

P. WORZYK, Hannover

"Stand der Interpretation geoelektrischer Tiefensondierungen in Südafrika unter Berücksichtigung des Ozean-Einflusses"

Im Jahre 1967 bot sich in Südafrika erstmals die Gelegenheit, eine geoelektrische Tiefensondierung (GTS) durchzuführen mit der Hoffnung, die Leitfähigkeitsverteilung in der unteren Kruste und im oberen Erdmantel bestimmen zu können. Dieser GTS folgten von 1969 - 1975 weitere, von denen die wichtigsten in Abb. 1 angegeben sind.

Die augenfälligsten geologischen Strukturen in Südafrika sind die mehr als 2,6 Milliarden Jahre alten Cratons im E (Rhodesien Craton und Kaapvaal Craton). Umgeben sind sie von wesentlich jüngeren Belts (0,5 - 1,0 Milliarden Jahre), und unterteilt werden sie durch den etwa 2,0 Milliarden Jahre alten Limpopo-Belt.

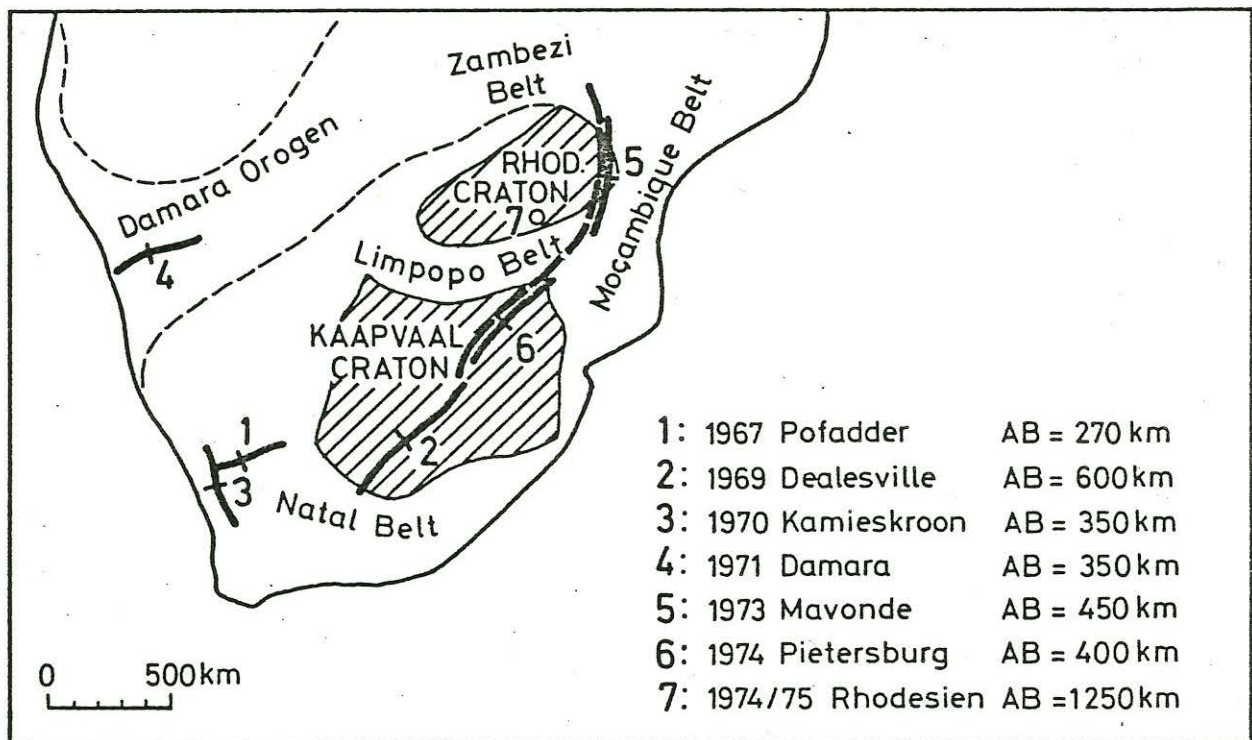


Abb. 1: Geologische Großstrukturen in Südafrika und Lage der wichtigsten geoelektrischen Tiefensondierungen

Vorgestellt werden die Sondierungen 3, 5, 6 und 7, da diese Sondierungskurven die gleiche Charakteristik haben und deshalb direkt miteinander verglichen werden können. Abb. 2 zeigt die Son-

dierungen Kamieskroon (3), Mavonde (5) und Pietersburg (6), die von v. Zijl [1975] angegeben werden.

Mit wachsender Elektrodendistanz AB steigt der scheinbare Widerstand ϱ_a auf ein Maximum an, fällt dann steil ab und läuft anscheinend auf einen konstanten Wert.

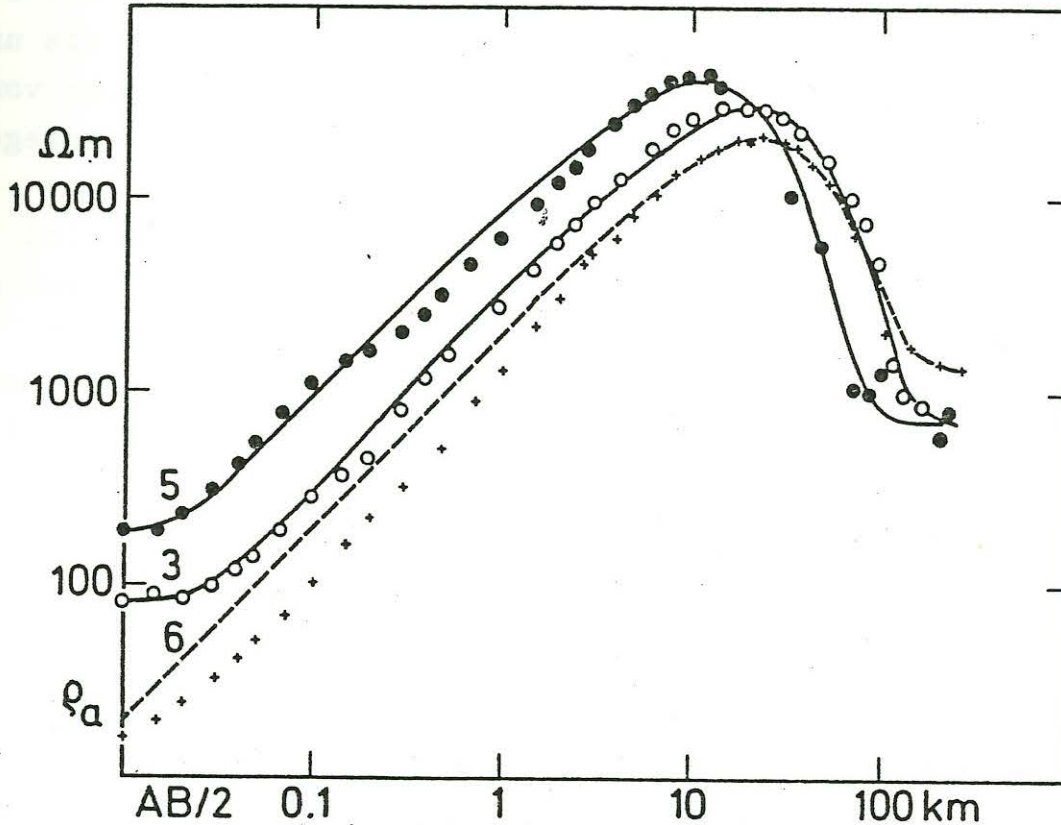


Abb. 2: Sondierungskurven der geoelektrischen Messungen bei Kamieskroon (3), Mavonde (5) und Pietersburg (6) nach v. Zijl.

Die Sondierungskurve Rhodesien (7) in Abb. 3 zeigt, daß für Elektrodenabstände $AB/2 > 100$ km der scheinbare Widerstand nicht konstant bleibt. Nach dem steilen Abfall durchläuft die Sondierungskurve bei $AB/2 = 90$ km ein Minimum und steigt bis zum vorletzten Meßwert ($AB/2 = 480$ km) wieder an. Erst der letzte Meßwert bei $AB/2 = 625$ km ist deutlich niedriger als der vorhergehende und bestätigt ein erneutes Abbiegen der Sondierungskurve. Die Vielzahl der kleinen senkrechten Striche, die jeweils einen Meßwert mit ihrem Fehler darstellen, beruht darauf, daß vorwiegend im Jahre 1973 Messungen an einer Reihe von Sondenstationen auf der Mittelsenkrechten zur Elektrodenstrecke durchgeführt wurden. Der für jede Station errechnete ϱ_a -Wert ist dann statt

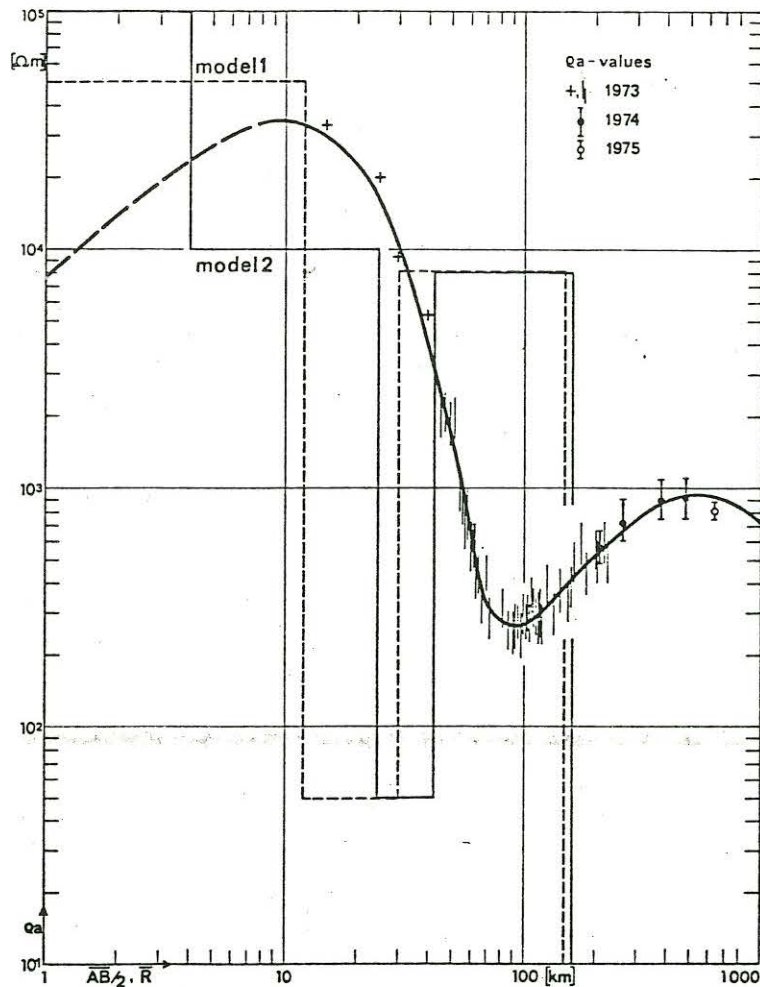


Abb. 3: Sondierungskurve der geoelektrischen Messungen in Rhodesien (7). MN-Stationen 1973 bei Umtali, MN-Stationen 1974/1975 bei Fort Victoria.

bei $AB/2$ beim Wert $\bar{R} = (R^2 + (AB/2)^2)^{1/2}$ aufzutragen, wenn R der seitliche Abstand von der Elektrodenstrecke ist. Das Kriterium für die Auswahl der Sondenstationen war die Homogenität des Untergrundes in einem weiten Umkreis der Sonden, um Lateraleffekte so weit wie möglich auszuschließen. Das Augenfälligste der Sondierungskurve Rhodesien ist der steile Abfall im Bereich von $AB/2 = 20 - 90$ km hin zu einem ausgeprägten Minimum. Es ist naheliegend, dieses Minimum großräumigen Lateraleffekten, also z.B. dem Einfluß des Indischen Ozeans zuzuschreiben. Daher wurde von Mundry die Potentialverteilung an der Erdoberfläche für eine in Küstennähe durchgeführte geoelektrische Tiefensondierung berechnet. Als Modell für diese Berechnungen wurde ein homogener Halbraum angenommen, dem eine gut leitende, dünne Platte halb-unendlicher Ausdehnung aufliegt.

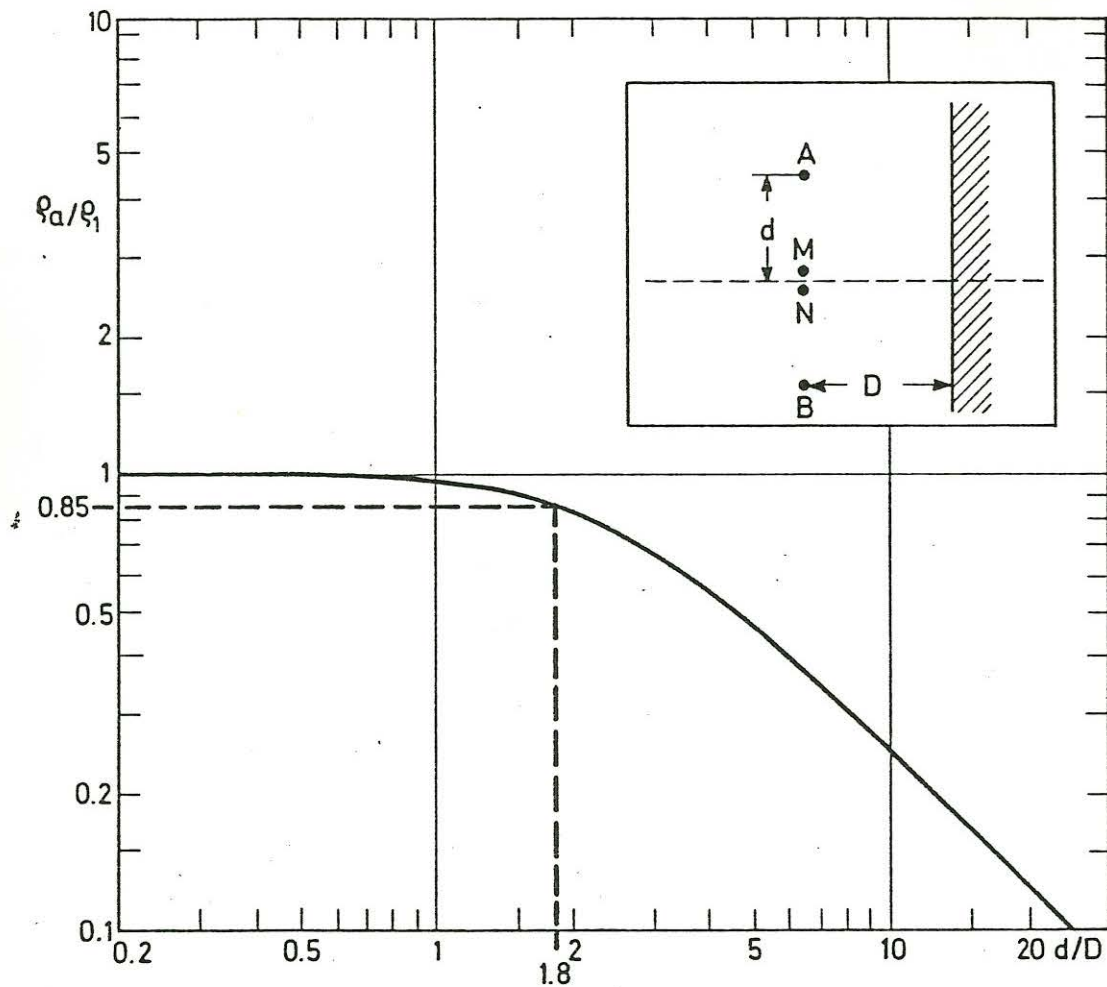


Abb. 4: Scheinbarer spez. Widerstand für eine Punktquelle A oder B in der Nähe einer dünnen, gut leitenden Platte an der Erdoberfläche ("Meereseffekt") bei einer Gradientenmessung parallel zum Plattenrand (n. Mundry).

Grundlage für diese Berechnungen ist eine von Sommerfeld (1897) angegebene Formel, die das Potential einer Punktladung in der Umgebung einer leitenden Halbebene angibt. Aus der Ableitung des Potentials läßt sich der scheinbare spezifische Widerstand für den analogen Fall einer Punktquelle in einem homogenen Medium mit dem spezifischen Widerstand ρ_1 bestimmen.

In Abb. 4 ist ρ_a für eine Widerstandsmessung in Schlumberger-Anordnung parallel zur Plattenkante einschließlich einer Aufsicht mit den verwendeten Bezeichnungen dargestellt. Legt man bei der Rhodesiensondierung die größte Elektrodenentfernung ($d = 625$ km) und die geringste Entfernung zum Ozean ($D = 350$ km) zugrunde, ergibt sich ein Wert von 1,8 für d/D . Für diesen Fall ist der gemessene Widerstand etwa 15% zu niedrig ($\rho_a/\rho_1 \approx 0,85$).

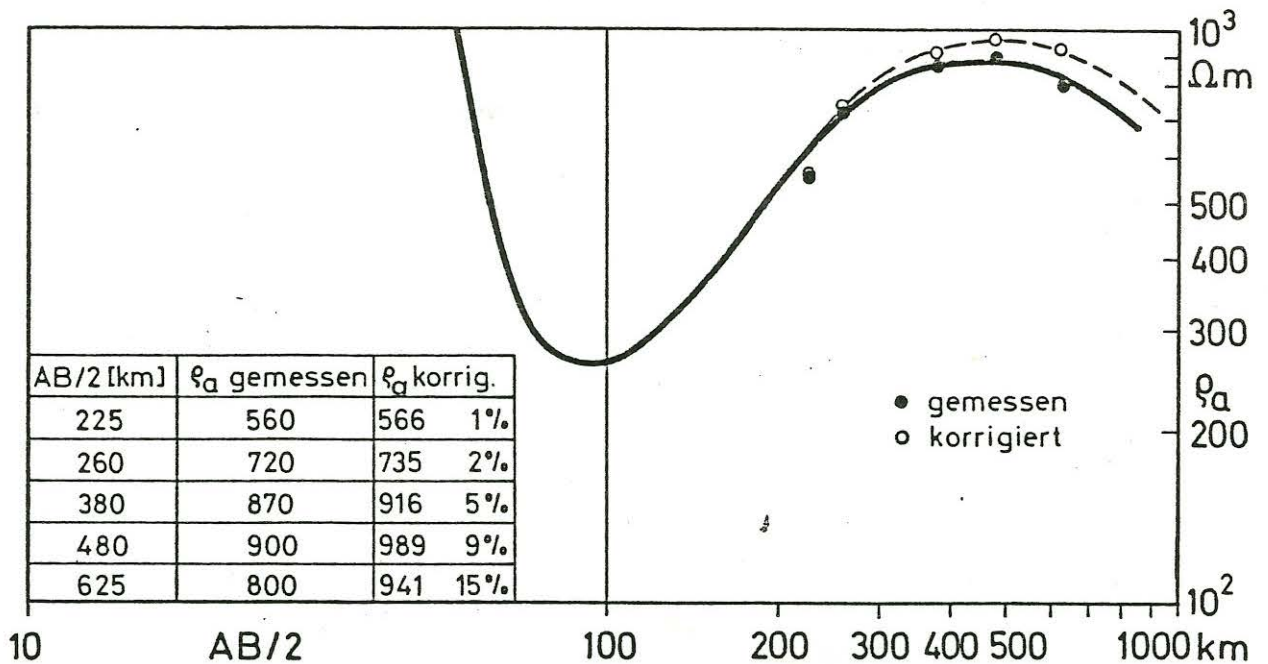


Abb. 5: Dekade von $AB/2 = 100 - 1000$ km der Rhodesiensondierung mit gemessenen und korrigierten ρ_a -Werten.

Der gemessene Widerstand ρ_a muß daher von 800 auf 940 Ohm.m angehoben werden. In Abb. 5 sind die ursprünglichen und die mit Hilfe der Kurve in Abb. 4 korrigierten ρ_a -Werte dargestellt; die Sondierungskurve wird dadurch nur unwesentlich geändert.

Auf jeden Fall wird das ausgeprägte Minimum der Kurve nicht durch den Ozeaneinfluß hervorgerufen.

Möglichkeiten bei der Interpretation der Sondierungskurve

Der sehr steile Anstieg der Sondierungskurven in Abb. 2 deutet auf sehr hohe Widerstände im entsprechenden Tiefenbereich hin. Bestapproximationen ergeben unrealistische Widerstandswerte von mehreren Millionen Ohm.m bei einer Mächtigkeit von einigen Hundert Metern. Nach dem Prinzip der T-Äquivalenz werden Anstieg und Maximum der Kurve im wesentlichen durch den Querwiderstand $T = \rho \cdot m$ (m = Mächtigkeit) der schlecht leitenden Schicht bestimmt. Für eine Tiefenbestimmung ist deshalb die Wahl eines geeigneten Widerstandes notwendig. Für den Granit des Rhodesischen Schildes gehen v. Zijl und Joubert von 70 000 - 80 000 Ohm.m aus, eine kürzlich von Petrick, Pelton und Ward [1977] vorgenommene Interpretation legt 67 600 Ohm.m für die obere Kruste zugrunde. Dieses sind wohl untere Werte, wenn man bedenkt, daß die gemessenen scheinbaren Widerstände bereits 35 000 Ohm.m betragen.

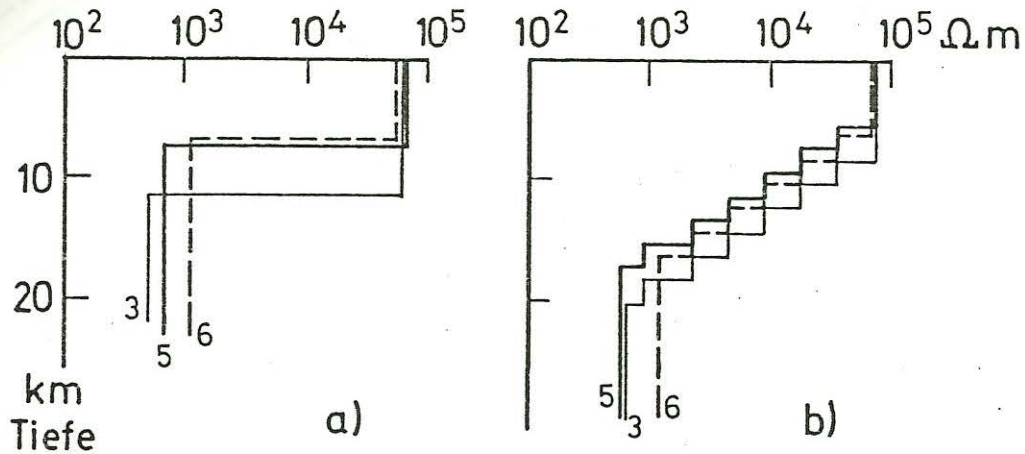


Abb. 6: Interpretation der Sondierungen Kamieskroon (3), Mavonde (5) und Pietersburg (6) nach a) Petrick et al. und b) v. Zijl.

Parkhomenko [1967] gibt für Granite, die nicht verwittert und stark verfestigt sind, Werte an, die beträchtlich höher liegen können (mehrere 100 000 Ohm.m).

Der Geological Survey of Rhodesia hat Porositätsbestimmungen für die Granite gemacht und kommt dabei auf Werte von 1 bis $1,5 \times 10^{-3}$ bzw. 0,1 - 0,15%. Nimmt man nun an, daß das Porenvolumen mit Wasser gefüllt ist, dann bekommt man Werte, die durchschnittlich höher liegen als die von v. Zijl und Petrick angenommenen. Es scheint deshalb als sinnvoll, für die obere Kruste einen Wert von 100 000 Ohm.m anzunehmen.

Die nächste Mannigfaltigkeit für die Interpretation liegt in dem steilen Abfall der Sondierungskurven.

Abb. 6 zeigt die Interpretation der Sondierungskurven Kamieskroon, Mavonde und Pietersburg.

Während v. Zijl bei dieser Auswertung eine lineare Widerstandsabnahme - angenähert durch stufenweise Reduzierung des spez. Widerstandes - annimmt, geht Petrick von der einfachsten Form einer normalen Zweischichtkurve aus, indem ein starker Sprung des Widerstandes in einer bestimmten Tiefe erfolgt. Diese sind etwa die beiden Extremfälle, die zweifellos die Sondierungskurve in hinreichender Genauigkeit befriedigen.

Im Jahre 1976 führte van Zijl [1977] sowohl auf den Cratons in Rhodesien und Südafrika als auch in der Limpopo Belt-Zone insgesamt 30 Tiefensondierungen durch mit maximalen Elektrodenab-

ständen von $AB = 40$ km. Er kam dabei zu dem Ergebnis, daß unter der hochohmigen Zone der Cratons zunächst Widerstände von $2000 - 8000 \text{ Ohm.m}$ angenommen werden müssen, etwa Widerstände in der gleichen Größenordnung, wie sie im Limpopo Belt festgestellt wurden. Damit ist das Modell von Petrick mit dem einfachen Widerstandsabfall über 2 Dekaden fraglich geworden.

Zur Interpretation der Rhodesiensondierung wird für diese Schicht nun ein spez. Widerstand von 5000 Ohm.m angenommen. Damit kann eine Ausgangslösung angegeben werden, die einem von Dennert und Mundry [1977] angegebenen Rechenprogramm zugrunde gelegt wird, um die Schichtparameter optimal zu bestimmen, d.h. eine beste Anpassung der zu diesem Modell gehörenden theoretischen ρ_a -Werte an die gemessenen ρ_a -Werte zu erreichen. Abb. 7 zeigt auf der linken Seite ein Ausgangsmodell, das auf herkömmliche Weise mittels Vergleich mit Standardkurven erhalten wurde (Blohm, Worzyk, Scriba [1977]). Daneben sind jeweils die optimalen Schichtfolgen für die Sondierungskurve ohne und mit Berücksichtigung des Meereseffektes dargestellt.

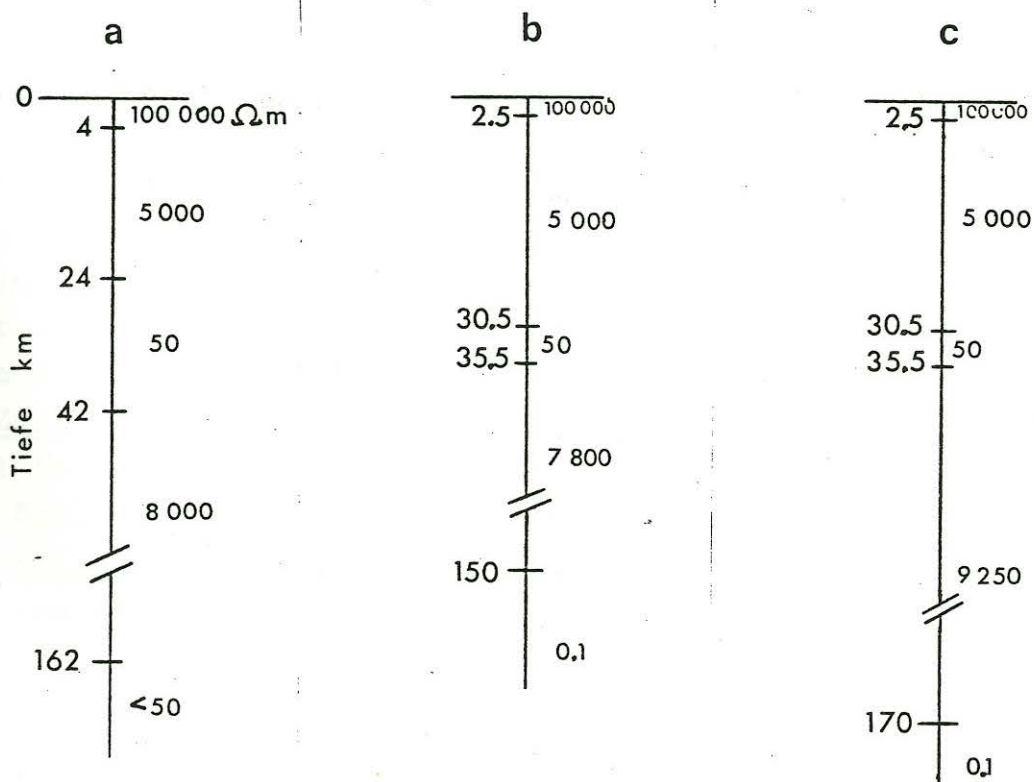


Abb. 7: a) Ausgangslösung für die Rhodesiensondierung
b) optimale Schichtparameter für die gemessenen ρ_a -Werte
c) optimale Schichtparameter für die korrigierten ρ_a -Werte

Die schlecht leitende Schicht ist mit 2,5 km doch um einiges dünner als in der Ausgangslösung angenommen wurde. Dagegen in ihrer Mächtigkeit größer geworden ist die zweite Schicht. Die gut leitende Zwischenschicht beginnt erst in einer Tiefe von 30,5 km und ist etwa 5 km mächtig. Unter Berücksichtigung des Ozeaneffektes erhöht sich der Widerstand der folgenden Schicht von 7800 auf 9250 Ohm.m, während sich gleichzeitig die letzte Schichtgrenze von 150 auf 170 km Tiefe verschiebt.

In Abb. 8 wird dieses Ergebnis, das einer vertikalen Widerstandsverteilung im Bereich des Rhodesischen Cratons entspricht, mit einer entsprechenden Widerstandsverteilung verglichen, die von v. Zijl für den Kaapvaal Craton angegeben wird.

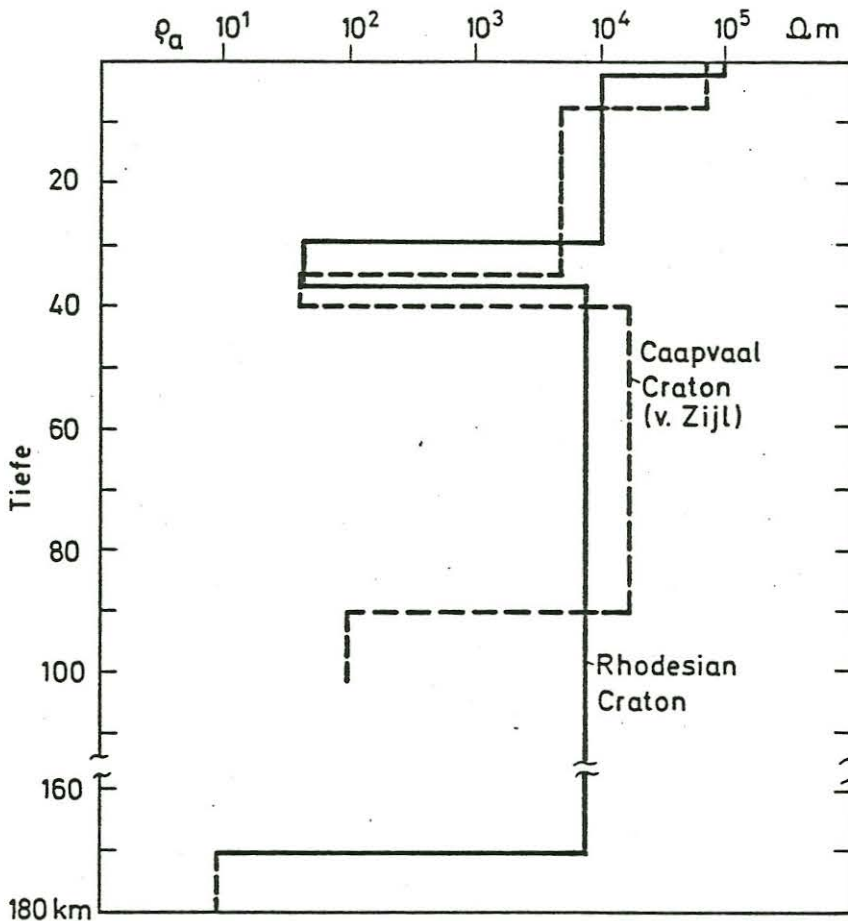


Abb. 8: Vertikale Widerstandsverteilung im Bereich des Kaapvaal Cratons (nach v. Zijl) und des Rhodesischen Cratons.

Beide Interpretationen weisen eine gewisse Übereinstimmung auf, die darin besteht, daß die Abfolge von hohen und niedrigen Widerständen gleich ist und die Widerstände größenordnungsmäßig übereinstimmen. Die Mächtigkeiten der gut leitenden Zwischenschicht liegen auch in vergleichbaren Werten, wenngleich diese Schicht unter dem Rhodesischen Craton etwa 4 km höher liegt als unter dem Kaapvaal Craton.

Der Unterschied in der Angabe der letzten Schichtgrenze darf nicht überbewertet werden. Da die Meßwerte für große Elektrodenentfernungen mit relativ großen Fehlern behaftet sind, ist auch die Schwankungsbreite für die Tiefe der letzten Schichtgrenze groß. Man muß sich hier wohl im wesentlichen auf eine qualitative Aussage dahingehend beschränken, daß diese Schichtgrenze im oberen Erdmantel im S (Südafrika) höher liegt als im N (Rhodesien).

Literatur:

Blohm, E. K., P. Worzyk und H. Scriba: Geoelectrical Deep Sounding in Southern Africa Using the Cabora Bassa Power Line, J. Geophys., 43, 665 - 679, 1977.

Dennert, U. und E. Mundry: Programm zur direkten Interpretation geoelektrischer Sondierungskurven für horizontal geschichteten Untergrund, Archiv BGR/NLFB, 78 972, Hannover, 1977.

Parkhomenko, E. I.: Electrical Properties of Rocks, Monographs in Geoscience, Plenum Press, New York, 1967.

Petrick, W. R., W. H. Pelton and S. H. Ward: Ridge Regression Inversion applied to crustal resistivity sounding data from South Africa, Geophysics, 42, 955 - 1005, 1977.

Van Zijl, J. S. V. and S. J. Joubert: A crustal geoelectrical model for South African Precambrian granitic terrains based on deep Schlumberger soundings, Geophysics, 40, 657 - 663, 1975.

Van Zijl, J. S. V.: Resistivity and the continental crust in southern Africa, Nature, 265, 614 - 615, 1977.

