

**Die geologische Entwicklung an der Grenze zwischen West- und Ost-
Gondwana im atlantischen Sektor Antarktikas**

von

Privatdozent Dr. rer. nat. Wilfried Bauer

Communicated by

Prof. Peter Kukla Ph.D.

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	3
1. Einleitung	4
2. Fragestellung und Zielsetzung.....	5
3. Entdeckung und Erforschung von Dronning Maud Land	11
4. Die Expeditionen 1995/96, 1999/2000 und 2000/01	17
5. Zusammenfassung der Ergebnisse	22
6. Die Bedeutung der Ergebnisse in der Diskussion um die Bildung und den Zerfall der Superkontinente Rodinia und Gondwana.....	38
7. Literatur	42
Danksagung	48

Vorwort

Diese Arbeit entstand als deutschsprachige Einleitung zu meiner Habilitationsschrift, die ich im November 2003 an der RWTH Aachen eingereicht habe. Die acht Hauptkapitel der Habilitationsschrift bestehen aus Beiträgen in englischer Sprache, die in Fachzeitschriften und Sammelbänden zwischen 1997 und 2005 erschienen sind. Es handelt sich um folgende Veröffentlichungen:

1. BAUER, W., HAGEMANN, H.W., POSCHER, G., SACHSENHOFER, R.F. & SPAETH, G. (1997): Permian coals from western Dronning Maud Land - composition, environment, and the influence of Jurassic magmatism on their maturity. In: RICCI, C.A. (Ed) *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes*, 945-951, Siena.
2. BAUER, W., THOMAS, R.J. & JACOBS, J. (2003): Proterozoic-Cambrian history of Dronning Maud Land in the context of Gondwana assembly. In: YOSHIDA, M., WINDLEY, B.F. & DASGUPTA, S. (Eds) *Proterozoic East Gondwana: Supercontinent Assembly and Breakup*. Geol. Soc. London Spec. Publ. **206**, 247-269.
3. BAUER, W., JACOBS, J., FANNING, C.M. & SCHMIDT, R. (2003): Late Mesoproterozoic arc and back-arc volcanism in the Heimefrontfjella (East Antarctica) and implications for the palaeogeography at the southeastern margin of the Kaapvaal-Grüneghona Craton. *Gondwana Res.* **6**, 449-465.
4. BAUER, W., FIELITZ, W., JACOBS, J., FANNING, C.M. & SPAETH, G. (2003): Mafic dykes from Heimefrontfjella and implications for the post-Grenvillian to pre-Pan-African geological evolution of western Dronning Maud Land (Antarctica). *Antarctic Sci.* **15**, 379-391.
5. BAUER, W., JACOBS, J. & MITTERER, T. (2004): Zircon typology in high-grade gneiss terrains – a case study from central Dronning Maud Land (Antarctica). *Z. dt. geol. Ges.*, **154**, 481-495.
6. BAUER, W., JACOBS, J. & PAECH, H.-J. (2004): Structural evolution of the crystalline basement of central Dronning Maud Land, East Antarctica. *Geol. Jb.* **B 96**, 325-363 [published in 2005].
7. BAUER, W. & SIEMES, H. (2004): Prism- $\langle c \rangle$ slip in deformed quartz of granulite-facies rocks from Småskedrista, central Dronning Maud Land, East Antarctica. *Geol. Jb.* **B 96**, 365-389 [published in 2005].
8. BAUER, W. & SIEMES, H. (2004): Kinematics and geothermometry of mylonitic shear zones in the Orvinfjella, central Dronning Maud Land, East Antarctica. *Geol. Jb.* **B 96**, 391-425 [published in 2005].

Trotz der inzwischen vergangenen Zeit, sind nur wenige weitere Arbeiten zur Geologie von Dronning Maud Land erschienen, so daß die hier behandelten Themen immer noch den aktuellen Stand der Forschung widerspiegeln. Um jedoch auch die in den Fachartikeln zu kurz kommenden Themen - wie etwa Hintergründe und Verlauf der Expeditionen oder die Auswirkung der Arbeitsergebnisse auf die umfassenderen Fragestellungen zur Bildung und dem Zerfall von Superkontinenten – darzustellen, habe ich mich dazu entschlossen, die Einleitungskapitel der Habilitationsschrift zu aktualisieren und sie einem breiteren Publikum zugänglich zu machen.

Wilfried Bauer

Antananarivo, im November 2009

1. Einleitung

In dieser Schrift sind wissenschaftliche Ergebnisse von drei Expeditionen in das Dronning Maud Land (DML) zusammengefasst. Diese Expeditionen wurden in den Südsommern 1995/96, 1999/2000 und 2000/01 unternommen, wobei jeweils unterschiedliche Gebirgsregionen untersucht wurden (Abb. 1). Die Arbeiten führen Forschungen weiter, die in den frühen 1980er Jahren am Lehr- und Forschungsgebiet Geologie – Endogene Dynamik der RWTH Aachen unter der Leitung von Prof. Dr.-Ing. G. Spaeth begonnen wurden.

Das Dronning Maud Land ist der von Norwegen beanspruchte Antarktis-Sektor zwischen 20°W und 45°E. Geographisch ist das DML zu gliedern

- in ein eisbedecktes nördliches Vorland, das von der Küste, bzw. dem Schelfeis bis auf über 1000 m allmählich ansteigt (Ritscherhochland und Hellehallet),
- in die Region der aus dem Eis aufragenden Nunataks und Bergketten mit Höhen über 3000 m sowie
- in das sich südlich anschließenden Polarplateau oberhalb 2000 m (von W nach E als Amundsenisen, Wegenerisen und Nansenisen benannt).

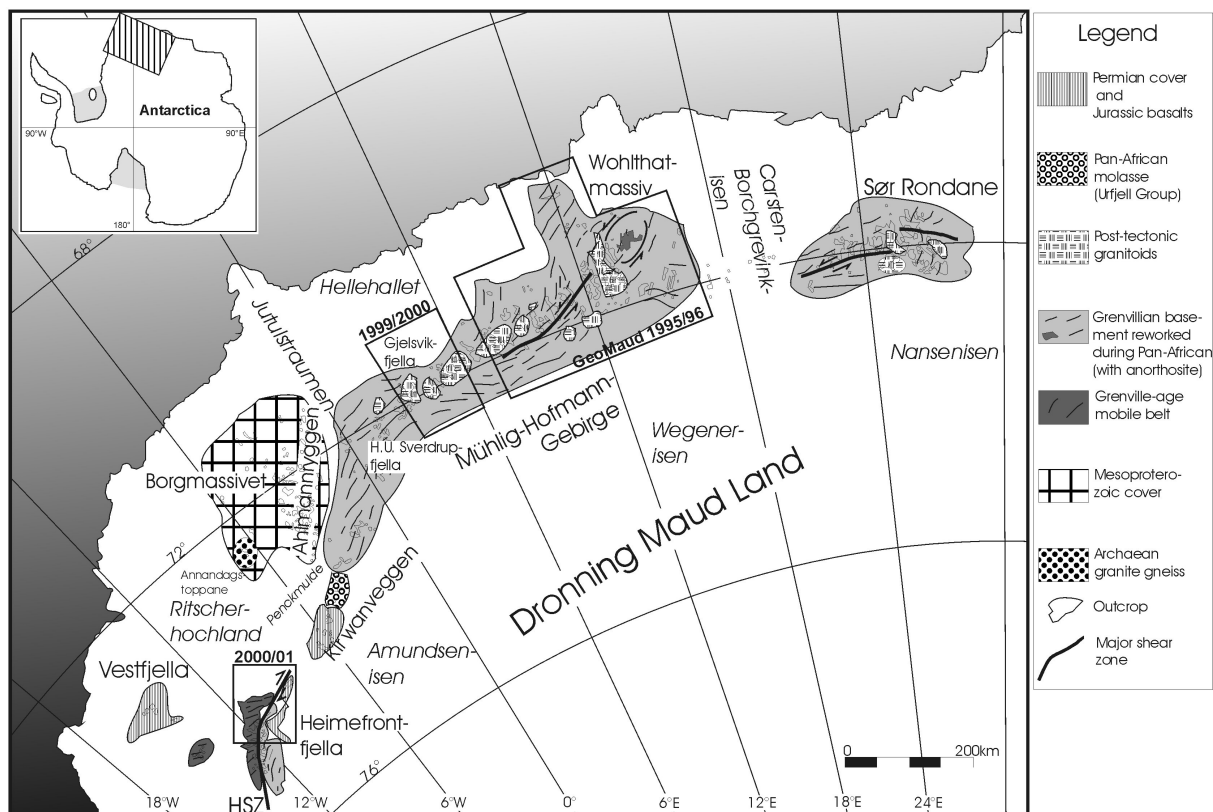


Abb. 1: Übersichtskarte des Dronning Maud Landes mit den Zielgebieten der geologischen Expeditionen 1995/96, 1999/2000 und 2000/01.

Nach der Antarktischen Halbinsel und dem Transantarktischen Gebirge gehört der küstennahe Bereich des DML zu den Regionen mit dem größten Anteil eisfreier Flächen. Die eisfreien Gebiete sind morphologisch sehr unterschiedlich ausgeprägt. Neben kilometerlangen Steilab-

brüchen (Escarps), die ungefähr parallel zum Kontinentalrand verlaufen und vor allem im Westen vorherrschen, dominieren im zentralen und östlichen DML Nord-Süd verlaufende Bergketten, die wahrscheinlich alten, präglazialen Talsystemen folgen. Vier mächtige Eisströme "entwässern" diesen Sektor der Ostantarktis. Bei 20°W fließt der Stancomb Wills Ice Stream nach Westen auf das Brunt-Schelfeis hinaus. Die Grenze zwischen dem westlichen und zentralen DML wird durch den schnellfließenden, spaltenreichen Jutulstraumen markiert, der das Fimbul-Schelfeis speist. Die Grenze zwischen dem zentralen und östlichen DML bildet der 200 km breite Carsten-Borchgrevinkisen. Im Osten des Dronning Maud Landes ist es der Shirase-Gletscher, der auch die Grenze zu den Nunataks im Enderby Land bildet.

2. Fragestellung und Zielsetzung

Im Oktober 1990 reichte E. M. Moores einen Artikel bei der Zeitschrift *Geology* ein, der schlagartig das Interesse an der Erforschung proterozoischer Plattenkonfigurationen belebte. Moores (1991) hatte gewisse Übereinstimmungen zwischen neoproterozoischen Sedimentfolgen im Transantarktischen Gebirge und in der Kordillere im Westen der USA festgestellt und nahm daher an, daß vor ca. 1 Ga ein Großkontinent bestehend aus Laurentia und Ostantarktika existierte, bei dessen Auseinanderbrechen sich die besagten Sedimentsequenzen an den neu entstandenen Kontinentalrändern gebildet haben. Wenn diese Hypothese zutreffen sollte, müßte sich die Grenville-Strukturprovinz von West-Texas über die Shackleton Range in das Dronning Maud Land fortsetzen (Abb. 2a). Diese Verbindung zwischen den **SW** United States und **East Antarctica** wurde als SWEAT-Hypothese bekannt. Der Zeitschriftenartikel wurde von Ian Dalziel und Paul Hoffman begutachtet, die diese Idee aufnahmen und durch eigene Vorstellungen erweiterten. Dalziel (1991) behielt die Laurentia-Ostantarktika-Konfiguration von Moores (1991) bei. Indien und Australien rückten an die gegenüberliegende westliche bis nordwestliche Seite dieser Landmasse (Abb. 2b). An den heutigen Ost- und Süd-Enden von Laurentia platzierte er Südamerika und Afrika, wodurch das nordamerikanische Grenville-Orogen (um 1 Ga) ein ostwärtiges Vorland erhielt. Nach Süden öffnete sich der riesige Mozambique-Ozean. In dieser Rekonstruktion sind alle wesentlichen Krustenbestandteile der Südkontinente mit Nordamerika zu einem Superkontinent vereint.

Die Idee eines neoproterozoischen Superkontinents war zu diesem Zeitpunkt jedoch nicht neu. Mit der Zunahme geochronologischer Daten für metamorphe Grundgebirgsareale in den 1960er Jahren, fiel eine weltweite Häufung dieser Werte um 1,1 Ga auf (Lotze 1968), die auf Kollisionsprozesse hindeuteten, an denen die meisten heutigen Kontinente beteiligt waren. Einige Wissenschaftler versuchten sich trotz einer noch dürftigen Datenbasis an der Rekonstruktion präkambrischer Plattenkonfigurationen (Piper 1975, 1982, Bond et al. 1984). Da zuverlässige paläomagnetische Daten für das Präkambrium kaum verfügbar waren, beruhten diese Rekonstruktionen vorwiegend auf der Korrelation gleichalter Orogene. Diese frühen Rekonstruktionen, aber auch die Rekonstruktion von Dalziel (1991), hatten alle eine entscheidende Schwäche: sie verwendeten für eine Plattenkonfiguration des frühen Neoproterozoikums die heutigen Kontinentalumrisse Afrikas, Südamerikas, Australiens und Antarktikas, ungeachtet der Tatsache, daß diese Kontinente sich erst während einer weiteren Phase welt-

weiter Kollisionen zwischen 600 und 500 Ma (Pan-African, Brasiliano, Delamerian, Ross und Cadomische Orogenese) gebildet hatten. Erst Hoffman (1991) berücksichtigte in seiner Rekonstruktion (Abb. 2c), daß sich die heutigen Südkontinente aus jeweils mehreren Kratonen mit eigener Vorgeschichte zusammensetzen und schuf damit die Grundlage für eine bis heute andauernde fruchtbare Diskussion über die mesoproterozoische bis altpaläozoische Krustenentwicklung. Er gab dem vor ca. 1,1 Ga entstandenen Superkontinent auch den Namen Rodinia (von russ. für „Heimat“).

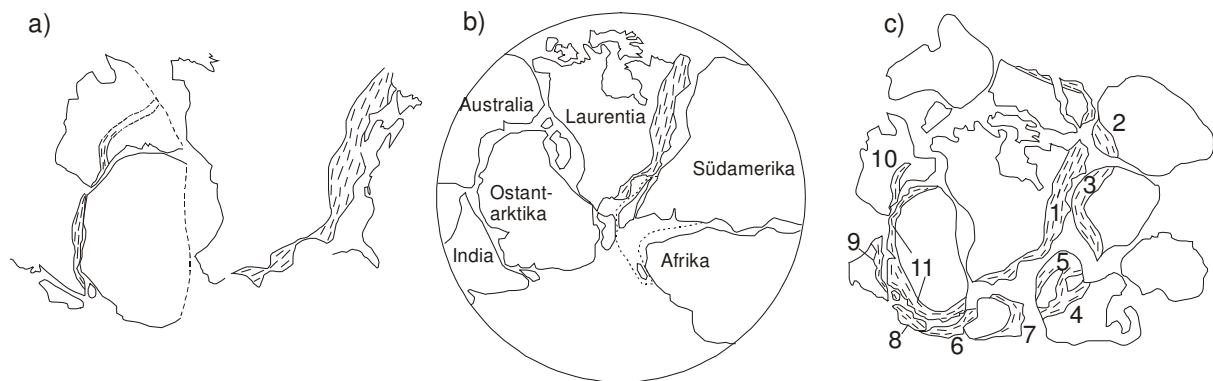


Abb. 2: Rodinia-Rekonstruktionen a) ursprüngliche SWEAT-Hypothese nach Moores (1991), b) nach Dalziel (1991), c) nach Hoffman (1991); alle Abbildungen umgezeichnet. 1 = Grenville-Orogen, 2 = Svekonorwegiden, 3 = Rondonia-Sunsas Belt, 4 = Kibara Belt, 5 = Irumiden, 6 = Lurio Belt, 7 = Namaqua-Natal Belt, 8 = Madagaskar, 9 = Eastern Ghats, 10 = Albany-Fraser Belt, 11 = Circum-Antarktischer-Orogengürtel.

Da an dem Superkontinent Rodinia nahezu alle Kontinente beteiligt sein sollten, arbeiteten in der Folgezeit weltweit Geologen an der Überprüfung dieser Hypothese. Mehrere Korrelationsprogramme der UNESCO-IUGS (z.B. IGCP 440 Rodinia Assembly and Break-up) beschäftigten sich mit diesem Thema, und auf vielen internationalen Kongressen und Symposien war die proterozoische Plattentektonik ein wichtiges Thema. Dabei kristallisierten sich neben einigen unstrittigen Punkten (z.B. die Verbindung Südaustraliens mit dem gegenüberliegenden Abschnitt Antarktikas oder die Position Amazonias mit dem Rondonia-Sunsas Belt ostwärts des kanadischen Abschnitts des Grenville Orogens) eine Reihe von offenen Fragen zur Paläogeographie Rodinias heraus, zu deren Lösung die hier vorgestellten Arbeiten einen Beitrag leisten sollten:

- welche Positionen nahmen der Kaapvaal-Zimbabwe-Kraton und das Dronning Maud Land innerhalb Rodinias ein?
- war das Dronning Maud Land nach der Orogenese am Ende des Mesoproterozoikums Teil des Kaapvaal-Kratons oder Teil Ostantarktikas?
- wann zerbrach der Superkontinent Rodinia?
- lassen sich Hinweise auf den Mozambique Ozean im Dronning Maud Land finden?

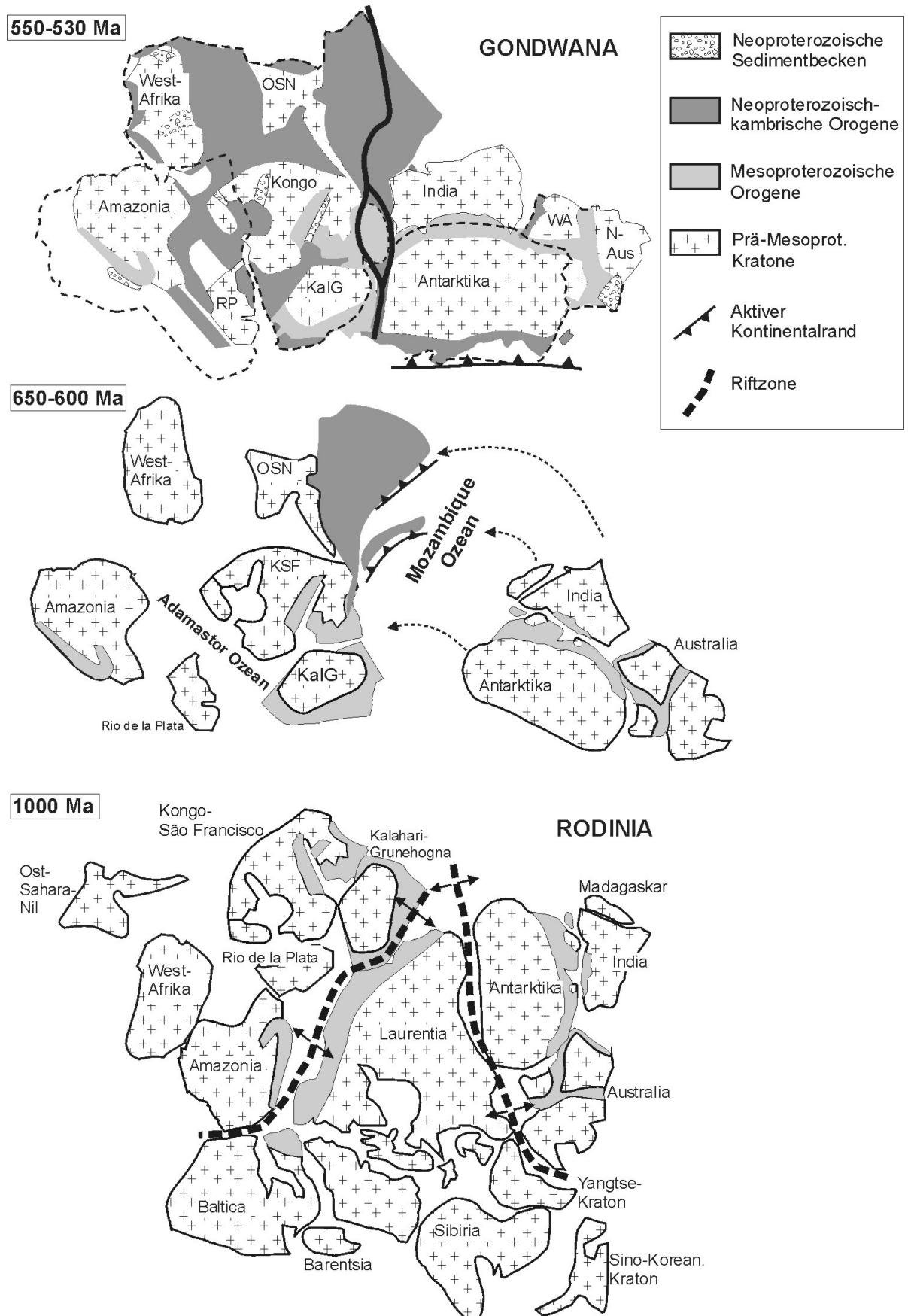


Abb. 3: Von Rodinia (Kenntnisstand 2003 nach versch. Autoren) bis zur Bildung Gondwanas (umgezeichnet nach Jacobs & Thomas 2002).

Nach dem Zerschneiden Rodinias formierten sich die meisten Fragmente vor ca. 550 Ma in einem neuen Superkontinent Gondwana (Abb. 3). Dieser Superkontinent entstand aus zwei großen Teilen, West- und Ost-Gondwana, die infolge der Subduktion des Mozambique Ozeans miteinander kollidierten. Die scheinbaren Polwanderkurven für beide Teile Gondwanas konvergieren allmählich im ausgehenden Neoproterozoikum und im Kambrium, schließlich überlappen sie bei etwa 530 Ma (Abb. 4) und zeigen dadurch eine ab dem Ordovizium einheitliche Kontinentalmasse an (McWilliams 1981).

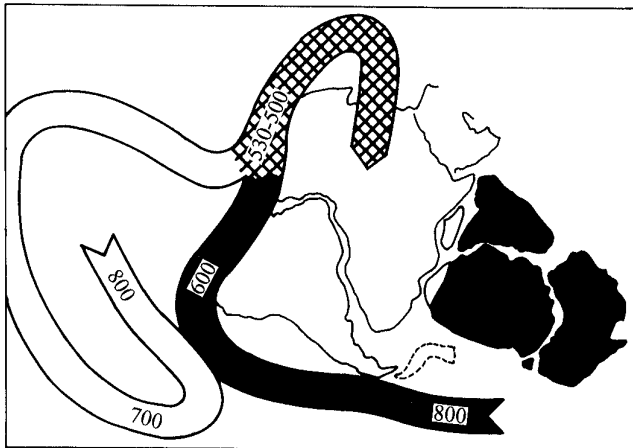


Abb. 4: Scheinbare Polwanderkurven für Ost- (schwarz) und West-Gondwana (weiß) vereinigen sich vor ca. 530 Ma zu einer gemeinsamen Kurve (kreuzschraffiert) für den Gondwana-Kontinent (aus Kleinschmidt 1999).

Die Amalgamierung von E- und W-Gondwana führte zu einem der weltweit größten Orogengürtel, dem *East African Orogen* (Stern 1994) bzw. dem südlichen Teil davon, dem *Mozambique Belt* (z.B. Holmes 1951, Shackleton 1993). Paläomagnetische und geochronologische Daten zeigen, daß die finale Schließung des Mozambique Ozeans vor 530 Ma beendet war (Powell et al. 1993). Jedoch ist das East African Orogen entlang seiner Erstreckung von NE Afrika bis nach Mozambique und

Madagaskar sehr unterschiedlich beschaffen. Im nördlichen Teil des East African Orogen, im Bereich des arabisch-nubischen Schildes, ist ein vollständiger Wilson-Zyklus dokumentiert. Die in einer initialen Rift/-Drift-Phase um ca. 800 Ma entstandenen vulkano-sedimentären Ablagerungen wurden während konvergenter Plattenbewegungen durch die Entstehung und das Wachstum von Inselbögen abgelöst. Die schrittweise Akkretionierung in diesem Bereich erfolgte zwischen 750 und ca. 600 Ma (Shackleton 1996). Die Metamorphose überschreitet die Grünschieferfazies in der Regel hier nicht.

Im südlichen Abschnitt, dem Mozambique Belt (in Tanzania, Kenia, Malawi, Mozambique), sind nur einige wenige fragliche vulkano-sedimentären Sequenzen, wie die Cobué und Geci Group (Pinna et al. 1993) aufgeschlossen, und das Orogen ist durch hochgradige Gneise, Granulite und Meta-Plutonite gekennzeichnet (Muhongo & Lenoir 1994, Möller et al. 2000). Die Gesteine weisen häufig mesoproterozoische Protolithalter, jedoch panafrikanische Metamorphosealter auf (z.B. Sacchi et al. 1984, Pinna et al. 1993, Kröner et al. 1997). Eine ältere grenvillische (kibarische: 1200-1050 Ma) metamorphe Prägung konnte inzwischen bei einigen Metamorphiten nachgewiesen werden (Manhica et al. 1998). Diese Gesteine repräsentieren höchstwahrscheinlich alte Kruste, die während der Kollision von E- und W-Gondwana hochgradig überprägt und metamorphosiert wurde. Neoproterozoische Ophiolithe fehlen weitestgehend. Problematisch ist bisher die Abgrenzung von E- und W-Gondwana innerhalb

des East African Orogen und die zweifelsfreie Identifizierung der Suturezone. Shackleton (1996) diskutiert verschiedene Positionen der Suturezone im nördlichen und südlichen Abschnitt des East African Orogen und kommt zu dem Schluß, daß im nördlichen Teilabschnitt die Nabitah-Suture die wahrscheinlichste Position für die Naht zwischen E- und W-Gondwana ist. Eine der Hauptfragen ist jedoch, ob und wenn ja, wo sich die Mozambique-Suture über den Mozambique Belt hinaus in die Antarktis fortsetzt, welche Bereiche der E-Antarktis zu W-Gondwana und welche zu E-Gondwana gehören.

Bis Anfang der 1990er Jahre wurde die Ostantarktis als alter, seit dem Mesoproterozoikum stabiler Krustenblock aufgefaßt, der integraler und in seiner heutigen Form unveränderter Bestandteil von Rodinia und Gondwana war. Da bisher eine juvenile oder hochgradig metamorphe panafrikanische Kruste in Ostantarktika unbekannt war, wurde vermutete, daß der Mozambique Belt südlich von Mozambique endet. Hoffman (1991) nahm an, daß die beiden Teile Gondwanas sich um einen Rotationspol im Bereich der heutigen Weddell-See zusammenschlossen. Demzufolge hätten das südliche Afrika und die Ostantarktis im Neoproterozoikum immer relativ nahe zusammen gelegen.

Diese Hypothese wurde erstmals von Zhao et al. (1992) und Shiraishi et al. (1994, 1997) angezweifelt, denn der Nachweis hochgradiger Metamorphite mit kambrischen Metamorphosealtern im Bereich der Prydz Bay und der Lützow-Holm Bay gab einen ersten Hinweis für eine mögliche Fortsetzung des Mozambique Belts in die Ostantarktis. Zuvor war nur bekannt, daß das Grundgebirge der Ostantarktis während des panafrikanischen Ereignisses zumindest thermisch überprägt worden war, nachweisbar durch zahlreiche altpaläozoische K-Ar Glimmeralter (z.B. Ravich & Krylov 1964). Eine hochgradige metamorphe Überprägung in Verbindung mit weiträumigen tektonischen Ereignissen war bisher aber nicht belegt worden. Daß die Ostantarktis tatsächlich erst im Verlaufe der kambrischen Orogenese zu ihrer heutigen Form verschweißt wurde, belegten dann auch paläomagnetische Daten von Coats Land für das späte Mesoproterozoikum (Gose et al. 1997), die eine Übereinstimmung der Paläopole des Kalahari-Kratons und von Coats Land ergaben, jedoch keine Übereinstimmung zwischen Coats Land und den übrigen Teilen Ostantarktikas zeigen.

Seit der zweiten Hälfte der 1990er Jahre wird darüber diskutiert, wo die Fortsetzung der Mozambique Suture in Ostantarktika lokalisiert werden könnte (z.B. Grunow et al. 1996, Shackleton 1996, Wilson et al. 1997, Boger et al. 2001, Kleinschmidt et al. 2002). Die Identifikation der möglichen Suture des Mozambique Ozeans wird vielerorts durch den tiefen Krustenanschnitt, in dem ein Auftreten von Ophiolithen als typische Kennzeichen ozeanischer Suturen unwahrscheinlicher ist, erschwert. Jedoch konnten drei Gebiete für die Suche nach einer Suture eingegrenzt werden (Abb. 5):

- Lützow-Holm Bay – südl. Prince Charles Mountains – Prydz Bay (Nr. 3)
- Dronning Maud Land (Nr. 2)
- nördliche Umrandung des Kaapvaal-Kratons (Nr. 1)

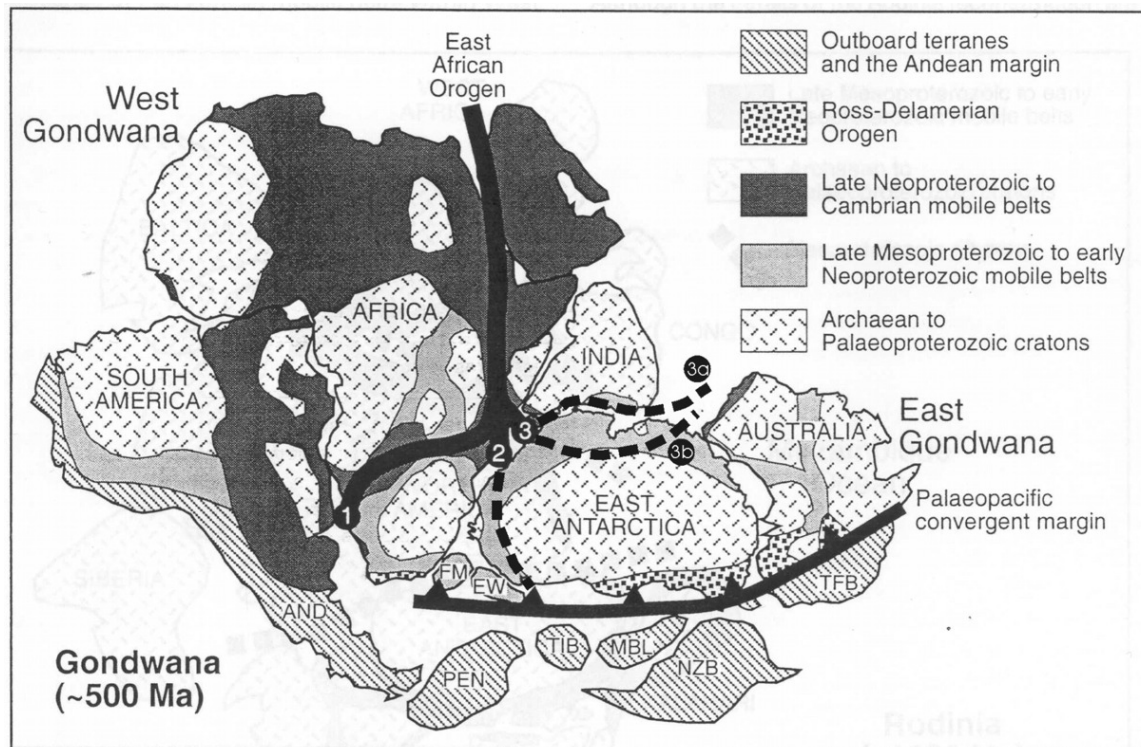


Abb. 5: Potentielle Suturen zwischen West- und Ostgondwana (nach Shackleton 1996, umgezeichnet von Fitzsimons 2000 und weiter ergänzt). Suturlinie 3a nach Mezger & Cosca (1999), Linie 3b nach Boger et al. 2001 und Jacobs & Thomas (2002) sowie bisher unveröff. Ergebnissen der PCMEGA-Expedition 2002/03.

Die Lützow-Holm-Bucht (Abb. 5, Nr. 3) ist die unwahrscheinlichste der drei möglichen Lagen der Mozambique Suture, da hier die Strukturen senkrecht zur generellen N-S Erstreckung des Mozambique Belt streichen (Yoshida 1994), wenn man Antarktika in die Gondwana-Position (Afrika fixiert) zurück rotiert. Derzeit wird allerdings die Möglichkeit diskutiert, daß sich im Neoproterozoikum ein Meeresarm zwischen der Ostantarktis und Indien erstreckt haben könnte. Mezger & Cosca (1999) betonen Unterschiede zwischen dem Dharwar-Kraton Indiens und dem archaischen Grundgebirge im Enderby Land und ziehen eine Suture entlang der East Ghats (Abb. 5, Nr. 3a). Neue Ergebnisse aus den Prince Charles Mountains (Wilson et al. 2003) deuten auf ein kambrisches Kollisionsorogen hin, das sich von der Lützow-Holm-Bucht über die südlichen Prince Charles Mountains bis zur Region am Denman-Gletscher (100° E) erstrecken könnte (Abb. 5, Nr. 3b), wo es in das westaustralische Pinjarra Orogen mündet.

Gegen den Verlauf einer panafrikanischen Suture am Nordrand des Kalahari-Kratons sprechen allenfalls zeitliche Gründe. Die Identifizierung von reliktsch erhaltenen Pillow-Basalten im Damara Orogen (Miller 1983) und eine Revision der ursprünglich um 820 Ma angenommenen Metamorphosealter im Zambesi Belt, hin zu Altern um 550 Ma, sprächen für die Existenz eines Ozeans, der sich um 580 Ma schloß. Allerdings deuten paläomagnetische Daten darauf hin, daß im Neoproterozoikum der Kalahari Kraton nie weit entfernt vom Kongo-São Francisco Kraton befunden hat (D'Agrella-Filho et al. 1998).

Im westlichen Dronning Maud Land sind umfangreiche geologische Arbeiten durchgeführt worden (Spaeth & Fielitz 1987, Arndt et al. 1991, Jacobs 1991, Bauer 1995, Jacobs et al. 1996), die belegen, daß in der Heimefrontfjella der Übergang zwischen einem panafrikanischen Orogen und seinem westlichen Vorland zu lokalisieren ist. Aus diesem Grund war die Suche nach Hinweisen auf eine mögliche Kollisionssutur und die Klärung der tektonischen Strukturen eines der wichtigsten Ziele der Forschungsarbeiten im zentralen Dronning Maud Land während der GeoMaud-Expedition 1995/96.

3. Entdeckung und Erforschung von Dronning Maud Land

Das Dronning Maud Land war eine der letzten Regionen der Antarktis mit größeren eisfreien Arealen, die ihre Geheimnisse preisgab. Der Name Dronning Maud Land leitet sich von der norwegischen Königin Maud (1869-1938) her, die im Jahre vor der offiziellen Erklärung der Inbesitznahme durch Norwegen verstorben war. Die norwegischen Territorialansprüche gehen auf Entdeckungsfahrten von Wal- und Robbenfängern in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts zurück. Besonders bekannt sind die Fahrten von Kapitän Carl Larsen geworden, der in den neunziger Jahren des 19. Jahrhunderts durch seine Berichte das Interesse der europäischen Nationen an diesem Kontinent neu weckte. Die Norweger waren an der Wende zum 20. Jahrhundert die führende Walfangnation im südlichen atlantischen Ozean. Ihre Stationen und Tranfabriken lagen auf Südgeorgien, von wo aus sie in die antarktischen Gewässer vorstießen. Abgesehen von Amundsens Expedition zum Pol 1911/12, waren es in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts ausschließlich wirtschaftliche Interessen, welche die Aktivitäten der Norweger bestimmten. Bei drei vom Walfangmagnat Lars Christensen ausgerüsteten Expeditionen in den Jahren 1929/30, 1930/31 und 1936/37, erforschten sie die Küstenlinie zwischen 20° westlicher und 45° östlicher Länge, um den Walfängern neue Fanggründe zu erschließen und die Lizenzgebühren zu umgehen, die die britische Verwaltung in ihrem seit 1908 bestehenden Antarktisterritorium erhob (May 1991). Dabei wurde während der Norvegia-Expeditionen 1929-1931 unter Kapitän Hjalmar Riiser-Larsen ein durch Finn Lützow-Holm gesteuertes Wasserflugzeug als Erkundungshilfsmittel eingesetzt (Wolmarans & Kent 1982). In der Ferne wurden dabei einige Nunataks gesichtet, jedoch konnte sich das Flugzeug aus Sicherheitsgründen nicht allzuweit vom offenen Meer entfernen.

Das Interesse des Deutschen Reiches an der Antarktis war ebenfalls vorwiegend wirtschaftlicher Natur. Vor allem die geplante Schließung der "Fettlücke", d.h. die Absicht die Abhängigkeit des Deutschen Reiches vom Import technischer Fette und Nahrungsfette zu beenden, war der Grund für einen forcierten Ausbau der Walfangflotte. Im Frühjahr 1938 wurde Kapitän Alfred Ritscher (1879-1963) von Ministerialrat Helmuth Wohlthat (einem ehemaligen Händler in Fetten und Ölen) mit der Leitung einer Expedition in die Antarktis betraut. Ritscher (1942) beschreibt eindrucksvoll, welche Anstrengungen durch Dienststellen der Regierung aber auch durch private Unternehmen und die Deutsche Forschungsgemeinschaft

unternommen wurden, um innerhalb eines halben Jahres eine Expedition zusammenzustellen, die topographischen Kenntnisse für die deutsche Walfangflotte schaffen, gleichzeitig ein wissenschaftliches Programm entlang der Küste (Biologie, Meteorologie, Ozeanographie, Erdmagnetik) durchführen und nicht zuletzt das bis dahin unbekannte Hinterland durch Vermessungsflüge erkunden sollte. Das Zielgebiet dieser Expedition war das von den Norwegern ansatzweise erkundete Gebiet zwischen 20° West und 20° Ost. Es bestand aber auch die Absicht, eine hoheitliche Grundlage für eine spätere Besitzergreifung dieses Sektors zu schaffen, daher wurden die Vorbereitungen für diese Expedition unter strengster Geheimhaltung getroffen (Ritscher 1942). Die Deutsche Antarktische Expedition mit dem Schiff Schwabenland wurde ein ungeahnter Erfolg, weil dabei bisher völlig unbekannt Gebirgsregionen entdeckt wurden und sich Polarflugzeuge als geeignetes Mittel zur Erkundung und Vermessung großer Flächen bewährten. In sieben Vermessungsflügen zwischen dem 19. Januar und 15. Februar 1939 konnte eine Fläche von ca. 350.000 km² photogrammetrisch erfaßt werden. Diese Region wurde von der Expeditionsleitung "Neuschwabenland" getauft. Zwischenzeitlich hatte die norwegische Regierung Informationen über die deutschen Aktivitäten erhalten und den gesamten Sektor zwischen 20°W und 45°E am 14. Januar 1939 als "Dronning Maud Land" zu norwegischem Territorium erklärt (ohne dessen südliche Erstreckung zu definieren). Das Deutsche Reich wies zwar die norwegischen Ansprüche durch eine Protestnote am 23. Januar 1939 zurück, stellte aber keine eigenen Ansprüche auf die entdeckten Gebiete.

Leider wurden die deutschen Forschungsaktivitäten in der Antarktis durch die Ereignisse des 2. Weltkriegs unterbrochen und auch ein großer Teil der 11.600 Schrägluftbilder von der deutschen Expedition 1938/39 gingen im Kriege verloren. Neben den von Ritscher (1942) veröffentlichten Bildern und Karten überstanden nur ca. 600 Luftbilder den Krieg, die jedoch erst 1982 wiederentdeckt und ausgewertet wurden (Brunk 1986). Nach dem Kriege wurde das Interesse an der Antarktisforschung, speziell am Dronning Maud Land (Neuschwabenland),

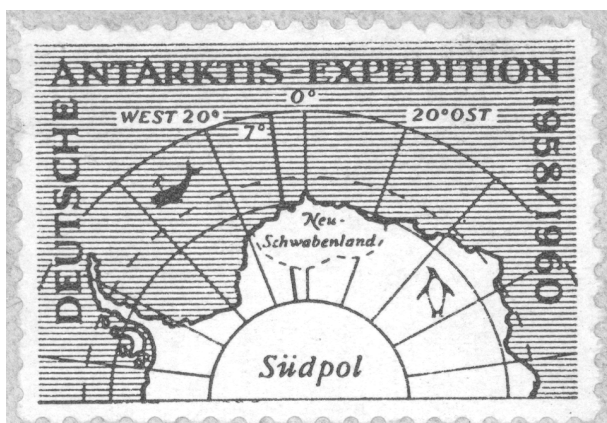


Abb. 6: Vignette der niemals zustande gekommenen "Deutschen Antarktis-Expedition 1958/60".

nur von wenigen Personen wach gehalten. In den 1950er Jahren versuchte Alfred Ritscher das verbliebene Material der Deutschen Antarktischen Expedition 1938/39 weiter auszuwerten (Ritscher 1954-58), was allerdings nur unvollständig gelang, da Daten im Krieg verloren gegangen waren oder Expeditionsteilnehmer gefallen waren.

Für das Internationale Geophysikalische Jahr bemühte sich der durch seine Himalaya- und Pamir-Expeditionen bekannte Expeditionsleiter und Arzt Karl Maria Herrligkoffer (1916-1991) um Mittel für eine "Deutsche Südpol-Expedition 1957/58" nach Neuschwabenland (Lüdecke 2007). Obwohl er von A. Ritscher und dem damaligen Bundesminister F.J. Strauß unterstützt wurde, mußte das

Unternehmen wegen Finanzierungsschwierigkeiten zunächst um ein Jahr verschoben (Abb. 6) und dann völlig abgesagt werden.

Der Beginn der eigentlichen geologischen Erforschung des Dronning Maud Landes ist durch die Norwegisch-Britisch-Schwedische Antarktisexpedition unter John Gæver 1949-52 festzumachen (Roots 1953). Ausgehend von der Station Maudheim ($10^{\circ}55'W$ $71^{\circ}02'S$) wurden meteorologische, geologische, glaziologische, geodätische und biologische Arbeiten durchgeführt. Man hatte nur Hundeschlitten als Transportmittel zur Verfügung, so daß als entferntester Punkt $1^{\circ}30'E$ $73^{\circ}37'S$ erreicht wurde. Gesteinsproben wurden vom Ahlmannryggen, dem Borgmassiv (Abb. 1) und einigen wenigen anderen Nunatakgruppen gesammelt. Für die Erstellung topographischer Karten wurde ein photogrammetrisches Programm begonnen, das bis 1957/58 andauerte. Auf der Grundlage der dabei entstandenen Schrägluftbilder erstellte das Norsk Polarinstitut ein flächendeckendes topographisches Kartenwerk der eisfreien Regionen im Maßstab 1:250.000 (ab 1962). Die Schrägluftbilder wurden teilweise auch geologisch ausgewertet (Swithinbank 1959).

Die erfolgreiche Kooperation von Wissenschaftlern aus 67 Nationen im Internationalen Geophysikalischen Jahr 1957/58 bildeten die ideelle Grundlage für den Antarktisvertrag von 1959. Dieser Vertrag war insofern ein Meilenstein, da er Territorialansprüche in der Antarktis ausklammerte, bergbauliche Aktivitäten, Abfallbeseitigung und Kernexplosionen untersagte sowie allen Wissenschaftlern freien Zugang erlaubte. Damit wurde das gesamte Gebiet südlich des 60° Breitengrades zu einem freien Forschungsfeld. Der Antarktisvertrag hat wie kaum eine andere zwischenstaatliche Vereinbarung zu einer partnerschaftlichen Zusammenarbeit auf vielen Wissenschaftsfeldern geführt. Staaten bleiben stimmberechtigte Mitglieder des Antarktisvertrages, solange sie "... durch die Ausführung erheblicher wissenschaftlicher Forschungsarbeiten in der Antarktis wie die Einrichtung einer wissenschaftlichen Station oder die Entsendung einer wissenschaftlichen Expedition ihr Interesse an der Antarktis bekunden" (Art. IX). Aufgrund dieser Regelung stellten die Unterzeichnerstaaten den Wissenschaftlern eine angemessene Expeditionslogistik einschließlich permanent besetzter Stationen zur Verfügung, was zu einem Aufschwung der Feldforschung führte.

In den Jahren zwischen 1959 und 1969 erlebte das Dronning Maud Land eine erste Phase systematischer geologischer Erkundung. Ausgehend von der britischen Station Halley (in Betrieb seit 1956), der belgischen Station Roi Baudouin (1957-64), den sowjetischen/russischen Stationen Lazarevskaya (1959-61) und Novolazarevskaya (seit 1961) und der südafrikanischen Station Sanae (seit 1960) erreichten Expeditionen die meist mehrere hundert Kilometer im Landesinneren gelegenen Gebirgszüge und führten kombinierte geodätisch-geologische Programme durch. Dabei ergaben sich aus der Lage der Stationen regionale Arbeitsschwerpunkte: im äußersten Westen arbeiteten britische Geologen, die Region um den 0° -Meridian wurde von den Südafrikanern bearbeitet, im Osten waren die Belgier tätig und das logistisch schwer erreichbare zentrale Dronning Maud Land blieb den sowjetischen For-

schern vorbehalten. Als Ergebnis dieser Arbeiten lagen bis ca. 1975 geologische Übersichtskarten bis zum Maßstab 1:500.000 und einige grundlegende Publikationen zur Lithologie und Metamorphose dieser Regionen vor (z. B. Ravich & Soloviev 1966, Worsfold 1967; Roots 1969, Jukes 1972, Van Autenboer & Loy 1972). Unterschiedliche Expeditionsstile beeinflussten die Qualität der Karten und Publikationen erheblich. So arbeiteten Briten und Südafrikaner in kleinen Teams mit Feldcamps und Hundeschlitten und erreichten die meisten zugänglichen Aufschlüsse im westlichen Dronning Maud Land, während die sowjetischen Expeditionen im zentralen Dronning Maud Land mit Antonov 2-Flugzeugen operierten und daher vorwiegend in der Umgebung geeigneter Landplätzen arbeiten konnten.

Basierend auf einer Reihe von isotopengeochemischen K-Ar- und Rb-Sr-Datierungen konnte man um 1975 folgende geologische Einheiten mit unterschiedlichen Altersstrukturen im Dronning Maud Land unterscheiden (vgl. Abb. 1):

- ein archaisches Granitgneisareal bei Annandagstoppane ($6^{\circ}40'W$ $72^{\circ}35'S$) mit Metamorphose-Altern um 3 Ga (Halpern 1970);
- darüber diskordant ein 3000 m mächtiges, undeformiertes Deckgebirge aus Basaltdecken und klastischen Sedimentgesteinen dessen Alter mit 1.7-1.1 Ga angegeben wurde (Allsopp & Neethling 1970);
- ein polyphas deformierter Orogengürtel vom westlichen zum östlichen Dronning Maud Land mit zahlreichen Syenit- und Charnockitintrusionen; das Alter der Ausgangsgesteine wurde aufgrund von lithologischen Vergleichen mit Kristallinprovinzen der Nordhalbkugel mit Archaikum bis Riphäum angegeben, jedoch lagen die ältesten K-Ar (Abkühl-)Alter nur bei 550 Ma (Ravich & Krylov 1964);
- eine schwach gefaltete Molasseformation (Urfjell Group) unbekannten, vermutlich altpaläozoischen Alters im südlichen Kirwanveggen (Aucamp et al. 1972);
- ein lokal erhaltenes permokarbone Deckgebirge mit Pflanzenfossilien und dünnen Kohleflözen im westlichen Dronning Maud Land (Plumstead 1974);
- Basaltdecken und lokale Gabbro-Intrusiva in der Vestfjella, als Gänge jedoch auch in allen anderen Gebirgsketten des Dronning Maud Landes, die in den mittleren Jura datiert wurden (Rex 1972).

Zu Beginn der 1970er Jahre kamen die geologischen Feldarbeiten im Dronning Maud Land fast völlig zum Erliegen. Die von den Stationen Halley und Sanae ohne allzu großen Aufwand erreichbaren Nunataks waren geologisch erkundet worden, die sowjetische Seite stellte keine Mittel mehr für detaillierte Untersuchungen durch aufwendige Expeditionen zur Verfügung und das eigenständige belgische Polarforschungsprogramm war 1967 beendet worden.

Anfang der 1980er Jahre traten Deutschland und Indien in den Kreis der aktiven Antarktis-vertragsstaaten ein. Mit der Georg-von-Neumayer-Station (1981-1991) und der Nachfolgestationen Neumayer-II (1992-2009) und Neumayer-III (seit 2009) bei 8°15'W 70°39'S haben deutsche Geologen eine feste Ausgangsbasis für Forschungsarbeiten in den Gebirgszügen des westlichen Dronning Maud Landes. Allerdings sollte nicht vergessen werden, daß schon seit 1976 Wissenschaftler aus der DDR als Teilnehmer sowjetischer Antarktis-Expeditionen in der Umgebung der Novolazarevskaya-Station tätig gewesen sind.

Die Inder errichteten 1984 eine Überwinterungs-Station (Dakshin Gangotri) an der Schelfeiskante bei 12°E 70°05'S, die jedoch nach fünf Jahren zugunsten einer Station (Maitri) in der Schirmacher-Oase bei 11°44'E 70°45'S aufgegeben wurde. Seit einem Unfall in einem Feldcamp in den Weyprechtbergen während der IX. Indischen Antarktisexpedition 1989/90, bei dem vier Geologen durch eine Gasvergiftung ums Leben kamen, operieren indische Geologen vorwiegend mit Helikoptern direkt von den Forschungsschiffen aus. Auch Südafrika und Norwegen nahmen ihre geologischen Forschungsaktivitäten in dieser Zeit wieder auf.

Das inzwischen allgemein akzeptierte Konzept der Plattentektonik hatte zu neuen Fragen geführt, und moderne geochronologische Arbeitsmethoden ließen eine Datierung von Metamorphose- und Kristallisationsaltern in kristallinen Grundgebirgskomplexen zu. Im Mittelpunkt der ersten Dekade der deutschen Forschungsarbeiten auf dem Gebiet der Geologie standen daher Untersuchungen im kristallinen Grundgebirge der Heimefrontfjella und ein Vergleich dieses Gebirgsgürtels mit ehemals in Gondwana angrenzenden Regionen, um teilweise noch strittige Details bei der Rekonstruktion des Superkontinents Gondwana zu klären. Die Expeditionslogistik der 1980er Jahre hatte sich grundlegend gewandelt: Schneemobile hatten Hundeschlitten ersetzt, mit großen Motorschlitten wurden Wohncontainer in die unwirtlichsten Regionen transportiert, für besonders unzugängliche Regionen wurde auf die Unterstützung durch Helikopter zurückgegriffen. Die geologischen Programme wurden meist mit geophysikalischen, geodätischen und glaziologischen Programmen kombiniert, was die Stärke von Expeditionsteams auf 20 und mehr Personen ansteigen ließ. Anstelle von Detailuntersuchungen in besonders interessanten Teilgebieten, wurde mit flächendeckenden geologischen Kartierprogrammen begonnen, woraus Karten mit Maßstäben von 1:150.000 bis 1:25.000 resultierten (Jayaram & Bejarniya 1991, Jacobs & Weber 1993, Ohta 1993, Ohta et al. 1996). In diesen Zeitraum fielen Expeditionen mit deutscher Beteiligung in die Vestfjella 1982/83 (Behr et al. 1983), den Ahlmannryggen 1983/84 (Spaeth & Peters 1984) und die Heimefrontfjella 1985/86, 1987/88, 1988/89 und 1989/90 (Arndt et al. 1987, Jacobs & Kreutzer 1990, Jacobs et al. 1991) sowie mehrere südafrikanische und norwegische Expeditionen nach Kirwanveggen, H.U. Sverdrupfjella und die westliche Gjelsvikfjella (z.B. Dallmann et al. 1990, Austrheim et al. 1997).

Die DDR betrieb seit 1976 die Georg-Forster-Station in der Schirmacher-Oase, zunächst als Annex zur russischen Novolasarevskaya-Station und ab Oktober 1987 als selbständige Forschungsstation. Von dort erkundeten ostdeutsche Geologen, Geophysiker und Geodäten die

Region der Schirmacher-Oase und seit 1983 auch die südlich vorgelagerten Nunataks und die eisfreien Gebiete um den Untersee.

Eine Zäsur erfolgte im Jahre 1991 sowohl in wissenschaftlicher Hinsicht, als auch bei den wissenschaftspolitischen Rahmenbedingungen. Wie bereits weiter oben beschrieben warf das Konzept eines mesoproterozoischen Superkontinents Rodinia (Dalziel 1991, Hoffman 1991) eine Fülle von Fragen auf, wobei das Dronning Maud Land aufgrund seiner Lage eine Schlüsselregion zum Test dieser Hypothese darstellte. Politisch wurden durch das Madrider Protokoll zum Antarktisvertrag von 1991 (in Kraft seit Januar 1998) strengere Umweltvorschriften erlassen und die Exploration mineralischer Rohstoffe für weitere 50 Jahre verboten. So sehr dieses Protokoll auch generell zu begrüßen ist, hat es seither auch eine Reihe negativer Folgen gehabt. Viele Staaten nahmen das Verbot der Rohstoffexploration zum Anlaß, Stationen zu schließen und die Förderung von geologischen Forschungsprogrammen (teilweise zugunsten der Klimaforschung) stark zu reduzieren. Außerdem nehmen Behinderungen für Wissenschaftler durch die bürokratischen Auflagen meist inkompetenter nationaler Umweltschutzbehörden zu, während dieselben Behörden einem zunehmenden Tourismus (1990-2008 Zunahme um 3200%) mit all seinen negativen Folgen tatenlos gegenüberstehen.

Als Folgen für die geowissenschaftliche Forschung im Dronning Maud Land ergab sich eine Rückkehr zu den Arbeitsmethoden der 1960er Jahre, bei denen Kleinteam von meist 3 Mann, Zeltcamps und Schneemobile das Rückgrat der Feldarbeit bildeten. Eine Ausnahme stellte die Großexpedition GeoMaud 1995/96 dar, die aber auf Planungen der DDR aus den späten 1980er Jahren zurückgeht (Bormann & Fritzsche 1995).

Es zeichnet sich ab, daß eine zukünftige geologische Feldforschung nochmals einen Wandel durchmachen wird. Mit großem Aufwand hat man innerhalb der letzten 40 Jahre einen etwa 1000 km langen küstenparallelen Streifen, der bis zu 400 km ins Landesinnere reicht, geologisch weitgehend erforscht. Sicher gibt es auch weiterhin wichtige offene Fragen, die aufwendige Expeditionen rechtfertigen werden. Es werden aber vorrangig Detailfragen sein, die kürzere Aufenthalte erfordern, und schon jetzt stehen kommerzielle Flugunternehmen bereit, um Personen und Material von Kapstadt zu einer Landebahn im zentralen Dronning Maud Land zu transportieren. Erstmals 2001 nutzte das Alfred-Wegener-Institut (AWI) diese effiziente Möglichkeit, um möglichst schnell Personal zur Kohnen-Station (0°00' 75°00'S) bei der Lokation des EPICA-Eisbohrprojektes zu bringen. Ein weiterer Schritt wird bei der geowissenschaftlichen Erforschung des eisbedeckten Kontinents zu machen sein. Neben einem dichten geophysikalischen Netz, werden Bohrungen der Schlüssel zur Erforschung der 99% unzugänglicher Gesteinsoberfläche unter der Inlandeisdecke sein.

4. Die Expeditionen 1995/96, 1999/2000 und 2000/01

Die GeoMaud-Expedition hatte das seit den sowjetischen Expeditionen der frühen 1960er Jahre nicht mehr besuchte zentrale Dronning Maud Land (Wohlthatmassiv bis Orvinfjella) zum Ziel. Das Forschungsprogramm geht auf eine Initiative der Akademie der Wissenschaften der DDR in den späten 1980er Jahren zurück und war ursprünglich für den Südsommer 1990/91 geplant (Abb. 7). Das wissenschaftliche Personal war in der Polarabteilung des Zentralinstitutes der Physik der Erde (ZIPE) in Potsdam angesiedelt. Im Rahmen der 4. Antarktisexpedition der DDR sollten, ausgehend von der Georg-Forster-Station in der Schirmacher-Oase, geologische Arbeiten im westlichen Wohlthatmassiv durchgeführt werden. Infolge der politischen Ereignisse, die zur deutschen Wiedervereinigung führten, fand eine Expedition mit reduziertem Programm unter logistischer Leitung des Alfred-Wegener-Institutes (AWI) erst im darauffolgenden Südsommer 1991/92 statt (Wetzel et al. 1994).

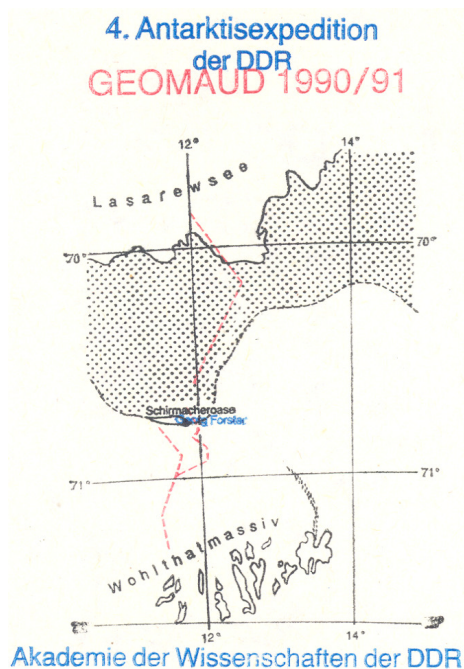


Abb. 7: Aufdruck auf vorbereiteten Sonderumschlägen für die geplante GeoMaud-Expedition 1990/91.

Der Deutsche Wissenschaftsrat unter der Leitung von Prof. Gotthilf Hempel kam im Juli 1991 zu dem Schluß, daß die Mehrzahl der Langfristprogramme der ostdeutschen Polarforschung fortgeführt werden sollten und das Erfahrungspotential am ZIPE erhalten werden sollte (Lange 1996). Mit der Übernahme der Grundgebirgs-Geologen der Polarabteilung des ZIPE in die BGR, wurde dort die Idee einer groß angelegten Expedition in die wenig erforschten Regionen des zentralen Dronning Maud Landes vorangetrieben. Während der Sitzung des Arbeitskreises "Geologie der Polargebiete" der Deutschen Gesellschaft für Polarforschung am 14.05.1993 in Potsdam, stellte Hans-Jürgen Paech, seit 1986 letzter Leiter der Polarabteilung und stellvertretender Direktor am ZIPE, erstmals öffentlich das Vorhaben

GeoMaud 1995/96 vor und lud interessierte Wissenschaftler aus dem universitären Bereich ein, sich an diesem Projekt zu beteiligen. Im November 1994 akzeptierte die BGR das vom Lehr- und Forschungsgebiet Geologie – Endogene Dynamik der RWTH Aachen vorgelegte Proposal, dessen Schwerpunkt tektonische und gefügekundliche Arbeiten zur Klärung der Deformationgeschichte des zentralen Dronning Maud Landes waren. Der diesbezügliche DFG-Antrag zur Finanzierung der Forschungsarbeiten wurde im April 1995 positiv beschieden.

Die Expedition GeoMaud wurde von der BGR in Zusammenarbeit mit dem AWI, Bremerhaven, sowie deutschen und ausländischen Forschungsinstituten durchgeführt. Die wichtigsten Zielsetzungen waren:

- "Fragen der Fortsetzung des grenvillischen Mobilgürtels, der aus dem westlichen Queen Maud Land bekannt ist und sich von anderen Kontinenten her nach Antarktika fortsetzen soll,
- Auswirkungen der panafrikanischen thermotektonischen Aktivierung der älteren Kruste, petrologische Analyse der Vorgänge in der kontinentalen Unter-Kruste in diesem Raum (p-t-T-Bedingungen),
- Magmatismus und Fragmentierung Gondwanas in dieser Region, Beziehungen zu Indien, Sri Lanka, Madagaskar und dem südlichen Afrika,
- Hebungsgeschichte und glaziale Entwicklung." (zitiert aus dem offiziellen Einladungsschreiben von Prof. M. Kürsten, BGR, vom 30.06.1995)

Die GeoMaud-Expedition bestand neben der Landgruppe (Leitung Prof. Dr. H.-J. Paech) auch aus einer marine Gruppe (Leitung Prof. Dr. K. Hinz), die seeseismische Untersuchungen im südlichen Atlantik mit Hilfe der Schiffe POLAR QUEEN und NEMCHINOV durchführten.

Die Landgruppe bestand aus 23 Wissenschaftlern nahezu aller geowissenschaftlicher Disziplinen, die sich aus der BGR, dem AWI, VNIIOkeanologiya St. Petersburg und den Hochschulen Aachen, Bremen, Dresden, Freiburg, Münster, Siena und Turin rekrutierten. Ihnen standen 18 Personen Funktionspersonal (Helikopterbesatzungen, Funker, Bergführer usw.) aus Australien, Deutschland, Neuseeland und Österreich zur Seite. Logistisch eng mit GeoMaud verzahnt waren außerdem ein photogrammetrisches Programm zur Vorbereitung von EPICA (European Polar Ice Coring in Antarctica) und die Entsorgung der ehemaligen DDR-Station Georg-Forster in der Schirmacher-Oase durch das AWI, so daß das Expeditionsteam zeitweise mehr als 60 Personen umfaßte.

Die Landexpedition verließ Kapstadt am 10. November 1995 an Bord der *POLAR QUEEN* (heute als *RRS Ernest Shackleton* im Dienst des British Antarctic Survey) und erreichte Kap Ostry am 19. November 1995. Bis zum 24. November wurde die Expedition entladen und ein Basislager in der Schirmacher-Oase bei der russischen Station Novolazarevskaya eingerichtet. Nach Vorerkundungsflügen begann am 4. Dezember der Aufbau eines Zeltlagers in den Dallmannbergen, das die etwa 20 Personen starke Geologie-Gruppe aufnahm. Die vorwiegend mit Helikoptern operierende Geophysik-Gruppe verblieb im Basislager. Zum Transport im Gelände standen zwei Helikopter und zwei Schneemobile zur Verfügung. Kleine Arbeitsgruppen von 2-4 Personen arbeiteten im Gelände und führten dabei geologische Kartierungsarbeiten im Maßstab 1:50.000 durch. In besonders interessanten Regionen wurden Satellitencamps errichtet, die einzelnen Teams detaillierte Spezialuntersuchungen erlaubten. Am 16. Januar 1996 erfolgte die Verlegung des Hauptlagers rund 90 km weiter nach Osten in die Petermannketten, von wo aus der zweite Abschnitt der Feldarbeiten im Alexander-von-Humboldt-Gebirge und im Wohlthatmassiv durchgeführt wurde. Am 25. Februar 1996 wurde das Hauptlager und die noch bestehenden Satellitencamps aufgelöst und die Expedition wieder im Basislager versammelt. Geologische Feldarbeiten in der Schirmacher-Oase und den südlich vorgelagerten Nunataks konnten noch bis zum 1. März durchgeführt werden. Vom 2. bis 9.

März wurde die Expeditionsfracht verladen, auf dem Landweg nach Kap Ostry transportiert und auf die *POLAR QUEEN* geladen. Am 10. März 1996 legte das Schiff ab und erreichte nach achttägiger Fahrt wieder Kapstadt.

Eines der wichtigsten Ergebnisse war der Nachweis eines kambrischen tektonometamorphen Ereignisses im zentralen Dronning Maud Land (Jacobs et al. 1998). Damit wurde die Hypothese, daß die Suture zwischen West- und Ost-Gondwana in dieser Region verläuft abgestützt, es wurden aber gleichzeitig eine Reihe neuer Fragen aufgeworfen, so etwa nach den Ursachen des voluminösen Charnokit/Syenit-Magmatismus im zentralen Dronning Maud Land. Die russischen Arbeiten aus den 1960er Jahren enthielten keine Hinweise auf den tektonischen Strukturbau im Mühlig-Hofmann-Gebirge und der Gjelsvikfjella westlich des GeoMaud-Arbeitsgebietes. Auch ungeklärt war, ob die Gneise des Dronning Maud Landes generell grenvillisch geprägtes Grundgebirge oder möglicherweise auch Sedimente des Mozambique Ozeans als Ausgangsmaterial hatten.

Geologische Übersichtskarten (Ohta 1993) aus der Umgebung der norwegischen Station Troll (2°31'E 72°00'S) in der Gjelsvikfjella zeigten, daß am Aufbau der Kruste in dieser Region sowohl metamorphe Gesteine möglichen suprakrustalen Ursprungs, als auch voluminöse posttektonische Granitoide beteiligt waren. Im Gegensatz zum zentralen Dronning Maud Land, hatte die Metamorphose hier jedoch nicht die Granulitfazies erreicht. Daher erschien dieses Gebiet besser geeignet, den Anteil grenvillischer Deformation und Metamorphose abzuschätzen, als das ostwärts benachbarte hochmetamorphe Areal im zentralen Dronning Maud Land. Nach internen Absprachen zwischen W. Bauer und J. Jacobs (Uni Bremen), wurde eine kleine Expedition in die Gjelsvikfjella und das westliche Mühlig-Hofmann-Gebirge für den Südsommer 1999/2000 geplant.

Da die logistischen Mittel Alfred-Wegener-Institutes für eine Expedition in die Gjelsvikfjella und das westliche Mühlig-Hofmann-Gebirge wegen der Vorbereitung der EPICA-Bohrung nicht ausreichten, wurden Kontakte zum Norsk Polarinstitut geknüpft, um die Möglichkeit auszuloten, als Gäste an einer norwegischen Expedition teilzunehmen. Die skandinavischen Staaten wechseln sich in der logistischen Durchführung der Antarktisexpeditionen jährlich ab. Für 1999/2000 oblag die operative Planung dem finnischen Polarforschungsprogramm unter ihrem Leiter Dr. H. Sandler, so daß das Norsk Polarinstitut uns an das finnische Polarforschungsprogramm verwies. Unter Vermittlung des AWI kam eine Expeditionsteilnahme zustande und die notwendigen Sachmittel wurden von der DFG am 10. Juni 1999 bewilligt. Da keine weiteren Personalmittel zur Verfügung standen, um wie geplant einen Bergführer mitzunehmen, wurde die Expedition als Zweimann-Unternehmen durchgeführt. Am 1. Dezember 1999 verließ der russische Forschungseisbrecher *AKADEMIK FEDOROV* mit Forschergruppen aus Finnland, Norwegen, Schweden, den Niederlanden und Deutschland den Hafen von Kapstadt mit Kurs auf die Antarktis. Am 9. Dezember wurde die Schelfeiskante bei 5°E 70°S erreicht und die Entladung begann. Noch am gleichen Tag flog das aus nur zwei Personen bestehende Team (J. Jacobs und W. Bauer) mit der kompletten Ausrüstung per Helikopter

zur norwegischen Sommerstation Troll. Von dort aus brach das Team zwei Tage später mit Schneemobilen gen Osten auf und errichtete ein Camp am Nordfuß der Nunataks von Rise-medet bei $03^{\circ} 04,8'E$ $71^{\circ} 59,8'S$, in dessen Umfeld geologische Arbeiten in den Gneiskomplexen bis zum 5. Januar 2000 durchgeführt wurden. Am 6. Januar wurde das Camp in das westliche Mühlig-Hofmann-Gebirge bei $3^{\circ} 57,1'E$ $72^{\circ} 00,3'S$ verlegt, von wo aus die Arbeiten bis zum 23. Januar fortgesetzt wurden. Hier bildeten vor allem Migmatite und posttektonische Magmatite den Schwerpunkt der Untersuchungen. Am 24. Januar erfolgte die Rückreise per Schneemobilen direkt an die Schelfeiskante, wo die *AKADEMIK FEDOROV* am 29. Januar 2000 wieder eintraf.

Ziel der geologischen Arbeiten war eine Aufnahme und relative Einordnung der tektonischen Strukturelemente und, soweit möglich, eine Probennahme für geochronologische Zwecke, die aufgrund ihrer Verbandsverhältnisse auch Rückschlüsse auf die Alter einzelner Deformations- und Metamorphoseereignisse erlauben (Bauer & Jacobs 2000). Zudem sollte Proben für geochemischen Untersuchungen an den voluminösen Charnockit-/Syenit-Intrusionen, die in der Gjelsvikfjella ihre westlichsten Aufschlüsse haben, genommen werden und dadurch die bisherigen Arbeiten im zentralen Dronning Maud Land zu diesem Fragenkomplex ergänzen.

Die vorerst letzte Expedition zum Fragenkomplex panafrikanischer Suturen in Ostantarktika war in die Heimefrontfjella vorgesehen, um detaillierte tektonische, geochronologische, geochemische und gesteinsmagnetische Untersuchungen im Umfeld der Heimefront-Scherzone (HSZ) durchzuführen. Mit Hilfe von SHRIMP (Sensitive **H**igh **R**esolution **I**on **M**icro**P**robe)-Datierungen an Zirkonen sollten das Kristallisations- und das Metamorphosealter von Orthogneisen bestimmt werden, im Vordergrund stand aber auch die Frage nach den Protolithen der in der zentralen Heimefrontfjella weit verbreiteten Gneis-Amphibolit-Wechselfolge. Um eine bessere Interpretation der aeromagnetischen Daten zu erreichen, wurde die Suszeptibilität der verschiedenen Gesteinstypen im Gelände bestimmt (Jacobs et al. 2002). Die Vorarbeiten vorangegangener Expeditionen erlaubten den Rückgriff auf detaillierte geologische Manuskriptkarten, wodurch eine relativ kurze Expeditionsdauer gewährleistet werden konnte. Logistisch war diese Expedition, deren Teilnehmer J. Jacobs, R. Schmidt (Uni Bremen) und W. Bauer (RWTH Aachen) waren, an eine Traverse von der deutschen Neumayer-II-Station zur Lokation der EPICA-Bohrung (seit 1. Jan. 2001 Kohnen-Station) angebunden und wurde durch das AWI voll unterstützt. Die Anreise in die Antarktis vom 7.-17. Dezember 2000 erfolgte mit *POLARSTERN* von Kapstadt aus. Die Ausrüstung wurde mit Motorschlitten von der EPICA-Traverse mitgeführt, während die drei Expeditionsteilnehmer erst am 30. Dezember 2000 mit einem Polarflugzeug (Polar 2) in das 450 km entfernte Gebirge geflogen wurden (Jacobs et al. 2003c).



Abb. 8: Feldlager in der nördlichen Heimefrontfjella während der Expedition 2000/01.

Die Feldarbeiten erfolgten von einem Camp in der nördlichen Heimefrontfjella aus (Abb. 8); für jeweils eine Woche wurde das Camp aber auch nach XU-Fjella und in den Scharffenbergbotnen verlegt. Die geplanten Arbeiten konnten bis zum 4. Februar 2001 durchgeführt werden, am darauf folgenden Tag erfolgte der Rückflug der Expeditionsteilnehmer zur Neumayer-Station, während Ausrüstung und Gesteinsproben

zwei Wochen später von der Motorschlitten-Traversal auf dem Rückweg vom Polarplateau abgeholt wurde. Die Rückreise aus der Antarktis endete am 22. Februar 2001 in Punta Arenas (Chile).

5. Zusammenfassung der Ergebnisse

5.1 Das mesoproterozoische Grundgebirge

Um eine Vorstellung über die Paläogeographie des Kontinents zu gewinnen, die sich zum Superkontinent Rodinia zusammenschlossen, ist es notwendig die Ausgangsgesteine zu charakterisieren, aus denen im Laufe der spät-mesoproterozoischen und panafrikanischen Orogenesen die heute vorliegenden Metamorphite entstanden. Da ein Ausgangsgestein durch höhergradige Metamorphose und Deformation immer stärker verändert wird, sind derartige Analysen an Metamorphiten des westlichen Dronning Maud Landes besonders vielversprechend. Vor allem in der nördlichen und westlichen Heimfrontfjella ist wegen der geringen panafrikanischen Überprägung die Chance groß, die Edukte relativ wenig veränderter Metamorphite zu bestimmen und daraus auf die plattentektonische Situation unmittelbar vor der Bildung Rodinias zu schließen.

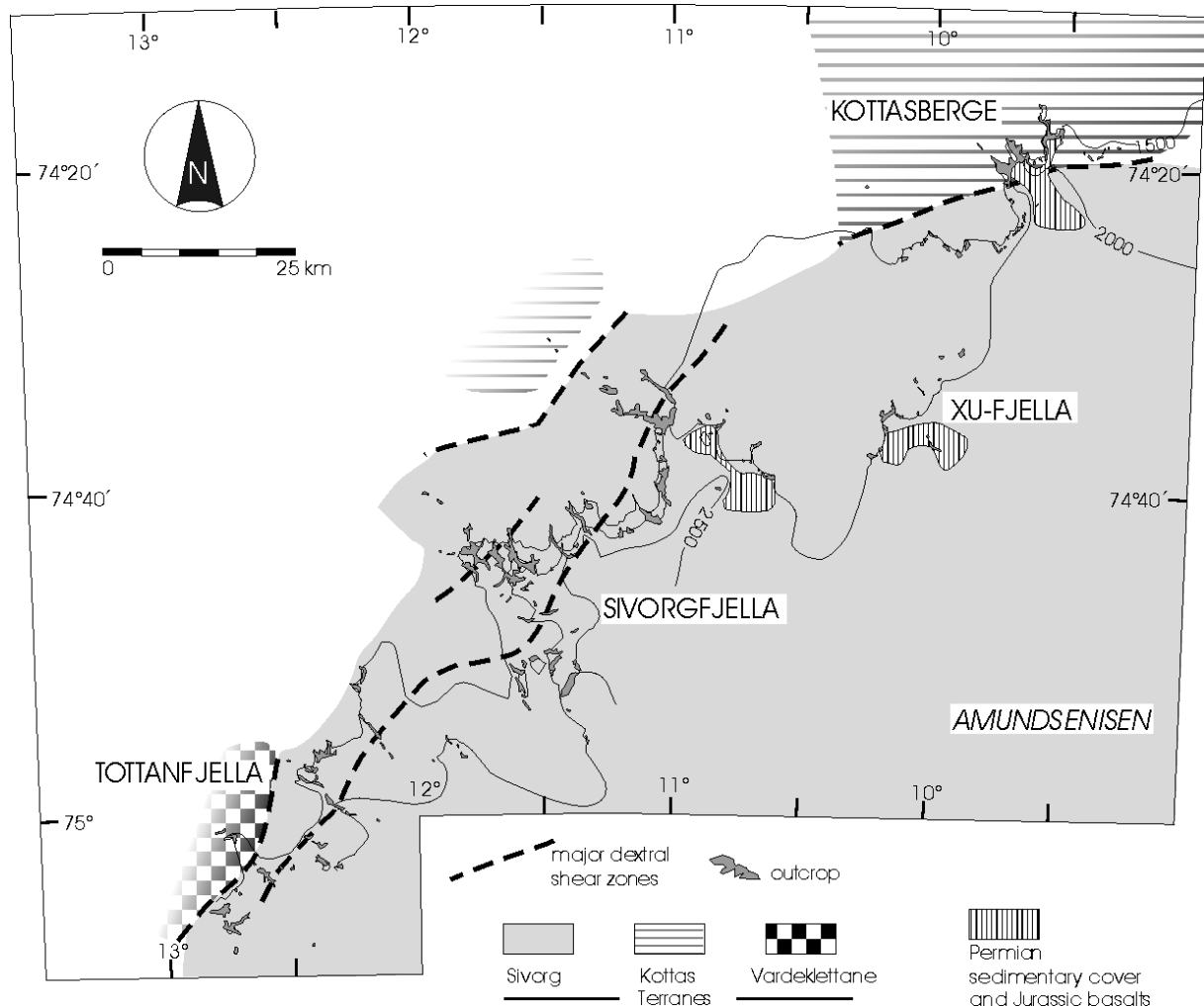


Abb. 9: Vereinfachte Übersichtskarte der Heimfrontfjella mit den drei tektonostratigraphischen Terranes.

Die Heimfrontfjella wird von drei tektonometamorph und lithologisch verschiedenen Terranes aufgebaut (Abb. 9). Im Norden das amphibolitfazielle Kottas Terrane, in der Mitte das

polyphas metamorphe Sivorg Terrane und im äußersten Südwesten das granulitfazielle Vardeklettane Terrane. Das Sivorg Terrane wurde während der panafrikanischen Orogenese im



Abb. 10: Der Laudalkammen in den Kottasbergen, Blick nach Osten. Der etwa 20 m mächtige Diorit-Sill ist durch Abschiebungen versetzt.

Kambrium durchgreifend tektonometamorph überprägt. Im Kottas Terrane dominieren gebänderte Gneise mit einer trondhjemitisch-tonalitisch-dioritischen Zusammensetzung, die mit mehreren Generationen grobkörniger Meta-Granitoide vergesellschaftet sind. Posttektonisch intrudierten am Laudalkammen mittelkörnige Granite und Diorite (Abb. 10); undeformierte Granit-Apophysen und Pegmatitgänge

erstrecken sich allerdings über das gesamte Kottas Terrane. Im zentralen Sivorg Terrane dominiert eine monotone Sequenz aus hellen Gneisen und Amphiboliten (Abb. 11). In diese bimodale Sequenz sind verschiedene Granite intrudiert, die Alter um 1080 Ma aufweisen und von Arndt et al. (1991) als syntektonische Intrusiva interpretiert wurden. Metasedimente treten nur untergeordnet, vorwiegend in der südlichen Sivorgfjella auf.

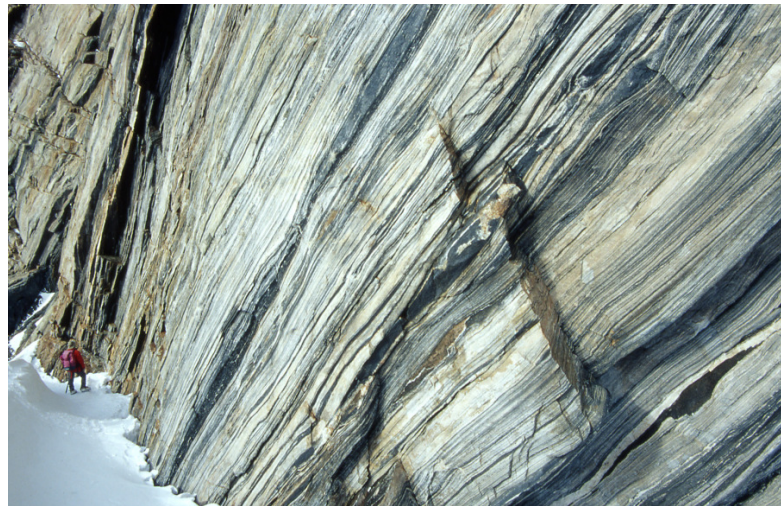


Abb. 11: Bimodale Gneise im Haneborg-Hansenveggen, nördlichster Teil des Sivorg-Terranes, südliche Kottasberge.

Das Vardeklettane Terrane ist durch Granulite mit vermutlich magmatischem Ursprung gekennzeichnet. Einige Quarzite lieferten jedoch wichtige detritischen Zirkone, die aus einem Liefergebiet mit Altern zwischen 2,0 und 1,4 Ga stammen.

Die Ergebnisse vorangegangener Untersuchungen zur Isotopengeochemie des Nd (Arndt et al. 1991), zur Morphologie der Zirkone (Bücksteeg et al. 1995) und zur Geochemie der Gneise im Kottas Terrane (Bauer 1995) lieferten konsistente Daten, woraus für das Kottas Terrane eine Entstehung in einem spät-mesoproterozoischen Inselbogen abgeleitet wurde (Kottas Arc). Für die zentrale und südliche Heimefrontfjella war nur bekannt, daß die ϵ_{Nd} -Werte nach Süden abnahmen, was durch eine Zunahme älterer krustaler Komponenten in den Gesteinen erklärt wird (Arndt et al. 1991).

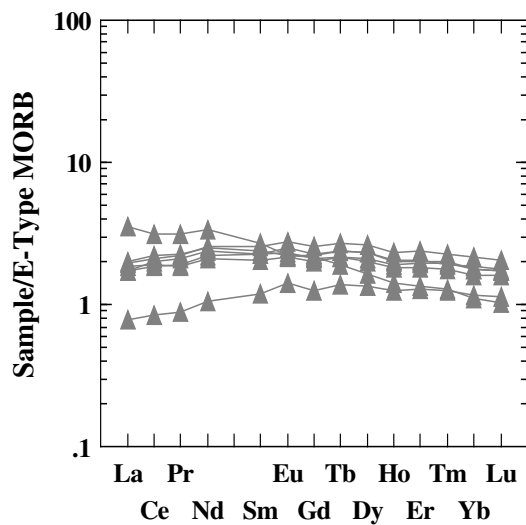


Abb. 12: REE der Amphibolite aus dem Sivorg Terrane, normiert auf die Zusammensetzung von E-MORB.

aus dem Sivorg Terrane der Heimefrontfjella zeigen, daß die sauren Gneise mit rhyolithischer Zusammensetzung ausgeprägte Eu-Anomalien und eine deutliche Anreicherung der leichten Seltenen Erden aufweisen. Die geochemischen Charakteristika, zusammen mit den schon erwähnten ϵ_{Nd} -Werten, deuten auf eine Entstehung als hoch differenzierte Schmelzen krustalen Ursprungs hin. Aus diesen Gneisen wurden auch Zirkone auf Tracht und Habitus untersucht. Sie sind meist idiomorph, schwach zoniert und zeigen häufig wurmförmige Fluideinschlüsse, die bei einer raschen Kristallisation entstehen. Diese Zirkone werden als weiteres Indiz für ein saures vulkanisches Ausgangsgestein gewertet.

Im Gegensatz dazu sind die mit den felsischen Metavulkaniten vergesellschafteten Amphibolite von einer relativ primitiven basaltischen Zusammensetzung. Gegenüber modernen Basalten der mittelozeanischen Rücken weisen die Amphibolite eine Anreicherung der leichten REE auf, die jedoch deutlich unter den Werten liegt, die man für Inselbogenbasalte erwarten könnte. Die chemische Zusammensetzung der Amphibolite stimmt am besten mit der von E(enriched)-MOR-Basalten überein (Abb. 12). Ob die Anreicherung an leichten REE durch krustale Kontamination oder eine Anreicherung im Mantel zu suchen ist, bleibt jedoch nach wie vor offen.

Um die Kristallisationsalter der bimodalen Sequenz zu ermitteln, wurden an der SHRIMP II in Canberra detaillierte isotopengeochemische Analysen an Zirkonen durchgeführt. Die felsischen Gneise und auch die Amphibolite enthalten idiomorphe Zirkone, die deutliche Kern/Saum-Strukturen erkennen lassen. Die Säume sind metamorph rekristallisiert und spiegeln in ihrer U-Pb-Isotopie metamorphe Ereignisse vor ca. 1060 Ma und 500 Ma wider (Jacobs et al. 2003b). Die Kristallisationsalter der felsischen Metavulkanite liegen zwischen 1170 und 1100 Ma, für einen Amphibolit wurde ein Kristallisationsalter von nur 1086 ± 10 Ma ermittelt. Diese Daten ergeben die Grundlage für ein neues Modell der Heimefrontfjella im ausgehenden Mesoproterozoikum (Abb. 13):

Im Jahr 1995 wurden Modelle für die Heimefrontfjella und die Sverdrupfjella publiziert, die für den südlichen Rückraum des Inselbogens ein Back arc-Becken postulierten. Dabei wurde für die Heimefrontfjella ein im wesentlichen durch Extension und Magmatismus geprägtes Becken angenommen (Bauer 1995), während die Sverdrupfjella als ein vorwiegend durch Sedimentation von Vulkanoklastika gekennzeichnetes Randbecken interpretiert wurde (Groenewald et al. 1995). Für beide Bereiche konnten jedoch weder aussagekräftige geochemische Analysen, noch präzise Alterdaten vorgelegt werden. Die neuen Ergebnisse

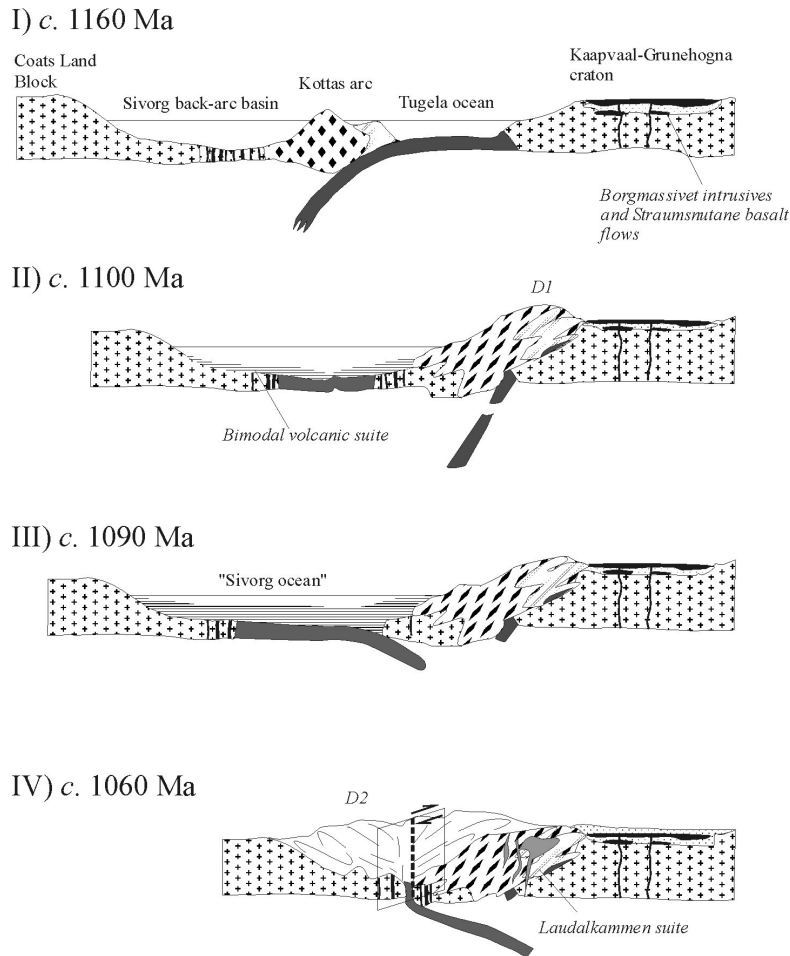


Abb. 13: Modell der geotektonischen Entwicklung am Südrand des Kaapvaal-Gruenohogna-Kratons im späten Mesoproterozoikum.

Zwischen 1200 und 1100 Ma entwickelte sich juvenile Kruste in einem Inselbogen südlich vom Kaapvaal-Gruenohogna-Kraton. Eine südwärts gerichtete Subduktion wird aufgrund der tektonischen Strukturen und der Verbreitung der subduktionsbezogenen Magmatite angenommen. Vor ca. 1100 Ma war der Tugela-Ozean zwischen dem Inselbogen und dem Kaapvaal-Gruenohogna-Kraton geschlossen, die Gesteine des Inselbogens wurden durchgreifend deformiert (D_1) und metamorphosiert (M_1). Gleichzeitig wurden im Sivorg-Back arc weiter Laven gefördert, möglicherweise hatte sich bis 1090 Ma sogar echte

ozeanische Kruste gebildet (Sivorg Ozean). Um ozeanische Kruste zu subduzieren, muß sie ein Mindestalter von 30 Ma aufweisen, erst dann ist sie ausreichend abgekühlt. Diese Zeitspanne von 30 Millionen Jahren liegt zwischen dem Alter rekristallisierter Zirkon-Säume (Jacobs et al. 2003b) und der Intrusion der posttektonischen Laudalkammen Suite in der nördlichen Heimefrontfjella. Eine Entstehung der Laudalkammen Suite, die geochemische Charakteristika von Inselbogen-Magmatiten zeigt, wird auf eine nordgerichtete Subduktion der ozeanischen Lithosphäre des Sivorg Ozeans zurückgeführt. Dieses Modell erklärt drei Phänomene, die mit älteren Modellen nicht deutbar waren:

- zwei spät-mesoproterozoische Deformationsphasen mit unterschiedlichen tektonischen Transportrichtungen
- die subduktionsbezogene geochemische Signatur der posttektonischen Magmatite vom Laudalkammen
- das Vorkommen von Eklogiten im "marginal basin" (Groenewald et al. 1995) der H.U. Sverdrupfjella.

Wie weit sich der Inselbogen nach Osten erstreckte ist wegen der zunehmenden panafrikanischen Überprägung im zentralen Dronning Maud Land unsicher. Bis nach Sør Rondane (Abb.

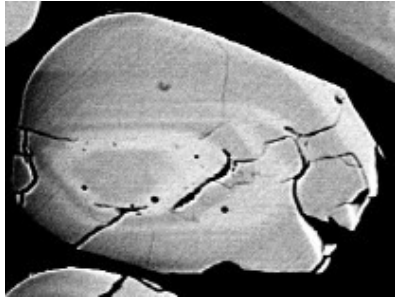


Abb. 14: Zirkon aus einem charnockitischen Gneis aus der Gjelsvikfjella. Um den idiomorphen Kern eines magmatischen Zirkons hat sich ein breiter metamorpher Saum gebildet. Polierter Anschliff, Kathodoluminiszenz-Aufnahme.

1) sind Gneise mit spät-mesoproterozoischen Eduktaltern nachgewiesen (Shiraishi & Kagami 1992, Jacobs et al. 1998). Die geochemische Zusammensetzung dieser Gneise wurde nur in wenigen Einzelfällen untersucht. Systematische Untersuchungen der Zirkonpopulationen aus Gneisen der Gjelsvikfjella zeigen einen sehr hohen Anteil an idiomorphen Körnern, was ein Beleg für magmatische Ausgangsgesteine ist (Abb. 14). Die Morphologie dieser Zirkone ist meist typisch für eine Kristallisation in hochtemperierten kalkalkalischen Schmelzen (Abb. 15). Das Vorherrschen dieser Gneise zusammen mit metamorphen Intrusiva, die Seltenheit von Metamorphiten mit sicheren sedimentären Edukten wie beispielsweise Marmore, Quarzite, Metapelite usw., sowie ein relativ kurzer Zeitabschnitt, in den die U-Pb-Alter von Zirkonkernen fallen (1180-1100 Ma), deuten auf eine Fortsetzung des Inselbogens bis in das östliche DML hin.

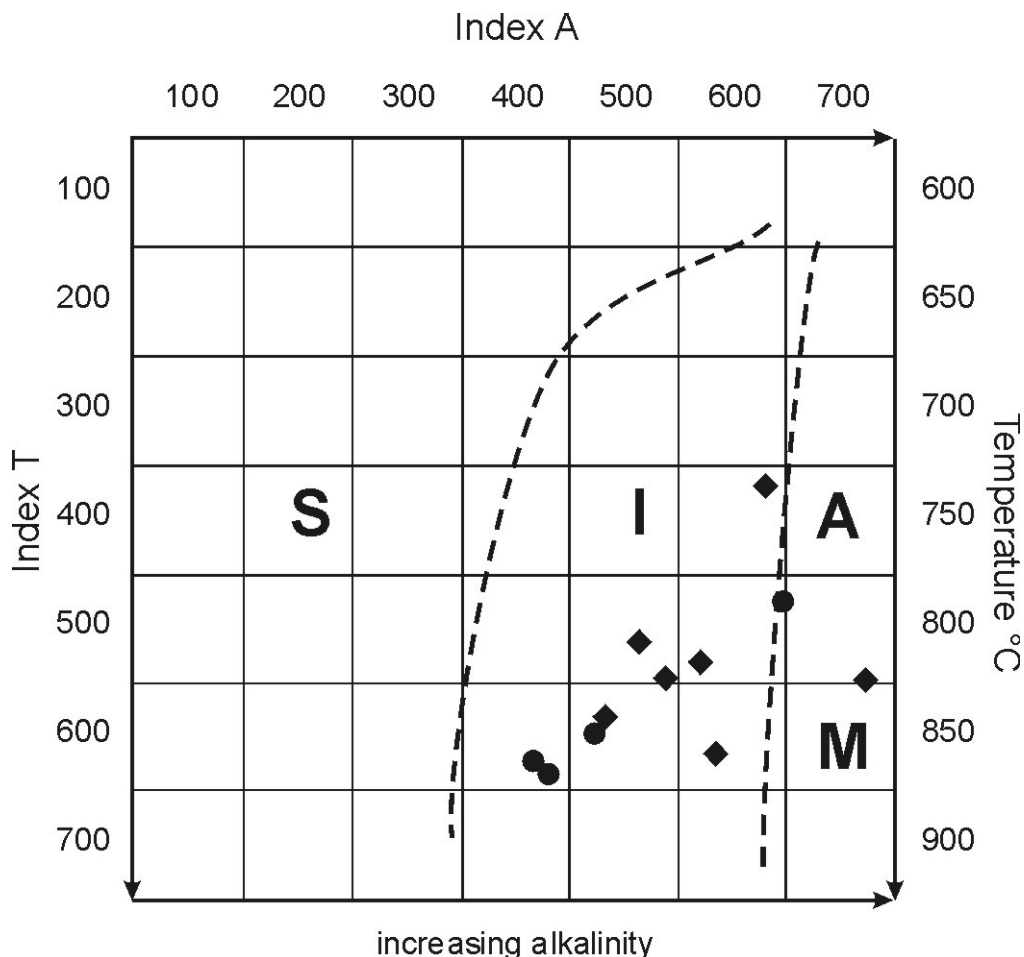


Abb. 15: Darstellung der Zirkonpopulationen in hochmetamorphen Gneisen (Kreise) und Migmatiten (Rauten) der Gjelsvikfjella und des Mühlig-Hofmann-Gebirges. Dargestellt sind jeweils die Mittelwerte von 11 Gesteinsproben im Trachtentwicklungsdiagramm (Schermaier et al. 1992). S = Zirkontrachten krustaler Granite, I = Bereich juveniler Inselbogengranite, A = Alkaligranite, M = Zirkone aus Mantelgesteinen.

5.2 Hinweise auf die post-grenvillische/prä-panafrikanische Entwicklung anhand mafischer Gänge

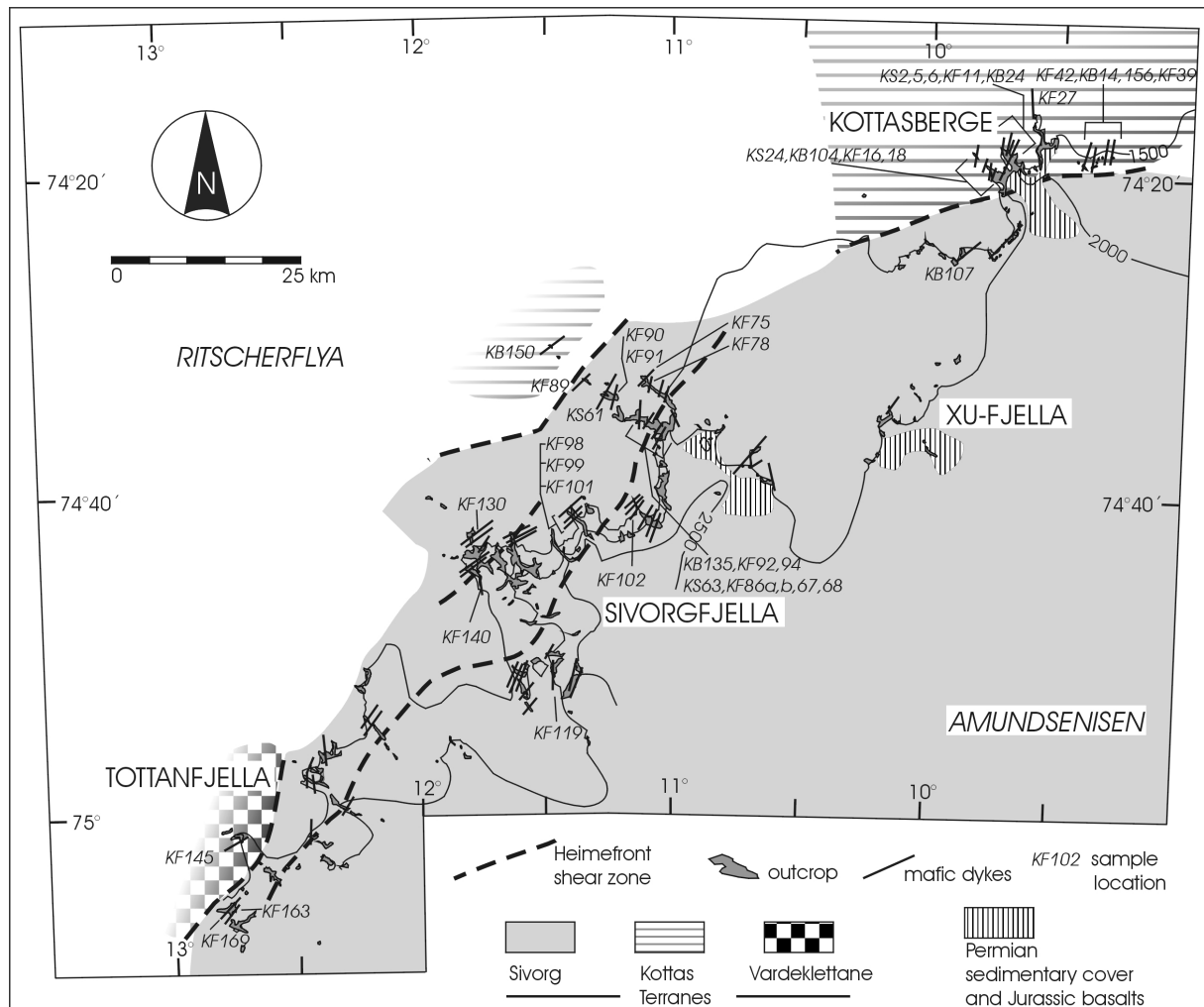


Abb. 16: Karte der Heimfrontfjella mit Lage und Orientierung der neoproterozoischen mafischen Gänge.

Die am wenigsten bekannte Gesteinseinheit des metamorphen Grundgebirges im westlichen Dronning Maud Land war eine Schar etwa N-S orientierter, steilstehender mafischer Gänge in den Kottasbergen. Sie unterscheidet sich von den jüngeren, jurassischen Gängen durch eine grünschieferfazielle Mineralparagenese, generell mit Quarz, Albit, Epidot, Chlorit und Aktinolith. Sie zeigen fast immer Relikte eines ophitischen Gefüges, säulige Absonderungsstrukturen (columnar jointing) und abgeschreckte Säume (chilled margins). Juckes (1972) beschrieb diese Gänge als "altered dolerites" und stellte fest, daß sie jünger als das permokarbone Deckgebirge seien, da die Gänge von einer Überschiebungsbahn abgeschnitten wurden, die ihrerseits an der Diskordanz zum Permokarbon endete. Er gibt eine Zahl von sechs Gängen an, etwa 20 weitere grünschieferfazielle Gänge wurden während der deutschen Expedition 1985/86 gefunden. Wegen der metamorphen Überprägung waren weder geochronologische (K-Ar) noch paläomagnetische Untersuchungen an den alterierten mafischen Gängen erfolgreich (Hotten 1993). Diskordante mafische Gänge wurden auch in den südlicheren Teilen der Heimfrontfjella entdeckt, sie wiesen jedoch einen amphibolitfaziellen Metamorphosegrad auf. Fielitz & Spaeth (1991) unterschieden auf Grund der Verbandsverhältnisse bei Sanengenrusta zwei verschiedene Ganggenerationen und nahmen einen Gradienten zuneh-

mender Metamorphose von Norden nach Süden an. Erste geochemische Analysen von 34 Gangproben beider Generationen konnten ohne Daten für die Seltenen Erden nicht zufriedenstellend interpretiert werden (W. Fielitz, pers. Mitt.). Die Altersdatierungen durch Arndt et al. (1991) und Jacobs (1991) ordneten die Gänge zeitlich zwischen das Ende der spät-mesoproterozoischen Orogenese vor ca. 1060 Ma und der Anlage der flachen Überschiebungsbahn vor 473 ± 11 Ma ein.



Abb. 17: Steilstehende mafische Gänge im Scharffenbergbotnen, Blick nach Südwesten. Wandhöhe ca. 100m.

Nachdem sich in der zweiten Hälfte der 1990er Jahre das Konzept eines spät-mesoproterozoischen Superkontinents Rodinia allgemein durchgesetzt hatte, suchte man auch nach geologischen Indikatoren für seine Zerfallsgeschichte. Auf den Südkontinenten wurden u. a. der Gairdner Dyke Swarm Südaustraliens (Wingate et al. 1998) oder die mafischen Gänge im Katanga Becken (Kampunzu et al. 2000) mit diesem Ereignis in Verbindung gebracht.

Präzise U-Pb-Daten an Zirkonen ergaben ein Alter von 900-750 Ma für den Aufbruch Rodinias (Frimmel et al. 1996). Angeregt durch die Vorstellung, daß diese Gänge einen ersten Nachweis für den Aufbruch Rodinias auf dem antarktischen Kontinent darstellen könnten, wurden zunächst alle vorhandenen Proben, Daten und Karten der Expeditionen bis 1993/94 gesichtet und darauf basierend ein ergänzendes Beprobungsprogramm für die Expedition 2000/01 entwickelt. Die vorhandenen geochemischen Daten wurden um Analysen am neuem Probenmaterial ergänzt, zusätzlich wurden an acht Proben die Zusammensetzung der Seltenen Erden bestimmt. Diese Proben wurden zur Gewinnung von Schwermineralpräparaten aufbereitet, leider lieferten nur zwei dieser Proben kleine Mengen Zirkon, die an der SHRIMP II in Canberra datiert wurden. Die Ergebnisse konnten diesmal ohne Berücksichtigung des Metamorphosegrades interpretiert werden, da dessen Unterschiede nachweislich durch die Lage des Ganges in bezug auf die Heimefront-Scherzone (HSZ) bedingt ist: westlich der HSZ erreichte die panafrikanische Überprägung nur grünschieferfazielle Bedingungen, östlich davon die Amphibolitfazies (Jacobs et al. 1999, Golynsky & Jacobs 2001).

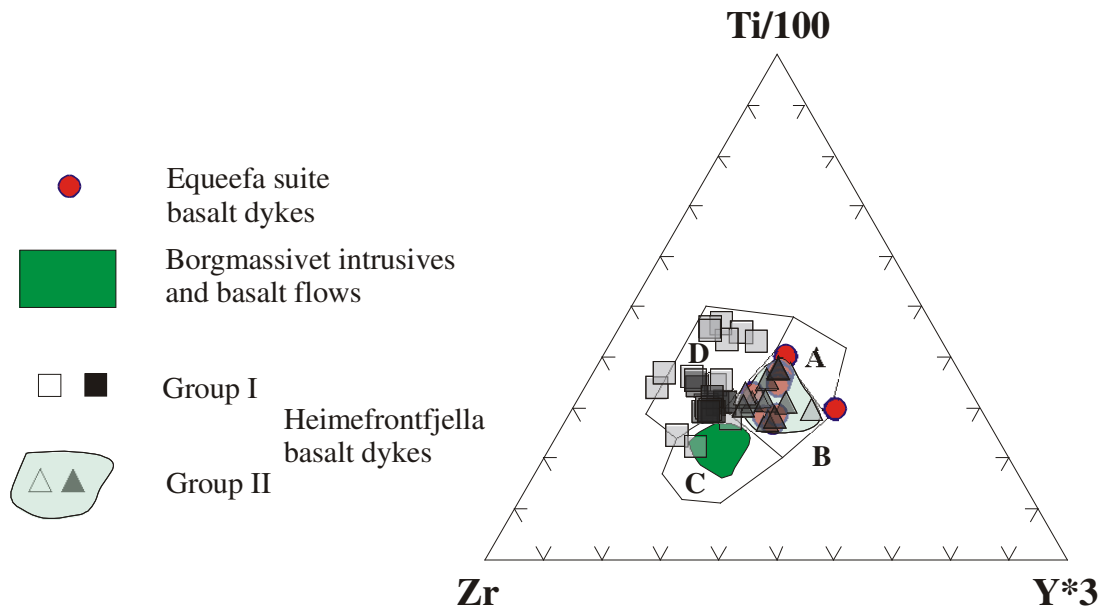


Abb. 18: Geochemische Zusammensetzung verschiedener Basaltgänge und –decken im Dronning Maud Land und in Natal (Equeefa Suite), dargestellt im Diskriminationsdiagramm nach Pearce & Cann (1973). A: Inselbogen-Tholeiite, B: MORB, Inselbogen-Tholeiite und Kalkalkali-Basalte, C: Kalkalkali-Basalte, D: Intraplattenbasalte. Offene Symbole: grünschieferfazielle Proben, gefüllte Symbole: amphibolitfazielle Proben.

Zusammenfassend konnten insgesamt 157 mafische Gänge identifiziert werden (Abb. 16, 17), die das spät-mesoproterozoische Gefüge diskordant durchschlagen, die dann aber während der panafrikanischen Orogenese tektonometamorph geprägt wurden. Hiervon wurden 42 Proben geochemisch untersucht. Eine Ganggruppe (Gruppe I: 28 Proben) besitzt die Zusammensetzung kontinentaler Tholeiite, die andere Ganggruppe (Gruppe II: 14 Proben) konnte geochemisch als E-MOR Basalte charakterisiert werden. Aus der Gruppe der kontinentalen Tholeiite lieferte die Probe KB 156 magmatische Zirkone, deren Kristallisationsalter bei 1033 ± 7 Ma liegt. Die Probe KB 135 lieferte nur einen intakten Zirkonkristall sowie einige winzige Zirkon-Fragmente. Der intakte Kristall wurde auf ca. 586 Ma datiert. Man kann über die Relevanz dieses Zirkons diskutieren, bemerkenswert ist seine ungewöhnliche Morphologie (240 μm Länge, S1-Typ nach PUPIN) und das Alter, das einen Ursprung als eingeschlepptes Korn ausschließt. (Hinzu kommt, daß in den Jahren von 1999 bis 2002 keine weitere Probe mit Zirkonen, deren Alter weniger als 1000 Ma beträgt, die Schwermineral-Aufbereitung im Labor passierte.) Die Interpretation der Ergebnisse in einem regionalen Kontext ist nach wie vor nicht unstrittig zu leisten. Allein die große Zahl der kartierten mafischen Gänge deuten auf zwei jeweils bedeutende magmatische Ereignisse hin. Das ältere, um 1030 Ma zu datierende Ereignis erfolgt etwa 30 Ma nach dem Ende der spät-mesoproterozoischen Orogenese. Die nächstgelegenen Basaltgängen und –flows, deren Alter mit etwa 1000 Ma angegeben wird (Moyes et al. 1995), sind etwa 200 km nordöstlich der Heimefrontfjella im Ahlmannryggen aufgeschlossen (Borgmassiv-Intrusiva und -Basaltflows). Einerseits zeigen diese Basalte die geochemische Signatur kalkalkaliner Inselbogenbasalte (Abb. 18), andererseits gibt es inzwischen Hinweise auf ein höheres Alter dieser Basalte (H. Frimmel, pers. Mitt.), das bei 1100 Ma und damit vor dem Metamorphosealter der Gneise in der Heimefrontfjella liegt.

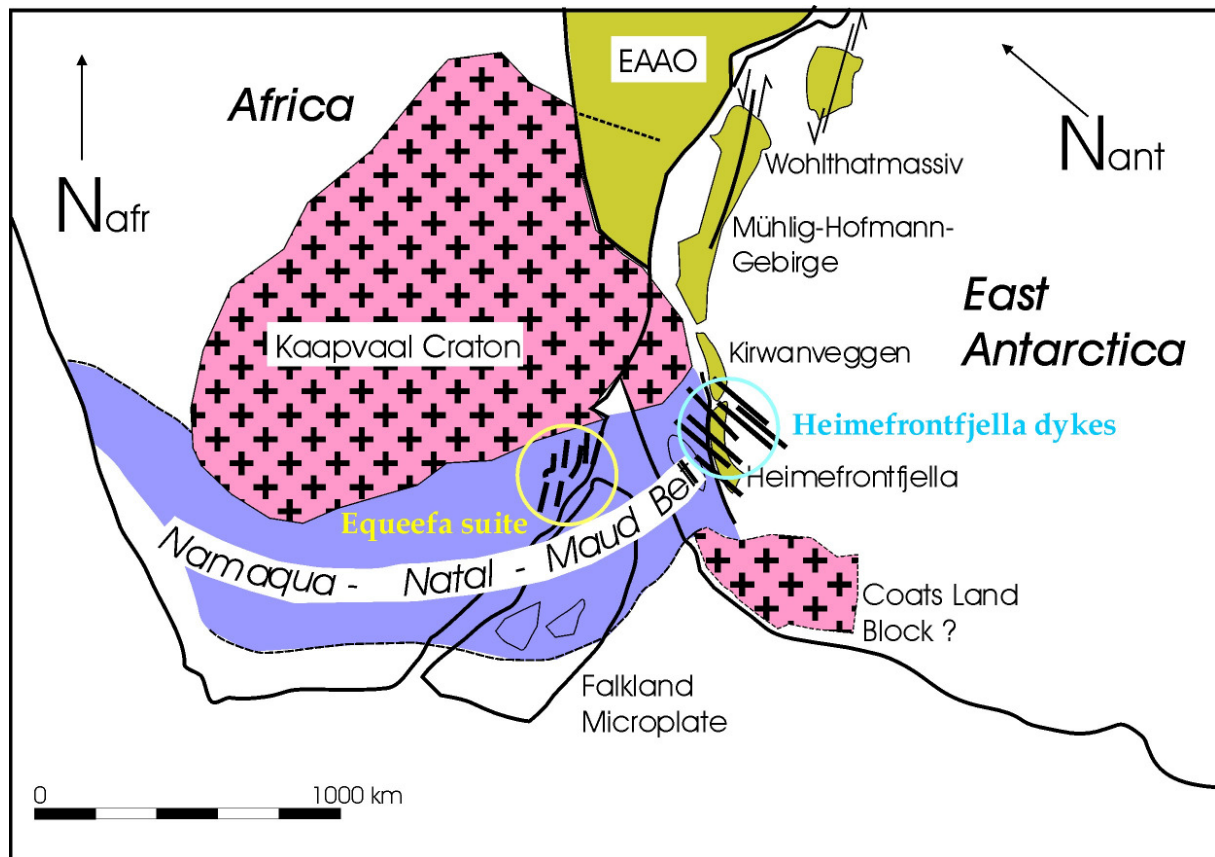


Abb. 19: Gondwana-Rekonstruktion des Südafrikanisch-Ostantarktischen Segments mit der schematisch ange-deuteten Lage der Equeefa- und Heimefrontfjella-Gangschwärme.

Sucht man nach Äquivalenten dieser Basalte, muß man auch das in der Gondwana-Konfiguration benachbarte Natal werfen (Abb. 19). Hier sind die spätektotonischen Equeefa Basalte als Gänge im metamorphen Grundgebirge aufgeschlossen. Ihr Alter wurde mit der Rb-Sr-Methode auf 1024 ± 3 2 Ma bestimmt und ist daher innerhalb der Fehlergrenzen identisch (Eglington & Kerr 1989). Die geochemische Signatur der Equeefa Basalte stimmt mit derjenigen der Gruppe I aus der Heimefrontfjella überein (Abb. 18). Beide Gangschwärme sind etwa senkrecht zum Streichen der tektonischen Strukturen orientiert, so daß eine Entstehung am weit nach Osten vorspringenden Sporn des Kaapvaal-Grunehogna-Kratons (Indentation) in der letzten Phase der spät-mesoproterozoischen Konvergenz als Ursache angenommen werden kann. Die verdickte Kruste des Orogens glückte durch das Aufreißen unterschiedliche Stauchbeträge um den Sporn des Kratons aus und ermöglichte dadurch den Aufstieg basaltischer Schmelzen aus dem oberen Mantel.

Die Basalte der Gruppe II sind deutlich primitiver in ihrer Zusammensetzung und repräsentieren eine ozeanische Komponente. Sie sind die einzigen Magmatite im westlichen Dronning Maud Land, die zum panafrikanischen Zyklus gehören. Ihre abschließende Interpretation kann nur im Zusammenhang mit jüngst identifizierten (Meta-)Sedimenten des Mozambique Ozeans aus der südlichen Sivorgfjella (Jacobs et al. 2009) erfolgen. Ein Quarzit von Ristinghortane enthält detritische Zirkone mit einem Altersspektrum von 980 bis 1320 Ma. Die jüng-

sten Alter sind jünger als die grenvillische Metamorphose in diesem Gebiet, so daß die Ausgangsgesteine heute als Sedimente des neoproterozoischen Mozambique-Ozeans interpretiert werden. Der Nachweis von neoproterozoischen ozeanischen Magmatiten und Sedimentiten im südlichen Abschnitt des Ostafrikanisch-Ostantarktischen Orogens ist durch die höhere Metamorphose und Deformation jedoch erschwert; eine deutlich weitere Verbreitung als bisher angenommen kann nicht ausgeschlossen werden.

5.3 Die Strukturen des Kollisionsorogens zwischen West- und Ost-Gondwana

Das zentrale Dronning Maud Land zwischen 8° und 14° E (Abb. 20) wird von einem granulitfaziellen, metamorphen Grundgebirge suprakrustalen Ursprungs aufgebaut, das von mehreren Generationen von Granitoiden, Gabbonoriten und Anorthositen intrudiert wurde. Das metamorphe Basement besteht aus Hochtemperatur-Metamorphiten, die eine bimodale Sequenz von gebänderten Gneisen und mafischen Granuliten sowie untergeordnet Metasedimente umfassen. Ein spät-mesoproterozoisches Eduktalter dieser Sequenz konnte durch U-Pb-Alter an Zirkonen nachgewiesen werden.

Gemeinsam mit einer älteren Folge von Graniten und Granodioriten durchlief dieses mesoproterozoische Basement eine mehrphasige Metamorphose. Die erste Metamorphose wurde durch rekristallisierte Zirkonsäume mit U-Pb-Altern um 1080 Ma belegt (Jacobs et al. 1998). Da jedoch auch Granodiorite mit Altern um 530 Ma durchgreifend zu Augengneisen deformiert und hochgradig metamorphosiert wurde, ist ein panafrikanisches Alter des heutigen Strukturbaues sicher. Es konnten im Arbeitsgebiet mindestens vier tektonometamorphe Phasen unterschieden werden. Die älteste Phase D₁ ist nur als Internstruktur in mafischen Boudins sowie als Spuren von metamorph gewachsenen Mineralen in wenigen Metasedimenten erhalten. Ansonsten wurden die D₁-Strukturen durch spätere Phasen völlig überprägt.

Im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes (Orvinfjella) herrschen E-W bis NE-SW orientierte Falten vor, deren Vergenz in nördliche Richtungen weist (D₂). Der Deformationsstil steht in direkter Abhängigkeit zur Lithologie, d.h. mächtige Orthogneis-Lagen sind offen gefaltet, gebänderte Gneise suprakrustalen Ursprungs zeigen enge bis isoklinale Falten, und in Metapelit/Marmor-Folgen äußert sich eine Zunahme der Verformungsintensität in Form von stark gescherten Zonen. Diese Strukturelemente lassen sich auch weiter nach Westen bis in die Gjelsvikfjella verfolgen (Abb. 21).

Die Anlage dieser Strukturen ist auf die Kollision von Ost- und West-Gondwana zurückzuführen. Eine mächtige sinistrale Scherzone am Südrand des westlichen Arbeitsgebietes wurde nach der Hauptfaltung (D₃) angelegt (Abb. 23). Innerhalb dieser Südorvinfjella-Scherzone (SOSZ) treten Kleinfalten auf, deren Achsen schräg zur Scherzonengrenze angelegt sind. Diese Kleinstrukturen belegen ein sinistrales transpressives Schersystem, das wahrscheinlich als Folge fortgesetzter Subduktion und lateraler Ausgleichsbewegungen entlang der Längserstreckung des Orogens entstand. Außerhalb der Scherzone ist oft eine weitständige S₃-Foliation entwickelt (Abb. 22).

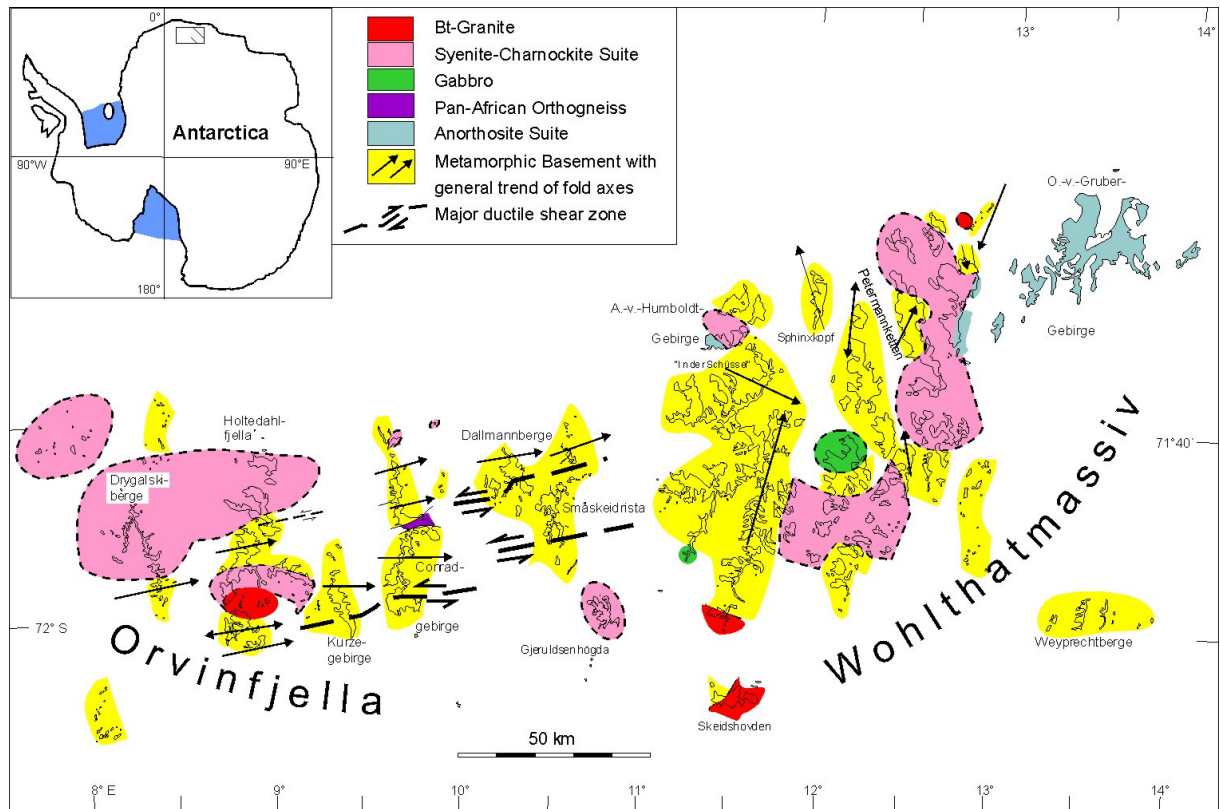


Abb. 20: Vereinfachte geologische Karte des zentralen Dronning Maud Land, Arbeitsgebiet der GeoMaud-Expedition.

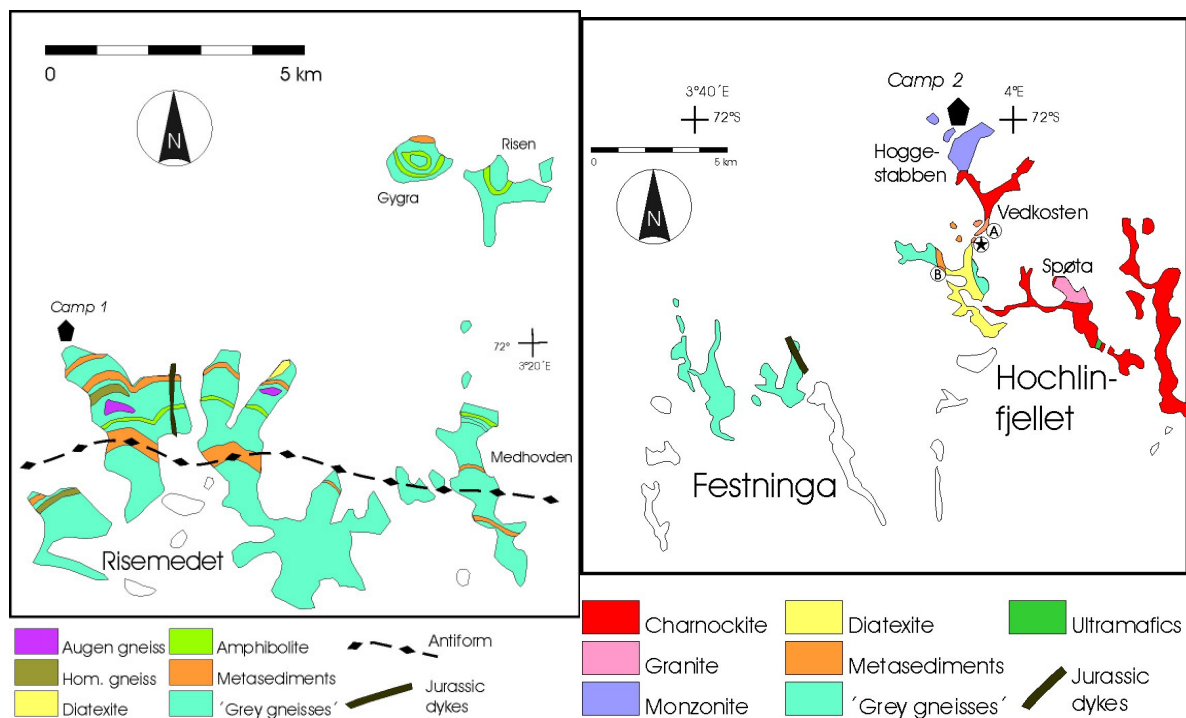


Abb. 21: Geologische Karte der Arbeitsgebiete der Expedition 1999/2000: a) östliche Gjelsvikfjella b) westliches Mühlig-Hofmann-Gebirge.

Quarzreiche Gneise aus dieser Scherzone zeigen außergewöhnliche Quarztexturen, deren natürliche Deformation unter vorwiegender Beteiligung der Gittergleitung auf den Prismenflächen in $\langle c \rangle$ -Richtung ablief. Hieraus ergibt sich eine Orientierung der Quarz-c-Achsen in

der XZ-Ebene des Verformungsellipsoids mit einem Maximum nahe der X-Achse. Mit der Granat-Biotit-Geothermometrie wurden synkinematische Metamorphosetemperaturen von $670 \pm 40^\circ\text{C}$ und $700 \pm 40^\circ\text{C}$ ermittelt, d.h. diese Quarzgefüge wurden bei granulitfaziellen Metamorphosebedingungen gebildet.

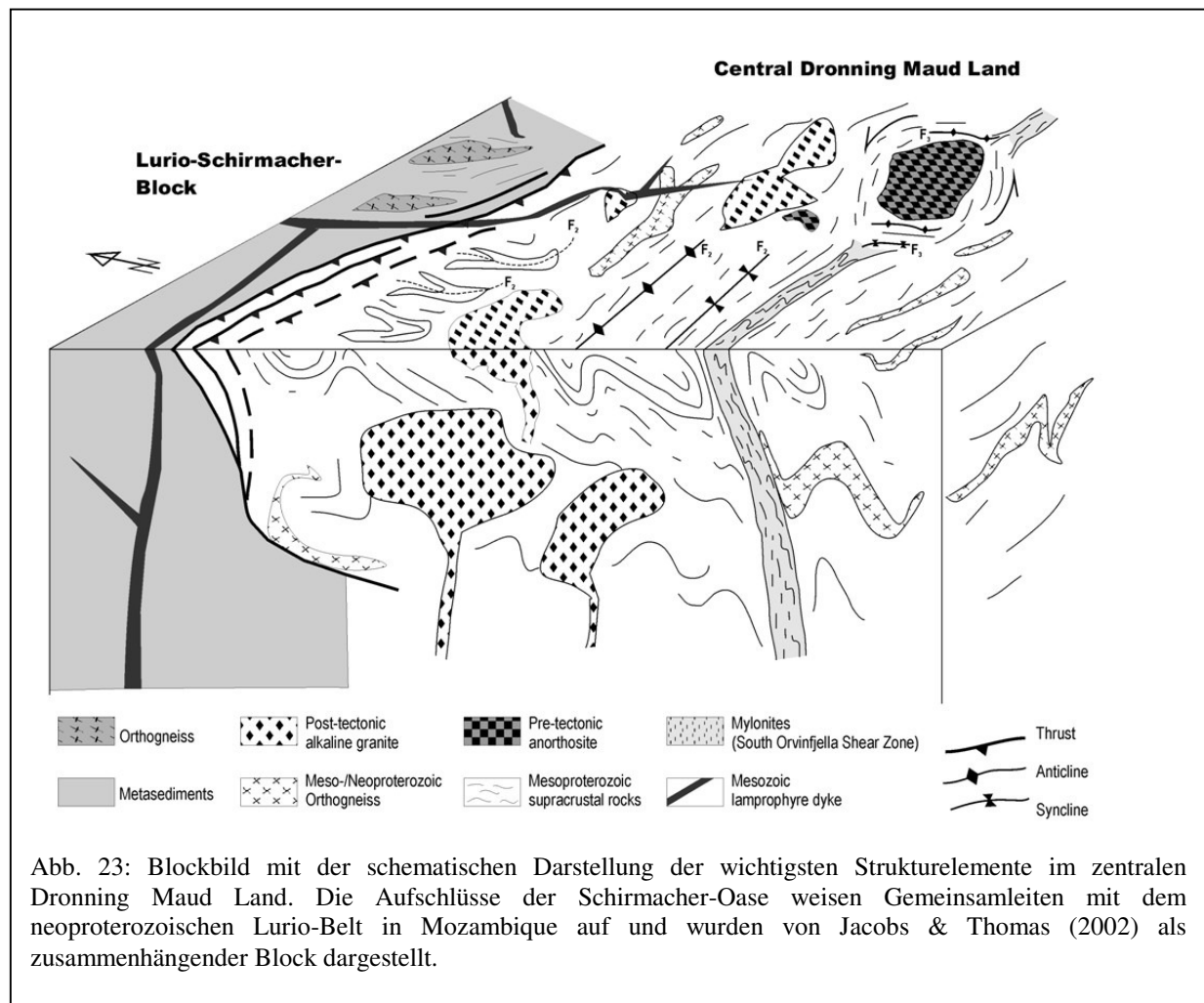
Im östlichen Teil des Arbeitsgebietes (Wohlthatmassiv) treten neben den älteren E-W bis NE-SW orientierten Strukturen zusätzlich offene, um N-S gerichtete Falten auf. Wahrscheinlich war hier die gleiche sinistrale Scherung (D_3) wie im westlichen Arbeitsgebiet aktiv, die jedoch in der Umrandung des riesigen, starren Gruber-Anorthosit-Körpers

neoproterozoischen Kristallisationsalters transpressive Faltenstrukturen und ein

Anschmiegen der älteren Strukturen an den starr reagierenden Anorthositkörper bewirkte.



Abb. 22: S_2 - und S_3 -Foliation in einem migmatitischen Orthogneiss, Petermannketten.



Eine zweite Generation geringmächtiger Mylonite tritt an vielen Lokalitäten im metamorphen Basement auf und durchschneidet ältere Strukturen. Diese Scherzonen-Generation (D_4) ist durch dextrale Schersinnindikatoren (Abb. 24) und einfache Schräggürteltexturen der Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsen gekennzeichnet. Die Scherzonengesteine besitzen retrograde amphibolitfazielle Mineralparagenesen. An einem Mylonit mit geeigneter Mineralparagenese wurde mittels Granat-Biotit-Geothermometrie die Deformationstemperaturen dieser dextralen Mylonite auf 620 – 560 C abgeschätzt.



Abb. 24: D_4 -Mylonit mit grossem, dextralen σ -Klast, Dallmannberge.

Drei neue K/Ar-Altersdaten an rekristallisierten Biotiten ergaben ein altpaläozoisches Abkühlungsalter und somit ein Mindestalter der Mylonite von 457–435 Ma. Die extensionalen, dextralen Scherzonen sind jedoch früher angelegt worden, sie stehen räumlich in direktem Zusammenhang mit der Intrusion von Charnockiten und Syeniten (Abb. 25).



Abb. 25: Holtanna in den südlichen Drygalskibergen, ein aus grobkörnigen, homogenen Opx-Syeniten bestehendes Massiv. Blick nach Süden, Höhe des Pfeilers 750 m.

5.4 Das unterpermische Deckgebirge

Reste des unterpermischen Deckgebirges werden als Amelang Plateau Formation (Wolmarans & Kent 1982) bezeichnet und sind nur im westlichen Dronning Maud Land (Vestfjella, Heimefrontfjella und Kirwanveggen, Abb. 26) überliefert, im zentralen und östlichen Teil fehlen sie.

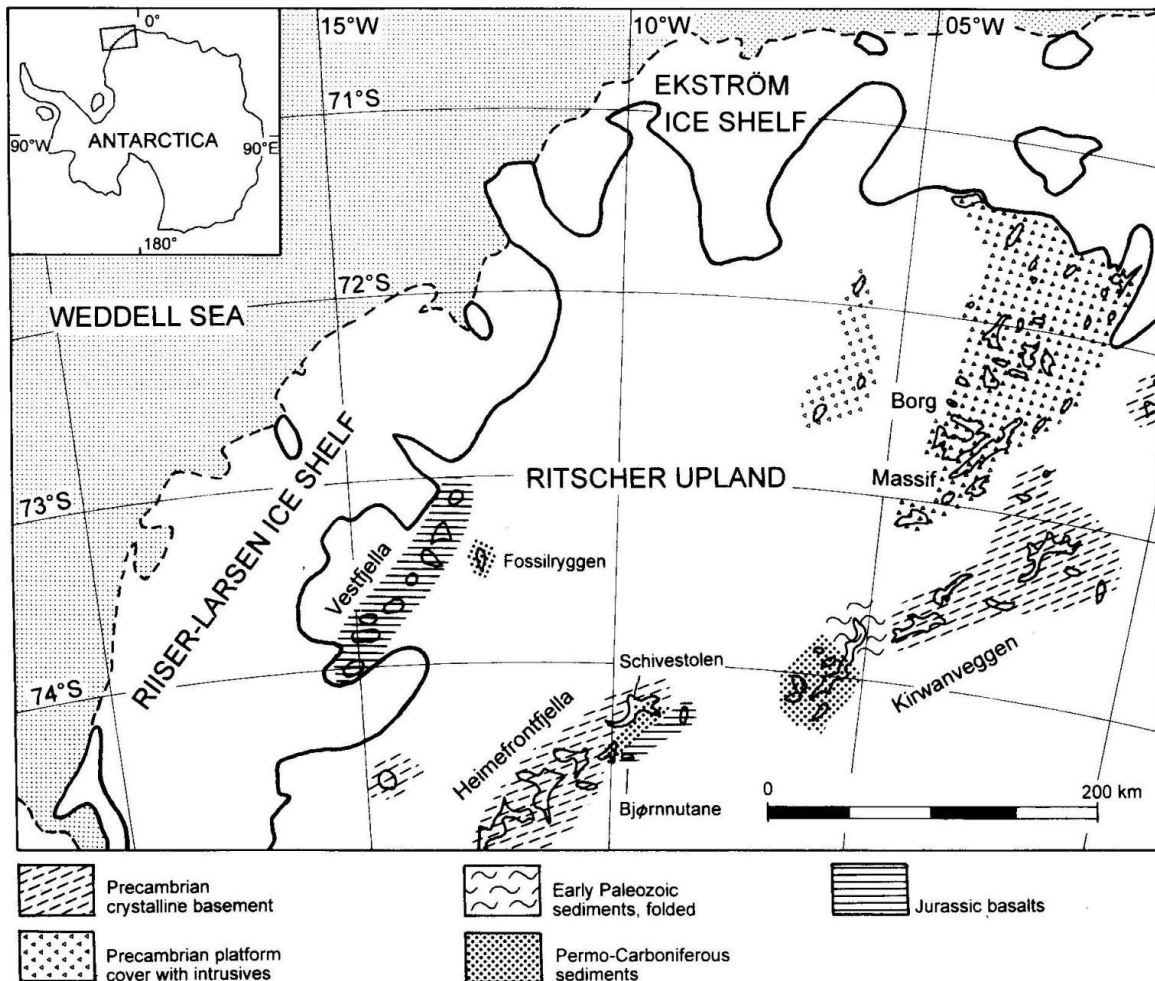


Abb. 26: Karte des westlichen Dronning Maud Landes mit der Verbreitung der permokarbonen Amelang Plateau Formation.

Nach der Bildung Gondwanas im Kambrium war das Dronning Maud Land lange Zeit Abtragungsgebiet. Reste einer neoproterozoisch-unterkambrischen Molasse des Ostafrikanisch-Ostantarktischen Orogens sind nur im südlichen Kirwanveggen belegt (Moyes et al. 1997). Danach fehlen jegliche geologische Belege vom Oberkambrium bis zum Karbon. Gegen Ende des Karbons existierte eine Verebnungsfläche mit geringen Reliefunterschieden, auf der sich ein mächtiger Eisschild gebildet hatte. Reste dieser Fläche treten in der nördlichen Heimefrontfjella zu Tage und zeigen in nordwestliche Richtung ($\sim 335^\circ$) weisende Gletscherschrammen und Rundhöcker.

Das Deckgebirge setzt mit massiven bis undeutlich geschichteten Diamiktiten ein, die auf geschrammtem Kristallinuntergrund aufliegen. Diese Diamiktite erreichen eine maximale

Mächtigkeit von 4 m. Sie werden nicht als verfestigtes Grundmoränenmaterial sondern als "melt-out till" interpretiert (Poscher 1994). Im Hangenden der Diamiktite folgen bis zu 12 m feingeschichteter Sand- und Siltsteine mit Dropstones (Gneise) und einzelnen karbonatführenden Horizonten. In diesem Schichtabschnitt findet man braungraue Siltsteine mit flachen Strömungsrippeln und massenhaftem Auftreten des Spurenfossils *Beaconichnus darwinum* (Abb. 27). Diese Spurenfossilien bestehen aus zwei parallelen Furchen von 2-4 mm Breite im Abstand von bis zu 4 cm, die bis zu 1mm in die alte Sedimentoberfläche eingetieft sind. Die Spuren verlaufen gerade oder in sanften Kurven. In Kirwanveggen tritt die Spurenfossil-Art *Cochlichnus* auf (Lindsay et al. 2002), die in der Heimefrontfjella bisher nicht nachgewiesen wurde.

Über den Siltsteinen folgen helle Feinsande in denen vor allem ein Aufschluß in der nördlichen Heimefrontfjella gut erhaltene Blätter lieferte (Abb. 28), die von Plumstead (1974) mit der tiefpermischen Talchir-Flora Indiens verglichen wurde. Nach Poscher (1994) repräsentiert diese Folge die Ablagerung eines (Pro-)Deltas in einem periglazialen See. Der See war vermutlich nur wenige Zehnermeter tief, aus der XU-Fjella sind feinkörniger Sandsteine mit auffälligen parallelen Furchen gefunden worden, die wahrscheinlich durch die Basis driftender Eisberge verursacht wurden.

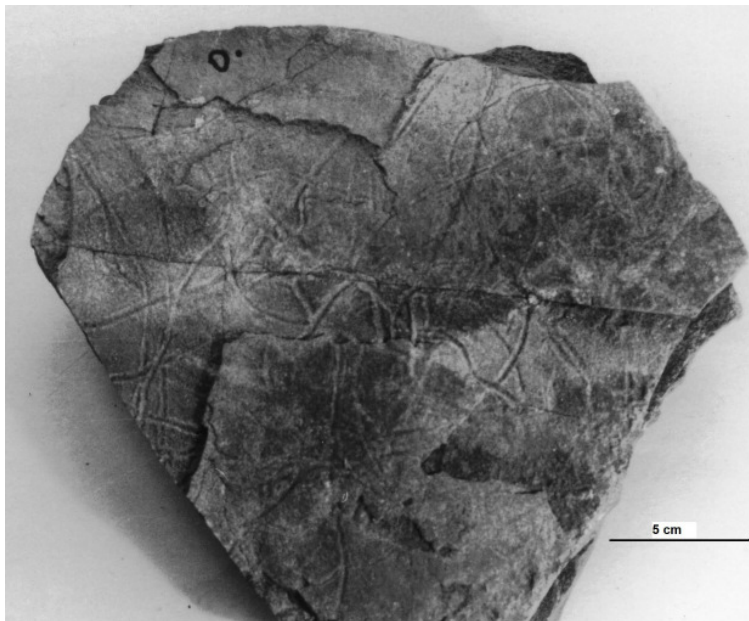


Abb. 27: Platte mit dem Spurenfossil *Beaconichnus darwinum*. Fundort "Locality A", Kottasberge.

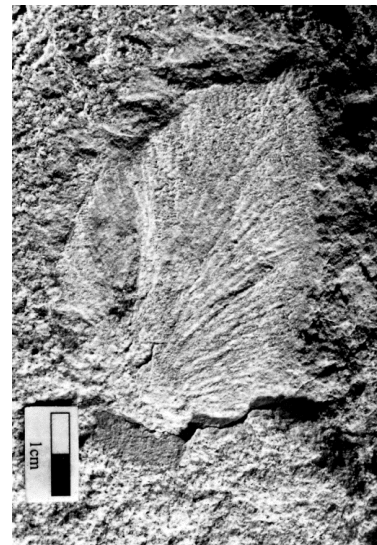


Abb. 28: Blattabdruck von *Gangamopteris cyclopteroides* FEISTM., Fundort "Locality A", Kottasberge.

Über den Dropstone-führenden Sand- und Siltsteinen sind am Schivestolen (Kottasberge) noch maximal 140 m gelblicher Sandsteine mit Kohleflözchen erhalten, in den anderen Aufschlüssen ist die Mächtigkeit durch Erosion deutlich geringer. In den unteren 20 m dieser Sequenz herrschen schräggeschichtete Sandsteine vor, darüber treten Sandstein-Siltstein-Wechsellagen auf, die mindestens drei Sequenzen mit einer Tendenz zur Kornverfeinerung erkennen lassen, die von dünnen (bis 40 cm) Kohleflözen abgeschlossen werden. Die obersten

25 m der heute noch vorhandenen Schichtenfolge werden von Grobsanden und Konglomeraten gebildet, die Ablagerungen von Flußbrinnen repräsentieren.

Die Amelang Plateau Formation repräsentiert eine typische periglaziale fluviatile bis lakustrine Sequenz, die dem Eisrückzug folgte. Das Alter der Amelang Plateau Formation konnte mit palynologischen Methoden auf das Unterperm (Asselium bis Sakmarium) eingegrenzt werden (Larsson et al. 1990).

Die eingeschalteten Kohlen sind typische Gondwanakohlen mit hohen Anteilen an Inertinit und Mineralen. Vitrit-Lagen, welche typisch für eine Baumvegetation wären, sind selten. Insgesamt spricht die Maceralzusammensetzung für eine überwiegend aus krautigen und buschartigen Pflanzen bestehende, kälteliebende Vegetation. Bemerkenswert ist der allgemein geringe Inkohlungsgrad der Kohle, der etwa dem Übergang vom Braunkohlen- zum Steinkohlenstadium entspricht (Subbituminous C). Damit gehören diese Kohlen zu den am niedrigsten inkohlten permischen Kohlen der Antarktis, was für eine primär geringe Sedimentüberdeckung während des Mesozoikums spricht. Nur in unmittelbarer Nähe von jurassischen Basaltintrusionen steigt die Inkohlung deutlich an. Eine weitere wichtige Beobachtung ist das Auftreten von Kaolinkohlentonsteinen innerhalb der Flöze. Diese Kaolinkohlentonsteine vom Pseudomorphosen-Typ deuten auf einen Eintrag vulkanischer Aschen während der Torfsedimentation hin und stammen wahrscheinlich aus einem unterpermischen Vulkanismus im Bereich Marie Byrd Land/Thurston Island in der heutigen Westantarktis. Diese Gebiete lagen gegen Ende des Paläozoikums am aktiven paläopazifischen Kontinentalrand Gondwanas.

Veevers & Saeed (2007) untersuchten an zwei Proben aus der Heimefrontfjella (Locality A) (KF 30 und 43, entnommen bei der Heimefrontfjella-Expedition 1985/86) das Alterspektrum der Zirkone, um Informationen über das Liefergebiet zu erhalten. Die beiden 3,7 und 5,0 Meter oberhalb der Diskordanz stammenden Proben zeigen durch ihre Schrägschichtungsblätter eine in 315°weisende Transportrichtung an. Als Liefergebiet kommt daher das weiter im SE gelegene, heute eisbedeckte Innere Antarktiskas in Frage. Detritische Zirkone mit Altern von 500-700 Ma und 1140-960 Ma entsprechen den Altern aus dem East-African-Antarctic Orogen (EAAO), allerdings weisen die ϵ_{Hf} -Werte (+4 bis +14) und negative ϵ_{Nd} -Werte deutliche Unterschiede zu den Isotopendaten aus dem unmittelbar im Liegenden anstehenden Kristallin der Heimefrontfjella und Kirwanveggen auf. Im Liefergebiet sind folgende Ausgangsgesteine zu erwarten:

- 650-490 Ma Granitoide mit relativ geringen SiO_2 -Gehalten und untergeordnet alkalische Gesteine aus einer gemischten Quelle, die aus juvenilem Mantel mit krustalen Beimengungen besteht. Das theoretischen Krustenverweilalter ist 1,35 Ga.
- 1140-880 Ma saure Granitoide aus dem juvenilen Mantel mit gleichem Krustenverweilalter.

6. Die Bedeutung der Ergebnisse in der Diskussion um die Bildung und den Zerfall der Superkontinente Rodinia und Gondwana

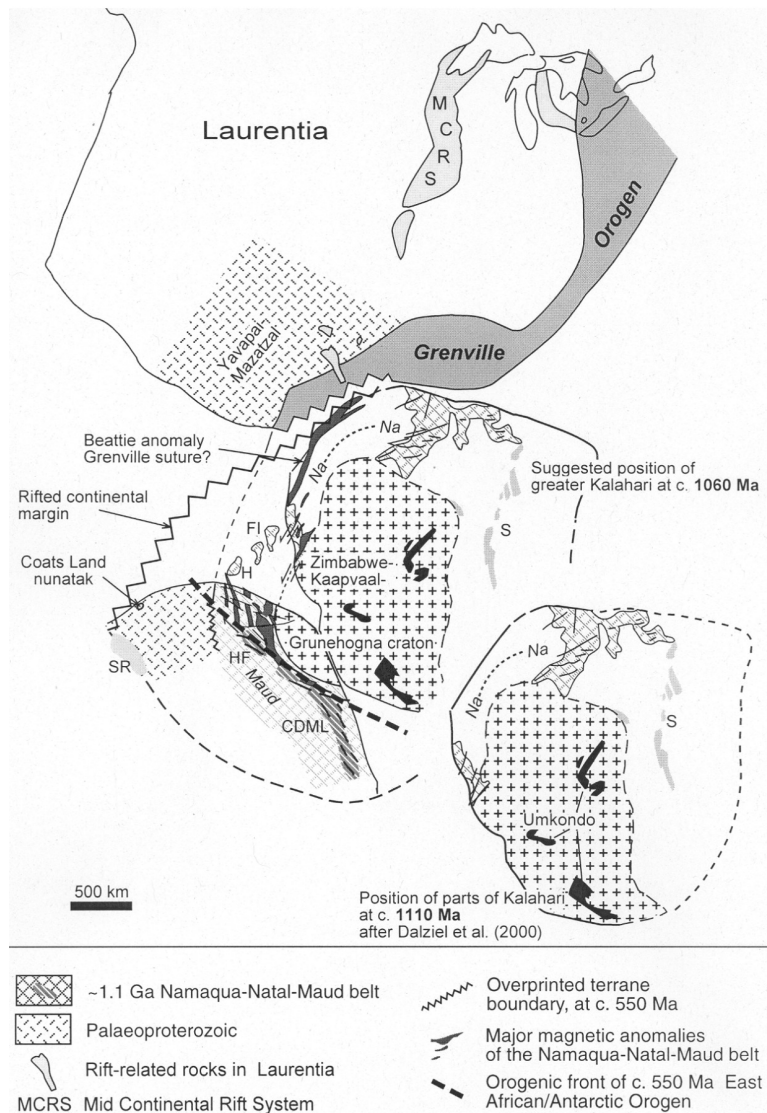


Abb. 29: Mögliche Positionen des Kalahari-Kontinents in Bezug auf Laurentia. CDML: zentrals Dronning Maud Land, FI: Falklandinseln, HF: Heimefrontfjella, Na..Na: Namaqua-Natal Belt, S: Sinclair Suite, SR: Shackleton Range (Jacobs et al. 2003d).

Die Ergebnisse der mehrjährigen Forschungsarbeiten belegen die außerordentlich komplexe geologische Entwicklung in diesem Sektor Antarktikas. So ist der Nachweis, daß sich die Kruste des westlichen (und wahrscheinlich auch des zentralen und östlichen) Dronning Maud Landes im späten Mesoproterozoikum in einem Inselbogen/Back arc-System bildete zwar interessant, eine Relevanz für die Plattentektonik bekommen die Ergebnisse aber erst im Zusammenhang mit den präzisen Datierungen der Kristallisationsalter. Bisher vorliegende paläomagnetische Daten plazieren den Kalahari Kontinent (Kaapvaal-Grunehogna-Kraton mit spät-mesoproterozoischen Orogenen)

vor 1100 Ma etwa 1600 km ostwärts vor dem texanischen Sektor Laurentias (Dalziel et al. 2000). Diese Position (Abb. 29) beruht auf paläomagnetischen Daten für die Coats Land Nunataks und für die Umkondo Dolerite. In beiden Fällen ist ein Alter der analysierten Gesteine von 1110 Ma gut belegt (Gose et al. 1997, Hanson et al. 1998). Da aber die finale Kollision des Kalahari Kratons mit einem vorgelagerten Kontinent erst um 1060 Ma erfolgte, könnten die 1600 km ozeanischer Lithosphäre in der Zwischenzeit subduziert worden sein. Für Laurentia als Kollisionspartner des Kalahari Kontinents spricht die Altersstruktur detritischer Zirkone im Vardeklettane Terrane (Arndt et al. 1991) und die Alter aus der nördlichen Shackleton Range, die mit 1500-1800 Ma (Pankhurst et al. 1995) den Altern der

Yavapai-Mazatzal-Provinz Laurentias entsprechen. Eine endgültige Klärung könnte eine Untersuchung der schwer zugänglichen Moltke-Nunataks bringen, die ein gefaltetes Basement unter undeformierten, 1112 Ma alten Rhyolithdecken erkennen lassen (Kleinschmidt 2002).

Für das zentrale Dronning Maud Land wurden erstmals eine detaillierte tektonische Analyse vorgenommen. Die strukturellen Trends wurden durch die panafrikanische Orogenese hervorgerufen und bilden ein ehemals tiefliegendes, granulitfazielles Stockwerk eines Kontinent-Kontinent-Kollisionsorogens mit ausgeprägten transpressionalen Elementen ab. Ein ostantarktischer Krustenanteil (Mawson-Kontinent) entsprechend der Nimrod Group im Transantarktischen Gebirge war bisher nicht nachzuweisen. Das Gebirge besitzt eine Achse mit steilstehender Foliation und duktilen Scherzonen, die etwa entlang des südlichen Endes der heutigen Aufschlußbereiche verläuft. Dieser hochgradig metamorphe Gebirgsstrang ist vom westlichen Mühlig-Hofmann-Gebirge bis nach Sør Rondane durch die Intrusion hochtemperierter, trockener Schmelzen mit charnockitischer Zusammensetzung geprägt. Geochemisch sind diese Magmatite als A₂-Typ Granitoide (Eby 1992) charakterisiert, die auf eine Aufschmelzung tonalitischer Ausgangsgesteine zurückgeführt werden.

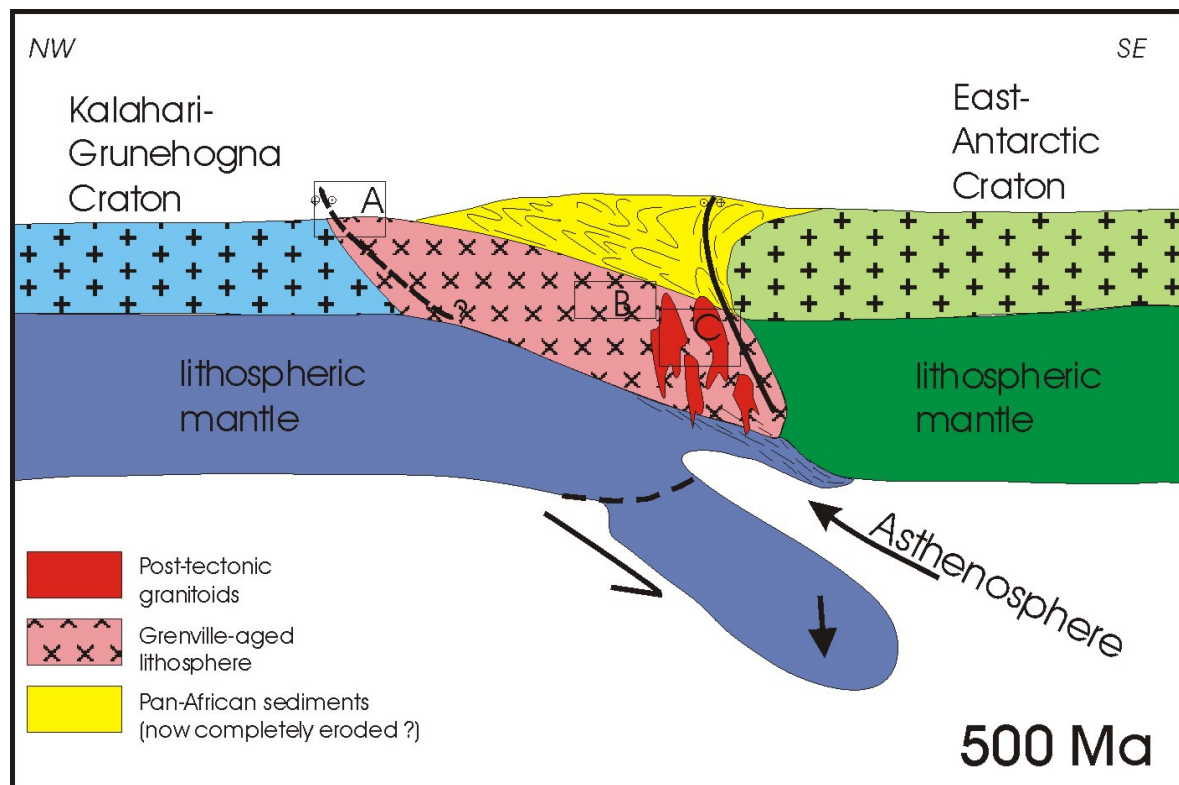


Abb. 30: Schematisches Modell der Kollision zwischen West- (blau) und Ost- (grün) Gondwana im antarktischen Sektor. Der ehemalige spät-mesoproterozoischen Inselbogen ist rosa dargestellt. A: heutiges Anschnitt-niveau Heimefrontfjella, B: heutiges Anschnittniveau Gjelsvikfjella, C: heutiges Anschnittniveau zentrales DML.

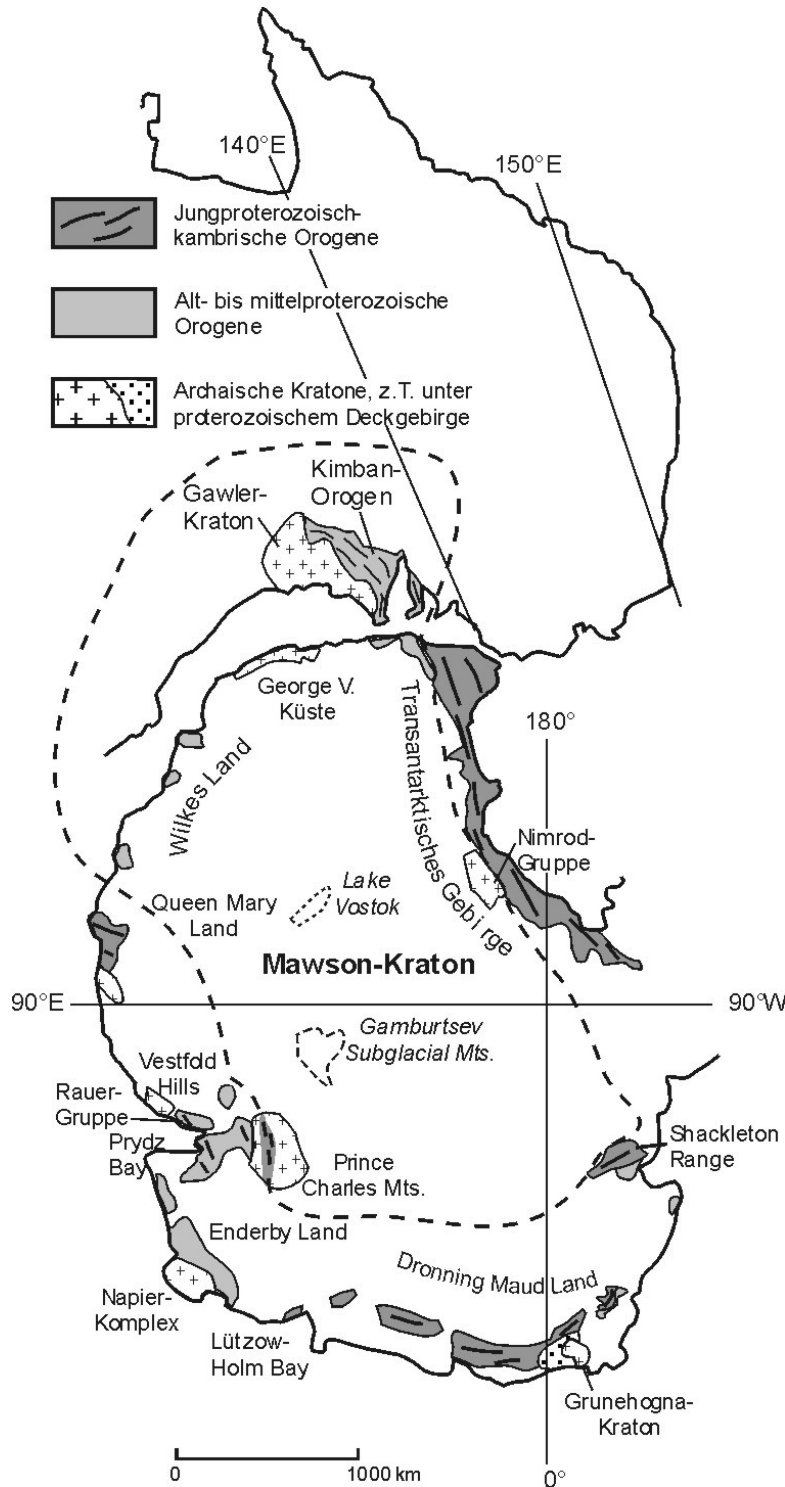


Abb. 31: Ostantarktika und Teile Australiens, zusammengeschlossen zum meso- bis neoproterozoischen Mawson-Kraton.

(Abb. 1 und 31) werden der Lützow-Holm-Komplex (LT/HP-Metamorphite) und der sich westlich anschließende Yamato-Belgica-Komplex (HT/LP-Metamorphite) als paired metamorphic belt interpretiert (Hiroi et al. 1991).

Die Schmelze wurde infolge des Aufstiegs der heißen Asthenosphäre während der Delamination des lithosphärischen Mantels nach der Kollision gebildet (Abb. 30). Ausgangsgesteine für die Charnockite waren vermutlich die tief versenkten Tonalite und Granodiorite des spät-mesoproterozoischen Insel-bogens. Gleichzeitig kam es im zentralen DML zu einem gravitativen Kollaps des Orogens, wodurch Wegsamkeiten für den Aufstieg der Schmelzen geschaffen wurden (Jacobs et al. 2003a). Im Hinblick auf den strukturellen Bau, den tiefen Krustenschnitt, die Einbeziehung älterer krustaler Komponenten und das Fehlen von Resten des neoproterozoischen Mozambique Ozeans, gleicht das Orogen im zentralen DML auffallend dem East African Orogen. Seine westliche Grenze ist an der Heimefront-Scherzone im westlichen Dronning Maud Land scharf lokalisiert (Golynsky & Jacobs 2001). Die ostwärtige Grenze ist derzeit noch unklar; westlich der Lützow-Holm Bay

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß das Dronning Maud Land erst seit ca. 550 Ma mit dem Ostantarktischen Kraton verbunden ist. Seine geologische Entwicklung war zuvor durch den Kaapvaal-Grüneghona-Kraton und Laurentia geprägt. Es wird immer deutlicher, daß der Ostantarktische Schild ("Mawson-Kraton") kein einheitlicher, seit dem ausgehenden Mesoproterozoikum wenig veränderter Kontinent ist, sondern daß mindestens seine Randbereiche aus Fragmenten ehemaliger Nachbarkontinente aufgebaut werden (Abb. 31).

Die vom Eis bedeckten 99% seiner Oberfläche verbergen vermutlich weitere Suturen. So ist z.B. die Bedeutung der bis wenige 100 m unter die Eisoberfläche aufragenden Gamburtsev Subglacial Mountains völlig unklar und für Lake Vostok, den größten See unterhalb der Eisdecke, nimmt man ein Riftbecken ähnlich dem Baikalsee an. Im Internationalen Polarjahr 2007/08 bildete die Frage nach der Ursache dieser Strukturen einen Schwerpunkt geowissenschaftlicher Forschungsprogramme.

7. Literatur

- ALLSOPP, H.L. & NEETHLING, D.C. (1970): Rb-Sr isotopic ages of Precambrian intrusives from Queen Maud Land, Antarctica. *Earth Planet. Sci. Lett.* **8**, 66-70.
- ARNDT, N.T., DRÜCKER, C., FIELITZ, W., HUNGELING, E., LIPPMANN, H., MILLER, H., PATZELT, G., SÄLZLE, A., SPAETH, G., TAPFER, M., WALTER, C. & WEBER, K. (1987): Die 2. Neuschwabenland-Expedition in die Kottas-Berge. *Ber. Polarforsch.* **33**, 134-158.
- ARNDT, N.T., TODT, W., CHAUVEL, C., TAPFER, M. & WEBER, K. (1991): U-Pb zircon age and Nd isotopic composition of granitoids, charnockites and supracrustal rocks from Heimefrontfjella, Antarctica. *Geol. Rundsch.* **80**, 759-777.
- AUCAMP, A.P.H., WOLMARANS, L.G. & NEETHLING, D.C. (1972): The Urfjell Group, a deformed (?)early Palaeozoic sedimentary sequence, Kirwanveggen, western Dronning Maud Land. In: ADIE, R.J. (Hrsg.) *Antarctic Geology and Geophysics*, IUGS, **B2**, 557-562, Universitetsforlaget, Oslo.
- AUSTRHEIM, H., ELVEVOLD, S., ENGVIK, A.K. & PAULSSON, O. (1997): Geological observation in Gjelsvikfjella, Mühlig-Hofmannfjella and western Orvinfjella during NARE 96/97. *Norsk Polarinstitutt Meddelelser* **148**, 77-84.
- BAUER, W. & JACOBS, J. (2000): German expedition 1999/2000 to Gjelsvikfjella and western Mühlig-Hofmann-Gebirge, central Dronning Maud Land, Antarctica. *Gondwana Res.* **3**, 557-559.
- BAUER, W. (1995): Strukturentwicklung und Petrogenese des Grundgebirges der nördlichen Heimefrontfjella (westliches Dronning Maud Land/Antarktika). *Ber. Polarforsch.* **171**, 1-222.
- BEHR, H.J., KOHNEN, H., PETERS, M., SPAETH, G. & WEBER, K. (1983): Die geologische Expedition zu den Kraul-Bergen, westliches Neuschwabenland/Antarktika. *Ber. Polarforsch.* **13**, 13-21.
- BOGER, S.D., WILSON, C.J.L. & FANNING, C.M. (2001): Early Paleozoic tectonism within the East Antarctic craton: The final suture between east and west Gondwana. *Geology* **29**, 463-466.
- BOND, G.C., NICKESON, P.A. & KOMINZ, M.A. (1984): Breakup of a supercontinent between 625 Ma and 555 Ma: new evidence and implications for continental histories. *Earth Planet. Sci. Lett.* **70**, 325-345.
- BORMANN, P. & FRITZSCHE, D. (1995): The Schirmacher Oasis, Queen Maud Land, East Antarctica, and its surroundings. *Petermanns Geogr. Mitt. Ergänzungsheft* **289**, 448 S., Gotha, Justus Perthes.
- BRUNK, K. (1986): Kartographische Arbeiten und deutsche Namengebung in Neuschwabenland, Antarktis. *Dt. Geodät. Kommission, Reihe E*, **24/I**, 1-24.
- BÜCKSTEEG, A., BAUER, W. & SPAETH, G. (1995): Typologic studies of zircon populations from gneisses of the northern Heimefrontfjella (Antarctica). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* **197**, 253-273.
- D'AGRELLA-FILHO, M.S., TRINDADE, R.I.F., SIQUEIRA, R., PONTE-NETO, C.F. & PACCA, I.G. (1998): Paleomagnetic constraints on the Rodinia Supercontinent: Implication for its break-up and the formation of Gondwana. *Int. Geol. Review* **40**, 171-188.
- DALLMANN, W.K., AUSTRHEIM, H., BUCHER-NURMINEN, K. & OHTA, Y. (1990): Geology around the Norwegian Antarctic Station 'Troll', Jutulssessen, Dronning Maud Land. *Norsk Polarinstitutt Meddelelser* **111**, 1-39.
- DALZIEL, I.W.D. (1991): Pacific margins of Laurentia and East Antarctica - Australia as a conjugate rift pair: Evidence and implications for an Eocambrian supercontinent. *Geology*, **19**, 598-601.
- DALZIEL, I.W.D., MOSHER, S. & GAHAGAN, L.M. (2000): Laurentia-Kalahari collision and the assembly of Rodinia. *J. Geol.* **108**, 499-513.
- EBY, G.N. (1992): Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology* **20**, 641-644.

- EGLINGTON, B.M. & KERR, A. (1989): Rb-Sr and Pb-Pb geochronology of Proterozoic intrusions from the Scottsburg area of southern Natal. *South African J. Geol.* **92**, 400-409.
- FIELITZ, W. & SPAETH, G. (1991): A structural survey of Precambrian rocks, Heimefrontfjella, western Neuschwabenland, with special reference to the basic dykes. In: THOMSON, M.R.A., CRANE, J.A. & THOMSON, J.W. (Hrsg.) *Geological Evolution of Antarctica*, 67-72, Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- FITZSIMONS, I. C. W. 2000. A review of tectonic events in the East Antarctic Shield and their implications for Gondwana and earlier supercontinents. *J. African Earth Sci.* **31**, 3-23.
- FRIMMEL, H.E., KLÖTZLI, U.S. & SIEGFRIED, P.R. (1996): New Pb-Pb single zircon age constraints on the timing of Neoproterozoic glaciation and continental break-up in Namibia. *J. Geol.* **104**, 459-469.
- GOLYNSKY, A. & JACOBS, J. (2001): Grenville-age versus Pan-African magnetic anomaly imprints in western Dronning Maud Land, East Antarctica. *J. Geol.* **109**, 136-142.
- GOSE, W.A., HELPER, M.A., CONELLY, J.N., HUTSON, F.E. & DALZIEL, I.W.D. (1997): Paleomagnetic data and U-Pb isotopic age determinations from Coats Land, Antarctica: Implications for late Proterozoic plate reconstructions. *J. Geophys. Res.* **102**, B4, 7887-7902.
- GROENEWALD, P. B., MOYES, A. B., GRANTHAM, G. H. & KRYNAUW, J. R. (1995): East Antarctic crustal evolution. geological constraints and modelling in western Dronning Maud Land. *Precamb. Res.* **75**, 231-251.
- GRUNOW, A., HANSON, R., WILSON, T. (1996): Were aspects of Pan-African deformation linked to Iapetus opening? *Geology* **24**, 1063-1066.
- HALPERN, M. (1970): Rubidium-Strontium date of possibly three billion years for a granite rock from Antarctica. *Science* **169**, 977-978.
- HANSON, R. E., MARTIN, M. W., BOWRING, S. A. & MUNYANYIWA, H. (1998): U-Pb zircon age for the Umkondo dolerites, eastern Zimbabwe: 1.1 Ga large igneous province in southern Africa-East Antarctica and possible Rodinia correlations. *Geology* **26**, 1143-1146.
- HIROI, Y., SHIRAISHI, K. & MOTOYOSHI, Y. (1991): Late Proterozoic paired metamorphic complexes in East Antarctica, with special reference to the tectonic significance of ultramafic rocks. In: M. R. A. THOMPSON, J. A. CRANE & J. W. THOMPSON (Hrsg.) *Geological Evolution of Antarctica*, 83-87, Cambridge University Press, Cambridge.
- HOFFMAN, P.F. (1991): Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out ? *Science* **252**, 1409-1412.
- HOLMES, A. (1951): The sequence of Pre-Cambrian orogenic belts in south and central Africa. *Proceedings of the 18th International Geological Congress, London 1948*, 254-269.
- HOTTEN, R. (1993): Die mafischen Gänge der Shackleton Range/ Antarktika: Petrographie, Geochemie, Isotopengeochemie und Paläomagnetik. *Ber. Polarforsch.* **118**, 225 S.
- JACOBS, J. & KREUTZER, S. (1990): Geological mapping and structural investigations onbasement rocks of Sivorgfjella. In: KARLKVIST, A. (Hrsg.) *Swedish Antarctic Research Programme – A Cruise Report*, 32-33, Stockholm.
- JACOBS, J. & THOMAS, R.J. (2002): The Mozambique Belt from an East Antarctic perspective. In: GAMBLE, J.A., SKINNER, D. N. B., HENRYS, S. (Hrsg.) *Antarctica at the close of a millenium*. Royal Soc. New Zealand Bull. **35**, 3-18.
- JACOBS, J. & WEBER, K. (1993) *Geologische Karte (Luftbildkarte) Scharffenbergbotnen, Heimefrontfjella, Antarktis*, 1:25000. Institut für Angewandte Geodäsie; Frankfurt.
- JACOBS, J. (1991): Strukturelle Entwicklung und Abkühlungsgeschichte der Heimefrontfjella (Westliches Dronning Maud Land/Antarktika). *Ber. Polarforsch.* **97**, 1-141.

- JACOBS, J., BAUER, W. & FANNING, C.M. (2003d): New age constraints for Grenville-age metamorphism in western central Dronning Maud Land (East Antarctica), implications for the palaeogeography of Kalahari in Rodinia. *Int. J. Earth Sci.* **92**, 301-315.
- JACOBS, J., BAUER, W. & SCHMIDT, R. (2002): Magnetic susceptibilities of the different tectono-stratigraphic terranes of Heimefrontfjella, western Dronning Maud Land, East Antarctica. *Polarforschung* **72**, 41-48 [published in 2004].
- JACOBS, J., BAUER, W. & SCHMIDT, R. (2003c): Geologische Expedition in die Heimefrontfjella 2000/01. *Ber. Polar. Meeresforsch.* **445**, 141-149.
- JACOBS, J., BAUER, W., SPAETH, G., THOMAS, R.J. & WEBER, K. (1996): Lithology and structure of the Grenville-aged (~1.1 Ga) basement of Heimefrontfjella (East Antarctica). *Geol. Rundsch.* **85**, 800-821.
- JACOBS, J., BAUER, W., WEBER, K., SPAETH, G. & THOMAS, R.J. (2009): Geology of the Sivorg Terrane, Heimefrontfjella, and new U-PB zircon provenance analyses of metasedimentary rocks. *Polarforschung* **79**, 11-19.
- JACOBS, J., FANNING, C. M., HENJES-KUNST, F., OLESCH, M. & PAECH, H.-J. (1998): Continuation of the Mozambique Belt into East Antarctica. Grenville-age metamorphism and polyphase Pan-African high-grade events in central Dronning Maud Land. *J. Geol.* **106**, 385-406.
- JACOBS, J., FANNING, C.M. & BAUER, W. (2003b): Timing of Grenville-age vs. Pan-African medium- to high grade metamorphism in western Dronning Maud Land (East Antarctica) and significance for correlations in Rodinia and Gondwana. *Precambrian Res.* **125**, 1-20.
- JACOBS, J., HANSEN, B.T., HENJES-KUNST, F., THOMAS, R.J., BAUER, W., WEBER, K., ARMSTRONG, R.A. & CORNELL, D.H. (1999): New age constraints on the Proterozoic/Lower Palaeozoic evolution of Heimefrontfjella, East Antarctica, and its bearing on Rodinia/Gondwana correlations. *Terra Antarctica* **6**, 377-389.
- JACOBS, J., KLEMD, R., FANNING, M., BAUER, W. & COLOMBO, F. (2003a): Extensional collapse of the Late Neoproterozoic/Early Paleozoic East Antarctic Orogen: evidence from central Dronning Maud Land. In: YOSHIDA, M., WINDLEY, B.F. & DASGUPTA, S. (Eds) *Proterozoic East Gondwan: Supercontinent Assembly and Breakup*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* **206**, 271-287.
- JACOBS, J., KREUTZER, S., SCHNELLBACH, U., SCHULZE, P., SPAETH, G. & ZARSKE, G. (1991): Geologische Kartierung in der Heimefrontfjella. *Ber. Polarforsch.*, **89** 93-102.
- JAYARAM, J. & BEJARNIYA, B.R. (1991): Geology of the Schirmacher-Wohlthat Region, Central Dronning Maud Land, Antarctica, 1:250,000. Geological Survey of India; Hyderabad.
- JUCKES, L.M. (1972): The geology of north-eastern Heimefrontfjella, Dronning Maud Land. *Brit. Ant. Surv. Sci. Rep.* **65**, 1-44.
- KAMPUNZU, A.B., TEMBO, F., MATHEIS, G., KAPENDA, D. & HUNTSMAN-MAPILA, P. (2000): Geochemistry and tectonic setting of mafic igneous units in the Neoproterozoic Katangan basin, central Africa: implications for Rodinia break-up. *Gondwana Res.* **3**, 125-153.
- KLEINSCHMIDT, G. (2001): Die plattentektonische Rolle der Antarktis. C.F. von Siemens Stiftung, Reihe Themen, **73**, München.
- KLEINSCHMIDT, G., BUGGISCH, W., LÄUFER, A.L., HELFERICH, S. & TESSENHORN, F. (2002): The "Ross orogenic" structures in the Shackleton Range and their meaning for Antarctica. In: GAMBLE, J.A., SKINNER, D.N.B. & HENRYS, S. (Hrsg.) *Antarctica at the close of a millenium*. *Royal Soc. New Zealand Bull.* **35**, 75-83.
- KLEINSCHMIDT, G. (2002): Geology of nunataks of Prinzregent-Luitpold-Land (Coats Land, Antarctica) and their geotectonic importance. *Courier Forschungs-Institut Senckenberg* **237**, 1-14.
- KRÖNER, A., SACCHI, R., JAECKEL, P., COSTA, M. (1997): Kibaran magmatism and Pan-African granulite metamorphism in northern Mozambique: single zircon ages and regional implications. *J. African Earth Sci.* **25**, 467-484.

- LANGE, G. (1996): Sonne, Sturm und weiße Finsternis. Die Chronik der ostdeutschen Antarktisforschung. Schriften des Deutschen Schifffahrtsmuseums **43**, 295 S., Kabel, Hamburg.
- LARSSON, K., LINDSTRÖM, S. & GUY-OHLSON, D. (1990): An Early Permian palynoflora from Milorgfjella, Dronning Maud Land, Antarctica. *Antarctic Sci.* **2**, 331-344.
- LINDSAY, P., CROAKER, M.C. & MILLSTEED, B. (2002): Geology of the Amelang Formation, Western Dronning Maud Land. In: GAMBLE, J.A., SKINNER, D. N. B., HENRYS, S. (Hrsg.) *Antarctica at the close of a millenium*. Royal Soc. New Zealand Bull. **35**, 193-197.
- LOTZE, F. (1968): Vergleichende Betrachtung des Präkambriums der Gesamterde. In: LOTZE, F. (Hrsg.) *Präkambrium*. Handbuch der Stratigraphischen Geologie, **XIII**, 642-665, Enke; Stuttgart.
- LÜDECKE, C. (2007): Karl Maria Herrligkoffer's private "German South Pole Expedition" 1957/58: A failed initiative. *Ber. Polar Meeresforsch.* **560**, 195-209.
- MANHICA, A.D.S.T., GRANTHAM, G.H. & KRUGER, F.J. (1998): The chemistry and age of granitoids in the Manica-Chimoio area, western central Mozambique. *Geocongress '98 abstracts*, Pretoria.
- MAY, J. (1991): *Das Greenpeace-Buch der Antarktis*. 192 S., Otto Mair, Ravensburg.
- MCWILLIAMS, M.O. (1981): Palaeomagnetism and Precambrian tectonic evolution of Gondwana. In: KRÖNER, A. (Hrsg.) *Precambrian Plate Tectonics*, 649-688, Elsevier; Amsterdam.
- MEZGER, K. & COSCA, M. A. (1999): The thermal history of the eastern Ghats Belt (India) as revealed by U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of metamorphic and magmatic minerals: implications for the SWEAT correlation. *Precamb. Res.* **94**, 251-271.
- MILLER, R.McG. (1983): Evolution of the Damara Orogen. *Spec. Pub. geol. Soc. S. Afr.* **11**, 431-515.
- MÖLLER, A., MEZGER, K. & SCHENK, V. (2000): U-Pb dating of metamorphic minerals: Pan African metamorphism and prolonged slow cooling of high pressure granulites in Tanzania, East Africa. *Precamb. Res.* **104**, 123-146.
- MOORES, E.M. (1991): Southwest U.S. - EastAntarctica (SWEAT) connection: A hypothesis. *Geology* **19**, 425-428.
- MOYES, A.B., KNOPER, M.W. & HARRIS, P.D. (1997): The age and significance of the Urfjell Group, Western Dronning Maud Land. In: RICCI, C.A. (Ed) *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes*, 31-36, Siena.
- MOYES, A.B., KRYNAUW, J.R. & BARTON, J.M. (1995): The age of the Ritscherflya Supergroup and Borgmassivet Intrusions, Dronning Maud Land, Antarctica. *Antarctic Sci.* **7**, 87-97.
- MUHONGO, S. & LENOIR, J.-L. (1994): Pan-African granulite-facies metamorphism in the Mozambique Belt of Tanzania: U-Pb zircon geochronology. *J. Geol. Soc. London* **151**, 343-347.
- OHTA, Y. (1993): Nature environment map, Gjelsvikfjella and Western Mühlig-Hofmannfjella, Dronning Maud Land, Antarctica, 1: 100000. Sheet 1 and 2. Norsk Polarinstitutt Temakart nr. 24; Oslo.
- OHTA, Y., GROENEWALD, P.B. & GRANTHAM, G.H. (1996) Nature environment map H.U. Sverdrupfjella 1:150,000. Norsk Polarinstitutt Temakart nr. 28; Oslo.
- PANKHURST, R.J., KREUZER, H., HÖHNDORF, A. & BELYATSKY, B. (1995): Geochronology. In: British Antarctic Survey (Hrsg.) *Geological map of Shackleton Range, Antarctica, Supplementary Text*, 53-56, Cambridge.
- PINNA, P., JOURDE, G., CALVEZ, J.Y., MROZ, J.P. & MARQUEZ, J.M. (1993): The Mozambique Belt in northern Mozambique: Neoproterozoic (1100-850 Ma) crustal growth and tectogenesis, and superimposed Pan-African (800-550 Ma) tectonism. *Precamb. Res.* **62**, 1-59.
- PIPER, J.D.A. (1975): Proterozoic supercontinent: Time duration and the Grenville problem. *Nature*. **256**, 519-520.

- PIPER, J.D.A. (1982): The Precambrian palaeomagnetic record: case for Precambrian supercontinent. *Earth Planet. Sci. Lett.* **59**, 61-89.
- PLUMSTEAD, E.P. (1974): A new assemblage of plant fossils from Milorgfjella, Dronning Maud Land. *Brit. Ant. Surv. Sci. Rep.* **83**, 1-30.
- POSCHER, G. (1994): Permokarbone glaziale und periglaziale Sedimentation in den Kottas-Bergen der Heimefrontfjella, Dronning Maud Land (Antarktis). *Zbl. Geol. Paläont. Teil I* **1992**, 1373-1386.
- POWELL, C.M.A., LI, Z.X., MCELHINNY, M.W., MEERT, J.G. & PARK, J.K. (1993): Paleomagnetic constraints on timing of the Neoproterozoic breakup of Rodinia and the Cambrian formation of Gondwana. *Geology* **21**, 889-892.
- RAVICH, M.G. & KRYLOV, A. Y. (1964): Absolute ages of rocks from East Antarctica. In: ADIE, R.J. (Hrsg.) *Antarctic Geology*. North Holland Publ., Amsterdam, 590-596.
- RAVICH, M.G. & SOLOVIEV, D.S. (1966): *Geologiya i petrologiya central'noi chasti gor zemli Korolevy Mod. Trudy Naucno-Issledovatel'skogo Instituta Geologii Arktiki* **141**, 290 S., Nedra; Leningrad.
- REX, D.C. (1972): K-Ar age determinations on volcanic and associated rocks from the Antarctic Peninsula and Dronning Maud Land. In: ADIE, R.J. (Hrsg.) *Antarctic Geology and Geophysics*, IUGS **B2**, 133-136, Universitetsforlaget, Oslo.
- RITSCHER, A. (1942): *Wissenschaftliche und fliegerische Ergebnisse der Deutschen Antarktischen Expedition 1938/39. Band 1*, 304 S., Koehler & Amelang, Leipzig.
- RITSCHER, A. (1954-58): *Wissenschaftliche und fliegerische Ergebnisse der Deutschen Antarktischen Expedition 1938/39. Band 2*, 277 S., Striedick, Hamburg.
- ROOTS, E.F. (1953): Preliminary note on the geology of western Dronning Maud Land. *Norsk Geologisk Tidsskrift* **32**, 17-33.
- ROOTS, E.F. (1969): Geology of western Queen Maud Land. In: BUSHNELL, V.C. & CRADDOCK, C. (Hrsg.) *Geologic Maps of Antarctica. Antarctic Map Folio Series*, 12. Pl. VI.
- SACCHI, R., MARQUES, J.M., COSTA, M. & CASATI, C. (1984): Kibaran events in the southernmost Mozambique Belt. *Precamb. Res.* **25**, 141-159.
- SCHERMAIER, A., HAUNSCHMID, B., SCHUBERT, G. & FRASL, G. (1992): Diskriminierung von S-Typ und I-Typ Graniten auf der Basis zirkontypologischer Untersuchungen. *Frankfurter geowiss. Arb., Serie A* **11**, 149-153.
- SHACKLETON, R.M. (1993): Tectonics of the Mozambique Belt in East Africa. In: PRITCHARD, H.M., ALABASTER, T., HARRIS, N.B.W. & NEARY, C.R. (Hrsg.) *Precambrian Processes and Plate Tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ.* **76**, 345-362.
- SHACKLETON, R.M. (1996): The final collision zone between East and West Gondwana: where is it? *J. African Earth Sci.* **23**, 271-287.
- SHIRAISHI, K., ELLIS, D.J., FANNING, C.M., HIROI, Y., KAGAMI, H. & MOTOYOSHI, Y. (1997): Re-examination of the metamorphic and protolith ages of Rayner Complex, Antarctica: evidence for the Cambrian (Pan-African) regional metamorphic event. In: RICCI, C.A. (Hrsg.) *The Antarctic Region. Geological Evolution and Processes*. S. 79-88, Terra Antarctica Publ., Siena.
- SHIRAISHI, K., ELLIS, D.J., HIROI, Y., FANNING, C.M., MOTOYOSHI, Y. & NAKAI, Y. (1994): Cambrian orogenic belt in East Antarctica and Sri Lanka: implications for Gondwana assembly. *J. Geol.* **102**, 47-65.
- SHIRAISHI, K. & KAGAMI, H. (1992): Sm-Nd and Rb-Sr ages of metamorphic rocks from the Sør Rondane Mountains, East Antarctica. In: YOSHIDA, Y., KAMINUMA, K. & SHIRAISHI, K. (Hrsg.) *Recent Progress in Antarctic Earth Science*, 29-35, Terrapub, Tokyo.
- SPAETH, G. & FIELITZ, W. (1987): Structural investigations in the Precambrian of Western Neuschwabenland, Antarctica. *Polarforschung* **57**, 71-92.

- SPAETH, G. & PETERS, M. (1984): Geologische Untersuchungen im nördlichen Ahlmann-Rücken, mittleres Neuschwabenland/Antarktika. *Ber. Polarforsch.* **19**, 174-185.
- 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**, 319-351.
- SWITHINBANK, C. (1959): Glaciology. I. The morphology of the inland ice sheet and nunatak areas of western Dronning Maud Land. Norwegian-British-Swedish Ant. Exped. Sci. Results **3D**, 97-117.
- VAN AUTENBOER, T. & LOY, W. (1972): Recent geological investigations in the Sor Rondane mountains, Belgica fjella and Sverdrup fjella, DML. In: ADIE, R.J. (Hrsg.) *Antarctic Geology and Geophysics*, IUGS, B2, 563-572, Universitetsforlaget, Oslo.
- VEEVERS, J.J. & SAEED, A. (2007): Central Antarctic provenance of Permian sandstones in Dronning Maud Land and the Karoo Basin: Integration of U-Pb and T_{DM} ages and host-rock affinity from detrital zircons.- *Sed. Geol.* **202**: 653-676.
- WETZEL, H.U., HAHNE, K., BELAJEV, J. & MIKHALSKY, E. (1994): Geologische und geochemische Untersuchungen im Humboldt-Gebirge/Zentrales Dronning Maud Land. *Ber. Polarforsch.* **152**, 230-239.
- WILSON, C.J.L., BOGER, S.D. & FITZSIMONS, I. (2003): A regional structural interpretation of the southern Prince Charles Mountains, East Antarctica. *Terra Nostra* **2003/4**, 343-344.
- WILSON, T.J., GRUNOW, A.M. & HANSON, R.E. (1997): Gondwana assembly: the view from southern Africa and east Gondwana. *J. Geodynamics* **23**, 263-286.
- WINGATE, M.T.D., CAMPBELL, I.H., COMPSTON, W. & GIBSON, G.M. (1998): Ion microprobe U-Pb ages for Neoproterozoic basaltic magmatism in south-central Australia and implications for the breakup of Rodinia. *Precamb. Res.* **87**, 135-159.
- WOLMARANS, L.G. & KENT, L.E. (1982) Geological investigations in Western Dronning Maud Land, Antarctica - a synthesis. *South African J. Antarctic Res.*, Suppl. **2**, 93 S.
- WORSFOLD, R.J. (1967): The Geology of Southern Heimefront fjella, Dronning Maud Land. unveröff. Ph.D. thesis, 176 S., Univ. Birmingham.
- YOSHIDA, M. (1994): Tectonothermal history and tectonics of Lützow-Holm Bay area, East Antarctica: a re-interpretation. *J. Geol. Soc. Sri Lanka* **5**, 81-93.
- ZHAO, Y., SONG, B., WANG, Y., REN, L., LI, J. & CHEN, T. (1992): Geochronology of the late granite in the Larsemann Hills, East Antarctica. In: YOSHIDA, Y., KAMINUMA, K. & SHIRAISHI, K. (Hrsg.) *Recent Progress in Antarctic Earth Science*, 155-161, Terrapub, Tokyo.

Danksagung

Zuvörderst möchte ich meinem Mentor und Expeditionskameraden Prof. Dr.-Ing. Gerhard Spaeth danken, der mich nach meiner Dissertation ermutigte mit einer Habilitation zu beginnen und mit einem DFG-Antrag zur GeoMaud-Expedition den ersten Grundstein für diese Forschungsarbeiten legte.

Diese Arbeit wäre nicht zustande gekommen ohne die großzügige Unterstützung und die Freiheiten, die mir durch die Leitung des Geologischen Institutes der RWTH Aachen, Prof. Dr. R. Walter, PD Dr. A. Willner und Prof. P. Kukla Ph.D., in meiner Zeit als Assistent von 1997 bis 2002 gewährt wurde. Auch die Mitarbeiter und Kollegen des Geologischen Institutes und der angegliederten Lehr- und Forschungsgebiete, die mich bei den Laborarbeiten tatkräftig unterstützten oder mit ihrer Diskussionsbereitschaft wichtige Anregungen gaben, trugen zum Gelingen bei. Auch am Institut für Mineralogie und Lagerstättenkunde erhielt ich jederzeit volle Unterstützung bei meinen Analysen, wofür ich mich bei Prof. Dr. F.M. Meyer und seinen Mitarbeitern herzlich bedanke.

Einen Teil der Arbeiten konnte ich an auswärtigen Institutionen durchführen oder wurden in Kooperation mit Kollegen durchgeführt, wofür ich u.a. Prof. Dr. K. Weber und dem leider verstorbenen Dr. H. Ahrendt (Geowissenschaftliches Zentrum, Uni Göttingen), Dr. E. Jansen (MIN/ZFR, Uni Bonn/Forschungszentrum Jülich), Dr. C.M. Fanning (The Australian National University/Canberra) danken möchte. Der BGR, Hannover, und besonders Dr. Hans-J. Paech danke ich dafür, daß mir die Teilnahme an der GeoMaud-Expedition 1995/96 ermöglicht wurde.

Besonderen Dank schulde ich meinem Kollegen und Expeditionsgefährten Prof. Dr. Joachim Jacobs. Bei vier Antarktisexpeditionen und vielen Klettertouren in den Alpen, hat er sich in jeder Gefahr als zuverlässiger Kamerad erwiesen. Die bereits von unseren Doktorvätern begründete erfolgreiche wissenschaftliche Zusammenarbeit konnten wir bis heute fortsetzen.

Das Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, unterstützte alle Expeditionen logistisch und war auch immer am Fortgang der geologischen Untersuchungen interessiert. Nicht zuletzt gebührt der Deutschen Forschungsgemeinschaft, Bonn, großer Dank, weil sie einerseits die Forschungsarbeiten finanziell förderte, andererseits auch stets Mittel bewilligte, die mir eine Präsentation der Ergebnisse auf internationalen Tagungen und Kongressen erlaubte.