BAYERISCHE AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN
MATHEMATISCH-NATURWISSENSCHAFTLICHE KLASSE

SITZUNGSBERICHTE

JAHRGANG

1993

MÜNCHEN 1994

VERLAG DER BAYERISCHEN AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN
In Kommission bei der C. H. Beck'schen Verlagsbuchhandlung München

Mögliches Präkambrium in der südlichen Kreuzeckgruppe, Kärnten, Österreich: Erste Sm-Nd und Rb-Sr Isotopendaten von Metabasiten

Von **Hans-Jochen Schneider, Bernd Lehmann, Jan Heinhorst** und **Michael Quednau**

Vorgelegt in der Sitzung vom 11. Dezember 1992
Von Herrn Hans-Jochen Schneider

1. Der geologische Rahmen

Die südliche Kreuzeckgruppe in Ober-Kärnten wird von sogenanntem „Altkristallin" aufgebaut, einer metamorphen Gesteinsabfolge, die auch in anderen Gebirgsgruppen der Ostalpen weit verbreitet ist. Das geologische Alter dieses vorherrschend aus Glimmerschiefern neben Amphiboliten, Gneisen und Marmoren bestehenden Komplexes wird aufgrund von Serienvergleichen generell als Altpaläozoikum (Kambrium bis Devon) betrachtet, da biostratigraphische Belege weitgehend fehlen. Spätalpidisch intrudierten lokal noch tertiäre Granitoide und Lamprophyre in Stöcken und Gangschwärmen.

Der Altkristallin-Komplex überlagert im Norden tektonisch die Penninische Einheit des Tauernfensters mit seinen Randserien und wird daher dem Oberostalpin zugeordnet (*Tollmann,* 1977; *Hoke,* 1990). Im Süden ist das Altkristallin der Kreuzeckgruppe durch die tiefgreifende Drautal-Störung gegen Permomesozoikum abgegrenzt, während es im Westen im Defereggen-Gebirge und im Osten in der Goldeckgruppe seine Fortsetzung findet (Abb. 1). Generell kann das Altkristallin als eine primär vulkano-sedimentäre Serie bezeichnet werden.

Mindestens zwei Orogenesen haben den Altkristallin-Komplex in der südlichen Kreuzeckgruppe überprägt: Während der varistischen Orogenese (ca. 320 Ma; 1 Ma = 10^6 Jahre) reichte die prograde Metamorphose bis zur unteren Amphibolit-Fazies, wobei ein ähnlich plastischer Deformationsstil mit Entwicklung größerer disharmonischer Faltenstrukturen anzunehmen ist, wie er für die varistischen

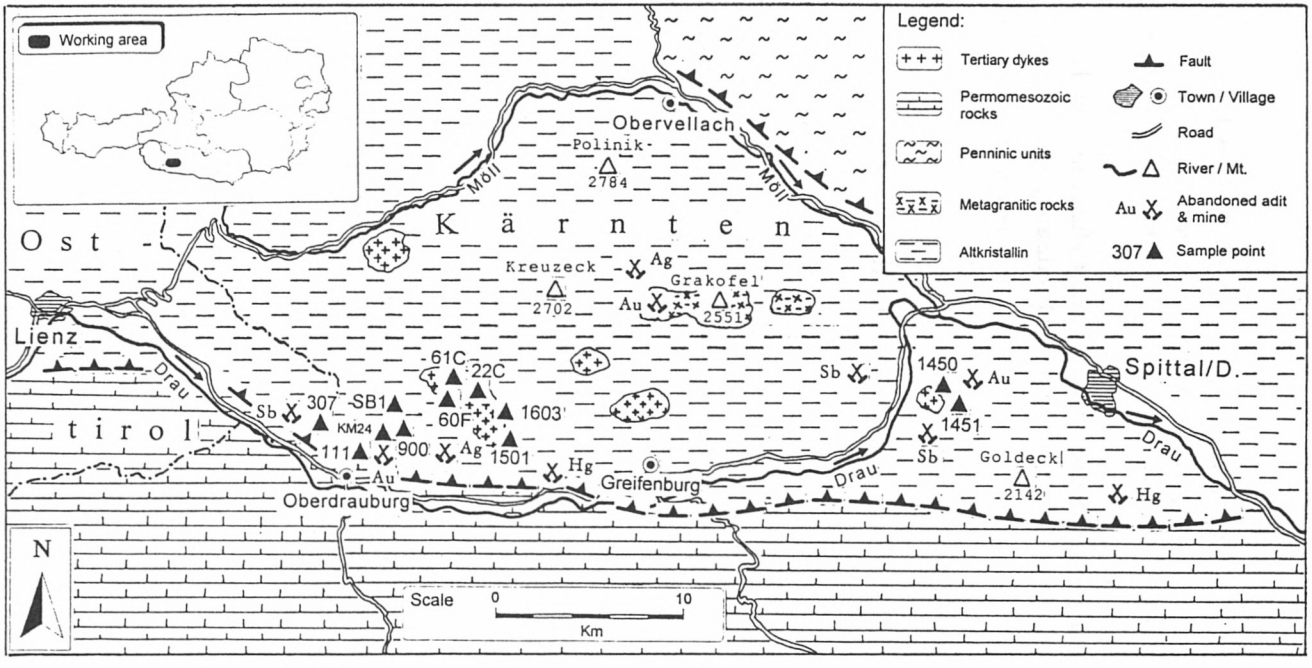


Abb. 1. Geologische Skizze des Arbeitsgebietes.

Ereignisse in der nördlichen Kreuzeckgruppe von *Hoke* (1990) dokumentiert wurde.

Für die südliche Kreuzeckgruppe ist ein auffallend subparalleler Lagerungsverband der Gesteinseinheiten und ihrer Schieferung mit generellem E-W Streichen und eine scharfe stoffliche Differenzierung zwischen den mehrfach wiederholten Gesteinseinheiten kennzeichnend, was insbesondere für die den Glimmerschiefern zwischengeschalteten Amphibolit-Züge (Metabasite) gilt. Diese Ausbildung regionaler Transpositionsstrukturen entspricht einer extremen Durchbewegung im Verlauf der alpidischen Orogenese, bei der unter retrograden Metamorphose-Bedingungen nahezu sämtliche früheren Gefügeelemente ausgewalzt wurden. Dabei entwickelte sich eine durchgreifende mylonitische Schieferung unter Grünschieferfaziellen Bedingungen, die vor allem in den Amphiboliten und den Marmoren durch ein streng geregeltes Lagengefüge abgebildet wird. Die intensive Durchbewegung ging vermutlich einher mit der südwärts gerichteten Subduktion der ozeanischen Kruste des Penninikums unter den ostalpinen Gesteinskomplex vor etwa 110 bis 90 Ma mit nachfolgender Deckenüberschiebung auf die nicht subduzierten pelagischen Sedimente und den kontinentalen Krustenanteil des Penninikums. Gleichzeitig herrschten im Bereich der nördlichen Kreuzeckgruppe entsprechend der damals Zehner-km-tieferen Position nochmals Bedingungen der höheren Amphibolit-Fazies (*Hoke,* 1990).

Eine Zusammenstellung und ausführliche Diskussion der zahlreichen neueren geochronologischen Daten, die im SE des Tauernfensters, insbesondere des Altkristallins der nördlichen und östlichen Kreuzeckgruppe, erstellt wurden, bringt *Hoke* (1990). Die von verschiedenen Autoren ermittelten Modellalter beruhen überwiegend auf K-Ar Daten von Biotiten und Muskoviten. Der Autorin war bewußt, daß es sich bei dieser Methode nur um sogenannte Mischalter von einem mehrfach überprägten Kristallin handeln kann. Trotz dieser Schwierigkeiten gelang es ihr, zwei metamorphe Großereignisse zu ermitteln, die sie der varistischen (um 320 Ma) und der alpidischen (um 100 Ma) Orogenese zuordnete. Diese unbefriedigenden Ergebnisse waren ein Anlaß für unsere Arbeitsgruppe, von der südlichen Kreuzeckgruppe einige Gesteinsalter über Sm-Nd und Rb-Sr Isotopendaten zu ermitteln.

Lagerstättenkundlich bedeutungsvoll ist offenbar vor allem die letzte Phase der alpidischen Orogense vor 40 bis 20 Ma, bei der sich im Zuge der Aufheizung und Aufwölbung des Tauernfensters unter extensionalen Bedingungen zahlreiche subparallele Scherzonen, im weiteren Verlauf aber auch quergreifende und steile Störungen entwickelten. Sie eröffneten für hydrothermale Lösungen weitverbreitete Wegsamkeiten, die sich z. B. in durchgreifenden Alterationen ausprägten und zweifellos auch für die Goldmineralisation ausschlaggebend waren. Damit wird offensichtlich der Einfluß der im Norden dominierenden sogenannten „Tauernkristallisation" auch für den hier betrachteten Bereich wirksam. Bei der prograden Metamorphose der mesozoischen Serien des unterlagernden Penninikums müssen nochmals hydrothermale Fluidphasen („tectonic brines") in größerem Umfang freigesetzt worden und auf Scherzonen in das überlagernde Altkristallin gewandert sein.

2. Petrologie der Metabasite

Die Lithologie der südlichen Kreuzeckgruppe besteht zum größten Teil aus einer Variation von klastischen Metasedimenten, wobei Granat-Zweiglimmerschiefer mit lokalen Einschaltungen von Graphit-führenden Lagen und Linsen komplexer Kieserze gegenüber morphologisch auffälligen Quarz-reichen Biotitschiefern und Quarziten überwiegen. In dem Glimmerschiefer-Komplex treten mit mehrfacher tektonischer Wiederholung neben geringmächtigen leukokraten Orthogneisen auch Metabasite auf, die auf drei bis vier topographischen Niveaus als stufenbildende Züge und Linsen mit einer Mächtigkeit von 1 bis 50 m hervortreten. Als übergreifendes Merkmal zeigen die Metamorphite der südlichen Kreuzeckgruppe eine mehrphasige Überprägung mit der Ausbildung eines prograden Mineralbestandes der unteren Amphibolit-Fazies und der Ausbildung eines mylonitisch geschieferten, porphyroklastischen Kornverbandes durch eine spätere, vorwiegend mechanisch wirksame Überprägung unter den Bedingungen der unteren Grünschiefer-Fazies. Unter extensionalen Bedingungen gebildete Mylonitzonen und Klüftungen durchziehen den Komplex, wobei weitere, äußerst heterogene Modifikationen des Kornverbands und starke hydrothermale Alterationen zu beobachten sind.

Die Mineralogie der Metabasite ist grundlegend bestimmt durch die Amphibolit-fazielle Paragenese Hornblende (tschermakitische Hornblende)-Oligoklas, die aber durch retrograde Überprägung in wechselnden Anteilen in Assoziation tritt mit der Grünschiefer-faziellen Paragenese Epidot-Chlorit-Albit. Hydrothermal alterierte Metabasite zeigen eine totale Umwandlung der Amphibolit-faziellen Paragenese in die Mineralassoziation Aktinolith-Chlorit-Albit-Karbonat-Quarz. Als opake Minerale kommen Magnetkies und Leukoxen, und in den hydrothermal alterierten Grüngesteinen Arsenkies, Pyrit und Antimonit vor.

Auch im Korngefüge der Metabasite treten entsprechend der lokal stark wechselnden mechanischen Bedingungen Unterschiede auf. Als Grundform, bei der sich die spätere, vorwiegend mechanische Überprägung am geringsten durchsetzen konnte, ist eine massig ausgebildete, grobkristalline Variante anzusehen, die allerdings nur selten vorhanden ist. Weitaus typischer sind hell-dunkel gebänderte Amphibolite, die mit einer Mächtigkeit von bis zu 50 m morphologische Stufen bilden. Unter dem Mikroskop entsprechen die dunklen Partien feinkörnigen Hornblende-reichen Lagen mit einzelnen größeren Porphyroklasten, während die hellen vor allem Feldspat und Epidot führen. Solche im mm-Rhythmus wechselnde Lagengefüge sind angesichts der komplexen Entwicklung des Gebiets weniger auf primäre Gefüge zurückzuführen, sondern vielmehr auf extreme Durchbewegung, bei der es aufgrund des unterschiedlich mechanischen Verhaltens der Minerale zu dieser stofflichen Differenzierung kam. Als extreme Varianten treten bis Meter-mächtige, fast monomineralische Abkömmlinge des Ausgangsmaterials entweder mit vorwiegend Hornblende oder mit Oligoklas/Albit auf.

Entsprechend einer vermuteten genetischen Verknüpfung der Metabasite mit Antimonit-Vererzungen im Sinne der Sb-W-Hg Formation (*Maucher,* 1965; *Lahusen,* 1972) unternahmen *Reimann & Stumpfl* (1985) eine geochemische Charakterisierung der unterschiedlichen Ausbildungsformen der Metabasite innerhalb der Kreuzeckgruppe. Auf der Basis hydrothermal immobiler Elemente (Zr, Ti, Cr, Y) konnten sie dabei die Metabasite einheitlich als Äquivalente rezenter Olivin-Tholeiite klassifizieren, für die sie als Bildungsraum die „spreading zone" eines marginalen ozeanischen Beckens („back-arc basin") annehmen. Generell weisen die geochemischen Daten

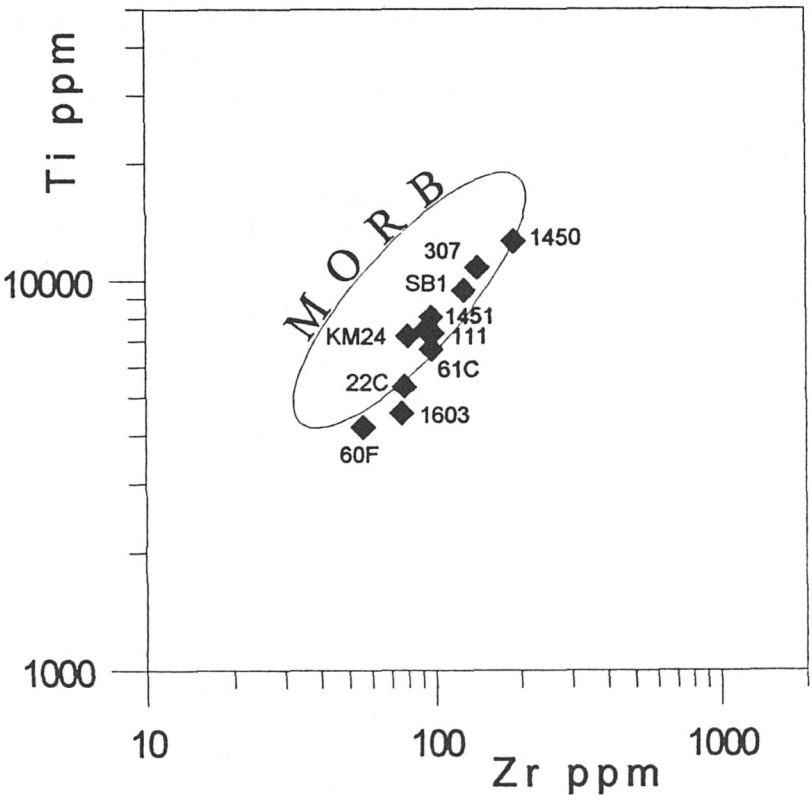


Abb. 2. Ti-Zr-Variationsdiagramm für die untersuchten Amphibolitproben in Anlehnung an *Pearce & Cann* (1973).

allerdings lediglich auf eine Verknüpfung mit konstruktiven Plattengrenzen jeglicher Art. Nur Proben aus der direkten Umgebung von Vererzungen (<20 m) zeigen entscheidende Stoffverschiebungen mit einer starken Anreicherung von CO_2, Sr und Ba, so daß weiträumig wirksame Alterationen wie z. B. Ozeanboden-Spilitisierung von *Reimann & Stumpfl* (1985) ausgeschlossen wurden. Die geringe Beeinflussung der initialen Elementverteilungsmuster weist vielmehr auf einen weitgehend isochemischen Charakter der polyphasen tektonometamorphen Entwicklung der Metabasite außerhalb der vererzten Bereiche. Die Ergebnisse von *Reimann & Stumpfl* entsprechen auch neueren Daten von *Quednau* (1993), wie hier anhand der 12 Proben

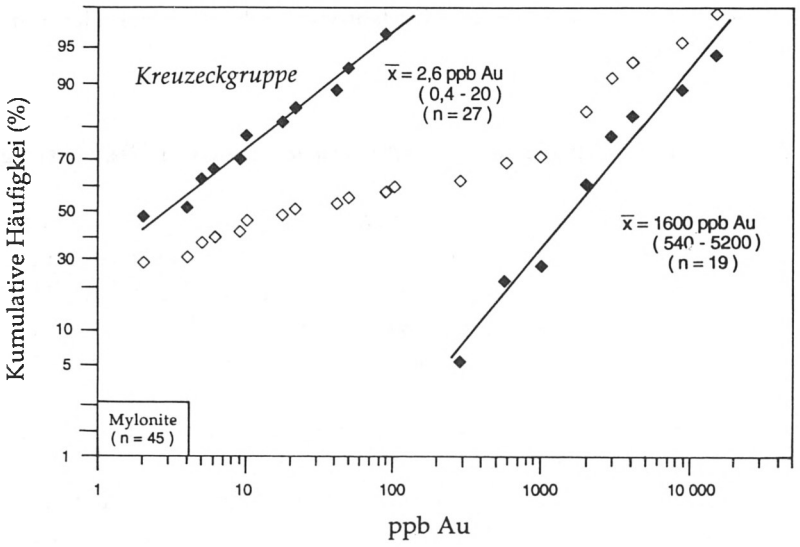
gezeigt wird, die für die folgenden Isotopenanalysen verwendet wurden (Abb. 2).

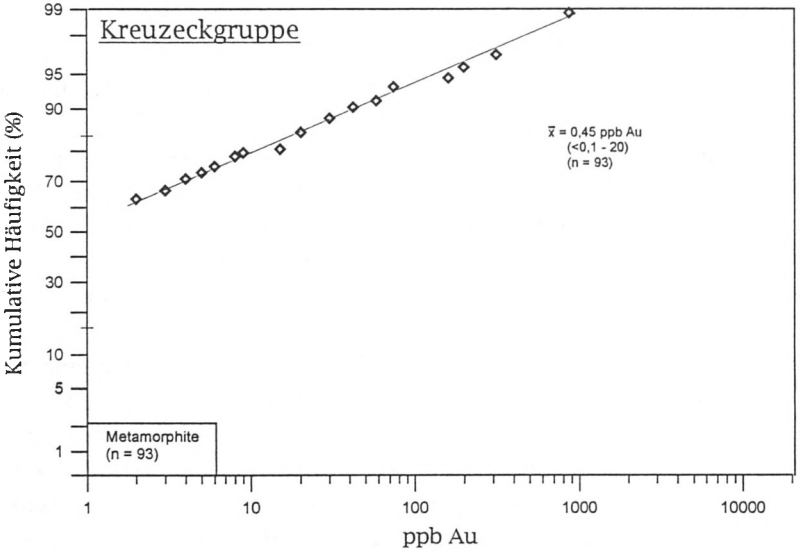
3. Gold-Verteilungsmuster und metallogenetische Bedeutung

Im letzten Jahrhundert bis zur Mitte unserers Jahrhunderts wurden im wesentlichen die Antimonit-Vorkommen der Kreuzeckgruppe ausgebeutet, doch gründet sich die bis ins Altertum reichende Bergbaugeschichte dieses Raums vor allem auf ihre zahlreichen Goldmineralisationen, die der benachbarten Goldeckgruppe auch ihren Namen gegeben haben.

Generell sind die Gold-Mineralisationen an spröd deformierte, meist E-W streichende Scherzonen gebunden. Erzminieral ist hier vorwiegend disseminierter goldhaltiger Arsenkies, doch tritt auch Freigold auf (*Canaval,* 1899). Die Nachbarschaft der Mineralisationen zu Metabasiten legt die Vermutung nahe, daß diese mafischen Gesteine mit gegenüber den meisten anderen Gesteinstypen im globalen Durchschnitt um bis zu einer Größenordnung höheren Goldgehalten einen entscheidenden Beitrag als Protore für das durch spätere Prozesse auf Scherzonen fokussierte Gold geliefert haben könnten (*Quednau* et al., 1991).

Um den möglichen Prozeß einer intraformationalen Lagerstättenbildung zu erfassen, wurden die Goldgehalte von 138 Gesteinsproben mittels Neutronenaktivierungsanalyse (Nachweisgrenze: 2 ppb Au) bestimmt und einer statistischen Analyse im Wahrscheinlichkeitsnetz unterzogen (Abb. 3). Die Proben wurden unterteilt in Gesteine aus Mylonitzonen (n=45) und Gesteine der vulkano-sedimentären Serie, inklusive Ganggesteine (n=93). Die Mylonitgesteine zeigen eine bimodale Gold-Verteilung, wobei eine sterile Mylonit-Population mit Mittelwert 2,6 ppb Au (n=27; 1s: 0,4–20 ppb) und die eigentliche Goldmineralisation mit Mittelwert 1600 ppb Au (n=18; 540–5200 ppb) auftreten. Der gesamte Nebengesteinskomplex der Mylonite bildet eine tendenziell unimodale Verteilung mit weiter Streuung. Der Mittelwert liegt hier bei 0,45 ppb Au (n=93; 1s: <0,1–20 ppb), wobei die starke Streuung sowohl auf teilweise starke hydrothermale Überprägung von Proben aus der Nähe der Mylonitzonen wie auch auf die heterogene Lithologie zurückzuführen ist. Die


Kreuzeckgruppe
x̄ = 2,6 ppb Au
(0,4 - 20)
(n = 27)
x̄ = 1600 ppb Au
(540 - 5200)
(n = 19)
Mylonite
(n = 45)
Kumulative Häufigkei (%)
95
90
70
50
30
10
5
1
1
10
100
1000
10 000
ppb Au


Kreuzeckgruppe
x̄ = 0,45 ppb Au
(<0,1 - 20)
(n = 93)
Metamorphite
(n = 93)
Kumulative Häufigkeit (%)
99
95
90
70
50
30
10
5
1
1
10
100
1000
10000
ppb Au

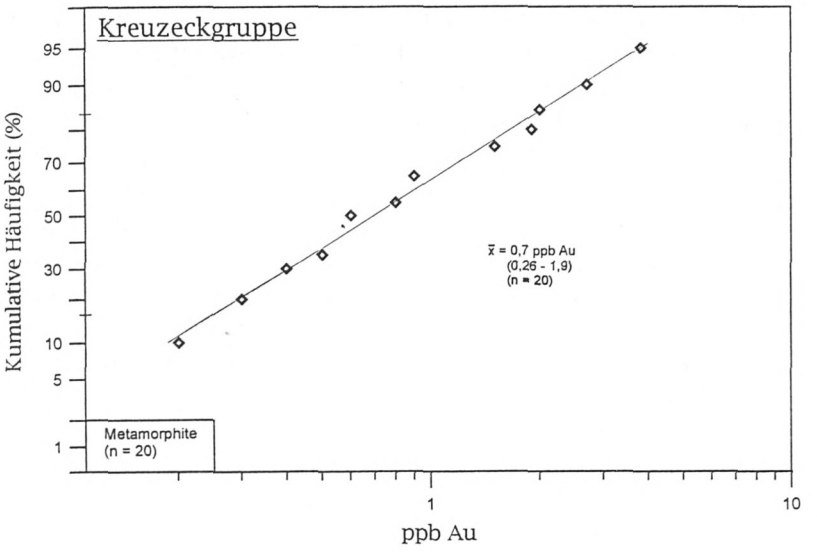


Abb. 3. Die Verteilung der Au-Gehalte verschiedener Gesteinsgruppen im Wahrscheinlichkeitsnetz. A: Gesteine der Mylonitzonen (n=45). B: Nebengesteinsserie der Mylonitzonen (Metabasite, Glimmerschiefer, Quarzite, Gneise, komplexe Kieserze, Ganggesteine; n=93). C: Amphibolite und Glimmerschiefer (Stichprobe; n=20). Die Daten für die Diagramme A und B wurden durch Neutronenaktivierungsanalyse mit Nachweisgrenze von 2 ppb Au bestimmt, die Daten der Stichprobe im Diagramm C durch Neutronenaktivierungsanalyse mit radiochemischer Voranreicherung mit Nachweisgrenze von 0,1 ppb Au.

komplexen Kieserze (n=20) haben Au-Gehalte von <2 bis 5060 ppb mit einem arithmetischen Mittel von 391 ± 1134 ppb Au, lassen sich aber von den Meta-Vulkanosedimenten nicht als diskrete Einzelpopulation abgrenzen. Der Mittelwert der gesamten Serie von nur 0,45 ppb Au deutet auf eine insgesamt weiträumige Gold-Abreicherung. Dieser Befund ist jedoch aufgrund der starken Streuung nicht signifikant. Daher wurde eine Stichprobe aus Metabasiten und Glimmerschiefern durch Aktivierungsanalyse mit radiochemischer Voranreicherung und analytischer Nachweisgrenze von 0,1 ppb Au überprüft. Die Häufigkeitsverteilung dieser Daten ist ebenfalls in Abb. 3 gezeigt. Der Mittelwert beträgt hier 0,7 ppb Au (n=20; 1s: 0,3–1,9) und bestätigt das Ergebnis aus der volkano-sedimentären Gesamtserie.

Für eine metallogenetische Interpretation ist die beobachtete Gold-Abreicherung des Glimmerschiefer-Metabasit-Komplexes wichtig. Der niedrige regionale Background von 0,7 ppb Au, aus dem die Gold-Gehalte der Metabasite trotz einem anzunehmenden ursprünglich höheren Gehalt gegenüber den Glimmerschiefern nicht mehr hervortreten, kann nur durch einen weiträumig wirksamen Prozeß gedeutet werden, der zur Umverteilung der Gold-Gehalte geführt hat. Von Bedeutung erscheint hierbei vor allem die durchgreifende mylonitische Umschieferung und die räumlich begrenztere Entwicklung von Scherzonen, die zu einer regionalen Permeabilisierung mit einer Fokussierung der Lösungszirkulation auf extensional deformierte Störungszonen geführt haben könnte. Die besonderen Löslichkeitseigenschaften von Gold, das im Gegensatz zu den Buntmetallen (aber gleichartig zu Arsen und Antimon) vor allem als Sulphid-Komplex mobilisiert wird, könnte dabei sowohl das relativ ungestörte sonstige Elementmuster wie auch die Erzparagenese der Mineralisation erklären.

4. Isotopengeochemie der Metabasite

Zwölf Metabasit-Proben aus der Kreuzeck- und Goldeck-Gruppe wurden auf Rb-Sr und Sm-Nd Isotope analysiert. Die Proben sind in Abb. 1 lokalisiert und stammen zum größten Teil aus der Umgebung von Irschen und Zwickenberg. Die Hauptelement-Zusammensetzung sowie einige Spurenelement-Gehalte sind in Tab. 1 aufgelistet. Die Isotopendaten wurden vom CSIR-Labor in Pretoria (Südafrika) erstellt (Tab. 2). Die Auswertung erfolgte mit der GEODATE-Software von *Eglington & Harmer* (1991).

Die Rb-Sr-Isotopendaten definieren eine Errorchrone mit einer Steigung, die einem Modellalter von 1252 ± 384 Ma (2s) entspricht (Abb. 4). Die hohe Streuung mit MSWD (*Mean Sum of Weighted Deviates*) von 207 zeigt an, daß es sich bei den untersuchten Proben um gestörte Isotopenverhältnisse aus einem offenen System handelt. Dem entspricht die Mobilität von Rb und Sr unter medium-grade Metamorphosebedingungen und Sensitivität gegenüber Austausch mit hydrothermalen Fluidphasen. Inwieweit daher das Modellalter eine geochronologische Bedeutung hat ist fraglich. Das durch die

Tab. 1. Haupt- und Spurenelementgehalte der zwölf untersuchten Amphibolitproben (Röntgenfluoreszenzanalyse und Neutronenaktivierungsanalyse); Hauptelemente in Gew-%, Spurenelemente in ppm (außer Au: in ppb)
LOI = Glühverlust

Proben-nummer	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	ΣFe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	MnO	LOI	Summe
SB-1	44,24	1,57	16,11	10,70	6,14	11,88	2,72	0,41	0,17	0,18	4,85	99,12
KM24	45,24	1,20	17,60	13,26	6,23	8,05	1,80	1,14	0,11	0,25	3,30	98,65
900	45,52	1,22	17,42	11,32	10,92	7,98	2,39	0,37	0,16	0,15	0,89	98,57
111	46,40	1,22	18,89	12,78	4,53	8,68	3,09	0,80	0,15	0,21	1,63	98,58
307	47,32	1,80	17,61	10,50	8,89	9,34	1,86	0,99	0,21	0,16	1,37	100,19
60F	47,71	0,70	21,14	8,68	7,54	7,30	3,74	0,40	0,07	0,12	2,38	99,91
61C	50,56	1,11	14,55	10,45	7,59	8,30	4,32	0,25	0,11	0,18	2,00	99,42
22C	54,55	0,89	16,22	7,71	5,29	6,14	5,84	0,73	0,13	0,15	1,59	99,24
1603	n.b.	n.b.	n.b.	12,86	n.b.	n.b.	1,04	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
1501	47,89	1,25	16,83	10,82	9,59	8,66	2,78	0,39	0,13	0,16	1,18	99,83
1450	52,70	2,10	17,46	10,68	2,88	6,68	3,82	1,22	0,48	0,20	1,48	99,70
1451	45,22	1,34	16,94	10,80	5,61	11,65	3,14	0,69	0,21	0,16	4,74	100,50

Proben-nummer	As	Au	Ba	Co	Cr	Ni	Pb	Th	U	V	W	Zn	Zr
SB-1	6,9	<2	138	81	393	235	4	1,5	1,1	258	<1	113	127
KM24	2,3	<2	280	50	271	99	6	0,8	0,4	202	<1	125	80
900	1,8	<2	162	59	385	271	7	1,1	0,4	223	<1	143	95
111	3,5	<2	167	81	410	203	3	1,4	<0,2	196	<1	90	98
307	2,9	<2	71	63	320	160	28	0,9	0,3	217	<1	100	81
60F	1,4	<2	107	57	310	28	14	1,2	0,3	129	<1	66	56
61C	1,3	<2	129	52	530	<10	71	2,4	0,6	308	<1	62	97
22C	1,2	<2	229	33	190	12	4	1,8	1,3	258	<1	52	78
1603	4,5	1260	130	64	190	120	n.b.	0,6	<0,2	n.b.	119	130	230
1501	0,8	<2	88	48	610	198	<5	1,2	0,3	238	1	68	93
1450	2,9	<2	311	27	20	<10	n.b.	2,7	0,9	n.b.	<1	137	190
1451	1,5	<2	105	56	340	180	n.b.	1,6	0,5	n.b.	<1	84	97

Errorchrone definierte initiale $^{87}Sr/^{86}Sr$ Verhältnis von 0,706 ± 2 liegt relativ hoch für Mantelmaterial. Die individuellen Initialverhältnisse der Proben unter Annahme des Modellalters von 1300 Ma liegen im Bereich 0,704–0,709. Unter Annahme eines geringeren Modellalters erhöhen sich diese Werte entsprechend. Bei einem Modellalter von 600 Ma errechnen sich initiale $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse von 0,705-0,716 für die Einzelproben. Derartig hohe Werte für basaltisches Material

belegen sekundären Sr-Isotopenaustausch, der entweder bereits bei der submarinen Platznahme durch Wechselwirkung mit dem Meerwasser zustande gekommen sein kann, oder zu späterer Zeit durch Wechselwirkung mit Fluidphasen, die radiogenes Sr aus den umgebenden Glimmerschiefern zugeführt haben können.

Tab. 2. Rb-Sr und Sm-Nd Isotopendaten der zwölf untersuchten Amphibolitproben

Proben-nummer	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$
SB-1	15,16	216,8	0,711616 ± 12	11,85	57,68	0,1242	0,512290 ± 16
KM24	55,83	180,9	0,720843 ± 14	3,758	14,59	0,1558	0,512506 ± 10
900	11,83	264,0	0,706403 ± 12	3,663	13,81	0,1602	0,512829 ± 12
111	42,73	493,5	0,711890 ± 34	5,266	19,86	0,1604	0,512635 ± 12
307	46,30	263,3	0,713960 ± 13	5,352	19,63	0,1449	0,512787 ± 8
60F	13,51	565,5	0,709195 ± 14	2,338	9,916	0,1426	0,512430 ± 9
61C	8,058	299,7	0,708559 ± 12	3,387	13,90	0,1295	0,512504 ± 12
22C	28,18	242,6	0,709700 ± 14	2,753	11,87	0,1402	0,512455 ± 10
1603	28,08	115,4	0,721604 ± 13	2,457	8,400	0,1771	0,512804 ± 8
1501	6,703	243,5	0,705661 ± 15	3,561	13,20	0,1631	0,512754 ± 9
1450	43,10	483,5	0,709631 ± 13	7,891	33,55	0,1422	0,512760 ± 9
1451	32,86	284,8	0,708363 ± 15	3,630	14,64	0,1499	0,512771 ± 10

Fehlerangabe der Meßdaten als 2s.
Pauschale 1s Fehler sind: $^{87}Rb/^{86}Sr$ 0,8%, $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0,02%, $^{147}Sm/^{144}Nd$ 0,6%, $^{143}Nd/^{144}Nd$ 0,006%.

Aufgrund der relativen Immobilität der Seltenerd-Elemente gilt das Sm-Nd-Isotopensystem als sehr resistent gegenüber metamorpher oder hydrothermaler Überprägung und bietet die größten Aussichten, prämetamorphe Kristallisationsalter von Gesteinen zu ermitteln. Die zwölf Proben definieren für dieses Isotopensystem wiederum eine Errorchrone (Abb. 5). Die Steigung entspricht einem Modellalter von 1348 ± 851 Ma (2s). Der MSWD-Wert von 19 belegt auch für das Sm-Nd System ein gestörtes, offenes Isotopensystem, in dem die SEE relativ mobil waren. Das ermittelte Sm-Nd-Modellalter liegt allerdings nahe bei dem gestörten Rb-Sr-Modellalter. Inwieweit diese Koinzidenz geochronologische Bedeutung hat ist unklar.

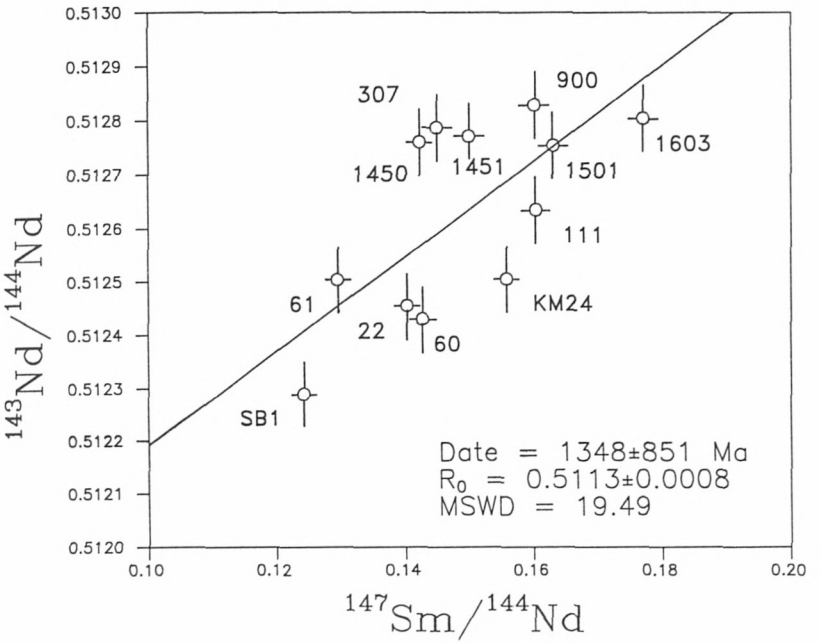


Abb. 4. Die Amphibolitproben im $^{87}Rb/^{86}Sr$ vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$ Variationsdiagramm definieren eine 12-Punkte-Errorchrone mit 1252 ± 384 Ma mit einem $^{87}Sr/^{86}Sr$-Initialwert von 0.706 ± 2 (2s). Horizontale und vertikale Balken zeigen die 2s-Standardabweichung der Messdaten an. Die Zahlen bedeuten die Probennumerierung.

Die basaltische Zusammensetzung der untersuchten Metabasite macht deren Herkunft aus Mantelmaterial sehr wahrscheinlich. Entsprechend lassen sich für die Einzelproben Nd-Modellalter mit Bezug auf die geochemische Entwicklung eines abgereicherten Modell-Mantels (Depleted Mantle) errechnen. Diese Modellalter (T_{DM}) sind in Tab. 2 aufgelistet und in Abb. 6 graphisch dargestellt. Es ergeben sich Modellalter im Bereich 600–1437 Ma, die zwei Populationen mit 640 ± 40 Ma (4 Proben) und 1220 ± 230 Ma (7 Proben) bilden. Nur eine Probe mit 900 Ma liegt zwischen diesen beiden Altersgruppen.

Die Modellalter korrelieren definitionsgemäß mit den initialen $^{143}Nd/^{144}Nd$ Verhältnissen, die in Epsilon-Werten mit Normierung auf CHUR (*Ch*ondritic *U*niform *R*eservoir) angegeben werden (Tab. 3). Dabei deckt die jüngere Altersgruppe einen Epsilon-Be-

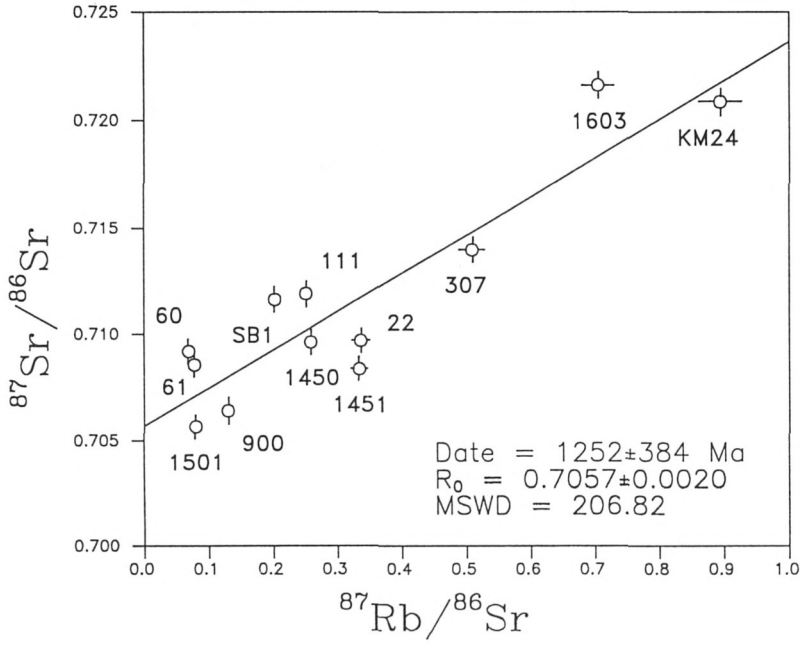


Abb. 5. Die Amphibolitproben im $^{147}Sm/^{144}Nd$ vs. $^{143}Nd/^{144}Nd$ Variationsdiagramm definieren eine 12-Punkte-Errorchrone mit 1348 ± 851 Ma mit einem $^{143}Nd/^{144}Nd$-Initialwert von 0.5113 ± 8 (2s). Horizontale und vertikale Balken geben die 2s-Standardabweichung der Meßdaten an. Zahlen bei den Proben wie in Abb. 4.

reich von 6,4 bis 7,1 ab (berechnet auf 640 Ma), während die ältere Gruppe bei Berechnung auf 640 Ma Epsilon-Werte von -0,9 bis 5,0 ergibt. Vier Proben aus dieser Population liegen mit Epsilon 2,9 bis 5,0 relativ nahe an den Modellwerten für abgereicherten Mantel, während die Proben mit Epsilon-Werten um 0 keine Zuordnung zum Modellalter von 640 Ma zulassen. Umgekehrt ergibt die Berechnung für ein Modellalter von 1220 Ma für die ältere Altersgruppe einen Epsilon-Bereich von 4,4 bis 7,9, während die jüngere Altersgruppe nun unwahrscheinlich hohe Epsilon-Werte von 9,4 bis 11,0 aufweist.

Die bemerkenswerte Trennung der zwölf Modellalter in zwei Altersgruppen könnte aber auch darauf hinweisen, daß Amphibolit-Lagen unterschiedlichen Alters in der gleichen, über 1000 m mächti-

Tab. 3. „Depleted Mantle"-Modellalter und Epsilon-Nd Werte für 640 Ma und 1220 Ma

Proben-nummer	T_{DM} (Ma)	Epsilon-Nd 640 Ma	1220 Ma
SB-1	1296 ± 83	−0,90	4,52
KM24	1438 ± 118	0,73	3,79
900	649 ± 144	6,68	9,42
111	1190 ± 133	2,88	5,59
307	600 ± 115	7,12	11,0
60F	1332 ± 101	0,33	4,37
61C	992 ± 92	2,85	7,87
22C	1236 ± 99	1,02	5,24
1603	1031 ± 192	4,81	6,28
1501	900 ± 146	4,98	7,50
1450	634 ± 111	6,81	10,89
1451	681 ± 122	6,40	9,90

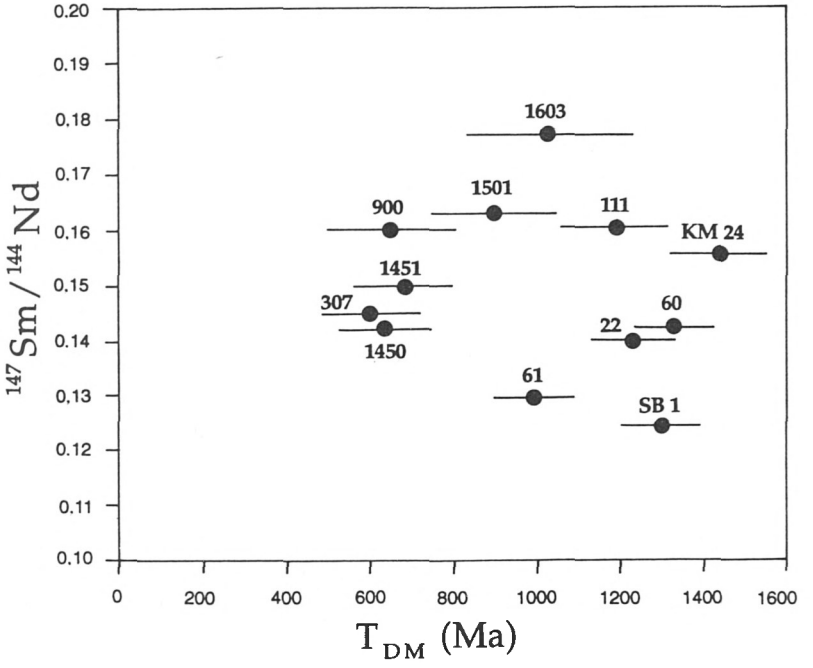


Abb. 6. Die Verteilung der Modellalter der Amphibolitproben (2s Variationsbreite) in Bezug auf die Entwicklung des abgereicherten Mantels hat zwei Maxima bei ca. 1220 ± 230 Ma bzw. 640 ± 40 Ma. Zahlen bei den Proben wie in Abb. 4.

gen Gesteinsfolge durch die mehrfache tektonische Durchbewegung miteinander verschuppt wurden.

5. Geochronologische Schlußfolgerungen

Die Diskussion der Modellalter zeigt, daß alle Proben ein Alter von mindestens 600 Ma aufweisen müssen, also dem Präkambrium zuzuordnen sind. Nach den Epsilon-Werten können acht der zwölf Proben aus abgereichertem Modellmantel zum Zeitpunkt 640 Ma hergeleitet werden. Für die restlichen vier Proben müssen höhere Modellalter um 1220 Ma angenommen werden, die aber auch durch Störung des Nd-Isotopenmusters vorgetäuscht sein können. Trotz erheblicher Interpretationsprobleme, die aus der überraschenden Mobilität der Seltenerd-Elemente in den untersuchten Proben herrühren, ist das präkambrische Alter der untersuchten Metabasite sehr wahrscheinlich.

Erste Hinweise auf altpaläozoisches und mögliches jungpräkambrisches Alter im Altkristallin Kärntens gaben bereits *Grögler* et al. (1965). Von vier analysierten Bleiglanzen lieferten zwei Vorkommen, nämlich von Moosburg und Meiselding, Bleiisotopenalter, die von den Autoren in einer zurückhaltenden Interpretation als mögliches Jungpräkambrium, aber sicher als „präsilurisch" angesprochen wurden. Die beiden Vorkommen liegen in einem petrographisch vergleichbaren Altkristallin-Komplex ca. 45 km NE der Kreuzeckgruppe.

Ein paläontologischer Hinweis auf Jungproterozoikum wurde durch *Reitz* et al. (1989) gegeben. Aus den Schwarzphylliten am Tauern-Nordrand (Salzburg), die der Schieferhülle dieses Bereichs zugeordnet werden, konnten die Autoren mikroskopisch kleine Acritarchen und filamentäre Hüllen (wahrscheinlich Cyanobakterien) isolieren. Diese Mikrofossilien sind identisch mit Formen aus dem Jungproterozoikum außeralpiner und außereuropäischer Kristallingebiete. Damit wäre auch ein erster mikropaläontologischer Schritt ins Präkambrium der Ostalpen gelungen.

In neuester Zeit sind im weiteren Umkreis der Kreuzeckgruppe noch weitere Hinweise auf Präkambrium bekannt geworden. Zwei Glimmerschiefer-Proben von der Saualpe und Koralpe (Kärnten/

Steiermark) haben Modell-Krustenalter von 1040 und 1810 Ma und belegen damit zumindest ein proterozoisches Liefergebiet für diese Meta-Sedimente (*Thöni & Jagoutz,* 1992). Für Amphibolite des Tauernfensters stellte v. *Quadt* (1992) aus fünf Zirkon-Konzentraten zwei Mineralalter von 657 Ma (U-Pb) und 644 Ma (Sm-Nd) fest. Diese Alterswerte decken sich mit unserem Altersbefund für die Amphibolite der Kreuzeck- und Goldeckgruppe von wahrscheinlich 640 ± 40 Ma

Damit eröffnet sich ein metallogenetisches Problem: Im Altkristallin der Ostalpen treten an zahlreichen Stellen Buntmetall- und Gold-Vorkommen auf, wie z. B. auch in der südlichen Kreuzeckgruppe. Für die meisten Nebengesteinskomplexe dieser – ehemals wirtschaftlich bedeutenden – Vererzungen, wurde bisher generell ein altpaläozoisches Alter angenommen (*Maucher,* 1965; *Lahusen,* 1972; *Reimann & Stumpfl,* 1985). Sofern sich weitere Anhaltspunkte für ein Gesteinsalter von 640 ± 40 Ma der Metabasite in anderen Gebirgsgruppen ergeben, muß der Beginn der Metallogenese zumindest für einen Teil der Ostalpen in das Jungpräkambrium „vorverlegt" werden. Die Anlage der Vererzung wäre in diesem Falle prä-paläozoisch und hätte eine mehrphasige Entwicklung erfahren.

Danksagung

Die Deutsche Forschungsgemeinschaft hat durch eine finanzielle Zuwendung die Durchführung der zwölf Sm-Nd und Rb-Sr Isotopenanalysen sowie einen Teil der geochemischen Gesteinsanalysen ermöglicht.

Literatur

Canaval, R. (1899) Zur Kenntnis der Erzvorkommen in der Umgebung von Irschen und Zwickenberg bei Oberdrauburg in Kärnten, Jb. naturhist. Landesmuseum Kärnten 25: 7–157.

Eglington, B. M. & Harmer, R. E. (1991) GEODATE: a program for the processing and regression of isotope data using IBM-compatible microcomputers. CSIR Manual EMA-H 9101, 57 pp.

Grögler, N., Grünenfelder, M. & Schroll, E. (1965) Ein Hinweis auf Jungpräkambrium und Altpaläozoikum im Altkristallin Kärntens. Tschermaks Miner. Petr. Mittl. (3. Folge) 10: 586–594.

Hoke, L. (1990) The Altkristallin of the Kreuzeck Mountains, SE Tauern Window, Eastern Alps – Basement crust in a convergent plate boundary zone. Jb. Geol. B.-A. 133: 5–87.

Lahusen, L. (1972) Schicht- und zeitgebundene Antimonit-Scheelit-Vorkommen und Zinnober-Vererzungen in Kärnten und Osttirol/Österreich. Mineral. Deposita 7: 31–60.

Maucher, A. (1965) Die Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation und ihre Beziehungen zu Magmatismus und Geotektonik. Freiberger Forschungsh. C 186: 173–188.

Pearce, J. & Cann, J.R. (1973) Tectonic settings of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. Earth Planet. Sci. Lett. 19: 290–300.

von Quadt, A. (1992) U-Pb zircon and Sm-Nd geochronology of mafic and ultramafic rocks from the central part of the Tauern Window (eastern Alps). Contrib. Mineral. Petrol 110: 57–67.

Quednau, M. (1993) Gold in der Kreuzeck- und Goldeck-Gruppe, Kärnten, Österreich: Geochemie und Metallogenie. Diss. Freie Univ. Berlin (in Vorb.).

Quednau, M. Heinhorst, J., Lehmann, B. & Schneider, H.-J. (1991) Gold distribution in the southern Kreuzeck and Goldeck Mountains, Austria: metallogenetic implications. In: Pagel, M & Leroy, J., eds., Source, transport and deposition of metals. Balkema, Rotterdam, pp. 699–701.

Reimann, C. & Stumpfl, E.F. (1985) Paleozoic amphibolities, Kreuzeck Mountains, Austria: geochemical variations in the vicinity of mineralization. Mineral. Deposita 20: 69–75.

Reitz, E., Daneck, T. & Miller, H. (1989) Ein Nachweis jungproterozoischen Alters von Schwarzphylliten am Tauern-Nordrand (Salzburg, Österreich) und seine Bedeutung für den Bau der Hohen Tauern. Jb. Geol. B.-A. 132: 751–760.

Thöni, M. & Jagoutz, E. (1992) Some new aspects of dating eclogites in orogenic belts: Sm-Nd, Rb-Sr, and Pb-Pb isotopic results from the Austroalpine Saualpe and Koralpe type-locality (Carithia/Styria, southeastern Austria). Geochim. Cosmochim. Acta 56: 347–368.

Tollmann, A. (1977) Geologie von Österreich. Bd. 1, Deuticke, Wien, 766 pp.