleinen Aufschlüssen auf.

2.12 Alterationsgesteine

Alterationsgesteine wurden sowohl innerhalb der Biotitschiefer, als auch in den Metasilt/tonschiefen angetroffen (NR 340 751, NR 319 804, NR 310 510). Sie bestehen überwiegend aus ca. 70 % Albit und 30 % Quarz und können daher näher als Albitgestein charakterisiert werden. Außerdem enthalten sie Kalzit. Als akzessorische Bestandteile führen sie Glimmer, Turmalin und Rutil. Dieser überwiegend felsische Mineralbestand ist für den hellen Farbton dieser Gesteine verantwortlich. Ihre Färbung reicht von beige bis rötlich braun (Foto 2.23, Anhang). Die Alterationsgesteine besitzen ein dichtes, feinkörniges Korngefüge. Sie bilden im Gelände meist rhombische Blöcke aus, die von zahlreichen Klüften, Quarzgängen und kataklastischen Scherbahnen durchzogen werden (Foto 2.24, 2.25, An-

hang). Am Kevumba (NR 310 758) wurde ein Alterationsgestein mit einem beträchtlichen Talkgehalt angetroffen. Diese Variante besitzt ein geringes spezifisches Gewicht und ist porös.

2.13 Hydrothermale Brekzien

Die ausschließlich innerhalb der Metasilt/tonsteine aufgeschlossenen Brekzien sind näher als hydrothermale Brekzien zu charakterisieren (Foto 2.26, Anhang). Sie dokumentieren unterschiedliche Stadien einer Brekzierung, die mit einer intensiven Alteration des Ausgangsgesteins verbunden ist. Am Luswishi Fluß (NR 320 802) ist eine Brekzie aufgeschlossen, deren Matrix aus Albit, Quarz und Kalzit besteht, und deren Klasten die Zusammensetzung eines Alterationsgesteins (50 % Ab, 50 % Qtz) aufweisen (Foto 2.27, Anhang). Das Gefüge ist klastengestützt, wobei die Klasten (bis zu 10 cm lang) sowohl kantige als auch gerundete Formen aufweisen und meist nach ihrer Langachse eingeregelt sind. Der Brekzienkörper wird von einem Netz aus Quarzadern durchschlagen. Eine am Luswishi Fluß 50 m weiter südlich aufgeschlossene Brekzie (NR 320 800) ist tiefgründiger verwittert als die zuvor beschriebene Varietät. Sie ist matrixgestützt und enthält in der Matrix porphyrische, idiomorphe Quarzkristalle, angelöste Klasten sowie kugelige Aggregate (Foto 2.28, Anhang). Die einzelnen Klasten variieren in der Größe sehr stark und reichen von Zentimeter- bis Metergröße. Nahe der Mündung des Mulinarama in den Luswishi (NR 324 770) ist eine Brekzie in einem frühen Brekziierungsstadium aufgeschlossen. Wie sich hier noch erkennen läßt, sind die schwach deformierten Klasten aus einem massigen Metasiltstein hervorgegangen. An der Mündung des Katokamema in den Luswishi (NR 348 753) steht ein weiterer brekziierter Metasiltstein an. An ihm ist deutlich zu erkennen, daß von den Bruchflächen eine Alteration des Gesteins ausgeht (Foto 2.29, Anhang).

3 Lithostratigraphische Korrelation der Kartiereinheiten

Die regionale Lithostratigraphie basiert hauptsächlich auf lithologischen Merkmalen, wie Mineralbestand und Gefüge. In der tektono-metamorph überprägten Domes Region spiegelt eine lithostratigraphische Einteilung in erster Linie unterschiedliche Bedingungen während der lufilischen Orogenese wider. Im Folgenden wird die lithologische Abfolge am SE-Rand des Luswishi Dome in tektono-metamorphe Einheiten untergliedert und mit den Lithologien in den Nachbargebieten unter tektono-stratigraphischen Gesichtspunkten korreliert.

3.1 Lithostratigraphie am SE-Rand des Luswishi Dome

Unter Berücksichtigung gemeinsamer, lithologischer Merkmalsausbildung lassen sich die Kartiereinheiten zu den in Abb. 3.1. dargestellten tektono-metamorphen Einheiten zusammenfassen.

tektono- metamorphe Einheiten	Kartiereinheiten		
Obere Katanga Sequence	Metasilt/tonsteine	hydrothermale Brekzien	Alterationsgesteine
Untere Katanga Sequence	Biotitschiefer	Schwarzschiefer Biotitquarzite BSS	Metamafite hydrothermale Quarzgänge
Scherzone	Scherzone		
Basement Complex	Leukogneis	Pegmatite	
Basement Complex	Biotitgneis/Granit		

Abb. 3.1: Lithostratigraphische Abfolge vom SE-Rand des Luswishi Dome.

Die tektono-metamorphen Einheiten besitzen einen vorläufig provisorischen und informellen Charakter. Eine genauere stratigraphische Einteilung, basierend auf der nur schwach tektono-metamorph überprägten Stratigraphie des Kupfergürtels, bedarf weiterführender Untersuchungen und wird auf der Grundlage des bisher erreichten Kenntnisstandes als zu spekulativ erachtet, da die

3 Lithostratigraphische Korrelation der Kartiereinheiten

auskartierten Einheiten sich sehr stark von den Lithologien im Kupfergürtel unterscheiden. Sollte sich sich in den weiterführenden Untersuchungen herausstellen, daß die zahlreich anzutreffenden Klasten in den Biotitschiefern glaziogenen Ursprungs sind, dann würden die Untere und Obere Katanga Sequence der Kundelungu-Basis entsprechen (vgl. Kapitel 1.2.3.1, Kapitel 2.4 und Foto 2.9, Anhang).

3.2 Tektono-stratigraphische Korrelation mit den Nachbargebieten

Bei der tektono-stratigraphischen Korrelation (Abb. 3.2) mit dem Sowezi Dome (Arthurs 1975) und dem Chingola Gebiet (Garrard 1965) werden Einheiten gegenübergestellt, die eine ähnliche tektono-metamorphe Überprägung erfahren haben. Sie ermöglicht einen direkten Vergleich struktureller, textueller und petrologischer Daten und erlaubt so Schlußfolgerungen über die orogene Entwicklung der Domes Region.

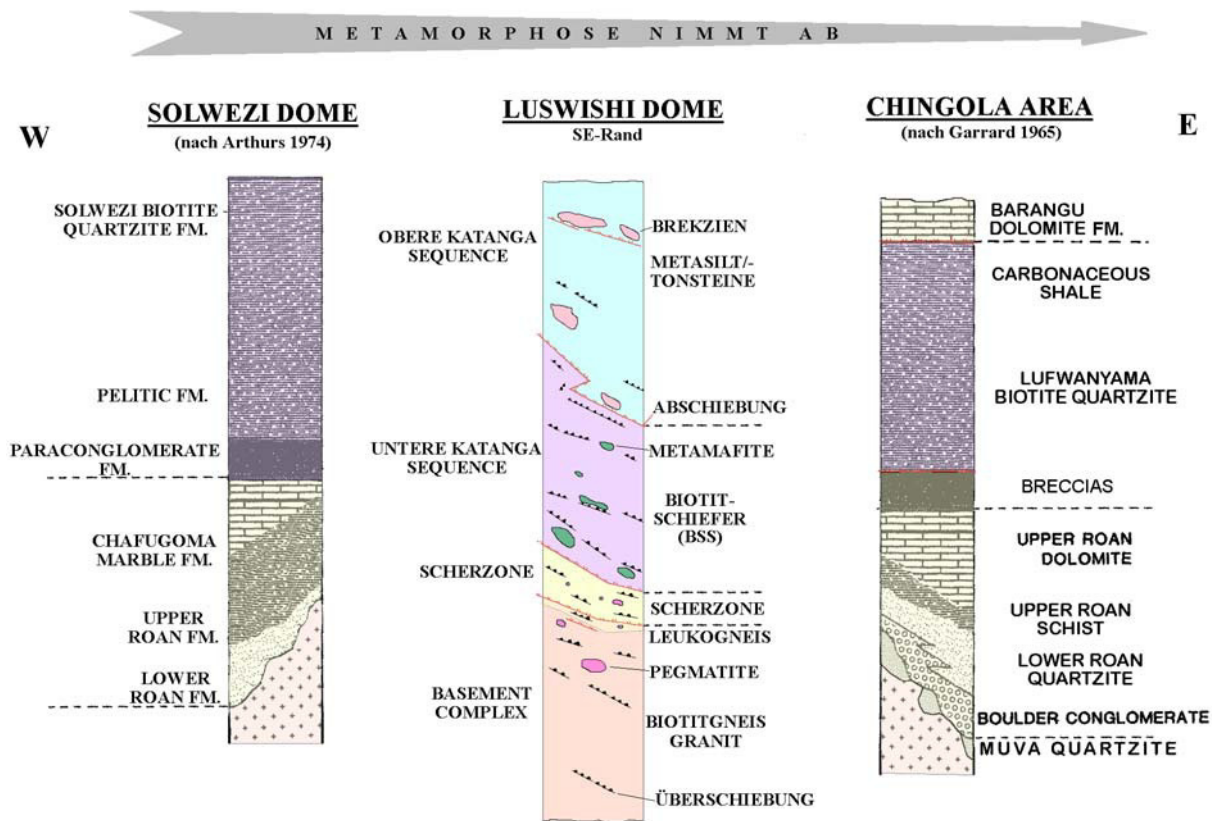


Abb. 3.2: Korrelation zwischen den Gesteinsabfolgen vom SE-Rand des Luswishi Dome (Mitte), vom Solwezi Dome (westlich vom Luswishi Dome) und vom Chingola Gebiet (östlich vom Luswishi Dome). Zur näheren Erläuterung siehe Kapitel 3.2.

Die Einheiten des präkatangischen Basement Complex lassen sich in den drei betrachteten Gebieten deutlich unterscheiden und klar einer tektono-stratigraphischen Einheit zuordnen.

Einheiten in der Scherzone am SE-Rand des Luswishi Dome werden mit Disthenschiefen des Basement Complex, mit Roan-Einheiten und der „Chafugoma Marble Fm.“ vom Solwezi Dome sowie mit den Muva-Quarziten und Roan-Einheiten aus dem Chingola Gebiet korreliert. Die Metamorphose nimmt vom westlichen Solwezi Dome über den Luswishi Dome zum östlichen Chingola Gebiet an Intensität ab. Diese Tatsache sowie eine geringere Deformation im Chingola Gebiet bedingen gewisse lithologische Unterschiede innerhalb dieser Korrelation.

Der unteren Katanga Sequence vom Luswishi Dome wird die „Sowezi Biotite Quarzite Fm.“, die „Paraconglomerate Fm.“ und die „Pelitic Fm.“ vom Solwezi Dome sowie der „Lufwanyama Biotite Quarzite“ und der „carbonaceous shale“ aus dem Chingola Gebiet gegenübergestellt. Das Vorkommen des BSS als lithostratigraphischer Markerhorizont bildet für diese Gegenüberstellung die Grundlage. Im Chingola Gebiet besitzt der BSS eine tektonisch diskordante Basis und ist höher metamorph überprägt als die ihn unterlagernden Einheiten. Es handelt sich daher wahrscheinlich um eine allochthone Einheit (Berhorst & Porada 1994).

Am Solwezi Dome ist die höhere Metamorphose Ausdruck eines ehemals tieferen Krustenstockwerkes mit hauptsächlich duktiler Deformation. Deshalb treten hier schwächer metamorphe Einheiten mit eingeschalteten hydrothermalen Brekzien, die mit denen vom Luswishi Dome korreliert werden könnten, nicht auf. Die Metasilt/tonsteine und Brekzien der oberen Katanga Sequence vom SE-Rand des Luswishi Dome werden als schwächer metamorphe Äquivalente der unteren Katanga Sequence interpretiert.

Von Ayres (1974) werden die hydrothermalen Brekzien vom Luswishi Dome mit den Brekzien aus dem Chingola Gebiet korreliert. Nach Berhorst (frdl. mündl. Mittl.) stellt der diagenetische Charakter einiger Brekzien aus dem Chingola Gebiet diese Korrelation in Frage.

Unsicher ist auch die Zuordnung der „Barangu Dolomite Fm.“ aus dem Chingola Gebiet. Sie besitzt eine tektonisch diskordante Basis. In einigen ihrer Lithologien weisen Disthen und Sillimanit auf eine für das Chingola Gebiet ungewöhnlich hohe Metamorphose hin (Garrard 1965). Dieser Befund würde sie als allochthone Einheit charakterisieren. Unter tektono-stratigraphischen Gesichtspunkten wäre sie demnach den Einheiten in der Scherzone vom SE-Rand des Luswishi Dome sowie den Roan-Einheiten und der „Chafugoma Marble Fm.“ vom Solwezi Dome gegenüber zu stellen.

4 Strukturelle Petrologie

Die in diesem Kapitel dargestellten Ergebnisse beruhen auf der Analyse der Gefügeelemente im Kartiergebiet und den Gefügeuntersuchungen unter dem Durchlichtmikroskop sowie auf U-Tisch-Messungen von Quarz- und Glimmertexturen. Zunächst sollen das Strukturinventar des Kartiergebietes und danach im zweiten Teil dieses Kapitels die Texturmessungen erläutert werden.

4.1 Strukturinventar

Die strukturelle Konstellation am SE-Rand des Luswishi Dome wird in erster Linie von Gefügen der SE-Flanke dieser Antiform sowie von Gefügen im lufilischen Trend, der im Kartiergebiet etwa E-W streicht, geprägt. Es lassen sich vom Kern des Dome nach außen hin folgende tektono-metamorphe Einheiten mit abnehmender (thermaler Peak-) Metamorphose unterscheiden:

- **Basement Complex**, überwiegend Gneis (mittlere Amphibolitfazies)
- **Scherzone**, überwiegend Hellglimmerschiefer, Quarzite (untere Amphibolitfazies)
- **Untere Katanga Sequence**, überwiegend Biotitschiefer (obere Grünschieferfazies)
- **Obere Katanga Sequence**, überwiegend Metasilt/tonsteine (untere Grünschieferfazies)

4.1.1 Primäre Gefüge

Aufgrund intensiver tektono-metamorpher Überprägung und schlechter Aufschlußverhältnisse konnten keine genauen Informationen über die stratigraphische Abfolge, wie z.B. Orientierungen der sedimentären Verjüngungsrichtungen, gewonnen werden. Relikte einer sedimentären Schrägschichtung, jedoch ohne geopetale Eigenschaften, ließen sich nur an einer isolierten Lokalität (NR 325 779) innerhalb der oberen Katanga Sequence eindeutig identifizieren. Außerdem ist das ursprünglich holokristalline Gefüge in einigen schwach überprägten Magmatiten, wie z.B. im Granit des Basement Complex (NR 285 836) sowie in einigen Metagabbros (NR 302 828, NR 281 782, NR 286 755) der unteren Katanga Sequence und Scherzone noch zu erkennen.

4.1.2 Sekundäre Gefüge

Sekundäre Gefüge sind nach Knipe (1989) Ausdruck einer progressiven Gesteinsdeformation unter in Raum und Zeit wechselnden lithologischen Bedingungen (Mineralogie, Porosität, Permeabilität, etc.) und sich ändernden Umgebungsbedingungen (Temperatur, Druck, Fluiddruck, Differentialspannung, etc.). Unter diesem Gesichtspunkt sollen nachfolgend die Gefügeelemente Foliation, Lineation, Brüche und Falten beschrieben werden.

4.1.2.1 Foliation

Die älteste Foliation wird als Lagenbau (s1) angesprochen. Er ist in allen tektono-metamorphen Einheiten durch einen lagigen Materialwechsel und ein dazu subparallel verlaufendes, schiefriges Trennflächengefüge gekennzeichnet. Jüngere Foliationen, die mehrere Generationen umfassen können, werden unter dem Begriff Schieferung (s2) zusammengefaßt.

Im *Basement Complex* wird der gneise Lagenbau von einer metamorph herausdifferenzierten Wechselagerung glimmerreicher und feldspat-quarzreicher Domänen sowie von einer dazu subparallelen, engständigen „continuous cleavage“ ausgemacht. Der Gneis-Lagenbau zeichnet sich besonders durch sein kontinuierliches, paralleles Erscheinungsbild im Gelände aus. Er enthält z.T. boudinierte linsige Lagen, abgescherte, wurzellose Intrafolialfalten und bis zu 1 cm große Feldspatklasten. Sie werden als Relikte eines protomylonitischen Gefüges interpretiert, das sich in einer ersten Deformationsphase herausgebildet hat (Foto 4.1, Anhang). Überwiegend granoblastisch-polygonale Quarzkörner mit stumpfwinkligen Korngrenzen (120°) sind auf eine intensive Temperung nach der D1-Mylonitisierung zurückzuführen. Diese Gefüge wurden im Zuge einer zweiten Deformationsphase teilweise reaktiviert und von einer Schieferung überlagert, die als schwache Crenulation in Erscheinung tritt. Subkornbildung in Quarz, Deformationszwillinge in Feldspat sowie Anwachssäume an Feldspatkristallen und verbogene bzw. zerrissene, undulös auslöschende Glimmer sind sehr häufig zu beobachten und charakterisieren ein spätes Stadium in der zweiten Deformationsphase mit z.T. intensiver Zirkulation retrograder Fluide.

In den Schiefen der *Scherzone* tritt der Lagenbau zumeist in Verbindung mit einer „anastomosing spaced schistosity“ auf (Foto 2.3, Anhang). Dabei sind die Schieferungsflächen mit Glimmern besetzt und die Mikrolithons werden von Quarz oder Disthen gebildet. S-C-Gefüge nach Berthé et al. (1978) sind Zeugen einer frühen, duktilen Deformation, die von der Umwandlung Gneis in Muskovit-Quarzschiefer begleitet wurde (Foto 4.2, 4.3, Anhang). Auf eine duktile Deformation während dieser ersten Deformationsphase deuten außerdem häufig anzutreffende langgestreckte Quarzbänder hin. Das Korngefüge innerhalb dieser Schergefüge zeigt ebenso wie im Basement-Gneis eine intensive Temperung an. Der hohe Glimmeranteil bewirkte ein „pinning“ der Quarzkorngrenzen und so die Bewahrung der duktilen Scherzonengefüge. Der Lagenbau ist aufgrund polyphaser Überprägung und Reaktivierung während einer zweiten Deformationsphase inhomogen und diskontinuierlich. Er weist gelegentlich eine in diesem Zusammenhang entstandene, deutlich ausgeprägte Crenulation bzw. Knickfältelung auf (Foto 2.4, 2.5, Anhang). Ein spätes Stadium der zweiten Deformationsphase führte zur Ausbildung von Subkörnern in Quarz und undulösem Auslöschern sowie zu verbogenen und zerrissenen Glimmern.

In der *unteren Katanga Sequence* deuten im Lagenbau der Biotitschiefern gelegentlich anzutreffende, abgescherte Intrafolialfalten, Scherklasten sowie boudinierte, linsige Aggregate auf eine starke Scherkomponente während einer ersten Deformationsphase hin. Mit ihnen assoziierte Korngefüge sind

intensiv rekristallisiert. Auf eine Scherung und Reaktivierung des Lagenbaus im duktilen bis bruchhaften Bereich im Zuge eines Aufstieges in ein höheres Krustenstockwerk während einer zweiten Deformationsphase deutet die Ausbildung von „extensional crenulation cleavage“ (Platt & Vissers 1979) in Form von „normal-slip crenulation“ (NSC) und „reverse-slip crenulation“ (RSC) (Dennis & Secor 1987) sowie die Bildung von „hydro-fractures“ und „microboudinages“ hin (Foto 4.4, 4.5, 4.6, 4.7, 4.8, Anhang). Nahezu parallel zu dem in östliche Richtung einfallenden Streckungslinear dieser Schergefüge ist zumeist die Fältelungsachse bzw. das Schnittlinear einer Crenulation angeordnet. Wie aus deformierten Granatporphyroklasten hervorgeht, liefen Crenulation und Scherung in einem Zeitraum ab, der durch das syntektonische Wachstum der Granatporphyroklasten eingegrenzt wird (Foto 4.9, 4.10, Anhang). Die Crenulation ist oft dominant und kann als Knickfältelung eine Wellenlänge von mehreren Zentimetern erreichen. Unter den Deformationsmechanismen während dieser zweiten Deformationsphase nimmt der Stofftransfer in fluiden Phase durch Drucklösung und Ausfällung in der unteren Katanga Sequence einen bedeutenden Platz ein. So sind häufig Imprägnierungsgefüge, mineralisierte Spalten und Lösungs- bzw. Anwachssäume mit der Anlage der Crenulation assoziiert.

In der *oberen Katanga Sequence* sind die Deformationsstrukturen ähnlich, jedoch nicht so deutlich wie in den Einheiten der unteren Katanga Sequence. So trägt der Lagenbau keinen entsprechend stark schiefrigen Charakter wie in der unteren Katanga Sequence und in der Scherzone. Das subparallel zum Lagenbau ausgebildete schwach schiefrige Trennflächengefüge tritt meist als „continuous cleavage“ in Erscheinung. Eine schwache Crenulation wurde in einer zweiten Deformationsphase angelegt. Der dominierende Prozess bei der Herausbildung der Gefügeflächen in den Metasilt/tonsteinen der unteren Katanga Sequence ist Stofftransfer in fluiden Phase, wie die zahlreich anzutreffenden Lösungs- und Ausfällungsphänomene zeigen (Foto 2.13, Anhang). Demgegenüber scheint kristallplastische Deformation in den Hintergrund getreten zu sein. Deformationszwillinge in Feldspäten oder Subkornbildung in Quarz wurden hier nicht beobachtet.

Alle eingemessenen Schieferungen beschreiben ebenso wie der Lagenbau einen π -Kreis um eine annähernd E-W streichende Achse (Abb. 4.15, Anhang). Dies wird als Ausdruck einer polyphasen, lufilischen Überfaltung im Zuge eines Transportes nach Norden gewertet. Die dominierende Streichrichtung der eingemessenen Foliationsflächen lassen eine systematische Variation erkennen (Abb. 4.1). Südlich des Dome streichen die Einheiten der oberen Katanga Sequence hauptsächlich nach dem lufilischen E-W-Trend. Bei Annäherung an die Scherzone geht die vorherrschende Streichrichtung allmählich in ein NE-SW Streichen über. Diese sinistrale Rotation wird als Ausdruck einer sinistralen Scherkomponente innerhalb einer Transpression (Harland 1971, Sanderson & Marchini 1984, Weber 1992) am Basement/Cover-Kontakt, der mit seiner NE-SW Streichrichtung schief zum Transport nach Norden orientiert ist, gewertet.

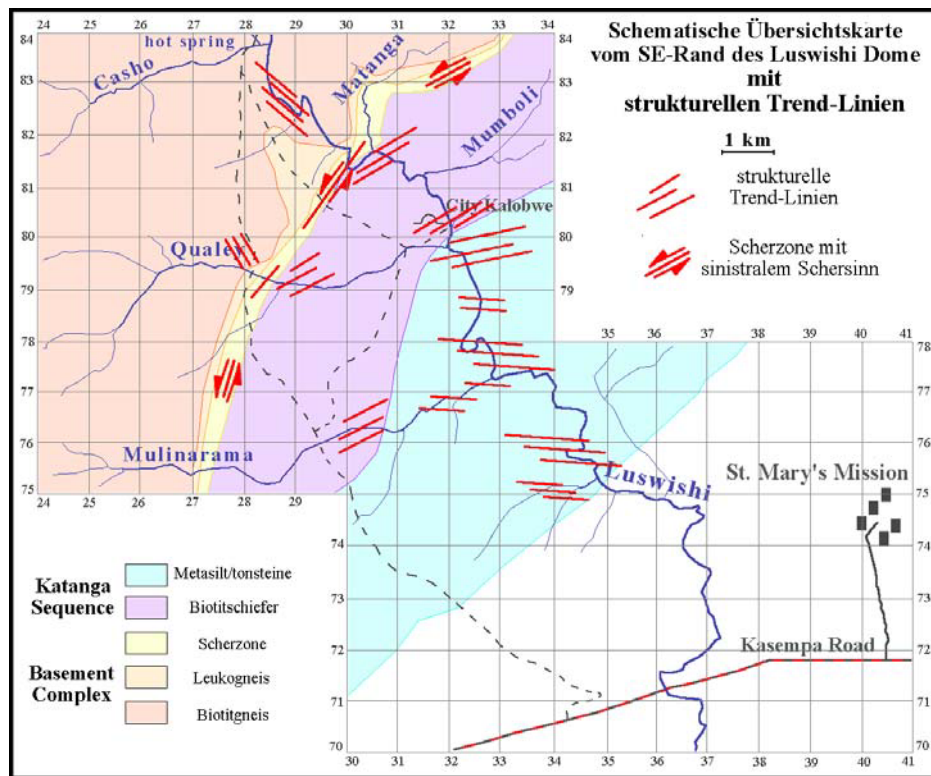


Abb. 4.1: Die Variation der dominierenden Streichrichtung beim Übergang von der Katanga Sequence zur Scherzone deutet auf eine sinistrale Rotation im Zuge sinistraler Scherung als Folge einer Transpression hin.

4.1.2.2 Lineation

Neben den nicht penetrativen linearen Elementen im Kartiergebiet, wie z.B. späte Harnischlineare, kommen Schnittlineare und Streckungslinien als penetrative lineare Elemente vor. Die eingemessenen Schnittlineare resultieren zumeist aus einer Crenulation des Lagenbaus durch die Schieferung während einer zweiten Deformationsphase. Häufig sind mehrere Schnittlineare ausgebildet, die auf eine mehrere Generationen umfassende Schieferung zurückzuführen sind (Foto 4.11, 4.12, Anhang). Schnittlineare treten besonders deutlich in den Schiefen der Scherzone und der unteren Katanga Sequence auf.

Als Streckungslinear wird die Einregelung von Minerallängachsen in eine Vorzugsrichtung bezeichnet. Außerdem wurden eingeregelt Langachsen von Scherklasten und von polykristallinen Aggregaten ebenfalls als Streckungslinien angesprochen.

Im Basement-Gneis können Quarz- und Feldspatkristalle bzw. ~aggregate mit ihrer Langachse ein Streckungslinear ausbilden. In der Scherzone werden die Streckungslinien durch die Einregelung von porphyroblastischen Disthenkristallen innerhalb der S-C-Gefügen definiert (Foto 4.13, Anhang). In der unteren Katanga Sequence legen zumeist polykristalline, linsige Skapolithaggregate von bis zu 1 cm Länge die Streckungsrichtung fest (Foto 4.14, Anhang). In der oberen Katanga Sequence hingegen

zeigen die Skapolithporphyroblastaggregate eine kugelige Gestalt und deuten somit auf wesentlich geringere duktile Streckung als in der unteren Katanga Sequence hin.

Die Streckungslineare im Untersuchungsgebiet tauchen in östliche Richtung vom Dome weg ab (Abb. 4.15, Anhang). Diese Tatsache ist wahrscheinlich Ausdruck einer Abschiebung der äußeren Einheiten relativ zu den inneren Einheiten des Dome nach E bis SE. Dabei kam es sowohl zur primären Anlage als auch zur Rotation der Lineare. Parallel zu den Streckungslinearen verlaufende Schnittlineare bzw. Fältelungsachsen einer nahezu gleichzeitig angelegten Crenulation - wie syntektonische Granatklasten belegen - zeigen ein nach Norden gerichtetes, kompressives Deformationsregime während der Abschiebung in östliche bis südöstliche Richtung an (auf die Parallelität von Streckungslinear und Schnittlinear wird in Kapitel 4.2.4 und 4.2.7 näher eingegangen). In der Scherzone verlaufen Schnittlineare und Streckungslineare ebenfalls parallel, tauchen aber überwiegend in nordöstliche Richtung ab. Ihre Anordnung und Orientierung in der Scherzone wird auf eine sinistrale Transpression zwischen den Einheiten des Basement Complex und der Katanga Sequence zurückgeführt.

4.1.2.3 Brüche

Unter der Annahme, daß sich hydrothermale Quarzgänge entlang von Bruchzonen abscheiden, wurden Quarzgänge eingemessen (Foto 4.15, Anhang). Ihr Verteilungsmuster zeigt eine annähernde Großkreisverteilung um eine Achse mit lufilischem E-W-Trend (Abb. 4.15, Anhang).

Darüber hinaus ist in Gefügen vieler anderer Proben ein deutlicher Zusammenhang zwischen Bruchbildung und hoher Fluidaktivität zu erkennen. So sind die „extensional crenulation cleavages“ der unteren Katanga Sequence häufig mit „hydro-fractures“ und „microboudinages“ assoziiert. Während des tektonischen Aufstieges in ein höheres Krustenstockwerk dürfte eine Verringerung der effektiven Normalspannung auf die potentiellen Bruchflächen bei gleich bleibendem Porenfluiddruck zum bruchhaften Versagen und somit zur Bildung von „hydro-fractures“ geführt haben. Hydraulische Bruchbildung durch tektonische Denudation und Heraushebung ist außerdem für das Vorkommen der zahlreichen hydrothermalen Brekzien in der oberen Katanga Sequence verantwortlich.

Nicht mineralisierte („trockene“) Brüche kommen besonders oft im Basement Complex und in der Scherzone vor und sind wahrscheinlich während eines späten Stadiums der zweiten Deformationsphase entstanden. An der Casho-Thermalquelle im Basement Complex wurden Scher- und Dehnungsbrüche in einem quarzsyenitischen Pegmatit eingemessen (Foto 2.16, Anhang). In der Polfigur beschreibt die Verteilung dieser Brüche zwei nahezu senkrecht aufeinander stehende Teilgürtelgefüge innerhalb einer Gürtelverteilung (Abb. 4.15, Anhang). Der Teilgürtel um die WNW-ESE-Achse wird auf die lufilische Faltung zurückgeführt, und der Teilgürtel um die Achse mit NNE-Azimum steht wahrscheinlich mit der Abschiebung der äußeren Dome-Einheiten in SE-Richtung relativ zu den inneren Dome-Einheiten während des Aufdomens in Zusammenhang. Im Basement-Gneis wurden anastomisierende, korngrenzenübergreifende, nicht penetrative Mikrobruchsysteme

beobachtet. Sie sind mit einer spröden Deformation sowohl von Quarz als auch von Glimmer verbunden. In einigen Bereichen der Scherzone können diese späten Bruchsysteme einen penetrativen Charakter tragen und sind für das bröcklige bzw. kohäsionslose Erscheinungsbild einiger Schiefer verantwortlich. In der Katanga Sequence ist zu beobachten, daß häufig eine späte, bruchhafte Reaktivierung von Lagenbau und Schieferung stattgefunden hat.

4.1.2.4 Falten

Die im Untersuchungsgebiet angetroffenen Falten lassen sich nach John Ramsay's Falentypen (1967) in „class 2 folds“ (kongruente Falten, Knickfalten), „class 1c folds“ und „class 3 folds“ (kongruent-ähnliche Falten, ptygmatische Falten) sowie in „class 1b folds“ (konzentrische Falten, ptygmatische Falten) einteilen.

Kongruente Falten und kongruent-ähnliche Falten können zumeist einer sehr frühen Faltungphase (F1) zugeordnet werden und kommen in allen tektono-metamorphen Einheiten vor. Im Basement Complex, in der Scherzone und in der unteren Katanga Sequence handelt es sich bei ihnen oft um abgescherte, enge bis isoklinale Intrafolialfalten (Foto 4.16, Anhang). Sie sind überwiegend in einer sehr frühen, ersten Deformationsphase (D1) unter hauptsächlich duktilen Bedingungen angelegt worden. In der oberen Katanga Sequence sind kongruent-ähnliche Faltenstrukturen zu erkennen, die durch eine Deformation noch nicht verfestigter, wasserreicher Sedimente entstanden sein könnten.

Die sehr frühen Faltengefüge der ersten Deformationsphase sind meist von kongruent-ähnlichen Falten und Knickfalten intensiv überprägt worden. Besonders deutlich ist diese jüngere Faltung (F2a) in den Schiefen der Scherzone sowie der unteren Katanga Sequence ausgeprägt, wo sie zumeist mit einer Crenulation assoziiert ist (Foto 4.17, Anhang). Ihre Bildung wird in ein erstes Stadium der zweiten Deformationsphase (D2a) eingeordnet, die wahrscheinlich unter duktil bis bruchhaften Bedingungen während des Aufstiegs in ein höheres Krustenstockwerk ablief. Die Falten dieses Deformationsstadiums sind häufig disharmonisch angeordnet und besitzen oft eine nicht zylindrische (konische) Geometrie.

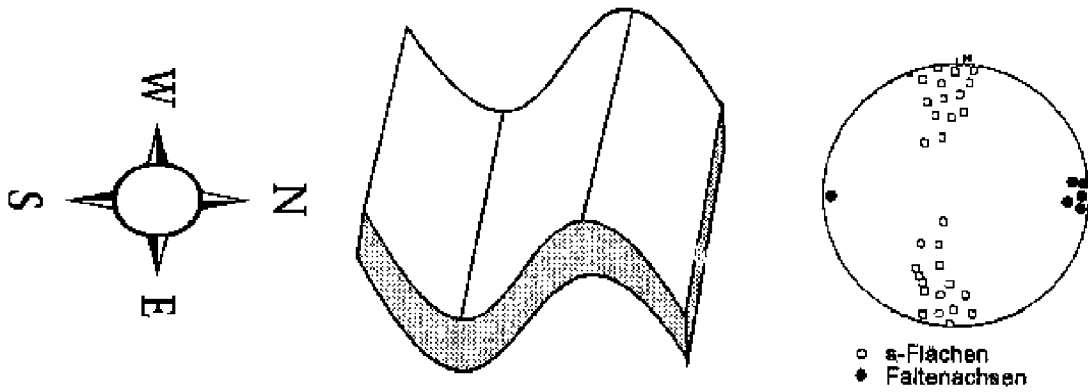
Offene Biegegleitfalten mit z.T. konzentrischer Geometrie und Monoklinalen (F2b) sind möglicherweise im letzten überwiegend bruchhaften, zweiten Stadium der zweiten Deformationsphase (D2b) entstanden und kommen in allen tektono-metamorphen Einheiten vor (Foto 4.18, Anhang). Im Gegensatz zu den zuvor beschriebenen Falentypen, die nur im mesoskopischen Maßstab aufgeschlossen sind, konnten makroskopische Biegegleitfalten ohne Schieferung auch in einer Wellenlänge von einigen Zehner-Metern beobachtet werden. In der unteren Katanga Sequence (NR 311 813) folgt der Luswishi Flußlauf einer solchen makroskopischen Struktur.

Die drei Faltungsphasen sind Ausdruck einer polyphasen lufilischen Überfaltung. Sowohl Lagenbau, als auch die Schieferungsflächen beschreiben einen π -Kreis um eine E-W streichende Achse (Abb. 4.15, Anhang). Die Faltenachsen wurden zunächst parallel zu dieser E-W streichenden Achse

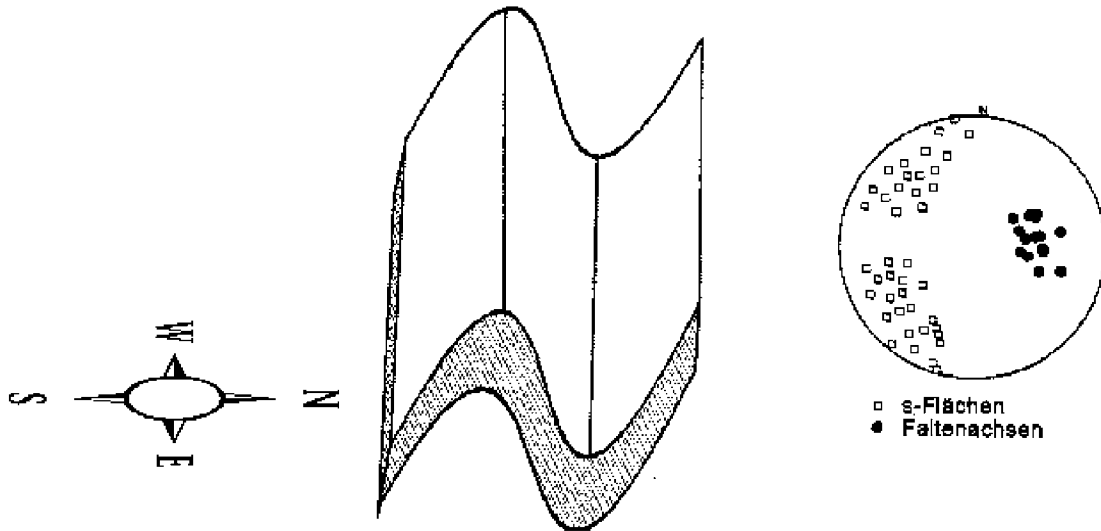
4 Strukturelle Petrologie

angelegt. Durch die tektonische Heraushebung des Dome-Kerns während der zweiten Deformationsphase erfolgte eine passive Rotation der Faltenachsen. Alle gemessenen Faltenachsen tauchen deshalb in östliche Richtung ab (Abb. 4.15, Anhang). Die Kippung des Faltenbaus ist in der unteren Katanga Sequence (mehr im Inneren des Dome) deutlicher ausgeprägt als in der oberen Katanga Sequence, wo sie nur ca. 10° beträgt (Abb. 4.15, Anhang). Die Faltenachsen deuten darüber hinaus eine Großkreisverteilung an (Abb. 4.15, Anhang), die durch progressive Überfaltung der gekippten Faltenachsen nach dem lufilischen Trend bedingt wurde. Außerdem kam es in Zusammenhang mit der tektonischen Heraushebung neben Kippung wahrscheinlich auch zu Vergenzwechsel und Rückfaltung, wie S-vergente Falten anzeigen. Innerhalb des E-W-streichenden Faltenbaus kommen gelegentlich NE-SW streichende Falten mit einer NW-Vergenz und nach NE abtauchenden Faltenachsen vor (Abb. 4.2). In der Scherzone dominieren sie den Faltenbau und sind wahrscheinlich Ausdruck einer NW gerichteten kompressiven Komponente der Transpression am Basement/Cover-Kontakt, der mit seiner NE-SW Streichrichtung schief zum E-W streichenden lufilischen Trend orientiert ist.

1. Falten nach Lufilian Trend



2. Abtauchende Falten (durch Aufdomen passiv rotiert)



3. transpressive Falten, quer zum Lufilian Trend

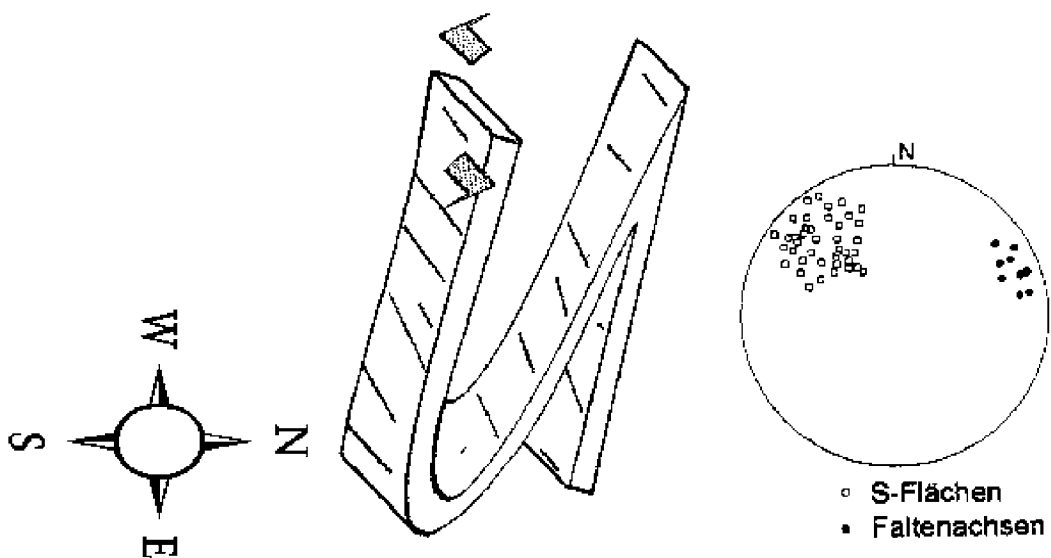


Abb.4.2: Die drei dominierenden Faltenorientierungen innerhalb des komplexen Faltungsmusters am SE-Rand des Luswishi Dome mit Polpunktverteilung im Schmidt'schen Netz (vgl. auch Abb. 4.15, Anhang).

4.1.3 Tektonische Entwicklung

Basement Complex und Katanga Sequence wurden gemeinsam während der lufilischen Orogenese in zwei Deformationsphasen überprägt (Foto 4.19, Anhang). Abgescherte, enge bis isoklinale Intrafolialfalten, Quarzbänder und Scherklasten in duktilen Schergefügen zeigen eine zum Lagenbau (s1) subparallele Einengung sowie intensive Scherung an. Sie sind Relikte der ersten Deformationsphase (D1) unter prograden Metamorphosebedingungen. Unter Peak-thermalen Metamorphosebedingungen setzte eine deutliche Temperung dieser Gefüge sowie ein häufiges porphyrisch peukiloblastisches Kristallwachstum ein. Der hauptsächliche Anteil der beobachteten Gefüge entstand durch die nachfolgende, zweite Deformationsphase (D2) unter Peak-thermalen und retrograden Metamorphosebedingungen. Sie läßt sich in ein erstes Stadium (D2a), hauptsächlich durch duktil bis bruchhafte Deformation charakterisiert, und in ein zweites Stadium (D2b) unterteilen, das durch überwiegend bruchhafte Deformation gekennzeichnet ist. Der zweiten Deformationsphase liegt ein tektonischer Transport nach N bei gleichzeitiger tektonischer Heraushebung des Basement Complex zugrunde. Daraus resultiert eine Überlagerung folgender Teilprozesse, die polyphas abliefen und sich gegenseitig überprägten (Abb. 4.3):

- Die lufilische Faltung wird durch einen tektonischen Transport nach Norden hervorgerufen und führte dazu, daß alle eingemessenen Flächenelemente auf einem π -Kreis um eine etwa E-W-streichende Achse zu liegen kommen (Abb. 4.15, Anhang). Im Gelände findet das kompressive Regime während der lufilische Faltung u.a. Ausdruck in den crenulierten Mikrogefügen (s2) mit zunächst primär angelegten, ungefähr E-W streichenden Schnittlinearen bzw. Fältelungsachsen.
- Der Aufstieg des Inneren des Dome relativ zum Äußeren verursachte eine Abschiebung der umhüllenden Einheiten relativ zum Kern des Dome. In der unteren Katanga Sequence zeugen davon „extensional crenulation cleavages“ und „hydro-fractures“ sowie „microboudinages“. Mit der Abschiebung wurden Streckungslineare ausgebildete und Faltenachsen gekippt. Die Streckungslineare und Faltenachsen sind mehr oder weniger parallel zueinander ausgerichtet und tauchen in östliche bis südöstliche Richtungen ab (Abb. 4.15, Anhang). Der Aufstieg dürfte außerdem Auslöser für die tektonische Denudation der Deckeinheiten gewesen sein, die in einigen Publikationen über den Lufilian Belt diskutiert wird (De Swardt & Drysdall 1964). Die damit verbundene isostatische Entlastung verstärkte das Aufdomen. Gleichzeitiges Absinken der effektiven Normalspannung auf potentielle Bruchflächen bei konstant hohem Fluidporendruck bewirkte eine intensive hydraulische Bruchbildung in einigen Einheiten der oberen Katanga Sequence und so die Bildung hydrothermaler Brekzien.

Schematisches Blockbild vom SE-Rand des Luswishi Dome, Zambia

Nicht maßstäblich!

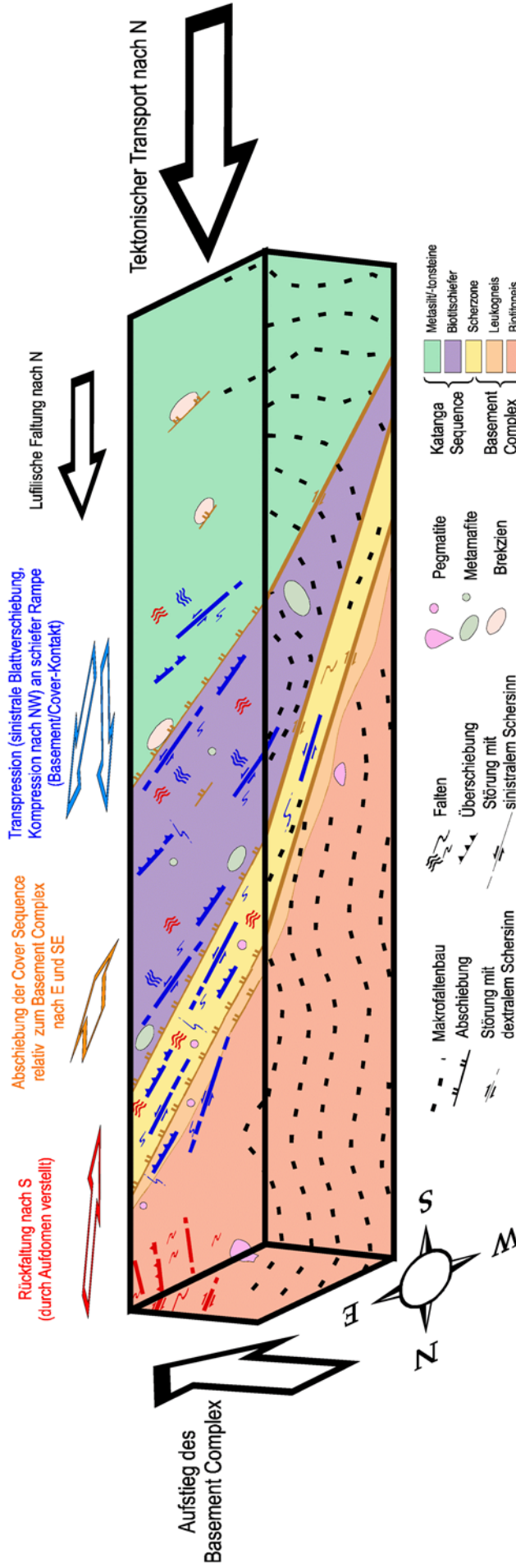


Abb. 4.3: Tektonischer Transport nach Norden bei gleichzeitiger Heraushebung des Basement Complex führt zu den dargestellten Teildeformationen mit zugehörigen Gefügeelementen.

- Während des Aufstieges des Basement Complex, der vermutlich schon in der ersten Deformationsphase eingeleitet wurde, kam es zur Ausbildung einer Straindiskontinuität am Basement/Cover-Kontakt in Form einer NE-SW streichenden Scherzone. Die Scherzone ist Ausdruck einer Entkopplung von Basement Complex und Katanga Sequence im Zuge des tektonischen Transportes nach Norden. Die zunächst duktile (S-C-Gefüge), später bruchhafte (kohäsionslose Kataklastite) Deformation in der Scherzone weist die Komponenten Kompression nach NW und sinistrale Blattverschiebung entlang der NE-streichenden Scherzone auf. Der allmähliche Übergang von einer dominierenden E-W-Streichrichtung in eine NE-SW-Streichrichtung bei der Annäherung von Süden an die Scherzone deutet eine sinistrale Rotation an, die auf den sinistralen Schersinn der Blattverschiebungskomponente hinweist. Faltenachsen und Streckungslineare in der Scherzone verlaufen annähernd parallel, was typisch für Transpressionen ist, und fallen nach NE ein.
- Mit dem Aufstieg des Basement Complex und der sinistralen Transpression zwischen Basement Complex und Katanga Sequence kam es zu einem Vergenzwechsel im lufilischen Faltenbau. Die Rückfalten besitzen eine südliche bis südwestliche Vergenz.

4.2 Texturmessungen

Im Kartiergebiet wurden 18 orientierte Proben genommen. Die Untersuchung des Probenmaterials beinhaltete u.a. die Messung der Glimmertexturen aller Proben sowie der Quarz-c-Achsentexturen von 5 Proben aus dem unmittelbaren Kontaktbereich zwischen Basement Complex und Katanga Sequence. Durch Rückorientierung werden die Texturdaten zu den geographischen Koordinaten in Bezug gesetzt. So soll ein Beitrag zum Verständnis der Deformation auch im mesoskopischen und makroskopischen Maßstab geleistet werden. Da die Glimmer aufgrund ihrer tabularen Kornform im wesentlichen die Foliationsflächen nachzeichnen, liefert ihre Regelung Informationen zur Entwicklungsgeschichte von Lagenbau und Schieferung (Weber 1981). Die Analyse der Quarz-c-Achsentexturen soll ergänzend über jüngere und schwächere Straininkremente aus der polyphasen Deformationsgeschichte informieren. Bevor auf die einzelnen Meßergebnisse eingegangen wird, erfolgt eine kurze Abhandlung der angewendeten Methodik sowie einiger theoretischer Grundlagen zum Deformations- und Regelungsverhalten der untersuchten Minerale und zur Darstellung der gemessenen Polfiguren.

4.2.1 Methodik

Die Lokalitäten der Probenpunkte sind in der Abb. 4.4 eingezeichnet und zusätzlich mit Ost- und Nordwerten des UTM-Gitters in Tab. 4.1 (Anhang) aufgeführt.

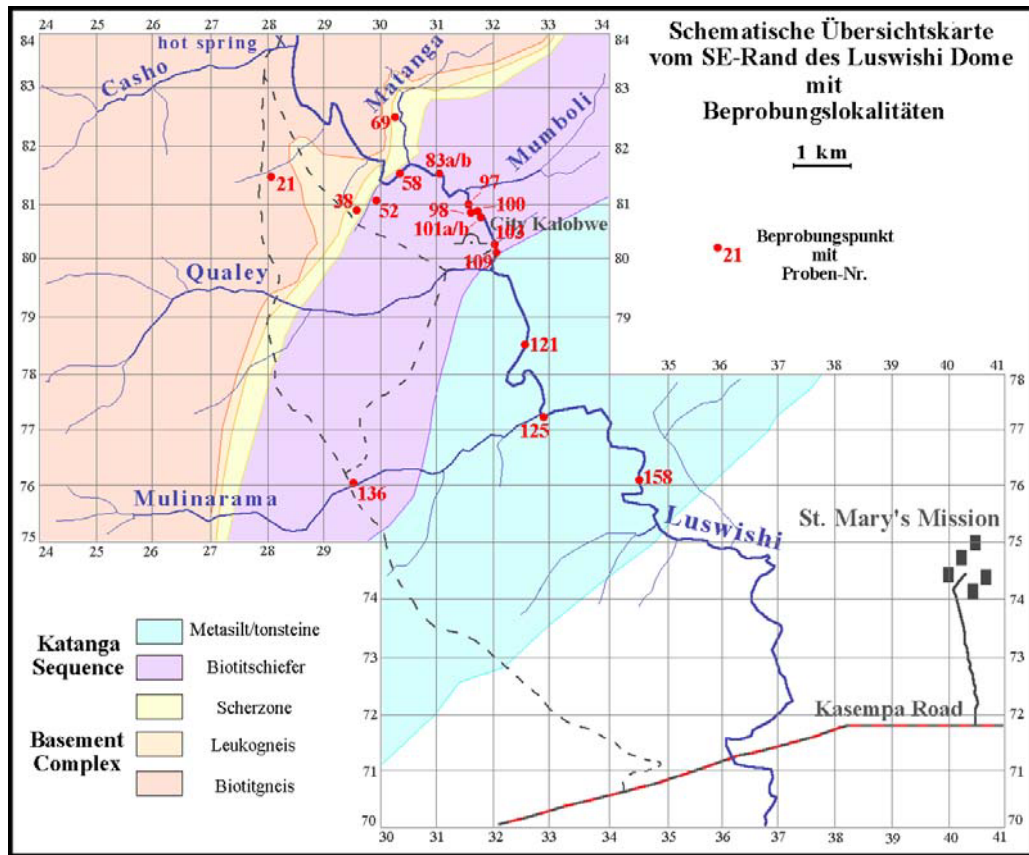


Abb. 4.4: Die Probenpunkte im Kartiergebiet (vgl. auch Tab. 4.1, Anhang).

Von jeder Probe wurden drei senkrecht aufeinander stehende, orientierte Dünnschliffe angefertigt, um aufgrund des begrenzten Kippwinkels am vierkreisigen U-Tisch (Firma Leitz) alle Orientierungen einmessen zu können. Als Referenzsystem zur Erstellung dieser drei orthogonalen Schnitte wurden das Streckungslinear L und der Lagenbau (s_1) benutzt (Abb. 4.5).

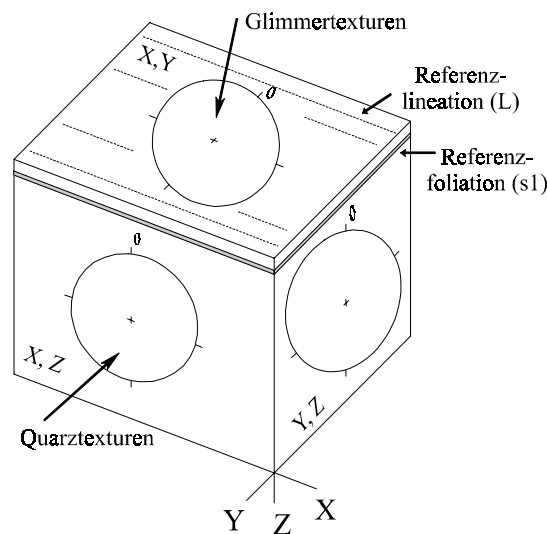


Abb. 4.5: Drei orthogonale Schnittlagen in Bezug zum Referenzlinear und zur Referenzfoliation sowie zu den dargestellten Quarz- und Glimbertexturen.

Laut Ramsay (1980) entspricht der Lagenbau dabei der XY-Ebene und das Streckungslinear der X-Richtung des finiten Strainellipsoids. Die Wiedergabe der gemessenen Texturen erfolgt im flächentreuen Schmidt'schen Netz, untere Halbkugel, als Verteilungsdichtediagramm der (001)-Flächennormalen der Glimmer bzw. der optischen Quarz-c-Achsen. Die Glimmertexturen werden in der XY-Ebene (parallel zum Lagenbau) und die Quarzregelungen in der XZ-Ebene (senkrecht zum Lagenbau) dargestellt. Zur Datenauswertung und -darstellung wurde das Programm 'ARiAne' (Adam 1989) benutzt. Dabei wurden die 7000 gemessenen Texturdaten ins Gelände zurückrotiert und so mit 800 Daten aus der Kartierung korreliert.

4.2.2 Deformations- und Reglungsverhalten der untersuchten Minerale

Die bei einer Deformation entstehenden bevorzugten kristallographischen Orientierungen werden im wesentlichen durch kristallplastische Deformation, Rekristallisation, mechanische Externrotation sowie durch Drucklösung und Neukristallisation hervorgerufen (Shelley 1989).

4.2.2.1 Quarz

Tiefquarz, die am häufigsten anzutreffende Quarzmodifikation wird aufgrund seiner Symmetrie der Kristallklasse 32 (trigonale Trapezoeder) zugeordnet. Er besitzt eine kristallographische c-Achse parallel zur optischen Achse und senkrecht dazu drei a-Achsen. Eine bevorzugte kristallographische Orientierung von Quarz entsteht bei der Deformation hauptsächlich durch Versetzungsgleiten. Versetzungen wandern bei kristallplastischer Deformation auf von der Symmetrie des Kristallgitters vorgegebenen Gleitsystemen, die sich aus Gleitebene und Gleitrichtung zusammensetzen. Daraus resultieren Muster bevorzugter kristallographischer Orientierung, die Aufschluß über die Deformationskinematik geben können. Die wichtigsten Gleitebenen sind die Basisfläche, die Rhomboederflächen und die Prismenflächen. Welche Gleitflächen im Quarzkristall aktiviert werden, hängt vom Überschreiten der für jedes Gleitflächensystem spezifischen kritischen Scherspannung ab. Sie wird maßgeblich von der Temperatur und der Strainrate beeinflusst. Bei basalem Gleiten in Richtung $\langle a \rangle$ bilden sich die Verteilungmaxima der senkrecht zu den Basisflächen stehenden c-Achse um den Foliationspol (Abb. 4.6).

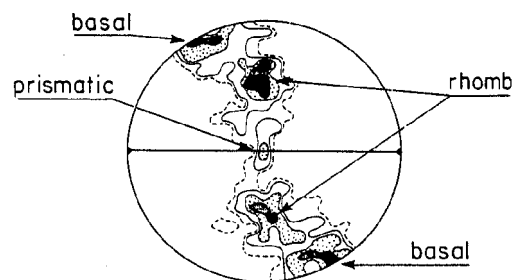


Abb. 4.6: Korrelation zwischen Lage der c-Achen-Maxima und den aktivierten Gleitebenen (Bouchez & Pecher 1981).

Prismatisches Gleiten in Richtung $\langle a \rangle$ ruft ein Maximum der zu diesen Flächen parallel liegenden c-Achsen um Y hervor, und Gleiten auf den Rhomboederflächen in Richtung $\langle a \rangle$ führt zu einem Verteilungsmaximum zwischen beiden zuvor genannten Polen. Neben den aktiven Gleitflächensystemen spielt die Symmetrie der Deformation bei der Entstehung der Verteilungsmuster von c-Achsen eine große Rolle. Bei Quarztexturen, die durch reine Scherung hervorgerufen wurden, sind Polfiguren festzustellen, die von einachsiger Plättung (oblater Strain) bis einachsiger Dehnung (prolater Strain) reichen und durch Kleinkreisverteilungen um den Foliationspol (Z) bzw. die Lineation (X) gekennzeichnet sind (Abb. 4.7.a). Einfache Scherung erzeugt die für ebene Verformung (plain Strain) typischen Gürtelverteilungen mit einer monoklinen Symmetrie, aus denen sich häufig ein Schersinn ableiten läßt (Abb. 4.7.b). In der Natur bewirkt eine komplexe Deformationsgeschichte mit Überlagerung von einfacher und reiner Scherung häufig Verteilungsmuster, die stark von diesen Idealfällen abweichen können.

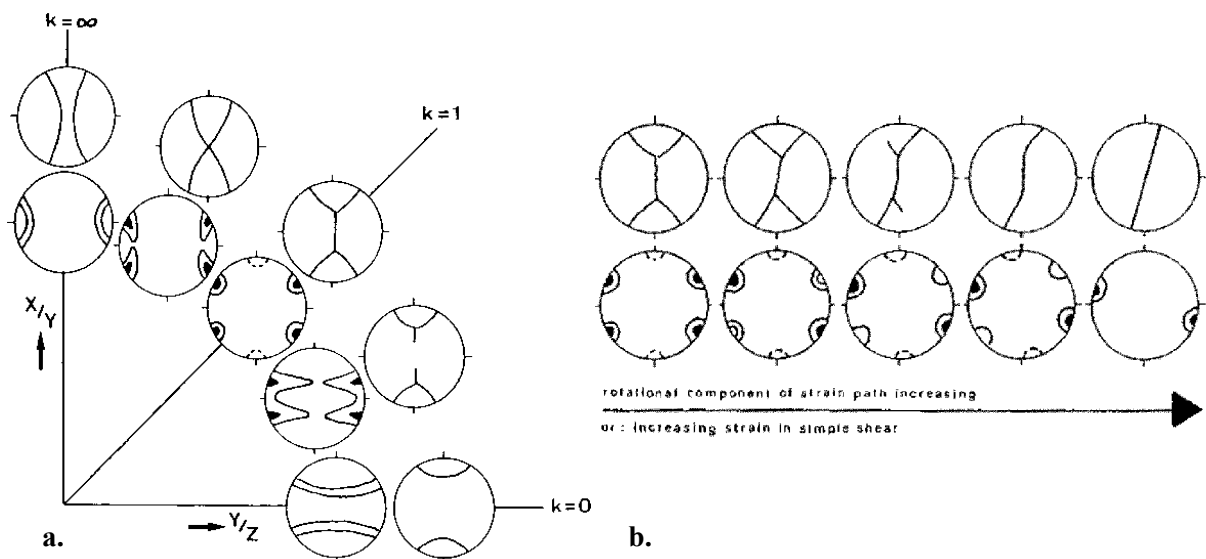


Abb. 4.7: Quarz-c- und a-Achsenverteilungen bei koaxialer (a.) und nicht koaxialer progressiver Deformation mit dextralem Schersinn (b.) (schematisch, aus Schmid & Casey 1986).

4.2.2.2 Glimmer

Die meisten Glimmer besitzen eine monokline Kristallsymmetrie und eine sehr vollkommene Spaltbarkeit nach ihrer Basisfläche (001). Die niedrigere Symmetrie und der damit verbundene Mangel an Gleitsystemen erlaubt kristallplastische Deformation nur entlang der Basisgleitfläche (001) in Richtung $[100]$ oder $\langle 110 \rangle$. Aufgrund des sich daraus ergebenden spröden Deformationsverhaltens und der anisotropen Kristallgestalt ist Externrotation dominierender Deformationsmechanismus in den meisten Metamorphiten. Davon zeugen auch häufig zu beobachtende verbogene, geknickte und zerrissene Glimmerblättchen. Ein weiterer bedeutender Vorgang zur Erzeugung von Glimmereinregelungen ist die orientierte Neukristallisation (Weber 1981). Sie beruht auf dem

schnelleren Wachstum der Glimmer in Richtung [001] bei senkrechter Orientierung der Basisflächen zur Richtung maximaler Einengung. Die orientierte Neukristallisation kann durch Drucklösung und Wiederausfällung stark intensiviert werden. Deformation führt in der Regel zur Ausbildung einer Runzelschieferung (Crenulation), die sich in einer Gürtelverteilung der [001] Richtung äußert. Durch progressive Deformation kommt es zur fortschreitenden Einregelung nach den Schieferungsflächen, was sich in der Polfigur in einer Abnahme der Gürteltendenz niederschlägt.

4.2.2.3 Quantifizierung der Glimmergefüge

Ein quantitativer Vergleich der Gefüge wird über die Eigenwertanalyse ermöglicht. Sie basiert auf der Symmetrie der Dichteverteilungsdiagramme. Eine Polfigur kann mittels eines einfachen Modellkörpers gleicher Symmetrie beschrieben werden. Bei orthorhombischer Symmetrie ist dieser Modellkörper ein allgem. Ellipsoid, bei axialer Symmetrie ein Rotationsellipsoid. Die Geometrie einer Kugel entspricht einer regellosen Verteilung. Eigenvektoren und Eigenwerte des Orientierungstensors geben die Richtungen bzw. Längen des Ellipsoids an. Aus ihnen können verschiedene Parameter zur Charakterisierung der Verteilung berechnet werden, z.B. k und c (Form und Intensität der Regelung), und erlauben so einen objektiven Vergleich verschiedener Glimmergefüge. Die Darstellung der Parameter kann analog zum Flinn-Diagramm (Flinn 1962) in einem zweiachsigem, logarithmischem Diagramm erfolgen (Woodcock 1977) (Abb. 4.13). Die Eigenvektoren stehen senkrecht aufeinander und für die zugehörigen normierten Eigenwerte gilt: $1 = s_1 + s_2 + s_3$, wobei $s_1 < s_2 < s_3$ ist. Der betragsgrößte Eigenvektor e_3 fällt mit der Position des Intensitätsmaximums zusammen. Der kleinste Eigenvektor e_1 charakterisiert die Achse einer Gürtelverteilung. Bilden die Polfiguren keine ausgesprochenen Cluster- bzw. Gürtelverteilungen (d.h. gibt es Abweichungen von der orthorhombischen Symmetrie), geben die Eigenwerte und Eigenvektoren in diesen Fällen nur näherungsweise die Form k und Intensität c der Regelung wieder. Die Form k und die Intensität c sowie die Eigenwerte und Eigenvektoren der Gefüge wurden mit dem Programm 'ARiAne' (Adam 1989) berechnet. Die Form k errechnet sich nach der Formel:

$$k = \frac{\ln(s_3/s_2)}{\ln(s_2/s_1)}$$

Für $\infty > k > 1$ beschreibt das Gefüge eine Cluster-Verteilung (vgl. Abb. 4.13). Bei Gürtelverteilung gilt $1 > k > 0$. Die die Schärfe der Einregelung wird nach der Formel $c = \ln(s_3/s_1)$ berechnet. Bei isotroper Verteilung gilt $c = 0$; c wird größer mit zunehmender Regelungsschärfe.

Die Eigenvektoren e_1 , e_2 , e_3 sowie der die Intensitätsverteilung charakterisierende Großkreis G (verbindet e_2 und e_3) sind in den Dichteverteilungsdiagrammen dargestellt.

4.2.3 Einzelergebnisse der Texturmessungen

Im Folgenden werden die Ergebnisse der Texturmessungen für jede der 18 Probe einzeln dargestellt und kurz beschrieben. In Kapitel 4.1 und Kapitel 2 ist eine ausführliche Gefügebeschreibung der Einheiten zu finden, aus deren Verband die untersuchten Proben genommen wurden. Alle Glimmerreglungen im XY-Schnitt (parallel zum Lagenbau und zum Streckungslinear) sind in Abb. 4.16 (Anhang) und in Geländeorientierung in Abb. 4.17 (Anhang) zusammengefasst. Alle Quarzstrukturen im XZ-Schnitt (senkrecht zum Lagenbau und parallel zum Streckungslinear) sind in Abb. 4.14 (Anhang) wiedergegeben.

Probe 21 (Biotitgneis, Basement Complex):

Die Glimmertextur wird durch eine deutliche Gürtelverteilung mit zwei Hauptmaxima beschrieben (Abb. 4.21/1). Sie entspricht dem typischen Verteilungsmuster einer Crenulation. Das Maximum um den Z-Pol entspricht dem Lagenbau, der mit einer Flanke der Mikrofältelung identisch ist. Das steil stehende Maximum gehört zur Schieferung. Die Crenulation ist nur andeutungsweise im Dünnschliff zu erkennen, da die Glimmer nur 10 % des Volumenanteils vom Gneis ausmachen und die einzelnen Glimmerblättchen eine Korngröße besitzen, die deutlich unter der von Quarz und Feldspat liegt. Die Glimmertextur scheint daher im wesentlichen durch das Quarz-Feldspatgefüge in ihrer Form und Gestalt festgelegt. Im Gelände fallen der Lagenbau und das Streckungslinear, das durch die Langachsen der Quarz- und Feldspatkörner definiert wird, nach NE ein (Abb. 4.21/2). Die steil stehende Schieferung streicht NE-SW.

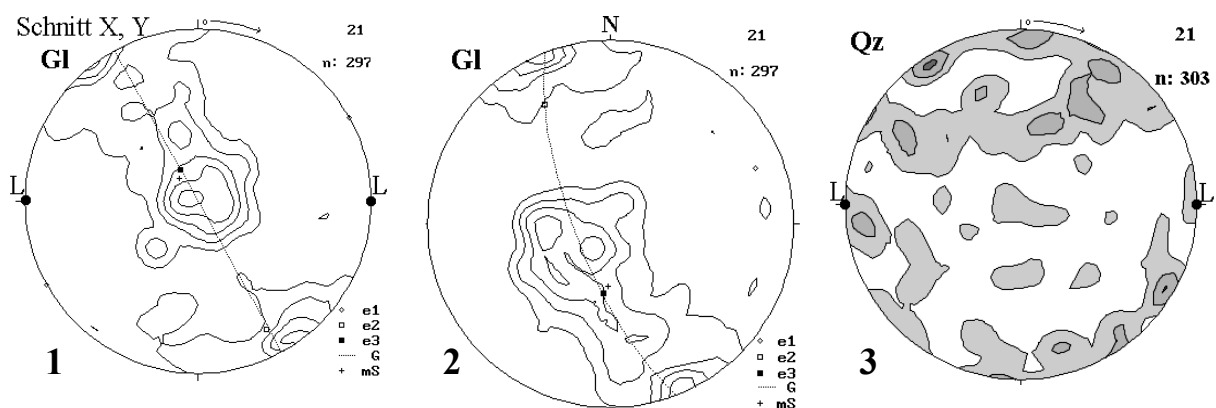


Abb. 4.21: Glimmertextur- und Quarz-c-Achsendarstellungen der Probe 21 (Biotitgneis, Basement Complex)

Die Quarz c-Achsen sind mehr oder weniger regellos verteilt (Abb. 4.21/3). Mehrere Maxima relativ geringer Intensität könnten in einer eventuellen Kleinkreisverteilung um eine Achse, die in Bezug zum Z-Pol (Foliationspol) um ca. 20 ° gekippt und sinistral rotiert wäre, zu erkennen sein. Die Kleinkreisverteilung würde in diesem Fall ein oblat verformtes Gefüge andeuten, bei dem Gleiten auf den Basisflächen dominiert. Die schiefe Lage der Quarztextur zum Glimmergefüge könnte auf eine

späte Deformation zurückzuführen sein, die im Zusammenhang mit dem im Gneis zu beobachtenden, anastomisierenden, korngrößenüberschreitenden Bruchflächensystemen stehen dürfte. Dies würde auch die geringe Regelungsschärfe erklären.

Probe 38 (Muskovitschiefer, Scherzone):

Die Glimmertextur ist eine Clusterverteilung mit deutlicher Tendenz zur Teilgürtelbildung (Abb. 4.38/1). Bei dem gemessenen Gefüge handelt es sich im Dünnschliff um ein S-C-Gefüge. Die Unterteilung des Hauptmaximums in zwei Teilmaxima wird durch die Aufspaltung der Foliation in C- und S-Flächen hervorgerufen. In den Sigma-förmigen Quarzaggregaten der Mikrolithons ist eine ältere, vom S-C-Gefüge überprägte Foliation bewahrt, die sich in dem Submaximum niedrigerer Intensität äußert. Abschließend wurde das S-C-Gefüge von einem zur primären Foliation coaxialen Deformationsereignis überprägt. Es ist überwiegend bruchhafter Natur und schlägt sich in der Polfigur als Tendenz zur Teilgürtelbildung sowie im Gelände in der inhomogenen Ausbildung des S-C-Gefüges nieder. Im Gelände fallen die S-C-Flächen nach SE (Blattverschiebung) und die primären S-Flächen (Rückfaltung) nach NE ein (Abb. 4.38/2).

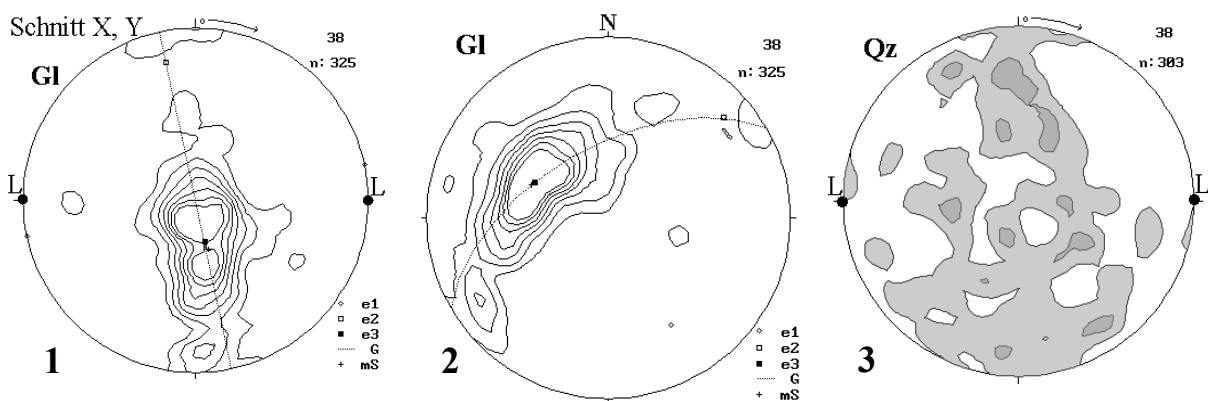


Abb. 4.38: Glimmertextur- und Quarz-c-Achsendarstellungen der Probe 38 (Muskovitschiefer, Scherzone)

Die Quarz-c-Achsen weisen eine geringe Regelungsschärfe auf, und ihre annähernde Gürtelverteilung mit einer Achse parallel zum Linear besitzt eine monokline Symmetrie (Abb. 4.38/3). Die späte Überprägung, die sich in der Großkreisverteilung der Glimmer äußert, hat wahrscheinlich auch zur Überprägung der Quarztextur geführt und ist somit neben einer nach der Scherung erfolgenden Temperung ein weiterer Grund für die geringe Regelungsschärfe in der Quarz-c-Achsenverteilung.

Probe 69 (Disthenschiefer, Scherzone):

Die Glimmertextur stellt sich als deutliche Clusterverteilung mit starker Tendenz zu perfekt axialer Symmetrie dar (Abb. 4.69/1). Der sehr kleine Winkel zwischen S- und C-Flächen des Schergefüges, hervorgerufen durch eine Plättungskomponente, führt zur Ausbildung dieses einzelnen Maximums perfekt axialer Symmetrie. Eine sehr geringe Tendenz zur Teilgürtelbildung um die porphyroblastischen Disthenklasten ist vorhanden, deren Langachsen linear, auf den nach SE einfallenden S-C-Flächen (Blattverschiebung) eingemessen, nach NE einfällt (Abb. 4.69/2).

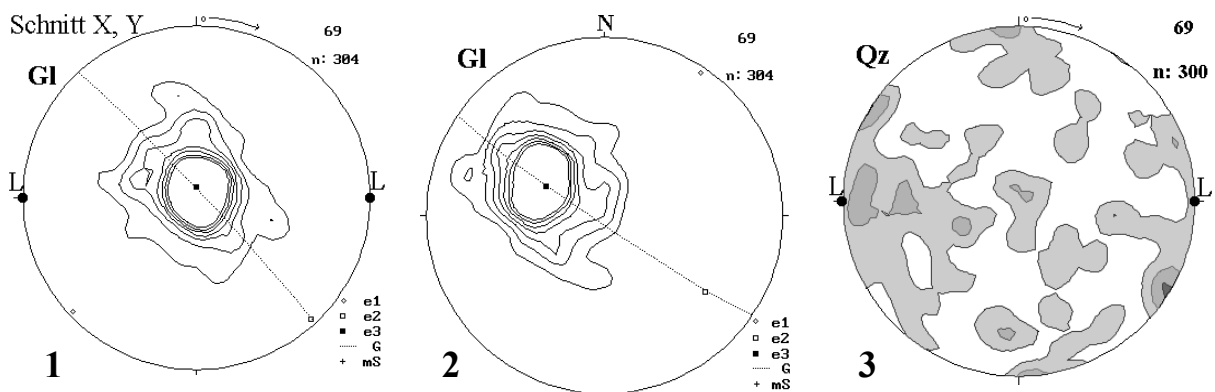


Abb. 4.69: Glimmertextur- und Quarz-c-Achsendarstellungen der Probe 69 (Disthenschiefer, Scherzone)

Die Quarztextur zeigt keine deutliche kristallographische Einreglung der gemessenen c-Achsen an, doch wird eine Häufung um die Lineation beobachtet (Abb. 4.69/3). Die geringe Regelungsschärfe ist auf eine intensive Temperung zurückzuführen, die durch das granoblastische Quarzkorngefüge angezeigt wird. Einige Maxima könnten eine leichte Tendenz zur Aufreihung entlang eines stark sinistral gekippten Schräggürtels andeuten, der fast parallel zur X-Achse verläuft. Dies würde einen sinistralen Schersinn implizieren.

Probe 52 (BSS, untere Katanga Sequence):

Das Glimmergefüge bildet eine Gürtelverteilung, die auf Crenulation zurückzuführen ist (Abb. 4.52/1). Für die geringe Regelungsschärfe könnte der für den BSS typisch hohe Gehalt an porphyroblastischen Biotit- und Granatklasten verantwortlich sein. Die Klasten bilden Inseln geringer Deformation und werden von „extensional crenulation cleavages“ umflossen. Die Scherbänder liegen parallel zum Lagenbau und begründen den Teilgürtel, der annähernd parallel zum Referenzlinear streicht. Anhand der Gefügeuntersuchungen kann nachgewiesen werden, daß das Schergefüge und die Crenulation nahezu senkrecht aufeinander stehen und sich gegenseitig überprägen haben. Das Schergefüge bildet im Gelände den Lagenbau aus, der nach SE einfällt (Abb. 4.52/2). Die Crenulation streicht NW-SE.

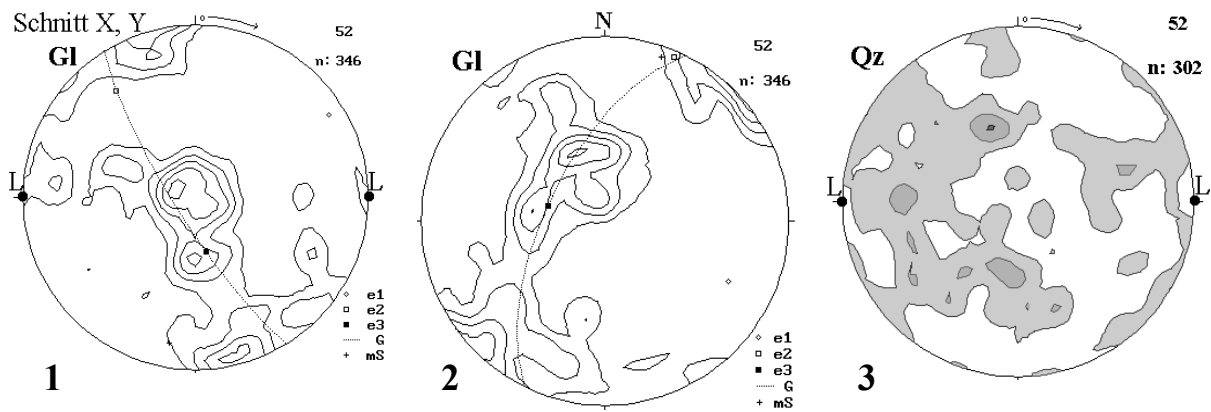


Abb. 4.52: Glimmertextur- und Quarz-c-Achsendarstellungen der Probe 52 (BSS, untere Katanga Sequence)

Die Quarztextur läßt keine deutliche Einregelung der gemessenen Quarz-c-Achsen erkennen. Die Quarz-c-Achsen könnten eventuell in einem sinistral geneigten Kreuzgürtel angeordnet sein, der um die Z-Achse rotiert wäre und so verdriftet vom Y-Pol zu liegen käme (Abb. 4.52/3). Er würde in diesem Falle auf einen sinistralen Schersinn hindeuten.

Probe 58 (BSS, untere Katanga Sequence):

Diese BSS-Probe weist eine wesentlich schwächer ausgeprägte Gürtelverteilung als die zuvor beschriebene BSS-Probe auf (Abb. 4.58/1, 4.52/1). Beide zeigen sowohl im Dünnschliff, als auch im Gelände den gleichen strukturellen Baustil, jedoch läßt sich für die hier beschriebene BSS-Probe feststellen, daß die Crenulation weniger deutlich ausgebildet ist.

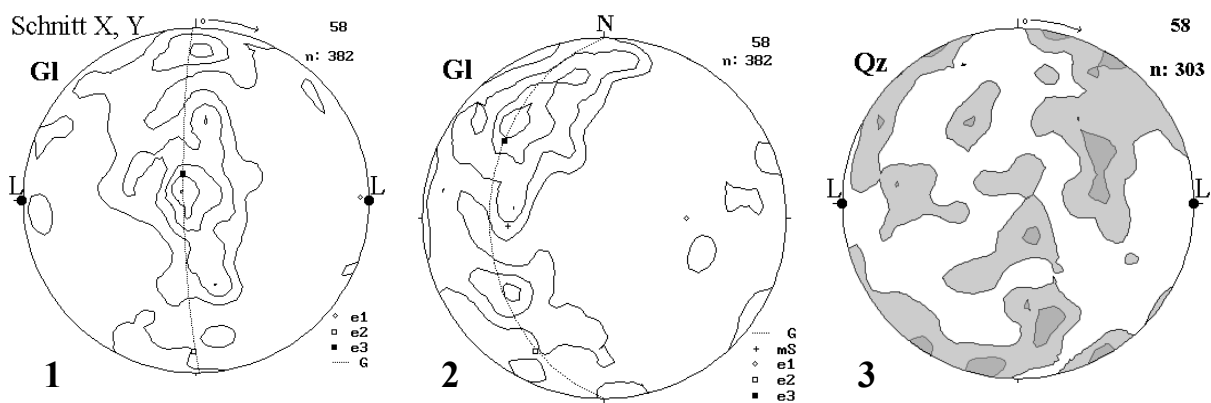


Abb. 4.58: Glimmertextur- und Quarz-c-Achsendarstellungen der Probe 58 (BSS, untere Katanga Sequence)

Die Quarztextur stellt ein mehr oder weniger unregelmäßiges Verteilungsmuster dar, das keine weiteren Aussagen zuläßt (Abb. 4.58/3).

Probe 83a (Alterationsgestein, untere Katanga Sequence):

Bei dieser Probe handelt es sich um ein feinkörniges Albitgestein (ca. 60 % Ab) mit einem relativ geringen Biotitgehalt, das wahrscheinlich aus einem Biotitschiefer hervorgegangen ist. Die offene Mikrofaltung ruft eine gleichmäßige Gürtelverteilung hervor (Abb. 4.83a/1). Die verschiedenen Untermaxima sind auf die schwach disharmonisch ausgebildete, mikroskopische „crenulation cleavage“ zurückzuführen. Im Gelände streicht die Foliation E-W und wird von nach SE einfallenden Schieferungsflächen durchschlagen (Abb. 4.83a/2).

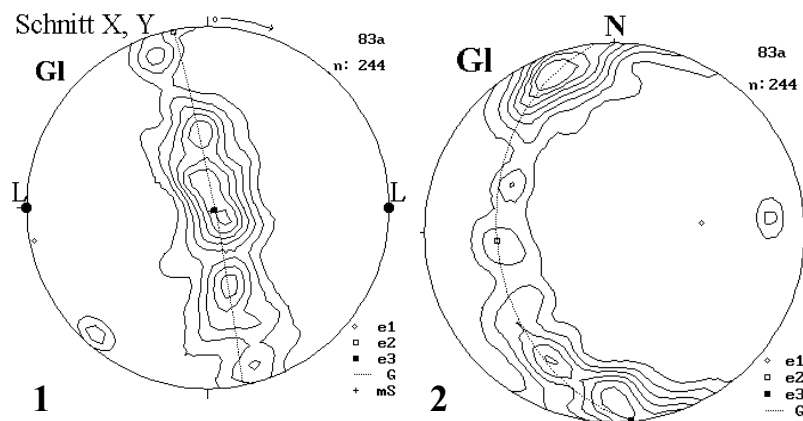


Abb. 4.83a: Glimmertexturdarstellungen der Probe 83a (Alterationsgestein, untere Katanga Sequence)

Probe 83b (Biotitschiefer, untere Katanga Sequence):

Dieser Biotitschiefer enthält bis zu 3 cm lange Quarzklasten, aus denen hervorgeht, daß sich der Lagenbau wesentlich durch Scherung herausgebildet hat. Die Crenulation bedingt eine Gürtelverteilung der Biotit-(001)-Polfigur (Abb. 4.83b/1). Der eingemessene Lagenbau fällt im Gelände nach NE, und die mit der Crenulation verbundene Schieferung nach SE ein (Abb. 4.83b/2).

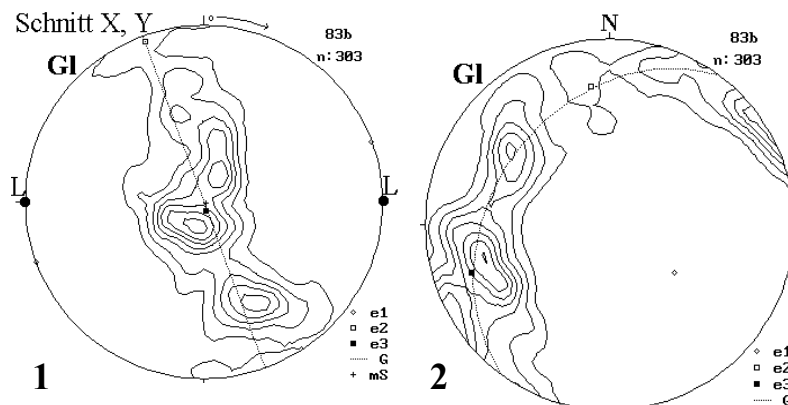


Abb. 4.83b: Glimmertexturdarstellungen der Probe 83b (Biotitschiefer, untere Katanga Sequence)

Probe 97 (Biotitschiefer, untere Katanga Sequence):

Crenulation führt zu einer Aufspaltung in ein zweigeteiltes Hauptmaximum sowie in eine Reihe von Nebenmaxima um den Schieferungspol (Abb. 4.97/1). Dabei entspricht dem Hauptmaximum der nach SE einfallende Lagenbau, die Schieferung streicht NW-SE (Abb. 4.97/2).

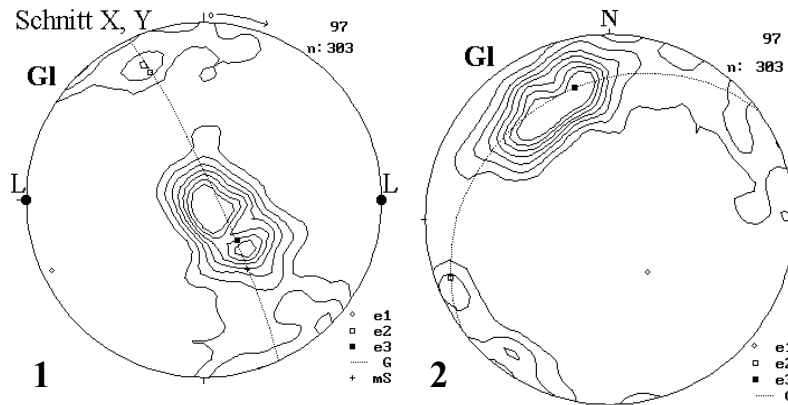


Abb. 4.97: Glimmertexturdarstellungen der Probe 97 (Biotitschiefer, untere Katanga Sequence)

Probe 98 (Biotitschiefer, untere Katanga Sequence):

Die schwach ausgebildete Gürtelverteilung zeichnet sich durch ein sehr starkes, singuläres Hauptmaximum, das den Lagenbau repräsentiert, und zwei durch die Schieferung hervorgerufene Untermaxima aus (Abb. 4.98/1). Das Streichen des Lagenbaus ist E-W. Die Schieferung tendiert ungefähr NW-SE (Abb. 4.98/2).

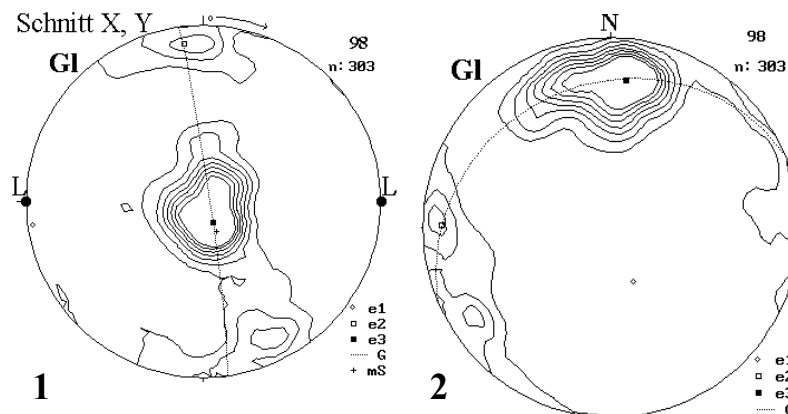


Abb. 4.98: Glimmertexturdarstellungen der Probe 98 (Biotitschiefer, untere Katanga Sequence)

Probe 100 (Biotitschiefer, untere Katanga Sequence):

In dieser Biotitschieferprobe besitzt der Biotit eine geringere Korngröße als Quarz und Skapolith. Seine Orientierungsverteilung wird daher im wesentlichen durch das Korngefüge dieser beiden Minerale bestimmt. Das beobachtete Gürtelverteilungsmuster besitzt ein deutliches Hauptmaximum um den Pol des Lagenbaus sowie Untermaxima, die durch die Schieferung bedingt sind (Abb. 4.100/1). Im Gelände fällt der Lagenbau nach SE und die Schieferung nach NE ein (Abb. 4.100/2).

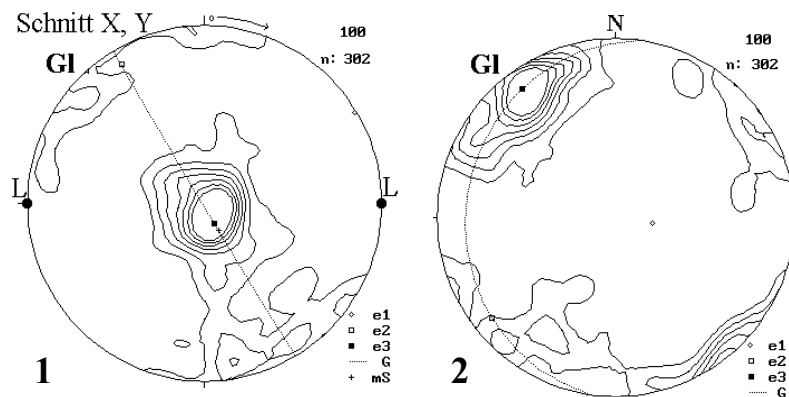


Abb. 4.100: Glimmertexturdarstellungen der Probe 100 (Biotitschiefer, untere Katanga Sequence)

Probe 101a (Biotitschiefer, untere Katanga Sequence):

Die Probe 101a ist durch ein Glimmergefüge mit Gürtelverteilung und einer relativ starken Einregelung charakterisiert (Abb. 4.101a/1). Das in zwei Untermaxima gespaltene Hauptmaximum bildet den Lagenbau ab. Die Schieferung bedingt zusätzlich ein langgestrecktes Untermaximum. Im Gelände fällt sie nach NE ein und durchschlägt die nach SE einfallende ältere Foliation (Abb. 4.101a/2). Keinen Einfluß auf das Glimmergefüge scheinen die E-W streichenden Relikte einer eventuell sedimentären Schichtung auf das Glimmergefüge zu haben.

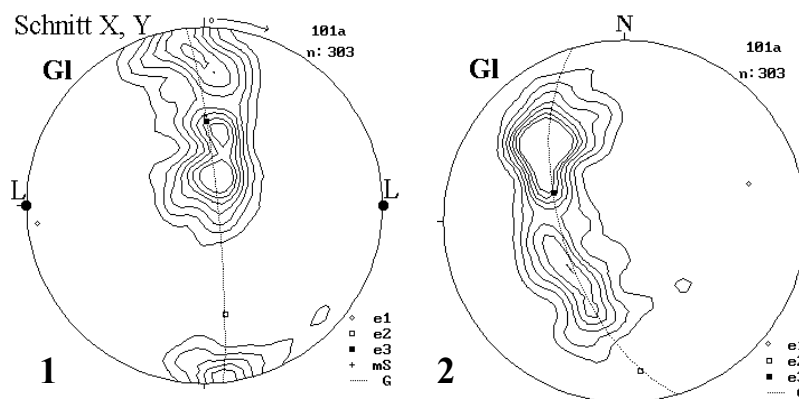


Abb. 4.101a: Glimmertexturdarstellungen der Probe 101a (Biotitschiefer, untere Katanga Sequence)

Probe 101b (Biotitschiefer, untere Katanga Sequence):

Dieser Biotitschiefer stammt vom gleichen Aufschluß wie die zuvor beschriebene Probe 101a, jedoch sind in ihm keine Relikte einer eventuell sedimentären Schichtung auffindbar. Hauptfoliation und Schieferung haben in etwa die gleiche relative Lage zueinander und besitzen im Gelände annähernd das gleiche Einfallen, wie die zuvor beschriebene Probe (Abb. 4.101b). Im Unterschied zur anderen Probe aus diesem Aufschluß ist eine deutlichere Unterteilung in zwei diskrete Maxima zu erkennen.

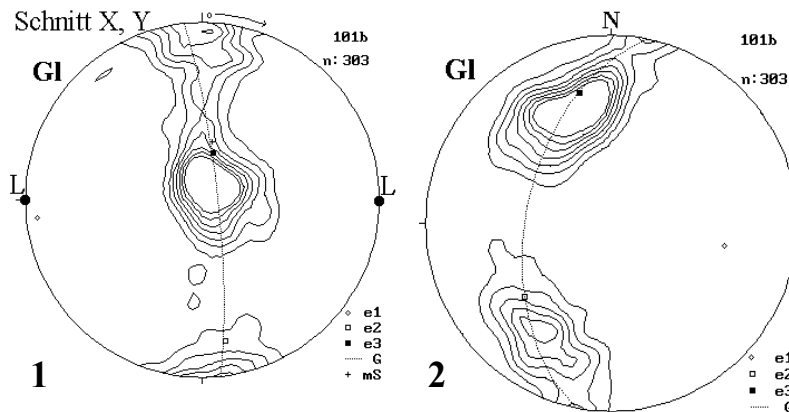


Abb. 4.101b: Glimmertexturdarstellungen der Probe 101b (Biotitschiefer, untere Katanga Sequence)

Probe 103 (Biotitschiefer, untere Katanga Sequence):

Eine stark ausgeprägte Gürtelverteilung mit starker Einregelung sind für diesen mikrogefältelten Biotitschiefer kennzeichnend (Abb. 4.103/1). Die Crenulation spiegelt sich in der Aufspaltung des Foliationsmaximums in einzelne Maxima wider. Das Maximum der Schieferung erreicht eine relativ hohe Intensität. Die Geländewerte zeigen für den Lagenbau ein NE-SW Streichen und für die Schieferung ein Einfallen nach NE (Abb. 4.103/2).

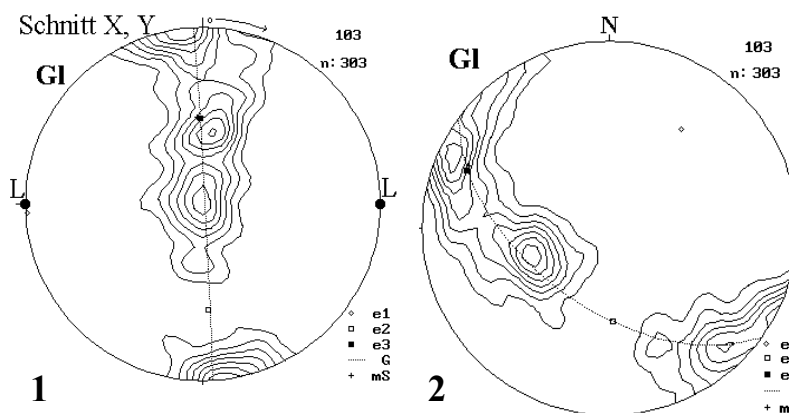


Abb. 4.103: Glimmertexturdarstellungen der Probe 103 (Biotitschiefer, untere Katanga Sequence)

Probe 109 (Biotitschiefer, untere Katanga Sequence):

Bei dieser Probe handelt es sich um einen Biotitschiefer, dessen Mikrofältelung als diskontinuierliche, enge Knickfältelung gekennzeichnet ist. Dies schlägt sich u.a. in der monoklinen Symmetrie der Gürtelverteilung und in der geringen Einregelungsschärfe nieder (Abb. 4.109/1). Die engen Knickfalten führen zu einer Hauptmaximumbildung, die annähernd mit der Schieferung zusammenfällt. Der Lagenbau ist nur durch ein Maximum mit relativ geringer Intensität repräsentiert. Im Gelände zeigt der Lagenbau ein NE-SW Streichen und die Schieferung fällt nach SE ein (Abb. 4.109/2).

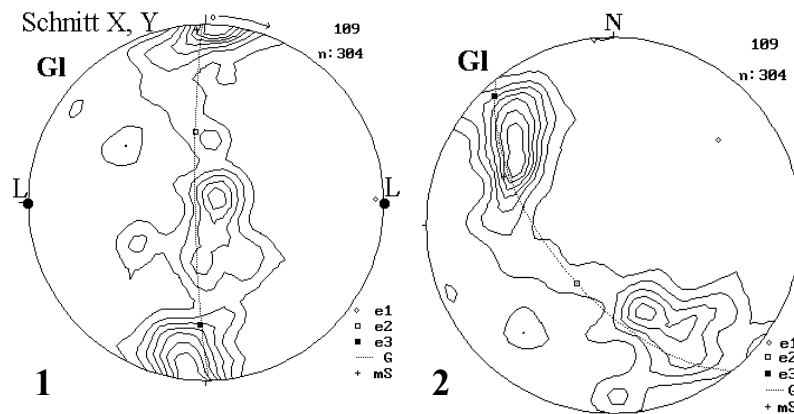


Abb. 4.109: Glimmertexturdarstellungen der Probe 109 (Biotitschiefer, untere Katanga Sequence)

Probe 136 (Biotitschiefer, untere Katanga Sequence):

Bei dieser Probe handelt es sich um einen quarzitischen Biotitschiefer, der die deutlichste Gürtelverteilung und Regelungsschärfe aller untersuchten Proben aufweist (Abb. 4.136/1).

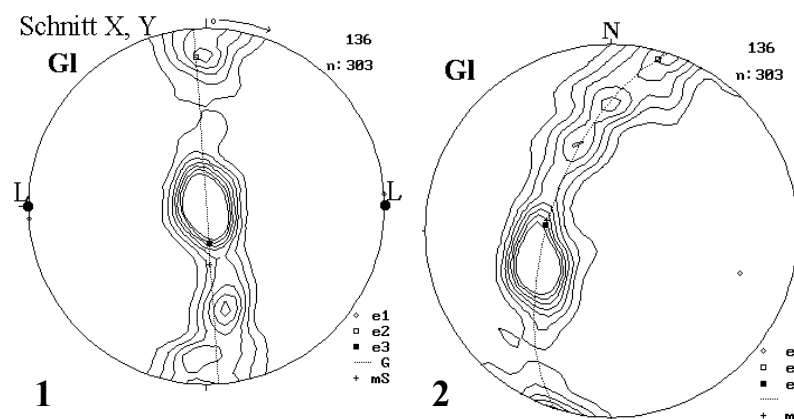


Abb. 4.136: Glimmertexturdarstellungen der Probe 136 (Biotitschiefer, untere Katanga Sequence)

Dies ist wahrscheinlich auf die nahezu einheitliche Korngröße von Quarz, Feldspat, Skapolith und Kalzit sowie auf die etwas darüber liegende Korngröße der Biotitschuppen zurückzuführen. Das Gürtelverteilungsmuster zeigt ein ausgeprägtes Hauptmaximum, das dem Lagenbau entspricht, sowie

durch Schieferungsflächen hervorgerufene Nebenmaxima geringerer Intensität. Im Gelände fällt der Lagenbau nach NE ein. Die Schieferungsflächen besitzen ein südöstliches Einfallen (Abb. 4.136/2).

Probe 121 (Metasilt/tonstein, obere Katanga Sequence):

Die Glimmertextur schlägt sich im Polpunktdiagramm in einem Gürtel mit zwei Maxima hoher Intensität (Lagenbau) sowie in einem die Schieferung repräsentierenden Nebenmaximum geringerer Intensität nieder (Abb. 4.121/1). Die Orientierungsdaten aus dem Gelände für den Lagenbau streichen E-W und für die Schieferung fallen sie nach NE ein (Abb. 4.121/2).

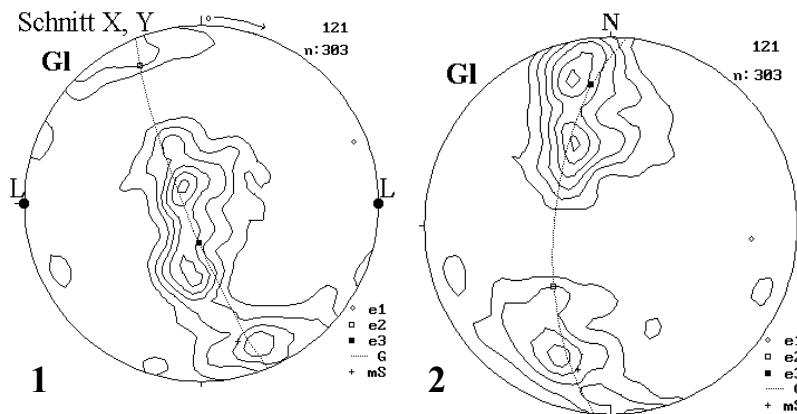


Abb. 4.121: Glimmertexturdarstellungen der Probe 121 (Metasilt/tonstein, obere Katanga Sequence)

Probe 125 (Metasilt/tonstein, obere Katanga Sequence):

Diese Probe besitzt eine relativ hohe Regelungsschärfe und eine sehr deutliche Gürtelverteilung (Abb. 4.125/1). Der Lagenbau und die Schieferung bedingen zwei Maxima hoher Intensität im Gürtelverteilungsmuster dieser Glimmertextur aus. Dabei ist der Lagenbau in zwei Untermaxima aufgespalten. Im Gelände streicht der Lagenbau E-W und die Schieferung fällt nach SE ein (Abb. 4.125/2).

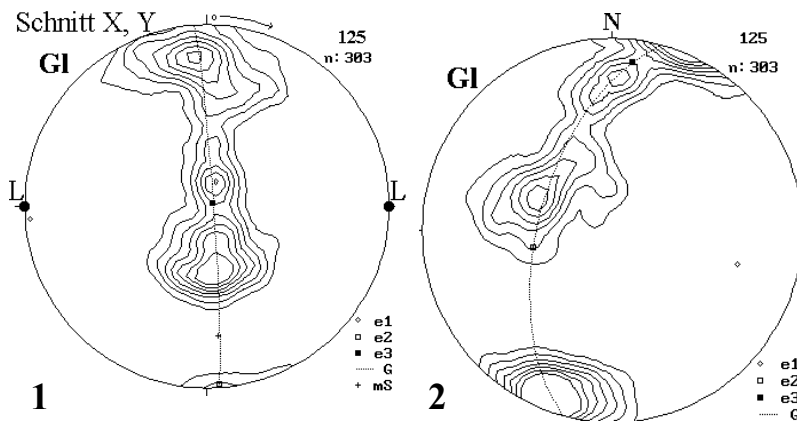


Abb. 4.125: Glimmertexturdarstellungen der Probe 125 (Metasilt/tonstein, obere Katanga Sequence)

Probe 158 (Metasilt/tonstein, obere Katanga Sequence):

Der Lagenbau bedingt ein deutliches Maximum hoher Intensität und ein weiteres Untermaximum geringerer Intensität innerhalb einer Gürtelverteilung (Abb. 4.158/1). Die Schieferung ist in zwei Maxima geringer Intensität aufgespalten. Im Gelände fällt die Schieferung nach SE ein, und der Lagenbau streicht annähernd E-W (Abb. 4.158/2).

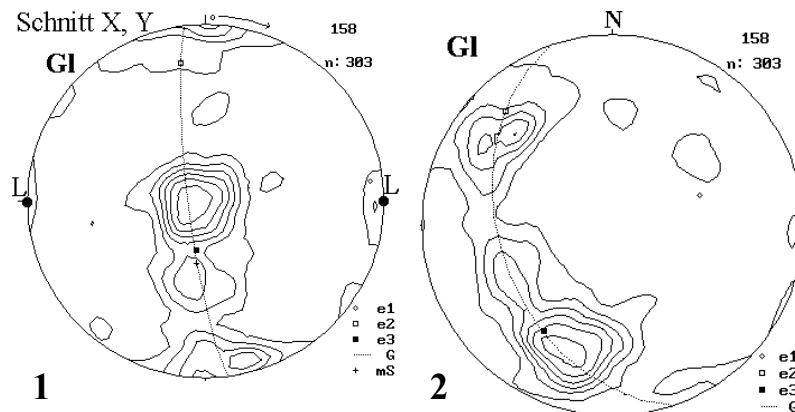


Abb. 4.158: Glimmertextur- darstellungen der Probe 158 (Metasilt/tonstein, obere Katanga Sequence)

4.2.4 Interpretation der Glimmergefüge

Die Polfiguren weisen die folgenden gemeinsamen Merkmale auf (Abb. 4.14).

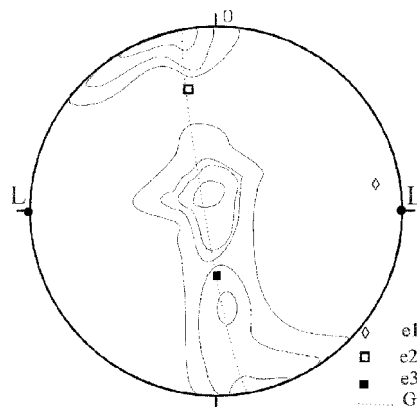


Abb. 4.14: Schematische Polfigur, die typische Symmetrieeigenschaften der untersuchten Glimmertexturen vereint.

1. Die Glimmertexturen bilden mehr oder weniger deutliche Gürtelverteilungen aus.
2. Innerhalb der Gürtelverteilungen sind mehrere Intensitätsmaxima enthalten.
3. Die Maxima bilden ebenfalls Teilgürtelgefüge aus, die schief zum Gürtel der globalen Glimmertextur streichen.
4. Einige Maxima weisen zwei aufeinander stehende Teilgürteltrends auf.

5. Viele Gürtelverteilungen besitzen eine S-förmig gebogene Gestalt.
6. Die Eigenvektoren fallen nicht mit dem Intensitätsmaximum bzw. dem Referenzlinear zusammen.

Zu 1. Die Glimmertexturen bilden mehr oder weniger deutliche Gürtelverteilungen aus.

Die Gürtelverteilungen sind Ausdruck einer Crenulation, die durch eine oszillierende Anordnung der Glimmer im mikroskopischen Maßstab hervorgerufen wird. Im Allgemeinen versteht man unter einer Crenulation ein Überprägungsgefüge, das Folge einer Umorientierung bzw. einer progressiven Überprägung der älteren Anisotropiefläche (primäre Foliation) zu einer neuen Fläche (Schieferung) senkrecht zur Einengungsrichtung der Deformation ist. Bei einer symmetrischen Crenulation steht die Einengungsrichtung senkrecht auf der älteren Anisotropiefläche (z.B. im Scharnierbereich einer Falte), und bei einer asymmetrischen Crenulation nimmt die Einengungsrichtung einen spitzen Winkel zur Anisotropiefläche ein (z.B. im Schenkelbereich einer Falte). Überprägungsgefüge, die unter dem Begriff Crenulation zusammengefaßt werden, sind im Untersuchungsgebiet auf vielfältige Weise entstanden. Das Trennflächengefüge parallel zum Lagenbau der Gneisprobe 21, mesoskopisch als „continuous cleavage“ charakterisiert, weist eine mikroskopische Crenulation auf, die auf eine makroskopische Überfaltung zurückzuführen ist. In der Probe 38 überprägt ein S-C-Gefüge eine ältere Foliation. Innerhalb der daraus resultierenden Tendenz zur Gürtelverteilung bilden die S-C-Flächen einen Teilgürtel aus. Eine nachfolgende schwache Überprägung, die koaxial zur primären Foliation ist, verstärkt die Tendenz zur Gürtelverteilung. Weitere komplexe Überprägungsgefüge werden durch einige Gürtelverteilungen von Proben aus der unteren Katanga Sequence beschrieben (z.B. Probe 52). Zur Gürtelausprägung führte hier eine wechselseitige Überprägung von Schergefügen („extensional crenulation cleavages“) und Mikrofältelung. In anderen Proben der unteren Katanga Sequence (z.B. 109, 102) ist die Anlage einer mikroskopischen Knickfältelung für die Bildung von Gürtelverteilungen verantwortlich.

Zu 2. Innerhalb der Gürtelverteilungen sind mehrere Intensitätsmaxima enthalten.

Die Aufspaltung der Intensitätsmaxima ist Ausdruck mehrerer diskreter Flächensysteme, die während der Genese einer Crenulation entstehen. So kommt es bei der Herausbildung einer Knickfältelung zur Bildung mehrerer Flächensysteme in Form von konjugierten Knickbändern (Abb. 4.9, 4.10). Darüber hinaus sorgen Straindiskontinuitäten, durch Klasten, Porphyroblasten oder Materialwechsel hervorgerufen, ebenfalls zur Ausbildung zahlreicher Knickbänder und Mikroscherflächen, die sich in zusätzlichen Maxima in der Intensitätsverteilungen äußern können.

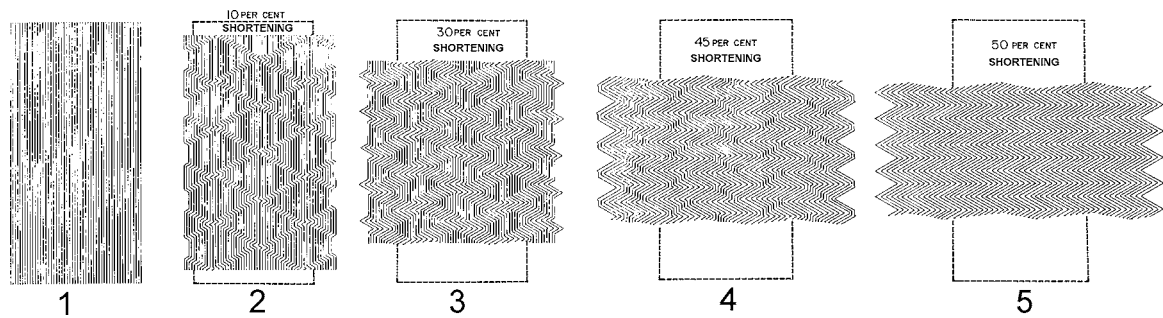


Abb. 4.9: Progressive Entwicklungsstadien einer Knickfältelung (Patterson & Weiss 1966).

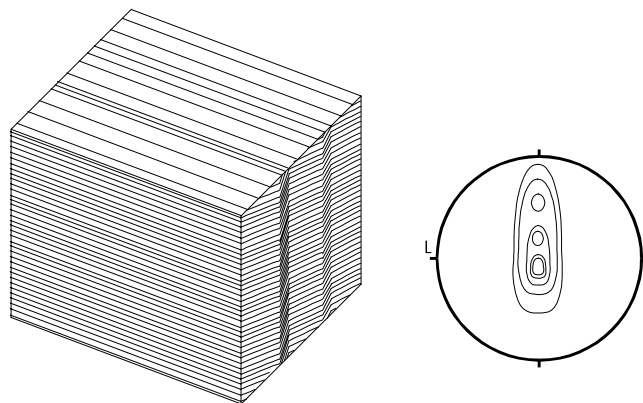


Abb. 4.10: Eine heterogen ausgebildete Crenulation, z.B. durch eine ungleichmäßige Drucklösung angelegt, kann mehrere Intensitätsmaxima hervorrufen.

Zu 3. Die Maxima bilden ebenfalls Teilgürtelgefüge aus, die schief zum Gürtel der globalen Glimmertextur streichen.

Da eine Crenulation aus einer Überprägung eines primären Gefüges hervorgeht, finden die Relikte des primären Gefüges auch ihren Niederschlag im Glimmerverteilungsmuster. Häufig unterscheiden sie sich in ihrer Symmetrie oder besitzen eine andere Orientierung als das sie überprägende Gefüge. In den Glimmertexturen der untersuchten polyphas deformierten Proben werden deshalb schiefe Teilgürtel innerhalb der Gürtelverteilung als Relikte älterer Straininkremente interpretiert. Im Zuge progressiver Deformation und gleichzeitiger Externrotation führte eine wiederholte Überprägung der rotierten primären Gefüge zu Gürtelverteilungen mit schiefen Teilgürteln.

Zu 4. Einige Maxima weisen zwei aufeinander stehende Teilgürteltrends auf.

Dünnschliffbeobachtungen haben ergeben, daß der nahezu senkrecht zur gesamten Gürtelverteilung orientierte Teilgürtel durch ein Schergefüge hervorgerufen wird, das überwiegend parallel zum Lagenbau verläuft und meist eine „extensional crenulation cleavage“-Charakteristik trägt. Die Gürtelverteilung, die das gesamte Glimmergefüge beschreibt, ist auf eine Crenulation zurückzuführen, deren Schnittlinear ungefähr parallel zum Streckungslinear des Schergefüges orientiert ist (Abb. 4.11). Gra-

natporphyroblasten im BSS lassen in Bezug zu beiden Teilgefügen eine syntektonische Genese erkennen.

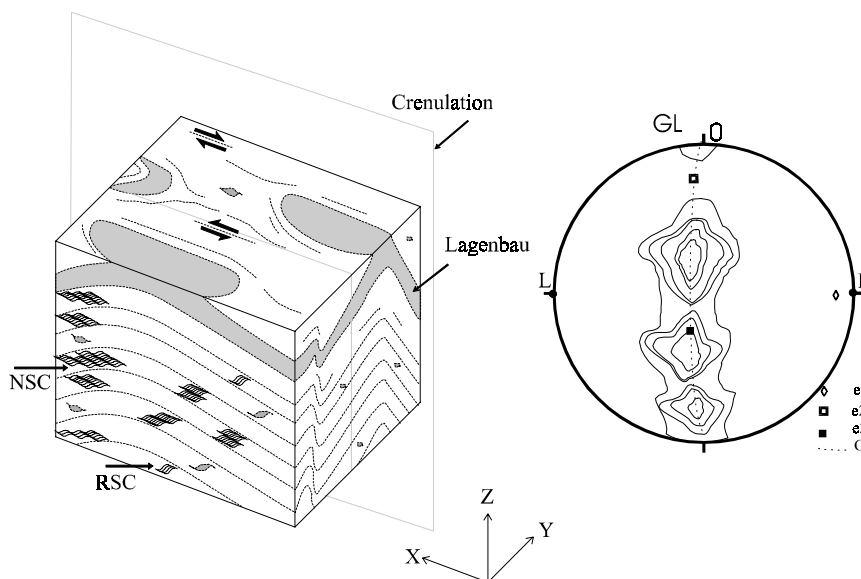


Abb. 4.11: Ein Schergefüge („normal-slip crenulation“ (NSC) bzw. „reverse-slip crenulation“ (RSC)) subparallel zum Lagenbau und eine Crenulation (periklinale En echelons) bilden in einigen Biotitschiefern der unteren Katanga Sequence konjugierende Teilgefüge mit Streckungslinear annähernd parallel zum Fältungslinear aus. Innerhalb der Glimmertextur ist diese Gefügesymmetrie an zwei aufeinander stehenden Teilgürteltrends in den Maxima zu erkennen.

Zu 5. Viele Gürtelverteilungen besitzen eine S-förmig gebogene Gestalt.

Die S-förmige Gestalt der Glimmergürtel zeigt an, daß die Schieferung und die Mikrofältelung nicht tautozonal zueinander orientiert sind. Dieses Phänomen kann durch die schon unter Punkt 2 erwähnte Externrotation hervorgerufen worden sein. Eine zunächst angelegte Fältelung wird innerhalb eines Spannungsfeldes rotiert und erlangt so eine schiefe Lage zur während progressiver Deformation ausgebildeten Schieferung.

Von Hanmer (1979) wird eine weitere Entstehungsmöglichkeit vorgeschlagen. Demnach wird die Ausbildung einer Crenulation durch die Orientierung sowohl der planaren (s_1) als auch der linearen Anisotropie (L_1) bestimmt. Die Fältelungsachsen bzw. Schnittlineare der Crenulation bilden sich deshalb bevorzugt parallel zum vorhanden Linear aus. Die Diskrepanz zwischen der Orientierung der Crenulation und dem Stressfeld wird durch die Aktivierung von Mikroscherflächen kompensiert, die schief und deshalb nicht tautozonal zum Linear orientiert sind (Abb. 4.12). Nach diesem Model kann auch die bevorzugte Ausbildung der Mikrofältelung parallel zum vorhandenem Streckungslinear in den Einheiten der Katanga Sequence erklärt werden.

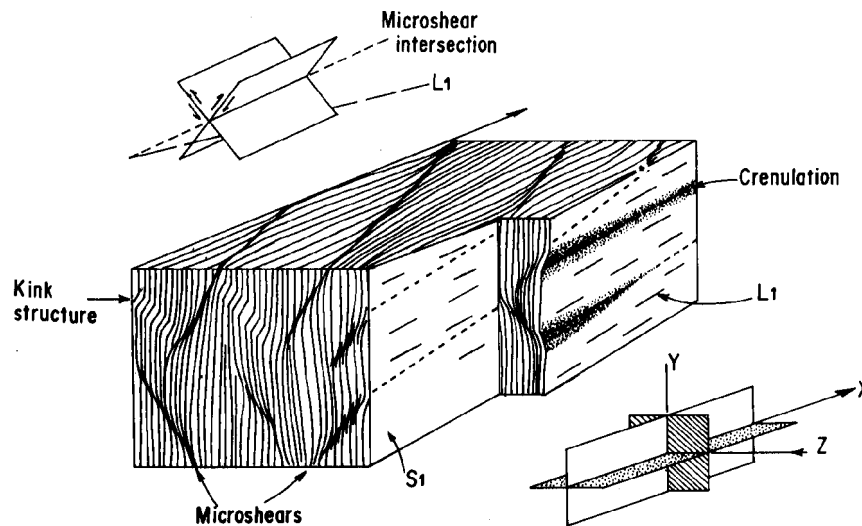


Abb. 4.12: S1 und L1 bilden eine planare und lineare Anisotropie aus und definieren somit die Orientierung der Crenulation. Die Diskrepanz zwischen Spannungsfeld und Orientierung der Crenulation wird durch die Aktivierung von nicht tautozonal zur Mikrofältelung angelegten Mikroscherflächen kompensiert (Hanmer 1979).

Zu 6. Die Eigenvektoren fallen nicht mit dem Intensitätsmaximum bzw. dem Referenzlinear zusammen.

Die unter den vorangegangenen Punkten aufgeführten internen Symmetrieeigenschaften der dargestellten Gürtelverteilungen, wie aufgespaltene Intensitätsmaxima, schiefe und aufeinander stehende Teilgürtel und konjugierende, nicht tautozonale Flächen, tragen zur monoklinen Externsymmetrie bei, die Ausdruck in der Diskrepanz zwischen den Richtungen der Eigenvektoren und den ausgebildeten Maxima bzw. Gürtelachsen findet (die Eigenwertanalyse gibt nur die Form und Stärke des am besten zu der monoklinen Glimmertextur passenden, orthorhombischen Dichteverteilungsmusters wieder).

4.2.4.1 Interpretation der Parameter k und c (Form und Schärfe der Intensitätsverteilung)

Auf der Basis der berechneten Parameter k und c (Form und Schärfe der Intensitätsverteilung) wurden die untersuchten Glimmertexturen in einem Woodcock-Diagramm dargestellt (Abb. 4.13). Die Proben aus der Scherzone liegen im Bereich der Clusterverteilungen und die Proben aus dem Basement Complex und der Katanga Sequence im Feld der Gürtelverteilungen. In Probe 69 aus der Scherzone führte Scherung zur Ausbildung eines S-C-Gefüges unter retrograder Umwandlung des Basement-Gneises in Muskovitschiefer. Eine gleichzeitige oder nachfolgende Plättung verstärkte die Einreglung nach den C-Flächen des Schergefüges. Daher resultiert die äußerst deutliche Clusterverteilung.

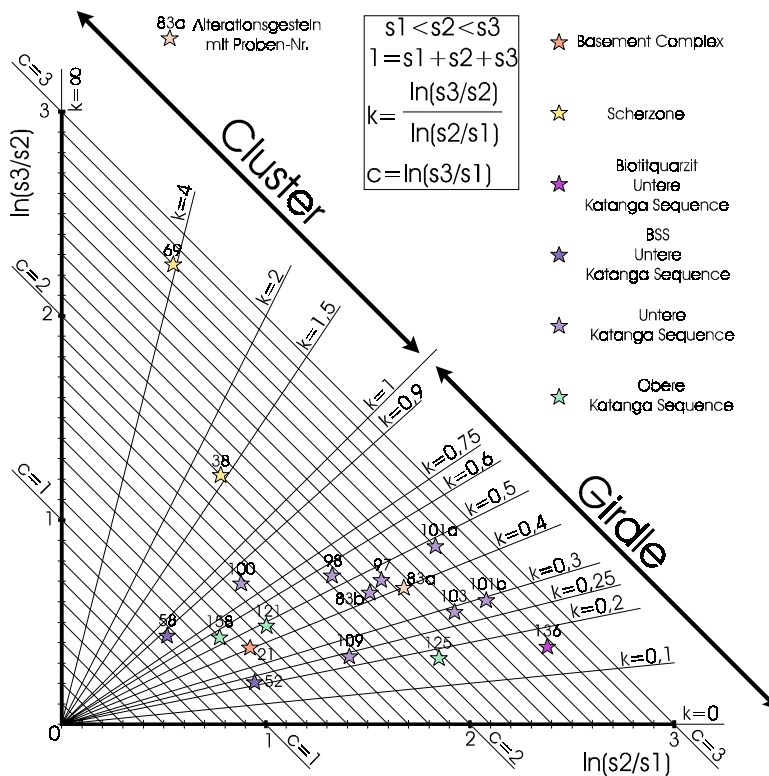


Abb. 4.13: Glimmertexturen im Woodcock-Diagramm. s_1, s_2, s_3 = Eigenwerte, k = Form der Glimmertextur, c = Schärfe der Intensitätsverteilung

In Probe 38 aus der Scherzone erfolgte nach der Anlage eines ausgeprägten S-C-Gefüges eine schwache koaxiale Deformation, die sich in einer leichten, offenen Crenulation niederschlägt. Relikte einer Schieferung, die älter als das Schergefüge und koaxial zur späten Crenulation sind, tragen außerdem zu einer Teilgürteltendenz und somit zu einer weniger deutlichen Clusterverteilung in dieser Probe bei. Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß schiefe Pressung und dominierende einfache Scherung in der Scherzone eine ebene Verformungssymmetrie hervorriefen und daher zur überwiegenden Ausbildung von Gefügen in den untersuchten Proben führten, die für S-Tektonite charakteristisch sind.

In den Proben des Basement Complex und der Katanga Sequence führte die Überlagerung von konjugierenden Teilprozessen, wie Scherung („extensional crenulation cleavage“) parallel zum Lagenbau und Crenulation senkrecht dazu, oder die Überprägung zweier, z.B. durch Externrotation unterschiedlich orientierter Deformationsgefüge zu Gürtelverteilungen. Die untersuchten Glimmertexturen aus dem Basement Complex und der Katanga Sequence weisen deshalb eine nicht ebene Verformungssymmetrie auf.

Die untersuchten Glimmertexturen decken einen Bereich ab, der eine große Schwankung in der Regelungsschärfe zeigt. Besonders geringe Regelungsschärfen weisen die BSS-Proben 58 und 52 auf. Zahlreiche porphyroblastische Biotite, Granate und Quarzaggregate in relativ feinkörniger Matrix bilden Straininhomogenitäten aus, die eine homogene Ausprägung eines Schergefüges bzw. einer

homogenen Crenulation verhindern. In Probe 136 hingegen besitzen alle Körner eine nahezu einheitliche Korngröße und erklären so die hohen Anisotropiewerte dieses Glimmergefüges.

4.2.5 Interpretation der Quarztexturen

Alle gemessenen Quarztexturen besitzen eine geringe Regelungsschärfe, aus der sich keine zuverlässigen Aussagen über die Symmetrie der ausgeprägten Gefügeverformung treffen lassen (Abb. 4.14, Anlage). Die geringe Regelungsschärfe kann auf statische Rekristallisation (getemperte Korngefüge) und auf ein weiteres Deformationsstadium (späte Mikrobruchsysteme) nach Anlage der Glimmertexturen zurückgeführt werden. Außerdem erlaubt der geringe Quarz-Volumenanteil von nur ca. 30 % im BSS und im Gneis keine deutlichere Ausbildung einer Vorzugsorientierung. Schwach angedeutete Vorzugsorientierungen charakterisieren daher hauptsächlich spätere Straininkremente und geben nicht die Symmetrie der Deformation wieder, die zur Anlage der Glimmertexturen führte. In der Darstellung der Quarztexturen wurde auf Symmetriemerkmale hingewiesen, die eventuell Relikte einer duktilen, frühen Scherung darstellen und mit in den Dünnschliffen beobachteten Schersinnindikatoren korrelieren. Obwohl die dadurch angezeigten Transportrichtungen in das in dieser Arbeit entworfene strukturelle Bild passen, sind sie nur innerhalb der isolierten Aufschlüsse von Bedeutung und lassen keine Schlußfolgerungen über regionale Transportrichtungen zu, da aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse unklar bleibt, in welchem Zusammenhang sie zum makroskopischen Baustil stehen.

4.2.6 Die Texturen im makroskopischen und mikroskopischen Kontext

Straininhomogenitäten verursachen „strain partitioning“ im makroskopischen bis mikroskopischen Bereich. Daraus resultieren konjugierende Teildeformationen.

Die sich bei transpressiver Deformation überlagernden Teildeformationen (sinistrale Blattverschiebung, Kompression nach NW) führten in den beprobten Einheiten der Scherzone zur Ausbildung zweier konjugierender, mikroskopischer Teilgefüge mit einer gemeinsamen XY-Ebene (Hauptfoliation s_1). Die anderen makroskopischen Teildeformationen, wie lufilische Faltung bzw. Rückfaltung und SE-gerichtete Abschiebung treten in den Hintergrund. Scherung in X-Richtung führte in den Proben aus der Scherzone zur Ausbildung einer Scherfoliation (S-C-Gefüge) in der XY-Ebene, und Einengung senkrecht dazu verstärkte die Einregelung in der XY-Ebene. Faltenachsen und Streckungslineare sind parallel und die Proben besitzen überwiegend das Gefüge von S-Tektoniten. Lufilische Faltung bzw. Rückfaltung bewirkten in einigen Schiefen der Scherzone die Bildung von Crenulationsgefügen.

4 Strukturelle Petrologie

In den Proben aus dem Basement Complex und der Katanga Sequence dominieren die mikroskopischen Teilgefüge der Teildeformationen lufilische Faltung bzw. Rückfaltung sowie SE-gerichtete Abschiebung. Die beiden transpressiven Teildeformationen (sinistrale Blattverschiebung, Kompression nach NW) bildeten sich nur schwach ab. Zwei konjugierende, mikroskopische Teilgefüge markieren hier zwei unterschiedliche, nahezu senkrecht aufeinander stehende XY-Ebenen. Abschiebung in östliche bis südöstliche Richtung (X-Richtung) ist von der Ausbildung eines Schergefüges („extensional crenulation cleavage“) in der XY-Ebene begleitet, und eine konjugierende Crenulation mit der Fältelungsachse parallel zur X-Richtung des Schergefüges führt zur Anlage einer Schieferung nahezu senkrecht dazu in der XZ-Ebene des Schergefüges. Faltenachse und Streckungslinear sind parallel zueinander angelegt, und die Proben besitzen zumeist das typische Gefüge von L-Tektoniten. Externrotation während progressiver Deformation und Faltung schief zum lufilischen Trend durch die transpressiven Komponenten (sinistrale Blattverschiebung, Kompression nach NW) führten außerdem zur Ausbildung von weiteren Überprägungsgefügen in den Proben aus der Katanga Sequence und dem Basement Complex.

Die Entstehung der untersuchten Glimmertexturen wird zum überwiegenden Teil in das erste Stadium der zweiten Deformationsphase (D2a) eingeordnet. Aus der Darstellung der Glimmertexturen in Geländeorientierung geht hervor, daß sie nachfolgend von einer E-W-tendierenden, makroskopischen Faltung (F2b) überprägt und passiv durch das Aufdomen in östliche Richtung abtauchende Lage rotiert wurden. Die untersuchten Quarztexturen weisen außerdem Symmetriemuster auf, die ebenfalls für eine spätere Überprägung nach der Anlage der Glimmertexturen in jüngerer Deformationsgeschichte (D2b) sprechen. Beobachtete Mikrobruchsysteme in den Proben charakterisieren diese späte Deformation und sind im wesentlichen für die geringe Reglungsschärfe der Quarztexturen verantwortlich.

5 Metamorphe Petrologie

Dieses Kapitel basiert auf Geländebeobachtungen, auf petrographischen Untersuchungen von Dünnschliffen mit dem Durchlichtmikroskop, auf Mikrosondenanalysen und Bestimmungen mit dem Röntgendiffraktometer. In der Karte über die Verteilung pan-afrikanischer Metamorphite in Sambia (Ramsay & Ridgway 1977) wird das den Kern des Dome ausmachende Kristallin des Basement Complex der Amphibolitfazies zugeordnet. Die umhüllenden Metasedimente der Katanga Sequence beschreiben einen mit zunehmender Entfernung vom Innern des Dome abnehmenden Metamorphosegrad bis hin zur Grünschieferfazies (Abb. 5.1).

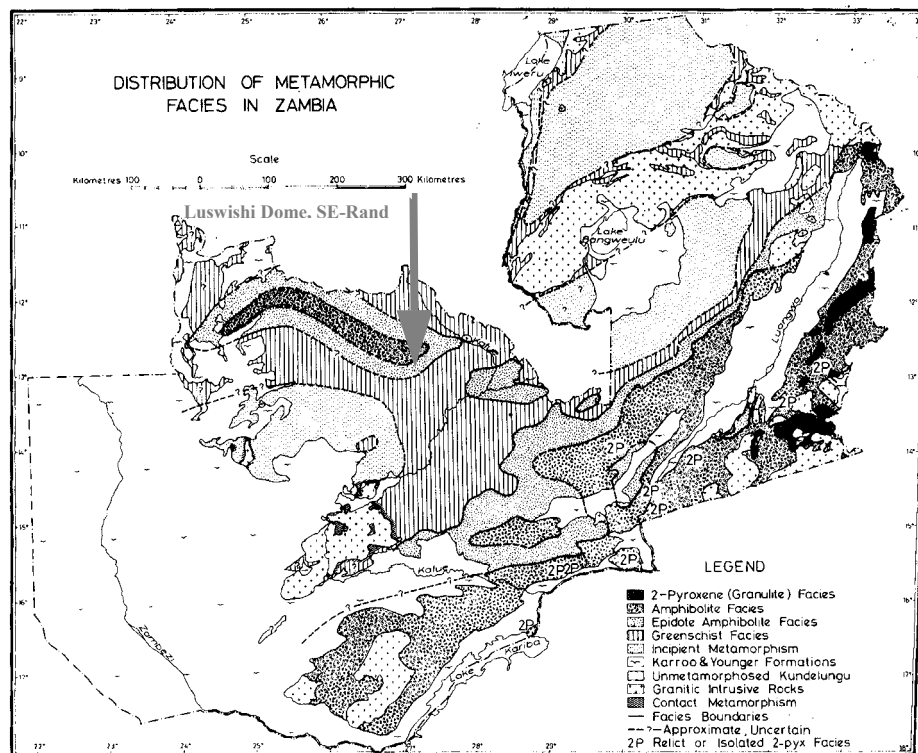


Abb. 5.1: Verteilung pan-afrikanischer Metamorphite in Sambia nach Ramsay & Ridgway (1977)

Aufgrund der im Folgenden detailliert wiedergegebenen petrologischen Untersuchungen kann die Abnahme des metamorphen Grades von der Amphibolitfazies bis zur Grünschieferfazies, vom Innern des Dome nach außen hin, bestätigt werden. Darüber hinaus soll unter Verwendung prograder, Peak-thermaler und retrograder Erscheinungen sowie unter Berücksichtigung von Publikationen über Hochdruckmineralgleichgewichte aus dieser Region (Cosi et al. 1992) ein progressives tektono-metamorphes Szenario in Form eines P-T- Pfades entworfen werden. Außerdem sollen Abschätzungen

5 Metamorphe Petrologie

über Ausgangsmaterial und Fluidzusammensetzung während der lufilischen Orogenese einen Beitrag zum Verständnis über die Entstehung der auskartierten tektono-metamorphen Einheiten leisten.

5.1 Basement Complex

Das im Innern des Luswishi Dome aufgeschlossene Kristallin des Basement Complex setzt sich hauptsächlich aus Gneis und granitischen Intrusionen zusammen. Die im Gneis verwirklichte Paragenese wird in Abb. 5.2 aufgeführt und in Bezug zu den Deformationsphasen gesetzt (Abkürzungsverzeichnis der Mineralnamen im Anhang).

Kfs (Mc) + Qtz + Pl (Ab/Olg) + Bt ± Ms (Ser) ± Ep ± Chl ± Grt (Alm) ± Hbl ± Scp ± Ap ± Mag ± Ttn			
	D1	D2a	D2b
Kfs			
Pl			
Bt		präpanafrikanische Relikte	
Qtz			
Mag			
Kfs			
Qtz			
Pl			
Bt			
Ms			
Ep			
Chl			
Grt			
Hbl			
Scp			
Ap			
Ttn			

Abb. 5.2: Paragenese im Basementgneis und ihre Beziehung zu den Deformationsphasen.

Der Volumenanteil der einzelnen Minerale im Gneis spiegelt eine granitische Zusammensetzung wider, wobei der Gehalt von Biotit als dominierender mafischer Bestandteil im Durchschnitt 5 % beträgt.

Für die lufilische Reaktivierung des Basement Complex zeigt das Gleichgewicht von Almandin und Mikroklin (Foto 5.1, Anhang) im Gneis maximale Temperaturbedingungen höher als 600 °C an. Die obere Begrenzung dieses Peak-thermalen Bereichs, in den auch die Bildung brauner Hornblende einzuordnen ist, liegt aufgrund des Fehlens von migmatischen Gefügen bei ca. 700 °C (Abb. 5.3).

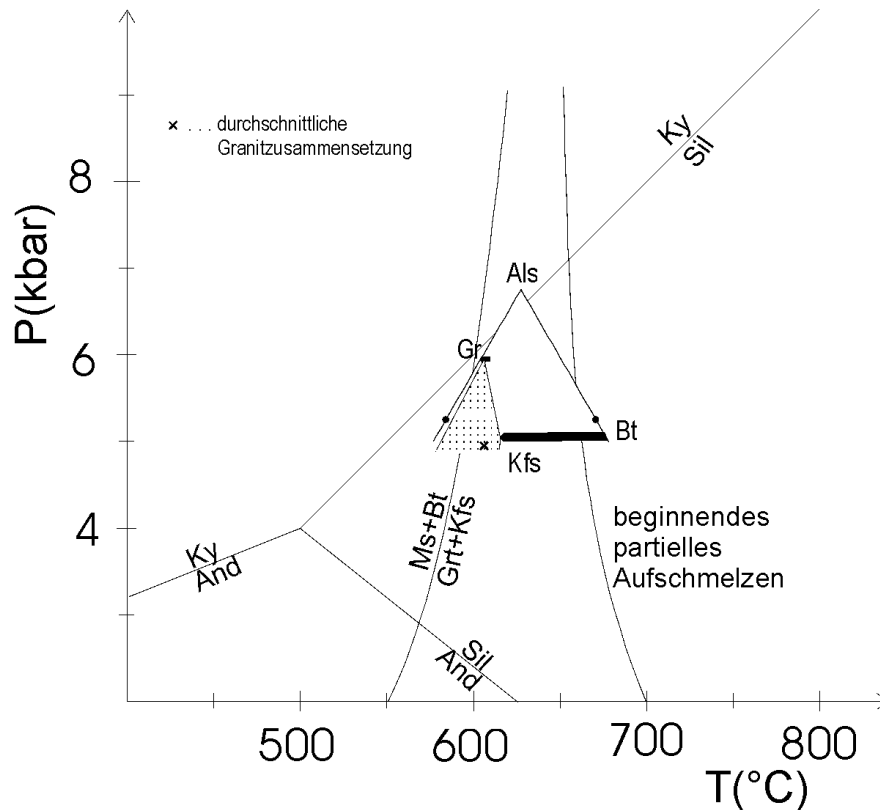


Abb. 5.3: Darstellung des Basement-Gneises im PT- und AFM-Diagramm. Die Reaktionslinie Muskovit + Biotit = Granat + Kalifeldspat gibt die untere Grenze und die Linie des beginnenden partiellen Aufschmelzens die obere Grenze für die maximalen Temperaturbedingungen im Basement-Gneis an (Bucher & Frey 1994).

Den äußeren Saum des Basement Complex bildet Leukogneis. Er kommt im Übergangsbereich zur Scherzone am Basement/Cover-Kontakt vor und stellt eine stark gescherte Lithologie dar. Der Leukogneis ist an der in Abb. 5.4 genannten Paragenese zu erkennen.

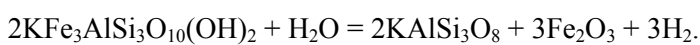
Pl (Ab/Olg) + Qtz + Kfs (Mc) + Ms (Phe, Ser) ± Grt ± Bt ± Hbl ± Hem			
	D1	D2a	D2b
Kfs			
Pl		präpanafrikanische Relikte	
Qtz			
Pl			
Qtz			
Kfs			
Ms			
Grt			
Bt			
Hbl			
Hem			

Abb. 5.4: Paragenese im Leukogneis und ihr Bezug zur Deformation.

Duktile Deformation wird durch grobkörnigen Quarz in deformierten Bändern mit undulösem Auslöschungen und intensiver Subkornbildung dokumentiert. Die Kerne der feinkörnigen Feldspäte sind zerbrochen und intensiv serizitisiert. Ein klarer rekristallisierter Saum um die Feldspatkörner deutet auf ein

5 Metamorphe Petrologie

thermales Fluidereignis hin, das einen fortschreitenden Zerfall des Feldspats verhinderte. Gelegentlich anzutreffender Granat ($\text{Prp}_{5,0} \text{ Alm}_{44,3} \text{ Grs}_{2,1} \text{ Adr}_{1,3} \text{ Uv}_{0,0} \text{ Sps}_{47,3}$) ist stark korrodiert. Diese Charakteristika sprechen dafür, daß sich der Leukogneis mit der Anlage der Scherzone aus dem Gneis-Typ des inneren Dome herausdifferenziert hat. Der Leukogneis weist im Gegensatz zum Gneis im Inneren des Dome keinen Magnetit mehr auf. Eine starke Erhöhung der Sauerstoff-Fugazität - hervorgerufen durch während der Scherung zirkulierendes Wasser - führte wahrscheinlich zum Zusammenbruch des Magnetit-Hämatit-Sauerstoffpuffers und darüber hinaus zum starken Zerfall der mafischen Bestandteile Biotit, Hornblende und Granat. Die Umwandlung des Biotits während dieses Prozeß, auf den ausführlicher im nächsten Kapitel über die Scherzone eingegangen wird, könnte nach folgender Gleichung zu Kalifeldspat und Hämatit abgelaufen sein (Bucher & Frey 1994):



Zahlreiche Pegmatit-Intrusionen durchschlagen die Peak-thermalen Granat + Mikroklin-Gefüge im Gneis und werden als Ausdruck der einsetzenden polyphasen, retrograden Metamorphose interpretiert. Die Pegmatite führen in der Regel folgende Paragenese:



An der Casho Thermalquelle (NR 279 836) im Inneren des Dome ist ein Pegmatit quarzsyenitischer Zusammensetzung aufgeschlossen, in den verschiedene Generationen von Quarz-Feldspat-Gängen intrudiert sind. Diese pegmatitischen Intrusivkörper sind bruchhaft deformiert, wie die zahlreichen Scherflächen mit Harnischbesatz belegen. Hydrothermale Aktivität bewirkte eine schriftartige Verwachsung von Quarz und Mikroklin sowie eine starke Serizitisierung des durch antiperthitsche Entmischungslamellen gekennzeichneten Mikroklin. Da die Pegmatite jegliche Beziehung zu Plutonen oder anderen magmatischen Körpern vermissen lassen, werden sie auf anatektische Vorgänge im tieferen Grundgebirge zurückgeführt. Dekompression durch das Aufdomen des Basement Complex könnte dabei zu Mobilisation und Aufstieg pegmatitischer Schmelzen geführt haben.

Viele Erscheinungen deuten auf eine beträchtliche Fluidaktivität während der retrograden Metamorphose hin. In größeren Mengen wurden Fluide wahrscheinlich im Zusammenhang mit der pegmatitischen Aktivität freigesetzt, oder sie stammen aus den Einheiten der Cover Sequence. So deutet gelegentlich ausgebildeter, für die Katanga Sequence typischer Skapolith oder die Bildung von Chlorapatit auf Chlor-reiche Fluide hin, die gut in das Fluidmilieu der katangischen Cover Sequence passen würden. Eine häufig anzutreffende Kalifeldspat-Blastese im Gneis ist wahrscheinlich auf K-reiche Fluide zurückzuführen, die zusammen mit den Pegmatiten generiert worden sein könnten.

Neben der Serizitisierung äußert sich die retrograde Metamorphose im Basement-Gneis in einer Reihe weiterer Hydrierungsreaktionen. So ist häufig die Bildung von Epidot und Serizit im Zuge einer Saus-

suritisierung des Feldspat zu beobachten. Oder aber der Feldspat scheint direkt durch Na-reiche Fluide albitisiert worden zu sein.

5.2 Scherzone

Bei den unter der Einheit Scherzone zusammengefaßten Lithologien handelt es sich im wesentlichen um Glimmerschiefer und Quarzite, die den Kontaktbereich zwischen Basement Complex und Katanga Sequence ausmachen. Sie weisen die in Abb. 5.5 aufgeführte Paragenese auf.

Qtz + Ms ± Bt (Ann, Phl) ± Chl (Cln) ± Ky ± Sil ± And ± Grt ± Hem ± Tlc ± Tur (Srl, Drv) ± Rt			
	D1	D2a	D2b
Qtz	=====		
Ms (+Ser)	=====		
Phl	=====		
Cln	=====		
Ky	=====		
Sil	=====		
And	=====		
Tlc	=====		
Grt	=====		
Tur	=====		
Hem	=====		
Rt	=====		

Abb. 5.5: Paragenese in der Scherzone mit Zuordnung zu den Deformationsphasen

Außerdem kommen in der Scherzone Einschaltungen von Metagabbrokörpern und Mg-Al-Gesteinen (sie besitzen einen mit Mg und Al angereicherten Mineralbestand) vor. Aufgrund des Geländebefunds werden die Mg-Al-Gesteine als stark alterierte Umwandlungsprodukte der Metagabbrokörper interpretiert. So lassen die Mg-Al-Gesteine im Falle einer schwachen tektonischen Überprägung noch das massige Gefüge eines Metagabbros erkennen. Im Zusammenhang mit der Scherzone sollen hier nur die Mg-Al-Gesteine behandelt werde. Auf die noch deutlich primäre Gefüge enthaltenden Metagabbros wird zusammen mit den Metamafiten der unteren Katanga Sequence eingegangen. Die Mg-Al-Gesteine zeigen folgende Paragenese:

Qtz ± Tlc ± Chl (Cln) ± Pl (Ab) ± Sil ± Ky ± And ± Ms (Phe) ± Hem ± Rt.

Nicht selten ist eine Vergesellschaftung von Turmalin-führenden Pegmatiten und schiefrigen Mg-Al-Gesteinen mit der Blackwall-Paragenese

Qtz ± Phl ± Chl ± Tlc ± Ap ± Tur (Srl, Drv)

anzutreffen, an denen in jüngster Zeit Smaragd-Schürfe angelegt wurden. Im Gegensatz zur 100 km östlich im Kupfergürtel liegenden Kafubu Emerald Area (Sliwa & Nguluwe 1984) ist jedoch über Smaragdfunde aus dem Luswishi Dome-Gebiet nichts bekannt.

5 Metamorphe Petrologie

Ein Kennzeichen für die Lithologien aus der Scherzone sind komplexe tektono-metamorphe Überprägungsgefüge, die unter stark wechselnder Fluidaktivität angelegt wurden und daher Ungleichgewichte bis hin zum Maßstab der Mineralkorngröße hervorgebracht haben können. Die am Beispiel eines Talkschiefers, der alle drei Al_2SiO_5 -Polymorphe enthält, erfolgende Einordnung zu prograden, Peak-thermalen und retrograden Metamorphosestadien setzt dennoch Phasengleichgewichte am Korngrenzenkontakt voraus. Der Talkschiefer ist ein Vertreter der Mg-Al-Gesteine und weist in der Matrix Disthen und Mg-Chlorit im Mineralkornkontakt (Foto 5.2, Anhang) zueinander auf. Dieses Gefüge wird von Spalten durchschlagen, in denen Talk und Sillimanit im Kontakt (Foto 5.3, Anhang) auskristallisiert sind. Außerdem kam es in diesen Spalten gelegentlich zur Kristallisation von Andalusit.

Disthen und Mg-Chlorit werden der prograden Phase der Metamorphose zugeordnet. Eine genaue Eingrenzung ist aufgrund dieses Gleichgewichts nicht möglich, da Disthen und Mg-Chlorit ein sehr weites Stabilitätsfeld besitzen (Schreyer 1988). Sillimanit und Talk repräsentieren Peak-thermale Bedingungen, die in einem Stabilitätsfeld von ca. 5-8 kbar und 600 - 800 °C liegen (Abb. 5.6). Eine Eingrenzung auf etwa 5 kbar und 600 °C ist durch die fehlende Ausbildung von Mg-Cordierit während der retrograden Metamorphose gegeben.

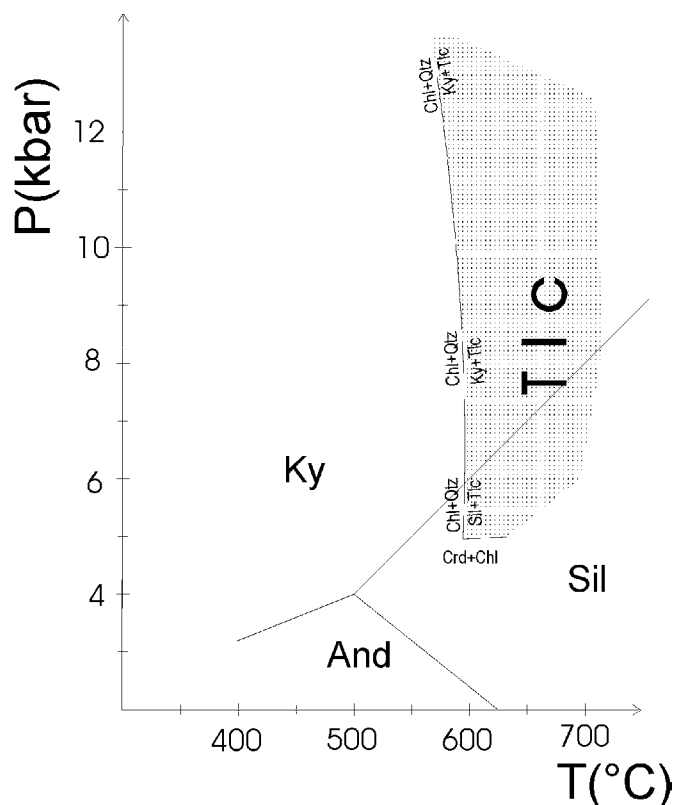


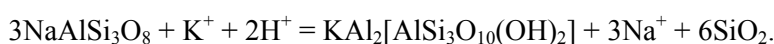
Abb. 5.6: Die MASH-Vergesellschaftung $\text{Tlc}+\text{Als}$ und die Reaktionsgrenze $\text{Chl} + \text{Qtz} = \text{Tlc} + \text{Als}$ nach Schreyer (1988) und Massonne et al. (1981). Die Vergesellschaftung von Talk und Sillimanit aus dem Untersuchungsgebiet bestätigt diese experimentell gewonnenen Ergebnisse. Die Reaktion Mg-Chlorit (Klinochlor) + Quarz = Sillimanit + Talk gibt die untere Grenze für die maximalen Temperaturbedingungen an. Da sich während der anschließenden retrograden Metamorphose kein Mg-Cordierit + Mg-Chlorit bildete, wird davon ausgegangen, daß während der Peakmetamorphose die Temperaturen nicht wesentlich über 600 °C hinausgegangen

sind.

Die retrograde Phase wird nicht nur in diesem Talkschiefer durch das Auftreten von Andalusit gekennzeichnet, sondern auch in anderen Gesteinen der Scherzone verdrängt Andalusit Disthen (Foto 2.7, Anhang). Diese Umwandlung deutet auf eine Dekompression hin, die im Zuge des Aufdomens stattgefunden hat.

Wesentliche Charakteristika der Lithologien aus der Scherzone sind das Fehlen von Feldspat, die relative Armut an Fe-Mg-Silikaten sowie hohe Gehalte an Hämatit und Rutil. Dieser besondere Chemismus ist wahrscheinlich auf eine metasomatische Alteration durch die Zirkulation von wasserreichen Fluiden in der Scherzone zurückzuführen. Im Folgenden soll diese metasomatische Veränderung zunächst an den Glimmerschiefern und Quarziten und nachfolgend an den Mg-Al-Gesteinen erläutert werden.

Einen Hinweis auf einen hohen Anteil von Wasser in der fluiden Phase liefert der Übergang vom Basement Complex zur Scherzone. An diesem Übergang wird Leukogneis zu Quarz-Muskovit-Schiefer tektono-metamorph retrogradiert. Die Quarz-Muskovit-Schiefer in der Scherzone besitzen einen Muskovitgehalt von ca. 60 % und führen keinen Feldspat. Unter permanenter Wasserzufuhr liefen folgende Hydrolysereaktionen bis zum völligen Zusammenbruch des Feldspats unter Abgabe von Ca und Na in die fluide Phase ab:



Die Muskovitisierung von Feldspat läuft unter Volumenveringerung ab, die zu einer Vergrößerung des Porenraums im Gestein führt und somit wiederum eine verstärkte Zirkulation von wasserreichen Fluiden ermöglicht.

In der Scherzone ist meist noch zu erkennen, daß die häufig anzutreffenden Quarzite oft aus zerscher-ten hydrothermalen Quarzgängen hervorgegangen oder bei einer im Zuge einer Silifizierung ablaufenden Verdrängung von Feldspat und Glimmer entstanden sind. Die Mobilisation der SiO₂-Phase ist ebenfalls auf in der Scherzone zirkulierendes thermales Wasser zurückzuführen, das an SiO₂ - u.a. von der Muskovitisierung der Feldspäte stammend - stark angereichert ist. Nach Weill & Fyfe (1964) und Anderson & Burnham (1965) sinkt die Löslichkeit von SiO₂ in Wasser mit abnehmenden Druck und Temperatur (Abb. 5.7).

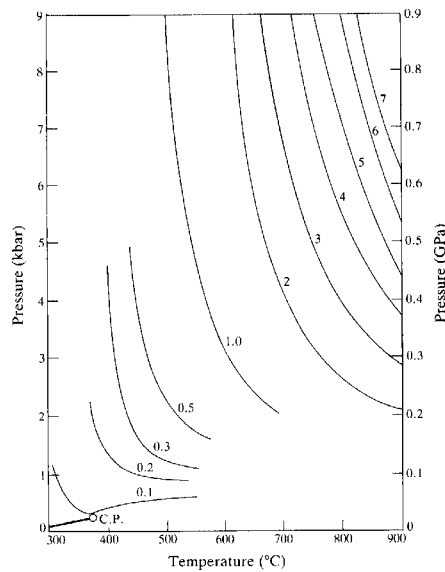
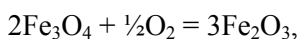


Abb. 5.7: Die dicke Linie zeigt die Gleichgewichtskurve von Wasser und Wasserdampf. Die Gleichgewichtskurve endet am kritischen Punkt (C.P.). Die dünnen Linien zeigen die Löslichkeit (in Gew. %) von SiO_2 in H_2O (aus Miyashiro 1994). Im Löslichkeitsverhalten von SiO_2 in aufsteigendem H_2O begründet sich die bevorzugte Silifizierung von Scherzonen.

Dies hat zur Folge, daß SiO_2 aus in der Tiefe der Scherzone mit SiO_2 angereichertem Wasser während des Aufstiegs gefällt wird. Die am Basement/Cover-Kontaktbereich des Luswishi Dome beobachtete Silifizierung könnte auch eine wesentliche Ursache für das häufige Vorkommen von Quarziten in der Umhüllung der anderen Dome dieser Region sein.

Ein weiterer Hinweis für einen hohen Anteil von Wasser in der fluiden Phase ist durch das Auftreten von Hämatit gegeben. Die Scherzone und der Leukogneis enthalten im Gegensatz zum angrenzenden Gneis im Innern des Luswishi Dome und zu den Metasedimenten der Katanga Sequence keinen Magnetit. Dies deutet darauf hin, daß in der Scherzone der Sauerstoffpuffer aus Magnetit und Hämatit:



zusammengebrochen ist. Da Wasser eine sehr hohe Sauerstoff-Fugazität besitzt (Eugster & Wones 1962), kam es unter anhaltender Wasserzufuhr schon sehr bald zur vollständigen Aufoxidation des Magnetits zu Hämatit (Abb. 5.8).

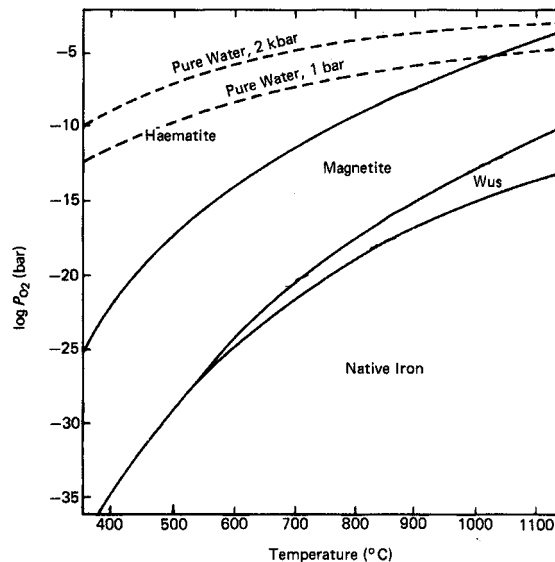


Abb. 5.8: Stabilitätsverhältnisse von Eisenoxiden, gediegenem Eisen und reinem Wasser in Abhängigkeit von Sauerstoffdruck und Temperatur (Miyashiro 1964). Die Zufuhr von Wasser in ein System mit dem O_2 -Fugazitätsgleichgewicht von Magnetit führt zur Bildung von Hämatit. Bei anhaltender Wasserzirkulation wird der Magnetit vollständig aufgebraucht und anschließend steigt die O_2 -Fugazität.

Nachdem dieser Sauerstoffpuffer zusammengebrochen war, übernahmen wahrscheinlich die Mg-Fe-Silikate die Pufferung des Systems (Abb. 5.9). Eine anhaltende Wasserzufuhr bewirkte so in einigen Bereichen eine Verringerung des Fe-Mg-Verhältnisses in den Fe-Mg-Silikaten (Wones & Eugster 1965, Popp et al. 1977) und letztendlich ihren Zerfall in Mg-Al-Silikate und Hämatit.

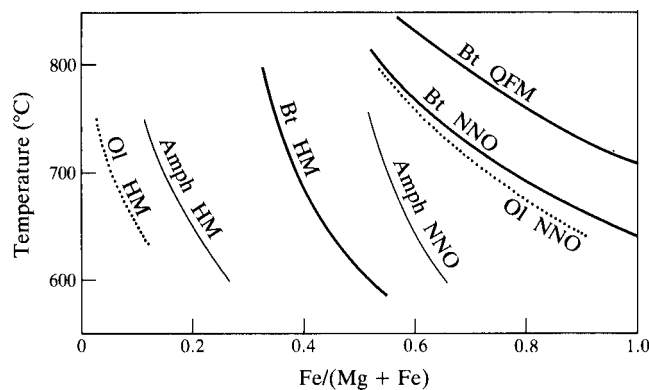


Abb. 5.9: Maximale Fe/(Fe+Mg) Verhältnisse von Olivin, orthorombischem Mg-Fe-Amphibol und Biotit bei bestimmten O_2 -Fugazitäten, definiert durch $2Fe_3O_4 + SiO_2 = 3Fe_2SiO_4 + O_2$ (QFM), $2NiO = 2Ni + O_2$ (NNO) und $6Fe_2O_3 = 4Fe_3O_4 + O_2$ (HM). Die Reaktionen sind nach steigenden O_2 -Fugazitätsgleichgewichten aufgelistet (aus Miyashiro 1994). Diese experimentellen Ergebnisse belegen, daß Mg-Fe-Silikate unter Abgabe und Aufoxidation von Fe^{2+} ähnlich wie Eisenoxide als Sauerstoffpuffer fungieren können. Bei anhaltender Wasserzirkulation und daraus resultierender O_2 -Fugazitätserhöhung wird ein System demzufolge mit Mg-Al-Silikaten und Fe^{3+} (Hämatit) angereichert.

Mit dem Entzug des Sauerstoffs während der Aufoxidation zu Hämatit erhöhte sich automatisch die Wasserstoff-Fugazität in der wässrigen fluiden Phase:

5 Metamorphe Petrologie



Eine erhöhte Wasserstoff-Fugazität intensiviert wiederum die zuvor beschriebene Hydrolyse der Feldspäte.

Auf diese Weise könnte die ungewöhnliche Zusammensetzung der Lithologien aus der Scherzone durch metasomatische Verarmung an Na_2O , CaO und FeO sowie relative Anreicherung an Fe_2O_3 , SiO_2 und MgO erklärt werden.

Diese metasomatischen Prozesse stellen wahrscheinlich auch die entscheidenden Mechanismen zur Herausbildung der Mg-Al-Gesteine aus den Metagabbros in der Scherzone dar. Darüber hinaus dürften die beschriebenen metasomatischen Prozesse ebenso eine bedeutende Rolle bei der Genese anderer Mg-Al-Gesteine aus verschiedenen Gebieten Sambias gespielt haben. Bisher wurde eine metasomatische Bildung für sie nicht ernsthaft in Betracht gezogen. Vielmehr versuchte man die Zusammensetzung der Mg-Al-Gesteine ausschließlich über die Chemie der Ausgangsgesteine zu erklären. Nach Vrana (1975) wird ihre Ausbildung auf unter sedimentären Bedingungen alterierte vulkanische Mafite als Protolith zurückgeführt. Hingegen sind laut Cosi et al. (1992) für die hohen Mg-Gehalte evaporitische Ausgangsmaterialien verantwortlich. Für Sliwa & Nguluwe (1984) haben Ultramafite als Ausgangsgesteine zu diesem außergewöhnlichen Chemismus beigetragen. Schreyer (1977) verglich die Zusammensetzung von Mg-Al-Gesteinen aus Sambia mit dem Chemismus von rezent in Nordafrika gebildeten tonhaltigen Evaporiten und kommt aufgrund von Ähnlichkeiten zum Schluß, daß evaporitische Protolith teilweise zum ungewöhnlichen Chemismus der Mg-Al-Gesteine beigetragen haben. Die Geländeuntersuchungen im Rahmen der vorliegenden Arbeit sprechen dafür, daß es sich bei den Protolithen für die Mg-Al-Gesteine um Gabbros gehandelt hat.

Im Folgenden sollen diese verschiedenen Hypothese, die zum überwiegenden Teil auf Ähnlichkeiten in der Zusammensetzung beruhen, mit dem Chi-quadrat (χ^2) Test überprüft werden. Dieser statistische Test liefert einen Wert (χ^2), der die Abweichung aus einem Vergleich zwischen beobachteten und erwarteten Proportionen von Ereignissen bzw. Werten beschreibt (Swan et al. 1995). Über die in Tab. 5.7 (Anhang) dargestellte χ^2 -Verteilung kann die Wahrscheinlichkeit bestimmt werden, mit der eine Hypothese zutrifft.

Die chemische Zusammensetzung der potentiellen Ausgangsgesteine Gabbro (nach Nockolds 1954), karbonatischer Siltstein (nach Carmichael 1989), tonhaltiger Evaporit (nach Schreyer 1977) und Peridotit (nach Nockolds 1954) sowie die durchschnittliche chemische Zusammensetzung der sambischen Mg-Al-Gesteine (nach Schreyer 1977) sind in Abb. 5.10 dargestellt und tabellarisch im Anhang (Tab. 5.1) aufgeführt. Zum Vergleich wurden die Elementgehalte an SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , CaO , Na_2O und K_2O herangezogen und auf 100 Gew. % normiert (Tab. 5.2, Anhang).

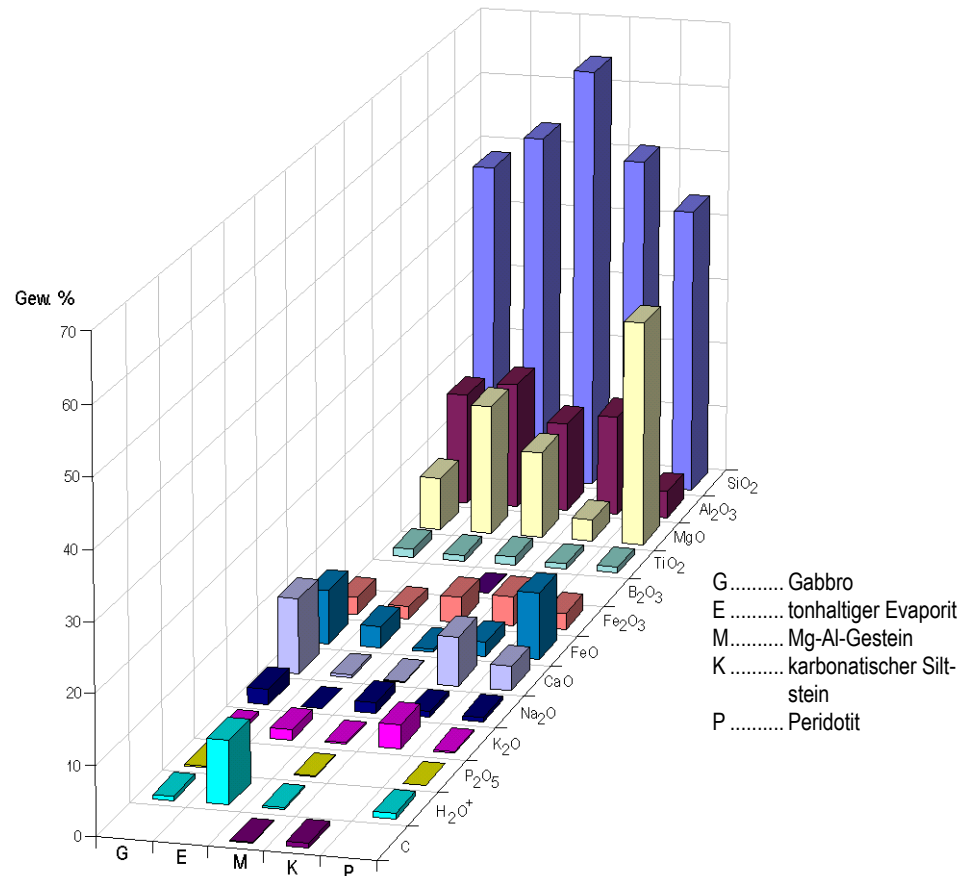


Abb. 5.10: Durchschnittliche chemische Zusammensetzung des Mg-Al-Gesteins und seiner potentiellen Ausgangsgesteine. (vgl. Tab. 5.1, Anhang & Erläuterung im Text).

Am Beispiel der Hypothese, daß die Mg-Al-Gesteine aus Gabbros hervorgegangen sind, soll dieser Test veranschaulicht werden.

1. Hypothese: Die beobachtete Zusammensetzung des Mg-Al-Gesteins liegt in den erwarteten Proportionen eines Gabbros.

2. Nach der Formel $\chi^2 = \sum_{j=1}^k \frac{(O_j - E_j)^2}{E_j}$ (O = beobachtete Proportion der Elementgehalte, E = erwartete Proportion der Elementgehalte, k = 9 = Anzahl der verglichenen Elemente) wird χ^2 bestimmt (Tab. 5.3, Anhang): $\chi^2 = 28,928$.

3. Aus Tab. 5.7 (Anhang) ergibt sich für $\nu = 8$ (ν (Freiheitsgrade) = k - 1 - Anzahl der geschätzten Parameter) eine Wahrscheinlichkeit α von kleiner als 0,5 %, daß die Ausgangshypothese zutrifft, da der Tabellenwert 21,955 deutlich überschritten wird.

4. Daraus folgt: Die beobachtete Zusammensetzung des Mg-Al-Gesteins liegt mit einer Wahrscheinlichkeit von mehr als 99,5 % nicht in den erwarteten Proportionen eines Gabbros. Die Ungleichheit gilt als statistisch gesichert.

Der Chi-quadrat (χ^2) Test ergibt außerdem, daß die beobachtete Zusammensetzung des Al-Mg-Gesteins mit einer Wahrscheinlichkeit deutlich höher als 99,5 % nicht in den Proportionen eines karbonatischen Siltsteins ($\chi^2 = 40,592$), eines tonhaltigen Evaporits ($\chi^2 = 54,57$) und eines Peridotits ($\chi^2 = 61,104$) liegt (Tab. 5.4, 5.5, 5.6, Anhang). Dieses Ergebnis zeigt klar, daß der ungewöhnliche Chemismus der Al-Mg-Gesteine nicht direkt auf die Zusammensetzung der aufgeführten potentiellen Ausgangsgesteine zurückgeführt werden kann. Es bedarf einer metasomatischen Alteration, wie sie für die Scherzone beschrieben wurde, um die relativ hohen Gehalte an MgO und Al₂O₃ sowie die geringen Gehalte an CaO, K₂O, Na₂O und FeO in den Mg-Al-Gesteinen zu erklären. Im Chi-quadrat (χ^2) Test ergibt der Gabbro-Vergleich den kleinsten χ^2 -Wert und somit die größte Wahrscheinlichkeit aufgrund der chemischen Zusammensetzung als potentielles Ausgangsgestein für die Mg-Al-Gestein in Frage zu kommen.

5.3 Katanga Sequence

Innerhalb der Katanga Sequence am SE-Rand des Luswishi Dome lassen sich zwei Einheiten unterscheiden, die hier als untere Katanga Sequence und obere Katanga Sequence bezeichnet werden. Bevor im einzelnen auf ihre tektono-metamorphe Überprägung eingegangen wird, sollen Hinweise über mögliche Ausgangsgesteine behandelt werden.

Eine grobe Abschätzung der Zusammensetzung der Lithologien beider katangischer Einheiten auf der Grundlage des Mineralbestandes läßt auf annähernd gleiche Ausgangsmaterialien schließen. Die wichtigsten Hauptbestandteile der Gesteine in beiden Einheiten bilden Biotit, Skapolith, Quarz und Karbonat. Der variierende Anteil dieser Minerale in den einzelnen Lagen wird auf eine sedimentäre Wechsellagerung mehr siliziklastischer und mehr karbonatischer Lithologien zurückgeführt. Der Volumenanteil des Biotits kann bis zu 70 % betragen und führt dann zu einer deutlich schiefrigen Ausbildung. Andere Lithologien besitzen ein eher massiges Erscheinungsbild aufgrund eines größeren Karbonatanteils oder eines höheren Skapolithgehalts, der bis zu 60 % des Volumens ausmachen kann. Ein weiteres wesentliches Charakteristikum der katangischen Lithologien ist ihre Muskovit-Armut. Sie ist ein Hinweis darauf, daß es sich bei den Ausgangsmaterialien für die schiefrigen Einheiten nicht um wahre Al-reiche Pelite handelte, sondern um Al-ärmere, weniger reife kalifeldspatführende Siliziklastika. Darüber hinaus kann Graphit innerhalb dieser Abfolge signifikante Anteile erreichen. Die Graphitschiefer werden als Ausdruck einer Sedimentation biogenen Materials unter euxinischen Verhältnissen gewertet. Da Skapolith ein Hauptbestandteil in den Einheiten der Katanga Sequence ist und seine Bildung sich mit der Formel:



beschreiben läßt (Borgström 1915), liefern Chlorit- und Karbonat-reiche Protolithen, die als Evaporiteinschaltungen in der Katanga Sequence vorkamen, die einfachste Erklärung für seine Bildung. Bei dem Biotit in der Katanga Sequence handelt es sich um eine unter dem Durchlichtmikroskop braun er-

scheinende Varietät, für die REM-Messungen eine hohe Titankomponente ergeben haben. Sie könnte auf eine metasomatische Interaktion mit den in die Katanga Sequence eingeschalteten Metamafiten hinweisen. Als mögliches Ausgangsmaterial für die tektono-metamorph überprägte Katanga Sequence am SE-Rand des Luswishi Dome kommt daher eine sedimentäre Wechsellagerung aus mehr siliziklastischen und mehr karbonatischen Lagen mit Evaporiteinschaltungen in Frage, die unter z.T. euxinischem Milieu in einer Plattformfazies abgelagert wurden.

Der Chemismus der Biotitschiefer und Biotit-reichen Metasilt/tonsteine der Katanga Sequence läßt die Ausbildung von Mineralvergesellschaftungen für eine genauere Druck/Temperatur-Abschätzung, wie sie für wahre Al-reiche Pelite typisch ist, nicht zu (Bucher & Frey 1994) und erschwert somit eine Beurteilung der Metamorphose.

In erster Näherung läßt sich jedoch feststellen, daß die Biotitschiefer der Unteren Katanga Sequence im Vergleich zur Oberen Katanga Sequence den höheren metamorphen Grad eines tieferen Krustenstockwerkes widerspiegeln, was sich in ihrem Mineralbestand, Rekristallisationszustand und überwiegend duktilen Deformationsgefügen sowie in der Einschaltung von mafischen Metaplutoniten äußert. In der Oberen Katanga Sequence hingegen ist der geringere metamorphe Grad an dem Fehlen einiger höhermetamorpher Minerale (z.B. Granat, Disthen), am schwächeren Rekristallisationsgrad und an den z.T. dominierenden, bruchhaften Deformationsgefügen, z.B. in den Brekzien, zu erkennen. Darüber hinaus wurden keine mafischen Metaplutonite in den Metasilt/tonschiefen der Oberen Katanga Sequence angetroffen.

5.4 Untere Katanga Sequence

Die Biotitschiefer dieser Einheit weisen die in Abb. 5.11 wiedergegebene Paragenese auf.

Qtz + Bt ± Pl (Ab/Olg) ± Scp ± Cal ± Grt ± Gr ± Chl ± Ak ± Ep ± Czo ± Ms ± Ky ± Tur ± Ap ± Ttn ± Mag ± Py			
	D1	D2a	D2b
Qtz	=====	=====	=====
Bt		=====	=====
Pl		=====	=====
Scp		=====	=====
Cal	=====	=====	=====
Grt		=====	
Chl			=====
Ak		=====	
Ep		=====	
Czo	=====		
Ms		=====	
Ky	=====		
Tur		=====	
Ttn		=====	=====
Mag	=====		

Abb. 5.11: Paragenese der unteren Katanga Sequence und ihr Bezug zur Deformation.

In den biotitreichen Lagen der unteren Katanga Sequence tritt Granat ($\text{Prp}_{9,6} \text{Alm}_{65,8} \text{Grs}_{19,9} \text{Adr}_{2,5} \text{Uv}_{0,0} \text{Sps}_{2,2}$) auf. Die Bildung des Granats wird Peak-thermalen Bedingungen zugeordnet. Der Ca-Anteil im Granat ist deutlich höher als im Granat aus dem Basement Complex, was auf einen geringeren Metamorphosegrad in der unteren Katanga Sequence hindeutet. Thermometrische Daten von Granat-Biotit-Austauschgleichgewichten aus der unteren Katanga Sequence ergeben Temperaturen um 500 °C (Hinrichs 1995). Der geringe Kristallisationsgrad des Graphit in den Graphitschiefern führt dazu, daß er nicht im Röntgendiffraktometer nachweisbar ist. Daraus folgt eine weitere Festlegung für die Peak-thermalen Temperaturen. Sie können nicht wesentlich über 500 °C hinausgegangen sein, da es sonst zu einer sehr deutlichen Kristallisation des Kohlenstoffs nach Graphit gekommen wäre (Itaya 1981, Buseck & Huang 1985).

Mineralbildungen aus einem Stadium der prograden Metamorphose sind häufig in den Granaten bewahrt, deren Inneres mit Klinozoisit verwachsen sein kann. Im Zuge der durch Dekarbonatisierungsreaktionen gekennzeichneten prograden Metamorphose und damit verbundenen zunehmenden Zirkulation von CO₂-reichen Fluiden wurde der Klinozoisit in der Matrix von Skapolith verdrängt. Dabei ist generell folgendes zu beobachten: Während der prograden Metamorphose werden zunächst aus primären Silikaten und Karbonaten gebildete metamorphe Minerale, wie Epidot, Chlorit und Klinozoisit sowie Albit, Oligoklas und Muskovit zunehmend durch den bimodal dominierten Mineralbestand Biotit und Skapolith ersetzt. Peukiloblastische Biotitporphyroblasten und mit Skapolith imprägnierte Biotitschiefer deuten auf eine hohe Fluidaktivität während dieses stark allochemischen Prozesses hin. Darüberhinaus weisen auch auskristallisierte Extensionsbrüche auf eine verstärkte Fluidaktivität hin, die auf eine das Aufdomen begleitende Dekompression zurückzuführen sind. Gelegentlich sowohl in der unteren als auch in der oberen Katanga Sequence anzutreffendes Albitgestein (bis zu 70 % Albit) ist ein Umwandlungsprodukt einer Na-Metasomatose, die ebenfalls in dieses Stadium der starken Fluidaktivität einzuordnen ist. Eine Retrogradierung wird durch die einsetzende Verdrängung von Granat und Biotit durch Chlorit angezeigt.

5.5 Obere Katanga Sequence

Für die Metasilt-/tonsteine der Oberen Katanga Sequence ist die in Abb. 5.12 genannte Paragenese typisch.

Qtz + Bt + Pl (Ab) ± Scp ± Cal ± Dol ± Ank ± Gr ± Chl ± Tlc ± Tr ± Ep (Aln) ± Ms ± Tur ± Py			
	D1	D2a	D2b
Qtz	=====	=====	=====
Bt	=====	=====	=====
Ab	=====	=====	=====
Scp	=====	=====	=====
Cal	=====	=====	=====
Dol	=====	=====	=====
Ank	=====	=====	=====
Chl	=====	=====	=====
Tlc	=====	=====	=====
Tr	=====	=====	=====
Ep	=====	=====	=====
Ms	=====	=====	=====
Tur	=====	=====	=====

Abb. 5.12: Paragenese in der oberen Katanga Sequence und ihr Bezug zu den Deformationsphasen.

In dieser Einheit ist die metamorphe Überprägung schwächer als in der unteren Katanga Sequence. So kam es hier nicht zur Ausbildung von Granat. Die dominierenden metamorphen Minerale sind ebenfalls wie in der unteren Katanga Sequence Biotit und Skapolith. Eine deutliche Differenzierung in prograde und retrograde Metamorphose ist aufgrund relativ geringer Unterschiede in den fortschreitenden Druck-/Temperaturbedingungen während des Metamorphoseverlaufs nur schwer möglich. Auf eine mit dem thermalen Peak einsetzende Dekompression lassen in den beiden Einheiten der Katanga Sequence vor allem „hydro-fractures“ sowie sehr häufig vorkommende mit Quarz, Kalzit, Albit oder Skapolith auskristallisierte Spalten und Gänge schließen. Die Entstehung der hydrothermalen Brekzien in der oberen Katanga Sequence ist im Zusammenhang mit der Dekompression in diesem relativ hohen Krustenstockwerk zu verstehen. Der wichtigste Mechanismus bei ihrer Entstehung ist „hydraulic fracturing“ (Hibbard 1995), verursacht durch Druckentlastung bei Aufstieg und Denudation von darüberliegenden Deckschichten während des Aufdomens. Eine metasomatische Verdrängung, von den Bruchflächen ausgehend, ist häufig zu beobachten und deutet auf eine Steuerung der Brekzierung durch hydrothermale Fluide hin.

5.6 Metamafite

In vielen Metamafiten der unteren Katanga Sequence und der Scherzone zwischen Basement Complex und Katanga Sequence läßt sich noch das holokristalline Primärgefüge erkennen. Bei ihrem Ausgangsmaterial handelt es sich um gabbroide Gesteine (Tembo 1994). In der Regel weisen sie folgende Sekundärmineral-Paragenese auf:

Hbl + Pl (Ab, Olg, Ads) ± Scp ± Bt (Phl) ± Ep ± Ttn ± Ilm ± Akt ± Ap ± Chl.

Die Metamafite sind zumeist durch eine starke Skapolithisierung gekennzeichnet. Ihr Metamorphosegrad entspricht in etwa dem der umgebenden Einheiten. Der Anorthit-Gehalt im Plagioklas und das Vorkommen von Hornblende weisen peak-thermale Bedingungen aus, die mindestens 500 °C betragen haben müssen und mit den peak-thermalen Temperaturen der unteren Katanga Sequence korrelieren. Viele Metamafite waren einer intensiven retrograden Alteration ausgesetzt, die zu grünschieferfaziellen Mineralvergesellschaftungen mit Epidot, Aktinolit oder Chlorit führte.

5.7 Metamorphe Entwicklung

Die Peak-thermalen Mineralgleichgewichte im Untersuchungsgebiet beschreiben eine Mitteldruck-Mitteltemperatur-Metamorphose. Vom Inneren des Dome nach außen hin legen folgende Erscheinungen den maximalen Temperaturbereich für die einzelnen tektono-metamorphen Einheiten fest.

Kalifeldspat und Almandin-Granat im Gleichgewicht sowie die Abwesenheit von Migmatiten grenzen die maximalen Temperaturbedingungen im Basement Complex auf ca. 600 - 700 °C ein. Das Auftreten von Sillimanit + Talk und das Fehlen von Mg-Cordierit in den Mg-Al-Gesteinen (MASH) sowie die Abwesenheit von Kalifeldspat zeigen für die Scherzone Maximaltemperaturen um 600 °C an. Die höchsten Temperaturen in den umhüllenden Einheiten der unteren Katanga Sequence liegen aufgrund der Daten eines Granat-Biotit-Thermometers (Hinrichs 1995) sowie aufgrund des Gleichgewichtes von Hornblende und Plagioklas in den gabbroiden Metamafiten in einem Bereich von 450 - 550 °C. Die Ausbildung von Biotit und die Abwesenheit von Granat in der oberen Katanga Sequence sprechen hier für Peak-thermale Bedingungen von 400 - 450 °C.

Eine Reihe von beobachteten Phänomenen stehen im Zusammenhang mit einer Dekompression. So zeigt in der Scherzone die zeitliche Aufeinanderfolge der Gleichgewichte von Disthen + Mg-Chlorit, Sillimanit + Talk, Andalusit einen deutlichen Druckabfall bei schwacher Temperaturänderung an. Im Basement Complex führte Dekompression zu Mobilisation und Aufstieg pegmatitischer Schmelzen. Der Porenwasserdruck überstieg lokal den lithostatischen Druck während der Dekompression. Zusammen mit der damit verbundenen hydrothermalen Aktivität führte dies in der unteren Katanga Sequence zur verstärkten Bildung auskristallisierter Extensionsbrüche („hydro-fractures“), und in der ein relativ flaches Krustenstockwerk repräsentierenden oberen Katanga Sequence entstanden im Zuge der Dekompression hydrothermale Brekzien.

Unter Verwendung weiterer Informationen aus prograder und retrograder Metamorphose sowie unter Berücksichtigung regionalgeologischer Gegebenheiten wurde ein P-T- Pfad konstruiert (Abb. 5.13), aus dem folgende tektono-metamorphe Entwicklung abgeleitet werden kann.

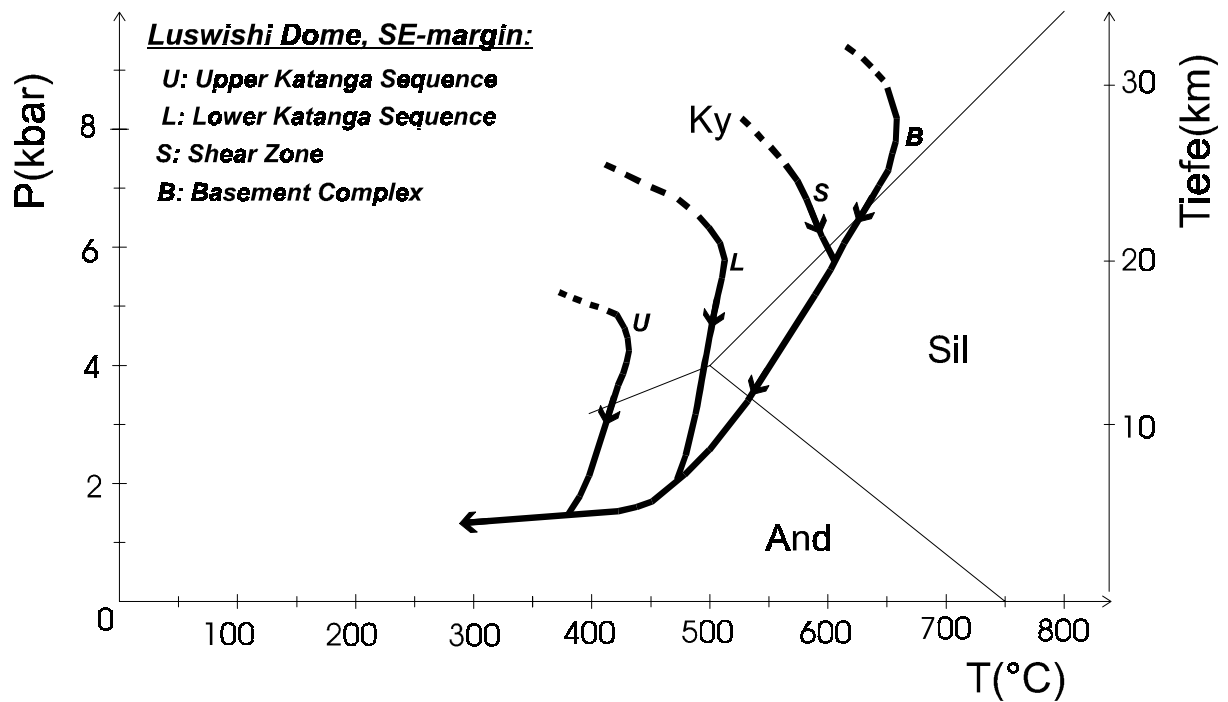


Abb. 5.13: Ausschnitt des P-T- Pfades (thermaler Peak, Dekompression, Abkühlung) der tektono-metamorphen Einheiten im Untersuchungsgebiet.

Katangische Plattform-Sedimente und präkatangisches Basement wurden gemeinsam durch die lufi-lische Orogenese tektono-metamorph überprägt. Während dieses orogenen Prozesses kam es unter kompressiven Bedingungen zur Krustenverdickung, wie der in Uhrzeigerrichtung verlaufende P-T - Pfad zeigt, und es stellten sich zunächst in einigen zentralen Bereichen des Orogens Hochdruck-Mineralgleichgewichte in noch relativ kühlen katangischen Basiseinheiten ein. Im Untersuchungsgebiet werden die Mg-Al-reichen Schiefer der Scherzone mit diesen katangischen Basiseinheiten korreliert. Im Zuge progressiver Kompression wurden Einheiten des Basement Complex abgeschert und stiegen zusammen mit in Duplex-Strukturen inkorporierten katangischen Basiseinheiten an Rampen auf. Bei diesem Prozess („underplating“ nach Platt 1987) wurde Wärme an die umhüllenden unteren Katanga-Einheiten (Biotitschiefer) abgegeben. Dieser Wärmeaustausch führte dazu, daß nun metastabile - von Cosi et al. (1992) beschriebene - Hochdruckparagenesen der Basiseinheiten aus der westlichen Domes Region nicht mehr equilibriert wurden. Im Untersuchungsgebiet wurden während dieser Phase die Einheiten der unteren Katanga Sequence und die Basiseinheiten in der Scherzone bis zum thermalen Peak aufgeheizt. Der Aufstieg der Einheiten des Basement Complex, der katangischen Basis und der unteren Katanga Sequence verursachte ein schon von De Swardt & Drysdall (1964) diskutiertes gravitatives Abgleiten der obersten Deckschichten. Das durch die Schweregleitung hervorgerufene isostatische Ungleichgewicht ist wiederum Auslöser für verstärktes Aufdomen dieser Region. Der thermale Peak in der oberen Katanga Sequence wird in etwa mit dem Einsetzen des gravitativen Abgleitens, d.h. später als in den Einheiten der unteren Katanga Sequence, durch aufsteigende Wärme erreicht („thermal updoming“). Starke Druckentlastung bei geringem Temperaturabfall charakterisieren so eine für alle Einheiten im

5 Metamorphe Petrologie

Untersuchungsgebiet typische Dekompression, die durch den Aufstieg an Rampen, aber auch durch die entlastende Denudation der obersten Deckschichten hervorgerufen wird.

Ungleichgewichte größeren Maßstabes in der Druck-/Temperaturverteilung und Fluidzusammensetzung führten im Untersuchungsgebiet zu bedeutenden metasomatischen Prozessen regionalen Ausmaßes.

An der Scherzone sind während der lufilischen Orogenese Einheiten des hochtemperierten Basement Complex mit Einheiten der relativ kühlen Katanga Sequence in tektonischen Kontakt getreten. Neben diesem thermalen Ungleichgewicht bauten in der Scherzone zirkulierende Fluide mit einem sehr hohen Wasseranteil ein durch Oxydation und Hydrolyse gekennzeichnetes Milieu auf, das in starkem Ungleichgewicht zum wasserärmeren und reduzierenderen Fluidmilieu seiner Umgebung stand. Eine durch dieses Ungleichgewicht in Gang gesetzte Fluidzirkulation regionalen Ausmaßes führte zu einem Abtransport von Na und Ca, die beim Zusammenbruch der Feldspäte in der Scherzone freigesetzt wurden, durch Kohlendioxid- und Chlor-reiche Fluide aus der Katanga Sequence. Im Fluidmilieu der Scherzone kam es außerdem zu einem Zerfall von Eisen-Magnesium-Silikaten, was eine Anreicherung an Metalloxiden (vor allem Hämatit) und an Mg-Al-Silikaten bewirkte. Darüber hinaus folgte aus der starken Wasserzirkulation in der Scherzone häufig eine intensive Silizifizierung. In der Katanga Sequence bewirkten K, Na und Ca aus der Scherzone eine metasomatische Entstehung von Albitgestein bzw. die Bildung von Calcit. Außerdem wurden Na und Ca während des intensiven metasomatischen Wachstums von Skapolith und K bei der metasomatischen Sprossung von Biotit verbraucht.

6 Diskussion

Im Rahmen der Untersuchungen zur Stratigraphie und Tektonik am SE-Rand des Luswishi Dome wurden die auskartierten Einheiten zu tektono-metamorphen Einheiten zusammengefaßt und unter lithostratigraphischen Gesichtspunkten mit der regionalen Stratigraphie korreliert. Zur näheren Untersuchung der tektono-metamorphen Einheiten wurde ihr strukturgeologisches Inventar analysiert, Quarz- und Glimmertexturen aus bestimmten Bereichen innerhalb dieser Abfolge gemessen und ihre metamorphe Entwicklung erforscht.

Die Abfolge der tektono-metamorphen Einheiten Basement Complex, Scherzone, Untere Katanga Sequence und Obere Katanga Sequence spiegeln in erster Linie die tektono-metamorphen Bedingungen ehemals subsequent höherer Krustenstockwerke wider, die im Laufe der lufilischen Orogenese in ihre heutige Lage relativ zueinander gebracht wurden. Die lithostratigraphische Korrelation (Kapitel 3) mit den östlich und westlich angrenzenden Nachbargebieten macht folgendes deutlich. Die Einheiten aus dem westlich angrenzenden Solwezi Dome (Arthurs 1974) wurden unter den Bedingungen eines tieferen Krustenstockwerks und die Einheiten aus dem östlich angrenzenden Chingola Gebiet (Garrard 1965) überwiegend unter den Bedingungen eines höheren Krustenstockwerks tektono-metamorph überprägt. Offensichtlich stellt das Chingola Gebiet im Osten einen äußeren Bereich und der Solwezi Dome im Westen einen inneren Bereich des Lufilian Belt dar. Die damit einhergehende Abnahme des Metamorphosegrades von Westen nach Osten reflektiert stärkere Heraushebung am Solwezi Dome (Westen) und weniger starke Heraushebung im Chingola Gebiet während der zweiten lufilischen Deformationsphase. Stärkere Heraushebung im Zentrum des Orogens verursachte ein gravitatives Abgleiten von Deckenkomplexen in die Randbereiche des Orogens. Die wahrscheinlich in diesem Zusammenhang entstandene tektonische Abfolge im Chingola Gebiet - höher metamorpher Barangu Dolomit und BSS über einer tektonischen Diskontinuität (Garrard 1965, Berhorst & Porada 1994) mit darunter liegenden hauptsächlich schwächer metamorphen Brekzien und Chloritschiefern - stellt einen Beleg dafür dar, daß ein allochthoner Deckenbau die lithostratigraphische Abfolge in der Domes Region des Lufilian Belt wesentlich mitbestimmt. Überschiebungstektonik und allochthoner Deckenbau sind schon seit längerer Zeit Objekte der Forschung im Lufilian Belt (François 1973, Unrug 1983, Unrug 1988, Coward & Daly 1984, Daly 1986b, Cosi et al. 1992), haben bisher aber noch nicht zu einer konsequenten tektono-stratigraphischen Interpretation der regionalen Stratigraphie geführt.

Aufgrund der Analyse des strukturellen Inventars im Kartiergebiet (Kapitel 4.1) lassen sich zwei Deformationsphasen unterscheiden. Der Mangel an geochronologischen Daten erlaubt nur die Angabe ihres relativen Alters. Der Geländebefund läßt vermuten, daß sie im Zuge eines tektono-thermalen Ereignis - der lufilischen Orogenese - angelegt wurden. Auch de Swardt et al. 1964 und Daly 1986b nehmen für die Deformation im Lufilian Belt zwei Deformationsphasen an. Sie postulieren für die erste Deformationsphase einen tektonischen Transport nach NE und ordnen der zweiten Deformati-

onsphase den Aufstieg der Dome in der Domes Region und die Abschiebung bzw. das gravitative Abgleiten der katangischen Deckeinheiten in nördliche Richtungen zu. Dabei bildete sich die charakteristische, bogenförmige Gestalt des Lufilian Belt heraus. Im Kartiergebiet sind die Gefügeelemente aus der ersten Deformationsphase (D1), die mit prograden Metamorphosebedingungen korreliert werden können, nur noch reliktsch vorhanden und lassen keine Aussagen über die Kinematik ihrer Entstehung zu. Die Gefügeelemente, die eine nähere Analyse zuließen, werden ausschließlich der zweiten Deformationsphase (D2) unter Peak-thermalen und retrograder Metamorphose zugeordnet. Während der zweiten Deformationsphase kam es im Zuge eines tektonischen Transports nach Norden zum Aufstieg der inneren Einheiten des Dome. Der für das Kartiergebiet herausgefundene hauptsächliche, tektonische Transport nach N stimmt mit der Transportrichtung der zweiten Deformationsphase der oben zitierten Autoren (De Swardt et al. 1964, Daly 1986b) überein, und entspricht darüber hinaus dem von Unrug (1983, 1988) und Cosi et al. (1992) postulierten tektonischen Transport während der lufilischen Orogenese (Abb. 6.1).

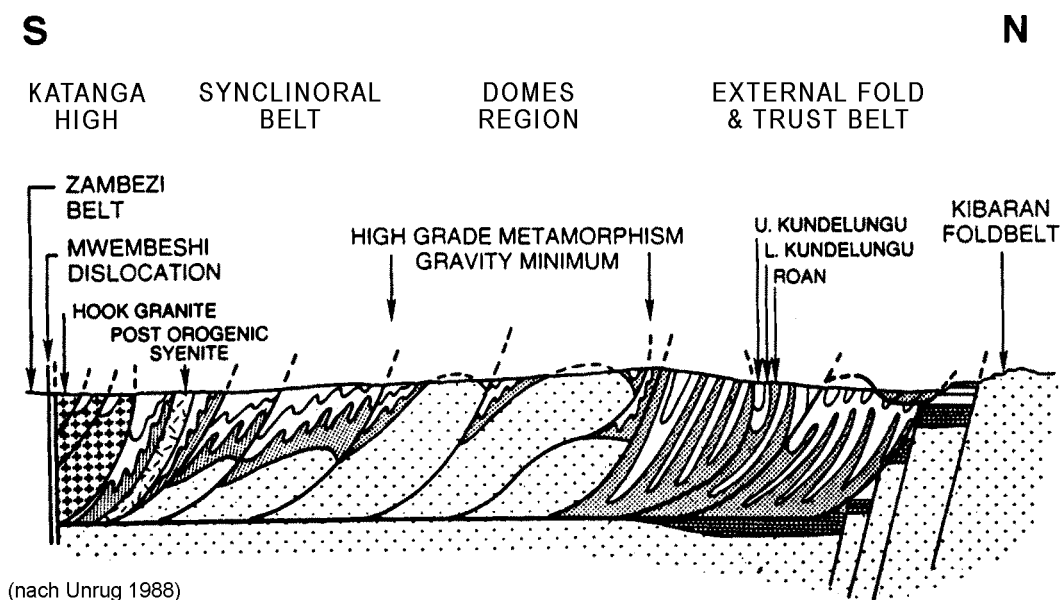


Abb. 6.1: Schematisches Querprofil des Lufilian Belt parallel zur tektonischen Haupttransportrichtung Norden während der lufilischen Orogenese (Unrug 1988).

Aus dem Aufstieg des Inneren des Dome bei gleichzeitigem, tektonischem Transport nach N resultierte ein komplexes Muster von Teildeformationen im Untersuchungsgebiet. So zeugt die Scherzone am Kontakt zwischen Basement Complex und Katanga Sequence von einer Entkoppelung beider Einheiten. Die Scherzone streicht NE-SW und ist somit schief zum tektonischen Transport nach N orientiert. Diese räumliche Konstellation führte zu einer Transpression mit den Deformationskomponenten Kompression nach NW und sinistrale Blattverschiebung. Im Inneren des Luswishi Dome steht eine weitere, nahezu 40 km lange, ebenfalls NE-SW-streichende Scherzone an (Ayres 1974). In ihr sind die gleichen Lithologien wie in der Scherzone am SE-Rand des Luswishi Dome aufgeschlossen. Möglicherweise stellen diese Scherzonen den Hauptabscherhorizont am Kontakt zwischen Basement

Complex und Katanga Sequence während der lufilischen Überschiebungstektonik im Lufilian Belt dar. An ihnen kam es wahrscheinlich unter der Ausbildung von schiefen Rampen zum Aufstieg der Einheiten des Basement Complex und der basalen Katanga Sequence im Zuge eines Transports nach Norden. Die NE-SW-streichenden Scherzonen im Luswishi Dome und weitere häufig im Lufilian Belt anzutreffende, ähnliche Strukturen mit der gleichen schiefen Rampengeometrie werden als lufilisch reaktivierte Krustenbereiche interpretiert, die prä-lufilisch als irumidische Vorlandüberschiebungen angelegt wurden (Daly 1986a, Daly 1986b, Daly 1988, Cosi et al. 1992). Der Baustil des Luswishi Dome ist aufgrund dieser tektonischen Konstellation am treffendsten als Kulmination über schiefen Rampen zu bezeichnen.

Coward & Daly (1984) und Daly (1986b) postulieren zwei sich gegenseitig ausschließende Generationen von Streckungslinearen: L1 fällt nach NE bis ENE ein, L2 fällt nach N bzw. nach S ein. Diese zwei Lineare konnten im Untersuchungsgebiet nicht beobachtet werden. Eine Einteilung in zwei Deformationsphasen, wobei die erste ein selbständiges tektono-metamorphes Ereignis repräsentiert, das nach Coward & Daly (1984) und Daly (1986b) mit der Orogenese im Zambezi Belt zu korrelieren wäre, kann aufgrund des Geländebefundes nicht bestätigt werden. Im Untersuchungsgebiet fallen die Streckungslineare in der Scherzone nach NE ein und liegen - typisch für Transpressionen - parallel zu den δ -Linearen. In den anderen Einheiten kam es durch die Abschiebung der äußeren Einheiten während des Aufstiegs des Dome-Kerns zur Ausbildung eines Streckungslinears, das in östliche bis südöstliche Richtungen einfällt. Dabei entstanden „extension crenulation cleavages“, „hydro-fractures“ und „microboudinages“. Sie wurden mehr oder weniger gleichzeitig mit einer Crenulation angelegt, die zumeist auf die E-W-streichende lufilische Überfaltung zurückzuführen ist. Aufgrund der Überlagerung der lufilischen Faltung (nach N) und Abschiebung (in östliche Richtung) sind im Basement Complex und in der Katanga Sequence Streckungslinear und δ -Linear häufig subparallel zueinander angeordnet. Sie zeugen von gleichzeitiger N-S-Kompression und E-W-Extension im Untersuchungsgebiet. Ein Vergenzwechsel in südliche Richtung zeigt eine Rückfaltung bzw. Rücküberschiebung an, die ebenfalls auf den Aufstieg des Dome-Kerns zurückgeführt wird. Eine Verringerung der effektiven Normalspannung auf potentielle Bruchflächen durch Druckentlastung während des Aufstiegs und dadurch ausgelöste Denudation führte in der oberen Katanga Sequence in einigen Horizonten zu intensiver, hydraulischer Bruchbildung und zur Entstehung von hydrothermalen Brekzien. Die beschriebenen Erscheinungen, die mit dem Aufstieg des Dome-Inneren während D2 zusammenhängen, sind extensionstektonischer Natur. Einengung während der ersten Deformationsphase der lufilischen Orogenese ging wahrscheinlich mit Krustenverdickung und Deckenstapelung einher. Daraus resultierender, isostatischer Ausgleich führte zum Aufstieg der verdickten, kontinentalen Kruste und bewirkte so eine Zunahme der vertikalen kompressiven Spannung bzw. der horizontalen extensiven Spannung im Orogen (Malavieille 1993). Dieser synorogene Prozeß verursachte die beobachtete Extension (Abschiebung in orogene Randbereiche) innerhalb eines kompressiven Regimes (N-S-Einengung) im Lufilian Belt (Abb. 6.2).

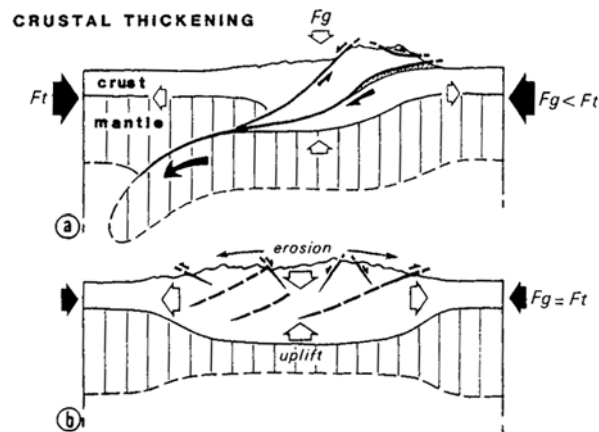


Abb. 6.2: Extension in Gebirgsgürteln während krustaler Einengung (Malavieille 1993). Mit zunehmender Krustenverdickung werden die Schwerkraft F_g allmählich größer bis sie die tektonischen Kräfte F_t kompensieren (b). Dabei bewirken starke Krustenverdickung und gravitatives Abgleiten (a) ein isostatisches Ungleichgewicht, was zur Hebung im Gebirgsgürtel führt.

Die gemessenen Glimmertexturen (Kapitel 4.2) bestätigen die komplexen Überprägungsmuster, hervorgerufen durch die verschiedenen Teildeformationen während der zweiten Deformationsphase (D2). Die Glimmertextur der Probe 69 aus der Scherzone z.B. zeigt die Deformationssymmetrie einer schiefen Pressung (Spezialfall der Transpression, bei dem die Komponenten einfache (sinistrale Blattverschiebung) und reine Scherung (Kompression nach NW) eine gemeinsame XY-Ebenen besitzen). Externrotation, ebenfalls verursacht durch die transpressive Deformation im Untersuchungsgebiet, trug außerdem zur Ausbildung der untersuchten Crenulationsgefüge bei. Einige Glimmertexturen aus der Katanga Sequence belegen deutlich die komplexen Überprägungsverhältnisse durch konjugierende Crenulation (N-S-Einengung) und Scherung (Abschiebung in östliche Richtung). Die XY-Ebenen der Komponenten einfache („extension crenulation cleavage“) und reine Scherung (Crenulation) stehen in diesen Proben nahezu senkrecht aufeinander. Die Texturmessungen haben darüber hinaus gezeigt, daß die Polfiguren der gemessenen Glimmertexturen überwiegend durch eine Crenulation bedingt werden. Der dadurch zum Ausdruck kommende polyphase Charakter der Deformation während der lufilischen Orogenese wird außerdem durch die Quarz c-Achsenmuster bestätigt (Kapitel 4.2), die ein jüngeres Straininkrement als die Glimmertexturen repräsentieren. Sie wurden maßgeblich im zweiten, späten Stadium der zweiten Deformationsphase (D2b) unter z.T. bruchhafter Deformation überprägt und zeigen eine geringe Reglungsschärfe.

Die Ergebnisse der Untersuchungen zur metamorphen Petrologie (Kapitel 5) untermauern die Einteilung und die deutliche Abgrenzung der tektono-metamorphen Einheiten vom SE-Rand des Luswishi Dome. So zeigen die Peak-thermalen Bedingungen, die eine Mitteldruck-Mitteltemperatur-Metamorphose beschreiben, für jede tektono-metamorphe Einheit charakteristische Werte an:

- Basement Complex (600-700 °C)
- Scherzone (ca. 600 °C)

- Untere Katanga Sequence (450-550 °C)
- Obere Katanga Sequence (400-450 °C).

Die Peak-thermalen Bedingungen während der lufilischen Reaktivierung des präkatangischen Basement Complex werden durch die Mineralvergesellschaftung Almandin-Granat + Kalifeldspat beschrieben. In der Scherzone erlaubte der erreichte metamorphe Grad nicht die Ausbildung von Kalifeldspat und der präkatangische Biotitgneis/Granit wurde retrograd in Quarz-Muskovit-Schiefer umgewandelt. Die maximalen Temperaturbedingungen werden außerdem weiter durch die Mineralvergesellschaftung Sillimanit + Talk in einem Mg-Al-Gestein (Mg-, Al-reich; an K, Na, Ca und Fe^{2+} verarmt) aus der Scherzone eingegrenzt. Die in der Literatur vorgestellten petrologischen PT-Netze für das MASH-System (MgO, Al_2O_3 , SiO_2 , H_2O) weisen beträchtliche Unterschiede auf und haben einen noch provisorischen Charakter (Schreyer 1988, Spear & Cheney 1989, Massonne & Schreyer 1989, Bucher & Frey 1994). Der relativ geringe Kenntnisstand über die Mineralgleichgewichte in diesem System wird auch dadurch deutlich, daß bisher die Vergesellschaftung von Sillimanit + Talk noch nicht in der Literatur beschrieben wurde, auf ihre Existenz und Bedeutung aber durch die experimentellen Ergebnisse von Massonne et al. 1981 hingewiesen wurde. Das Vorkommen von Sillimanit + Talk im Untersuchungsgebiet bestätigt somit die Gültigkeit dieser experimentell gewonnenen Ergebnisse, denen außerdem eine wichtige Bedeutung bei einer teilweisen Neu-Interpretation der Metamorphose in einigen Gebieten Sambias zukommt. So ist die Vergesellschaftung von Disthen + Talk (Weißschiefer nach Schreyer 1977) im Lufilian Belt und im Zambezi Belt weit verbreitet und wurde bisher als sicheres Anzeichen einer Hochdruckmetamorphose angesehen (Vrana & Barr 1972, Vrana 1975, Cosi et al. 1992). Nach den Ergebnissen von Massonne et al. 1981 reicht jedoch das Stabilitätsfeld von Alumosilikat + Talk bis in metamorphe Bereiche, in denen ein mittlerer Druck herrscht (Abb. 5.3). Die Vergesellschaftung von Disthen + Talk allein kann daher, muß jedoch nicht, eine Hochdruckmetamorphose anzeigen.

Die Untersuchungen zur metamorphen Petrologie geben darüber hinaus wichtige Hinweise zur metamorphen Entwicklung im Kartiergebiet (PT-Pfad, Abb. 5.8). Die zeitliche Aufeinanderfolge der Mineralgleichgewichte Disthen + Mg-Chlorit, Sillimanit + Talk, Andalusit in der Scherzone zeigt einen deutlichen Druckabfall bei schwacher Temperaturänderung an. Sie ist Beleg für eine Dekompression und unterstützt die aus der strukturellen Interpretation gewonnene Erkenntnis über den Aufstieg des Inneren des Dome und einer daraus resultierenden Abschiebung der oberen Deckeinheiten (Denudation).

Die tektono-metamorphe Überprägung lief - wie die Untersuchungen zur metamorphen Petrologie deutlich machen - z.T. unter bedeutenden allochemischen Umwandlungen (Metasomatose) einzelner Lithologien in der Abfolge am SE-Rand des Luswishi Dome ab. Bisher wurde der variierende und z.T. ungewöhnliche Chemismus von Metamorphiten innerhalb der Katanga-Abfolge ausschließlich auf die Zusammensetzung der Ausgangsmaterialien zurückgeführt. Im Gegensatz dazu wird in der vorlie-

genden Arbeit eine Metasomatose als Ursache dafür ernsthaft in Betracht gezogen. So kam es wahrscheinlich in der Scherzone unter einer Verarmung an Na, K, Ca und Fe^{2+} zur metasomatisch-tektonischen Bildung von Quarz-Muskovit-Schiefern aus Basement-Gneis und von Mg-Al-Gesteinen aus Metamafiten. Darüber hinaus ist in der Scherzone häufig eine intensive Silifizierung von ehemals Feldspat-Glimmer-führenden Lithologien zu beobachten. Eine hohe Sauerstoffugazität - hervorgerufen durch in der Scherzone zirkulierendes Wasser - verursacht wahrscheinlich eine intensive Muskovitisierung der Feldspäte und dabei den Abtransport von Na, K und Ca sowie einen Zerfall der Fe-Mg-Silikate zu Mg-Al-Silikaten und Hämatit. Außerdem bewirkte die starke Zirkulation der wäßrigen, fluiden Phase die bevorzugte Ausfällung von SiO_2 in der Scherzone. In der Katanga Sequence entstanden im Zuge allochemischer, metamorpher Umwandlungen Skapolithgesteine und Albitgesteine. Es ist zu beobachten, daß die Metasomatose auch in der Katanga Sequence zumeist mit einer intensiven Deformation (z.B. hydraulische Bruchbildung) einherging.

Die Entwicklung der tektono-metamorphen Einheiten vom SE-Rand des Luswishi Dome während der lufilischen Orogenese ist in Abb. 6.3. schematisch dargestellt.

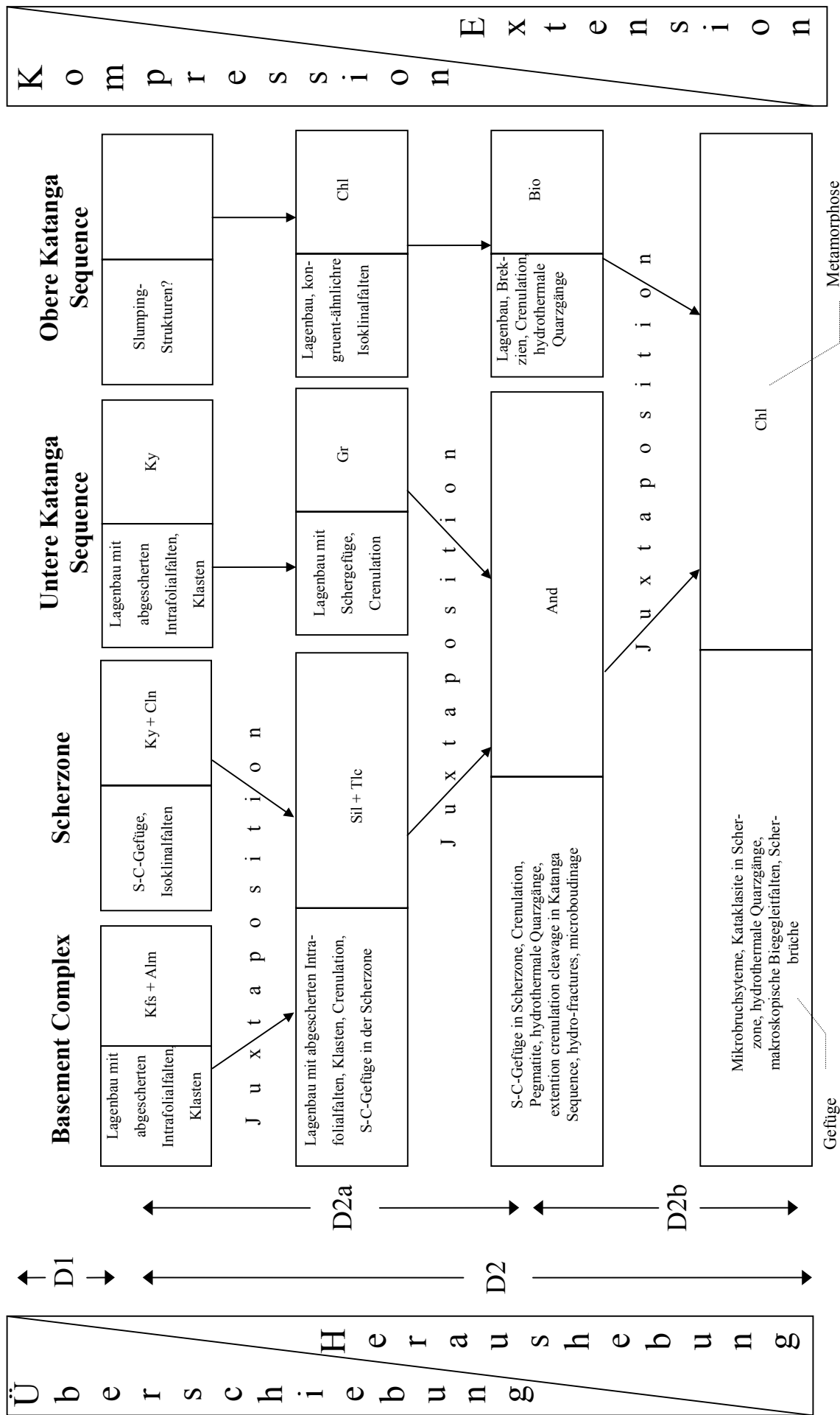
Die Metasilt/tonsteine und Brekzien der oberen Katanga Sequence unterscheiden sich bei annähernd gleicher chemischer Zusammensetzung hauptsächlich in einer schwächeren tektono-metamorphen Überprägung von den Biotitschiefern der unteren Katanga Sequence. Die Lithologien in der Scherzone bildeten sich durch Verschuppung und metasomatische Alteration im Zuge der tektono-metamorphen Überprägung aus Einheiten sowohl der Katanga Sequence als auch aus dem Basement Complex heraus.

Rapide Krustenverdickung durch Überschiebung und Deckenstapelung während der ersten Phase (D1) der lufilischen Orogenese führte zu Verschuppung von Einheiten des Basement Complex mit basalen Katanga-Einheiten und ihrer Inkorporation in den an tektonischen Rampen aufsteigenden Deckenverband. Ein progrades Relikt, das dieser orogenen Phase entspricht, stellt möglicherweise das Mineralgleichgewicht Disthen + Mg-Chlorit in der Scherzone dar. Der Beginn des ersten Stadiums der zweiten Deformationsphase (D2a) wird durch die Peak-Metamorphose in den Einheiten des Basement Complex angezeigt. Wärmeaustausch beim fortschreitenden Aufstieg in ein höheres Krustenstockwerk führte zur Peak-Metamorphose in den Einheiten der Scherzone und in der unteren Katanga Sequence. Progressiver Aufstieg ging einher mit Denudation von Deckeinheiten und der Ausbildung von hydrothermalen Brekzien unter Peak-thermalen Metamorphosebedingungen in der oberen Katanga Sequence. Am Ende dieses ersten Stadiums der zweiten Deformationsphase (D2a) ist das gravitative Abgleiten der Biotitschiefer mit eingeschalteten BSS-Lagen sowie des Barangu Dolomit vom Bereich maximaler Heraushebung im Zentrum des Orogens in das östliche Vorland (Chingola Gebiet) einzuordnen. Das zweite Stadium der zweiten Deformationsphase (D2b) ist durch eine retrograde Metamorphose in allen Einheiten gekennzeichnet und unter hauptsächlich bruchhafter Deformation kam es dabei zur weiteren Heraushebung der Domes Region.

Das Strukturinventar in den tektono-metamorphen Einheiten zeigt, daß die lufilische Orogenese zu Beginn von Kompressionstektonik dominiert wurde. In ihrem weiteren Verlauf bewirkte zunehmende Extensionstektonik das verstärkte Herausheben der Einheiten des Basement Complex und der basalen Katanga-Einheiten. Eine mehr oder weniger gleichzeitige Kompression und Extension wird durch das syntektonische Wachstum von Granatporphyroblasten in Bezug zu den Kompressions- und Extensionsgefügen während des ersten Stadiums der zweiten Deformationsphase (D2a) belegt.

Die in der vorliegenden Arbeit untersuchte Stratigraphie und Tektonik vom Südostrand des Luswishi Dome spiegelt in erster Linie die tektono-metamorphe Entwicklung während der lufilischen Orogenese wider. Eine Korrelation der auskartierten Einheiten mit der sedimentären Abfolge im Kupfergürtel sowie eine geochronologische Einordnung der postulierten Deformationsphasen ergeben sich als über den Rahmen dieser Arbeit hinaus weiterführende Aufgabenstellungen. Außerdem muß durch weitere Geländearbeit überprüft werden, inwieweit die für den SE-Rand des Luswishi Dome dargestellte tektono-metamorphe Entwicklung für den gesamten Lufilian Belt verallgemeinert werden kann.

Abb. 6.3: Tektonische und metamorphe Entwicklung der tektono-metamorphen Einheiten vom SE-Rand des Luswishi Dome während der lufilischen Orogenese.



Literaturverzeichnis

- Adam, J.F. 1989: Methoden und Algorithmen zur Verwaltung und Analyse axialer 3D-Richtungsdaten und ihrer Belegungsdichte. Göttinger Arb. Geol. Paläont. 40: 100S.
- Annels, A.B. 1974. Some aspects of the stratiform ore deposits of the Zambian Copperbelt. In: Gisements stratiformes et provinces cuprifères. P. Bartholome (ed.) Ann. Soc. Geol. Belgique: 235-254.
- Arthurs, J.W. 1974. The geology of the Solwezi area: explanation of degree sheets 1226 NW-quarter and 1126 part of SW-quarter. Rep. Geol. Surv. Zambia 36: 48 pp.
- Asmerom Y., S.B. Jacobsen, A.H. Knoll, N.J. Butterfield, K. Swett 1991. Strontium isotopic variations of Neoproterozoic seawater: implication for crustal evolution. Geochim. Cosmochim. Acta 55: 2883-94.
- Ayres, H.R. 1974. The geology of the Luswishi Dome area: explanation of degree sheet 1227, SE-quarter. Rep. Geol. Surv. Zambia 65: 47 pp. (unpubl.)
- Barr, M.W.C., L. Cahen & D. Ledent 1978. Geochronology of syntectonic granites from central Zambia: Lusaka granite and granite NE of Rufunsa. Ann. Soc. Geol. Belgique 100: 47-54.
- Benham, D.G., D.D. Greig & B.W. Vink 1976. Copper occurrences of the Mombezhi Dome area, Northwestern Zambia. Econ. Geol. 71: 433-422.
- Berhorst V. & H. Porada 1994. Überschiebungstektonik im Vorland des Katanga Orogens/Sambia. Göttinger Arb. Geol. Paläont. Sb1, 5. Symposium TSK: 239-241.
- Berthé, D., P. Choukroune & P. Jegouzo 1979. Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican shear zone. J. Struct. Geol. 1: 31-42.
- Binda, P.L. & J.G. Van Eden 1972. Sedimentological evidence on the origin of the Precambrian great conglomerate (Kundelungu tillite), Zambia. Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 12: 151-168.
- Binda, P.L. 1974. Stratigraphy of copper occurrences in the Zambian Copperbelt. In: Gisements stratiformes et provinces cuprifères. P. Bartholome (ed.) Ann. Soc. Geol. Belgique: 215-233.
- Binda, P.L. 1994. Stratigraphy of Zambian Copperbelt orebodies. Jour. Afr. Earth Sci. 19: 151-264.
- Borgström, L.M. 1915: Die chemische Zusammensetzung der Skapolithe. Zeit. Krist. 54: 238-260.
- Bouchez, J.L. & A. Pecher 1981. The Himalayan central thrust pile and its quartz-rich tectonites in central Nepal. Tectonophysics 78: T33-T44.
- Bucher, K. & M. Frey 1994: Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag Berlin Heidelberg: 318.
- Burke W.H., R.E. Denison, E.A. Hetherington, R.B. Koepnick, H.F. Nelson & J.B. Otto 1982. Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time. Geology 10: 516-519.
- Buseck, P.R. & B.-J. Huang 1985. Conversion of carbonaceous material to graphite during metamorphism. Geochim. Cosmochim. Acta 49: 2003-2012.
- Cahen, L. & J. Lepersonne 1952. Equivalence entre le système du Kalahari du Congo belge et les Kalahari beds d' Afrique austral. Soc. Belge. Geol. Mem., p. 64.
- Cahen, L. & J. Lepersonne 1970. État actuel de la géochronologie du Katangien. In: L. Cahen, J. Delhal, S. Deutsch, N. Grogler, D. Ledent and P. Pasteels, Three contributions to the geochronology and petrogenesis of granite rocks in the Copperbelt of Zambia and Southeast Katanga Province (Republic of the Congo). Ann. Mus. R. Afr. Cent. 65:7-14.
- Cahen, L. 1974. Geological background to the copper-bearing strata of southern Shaba (Zaire). In: Gisements stratiformes et provinces cuprifères. P. Bartholome (ed.) Ann. Soc. Geol. Belgique: 57-77.
- Cahen, L. & J. Lepersonne 1981. Upper Proterozoic diamictites of Shaba (formerly Katanga) and neighbouring regions of Zambia. In: Earth's pre-Pleistocene glacial record. M.J. Hambrey and W.B. Harland (eds.): 162-166. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Cahen, L. 1982. Geochronological correlation of the late Precambrian sequences on and around the stable zones of Equatorial Africa. Precambrian Res. 18: 73-86.
- Cahen, L. & N.J. Snelling 1984. The Irumide province of Zambia, the Zambezi belt, and the Lufilian arc. In: The geochronology and evolution of Africa. 113-134. Clarendon Press, Oxford.

- Cailteux, J. 1994. Lithostratigraphy of the Neoproterozoic Shaba-type (Zaire) Roan Supergroup and metallogenesis of associated stratiform mineralization. *Jour. Afr. Earth Sci.* 19: 279-301.
- Cailteux, J., P.L. Binda, W.M. Katekesha, A.B. Kampunzu, M.M. Intiomale, D. Kapenda, C. Kaunda, K. Ngongo, T. Tshiauka, & M. Wendorff 1994. Lithostratigraphical correlation of the Neoproterozoic Roan Supergroup from Shaba (Zaire) and Zambia, in the Central African copper-cobalt metallogenic province. *Jour. Afr. Earth Sci.* 19: 265-278.
- Carmichael R.S. 1989. Practical handbook of physical properties of rocks and minerals. CRC Press, Boca Raton.
- Carr, G.R., J.R. Drean, J. Andrew, B.L. Gulson, M.J. Korsch & K.J. Mizon 1986. A comparative study of the Pb isotopic composition of Cu and Co mineralisation, basement rocks and gabbros from the Copperbelt and Domes regions of northern Zambia. CSIRO, unpubl. report: 22pp.
- Clemmey, H. 1974. Sedimentary geology of a late Precambrian copper deposit at Kitwe, Zambia. In: Gisements stratiformes et provinces cupriferes. P. Bartholome (ed.) *Ann. Soc. Geol. Belgique*: 255-265.
- Clemmey, H. 1978. A Proterozoic lacustrine interlude from the Zambian Copperbelt. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.* 2: 259-278.
- Clifford, T.N. 1970. The structural framework of Africa. In: African Magmatism and Tectonics. T.N. Clifford & I.G. Gass (ed.): 1-26. Oliver & Boyd, Edinburgh.
- Cosi, M., A. de Bonis, G. Gosso, J. Hunziker, G. Martinotti, S. Moratto, J.P. Robert & F. Ruhlman 1992. Late Proterozoic thrust tectonics, high-pressure metamorphism and uranium mineralization in the Domes Area, Lufilian Arc, northwestern Zambia. *Precambrian Res.* 58: 215-240.
- Coward, M.P. 1984. Major shear zones in the Precambrian crust; examples from NW Scotland and southern Africa and their significance. In: Precambrian tectonics illustrated. A. Kröner & R. Greiling (eds.): 207-235. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Coward, M.P. & M.C. Daly 1984. Crustal lineaments and shear zones in Africa: their relationship to plate movements. *Precambrian Res.* 24, 26-45.
- Daly, M.C., K.S. Chakraborty, P. Kasolo, M. Musiva, P. Mumba, B. Naidu, C. Namatamba, O. Ng'ambi & M.P. Coward 1984. The Lufilian Arc and the Irumide Belt of Zambia: results of a geotransverse across their intersection. *J. Afr. Earth Sci.* 2: 311-318.
- Daly, M.C. 1986a. The intracratonic Irumide belt of Zambia and its bearing on collision orogeny during the Proterozoic in Africa. In: Collision Tectonics. M.P. Coward & A.C. Ries (eds.) *Geol. Soc. Spec. Publ. Lond.* 19: 321-328.
- Daly, M.C. 1986b. Crustal shear zones and thrust belts: their geometry and continuity in Central Africa. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 317, 111-128.
- Daly, M.C. 1988. Crustal shear zones in central Africa: a kinematic approach to Proterozoic tectonics. *Episodes* 11: 5-11.
- Dennis, A.J. & D.T. Secor 1987. A model for the development of crenulations in shear zones with applications from the Southern Appalachian Piedmont. *J. Struct. Geol.* 9: 809-817.
- De Swardt, A.M.J. & A.R. Drysdall 1964. Precambrian geology and structure in central Northern Rhodesia. *Geol. Surv. North. Rhod. Mem.* 2: 82 pp.
- De Swardt, A.M.J., P. Garrard, J.G. Simson 1965. Major zones of transcurrent dislocation and superposition of orogenic belts in part of Central Africa. *Geol. Soc. Am. Bul.* 76: 89-102.
- Dixey, F. 1955. Some aspects of the geomorphology of central and southern Africa. *Geol. Soc. S. Africa* 58: 1955.
- Drysdall, A.R., R.L. Johnson, T.A. Moor, & J.G. Thieme. 1972. Outline of the Geology of Zambia. *Geol. Mijnbouw* 51: 265-276.
- Dumont, P. 1971. Revision generale du Katangien. Le Plateau des Bianco. Les phase precour de l' orogenese Katangienne. unpubl. Ph.D. thesis, Univ. Libre de Bruxelles.
- Eugster, H.P. & D.R. Wones 1962. Stability relations of the ferruginous biotite, annite. *J. Petrol.* 3: 82-125.
- Eskola P. (1949): The problem of mantled gneiss domes. *Quarternary Jour. Geol. Soc. Lond.* 104, part 4; 416:461-479.
- Eyles, N. 1993. Earth's glacial record and its tectonic setting. A contribution to IGCP project 260. *Earth-Sci. Rev.* 35: 1-248.

- Flinn, D. 1962: On folding during three-dimensional progressive deformation. *Quart. J. Geol. Soc. London* 118: 385-433.
- François, A. 1973: L'extrémité occidentale de l'arc cuprifère shabéen. *Etude géologique: Likasi, Zaïre, Gécamines*, 120p.
- François, A. 1974: Stratigraphie, tectonique et minéralisation dans l'arc cuprifère du Shaba (République du Zaïre), in Bartholomé, P. ed. *Gisements stratiformes et provinces suprifères: Liège Geol. Soc. Belgique*, p. 79-101.
- Garrard, P. 1965. The geology of the Chingola area: explanation of degree sheet 1227 SE quarter. *Rep. Geol. Surv. Zambia* 66: 46 pp. (unpubl.)
- Hambrey, M.J. & W.B. Harland 1985. The late Proterozoic glacial era. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 51: 255-272.
- Hanmer, S.K. J. 1979. The role of discrete heterogeneities and linear fabrics in the formation of crenulations. *J Struct. Geol.* 1: 81-91.
- Hanson, R.E., T.J. Wilson, H.K. Brueckner, T.C. Onstott, M.S. Wardlaw, C.C. Johns & K.C. Hardcastle 1988a. Reconnaissance geochronology, tectono-thermal evolution, and regional significance of the Middle Proterozoic Choma-Kalomo block, southern Zambia. *Precambrian Research* 42, 39-61.
- Hanson, R.E., T.J. Wilson, & M.S. Wardlaw 1988b. Deformed batholithes in the Pan-African Zambezi Belt, Zambia: Age and implications for regional Proterozoic tectonics. *Geology* 16: 1134-37.
- Hanson, R.E., M.S. Wardlaw, T.J. Wilson & G. Mwale 1993. U-Pb zircon ages from the Hook granite massif and Mwembeshi dislocation: constraints on Pan-African deformation, plutonism, and transcurrent shearing in central Zambia. *Precambrian Res.* 63: 189-209.
- Hanson, R.E., T. J. Wilson & H. Munyanyiwa 1994. Geologic evolution of the Neoproterozoic Zambezi Orogenic Belt in Zambia. *Jour. Afr. Earth Sci.* 18: 135-150.
- Harland, W.B. 1971. Tectonic transpression in Caledonian Spitzbergen. *Geol. Mag.* 108: 27-42.
- Hatfield, W.C. 1937. The geology of the Solwezi district, Northern Rhodesia. *Quart. J. geol. Soc. Lond.* 93: 127-155.
- Hibbard, J.M. 1995. Hydrothermal breccias. In: *Petrography to Petrogenesis*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, p. 587.
- Hinrichs, U. 1995. Verbreitung und Bedeutung von Skapolithen im Lufilian Belt, Zambia. unveröff. Diplomarbeit am IGDL Göttingen: 109 S.
- Hoffman, P.F. 1991: Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? *Science* 252: 1409-1412.
- Ingersoll, R.V. & C. J. Busby 1995. Tectonics of sedimentary basins. In: *Tectonics of sedimentary basins*. C.J. Busby & R.V. Ingersoll (eds.): 1-51. Blackwell Science, Cambridge, Massachusetts.
- Itaya, T. 1981. Carbonaceous material in pelitic schists of the Sanbagawa metamorphic belt in central Shikoku, Japan. *Lithos* 14: 215-224.
- Kamunzu, A.B., M. Kanika, D. Kapenda, K. Tshimanga 1993. Geochemistry and geotectonic setting of late Proterozoic Katangan basic rocks from Kibambale in central Shaba (Zaire). *Geol. Rundsch.* 82: 619-630.
- Kennedy, W.Q. 1964. The structural differentiation of Africa in the Pan-African (± 500 million years) tectonic episode. 8th Annu. Rep. (1962-1963), Res. Inst. Afr. Geol., Leeds Univ. U.K.: 48-49.
- Knipe, R.J. 1989. Deformation mechanisms - recognition from natural tectonics. *J. Struct. Geol.* 11: 127-146.
- Knoll A.H. & M.R. Walter 1992. Latest Proterozoic stratigraphy and earth history. *Nature* 356: 673-677.
- Kröner, A. & P.W. Layer 1992. Crust formation and plate motion in the Early Archean. *Science* 256: 1405-1411.
- Kröner, A. 1983. Proterozoic mobile belts compatible with the plate tectonic concept. *Mem. Geol. Soc. Am.* 161: 59-74.
- Kröner, A. 1984. Late Precambrian plate tectonics and orogeny: a need to redefine the term Pan-African. In *African Geology*, ed. J. Klerkx, J. Michot, pp. 23-28. Tervuren: Musée. R.1' Afrique Centrale.

- Lefebvre, J.J. & T. Tshiauka 1986. Le gro mines à Lubemne (Shaba-Zaire). *Annales Géologique Belgique* 109: 557-571.
- Mallick D.I.J. 1967: The metamorphic development of the Mpande Dome in Zambia. *Geol. Rundschau* 56: 670-691.
- Massonne, H.J., P.W. Mirwald & W. Schreyer 1981. Experimentelle Überprüfung der Reaktionskurve Chlorit + Quarz = Talk + Disthen im System MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *Fortschr. Miner.* 59 (Beih.1): 122-123.
- Massonne H.J. & W. Schreyer 1989. Stability field of the high-pressure assemblage talc + phengite and two new phengite barometers. *Eur. J. Mineral.* 1: 391-410.
- McElhinny, M.W. & M.O. McWilliams 1977. Precambrian geodynamics- and a palaeomagnetic view. *Tectonophysics* 40: 137-160.
- McGregor, J.A. 1960. The geology of part of the Katanga System in the Kalaba area, Northern Rhodesia, with special reference to copper-bearing magnesite. Rhodes Univ. Thesis.
- Mendelsohn, F. (ed.) 1961. The geology of the North Rhodesian Copperbelt. McDonald, London: 523 pp.
- Miller, R. Mc.G. 1983: The Pan-African Damara orogen of South West Africa/Namibia. In: R. McG. Miller (ed.), Evolution of the Damara orogen, South West Africa/Namibia. Geological Society of South Africa Special Publication No. 11: 431-515.
- Mittag, P. 1993. Geologische Kartierung des Mushingashi-Gebietes, (Luswishi Dome, Katanga Orogen) NW-Zambia.unveröff. Diplomkartierung am IGDL Göttingen: 53 S.
- Miyashiro, A. 1964. Oxidation and reduction in the earth's crust with special reference to the role of graphite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 28: 277-311.
- Miyashiro, A. 1994. Metamorphic petrology. UCL Press Limited, London.
- Murrell, S.A.F. 1986. Mechanics of tectogenesis in plate collision zones. In: Collision Tectonics. M.P. Coward & A.C. Ries (eds.) *Geol. Soc. Spec. Publ. Lond.* 19: 95-111.
- Nikitin, W. 1936. Die Fedorow-Methode. 109S. Berlin, Gebr. Borntraeger.
- Nockolds SR 1954. Average chemical composition of some igneous rocks. *Bull. Geol. Soc. Am.* 65: 1007-1032.
- Parkin, J. 1976. Geology of the St. Francis Mission area: explanation of degree sheet 1627, NE-quarter. *Rep. Geol. Surv. Zambia* 80: 112 pp. (unpubl.)
- Passchier, C.W. 1995. Precambrian orogenesis: was it really different? *Geol. Mijnbouw* 74: 141-150.
- Patterson, M.S. & L. Weiss 1966. Experimental deformation and folding in pyllite. *Geol. Soc. Am. Bull.* 77: 343-374.
- Platt, J.P. & R.L.M. 1980. Extensional structures in anisotropic rocks. *J. Struct. Geol.* 2: 387-410.
- Platt, J.P. 1987. The uplift of high-pressure-low-temperature metamorphic rocks. *Philosophical Transaction of the Royal Society, London, A.321*: 87-102.
- Plumb, K.A. 1991. New Precambrian time scale. *Episodes* 14: 139-140.
- Pohl, W. 1992. Stratigraphie und Struktur des Kapilimikwa Quarzite im Lwabono Gebiet (Luswishi Dome, Katanga Orogen), Nordwest-Zambia. unveröff. Diplomarbeit am IGDL Göttingen: 91 S.
- Popp, P.K., M.C. Gillbert & J.R. Craig 1977. Stability of Fe-Mg amphiboles with respect to oxygen fugacity. *Am. Mineralogist* 57: 1210-1231.
- Porada, H. 1989. Pan-African rifting and orogenesis in southern to equatorial Africa and eastern Brasil. *Precambrian Res.* 44: 103-136.
- Powell, C.McA., Z.X. Li, M.W. McElhinny, J.G. Meert, J.K. Park 1993. Paleomagnetic constraints on timing of the Neoproterozoic breakup of Rodinia and the Cambrian formation of Gondwana. *Geology* 21: 889-892.
- Quade, H. 1984. Die Lagenkugelprojektion in der Tektonik. Das SCHMIDTsche Netz und seine Anwendung. *Clausthaler Tek. H.* 20: 196S. Clausthal-Zellerfeld, A. Pilger (ed).
- Ramsay J.G. 1967. Folding and fracturing of rocks. McGraw Hill, New York.
- Ramsay, J. 1980. Shear zone geometry: A review. *J. Struct. Geol.* 2: 83-99.
- Ramsay, C.R. & J. Ridgway 1977. Metamorphic patterns in Zambia and their bearing on problems of Zambian tectonic history. *Precambrian Res.* 4: 321-337.
- Renne, P.R., T.C. Onstott, M.S. D'Agrella-Filho, I.G. Pacca & W. Teixeira 1990. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of 1.0-1.1 Ga magnetizations from the São Francisco and Kalahari cratons: Tectonic implications

- for Pan-African and Brasiliano mobile belts. *Earth and Planetary Science Letters* 101: 349-366.
- Rentzsch, J. 1974: The Kupferschiefer in comparison with the deposits of the Zambian Copperbelt. In: *Gisements stratiformes et provinces cuprifères*. P. Bartholome (ed.) *Ann. Soc. Geol. Belgique*: 395-418.
- Rozendaal, A. & L. Bruwer 1995. Tourmaline nodules: indicators of hydrothermal alteration and Sn-Zn-(W) mineralization in the Cape Granite Suite, South Africa. *Jour. Afr. Earth Sci.* 21: 141-155.
- Sanderson, D.J. & W.R.D. Marchini 1984. Transpression. *J. Struct. Geol.* 6: 449-485.
- Schmid, S.M. & M. Casey 1986. Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns. *Geophysical Monograph* 36: 263-286; Washington (American Geophysical Union).
- Schneiderhöhn, H. 1937. Die Kupferlagerstätten von North Rhodesia und Katanga. *Geol. Rundschau* 28: 282-291.
- Schreyer, W. 1977. Whiteschists: their compositions and pressure-temperature regimes based on experimental, field, and petrographic evidence. *Tectonophysics* 43: 127-144.
- Schreyer, W. 1988. Experimental studies on metamorphism of crustal rocks under mantle pressures. *Mineralogical Magazine* 52: 1-26.
- Schulz, J. 1983: Zambia. In: W. Storkbaum (ed.): *Wissenschaftliche Länderkunde*. Bd. 3. Wissenschaftliche Buchgesellschaft Darmstadt, S. 330.
- Shelley, D. 1993. *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Chapman and Hall, London.
- Sliwa, A.S. & C.A. Nguluwe 1984. Geological setting of Zambian Emerald Deposits. *Precambrian Res.* 25: 213-228.
- Snelling, N.J., R.L. Johnson & A.R. Drysdall 1972: The geochronology of Zambia. *Records. Geological. Survey Zambia* 12: 19-30.
- Spear F.S. & J.T. Cheney 1989. A petrogenetic grid for pelitic schists in the system $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$. *Contrib. Mineral. Petrol.* 101: 149-164.
- Stagman, J.G. 1962. The geology of southern Urungwe district. *Geol. Surv. S Rhod. Bull.* 55.
- Stern, R.J. 1994. Arc assembly and continental collision in the Neoproterozoic East African Orogen: Implications for the consolidation of Gondwanaland. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 22: 319-51.
- Sutton, J., F.R.S., & J. V. Watson, F.R.S., 1986. Architecture of continental Lithosphere. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 317, 5-12.
- Swan, A.R.H., M. Sandilands & P. McCabe 1995. *Introduction to geological data analysis*. Blackwell Science Ltd., Oxford, p. 446.
- Sweeney, M.A., P.L. Binda & D.J. Vaughan 1991. Genesis of the ores of the Zambian Copperbelt. *Ore Geol. Rev.* 6: 51-76.
- Sweeney, M.A. & P.L. Binda 1994. Some constraints on the formation of the Zambian Copperbelt deposits. *Jour. Afr. Earth Sci.* 19: 303-313.
- Tembo, F. 1994. The geology, geochemistry and tectonic significance of metagabbroic rocks in the Lufilian Arc of Zambia. *Dissertation Universität Göttingen*: 124 S., Cuvillier Verlag, Göttingen.
- Unrug, R. 1983: The Lufilian arc: a microplate in the Pan-African collision zone of the Congo and the Kalahari cratons. *Precambrian Res.* 21: 181-196.
- Unrug, R. 1987. Geodynamic evolution of the Lufilian arc and the Kundelungu aulacogen Angola, Zambia and Zaire. *Current res. Afr. earth sci.*: 117-120.
- Unrug, R. 1988. Mineralization controls and source of metals in the Lufilian fold belt, Shaba (Zaire), Zambia, and Angola. *Econ. Geol.* 83: 1247-1258.
- Van Eden, J.G. & P.L. Binda 1972. Scope of stratigraphic and sedimentologic analysis of the Katanga Sequence, Zambia. *Geol. Mijnbouw* 51: 321-328.
- Veevers JJ, 1990: Tectonic-climatic supercycles in the billion-year plate-tectonic eon: Permian Pan-gcean icehouse alternates with Cretaceous dispersed-continents greenhouse. *Sediment. Geol.* 68: 1-16.
- Veizer J., W. Compston, N. Clauer, N. Schidlowski 1983. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in the Late Proterozoic carbonates: evidence for a „mantle“ event at ~900 Ma ago. *Geochim. Cosmochim. Acta*: 47: 295-302.

- Vrana, S. & Barr, M.W.C. 1972. Talc-kyanite-quartz schist and other high-pressure assemblages from Zambia. *Miner. Mag.* 38: 837-846.
- Vrana, S. 1975. Magnesian-aluminous rocks, the associated ore mineralisation and the problem of magnesium-iron metasomatism. *Krystalinikum* 11: 101-114.
- Weber, K. 1981. Kinematic and metamorphic aspects of cleavage formation in very low-grade metamorphic slates. *Tectonophysics* 78: 291-306.
- Weber, K. 1992. Gefügeentwicklung in Transpressions- und Transtensionszonen. *Frankfurter wiss. Arb.* 11: 178-180.
- Weill, D.-F. & N.S. Fyfe 1964: The solubility of quartz in the range of 1000 - 4000 bars and 400 - 500 °C. *Geochim. Cosmochim. Acta* 28: 8, 1243-1255.
- Whitehead, A.N. 1967. *Science and the Modern World*. The Free Press, New York, 1967, S.186.
- Wilson, T.J., R.E. Hanson & M.S. Wardlaw 1993. Late Proterozoic evolution of the Zambezi belt, Zambia: Implications for regional Pan-African Tectonics and shear displacements in Gondwana. *Gondwana Eight*: 69-82.
- Windley, B.F. 1981. Precambrian rocks in the light of plate tectonic concept. In: *Precambrian plate tectonics*. A. Kröner (ed.): 1-2. Amsterdam, Elsevier.
- Wones, D.R. & H.R. Eugster 1965. Stability of biotite: experiment, theory, and application. *Am. Mineralogist* 50: 1228-1272.
- Woodcock, N.H. 1977. Specification of fabric shapes using an Eigenvalue Method. *Geol. Soc. Am. Bull.* 88: 1231-1236.

Verzeichnis der Abbildungen im Text

Abb. 6.1: Das Kartiergebiet im wirklichen Herzen Afrikas	2
Abb. 1.2: Variation in der Sr-Isotopenzusammensetzung im Laufe der Erdgeschichte (Burke et al. 1982, Veizer et al. 1983, Asmerom et al. 1991), Superkontinentzyklen (Veevers 1990) und der „Pan-African“-Zeitraum (nach Stern 1994).....	5
Abb. 1.3: Gondwana im Mesozoikum als Rest des Superkontinent Proto-Gondwana am Ende des Präkambriums (Stern 1994).....	6
Abb. 1.4: Schematische Strukturkarte vom südlichen Afrika (nach Clifford 1970, Daly 1986b).....	7
Abb. 1.5: Erste Phase während des pan-afrikanischen Orogenzyklus im südlichen Afrika (Wilson et al. 1993)	8
Abb. 1.6: Geologische Karte vom Lufilian Belt und Zambezi Belt (nach Porada 1989).	9
Abb. 1.7: Stratigraphie des Kupfergürtels (nach Unrug 1988).....	11
Abb. 1.8: Spät-proterozoische bis früh-paläozoische Kollision zwischen Kongo Kraton und Kalahari Kraton (Unrug 1983).....	14
Abb. 1.9: Pan-afrikanischer Orogenzyklus im Zambezi Belt und Lufilian Belt (Daly 1986b)	15
Abb. 1.10: Geologisches Profil durch den Mwombezhi Dome (Cosi et al. 1992)	16
Abb. 6.1: Abfolge der Kartiereinheiten am SE-Rand des Luswishi Dome	18
Abb. 6.1: Lithostratigraphische Abfolge vom SE-Rand des Luswishi Dome	25
Abb. 3.2: Korrelation zwischen den Gesteinsabfolgen vom SE-Rand des Luswishi Dome, vom Solwezi Dome (Arthurs 1974) und vom Chingola Gebiet (Garrard 1965).....	26
Abb. 6.2: Die Variation der dominierenden Streichrichtung im Kartiergebiet deutet auf eine sinistrale Transpression hin	31
Abb. 6.2: Die drei dominierenden Faltenorientierungen innerhalb des komplexen Faltungsmusters am SE-Rand des Luswishi Dome mit Polpunktverteilung im Schmidt'schen Netz.....	35
Abb. 4.3: Schematisches Blockbild der vier Teildeformationen und der zugehörigen Gefügeelemente vom SE-Rand des Luswishi Dome.....	37
Abb. 4.4: Punkte der orientierten Probennahme im Kartiergebiet.....	39
Abb. 4.5: Drei orthogonale Schnittlagen in Bezug zum Referenzlinear und zur Referenzfoliation sowie zu den dargestellten Quarz- und Glimmertexturen.....	39
Abb. 4.6: Korrelation zwischen Lage der c-Achen-Maxima und den aktivierten Gleitebenen (Bouchez & Pecher 1981).....	40

Verzeichnis der Abbildungen im Text

Abb. 4.7: Quarz-c- und a-Achsenverteilungen bei koaxialer (a.) und nicht koaxialer progressiver Deformation mit dextralem Schersinn (b.) (schematisch, aus Schmid & Casey 1986)	41
Abb. 4.21: Glimmertextur- und Quarz-c-Achsendarstellungen der Probe 21 (Biotitgneis, Basement Complex)	43
Abb. 4.38: Glimmertextur- und Quarz-c-Achsendarstellungen der Probe 38 (Muskovitschiefer, Scherzone)	44
Abb. 4.69: Glimmertextur- und Quarz-c-Achsendarstellungen der Probe 69 (Disthenschiefer, Scherzone)	45
Abb. 4.52: Glimmertextur- und Quarz-c-Achsendarstellungen der Probe 52 (BSS, untere Katanga Sequence)	46
Abb. 4.58: Glimmertextur- und Quarz-c-Achsendarstellungen der Probe 58 (BSS, untere Katanga Sequence)	46
Abb. 4.83a: Glimmertexturdarstellungen der Probe 83a (Alterationsgestein, untere Katanga Sequence)	47
Abb. 4.83b: Glimmertexturdarstellungen der Probe 83b (Biotitschiefer, untere Katanga Sequence)	47
Abb. 4.97: Glimmertexturdarstellungen der Probe 97 (Biotitschiefer, untere Katanga Sequence)	48
Abb. 4.98: Glimmertexturdarstellungen der Probe 98 (Biotitschiefer, untere Katanga Sequence)	48
Abb. 4.100: Glimmertexturdarstellungen der Probe 100 (Biotitschiefer, untere Katanga Sequence)	49
Abb. 4.101a: Glimmertexturdarstellungen der Probe 101a (Biotitschiefer, untere Katanga Sequence)	49
Abb. 4.101b: Glimmertexturdarstellungen der Probe 101b (Biotitschiefer, untere Katanga Sequence)	50
Abb. 4.103: Glimmertexturdarstellungen der Probe 103 (Biotitschiefer, untere Katanga Sequence)	50
Abb. 4.109: Glimmertexturdarstellungen der Probe 109 (Biotitschiefer, untere Katanga Sequence)	51
Abb. 4.136: Glimmertexturdarstellungen der Probe 136 (Biotitschiefer, untere Katanga Sequence)	52
Abb. 4.121: Glimmertexturdarstellungen der Probe 121 (Metasilt/tonstein, obere Katanga Sequence)	52
Abb. 4.125: Glimmertexturdarstellungen der Probe 125 (Metasilt/tonstein, obere Katanga Sequence)	53
Abb. 4.158: Glimmertexturdarstellungen der Probe 158 (Metasilt/tonstein, obere Katanga Sequence)	53
Abb. 4.14: Schematische Polfigur, die typische Symmetrieeigenschaften der untersuchten Glimmertexturen vereint	54
Abb. 4.9: Progressive Entwicklungsstadien einer Knickfältelung (Patterson & Weiss 1966)	55
Abb. 4.10: Eine heterogen ausgebildete Crenulation, z.B. durch eine ungleichmäßige Drucklösung angelegt, kann mehrere Intensitätsmaxima hervorrufen	55
Abb. 4.11: Ein Schergefüge („normal-slip crenulation“ (NSC) bzw. „reverse-slip crenulation“ (RSC)) subparallel zum Lagenbau und eine Crenulation (periklinale En echelons) bilden in einigen Biotitschiefern der unteren Katanga Sequence konjugierende Teilgefüge mit Streckungslinear annähernd parallel	

zum Fältelungslinear aus. Innerhalb der Glimmertextur ist diese Gefügesymmetrie an zwei aufeinander stehenden Teilgürteltrends in den Maxima zu erkennen.	56
Abb. 4.12: S1 und L1 bilden eine planare und lineare Anisotropie aus und definieren somit die Orientierung der Crenulation. Die Diskrepanz zwischen Spannungsfeld und Orientierung der Crenulation wird durch die Aktivierung von nicht tautozonal zur Mikrofältelung angelegten Mikroscherflächen kompensiert (Hanmer 1979)	57
Abb. 4.13: Glimmertexturen im Woodcock-Diagramm	58
Abb. 5.3: Verteilung pan-afrikanischer Metamorphite in Sambia nach Ramsay & Ridgway (1977)	61
Abb. 5.2: Paragenese im Basementgneis und ihre Beziehung zu den Deformationsphasen	62
Abb. 5.3: Darstellung des Basement-Gneises im PT- und AFM-Diagramm.....	63
Abb. 5.4: Pragagenese im Leukogneis und ihr Bezug zur Deformation	63
Abb. 5.5: Paragenese in der Scherzone mit Zuordnung zu den Deformationsphasen	65
Abb. 5.6: Die MASH-Vergesellschaftung Tlc+Als und die Reaktionsgrenze $\text{Chl} + \text{Qtz} = \text{Tlc} + \text{Als}$ nach Schreyer (1988) und Massonne et al. (1981).	66
Abb. 5.7: Löslichkeitsverhalten von SiO_2 in H_2O (aus Miyashiro 1994).....	68
Abb. 5.8: Stabilitätsverhältnisse von Eisenoxiden, gediegenem Eisen und reinem Wasser in Abhängigkeit von Sauerstoffugazität und Temperatur (Miyashiro 1964)	69
Abb. 5.9: Maximale $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ Verhältnisse von Olivin, orthorombischem Mg-Fe-Amphibol und Biotit bei bestimmten O_2 -Fugazitäten (aus Miyashiro 1994)	69
Abb. 5.10: Durchschnittliche chemische Zusammensetzung des Mg-Al-Gesteins und seiner potentiellen Ausgangsgesteine	71
Abb. 5.11: Paragenese der unteren Katanga Sequence und ihr Bezug zur Deformation.....	73
Abb. 5.12: Paragenese in der oberen Katanga Sequence und ihr Bezug zu den Deformationsphasen.....	75
Abb. 5.13: Ausschnitt des P-T- Pfades (thermal Peak, Dekompression, Abkühlung) der tektono-metamorphen Einheiten im Untersuchungsgebiet.....	77
Abb. 6.1: Schematisches Querprofil des Lufilian Belt parallel zur tektonischen Haupttransportrichtung Norden während der lufilischen Orogenese (Unrug 1988)	80
Abb. 6.2: Extension in Gebirgsgürteln während krustaler Einengung (Malavieille 1993).....	82
Abb. 6.3: Tektonische und metamorphe Entwicklung der tektono-metamorphen Einheiten vom SE-Rand des Luswishi Dome während der lufilischen Orogenese	86

Anhang

- Orientierungsdaten der Gefügeelemente.
- **Abb. 4.14: Stereographische Projektionen (Schmidt'sches Netz) der Quarzstrukturen (c-Achsen) im X, Z-Schnitt (senkrecht zur Referenzfoliation, parallel zum Referenzlinear).**
- **Abb. 4.15: Stereographische Projektionen (Schmidt'sches Netz) der Gefügeelemente vom SE-Rand des Luswishi Dome, Zambia.**
- **Abb. 4.16: Stereographische Projektionen (Schmidt'sches Netz) der Glimmertexturen im X, Y-Schnitt (parallel zur Referenzfoliation).**
- **Abb. 4.17: Stereographische Projektionen (Schmidt'sches Netz) der Glimmertexturen in Geländeorientierung.**
- **Tab. 4.1: Lokalität, Probenbezeichnung und Probennummer der orientierten Proben.**
- **Quantitative Mineralanalyse am REM (Oxide, Gew. %).**
- **Tab.5.1: Chemische Durchschnittszusammensetzung (Oxide, Gw. %) von Gabbro, tonhaltigem Evaporit, karbonatischem Siltstein, Mg-Al- Gestein und Peridotit.**
- **Tab. 5.2: Chemische Durchschnittszusammensetzungen (Tab. 5.1) einiger ausgewählter Elemente auf 100 % normiert (Oxide, Gw. %).**
- **Tab. 5.3: Chi-quadrat (χ^2) Test mit Gabbro und Mg-Al- Gestein im Vergleich.**
- **Tab. 5.4: Chi-quadrat (χ^2) Test mit karbonatischem Siltstein und Mg-Al- Gestein im Vergleich.**
- **Abb. 5.5: Chi-quadrat (χ^2) Test mit tonhaltigem Evaporit und Mg-Al- Gestein im Vergleich.**
- **Tab. 5.6: Chi-quadrat (χ^2) Test mit Peridotit und Mg-Al- Gestein im Vergleich.**
- **Tab. 5.7: Statistische χ^2 -Verteilung.**
- **Abkürzungen der Mineralnamen**
- **Fotos**

Orientierungsdaten der Gefügeelemente

Basement Complex

Einfallrichtung	Einfallwinkel	Gefügeelement
075	60	S1
096	55	S1
061	47	S1
078	47	S1
072	45	S1
090	53	S1
048	55	S1
048	52	S1
052	45	S1
040	48	S1
180	36	S1
110	12	S1
143	30	S1
035	37	S1
048	47	S1
046	63	S1
011	56	S1
050	40	S1
042	40	S1
088	64	S1
072	88	S1
084	75	S1
061	55	S1
271	50	S1
097	60	S1
095	60	S1
082	54	S1
115	50	S1
108	50	S1
116	65	S1
080	62	S1
098	65	S1
088	55	S1
040	25	S1
007	30	S1
049	30	S1
004	47	S1
352	54	S1
021	35	S1
117	50	S1
142	40	S1
154	17	S1
271	34	S1
066	61	S1
070	25	S1
050	57	S1

064	15	S1
070	12	S1
044	33	S1
042	18	S1
018	20	S1
055	16	S1
044	31	S1
008	50	S1
046	24	S1
032	34	S1
020	32	S1
024	32	S1
028	34	S1
044	43	S1
115	47	S1
073	28	S1
113	44	S1
112	26	S1
136	25	S1
134	27	S1
115	22	S1
143	47	S1
123	30	S1
118	44	S1
123	42	S1
115	38	S1
110	45	S1
112	35	S1
076	35	S1
082	34	S1
085	35	S1
124	35	S1
110	21	S1
112	26	S1
093	15	S1
061	31	S1
066	34	S1
056	20	S1
084	40	S1
048	30	S1
071	38	S1
050	40	S1
064	30	S1
077	56	S1
069	54	S1
033	19	S1
045	23	S1
031	20	S1
033	53	S1

Anhang

028	35	S1
025	39	S1
068	15	S1
118	30	S1
033	19	S1
031	20	S1
181	70	S1
045	23	S1
179	49	S1
171	82	S1
052	50	S1
044	43	S1
073	28	S1
113	44	S1
124	24	S2
152	54	S2
186	49	S2
093	74	S2
090	85	S2
173	49	S2
115	47	S2
124	24	S2
152	54	S2
098	45	QZ
072	72	QZ
148	54	QZ
305	55	QZ
182	50	QZ
030	70	QZ
124	15	L
129	35	L
082	21	L
086	20	L
068	30	L
090	40	L
078	34	L
096	27	L
127	05	L
248	37	KL
346	73	KL
118	81	KL
248	37	AC

Heiße Quelle Casho

Einfallrichtung	Einfallwinkel	Gefügeelement
100	51	S1
112	47	S1
068	55	S1
106	38	S1
101	53	S1
131	36	S1
122	40	S1

114	43	S1
116	31	S1
122	36	S1
011	30	S1
096	35	S1
107	32	S1
099	32	S1
178	35	S1
107	24	S1
084	23	S1
077	25	S1
077	28	S1
075	32	S1
048	20	S1
058	25	S1
050	36	S1
057	32	S1
038	22	S1
055	38	S1
030	40	S1
050	38	S1
084	26	S1
092	24	S1
118	34	S1
069	56	S1
091	37	S1
108	21	S1
084	26	S1
083	22	S1
083	35	S1
114	29	S1
094	41	S1
092	43	S1
096	40	S1
102	30	S1
096	29	S1
100	51	S1
112	47	S1
068	55	S1
101	53	S1
114	43	S1
131	36	S1
106	38	S1
122	40	S1
116	31	S1
122	36	S1
111	30	S1
096	35	S1
107	32	S1
099	32	S1
138	35	S1
101	24	S1

084	23	S1
129	18	L
106	20	L
122	20	L
112	28	L
058	45	KL
033	50	KL
045	45	KL
075	70	KL
038	63	KL
190	85	KL
062	60	KL
052	76	KL
026	70	KL
078	75	KL
055	60	KL
058	64	KL
058	73	KL
170	65	KL
170	83	KL
174	75	KL
044	65	KL
038	75	KL
055	30	KL
054	34	KL
052	36	KL
235	32	KL
222	44	KL
239	47	KL
196	85	KL
187	70	KL
224	78	KL
015	60	KL
038	70	KL
044	54	KL
224	60	KL
218	63	KL
234	65	KL
051	75	KL
042	60	KL
068	25	KL
070	28	KL
072	25	KL
024	87	KL
020	85	KL
293	50	KL
272	65	KL
234	68	KL
168	42	KL
168	54	KL
182	41	KL
318	57	KL

295	55	KL
002	68	KL
190	88	KL
054	77	KL
162	35	KL
168	35	KL
348	80	KL
055	63	KL
055	63	KL
253	65	KL
057	62	KL
180	80	KL
176	54	KL
186	87	KL
061	77	KL
234	59	KL
214	64	KL
138	70	KL
255	75	KL
068	67	KL
222	90	KL
043	55	KL
068	35	KL
168	45	KL
123	85	KL
218	89	KL
359	83	KL
208	72	KL
152	35	KL
188	76	KL
168	62	KL
040	63	KL
046	60	KL
242	72	KL
075	63	KL
075	70	KL
059	55	KL
050	63	KL
202	85	KL
183	55	KL
166	40	KL
113	40	KL
271	76	KL
332	69	KL
340	74	KL
317	84	KL
213	75	KL
186	87	KL
230	65	KL
092	52	KL
174	69	KL
177	57	KL

Anhang

182	56	KL
116	15	KL
174	90	KL
196	90	KL
061	45	KL
060	66	KL
066	71	KL
134	33	KL
129	49	KL
012	76	KL
360	86	KL
059	64	KL
183	66	KL
234	89	KL
034	56	KL
032	51	KL
048	81	KL
248	70	KL
186	62	KL
232	75	KL
280	31	KL
012	89	KL
195	73	KL
212	62	KL
325	66	KL
183	89	KL
056	60	KL
246	62	KL
174	84	KL
188	69	KL
304	84	KL
250	56	KL
040	72	KL
255	44	KL
253	54	KL
188	84	KL
001	79	KL
255	50	KL
181	70	KL
299	66	KL
167	60	KL
030	79	KL
350	65	KL
062	50	KL
013	85	KL
040	89	KL
008	73	KL
177	71	KL
190	57	KL
233	80	KL
261	64	KL
174	74	KL

031	83	KL
189	78	KL
271	64	KL
052	76	KL
190	84	KL
170	53	KL
021	62	KL
046	60	KL
049	60	KL
198	21	KL
256	32	KL
248	42	KL
132	68	KL
125	65	KL
257	64	KL
031	50	KL
030	56	KL
254	71	KL
251	46	KL
216	48	KL
096	20	KL
050	45	KL
059	59	KL
310	71	KL
341	72	KL
324	79	KL
044	50	KL
050	60	KL
196	71	KL
094	49	KL
194	64	KL
356	54	KL
192	34	KL
069	53	KL
060	60	KL
237	66	KL
316	81	KL
125	65	KL
036	55	KL
045	46	KL
059	34	KL
084	50	KL
077	34	KL
100	60	KL
174	90	KL
196	90	KL
061	45	KL
060	66	KL
066	71	KL
134	33	KL
129	49	KL
012	76	KL

360	86	KL
059	64	KL
183	66	KL
234	89	KL
034	56	KL
032	51	KL
048	81	KL
248	70	KL
186	62	KL
232	75	KL
280	31	KL
012	89	KL
195	73	KL
212	62	KL
325	66	KL
183	89	KL
056	60	KL
246	62	KL
174	84	KL
188	69	KL
304	84	KL
250	56	KL
040	72	KL
255	44	KL
253	54	KL
188	84	KL
001	79	KL
055	50	KL
181	70	KL
299	66	KL
167	60	KL
030	79	KL
350	65	KL
062	50	KL
013	85	KL
040	89	KL
008	73	KL
177	71	KL
190	57	KL
233	80	KL
261	64	KL
174	74	KL
031	83	KL
189	78	KL
271	64	KL
052	76	KL
190	84	KL
170	53	KL

Scherzone

Einfallrichtung	Einfallwinkel	Gefügeelement
122	57	S1

123	58	S1
104	47	L
134	51	S1
065	31	L
128	45	S1
124	25	S1
128	53	S1
110	53	S1
127	60	S1
116	46	S1
134	62	S1
116	55	S1
128	58	S1
116	52	S1
042	14	L
062	36	L
066	21	L
062	25	L
208	25	L
222	11	L
232	25	L
054	55	S1
071	66	S1
079	63	S1
085	70	S1
132	48	S1
097	45	L
125	55	S1
061	57	S2
139	40	S1
124	40	S1
138	40	S1
118	36	S1
144	40	S1
147	46	S1
131	51	S1
010	56	S2
097	41	S2
077	47	S2
029	75	S2
109	60	L
112	50	S1
124	52	S1
094	46	L
080	40	L
098	45	L
058	28	L
044	43	S2
073	28	S2
113	44	S2
124	24	S1
115	47	S1

Anhang

152	54	S1
085	50	S1
083	54	S1

Untere Katanga Sequence

Einfallrichtung	Einfallwinkel	Gefügeelement
112	43	S1
073	50	S1
141	80	S1
102	49	S1
086	47	S1
102	46	S1
098	37	S1
059	50	S1
024	32	S1
111	44	S1
338	66	S1
288	70	S1
297	62	S1
095	47	S1
120	30	S1
152	60	S1
074	54	S1
116	60	S1
078	55	S1
137	33	S1
146	55	S1
148	55	S1
148	60	S1
201	57	S1
201	85	S1
038	85	S1
160	44	S1
158	50	S1
203	55	S1
170	70	S1
174	60	S1
096	50	S1
146	50	S1
144	51	S1
146	57	S1
126	57	S1
152	67	S1
084	55	S1
080	52	S1
072	55	S1
064	65	S1
073	37	S1
074	40	S1
085	40	S1
190	60	S1
183	72	S1

096	45	S1
092	45	S1
061	52	S1
083	68	S1
063	45	S1
087	43	S1
080	35	S1
061	39	S1
061	51	S1
072	55	S1
054	50	S1
045	59	S1
028	44	S1
029	72	S1
070	36	S1
110	50	S1
168	50	S1
220	40	S1
229	50	S1
179	42	S1
062	74	S1
150	50	S1
140	55	S1
040	32	S1
216	44	S1
334	64	S1
327	85	S1
330	35	S1
331	59	S1
322	85	S1
342	52	S1
001	54	S1
354	69	S1
010	62	S1
342	68	S1
331	51	S1
154	54	S1
148	55	S1
153	59	S1
158	55	S1
180	59	S1
140	65	S1
139	62	S1
144	70	S1
357	78	S1
352	90	S1
356	84	S1
348	86	S1
001	72	S1
001	73	S1
159	57	S1
033	35	S1

308	88	S1
147	39	S1
152	33	S1
152	39	S1
124	60	S1
120	50	S1
130	40	S1
122	52	S1
130	45	S1
118	50	S1
124	55	S1
182	62	S1
099	56	S1
106	65	S1
068	37	S1
100	43	S1
086	40	S1
116	42	S1
106	34	S1
093	40	S1
054	51	S1
050	35	S1
046	54	S1
085	59	S1
054	78	S1
052	66	S1
121	54	S1
083	31	S2
074	54	S2
074	80	S2
157	51	S2
112	52	S2
135	60	S2
105	55	S2
058	45	S2
082	56	S2
096	33	S2
060	56	S2
085	55	S2
085	40	S2
057	45	S2
057	54	S2
127	42	S2
107	45	S2
067	55	S2
104	36	S2
082	56	S2
124	30	S2
192	40	S2
091	57	S2
228	27	S2
042	73	S2

116	53	S2
112	60	S2
116	53	S2
099	36	S2
080	59	S2
107	47	S2
350	45	S2
081	31	S2
134	42	S2
122	52	S2
121	52	S2
156	60	S2
131	54	S2
149	54	S2
121	57	S2
151	54	S2
032	71	S2
004	38	S2
164	69	S2
201	57	KL
038	85	KL
057	20	KL
021	30	KL
092	17	KL
108	38	KL
048	46	L
040	28	L
024	32	L
114	30	L
105	50	L
097	38	L
092	37	L
112	47	L
114	43	L
080	29	L
124	36	L
066	45	L
117	44	L
120	50	L
047	43	L
155	57	L
215	50	L
108	14	L
092	48	L
099	54	L
093	40	L
200	63	QZ
206	78	QZ
210	79	QZ
036	67	QZ
015	73	QZ
123	50	QZ

Anhang

156	50	QZ
108	60	QZ
059	64	QZ
268	67	QZ
286	40	QZ
304	75	QZ
055	56	QZ
064	70	QZ
068	64	QZ
302	58	QZ

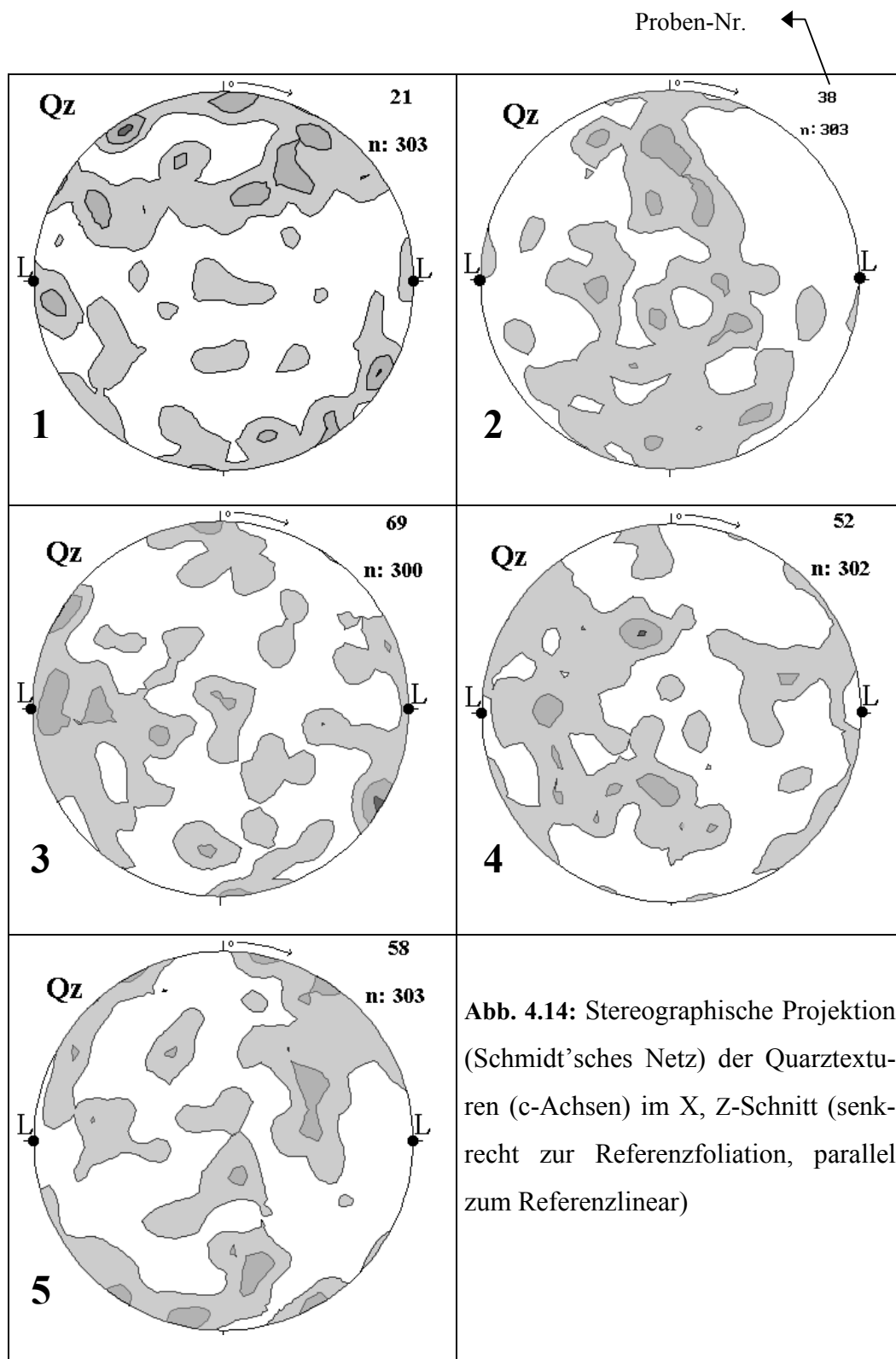
Obere Katanga Sequence

Einfallrichtung	Einfallwinkel	Gefügeelement
179	36	S1
176	42	S1
185	46	S1
182	37	S1
178	45	S1
146	30	S1
153	27	S1
164	31	S1
151	34	S1
167	37	S1
170	35	S1
163	34	S1
174	43	S1
170	74	S1
196	65	S1
168	73	S1
176	71	S1
180	81	S1
179	81	S1
146	37	S1
185	87	S1
185	81	S1
172	63	S1
195	80	S1
015	86	S1
003	88	S1
028	59	S1
015	85	S1
012	86	S1
019	76	S1
014	80	S1
031	70	S1
029	83	S1
186	76	S1
182	80	S1
170	42	S1
187	73	S1
182	61	S1
180	48	S1

189	32	S1
189	70	S1
013	89	S1
015	89	S1
186	76	S1
029	49	S1
024	60	S1
026	55	S1
017	64	S1
022	67	S1
190	46	S1
192	68	S1
242	54	S1
246	66	S1
044	36	S1
016	80	S1
359	60	S1
168	50	S1
003	61	S1
033	64	S1
152	60	S1
176	79	S1
020	64	S1
188	53	S1
186	75	S1
192	85	S1
217	40	S1
211	57	S1
207	67	S1
202	40	S1
014	30	S1
012	34	S1
008	88	S1
165	30	S1
031	74	S1
050	31	S1
034	50	S1
031	48	S1
035	45	S1
030	54	S1
010	36	S1
023	40	S1
018	45	S1
100	86	S2
156	82	S2
240	26	S2
190	66	S2
214	69	S2
208	55	S2
160	80	S2
178	65	S2
143	31	S2

126	75	S2
170	45	S2
184	66	S2
159	40	S2
173	50	S2
187	69	S2
178	70	S2
146	46	S2
168	45	S2
168	50	S2
182	54	S2
087	48	S2
193	48	S2
142	29	S2
012	81	S2
173	51	S2
142	51	S2
248	60	S2
028	71	S2

147	46	S2
010	72	S2
053	52	S2
123	50	S2
024	78	S2
007	62	S2
094	45	S2
094	54	S2
106	43	S2
120	80	S2
154	79	S1
031	74	KL
086	25	L
100	13	L
094	45	QZ
098	54	QZ
024	78	QZ
007	62	QZ



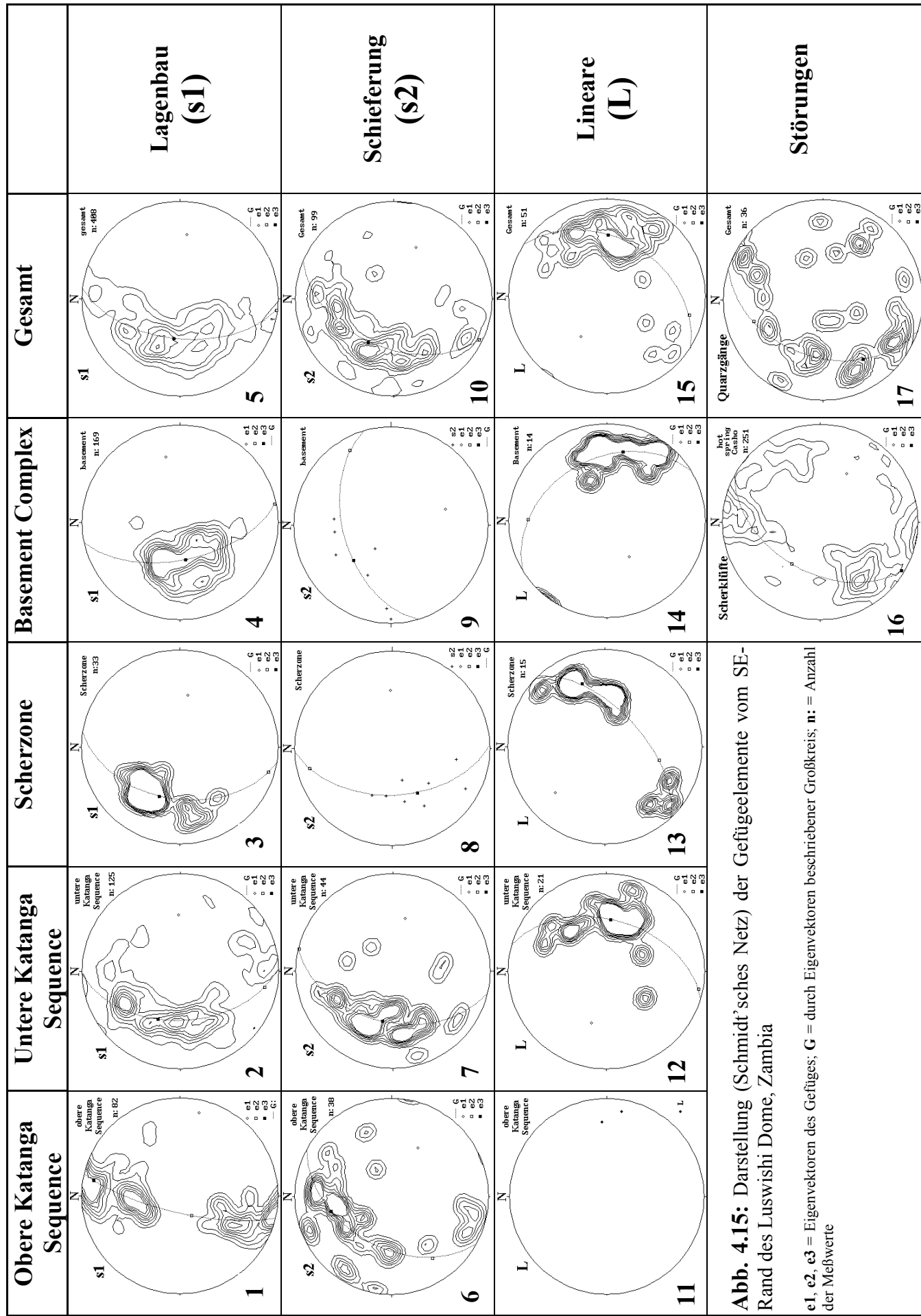


Abb. 4.15: Darstellung (Schmidt'sches Netz) der Gefügeelemente vom SE-Rand des Luswishi Dome, Zambia

e1, e2, e3 = Eigenvektoren des Gefüges; G = durch Eigenvektoren beschriebener Großkreis; n: = Anzahl der Meßwerte

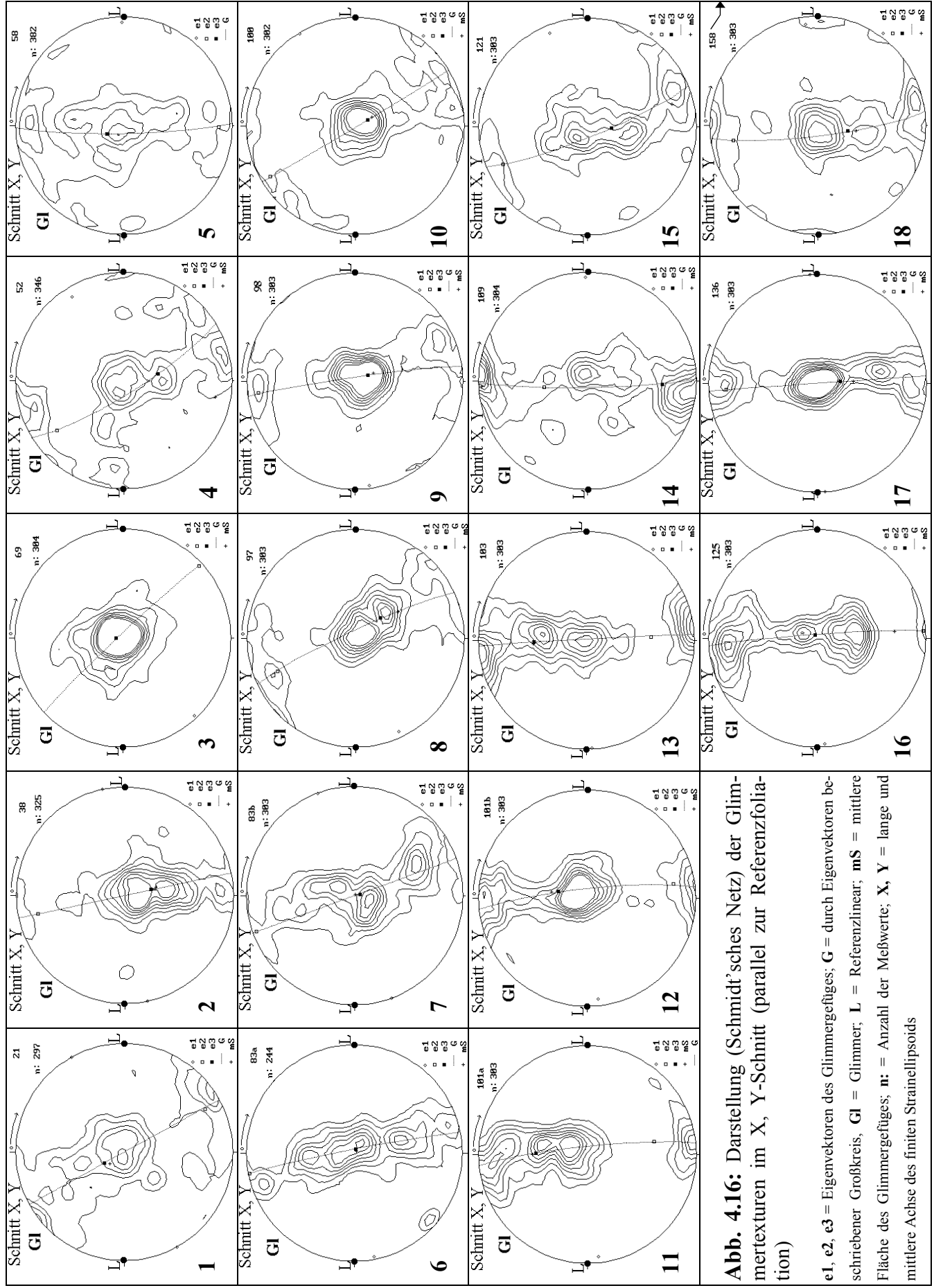


Abb. 4.16: Darstellung (Schmidt'sches Netz) der Glimmer-texturen im X, Y-Schnitt (parallel zur Referenzfoliation)

e_1, e_2, e_3 = Eigenvektoren des Glimmergefüges; G = durch Eigenvektoren beschriebener Großkreis, GI = Glimmer; L = Referenzlinear; mS = mittlere Fläche des Glimmergefüges; n = Anzahl der Meßwerte; X, Y = lange und mittlere Achse des finiten Strainellipsoids

Proben-Nr.

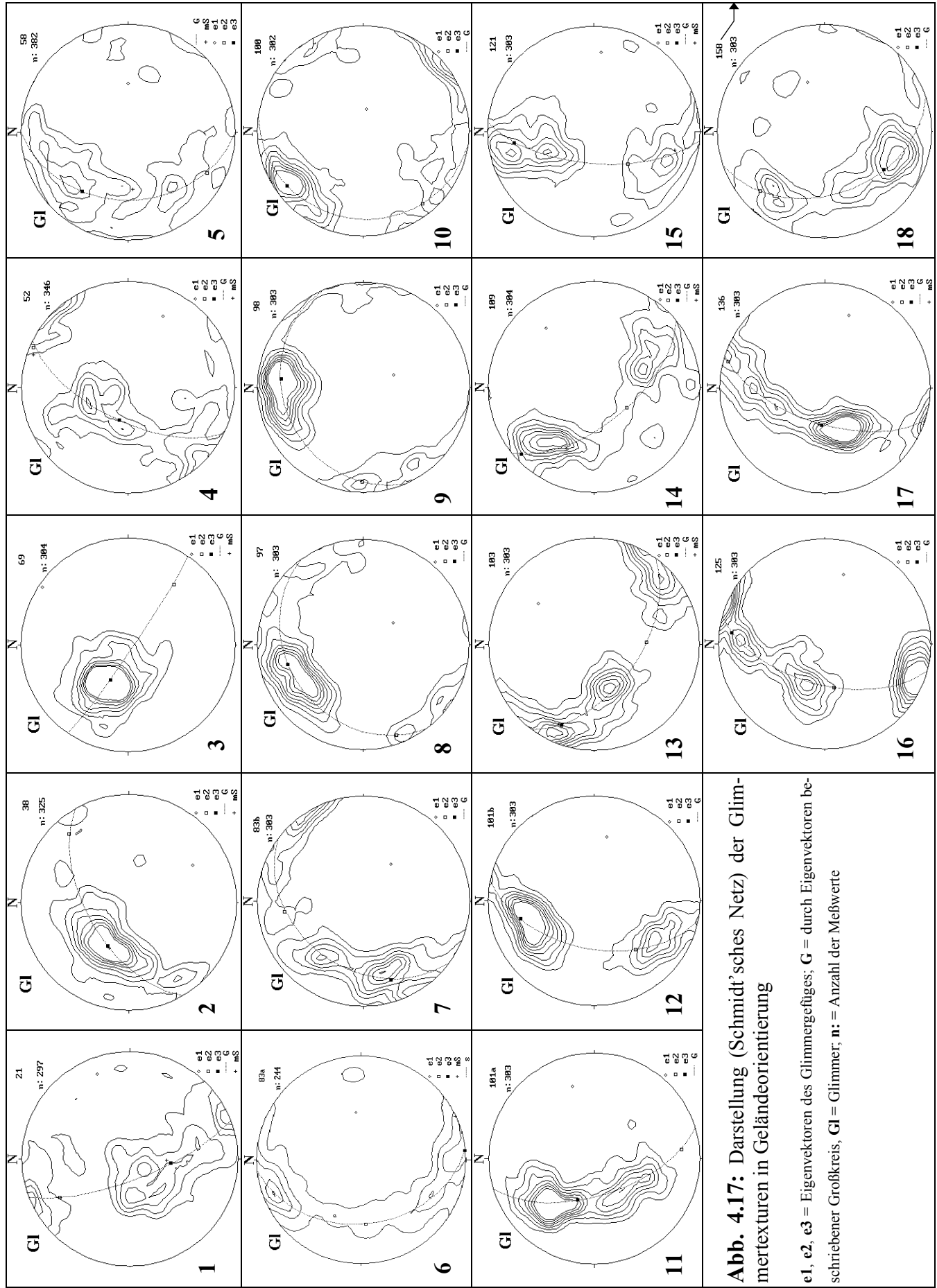


Abb. 4.17: Darstellung (Schmidt'sches Netz) der Glimmertexturen in Geländeorientierung

e1, e2, e3 = Eigenvektoren des Glimmergefüges; G = durch Eigenvektoren beschriebener Großkreis; G1 = Glimmer; n = Anzahl der Meßwerte

NR.	PROBE	GESTEIN	UTM-GITTER	GEMESSENE TEXTUR
21	Z4.9.8	Gneis	NR 281 815	Quarz, Glimmer
38	Z4.9.i	Muskovitschiefer	NR 294 808	Quarz, Glimmer
69	Z21.8.M2	Disthenschiefer	NR 303 825	Quarz, Glimmer
52	Z27.8.2	BSS	NR 299 810	Quarz, Glimmer
58	Z11.8.26	BSS	NR 303 815	Quarz, Glimmer
83a	Z16.8.47	Alterationsgestein	NR 311 813	Glimmer
83b	Z16.8.47	Biotitschiefer	NR 311 813	Glimmer
97	Z17.8.60	Biotitschiefer	NR 315 810	Glimmer
98	Z17.8.61	Biotitschiefer	NR 315 809	Glimmer
100	Z18.8.63	Biotitschiefer	NR 316 818	Glimmer
101a	Z18.8.64	Biotitschiefer	NR 317 817	Glimmer
101b	Z18.8.64	Biotitschiefer	NR 317 817	Glimmer
103	Z18.8.66	Biotitschiefer	NR 320 803	Glimmer
109	Z30.8.68	Biotitschiefer	NR 321 802	Glimmer
121	Z30.8.78	Metasiltstein	NR 324 786	Glimmer
125	Z31.8.90	Metasiltstein	NR 328 773	Glimmer
136	Z12.9.b	Biotitquarzit	NR 296 761	Glimmer
158	Z25.9.104	Metasiltstein	NR 328 773	Glimmer

Tab. 4.1: Lokalität, Probenbezeichnung & Probennummer der orientierten Proben

Talkschiefer, 57 Z 27.8.5, NR 299 811							
	KLINOCHLOR	KLINOCHLOR	KLINOCHLOR	TALK	TALK	HORNBLLENDE	
SiO ₂	28,729	28,895	28,896	59,952	60,295	62,711	SiO ₂
Al ₂ O ₃	23,033	23,645	22,863	0,781	2,285	0,992	Al ₂ O ₃
TiO ₂	0,015	0	0,057	0,089	0,063	0,001	TiO ₂
Cr ₂ O ₃	0,042	0,035	0,018	0	0,011	0,045	Cr ₂ O ₃
MnO	0	0,024	0	0	0,083	0	MnO
FeO	0,838	1,006	0,814	0,176	0,239	0,125	FeO
CaO	0	0	0,025	0	0	5,103	CaO
MgO	29,612	32,021	31,097	28,637	28,814	3,446	MgO
K ₂ O	0,048	0,004	0	0	0,027	0,822	K ₂ O
P ₂ O	0,041	0,117	0,131	0,153	0,020	0,202	P ₂ O
ClO ₀	0,69	0,011	0,049	0,004	0,001	0,222	ClO ₀
Na ₂ O	0	0,94	0	0	0	6,350	Na ₂ O
H ₂ O ⁺	17,574	14,147	16,05	10,208	8,162	19,981	H ₂ O ⁺
Total	100,622	100,845	100	100	100	100	Total

Quantitative Mineralanalyse am REM (Oxide, Gew.%)

Anhang

Talkschiefer, 57 Z 27.8.5, NR 299 811						
	DISTHEN	SILLIMANIT	QUARZ	ALBIT	ALBIT	
SiO ₂	36,938	36,414	97,136	66,404	64,670	SiO ₂
Al ₂ O ₃	61,168	61,260	0	18,533	21,707	Al ₂ O ₃
TiO ₂	0,056	0,045	0	0	0,033	TiO ₂
Cr ₂ O ₃	0	0,016	0,063	0	0,063	Cr ₂ O ₃
MnO	0,001	0	0,030	0,97	0	MnO
FeO	1,097	0,652	0,080	0,052	0,101	FeO
CaO	0,076	0,001	0	0,092	1,948	CaO
MgO	0,051	0,089	0	0	0	MgO
K ₂ O	0,018	0	0,013	0,053	0,022	K ₂ O
P ₂ O	0,340	0,064	0,149	0,134	0,115	P ₂ O
ClO ₀	0,013	0	0,012	0,030	0	ClO ₀
Na ₂ O	0	0	0	10,408	9,634	Na ₂ O
H ₂ O ⁺	0,244	1,459	2,516	4,197	1,706	H ₂ O ⁺
Total	100,002	100	99,999	100,873	99,999	Total

Quantitative Mineralanalyse am REM (Oxide, Gew.%)

Leukogneis, 25 Z28.8.3, NR 293 812							
	GRANAT 1 (KERN)	GRANAT 1 (RAND)	GRANAT 2	MUSKOVIT	MUSKOVIT	QUARZ	
SiO ₂	36,535	36,386	35,469	42,772	44,717	96,677	SiO ₂
Al ₂ O ₃	20,736	20,424	20,238	30,748	31,404	0	Al ₂ O ₃
TiO ₂	0	0	0,071	0,167	0,199	0	TiO ₂
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0,026	0,05	Cr ₂ O ₃
MnO	20,578	21,331	20,336	0,126	0,062	0,087	MnO
FeO	19,881	19,552	19,400	3,381	4,030	0	FeO
CaO	1,178	0,634	0,931	0	0	0	CaO
MgO	1,249	1,276	1,336	0,789	0,623	0	MgO
K ₂ O	0,012	0,011	0	7,998	10,814	0	K ₂ O
P ₂ O	0,102	0,162	0,431	0,186	0,076	0,261	P ₂ O
ClO ₀	0	0,035	0,056	0,058	0,013	0,017	ClO ₀
Na ₂ O	0	0	0	0,044	0,187	0	Na ₂ O
H ₂ O ⁺	0	0,19	1,731	13,733	7,848	2,908	H ₂ O ⁺
Total	100,242	100,001	99,999	100,002	99,999	100	Total

Quantitative Mineralanalyse am REM (Oxide, Gew.%)

Leukogneis, 25 Z28.8.3, NR 293 812								
	KALIFELD- SPAT	KALIFELD- SPAT	KALIFELD- SPAT	ALBIT	ALBIT	ALBIT	HORNBLLENDE	
SiO ₂	44,293	63,535	63,271	64,388	64,801	64,746	59,566	SiO ₂
Al ₂ O ₃	30,429	18,136	17,709	20,086	19,975	20,034	0	Al ₂ O ₃
TiO ₂	0,104	0,119	0	0	0	0	1,080	TiO ₂
Cr ₂ O ₃	0	0,102	0,037	0	0	0,109	0,017	Cr ₂ O ₃
MnO	0,082	0	0	0,020	0,34	0,011	0,056	MnO
FeO	3,728	0,048	0,038	0,058	0	0,023	0,204	FeO
CaO	0	0	0	1,536	1,318	1,563	5,693	CaO
MgO	0,615	0,025	0	0	0	0	0,026	MgO
K ₂ O	10,520	16,399	15,932	0,184	0,106	0,171	6,532	K ₂ O
P ₂ O	0,047	0,243	0,199	0,066	0,125	0,261	0,138	P ₂ O
ClO _n	0,008	0,003	0,039	0	0	0	0,197	ClO _n
Na ₂ O	0,182	0,284	0,398	9,472	9,917	9,804	5,433	Na ₂ O
H ₂ O ⁺	9,991	1,104	2,378	4,191	3,723	3,279	21,059	H ₂ O ⁺
Total	99,999	99,998	100,001	100,001	100,305	100,001	100,001	Total

Quantitative Mineralanalyse am REM (Oxide, Gew.%)

	GABBRO ¹⁾	EVAPORITES IN MUDSTONES ²⁾	MG-AL- ROCK (ZAMBIA) ²⁾	SHALES (PLATFORMS) ³⁾	PERIDOTITE ¹⁾
SiO ₂	48,36	53,34	64,2	50,7	43,54
TiO ₂	1,32	1	1,26	0,78	0,81
Al ₂ O ₃	16,84	18,95	13,35	15,1	3,99
B ₂ O ₃	<i>n.rep.</i>	<i>n.rep.</i>	0,04	<i>n.rep.</i>	<i>n.rep.</i>
Fe ₂ O ₃	2,55	1,75	3,7	4,4	2,51
FeO	7,92	3,1	0,4	2,1	9,84
MnO	0,18	<i>n.rep.</i>	0	<i>n.rep.</i>	0,21
MgO	8,06	19,65	13,13	3,3	34,02
CaO	11,07	0,45	0,125	7,2	3,46
Na ₂ O	2,26	0,05	1,475	0,8	0,56
K ₂ O	0,56	1,45	0,25	3,5	0,25
Li ₂ O	<i>n.rep.</i>	<i>n.rep.</i>	<i>n.det.</i>	<i>n.rep.</i>	<i>n.rep.</i>
P ₂ O ₅	0,24	<i>n.rep.</i>	0,09	<i>n.rep.</i>	0,05
H ₂ O ⁺	0,64	9,2	2,175	<i>n.rep.</i>	0,76
H ₂ O ⁻	<i>n.rep.</i>	<i>n.rep.</i>	0,3	<i>n.rep.</i>	<i>n.rep.</i>
C	<i>n.rep.</i>	<i>n.rep.</i>	0,11	6,77	<i>n.rep.</i>
Total	99,9	108,94	100,65	99,65	100

1) nach Nockolds, 1954, ²⁾ nach Schreyer, 1977; ³⁾ nach Carmichael, 1989;

Tab.5.1: Chemische Durchschnittszusammensetzung (Oxide, Gw.%)

	GABBRO ¹⁾	EVAPORITES IN MUDSTONES ²⁾	MG-AL- ROCK (ZAMBIA) ²⁾	SHALES (PLATFORMS) ³⁾	PERIDOTITE ¹⁾
SiO ₂	48,88	53,48	65,58	57,69	43,99
TiO ₂	1,33	1,00	1,29	0,89	0,82
Al ₂ O ₃	17,02	19,00	13,64	17,18	4,03
Fe ₂ O ₃	2,58	1,75	3,78	5,01	2,54
FeO	8,00	3,11	0,41	2,39	9,94
MgO	8,15	19,70	13,41	3,76	34,37
CaO	11,19	0,45	0,13	8,19	3,50
Na ₂ O	2,28	0,05	1,51	0,91	0,57
K ₂ O	0,57	1,45	0,26	3,98	0,25
Total	100	100	100	100	100

Tab. 5.2: Chemische Durchschnittszusammensetzungen aus Tab. 5.1 einiger ausgewählter Elemente auf 100 % normiert (Oxide, Gw.%)

	MG-AL- ROCK (ZAMBIA) (O)	GABBRO (E)	$\chi^2 = \sum_{j=1}^k \frac{(O_j - E_j)^2}{E_j}$ <p style="text-align: center;">28,928</p>
SiO ₂	65,584	48,878	
Al ₂ O ₃	13,638	17,020	
MgO	13,413	8,146	
TiO ₂	1,287	1,334	
Fe ₂ O ₃	3,780	2,577	
FeO	0,409	8,005	
CaO	0,128	11,189	
Na ₂ O	1,507	2,284	
K ₂ O	0,255	0,566	

Tab. 5.3: Chi-quadrat (χ^2) Test mit Gabbro und Mg-Al- Gestein im Vergleich. O = beobachtete Werte (aus Tab. 5.2), E = erwartete Werte (aus Tab. 5.2).

	MG-AL- ROCK (ZAMBIA) (O)	SHALES (PLATFORMS) (E)	$\chi^2 = \sum_{j=1}^k \frac{(O_j - E_j)^2}{E_j}$ <p style="text-align: center;">40,592</p>
SiO ₂	65,584	57,69	
Al ₂ O ₃	13,638	17,18	
MgO	13,413	3,76	
TiO ₂	1,287	0,89	
Fe ₂ O ₃	3,780	5,01	
FeO	0,409	2,39	
CaO	0,128	8,19	
Na ₂ O	1,507	0,91	
K ₂ O	0,255	3,98	

Tab. 5.4: Chi-quadrat (χ^2) Test mit karbonatischem Siltstein und Mg-Al- Gestein im Vergleich. O = beobachtete Werte (aus Tab. 5.2), E = erwartete Werte (aus Tab. 5.2).

	MG-AL- ROCK (ZAMBIA) (O)	EVAPORITES IN MUDSTO- NES (E)	$\chi^2 = \sum_{j=1}^k \frac{(O_j - E_j)^2}{E_j}$
SiO₂	65,584	53,48	54,570
Al₂O₃	13,638	19,00	
MgO	13,413	19,70	
TiO₂	1,287	1,00	
Fe₂O₃	3,780	1,75	
FeO	0,409	3,11	
CaO	0,128	0,45	
Na₂O	1,507	0,05	
K₂O	0,255	1,45	

Abb. 5.5: Chi-quadrat (χ^2) Test mit tonhaltigem Evaporit und Mg-Al- Gestein im Vergleich. O = beobachtete Werte (aus Tab. 5.2), E = erwartete Werte (aus Tab. 5.2).

	MG-AL- ROCK (ZAMBIA) (O)	PERIDOTITE (E)	$\chi^2 = \sum_{j=1}^k \frac{(O_j - E_j)^2}{E_j}$
SiO₂	65,584	43,99	61,104
Al₂O₃	13,638	4,03	
MgO	13,413	34,37	
TiO₂	1,287	0,82	
Fe₂O₃	3,780	2,54	
FeO	0,409	9,94	
CaO	0,128	3,50	
Na₂O	1,507	0,57	
K₂O	0,255	0,25	

Tab. 5.6: Chi-quadrat (χ^2) Test mit Peridotit und Mg-Al- Gestein im Vergleich. O = beobachtete Werte (aus Tab. 5.2), E = erwartete Werte (aus Tab. 5.2).

v	α (%)				
	10	5	2.5	1	0.5
1	2.706	3.841	5.024	6.635	7.879
2	4.605	5.991	7.378	9.210	10.597
3	6.251	7.815	9.348	11.345	12.838
4	7.779	9.488	11.143	13.277	14.860
5	9.236	11.070	12.832	15.086	16.750
6	10.645	12.592	14.449	16.812	18.548
7	12.017	14.067	16.013	18.475	20.278
8	13.362	15.507	17.535	20.090	21.955
9	14.684	16.919	19.023	21.666	23.589
10	15.987	18.307	20.483	23.209	25.188
11	17.275	19.675	21.920	24.725	26.757
12	18.549	21.026	23.337	26.217	28.300
13	19.812	22.362	24.736	27.688	29.819
14	21.064	23.685	26.119	29.141	31.319
15	22.307	24.996	27.488	30.578	32.801
16	23.542	26.296	28.845	32.000	34.267
17	24.769	27.587	30.191	33.409	35.718
18	25.989	28.869	31.526	34.805	37.156
19	27.204	30.144	32.852	36.191	38.582
20	28.412	31.410	34.170	37.566	39.997
22	30.813	33.924	36.781	40.289	42.796
24	33.196	36.415	39.364	42.980	45.558
26	35.563	38.885	41.923	45.642	48.290
28	37.916	41.337	44.461	48.278	50.994
30	40.256	43.773	46.979	50.892	53.672
35	46.059	49.802	53.203	57.342	60.275
40	51.805	55.758	59.342	63.691	66.766
45	57.505	61.656	65.410	69.957	73.166
50	63.167	67.505	71.420	76.154	79.490
60	74.397	79.082	83.298	88.379	91.952
70	85.527	90.531	95.023	100.425	104.215
80	96.578	101.879	106.629	112.329	116.321
90	107.565	113.145	118.136	124.116	128.299
100	118.498	124.342	129.561	135.807	140.170
200	226.021	233.994	241.058	249.445	255.264

Tab. 5.7: Statistische χ^2 -Verteilung. α (%) = Wahrscheinlichkeit, v = Freiheitsgrade (aus Swan et al. 1995)

Abkürzungen der Mineralnamen

Ab	Albit	Hem	Hämatit
Adr	Andradit	Ilm	Illmenit
Ads	Andesin	Kfs	Kalifeldspat
Ak	Aktinolith	Ky	Disthen
Alm	Almandin	Mag	Magnetit
Aln	Allanit	Ms	Muskovit
Als	Alumosilikat	Olg	Oligoklas
And	Andalusit	Phe	Phengit
Ank	Ankerit	Phl	Phlogopit
Ann	Annit	Pl	Plagioklas
Ap	Apatit	Prp	Pyrop
Bt	Biotit	Py	Pyrit
Cal	Kalzit	Qtz	Quarz
Chl	Chlorit	Rt	Rutil
Cln	Klinochlor	Scp	Skapolith
Czo	Klinozoisit	Ser	Serizit
Dol	Dolomit	Sil	Sillimanit
Drv	Darvit	Sps	Spessartin
Ep	Epidot	Srl	Schörl
Fsp	Feldspat	Tlc	Talk
Grs	Grossular	Tr	Tremolit
Grt	Granat	Ttn	Titanit
Hbl	Hornblende	Tur	Turmalin
		Uv	Uwarowit

Foto 2.1: Biotitgneis (Basement Complex) mit xenomorphen Albitporphyroblast(-klast)aggregaten. Ein ecc-Gefüge (sinistraler Schersinn) wird im unteren rechten Teil der Anschnittsfläche des Handstücks angedeutet. S1 = Hauptfoliation, C' = Extensionsscherbänder, Probe: 30 Z 11.9.Q13 (NR 258 785).

Foto 2.2: Leukogneis (Basement Complex). Grobkörnig rekristallisierte Muskovitschuppen (Ms) und Quarzbänder, die teilweise gefältelt sind (F), in feinkörnigerer Feldspatmatrix (weiß) bilden ein mylonitisches Schergefüge aus, das bruchhaft reaktiviert wurde. Probe: 7 Z 24.8.7 (NR 285 818).

Foto 2.3: Bruchhaft reaktiviertes mikroskopisches S-C-Gefüge bedingt die Ausbildung der Schieferung als „anastomosing spaced schistosity“ in einem Quarz-Muskovit-Phlogopit-Schiefer (Scherzone). Hämatit bewirkt die leicht rötliche Gesteinsfärbung. Probe: 39 Z 10.9.7 (NR 298 813).

Foto 2.4: Quarz-Muskovit-Phlogopit-Hämatit-Schiefer (Scherzone) mit harmonischer Mikrofältelung (F2a). Im Foto liegt S1 horizontal und S2 steht vertikal. Im Gelände fällt S1 nach SE ein und S2 nach NE. Beide liegen auf einem Großkreis mit E-W-streichender Achse. Probe: 37 Z 4.9.i (NR 294 808).

Foto 2.5: Quarz-Muskovit-Phlogopit-Hämatit-Schiefer aus dem gleichen Aufschluß wie die Probe in Foto 2.4 mit disharmonischer, enger Knickfältelung (F2a).

Foto 2.6: Ungewöhnlich reine (wahrscheinlich hydrothermale) Quarzite aus drei verschiedenen Aufschlüssen in der Scherzone. Für die rote Färbung der linken und rechten Handstücke ist Hämatit verantwortlich. Die linke Probe besitzt ein kataklastisch deformiertes, poröses Korngefüge und die rechte Probe ein durch duktile Scherung und Rekristallisation entstandenes gröberes und dichteres Korngefüge. In der rechten Probe wird die langgestreckte Quarzkornform durch „pinning“ aufgrund eines gewissen Muskovitanteils bewirkt. Linke Probe: 46 Z 27.8.3 (NR 299 812), mittlere Probe: 48 Z 8.9.6a (NR 294 806), rechte Probe: 44 Z 25.8.3 (NR 294 807).

Foto 2.7: Peukilitisch porphyroblastischer Andalusit mit Serizitsaum unter gekreuzten Polarisatoren in Auslöschungsstellung aus einem Disthen-Phlogopit-Schiefer (Scherzone). Der retrograde Andalusit ist durch Umwandlung aus progradem Disthen hervorgegangen. Untere Bildkante entspricht einer Länge von 1,7 cm. Probe: 43 Z 10.9.b (NR 299 813).

Foto 2.8: Massiger Biotitschiefer (Untere Katanga Sequence) mit Klast. Der Klast wird als dextraler Deltaklast interpretiert. Unterhalb des Objektivschutzes ist zu erkennen, wie die Rotation im Uhrzeigersinn des Deltaklasten die teilweise nachgezeichneten (weiß) Lagen verstellte. Über die Entstehung des Klasten kann nur spekuliert werden. Eine Bildung des Klasten entweder ausschließlich durch Scherung oder durch Scherung eines „drop stone“, ist möglich. Letzteres würde eine Korrelation der Einheiten der Katanga Sequence aus dem Kartiergebiet mit der Kundelungu Basis im Kupfergürtel vorschlagen. (NR 311 813).

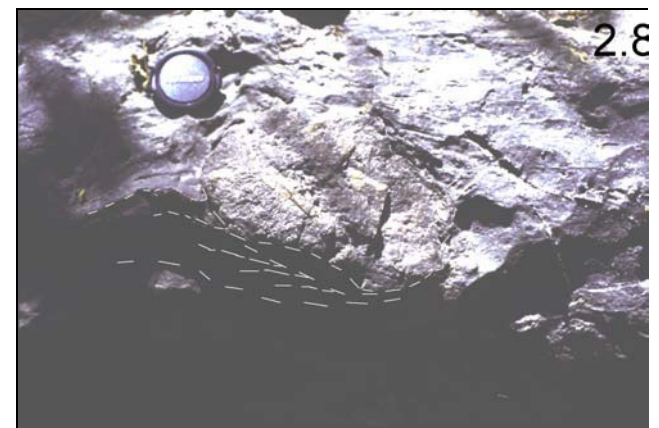
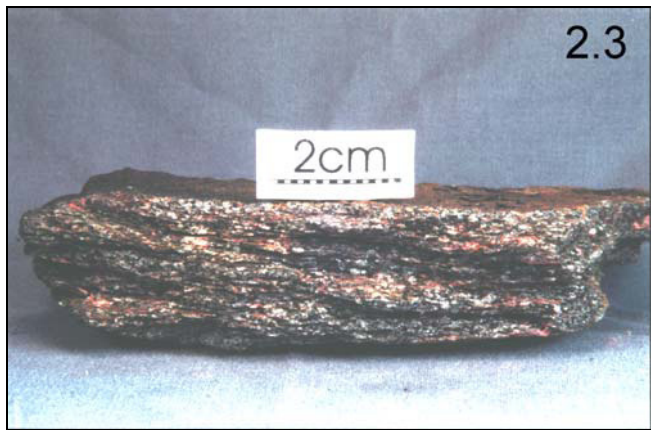
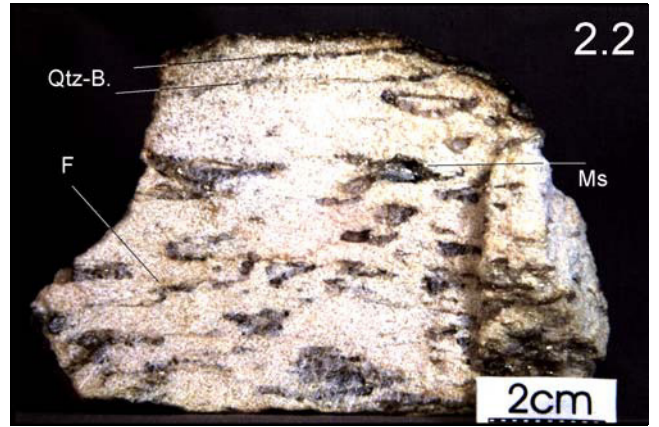


Foto 2.9: Biotitschiefer (untere Katanga Sequence) mit Scherklasten aus Skapolithaggregaten (blaugrau) sowie mit einem Scherklasten aus Fremdgestein (hellgrau). Die Anschnittfläche ist senkrecht zur maximalen Streckung (X-Richtung) orientiert. Randlich um die Skapolithlinsen bildet Kalzit teilweise einen hellen Saum aus. Probe: 88 Z 16.8.52 (NR 313 812).

Foto 2.10: Biotitschiefer (untere Katanga Sequence) mit disharmonischer Mikrofältelung (F2a). Probe: 81 Z 13.8.44 (NR 311 814).

Foto 2.11: Biotitschiefer (untere Katanga Sequence) mit disharmonischer Mikrofältelung (F2a). Reliktisch ist noch eine isoklinale F1-Intrafolialfaltung zu erkennen. Probe: 83b Z 16.8.47 (NR 311 114).

Foto 2.12: Biotitschiefer (untere Katanga Sequence) mit Skapolithporphyroblast(-klast)aggregaten (hellgraue Linsen) im XZ-Schnitt (senkrecht zum Lagenbau, parallel zum Streckungslinear). Probe: 100 Z 18.8.63 (NR 316 818).

Foto 2.13: Metasilt/tonstein mit weiß gebändertem Lagenbau (s1 fällt im Handstück leicht nach links ein). Drucklösung und Wiederausfällung (Fluidtransfer) führt zu einer Anreicherung schwer löslicher Bestandteile, die sich in einem dunklen Saum um die weiße Bänderung sowie entlang der Schieferungsflächen (s2 steht vertikal im Handstück) äußern. Probe: 123 Z 31.8.82 (NR 324 780).

Foto 2.14: Langprismatischer Allanit (Cer-haltiges Epidotmineral) aus einem Metasilt/tonstein (obere Katanga Sequence) unter Durchlicht. Die lange Bildkante entspricht 5,25 mm. Probe: 125 Z 31.9.90 (NR 329 773).

Foto 2.15: Metamafite in der unteren Katanga Sequence. In Reihenfolge von links nach rechts: Metagabbro (129 Z 28.8.Q2, NR 288 791); stark alterierter Metamafit mit hellen Skapolithporphyroblastaggregaten in grüner Matrix (65 Z 11.8.33, NR 308 816); gescherter, stark alterierter Metamafit (19 Z 11.8.24, NR 301 814); sehr stark in Ockerfarbtönen alterierter Metamafit (77 Z 12.8.40, NR 310 815).

Foto 2.16: Quarzsyenitischer Pegmatit (P) und Biotitgneis (G) von der Casho-Thermalquelle (Basement Complex) treten an Scherbrüchen in tektonischen Kontakt (NR 279 836). Der Riemen vom Rucksack unten links ist 5 cm breit.

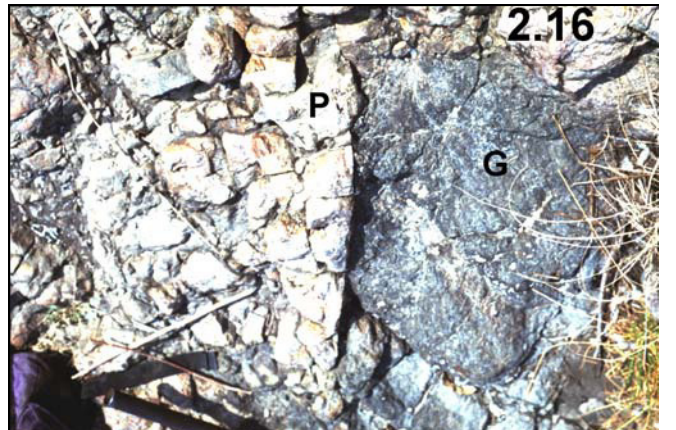
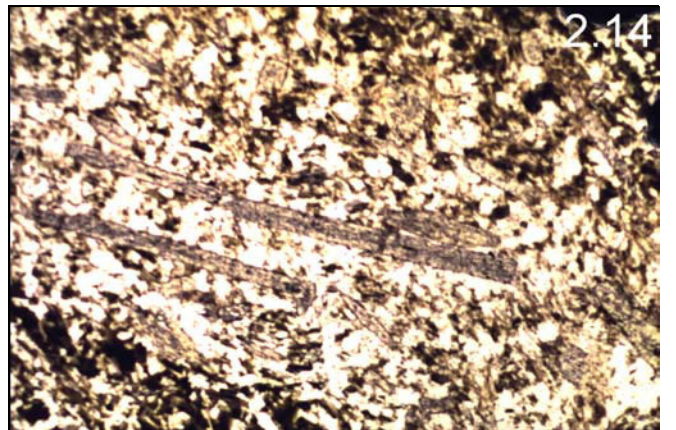


Foto 2.17: Probe von einem hydrothermalen Quarzgang (Scherzone) mit Vererzung. Probe: 49 Z 8.9.6b (NR 294 806).

Foto 2.18: BSS (untere Katanga Sequence) mit Anschnitt in der XZ-Ebene (senkrecht zum Lagenbau s1 und parallel zum Streckungslinear L). Das Schergefüge (ecc-Gefüge) ist aufgrund seines hohen Gehalts an Porphyroblasten(-klasten) sehr disharmonisch ausgebildet. Probe: 58 Z 11.8.26 (NR 303 815).

Foto 2.19: Ein Handstück des BSS (untere Katanga Sequence) mit der für ihn typischen Anordnung der Biotit- und Granatporphyroblastaggregate. Probe: 110 Z 8.8.3 (NR 321 803).

Foto 2.20: Lagenbau und Schieferungsflächen im BSS (untere Katanga Sequence). In den Porphyroblast-armen Lagen ist ein schiefriges Trennflächengefüge parallel zum Lagenbau zu erkennen, das im Gelände nach SE einfällt. In den Porphyroblast-reichen Lagen tritt eine weitere Schieferung (S2) hervor, die auf dem Bild nach links und im Gelände nach NE einfällt.

Foto 2.21: Zwei Schwarzschieferproben (untere Katanga Sequence) aus verschiedenen Aufschlüssen. Beide Handstücke besitzen eine offene nicht zylindrische (konische) Faltung. Die linke Probe trägt einen deutlich schiefrigen Charakter. In dem rechten Handstück deuten kleine in dünnen Lagen angeordnete Bruchstück auf eine kataklastische Deformation hin. Linke Probe: 43 Z 10.9.b (NR 315 810), rechte Probe: 107 Z 15.9.4 (NR 329 816).

Foto 2.22: Zerbrochener, opaker Klast aus dem zuvor erwähnten (Foto 2.25), kataklastisch deformierten Schwarzschiefer (untere Katanga Sequence) unter gekreuzten Polarisatoren. Die lange Bildkante entspricht 2,8 mm.

Foto 2.23: Dichtes Alterationsgestein (untere Katanga Sequence) besteht bis zu 70 % aus Albit. Die Drusen sind meist mit Kalzit auskristallisiert. Probe 79 Z 13.8.42 (NR 310 815).

Foto 2.24: Alterationsgestein (obere Katanga Sequence) mit Quarzgängen durchzogen. Probe: 155 Z 24.9.10 (NR 342 755).

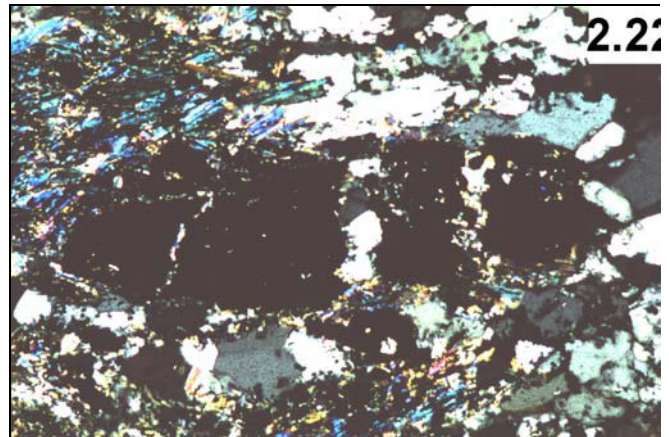
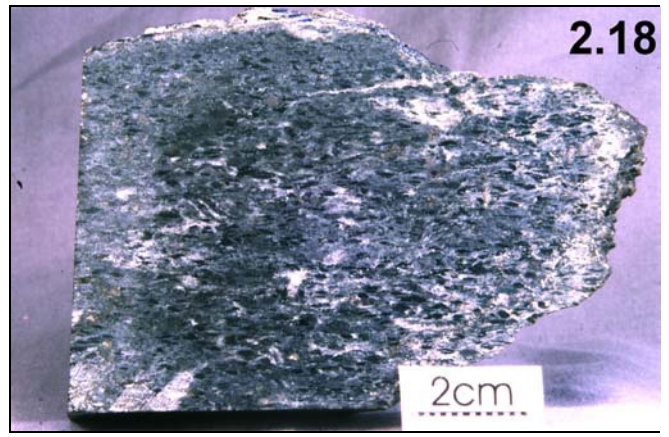


Foto 2.25: Alterierter, massiger Biotitschiefer (untere Katanga Sequence) wird von einer kataklastischen Scherbahn (unterer Teil des Handstücks) durchschlagen. Mit der kataklastischen Deformation ist eine starke hydrothermale Alteration verbunden, die zur Bildung von Quarz und Albit in der Scherbahn führte. Probe: 83a Z 16.8.47 (NR 311 813).

Foto 2.26: Hydrothermale Brekzie (obere Katanga Sequence). (NR 347 756).

Foto 2.27: Hydrothermale Brekzie (obere Katanga Sequence). Die Klaster bestehen zu gleichen Teilen aus Quarz, Albit und Kalzit, die Matrix aus Quarz und Albit. Probe: 108 Z 30.8.67 (NR 320 802).

Foto 2.28: Hydrothermale Brekzie (obere Katanga Sequence). Die Matrix ist stark verwittert und die Klaster im linken Handstück scheinen angelöst zu sein. Probe: 115 Z 30.8.70 (NR 320 800).

Foto 2.29: Frühes Brekziierungsstadium eines Metasilt/tonsteins (obere Katanga Sequence). Es ist deutlich zu erkennen, wie von den Bruchflächen eine Alteration des Gesteins ausgeht. Probe: 168 Z 24.9.114 (NR 348 753).

Foto 4.1: Feldspatklaster als Zeugen eines reliktschen Protomylonitgefüges (S1) im Biotitgneis (Basement Complex). (NR 281 836).

Foto 4.2: Sinistrales S-C-Gefüge in einem Quarz-Muskovitschiefer (Scherzone) unter gekreuzten Polarisatoren. Die Quarz-Muskovitschiefer sind wahrscheinlich im Zuge einer retrograden tektonometamorphen Überprägung aus dem Basement-Gneis hervorgegangen. Die lange Bildkante entspricht 5,25 mm. Probe: 38 Z 4.9.i (NR 294 808).

Foto 4.3: Der peukilisch porphyrischer Disthenklast (hohes Relief, grau) ist als sinistraler Sigmaklast in einem S-C-Gefüge eines Quarz-Phlogopit-Disthen-Schiefers (Scherzone) ausgebildet (unter Durchlicht). Die lange Bildkante entspricht 5,25 mm. Probe: 69 Z 21.8.M2 (NR 303 825).

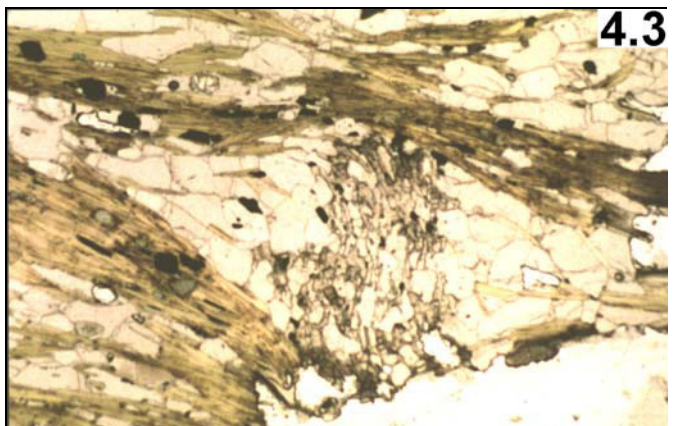
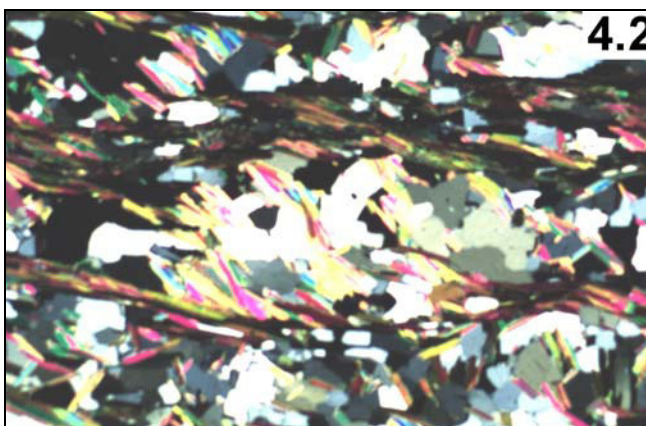
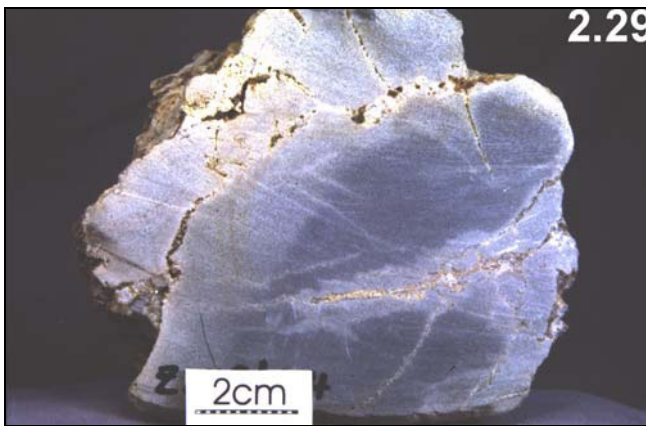
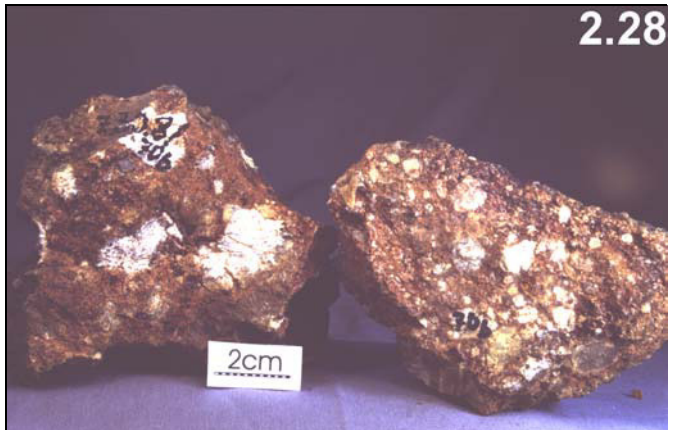


Foto 4.4: Dextrales „extension crenulation cleavage“-Gefüge („reverse slip crenulation“ = RSC) in einem Biotitschiefer (untere Katanga Sequence). Typisch für RSC ist, daß sie sehr stark mikroskopischen Intrafolialfalten ähneln. Lange Bildkante entspricht 1 cm. Probe: 97 Z 17.8.60 (NR 315 810).

Foto 4.5: Boudinierter Biotitporphyroblast in BSS (untere Katanga Sequence) unter Durchlicht. Der Bereich zwischen den Biotitfragmenten ist mit Quarz auskristallisiert. Lange Bildkante entspricht 5,25 mm. Probe: 58 Z 11.8.26 (NR 303 815).

Foto 4.6: „Hydro-fracture“ (parallel S1) mit Quarz auskristallisiert neben Biotitporphyroblast in BSS (untere Katanga Sequence) unter gekreuzten Polarisatoren. Die lange Bildkante entspricht 5,25 mm. Probe: 52 Z 27.8.2 (NR 299 819).

Foto 4.7: Die Korngrenzen der Biotitporphyroblasten(-klasten) als bevorzugter Ort für die Ausbildung von „hydro-fractures“ im BSS (untere Katanga Sequence) im Durchlicht. Die „hydro-fractures“ um den Biotitporphyroblasten(-klasten) sind mit Quarz auskristallisiert. Die lange Bildkante entspricht 5,25 mm. Probe: 58 Z 11.8.26 (NR 303 815).

Foto 4.8: Albitklast in einem sinistralen „extension crenulation cleavage“-Gefüge („normal slip crenulation“ = NSC) eines Biotitschiefers (untere Katanga Sequence) im Durchlicht. Der Albitklast weist Kalzit-Bärte auf, die in die abschiebenden Mikroscherbänder übergehen (C') übergehen. Die lange Bildkante entspricht 1,4 mm. Probe: 101a Z 18.8.64 (NR 317 817).

Foto 4.9: In Bezug zu D2a (F2a-Crenulation) syntektonischer Granat im BSS (untere Katanga Sequence) im Durchlicht. Die lange Bildkante entspricht 2,6 mm. Probe: 58 Z 11.8.26 (NR 303 815).

Foto 4.10: In Bezug zu D2a (Anlage des Lagenbau-parallelen Schergefüges = Reaktivierung von S1) syntektonischer, dextral zerscherter Granatporphyroblast(-klast) im BSS unter gekreuzten Polarisatoren. Die lange Bildkante entspricht 2,6 mm. Probe 52 Z 27.8.2 (NR 299 810).

Foto 4.11: Biotitgneis (Basement Complex) mit zwei Generationen von δ -Linearen auf der Lagenbaufläche. Die engständige Lineation wird von der weitständigeren, im Bild vertikal verlaufenden Lineation durchschlagen. (NR 281 815).

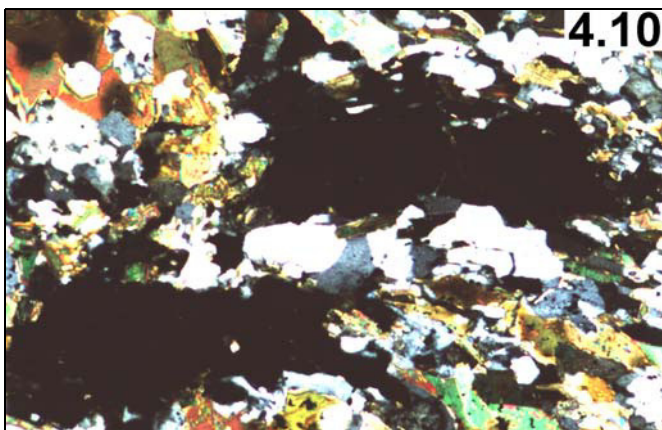
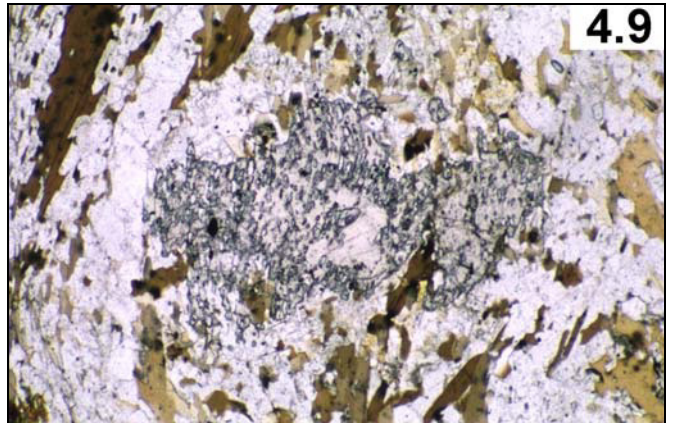
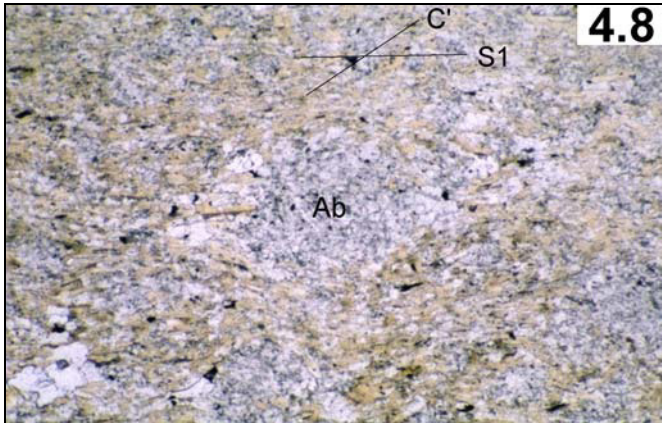
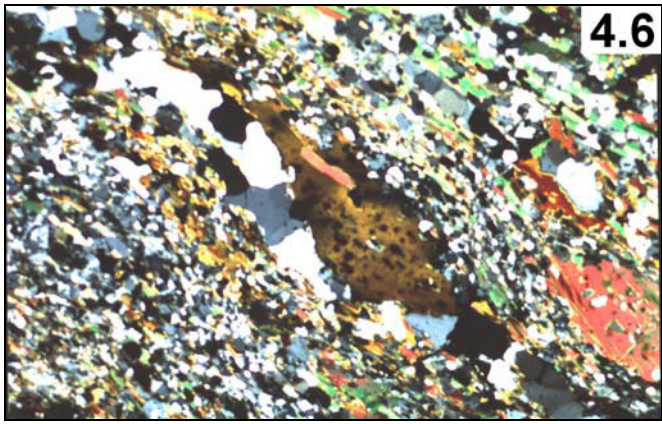
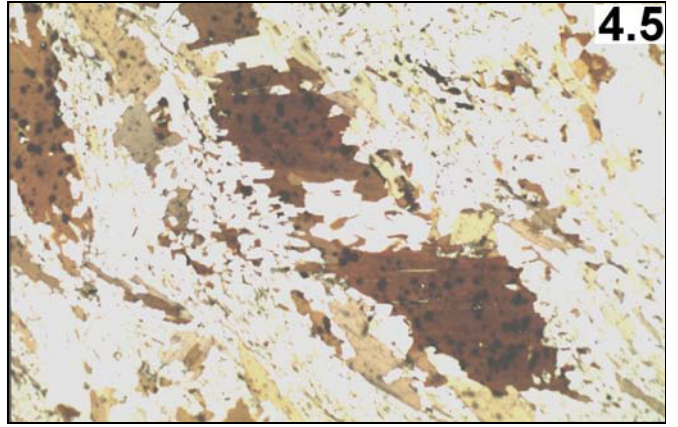
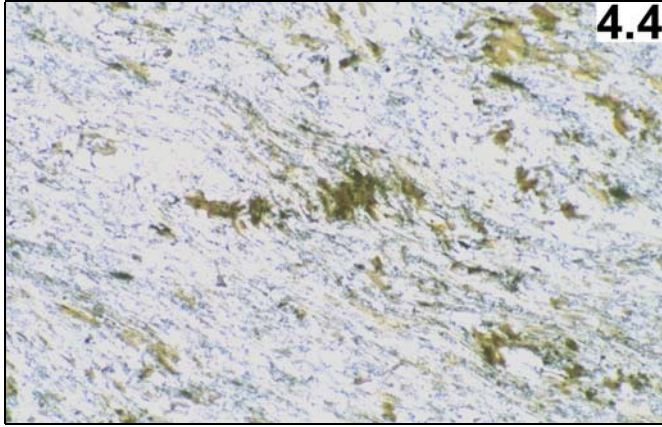


Foto 4.12: Metasilt/tonstein (obere Katanga Sequence) mit zwei Generationen von δ -Linearen auf der Lagenbaufläche. Die engständige Lineation wird von der weitständigeren, im Bild vertikal verlaufenden Lineation überprägt. Die Runzelschieferung wird auf Externrotation im Zuge der transpressiven Deformation zurückgeführt. Probe: 125 Z 31.8.90 (NR 328 773).

Foto 4.13: Disthen-Phlogopit-Schiefer (Scherzone) mit nach NE einfallendem Streckungslinear. Das Linear wird durch die Langachsen der Disthenporphyroblasten definiert. (NR 300 814).

Foto 4.14: Skapolithporphyroblasten bilden ein Streckungslinear im Biotitschiefer (untere Katanga Sequence) aus, das in östliche Richtung einfällt. (NR 313 812).

Foto 4.15: Hydrothermale Quarzgänge, die ein Alterationsgestein aus der oberen Katanga Sequence durchschlagen. (NR 340 751).

Foto 4.16: Kongruente Intrafolialfalte (F1) im Biotitschiefer (untere Katanga Sequence). (NR 311 815).

Foto 4.17: Mesoskopische Falten (F2a) im Biotitschiefer (untere Katanga Sequence). (NR 311 814).

Foto 4.18: Monoklinale (F2b) im Biotitschiefer (untere Katanga Sequence). (NR 314 811).

Foto 4.19: Dünnschliffausschnitt (Durchlicht) eines Biotitschiefers aus der unteren Katanga Sequence. S1 wird durch kleine, streng eingeregelt Scherklasten als engständige mylonitische Foliation charakterisiert. Während D2a überwuchs Skapolith (grau) porphyroblastisch die s1-Foliation und schützte sie dadurch vor weiterer Deformation. Dabei kam es neben Scherung auch zur Ausbildung einer schwachen Crenulation. Die Öffnung und Auskristallisation des Bruchs in der Mitte des Bildes mit Kalzit war ein spätes Ereignis und wird D2b zugeordnet. Die lange Bildkante entspricht 1,7 cm. Probe: 88 Z 16.8.52 (NR 313 812).

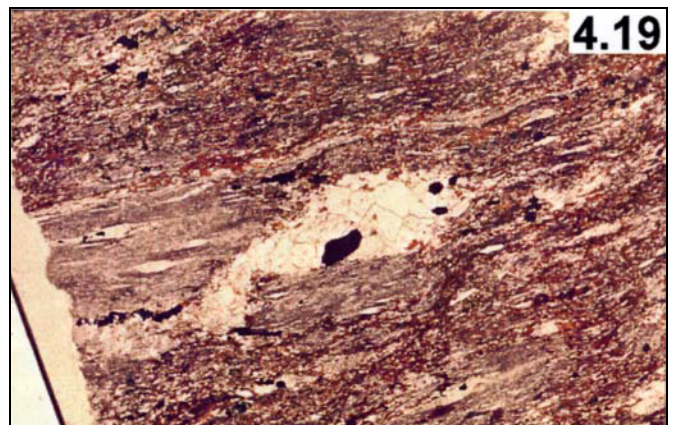


Foto 5.1: Almandin-Granat und Kalifeldspat im Phasengleichgewicht (Basement Complex) unter schief gekreuzte Polarisatoren. Der Granat (Bildmitte) weist einen korrodierten Kern auf. Die zwei angrenzenden Kalifeldspatkörner sind heller als die Quarzkörner und durch Serizitisierung getrübt. Die lange Bildkante entspricht 2,8 mm. Probe: 25 Z 28.8.3 (NR 293 812).

Foto 5.2: Disthen und Mg-Chlorit im Phasengleichgewicht aus einem Talkschiefer in der Scherzone. Diese Vergesellschaftung charakterisiert das prograde Metamorphosestadium während D1 (Durchlicht). Die lange Bildkante entspricht 0,7 mm. Probe: 57 Z 27.8.5 (NR 299 811).

Foto 5.3: Sillimanit und Talk unter Durchlicht im Kornkontakt (Scherzone). Diese Vergesellschaftung stammt aus der gleichen Probe (Talkschiefer) wie die zuvor in Foto 5.2 dargestellte Mineralvergesellschaftung. Sie definiert Peack-thermale Metamorphosebedingungen. Die lange Bildkante entspricht 1,4 mm.

Foto 5.4: Peukilitisch porphyroblastischer Granat mit langprismatischen Klinozoisiteinschlüssen in einem Biotitschiefer (untere Katanga Sequence) unter gekreuzten Polarisatoren. Die Sprossung des Klinozoisits wird prograden Metamorphosebedingungen zugeordnet. Die lange Bildkante entspricht 2,8 mm. Probe 97 Z 7.8.60 (NR 315 810).

