©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen			Redaktion: Hans Peter Schönlaub & Albert Daurer		
Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band **135**	Heft 1	S. 287-297	Wien, März 1992

Niedriggradige Metamorphose im Grazer Paläozoikum

Von CHRISTIAN HASENHÜTTL & BARBARA RUSSEGGER*)

Mit 5 Abbildungen, 1 Tabelle und 1 Tafel

Steiermark
Grazer Paläozoikum
Metamorphose
Vitrinitreflexion
Illitkristallinität

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 133, 134, 162, 163, 164

Inhalt

Zusammenfassung 287
Abstract 287
1. Einleitung 288
2. Geologie 288
3. Methodik 288
3.1. Reflexionsmessung 288
3.2. Illitkristallinitätsmessung 288
4. Charakterisierung der Phytoklasten 288
5. Inkohlungsbild 290
6. Illitkristallinität (IK) 290
7. Chloritkristallinität (CK) 293
8. Conodont-Alteration-Index (CAI) 293
9. Diskussion 293
Dank 295
Literatur 295

Zusammenfassung

Das Grazer Paläozoikum wird erstmals mit verschiedenen Methoden (Vitrinitreflexion, Illitkristallinität, CAI) zur Erfassung der Wärmegeschichte untersucht. Die Inkohlung und die Illitkristallinität zeigen den Metamorphosebereich von später Diagenese bis beginnender Epizone.

Aufgrund erster Ergebnisse, basierend auf 220 Oberflächenproben, zeichnet sich eine unterschiedliche Metamorphoseentwicklung der verschiedenen Decken ab. Diese Temperaturprägung war größer als die Erwärmung durch den Aufstieg des umgebenden Kristallins im Santon.

Low-Grade Metamorphism in the Graz Paleozoic

Abstract

Metamorphic conditions of the Paleozoic of Graz have been investigated with different methods (vitrinite reflectance, illite crystallinity, conodont alteration index). Coalification and illite crystallinity indicate late diagenetic to epimetamorphic conditions.

First results point to a distinct thermal evolution of various tectonic units. Uprising of an adjoining metamorphic dome, during the Santonian, could not alter the disconformally underlying preheated Paleozoic.

*) Anschrift der Autoren: CHRISTIAN HASENHÜTTL, BARBARA RUSSEGGER; Institut für Geologie und Paläontologie; Karl-Franzens-Universität Graz; Heinrichstraße 26, A-8010 Graz.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

1. Einleitung

Das Grazer Paläozoikum wurde in den letzten Jahren in großen Teilen neubearbeitet, wodurch ein sehr differenziertes Bild der faziellen und tektonischen Gliederung entstand (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984; FRITZ, 1991, cum lit.). Eine kleinräumige Abschätzung der niedrigstgradigen Metamorphose mit Hilfe von Illitkristallinität, Conodont Colour Alteration Index (CAI) und Mineralparagenesen im nördlichsten Grazer Paläozoikum unternahm THALHAMMER (1982). Er konnte Sedimente nördlich der Breitenau in den Bereich der Epizone und in den Grenzbereich Anchi-/Epizone stellen.

Erstmals wird nun versucht, mit Vitrinitreflexions-, Illitkristallinitätsmessungen, CAI und Mineralparagenesen die Wärmegeschichte aller Einheiten des Grazer Paläozoikums zu rekonstruieren. Erste Untersuchungsergebnisse werden hier vorgestellt.

2. Geologie

Der oberostalpine Deckenstapel des Grazer Paläozoikums wird im Westen, Norden und Osten von mittel- und unterostalpinem Kristallin unterlagert. Im Südwesten liegen Sedimente der Gosau diskordant über unterschiedlichen paläozoischen Decken.

Tertiäre Sedimente des steirischen Beckens bilden die südliche Begrenzung des Paläozoikums. FLÜGEL et al. (1990) und FRITZ & NEUBAUER (1990) gliedern das Grazer Paläozoikum in 3 Deckengruppen:

1) Tiefe Deckengruppe: Angerkristallin, Schöckldecke s.l..
2) Mittlere Deckengruppe: Laufnitzdorfdecke, Kalkschieferdecken.
3) Hohe Deckengruppe: Rannachdecke, Hochlantschdecke.

In der hohen Deckengruppe ist ab dem Devon eine weitgehend flachmarine Plattform entwickelt (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984).

In der mittleren Deckengruppe stellt die Laufnitzdorfgruppe (GOLLNER et al., 1982) eine durchgehend pelagische Entwicklung, die Kalkschieferfolge einen karbonatisch-klastischen Schelf dar (TSCHELAUT, 1984).

In der tiefen Deckengruppe (s.s. – ohne Aibl-Formation und Hochschlagkalk) entwickelt sich aus einem Becken ab dem Mitteldevon eine Karbonatplattform.

3. Methodik

Von 220 untersuchten Proben, vor allem feinkörnige Siliziklastika, waren 90 Präparate für Vitrinitreflexionsmessungen geeignet. An allen Proben wurde die Illitkristallinität bestimmt.

3.1. Reflexionsmessung

Die Vitrinitreflexion wurde an dispers verteilten organischen Teilchen gemessen. Dazu wurden Ganzgesteinsklötzchen normal zur Schichtung oder Schieferung geschnitten, in Epoxidharz eingebettet und poliert. Diese Präparationsart wurde Körnerpräparaten oder Konzentraten aus mehreren Gründen vorgezogen: Die Identifikation organischer Partikel im Sedimentverband ist einfacher oder überhaupt nur dadurch möglich. Zudem kann nur so die bei hohem Inkohlungsgrad erforderliche Messung der Reflexionsanisotropie durchgeführt werden.

Die Messung erfolgte mit dem Photometer – Mikroskop Leitz – MPV3, im polarisierten, monochromatischen Licht (546 nm), mit Hilfe eines 125/1.3 Ölimmersionsobjektivs. Mit dieser Vergrößerung (ca. 1625-fach) war es möglich, Phytoklasten bis zu einer Größe von 2 µm zu messen. Zur Eichung diente ein SiC-Standard (7,47 % R/Öl). Das arithmetische Mittel der % R_{max}-Werte repräsentiert den Inkohlungsgrad einer Probe.

3.2. Illitkristallinitätsmessung

Die Proben wurden händisch im Porzellanmörser zerkleinert, mit 20-prozentiger HCOOH behandelt und anschließend neutralisiert. Aus dem Rückstand wurde mittels Atterbergverfahren die Fraktion <2 µm gewonnen. Davon wurden nach ca. 20 Sekunden Ultraschallbehandlung (Microson-Stab) Sedimentationspräparate mit kontrollierter Belegdichte von 1 mg/cm² hergestellt (Trocknung auf Heizplatte <50°).

Jede Probe wurde mindestens 5 mal von 5° bis 11°2Θ unter folgenden Bedingungen gemessen: Siemens D500 Röntgendiffraktometer (CuKα), Ni-Filter, 30 kV/20 mA, 0,01 stepsize, 0,6°/min, counttime: 1, Aperturblende: ¼°, Detektorblende: 0,2°. Vor und nach jeweils 5 Messungen wurde mit dem Standard (MF 1046–1 von M. FREY) geeicht. Die Messung der Halbwertsbreite des 10 Å-Peaks erfolgte durch einen angeschlossenen Computer (MicroVax; Programm DIFF500).

4. Charakterisierung der Phytoklasten

Vitrinit ist das häufigste Maceral in Kohlen und sollte somit auch das häufigste in Sedimenten gefundene kohlige Partikel sein. In den Gesteinen des Grazer Paläozoikums ist dies jedoch nicht der Fall. Der Großteil der Phytoklasten ist zur Gruppe der Inertinite zu zählen.

Inertinite können eine Größe von über 10 µm erreichen. Sie zeigen teilweise noch die Zellstrukturen des Ausgangsmaterials. Ihre Oberfläche erscheint homogen, glänzend und lackiert (glasscherbenartig). Die Reflexion liegt immer zwischen 4,5 %–5,5 % R_{max} (Taf. 1, Fig. 1).

Vitrinite s.s. sind meist lanzettförmige, parallel zur s-Fläche eingeregelte Partikel von einigen Mikrometern Länge. Die Oberfläche ist mattweiß und homogen. Trockenrisse treten häufig auf (Taf. 1, Fig. 2).

Manchmal zeigen Vitrinite eine undulöse Auslöschung, die eine Orientierung gegen ein Graphitgitter anzeigt (DIESSEL & OFFLER, 1975). Charakeristisch ist für Vitrinite auch ihre Reflexionsanisotropie.

Neben Vitriniten s.s. kommen auch lange, dünne Phytoklasten vor, die als graphitisierte Vitrinite und Liptinite interpretiert werden. Diese graphitoiden Partikel findet man häufig in Proben, in denen ansonsten nur noch Inertinite vorhanden sind (Taf. 1, Fig. 3). Graphitoide Partikel, die ab etwa 5 % R_{max} auftreten und ab 7 %–8 % R_{max} den Vitrinit vollständig er-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

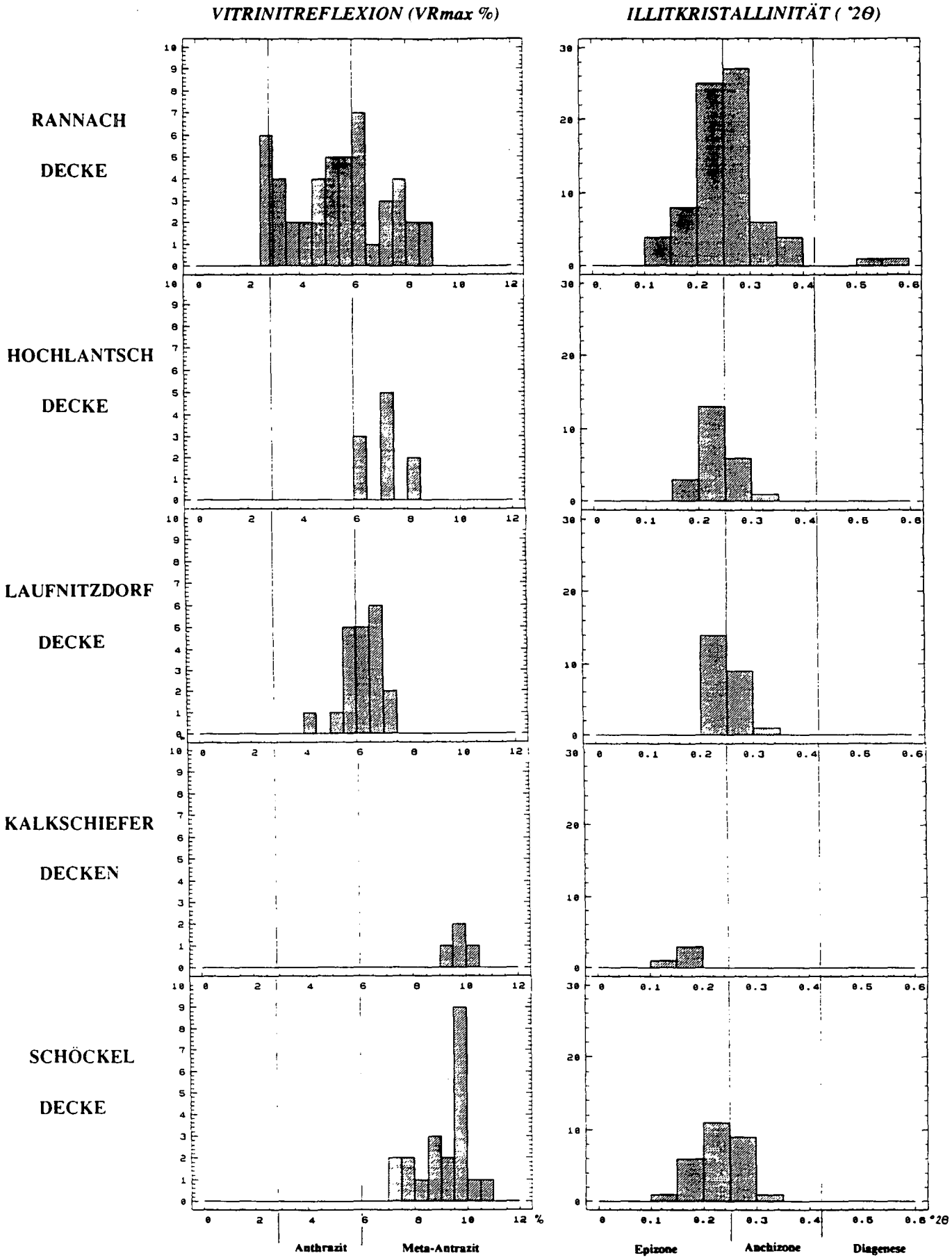


Abb. 1.
Sammelhistogramme der Vitrinitreflexion und Illitkristallinität für die einzelnen Decken.
Y-Achse: relative Häufigkeit.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

setzen, können als lange Banden Sedimentstrukturen und Mikrofalten nachzeichnen (Taf. 1, Fig. 4).

Die bei geringer Inkohlung gut unterscheidbaren Maceralgruppen werden einander gegen Ende des eigentlichen Inkohlungsprozesses (Anthrazitisierung und Semigraphitisierung) zunehmend ähnlicher. Dadurch ist eine eindeutige Zuordnung oft erheblich erschwert.

Charakteristisch für das Anthrazitstadium ist ein rascher Anstieg der maximalen Reflexion und der Bireflexion ($\%R_{max}$ – $\%R_{min}$) mit Inkohlungszunahme (TEICHMÜLLER, 1987). Ab ca. 6 % R_{max} setzt eine große Streuung der Daten ein. Zum gleichen Zeitpunkt steigt $\%R_{min}$ nicht mehr kontinuierlich mit $\%R_{max}$ an, sondern sinkt rapid ab. Dies charakterisiert auch die Prägraphitisierung (RAGOT, 1977). Gründe für die Metaanthrazitisierung und Semigraphitisierung sind hohe Temperatur und vor allem hoher Druck (Scherstreß, BUSTIN, 1983).

Weiters findet man die von DIESSEL et al. (1978) beschriebenen „Übergangspartikel". Die unregelmäßig gerundeten Teilchen sind mit zahlreichen Bläschen besetzt und wirken koksartig (körniges Aussehen). Bei vielen Phytoklasten beginnt die Umwandlung zu Graphit mit der Ausbildung von koksartigen Strukturen. Hoher Druck, der die Inkohlung behindert, fördert die Graphitisierung. Die Phytoklasten können unter hohem Auflastdruck lange einen niedrigen Inkohlungsgrad beibehalten, bevor Graphitisierung möglich ist. Die unter diesen Bedingungen eingeschlossenen flüchtigen Bestandteile bewirken die Bildung der koksartigen Übergangspartikel (Bläschenbildung durch spätere Entgasung, DIESSEL & OFFLER, 1975).

In phytoklastenreichen Proben tritt immer Pyrit auf (Taf. 1, Fig. 5).

5. Inkohlungsbild

Der Inkohlungsbereich der untersuchten Proben in der Rannachdecke (hohe Deckengruppe) reicht von 2,6 % bis 8,8 % R_{max} (Abb. 1,2; Tab. 1). Das entspricht einer Maturität zwischen Semianthrazit- und Metaanthrazitstadium (ASTM). Eine Zunahme der Inkohlung von S nach N läßt sich feststellen.

Die Inkohlung der Proben aus der Hochlantschdecke reicht von 6,1 % bis 8,4 % R_{max} (Metaanthrazitstadium), wobei die Inkohlung von S nach N abnimmt.

Die mittlere Deckengruppe weist eine deutliche Differenzierung der beiden Teildeckengruppen (Laufnitzdorfdecke, Kalkschieferdecken) auf. Die Inkohlungswerte der Laufnitzdorfdecke reichen von 4,4 % bis 7,2 % R_{max} (Metaanthrazitstadium). Eine geringfügige Zunahme der Inkohlung nach NE deutet sich an.

Die Gesteine der Kalkschieferdecken (sehr geringe Probenzahl!) weisen dagegen mit 9,3 % bis 10,3 % R_{max} eine deutlich höhere Inkohlung auf (Metaanthrazit- bis beginnendes Graphitstadium). In der tiefen Deckengruppe (Schöckldecke s.l.) zeigen die untersuchten Proben Inkohlungswerte von 7,3 % bis 10,6 % R_{max}, wobei die niedrigsten Werte im S, die höchsten im N der Deckengruppe gemessen wurden.

TEICHMÜLLER et al. (1979) setzen die Grenze Diagenese/Anchimetamorphose bei 4 % R_{max} (entsprechend einer maximalen Inkohlungstemperatur von ca. 200°), die Grenze Anchi-/Epizone bei 5 %–10 % R_{max} und <2 % R_{min} (ca. 300° T_{max}).

KÜBLER (1979) hingegen läßt die Anchizone bereits bei 2,8 % R_{max} beginnen (Abb. 3).

Die Inkohlung des Grazer Paläozoikum liegt somit, gleich welchem der obgenannten Autoren man folgt, im Bereich der späten Diagenese bis Epizone, wobei die einzigen diagenetischen Proben aus der Rannachdecke stammen.

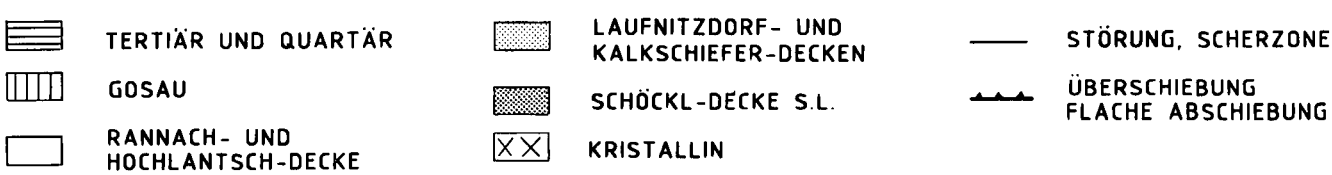
In der Laufnitzdorfdecke lassen sich zahlreiche Proben der unteren Anchizone zuordnen. Die organische Metamorphose der anderen Decken liegt im Bereich der oberen Anchi- und Epizone (>6 % R_{max}). Eine primäre Altersabhängigkeit der Inkohlung (Beprobung von Profilen) ist durch einen regionalen Trend überprägt.

6. Illitkristallinität (IK)

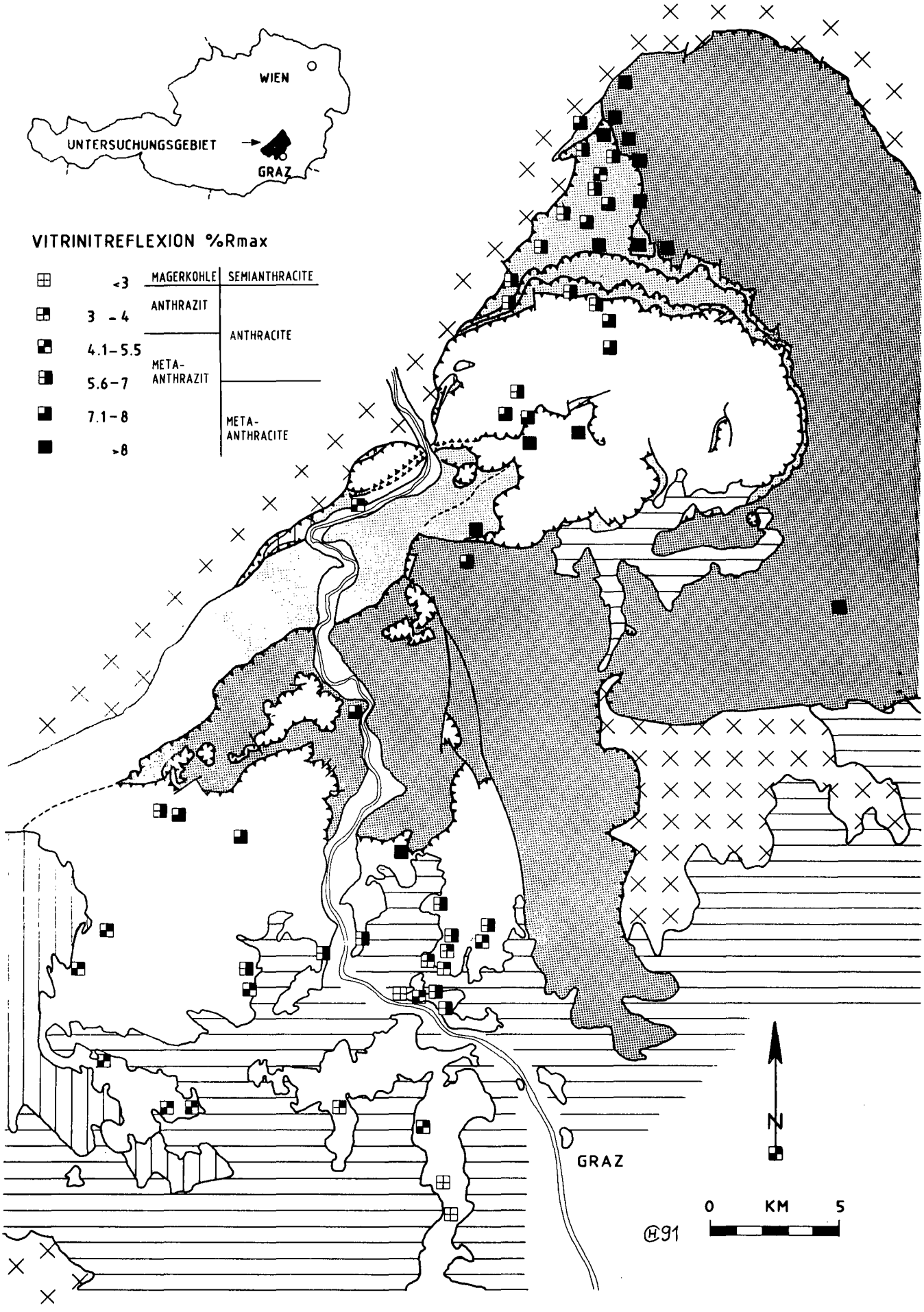
KÜBLER (1967a, 1968) erkannte einen Zusammenhang zwischen der Halbwertsbreite des ersten Basalpeaks von Illit/Muskowit bei 10Å und dem Grad der beginnenden Metamorphose. Der von HARRASSOWITZ (1927) eingeführte Begriff „Anchimetamorphose" wurde in seiner Bedeutung verändert und für den durch Illitkristallinitätsdaten definierten niedrigstgradigen Metamorphosebereich übernommen. KÜBLER (1979) setzt die Grenze Diagenese/Anchizone bei 0,42°$\Delta 2\Theta$, die Grenze Anchi-/Epizone bei 0,25°$\Delta 2\Theta$. Das entspricht nach FREY (1986) einer maximalen Temperatur von ca. 200°C für die Grenze Diagenese/Anchizone und ca. 300°C für den Übergang Anchi-/Epizone (Abb. 3).

Die Illit-Halbwertsbreiten des Grazer Paläozoikums zeigen ähnlich den Inkohlungsdaten den Metamorphosebereich von später Diagenese bis Epizone (Tab. 1; Abb. 1,4). Auch die IK-Daten belegen somit diagenetische Bedingungen ausschließlich für Teile der Rannachdecke. Für die Kalkschieferdecken sind ausschließlich epizonale Bedingungen belegt. In allen Dekkengruppen läßt sich eine Metamorphosezunahme von W nach E erkennen.

Abb. 2. →
Räumliche Darstellung der Inkohlungsdaten auf einer tektonischen Karte des Grazer Paläozoikums.



©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 1.
Arithmetische Mittel von Vitrinitreflexion (% R_{max}), Illitkristallinität (°Δ2Θ) und Conodont Colour Alteration Index (CAI) in den untersuchten Proben.
Die Streuung der Werte zeigt die thermale Überprägung einer ursprünglichen Versenkungsmetamorphose. Man beachte, daß die niedrigste CAI-Werte in der mittleren Deckengruppe und nicht wie zu erwarten wäre in der höchsten auftreten.

EINHEIT	VITRINITREFLEXION	ILLITKRISTALLINITÄT	CAI
	%Rmax	°Δ2ϑ	
RANNACHDECKE			
SCHICHTEN DER DULT	2,6 - 7,2 (5,6)	0,37 - 0,15 (0,26)	
SANZENKOGELSCHICHTEN		0,22 - 0,20 (0,21)	6
STEINBERGKALK		0,28 - 0,26 (0,27)	6,5 - 7
KANZELKALK		0,28	5
BARRANDEI-SCHICHTEN	2,6 - 7,7 (4,7)	0,56 - 0,13 (0,28)	5 - 5,5
DOLOMITSANDSTEIN-FORMATION			6 - 6,5
CRINOIDENSCHICHTEN	3,7 - 8,8 (6,4)	0,28 - 0,20 (0,25)	5,5
SCHICHTEN VON KHER	4,9 - 8,0 (5,9)	0,32*	7 - 7,5
HOCHLANTSCHDECKE			
MIXNITZER-FORMATION		0,29*	
TYRNAUERALM-FORMATION	6,14 - 7,3 (6,7)	0,24 - 0,19 (0,22)	5 - 5,5
OSSER KALK	8,4*	0,30 - 0,16 (0,23)	
BARRANDEI-SCHICHTEN	6,2 - 7,3 (6,8)	0,32 - 0,21 (0,25)	5
SCHWARZKOGEL-SANDSTEIN	10,3*	0,21*	
LAUFNITZDORFDECKE			
DORNERKOGEL-FORMATION	5,7 - 8,5 (7,4)		
SCHATTLEITNER-FORMATION	4,8 - 6,6 (5,8)	0,26 - 0,19 (0,23)	4,5-6,5
HARRBERGER-FORMATION	5,8 - 6,8 (6,2)	0,27 - 0,21 (0,24)	4 - 5
HACKENSTEINER-FORMATION	5,5 - 7,2 (6,5)	0,33 - 0,21 (0,26)	4 - 4,5
KALKSCHIEFERDECKEN	9,3 - 10,3 (9,9)	0,18 - 0,15 (0,17)	5 - 6,5
SCHÖCKLDECKE S,L,			
AIBL-FORMATION	7,6 - 10,6 (9,4)	0,33 - 0,15 (0,24)	5 - 6,5
HOCHSCHLAGKALK	9,34*	0,26 - 0,18 (0,22)	
ARZBERGER SCHICHTEN	7,4 - 9,8 (8,6)	0,27 - 0,18 (0,22)	

* EINZELPROBE

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

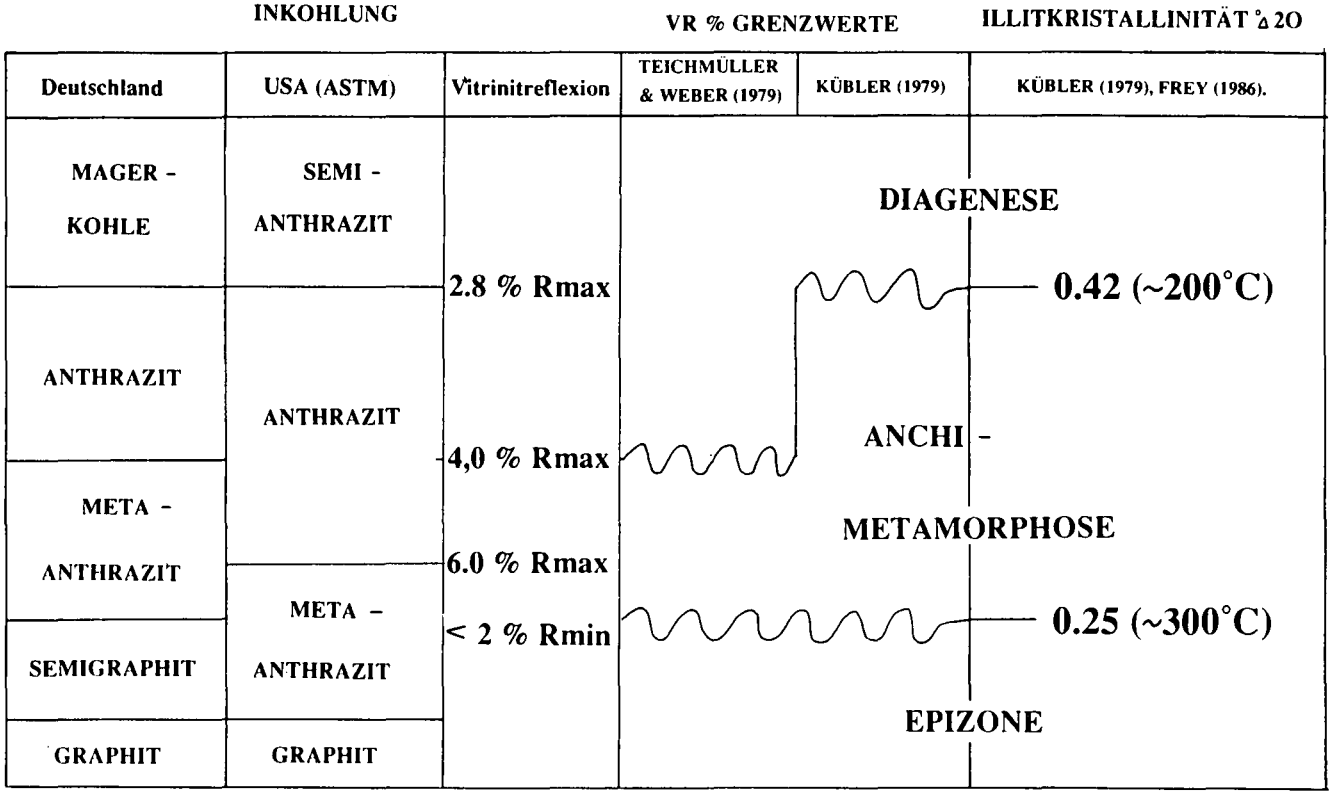


Abb. 3.
Korrelation von Vitrinitreflexion und Illitkristallinität verschiedener Autoren.

7. Chloritkristallinität (CK)

An 18 Proben wurde neben der IK zusätzlich die CK durch Messung der Halbwertsbreite des 14Å-Peaks bestimmt. LUDWIG (1973), der als erster die beiden Methoden (IK und CK) gegenüberstellte, fand eine lineare Korrelation beider in anchi- bis epizonalen ordovizischen Schiefern. Er führt die Änderung der Halbwertsbreite von Chloriten auf eine Änderung des Chemismus und des Polytyps dieser Chlorite zurück. Während der Diagenese und beginnenden Metamorphose reichert sich Chlorit auf Kosten von Kaolinit, Smektit und Vermiculit an (KISCH, 1983). Für LENGAUER & SCHRAMM (1989) ist die Methode der CK-Bestimmung daher besonders für epizonale Gesteine geeignet.

Die Korrelation von IK und CK von Proben aus dem Untersuchungsgebiet ist mit r = 0,88 gut (Abb. 5). Somit ist es möglich, bei illit/muskowitfreien, chlorithältigen Gesteinen Datenlücken zu füllen.

8. Conodont Alteration Index (CAI)

Auflichtuntersuchungen an Conodonten des Grazer Paläozoikums ergaben CAI-Werte von 5 bis 8 (Tab. 1). Die untersuchten Conodonten stammen vorwiegend aus Sammlungen des Instituts für Geologie und Paläontologie der Universität Graz (Dissertationen, Hausarbeiten). CAI-Werte von über 5 werden durch Verlust von organischem Kohlenstoff und Kristallwasser erklärt. Für die Bildung von CAI 5½–8 sind Temperaturen von über 300°C verantwortlich (REJEBIAN et al. 1987). KOVACS & ARKAI (1989) stellen CAI-Werte von 5–7 in den Grenzbereich Anchi-/Epizone und vergleichen sie mit einer Vitrinitreflexion von 3,4 % bis über 6 % R_{max}.

In der tiefen und mittleren Deckengruppe mit CAI-Werten von 5–7 zeichnet sich eine CAI-Zunahme von W nach E ab. In der hohen Deckengruppe konnte mit den bisher untersuchten Proben (CAI-Werte von 5–8) kein Trend festgestellt werden.

9. Diskussion

Sowohl die Illitkristallinität als auch die Inkohlungsuntersuchungen des Grazer Paläozoikums zeigen den Metamorphosebereich von später Diagenese bis zur Epizone, wobei die südliche Decke der hohen Deckengruppe (Rannachdecke) als einzige Decke diagenetische Anteile aufweist.

Aufgrund der vorliegenden Daten ist eine unterschiedliche Metamorphoseentwicklung der einzelnen Decken anzunehmen. So ist die Hochlantschdecke höher metamorph als die tektonisch tiefer liegende Laufnitzdorfdecke.

Das heißt, die prägende Metamorphose fand vor oder während der altalpidischen Deckenstapelung statt. Auch FRANK in FLÜGEL et al. (1980) mißt für die hohen Decken des Grazer Paläozoikum einer variszischen Metamorphose größere Bedeutung zu als der schwächer temperierten alpidischen (Erwärmung <250°C). Inwieweit eine Störung der Metamorphoseprofile durch Abschiebungen nach dem Metamorphosehöhepunkt erfolgte (NEUBAUER, 1989) wird noch untersucht.

Der Aufstieg der Kristallindome ab dem Obersanton (Glein-, Kor-, Stubalpe; NEUBAUER, 1988) bewirkte keine thermische Überprägung des Grazer Paläozoikums

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

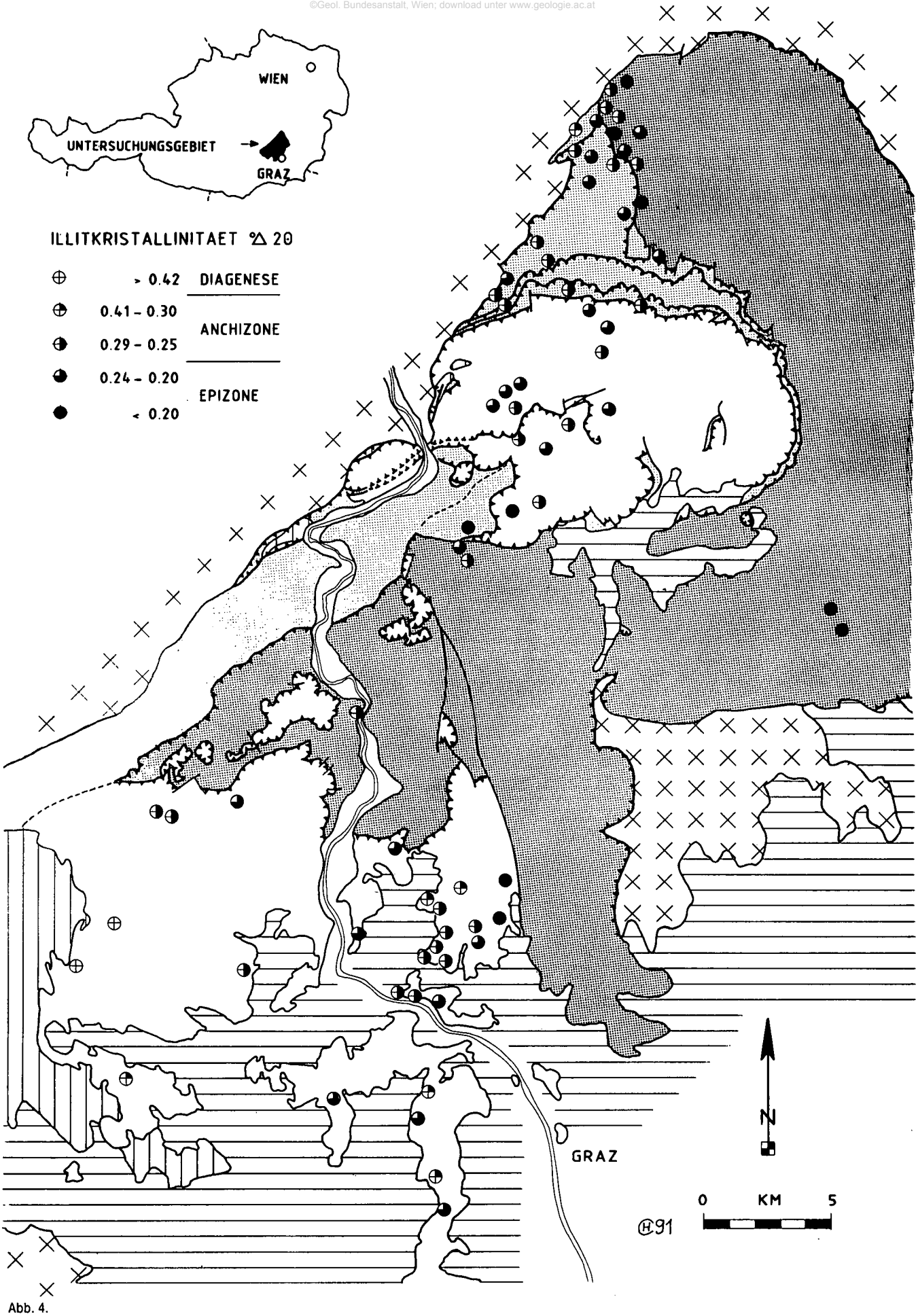


Abb. 4.
Räumliche Darstellung der Illitkristallinität auf einer tektonischen Karte des Grazer Paläozoikums.
Legende siehe Abb. 2.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

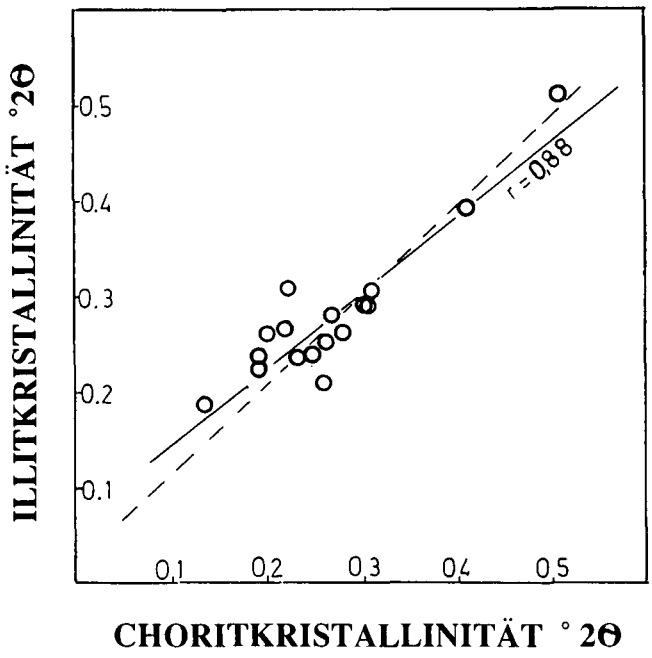


Abb. 5.
Korrelation zwischen Illitkristallinität und Chloritkristallinität (00-Peak).
Durchgezogene Linie: eigene Korrelationsgerade mit einem Koeffizient von r = 0,88; strichlierte Linie: Korrelationsgerade nach LENGAUER & SCHRAMM (1989, r= 0,74).

(besonders niedrige Werte – 4,4 % bis 5,7 % R_{max} – im Grenzbereich zum Kristallin), wohl aber die Aufheizung der Gosau. Die höchsten Inkohlungswerte der Kainacher Gosau reichen von 0,9 % Rr (Zufallsmessung im nichtpolarisierten Licht; TEICHMÜLLER, 1980) bis 2,5 % Rr (mündl. Mitt. R. SACHSENHOFER).

Dank

Die Arbeit stellt erste Ergebnisse zweier Dissertationen vor. Für die Anregung zu dieser Arbeit und das rege Interesse an ihrem Fortschritt möchten wir Herrn Univ.-Prof. Dr. Alois FENNINGER danken. Bei Univ.-Doz. Dr. Franz NEUBAUER bedanken wir uns für die kritische Durchsicht des Manuskripts.

Literatur

BUSTIN, R.M.: Heating during thrust faulting in the Rocky Mountains: friction or fiction? – Tectonophysics, **95**, 307–328, Amsterdam 1983.

DIESSEL, C.F.K. & OFFLER, R.: Change in physical properties of coalified and graphitised phytoclasts with grade of metamorphism. – N. Jb. Miner. Mh., **1**, 11–26, Stuttgart 1975.

DIESSEL, C.F.K., BROTHERS, R.N. & BLACK, P.N.: Coalification and graphitisation in high-pressure schists in New Caledonia. – Contrib. Mineral. Petrol., **68**, 63–78, Berlin – Heidelberg – New York 1978.

FLÜGEL, H.W., MAURITSCH, H.J., HEINZ, H. & FRANK, W.: Paläomagnetische und radiometrische Daten aus dem Grazer Paläozoikum. – Mitt. österr. geol. Ges., **71/72**, 201–211, Wien 1980.

FLÜGEL, H. W. & NEUBAUER, F.: Steiermark. Erläuterungen zur Geologischen Karte der Steiermark, 1 : 200.000. – 127 S., Wien (Geol. B.-A.) 1984.

FLÜGEL, H.W., HÖTZL, H. & NEUBAUER, F.: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 134 Passail. – Wien (Geol. B.-A.) 1990.

FREY, M.: Very low-grade metamorphism of the Alps – an introduction. – Schweizer. mineral. petrol. Mitt., **66**, 13–27, Zürich 1986.

FRITZ,H.: Stratigraphie, Fazies und Tektonik im nordwestlichen Grazer Paläozoikum (Ostalpen). – Jb. Geol. B.-A., **134**/2, Wien 1991 (im Druck).

FRITZ, H. & NEUBAUER, F.: Exkursionsführer „Grazer Paläozoikum." – 3. Symposium für Tektonik, Strukturgeologie, Kristallingeologie TSK III, 24 S., Graz 1990.

GOLLNER, H., THALHAMMER, O., TSCHELAUT, W. & ZIER, Ch.: Die Laufnitzdorf-Gruppe – eine pelagische Fazies im Grazer Paläozoikum. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **112**, 63–73, Graz 1982.

HARRASSOWITZ, H.: Anchimetamorphose, das Gebiet zwischen Oberflächen- und Tiefenumwandlung der Erdrinde. – Ber. Oberhess. Ges. Nat. Heilk. Giessen, Naturw. Abt., **12**, 9–15, Giessen 1927.

KISCH, H.J.: Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) and incipient metamorphism in clastic rocks. – In: LARSEN, G. & CHILINGAR, G.V. (Eds.): Diagenesis in sediments and sedimentary rocks, 2B, 289–493, Amsterdam (Elsevier) 1983.

KOVACS, S. & ARKAI, P.: Significance of conodont and limestone – texture alteration in recognition of the boundary between diagenesis and regional dynamothermal metamorphism based on examples from the Aggtelek-Rudabanya Mts. (NE Hungary). – Institutum Geologicum Publicum Hungaricum, 215–235, Budapest 1989.

KÜBLER, B.: La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. – Étages Tectoniques, Colloque de Neuchâtel 1966, A la Baconnière, 105–121, Neuchâtel 1967.

KÜBLER, B.: Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. – Bull. Centre Rech. Pau-SNPA 2, 385–397, Pau 1968.

KÜBLER, B., PITTION, J.L., HEROUX, Y., CHAROLLAIS, J. & WEIDMANN, M.: Sur le pouvoir réflecteur de la vitrinite dans quelches roches du Jura, de la Molasse et de Nappes préalpines, helvétiques et penniniques. – Eclogae geol. Helv., **72**, 347–373, Zürich 1979.

LENGAUER, C.L. & SCHRAMM, J.M.: Metamorphoseuntersuchungen am Nordrand der westlichen Grauwackenzone (Salzburg). – Jb. Geol. B.-A., **132**, 425–441, Wien 1989.

LUDWIG, V.: Zum Übergang eines Tonschiefers in die Metamorphose: „Griffelschiefer" im Ordovizium von NE-Bayern. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **144**, 50–103, Stuttgart 1973.

NEUBAUER, F.: Bau- und Entwicklungsgeschichte des Rennfeld- Mugel- und des Gleinalm-Kristallins (Ostalpen). – Abh. Geol. B.-A., **42**, 1–137, Wien 1988.

NEUBAUER, F.: Lithostratigraphie und Strukturen an der Basis der Rannachdecke im zentralen Grazer Paläozoikum (Ostalpen). – Jb. Geol. B.-A., **132**, 459–474, Wien 1989.

RAGOT, J.P.: Contribution à l'étude de l'évolution des substances carbonées dans les formations géologiques. – Diss. Univ. P. Sabatier, Toulouse, 150 S., Toulouse 1977. – fide TEICHMÜLLER, M. & R. in: STACH et al. 1982: S. 46.

REJEBIAN, V.A., HARRIS, A.G. & HUEBNER, J.S.: Conodont color and textural alteration: An index to regional metamorphism, contact metamorphism and hydrothermal alteration. – Geol. Soc. Amer. Bull., **99**, 471–479, Boulder 1987.

STACH, E., MACKOWSKY, M.T., TEICHMÜLLER, M., TAYLOR, G.H., CHANDRA, D. & TEICHMÜLLER, R.: Stach's Textbook of Coal Petrology, third revised and enlarged edition. – 535 S, Berlin, Stuttgart (Gebrüder Bornträger) 1982.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R. & WEBER, K.: Inkohlung und Illit-Kristallinität. Vergleichende Untersuchungen im Mesozoikum und Paläozoikum von Westfalen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **27**, 201–276, Krefeld 1979.

TEICHMÜLLER, M.: Inkohlungsgradbestimmung an Kohlen- und Mergelsteinproben aus der Kainacher Gosau (Obersanton – Untercampan) des Grazer Berglandes, Österreich. – Jber. 1979, Hochschulschwerpunkt S 15, **1**, 102–104, Leoben 1980.

TEICHMÜLLER, M.: Organic material and very low-grade metamorphism. – In: FREY, M. (Ed.): Low temperature metamorphism. – 351 p., Glasgow – London (Blackie) 1987.

THALHAMMER, O.: Das Paläozoikum nördlich der Breitenau (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 251 S., Graz 1982.

TSCHELAUT, W.: Die „Frohnleitner Falte" (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – Jb. Geol. B.-A., **127**, 507–511, Wien 1984.

Tafel 1

Fig. 1: **Inertinit.**
Polarisiertes Licht; Bildlänge: 50 µm, Partikellänge: 20 µm.
Probe I42, Barrandei-Schichten, Rannachdecke.

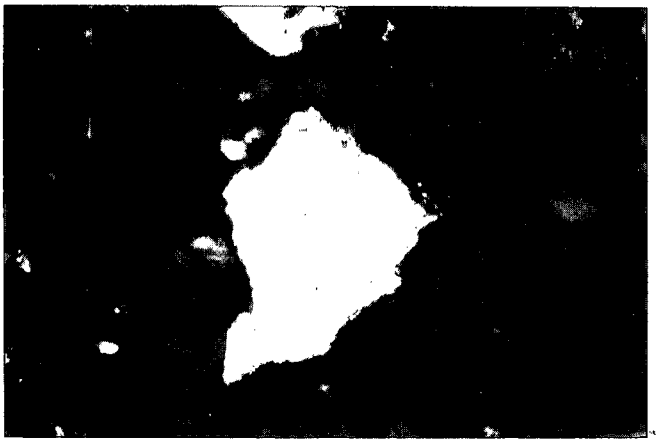
Fig. 2: **Vitrinit mit typischen Trockenrissen.**
Polarisiertes Licht, Inkohlungsgrad der Probe: 3,0 %R_{max}; Bildlänge: 70 µm, Partikellänge: 20 µm.
Probe I48, Barrandei-Schichten, Rannachdecke.

Fig. 3: **„Graphitoides Partikel" mit starkem Pleochroismus.**
Polarisiertes Licht, Inkohlungsgrad der Probe: 7,1 %R_{max}, 1,2 %R_{min}; Bildlänge: 70 µm, Partikellänge: 26 µm, Partikeldurchmesser: 1,5 µm.
Probe TY8, Barrandei-Schichten, Hochlantschdecke.

Fig. 4: **„Gefaltetes graphitoides Partikel" mit starkem Pleochroismus.**
Polarisiertes Licht, Inkohlungsgrad der Probe nicht bestimmbar; Bildlänge: 50 µm.
Probe ThSchd2, Schattleitner-Formation, Laufnitzdorfdecke (unmittelbar an Störung).

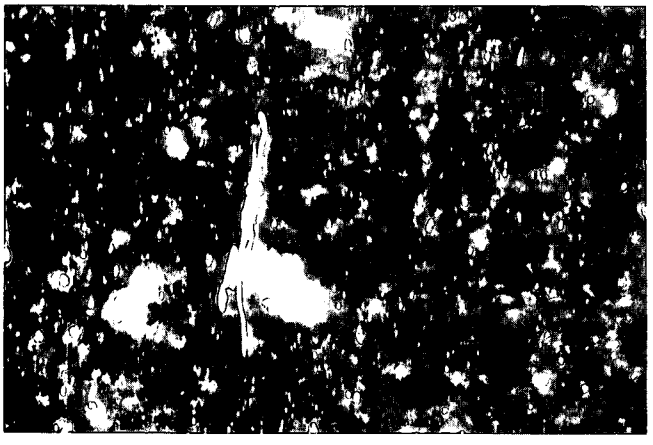
Fig. 5: **Inertinit, assoziert mit Pyrit.**
Polarisiertes Licht, Bildlänge: 50 µm, Partikellänge: 19 µm.
Probe I42, Barrandei-Schichten, Rannachdecke.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



1

2



3

4

5

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt

Jahr/Year: 1992

Band/Volume: 135

Autor(en)/Author(s): Hasenhüttl Christian, Russegger Barbara

Artikel/Article: Niedriggradige Metamorphose im Grazer Paläozoikum 287-297