

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER DDR
Forschungsbereich Geo- und Kosmoswissenschaften
ZENTRALINSTITUT FÜR PHYSIK DER ERDE

Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde
Nr. 87

**Vergleich der geologischen Entwicklung des südlichen
Afrika mit der des antarktischen Kontinents**

von

Hans-Jürgen Paech

(aktualisierte Fassung der am 19. Oktober 1984 bei der
Akademie der Wissenschaften der DDR
verteidigten Dissertation B)

Herausgeber: Der Direktor des Zentralinstituts für Physik der Erde Potsdam

Als Manuskript gedruckt Potsdam 1986

F 173 / 86

PAECH, H.-J.: Vergleich der geologischen Entwicklung
des südlichen Afrika mit der des antarktischen
Kontinents.

Veröff. Zentralinst. Physik der Erde 87 (1986)

Korrekturen

- S. 12 Zeile 11 von unten: statt ANHAEUSSER 1972 lies
ANHAEUSSER 1973
- S. 32 In der Legende ist zu ergänzen: Schichtung
In der Abbildungsunterschrift ist zu ergänzen:
Vr - Vredefort; B - Bushveld; GD - Great Dyke
- S. 49 Zeile 4 von unten: statt ein lies eine
- S. 73 letzte Zeile: statt Abb. 19 lies Abb. 20
- S. 83 erste Zeile: statt Igmibrit lies Ignimbrit
- S. 95 4. Absatz, Zeile 6: statt DINGLE 1979 lies
DINGLE 1980
- S. 147 Abschnitt 4.2., Zeile 5: statt GRADDOCK lies CRADDOCK
- S. 153 linke Spalte unten: statt 3.500 lies 3.500
- S. 157 Zeile 4 von unten:
statt GRACEV lies GRACEV, FEDOROVSKIJ
- S. 158 4. Absatz, Zeile 3:
statt ZIJL, BAHNEMANN lies BEER, ZIJL, BAHNEMANN
- S. 161 statt ARGAUJO lies ARAÚJO
- S. 168 bei COOPER u.a. in CRADDOCK ist zu ergänzen:
Madison: Univ. Wisconsin Press 1982
- S. 176 GOTTEBERG: statt (1970 2, lies (1970) 2,
- S. 198 STEAR: statt (1970) lies (1977)
- S. 201 TURNER 1981: statt (1981 3, lies (1981) 3,
- S. 202 VAJNER 1974 a:
statt & 1974 a) lies (1974 a)

PAECH, H.-J.: Vergleich der geologischen Entwicklung
des südlichen Afrika mit der des antarktischen
Kontinents.
Veröff. Zentralinst. Physik der Erde 87 (1986)

Literatur (Nachtrag)

- COOPER, P.: Paleolatitudes in the Devonian and the Frasnian-Famennian mass extinction. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., Amsterdam 21 (1977), S. 165-177
- DINGLE, R.V.; SLESSER, W.G.; NEWTON, A.R.: Mesozoic and Tertiary geology of southern Afrika, 374 S. Rotterdam: Balkema 1983
- EWING, J.I.; LUDWIG, M.; EITREIM, S.L.: Structure of the Scotia Sea and Falkland Plateau. J. geophys. Res., Richmond 76 (1971) 29, S. 7118-7137
- JACKSON, N.J.; RAMSAY, C.R.: What is the "Pan-African"? A consensus is needed. Geology, Boulder 8 (1980), S. 210-211
- KEY, R.M.: "Cold spot" tectonics during the late Archaean of southern Africa. Rev. Bras. Geociências, São Paulo 12 (1982), S. 183-186
- MCCARTHY, M.J.: An occurrence of pillow lava in a basal flow of the Drakensberg Volcanic stage, Ndedema Valley, Natal. In: HAUGETON, S.H. (Ed.), Second Gondwana Symposium, S. 433-439. Pretoria 1970
- MINTER, W.E.L.: Detrital gold, uraninite and pyrite concentration related to sedimentology in the Precambrian Vaal Reef Placer, Witwatersrand South Africa. Econ. Geol., Lancaster 71 (1976), S. 157-176
- PORODA, H.; WITTIG, R.: Turbidites in the Damara Orogen. In: MARTIN, H.; EDER, F.W. (Eds.), Intracontinental fold belts, S. 543-571. Berlin (West): Springer 1983
- SMITH, J.M.: Stratigraphy and metamorphism of the Otavi series east of Otavi, Southwest-Africa. Trans. Geol. Soc. S-Africa, Johannesburg 65 (1962), S. 63-78
- WATSON, R.L.A.: The geology of the Cashel, Melsetter and Chipanga areas. Rhodesian geol. Surv. Bull., Salisbury 60 (1969), 85 S.

Inhalt

	<u>Seite</u>
Zusammenfassungen	3
Vorbemerkungen	6
Legende, verwendet für Abbildungen und teilweise Tabellen	8
1. Afrika	
1.1. Präkambrium	10
1.1.1. Archaische Kratone	12
1.1.1.1. Simbabwe-Kraton	12
1.1.1.2. Kaapvaal-Kraton	15
1.1.1.3. Limpopo-Provinz	18
1.1.2. Archaische Epikratonbecken	20
1.1.2.1. Pongola-Supergruppe	21
1.1.2.2. Witwatersrand-Triade	21
1.1.3. Altproterozoische Epikratonbecken der Transvaal-Supergruppe	26
1.1.3.1. Wolkberg-Gruppe	26
1.1.3.2. Black-Reef-Gruppe	29
1.1.3.3. Dolomit-/Ghaap-Gruppe	29
1.1.3.4. Pretoria-/Griquatown-Gruppe	31
1.1.4. Tektonik der Epikratonbecken (bis vor 2.000 Mill.J.)	31
1.1.4.1. Tektonischer Bau des Gesamtbeckens	31
1.1.4.2. Tektonischer Bau am Südrand	34
1.1.4.3. Bushveld-Magmatitkomplex	34
1.1.5. Mittelproterozoische Epikratonbecken	36
1.1.5.1. Waterberg-Gruppe (Kaapvaal-Kraton)	36
1.1.5.2. Umkondo-Gruppe (Simbabwe-Kraton)	38
1.1.6. Namaqua-Natal-Mobilgürtel	40
1.1.7. Jungproterozoische Akkumulationsgebiete	41
1.1.7.1. Geosynklinalentwicklung	43
1.1.7.2. Tafelentwicklung	45
1.1.8. Panafrikanische Tektogenese	45
1.1.8.1. Geosynklinalgebiete	47
1.1.8.2. Aktivierungsgebiete (Mozambique Belt)	48
1.2. Phanerozoikum	49
1.2.1. Cape-Supergruppe	49
1.2.1.1. Tafelberg-/Natal-Gruppe	49
1.2.1.2. Bokkeveld-Gruppe	51
1.2.1.3. Witteberg-Gruppe	51
1.2.2. Karroo-Supergruppe	51
1.2.2.1. Dwyka-Gruppe	53
1.2.2.1.1. Great Karroo Basin	53
1.2.2.1.2. Übrige Gebiete	55
1.2.2.1.3. Paläogeographie	56
1.2.2.2. Ecca-Gruppe und Upper Dwyka shales	58
1.2.2.2.1. Great Karroo Basin	58
1.2.2.2.2. Übrige Gebiete	60
1.2.2.2.3. Paläogeographie	63
1.2.2.3. Beaufort-Gruppe	64 5
1.2.2.3.1. Great Karroo Basin	65
1.2.2.3.2. Übrige Gebiete	68
1.2.2.3.3. Paläogeographie	68

1.2.2.4. Untere Stormberg-Gruppe	71
1.2.2.4.1. Great Karroo Basin	71
1.2.2.4.2. Übrige Gebiete	76
1.2.2.4.3. Paläogeographie	77
1.2.2.5. Obere Stormberg-Gruppe	78
1.2.2.5.1. Great Karroo Basin	79
1.2.2.5.2. Libombos	80
1.2.2.5.3. Nuanetsi-Magnetitkomplex	83
1.2.2.5.4. Übrige Gebiete	85
1.2.2.5.5. Magmatische Provinzen	88
1.2.2.6. Cape-Tektogenese	89
1.2.3. Postkarroo	90
1.2.3.1. Kreide	91
1.2.3.2. Känozoikum	92
1.2.3.3. Tektonisches Regime	95
2. Antarktika	
2.1. Ostantarktischer Kraton	97
2.1.1. Kristallines Fundament	97
2.1.1.1. Enderby Land	97
2.1.1.2. Dronning Maud Land	98
2.1.1.3. Shackleton Range	100
2.1.1.4. Transantarktisches Gebirge	102
2.1.2. Präriphäische Epikratonentwicklung	104
2.1.3. Riphäische Epikratonentwicklung	107
2.2. Mobilgürtel des Transantarktischen Gebirges	109
2.2.1. Geosynklinalentwicklung	109
2.2.1.1. Riphäikum	109
2.2.1.2. Kambrium -- Ordovizium	111
2.2.2. Tektogene Entwicklung	113
2.2.3. Subsequenter Magmatismus	115
2.3. Tafelentwicklung der Beacon-Supergruppe	115
2.3.1. Sedimente	116
2.3.1.1. Präglaziale Sedimente	116
2.3.1.2. Glaziale Sedimente	117
2.3.1.3. Permische Postglazialsedimente	118
2.3.1.4. Triassische Postglazialsedimente	119
2.3.2. Ferrar-Magmatite	120
2.3.3. Tektogene Entwicklung	123
2.4. Westantarktika	124
3. Regionalgeologischer Vergleich zwischen südlichem Afrika und Antarktika	128
3.1. Präriphäikum	128
3.2. Tektogenetische Beanspruchungen zwischen 2.000 und 900 Mill.J.	133
3.3. Riphäikum	135
3.3.1. Geosynklinalentwicklung	135
3.3.2. Tafelentwicklung	135
3.4. Panafrikanische bzw. Beardmore-Tektogenese	137
3.5. Kambrium bis Unteres Ordovizium	137

3.6. Karroo- bzw. Beacon-Supergruppe	138
3.6.1. Präglazialablagerungen	138
3.6.2. Permokarbonische Glazialablagerungen	140
3.6.3. Postglazialablagerungen	140
3.6.4. Cape-Weddell-Faltung	140
3.6.5. Jurassischer Tafelmagmatismus	144
4. Position von Afrika und Antarktika im Gondwana-Superkontinent	146
4.1. Bedeutung des Falkland-/Malwinen-Plateau	146
4.2. Rekonstruktionsversuch	147
5. Schlußfolgerungen	149
Literatur	160

Zusammenfassungen

In einer durch eigene Geländearbeiten sowohl im südlichen Afrika (VR Moçambique) als auch Antarktika (Shackleton Range während der 22. Sowjetischen Antarktisexpedition) gestützten Literaturlauswertung wird das geologische Regime des südlichen Afrikas und Antarktiskas vom Präkambrium bis zum Jura, dem Beginn der Aufspaltung des Gondwana-Superkontinentes, in zahlreichen paläogeographischen und tektonischen Schemakarten beschrieben und die entsprechenden geologischen Strukturen beider Kontinente auf mögliche ehemalige Zusammengehörigkeit überprüft. Aufgrund der gesammelten Unterlagen ist die beste Übereinstimmung erreicht, wenn Gebiete des Dronning Maud Land Antarktiskas an die heutige Küste der VR Moçambique angepaßt werden. Im westlichen Bereich der Nahtstelle schiebt sich das Falkland-/Malwinen-Plateau ein.

Die archaischen Kratone des südlichen Afrika lassen sich nur indirekt durch Epikratonbecken auf dem antarktischen Kontinent wiedererkennen. Am wahrscheinlichsten ist die Korrelation der Waterberg-Gruppe mit der Ahlmannryggen-Gruppe (> 1.700 Mill.J.). Strukturen der Namaqua-Natal-Tektogenese (1.200 bis 900 Mill.J.) finden sich sporadisch in Antarktika durch Deformationen der Nimrod-/Ruker-Tektogenese wieder. Eine eindeutige Parallelisierungsmöglichkeit ergibt sich mit riphäischen Einheiten. Das Malmesbury-Teilbecken der panafrikanischen Geosynklinale und das daraus hervorgehende Tektogen setzen sich ins Transantarktische Gebirge fort. Die in diese Zeit gehörenden thermotektonischen Aktivierungen im Mozambique Belt sind auch in weiten Gebieten Antarktiskas vertreten. Für die paläozoische Entwicklungsgeschichte ist das Cape-Weddell-Becken bestimmend, dessen Zentrum mit maximalen Mächtigkeiten beginnend mit dem Unteren Perm (Ecca-Gruppe) eine Inversion erfährt und gefaltet wird. Es umfaßt neben der Cape Range, der Agulhas-Bank und dem Weddell-Sektor Antarktiskas mit Pensacola und Ellsworth Mountains auch das Gebiet des heutigen Falkland-/Malwinen-Plateau. Mit der Faltung während der Cape-Weddell-Tektogenese, die an der Wende Perm/Trias endet, setzt sich ein neues Sedimentationsregime durch, indem das Faltungsgebiet herausgehoben wird und der Abtragung anheimfällt. Die Hauptmasse des Detritus wird in einen geosynklinalen Trog auf der heutigen Transantarktischen Halbinsel durch turbidity currents transportiert. Zeitgleich mit den mesozoischen Faltungen am plattentektonisch aktiven Pazifik-Rand des antarktischen Kontinentes kommt es im Jura zum Aufstieg von großen Mengen basischen Magmas in Kratongebieten, besonders im südlichen Afrika.

Comparison of the geological development of southern Africa with the Antarctic continent

Based on an analysis of literature and supported by field work both in southern Africa (P.R. Mozambique) and in Antarctica (Shackleton Range during 22nd Soviet Antarctic Expedition) the geological development of southern Africa and of Antarctica is described by diagrammatic maps of palaeogeographic and tectonic regimes comprising the period from Early Precambrian to Jurassic the beginning of the break-up of the Gondwana Supercontinent with respect to the possibly former fitting of corresponding geologic structures of both continents. On account of the compiled data the best fitting of Antarctica and southern Africa is realized in the juxtaposition of the coasts of Mozambique and Dronning Maud Land. In the western part of the suture the Falkland / Malvine Plateau is inserted.

The continuation of Archaean cratons of southern Africa onto the Antarctic continent can be deduced only indirectly by occurrences of corresponding epicratonic basins. Most likely is the correlation of the Waterberg Group to the Ahlmannryggen Group (> 1.700 m.a.). Structures of the Namaqua-Natal tectogenesis (1.200 -- 900 m.a.) reappear sporadically in Antarctica in structures of the Nimrod/Ruker tectogeneses. The Rhiphaean units allow a definite correlation. The Malmesbury subbasin of the Pan-African geosyncline and the subsequently forming tectogene continue into the Transantarctic Mountains. The Pan-African thermotectonic activations of the Mozambique belt also are represented in regions of Antarctica. An important role for the Palaeozoic development has the Cape-Weddell basin whose centrum of maximal thickness beginning with the Lower Permian stage (Ecca Group) is subject of inversion and folding. Regionally, this area comprises Cape Range, Agulhas Bank, Weddell sector of Antarctica with Pensacola and Ellsworth Mountains and Falkland / Malvine Plateau. Consistent with the folding of the Cape-Weddell tectogenesis which terminates in the Early Triassic period a new pattern of sedimentation gains. The former area of folding suffers uplifting and erosion. The bulk of detritus is transported into the geosynclinal trough of the recent Antarctic Peninsula dominated by turbidity currents. Contemporaneously to Mesozoic folding near the active Pacific margin of the Antarctic continent basic magma ascends in Jurassic time in craton areas, particularly in southern Africa.

Сравнение геологического развития южной Африки с Антарктиды

В результате обработки данных из литературы и собственных работ в южной Африке (Народная Республика Мозамбик) и в Антарктиде (во время 22ой Советской Антарктической Экспедиции в Хребте Шаклтона) описывается палеогеологический режим данного района периода с Раннего Архея до юрского времени (расщепление Гондванского суперконтинента) на основе новосоставленных палеогеографических и тектонических карт. Цель данной работы состоит в том проверить представление бывшей сплоченности обоих континентов. Самое оптимальное согласование достигается в таком случае, если берег Н.Р. Мозамбика сопоставляется берегу Земли Королевы Мод. В западной части шва располагается Фолклендский/ Мальвинский плато. Архейские щиты южной Африки предполагается косвенно как продолжение в Антарктиде по эпи-кратонским бассейнам. Вероятно всего является корреляцией группа Ватерберг, с группой Альманнрыгген (> 1.700 мил. лет). Структуры Намако-Натальского тектогенеза (1.200 --

900 мил. лет) встречаются локально в Антарктиде по проявлению деформации тектогенеза Нимрод/ Рукер. Рифейские единицы позволяют ясные корреляции. Малмсберский бассейн пан-африканской геосинклинали и соответствующий тектоген продолжают в Трансантарктические Горы. Одновременные термотектонические активизации мозамбикского пояса тоже встречаются в широких площадях Антарктиды. За палеозойское развитие Кап-Уэдделлский бассейн играет большую роль, осевая часть которого подвергнется инверсии и складкообразованию. Этот район охватывает кроме Капских гор включая Агульяс Банк, Уэдделлского сектора с горами Пенсакола и Элсуорт тоже Фолклендский/ Мальвинский плато. Начиная с Кап-Уэдделлского тектогенеза, который заканчивается в нижнетриассовое время, настаивается новый режим осадко-накопления. Транспорт направлен из зоны бывшего складкообразования. Главная масса детритового материала отложится турбидитами в геосинклинальном трого в пределах нынешнего Антарктического полуострова. Одновременно с плитной тектоникой мезозойского складкообразования в пределах Антарктического континента (тихо-океанский край) большое количество основных магм поднимается в юрское время в платформенных областях особенно в южной Африке.

Comparação do desenvolvimento geológico da África austral com o do continente antártico

Na base da análise bibliográfica apoiada-se por trabalhos de campo tanto na África austral (R.P.M.) como na Antártica (22a Expedição Soviética à Antártica a Shackleton Range) o desenvolvimento geológico da África austral e Antártica é descrito por mapas esquemáticos dos regimes paleogeográficos e tectónicos do período a partir do pré-Cambriaco antigo ao Jurássico, à fragmentação do Supercontinente Gondwana considerando a possível coincidência anterior das estruturas geológicas de ambos os continentes. Em consequência dos dados colhidos a melhor comparação da Antártica e África austral é realizada em confrontar as costas de Moçambique e Dronning Maud Land. Na parte ocidental da sutura o Plato Malvino (Falkland Plateau) está inserido.

A continuação dos cratões arcaicos da África austral ao continente antártico pode ser deduzida somente indirectamente pela ocorrência das correspondentes bacias epicratónicas. Provável é a correlação do Grupo Waterberg com o Grupo Ahlmannryggen (> 1.700 m.a.). Estruturas da tectogénese Namaqua - Natal (1.200 -- 900 m.a.) reaparecem como formas da tectogénese Nimrod/Ruker. As unidades do Proterozóico superior permitam uma correlação definitiva. A sub-bacia Malmesbury do geossinclinal Pan-Africano e o tectogeno subsequente continuam nas Montanhas Transantárticas. Activização termotectónica do período Pan-Africano do "Mozambique Belt" também está representada em extensas áreas antárticas. Papel importante para o desenvolvimento Paleozóico tem a Bacia Cape-Weddell, cujo centro das pressões máximas sofre inversão e dobramento a partir do tempo Ecca (Pérmico antigo) aos princípios do tempo triássico. Regionalmente esta área abrange Cape Range, Agulhas Bank, Weddell-sector antártico com Pensacola e Ellsworth Mountains e Plato Malvino (Falkland Plateau). Com o dobramento da tectogénese Cape-Weddell um novo padrão de sedimentação domina a partir do tempo Triássico inferior. A área de dobramento sofre levantamento e erosão. A considerável quantidade do detrito está transportada ao sulco geossinclinal do actual Antarctic Peninsula dominado pelas correntes de turbidez. Contemporaneamente com o dobramento mesozóico à activa margem pacífica do continente antártico magma básico sobe durante período jurássico nas áreas cratónicas, particularmente na África austral.

Vorbemerkungen

A. WEGENER hatte 1915 seine weitsichtig angelegte Kontinentalverschiebungs-Hypothese erstmals zusammenfassend dargestellt. Nicht viel später stellte sich die Bedeutung von Antarktika bei Überlegungen von ehemaligen Kontinentkonfigurationen heraus (ARGAND 1924; DuTOIT 1927, 1937; WEGENER 1929) und heute ist allgemein anerkannt, daß Antarktika bei Rekonstruktionen des Gondwana-Superkontinentes eine Schlüsselstellung zukommt.

Ausgehend von eigenen geologischen Beobachtungen in Antarktika, die während der 22. Sowjetischen Antarktisexpedition gemacht wurden, und einem mehrjährigen Einsatz am Departamento de Geologia da Universidade Eduardo Mondlane in Maputo (VR Moçambique) entstand der Gedanke, die geologische Entwicklung beider Kontinente auf bestehende Gleichheiten bzw. Ähnlichkeiten, eventuell auch Unterschiede zu überprüfen (Abb. 1).

Trotz zahlreicher schon bestehender Rekonstruktionen der geologischen Beziehungen zwischen Antarktika und dem südlichen Afrika (DuTOIT 1937; GRADDOCK 1970, 1982; DIETZ, SPROLL 1970; FORD 1972 a; FRAKES, CROWELL 1970; STUMP 1976 a, b; HOFMANN, WEBER 1983; KING 1965; SALOP 1977; RAVIC, GRIKUROV 1974 u.a. lohnt sich erneut eine breiter angelegte, komplexe Analyse beider Kontinente.

Hierbei geht es um Aussagen über deren geologischen Entwicklungsetappen bei Berücksichtigung folgender Merkmale:

- Gesteinsakkumulation
(Sedimentationsmilieu, Gesteinsausbildung, Mächtigkeit, Schüttungsrichtung, Liefergebiet, Vulkanismus, Paläogeographie),
- Tektogene Ausgestaltung
(Deformationsintensität im Sinne von PAECH 1977 b, Metamorphose, tektonisches Streichen, Vergenz, tektonische Aktivierung bzw. Regeneration, Störungsaktivität, Magmatismus mit Förderzentren).

Interpretationen über die zeitliche Abfolge ergeben sich aus geologischen Beobachtungen (Gesteinsabfolgen, Diskordanzen) und absoluten Altersbestimmungen.

Grundlage des Regionalvergleichs sind vor allem Kartendarstellungen, die meist anhand von Literaturdaten (bevorzugt Primärdaten) für den Raum des südlichen Afrika im Maßstab 1 : 5.00.000 entworfen und nachträglich auf den Maßstab 1 : 15.000.000 verkleinert wurden, während die Kompilation der Karten für Antarktika im Maßstab 1 : 15.000.000 erfolgte.

Konzeptionell mußte der geologischen Analyse des südlichen Afrika wegen seines besseren Untersuchungsstandes der Vorrang eingeräumt werden, da nur so ein relativ geschlossener Entwicklungsablauf für die interessierenden Gondwana-Kontinente entworfen werden kann. Aus wissenschaftlichen Gründen (Quellennachweis) ist hierzu allerdings eine Bezugnahme auf Arbeiten aus Fachzeitschriften unvermeidlich, die im Machtbereich des reaktionären Regime Südafrikas herausgegeben werden. Es läßt sich aber jetzt schon absehen, daß die südafrikanische Apartheids- und Agressionspolitik mit all ihren verhängnisvollen Auswirkungen durch immer mehr zunehmende politische und kämpferische Aktivitäten der Völker des südlichen Afrika zum Scheitern verurteilt sind. Ein Anliegen dieser Arbeit besteht auch darin, den afrikanischen Geologen eine Zusammenschau der geologischen Entwicklung ihres Landes (Moçambique, Simbabwe, Botswana, Namibia, Lesotho, Swasiland) im Rahmen des südlichen Afrika zu ermöglichen. Aus diesem Grunde ist der Quellennachweis sehr umfassend angelegt worden.

Groß ist die Zahl derer, die zu vorliegender Zusammenstellung direkt bzw. indirekt beigetragen haben und denen hiermit gedankt wird:

Naučno-Issledovatel'skij Institut Geologii Arktiki (NIIGA) in Leningrad
(jetzt VNIIOkeangeologija)

Prof. Dr. M.G. RAVIČ (gestorben 1978) für Delegation zur Teilnahme an
22. Sowjetischer Antarktisexpedition,

Dr. G.E. GRIKUROV für zahlreiche Diskussionen,

Dr. O.G. ŠULJATIN für zahlreiche Diskussionen und gemeinsame
Geländearbeiten in der Shackleton Range,

Dr. V.N. MASOLOV für großzügige logistische Unterstützung in Antarktika;
Universidade Eduardo Mondlane, Maputo (VR Moçambique)

Eng^o SARAIVA de SOUSA

Lic. L. VASCONCELOS für Nutzungsmöglichkeit der Bibliothek des
Departamento de Geologia;

Bergakademie Freiberg

Prof. Dr. K. SCHMIDT für fördernde Bemerkungen bei Abschluß der Arbeit,

Prof. Dr. J. HOFMANN für Diskussionen und wichtige Hinweise,

Dr. W. WEBER für intensiven Erfahrungsaustausch,

Dr. W. SCHMIDT für Gedankenaustausch bei gemeinsamen Geländearbeiten
im Mozambique Belt,

Dr. G. KAISER und Dr. H.J. PILOT für freundlicherweise durchgeführte
absolute Altersbestimmungen;

Ernst-Moritz-Arndt-Universität

Prof. Dr. H. NESTLER für kreative Diskussionen bei gemeinsamen Gelände-
arbeiten in der VR Moçambique und wertvolle Ratschläge,

Zentralinstitut für Physik der Erde an der Akademie der Wissenschaften DDR

Prof. Dr. H. KAUTZLEBEN für Möglichkeit der Zusammenstellung
vorliegender Arbeit,

Prof. Dr. K.-B. JUBITZ für die Anregung zu dieser Arbeit und zeitweise
Freistellung von anderen Dienstaufgaben,





Prof. Dr. P. BANKWITZ, Dr. E. SCHROEDER, Dr. A. FRISCHBUTTER für
anregende Diskussionen.

Mein besonderer Dank gilt meiner Frau, die nicht nur für mein Engagement im Zusammen-
hang mit vorliegender Arbeit Verständnis aufgebracht hat, sondern sich aktiv sowohl
während des Aufenthaltes in Maputo als auch in der Endphase der Zusammenstellung in
der DDR beteiligt hat. So fertigte sie die meisten Zeichnungen an. Dank gilt auch
Frau Dipl.-Min. BUDZINSKI für die aufwendige Korrektur des Literaturverzeichnisses
und Frau H. SCHRÖDER für die Anfertigung einiger Zeichnungen. Frau JANSEN sorgte dan-
kenswerter Weise für die qualitätsgerechte Abschrift.












L e g e n d e

verwendet für Abbildungen und teilweise
Tabellen (weitere Signaturen auf Abbildungen)























Allgemeine Symbole

	geologische Grenze limite geológico geological boundary геологическая граница		Beckenachse eixo de bacia axis of the basin ось бассейна
	geologische Grenze, überprägt limite geológico, redeforado geological boundary, deformed геологическая граница, переработанная		geologische Grenze, verdeckt limite geológico sobreposto geological boundary, concealed геологическая граница, перекрытая







Lithologische Symbole

	Fazies Milieu	fácies ambiente	facies environment	Фа́ция среда	
	psephitische pséftica pséphitic конгломератовая				psammitische arenítica psammitic Песчаная
	pelitische pelítica pelitic пелитовая				karbonatische carbonática carbonate карбонатная
	salinar salífera salinar солевая				vulkanogene vulcanogénea volcanogenic вулканогенная
K	Kohleeinlagerung carvão coal уголь			C	kontinental continental continental континентальный
M	marin marinho marine морской			E	Eisenerz minério de ferro iron ore руда железа
	Schüttungsrichtung corrente de transporte paleocurrent палеотечение				Fließrichtung corrente de magma flow direction движение лавы
3.000	Mächtigkeit in Metern possança em metros thickness in meters мощность в метрах				Isopache isopachite isopach изопача
	Grenze tektonischen Regimes limite de regime tectónico tectonic regime boundary граница формаций				Rekonstruktionslinie linha de reconstrução reconstruction line линия реконструкции

Tektonische Symbole

	Störung falha fault разлом		Auf-/Überschiebung falha inversa overthrust/upthrust надвиг / взброс
	Scherzone zona de cisalhamento shearing zone зона сдвига		Domstruktur estrutura dômica dome structure куполная структура
	Granit granito granite гранит		Vergenz vergência vergence вергентность
	Flächenlage posição de superfície attitude of planes положение поверхности		Epizentrum epicentro epicentr эпицентр
	Förderspalte fissura de vulcanismo volcanic fissure трещина вулканизма		Vulkan vulcão volcanoe вулкан
	Gangschwarm ocorrência de diques dike swarm жильное семейство		Förderschlot conduto de vulcão conduit of volcano горловина вулкана
	Faltentektonik tectónica de dobras simples simple fold tectonics простая складчатая тектоника		Schiefertektonik tectónica de clivagem cleavage tectonics кливажная тектоника
	Phyllittektonik tectónica de filitos phyllite tectonics Филлитовая тектоника		Gneistektonik tectónica de gneisses gneiss tectonics Гнейсовая тектоника
	Amphibolitfazies fácies anfibolítica amphibolite facies амфиболитовая фация		Gneistektonik, überprägt tectónica de gneisses, activada gneiss tectonics, deformed Гнейсовая тектоника, пере- работанная
	Granulitfazies fácies granulítica granulite facies Гранулитовая фация		Phyllittektonik, überprägt tectónica de filitos, activada phyllite tectonics, deformed Филлитовая тектоника, пере- работанная
	Hochdruckmetamorphose metamorfismo do alto pressão high pressure facies Фация высокого давления		Deformationszunahme aumento de deformação increasing of deformation увеличение деформации

Altersangaben in Mill.J.

	absolutes Alter idade absoluta absolute age абсолютный возраст		Alter der Deformation idade de deformação age of deformation возраст деформации
	Alter suprakrustaler Akkumulation idade de acumulação supracrustal age of supracrustal accumulation возраст поверхностной аккумуляции		Alter intrakrustaler Kristallisation idade de cristalização intracrustal age of intracrustal crystallisation возраст внутрикоревой кристаллизации
	Überprägungsalter idade da redeformação age of overprinting возраст переработки		Gesteine später überprägt posteriormente redeformado subsequently reformed позднее деформированный

1. Afrika

Der geologische Bau des südlichen Afrika (Namibia, Botswana, Lesotho, Simbabwe, Mosambique, Swaziland und Südafrika) ist durch eine sehr lange Entwicklungsgeschichte bestimmt, die zumindest vor 3.500 Mill.J. ihren Anfang nimmt. Hierbei kann eine Reihe von Deformationsphasen ausgeschieden werden, die zur Konsolidierung führen und die Voraussetzungen zur Bildung von Epikratonbecken sind. Teilweise werden derartige Konsolidationsgebiete später wieder unabhängig vom Vorhandensein von Epikratonablagerungen aktiviert. Die Hauptphasen tektogener Verformungen konzentrieren sich auf das Präkambrium (Tab. 1). Die permo-triassische Cape-Faltung ist eine zusätzliche Deformation über panafrikanischem Krustensockel, die nur einen schmalen Streifen ganz im Süden Afrikas betrifft.

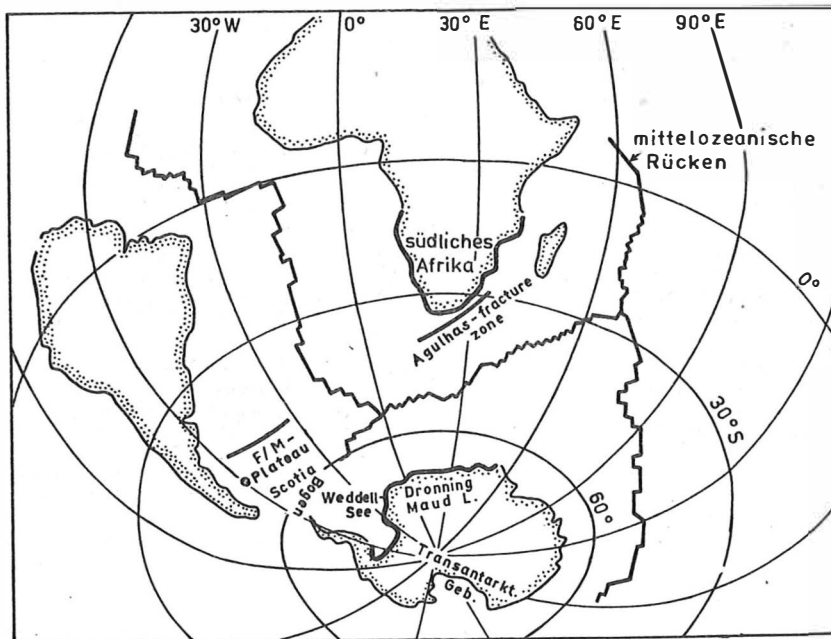
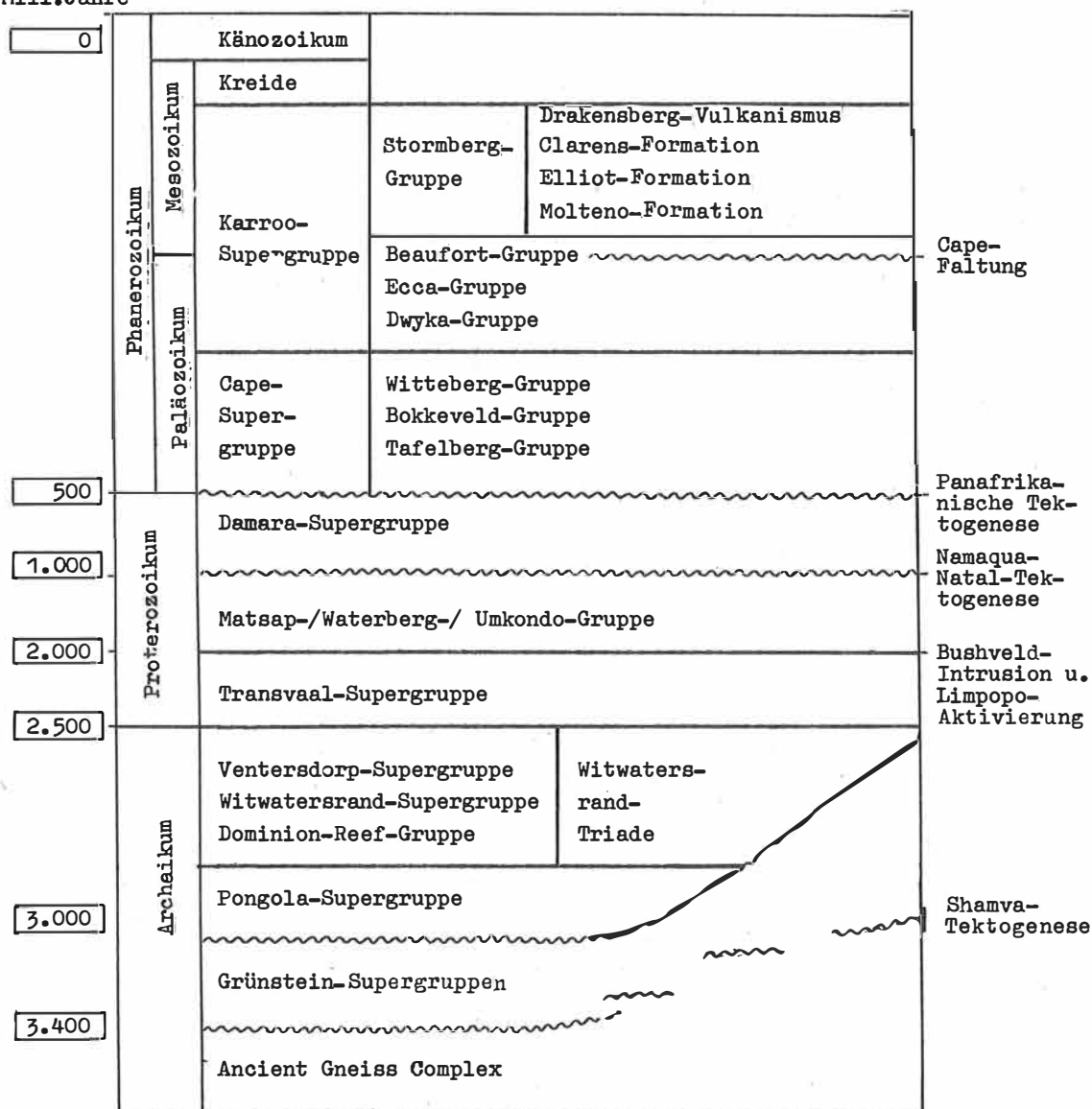


Abb. 1: Geologische Stellung von Antarktika zum südlichen Afrika
 Geological position of Antarctica to southern Africa
 (stark konturierte Küsten markieren den hauptsächlich betrachteten Bereich; F/M = Falkland-/Malwinen)

1.1. Präkambrium

Grundlage lithostratigraphischer Gliederungen des afrikanischen Präkambriums sind vor allem die Lagerungsverhältnisse und absolute Altersbestimmungen, die aber nicht immer widerspruchsfrei in Einklang zu bringen sind. Das ist auch der Grund dafür, daß in der Literatur unterschiedliche Korrelationen vorgestellt werden. Am spektakulärsten ist die Einordnung der Kheis-Gruppe, die entweder mit den alten Kratonen gleichgestellt (z.B. VAJNER 1974 mit 2.000 bis 2.900 Mill.J.) oder aber mit der Namaqua-Tektogenese in Verbindung gebracht wird (BOTHÁ u.a. 1976 mit ca. 1.200 Mill.J.; siehe auch Tab. 1).

Mill. Jahre



Tab. 1: Lithostratigraphische Gliederung der Gesteinsfolgen des südlichen Afrika
Lithostratigraphic subdivision of rock sequences of southern Africa

Die Komplexität der geologischen Ereignisse im Präkambrium des südlichen Afrika umfaßt neben den bestimmenden endogenen Prozessen wie Magmatismus, Metamorphose und Tektonogenese, die entweder zu Stabilisierung der Erdkruste oder zu deren Aktivierung bzw. Regeneration führen, gleichfalls exogene Erscheinungen wie z.B. Verwitterung, Abtragung und Akkumulation von Sedimenten. Das Zusammenspiel aller Prozesse formt die einzelnen tektonischen Einheiten, die sich in archaische Kratone (endgültig vor 2.500 Mill.J. konsolidiert), angegliederte Faltenzonen (nach deren Ausfaltung größere Kratonbereiche entstehen) und Senkungsräume unterteilen lassen, deren Ausfüllungen nachträglich wieder deformiert sein können. Eine besondere Einheit stellen Aktivierungszonen dar, die nach primärer Konsolidation später wieder durch thermotektonische Prozesse beansprucht sind.

1.1.1. Archaische Kratone

Im südlichen Afrika treten in verschiedenen Gebieten Gesteine mit einem höherem Deformationsalter als 2.500 Mill.J. auf (Abb.2):

Simbabwe-Kraton,
Kaapvaal-Kraton.

1.1.1.1. Simbabwe-Kraton

In Simbabwe, teilweise auf den östlichen Teil von Botswana übergreifend, läßt sich ein archaischer Kraton ausscheiden, der als "Rhodesian Craton" (CLIFFORD 1970; NISBET, WILSON, BICKLE 1981; WILSON u.a. 1978) bekannt ist. Da er sich regional ausschließlich auf das ehemalige Südrhodesien, das heutige Simbabwe beschränkt, wird hier der Begriff Simbabwe-Kraton verwendet (vgl. TANKARD u.a. 1982; KRAUSS 1982; WIT 1982).

Die Struktur des Simbabwe-Kratons ist durch zwei Strukturstockwerke gekennzeichnet:

- Grünsteinzonen, die als gestreckte (bis 200 km), aber recht unregelmäßig angeordnete und gekrümmte, sich aufgabelnde Linsen den Kraton gliedern;
- Gneis-Granitoid-Komplex, der die Zwischenräume zwischen den Grünsteinzonen ausfüllt.

Die tektonische Stellung des Gneis-Granitoid-Komplexes ist im Verhältnis zu den Grünsteinzonen nicht eindeutig geklärt. Einige Autoren sprechen sich dafür aus, daß es sich um Gesteine handelt, die durch Granitisierungsprozesse nach der Ablagerung der Gesteine der Grünsteinzonen entstanden und damit jünger als diese sind (HARRISON 1970; HAWKESWORTH u.a. 1975; ANHAEUSSER 1972; ANHAEUSSER u.a. 1969).

Andere Veröffentlichungen enthalten Andeutungen, daß vor Akkumulation der Grünsteine schon eine sialische Kruste vorhanden ist (CONDIE 1981; ORPEN, WILSON 1981; SAGGERSON, TURNER 1976; STOWE 1968; HUNTER 1974 a; KEY, LITHERLAND, HEPWORTH 1976; TANKARD u.a. 1982). Am wahrscheinlichsten ist die Deutung von KEY, LITHERLAND, HEPWORTH (1976), daß die Grünsteinpakete einem älteren Fundament diskordant aufliegen, aber nachträglich durch jüngere Granitisierungen teilweise assimiliert oder durch Tektogenesen aktiviert worden sind, wobei die Diskordanzfläche meist verwischt ist. Dafür sprechen auch die Gerölle in Sedimenten der Grünsteinzonen, die unter anderem aus Granit und Gneis bestehen. ORPEN, WILSON (1981) entdeckten eine Diskordanz unter Basissedimenten einer jüngeren Grünsteinfolge (2.700 Mill.J.), die einem 3.500 Mill.J. alten Granit aufliegen.

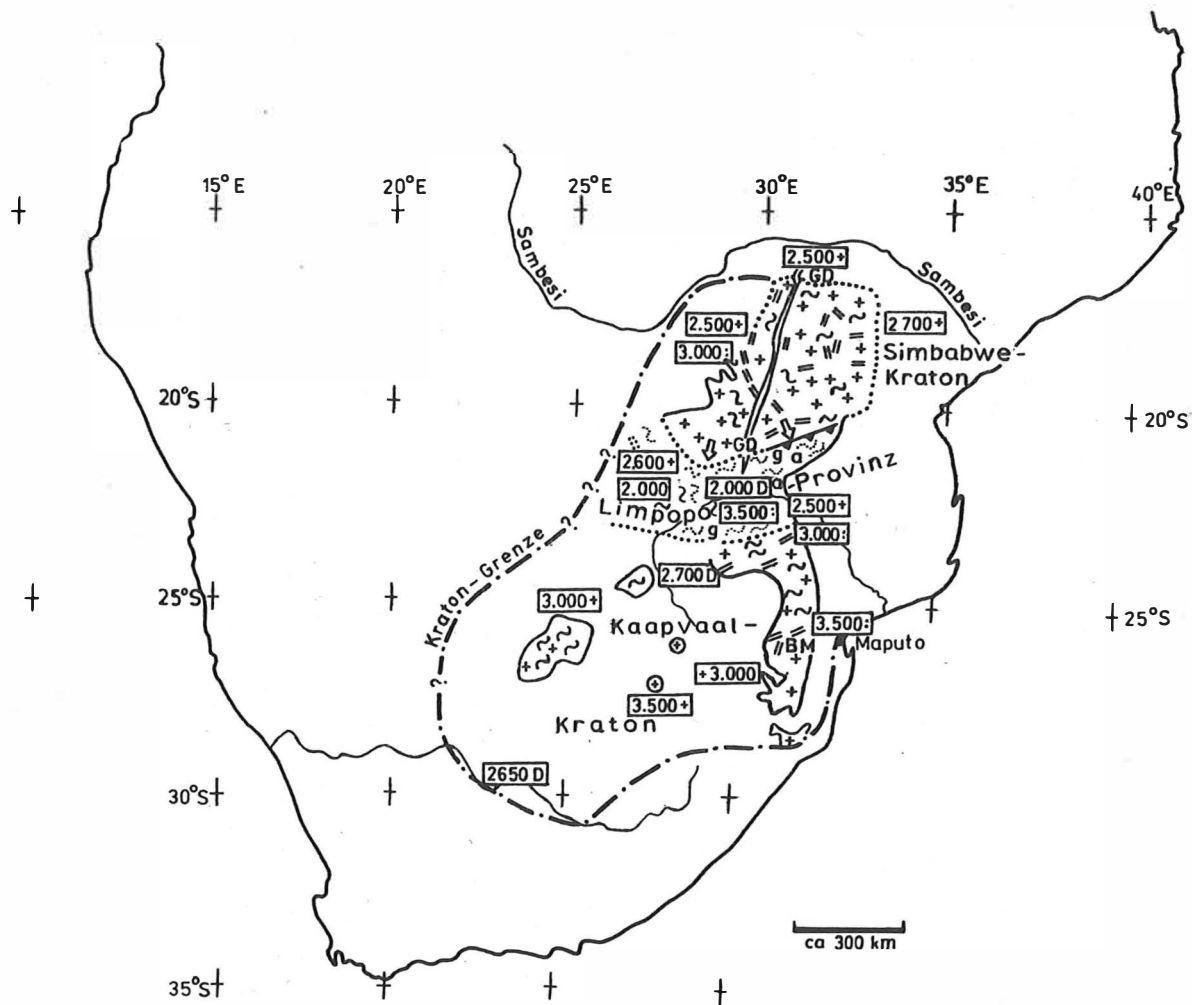


Abb. 2: Tektonische Karte archaischer Kratongebiete des südlichen Afrika

Tectonic map of the Archean cratons of southern Africa

Während die Grünsteingürtel durch Phyllittektonik gekennzeichnet sind (Doppelstriche) ist das übrige Kratonareal durch höhere Metamorphose, Migmatisation und Granitintrusionen charakterisiert. Grünsteingürtel außerhalb der archaischen Kratone sind nur in der Limpopo-Provinz anzutreffen (parallele Punktdoppelreihen). Der Great Dyke ist posttektonisch vor 2.500 Mill.J. eingedrungen. Im Bereich der Limpopo-Provinz kommt es vor ca. 2.000 Mill.J. zu durchgreifender thermotektonischer Aktivierung.

(BM = Barberton Mountainland, GD = Great Dyke; verwendete Literatur siehe Text; Legende siehe S. 8/9)

Grünsteinzonen

Die Grünsteinzonen (greenstone belts) bauen sich aus basischen und ultrabasischen Vulkaniten, deren Tuffen und Kieselgesteinen, aber auch Klastiten auf. An die Basite ist Goldführung gebunden, die seit alters her Anlaß zur Edelmetallgewinnung ist. Man spricht deswegen auch von "gold belts". Tektonisch läßt sich die Grünstein-Supergruppe in drei Strukturstockwerke untergliedern, die durch tektogene Diskordanzen voneinander getrennt sein sollen (MACGREGOR 1951):

	Shamva-Gruppe	Klastische Sedimente, deren Gerölle schon aus Bulawayo-Metamorphiten bestehen (SAGGERSON, TURNER 1976), Sedimentationsalter: <u>ca. 2.700 Mill.J.</u>
Upper Green-stones	Bulawayo-Gruppe	Upper Bulawayan Flachwassersedimente, mit Geröllen älterer Metamorphite, Karbonate, enthalten Stromatolithe, mächtige Tholeiite, Andesite und Komatiite Ist sehr weit verbreitet und liegt Granit-Gneis-Komplex oder älteren Grünsteingruppen diskordant auf
		Lower Bulawayan Sedimente basische Vulkanite
Lower Green-stones	Sebakwe-Gruppe	Wanderer Form. ? Siltit, Sandstein, Karbonat, Konglomerat, Jaspilit <u>ultrabasische Vulkanite (bis 3.500 Mill.J. alt)</u> mit wenigen Metasedimenten (NISBET u.a. 1982)
		Sialische Kruste vermutlich schon vorhanden.

Die Mächtigkeit der Grünstein-Supergruppe ist enorm. Nach SWIFT (1961) ist allein die Bulawayo-Gruppe 12 km mächtig. KEY, LITHERLAND, HEPWORTH (1976) geben 30 km Gesamtmächtigkeit an. Die Deformation ist intensiv (COWARD, FAIRHEAD 1980), wobei der Faltenbau vorwiegend NNE, aber auch NE und NNW verläuft (Abb. 2). Die heutige Verbreitung ist offensichtlich durch den unregelmäßigen Faltenverlauf bestimmt. Tektonische Decken werden beschrieben (STOWE 1968, 1974; COWARD, FAIRHEAD 1980). Die Deformationsintensitäten lassen für den Simbabwe-Kraton konzentrische Anordnung mit Zunahme nach außen erkennen (SAGGERSON, TURNER 1976).

Im Zentrum des Kratons (unter Berücksichtigung der im Westen verdeckten Teile) sind die Grünsteine unmetamorph, die aber zum Rand des Kratons recht kontinuierlich immer stärker metamorph umgewandelt sind. Am Rande des Kratons liegen Gesteine der hohen Amphibolit- und Granulitfazies vor, die zu den Gesteinen der Limpopo-Provinz (Abb. 2) kontinuierlich überleiten. Nur im SW-Teil treten hochdruckmetamorphe Bildungen lokal auf.

Das Alter der Grünstein-Supergruppe und seiner Deformationen ist aufgrund der intrusiv darin auftretenden Granitintrusionen durch Minimalalter belegt. Es werden Alter zwischen 2.600 bis 3.500 Mill.J. angenommen (LOWE 1982; NISBET, WILSON, BICKLE 1981). STOWE (1974) gibt ein Alter von über 2.900 Mill.J. an.

Die stark schwankenden Altersangaben erklären sich nach WILSON u.a. (1978), AN-HAEUSSER, WILSON (1981) durch mehrere Grünsteingenerationen. 3.500 Mill.J. alte Grünsteine konzentrieren sich auf den Südrand des Simbabwe-Kratons und auf den Kaapvaal-Kraton. Im Norden des Simbabwe-Kratons überwiegen junge Grünsteingürtel mit einem Alter von etwa 2.700 Mill.J. (Obere Bulawayo-Gruppe).

Gneis-Granitoid-Komplex

Die Ausbildung des Gneis-Granitoid-Komplexes ist durch eine starke nachträgliche Homogenisierung gekennzeichnet, die auf Granitisierungen zurückgeht und zwischen 2.700 und 2.500 Mill.J. ihren Höhepunkt hat. Sie führt zur Überprägung älterer Strukturen und Metamorphosen. Daraus erklärt sich auch das Fehlen einer einheitlichen Auffassung über die Existenz von Präsebakwe-Formationen. Wenn deren Vorhandensein anerkannt wird, differieren die Angaben über den Metamorphosegrad außerordentlich stark. HARRISON (1970) interpretiert sie als schwache Metamorphose, während sich ROBERTSON (1973) für eine sehr starke Metamorphose ausspricht. Die Existenz einer sialischen Kruste vor Akkumulation der Grünsteingürtel ergibt sich aus Altersangaben mit Granit- und Gneiswerten von 3.500 Mill.J. (ANHAEUSSER, WILSON 1981) aus dem SE des Simbabwe-Kratons.

Das heute vorliegende Strukturbild geht im wesentlichen auf Deformationen zurück, die jünger als die Ablagerung der Grünstein-Gruppen anzusetzen ist. Es überwiegen (nach MACGREGOR 1951) Kuppelstrukturen, die meist NE bis NNE gestreckt sind (Abb. 2) und deren Zwickel die Grünsteinzonen ausfüllen. Diese von ANHAEUSSER, WILSON (1981) als zu idealisiert angesehene Deutung wird dem komplizierten tektonischen Bau nur teilweise gerecht. Ein Teil der Granitoide ist erst posttektonisch intrudiert.

Great Dyke

Der Simbabwe-Kraton wird auf eine Länge von 480 km von einem NNE-streichenden, im Mittel 8 km breiten Intrusivkörper, dem Great Dyke, durchzogen, der posttektogenetisch intrudiert ist (Abb. 2). Er besteht aus zyklischen Sequenzen ultrabasischer und basischer Gesteine, die von Gabbro abgedeckt werden (BICHAN 1970). Der Kristallisationsmechanismus ist vorwiegend kumulativ. Strukturell bildet sich im Great Dyke ein Intrusionsgefüge ab, das im Querschnitt eine Synform beschreibt (WILSON 1982). Die Verbreitung des Great Dyke beschränkt sich nicht auf den Simbabwe-Kraton, sondern seine Ausläufer durchschlagen auch die Limpopo- und die Sambesi-Provinz in der Umrandung des Simbabwe-Kratons.

Für Datierungen tektogener Prozesse ist der Great Dyke als postkinematische Bildung eine wichtige Zeitmarke. Die publizierten Alterswerte zeigen übereinstimmend ein Alter von etwa 2.500 Mill.J. (ALLSOPP 1965; WILSON 1982) an.

1.1.1.2. Kaapvaal-Kraton

Der heutige Ausstrich des archaischen Kaapvaal-Kratons konzentriert sich auf den östlichen Teil Südafrikas (Transvaal und Natal) und schließt auch Swaziland ein (Abb. 2). Seine eigentliche Ausdehnung reicht aber weit darüber hinaus, vor allem nach Westen, in Gebiete hinein, die durch jüngere Ablagerungen verdeckt sind.

Die Gesteine des Kaapvaal-Kratons zeigen die gleiche Untergliederung wie der Simbabwe-Kraton

Kaapvaal-Kraton	Simbabwe-Kraton
Swaziland-Supergruppe	Grünstein-Supergruppe
Ancient Gneiss Complex	Gneis-Granitoid-Komplex

Swaziland-Supergruppe

Innerhalb des Kaapvaal-Kratons treten in linsenförmigen, teilweise ausgeschwänzten Ausstrichgebieten Gesteine auf, die zur Swaziland-Supergruppe vereinigt werden. Ihre Umrisse lassen eine Streckung in NE Richtung erkennen. Die bekanntesten Gebiete liegen im Barberton Mountainland an der Nordgrenze von Swaziland und in der Murchison Range weiter im Norden. Am besten untersucht sind die Gesteine der Swaziland-Supergruppe im Barberton Mountainland, wo folgende Untergliederung allgemein anerkannt ist (z.B. VILJOEN, VILJOEN 1970):

- c) Moodies-Gruppe,
- b) Fig-Tree-Gruppe mit Sheba-Formation,
- a) Onverwacht-Gruppe.

Die Onverwacht-Gruppe ist durch eine ca. 16 km mächtige Folge vertreten, die nach LOWE (1982) zu 60 % aus magmatischen Gesteinen und zu 40 % aus Sedimenten besteht. Unter den Vulkaniten dominieren ultrabasische (Komatiite) bis basische Gesteine, denen nach oben hin felsische Vulkanite eingeschaltet sind (ALLSOPP, VILJOEN, VILJOEN 1973; McIVER, LENTHALL 1974; VILJOEN, VILJOEN, PEARTON 1982). Die Basite sind häufig subaquatisch ausgeflossen, wie aus den Kissenstrukturen geschlossen werden kann (VILJOEN, VILJOEN 1970).

Sedimente bestehen vorwiegend aus Präzipitaten wie Kieselgesteinen und Karbonaten. Nur untergeordnet beteiligen sich auch Klastika, die durch quarzarmen vulkanoklastischen Detritus vertreten werden. Ihr Bildungsmilieu ist Flachwasser, teilweise auch subaerisch (LOWE, KNAUTH 1977). Karbonatische Ooide werden als Hinweis auf marinen Ablagerungsraum angesehen (LOWE, KNAUTH 1978). Aus den Sedimenten der Onverwacht-Gruppe gibt es zahlreiche Anzeichen von Lebensspuren (ENGEL u.a. 1968; MUIR, GRANT 1976; KNOLL, BARGHOORN 1977; NAGY, NAGY 1969; KVENFOLDEN 1972).

Das Alter der Onverwacht-Gruppe ist durch NIEKERK, BURGER (1969) mit 3.360, HURLEY u.a. (1972) mit 3.355 ± 70 , LANIER, LOWE (1982), HAMILTON u.a. (1979) mit 3.540, JAHN, GRUAU, GLIKSON (1982) mit 3.560 und ANHAEUSSER (1978) mit 3.395 Mill.J. bestimmt. Von ALLSOPP, VILJOEN, VILJOEN (1973) mitgeteilte Werte von 2.620 Mill.J. werden mit nachträglichen hydrothermalen Änderungen in Verbindung gebracht.

Im Gegensatz zur Onverwacht-Gruppe besteht die über 2 km mächtige Fig-Tree-Gruppe vorwiegend aus Sedimenten. An der Basis (Sheba-Formation) ist eine bis etwa 800 m mächtige Grauwackenfolge ausgebildet, die deutlich turbiditischen Charakter zeigt (REIMER 1975 a, b; K.A. ERIKSSON 1979, 1980). Nach oben nimmt der Pelitanteil zu. Insgesamt sind 84 % Grauwacken, 14 % Pelite und 2 % Kieselgesteine (REIMER 1975 a). Synsedimentärer Vulkanismus wird angenommen (CONDIE, MACKE, REIMER 1970). Organische Reste sind vorhanden (z.B. PFLUG 1967). Olisthostrome sind bekannt (WIT 1982).

Nach den Rekonstruktionen von REIMER (1975 a, b) läßt sich zur Fig-Tree-Zeit ein südlich gelegenes Abtragungsgebiet erkennen, das durch eine geringmächtige Randfazies (0 - 200 m) vom Turbiditbecken getrennt ist. Die Paläoströmungen variieren beträchtlich. Tiefwassermilieu wird für möglich gehalten (STANISTREET, WIT, FRIPP 1981).

Die Moodies-Gruppe wird ausschließlich durch bis 3.500 m mächtige Sedimente (nach VILJOEN, VILJOEN 1970: Sandsteine, Konglomerate, Grauwacken und Pelite) vertreten, die nach HUNTER (1974 a) unter kratonischen Bedingungen zur Ablagerung kommen und eine ca. 25 km mächtige Erdkruste vorfinden. Ihre Sedimentstrukturen, insbesondere die "heringsbone cross lamination" weisen auf Gezeiten beeinflusste Sedimentation (K.A. ERIKSSON 1977 a, 1979) bzw. auf Küstenbereich (K.A. ERIKSSON 1978) hin.

Bezüglich des Akkumulationsmilieus der Swaziland-Supergruppe läßt sich aus den zugänglichen Untersuchungsergebnissen ableiten, daß es im wesentlichen aktualistisch interpretiert werden kann. Es handelt sich um fluviatile und um Flachwasserablagerungen, die offensichtlich vielfach gezeitenbedingt sind (K.A. ERIKSSON 1977 a). Interessant ist das Vorhandensein von Turbiditen (LOWE, KNAUTH 1977; HUNTER 1974 a; K.A. ERIKSSON 1979; REIMER 1975 b), das aber nicht zwangsläufig Tiefwasser-Verhältnisse voraussetzt. Für marinen Sedimentationsraum sprechen nach LOWE, KNAUTH

(1978) karbonatische Ooide. Insgesamt ergibt sich für das Barberton Mountainland ein südlich gelegenes Liefergebiet, dem sich nach Norden ein mariner Sedimentationsraum anschließt, der trotz des erdgeschichtlich sehr frühen Entwicklungsstadiums schon hinreichend viele Spuren von Lebewesen aufweist (hauptsächlich Blaualgenformen), wie sich auch aus dem Gehalt an organischem Kohlenstoff ableiten läßt (MOORE, LEWIS, KVENVOLDEN 1974 bis 1,95 %, KVENVOLDEN 1972 bis 1,2 %). Das wird untermauert durch den Nachweis von Spuren hochentwickelter organischer Verbindungen wie Aminosäuren, Kerogen, Alkane und Fettsäuren (KVENVOLDEN 1972; KVENVOLDEN, PETERSON, POLLOCK 1969; BITZ, McLEOD, NAGY 1967).

D e f o r m a t i o n u n d M e t a m o r p h o s e der Swaziland-Supergruppe sind relativ schwach, so daß Sedimentstrukturen weitgehend erhalten geblieben sind. Es überwiegt steiler Faltenbau, wobei auch fließartige Bewegungen zum Umbiegen der tektonischen Haupttrichtung geführt haben (Abb. 2). Das Alter der Hauptdeformation ist durch die diskordant überlagernde Pongola-Supergruppe bestimmt (Tab. 1, S. 11), die nach WATCHORN (1980) ein Alter von 3.000 Mill.J. aufweist. Es fehlen Angaben über die Ausbildung einer Transversalschieferung. Metamorphe Umwandlungen beschränken sich auf Sprossung von Serizit, Chlorit, Quarz und Karbonat. Sie sind demnach sehr schwacher bis schwacher Metamorphose zuzuordnen.

In geotektonischer Hinsicht könnte man mit GLIKSON (1970, 1976) eine Reihe von Entwicklungsstadien ausscheiden: ophiolite stage (Vulkanitfolge der Onverwacht-Gruppe, die nach HUNTER 1974 a, für eine Riftbildung sprechen), flysch stage (Fig-Tree-Gruppe und Moodies-Gruppe), Tektogenese (vor 3.000 Mill. Jahren), Molasse stage (Pongola-Supergruppe) mit subsequentem Magmatismus. Nach ANHAEUSSER (1976) lassen sich diese Stadien auch in den greenstone belts Simbabwe wieder erkennen.

Gewisse Vorsicht einer derartigen Deutung mit der Terminologie phanerozoischen tektonischen Regimes ist aber insofern geboten als nur die Swaziland-Supergruppe des Barberton Mountainland hinreichend genau untersucht worden ist. Für die übrigen Gebiete des an „greenstone belts“ armen Kaapvaal-Kratons gibt es nur spärliche Angaben, wie z.B. für Sutherland, Pietersburg-Gebiet und die Murchison Range im Nordteil des genannten Kratons (ANHAEUSSER, WILSON 1981). Unbestritten ist die Deutung der „greenstone belts“ als sehr alte Krustenbildung (vor 3.400 Mill.J.). Dabei handelt es sich aber nicht um die erste Krustenbildung. Zwar sind der Onverwacht-Gruppe nur sedimentäre Einlagerungen zwischengeschaltet, die sich von dem etwa gleichalten vulkanischen Material ableiten lassen. Aber die jüngeren Sedimente der Swaziland-Supergruppe enthalten genügend Detritus einer älteren sialischen Kruste.

Ancient Gneiss Complex

Der Ancient Gneiss Complex des Kaapvaal-Kratons läßt zwei Strukturstufen erkennen:

- b) tonalitische Magmatite mit Amphiboliteinschaltungen
- a) Metamorphite bestehend aus Quarz-Feldspat-Gneis, Biotit-Hornblende-Gneis und Metaquarzit.

Die unter a) angegebenen Metamorphite sind die ältesten bekannten Bildungen, die aber durch die jüngeren Granitisierungen und Deformationen meist so stark überprägt sind, daß nur wenige ursprüngliche Relikte noch vorliegen. Sie enthalten Mineralassoziationen, die zur Amphibolit-, teilweise auch Granulitfazies zu rechnen sind. HART,

WEIKE, NICOLAYSEN (1981) beschreiben vom Vredefort Dome mafische Granulitrelikte, die ein Alter von 3.500 Mill.J. aufweisen.

Große Teile der Urkruste sind durch jüngere Granitisierungen assimiliert worden. Damit besteht der Ancient Gneiss Complex hauptsächlich aus tonalitischen Gneisen und Graniten, deren Bildung sich auf folgende Zeitabschnitte konzentriert: 3.300, 3.000, 2.800 - 2.500 Mill.J. Nach HUNTER (1974 b) existiert ein Streifen von über 3.000 Mill.J. alten Graniten, der den Kaapvaal-Kraton in NE Richtung quert. Diesem Trend ordnen sich aber nicht alle Alterszahlen unter.

Tektonisch ist der Ancient Gneiss Complex in mehreren Phasen geprägt worden. Die daraus resultierenden Strukturen weisen Streichrichtungen zwischen 30° und 60° auf (Abb. 2). Bis 80 km weit zu verfolgende Mylonitisierungszonen zeigen eine Reorientierung der Schieferung in bis zu 1 km breiten Streifen (HUNTER 1974 a). Die Grenze zwischen Ancient Gneiss Complex und der hangenden Swaziland-Supergruppe ist meist tektonisch überprägt oder von jüngeren Intrusionen verschleiert. Eine suprakrustale Auflagerung der Swaziland-Supergruppe auf dem Edukt des Ancient Gneiss Complex ist aber sehr wahrscheinlich. Das Alter des Ancient Gneiss Complex ist höher als 3.390 Mill.J. (HUNTER 1974 a).

1.1.1.3. Limpopo-Provinz

Der besonders durch CLIFFORD (1970) vertretenen Vorstellung des "Limpopo Belt" als eigenständiges Tektogen zwischen Simbabwe- und Kaapvaal-Kraton kann nicht vorbehaltlos gefolgt werden. Die von HOLMES, CAHEN (1957) zunächst aufgrund von nur zwei Bestimmungen vorgenommene Altersdatierung von 2.000 Mill.J. ist zwar später oftmals bestätigt worden, doch gibt es eine Reihe von Hinweisen, die für ein höheres Alter der Gesteine und auch der Metamorphose sprechen. Dazu gehören vor allem absolute Altersbestimmungen (BREEMEN, DODSON 1972; COWARD, FAIRHEAD 1980; BREEMEN, DODSON, VAIL 1966; BREEMEN 1970; COWARD 1976; BARTON, KEY 1981; HICKMAN, WAKEFIELD 1975; ROBERTSON, DuTOIT 1981), die für einzelne Proben höhere Alter als 2.000 Mill.J. ergeben haben (bis max. 3.786 Mill.J. nach BARTON, RYAN, FRIPP 1978; BARTON, FRIPP, RYAN 1977). Zum anderen liefert die Intrusion des Great Dyke eine wichtige Zeitmarke. Sein Alter ist mit 2.500 Mill.J. sicher bestimmt. Er durchbricht nicht nur den Simbabwe-Kraton, sondern erreicht in seinen südlichen Ausläufern auch Gebiete, die der Limpopo-Provinz zugerechnet werden (BREEMEN, DODSON, VAIL 1966; ROBERTSON, BREEMEN 1970). Seine Intrusion erfolgt posttektogen, so daß sich für die Granulitfazies der Limpopo-Provinz ein Alter über 2.500 Mill.J. ergibt. Es kann also geschlossen werden, daß die Limpopo-Provinz aus einer alten geotektonischen Struktur hervorgegangen ist (KEY, LITHERLAND, HEPWORTH 1976), die altersmäßig mit den alten Kratonen in Verbindung gebracht werden kann. Sie zeigt bei generellem ENE-Streichen Zonarbau (MASON 1973) (Abb. 2).

Die Limpopo-Provinz weist gegenüber dem Simbabwe-Kraton eine Reihe von Unterschieden auf:

- hohe Metamorphose, die aus dem Innern des Kratons kontinuierlich zum Maximalwert der Limpopo-Provinz ansteigt (SAGGERSON, TURNER 1976; GRAHAM 1974);
- fehlende Kuppelbildung,
- ausgeprägte Linearstrukturen.

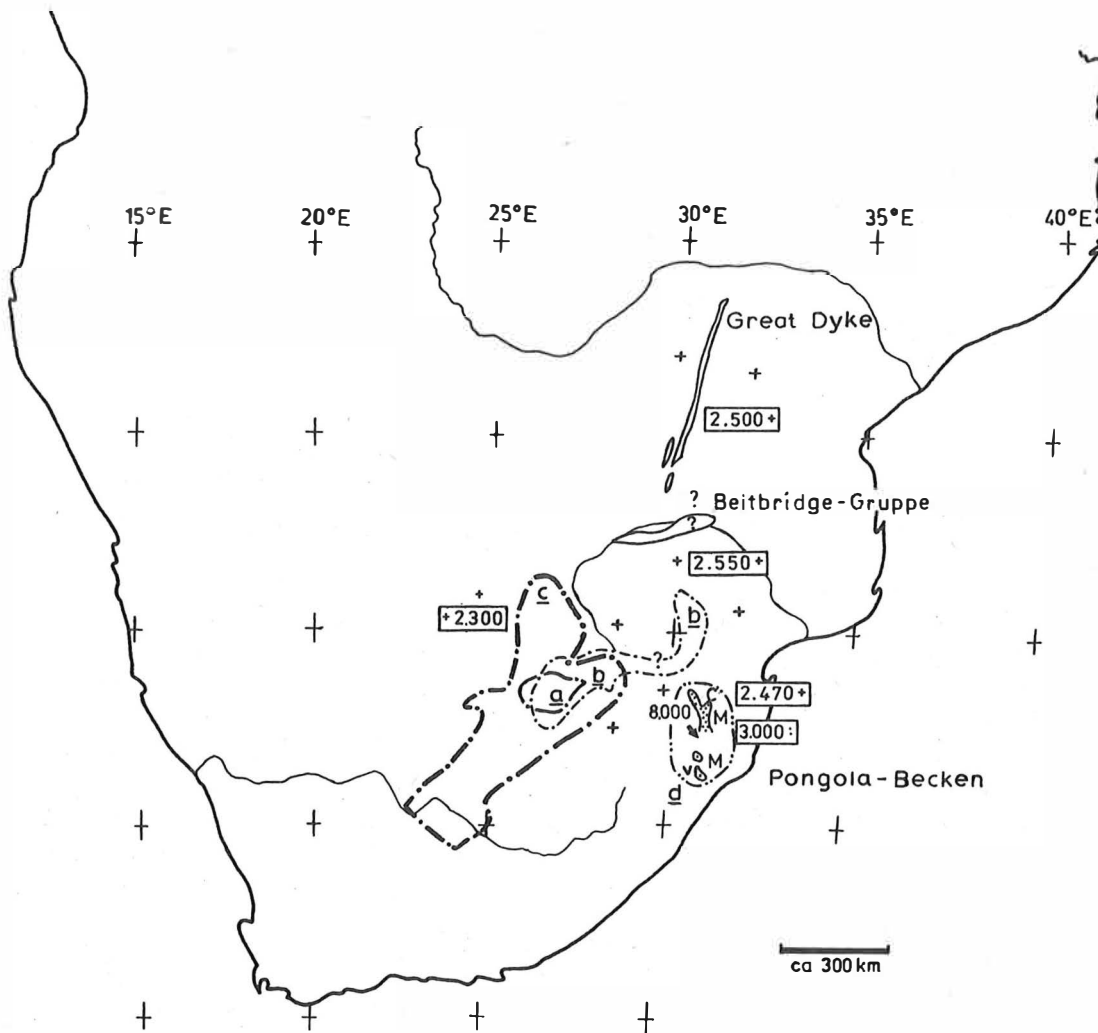


Abb. 3: Schemakarte paläogeographischer Konfigurationen archaischer Epikratonbecken

Diagrammatic map of paleogeographic configurations of Archean epicratonic basins

Das Überlappen der Verbreitungsgebiete der einzelnen Gruppen innerhalb der Witwatersrand-Triade ist teilweise durch fazielle Vertretungen bedingt

(a = Dominion-Reef-Gruppe, siehe Abb. 4a; b = Witwatersrand-Supergruppe, siehe Abb. 4b; c = Venterdorp-Supergruppe, siehe Abb. 4c; d = Pongola-Supergruppe; verwendete Literatur siehe Text; Legende siehe S. 8/9)

Der strukturelle Bau der Limpopo-Provinz läßt sich folgendermaßen charakterisieren: die Nordwestgrenze, die mit der Verbreitung der Granulitfazies bzw. der Orthopyroxen-Isograde übereinstimmt, wird von SWIFT 1961 durch eine nach Norden gerichtete Überschiebung beschrieben. Diese hat JAMES (1975) genauer untersucht und einen Überschiebungsbetrag von über 27 km errechnet (zitiert in COWARD, FAIRHEAD 1980). Die Limpopo-Provinz zeigt im heutigen Anschnitt symmetrischen Aufbau (MASON 1973; COWARD, FAIRHEAD 1980). Der schon erwähnte Streifen mit Granulitfazies wird nach Süden von einer Zone abgelöst, die durch Amphibolitfazies und nicht so scharfer Schieferungsorientierung ausgezeichnet ist und das Zentrum der Limpopo-Provinz darstellt. Nach Süden folgt nochmals eine granulitfazielle Zone. Nach COWARD, FAIRHEAD (1980) soll eine generelle Nordverschiebung des Kaapvaal-Kratons auf den Simbabwe-Kraton die Sonderausbildung der Limpopo-Provinz verursacht haben, an der außerdem Seitenverschiebungsbewegungen beteiligt sind (COWARD 1976; COWARD, JAMES, WRIGHT 1976).

Es liegt historischer Stockwerkbau mit mehrmaliger (bis 6-fach TANKARD u.a. 1982) intensiver Deformation vor, dessen unterste Etage aus 3.786 Mill.J. alten, aus Sedimenten hervorgegangenen Metamorphiten besteht (BARTON, FRIPP, RYAN 1977). Sie liegen eingefaltet in der jüngeren Beitbridge - Gruppe (Messina Metamorphic Suite 3.500 Mill.J., HORROCKS 1980), die wegen eigener späterer intensiver Deformation als "Precratonic Cover" angesehen wird (TANKARD u.a. 1982). Sie besteht aus Metaquarziten mit eingelagerten Marmoren, magnetitischen Eisenerzen und wenigen Amphiboliten als Ablagerungen unter Flachwasserbedingungen (MASON 1973). Nach Norden und Osten nimmt die Bedeutung des Karbonatanteiles zu, so daß eine Vertiefung des Sedimentationsraumes angenommen wird (BARTON, KEY 1981). Die Altersstellung der Beitbridge-Gruppe (früher Messina Group z.B. SHACKLETON 1976 b) ist umstritten. TANKARD u.a. (1982), ROBERTSON u.a. (1981) parallelisieren sie mit höheren Teilen der Swaziland-Supergruppe. MASON (1973) hält sie der Pongola- oder Transvaal-Supergruppe äquivalent. Aus den vorhandenen Beschreibungen, besonders nach BARTON, KEY (1981) läßt sich folgender historischer Ablauf rekonstruieren:

2.000 Mill.J. Thermotektonische Aktivierung	
2.600 - 3.200 Mill.J. Mehrere Deformationsetappen	
3.270 Mill.J. Messina layered intrusion	Pre-Cratonic
3.570 - 3.350 Mill.J. Sedimentation der Beitbridge-Gruppe	cover
3.790 Mill.J. Deformation und Bildung der Sand-River-Gneise über 3.790 Mill.J. Ablagerung von Grauwacken	Basement

1.1.2. Archaische Epikratonbecken

Nach der Kratonisierung beginnt auf den Stabilgebieten die Herausbildung von Becken, teilweise noch durch letzte Granitintrusionen überdauert. In den Becken lagern sich sowohl vulkanit- als auch sedimentbetonte Folgen oder vulkanogen-sedimentäre Wechselagerungen ab.

Die Akkumulation der einzelnen lithostratigraphischen Einheiten setzt zu verschiedenen Zeiten ein:

Witwatersrand-Triade	Ventersdorp-Supergruppe vor ca. 2.700 Mill.J. Witwatersrand-Supergruppe vor ca. 2.800 Mill.J. Dominion-Reef-Gruppe vor ca. 2.900 Mill.J.
Pongola-Supergruppe vor ca. 3.000 Mill.J.	

und dauert unterschiedlich lang an, so daß sie sowohl nebeneinander gleichzeitig bestehen als sich auch zu größeren tektonischen Einheiten zusammenschließen (HUNTER 1974 b).

1.1.2.1. Pongola-Supergruppe

Die Gesteine der Pongola-Supergruppe (Abb. 3) akkumulieren sich in einer Senkungszone (LEUBE 1962), deren Reste jetzt in einer NE Synklinalstruktur an der Südgrenze Swazilands und in Natal anzutreffen sind. Vor Sedimentationsbeginn unterliegt der Kaapvaal-Kraton Abtragungsprozessen, die ihre Spuren in einer bis 8 m mächtigen Verwitterungskruste hinterlassen (MATTHEWS, SCHARRER 1968). Als Unterlage stehen Granite an, die U-Pb Alter von 3.230 (BURGER, COERTZE 1973) und 3.070 Mill.J. (MATTHEWS, SCHARRER 1968) ergeben. Folgende lithostratigraphischen Teileinheiten lassen sich ausscheiden:

Mozaan Group, ausschließlich sedimentär, 700-3.000 m mächtig,
Nsuze Group, Vulkanit-Formation, max. 7.000 m mächtig,
Sediment-Formation, max. 800 m mächtig.

Die N s u z e G r o u p (auch Insuzi Group genannt) besteht im unteren Teil aus schräggeschichteten quarzreichen Sandsteinen mit eingelagerten Konglomeraten, die von einem im W gelegenen granitischen Liefergebiet hergeleitet werden und in Stromgeflechten zur Ablagerung gekommen sind (WATCHORN, ARMSTRONG 1980). Der Anteil an Vulkaniten in den sedimentären Basisschichten ist gering. Er dominiert im oberen Teil der Nsuze Group und wird durch Basalte, Andesite, Dazit und Rhyolithe vertreten. Eine Altersbestimmung dieser Vulkanite ergab 3.090 Mill.J. (WATCHORN 1980).

Die M o z a a n G r o u p (HUNTER 1963) besteht aus 3.000 m mächtigen Wechselagerungen von Peliten und Areniten, die von einem nördlichen Liefergebiet stammen. Sie gehen im Zentrum des Beckens kontinuierlich aus den Formationen der Nsuze Group hervor, während randlich Diskontinuitäten möglich sind, so daß stellenweise die Mozaan Group direkt Gesteinen des Kaapvaal-Kratons aufliegt. Das Ablagerungsmilieu siedelt WATCHORN (1980) im Küsten-Flachwasser-Bereich an. BRUNN (1974), BRUNN, MASON (1977) sprechen sich für Gezeitenzonen aus.

Der t e k t o n i s c h e S t r u k t u r b a u der Pongola-Supergruppe ist durch flachen NNW-Faltenbau (Schichteinfallen unter 40°) gekennzeichnet, der aber nicht für den Deformationsgrad repräsentativ ist. Die Interndeformation ist beträchtlich, so daß die Ausbildung einer Schieferung unter Bedingungen sehr schwacher Metamorphose möglich wird. Die Ablagerung der Pongola-Supergruppe wird von Granitintrusionen überdauert (2.870 Mill.J. nach WATCHORN 1980).

1.1.2.2. Witwatersrand-Triade

In der Witwatersrand-Triade werden folgende lithostratigraphischen Einheiten zusammengefaßt (Abb.3+4):

- c) Ventersdorp-Supergruppe,
- b) Witwatersrand-Supergruppe,
- a) Dominion-Reef-Gruppe,

die sich möglicherweise teilweise faziell vertreten. Besonders problematisch wird der Vergleich mit zeitgleichen Folgen außerhalb des eigentlichen Verbreitungsgebietes der einzelnen Becken.

Dominion-Reef-Gruppe (Abb. 4 a)

Die Dominion-Reef-Gruppe läßt folgende Gliederung erkennen (WHITESIDE 1970):

- saure Vulkanite bis 3.200 m,
- intermediäre Vulkanite bis 700 m,
- Basissedimente bis 40 m.

Die Basissedimente sind nur lokal ausgebildet und werden auf ein östlich gelegenes Liefergebiet bezogen (WATCHORN 1981). Sie bauen sich aus Quarziten und einem geringmächtigen Basalkonglomerat auf. In den Vulkanitfolgen treten nur einige dünne Zwischensedimente auf. Die in bis 50 m mächtigen Decken vorkommenden intermediären Vulkanite bestehen hauptsächlich aus Andesiten, die sauren aus Rhyolithen (z.T. Ignimbrite), denen aber noch unbedeutende Andesite zwischengeschaltet sind. Die Sedimente sind goldführend. Alterswerte dieser Gesteine liegen hauptsächlich zwischen 2.600 und 2.800 Mill.J. Der Akkumulationsbeginn wird aber mit 2.900 Mill.J. angegeben (HUNTER 1974 b).

Witwatersrand-Supergruppe (Abb. 4 b)

Die Witwatersrand-Supergruppe enthält hauptsächlich sedimentäre Folgen, die im unteren Teil durch feinklastische, im oberen Abschnitt grobklastische Bildungen vertreten werden:

Witwatersrand-Supergruppe	Reef-Gruppe	Elsburg-Formation Kimberley-Formation Main-Bird-Formation (mit Diabas)
	Rand-Gruppe	Jepperstown-Formation (mit Diabas) Government-Reef-Formation Hospital-Hill-Formation

Vulkanische Einschaltungen kommen nur untergeordnet vor.

Kenntnisse über diese Supergruppe beruhen neben Beobachtungen in Übertageaufschlüssen hauptsächlich auf umfangreichen bergmännischen Aufschlüssen und Erkundungsarbeiten, die auf die Nutzung der außerordentlich großen Goldvorräte in der Reef-Gruppe ausgerichtet sind. Damit bestehen zumindest für das Verbreitungsgebiet der Goldführung bis in bergmännisch aufschließbare Teufen gute Vorstellungen (z.B. PRETORIUS 1981; SCHIDLowski 1965, 1967). Über den primären Beckenrand existieren im Norden und Westen recht genaue Kenntnisse (erhöhte Beteiligung von grobklastischem Material, primäres Auskeilen der Schichten, zahlreiche erosive Diskordanzen, die sich zu einer Diskordanzinflation nach WUNDERLICH 1965 häufen). Durch Schichtschleppungen, die diskordant abgedeckt werden, kann auf synsedimentäre Störungstektonik geschlossen werden. In Flüssen wird das klastische Material aus einem nördlich und westlich gelegenen Liefergebiet über breite Schuttfächer in das Witwatersrandbecken geliefert, das heute als Quarzite und Konglomerate vorliegt. Einige Konglomerateinlagerungen (Reefs) sind Seifen von ökonomischer Bedeutung (BROCK, PRETORIUS 1964 zitiert in TRUSWELL 1970).

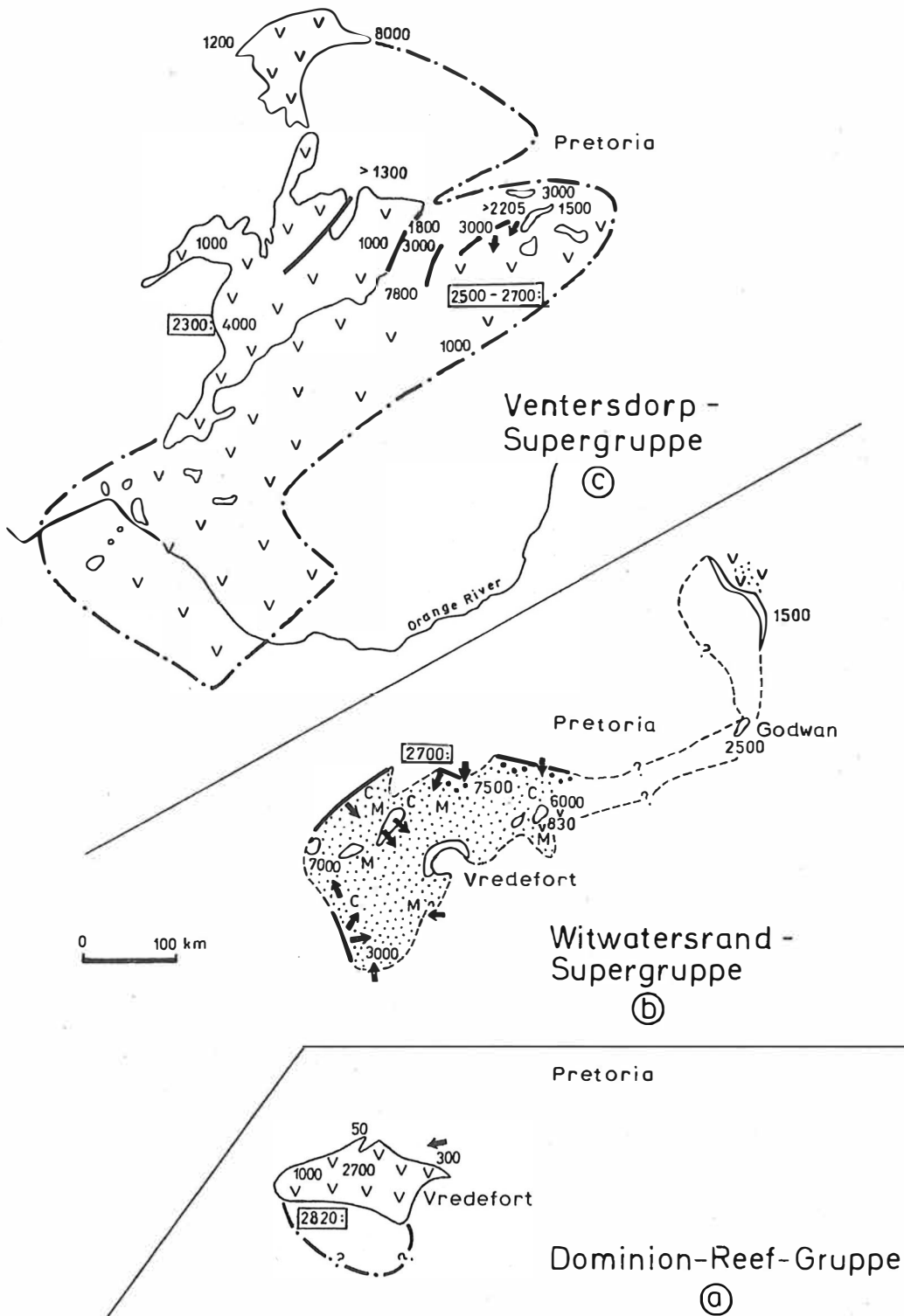


Abb. 4: Paläogeographische Karten der Witwatersrand-Triade

Paleogeographic maps of the Witwatersrand Triade

(Lage innerhalb des südlichen Afrika siehe Abb. 3; verwendete Literatur siehe Text; Legende siehe S. 8/9)

Das Ablagerungsmilieu ist in der Randgruppe gezeitenbestimmt (ERIKSSON, TURNER 1981). Erstmals werden küstenparallele Strömungen erkannt (MINTER 1976). Dagegen lagern sich die Konglomerate der Reef-Gruppe fluviatil (braided river mit Gold- und Uranseifen) ab, deren generelle Transportrichtung nach S bzw. E aus Schrägschichtungen, Dachziegellagerung, Zurundung, Geröllgrößenverteilung zweifelsfrei abgeleitet werden kann. Die "tillitischen" Einlagerungen sind mit Olithostromen zu vergleichen (TANKARD u.a. 1982). Das Liefergebiet baut sich aus Gesteinen des Kaapvaal-Kratons wie Ancient Gneiss Complex aber auch Swaziland-Supergruppe (Goldführung) auf. Nach Süden schließt sich möglicherweise ein ozeanischer Bereich an, der zur Geosynklinale des Namaqua Natal Belt gestellt werden könnte.

Die Parallelisierung mit Bildungen anderer Gebiete ist nicht eindeutig. Aufgrund ähnlicher Alterszahlen (Abb. 4) kann damit gerechnet werden, daß der untere Teil der Ventersdorp-Vulkanite eine zur Witwatersrand-Supergruppe zeitgleiche Bildung darstellt (HUNTER 1974 b). Sehr unsicher ist der Nachweis von Witwatersrand-Äquivalenten in östlich gelegenen Gebieten. Am Ostrand des Transvaal-Beckens treten unter der Transvaal-Supergruppe die

Wolkberg-Gruppe und Godwan-Gruppe

auf. BUTTON (1978) parallelisiert die bis 2.500 m mächtigen Quarzite und Basalte der Godwan-Gruppe mit der Reef-Gruppe, wobei er das Verbreitungsgebiet bei Kaapehoop (SE der Bushveld Intrusion) dazu rechnet.

Die Wolkberg-Gruppe wird mit BUTTON (1978) formationell als Vorläufer der Transvaal-Supergruppe zugerechnet (Abb. 6).

Ventersdorp-Supergruppe (Abb. 4 c)

Die Verbreitung der Ventersdorp-Supergruppe schließt an die der Dominion-Reef-Gruppe und Witwatersrand-Supergruppe an, erfaßt aber einen weitaus größeren Raum. Diese Supergruppe ist vorwiegend (etwa 2/3) aus vulkanogenen Gesteinen zusammengesetzt, bei denen Andesite und deren Pyroklastika überwiegen. Auch komatiitische Vulkanite sind bekannt (McIVER, CAWTHORN, WYATT 1982). Sedimente und saure Vulkanite treten als linsenförmige Einlagerungen auf. Nach POTGIETER, LOCK (1978) werden einige ehemals zur Dominion-Reef-Gruppe gestellte saure Vulkanite (bei Zoetlief) mit der Ventersdorp-Supergruppe parallelisiert. Diese Quarzporphyre werden durch Ignimbrite, Rheoignimbrite und Laven vertreten.

Wie schon bei HUNTER (1974 b) angedeutet, muß die Ventersdorp-Supergruppe mit den anderen Folgen der Witwatersrand-Triade im Zusammenhang betrachtet werden. Fazielle Verzahnungen sind sehr wahrscheinlich, wie auch aus Altersangaben zu ersehen ist. NIEKERK, BURGER (1964) geben das Alter der Ventersdorp-Vulkanite mit 2.800 ± 109 Mill. J. de la WINTER (1976) begrenzt sie zwischen 2.500 und 2.700 Mill. J., und NIEKERK, BURGER (1977) legen sich auf 2.620 Mill. J. fest.

Die sedimentären Einlagerungen der Ventersdorp-Supergruppe zeigen fluviatiles Milieu an, das auch zur Bildung von Seifenlagerstätten (vor allem Gold) führt. Die generelle Strömungsrichtung von N nach S scheint aus der Witwatersrand-Zeit übernommen zu sein, wird aber durch synsedimentäre Grabenbildung gesteuert. Der Anteil von aufgearbeiteten Gesteinen der Witwatersrand-Supergruppe ist beträchtlich und betrifft auch Witwatersrand-Seifen.

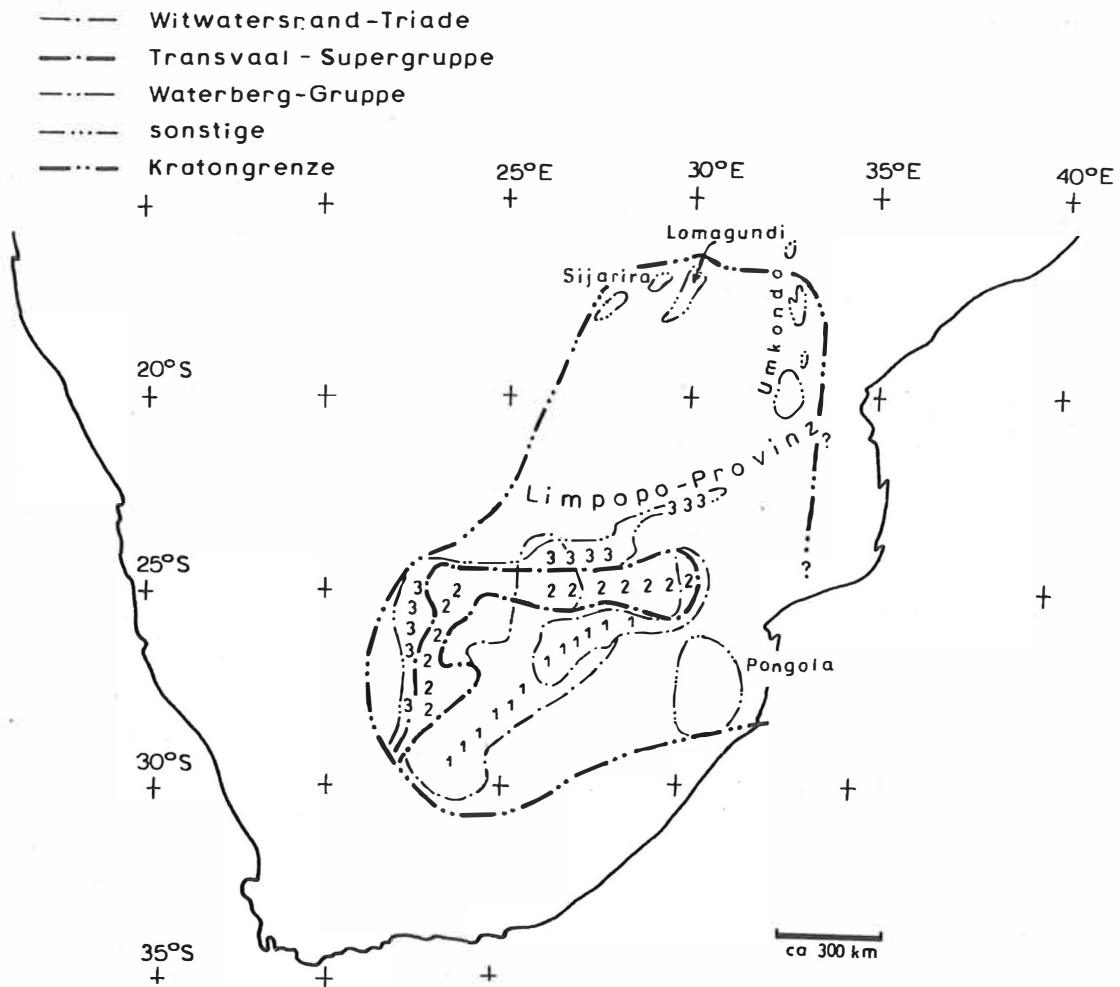


Abb. 5: Karte paläogeographischer Konfigurationen archaischer und proterozoischer Epikratonbecken
 Map of paleogeographic configurations of Archean and Proterozoic epicratonic basins

Deutlich ist eine Verlagerung der Beckenachsen auf dem Kaapvaal Kraton von SE nach NW zu erkennen.
 (Beckenachsen: 111 = Witwatersrand-Triade, 222 = Transvaal-Supergruppe, 333 = Waterberg-/Matsap-Supergruppe;
 verwendete Literatur siehe Text; Legende siehe S. 8/9)

Die Mächtigkeit der Ventersdorp-Supergruppe schwankt in weiten Grenzen, bedingt durch vorgefundenes bzw. vulkanogenes Relief und synsedimentäre Grabenbildung (TANKARD u.a. 1982). Mächtigkeitsextrapolationen sind schwierig durchzuführen, so daß Mächtigkeitsangaben nur für Gebiete mit Bohrungen verlässlich sind. Belegte Maximalmächtigkeiten von über 3.000 m treten im W bis N des Vredefort-Domes auf, wobei eine NE gestreckte Mächtigkeitsanschwellung zu verzeichnen ist.

1.1.3. Altproterozoisches Epikratonbecken der Transvaal-Supergruppe (Abb. 6)

Nach Abschluß der Akkumulation der Witwatersrand-Triade und schwachen tektonogenetischen Aktivitäten kommt es, nach den absoluten Altersbestimmungen zu urteilen, ohne längere Abtragungsperiode zur Herausbildung eines großen Beckens, das durch die heutigen Aufschlußgebiete in zwei Teilbereiche unterteilt werden kann (Abb. 6):

Transvaal-Teilbecken im Rahmen des jüngeren Bushveld-Plutons,
Griqualand-Teilbecken in der nördlichen Kaap-Provinz.

Durch die relativ einheitliche lithologische Ausbildung läßt sich für das Gesamtgebiet der Verbreitung der Transvaal-Supergruppe eine recht sichere Korrelation durchführen (Tab. 2).

Transvaal-Teilbecken		Griqualand-Teilbecken	
Pretoria-Gruppe	Smelterskop Formation Magalies Formation Ongeluk-Andesit 2.200: Daspoort Form. mit "Tillit" Timeball Formation	Griquatown-Gruppe	Upper Griquatown-Subgruppe Ongeluk-Andesit Lower Griquatown-Subgruppe mit "Tillit" und Banded Ironstone Formation
	Dolomit-Gruppe Banded Ironstone Form. 2.250 Mill.J. Dolomit		Ghaap-Gruppe Campbell Rand Formation Schmidtdrift Formation
Black-Reef-Gruppe		Black-Reef-Gruppe / fehlt lokal	
Wolkberg-Gruppe		fehlt	

Tabelle 2: Lithostratigraphische Untergliederung der Transvaal-Supergruppe

1.1.3.1. Wolkberg-Gruppe (Abb. 7)

Die Wolkberg-Gruppe, ausschließlich am Ostrand des Transvaal-Teilbeckens entwickelt, wird durch klastische Sedimente vertreten (Quarzit, Arkose, Konglomerat), die nach richtungsanzeigenden Sedimentstrukturen zu urteilen, vorwiegend etwa senkrecht zum heutigen Beckenrand ins Becken gelangen (Abb. 7 a). Die Mächtigkeiten schwanken zwischen 0 und über 2.000 m, wobei die hohen Mächtigkeiten in der pelitischen Ausbildung des Beckenzentrums anzutreffen sind. Eine bis 500 m mächtige Basalteinschaltung kommt vor. Die Beckenachse streicht etwa ENE (BUTTON 1973).

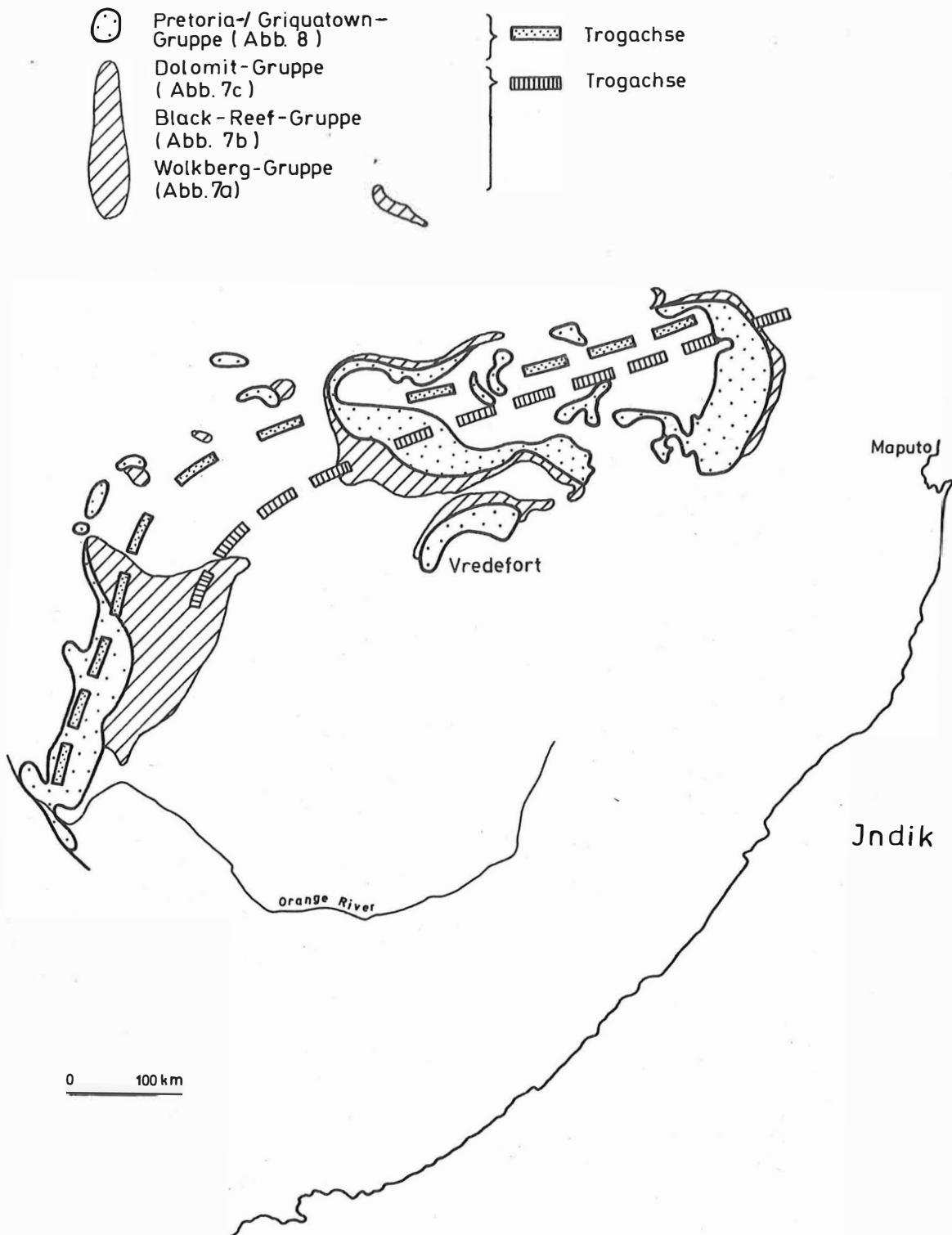


Abb. 6: Karte paläogeographischer Konfiguration der Transvaal-Supergruppe

Map of paleogeographic configurations of the Transvaal Supergroup
(Einzelheiten siehe Abb. 7 und 8)

Stromatolithwall —

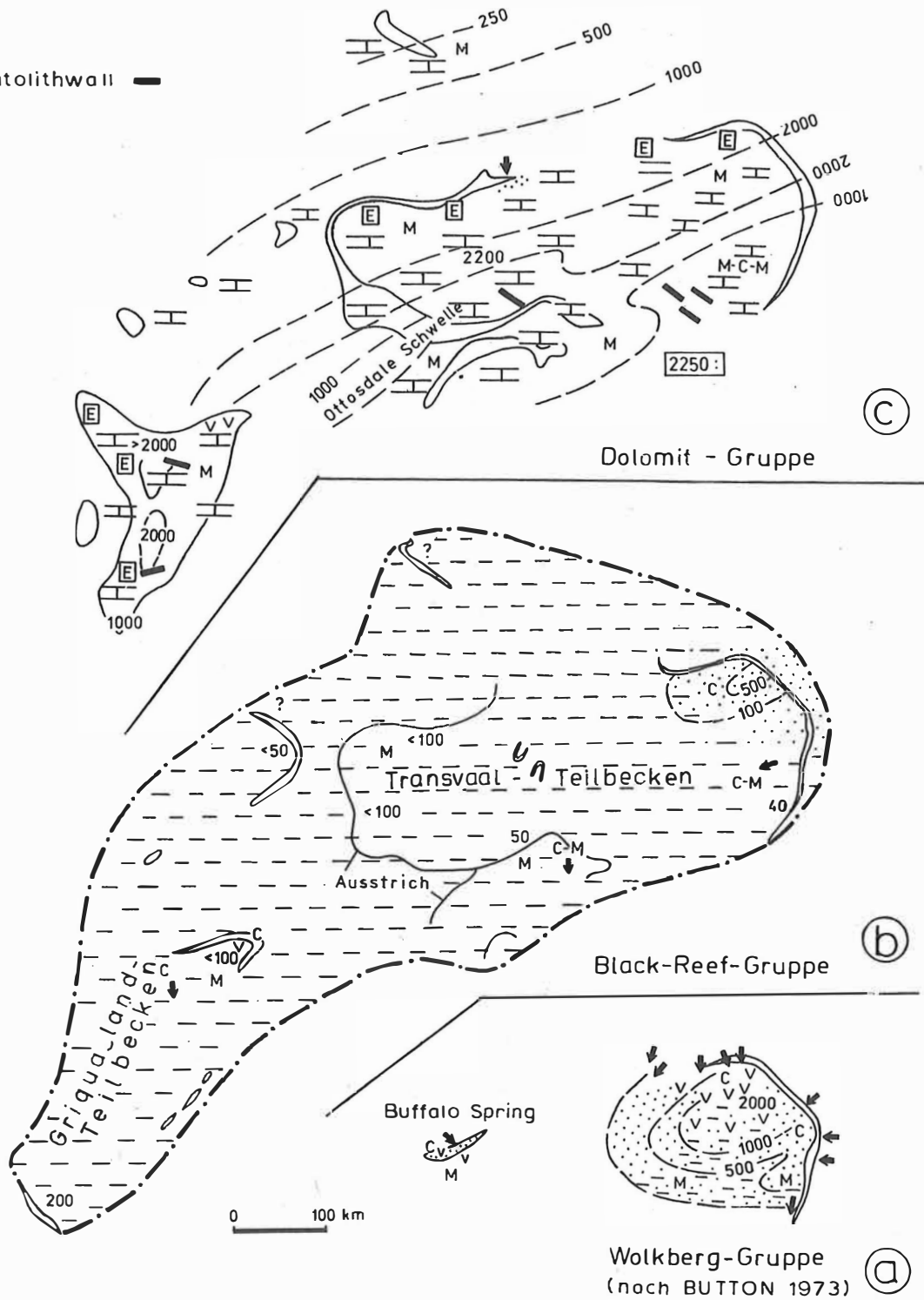


Abb. 7: Paläogeographische Karten der Transvaal-Supergruppe (I)
 Paleogeographic maps of the Transvaal Supergroup (I)
 (Verwendete Unterlagen siehe Text, Legende S. 8/9)
 Lage siehe Abb. 6

1.1.3.2. Black-Reef-Gruppe (Abb. 7b)

Die Gesteine der Black-Reef-Gruppe lagern sich diskonform auf den Folgen der Witwatersrand-Triade und Wolkberg-Gruppe oder diskordant auf archaischem Kraton in einem großen Gebiet ab. Nur im Griqualand-Teilbecken fehlen sie lokal (BEUKES 1980). Hauptsächlich wird diese Gruppe durch unter 50 m mächtige Quarzsandsteine vertreten, die stellenweise in Paragenese mit Pyritkonkretionen goldführend sind. Nur im Bereich des ehemaligen Wolkberg-Beckens steigen die Mächtigkeiten bis 500 m an.

An der Basis sind fluviatile Klastika anzutreffen. Das geologische Bildungsmilieu zur Zeit der Ablagerung der oberen Black-Reef-Gruppe wird durch BEUKES (1977) als subtidal bis tidal flat beschrieben. Liegt die Black-Reef-Gruppe direkt dem Kristallin auf, ist ihre mineralogische Zusammensetzung durch die der Unterlage bestimmt. Im Griqualand-Teilbecken sind den Areniten auch wenige konglomeratische Lagen zwischengeschaltet, im Nordteil auch Vulkanite.

1.1.3.3. Dolomit-Gruppe / Ghaap-Gruppe (Abb. 7c)

Der Übergang von der Black-Reef-Gruppe in die hangende Dolomit-Gruppe erfolgt kontinuierlich (BEUKES 1977). Diese Gruppe wird hauptsächlich durch Magnesium-Kalke vertreten, die horizontal laminiert, z.T. mit Rippelmarken oder oolitisch, teilweise aber auch klastisch als Umlagerungsprodukte vorkommen. Ihnen sind selten Kieselgesteine zwischengelagert. Die Karbonate werden als Flachwasserablagerungen chemogenen Sedimenten der tidal flats zugeordnet (K.A. ERIKSSON 1977 b). Außerdem liegen auch biogene Karbonate vor, die aus Stromatolithen aufgebaut sind. Die Mächtigkeiten der Dolomit-Gruppe variieren zwischen 0 und 2.500 m, wobei nach VISSER (1970) die Trogachse etwa ENE verläuft (Abb. 7 c). Das Gebiet der heutigen Vredefort-Struktur gehört offensichtlich einem kleinen Teilbecken an, das durch die Ottosdale-Schwelle vom Hauptbecken getrennt ist. Durch geringmächtige feinklastische Einlagerungen im Norden des Transvaal-Teilbeckens wird ein nördlich gelegenes Abtragungsgebiet angezeigt. Die gestreckt angeordneten Stromatolithkolonien (Abb. 7 c) sprechen für Meeresströmungen in WNW--ESE-Richtung. Aufgrund der sehr einheitlichen faziellen Ausbildung und der hohen Mächtigkeiten kann darauf geschlossen werden, daß die Absenkung des Sedimentationsraumes durch gleichzeitige Sedimentation kompensiert worden ist. Das Alter der Dolomite wird mit 2.250 Mill.J. angegeben (K.A. ERIKSSON 1977 b). Die der Dolomit-Gruppe zugerechnete "Banded Ironstone-Formation" beschränkt sich im Transvaal-Teilbecken auf einen Streifen vor dem Liefergebiet klastischen Materials, während im S und SE derartige Bildungen fehlen.

Im Griqualand-Teilbecken ist die Ausbildung sehr ähnlich, wenn auch die Banded Iron Formation schon zur Griquatown-Gruppe gestellt wird (Tab. 2). Man kann also damit rechnen, daß beide Teilbecken zusammenhängen.

Die Karbonate lagern sich in marinem Milieu ab. Im Südosten des Transvaal-Teilbeckens kommt es zeitweise zur Trockenlegung, wobei die Karbonate gelöst werden und nur unlöslich Residuen zurückbleiben. Die größten Ablagerungstiefen dieses Zeitabschnittes sind am südlichen Ende des Griqualand-Teilbeckens anzutreffen.

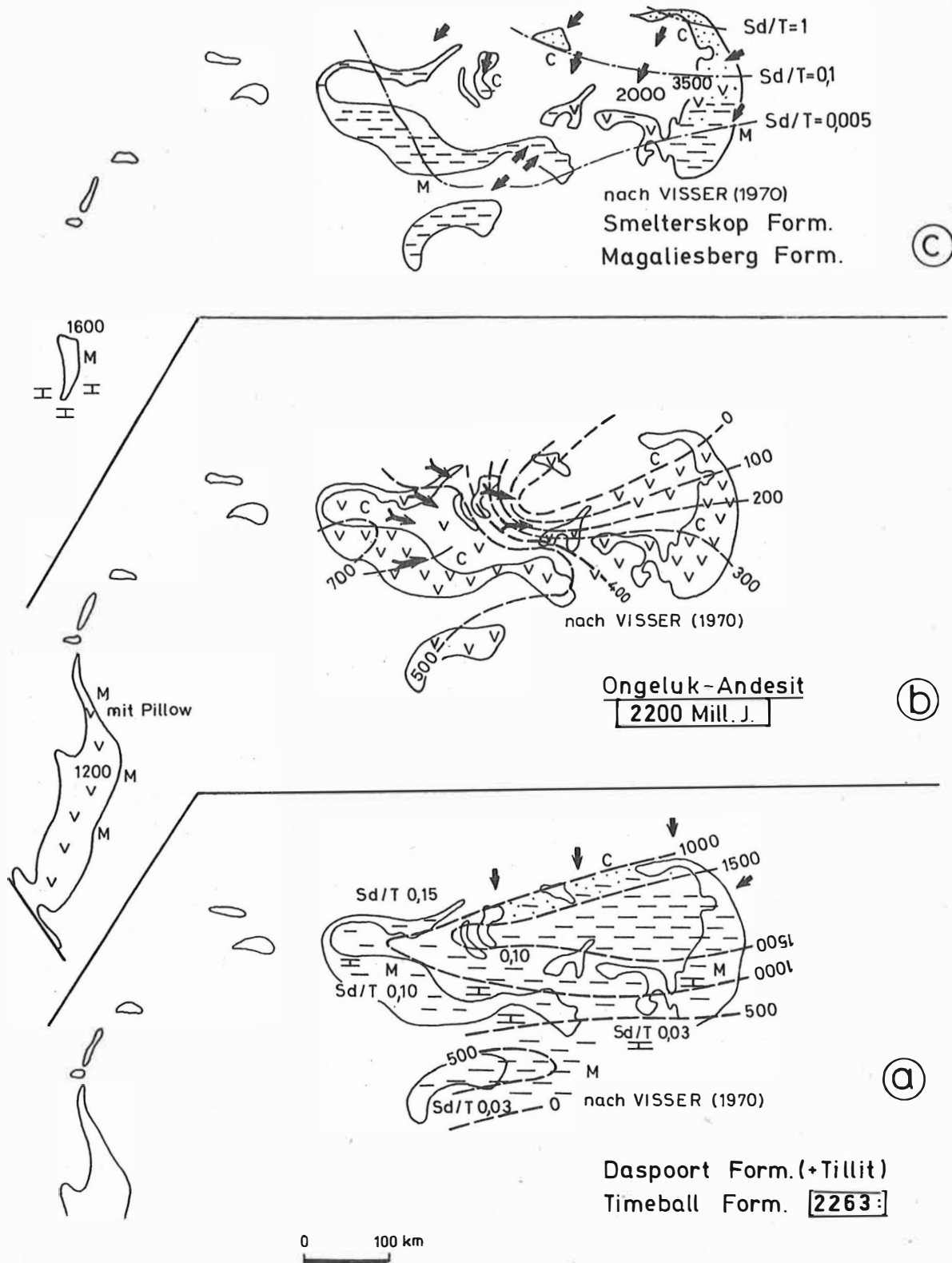


Abb. 8: Paläogeographische Karten der Transvaal-Supergruppe (II)
 Paleogeographic maps of the Transvaal Supergroup (II)
 (verwendete Literatur siehe Text, Legende siehe S.8/9)
 Lage siehe Abb. 6

1.1.3.4. Pretoria- / Griquatown-Gruppe (Abb. 8)

Den Abschluß der Transvaal-Supergruppe bilden die Gesteine der Pretoria- bzw. Griquatown-Gruppe (Tab. 2), die im Transvaal-Teilbecken durch Wechsellagerungen von Peliten und Areniten gekennzeichnet und durch vulkanitische Einlagerungen (Ongeluk-Andesit) in zwei Subgruppen unterteilt sind. Das Material der unteren Subgruppe ist nach VISSER (1970) aus einem nördlichen Liefergebiet herantransportiert worden (Abb. 8 a), wie sich aus der Variation der Sand/Ton-Verhältnisse ableiten läßt (von 0,15 bis 0,03).

Direkt unter den Ongeluk-Andesiten findet sich in beiden Teilbecken eine weitverbreitete, bis etwa 40 m mächtige Einlagerung, die als Tillit gedeutet wird (DuTOIT 1954, S. 142 und 160). Sie enthält kaum oder keine Geschiebe aus Kristallingebieten. Vielmehr lassen sich die Gerölle aus der liegenden Witwatersrand-Triade und der Black-Reef- sowie Dolomit-Gruppe ableiten. Es gibt einige Anzeichen eines geritzten Untergrundes. Aber nur wenige Gerölle zeigen Ritzungen (VISSER 1971). Damit ist die tillitische Natur nicht eindeutig nachgewiesen.

Eine wichtige Zäsur in der Entwicklung der Pretoria-/Griquatown-Gruppe ergibt sich durch die Effusion der Ongeluk-Lava, die durch 700 m, im Griqualand-Teilbecken sogar bis 1.200 m mächtigen Andesitfolgen vertreten wird (Abb. 8b).

Sedimente über den Ongeluk-Andesiten bestehen aus Klastika, die gröber als im Liegenden der Vulkanite sind, und auch aus einem nördlichen Liefergebiet stammen. Die Sandabnahme ist aber deutlicher, sie variiert zwischen 100 % im Norden bis 0,5 % im Süden. Dieser Trend findet in der Anordnung der primären Sedimentstrukturen (Abb. 8 c) seine Bestätigung (RHODES 1971).

Das Sedimentationsmilieu geht während der Ablagerung der Pretoria-Gruppe von marin zu fluviatil über, wobei dieser Übergang zunächst im Norden eingetreten ist und sich dann kontinuierlich nach Süden verschiebt (STEAR 1977; VISSER 1970).

1.1.4. Tektonik der Epikratonbecken (bis vor 2.000 Mill.J.)

1.1.4.1. Tektonischer Bau des Gesamtbeckens (Abb.9)

Das tektonische Regime der archaischen und altproterozoischen Epikratonbecken ist durch

synsedimentäre Absenkung,
synsedimentäre Störungen und
Magmatismus

bestimmt, die während der gesamten Epikratonentwicklung mit unterschiedlicher Intensität wirksam sind. Ein deutlicher Phasencharakter ist nicht gegeben, wenn man von Perioden besonders intensiver magmatischer Aktivität während der Effusion der Ventersdorp-Vulkanite (2.500 - 2.700 Mill.J.) und der Platznahme des Bushveld-Magmatites vor etwa 2.000 Mill.J. absieht.

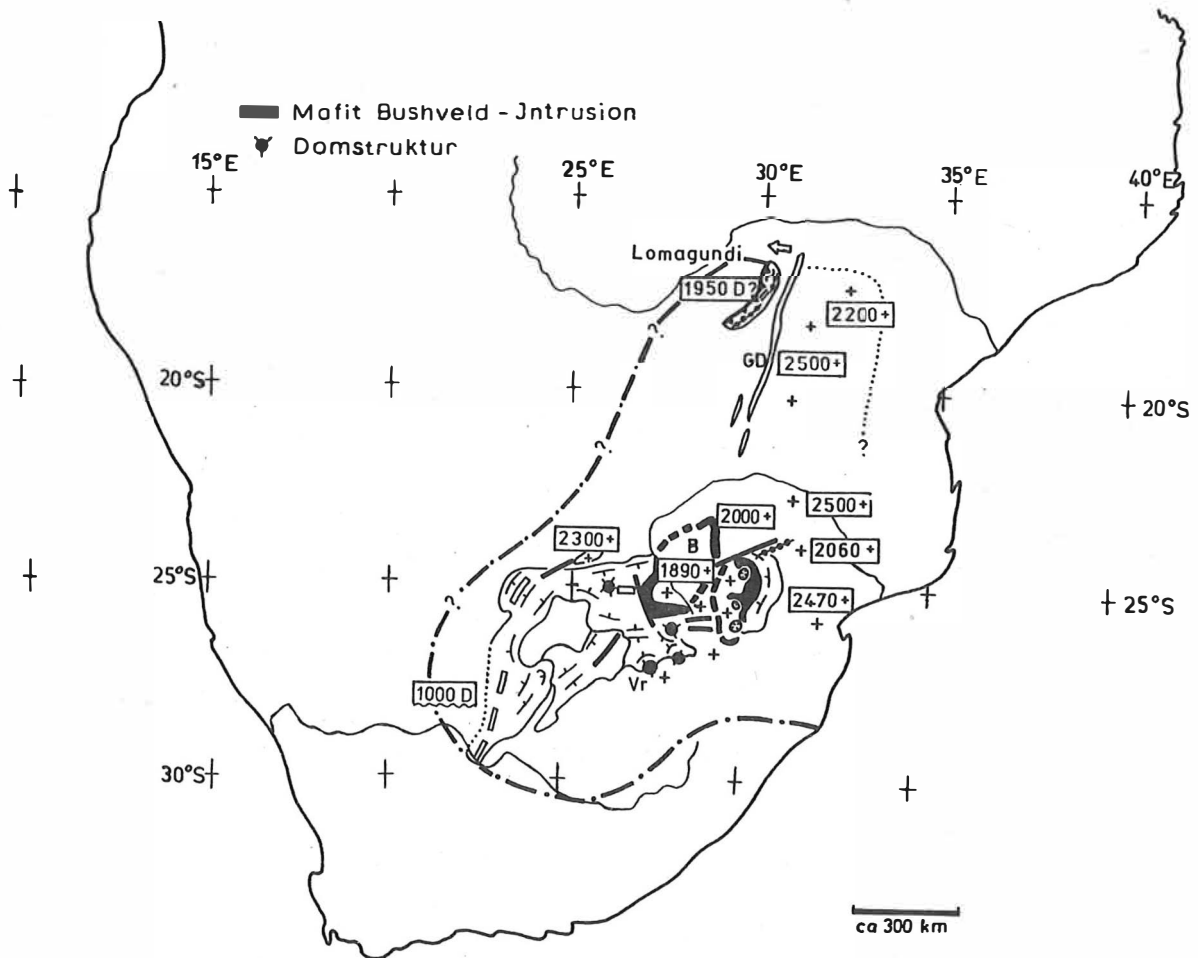


Abb. 9: Tektonische Karte der altproterozoischen bis archaischen Epikratonfolgen (älter als 2000 Mill.J.) des südlichen Afrika

Tectonic map of Lower Proterozoic to Archean epicratonic sequences (prior 2000m.y.) of southern Africa

Der tektonische Strukturbaue ist einfach und zeigt sehr schwache Faltungsintensitäten (ausgenommen Gebiet von Lomagundi). Nur an einigen Störungen (NE des Transvaal-Teilbeckens) und Domstrukturen (z.B. Vredefort) ist er komplizierter. Für schwache Metamorphie Umbildungen haben Granitbildungen im Grundgebirge als Wärmelieferant beachtliche Bedeutung. Westlich der Kratone wird neuerdings STOWE, HARTNADY, JOUBERT (1984) ein Deformationszyklus (1800-2000 Mill.J.) angenommen.

Die Entwicklung der Witwatersrand-Supergruppe zeigt deutliche Abhängigkeit zu aktiven Randstörungen (Abb. 4 b), die teilweise die Schichten geschleppt haben (SCHIDLowski 1967). Bedingt durch Hebung des Liefergebietes bilden sich Randdiskordanzen heraus, deren Anzahl zum Beckenrand hin zunimmt.

Die gegenüber der Dominion-Reef-Gruppe versetzte Verbreitung (Abb. 3) der Witwatersrand-Supergruppe ist tektonisch nicht relevant, da erstere hauptsächlich aus Vulkaniten aufgebaut ist, die nicht einem Senkungsgebiet zu entsprechen brauchen. Die heutige Verbreitung dieser beiden Gesteinsgruppen weist ENE-Erstreckung auf, der sich für die Witwatersrand-Supergruppe ein nach S ausgelängter Appendix anschließt.

Das Verbreitungsgebiet der Ventersdorp-Supergruppe unterscheidet sich sowohl nach Ausdehnung als auch nach Anordnung (hauptsächlich NE) deutlich von den älteren Folgen der Witwatersrand-Triade (Abb. 3). Eine schwache Diskonformität im Liegenden ist vorhanden (SCHIDLowski 1967). Wahrscheinlich wird ihre Magmenförderung durch NE streichende Störungen kontrolliert.

Zeitgleich zur Ablagerung der Witwatersrand-Triade bilden sich im Untergrund des Kratons Granite, ebenso ist die Intrusion des Great Dyke in diese Zeitspanne zu stellen (2.500 Mill.J.).

Die Transvaal-Supergruppe liegt deutlich diskonform zur unterlagernden Witwatersrand-Triade. In ihrer Bildungszeit hat sich offensichtlich eine recht einheitliche bogenförmige Senkungszone herausgebildet, die von Transvaal nach Griqualand in der nördlichen Kaaprovins reicht und deren Trogachse im Verhältnis zu der der Witwatersrand-Zeit nach Norden gewandert ist (Abb. 5). Die Bedeutung synsedimentärer Störungstektonik hat abgenommen.

Aber zu Beginn der Ablagerung der Transvaal-Supergruppe ist am NE des Beckens offensichtlich noch eine Störung aktiv (Abb. 7). Die Absenkungen sind beträchtlich und ebenso wie zur Zeit der Witwatersrand-Triade wird das klastische Material von Norden bis NW in das Transvaal-Becken geschüttet. Die Eisenerzföhrung ist vom gleichen Liefergebiet herzuleiten. Es gibt keine Hinweise auf ein südliches Liefergebiet. Eine Öffnung zum Ozean nach Süden ist möglich.

Die tektonische Struktur der epikratonischen Gesteine (bis zur Zeitmarke vor 2.000 Mill.J.) ist einfach (Abb. 9). Kleine Fallwerte überwiegen, die eine flache, entsprechend der Bogenform des Sedimentationsraumes gekrümmte Mulde nachbilden. Sieht man von jüngeren Faltungen des Namaqua-Natal-Tektogens (vor ca. 1.000 Mill.J.) am Westrand der Griqualand-Teilmulde ab, gibt es nur Spezialfalten im Nordostteil des Beckens, die zudem offensichtlich störungsbezogen sind. Der komplizierte tektonische Bau am Südrand der Transvaal-Teilmulde ist durch Domstrukturen entstanden, die gesondert behandelt werden (1.1.4.2.).

Von CROCKETT (1971) beschriebene Überschiebungen in der Transvaal-Supergruppe in Botswana sind offensichtlich eine Ausnahme. Besser definiert ist die Westrand-Überschiebung der Lomagundi-Supergruppe in Simbabwe (Abb. 9). Nach WORKMAN (1966) nimmt die Deformation deutlich nach W in Richtung Überschiebung von nicht deformiert bis Phyllittektonik, lokal sogar Gneistektonik, zu.

Insgesamt ist die Beanspruchung der Gesteine der Epikratonbecken gering. Aber durch starke Überdeckung (bis über 10 km) und auch hohe Lage der Geoisothermen durch Granitierungsprozesse im Untergrund (im archaischen Kraton) und durch synchronen Vulkanismus sowie die Intrusion des Bushveld-Magmatitkomplexes zeigen die Gesteine zur Tiefe hin zunehmend metamorphe Umwandlungen. Nach SAGGERSON, TURNER 1980 reichen die p/t Bedingungen bis zur Ausbildung einer schwachen Metamorphose. Früher (1972) hatten sich die gleichen Autoren sogar für mittelgradige Metamorphose ausgesprochen. In der Dominion-Reef-Gruppe sprechen Pyrophyllitreichtum und Vorkommen von Cordierit für kontaktmetamorphe Veränderungen (WHITESIDE 1970). HALLBAUER, KABLE (1979) bestimmten die Paläotemperatur auf 250°. Somit kann die Metamorphose in den Epikratonfolgen als wärmebetont charakterisiert werden (SAGGERSON, TURNER 1980). Die absoluten Alterswerte der Limpopo-Provinz bei 2.000 Mill.J. (HOLMES, CAHEN 1957; BREEMEN, DODSON 1972; COWARD, FAIRHEAD 1980 u.a.) lassen sich auf thermische Ereignisse und auch auf die Deformation der Beitbridge-Gruppe (SHACKLETON 1976) zurückführen.

1.1.4.2. Tektonischer Bau am Südrand

Der Südrand der Epikratonbecken in Transvaal zeichnet sich durch komplizierte Bauformen aus, die von domartigen Ausstülpungen des granitischen Kratons hervorgerufen werden (Abb. 9). Hierzu gehören vor allem die Vredefort-Struktur, aber auch die zwischen Johannesburg und Pretoria und andere weiter östlich gelegene Aufbruchstrukturen.

Besonderes Interesse verdient die Vredefort-Struktur, die sich etwa gleichzeitig mit der Bushveldintrusion (2.000 Mill.J.) herausbildet und dadurch gekennzeichnet ist, daß um einen fast kreisrunden (Durchmesser etwa 40 km), aus grobkörnigem, geschiefertem Biotitgranit bestehenden steilen Dom des Kaapvaal-Kratons bis 12 km mächtige Epikratonfolgen in deutlich geschleppter, z.T. überkippter, kranzförmiger Stellung anzutreffen sind. Hier sind die Gesteine auch stärker als im einfach gebauten Muldenteil deformiert. Teilweise kommt es zur Spezialfaltung und auch zur Schieferungsbildung (FRIPP, GAY 1972). Die Ursache des domartigen Grundgebirgsdurchbruches ist nicht hinreichend geklärt. Der granitische Zentralkern ist älter (mehr als 2.800 Mill.J. nach HART, WELKE, NICOLAYSEN 1981) als die archaischen Hüllgesteine, die nicht kontaktmetamorph beeinflusst sind (HALL 1932). Dafür zeigen sie Anzeichen einer Schockmetamorphose (HARGRAVES 1961; DIETZ 1961), viele Störungen und auch glasmatrixführende Gänge (als Pseudotachylite bezeichnet). Damit ist der Nachweis für eine Explosionsstruktur erbracht. Ob es sich aber um ein Impakt (HARGRAVES 1961; DIETZ 1961, 1963; GRIEVE 1982) oder irdische Explosion (TRUSWELL 1970) handelt, bleibt ungeklärt. Unter Berücksichtigung der anderen domartigen Strukturen am Südrand des archaisch-altproterozoischen Senkungsfeldes ist eine irdische Genese wahrscheinlicher.

1.1.4.3. Bushveld-Magmatitkomplex

Wenn auch mitunter in Erwägung gezogen (W. HAMILTON 1970; DIETZ 1963), fehlen im Bushveld-Magmatitkomplex jegliche Anzeichen einer Impaktstruktur (FRENCH, HARGRAVES 1971). Auch eine explosive Genese scheidet aus. Vielmehr handelt es sich um intrusive Vorgänge, die zur Bildung des außerordentlich großen Magmatitkörpers geführt haben (COUSINS 1959). Seine heutige Verbreitung ergibt die Figur eines vierblättrigen Kleeblattes (Abb. 9) mit Achsen von 400 (ENE) bzw. 350^{km} (NW-SE). Der innere Aufbau (Tab. 3) ist durch eine bis maximal 10 km mächtige vertikale Abfolge gekennzeichnet.

Hangendes		Felsitporphyre der Rooiberg-Gruppe (bis 6 km), teilweise zur Transvaal-Supergruppe gerechnet
Bushveld-Magmatitkomplex	Felsische Zone	Granophyr und Granit (1.950 Mill.J. nach DAVIES u.a. 1970) bis 2 km mächtig
	Mafische Zone	Obere Zone (bis 2 km) Gabbro mit Magnetitkumulaten und metamorphisierten Quarzit/Pelit-Xenolithen im oberen Teil (2.136 \pm 96 Mill.J.) Hauptzone (bis 3 km) Gabbro und Norit (2.103 \pm 14 Mill.J.) Kritische Zone (bis 1,5 km) "layered" Norit, Anorthosit, Pyroxenit u. Chromitkumulate (2.172 Mill.J.) Untere Zone (bis 1,6 km) Pyroxenit und olivinführende Gesteine Randzone, bis 300 m breit, sehr komplex mit Basit und Ultrabasit
Liegendes		Meist Gesteine der Transvaal-Supergruppe, aber teilweise auch Kristallin des Kaapvaal-Kratons

Tabelle 3: Vertikalgliederung des Bushveld-Magmatitkomplexes nach SHARPE, SNYMAN (1980)

Vom magmatischen Hauptkörper werden (seitlich) zahlreiche Lagergänge (Gesamtmächtigkeit 2,5 km) bis in 30 km Entfernung entsandt. Möglicherweise besteht der Bushveld-Magmatitkomplex aus mindestens 2 Teilkomplexen, die durch die Verbreitung mafitischer Gesteine gekennzeichnet sind. Die felsische Phase greift über diese Verbreitungsgrenzen hinweg und vereint sie zum Bushveld-Magmatitkomplex (Abb. 9).

Im östlichen Teilkomplex erfolgt die Intrusion (SHARPE, SNYMAN 1980) über drei Förderzellen, die auf einer 10° streichenden Linie angeordnet sind (MOLYNEUX, KLINKERT 1978). In ihnen dringt das Magma in mehreren Schüben auf, wobei eine deutliche Differenzierung von basisch zu sauer eintritt. Das Problem der Platznahme ist ungelöst (siehe Zusammenstellung HUNTER 1976). Weitaus besser geklärt ist der Prozeß der Kristallisation (z.B. JACKSON 1967). Die "accumulation" tritt durch Kristallisation der "cumulus"-Kristalle im Magma und anschließender gravitativer Saigerung zum Boden der Magmenkammer unter Bildung eines Kumulates auf. Daraus resultieren gebänderte Strukturen, deren Genese mit Anlagerungsprozessen zu vergleichen ist.

Einheitliche Auffassungen bestehen über das absolute Alter des Bushveld-Magmatitkomplexes. Die physikalisch bestimmten Alterszahlen schwanken zwischen 1.900 bis 2.100 Mill.J. (GOERTZE, JANSEN, WALGRAVEN 1977; DAVIES u.a. 1970; HAMILTON 1977; HUNTER, HAMILTON 1978), wobei die jüngeren Alter für die sauren Gesteine gelten (SHARPE, SNYMAN 1980).

Nicht so einheitlich ist die Interpretation des geologischen Alters des Bushveld-Magmatitkomplexes. Es überwiegen die Ansichten über die Intrusion nach Effusion der Rooiberg-Vulkanite, die auch zur Transvaal-Supergruppe gestellt werden (SHARPE, SNYMAN 1980). PLESSIS (1971) spricht sich für ein jüngeres Bildungsalter aus. Das Vorkommen des Bushveld-Granites in einer Antiklinale der mittelproterozoischen Waterberg-Gruppe

hält dieser Autor für einen Beweis, daß es zeitgleiche Bildungen sind. HAUGHTON (1963) verweist auf eine diskonforme Überlagerung des Bushveld-Komplexes durch die Waterberg-Gruppe und auf das Vorkommen von Bushveld-Geröllen darin. TANKARD u.a. (1982) bezweifeln allerdings, daß Gesteinsfragmente des Bushveld-Komplexes enthalten sind.

1.1.5. Mittelproterozoische Epikratonbecken

Etwa mit der Zeitmarke von 2.000 Mill.J. setzt sich ein neues Sedimentationsregime durch. Aus dem Transvaal-Teilbecken bildet sich durch Verlagerung der Beckenachse nach Norden (Abb. 5) eine Reihe von Becken, wie z.B. Waterberg- und Soutpansberg-Becken, in denen vor allem Rotformationen zur Ablagerung kommen. Weiter im Norden formiert sich am heutigen Rand des Simbabwe-Kratons das Umkondo-Becken.

Ähnliche Beckenverlagerungen lassen sich auch westlich des Griqualand-Teilbeckens erkennen, die wahrscheinlich zu Geosynklinalablagerungen des Namaqua-Eduktes überleiten.

1.1.5.1. Waterberg-Gruppe (Kaaopvaal-Kraton)

Die Gesteine der Waterberg-Gruppe (erstmalig in der Erdgeschichte eine Rotformation, TANKARD u.a. 1982) sind in einem Streifen verbreitet, der von der Mündung des Limpopotaales in die moçambikanische Küstenebene über das eigentliche Waterbergbecken durch das südöstliche Botswana bis in das westliche Vorfeld des Griqualand-Beckens der Transvaal-Supergruppe zu verfolgen ist (Abb. 10). Damit handelt es sich um Gesteine, die auf dem Kaaopvaal-Kraton zur Ablagerung gekommen sind.

Wenn auch mit einigen Altersunterschieden zu rechnen ist (JANSEN 1968, 1975 a, b; 1976), werden folgende Gesteinsgruppen zur Waterberg-Gruppe i.w.S. zusammengefaßt (von E nach W):

- Soutpansberg-Gruppe,
- Blauberg-Gruppe,
- Waterberg-Gruppe i.e.S. und Loskop-Gruppe,
- Matsap-Gruppe.

Geologisch läßt sich die Waterberg-Gruppe folgendermaßen einstufen: sie ist jünger als das 2.000 Mill.J. Ereignis der Limpopo-Provinz (diskordante Überlagerung) und auch jünger als die Transvaal-Supergruppe sowie Bushveld-Komplex (meist diskonforme Überlagerung). Die zeitliche Obergrenze ist nicht näher zu definieren, da erst Karroo-Ablagerungen des Karbons bzw. Perms das Hangende bilden. Die absoluten Alterszahlen schwanken beträchtlich zwischen 1.400 und 2.100 Mill.J. (COERTZE, JANSEN, WALGRAVEN 1977; JANSEN 1975 a, 1976; OOSTHUYZEN, BURGER 1964). Am wahrscheinlichsten ist eine Ablagerungszeit im Zeitraum von vor 2.050 bis 1.700 Mill.J.

Lithologisch besteht die Waterberg-Gruppe im Gebiet von Transvaal fast ausschließlich aus klastischen kontinentalen Rotsedimenten bei Vormacht von Psammiten (JANSEN 1975 b, TICKEL 1975). Es fehlen Fragmente von Bushveld-Gabbroiden und Granitoiden (TANKARD u.a. 1982), aber Pyroxen- und Magnetitfragmente werden darauf bezogen. Weit verbreitet ist Detritus der Transvaal-Supergruppe. Die Mächtigkeiten schwanken zwischen 1 und 5 km, wenn von den Mächtigkeitsreduktionen an den Beckenrändern abgesehen wird. Das Ablagerungsmilieu ist vorwiegend kontinental, hauptsächlich fluviatil. Die Sedimentation beginnt in lokalen Becken mit Konglomeraten vorwiegend fluviatilen Ursprungs (TICKEL 1975) und geht bei Erweiterung des Akkumulationsraumes in psammiti-

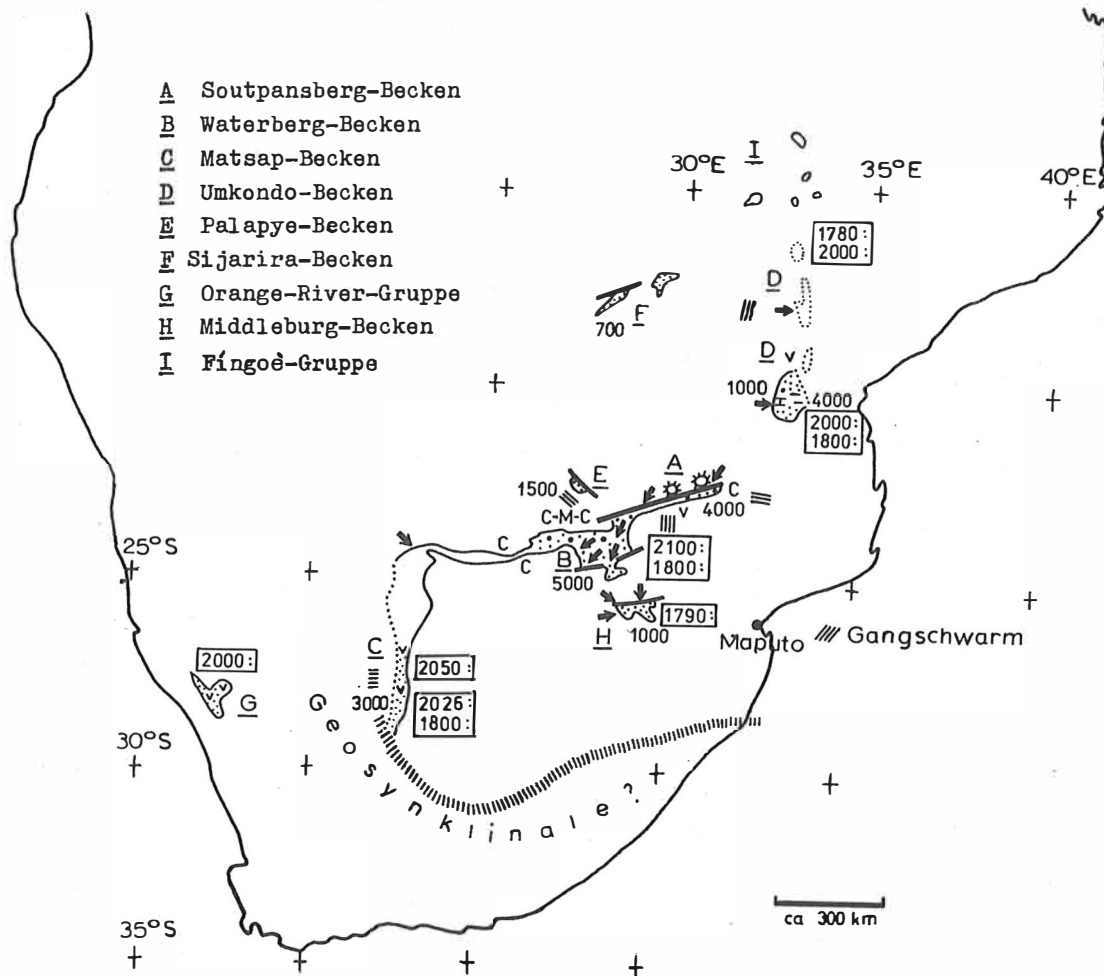


Abb. 10: Paläogeographische Schemakarte der Waterberg-/Umkondo-Gruppe im südlichen Afrika

Paleogeographic map of the Waterberg/Umkondo group of southern Africa

In zahlreichen Epikratonbecken, die meist durch Störungen kontrolliert sind, akkumulieren sich mächtige, vorwiegend kontinentale Rotsedimente. Eine Sonderstellung nehmen die Gesteine der Umkondo-Gruppe ein, die am Rande des Simbabwe-Kratons im Mozambique Belt teilweise im Zusammenhang mit der panafrikanischen Aktivierung deformiert wurden. Im Matsap-Becken bestehen Übergänge zu Geosynklinalablagerungen, die während der Namaqua-Natal-Tektogenese in die Faltung einbezogen wurden.

(verwendete Literatur siehe Text, Legende siehe S. 8/9)

sche Fazies (alluviales Milieu) über, die bei besonders ruhigem Sedimentationsmilieu pelitisch werden und Kalksteineinlagerungen enthalten kann. An Sedimentmarken finden sich Schrägschichtung, Dachziegellagerung, Rippelmarken, Schichtlücken und beträchtliche Mächtigkeitsschwankungen (VRIES 1968; JANSSEN 1968; CROCKETT, JONES 1975). VRIES (1968) berichtet auch von Regentropfeneindrücken. In die psammitische Folge ist ein 15 m mächtiges Gezeitsediment mit wechselnden Einfallrichtungen der Schrägschichtungsblätter eingelagert (VOS, ERIKSSON 1977). Schüttungsrichtungen sind erstaunlich konstant. Die Liefergebiete sind im Norden gelegen, von denen das klastische Material in den Trog nach SSE bis trogachsenparallel nach WSW geschüttet wird. Im Middleburg-Becken kommt eine östliche Komponente hinzu (Abb. 10). In der Waterberg-Gruppe sind Vulkanite selten. Sie sind nur im Soutpansberg-Becken bis 1.500 m mächtig (Stellung zur Waterberg-Gruppe nicht sicher, werden auch zur Dominion-Reef-Gruppe gerechnet) und kommen auch an der Südflanke des Waterberg-Beckens vor. Subvulkanische Intrusionen (1.400 Mill.J.) sind bekannt.

In Botswana wird die Waterberg-Gruppe durch rote Psammiten und selten Konglomerate mit Geröllen der aufgearbeiteten Transvaal-Supergruppe vertreten. Sie ist vorwiegend subaquatisch entstanden und enthält einen Slumping-Horizont in der Art eines Olisthostromes (CROCKETT, JONES 1975), der von NW nach SE in das Becken gelangt. Rutschungsfalten sind auch aus dem Waterberg-Becken bekannt (BRUIJN 1971). Besonders für das Soutpansberg-Becken wird synsedimentäre Störungstektonik (ENE—WSW) angenommen (JANSSEN 1976), die offensichtlich als Aufstiegsbahn für Magmen dient. Gleiche Störungen sind auch für das Waterberg-Becken charakteristisch, die aber offensichtlich noch später bewegt worden sind. Sie bestimmen in ihrer Nähe den tektonischen Bau der Waterberg-Gruppe durch Steilstellung, teilweise sogar Überkipfung der Schichten. In ungestörten Bereichen ist Einfallen unter 30° charakteristisch.

Das Becken der Waterberg-Gruppe Transvaals scheint ohne Unterbrechung durch Botswana in das Griqualand-Becken der Matsap-Gruppe überzugehen, die der Waterberg-Gruppe gleichgestellt werden kann, obwohl einige lithologische Unterschiede vorhanden sind. BOTHA u.a. (1976, 1977) beschreiben sie als rötliche Quarzite, Konglomerate und Phyllite mit vulkanischen Einlagerungen vorwiegend andesitischen Chemismus, die diskordant und teilweise diskordant älteren Gesteinen aufliegen (Transvaal-Supergruppe, lokal auch Ventersdorp-Supergruppe). Nach den oben zitierten Arbeiten BOTHA's hat die Matsap-Gruppe als Ablagerung auf dem Kaapvaal-Kraton Zeitäquivalente in den Edukten der Namaqua-Natal-Faltenzone, die als Geosynklinalbildungen aufzufassen sind. Deutlich ist die Einbeziehung der Matsap-Gruppe in Faltung und Metamorphose vor ca. 1.000 Mill.J., wobei ihre Intensitäten auf dem alten Kraton deutlich abnehmen (Abb. 11) und nach Osten ausklingen.

1.1.5.2. Umkondo-Gruppe (Simbabwe-Kraton)

Gesteine der Umkondo-Gruppe treten am Ostrand des Simbabwe-Kratons in perlschnurartig angeordneten Aufschlußgebieten auf, ihr absolutes Alter wird nicht einheitlich bewertet. BUTTON (1976), ALLSOPP, ERLANK, HORNUNG (1973) sprechen sich für 1.100 Mill.J. aufgrund von Bestimmungen an Proben von eingelagerten Doleriten aus, während VAIL, DODSON (1969) 1.600 - 1.800 Mill.J. für die Sedimentation angeben. KRÖNER plädiert für 1.376 Mill.J. Den größten Aufschluß bietet das Gebiet des Sabie River im SE Simbawes, wo über Kalken (bis 90 m) Pelite und Quarzite lagern (bis 3 km) (WATSON 1969; VAIL 1965 a; SWIFT 1962). Über das Ablagerungsmilieu gibt BUTTON (1976) Lagune (Kalke), Sabkha, Fluß und Prodelta an. Gleicher Autor fand Abdrücke von transportierten Salzkristallen in Peliten (Springmarken), die auf NaCl-übersättigtes Milieu hindeuten, so daß mit warm aridem Klima gerechnet werden muß. Das Liefergebiet wird im Westen vermutet.

Die tektonische Stellung der Umkondo-Gruppe ist dadurch gekennzeichnet, daß sie dem Simbabwe-Kraton diskordant aufliegt, selbst aber im östlichen Verbreitungsgebiet durch jüngere Deformationen der Panafrikanischen Tektogenese zusammen mit der Unterlage be-

ansprucht worden ist. Die Beanspruchung nimmt nach E zu, so daß sich der Charakter dort deutlich von den undeformierten Gesteinen unterscheidet.

Daraus sind auch Lokalnamen entstanden. Auf dem Gebiet Simbabwe wird von Manica Belt gesprochen (VAIL 1965, 1966), während AFONSO (1976) für die VR Moçambique von Formação de Fronteira (Grenzformation) spricht. Nach VAIL (1966) fehlen hier die Kalke, so daß die Quarzite direkt auf kratonischen Gesteinen lagern. Der Umkondo-Gruppe wird die Sijarira-Gruppe im NW des Simbabwe-Kratons gleichgestellt, die stellenweise der Lomagundi-Gruppe diskordant aufliegt (HAUGHTON 1963). Sie besteht aus Quarziten und subaquatischen, z.T. konglomeratischen Sandsteinen.

1.1.6. Namaqua-Natal-Mobilgürtel (Abb. 11)

Ein Gesteinskomplex vorwiegend hochmetamorpher Gesteine läßt sich entlang des Orange River besonders in Südafrika im sogenannten Namaqualand verfolgen (MARTIN 1965), dessen östlicher Fortbau durch das Great Karroo Basin und seinem Vorläufer (Cape-Becken) verdeckt ist und erst in Natal nahe des Indiks wieder zutage tritt (Abb. 11).

Die Unterlage des Mobilgürtels ist weitgehend unbekannt, dürfte aber im Osten durch den Kaapvaal-Kraton und Gesteine der Ventersdorp-Supergruppe vertreten sein. Nach BOTHA, GROBLER (1979) gehen die Metamorphite aus einer Geosynklinalserie hervor, die jetzt vorwiegend als Granitgneis mit zahlreichen metasedimentären Einlagerungen (Metaquarzit, Biotitschiefer mit Sillimanit, Granat und teilweise Cordierit und Korund) und Amphiboliten ausgebildet ist.

Die Beziehung der Orange-River-Gruppe ist dadurch gekennzeichnet, daß zur Zentralzone der Namaqua-Metamorphite partiell lithologische Übergänge bestehen (TANKARD u.a. 1982), so daß deren Edukte zumindest teilweise als zeitgleich angesehen werden können. Der Metamorphosegrad der Orange-River-Gruppe ist viel schwächer und dadurch die Natur des Eduktes besser erhalten.

In die Namaqua-Gneise sind Phyllite der Kheis-Gruppe (jetzt vielfach Marydale-Form.) eingefaltet, deren Bedeutung nach Osten zunimmt und die früher einem älteren Strukturstockwerk zugeordnet wurden (CLIFFORD u.a. 1975; VAJNER 1974 a, b). BOTHA, GROBLER, LINSTROM, SMIT (1976) fanden heraus, daß die an einem Granit vorgenommene Altersdatierung von 2.900 Mill.J. nicht für die Phyllite der Kheis-Gruppe, sondern für ein tieferes Stockwerk gilt (Fragment des Kaapvaal-Kratons). Die Kheis-Gruppe (nach CORNELL 1977 mit 1.899 Mill.J. alten Vulkaniten) wird als miogeosynklinales Äquivalent des Eduktes der Namaqua-Gneise angesehen, während die epikratone Entsprechung in der Matsap-Gruppe vorliegt (ca. 1.400 - 1.700 Mill.J.). BOTHA, GROBLER (1979) stellen die Akkumulation in den Zeitabschnitt vor 1.800 - 2.100 Mill.J. Die stratigraphische Stellung der Kheis-Gruppe ist aber noch nicht entschieden (TANKARD u.a. 1982). Möglicherweise beziehen sich die Alterszahlen aus basischen Magmatiten (1.900 - 2.000 Mill.J.) auf die Akkumulationszeit der Namaqua-Edukte (REID 1979).

Deformation und Metamorphose sind außerordentlich intensiv und werden von ausgeprägter Granitisation begleitet. Hochgradige Metamorphose dominiert. Es ist aber auch mittelgradige und am Ostrand schwache Metamorphose anzutreffen. Der Faltenbau beschreibt einen nach N konvexen Bogen, der dadurch gekennzeichnet ist, daß besonders an dessen West- und Nordwestflanke die Metamorphose zum Bogeninnern zunimmt (JOUBERT 1974; CLIFFORD u.a. 1981). Die Verbindung nach NW ist unklar. Aber zu-

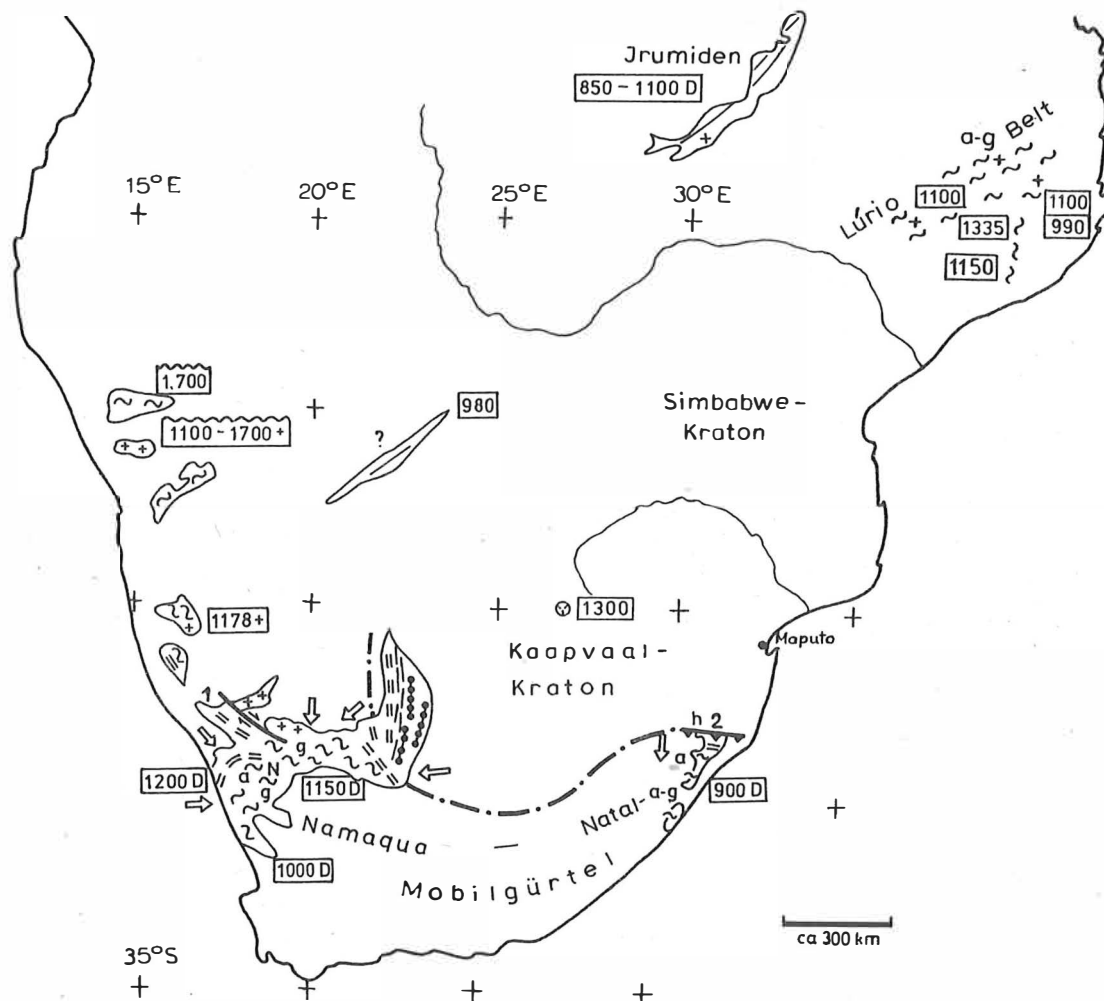


Abb. 11: Tektonische Karte des Namaqua-Natal-Tektogens
Tectonic map of the Namaqua Natal Mobile Belt

Im Namaqua Land (N) ordnet sich im erkennbaren Faltenbogen die Deformationsintensität so an, daß sie nach innen von Phyllittektonik bis Granulitfazies ansteigt. In Richtung Kaapvaal-Kraton klingt die Faltung vollkommen aus. Die Beziehung zu Vorkommen im späteren Damara-Tektogen ist unklar. In Natal ist das Tektogen an der Tugela-Überschiebung nach Norden unter Bildung von Hochdruckmetamorphose dem Kaapvaal-Kraton aufgepreßt.

(1 = Orange River Gruppe, 2 = Tugela-Überschiebung;
verwendete Literatur siehe Text, Legende siehe S.8/9)

mindest im südlichen Namibia treten äquivalente Metamorphite gleichen oder ähnlichen Deformationsalters auf. Möglicherweise sind auch die weiter nördlich gelegenen Vorkommen hierzu zu rechnen (vgl. Abb. 13).

Im östlichen Namaqualand, im Übergangsbereich zum Kaapvaal-Kraton existiert eine kontinuierliche Abnahme von Faltungs- und Metamorphosegrad. So ist die Marydale-Gruppe nur noch durch schwache Metamorphose gekennzeichnet. Die epikratone Matsap-Gruppe ist alpinotyp gefaltet mit sehr schwachen metamorphen Umwandlungen, während weiter östlich in den Gesteinsfolgen der Pretoria-Gruppe die Faltung ausklingt.

Die Korrelation der Metamorphite Natal's mit den Namaqua-Granitgneisen ist allgemein anerkannt, wenn auch die direkte Verbindung untereinander durch den Sporn der Gesteine der Ventersdorp-Supergruppe im Untergrund eingeschränkt und durch das Great Karroo Basin verdeckt wird.

In Natal besteht die entsprechende Folge in der Zentralzone aus Biotit- oder Hornblendegneisen mit erhaltenen Spuren der meist retrograd überarbeiteten Granulitfazies (CAIN 1975). Während die Südzone nur auf kleinen Flächen aufgeschlossen ist, existiert für die Nordzone gute Beobachtungsmöglichkeit. Wenn die Northern Marginal Zone mit der Tugela-Störung (Überschiebung auf Kaapvaal-Kraton) einbezogen wird, läßt sich eine Zunahme des Metamorphosegrades nach Süden von schwach bis hochgradig erkennen, wobei die Metamorphose von Hochdruckfazies an der Überschiebung nach Süden bis zur Niedrigdruckmetamorphose abnimmt. Die Deformationsalter liegen bei 900 bis 990 Mill.J. (TANKARD u.a. 1982).

Das geologische Deformationsalter im Namaqua Natal belt ist durch die diskordante Überlagerung der Koras-Gruppe, einer molasseartigen Abfolge mit klastischen Sedimenten und Vulkaniten (sauer bis basisch) definiert. Aufgrund von absoluten Altersbestimmungen (NIEKERK, BURGER 1967) haben die subsequenten Vulkanite darin ein Alter von 1.100 Mill.J. BRIDEN, DUFF, KRÖNER (1979) geben für die Koras-Gruppe 1.000 - 1.200 Mill.J. an. Diese Alterszahlen stehen im Einklang mit dem absoluten Alter eines Granites im Liegenden der Koras-Gruppe von 1.180 Mill.J. (BOTHA, GROBLER 1979) und dem Metamorphosealter von 1.000 bis 1.100 Mill.J. (NICOLAYSEN, BURGER 1965) oder von 900 bis 1.250 Mill.J. (VAJNER 1974 a).

Mit der Angliederung des Namaqua-Natal-Mobilgürtels an den Simbabwe-Kaapvaal-Kraton hat sich ein großes Stabilgebiet herausgebildet, das mit CLIFFORD (1970) als Kalahari-Kraton bezeichnet wird.

1.1.7. Jungproterozoische Akkumulationsgebiete (Abb. 12)

Nach Abschluß der Namaqua-Natal-Tektogenese vor etwa 900 Mill.J. bilden sich zeitlich gestaffelt verschiedene Akkumulationsgebiete heraus. Unmittelbar nach der Faltung wird in kleinen Becken die Koras-Gruppe als Molasseformation abgelagert. Später werden im NW weiträumige Senkungsräume (Damara-, Gariep-, Malmesbury-Senke) angelegt, in denen sich echte Geosynklinalablagerungen akkumulieren und die teilweise mit einer Aktivierung randlicher Bereiche des Kalahari-Kratons zusammenhängen. Neben diesen Geosynklinalformationen sedimentieren sich Tafelablagerungen (Nama-Gruppe) in einem ausgedehnten Bereich des stabilen Kratons.

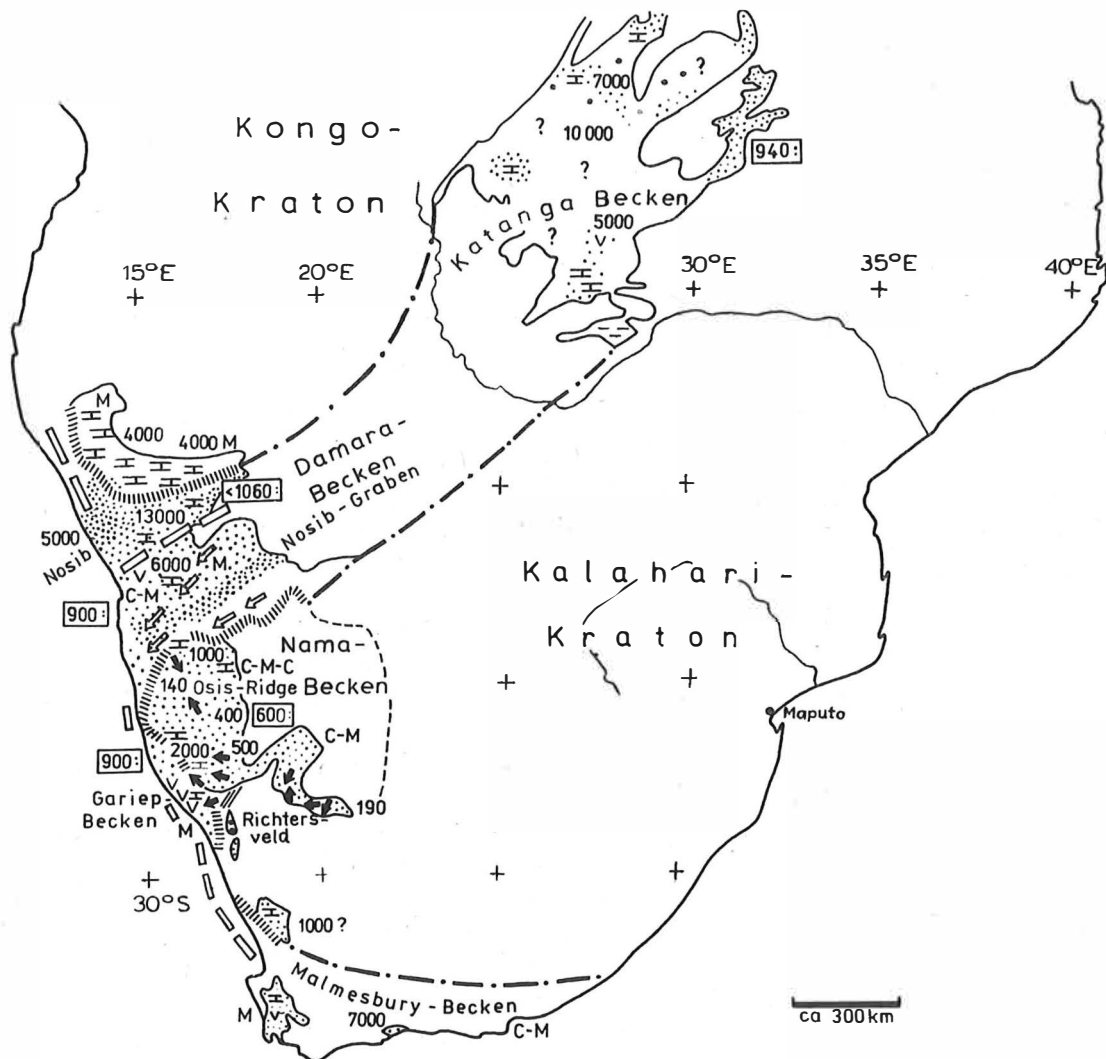


Abb. 12: Paläogeographische Schemakarte des Jungproterozoikums im südlichen Afrika

Paleographic map of Upper Proterozoic series in southern Africa

Während sich die Geosynklinalablagerung im Damara-Katanga-Becken, Gariep- und Malmesbury-Becken akkumulieren (beginnende Klastitsedimentation im Nosib-Graben enger gepunktet), stellt das Nama-Becken eine Epikratonsenke auf dem Kalahari-Kraton dar.

(verwendete Literatur siehe Text, Legende siehe S. 8/9)

Die stratigraphische Parallelisierung der jungproterozoischen Schichtfolgen ist wegen fehlender Leithorizonte problematisch. Die in Tabelle 4 gegebene Zusammenstellung stützt sich auf zahlreiche geologische Informationen, die der Literatur entnommen sind (ALLSOPP, KÖSTLIN u.a. 1979; GERMS 1972; KRÖNER 1968, 1971, 1974; KRÖNER, CLAUER 1979; KRÖNER, HALPERN, JACOB 1978; MARTIN 1965; MARTIN, PORADA 1977 a, b; MILLER 1979; SCHNEIDERHÖHN 1958; TANKARD u.a. 1982).

Geosynklinale				Tafel- sedimente	
Malmesbury-Becken	Gariep-Becken	Damara-Becken			
		mio- geosynklinal	"eu- geosynklinal"		
Klipheuwel-Gruppe	Nama-Gruppe	Damara-Supergr.	Muldengruppe [570: +++	Fish River Form.	
Malmesbury- Gruppe ?	Gariep-Gruppe mit Stinkfontain an Basis [780:]		Otavi- Gruppe	Swakop- Gruppe	Schwarzrand- Formation Kuibis- Formation [650:]
			Nosip-Gruppe [840:]		
Prädamara Basement [2.000-950 D]					

Tabelle 4: Lithostratigraphische Gliederung jungproterozoischer Gesteinsserien des südlichen Afrika

Lithostratigraphic subdivision of Upper Proterozoic sequences of southern Africa

1.1.7.1. Geosynklinalentwicklung

Die jungproterozoische Geosynklinalentwicklung läßt drei Sedimentationsräume erkennen (Abb. 12):

- Damara-Becken, das aus einem küstenparallelen und einem NE streichenden intrakontinentalen Ast besteht;
- Gariep-Becken, im Grenzbereich zwischen Namibia und Südafrika;
- Malmesbury-Becken in der südlichen Kap-Provinz, meist durch jüngere Gesteine verdeckt.

Im Damara-Becken lagern sich die Gesteine der Damara-Supergruppe offensichtlich auf vordem konsolidierter Erdkruste ab (ALLSOPP, KÖSTLIN u.a. 1979; JACOB, KRÖNER, BURGER 1978), wie in Randbereichen durch Überlagerung und im Innern durch Kratonaufrüche zu erkennen ist, die allerdings teilweise auch als Damara-Kristallin aufgefaßt werden (International Tectonic Map of Africa 1 : 5.000.000 Paris 1968). Zu Beginn der Sedimentation akkumulieren sich in durch Störungen begrenzten Längströgen fluviatile bis flachmarine grobklastische Ablagerungen (Nosip-Gruppe), die in tektonisch besonders aktiven Zonen bis 6 km mächtig werden können und untergeordnet Rhyolithe und auch Alkalivulkanite enthalten (840 Mill.J.). Ab der Zeitmarke vor ca. 830 Mill.J. (KRÖNER 1980 b) erweitert und differenziert sich der Sedimentationsraum. Im Norden befindet sich ein Schelf mit Vornacht von stromatolithreichen Karbonaten (bis 4 km mächtig, wie schon SCHNEIDERHÖHN 1958 erkannte). Diesem Bereich wird miogeosynklinaler Charakter zugespro-

chen (KRÖNER 1971; KRÖNER, CORREIA 1980; MARTIN, PORADA 1977 a, b). Die übrigen Räume nehmen hauptsächlich mächtige marine Klastite (bis 13 km) auf, die teilweise turbiditisch sind (PORADA, WITTIG 1976, 1983). Ihre Kennzeichnung als eugeosynklinale Ablagerungen (KRÖNER 1971; KRÖNER, CORREIA 1980; MARTIN 1965; MARTIN, PORADA 1977 a, b) ist wegen der Vulkanitarmut irritierend. Trotzdem kann diesem Bereich ein gegenüber dem Karbonatschelf im Norden mobileres Verhalten beigemessen werden. Dafür spricht das Vorkommen von Olisthostromen in der Swakop-Gruppe (TANKARD u.a. 1982), die ehemals als Tillite gedeutet wurden (GEVERS 1931; MARTIN 1965; MARTIN, PORADA 1977 a, b) und das Auftreten von Vulkaniten, die ozeanischen Varietäten nahestehen (BARNES, SAWYER 1980; HAWKESWORTH, KRAMERS, MILLER 1981). Den Abschluß der Sedimentation (570 Mill.J. KRÖNER 1981) spiegelt die Mulden-Gruppe wider, die als grobklastische Bildungen mit Molassen verglichen wird (KRÖNER 1971; KRÖNER, CLAUER 1979) und im Zentralbereich des Beckens diskonform auf Swakop-Gruppe aufliegt (HEDBERG 1979 zitiert in TANKARD u.a. 1982, siehe auch PORADA 1983, MARTIN 1983).

Im parallel zur Atlantik-Küste gelegenen *G a r i e p - B e c k e n* beginnt über sialischer Kruste des Namaqua-Mobilgürtels die Sedimentation der vorwiegend fluviatilen Stinkfontein-Formation mit nach oben feinerkörnig werdenden, klastischen Folgen (bis 3 km mächtig) mit Konglomeraten, deren aus östlichen Richtungen geschüttetes Geröllmaterial Durchmesser bis 2 m erreichen kann. Schrumpfungsrisse deuten auf zeitweise eingetretenes subaerisches Milieu hin (KRÖNER 1975). Untergeordnet sind Rhyolithe, Andesite und deren Pyroklastite eingelagert. Karbonatische Einschaltungen mit Stromatolithen werden auf marine Umgebung zurückgeführt (TANKARD u.a. 1982). Über der Stinkfontein-Formation folgen miogeosynklinale Klastitsequenzen, die mit dem Diamikt der Numees-Formation (vermutlich ein Olisthostrom) abgeschlossen werden. Im Westen wird die miogeosynklinale Serie durch eine bis 15 km mächtige vulkanitbetonte Eugeosynklinale-Formation ersetzt.

Gleichzeitig mit der Sedimentation erfolgen besonders im Basement des Namaqua-Mobilgürtels Aufheizung und Intrusion von sauren Magmatitkörpern, die auch noch die Stinkfontein-Formation durchschlagen (vor 780 Mill.J. zitiert in TANKARD u.a. 1982). Ein basischer von N-S auf NNE - SSW umschwenkender Gangschwarm (Abb. 12) durchsetzt das Richtersveld (Intrusive Suite, 920 Mill.J. ALLSOPP, KÖSTLIN u.a. 1979). Er dringt vermutlich gleichzeitig mit der Ablagerung der Gariep-Gruppe ein. Die Panafrikanische Deformation der Ablagerungen des Gariep-Beckens findet vor Akkumulation der Nama-Gruppe statt, wie aus der diskordanten Auflagerung abzuleiten ist (Tab. 4).

Äquivalente Bildungen werden durch Gesteine der *M a l m e s b u r y - G r u p p e* vertreten, die in tiefen Anschnitten der Cape Range unter der Cape- bzw. Karroo-Supergruppe austreichen. Wegen der meist kleinen Verbreitungsgebiete ist die Kenntnis über die Entwicklung des Beckens, das möglicherweise aus mehreren Teilbecken besteht, ungenügend. Das Liegende der Malmesbury-Gruppe ist unbekannt. In der Malmesbury-Gruppe überwiegt klastische Sedimentation, die nicht nur an marines, sondern auch teilweise an kontinentales Milieu gebunden ist (HARTNADY, NEWTON, THERON 1974; LeROUX 1977 und HÄLBICH 1979 zitiert in TANKARD u.a. 1982). Vorkommen von Turbiditen werden erwähnt (HARTNADY, NEWTON, THERON 1974). Der Anteil an karbonatischen Sedimenten ist stellenweise beträchtlich. Er wird auf tropische Gewässer bezogen (TANKARD u.a. 1982). Zuordnungen zu mio- und eugeosynklinalen Bildungen sind ungenügend belegt. Nur die Vulkaniteinschaltungen im Westen des Beckens sprechen für eugeosynklinale Bildungsbedingungen.

Im Hangenden der während der panafrikanischen Tektogenese gefalteten jungproterozoischen Malmesbury-Gruppe folgen fast immer über einer Diskordanz Gesteine, die entweder als Molasseablagerungen auf lokale Becken begrenzt sind (Klipheuwel-Gruppe, Tab. 4) oder aber zur Cape-Supergruppe gehören. Nur aus den Aufschlüssen bei Port Elizabeth in dem "Gamtoos inlier" wird von konkordantem Übergang gesprochen (STUMP 1976 a zitiert in TANKARD u.a. 1982).

Zu Molassen wird die Klipheuwel-Gruppe (HARTNADY 1969; HARTNADY, NEWTON, THERON 1974) gestellt, die aus 2 km mächtigen grobklastischen Folgen besteht (nach HAUGHTON 1963 Flachwasserbildungen), die zur Malmesbury-Gruppe diskordant liegen. Eine ähnliche Stellung weist die Schoemans-Poort-Formation auf, die aus 600 m Psammit und Psephit aufgebaut ist (LeROUX 1977 zitiert in TANKARD u.a. 1982) und am Südhang der Swartberge zutage tritt.

1.1.7.2. Tafelentwicklung (Abb. 12)

Auf den westlichen, stabil gebliebenen Bereichen des Kalahari-Kratons sedimentieren sich klastische bis karbonatische Ablagerungen im Nama-Becken (GERMS 1972, 1974; MARTIN 1965; GEVERS 1931) auf etwa 500 km Erstreckung (Abb. 12). Ihre diskordante Auflagerung ist unbestritten. Lokal greifen sie auch auf die gefalteten Folgen der Gariep-Gruppe über (MARTIN 1965). Altersmäßig vertreten sie teilweise die Geosynklinalformationen der Damara-Supergruppe, wobei ihr Sedimentationsbeginn zeitlich versetzt gegenüber der Geosynklinale erst bei etwa 650 Mill.J. liegt. Die Tafelentwicklung überdauert die panafrikanische Tektogenese, so daß die untere Nama-Gruppe am Rande des Kratons noch in die Faltung einbezogen ist.

Das Nama-Becken ist in sich durch Schwellen gegliedert (GERMS 1972), auf denen die Mächtigkeiten deutlich zurückgehen (Osis-Schwelle nur 140 m), während sie im Übergangsbereich zur Geosynklinale bis über 2.000 m mächtig werden können.

Das Ablagerungsmilieu variiert zwischen kontinental und Flachwasser mehrmals (GERMS 1972). Marine Folgen werden hauptsächlich durch stromatolithenführende Karbonate vertreten, deren Bedeutung nach W mit Annäherung an das Geosynklinalmeer zunimmt. Schüttung des klastischen Materials (meist nur Sandkörnung und feiner) erfolgt zunächst aus dem Innern des Kalahari-Kratons bei schwachem Gefälle über braided alluvial plains. Später dürfte das Damara-Tektogen als Liefergebiet an Bedeutung gewinnen. So werden die stark schwankenden Transportrichtungen erklärbar (GERMS 1972).

1.1.8. Panafrikanische Tektogenese (Abb. 13)

Im südlichen Afrika erfährt die Erdkruste an der Wende vom Präkambrium zum Kambrium eine äußerst intensive Überprägung, die für weite Gebiete die endgültige Konsolidierung bedeutet. Entsprechende Deformationen werden trotz der Einschränkungen durch JACKSON, RAMSAY (1980) zur panafrikanischen Tektogenese (KENNEDY 1964) zusammengefaßt, die für Einzelgebiete mit Lokalnamen belegt ist (Damara-, Katanga-, Gariep-, Saldan- und Moçambikanische Faltung). Sie beschränken sich nicht auf die jungproterozoischen Akkumulationsgebiete (Abb. 12), sondern greifen gebietsweise auf kratonische Areale über, in denen Gesteinsfolgen jungproterozoischen Alters nicht bekannt sind (Abb. 13).

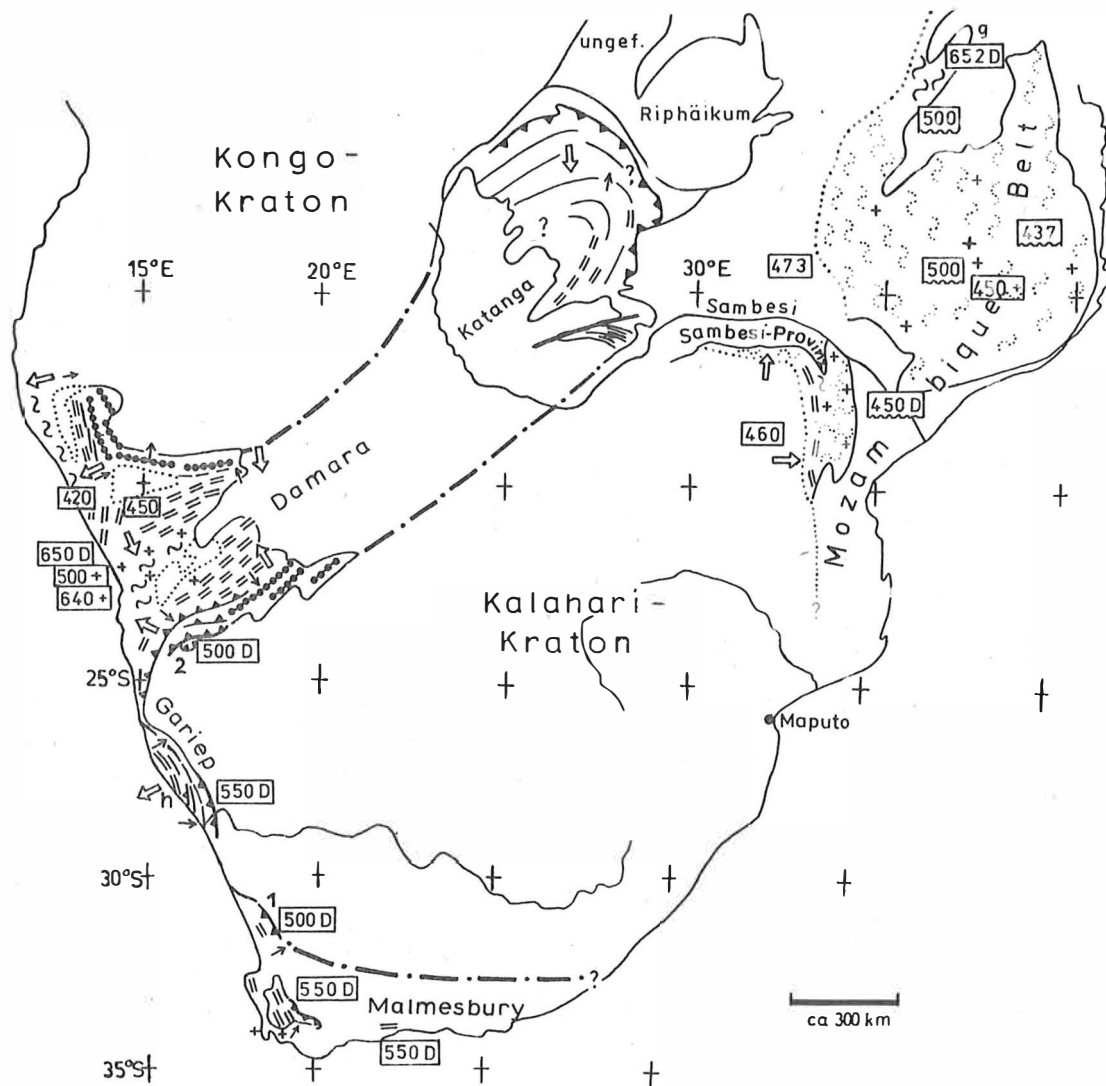


Abb. 13: Tektonische Karte der panafrikanischen Deformationsgebiete

Tectonic map of Pan-African deformation region

An den Kalahari- und Kongo-Kraton schmiegen sich panafrikanisch deformierte Tektogene an, die symmetrisch aufgebaut sind (Vergenz zum Kraton). Asymmetrische Tendenzen der Deformationsintensitäten ergeben sich durch Überschiebungstektonik. Östlich und nordöstlich befinden sich Kratonbereiche, die panafrikanisch thermotektonisch aktiviert sind (Mozambique Belt).

(1 = Vanrhynsdorp, 2 = Naukluftdecke; verwendete Literatur siehe Text, Legende siehe S. 8/9)

Die während der panafrikanischen Tektogenese thermisch aber auch deformativ regenerierten Kratongebiete werden mit HOLMES (1951) zum Mozambique Belt gerechnet (siehe auch ARAÚJO 1976; KRÖNER 1979, 1980 a; SHACKLETON 1976 a).

1.1.8.1. Geosynklinalgebiete

Die besten Kenntnisse bestehen über das Damara-Tektogen in Namibia (AHRENDT, HUNZIGER, WEBER 1978; BARNES, SAWYER 1980; BOTHA, GUNTER u.a. 1971; BOTHA, HODGSON 1975; CLIFFORD 1967; GEVERS 1931, 1934; HAACK 1976; KRÖNER 1971, 1980 b; KRÖNER, CLAUER 1979; KRÖNER, CORREIA 1980; KRÖNER, HALPERN, JACOB 1978; MARTIN, PORADA 1977 a, b; MILLER 1979; MÜNCH 1976; PORADA 1973; SCHALK 1970; SMITH 1962; VILLIERS, SIMPSON 1974). Es zeigt bezüglich der Deformationsintensität asymmetrischen Aufbau. Auf der Flanke des Congo-Kratons ist die Karbonatfolge in steile Falten gelegt. Die Deformationsintensität nimmt in Richtung Tektogeninneres deutlich zu, wobei Phyllittektonik zu überwiegen scheint (BOTHA, GUNTER u.a. 1971; BOTHA, HODGSON 1975; CLIFFORD 1967). In zentralen Bereichen des Tektogens erreicht die Metamorphose mit Überschreiten der Sillimanit-Isograde einen höheren Grad (Abb. 13), der auch durch Auswirkungen von Anatexis angezeigt wird. (AHRENDT, HUNZIGER, WEBER 1978). Vergleicht man den Verlauf einzelner Isograden, wird deutlich, daß der asymmetrische Aufbau dadurch gegeben ist, daß die SE-Flanke tektonisch unterdrückt ist. Die Faltenvergenz ist dagegen deutlich symmetrisch vom Inneren des Tektogens zu den beiden angrenzenden Kratonen hin gerichtet, die sich an der SE-Flanke zu dominierendem Deckenbau steigert (Abb. 13). Naukluft-Decke (AHRENDT, HUNZIGER, WEBER 1978; MÜNCH 1976; WEBER, AHRENDT 1983) und Überschiebungen, deren Flächen durch Salinareinlagerungen gleitfähig sind (BEHR u.a. 1981), geben der SE-Flanke das Gepräge. Die Nama-Gruppe des Kalahari-Tektogens wird nur peripher von den tektogenetischen Deformationen betroffen (KRÖNER 1971). In dem intrakontinentalen Ast des Damara-Tektogens überwiegt SE-Streichen, in küstenparallelen Aufschlußgebieten NW-Streichen. Während auf der Flanke des Congo-Kratons das Faltenstreichen kontinuierlich umbiegt, sind die Verhältnisse im Tektogeninnern unklar.

Der Übergang zu den Faltenzonen des ehemaligen Gariep-Beckens und Malmesbury-Beckens geht von der SE-Flanke des intrakontinentalen Astes aus. Die Deformationsintensität nimmt hier zum Beckeninneren zu, während die Vergenz zum Kraton hin gerichtet ist. Teilweise sind die Geosynklinalgesteine auf den Kraton aufgeschoben. In der Gariep-Gruppe werden Ophiolithreste vermutet (KRÖNER 1980 a), die durch das Auftreten von glaukophanitischen Hornblenden hochdruckmetamorph beansprucht sind (KRÖNER 1974). Bei Vanrhynsdorp ist bei der Aufschiebung das Basalkonglomerat der Nama-Gruppe als Scherhorizont benutzt worden (KRÖNER 1968).

Trotz Abdeckung durch jüngere Gesteine läßt sich das Damara-Tektogen weit nach NE bis nach Zambia und in die Katanga-Provinz der DR Congo verfolgen (KEY, RUNDLE 1981), wo im Lufilian arc (UNRUG 1983) der Strang zu enden scheint. Zwar liegen für dieses Gebiet nur wenige Untersuchungsergebnisse vor. Es scheint sich aber die Struktur des Damara-Tektogens mit Vergenz auf den Kraton und Zunahme der Deformationsintensität zum Tektogeninnern zu wiederholen. Granitoider Magmatismus ist nur ganz sporadisch entwickelt (KRÖNER 1980 a).

Die Altersbestimmungen für die aus Geosynklinalgesteinen aufgebauten panafrikanischen Gebiete und der entsprechenden Granitoide (AHRENDT, HUNZIGER, WEBER 1978; ALLSOPP, KÖSTLIN u.a. 1979; HAACK 1976; HAACK, HOFFER 1976; HARTNADY 1969; HARTNADY, NEWTON, THERON 1974; HAWKESWORTH, KRAMER, MILLER 1981; JACOB, KRÖNER, BURGER 1978; KRÖNER 1980 b; KRÖNER, CLAUER 1979; KRÖNER, HALPERN, JACOB 1978; MILLER 1979; REIMER 1978; SCHOCH 1976) schwanken zwischen 670 und 450 Mill.J., wobei die Granitoide die jüngeren Alterswerte geliefert haben. Eine Ausnahme bildet ein posttektonischer Basitgang mit 782 Mill.J. aus der Cape Range (HÄLBICH 1979 zitiert in TANKARD u.a. 1982).

1.1.8.2. Aktivierungsgebiete (Mozambique Belt) (Abb. 13)

Während der Panafrikanischen Tektogenese werden auch Gebiete älterer Kratone aktiviert, die wahrscheinlich niemals mit der Damara-Supergruppe altersgleichen Folgen bedeckt gewesen waren (KRÖNER 1977). Dabei handelt es sich neben deformativer Beeinflussung, die nur selten eindeutig nachzuweisen ist, um thermische Aktivierungen, die entsprechende Abkühlungsalter bedingt haben. Nach den Untersuchungen von HOLMES (1951), die auf Feldbeobachtungen und absoluten Altersbestimmungen seit Anfang des Jahrhunderts (HOLMES 1918) basieren, wird dieser Streifen als Mozambique Belt bezeichnet, dessen Verbreitung von der Ostflanke des Simbabwe-Kratons im Süden über die nördlichen Teile der VR Moçambiques und einen Ableger in das Sambesi-Tal nördlich des Simbabwe-Kratons entsendend weit nach Tanzania zu verfolgen ist (HEPWORTH 1972; KRÖNER 1977 a, 1979, 1980 a, b; SNELLING u.a. 1964; TALBOT 1973 a; VAIL 1966; SACCHI u.a. 1984).

Die besten Voraussetzungen für die Klärung geologischer Fragen des Mozambique Belt bestehen in der östlichen Umrandung des Simbabwe-Kratons einmal durch die diskordanten Auflagerungen der Umkondo-Gruppe auf dem archaischen Kraton und zum anderen durch den Great Dyke, der im Norden panafrikanisch deformiert wird. So läßt sich an der Ostflanke des Kratons erkennen, wie die Gesteine der Umkondo-Gruppe auf dem nicht regenerierten Kraton undeformiert anzutreffen sind und nach Osten immer stärker deformiert und auch metamorphisiert werden (JOHNSON 1968; JOHNSON, VAIL 1965; TALBOT 1973 a; VAIL 1966). Der Übergang vom Mozambique Belt zum alten Kraton ist nicht scharf, wenn auch eine Aufschiebungsfläche angenommen wird. Die Isograden der metamorphen Fazies (Chlorit, Almandin, Staurolith, Kyanit und Sillimanit) lassen sich auf 500 km Entfernung verfolgen (VAIL 1966). Die thermische Beanspruchung, die innerhalb des Mozambique Belt durch zahlreiche Altersbestimmungen belegt ist, klingt nicht abrupt an der Grenze zum Kraton ab, sondern führt im Kraton zur Verjüngung der Alterszahlen. Damit erinnern die tektonischen Verhältnisse an der Ostflanke des Simbabwe-Kratons an die Grenze dieses Kratons mit der Limpopo-Provinz (KRÖNER 1977 a). Hier wie dort ist ein älterer Kraton aktiviert worden, wobei nur noch einige Reste des Altkristallins erhalten geblieben sind, die durch Alterszahlen zu belegen sind (SNELLING u.a. 1964; TALBOT 1973 a; VAIL, SNELLING 1971). Ähnliche Verhältnisse finden sich im Zambezi Belt verwirklicht. Durch die Deformation des Great Dyke ist der deformative Anteil der panafrikanischen Tektogenese abzuschätzen. BARR (1976) errechnet 25 %.

Weiter im Norden, in den nördlichen Provinzen der VR Moçambique und in Tanzania läßt sich die Überprägung nur durch absolute Altersbestimmungen nachweisen. ARAÚJO (1976) gliedert aus: Iúrio- (700 - 1.300 Mill.J.) und moçambikanische Episode (550 Mill.J.). SACCHI u.a. (1984) und FERRARA u.a. (1984) betonen die Bedeutung der Iúrio-Deformation (1.000 - 1.100 Mill.J. und räumen der panafrikanischen Aktivierung nur thermischen Charakter ein. CANNON, HOPKINS u. a. 1969 sprechen von einer mehrmaligen Deformation in Malawi. COOLEN u.a. 1982 berichten von Granuliten im südlichen Tanzania, die ein Alter von 652 Mill.J. geliefert haben, während die umgebenden Gesteine der Amphibolitfazies geringere Alter aufweisen. Der auf Tectonic Map of Africa dargestellte einheitlich tektonische Bau stellt eine starke Generalisierung dar. Das offenbart sich z.B. in den photogeologischen Aufnahmen von HEPWORTH (1972) für Tanzania und durch eigene Aufnahmen im Pegmatitgebiet von Alto Ligonha (PAECH 1980; PAECH, SCHEMIDT 1982).

1.2. Phanerozoikum

Die phanerozoische Entwicklung des südlichen Afrika ist durch die Cape- und Karroo-Supergruppe bestimmt. Spätere Bildungen greifen nur noch randlich auf den Kontinent über oder sind unbedeutend.

1.2.1. Cape-Supergruppe (Abb. 14)

Im Anschluß an die Panafrikanische Tektogenese bilden sich vor Ablagerung der eigentlichen Cape-Supergruppe lokal Molassen, die in der westlichen Cape Province besonders mächtig werden, wo sie durch die bis 2 km mächtig werdende Klipheuwel-Gruppe (Tab. 4) vertreten ist, die aus rotbraunen Konglomeraten, Feldspatsandsteinen und Siltsteinen kontinentalen Ursprungs aufgebaut ist. Diese entstammen fluviatilen Sedimentationsmileu, das durch ein nach SSE entwässerndes Flußsystem in einem bis ca. 40 km breiten Tal gekennzeichnet ist. Dieses durch Störungen kontrollierte Tal ermöglicht bei späteren Transgressionen ein Vordringen des Meeres des Cape-Beckens nach NW in die Clanwilliam-Bucht. Geröllzusammensetzung, geringer Reifegrad und Sedimentstrukturen kennzeichnen die Konglomerate als Ablagerungen von Schuttströmen, die auf erhebliches Relief und möglicherweise aktive Störungen schließen lassen. Lokal sind auch im Inneren der Cape Range Molassebildungen anzutreffen.

Von wenigen Ausnahmen abgesehen liegt die Cape-Supergruppe den Molasseformationen schwach diskordant auf. Sie greift auf weite Gebiete des panafrikanisch gefalteten Tektogens und auch des Namaqua-Natal-Mobilgürtels über.

Die Cape-Supergruppe ist dreigeteilt:

Witteberg-Gruppe, Unteres Mitteldevon bis Karbon? (D.2.1 - C.1)

• Bokkeveld-Gruppe, Oberes Unterdevon bis Unteres Mitteldevon (D.1.3 - D.2.1)

Tafelberg-/Natal-Gruppe, Ordovizium bis Unterdevon (O.1-D.1)

1.2.1.1. Tafelberg-/Natal-Gruppe

In der Tafelberg-Gruppe sind vorwiegend Arenite mit Konglomerat- und Peliteinlagerungen ausgebildet, die auf Fluß-, Delta- und Meeresmilieu hinweisen.

An der Basis beginnt sie, von der Klipheuwel-Gruppe übernommen, mit fluviatilen Konglomeraten, die später von marinen Ablagerungen verdrängt werden, bei denen Delta-, Ästuar-, Watt- und Schelfablagerungen zu unterscheiden sind (HOBDAÏ, TANKARD 1978; RUST 1967, 1973, 1977; TANKARD, HOBDAÏ 1977, 1979; TANKARD, BARWIS 1982; VISSER 1974; VOS, TANKARD 1981). Fazielle Verzahnungen sind offensichtlich, so daß die ausgeschiedenen lithostratigraphischen Horizonte keine Zeitmarken widerspiegeln. Eine diamiktische Einlagerung von 50 - 160 m Mächtigkeit (TANKARD u.a. 1982, S. 345) wird als ordovizischer Tillit gedeutet (RUST 1967; HOBDAÏ, TANKARD 1978), wie aus den gestriemten und fazettierten Geschieben (mit Grundgebirgsanteil), geritztem Untergrund und Stauungen unter dem Tillit abgeleitet wird.

Die Mächtigkeitsverteilung ergibt ein etwa E--W-streichende Mächtigkeitsanschwellung von maximal 4000 bis 5000 m. (Abb. 14). Aufgrund der Bestimmungen von Transportrichtung (RUST 1973) und Faziesanordnung (VISSER 1974) läßt sich deutlich ein nördliches Liefergebiet erkennen, dessen Detritus über Flußsysteme ins Cape-Becken gelangt.

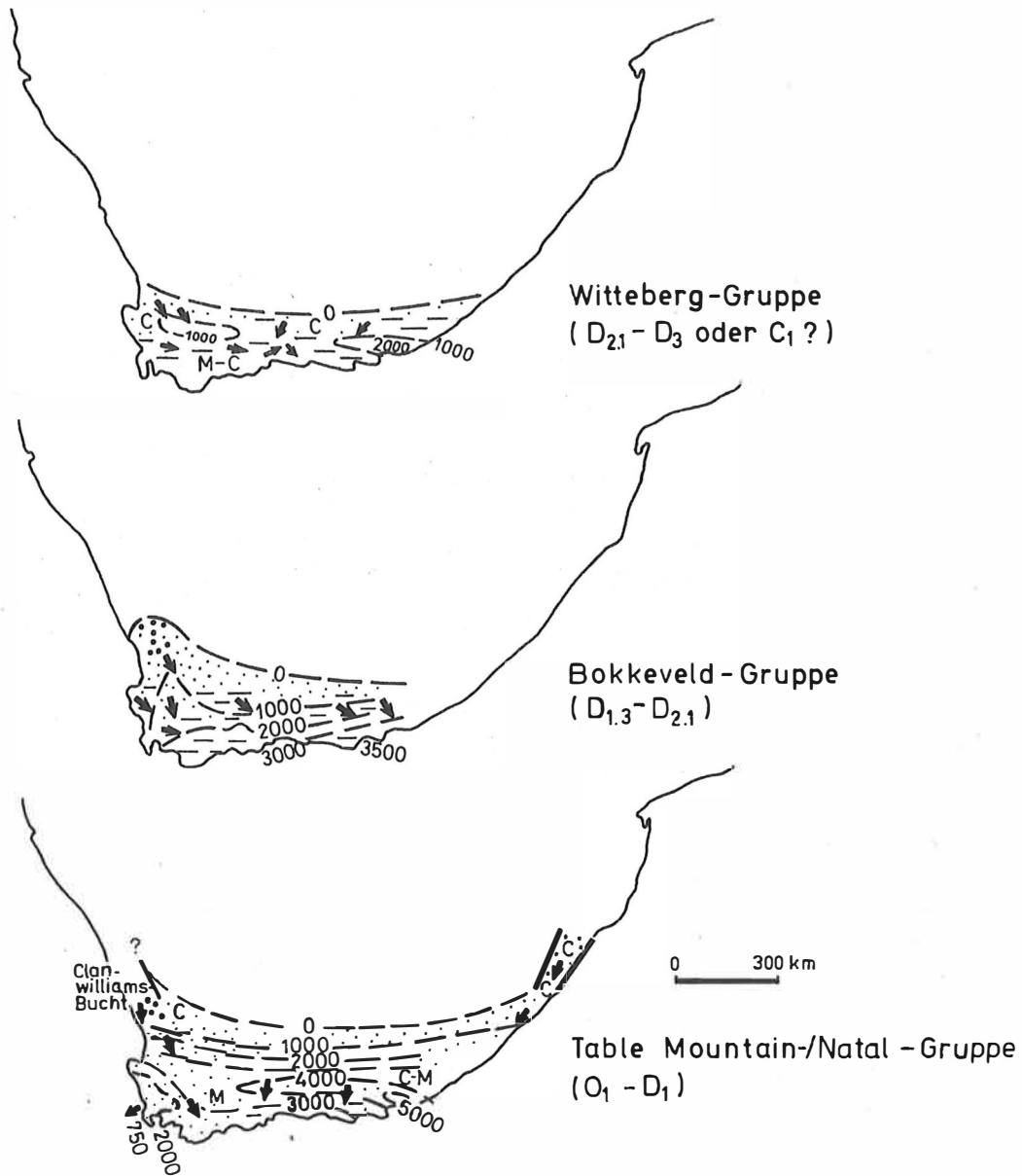


Abb. 14: Paläogeographische Schemakarten der Cape-Supergruppe

Paleogeographic map of the Cape Supergroup

In dem Cape-Becken werden mächtige klastische Sedimente abgelagert, die aus Molasse-Ablagerung (z.B. Klipheuwel-Gruppe in der Clanwilliams-Bucht) hervorgehen. Ein Wandern der Beckenachse ist nicht zu erkennen. Während der Ablagerung der Witteberg-Gruppe ist das ansonsten dominierende marine Milieu weitgehend verdrängt, obwohl es in der anschließenden Dwyka-Zeit neben kontinentalen Bedingungen an Bedeutung gewinnt.
(verwendete Literatur siehe Text; Legende siehe S. 8/9)

In einem derartigen Flußsystem des östlichen Cape-Beckens werden die Natal-Gruppe und die Konglomerate als Nachläufer der Klipheuwel-Gruppe sedimentiert. Anzeichen von Zufuhr aus südlichen Richtungen fehlen.

Der Beckenbildung werden riftartige Züge zugesprochen, die auf einen Triple junction bezogen werden (TANKARD u.a. 1982), dessen Entwicklung in der Anfangsphase schon verkümmert.

1.2.1.2. Bokkeveld-Gruppe

Die Bokkeveld-Gruppe wird durch Wechsellagerungen von Peliten mit Psammiten in 5 - 6 Dachbankzyklen vertreten, die im gesamten Cape-Becken anzutreffen sind. Sie enthält eine artenreiche Fauna von Spiriferen (Ob. Unterdevon) und Trilobiten (Unterdevon) (BOUCOT 1971; COCKS u.a. 1970) u.a. Die nach oben gröber werdenden Zyklen sind Ausdruck der nach Süden in das Cape-Becken vordringenden Deltagürtel und zwischenzeitlichen Transgressionen (THERON 1972; TANKARD, BARWIS 1982). Die Sedimentzufuhr erfolgt ausschließlich aus nördlichen und westlichen Richtungen in das Cape-Becken, wobei im NW die Clanwilliam-Bucht deutlich zu erkennen ist (Abb. 14). Die Mächtigkeitsverteilung ist durch eine stetige Zunahme nach Süden bis über 3.500 m gekennzeichnet, verbunden mit einer Erhöhung des Pelitanteils (THERON 1970).

1.2.1.3. Witteberg-Gruppe

Die Witteberg-Gruppe geht kontinuierlich aus der Bokkeveld-Gruppe hervor (HILLER, DUNLEVEY 1978) und wird vorwiegend durch Pelite und Psammite (meist hell verwitternd) vertreten, deren Sedimentation auch durch zyklisch alternierende Transgressionen und Regressionen kontrolliert wird. Im Laufe der Entwicklung wird der marine Einfluß allmählich zurückgedrängt.

Die übernommene, generelle Beckenkonfiguration bleibt erhalten. Das Liefergebiet liegt im Norden und Westen, aus denen über Flüsse das klastische Material in das Cape-Becken gelangt (Abb. 14). Aus der Mächtigkeitsverteilung lassen sich zwei Teiltröge ausscheiden, die durch E--W-streichende Mächtigkeitsanschwellungen mit Werten über 1.000 m gekennzeichnet sind. Zum Hangenden hin stellen sich sowohl tillitische als auch andere kontinentale Bildungen ein.

1.2.2. Karoo-Supergruppe

Im südlichen Afrika sind Gesteine der Karoo-Supergruppe weit verbreitet (Abb. 15, 16, 17, 20):

- Great Karroo Basin (ca. 1250 x 550 km)
- Kalahari-Gebiet (ca. 1000 x 400 km größtenteils durch känozoische Sedimente verdeckt) mit Warmbad-Gebiet im Westen,
- Sabi-Limpopo-Gebiete,
- Springbock-Kohlerevier (ca. 170 x 35 km),
- Libombos-Nuanetsi-Lupata-Gebiet (ca. 1500 km lang, nach Osten durch jüngere Sedimente verdeckt),

Sambesi-Gebiet (ca. 900 x 50-300 km) setzt sich aus Mittel- und Untersambesi-Gebiet zusammen,
 Luano-Luangwa-Gebiet (ca. 700 x 40 km),
 Congo-Gebiet mit Barotse-, Waterberg- und Ovambo-Gebiet (ca. 1200 x 600 km),
 Kaokoveld-Gebiet, aus kleineren Vorkommen bestehend.

Die Karroo-Supergruppe wird im unteren Teil fast ausschließlich aus Sedimenten aufgebaut, im oberen Teil überwiegen vulkanogene Gesteine.

Die vorwiegend unter kontinentalem, teilweise auch wohl flachmarinem Milieu abgelagerten Sedimente sind arm an stratigraphisch aussagekräftigen Fossilien. Für stratigraphische Aussagen stehen nur Reste von Reptilien, Fischen, Insekten, wenig Foraminiferen, Goniatiten und Muscheln (*Eurydesma*) sowie Pflanzenfossilien und Fährten zur Verfügung. Somit ist die Korrelation hauptsächlich auf lithostratigraphische Vergleiche angewiesen. Ausgangsbasis hierfür ist das Great Karroo Basin, das sich aufgrund relativ einheitlicher Ausbildung und fortgeschrittenem Erkundungsstand als Typus-Gebiet anbietet.

Im wesentlichen wird die in Tab. 5 gegebene Untergliederung bei allen stratigraphischen Vergleichen zugrundegelegt, deren genaue Einpassung in die internationale stratigraphische Skala noch nicht als gesichert angesehen werden kann.

160	Jura	Karoo-Supergruppe	Obere	Stormberg-Gruppe	Obere	Drakensberg Lava [160-200:]
180					Untere	Clarens Formation (= Cave Sandstone)
	Trias					Elliot Formation (= Red beds)
245	Perm		Untere		Beaufort-Gruppe	
					Eccla-Gruppe	
290				Dwyka-Gruppe		
Mill. Jahre	Karbon					Cape-Supergruppe

Tab. 5: Lithostratigraphische Untergliederung der Karroo-Supergruppe

Basierend auf zahlreichen lithostratigraphischen und sedimentologischen Untersuchungsergebnissen, die auf eine Kohlen- und Kohlenwasserstofferkundung ausgerichtet waren, wurden eine Reihe von Formationsbegriffen eingeführt (JOHNSON u.a. 1976), die aber häufig wegen Faziesverzahnungen (TURNER 1977 z.B.) nur begrenzte Gültigkeit aufweisen und nach LeBLANC-SMITH (1980 b) nur lokale Bedeutung haben.

Altersmäßig umfaßt die Karroo-Supergruppe einen Zeitraum von etwa 300 bis 160 Millionen Jahren, d.h. Siles bis Oberer Jura (PLUMSTEAD 1964, ANDERSON div. Arbeiten). ANDERSON (1973) stellt die Dwyka-Tillite ins Sakmara. Das deckt sich mit den Angaben von WASS (1970) über Bryozoen dieses Alters. Die Parallelisierung der Schichten der Karroo-Supergruppe ist vielfach zweifelhaft, weil sie besonders nach dem Eccla durch kontinentale Ablagerungen gekennzeichnet ist, in denen z.T. erhebliche Schichtlücken auftreten können. Abgeschlossen wird die Akkumulation der Karroo-Supergruppe durch die Drakensberg-Vulkanite, die aufgrund der absoluten Alterszahlen (160 - 200 Mill.J.) zum Jura zu stellen sind, aber schon zur Kreide überleiten.

1.2.2.1. Dwyka-Gruppe (Abb. 15)

Zur Dwyka-Gruppe werden meist die

Upper Dwyka Shales und die
Dwyka-Tillite

gerechnet. Da die Upper Dwyka Shales formationell besser zur Eccca-Gruppe gehören (McLACHLAN, ANDERSON 1975), beschränkt sich die Beschreibung dieser Gruppe in vorliegender Arbeit auf die Tillite (vgl. BRUNN, STRATTEN 1981; VISSER 1983).

Das Alter der Dwyka-Tillite konnte bisher nicht hinreichend sicher geklärt werden, da Fossilreste äußerst selten sind. McLACHLAN, ANDERSON (1975) halten die Funde mariner Fossilien von der NW-Flanke des Great Karroo Basin für Unterperm. Demgegenüber macht PLUMSTEAD (1964) aufgrund von Pflanzenfunden silesisches Alter geltend. Die im westlichen Kalahari-Gebiet gefundene Fauna des Eurydesma-Horizontes wird als Hinweis dafür gedeutet (MARTIN 1961), daß die Vereisung im Unterperm endet (vgl. auch DICKINS 1961).

1.2.2.1.1. Great Karroo Basin

Im Great Karroo Basin haben die Dwyka-Tillite weite Verbreitung. Nur an der nördlichen Peripherie gibt es Gebiete ohne entsprechende Bildungen (vgl. Abb. 15).

Grenzziehung

Die Untergrenze der Dwyka-Tillite zeigt unterschiedliche Ausbildung. Nördlich des 32. Breitengrades (DuTOIT 1924) tritt unter den tiefsten Tilliten relativ häufig geritzter und polierter Untergrund mit Gletscherschrammen (STRATTEN 1977) auf. Dabei ist die Auflagerung diskordant über präkambrischen Komplexen. Das subglaziale Relief ist akzentuiert und teilweise durch die Ausbildung von U-Tälern geprägt (COUSINS 1950; GOTTBERG 1970; MATTHEWS 1970; BACKSTROM, VILLIERS 1972). Südlich des 32. Breitenkreises verliert sich allmählich die deutlich diskordante Überlagerung. Für die Gesteine der paläozoischen Cape-Supergruppe ist diskordante Auflagerung der Dwyka-Gruppe anzutreffen, deren Hiatus zwischen Diamiktiten und Unterlage nach Süden immer unbedeutender wird (WINTER, VENTER 1970). In der Cape Range scheint sich der Hiatus vollkommen zu verlieren. Hier überwiegt konkordante Beziehung. Es finden sich aber auch dort kleinere Hiati, indem nach Süden das Profil der Witteberg-Gruppe gekappt ist (DUNLEVEY, HILLER 1979). Die Auflagerung ist stets scheinbar konkordant.

Die Bewegungen des Gletschereises in dem Areal südlich des 32. Breitenkreises erfolgen zumindest teilweise auf noch nicht verfestigtem Untergrund, wie aus der Vergesellschaftung der Schleifspuren mit slumping structures geschlossen werden kann (STRATTEN 1977; THERON, BLIGNAULT 1975).

Lithologische Zusammensetzung und sedimentologische Charakteristik

Die Tillite der Dwyka-Gruppe werden durch Diamiktite vertreten, die aus einer blaugrauen bis grünlichen pelitischen und karbonatführenden Matrix mit unterschiedlichem Anteil von Sand und Geröllen bestehen. Der Geröllbestand ist polymikt zusammengesetzt (Quarz, Quarzit, Schiefer, Granit, Gneis, Quarzporphyr, Diabas, z.T. Konglomerat und selten Archaeozathidenkalk nach COOPER, OOSTHUIZEN 1974). Die bis 2 m großen Gerölle sind vorwiegend gerundet, teilweise eine Ritzung zeigend. Der Geröllanteil konzentriert sich auf den nördlichen Teil des Beckens (Abb. 17). Nach Süden nimmt er ab bis nur noch vereinzelte Gerölle auftreten. Eine schwache sedimentäre Regelung der Geschiebe kann durch Detailuntersuchungen für Deutungen der Transportrichtungen ausgewertet werden (STRATTEN 1968). Hier ist aber auch der störende Faktor tektonischer Regelung

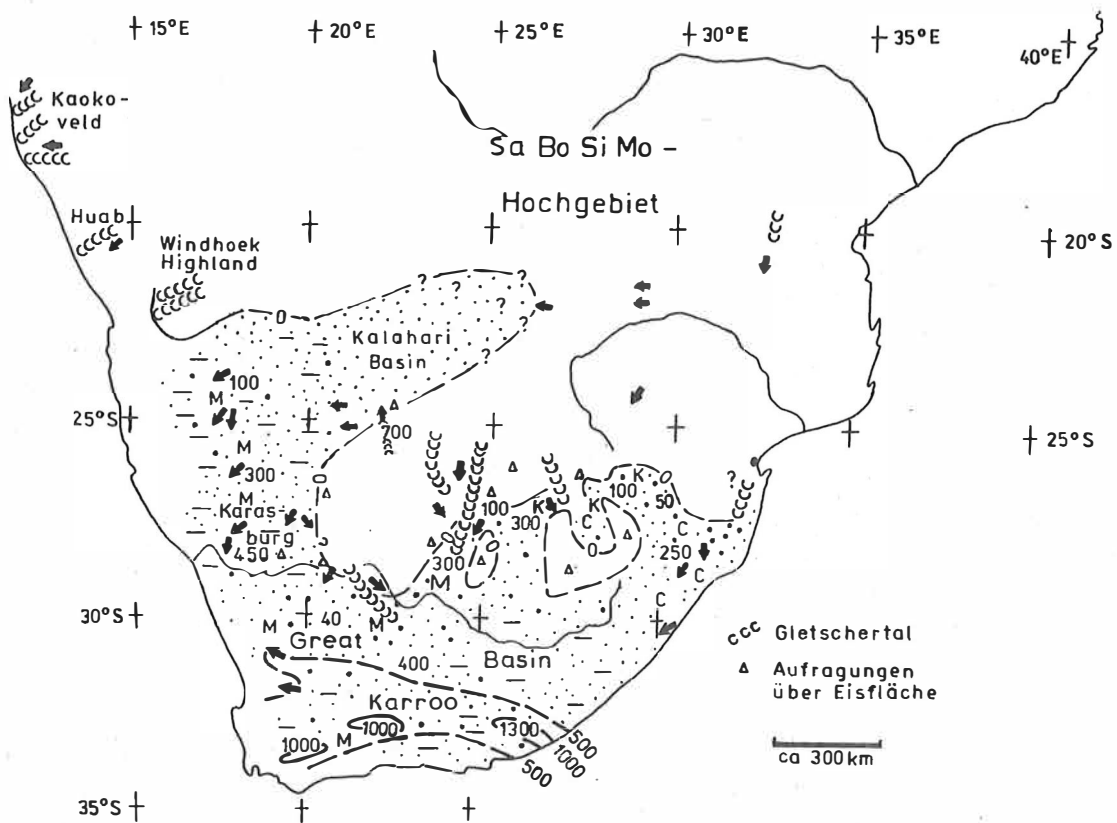


Abb.15: Paläogeographische Schemakarte der Dwyka-Vereisung

Paleogeographic map of the Dwyka glaciation

Ein großes Hebungsgebiet, das die Gebiete von Sambia, Botswana, Simbabwe und Moçambique umfaßt und deswegen SaBoSiMo-Hochgebiet genannt werden soll, enthält kaum echte Glazisensedimente. Es stellt vielmehr das Liefergebiet für die randlich angeordneten Senken dar, von denen das Great Karroo Basin durch besonders hohe Mächtigkeiten gekennzeichnet ist (über 1000 m). Als Bucht schiebt sich das Kalahari-Becken von Westen in das Hochgebiet hinein (VISSER 1983), das randlich noch marine Beeinflussung zeigt.

(verwendete Literatur siehe Text; Legende siehe S. 8/9)

gegeben. Im Norden ist in den Dwyka-Tilliten nur selten eine Schichtung entwickelt, die im Süden des Beckens weiter verbreitet ist. Die Tillitablagerungen sind zwar infolge verschiedener Gletschervorschübe in sich gegliedert, aber eine allgemein anerkannte Untergliederung existiert nicht (z.B. die 4-fach-Gliederung von THERON, BLIGNAULT 1975). Die Mehrphasigkeit der Gletscherbewegungen ist aber eindeutig und ergibt sich u.a. durch das Auftreten von Gletscherschrammen führenden Horizonten innerhalb der Tillitfolge

Aus dem Moränenmaterial entwickeln sich auch fluvioglaziale Sedimente, die durch höheren Sortierungsgrad ausgezeichnet sind. Es kommen Konglomerate, Sandsteine und Warwite vor, deren Bänderung auf unterschiedlichen Kohlenstoffgehalt zurückzuführen ist. Lokal können im N des Beckens auch dünne Kohlelagen beteiligt sein (COUSINS 1950; LeBLANC-SMITH 1980 a).

1.2.2.1.2. Übrige Gebiete

Der Nachweis von Dwyka-Tilliten außerhalb des Great Karroo Basin ist durch die Armut an Fossilien erschwert. Eindeutige Hinweise liefern nur einige Gebiete in Namibia. Im südwestlichen Kalahari-Gebiet treten Tillite von zwei Eisvorschüben auf (STRATTEN 1977; MARTIN 1981 a), die lithologisch als karbonatführende Boulder Shales beschrieben werden (MARTIN 1953). Andererseits wird nicht nur von echten Tilliten, sondern auch von Pebble Mudstone (HEATH 1972) gesprochen. Die Mächtigkeit der Gesamtfolge nimmt von N (100 m) nach Süden (bis 300 m) zu, die der Tillite von 30 m im Norden nach Süden ab (MARTIN, WILCZEWSKI 1970). Zu den liegenden Nama-Quarziten des Präkambriums besteht nur eine Diskonformität (HEATH 1972), die auf den schon verfestigten Quarziten durch Gletscherschliff nachgezeichnet ist. Außerdem bildet das Präglazial ein gegliedertes Relief ab. Im Kalahari-Gebiet konnte VISSER (1983) eine Bucht nachweisen.

Im oberen Profilabschnitt enthält die Serie den marinen Eurydesma-Horizont, der neben diesen Muscheln (durch Trübestrome umgelagert) auch Goniatiten, Radiolarien, Foraminiferen und Asteroideen führt (MARTIN, WILCZEWSKI 1970; SCHROEDER 1908). Die Grenzziehung zur Ecca-Gruppe ist durch die Vormacht von Peliten im Hangenden mit der des Great Karroo Basin vergleichbar.

Weiter im Norden, im Windhoek Highland, im Huab-Becken und Kaokoveld, treten in schmalen Streifen Gesteine auf (reife Konglomerate nach HODGSON 1970), die als Ausfüllungen von glazigenen U-Tälern (MARTIN, SCHALK 1957; HODGSON 1970; MARTIN 1981 a) aufzufassen sind. Ihr glazigener Charakter wird durch Gletscherschliff an den Talhängen bewiesen. Sehr tiefe Täler finden sich nach VISSER (1983) auch an der Südflanke des Kalahari-Beckens.

In den übrigen Gebieten der Karroo-Verbreitung (Botswana, Simbabwe, Moçambique und Sambia) fehlen meist eindeutige Beweise für das Auftreten von Tilliten. Zwar gibt es hinreichend Beschreibungen von psephitischen Gesteinen, die den Tilliten des Dwyka gleichgestellt werden, aber durch einige Unterschiede andere Bezeichnungen erfordern. Zum Teil wird von Tillitoid (CARVALHO 1960), zum Teil auch von fluvioglazialen Bildungen (DENMAN, MONEY 1970 z.B. für das Mid-Zambezi Becken) gesprochen.

Mit eigenen Beobachtungen können zu diesem Problem Beispiele aus dem Untersambesi-Gebiet beigebracht werden. Bei Moatize, dem Abbauzentrum von Steinkohlen in der VR Moçambique, beginnt die Karroo-Sedimentation mit der Akkumulation von grobklastischen Konglomeraten und Brekzien von variierender Mächtigkeit (bis 10 m), deren Gesteinsbruchstücke (bis 50 cm Durchmesser) ausschließlich aus dem unmittelbar unterlagernden

präkambrischen Gabbro-Anorthosit-Massiv stammen und deren Matrix sich aus dem gleichen Gesteinsmaterial ableiten läßt. Der Übergang der Psephite zum liegenden Basiskomplex ist fließend und durch eine Präkarroo-Verwitterungszone gekennzeichnet. Damit ist für dieses Gebiet für die grobklastischen Gesteine nur die Deutung möglich, daß es sich um über kurze Entfernungen transportierten Gesteinsschutt handelt, der am ehesten mit kolluvialen Bildungen verglichen werden kann. Eine glazigene Entstehung scheidet somit aus. Zu ähnlichen Aussagen kommen CARVALHO (1977) und ROCHA-CAMPOS (1981) über die am Vuzi (Nordufer des Stausees Cahora Bassa) auftretenden Basispsephite.

Für das Mittelsambesi-Gebiet Simbabwe fehlen meist eindeutige Hinweise auf glaziale Ablagerungen. Die von CHAPPELL, HUMPHREYS (1970) beschriebenen Gletscherschrammen sind wegen ihrer Größe (7 m breit und 1,25 m tief) oder wegen ihrer Erscheinungsform als Abgüsse auf der Unterseite der Karroosedimente) nicht überzeugend. Auffällig ist das Fehlen einer Verwitterungsdecke unter den Karrooablagerungen. Die von BOND, STOCKL-MAYER (1967) beschriebenen grobklastischen Sedimente unter dem Lower Wankie sandstone sind durch ihren Geröllbestand auf das unmittelbar Liegende (Sijarira sandstone) zu beziehen. Allerdings bringt BOND (1981 a) neuerdings Hinweise auf glazigene Sedimente.

In Sambia besteht das Untere Karroo aus Konglomerat und Sandstein (DRYSDALL, WELLER 1966; DENMAN, MONEY 1970), die wegen fehlender Gletscherschrammen auf der unterlagernden Präkarroo-Oberfläche kaum glazigen entstanden sein können. So ist auch zu verstehen, daß TAVERNER-SMITH (1958, 1962) den Lower Wankie sandstone als mehr oder weniger homogene Bildung der Dwyka- und Ecca-Gruppe zuordnen. GREEN, CROCKETT, JONES (1980) erbringen keinen Nachweis glazigener Bildungen für das Karroo des östlichen Kalahari-Beckens Botswanas.

Aus den gegebenen Erläuterungen kann gefolgert werden, daß für das Verbreitungsgebiet der Karroo-Supergruppe in Sambia, Botswana, Simbabwe und Mozambique kein Nachweis für eine glazigene Entstehung der Basissedimente erbracht worden ist. Für die Zeit der Dwykavereisung ist dieser Bereich ein Hochgebiet, das als SaBoSiMo-Hochgebiet (zusammengesetzt aus den ersten Buchstaben der Länder, das es umfaßt) bezeichnet werden soll. Es war ähnlich wie Antarktika heute von einer Eiskappe verdeckt. Die Akkumulation setzt erst nach Abtauen der Eiskalotte und teilweise nach einer Verwitterungsperiode ein. In ähnlichem Sinne äußerten sich NEVES (1973) und CARVALHO (1977). Autor vorliegender Arbeit sieht in den groben Ablagerungen an der Basis der Karroo-Supergruppe des SaBoSiMo-Gebietes einen heterogen entstandenen Komplex (fluviatil bis kolluvial), der meist als Basissedimente nach einer langen Abtragungsperiode eine neue Sedimentationsphase einleitet. Bei einer derartigen Deutung muß aber bedacht werden, daß es sich so um kurzfristig entstandene Bildungen handelt, die weder untereinander gleichalt sind noch altersmäßig den Dwyka-Tilliten zu entsprechen brauchen.

1.2.2.1.3. Paläogeographie

Das paläogeographische Bild des südlichen Afrika wird in der Karroo-Periode durch das große Akkumulationsgebiet des Great Karroo Basin beherrscht. Darin ist die Mächtigkeitsverteilung dadurch gekennzeichnet, daß im Süden die größten Mächtigkeiten vorliegen (über 1000 m), die nach Norden allmählich abnehmen (Abb. 15). Im Norden des Beckens findet sich eine durch das subglaziale Relief stark gegliederte Außenflanke, in deren hauptsächlich N-S gerichteten Tälern die Maximalmächtigkeit bis 300 m ansteigen kann. Daneben erscheinen ehemalige Hochgebiete als tillitfreie Inseln. Die im Norden des

Beckens dominierenden kontinental-glazigenen Ablagerungen werden nach Süden durch glazimarine Bildungen abgelöst, deren Existenz besonders durch den Nachweis mariner Fossilien bestätigt worden ist (STRATTEN 1977). Die glazimarine Fazies zeichnet sich durch geringeren Geschiebeanteil, Vorhandensein einer Schichtung und hohe Mächtigkeiten aus. Die Grenze zwischen mariner und nichtmariner Glazialsedimentation verläuft diagonal von NW nach SE durch das Great Karroo Basin.

Offensichtlich sind die beträchtlichen Mächtigkeiten des Great Karroo Basin an eine etwa E-W streichende Senkungszone im Vorfeld der sich herausbildenden Cape Range gebunden, in der die Dwyka-Tillite an Mächtigkeit zu verlieren scheinen.

Angaben über Bildungstiefe fehlen weitgehend, mit einem Abtauchen des Beckenbodens nach Süden ist aber zu rechnen, wenn auch relativ weit im Süden nach Gletscherspuren in dem damals weichen Beckenboden vorhanden sind, die nach den Gletschermächtigkeiten in der heutigen Antarktis zu urteilen, in Tiefen von fast 1 km noch denkbar sind. Entsprechend den Vorstellungen von DuTOIT (1921) stammen die glazimarin Sedimente aus Schelfgletschern, deren Moränenmaterial nach Auftauen des Eises auf den Meeresboden sank (auch DUNLEVEY, HILLER 1979). Man kann die geographischen Verhältnisse mit denen der heutigen Antarktis vergleichen, die einen bis ca. 300 km breiten Kranz eines Eisschelfes aufweist. Durch diese Deutung finden aber die hohen Sedimentmächtigkeiten im Süden des Beckens noch keine hinreichende Erklärung. Inwieweit die beträchtliche Sedimentakkumulation im Bereich der Beckenachse auf Resedimentation (COUSINS 1950) zurückzuführen ist, kann nicht entschieden werden. Sie ist aber denkbar, weil die hohen Mächtigkeiten eine beträchtliche Absenkung erfordern.

Im westlichen Kalahari-Becken einschließlich dem Karasburg-Becken (MARTIN 1981 b) sind die glazimarin Ablagerungen von unbedeutender Mächtigkeit. Weiter im Norden in Namibia (Windhoek Highland, Kaokoveld) beschränkt sich die Dwyka-Gruppe auf Talausfüllen (MARTIN 1953), so daß die Mächtigkeiten 150 m nicht übersteigen. Interessant ist der Umstand, daß die von Dwyka-Gletschern geschaffenen U-Täler von rezenten Flüssen noch genutzt werden (Abb. 15).

Das große Gebiet östlich bzw. nordöstlich der Verbreitung glazigener Ablagerungen, das SaBoSiMo-Hochgebiet, dürfte zur Dwyka-Zeit im wesentlichen eisbedeckt gewesen sein. Durch die geringen Eisbewegungen im Zentrum der Eiskappe konnte hier nicht so viel Moränenschutt anfallen, so daß hier weitgehend glaziale Bildungen fehlen. Nur in Talungen (Sabi-River-Senke nach BOND 1981 b) sind Reste erhalten geblieben oder an exponierten Stellen nachträglich durch Abtragung wieder beseitigt worden. Die groben Sedimente an der Basis des Karroo des SaBoSiMo-Gebietes stellen vorwiegend Bildungen aus jüngeren Epochen dar. Reichliche Zufuhr glazigenen Materials erfolgt durch die randlich angeordneten, relativ schnell abgleitenden Gletscher, die tiefe Täler in den Untergrund schürften. STRATTEN (1977) unterscheidet als Liefergebiete von E nach W: Natal, Transvaal, Griqualand und Namaland Ice Sheets, die glazigenen Schutt in das Great Karroo Basin liefern. CROWELL, FRAKES (1975) geben Transvaal- und Botswana-Lobus an. Von dieser gewaltigen Eiskappe des SaBoSiMo-Gebietes fließen offensichtlich nach allen Seiten Gletscher, nach Westen der Botswana-Lobus (CROWELL, FRAKES 1975). Möglicherweise dokumentiert das Dwyka Zaires die Nordflanke der Eiskappe.

Problematisch ist die Frage nach einem südlich bzw. westlich gelegenen Liefergebiet, die besonders durch STRATTEN (1968, 1969, 1970 a, 1977) bejaht wird. Aufgrund der Ergebnisse von THERON, BLIGNAULT (1975) kann ein westlich gelegenes Liefergebiet ausgeschlossen werden. Durch diese Autoren sind Hinweise für Eisvorschub nach W an der Westflanke des Great Karroo Basin erwähnt worden. Die im Süden anzutreffende Dachziegel-lagerung kann auch tektonischer Natur sein und ist für eine Beckenanalyse nicht nutzbar.

1.2.2.2. Eccla-Gruppe und Upper Dwyka Shales (Abb. 16)

Wegen deutlicher formationeller Affinität werden die Upper Dwyka Shales, die nach McLACHLAN, ANDERSON (1975) keine glazigene Beeinflussung zeigen, zusammen mit den Gesteinen der Eccla-Gruppe behandelt. Die Parallelisierung mit einem stratigraphischen Standard ist wegen der Armut an marinen Fossilien schwer durchzuführen. Sicher ist allerdings, daß es sich um Perm handelt. Für intrakontinentale Vergleiche eignen sich palynologische Untersuchungen, die aber bisher nur für einige Gebiete zugänglich sind (z.B. FALCON 1975 für das Sebungwe-Gebiet im Mittelsambesi-Becken). Für Südafrika existiert zwar ein umfangreicher Bericht (HART 1966), der aber noch nicht veröffentlicht ist. Eine gute Zusammenstellung stammt von TRUSWELL (1980).

1.2.2.2.1. Great Karroo Basin

Im Great Karroo Basin sind die zu behandelnden Gesteine überall über den Dwyka-Tilliten und darüber hinaus weiter im Nordteil des Great Karroo Basin in dem Gebiet ohne Upper Shales allein als Eccla-Gruppe anzutreffen.

Grenzziehung

Die Untergrenze zu den liegenden glazigenen Sedimenten der Dwyka-Gruppe ist meist fließend, teilweise aber auch abrupt und durch die einsetzende Dominanz der pelitischen Sedimente des Upper Dwyka Shales bestimmt. Als Grenze zwischen Upper Dwyka Shales und der Eccla-Gruppe fungiert als weit verbreiteter Leithorizont das White Band, der Mesosaurus-Reste geliefert hat und für Sakmara angesehen wird (ANDERSON, SCHWYZER 1977). Dieser Leithorizont ist aber ebenso wie die Upper Shales auf den SW Teil des Beckens beschränkt. Die Eccla-Gruppe ist durch das Auftreten kohleführender Formationen gekennzeichnet. Sehr problematisch ist die Grenzziehung der Obergrenze der Eccla-Gruppe, die im wesentlichen mit der endgültigen Übermacht kontinentaler Sedimente zusammenfällt. Im Beaufort häuft sich das Auftreten von Rotsedimenten.

Lithologische Zusammensetzung und sedimentologische Charakteristik

Die Upper Dwyka Shales werden durch dunkelgraue bis grünliche, gebänderte Pelite vertreten, denen selten bis 20 cm mächtige phosphatführende Horizonte (meist als Knollen) in Vergesellschaftung mit Kieselschiefern eingelagert sind. Nach oben gehen die bis 200 m mächtigen Upper Dwyka Shales in das White Band über, das sich offensichtlich aus ähnlichen, aber leicht schwarzen Peliten entwickelt und durch die helle Verwitterungsfarbe im Gelände zu verfolgen ist (daher die Bezeichnung).

Die eigentliche Eccla-Gruppe wird vorwiegend durch dunkle, pyritführende Pelite und Psammite vertreten. An der Zusammensetzung der Psammite sind auch Feldspäte beteiligt, so daß neben Sandsteinen auch Arkosen bzw. Grauwacken anzutreffen sind (HAUGHTON 1970).

Nach KINGSLEY (1981) bestehen im Ostteil des Beckens die Psammite aus 21 % Quarz, 16 % Feldspat (An 4-18), 13 % Gesteinsbruchstücke (Schiefer, Quarzit) und Rest Matrix. Entsprechend BEHR (1965) enthalten die Psammite stellenweise an der NW-Flanke des Great Karroo Basin Schwermineraleisen von Ilmenit. Lokal schalten sich auch Konglomerate ein. An einigen Stellen wurde Glaukonit nachgewiesen (STANISTREET, LeBLANC-SMITH, CADLE 1980; CADLE, HOBDAI 1977; LeBLANC-SMITH 1980 a, b). Interessant ist das Auftreten von tuffogenen Gesteinen, die sich aus der Zeolith- bzw. Albitführung ableiten lassen (ELLIOT, WATTS 1974; LOCK, JOHNSON 1974; MARTINI 1974). Die ökonomische Bedeutung der Eccla-Gruppe ergibt sich durch Kohleneinlagerungen, deren Flöze Mächtigkeiten über 10 m erreichen können. Meist handelt es sich um recht asche-

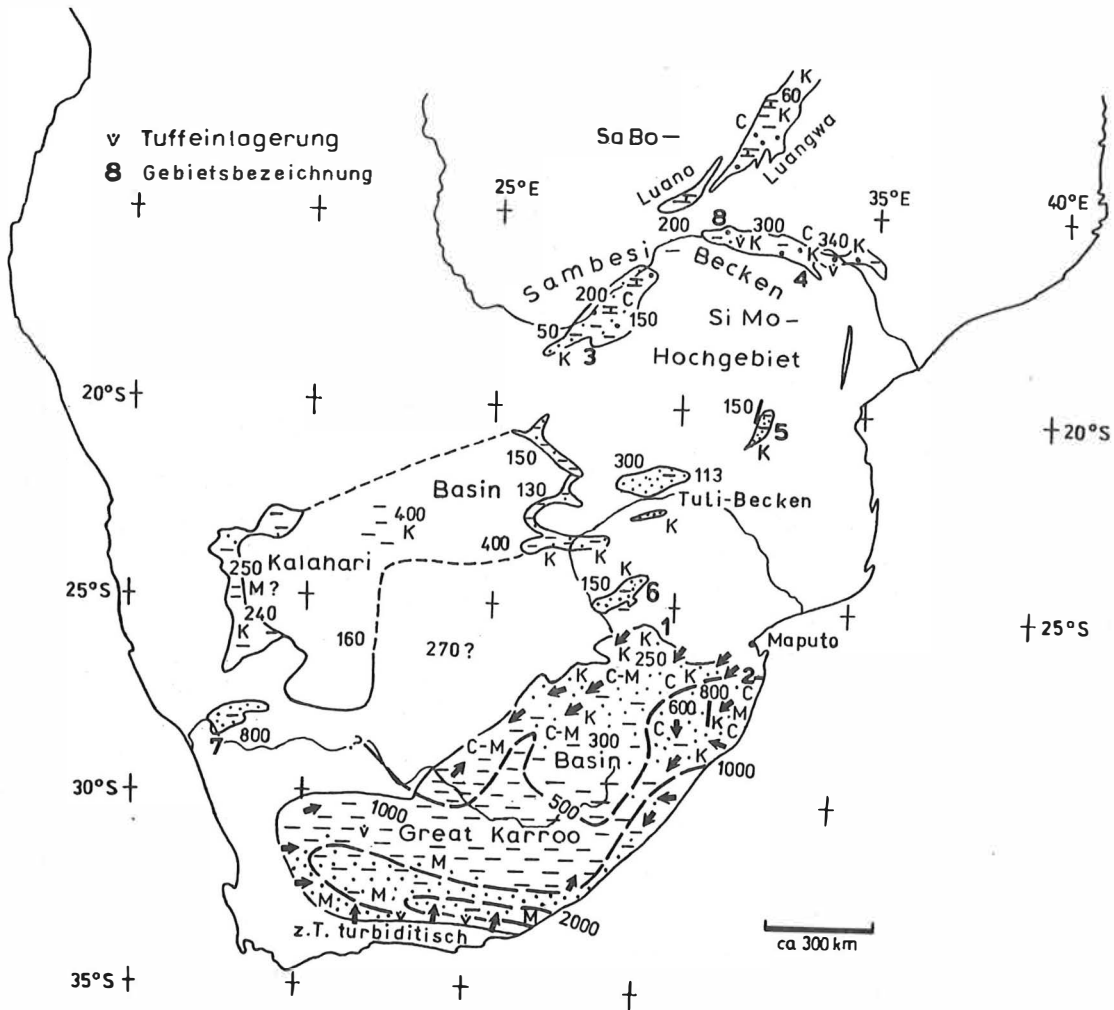


Abb. 16: Paläogeographische Schemakarte der Ecca-Gruppe (einschließlich Upper Dwyka Shales)

Paleogeographic map of Ecca period (inclusively Upper Dwyka Shales)

Das Great Karroo Basin, das vermutlich ehemals mit dem Kalahari-Becken in Verbindung stand, zeigt einen klastischen Schuttfächer im Norden mit zahlreichen Kohleakkumulationen und turbiditische Klastite im Süden. Im Zwischengebiet überwiegt pelitische Sedimentation. Auf dem SaBoSiMo-Hochgebiet bilden sich Becken heraus, deren Absenkung durch Störungen kontrolliert zu werden scheint. In Natal ist an der Nordflanke des Great Karroo Basin eine syntektonische Störung nachgewiesen.

(1 - Witbank Coalfield, 2 - Natal, 3 - Wankie Coalfield, 4 - Moatize, 5 - Sabi-Coalfield, 6 - Sprinbock Coalfield, 7 - Warmbad, 8 - Mucanha-Vuzi;

verwendete Literatur siehe Text, Legende siehe S. 8/9)

reiche Brennstoffe (bis 50 %, meist aber zwischen 10 und 20 %, vgl. Tab. 6), deren Inkohlungsgrad durch die jüngeren Doleritintrusionen lokal stark beeinflusst wird und deswegen auch in weiten Grenzen schwankt (10 bis 35 % im wesentlichen aber zwischen 20 - 25 % flüchtige Bestandteile). Im Gegensatz zu den europäischen Kohlen ist die Materialzusammensetzung inertinitbetont, deren Anteil im Great Karroo Basin bis 63 % ansteigt, aber auch bis 30 % zurückgehen kann. Exinit geht ausschließlich aus Mikrosporen hervor, die auf flachwurzelige Vegetation zu beziehen sind (LeBLANC-SMITH 1980 b).

Was das S e d i m e n t a t i o n s m i l i e u anbelangt, so werden die Upper Dwyka Shales allgemein als marine Bildungen eingestuft, deren Verbreitung im wesentlichen mit den marinen Fossilien des Dwyka übereinstimmt. Für das White Band an der Obergrenze der Upper Shales kann aufgrund der sehr ähnlichen Ausbildung und weiten Verbreitung gleiches angenommen werden. McLACHLAN, ANDERSON (1973) sprechen sich allerdings für kontinentale Sedimentation aus. DuTOIT (1954) hält eine sapropelitische Entstehung für möglich.

Das S e d i m e n t a t i o n s m i l i e u der Eccla-Gruppe variiert zwischen marin und kontinental. Marine Sedimentation konzentriert sich auf den Süden und Westen des Beckens (Abb. 16), wo im Vorfeld der Cape Range neben feinklastischen Bildungen auch Turbidite (KUENEN 1963; HAUGHTON 1970; LOCK 1973; RYAN 1969; TRUSWELL, RYAN 1969; KINGSLEY 1981) in den höchstwahrscheinlich tiefsten Beckenteilen zur Ablagerung kommen. Nach RYAN (1969) nimmt die Tiefe nach Norden allmählich ab. Die Nordflanke wird demgegenüber durch lateralen Fazieswechsel marin/kontinental gekennzeichnet, wobei der marine Einfluß nach Norden abnimmt. Häufig ist auf engem Raum eine Faziesassoziation verwirklicht, an der Moor/lakustrin/fluviatil/Delta/und litoral vertreten sind. Das trifft ebenso für Transvaal im äußersten Norden des Beckens (LeBLANC-SMITH, ERIKSSON 1979; STANISTREET, LeBLANC-SMITH, CADLE 1980; CAIRNCROSS 1980) als auch für Natal zu (RILETT 1968; CADLE, HOBDAY 1977; HOBDAY 1978; MASON, TAVERNER-SMITH 1978; WHATELEY 1980). Ein gutes Hilfsmittel für Milieustudien, insbesondere bei Abschätzungen der Wassertiefe, stellt die Ichnologie dar. TURNER, WHATELEY (1981) siedeln Scolithos und Diplocraterion im Flachwasser und Helminthopsis im tieferen Wasser, STANISTREET, LeBLANC-SMITH, CADLE (1980) Scolithos in der Lower Delta Plain und Diplocrateriom parallelum am Prodelta Slope an. Eindeutig ist der marine Einfluß durch Auftreten von Glaukonit.

Die Ausbildung der K o h l e n spricht zwar für eine generelle Absenkung des Great Karroo Basin. Aber durch das vorgefundene Relief und durch differenzierende Vertikaltektonik kommt es zur Herausbildung von begrenzten Moorgebieten (BLIGNAUT 1951), die durch fluviatile Sedimentation z.T. beträchtlich beeinträchtigt wird (CAIRNCROSS 1980). Dadurch bedingt sind Flözaufgabelungen, Vertaubungszonen und variierender Aschegehalt der Kohlen. Die von MACKOWSKY (1968, 1975) vertretene Auffassung, daß die Kohlebildung wegen des Inertinitreichtums an trockene Zonen mit einem relativ tief liegenden Grundwasserspiegel gebunden ist, steht im Widerspruch zu einigen Tatsachen, z.B. dem Tundratyp der Moore (CAIRNCROSS 1980) oder der flachwurzlichen Vegetation (HART 1966 zitiert in LeBLANC-SMITH 1979). PLUMSTEAD (1969) deutet diese Charakteristik der Kohlen im südlichen Afrika durch die üppige Baumvegetation, den relativ hohen Anteil an Blattresten infolge jährlicher Blatterneuerung, aber auch durch lange Trockenzeiten vor der Einbettung der Holzsubstanz. Eine Rolle spielt der hohe Pyritanteil (über 1 % S, vgl. Tab. 6).

1.2.2.2.2. Übrige Gebiete

Im südwestlichen K a l a h a r i - B e c k e n werden die Sedimente über dem tillitführenden Dwyka durch eine pelitische und psammitische Folge vertreten (ca. 200

Gebiet	Great Karroo Basin									Kalahari	Sambesi-Becken										Sonstige										
	Natal			Witbank	Johannesburg	Witbank			Springbock	Swaziland	Botswana	Mamabula, Botsw.	Wankle	Siankondobo	Siankondobo	Siankondobo	Kazinze 3 seam	Kazinze main s	Chipanga	Moatize	Moatize	Chicôa-Mecucoé	Nkandabwe	Mulungwa	Luangwa	Molteno					
Asche	20-50	10-20	6-45	13		10	17	14		12-18	10-20	10	16	18-23		19	24	20			23	21-26	23	16	22-27						
flüchtige Bestandt.			10	28	36	34	27	24	37	4-15	20-25	24	22	18-21		21	17	18			25	20-23	18	30	7-25						
Schwefel				1						0,5			2	1-3		1	2	1			1	~1	1	1	1						
Vitrinit						60	32	32				35	54		4	15			78	50											
Inertinit						31	62	63				65	46		94	83			22	50											
Exinit						9	6	5				<1	<1		2	2			0	0											
Quelle	CALINGROSS (1980)			MACROWSKY (1968)			nach WATSON in MONEY, DRYSDALL (1975)			MACROWSKY (1968)	nach SNTMAN (1961) in SMITH, D.A.M. (1970) und MONEY, DRYSDALL (1975)			MACROWSKY (1968)	HUNTER (1961)	BALDOCK (1973)	nach BOGOCK in dito	nach WATSON (1960) in MONEY, DRYSDALL (1975)	nach CHANDRA in MONEY, DRYSDALL (1975)	SWIFF (1961)	nach ALPERN in MONEY, DRYSDALL (1975)	MONEY, DRYSDALL (1975)	MONEY, DRYSDALL (1975)	NEFO (1976)	Carbomoc F.F.	Berichte	VASCONCELOS (1982)	FURNER (1971)	nach UTTING in MONEY, DRYSDALL (1975)	RADSEVIG (1968) in MONEY, DRYSDALL (1975)	MONEY, DRYSDALL (1975)

Tabelle 6: Kohlenpetrographische Parameter der Kohlen der Karroo-Supergruppe (Werte auf- und abgerundet)

m), die zum Hangenden hin in das White Band (~ 50 m) übergeht. Der psammitische Anteil scheint höher als in entsprechenden Folgen des Great Karroo Basin zu sein. Erwähnenswert ist das Auftreten von geringmächtigen Kohleeinlagerungen (MARTIN 1961; HEATH 1972) und die Ausbildung einer Schichtlücke im Liegenden der Upper Shales. Ähnliche Verhältnisse bietet das Kaokoveld Namibias (MARTIN 1961; REUNING, MARTIN 1957; HODGSON 1970), wo sich in den Upper Shales schon Anzeichen von Kohleeinlagerungen ergeben. Im Innern des Kalahari-Beckens sind auch kohleführende Formationen des Mittleren Ecca (GREEN 1969) anzutreffen.

Von der Ostflanke des Kalahari-Beckens in Botswana berichten GREEN (1964) und BALDOCK (1973) über pelitische Kohlenformationen des Oberen Ecca, denen bis 10 m mächtige Kohlenflöze eingelagert sein können. GREEN, CROCKETT, JONES (1980) sehen einen Hiatus zu den grobklastischen Dwykagesteinen, die aber ebenso als Basisbildungen aufzufassen sind. Eindeutig ist die Lücke zum Hangenden, in dem die kohleführende Serie durch äolische Sedimente gekappt werden, die der Stormberg-Gruppe zuzuordnen sind (Clarens-Formation).

Im Mid-Zambesi-Basin, in dem auch einige Kohlefelder auftreten, ist eine Zweiteilung des Ecca weit verbreitet (DENMAN, MONEY 1968, 1970; MONEY, DRYSDALL 1975; TAVERNER-SMITH 1962):

Kohleserie (Gwembe Coal Form., Coal Form. und Upper Wankie Sandstone)

Klastitserie (Lower Wankie Sandstone, Siankondobo Sandstone)

Die Klastitserie ist teilweise grobklastisch, wird aber am ehesten noch zur Ecca-Gruppe gehören. Die kohleführenden Folgen bestehen aus einer Wechsellagerung von karbonatischen Peliten und Sandsteinen, die nahe der Basis ein bis zu 10 m mächtiges Kohleflöz, darüber weitere, aber unbedeutende Kohleeinlagerungen enthalten. Die Schüttung erfolgt nach MONEY, DENMAN, RADOSEVIC (1968) von NW und bildet in einem See ein Delta.

Im Ostteil Sambias, im Luano-Tal (Abb. 16) ist die Fazies der Gwembe Coal Formation und der unterlagernden Klastite noch zu verfolgen. In dem nordöstlich anschließenden Luangwa-Becken tritt die Luvumba Coal Formation auf, die Pelite mit größeren Einlagerungen und auch Kohlen enthält (DRYSDALL, WELLER 1966; DRYSDALL 1965; TAVERNER-SMITH 1958, 1959, 1962).

Im Untersambesi-Becken wird die Ecca-Gruppe durch eine 200 bis 300 m mächtige feinklastische Serie im Wechsel mit Psammiten vertreten, denen mehrere Kohleflöze und auch einige Konglomerate eingelagert sind. Im Kohlerevier von Moatize sind 6 Flöze vorhanden, von denen das Flöz Chipanga mit einer Gesamtmächtigkeit von 30 m (davon nur 12 m Zwischenmittel) am mächtigsten ist. Durch die Auswirkungen jurassischen Magmatismus ist die Inkohlung ^{meist} weit fortgeschritten (18 % flüchtige Bestandteile). Nach Ansicht des Autors sind die im Liegenden der produktiven Serie auftretenden grobklastischen Sedimente auch zum Ecca zu stellen.

Im Sabi Coal Field (SWIFT u.a. 1953) liegt über präkambrischen Umkondo-Quarziten lokal bis 80 m mächtiges Basissediment, während kohleführendes Ecca (100 - 300 m) darüber hinausgreift und vorwiegend aus Peliten besteht, die allerdings über den kohleführenden Schichten gröber werden. Nach VISSER (1961) setzen sich die Becken des Limpopo-Tales mehr nach S fort.

Im Springbock Coal Field liegen vergleichbare Serien vor, allerdings folgen über der produktiven Serie nochmals Pelite.

1.2.2.2.3) Paläogeographie

Die Paläogeographie zur Ecca- und oberen Dwyka-Zeit lehnt sich im Great Karroo Basin an die der Dwyka-Kaltzeit an (Abb. 16). Die Upper Dwyka Shales als zweifellos marine Bildungen sind ebenso wie das White Band nur im südlichen Beckenteil vertreten. Diese marinen Folgen des südlichen Beckenteils werden nach Norden durch kontinentale Bildungen faziell vertreten, die für die nachfolgende Ecca-Zeit im nördlichen Great Karroo Basin bestimmend werden. Im Norden dominiert kontinentales Milieu, das sich durch die Verbreitung von Kohlen und grobklastischen Sedimenten dokumentiert. Übrigens stimmt die Verbreitungsgrenze der Upper Dwyka Shales mit der der nördlich angrenzenden produktiven Ecca Formation etwa überein. Durch das Auftreten von Glaukonit (CADLE, HOBDAY 1977; LeBLANC-SMITH 1980 a und b; STANISTREET, LeBLANC-SMITH, CADLE 1980), von Strandseifen (BEHR 1965) und von Deltaablagerungen (CADLE, HOBDAY 1977; HOBDAY, MATHEW 1975; HOBDAY 1978; MASON, TAVERNER-SMITH 1978; WHATELEY 1980) ist mariner Einfluß an der Nordflanke noch erkennbar.

Für diese im Norden des Beckens auftretende Northern Facies (RYAN 1966) ist Sedimentlieferung aus einem nordöstlich gelegenen Liefergebiet charakteristisch (RYAN 1966, 1968, 1969, RYAN, WHITFIELD 1979), das sich wahrscheinlich vorwiegend aus Granit aufbaut. Die Mächtigkeit der in der nördlichen Fazieszone abgelagerten Gesteine ist mit 100 bis 500 m, lokal auch mit 900 m anzusetzen. Dabei handelt es sich nicht um einen einheitlichen Sedimentationsraum. LeBLANC-SMITH (1980 b) führt zwar eine weitflächige Korrelation der Kohleflöze durch, aber die vom gleichen Autor nachgewiesene Schwelle (Smithfield Ridge mit postproduktivem Ecca diskordant direkt auf Grundgebirge) als Südgrenze des Witbank Coal Field ist nur durch eine gewisse Autonomie einzelner Beckenteile denkbar. Das zeigt sich auch in der mangelhaften Korrelationsmöglichkeit der lithostratigraphischen Einheiten über größere Entfernungen hinweg:

<u>Typusgebiet Natal</u>	<u>Witbank Coal Field</u>
Volksrust Formation	fehlt vermutlich erosiv
Vryheid Formation	entspricht teilweise produktiver Serie
Pietermaritzburg Formation	fehlt, wird durch Teil der produktiven Serie vertreten

Die Korngrößenverteilung der Northern Facies ist durch Korngrößenabnahme nach S und SW bis zum Einsetzen von vorwiegend feinklastischen Sedimenten der zentralen Fazieszone gekennzeichnet, deren Mächtigkeit 1000 m erreichen kann. Die Southern Facies von RYAN (1966) ist wieder gröber. Ihr psammitischer Anteil scheint vorwiegend turbiditischer Entstehung zu sein (KUENEN 1963; LOCK 1973; VISSER, LOOCK, JORDAN 1980). TRUSWELL, RYAN (1969) sprechen sogar von Flysch. Anhand der Sohlmarken kann eine Sedimentzufuhr von Süden also senkrecht zur Trogachse abgeleitet werden. Ein Einbiegen in die trogparallele Richtung wird zwar vermutet, ist aber nur durch wenige Sedimentstrukturen belegt. Das Liefergebiet dieser über 1 km mächtigen Folge ist südlich gelegen und baut sich aus schwachmetamorphen Gesteinen der Cape-Supergruppe auf (KINGSLEY 1981). Ähnliche Position nimmt die Western Facies von RYAN ein, die aus einem westlich gelege-

nen Liefergebiet herzuweisen ist, der allerdings als Sporn des Südgebietes aufgefaßt werden kann.

Insgesamt wird die Paläogeographie des Great Karroo Basin durch je ein Liefergebiet im Süden und Norden bestimmt, deren Einfluß auf die Ränder des Beckens begrenzt ist (Abb. 16). Die höchste Mobilität weist der Südrand des Beckens aus, der sich schon zur Zeit der Upper Dwyka Shales dann aber besonders im Unteren Ecca durch mächtige Sedimentanhäufungen auszeichnet. Nach KINGSLEY (1981) ist ein Deltakranz nördlich der heutigen Cape Range ausgebildet, der vor sich turbiditische Sedimentation ermöglicht und sukzessiv nach Norden wandert. Die Beckentiefe liegt tiefer als 1000 m. Im nördlichen Liefergebiet, das das SaBoSiMo-Gebiet umfaßt, bilden sich mehrere Sedimentationsräume heraus, deren Ausfüllung durchaus zu verschiedenen Zeiten einsetzen kann. Bei der Vorstellung einer abtauenden und sich allmählich verkleinernden Eiskappe ist sogar ein Übergreifen der Vegetation und auch der Sedimentation in Richtung Zentrum des Hochgebietes wahrscheinlich. Die Ausführungen von CAIRN-CROSS (1980), LeBLANC-SMITH, ERIKSSON (1979) über den periglazialen Charakter der Kohlebildung im nordöstlichen Karroo-Becken unterstützen diese Vermutung.

Die unterschiedliche Ausbildung der Kohlereviere spricht dafür, daß sich im SaBoSiMo-Hochgebiet mehrere in sich geschlossene Senkungszone herausbilden, die als Intramontanecken aufzufassen sind. Es handelt sich um kontinentale Senkungszone, die mit fluvialen, lakustrinen und auch terrestrischen Bildungen ausgefüllt werden. Die Mächtigkeit ist unbedeutend und übersteigt nicht 400 m.

Das Auftreten von karbonatführenden und karbonatischen Ablagerungen im Mid-Zambezi Basin und nördlich davon weist auf wärmeres Klima hin. Daraus lassen sich aber keine Klimazone ableiten, zumal auch bei den produktiven Formationen, die ins Ecca gestellt werden, keine Altersgleichheit bewiesen ist.

Eine tektonische Kontrolle bzw. Vorzeichnung der intramontanen Becken ist zu vermuten aber meist nicht belegt. Im Untersambesi-Becken sind die grobklastischen Basissedimente als kolluviale Hangablagerungen an synsedimentäre Störungen gebunden. Für die NE-Flanke des Great Karroo Basin gelang WHATELEY (1980) der Nachweis des in der Ecca-Zeit aktiven Nongoma-Grabens.

Die tektonische Aktivität in der Zeit der Ablagerung der Ecca-Gesteine deutet sich auch im Auftreten von vulkanogenen Bildungen an (Abb. 16). Wegen der geringen Mächtigkeit in vielen Gebieten ist ihr Nachweis sehr erschwert. Mit einer gegenüber dem heutigen Kenntnisstand weiteren Verbreitung kann gerechnet werden. Im Kohlerevier von Moatize konnten bei Studentenexkursionen (1980) tuffogene Gesteine von einigen Metern Mächtigkeit nachgewiesen werden. Auch im Kohlebecken von Mucanha-Vuzi im Westteil des Untersambesi finden sich unter der produktiven Serie Brekzientuffe von mindestens einigen Metern Mächtigkeit.

1.2.2.3. Beaufort-Gruppe

Die Ausscheidung der vorwiegend rot gefärbten Beaufort-Gruppe geht auf Fossilfunde zurück, die seit den 50er Jahren des vergangenen Jahrhunderts die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich gelenkt haben. Es handelt sich um Reptil- und Amphibienreste des aquatischen und terrestrischen Milieus, die eine biostratigraphische Untergliederung der Beaufort-Gruppe ermöglichen:

		Formation	Subgruppe	Gruppe
Trias		Molteno		Stormberg
	Kannemeyeria- Diademodon Lystrosaurus- Thrinaxodon	Burgersdorp Katberg	Tarkastad	Beaufort
Perm	Dicynodon- Lacerticeps- Whaitsia	Balfour	Adelaide	
	Aulacephalodon- Cistecephalus Tropidostoma- Endothiodon	Middleton		
	Pristerognathus- Diictodon Dinocephalian	Koonap		
				Ecca

(Zusammenstellung nach Stratigraphy of South Africa, 1980.

Geol. Survey of South Africa, Handboock 8. Government Printer, Pretoria

Siehe auch MARTIN 1982)

Von diesen Tetrapoden weist nur *Lystrosaurus* (RAWITSCH 1974) eine weitere Verbreitung auf. Er wird zeitlich an die Grenze Paläozoikum/Mesozoikum angesiedelt (TRUSWELL 1970 im obersten Perm, ANDERSON, CRUICKSHANK 1978 in der untersten Trias). Wegen der Fossilarmut beruht die Ausscheidung der lithostratigraphischen Einheiten der Beaufort-Gruppe auf lithologischen Merkmalen, die keine Zeitmarken darstellen.

1.2.2.3.1. Great Karroo Basin

Die heutige Verbreitung der Gesteine der Beaufort-Gruppe ist infolge von Erosion gegenüber der der Ecca-Gruppe eingeschränkt (Abb. 17).

Grenzziehung

Die Untergrenze der Beaufort-Gruppe ist wegen des kontinuierlichen Übergangs aus der Ecca-Gruppe nur schwer zu ziehen. Für den Süden des Great Karroo Basin wird die Grenzziehung aufgrund einer Konvention auf die Basis des untersten Rotherizontes über tetrapodenfreien Sedimenten bezogen (HAUGHTON 1963). Wichtig ist auch der Übergang zu kontinentalen Bildungen (VISSER, IOOCK 1974; JORDAAN 1981). Nach Norden hin schneidet diese Grenze jüngere lithostratigraphische Einheiten, so daß die Beaufortuntergrenze nicht als Zeitmarke gelten kann. Das trifft auch für die verschiedenen Formationen innerhalb

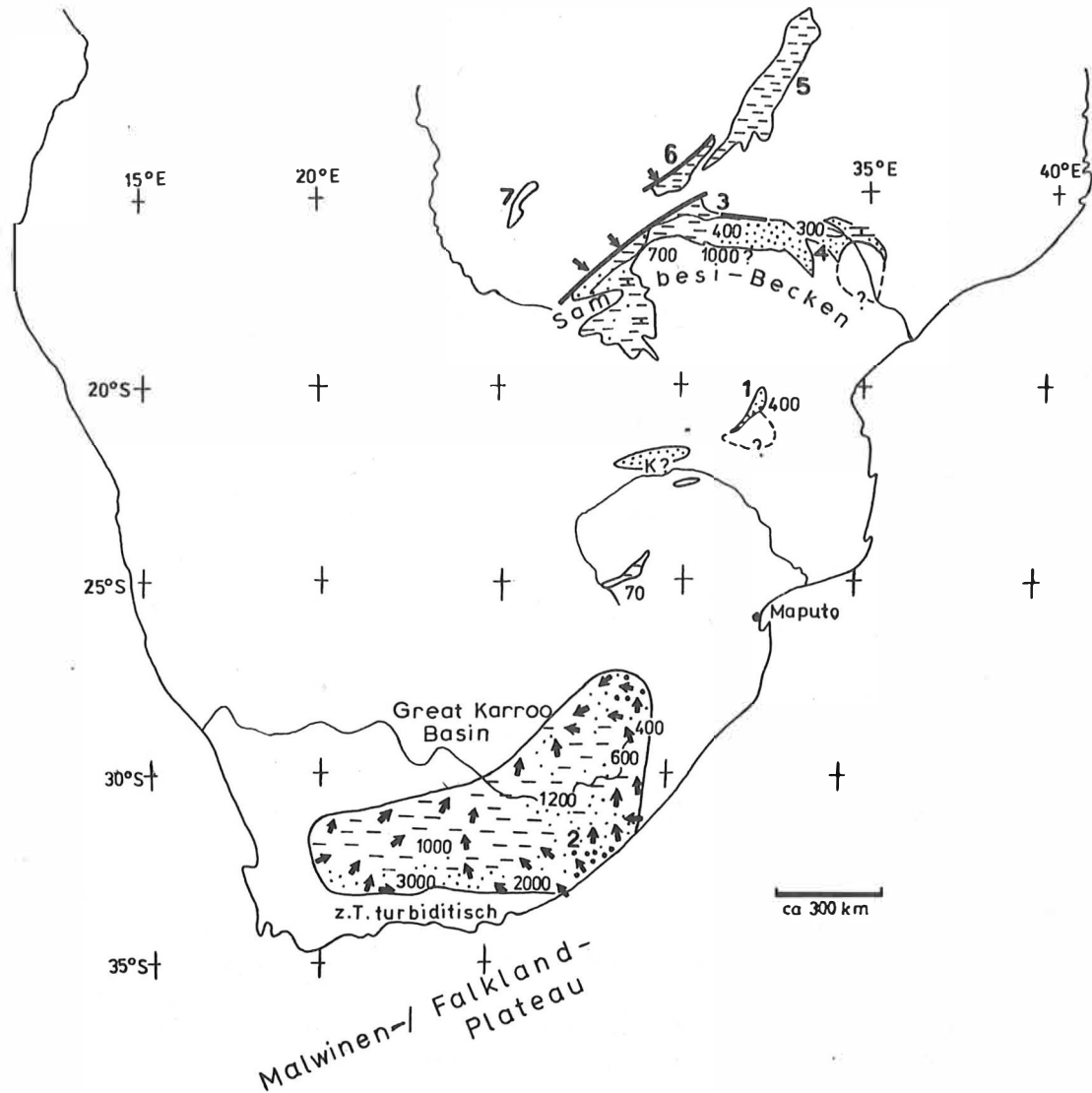


Abb. 17: Paläogeographische Schemakarte der Beaufort-Gruppe

Paleogeographic map of the Beaufort Group

Im Great Karroo Basin dominiert nun die Schüttung aus einem südlichen Liefergebiet, die besonders grobes Material mit dem Katberg Sandstone bringt. Das nördliche Abtragungsgebiet ist unbedeutend geworden. Dabei ist die übernommene Mächtigkeitsasymmetrie noch erhalten geblieben. In den Intramontan-Becken ist der störungskontrollierte Charakter der Absenkung deutlich.

(1 - Sabi Coalfield, 2 - Verbreitung Katberg Sandstone, 3 - Chicoâ-Macucoâ 4 - Moatize, 5 - Luangwa-Becken, 6 - Luano-Becken, 7 - Barotse Land;

verwendete Literatur siehe Text, Legende siehe S.8/9)

der Beaufort-Gruppe zu, deren Korrelation auf größere Entfernungen beträchtliche Unsicherheiten in sich birgt (LeBLANC-SMITH 1980 b). Die Obergrenze der Beaufort-Gruppe ist infolge der erosiv bedingten reduzierten Verbreitung weniger problematisch. Sie fällt mit einem Hiatus und mit der Grenze Rot-/Grausedimente zusammen.

Lithologische Zusammensetzung und sedimentologische Charakteristik

Die Beaufort-Gruppe wird im wesentlichen durch klastische Rotsedimente vertreten, deren Korngröße vorwiegend zwischen tonig und sandig variiert. Karbonatisches Bindemittel ist vorhanden und deutet sich unter anderem durch die Ausbildung von Karbonatkonkretionen an. Im unteren Teil dieser Gruppe schalten sich dünne kieselige Horizonte ein, die zur Korrelation herangezogen werden. Ganz lokal treten auch noch Kohleflözchen (HAUGHTON 1969) und im Westteil des Great Karroo Basin in feinkörnigen Sandsteinen Urankonzentrationen auf (COLE 1980). FULLER (1970) bezieht Laumontit auf vulkanogenen Einfluß (siehe auch DINGLE, SIESSER, NEWTON 1983). Im Südosten des Beckens kommen auch grobklastische Ablagerungen (Gerölle bis 18,6 cm Durchmesser) vor, die auf ein kristallines Liefergebiet schließen lassen (Gneis, Granitgneis, Granitoid, aber auch Rhyolith und Quarzit). Sie enthalten ebenso fossilisierte Hölzer als Gerölle, die nur schwach verkieselt sind und deswegen nicht von weither stammen können. Diese Sedimente weisen zum Teil erhöhten Feldspatanteil auf, so daß sie als Arkosen gelten.

Nach THERON (1975) schwankt der Psammitanteil im Great Karroo Basin zwischen wenigen Prozent bis 60 %, wobei es sich fast ausschließlich um geringmächtige (unter 30 m), linsenförmige Einlagerungen handelt. Nur der Katberg-Sandstein im SE des Beckens erreicht eine Mächtigkeit von 600 m, ist aber auf einem Areal verbreitet, das nur 1 % des Gesamtbeckens umfaßt. Die Sandsteine sind meist schräggeschichtet, so daß praktisch für das Gesamtgebiet die Paläoströmungen bestimmt werden können (THERON 1975).

Der Schwermineralbestand der Beaufort-Sandsteine ist durch Vormacht von Granat gekennzeichnet, der in der im Liegenden der Karroo-Supergruppe auftretenden Cape-Supergruppe nicht enthalten sein soll (RUST 1975).

Was das *S e d i m e n t a t i o n s m i l i e u* anbelangt, so ist die Beaufort-Zeit durch geringe Reliefunterschiede gekennzeichnet. Grobklastische Sedimente gelangen nur aus dem Südosten über Flußabläufe in das Becken. Marine Ablagerungen sind nicht mehr anzutreffen. Alle Sedimente lassen sich auf kontinentales Milieu beziehen. HOBDAY (1978) charakterisiert die Beaufort-Gruppe des östlichen Natal als Ablagerungen eines lakustrinen Beckens mit einer Vergrößerung des akkumulierten Materials im Laufe dessen Entwicklung, was für Deltabildungen spricht. Der Unterschied zu den Deltaablagernungen der Ecca-Gruppe besteht darin, daß die Schüttung des klastischen Materials in ein Süßwasserbecken erfolgt (RUST 1975). Die Sandschüttung verläuft fluviatil, wobei zwischen Flußmäandern u. Stromgeflechten unterschieden werden kann. HILLER, STAVRAKIS (1980) bezeichnen diese Fazies als einen alluvialen Fächer in der östlichen Cape Province (siehe auch JOHNSON 1976). BOTHA, LINSTRÖM (1978) halten das Beaufort in Nordwest-Natal auch für fluviatil, wobei die Estcourt Formation an der Basis mit dunklen Peliten und Deltaschüttungen auch zum Ecca gehören könnte. SMITH (1980) untersuchte das westliche Great Karroo Basin, das durch Pelitvormacht ausgezeichnet ist, und interpretierte das Milieu als fluviatil-lakustrisch (flood plain) mit geringem äolischen Einfluß (Einwehungen in Trockenrisse). CADLE, HOBDAY (1977) deuten das Beaufort im wesentlichen als fluviatil (mit Kohlen), sehen an der Basis aber noch Deltaablagernungen. Ebenso zeigen die übrigen Gebiete des Great Karroo Basin fluviatile bis lakustrine Bildungsbedingungen an (COLE 1980 für westlichen Teil, VISSER, DUKAS 1979). Da Zeugen einer üppigen Vegetation fehlen, die Sedimente aber weitgehend rot gefärbt sind, ist mit einem trockneren Klima als zur Ecca-Zeit zu rechnen (vgl. auch KEYSER 1966).

1.2.2.3.2. Übrige Gebiete

Die Einzelbecken im SaBoSiMo-Gebiet aus der Eccca-Zeit sind auch im Beaufort erhalten geblieben. Die Abgrenzung zwischen den einzelnen Gruppen ist aber nicht eindeutig durchzuführen, so daß die entsprechenden Zuordnungen subjektiven Vorstellungen der einzelnen Autoren unterworfen sind.

Im Sabi Coalfield werden dem Beaufort noch kohleführende Serien zugeteilt (SWIFT u.a. 1953), die nach oben in Sandsteine übergehen. Die Mächtigkeit des Beaufort variiert und erreicht maximal 400 m.

Besonders problematisch ist die Zuordnung von Sedimenten im U n t e r s a m b e s i - B e c k e n. Für den westlichen Teil im Gebiet von Chicoã-Macucoé dürfte die vielleicht 1 km mächtige Serie von Matinde (REAL 1966) zum Beaufort gehören, die aus Psammiten und Mergeln aufgebaut ist. Als Sehenswürdigkeit enthält diese Serie einen versteinerten Wald mit teilweise vertikal aufgerichteten Stämmen, die einen Durchmesser von 2 m erreichen können.

Weiter im Osten, südlich von Moatize, scheint der rötlich gefärbte Grés de Cadzi ins Beaufort zugehören. Er besteht vorwiegend aus Psammiten (z.T. als Arkosen), Konglomeraten und eingelagerten Kalken besteht. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 165 und 350 m.

Aus dem äußersten Osten des Beckens beschreibt AFONSO (1975) die Formação do Tchaça, die er dem Beaufort zurechnet. Sie wird durch gebleichte, bräunlich bis rötlich gefärbte Psammite vertreten, die sich von Gneisen und Quarziten ableiten lassen.

Es sei hier aber unterstrichen, daß für das Untersambesi-Becken die Ausscheidung von Beaufort-Gesteinen sehr problematisch ist. Deswegen wurden auch eine Reihe von Lokalnamen eingeführt. Ihre lateralen Beziehungen sind vielfach ungeklärt, zumal die stratigraphischen Grenzen nicht aufgeschlossen sind, sondern von Störungen vertreten werden.

Im M i d - S a m b e s i - B e c k e n ist das Beaufort aus dem Madumabisa Mudstone aufgebaut. Der Madumabisa Mudstone (Abb. 18) besteht aus **dunklen Peliten** mit Kalkeinlagerungen und z.T. mit Kohlen (RUST 1975). Spärliche Faunenreste gehören zu einer Süßwasserfauna, so daß eine lakustrine Entstehung sehr wahrscheinlich ist. TAVERNER-SMITH (1962) konnte zeigen, daß der unterste Madumabisa Mudstone eine fazielle Vertretung der Gwembe Coal Measures im Gwembe Distrikt darstellt. Aus den detaillierten feinstratigraphischen Untersuchungen von BOND (1955) läßt sich ableiten, daß der Südostrand des Beckens nur den unteren Madumabisa Mudstone enthält, der obere Teil ist vor Ablagerung des hangenden Escarpment Grit abgetragen worden (Abb. 18). Der Madumabisa Mudstone ist auch weit nach Norden bis in das Luangwa Basin anzutreffen.

1.2.2.3.3. Paläogeographie

Das G r e a t K a r r o o B a s i n ist das dominierende Sedimentationsgebiet des südlichen Afrika in der Beaufort-Zeit geblieben (Abb. 17). Infolge der relativ geringen Reliefunterschiede ist aber die fazielle Untergliederung des Beckens, die in der Eccca-Zeit noch bestimmend war, verlorengegangen. Die wohl ausschließlich kontinentalen Ablagerungsbedingungen variieren zwischen fluviatil und lakustrin. Ein deutlich ausgeprägtes Liefergebiet durch klastische Schüttungen (STAVRAKIS 1980) markiert, ist südöstlich des Beckens in einem Areal außerhalb des heutigen südlichen Afrika zu suchen

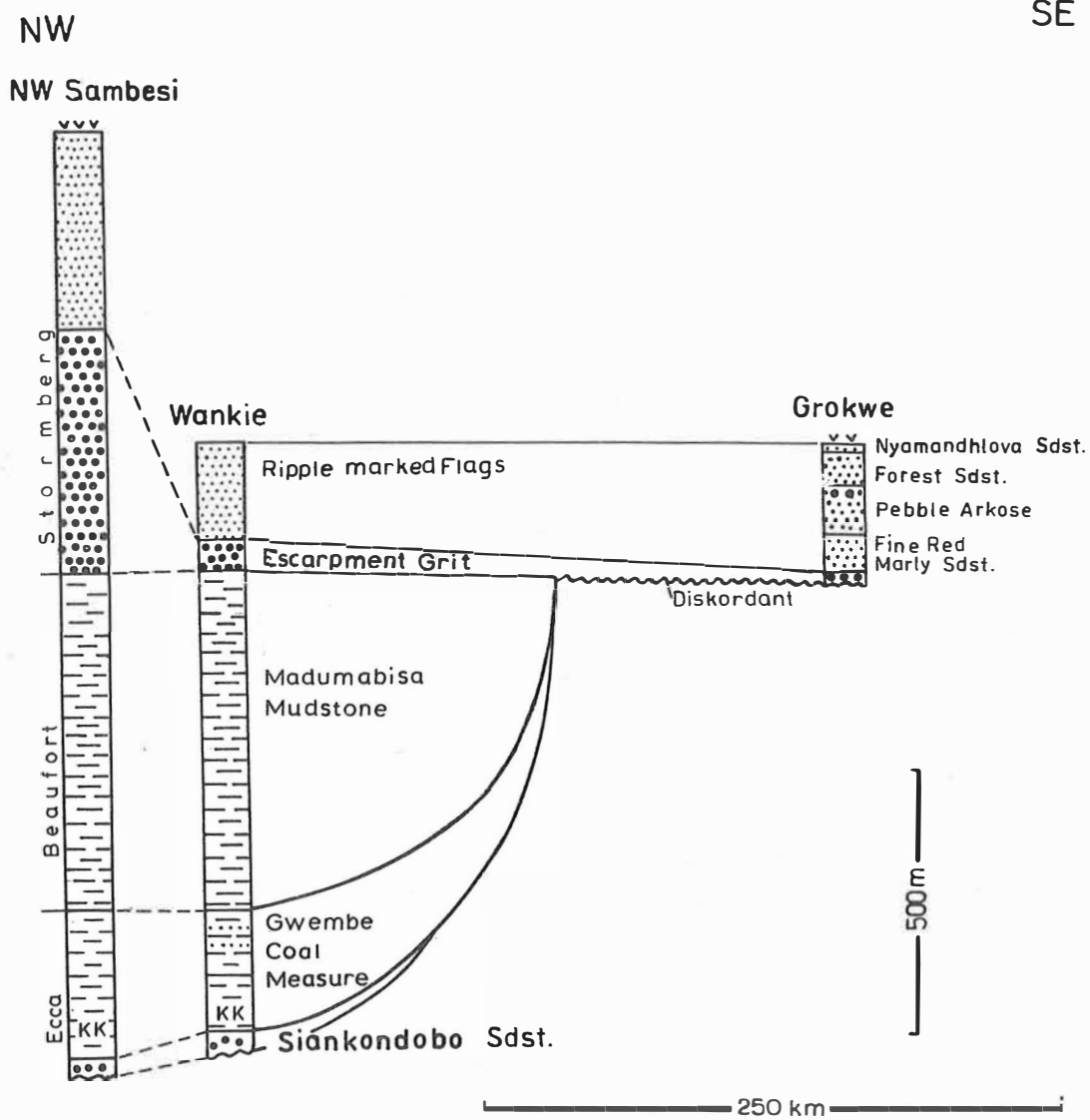


Abb. 18: Lithostratigraphische Korrelation im Mid-Zambesi-Becken
 Lithostratigraphic correlation in the Mid-Zambesi basin
 (Legende siehe S. 8/9)

(LOCK, PAVERD, BRODERICK 1974 260 Mill.J. alte Vulkanite), das über nach NW ablaufende Flüsse Kristallinmaterial geliefert hat (jetziges Falkland/Malwinen-Plateau, Abb. 42). Ein kleineres Liefergebiet im nordöstlichen Natal schüttet nach W und füllt einen kleinen Spezialtrog, den Natal-Trog aus, dessen Mächtigkeit mit 700 m Beaufort-Gruppe deutlich über der der Umgebung liegt. Im Vorland der Cape Range dominieren trogparallele Strömungen, die zum Zentrum hin konvergieren. Aufgrund biostratigraphischer Zonierung (KITCHING 1970) ist zu erkennen, daß die jüngeren Biozonen auf ein immer enger eingeschnürtes Becken beschränkt sind und die E--W-Erstreckung durch NNE-Längung abgelöst wird.

Im Unterschied zur unmarkanten Faziesgliederung ist die Mächtigkeitsverteilung der Ecca-Stufe noch ähnlich. Sie ist durch Asymmetrie gekennzeichnet, im Süden finden sich vor der Cape Range die höchsten Mächtigkeiten (3.000 m), die nach Norden hin abnehmen.

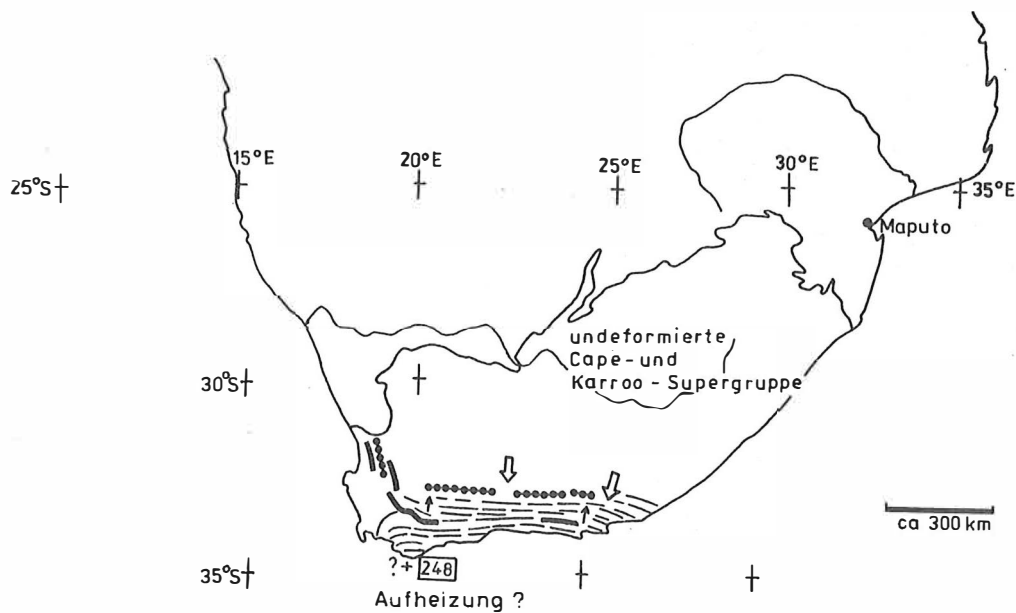


Abb.19: Tektonische Schemakarte der Cape-Tektogenese
(verwendete Literatur siehe Text; Legende siehe S.8/9)

Trotz der Schlußfolgerungen von RUST (1975) über die Kristallinzusammensetzung des Liefergebietes ist mit einer Beteiligung der sich auffaltenden Cape Range an der Bereitstellung von klastischem Material zu rechnen. Ihre Faltung scheint in der Beaufort-Zeit auszuklingen, denn nur noch Unteres Beaufort ist in die Faltendeformationen einbezogen worden. Schwache vulkanische Aktivitäten im Beaufort zeigen sich durch Auftreten von tuffogenem Material an (MARTIN 1974).

Das paläogeographische Bild nördlich des Great Karroo Basin hat sich im Verhältnis zu den vorangegangenen Zeitabschnitten des Karroo insofern geändert, als das Kalahari-Becken kein Akkumulationsgebiet mehr geblieben ist. Es hat sich dem SaBoSiMo-Hochgebiet angegliedert, das einige kleinere Sedimentationszonen in sich birgt. Von großer Bedeutung ist das **S a m b e s i - B e c k e n**. Im Mid-Zambezi-Teilbecken, Luano- und Luangwa-Becken bildet sich ein Binnensee heraus. Eine Fortsetzung in die Untersambesi-Zone ist fraglich.

1.2.2.4. Untere Stormberg-Gruppe

Die Stormberg-Gruppe (= Obere Karroo-Supergruppe) weist eine deutliche Zweiteilung in **Obere Stormberg-Gruppe, fast ausschließlich vulkanogen und Untere Stormberg-Gruppe, fast ausschließlich sedimentär auf, wobei neuerdings DINGIE, SIESSER, NEWTON (1983) den Begriff der Stormberg-Gruppe auf die sedimentären Formationen beschränken.**

Abgesehen von einigen Umbenennungen und Korrekturen in der Grenzziehung ist die klassische Unterteilung der Unteren Stormberg-Gruppe erhalten geblieben:

Jura	Stormberg-Gruppe	Obere	Obere Stormberg-Gruppe, vulkanogen
			Clarens Formation (ehem. Cave sandstone) des Hettang
Trias	Gruppe	Untere	Elliot Formation (ehem. Red beds) des Rhät bzw. Nor
			Molteno Formation des Karn nach ANDERSON (1978)
Perm	Beaufort-Gruppe		

Für das Great Karroo Basin bereitet die Zuordnung zu den ausgeschiedenen Formationen keine Schwierigkeiten, aber für die weiter nördlich gelegenen Einzelbecken ist die Parallelisierung sehr kompliziert und dementsprechend uneinheitlich.

1.2.2.4.1. Great Karroo Basin

Molteno Formation

Die Molteno Formation wird durch 4 lithologische Zyklen vertreten, die folgenden inneren Aufbau zeigen (TURNER 1970):

Pelit und Kohlen,
Sandstein, feinkörnig und Siltstein, Argilit,
Sandstein, nach oben feinerkörnig werdend,
Konglomerat mit erosiver Basis.

Die erosiv aufliegenden basalen Konglomeratlagen erreichen meist nur 0,3 bis 0,6 m Mächtigkeit und enthalten vorwiegend sehr gut zugerundete bis 75 cm (RUST 1975) große Gerölle von hellem Metaquarzit der Witteberg-Gruppe. Lokal können sie fehlen. Ihre Entstehung wird fluviatil gedeutet (TURNER 1971). Der Hauptanteil der Molteno-Formation besteht aus Sandstein, deren Folgen 100 m mächtig werden können. Sie enthalten 60 - 70 % Quarz, 0 - 10 % Feldspat (Kalifeldspat und

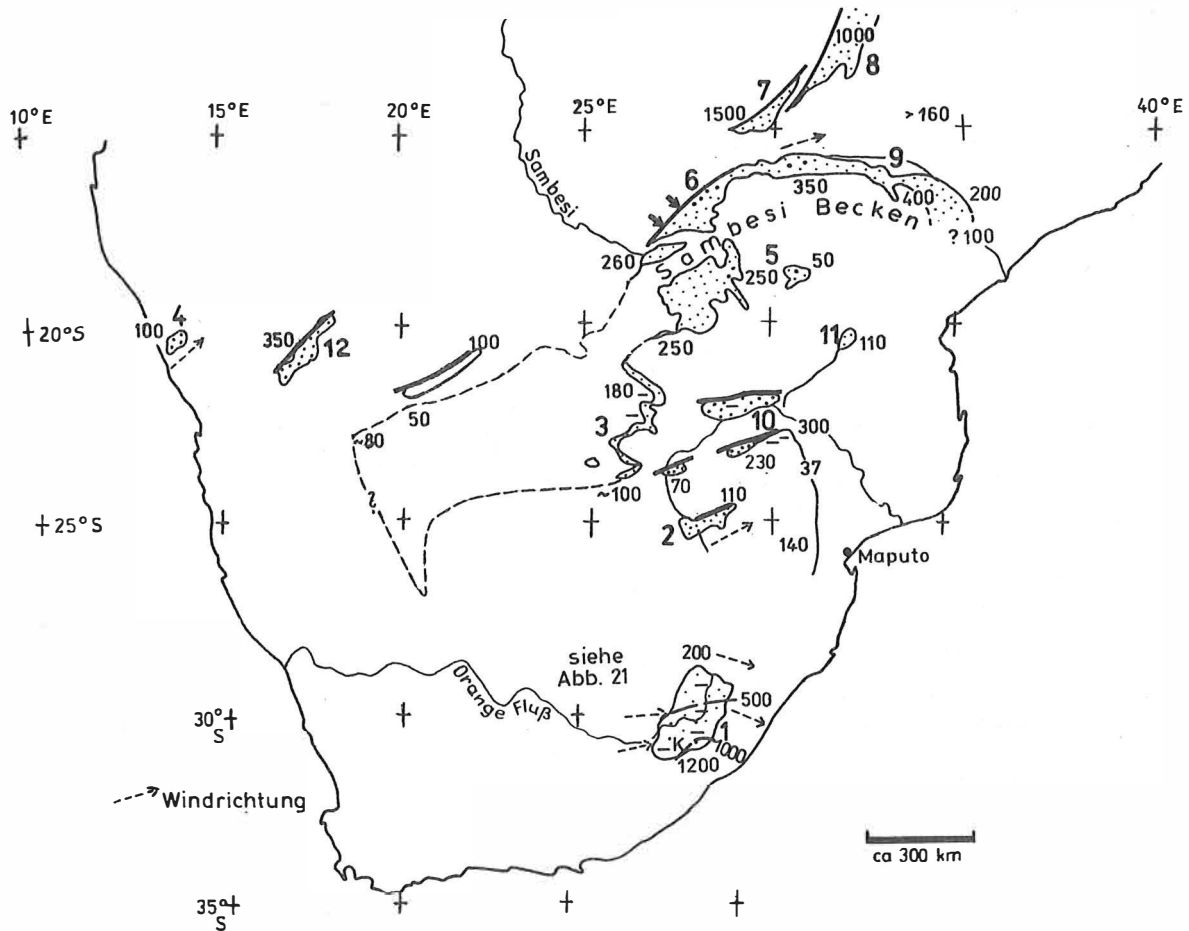
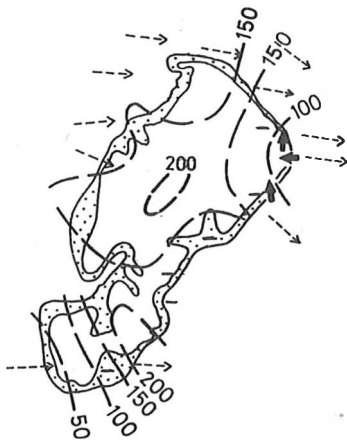


Abb. 20: Paläogeographische Schemakarte der Unteren Stormberg-Gruppe (Sedimente)

Paleogeographic map of the Lower Stormberg group

Das Great Karroo-Becken ist zu einem kleinen Restbecken zusammengeschrumpft, während die Konfiguration des Sambesi-Beckens erhalten geblieben ist. Eine Besonderheit tritt durch die Bildung der äolischen Clarens Formation ein, wodurch auch Bereiche außerhalb der Becken in die Sedimentation einbezogen werden. (1 - Karroo-Restbecken, 2 - Springbock Coalfield, 3 - östliches Kalahari-Becken, 4 - Kaokoveld, 5 - Gokwe, 6 - Mittelsambesi-Bekken, 7 - Luano-Becken, 8 - Luangwa-Becken, 9 - Untersambesi-Bekken, 10 - Limpopo Gebiet, 11 - Sabi-Gebiet, 12 - Waterberg-Gebiet, 13 - Okavango; verwendete Literatur siehe Text, Legende siehe S.8/9)



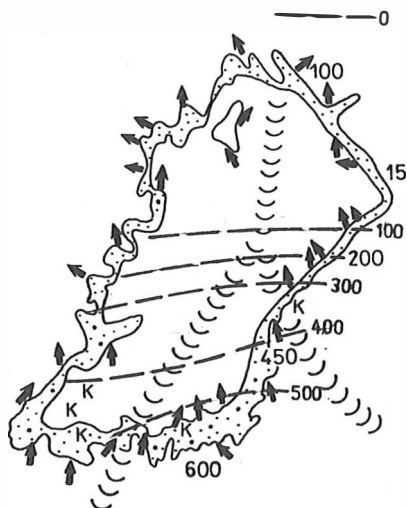
Clarens Formation

(vorwiegend nach P.G. ERIKSSON 1979, 1981)



Elliot Formation

(verwendete Literatur siehe Text)



Molteno Formation

(vorwiegend nach TURNER 1977)

0 100 km

))) Talverlauf

----> Windrichtung

Abb. 21: Paläogeographische Karten der Formationen der Unteren Stormberg-Gruppe (Sedimente) im Zentrum des Great Karroo Basin
 Paleogeographic maps of the Lower Stormberg group in the central part of the Great Karroo Basin
 (Lage siehe Abb. 19, Legende siehe S. 8/9)

saure Plagioklas meist Oligoklas), 4 - 12 % Gesteinsbruchstücke (Metaquarzit) und 14 - 35 % Tonmatrix, zu der auch detritischer Muskowit gehört (TURNER 1971). Schrägschichtung ist weit verbreitet (TURNER 1977), die sich dem trough und planar cross bedding zuordnen lassen. Die Entstehung der Konglomerate und Sandsteine ist fluviatil, wobei im Laufe der Entwicklung die Transportenergie abnimmt, was sich in der Reduzierung der Korngröße nach oben andeutet. Es dominieren als Ablagerungsmilieu Stromgeflechte (braided river). Außerdem ist eine horizontbezogene Körnungsverminderung nach Norden vorhanden. Die Schrägschichtung ist teilweise deformiert (TURNER 1981). Die im Süden des Verbreitungsgebietes des sedimentären Stormberg erkennbare Viergliederung (TURNER 1971) scheint nach Norden nicht weit auszuhalten. Nur der zum 3. Zyklus gehörende Indwe sandstone ist auf 400 km nach Norden zu verfolgen (TURNER 1977).

Die auf den Süden beschränkten Stormberg-Kohlen sind geringmächtig (z.B. Indwe-Flöz 1 - 3 m mit über 50 % Bergemittel), keilen schnell aus und werden zudem noch erosiv durch jüngere Sandsteinlagen gekappt. Der Aschegehalt ist hoch und unterschreitet nicht die 20 % Grenze (Tab. 6). Die beträchtlichen Schwankungen des Gehaltes an flüchtigen Bestandteilen (6,5 bis 25 %) ist von dem Einfluß des nachfolgenden Magmatismus bestimmt. Nach den Erosionsrinnen und Mächtigkeitsverteilungen der Flöze zu urteilen überwiegt für das Guba-Flöz N--S-Anordnung.

Das paläogeographische Bild wird durch die a_symmetrische Mächtigkeitsverteilung bestimmt (Abb. 21). Im Süden liegen die Mächtigkeiten über 400 m, die nach Norden bis auf 100 m abfallen. Das braided river system setzt sich vermutlich (TURNER 1977) aus zwei sich vereinigenden, nach Norden abfließenden Stromsystemen zusammen, an deren Zusammenfluß im Norden konfuse Strömungsmuster anzutreffen sind, die aber auch auf geringeres Gefälle und mäandrierende Flußläufe zurückzuführen sind. SMITS (1966) Messungen zeigen aber auch schon für den Süden einige Unregelmäßigkeiten an (siehe auch DINGLE, SIESSER, NEWTON 1983).

Elliot Formation

Die Elliot Formation (chem. Red beds) geht kontinuierlich aus den liegenden Sedimenten der Molteno Formation hervor. Sie zeichnet sich durch Pelitvormacht und Rotfärbung aus. Die in den Pelitfolgen auftretenden Isammite rechnen VISSER, BOTHA (1980) vier Gruppen zu:

- channel sandstone, über 3 m mächtig, geringe Breitenausdehnung mit deutlichen Erosionsspuren an der Basis (flute cast, groove cast, scour trough), feinkörnig, unsortiert, selten schräggeschichtet;
- point bar sandstone, maximal 3,5 m mächtig, bis 100 m lateral zu verfolgen, lagert sich an Gleithängen mäandrierender Flüsse ab, grob- bis mittelkörnig, geht nach oben in levee silt und flood plain mud über;
- crevasse splay sandstone, maximal 1,5 m mächtig, haben größere Verbreitung, entstehen bei Hochwasser und Austritt des Flusses aus dem Flußbett;
- Dünensandstein, mittelkörnig, bis 5 m mächtig, mittelkörnig, mit slumping structures.

Insgesamt kann die Elliot Formation als eine fluviatil bis lakustrine Bildung angesehen werden, wobei die Flüsse wegen Abnahme des Gefälles mäandrieren und schließlich in flood plain übergehen.

Im oberen Teil ist schon die später dominierende Dünenfazies erkennbar, deren Gesteine meist infolge kurzer aber starker Regenfälle gestört oder gar umgelagert sind.

Die Mächtigkeiten schwanken beträchtlich (siehe Abb. 21) zwischen über 500 m im Süden und 50 m im Norden (z.B. BOTHA 1969). Die Mächtigkeitsverteilung ergibt ein NE gerichtetes Becken. Das Liefergebiet liegt im Süden, wie auch die Sedimentstrukturen

bestätigen. Möglicherweise setzt sich die Elliot Formation aus abgetragenen älteren Sedimenten der Karroo-Supergruppe zusammen. BOTHA, THERON (1967) geben erste Anzeichen des Stormberg-Vulkanismus an.

Clarens Formation

Die Clarens Formation (ehem. Cave sandstone) ist durch eine Sandsteinsfolge vertreten, die kontinuierlich aus der liegenden Elliot Formation hervorgeht und untergeordnet auch Siltsteine enthält. Es überwiegen feinkörnige Sandsteintypen. Karbonatisches Zement ist vorhanden, aber durch Grundwasserbewegungen ungleichmäßig verteilt.

Es läßt sich unterschiedliches Ablagerungsmilieu ausscheiden (BEUKES 1970; ERIKSSON, P.G. 1979, 1981):

- fluviatil: durch mittel- bis grobkörnigen Sandstein mit Schrägschichtung. Vermutlich handelt es sich um periodische Flußläufe (Wadi), die den Materialtransport bewirken. Süßwasserfische und Crustaceen sind vorhanden;
- mass flow: durch sehr feinkörnige unsortierte Sandsteine;
- lakustrin: durch schräggeschichtete Folgen, die vermutlich in playa abgelagert werden;
- äolisch: Dünensande mit steiler Schrägschichtung.

Die petrographische Zusammensetzung ist aber unabhängig von der Sedimentationsart recht gleichartig (50 - 60 % Quarz, 10 % Feldspat und 30 - 40 % Matrix), obwohl für den äolischen Sand ein Transport aus dem Westen und für fluviatile Ablagerungen Schüttung aus dem Osten (Abb. 21) bestimmt worden sind (P.G. ERIKSSON 1981). Es wird angenommen, daß das eigentliche Liefergebiet im Westen zu suchen ist (BEUKES 1970; P.G. ERIKSSON 1979; 1981), das sich hauptsächlich aus Beaufort-Sedimenten zusammensetzt. Der Schwermineralgehalt spricht aber auch für weiter im Westen gelegene Abtragungsgebiete, die aus Transvaalmetamorphiten und Venterdorp-Lava aufgebaut sind (RUST 1975). Das Sedimentmaterial wird zunächst äolisch transportiert, wie sich aus elektronenrastrermikroskopischen Aufnahmen ableiten läßt (P.G. ERIKSSON 1981). Nach äolischer Akkumulation in Trockenzeiten unterliegt diese Folge sedimentärer Überarbeitung, wobei das äolische Gefüge zerstört oder das gesamte Material generell umgelagert wird. Die Umlagerungsstrukturen zeigen ein Gefälle von Osten oder Süden an, was im Widerspruch zur Korngrößenverteilung der Clarens Formation steht (nimmt nach Osten ab, BEUKES 1970). Das unterschiedliche Sedimentationsmilieu ist zwar klimaabhängig (Trocken- und Regenzeit), aber es kann keine Horizontierung durchgeführt werden. Die fluviatilen Ablagerungen konzentrieren sich an der Basis der Clarens Formation.

Das Becken weist die höchste Mächtigkeit im Süden mit 240 m auf. Die Trogachse (mit Mächtigkeiten über 150 m) gibt ganz schwach die NE-Richtung an. Die geringsten Mächtigkeiten sind im SW mit Werten unter 50 m anzutreffen (Abb. 21).

Frage der Faziesverzahnung

Trotz der eindeutigen lithostratigraphischen Korrelation der Stormberg-Sedimente im Great Karroo Basin bleibt die Frage der Zeitmarken ungeklärt. Es kann aber angenommen werden, daß diese Faziesgrenzen nicht mit Zeitgrenzen übereinstimmen. TURNER (1977) schreibt dem Indwe Sandstone regionale Verbreitung zu und verwendet ihn als Zeitmarke. Die im Liegenden anzutreffende Molteno Formation wird faziell durch Beaufort und die hangende Molteno Formation durch Elliot vertreten. Zu einer anderen Vorstellung kommen VISSER, BOTHA (1980), die wegen der erosiven Auflagerung die Unterkante der Molteno Formation als Zeitmarke nehmen, wobei jede Formation von jüngeren Bildungen ersetzt sein kann (siehe auch DINGLE, SIBSER, NEWTON 1983).

1.2.2.4.2. Übrige Gebiete

Die Zuordnung der in isolierten Vorkommen auftretenden Gesteine (Abb. 20) der Stormberg-Gruppe ist nicht problemlos, weil paläontologische Belege weitgehend fehlen. Eine Korrelationsstütze stellen die Sandsteineinlagerungen dar, wobei aber nur die Clarens Formation und ihre Äquivalente eine größere Verbreitung einzunehmen scheinen. Hierbei ist aber zu bedenken, daß sie ihres äolischen Ursprungs wegen keiner Bildungsbedingungen bedarf, die nur in einem kurzen Zeitabschnitt erfüllt sind. Die lithologische Ähnlichkeit zwischen Elliot Formation mit der Beaufort-Gruppe bringt zusätzliche Schwierigkeiten. Fehlerhafte Parallelisierungen sind also durchaus möglich.

Das sedimentäre Stormberg des Nordrandes des Great Karroo Basin läßt sich über dessen Rand hinaus weiter nach Norden verfolgen, wobei sich die im Becken schon erkennbare Mächtigkeitsreduzierung noch fortsetzt. Im Springbock und Waterberg Coalfield sind alle Stormberg-Formationen mit stark reduzierten Mächtigkeiten auszuscheiden. Weiter nach Norden und auch nach Westen im Kalahari-Becken ist der Parallelisierungshorizont der Molteno Formation nicht mehr entwickelt und deswegen die Unterscheidung von Beaufort-Gruppe und Elliot Formation sehr erschwert (DINGLE, SIESSER).

Die Stormberg-Sedimentation ist dadurch gekennzeichnet, daß sich der Ablagerungsraum erweitert, d.h. die Stormberg-Gruppe auf ältere Bildungen übergreift. Eine solche Erweiterung ist offensichtlich auch für das ganze Kalahari-Becken zutreffend. Unklar ist nur, ob die Äquivalente des Stormberg teilweise auf Beaufort aufliegen oder ausschließlich auf noch älteren Bildungen abgelagert worden sind (GREEN 1964, 1969; GREEN, CROCKETT, JONES 1980; SKINNER 1978). Wahrscheinlicher ist die Variante, daß Stormberg auf Vor-Beaufort liegt.

Für das westliche Kalahari-Becken gibt der äolische Sandstein als jüngste sedimentäre Karroobildung (MARTIN 1961) die Möglichkeit der Korrelation mit der Clarens Formation. Nach HEATH (1972) finden sich hier noch Sandsteineinlagerungen in Basalten.

Im Kaokoveld bildet der Etjo Sandstone den Abschluß (HODGSON 1970) der sedimentären Stormberg-Gruppe. Der Mesosaurus-Fund direkt im Liegenden spricht für Ausfall des Beaufort in diesem Gebiet. Eine recht stark abweichende Entwicklung zeigen die weiter nördlich (NW Simbabwe, SE Sambia, Provinz Tete der VR Moçambique) gelegenen Serien der Oberen Karroo-Supergruppe. Hier überwiegen sandige bis konglomeratische Gesteinsfolgen, deren Parallelisierung schon zwischen den Einzelbecken problematisch ist, zumal die Mächtigkeit starken Schwankungen unterliegt. Noch schwieriger ist die Einbindung in das Typus-Profil des Great Karroo Basin.

Im Mittelsambesi-Becken beginnt die Sedimentation mit einer grobklastischen Schüttung, die hauptsächlich aus einer feinkörnigen, grauen Brekzie mit Quarzvormacht aufgebaut ist (Abb. 18). Eingelagerte Konglomerathorizonte enthalten bis eigroße Gerölle (LIGHTFOOT 1929). Fazielle Vertretungen durch rote Arkosen werden von CAIRNEY (1967) beschrieben. Diese als Escarpment Grit bezeichnete fluviatile Bildung (MONEY, DRYSDAIL 1975) wird mit der Molteno Formation verglichen. Die Mächtigkeiten schwanken beträchtlich. Bei Gokwe in Simbabwe im Osten des Beckens besteht eine äquivalente Bildung nur aus einem 18 m mächtigen Konglomerat (FALCON 1973). Eine Beeinflussung des Sedimentationsgeschehens durch synsedimentäre Störungsbewegungen an der NW Flanke des Mittelsambesi-Beckens ist recht wahrscheinlich. Die tektonische Aktivität dieses Zeitabschnittes deutet sich auch in der diskonformen und teilweise diskordanten Überlagerung des Escarpment Grit (BOND 1955) auf älteren Serien an. Aller Wahrscheinlichkeit nach erweitert sich mit Beginn des Molteno der Sedimentationsraum nach E. Davor scheint es zur Abtragung älterer Serien gekommen zu sein. So wurde ein Großteil des Madumabisa Mudstone abgetragen. Über dem Escarpment Grit lagern sich weitere klastische Serien ab, die nahe der NW-Randstörung erhöhte Mächtigkeiten aufweisen (Abb. 18). Adäquate Sedimentationsverhältnisse herrschen offensichtlich auch im Luano- und Luangwa-Becken.

Die Aufschlüsse des U n t e r s a m b e s i - B e c k e n s lassen keine sichere Zuordnung von Sedimenten zur Stormberg-Gruppe zu. Es treten aber sehr mächtige psammitische Folgen über der Produktiven Serie auf, die sicherlich noch zum Stormberg gehören. Am eindeutigsten sind die Verhältnisse im westlichen Teil des Untersambesi-Beckens mit 350 m mächtigen Sandsteinen und eingelagerten Mergeln und Konglomeraten, die einer zum Beaufort gestellten Mergelserie mit verkieselten Baumstämmen aufliegen (CARVALHO 1977). Im mittleren Teil, bei Moatize-Tete stellt KOCH (1962) ein Profil mit 400 m klastischem Stormberg auf. Die stratigraphische Zuordnung ist aber nicht belegt, und es kann sogar mit noch größeren Mächtigkeiten gerechnet werden. Die geologischen Karten des Untersambesi-Beckens (REAL 1966; BORGES 1946) lassen eine diskonforme Überlagerung erkennen. Damit deutet sich eine Erweiterung des Sedimentationsbeckens an.

Ganz im Osten des Beckens, an der Grenze zu Malawi, gibt AFONSO (1975) eine bis 200 m mächtige Serie an, die möglicherweise das Untere Stormberg vertritt.

1.2.2.4.3. Paläogeographie

Die Paläogeographie der Untersuchungsgebietes zur Unteren Stormberg-Zeit wird durch eine Zweiteilung gekennzeichnet (Abb. 20):

- störungsbedingte Senken im Norden (Mittelsambesi-, Luano-Juangwa- und Untersambesi-Becken) mit hohen Mächtigkeitsschwankungen,
- ausgeglichene Sedimentationsbecken im Süden (Great Karroo Basin, Kalahari Becken, Springbock und vermutlich Libombo).

Die Sedimentation der Molteno Formation im Great Karroo Basin beschränkt sich nur noch auf ein Restbecken. Die erheblich nach Süden ansteigenden Mächtigkeiten, die auftretenden Konglomerate hohen Reifegrades und die richtungsanzeigenden Sedimentationsstrukturen lassen ein Liefergebiet im Süden vermuten, dessen Außenrand vermutlich nach NE umbiegt. In Stromgeflechten fließen die Flüsse nach Norden bzw. NW ab. Die höchsten Senkungsraten sind nahe dem Liefergebiet zu erkennen. Die Senkungstendenz deutet sich auch durch Bindung der Kohlenlagen an dieses Gebiet an. Nach Osten ist eine Verbindung in die Libombo denkbar (HUNTER 1961).

Die Korrelation von Sandsteinen des Springbock-Kohlereviere (van EEDEN 1973; VISSER 1961) ist nicht gleichbedeutend mit dem Nachweis eines großen gemeinsamen Beckens (Abb. 21). Die teilweise diskonforme bis diskordante Überlagerung auf älteren Gesteinen spricht sogar dagegen. Eine der möglichen Deutungen des Sedimentationsverhaltens zu dieser Zeit besteht darin, die Stromgeflechte in abflußlosen Wannern anzusiedeln. Die gröberen Sedimente der Molteno Formation, in Stromgeflechten mit deutlichem Gefälle abgelagert, werden von den feinerkörnigen Bildungen der Flüsse der Elliot-Zeit (Abb. 21) abgelöst. Das Relief ist ausgeglichener, das Gefälle des Entwässerungsnetzes schwächer, so daß die Flüsse mäandrieren. Die Rotfärbung der Elliot Formation untermauert die Vorstellung von abflußlosen Senken. Nach der Mächtigkeitsverteilung zu urteilen, hat sich das Great Karroo Basin auf eine NE gerichtete Restsenke eingeschnürt, wie es sich durch die NE-Erstreckung schon während des Beaufort andeutet, indem die jüngeren Reptilzonen die neue Richtung abzeichnen.

Kleinere Becken bestehen im Limpopo- und Sabi-Gebiet, wobei hier aus nahegelegenen Abtragungsgebieten Material herantransportiert wird (Auftreten von Konglomeraten).

Die paläogeographische Deutung des Kalahari-Beckens für diesen Zeitabschnitt ist problematisch, weil der Nachweis von zur Elliot Formation gehörenden Gesteinen aussteht.

Die Clarens Formation erfordert als vornehmlich äolische Bildung eine andere Betrachtungsweise, weil sich äolische Ablagerungen nicht nur in tiefsten Beckenteilen, sondern auch auf Erhebungen akkumulieren (Abb. 21). Somit sind die vorhandenen Mächtigkeitsschwankungen entweder auf Reliefunterschiede der Unterlage oder als Dünenbildungen zu deuten. Allerdings hat die vielfach erwähnte sedimentäre Umlagerung des äolischen Materials die Dünen wohl weitgehend wieder abgetragen. Es besteht aber keine Möglichkeit, die Mächtigkeitsschwankungen tektonisch zu deuten.

Eine abweichende Entwicklung weisen die störungsbetonten Becken auf, die im Mittelsambesi-Gebiet auftreten (Abb. 20). Das Sedimentationsgeschehen wird durch die NW-Randstörung bestimmt, die einen Geländeabfall und damit ein Abtragungsgebiet bedingt, das die Hauptmasse des Materials liefert (Abb. 18). Der synsedimentäre Charakter der Störung erklärt die hohen Mächtigkeitsschwankungen. Als Ausgleich der Hebungsbewegungen des Abtragungsgebietes senkt sich der Beckenboden (RUST 1975) und ermöglicht die Akkumulation großer Sedimentmengen nahe der Störung. Das Midzambezi-Becken ist damit ausgesprochen asymmetrisch aufgebaut.

1.2.2.5. Obere Stormberg-Gruppe

Der obere Teil der Stormberg-Gruppe ist durch Vormacht vulkanogener Gesteine gekennzeichnet, die zum Teil erhebliche Mächtigkeiten aufweisen (einige km). Nach den absoluten Altersbestimmungen zu urteilen, variiert ihr Alter im wesentlichen zwischen 160 und 200 Mill. Jahren, wobei aber offensichtlich in zeitlicher Hinsicht ein kontinuierlicher Übergang zum Kreidevulkanismus besteht (WOOLLEY, GARSON 1970). Der Karroo-Vulkanismus läßt sich aus dem Auftreten von Vulkaniten, vulkanoklastischen Gesteinen, magmatischen Gängen und magmatischen Intrusionen ablesen.

Die Untergrenze der Stormberg-Vulkanite wird an die Unterkante der ersten vulkanogenen Bildung der magmatischen Abfolge gelegt. Anzeichen eines Vulkanismus treten aber schon eher auf. BOTHA, THERON (1967) berichten von einem Lavaerguß und Bentonit in der Elliot Formation und vermutlich sind die vulkanogenen Bildungen in der Eccar- und Beaufort-Gruppe als genetische Vorläufer des Stormberg-Vulkanismus zu werten. Die unteren Partien der Stormberg-Vulkanite enthalten z.T. noch Einlagerungen der Clarens Formation bzw. seiner Äquivalente, deren Auftreten sich durch ihre äolische Genese zwanglos erklären läßt.

Verbreitung

Stormberg-Vulkanite haben im südlichen Afrika eine weite Verbreitung (Abb. 25). Nach überschlägigen Berechnungen nehmen die Karroo-Vulkanite bei heutigem Erosionsniveau eine Fläche von ca. 230 000 km² ein. Da aber die Vulkanitkomplexe z.T. durch jüngere Bildungen verdeckt sind, kann mit einer Flächenverbreitung von ca. 300 000 km² gerechnet werden. Wenn nur eine mittlere Mächtigkeit von 500 m angenommen wird, ergibt sich ein Volumen von 150 000 km³. In dieser Angabe sind aber noch nicht die zahlreichen Doleritgänge enthalten, so daß noch höhere Volumina denkbar sind.

Die Verbreitung der Karroo-Vulkanite ist gegenüber den Sedimenten etwas modifiziert. Große Bedeutung erlangen die Idbomboos und deren Fortbau nach Norden bis in die Lupata. Dagegen haben die Sambesi-Becken nur schwachen oder keinen Vulkanismus (Abb. 25).

1.2.2.5.1. Great Karroo Basin

Die Vulkanite des Great Karroo Basin konzentrieren sich auf den exzentrisch gelegenen Zentralteil, der sich auf das Staatsgebiet von Lesotho sowie den südwestlichen Fortbau nach Südafrika konzentriert (Abb. 25).

Der Vulkanismus führt zur Akkumulation von basischen Gesteinen, die im Norden 1300 m, im Süden dagegen nur 950 m mächtig sind. An der Basis dieses mächtigen Vulkanitkomplexes sind in den untersten 150 m Einlagerungen von Sandsteinen anzutreffen. Teilweise erfolgt der Lavaausfluß in aquatisches Milieu, so daß sich Pillow-Laven herausbilden (z.B. McCARTHY 1970; LOCK u.a. 1974). Der Süden des Verbreitungsgebietes ist durch unebene Vulkanitunterkante, durch Auftreten vulkanoklastischer Bildungen und der Ausbildung von Vulkanbauten gekennzeichnet (GEVERS 1929). LOCK (1978) beschreibt Ablagerungen eines ultraheißen (800 °) Laharstromes, dessen gleichmäßige Magnetisierung der Gesteinsbruchstücke dafür spricht, daß die Abkühlung unter den Curie Punkt erst nach der endgültigen Ablagerung eingetreten ist. LOCK u.a. (1974) beschäftigten sich mit der unteren Folge der Vulkanite und beschreiben eine Wechsellagerung von vulkanoklastischen und Lavabildungen, die auf Zentralvulkane bezogen werden.

Im Norden finden die Lavaergüsse dagegen ein ausgeglichenes Relief vor. Vulkanbauten scheinen ebenso zu fehlen wie pyroklastisches Material. Die Hauptmasse der tholeiitischen Basalte wird auf Spalteneruptionen zurückgeführt (COX, MacDONALD, HORNING 1967; COX, HORNING 1966), die sich weitflächig ausbreiteten. Die Mächtigkeit der einzelnen Lavaergüsse variiert zwischen 1 und 50 m. Nach COX (COX, HORNING 1966; COX 1972) läßt sich durch den Mg-Gehalt, die K_2O/Na_2O -Verhältnisse und den Fe/Mg-Index ein vulkanogener Zyklus ableiten, der von "culmination" über "steady state" zu "waning stage" führt.

Neben den subaerischen Eruptionen führt der Karroo-Vulkanismus im Great Karroo Basin zu weit verbreiteten subvulkanischen Erscheinungen, bei der sich Gänge und Sills herausbilden. Beide Formen des Stormberg-Vulkanismus (vulkanisch und subvulkanisch) sind geochemisch ident (COX, HORNING 1966) und umfassen auch etwa den gleichen Zeitraum. Nach LOMBAARD (1952) konzentrieren sich die Lagergänge auf die Folgen der Beaufort-Gruppe, wobei die Ecca-Gruppe auch noch Sills enthält. Durch unterschiedliches Ansnittsniveau ergeben sich im 10 bis 20 km Bereich bei gewölbten Lagergängen ringförmige Strukturen. Die Aufwölbungen werden auf unterschiedlichen Überlagerungsdruck (Paläotopographie) und Magmendruck zurückgeführt (MEYBOOM, WALLACE 1978).

Die Dolerite oberhalb der Clarens Formation enthalten viel Glas, während die in tieferen stratigraphischem Niveau auftretenden Gänge kaum glasig erstarrt sind.

Der Doleritvulkanismus ist fast im gesamten Great Karroo Basin entwickelt, fehlt aber im Vorfeld der Cape Range (Abb. 25). Nach den Zusammenstellungen von WINTER, VENTER (1970) zeichnen die Linien gleichen Doleritanteils (Abb. 25) eine NE--SW streichende Struktur nach, deren Zentrum mit dem Oberflächenvulkanismus von Lesotho zusammenfällt. Die tholeiitischen Gesteine weisen nach ERLANK, HOFMEYER (1966) ein hohes K/Rb-Verhältnis auf, sind aber trotzdem zu kontinentalen Tholeiiten zu rechnen. Nach RHODES, KROHN (1972) haben die Basite des Great Karroo Basin im Zentrum höhere Gehalte von Si, Al, Mg, Ca am Rand durch Hochdruckfraktionierung höhere Werte von Fe, Na, K, Ti und P.

Die Rhyolithgerölle in der Katberg Formation der Beaufort-Gruppe (LOCK, PAVERD, BRODERICK 1974), die auf ein Liefergebiet im Südosten des heutigen Verbreitungsgebietes zu beziehen sind, sprechen für sauren Vulkanismus an der Wende Perm/Trias (211 bzw. 262 Mill. Jahre). Dieser Vulkanismus kann mit der Aufheizung der Cape-Granite im Liegenden der Cape Range und basischen Vulkaniten am Rand des Kreidegebietes von Port Elisabeth (DuTOIT 1954) im Zusammenhang stehen.

1.2.2.5.2. Libombos

Ein ausgedehntes Vulkanitgebiet ist in einem N-S gestreckten Mittelgebirgsrücken an der Grenze VR Moçambique/Südafrika und Swaziland, den sogenannten Libombos, abgeschlossen (Abb. 25), die sich von Natal bis an den Limpopo auf eine Erstreckung von 700 km als bis 40 km breiter Streifen verfolgen lassen (DuTOIT 1929). Dieser Vulkanit- ausstrich gabelt sich im Norden auf. Ein Strang biegt in die Limpopofurche nach WSW und der andere Streifen läßt sich nach Norden bis ins Lupata verfolgen. Dieser streifenförmige Aufschluß spiegelt eine lineare Verbreitung vor, die aber offensichtlich in dem Maße nicht gegeben ist. Durch Bohrungen im Mogambikanischen Becken sind auch nahe der Küste Karroo-Vulkanite (Basalte und Rhyolithe) nachgewiesen (FLORES 1970), sodaß sich eine ziemlich breite Vulkanitverbreitung ergibt. Auch die Schwerekarte von DARRACOT (1974) läßt die beachtliche Breitenausdehnung der Libombos-Vulkanite erkennen.

Die Libombos-Vulkanite treten in einer nach Osten flach geneigten Monoklinale auf, die nach Osten unter postjurassische Serien untertaucht. Das Liegende der vulkanogenen Serie besteht aus Karroo-Sedimenten, die im Süden in Natal ein komplettes Profil der Karroo-Supergruppe (HUNTER 1961) vertreten, während im Norden zunächst die Dwyka-Gruppe dann die Ecca- und Beaufort-Gruppe und schließlich Molteno und Elliot Formation ausfallen, so daß am Fluß der Elefanten nur noch die Clarens Formation ausgebildet ist (SAGGERSON, LOGAN 1970).

Die petrographische Zusammensetzung der Libombos-Vulkanite ist mannigfaltig. Es überwiegen Basalte und Rhyolithe. Es kommen aber auch Rhyodazite, Latite, Granite und Granophyre vor (FREITAS 1937; ASSUNÇÃO, COELHO, ROCHA 1962; WACHENDORF 1971; STRATTEN 1970 a und b). Der Anteil von basischen und sauren Magmatiten verhält sich etwa wie 1 : 1. Außerdem beteiligen sich Alkalivulkanite, meist Nephelinite am Aufbau, die in der Kreide größere Bedeutung erlangen.

Die Vulkanitabfolge der Libombos ist durch Vormacht von Basalten im unteren Teil und von Rhyolithen im oberen Teil gekennzeichnet. — Eine — lithostratigraphische Gliederung (Abb. 22) stammt von CLEVERLY, BRISTOW (1979). Der Sabie-River-Basalt an der Basis der Folge besteht in den südlichen Libombos aus olivinarmen tholeiitischen Basalten (COX, MacDONALD, HORNUNG 1967; COX 1972). Die olivinführenden Partien beschränken sich nach WACHENDORF (1971) hier durch Saigerung auf die Basis der Lavaergüsse. In den nördlichen Libombos treten aber auch undifferenzierte olivinreiche Basalte auf, so z.B. am Elefantenfluß (SAGGERSON, LOGAN 1970) und an der Aufgabelung zur Limpopo-Furche (CLEVERLY, BRISTOW 1979). Infolge der geringen Viskosität der basischen Laven halten die Basaltdecken über weite Erstreckung aus. Eine Besonderheit der Basalte der Libombos besteht in der geringen Widerstandsfähigkeit gegenüber Verwitterungserscheinungen. Es hat den Anschein, daß ein Teil der kartierten Basalte aus Tuffen zusammengesetzt ist.

Im oberen Teil der Sabie River Basalte schalten sich zwei geringmächtige Rhyolithdecken ein, von denen die untere durch Chemismus und Isotopenverteilung keine Beziehung zu den mächtigen Rhyolithen im Hangenden zeigt (CLEVERLY 1979).

Die morphologiebestimmenden Rhyolithdecken der Libombos liegen den Basalten konkordant auf. Es werden die Mbuluzi- (mit Quarzphänokristallen) und die Jozini-Rhyolithformationen ausgeschieden, die ein geschlossenes Gesteinspaket ergeben.

Die Libombos auf der Breite von Maputo sind dadurch gekennzeichnet, daß uoer den Rhyolithen nochmals eine mächtige Basaltfolge entwickelt ist (Movene-Basalt), die einige Rhyolithdecken als Einlagerungen enthält, von denen die der Pequenos Libombos mit ca. 700 m die bedeutendste ist (Abb. 22). Nach WACHENDORF (1971) werden die Basalte auf Grund von chemischen Analysen im oberen Teil durch Latite abgelöst.

Von WACHENDORF (1971) und ASSUNÇÃO u.a. (1962) liegen detaillierte Beschreibungen der Rhyolithdecken vor. Eine Lavadecke, die 300 bis 400 m mächtig wird, kann folgende Zonierung aufweisen (von oben nach unten):

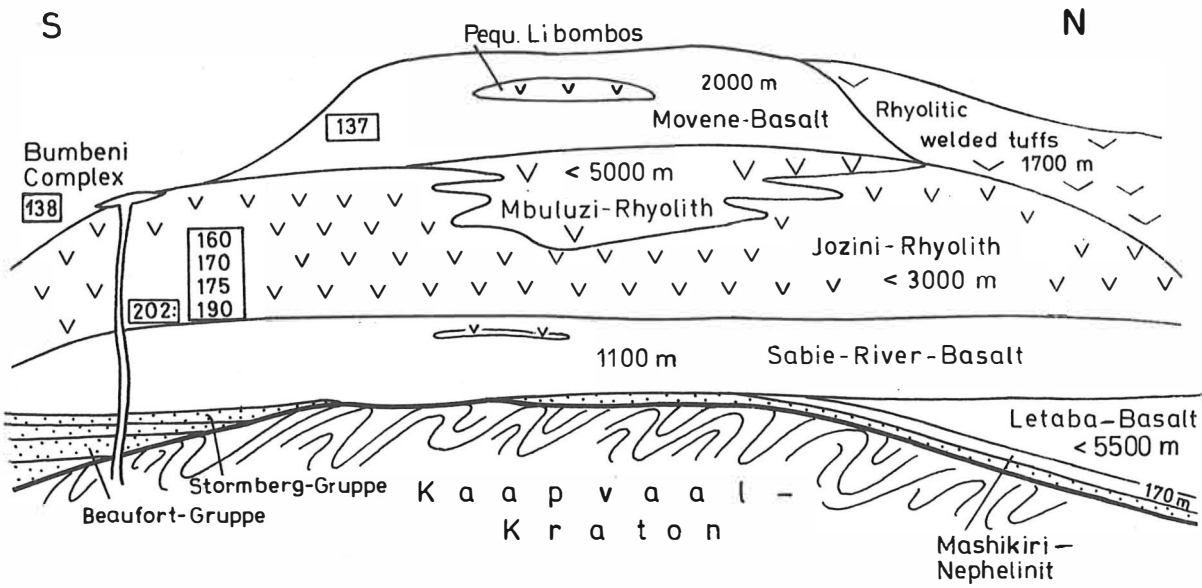


Abb. 22: Lithostratigraphische Gliederung der Libombos
 (vorwiegend nach CLEVERLY, BRISTOW 1979, Zahlen in Klammern entsprechen absoluten Alterszahlen)

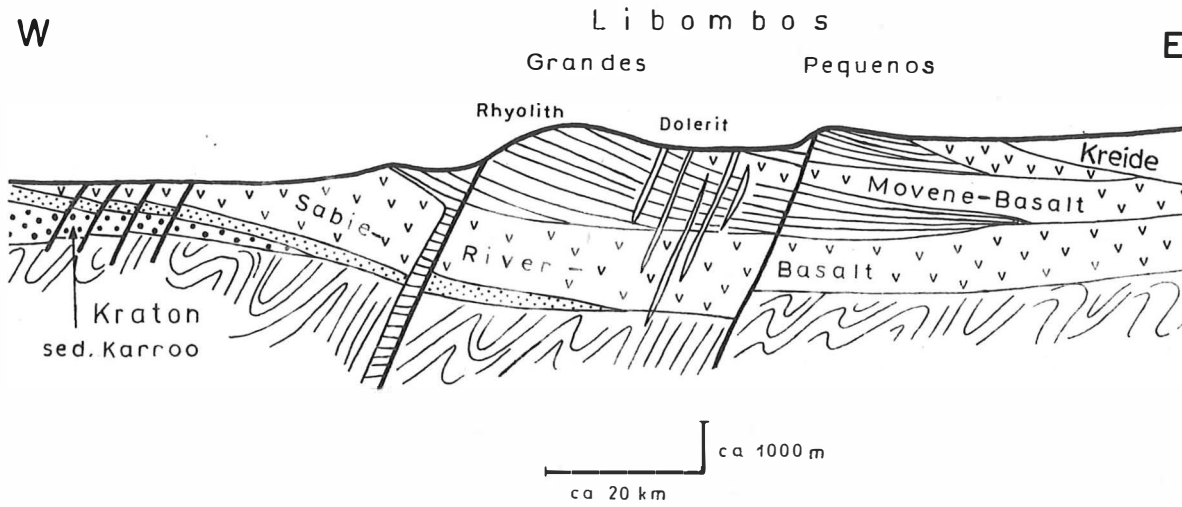


Abb. 23: Geologischer Schnitt durch die Libombos (Schema)

- schlackiger Rhyolith, nur selten ausgebildet;
- laminiertes Rhyolith mit Fließfaltung, kann bis 300 m mächtig werden;
- massiger Rhyolith;
- parallel laminiertes Rhyolith;
- Rhyolith mit Lithophysen (Achatmandeln); einige Meter mächtig;
- Perlit, meist nur 2 m mächtig, z.T. noch Obsidian;
- Tufflage.

Wenn die Korrelation von CLEVERLY, BRISTOW (1979) zugrunde gelegt wird, die den Sabie-River-Basalt über die gesamte Erstreckung der Libombos ausweist, ergibt sich für den nördlichen Teil der Libombos ein weiterer Basalt (olivinreicher Letaba Basalt) und Nephelinite an der Basis der Vulkanitfolge.

Der Korrelation der Libombos-Vulkanite mit denen des Great Karroo Basin nach STRATTEN (1970 a) liegt die Vorstellung zugrunde, daß die unteren Basalte als Drakensberg-Basalte mit denen des Great Karroo Basin verglichen werden, während die dazu hangenden vulkanogenen Serien jünger sein sollen (Libombo stage). Wie schon WACHENDORF (1971) andeutet, bedarf diese Vorstellung der Bestätigung durch absolute Alterszahlen. Nach den zur Zeit vorliegenden Alterszahlen ist eine derartige zeitliche Abfolge nicht belegt.

Es ist damit zu rechnen, daß der Vulkanismus der Karroo-Periode ohne echte Unterbrechung bis in die Kreide andauert. Der Wert von 137 Mill.J. für den Movene-Basalt, die Staukuppen an der Ostflanke der Libombos bei Boane und das Auftreten von Gängen in sedimentärer Kreide sprechen dafür. Der Karroo Volcanic Cycle von COX (1972) wird auch dementsprechend aufgefaßt.

Der t e k t o n i s c h e Bau der südlichen Libombos ist durch monoklinale Lagerung gekennzeichnet. Die nach Osten gerichteten Einfallwinkel variieren von 10° bis 50°, wobei die Einfallwinkel nach W steiler werden. Wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse des Sabie-River-Basalt fehlen Angaben über seine tektonische Lagg. Im Liegenden, in den Karroo-Sedimenten, überwiegt wieder flaches Einfallen (10 - 20°).

Querstörungen sind nur selten entwickelt. Über das Auftreten von Längsstörungen fehlen in der Literatur weitgehend Angaben, ausgenommen die Westflanke der Libombos in Swaziland (CLEVERLY 1979; HUNTER 1961). Die zahlreichen steil nach W einfallenden Doleritgänge (z.B. bei Goba und Ressano Garcia) und die Auswertung von Luftbildern machen es wahrscheinlich, daß streichende, antithetisch angeordnete Abschiebungen vorhanden sind.

Der Ausbruchmechanismus der Basalte wird generell auf Spaltenergie bezogen (DuTOIT 1929; ASSUNÇÃO, COELHO, ROCHA 1962; COX 1964; WACHENDORF 1971; SAGGERSON, LOGAN 1970; HUNTER, URIE 1958), die nur wenig Tuffmaterial liefern. Nach eigenen Beobachtungen dürfte aber der pyroklastische Anteil doch etwas höher liegen. Die Spalteneruption des Movene-Basalts läßt sich aus dem Auftreten von Doleritgängen in den Rhyolithen ablesen.

Die Effusion der sauren Magmatite wird nicht einheitlich dargestellt. Ausgehend von den großen Mächtigkeiten und der weiten Verbreitung deuten STRATTEN (1965, 1970 a), HUNTER (1961), URIE, HUNTER (1963), OBERHOLZER (1963) die Rhyolithe als I g n i m b r i t e . Aber weder in der VR Moçambique konnten eindeutige Merkmale für Schmelztuffe noch eindeutige Ignimbitbeschreibungen in der Literatur gefunden werden, die

eine Ignimbrit-Entstehung belegen. Zu gleichem Ergebnis kommt WACHENDORF (1971). Somit repräsentieren die Rhyolithe der Libombos echte Laven, wie schon aus den weitverbreiteten Fließfalten abgeleitet werden kann. Als Förderwege sind Spalten anzunehmen, über denen sich aber offensichtlich langgestreckte Vulkanbauten herausbilden, die aber meist nur wenig vulkanoklastisches Material gefördert haben. Möglicherweise ist ihr Anteil am Süden der Libombos (nach STRATTEN 1970 a) höher. Diese Vorstellung von Vulkanbauten läßt zwanglos die Zunahme der Einfallwerte nach W erklären (Abb. 23). Dabei zeigen aber die nachgewiesenen Fließrichtungen nicht nur nach E, sondern auch nach NE und nach SE (Diagramme von WACHENDORF 1971 und eigene Messungen).

Die Mächtigkeit der Libombos-Vulkanite wird mit maximal 12 km angegeben. Nach der Erkenntnis vom Vorhandensein von Vulkanbauten aus Rhyolithen und von antithetischen Störungen sind diese Mächtigkeiten aber zu hoch angesetzt. Nach Auffassung des Verfassers dürften sie 5 km kaum übersteigen (Abb. 23).

1.2.2.5.3. Nuanetsi-Magmatitkomplex

Die Aufgabelungszone der Libombos-Monoklinale an der Limpopo-Furche ist durch die Ausbildung des sehr kompliziert gebauten Nuanetsi-Magmatitkomplexes gekennzeichnet (= Nuanetsi Igneous Province; COX u.a. 1965). Dieser Komplex läßt sich vom Sabi-Gebiet im NE bis nach Beitbridge am Limpopo verfolgen. An seinem Aufbau beteiligen sich mächtige Vulkanitserien, kompliziert aufgebaute Ringstrukturen bzw. Granitstöcke und Gangformationen, die von dem Granophyr als jüngste Bildung durchdrungen oder abgedeckt werden (COX 1964; COX u.a. 1965). Der Magmatitkomplex läßt folgende tektonische Strukturen erkennen (Abb. 24): Nuanetsi-Synklinale und Mateka-Sabi-Monoklinale, die durch zahlreiche Ringstrukturen und Intrusivkörper durchbrochen sind. Die Vulkanitserien liegen meist Sandsteinen der Clarens Formation z.T. auch direkt dem Grundgebirge bei ausgeprägtem prävulkanischen Relief auf.

Die ältesten Vulkanite des Nuanetsi-Magmatitkomplexes sind kalireiche tholeiitische Basalte (COX u.a. 1965), die infolge ihres Mg-Reichtums im unteren Teil olivinreich entwickelt sein können. Die olivinreichen Varietäten sind nicht überall vorhanden. Am Westende der Nuanetsi-Synklinale fehlen sie. Die oberen Basalte sind Mg-arm. Sie werden aus Lavaergüssen aufgebaut, die im Mittel 10 m mächtig sind. Lokal sind Sedimente eingelagert.

Der Übergang zu den im Hangenden folgenden Rhyolithen ist fließend. Die Basaltdecken wechsellagern zunächst mit Rhyolithen. Nach COX u.a. (1965) werden die Rhyolithe als Ignimbrite gedeutet, die aus zahlreichen zwischen 30 und 240 m mächtigen Decken aufgebaut sind und die in sich eine typische Internstruktur aufweisen:

felsitisch	}	ca. 90 % der Decke einnehmend
granophyrisch		
felsitisch		
eutaxitisch		
unverschweißter Tuffe		

Nach den in COX u.a. (1965) wiedergegebenen Dünnschliffaufnahmen ist der Ignimbritcharakter nicht bewiesen. Vielmehr ist es wegen der erkennbaren Fluidalstrukturen und der Mandelsteinausbildung wahrscheinlicher, daß es sich um Laven handelt.

Die Vulkanitserien bilden eine flache asymmetrische Synklinale (Einfallen an Nordflanke 20 - 30°, der Südflanke 10 - 20°) mit etwa E-W streichender Achse, so daß die höchsten Werte im E zu erwarten sind. Dabei läßt sich die Nuanetsi-Synklinale durch die E-W gerichtete Einmündung eindeutig aus der E gerichteten Monoklinale der Libombos ableiten.

In die Vulkanitabfolge der Nuanetsi-Synklinale

Rhyolith, zahlreiche Decken, 1.800 m
 Basalt, olivinarm, schwach alkalisch, bis 3.200 m
 Basalt, olivinreich, bis 3.100 m

sind über 100 m mächtige unregelmäßige flache Granophyrlagergänge eingedrungen, die den Synklinalbau schneiden und deswegen als jünger gelten müssen. Sie scheinen auch die im folgenden zu besprechenden Ringstrukturen zu durchschlagen.

Der komplizierte Aufbau des Nuanetsi-Magmatitkomplexes ergibt sich durch das Auftreten von Ringstrukturen, die die Vulkanitfolge durchschlagen oder aber in Kristallin-gebieten eingedrungen sind. Petrographisch sind sie sehr bunt zusammengesetzt. Ihre Intrusionen schwanken zwischen sauer bis basisch in Vergesellschaftung mit Alkaligesteinen. Strukturell treten Intrusivstöcke, konzentrische und radiale Gänge, Sills, roof sheets und ähnliche Strukturen auf (Einzelheiten vgl. Tab. 8).

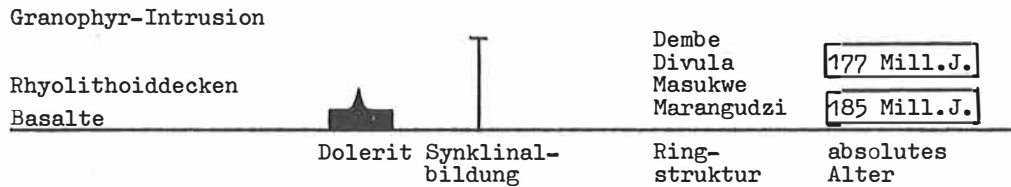


Tabelle 7: Abfolge magmatischer Ereignisse im Nuanetsi-Magmatitkomplex

Die Ringstrukturen scheinen alle jünger als die Basalte zu sein, aber älter als die Hauptintrusion der Granophyre. Die Altersgleichheit der sauren Vulkanite mit den Ringstrukturen ermöglicht die genetische Kopplung der Rhyolitheruptionen an die Herausbildung der Ringstrukturen. Es muß damit gerechnet werden, daß ein Teil der Ringstrukturen als Förderwege der sauren Laven dienen. Der Zoguvira-Krater im Zentrum der Nuanetsi-Synklinale spricht für diese Deutung. Dagegen stammen die Basalte aus E--W-Spalten.

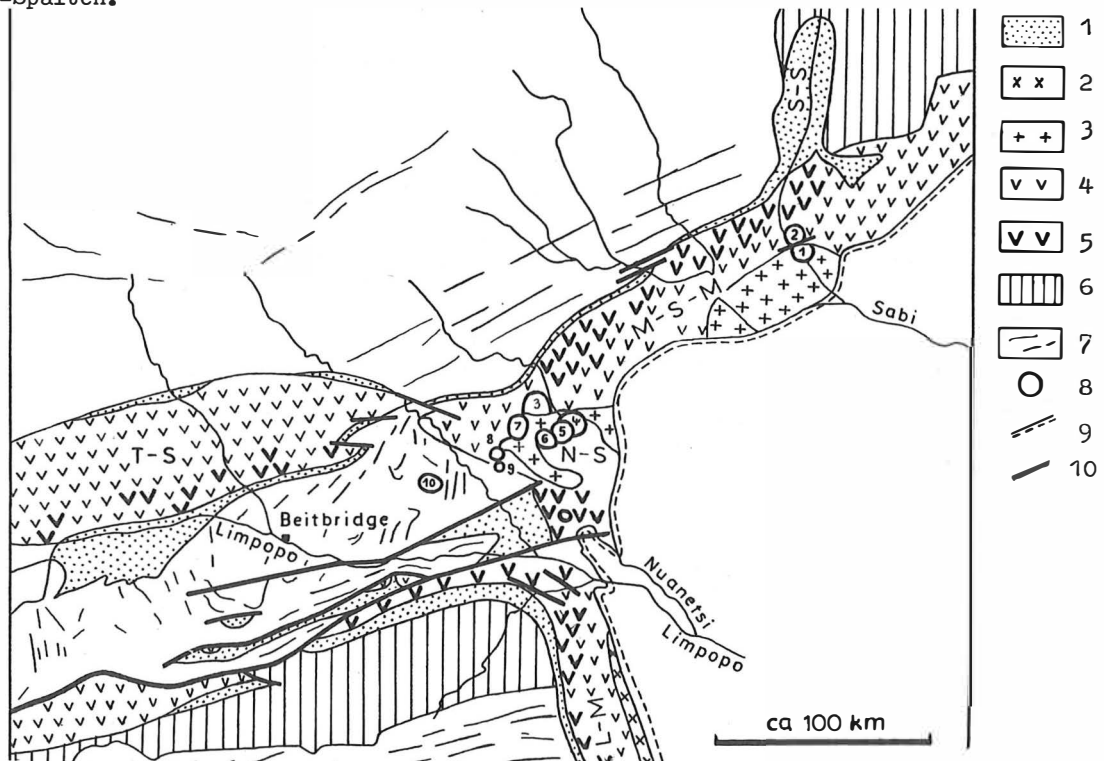


Abb. 24 Geologische Karte des Nuanetsi-Magmatitkomplexes (nach COX u.a. 1965, COX 1970) Legende siehe S. 106

	Name	Gesteine	Struktur	eingedrungen in	durchbrochen von	Größe [Meile]
1.	Chiwonje	Granit	Ringgänge, Roof sheet	Granophyr		4
2.	Mutandawhe	Granit, Nordmarkit	Ringgang, Stock	Basalt		4
3.	Northern Ring	Gabbro, Mikrogranit, Quarzmonzo- nit	Ringgänge	Basalt	roter Grano- phyr	9
4.	Masukwe	Granophyr, Mikrogranit, Gabbro	Ringgänge, polygonale Intrusion	Basalt	Granophyr	6
5.	Divula	Granit, Granophyr	Ringgänge, roof sheet	?	?	7
6.	Dembe	Granit, Granophyr	Ringintrusion sillartig	?	?	3,5
7.	Mateke	Granit	?	Basalt	?	11
8.	Marumbe	Granit, Nordmarkit	Stock, Ringgang	Basalt		4
9.	Vangambi	Nordmarkit, Gabbro	?	Basalt		1
10.	Marangudzi	Nephelin- syenit, Granit, Gabbro	Ringstruktur	Grundgebirge		7

Tabelle 8:

Merkmale der Ringstrukturen des Nuanetsi-Magmatitkomplexes.

(Nummern der Reihenfolge entsprechen Lage auf Abb. 24)

Während bei den sich überschneidenden Ringstrukturen ein nach W gerichtetes Fortschreiten zu erkennen ist (z.B. Masukwe -- Divula -- Dembe), hat die am weitesten im Westen gelegene Ringstruktur von Marangudzi die höchsten absoluten Alterszahlen geliefert (bis 196 Mill. J.).

Was die Altersbeziehungen der Magmatite des Nuanetsi-Vulkanitkomplexes anbelangt, so sind die wenigen vorhandenen Alterszahlen mit den geologischen Fakten in Einklang zu bringen (Tab. 7).

1.2.2.5.4. Übrige Gebiete

Die Vulkanite der T u l i - S y n k l i n a l e lassen sich mit den Basalten des Nuanetsi-Magmatitkomplexes direkt vergleichen. Sie werden durch Basalte vertreten, die an der Basis olivinreich sind und nach oben olivinärmer werden (VAIL u.a. 1969). Ihre Effusionen sind an E--W streichende Spalten gebunden, denen Doleritgänge aufsitzen. Tuffe kommen kaum vor. Die Mächtigkeit ist mit 1 km im Vergleich zu der der Nuanetsi-Synklinale gering (COX 1972). COX (1970) spricht sich nur für 400 m aus. Tektonisch handelt es sich um eine etwa E--W streichende Synklinale, deren Südflanke nur 10° einfällt, während im Norden teilweise Störungen den Niveauunterschied kompensieren. Durch Vorherrschen des Nordfallens ergibt sich asymmetrischer Muldenbau.

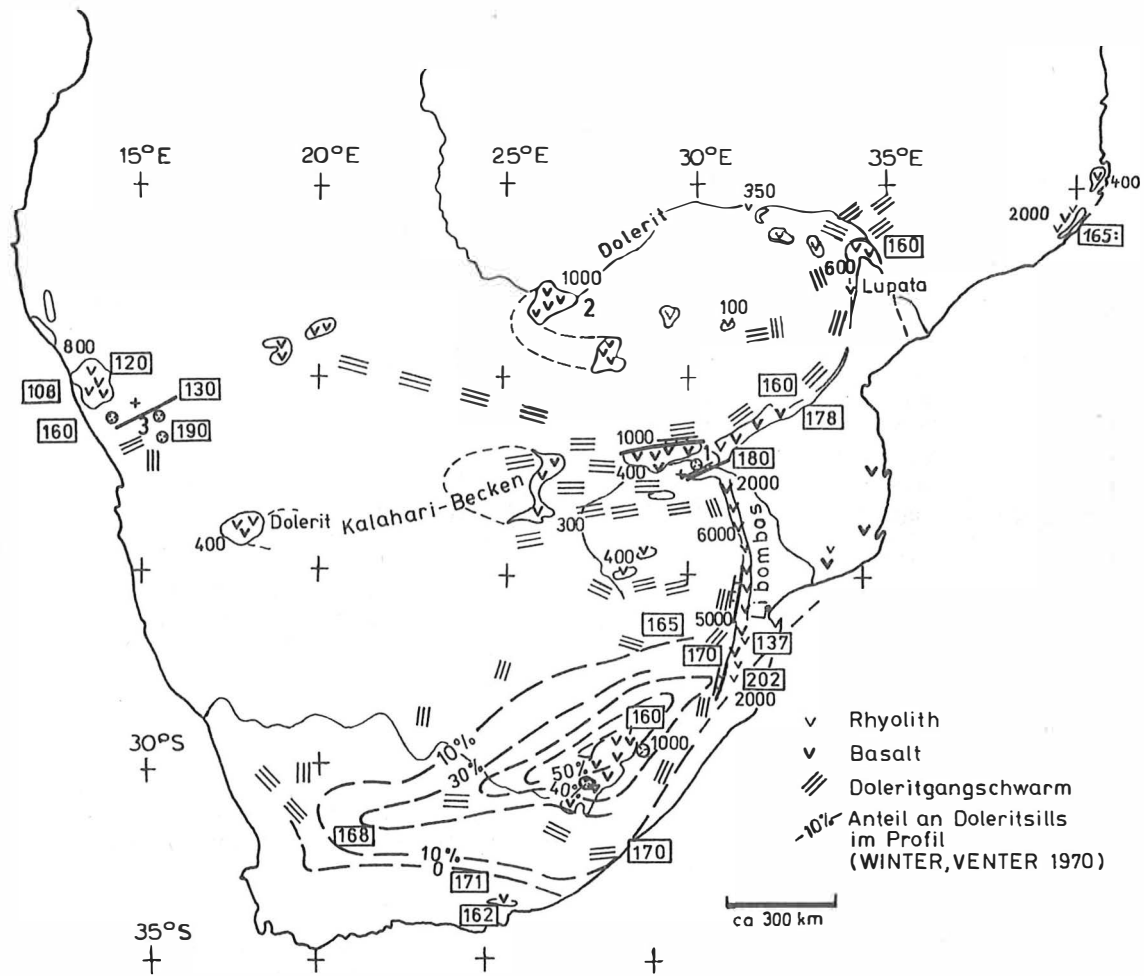


Abb. 25: Karte der Verbreitung von Stormberg-Magmatiten

Distribution map Stormberg magmatic rocks

Das Auftreten der Stormberg-Magmatite (160-200 Mill.J.) konzentriert sich auf Lavaergüsse in den Libombos nebst östlichem Vorland sowie im Gebiet von Lesotho und Doleritvorkommen als Gänge und Sills in weiten Gebieten des südlichen Afrika. Es besteht kontinuierlicher Übergang zum kretazischen kalibetonten Magmatismus. Zum Stormberg-Vulkanismus i.w. gehören auch Vulkanite (211,262 Mill. J. nach LOCK, PAVERD, BRODERICK 1974) in einem südlich gelegenen Liefergebiet (heutiges Falkland-/Malwinen-Plateau) (1 - Nuanetsi-Magmatitkomplex, 2 - Bereich Victoria-Fälle, 3 - Messum-Ringstruktur; verwendete Literatur siehe Text; Legende siehe S. 8/9)

Der monoklinale Bau der M a t e k e - S a b i - M o n o k l i n a l e setzt sich auch über die Sabi-Synklinale hinaus nach NE in die Buzi-Nhamatanda- (ehem. Vila Machado) Monoklinale und in den Nordstrang fort, der den Anschluß an die Lupata schafft. Im Nordstrang scheinen nach COELHO (1969) über den Basissedimenten und der Basaltserie mit Rhyolithenlagerungen nochmals Karroosedimente abgelagert worden zu sein, die präkretazisches Alter besitzen. Die magmatische Tätigkeit setzt sich durch Alkaligesteine bis in die Kreide und möglicherweise bis ins Tertiär fort. Kretazisch dürfte auch die Ringstruktur von Gorangosa sein.

In der L u p a t a , einem Bergmassiv, das durch den Sambesi durchbrochen wird, liegen über den sedimentären Karroo-Serien olivinführende Basalte, die bis 600 m mächtig werden können (AFONSO 1965; FLORES 1964).

Die hangenden Rhyolithe sind bis 160 m mächtig. Sie werden durch Laven, Brekzien und verkieselte Tuffe vertreten. Für die ausgewiesenen Ignimbrite fehlen eindeutige Beschreibungen. Eine durchgeführte absolute Altersbestimmung ergab 166 ± 10 Mill. Jahre (FLORES 1964).

Die den Rhyolithen aufliegende Lupata-Serie, die in die Kreide gestellt wird, besteht aus bis 200 m mächtigen Rhyolithen und grobklastischen Sedimenten. Den Abschluß bilden alkalische Laven (bis 300 m bei FLORES 1964). Zeitlich gekoppelt an die Lupata-Serie sind Ringstrukturen und Karbonatitschlote Malawis und des Ostteiles der Tete-Provinz der VR Moçambique (Monte Muamba), deren absolute Alter zwischen 130 und 110 Mill. Jahren variieren (WOOLLEY, GARSON 1970).

Über die anderen Vulkanitgebiete im Inneren des afrikanischen Kontinents liegen nur wenige Untersuchungsergebnisse vor. Hier überwiegen Basalte, deren Mächtigkeit bis auf 1 km ansteigen kann. Ihre Ausstrichfläche ist beachtlich (vgl. Abb. 25).

Das S a m b e s i - B e c k e n führt nur untergeordnet magmatische Bildungen, die zudem keine direkte Beziehungen zu den älteren Sedimentbecken zeigen. Im Kohlebecken von Moatize durchschneiden NW- bis WNW-streichende Doleritgänge die produktive Serie, die eine diskordante Lage zu den NNE streichenden Gängen Malawis, dort neben Doleriten auch Alkaligesteine enthaltend, einnehmen.

Weiter westlich im Untersambesi-Becken kommen nur untergeordnet magmatische Bildungen vor, die zudem keinerlei Beziehung zur Tektonik des ehemaligen Sedimentbeckens erkennen lassen. So spiegeln die geringmächtigen Rhyolithe und Basalte bei Carinde (jetzt im Stausee von Cahora Bassa) eine flache NW--SE streichende Synklinale (CARVALHO 1977) wider.

Die Basalte an den Victoria-Wasserfällen zeigen auch keinen Bezug zu den ehemaligen Sedimentationsbecken des Mittelsambesigebietes. Sie können bis 1 km mächtig werden.

Die Vulkanite des K a l a h a r i - B e c k e n s entsprechen am ehesten der ehemaligen Senkungsstruktur des sedimentären Karroo. Nach POLDERVAART (1952) handelt es sich um olivinarme Basalte, in die Dolerite eingedrungen und die im Osten des Beckens SiO_2 -reicher sind.

Im Damara-Land Namibias gibt es zahlreiche Ringstrukturen, deren magmatische Produkte absolute Alterswerte zwischen 196 und 115 Mill. Jahren geliefert haben. Die vermutlich auf NE streichenden Rupturen aufsitzenden Ringstrukturen bestehen aus Basiten, sauren Magmatiten und Alkaligesteinen. Eine detaillierte Bearbeitung liegt für die Messum-Ringstruktur vor (KORN, MARTIN 1954), die nach Akkumulation von Karroo-Sedimenten und Basalten entstand. Vier Eruptionsphasen werden unterschieden, die zur Ausbildung eines kompliziert gebauten Vulkanoplutons geführt haben. Diese Ringstrukturen gelten als potentielle Förderkanäle für Laven, deren Gesteine aber weitflächig schon abgetragen sind.

1.2.2.5.5. Magmatische Provinzen

Über die Magmatite des Karroo liegt schon eine Reihe von geochemischen Analysen vor, die zusammen mit geotektonischen Erwägungen Grundlage zu einigen Verallgemeinerungen gegeben haben.

COX (1972) entwickelt ein Modell, in dem er den gesamten basischen Karroo-Magmatismus und deren Ausläufer bis in die Kreidezeit zu einem magmatischen Zyklus zusammenfaßt. Nach einer Initialphase mit lokalen Extrusionen alkalischer Lava als Fraktionierungsprodukte einer aus großen Tiefen (500 km) stammenden kaliumreichen Schmelze kommt es bei Maximaltemperaturen über 1390° zur Kulminationsphase mit Aufstieg von magnesiumreichen Magmen. Danach fließen in dem "steady stage" bei allmählich abklingenden Temperaturen kontinuierlich über längere Zeiträume eintönige olivinarme tholeiitische Laven aus. Als Ausklang des Zyklus folgen nochmals Alkaligesteine (z.B. in der Lupata). Die Kimberlite markieren als Folge nicht aufgestiegener Magmen und sich akkumulierender Spannungen, verbunden mit explosiver Entladung, das Ende des magmatischen Zyklus. Der Chemismus des magmatischen Zyklus ist durch den Gehalt von K und Mg sowie der SiO₂-Sättigung bestimmt. Unter Berücksichtigung dieser wenigen Elemente ist die Vielfalt der auftretenden basischen Varietäten aus Mantelmagma zu erklären. Im Laufe der Entwicklung nehmen die Gehalte von Mg und K/Na ab, wenn das Ausgangsmagma entsprechend hohe Mengen dieser Elemente aufweist.

Der Rhyolithvulkanismus wird von COX (1972) als Ergebnis einer Aufschmelzung von Krustenmaterial gesehen, die synchron zum magmatischen Karroo-Zyklus abläuft.

MANTON (1968) untersucht die Sr- und Rb-Isotope und findet heraus, daß auftretende Variationen in den Basiten auf Unterschiede des Ausgangsmagmas zurückzuführen sind, während die Gleichheit dieser Isotopenverhältnisse zwischen Basiten und sauren Gesteinen auf Differentiationsprozesse schließen läßt. Gegen diese Deutung sprechen aber die Mengen saurer Vulkanite (WACHENDORF 1971), die in der Monoklinale der Libombos etwa zu 50 % vertreten sind.

Das Problem der Ausscheidung magmatischer Provinzen ist nicht hinreichend gelöst. Für die auf den Erdmantel zu beziehenden basischen Magmatite wird von mehreren Autoren (WOOLLEY, GARSON 1970; COX u.a. 1967; CLEVERLY, BRISTOW 1979) darauf verwiesen, daß der Kaliumgehalt in den Libombos nach Norden zunimmt. COX, MacDONALD, HORNING (1967) zeichnen die Unterschiede so deutlich nach, daß sie eine kaliumreiche Nordprovinz mit K-Tholeiiten und eine kaliumarme Südprovinz mit normalen Tholeiiten ausscheiden. RIDGWAY, MONEY (1981) halten dem aber entgegen, daß K₂O-arme Tholeiite auch im Norden in Zentralafrika (Sambia) anzutreffen sind.

Wie schon von COX (1970) und VAIL (1970) unterstrichen wurde, muß der Magmatismus im Zusammenhang mit einer Zerrungstektonik gesehen werden, die einen Aufstieg der Mantelmagmen ermöglichen. Als ausgedehntes Zerrungselement sind seit langem die Libombos bekannt (DuTOIT 1929), deren Lokalisierung auf den heutigen Ausstrich der Vulkanite

bezogen wird. Die Vorkommen von Rhyolithen an der moçambikanischen Küste bei Inhambane (Bohrungen) sind aber nicht von den fast 300 km entfernten Zufuhrspalten herzuleiten. Somit wird der Magmatismus an der Ostflanke des afrikanischen Kontinentes durch weitere Zufuhrkanäle kontrolliert.

Generelle Gültigkeit hat die Vorstellung, daß der Karroo-Magmatismus mit der Aufspaltung des Gondwana-Superkontinentes zusammenhängt. Dabei wird dem Nuanetsi-Magmatitkomplex der Charakter eines Triple junction zugesprochen (HOFMANN, WEBER 1982 a), wie durch den Verlauf der doleritischen Gangschwärme (Abb. 25) auch nachgezeichnet wird (z.B. REEVES 1978). Ebenso ist **eine Deutung möglich, die von dem Schnittpunkt zweier** Spaltenrichtungen im Nuanetsi-Gebiet ausgeht. In der Lupata ist eine ähnliche Situation gegeben.

1.2.2.6. Cape-Tektogenese

Die Gesteine der Cape- und Karroo-Supergruppe sind am Südrand der Cape-Karroo-Senke in der Cape Range deutlich gefaltet (HÄLBICH 1977). Es überwiegt E--W-Streichen, das aber nach W verloren zu gehen scheint (Abb. 19). Vor der False Bay biegen die Faltenachsen bis fast in die N-S Richtung um, so daß weiter westlich bei Cape Town ungefaltete Table-Mountain-Gruppe austreicht. Die NNW-streichenden Falten weiter im Norden weisen nur einen schwachen Faltenwurf auf und sind auf Störungstektonik zu beziehen (germanotype Tektonik)(DINGLE, SIESSER, NEWTON 1983).

In der Cape Range ist Nordvergenz ausgebildet (SWARDT, FLETCHER, TOSCHEK 1974; B.E. LOCK 1980), was sich in der Raumlage von Achsenebene, Schieferung und Aufschiebungen widerspiegelt.

Metamorphe Umwandlungen sind nur sehr schwach. Es wird vermutet, daß es sich durch das Auftreten von mixed-layered Chlorit-Montmorillonit in oberflächlich anstehender Bokkeveld-Gruppe nur um diagenetische Umwandlungen handelt. Illit-Chlorit-Assoziationen aus Bohrungen seien Ausdruck einer sehr schwachen Metamorphose. KRYNAUW, GRESSE (1980) ordnen die Metamorphose einer beginnenden schwachen Metamorphose zu. ROWSELL, SWARDT (1976) rechnen die Neukristallisationen einer Versenkungsmetamorphose zu. Bei Port Elizabeth kommt sogar Grünschieferfazies vor.

Die Deformationsintensitäten lassen deutlich eine Abnahme nach Norden erkennen, so daß ein Übergang eventuell von Phyllittektonik, zumindest von Schiefertektonik, über Falten tektonik bis zu undeformierten Gesteinsserien verwirklicht ist. Der gleiche Trend läßt sich auch durch die Illit-Kristallinität innerhalb des Great Karroo Basin weiterverfolgen. Intensitätssteigerungen nahe Störungen sind bekannt (DINGLE, SIESSER, NEWTON 1983).

Über das Alter der Cape-Tektogenese gibt es nur wenige Literaturangaben. In die Deformation einbezogen sind alle Gruppen der Cape-Supergruppe, die Dwyka-, Ecca- und Untere Beaufort-Gruppe, so daß hiernach die unterste Trias als Abschluß der Cape-Faltung gelten kann. Die Deformation setzt aber schon eher ein. Aus paläogeographischen Karten läßt sich erkennen, daß zumindest ab Ecca ein südliches Erosionsgebiet vorhanden ist, das zwangsläufig auf tektonische Aktivitäten der Cape-Faltung zu beziehen ist.

Im Beaufort liefert dieses Abtragungsareal sogar Gneise und anderes Kristallin, außerdem Rhyolith mit Alterszahlen von 211 bzw. 262 Mill.J. (LOCK, PAVERD, BRODERICK 1974). Von RUST (1975) wird allerdings bestritten, daß das Cape-"Tektogen" das Liefergebiet war, weil der Reichtum von Granat keine Entsprechung im Schwermineralbestand der Cape-Supergruppe hat.

Die absoluten Alterswerte für die Phyllosilikatsprossung variieren zwischen 259 - 277 Mill.J. (DINGLE, SIESSER, NEWTON 1983).

Oben angegebene Alterszahlen von Rhyolithgeröllen (211 und 262 Mill.J. LOCK, PAVERD, BRODERICK 1974) sprechen für triassische Faltung im Gondwana-Falklandgebiet (Abb. 42). Diskordante Überlagerung gefalteter Karroo-Gesteine durch jüngeres Karroo ist nur innerhalb der Cape Range am Zuurberg aufgeschlossen (DuTOIT 1954), wo Stormberg-Konglomerate und auch Vulkanite auf steilgestelltem Dwyka und Witteberg liegen.

Als genetische Deutungen der Cape-Faltung stehen sich mehrere Vorstellungen gegenüber:

gravitative Faltung (NEWTON 1973),
 störungs-kontrollierte Tektonik (DINGLE, SIESSER, NEWTON 1983),
 Subduktion (LOCK 1980),
 Kontinentkollision (KRYNAUW, GRESSE 1980;
 BEER, ZIJL, BAHNEMANN 1974).

Mit rein gravitativen Prozessen sind die metamorphen Umwandlungen und die doch beträchtliche Einengung von 25 % (HÄLBICH 1977) nicht zu erklären. Aber auch die anderen Interpretationen sind mit Unzulänglichkeiten behaftet. Besonders der kalk-alkalische Magmatismus plattentektonischer Deutungen fehlt.

1.2.3. Postkarroo

Nach Abschluß des Karroo-Vulkanismus bilden sich neue Akkumulationsräume heraus, deren Entwicklung einem gesonderten erdgeschichtlichen Abschnitt zugeordnet werden kann (SIMPSON, DINGLE 1973; BLANT 1973 a, b; DINGLE, SCRUTTON 1974; KENT 1974). Stratigraphisch handelt es sich um Jura (im Untersuchungsgebiet nur Oberer Jura ganz im Norden der VR Moçambique belegt), Kreide und Känozoikum, die als Sedimentschürzen den afrikanischen Kontinent säumen und teilweise unterschiedlich tief als marine Ingressionen auf den afrikanischen Kontinent übergreifen. An der Südküste Afrikas entstehen mehrere Postkarroo-Becken auf der Agulhas Bank (nach SIMPSON, DINGLE 1973 Agulhas-Becken, auch Outeniqua basin genannt von TANKARD u.a. 1982; DINGLE 1973 a, 1973 b, 1973 c; SCRUTTON, DINGLE 1976), vor der Westküste das Oranje-Postkarroo-Becken und innerhalb des Kontinentes intramontane Senken, deren Gesteine dem Grundgebirge diskordant aufliegen. Demgegenüber besteht in dem großen Akkumulationsgebiet Natal und Moçambiques (Moçambikanisches Becken) an der SE Küste eine vielfach nur diskonforme Beziehung zur liegenden Karroo-Supergruppe, lokal geht die Entwicklung auch kontinuierlich aus der Karroo-Supergruppe hervor. So ist am Lupata im Sambesi-Tal eine kontinuierliche Entwicklung zu erkennen (AFONSO 1975, 1976; FLORES 1964, 1970) und auch am Südende der Lebombo dauert der Vulkanismus bis in die Unterkreide an (CLEVERLY, BRISTOW 1979; TANKARD u.a. 1982; VAIL 1965; BRISTOW, CLEVERLY 1979). In weiten Gebieten des Moçambikanischen Beckens beginnt das Postkarroo erst nach einem deutlichen Hiatus, der sich an der Oberfläche der Karroo-Vulkanite durch Verwitterungserscheinungen bemerkbar macht (z.B. FLORES 1973; FÖRSTER 1975).

In den Sedimentationsbecken wird die Absenkung durch zahlreiche Störungen kontrolliert, die infolge des Auftretens von Alkali-Vulkaniten als Riftbildungen angesehen werden können. Durch den lokal auch kontinuierlichen Übergang aus dem Karroo-Vulkanismus besteht keine scharfe zeitliche Grenze zum Postkarroo-Vulkanismus. In dieser Arbeit wird die Zeitmarke von 160 Mill.J. als Grenze verwendet. Von besonderer Bedeutung für diesen Zeitintervall ist der Kimberlitvulkanismus, der in den präkambrischen Kratongebieten zahlreiche Durchbruchsschlote besonders in der Oberkreide (DAWSON 1970; ALLSOPP, BARRETT 1975) geschaffen hat.

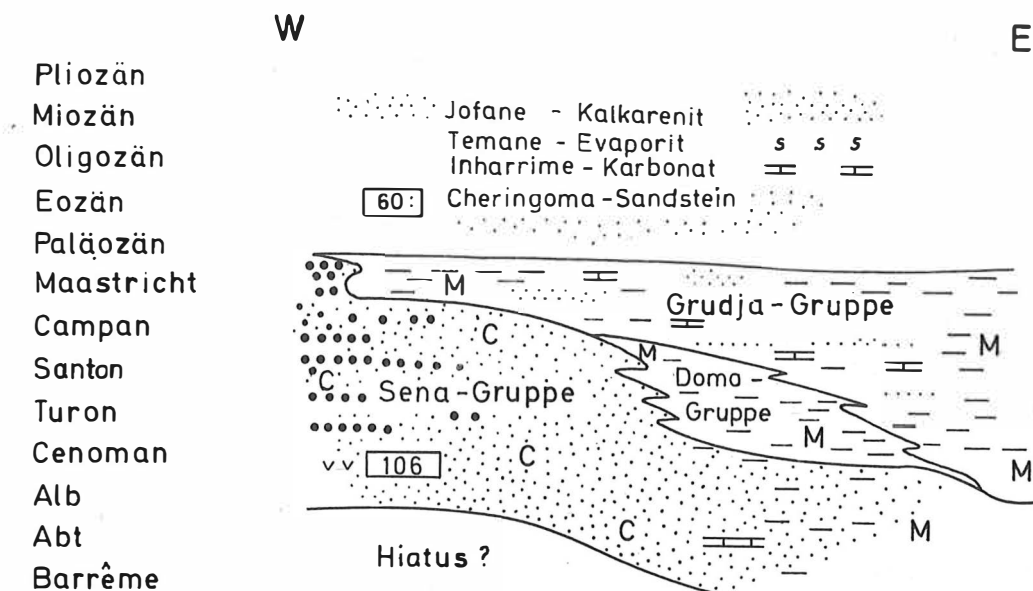


Abb. 26: Lithostratigraphische Korrelation der Ablagerungen des Moçambikanischen Beckens
(vorwiegend nach FLORES 1973; FÖRSTER 1975, 1981;
Legende siehe S. 8/9)

1.2.3.1. Kreide

In den Agulhas-Kreidebecken wird die Absenkung durch Nordrandabschiebungen kontrolliert, die auf der Agulhas-Bank durch Umbiegen als NE-Störungen auftreten (TANKARD u.a. 1982). Somit dominieren Halbgrabenstrukturen. Im Algoa-Teilbecken beginnt die Akkumulation mit Basalten, die den Drakensberg-Vulkaniten ähnlich sind und Alterswerte von 162 Mill.J. geliefert haben (DuTOIT 1976; McLACHLAN, McMILLAN 1976). Ihre Effusion dauert auch noch bei der fluviatilen Sedimentation der Enon-Gruppe an. Wegen der Zweifel an den absoluten Altersbestimmungen (MARSH, LOCK, FUCHTER 1979) ist der genaue Zeitpunkt des Sedimentationsbeginns nicht hinreichend belegt. Offensichtlich liegt er innerhalb des Malm (DINGLE, SIESSER, NEWTON 1983).

Die Körnung der Kreidesedimente nimmt kontinuierlich von Norden in Richtung Ozean ab, während die Anzahl mariner Einschaltungen ansteigt (WINTER 1973). Es können alle Übergänge von riesenkörnigen Konglomeraten (bis 50 m große Blöcke enthaltend, RIGASSI, DIXON 1972) als Kolluvialbildungen über Schuttströme und fluviatile Konglomerate und Sandsteine aus nach S bzw. SE entwässernden Stromgeflechten bis Delta- und Flachwasserablagerungen ausgeschieden werden. Bedingt durch die Halbgrabenstruktur schwanken die Mächtigkeiten beträchtlich, maximale Mächtigkeiten erreichen im Algoa-Becken Werte von 4 km.

Auf der Agulhas-Bank (Abb. 27) sind zwischen aus Grundgebirge aufgebauten Schwellen mehrere Becken anzutreffen (DINGLE, SCRUTTON 1974; KENNEDY 1965), die bis zu 5 km mächtige Sedimente enthalten können (DuTOIT 1976, 1979, zitiert in TANKARD u.a. 1982). Ihre sedimentäre Geschichte ist mit der des Algoa-Beckens vergleichbar. Hauptliefergebiete sind an die Randstörungen im NE gebunden. (DINGLE, SIESSER, NEWTON 1983).

Die Intramontanbecken auf der Cape Range im Innern des afrikanischen Kontinentes sind mit kontinentalen bis 3.500 m mächtigen Sedimenten ausgefüllt (RUST, WINTER 1979, zitiert in TANKARD u.a. 1982), zwischen denen auch Tuffe (LOCK u.a. 1975), Salinar (Playa-Sediment) und Braunkohlen vorkommen. Die perlschnurartige Anordnung von einigen Abschiebungen ist durch die synsedimentär wirksame Worcester-Störung bestimmt.

Vor der E-Küste Südafrikas haben die Agulhas-Becken Verbindung zum Moçambikanischen Becken (DuTOIT, LEITH 1974), das weite Bereiche der V.R. Moçambique einnimmt und in dem bis 3.500 m mächtige Kreidesedimente abgelagert werden (FLORES 1973; FÖRSTER 1974, 1975; DANIELS u.a. 1977). Die Anlage des Beckens geht von einem Rift aus, das als Ausläufer des Ostafrikanischen Riftsystems angesehen werden kann. An das Rift ist basischer Vulkanismus gebunden, dessen Gesteine Alter von 106 bis 115 Mill.J. aufweisen (FLORES 1964, 1970; GOUGH u.a. 1964) und auch außerhalb des Beckens nach Norden durch alkalische Intrusionen und Schlotdurchbrüche (Karbonatite) erkennbar sind (WOOLLEY, GARSON 1970). Ungeklärt ist die Altersfrage der Vulkanite im Liegenden des Moçambikanischen Beckens zwischen Inhambane und Beira. Ein Kreidealter (FLORES 1973) ist nicht belegt.

Bezüglich der sedimentären Ausbildung der Kreidesedimente des Moçambikanischen Beckens lassen sich drei Gruppen ausscheiden, die sich teilweise faziell vertreten (Abb. 26). Die Sena-Gruppe mit Sandsteinen in Wechsellagerung mit Konglomeraten läßt sich durch fluviatiles Sedimentationsmilieu erklären, das durch Rifttäler kontrolliert wird (FLORES 1973; FÖRSTER 1974, 1975, 1981). Aus der Sena-Gruppe geht kontinuierlich lateral und vertikal die Domo-Gruppe als rein marine Bildung hervor (dunkle Pelite, abgelagert bei Wassertemperaturen von 17,5 °C, BOWEN 1963). Die weiteste marine Ingression spiegelt die Grudja-Gruppe wider, die in einer mächtigen Pelitfolge, Sandsteine (KW-Akkumulation) Karbonate und karbonatische Sandsteine enthält. Nach FÖRSTER (1975) läßt sich das pendelnde Vordringen des Meeres seit dem Barreme bis zum Maastricht verfolgen.

Während in Südafrika eine Sedimentationslücke zwischen Unterem Cenoman und Coniac erwähnt und tektonisch interpretiert wird (KENNEDY, KLINGER 1971), fehlen im Moçambikanischen Becken Anzeichen eindeutiger intrakretazischer tektonischer Aktivität. Der terrestrische Sandstein bei Boane (FÖRSTER 1975) ist ebenso wie das Pendeln der Küstenlinie durch epirogene Bewegungen zwanglos erklärbar. Die Verschiebungen der Küste sind Ausdruck von Vertikalbewegungen. Demgegenüber zeigen die Verhältnisse an der Kreide/Tertiärgrenze am Rande der Kreidebecken -- besonders durch seismische Profile belegt -- diskordante Überlagerungserscheinungen (DINGLE 1971; FÖRSTER 1975), die in zentralen Bereichen fehlen.

1.2.3.2. Känozoikum

Die känozoische Entwicklung schließt eng an das kretazische Postkarroo an. In den meisten Gebieten bleibt bis in die Jetztzeit das marine Sedimentationsmilieu und auch die Lage des Sedimentationsraumes im wesentlichen erhalten. Nur im Moçambikanischen Becken sind die Verschiebungen der Strandlinien bedeutend. Hier greift die miozäne Transgression über die kretazischen Strandlinien weit ins Kontinentinnere bis an den Fuß der Libombo über (FÖRSTER 1975). Seitdem dominieren die regressiven Tendenzen, die bis in die Jetztzeit andauern, wie die Hochlage der marinen Kalke und "beach rocks" auf der Insel Inhaca erkennen läßt (PAECH, NESTLER, SCHMIDT 1982). Lokal treten aber auch Senkungen, z.B. im Vorfeld des Sambesi auf, die seit dem Pleistozän durch Überflutung von Decksanden und Dünen einer Kaltzeit dokumentiert ist (BIERSDORF, KUDRASS, STACKELBERG 1980). Im Moçambikanischen Becken wird die vorwiegend karbonatische Entwicklung im Paläogen mit aus der Kreide übernommenen Feinsandsteinen (FLORES 1973) eingeleitet, die nach oben in Kalke übergehen. Die stratigraphische Vollständigkeit des marinen Tertiärs im Zentralteil des Beckens ist zwar nicht in jedem Falle gesichert, kann aber angenommen werden (FLORES 1973). Das Oligozän ist dabei als regressive Phase anzusehen, die sich durch geringe Mächtigkeiten und Ausbildung des Temane-Salinars (über 150 m Gips) kenntlich macht. Anschließend ermöglicht die Miozäntransgression wieder weitflächige Karbonatbildung eines Flachmeeres (FÖRSTER 1975; SIESSER, MILES 1979; WING 1966). Die Gesamtmächtigkeiten des Känozoikums erreichen Werte von 2.000 m (FLORES 1973); KENT (1974) spricht sich sogar für 5.000 m aus.

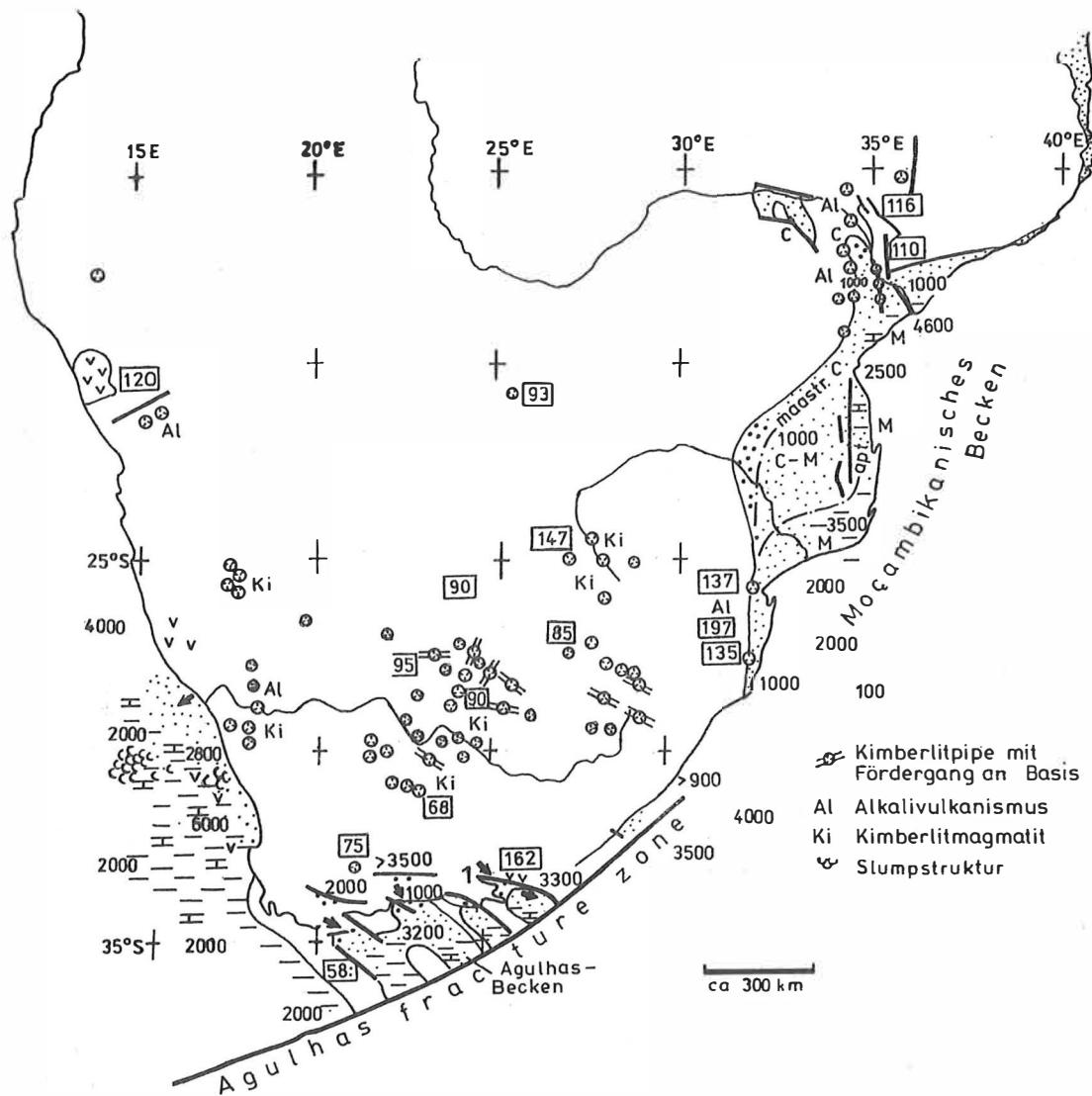


Abb. 27: Karte des paläotektonischen Regimes für die Kreide-Zeit (+ Jura des Postkarroo)
 Map of paleotectonic regime during Cretaceous period (inclusively Jurassic of Postkarroo)

Gleichzeitig bilden sich am Rand des afrikanischen Kontinents störungs-kontrollierte Sedimentationsbecken (z.T. mit Alkali-Vulkanismus) und im Innern des Kontinents Kimberlitschlote (überwiegend 90 Mill.J. aber teilweise auch älter), die aus Gangbildungen hervorgehen.
 (verwendete Literatur siehe Text; Legende siehe S.8/9).

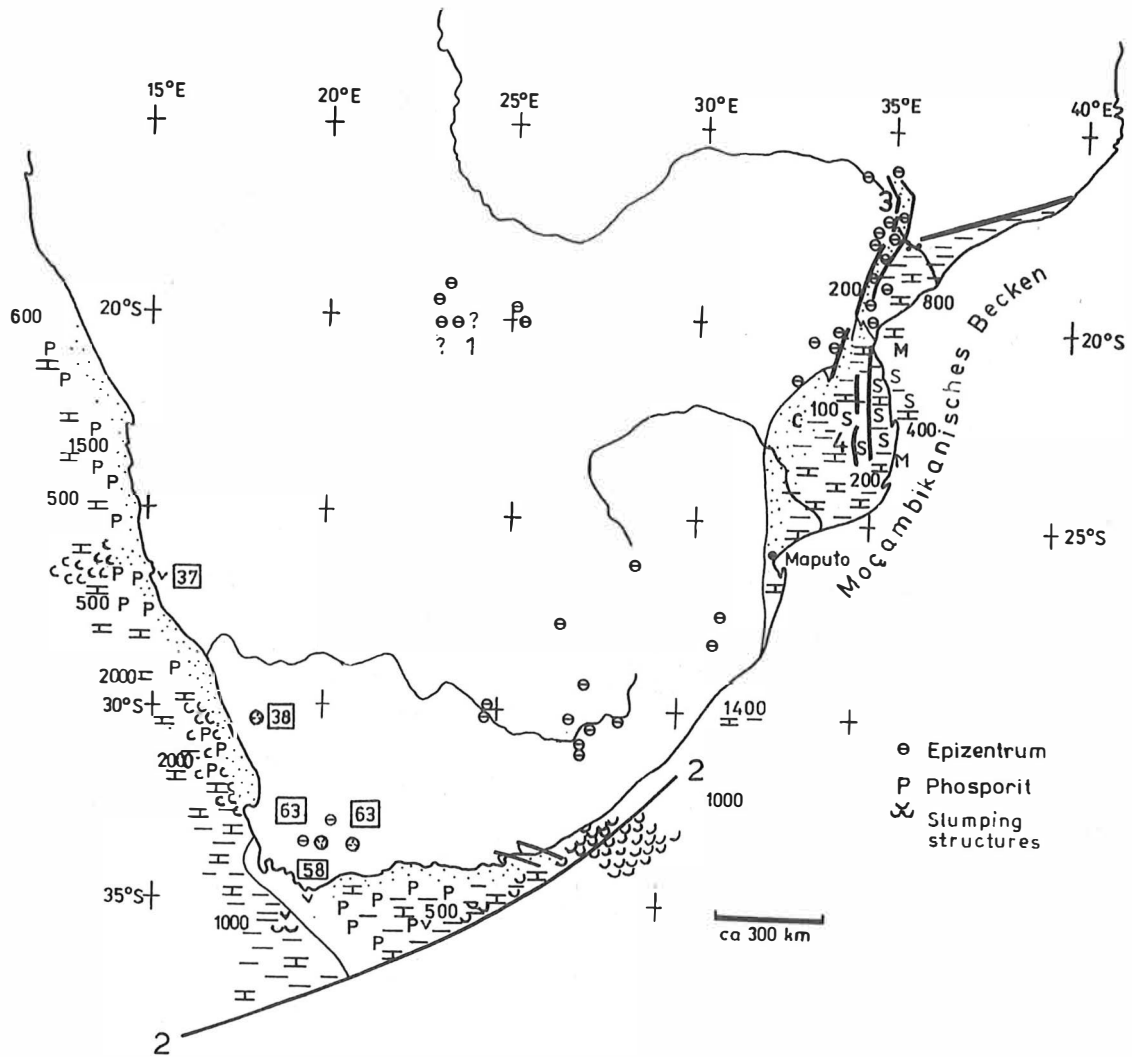


Abb.28: Karte des paläotektonischen Regimes für das Känozoikum

Map of the paleotectonic regime during Cenozoic period

Känozoische Sedimentation konzentriert sich auf Randbereiche der Ozean-gebiete und greift nur im Moçambikanischen Becken weiter auf den Konti-nent über. Rifttektonik im Fortbau des Ostafrikanischen Riftsystems äü-berst sich in seismischer Aktivität. Das Okavango-Gebiet läßt Bezug der Epizentren zu Störungen erkennen.

(1 - Okavango-Gebiet, 2 - Agulhas fracturezone, 3 - Púnguè-Urema-Chire-Graben, 4 - Funhalouro Graben;
verwendete Literatur siehe Text, Legende siehe S.8/9)

Diese Maximalmächtigkeiten sind an Grabenstrukturen gebunden, die als Fortbau des Ostafrikanischen Rifts angesehen werden können. Besonders aktiv ist der Fungoè-Urema-Chire-Graben (Abb. 28), der sich auch durch rezente seismische Aktivität auszeichnet. Möglicherweise ist der Funhalouro Graben (FÖRSTER 1975) dessen Fortsetzung (Abb. 28).

Die übrigen marinen Akkumulationsgebiete auf dem afrikanischen Schelf sind durch glaukonitische Tone und Kalke sowie phosphatische Kalke und Sandsteine mit z.T. beträchtlichen Phosphatanreicherungen (BIRCH 1979, zitiert in TANKARD u.a. 1982) gekennzeichnet. Im Quartär ist der Anteil an klastischer Sedimentation unbedeutend. Es überwiegt biogene Karbonatablagerung und Bildung autigener Minerale insbesondere Glaukonit (DINGLE 1973 d) und Phosphorit in phosphatisierten Foraminiferenkalken und glaukonitisch-phosphatischen Brekzien (SUMMERHAYES 1973).

Das Sedimentationsgebiet vor der Westküste des südlichen Afrika (als Orange-Becken von SCRUTTON, DINGLE 1976 bezeichnet) zeigt eine Sedimentationsschürze von karbonatischem Pelit, Kalk mit reicher Glaukonitführung (z.T. sind 96 % der Sedimente glaukonitführend, TANKARD u.a. 1982) und großflächigen Rutschungen (DINGLE 1980). Als Zulieferer klastischen Materials fungiert der Orange-River. Es muß also mit kontinuierlicher Sedimentation gerechnet werden, wenn auch dem Eozän und Miozän transgressive Tendenzen zugesprochen werden (z.B. DINGLE 1973 d; SIESSER, SCRUTTON, SIMPSON 1974). Während SIESSER, SCRUTTON, SIMPSON (1974) ein Migrieren der Sedimentation in Richtung Atlantikzentrum angeben, findet sich das in den publizierten Mächtigkeitsdaten nicht bestätigt (siehe auch DINGLE, SIESSER, NEWTON 1983).

Besser dokumentiert ist die progradierende Sedimentation auf der Agulhas-Bank, wo die höchsten Känozoikummächtigkeiten nahe der Agulhas fracture zone außerhalb der Gebiete höchster Kreidemächtigkeiten angetroffen werden. Die Agulhas fracture zone wirkt als morphologische Barriere kontrollierend auf die Akkumulation. Teilweise wird sie aber überwältigt und Trübeströme sowie submarine Rutschmassen (auf 750 km Länge und 106 km Breite nach TANKARD u.a. 1972; DINGLE 1979) erreichen bathyale Bereiche des Ozeans. Auf dem Schelf sind wie zur Kreidezeit die N bzw. NE-Randstörungen aktiv. Wenn auch das Oligozän biostratigraphisch nicht nachgewiesen ist (DINGLE 1973 d; DuTOIT 1976), ist ein Auftauchen der Agulhas-Bank unwahrscheinlich.

Ein spezielles Sedimentationsmilieu bildet sich in der Kalahari als epigenes Hebungsgebiet mit entsprechendem Entwässerungsnetz heraus. Wenn auch schon kretazische Anlage erwogen wird (DuTOIT 1954, S. 408), kann durch Hominidenfunde nur Pliozän und Quartär belegt werden. Die Akkumulation beginnt fluviatil über nach N entwässernde Flüsse, wobei sich das Störungsmuster im Laufe der Zeit durch differenzierte Vertikalbewegungen ändert. Maximalmächtigkeiten von 180 m werden erreicht (SMIT 1977, zitiert in TANKARD u.a. 1982). Durch karbonatische und kieslige Zementation sowie saline Ausscheidungen (mit Stromatolithen) wird arides Klima nachgewiesen. Wie schon SCHOLZ, KOCZYNSKI, HUTCHINS 1976 mikroseismische Grabenstrukturen erwähnen, bestätigt die Lage von Epizentren historischer Beben die tektonische Natur des Okavango-Sumpfes (Abb. 28).

1.2.3.3. Tektonisches Regime

Das tektonische Regime bei Bildung der Postkarroo-Abfolgen unterscheidet sich von dem der Karroo-Supergruppe insofern, als die sedimentären Akkumulationsgebiete auf den Schelf konzentriert sind und nur lokal mit mächtigeren Sedimentpaketen auf den Kontinent übergreifen. Unter den marinen Sedimenten überwiegen Flachwasserablagerungen, die bei entsprechenden Mächtigkeiten beträchtliche Absenkungsbeträge beweisen (Moçambikanisches Becken nordwestlich Beira über 5 km). Auf die tektonischen Bewegungen übt das Störungsmuster einen bedeutenden Einfluß aus. Die Störungen sind Ausdruck von Dehnungen, so daß Abschiebungen auftreten, die zu Beginn der Entwicklung zum Aufstieg von Magmen benutzt worden sind und teilweise heute noch aktiv sind.

Das Störungsmuster des Moçambikanischen Beckens kann als Ausläufer des Ostafrikanischen Riftsystems angesehen werden, dessen rezente seismische Aktivität durch die Lage von Epizentren deutlich ist (Abb. 28).

Für den Schelfbereich wird teilweise von einem Migrieren der Sedimentation in Richtung Ozeaninneres gesprochen, das aber nicht deutlich belegt ist. Somit kann es nicht im Sinne der "Polarität" AUBOUINs (1965) angesehen werden, sondern ist nur als subsequente Ausfüllung vorhandener Ozeanbereiche zu werten. (DINGLE, SIESSER, NEWTON, 1983).

Das Pendeln der Küstenlinie ist Ausdruck von Vertikalbewegungen, die im Moçambikanischen Becken weitgehend kompensiert werden, so daß bei flachem Relief schwache Vertikalbewegungen erhebliche Ingressionen und Regressionen hervorrufen können. Im Süden und Westen des südlichen Afrikas ist das Relief ausgeprägter, woraus sich die relative Konstanz der Küstenlinie erklärt. Im Moçambikanischen Becken ist die Tendenz der Vertikalbewegungen nicht einheitlich. In zentralen und nördlichen Bereichen überwiegen Absenkungen. BEIERSDORF, KUDRASS, STACKELBERG (1980) berichten von kontinentalem Pleistozän (Dünen und Decksande), das jetzt in etwa 50 m Wassertiefe auf dem Schelf vor der Sambesimündung liegt. Der Sambesi selbst beweist diese Absenkungstendenz durch ausgefüllte Talvertiefungen, die auf die letzte Regression zu beziehen sind.

Im südlichen Moçambikanischen Becken und an der übrigen Küste des südlichen Afrika dominieren Hebungen. Vor Maputo auf der Ilha de Inhaca sind quartäre Hebungen von ca. 20 m wahrscheinlich (PAECH, NESTLER, SCHMIDT 1982), wie sich aus der Lage von marinen Kalken wahrscheinlich neogenen Alters ergibt. An der SE Küste Afrikas betragen diese Hebungen sogar 300 m (SIESSER, MILES 1979 u.a.) und an der Westküste sind fast 100 m durch Terrassen erkannt worden.

Insgesamt lassen sich mehrere Transgressions- und Regressionsphasen ausscheiden (SIESSER, DINGLE 1981):

Haupttransgression	Miozän,
Hauptregression	Oligozän,
Transgression	Eozän,
Regression	Unteres Paläozän.

Die Postkarroo-Periode ist durch speziellen alkalischen Magmatismus gekennzeichnet, der durch Kimberlite, Karbonatite, alkalische Intrusionen und alkalische Extrusionen

dokumentiert ist. Altersmäßig geht der alkalische Magmatismus aus dem Karroo-Magmatismus hervor (ERIKSSON, S.C. 1982), wobei für die Kimberlite und Karbonatite Kreidealter überwiegt (90 Mill.J. nach ALLSOPP, BARRETT 1975). Im Tertiär sind nur noch wenige magmatische Nachläufer zu erkennen.

Die bedeutendste Gruppe in ökonomischer Hinsicht sind die Kimberlite und Karbonatite, die besonders konzentriert im südlichen Afrika auftreten. Kimberlite lassen sich auf Spaltenvulkanismus zurückführen. So zeigt die Explosionsröhre von Kimberley zur Tiefe hin einen kontinuierlichen Übergang in einen Gang (DAWSON 1970). Im südlichen Afrika ist eine Reihe von Kimberlitgängen gefunden worden (Abb. 28), die offensichtlich ähnliche Gangrichtungen wie die Karroo-Gangschwärme (Abb. 25) als vorgezeichnete Rupturen benutzen. Es überwiegt E--W- bis NW--SE- und untergeordnet als Querelement NE--SW-Streichen. Im Ostafrikanischen Riftsystem und seinen südlichen Ausläufern in der VR Moçambique konzentriert sich der Magmatismus auf die dazugehörigen Störungen. Dokumentiert durch Epizentren scheint das tektonische Regime, wenn auch in abgeschwächter Form, bis in die Jetztzeit anzudauern (Abb. 28).

2. Antarktika

Deutungen zur paläotektonischen Entwicklung Antarktikas beruhen im wesentlichen auf geologischen Feldaufnahmen von Geländeaufschlüssen, die bezogen auf die Gesamtfläche des Kontinentes nur einen geringen Flächenanteil der antarktischen Erdkruste freigeben. Dementsprechend sind Interpretationsversuchen natürliche Grenzen gesetzt. Für den regional-geologischen Vergleich mit dem südlichen Afrika ist die Geologie folgender geographischer Einheiten Antarktikas im Sektor zwischen den Meridianen 60° E bis 90° W von besonderem Interesse (Abb. 44):

Dronning Maud Land

Sør-Rondane Mts.,
Zentrales Dronning Maud Land (zwischen 17° E und 2° W),
Westliches Dronning Maud Land;

Umrandung des Filchner-Eisschelfs

Littlewood Nunatakker (\approx Touchdown Hills),
Theron Mts.,
Shackleton Range;

Pensacola Mts. und weitere Ausläufer des Transantarktischen Gebirges;

Westantarktika

Antarktische Halbinsel,
Ellsworth Mts.

In geologischer Hinsicht lassen sich in der Antarktis ausscheiden (RAVICH, GRIKUROV 1976 u.a.):

- Ostantarktischer Kraton, präriphäisch konsolidiert (Abb. 35), teilweise mit proterozoischem Deckgebirge (Westliches Dronning Maud Land);
- Riphäisch-altpaläozoischer Mobilgürtel des Transantarktischen Gebirges;
- Mesozoisch-känozoischer Mobilgürtel Westantarktikas als andiner Fortbau;
- Tafelbildungen der Beacon-Supergruppe (Devon-Jura);
- Mesozoisch-känozoische Becken im Randbereich der Antarktis.

2.1. Ostantarktischer Kraton

2.1.1. Kristallines Fundament

Das kristalline Fundament des Ostantarktischen Kratons tritt im interessierenden Raum in folgenden Gebieten auf:

Enderby Land,
Dronning Maud Land östlich 2° W,
Shackleton Range,
Transantarktisches Gebirge nahe Südpol.

2.1.1.1. Enderby Land

Im Enderby Land treten granulitfazielle Metamorphite (Enderbit, Charnockit, Zweipyroxenschiefer, Pyroxen-Plagioklas-Gneise) und saure Intrusion auf, die folgendermaßen

untergliedert werden:

Rayner-Komplex	Nye-Gruppe
	Condon-Gruppe
Napier-Komplex	Tula-Gruppe
	Raggat-Gruppe

Akkumulation und Metamorphose der Gesteine des Napier-Komplexes werden ins Untere Archaikum gestellt (RAVICH 1982; BLACK, JAMES 1983), die auch sehr hohe Alterswerte bei absoluten Altersbestimmungen liefern. In sowjetischen Laboratorien wurden Werte von 4.000 Mill.J. bestimmt (SOBOTOVIČ u.a. 1974; RAVIČ u.a. 1974), die aber auch als zu hoch angesehen werden (z.B. 2.400 - 3.100 Mill.J., mitgeteilt in Bur.Min.Res.Geol. Geophys., Yearbook, Canberra 29 1980, S. 32-36, unterschrieben mit R.J.T.). DePAOLO u.a. (1982) erhielten an selben Proben des Napier-Komplexes Maximalwerte von 3.500 Mill.J., HARLEY (1983) von 3.100 Mill.J. Auch das von GREW, MANTON (1979) mitgeteilte Pegmatitalter von 2.500 Mill.J. beweist die archaische Genese.

Offensichtlich ist das Gebiet des Enderby Land mit dieser archaischen Deformation noch nicht endgültig kratonisiert. Es liegen hinreichend jüngere Alterswerte vor, die wahrscheinlich auf thermotektonische Aktivierungen in Verbindung mit retrograden metamorphen Umwandlungen zurückzuführen sind. RAVICH (1982) gibt 2.400 - 2.100 sowie 620 - 460 Mill.J. als Aktivierungsperioden an (vgl. RAVICH, KRYLOV 1964). GREW, MANTON (1981) halten den Wert von 396 Mill.J., welchen Zirkone aus Charnockiten lieferten, für das Kristallisationsalter.

Das Enderby Land kann also als ältester Krustenabschnitt des Ostantarktischen Kratons gelten. Es erfährt aber anschließend mehrfach thermotektonische Überprägungen.

2.1.1.2. Dronning Maud Land

Struktur und Zusammensetzung des kristallinen Fundamentes des Dronning Maud Land sind durch polymetamorphe Umwandlungen (progressiv und retrograd), Mehrfachdeformation und wiederholte magmatische Prozesse sehr komplex. Trotz intensiver Studien vor allem sowjetischer Geologen (ATRAŠENOK u.a. 1967; AUTENBOER, LOY 1972; AUTENBOER 1964; DOJTŠ u.a. 1964; GRIKUROV, KAMENEV, KAMENEVA 1979; KLIMOV, RAVICH, SOLOVIEV 1964 a, b; KRYLOV, RAVIČ 1964; RAVIČ 1968; RAVIČ 1972, 1982; GRIKUROV u.a. 1976; RAVIČ, KAMENEV 1972 a, b; RAVIČ, KLIMOV, SOLOV'EV 1965; RAVIČ, KRYLOV 1964; RAVIČ u.a. 1974; RAVIČ, SOLOV'EV 1966; ROOTS 1953; SOBOTOVIČ 1976) bleiben noch viele Fragen über den zeitlichen Ablauf der geologischen Prozesse ungeklärt. Der Hauptgrund hierfür ist die beträchtliche thermotektonische Überprägung an der Grenze Präkambrium/Phanerozoikum, die regenerativen Charakter trägt. So ergeben vielfach die absoluten Altersbestimmungen Werte zwischen 600 und 450 Mill.J. (RAVICH, KRYLOV 1964).

Nach RAVIČ, KAMENEV (1972 b), RAVICH (1982) läßt sich im Humboldt-Gebirge und in den Petermann-Ketten südlich der Schirmacher-Oase im Archaikum eine altersmäßige Abfolge aufstellen (Tab. 10). Es handelt sich um polymetamorph überprägtes kristallines

Fundament, das groÙenteils aus granulitfaziellen Metamorphiten hervorgegangen ist. Sowohl Charnockit- als auch Enderbitbildung sind an diesen h6chsten Metamorphosegrad gebunden. Daneben treten nord6stlich der Petermann-Ketten in einem fast 1.000 km² groÙen Massiv kumulatartige Anorthosite auf (RAVIČ, KAMENEV 1972).

600 - 450 ~~~~~ thermotektonische Überprägung mit Granitoidintrusionen, an Aufschiebungen, retrograde Umwandlung bis schwache Metamorphose

? 2.500 ~~~~~ Metamorphose (Amphibolitfazies), Ultrametamorphose, und Granitbildung

Insel-Komplex, 6 - 7 km mächtig,

Migmatit, Nebulit nach Amphibol-Granat-Biotit-Metamorphiten mit karbonatischen, quarzitischen und amphibolitischen Einlagerungen

? 3.000 D ~~~~~ Metamorphose (Granulitfazies) mit Bildung von Charnockit, Enderbit und Anorthosit

Humboldt-Komplex

Luxemburg-Gruppe, über 2.800 m mächtig, dickplattige Gneise (basische Metamorphite und Migmatite), im oberen Teil amphibolitfaziell (retrograd), unten granulitfaziell überprägt; mit Karbonat- und Quarziteinlagerungen, Nebulite fehlen;

Schüssel-Gruppe, ca. 4.000 m mächtig, bunte granulitfazielle Metamorphite, Migmatite, Nebulite, mit Charnockit, Enderbit und Karbonat- sowie Amphiboliteinlagerungen;

Gorki-Gruppe, über 2.200 m mächtig, Granat-Biotit-Migmatite mit Sillimanit-Cordierit- und Diopsid-Gesteinen

Tabelle 9:

Idealisierte Abfolge geologischer Ereignisse im kristallinen Fundament des Zentralen Dronning Maud Land, vorwiegend nach RAVIČ, KAMENEV (1972); RAVICH (1982); GRIKUROV u. a. 1976; KÄMPF, STACKÉBRANDT (1985)

Durch das Vorkommen von metamorphen Anorthosit-Xenolithen in Charnockiten dürften die Anorthosite altersmäßig zum Humboldt-Komplex zu stellen sein.

Westlich des Humboldt-Gebirges (ca. 11° E) bestimmt das ausgedehnte Lodochnikov-Charnockit-Massiv den geologischen Aufbau des kristallinen Fundamentes, das weiter im Westen durch einen geringeren Metamorphosegrad (Amphibolitfazies) gekennzeichnet ist. Nahe der Aufschiebung auf die Epikratonbildungen des westlichen Dronning Maud Land treten sogar Diaphthorite auf (515 - 590 Mill.J.), die nur schwachmetamorphe Gesteine als Retrogradbildung darstellen (RAVIČ, SOLOV'EV 1966; AUTENBOER, LOY 1972). Genetisch gebunden sind hieran progressive schwachmetamorphe Umwandlungen der epikratonen Ahlmannryggen-Gruppe mit absoluten Alterszahlen (515 bzw. 860 Mill.J. nach

RAVICH, KRYLOV 1964), die auf eine Zugehörigkeit zur thermotektonischen Überprägung des Ostantarktischen Kratons hinweisen.

Für die Sør-Rondane Mts. läßt sich aufgrund der Angaben von AUTENBOER, MICHOT, PICCIOTO (1964), AUTENBOER, LOY (1972) und den absoluten Altersbestimmungen von PICCIOTTO, DEUTSCH, PASTEELS (1964) folgende Ereignisfolge zur Diskussion stellen:

600 - 500+D	Regionalmetamorphose, thermotektonische Überprägung und Granitoidintrusionen
600 - 950	Nils-Larsenfjellet-Gruppe jetzt als Gneise, Agmatite, Basite vorliegend
über 950D	Deformation Teltet-Vengen-Gruppe, jetzt Gneise mit Karbonaten, Granatschiefer, Quarziten, Pyroxeniten, insgesamt migmatisiert, enthält detritische Zirkone mit Altern zwischen 950 bis 2.700 Mill.J.

Nach RAVIČ, KAMENEV (1972) baut sich das kristalline Fundament der Sør-Rondane Mts. aus Biotit-Amphibol-Plagiogneisen und entsprechenden Migmatiten, Amphiboliten und Karbonaten sowie Granitoidintrusiva auf.

2.1.1.3. Shackleton Range

Der geologische Aufbau der Shackleton Range ist durch eine Zweiteilung des Präkambriums gekennzeichnet:

1.500D	Turnpike-Gruppe (Oberes Riphäikum)
	Shackleton-Range-Kristallinkomplex (Archaikum - Mittl. Proterozoikum)
	Skidmore-Gruppe
	Read-Gruppe/Provender-Gruppe

Der dem Ostantarktischen Kraton zuzuordnende Shackleton-Range-Kristallinkomplex besteht aus einer hoch- bis mittelgradigen Metamorphitfolge, die teilweise stark migmatisiert ist und in die saure Magmatite und selten basische Gänge intrudiert sind. Die geologische Natur ist durch Untersuchungen von STEPHENSON (1966), CLARKSON (1972, 1982 a), HOFMANN (1982 b), HOFMANN, PAECH (1980, 1983), MARSH (1983) und PAECH (1985) bekannt. Seine Gliederung basiert auf absoluten Altersbestimmungen, die von GREW, HALPERN (1979), HOFMANN u.a. (1980), HOFMANN, PILOT, SCHLICHTING (1981), MARSH (1983), PANKHURST, MARSH, CLARKSON (1983) und REX (1972) veröffentlicht wurden. Ein ehemals granulitfaziell metamorphisiertes archaisch bis altproterozoisches Strukturstockwerk (Read-Gruppe und Provender-Gruppe, s. GRIKUROV 1980, HOFMANN 1982 b) bildet die Basis innerhalb des kristallinen Fundamentes, das aber nachträglich noch beträchtliche Überprägungen erfährt. In den Read Mountains sind in den Zeitraum vor ca. 1.500 Mill.J. retrograde amphibolitfazielle Umwandlungen und Granitintrusionen (HOFMANN u.a. 1980, REX 1972) und an die Wende Präkambrium/Phanerozoikum von Störungen ausgehende Chloritisierung als Ausdruck diaphthoritischer Veränderungen zu stellen. In der archaischen

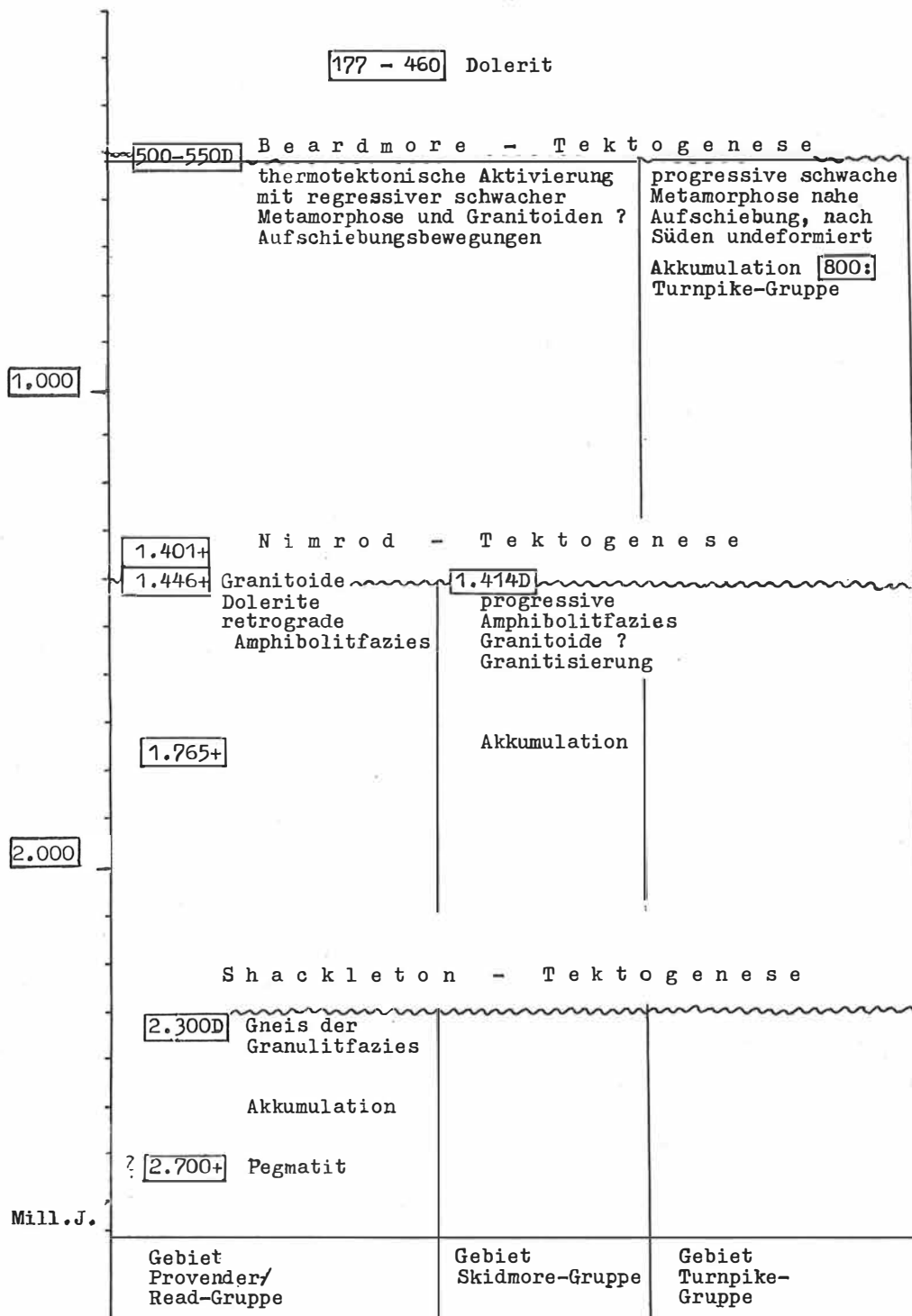


Tabelle 10: Lithostratigraphische Gliederung der Shackleton Range
(vorwiegend Präkambrium)

Provender-Gruppe, deren progressive primäre Metamorphose möglicherweise nur bis zur Amphibolitfazies reicht (HOFMANN 1982 b), erfolgen im Zeitraum vor etwa 500 Mill.J. retrograde Aktivierungen (GREW, HALPERN 1979).

Der primäre Kontakt zur hangenden Skidmore-Gruppe ist nicht aufgeschlossen, möglicherweise auch durch tektonische Deckenbildungen nachträglich überprägt (MARSH 1983). Im oberen Teil der Skidmore-Gruppe überwiegen kristalline Schiefer (Granat-Biotit-Schiefer, Amphibolite, Marmore und Karbonatschiefer, Quarzite) der Amphibolitfazies mittlerer Temperaturen (Herbert-Formation nach HOFMANN 1982 b), während im unteren Teil des Profils (Charpentier-Formation) nach einer älteren amphibolitfaziellen Anlage eine jüngere blastomylonitische Überprägung folgt (HOFMANN 1982 b).

Nach Untersuchungen des Autors lassen sich im westlich gelegenen Skidmore-Gebiet die amphibolit-faziellen Metamorphite weiterverfolgen, die teilweise durch Granitierungen und durch beginnende Granitoidintrusionen gekennzeichnet sind. Deckenbildungen, zumindest Schuppenbau, komplizieren die tektonische Struktur.

Die Hauptprägung des Shackleton-Range-Kristallinkomplexes erfolgt vor ca. 1.500 Mill.J. während einer Tektogenese, die mit der Nimrod-Tektogenese des Transantarktischen Gebirges verglichen werden kann. Mit der Deformation sind Granitoidintrusionen, Überprägung des archaischen Strukturstockwerkes und Bildung einer Antiform (PAECH 1977, 1985) verbunden. Das Faltenstreichen der Nimrod-Tektogenese ist meist E-W gerichtet. Im Westteil der Shackleton Range biegt dieser strukturelle Trend in die N--S-Richtung und weiter nördlich sigmoidal wieder in die E--W-Richtung um. Die sigmoidale Faltenanordnung ist nicht auf Auswirkungen der altpaläozoischen Ross-Tektogenese zurückzuführen, wie CLARKSON (1983 a) und MARSH (1983) annehmen, sondern eher als proterozoische E-W-Deformation von archaischen N--S-Strukturen zu interpretieren.

Mit Abschluß der Nimrod-Tektogenese ist das Areal der heutigen Shackleton Range kratonisiert, wie sich auch aus dem Auftreten der hangenden, teilweise ungefalteten Turnpike-Gruppe ergibt. Die lokal auftretende Faltung innerhalb dieser Gruppe hängt mit Aufschiebungsbewegungen eines Kristallinblockes nach S zusammen. Thermotektonische Aktivierungen beschränken sich auf tiefere Krustenbereiche des Shackleton-Range-Kristallinkomplexes (GREW, HALPERN 1979).

2.1.1.4. Transantarktisches Gebirge

Für den bei der bestehenden Aufgabenstellung interessierenden polnahen Abschnitt des Transantarktischen Gebirges liegt durch die Arbeiten von ADAMS, GABITES, GRINDLEY (1982); GRINDLEY (1963, 1972); GRINDLEY, LAIRD (1969); GRINDLEY, McDOUGALL (1965, 1969); GRINDLEY, McGREGOR, WALCOTT (1964); GUNNER, FAURE (1972); GUNNER, MATTINSON (1975); LAIRD (1963) und STUMP (1977) im Bereich der Miller und Geologists Range folgende lithostratigraphische Grobgliederung vor:

Devon-Jura	Beacon-Supergruppe	Ross-Tektogenese
Kambrium-Ordovizium	Ross-Supergruppe	Beardmore-Tektogenese
Riphäikum	Beardmore-Gruppe	Nimrod-Tektogenese
Präriphäikum	Nimrod-Gruppe	

Die Nimrod-Gruppe besteht aus einer Wechsellagerung von Granat-Biotit-Plagioklas-Schiefern und Gneisen, nebst Migmatiten und Einlagerungen von Metakarbonaten, Metaquarziten und Amphiboliten, die aus in Flachwasser abgelagerten Quarzsandsteinen, Siltsteinen, Kalksteinen, Dolomiten und mafischen Vulkaniten hervorgegangen sind (ADAMS, GABITES, GRINDLEY 1982). Sie sind amphibolitfaziell (meist Staurolith-Almandin-Subfazies) umgewandelt, wobei nahe einer bedeutenden Überschiebung (Endurance-Überschiebung) durch das Auftreten von Disthen etwas erhöhter gerichteter Druck angezeigt wird. Lithologische, mineralfazielle und auch tektonische Ähnlichkeiten mit der Skidmore-Gruppe sind offensichtlich.

Nicht endgültig geklärt ist das Deformationsalter der Nimrod-Gruppe, das nach GUNNER, FAURE (1972) und GRINDLEY (1972) aufgrund von absoluten Altersbestimmungen entweder mit 1.000 oder 1.980 Mill.J. angenommen werden kann. Trotz des nicht eindeutig belegten Alters wird der Begriff der Nimrod-Tektogenese verwendet (z.B. ELLIOTT 1975 a; HOFMANN, PAECH 1980; PAECH 1985). Im Gebiet der Miller und Geologists Range ist der Kontakt zwischen Nimrod- und Beardmore-Gruppe nicht aufgeschlossen. In neuerer Zeit wird die Existenz der Nimrod-Tektogenese angezweifelt (ADAMS, GABITES, GRINDLEY 1982), wenn auch erklärtermaßen nicht widerlegt. Die an Amphibolen bestimmten Alterswerte (ca. 1.000 Mill.J.) werden auf Zuführung überschüssigen Argons entlang der Endurance-Überschiebung zurückgeführt. Eine 1.980 Mill.J. Isochrone wird auf Sedimentation, Diagenese bzw. schwache Versenkungsmetamorphose bezogen, während das Alter von 2.800 Mill.J. alten Zirkonen dem Abtragungsschutz eines archaischen Kratons zugeschrieben wird. Gestützt werden die Zweifel an der Nimrod-Tektogenese durch die Erkenntnisse von TESSENHORN u.a. (1981), daß die Wilson-Gruppe des North Victoria Land, ehemals als Äquivalent der Nimrod-Gruppe angesehen, als fazielle Vertretung der später stärker metamorphisierten Robertson Bay-Gruppe (= Beardmore-Gruppe) aufzufassen ist.

Nicht zuletzt wegen der starken lithologischen Ähnlichkeit mit der Skidmore-Gruppe der Shackleton Range hält es Verf. für wahrscheinlicher, daß die Nimrod-Tektogenese existent und in den Zeitraum zwischen 1.000 bis 1.500 Mill.J. anzusiedeln ist. Jüngere Alterszahlen der Gesteine der Nimrod-Gruppe, die sich besonders zwischen 500 und 600 Mill.J. konzentrieren, müßten bei einer derartigen Interpretation wie auch in anderen Anschnitten des Ostantarktischen Kratons auf nachträgliche thermotektonische Aktivitäten bezogen werden.

Die einstmalige Ausdehnung des Ostantarktischen Kratons ins Transantarktische Gebirge und darüber hinaus nach Westantarktika ist sehr wahrscheinlich. Dafür sprechen die in den Thiel Mts. nach FORD (1964) und FORD, HIMMELBERG (1976) anatektisch aus granulitfaziellen Gesteinen hervorgegangenen jüngstpräkambrischen Pyroklastite und in den Pensacola Mts. auftretende Xenolithe in Ignimbriten (FRISCHBUTTER 1981). Zum anderen geben die in den Haag-Nunataks gefunden^{en} Granodiorit-Gneise mit Alterszahlen zwischen 627 und 1.018 Mill.J. (CLARKSON, BROOK 1977) einen Hinweis auf präkambrisches Kristallin im Gebiet der "Wurzel" der Antarktischen Halbinsel.

2.1.2. Präriphäische Epikratonentwicklung

Im westlichen Dronning Maud Land sind meist flachliegende klastische Sedimente aufgeschlossen, die im oberen Teil Vulkanite und auch zahlreiche subvulkanische Intrusionen enthalten (Ritscher-Supergruppe, Tab. 11). Ihr präkambrisches Alter wurde trotz lithologischer Ähnlichkeit mit der Beacon-Supergruppe bald erkannt (ROOTS 1953, 1969; RAVICH, KRYLOV 1964; RAVIČ, SOLOV'EV 1966; KLIMOV, RAVICH, SOLOVIEV 1964; EASTIN 1970; JUCKES 1968; McDOUGALL 1969; NEETHLING 1969; SOLOV'EV 1966).

Die sedimentäre Entwicklung (Ahlmannryggen-Gruppe) ist durch etwa 2 km mächtige Klastite (vorwiegend Psammit und Pelit, mit Schlickgeröllkonglomeraten als Einlagerungen) vertreten. Ein Charakteristikum sind Jaspilitkonglomerate. An organischen Resten sind nur Kalkalgen (Rifenites) bekannt geworden (SOLOV'EV 1966). Über das Ablagerungsmilieu gibt es in der Literatur nur spärliche Angaben. Subaquatische Entstehung mit teilweiser Trockenlegung ist aber sicher (BREDELL 1982). Außerdem bezeugt die nach oben zunehmende Rotfärbung oxidierende Bildungsbedingungen. Über die Lage des Liefergebietes bestehen keine einheitlichen Auffassungen. Durch die Armut an Kristallingeröllen wird ein westlich gelegenes Liefergebiet angenommen. BREDELL (1982) vermutet ein granitisches Abtragungsareal, dessen Detritus durch stark variierende Strömungsrichtungen (zwischen 152 und 322°) ins Akkumulationsgebiet gelangt.

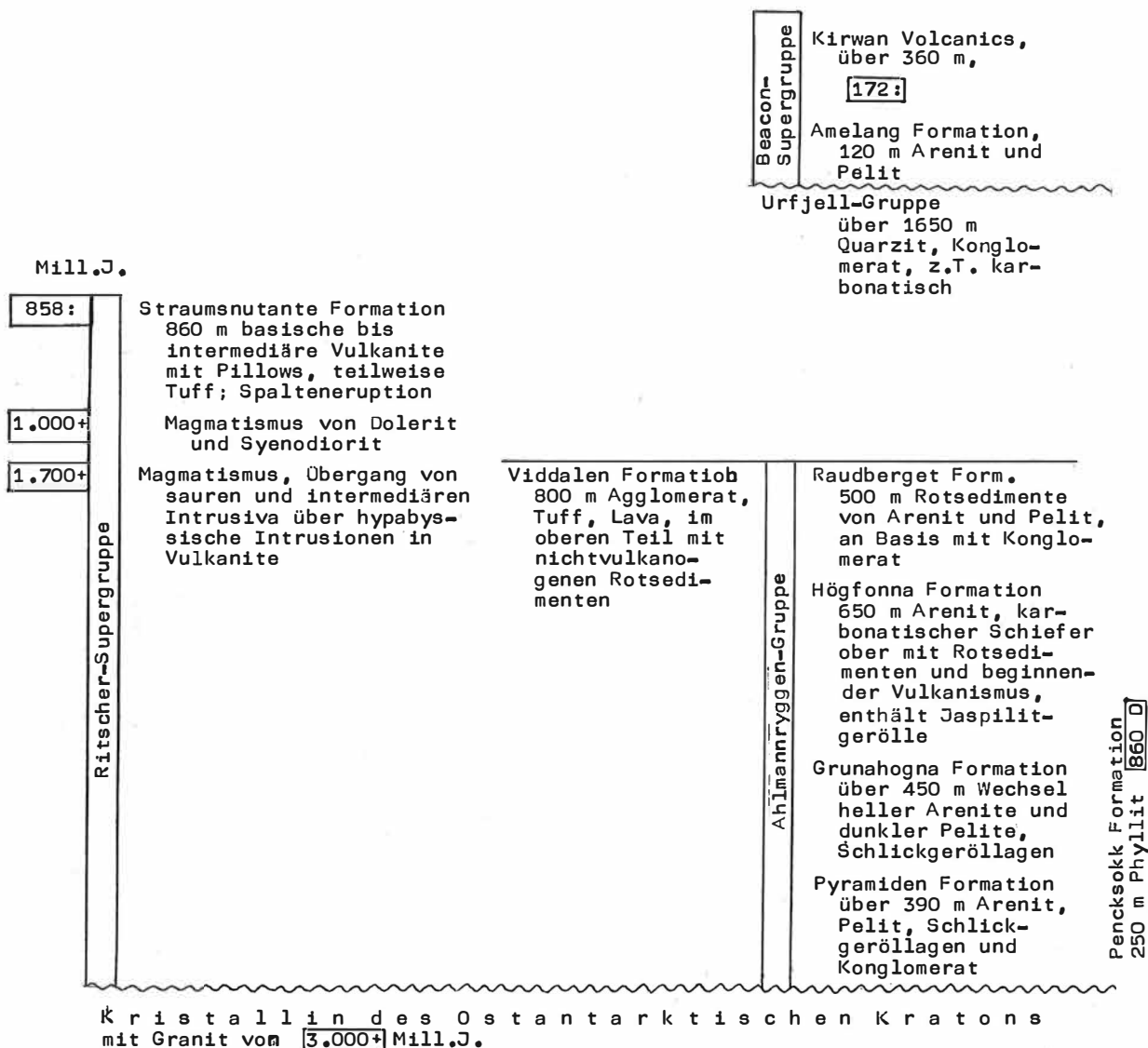
Wegen der meist nur isoliert vorkommenden Aufschlüsse in Nunatakkern, aber auch wegen des Fehlens von typischen Leithorizonten, offensichtlich auch durch die Benennungsfreudigkeit der Autoren ist ein Vergleich der einzelnen Arbeitsergebnisse erschwert. Hier wird im wesentlichen der Vorstellung von BREDELL (1982) gefolgt, deren Vorteil gegenüber älteren Angaben (NEETHLING 1964, 1969 a, b, 1972; ROOTS 1969; SOLOVIEV 1972; ZYL 1974) darin besteht, daß eine Parallelisierung mit den vulkanogenen, teilweise auch intrusiven Magmatiten gelungen scheint.

Die Bedeutung magmatischer Gesteine in der Ritscher-Supergruppe ist hoch. Sie kommen als postsedimentäre Intrusionen (ORLENKO 1977), aber auch als synsedimentäre Äquivalente der Ahlmannryggen-Gruppe vor. KRYNAUW (1982) bestimmt den Anteil an magmatitführenden Aufschlüssen auf 75 %. Deutlich ist eine Zunahme des Einflusses magmatischer Tätigkeit nach NE zu erkennen. Als Aufstiegsbahn wird eine Spalte etwa parallel zum Jutulstraumen Glacier vermutet. BREDELLS (1982) Verdienst besteht darin, den Übergang von intrusiven zu effusiven Bildungen erkannt zu haben, die in einer Zeit intensiver magmatischer Tätigkeit vor 1.700 Mill.J. gefördert werden.

Für die Altersbestimmung der magmatischen und sedimentären Bildungen sind absolute Altersbestimmungen von ausschlaggebender Bedeutung, die schon in beträchtlicher Anzahl vorliegen (ALLSOPP, NEETHLING 1970; EASTIN, FAURE, NEETHLING 1970; McDOUGALL 1969; NEETHLING 1967, 1969 a, b, 1972 a; RAVICH, KRYLOV 1964; SOLOVIEV 1972; BARTON, COPPERTHWAITTE 1982).

Es lassen sich mehrere Eruptionsperioden ausscheiden:

ca. Alter Mill.J.	BREDELL (1982)	NEETHLING (1972 a)
860	Straumnutane volcanics	Boreas episode
1.000+	Ytstenut intrusion	Littlewood episode
1.700+	Krylen intrusion	Ritscher episode



Tab. 11 Stratigraphische Übersicht des Profils prätiphäischer Epikraton-
serien im westlichen Dronning Maud Land

Zusammengestellt nach Ergebnissen von BREDELL (1982), NEETHLING (1972 a),
AUCAMP, WOLMARANS, NEETHLING (1972)

Die Krylen-Intrusion wird durch mafische Intrusiva in schichtparallelen Lagergängen (bis 300 m mächtig) und durch daraus hervorgehende subaerische Vulkanite andesitischer Zusammensetzung vertreten.

Die seit McDougall (1969) mehrmals bestätigten Altersbestimmungen von 1.600 und 1.700 Mill.J. (ALLSOPP, NEETHLING 1970; BARTON, COPPERTHWAITTE 1983) sind allerdings noch nicht vollkommen gesichert, wie sich durch die Altersangaben von 1.190 - 1.280 Mill.J. bei Bowman (1971) andeutet. In dem Viddalen-Agglomerat bestehen die vollkommen unsortierten, unregelmäßigen Gesteinsbruchstücke (mm bis fast 1 m) zu 90 % aus Sedimenten der Ahlmannryggen-Gruppe. Eingelagerte Lavaergüsse werden der Krylen-Intrusion altersmäßig gleichgestellt (BREDELL 1982).

Die jüngeren Magmatite werden zwar zwei Eruptionsperioden zugeordnet, sollen hier aber zusammen betrachtet werden. Die älteren Intrusionen (ca. 1000 Mill.J.) bauen sich hauptsächlich aus mafischen Gesteinstypen (Dolerite) auf, aus denen syeno-dioritische Varietäten hervorgegangen sind. Den Abschluß des präkambrischen Magmatismus dokumentieren die Vulkanite der Straumnsutane-Formation mit basischen bis intermediären Vulkaniten (darunter Pillowlaven), die auf eine parallel zum Jutulstraumen gelegenen Eruptionspalte zu beziehen sind.

Der tektonische Baustil der epikratonen Gesteine ist durch germanotype Tektonik gekennzeichnet. Das Schichteinfallen ist flach (unter 20° , nach Osten bis 30° ansteigend, s. KLIMOV, RAVICH, SOLOVIEV 1964 a). Nachträgliche Intrusionen bewirken keine meßbare Verstellung der Schichten. Die Magmatite bahnen sich meist parallel zu Schichtfugen ihren Weg und durchschlagen nur selten die Schichtfolgen. Trotz der flachen Lagerung und fehlender Faltung zeigen die Sedimente und Magmatite Anzeichen einer sehr schwachen Regionalmetamorphose, die sich nach Osten steigert (KLIMOV, RAVICH, SOLOVIEV 1964 a), wo Chlorit, Epidot, Albit und Aktinolith als Neuspaltungen auftreten. Die Phyllite der PenckSokk Formation spiegeln eine Steigerung der metamorphen Umwandlungen wider. Sie sind als metamorphe Äquivalente der Ahlmannryggen-Gruppe anzusehen. Ihre spezifische metamorphe und tektonische Ausgestaltung ist Ausdruck störungsgebundener Tektonik durch Aufschiebung eines Blockes des Ostantarktischen Kratons auf die epikratonen Gesteinsfolgen vor ca. 860 Mill.J. oder Ergebnis von thermotektonischen Aktivierungen vor 550 Mill.J.

Ad Abbildung 24 "Geologische Karte des Nuanetsi-Magmatitkomplexes" abgebildet auf S. 84

Legende: 1 - sedimentäres Karroo; 2 - Rhyolith; 3 - Granophyr; 4 - Basalt; 5 - Olivinbasalt; 6 - Umkondo-/ Waterberg-Gruppe 7 - Metamorphit; 8 - Ringstruktur; 9 - Ausbiß Kreide des Moçambikanischen Beckens; 10 - Störung; S-S - Sabi-Synklinale; T-S - Tuli-Synklinale; N-S - Nuanetsi-Synklinale; M-S-M - Mateke-Sabi-Monoklinale; L-M - Libombos-Monoklinale

2.1.3. Riphäische Epikratonentwicklung

Nachgewiesenes Riphäikum tritt im Untersuchungsgebiet nur mit der Turnpike-Gruppe in der Shackleton Range auf (STEPHENSON 1966; CLARKSON 1972, 1982; PAECH 1977; PAECH in Vorbereitung), die aus einer bis über 2 km mächtigen klastischen Folge hauptsächlich von Grauwacken, Quarziten und Siltsteinen (teilweise rotgefärbt) mit gelegentlichen feinkonglomeratischen, untergeordnet grobkonglomeratischen und karbonatischen Einlagerungen besteht. Ihr Alter läßt sich durch während der 22. SAE gefundenen Stromatolithen als Jungproterozoikum bestimmen (GOLOVANOV u.a. 1979; GOLOVANOV, MICHAJLOV, ŠULJATIN 1980). Das wird durch Angaben des Sedimentationsalters von 800 Mill.J. bestätigt (PANKHURST, MARSH, CLARKSON 1983).

Angaben über richtungsanzeigende Sedimentstrukturen (Abb. 29) beziehen sich auf Schrägschichtungsmessungen in Quarziten der Read Mountains, die auf Transportrichtungen nach N hinweisen (PAECH in Vorbereitung). Das Liefergebiet hat nach STEPHENSON (1966) granitische Zusammensetzung. Da der Geröllbestand auch durch Karbonate bestimmt sein kann, ist eine Aufarbeitung älterer Turnpike-Horizonte mit Karbonatvormacht wahrscheinlich. Die großen Gerölldurchmesser am Ostende der Shackleton Range (bis 10cm) sprechen für Nähe eines Liefergebietes. In den übrigen Gebieten übersteigen die Gerölldurchmesser nicht 1 cm.

Von möglichen äolischen Ablagerungen an der Basis abgesehen (< 12 m) dürfte der überwiegende Teil der Turnpike-Gruppe unter flachmarinen Bedingungen abgelagert sein. Trotz des Vorkommens von Wechsellagerungen Psammit/Pelit fehlen Anzeichen turbiditischer Entstehung. Das Auftreten großmaßstäblicher Schrägschichtung schließt eine derartige Genese sogar aus. Damit bestehen deutliche Unterschiede zur gleichalten Patuxent-Gruppe des Transantarktischen Gebirges (vgl. 2.2.1.1.).

Im Gegensatz zur Auffassung anderer Autoren (AUCAMP, WOLMARANS, NEETHLING 1972) sprechen Lithologie und Art der tektonischen Deformation der U r f j e l l - G r u p p e (Tab. 11) des westlichen Dronning Maud Land für eine Parallelisierung mit der Turnpike-Gruppe und damit für ein oberproterozoisches Alter. Die über 1.650 m mächtige Urfjell-Gruppe besteht aus Quarziten, meist rötlich gefärbten Peliten und Konglomeraten. Ein metamorphes Liefergebiet im SSW ist aus der Geröllzusammensetzung abzuleiten. Großmaßstäbliche Schrägschichtung und geringer Sortierungsgrad deuten auf küstennahe Bildung hin.

Zu dieser riphäischen Tafelentwicklung sind auch die sauren Effusiva der L i t t l e - w o o d N u n a t a k s (\approx Touchdown Hills) an der Vahsel Bay zu rechnen. Hier stehen undeformierte Rhyolithe (ELLIOT 1975 a; AUGENBAUGH, LOUNSBURY, BEHREND 1965; LOUNSBURY AUGENBAUGH, BEHREND 1963), Granophyrgranite (CAPURRO 1955; CORDINI 1959) mit Spessartitgängen (CORDINI 1959) an. Das Alter der Magmatite wird durch AUGENBAUGH, LOUNSBURY, BEHREND (1965) mit 840 ± 30 Mill.J. bestimmt, ihre Effusion aber in den Zeitraum zwischen 1.000 - 1.100 Mill.J. angesiedelt. Diese Altersbestimmungen decken sich mit dem Wert von 1.036 Mill.J. bei EASTIN u.a. (1969) und von 1.044 Mill.J. bei FAURE u.a. (1968). Eine während der 22. SAE genommene Granitporphyrprobe lieferte im Laboratorium der Sektion Geowissenschaften an der Bergakademie Freiberg (Analytiker: Dr. KAISER, Dr. PILOT) ein Alter von 771 Mill.J.

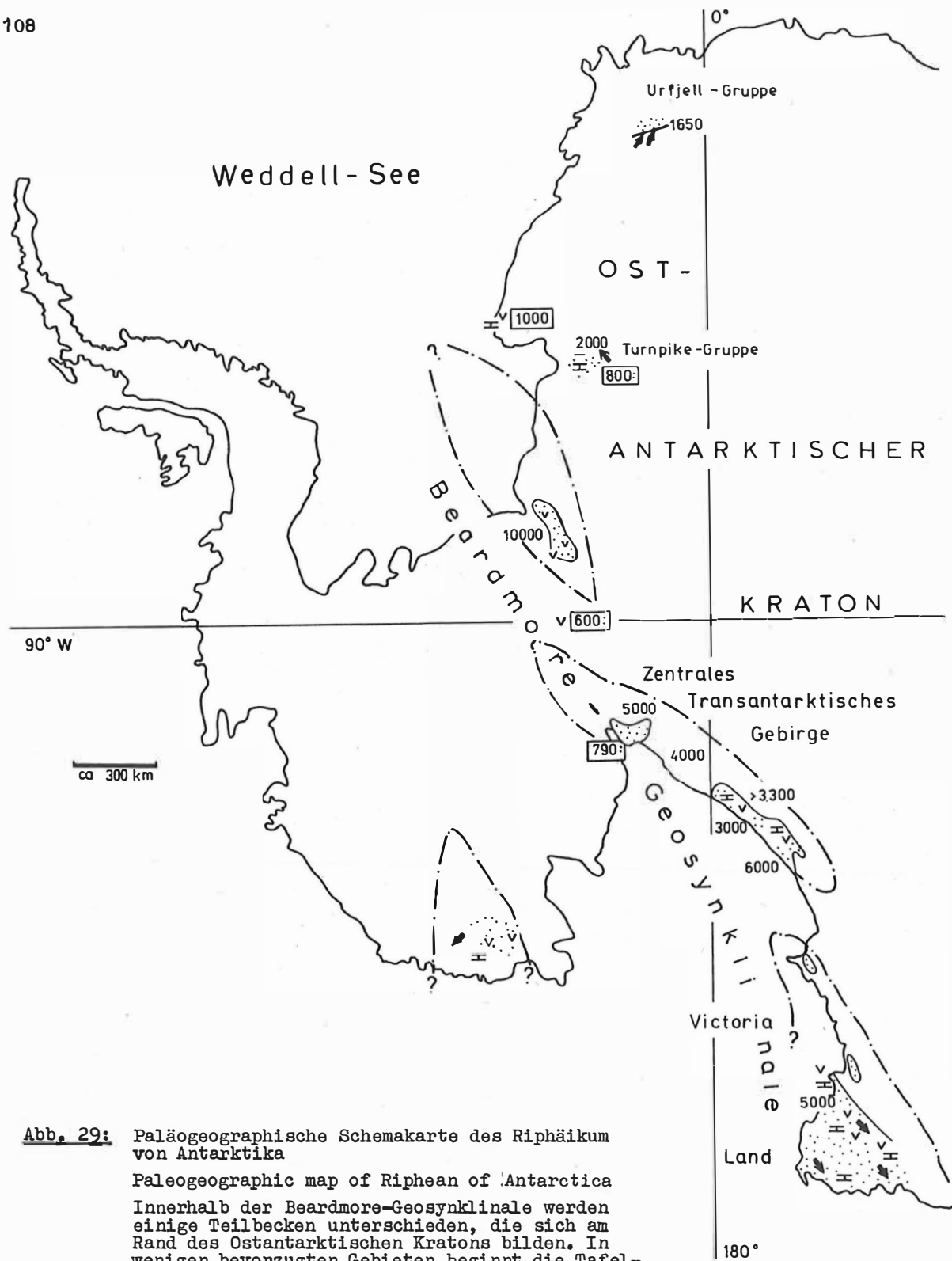


Abb. 29: Paläogeographische Schemakarte des Riphäikum von Antarktika

Paleogeographic map of Riphean of Antarctica

Innerhalb der Beardmore-Geosynklinale werden einige Teilbecken unterschieden, die sich am Rand des Ostantarktischen Kratons bilden. In wenigen bevorzugten Gebieten beginnt die Tafel-sedimentation.

(verwendete Literatur siehe Text; Legende siehe S. 8/9)

Offen muß die Frage der Vergesellschaftung der Magmatite mit Sedimenten bleiben. Die von CAPURRO (1955) und CORDINI (1959) beschriebenen Kalksteingerölle sind wegen unklarer Fundstelle nicht widerspruchsfrei heranzuziehen. Sie bestehen aus einer engen Verwachsung von Karbonat mit pyroklastischem Material.

2.2. Mobilgürtel des Transantarktischen Gebirges

2.2.1. Geosynklinalentwicklung

2.2.1.1. Riphäikum

Der Rand des präriphäisch konsolidierten Ostantarktischen Kratons wird innerhalb Antarktikas durch einzelne Vorkommen von riphäischen Geosynklinalablagerungen (Abb. 29, Tab. 12 Beardmore-Gruppe mit vielen lokal beschränkten Formationsbegriffen) im Transantarktischen Gebirge markiert (RUDJACENOK 1974; OLIVER 1964; RAVIČ 1978; FRISCHBUTTER 1981; RAVICH 1982):

- Pensacola Mts. mit Argentina Range als Patuxent Formation (FRISCHBUTTER 1981; HOFMANN, SAMSONOV 1982; SCHMIDT u.a. 1964, 1965; WEBER 1982),
- Horlick Mts. und polnaher Teil der Queen Maud Mts. als LaGorce Formation mit Wyatt Formation (MIRSKY 1969; LONG 1962),
- Duncan Mts. innerhalb der Queen Maud Mts. als Duncan Formation (MCGREGOR, WADE 1969; STUMP 1973, 1981, 1982),
- Gebirgszüge zwischen Nimrod und Beardmore Glacier an der Shackleton Coast als Cobham und Goldie Formation (GRINDLEY 1963; GRINDLEY, MCGREGOR, WALCOTT 1964; LAIRD, MANSERGH, CHAPPEL 1971; OLIVER 1972),
- Gebirgszüge an der Scott Coast als Priestly Formation (WARREN 1969; SKINNER, RICKER 1968),
- Northern Victoria Land als Robertson Bay Group (GAIR u.a. 1969; BRADSHAW, LAIRD, WODZICKI 1982; COOPER u.a. 1982; JORDAN 1981; RIDDOLLS, HANCOX 1968; TESSENSOHN 1981 b, 1982 a, b; WRIGHT 1980; FIELD, WINDLEY 1983).
- Ford Ranges in Mary Byrd Land als Swanson Formation (BRADSHAW, ANDREWS, FIELD 1983; WADE, COUCH 1982).

Diese riphäischen Geosynklinalablagerungen sind lithologisch sehr einheitlich ausgebildet. Es handelt sich um monotone, rhythmisch aufgebaute Gesteinsfolgen, deren Genese auf Trübestrome bezogen wird. Dementsprechend gelten sie als *Turbidite* oder auch als Flyschablagerungen. Turbiditische Merkmale sind nicht immer eindeutig ausgebildet. Besonders in distalen Bereichen sind sie nur schwach vertreten. Der Übergang in proximale Ausbildung ist an keiner Stelle aufgeschlossen.

Für eine detaillierte Beckenanalyse sind die vorliegenden Daten unzureichend. Nur für das Northern Victoria Land bestehen Angaben über longitudinalen Transport etwa parallel zum 140° E Meridian (Abb. 29), nach Norden gerichtet (WRIGHT 1981; FIELD 1982; FIELD, FINDLAY 1982; TESSENSOHN u.a. 1981; TESSENSOHN 1982 a). In den übrigen Gebieten des Transantarktischen Gebirges ist longitudinaler Transport zu vermuten, wobei auch südliche Transportrichtungen denkbar sind. In der Ford Ranges des Marie Byrd Land wird N-S-Strömung (ANDREWS, BRADSHAW 1982) angenommen, die in diesem Gebiet etwa dem 140° W-Meridian parallel läuft.

		Shackleton Range	Pensacola Mountains	polnahe Queen Maud Mountains	zentrale Queen Maud Mts.	South Victoria Land	North Victoria Land
		HOFMANN, PAECH(1980) STEPHENSON (1966) SOLOV'EV, GRIKUROV (1979) PAECH (1977, in Vorbereitung, 1985)	FRISCHBUTTER (1981, 1985) SCHMIDT, FORD (1969); SCHMIDT u.a. (1965)	STUMP (1982) FAURE, MURTAUGH, Montigny (1968); MIRSKI (1969)	STUMP (1982); LAIRD (1963); GRINDLEY, LAIRD (1969); LAIRD, MANSERGH, CHAPPELL (1971), McGREGOR (1965); McGREGOR, WADE (1965);	WODZICKI, BRADSHAW, LAIRD (1982); GUNN, WARREN (1962); SKINNER (1982)	FINDLEY, FIELD (1983) ANDREWS, LAIRD (1976) COOPER u.a. (1982) COOPER u.a. (1983) JORDAN (1981); LAIRD, BRADSHAW (1983) WODZICKI (1976, 1982) LAIRD u.a. (1977) WODZICKI u.a. (1982) TESSENSOHN (1982 b)
R o s s - T e k t o g e n e s e							
Ross-Supergruppe	Ordovizium	Wuens Form., bis 500 m Pelit, Tuff, Kalkstein	Leverett Form. Sandstein 1.000 m Kalkstein 275 m Rhyolith 489: Kalkstein/Pelit 175 m			Vulkanoklastische Metasedimente Koefflitz-Gruppe 6.000 m Pelit, Marmor, Quarzit; genaues Alter unbekannt	Bowers-Gruppe Leap Year Form. 7.000 m Konglomerat, Sandst., kontinental u. marin Mariner Format. 2.000 425-375: Sandstein, Pelit Kalkstein
	Oberes	Gambacorta Form., 400 m rhyolithische Ignimbrite 563:					
	Kambrium	Pelit bis Feinsandstein (nur Geschiebe)	Nelson limestone, Kalkstein, unten klastisch	Pelit 125 m Konglomerat 100 m Sandstein 300 m	Douglas Konglomerat Dick Form./Starshot Fm. bis 3.000 m Konglomerat		
Unteres				Shackleton limestone, 8.000 m, unten 1.200 m Konglomerat, selten Vulkanit	Fairwether Form., Quarzit, Kalkstein bis 3.000 m Taylor Form.	Skelton Group Quarzit, Kalkstein bis 1.000 m	
B e a r d m o r e - T e k t o g e n e s e							
		Turnpike-Gruppe	Patuxent Formation	LaGorce Formation	Goldie Formation Duncan Formation	Priestley Formation	Sledgers-Gruppe Kglm. Kalkst. Robertson-Bay-Gruppe 435: Wilson-Gruppe

Tab. 12: Lithostratigraphische Übersicht der Ross-Supergruppe

Neben der dominierenden silikatklastischen Turbiditsedimentation beteiligt sich meist auch karbonatisches Material am Gesteinsaufbau entweder als Matrixmineral oder als horizontweise Einlagerung. Ob es sich um klastische Karbonate oder aber um Präzipitate handelt, ist nicht bekannt.

Das Vorkommen von *initialen Vulkaniten* beschränkt sich auf einzelne Gebiete (Abb. 29). Die weiteste Verbreitung nehmen sie in den Pensacola Mountains ein (SCHMIDT u.a. 1964; SCHMIDT u.a. 1965; SCHMIDT, FORD 1969; FRISCHBUTTER 1981). Sie werden hauptsächlich im unteren Teil der Patuxent Formation durch basische bis intermediäre Gesteine (z.T. mit Pillowstrukturen) vertreten. Manche der sauren Einlagerungen erweisen sich durch schieferungsparallele Position als phanerozoische Magmatite der Gambacorta Formation (FRISCHBUTTER 1981).

Angaben über Vulkanitvorkommen in der Beardmore-Gruppe des Zentralen Transantarktischen Gebirges sind widersprüchlich. Besonders STUMP (1977, 1981) und LAIRD, MANSERGH, CHAPPEL (1971) verweisen auf ihr Vorhandensein.

Die Mächtigkeiten des turbiditischen Riphäikums sind extrem hoch, immer über 1 km, meist weit darüber, in den Pensacola Mts. sogar 10 km erreichend (Abb. 29). Das riphäische Alter ist wegen der extremen Armut an Fossilien meist nur indirekt aus der Überlagerung durch fossilführendes Kambrium abzuleiten. ILTCHENKO (1972) nutzt Acritarche für Altersangaben.

Gemeinhin werden die Vorkommen riphäischer Geosynklinalablagerungen zu einem sich über 3.000 km erstreckenden Sedimentationsbecken vereinigt (z.B. FRISCHBUTTER 1982 b; RUDJAČENOK 1974; RAVICH 1982). Aufgrund der undeformierten Gesteine der Thiel Mts. südlich der Pensacola Mts. (FORD 1964; FORD, HIMMELBERG 1976; SCHMIDT, FORD 1969) ist eine Unterteilung des langgestreckten riphäischen Geosynklinalraumes in Teilbecken denkbar (Abb. 29).

2.2.1.2. Kambrium - Ordovizium

Die Geosynklinalentwicklung des Altpaläozoikum unterscheidet sich durch Karbonatvormacht und fehlende turbiditische Ausbildung deutlich von der Beardmore-Gruppe. Wegen der diskordanten Begrenzung zwischen beiden lithologischen Einheiten erscheint eine Vereinigung zur Ross-Supergruppe (z.B. STUMP 1982) unzweckmäßig. In Anlehnung an LAIRD, BRADSHAW (1982) wird die Schichtenfolge zwischen den beiden Diskordanz, d.h. Kambrium und unterstes Ordovizium, zur Ross-Supergruppe zusammengefaßt.

Wenn auch nicht in allen Gebieten des Transantarktischen Gebirges die Diskordanz zwischen der Ross-Supergruppe und liegenden Beardmore-Gruppe aufgeschlossen und die stratigraphische Stellung einzelner Schichtenkomplexe noch nicht endgültig geklärt ist (z.B. Sledgers Formation bei COOPER, JAGO, ROWELL 1983 als Mittelkambrium und bei JORDAN 1981 Vendium), kann von einer diskordanten Auflagerung ausgegangen werden. Insgesamt ist das geologische Alter der lithologischen Glieder der Ross-Supergruppe durch fossilführende Karbonate recht gut belegt.

Die Verbreitung der Ross-Supergruppe ist gegenüber der Beardmore-Gruppe eingeschränkt (Abb. 30). Lithologisch besteht sie hauptsächlich aus Karbonaten, deren Alter in den einzelnen Verbreitungsgebieten nicht ident ist (vgl. Tab. 12). Neben den Karbonaten setzt sich die Ross-Supergruppe auch aus klastischen Folgen und untergeordnet aus Vul-

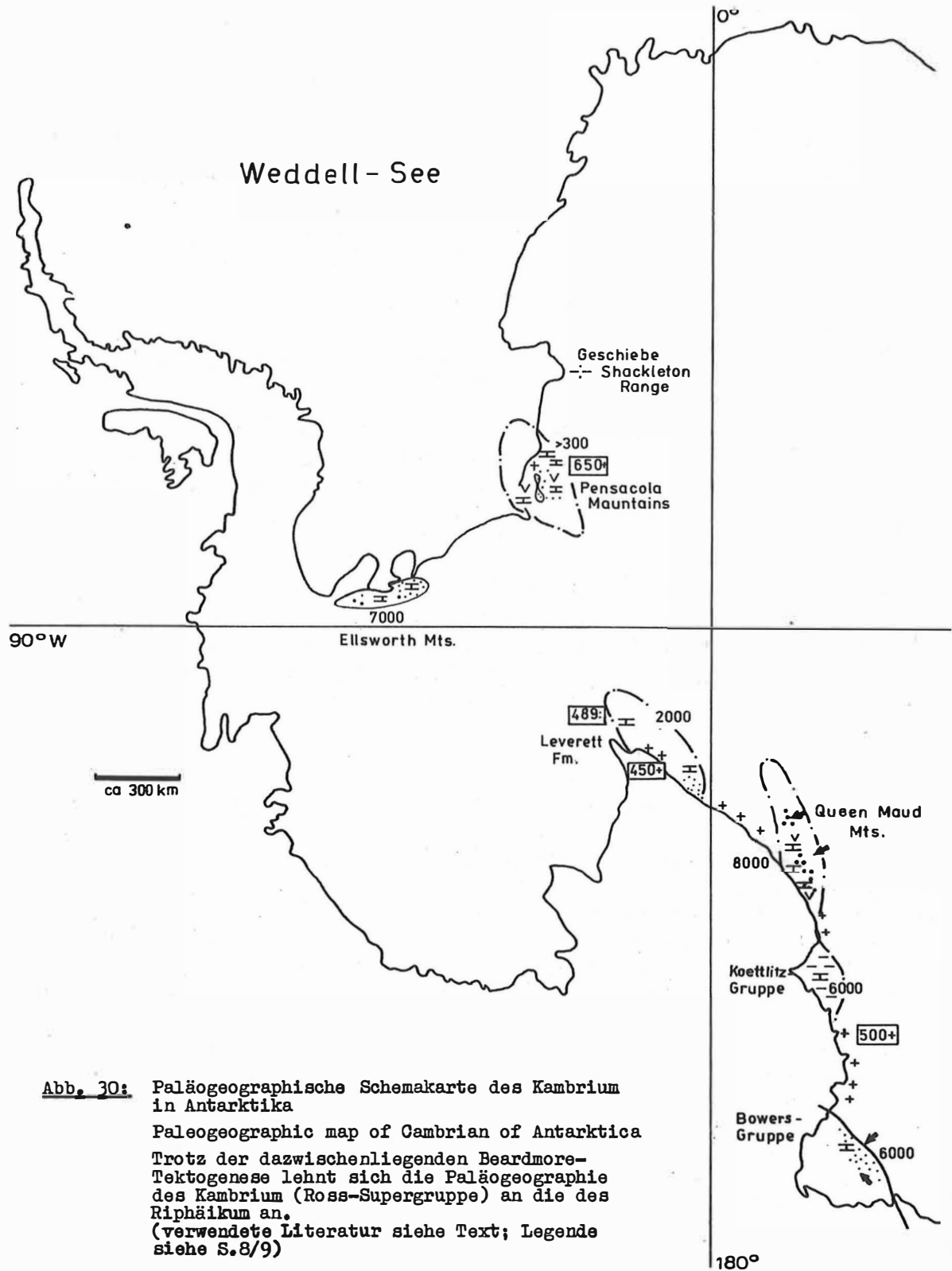


Abb. 30: Paläogeographische Schemakarte des Kambrium in Antarktika
 Paleogeographic map of Cambrian of Antarktica
 Trotz der dazwischenliegenden Beardmore-Tektogenese lehnt sich die Paläogeographie des Kambrium (Ross-Supergruppe) an die des Riphäikum an.
 (verwendete Literatur siehe Text; Legende siehe S.8/9)

kaniten zusammen. Ein ansehnlicher Vulkanitkörper wird durch einen rhyolithischen Ignimbrit der Gambacorta Formation (SCHMIDT, FORD 1969; FRISCHBUTTER 1981) vertreten, der bis 400 m mächtig wird. Das Sedimentationsmilieu während der Ablagerung der Ross-Supergruppe ist vorwiegend marin, tendiert aber im Laufe der Entwicklung zu kontinental.

Nach heutiger Verbreitung und lithologischer Ausbildung zu urteilen kommen die Gesteine der Ross-Supergruppe in Einzelbecken zur Ablagerung, deren Konturen aber nur schematisch angegeben werden können (Abb. 30). In den Queen Maud Mountains konzentrieren sich konglomeratische Formationen auf den Ostteil, so daß auf ein östlich gelegenes Liefergebiet geschlossen werden kann. Eine Sonderstellung nimmt die Leap Year Formation im North Victoria Land durch die molasseartige Ausbildung ein. Hier ist das Ablagerungsmilieu hauptsächlich kontinental, nur untergeordnet sind marine Einflüsse zu erkennen (Spurenfossilien). Störungskontrollierte Absenkung ist sehr wahrscheinlich.

2.2.2. Tektogene Entwicklung

Die Geosynklinalfolgen des Transantarktischen Gebirges sind intensiv während der
 Ross-Tektogenese im Unteren Ordovizium und
 Beardmore-Tektogenese an der Grenze Proterozoikum/Phanerozoikum

gefaltet worden, wobei zwei durch eine Winkeldiskordanz getrennte Strukturstockwerke entstehen. Die Deformationsintensitäten beider Stockwerke unterscheiden sich nicht grundlegend, allerdings ist bei Überlagerung die jüngere Etage schwächer deformiert.

In den Pensacola Mts. werden der Patuxent Formation schwachmetamorphe Umwandlungen zugeschrieben (SCHMIDT, FORD 1969). Detaillierte kleintektonische Untersuchungen (FRISCHBUTTER 1982 a; WEBER 1982; HOFMANN, SAMSONOV 1982) weisen generell Schiefer-tektonik (PAECH 1977) und lokal auch Phyllittektonik nach (Abb. 31). In den Formationen der hangenden Ross-Supergruppe reicht die Deformationsintensität nur bis zur Ausbildung von Schiefertektonik.

In den übrigen Verbreitungsgebieten der Beardmore-Gruppe überwiegt auch Schiefer- bis Phyllittektonik. Eine Ausnahme bildet lediglich die Wilson-Gruppe im North Victoria Land, die amphibolitfaziell, d.h. gneistektonisch beansprucht ist. Damit ist hier eine Deformationszunahme nach Osten zu erkennen. Vergenzangaben sind nicht einheitlich. In den Pensacola Mts. gibt FRISCHBUTTER (1982 a) nach W geneigte Faltenvergenz an, während HOFMANN, SAMSONOV (1982) für das Gebiet der Schmidt Hills entgegengesetzte Vergenz bestimmen. In North Victoria Land sind durch fast senkrecht Einfallen der Achsenebenen unterschiedliche Vergenzen anzutreffen. Es überwiegt Vergenz in Richtung zum Ross-Meer (KLEINSCHMIDT, SKINNER 1981). Die Vergenz pendelt also wegen des steilen Einfallens ohne relevante Baustiländerungen.

Das Streichen der Falten des Beardmore-Tektogens ist erstaunlich konstant, indem es etwa den 150° E -- 30° W Meridianen folgt (Abb. 31). Die Linearstrukturen der abseits gelegenen Swanson-Gruppe des Marie Byrd Land ordnen sich diesem generellen Trend unter. Bei Annahme von mehreren Teilgeosynklinalen (Abb. 29, 30) bereitet die Klärung der Querausdehnung keine Schwierigkeiten. So kann man den Nachweis von während der

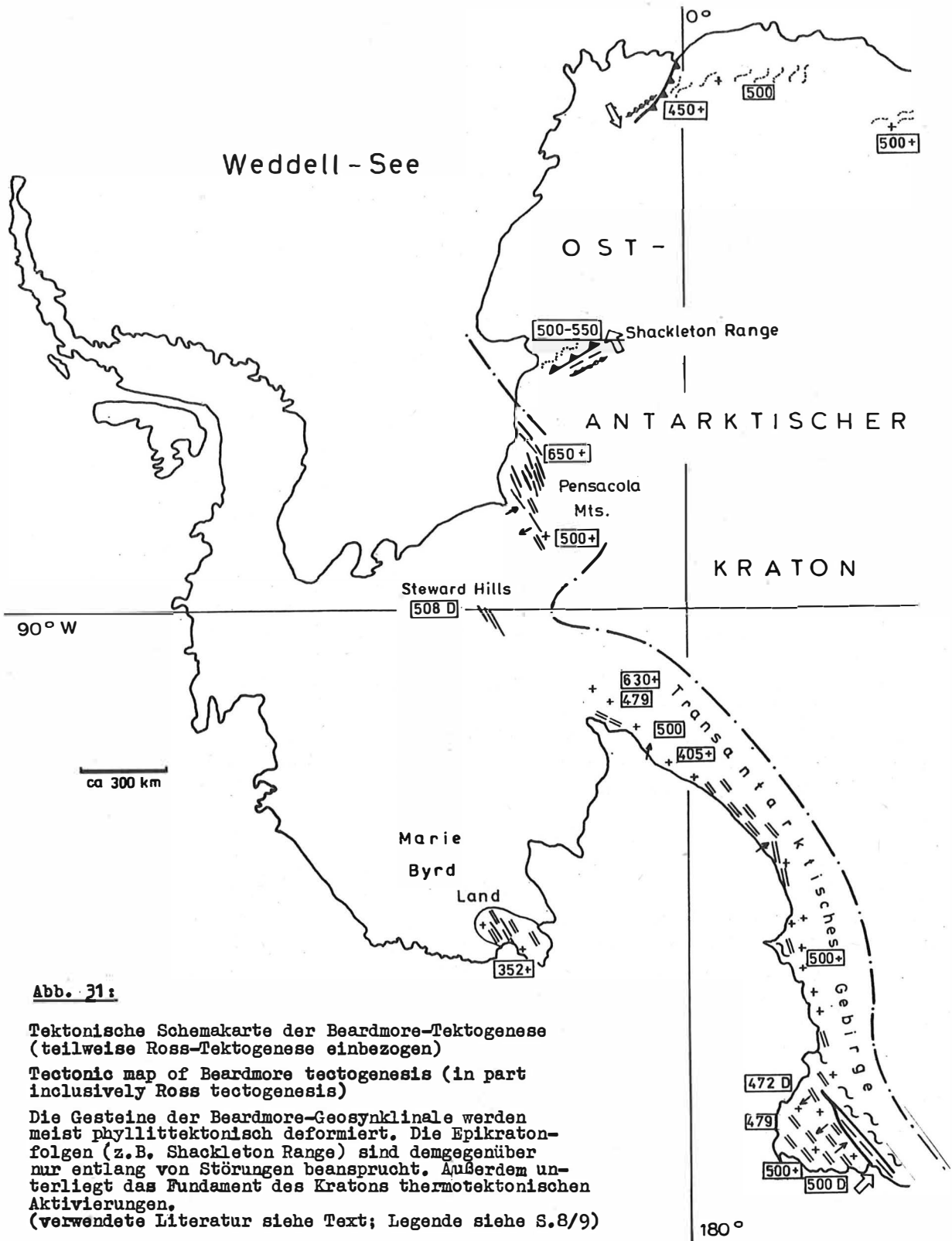


Abb. 31:

Tektonische Schemakarte der Beardmore-Tektogenese (teilweise Ross-Tektogenese einbezogen)

Tectonic map of Beardmore tectogenesis (in part inclusively Ross tectogenesis)

Die Gesteine der Beardmore-Geosynklinale werden meist phyllittektonisch deformiert. Die Epikratonfolgen (z.B. Shackleton Range) sind demgegenüber nur entlang von Störungen beansprucht. Außerdem unterliegt das Fundament des Kratons thermotektonischen Aktivierungen.

(verwendete Literatur siehe Text; Legende siehe S.8/9)

Beardmore-Tektogenese deformierten Phylliten in den Steward Hills (CRADDOCK, WEBERS, ANDERSON 1982) mit absolute^m Deformationsalter von 508 Mill.J. auch zwanglos erklären.

Das tektonische Regime während der Ross-Tektogenese im Ordovizium schließt an das der Beardmore-Tektogenese an, obwohl das Kambrium mit seinen rein epirogenetischen Bewegungen zwischengeschaltet ist. Es wiederholt sich der entsprechende Richtungstrend, wobei allerdings die Deformationsintensität schwächer zu sein scheint. Es überwiegt Schiebertektonik (bei FRISCHBUTTER 1982 a; WEBER 1982: Stockwerk der offenen Faltung). Nur in South Victoria Land zeigen die Gesteine der Koettlitz-Gruppe Gneistektonik an. In North Victoria Land sind für die tektonische Ausgestaltung der Bowers-Gruppe die Aufschiebungsbewegungen an Randstörungen bestimmend (KLEINSCHMIDT, SKINNER 1981). Möglicherweise sind die gleichen Störungen für die Zunahme der Deformationsintensität der Beardmore-Falten verantwortlich.

Unklar ist noch die tektonische Stellung der E l l s w o r t h M o u n t a i n s während der altpaläozoischen Tektogenesen. Die hohen Mächtigkeiten (7.000 m Kambrium) sprechen für einen tektonisch mobilen Raum. Einige absolute Alterszahlen erinnern auch an tektonische Aktivitäten, die mit der Ross-Tektogenese vergleichbar sind (400 Mill.J.). Es sind aber noch keine altpaläozoischen Diskordanzen nachgewiesen worden. Allerdings bringt JOSHIDA (1981) Hinweise einer prämitteldevonischen Deformation bei.

2.2.3. Subsequenter Magmatismus

Mit der Formierung der altpaläozoischen Tektogene ist eine weiträumige Bewegungsinverson verbunden (GRIKUROV 1982), die zur Bildung von zahlreichen granodioritischen bis dioritischen Magmenkörpern führt. Diese sind im gesamten Transantarktischen Gebirge einmal als palingenetisch entstandene Intrusionseinheiten und zum anderen als diskordant zum Rahmen intrudierte Granitstücke anzutreffen (Abb. 31). Die Bedeutung des subsequenteren Magmatismus ist besonders im Ross-Sektor hoch. Im Weddell-Sektor ist der Magmatismus nur unbedeutend (GRIKUROV, KAMENEV, KAMENEVA 1982).

Die Mehrheit der subsequenteren Magmatite liefert Altersdaten zwischen 520 und 425 Mill.J. (z.B. GUNNER, MATTINSON 1975; ADAMS, GABITES, GRINDLEY 1982).

Im Ross-Sektor des Transantarktischen Gebirges lassen sich zwei Granitoidgenerationen:

Granit Harbour Intrusiva	520 - 425 Mill.J.
Admiralty Intrusiva	355 - 325 Mill.J.

unterscheiden (z.B. WYBORN 1981). Als Subsequentite der Beardmore- und Ross-Tektogenese können nur die Gesteine der älteren Generation angesehen werden. Die jüngeren Magmatite, die Admiralty Intrusiva, stellen dagegen Ausläufer eines Magmatismus dar, der im Marie Byrd Land Westantarktikas größere Verbreitung aufweist (LOPATIN, ORLENKO 1972).

2.3. Tafelentwicklung der Beacon-Supergruppe

Nach Abschluß der Ross-Tektogenese im Ordovizium folgt eine Abtragungsperiode, die im Ross-Sektor des Transantarktischen Gebirges auf weiten Flächen zu einer Penneplainisierung führt. Die auf diesem Paläorelief abgelagerten Formationen werden in Anlehnung

an FERRAR (1907) zur Beacon-Supergruppe zusammengefaßt, die stratigraphisch Devon (möglich auch Silur) bis einschließlich Jura umfaßt. Da diese Serien vielfach fossilarm oder gar fossilfrei sind, wird die Untergliederung zusätzlich zu den biostratigraphischen Bestimmungen (HELBY, McELROY 1969; KEMP 1975; KYLE 1977 a, b; KYLE, SCHOPF 1982; LACEY, LUCAS 1981; PLUMSTEAD 1962, 1973) durch die Ausscheidung von Erosionsdiskordanzen vorgenommen:

Beacon-Supergruppe	Ferrar-Gruppe (Basische Magmatite)			Weddell-Tektogenese	Trias
	Victoria-Gruppe	Postglaziale	kohle-		
		Sedimente	arm		
		Glazialablagerungen	kohle-		Maya-Erosionsfläche
Taylor-Gruppe (präglaziale Sedimente)	führend	Kukri-Erosionsfläche	Perm		
					Karb. Devon
					Silur ?

Die Ausscheidung der Erosionsflächen ist problematisch. So ist die Maya-Erosionsfläche eher als Grenze zwischen zwei grundsätzlich verschiedenen Faziesseinheiten, der subaquatischen Taylor-Gruppe und der glazigenen Victoria-Gruppe aufzufassen. Das für den Nachweis dieses Erosionsniveaus herangezogenen Fehlen einer eindeutigen Karbonfauna oder -flora (als Sedimentationsunterbrechung gedeutet) ist insofern nicht überzeugend, weil auch in anderen Bereichen des Gondwana-Superkontinentes das Karbon biostratigraphisch nicht oder nur sehr schwer zu fassen ist (z.B. Afrika s. Kapitel 1.2.2.1.1.).

Der Akkumulationsbeginn ist gestaffelt. Ausgehend von der in Depressionen beginnenden devonischen Ablagerung weitet sich der Senkungsraum bis ins Perm aus.

Unter dem Aspekt der Parallelisierungsmöglichkeiten mit äquivalenten Bildungen im südlichen Afrika wird hier die Beschreibung anhand einer vereinfachten Gliederung vorgenommen, in der die glazigenen Ablagerungen einer unterpermischen Vereisung als Grenzformation zwischen prä- und postglazialen Sedimenten angesehen werden.

2.3.1. Sedimente

2.3.1.1. Präglaziale Sedimente

Die zur Taylor-Gruppe (S?-D-C?) zusammengefaßten präglazialen Sedimente der Beacon-Supergruppe kommen in verschiedenen Verbreitungsgebieten des Transantarktischen Gebirges vor (Abb. 39). Äquivalente hierzu sind auch aus den Ellsworth Mountains bekannt. Altersbestimmungen dieser Serie basieren auf spärlichen Resten von Conchostraken, Süßwasserfischen im oberen Teil des Profils (McELVEY u.a. 1972), Flora und wenigen marinen Formen (BRADSHAW, McCARTAN 1983).

Am vollständigsten ist das Präglazial im südlichen Victoria Land entwickelt (Abb. 39). Hier liegt es diskordant auf altpaläozoischen und präkambrischen Metamorphiten und Magmatiten, die ein schwaches morphologisches Relief aufweisen (Kukri-Erosionsfläche). Die

Gesteine werden hauptsächlich durch Psammite vertreten, deren Sedimentationsmilieu durch die Lage am Rand des zum Ross-Eisschelf abtauchenden Ostantarktischen Kratons bestimmt ist. An der Basis können Konglomerate vorkommen (MATZ, PINET, HAYES 1972), die sich, nach Funden von devonischen Fischresten zu urteilen, ebenso wie die unmittelbar darüber folgenden Sandsteine unter flachmarinen Bedingungen abgelagern. BRADSHAW (1981) erklärt sie für Gezeitsedimente, die nach oben durch regressive Tendenzen kontinental werden. PLUME (1982), GEVERS, TWOMEY (1982) nehmen aber kontinentales bis lagunäres Milieu an. Zum Hangenden hin setzt sich kontinentales Ablagerungsmilieu (meist fluviatil) endgültig durch (McKELVEY, WEBB, KOHN 1977).

Die Schüttungsrichtungen wechseln in den Flußläufen beträchtlich (BARRETT, KOHN 1975), trotzdem läßt sich ein genereller Trend zunächst nach S und später nach N ableiten (Abb. 39). Die Ablagerungen des Braided-river-Systems sind im unteren Teil der Taylor-Gruppe horizontbeständig. Sie lassen sich auf 100 km Entfernung verfolgen (PLUME 1978, 1982). Trotzdem ist der Sedimentationsraum der präglazialen Sedimente im Transantarktischen Gebirge regional stark gegliedert, so daß in sich abgeschlossene paläogeographische Einheiten angenommen werden (Abb. 39), in denen die Mächtigkeiten stark variieren können (maximal 1.400 m) und die Trennelemente durch sedimentfreie Schwellen gebildet werden. Zunächst werden die morphologischen Depressionen der Kukri-Erosionsfläche mit grobklastischem Material ausgefüllt, ehe die Sedimentation auf weitere Gebiete übergreift (BARRETT, GRINDLEY, WEBB 1972).

In den Horlick Mts. führen unterdevonische Sandsteine eine Fauna, die wegen der Ähnlichkeiten mit Formen Südafrikas, Südamerikas und der Falklandinseln zur "Malvinokaffric fauna" gestellt wird (BRADSHAW, McCARTAN 1983). In den Pensacola Mts. liegt eine mächtige konglomeratisch-sandige Molassefolge den Rossiden diskordant auf (FRISCH-BUTTER 1981), die zunächst noch kontinental mit marinen Einlagerungen (Phosphorite der Elbow-Formation, CATHCART, SCHMIDT 1977), später rein marin entwickelt ist (SCHMIDT, FORD 1969).

Die in den Ellsworth Mts. unter dem glazigenen Whiteout Konglomerat liegenden Psammite sind in diese Periode zu stellen. Ihr Ems-Alter und marine Genese sind durch Brachiopodenfunde (s. ELLIOT 1975 b) nachgewiesen. Die Auflagerung des Whiteout Konglomerats wird von HJELLE, OHTA, WINSNES (1982) als diskordant angesehen; überzeugend ist das vorgelegte Tatsachenmaterial nicht.

Offen ist die Frage von präglazialen Beacon in der Shackleton Range. Vom lithologischen Gesichtspunkt erinnert die Blaiklock-Gruppe in ihrer konglomeratischen Ausbildung an das Devon der Pensacola Mts. (PAECH in Vorbereitung). Durch die zwar etwas problematischen permischen Fossilien (vorwiegend Sporen, GRIKUROV, DIBNER 1979) ist aber eine Parallelisierung mit postglazialen Beacon wahrscheinlicher, wenn auch nicht gesichert.

2.3.1.2. Glazigene Sedimente

Über den Sedimenten der Taylor-Gruppe wird eine Erosionsfläche vermutet (Maya-Erosionsfläche), die in einer scharfen Grenze zwischen subaquatischen und glazigenen Sedimenten verborgen sein soll. Das glazigene Beacon wird durch folgende Gesteinsassoziationen vertreten (BARRETT, McKELVEY 1981; FRAKES 1981; LAIRD, BRADSHAW 1981; NELSON 1981; OJAKANGAS, MATSCH 1981):

- Tillite mit geritzten Geschieben (bis 6 m \emptyset) in feiner Matrix,
- Diamiktite, olisthostromartige Gesteine, die aus Tilliten hervorgehen,
- fluvioglaziale Sedimente,
- Warwite.

Die Mächtigkeiten der glazigenen Ablagerungen schwanken in weiten Grenzen (0 - 1.100 m). Ihr Liegendes besteht aus Gesteinen der Taylor-Gruppe, teilweise auch des präsilurischen Fundamentes.

Bei Auflagerung auf die Taylor-Gruppe sind in dieser teilweise Rutschstreifen und Schleppfalten ausgebildet, die auf noch unverfestigte Gesteine hinweisen (CROWELL, FRAKES 1975; FRAKES, MATTHEWS, CROWELL 1971). Auf gefaltetem und festem Untergrund bilden sich dagegen echte Gletscherschliffe (COATES 1972). Das Alter der glazigenen Sedimente ist nur schwer zu bestimmen. Im Hangenden der Moränen akkumulieren sich kohlenstoffführende Ablagerungen des Perms, meist Unterperms. Damit kann die Vereisung ins unterste Perm und Oberkarbon eingestuft werden (BARRETT, KYLE 1975; COATES 1972; ELLIOT 1975 b). Nach KEMP (1975) gibt es für die antarktischen Tillite keine Hinweise auf unterschiedliches Alter. Palynologisch sind sie mit der Dwyka-Gruppe zu parallelisieren.

Die Beacon-Vereisung ist durch mehrere Eisvorschübe gekennzeichnet, deren Richtung anhand von Ritzspuren, aber auch durch Dachziegellagerung plattiger Geschiebe rekonstruiert werden kann. Es überwiegen Transportrichtungen im Streichen des heutigen Transantarktischen Gebirges in Richtung Weddell-Sektor. Durch tillitfreie Areale lassen sich mehrere Akkumulationsgebiete ausscheiden (Abb. 40). Trotz des unterschiedlichen heutigen Streichens werden die Gesteine der Ellsworth und Pensacola Mts. (SCHMIDT, WILLIAMS 1969) einem gemeinsamen Becken zugeordnet (CROWELL, FRAKES 1975). Die hohen Mächtigkeiten in beiden Gebieten stützen diese Deutung. Sie sind auch im Untergrund des Filchner-Eisschelfes in einem Rift (GRIKUROV u.a. 1980) aufgrund von sowjetischen geophysikalischen Untersuchungen denkbar.

2.3.1.3. Permische Postglazialsedimente

Der postglazialen Sedimentation der Beacon-Supergruppe soll eine Erosionsperiode vorangehen (BARRETT, GRINDLEY, WEBB 1972; McKELVEY u.a. 1972; ELLIOT 1975 a, b u.a.). BARRETT (1972) berichtet allerdings von kontinuierlichem Übergang der Tillite in die hangenden dunklen Pelite, die auf proglaziale Gletscherseen bezogen werden (LaPRADE 1972). COATES (1972) sieht auch einen Übergang ins Hangende der Glazialsedimente. Offensichtlich ist die Ausscheidung einer Erosionsfläche über den Tilliten eine Überbewertung der diskordanten Auflagerung von postglazialen Sedimenten direkt auf Grundgebirge, die sich aus einer Vergrößerung des Akkumulationsraumes ergibt.

Die postglazialen Sedimentfolgen lassen sich in:

- Sedimente der Trias und eventuell des obersten Perms,
- kohlenstoffreiche Sedimente des Perms mit Glossopterisflora und vielfach mit Kohlelagen

einteilen.

Kurzzeitig nach Beendigung der letzten permischen Kaltzeit akkumulieren sich sandige bis pelitische Gesteine, die sich durch erhöhten Kohlenstoffgehalt auszeichnen. Auf weiten Flächen sammeln sich beträchtliche Kohlelager an. Flöze bis 11 m Mächtigkeit sind bekannt und manche Profilabschnitte enthalten bis 5 % Kohleeinlagerungen. Die Inkohlung ist durch weitverbreiteten Doleritvulkanismus sehr hoch und erreicht meist ein semi-anthrazitisches bis anthrazitisches Stadium (SCHOFF, LANG 1966, zitiert in ELLIOT 1975 b).

Kohlenstoffreiche bzw. kohleführende Ablagerungen mit Glossopterisfauna sind im gesamten Transantarktischen Gebirge (Abb. 41) vom nördlichen Victoria Land (DOW, NEALL 1972) über das südliche Victoria Land (GUNN, WARREN 1962), das Zentrale Transantarktische Gebirge (ELLIOT 1975 b) bis in die Pensacola Mts. (SCHMIDT u.a. 1965) und auch im Weddell-Sektor Antarktikas (Whichaway Nunataks, Theron Mts. nach STEPHENSON 1966, BROOK 1972 a, b; westliches Dronning Maud Land nach AUCAMP, WOLMARANS, NEETHLING 1972; HJELLE, WINSNES 1972) zu verfolgen, wo sie im Weddell-Rift besonders hohe Mächtigkeiten erreichen dürften (GRIKUROV u.a. 1980). Ähnliche Sedimente bilden sich auch im Bereich der Ellsworth Mountains (COLLINSON, VAVRA, ZAWISKIE 1980).

Die Mächtigkeitsverteilung ist dadurch gekennzeichnet (Abb. 41), daß die höchsten Werte im Bereich des Weddell-Sektors anzutreffen sind. Das Sedimentationsmilieu der postglazialen Permsedimente ist vorwiegend fluviatil. Die Sedimente lagern sich in Stromgeflechten ab, deren Alluvionen in flach geneigten Ebenen angelagert werden und das Gedeihen von Wäldern bei kalthumidem Klima ermöglichen (BARRETT, GRINDLEY, WEBB 1972). Die Gesteinsfolgen zeigen nach oben feiner werdende Zyklotheme (1 - 30 m), die auf eine Entfernung bis zu einem Kilometer zu verfolgen sind.

Das Alter der kohleführenden Schichten wird von PLUMSTEAD (1962, 1973) als permokarbonisch angegeben. Spätere paläontologische Bestimmungen engen es auf Perm ein (KEMP 1975; KYLE, SCHOFF 1982; LACEY, LUCAS 1981 auf Sakmara-Stufe; MATZ, PINET, HAYES 1972).

Innerhalb des permischen Postglazials sind im Zentralen Transantarktischen Gebirge Abtragungsprodukte eines intermediären bis sauren Vulkanismus zu finden, dem permisches Alter zugesprochen wird (BARRETT, GRINDLEY, WEBB 1972). Zeolithreiche Sedimente (BRADSHAW 1979) sind Ausdruck eines permischen Vulkanismus. In diese Periode ist auch die Sedimentation der *Blai k l o c k - G r u p p e* zu stellen (STEPHENSON 1966; GRIKUROV, DIBNER 1979; PAECH in Vorbereitung). Diese stratigraphische Einheit mit besonders hohen Mächtigkeiten (über 2 km, bei CLARKSON 1972 sogar über 5 km) ist zwar insgesamt kohlenstoffarm, doch kann sie als Zeitäquivalent der kohleführenden Schichten angesehen werden. Das Ablagerungsmilieu ist fluviatil. Nach den kolluvialen Bildungen an der Basis zu urteilen, war das Relief noch schroff und demnach die Transportenergie in den Flüssen beträchtlich.

2.3.1.4. Triassische Postglazialsedimente

Wegen der Fossilarmut ist die Trennung permischer und triassischer Sedimente schwer durchzuführen. Bei Vorkommen von *Lystrosaurus* (COLBERT 1972) sind die Verhältnisse eindeutig. Wenn der Autor auch die Sicherheit der Ausscheidung von Diskonformitäten bezweifelt, verwendet er die darauf beruhende Gliederung der postglazialen Beaconablagerungen ELLIOTs (1975 b).

Es lassen sich zwei Gebiete ausscheiden, in denen sich die Akkumulationen konzentrieren:

für das Zentrale Transantarktische Gebirge ist durch die Arbeiten von BARRETT (1965, 1966, 1969, 1970, 1972); BARRETT, ELLIOT (1972); BARRETT, GRINDLEY, WEBB (1972); LaPRADE (1972),

für das Victoria Land ist durch Veröffentlichungen von BALLANCE (1977); BARRETT, Kohn (1975); DOW, NEALL (1972); P.R. KYLE (1977); MATZ, PINET, HAYES (1972); McKELVEY u.a. (1972) die Geologie umrissen.

Sedimente des triassischen Postglazials bestehen hauptsächlich aus Sandstein und Pelit, nur untergeordnet beteiligen sich auch Konglomerate am Aufbau. Lokal kommt es zur Kohlebildung (Abb. 42). Das Ablagerungsmilieu ist vorwiegend fluviatil. Die Mächtigkeiten sind stark variabel; teilweise übersteigen sie 1 km. Unklar ist die Ausbildung der Trias im westlichen Dronning Maud Land und den Theron Mountains. Trias ist zwar nicht nachgewiesen, aber durch den kontinuierlichen Übergang von permischen Sedimenten in jurassische Pyroklastika (am Mt. Faraway in den Theron Mts.) denkbar. Im Transantarktischen Gebirge ist ein derartiger Übergang allerdings von Trias in vulkanogene Bildungen (BARRETT, ELLIOT 1972) auch vorhanden. Im Transantarktischen Gebirge dominieren Schüttungsrichtungen parallel zum heutigen Gebirgsbau nach N zum Rand des antarktischen Kontinentes. Demnach ist in Bezug auf die permischen Schüttungsrichtungen ein diametraler Richtungswechsel eingetreten (Abb. 42/41).

2.3.2. Ferrar-Magmatite

Die Ferrar-Gruppe wird durch:

subvulkanische Lagergänge, diskordante Vulkanitgänge, Effusiva, Pyroklastika, die Dufek-Intrusion und selten Sedimenteintrusionen

vertreten, die in weiten Gebieten des antarktischen Kontinentes anzutreffen sind (Abb. 32):

Victoria Land (HALL, SUTTER, BORNS 1982; MARSHAK u.a. 1981; McIVER, GEVERS 1970),
Zentrales Transantarktisches Gebirge (BARRETT, ELLIOT 1972; ELLIOT 1972; FAURE u.a. 1974; FAURE, PACE, ELLIOT 1982),

Pensacola Mountains mit Dufek Intrusion (BEHREND u.a. 1980; ENGLAND 1978; FORD 1970, 1974, 1978; FORD, BOYD 1968; FORD, NELSON 1972; HIMMELBERG, FORD 1975, 1976; KAISER, KLEMM, WEBER 1982),

Shackleton Range (CLARKSON 1972, 1981 c; REX 1967, 1972; HOFMANN 1982; PAECH 1977),
Theron Mountains (BLUNDELL 1966; STEPHENSON 1966; PAECH 1977),
westl. Dronning Maud Land (FAURE, BOWMAN, ELLIOT 1979; REX 1967, 1972).

Überblickszusammenstellungen stammen von COMPSTON, McDOUGALL, HEIER (1968); FLECK, SUTTER, ELLIOT (1977); GUNN (1966); R.A. KYLE (1972, 1982); KYLE, ELLIOT (1976); KYLE u.a. (1982); McDOUGALL (1963), FORD, KISTLER (1980).

Unter den vulkanogenen Bildungen dominieren basische Varietäten, vor allem Tholeiite. Nur lokal gesellen sich saurere Derivate dazu (BARRETT, ELLIOT 1972). Nach P.R. KYLE (1977) handelt es sich um eine Magmenentwicklung, bei der nur wenig anderes Gesteinsmaterial kontaminiert wird. Dagegen sprechen sich FAURE u.a. (1974); FAURE, BOWMAN, ELLIOT (1979); FAURE, PACE, ELLIOT (1982) wegen der initialen Sr-Isotopenverhältnisse für Assimilationen von Krustenmaterial aus.

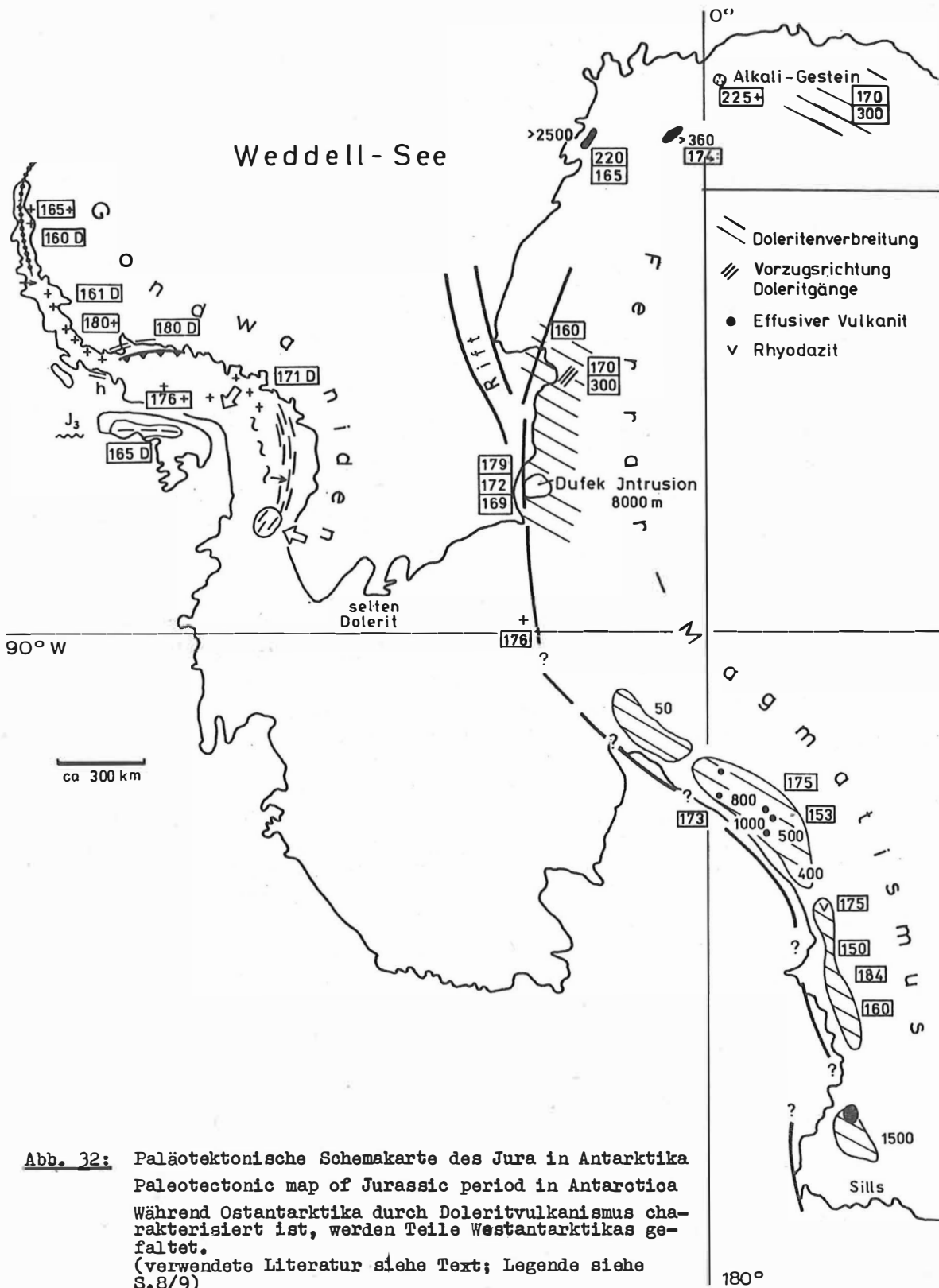


Abb. 32: Paläotektonische Schemakarte des Jura in Antarktika
 Paleotectonic map of Jurassic period in Antarctica
 Während Ostantarktika durch Doleritvulkanismus charakterisiert ist, werden Teile Westantarktikas gefaltet.
 (verwendete Literatur siehe Text; Legende siehe S.8/9)

Effusive Ferrar-Vulkanite sind nur lokal verbreitet (Abb. 32). Selbst unter dem Aspekt nachträglicher erosiver Reduzierungen ist die Ausdehnung gegenüber dem südlichen Afrika geringer. Die Effusionen erfolgen offensichtlich meist unter subaerischem Milieu.

Den Hauptanteil an der Ferrar-Gruppe bilden Lagergänge, die in die flachliegenden Sedimente der Beacon-Supergruppe mehr oder weniger schichtparallel eingedrungen sind. Ihr Anteil ist erstaunlich hoch, zumal einzelne Gänge Mächtigkeiten von 500 m erlangen können.

Pyroklastische Formationen meist sauren Chemismus sind vorwiegend zu Beginn des Ferrar-Magmatismus entstanden. Sie werden durch Tuffe, Agglomerate und auch Laharbildungen vertreten. Teilweise sind sie als Diamiktite beschrieben worden.

Im Grundgebirge, aber auch in der Blaiklock-Gruppe der Shackleton Range äußert sich der Ferrar-Magmatismus in diskordant zum Gebirgsbau stehenden Vulkanitgängen, die sich aber wegen der variierenden Streichrichtungen nicht zu Gangschwärmen vereinigen. Es dominiert aber NE-Richtung (CLARKSON 1981 c). Die Bedeutung von paläozoischen Doleritgängen (300 Mill.J.) kann noch nicht klar von dem Ferrar-Magmatismus abgegrenzt werden.

In den Ellsworth Mts. scheinen nach den Ergebnissen von CRADDOCK, ANDERSON, WEBERS (1964) und GRIKUROV, SAMSONOV (1982) nur ganz untergeordnet vergleichbare Gänge anzutreffen sein. Relativ weite Verbreitung haben basische Gänge in der Argentina Range, Shackleton Range und den Pensacola Mountains.

Eine exponierte Stellung innerhalb der Ferrar-Magmatite nimmt die Dufek Intrusion der Pensacola Mts. ein. Auf einer Fläche von ca. 34.000 km² (FORD 1976, 1978; FORD, BOYD 1968; FORD u.a. 1974; FORD, DRINKWATER, HIMMELBERG 1980; FORD, KISTLER 1980; FORD u.a. 1982; FORD, NELSON 1972; HIMMELBERG, FORD 1975) kommt eine "layered Basitintrusion" vor, die als flache Platte eingedrungen ist, von deren Mächtigkeit 1,8 km aufgeschlossen sind. Die Gesamtdicke wird auf 8 bis 9 km geschätzt.

Sehen wir von den extremen Mächtigkeiten der Dufek-Intrusion ab, so steigen die Mächtigkeiten der Ferrar-Gruppe nur ausnahmsweise über 1 km an. Vom geochemischen Standpunkt lassen sich zwei Provinzen ausscheiden (FORD, KISTLER 1980): Transantarktische Gebirge mit Pensacola Mts. und das Gebiet des westlichen Dronning Maud Land. Die Dolerite der Shackleton Range nehmen eine Übergangsstellung ein (CLARKSON 1981 c).

Das Alter der Ferrar-Magmatite schwankt zwischen 160 und 220 Mill.J. Es scheinen die Extrusionen ein etwas höheres Alter aufzuweisen (Tab. 13).

	FORD, KISTLER, (1980)	FAURE, PACE, ELLIOT (1982)	HALL, SUTTER, BORNS (1982)	KYLE u.a. (1982)
Extrusion	172	173	184	176 - 184
Lagergänge	179			163 - 174
Gänge	169			
Dufek-Intrusion	172			

Tabelle 13: Alter des Ferrar-Magmatismus in Mill.J. in Antarktika

Für die Shackleton Range sind stark schwankende Doleritalter kennzeichnend. Nach REX (1972); CLARKSON (1972, 1981 c); HOFMANN (1982); PANKHURST, MARSH, CLARKSON (1983) variieren die Alter zwischen 460 und 195 Mill.J. An einer aus einem Doleritgang der Lagrange Nunataks mitgebrachten Probe ergab sich ein Alter von 177 Mill.J. (Analytiker: Dr. KAISER, Dr. PILOT, Sektion Geowissenschaften der Bergakademie Freiberg). Dies steht im Einklang mit dem Alter eines Dolerites aus den Whichaway Nunataks (ca. 167 Mill.J., HOFMANN u.a. 1980).

Die lineare Anordnung der heutigen Vorkommen der Ferrar-Magmatite quer durch den Weißen Kontinent verleitet leicht zu der Deutung, daß die Zufuhrspalten gleiche Richtung aufweisen. Zwar spricht die Anordnung der Postbeacon-Störungen hierfür, doch erlaubt das Unterlagenmaterial keine endgültige Interpretation.

2.3.3. Tektogene Entwicklung

Die Gesteine der Beacon-Supergruppe sind meist ungefaltet und zeigen nur ganz schwaches Schichteneinfallen. Steilere Schichtstellungen in diesen Gebieten hängen mit Schleppungen an Störungen zusammen, die wohl ausschließlich durch Abschiebungen vertreten werden. Diese Störungstektonik setzt schon am Ende des Beacon in Verbindung mit dem Ferrar-Magmatismus ein und dauert bis in die Jetztzeit an (Abb. 33). Unter den Rupturen dominieren Abschiebungen parallel zum Streichen des Transantarktischen Gebirges.

Zeitgleich zur Beacon-Supergruppe bilden sich in verschiedenen Gebieten tektogene Faltenstrukturen heraus (Abb. 43). In den Ellsworth Mts. wird die gesamte Schichtfolge nach Ablagerung der permischen Sedimente intensiv gefaltet (Schieferfaltung). Falten- und Schieferungstreichen biegen schwach aus der Richtung des 90° W-Meridian in die des 120° W-Meridians um (CRADDOCK, WEBERS, ANDERSON 1964; CRADDOCK 1969). Faltenvergenz und Neigung der Achsenebeneschieferung sind steil (über 65°) nach E, d.h. zur Weddell-See gerichtet (Abb. 42). Unentschieden ist das Problem der Mehrfachfaltung in den Ellsworth Mts. Von HJELLE, OHTA, WINSNES (1982) und GRIKUROV, SAMSONOV (1982) ist wieder die Frage aufgeworfen worden, ob das ca. 13 km mächtige Schichtpaket nicht doch durch Diskordanzen untergliedert ist. Die Deformationsintensität nimmt zwar zum Hangenden hin ab, aber das Whiteout Konglomerat, ein Äquivalent des Beacon-Glazials, ist noch deutlich geschiefert. Die von JOSHIDA (1981, 1983) ausgeschiedenen drei Diskordanzen sind nicht ausreichend belegt.

Auswirkungen dieser Tektogenese lassen sich auch in den Pensacola Mts. nachweisen (SCHMIDT, FORD 1969; FORD 1972 b; FRISCHBUTTER 1982 a), in denen die Gesteine der Beacon-Supergruppe mit Ausnahme der Ferrar-Magmatite gefaltet vorliegen. Die Falten streichen etwa parallel zum 30° W-Meridian und damit diskonform zum Streichen in den Ellsworth Mts. Der Einengungsbetrag ist im E gering, so daß die Falten-schenkel hier meist nur flach einfallen. Die Deformationsintensität nimmt nach W zu, wo in den Beacon-Tilliten sogar eine Schieferung entwickelt ist (FORD 1972 b). Im W ist die Faltung offensichtlich an streichende Störungen gebunden.

Das Alter der Faltung, von FORD (1972 b) als *Weddell-Tektogenese* bezeichnet, ist durch gefaltetes Perm und ungefaltete Ferrar-Intrusiva des Jura zeitlich eingegrenzt. Berücksichtigt man außerdem die Neuorientierung der Schüttungsrichtungen seit Beginn Trias, ist die Faltung an die Grenze Perm/Trias anzusiedeln.

2.4. Westantarktika

Die geologische Entwicklung Westantarktikas ist durch einen aktiven Plattenrand zum Pazifik hin seit der Aufspaltung des Gondwana-Superkontinentes im Jura gekennzeichnet. Damit besteht von diesem Zeitpunkt an ein gravierender Unterschied zwischen dem antarktischen und afrikanischen Kontinent, der nur passive Plattenränder aufweist. Das ist auch der Grund dafür, daß die Entwicklung Westantarktikas seit der Kreide nur im Überblick behandelt werden soll.

Trotz seiner Eigenständigkeit in der jungen Entwicklungsgeschichte bestehen Anzeichen über die Ausdehnung von alten Strukturmerkmalen in das Gebiet der heutigen Westantarktis. CLARKSON, BROOCK (1977) berichten von hochmetamorphem Kristallin in den Haak-Nunataks am Westrand des Ronne-Eisschelfes. Altersbestimmungen ergeben Werte zwischen 627 - 1.018 Mill.J. Als signifikant werden die Werte um 1.000 Mill.J. angesehen, die aus den Hornblenden von Hornblendeschiefern stammen.

Weiter pazifikwärts sind in Westantarktika keine weiteren präkambrischen Bildungen nachgewiesen, aber durch Vorkommen auf den Inseln des Scotia-Bogen deduktiv abgeleitet (GRIKUROV 1973; DALZIEL, ELLIOT 1973). Auftretende Gneise werden jetzt als metamorphe Äquivalente mesozoischer Gesteinsserien angesehen (z.B. Antarctic Peninsula Metamorphic Complex nach GLEDHILL, REX, TANNER 1982).

Die überschaubare tektonische Entwicklung insbesondere des Gebietes der Antarktischen Halbinsel (Abb. 42, Tab. 14) beginnt mit der Ablagerung der *Trinity Peninsula Group*, die hauptsächlich triassisches Alter aufweist (DOTT, WINN, SMITH 1982; EDWARDS 1982 a; GLEDHILL, REX, TANNER 1982; REX 1976). GRIKUROV (1971, 1973) gibt aufgrund der Mikroflora karbonisches Alter an. Die Trinity Peninsula Group besteht aus turbiditischen Ablagerungen (AITKENHEAD 1965; DALZIEL 1972; DALZIEL, ELLIOT 1973) von einigen Kilometern Mächtigkeit (GRIKUROV 1972). Für eine moderne Bekkenanalyse fehlen die entsprechenden Angaben. Unter dem Gesichtspunkt von GLEDHILL, REX, TANNER (1982), daß der Antarctic Peninsula Metamorphic Complex mit der Trinity Peninsula Group parallelisiert werden kann, ergibt sich ein breiter Sedimentationstrog, dessen Entwicklung vorwiegend in der Trias erfolgt.

Ähnlich den Flyschablagerungen anderer Tektogene wird ihre Entwicklung mit einer Faltung abgeschlossen, die in Anlehnung an DuTOIT zur *Gondwanidischen Tektogenese* gestellt wird, deren jurassisches Alter gebietsweise angenommen wird (DALZIEL 1972; THOMSON 1982). Die Deformationsintensität variiert zwischen nicht-metamorpher Faltentektonik am Nordende der Antarktischen Halbinsel und Gneistektonik. An der Westflanke der Halbinsel gibt es Anzeichen von Hochdruckmetamorphose (EDWARDS 1982 a). Am weitesten ist Schiefertektonik verbreitet. Auf diese Deformation bezehbare Alterswerte schwanken zwischen 160 und 170 Mill.J. (Abb. 32).

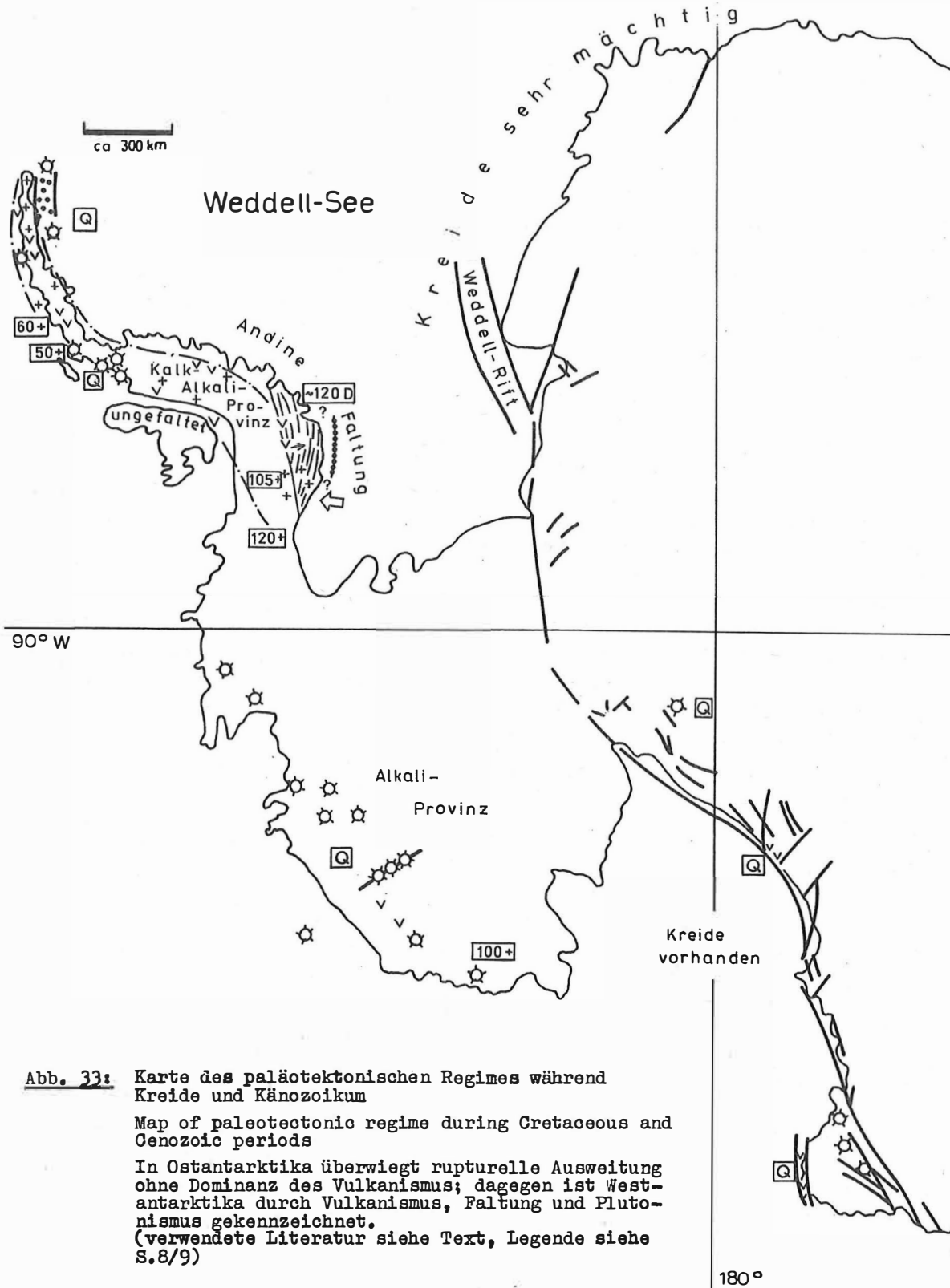


Abb. 33: Karte des paläotektonischen Regimes während Kreide und Känozoikum

Map of paleotectonic regime during Cretaceous and Cenozoic periods

In Ostantarktika überwiegt rapturelle Ausweitung ohne Dominanz des Vulkanismus; dagegen ist Westantarktika durch Vulkanismus, Faltung und Plutonismus gekennzeichnet. (verwendete Literatur siehe Text, Legende siehe S.8/9)

Während die Vergenz zur Weddell-See, d.h. nach E zeigt, steigt die Deformationsintensität nach W an. Entsprechend der heutigen Konfiguration der Antarktischen Halbinsel zeigen die gondwanidischen Faltenstrukturen girlandenförmige Anordnung mit nach E gerichteter Konvexität.

Subsequent zur Faltung bilden sich Granitoidkörper und eine vulkanogene Folge, die wegen des kalk-alkalischen Chemismus mit Inselbogenvulkanismus in Verbindung gebracht wird. An den Flanken des Inselbogens lagern sich "fore-" und "back arc basins" an (ADIE 1972 a; DOTT, WINN, SMITH 1982; DALZIEL, ELLIOT 1973; EDWARD 1982 b; FARQUHARSON 1983 ; FARRAR, McBRIDE, ROWLEY 1982; GLEDHILL, REX, TANNER 1982; GRIKUROV 1972, 1973; ROWLEY, WILLIAMS 1982; SAUNDERS, WEAVER, TARNEY 1982; SMELLIE 1981; THOMSON, PANKHURST, CLARKSON 1983).

Die vulkanogene Folge (Antarctic Peninsula Volcanic Group bei GLEDHILL, REX, TANNER 1982) besteht aus bis 1.500 m mächtigen, rhyolithischen und andesitischen, vorwiegend pyroklastischen Magmatiten (GRIKUROV 1973). Ihr Alter ist nach GLEDHILL, REX, TANNER (1982) kretazisch. Nach anderen Autoren beginnt die magmatische Tätigkeit schon im Oberjura. Die Beziehung zur älteren Trinity Peninsula Group wird als diskordant angesehen, weil sie schon aufgearbeitet in klastischen Einlagerungen innerhalb vulkanogener Bildungen auftritt (DALZIEL 1972; FARQUHARSON 1983).

Zum "back arc basin" an der Ostflanke des Inselbogens lassen sich kontinuierliche Übergänge von vulkanogenen Ablagerungen in die sedimentäre Latady - Gruppe feststellen (ROWLEY, WILLIAMS 1982; THOMSON 1980, 1982 a), die vorwiegend aus pelitischen bis feinsandigen, gebänderten Folgen zusammengesetzt ist. Die Sedimentation beginnt schon im Oberjura (THOMSON 1980), entfaltet sich aber erst voll in der Kreide, wobei Gesamtmächtigkeiten von 5 km erreicht werden.

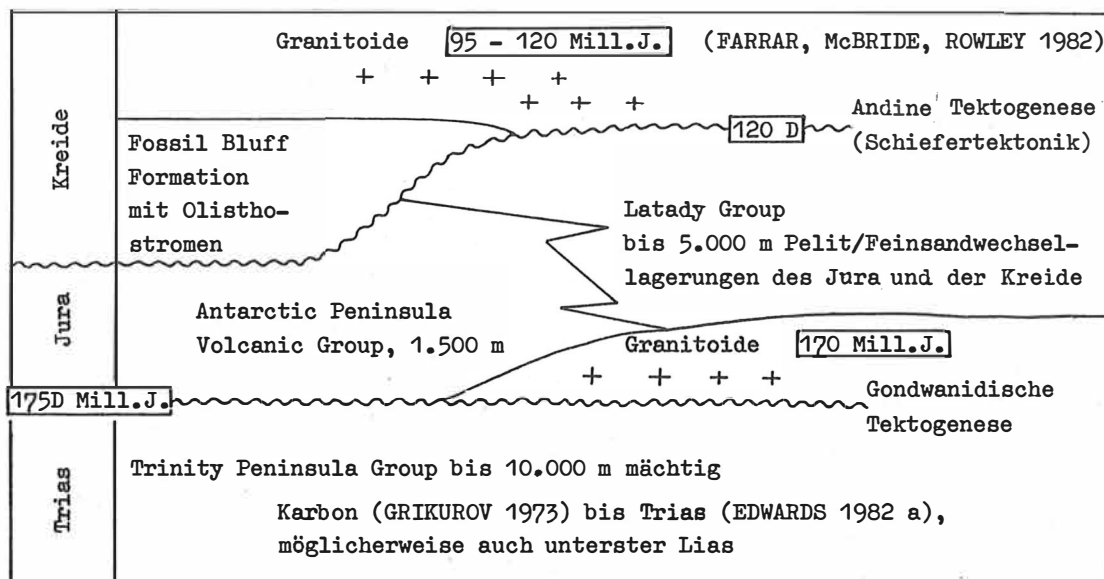


Tabelle 14:

Lithostratigraphische Abfolge der Gesteine der Antarktischen Halbinsel

Die Gesteinsfolgen der Latady-Gruppe sind ebenso wie die der Antarctic Peninsula Volcanic Group während der *A n d i n e n F a l t u n g* deformiert. Girlandenförmiger Faltenverlauf, Vergenz und Zunahme der Deformationsintensität entsprechenden der Gondwanidischen Faltung. Nach KAMENEV, ORLENKO (1982) wird im W phyllittektonischer Deformationsgrad erreicht. Es überwiegt aber Schiefertektonik. Nach den geologischen Schnitten GRIKUROVs (1973) klingt nach E unter dem Ronne-Eisschelf in Richtung Weddell-See die Faltung aus, so daß ein Übergang zum Kreidebecken der Weddell-See hergestellt wird. Nach HINZ (1982); HINZ, KRAUSE (1982) läßt sich in diesem Becken und dem Schelfbereich vor dem Dronning Maud Land eine präoberjurassische Diskonformität deutlich erkennen.

Die Faltung der Latady-Gruppe ist durch postkinematische *G r a n i t o i d e* zeitlich zu bestimmen, deren Alter sich in dem Zeitraum zwischen 95 und 120 Mill.J. konzentriert (ROWLEY, WILLIAMS 1982). Das Faltungsalter ist demnach bei ca. 120 Mill.J. anzusiedeln.

An die Westflanke des Inselbogens lehnt sich ein "*f o r e a r c b a s i n*" an, dessen Sedimente durch klastische Kreideablagerungen vertreten werden. Sie bestehen neben Olisthostromen (EDWARDS 1982 b) aus molasseartigen Sedimenten, die im Übergangsbereich zwischen marinem und fluviatilem Milieu abgelagert werden. Im Gegensatz zur Ostflanke des Inselbogens sind die entsprechenden Gesteine der Westflanke (Fossil-Bluff-Formation) nicht oder kaum in die Faltung einbezogen (auf dem Alexander Island nach GRIKUROV 1973).

Der mesozoische *M a g m a t i s m u s* auf der Antarktischen Halbinsel (ADIE 1972 a, b; FARRAR, McBRIDE, ROWLEY 1982; GONZALEZ-FERRAN 1982; REX 1976; SAUNDERS, WEAVER, TARNEY 1982; THOMSON, PANKHURST, CLARKSON 1983) zeichnet sich durch kalkalkalischen Chemismus aus, was zur Deutung als Inselbogen-Magmatismus herangezogen wird. Das Alter variiert bei genereller Verjüngung in Richtung Pazifik zwischen 180 und 95 Mill.J.

3. Regionalgeologischer Vergleich zwischen südlichem Afrika und Antarktika

Durch zahlreiche deutliche Ähnlichkeiten der geologischen Profile und Entwicklung des südlichen Afrika und der Antarktika ist ihre ehemalige Zusammengehörigkeit innerhalb des Gondwana-Superkontinentes allgemein anerkannt (DuTOIT; 1937; CRADDOCK 1982; FORD 1972 a; HOFMANN, WEBER 1982 a,b; POWELL, JOHNSON, VEEVERS 1980; MILLER 1982).

Ausgehend von dem in den vorangegangenen Kapiteln zusammengetragenen Tatsachenmaterial soll im folgenden die Paßfähigkeit beider Kontinente für korrelierbare Zeitschnitte kritisch überprüft und sowohl auf Äquivalente als auch auf Unterschiede und problematische Korrelationen hingewiesen werden. Als Ausgangsposition gilt hierbei der Istzustand vor der Aufspaltung des Superkontinentes, die den Aufstieg der Ferrar- bzw. Stormberg-Magmatite vor ca. 190 Mill. Jahren ermöglicht. Dabei bleibt die Frage nach eventuellen präjurassischen Plattenbewegungen unberührt, zumal sie unwahrscheinlich sind. Präriphäische Plattenrotationen werden aufgrund von paläomagnetischen Untersuchungen abgelehnt (BRIDEN 1976; WINDLEY 1981; PIPER 1976; DUNLOP 1981; McELHINNY, McWILLIAMS 1977). Ebenso sprechen die Verbreitung panafrikanischer Deformationen in den ehemaligen Geosynklinalgebieten und auf älteren Konsolidationsgebieten (z.B. Mozambique Belt) sowie das weitgehende Fehlen von hochdruckmetamorphen Mineralassoziationen (nur lokal im Gariep-Becken, Abb. 13) und von Initialiten gegen plattentektonische Deutungen. KRÜNER (z.B. 1979) ordnet die panafrikanischen Deformationen einem Übergangsstadium zu, das von ensialischen Prozessen zu echter Plattentektonik des Phanerozoikums überleitet.

3.1. Präriphäikum

Im südlichen Afrika sind präriphäische Gesteine durch eindeutige Lagerungsverhältnisse und zahlreiche absolute Altersbestimmungen für weite Gebiete nachgewiesen. Trotzdem bleibt auch hier für eine Reihe von Gesteinsfolgen die Altersfrage ungeklärt. Für die Aufschlußgebiete des Ostantarktischen Kratons sind viel weniger Zeitbelege verfügbar. Wenn auch für einige Gebiete wie z.B. Enderby-Land Altersdatierungen vorliegen (SOBOTOVIČ 1976; SOBOTOVIČ u.a. 1974; RAVIČ, SOBOTOVIČ u.a. 1974; RAVIČ 1982), muß mit Fehldeutungen gerechnet werden.

Beim Vergleich des archaischen Kristallins (Tab.15) soll auf Ähnlichkeiten, aber auch auf Unterschiede der Gesteinsausbildung eingegangen werden. Die für das antarktische Archaikum typischen Charnockite und Enderbite (RAVICH 1972 a,b) sind aus dem südlichen Afrika nur ganz untergeordnet bekannt (für Moçambique bei AFONSO 1976), wobei aber auch nicht ausgeschlossen ist, daß sie bei Vorhandensein unter anderen petrographischen Bezeichnungen beschrieben worden sind. Südafrikanische Grünsteinzonen konzentrieren sich auf die archaischen Kratongebiete. Untergeordnet sind sie aber auch darüber hinaus bekannt, so aus der Limpopoprovinz, wo sie trotz der 2.000 Mill.J. Aktivierung noch erkennbar sind. Ihr Nachweis in panafrikanisch regenerierten Gebieten, so im Mozambique Belt steht aber aus. Da für den Ostantarktischen Kraton jüngere Überarbeitungen bestimmend sind, erklärt sich die Schwierigkeit des Nachweises von Resten der Grünsteingürtel.

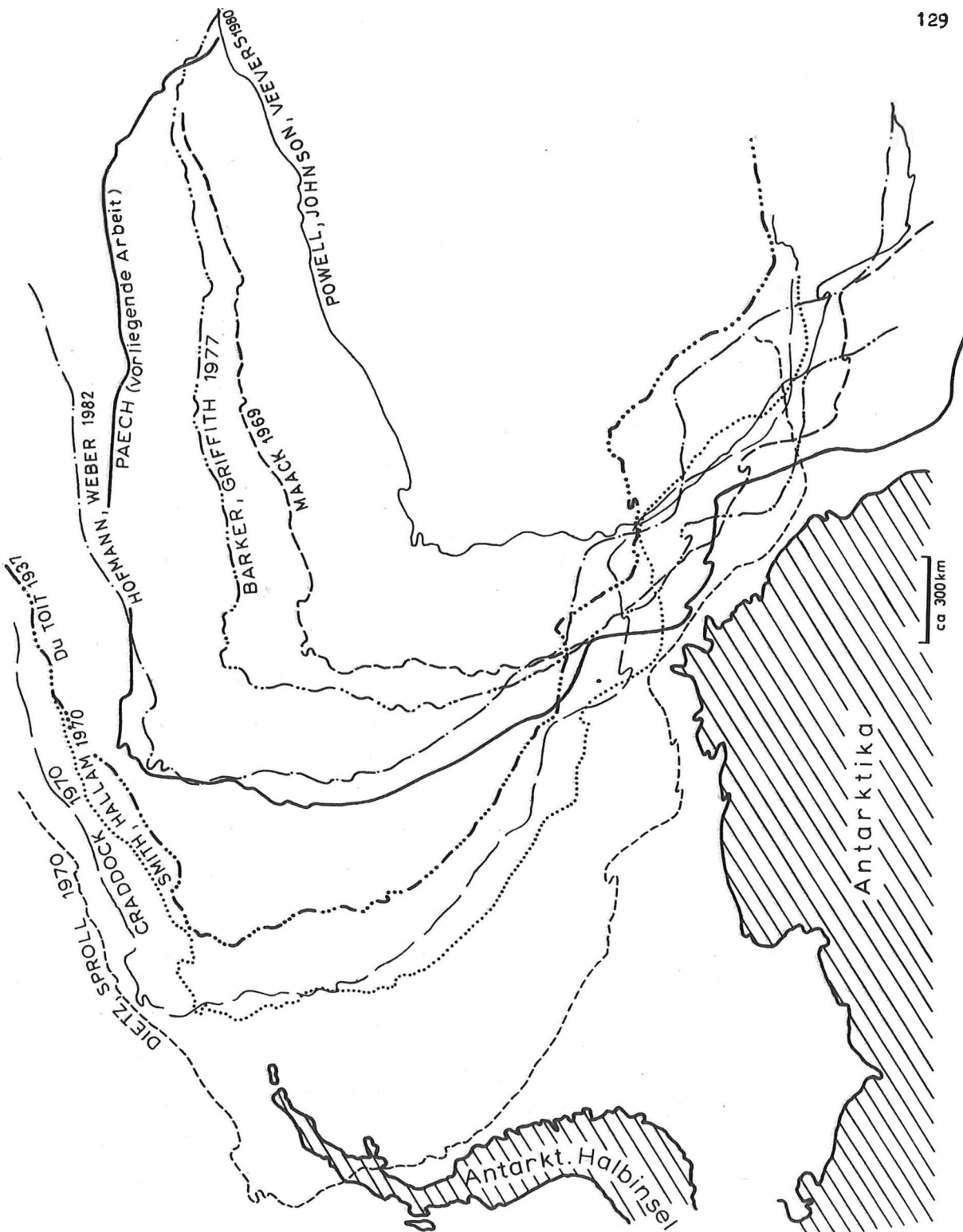


Abb. 34: Rekonstruktionen der Lage von Gondwana-Afrika zu Gondwana-Antarktika

Fitting models of Gondwanian Afrika in relation to Antarctica

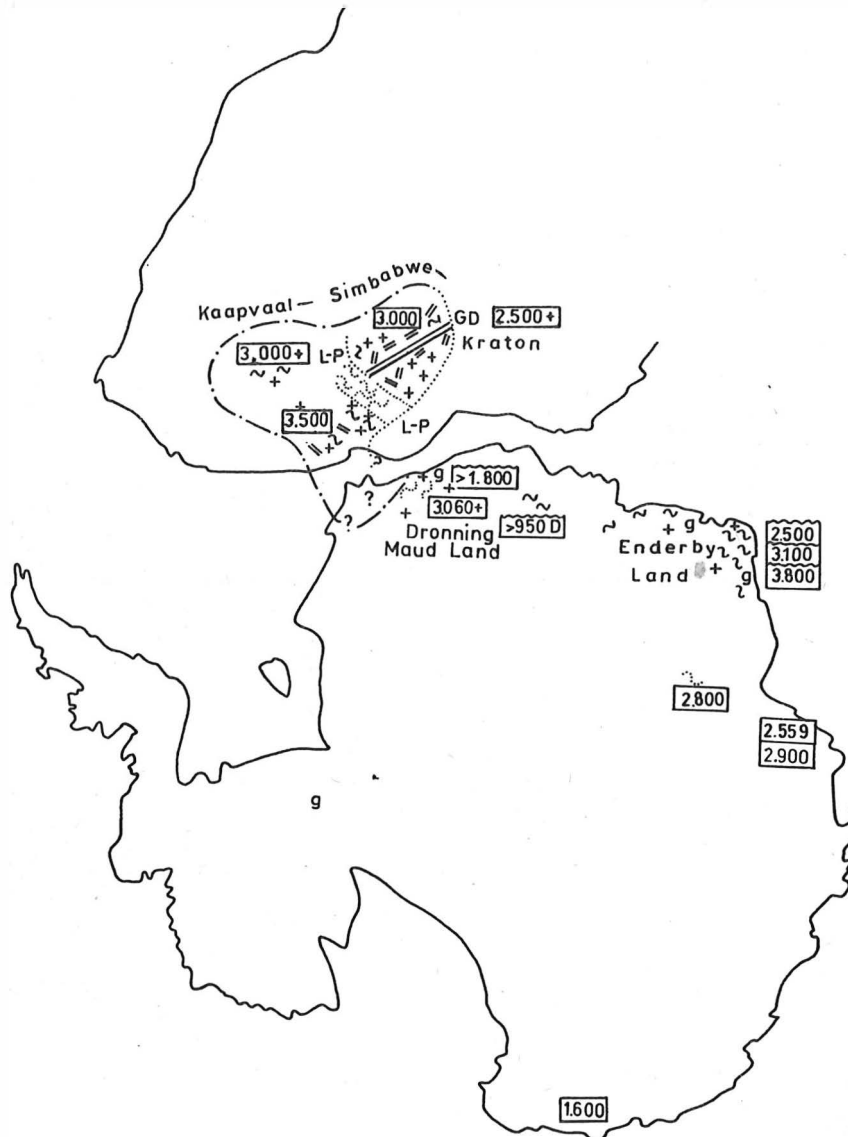


Abb. 35: Palinspatische Schemakarte von Gondwana-Antarktika und Gondwana-Afrika bezogen auf archaisches Fundament

Palinspastic map of Gondwanian Antarctica and Africa related to Archean basement

Der Kaapvaal-Kraton hat möglicherweise seine Entsprechung im Liegenden der Ahlmannryggen-Gruppe.
(verwendete Literatur siehe Text, siehe auch Abb.2,
Legende siehe S.8/9; GD-Great Dyke, L-P -Limpopo-Provinz

In den archaischen Kratonen des südlichen Afrika ist es charakteristisch, daß die seit 2.500 Mill.J. konsolidierten Anteile nicht bis an die Küste des Indiks reichen. Entweder sind sie nachträglich überprägt, oder durch meso-känozoische Gesteine verdeckt. So verwundert es nicht, daß in Antarktika bisher noch keine Äquivalente archaisch entstandener kristalliner Struktureinheiten nachgewiesen werden konnten, die nachträglich nicht aktiviert worden sind. Nur das Areal der Ahlmannryggen-Gruppe bietet Anhaltspunkte (Abb. 35) archaischen Grundgebirges durch indirekte Ableitung.

Es bleibt aber ein Rätsel, wie im westlichen Dronning Maud Land neben mittelproterozoischen oder noch älteren Deckgebirgsablagerungen (Ahlmannryggen-Gruppe > 1.700 Mill.J.), die kaum metamorph verändert und von magmatischen Prozessen nur bis 860 Mill.J. betroffen sind, Fundament des Ostantarktischen Kratons auftritt, das am Ende des Präkambriums durch thermotektonische Vorgänge erheblich aktiviert worden ist.

Auf beiden Kontinenten stehen Anorthositmassive an (POWELL, JOHNSON, VEEVERS 1980). Der Anorthositkörper des Eliseev-Massivs im Zentralen Dronning Maud Land (nach RAVICH 1982 3.000 Mill.J. alt) zeigt mit seiner Ausdehnung von ca. 1.000 km² ähnlichen Aufbau wie der 6.000 km² große Complexo gabro-anortositico de Tete in der VR Moçambique. Das von AFONSO (1976) für diesen Intrusivkörper angenommene jungpräkambrische Alter ist nicht belegt und auch sehr unwahrscheinlich. Granulite finden sich in beiden Kontinenten. Ihre Bildung wird auf archaische bis altproterozoische Deformationen bezogen. Im Mozambique Belt Tansanias sind aber auch granulitische Gesteine bekannt, deren Metamorphose ins Jüngstpräkambrium gestellt wird (COOLEN u.a. 1982, Abb. 13).

Präriphäische Epikratonbecken bieten für regionalgeologischen Vergleich günstige Voraussetzungen (VAJNER 1976 z.B.). Ihre Anlage zeichnet sich im südlichen Afrika dadurch aus, daß eine Verlagerung der Beckenachsen nach N bis W (Abb. 5) im Laufe einer langen Entwicklung (zwischen 3.000 und 1.700 Mill.J.) zu verzeichnen ist.

	südliches Afrika	Dronning Maud Land
Charnockit/Enderbit	vorhanden	weit verbreitet
Anorthosit	vorhanden	vorhanden
Intrusion von "layered" Basiten	Bushveld Intrusion	fehlt
Granulit	vorhanden	weit verbreitet
Grünsteingürtel	weit verbreitet, in jüngeren Aktivierungsgebieten verwischt	nicht nachgewiesen
archaische Kratongebiete, später nicht aktiviert	weitflächig vorhanden	scheinen zu fehlen
thermotektonische Aktivierung im Zeitraum 450 bis 650 Mill.J.	Mozambique Belt weitflächig eingetreten	weit verbreitet

Tabelle 15: Vergleich präriphäischen Kristallins

Die Parallelisierung der Ahlmannryggen-Gruppe, der einzigen präriphäischen, nicht aktivierten Epikratonbildung von Antarktika, kann sich an deren Ausbildung und Alter orientieren (NEETHLING 1972 a). Durch die Rotfärbung im oberen Teil der Ahlmannryggen-Gruppe (Tab. 11) bietet sich der Vergleich mit der Waterberg-Gruppe an (1.800 bis 2.000

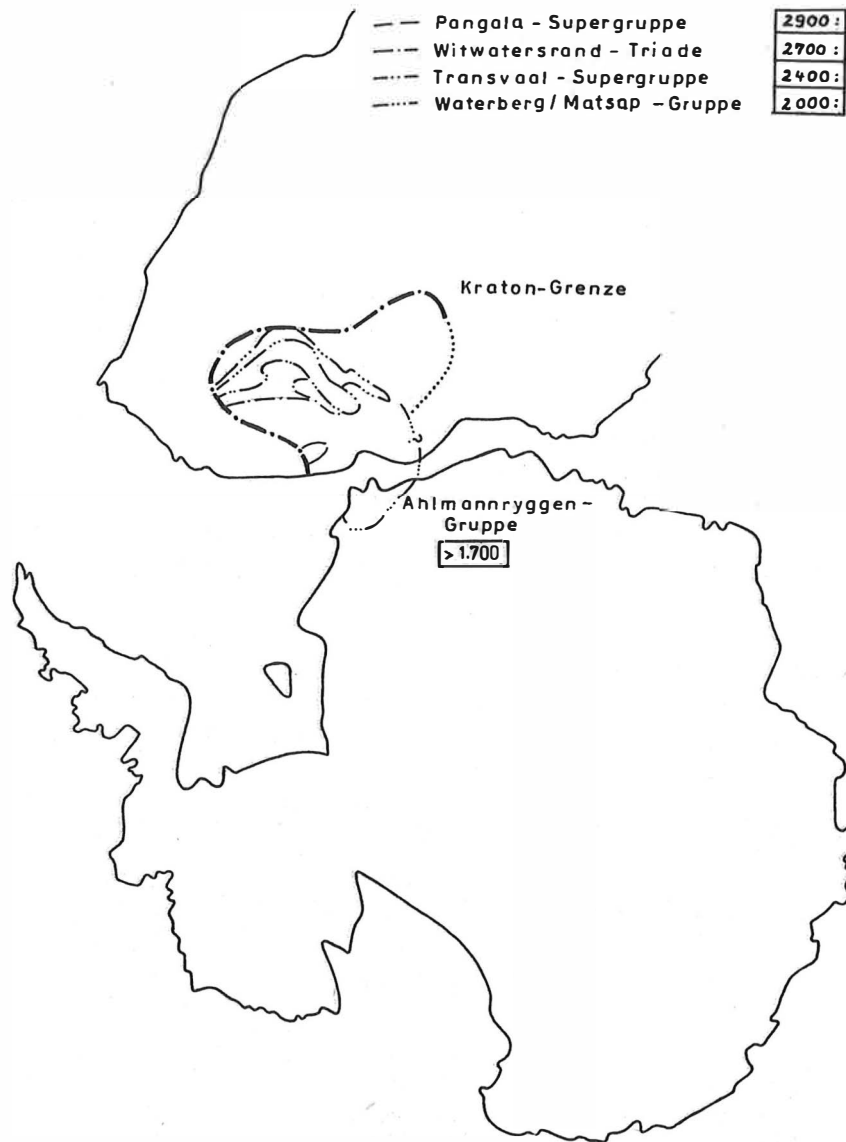


Abb. 36: Palinspastiche Schemakarte von Gondwana-Antarktika und Gondwana-Afrika bezogen auf mittelproterozoische bis archaische Epikratonbecken.

Palinspastic map of Gondwanian Antarctica related to Middle Proterozoic and Archean epicratonic basins
 Wahrscheinlich entspricht die Ahlmannryggen-Gruppe der Waterberg-Gruppe.

Mill.J.), die als älteste Rotformation in der Erdgeschichte Südafrikas gilt (Abb. 36). Vom lithologischen Standpunkt bestehen überhaupt einige Übereinstimmungen, wie der Aufbau der Gesteinsassoziation, das Auftreten von Jaspilitkonglomeraten, die sich im südlichen Afrika von den Eisenerzen der Transvaal-Supergruppe ableiten lassen, und das Bildungsmilieu. Die Parallelisierung steht im Einklang mit den Altersangaben von 1.700 Mill.J. alten Intrusiva, die der Ahlmannryggen-Gruppe ein höheres Alter als 1.700 Mill.J. belegen.

Weitere Ähnlichkeiten zwischen Waterberg- und Ahlmannryggen-Gruppe beziehen sich auf das Auftreten von Lagergängen und Stöcken (1.400 Mill.J.) in der Waterberg-Gruppe (OOST-HUIZEN, BURGER 1964). Doch ist dieser intrusive Magmatismus im südlichen Afrika nur ganz untergeordnet verbreitet, während er im westlichen Dronning Maud Land bestimmend ist. Hinsichtlich des Magmatismus besteht ein Unterschied zwischen beiden Kontinenten in dem Fortdauern magmatischer Tätigkeit im Bereich der Förderspalte des Jutulstraumen bis ins Riphäikum (ca. 860 Mill.J.).

3.2. Tektogenetische Beanspruchungen zwischen 2.000 und 900 Mill.J.

Im südlichen Afrika ist die thermotektonische Überprägung archaischer Kratongebiete vor etwa 2.000 Mill.J. in der Limpopo-Provinz ein markantes Merkmal (Abb. 9 und Abb. 35). Aber in den Aufschlußgebieten von Antarktika läßt sich diese Aktivierungszone nicht wieder erkennen.

Demgegenüber finden sich Parallelen (Abb. 37) zu der südlichen Umrandung des archaischen Kaapvaal-Kratons, die durch eine im Zeitraum zwischen 1.200 und 900 Mill.J. gebildete Faltenzone des Namaqua-Natal-Mobilgürtels vertreten wird. Dieser Mobilgürtel ist durch Bogenform in Namaqualand, durch abnehmende Deformationen in Richtung Kaapvaal-Kraton gekennzeichnet (Abb. 11).

Aus dem antarktischen Kontinent sind zwar keine der Namaqua-Natal-Deformation zeitlich genau entsprechenden Gesteinsbildungen bekannt, es gibt aber vergleichbare Folgen (Nimrod-/Ruker Tektogenese). Die Hauptdeformation des Shackleton-Range-Kristallinkomplexes, die vor ca. 1.500 Mill.J. abgeschlossen ist (HOFMANN, PAECH 1980), läßt sich in diesen Zeitabschnitt einordnen. Die Abfolge der Skidmore-Gruppe zeigt einige Ähnlichkeiten mit der afrikanischen Faltenzone, allerdings in Superposition auf älterem Fundament. Die hierzu zu stellenden Gesteine der Read-Gruppe (Tab. 10) entstammen keiner geosynklinal-ähnlichen Gesteinsserie wie im Namaqua-Natal-Belt, sondern leiten sich von vordem granulitfaziell beanspruchtem Fundamentkomplex ab.

Im polnahen Transantarktischen Gebirge ist die Nimrod-Tektogenese offensichtlich auf diesen Zeitabschnitt zu beziehen, so daß an der Westflanke des Ostantarktischen Kratons Metamorphite auftreten, die als Äquivalente des Namaqua-Natal-Mobilgürtels aufgefaßt werden können. Das trifft auch für das Kristallin der Falkland-Inseln zu (REX, TANNER 1982). Wegen der spärlichen Aufschlüsse gibt es keine Informationen über Verlauf und inneren Aufbau des Gesamttektogens auf dem antarktischen Kontinent.

Im östlichen Namaqualand bilden sich unmittelbar nach der Faltung kleine Molassebecken (Koras-Gruppe) heraus, die neben dem Abtragungsschutt des Morphogens auch sub-

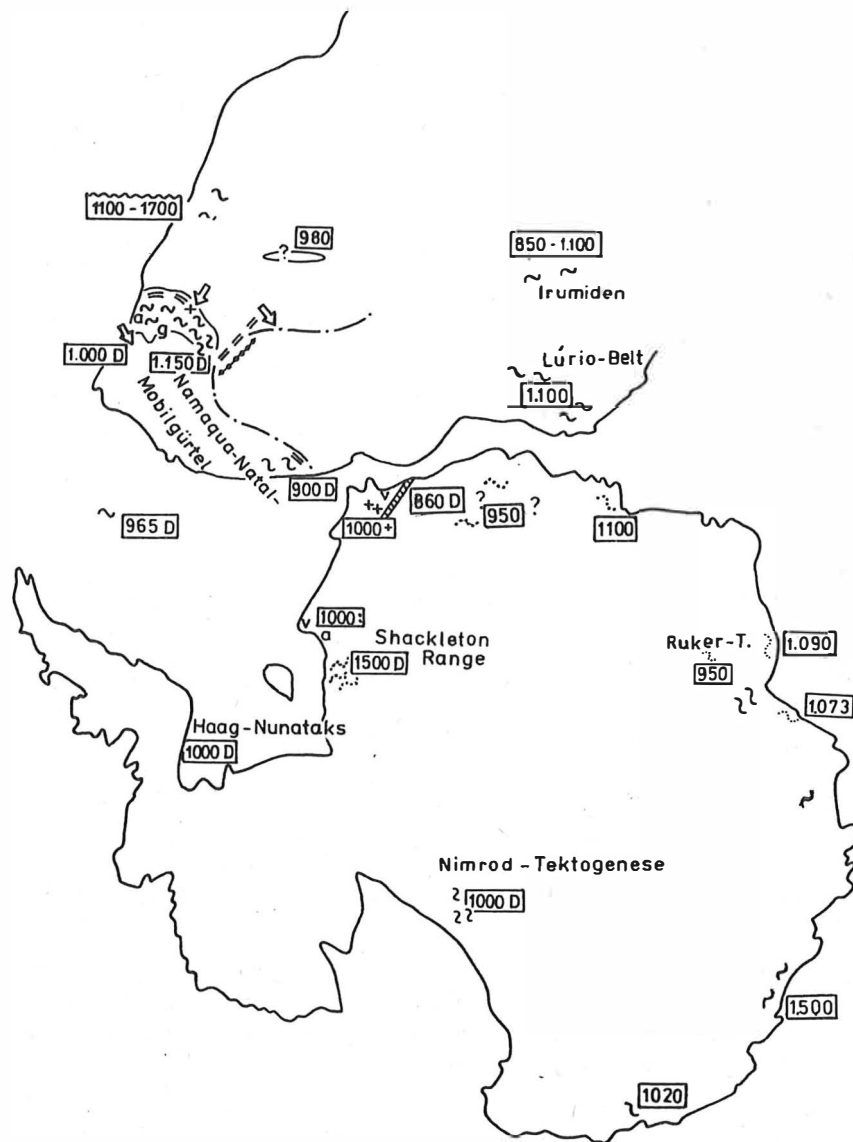


Abb. 37: Palinspastiche Schemakarte von Gondwana-Antarktika und Gondwana-Afrika bezogen auf Tektonik (900 - 1700 Mill.J.)

Palinspastic map of Gondwanian Antarctica and Africa related to the period before 900 - 1700 m.y.

Der Namaqua-Natal-Mobilgürtel läßt sich nicht nach Antarktika unmittelbar verfolgen. Entsprechende tektonische Strukturen treten aber sporadisch auf, ohne daß ein Gürtel rekonstruiert werden kann.
(verwendete Literatur siehe Text, Legende siehe S. 8/9)

sequente Vulkanite (1.000 bis 1.200 Mill.J.) aufnehmen. In Antarktika fehlen derartige Gesteinsfolgen.

3.3. Riphäikum

Die riphäische Entwicklung von Antarktika zeigt für die Geosynklinalentwicklung deutliche Parallelen zum südlichen Afrika (Abb. 38).

3.3.1. Geosynklinalentwicklung

In beiden Teilbereichen des ehemaligen Gondwana-Superkontinentes bestehen ausgedehnte riphäische Geosynklinalgebiete, die sich durch sehr mächtige Klastitfolgen (weit über 1 km mächtig) auszeichnen.

Im Gondwana-Afrika beginnt die Sedimentation in einigen Gebieten mit kontinentalen Folgen (Nosib-Gruppe im Damara-Becken, Abb. 12), die nach oben in marine, vielfach mit Flysch verglichene Serien übergehen. Typisch turbiditische Sedimentmerkmale sind aber kaum ausgebildet. Teilweise gesellen sich karbonatische Einlagerungen zu den Klastitserien. Initialite sind mit Ausnahme des Gariep-Beckens nur untergeordnet vertreten. Die Anordnung der Akkumulationsräume ist durch Anex eines intrakontinentalen Ausläufers (Damara-Becken) an die küstenparallel verlaufenden Becken charakterisiert.

Auf dem antarktischen Kontinent ordnet sich das System riphäischer Geosynklinalbecken (Abb. 29) im wesentlichen der Richtung des Meridians 160° E als lineares Element unter. Ihre Ausfüllungen zeigen in lithologischer Hinsicht deutliche Parallelen zum südlichen Afrika. Turbiditische Merkmale sind aber deutlicher vorhanden, aus denen beckenachsenparalleler Transport abgeleitet werden kann. Das Vorkommen von Initialiten konzentriert sich auf einzelne Becken (z.B. im Bereich der Pensacola Mts.). Die Entwicklung riphäischer Geosynklinalen zeigt in beiden Kontinenten also viele Ähnlichkeiten (siehe auch CRADDOCK 1982; FORD 1972; HOFMANN, WEBER 1982,1983; STUMP 1976 a; SUTTON 1977).

3.3.2. Tafelentwicklung

Riphäische Tafelsedimente weisen nur im südlichen Afrika größere Verbreitung auf (Abb. 12). Sie werden im Nama-Becken durch klastische Folgen vertreten, die von Randzonen der Geosynklinalen aus allmählich immer weiter auf den Kalahari-Kraton übergreifen (GERMS 1972). Ihre Entwicklung ist auf dem Kraton durch flache Schwellen bestimmt. Synsedimentäre Störungstektonik ist nicht bekannt.

Zeitliche Tafeläquivalente in Antarktika (Turnpike-Gruppe, Urfjell-Gruppe?) haben durch ihre begrenzte Ausbildung und enge Beziehung an aktive Störungen einen von dem des südlichen Afrika abweichenden Charakter (Abb. 38).

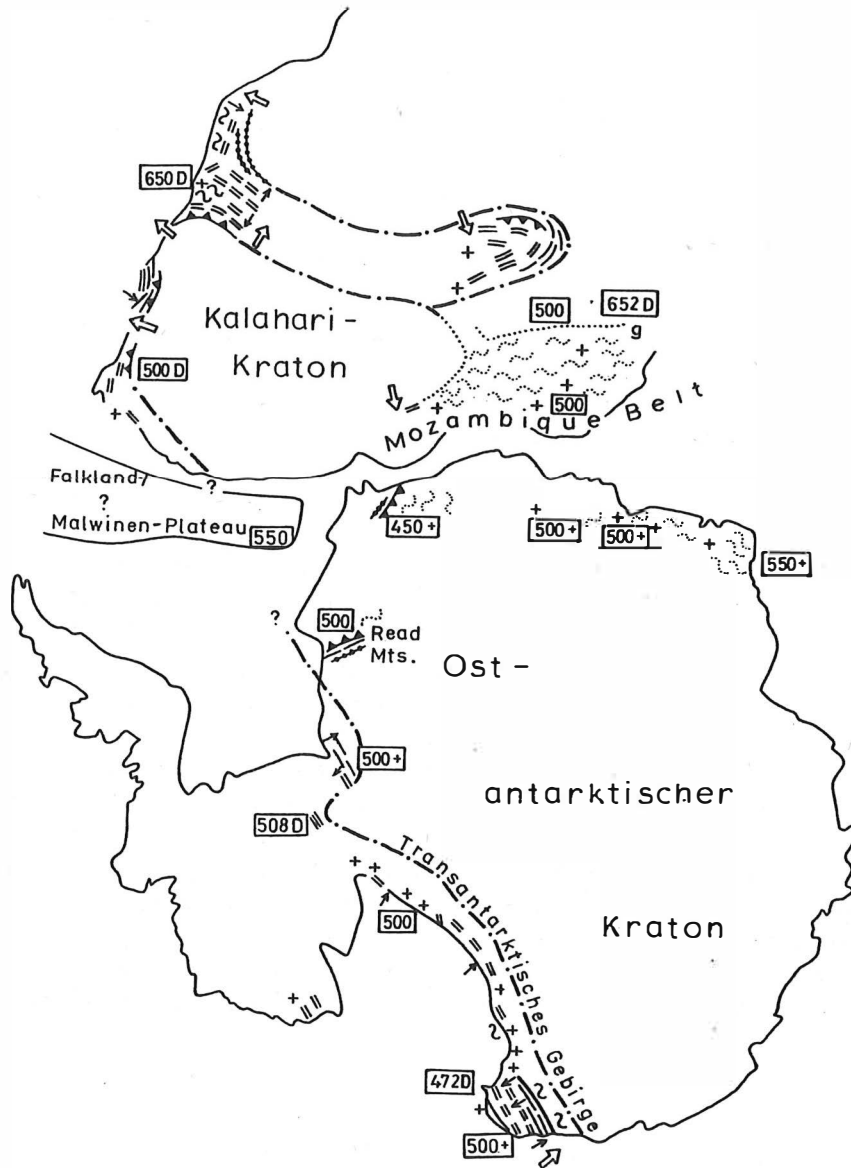


Abb. 38: Palinspatische Schemakarte von Gondwana-Antarktika und Gondwana-Afrika bezogen auf die Tektogenese an der Wende Präkambrium / Phanerozoikum
 Palinspastic map of Gondwanian Antarctica and Africa related to the tectogeneses at the end of Precambrian and beginning Phanerozoic times

Der Faltenstrang des panafrikanischen Tektogens setzt sich im gesamten Transantarktischen Gebirge fort. Thermotektonische Aktivierungen des Mozambique Belt sind auch aus Antarktika bekannt.

(verwendete Literatur siehe Text, Legende siehe S. 8/9).

3.4. Panafrikanische bzw. Beardmore-Tektogenese

Bedingt durch die sehr ähnliche riphäische Geosynklinalentwicklung ist die am Ende des Präkambriums eintretende tektogene Ausgestaltung in beiden Kontinenten ähnlich (Abb. 38), (STUMP 1976 a, b; FORD 1972; HOFMANN, WEBER 1982,1983).

Unter den in dieser Faltungsperiode auftretenden Deformationsintensitäten dominiert Phyllittektonik. Im besser überschaubaren Afrika läßt sich deutlich ihre Zunahme zum Tektogeninnern verfolgen, während die Faltenvergenz auf die konsolidierten Kratongebiete gerichtet ist. Teilweise steigert sich die **tektogene Deformation am** NW- und W-Rand des Kalahari-Kratons bis zur Schuppen- und Deckentektonik (Abb. 13), wobei teilweise randlich auch die Tafelformationen der Nama-Gruppe einbezogen werden. Dieser generelle Bauplan läßt sich, vermutlich bedingt durch nur fragmentarische Aufschlußgebiete, in Antarktika nicht wiedererkennen. In North Victoria Land wäre unter Zugrundelegung des panafrikanischen Baustils mit der gneistektonisch deformierten Wilson-Gruppe (KLEINSCHMIDT, SKINNER 1981) erst das Zentrum des Beardmore-Tektogens erreicht (Abb. 31).

Es überwiegt im Transantarktischen Gebirge Faltenvergenz zum Ostantarktischen Kraton hin, wobei aber auch hinreichend Beispiele entgegengesetzter Vergenz bekannt sind (Abb. 31, 38).

Das Deformationsalter ist in beiden Kontinenten nach absoluten Altersbestimmungen zu urteilen gleich (500 bis 650 Mill.J.), wie sich auch Auswirkungen von subsequentem Magmatismus durch das Auftreten von Granitoidkörpern erkennen lassen, deren Bildung nach Abschluß der Faltung bis zur Zeitmarke vor 400 Mill.J. andauern kann. Für Antarktika ist eine gegenüber dem südlichen Afrika weitaus größere Verbreitung (vgl. Abb. 13 und 38) charakteristisch.

Neben den riphäischen Geosynklinalgebieten wird im Untersuchungsraum auch der stabile Kraton von endogenen Prozessen betroffen, die an die Grenze Proterozoikum - Phanerozoikum zu stellen sind. Der östliche Teil des südlichen Afrika wird von panafrikanischen thermotektonischen Aktivierungen durchzogen, die neben Faltungsdeformationen in Verbindung mit schwach-metamorphen Umwandlungen (Umkondo-Gruppe an der Ostflanke des Simbabwe-Kratons), von anatektischen Aufschmelzungen und Bildung von Granitoidkörpern begleitet werden und eine Verjüngung der absoluten Alter von älteren Metamorphiten bewirken (Abb. 35).

Ähnliche Erscheinungen sind auch aus den hier betrachteten antarktischen Gebirgen (Zentrales Dronning Maud Land, Enderby Land, Shackleton Range) bekannt.

3.5. Kambrium bis Unteres Ordovizium

Kambrische und unterordovizische suprakrustale Gesteine sind nur aus dem Transantarktischen Gebirge und dessen Fortbau im Weddell-Sektor bekannt (Abb. 30). Im südlichen Afrika beschränkt sich die Kenntnis über diese Ablagerungen nur auf Funde von Archäozyathiden-führenden Kalksteingeschieben (COOPER, OOSTHUIZEN 1974), die zumindest die Existenz von kambrischen Gesteinen im südlichen Afrika beweisen. Transport aus Gebieten der jetzigen Antarktika sind unwahrscheinlich, da die Tillite des Great Karroo Basin auf ein nördliches Liefergebiet (SaRoSiMo-Hochgebiet) zu beziehen sind. Möglicherweise bilden die Molassebildungen der Klipheuwel-Gruppe vergleichbare Formationen.

3.6. Karoo- bzw. Beacon-Supergruppe

Nach Abschluß der letzten altpaläozoischen tektogenetischen Deformationen beginnt auf den kratonisierten Gebieten zunächst in einzelnen Senken eine Akkumulation von Sedimenten, die bis in die Trias mit lokalen Hiati andauert. Die lithologische Ausbildung dieser Gesteinsserien ist auf beiden Kontinenten sehr ähnlich, so daß die Gesteinsgruppen zu parallelisierbaren Einheiten zusammengefaßt werden können (Tab. 16).

südliches Afrika		Antarktika		Falkland-/ Malwinen-Inseln		
Karoo- Superg.	Stormberg-Gruppe	Beacon-Supergruppe	Ferrar-Gruppe	Lafon-Gr.	Dolerit	Jura
	Beaufort-Gruppe		Victoria-Gruppe		kohlearm	
	Ecca-Gruppe			kohlereich	Terra Mota Sandstone	
	Dwyka-Gruppe			glazigen	Port Sussex Formation	Perm
Cape- Superg.	Witteberg-Gruppe	Taylor-Gruppe			Diamiktit	Karbon
	Bokkeveld-Gruppe			Bluff Cove Beds	Port Stanley Beds	Devon
	Tafelberg-Gruppe			Fox Bay Beds	Port Stephens Beds	Ordovizium

Tabelle 16: Stratigraphischer Vergleich der Schichtenfolgen des Ordovizium bis Jura

Für Parallelisierungen lassen sich folgende Merkmale heranziehen:

- Glazialablagerungen, deren Alter in beiden Kontinenten ähnlich ist (TRUSWELL 1980). Es gibt keinen Nachweis für Altersverschiedenheit,
- permische kohleführende Formationen mit Glossopteris-Flora,
- Schichten mit Lystrosaurus-Funden, die an die Basis der Trias gestellt werden,
- Basaltmagmatismus mit Alterswerten zwischen 160 - 200 Mill.J.

3.6.1. Präglazialablagerungen

Vor der permokarbonischen Gondwana-Vereisung konzentrieren sich im südlichen Afrika Sedimentanhäufungen auf das Cape-Becken, das sich im Laufe des Perm zum Great Karoo Basin erweitert. Sein Detritus stammt fast ausschließlich aus einem im Norden gelegenen Liefergebiet, das über einen langen Zeitraum aktiv ist (Ordovizium bis Perm einschließlich) und gewaltige Mengen von Schuttmaterial bereitstellt, so daß in der Cape Range Mächtigkeiten von über 5 km erreicht werden, die nach Norden in Richtung Liefergebiet abnehmen (Abb. 14). Eine für diesen Zeitabschnitt denkbare Migration der Trogachse kann nicht bestätigt werden.

Abweichende Entwicklung hiervon zeigen die Präglazialablagerungen in Antarktika. Im Ross-Sektor kommen sie offensichtlich nur in relativ eng begrenzten intermontanen Becken vor, zwischen denen sich ausgedehnte Abtragungsgebiete einschalten (Abb. 39). Höhere Mächtigkeiten treten im Weddell-Sektor auf, wo ein größeres Sedimentationsbecken das heutige Gebiet der Pensacola und Ellsworth Mountains zu umfassen scheint. Sie dürften den Übergang in den geschlossenen Akkumulationsraum des Cape-Beckens herstellen.

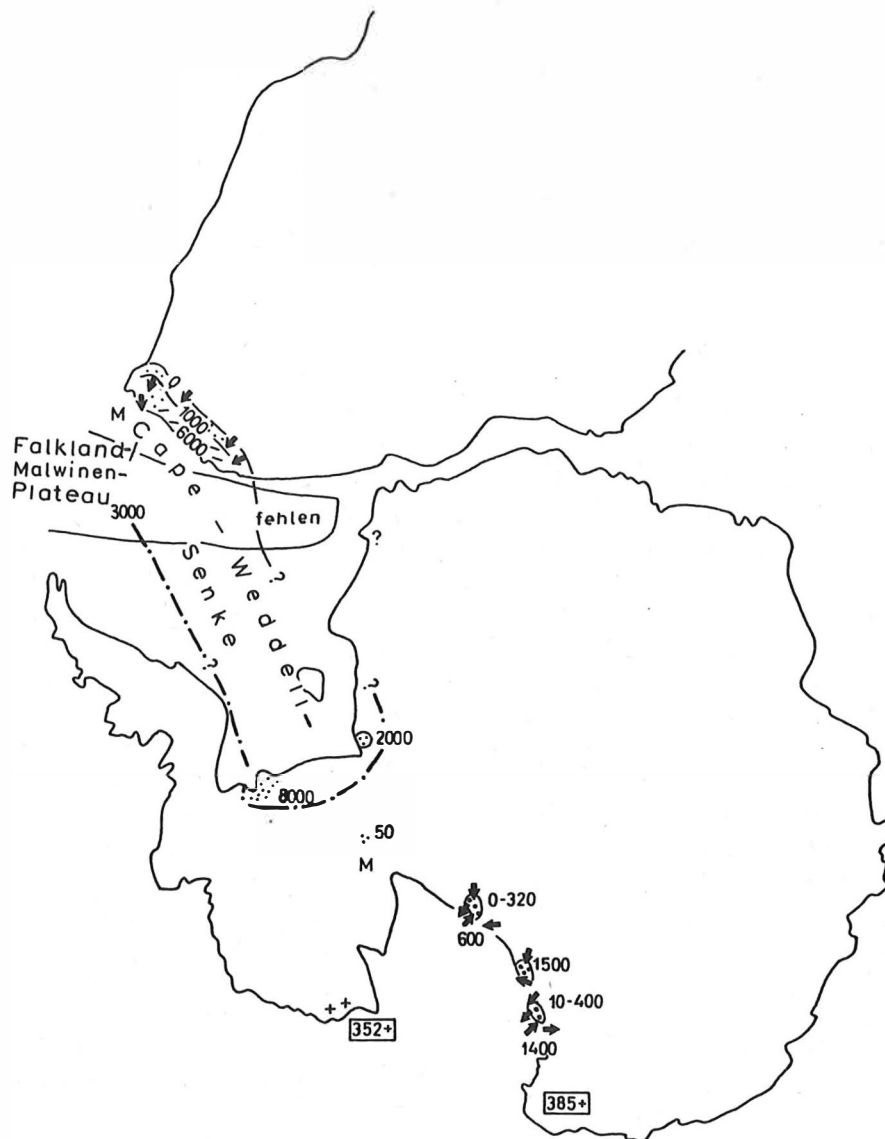


Abb. 39: Palinspastische Schemakarte von Gondwana-Antarktika und Gondwana-Afrika bezogen auf Paläogeographie des präglazialen Paläozoikums

Palinspastic map of Gondwanian Antarctica and Africa related to the paleogeography of preglacial Paleozoic sequences

Hohe Mächtigkeiten von Sedimenten enthält die Cape-Weddell-Senke, in anderen Gebieten sind sie meist geringer.
(verwendete Literatur siehe Text; Legende siehe S. 8/9)

3.6.2. Permokarbonische Glazialablagerungen

Für die auf weiten Flächen des ehemaligen Gondwana-Superkontinentes abgelagerten glazigenen Sedimente sind die paläogeographischen Verhältnisse des Präglazials noch wirksam (Abb. 40). Im Ross-seitigen Transantarktischen Gebirge sind Glazialablagerungen nur lokal entwickelt und die Mächtigkeiten übersteigen nicht 500 m sondern liegen meist weit darunter. Die Haupttransportrichtung zeigt bei paralleler Anordnung zum heutigen Transantarktischen Gebirge in Richtung Weddell-See. Im Weddell-Sektor sind die Mächtigkeiten höher, so daß dieser Raum wieder als Übergangsbereich zur Senke des Great Karroo Basin aufgefaßt werden kann. Es fehlt allerdings der Nachweis von marinem Ablagerungsmilieu.

3.6.3. Postglazialablagerungen

Nach Rückzug der permischen Gletscher bilden sich noch im Perm Bedingungen für üppige kalthumide Vegetation heraus, so daß sich mächtige Kohlelager akkumulieren können. Die meist feinklastischen bis arenitischen Begleitsedimente erreichen vor der Cape Range unter offensichtlich marinem Milieu Mächtigkeiten von über 2.000 m. Kohleablagerungen fehlen in diesem Bereich. Diese konzentrieren sich auf die Nordflanke des Great Karroo Basin und auf eine Reihe von Intermontan-Becken, die sich auf dem SaBoSiMo-Hochgebiet herausbilden (Abb. 16).

Die asymmetrische Mächtigkeitsanordnung des Great Karroo Basin spiegelt sich nicht in den äquivalenten Bildungen des antarktischen Kontinentes wider (Abb. 41). Zwar konzentrieren sich die erhöhten Mächtigkeiten (über 1.000 m) auf den Weddell-Sektor, aber auch in den zentralen Transantarctic Mountains liegen die Schichtdicken über 500 m. Erst weiter im Norden, in Victoria Land, setzt sich die unterernährte Ausbildung mit geringeren Sedimentanhäufungen und begrenzten Akkumulationsräumen durch. Trotzdem sind lithologische Ähnlichkeiten zwischen afrikanischen und antarktischen Kohleformationen sehr deutlich. Das bestätigt sich auch in den tuffigen und tuffitischen Einlagerungen. Die Sedimentation im Postglazial wird auf beiden Kontinenten durch tektonogenetische Bewegungen beeinflusst, indem der Sedimentationsraum eingeengt wird und sich die Schüttingsrichtungen ändern. Es ist zu erkennen, daß die Lieferung des klastischen Materials auf Gebiete bezogen werden kann, die an der Wende Perm/Trias tektonogenetisch beansprucht werden. So läßt sich auch die Bildung des Turbidit-Beckens der Trinity-Peninsula-Gruppe auf der Antarktischen Halbinsel erklären (Abb. 41).

3.6.4. Cape-Weddell-Faltung

Der Raum der Cape Range im südlichen Afrika und des Weddell-Sektors in Antarktika wird an der Grenze Perm/Trias tektonogenetisch deformiert. Das Alter der Faltung ist am ehesten im südlichen Afrika zu bestimmen. Schon während der Ablagerung der permischen Ecca-Gruppe machen sich tektonische Bewegungen durch Herausbildung eines neuen Liefergebietes bemerkbar. Sie dauern bis zur Ablagerung der unteren Beaufort-Gruppe an, da deren Schichten in die Faltung einbezogen sind. In der Cape Range liegen Stormberg-Sedimente Cape-Falten diskordant auf (DuTOIT 1954). Damit dürfte die Cape-Faltung bis zu

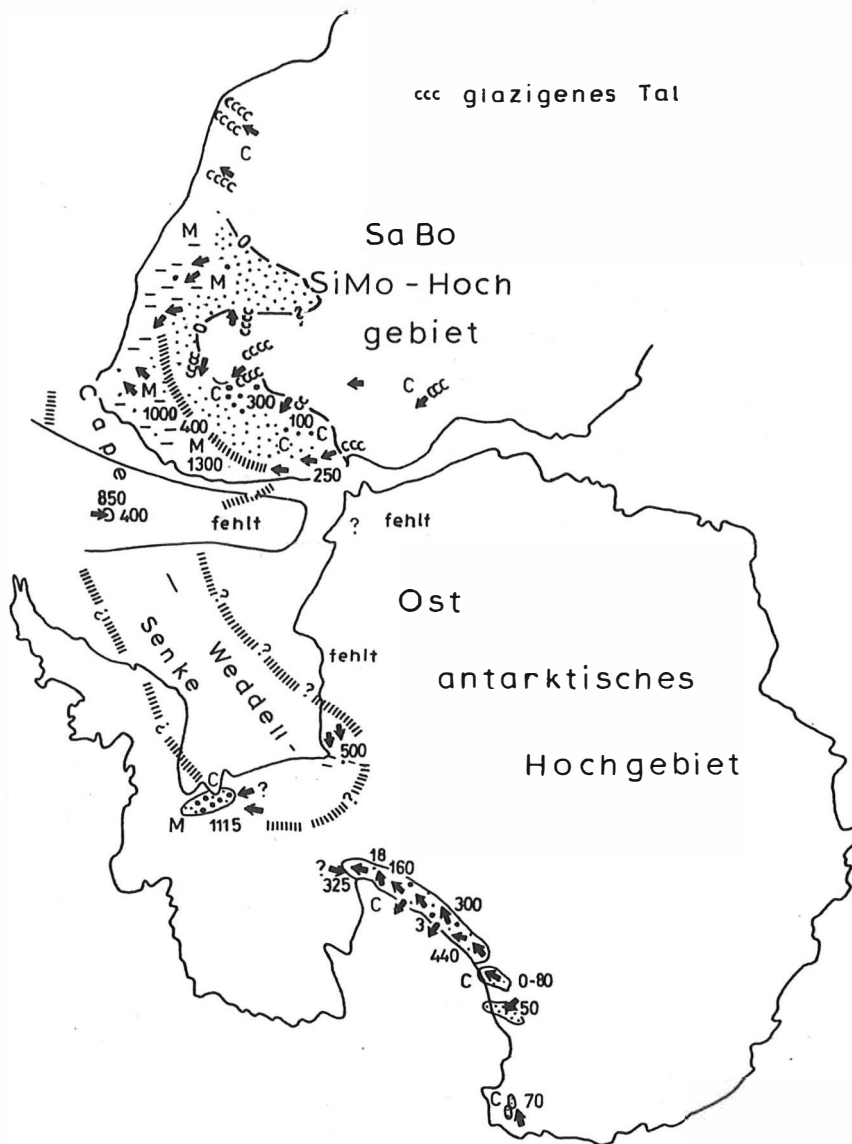


Abb. 40: Palinspastische Schemakarte von Gondwana-Afrika und Antarktika bezogen auf Paläogeographie permokarbone Vereisung

Palinspastic map of Gondwanian Antarctica and Africa related to the paleogeography of the Permo-Carboniferous glaciation

Höchste Mächtigkeiten treten wieder in der Cape-Weddell-Senke auf, der aus verschiedenen Richtungen Material zugeführt wird.
(verwendete Literatur siehe Text, vgl. auch Abb. 15, Legende siehe S. 8/9)

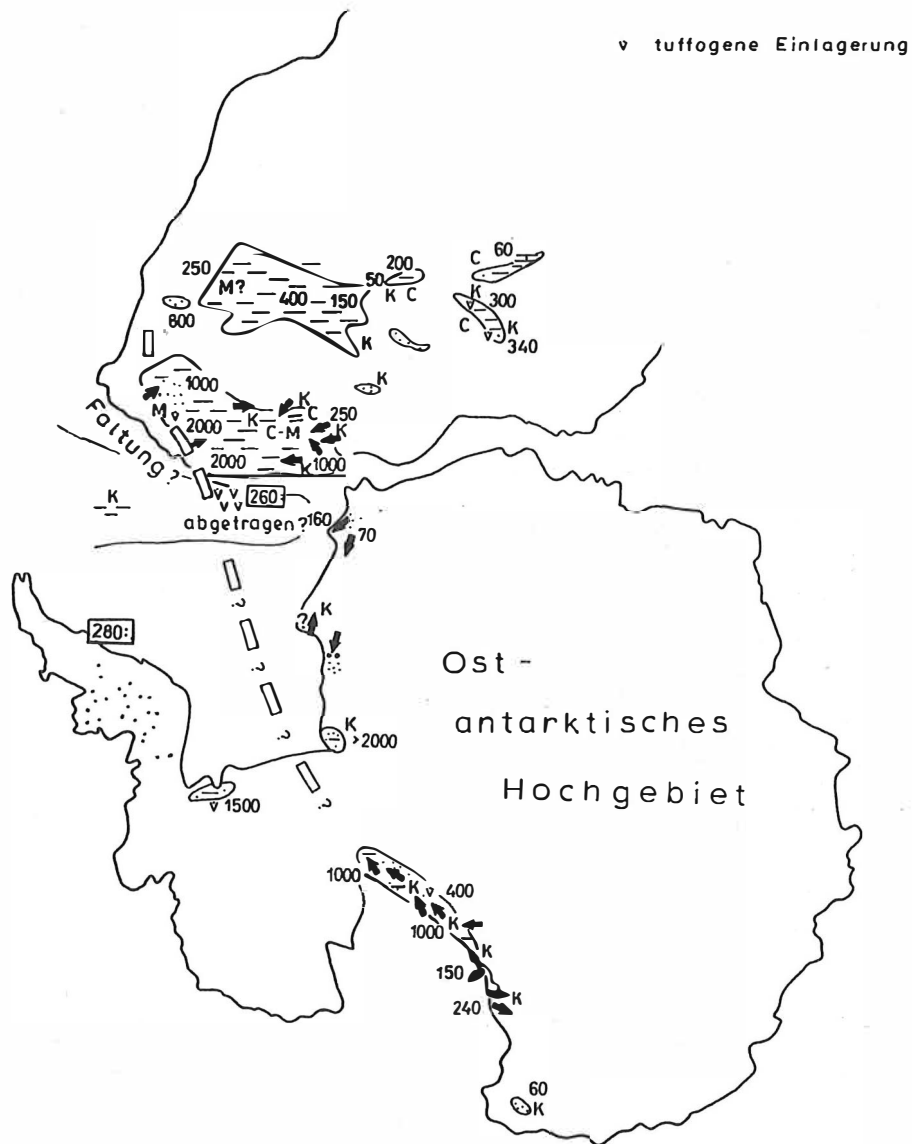


Abb. 41: Palinspastiche Schemakarte von Gondwana-Antarktika und Gondwana-Afrika bezogen auf die Paläogeographie des postglazialen Perm (kohleführend)
 Palinspastic map of Gondwanian Antarctica and Africa related to paleogeography of coal-bearing Permian sequences

Obwohl das Cape-Weddell-Becken noch durch hohe Mächtigkeiten ausgezeichnet ist, scheint lokal die Faltung schon einzusetzen.
 (verwendete Literatur siehe Text, vgl. auch Abb. 16; Legende siehe S.8/9)

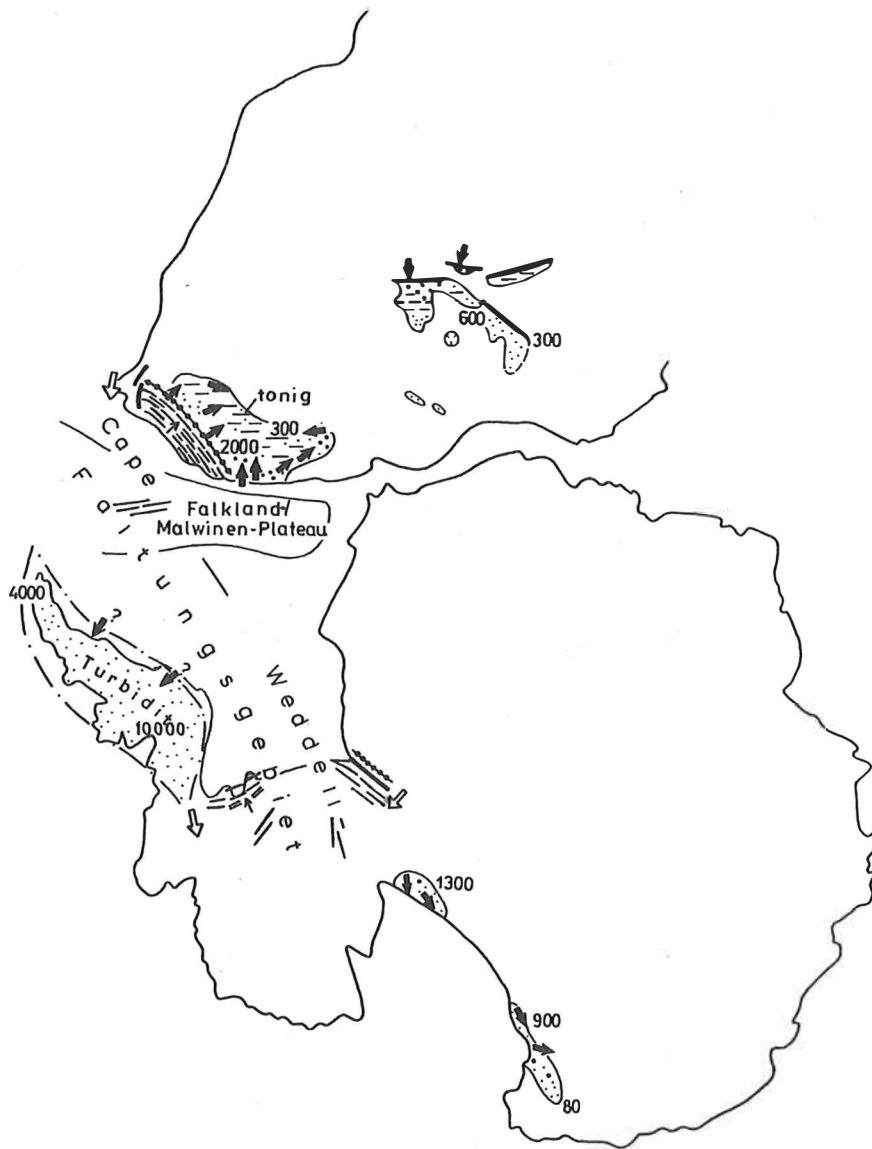


Abb. 42: Palinspastische Schemakarte von Gondwana-Antarktika und Gondwana-Afrika bezogen auf paläotektonisches Regime in der Trias und im obersten Perm
 Palinspastic map of Gondwanian Antarctica and Africa related to the paleotectonic regime of the Triassic and uppermost Permian periods

Das Cape-Weddell-Becken ist ausgefaltet und die Schüttungsrichtungen haben umgeschwenkt. Das meiste Material wird in das Turbiditbecken der Trinity-Peninsula-Gruppe geliefert.
 (verwendete Literatur siehe Text, vgl. Abb.17, Legende siehe S.8/9)

Beginn der Trias wirksam sein.

In Antarktika bestehen weniger Möglichkeiten, das Faltungsalter zu bestimmen. Das kohleführende Perm der Ellsworth und Pensacola Mountains ist als jüngste Folge von der Deformation betroffen. Jüngere Beacon-Sedimente fehlen dort.

Der für die Cape Range typische asymmetrische Tektogenaufbau ist in Antarktika nicht wiederzuerkennen, ganz abgesehen von der abnormen Lage der Streichrichtung der Ellsworth Mts. und der störungs-kontrollierten Tektonik in den Pensacola Mts. Ein Vergleich mit aulakogenartigen Strukturen bietet sich an (WIT 1977; DINGLE, SIESSER, NEWTON 1983).

3.6.5. Jurassischer Tafelmagmatismus

In den betrachteten Kontinentarealen ist das Vorkommen von jurassischen Magmatiten meist basischer Zusammensetzung charakteristisch (Ferrar-Gruppe in Antarktika und Stormberg-Vulkanite im südlichen Afrika, siehe Tab. 16). Ihre Ausbildung zeigt trotz vieler Ähnlichkeiten (NEETHLING 1972 b) auch eine Reihe von Unterschieden (Tab. 17).

	Antarktika	südliches Afrika
Dolerit-Sills	weit verbreitet	weit verbreitet
basische Extrusiva	wenig aufgeschlossen	weit verbreitet in Libombos und Zentrum Great Karroo Basin
saure Extrusiva	nicht bekannt	in Libombos weit verbreitet
doleritische Gangschwärme	kaum aufgeschlossen	weit verbreitet
Pyroklastika	selten (saure)	selten
layered Intrusion	Dufek Intrusion	nicht vorhanden
Vulkanitmächtigkeit	meist unter 1 km	bis 5 km
Ringkomplexe	nicht bekannt	vorhanden
Alkali-Vulkanschote	sehr selten vorhanden	vorhanden

Tabelle 17: Merkmalsvergleich jurassischer Magmatite im Tafelgebiet

Nach den in Tab. 17 zusammengestellten Merkmalen ist deutlich, daß jurassischer Magmatismus für den afrikanischen Kontinent (Abb. 25) eine weitaus größere Bedeutung besitzt als für Antarktika (Abb. 32).

Basierend auf TiO_2 -Gehalten und TiO_2/P_2O_5 Verhältnissen scheiden RHODES, BORNHORST (1976) drei petrologische Provinzen aus, wobei Dronning Maud Land und südliches Moçambique einer Provinz angehören. NEETHLING (1972 b) stellt deutliche Ähnlichkeiten der mesozoischen Basalte in Dronning Maud Land und südlichem Afrika heraus. 1968 hatten sich schon COMPSTON, McDOUGALL, HEIER (1968) mit einem derartigen Vergleich beschäftigt.

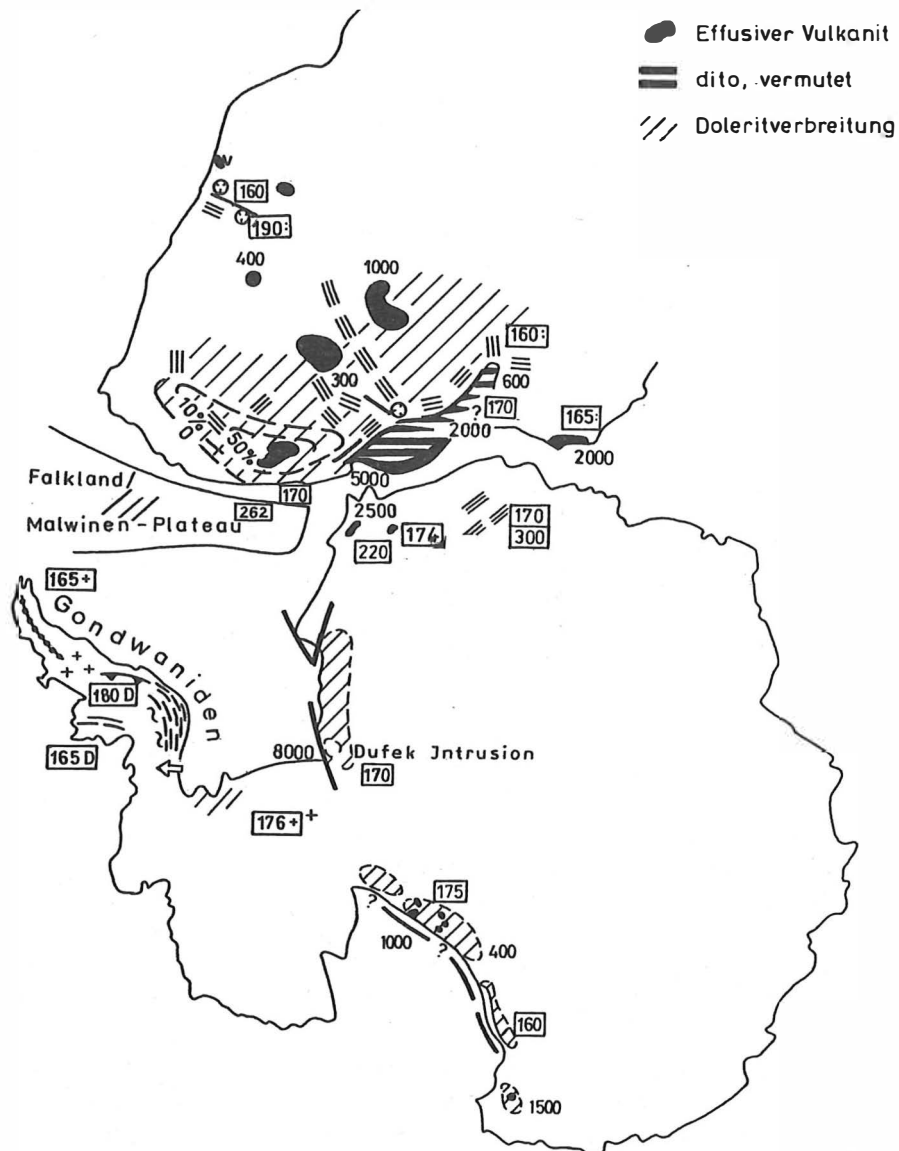


Abb.43: Palinspastiche Schemakarte von Gondwana-Antarktika und Gondwana-Afrika bezogen auf die Paläotektonik des Jura.

Palinspastic map of Gondwanian Antarctica and Africa related to the paleotectonic regime of Jurassic period

Während im Hinterland gewaltige Mengen basischer Magmatite aufsteigen, (besonders im südlichen Afrika) ist der Pazifikrand plattentektonisch aktiv.

(verwendete Literatur siehe Text, vgl. auch Abb. 25, 32; Legende siehe S.8/9)

4. Position von Afrika und Antarktika im Gondwana-Superkontinent

Die ehemalige Zusammengehörigkeit von Afrika und Antarktika ist zeitig erkannt und später mehrfach bestätigt worden (Du TOIT 1937; BARKER, GRIFFITH 1977; BARRON, HARRISON, HAY 1978; BERGH 1977; CRADDOCK 1970, 1982; DIETZ, HOLDEN 1970; DIETZ, SPROLL 1970; ELLIOT 1972; FORD 1972; HOFMANN, WEBER 1982 a, b; KING 1958, 1965; LaBRECQUE, HAYES 1979; LaBRECQUE, KELLER 1982; MAACK 1969; MILLER 1983; NORTON 1976, 1982; NORTON, SCLATER 1979; POWELL, JOHNSON, VEEVERS 1981; SCHOPF 1969; SCRUTTON 1973; A.G. SMITH, HALLAM 1970; STUMP 1976 a, b; SUTTON 1977). Dabei gehen die Ansichten über die ehemalige Position doch soweit auseinander (Abb. 34), daß zwischen den extremen Varianten Differenzen von 2000 km auftreten.

4.1. Bedeutung des Falkland/Malwinen-Plateau

Schon seit WEGENER (1929) und ADIE (1952 a, b) ist die Bedeutung der Falkland-/Malwinen-Inseln für Rekonstruktionen des Gondwana-Superkontinentes bekannt. Diese hat aber mit der Einbeziehung des Falkland-/Malwinen-Plateau insgesamt noch zugenommen (BARKER u.a. 1974; BARKER, GRIFFITH 1977; BASSOV u.a. 1982; EWING u.a. 1971; LaBRECQUE, HAYES 1979; MAACK 1969; RABINOWITZ, CANDE, LaBRECQUE 1976; SCRUTTON 1973; URIEN, ZAMBRANO 1973).

Lithologische Ähnlichkeiten der auf den Falkland-/Malwinen-Inseln vorkommenden Sedimente mit denen Südafrikas waren DuTOIT (1937) schon aufgefallen, die später auch mehrfach beschrieben wurden (z.B. FAIRBRIDGE 1975; FRAKES, CROWELL 1967; GREENWAY 1972; HARRINGTON 1965). Über einem kristallinen Fundament (REX, TANNER 1982) liegen Äquivalente der Cape- und Karroo-Supergruppe mit vergleichbaren Mächtigkeiten diskordant auf (siehe Tab. 18). Die Schichtenfolge ist gefaltet, wobei die Deformationsintensität nach FAIRBRIDGE (1975) in Richtung Süden zunehmen soll. FRAKES, CROWELL (1967) sprechen davon, daß im Norden Isoklinalfalten und im Süden offene Falten auftreten. Die Deformationsintensität erreicht maximal den Grad von Schiefertektonik.

Eine angenommene Diskordanz unter den Lafon-Diamiktiten, die auf Transport aus westlichen Richtungen zurückgehen (FRAKES, CROWELL 1967), ist **nicht überzeugend**. Es ist konkordante Beziehung zum Liegenden wie in der Cape Range Südafrikas wahrscheinlicher.

Ähnlichkeiten der geologischen Abfolge auf den Falkland-/Malwinen-Inseln mit der des südlichen Afrika und auch von Antarktika sind offensichtlich. Ein Unterschied ergibt sich durch jurassische Ablagerungen im Ostteil des Falklandplateau (BASSOV u.a. 1982; MARTIN 1982).

Die ursprüngliche Position des Falkland-/Malwinen-Plateau im Bezug auf das südliche Afrika ist durch die Agulhas fracture zone und den steilen Nordrand des submarinen Falkland-/Malwinen-Plateau im Zusammenhang mit den besprochenen geologischen Ähnlichkeiten sicher zu rekonstruieren (Abb. 38-43). Diese hier gewählte Rekonstruktion deckt sich auffallend mit den Vorstellungen von WEGENER (1929), die er in einer Fußnote mitteilt.

Jura-Quartär	Sedimentares Deckgebirge		
Jura	Doleritgänge		= Ob. Stormberg-Gruppe
Trias	Lafon-Gruppe	Bay of Harbours Form. u.a. 3000 m	
		Terra Mota Sandstone, rotfarben 100 m	= Beaufort-Gruppe
Perm		Port Sussex Form., Pelit an Basis kohlestoffreich	= Eccca-Gruppe
Karbon ?		Lafon Diamictite	= Dwyka-Gruppe
		Bluff Cove Beds 100 m	= Ob. Witteberg-Gruppe
Devon		Port Stanley / Philomel Beds 800 m	= Bokkeveld-Gruppe
Silur ?		Fox Bay Beds mit malvinokaffrischer Fauna	
		Port Stephens Beds bis 1.500 m	= Tafelberg-Gruppe
Präkambrium	Cape-Meridith-Gruppe, Granit, Gneis, Schiefer, Pegmatit; Alter nach REX, TANNER (1982) 977 Mill.J. (Hornblende) und 953 Mill.J. (Biotit) Gneise und Pegmatite sind in DSDP 330 auf dem Falkland-Plateau ca 800 km östlich der Falkland-/Malwinen-Inseln erbohrt worden, deren Alter bei etwa 550 Mill.J. liegt (BECKINSALE u.a. 1977).		

Tab. 18; Lithostratigraphische Abfolge auf den Falkland-/Malwinen-Inseln, vorwiegend nach FRAKES, CROWELL (1967), MAACK (1969), FAIRBRIDGE (1975) und HARRINGTON (1965) mit Angaben der Äquivalente im südlichen Afrika.

4.2. Rekonstruktionsversuch

Rekonstruktionen der Lage von Gondwana-Afrika und Gondwana-Antarktika zueinander sind durch rechnergestützte Kongruenz der 1.000 m Isobathen des Ozeanbodens am Schelfabhang versucht worden (DIETZ, HOLDEN 1970; DIETZ, HOLDEN, SPROLL 1972; DIETZ, SPROLL 1970, siehe Abb. 34). Durch die kurze, relativ ausgeglichene, gemeinsame Kontaktlinie und die nach der Aufspaltung des Superkontinentes aktive Entwicklung von Westantarktika (GRADDOCK 1970, 1975, 1982; DALZIEL, ELLIOT 1973; ELLIOT 1972, 1982; TESSENSOHN 1979, 1981) und des Weddell-Riftes (GRIKUROV u.a. 1980) bzw. der Weddell-See (LaBRECQUE, BARKER 1981; LaBRECQUE, KELLER 1982) sind solche auf die heutige Morphologie ausgerichtete Analysen nur bedingt erfolgversprechend. Mit Annahme der Lage des Falkland-/Malwinen-Plateaus im Gondwana-Superkontinent zwischen afrikanischem und antarktischen Kontinent (ADIE 1952 a, b; BARKER, GRIFFITH 1977; COOPER 1977; HOFMANN, WEBER 1982 a, b; LaBRECQUE, HAYES 1979; MARTIN, HARTNADY, GOODLAD 1981; NORTON 1976, 1982; NORTON, SCLATER 1979; POWELL, JOHNSON, VEEVERS 1980; RABINOWITZ, CANDE, LaBRECQUE 1976; SCRUTTON 1973; VEEVER, POWELL, JOHNSON 1980) verbieten sich solche morphologischen Analysen weitgehend.

Eine Rekonstruktion des Gondwana-Superkontinentes muß demnach in erster Linie von der geologischen Entwicklungsgeschichte der interessierenden Teilstücke ausgehen. Dabei sollte der tektonische Strukturbaue und -anbau das Grundgerüst der Parallelisierungen darstellen. Andere geologische Merkmale können zusätzlich herangezogen werden. Für das südliche Afrika ist sukzessiver Anbau von jüngeren Mobilzonen um ältere Konsolidationskerne (beginnend um archaische Kratone) in Verbindung mit Vergrößerungen von Kratonbereichen zwar charakteristisch, aber durch scheinbar regellos angeordnete Aktivierungen und Regenerationen in schon konsolidierten Arealen nachträglich zum Teil beträchtlich gestört.

Die archaischen Kratone (Kaapvaal- oder Simbabwe-Kraton) des südlichen Afrika haben keine direkte Fortsetzung auf den antarktischen Kontinent. Ein archaischer Kraton läßt sich nur indirekt durch Epikratonbecken in Antarktika erkennen. Aller Wahrschein-

lichkeit nach haben die Ablagerungen der Ahlmannryggen-Gruppe ihr Äquivalent in der Waterberg-Gruppe des südlichen Afrika (vgl. auch VAJNER 1976; NEETHLING 1972 a). Die in den epikratonischen präriphäischen Schichten Antarktikas auftretenden Jaspilitkonglomerate enthalten Geröllmaterial aus dem Verbreitungsbereich der antarktischen Äquivalente der südafrikanischen Transvaal-Supergruppe (vgl. Abb. 35, 36). Auch in Südafrika findet sich Gesteinsmaterial der Transvaal-Supergruppe aufgearbeitet in der Waterberg-Gruppe. Allerdings ist die für den Kaapvaal-Kraton in dem Zeitabschnitt zwischen 2.000 und 1.800 Mill.J. charakteristische Störungsrichtung von 70° in Antarktika ebensowenig zu erkennen wie die Fortsetzung der Limpopo-Provinz (2.000 Mill.J. alte Aktivierungszone) und Äquivalente des Bushveld-Magmatitkomplexes (2.000 Mill.J. alt).

Der erste tektonische Anbau an die archaischen Kratone des südlichen Afrika erfolgt zwischen 1.200 und 900 Mill.J. während der Namaqua-Natal-Tektogenese. Bei großzügigerer Auslegung kann man diese Strukturen mit der Nimrod-/Ruker-Tektogenese in Antarktika parallelisieren (Abb. 37), die aber auch nur sporadisch anzutreffen sind. Für diesen Zeitabschnitt ist die Mittlerstellung des Gondwana-Falkland-Plateaus zwischen Gondwana-Afrika und Gondwana-Antarktika durch das Vorkommen der Cape-Meredith-Gruppe bestätigt, deren Gneise absolute Alterswerte von 953 und 977 Mill.J. geliefert (REX, TANNER 1982) haben.

Eindeutige Parallelisierungsmöglichkeiten zwischen beiden Kontinenten bietet der riphäische tektonische Zyklus (Panafrikanische und Beardmore-Geosynklinale). Das parallel der Cape Range verlaufende Malmesbury-Becken der Panafrikanischen Geosynklinale findet sich in Antarktika im Transantarktischen Gebirge mit sehr ähnlichen Gesteinsassoziationen wieder (STUMP 1976 a, b). Ebenso lassen sich die im Zeitraum zwischen 650 und 450 Mill.J. entstehenden tektogenetischen Strukturen der riphäischen Geosynkinalserien vergleichen (FORD 1972), deren Intensität meist im Bereich der Phyllittektonik variiert (Abb. 38). Der Nachweis dieses Faltenstranges auf dem Falkland-/Malwinen-Plateau steht noch aus. Die in der DSDP 330 am Ostende des Plateaus erbohrten Gneise mit "panafrikanischem" Alter von 550 Mill.J. (BECKINSALE u.a. 1977) sind insofern nicht überzeugend, da im Malmesbury-Teiltectogen hochmetamorphe Gesteine nicht bekannt sind. Aus diesem Grunde ist ein Vergleich mit der thermotektonischen Aktivierungszone des Mozambique Belt auch möglich, dessen Ausläufer auf dem antarktischen Kontinent auf großen Flächen nachzuweisen ist (Abb. 38). Hier betrifft die Aktivierung ebenso wie in Afrika archaische bis mittelproterozoische Konsolidationskomplexe.

Auch in der phanerozoischen Entwicklung lassen sich im Untersuchungsgebiet Parallelen erkennen. Die Ausbildung der ordovizisch-jurassischen Gesteinsfolgen des südlichen Afrika in Antarktika und auf dem Falkland-/Malwinen-Plateau ähnelt sich stark (Abb. 39). Zumindest vom Ordovizium bis einschließlich Perm ist eine Senkungszone mit erhöhten Sedimentanhäufungen aktiv (Cape-Weddell-Becken), die die Cape Range Südafrikas und deren Vorland, Teile des Falkland-/Malwinen-Plateaus und den Weddell-Sektor von Antarktika mit Pensacola Mts. und Ellsworth Mts. umfaßt (Abb. 40, 41). In diesem Becken sind für das Paläozoikum Maximalmächtigkeiten bis 10 km (Cape Range) und 13 km (Ellsworth Mts.) errechnet worden. Unklar sind noch die genaue Konfiguration und der Verlauf der Achse des Gesamtbeckens bzw. seiner Teilbecken (Abb. 39, 40, 41), insbesondere durch die ungeklärte Position der Ellsworth Mts. in Gondwana-Antarktika.

Die Entwicklung des Cape-Weddell-Beckens wird durch die Faltung der Cape-Weddell-Tektogenese und damit verbundener Inversion abgeschlossen. Die Inversion des ehemaligen Beckens in ein Hochgebiet läßt sich deutlich durch Umkehr der Schüttungsrichtungen an der Wende Perm / Trias erkennen (Abb. 41, 42). In der Cape Range wird diese Umkehr schon während der Ecca-Zeit eingeleitet, woraus auf einen zeitigen Beginn der Cape-Faltung geschlossen werden kann, die bis in die Untere Trias andauert. Eng an die Faltung der Cape-Weddell-Tektogenese ist die Herausbildung des Beckens der Trinity-Peninsula-Gruppe gebunden, das als Turbidittrog der Gondwanidischen Tektogenese aufgefaßt werden kann und auf den pazifischen aktiven Kontinentrand Gondwanas verweist. Gondwanidische und Andine Tektogenese sind hierbei durch die gleichen Entwicklungstendenzen mit Vergenzen, Faltenverlauf, Deformationsintensität und subsequentem Magmatismus im Zusammenhang zu sehen, wobei das Wandern der Faltung zur Weddell-See (Abb. 32, 33) und auch die gleichgerichteten Faltenvergenzen bei plattentektonischen Deutungen einer besonderen Erklärung bedürfen. Der aktive Plattenrand dokumentiert sich aber zweifelsfrei durch Kalk-Alkali-Magmatismus, der in der Kreide seinen Höhepunkt erreicht und entgegengesetzt zur Faltungswelle und Faltenvergenz allmählich zur Pazifikküste migriert (180 bis 95 Mill.J.).

Zeitgleich zur Gondwaniden-Faltung steigen in weiten Kratonbereichen vorwiegend basische Magmen auf. Dieser Kratonmagmatismus hat im südlichen Afrika ebenso wie der im Zusammenhang stehende Kimberlit-, Karbonatit- und Alkali-Magmatismus eine weitere Verbreitung als in Antarktika.

Wenn für die Antarktische Halbinsel die tektonische Entwicklung nach der Aufspaltung des Gondwana-Superkontinentes wenigstens in groben Zügen rekonstruiert werden kann, so bleiben die Verhältnisse für den übrigen Teil von Westantarktika unübersichtlich. Sie werden häufig durch Mikroplattenbewegungen erklärt (CHATTERJEE 1980; HOFMANN, WEBER 1982 a, b; CLARKSON 1977, 1982 b; SCHOPF 1969). Insbesondere die abnorme Lage der Ellsworth Mountains verlangt eine spezielle Erklärung. Es ist damit zu rechnen, daß das Cape-Weddell-Becken während seiner ganzen Entwicklung durch Störungen kontrolliert wird und damit das Gebiet der Ellsworth Mts. eine aulakogenartige Struktur darstellt (GRIKUROV, SAMSONOV 1982), deren Störungen das abnorme Streichen bedingen.

5. Schlußfolgerungen

Aus den hier vorgelegten Ergebnissen zur paläogeographisch-paläotektonischen Entwicklung von Teilen Gondwanas (südliches Afrika, Antarktika, Falkland-/Malwinen-Plateau) soll im folgenden eine Reihe von Schlußfolgerungen diskutiert werden.

Ähnlichkeit der geologischen Entwicklung im südlichen Afrika und in Antarktika

Durch zahlreiche Fakten läßt sich nachweisen, daß es in den geologischen Profilen des südlichen Afrika, des Falkland-/Malwinen-Plateau und von Antarktika zahlreiche Parallelen gibt (Tab. 19), die auf eine ähnliche geologische Entwicklung hinweisen. Für das Präriphäikum bestehen folgende Ähnlichkeiten:

- Auf beiden Kontinenten sind archaisch konsolidierte Kratone vorhanden, deren Existenz auf Antarktika allerdings nur durch unterproterozoische Epikratonfolgen indirekt abzuleiten ist. Meist sind die archaischen Kratonanteile später thermotektonisch aktiviert worden, so daß sich der Altbestand nur noch fragmentarisch erkennen läßt. Die zeitliche Koinzidenz von Faltungsären auf beiden Kontinenten (z.B. Shamva- und Shackleton-Tektogenese) darf wegen des hochmobilen Krustenregimes im Archaikum nicht überbewertet werden.

- Von der lang andauernden sedimentären Epikratonentwicklung im südlichen Afrika (ab Zeitpunkt vor 3.000 Mill.J.) scheint nach jetzigem Kenntnisstand nur die Waterberg-Gruppe (1.800 - 2.000 Mill.J.) auf Antarktika in der Ahlmannryggen-Gruppe des Dronning Maud Land eine Entsprechung zu haben.
- Die Namaqua-Natal-Tektogenese (900 - 1.200 Mill.J.), die erstmals in der tektonischen Entwicklung des südlichen Afrika zu einem linearen Anbau um die archaischen Kratone führt (Bildung des Kalahari-Kratons), ist in Antarktika mit der Nimrod- bzw. Ruker-Tektogenese zu vergleichen, deren Deformationsstrukturen sich allerdings, möglicherweise bedingt durch den geringen Erkundungsstand, nicht zu einem geschlossenen Faltengürtel vereinigen lassen.

Wenn die präriphäischen Gesteinsfolgen beider Kontinente wie oben gezeigt schon zahlreiche Parallelen aufweisen, so werden in jüngeren Entwicklungsabschnitten die Ähnlichkeiten noch deutlicher und für Rekonstruktionen zwingender:

- Sehr gute Übereinstimmung zeigen die riphäischen Geosynklinalablagerungen der Beardmore- und Panafrikanischen Geosynklinalen soweit die fazielle Variationsbreite innerhalb eines Geosynklinalgebietes berücksichtigt wird (z.B. Initialführung).
- Die aus den riphäischen Geosynklinalen hervorgegangenen Faltengürtel sind in Baustil und Vormacht von Phyllittektonik und dem Auftreten von subsequenten Magmatiten einander sehr ähnlich.
- In beiden Kontinenten finden gleichzeitig zur Ausfaltung der Geosynklinalen am Ende des Präkambriums weiträumige thermotektonische Aktivierungen statt, die in Afrika besonders im Mozambique Belt dominieren.

Am auffälligsten sind die Ähnlichkeiten der untersuchten Gondwana-Fragmente in der phanerozoischen Deckgebirgsentwicklung, die im südlichen Afrika durch die Cape- und Karroo-Supergruppe und in Antarktika durch die Beacon-Supergruppe widergespiegelt wird und zu einem gemeinsamen Entwicklungsabschnitt zusammengefaßt werden kann:

- In beiden Kontinenten ist das Vorkommen von jurassischen Magmatiten meist basischer Zusammensetzung charakteristisch (Obere Stormberg-Gruppe / Ferrar-Gruppe).
- In der Trias dominieren kontinentale kohlearme Ablagerungen (Beaufort- bis Untere Stormberg-Gruppe / postglaziale kohlearme Victoria-Gruppe).
- An der Wende Perm / Trias endet eine Tektogenese (Cape-Weddell-Tektogenese), deren Deformationsintensität zueinander ähnlich entwickelt ist (Schiefertektonik maximal). Charakteristisch ist das Ausklingen der Faltung in Richtung Vorland. Dagegen läßt sich das Faltenstreichen nicht im Fortbau von Kontinent zu Kontinent verfolgen. Durch störungskontrollierte Faltung in aulakogenartigen Strukturen besitzt jedes Faltengebiet relative Autonomie. Dies äußert sich in dem fast rechtwinklig zueinander stehenden Faltenstreichen der Pensacola und Ellsworth Mountains.
- Nach Ausklingen der Kaltzeit im Unteren Perm bilden sich klimatische Bedingungen heraus, die im Zusammenhang mit den Absenkungsbewegungen für Kohleakkumulationen günstig sind (Ecca-Gruppe / kohleführende Victoria-Gruppe). Interessant ist der Nachweis von permischen Pyroklastika auf beiden Gondwana-Fragmenten.
- Glazigenablagerungen einer weiträumigen Inlandvereisung sind die wichtigsten Bindeglieder der Korrelation zwischen den Teilen des ehemaligen Gondwana-Superkontinentes (Dwyka-Gruppe / Tillit der Victoria-Gruppe).
- Präglaziale Deckgebirgssedimente (Ordovizium bis Karbon) gibt es auf beiden Kontinenten in einander entsprechender Ausbildung.

Die gemeinsame Ausbildung des phanerozoischen Deckgebirges ist Ausdruck des auf dem Gondwana-Superkontinent herrschenden Krustenregimes, das sich auch auf den übrigen Teilstücken nachweisen läßt. Nach der endgültigen Konsolidierung bildet sich ab Ordovizium eine große Senkungszone heraus (Cape-Weddell-Becken), deren Zentrum mit Maximalmächtigkeiten die Gebiete der Cape Range, des Falkland-/Malwinen-Plateaus und Weddell-Sektors Antarktikas (Ellsworth Mts., Pensacola Mts.) umfaßt. Offensichtlich sind diese hohen Mächtigkeiten Voraussetzung für die Cape-Weddell-Tektogenese, die ihrerseits die paläogeographische Situation maßgeblich modelliert. Das ehemalige Senkungsgebiet im Zen-

tralteil des Cape-Weddell-Beckens wird im Zusammenhang mit der Faltung herausgehoben, wodurch sich das **Strömungsmuster** der Sedimentakkumulation neu formiert. Die Schüttungsrichtungen kehren sich um und sind von nun an vom Zentrum des ehemaligen Beckens weggerichtet.

Es kann zusammenfassend festgestellt werden, daß die geologische Entwicklung von Afrika, Antarktika und dem Falkland-/Malwinen-Plateau viele Ähnlichkeiten aufweist, die durch einige offene Probleme nicht in Frage gestellt werden können:

- Das Fundament der archaischen Kratone ist im südlichen Afrika durch Granitoid-Gneis-Assoziationen und zu verschiedenen Anteilen durch Grünstein-Gürtel charakterisiert. In Antarktika bestehen die archaischen Gesteine demgegenüber aus Charnockit, Enderbit und Granulit und amphibolitfaziellem Gneis. Grünstein-Gürtel sind aus Antarktika nicht bekannt. Das Fehlen der Grünsteine dürfte einmal eine Frage des Kenntnisstandes sein und zum anderen damit zusammenhängen, daß sie durch nachträgliche thermotektonische Aktivierungen bis zur Unkenntlichkeit überprägt sind. Von Bedeutung sind die Anorthositmassive, deren Auftreten sich mit dem von Grünstein-Gürteln ausschließen soll (SUTTON 1976).
- Im südlichen Afrika fehlen Indikationen der unterordovizischen Ross-Tektogenese, die aber auch in Antarktika mit der Beardmore-Tektogenese im Zusammenhang gesehen werden muß (gleiche Anordnung der Faltenstrukturen und ähnliche Deformationsintensität).

Einige minerogenetische Aspekte der ähnlichen Krustenentwicklung im südlichen Afrika und in Antarktika

Wenn auch die Minerogenie des Untersuchungsgebietes nicht unmittelbarer Gegenstand vorliegender Arbeit ist, sollen doch einige Aspekte aufgezählt werden, die für die Einschätzung der Perspektivität von Interesse sind:

- Für das südliche Afrika sind die Basite und Ultrabasite der Grünstein-Gürtel wichtige Erzbringer (daher Bezeichnung Gold-Gürtel). Sie sind in der VR Moçambique kaum vertreten und in Antarktika noch nicht erkannt.
- Die bergwirtschaftlich hochbedeutenden Gesteinsfolgen der Witwatersrand-Triade und des Bushveld-Magmatitkomplexes scheinen auf das Territorium von Südafrika beschränkt zu sein und sind somit weder in der VR Moçambique noch auf dem antarktischen Kontinent zu erwarten.
- Die Eisenerze der Transvaal-Supergruppe sind durch das Auftreten der Jaspilitgerölle in der Ahlmannryggen-Gruppe auch in Antarktika zu vermuten.
- Die Anorthosit-Massive von Tete (VR Moçambique) bzw. das des Dronning Maud Land sind sich in geologischer Hinsicht sehr ähnlich, so daß sie auch in minerogenetischer Hinsicht verglichen werden können. Fe- und Ti-Vererzungen sind bekannt.
- Wegen der Verknüpfung der moçambikanischen Pegmatite mit der panafrikanischen thermotektonischen Aktivierung ist das Dronning Maud Land für Pegmatitlagerstätten perspektiv.
- Im südlichen Afrika sind die wirtschaftlich interessanten Kimberlitschlote an die archaischen Kratone gebunden (DAWSON 1970), die in der VR Moçambique und auf dem antarktischen Kontinent nur auf kleinen Flächen nachgewiesen werden konnten. Somit ist die Perspektivität auf diamantführende Kimberlitschlote weder in Moçambique noch in Antarktika als hoch einzuschätzen. Wenn man zudem die Quantität der jurassischen Basite, von denen sich die Restmagmen der Kimberlite ableiten lassen, auf beiden Kontinenten vergleicht, scheint auch aus diesem Grunde die Verbreitung der Kimberlit- und Alkali-magmatitschlote in Antarktika im Verhältnis zum südlichen Afrika eingeschränkt zu sein.

Driftbewegungen nach Aufspaltung des Gondwana-Superkontinents

Die Ähnlichkeit, teilweise sogar Identität der geologischen Entwicklung im südlichen Afrika und Antarktika ist für sich genommen noch kein Nachweis von beträchtlichen Horizontalbewegungen im Sinne der Kontinentaldrift. Aus der gewaltigen Ausdehnung einzelner tektonischer Strukturen z.T. über mehrere Kontinente hinweg (wie z.B. die riphäischen bis altpaläozoischen Faltensysteme) kann nicht geschlossen werden, daß die Teilstücke ehemals zusammengelegen haben müssen. Zur Beweisführung bedarf es zusätzlicher Informationen.

Einen gewissen Anhaltspunkt liefern Klimahinweise, die entsprechend der rezenten Anordnung von Klimazonen auf bestimmte Breiten konzentriert sein sollten. Die heutige Verbreitung von Sedimenten einer permokarbonen Vereisung (WEGENER 1929) auf 80° in N--S-Erstreckung (über 8000 km) ist ohne Kontinentaldrift ebensowenig zu verstehen, wie das Auftreten der permischen Gondwana-Kohlen. Bei der vorgenommenen Rekonstruktion (Abb. 40 und 41) verringert sich der Breitenabstand beträchtlich und die N--S-Ausdehnung der klimagebundenen Gesteinsserien wird verständlich. Dabei ist zur Zeit das Durchwandern des Gondwana-Superkontinents in Karbon und Trias durch das Polargebiet nicht im einzelnen belegt, da die notwendigen feinstratigraphischen Einstufungen noch fehlen.

Das Auftreten von vergleichbaren Landfaunen auf allen Fragmenten des Gondwana-Superkontinents, darunter auch südliches Afrika und Antarktika, ist nur durch ehemalige Zusammengehörigkeit zu einem Kontinent erklärbar. Ein gutes Beispiel hierfür sind die Funde von *Lystrosaurus* (RAWITSCH 1975).

Überzeugender noch für die Frage der Kontinentverschiebung der Teilstücke des Gondwana-Superkontinents sind die tektonischen Ozeanstrukturen im Südpolarmeer bzw. SW-Indik (Abb. 44), die zwar noch nicht hinreichend genau in allen Bereichen untersucht sind, aber doch schon das generelle Abbild des Spreading-Prozesses erkennen lassen, das durch den mittelozeanischen Rücken des SW-Indik zwischen Bouvet- und Indik-Tripelpunktes und eine Reihe von Streifenanomalien dokumentiert ist. Eine Besonderheit im Gegensatz zu anderen mittelozeanischen Rücken ist die Dominanz von Transformstörungen, deren winklige Anordnung zum Verlauf des mittelozeanischen Rückens im SW-Indik durch die beträchtlichen Rotationsbewegungen der Kontinente zueinander bedingt sein kann. Es sei hier aber hervorgehoben, daß bei einer plattentektonischen Deutung eine Reihe von Problemen noch offen bleibt, die sich auf den Bereich Falkland-/Malwinen-Plateau, Scotia-Bogen und Weddell-See nebst angrenzenden Teilen des Südpolarmees beziehen.

Trotz der noch ausstehenden Klärung von einigen Detailfragen ergibt sich eine Bestätigung der Vorstellung von plattentektonischen Bewegungen, die, beginnend im Oberjura, großräumig seit der Kreide vor sich gehen und an den pazifischen Rändern zur Subduktion führen.

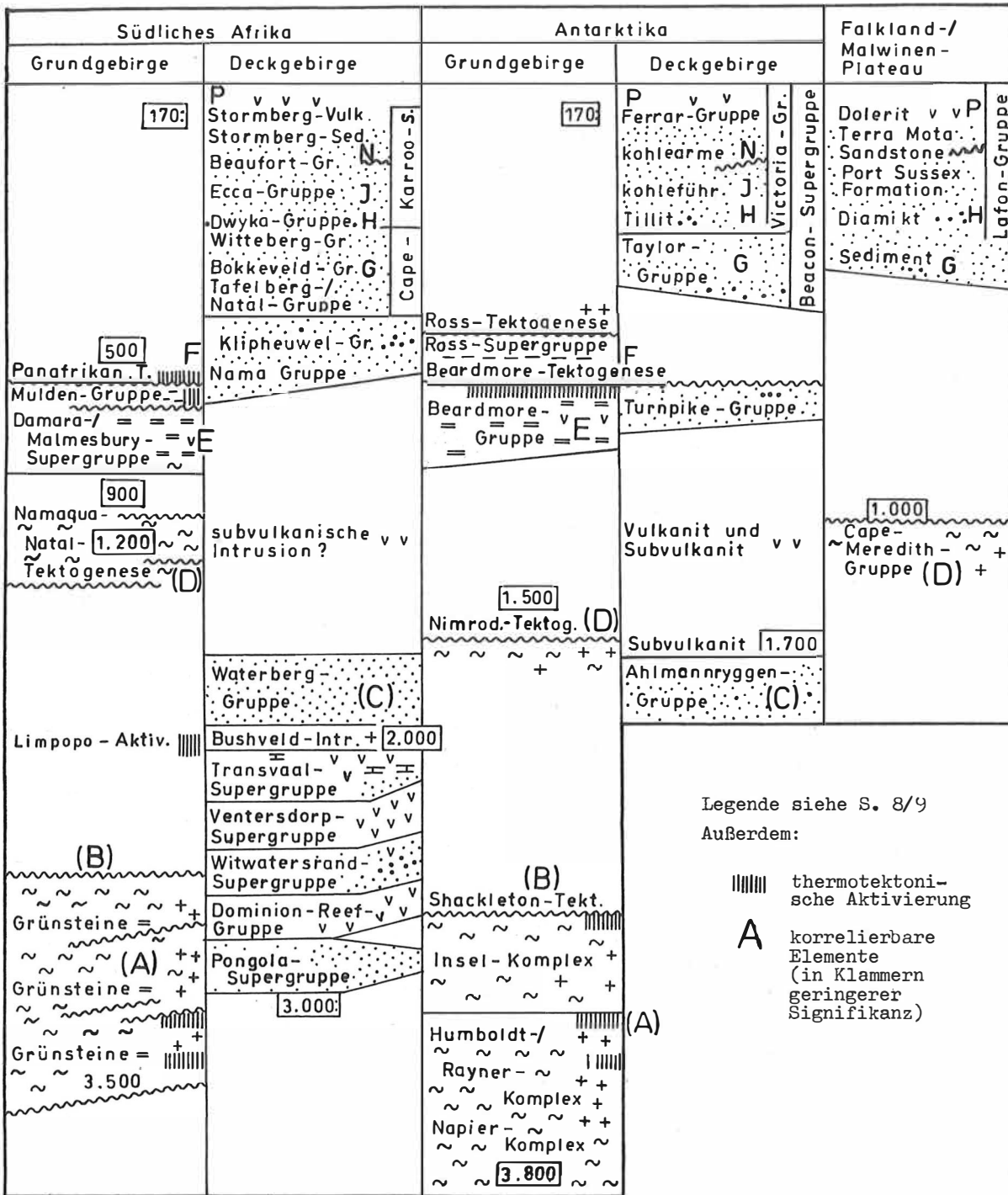


Tabelle 19: Mögliche Korrelation von geologischen Einheiten und Tektoenosen

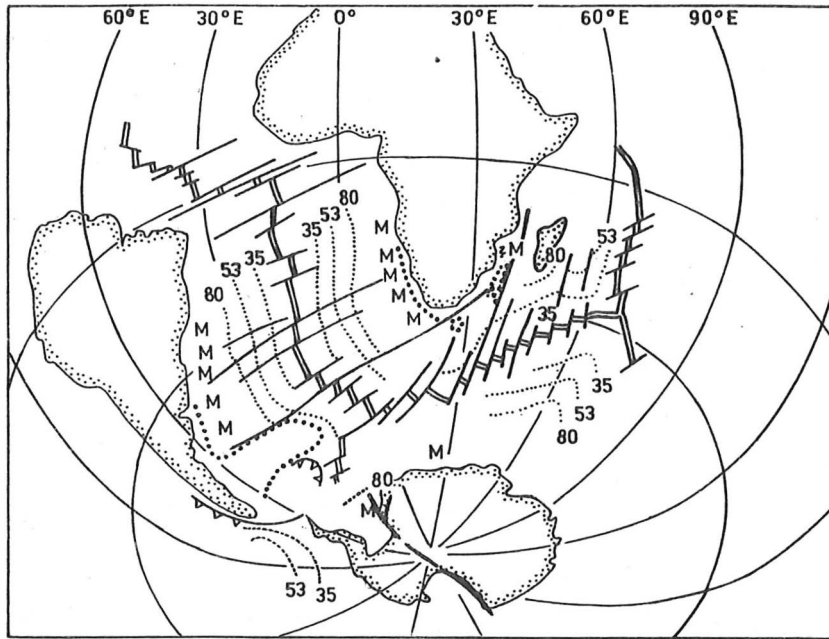


Abb. 44: Schemakarte der tektonischen Ozeanstrukturen im Raum zwischen südlichem Afrika und Antarktika

- Legende: — ozeanisches Rift; — Transformstörung;
 kanozoische Streifenanomalien mit Alter in Millionen Jahren
 M mesozoische Streifenanomalien
 Grenze kontinentaler / ozeanischer Kruste
 ▽ Subduktionszone

Rekonstruktion der ehemaligen Lage von Antarktika und südlichem Afrika innerhalb des Gondwana-Superkontinents

Unter Berücksichtigung aller verfügbaren geologischen Daten aus dem südlichen Afrika, dem Falkland-/Malwinen-Plateau und aus Antarktika einschließlich der geologischen Strukturen im zwischenlagernden Ozeanbereich läßt sich die Schlußfolgerung ziehen, daß beide Kontinente ehemals im Gondwana-Superkontinent vereinigt gewesen sein müssen. Als Ergebnis der hier vorgelegten Unterlagen ist die ehemalige Position der untersuchten Kontinentteile im Gondwana-Superkontinent optimal rekonstruiert, wenn die Küste der VR Moçambique an die Strukturen des Dronning Maud Land angepaßt wird. Diese Gegenüberstellung wird durch das Auftreten von Anorthositmassiven auf beiden Kontinenten untermauert (Gabbro-Anorthositmassiv von Tete und Eliseev-Anorthosit-Massiv in Gebirgen südlich der Schirmacher-Oase).

Frage der präjurassischen Krustenentwicklung

Wenn eines der Ergebnisse vorliegender Arbeit die Bestätigung der Plattentektonik für den Zeitraum ab Oberem Jura ist, muß nun der Frage nachgegangen werden, ob in präjurassischer Zeit die Plattentektonik dominierender oder nur untergeordneter Bewegungsmotor in der Krustenbildung ist oder gar keine Rolle spielt. Aus diesem Grund wird zunächst der Fragenkomplex der Gesamtkrustenentwicklung behandelt werden.

Die Krustenentwicklung des Untersuchungsgebietes zeigt einen deutlichen Trend, der sich besonders durch die Abnahme der Deformationsintensität äußert (Tab. 20). Die intrapräkambrischen Deformationen sind ebenso wie in anderen Kontinenten (z.B. Europa, PAECH im Druck) durch Gneistektonik und Anatexis bestimmt, die mit erhöhtem Wärmefluß (LAMBERT 1976; TARLING 1978; KRÖNER 1981 b; CONDIE 1981; SHACKLETON 1973; OLSZAK 1984; SPOHN 1984) zusammenhängen. Dies deutet sich auch in der wärmebetonten Metamorphose in archaischen Epikratonfolgen der Ventersdorp-Supergruppe (Pyrophyllit-Vorkommen!) an. Eine Besonderheit stellt innerhalb der archaischen Kratone das Nebeneinander von hochmetamorphen Granitoid-Gneis-Komplexen und nur schwachmetamorphen Grünstein-Gürteln dar, das ein extremes Relief der Geoisothermen voraussetzt. Die Grünstein-Gürtel zeichnen sich durch eine sich mehrmals wiederholende gerichtete Entwicklung von ultrabasischem bzw. basischem bis intermediärem Vulkanismus und Übergang zu sedimentärer Akkumulation aus (ANHAEUSSER 1982). Auffällig ist ihre im Verhältnis zu den gleichalten Granitoid-Gneis-Komplexen deutlich geringere Deformationsintensität, deren Falten vorwiegend isoklinaler Charakter mit steilen Achsenflächen aufgrund der Diapirwirkung der Granitoidintrusionen zugesprochen wird (ANHAEUSSER u.a. 1969; CONDIE 1981; VILJOEN, VILJOEN 1970). Während in archaisch entstandenen Tektogenen keine linear gestreckten Faltenstränge größerer Ausdehnung zu erkennen sind und weiträumige Deformationen überwiegen, beginnt sich während der Namaqua-Natal-Tektogenese erstmals eine lineare Anordnung der Deformationsstrukturen um den archaischen Kaapvaal-Kraton herauszubilden, wobei eine deutliche Abnahme der Deformationsintensität in Richtung Kraton und teilweise girlandenförmiger Verlauf zu erkennen sind (Abb. 11). Es kommt hierbei zum Anbau an die archaischen Kratone und zur Herausbildung des Kalahari-Kratons. Inwieweit thermotektonische Aktivierungen vor 1.000 Mill.J. Bedeutung erlangen, kann nicht eindeutig geklärt werden. Demgegenüber ist klar, daß sie während der Limpopo-Aktivierung vor 2.000 Mill.J. mit granulitfazialen Umwandlungen besonders intensiv sind.

Lang gestreckte Tektogene erzeugen die Faltungen an der Wende Präkambrium / Paläozoikum. Ihre Deformationen liegen meist im Bereich der Phyllittektonik, wobei im Damara-Tektogen eine symmetrische Anordnung von Deformationsintensität und Vergenz zwar vorhanden ist, die aber durch Überschiebungen an der Südflanke etwas verschleiert wird. In den übrigen Tektogenteilen ist eine Flanke meist verdeckt, so daß nicht zu erkennen ist, ob es sich um zweiseitige Strukturen handelt.

Bei einer Erörterung von Deformationsstrukturen, die an der Wende Präkambrium / Paläozoikum entstanden sind, müssen auch die thermotektonischen Aktivierungen berücksichtigt werden, die gleichzeitig wirksam sind und außergeosynklinale Räume erfassen. Diese Deformationen des jüngsten Präkambriums und deren Nachläufer im Altpaläozoikum bringen die weitgehende Konsolidierung des Gondwana-Supertcontinentes.

	Wärme- fluß	lineare Falten- stränge	Akti- vierung	Deform. Intensi- tät	Hoch- druck- metam.	Basite	ultrabas. Vulkanite
Cape-Weddell- Faltung		-	-		-	-	-
Panafrikanische/ Beardmore Tektog.		xx	xx		.	.	-
Namaqua-Natal- Tektogenese		x	x		.	x	-
Limpopo- Aktivierung		?	xx		-	-	-
Archaische Tektogenesen		-	xx		-	xx	x
		-	xx	-	xx	x	
		-	xx	-	xx	x	

Tab. 20: Entwicklungstrends der Erdkrustenentwicklung in der Erdgeschichte dargestellt an ausgewählten geologischen Merkmalen

Legende: xx weite Verbreitung, x vorhanden, . selten vorhanden, - fehlt

Spätere tektogene Bewegungen im Jungpaläozoikum, die in der Unteren Trias endgültig ausklingen (Ford 1972 b, vgl. S. 90), bringen vor allem schiefertektonische Deformationsstrukturen hervor. Nur ganz lokal sind höhere Intensitäten (Phyllittektonik) möglich. Damit ist die Deformationsintensität signifikant geringer als die vorangegangener Tektogenesen.

Wenn wir nun abschließend die strukturelle Gesamtentwicklung zusammenfassen, so ist der Entwicklungstrend von hochmobil im Archaikum bis zu schwachen Deformationen im Phanerozoikum belegt.

Schwer zu deuten ist die geringe Deformationsintensität der Grünstein-Gürtel, die gleichzeitig zur granulitfaziellen Metamorphose und entsprechenden anatektischen Aufschmelzungen weiter Gebiete archaischer Kratone auftritt. Dabei ist aber einmal die relativ geringe Verbreitung der Grünsteingürtel und zum anderen der Umstand zu bedenken, daß in anderen Gebieten durch höhere Deformationsintensität während archaischer Tektogenesen oder jüngerer Aktivierungen die Grünstein-Gürtel bis zur Unkenntlichkeit überprägt sein können. Offensichtlich spielt das bewegte Relief der Geoisothermen (ENGEL u.a. 1974) eine ausschlaggebende Rolle.

Überhaupt spielen für die präkambrische Lithosphärenentwicklung nachträgliche Überprägungen eine entscheidende Rolle. Diese äußern sich einmal in thermotektonischen Aktivierungen, die keine nachfolgende Geosynklinalbildung bedingen, oder zum anderen durch stärkere Überprägungen in der Art von Regenerationen, die von beträchtlichen Senkungen im Zusammenhang mit Akkumulation mächtiger Gesteinsfolgen genutzt werden. Als Beispiel kann die Entstehung der Panafrikanischen Geosynklinalen und deren Faltung (MARTIN 1983) sowie die Entwicklung der Beardmore-Geosynklinalen gelten.

Nur durch die Dominanz dieser überprägenden Prozesse wird die Ausbildung von mehreren historischen Strukturstockwerken (JUBITZ 1960) übereinander verständlich, wie sie in weiten Arealen des Untersuchungsgebietes anzutreffen sind. Diese bestimmen die Krustenentwicklung maßgeblich bis zur endgültigen Stabilisierung, die teilweise schon sehr zeitig, d.h. im Archaikum und teilweise später erst im Phanerozoikum auftritt.

Bei den überprägenden Prozessen, die auch ein Recycling beinhalten (MOORBATH 1982), läßt sich ein Entwicklungstrend ablesen. Die archaischen Aktivierungen sind sowohl intensitäts- als auch größenmäßig als Maximum anzusehen. Die überprägenden Prozesse verlieren dann im Laufe der Entwicklung diskontinuierlich ihre Bedeutung. So sind die thermotektonischen Aktivierungen am Ende des Präkambriums noch einmal besonders stark.

Problematik präjurassischer Plattenbewegungen

Bei der nun abschließend vorzunehmenden Einschätzung der Bedeutung von präjurassischen Plattenbewegungen im Sinne von T. WILSON seien hier kurz die Bedingungen aufgezählt, die bei Annahme von Bewegungen von Lithosphärenplatten erfüllt sein müssen bzw. sein sollten:

Für Plattentektonik

- Die Deformationsstrukturen müssen in linear gestreckten Faltengürteln angeordnet sein.
- Es sollten erkennbar sein:
 - ozeanische Basite, speziell Ophiolith-Assoziationen,
 - Tiefseegräben,
 - Migration der Beckenachse in Vorsenken,
 - Inselbogen-Magmatite,
 - gerichtete Metamorphoseanordnung,
 - Auswirkungen einer Hochdruckmetamorphose, deren Anordnung in "paired belts" nach MIYASHIRO (1973), ERNST (1971) auf die Wirksamkeit von Benioff-Zonen hinweist.

Gegen Plattentektonik

sprechen die Dominanz von historischem Stockwerkbau (JUBITZ 1960), die nicht-linear angeordneten, d.h. großräumigen Deformationen und ähnliche Polwanderungskurven in den Kontinentteilen, die kollidiert sein sollen.

Überprüfen wir nun die Merkmale der geologischen Entwicklung des südlichen Afrika und von Antarktika, inwieweit sie mit plattentektonischen Vorstellungen in Einklang zu bringen sind (Tab. 20). Für den Zeitabschnitt des Archaikums (über 2.500 Mill.J.) spricht das Fehlen linear gestreckter Faltenstränge und von hochdruckmetamorphen Auswirkungen gegen plattentektonisch gesteuerte Deformationen. Das Auftreten der Grünstein-Gürtel stützt nur anscheinend die Wirksamkeit der Plattentektonik, wie es TALBOT (1973 b) annimmt. BURKE, DEWEY, KIDD (1976) sprechen von Mikroplatten, die durch die spezifisch längeren Grenzen eine Sonderentwicklung bewirken sollen. Nach ANHAEUSSER (1973) spiegeln die Grünstein-Gürtel in geochemischer Hinsicht Inselbögen wider. KATZ (1976) verweist zu ihrer Deutung auf das Transform-Ridge-Modell. GRAČEV (1980) vergleicht sie mit riftogenen Bildungen.

Bei einer Interpretation der geotektonischen Stellung der Grünstein-Gürtel spricht der höhere Wärmefluß für intensive konvektive Wärmezufuhr (z.B. CONDIE 1981) in ver-

mutlich kleineren Walzen, die durch ihre relativ große Anzahl die tektonische Entwicklung in weiten Räumen bestimmen. Auch der Aufstieg der sehr heißen Magmen ultrabasischer Vulkanite (Komatiite) wird hierdurch möglich. Durch Dichteunterschiede können die dichteren Grünsteinpakete in die tonalitischen Granitoidschichten absacken oder als Megaxenolithe erhalten bleiben (KEY, LITHERLAND, HEPWORTH 1976). Es darf also das Auftreten der Grünstein-Gürtel nicht als Hinweis auf plattentektonische Vorgänge im Sinne von T. WILSON gewertet werden (vgl. auch KRÖNER 1981 a, b).

Für die Gürtel der Namaqua-Natal-Tektogenese (1.200 -- 900 Mill.J.) fehlen einmal viele Merkmale, die die Plattentektonik stützen könnten und zum anderen lassen die paläomagmatischen Daten keine relativen Plattenbewegungen zueinander erkennen (BRIDEN 1976; WINDLEY 1981; PIPER 1976; DUNLOP 1981; McELHINNY, McWILLIAMS 1977).

Was nun die Deformationen an der Wende Präkambrium / Phanerozoikum anbelangt, so zeigen die vorhandenen geologischen Strukturen schon Anklänge an Plattenbewegungen. Aber der blind im Katanga-Gürtel endende Damara-Ast und die weitflächige Verbreitung von thermotektonischen Aktivierungen in Kratongebieten lassen sich nur ungenügend mit plattentektonischen Bewegungen unter Beteiligung ozeanischer Platten in Einklang bringen. Ebenso bleibt die Durchkreuzung der älteren Falteingürtel ungeklärt, die noch fragmentarisch durchschimmern (Fortbau des Damara-Astes in die Sambesi-Provinz durch die Irumiden, vgl. KRÖNER 1977). Möglicherweise erklärt ensialische Plattentektonik das Erscheinungsbild panafrikanischer Strukturen am besten, wie es von MARTIN (1983), HARTMANN, HOFFER, HAACK (1983) und KRÖNER (1977, 1981 a, b) angenommen wird.

Für die Cape-Weddell-Faltung fehlen weitgehend plattentektonisch deutbare Anzeichen, so daß den Vorstellungen über Subduktion von LOCK (1980), COX (1978) und über Kontinentkollision (KRYNAUW, GRESSE 1980; ZIJL, BAHNEMANN 1974) nicht zugestimmt werden kann.

Insgesamt ergibt sich für die Lithosphärenentwicklung des südlichen Afrika und von Antarktika seit der ersten Krustenbildung vor ca. 3.800 Mill.J. ein Trend, der durch die sich infolge der Abnahme des Wärmeflusses ändernden Konvektionsverhältnisse gesteuert wird. Auffällig ist das starke Relief der Geoisothermen im Präkambrium; das ein unmittelbares Nebeneinander von Gebieten unterschiedlicher Deformationsintensität erklärt:

	relativ schwache Deformation (cold spot bei KEY 1982)	starke Deformation und Magmatismus
Wende Rhiphäikum/ Altpaläozoikum	geosynklinale Deformation charakterisiert durch Phyllittektonik	kratonale Reaktivierungsgebiete mit Gneistektonik und Anatexis
Archaikum	Grünstein-Gürtel, charakteri- siert durch Phyllittektonik	Granitoid-Gneis-Komplexe mit Anatexis und Gneistektonik

Im Archaikum und Altproterozoikum sind Plattenbewegungen im Sinne von WILSON nicht erkennbar. Während am Ende des Präkambriums ensialische Plattenbewegungen denkbar sind, scheint die Beteiligung von ozeanischen Platten erst mit der Aufspaltung des Gondwana-Superkontinents im Jura einzusetzen.

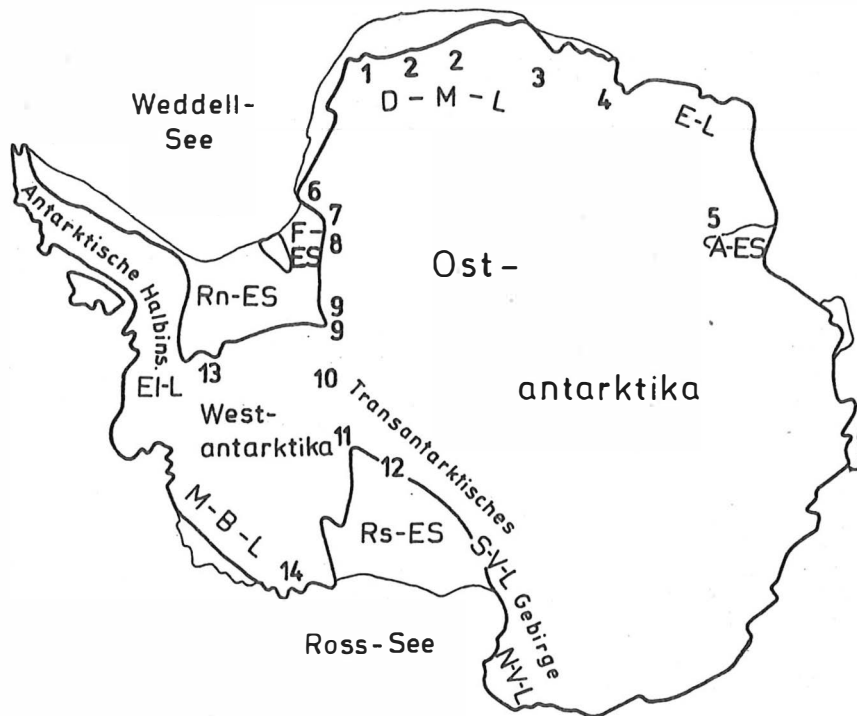


Abb. 45: Verwendete Gebietsbezeichnungen für den antarktischen Kontinent

A-ES	Amery-Eisschelf	1 - Westl. Dronning Maud Land
D-M-L	Dronning Maud Land	2 - Zentr. Dronning Maud Land
E-L	Enderby Land	3 - Sør-Rondane Mountains
Ei-L	Ellsworth Land	4 - Yamato Mountains
F-ES	Filchner-Eisschelf	5 - Prince Charles Mountains
M-B-L	Marie Byrd Land	6 - Littlewood Nunataks
N-V-L	North Victoria Land	7 - Theron Mountains
Rn-ES	Ronne-Eisschelf	8 - Shackleton Range
Rs-ES	Ross-Eisschelf	9 - Pensacola Mountains
S-V-L	South Victoria Land	10 - Thiel Mountains
		11 - Horlick Mountains
		12 - Queen Maud Mountains
		13 - Ellsworth Mountains
		14 - Ford Ranges

Literatur

- ACKERMANN, E.: Strukturen im Untergrund eines interkratonischen Doppelorogens (Irumiden). Geol. Rdsch., Stuttgart 50 (1960), S. 538-553
- ADAMS, C.J.D.; GABITES, J.; GRINDLEY, G.W.: Orogenic history of the Central Transantarctic Mountains: New K-Ar age data on the Precambrian - Early Paleozoic basement. In: CRADDOCK, C. (Ed.), Antarctic geoscience, S. 817-826. Madison: Univ. Wisconsin Press 1982
- ADAMS, C.J.; GABITES, J.E.; LAIRD, M.G.; WODZICKI, A.; BRADSHAW, J.D.: Potassium-argon geochronology of the Precambrian Wilson and Robertson Bay Group and Bowers Supergroup, North Victoria Land, Antarctica. In: CRADDOCK, C. (Ed.), Antarctic geoscience, S. 543-548. Madison: Univ. Wisconsin Press 1982
- ADIE, J.R.: The position of the Falkland Islands in a reconstruction of Gondwanaland. Geol. Mag., Hertford 89 (1952), S. 401-410 (1952 a)
- ADIE, J.R.: Representatives of the Gondwana system in the Falkland Island. Symposium sur les séries de Gondwana, XIX^e Congr. Géol. Intern. Alger (1952), S. 385-392 (1952 b)
- ADIE, R.J.: The geology of Antarctica. Antarctic Research, Geophys. Monogr., Washington 7 (1962), S. 26-39
- ADIE, R.J.: Recent advances in the geology of the Antarctic Peninsula (review). In: ADIE, R.J. (Ed.), Antarctic geology and geophysics, S. 121-124. Oslo: Universitetsforlaget 1972 (1972 a)
- ADIE, R.J.: Evolution of volcanism in the Antarctic Peninsula. In: ADIE, R.J. (Ed.), Antarctic geology and geophysics, S. 137-142. Oslo: Universitetsforlaget, 1972 (1972 b)
- ADIE, R.J.: The geology of Antarctica: a review. Philos. Trans. royal Soc. London, London B 279 (1977), S. 123-130
- AFONSO, R.S.: Contribuição para o conhecimento da geologia da área de Tambara - Dôa, folha Sul-E-36/E, grau quadrado 1634. Bol. Serv. geol. mineral., Lourenço Marques 38 (1975), S. 1-144
- AFONSO, R.S.: A geologia de Moçambique, 176 S. Maputo: Imprensa Nac. Moçambique 1976
- AHRENDT, H.; HUNZIGER, J.C.; WEBER, K.: Age and degree of metamorphism and time of nappe emplacement along the southern margin of the Damara orogen, Namibia (SW-Africa). Geol. Rdsch., Stuttgart 67 (1978), S. 719-742
- AITKENHEAD, N.: The geology of the Duse Bay - Larsen inlet area, north-east Graham Land (with particular reference to the Trinity Peninsula Series). Brit. Antarct. Surv., Scient. Rep. Cambridge 51 (1965), 88 S.
- ALLSOPP, H.L.: Rb-Sr and K-Ar age measurements on the Great Dyke of Southern Rhodesia. J. Geophys. Res., Richmond 70 (1965), S. 977-984
- ALLSOPP, H.L.; BARRETT, D.R.: Rb-Sr age determinations on the South African kimberlite pipes. Phys. & Chem. Earth, Oxford 2 (1975), S. 605-617
- ALLSOPP, H.L.; ERLANK, A.J.; HORNUNG, G.: Rb-Sr age measurement on the Umkondo dolerite of Rhodesia. Geol. Soc. S-Africa, Spec. Publ., Johannesburg 3 (1973). S. 217 ff.
- ALLSOPP, H.L.; KÜSTLIN, E.O.; WELKE, H.J.; BURGER, A.J.; KRÖNER, A.; BLIGNAUT, H.J.: Rb-Sr and U-Pb geochronology of late Precambrian - Early Paleozoic igneous activity in the Richtersveld (South Africa) and southern South West Africa. Trans. Geol. Soc. S-Africa, Johannesburg 82 (1979), S. 185-204
- ALLSOPP, H.L.; NEETHLING, D.C.: Rb-Sr isotopic ages of Precambrian intrusives from Queen Maud Land. Earth & planet. Sci. Letters, Amsterdam 8 (1970) 1, S. 66-70
- ALLSOPP, H.L.; VILJOEN, M.J.; VILJOEN, R.P.: Strontium isotopic studies of the mafic and felsic rocks of the Onverwacht Group of the Swaziland Sequence. Geol. Rdsch., Stuttgart 62 (1973), S. 902-917

- ANDERSON, H.M.: Podozamites and associated cones and scales from the Upper Triassic Moltano Formation. *Palaeontol. afr.*, Johannesburg 21 (1978), S. 57-65
- ANDERSON, J.M.: The biostratigraphy of the Permian and Triassic. Part 2, A preliminary review of the distribution of Permian and Triassic strata in time and space. *Palaeont. afr.*, Johannesburg 16 (1973), S. 59-83
- ANDERSON, J.M.; CRUICKSHANK, A.R.I.: The biostratigraphy of the Permian and Triassic. Part 5, A review of the classification and distribution of Permo-Triassic tetrapeds. *Palaeont. afr.*, Johannesburg 21 (1978), S. 15-44
- ANDERSON, J.M.; SCHWYZER, R.U.: The biostratigraphy of the Permian and Triassic. Part 4 Palaeomagnetic evidence for large-scale intra-Gondwana plate movements during Carboniferous to Jurassic. *Trans. geol. Soc. S-Africa*, Johannesburg 80 (1977) 3, S. 211-234
- ANDREWS, P.B.; BRADSHAW, J.D.: Swanson Group and related rocks of western Marie Byrd Land and comparison with the Robertson Bay Group. Vol. Abstracts of 4th Intern. Symp. Antarctic Earth Science S. 3, Adelaide Univ., South Australia 1982
- ANDREWS, P.B.; LAIRD, M.G.: Sedimentology of a Late Precambrian regressive sequence (Bowers Group), Northern Victoria Land, Antarctica. *Sediment. Geol.*, Amsterdam 16 (1976) 1, S. 21-44
- ANHAEUSSER, C.R.: The evolution of the early Precambrian crust of southern Africa. *Philos. Trans. royal Soc. London*, London A 273 (1973), S. 359-388
- ANHAEUSSER, C.R.: Archean metallogeny in southern Africa. *Econ. Geol.*, Lancaster 71 (1976) 1, S. 16-42
- ANHAEUSSER, C.R.: The geological evolution of the primitive earth, evidence from the Barberton Mountain Land. In: TARLING, D.H., *The evolution of the Earth's Crust* S. 71-106. London: Academic Press 1978
- ANHAEUSSER, C.R.: Archaen greenstone terranes: geologic evolution and metallogenesis. *Rev. Bras. Geociências*, São Paulo 12 (1982), 1-3, S. 1-6
- ANHAEUSSER, C.R.; MASON, R.; VILJOEN, V.M.; VILJOEN, R.P.: A reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Boulder 80 (1969), S. 2175-2200
- ANHAEUSSER, C.R.; WILSON, J.F.: The granitic gneiss greenstone shield (of southern Africa). In: HUNTER, D.R. (Ed.), *Precambrian of the southern hemisphere* S. 423-499. Amsterdam: Elsevier 1981
- ARGAUJO, J.-R.: Mozambique Belt. Uma interpretação geocronológica. *Memórias e Notícias*, Publ. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra 81 (1976), S. 85-102
- ARGAND, E.: La tectonique de l'Asie. C.R. 13eme Congr. géol. Intern. 1922, Lüttich (1924), S. 171-371
- ASSUNÇÃO, A.F.T.; COELHO, A.V.P.; ROCHA, A.T.: Petrologia das lavas dos Libombos. *Junta Inv. Ultram.*, Mem., Lisboa 99 (1962), 71 S.
- ATRAŠENOK, L.Ja.; AVDZEŠKO, G.V.; KLIMOV, L.V.; KRYLOV, A.Ja.; SILIN, J.I.: Sravnitel'nye dannye po absolutnomu vozrastu porod Antarktidy (svincovyj i argonovyj metody). In: *Voprosy datirovki drevnejšich (katarchejskich) geologičeskich obrazovanij osnovnych porod*. Moskva: Nauka 1967
- AUBOUIN, J.: *Geosynclines*, 335 S. Amsterdam: Elsevier 1965
- AUCAMP, A.P.H.; WOLMARANS, L.G.; NEETHLING, D.C.: The Urfjell Group, a deformed(?) early Palaeozoic sedimentary sequence, Kirwanveggen, western Dronning Maud Land. In: ADIE, R.J. (Ed.), *Antarctic geology and geophysics*, S. 557-562. Oslo: Universitetsforlaget 1972
- AUGHENBAUGH, N.B.; LOUNSBURY, R.W.; BEHREND, J.C.: The Littlewood Nunataks, Antarctica. *J. Geol.*, Chicago 73 (1965), S. 889-894
- AUTENBOER, T.van: The geomorphology and glacial geology of the Sør-Rondane, Dronning Maud Land. In: ADIE, R.J. (Ed.), *Antarctic geology*, S. 81-103. Amsterdam: North Holl. Publ. Co. 1964

- AUTENBOER, T.van; LOY, W.: The geology of the Sør-Rondane. Recent geological investigation in the Sør-Rondane Mountains, Belgicafjella and Sverdrupfjella, Dronning Maud Land. In: ADIE, R.J. (Ed.), Antarctic geology and geophysics, S. 563-571, Oslo: Universitetsforlaget 1972
- AUTENBOER, T.van; MICHOT, J.; PICCIOTTO, E.: Outline of the geology and petrology of the Sør Rondane mountains, Dronning Maud Land, S. 501-514. Amsterdam: North-Holl. Publ. Co. 1964
- BACKSTRÖM, J.W.V.; VILLIERS, J.de: The geology along the Orange River valley between Onseekpans and the Richtersveld. Geol. Surv. S-Africa, Explanat. sheet Violsdrif, Goodhouse and Onseekpans, Pretoria (1972) 101 S.
- BALDOCK, J.W.: Coal exploration. Records of boreholes vol. II. Geol. Surv. Dep. Botswana, Gaborone (1973), 329 S.
- BALLANCE, P.F.: The Beacon Supergroup in the Allan Hills, Central Victoria Land, Antarctica. New Zealand J. Geol. & Geophys., Wellington 20 (1977) 6, S. 1003-1016
- BAKER, P.E.; BUCKLEY, F.; REX, D.C.: Cenozoic volcanism in the Antarctic. Philos. Trans. Royal Soc. London, London B 279 (1977), S. 131-141
- BANKWITZ, P.; BANKWITZ, E.: Fotogeologic mapping of the Schirmacher oasis and central parts of the Dronning Maud Land. Z. geol. Wiss., Berlin (1985) (im Druck)
- BARKER, P.F.: The Cenozoic subduction history of the Pacific margin of the Antarctic Peninsula: ridge crest -- trench interaction. J. geol. Soc. London, London 139 (1982), S. 787-801
- BARKER, P.F.; DALZIEL, I.W.D.; ELLIOT, D.H.; BORCH, C.C. von der; THOMSON, R.W.; PFLAKER, G.; TJALSMA, R.C.; WISE, S.W.; DINKELMAN, M.G.; GOMBOS, A.M.; LONARDI, A.; TARNEY, J.: Southwestern Atlantic. Geotimes, Washington 19 (1974) 11, S. 16-18
- BARKER, P.F.; GRIFFITH, D.H.: Towards a more certain reconstruction of Gondwanaland. Philos. Trans. royal Soc. London, London B 279 (1977), S. 143-159
- BARNES, S.-J.; SAWYER, E.W.: An alternative model for the Damara Mobile Belt: ocean crust subduction and continental convergence. Precambrian Res., Amsterdam 13 (1980), S. 297-336
- BARR, M.C.W.: Crustal shortening in the Zambezi Belt. Philos. Trans. royal. Soc. London, London A 280 (1976), S. 555-568
- BARRETT, P.: Geology of the area between the Axel Heiberg and Shackleton Glaciers, Queen Maud Range, Antarctica. Part 2: Beacon Group. New Zealand J. Geol. & Geophys., Wellington 8 (1965) 2, S. 344-370
- BARRETT, P.J.: Petrology of some Beacon rocks between the Axel Heiberg and Shackleton Glaciers, Queen Maud Range, Antarctica. J. sediment. Petrol. Tulsa 36 (1966) 3, S. 794-805
- BARRETT, P.J.: Stratigraphy and petrology of the mainly fluviatile Permian and Triassic Beacon rocks, Beardmore Glacier area, Antarctica. Inst. Polar studies, Ohio State Univ., Columbus Rep. 34 (1969), 132 S.
- BARRETT, P.J.: Paleocurrent analysis of the mainly fluviatile Permian and Triassic Beacon rocks Beardmore Glacier area, Antarctica. J. sediment. Petrol., Tulsa 40 (1970) 1, S. 395-411
- BARRETT, P.J.: Stratigraphy and petrology of the mainly fluviatile Permian and Triassic part of the Beacon Supergroup of the Beardmore area. In: ADIE, R.J. (Ed.), Antarctic geology and geophysics, S. 365-372. Oslo: Universitetsforlaget 1972
- BARRETT, P.J.; ELLIOT, D.H.: The early Mesozoic volcaniclastic Prebble Formation, Beardmore Glacier area. In: ADIE, R.J. (Ed.), Antarctic geology and geophysics, S. 403-409. Oslo: Universitetsforlaget 1972
- BARRETT, P.J.; FROGATT, P.C.: Densities, porosities and seismic velocities of some rocks from Victoria Land, Antarctica. New Zealand J. Geol. & Geophys., Wellington 21 (1978) 2, S. 175-189
- BARRETT, P.J.; GRINDLEY, G.W.; WEBB, P.N.: The Beacon Supergroup of East Antarctica. In: ADIE, R.J. (Ed.), Antarctic geology and geophysics, S. 319-332. Oslo: Universitetsforlaget 1972

- BARRETT, P.J.; KOHN, B.: Changing sediment transport directions from Devonian to Triassic in the Beacon Supergroup of south Victoria Land, Antarctica. In: CAMPBELL, K.S.W. (Ed.), Gondwana geology, S. 15-35. Canberra: Austral. Nat. Univ. Press 1975
- BARRETT, P.J.; KYLE, R.: The early Permian glacial beds of South Victoria Land and the Darwin Mountains, Antarctica. In: CAMPBELL, K.S.W. (Ed.), Gondwana geology, S. 333-346. Canberra: Austral. Nat. Univ. Press 1975
- BARRETT, P.J.; MCKELVEY, B.C.: Permian tillites of South Victoria Land. In: HAMBREY, M.J.; HARLAND, W.B. (Eds.), Earth pre-Pleistocene glacial record, S. 233-236. Cambridge: Cambridge Univ. Press 1981
- BARRON, E.J.; HARRISON, C.G.A.; HAY, W.W.: Revised reconstruction of southern continents. Amer. geophys. Union Trans., Washington 59 (1978) 5, S. 436-449
- BARTON, J.M.; COPPERTHWAITTE, Y.E.: Sr-isotopic studies of some intrusive rocks in the Ahlmann ridge and Annandagstoppane, western Queen Maud Land, Antarctica. In: OLIVER, R.L. et al. (Eds.), Antarctic Earth sciences, S. 59-62. Cambridge: Cambridge Univ. Press 1983
- BARTON, J.M.; FRIPP, R.E.P.; RYAN, B.: Rb/Sr ages and geological setting of ancient dykes in the Sand River area, Limpopo Belt, South Africa. Nature, London 267 (1977), S. 487-490
- BARTON, J.M.; KEY, R.M.: The tectonic development of the Limpopo belt and the evolution of the Archaean cratons of southern Africa. In: KRÖNER, A. (Ed.), Precambrian plate tectonics, S. 185-212. Amsterdam: Elsevier 1981
- BARTON, J.M.; RYAN, B.; FRIPP, R.E.P.: The relationship between Rb-Sr and U-Th-Pb whole rock and zircon systems in the 3.790 m.y. old Sand River Gneisses. In: ZARTMAN, R.E., Short papers of 4th Intern. Conf. Geochronology, Cosmochronology, Isotope Geology 1978, U.S. Geol. Surv. Open-File Rep. 78-701 (1978), S. 27-28
- BASSOV, I.A.; CIESIELSKI, P.F.; GOMBOS, A.M.; JELETZKY, J.A.; KOTOVA, I.; KRASHENINNIKOV, V.A.; WEAVER, P.M.; WISE, S.W.: Mesozoic to Holocene biostratigraphic framework for the Falkland Plateau and southeast Argentine Basin. Vol. Abstracts of 4th Intern. Symp. Antarctic Earth Science, S. 10. Adelaide Univ., South Australia 1982
- BEER, J.H. de; ZIJL, J.S.V.; BAHNEMANN, F.K.: Plate tectonic origin for the Cape Fold Belt. Nature, London 252 (1974), S. 675-676
- BECKINSALE, R.D.; TARNEY, J.; DARBYSHIRE, D.P.F.; HUMM, M.J.: Rb-Sr and K-Ar age determinations on samples of the Falkland Plateau basement at Site 330. In: BARKER, P.F.; DALZIEL, I.W.D. u.a.: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Washington 36 (1977), S. 923-927
- BEHR, H.J.; ARENDT, H.; SCHMIDT, A.; WEBER, K.: Saline horizons acting as thrust planes along the southern margin of the Damara Orogen (Namibia, SW Africa). Geol. Soc., spec. Publ., London, London 2 (1981), S. 167-172
- BEHR, S.H.: Heavy mineral beach deposits in the Karroo system. Geol. Surv. S-Africa, Mem., Pretoria 56 (1965), 110 S.
- BEHRENDT, J.C.; DREWRY, D.J.; JANKOWSKI, E.; GRIM, M.S.: Aeromagnetic and radio ice sounding measurements show much greater area of the Dufek intrusion, Antarctica. Science, Washington 209 (1980) 4460, S. 1014-1017
- BETERSDORF, H.; KUDRASS, H.-R.; STACKELBERG, U. v.: Placer deposits of ilmenite and zircon on the Zambezi shelf. Geol. Jb., Hannover D 36 (1980), S. 5-85
- BENNETT, J.D.: Early Precambrian tectogenesis in eastern Botswana. Intern. geol. Congr., 24. Sess., Abstr. Sect. 1, S. 317-324, Montreal 1972
- BERGH, H.W.: Mesozoic sea floor off Dronning Maud Land, Antarctica. Nature, London 269 (1977), S. 686-687
- BETENCOURT, D.M.: Carbonatitos do Monte Muamba. Bol. Serv. indústria e geologia Prov. Moçambique, Lourenço Marques 24 (1957), S. 52-68

- BEUKES, N.J.: Stratigraphy and sedimentology of the Cave Sandstone stage, Karroo System. In: HAUGHTON, S.H. (Ed.), Second Gondwana Symposium Pretoria (1970), S. 321-341
- BEUKES, N.J.: Transition from siliciclastic to carbonate sedimentation near the base of the Transvaal Supergroup, Northern Cape Province, South Africa. *Sediment. Geol.*, Amsterdam 18 (1977), S. 201-221
- BEUKES, N.J.: Lithofacies and stratigraphy of the Kuruman and Griquatown Iron-Formation, Northern Cape Province, South Africa. *Trans. geol. Soc. S-Africa*, Johannesburg 83 (1980), S. 69-86 (1980)
- BICHAN, R.: The evolution and structural setting of the Great Dyke, Rhodesia. In: CLIFFORD, T.N.; GASS, I.G. (Eds.), African magmatism and tectonics, S. 51-71. Edinburgh: Oliver & Boyd 1970
- BIRCH, G.F.: Phosphatic rocks on the western continental margin and adjacent coastal terrace of South Africa. *Mar. Geol.*, Amsterdam 33 (1979), S. 91-116
- BITZ, M.C.; McLEOD, W.D.; NAGY, B.: Ozonolysis of early Precambrian kerogen from the South African Fig Tree Formation (3 billion years old). *Geol. Soc. Amer.*, Meeting, Boulder 15 (1967)
- BLACK, L.P.; JAMES, P.R.: Geological history of the Archaean Napier Complex of Enderby Land. In: OLIVER, R.L. et al. (Eds.), Antarctic Earth science, S. 11-15. Cambridge: Cambridge Univ. Press 1983
- BLANT, G. (Ed.), Bassins sédimentaires des littoral africain. Symposium Montreal 1972, 2 part. Littoral austral. et oriental, 233 S. Assoc. de Serv. Géol. Africains, Paris 1973 (1973 a)
- BLANT, G.: Structure et paléogéographie du littoral méridional et oriental de l'Afrique. In: BLANT, G. (Ed.); Bassins sédimentaires des littoral africain, S. 193-231. Assoc. de Serv. Géol. Africains, Paris 1973 (1973 b)
- BLIGNAUT, J.J.G.: Coal provinces in the Natal Coalfield. *Trans. geol. Soc. S-Africa*, Johannesburg 54 (1951), S. 27-32
- BLUNDELL, D.J.: Palaeomagnetism of the dolerite intrusion. In: STEPHENSON, P.J. (Ed.), Geology 1. Theron Mountains, Shackleton Range and Whichaway Nunataks. *Scient. Rep. Transantarctic Exped. 1955-1958*, London 8 (1966), S. 61-67
- BOND, G.: The Madumabisa (Karoo) shales in the Middle Zambezi Region. *Trans. geol. Soc. S-Africa*, Johannesburg 58 (1955), S. 71-98
- BOND, G.: Late Palaeozoic (Dwyka) glaciation in the Middle Zambezi region. In: HAMBREY, M.J.; HARLAND, W.B. (Eds.), Earth pre-Pleistocene glacial record, S. 55-57. Cambridge: Cambridge Univ. Press 1981
- BOND, G.; STOCKLMAYER, V.R.C.: Possible ice margin fluctuation in the Dwyka Series in Rhodesia. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecolog.*, Amsterdam 3 (1967), S. 433-446
- BORGES, A.: Os depósitos do Karroo no distrito de Tete. *Bol. Serv. indústr., Série geol.*, Lourenço Marques 8 (1946), S. 1-65
- BOTHA, B.J.V.: The provenance and depositional environment of the Red Beds stage of the Karroo System. In: IUGS Symp. Gondwana Stratigraphy. Buenos Aires 1967, S. 763-774. Paris: UNESCO 1969
- BOTHA, B.J.V.; GROBLER, N.J.: Models for the geotectonic evolution of the Middle to Late Precambrian Namaqua Mobile Belt in eastern Namaqualand, South Africa. *Precambrian Res.*, Amsterdam 10 (1979) 1/2, S. 21-41
- BOTHA, B.J.V.; GROBLER, N.J.; LINSTROM, W.; SMIT, C.A.: Stratigraphic correlation between the Kheis and Matsap Formation and their relation to the Namaqualand Metamorphic Complex. *Trans. geol. Soc. S-Africa*, Johannesburg 79 (1976), S. 304-311
- BOTHA, B.J.V.; GROBLER, N.J.; LINSTROM, W.; SMIT, C.A.: Major structural features of the area between the Langeberg Range and Kenhard, northern Cape Province. *Trans. geol. Soc. S-Africa*, Johannesburg 80 (1977), S. 101-109
- BOTHA, B.J.V.; GUNTER, C.J.; KOORHOF, J.C.; SCHOEMAN, P.J.; TORDIFFE, E.A.W.; REENEN, D.D.: Die sisteem Damara in die Gebiet Tussen Uis en Kaap Kruis. *Ann. geol. Surv. S-Africa*, Pretoria 2 (1971), S. 57-68

- BOTHA, B.J.V.; HODGSON, F.D.I.: The structure of the Swakop facies of the Damara system in northwestern South West Africa. *Ann. geol. Surv. S-Africa, Pretoria* 10 (1975), S. 45-47
- BOTHA, B.J.V.; THERON, J.C.: New evidence for the early commencement of Stormberg volcanism. *Tydskr. Natuurwet* 7 (1967), S. 469-473
- BOTHA, B.J.V.; LINSTRÖM, W.: A note on the stratigraphy of the Beaufort Group in northwestern Natal. *Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg* 81 (1978), S. 35-40
- BOUCOT, A.J.: Malvinokaffric Devonian marine community distribution and implications for Gondwana. *Acad. Bras. Ciênc. Anal. Suppl., São Paulo* 43 (1971), S. 23-49
- BOWEN, R.: Measurement of paleotemperatures of the Upper Aptian of Mozambique, Africa, and Middle Cretaceous paleoclimatology. *Amer. J. Sci., New Haven* 261 (1963), S. 566-570
- BOWMAN, J.R.: Use of the isotopic composition of Sr and SiO₂ content in determining the origin of Mesozoic basalt from Antarctica. M. Sc. thesis, Ohio State Univ., Columbus (1971)
- BRADSHAW, J.D.; LAIRD, M.G.; WODZICKI, A.: Structural style and tectonic history in Northern Victoria Land, Antarctica. In: CRADDOCK, G. (Ed.), *Antarctic geoscience*, S. 809-816. Madison: Univ. Wisconsin Press 1982
- BRADSHAW, M.A.: Occurrence and origin of an analcimolite from the Permian Weller Coal Measures of Antarctica. *New Zealand J. Geol. & Geophys., Wellington* 22 (1979) 6, S. 729-736
- BRADSHAW, M.A.: Paleoenvironmental interpretations and systematics of Devonian trace fossils from the Taylor Group (lower Beacon Supergroup), Antarctica. *New Zealand J. Geol. & Geophys., Wellington* 24 (1981) 5/6, S. 615-652
- BRADSHAW, M.A.; McCARTAN, L.: The depositional environment of the Lower Devonian Horlick Formation, Ohio Range. In OLIVER, R.L. et al. (Eds.), *Antarctic Earth science*, S. 238-241. Cambridge: Cambridge Univ. Press 1983
- BRADSHAW, J.D.; ANDREWS, P.B.; FIELD, B.D.: Swanson Formation and related rocks of Marie Byrd Land and a comparison with the Robertson Bay Group of northern Victoria Land. In: OLIVER, R.L. et al. (Eds.), *Antarctic Earth science*, S. 274-279. Cambridge: Cambridge Univ. Press 1983
- BREDELL, J.H.: The Precambrian sedimentary-volcanic sequence and associated intrusive rocks of the Ahlmannryggen, western Dronning Maud Land, a new interpretation. In: CRADDOCK, G. (Ed.), *Antarctic geoscience*, S. 591-597. Madison: Univ. Wisconsin Press 1982
- BREEMEN, O. van: Geochronology of the Limpopo orogenic belt, southern Africa. *J. Earth Sci., Nagoya* 8 (1970), S. 57-62
- BREEMEN, O. van; DODSON, M.H.: Metamorphic chronology of the Limpopo belt, southern Africa. *Geol. Soc. Am. Bull., Boulder* 83 (1972), S. 2005-2018
- BREEMEN, O. van; DODSON, M.H.; VAIL, J.R.: Isotopic age measurements in the Limpopo orogenic belt, southern Africa. *Earth & planet. Sci. Letters, Amsterdam* 1 (1966) 6, S. 401-406
- BRIDEN, J.C.: Application of palaeomagnetism to Proterozoic tectonics. *Philos. Trans. royal Soc. London, London A* 280 (1976), S. 405-416
- BRIDEN, J.C.; DUFF, B.A.; KRÖNER, A.: Palaeomagnetism of the Koras Group, Northern Cape Province, South Africa. *Precambrian Res., Amsterdam* 10 (1979), S. 43-47
- BRIDEN, J.C.; GASS, I.G.: Plate movement and continental magmatism. *Nature, London* 248 (1974), S. 650-663
- BROCK, B.B.; PRETORIUS, D.A.: The geology of the central Rand goldfield. In: HAUGHTON, S.H. (Ed.) *The geology of some ore deposits in southern Africa*. *Geol. Soc. S-Africa, Johannesburg* 1 (1964), S. 63-108
- BROOK, D.: Stratigraphy of the Theron Mountains. *Brit. Antarct. Surv. Bull., Cambridge* 29 (1972), S. 67-89 (1972 a)
- BROOK, D.: Physiography and glacial geomorphology of the Theron Mountains. *Brit. Antarct. Surv. Bull., Cambridge* 29 (1972), S. 25-37 (1972 b)

- BRUIYN, H. de: Folded cross bedding in the Waterberg system. Ann. geol. Surv. S-Africa, Pretoria 9 (1971), S. 91-92
- BRUNN, V. von: Tidalites of the Pongola Supergroup (Early Precambrian) in the Swart-Mfolozi area, northern Natal. Precambrian Res. Unit. Bull., Cape Town 15 (1974), S. 107-122
- BRUNN, V. von; MASON, T.R.: Siliciclastic-carbonate tidal deposits from the 3,000 m.y. Pongola Supergroup, South Africa. Sediment. Geol., Amsterdam 18 (1977), S. 245-255
- BRUNN, V. von; STRATTEN, T.: Late Palaeozoic tillites in the Karroo basin of South Africa. In: HAMBREY, M.J.; HARLAND, W.B. (Eds.), Earth pre-Pleistocene glacial record, S. 71-79. Cambridge: Cambridge Univ. Press 1981
- BURGER, A.J.; COERTZE, F.J.: Radiometric age measurements on rocks from South Africa to the end of 1971. Bull. geol. Surv. S-Africa, Pretoria 58 (1973), 45 S.
- BURKE, K.; DEWEY, J.F.; KIDD, W.S.F.: Dominance of horizontal movements, arc and micro-continental collisions during the later permobil regime. In: WINDLEY, B.F. (Ed.): The early history of the Earth. London: Wiley sons (1976), S. 113-129
- BUTTON, A.: The depositional history of the Wolkberg protobasin. Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg 76 (1973) 1, S. 15-25
- BUTTON, A.: Halite casts in the Umkondo system. Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg 79 (1976), S. 177-178
- BUTTON, A.: Correlation of the Godwan Formation based on stratigraphic trends in the Witwatersrand basin. Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg 81 (1978), S. 109-114
- CADLE, A.B.; HOBDAI, D.K.: A subsurface investigation of the Middle Ecca and Lower Beaufort in northern Natal and the southeastern Transvaal. Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg 80 (1977), S. 111-115
- CAHEN, L.; SNEELLING, N.J.: The geochronology of equatorial Africa, 195 S. Amsterdam: North Holl. Publ. Co. 1966
- CAIN, A.C.: A preliminary review of the stratigraphic relationships and distribution of metamorphism in the northern part of the Natal-Namaqua-rides, South-Africa. Geol. Rdsch., Stuttgart 64 (1975), S. 192-216
- CAIRNCROSS, B.: Anastomosing river deposits: palaeoenvironmental control on coal quality and distribution, northern Karroo Basin. Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg 83 (1980), S. 327-332
- CAIRNEY, T.: The geology of the Leopards Hills area. Explanation of degree sheet 1528, S.E. quarter. Geol. Surv. Zambia, Rep. Lusaka 21 (1967), 64 S.
- CAMERON, E.N.: The lower zone of the eastern Bushveld Complex in the Olifants River trough. J. Petrol., Oxford 19 (1978) 3, S. 437-462
- CANNON, R.T.; HOPKINS, D.A.; THATCHER, E.C.; PETERS, E.R.; KEMP, J.; GASKELL, J.L.; RAY, G.E.: Polyphase deformation in the Mozambique Belt, northern Malawi. Geol. Soc. Amer. Bull., Boulder 80 (1969), S. 2615-2622
- CAPURRO, L.R.A.: Expedición Argentina al Mar de Weddell. Ministerio de Marina, Dirección General de Navegación e Hidrografía (1955), S. 129-131
- CARVALHO, L.H.B.: Relatório de campanha, grupo 3, vol. III Lourenço Marques (1960)
- CARVALHO, L.H.B.: Formações vulcânicas de Carinde (Tete-Moçambique). In: Polit. de Vila Real, Portugal (1977), 213 S.
- CATHCART, J.B.; SCHMIDT, D.L.: Middle Paleozoic sedimentary phosphate in the Pensacola Mts., Antarctica. Geol. Surv. profess. Pap., Washington 456 E (1977) S. E 18
- CHAPPELL, J.; HUMPHREYS, M.: Glacial sedimentation in the lower Karroo Mid-Zambezi valley, Rhodesia. Proc., 2nd Gondwana Symp. South Africa (1970), S. 501-510
- CHATTERJEE, S.: The paleoposition of Marie Byrd Land, West Antarctica. Antarctic J., U.S. Washington 15 (1980) 5, S. 17-18
- CLARKSON, P.D.: Geology of the Shackleton Range: a preliminary report. Brit. Antarct. Surv. Bull., Cambridge 31 (1972), S. 1-15

- CLARKSON, P.D.: Age and position of the Ellsworth Mountains crustal fragment, Antarctica. *Nature*, London 165 (1977), S. 615-616
- CLARKSON, P.D.: Geology of the Shackleton Range: I. The Shackleton Range Metamorphic Complex. *Brit. Antarct. Surv. Bull.*, Cambridge 51 (1981), S. 257-283 (1981 a)
- CLARKSON, P.D.: Geology of the Shackleton Range: II. The Turnpike Bluff Group. *Brit. Antarct. Surv. Bull.*, Cambridge 52 (1981), S. 109-124 (1981 b)
- CLARKSON, P.D.: Geology of the Shackleton Range: IV. The dolerite dykes. *Brit. Antarct. Surv. Bull.*, Cambridge 53 (1981), S. 201-212 (1981 c)
- CLARKSON, P.D.: Tectonic significance of the Shackleton Range. In: CRADDOCK, C. (Ed.) *Antarctic geoscience*, S. 835-839. Madison: Univ. Wisconsin Press 1982(1982 a)
- CLARKSON, P.D.: The reconstruction of Lesser Antarctica within Gondwana. Vol. Abstracts of 4th Intern. Symp. Antarctic Earth sciences, S. 31. Adelaide Univ., South Australia 1982 (1982 b)
- CLARKSON, P.D.; BROOK, M.: Age and position of the Ellsworth Mountains crustal fragment, Antarctica. *Nature*, London 265 (1977) Nr. 5595, S. 615-616
- CLARKSON, P.D.; WYETH, R.B.: Geology of the Shackleton Range: III. The Blaiklock Glacier Group. *Brit. Antarct. Surv. Bull.*, Cambridge 52 (1981)
- CLEVERLY, R.W.: The volcanic geology of the Lebombo monocline in Swaziland. *Trans. geol. Soc. S-Africa*, Johannesburg 82 (1979), S. 343-348
- CLEVERLY, R.W.; BRISTOW, J.W.: Revised volcanic stratigraphy of the Lebombo monocline. *Trans. geol. Soc. S-Africa*, Johannesburg 82 (1979) 2, S. 227-230
- CLIFFORD, T.N.: The Damaran episode in the Upper Proterozoic-Lower Palaeozoic history of southern Africa. *Geol. Soc. Amer. spec. Pap.*, Boulder 92 (1967), 100 S.
- CLIFFORD, T.: The structural framework of Africa. In: CLIFFORD, T.N.; GASS, I.G. (Eds.) *African magmatism and tectonics*, S. 1-26. Edinburgh: Oliver & Boyd 1970
- CLIFFORD, T.N.; GRONOW, J.; REX, D.C.; BURGER, A.J.: Geochronological and petrogenetic studies of high-grade metamorphic rocks and intrusives in Namaqualand, South Africa. *J. Petrol.*, Oxford 16 (1975), S. 154-188
- CLIFFORD, T.N.; STUMPEL, E.F.; BURGER, A.J.; MCCARTHY, T.S.; REX, D.C.: Mineral-chemical and isotopic studies of Namaqualand granulite, South Africa. *Contrib. Mineral. & Petrol.*, Berlin 77 (1981), S. 225-250
- COATES, D.A.: Pagoda fromation: evidence of Permian glaciation in the Central Transantarctic Mountains. In: ADIE, R.J. (Ed.), *Antarctic geology and geophysics*, S. 359-364. Oslo: Universitetsforlaget 1972
- COCKS, L.R.M.; BRUNTON, C.H.C.; ROWELL, A.J.; RUST, I.C.: The first Lower Palaeozoic fauna from South Africa. *Quart. J. Geol. Soc. London*, London 125 (1970), S. 583-603
- COELHO, A.V.P.: Manifestações vulcânicas e subvulcânicas do Karroo e posteriores em Moçambique. *Garcia de Horta* 17 (1969) 3, S. 333-376
- COELHO, A.V.P.: O complexo gabro-anortosítico de Tete (Moçambique). *Bol. Serv. Geol. Minas, Lourenço Marques* 35 (1969), S. 61-78
- COERTZE, F.J.; JANSEN, H.; WALRAVEN, F.: The transition from the Transvaal sequence to the Waterberg group. *Trans. geol. Soc. S-Africa*, Johannesburg 80 (1977), S. 145-156
- COLBERT, E.H.: Antarctic Triassic tetrapods. In: ADIE, R.J. (Ed.): *Antarctic geology and geophysics*, S. 393-401. Oslo: Universitetsforlaget 1972
- COLE, D.I.: Aspects of the sedimentology of some uranium-bearing sandstones in the Beaufort-West area, Cape province. *Trans. geol. Soc. S-Africa*, Johannesburg 83 (1980), S. 375-390
- COLLINSON, J.W.; VAVRA, C.L.; ZAWISKIE, J.M.: Sedimentology of the Polarstar Formation (Permian), Ellsworth Mountains. *Antarctic J.*⁴⁵ Washington 15 (1980) 5, S. 30-31
- COMPSTON, W.; McDUGALL, I.; HEIER, K.S.: Geochemical comparison of the Mesozoic basaltic rocks of Antarctica, South Africa, South America and Tasmania. *Geochem. et cosmochem. Acta*, London 32 (1968) 2, S. 129-149

- CONDIE, K.C.: Archean greenstone belts, 434 S. Amsterdam: Elsevier 1981
- CONDIE, K.C.; MACKIE, J.E.; REIMER, T.O.: Petrology and geochemistry of early Precambrian graywackes from the Fig Tree Group, South Africa. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Boulder 81 (1970), S. 2759-2776
- COOLEN, J.J.M.M.M.; PRIEM, H.N.A.; VERDURMEN, E.A.T.; VERSCHURE, R.H.: Possible zircon U-Pb evidence for Panafrikan granulite facies metamorphism in the Mozambique Belt of southern Tanzania. *Precambrian Res.*, Amsterdam 17 (1982), S. 31-40
- COOPER, M.R.; OOSTHUIZEN, R.: Archaeocyathid-bearing erratics from the Dwyka Subgroup (Permo-Carboniferous) of South Africa and their importance to continental drift. *Nature*, London 247 (1974), S. 396-398
- COOPER, R.A.; JAGO, J.B.; MCKINNON, D.I.; SHERGOLD, J.H.; VIDAL, G.: Late Precambrian and Cambrian fossils from northern Victoria Land and their stratigraphic implication. In: CRADDOCK, C. (Ed.), *Antarctic geoscience*, S. 629-633
- COOPER, R.A.; JAGO, J.B.; ROWELL, A.J.: Age and correlation of the Cambro-Ordovician Bowers Supergroup, Northern Victoria Land. Vol. Abstracts of 4th Intern. Symp. Antarctic Earth Science, S. 36. Adelaide Univ. South Australia 1982
- COOPER, R.A.; JAGO, J.B.; ROWELL, A.J.; BRADDOCK, P.: Age and correlation of the Cambrian-Ordovician Bowers Supergroup, Northern Victoria Land. In OLIVER, R.L. et al. (Eds.), *Antarctic Earth sciences*, S.128-131. Cambridge: Cambridge Univ. Press 1983
- CORDINI, I.R.: El conocimiento geológico de la Antártica. *Inst. Antarct. Argentino, Publ.*, 6 (1959), S. 141-145
- CORNELL, D.H.: A post-Transvaal age for the Marydale Formation, southern Africa. *Earth & planet. Sci. Letters*, Amsterdam 32 (1977), S. 117-123
- COUSINS, C.A.: Sub-Karoo contours and notes on the Karroo succession in the Odendaalsrus area of the Orange Free State. *Trans. Proc. geol. Soc. S-Africa*, Johannesburg 53 (1950), S. 229-242
- COUSINS, C.A.: The structure of the mafic portion of the Bushveld Igneous Complex. *Trans. geol. Soc. S-Africa*, Johannesburg 62 (1959), S. 179-189
- COWARD, M.P.: Archean deformation pattern in southern Africa. *Philos. Trans. royal. Soc. London*, London A 283 (1976), S. 313-331 (1976 a)
- COWARD, M.P.: The pre-cleavage deformation of the sediments and gneisses of the northern part of the Limpopo belt. In: WINDLEY, B.F. (Ed.), *The early history of the Earth*, S. 323-330. London: Wiley sons 1976 (1976 b)
- COWARD, M.P.: Shear zones in the Precambrian crust of southern Africa. *J. struct. Geol.*, Oxford 2 (1980) 1/2, S. 19-27
- COWARD, M.P.: The junction between Pan-African mobile belts in Namibia: its structural history. *Tectonophysics*, Amsterdam 76 (1981) 1/2, S. 59-73 (1981 a)
- COWARD, M.P.: Pan-African gneiss domes, diapirs and sheath folds. *J. struct. Geol.*, Oxford 3 (1981), S. 91 (1981 b)
- COWARD, M.P.; FAIRHEAD, I.D.: Gravity and structural evidence for the deep structure of the Limpopo belt, southern Africa. *Tectonophysics*, Amsterdam 68 (1980) 1/2, S. 31-43
- COWARD, M.P.; JAMES, P.R.; WRIGHT, L.: Northern margin of the Limpopo mobile belt, southern Africa. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Boulder 87 (1976), S. 601-611
- COX, K.G.: Flood basalts, subduction and the break-up of Gondwanaland. *Nature*, London 274 (1978), S.47-49
- COX, K.G.: Structural evolution of the Masukwe Complex, Nuanetsi Igneous Province, southern Rhodesia. *Trans. Proc. geol. Soc. S-Africa*, Johannesburg 67 (1964), S. 119-127
- COX, K.G.: Tectonics and volcanism of the Karroo period and their bearing on the postulated fragmentation of Gondwanaland. In: CLIFFORD, T.N.; GASS, I.G. (Eds.) *African magmatism and tectonics*, S. 211-235. Edinburgh: Oliver & Boyd 1970
- COX, K.G.: The Karroo volcanic cycle. *Quart. J. geol. Soc. London*, London 128 (1972), S. 311-336

- COX, K.G.; HORNING, G.: Petrology of the Karroo basalts of Basutoland. *Amer. Mineral.*, Washington 51 (1966), S. 1414-1432
- COX, K.G.; JOHNSON, R.L.; MONKMAN, L.J.; STILLMAN, C.J.; VAIL, J.R.; WOOD, D.N.: The geology of the Nuanetsi Igneous Province. *Philos. Trans. royal Soc. London*, London A 257 (1965), S. 71-218
- COX, K.G.; MacDONALD, D.R.; HORNING, G.: Geochemical and petrographic provinces in the Karroo basalts of southern Africa. *Amer. Mineral.*, Washington 52 (1967), S. 1451-1474
- CRADDOCK, C.: Geology of the Ellsworth Mountains. In: BUSHNELL, V.C.; CRADDOCK, C. (Eds.), *Geologie map of Antarctica. Antarct. Map Folio Series*, *Amer. Geogr. Soc.*, Washington (1969)
- CRADDOCK, C.: Antarctic geology and Gondwanaland. *Antarctic J. U.S.*, Washington 5 (1970), S. 53-57
- CRADDOCK, C.: Tectonic evolution of the Pacific margin of Gondwanaland. In: CAMPBELL, K.S.W. (Ed.), *Gondwana geology*, S. 609-618. Canberra: Austral. Nat. Univ. Press 1975
- CRADDOCK, C.: Antarctica and Gondwanaland (review). In: CRADDOCK, C. (Ed.), *Antarctic Geoscience*, S. 3-13. Madison: Univ. Wisconsin Press 1982
- CRADDOCK, C.; ANDERSON, J.J.; WEBERS, G.F.: Geologic outline of the Ellsworth Mountains. In: ADIE, R.J. (Ed.), *Antarctic geology* S. 155-170. Amsterdam: North Holl. Publ. Co. 1964
- CRADDOCK, C.; WEBERS, G.F.: Geology of the Ellsworth Mountains to Thiel Mountains. *Antarctic J.*, Washington 12 (1977) 4, S. 85
- CRADDOCK, C.; WEBERS, G.F.; ANDERSON, J.J.: Geology of the Ellsworth Mountains Thiel Mountains ridge. In: CRADDOCK, C. (Ed.) *Antarctic geoscience*, S. 849. Madison: Univ. Wisconsin Press 1982
- CROCKETT, R.N.: Some aspects of post Transvaal system tectogenesis in southeastern Botswana with particular reference to the Lobatse and Ramotswa areas. *Trans. geol. Soc. S-Africa*, Johannesburg 7 (1971) 3, S. 211-235
- CROCKETT, R.N.; JONES, M.T.: Some aspects of the geology of the Waterberg system in eastern Botswana. *Trans. geol. Soc. S-Africa*, Johannesburg 78 (1975), S. 1-10
- CROWELL, J.C.; FRAKES, L.A.: Late Paleozoic glaciation. Part V. Karroo Basin, South Africa. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Boulder 83 (1972) 10, S. 2887-2912
- CROWELL, J.C.; FRAKES, L.A.: The Late Palaeozoic glaciation. In: CAMPBELL, K.S.W. (Ed.): *Gondwana geology*, S. 313-331. Canberra: Austr. Nat. Univ. Press 1975
- DALZIEL, I.W.D.: Large-scale folding in the Scotia Arc. In: ADIE, R.J. (Ed.): *Antarctic geology and geophysics*, S. 47-55. Oslo: Universitetsforlaget 1972
- DALZIEL, I.W.D.; ELLIOT, D.H.: The Scotia arc and antarctic margin. In: NAIRN, A.E.M., STEHLI, F.G. (Ed.), *The ocean basins and margins*, 1. The South Atlantic, S. 171-246. New York: Plenum Press 1973
- DANIELS, C.H. von; GRAHAM, F.; JARITZ, W.; KEMPER, E.; KOCH, W.: Zum Vorkommen von Sedimentgesteinen des Mesozoikums und des Tertiärs im Küstengebiet von Nord-moçambique. *Geol. Jb.*, Hannover B 26 (1977), S. 167-172
- DARRACOT, B.W.: The structure of the southern portion of the Lebombo volcanic belt deduced by gravity data. *Trans. geol. Soc. S-Africa*, Johannesburg 77 (1974) 3, S. 301-308
- DAVIES, R.D.; ALLSOPP, H.L.; ERLANK, A.J.; MASON, W.I.: Sr-isotopic studies on various layered mafic intrusion in southern Africa. *Geol. Soc. S-Africa*, spec. Publ., Johannesburg 1 (1970), S. 576-593
- DAWSON, J.B.: The structural setting of African kimberlite magmatism. In: CLIFFORD, T.N.; GASS, I.G. (Eds.), *African magmatism and tectonics*, S. 321-335. Edinburgh: Oliver & Boyd 1970
- DENMAN, P.D.; MONEY, N.J.: The coal resources of the Zambezi Valley, V. Siankondobo. The north-eastern area, preliminary report vol. I. Text. *Geol. Surv. Dep., Econ. Rep.*, Lusaka 23 (1968)

- DENMAN, P.; MONEY, N.J.: Stratigraphy and sedimentology of the Sinkumbe formation and Siankondobo sandstone formation in the Gwembe region, Mid Zambezi valley. In: HAUGHTON, S.H. (Ed.), Second Gondwana Symposium South Africa, Pretoria (1970), S. 409-415
- DePAOLO, D.J.; MANTON, W.I.; GREW, E.S.; HALPERN, M.: Sm-Nd, Rb-Sr and U-Th-Pb systematics of granulite facies rocks from Fyfe Hills, Enderby Land, Antarctica. *Nature*, London 298 (1982), S. 614-618
- DIAS, M.B.: Geologia do Monte Muambe. *Bol. Serv. Ind., Ser. geol., Lourenço Marques* 27 (1961), S. 37-65
- DICKINS, J.M.: Eurydesma and Peruvispira from the Dwyka beds of South Africa. *Palaeontology*, London 4 (1961), S. 138-148
- DIETZ, R.S.: Vredefort ring structure: Meteorite impact scar. *J. Geol.*, Chicago 69 (1961), S. 499-516
- DIETZ, R.S.: Vredefort Ring - Bushveld Complex impact event and lunar maria (abstr.). *Geol. Soc. Amer. spec. Pap.*, Boulder 73 (1963), S. 35
- DIETZ, R.S.; HOLDEN, J.C.: Reconstruction of Pangaea: breakup and dispersion of continents, Permian to Present. *J. geophys. Res.*, Richmond 75 (1970) 26, S. 4939-4956
- DIETZ, R.S.; HOLDEN, J.C.; SPROLL, W.P.: Antarctica and continental drift. In: ADIE, R.J. (Ed.), Antarctic geology and geophysics, S. 837-842. Oslo: Universitetsforlaget 1972
- DIETZ, R.S.; SPROLL, W.P.: Fit between Africa and Antarctica: a continental drift reconstruction. *Science*, Washington 167 (1970), S. 1612-1614
- DINGLE, R.V.: Tertiary sedimentary history of the continental shelf off southern Cape Province, South Africa. *Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg* 74 (1971) 3, S. 174-185
- DINGLE, R.V.: Mesozoic palaeogeography of the southern Cape, South Africa. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeocol.*, Amsterdam 13 (1973), S. 203-213 (1973 a)
- DINGLE, R.V.: Regional distribution and thickness of post-Paleozoic sediments on the continental margin of southern Africa. *Geol. Mag.*, Cambridge 10 (1973), S. 97-102 (1973 b)
- DINGLE, R.V.: Post-Paleozoic stratigraphy of the eastern Agulhas Bank, South African continental margin. *Mar. Geol.*, Amsterdam 15 (1973), S. 1-23 (1973 c)
- DINGLE, R.V.: The geology of the continental shelf between Lüderitz and Cape Town (Southwest Africa) with special reference to Tertiary strata. *J. geol. Soc. London*, London 129 (1973), S. 337-363 (1973 d)
- DINGLE, R.V.: Large allochthonous sediment masses and their role in the construction of the continental slope and rise off southwestern Africa. *Mar. Geol.*, Amsterdam 37 (1980) 3/4, S. 233-254
- DINGLE, R.V.; GENTLE, R.I.: Early Tertiary volcanic rocks on the Agulhas Bank, South African continental shelf. *Geol. Mag.*, Hertford 109 (1972), S. 127-136
- DINGLE, R.V.; SCRUTTON, R.A.: Continental breakup and the development of post-Paleozoic basins around southern Africa. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Boulder 85 (1974) 9, S. 1467-1474
- DIX, O.R.: High-grade metamorphism and possible overturning of the Tugela layered intrusion in southeast Africa. *Geology*, Boulder 9 (1981), S. 155-160
- DOJŤS, S.; PASTEELS, P.; KRYLOV, A.J.; ZILIN, J.I.; RAVIČ, M.G.: Sravnitel'nye dannye absoljutnyh vozrastov porod zemli Korolevy Mod. *Dokl. AN SSSR, Moskva* 156 (1964), S. 45-48
- DOTT, R.H.; WINN, R.D.; SMITH, C.H.L.: Relationship of Late Mesozoic and Early Cenozoic sedimentation to the tectonic evolution of the southernmost Andes and Scotia arc. In: CRADDOCK, C. (Ed.), Antarctic geoscience, S. 193-202. Madison: Univ. Wisconsin Press 1982
- DOW, J.A.S.; NEALL, V.E.: Summary of the geology of lower Rennick glacier, Northern Victoria Land. In: ADIE, R.J. (Ed.), Antarctic geology and geophysics, S. 339-344. Oslo: Universitetsforlaget 1972

- DOWNING, K.N.; COWARD, M.P.: The Okahandja lineament and its significance for Damaran tectonics in Namibia. *Geol. Rdsch., Stuttgart* 70 (1981) 3, S. 972-1000
- DRYSDALL, A.R.: The Karroo system in Northern Rhodesia. *Northern Rhodesia Geol. Surv., Occasional Pap., Lusaka* 32 (ca. 1965), S. 131-142
- DRYSDALL, A.R.; WELLER, R.K.: Karroo sedimentation in Northern Rhodesia. *Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg* 69 (1966), S. 39-69
- DUNCAN, R.A.: Hotspots in the southern oceans - an absolute frame of reference for motion of the Gondwana continents. *Tectonophysics, Amsterdam* 74 (1981) 1/2, S. 29-42
- DUNLEVEY, J.N.; HILLER, N.: The Witteberg-Dwyka contact in the southwestern Cape. *Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg* 82 (1979), S. 251-256
- DUNLOP, D.J.: Palaeomagnetic evidence for Proterozoic continental development. *Philos. Trans. royal Soc. London, London A* 301 (1981), S. 265-277
- DUTOIT, A.L.: The Carboniferous glaciation of South Africa. *Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg* 24 (1921), S. 188-227
- DUTOIT, A.L.: A geological comparison of South America with South Africa. *Carnegie Inst. Washington, Publ. Nr.* 381 (1927)
- DUTOIT, A.L.: The Lebombo Range, an area of tension. *Trans. royal Soc. S-Africa, Johannesburg* 17 (1929), S. 189-217
- DUTOIT, A.L.: Our wandering continents, 366 S. Edinburgh: Oliver & Boyd 1937
- DUTOIT, A.L.: The geology of South Africa, 611 S. Edinburgh: Oliver & Boyd 1954
- DUTOIT, M.C.: Mesozoic geology of the Agulhas Bank, South Africa. PhD. thesis, unpubl., Cape Town 1976
- DUTOIT, S.R.: The Mesozoic history of the Agulhas Bank in terms of the plate tectonic theory. *Geol. Soc. S-Africa, spec. Publ., Johannesburg* (1979), S. 197-203
- DUTOIT, S.R.; LEITH, M.J.: The J(c)-1 borehole on the continental shelf near Stanger Natal. *Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg* 77 (1974), S. 247-252
- EASTIN, R.: Geochronology of the basement rocks of the central Transantarctic Mountains, Antarctica. *Ohio State Univ. Columbus* 1970
- EASTIN, R.; FAURE, G.: The age of the Littlewood volcanics of Coatsland, Antarctica. *J. Geol., Chicago* 79 (1971), S. 241-245
- EASTIN, R.; FAURE, G.; NEETHLING, D.C.: The age of the Trollkjellrygg volcanics of western Queen Maud Land, Antarctica. *Antarctic J., U.S., Washington* 5 (1970), S. 157-158
- EASTIN, R.; FAURE, G.; SHULTZ, C.H.; SCHMIDT, D.C.: Rb-Sr ages of the Littlewood volcanics and of the acid volcanic rocks of the Neptune Range, Pensacola Mts., Antarctica. *Geol. Soc. Amer., Abstr. Boulder* 13 (1969)
- EDWARDS, C.W.: New palaeontologic evidence of Triassic sedimentation in West Antarctica. In: CRADDOCK, C. (Ed.), *Antarctic geoscience* S. 325-330. Madison: Univ. Wisconsin Press 1982 (1982 a)
- EDWARDS, C.W.: Large scale sliding on a fore-arc basin: Fossil Bluff formation, Alexander Island, Antarctica. Vol. Abstracts of 4th Intern. Symp. Antarct. Earth Science, S. 50. Adelaide Univ., South Australia 1982 (1982 b)
- EEDEN, O.R. van: The correlation of the subdivision of the Karroo system. *Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg* 76 (1973), S. 201-206
- ELLIOT, D.H.: Major oxide chemistry of the Kirkpatrick Basalt, central Transantarctic Mountains. In: ADIE, R.J. (Ed.), *Antarctic geology and geophysics*, S. 413-418. Oslo: Universitetsforlaget 1972
- ELLIOT, D.H.: Aspects of antarctic geology and drift reconstruction. In: ADIE, R.J. (Ed.), *Antarctic geology and geophysics*, S. 849-858. Oslo: Universitetsforlaget 1972

- ELLIOT, D.H.: Tectonics of Antarctica: a review. *Amer. J. Sci.*, New Haven 275 A (1975), S. 45-106 (1975 a)
- ELLIOT, D.H.: Gondwana basins of Antarctica. In: CAMPBELL, K.S.W. (Ed.), *Gondwana geology*, S. 493-536. Canberra: Austr. Nat. Univ. Press 1975 (1975 b)
- ELLIOT, D.H.: The Mid-Mesozoic to Mid-Cenozoic active plate margin of the Antarctic Peninsula. Vol. Abstracts of 4th Intern. Symp. Antarctic Earth Science, S. 51. Adelaide Univ., South Australia 1982
- ELLIOT, D.H.: The Mid-Mesozoic to Mid-Cenozoic active plate margin of the Antarctic Peninsula. In: OLIVER, R.L. et al (Eds.), *Antarctic Earth science*, S. 347-351. Cambridge: Cambridge Univ. Press 1983
- ELLIOT, D.H.; WATTS, D.R.: The nature and origin of volcanoclastic material in some Karroo and Beacon rocks. *Trans. geol. Soc. S-Africa*, Johannesburg 77 (1974), S. 109-111
- ENGEL, A.E.J.; ITSON, S.P.; ENGEL, C.G.; STICKNEY, D.M.; CRAY, E.J.: Crustal evolution and global tectonics: a petrogenic view. *Bull. geol. Soc. Amer.*, Boulder 85 (1974), S. 843-858
- ENGEL, A.E.J.; NAGY, B.; NAGY, L.A.; ENGEL, C.G.; KREMP, G.O.W.; DREW, C.M.: Algae-like forms in Onverwacht series, South Africa oldest recognized lifelike forms on the Earth. *Science*, Washington 161 (1968), S. 1005-1008
- ENGLAND, A.W.: Geologic and geophysical investigations of the Dufek Intrusion. *Antarctic J., U.S.*, Washington 13 (1978) 3, S. 5
- ERIKSSON, K.A.: Tidal deposits from the Archaean Moodies Group, Barberton Mountain Land, South Africa. *Sediment. Geol.*, Amsterdam 18 (1977), S. 257-281 (1977 a)
- ERIKSSON, K.A.: Tidal flat and subtidal sedimentation in the 2.250 m.y. Malmans Dolomite, Transvaal, South Africa. *Sediment. Geol.*, Amsterdam 18 (1977), S. 223-244 (1977 b)
- ERIKSSON, K.A.: Alluvial and destructive beach facies from the Archaean Moodies group, Barberton Mountainland, South Africa. In: MIALI, A.D. (Ed.), *Fluvial sedimentology*. *Can. Soc. petrol. geol. Mem.*, Calgary (1978), S. 287-311
- ERIKSSON, K.A.: Marginal marinedepositional processes from the Archaean Moodies Group, Barberton Mountainland, South Africa. Evidence and significance. *Precambrian Res.*, Amsterdam 8 (1979), S. 153-182
- ERIKSSON, K.A.: Hydrodynamic and palaeogeographic interpretation of turbidite deposits from Archean Fig Tree Group of the Barberton Mountainland, South Africa. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Boulder 91 (1980), S. 21-26 (1980 b)
- ERIKSSON, K.A.; TRUSWELL, J.F.: Geological processes and atmospheric evolution in the Precambrian. In: TARLING, D.H. (Ed.), *Evolution of the Earth crust*, S. 219-238. London: Academic Press 1978
- ERIKSSON, K.A.; TURNER, B.R.; VOS, R.G.: Evidence of tidal processes from the lower part of the Witwatersrand Supergroup, South Africa. *Sediment. Geol.*, Amsterdam 29 (1981) 4, S. 309-325
- ERIKSSON, P.G.: Mesozoic sheetflow and playa sediments of the Clarens formation in the Kamberg area of the Natal Drakensberg. *Trans. geol. Soc. S-Africa*, Johannesburg 82 (1979), S. 257-258
- ERIKSSON, P.G.: A palaeoenvironmental analysis of the Clarens formation in the Natal Drakensberg. *Trans. geol. Soc. S-Africa*, Johannesburg 84 (1981) 1, S. 7-17
- ERIKSSON, S.C.: Kimberlites and associated alkaline magmatism. In: TANKARD, A.J.; u.a. (Eds.), *Crustal evolution of southern Africa*, S. 424-432. New York: Springer Verlag 1982
- ERLANK, A.J.; HOFMEYER, P.K.: K/Rb and K/Cs ratios in Karroo dolerites from South Africa. *J. geophys. Res.*, Richmond 71 (1966), S. 5439-5445

- ERNST, W.G.: Metamorphic zonation as presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and the Alps. *Contr. Mineral. Petrol.*, Berlin 34 (1971), S. 43-59
- FAIRBRIDGE, R.W.: Falkland Islands (Islas Malvinas). In: FAIRBRIDGE, R.W. (Ed.), *The Encyclopedia of the World, Regional geology, part I: Western hemisphere*, S. 273-275. Stroudsburg: Dowden, Hutchinson, Ross 1975
- FALCON, R.M.S.: Palyno-stratigraphy of the Lower Karroo sequence in the central Sebungwe district, Mid Zambezi Basin, Rhodesia. *Palaeont. afr.*, Johannesburg 18 (1975), S. 1-29
- FALCON, R.: Palynology of the Middle Zambezi-Basin. *Rhodesia Geol. Surv., Bull.*, Salisbury 70 (1973), S. 43-115
- FARQUHARSON, G.W.: Late Mesozoic sedimentation in the northern Antarctic Peninsula and its relationship to the southern Andes. *J. geol. Soc.*, London 139 (1982), S. 721-727 (1982 a)
- FARQUHARSON, G.W.: Evolution of Late Mesozoic sedimentary basin in northern Antarctic Peninsula. Vol. Abstract of 4th Intern. Symp. Antarctic Earth Science, S. 56. Adelaide Univ., South Australia 1982 (1982 b)
- FARQUHARSON, G.W.: Evolution of Late Mesozoic sedimentary basins in the northern Antarctic Peninsula. In OLIVER, R.L. et al. (Eds.), *Antarctic Earth science*, S. 323-327. Cambridge: Cambridge Univ. Press 1983
- FARRAR, E.; McBRIDE, S.L.; ROWLEY, P.D.: Ages and tectonic implications of Andean plutonism in the southern Antarctic Peninsula. In: CRADDOCK, C. (Ed.), *Antarctic geoscience*, S. 349-356. Madison: Univ. Wisconsin Press 1982
- FAURE, G.; BOWMAN, J.R.; ELLIOT, D.H.: The initial $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ ratios of the Kirwan volcanics of Dronning Maud Land: comparison with the Kirkpatrick basalt, Transantarctic Mountains. *Chem. Geol.*, Amsterdam 26 (1979), S. 77-90
- FAURE, G.; BOWMAN, J.R.; ELLIOT, D.H.; JONES, L.M.: Strontium isotope composition and petrogenesis of the Kirkpatrick basalt, Queen Alexandra Range, Antarctica. *Contrib. Mineral. & Petrol.*, Berlin 48 (1974), S. 153-169
- FAURE, G.; HILL, R.I.; EASTIN, R.; MONTIGNY, R.J.E.: Age determination of rocks and minerals from the Transantarctic Mountains. *Antarctic J., U.S.*, Washington 3 (1968), S. 173-175
- FAURE, G.; MURTAUGH, J.G.; MONTIGNY, R.J.E.: The geology and geochronology of the basement complex of the central Transantarctic Mountains. *Canad. J. Earth Sci.*, Ottawa 5 (1968) 3, S. 555-560
- FAURE, G.; PACE, K.; ELLIOT, D.H.: Systematic variations of $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ ratios and major element concentrations in the Kirkpatrick basalt of Mt. Falla, Queen Alexandra Range, Transantarctic Mountains. In: CRADDOCK, C. (Ed.), *Antarctic geoscience*, S. 715-723. Madison: Univ. Wisconsin Press 1982
- FERRAR, H.T.: Report on the field-geology of the region explored during the "Discovery" Antarctic Expedition 1901-1904. In: *National Antarctic Expedition 1901-1904 Natural history, vol. 1 Geology*, S. 1-100, London 1907
- FERRARA, G.; SACCHI, R.; TONARINI, S.; ZANETTIN, G.: Radiometric ages of the Mozambique Belt. In: *Abstr. 27th Intern. geol. Congr. Moskau 1984*, S. 290-291. Moskau: IGC 1984
- FIELD, B.D.; FINDLAY, R.H.: Preliminary report on the sedimentology of the Robertson Bay Group, North Victoria Land. *New Zealand Antarct. Rec.*, Christchurch 4 (1982) 2, S. 20-23
- FIELD, B.D.; FINDLEY, R.H.: The sedimentology of the Robertson Bay Group, Northern Victoria Land. In: OLIVER, R.L. et al. (Eds.), *Antarctic Earth science*, S. 102-106. Cambridge: Cambridge Univ. Press 1983
- FINDLAY, R.H.: Structural and metamorphic observations in the Robertson Bay Group, Northern Victoria Land. Vol. Abstracts of 4th Intern. Symp. Antarct. Earth Sciences, S. 61. Adelaide Univ., South Australia 1982

- FINDLAY, R.H.; FIELD, B.D.: Preliminary report on the structural geology of the Robertson Bay Group, North Victoria Land, Antarctica. *Zew Zealand Antarct. Rec.*, Christchurch 4 (1982) 2, S. 15-19
- FLECK, R.J.; SUTTER, J.F.; ELLIOT, D.H.: Interpretation of discordant ⁴⁰Ar/³⁹Ar age spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica, *Geochim. et cosmochim. Acta*, Oxford 41 (1977), S. 15-32
- FLORES, G.: On the age of the Lupata rocks, lower Zambezi River, Mocambique. *Trans. geol. Soc. S-Africa*, Johannesburg 67 (1964), S. 111-118
- FLORES, G.: The Cretaceous and Tertiary sedimentary basins of Mozambique and Zululand. In: BLANT, G. (Ed.), *Sedimentary basins of the African coast*. *Assoc. Afr. Geol. Surv.*, Paris (1973), S. 81-111
- FÖRSTER, R.: Die geologische Entwicklung von Süd-Mocambique seit der Unterkreide und die Ammonitenfauna von Unterkreide und Cenoman. *Geol. Jb.*, Hannover B 12 (1974), 324 S.
- FÖRSTER, R.: Mozambique. In: REYMENT, R.A.; BENGTON, P. (Ed.), *Aspects of Mid Cretaceous regional geology*, S. 161-170. London: Academic Press 1981
- FÖRSTER, R.: The geological history of the sedimentary basin of southern Mozambique and some aspects of the origin of the Mozambique Channel. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, Amsterdam 17 (1975), S. 265-287
- FORD, A.B.: Cordierite-bearing hypersthene-quartz monzonite porphyry in the Thiel Mountains and its regional importance. In: ADIE, R.J. (Ed.), *Antarctic geology*, S. 429-441. Amsterdam: North Holl. Publ. Co. 1964
- FORD, A.B.: Development of the layered series and capping granophyr of the Dufek intrusion of Antarctica. In: VISSER, D.J.L.; GRÜNEWALD, G. (Eds.), *Symposium on the Bushveld igneous complex and other layered intrusions*. *Geol. Soc. S-Africa, Spec. Publ.*, Johannesburg 1 (1970), S. 492-510
- FORD, A.B.: Fit of Gondwanian continents - drift reconstruction from the Antarctic continent viewpoint. *Intern. Geol. Congr. 24th, Sec. 3*, Montreal (1972), S. 113-121 (1972 a)
- FORD, A.B.: Weddell Orogeny-Latest Permian to Early Mesozoic deformation at the Weddell Sea margin of the Transantarctic Mountains. In: ADIE, R.J. (Ed.), *Antarctic geology and geophysics*, S. 419-425. Oslo: Universitetsforlaget 1972 (1972 b)
- FORD, A.B.: Basaltic dikes of the Cordiner Peaks, Pensacola Mountains, Antarctica -- satellitic bodies of the Dufek intrusion? *Antarctic J. U.S.*, Washington 9 (1974), S. 149-153
- FORD, A.B.: Stratigraphy of the layered gabbro Dufek intrusion, Antarctica. *Geol. Surv. Bull.*, Washington 1405 D (1976), S. D 1-D 36
- FORD, A.B.: Geological comparison of the Shackleton Range and the Pensacola Mountains during 22nd Soviet Antarctic Expedition. *Antarctic J. U.S.*, Washington 12 (1977) 4, S. 88-90
- FORD, A.B.: Geologic and geophysical investigations of the Dufek intrusion. *Antarctic J. U.S.*, Washington 13 (1978) 3, S. 5
- FORD, A.B.; BOYD, W.W.: The Dufek intrusion, a stratiform gabbroic body in the Pensacola Mountains, Antarctica. *Proc. 23rd Internat. geol. Congr.*, Prague 2 (1968), S. 213-228
- FORD, A.B.; CARLSON, C.; CZAMANSKE, G.K.; NELSON, W.H.; NUTT, C.J.: Geological studies of the Dufek intrusion Pensacola Mountains 1976, 1977. *Antarctic J. U.S.*, Washington 12 (1974) 4, S. 90-92
- FORD, A.B.; DRINKWATER, J.L.; HIMMELBERG, G.R.: Dufek intrusion and plagioclase characteristics. *Antarctic J. U.S.*, Washington 15 (1980) 5, S. 40-42
- FORD, A.B.; HIMMELBERG, G.R.: Cordierite and orthopyroxene megacrysts in late Precambrian volcanic rocks of the Thiel Mountains. *Antarctic J. U.S.*, Washington 11 (1976) 4, S. 260-263

- FORD, A.B.; KISTLER, R.W.: K-Ar age, composition and origin of Mesozoic mafic rocks related to Ferrar Group, Pensacola Mountains, Antarctica. *New Zealand J. Geol. & Geophys.*, Wellington 23 (1980) 3, S. 371-390
- FORD, A.B.; MAYS, R.E.; HAFFTY, J.; FABBI, B.P.: Assessing metallic resources of the Dufek intrusion, Pensacola Mountains. Vol. Abstracts of 4th Intern. Symp. Antarct. Earth Sciences, S. 62. Adelaide Univ., South Australia 1982
- FORD, A.B.; NELSON, S.W.: Density of the stratiform Dufek intrusion, Pensacola Mountains, Antarctica. *Antarctic J. U.S.*, Washington 7 (1972) 5, S. 147-149
- FORD, A.B.; SUMSION, R.S.: Late Precambrian silicic pyroclastic volcanism in the Thiel Mountains, Antarctica. *Antarctic J. U.S.*, Washington 6 (1971), S. 185-186
- FRAKES, L.A.: Late Palaeozoic tillites near the southern Ross Ice shelf, Antarctica. In: HAMBREY, M.J.; HARLAND, W.B. (Eds.), *Earth pre-Pleistocene glacial record*, S. 230-232. Cambridge: Cambridge Univ. Press 1981
- FRAKES, L.A.; CROWELL, J.C.: Facies and paleogeography of the late Paleozoic Lafonian diamictite, Falkland Island. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Boulder 78 (1967), S. 37-58
- FRAKES, L.A.; CROWELL, J.C.: Geologic evidence for the place of Antarctica in Gondwanaland. *Antarct. J. U.S.*, Washington 5 (1970), 67-69
- FRAKES, L.A.; MATTHEWS, J.L.; CROWELL, J.C.: Late Paleozoic glaciation. Part III, Antarctica. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Boulder 82 (1971) 6, S. 1581-1604
- FREITAS, A.J. de: Subsídio para o estudo da deformação vulcânica dos Libombos. *Bol. Serv. Industr. Geol. Moçambique*, Lourenço Marques 1 (1937), S. 5-10
- FRENCH, B.M.; HARGRAVES, R.B.: Bushveld Igneous Complex, South Africa - absence of shock metamorphic effects in a preliminary search. *J. Geol.*, Chicago 79 (1971), S. 616-620
- FRIPP, R.E.P.; GAY, N.C.: Some structural aspects of the Hospital Hill series on the North-Central Margin of the Witwatersrand basin. *Trans. geol. Soc. S-Africa*, Johannesburg 75 (1972) 3, S. 187-196
- FRISCHBUTTER, A.: Contributions to the geochemistry of magmatic rocks of the Upper Precambrian and Lower Palaeozoic profile of the Neptune Range, Transantarctic Mountains., Antarctica. *Z. geol. Wiss.*, Berlin 13 (1985) 3 (im Druck)
- FRISCHBUTTER, A.: Gliederung, Bau und Entwicklung des Transantarktischen Gebirges im Bereich der Neptune Range (Antarktis), I. *Z. geol. Wiss.*, Berlin 9 (1981) 8, S. 817-833
- FRISCHBUTTER, A.: Gliederung, Bau und Entwicklung des Transantarktischen Gebirges im Bereich der Neptune Range (Antarktis), II. Deformation, Metamorphose und Gesamtentwicklung. *Z. geol. Wiss.*, Berlin 10 (1982) 2, S. 165-180 (1982 a)
- FRISCHBUTTER, A.: Lithostratigraphische Korrelation proterozoisch paläozoischer Strukturzonen zwischen Australien und Antarktis als Teilen Gondwanas. *Z. geol. Wiss.*, Berlin 10 (1982) 4, S. 421-433 (1982 b)
- FULLER, A.O.: The occurrence of laumontite in strata of the Karroo system, South Africa. In: HAUGHTON, S.H. (Ed.), *Proc. 2nd Gondwana Symp. South Africa*. Pretoria (1970), S. 455-456
- GAIR, H.S.; STURM, A.; CARRYER, S.J.; GRINDLEY, G.W.: The geology of northern Victoria Land. In: BUSHNELL, V.C.; CRADDOCK, C. (Eds.), *Geologie map of Antarctica Antarctic Map Folio Series, plate XII*, Amer. Geogr. Soc. Washington 1969
- GERMS, G.J.B.: The stratigraphy and palaeontology of the lower Nama Group, South West Africa. *Precambrian Res. Unit. Bull.*, Cape Town 12 (1972), 249 S.
- GERMS, G.J.B.: The Nama Group in the South West Africa and its relationship to the South West Africa and its relationship to the Pan-African geosyncline. *J. Geol.*, Chicago 82 (1974), S. 301-317
- GEVERS, T.W.: The volcanic vents of the western Stormberg. *Trans. Geol. Soc. S-Africa*, Johannesburg 31 (1929), S. 43-62

- GEVERS, T.: The fundamental complex of western Damaraland, South West Africa. D. Sc. thesis, Univ. Cape Town 1931 (unpublished)
- GEVERS, T.: Untersuchungen des Grundgebirges im westlichen Damaraland. N. Jb. Min. Geol., Stuttgart B 72 (1934), S. 283-330, 390-428, B 73 (1934), S. 27-41
- GEVERS, T.W.; TWOMEY, A.: Trace fossils and their environment in Devonian (Silurian?) Lower Beacon strata in the Asgard Range, Victoria Land, Antarctica. In: CRADDOCK, C. (Ed.), Antarctic geoscience, S. 639-647. Madison: Univ. Wisconsin Press 1982
- GLEDHILL, A.; REX, D.C.; TANNER, P.W.G.: Rb-Sr and K-Ar geochronology of rocks from the Antarctic Peninsula between Anvers Island and Marguerite Bay. In: CRADDOCK, D. (Ed.): Antarctic geoscience, S. 315-323. Madison: Univ. Wisconsin Press 1982
- GLIKSON, A.Y.: Geosynclinal evolution and geochemical affinities of early Precambrian system. Tectonophysics, Amsterdam 9 (1970), S. 397-433
- GLIKSON, A.Y.: Stratigraphy and evolution of primary and secondary greenstones significance of data from shields of southern hemisphere. In: WINDLEY, B.F. (Ed.), The early history of the earth, S. 257-278. London: John Wiley 1976
- GOLOVANOV, N.P.; MIL'ŠTEJN, V.E.; MICHAJLOV, V.M.; ŠULJATIN, O.G.: Stromatolity i mikro-fotolity chrebtva Sekltona (Zapadnaja Antarktida). Dokl. Akad. Nauk SSSR, Moskva 249 (1979) 4, S. 977-980
- GOLOVANOV, N.P.; MICHAJLOV, V.M.; ŠULJATIN, O.G.: Pervye diagnostiryemye stromatolity Antarktidy i ich biostratigrafičeskoe značenie. Antarktika, Moskva 19 (1980), S. 152-159
- GONZALES-FERRAN, O.: Distribution, migration and tectonic control of Upper Cenozoic volcanism in West Antarctica and South America. In: ADIE, R.J. (Ed.), Antarctic geology and geophysics, S. 173-180. Oslo: Universitetsforlaget 1972
- GONZALEZ-FERRAN, O.: The Antarctic Cenozoic volcanic provinces and their implication in plate tectonic processes. In: CRADDOCK, C. (Ed.), Antarctic geoscience, S. 687-694. Madison: Univ. Wisconsin Press 1982
- GOTTBURG, B. von: The occurrences of Dwyka rocks and glacial topography in the South-Western Transvaal. Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg 72 (1970 2), S. 99-106
- GOUGH, D.I.; BROCK, A.; JONES, D.L.; OPDYKE, N.D.: The palaeomagnetism of the ring complexes at Marangudzi and the Mateke Hills. J. geophys. Res., Richmond 69 (1964) 12, S. 2499-2507
- GRAČEV, A.F.; FEDOROVSKIJ, V.S.: Zelenokamennye pojasa dokembrija: riftovye zony ili ostrovnnye dugi. Geotektonika, Moskva (1980) 5, S. 3-24
- GRAHAM, R.H.: A structural interpretation of the southern margin of the Limpopo belt, northern Transvaal. Res. Int. Afr. Geol. Univ., Annu. Rep., Leeds 18 (1974), S. 63-69
- GREEN, D.: The Karroo system in Bechuanaland and the possible correlation of its subdivision. Rep. 21st Sess. Inter. Geol. Congr. India, New Dehli 9 (1964), S. 38-52
- GREEN, D.: Interrelationship of stratigraphy of the Karroo system in the Republic of Botswana and South West Africa. Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg 71 (1969) 1, S. 1-7
- GREEN, D.; CROCKETT, R.N.; JONES, M.T.: Tectonic control of Karroo sedimentation in mid-eastern Botswana. Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg 83 (1980), S. 213-219
- GREENWAY, M.E.: The geology of the Falkland Islands. British Antarct. Surv., Scient. Rep. Cambridge 76 (1972)
- GREW, E.S.: Precambrian basement at Molodezhnaya station, East Antarctica. Geol. Soc. Amer. Bull., Boulder 89 (1978) 6, S. 801-813
- GREW, E.S.: Granulite facies metamorphism at Molodezhnaya station East Antarctica. J. Petrol., Oxford 22 (1981) 3, S. 297-336
- GREW, E.S.; HALPERN, M.: Rubidium-Strontium dates from the Shackleton Range Metamorphic complex in the Mount Provender area Shackleton Range, Antarctica. J. Geology, Chicago 87 (1979) 3, S. 325-332

- GREW, E.S.; MANTON, W.I.: Archean rocks in Antarctica: 2,5 billion year uranium-lead ages of pegmatite in Enderbyland. *Science*, Washington 206 (1979) 4479, S. 443-444
- GREW, E.S.; MANTON, W.I.: Uranium-lead ages of zircons from Mount Provender, Shackleton Range, Transantarctic Mountains. *Antarctic J.*,^{U.S.}Washington 15 (1980) 5, S. 45-46
- GREW, E.S. MANTON, W.I.: Geochronologic studies in East Antarctica: Ages of rocks at Reinhold Hills and Molodezhnaya station. *Antarctic J.*,^{U.S.}Washington 14 (1981) 5, S. 5-7
- GRIEVE, R.A.F.: The Vredefort structure still not understood. *Nature*, London 295 (1982), S. 644-645
- GRIKUROV, G.E.: Geologičeskoje strojenje central'noj časti Zemli Alexandra I. Antarktiki, Moskva (1971), S. 12-42
- GRIKUROV, G.E.: Tectonics of the Antarcticandes. In: ADIE, R.J. (Ed.) , *Antarctic geology and geophysics*, S. 163-169. Oslo: Universitetsforlaget 1972
- GRIKUROV, G.E.: Geologija antarktičeskogo poluostrova, 118 S., Moskva: Nauka 1973
- GRIKUROV, G.E.: Tectonic map of Antarctica 1 : 10.000.000 Explanatory notes, 81 S. Leningrad: Naučno-issledov. Inst. geol. Arktiki 1980
- GRIKUROV, G.E.: Ross fold belt of the Transantarctic Mountains as a boundary structure between East Antarctica and West Antarctica. Vol. Abstracts of 4th Intern. Symp. Antarctic Earth Sciences, S. 85. Adelaide Univ., South Australia 1982
- GRIKUROV, G.E.; DIBNER, A.F.: Vozrast i strukturnoje položenie osadočnyh tolšč v zapadnoj časti chrebtta Šeklton (Antarktida). *Antarktiki*, Moskva 18 (1979), S. 20-31
- GRIKUROV, G.E.; KADMINA, I.N.; KAMENEV, E.P.; KURININ, R.G.; MASOLOV, V.N.; ŠULJATIN, O.G.: Tektoničeskoje strojenje bassejna morja Ueddella. In: *Geofizičeskie issledovanja v Antarktide*, S. 29-43. Leningrad: NIIGA 1980
- GRIKUROV, G.E.; KAMENEV, E.N.; KAMENEVA, G.I.: Epochi granitobrazovanija i glavnye tendencii evoljucii granitoidnyh kompleksov v Antarktide. *Antarktiki*, Moskva 18 (1979), S. 32-44
- GRIKUROV, G.E.; KAMENEV, E.N.; KAMENEVA, G.I.: Granitoid complexes in Antarctica. In: CRADDOCK, C. (Ed.), *Antarctic geoscience*, S. 695-701. Madison: Univ. Wisconsin Press 1982
- GRIKUROV, G.E.; RAVICH, M.G.; SOLOVIEV, D.S.: Tectonics of Antarctica (review). In: ADIE, R.J. (Ed.), *Antarctic geology and geophysics*, S. 457-468. Oslo: Universitetsforlaget 1972
- GRIKUROV, G.E.; SAMSONOV, V.V.: Geological structure of the Ellsworth Mountains and their tectonic setting in the antarctic framework. Vol. Abstracts of 4th Intern. Symposium Antarctic Earth Sciences, S. 76. Adelaide Univ., South Australia 1982
- GRIKUROV, G.E.; ZNAČKO-JAVORSKIJ, G.A.; KAMENEV, E.P.; RAVIČ, M.G.: Objasnitel'naja zapiska k geologičeskoj karte Antarktidy masštaba 1 : 5.000.000, 93 S. Leningrad: NIIGA 1976
- GRINDLEY, G.W.: The geology of the Queen Alexandra Range, Beardmore glacier, Ross Dependency Antarctica: with notes on the correlation of Gondwana sequences. *New Zealand J. Geol. Geophys.*, Wellington 6 (1963) 3, S. 307-347
- GRINDLEY, G.W.: Polyphase deformation of the Precambrian Nimrod Group, Central Transantarctic Mountains. In: ADIE, R.J. (Ed.), *Antarctic geology and geophysics*, S. 313-318. Oslo: Universitetsforlaget 1972
- GRINDLEY, G.W.; LAIRD, M.G.: Geology of the Shackleton Coast. In: BUSHNELL, V.C.; CRADDOCK, C. (Eds.), *Geologic Map of Antarctica*. Antarctic Map Folio Series, Geogr. Soc. Amer., Washington (1969)
- GRINDLEY, G.W.; McDOUGALL, J.: Potassium Argon datas on micas from Nimrod-Beardmore-Axel Heiberg Region, Ross Dependency, Antarctica. *New Zealand J. Geol. & Geophys.*, Wellington 8 (1965) 2, S. 304-313

- GRINDLEY, G.W.; McDOUGALL, J.: Age and correlation of the Nimrod Group and other Precambrian rock units in the central Transantarctic Mountains, Antarctica. *New Zealand J. Geol. & Geophys.*, Wellington 12 (1969) 2/3, S. 391-411
- GRINDLEY, G.W.; MCGREGOR, V.R.; WALCOTT, R.I.: Outline of the geology of the Nimrod-Beardmore-Axel Heiberg Glaciers regions, Ross-Dependency. In: ADIE, R.J. (Ed.), *Antarctic geology*, S. 206-218. Amsterdam: North Holl. Publ. Co. 1964
- GUNN, B.M.: Modal and element variation in Antarctic tholeiites. *Geochim. et cosmochim. Acta*, London 30 (1966), S. 881-920
- GUNN, B.M.; WALCOTT, R.I.: The geology of the Mt. Marham region, Ross Dependency Antarctica. *New Zealand J. Geol. & Geophys.*, Wellington 5 (1962) 3, S. 407-426
- GUNN, B.M.; WARREN, G.: Geology of Victoria Land between the Mawson and Mulock glaciers, Antarctica. *New Zealand Geol. Surv. Publ.*, Wellington 71 (1962), 157 S.
- GUNNER, J.; FAURE, G.: Rb-Sr geochronology of the Nimrod Group, central Transantarctic Mountains. In: ADIE, R.J. (Ed.), *Antarctic geology and geophysics*, S. 305-311. Oslo: Universitetsforlaget 1972
- GUNNER, J.; MATTINSON, J.M.: Rb-Sr and U-Pb ages of granites in the central Transantarctic Mountains. *Geol. Mag.*, Hertford 112 (1975) 1, S.25-31
- HAACK, U.: Rekonstruktion der Abkühlungsgeschichte des Damara Orogens in Südwest Afrika mit Hilfe von Spaltspuren-Altern. *Geol. Rdsch.*, Stuttgart 65 (1976), S. 967-1002
- HAACK, U.; HOFFER, E.: A/Ar ages of biotites from the Damara-Orogen South West Africa. *Trans. geol. Soc. S-Africa*, Johannesburg 79 (1976), S. 213-216
- HÄLBICH, I.W.: Fold profiles and tectonic shortening in the Cape fold belt. *Trans. geol. Soc. S-Africa*, Johannesburg 80 (1977), S. 253-265
- HÄLBICH, I.W.: The Cango Group in the Schoenmanspoort. In: RUST, I.C. (Ed.), *Geokongres 79, Exkursions Guide boock*, S. 44-52. *Geol. Soc. S-Africa 18th Congress* (1979)
- HALL, A.L.: The Bushveld Igneous Complex of the Central Transvaal. *S-Africa Dep. Mines, Geol. Surv., Mem.*, Pretoria 28 (1932), 56 S.
- HALL, B.A.; SUTTER, J.F.; BORN, H.W.: The inception and duration of Mesozoic volcanism in the Allan Hills- Carapace Nunatak area, Victoria Land, Antarctica. In: CRADDOCK, C. (Ed.), *Antarctic geoscience*, S. 709-713. Madison: Univ. Wisconsin Press 1982
- HALLBAUER, D.K.; KABLE, E.J.D.: Geochemical and fluid inclusion studies of quartz pebbles in Witwatersrand conglomerates and their relationship to gold mineralisation. *Geol. Soc. S-Africa, 18th Congr. Abstr.*, Johannesburg (1979) 1, S. 176-186
- HAMILTON, P.J.: Sr isotope and trace element studies of the Great Dyke and Bushveld mafic phase and their relation to early Proterozoic magma genesis in southern Africa. *J. Petrol.*, Oxford 18 (1977), S. 24-52
- HAMILTON, P.J.; EVENSEN, N.M.; ONIONS, R.K.; SMITH, H.S.; ERLANK, A.J.: Sm-Nd dating of Onverwacht Group volcanics, southern Africa. *Nature*, London 279 (1979), S. 298-300
- HAMILTON, W.: Bushveld Complex - product of impacts? *Geol. Soc. S-Africa, Spec. Paper*, Johannesburg 1 (1970), S. 367-374
- HARGRAVES, R.B.: Shatter cores in the rocks of the Vredefort Ring. *Trans. geol. Soc. S-Africa*, Johannesburg 64 (1961), S. 147-153
- HARLEY, S.L.: Regional geobarometry - geothermometry and metamorphic evolution of the Napier complex, Enderby Land, Antarctica. Vol. Abstracts of 4th Intern. Symp. Antarctic Earth Sciences, S. 81. Adelaide Univ., South Australia 1982
- HARRINGTON, H.J.: Argentina. In: JENKS, W.E. (Ed.), *Handbook of South American Geology*. *Geol. Soc. Amer., Mem.*, Boulder 65 (1956), S. 133-165
- HARRINGTON, H.J.: Geology and morphology of Antarctica. *Monographiae Biologicae*, 15 (1965), S. 1-71

- HARRISON, C.G.A.: The geology of the country around Que Que. Rhodesia Geol. Surv. Bull., Salisbury 67 (1970), 125 S.
- HARRISON, C.G.A.; BARRON, E.J.; HAY, W.W.: Mesozoic evolution of the Antarctic Peninsula and the southern Andes. Geology, Boulder 7 (1979), S. 374-378
- HART, G.F.: Lower Karroo biostratigraphy of parts of southern Africa. Rep. Bernard PRICE Institute for palaeontological research, Univ. Witwatersrand, Johannesburg (1966), 305 S.
- HART, G.F.: The stratigraphic subdivision and equivalents of the Karroo sequence as suggested by palynology. In: UNESCO Symp. Gondwana stratigraphy. Paris (1969), S. 23-35
- HART, R.J.; WELKE, H.J.; NICOLAYSEN, L.O.: Geochronology of the deep profile through Archean basement at Vredefort with implication for earlycrustal evolution. J. geophys. Res., Richmond 86 (1981) 11, S. 10663-10680
- HARTMANN, O.; HOFFER, E.; HAACK, U.: Crustal radioactivity and motion as causes of regional metamorphism in the Damara Orogen. S. 803-816. In MARTIN, H.; EDER, F.W. (Eds.), Intracontinental fold belts. Berlin (West) Springer 1983
- HARTNADY, C.J.H.: Structural analysis of some Pre-Cape formation in the Western Province. Precambrian Res. unit Bull., Cape Town 6 (1969), 70 S.
- HARTNADY, C.J.; NEWTON, A.R.; THERON, J.N.: The stratigraphy and structure of the Malmesbury Group in the southwestern Cape. Precambrian Res. unit Bull., Cape Town 15 (1974), S. 193-213
- HAUGHTON, S.H.: The stratigraphic history of Africa south of the Sahara, 365 S. Edinburgh: Oliver & Boyd 1963
- HAUGHTON, S.H.: Geological history of southern Africa. Geol. Soc. S-Africa, Cape Town (1969), 535 S.
- HAUGHTON, S.H.: The Gondwana (Karoo) system in southern Africa. In: Second Gondwana Symposium, Pretoria (1970), S. 49-54
- HAUGHTON, S.H.; BLIGNAUT, J.J.G.; ROSSOUW, P.J.; SPIESS, J.J.; ZAGT, S.: Results of an investigation into the possible presence of oil in Karroo rocks in parts of the Union of South Africa. Geol. Surv. S-Africa Memoir, Pretoria 45 (1953), 130 S.
- HAWKESWORTH, C.J.; BICKLE, M.J.; GLEDHILL, A.R.; WILSON, J.F.; ORPEN, J.L.: A 2.9 b.y. event in the Rhodesian Archean. Earth & planet. Sci. Letters, Amsterdam 43 (1979), S. 285-297
- HAWKESWORTH, C.J.; KRAMERS, J.D.; MILLER, R.Mc.G.: Old model Nd ages in Namibian Pan-African rocks. Nature, London 289 (1981), S. 278-282
- HAWKESWORTH, C.J.; MOORBATH, S.; ONIONS, R.K.; WILSON, J.F.: Age relationships between greenstone belts and "granites" in the Rhodesian craton. Earth & planet. Sci. Letters, Amsterdam 25 (1975), S. 251-262
- HEATH, D.C.: Die geologie van die sisteem Karroo in die Gebied Mariental-Asab, Suidwes-Afrika. Geol. Surv. S-Africa Memoir, Pretoria 61 (1972), 35 S.
- HEDBERG, R.M.: Stratigraphy of the Ovamboland basin, South West Africa. Precambrian Res. Unit Bull., Cape Town 24 (1979)
- HELBY, R.J.; McELROY, C.T.: Microfloras from Devonian and Triassic of the Beacon Group, Antarctica. New Zealand J. Geol. & Geophys., Wellington 12 (1969) 2/3, S. 376-382
- HEPWORTH, J.V.: The Mozambique orogenic belt and its foreland in northeast Tanzania: a photogeologically based study. J. geol. Soc., London 128 (1972), S. 461-500
- HICKMAN, M.H.; WAKEFIELD, J.: Tectonic implication of new geochronologic data from the Limpopo belt at Pikwe, Botswana, southern Africa. Geol. Soc. Amer. Bull., Boulder 86 (1975), S. 1468-1472

- HILLER, N.; DUNLEVEY, J.N.: The Bokkeveld-Witteberg boundary in the Montagu touns River area, Cape Province. *Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg* 80 (1978), S. 101-104
- HILLER, N.; STAVRAKIS, N.: Distal alluvial fan deposits in the Beaufort Group of the eastern Cape Province. *Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg* 83 (1980), S. 353-360
- HIMMELBERG, G.R.; FORD, A.B.: Petrologic studies of the Dufek intrusion, Pensacola Mountains: Iron-titanium oxides. *Antarctic J. U.S., Washington* 10 (1975), S. 241-244
- HIMMELBERG, G.R.; FORD, A.B.: Pyroxenes of the Dufek intrusion, Antarctica. *J. Petrol., Oxford* 17 (1976) 2, S. 219-243
- HINZ, K.: Results of geophysical investigation in the Weddell Sea. Vol. Abstracts 4th Intern. Symp. Antarctic Earth Sciences, S. 81. Adelaide Univ., South Australia 1982
- HINZ, K.; KRAUSE, W.: The continental margin of Queen Maud Land, Antarctica: Seismic sequences, structural elements and geological development. *Geol. Jb., Hannover* E 23 (1982), S. 17-41
- HJELLE, A.; OHTA, Y.; WINSNES, Th.: Geology and petrology of S-Heritage Range. Ellsworth Mountains. In: CRADDOCK, G. (Ed.), *Antarctic geoscience*, S. 599-608. Madison: Univ. Wisconsin Press 1982
- HJELLE, A.; WINSNES, Th.: The sedimentary and volcanic sequence of Vestfjella, Dronning Maud Land. In: ADLE, R.J. (Ed.), *Antarctic geology and geophysics*, S. 539-546. Oslo: Universitetsforlaget 1972
- HOBDAY, D.K.: Palaeoenvironmental models in the eastern Karroo Basin. *Palaeont. afr., Johannesburg* 21 (1978), S. 1-13
- HOBDAY, D.K.; MATHEW, D.: Late Palaeozoic fluvial and deltaic deposits in the north east Karroo Basin, South Africa. In: BROUSSARD, M.C. (Ed.), *Delta: models for exploration*. Geol. Soc. Texas, Houston (1975), S. 457-470
- HOBDAY, D.K.; TANKARD, A.J.: Transgressive barrier and shallow shelf interpretation of the lower Palaeozoic Peninsula Formation, South Africa. *Geol. Soc. Amer. Bull., Boulder* 89 (1978), S. 1733-1744
- HODGSON, F.D.I.: The geology of the Karroo System in the southern Kaokoveld, South West Africa. In: *Second Gondwana Symposium, Pretoria* (1970), S. 233-240
- HOFMANN, J.: Tektonische Beobachtungen im hoch- und schwachmetamorphen Präkambrium der Gebirgsumrahmung des Lambert Gletschers (Ostantarktis). *Freiberger Forsch. H., Leipzig* C 335 (1978), S. 7-111
- HOFMANN, J.: Strukturentwicklung im mittel-/jungproterozoischen schwachmetamorphen Komplex der südlichen Prince Charles Mountains, Ostantarktis. *Z. geol. Wiss., Berlin* 2 (1979) 3, S. 429-440
- HOFMANN, J.: Main tectonic features and development of the southern Prince Charles Mountains, East Antarctica. In: CRADDOCK, G. (Ed.), *Antarctic geoscience*, S. 479-487. Madison: Univ. Wisconsin Press 1982 (1982 a)
- HOFMANN, J.: Tektonische Untersuchungen in der Herbert Mountains (Shackleton Range, Antarktika). *Freiberger Forsch. H., Leipzig* C 371 (1982), S. 6-25 (1982 b)
- HOFMANN, J.; KAISER, G.; KLEMM, W.; PAECH, H.-J.: K/Ar Alter von Doleriten und Metamorphiten der Shackleton Range und der Whichaway Nunataks, Ost- und Südostumrandung des Filchner Eisschelfs. *Z. Geol. Wiss., Berlin* 8 (1980) 9, S. 1227-1232
- HOFMANN, J.; PAECH, H.-J.: Zum strukturgeologischen Bau am Westrand der Ostantarktischen Tafel. *Z. geol. Wiss., Berlin* 8 (1980) 4, S. 425-437
- HOFMANN, J.; PAECH, H.-J.: Structural development of the Precambrian in the Shackleton Range, Antarctica. Vol. Abstracts of 4th Intern. Symp. Antarctic Earth Sciences, S. 85. Adelaide: Univ., South Australia 1982

- HOFMANN, J.; KAMENEV, E.N.: Structural observations in the Archean rocks from the western Thala Hills, East Antarctica. *Z. geol. Wiss.*, Berlin 13 (1985) 3
- HOFMANN, J.; PAECH, H.-J.: Tectonics and relationships between structural stages in the Precambrian of the Shackleton Range, Western margin of the East Antarctic craton. In: OLIVER, R.L. et al. (Eds.), *Antarctic Earth sciences*, S. 183-189. Cambridge: Cambridge Univ. Press 1983
- HOFMANN, J.; PILOT, J.; SCHLICHTING, M.: Das Rb/Sr-Alter von Metamorphiten der Herbert Mountains, Shackleton Range, Antarktika. *Z. geol. Wiss.*, Berlin 9 (1981) 8, S. 835-842
- HOFMANN, J.; WEBER, W.: A Gondwana reconstruction between Antarctica and south Africa. In: OLIVER, R.L. et al. (Eds.), *Antarctic Earth science*, S. 584-589. Cambridge: Cambridge Univ. Press 1983
- HOFMANN, J.; SAMSONOV, V.V.: Tektonische Untersuchungen in der Patuxent Formation der Schmidt Hills (Pensacola Mts., Antarktika). *Freiberger Forsch.H.*, Leipzig C 371 (1982), S. 97-117
- HOFMANN, J.; WEBER, W.: Versuch einer Gondwana-Rekonstruktion im Bereich von Antarktika - Afrika. *Z. geol. Wiss.*, Berlin 10 (1982) 4, S. 457-472 (1982 a)
- HOFMANN, J.; WEBER, W.: A Gondwana reconstruction between Antarctica and South Africa. Vol. Abstracts of 4th Intern. Symp. Antarctic Earth Sciences, S. 26. Adelaide Univ., South Australia 1982 (1982 b)
- HOLMES, A.: The Precambrian rocks of Mozambique. *Quart. J. Geol. Soc.*, London 47 (1918), S. 31-98
- HOLMES, A.: The sequence of Pre-Cambrian orogenic belts in South and central Africa. *Rep. Intern. geol. Congress London* 14 (1951), S. 254-269
- HOLMES, A.; CAHEN, L.: African geochronology. *Colonial geology and mineral resources* 2 (1955) 1, S. 3-38
- HOLMES, A.; CAHEN, L.: Géochronologie africaine 1956. *Mem. Acad. R. Colon.* (1957)
- HOLMES, A.; WRAY, D.A.: Outlines of the geology of Mozambique. *Geol. Mag.*, London 2 (1912), S. 412-417
- HORROCKS, P.C.: Ancient Archean supracrustal rocks from the Limpopo belt. *Nature*, London 286 (1980), S. 596-599
- HOUTZ, R.E.: Continental margin of Antarctica: Pacific-Indian sectors. In: BURK, C.A.; DRAKE, C.L. (Eds.), *The geology of continental margins*, S. 655-658. Berlin: Springer 1974
- HUNTER, D.R.: The geology of Swaziland. *Swaziland geol. Surv. mines department* (1961)
- HUNTER, D.R.: The Mozaan Series in Swaziland. *Bull. geol. Surv.*, Mbabane Swaziland 2 (1963), S. 5-16
- HUNTER, D.R.: Crustal development in the Kaapvaal Craton, part I: Archaean. *Precambrian Res.*, Amsterdam 1 (1974), S. 259-294 (1974 a)
- HUNTER, D.R.: Crustal development in the Kaapvaal Craton, II The Proterozoic. *Precambrian Res.*, Amsterdam 1 (1974), S. 295-326 (1974 b)
- HUNTER, D.R.: Some enigmas of the Bushveld Complex. *Econ. Geol.*, Lancaster 71 (1976) 1, S. 229-248
- HUNTER, D.R.; HAMILTON, P.J.: The Bushveld Complex. In: TARLING, D.H. (Ed.), *Evolution of the Earth's crust*, S. 107-173. London: Academic Press 1978
- HUNTER, D.R.; PRETORIUS, D.A.: Structural framework (of southern Africa). In: HUNTER, D.R. (Ed.), *Precambrian of southern Hemisphere*, S. 397-422. Amsterdam: Elsevier 1981
- HUNTER, D.R.; URIB, J.G.: Some problems of Stormberg volcanicity in Swaziland. Meeting C.C.T.A. southern Comm. for geology Leopoldville 1958, 9 S. (unpubliziert)
- HURLEY, P.M.; PINSON, W.H.; NAGY, B.; TESKA, T.M.: Ancient of the Middle Marker Horizon: Onverwacht Group, Swaziland Sequence, South Africa. *Earth & planet. Sci. Letters*, Amsterdam 14 (1972), S. 360-366

- ILTSCHENKO, L.N.: Late Precambrian acritarchs of Antarctica. In: ADIE, R.J. (Ed.), Antarctic geology and geophysics, S. 599-602. Oslo: Universitetsforlaget 1972
- IVANOV, V.L.: Antarctic sedimentary basins and their preliminary structural and morphological classification. Vol. Abstracts of 4th Intern. Symp., S. 88. Antarctic Earth Sciences. Adelaide Univ., South Australia 1982
- IVANOV, V.I.: Sedimentary basins of Antarctica and their preliminary structural and morphological classification. In: OLIVER, R.L. et al. (Eds.), Antarctic Earth science, S. 539-541. Cambridge: Cambridge Univ. Press 1981
- JACKSON, E.D.: Ultramafic cumulates in the Stillwater, Great Dyke and Bushveld intrusion. In: WYLLIE, P.J. (Ed.), Ultramafic and related rocks, S. 20-38. New York: Wiley and sons 1967
- JACKSON, E.D.: The origin of ultramafic rocks by cumulus processes. Fortschr. Mineral., Stuttgart 48 (1971) 1, S. 128-174
- JACOB, R.E.; KRÖNER, A.; BURGER, A.J.: Areal extend and first U-Pb age of the Pre-Damaraan Abbabis Complex in the central Damara belt of South West Africa (Namibia). Geol. Rdsch., Stuttgart 67 (1978), S. 706-718
- JAHN, B.M.; CONDIE, K.C.: On the age of Rhodesian greenstone belts. Contr. Mineral. & Petrol., Berlin 57 (1976), S. 317-330
- JAHN, B.; GRUAU, G.; GLIKSON, A.Y.: Komatiite of the Onverwacht Group, South Africa, REE geochemistry Sm/Nd Age and Mantle evolution. Contr. Mineral. & Petrol., Berlin 80 (1982) 1, S. 25-40
- JAMES, P.R.: Deformation study across the northern margin of the Limpopo belt, Rhodesia. Unveröff. Ph. D. thesis, University of Leeds (1975), 369 S.
- JANSEN, H.: The structural evolution of the southern part of the Waterberg basin. Ann. Geol. Surv. S-Africa, Pretoria 7 (1968), S. 57-62
- JANSEN, H.: The Soutpansberg trough (Northern Transvaal) - an aulacogen. Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg 78 (1975), S. 129-136 (1975 a)
- JANSEN, H.: Precambrian basins on the Transvaal craton and their sedimentological and structural features. Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg 78 (1975), S. 25-33 (1975 b)
- JANSEN, H.: The Waterberg and Soutpansberg Group in the Blouberg area, Northern Transvaal. Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg 79 (1976), S. 281-291
- JARITZ, W.; KREUZER, H.; MÜLLER, P.; HARRE, W.: Die Vulkanitserien im Küstengebiet von Nordmoçambique. Geol. Jb., Hannover B 26 (1977), S. 147-165
- JOHNSON, M.R.: Stratigraphy and sedimentology of the Cape and Karroo sequences in the eastern Cape Province. Ph. D. thesis, Rhodes Univ. Grahamstown, S-Africa (1976), unveröff.
- JOHNSON, M.R.; BOTHA, B.J.V.; HUGO, P.J.; KEYSER, A.W.; TURNER, B.R.; WINTER, H. de la R.: Preliminary report on the first nomenclature in the Karroo sequence. Geol. Surv. S-Africa, Pretoria (1976), 21 S.
- JOHNSON, R.L.: Structural history of the western front of the Mocambique belt in northeast of southern Rhodesia. Geol. Soc. Amer. Bull., Boulder 79 (1968), S. 513-526
- JOHNSON, R.L.; VAIL, J.R.: The junction between the Mocambique and Zambezi orogenic belts; north east Southern Rhodesia. Geol. Mag., Cambridge 102 (1965) 6, S. 489-495
- JORDAAN, M.J.: The Ecca-Beaufort transition in the western parts of the Karoo basin. Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg 84 (1981), S. 19-25
- JORDAN, H.: Metasediments and volcanics in the Frolov Ridge, Bowers Mountains, Antarctica. Geol. Jb., Hannover B 41 (1981), S. 139-154
- JOUBERT, P.: The gneisses of Namaqualand and their deformation. Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg 77 (1974), S. 339-345
- JUBITZ, K.-B.: Zur Durchkreuzung altkimmerischer und pyrenäischer Faltungselemente im NW-Balkan (Stara Planina) -- ein methodischer Beitrag zum historischen Stockwerkbau des postvariszischen Deckgebirges. Abh. deutsch. Akad. Wiss. Berlin Klasse III (1960) 1. S. 147-177

- JUCKES, L.M.: The geology of Mannefallknausane and part of Vestfjella, Dronning Maud Land. *Brit. Antarct. Surv. Bull.*, Cambridge 18 (1968), S. 65-78
- KÄMPF, H.; STACKEBRANDT, W.: Geologic investigations in the Eliseev anortosite massif, Central Dronning Maud Land, East Antarctica. *Z. geol. Wiss.*, Berlin 13 (1985) 3 (im Druck)
- KAISER, G.; KLEMM, W.; WEBER, W.: K/Ar-Altersdatierungen an Magmatiten der Pensacola Mountains (Antarktika). *Z. geol. Wiss.*, Berlin 10 (1982) 4, S. 527-530
- KAISER, G.; WAND, U.: K-Ar dating of basalt dykes in the Schirmacher oasis area, Dronning Maud Land, East Antarctica. *Z. geol. Wiss.*, Berlin 13 (1985) 3 (im Druck)
- KAMENEV, E.N.: Nekotorye zakonomernosti raspredelenija facij regional'nogo metamorfizma v Antarktide. *Antarktika*, Moskva 16 (1977), S. 100-120
- KAMENEV, E.N.: A succession of the antarctic oldest metamorphic rocks of the Fyfe Hills (Enderby Land). In: CRADDOCK, C. (Ed.), *Antarctic geosciences*, S. 505-509. Madison: Univ. Wisconsin Press 1982
- KAMENEV, E.N.: General development of regional metamorphism. In: CRADDOCK, C. (Ed.), *Antarctic geoscience*, S. 429-433. Madison: Univ. Wisconsin Press 1982
- KAMENEV, E.N.; ORLENKO, E.M.: Metamorphism of sedimentary formations on the Lassiter coast. In: CRADDOCK, C. (Ed.), *Antarctic geoscience*, S. 357-361. Madison: Univ. Wisconsin Press 1982
- KATZ, H.R.: Post-Beacon tectonics in the region of the Amundsen-Scott Glaciers, Queen Maud Range, Transantarctic Mountains. In: CRADDOCK, C. (Ed.), *Antarctic geoscience*, S. 827-834. Madison: Univ. Wisconsin Press 1982
- KATZ, M.B.: Paired metamorphic belts of the Gondwanaland. *Precambrian and plate tectonics*. Nature, London 239 (1972), S. 271-273
- KATZ, M.B.: Early Precambrian granulites - greenstones, transform mobile belts and ridge-ridfts on early crust. S. 147-155. In: WINDLEY, B.F. (Ed.), *The early history of the Earth*. London: Wiley and sons, 1976
- KATZ, M.B.: A shear-mobile transform belt in the Precambrian Gondwanaland of Africa - South America. *Geol. Rdsch.*, Stuttgart 70 (1981) 3, S. 1012-1019
- KEMP, E.: The palynology of Late Palaeozoic glacial deposits of Gondwanaland. In: CAMPBELL, K.S.W. (Ed.), *Gondwana geology*, S. 397-413. Canberra: Austr. Nat. Univ. Press 1975
- KENNEDY, J.W.; KLINGER, H.: A major intra-Cretaceous unconformity in eastern South Africa. *J. geol. Soc. London*, London 127 (1971), S. 183-186
- KENNEDY, W.Q.: The structural differentiation of Africa in the Pan-African (500 m.y.) tectonic epizode. *Annual Rep. Scient. Res. (Session 1962-63)*, Univ. Leeds (1964), S. 48-49
- KENNEDY, W.Q.: The influence of basement structure of the evolution of the coastal (Mesozoic and Tertiary) basin of Africa. In: *Salt basins around Africa*. London: Institute of Petroleum 1965
- KENT, P.E.: Continental margin of east Africa - a region of vertical movements. In: BURK, C.A.; DRAKE, C.L. (Eds.), *The geology of continental margins*, S. 313-320. Berlin: Springer-Verlag 1974
- KENT, P.E.; PERRY, J.T.: The development of the Indian Ocean margin in Tanzania. In: BLANT, G. (Ed.), *Bassins sédimentaire des littoral africain 2. part.*, S. 113-131. Paris: Assoc. Serv. Géol. Africain 1973
- KEY, R.M.; LITHERLAND, M.; HEPWORTH, J.V.: The evolution of the Archaean crust of northeast Botswana. *Precambrian Res.*, Amsterdam 2 (1976), S. 375-413
- KEY, R.M.; RUNDLE, C.C.: The regional significance of new isotopic ages from Pre-cambrian windows through the Kalahari beds in northwestern Botswana. *Trans. geol. Soc. S-Africa*, Johannesburg 84 (1981), S. 51-66
- KEYSER, A.W.: Some indications of aride clima during the deposition of the Beaufort series. *Rep. S-African Annals geol. Surv.*, Pretoria 5 (1966), S. 77-80

- KING, L.C.: Basic palaeogeography of Gondwanaland during the late Palaeozoic and Mesozoic aeras. *Quart. J. geol. Soc. London*, London 144 (1958), S. 47-70
- KING, L.C.: Geological relationships between South Africa and Antarctica. *Geol. Soc. S-Africa, Johannesburg DuTOIT Memorial lectures* 2 (1965), 32 S.
- KINGSLEY, C.S.: A composite submarine fan - delta/fluviial model for the Ecca and Lower Beaufort Groups of Permian age in the eastern Cape Province, South Africa. *Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg* 84 (1981) 1, S. 27-40
- KLEINSCHMIDT, G.; SKINNER, D.N.B.: Deformation styles in the basement rocks of North Victoria Land, Antarctica. *Geol. Jb. Hannover B* 41 (1981), S. 155-199
- KLIMOV, L.V.; RAVICH, M.G.; SOLOVIEV, D.S.: Geology of Antarctic Platform. In: ADIE, R.J. *Antarctic geology*, S. 681-691. Amsterdam: North Holl. Publ. Co. 1964 (1964 a)
- KLIMOV, L.V.; RAVICH, M.G.; SOLOVIEV, D.S.: Charnockites in East Antarctica. In: ADIE, R.J. (Ed.), *Antarctic geology*, S. 455-463. Amsterdam: North Holl. Publ. Co. 1964 (1964 b)
- KNOLL, A.H.; BARGHOORN, E.S.: Archaean microfossils showing cell division from the Swaziland system of South Africa. *Science, Washington* 198 (1977), S. 396-398
- KOCH, J.H.: Representação esquemática da série estratigráfica do Karroo de Tete, Esc. 1 : 10.000. Bericht unpubliziert 18/06/1962
- KORN, H.; MARTIN, H.: The Messum Igneous Complex in South West Africa. *Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg* 57 (1954), S. 83-122
- KRAUSS, M.: Vorstellungen zu plattentektonischen Prozessen im Präkambrium. *Z. geol. Wiss., Berlin* 10 (1982) 9, S. 1259-1285
- KRÖNER, A.: The gneiss-sediment relationships north-west Vanrhynsdorp, Cape Province. *Precambrian Res. unit, Bull., Cape Town* 2 (1968), 233 S.
- KRÖNER, A.: Late Precambrian correlation and the relationship between the Damara and Nama System of South West Africa. *Geol. Rdsch., Stuttgart* 60 (1971), S. 1513-1523
- KRÖNER, A.: Late Precambrian formations in the western Richtersveld, northern Cape Province. *Precambrian Res. unit, Bull., Cape Town* 13 (1974), 115 S.
- KRÖNER, A.: Late Precambrian formations in the western Richtersveld, northern Cape Province. *Royal Soc. S-Africa, Trans., Johannesburg* 41 (1975), S. 375-433
- KRÖNER, A.: Proterozoic crustal evolution in parts of southern Africa and evidence for extensive sialic crust at the end of the Archaean. *Philos. Trans. royal Soc. London, London A* 280 (1976), S. 541-553
- KRÖNER, A.: Precambrian mobile belts of southern and eastern Africa - Ancient sutures or sites of ensialic mobility? A case for crustal evolution towards plate tectonics. *Tectonophysics, Amsterdam* 40 (1977), S. 101-135 (1977 a)
- KRÖNER, A.: The Precambrian geotectonic evolution of Africa: Plate accretion versus plate destruction. *Precambrian Res., Amsterdam* 4 (1977), S. 163-213 (1977 b)
- KRÖNER, A.: Pan-African plate tectonics and its repercussions on the crust of north-east Africa. *Geol. Rdsch. Stuttgart* 68 (1979), S. 565-583
- KRÖNER, A.: Pan-African crustal evolution. *Episodes, Ottawa* (1980) 2, S. 3-8 (1980 a)
- KRÖNER, A.: Chronologic evolution of the Pan-African Damara Belt in Namibia, South western Africa. In: GLOSS, H. u.a. (Eds.), *Mobile earth: Final report of the geodynamic project, Fed. Rep. Germany*, S. 221-224. Boppard: Boldt Verlag 1980, (1980 b)
- KRÖNER, A. (Ed.): *Precambrian plate tectonics*. 780 S. Amsterdam: Elsevier 1981 (1981 a)

- KRÖNER, A.; CLAUER, N.: Isotopic dating of low grade metamorphic shales in northern Namibia (SW Africa) and implications for the orogenic evolution of the Pan-African Damara Belt. *Precambrian Res.*, Amsterdam 10 (1979), S. 59-72
- KRÖNER, A.; CORREIA, H.: Continuation of the Pan-African Damara belt into Angola: a proposed correlation of the Chela Group in southern Angola with Nosib Group on northern Namibia/SWA. *Trans. geol. Soc. S-Africa*, Johannesburg 83 (1980), S. 5-16
- KRÖNER, A.; HALPERN, M.; JACOB, R.E.: Rb-Sr geochronology in favour of polymetamorphism in the Pan-African Damara belt of Namibia (South West Africa). *Geol. Rdsch.*, Stuttgart 67 (1978), S. 688-707
- KRYLOV, A.Ja.; RAVIČ, M.G.: Absolutnyj vozrast porod Antarktičeskoj platformy. In: *Absolutnyj vozrast geologičeskich formacij*, S. 65-77. Moskva: Nauka 1964
- KRYNAUW, J.R.: Preliminary report on the geochemistry and petrology of some igneous rocks in the Ahlmannryggen and Giaeveryggen, western Dronning Maud Land, Antarctica. Vol. Abstracts of 4th Intern. Symp. Antarctic Earth sciences, S. 102. Adelaide Univ., South Australia 1982
- KRYNAUW, J.R.; GRESSE, P.G.: The Kaaimans Group in the George area, Cape Province: a model for the origin of deformation and metamorphism in the southern Cape fold belt. *Trans. geol. Soc. S-Africa*, Johannesburg 83 (1980), S. 23-38
- KUENEN, Ph.H.: Turbidites in South Africa. *Trans. Proc. geol. Soc. S-Africa*, Johannesburg 64 (1963), S. 191-197
- KVENFOLDEN, K.A.: Organic geochemistry of early Precambrian sediments. *24th Intern. Congr.*, Montreal (1972) 1, S. 31-41
- KVENFOLDEN, K.A.; PETERSON, E.; POLLOCK, G.E.: Optimal configuration of amino acids in the Precambrian Fig Tree chert. *Nature*, London 221 (1969), S. 141-143
- KYLE, P.R.: Petrogenesis of Ferrar Group rocks. *Antarctic J., U.S.*, Washington 12 (1977) 4, S. 108-110
- KYLE, P.R.; ELLIOT, D.H.: Mineral chemistry of Kirkpatrick basalts. *Antarctic J. U.S.*, Washington 11 (1976) 4, S. 253-256
- KYLE, P.R.; SUTTER, J.F.; McINTOSH, W.C.; CHERRY, E.; NOTMIER, H.: 40 Ar/39 Ar age determinations and palaeomagnetic measurements of Ferrar Supergroup samples from the Transantarctic Mountains, Antarctica. Vol. Abstracts of 4th Intern. Symp. Antarctic Earth science, S. 105. Adelaide Univ., South Australia 1982
- KYLE, R.A.: Palynostratigraphy of the Victoria Group of South Victoria Land, Antarctica. *New Zealand J. Geol. & Geophys.*, Wellington 20 (1977) 6, S. 1081-1102 (1977 a)
- KYLE, R.A.: Devonian polynomorphes from the basal Beacon Supergroup of South Victoria Land, Antarctica (Note). *New Zealand J. Geol. & Geophys.*, Wellington 20 (1977) 6, S. 1147-1150 (1977 b)
- KYLE, R.A.; SCHOPF, J.M.: Permian and Triassic palynostratigraphy of the Victoria Group, Transantarctic Mountains. In: CRADDOCK, C. (Ed.), *Antarctic geoscience*, S. 649-659. Madison: Univ. Wisconsin Press 1982
- LaBRECQUE, J.L.; BARKER, P.F.: The age of the Weddell basin. *Nature*, London 290 (1981), S. 489-492
- LaBRECQUE, J.L.; HAYES, D.E.: Seafloor spreading history of the Agulhas basin. *Earth & planet. Sci. Letters*, Amsterdam 45 (1979), S. 411-428
- LaBRECQUE, J.L.; KELLER, M.: A geophysical study of the Indo-Atlantic basin. In: CRADDOCK, C. (Ed.), *Antarctic geoscience*, S. 387-396. Madison: Univ. Wisconsin Press 1982
- LACEY, W.S.; LUCAS, R.C.: A lower Permian flora from the Theron Mountains, Coats Land. *Brit. Antarc. Surv. Bull.*, Cambridge 53 (1981), S. 153-156
- LAIRD, M.G.: Geomorphology and stratigraphy of the Nimrod Glacier-Beaumont Bay region southern Victoria Land, Antarctica. *New Zealand J. Geol. & Geophys.*, Wellington 6 (1963) 3, S. 465-484
- LAIRD, M.G.; BRADSHAW, J.D.: Permian tillites of North Victoria Land, Antarctica. In: HAMBREY, M.J.; HARLAND, W.B. (Eds.), *Earth pre-Pleistocene glacial record*, S. 237-240. Cambridge: Cambridge Univ. Press 1981

- LAIRD, M.G.; BRADSHAW, J.D.: Geology of the Bowers Supergroup, North Victoria Land. Vol. Abstracts of 4th Intern. Symp. Antarctic Earth Sciences, S. 106. Adelaide Univ., South Australia 1982 (1982 a)
- LAIRD, M.G.; BRADSHAW, J.D.: New data on the basement geology of North Victoria Land, Antarctica. New Zealand Antarct. Record, Christchurch 4 (1982) 2, S. 3-10 (1982 b)
- LAIRD, M.G.; BRADSHAW, J.D.: Uppermost Proterozoic and Lower Palaeozoic geology of the Transantarctic Mountains. In: CRADDOCK, C. (Ed.), Antarctic geoscience, S. 525-533. Madison: Univ. Wisconsin Press 1982 (1982 c)
- LAIRD, M.G.; BRADSHAW, J.D.: New data on the Lower Palaeozoic Bowers Supergroup, Northern Victoria Land. In OLIVER, R.L. et al. (Eds.), Antarctic Earth sciences, S. 123--126. Cambridge: Cambridge Univ. Press 1983
- LAIRD, M.G.; COOPER, R.A.; JAGO, J.B.: New data on the lower Palaeozoic sequence of Northern Victoria Land, Antarctica, and its significance for Australian - Antarctic relations in the Palaeozoic. Nature, London 265 (1977), S. 107-110
- LAIRD, M.G.; BRADSHAW, J.D.; WODZICKI, A.: Stratigraphy of the late Precambrian and early Palaeozoic Bowers Supergroup, Northern Victoria Land, Antarctica. In: CRADDOCK, C. (Ed.), Antarctic geoscience, S. 535-542. Madison: Univ. Wisconsin Press 1982
- LAIRD, M.G.; MANSERGH, G.D.; CHAPPELL, J.M.A.: Geology of the central Nimrod Glacier area, Antarctica. New Zealand J. Geol. & Geophys., Wellington 14 (1971) 3, S. 427-468
- LAMBERT, R.I.J.: Archean regime, crustal and upper mantle temperatures and a progressive evolutionary model for the Earth. In: WINDLEY, B.F. (Ed.), The Early history of the Earth, S. 363-373. London: Wiley 1976
- LANIER, W.P.; LOWE, D.R.: Sedimentology of the Middle Marker (3.4 G.a.), Onverwacht Group, Transvaal, South Africa. Precambrian Res., Amsterdam 18 (1982), S. 237-260
- LEPRADE, K.E.: Permian-Triassic Beacon Supergroup of the Shackleton Glacier area, Queen Maud Range, Transantarctic Mountains. In: ADIE, R.J. (Ed.), Antarctic geology and geophysics, S. 373-378. Oslo: Universitetsforlaget 1972
- LARSON, R.L.; LADD, J.W.: Evidence for the opening of the South Atlantic in the early Cretaceous. Nature, London 246 (1973), S. 209-212
- LEBLANC-SMITH, G.: High-constructive deltaic sedimentation and coal accumulation, Witbank basin. Geol. Soc. S-Africa, 18th Congr., Abstracts Johannesburg 2 (1979), S. 88-92
- LEBLANC-SMITH, G.: Logical-letter coding system for facies nomenclature, Witbank Coalfield. Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg 83 (1980) 3, S. 301-312 (1980 a)
- LEBLANC-SMITH, G.: Genetic stratigraphy for the Witbank coalfield. Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg 83 (1980) 3, S. 313-326 (1980 b)
- LEBLANC-SMITH, G.; ERIKSSON, K.A.: A fluvioglacial and glaciolacustrine model for Permo-Carboniferous coals of the northeastern Karroo basin, South Africa. Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., Amsterdam 27 (1979), S. 67-84
- LEROUX, J.P.: The stratigraphy, sedimentology and structure of the Cango Group north of Oudtshoorn, C.P. M. Sc. thesis Univ. Stellenbosch, South Africa 1977
- LEUBE, A.: Grundzüge der geotektonischen Entwicklung Südafrikas. Geol. Rdsch., Stuttgart 52 (1962), S. 721-744
- LIGHTFOOT, B.: The geology of the central part of the Wankie Coalfield. Geol. Surv. South. Rhodesia Bull., Salisbury 15 (1929), S. 5-61
- LOCK, B.E.: Distal turbidites from the Middle Ecca. Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg 76 (1973) 2, S. 169-171

- LOCK, B.E.: Ultrahigh-temperature volcanic mudflow amongst the Drakensberg volcanic rocks: new criteria for their recognition. *Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg* 81 (1978), S. 55-59
- LOCK, B.E.: Flat-plate subduction and the Cape fold belt of South Africa. *Geology, Boulder* 8 (1980), S. 35-39
- LOCK, B.E.; JOHNSON, M.R.: A crystal tuff from the Eccra Group near Lake Mentz, eastern Cape Province. *Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg* 77 (1974), S. 373-374
- LOCK, B.E.; SHONE, R.; COATES, A.T.; HATTON, C.J.: Mesozoic Newark-type sedimentary basin within the Cape Fold Belt of southern Africa. 9th Intern. Congr. sedimentology Nice, Nice 1975
- LOCK, B.E.; PAVERD, A.L.; BRODERICK, T.G.: Stratigraphy of the Karroo volcanic rocks of the Barkly East district. *Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg* 77 (1974), S. 117-129
- LOMBAARD, B.V.: Karroo dolerites and lavas. *Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg* 55 (1952), S. 175-198
- LONG, W.E.: Sedimentary rocks of the Buckeye Range, Horlick Mountains. *Science, Washington* 136 (1962), S. 319-321
- LOPATIN, B.G.; ORLENKO, E.M.: Outline of the geology of Marie Byrd Land and the Eights coast. In: ADIE, R.J. (Ed.), *Antarctic geology and geophysics*, S. 245-250. Oslo: Universitetsforlaget 1972
- LOUNSBURY, R.W.; AUGENBAUGH, N.B.; BEHREND, J.C.: Petrology of the Littlewood Nunataks near Vahsel Bay, Antarctica. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, Boulder* 73 (1963), S. 198
- LOWE, D.R.: Comparative sedimentology of the principal volcanic sequences of Archean greenstone belts in South Africa, western Australia and Canada: implication for crustal evolution. *Precambrian Res., Amsterdam* 17 (1982), S. 1-29
- LOWE, D.R.; KNAUTH, L.P.: Sedimentology of the Onverwacht Group (3.4 billion years), Transvaal, South Africa and its bearing on the characteristic and evolution of the early Earth. *J. Geol., Chicago* 85 (1977) 6, S. 699-723
- LOWE, D.R.; KNAUTH, L.P.: The oldest marine carbonate ooids reinterpreted as volcanic accretionary lapille Onverwacht Group, South Africa. *J. sediment. Petrol., Tulsa* 48 (1978), S. 709-722
- MAACK, R.: *Kontinentaldrift und Geologie des südatlantischen Ozeans*, 164 S. Berlin: Gruyter 1969
- MACGREGOR, A.M.: Some milestones in the Precambrian of Southern Rhodesia. *Proc. Trans. Soc. S-Africa, Johannesburg* (1951), S. 27-71
- MACKOWSKY, M.-Th.: European Carboniferous coalfields and Permian Gondwana coalfields. In: MURCHISON, D.G.; WESTOLL, T.S. (Eds.), *Coal and coal-bearing strata*, S. 325-345. Edinburgh: Oliver & Boyd 1968
- MACKOWSKY, M.-Th.: Comparative petrography of Gondwana and Northern hemisphere coales related to their origin. In: CAMPBELL, K.S.W. (Ed.), *Gondwana geology*, S. 195-220. Canberra: Austral. Nat. Univ. Press 1975
- MANTON, W.I.: The origin of associated basic and acid rocks in the Lebombo - Nuanetsi Igneous province, southern Africa, as implied by Strontium isotopes. *J. Petrol., Oxford* 9 (1968) 1, S. 23-39
- MARSH, J.S.; LOCK, B.S.; FUCHTER, W.H.: New chemical analyses of the Suurberg volcanic rocks and their significance in relation to Mesozoic volcanism in southern Africa. *J. Sci., Johannesburg* 75 (1979), S. 227-229
- MARSH, P.D.: The Late Precambrian and Early Palaeozoic history of the Shackleton Range, Coats Land. In: OLIVER, R.L. et al. (Eds.), *Antarctic Earth sciences*, S. 190-193. Cambridge: Cambridge Univ. Press 1983
- MARSH, P.D.: The late Proterozoic and early Palaeozoic history of the Shackleton Range. Vol. Abstracts of 4th Intern. Symp. Antarctic Earth Science, S. 115. Adelaide Univ., South Australia 1982

- MARSHAK, S.; KYLE, P.R.; McINTOS, W.; SAMSONOV, V.; SHELLHORN, M.: Butcher Ridge igneous complex Cook Mountains, Antarctica. *Antarctic J. U.S., Washington* 16 (1981) 5, S. 54-55
- MARTIN, A.K.; HARTNADY, C.J.H.; GOODLAD, S.W.: A revised fit of South America and south Central Africa. *Earth & planet. Sci. Letters, Amsterdam* 54 (1981), S. 273-305
- MARTIN, H.: Notes on the Dwyka Succession and on some Pre-Dwyka Valleys in South West Africa. *Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg* 56 (1953), S. 37-43
- MARTIN, H.: The hypothesis of continental drift in the light of recent advances of geological knowledge in Brazil and South West Africa. *Geol. Soc. S-Africa, TOIT memorial lectures, Johannesburg* 2 (1961), 47 S.
- MARTIN, H.: The Precambrian geology of South West Africa and Namaqualand, 153 S. Cape Town: Precambrian Research Unit of the University 1965
- MARTIN, H.: Damara rocks as nappes on the Naukluft Mountains South West Africa. *Precamb. Res. Unit Bull., Cape Town* 15 (1974), S. 153-165
- MARTIN, H. Structural and palaeogeographical evidence for an Upper Palaeozoic sea between southern Africa and South America. In: CAMPBELL, K.S.W. (Ed.), *Gondwana geology*, S. 37-52. Canberra: Austral. Nat. Univ. Press 1975
- MARTIN, H.: The late Palaeozoic Dwyka group of the South Kalahari basin in Namibia and Botswana and the subglacial valleys of the Kaokoveld in Namibia. In: HAMBREY, M.J.; HARLAND, W.B. (Eds.), *Earth pre-Pleistocene glacial record*, S. 61-66. Cambridge: Cambridge Univ. Press 1981 (1981 a)
- MARTIN, H.: The Late Palaeozoic Dwyka group of the Karasburg basin, Namibia. In: HAMBREY, M.J.; HARLAND, W.B. (Eds.), *Earth pre-Pleistocene glacial record*, S. 67-70. Cambridge: Cambridge Univ. Press 1981 (1981 b)
- MARTIN, H.: Overview of the geosynclinal, structural and metamorphic development of the intracontinental branch of the Damara Orogen. S. 473-502. In: MARTIN, H.; EDER, F.W. (Eds.) Berlin (West): Springer 1983
- MARTIN, H.: Die Trias des südlichen Afrika. *Geol. Rdsch., Stuttgart* 71 (1982) 3, S. 937-947
- MARTIN, H.; PORADA, H.: The intracratonic branch of the Damara orogen in South West Africa. *Precambrian Res., Amsterdam* 5 (1977), S. 311-338 (1977 a)
- MARTIN, H.; PORADA, H.: The intracratonic branch of the Damara orogen in South West Africa. II Discussion of relationships with the Pan-African mobilebelt system. *Precambrian Res., Amsterdam* 5 (1977), S. 339-357 (1977 b)
- MARTIN, H.; SCHALK, K.: Gletscherschliffe an der Wand eines U-Tales im nördlichen Kaokoveld, Südwestafrika. *Geol. Rdsch., Stuttgart* 46 (1957), S. 571-575
- MARTIN, H.; WILCZEWSKI, N.: Palaeoecology, conditions of deposition and the palaeogeography of the marine Dwyka beds of South West Africa. In: HAUGHTON, S.H. (Ed.), *Second Gondwana Symposium, South Africa Pretoria* (1970), S. 225-232
- MARTINI, J.E.: On the presence of ash beds and volcanic fragments in the greywackes of the Karroo system in the southern Cape Province (South Africa). *Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg* 77 (1974) 2, S. 113-116
- MASON, R.: The Limpopo mobile belt - southern Africa. *Philos. Trans. royal Soc. London, London A* 273 (1973), S. 463-485
- MASON, T.R.; TAVERNER-SMITH, R.: A fluvio-deltaic Middle Ecca succession west of Empangeni Zululand. *Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg* 81 (1978), S. 13-22
- MATTHEWS, P.E.: Palaeorelief and the Dwyka glaciation in the eastern region of South Africa. In: HAUGHTON, S.H. (Ed.), *Second Gondwana Symposium South Africa, Pretoria* (1970), S. 491-499
- MATTHEWS, P.E.: Possible Precambrian obduction and plate tectonics in southeastern Africa. *Nature, London* 240 (1972), S. 37-39
- MATTHEWS, P.E.: Eastern or Natal sector of the Namaqua-Natal Mobile Belt in southern Africa. In: HUNTER, D.R. (Ed.), *Precambrian of the southern hemisphere*, S.705-715. Amsterdam: Elsevier 1981

- MATHEWS, P.E.; SCHARRER, R.H.: A graded unconformity at the base of the early Precambrian Pongola System. *Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg* 71 (1968) 3, S. 257-270
- MATZ, D.B.; PINET, P.R.; HAYES, M.: Stratigraphy and petrology of the Beacon Supergroup southern Victoria Land. In: ADIE, R.J. (Ed.), *Antarctic geology and geophysics*, S. 353-358. Oslo: Universitetsforlaget 1972
- McDOUGALL, I.: Potassium argon age measurements on dolerites from Antarctica and South Africa. *J. geophys. Res., Richmond* 68 (1963) 5, S. 1535-1545
- McDOUGALL, I.: Potassium argon dates on minerals from western Dronning Maud Land, Antarctica. In: *Gondwana Stratigraphy IUGS Symp. Buenos Aires 1969*, S. 1158-1162. Paris: UNESCO (1969)
- McELHINNY, M.W.; McWILLIAMS, M.O.: Precambrian geodynamics, a palaeomagnetic view. *Tectonophysics, Amsterdam* 40 (1977), S. 137-159
- McGREGOR, V.R.; WADE, F.A.: Geology of the western Queen Maud Mountains. Sheet 16 Western Queen Maud Mountains. In: BUSHNELL, V.C.; CRADDOCK, C. (Eds.), *Geologic map of Antarctica. Antarctic Map Folio series, Folio 12, plate XV Amer. geographic Soc. Washington* (1969)
- McIVER, J.R.; CAWTHORN, R.G.; WYATT, B.A.: The Ventersdorp Supergroup - the youngest komatiitic sequences in South Africa. In: ARNDT, N.T.; NISBET, E.G. (Eds.), *Komatiites*, S. 81-90. London: Allen & Unwin 1982
- McIVER, J.R.; GEVERS, T.W.: Volcanic vents below the Royal Society Range, central Victoria Land, Antarctica. *Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg* 73 (1970) 2, S. 65-88
- McIVER, J.R.; LENTHALL, D.H.: Mafic and ultramafic extrusives of the Barberton Mountain Land in terms of the CMAS system. *Precambrian Res., Amsterdam* 1 (1974), S. 327-343
- McKELVEY, B.C.; WEBB, P.N.; GORTON, M.P.; KOHN, B.P.: Stratigraphy of the Beacon Supergroup between the Olympus and Boomerang Ranges, Victoria Land. In: ADIE, R.J. (Ed.), *Antarctic geology and geophysics*, S. 345-353. Oslo: Universitetsforlaget 1972
- McKELVEY, B.C.; WEBB, P.N.; KOHN, B.P.: Stratigraphy of the Taylor and lower Victoria Groups (Beacon Supergroup) between the Mackay glaciers and Boomerang Range, Antarctica. *New Zealand J. Geol. & Geophys., Wellington* 20 (1977) 5, S. 813-863
- McLACHLAN, I.R.; ANDERSON, A.: A review of the evidence for marine conditions in southern Africa during Dwyka times. *Palaeont. afr., Johannesburg* 15 (1973), S. 37-64
- McLACHLAN, I.R.; ANDERSON, A.M.: The age and stratigraphic relationship of the glacial sediments in southern Africa. In: CAMPBELL, K.S.W. (Ed.), *Gondwana geology*, S. 415-422. Canberra: Austr. Nat. Univ. Press 1975
- McLACHLAN, I.R.; McMILLAN, I.K.: Review and stratigraphic significance of southern Cape Mesozoic. *Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg* 79 (1976), S. 197-212
- MEYBOOM, A.F.; WALLACE, R.C.: Occurrence and origin of ring-shaped outcrops in the eastern Cape Province and western Transkei. *Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg* 81 (1978), S. 95-99
- MILLER, H.: Kleintektonische Untersuchungen in der Umgebung der Station General Bernardo O'Higgins, Nordwestspitze der Antarktischen Halbinsel. *Geol. Rdsch., Stuttgart* 55 (1966) 3, S. 809-819
- MILLER, H.: The position of Antarctica within Gondwana in the light of Palaeozoic orogenic development. In: OLIVER, R.L. et al. (Eds.), *Antarctic Earth science*, S. 579-581. Cambridge: Cambridge Univ. Press 1983
- MILLER, H.: The position of Antarctica within Gondwana in the light of Palaeozoic orogenic development. Vol. Abstracts of 4th Intern. Symp. Antarct., S. 122. Earth Sciences Adelaide Univ., South Australia 1982
- MILLER, R.McG.: The Okahandja lineament a fundamental tectonic boundary in the Damara orogen of South West Africa. *Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg* 82 (1979), S. 349-361
- MIRSKY, A.: Geology of the Ohio Range-Liv glacier area. In: BUSHNELL, V.C.; CRADDOCK, C. (Eds.), *Geologic map of Antarctica, Antarctic Map Folio Series, Folio 17 Ohio Range - Liv glacier area (explanatory notes). Amer. Geographic Soc., Washington* 1969

- MITCHELL-THOME, R.C.: Geology of the south Atlantic Islands, 367 S. Berlin: Bornträger 1970
- MIYASHIRO, A.: Metamorphism and metamorphic belts. London: Allen, Unwin (1973) 492 S.
- MOLYNEUX, T.G.; KLINKERT, T.S.: A structural interpretation of part of the eastern lob of the Bushveld complex and its surrounds. Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg 81 (1978), S. 359-368
- MONEY, P.D.; DENMAN, P.D.B.; RADOSEVIC, B.: Sedimentology of the Lower Karro rocks of the Siankondobo and Mulungwa areas of the Mid-Zambezi valley. Geol. Surv. Zambia, Rec., Lusaka 11 (1968), S. 17-32
- MONEY, N.J.; DRYSDALL, A.R.: The geology, classification, palaeogeography and origin of the Mid-Zambezi coal deposits of Zambia. In: CAMPBELL, K.S.W. (Ed.), Gondwana geology, S. 249-270. Canberra: Austr. Nat. Univ. Press 1975
- MOORBATH, S.: Crustal evolution in the early Precambrian. Rev. Bras. Geociências, São Paulo 12 (1982) 1-3, S. 39-44
- MOORE, C.B.; LEWIS, C.F.; KVENVOLDEN, K.A.: Carbon and sulphur in the Swaziland sequences. Precambrian Res., Amsterdam 1 (1974) 1, S. 49-54
- MÜNCH, H.G.: Das Naukluft-Deckensystem (Südwestafrika) und seine Hauptbewegungszone (Gleitbahn). Diss. Heidelberg (1976), 232 S. (unveröff.)
- MUIR, M.D.; GRANT, P.R.: Micropalaeontological evidence from the Onverwacht Group, South Africa. In: WINDLEY, B.V. (Ed.), The early history of the Earth, S. 595-604. London: Wiley & Sons 1976
- NAGY, B.; NAGY, L.A.: The early Precambrian Onverwacht microstructures: possibly the oldest fossils on Earth. Nature, London 223 (1969), S. 1226
- NEETHLING, D.C.: The geology of the "Zukkertoppen Nunataks" Ahlmannryggen, western Dronning Maud Land. In: ADIE, R.J. (Ed.), Antarctic geology, S. 379-389. Amsterdam: North Holl. Publ. Co. 1964
- NEETHLING, D.C.: Pre-Gondwana sedimentary rocks of western Queen Maud Land, Antarctica. In: Gondwana Stratigraphy Buenos Aires 1967, S. 1153-1157. Paris: UNESCO 1969, (1969 a)
- NEETHLING, D.C.: Geology of the Ahlmann ridge, western Queen Maud Land. In: BUSHNELL, V.C.; CRADDOCK, C. (Eds.), Geologic Map of Antarctica. Antarctic Map Folio series, Amer. Geogr. Soc., Washington (1969) sheet 6 Western Queen Maud Land (1969 b)
- NEETHLING, D.C.: Age and age correlation of the Ritscher Supergroup and other Precambrian rock units, Dronning Maud Land. In: ADIE, R.J. (Ed.), Antarctic geology and geophysics, S. 547-556. Oslo: Universitetsforlaget 1972, (1972 a)
- NEETHLING, D.C.: Comparative geochemistry of Proterozoic and Palaeo-Mesozoic tholeiites of western Dronning Maud Land. In: ADIE, R.J. (Ed.), Antarctic geology & geophysics, S. 603-616. Oslo: Universitetsforlaget 1972, (1972 b)
- NELSON, W.H.: The Gale mudstone: A Permian (?) tillite in the Pensacola Mountains and neighbouring parts of the Transantarctic Mountains. In: HAMBREY, M.J.; HARLAND, W.B. (Eds.), Earth pre-Pleistocene glacial record, S. 227-229. Cambridge: Cambridge Univ. Press 1981
- NETO, J.N.: Memorandum of the delegation of the People Republic of Moçambique on the coal deposits of that country. In: MUIR, W.L.G. (Ed.), Coal exploration, S. 642-647. San Francisco 1976
- NEVES, A. das: O Karroo sedimentar na bacia do Zambeze. Conferência feita 27.7.73 em Lourenço Marques (1973), 7 S. (unveröff.)
- NEWTON, A.R.: A gravity-folding model for the Cape Fold belt. Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg 76 (1973), S. 145-152
- NICOLAYSEN, L.O.; BURGER, A.J.: Note on an extensive zone of 1.000 million-year old metamorphic and igneous rocks in southern Africa. Sci. Terre, Paris 10 (1965), S. 497-516
- NICOLAYSEN, L.O.J.; VILLIERS, W.L. de; BURGER, A.J.; STRELOW, F.W.E.: New measurement relating to the absolute age of the Transvaal system and the Bushveld igneous complex. Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg 61 (1958), S. 137-163
- NIEKERK, C.B. van; BURGER, A.J.: The age of the Ventersdorp system. Ann. geol. Surv. S-Africa, Pretoria 3 (1964), S. 75-86

- NIEKERK, C.B. van; BURGER, A.J.: Radiometric dating of the Koras Formation. *Ann. geol. Surv. S-Africa*, Pretoria 6 (1967), S. 77-84
- NIEKERK, C.B.; BURGER, A.J.: A note on the minimum age of the acid lava of the Onverwacht series of the Swaziland system. *Trans. geol. Soc. S-Africa*, Johannesburg 72 (1969) 1, S. 9-21
- NIEKERK, C.B. van; BURGER, A.J.: A review of the age of the Ventersdorp Supergroup. *Geol. Soc. S-Africa Abstracts Geol. Congr.*, Johannesburg (1977), S. 132-135
- NISBET, E.G.; BICKLE, M.J.; MARTIN, A.; ORPEN, J.L.; WILSON, J.F.: Komatiites in Zimbabwe. In: ARNDT, N.T.; NISBET, E.G. (Eds.), *Komatiites*. London: Allen & Unwin 1982
- NISBET, E.G.; WILSON, J.F.; BICKLE, M.J.: The evolution of the Rhodesian craton and adjacent Archaean terrain: tectonic models. In: KRÖNER, A. (Ed.), *Precambrian plate tectonics*, S. 161-183. Amsterdam: Elsevier 1981
- NORTON, I.O.: The present relative motion between Africa and Antarctica. *Earth & planet. Sci. Letters*, Amsterdam 33 (1976), S. 219-230
- NORTON, I.O.: Palaeomotion between Africa, South America and Antarctica, and implication for the Antarctic Peninsula. In: CRADDOCK, C. (Ed.), *Antarctic geoscience*, S. 99-106. Madison: Univ. Wisconsin Press 1982
- NORTON, I.O.; SCLATER, J.G.: A model for the evolution of the Indian Ocean and the breakup of Gondwanaland. *J. geophys. Res.*, Richmond 84 (1979) B 12, S. 6803-6830
- OBERHOLZER, W.F.: Carta geológica de Moçambique 1 : 250.000. Notícia explicativa. *Bol. Serv. ind., Série geol.*, Lourenço Marques 31 (1963), S. 1-32
- OJAKANGAS, R.W.; MATSCH, C.L.: The late Palaeozoic Whiteout conglomerate: a glacial and glaciomarine sequence in the Ellsworth Mountains, West Antarctica. In: HAMBREY, M.J.; HARLAND, W.B. (Eds.), *Earth pre-Pleistocene glacial record*, S. 241-244. Cambridge: Cambridge Univ. Press 1981
- OLIVER, R.L.: Some basement rock relations in Antarctica. In: ADIE, R.J. (Ed.), *Antarctic geology*, S. 259-263. Amsterdam: North Holl. Publ. Co. 1964
- OLIVER, R.L.: Geology of an area near the mouth of Beardmore glacier, Ross Dependency. In: ADIE, R.J. (Ed.), *Antarctic geology and geophysics*, S. 379-385. Oslo: Universitetsforlaget 1972
- OLSZAK, G.: Zur Zyklizität plattentektonischer Bewegungen und zu einigen Aspekten der Entwicklung geophysikalischer Parameter in der Geschichte der Erde. *Z. geol. Wiss.*, Berlin 12 (1984) 1, S. 23-33
- OOSTHUYSEN, E.J.; BURGER, A.J.: Radiometric dating of intrusives associated with the Waterberg system. *Ann. geol. Surv. S-Africa*, Pretoria 2 (1964), S. 87-106
- ORLENKO, E.M.: Dokembrijskie dolerity zapadnoj časti Zemli Korolevy Mod. *Antarktika*, Moskva 16 (1977), S. 121-129
- ORPEN, J.L.; WILSON, J.F.: Stromatolites at 3,500 Myr. and a greenstone - granite unconformity in the Zimbabwean Archaean. *Nature*, London 291 (1981), S. 218-220
- PAECH, H.-J.: Comparison of the geologic development of southern Africa and Antarctica. *Z. geol. Wiss.*, Berlin 13 (1985) 3 (im Druck)
- PAECH, H.-J.: Teilnahme an der 22. Sowjetischen Antarktisexpedition im Bereich der sowjetischen Station Družnaja. *Unveröff. Ber., Zentralinst. Physik Erde*, Potsdam (1977), 25 S., (1977 a)
- PAECH, H.-J.: Versuch einer tektonischen Rayonierung der Faltungszonen Europas unter Berücksichtigung faltungsbezogener Deformationsintensitäten (Einengung und Interndeformation). *Veröff. Zentralinst. Physik Erde*, Potsdam 53 (1977), S. 153-156, (1977 b)
- PAECH, H.-J.: Neubenennung einer Nunatak-Gruppe im Shackleton Range (Antarctica) zu Ehren von Serge von BUBNOFF. *Z. geol. Wiss.*, Berlin 7 (1979), S. 9
- PAECH, H.-J.: Tectónica na região da ocorrência dos pegmatitos na área de Muiane. *Unveröff. Bericht Eduardo-Mondlane-Univ.*, Maputo (1980), 18 S.
- PAECH, H.-J.: Tectonic structures of the crystalline basement in the Shackleton Range (Antarctica). *Z. geol. Wiss.*, Berlin 13 (1985) 3 (im Druck)

- PAECH, H.-J.: Bemerkungen zur paläotektonischen Entwicklung Antarktiskas. Z. geol. Wiss., Berlin 2 (1981) 10, S. 1107-1111
- PAECH, H.-J.: Karte des gefalteten Stockwerkes (Grundgebirge). Veröff. Zentralinst. Physik Erde, Potsdam 47 (im Druck), S. 44-54
- PAECH, H.-J.: Palaeotectonic development following main deformation in the Shackleton Range, Antarctica. (In Vorbereitung)
- PAECH, H.-J.; NESTLER, H.; SCHMIDT, W.: O ambiente geológico em frente da Barreira Vermelha, Ilha de Inhaca. Unveröff. Bericht Eduardo-Mondlane-Univ., Maputo (1982), 16 S.
- PAECH, H.-J.; SCHMIDT, W.: Contribuição à geologia da zona pegmatítica de Muiane, Província Zambézia. Unveröff. Bericht Eduardo-Mondlane-Univ., Maputo (1982), 50 S.
- PAGELLA, J.F.; DRYSDALL, A.R.: The coal resources of the Zambezi valley I. Siankondobo, Kazinze basin. Geol. Surv. Zambia, Econ. rep., Lusaka 13 (ohne Jahreszahl)
- PALMER, A.R.; GATEHOUSE, C.G.: Early and Middle Cambrian trilobite from Antarctica. U.S. geol. Surv., Prof. Paper, Washington 456 (1972), 37 S.
- PANKHURST, R.J.; MARSH, P.D.; CLARKSON, P.D.: A geochronological investigation of the Shackleton Range. Vol. Abstracts 4th Intern. Symposium Antarct. Earth Sciences. Adelaide Univ. South Australia (1982), S. 133
- PANKHURST, R.J.; MARSH, P.D.; CLARKSON, P.D.: A geochronological investigation of the Shackleton Range. In: OLIVER, R.L. et al. (Eds.), Antarctic Earth sciences, S. 176-182. Cambridge: Cambridge Univ. Press 1983
- PFLUG, H.: Structured organic remains from the Fig Tree series of the Barberton Mountain Land. Naturwissenschaften, Berlin 54 (1967), S. 237-241 (Übersetzung)
- PICCIOTTO, E.; COPPEZ, A.: Bibliography of absolute age determinations in Antarctica (Addendum). In: ADIE, R.J. (Ed.), Antarctic geology, S. 562-569. Amsterdam: North Holl. Publ. Co. 1964
- PICCIOTTO, E.; DEUTSCH, S.; PASTEELS, P.: Isotopic ages from the Sør Rondane Mountains, Dronning Maud Land. In: ADIE, R.J. (Ed.), Antarctic geology, S. 570-578. Amsterdam: North Holl. Publ. Co. 1964
- PIPER, J.D.A.: Proterozoic crustal distribution, mobile belts and apparent polar movements. Nature, London 251 (1974), S. 381-384
- PIPER, J.D.A.: Palaeomagnetic evidence for a Proterozoic supercontinent. Philos. Trans. royal Soc. London, London A 280 (1976), S. 409-490
- PIPER, J.D.A.: The Precambrian palaeomagnetic record: the case for the Proterozoic supercontinent. Earth & planet. Sci. Letters, Amsterdam 59 (1982) 1, S. 61-89
- PLESSIS, M.D. du: The relationship between the Bushveld complex and the Waterberg system in the area between Loubad and Warmbad. Ann. geol. Surv. S-Africa, Pretoria 2 (1971), S. 85-88
- PLESSIS, A. du: Sea floor spreading south of the Agulhas fracture zone. Nature, London 270 (1977), S. 719-721
- PLUME, R.W.: Sedimentology and palaeocurrent analysis of the basal part of the Beacon Supergroup (Devonian and older? to Triassic) in South Victoria Land, Antarctica. In: CRADDOCK, G. (Ed.), Antarctic geoscience, S. 571-580. Madison: Univ. Wisconsin Press 1982
- PLUME, R.W.: A revision of the stratigraphy of the New Mountain sandstone (Beacon Supergroup), south Victoria Land, Antarctica. New Zealand Geol. & Geophys., Wellington 21 (1978) 2, S. 167-174
- PLUMSTEAD, E.P.: Fossil floras of Antarctica with an appendix on antarctic fossil wood by R. KRÄUSEL. Sci. Report Trans. Antarctic Exp. 1955-1958, London 2 (1962), 154 S.
- PLUMSTEAD, E.P.: Gondwana floras, geochronology and glaciation of South Africa. Proc. 22nd Intern. Congr. geol. India, New Delhi 2 (1964), S. 303-319
- PLUMSTEAD, E.P.: Three thousand million years of plant life in Africa. Geol. Soc. S-Africa, Memorial lectures Alex. L. du TOIT, Johannesburg 11 (1969), 72 S.

- PORADA, H.: Tektonisches Verhalten und geologische Bedeutung von Kalksilikatfelslagen und -spindeln im Damara-Orogen Südwestafrikas. Geol. Rdsch., Stuttgart 62 (1973), S. 918-938
- PORADA, H.: The Damara-Ribeira orogen of the Pan-African-Brasiliano cycle in Namibia (South West Africa) and Brazil as interpreted in terms of continental collision. Tectonophysics, Amsterdam 57 (1979), S. 237-265
- PORADA, H.; WITTIG, R.: Das Chausib Turbiditbecken am Südrand des Damara-Orogens, Südwestafrika. Geol. Rdsch., Stuttgart 65 (1976), S. 1002-1019
- POTGIETER, G.J.A.; LOCK, B.E.: Correlation and lithology of the Ritchie Quartz porphyry formation along the Riet River near Kimberley. Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg 81 (1978), S. 41-46
- POWELL, C. McA.; JOHNSON, B.D.; VEEVERS, J.J.: A revised Fit of East and West-Gondwanaland. Tectonophysics, Amsterdam 63 (1980) 1-4, S. 13-29
- PRETORIUS, D.A.: The Witwatersrand Supergroup. In: HUNTER, D.R. (Ed.), Precambrian of the southern hemisphere, S. 511-520. Amsterdam: Elsevier 1981
- QUILTY, P.G.: Late Jurassic bivalves from Ellsworth Land, Antarctica their systematics and palaeogeographic implication. New Zealand J. Geol. & Geophys., Wellington 20 (1977) 6, S. 1033-1080
- QUILTY, P.G.: Tectonic implication of Middle - Late Jurassic marine fauna from Ellsworth Land, Antarctica. In: CRADDOCK, C. (Ed.), Antarctic geoscience, S. 669-678. Madison: Univ. Wisconsin Press 1982
- RABINOWITZ, P.D.; CANDE, S.C.; LABRECQUE, J.C.: The Falkland escarpment and Agulhas fracture zone: the boundary between oceanic and continental margins. Acad. Bras. Cienc. Ann., São Paulo 48 (1976), S. 241-251
- RADOSEVIC, B.: The coal resources of the Zambesi Valley, VI Mulungwa-preliminary report. Econ. Rep. geol. Surv. Zambia, Lusaka 20 (1968), S. 1-21
- RAVIČ, M.G.: Das kristalline Fundament der antarktischen Plattform. Freiburger Forsch.-H., Leipzig C 190 (1964), S. 99-128
- RAVIČ, M.G.: Regional'nyj metamorfizm i ul'trametamorfizm kristalličeskich fundamentov Antarktičeskoj i drugih gondvanskich platform. In: Geologija dokembrija. Leningrad: Nauka 1968
- RAVIČ, M.G.: Sovetskie geologičeskie issledovanija v Antarktike. Antarktika, Moskva 17 (1978), S. 132-143
- RAVIČ, M.G.; GRIKUROV, G.E.: Osnovnye čerty tektoniki Antarktiki. Sov. geol., Moskva (1970) 1, S. 12-27
- RAVIČ, M.G.; GRIKUROV, G.E.: Sravnitel'naja tektonika gondvanskich materikov, S. 32-42. Leningrad: NIIGA 1974
- RAVIČ, M.G.; KAMENEV, E.N.: Kristalličeskij fundament Antarktičeskoj platformy, 657 S. Leningrad: Gidrometeoizdat 1972 (1972 a)
- RAVIČ, M.G.; KAMENEV, E.N.: Geologija i petrologija gor Gumboldta i Petermanna. In: RAVIČ, M.G.; KAMENEV, E.N. (Eds.), Kristalličeskij fundament Antarktičeskoj platformy, S. 260-374. Leningrad: Gidrometeoizdat 1972 (1972 b)
- RAVIČ, M.G.; KLIMOV, L.V.; SOLOV'EV, D.S.: Dokembrija vostočnoj Antarktidy. Moskva: Nedra 1965
- RAVIČ, M.G.; KRYLOV, A.Ja.: Absolutnyj vozrast gornych porod vostočnoj Antarktidy. Antarktika, Moskva (1964)
- RAVIČ, M.G.; SOBOTVIČ, E.V.; KAMENEV, E.N.; RUDNIK, V.A.: O pozdne-azojskom vozraste drevnejšich porod Antarktidy. Dokl. AN SSSR, Moskva 216 (1974), S. 1368-1374
- RAVIČ, M.G.; SOLOV'EV, D.S.: Geologičeskoje stroenie central'noj časti gor Zemli Korolevy Mod v vostočnoj Antarktide. Antarktika, Moskva 3 (1962)
- RAVIČ, M.G.; SOLOV'EV, D.S.: Geologija i petrologija central'noj časti gor Zemli Korolevy Mod, 290 S. Leningrad: Nedra 1966
- RAVIČ, M.G.; SOLOV'EV, D.S.; FEDOROV, L.V.: Geologičeskoje stroenie Zemli MakRobertsona (Vostočnaja Antarktida), 230 S. Leningrad: Gidrometeoizdat 1978

- RAVICH, M.G.: Regional metamorphism of the Antarctic platform crystalline basement. In: ADIE, R.J. (Ed.), Antarctic geology and geophysics, S. 505-515. Oslo: Universitetsforlaget 1972 (1972 a)
- RAVICH, M.G.: The charnockite problem. In: ADIE, R.J. (Ed.), Antarctic geology and geophysics, S. 523-526. Oslo: Universitetsforlaget 1972 (1972 b)
- RAVICH, M.G.: The Lower Precambrian of Antarctica. In: CRADDOCK, C. (Ed.), Antarctic geoscience, S. 421-427. Madison: Univ. Wisconsin Press 1982
- RAVICH, M.G.; GRIKUROV, G.E. (Eds.), Explanatory notes to the geologic map of Antarctica (1 : 5.000.000), 83 S. Leningrad: NIIGA 1976
- RAVICH, M.G.; KRYLOV, A.J.: Absolute ages of rocks from East Antarctica. In: ADIE, R.J. (Ed.), Antarctic geology, S. 579-589. Amsterdam: North Holl. Publ. Co. 1964
- RAWITSCH, M.G.: Die Rätzel Gondwanas. Kleine Naturw. Biblioth., Reihe Physik. Moskau/Leipzig 31 (1975), 88 S.
- REAL, F.: Geologia da bacia de Rio Zambeze (Moçambique). Características geologominerais da bacia do Rio Zambeze em território moçambicano, 174 S. Lisboa: Junta de investigações do Ultramar 1966
- REEVES, C.V.: A failed Gondwana spreading axis in southern Africa. Nature, London 273 (1978), S. 222-223
- REID, D.L.: Total rock Rb-Sr and U-Th-Pb isotopic study of Precambrian metavolcanic rocks in the lower Orange River region, southern Africa. Earth & Planet. Sci. Letters, Amsterdam 42 (1979), S. 368-378
- REIMER, T.O.: Palaeogeographic significance of the oldest known oolite pebbles in the Archaean Swaziland Supergroup (South Africa). Sediment. Geol., Amsterdam 14 (1975), S. 123-133 (1975 a)
- REIMER, T.O.: Untersuchungen über Abtragung, Sedimentation und Diagenese im frühen Präkambrium am Beispiel der Sheba Formation (Südafrika). Geol. Jb., Hannover B 17 (1975), 108 S. (1975 b)
- REIMER, T.O.: Stromatolitic dolomites in the late Precambrian Malmesbury Group, Cape Province South Africa. Sediment. Geol., Amsterdam 20 (1978) 1, S. 29-40
- REUNING, E.; MARTIN, H.: Die Präkarroo-Landschaft, die Karroo-Sedimente und Karroo-Eruptivgesteine des südlichen Kaokoveldes in Südwest-Afrika. N. Jb. Min. Geol. Paläont., Abh., Stuttgart 91 (1957), S. 193-212
- REX, D.C.: Age of a dolerite from Dronning Maud Land. Brit. Antarct. Surv., Cambridge 11 (1967), S. 101
- REX, D.C.: K-Ar age determinations on volcanic and associated rocks from the Antarctic Peninsula and Dronning Maud Land. In: ADIE, R.J. (Ed.), Antarctic geology and geophysics, S. 133-136. Oslo: Universitetsforlaget 1972
- REX, D.C.: Geochronology in relation to the stratigraphy of the Antarctic Peninsula. Brit. Antarct. Surv. Bull., Cambridge 43 (1976), S. 49-57
- REX, D.C.; TANNER, P.W.G.: Precambrian age for gneisses at Cape Meredith in the Falkland Islands. In: CRADDOCK, C. (Ed.), Antarctic geoscience, S. 107-108. Madison: Univ. Wisconsin Press 1982
- RHODES, R.C.: Palaeocurrents in the Pretoria Group North of Marble Hall, Transvaal. Ann. geol. Surv. S-Africa, Pretoria 9 (1971), S. 119-121
- RHODES, R.C.; BORNHORST, F.J.: Petrologic provinces in Jurassic tholeiites of Gondwanaland. Geol. Rdsch., Stuttgart 65 (1976), S. 930-938
- RHODES, R.C.; KROHN, D.H.: Tectonic control over regional geochemical variation in the Karroo basaltic province of southern Africa. Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg 75 (1972) 1, S. 11-21
- RIDDOLLS, B.W.; HANCOX, G.T.: The geology of the upper Mariner Glacier region, North Victoria Land, Antarctica. New Zealand J. Geol. & Geophys., Wellington 11 (1968) 4, S. 881-899
- RIDGWAY, J.; MONEY, N.J.: Karroo basalts from western Zambia and geochemical provinces in central and southern Africa. Geol. Rdsch., Stuttgart 70 (1981) 3, S. 868-873

- RIGASSI, D.A.; DIXON, G.E.: Cretaceous of the Cape Province, Republic of South Africa. In: DESSAUVAGIE, T.F.J.; WHITEMAN, A.J. (Eds.), Proc. conf. african geology, S. 513-527. Ibadan: Geol. Dep. Univ. 1972
- RILETT, M.H.P.: A fossil cephalopod from Middle Ecca beds in the Kilb Riber Coalfield near Dundee. Natal. Trans. Royal Soc. S-Africa, Johannesburg 37 (1963) 1, S. 73-74
- ROBERTSON, I.D.M.: Granulite metamorphism of the basement complex in the Limpopo Metamorphic zone. Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg 71 (1968), S. 125-133
- ROBERTSON, I.D.M.: The geology of the country around Mount Towla, Gwanda district. Rhod. geol. Surv. Bull., Salisbury 68 (1973), 166 S.
- ROBERTSON, I.D.M.; BREEMEN, O. van: The southern satellite dykes of the Great Dyke, Rhodesia. Geol. Soc. S-Africa, spec. Paper, Johannesburg 1 (1970), S. 621-644
- ROBERTSON, I.D.M.; DuTOIT, M.C.: The Limpopo belt. In: HUNTER, D.R. (Ed.), Precambrian of the southern hemisphere, S. 641-671. Amsterdam: Elsevier 1981
- ROBERTSON, I.D.; DuTOIT, M.C.; JOUBERT, P.; MATTHEWS, P.E.; LOCKETT, N.H.; MENDELSSOHN, F.; BRODERICK, T.J.; BLOOMFIELD, K.; MASON, R.: Mobile belts. In: HUNTER, D.R. (Ed.), Precambrian of the southern hemisphere, S. 641-802. Amsterdam: Elsevier 1981
- ROCHA-CAMPOS, A.C.: Late Palaeozoic "Série tilitica" of Mozambique. In: HAMBREY, M.J.; HARLAND, W.B. (Eds.): Earth pre-Pleistocene glacial record, S. 52-55. Cambridge: Univ. Press (1981)
- ROOTS, E.F.: Preliminary note on the geology of western Dronning Maud Land. Norsk geol. Tidsskr., Oslo 32 (1953) 1, S. 18-33
- ROOTS, E.F.: Geology of western Queen Maud Land. In: BUSHNELL, V.C.; CRADDOCK, C. (Eds.), Geologic map of Antarctica. Antarctic Map Folio Series. Amer. Geograph. Soc., Washington (1969) sheet 6
- ROWLEY, P.D.; WILLIAMS, P.L.: Geology of the northern Lassiter coast and southern Black coast, Antarctic Peninsula. In: CRADDOCK, C. (Ed.), Antarctic geoscience, S. 339-348. Madison: Univ. Wisconsin Press 1982
- ROWSSELL, D.M.; SWARDT, A.M.J. de: Diagenesis on Cape and Karroo sediments, South Africa, and its bearing on their hydrocarbon potential. Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg 79 (1976), S. 81-145
- RUDJACENOK, V.M.: Rifejsko-rannepaleozojskie skladčatye komplekxy. Antarktika, Moskva 13 (1974), S. 61-84
- RUST, I.C.: On the sedimentation of the Table Mountain Group in the western Cape Province. Unveröff. D. Sc. thesis Univ. Stellenbosch, South Africa (1967)
- RUST, I.C.: The evolution of the Paleozoic Cape basin southern margin of Africa. In: NAIRN, A.E.M.; STEHLI, F.G. (Eds.), The ocean basins and margins, I. The South Atlantic, S. 247-276. New York: Plenum Press 1973
- RUST, I.C.: Tectonic and sedimentary framework of Gondwana basins in southern Africa. In: CAMPBELL, K.S.W. (Ed.), Gondwana geology, S. 537-564. Canberra: Austra. Nat. Univ. Press 1975
- RUST, I.C.: Evidence of shallow marine and tidal sedimentation in the Ordovician Graafwater formation, Cape Province, South Africa. Sediment. Geol., Amsterdam 18 (1977), S. 123-133
- RUST, I.C.; WINTER, H. de la R.: The Cretaceous Oudtshoorn basin. In: RUST, I.C. (Ed.), Excursions guidebook Geocongress 79, S. 53-57. Johannesburg: Geol. Soc. S-Africa 1979
- RYAN, P.J.: Palaeocurrent analysis of the Ecca and lowermost Beaufort beds (Permian) in the Great Karroo basin of South Africa. Unveröff. Ph. D. thesis Univ. Witwatersrand (1966)
- RYAN, P.J.: Some conclusion drawn from a basinal analysis of the Ecca series on the Karroo basin. Palaeont. afr., Johannesburg 11 (1968), S. 133-134
- RYAN, P.J.: Stratigraphy of the Ecca series and lowermost Beaufort beds (Permian) in the Great Karroo basin of South Africa. In: IUGS Symp. Gondwana stratigraphy. Buenos Aires 1967, S. 945-962. Paris: UNESCO 1969

- RYAN, P.J.; WHITFIELD, G.G.: Basinal analysis of the Eccra and lowermost Beaufort beds and associated coal, uranium and heavy mineral beach sand occurrences. Geol. Soc. S-Africa, spec. Publ., Johannesburg 6 (1979), S. 91-102
- SACCHI, R.; MARQUES, J.; COSTA, M.; CASATI, C.: Kibaran events in the southernmost Mozambique Belt. Precambrian Res., Amsterdam 25 (1984), S. 141-159
- SAGGERSON, E.P.; LOGAN, C.T.: Distribution controls of layered and differentiated mafic intrusions in the Lebombo volcanic subprovince. Geol. Soc. S-Africa, Spec. Publ., Johannesburg 1 (1970), S. 721-733
- SAGGERSON, E.P.; TURNER, L.M.: Some evidence for the evolution of regional metamorphism in Africa. Intern. geol. Congr., 24th Sess., Sect. 1, Montreal 1972, S. 153-161
- SAGGERSON, E.P.; TURNER, L.M.: A review of the distribution of metamorphism in the ancient Rhodesian craton. Precambrian Res., Amsterdam 3 (1976), S. 1-53
- SAGGERSON, E.P.; TURNER, L.M.: Distribution of regional metamorphism in Africa. Geol. Rdsch., Stuttgart 69 (1980) 3, S. 745-756
- SALOP, L.I.: Periodizacija i korreljacija dokembrija južnych materikov. Dokembrij Afriki, 304 S. Leningrad: Nedra 1977
- SAUNDERS, A.D.; TARNEY, J.: The pattern of Antarctic plutonism. In: CRADDOCK, C. (Ed.), Antarctic geoscience, S. 305-314. Madison: Univ. Wisconsin Press 1982 (1982 a)
- SAUNDERS, A.D.; TARNEY, J.: Igneous activity in the southern Andes and northern Antarctic Peninsula: a review. J. geol. Soc. London, London 139 (1982), S. 691-700 (1982 b)
- SAUNDERS, A.D.; WEAVER, S.D.; TARNEY, J.: The pattern of Antarctic Peninsula plutonism. In: CRADDOCK, C. (Ed.), Antarctic geoscience, S. 305-314. Madison: Univ. Wisconsin Press 1982
- SCHALK, K.E.L.: Some late Precambrian formation in central South-West Africa. Ann. geol. Surv. S-Africa, Pretoria 8 (1970), S. 29-47
- SCHARNBERGER, C.K.; SCHARON, L.: Palaeomagnetism and plate tectonics of Antarctica. In: ADIE, R.J. (Ed.), Antarctic geology and geophysics, S. 843-847. Oslo: Universitetsforlaget 1972
- SCHERMERHORN, L.J.G.: The west Congo orogen: a key to Pan-African thermotectonism. Geol. Rdsch., Stuttgart 70 (1981) 3, S. 850-867
- SCHIDLowski, M.: Das Witwatersrand-Becken. Max-RICHTER-Festschrift, S. 127-147. Clausthal: Piepersche Verlagsanstalt 1965
- SCHIDLowski, M.: Zur Kenntnis der Randstrukturen des Witwatersrandbeckens im nördlichen Oranje-Freistaat-Goldfeld (Südafrika). Geol. Rdsch., Stuttgart 57 (1967), S. 557-585
- SCHMIDT, D.L.; DOVER, J.H.; FORD, A.B.; BROWN, R.D.: Geology of the Patuxent Mountains. In: ADIE, R.J. (Ed.), Antarctic geology, S. 276-283. Amsterdam: North Holl. Publ. Co. 1964
- SCHMIDT, D.L.; FORD, A.B.: Geology of the Pensacola and Thiel Mountains. In: BUSHNELL, V.C.; CRADDOCK, C. (Eds.), Geologic Map of Antarctica. Antarctic Map Folio Series. Amer. Geograph. Soc., Washington (1969), plate V
- SCHMIDT, D.L.; WILLIAMS, P.L.; NELSON, W.H.; EDGE, J.R.: Upper Precambrian and Palaeozoic stratigraphy and structure of the Neptune Range, Antarctica. Geol. Surv., profess. Pap., Washington 525-D (1965), D 112-D 119
- SCHMIDT, D.L.; WILLIAMS, P.L.: Continental glaciation of late Palaeozoic age, Pensacola Mountains, Antarctica. In: IUGS Symp. Gondwana Stratigraphy, Buenos Aires 1969, S. 617-649. Paris: UNESCO 1969
- SCHNEIDERHÖHN, H.: Zur Erforschungsgeschichte der Erze der Tsumeb Mine und der geologischen Verhältnisse des Otaviberglandes, Südwestafrika. Neues Jb. Mineral. Mh., Stuttgart (1958), S. 125-136
- SCHOCH, A.E.: U-Pb zircon age of the Saldanha quartz porphyry western Cape Province. Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg 79 (1976), S. 239-241

- SCHOLZ, C.H.; KOCZYNSKI, T.A.; HUTCHINS, D.G.: Evidence for incipient rifting in southern Africa. *Geophys. J. royal astron. Soc.*, London 44 (1976), S. 135-144
- SCHOFF, J.M.: Ellsworth Mountains: Position in Westantarctica due to seafloor spreading. *Science*, Washington 164 (1969) 3875, S. 63-66
- SCHOFF, J.M.; LONG, W.E.: Coal metamorphism and igneous association in Antarctica. In: GOULD, R.F. (Ed.), *Coal science. Amer. Confr. on coal sciences*, Chem. Soc. Adv. Chem. Ser. (1966), 55 S. 156-195
- SCHROEDER, H.: Marine Fossilien in Verbindung mit permischem Glazialkonglomerat in Deutsch-Südwestafrika. *Jb. Kgl. Preuß. geol. Landesanst.*, Berlin 29 (1908) 1, S. 694-697
- SCRUTTON, R.A.: Structure and evolution of sea floor south of South Africa. *Earth & planet. Sci. Letters*, Amsterdam 19 (1973), S. 250-256
- SCRUTTON, R.A.; HEPTONSTALL, W.B.; PEACOCK, J.H.: Constraints on the motion of Madagascar with respect to Africa. *Mar. geol.*, Amsterdam 43 (1981), S. 1-20
- SCRUTTON, R.A.; PLESSIS, A.du: Possible marginal fracture ridge south of South Africa. *Nature*, London 242 (1973), S. 180-182
- SHACKLETON, R.M.: Problems of the evolution of the continental crust. *Philos. Trans. royal Soc. London*, London A 273 (1973), S. 317-320
- SHACKLETON, R.M.: Pan-African structures. *Philos. Trans. royal. Soc. London*, London A 280 (1976), S. 491-498 (1976 a)
- SHACKLETON, R.M.: Shallow and deep-level exposures of Archaean crust in India and Africa. In: WINDLEY, B.F. (Ed.), *The early history of the Earth*, S. 317-321. London: Wiley and Sons 1976 (1976 b)
- SHARPE, M.A.; SNYMAN, J.A.: A model for the emplacement of the eastern compartment of the Bushveld complex. *Tectonophysics*, Amsterdam 65 (1980), S. 85-110
- SIESSER, W.G.; DINGLE, R.V.: Tertiary sea-level movements around southern Africa. *J. Geol.*, Chicago 89 (1981), S. 523-536
- SIESSER, W.G.; MILES, G.A.: Calcareous nanofossils and planktic foraminifers in the Tertiary limestones, Natal and eastern Cape, South Africa. *S-Africa Mus. Ann.*, 79 (1979), S. 139-158
- SIESSER, W.G.; SCRUTTON, R.A.; SIMPSON, E.S.W.: Atlantic and Indian margins of southern Africa. In: BURK, C.A.; DRAKE, C.L. (Eds.), *The geology of continental margins*, S. 641-654. Berlin: Springer-Verlag 1974
- SIMPSON, E.S.W.; DINGLE, R.V.: Offshore sedimentary basins on the southeastern continental margin of South Africa. In: BLANT, G. (Ed.), *Bassins sédimentaires des littoral africain*, 2 part. Littoral austral - oriental, S. 63-67. Paris: Assoc. Serv. géol. afr., 1973
- SKINNER, A.C.: The geology of the Mahalapye area. *Geol. Surv. Dep. Rep. Botswana Bull.*, Gaborone (1978), 60 S.
- SKINNER, D.N.B.: Stratigraphy and structure of lower grade metasediments of Skelton Group, McMurdo Sound - Does Teal greywacke really exist? In: CRADDOCK, C. (Ed.), *Antarctic geoscience*, S. 555-563. Madison: Univ. Wisconsin Press 1982
- SKINNER, D.N.B.; RICKER, J.: The geology of the region between the Mawson and Priestley glaciers North Victoria Land, Antarctica. Part I Basement metasedimentary and igneous rocks. *New Zealand J. Geol. & Geophys.*, Wellington 11 (1968), S. 1009-1040
- SLAWSON, W.F.: Vredefort core: a cross section of the upper crust. *Geochim. et cosmochim. Acta*, London 40 (1976), S. 117-121
- SMELLIE, J.L.: A complete arc-trench system recognized in Gondwana sequence of the Antarctic Peninsula region. *Geol. Mag.*, Cambridge 118 (1981) 2, S. 139-159
- SMELLIE, J.L.: Evidence for pre-Jurassic subduction in western Antarctica. *Nature*, London 258 (1975) 5537, S. 701-702
- SMITH, A.G.; HALLAM, A.: The fit of southern continents. *Nature*, London 225 (1970), S. 139-144

- SMITH, D.A.M.: The distribution of coal quality in the Witbank and Highveld coalfield of South Africa. In: HAUGHTON, S.H. (Ed.), Second Gondwana Symposium S-Africa, Pretoria (1970), S. 461-468
- SMITH, J.M.: Stratigraphy and metamorphism of the Otavi series south east of Otavi, South West Africa. *Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg* 65 (1962), S. 63-78
- SMITH, R.M.H.: The lithology, sedimentology and taphonomy of floodplain deposits of the lower Beaufort (Adelaide Subgroup) strata near Beaufort-West. *Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg* 83 (1980), S. 399-413
- SMITS, B.J.: Palaeocurrent directions in the Molteno stage, Molteno District, Cape Province. *Ann. geol. Surv. S-Africa, Pretoria* 5 (1966), S. 81-91
- SPELLING, N.J.; HAMILTON, E.; REX, D.; HORNING, G.; JOHNSON, R.L.; SLATER, D.; VAIL, J.R.: Age determinations from the Mozambique and Zambezi orogenic belts, central Africa. *Nature, London* 201 (1964) 4918, S. 463-464
- SNYMAN, C.P.: Die Petrographie südafrikanischer Gondwanakohlen. Ein Vergleich zwischen Gondwana- und euramerischen Kohlen. Unveröff. Diss. Bonn 1961
- SOBOTOVIČ, E.V.: Ranneazoijski vozrast drevnejšich porod Zemli (po rezultatah svintsovo-izotopnyh issledovanii kristalličeskich gornych porod Antarktičeskoj platformy). Komissija po opredeleni ju absolyutnogo vozrasta geologičeskich formacij, *Trudy sessii, Moskva* 18 (1976), S. 59-70
- SOBOTOVIČ, E.V.; KAMENEV, E.N.; KOMARISTY, A.A.; RUDNIK, V.A.: Drevnejšie porodny Antarktidy (Zemlja Enderbi). *Izv. AN SSSR, Ser. geol., Moskva* (1974) 11, S. 30-50
- SOLOV'EV, D.S.: Osadočno-vulkanogennaja formacija zapadnoj časti Zemli Korolevy Mod. *Inform. Bjull. sov. antarkt. Eksped., Leningrad* 56 (1966), S. 5-16
- SOLOV'EV, D.S.: Geologičeskoje stroenie gornogo obramlenija lednikov Lamberta i Ejmyery. *Antarktika, Moskva* 10 (1971), S. 89-101
- SOLOV'EV, D.S.: platformennye magmatičeskie formacii Vostočnoj Antarktidy. *Antarktika, Moskva* 11 (1972), S. 59-72
- SOLOV'EV, D.S.; HALPERN, M.: Pervye archejskie izotopnye vozrasty polučennye v Antarktide po porodam kristalličeskogo fundamenta. *Inform. Bjull. sov. antarkt. Eksp., Leningrad* 90 (1975), S. 23-25
- SOLOV'EV, I.A.; GRIKUROV, G.E.: Pervye nachodki srednekembriskich trilobitov v chrebtse Seklton (Antarktida). *Antarktika, Moskva* 17 (1978), S. 187-203
- SOLOV'EV, I.A.; GRIKUROV, G.E.: Novye dannye o rasprostranении kembrijskich trilobitov chrebtach Arđentina i Seklton. *Antarktika, Moskva* 18 (1979), S. 54-73
- SOLOVIEV, D.S.: Platform magmatic formations of East Antarctica. In: ADIE, R.J. (Ed.), *Antarctic geology and geophysics*, S. 531-538. Oslo: Universitetsforlaget 1972
- SPLETTSTOESSER, J.F.: Coal in Antarctica. *Econ. Geol. Lancaster* 75 (1980) 8, S. 936-942
- SPOHN, T.: Die thermische Evolution der Erde. *J. Geophys., Berlin (West)* 54 (1984) S. 77-96
- STANISTREET, I.G.; WIT, M.J. de; FRIPP, R.E.P.: Do graded units of accretionary spheroids in the Barberton greenstone belt indicate Archaean deep water environment. *Nature, London* 293 (1981), S. 280-283
- STANISTREET, I.G.; LeBLANC-SMITH, G.; CADLE, A.B.: Trace fossils as sedimentological and palaeoenvironmental indices in the Eccia Group (Lower Permian) of the Transvaal. *Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg* 83 (1980), S. 333-344
- STAVRAKIS, N.: Sedimentation of the Katberg Sandstone and adjacent formation in the south eastern Karoo basin. *Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg* 83 (1980), S. 361-374
- STEAR, W.M.: The stratigraphy and sedimentation of the Pretoria Group at Rooiberg, Transvaal. *Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg* 80 (1970), S. 53-65
- STEPHENSON, P.J.: Geology 1. Theron Mountains, Shackleton Range and Whichaway Nunatak (with a section on palaeomagnetism of the dolerite intrusions by D.J. BLUNDELL). *Scient. Rep. Transantarctic Exped., London* 8 (1966), S. 1-79
- STOWE, C.W.: The geology of the country south and west of Selukwe. *Rhodesia geol. Surv. Bull., Salisbury* 59 (1968), 208 S.

- STOWE, C.W.: Alpine-type structures in the Rhodesian basement complex of Selukwe. *J. geol. Soc. London*, London 130 (1974), S. 411-426
- STOWE, C.W.; HARTNADY, C.J.H.; JOUBERT, P.: Proterozoic tectonic provinces of southern Africa.. *Precambrian Res.*, Amsterdam 25 (1984), S. 229-231
- STRATTEN, T.: The pyroclastic and associated igneous rocks of the Lebombo Mountain Range, south of Great Usutu river Zululand. Unveröff. M. Sc. thesis Univ. Potchefstroom (1965), 76 S.
- STRATTEN, T.: The Dwyka glaciation and its relationship of the pre-Karoo surface. Unveröff. Ph. D. thesis Univ. Witwatersrand (1968)
- STRATTEN, T.: A preliminary report on a directional study of the Dwyka tillites in the Karroo basin of South Africa. In: IUGS symp. Gondwana stratigraphy, Buenos Aires 1967, S. 741-761. Paris: UNESCO 1969
- STRATTEN, T.: Late Karroo igneous rocks of the southern Lebombo Mountain Range. In: HAUGHTON, S.H. (Ed.), Second Gondwana Symposium South Africa, Pretoria (1970), S. 441-445 (1970 a)
- STRATTEN, T.: The geology of the Lebombo Mountain Range. In: Second Gondwana Symposium South Africa. Guide 4, Exc. 4 Transvaal, Natal, Drakensberg (1970), S. 42-46 (1970 b)
- STRATTEN, T.: Sub-Karoo geology of the Karroo basin in South Africa. In: HAUGHTON, S.H. (Ed.), Second Gondwana Symposium South Africa, Pretoria (1970), S. 209-211 (1970 c)
- STRATTEN, T.: Tectonic framework of sedimentation during the Dwyka period in South Africa. In: HAUGHTON, S.H. (Ed.), Second Gondwana Symposium South Africa, Pretoria (1970), S. 483-490 (1970 d)
- STRATTEN, T.: Conflicting directions of Dwyka ice flow in the western Cape province and southern South West Africa. *Trans. geol. Soc. S-Africa*, Johannesburg 80 (1977), S. 79-86
- STUMP, E.: Earth evolution in the Transantarctic Mountains and west Antarctica. In: TARLING, D.H.; RUNCORN, S.K. (Ed.), Implications of continental drift to the Earth sciences, 2, S. 909-924. London: Academic Press 1973
- STUMP, E.: On the late Precambrian - early Paleozoic metavolcanic and metasedimentary rocks of the Queen Maud Mountains, Antarctica and a comparison with rocks of similar age from southern Africa. *Inst. Polar studies, Ohio State Univ.*, Rep. 62, Columbus 1976, (1976 a)
- STUMP, E.: Comparison of the Ross orogen, Antarctica and the Damara Orogen southern Africa. *Geol. Soc. Amer. abstracts with programs*, Boulder 8 (1976), S. 1127-1128 (1976 b)
- STUMP, E.: Accretionary lapilli and lithophysal spherulites from the Taylor formation, Queen Maud Mountains. *Antarctic J. U.S.*, Washington 11 (1976) 4, S. 246-248 (1976 c)
- STUMP, E.: Metamorphic basement rocks of the central Transantarctic Mountains. *Antarctic J. U.S.*, Washington 12 (1977) 4, S. 94-95
- STUMP, E.: Structural relationships in the Duncan Mountains, Central Transantarctic Mountains. *New Zealand J. Geol. & Geophys.*, Wellington 24 (1981) 1, S. 87-93
- STUMP, E.: The Ross Supergroup in the Queen Maud Mountains. In: CRADDOCK, C. (Ed.), *Antarctic geoscience*, S. 565-596. Madison: Univ. Wisconsin Press 1982
- SUMMERHAYES, C.P.: Distribution, origin and economic potential of phosphatic sediments from the Agulhas bank, South Africa. *Trans. geol. Soc. S-Africa*, Johannesburg 76 (1973), S. 271-277
- SUTTON, J.: Antarctica, a key to the understanding of the evolution of Gondwanaland. *Philos. Trans. royal Soc. London*, London B 279 (1977), S. 197-205
- SUTTON, J.: Tectonic relationships in the Archaean, S. 99-111. In WINDLEY, B.F. (Ed.), *the early history of the earth*. London: Wiley sons (1976)
- SWARD, A.M.J. de; FLECHTER, O.; TOSCHEK, P.: Note on orogenic style in the Cape fold belt. *Trans. geol. Soc. S-Africa*, Johannesburg 77 (1974), S. 53-57
- SWIFT, W.H.: An outline of the geology of Southern Rhodesia. *Rhodesia Geol. Surv. Bull.*, Salisbury 50 (1961), 73 S.

- SWIFT, W.H.: The geology of the Middle Sabi valley. Rhodesia Geol. Surv. Bull., Salisbury 52 (1962), 30 S.
- SWIFT, W.H.; WHITE, W.C.; WILES, J.W.; WORST, B.G.: The geology of the Lower Sabi Coalfield. S-Rhodesia Geol. Surv. Bull., Salisbury 40 (1953), 91 S.
- TALBOT, C.J.: The geology at the eastern end of the Zambezi orogenic belt, Rhodesia. Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg 76 (1973) 2, S. 113-133 (1973 a)
- TALBOT, C.J.: A plate tectonic model for the Archaean crust. Philos. Trans. royal Soc. London, London A 273 (1973), S. 413-427 (1973 b)
- TANKARD, A.J.; BARWIS, J.H.: Wave-dominated deltaic sedimentation in the Devonian Bokkeveld basin of South Africa. J. sediment. Petrol., Tulsa (1982), S. 959-974
- TANKARD, A.J.; HOBDAI, D.K.: Tide dominated back barrier sedimentation early Ordovician Cape basin, Cape Peninsula, South Africa. Sediment. Geology, Amsterdam 18 (1977), S. 135-159
- TANKARD, A.J.; HOBDAI, D.K.: Sedimentation patterns in early Palaeozoic tensional failed arms. The Table Mountains Group of southern Africa. Geol. Soc. Amer., Congr. Abstracts Boulder (1979)
- TANKARD, A.J.; JACKSON, M.P.A.; ERIKSSON, K.A.; HOBDAI, D.K.; HUNTER, D.R.; MINTER, W.E.L.: Crustal evolution of southern Africa, 523 S. New York, Berlin: Springer Verlag 1982
- TANNER, P.W.G.; PANKHURST, R.J.; HYDEN, G.: Radiometric evidence for the age of the subduction complex in the South Orkney and South Shetland Islands, Westantarctica. J. geol. Soc. London, London 139 (1982), S. 683-690
- TARLING, D.H.: Plate tectonics: present and past. In: TARLING, D.H. (Ed.), Evolution of the earth's crust, S. 361-408. London: Academic Press 1978
- TAVERNER-SMITH, R.: Recent exploration in the Kandabwe coal area, and its bearing upon the correlation of the coal measure of Northern and Southern Rhodesia. Trans. Proceed. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg 61 (1958), S. 5-17
- TAVERNER-SMITH, R.: Karroo stratigraphic nomenclature. Northern Rhodesia geol. Surv. Depart. techn. rep. Lusaka 58 (1959), 35 S.
- TAVERNER-SMITH, R.: Karroo-sedimentation in a part of the Mid-Zambezi valley. Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg 65 (1962), S. 43-74
- TESSENSOHN, F.: Passive "gondwanische" und aktive "pazifische" Tektonik der antarktischen Platte. Clausthaler geol. Abh., Clausthal-Zellerfeld 30 (1979), S. 164-191
- TESSENSOHN, F.: Geologie des Südens: Gondwanaland und Ur-Pazifik. Umschau, Frankfurt, M. 81 (1981) 2, S. 35-38 (1981 a)
- TESSENSOHN, F.: The basement units of Northern Victoria Land (extended abstract). J. royal Soc. New Zealand, Wellington 11 (1981) 4, S. 461-464 (1981 b)
- TESSENSOHN, F.: Significance of late Precambrian turbidite sequences bordering the East Antarctic shield. Geol. Rdsch., Stuttgart 71 (1982) 1, S. 361-369 (1982 a)
- TESSENSOHN, F.: Geosynclinal sedimentation and Ross orogeny in Northern Victoria Land. Vol. Abstracts of 4th Intern. Symp., Antarctic Earth Sciences, S. 164. Adelaide Univ. South Australia 1982 (1982 b)
- TESSENSOHN, F.; DUPHORN, K.; JORDAN, H.; KLEINSCHMIDT, G.; SKINNER, D.N.B.; VETTER, W.; WRIGHT, T.O.; WYBORN, D.: Geological comparison of basement units in North Victoria Land, Antarctica. Geol. Jb., Hannover B 41 (1981), S. 31-88
- THERON, J.N.: A stratigraphical study of the Bokkeveld Group (series). In: HAUGHTON, S.H. (Ed.), Second Gondwana Symposium South Africa, S. 197-204, Pretoria 1970
- THERON, J.N.: The stratigraphy and sedimentation of the Bokkeveld Group. Unveröff. D. Sc. thesis Univ. Stellenbosch, South Africa (1972)

- THERON, J.N.: A palaeocurrent analysis of a portion of the Beaufort Series, Karroo-system, S. 727-739. In: IUGS Symposium Gondwana stratigraphy, Buenos Aires 1967. Paris: UNESCO 1969
- THERON, J.N.: Sedimentological evidence for the extension of the african continent southwards during the late Permian - early Triassic times. In: CAMPBELL, K.S.W. (Ed.), Gondwana geology, S. 61-71. Canberra: Austral. Nat. Univ. Press 1975
- THERON, J.N.; BLIGNAULT, H.J.: A model for the sedimentation of the Dwyka glacials in the southwestern Cape. In: CAMPBELL, K.S.W. (Ed.), Gondwana geology, S. 347-356. Canberra: Austr. Nat. Univ. Press 1975
- THOMSON, M.R.A.: Late Jurassic ammonite faunas from the Latady formation, Orville Coast. Antarctic J., U.S., Washington 15 (1980), S. 28-30
- THOMSON, M.R.A.: Mesozoic palaeogeography of western Antarctica. In: CRADDOCK, G. (Ed.), Antarctic geoscience, S. 331-337. Madison: Univ. Wisconsin Press 1982 (1982 a)
- THOMSON, M.R.A.: A comparison of the ammonite faunas of the Antarctic Peninsula and Magallanes basin. J. geol. Soc. London, London 139 (1982), S. 763-770 (1982 b)
- THOMSON, M.R.A.; PANKHURST, R.J.; CLARKSON, P.D.: The Antarctic Peninsula - a late Mesozoic-Cenozoic arc (review). Vol. Abstracts of 4th Intern. Symp. Antarctic Earth Sciences, S. 167. Adelaide: Univ. South Australia 1982
- THOMSON, M.R.A.; PANKHURST, R.J.; CLARKSON, P.D.: The Antarctic Peninsula -- a Late Mesozoic-Cenozoic Arc (review). In: OLIVER, R.L. et al. (Eds.), Antarctic Earth science, S. 289-294. Cambridge: Cambridge Univ. Press 1983
- TICKEL, S.J.: Braided river deposits in the Waterberg Supergroup. Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg 78 (1975), S. 83-88
- TINGEY, R.J.: The geologic evolution of the Prince Charles Mountains - an antarctic cratonic block. In: CRADDOCK, G. (Ed.), Antarctic geoscience, S. 455-464. Madison: Univ. Wisconsin Press 1982
- TRUSWELL, J.F.: An intruduction of the historical geology of South Africa, 176 S. Cape Town: Purnell 1970
- TRUSWELL, J.F.; RYAN, P.J.: A flysch facies in the lower Ecca Group of the southern Karroo and a portion of the Transkei. Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg 72 (1969) 3, S. 151-158
- TRUSWELL, E.M.: Permo-Carboniferous palynology of Gondwanaland: progress and problems in the decade to 1980. Bur. Min. Res., J. Austral. geol. geophys., Canberra 5 (1980), S. 95-111
- TURNER, B.R.: Facies analysis of the Molteno sedimentary cycle. In: HAUGHTON, S.H. (Ed.), Second Gondwana Symp. South Africa, S. 313-319. Pretoria 1970
- TURNER, B.R.: The geology and coal resources of the north-eastern Cape Province. Geol. Surv. S-Africa, Bull., Pretoria 51 (1971), 74 S.
- TURNER, B.R.: Fluvial cross-bedding patterns in the Upper Triassic Molteno formation of the Karroo (Gondwana) Supergroup in South Africa and Lesotho. Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg 80 (1977), S. 241-252
- TURNER, B.R.: Deformed cross-bedding patterns in the Upper Triassic Molteno formation in the main Karroo basin, South Africa. Geol. Rdsch., Stuttgart 70 (1981) 3, S. 910-924
- TURNER, B.R.; WHATELEY, M.K.G.: Trace fossils and palaeoenvironments in the Ecca Group of the Nongoma graben, northern Zululand South Africa. Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., Amsterdam 36 (1981), S. 113-123
- URIE, J.G.; HUNTER, D.R.: The geology of the Stormberg volcanics in Swaziland. Swazil. geol. Surv. Mines Departm. Bull., Mbabane 3 (1963), S. 28-44
- UNRUG, R.: The Lufilian arc: a microplate in the Pan-african collision zone of the Congo and the Kalahari Cratons. Precambrian Res., Amsterdam 21 (1983), 181-192

- URIEN, C.M.; ZAMBRANO, J.J.: The geology of the basins of the argentine continental margin and Malvinas Plateau. In: NAIRN, E.A.M.; STEHLI, F.G. (Eds.), The ocean basins and margins. 1. The South Atlantic, S. 135-169. New York, London: Plenum Press 1973
- VAIL, J.R.: Aspects of the stratigraphy and structure of the Umkondo-system in the Manica belt of Southern Rhodesia and Mozambique and an outline of the regional geology. Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg 68 (1965), S. 13-30 (1965 a)
- VAIL, J.R.: Estrutura e geocronologia da parte oriental da Africa central com referências a Moçambique. Bol. Serv. geol. min. Moçambique, Lourenço Marques 33 (1965), S. 13-29 (1965 b)
- VAIL, J.R.: An outline of the geochronology of the late Precambrian formations of eastern Central Africa. Proc. royal Soc. London, London 284 (1965), S. 354-369 (1965 c)
- VAIL, J.R.: Zones of progressive regional metamorphism across the western margin of the Mozambique belt in Rhodesia and Mozambique. Geol. Mag., Cambridge 103 (1966) 3, S. 231-239
- VAIL, J.R.: Tectonic control of dykes and related eruptive rocks in eastern Africa. In: CLIFFORD, T.N.; GASS, I.G. (Eds.): African magmatism and tectonics, S. 337-354. Edinburgh: Oliver & Boyd 1970
- VAIL, J.R.; DODSON, M.H.: Geochronology of Rhodesia. Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg 72 (1969) 3, S. 79-109
- VAIL, J.R.; SNEELLING, N.J.: Isotope age measurements for the Zambezi orogenic belt and the Urungwe klippe, Rhodesia. Geol. Rdsch., Stuttgart 60 (1971), S. 619-630
- VAJNER, V.: Crustal evolution of the Namaqua mobilebelt and its foreland in parts of northern Cape. Precambrian Res. Unit Bull., Cape Town 15 (1974), S. 1-16 & 1974 a)
- VAJNER, V.: The tectonic development of the Namaqua mobilebelt and its foreland in parts of northern Cape. Precambrian Res. Unit Bull., Cape Town 14 (1974), 201 S. (1974 b)
- VASCONCELOS, L. Sousa: Notas sobre a bacia carbonífera de Chicôa-Mecucoé. Síntese de informações dispersas em varios trabalhos. Unveröff. Bericht Eduardo-Mondlane- Univ., Maputo (1982), 24 S.
- VAVRA, C.L.; COLLINSON, J.W.: Sandstone petrology of the Polarstar Formation (Permian), Ellsworth Mountains. Antarct. J. U.S., Washington 16 (1981) 5, S. 15-16
- VEEVERS, J.J.; POWELL, C.McA.; JOHNSON, B.D.: Seafloor constraints on the reconstruction of Gondwanaland. Earth & planet. Sci. Letters, Amsterdam 51 (1980) 2, S. 435-444
- VIERNSTEIN, M.: Geologisch-mineralogische Untersuchungen der Banded Iron Formations der Transvaal Supergroup Südafrika, mit spezieller Berücksichtigung der Eisenreichtümer von Sishen. Unveröff. Diss. München (1981), 138 S.
- VILJOEN, M.J.; VILJOEN, R.P.: Archaean volcanicity and continental evolution in the Barberton Region, Transvaal. In: CLIFFORD, T.N.; GASS, I.G. (Eds.), African magmatism and tectonics, S. 27-49. Edinburgh: Oliver & Boyd 1970
- VILJOEN, M.J.; VILJOEN, R.P.; PEARTON, T.N.: The nature and distribution of Archaean komatiites in South Africa. In: ARNDT, N.T.; NISBET, E.G. (Eds.), Komatiites, S. 53-79. London: Allen & Unwin 1982
- VILLIERS, J. de; SIMPSON, E.S.W.: Late Precambrian tectonic pattern in south western Africa. Precambrian Res. Unit Bull., Cape Town 15 (1974), S. 141-152
- VISSER, H.N.: The Karroo system in northern Transvaal. C.C.T.A. 4th Meeting sth. reg. Comm. geol., Pretoria 80 (1961), S. 115-123
- VISSER, J.N.J.: The Transvaal basin. A new sedimentary model? Ann. geol. Surv. S-Africa, Pretoria 8 (1970), S. 75-85
- VISSER, J.N.J.: The deposition of the Griquatown Glacial member in the Transvaal Supergroup. Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg 74 (1971) 3, S. 187-200

- VISSER, J.N.J.: The Table Mountain group: a study in the deposition of quartz arenites on a stable shelf. *Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg* 77 (1974), S. 229-237
- VISSER, J.N.J.: Upper carboniferous glacial sedimentation in the Karroo basin near Prieska, South Africa. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., Amsterdam* 38 (1982), S. 63-92
- VISSER, J.N.J.; BOTHA, B.J.V.: Meander channel point bar, crevasse splay and aeolian deposits from the Elliot formation in Barkly pass, north eastern Cape. *Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg* 83 (1980), S. 55-62
- VISSER, J.N.J.; DUKAS, B.A.: Upward fining fluvial metacycles in the Beaufort group, north of Graaf Reinet Cape Province. *Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg* 82 (1979) 1, S. 149-154
- VISSER, J.N.J.; LOOCK, J.C.: The nature of the Ecca-Beaufort transition in the western and central Orange Free state. *Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg* 77 (1974), S. 371-372
- VISSER, J.N.J.: Glacial-marine in the Late Paleozoic Karoo Basin, southern Africa. In: MOLNIA, B.E. (Ed.), *Glacial-marine sedimentation*, S. 667-702. New York, London: Plenum Press 1983
- VISSER, J.N.J.; LOOCK, J.C.; JORDAAN, M.J.: Permian deltaic sedimentation on the western half of the Karroo basin, South Africa. *Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg* 83 (1980), S. 415-425
- VOS, R.G.; ERIKSSON, K.A.: An embayment model for tidal and wave swach deposits occurring within a fluvially dominated middle Proterozoic sequence in South Africa. *Sediment. Geol., Amsterdam* 18 (1977), 1-3, S. 161-174
- VOS, R.G.; HOBDAV, D.K.: Storm beach deposits in the late Palaeozoic Ecca group, South Africa. *Sediment. Geol., Amsterdam* 19 (1977) 3, S. 217-232
- VOS, R.G.; TANKARD, A.J.: Braided fluvial sedimentation in the lower Palaeozoic Cape basin, South Africa. *Sediment. Geol., Amsterdam* 29 (1981), S. 171-193
- VRIES, W.C.P. de: Stratigraphy of the Waterberg system in the southern Waterberg area, northwestern Transvaal. *Ann. geol. Surv. S-Africa, Pretoria* 7 (1968), S. 43-56
- WACHENDORF, H.: Die Rhyolithe und Basalte der Lebombos im Hinterland von Lourenço Marques (Mocambique). *Geotekton. Forsch., Stuttgart* 40 (1971), 86 S.
- WADE, F.A.; COUCH, D.R.: The Swanson formation, Ford Range, Marie Byrd Land - evidence for and against a direct relationship with the Robertson Bay group, northern Victoria Land. In: CRADDOCK, C. (Ed.), *Antarctic geoscience*, S. 609-616. Madison: Univ. Wisconsin Press 1982
- WALKER, F.; POLDERVAART, A.: Karroo dolerites of the Union of South Africa. *Geol. Soc. Amer. Bull., Boulder* 60 (1949), S. 591-706
- WARREN, G.: Geology of the Terra Nova Bay - McMurdo sound area, Victoria Land. In: BUSHNELL, V.C.; CRADDOCK, C. (Eds.), *Geologic map of Antarctica. Antarctic map folio series. Amer. Geogr. Soc., Washington* (1969) plate XIII
- WASS, R.E.: Bryozoa from the Dwyka series and their palaeogeographic significance. *Ann. geol. Surv., S-Africa, Pretoria* 8 (1970), S. 95-97
- WATCHORN, M.B.: A reappraisal of the geology of the western Mozaan basin. *Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg* 83 (1980), S. 135-139
- WATCHORN, M.B.: Continental sedimentation and volcanism in the Dominion group of the western Transvaal: A review. *Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg* 84 (1981), S. 67-73
- WATCHORN, M.B.; ARMSTRONG, N.V.: Contemporaneous sedimentation and volcanism at the base of the early Precambrian Nsuze group, South Africa. *Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg* 83 (1980), S. 231-233
- WATSON, R.L.A.: The geology and coal resources of the country around Wankie, S. Rhodesia. *Bull. geol. Surv. S-Rhodesia, Salisbury* 48 (1960), 52 S.

- WEBB, P.-N.: Late Mesozoic-Cenozoic history of the Ross sector. *Antarctic J. U.S.*, Washington 16 (1981) 5, S. 22-24
- WEBER, K.; AHRENDT, H.: Mechanism of nappe emplacement at the southern margin of the Damara Orogen (Namibia). *Tectonophysics*, Amsterdam 92 (1983) 1-3, S. 253-274
- WEBER, W.: Beitrag zur Geologie des Pensacola Gebirges (Antarktika). *Freiberger Forsch. H.*, Leipzig G 371 (1982), S. 41-96
- WEBERS, G.F.; CRADDOCK, C.; ROBERS, M.A.; ANDERSON, J.J.: Geology of the Whitmore Mountains. In: CRADDOCK, C. (Ed.), *Antarctic geoscience*, S. 841-847. Madison: Univ. Wisconsin Press 1982 (1982 a)
- WEBERS, G.F.; CRADDOCK, C.; ROGERS, A.M.; ANDERSON, J.J.: Geology of Pagano Nunatak and the Hart Hills. Vol. Abstracts of 4th Intern. Symp. *Antarctic Earth Sciences*, S. 177. Adelaide Univ., South Australia 1982 (1982 b)
- WEBERS, G.F.; CRADDOCK, C.; ROGERS, M.A.; ANDERSON, J.J.: Geology of Pagano Nunatak and Hart Hills. In: OLIVER, R.L. et al. (Eds.), *Antarctic Earth science*, S. 251-255. Cambridge: Cambridge Univ. Press 1983
- WEGENER, A.: *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane*, 94 S. Braunschweig: Vieweg 1915
- WEGENER, A.: *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane* (4. Aufl.), 231 S. Braunschweig: Vieweg 1929
- WHATELEY, M.K.G.: Deltaic and fluvial deposits of the Eccra group, Nongoma graben, northern Zululand. *Trans. geol. Soc. S-Africa*, Johannesburg 83 (1980), S. 345-351
- WHITESIDE, H.C.M.: Volcanic rocks of the Witwatersrand Triad. In: CLIFFORD, T.N.; GASS, I.G. (Eds.), *African magmatism and tectonics*, S. 73-87. Edinburgh: Oliver & Boyd 1970
- WILSON, A.H.: The geology of the Great "Dyke", Zimbabwe. The ultramafic rocks. *J. Petrol.*, Oxford 23 (1982) 2, S. 240-292
- WILSON, J.F.; BICKLE, M.J.; HAWKESWORTH, C.J.; MARTIN, A.; NISBET, E.G.; ORPEN, J.C.: Granite greenstone terrains of the Rhodesian Archaean craton. *Nature*, London 271 (1978), S. 23-27
- WINDLEY, B.F.: Precambrian rocks in the light of the plate tectonic concept. In: KRÖNER, A. (Ed.), *Precambrian plate tectonics*, S. 1-17. Amsterdam: Elsevier 1981
- WINTER, H. de la R.: Geology of the Algoa basin, South Africa. In: BLANT, G. (Ed.), *Sedimentary basins of the African coast. Part 2 South and east coast*. Paris: Assoc. Afric. geol. Surv. (1973), S. 17-48
- WINTER, H. de la R.: A lithostratigraphic classification of the Ventersdorp succession. *Trans. geol. Soc. S-Africa*, Johannesburg 79 (1976), S. 31-48
- WINTER, H. de la R.; VENTER, J.J.: Lithostratigraphic correlation of recent deep borehole in the Karroo Cape sequence. In: HAUGHTON, S.H. (Ed.), *Second Gondwana Symposium*, South Africa, Pretoria (1970), S. 395-408
- WIT, M.J. de: The evolution of Scotia arc as a key to the reconstruction of southwestern Gondwanaland. *Tectonophysics*, Amsterdam 37 (1977), S. 53-81
- WIT, M.J. de: Gliding and overthrust nappe tectonics in the Barberton Greenstone belt. *J. struct. geol.*, Oxford 4 (1982) 2, S. 117-136
- WODZICKI, A.; BRADSHAW, J.D.; LAIRD, M.G.: Petrology of the Wilson and Robertson Bay groups and Bowers Supergroup, northern Victoria Land, Antarctica. In: CRADDOCK, C. (Ed.), *Antarctic geoscience*, S. 549-554. Madison: Univ. Wisconsin Press 1982
- WOOLLEY, A.R.; GARSON, M.S.: Petrochemical and tectonic relationship of the Malawi carbonatite alkaline province and the Lupata-Lebombo volcanics. In: CLIFFORD, T.N.; GASS, I.G. (Eds.), *African magmatism and tectonics*, S. 237-262. Edinburgh: Oliver & Boyd 1970

- WORKMAN, D.R.: Aspects of the metamorphic of the Lomagundi system in northern Lomagundi district, Rhodesia. Trans. geol. Soc. S-Africa, Johannesburg 69 (1966), S. 231-248
- WRIGHT, T.O.: Sedimentology of the Robertson Bay group northern Victoria Land, Antarctica. Antarctic J. U.S., Washington 15 (1980), S. 6-9
- WRIGHT, T.O.: Sedimentology of the Robertson Bay group, North Victoria Land, Antarctica. Geol. Jb., Hannover B 41 (1981), S. 127-138
- WUNDERLICH, H.G.: Wesen und Ursachen der Gebirgsbildung, 367 S. Mannheim: Bibliogr. Inst. Hochschultaschenbücher-Verl. 1965
- WYBORN, D.: Granitoids of North Victoria Land, Antarctica - Field and petrographic observations. Geol. Jb., Hannover B 41 (1981), S. 229-249
- YOSHIDA, M.: Tectonic and metamorphic studies of the Ellsworth Mountains. Antarctic J. U.S., Washington 16 (1981) 5, S. 16-18
- YOSHIDA, M.: Tectonic and metamorphic history of the southern part of the Ellsworth Mountains, West Antarctica. Vol. Abstracts of 4th Intern. Symp. Antarctic Earth Sciences, S. 184. Adelaide Univ., South Australia 1982
- ZELT, G.A.D.: Granulite facies metamorphism in Namaqualand. Precambrian Res., Amsterdam 13 (1980), S. 253-274
- ZYL, G.Z. van: The geology of Istind, western Dronning Maud Land an the relationship between the Istind and Tindeklypa formations. S-Africa J. Antarct. Res., Johannesburg (1974) 4, S. 2-5

Diese Literaturzusammenstellung erfaßt alle Titel, die entweder im Text zitiert oder bei den Kartenkonstruktionen verwendet worden sind.

