

M. MANKO, E. HINZE, G. WILL

Die elektrische Leitfähigkeit von Olivinen des oberen Erdmantels

Die Ermittlung einer genauen Temperaturverteilung in der Erde ist bis heute nicht gelungen. Man kann aber aus den zahlreichen vulkanischen Aktivitäten und aus den Daten von Wärmeflußmessungen auf einen steilen Temperaturgradienten bis in 100 km Erdtiefe schließen. Die meisten aus der Literatur bekannten Geothermen (vergl. Zusammenstellungen in WYLLIE (1971) und ANDERSON (1981)) zeigen Gradienten von maximal 30 °C/km im Krustenbereich und minimal 5 °C/km in 100 km Erdtiefe, d.h. für diesen Tiefenbereich schwanken die Temperaturangaben zwischen 800 °C und 1400 °C.

Da gesteinsbildende Minerale bei höheren Temperaturen Halbleitereigenschaften besitzen, sollte der bis in den obersten Erdmantel reichende starke Temperaturanstieg ein ebenso starkes Abfallen des elektrischen Widerstands bewirken. Bisherige elektromagnetische Tiefensondierungen, bei denen sowohl Dst- und Sq-Variationen (SCHMUCKER, 1979) als auch kürzere Perioden des erdmagnetischen Feldes (JONES, 1982) analysiert wurden, können jedoch Widerstand-Tiefen-Profile nur in Form von Schichtmodellen liefern, die den steilen Temperaturgradienten nicht direkt widerspiegeln. Nimmt man jedoch Labormessungen der elektrischen Leitfähigkeit an Mineralen oder Gesteinen aus dem obersten Erdmantel unter in-situ-Bedingungen hinzu, so können diese Experimente Stützpunkte für ein verfeinertes Widerstand-Tiefen-Profil erbringen, das seinerseits in einer Art Iteration die Grundlage für ein genaueres Temperatur-Tiefen-Profil bildet.

Als stabile Paragenesen für Tiefen bis 100 km treten Spinell-Peridotite auf (eine durch Olivine, Pyroxene und Spinelle charakterisierte Fazies), wie sie als sog. Olivinknollen vom Dreiser Weiher (Eifel) her bekannt sind. Derartige Auswürflinge werden also als Mantelprodukte angesehen und dienen daher als Untersuchungsmaterial für unsere Leitfähigkeitsmessungen. Die in einer nach FRECHEN (1963) mit Ib benannten Ausscheidungsreihe sortierten Olivinknollen stellen Spinell-Lherzolite, Harzburgite oder Dunite dar und weisen demzufolge große Unterschiede im Chemismus auf. Aus diesem Grund ist eine eingehende Charakterisierung des verwendeten Materials erforderlich.

JAGOUTZ et.al. (1979) haben für Peridotite zahlreicher Lokalitäten und für Meteorite unterschiedlicher Arten Trendanalysen durchge-

führt, indem sie die Verhältnisse Mg/Si gegen die Al/Si-Verhältnisse abgetragen haben. Die Autoren erhielten zwei sich schneidende Geraden (Abb.1), die die Unterschiede zwischen geochemischen und kosmochemischen Fraktionierungsprozessen wiedergeben. In der Nähe des Schnittpunktes liegen die entsprechenden Wertepaare des von RINGWOOD (1979) postulierten Mantelgesteins Pyrolit und die der kohligen Chondrite, die als chemisches Erdmantelmodell verwendet werden. Man kann deshalb annehmen, daß Peridotite, die in ihren Mg- und Al-Anteilen dem Schnittpunkt in Abb.1 nahekommen, zu den primitiven Mantelgesteinen zählen.

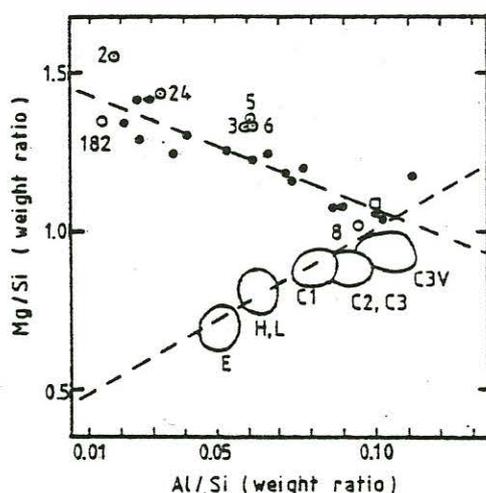


Abb.1: Verteilungstrends von Al und Mg in Mantelgesteinen und Meteoriten (JAGOUTZ et al., 1979)

- Peridotite
- Peridotite (Dreiser Weiher(Eifel), Reihe Ib)
- Pyrolit
- E, H, L, C1, C2, C3, C3V: Chondrite

Aus Bauschanalysen für die Olivinknollen Nr. 2,3,4,5 und 24 der Reihe Ib, aus SACHTLEBEN et al. (1981) und aus Elektronenstrahl-Mikroanalysen in Verbindung mit Modalbestandsbestimmungen für die Peridotite Nr.8 und 182, die von uns durchgeführt wurden (Tab.1), haben wir die Mg/Si- und die Al/Si-Verhältnisse berechnet und in Abb. 1 eingetragen. Danach dürfte die Knolle Nr. 182 einen

	Klinopyroxen		Orthopyroxen		Spinell		Olivin	
	Ib/8	Ib/182	Ib/8	Ib/182	Ib/8	Ib/182	Ib/8	Ib/182
SiO <sub>2</sub>	50,81	52,04	53,87	55,13	0,13	0,09	40,90	40,94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,00	2,84	6,51	2,94	57,21	26,05	0,00	0,03
TiO <sub>2</sub>	0,58	0,01	0,21	0,03	0,28	0,09	0,00	0,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,74	0,92	0,50	0,82	9,10	40,46	0,00	0,06
NiO <sup>x</sup>	0,07	-----	-----	-----	-----	-----	0,25	-----
FeO <sup>xx</sup>	3,91	2,93	6,39	5,60	8,80	10,47	9,91	8,86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-----	-----	-----	-----	3,43	6,34	-----	-----
MnO	0,11	0,09	0,23	0,14	0,10	0,23	0,13	0,10
MgO	16,11	18,52	31,42	33,90	21,18	16,72	48,90	49,73
CaO	17,32	21,85	1,31	1,38	0,02	0,01	0,14	0,12
Na <sub>2</sub> O	1,64	0,03	0,21	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01
Total	99,29	99,23	100,63	99,97	100,24	100,46	100,26	99,86

stark fraktionierten und die Knolle Nr. 8 einen primitiven Spinell-Peridotit enthalten.

Tab.1: Mikrosondenanalysen der Mineralkomponenten für die Peridotite Ib/8 und Ib/182

x NiO aus Literaturdaten  
xx außer bei Spinell, Gesamt-Fe als FeO gerechnet

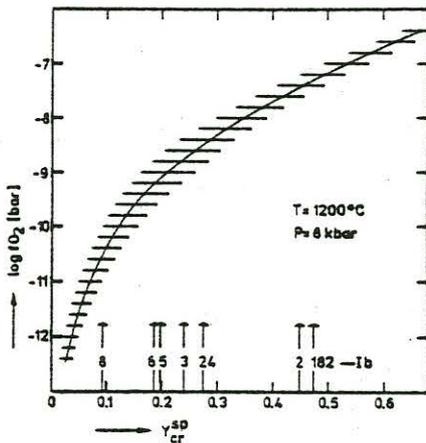
Unsere weiteren Untersuchungen konzentrierten sich auf diese beiden Ultramafite.

Die Variation im Chemismus der Peridotite innerhalb der Reihe Ib sollte sich durch unterschiedliche Bildungsbedingungen erklären lassen. Auf der Basis der Elektronenstrahl-Mikroanalysen wurden mit den Methoden der Geobarometrie und Geothermometrie die Bildungsdrucke  $p$  (kbar) und die Bildungstemperaturen  $T$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) errechnet. In Tabelle 2 sind die nach einem Enstatit-Thermobarometer von MERCIER (1980) berechneten Bildungsbedingungen aufgelistet, das den Pyroxensolvus (Diopsid-Enstatit) und den  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Gehalt im Orthopyroxen zur  $p$ - und  $T$ -Abschätzung verwendet. Im Rahmen der üblichen Fehler in den Analysen und der Unsicherheiten der Methode zeigt sich, daß die so ermittelten Gleichgewichtsdrucke und -temperaturen bei allen Peridotiten der Reihe Ib gleiche Werte besitzen ( $p=20$  kbar,  $T=1170$   $^{\circ}\text{C}$ ). Damit wird angedeutet, daß die Gesteinsreihe nicht allein durch  $p$  und  $T$  bestimmt ist, sondern durch mindestens einen weiteren thermodynamischen Parameter determiniert wird.

Tab.2: Thermobarometrische Daten der Dreiser-Weiher-Peridotite der Reihe Ib, berechnet aus Analysendaten der Tab.1 (Ib/8,182) und den Analysen von SACHTLEBEN et al. (1981) mit Hilfe des Pyroxen-Thermobarometers von MERCIER (1980).

Nr.	182	2	24	3	5	6	8
$T(^{\circ}\text{C})$	1164	1169	1193	1175	1151	1176	1165
$p$ (kbar)	18,5	21,1	19,9	21,4	20,8	23,0	19,8

Die stark differierenden Chromgehalte der Spinelle der betrachteten Reihe sind ein Indiz dafür, daß die Sauerstoffugazität eine wichtige Kontrolle bei der Ausbildung des Modalbestands der Spinell-Lherzolite vom Dreiser Weiher ausgeübt haben kann. Eine entsprechende quantitative Beziehung zwischen  $\log f\text{O}_2$  und den Cr-Anteilen  $Y_{\text{Cr}}^{\text{SP}}$  im Spinell haben RIVALENTI et al. (1981) für Peridotite der italienischen Westalpen (Ivrea-Verbano) ermittelt (Abb.2). Hierbei ist  $Y_{\text{Cr}}^{\text{SP}} = X_{\text{Cr}} / \sum X_i^{3+}$  (mit  $X_i$  = Molanteil der Kationen  $i$ ) gesetzt. Die gefundenen Wertepaare für  $T = 1200$   $^{\circ}\text{C}$  streuen über den gestreiften Bereich der Abb. 2. In dieses Diagramm haben wir die Cr-Gehalte der Spinelle aus den verschiedenen Dreiser-Weiher-Peridotiten der Reihe Ib eingetragen. Danach liegt der intrinsische  $f\text{O}_2$ -Wert der Knolle Ib/8, die als primitiver Mantelperidotit angesehen wird, mit  $\log f\text{O}_2 = -11$  bis  $-10$  ( $f\text{O}_2$  in bar) am niedrigsten, während die Knolle Ib/182 mit  $\log f\text{O}_2 = -7,8$  bis  $-7,6$  am höchsten



liegt. Ein Einfluß der Sauerstoffugazität auf die chemischen Gleichgewichte im Spinell-Peridotit vom Dreiser Weiher scheint also tatsächlich vorhanden gewesen zu sein.

Abb.2: Cr-Gehalte in Spinellen ultramafischer Gesteine als Funktion der Gleichgewichtsfugazität ( $fO_2$ ) (RIVALENTI et al. 1981)

Die Abhängigkeit der elektrischen Leitfähigkeit Fe-haltiger Olivine vom Sauerstoffpartialdruck, wie sie von CEMIČ et al. (1980) nachgewiesen wurde, eröffnet nun die Möglichkeit, aus Leitfähigkeitsmessungen an diesen Mineralen den Gleichgewichtspartialdruck vom Sauerstoff eines umgebenden Materials zu bestimmen, sodaß die obige Vermutung überprüft werden kann. Für die Bestimmung der intrinsischen  $fO_2$  der Knollen Ib/8 und Ib/182 ließen wir gemäß der von CEMIČ et al. (1978) beschriebenen Methode in einer Piston-Zylinder-Apparatur verschiedene Festkörperpuffer und die natürlichen Paragenesen auf die Olivinproben der jeweiligen Knollen einwirken, wobei die Leitfähigkeitsmessungen bei konstantem Druck ( $p = 10 \text{ kbar}$ ) in Abhängigkeit von der Temperatur erfolgten.

Die Meßergebnisse zur elektrischen Leitfähigkeit der natürlichen Olivine der Knolle Ib/8 zeigt Abb. 3 (IW= Eisen, Wüstit; WM= Wüstit, Magnetit; FQM= Fayalit, Quarz, Magnetit und NNO= Nickel, Nickeloxid). Die durchgezogene Linie stellt das Ergebnis der Leitfähigkeitsmessung im Gleichgewicht mit der Paragenese dar. Mit Hilfe bekannter  $fO_2(T)$  -Beziehungen von Festkörperpuffern (z.B. EUGSTER et al. (1962), WONES et al. (1969) oder HÜBNER et al. (1970)) können für feste Temperaturen aus dieser Abbildung  $\log \sigma$  vs.  $\log fO_2$ - Diagramme gezeichnet werden, von denen Abb. 4 als Beispiel diene. Der Pfeil markiert den im Gleichgewicht mit der natürlichen Paragenese erhaltenen Leitfähigkeitswert. Der zugehörige Abszissenwert liefert dann die entsprechende intrinsische  $fO_2$ . Aus solchen Darstellungen läßt sich für die Paragenese des Mantelperidotits Ib/8 die Beziehung ableiten:

$\log fO_2 = 7,63 - 27149/T$  ( $p = 10$  kbar,  $T$  in K,  $fO_2$  in bar)  
 Danach liegt für  $T = 1200$  °C die intrinsische  $fO_2$  mit  $\log fO_2 = -10,8$  innerhalb des in Abb.2 nach RIVALENTI et.al..(1981) erhaltenen Bereichs.

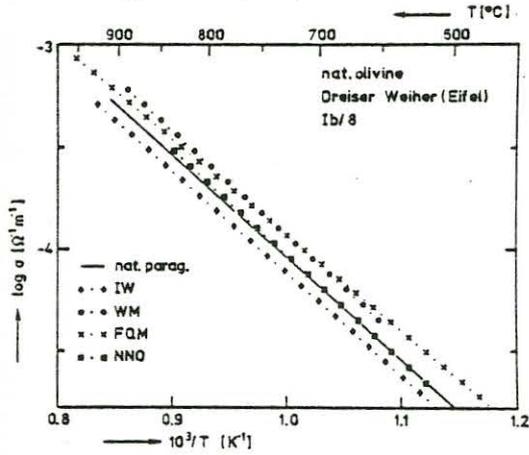


Abb.3: Die elektr. Leitfähigkeit von Olivinen der Paragenese Ib/8 als Funktion von  $fO_2$  und  $T$ ;  $p = 10$  kbar

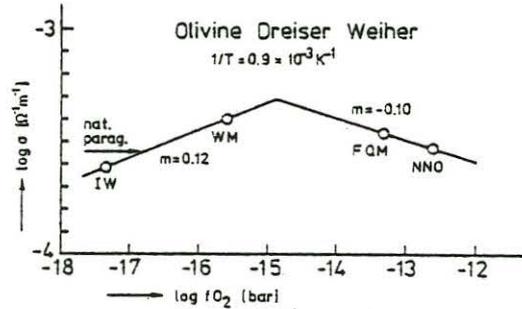


Abb.4: Die elektr. Leitfähigkeit von Olivinen der Paragenese Ib/8 als Funktion von  $fO_2$   $p = 10$  kbar,  $T = 838$  °C,  $m =$  Steigung der linearisierten  $\sigma(fO_2)$ -Funktion

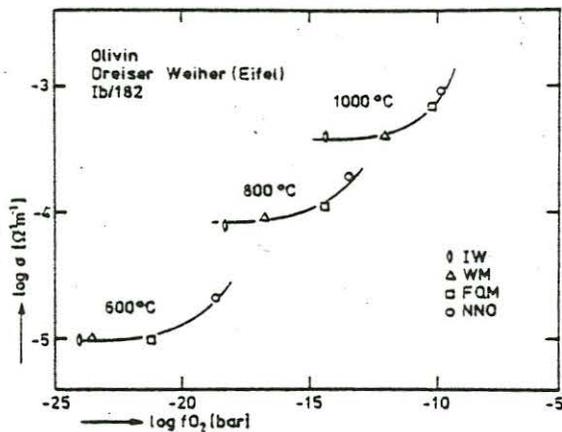


Abb.5: Die elektr. Leitfähigkeit von Olivinen der Paragenese Ib/182 als Funktion von  $fO_2$ ;  $p = 10$  kbar.

Die Abhängigkeit der elektrischen Leitfähigkeit des Olivins der Knolle Ib/182 vom Sauerstoffpartialdruck zeigt Abb.5 für 600, 800 und 1000 °C. Danach erhöht sich die elektrische Leitfähigkeit erst bei stärker oxidierenden Festkörpermischungen, wie FQM und NNO merklich. Eine eindeutige Bestimmung der Gleichgewichtssauerstoff-fugazität der Paragenese ist hier somit nur möglich, wenn ihre  $fO_2$ -Werte höher liegen als die vom FQM-Puffer aufgeprägten Partialdrucke. Aufgrund des hohen Cr-Gehaltes im Spinell dieser Paragenese kann dies erwartet werden. Da unter den Knollen der Reihe Ib vom Dreiser Weiher die Knolle Ib/8 als primitives Mantelgestein

angesehen werden kann, sollten die Messungen der elektrischen Leitfähigkeit an den Olivinen dieser Knolle je nach Voraussetzung Aussagen über die wahrscheinlichsten Temperaturen bzw. Widerstände im oberen Erdmantel ermöglichen:

1) Bei einem für Tiefen bis 400 km abgeleiteten Widerstand von 60 Ohmm (SCHMUCKER, 1979) ergeben sich aus Abb. 3 nach Extrapolation zu den entsprechenden niedrigeren Widerständen, Temperaturen um  $1509^{\circ}\text{C}$ , die für die betrachtete trockene Paragenese nahe dem Solidus liegen. Bei Werten von 70 Ohmm bis 95 Ohmm, wie sie für Tiefen bis 150 km von JONES, (1982) berechnet wurden, erhält man Temperaturen von 1467 bis  $1390^{\circ}\text{C}$ .

2) Setzt man andererseits voraus, daß die Knolle Ib/8 unter den Gleichgewichtsbedingungen stand, wie sie sich aus den geobarometrischen und geothermometrischen Untersuchungen ergeben ( $T = 1170^{\circ}\text{C}$  und  $p = 20\text{kbar}$ ), so ist in der Tiefe von ungefähr 60 - 80 km mit einem Widerstand von 270 Ohmm zu rechnen.

Die an Olivinen gemessenen Leitwerte unterscheiden sich nicht sehr von Ergebnissen aus Messungen an der gesamten Paragenese des Ib/8 Peridotits. Aus einer bei  $T = 1135^{\circ}\text{C}$ ,  $p = 20\text{kbar}$  und bei einer  $f\text{O}_2$  der Paragenese durchgeführten Leitfähigkeitsmessung erhielten wir 186 Ohmm. Diese Differenzen in den Widerstandswerten liegen innerhalb der üblichen Fehlerbalken.

Die aus dem Widerstand-Tiefen-Profil von SCHMUCKER (1979) abgeleiteten Temperaturen erscheinen im Vergleich zu bisherigen Daten sehr hoch (vergl. WYLLIE, 1971 und ANDERSON, 1981). Da die Temperaturen aber auf einen bei SCHMUCKER (1979) über 400 km gemittelten Widerstand beruhen, bei dem die in Tiefen von mehr als 100 km weiter ansteigende Temperatur wie auch die in 100 bis 200 km Tiefe auftretende Zone partieller Schmelzen (low-velocity-layer) mit starkem Leitfähigkeitsanstieg eingehen, muß für den obersten Erdmantel (Tiefe  $\leq 100\text{ km}$ ) ein Widerstand angenommen werden, der sicher über 100 Ohmm liegt und somit tieferen Temperaturen entspricht. Inzwischen zeigen die genaueren Profile von JONES (1982) diese Tendenz zu höheren Widerständen an.

Ein weiteres Problem bei der Ableitung von Temperaturen für den oberen Erdmantel aus Daten elektromagnetischer Tiefensondierungen ist die weltweit festgestellte laterale Inhomogenität der Widerstandsprofile bis in große Tiefen. Für die Temperaturbestimmung aus unseren Leitfähigkeitsmessungen an Dreiser-Weiher-Olivinen wäre die

Kenntnis eines Widerstand-Tiefen-Profiles für diese Lokalität wünschenswert. Die von JÖDICKE (1980) durchgeführten magnetotellurischen Untersuchungen in einer SW-NO-Auslage der östlichen Eifel liegen zwar in der Nähe des Dreiser Weihers, liefern aber wegen der geringen Eindringtiefe des erfassten Periodenbereichs (bis 3000 s) für Tiefen größer als 50 km relativ unsichere Werte, die lateral entlang der Auslage zwischen 1000 Ohmm und 70 Ohmm schwanken.

Gelingt es nun, die genauen Bildungsbedingungen, wie Druck, Temperatur und Sauerstoffpartialdruck, einer Mantelperidotitknolle zu ermitteln, so kann eine an ihr unter diesen Bedingungen durchgeführte Leitfähigkeitsmessung den genauen Widerstand in der ermittelten Tiefe fixieren. Bei unseren obigen Abschätzungen der elektrischen Widerstände sind wir noch von den geobarometrisch und geothermometrisch bestimmten p,T-Bedingungen ausgegangen, bei denen der Einfluß der Sauerstoffugazität unberücksichtigt blieb. Erst eine neue Eichung der Geobaro- und Geothermometer unter Kontrolle des Sauerstoffpartialdrucks wird die Berechnung der wahren Bildungsbedingungen ermöglichen. Die entsprechenden Versuche an der natürlichen Paragenese des Ib/8-Peridotits vom Dreiser Weiher sind in Angriff genommen worden.

#### Literatur:

- ANDERSON, O.L.: A decade of progress in earth's internal properties and processes, *Science* 213, 76-82, 1981
- CEMIĆ, L.; HINZE, E.; WILL, G.: Messungen der elektrischen Leitfähigkeit bei kontrollierten Sauerstoffaktivitäten in Druckapparaturen mit festen Druckübertragungsmedien, *High-Temp.-High Press.* 10 469-472, 1978
- CEMIĆ, L.; WILL, G.; HINZE, E.: Electrical conductivity measurements on olivines  $Mg_2SiO_4$ - $Fe_2SiO_4$  under defined thermodynamical conditions, *Phys. Chem. Minerals*, 6, 95-101, 1980
- EUGSTER, N.P.; WONES, D.R.: Stability of the ferrogenous biotite, annite, *J. Petrol.* 3, 82-125, 1962
- FRECHEN, J.: Kristallisation, Mineralbestand, Mineralchemismus und Förderfolge der Mafitite vom Dreiser Weiher in der Eifel, *N. Jb. Miner. Mh.* 9/10, 205-225, 1963
- HUEBNER, J.S.; SATO, M.: The oxygen fugacity-temperature relationships of manganese and nickel oxide buffers., *Amer. Mineral.* 55, 934-952, 1970

- JAGOUTZ, E.; PALME, H.; BADDENHAUSEN, H.; BLUM, K.; CENDALES, M.; DREIBUS, G.; SPETTEL, B.; LORENZ, V.; WÄNKE, J.: The abundances of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules, Proc. 10th Lunar. Planet. Sci. Conf., 2031-2050, 1979
- JÖDICKE, H.: Magnetotellurik - Ergebnisse im Rheinischen Schiefergebirge, Protokoll "Elektromagnetische Tiefenforschung", 323-328, 1980
- JONES, A.G.: On the electrical crust-mantle structure in Fennoscandia: no Moho, and the asthenosphere revealed?, Geophys. J. R. astr. Soc. 371-388, 1982
- MERCIER, J.-Cl.: Single-pyroxene thermobarometry, Tectonophysics 70, 1-37, 1980
- RINGWOOD, A. E.: Composition and origin of the earth. In: The Earth Its origin, structure and evolution; Herausg. M. W. McElhinny, Academic Press, 1-58, 1979
- RIVALENTI, G.; GARUTI, G.; ROSSI, A.; SIENA, F.; SINIGOI, S.: Chromian spinel in the Ivrea-Verbano layered igneous complex, Western Alps, Italy, *TMPM Tschermaks Min. Petr. Mitt.* 29, 33-53, 1981
- SACHTLEBEN, Th.; SECK, H.A.: Chemical control of Al-solubility in orthopyroxene and its implications on pyroxene geothermometry, *Contrib. Miner. Petrol.* 78, 157-165, 1981
- SCHMUCKER, U.: Erdmagnetische Variationen und die elektrische Leitfähigkeit in tieferen Schichten der Erde, *Sitzungsber. u. Mitt. d. Braunschw. Wiss. Ges.*, Herausg. Olsen, K.H., Sonderh. 4, Beitr. z. Geowiss., 45-102, 1979
- WONES, D.R.; GILBERT, M.C.: The fayalite-magnetite-quartz-assembly between 600 °C and 800 °C, *Am. J. Sci.* 267-A, 480-488, 1969
- WYLLIE, P.J.: *The Dynamic Earth: Textbook in Geosciences*, John Wiley & Sons. Inc. , 1971