

Physikalische Altersbestimmung an Gesteinen des Mühlviertels

Von **Otto Thiele**

Dr. O. Thiele, Geologische Bundesanstalt, Rasumovskygasse 23, 1030 Wien

Einleitung

Es war seit altersher schon ein Wunschtraum der Geologen, die Erdgeschichte nach menschlichen Zeitmaßstäben messen zu können. Früher mußte man sich aber damit begnügen, die einzelnen Erdformationen in ihrer **relativen** Altersfolge einzustufen. Man studierte die Abfolgen sedimentärer Gesteine, studierte und verglich ihre Fossilinhalte und kam so zu einer weltweiten Gliederung der Formationen. Über die zeitliche Dauer der erdgeschichtlichen Einheiten war man jedoch fast nur auf Spekulationen angewiesen, und bei den präkambrischen Gesteinsserien, in denen kaum noch irgendwelche brauchbare Fossilien zu finden sind, war auch oft eine relative Alterseinstufung nicht mehr möglich.

Freilich wurden auch schon in den vergangenen Jahrhunderten Versuche unternommen, **absolute** Zeitbegriffe in die Erdgeschichte einzuführen. Man glaubte aus dem Salzgehalt des Meerwassers auf das Alter der Welt-

Schätzung der maximalen Mächtigkeiten sedimentärer Gesteine
(nach HOLMES, 1913), aus: The Phanerozoic Time-scale, 1964

Tabelle 1

Jahr	Autor	Maximale Mächtigkeit (ft)	Sedimentationsrate (Jahre/ft)	Zeit (Mill. Jahre)
1860	Phillips	72.000	1332	96
1869	Huxley	100.000	1000	100
1871	Haughton	177.200	8616	1526
1878	Haughton	177.200	?	200
1883	Winchell	—	—	3
1889	Croll	12.000 ¹	6000 ²	72
1890	de Lapparent	150.000	600	90
1892	Wallace	177.200	158	28
1893	Geikie	100.000	730 — 6800	73 — 680
1893	McGee	264.000	6000	1584
1893	Upham	264.000	316	100
1893	Walcott	—	—	45 — 70
1893	Reade	31.680 ¹	3000 ²	95
1895	Sollas	164.000	100	17
1897	Sederholm	—	—	35 — 40
1899	Geikie	—	—	100
1900	Sollas	265.000	100	26,5
1908	Joly	265.000	300	80
1909	Sollas	335.800	100	80

¹ Fläche Bedeckung der Landgebiete

² Denudationsrate

meere schließen zu können. Man trachtete, aus den Sedimentmächtigkeiten, unter Vergleich mit den heute beobachtbaren Sedimentationsgeschwindigkeiten, das Alter der Ablagerungen zu berechnen. – Wie weit aber die so gewonnenen Werte auseinanderlagen und wie wenig die meisten der „alten“ Forscher die tatsächlichen Zeitgrößen unserer Erdgeschichte erahnten, zeigt Tabelle 1.

Erst um die Jahrhundertwende wurden mit der Entdeckung des Radiums und des atomaren Zerfalls radioaktiver Elemente die theoretischen Grundlagen geschaffen, die „geologischen Uhren“, die seit eh und je in unsere Gesteine eingebaut werden, erkennen und lesbar machen zu können. Es war als erster der englische Physiker RUTHERFORD, der es (1905/06) aussprach: „Das Helium, das in den radioaktiven Mineralien

**Einige geochronologische Skalen der letzten Jahre
(zum Teil stark vereinfacht)**

Tabelle 2

		HOLMES 1959	SCHTSCHER- BAKOW 1961	The Phane- rozoic Time-scale 1964
QUARTÄR		1		1,5—2
TERTIÄR	Neogen	25	25	26
	Paläogen	70	70	65
MESOZOIKUM	Kreide	obere	100	100
		untere	135	136
	Jura	180	185	190—195
	Trias	225	225	225
PALÄOZOIKUM	Perm	270	270	280
	Karbon	350	320	345
	Devon	400	400	395
	Silur	440	420	430—440
	Ordovicium	500	480	500
	Kambrium	600	570—600	570
PRÄKAMBRIUM	Proterozoikum II		1100—1200	
	Proterozoikum I		1800—1900	
	Archaikum		2600—2700	
	Katarchaikum		3400—3500	

beobachtet wird, verdankt fast sicherlich seine Entstehung dem Radium oder anderen radioaktiven Substanzen, die in jenen enthalten sind. Wenn die Produktionsrate des Heliums aus bekannten Mengen der verschiedenen radioaktiven Elemente experimentell bekannt ist, sollte es möglich sein, die Zeitspanne, die für die Erzeugung der im radioaktiven Mineral beobachteten Heliummenge erforderlich ist, zu bestimmen, oder, mit anderen Worten, das Alter des Minerals zu bestimmen. Dieser Schluß ist auf die Annahme begründet, daß einige der dichteren und kompakteren radioaktiven Minerale einigermaßen große Anteile von Helium in ihrer Masse einschließen können.“ (Übersetzt aus dem Englischen.) Auf Grund dieser Erkenntnis wurden in der Folgezeit teils mit der obenskizzierten Helium-Methode, teils mittels der Uran/Blei-Methode, die sich auf das beim Uranzerfall gebildete Blei stützt, eine Reihe von Mineralalter bestimmt. Eine der ersten zusammenfassenden Zeitskalen, die mittels dieser Werte zusammengestellt wurden, publizierte A. HOLMES 1937. Nach ihr war der Beginn des Tertiärs vor etwa 70 Millionen Jahren, der des Mesozoikums vor etwa 190 Millionen Jahren, der höchste Wert, an kambrischen Gesteinen gemessen, betrug 453 Millionen Jahre. Damit wurden bereits die tatsächlichen geologischen Zeitspannen größenordnungsmäßig richtig erfaßt (vergleiche Tabelle 2). — So wurde die Erdgeschichte eine Geschichte mit Jahreszahlen.

Die besonders während und nach dem zweiten Weltkrieg rasch fortschreitenden Kenntnisse in der physikalischen Chemie und Kernphysik sowie die immer genauer werdenden Meßtechniken ermöglichten schließlich die Entwicklung einer größeren Anzahl physikalischer Altersbestimmungsmethoden für Minerale und Gesteine. Der Fortschritt besteht vor allem in der Entwicklung von Methoden, bei denen man nicht nur auf die Untersuchung von seltenen radioaktiven Mineralien angewiesen ist, sondern die sich auch auf „gewöhnliche“, häufig in der Natur vorkommende Elemente anwenden lassen. Es stellte sich nämlich heraus, daß auch oft „gewöhnliche“, als stabil geltende Elemente einen gewissen natürlichen Promilleanteil an strahlenden, radioaktiv zerfallenden Isotopen¹ enthalten, die zu Altersdatierungen herangezogen werden können.

¹ Isotope eines Elementes sind Atome gleicher Kernladung, aber verschiedener Masse; man könnte sagen: gleicher chemischer, aber ungleicher physikalischer Beschaffenheit. Fast jedes Element setzt sich aus zwei oder mehreren Isotopen zusammen.

Übersicht über die physikalischen Altersbestimmungsmethoden

Die zur Zeit gebräuchlichsten Altersbestimmungsmethoden für Minerale und Gesteine sind die Kali/Argon-, die Rubidium/Strontium-, die Uran/Blei-(Thorium/Blei-) sowie die C^{14} -Methode. Letztere eignet sich nur für junge geologische Alter und für archäologische Datierungen, sie kann für unseren Fall außer Betracht gelassen werden. Die anderen werden vorzüglich für Minerale und Gesteine mittleren und hohen Alters angewendet, sie müssen des Verständnisses wegen kurz behandelt werden.

Die Kali/Argon-Methode: Das natürliche Kalium, ein Element, das in vielen häufigen gesteinsbildenden Mineralen wie Feldspat, Glimmer und Hornblende enthalten ist, besteht zu ca. 0,012 Prozent aus dem instabilen Isotop K^{40} . Dieses K^{40} zerfällt mit einer Halbwertszeit² von rund 1,3 Milliarden Jahren in das Argon-Isotop Ar^{40} (daneben auch in Ca^{40}), und das Zerfallsprodukt Argon ist als Edelgas relativ leicht auch in geringen Mengen nachweisbar. Wenn wir also das Verhältnis zwischen dem radioaktiven K^{40} und dem radiogenen Ar^{40} in einem Mineral oder Gestein messen, läßt sich daraus sein Alter berechnen; vorausgesetzt allerdings, daß das System geschlossen geblieben, also daß weder Kalium noch Argon zugewandert oder entwichen ist.

Tatsächlich aber wissen wir, daß das Gas Argon oberhalb gewisser Temperaturen, die so etwa um 200 bis 300 Grad Celsius liegen mögen, aus den Mineralien entweicht. Dabei sind vor allem die Feldspate für Argonverluste besonders anfällig; die Glimmer, unter ihnen besonders der Muskovit, halten ihr Argon besser. Am günstigsten werden zur Zeit die Hornblendens beurteilt; obwohl sie im Grunde nur wenig Kalium enthalten, so scheinen sie doch gegen Argonverluste am widerstandsfähigsten zu sein.

Die Kali/Argon-Uhr beginnt also erst zu laufen, wenn das Mineral bzw. Gestein diese kritische Temperatur, die sogenannte „blocking temperature“, unterschritten hat. Im Falle das Gestein im Laufe seiner Geschichte wiederum über diese 200, 300 Grad aufgeheizt werden sollte, wird durch das Entweichen von Argon die Kali/Argon-Uhr wieder auf Null gestellt und beginnt erst bei Unterschreiten der „blocking temperature“ mit

² Die Halbwertszeit ist die Zeit, in der jeweils die Hälfte der Menge eines radioaktiven Elementes (bzw. radioaktiver Isotope) zerfallen ist. Sie gibt also die Zerfallsgeschwindigkeit einer radioaktiven Substanz an. Sie ist — soviel wir heute wissen — absolut konstant, unbeeinflussbar durch Druck, Temperatur oder andere Faktoren.

neuer Zeitmessung. – Die Kali/Argon-Datierungen geben daher nicht das tatsächliche Alter eines Gesteins an, sondern die Zeitspanne, die seit seiner (letzten) Abkühlung verstrichen ist. (Bei unvollkommener Austreibung von Argon können natürlich auch Mischalter entstehen.) In den günstigen Fällen fällt das Abkühlungsalter eng mit dem ursprünglichen Erstarrungs- und Bildungsalter des Gesteins zusammen. In vielen Fällen erfolgte jedoch eine sekundäre Verjüngung der Kali/Argon-Daten durch spätere thermische Beeinflussung, sei es durch Intrusionen jüngerer Erstarrungsgesteine, durch Versenkung in tiefere Erdkrustenteile, durch stärkere Gesteinsdurchbewegung oder gar Gesteinsmetamorphose.

Die Rubidium/Strontium-Methode: Das Prinzip der Rubidium-Strontium-Methode ist ähnlich jenem der Kali/Argon-Methode. Das Rubidium, das in kleinen Mengen in kalihaltigen Mineralen eingebaut ist, besitzt ein instabiles Isotop Rb^{87} , das sich mit einer Halbwertszeit von rund 50 Milliarden Jahren in das Strontium-Isotop Sr^{87} umwandelt. Das Verhältnis von Muttersubstanz zu Tochtersubstanz, also von Rb^{87} zu radiogenem Sr^{87} , läßt wieder unter der Voraussetzung eines geschlossenen Systems auf das Bildungsalter eines Minerals schließen.

Die Altersdatierungen nach der Rubidium/Strontium-Methode lassen sich, mit gewissen, unten erwähnten Einschränkungen, bei den gleichen Mineralen und Gesteinen ausführen, wie nach der Kali/Argon-Methode. Die „blocking temperature“ für Rubidium/Strontium liegt bei den einzelnen Mineralen etwa in der gleichen Größenordnung, wie für Kali/Argon. (Für Rb/Sr eher um ein wenig höher, also günstiger als für K/Ar.) Die **Mineraldatierungen** nach der Rubidium/Strontium-Methode sind daher wiederum „**Abkühlungsalter**“ und geben im allgemeinen gleiche oder ähnliche Werte, wie nach der Kali/Argon-Methode.

Die Schwierigkeit bei der Rubidium/Strontium-Methode liegt vor allem darin, daß bei eventuell vorhandenen größeren Mengen von natürlichem Strontium, das seinerseits zu etwa sieben Prozent aus dem Isotop Sr^{87} besteht, die Bestimmung des radiogenen (aus Rb^{87} entstandenen) Sr^{87} erschwert und die Genauigkeit der Altersbestimmung in Frage gestellt wird.

Andererseits besitzt die Rubidium/Strontium-Methode jedoch einen großen Vorzug: Das radiogene Argon entweicht bei Überschreiten der „blocking temperature“ nicht nur aus den Mineralien, sondern auch aus dem gesamten Gestein: ein Gesamtgesteinsalter nach der Kali/Argon-Methode sagt also nicht mehr aus als die Kali/Argon-Mineralalter (es ist vielmehr mit größeren Unsicherheiten behaftet als diese). Für Rubidium/Strontium wirkt jedoch das Gesamtgestein noch immer als geschlossenes System, auch wenn bei den einzelnen Mineralien die „blocking temperature“

bereits überschritten ist. Deswegen läßt sich durch die Zusammenfassung mehrerer Meßwerte von einem genetisch einheitlichen Gesteinskomplex (**Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter**) vielfach noch das tatsächliche **Bildungsalter** des Gesteins ableiten, auch wenn die einzelnen Mineralalter des Gesteins durch spätere thermische Einflüsse verjüngt sein sollten. Erst weitergreifende Stoffwanderungen im Zuge extremer Gesteinsumwandlung wie Anatexis (= Aufschmelzung), Migmatisierung (= Mischgesteinsbildung) etc. machen es unmöglich, das ursprüngliche Gesteinsalter mittels der Rubidium/Strontium-Gesamtgesteinsisochrone zu erfassen.

Die Uranium/Blei-(und Thorium/Blei-)Methode: Das natürliche Uranium besteht aus zwei Isotopen, dem U^{238} (derzeit ca. 99,3 Prozent) und dem U^{235} (derzeit ca. 0,7 Prozent). Das U^{238} zerfällt mit einer Halbwertszeit von rund 4,5 Milliarden Jahren über eine Reihe von Zwischenstufen in das Blei-Isotop Pb^{206} . Das U^{235} zerfällt mit einer Halbwertszeit von rund 0,7 Milliarden Jahren in Pb^{207} . Daraus ergeben sich bei uranhaltigen Mineralien zwei Zerfallsalter: das eine berechnet aus dem Verhältnis U^{238}/Pb^{206} , das andere aus U^{235}/Pb^{207} . Da U^{235} rascher zerfällt als U^{238} , ist auch das Verhältnis des radiogenen Pb^{206} zu Pb^{207} von der Zerfallszeit abhängig und gibt einen dritten Alterswert. – Weiter kann das natürliche Thorium-Isotop Th^{232} , das mit einer Halbwertszeit von ca. 14,8 Milliarden Jahren zu Pb^{208} zerfällt, zur Altersbestimmung herangezogen werden.

Altersbestimmungen nach dem Uran- bzw. Thoriumzerfall können allerdings nur bei einer beschränkten Anzahl von Mineralen durchgeführt werden: Zirkon, Monazit, Xenotim, Uraninit etc. – Das relativ häufigste Mineral aus dieser Gruppe ist der Zirkon, der in geringen Mengen in den meisten kristallinen Gesteinen auftritt. Deswegen wird er auch bevorzugt für Altersbestimmungen nach der Uran/Blei-Methode herangezogen.

Bei den Erstarrungsgesteinen scheidet sich der Zirkon als eines der ersten Minerale aus dem Schmelzfluß aus und ist in der Folgezeit recht beständig gegen Substanzverluste bei Druck- und Temperatureinwirkungen. Daher besteht bei den Zirkon-Altersbestimmungen eine große Chance, das tatsächliche Bildungsalter eines Erstarrungsgesteins zu bekommen. Allerdings birgt die Zählebigkeit des Zirkons wieder eine gewisse Gefahr: Viele Tiefengesteine, Granite, Granodiorite etc. schmelzen bei ihrem Aufdringen mehr oder minder große Anteile ihres Nebengesteins auf und verleiben sich so mitunter älteren Gesteinsbestand und damit auch ältere Zirkone mit ein. Wenn solche fremde, vom Nebengestein übernommene Zirkone nicht völlig von den Originalzirkonen des Intrusivgesteins abgetrennt werden können, ergeben sich bei der Altersbestim-

mung Mischalter, die weit höher liegen können als das tatsächliche Bildungsalter des Gesteins.

Daß die Zirkone frisch und unzersetzt sein müssen, versteht sich von selbst, wie ja auch bei allen anderen Altersbestimmungen nur wirklich frisches und sauberes Gesteinsmaterial verwendet werden darf.

Altersdaten aus dem oberösterreichischen Kristallin

Da in Österreich zur Zeit noch ein Laboratorium für absolute physikalische Altersbestimmungen fehlt, sind wir in dieser Hinsicht auf die Hilfe des Auslandes angewiesen. So wurden aus dem außeralpinen Kristallin Österreichs im Rahmen eines weitergespannten Forschungsprogramms von der Bundesanstalt für Bodenforschung in Hannover von einigen wichtigen Gesteinstypen Proben nach der Kali/Argon- und Rubidium/Strontium-Methode untersucht. Die ersten Ergebnisse wurden bereits in einem Zwischenbericht des obengenannten Institutes von H. R. v. GAERTNER, W. HARRE, H. KREUZER, H. LENZ und P. MÜLLER (16. November 1967) mitgeteilt, 42 Kali/Argon- und 20 Rubidium/Strontium-Glimmeralter betreffen kristalline Gesteine Oberösterreichs, sie wurden auf Tabelle 3, zum Teil bereits gemittelt, zusammengestellt. —

Mineralalter granitischer Gesteine aus dem oberösterreichischen Kristallin. Nach: Bundesanstalt für Bodenforschung, Tabelle 3

Datierungsbericht Nr. 5/67. — H. R. v. GAERTNER, W. HARRE, H. KREUZER, H. LENZ und P. MÜLLER (Hannover, 16. 11. 1967)

Gestein - Fundort	Kali/Argon		Rubidium/Strontium	
	Blotit	Muskowit	Blotit	Muskowit
Weinsberger Granit Stbr. Korninger, Naarntal	301 ±1 280 ±4	—	288 ±4	—
Weinsberger Granit Feldflur bei Kollerschlag	295 ±3	—	305 ±3	—
anatektisch gebildeter Granodiorit Stbr. Kapsreiter, Ach-Schnürberg	287 ±3	—	292 ±4	—
Schärdinger Granit Stbr. Kapsreiter, Allerding	311 ±3	306 ±3	296 ±5	320 ±7

Altenberger Granit Stbr. ca. 3 km NNW Gallneukirchen	264 ±5 ¹ 295 ±5 ²	290 ±5 281 ±5	268 ±4 296 ±3	313 ±4
Mauthausener Granit Stbr. der Schärdinger Granit- industrie, Gusen	294 ±4	299 ±4	290 ±5	304 ±6
Mauthausener Granit Stbr. Weichsberg bei Aigen	280 ±3	279 ±4	282 ±4	332 ±16
Freistädter Granodiorit, Kerntyp Steinböckhofbruch, N. Lasberg	279 ±5	294 ±2	288 ±6	331 ±36
Freistädter Granodiorit, Randfazies Stbr. in Steinwald, NE St. Oswald	298 ±4	307 ±10	297 ±4	318 ±7
Eitzenberger Granit Stbr. Eitzenberg b. Münzkirchen	284 ±2	299 ±3	277 ±4	301 ±6
Sulzberg-Granit Stbr. S Schöneben (Bärenstein)	298 ±3	305 ±3	299 ±5	321 ±5

¹ Fraktion über 200 μ

² Fraktion unter 200 μ

Die angeführten Werte sind halboffizielle Daten, die möglicherweise bis zur endgültigen Publizierung noch geringen Korrekturen unterworfen werden. Zukünftige Referenten mögen sich daher auf die zu erwartende Originalveröffentlichung beziehen.

Die Gesteinsreihung auf Tabelle 3 erfolgte nach der Altersfolge, wie sie aus den geologischen Erfahrungen geschlossen werden kann.

Der im westlichen und östlichen Mühlviertel weitverbreitete Weinsberger Granit ist sicherlich das älteste der untersuchten Massengesteine unseres Raumes. Er wird von den jüngeren variszischen Intrusiva (Altenberger Granit, Mauthausener Granit, Freistädter Granodiorit und Eisgarner Granit) diskordant durchschlagen. Im Sauwald gehört der anatektisch gebildete Granodiorit von Ach-Schürberg und der Schärdinger Granit zu den älteren variszischen Massengesteinen, während der diskordant durchschlagende Eitzenberger Granit zu den Graniten des Formenkreises Altenberg-Mauthausen gerechnet werden kann. Der

Sulzberger Granit des Böhmerwaldes, eine Abart des Eisgarner Granits, wird als der relativ jüngste Granit unseres Gebietes aufgefaßt.

Wir sehen, daß die Kali/Argon- und Rubidium/Strontium-Glimmeralter diese relative Altersfolge nicht erkennen lassen. Dies ist an sich nicht verwunderlich, da von vornherein angenommen werden konnte, daß die jüngeren Granite bei einer Intrusion die älteren, schon verfestigten Gesteine wieder aufgeheizt und ihre Mineralalter verjüngt haben. Aber diese Erklärung ist nicht voll ausreichend, da der als am jüngsten angesehene Granit, der Sulzberg- bzw. Eisgarner Granit des Böhmerwaldes höhere Altersdaten liefert als der Mauthausener und Weinsberger Granit weiter im Süden und Südosten. Zu einer Deutungsmöglichkeit der Mineralalter kommt man jedoch, wenn man die Altersdaten auf ihre geologisch-tektonische Position hin betrachtet. Es läßt sich nämlich erkennen, daß die jüngsten Mineralalter in der Zone zwischen Pfahl (einer aus Bayern hereinziehenden Störungszone, die etwa durch die Orte Schwarzenberg – Tal der Großen Mühl – Aigen – Haslach markiert ist) und der Donau zu liegen kommen. Die Altersdaten sprechen also dafür, daß die Zone zwischen Pfahl und Donau, die sogenannte Mühlzone, einen Bereich darstellt, der während der variszischen (= jung-paläozoischen) Gebirgsbildung relativ lange mobil geblieben ist und noch über die Zeit der Granitintrusionen hinaus thermischer Beeinflussung unterworfen war.

Daß die von den Geologen geforderte Altersfolge der einzelnen Granittypen zu Recht besteht, wurde – zumindest was das Verhältnis von Weinsberger zu Mauthausener Granit betrifft – durch Altersbestimmungen bestätigt, die von E. JÄGER, M. GRÜNENFELDER, N. GRÖGLER und E. SCHROLL (1965) unter Verwendung der Uran/Blei-Methode durchgeführt wurden (siehe Tabelle 4). Während das (letzte) Abkühlungsalter des Weinsberger

Altersdatierungen an Mineralen des Weinsberger und Mauthausener Granits. AUS: E. JÄGER, M. GRÜNENFELDER, N. GRÖGLER und E. SCHROLL (1965) **Tabelle 4**

Gestein - Fundort	Rb/Sr (gemittelt)		U/Pb – Zirkon		
	Biotit	Kalifeldspat	238/206	235/207	207/206
Weinsberger Granit Stbr. Korninger, Naarntal	286 ± 11	320 ± 150	405 ± 15	407 ± 20	382 ± 40
Mauthausener Granit Stbr. Wiener Städtische Granitwerke Mauthausen	285 ± 11	315 ± 210	246 ± 25	253 ± 30	312 ± 60

Granits wieder zwischen 280 und 290 Millionen Jahre liegt und damit mit dem des Mauthausener Granits zusammenfällt, weisen die Zirkon-Datierungen auf ein Entstehungsalter des Weinsberger Granits um rund 400 Millionen Jahre hin. – Dieses Alter, das nach den heutigen geochronologischen Kenntnissen oberes Silur bedeutet, gibt den Geologen allerdings einige Probleme aufzulösen, wird doch der Weinsberger Granit als synorogen variszisch, das heißt, während der variszischen Gebirgsbildung aufgedrungen, angesehen. Und dafür ist das Alter um etwa 50 bis 60 Millionen Jahre zu hoch! (Nach den bisherigen Vorstellungen begannen die Hauptphasen der variszischen Gebirgsbildung erst im höheren Devon.) Es besteht also die Wahrscheinlichkeit, daß diese und weitere absolute Altersbestimmungen uns zu einer wesentlich neuen Auffassung über das variszische Gebirgssystem bringen werden.

Literaturverzeichnis

Bundesanstalt für Bodenforschung, Datierungsbericht Nr. 5/67, Zwischenbericht über K/Ar- und Rb/Sr-Datierungen von Gesteinen aus dem ostbayerisch-österreichischen Kristallin, H. R. v. GAERTNER, W. HARRE, H. KREUZER, H. LENZ und P. MÜLLER, Hannover, 16. November 1967.

E. JÄGER, M. GRÜNENFELDER, N. GRÖGLER und E. SCHROLL, 1965: Mineralalter granitischer Gesteine aus dem österreichischen Moldanubikum. – Tscherm. miner. petr. Mitt., 3. F., 10. Wien.

OXBURGH, E. R., 1969: The radiometric dating of rocks. – Scriptum zu Vorträgen am Post Graduate Training Center for Geology Vienna/Austria, Februar 1969.

The PHANEROZOIC TIME-SCALE, 1964: A Symposium. – Geol. Soc. London.

SCHTSCHERBAKOW, D. I., 1961: Die neue sowjetische geochronologische Zeittafel. – Sitzber. Dtsch. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Bergb. Hütt. Montangeol., Jg. 1961, Nr. 1 (Akademie Verl. Berlin).