

**Paläotemperatur-Anomalien in spät-Variskischen  
Kohlebecken am Beispiel des Ciñera-Matallana Beckens,  
Kantabrisches Gebirge, NW Spanien**

Inaugural-Dissertation  
zur Erlangung der Doktorwürde an der  
Naturwissenschaftlich-Mathematischen Gesamtfakultät der  
Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg

vorgelegt von  
Diplom-Geologe Kai H. Frings  
aus Aachen

2002

## Danksagung

Zuallererst möchte ich Prof. Dr. Helga de Wall und PD Dr. Laurence N. Warr für die Bereitstellung des Themas dieser Dissertation danken. Ihr fachlicher Enthusiasmus und ihre Diskussionsbereitschaft waren zwei der tragenden Säulen, die wesentlich zu einem Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben. Der Deutschen Forschungs-Gemeinschaft (DFG) möchte ich danken für die zeitweilige finanzielle Unterstützung (Projekte WA 1010/2-1 und WA 1010/2-2). Dem Sprecher des DFG-Bündels, Prof. Dr. T. Bechstädt, sei an dieser Stelle für die konstruktive Kooperationsbereitschaft gedankt, ebenso Prof. Dr. H. Schöler für die spontane Bereitschaft, den Prüfungsbeisitz zu übernehmen. Viele MitarbeiterInnen des Instituts für Geologie und Paläontologie haben mir während meiner Zeit in Heidelberg hilfreich zur Seite gestanden. Hervorheben möchte ich die Präparatorin O. Wallerath, ohne deren akribischen Einsatz die Messungen der Kohlepartikel, die einen wesentlichen Bestandteil dieser Arbeit ausmachen, wohl nicht durchführbar gewesen wären. Anja Schleicher half ausdauernd bei der Präparation der zahlreichen Tonproben. Prof. Dr. W. Kalkreuth (Porto Alegre, Brasilien) und Prof. Dr. R. Littke (Aachen) möchte ich für die kritische Durchsicht des Manuskriptes *Coalification history of the Ciñera-Matallana coal basin, northern Spain* danken, welches die wesentlichen Ergebnisse der Inkohlungsuntersuchungen beinhaltet. Letzterer ermöglichte freundlichst AVR-Kontrollmessungen im Mikroskopie-Labor des Lehrstuhls für Geologie, Geochemie und Lagerstätten des Erdöls und der Kohle, RWTH Aachen. Meinen „KollegInnen“ in Heidelberg, mit denen ich unvergessliche Zeiten im Arbeitsgebiet in Spanien verbracht habe, möchte ich für die schöne Atmosphäre danken. Fernando Ayllón Quevedo, der wie ich über das Ciñera-Matallana Becken promoviert und mit dem ich inhaltlich eng zusammengearbeitet habe, sei an dieser Stelle alles Gute für seine weitere Laufbahn gewünscht. Jochen Schneider ist mitverantwortlich dafür, dass diese Dissertation schneller fertig gestellt wurde als ursprünglich geplant: Danke. Meinen Eltern möchte ich dafür danken, mir stets meine geologischen Studien ermöglicht zu haben. Letztlich wäre diese Arbeit aber wohl nicht durchgeführt worden, hätte ich nicht die Liebe und den lebenswichtigen Rückhalt meiner Frau Dagmar gespürt. Besonderen Ansporn zum Abschluß dieser Dissertation verdanke ich meiner bezaubernden Tochter Meret.



## **Für Meret und Dagmar**

„Im Englischen und im Deutschen bedeutet Wissen (also ‚knowledge‘) sicheres Wissen. Das gibt es aber nicht. Was wir haben, bestenfalls haben, ist Vermutungswissen: Das ist alles, was wir haben können. Unser bestes Wissen ist das Wissen der Wissenschaft, bei weitem unser bestes Wissen; und dennoch ist auch das wissenschaftliche Wissen nur Vermutungswissen.“

Karl R. Popper (1994)

# Inhaltsverzeichnis

Abkürzungen / Größeneinheiten

**Kurzfassung**

**Abstract**

<b>Kapitel 1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>3</b>
<b>Kapitel 2</b>	<b>Geologischer Rahmen</b>	<b>7</b>
2.1	Großregionale Einordnung	7
2.2	Die Stefanischen Kohlebecken	9
2.3	Das Ciñera-Matallana Kohlebecken (CMB)	11
2.3.1	Stratigraphie des Ciñera-Matallana Kohlebeckens (CMB)	11
2.3.2	Struktur des Ciñera-Matallana Kohlebeckens (CMB)	14
2.3.3	Magmatismus	18
2.3.4	Kohlebergbau im Ciñera-Matallana Kohlebecken (CMB)	19
2.4	Thermische Entwicklung	19
<b>Kapitel 3</b>	<b>Tonmineralogische Untersuchungen</b>	<b>23</b>
3.1	Einleitung	23
3.2	Grundlagen	24
3.3	Analytik	27
3.4	Ergebnisse und Interpretation	28
3.4.1	Tonmineralparagenese	28
3.4.2	Illitkristallinität (IK)	32
3.4.3	Chloritkristallinität (ChK)	37
3.4.4	Kaolinit	37
3.4.5	Pyrophyllit	41
3.5	Diskussion	42
<b>Kapitel 4</b>	<b>Inkohlungsentwicklung des organischen Materials</b>	<b>45</b>
4.1	Einleitung	45
4.2	Der Prozess der Inkohlung	47
4.2.1	Allgemeine Grundlagen	47
4.2.2	Einflussfaktoren auf die Inkohlung	50
4.2.3	Anisotropie der Vitrinit-Reflektion (AVR)	51
4.3	Analytik	54
4.4	Untersuchungsergebnisse	54
4.4.1	Petrographische Beschreibung der Kohle	55
4.4.2	Mittlerer paläogeothermischer Gradient für die Stefanischen Einheiten	57
4.5	Diskussion	60
4.5.1	Mittlerer paläogeothermischer Gradient	60
4.5.2	Maximale ehemalige Überlagerung	62

<b>Kapitel 5</b>	<b>Gefügeuntersuchungen</b>	<b>63</b>
5.1	Einleitung	63
5.2	Grundlagen zur Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität (AMS)	63
5.3	Analytik	66
5.4	Ergebnisse	67
5.4.1	Die AMS im CMB	67
5.4.2	Die AVR im CMB	72
5.4.3	Vergleich von AMS- und AVR-Gefügen in Faltenstrukturen	74
5.4.3.1	Falte „Tabliza“	74
5.4.3.2	Falte „Villafeide“	77
5.4.3.3	Deformationsstruktur „Llombera“	80
5.4.3.4	Gesamtdarstellung der Fallbeispiele	81
5.4.4	Beziehung zwischen AVR-Ellipsoid und Kornform	83
5.5	Diskussion	87
<b>Kapitel 6</b>	<b>Synopsis</b>	<b>91</b>
6.1	Einflussparameter Versenkung	91
6.2	Einflussparameter Deformation	91
6.3	Einflussparameter Fluidbewegungen	92
6.4	Einflussparameter Magmatismus	93
6.5	Konduktiver versus konvektiver Wärmetransport	94
6.6	Regional-geologische Implikationen	94
<b>Kapitel 7</b>	<b>Zusammenfassung</b>	<b>97</b>
<b>Kapitel 8</b>	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>99</b>
<b>Anhang</b>		
<b>A</b>	Messmethodik und Datentabellen Tonmineralogie	
<b>B</b>	Messmethodik und Datentabellen Vitrit-Reflexion	
<b>C</b>	Messmethodik und Datentabellen Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität	
<b>D</b>	Poster-abstracts	

## Abkürzungen

CMB	Ciñera-Matallana Kohle-Becken
AVR	Anisotropie der Vitrinit-Reflexion
AMS	Anisotropie der Magnetischen Suszeptibilität
IK, ChK	Illit-, Chlorit-Kristallinität
RDA	Röntgen-Diffraktometrie-Analyse ( <i>XRD=X-Ray Diffraction</i> )
REM	Raster-Elektronen-Mikroskopie ( <i>SEM=Scanning Electron Microscopy</i> )
EDX	<i>Energy-Disperse- X-ray fluorescence</i> (in Verbindung mit REM)
TEM	Transmissions-Elektronen-Mikroskopie
SAED	<i>Selected-Area-Electron-Diffraction</i> (in Verbindung mit TEM)
I/S	Illit/Smektit-Wechselagerungsminerale ( <i>ML=Mixed Layers</i> )
FWHM	<i>Full-Width-at-Half-Maximum</i> (Halbwertsbreite von Röntgensignalen)
DOM	Dispers verteiltes Organisches Material ( <i>Dispersed Organic Matter</i> )
$K_{\text{mean}}$	mittlere Suszeptibilität ( $= (K_{\text{max}} + K_{\text{int}} + K_{\text{min}})/3$ )
$K_{\text{max}}, K_{\text{int}}, K_{\text{min}}$	Hauptachsen des AMS-Ellipsoides (größte, mittlere, kleinste)
$R_{\text{max}}, R_{\text{int}}, R_{\text{min}}$	Hauptachsen des AVR-Ellipsoides (größte, mittlere, kleinste)
F	Foliationsfaktor der Ellipsoide ( $= X_{\text{int}}/X_{\text{min}}$ )
L	Lineationsfaktor der Ellipsoide ( $= X_{\text{max}}/X_{\text{int}}$ )
T	Formfaktor der Ellipsoide ( $= (\ln F - \ln L)/(\ln F + \ln L)$ )
K	Flinnfaktor der Ellipsoide ( $= (X_{\text{int}}/X_{\text{min}})/(X_{\text{max}}/X_{\text{int}})$ )
P	Anisotropiefaktor der Ellipsoide ( $= X_{\text{max}}/X_{\text{min}}$ )
P'	korrigierter Anisotropiefaktor der AMS-Ellipsoide ( $= \exp(2(\ln K_{\text{max}} - \ln K)^2 + 2(\ln K_{\text{int}} - \ln K)^2 + 2(\ln K_{\text{min}} - \ln K)^2)$ )
W-O	West-Ost
N-S	Nord-Süd
DFG	Deutsche-Forschungs-Gemeinschaft

## Größeneinheiten

µm, mm, cm, m, km	Micrometer, Millimeter, Zentimeter, Meter, Kilometer
°C	Grad Celcius
SI	System International
KV, mA, A/m	Kilo-Volt, Milli-Ampère, Ampère pro Meter
s, min, a	Sekunden, Minuten, Jahre
Mio	Millionen
l	Liter
g, kg, t	Gramm, Kilogramm, Tonnen
Kb	Kilobar
Å	Ångström
°2θ	Grad 2 Teta
%Rr	Prozent mittlere Vitrinit-Reflexion ( <i>random Reflection</i> )

## Kurzfassung

Das Stefanische Ciñera-Matallana Kohlebecken (CMB) in der Kantabrischen Zone, N-Spanien, weist durch Inkohlungsgrade bis hin zu Anthraziten und Metamorphosegrade bis hin zur Grenze Anchi-/Epizone auf eine anomale Paläo-Temperaturgeschichte im Vergleich zu den nur diagenetisch geprägten, stratigraphisch älteren Umgebungsgesteinen hin. Um diese Anomalie qualitativ und quantitativ näher beschreiben zu können, wurden die insgesamt 1500 m mächtigen Beckensedimente auf die Haupteinflussfaktoren Versenkung, Deformation, Fluidbewegung und Magmatismus sowie Wechselwirkungen zwischen diesen hin untersucht. Als Methoden kamen die Untersuchung der Tonmineralparagenese mit Schwerpunkt Illitkristallinität (IK) und die Messungen der mittleren Vitritreflexion, der Anisotropie der Vitritreflexion (AVR) und der Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität (AMS) zum Einsatz. Die AVR wurde an in Sedimentgesteinen dispers verteilten Vitriten bestimmt. An den gleichen Proben ist auch die AMS gemessen worden, um eine direkte Korrelation zu ermöglichen.

Die Untersuchungsergebnisse zeigen, dass die Inkohlung hauptsächlich durch die Versenkungstiefe bei einem hohen mittleren paläogeothermischen Gradienten von 85 °C/km für die Stefanischen Einheiten gesteuert wurde. Aufgrund der Berechnungen ergibt sich eine ehemalige, vermutlich Stefanische Überlagerung von ca. 1000 m zur Zeit der maximalen Inkohlung. Der hohe Gradient wird mit den magmatischen Aktivitäten im CMB in Verbindung gesetzt. Lokale Inkohlungsmaxima sind an einen direkten Kontakt zu den Intrusionen gebunden. Die durch die IK angezeigten Metamorphosegrade bis maximal der unteren Epizone zeigen ein regionales Muster ohne Abhängigkeit zur Versenkungstiefe. Hier ist als Haupteinflussparameter eine ausgeprägte Konvektion von warmen Fluiden im Dach der magmatischen Körper diskriminiert worden. In den Kontaktzonen von Gestein und magmatischer Schmelze ist keine Erhöhung der IK zu beobachten, was auf eine extreme Kurzlebigkeit der Intrusionsereignisse zurückgeführt wird. TEM-Untersuchungen beweisen, dass die Tonminerale Chlorit und Pyrophyllit detritisch sind. Kaolinit tritt in teilweise großen Mengen auf und deutet auf ein regionales Fluidereignis hin, dass in keinem Bezug zur spät-Variskischen Entwicklung steht. Das Inkohlungsgefüge, angezeigt durch die AVR, und das Gesteinsgefüge, angezeigt durch die AMS, zeigen eine gute Korrelation. An Fallbeispielen (Faltenstrukturen) wird nachgewiesen, dass beide Gefüge kompaktionale und tektonische Elemente besitzen. Daraus indirekt ableitbar ist die Schlussfolgerung, dass das CMB bereits zu spät-Variskischen Zeiten stark deformiert wurde, wobei größtenteils die heute sichtbaren Strukturen entstanden sind.

## Abstract

An anomalous paleo-temperature history for the Stephanian Ciñera-Matallana coal basin (CMB) in the Cantabrian Zone of northern Spain is documented. Coalification reached anthracite conditions, and low-metamorphic grades approached the boundary between the anchi- and epizone, in contrast to the surrounding older rocks, which show only diagenetic grades. In order to characterize these anomalies the effects of burial, deformation, fluid flow and magmatism on these parameters were investigated within the complete 1500 m thick basin sequence. Detailed studies of the clay mineral paragenesis (especially illite-crystallinity, IC) and the magnetic rock fabric (determined by the anisotropy of the magnetic susceptibility, AMS) were carried out, combined with measurements of the coalification degree of coals and the anisotropy of vitrinite reflection (AVR) of dispersed organic matter in the clastic sedimentary rocks.

The coals show a mostly burial-related increase in coalification, controlled by a mean paleo-geothermal gradient for the Stephanian succession approaching 85 °C/km. Calculations indicate, that there was an additional, presumably Stephanian overburden in excess of 1000 m at the time of maximum coalification. The high gradient can be directly related to magmatic activity. Local coalification maxima are only found at contacts between melt and coal. The IC indicates no burial-related trend but a more regionally spread elevation in metamorphic grade. This is explained by convection of enhanced heat flow above the roof zone of the magmatism. Intrusion activity, which mark the peak temperatures in the CMB, was very short-lived (hyperthermal) as no enhancement of IC is seen at the contacts of intrusions. Based on TEM investigations, all chlorite and pyrophyllite was determined to be detrital in origin. Diagenetic kaolinite occurs throughout the area and marks a late fluid event, which shows no relation to the observed paleo-temperature anomalies.

There is a good correlation between the coal and the rock fabric (indicated by the AVR and AMS, respectively), which show both compactional and deformational elements. The deformational elements are clearly related to the overall tectonic structure of the CMB with E-W trending synclines. Based on the results of case studies presented (fold structures), there is good evidence to suggest that the main deformation took place during late-Variscan times.

## 1. Einleitung

Die Erforschung und Beschreibung von Temperaturgeschichten und niedrig- bis sehr niedrig-gradigen Metamorphoseentwicklungen ist ein wichtiger Bestandteil in der geologischen Wissenschaft (siehe Buntebarth und Stegena, 1986; Frey, 1987a; Naeser und McCulloh, 1989; Frey und Robinson, 1999). Die Erdölindustrie setzt dabei naturgemäß den Schwerpunkt auf die Bereiche von Sedimentbecken und Schelfbereichen, während die akademische Forschung sich auch mit ganzen Orogenen bzw. Orogenzyklen beschäftigt. Neben reinen Untersuchungen der Wärme Flüsse über definierte geologische Zeitspannen hinweg (z.B. Yalcin et al., 1997; Hertle und Littke, 2000; Nöth et al., 2001; Sachsenhofer, 2001) zeigt sich als weiteres Einsatzfeld die Verknüpfung mit strukturgeologischen Fragestellungen, um z.B. die Zeitlichkeit von Deformationsereignissen, die mineralogischen Prozesse während einer Schieferung oder die Verteilung von Metamorphosegraden in bestimmten, tektonisch beanspruchten Zonen beschreiben zu können (z.B. Robinson, 1987; Gutiérrez-Alonso und Nieto, 1996; Taylor et al., 1998; Bastida et al., 1999; Merriman und Frey, 1999; Gibling et al., 2002). Die regionalen tektono-thermalen Bedingungen sind dabei zunehmend als ein zusammenhängendes und sich gegenseitig beeinflussendes Spannungsfeld erkannt worden. Insbesondere Anomalien in der Paläotemperaturentwicklung ziehen dabei ein besonderes Interesse auf sich, da hier der Einfluss von kritischen Parametern am besten diskriminiert werden kann. Für die Varisziden sind vor allem in den Ober-Paläozoischen Abfolgen solche Anomalien bekannt, so z.B. im Saar-Nahe Becken (Hertle und Littke, 2000), im Ruhrkarbon (Littke et al., 2000) und im S-Wales Kohlebecken (Gayer et al., 1991).

Als besonders geeignete Methoden in der Bestimmung niedrig-gradiger Metamorphosegrade und Temperaturgeschichten haben sich die Bestimmung von Tonmineral-Kristallinitäten (hier besonders die Illit-Kristallinität) und des Inkohlungsgrades von organischem Material (hier besonders die Vitrinit-Reflexion) erwiesen (Frey und Robinson, 1999; Poelchau et al., 1998). Diese zwei Methoden wurden daher in der vorliegenden Arbeit aufgegriffen. Beide Methoden bergen ihnen eigene Problematiken (Essene und Peacor, 1995; Taylor et al., 1998; Kübler und Jaboyedoff, 2000), auf die hier ebenfalls detailliert eingegangen werden. Problematisch erweist sich weiterhin der direkte Vergleich der durch die beiden Methoden bestimmten Paläotemperatur-Bedingungen, da die untersuchten Materialien unterschiedlich auf äußere Einflussfaktoren wie z.B. Magmatismus und Deformation und deren Wechselwirkungen reagieren. Ein wichtiger Aspekt dabei ist, dass Tonminerale und organisches Material unterschiedlich lange Zeiten benötigen, um bei veränderten Temperaturbedingungen erneut ein thermodynamisches bzw. reaktionskinetisches Gleichgewicht herzustellen (Kisch, 1987). Wie im Folgenden gezeigt wird, liegen für die als wesentlich erkannten Einflussfaktoren für die Entstehung von anomalen Temperaturentwicklungen mehr oder weniger detaillierte Kenntnisse vor:

## **Versenkung**

Mit zunehmender Versenkung werden die Gesteine aufgrund des geothermischen Gradienten zunehmend höheren Temperaturen ausgesetzt: der Inkohlungsgrad des organischen Materials nimmt zu (Teichmüller, 1987 + regionale Beispiele) und die Tonminerale wandeln sich in thermodynamisch stabilere Phasen um (Merriman und Peacor, 1999; regionale Beispiele siehe Merriman und Frey, 1999). Es bestehen nahezu lineare Reaktionspfade für diese Prozesse, was dazu geführt hat, dass den einzelnen Stufen im Abgleich mit Bohrlochdaten absolute Temperaturen zugewiesen werden können (Barker und Pawlewicz, 1994; Merriman und Kemp, 1996).

## **Deformation**

Gerichteter Druck hemmt einerseits den generellen Inkohlungsprozess (siehe Kap. 4.3), andererseits ist die Bildung von Graphit entlang von Scherbahnen ein bekanntes Phänomen (Diessel et al., 1978). Grundsätzlich ist die Ausbildung einer Anisotropie der Vitrinit-Reflexion zu beobachten, die Rückschlüsse auf das tektonische Regime während der Inkohlungsphase bzw. deren zeitlichen Zusammenhang erlaubt (regionale Beispiele siehe Kap. 4.4). In Bezug auf Tonminerale stehen bisher nur qualitative Daten zur Verfügung, die allerdings einen Einfluss auf die Illit-Kristallinität nahelegen (siehe Überblick bei Kübler und Jaboyedoff, 2000).

## **Fluidbewegungen**

Zirkulierende Fluide werden für viele Temperaturanomalien in Kohlebecken verantwortlich gemacht (Gayer et al., 1991; Copard et al., 2000; regionale Beispiele siehe Kap. 2.4). Als Hauptwegsamkeiten werden Störungen angesehen, entlang derer heiße Fluide aufsteigen oder kalte Fluide absteigen können (Golitsyn et al., 1997). Dabei ist oft der Prozess des Wärmetransportes nicht geklärt (konduktiv/konvektiv/advektiv). In Bezug auf Tonminerale sind Fluide von großer Bedeutung, da sie zumeist die für die Umwandlungsprozesse benötigten Kationen transportieren und so ein Mineralwachstum steuern (Frey, 1987b).

## **Magmatismus**

Magmatische Aktivitäten ziehen eine Erhöhung des geothermischen Gradienten bzw. eine Erhöhung der Temperaturen des Wärmeflusses innerhalb der betroffenen Gesteine nach sich. Dies bewirkt eine anomale regionale Verteilung der Inkohlungsgrade bzw. der Tonmineral-Kristallinitäten, was durch zahlreiche Arbeiten belegt ist (regionale Beispiele siehe Taylor et al., 1998, und Frey und Robinson, 1999). Ein bekanntes Beispiel für diese Zusammenhänge ist der Intrusivkomplex von Bramsche in N-Deutschland (Leischner et al., 1993). Der Prozess des Wärmetransportes ist aber häufig ebenfalls nicht geklärt.

In einem geodynamischen Rahmen sind diese vier Hauptfaktoren in ihrem Wirkungsgrad eng miteinander verknüpft bzw. hängen direkt voneinander ab, weshalb Untersuchungen von Temperaturgeschichten und besonders von Temperaturanomalien immer unvollständig bzw. relativ spekulativ bleiben, sofern sie einen der beschriebenen Aspekte nicht berücksichtigen. Die vor-



gelegte Arbeit versucht deshalb, die Diskussion aller vier Hauptfaktoren in den einzelnen Untersuchungsschritten aufzugreifen und, sofern möglich, zu quantifizieren.

Als Untersuchungsgebiet wurde das Stefanische Ciñera-Matallana Kohlebecken am Südrand des Kantabrischen Gebirges ausgewählt (siehe Kap. 2.3). Das relativ kleine intramontane Becken (ca. 25 km<sup>2</sup>) zeigt einen komplizierten, störungsgebundenen strukturellen Aufbau mit zahlreichen Synklinalen, die durch Überschiebungen voneinander getrennt sind, und die Anwesenheit von magmatischen Intrusionen. Seine Entwicklung ist genetisch mit spät-Variskischen Bewegungen entlang der Sabero-Gordón Störungslinie verbunden, die den Südrand des Kohlebeckens bildet, bis tief in das *basement* reicht und dort in einen basalen Abscherhorizont mündet. Die ca. 1500 m mächtige fluviatil-lakustrine Sedimentabfolge beherbergt zahlreiche Kohleflöze, die aktuell abgebaut werden. Das Becken bietet ideale Voraussetzungen, alle vier oben beschriebenen Faktoren detailliert untersuchen und möglichst quantifizieren zu können. Frühere Untersuchungen (siehe Kap. 2.4) belegen zudem unterschiedliche Temperaturentwicklungen für den Beckeninhalt mit bis zu anchizonalen Metamorphosegraden und der Bildung von Naturkoks im Kontakt zu den Intrusionen und für die umgebenden Gesteine, die lediglich diagenetische Bedingungen anzeigen. Dies macht die präsentierten Untersuchungen auch im regional-geologischen Kontext bedeutsam. Als Methoden wurden eingesetzt:

- Tonmineralogische Untersuchungen (im Wesentlichen Illit-Kristallinität)
- Inkohlungsgradbestimmung mittels Vitrinitreflexion
- Gefügeuntersuchungen mittels der Anisotropie der Vitrinitreflexion und der Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität

Ein spezieller methodischer Ansatz dieser Arbeit ist die Verknüpfung der Messungen der Anisotropie der Vitrinitreflexion (AVR) und der Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität (AMS) an orientierten Gesteinsproben. Dadurch kann das Interngefüge der inkohlten Vitrinite direkt mit dem Interngefüge des umgebenden Gesteins verglichen bzw. zu diesem in Beziehung gestellt werden und so ein Einfluss der Deformation auf die Inkohlung quantifiziert werden. Dabei wurde die AVR an im Gestein dispers verteilten Partikeln bestimmt, was in dieser Art bisher nicht durchgeführt bzw. veröffentlicht wurde.

Das im Rahmen dieser Dissertation vorgestellte Projekt ist Teil des DFG-Bündels „Von der Beckenentwicklung zur Orogenese: Globale versus regionale Steuerungsfaktoren im Jungpaläozoikum Kantabriens“. Es behandelt als einziges Projekt ausschließlich die Stefanischen Sedimente und ist räumlich auf das Gebiet von Ciñera-Matallana beschränkt. Ein von der Fragestellung ähnliches Projekt wird von Alexander Weh (Universität Erlangen) im Gebiet der Palentinischen Fazies und des Guardo Beckens im Osten des Kantabrischen Gebirges durchgeführt. Weitere Projekte des DFG-Bündels behandeln paläontologische und fazielle Fragestellungen zur Klärung von Ablagerungsmilieus und -entwicklungen. Thematisch assoziiert sind Projekte des in Heidelberg angesiedelten DFG-Graduiertenkollegs 273 „Einwirkung fluidier Phasen auf Locker- und Festgesteine“. Hauptaugenmerke dieser Arbeiten liegen u.a. auf der Rekonstruktion der

Diageneseabläufe durch die zu unterschiedlichen Zeiten zirkulierenden Fluide und den daraus gebildeten Gesteinszementen. Als Methodik wird vor allem die Untersuchung von Flüssigkeits-einschlüssen angewandt. Eine enge Verknüpfung der hier vorgestellten Arbeit ergibt sich dabei u.a. zum Projekt von Fernando Ayllón Quevedo, dessen Untersuchungen sich auf die Becken von Ciñera-Matallana und Sabero fokussieren und die hier vorgelegte Arbeit in dem wichtigen Bereich ‚Fluidaktivitäten‘ ergänzen. Seine vorläufigen Ergebnisse sind in Kap. 2.4 vorgestellt und in die Diskussion in Kap. 6 einbezogen.

## 2. Geologischer Rahmen

### 2.1 Großregionale Einordnung

Das Kantabrische Gebirge Nordspaniens als zentraler Bereich des Ibero-Armorikanischen Bogens repräsentiert den externen Falten- und Überschiebungsgürtel des Variskischen Orogens (Abb. 2.1A). Lotze (1945) und Julivert (1971) fassen das Paläozoikum dieses Gebirgszuges zur Kantabrischen Zone der Iberischen Varisziden zusammen (Abb. 2.1B). Die bilaterale Symmetrie des Variskischen Orogens lässt einen Vergleich der Kantabrischen Zone mit der S-Portugiesisch-Rhenoherynischen Zone auf der gegenüberliegenden Seite des Orogens zu (z.B. Warr, 2000). Eine Verlängerung findet sich mit der Cevennen Zone in S-Frankreich und mit dem Moravosilesikum/Sudetikum in den östlichen Alpen (Schmidt und Walter, 1990). Die Kantabrische Zone grenzt im W und SW an die Narcea Antiform, die mit hauptsächlich Präkambrischen Gesteinen zur Westasturisch-Leonesischen Zone gehört und damit den zentralen Orogenbereich repräsentiert; die weiteren Grenzen bilden die Kantabrische See (Golf von Biskaya) im N und Mesozoische und Tertiäre Gesteine, die im O und SO das Kantabrische Paläozoikum überlagern.

Die stratigraphische Abfolge der Kantabrischen Zone umfasst die Zeitspanne Präkambrium bis Stefan. Der folgende Überblick ist Dallmeyer und Martínez García (1990) entnommen: Eine unvollständige und vergleichsweise dünne Kambrisch-Ordovizische Sequenz (<2000 m) wird gefolgt von einer Siluro-Devonischen Abfolge, die im W vollständig erhalten ist und im NO fehlt. Diese Schichtlücke führte zur Postulierung des „Kantabrischen Blocks“ als bedeutende Hochzone während dieser Zeiten (Comte, 1959). Die Faziesabfolgen des Silurs und des Devons werden im S und SW des Kantabrischen Gebirges zu der küstennahen Asturo-Leonesischen Fazies zusammengefasst, wo sie einen Teil des passiven Kontinentalrandes Gondwanas repräsentieren. Im SO des Kantabrischen Gebirges wird zu diesen Zeiten die pelagische Palentiner Fazies abgelagert. Nach der Abspaltung von Gondwana („Armorika“) im späten Devon und frühen Karbon (Bretonische Phase) ist die Sedimentation zunächst sehr stark reduziert. Ab dem Unternamur werden mächtige, von Süden geschüttete Siliziklastika in einer synorogenen Vortiefe abgelagert (Sudetische/Leonesische Phase). Während des Namurs und Westfals kommt es durch das Wechselspiel zwischen Sedimentation und Tektonik zur Bildung vieler lokaler Becken mit teils mariner, teils terrestrischer Füllung. Diese kleinräumig gegliederte Vortiefe verzahnt sich mit marinen Karbonatplattformen; diese Karbonatplattformen repräsentieren die einzigen ausgedehnten Flachwasserkarbonate Europas in dieser Zeit und markieren ein ungewöhnliches *setting* sowohl für langanhaltende intensive Karbonatproduktion als auch für Riffbildungen. Im Westfal findet die Kollision zwischen Laurasia und Gondwana statt (Asturische Phase), die in der Kantabrischen Zone zu einer ausgeprägten Überschiebungstektonik führt. Das anschließende Molassestadium während des Stefan wird von erneut einsetzender Extension geprägt, die sich vor allem entlang großer Blattverschiebungen fokussiert und zur Bildung zahlreicher *pull-apart* Becken führte. Vermutlich hat die Sedimentation bis in das Perm angehalten, was durch viele, kleine Aufschlüsse mit permischen Sedimenten, die über die gesamte Kantabrische und Palentinische Zone verteilt sind, angedeutet wird. Diese ehemals wohl das gesamte Gebiet überlagernde Deckschicht ist aber später wieder erodiert worden (Martínez García, 1990).

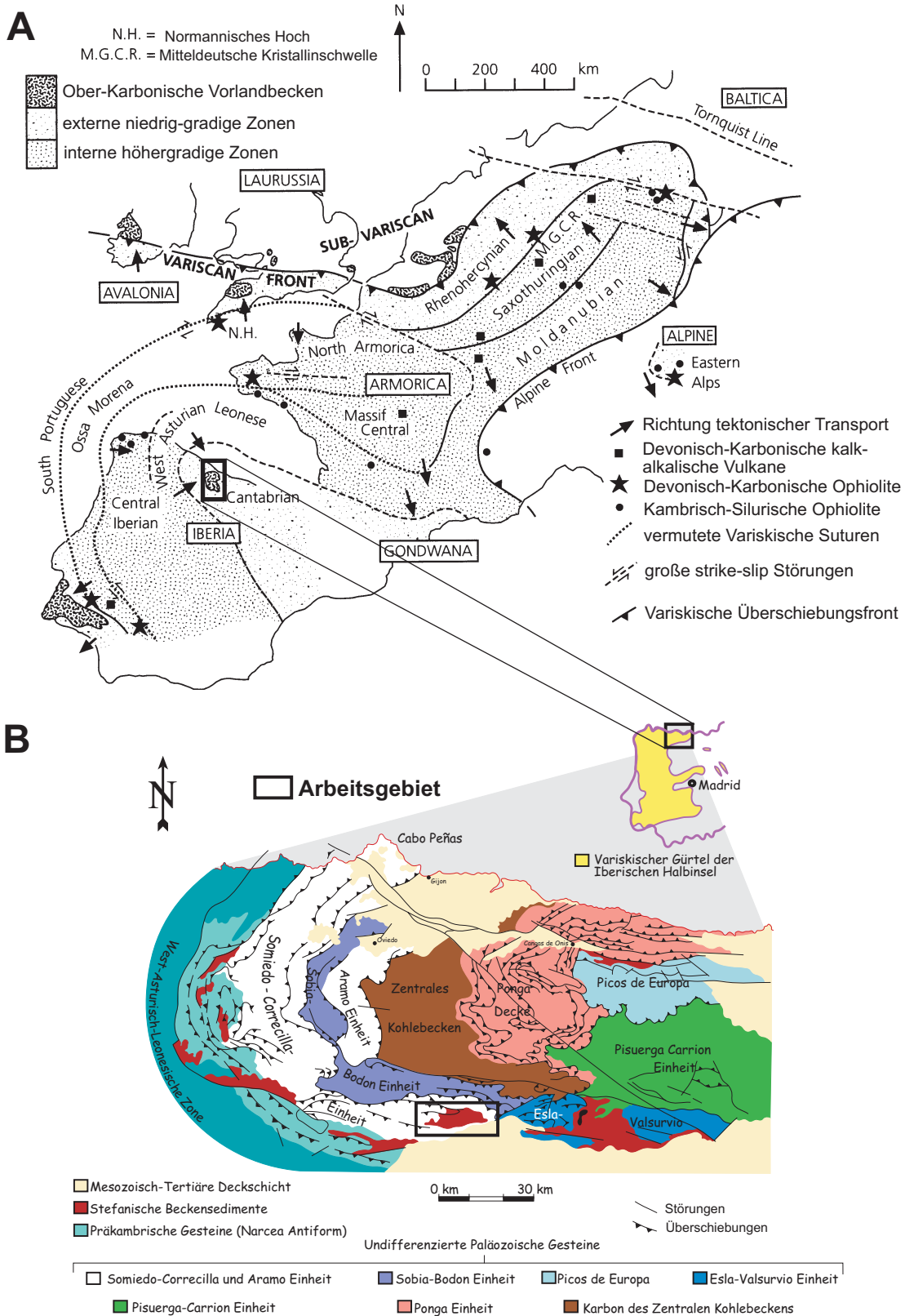


Abb. 2.1: A: Geotektonische Zonen des Europäischen Variskischen Orogens in einer Prä-Mesozoischen Rekonstruktion. Die Namen der Paläozoischen Mikroplatten sind in den Schriftboxen angegeben. Die Iberische Halbinsel wurde um 30 ° im Uhrzeigersinn rotiert um die Bucht von Biskaya zu schließen; die post-Variskische Bedeckung ist entfernt worden (modifiziert nach Franke, 1989, in Warr, 2000). B: Die tektonische Gliederung der Kantabrischen Zone mit Angabe der einzelnen Deckeneinheiten und Lage des Ciñera-Matallana Kohlebeckens (nach Julivert, 1971 und Pérez-Estaún et al., 1988).

Charakteristisch für die strukturelle Prägung der Kantabrischen Zone ist eine Überschiebungstektonik im hohen Krustenstockwerk (*thin-skinned* Tektonik) mit mehreren Abscherhorizonten und einem weitverzweigten Deckenbau. Auffällig für das gesamte Gebiet ist das weitgehende Fehlen einer regionalen Metamorphose und Schieferung bzw. deren nur lokal beschränktes Auftreten. Daher kann von Deformationen im oberkrustalen Bereich ausgegangen werden, bei denen Länge und Mächtigkeit der einzelnen Schichten nur unwesentlich verändert wurden (*low strain regime*). Die Biegung zum „Asturischen Bogen“ und der Transport der einzelnen Deckeneinheiten werden von vielen Autoren als ein zusammenhängender und zeitlich langanhaltender Prozess während der Asturischen Phase (Westfal B bis Stefan) beschrieben (Pérez-Estaún et al., 1988; Hirt et al., 1992; Aller und Gallastegui, 1995). Neuere paläomagnetische Untersuchungen deuten dagegen an, dass die Biegung ein spätes, vermutlich Permische Ereignis war, während die Deckenbewegungen zum Ende des Oberkarbon bereits abgeschlossen waren (Weil et al., 2001 und 2000; Kollmaier et al., 2000; Parés et al., 1994). Unbestritten ist die tektonische Bezeichnung als Orocline (*sensu* Carey, 1955), bei der ein ursprünglich linearer Faltengürtel sekundär gebogen wurde. Das gesamte Gebiet erfuhr eine erneute Extensionsphase im Ober-Jura – Unterkreide, die mit der Öffnung der Biskaya verbunden war. Während der Alpidischen Kompressionsphase ist die gesamte Kantabrische Zone entlang einer basalen, südvergenten Rampe angehoben worden; die Mesozoisch-Tertiären Begrenzungsschichten wurden entlang des Südrandes im Bereich des CMB ähnlich *fault-propagation folds* gegenüber den Paläozoischen Einheiten invertiert und steilgestellt (Pulgar et al., 1999).

Eine schwache, sub-horizontale Schieferung ist u.a. aus dem Zentralbereich der Kantabrischen Zone überliefert. Der Ursprung dieser Schieferung wird von Pulgar et al. (1999) mit der extensionalen Phase während des Perm in Verbindung gebracht. Diese von erhöhten geothermischen Gradienten und dem Intrudieren von Schmelzen aus tiefreichenden Quellen begleitete Phase wird auch als *rift*-Phase bezeichnet (Martínez García, 1983a und b), während der umfangreiche Mineralisationen, erhöhte Wärme Flüsse und Vulkanismus aufgetreten sind, die sich eindeutig von jüngeren Ereignissen (Mesozoisch/Tertiär) unterscheiden.

## 2.2 Die Stefanischen Kohlebecken

Dem Asturischen Bogen folgend tauchen zahlreiche, isolierte Bereiche mit Stefanischen Sedimenten auf, die zumeist störungsgebunden sind und teils bedeutende Kohlevorkommen beherbergen. Entlang der León Linie sind dies die Deckschollen von Salamón, Rucayo, Canseco und Puerto Ventana, entlang der Sabero-Gordón Linie als wichtigste Aufschlüsse die Gebiete um Sabero und Ciñera- Matallana (Abb. 2.2). Weiter östlich folgen entlang der Cangas-de-Narcea Störung die Schollenreste von La Magdalena, Villablino, Carballo, Cangas de Narcea, Tineo, Ferroñes, Arnao und San Juan de Nieva. Alle diese post-Asturischen Becken sind Reste einer ehemals wohl sehr ausgedehnten, zusammenhängenden und küstennahen Überschwemmungsfläche (*coastal floodplain*), die Richtung N und O (Picos de Europa) in ein vollmarines Milieu überging (Martínez-García und Wagner, 1984). Die Bezeichnung „post-Asturisch“ geht auf die Beobachtung zurück, wonach die Stefanischen Sedimente mit einer hohen Winkeldiskordanz auf älteren, während der

Asturischen Phase gefalteten Schichten auflagern. Paläobotanische Datierungen bezeugen einen Sedimentationsbeginn während des Stefan A zunächst im Sabero Becken (Knight, 1971), der sich diachron über das Stefan B und C gen NO und NW fortsetzte (Wagner, 1970). Die vorwiegend terrestrischen Molassesedimente von bis zu 4500 m Mächtigkeit wurden während des Stefan A-C entlang einer aufsteigenden Bergkette abgelagert, die sich im W, SW und S im Bereich der Westasturisch-Leonesischen Zone befunden hatte, (Martínez-García und Wagner, 1984). Almela (1949) äußert die Vermutung, daß unter den Kretazischen und Tertiären Schichten entlang des S-Randes des Kantabrischen Gebirges (800-1000 m, um Boñar östlich des CMB 400 m mächtig) weitere Stefanische Ablagerungen mit abbauwürdigen Kohlevorkommen existieren, wie es sich durch die Ergebnisse von Forschungsbohrungen andeutet.

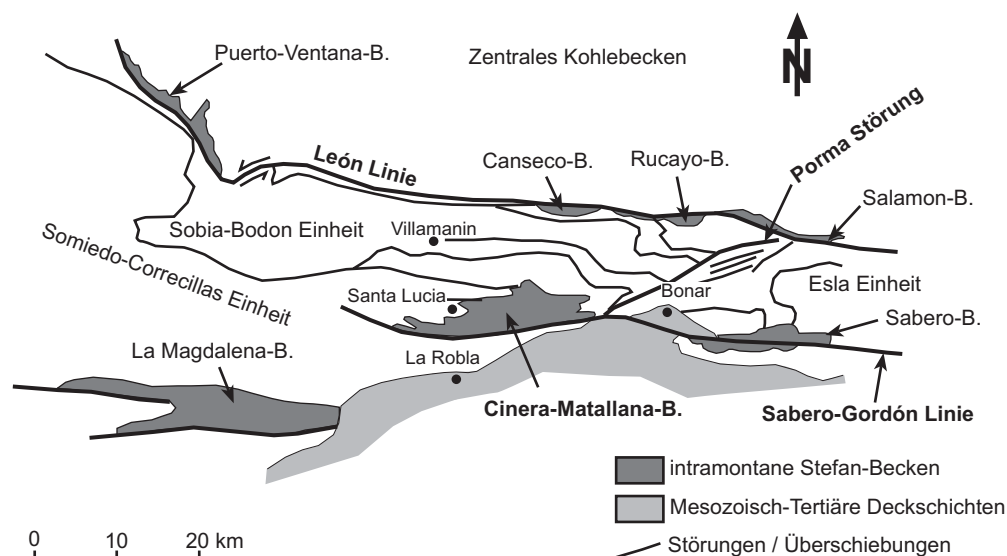


Abb. 2.2: Tekttonische Detailansicht der Sobia-Bodon und Somiedo-Correcillas Einheiten unter Hervorhebung der Stefanischen Kohlebecken, die sich entlang der León und Sabero-Gordón Linien aufreihen (nach Truyols, 1983).

Einen fundamentalen Einfluß der großen Lineamente von León und Sabero-Gordón auf die Entstehung und Entwicklung der Stefanischen Molassebecken haben Nijman und Savage (1989) beschrieben. Ihrer Arbeit nach ist die Beckenentwicklung in Zusammenhang mit der Bildung von *pull-apart* Strukturen entlang von sinistralen Blattverschiebungen entlang der genannten Lineamente zu sehen. Bisher nicht geklärt ist die Frage, ob es einen genetischen Zusammenhang zwischen der Biegung des Orogens und der Entstehung der *pull-apart* Becken gibt, die auffällig dem gebogenen Trend folgen. Die beiden Störungssysteme bergen eine lange Bewegungsgeschichte, beginnend von initialen horizontalen Blattverschiebungen über die Reaktivierung zu Rücküberschiebungen während der Deckenbewegungen mit deutlich horizontalem Bewegungsanteil. Die Sabero-Gordón Linie agierte im Oberdevon und im Namur als Faziesgrenze (Rupke 1965, Evers 1967, van Staalduinen 1973), Bereiche erhöhter Subsidenz im S von herausgehobenen Bereichen im N trennend. Heward und Reading (1978) vergleichen die Anlage der Kohlebecken mit den typischen *pull-apart* Becken in Kalifornien (USA); Heward (1978) konkretisiert diese Vorstellung mit einem



Vergleich des Ablagerungsmilieus der Kohlebeckensedimente mit den rezenten Bedingungen von Salton Sea (Golf von Kalifornien, USA). Er gibt weiterhin für die Stefanischen Beckensedimente eine Sedimentationsrate von 0,21–0,36 m/1000 a an, die zusammen mit abrupten vertikalen Fazieswechseln für ausgeprägte vertikale Bewegungen entlang der Sabero-Gordón Linie sprechen. - Eigene Berechnungen deuten auf eine viel höhere Sedimentationsrate von mindestens 0,5–0,8 m/1000 a hin, um die mindestens 1500 m mächtige Sequenz des CMB innerhalb der 2–3 Mio a des Stefan B abzulagern. - Schließlich vergleichen Heward und Reading (1980) und Raven und van der Pluijm (1986) die sich abwechselnden Perioden von Beckenbildung/-sedimentation und Deformation mit den transtensionalen/transpressiven Phasen von rezenten Blattverschiebungssystemen. Im Zuge der Alpidischen Orogenese sind die Störungssysteme von León und Sabero-Gordón als Rücküberschiebungen reaktiviert worden (Pulgar et al., 1999).

Ähnliche intramontane Kohlebecken aus dem Stefan finden sich im Zentralmassiv in Frankreich (Cevennen Zone des Variskischen Orogens). Auch hier wird deren Entstehung mit Bewegungen entlang großer Blattverschiebungen in Verbindung gebracht, die zudem erheblichen Einfluss auf die Inkohlungsverteilung gehabt haben (siehe Kap. 1). Weitere prominente Analoga stellen die Miozänen Fohnsdorf-Seckau Kohlebecken in den östlichen Alpen dar. Hier haben extensionale Bewegungen zunächst zur Anlage von *pull-apart* Becken geführt (Ratschbacher et al., 1989; Decker und Peresson, 1996; Frisch et al., 1998), die sich ähnlich wie die Stefanischen Becken im Kantabrischen Gebirge entlang großer Blattverschiebungssysteme (Mur-Mürz-Störungssystem) *en echelon*-artig aneinanderreihen. Die weiteren Entwicklungen zeichnen die rasche Sedimentation in tektonischen Halbgräben und die anschließende Modifikation in eine positive Blumenkohl-Struktur (*flower structure*) nach (Strauss et al., 2001; Sachsenhofer et al., 2000).

### 2.3 Das Ciñera-Matallana Kohlebecken (CMB)

Das CMB liegt am S-Rand des Kantabrischen Gebirges ca. 30 km nördlich der Provinzhauptstadt León und nur wenige Meter von den Mesozoischen und Tertiären Deckschichten entfernt (Abb. 2.3A). Es hat eine Erstreckung von ca. 25 km in O-W Richtung und ca. 5 km in N-S Richtung. Die heutige isolierte Lage täuscht darüber hinweg, dass zwischen dem CMB und den benachbarten Stefanischen Becken von Sabero und Cea im Osten und La Magdalena im SW zumindest schmale Verbindungen bestanden haben (Comte, 1959; de Sitter, 1962; Wagner, 1971; Martínez-García und Wagner, 1984) (siehe Abb. 2.2). Heward (1978) beschreibt die Gebiete von La Magdalena, Sabero und Ciñera-Matallana als ein zusammenhängendes, alluviales Sedimentationsgebiet, wobei erstgenanntes Gebiet den eher proximalen, die beiden letztgenannten den eher distalen Fächer darstellen.

#### 2.3.1 Stratigraphie des Ciñera-Matallana Kohlebeckens (CMB)

Die Einteilung der Sedimente des CMB in 7 Formationen (Abb. 2.3B) geht auf Wagner und Artieda (1970) und Wagner (1971) zurück (siehe auch Bellstädt, 1983); die jeweiligen Formationsgrenzen basieren auf Horizonten mit charakteristischen lakustrinen Bivalven und Arthropoden und auf Kohleflözen mit speziellen Floren. Sedimentologisch hat Heward (1978) die

Ablagerungen des CMB als Alluvialfächer und lakustrine bis fluviatile Ablagerungen mit deutlichen *fining/coarsening upward* Sequenzen und Strömungskanälen (*channel sediments*) beschrieben. Die gesamte Abfolge ist mittels paläobotanischer Untersuchungen in das Stefan B gestellt. Im W wie im E des CMB sind die diskordanten Kontakte zwischen den Stefanischen Sedimenten und den unterlagernden, bereits verfalteten Devonischen bzw. Namurischen Schichten (Asturische Diskordanz) aufgeschlossen. Der Kontakt zwischen Kohleflözen und Unterlager erscheint manchmal konkordant, geht aber auf die extreme Verformbarkeit der Kohle im Zuge der Faltung der Beckenfüllung zurück (Gómez de Llarena, 1950).

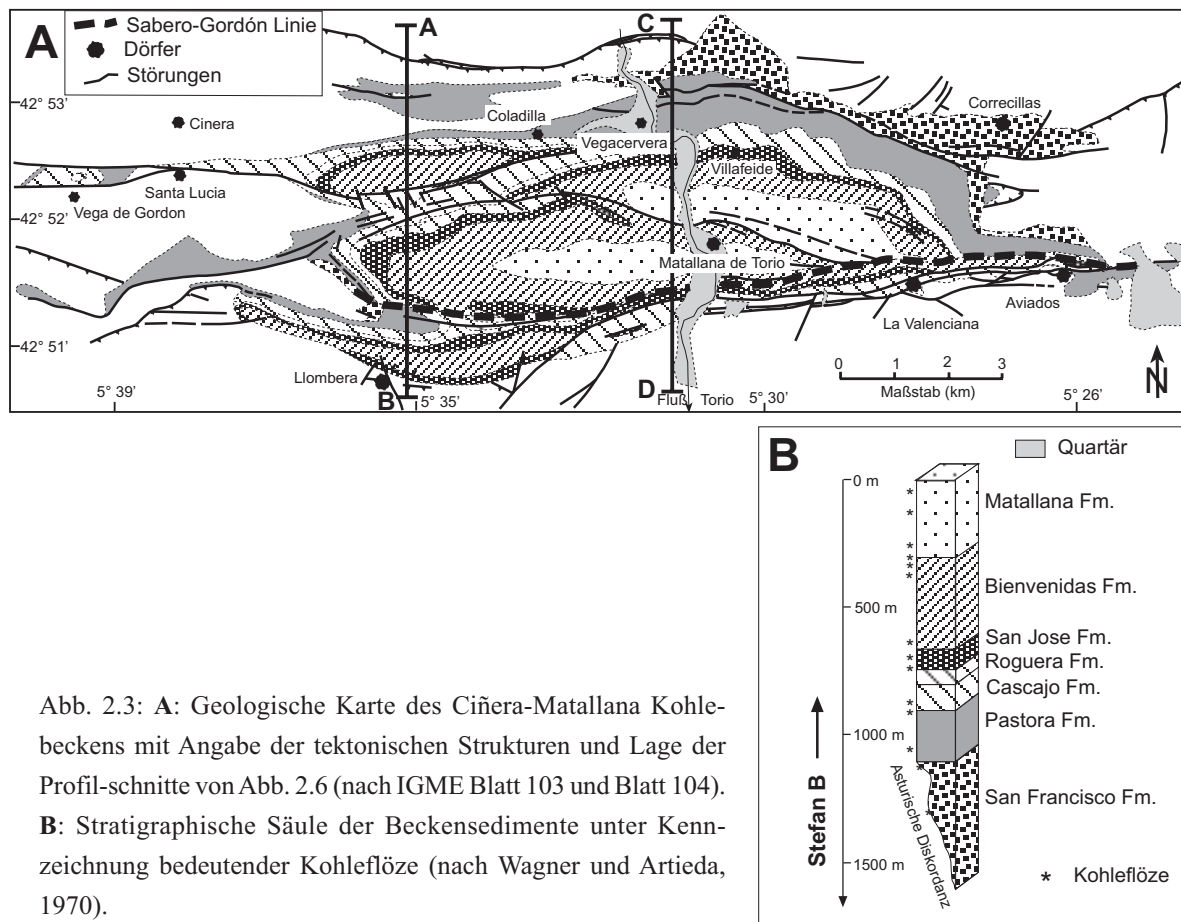


Abb. 2.3: **A:** Geologische Karte des Ciñera-Matallana Kohlebeckens mit Angabe der tektonischen Strukturen und Lage der Profil-schnitte von Abb. 2.6 (nach IGME Blatt 103 und Blatt 104). **B:** Stratigraphische Säule der Beckensedimente unter Kennzeichnung bedeutender Kohleflöze (nach Wagner und Artieda, 1970).

Die Sedimentation setzte ein mit der Ablagerung der San Francisco Formation, einem Parakonglomerat mit Kalk- und Quarzitgeröllen und einer kalk-arenitischen Matrix. Die Verteilung läßt darauf schließen, daß zunächst ein bestehendes Paläorelief mit grobkörnigen Schlammströmen (*mass/debris flows*) aufgefüllt und nivelliert wurde, bevor ein Wechsel im Sedimentationstyp einsetzte (Heward 1978). Wagner (1971) vermutet, dass die Topografie vor Beginn der Stefanischen Sedimentation Höhenunterschiede von lokal bis zu mehreren hundert Metern aufgewiesen hatte. Evers (1967) und Villegas (1996) haben besonders in dieser Formation das Auftreten von synsedimentären Störungen beschrieben, was auf eine tektonisch kontrollierte Ablagerung/Subsidenz rückschließen läßt (Abb. 2.4).



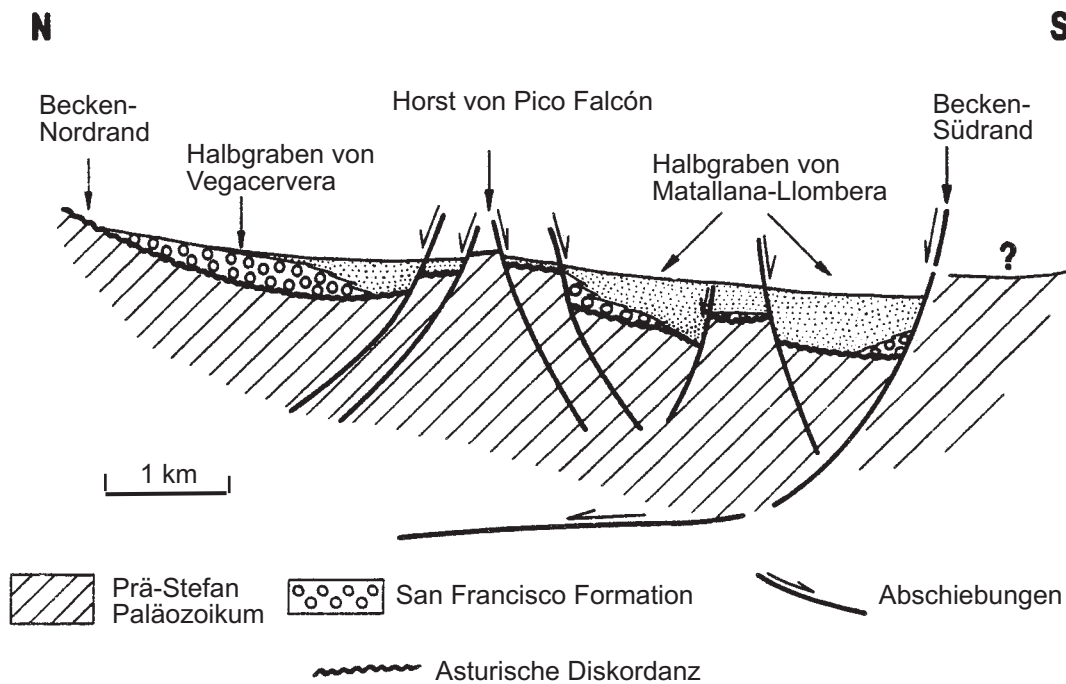


Abb. 2.4: Schematische Darstellung der ungefähren Lage der basalen Abschiebungen, die zu der Anlage von mehreren tektonischen Halbgräben geführt haben, die sukzessive mit Stefanischen Sedimenten aufgefüllt worden sind (nach Villegas, 1996).

Auf die basale San Francisco Formation folgt die Pastora Formation, welche das bedeutendste und mächtigste Flöz des CMB beherbergt (Pastora Flöz). Das Ablagerungsmillieu wird als lakustrin beschrieben: ein SW-NO ausgerichteter See mit Zentrum in der westlichen Mitte der heutigen Erstreckung des CMB, mit üppiger Fauna entlang der Seeränder (Wagner, 1971; Dabrio, 1984; Mendez, 1985). Die pelitische Cascajo Formation führt als einzige Formation keine Kohleflöze, sie zeigt mit ihrer geringen Mächtigkeit und einer konstanten Verbreitung über das gesamte CMB eine Ruhepause während der Subsidenzgeschichte an. Mit der ebenfalls pelitischen Roguera Formation tritt wieder ein starker lateraler Wechsel der einzelnen Schichten mit vereinzelt, dünnen Kohleflözen auf. Hauptkennzeichen der geringmächtigen San José Formation sind zahlreiche, geringmächtige Kohleflöze, welche gen N ausbeissen. Die Sedimente der Bienvenidas Formation zeigen das gleiche lakustrine/fluviatile Ablagerungsmillieu wie während der vorhergehenden Formation an, aber mit mächtigeren Kohleflözen und mit Sedimenten (Konglomerate und Rinnenfüllungen), die auf ein zeitweise höher-energetisches Ablagerungsmillieu als zuvor schließen lassen. Die stratigraphische Abfolge wird abgeschlossen von der Matallana Formation mit eingeschalteten Kohleflözen und einer relativ konstanten Mächtigkeit über das gesamte CMB. Einzelne Horizonte in der Matallana Formation zeigen Merkmale einer oberflächennahen Erosion an. Van Ameron und van Dillewijn (1963) vermuten, dass die Sedimentation nach der Matallana

Formation noch für eine längere Zeit angedauert hat. Da jedoch große Teile der ehemaligen Beckenfüllung durch Erosion wieder abgetragen worden sind, seien deren Umfang und Ausdehnung nicht abschätzbar.

### 2.3.2 Struktur des Ciñera-Matallana Kohlebeckens (CMB)

Parallel zu der heutigen O-W Erstreckung des CMB ist das Becken strukturell in O-W verlaufende nordvergente Synklinale und Antiklinalen eingeteilt (Abb. 2.5). Die Anlage dieser Strukturen wird mit einer von S nach N gerichteten Kompression in Verbindung gebracht, da die S-Schenkel vollständig erhalten sind und die N-Schenkel entlang von Auf-/Überschiebungen gestaucht bzw. unvollständig (abgeschnitten) sind (Abb. 2.6).

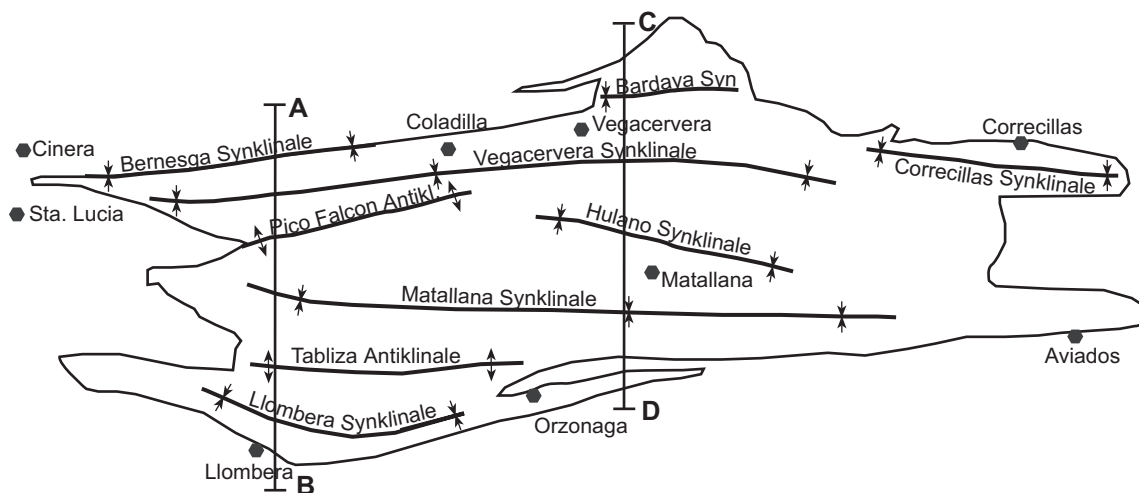


Abb. 2.5: Tektonische Gliederung des Ciñera-Matallana Kohlebeckens mit Angabe der Lage der Profilschnitte von Abb. 2.6 (nach Wagner, 1971).

Der paläozoische Unterbau des Beckens hatte zunächst großen Einfluß auf die Ablagerungsverteilung und die Struktur der Sedimente, vor allem der San Francisco Formation (van Ameron und van Dillewijn 1963, Wagner, 1971; Heward 1978) (Abb. 4). Darüber hinaus zeigt Alonso (1989), daß die Art der Faltung der Stefanischen Beckensedimente stark von bestehenden Strukturen im Untergrund und deren Reaktivierung abhing. So zeigen die Synklinale im NW des CMB eine starke Abhängigkeit zu der homoklinalen Anordnung der unterlagernden Schichten und der Reaktivierung von Abschiebungen (extensionales Regime) in diesem Bereich. Auch van Staalduinen (1973) macht die prä-Stefanische Morphologie für die Ausbildung der Synklinal-Strukturen und die Reaktivierung von bestehenden Deformationsstrukturen im Untergrund für die Anlage der Antiklinalen verantwortlich.

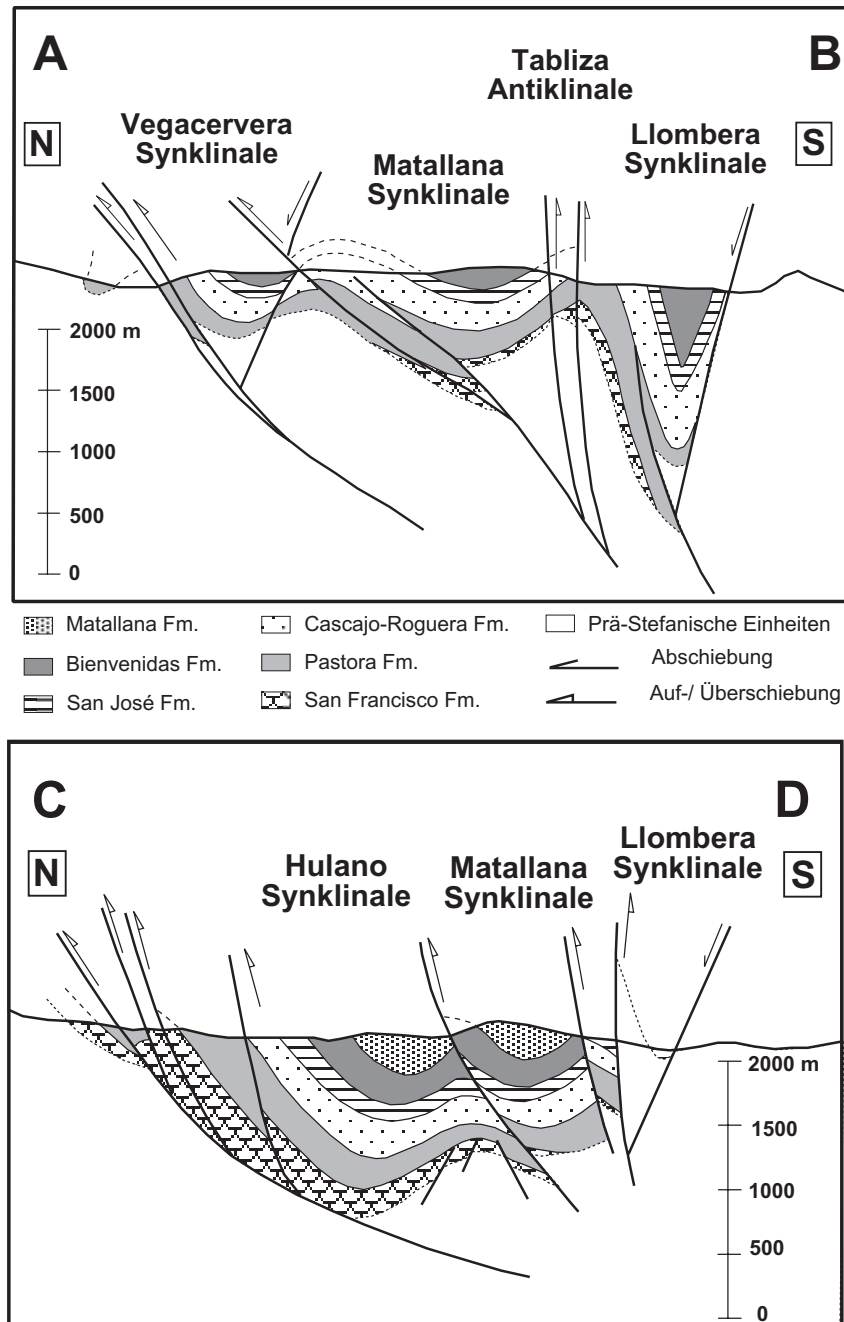


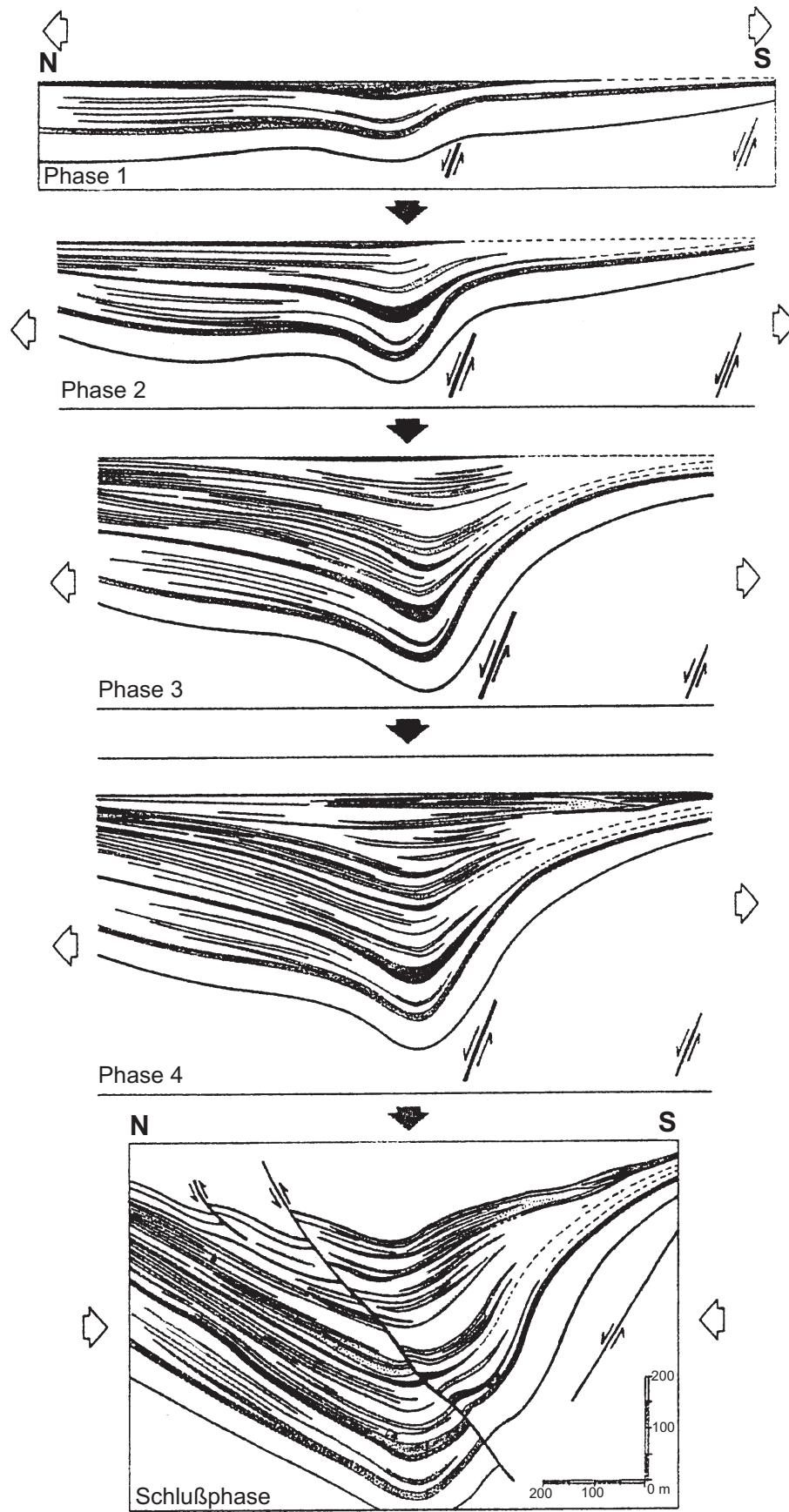
Abb. 2.6: **A**: Profilschnitt A-B durch den westlichen Teil des Ciñera-Matallana Kohlebeckens. **B**: Profilschnitt C-D durch den mittleren Teil des Ciñera-Matallana Kohlebeckens (nach Villegas, 1996). Die Lage der Profilschnitte kann Abb. 2..5 entnommen werden. Sämtliche nordvergente Aufschiebungen führt Villegas auf ein kompressives Regime während der Alpidischen Orogenese zurück. Dies steht im Widerspruch zu Wagner und Artieda (1970), die die Hauptstrukturen der Endphase der Variskischen Orogenese zuordnen.

Wagner und Artieda (1970) und Wagner und Matínez García (1974) teilen die Entstehung der komplexen Strukturen in zwei post-Stefanische Phasen ein: Die erste Phase war mit einer von S nach N gerichteten Kompression verbunden und ist für die nach S einfallenden Überschiebungen verantwortlich. Die zweite Phase hat die Steilstellung der gesamten Strukturen bewirkt und ist mit der Hebung des Kantabrischen Gebirges verbunden. Die Autoren stellen beide Phasen in das Perm. Andere Autoren widersprechen dieser Einteilung in der Art, nach der die Alpidische Orogenese für weit mehr Strukturen verantwortlich ist als bisher angenommen (Pulgar et al., 1999). So soll zumindest die Steilstellung der Schichten auf die Kompressionsphase während der Alpidischen Orogenese (Savische Phase, Oligozän-Miozän) zurückgehen (Gómez de Llarena, 1950; Villegas, 1996). Entlang des S-Randes des Kantabrischen Gebirges manifestiert sich diese Phase besonders in S-vergente basalen Überschiebungen/Rampen und nordvergente Rücküberschiebungen (van Staalduinen 1973). Villegas (1996) ordnet sämtliche Strukturen, die auf kompressionale Regimes zurückzuführen sind, der Alpidischen Orogenese zu, da für ältere Kompressionsphasen seiner Meinung nach keine sicheren Beweise vorliegen. Nach dem Modell von Heward und Reading (1978), nach dem die Stefanischen Becken mit rezenten *pull-apart* Becken verglichen werden können, fanden Deformation und Sedimentation mehr oder weniger gleichzeitig statt, wobei transtensionale und transpressive Kräfte zur gleichen Zeit in unterschiedlichen Bereichen der Becken gewirkt haben (Kap. 2.2).

Wie bereits erwähnt, haben die Bewegungen entlang der Sabero-Gordón Linie die Entwicklung des CMB fundamental beeinflusst. Villegas (1996) beschreibt die Sedimentationsbedingungen als die eines komplexen Halbgraben-Systems, bei der sich Phasen erhöhter Subsidenz mit Ruhephasen, während der sich mächtige Moore bilden konnten, abgewechselt haben. Exemplarisch veranschaulicht er dies an der für den Bergbau wichtigen Pastora Formation (Abb. 2.7). Ausläufer des Störungssystems von Sabero-Gordón bilden den heutigen S-Rand des CMB. Van Staalduinen (1973) sieht in der Beberino Störung, die sich vom CMB aus gen W innerhalb der Santa Lucia Formation (Ems) befindet, eine westliche Verlängerung der Sabero-Gordón Linie.

**Abbildung auf gegenüberliegender Seite:**

Abb. 2.7: Schematische Darstellung der Subsidenzentwicklung der Matallana Synklinalen; abgebildet sind die Sedimente der Pastora Formation. Die Halbgrabenstruktur ist durch die initialen Abschiebungen während eines extensionalen Regimes gekennzeichnet; in der Schlussphase während eines kompressionalen Regimes sind die Beckensedimente gestaucht und nordvergente Aufschiebungen angelegt worden (nach Villegas, 1996).



### 2.3.3 Magmatismus

Subvulkanische Intrusionen treten im CMB als konkordante *sills* und als *dykes* innerhalb der San Francisco, Pastora, Cascajo, San José und Bienvenidas Formation auf (Wagner und Artieda, 1970; Mendez, 1985; Villegas, 1996). Oberflächen-Aufschlüsse sind an der N-Flanke der Bardaya-Synklinalen (nördlich von Villafeide) und im Scharnierbereich der Tabliza-Antiklinalen bei der Mine „San José“ (nördlich von Orzonaga) und der Mine „Tabliza“ (nördlich von Llombera) zu finden. Durch Explorationsbohrungen und Untertage-Abbau ist belegt, dass die Anzahl und Mächtigkeit der Intrusionen vor allem in der Pastora Formation im W des CMB sehr stark zunehmen. Die intermediären bis basischen Plutonite (Diorite bis Basalte) liegen heute extrem verwittert und alteriert vor; Mendez (1985) hat die Gesteine aufgrund chemischer Analysen als Mugearite klassifiziert. Bevorzugte Wegsamkeiten sind die unzähligen Kohleflöze gewesen, die plastisch auf die Zufuhr von Wärme (Hitze) reagiert haben; mächtigere Tonlagen agierten als Barriere für den Schmelzenaufstieg. In direktem Kontakt hat sich die Kohle in Natur-Koks umgewandelt, im Umgebungsgestein ist eine höhere Alteration mit der Ausbildung von Kalzit- und vermehrten Pyritmineralisationen zu beobachten (Mendez, 1985). Der Zeitpunkt der Intrusion wird von Wagner (1971) als syn-tektonisch angegeben. Villegas (1996) spricht dagegen von post-sedimentären Intrusionsereignissen, da die Faltung und die Überschiebungen Alpidischer Natur seien und daher in keinem zeitlichen Zusammenhang mit den magmatischen Aktivitäten stehen. Die eigenen Beobachtungen von mitverfalteten *sills* indiziert einen post-sedimentären bis syn-deformativen Zeitpunkt für die Intrusionen.

Die einzigen Datierungen dieser post-kollisionalen Plutonite liegen für den östlichen Bereich der Kantabrischen Zone vor. Gallastegui et al. (1992) haben für den magmatischen Gang des Peña Prieta, der sowohl angesichts der Genese als auch der Chemie mit den Intrusionen des CMB verglichen werden kann, ein Permische Alter von  $276 \pm 1$  Mio a (Rb-Sr) bestimmt. Da die Intrusionen des CMB deutlich mit den Stefanischen Sedimenten mitgefaltet wurden, müssen die magmatischen Aktivitäten zusammen mit den Faltungsvorgängen zumindest in diesem Zeitrahmen stattgefunden haben. Erwähnenswert ist in diesem Zusammenhang die Beobachtung von Mendez (1985), wonach die Inkohlung des organischen Materials keine Sprünge zwischen den einzelnen Formationen anzeigt, was ebenfalls gegen syn-sedimentäre Intrusionsvorgänge spricht.

Im benachbarten Sabero Becken treten ebenfalls dioritisch-basaltische Intrusionen auf. Knight (1983) beschreibt sie als pseudo-konkordant mit den Beckensedimenten; sie sind nicht so mächtig wie jene im CMB, nur in den ältesten Beckenformationen zu finden und wahrscheinlich während der Hauptphase der Faltung intrudiert.

In der Kantabrischen Zone treten plutonische Körper nur vereinzelt und in lokal begrenztem Umfang auf; zahlreiche vulkanitische Horizonte sind hingegen in der Kambro-Devonischen wie Permischen Abfolge weitverbreitet. Die Plutonite treten als Stöcke bevorzugt entlang von bedeutenden Störungen wie der León-Linie auf, zu denen ein genetischer Zusammenhang vermutet wird. Kompositionell handelt es sich um Gabbros bzw. Gabbrodiorite bis hin zu Quarz-Dioriten, die jedoch aufgrund tektonischer und hydrothermaler Aktivitäten stark alteriert vorliegen. Nach geochemischen Daten von Corretgé und Suárez (1990) zeigen die Plutonite eine post-kollisionale



Signatur, aufgrund derer die Autoren die Intrusionsereignisse mit der Dekompressionsphase (Extensionsphase) des Orogens korrelieren. Gebunden an diese Intrusionen sind zumeist metasomatische Mineralisationen vom Skarn-Typ, die von Schwefel-reichen Fluiden transportiert wurden (Luque et al., 1990). Die von ihnen durchgeführten Untersuchungen der Paragenese deuten auf Temperaturen dieser Intrusionen von 600 °C hin, Flüssigkeitseinschlüsse in den Mineralisationen zeigen 150-400 °C an. Im Gegensatz dazu treten auch störungsgebundene hydrothermale Mineralisationen auf, die auf meso- bis epithermale Bedingungen zurückgeführt werden (200-250 °C).

### 2.3.4 Kohlebergbau im Ciñera-Matallana Kohlebecken (CMB)

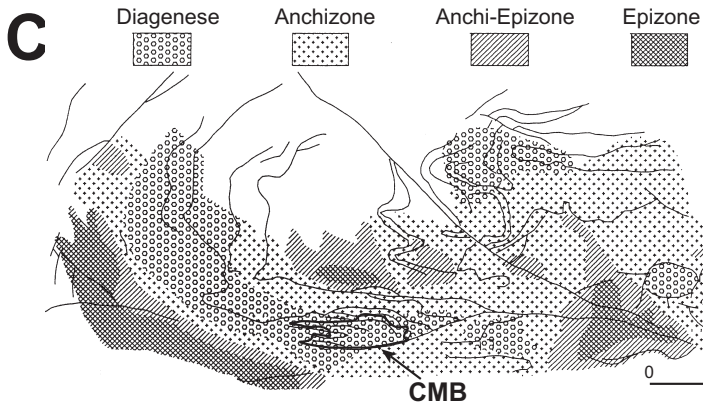
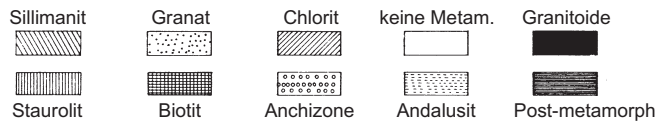
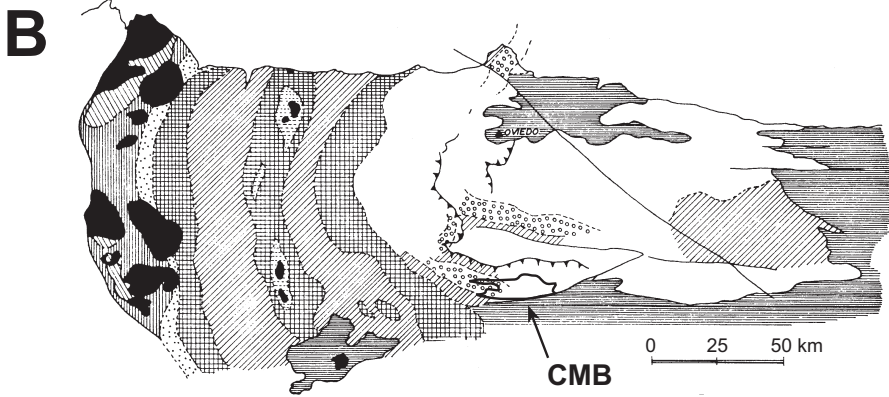
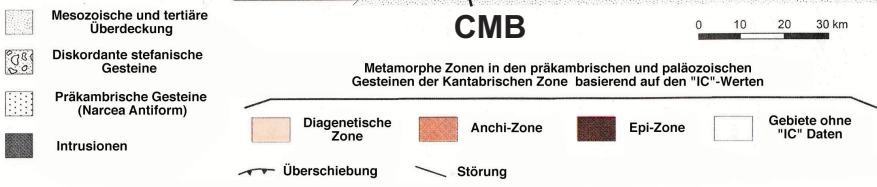
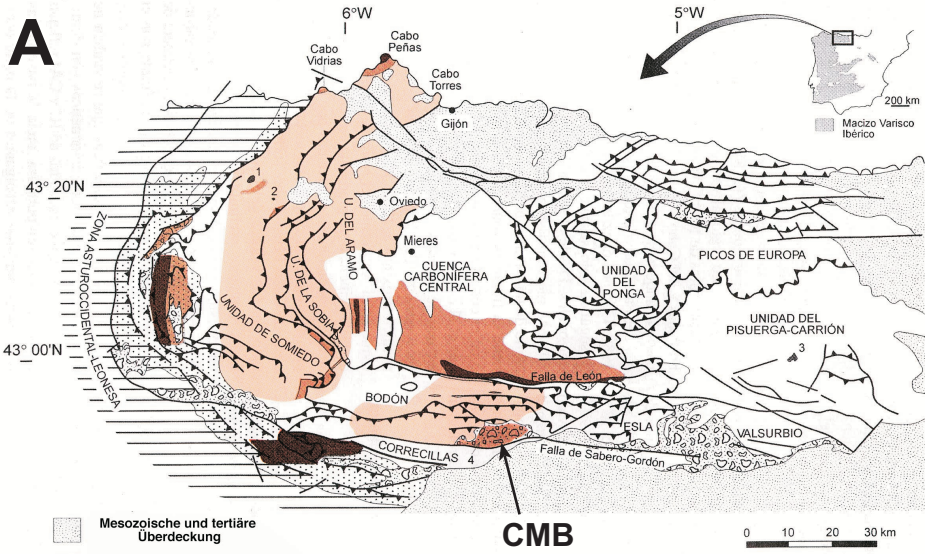
Seit dem 19. Jahrhundert wird im CMB Kohlebergbau betrieben, ab 1893 unter Federführung der Sociedad Anónima Hullera Vasco-Leonesa (SAHVL). Das gesamte Gebiet des CMB ist von unzähligen kleinen und größeren Tagebauen und Untertageminen nebst Abraumhalden geprägt; sowohl diese Anlagen als auch die Zufahrtswege stellen die wichtigsten Oberflächenaufschlüsse dar. Aus wirtschaftlichen Gründen sind nur noch wenige Minen in Betrieb, zu den wichtigsten gehören die Tagebaue „Santa Lucia“ und „Ciñera“ sowie die Untertagemeine „Tabliza“ im W des CMB. Der Abbau konzentriert sich auf das Flöz „Pastora“, welches durch tektonische Verschuppung lokal Mächtigkeiten von über 40 m aufweist (Wagner, 1971). Die Mine „La Valencia“ im O des CMB wurde vor kurzem aufgrund illegaler Geschäftspraktiken seitens der SAHVL geschlossen.

Das CMB gehört zu den wichtigsten Kohleabbaurevieren von Spanien mit einer Produktion von ca. 2,5 Mio t/a, die ca. 10 % der spanischen Gesamtproduktion entspricht, und geschätzten sicheren Reserven von 228 Mio t (Daten nach IGME, 1985 und SAHVL, 1993). Die Qualität der Kohle wird als *low-volatile bituminous coals* eingestuft (Colmenero und Prado, 1993). In der nahegelegenen Stadt La Robla befindet sich ein Kohlekraftwerk, das über Tunnel mit den Minen im CMB verbunden ist.

## 2.4 Thermische Entwicklung

Während die Kantabrische Zone als prominentes Beispiel für einen Falten- und Überschiebungsgürtel ohne regionale Metamorphose gilt, sind lokal begrenzt Ausnahmen von dieser Regel mit bis zu epizonalen Metamorphosegraden festzustellen (Abb. 2.8). Die Palentinische Region gehört dazu (Savage, 1967; Lobato, 1977), aber auch der südliche Bereich des Zentralen Kohlebeckens entlang der Léon-Linie (Aller, 1984; Aller und Brime, 1985) sowie die direkte Umgebung zu Deckenbahnen und anderen größeren tektonischen Strukturen (Brime, 1981 und 1985; Bastida et al., 1999; Brime et al., 2001). Ein genetischer Zusammenhang wird zwischen erhöhten Metamorphosegraden und dem Auftreten einer Schieferung gezogen (Aller und Brime, 1985; Aller et al., 1987).

Besonders die zahlreichen post-kinematischen Intrusionen werden als Ursache für lokal erhöhte Metamorphosegrade angesehen (Corretgé und Suárez, 1990; Brime et al., 2001). Raven und van der Pluijm (1986) sehen in einigen Regionen gar Hinweise auf Invertierungen der Paläotemperaturgradienten mit höheren Werten in den jüngeren Formationen. Detaillierte thermische





Untersuchungen auf Basis von Farbveränderungen von Conodonten (*Conodont Alteration Index*, CAI) lassen sie vermuten, dass eine genetische Beziehung zwischen den Temperaturmaxima und den großen Störungssystemen wie der León und der Sabero-Gordón Linie als Wegsamkeiten für höher temperierte Fluide besteht (siehe auch García-López et al., 1999). Als Quelle der Fluide sehen sie die Intrusion der spät-Variskischen Plutonite. Ayllón Quevedo et al. (2002, eingereicht) beschreiben Flüssigkeitseinschlüsse in prä- bis syntektonischen Quarzmineralisationen im CMB, die bei Temperaturen von 73-129 °C und Drücken von 170-300 bar entstanden sind. Die zirkulierenden Flüssigkeiten stammen ihrer Meinung nach überwiegend von der Entwässerung der organischen Lagen während der Subsidenz bei hohen paläogeothermischen Gradienten von 60-70 °C/km. Dekreptionserscheinungen belegen einen späteren, starken aber kurzlebigen Temperaturanstieg, den sie wie die anderen Autoren mit den Intrusionsereignissen in Verbindung bringen, wobei konduktiver Wärmetransport überwogen zu haben scheint. Aparicio et al. (1993) geben für den Bereich des CMB Temperaturen von 200-300 °C und einen Druck von 2-3 Kb an, die während des Ober-Karbons für die Ausbildung der von ihnen festgestellten Tonmineral-Paragenese verantwortlich sein sollen. Ihre IK-Daten belegen Bedingungen der oberen Diagenese /unteren Anchizone. Brime et al. (2001) haben für den NW der Kantabrischen Zone einen geothermischen Gradienten von ca. 35 °C/km berechnet, der aber lokal durch das Auftreten von Intrusionen höher gewesen sein dürfte.

Eine inverse Verteilung der Metamorphosegrade im SW des Kantabrischen Gebirges (Somiedo-Correcilla Einheit) haben Keller und Krumm (1993) bestätigt. Nach ihrer Auffassung sind die bis zu anchizonalen Metamorphosegrade in den Stefanischen Molassebecken jedoch auf detritische Mineralphasen zurückzuführen und stellen keine prograde, authigen gewachsene Sequenz dar. Sie seien deshalb nicht geeignet, ehemalige Metamorphosebedingungen zu beschreiben. Sie erwähnen allerdings auch die Möglichkeit eines Fluid-gesteuerten Wärmetransportes im Zusammenhang mit der örtlichen Nähe zu großen Störungssystemen (Sabero-Gordón-, León-Linie) (siehe auch Krumm, 1992).

#### **Abbildung auf gegenüberliegender Seite**

Abb. 2.8: Verschiedene Metamorphosekarten der Kantabrischen Zone mit Hervorhebung des Ciñera-Matallana Kohlebeckens. **A:** Geologische Karte mit räumlicher Verbreitung der Bereiche Diagenese, Anchizone und Epizone. Die Klassifikation basiert auf Daten der Illit-Kristallinität (siehe Kap. 3) von ca. 600 Lokalitäten, die aus zahlreichen Veröffentlichungen zusammengestellt wurden (aus García-López et al., 1999). **B:** Verteilung der einzelnen Metamorphosezonen, klassifiziert nach Indexmineralen und Illit-Kristallinität und aus zahlreichen Veröffentlichungen zusammengestellt (aus Suárez und Corretgé, 1987). **C:** Verteilung verschiedener Metamorphosegrade, basierend auf Untersuchungen der Illit-Kristallinität (aus Krumm, 1992).

García-López et al. (1999) beschreiben die spät-Variskische Metamorphoseentwicklung als diastathermal (Robinson, 1987) mit dem lokalen Einfluß von kleinen Intrusionskörpern und Fluiden, die entlang von Störungen für einen erhöhten Wärmefluß sorgten. Beide Faktoren treffen für das CMB zu, weshalb die Autoren hierin einen Präzedenzfall sehen, um die thermische Geschichte der Kantabrischen Zone während der auslaufenden Variskischen Orogenese zu entschlüsseln. Allerdings sehen sie auch Schwierigkeiten, da die Paläo-Temperaturen, die durch die IK (Anchizone-Epizone) und durch den Inkohlungsgrad des organischen Materials (Diagenese-Anchizone) bestimmt wurden, sehr unterschiedlich sind.

Mendez (1985) hat durch Textur-Untersuchungen des Naturkoks‘ nachgewiesen, dass die Inkohlung im CMB bereits zu einem großen Teil stattgefunden hatte, bevor Intrusionen zu einer lokalen Erhöhung des Inkohlungsgrades führten.

### 3. Tonmineralogische Untersuchungen

#### 3.1 Einleitung

Die meisten Studien über paläogeothermische Bedingungen und Anomalien im Kantabrischen Gebirge basieren auf Untersuchungen von Tonmineralen (siehe Kap. 2.4). Es lag daher nahe, diese Methodik auch auf das Ciñera-Matallana Becken (CMB) anzuwenden. Im CMB haben Galan et al. (1978) als erste anomale Metamorphosegrade (Anchizone) nachgewiesen, die von Marschik (1992) und Krumm (1992) bestätigt wurden. Die Autoren bemerkten eine ungewöhnliche Tonmineralparagenese mit Illit (Phengit), Chlorit (Ripidolit), Kaolinit (im Übergang zu Dickit), Paragonit (als Umwandlungsprodukt von Illit), Pyrophyllit (als wichtigstes Indexmineral) und Siderit; Smektit und entsprechende Wechsellagerungsminerale wurden nicht festgestellt. Die Autoren merken an, dass keine Beziehung zwischen der Illit-Kristallinität (IK) und der Versenkungstiefe der entsprechenden Proben besteht. Die Metamorphose-Bedingungen entsprachen Temperaturen von 150-200 °C und einem Druck  $\leq 2$  Kb. Den Zeitpunkt der Metamorphose schränken sie auf post-Stefan/prä-Trias ein; unter Annahme einer maximalen Sedimentmächtigkeit von 2500 m schätzen sie einen paläo-geothermischen Gradienten von 60 °C/km für das CMB ab.

Bei Untersuchungen von 6 Kohlentonsteinen aus dem CMB haben Bieg und Burger (1992) festgestellt, daß keine strenge Korrelation zwischen der Tonmineralparagenese (Kaolinit und Illit zu unterschiedlichen Gehalten) und dem Inkohlungsgrad von angrenzenden Kohleflözen besteht. Letztere zeigen mit 2,1-2,4 %Rr Bedingungen der Diagenese an, während die Kohlentonsteine aufgrund der vereinzelter Reaktion von Kaolinit zu Illit zwischen diagenetischen und anchizonalen Metamorphosegraden variieren. Die Autoren vermuten als Ursache dafür den Einfluß von Druck auf die Tonminerale. Zwar übten auch die ursprüngliche, variable Zusammensetzung der Kohlentonsteine (saure Vulkanaschen), biochemische und chemische Prozesse nach der Ablagerung, die Gesteinsporosität und lokaler, hydrothermaler Metasomatismus aufgrund der magmatischen Intrusionen einen Einfluß aus; gerade der letzte Parameter mit einem großen Angebot an Kationen und silikatischen Säuren sowie erhöhten Temperaturen war aber ein ihrer Einschätzung nach eher kurzzeitiges Ereignis, welches mehr die Inkohlung des organischen Materials als die Umwandlung der Tonminerale betroffen hatte. Mendez (1985) bestätigt diese Vermutung: Obwohl die Kohle im direkten Kontakt zu magmatischen Intrusionen in Naturkoks umgewandelt wurde, zeigten RDA-Messungen keine signifikanten Mineral-Paragenesen auf, die auf eine thermische Anomalie oder eine Kontaktmetamorphose (-Aureole) rückschließen ließen. Ähnliche Vorkommen von Kohlentonsteinen haben Knight et al. (2000) aus dem benachbarten Sabero Becken beschrieben (siehe Abb. 2.2). Dort enthalten die ehemaligen pyroklastischen Ablagerungen hauptsächlich Kaolinit; lokale Umwandlungen in Illit führen die Autoren auf den Einfluß von intensiver tektonischer Deformation zurück. Zwar sind auch aus dem Sabero Becken magmatische Intrusionen überliefert (Knight, 1983), deren möglicher Einfluß ist aber bei den Untersuchungen dieser Autoren nicht berücksichtigt worden.

### 3.2 Grundlagen

Die vorgestellten Grundlagen sind auf für die eigenen Fragestellungen wichtigen Aspekte beschränkt. Ausführlichere Abhandlungen über Tonminerale und ihre Untersuchungsmethoden, denen auch die folgenden Erläuterungen entnommen sind, finden sich z.B. bei Moore und Reynolds (1997), Jasmund und Lagaly (1993), Velde (1985) und Brindley und Brown (1980). In Bezug auf geologische Fragestellungen seien auf die umfassenden Zusammenstellungen von Larsen und Chillingar (1983), Frey (1987a) und Frey und Robinson (1999) verwiesen.

Die Tonminerale bilden die Gruppe der Schicht- oder Phyllosilikate, die eine vollkommene Spaltbarkeit senkrecht zur c-Achse (charakteristische Blättchenform) und eine im Allgemeinen geringe kinetische Stabilität aufweisen. Aufgrund ihrer großen Oberfläche und ihrer Oberflächenladung sind sie chemisch äußerst reaktiv. Ein weiteres allgemeines Charakteristikum stellt der hohe Wassergehalt dar; viele Tonminerale besitzen ein ausgeprägtes Quellvermögen (z.B. Smektit, Vermiculit). Aufgebaut werden die phyllosilikatischen Tonminerale aus Tetraeder- (T) und Oktaeder-schichten (O) (Abb. 3.1), die bei definierten Abfolgen oder Verbänden dieser Schichten zu vier Untergruppen zusammengefasst werden: Bei den Zweischicht-Tonmineralen (1:1 Schichtsilikate) handelt es sich um die regelmäßige Abfolge von jeweils einer T- und einer O-Schicht, die aufgrund ihres kristallographischen Basisabstandes ( $d_L$ ) zwischen diesem Verband auch als „7 Å“-Minerale bezeichnet werden. Zu ihnen gehören die Kaolin-Minerale und die Serpentine. Die Dreischicht- oder „10 Å“-Minerale (2:1 Schichtsilikate) haben einen T-O-T-Aufbau und werden u.a. von den Glimmern repräsentiert, zu denen z.B. Illit, Smektit, Montmorillonit, Muskovit und Pyrophyllit gehören. Die Vierschicht- oder „14 Å“-Minerale (2:1:1 Schichtsilikate) wie die Chlorite bauen sich aus einem Dreischichtverband und einer selbständigen O-Schicht auf, welche auch Brucit-Lage (gleiche stöchiometrische Zusammensetzung wie Brucit) genannt wird.

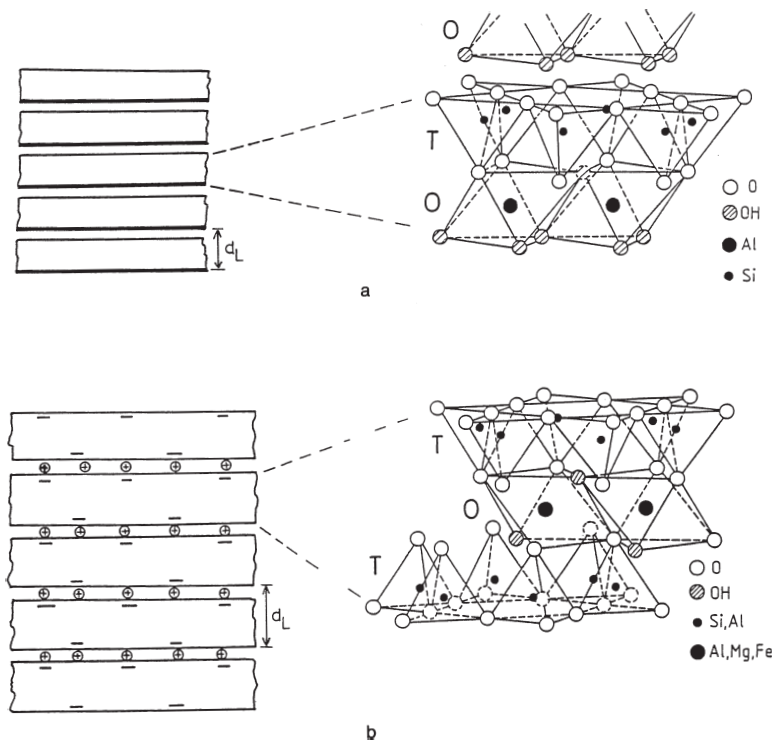


Abb. 3.1: Räumliche Darstellung der Schichtstruktur der Zweischichtminerale (1:1-Tonminerale) (a) und Dreischichtminerale (2:1-Tonminerale) (b); T = Tetraeder-, O = Oktaederschicht;  $d_L$  = Schichtabstand (aus Jasmund und Lagaly, 1993).

Bedeutsam ist die vierte Untergruppe, die der Wechsellagerungsminerale (*mixed layer minerals*, ML), die in c-Richtung eine regelmäßige (z.B. Chlorit/Smektit, Corrensit) oder fast regelmäßige (z.B. Illit/Smektit, I/S) Stapelung von unterschiedlichen Schichtsilikaten aufweisen. Der Mechanismus, durch den Tonminerale Ionen aus einer ihnen zur Verfügung stehenden Lösung aufnehmen (Abb. 3.2), beschreibt gut die außerordentliche Flexibilität der Glimmer. Dabei finden Prozesse wie Kationenaustausch und Hydratation statt, und es entstehen die *mixed layer minerals* (ML). Es bestehen kontinuierliche Wachstumssequenzen von Smektit über I/S zu Illit und über Corrensit zu Chlorit, die bei Kristallinitätsuntersuchungen von Bedeutung sind (siehe Kap. 3.4.4). Die Schwierigkeit der formelhaften Erfassung der Illite geht u.a. auf die verschiedenen Polytypen zurück, in denen dieses Phyllosilikat auftritt. Polytypie ist ein Spezialfall des Polymorphismus, bei dem die verschiedenen Formen aus unterschiedlichen Aufbausequenzen von ähnlichen phyllosilikatischen Struktureinheiten resultieren. So existieren für den Illit z.B. die Polytypen 1M (Elementarzelle aus einem Dreischichtverband, M = monoklin),  $1M_d$  (d = disordered = geringer kristallographischer „Ordnungsgrad“), 2M (zwei Verbände pro Elementarzelle) und selten 3T (T = triklin).

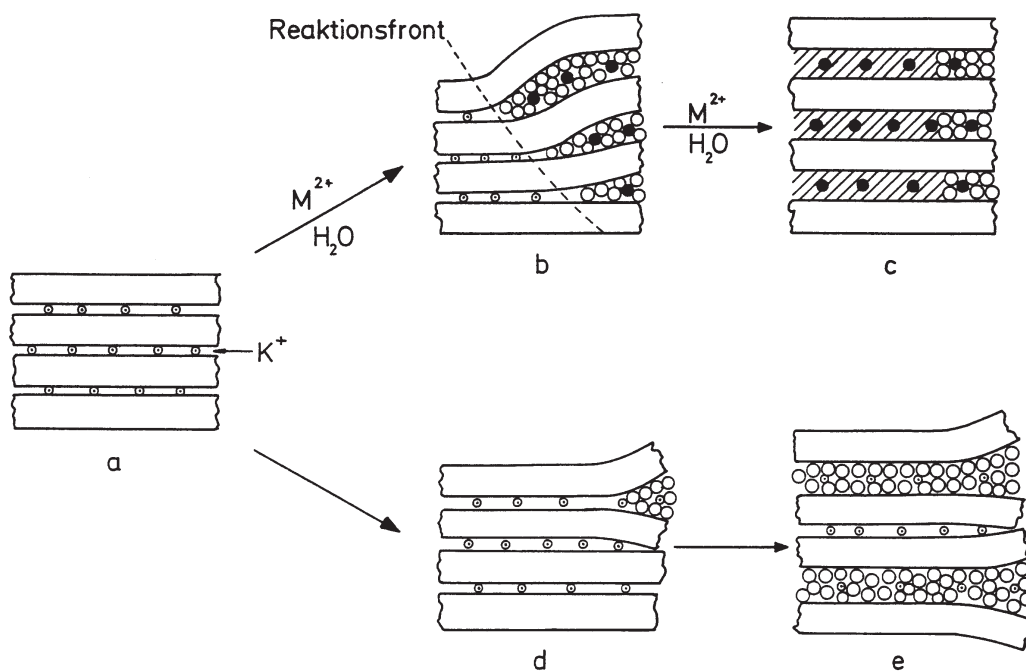


Abb. 3.2: Mechanismus der Hydratation und des Austauschs von Kaliumionen bei Glimmern: a) Ausgangszustand; b) Anfangsstadium der Hydratation und des Kationenaustausches mit randlicher Aufweitung des Kristalls; c) vollständiger Austausch unter gleichmäßiger Aufweitung; d)-e) Bildung von Wechsellagerungsstrukturen durch Hydratation (aus Jasmund und Lagaly, 1993).

Tonminerale sind kinetisch sehr sensitiv, d.h. sie reagieren in ihrem prograden/retrograden Wachstum (Agradation bzw. Degradation) äußerst reaktiv auf sich verändernde Umgebungsbedingungen. Während der dabei ablaufenden Prozesse spielen die Faktoren Temperatur, Fluide-Chemie, Zeit, Lithologie (Porosität/Permeabilität) und Druck die größten Rollen (Frey, 1987b). Besonders die Reihen Smektit-I/S-Illit-Muskovit und Smektit-Corrensit-Chlorit weisen eine Metastabilität der einzelnen Übergangphasen auf (Essene und Peacor, 1995), die am besten mit dem Begriff *reaction progress* beschrieben wird (Merriman und Peacor, 1999). Eberl et al. (1990) haben gezeigt, dass die Reaktionen in geschlossenen Systemen dem Prinzip der Ostwald-Reifung folgen. Ab Grünschiefer-faziellen Temperaturen und Drücken können mit Hilfe von Indexmineralen, die nur in bestimmten „Fenstern“ stabil sind, auf die Bildungsbedingungen rückgeschlossen werden. Im Bereich der Diagenese und Anchizone hat sich die Untersuchung der Tonminerale als aufschlussreichste Methode etabliert; hier sind besonders die Kristallinitätsmessungen von Illit, aber auch Chlorit, Kaolinit und Pyrophyllit hervorzuheben.

Vor über 40 Jahren hat der Erdölgeologe Weaver (1960) als erster die kontinuierliche Veränderung des Tonminerals Illit im schwach-metamorphen Bereich (Diagenese-Anchizone-Epizone) beobachtet. Als Kriterium führte Kübler (1967) die Messung der Halbwertsbreite (*Full Width at Half Maximum*, FWHM) des (001) Illit-Röntgensignals bei 10 Å ein, deren Wert mit zunehmendem Metamorphosegrad abnimmt. Er hat diese Abnahme mit der Abnahme des Smektit-Gehaltes in den Illit-Wechselagerungsminerale korreliert und somit den Grundstock für das heutige Verständnis der IK gelegt. Die Untersuchungen basieren auf Röntgenmessungen von Texturpräparaten der Tonfraktion (<2 µm). Es wurde klar, dass neben instrumentellen Faktoren der Smektit-Gehalt in diagenetischen Gesteinen und die Kristallitgröße (*crystallite size*) ab anchizonalen Gesteinen den FWHM-Wert maßgeblich beeinflussen. Bei Röntgenmessungen ist es notwendig, zwischen den kleinsten Einheiten der Minerale, den *fundamental particles* (Nadeau et al., 1984) und den *X-ray-* oder *coherent scattering domains* zu unterscheiden. Letztere stellen Abfolgen der *fundamental particles* dar (die sog. *Mac Ewan-particles*), die auf Röntgenbestrahlung wie ein einziger Kristallit reagieren und somit die ausschlaggebende Größe bei Kristallinitätsmessungen sind. Neben der Kristallitgröße spielt auch die Kristallitgrößen-Verteilung für die Form des Röntgensignals eine wichtige Rolle; beide Parameter können mit verschiedenen empirischen Methoden (Warren-Averbach-, Varianz-, Voigt-Methode, Scherrer-Gleichung) quantitativ beschrieben werden (Klug und Alexander, 1974; Merriman und Peacor, 1999). Bei den ML wird als Ordnungseinheit der Begriff „Reichweite“ verwendet, der die Position von Smektit-Lagen innerhalb der ML-Kristallite beschreibt. Seit den 1980er Jahren wird das Transmissions-Elektronen-Mikroskop (TEM) vermehrt in der Tonmineralogie eingesetzt, um die theoretischen Überlegungen und empirischen Berechnungen bezüglich der Kristallitgrößen direkt zu überprüfen (Vali und Koster, 1986; Warr, 1996). Zumeist mit dem Einsatz des TEM verknüpft ist die mathematische Modellierung von Röntgendiffraktogrammen, die einen Vergleich der experimentellen Daten mit denen aus direkten Beobachtungen zulässt.



### 3.3 Analytik

Die im Gelände entnommenen pelitischen Gesteinsproben (insgesamt 136) wurden mit dem Röntgendiffraktometer analysiert (luftgetrocknete/glykolisierte Texturpräparate der  $<2 \mu\text{m}$  Tonfraktion und Pulverpräparate der Gesamtgesteinsfraktion). Weiterhin sind Gesteinsbruchstücke unter dem Raster-Elektronen-Mikroskop (REM) untersucht worden. Von L.N. Warr wurden Aufnahmen mit dem Transmissions-Elektronen-Mikroskop (TEM) von zwei Proben zur Verfügung gestellt, die Auswertungen wurden durch den Autor vorgenommen. Die Art der Probenpräparation und die instrumentellen Parameter sind für die jeweiligen Untersuchungsmethoden ausführlich in Anhang A angegeben. Für die Bestimmung des FWHM-Wertes (IK) wurde eine *split*-Pearson VII-Funktion eingesetzt, die die experimentellen, asymmetrischen Profile am besten modellieren kann. Dieses Auswerteverfahren ist ausführlich untersucht worden, kann aber an dieser Stelle nicht näher beschrieben werden. Diesbezügliche Ergebnisse und eine ausführliche Diskussion sind in dem Manuskript „*An X-ray diffraction and high-resolution transmission electron microscopy study of polymineralic mudstone rocks from the Cibera-Matallana Coal Basin, NW Spain: An evaluation of profile fitting (decomposition) methods*“ (Autoren: Frings, K., Warr, L. und Peacor, D.) zusammengefasst, welches in Kürze der Zeitschrift „Clays and Clay Minerals“ zur Begutachtung zugesandt werden soll.

Zur Unterscheidung der Kaolin-Polytypen wurden zwei Vorgehensweisen eingesetzt:

- A. Erhitzung von Texturpräparaten, die einen hohen Gehalt an Kaolin-Mineralen anzeigen, in mehreren Schritten von  $400 \text{ }^\circ\text{C}$  auf  $560 \text{ }^\circ\text{C}$ . Die Proben verblieben für 1 Stunde auf der jeweiligen Temperaturstufe im Ofen und wurden anschließend im Bereich von  $4\text{-}14 \text{ }^\circ2\theta$  im Röntgendiffraktometer gemessen (Schrittweite  $0,02 \text{ }^\circ2\theta$ , Zeit 1 s). Als Unterscheidungskriterium dienen die Angaben von Brown und Brindley (1980), nach denen sich Kaolinit bei  $450\text{-}500 \text{ }^\circ\text{C}$  in Metakaolinit umwandelt und das entsprechende Diffraktometersignal verschwindet. Falls Dickit in der Probe vorhanden ist, bleibt das Signal erhalten. Ohne den Umwandlungsschritt nach Metakaolinit zu berücksichtigen, geben die Autoren eine zweite Temperaturspanne an, die zur Unterscheidung herangezogen werden kann. Danach verschwindet ganz allgemein das Diffraktometersignal von Kaolinit bei  $500\text{-}550 \text{ }^\circ\text{C}$ , wobei sich manchmal ein schwaches breiteres Band bei  $12\text{-}14 \text{ \AA}$  bildet. Handelt es sich in der Probe um Dickit, verschwindet das Röntgensignal erst zwischen  $550\text{-}600 \text{ }^\circ\text{C}$ .
- B. Röntgenographische *hkl*-Messungen an Pulverpräparaten der Tonfraktion. Zum Einen wurde im Bereich von  $36\text{-}39,5 \text{ }^\circ2\theta$  gemessen (Schrittweite  $0,01 \text{ }^\circ2\theta$ , Zeit 10 s) und die Reflexionen mit den Angaben von Moore und Reynolds (1997) verglichen. Hiernach zeigt Kaolinit ein deutliches Signal bei  $2,34 \text{ \AA}$ , während das Signal von Dickit bei  $2,32 \text{ \AA}$  liegt. Zum Anderen sind im Bereich von  $5\text{-}65 \text{ }^\circ2\theta$  (Schrittweite  $0,020 \text{ }^\circ2\theta$ , Zeit 1,0 s) die Röntgensignale aufgezeichnet worden. Hier erfolgte die Differenzierung mit Hilfe der Tabellen von Bailey (1980), die sämtliche *hkl*-Reflexionen für Kaolinit, Dickit und Nakrit auflisten. Alle aufgezeichneten Diffraktogramme sind vor der Auswertung mit einem internen Quarzstandard kalibriert worden. Nach Ehrenberg et al. (1993) sind die Reflexionen bei  $4,18 \text{ \AA}$  nur für Kaolinit, bei  $3,79 \text{ \AA}$ ,  $3,42 \text{ \AA}$  und  $2,21 \text{ \AA}$  nur für Dickit charakteristisch.



### 3.4 Ergebnisse und Interpretation

#### 3.4.1 Tonmineralparagenese

Die Röntgenmessungen spiegeln das Bild einer sehr komplexen Tonmineralparagenese wider. Abgesehen von Paragonit, der nicht nachgewiesen werden konnte, ist die gleiche Tonmineralparagenese mit Illit, Chlorit, Kaolin und Pyrophyllit gefunden worden, wie sie auch schon von Galan et al. (1978) und Marschik (1992) für das CMB beschrieben worden ist. Darüberhinaus wurden in vielen Proben eindeutig Anteile von Smektit bzw. Wechsellagerungsmineralen (I/S) festgestellt. Ca. 10 % aller Proben zeigen die Anwesenheit von Lepidokrokit an, einem typischen Verwitterungsmineral; diese Proben wurden von den weiteren Auswertungsschritten ausgeschlossen. Zusätzlich sind zumeist geringe Anteile von Quarz, Albit und selten Kalzit festgestellt worden. Die genaue Verteilung und Häufigkeit der jeweiligen Minerale in den einzelnen Proben sowie die FWHM-Werte für ausgewählte Tonmineralsignale sind den Datentabellen in Anhang A zu entnehmen. Repräsentativ ist je ein Diffraktogramm von jeder Formation des CMB in Abb. 3.3 angegeben. Die Mischung der einzelnen Tonminerale erscheint darauf zufällig bzw. keiner Regel zu entsprechen, die sich auf die einzelnen Formationen bezieht. So tritt z.B. Chlorit alleine, in einer Mischung mit Kaolin-Mineralen oder gar nicht auf. Ebenso verhält es sich mit Pyrophyllit. Illit bzw. I/S Wechsellagerungsminerale sind in allen Proben vorhanden; ein Vergleich von luftgetrockneten und glykolisierten Präparaten zeigt, dass auch der Smektitanteil von Probe zu Probe stark schwankt. Nur bei Proben aus dem direkten Kontaktbereich mit den Intrusionen taucht nach der Glykolisierung ein neues Signal bei ca. 12 Å auf, was auf einen qualitativ hohen Smektitgehalt in der Probe hinweist. Bei allen übrigen Proben ist nach der Glykolisierung lediglich eine Verschlangung des (001) Illit-Signals zu sehen; dies deutet darauf hin, dass das Röntgensignal überwiegend durch die Größe der *coherent scattering domains* als durch den Smektitanteil gesteuert wird.

Die REM-Bilder zeigen die Tonminerale im Gesteinsgefüge (Abb. 3.4). Es fällt auf, dass fast keine klaren Tonmineral-Kristallformen zu sehen sind, die eine eindeutig authigene Herkunft belegen würden. Aufgrund der nicht eindeutig zuweisbaren Kristallausbildungen ist eine Identifikation der Tonminerale nur mit Hilfe der EDX-Analyse möglich gewesen. Die untersuchten Pelite zeigen eine Matrix, die hauptsächlich aus detritischen Illit/Muskoviten, aber auch Chloriten und vereinzelt Quarz, Kalzit und K-Feldspäten besteht. Die Tonminerale sind deutlich in ihrer anastomisierenden Anordnung parallel zur Schichtung der jeweiligen Probe angeordnet. Gesteinsporen, die vereinzelt auf die Herauslösung von Pyritkristallen zurückgehen, sind hauptsächlich mit Kaolin-Mineralen ausgekleidet.

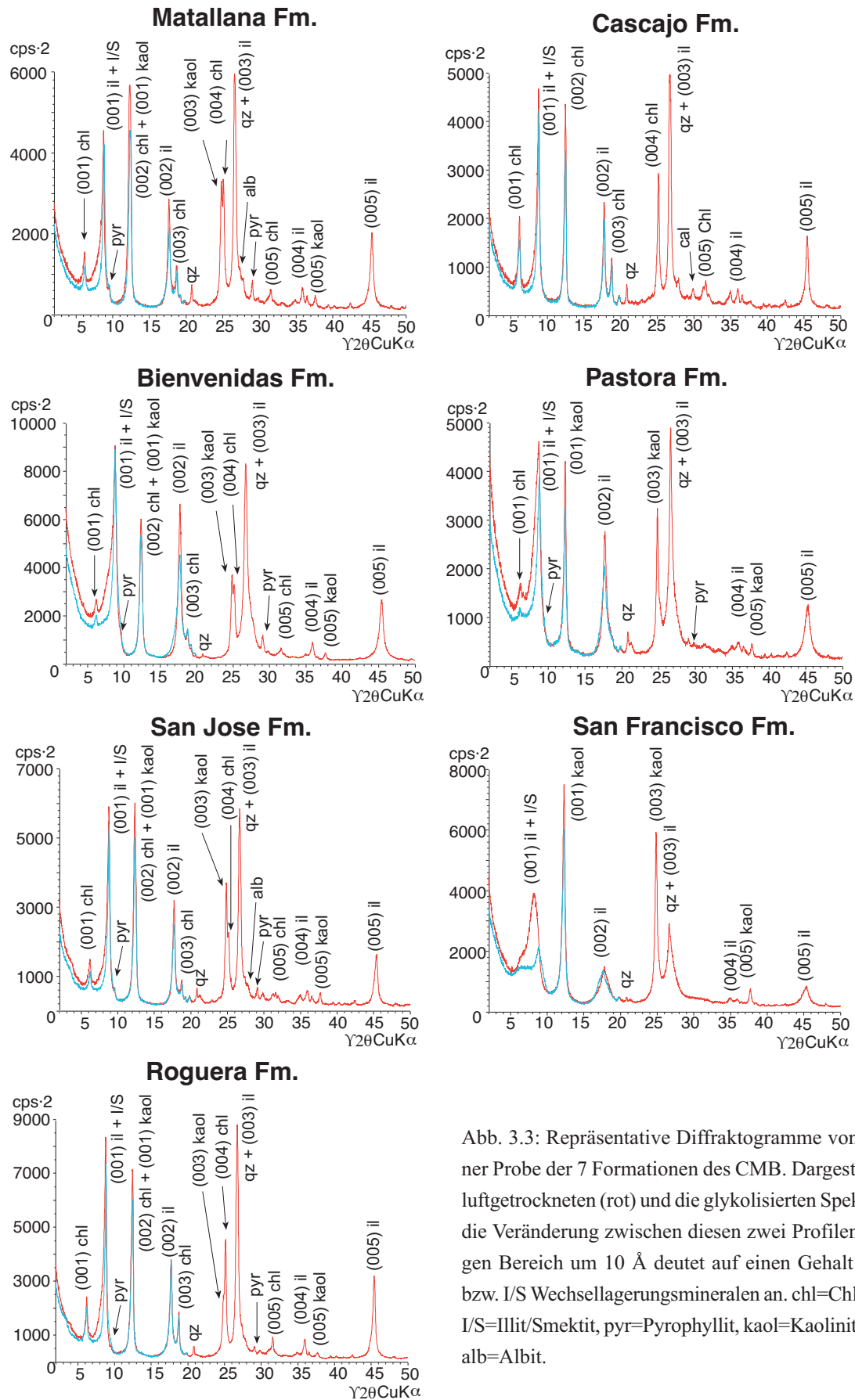


Abb. 3.3: Repräsentative Diffraktogramme von jeweils einer Probe der 7 Formationen des CMB. Dargestellt sind die luftgetrockneten (rot) und die glykolisierten Spektren (blau); die Veränderung zwischen diesen zwei Profilen im wichtigen Bereich um 10 Å deutet auf einen Gehalt an Smektit bzw. I/S Wechsellagerungsmineralen an. chl=Chlorit, il=Illit, I/S=Illit/Smektit, pyr=Pyrophyllit, kaol=Kaolinit, qz=Quarz, alb=Albit.

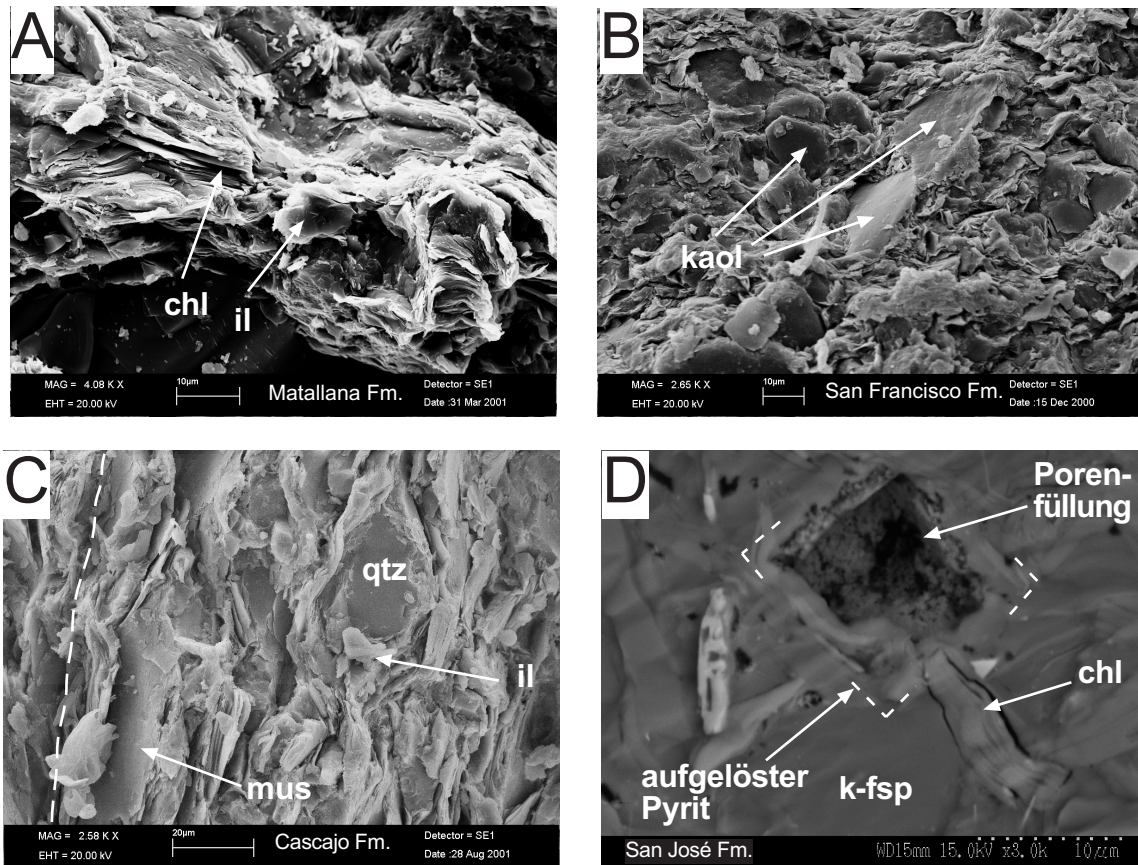


Abb. 3.4: Repräsentative REM-Aufnahmen von Proben aus dem CMB. **A:** Die Stapelung von großen Tonmineralen und deren unregelmäßigen Kristallgrenzen deuten auf einen detritischen Ursprung hin. **B:** In der von Illit/Muskovit dominierten Matrix tauchen auch Kaolin-Mineralen auf, deren Kristallhabitus teilweise die für Kaolinit typische sechseckige Basisfläche zeigt. **C:** BSE-Aufnahme, die die Anordnung der Illite/Muskovite parallel zur Schichtung und um detritische Quarzkörner herum anzeigt. **D:** BSE-Aufnahme einer mit Kaolin-Mineralen ausgekleideten Gesteinspore, die vermutlich von der Herauslösung eines Pyritkristalles resultierte.

Detailliertere Untersuchungen mit dem TEM belegen die Anwesenheit von detritischen und authigenen Illiten in den Proben (Abb. 3.5A). Die detritischen Illite sind an ihrer geraden Kristallform, der parallelen Anordnung mehrerer Kristallite und zahlreichen Gitterverzerrungen zu erkennen; letztere deuten auf eine mechanische Beanspruchung der Tonminerale während des Sedimenttransportes oder durch ein Deformationsereignis hin. Dabei zeigt sich, dass Illite auch syn- bis post-deformativ gewachsen sind, was durch die Anwesenheit von authigenem Illit im Druckschattenhof eines deformierten Quarzkornes belegt wird (Abb. 3.5B). Neben den Illiten sind hauptsächlich I/S-Wechselagerungsminerale auf den TEM-Bildern zu sehen. Sie zeigen charakteristische Basisabstände von 20 Å, was sie als Rektorite (I/S mit Reichweite 1) ausweist (Ahn und Peacor, 1986). Hier sind zwei unterschiedliche Populationen zu erkennen: Große, gerade und kleine, gebogene I/S, wobei letztere eindeutig nach der ersten gewachsen sind (Abb. 3.6). Diese zweite I/S Population ist auf die unmittelbare Nähe zu den Intrusionen beschränkt, was darauf schließen lässt, dass diese genetisch miteinander in Beziehung stehen. Es liegt weiterhin nahe, die erwähnte Reaktion des I/S-Röntgensignals der entsprechenden Proben auf die Glykolisierung durch diese I/S-Population zu erklären. Die weiteren Tonminerale sind in den jeweiligen Unterkapiteln beschrieben.



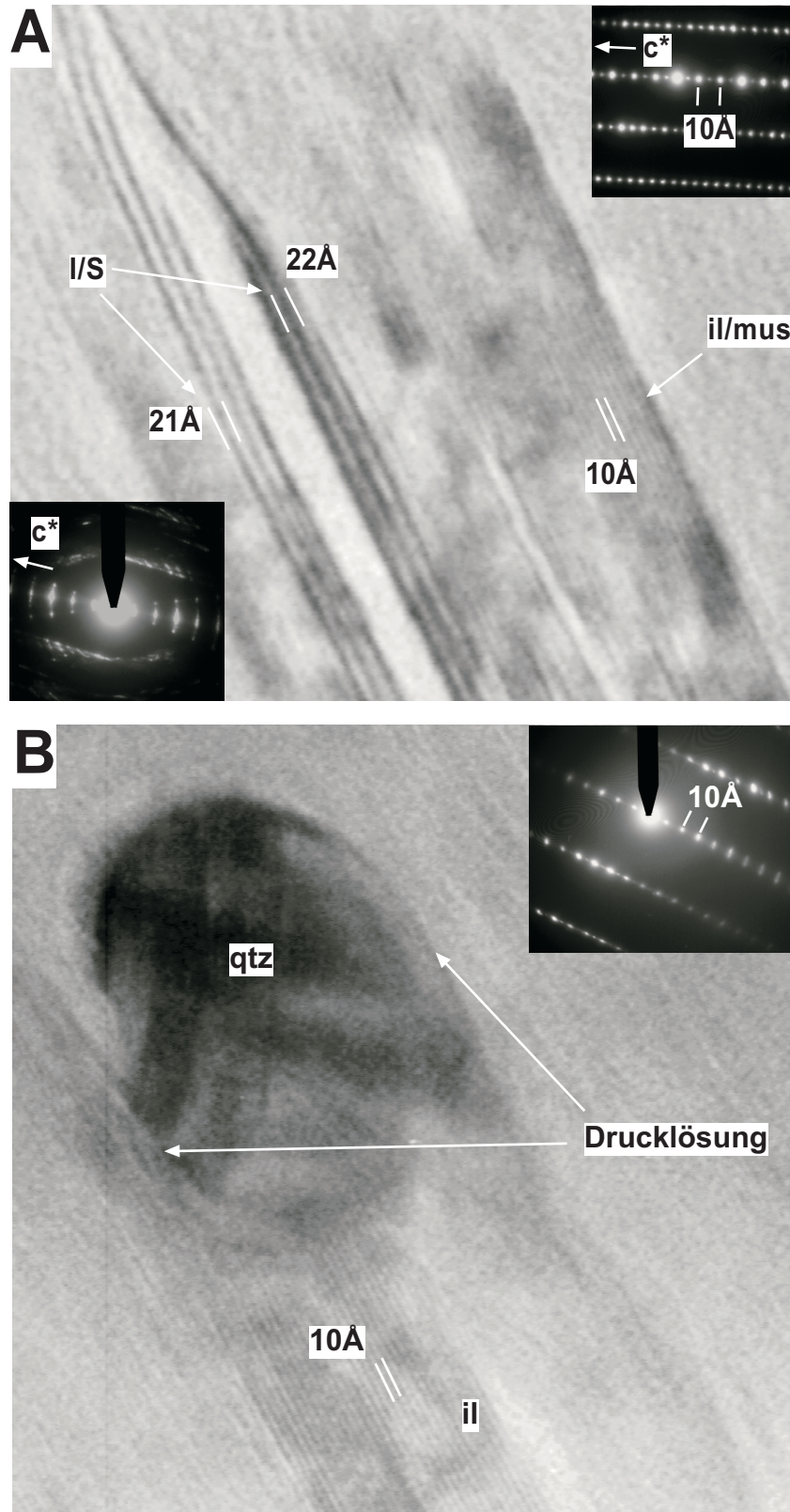


Abb. 3.5: Hochauflösende TEM-Aufnahmen von Probe cm-143-99. **A:** Gerader, gutgeordneter Illit/Muskovit ( $N=20$ ) des 2M-Polytypen (gemäß SAED-Aufnahme) direkt neben gebogenem I/S ( $N=3-4$ ) des  $1M_d$ -Polytypen (gemäß SAED-Aufnahme). **B:** Wachstum von 1M-Illit (gemäß SAED-Aufnahme) im Druckschattenhof eines deformierten Quarzkorns, an dessen Flanken senkrecht zur *stress*-Richtung Drucklösung sichtbar ist.

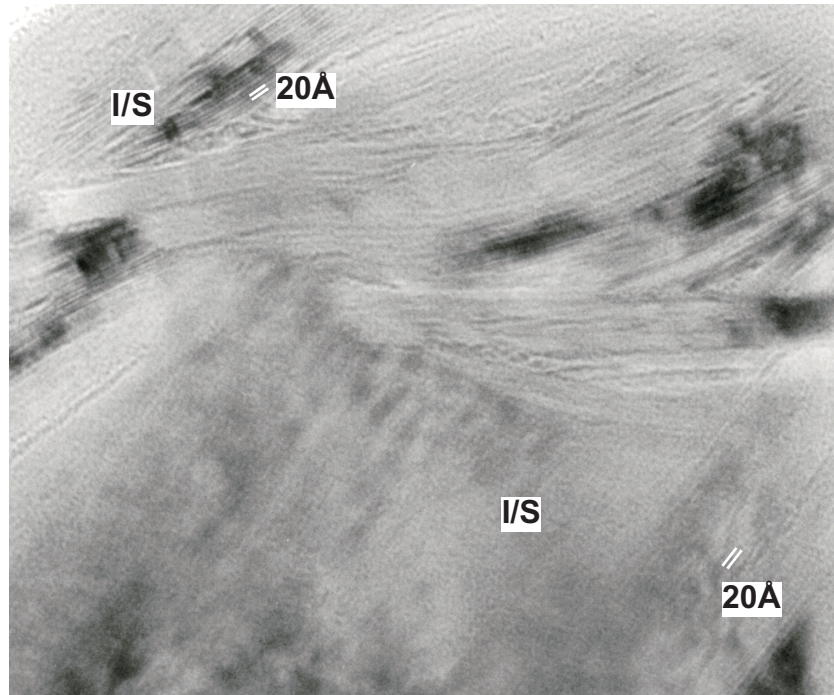


Abb. 3.6: Hochauflösende TEM-Aufnahme von Probe cm-143-99 zeigt die textuelle Beziehung zwischen zwei I/S-Populationen: Die eine zeigt große, gerade Kristallite, während die zweite kleinere und gebogene Kristallite aufweist. Die zweite Population ist nach der ersten gewachsen.

### 3.4.2 Illitkristallinität (IK)

Die Bestimmung der IK erwies sich teilweise als problematisch, da das (001) Signal von Illit manchmal durch Pyrophyllit, manchmal durch I/S verbreitert vorlag und die einzelnen Tonmineralphasen während der Modellierung nicht differenziert werden konnten. Aus diesem Grunde wurden solche Proben, bei denen die resultierenden FWHM-Werte für die entsprechenden Signale nicht klar definiert werden konnten, von den weiteren Auswertungsschritten ausgeschlossen. Die IK-Daten wurden im Vergleich zu der stratigraphischen Position der entsprechenden Proben in Abb. 3.7 zusammengestellt. Es ist auffällig, dass in allen Formationen Schwankungen von der Diagenese bis zur Anchizone auftreten. Die höchsten Metamorphosgrade (untere Epizone) werden in den Cascajo-Roguera Formationen erreicht. Es ist kein prograder Trend mit zunehmender Versenkungstiefe ersichtlich.

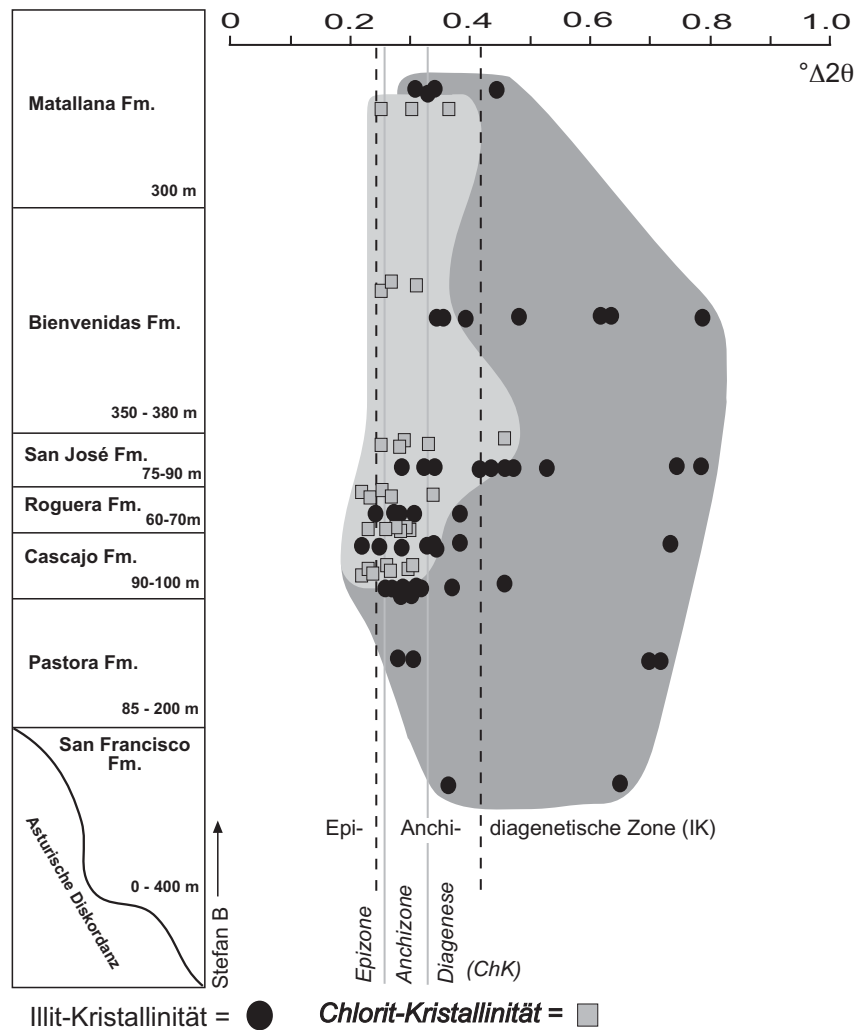


Abb. 3.7: Gegenüberstellung der IK und ChK im Vergleich zur stratigraphischen Stellung der jeweiligen Proben. Die ChK zeigt einen deutlich höheren Metamorphosegrad an als die IK. Es ist kein Zusammenhang zwischen der IK und der Versenkungstiefe zu erkennen.

Ein Vergleich der zwei Parameter, die die IK im diagenetischen Bereich am meisten beeinflussen, zeigt, dass die I/S in den untersuchten Proben durchweg geringe Anteile an Smektit (Mittelwert von 4 %S) bei Diagenese-typischen Kristallitgrößen (Mittelwert von N=12) anzeigen (Abb. 3.8). Dabei beruht Abb. 3.8A auf einem Vergleich der Röntgendaten von luftgetrockneten Präparaten; Abb. 3.8B verwendet zusätzlich die Werte für glykolisierte Präparate. Daten von den das CMB umgebenden älteren Formationen belegen, dass die diagenetischen Proben aus dem Stefan gut in das regionale Muster einer prograden, mit der Versenkungstiefe korrelierten Wachstumssequenz passen. Einzig die schon erwähnten Cascajo-Roguera Formationen schlagen aus diesem Trend heraus, mit deutlich geringerem Smektitanteil (<2 %S) und anchizonalen Kristallitgrößen von N=45.



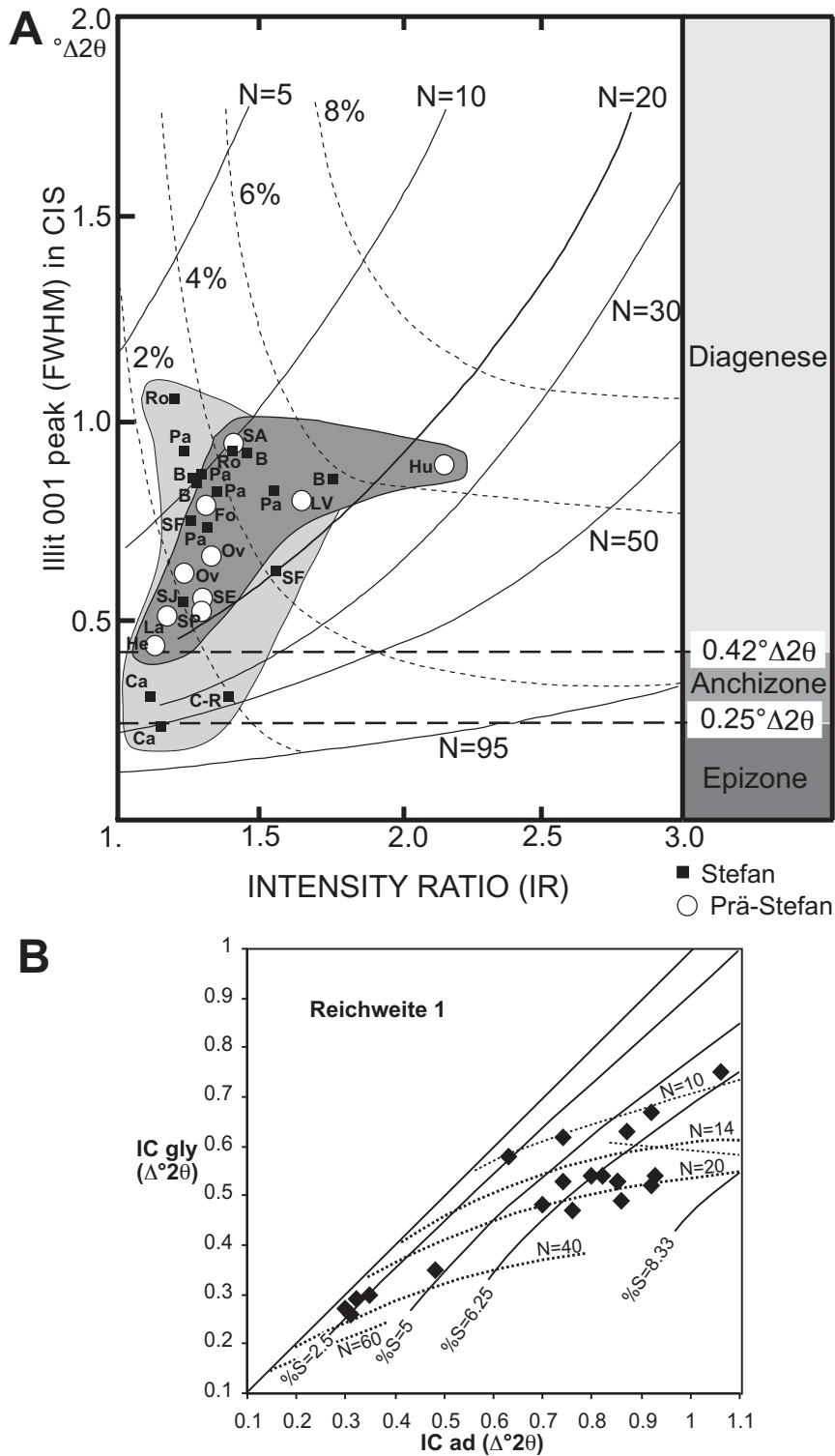


Abb. 3.8: **A:** Diagramm nach Eberl & Velde (1989) zeigt den Zusammenhang zwischen Smektitgehalt (% S) und Kristallitgröße (N) für Proben aus dem CMB; es wurden das *intensity ratio* nach Srodon (1984) und der FWHM-Wert des (001) Illitsignals gegeneinander aufgetragen. Der Wert für % S ist für alle Proben relativ gering und N relativ hoch; es zeigt sich ein Trend mit rascher Abnahme von %S und gleichzeitiger Zunahme von N. Abkürzungen: Stefan: B=Bienvenidas, SJ=San Jose, Ro=Roguera, Ca=Cascajo, C-R=Cascajo-Roguera, Pa=Pastora, SF=San Francisco; Prä-Stefan: SE=San Emiliano (Westfal), Hu=Hurgas (Oberdevon), SL=Santa Lucia (Mitteldevon), LV=La Vid (Unterdevon), SP=San Pedro (Obersilur), Fo=Formigoso (Untersilur), Ov=Oville (Ordovizium), La=Lancara (Oberkambrium), He=Herreria (Unterkambrium). **B:** Diagramm nach Jaboyedoff et al. (2001) zeigt das Verhältnis von %S und N für repräsentative Proben des CMB. Es ist eine Lücke zwischen diagenetischen und anchizonalen Proben zu sehen, die untypisch für eine prograde Wachstumssequenz ist.

Zum Abschluß der IK-Auswertung wurde der Datensatz benutzt, die räumliche Verteilung der IK und damit des Metamorphosegrades in Bezug auf das CMB mittels einer Konturkarte darzustellen (Abb. 3.9). Als Modellierungsrichtlinie sind die Empfehlungen von Robinson et al. (1990) berücksichtigt worden, nach denen die Auflösung mindestens  $0,1 \text{ }^\circ\Delta 2\theta$  betragen sollte, da dieser Wert der Ungenauigkeitsgrenze der IK-Messungen entspricht. Die IK-Daten sind unabhängig ihrer Formationszugehörigkeit für die Modellierung verwendet worden. Eindeutig belegt die Karte, dass das CMB eine erhöhte IK und somit erhöhte Metamorphosegrade aufweist im Verhältnis zu den umgebenden, stratigraphisch älteren Gesteinsformationen. Dabei fallen die modellierten Maxima in etwa mit den Oberflächenaufschlüssen der Intrusionen zusammen. Da die untersuchten Proben ebenfalls von Oberflächenaufschlüssen stammen, ist ein genetischer Zusammenhang offensichtlich. In Bezug auf einen erhöhenden Einfluss der Störungen, die als Wegsamkeiten für Fluide gedient haben, lässt die geringe Auflösung der Konturkarte keine Aussagen zu. Einige Störungen sind deshalb detailliert beprobt worden. Es zeigte sich keine signifikante Erhöhung des Metamorphosegrades in deren Einflussbereich, im Gegenteil, in den Störungsletten ließ sich fast ausschließlich diagenetischer Kaolinit finden (siehe Kap. 3.4.4).

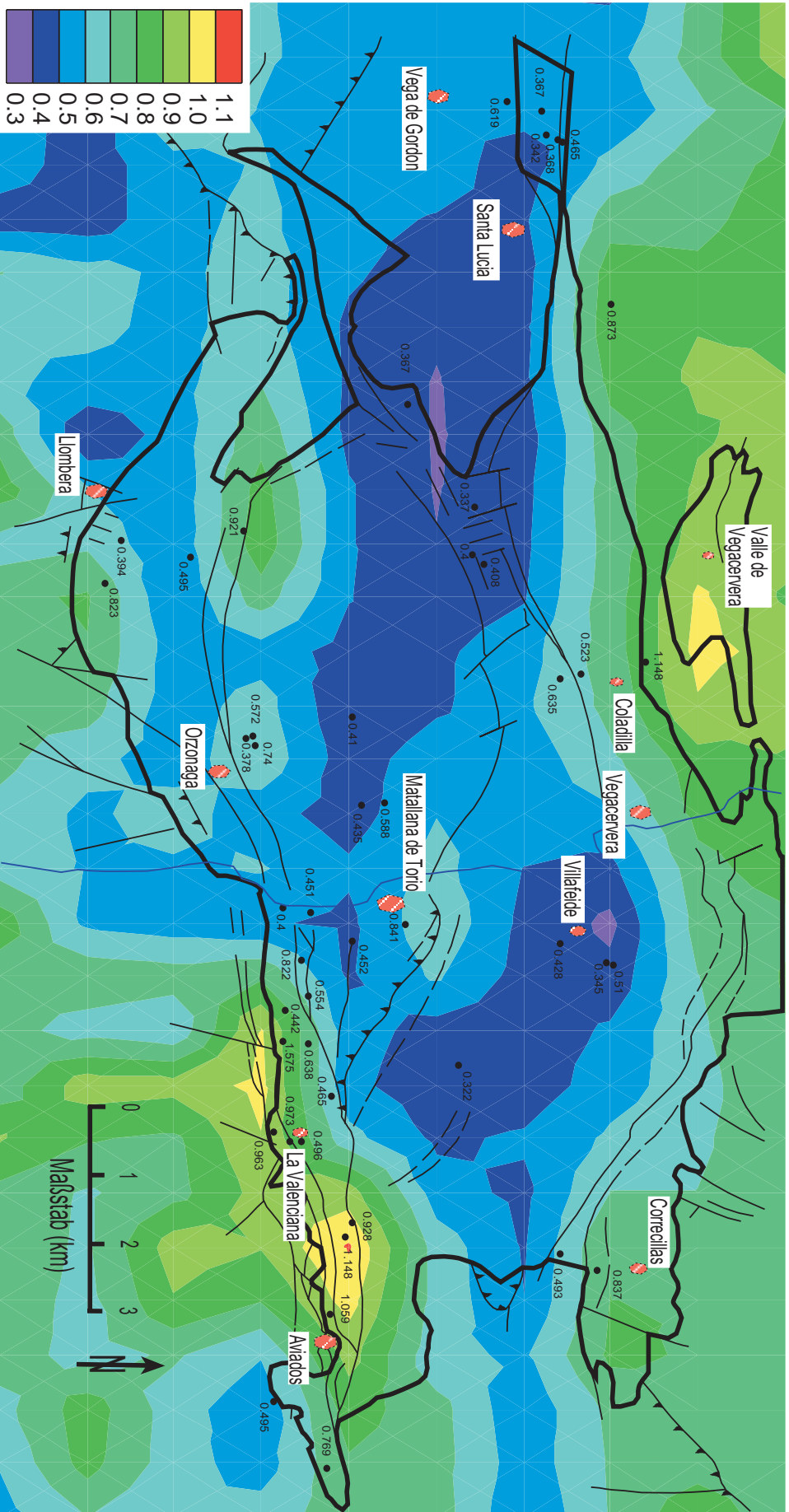


Abb. 3.9: Konturierte IK-Karte (Oberflächen-Proben), berechnet im CIS-Standard (Warr und Rice, 1994). Die Lage des CMB mit seinen Hauptstörungen ist skizzenhaft angegeben, ebenso die der Berechnung zugrunde liegenden Datenpunkte. Die Aussagekraft der Konturen nimmt mit zunehmender Entfernung zu diesen Datenpunkten ab; das IK-Maxima am linken unteren Bildrand stellt demzufolge ein Konstruktionsartefakt dar und besitzt keine Aussagekraft.

### 3.4.3 Chloritkristallinität (ChK)

Die in Abb. 3.5 abgebildeten Daten der Chloritkristallinität (ChK) zeigen durchweg höhere Metamorphosegrade als die IK an. Hochauflösende TEM-Aufnahmen beweisen, dass alle Chlorite eindeutig detritischer Natur sind (Abb. 3.10). Die in den Kristallen sichtbaren Aufarbeitungsanzeichen wie *kink-bands* und Gitterverzerrungen sind typische Indikatoren für detritische Tonminerale. Die Aussagekraft der ChK in Bezug auf die Metamorphose-Bedingungen im CMB ist dadurch klar gemindert. Sie zeigt andererseits an, dass die Gesteine des Liefergebietes Metamorphosebedingungen der oberen Anchizone bis unteren Epizone erfahren hatten, bevor sie erodiert, aufgearbeitet und CMB erneut abgelagert worden waren.

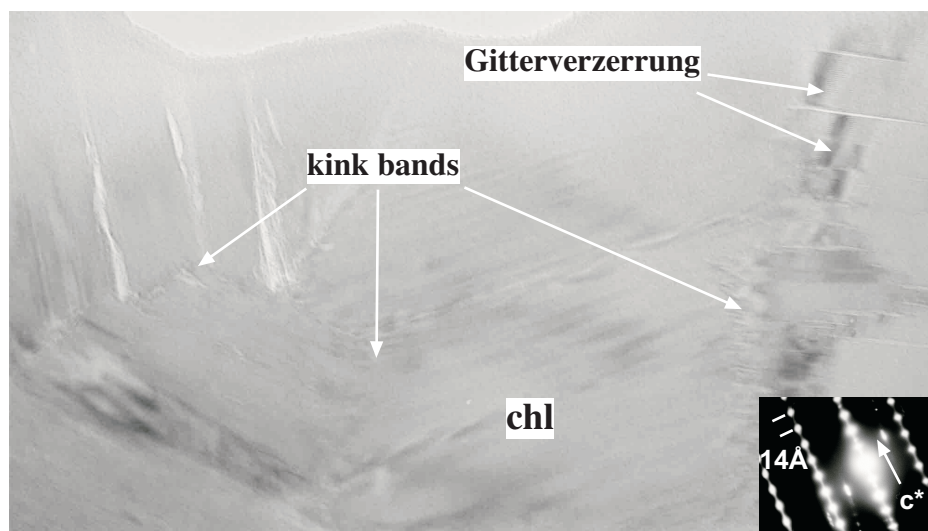


Abb. 3.10: Hochauflösende TEM-Aufnahme von Probe cm-91-99 zeigt ein Chloritkristall mit typisch detritischen Indikatoren wie *kink-bands* und Gitterverzerrungen. Die gut-geordnete Kristallstruktur (gemäß SAED-Einsatz) ist ein weiterer Indikator für die detritische Herkunft.

### 3.4.4 Kaolinit

Ca. 80 % der aufgezeichneten Röntgenspektren zeigen einen hohen Gehalt an Kaolin-Mineralen an; in ca. 20 % aller Proben stellen sie mengenmäßig die Hauptphase dar. In Anbetracht der durch die IK angezeigten Metamorphosegrade (maximal Übergang Anchi-/Epizone, Kap. 3.4.2) und der Paragenese mit Pyrophyllit (siehe Kap. 3.4.5) liegt die Vermutung nahe, dass es sich um den Kaolin-Polytyp Dickit handelt. Galan et al. (1978) haben ebenfalls auf diese besondere Tonmineral-Paragenese im CMB hingewiesen und gleiche Vermutungen bezüglich des Kaolin-Polytyps angestellt. Allerdings haben sie die Möglichkeit erwähnt, dass sich Kaolinit auch retrograd gebildet haben könnte.

Dickit bildet sich aus Kaolinit zwischen 110 °C und ca. 300 °C und ist der thermodynamisch stabilere Polytyp der beiden (Ehrenberg et al., 1993). Der Übergang ist hauptsächlich diagenetischen Ursprungs, d.h. mit einer Temperaturzunahme infolge von Versenkung verbunden

(Kisch, 1983; Frey, 1987b; Ehrenberg et al., 1993). Unterschiedliche Lithologien zeigen dabei aufgrund von Permeabilitäts- und Porositätsdifferenzen stark variierende Grade der Umwandlung. Das bevorzugte Auftreten von Dickit ist auch in Bezug auf Hydrothermalsysteme bekannt, wobei hier die Paragnese mit Pyrophyllit von charakteristischer Bedeutung ist (Ivanovici et al., 1981). Abweichend von diesen temperaturabhängigen Einflußparametern wird die Bildung von Dickit auch mit kinetisch favorisierenden Bedingungen wie Zonen konzentrierter Verformung, z.B. in Störungssystemen, in Verbindung gebracht (Buatier et al., 1997; Ruiz Cruz und Andreo, 1996). Daher kann das Auftreten dieses Polytyps auch hier räumlich sehr stark variieren.

Exemplarisch werden die Ergebnisse von drei Proben vorgestellt: Probe CMB-53-00 (Bienvenidas Formation) gehört zu einer Tonsteinakkumulation im Scharnierbereich einer Falte; das gemessene Tonmineralspektrum zeigt Kaolin als vorherrschende Phase neben Illit, I/S, Chlorit und geringen Mengen von Pyrophyllit. Probe CMB-46-00 (Bienvenidas Formation) wurde einer schichtparallelen Scherbahn innerhalb eines Faltenschenkels entnommen; die Tonfraktion wird dominiert von Kaolin, gefolgt von Illit, I/S und Chlorit. Die dritte Probe (CM-168-99) stammt von einer ca. 10m breiten Störung in der San José Formation, die vermutlich zum Sabero-Gordón Störungssystem gehört. Das Tonfraktionsspektrum zeigt viel Illit, wenig Kaolin und Spuren von Pyrophyllit. Es ist kein Chlorit vorhanden. Mit der Wahl dieser Probenlokationen werden die Bereiche abgedeckt, in denen sich laut Literatur (siehe oben) bevorzugt Kaolinit in Dickit umwandelt.

Die Erhitzungsmessungen zeigen schon ab 400 °C eine deutliche Abnahme der Signalintensität für Kaolin bei allen drei Proben (Abb. 3.11). Gleichzeitig mit der Signalabschwächung ist teilweise eine Versetzung der Position von 7,15 Å nach 6,90 Å zu beobachten. Bei Probe cmb-53-00 taucht ein neues Signal auf der rechten Schulter des Kaolin-Signals auf, was am besten mit der Anwesenheit von Smektit-I/S in dieser Probe erklärt werden kann. Die Reflexion ist zwischen 500-540 °C völlig verschwunden und deutet auf Kaolinit als einzigem Kaolin-Polytypen hin. Das Fehlen eines neuen Signals bei 12-14 Å deutet an, dass die Transformation ohne den Zwischenschritt über Metakaolinit vonstatten geht. Die Reflexionen der Pulverpräparate zeigen ein deutliches Signal bei 2,38 Å, mit untergeordneten Reflexionen bei 2,34 Å und 2,28 Å (Abb. 3.12). Das Quarz-Signal bei 2.46 Å ist in jeder Probe zur Kalibrierung des Spektrums verwendet worden. Auch die Messungen der Pulverpräparate belegen das Vorhandensein von Kaolinit als einzigem Polytyp der Kaolinminerale. Es ist kein Dickit nachweisbar.

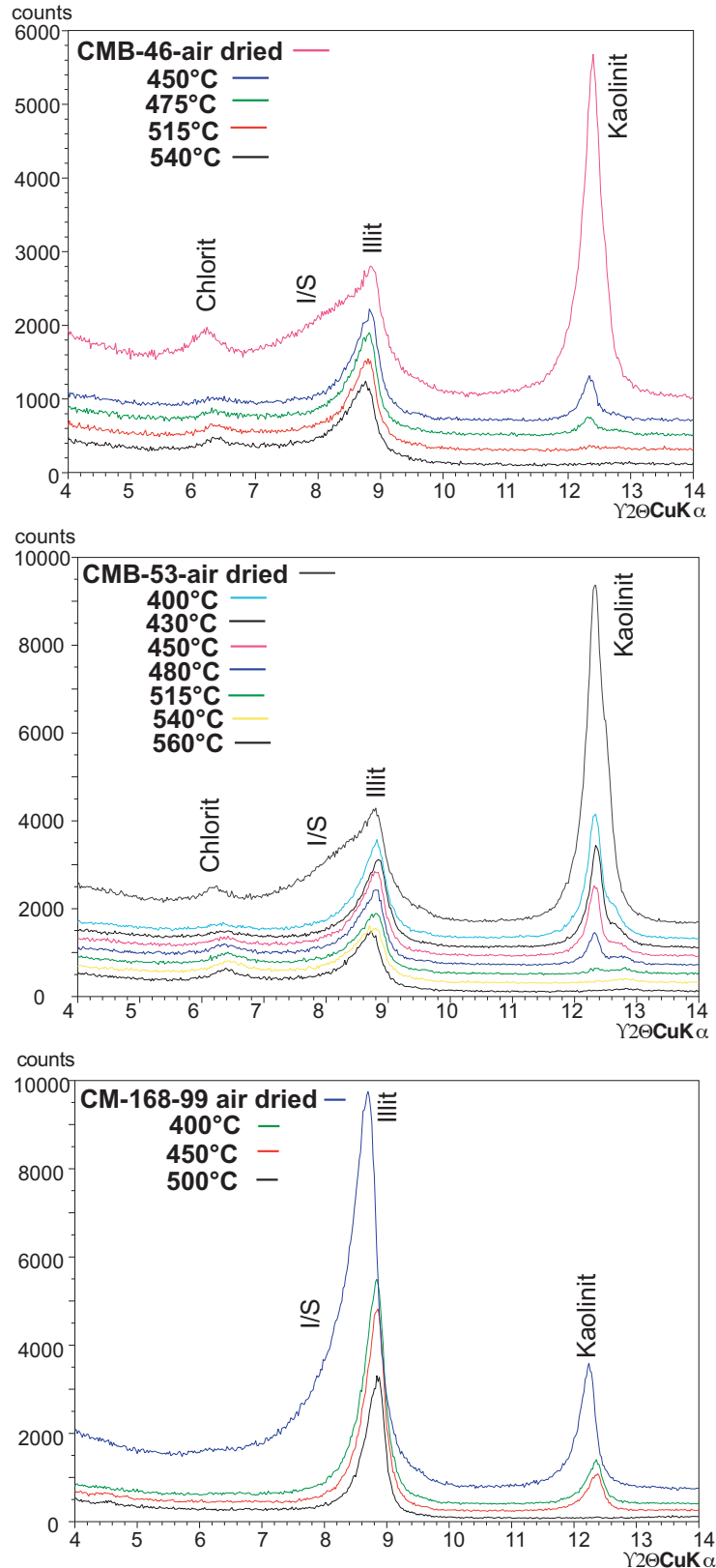


Abb. 3.11: (001)-Röntgenographische Polytyp-Untersuchungen an drei Proben aus dem CMB. Angegeben sind die Röntgendiffraktogramme für definierte Temperaturen, auf die die Präparate vor der Messung erhitzt worden waren. Bei allen drei Proben verschwindet das Kaolin-Signal bei 7 Å zwischen 500-540 °C, was beweist, dass es sich um den Polytyp Kaolinit handelt.



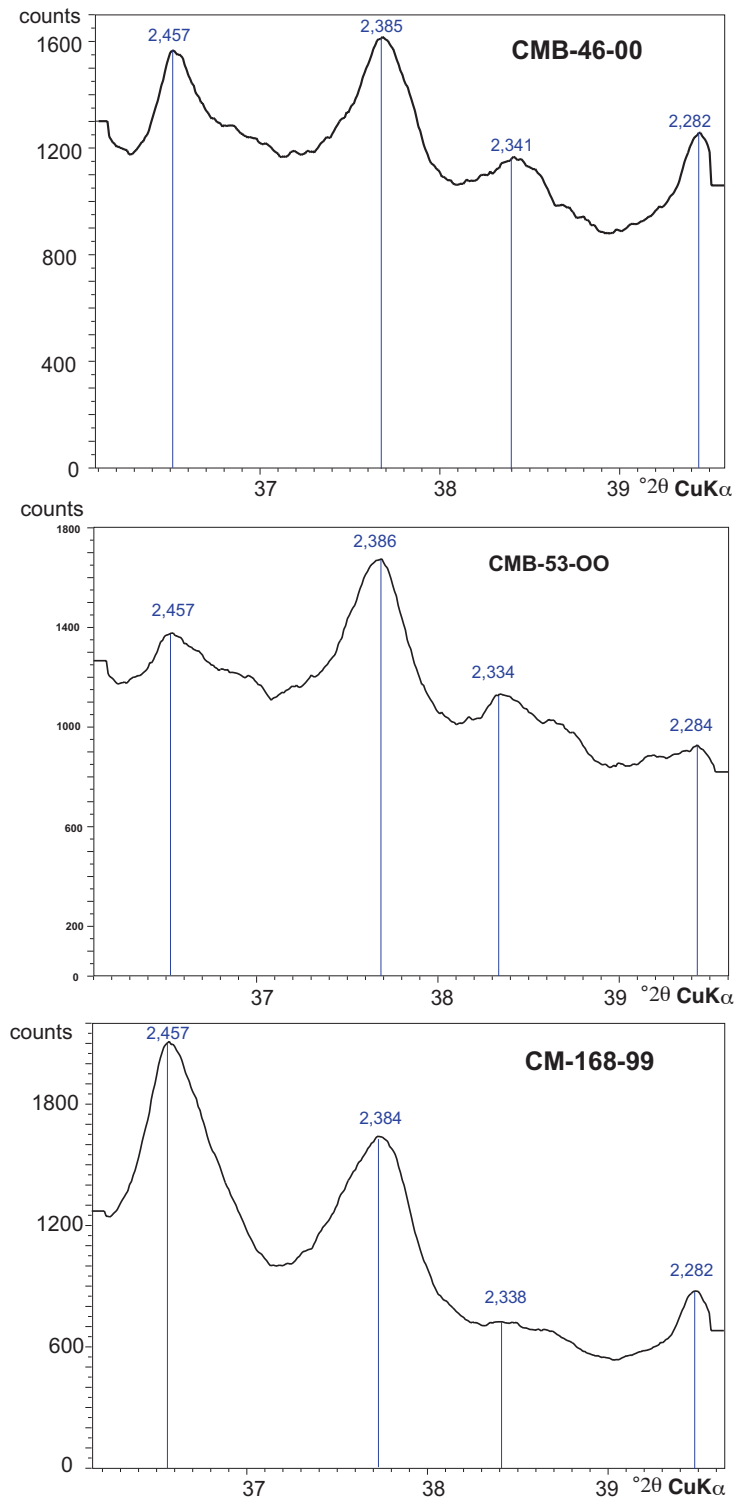


Abb. 3.12: *hkl*-Röntgenreflexionen von Pulverpräparaten von drei Proben aus dem CMB. Die deutlichen Signale bei 2,38 Å, mit untergeordneten Reflexionen bei 2,34 Å und 2,28 Å belegen das Vorhandensein von Kaolinit als einzigem Polytyp der Kaolin-Mineralen. Das Quarz-Signal bei 2,46 Å wurde zum Kalibrieren des Diffraktogramms verwendet.

### 3.4.5 Pyrophyllit

Pyrophyllit tritt in über 50 % aller Proben auf. Sein mengenmäßiger Anteil schwankt zwischen ca. 5-10 % der Tonfraktion. Die Paragenese von Kaolinit mit Pyrophyllit ist ein auffälliges Charakteristikum der untersuchten Proben aus dem CMB. Sie ist nach Kisch (1987) typisch für Kohlebecken mit magmatischen Aktivitäten. Brime (1985) hat die Koexistenz von Kaolinit und Pyrophyllit in weiten Bereichen der Kantabrischen Zone auf die allgemein vorherrschenden Niederdruck-Bedingungen zurückgeführt. Etwas allgemeiner vermuten García-Lopéz et al. (1997), dass hauptsächlich der metamorphe Grad (Anchizone) der entsprechenden Gesteine, verbunden mit einer geringen Wasser-Fugazität (Frey, 1978), für die Ausbildung dieser Paragenese verantwortlich war. Die metamorphe Bildung von Pyrophyllit ( $\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}/(\text{OH})_2]$ ) ab Temperaturen von ca. 200 °C kann mit folgender Reaktionsgleichung beschrieben werden: 1 Kaolinit + 2 Quarz = 1 Pyrophyllit + 1 Wasser (Frey, 1987c); sie schließt eine Koexistenz in einer prograden Sequenz weitgehend aus. Allerdings sind einige Ausnahmen möglich: So verschiebt sich im sauren Milieu die Bildung von Pyrophyllit zu niedrigeren Temperaturen in Anwesenheit von  $\text{CO}_2$  (vornehmlich aus Karbonaten) oder  $\text{CH}_4$  (von organischem Material). Letzteres Gas ist im CMB durch die Inkohlungsprozesse im Überfluss vorhanden gewesen. Auch kann sich Kaolinit retrograd aus Pyrophyllit gebildet haben. Die Bindung von Pyrophyllit an hydrothermale Systeme wäre eine weitere Genesemöglichkeit (Ivanovici et al., 1981). Im CMB tritt Pyrophyllit allerdings in allen Formationen auf; es ist keine räumliche Abhängigkeit z.B. zu den Intrusionskörpern oder zu Störungen zu sehen, die bevorzugte Wegsamkeiten für as-/dezendierende Fluide darstellen.

Um die Paragenese von Pyrophyllit und Kaolinit mit Bestimmtheit klären zu können, ist es daher notwendig, die Frage zu beantworten, ob der in der Tonfraktion festgestellte Pyrophyllit detritischer oder authigener Natur ist. RDA-Messungen von Geamtgesteinspulvern (Scanweite 5-40 °2θ; Schrittweite 0,02 °2θ; Zeit 2 s) zeigen keinen Gehalt von Pyrophyllit an, was darauf hindeutet, dass das Tonmineral in der Tonfraktion angereichert vorliegt. Auf TEM-Bildern ist Pyrophyllit nur schwer zu erkennen bzw. nicht mit endgültiger Sicherheit zu bestimmen. Eine Erklärung könnte Abb. 3.13 geben: Die Identifikation ist durch die Substitution bzw. retrograde Alteration von Pyrophyllit zu I/S erschwert. Den einzigen Hinweis auf die Herkunft ist ebenfalls auf Abb. 3.13 zu sehen: Die geknickte Form des Pyrophyllitkristalls weist auf einen detritischen Ursprung ähnlich wie die Chlorite hin.

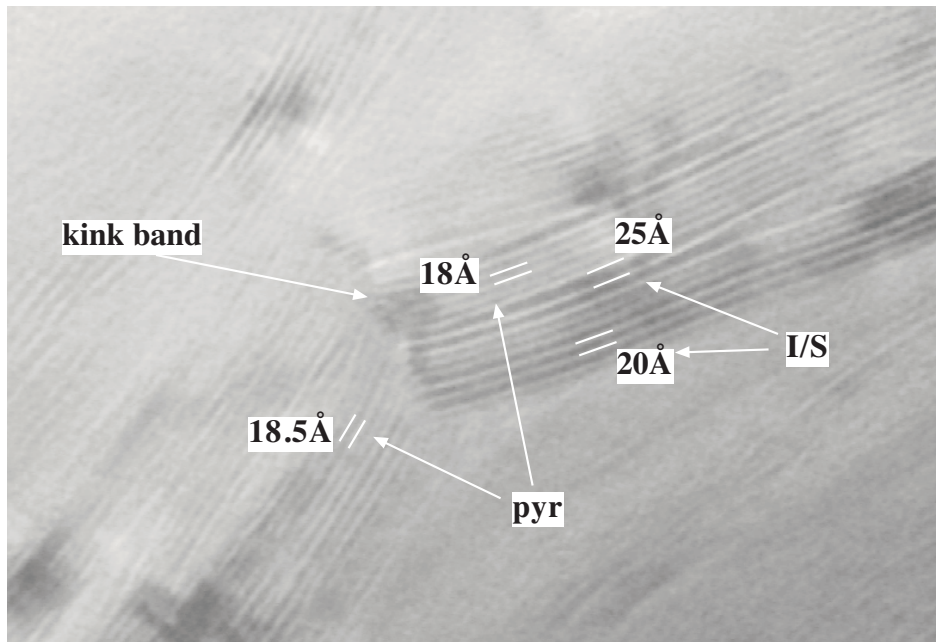


Abb. 3.13: Hochauflösende TEM-Aufnahme von Probe cm-91-99 zeigt einen Pyrophyllitkristallit, der gekinkt und teilweise durch I/S substituiert ist. Die Aufnahme deutet an, dass die Pyrophyllite im CMB detritischer Natur sind.

### 3.5 Diskussion

Die Tonminerale im CMB zeigen eine komplexe Paragenese von detritischen Chloriten, Illit/Muskoviten und Pyrophylliten an, die mit authigenen Illiten, zwei unterschiedlichen Populationen von I/S und Kaoliniten assoziiert sind. Die ChK zeigt Metamorphosegrade maximal der unteren Epizone an, was den Metamorphosebedingungen des Liefergebietes der Beckensedimente entspricht. Die höchsten Metamorphosegrade, die durch die IK angezeigt werden, entsprechen ebenfalls der unteren Epizone. Es liegt daher nahe, diese Grade auf detritische Illite/Muskovite in den untersuchten Tonfraktionen zurückzuführen und die diagenetischen Grade den neugewachsenen Phasen zuzuordnen, wie es z.B. Brime et al. (2001) für Tonsteine aus dem NW der Kantabrischen Zone vorgeschlagen haben. Die TEM-Aufnahmen belegen indes, dass auch gutgeordnete Illite des Polytyps 2M im CMB neugewachsen sind, welche für den gemessenen Grad verantwortlich sein können. Das Neuwachstum fand zudem in den Druckschattenhöfen von deformierten Quarzkörnern statt, was darauf hindeutet, dass es durch die lokalen *stress*-Bedingungen unterstützt wurde. In diesem Zusammenhang ist die Bedeutung von TEM-Untersuchungen nachdrücklich für eine realitätsnahe Beschreibung der Tonmineralparagenese zu unterstreichen. Rein empirische Methoden wie z.B. die Dekomposition von Röntgendiffraktogrammen (z.B. Stern et al., 1991; Lanson und Besson, 1992; Wang et al., 1995) bergen bezüglich der Interpretation der Paragenese erhebliche Schwachstellen (siehe beigelegtes Manuskript I).

Ein besonderes Beispiel hierfür ist die Paragenese Kaolinit und Pyrophyllit, die sich nicht als indikativ erwiesen hat, wie es Galan et al. (1978) vermutet hatten. Auch die Schlussfolgerungen von Brime (1985) und García-Lopéz et al. (1997) erscheinen aufgrund der eigenen Ergebnisse fragwürdig. Erstens konnte durch die TEM-Untersuchungen bewiesen werden, dass der Pyrophyllit detritisch ist. Zweitens stehen die diagenetischen Kaolinite in keinerlei Verbindung mit den thermokinetischen Entwicklungen, die die IK beeinflusst haben. Vielmehr bedeuten die Ergebnisse, dass es im CMB wie auch in den umgebenden Gesteinen offensichtlich zu einem regionalen und bedeutenden Fluidereignis gekommen sein muss. Die Untersuchungen von F. Ayllón Quevedo (persönl. Mitt., siehe Kap. 1) an Mineraladern im CMB bestätigen diese Schlussfolgerungen: Kaolinit ist in den Zementen stets die letzte authigene Mineralphase, die bestehende Poren ausfüllte. Schneider und Bechstädt (2002) haben in der Devonischen La Vid Gruppe (Aufschluss liegt ca. 5 km nordwestlich des CMB) ebenfalls Hinweise für ein großregionales Fluidereignis gefunden, dass zur Ausfällung von Kaolinit geführt und zudem oxidierenden Charakter gehabt hat. Sie vermuten eine Beziehung des Fluidereignis mit Alpidischen Bewegungen, geben aber keine Begründung an. Auch Gasparrini et al. (2001) erwähnen ein regionales diagenetisches Fluidereignis als Ursache für eine Dolomitisierung der Kalkabfolgen des Karbon innerhalb der Bodon Einheit, welche zur Ausbildung von Zebra-Dolomiten geführt hat. Sie vermuten, dass dieses Ereignis mit einer spät-Variskischen Extensionsphase bzw. einer Permischen post-orogenen Extension in Verbindung steht, wie es Gómez-Fernandéz et al. (2000) für die Picos de Europa im NE der Kantabrischen Zone beschrieben haben. Weiterhin erwähnen sie die Möglichkeit, dass es sich auch um ein Jurassisches Ereignis handeln könnte (Meyer et al., 2000). Die Konzentration von Kaolinit in den zahlreichen Störungszonen des CMB legt die Vermutung nahe, dass diese als bevorzugte Wegsamkeiten gedient hatten. Dabei bedeutet dies nicht, dass diese Störungen zum Zeitpunkt der Fluidzirkulation aktiv gewesen sein müssen; Störungen stellen auch im ruhenden Zustand bedeutende Schwächezonen im Gestein dar, in denen sich z.B. deszendierende Fluide bevorzugt bewegen (Merriman und Peacor, 1999).

Weiterhin zeigt sich, dass der bei Kristallinitätsstudien wichtige Punkt, nämlich die Unterscheidung in detritische und authigene Phasen, nicht durch die üblichen, standardisierten Aufbereitungs- und Auswertungsmethoden möglich ist. Eine Interpretation von IK-Daten muss daher immer diese Schwachstelle berücksichtigen. So ist z.B. kein Zusammenhang zwischen der IK und der Stratigraphie zu erkennen, die höchsten Metamorphosegrade des CMB (obere Anchi-/untere Epizone) finden sich in den mittleren Cascajo- und Roguera-Formationen (bezüglich der stratigraphischen Abfolge). Es kann daher nicht von einer klassisch prograden IK-Sequenz gesprochen werden, die mit der Versenkungstiefe korreliert. Die IK-Konturkarte liefert ebenfalls nur beschränkt verwertbare Ergebnisse. Zwar zeigen die Sedimente des CMB einen generell höheren Metamorphosegrad als die umgebenden, älteren Gesteine an, der zudem vage mit dem Zentrum der Intrusionen korreliert, jedoch ist die räumliche Auflösung der Konturen viel zu gering, um z.B. Variationen im 100er m- oder gar 10er m-Maßstab zu reflektieren, wie es für den komplizierten Strukturbau des CMB nötig wäre. Die Aussagekraft im regionalen Kontext besteht aber ungemindert.

Durch die IK-Daten allein lassen sich keine gesicherten Aussagen über die Prozesse machen, die die gemessene Tonmineralparagenese allein erklären könnten. Besonders die Anwesenheit von zwei unterschiedlichen I/S-Populationen in unmittelbarer Nähe zu den Intrusionskörpern ist erst durch die TEM-Untersuchungen deutlich geworden. Diese Koexistenz belegt einen ungewöhnlichen Wachstumsprozess an dem Ort, von dem ungewöhnlich hohe Temperaturen ausgegangen sein müssen (ca. 500-640 °C nach Mendez, 1985). Danach zu urteilen, war die Temperatur zumindest in den Kontaktzonen um die Intrusionen herum nicht der Haupt- bzw. nicht der einzige Einflussparameter auf die Tonmineralparagenese. Die beobachtete Tonmineralverteilung läßt sich am besten mit dem von Merriman und Peacor (1999) beschriebenen Prozess des *reaction progress* beschreiben, nach dem in unterschiedlichen Bereichen/Zonen der Gesteine unterschiedliche Prozesse/Einflüsse gewirkt haben, die zur Ausbildung lokal unterschiedlicher Paragenesen und IK geführt hat, wie es im CMB der Fall ist.

## 4. Inkohlungsentwicklung des organischen Materials

### 4.1 Einleitung

Das Ciñera-Matallana Kohlebecken (CMB) bietet ausgezeichnete Bedingungen, die Temperaturgeschichte bzw. ihre Teilaspekte jener mittels Untersuchungen des organischen Materials zu evaluieren. Kohleflöze bzw. kohlige Lagen treten in allen Formationen auf (siehe Kap. 2.3), die in der Vielzahl der Oberflächen-Aufschlüsse detailliert beprobt werden können. Als Untersuchungsmethode wurde die Messung der Vitrinit-Reflexion gewählt, die sowohl in Wissenschaft als auch Industrie zu den am meisten eingesetzten und besten beschriebenen Methoden in Bezug auf Reifungsentwicklungen gehört (Yalcin et al., 1997; Taylor et al., 1998). Empirische Formeln erlauben die direkte Umrechnung von Reflexionsdaten in absolute Temperaturwerte (Barker und Pawlewicz, 1989 und 1994; Barker und Goldstein, 1990; Mullis et al., 2001). Damit können die paläogeothermischen Bedingungen nicht nur qualifiziert, sondern quantifiziert werden. Zudem bieten Messungen der Anisotropie der Vitrinit-Reflexion die Möglichkeit, eventuelle Zusammenhänge zwischen Inkohlung und Deformationsereignissen herauszuarbeiten (z.B. Gibling et al., 2002) (siehe dazu Kap. 5).

Colmenero und Prado (1993) haben in einer knappen Zusammenstellung die Westfalischen und Stefanischen Kohlebecken des Kantabrischen Gebirges beschrieben (Abb. 4.1).

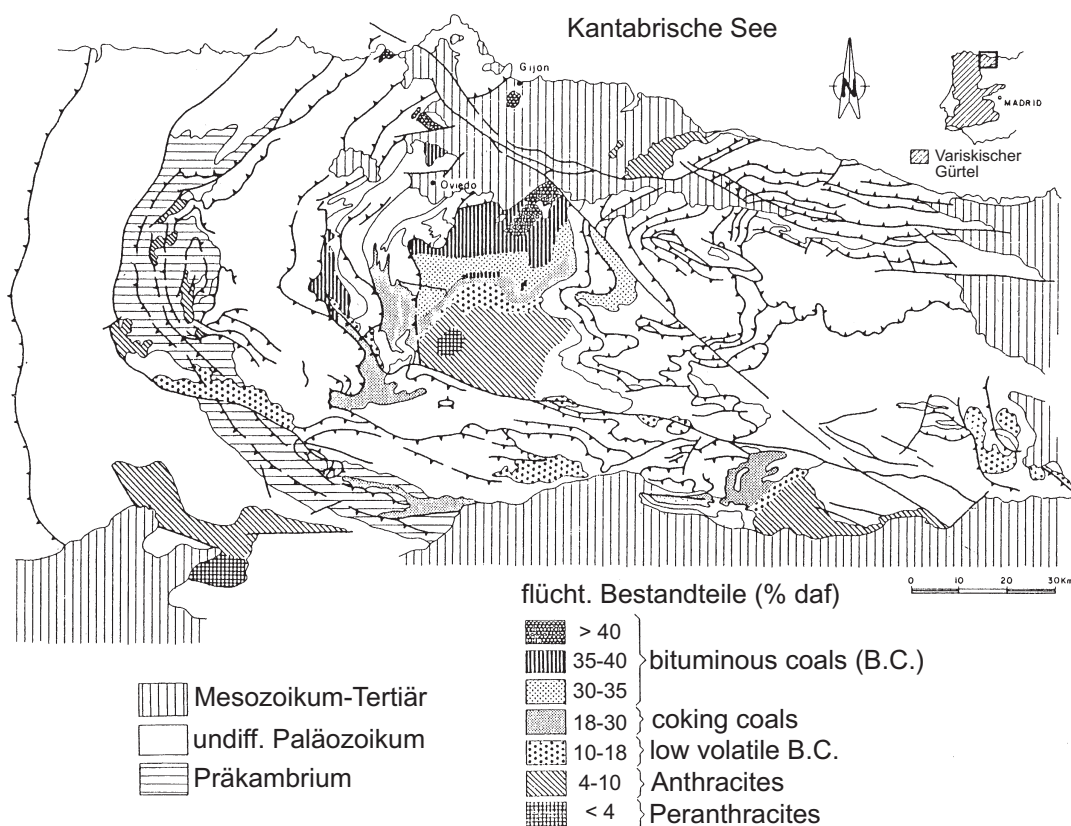


Abb. 4.1: Regionale Variation der Inkohlungsgrade der verschiedenen Kohlebecken im Kantabrischen Gebirge (Colmenero und Prado, 1993). Die Klassifikation der Kohlen ist in Abb. 4.3 erläutert.



Sie stellen die Bedeutung von magmatischen Aktivitäten als Hauptursache für erhöhte Inkohlungsgrade heraus. Konvektiver Wärmetransport über Fluide spielte dabei eine größere Rolle als Konduktion, wobei die großen Störungssysteme wie die León und die Sabero-Gordón Linie als bevorzugte Wegsamkeiten gedient haben sollen. Die Ausbreitung dieser hydrothermalen Fluide war ihrer Meinung nach in den Stefanischen Sedimenten leichter als in den älteren Westfalischen Einheiten, da diese weniger stark kompaktiert waren und damit eine höhere Porosität aufgewiesen hatten.

Mendez (1985) und Villegas (1996) haben in ihren unveröffentlichten Doktorarbeiten die bisher einzigen Daten zur Evolution der Kohlen im CMB vorgelegt. Daraus geht hervor, dass vor allem die Intrusionen einen signifikanten Einfluss auf die Inkohlung des organischen Materials gehabt hatten (Abb. 4.2). Es werden Inkohlungsgrade von 1,30-2,66 %Rr für die 7 Formationen angegeben; die Pastora Formation als Trägerin der meisten Intrusionskörper zeigt dabei generell höhere Werte an als die ältere und sie unterliegende San Francisco Formation und deutet damit auf anomale Paläo-Temperaturbedingungen hin (Tab. 4.1).

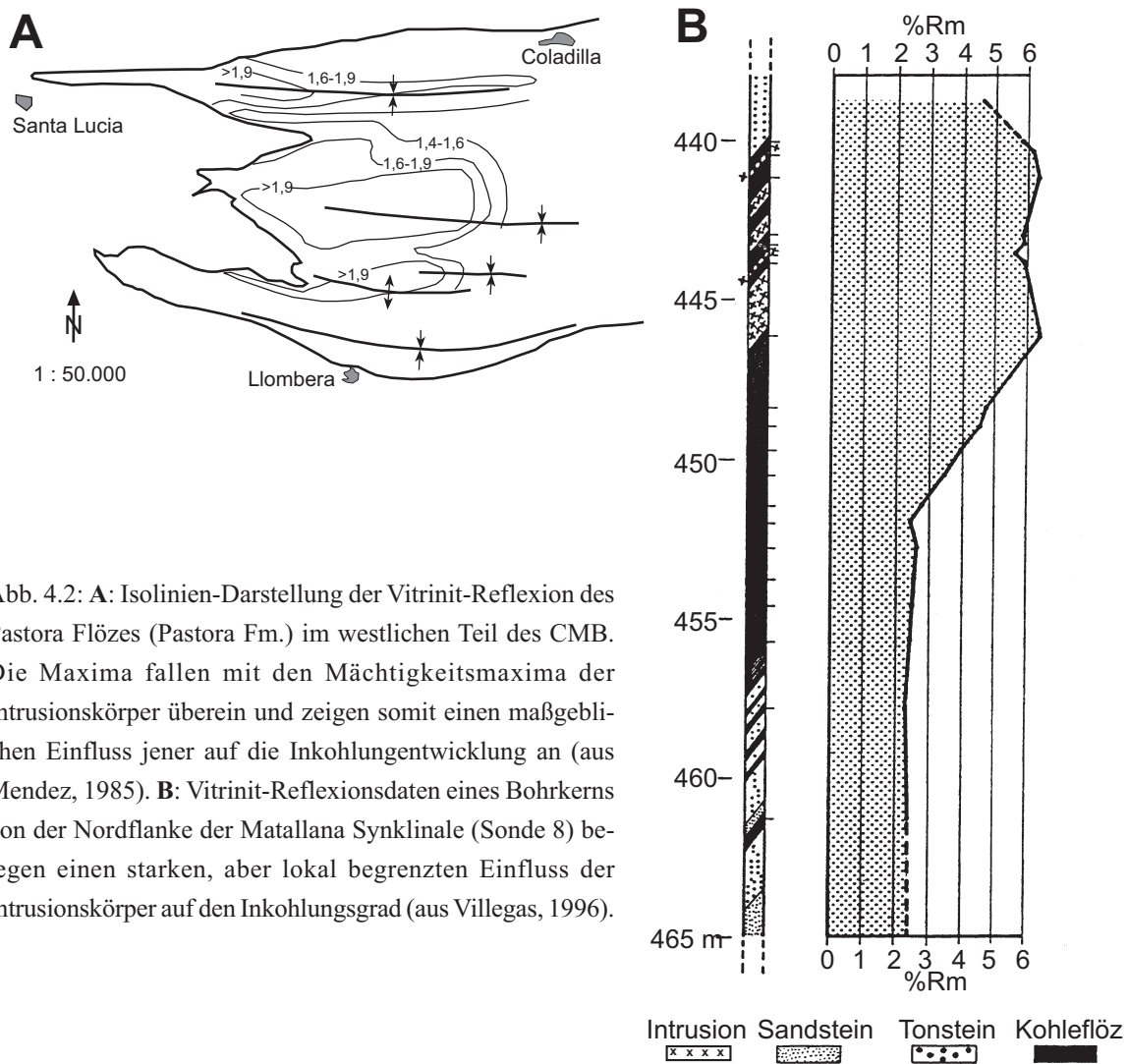


Abb. 4.2: **A:** Isolinien-Darstellung der Vitrinit-Reflexion des Pastora Flöz (Pastora Fm.) im westlichen Teil des CMB. Die Maxima fallen mit den Mächtigkeitsmaxima der Intrusionskörper überein und zeigen somit einen maßgeblichen Einfluss jener auf die Inkohlungsentwicklung an (aus Mendez, 1985). **B:** Vitrinit-Reflexionsdaten eines Bohrkerns von der Nordflanke der Matallana Synklinale (Sonde 8) belegen einen starken, aber lokal begrenzten Einfluss der Intrusionskörper auf den Inkohlungsgrad (aus Villegas, 1996).

relative Tiefe (Meter)	0-200	200-400	400-600	600-800	800-1000	>1000
Fm. Matallana	<b>1,312</b> (5)					
Fm. Bienvenidas	<b>1,303</b> (6)	<b>1,66</b> (2)				
Fm. San José	<b>1,493</b> (17)	<b>1,731</b> (13)	<b>2,047</b> (3)			
Fm. Pastora	<b>1,676</b> (85)	<b>1,857</b> (51)	<b>2,113</b> (58)	<b>2,396</b> (69)	<b>2,564</b> (34)	<b>2,66</b> (1)
Fm. San Francisco	<b>1,527</b> (13)		<b>2,00</b> (2)			
Gesamtanalysen	126	66	63	69	34	1
<b>allg. Mittelwert</b>	<b>1,604</b>	<b>1,826</b>	<b>2,106</b>	<b>2,396</b>	<b>2,564</b>	<b>2,66</b>

Tab. 4.1: Aufgliederung der mittleren Vitrinit-Reflexion nach Tiefenhorizonten; in Klammern ist die Anzahl der gemessenen Proben angegeben. Die Pastora Fm. zeigt in Bereichen mit erhöhtem Aufkommen an Intrusionskörpern einen anomal höheren Inkohlungsgrad an als die sie unterlagernde San Francisco Fm. (aus MENDEZ, 1985).

## 4.2 Der Prozess der Inkohlung

### 4.2.1 Allgemeine Grundlagen

Die Beschreibung der Inkohlung organischen Materials und damit verbundener Phänomene (z.B. AVR) werden im Folgenden sehr komprimiert dargestellt; Schwerpunkte liegen auf Parametern, die relevant für die Methoden sind, mit denen die Kohlen aus dem CMB untersucht worden sind. Ausführliche Beschreibungen zu dem gesamten Themengebiet finden sich bei Taylor et al. (1998), Wolf (1988), Teichmüller (1987), Bustin et al. (1985) und Stach et al. (1982).

Kohle entsteht aus der Umwandlung von organischem Material wie Pflanzen und Algen. Dieser als Inkohlung bezeichnete Vorgang kann in zwei aufeinanderfolgende Phasen unterteilt werden:

A) Biochemische Inkohlung: Diese Phase wird auch als Vertorfung bezeichnet und stark vom Ablagerungsmillieu geprägt, welches zumeist mit heutigen Mooren oder Sümpfen verglichen wird. Das Pflanzenmaterial ist bis zu einer Tiefe von ca. 0,5 m der Verwitterung durch aerobe Bakterien, bis zu 10 m Tiefe durch anaerobe Bakterien ausgesetzt (Teichmüller und Teichmüller, 1982). Das Pflanzenmaterial gibt während dieser Inkohlungsphase hauptsächlich Gase wie Kohlenstoffdioxid, Ammonium und Methan ab. Es entstehen Substanzen, die als Huminstoffe zusammengefasst werden. Der einsetzende Kompaktionsdruck verursacht die umfangreiche Abgabe von Wasser, die Porenräume werden verdichtet bei gleichzeitiger Deformation der Zellstrukturen der Vorläuferpflanzen. Generell wird durch diese Prozesse der Brennwert erhöht, ein besonders bei Torfen und gering inkohlten Kohlen verlässlicher Inkohlungsparameter (Abb. 4.3).

Inkohlungsgrad			Refl. Rr <sub>oel</sub>	Fl.B. (waf) %	C (waf) Vitrit	Rohwasser %	Brennwert Btu/lb (kJ/kg)	Anwendungsbereich verschiedener Inkohlungsparameter		
Deutschland	USA	Frankreich						Wasserstoff (waf)	Flucht. Best. (waf)	Reflexionsgrad des Vitrits
Torf	Peat	Tourbe	0.2	68						
				64	ca. 60	ca. 75				
Weich-	Lignite	Lignite tendre	0.3	60						
Matt-		Lignite mat	0.4	56	ca. 35		7200 (17000)			
	Sub. C bit.			52						
Glanz-		Lignite brillant	0.5	48	ca. 71	ca. 25	9900 (23000)			
	C			44	ca. 77	ca. 8-10	12600 (30000)			
Flamm-					40					
Gas-	B			36						
flamm-			Flambants secs	0.7	32					
Gas-	A			32						
			Flambants gras	1.0	28	ca. 87	15500 (36000)			
Fett-	Medium Volatile	Gras B	1.2	24						
	Bit.	Gras A	1.4	20						
Ess-	Low Volatile	Gras á courte flamme	1.6	16						
Mager-	Bit.	1/2 gras	1.8	12						
	Semi-Anthr.	1/4 gras	2.0	8						
Anthra-		Maigre		8	ca. 91		15500 (36000)			
zit	Anthracite	Anthracite	3.0	4						
Meta-Anthr.	Meta-A.	Peranthracite	4.0							

Abb. 4.3: Verschiedene nationale Klassifikationen und deren Beziehung zu unterschiedlichen Inkohlungsparametern. Refl. Rr = mittlere Reflexion; Fl.B. = Flüchtige Bestandteile; waf = wasser- und aschefreie Substanz (aus Wolf, 1988).

B) Geochemische Inkohlung: Diese Phase ist geprägt von der Anreicherung von Kohlenstoff und der Abreicherung von Sauerstoff und Wasserstoff (vornehmlich CO<sub>2</sub> und H<sub>2</sub>O) im organischen Material (Abb. 4.4). Kohlenstoffgehalt und Rohwassergehalt werden im Braunkohlenstadium als verlässliche Inkohlungsparameter eingesetzt (Abb. 4.3). Weiterhin wird Methan abgegeben; dieses Gas, welches auch schon während der biochemischen Phase entsteht, wird in großen Mengen - 1 kg Kohle enthält ca. 200 l Methangas – z.B. als Gashydrate gespeichert, die vor allem in heutigen Schelfbereichen abbauwürdige Mengen erreichen und somit eine wichtige Energieressource der Zukunft darstellen. Bei Kohlen kann die Menge der flüchtigen Bestandteile gemessen werden; da sie mit zunehmender Inkohlung konstant abnehmen, sind sie ein guter Inkohlungsparameter (Abb. 4.3).

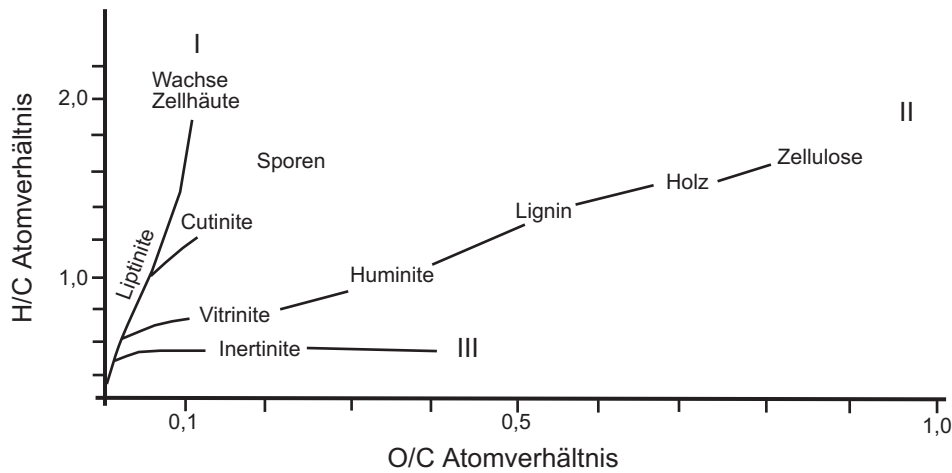


Abb. 4.4: Das van Krevelen-Diagramm (1951) veranschaulicht die Inkohlungspfade der drei Maceralgruppen und ihrer Vorläufermaterialien in Bezug auf ihre atomaren Verhältnisse von O/C und H/C (modifiziert nach Tissot und Welte, 1978; aus Bustin et al., 1985).

Ein charakteristischer Prozess während dieser Phase der Inkohlung ist die Aromatisierung, d.h. langkettige Kohlenstoffverbindungen brechen auf und es bilden sich Ringstrukturen ähnlich des Benzolrings mit 6 Kohlenstoffatomen. Diese Kohlenstoffringe wachsen mit zunehmender Inkohlung zu immer größeren Clustern zusammen, die sich in ihrer Orientierung nach dem herrschenden Druckregime ausrichten (Abb. 4.5). Die Cluster erreichen dabei eine Größe von 50 bis mehreren 1000 Å, abhängig vom erreichten Inkohlungsgrad; als grundlegende Einheit aller Macerale beschreiben Rouzaud und Oberlin (1983) aromatische Lagen von < 10 Å Größe.

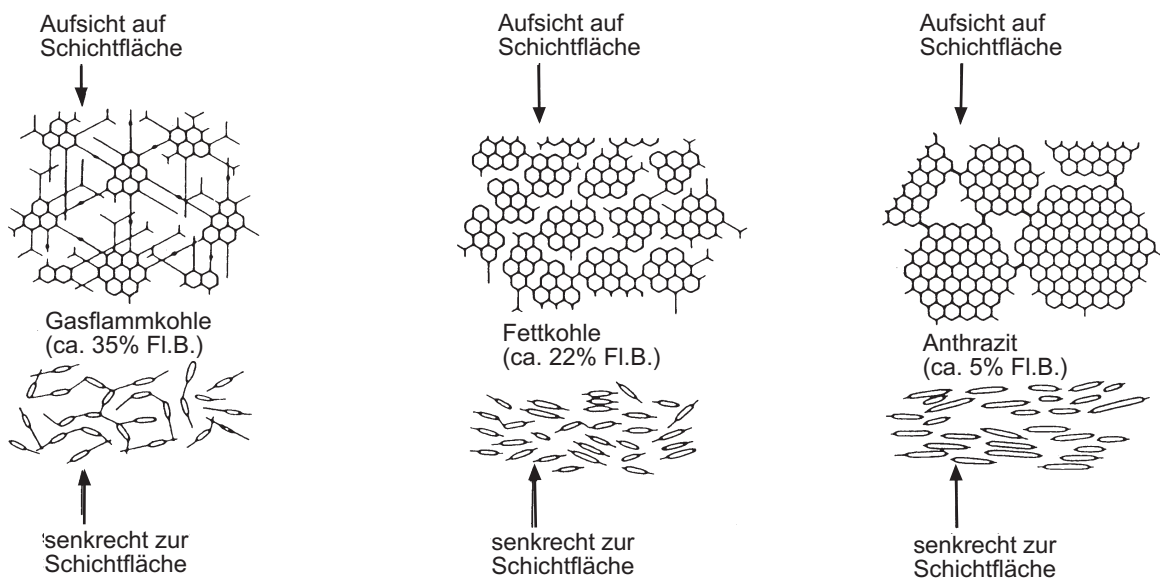


Abb. 4.5: Veränderungen der Molekularstruktur des Vitrinites während der Inkohlung und Ausrichtung des makromolekularen Netzwerks in Abhängigkeit zum Kompaktionsdruck (aus Wolf, 1988).

Während dieser beiden Prozesse verändern sich ebenfalls die petrographischen Eigenschaften der Kohle, dessen Bestandteile in drei Maceral-Gruppen aufgeteilt werden. Die **Liptinite** (bei geringen Inkohlungsgraden als Exinite bezeichnet) gehen aus Sporen, Pollen, Algen, Harzen, Wachsen usw. hervor und stellen das wichtigste Vorläufermaterial von Erdöl dar (Radke et al., 1997). Da Liptinite im normalen Hellfeld der Auflichtmikroskopie schlecht zu sehen sind, wird als Untersuchungsmethode die Fluoreszenz-Mikroskopie eingesetzt, mit der die einzelnen Macerale der Liptinit-Gruppe unterschieden werden können. Mit zunehmender Inkohlung nehmen die Liptinite im Auflichtmikroskop rasch an Helligkeit zu und erreichen bei ca. 1,8 %Rr die gleichen Eigenschaften wie Vitrinite. Die **Vitrinite** (bei geringen Inkohlungsgraden als Huminite bezeichnet) gehen aus den humosen Resten von Pflanzen hervor, wie z.B. Holz, Rinde, Ästen und Wurzeln. Ihr Reflexionsvermögen nimmt über die gesamte Inkohlungsreihe langsam und stetig zu, weshalb sich dessen Bestimmung zur Kennzeichnung des Inkohlungsgrades einer Kohle besonders bewährt hat. Die **Inertinite** stammen von dem gleichen Vorläufermaterial wie die Vitrinite ab; sie waren aber bereits einer Fusinitisierung ausgesetzt, wodurch eine relativ hohe Kohlenstoff-Anreicherung in den organischen Substanzen erzielt wurde. Diese ist wiederum dafür verantwortlich, dass die Inertinite im Auflichtmikroskop stets als die mit Abstand hellste Maceral-Gruppe erscheinen. Der Prozess der Fusinitisierung kann durch eine schwache Oxidation (z.B. durch Trockenfallen des Torfes oder Pilzbefall) oder durch Verkohlung (z.B. durch Waldbrände) ausgelöst werden. Ab einer Reflexion von ca. 5,5 % erreichen die Vitrinite die gleiche Helligkeit wie die Inertinite.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass der Vorgang der Inkohlung organischen Materials ein komplexer physiko-chemischer Prozess ist. Zahlreiche Parameter sind geeignet, den Grad der erreichten Inkohlung zu bestimmen (Abb. 4.3). Die Vitrinit-Reflexion und der Gehalt an flüchtigen Bestandteilen zeigen dabei als einzige eine gleichmäßige Zu- bzw. Abnahme über die gesamte Inkohlungsspanne hinweg und sind daher prädestiniert in ihrem Einsatz bei geologischen Fragestellungen zur Temperaturentwicklung. Die besondere Bedeutung dieser Parameter liegt darin, dass alle Inkohlungsprozesse irreversibel sind d.h. auch nicht mehr von retrograden Veränderungen betroffen werden (Teichmüller, 1987). Sie zeigen somit immer die maximalen Paläo-Temperaturbedingungen an.

#### 4.2.2 Einflussfaktoren auf die Inkohlung

##### 1) Temperatur

Die Zunahme des Inkohlungsgrades mit der Tiefe – bekannt als Hilt's Regel – wird gesteuert durch die Zunahme der Temperatur mit zunehmender Tiefe. Diese Temperaturzunahme wird als geothermischer Gradient (ausgedrückt in °C / 1 km) bezeichnet, welcher aus dem Wärmefluß und der unterschiedlichen Konduktivität der Gesteine ermittelt wird. Da alle Inkohlungsprozesse irreversibel sind, zeigt das inkohlte Material stets die maximal erfahrenen Temperaturbedingungen an. Gängige empirische Korrelationen basieren im wesentlichen auf Bohrlochdaten von rezenten Becken, in denen die Vitrinit-Reflexionsdaten direkt mit gemessenen Bohrlochtemperaturen verglichen wurden (Barker und Pawlewicz, 1989 und 1994; Barker und Goldstein, 1990). Unterschiedliche Entwicklungen sind in Bezug auf eine rein Versenkungs-bezogene Inkohlung und solche unter

hydrothermale Einfluss beschrieben, wobei der Faktor Zeit eine ebenfalls wichtige Rolle spielt (Barker und Goldstein, 1990; Mukhopadhyay und Dow, 1994).

#### II) Zeit

Der Einfluss dieses Parameters ist heftig diskutiert (siehe Überblick bei Taylor et al., 1998). Von wesentlicher Bedeutung ist die Zeitspanne, die das organische Material braucht, um ein Gleichgewicht zwischen Inkohlungsgrad und Wärmeeinfluss herzustellen. Verschiedene geologische Situationen zeichnen hier ein völlig inkonsistentes Bild, weshalb keine abschließende Beurteilung möglich ist. Allgemein akzeptiert ist, dass bei geringen Temperaturen (<50 °C) der Einfluss der Zeit vernachlässigbar ist. Bei höheren Temperaturen, besonders unter hydrothermalen Einflüssen, nimmt die Bedeutung des Zeitfaktors jedoch exponentiell zu (Lopatin, 1971). Karweil (1956) und Bostick (1978) haben Diagramme entwickelt, mit denen die *effective heating time* bestimmt werden kann. Aus diesen wird deutlich, dass nur unter sehr engen Bedingungen die Inkohlung mit der Subsidenz und folglich mit dem geothermischen Gradienten korreliert. Barker (1989) gibt für Gebiete mit „normaler“ Versenkung die Erlangung eines Gleichgewichtes nach 1-10 Millionen a, in geothermischen Systemen nach 10 Tausend a und in Bereichen mit Kontaktmetamorphose von weniger als 1 a an.

#### III) Druck

Erhöhter Druck hemmt die Inkohlungsentwicklung des organischen Materials bei höheren Graden. Dies geht auf die Verringerung des Porenraumes zurück, wodurch ein Abtransport der liquiden und gasförmigen Inkohlungsprodukte behindert wird. Von besonderer Bedeutung ist die Veränderung der optischen Eigenschaften von Kohle, die auf eine anisotrope Ausrichtung der aromatischen Lamellen zurückzuführen ist, welche wiederum von dem Druckregime während der Inkohlungsphase gesteuert wird. Da dieser Aspekt wichtig für die eigenen Untersuchungen in Kap. 5 ist, wird im Folgenden vertieft darauf eingegangen.

#### 4.2.3 Anisotropie der Vitrinit-Reflexion (AVR)

Hirsch (1954) beschreibt aufgrund von Röntgenmessungen den Prozess der Inkohlung mit einer Konzentration der aromatischen Lamellen, zunehmender Ordnung der Lagen und Einebnung der Struktur. Diese Veränderungen bewirken ein anisotropes Reflexionsverhalten der Vitrinite. Die Refraktions- und Adsorptionseigenschaften der Vitrinite verändern sich dabei derart, dass Schwankungen der Reflexionsstärke in Abhängigkeit zur Orientierung des Partikels auftreten. Aus den drei Messwerten  $R_{\max}$ ,  $R_{\text{int}}$  und  $R_{\min}$  lässt sich eine „Reflexionsindikatrix“ berechnen, die der optischen Indikatrix von Mineralen entspricht (Messmethodik ist in Kap. 5.3 beschrieben). Die Form dieser Indikatrix bzw. des AVR-Ellipsoids und dessen Entwicklung während der Inkohlung bei gleichzeitigem tektonischem Einfluss haben Levine und Davis (1984 und 1989) anschaulich beschrieben (Abb. 4.6). Auf diesen Beobachtungen basierend sind zahlreiche Arbeiten erschienen, die Untersuchungen der AVR nutzen, um den Zeitpunkt der Inkohlung mit regionalen Deformationsereignissen zu korrelieren (Stone und Cook, 1979; Hower und Davis, 1981a und 1981b; Ting, 1981; Levine und Davis, 1984, 1989 und 1990; Kilby, 1988; Grieve, 1991; Langenberg und Kalkreuth, 1991a und 1991b; Langenberg et al., 1998) (Abb. 4.7).



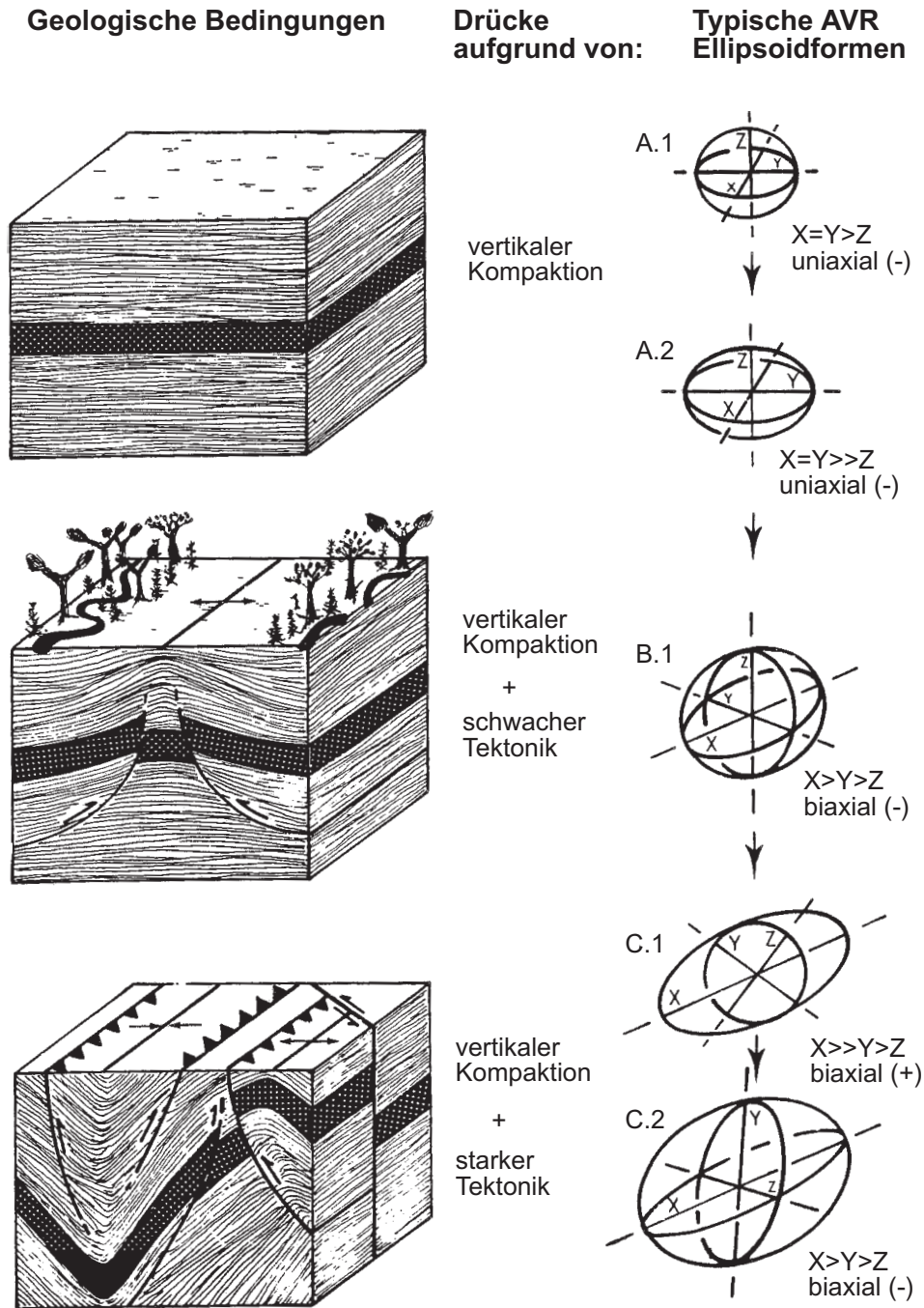


Abb. 4.6: Die Geometrie des AVR-Ellipsoids zeigt charakteristische Formen für den Zusammenhang zwischen Inkohlungsgrad und tektonischem Umfeld. A: Uniaxial negative Ellipsoide (A.1 und A.2) sind indikativ für eine rein Versenkungs-bezogene Inkohlung in tektonisch undeformierten Subsidenzgebieten. B: Biaxial negative Ellipsoide mit einer etwa senkrechten  $R_{\min}$ -Achse (B.1) sind indikativ für eine schwache tektonische Deformation der Beckensedimente. C: Biaxial positive Ellipsoide (C.1) zeigen tektonische Einengung an und finden sich in stark deformierten Bereichen. Zonen mit starken tektonischen Spannungen/Drücken können auch biaxial negative Ellipsoidformen erzeugen (C.2). Uniaxial positive Ellipsoide sind seltene Übergangsformen.  $X = R_{\max}$ ,  $Y = R_{\text{int}}$ ,  $Z = R_{\min}$ ; X, Y und Z nehmen in ihrer Magnitude mit steigendem Inkohlungsgrad ebenfalls zu (nach Levine und Davis, 1989).

Die Entwicklung einer AVR wird vornehmlich als Reaktion auf von aussen einwirkenden Druck angesehen und im wesentlichen durch drei Faktoren gesteuert (Teichmüller, 1987):

A: Der durch Subsidenz hervorgerufene Überlagerungsdruck führt zu einer Einregelung der aromatischen Lamellen des organischen Materials während der Inkohlung. Die resultierende Anisotropie zeigt ein uniaxiales Ellipsoid, die maximale Reflexion liegt parallel zur Schichtung, die minimale steht senkrecht zu ihr (Abb. 4.6).

B: In klastischen Gesteinen tritt häufig eine biaxiale Anisotropie auf, die dadurch entsteht, daß umschließende Mineralkörner während der Kompaktion in die Vitrinite eindringen, dadurch eine tangential Spannungsumlagerung an den Korngrenzen auftritt und die ursprüngliche Orientierung der Vitrinite verändert wird.

C: Aufgrund von gerichtetem Druck regeln sich die aromatischen Lamellen um, reagieren somit z.B. auf Deformation. Die Richtung der maximalen Reflexion steht dann senkrecht zum maximalen Druck, in Richtung der Deformations-/Faltenachse (Abb. 4.7). Hier kann zwischen oblaten und prolaten Ellipsoiden unterschieden und das bestimmende (finite) Verformungsregime zur Zeit der Inkohlung bestimmt werden (Abb. 4.6).

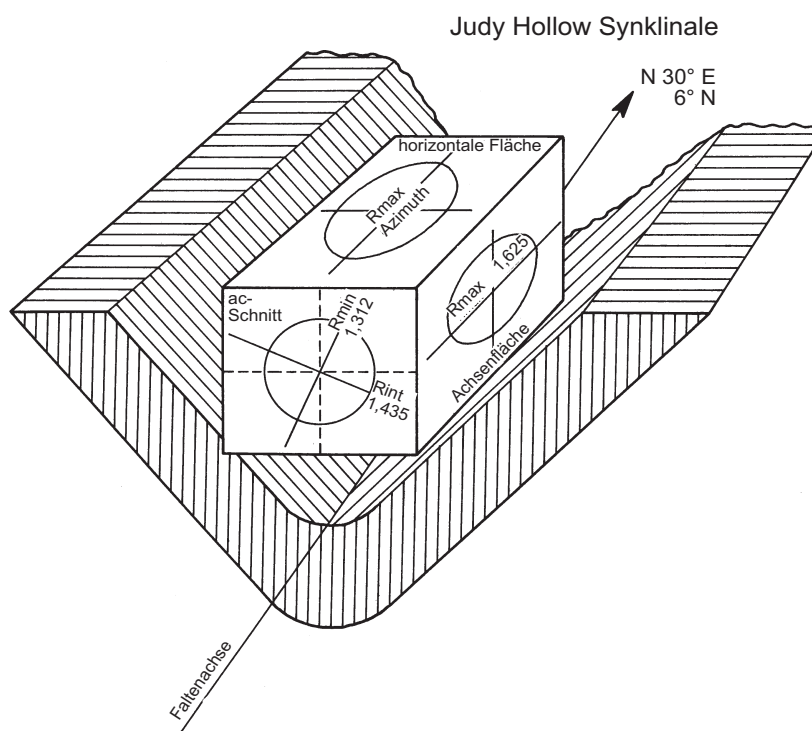


Abb. 4.7: Beziehung zwischen den optischen Achsen des AVR-Ellipsoids und ihrer räumlichen Ausrichtung im Zusammenhang mit einer Faltenstruktur in den Appalachen von Pennsylvania, USA (nach Levine und Davis, 1984).

Bezüglich der atomaren Struktur geben Levine und Davis (1989) drei mögliche Prozesse an, die für eine AVR verantwortlich sein können: 1) bevorzugte Nukleation und orientiertes Wachstum der Lamellen, 2) mechanische Rotation und Reorientierung der (bestehenden) Lamellen, und 3) intragranulare plastische Deformation und Reorientierung der molekularen Struktur. Sie stellen heraus, dass tektonische Prozesse, die nach der maximalen Inkohlung stattgefunden haben, nicht mehr die atomare Struktur der Vitrinite verändern, sondern nur zu einer Deformation, Brekziierung oder mechanischen Rotation der Partikel führen. Demnach ist die Entwicklung einer AVR genetisch an den Prozess der Inkohlung gebunden.

Am ausführlichsten haben Rouzaud und Oberlin (1990) den atomaren Aufbau der Kohle mittels TEM untersucht; diese Arbeit bildet heute die beste und international anerkannte Basis aller diesbezüglichen Interpretationen. Sie beschreiben den Aufbau als ein makromolekulares Netzwerk polyaromatischer Basiseinheiten, die über verschiedene chemische Gruppen (Sauerstoff- und aliphatische Brückenbindungen) fest miteinander verbunden sind. Innerhalb dieses Netzwerkes befinden sich höchst mobile Liquid-ähnliche Partikel, die relativ frei in ihrer Ausrichtung sind. Sie bilden mit zunehmender Inkohlung immer größere Molekulareinheiten mit gleicher Orientierung. Unter Einwirkung von Fließspannungen auf das visko-elastische Material der Kohlen von ca. 0,4 – 2,5 %Rr (*Sub-bituminous* – *Semi-anthracite*, siehe Abb. 4.3) erfolgt eine statistische Einregelung dieser mobilen Molekulareinheiten, die wiederum ein anisotropes Reflexionsverhalten verursachen. Die höher inkohlten Kohlen (*Anthracites*) reagieren porös-bruchhaft auf Deformation und zeigen eine Anisotropie, die von den Autoren durch Rotation ganzer Partikelfragmente erklärt wird.

Erwähnenswert ist die Bemerkung der Autoren (Rouzaud und Oberlin, 1983), dass es sich bei organischem Material gleich welchen Inkohlungsgrades niemals um Kristalle im mineralogischen Sinn handelt; es gibt weder ein Kristallwachstum noch ist das anisotrope Reflexionsverhalten Ausdruck struktureller Schwankungen, auch wenn dieses mit der Bireflektanz von Mineralen verglichen werden kann.

### 4.3 Analytik

Die Messungen der mittleren Vitrinit-Reflexion folgten dem internationalen Standard ISO 7404/5 und sind in Anhang B angeführt. Die eingesetzte Technik bei den Messungen der AVR wird in Kap. 5 näher beschrieben, wo auch die Ergebnisse und die Diskussion zu finden sind.

### 4.4 Untersuchungsergebnisse

Alle im Folgenden präsentierten Ergebnisse der Untersuchungen des organischen Materials sind in dem Manuskript „*Coalification history of the Ciñera-Matallana coal basin, northern Spain*“ (Autoren: K.Frings, H. de Wall, L.N. Warr) zusammengefasst. Das Manuskript soll in Kürze dem Magazin „*International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*“ zur Begutachtung zugesandt werden. Das Manuskript wurde bereits von Herrn Prof. Dr. W. Kalkreuth (Porto Alegre, Brasilien) und Herrn Prof. Dr. R. Littke (Aachen) durchgesehen und ihre Anmerkungen sind sowohl in dem Manuskript wie auch bei den hier präsentierten Ergebnissen berücksichtigt.

#### 4.4.1 Petrographische Beschreibung der Kohle

Die meisten Kohleproben und auch das in den Sedimentgesteinen fein-verteilte organische Material (DOM) zeigen Anzeichen von Verwitterung in verschiedenen Graden. Die Oxidation ist hauptsächlich entlang von Rissen und Spalten in den kohligen Partikeln zu sehen; die oxidierten Bereiche erscheinen dunkler als die nicht oxidierten Bereiche (Abb. 4.8A). Aufgrund der weitverbreiteten Verwitterung hat Mendez (1985) versucht, Reflexionswerte dieser oxidierten Zonen umzurechnen in Werte von nicht oxidierten Zonen. Basis seiner Berechnungen waren Partikel, die nur am Rand Oxidationsanzeichen aufwiesen und im Kern unverwittert erschienen. Der Grad der Oxidation variiert jedoch derart stark innerhalb eines einzelnen Kohlepartikels (Abb. 4.8B), weshalb solche Partikel in der hier vorgestellten Arbeit generell von der Auswertung ausgeschlossen worden sind. Pyrit-Framboide sind omnipräsent in der Kohle und in den Gesteinen mit DOM (Abb. 4.9A und B) und gehen vermutlich auf einen bakteriellen Ursprung zurück (Casagrande, 1987). Ein syngenetisches oder frühdiagenetisches Wachstum ist wegen der hauptsächlich Schichtungsparallelen Anordnung der Framboide wahrscheinlich. Der Mineralgehalt in den Kohlen variiert ebenfalls sehr stark, was oft die Präparation der entsprechenden Proben beeinträchtigte. Das DOM ist in zwei Gruppen einzuteilen: I) Akkumulation der kohligen Partikel, die mit ihrer Kornlängsachse parallel zur Schichtung orientiert sind (Abb. 4.10 A und B). II) Isotrop verteilte, sub-angulare Partikel in der Gesteinsmatrix, die wahrscheinlich detritischen Ursprungs sind (Abb. 4.10B). Die zweite Gruppe zeigt oftmals eine deutlich höhere Reflexion als die erste Gruppe, was neben der Kornform ein weiteres Indiz für eine detritische Herkunft ist. Die Messwerte dieser DOM-Partikel wurden ebenfalls von der weiteren Auswertung ausgeschlossen.

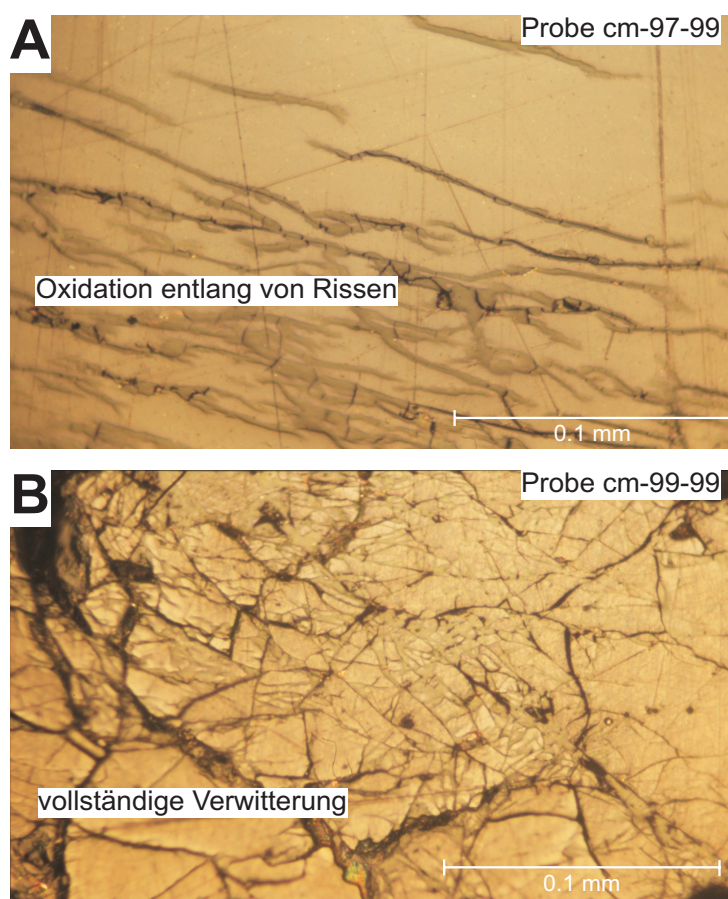


Abb. 4.8: Mikroskop-Fotos (Auflicht und Ölimmersion) zeigen **A**: einen Vitrinitpartikel mit dunklen Oxidationsäulen entlang von kleinen Rissen und Spalten. **B**: einen Vitrinitpartikel mit unzähligen Rissen und nahezu kompletter Oxidation. Die unterschiedlichen Grautöne deuten auf einen unterschiedlichen Oxidationsgrad hin.



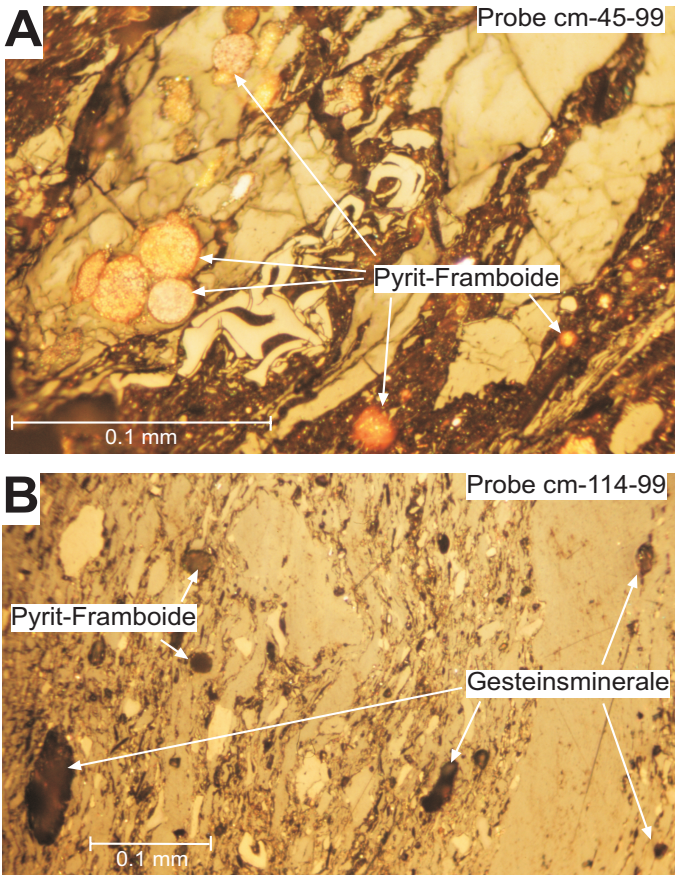


Abb. 4.9: Mikroskop-Fotos (Auflicht und Öl-immersion) zeigen **A**: Pyrit-Framboide unterschiedlicher Größe in der Gesteinsmatrix und in den Kohlepartikeln. **B**: eine Mischung von Kohlepartikeln (zumeist Vitriniten) mit Gesteinsmineralen (dunkle Punkte) und einigen Pyrit-Framboiden.

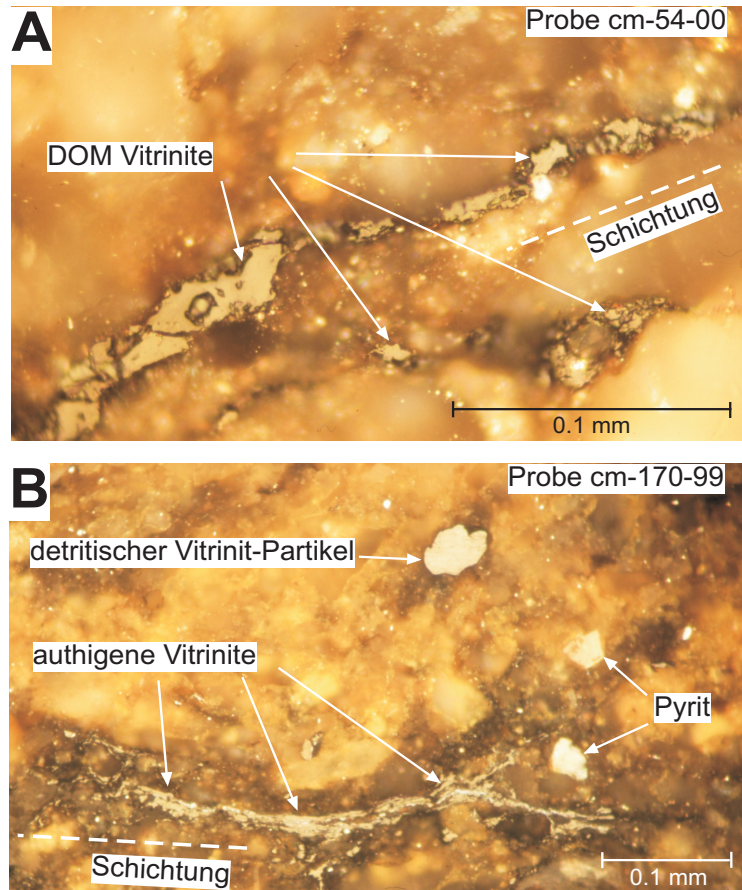


Abb. 4.10: Mikroskop-Fotos (Auflicht und Ölimmersion) zeigen **A**: dispers verteilte Vitrinitpartikel, die in ihrer Schichtungsparallelen Anordnung auf einen authigenen Ursprung hindeuten. **B**: zwei verschiedene Typen von DOM: authigene Partikel in einer Schichtungsparallelen Anordnung und aufgearbeitete (detritische) Partikel mit einer sub-angularen Kornform und höheren Reflexionswerten.

#### 4.4.2 Mittlerer paläogeothermischer Gradient für die Stefanischen Einheiten

Die Messungen der mittleren Vitrinit-Reflexion (%Rr) wurden dazu benutzt, die maximale Überlagerung und einen mittleren paläogeothermischen Gradienten für das CMB zu berechnen; die entsprechenden Daten sind in Tabelle B2 in Anhang B besonders markiert. Von den 31 präparierten Proben konnten lediglich 19 mit Sicherheit gemessen werden. 6 von diesen 19 Präparaten wurden von den folgenden Berechnungen ausgeschlossen, da sie entweder einen hohen Alterationseinfluss oder einen Einfluss der Intrusionen anzeigen. Aufgrund der extrem variablen lateralen Mächtigkeit der einzelnen Formationen und der komplexen Deformation dieser Schichten konnte die absolute litho-stratigraphische Position der einzelnen Proben nicht exakt definiert werden. Für die Berechnungen wurden daher die arithmetischen Mittelwerte der maximalen Mächtigkeit der einzelnen Formationen verwendet, basierend auf den Mächtigkeitsdaten von Wagner (1971).

Zunächst wurde die Methode nach Yamaji (1986) angewendet, um einen Inkohlungsgradienten und die maximale Überlagerung zu bestimmen (siehe auch Conolly, 1989; Scheidt und Littke, 1989). Die %Rr-Werte werden dabei auf einer logarithmischen Achse aufgetragen; diese Vorgehensweise beruht auf der Beobachtung, dass die %Rr mit zunehmender Tiefe eine exponentielle Form aufweist. Auf diese Weise lässt sich eine lineare Regression kalkulieren (Abb. 4.11). Bei einer angenommenen Paläo-Oberflächentemperatur von 25 °C, die 0,25 %Rr entspricht, kann am Schnittpunkt mit der Regressionsgeraden die maximale Überlagerung abgelesen werden. Gemäß dieser Vorgehensweise lässt sich eine maximale ehemalige Überlagerung von ca. 1000 m für das CMB rekonstruieren. Es ist anzumerken, dass diese Berechnung bzw. die berechnete Überlagerung sich auf den erlangten Inkohlungsgrad des organischen Materials bezieht.

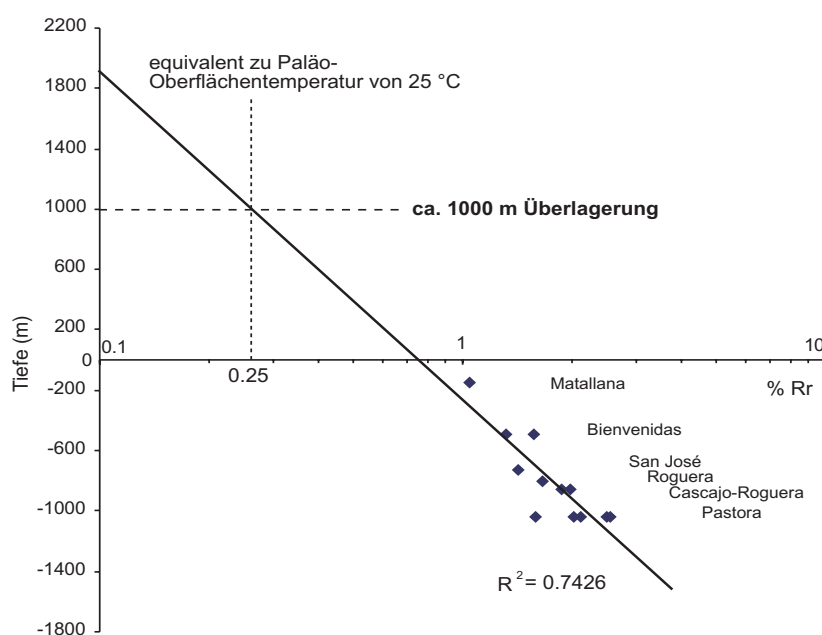


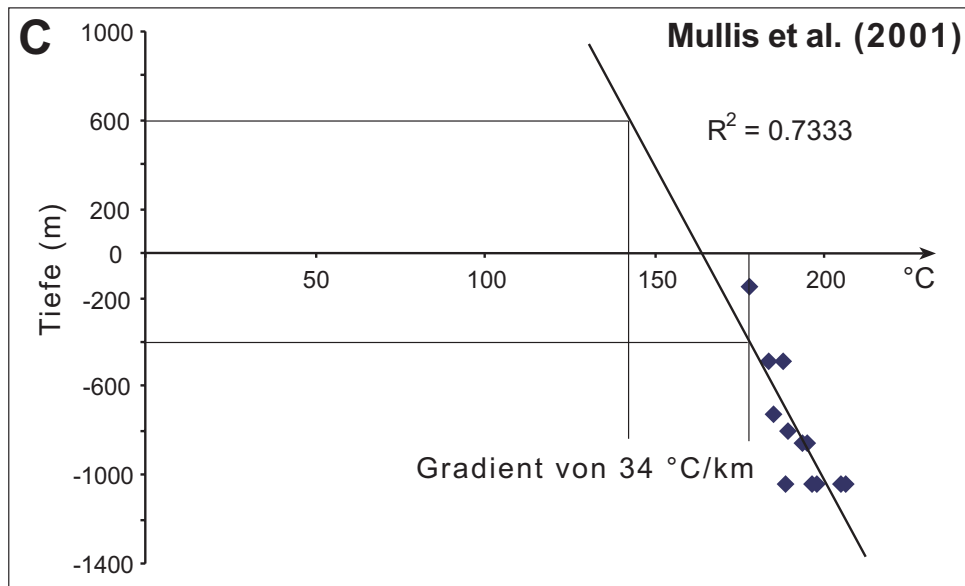
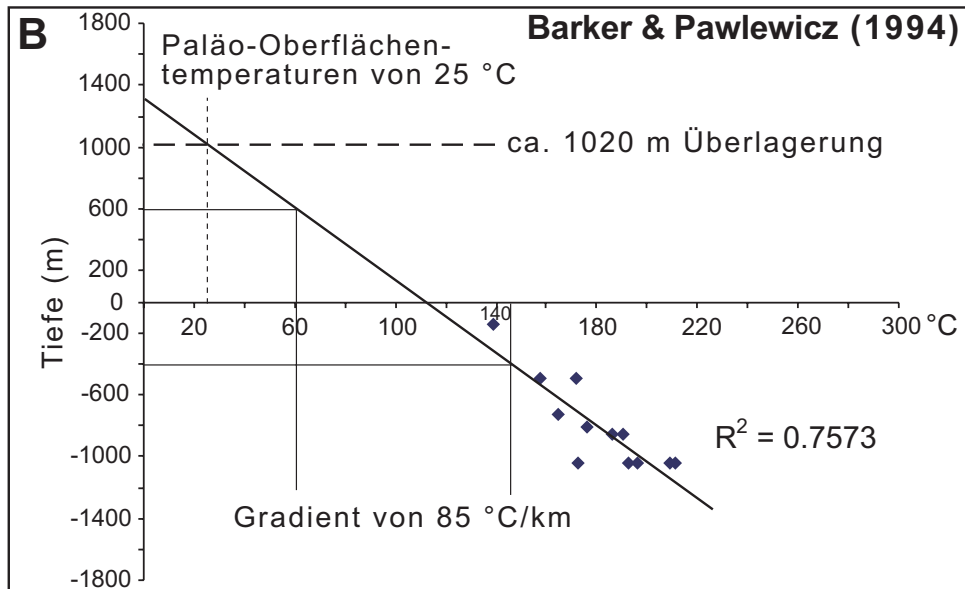
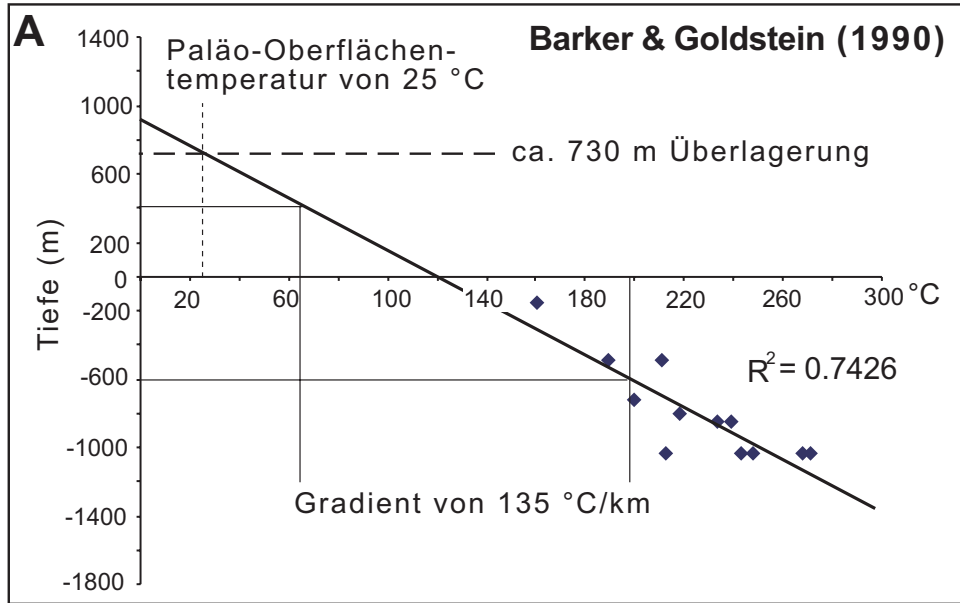
Abb. 4.11: Berechnung des Inkohlungsgradienten und der maximalen Überlagerung anhand der Daten der mittleren Vitrinit-Reflexion (%Rr) (nach Yamaji, 1986).



Um aus den Reflexionsdaten einen mittleren paläogeothermischen Gradienten für das CMB zu berechnen, ist es notwendig, diese in Temperaturwerte umzurechnen. Es existieren mehrere empirische Formeln, die auf verschiedenen Annahmen bzw. Korrelationen basieren. In dieser Studie wurden die Gleichungen (1)  $T=(\ln(Rr)+1,26)/0,00811$  von Barker und Goldstein (1990), (2)  $T=(\ln(Rr)+1,68)/0,0124$  von Barker und Pawlewicz (1994) und (3)  $T=(Rr+8,6238)/0,0543$  von Mullis et al. (2001) zur Konvertierung verwendet. Die Temperaturwerte werden gegen die Teufe aufgetragen, um so einen Temperaturgradienten berechnen zu können (Abb. 12). Gleichzeitig ist es möglich, auf die gleiche Weise wie bei Abb. 4.12 die maximale Mächtigkeit der Überlagerung zu kalkulieren. Gemäß Gleichung (1) betrug die Überlagerung 730 m und der mittlere paläogeothermische Gradient lag bei 135 °C/km (Abb. 4.12A). Dieser extrem hohe Gradient deutet auf einen starken magmatischen Einfluss hin. Diesem Modell entsprechend betrug die Maximaltemperatur für die älteste Formation (San Francisco Formation) 295-315 °C. Gleichung (2) resultiert in einer maximalen Überlagerung von 1020 m und einem mittleren paläogeothermischen Gradienten von 85 °C/km (Abb. 4.12B). Die Überlagerung korreliert gut mit der von Abb. 11, wo die gemessenen (wahren) Reflexionswerte verwendet wurden. Wieder ist der mittlere paläogeothermische Gradient außergewöhnlich hoch, erscheint aber ebenfalls realistisch in Anbetracht der Intrusionen. Die Maximaltemperatur für die San Francisco Formation lag diesem Modell entsprechend zwischen 225-240 °C. Die Ergebnisse von Gleichung (3) sind bivalent. Der mittlere paläogeothermische Gradient betrug demzufolge ca. 34 °C/km (Abb. 4.12C). Dieser Wert ist sehr gering und in Anbetracht der magmatischen Aktivitäten unrealistisch. Dem Szenario entsprechend betrug die maximale Überlagerung ca. 4000 m; dieser Wert erscheint aufgrund regional-geologischer Überlegungen ebenfalls unrealistisch.

#### **Abbildung auf gegenüberliegender Seite**

Abb. 4.12: Berechnung des mittleren paläogeothermischen Gradienten für die Stefanischen Einheiten und der maximalen Überlagerung anhand von Temperatur-Daten, die aus der Umrechnung der Daten der mittleren Vitrinit-Reflexion (%Rr) mit verschiedenen empirischen Formeln resultieren (Referenzen sind jeweils angegeben).



## 4.5 Diskussion

### 4.5.1 Mittlerer paläogeothermischer Gradient

In sedimentären Becken wird die Zunahme der Vitrinit-Reflexion und damit der Inkohlungsgrad des organischen Materials normalerweise durch die Parameter Versenkungstiefe, Zeit und paläogeothermischer Entwicklung gesteuert, wobei letztere durch die Faktoren paläogeothermischer Gradient und Wärmefluß geprägt ist. Die vorgestellten Berechnungen des mittleren paläogeothermischen Gradienten beruhen auf den Annahmen, dass die Inkohlung die maximalen Versenkungsbedingungen und die Maximal-Temperaturen reflektiert, welche wiederum direkt mit den magmatischen Aktivitäten zusammenhängen. Mendez (1985) hat bereits diesen starken Einfluss der Intrusionen auf das paläogeothermische Regime und damit das räumliche Verteilungsmuster der Inkohlung beschrieben. Die eigenen Ergebnisse bestätigen diesen starken Einfluss (Abb. 4.12A und B). Die Qualität der Regressionsgeraden in Abb. 4.12 ist generell gut mit Korrelationskoeffizienten  $R^2$  zwischen 0,74-0,76. Die Streuung der %Rr-Werte innerhalb der einzelnen Formationen wird hauptsächlich durch die Faktoren Verwitterungsgrad und Nähe zu den magmatischen Körpern verursacht. Es war leider nicht möglich, diese zwei Faktoren vollständig zu diskriminieren und von den Berechnungen auszuschließen. Die litho-stratigraphische Position der einzelnen Datenpunkte (mittlere Mächtigkeit der jeweiligen Formationen) trägt ebenfalls zu dem berechneten Korrelationskoeffizienten  $R^2$  bei. Da alle Proben von Oberflächen-Aufschlüssen stammen und nicht von frischen Bohrkernen, erschien die oben beschriebene Vorgehensweise als realistischster Ansatz, die Gradienten zu berechnen.

Unabhängig davon kann die Richtigkeit der verschiedenen empirischen Formeln evaluiert werden, die in Abb. 4.12 zur Umrechnung von Reflexions- in Temperatur-Werte benutzt wurden. Die in Abb. 4.11 berechnete maximale Überlagerung von 1000 m basiert auf den gemessenen Reflexionsdaten und kann daher als Referenzwert bei den thermischen Berechnungen fungieren. Die am wenigsten realistischen Werte ergeben die Berechnungen mit Gleichung (3) von Mullis et al. (2001), welche auf dem Vergleich von Vitrinit-Daten mit Homogenisierungstemperaturen von Flüssigkeitseinschlüssen in syn-kinematisch gewachsenen Quarzen basiert. Der Inkohlungsprozess im CMB ist offensichtlich verschieden von jenem, der durch die Daten der Quarzkristalleinschlüsse angezeigt wird; vermutlich ist die Gleichung nur gültig im Alpenen Untersuchungsgebiet von Mullis et al. (2001). Es wird deutlich, dass derartige Korrelationen mit Vorsicht behandelt werden müssen, besonders wenn keine strukturellen oder zeitlichen Zusatzinformationen zur Verfügung stehen. Die Ergebnisse von Gleichung (1) von Barker und Goldstein (1990) erscheinen realistischer für das CMB, obwohl auch diese Gleichung auf einem Vergleich von Daten zur Vitrinitreflexion und der Homogenisierungstemperatur von Flüssigkeitseinschlüssen in re-equilibrierten Kalziten und zusätzlich heutigen Bohrloch-Temperaturdaten basiert. Die Autoren folgern aus ihren Daten, dass der Inkohlungsgrad stärker von der Maximal-Temperatur als von der Dauer der Einwirkzeit dieser Temperatur abhängt. Der mit ihrer Gleichung errechnete mittlere paläogeothermische Gradient von 135 °C/km für das CMB spiegelt daher hauptsächlich den Einfluss der magmatischen Intrusionen wider, da sie eindeutig die Maximal-Temperaturen im CMB markieren. Dagegen überschreiten die für die San Francisco Formation berechneten Temperaturen von 295-315 °C deutlich das obere

Temperaturlimit, welches durch die IK angezeigt wird (diese Arbeit). Während also Gleichung (3) den magmatischen Einfluss vernachlässigt, wird mit Gleichung (1) dieser übergewichtet.

Die realistischsten Werte liefern die Ergebnisse der Gleichung (2) nach Barker und Pawlewicz (1994). Die Gleichung basiert auf dem Vergleich von Vitrinit-Reflexionsdaten mit heutigen Bohrlochtemperaturen. Die Autoren folgern aus ihren Ergebnissen, dass die Maximal-Temperatur bzw. die *effective heating time* den größten Einfluss auf den Inkohlungsgrad hat; die funktionelle Einwirkzeit ist dabei in Zeiträumen von 10.000 a bis zu mehr als 10 Mio a vernachlässigbar. Die berechnete maximale Überlagerung von 1020 m stimmt mit dem Wert aus Abb. 4.11 sehr gut überein, und der hohe mittlere paläogeothermische Gradient von 85 °C/km zeigt einen Einfluss der magmatischen Aktivitäten an. Letzterer Wert stimmt mit dem von Mendez (1985) für das CMB berechneten überein. Weiterhin korreliert die für die San Francisco Formation ableitbare Maximal-Temperatur von 225-240 °C sehr gut mit dem Temperaturbereich, der durch die IK für diese Formation angezeigt wird (diese Arbeit).

Für die Berechnung des paläogeothermischen Gradienten wurden empirische Formeln eingesetzt, deren Verwendung nur bei „einfachen“ thermischen Entwicklungsgeschichten empfohlen wird (Radke et al., 1998). Sachsenhofer und Littke (1993) stellen heraus, dass bei komplexen Paläo-Wärmequellen, die zum Beispiel auf Intrusionen zurückgeführt werden können wie im CMB, die empirischen Methoden keine exakten Modellierungen erlauben; jene sind nur mit der kinetischen Easy-%Ro Methode (Sweeney und Burnham, 1990) möglich, die sich allgemein als exakteste Methode bei thermischen Modellierungen erwiesen hat (Nöth et al. 2001; Littke et al., 2000; Hertle und Littke, 2000; Yalcin et al., 1997; Büker et al., 1995). Der Einsatz der kinetischen Methode erfordert genaue Angaben zu Zeitlichkeit (in Millionen Jahren) und Mächtigkeit der abgelagerten Einheiten. Da die Stefanischen Sedimente des CMB offensichtlich innerhalb von weniger als 3-4 Mio a abgelagert wurden (Sedimentationsrate von ca. 0,5-0,8 m/1000 a, siehe Kap. 2.2), erscheint es mangelnder zeitlicher Auflösung nicht möglich, die empfohlene Easy-%Ro Methode einzusetzen. Um den Einfluss der Intrusionen auf die Inkohlung bei der Berechnung mit den empirischen Formeln zu minimieren, wurden deshalb solche Messwerte, die eindeutig einen magmatischen Einfluss anzeigen, von den Berechnungen ausgenommen. Schließlich deutet die Übereinstimmung zwischen dem Wert der mit Gleichung (2) und der nach der Methode nach Yamaji (1986) berechneten maximalen Überlagerung darauf hin, dass es sich bei dem berechneten mittleren paläogeothermischen Gradienten um einen realistischen Wert handelt.

An dieser Stelle muss angemerkt werden, dass bei der Berechnung des paläogeothermischen Gradienten keine AVR-Daten verwendet worden sind, da die entsprechenden Messungen an DOM in klastischen Sedimentgesteinen (Siltsteinen) durchgeführt wurden (siehe Kap. 5.3) und dieses Material stets niedrigere Reflexionswerte liefert als Messungen an zwischenlagerten Kohleflözen (Bostick und Foster, 1975; Scheidt und Littke, 1989).

#### 4.5.2 Maximale ehemalige Überlagerung

Die berechnete maximale Überlagerung von ca. 1000 m korreliert gut mit der Mächtigkeit Kretazischer transgressiver Sedimente, die Evers (1967) im Gebiet des CMB auf 500-1000 m abschätzt. Da die hier ermittelte Überlagerung aber ausschliesslich auf den Inkohlungsgrad bezogen ist und dieser eindeutig mit den vermutlich Permischen Intrusionen in Verbindung steht, muss ein Einfluss der Kretazischen Sedimente zurückgewiesen werden. Mendez (1985) merkt aufgrund seiner Untersuchungen bereits an, dass der Inkohlungsprozess weitgehend abgeschlossen war vor der Inplatznahme der Intrusionen. Diese hätten zu einer weiteren Erhöhung des Inkohlungsgrades und zu lokalen Anomalien im Kontakt zwischen Kohle und Schmelze geführt. Durch die eigenen Ergebnisse wird diese Entwicklung bestätigt, weshalb eine Fortdauer der Stefanischen Sedimentation mit späterer Erosion angenommen wird. Dieses Szenario wird gestützt durch zahlreiche Arbeiten, die die Paläo-Sedimentationsverhältnisse im Gebiet des CMB als die eines großen, zusammenhängenden, küstennahen Überschwemmungsfächers beschreiben, mit einzelnen Depozentren entlang großer Lineamente wie z.B der Sabero-Gordón Linie (Comte, 1959; de Sitter, 1962; van Ameron und van Dillewijn, 1963; Heward, 1978; Martínez García und Wagner, 1984). Diese Sedimente seien anschließend von tektonischen Deformationen erfasst worden (Variskisch/Alpidisch) und bis auf die Depozentren erodiert worden. Martínez García (1990) vermutet weiterhin, dass einst Permische Sedimente vermutlich die gesamte Kantabrische Zone bedeckt hätten, die ebenfalls zu späteren Zeiten wieder erodiert worden seien. Da allerdings Reste dieser Bedeckung nur im N der Kantabrischen Zone und dort zumeist in kleinen Aufschlüssen erhalten sind, wird es als unwahrscheinlich angesehen, dass diese im Bereich des CMB eine Mächtigkeit von 1000 m erreicht haben. Auf Basis des hier berechneten mittleren paläogeothermischen Gradienten erscheint es daher am wahrscheinlichsten, dass die berechnete Überlagerung zu späteren Zeiten wieder erodierte Stefanische Sedimente reflektiert.

## 5. Gefügeuntersuchungen

### 5.1 Einleitung

An dieser Stelle werden die Ausführungen von Kap. 4.2.3 bezüglich der Grundlagen der Anisotropie der Vitrinitreflexion (AVR) wieder aufgenommen. Dort wurde aufgezeigt, dass AVR-Untersuchungen ideale Möglichkeiten bieten, eventuelle zeitliche Zusammenhänge zwischen der Inkohlung und möglichen Deformationsereignissen herauszuarbeiten, was zu einem besseren Verständnis der tektono-thermalen Entwicklung eines Gebietes beiträgt (z.B. Gibling et al., 2002). Zur Charakterisierung des Gesteinsgefüges wurde die Untersuchung der Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität (AMS) eingesetzt, da sie bereits geringe, makroskopisch zum Teil nicht sichtbare Gesteinsanisotropien erfassen kann (z.B. Bouchez, 1997; de Wall et al., 2001). Neben einer allgemeinen Beschreibung der AMS (Gesteinsgefüge) und der AVR (Inkohlungsgefüge) für das CMB als Ganzes sind kleinräumige Faltenstrukturen im CMB als Fallbeispiele ausgewählt und beprobt worden. Sinnvollerweise wurden hier beide Gefügeanalysen an den gleichen Proben durchgeführt.

### 5.2 Grundlagen zur Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität (AMS)

Die AMS wird in dieser Arbeit ausschließlich als Gefüge-Indikator verwendet. Die Grundlagen zur magnetischen Suszeptibilität werden hier deshalb nur in einem darauf abgestimmten Umfang erläutert. Für tiefergehende Ausführungen wird auf entsprechende Lehrbücher und Artikel verwiesen (z.B. Soffel, 1991; Putnis, 1992; Tarling und Hrouda, 1993; Hrouda, 1993; Borradaile und Werner, 1994; Dunlop und Özdemir, 1997).

Die magnetische Suszeptibilität ( $\kappa$ ) ist eine dimensionslose Materialkonstante, welche die Magnetisierung ( $M$ ) eines Materials unter dem Einfluß eines äußeren Magnetfeldes ( $H$ ) nach folgender Gleichung beschreibt:

$$M = \kappa * H$$

Bei Messungen von  $H$  und  $M$  in SI-Einheiten (A/m) ist  $\kappa$  dimensionslos. Es kann dabei ferromagnetisches, diamagnetisches und paramagnetisches Verhalten unterschieden werden. Die o.g. Formel ist bei ferromagnetischen Materialien nur bei sehr niedrigen Feldstärken gültig. Die AMS wird daher generell im Schwachfeld (hier 300 A/m) gemessen.

In den untersuchten Proben (Tonsteine und klastische Sedimente) sind für die gemessene AMS die paramagnetischen Minerale bestimmend; zu dieser Gruppe gehören z.B. die Glimmer oder i.A. die Silikate, sofern sie Fe oder Mn enthalten. Die Suszeptibilitäten diamagnetischer Minerale sind einem angelegten Magnetfeld entgegengerichtet, haben somit ein negatives Vorzeichen. Zu dieser Gruppe gehören z.B. Kalzit, Quarz und Feldspäte. Ferromagnetische (*sensu lato*) Minerale haben in den hier gemessenen Proben keinen signifikanten Einfluss auf die Volumensuszeptibilität.

In dia- und paramagnetischen Mineralen wird die AMS nur durch die Kristallanisotropie, d.h. durch die Struktur des Kristallgitters und Anordnung der Atome und Ionen bestimmt; die Beiträge der Suszeptibilitäten sind daher unterschiedlich für verschiedene Kristallausrichtungen. Tritt zu dieser Einkristall-Anisotropie zusätzlich eine Einregelung z.B. der Phyllosilikate infolge von



Kompaktion (in Sedimenten) und/oder Schieferungs- bzw. Foliationsentwicklung (durch Rotation, Drucklösung und Rekristallisation) hinzu, ergeben sich deutliche AMS-Gefüge, die zur Beschreibung der Gesteinstextur geeignet sind. Möglich sind auch Gesteinsgefüge, die auf Sedimentationsstrukturen zurückgehen, wie z.B. Schrägschichtung oder die Ausrichtung der Längsachse von Mineralen parallel zu Paläo-Fließrichtungen. Eine Gesteins-AMS ergibt sich also aus der kristallographischen Vorzugsorientierung (Einregelungsgrad) der Einzelminerale und ihrem Volumenanteil am Gesamtgestein; sie stellt damit eine direkte Funktion der Orientierungsverteilung der Einzelminerale dar (z.B. de Wall et al., 2000; Hrouda et al., 1997).

Zur Bestimmung der Richtungsabhängigkeit der Suszeptibilität ( $K_{ij}$ ) wird die Magnetisierung für unterschiedliche Raumrichtungen des angelegten Feldes registriert. Die Suszeptibilität stellt hier einen symmetrischen Tensor zweiter Ordnung dar und kann geometrisch als Ellipsoid mit drei orthogonalen Hauptachsen dargestellt werden. Form, Anisotropie und Orientierung dieses Ellipsoides werden zur Beschreibung des magnetischen Gefüges verwendet. Die in Abb. 5.1 dargestellten Parameter werden zur Charakterisierung der AMS verwendet.

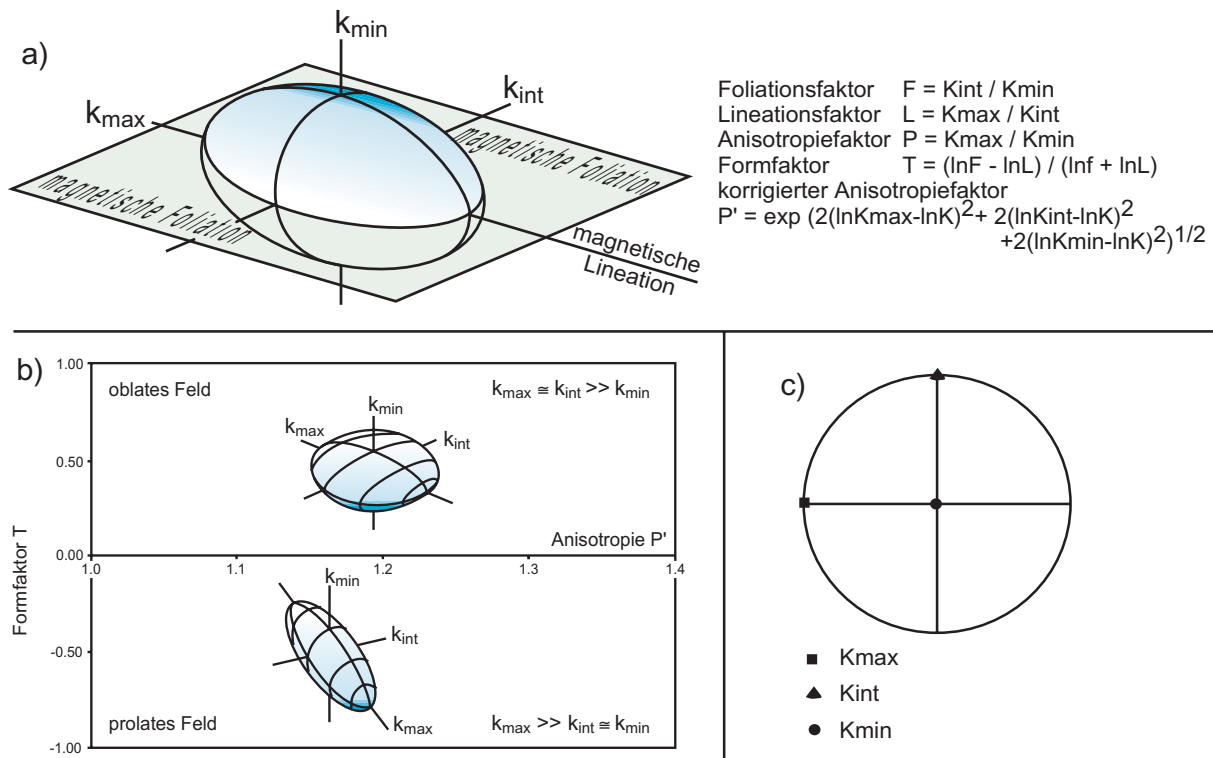


Abb. 5.1: a) AMS-Ellipsoid mit Lage der Hauptachsen  $K_{max} > K_{int} > K_{min}$  und Faktoren zur Beschreibung des Ellipsoides. b) Darstellung der Form und Anisotropie des Ellipsoides im Jelinek-Diagramm (Jelinek, 1981). c) Darstellung der AMS-Hauptachsen in stereographischer Projektion (Projektion in die untere Lagenhalbkugel, Schmidt'sches Netz).

Die AMS ist ein sehr empfindliches Messverfahren zur Registrierung von Gefügeanisotropien in glimmerreichen Gesteinen (Rochette und Vialon, 1984; Borradaile und Alford, 1988; Hrouda und Potfaj, 1993; Borradaile und Henry, 1997; Lüneburg et al., 1999; Parés et al., 1999; Aubourg et al. 2000; Gil Imaz et al., 2000; Kanamatsu et al. 2001). Der Vorteil gegenüber anderen Methoden (z.B. Dünschliff-Mikroskopie, U-Tisch Messungen, Röntgengoniometer-Untersuchungen) liegt in der größeren Schnelligkeit und in der 3-D Erfassung des Gefüges. Probleme bereitet die quantitative Bestimmung des Verformungsbetrages bzw. die direkte Korrelation zwischen AMS und Verformungsbetrag (Hrouda, 1993; Borradaile und Henry, 1997). Besonders bei para- und diamagnetisch dominierten Gesteinen treten zwischen diesen beiden Größen methodisch bedingte Komplikationen auf. Sind z.B. alle Minerale kristallographisch eingeregelt („texturale Sättigung“), kann auch bei weiterer Verformung keine Zunahme in der Intensität der Vorzugsorientierung erzeugt werden. Befindet sich andererseits das Gestein in einem Übergangsstadium zwischen zwei unterschiedlich orientierten Gesteinsgefügen, z.B. Kompaktions- und tektonischem Gefüge, so spiegelt die AMS, die das Gesamtgefüge eines Gesteins erfasst, nicht den absoluten Verformungsbetrag des tektonischen Ereignisses wider; es ist in diesen Fällen zunächst mit einer Abnahme der Anisotropie zu rechnen, bevor sich die neue, tektonisch bedingte Vorzugsorientierung deutlich bemerkbar macht.

Zur quantitativen Beschreibung von Regelungsmustern werden die Eigenwerte der Matrix des Orientierungstensors ( $O_1 \perp O_2 \perp O_3$ ) genutzt (Wallbrecher, 1986). Eine übliche Darstellung ist hier das Woodcock-Diagramm (Woodcock, 1977), das die Verhältnisse der Eigenwerte gegeneinander aufträgt. In diesem Woodcock-Diagramm können rotationale Gefüge (Gürtel) von unimodalen Verteilungsmustern (Cluster) unterschieden und die Stärke der Regelung dargestellt werden. Hrouda und Schulmann (1990) stellen eine mathematische Routine zur Konvertierung des magnetischen Suszeptibilitätstensors in einen Orientierungstensor für den Fall für uniaxiale Minerale (prolate und oblate Einkristall-Geometrie) vor; dadurch sind AMS-Daten direkt mit den aus anderen Methoden bestimmten Regelungen vergleichbar und können im Woodcock-Diagramm dargestellt werden. Neben den Anisotropiefaktoren der AMS-Ellipsoide geht in die Berechnung der Eigenwerte des Orientierungstensors die Einkristall-Anisotropie mit ein, die hier mit  $P_c = 1,3$  angenommen wurde. Die Berechnung erfolgte nach der von Hrouda und Schulmann (1990) für eine oblate Geometrie der Minerale gegebenen Beziehung:

$$O_3 = [P_c(2LP-L-P) / (1-P_c) + LP] / J$$

$$O_2 = [P_c(2P-LP-L) / (1-P_c) + P] / J$$

$$O_1 = [P_c(2L-LP-P) / (1-P_c) + L] / J$$

mit  $J = (LP + P + L)$  (zur Definition von P und L siehe Abb. 5.1).

### 5.3 Analytik

Die Präparations- und Messmethodik der AMS ist in Anhang C ausführlich erläutert. Für die Messung der AVR und die Berechnung der AVR-Ellipsoide wurde eine Methodik eingesetzt, die international weniger bekannt ist und deshalb im Folgenden detailliert beschrieben wird:

Insgesamt 13 Pelite und pelitische Siltsteine mit dispers verteiltem organischem Material (DOM, *Dispersed Organic Matter*) sind gemäß den Anleitungen von Langenberg und Kalkreuth (1991b) präpariert und gemessen worden. Die von ihnen empfohlene Methode ermöglicht Messungen, ohne dass der Objektisch bewegt werden muss. Von jeder Probe wurden drei zueinander senkrecht stehende Schnitte angefertigt: (1) parallel zur eingemessenen Schichtung, (2) senkrecht zur Schichtung und parallel zur Streichrichtung und (3) senkrecht zur Schichtung und parallel zur Fallrichtung. An diesen drei Probenschnitten wurden insgesamt sechs Richtungen unter polarisiertem Licht gemessen, wobei die Schwingungsrichtung des Lichts immer parallel zur gemessenen Richtung sein muss. Diese sechs Richtungen sind durch ein rechtshändiges Kartesisches Koordinatensystem für jede einzelne Probe definiert mit den Achsen XYZ (Abb. 5.2). X markiert die Fallrichtung der orientierten Fläche (Schichtung), Y die Streichrichtung  $90^\circ$  zu der Fallrichtung und Z steht senkrecht nach unten gerichtet zur eingemessenen Fläche (Schichtung). Die Richtungen XY, XZ und YZ stehen im  $45^\circ$ -Winkel zu den drei Koordinatenachsen. Insgesamt 50 Messungen wurden für jede Richtung ausgeführt, von denen der arithmetische Mittelwert für die Ellipsoid-Berechnung verwendet worden ist. Diese Mittelwerte für die sechs Richtungen wurden in die mathematische Matrize nach Kelker und Langenberg (1997) eingesetzt und ein Ellipsoid berechnet, das durch die Amplitude und Orientierung seiner drei Hauptachsen (Max, Int, Min) definiert ist. Diese drei Hauptachsen entsprechen den Reflexionshauptachsen ( $R_{\max}$ ,  $R_{\text{int}}$ ,  $R_{\min}$ ) des AVR-Ellipsoides. Die Foliation der Ellipsoide ist definiert durch die Ebene, die von  $R_{\max}$  und  $R_{\text{int}}$  aufgespannt wird, die Lineation entspricht der Orientierung von  $R_{\max}$ .

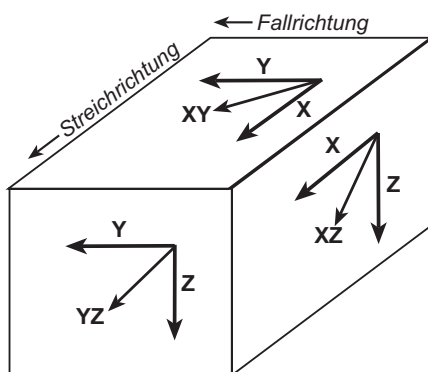


Abb. 5.2: Darstellung der 6 Richtungen, die zur Berechnung des AVR-Ellipsoides gemessen wurden, in Bezug zur Probenorientierung (nach Langenberg und Kalkreuth, 1991a).

## 5.4 Ergebnisse

### 5.4.1 Die AMS im CMB

Die Einzeldaten aus den AMS-Messungen sind in den Datentabellen in Anhang C angegeben. Die Mehrzahl der gemessenen Proben zeigt deutlich eine parallele Anordnung der magnetischen Foliation mit der Schichtung der entsprechenden Proben. (Abb. 5.3A und B). Die magnetischen Lineationen sind allgemein in W-O Richtung mit geringen Eintauchwinkeln angeordnet (Domaine 1, Abb. 5.3C). Sie zeichnen ebenso wie die Foliationen das allgemeine tektonische Muster des CMB mit in W-O Richtung verlaufenden Syn- und Antiklinalen nach (Abb. 5.4A und B). Bei einigen Proben weicht die Orientierung sowohl der Foliation als auch der Lineation signifikant von diesem Muster ab. Die Lineation weist dabei in NW-SE Richtungen und zeigt damit ein zusätzliches tektonisches Element an (Domaine 2, Abb. 5.3C). Die Abweichung der Foliation von dem W-O verlaufenden Muster ist auf Variationen der zu dieser weiterhin parallelen Schichtung um kleinräumige Falten herum zurückzuführen.

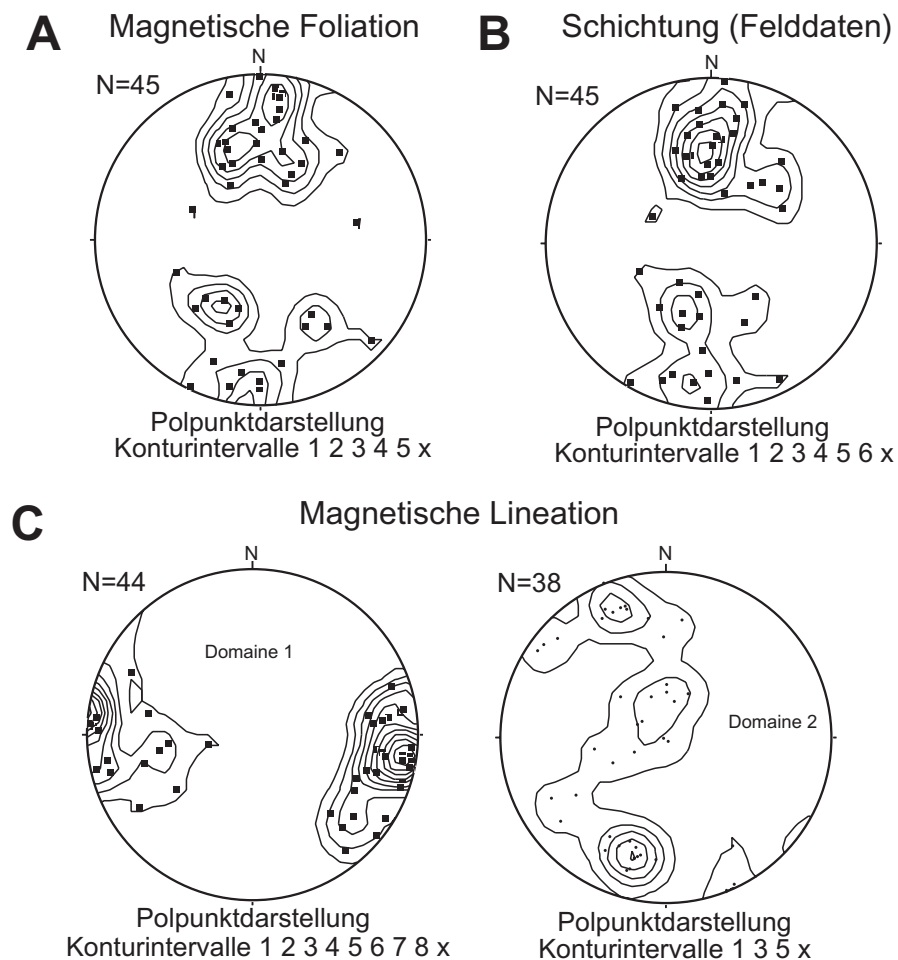


Abb. 5.3: Flächentreue stereographische Darstellung (untere Lagenhalbkugel) der Gesteinsgefügeelemente als konturierte Polpunkte. **A:** Die magnetischen Foliationen der AMS-Ellipsoide zeigen eine nahezu parallele Ausrichtung zur gemessenen Schichtung der jeweiligen Probe. **B:** Die Schichtungsdaten aller Proben, an denen die AMS bestimmt wurde, zeichnen eine deutliche W-O Ausrichtung der tektonischen Strukturen nach. **C:** Die magnetischen Lineationen der AMS-Ellipsoide stehen in der Mehrzahl senkrecht zur Foliation und Schichtung bei zumeist geringen Eintauchwinkeln (Domaine 1). Deutlich sind einige Abweichungen von dem allgemeinen Trend zu sehen mit Lineationen in NW-SE bis N-S Richtung (Domaine 2).

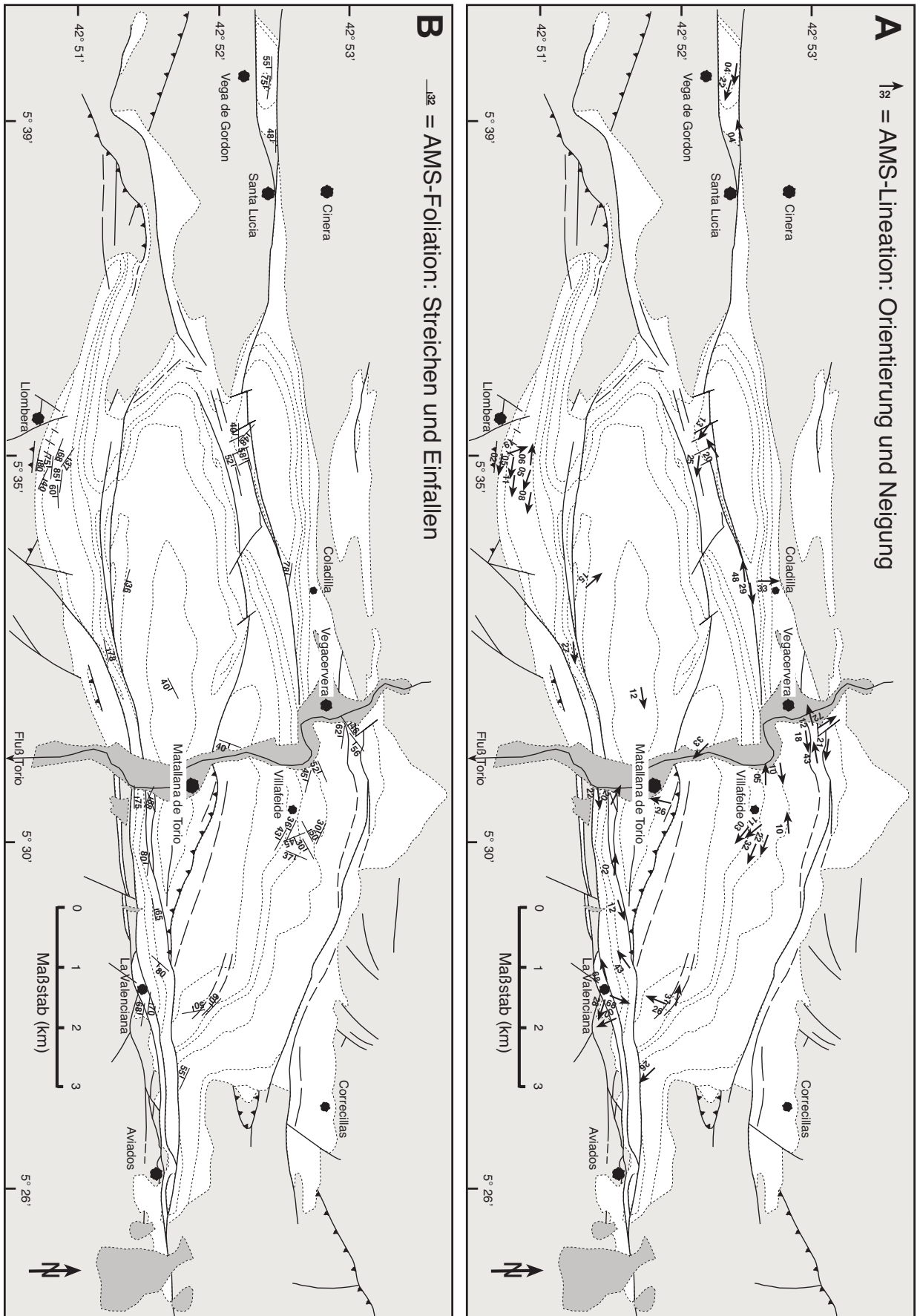


Abb. 5.4: Verteilungskarten der magnetischen Lineationen (A) und Foliationen (B) im CMB mit Angabe der detaillierter untersuchten Faltenstrukturen. Die Lineationen zeigen deutliche Variationen im Bereich von größeren Störung-en. Die Foliationen, die parallel zur Gesteinsschichtung orientiert sind, schwanken im Bereich von kleinräumigen Faltenstrukturen um bis zu 90°.

Die Signifikanz der AMS-Messungen lässt sich durch einen Vergleich der zwei Parameter  $P'$  und  $K_{\text{mean}}$  beschreiben. Der Anisotropie-Faktor  $P'$  (Jelinek, 1981) drückt die Exzentrizität der AMS aus, d.h. die Abweichung des AMS-Ellipsoides von der Kugelform. Der kleinste erreichbare Wert ist 1: Hier liegt keine Anisotropie vor, d.h. die Achsen  $K_{\text{max}}$ ,  $K_{\text{int}}$  und  $K_{\text{min}}$  haben den gleichen Wert (Kugelform). In den untersuchten Proben werden Anisotropie-Faktoren  $P'$  zwischen 1,002-1,16 erreicht. Dies bedeutet, dass die AMS im Allgemeinen nur sehr schwach ausgeprägt ist. Der Wert  $K_{\text{mean}}$  stellt den Mittelwert aus den Beträgen der drei Hauptachsen des AMS-Ellipsoides dar. Je höher der Wert von  $K_{\text{mean}}$  ist, desto höher ist auch der Anteil von paramagnetischen und ferrimagnetischen Mineralen an der Gesamtgesteins-AMS. Der Parameter ist daher in Bezug zur Gesteinsmineralogie verwendbar. Für die gemessenen Proben liegen  $K_{\text{mean}}$ -Werte von  $50\text{-}500 \cdot 10^{-6}$  SI vor. Diese Werte sind typisch für Sedimentgesteine mit variablen Anteilen von paramagnetischen und diamagnetischen Mineralen wie in den hier bearbeiteten Proben. Dabei nimmt die Suszeptibilität von Feinsandsteinen über Siltsteine bis hin zu Tonsteinen zu.

Die Proben zeigen eine Beziehung der Anisotropie ( $P'$ ) zur Volumensuszeptibilität (Abb. 5.5). Die größte Anzahl der Proben plottet bei niedrigen  $K_{\text{mean}}$ -Werten von  $50\text{-}200 \cdot 10^{-6}$  SI und schwach ausgeprägten Anisotropien mit  $P'$ -Werten von 1,002-1,080. In Abb. 5.5 sind darüberhinaus zwei lineare Trends zu erkennen: Zum einen nimmt bei einer Gruppe von Proben  $P'$  mit steigender mittlerer Suszeptibilität  $K_{\text{mean}}$  zu (Gruppe A). Der zweite Trend ist dadurch gekennzeichnet, dass ausschließlich die Werte für  $K_{\text{mean}}$  zunehmen, während die Anisotropie  $P'$  auf einem gleichbleibend niedrigen Niveau verharrt (Gruppe B).

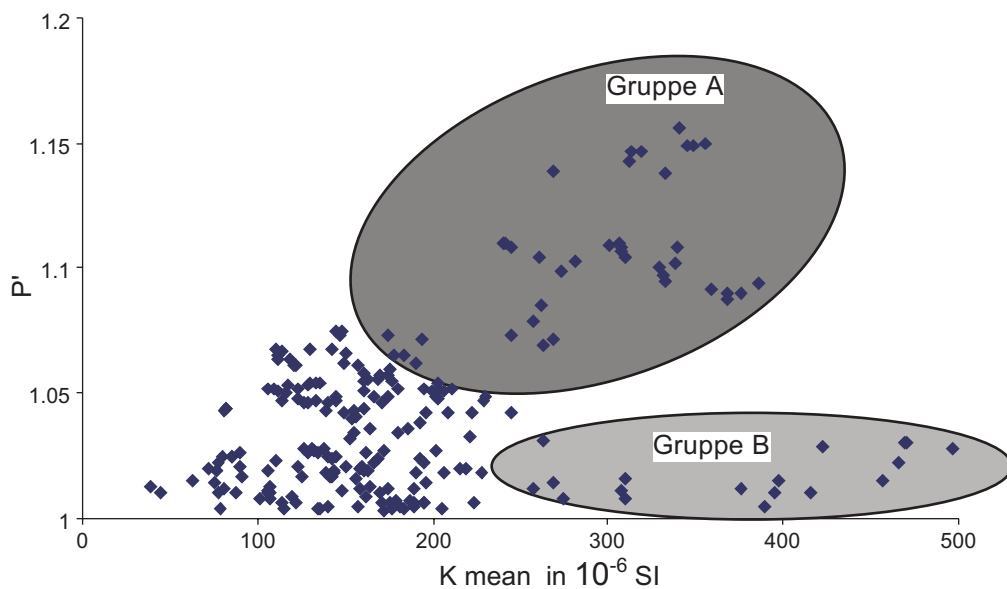


Abb. 5.5: Vergleich der AMS Parameter  $P'$  und  $K_{\text{mean}}$ . Neben einem Hauptfeld, welches durch geringe Anisotropien und Suszeptibilitäten gekennzeichnet ist, fallen zwei Trends auf, die auf zwei unterschiedliche Gefügeentwicklungen hindeuten.



Bei genauerer Untersuchung der Gruppe A fällt auf, dass es sich bei den entsprechenden Proben ausschließlich um Tonsteine handelt; die hohen  $K_{\text{mean}}$ -Werte sind demnach auf den besonders hohen Anteil an paramagnetischen Mineralen in den Proben zurückzuführen, die eine gute kristallographische Regelung zeigen. Der hohe Anisotropiefaktor  $P'$  kann dadurch erklärt werden, dass diese Tonminerale eine deutliche Einregelung mit ihren Basisflächen parallel zur Schichtung aufweisen, die von den oblaten AMS-Ellipsoidformen nachgezeichnet werden (Abb. 5.6A). Bei Gruppe B handelt es sich hauptsächlich um Silt- und Sandsteine, die in der Mehrzahl eine prolate bis neutrale (kugelförmige) AMS-Ellipsoidform zeigen (Abb. 5.6B). Obwohl in den klastischen Proben der Gruppe B augenscheinlich der diamagnetische Quarz vorherrscht, sind dennoch hohe  $K_{\text{mean}}$ -Werte zu verzeichnen. Dieser Umstand kann am besten dadurch erklärt werden, dass die Klastika größere Porenräume im Vergleich zu den Tonsteinen aufweisen, in denen sich aufgrund erhöhter Fluid- bzw. Stoffzirkulation neben Ton-reichen (paramagnetischen) auch Eisen-reiche (wahrscheinlich Fe-Hydroxide) Mineralphasen gebildet haben, die für die höheren  $K_{\text{mean}}$ -Werte verantwortlich sind. Die niedrigen Anisotropiefaktoren können dadurch erklärt werden, dass sich die Anordnung und Form der Porenräume, in denen sich die erwähnten Mineralphasen angelagert haben, stark an den im Gestein vorhandenen größeren Körnern (z.B. Quarzen und Feldspäten) orientiert. Diese zeigen durch den Sedimenttransport entweder kugelförmige und/oder prolate Formen; die AMS zeichnet somit kein Deformationsgefüge nach, sondern das der Porenräume. Es ist auch möglich, dass sich die Tonminerale um die detritischen Mineralkörner herum angelagert haben und so deren prolate bis kugelförmige Formen nachzeichnen.

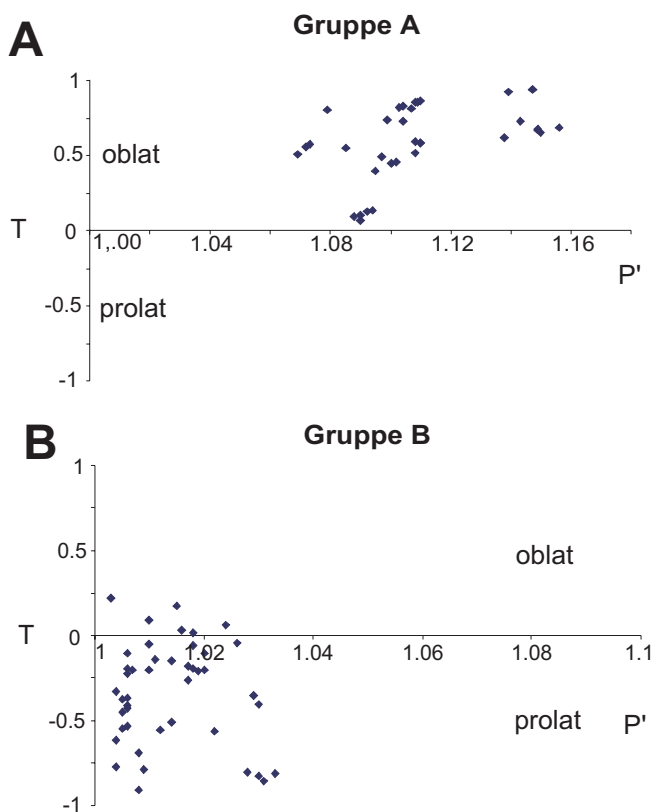


Abb. 5.6: Jelinek-Diagramme (Jelinek, 1981) der zwei in Abb. 5.5 angedeuteten Trends belegen zwei unterschiedliche Gefüge in den entsprechenden Proben. **A:** Bei den Proben der Gruppe A handelt es sich um Tonsteine, die ein oblates Kompaktionsgefüge nachzeichnen. **B:** Bei den Proben der Gruppe B handelt es sich um Silt- und Sandsteine, die prolate bis kugelförmige AMS-Ellipsoidformen aufweisen.

Zur quantitativen Beschreibung der magnetischen Regelungsmuster wurden die Daten der untersuchten Proben im Woodcock-Diagramm (Woodcock, 1977) abgebildet (Abb. 5.7A-E). Es zeigt sich, dass in den Gesteinen aus dem CMB nur sehr schwache Gefüge ausgebildet sind. Zum Teil lassen sich noch unimodale Verteilungsmuster erkennen, die als Kompaktionsgefüge interpretiert werden. Eine Unterscheidung in die einzelnen Gesteinslithologien zeigt, dass besonders die Tonsteine stärkere unimodale Regelungen aufweisen (Abb. 5.7C), die mit den oblaten AMS-Ellipsoidformen korrelieren (Abb. 5.6A). Bei den Silt- und Sandsteinen (Abb. 5.7D und E) sind die Gefüge nur sehr schwach ausgeprägt und schwanken dabei zwischen unimodal und rotational, was sich bereits in Abb. 5.6B angedeutet hatte.

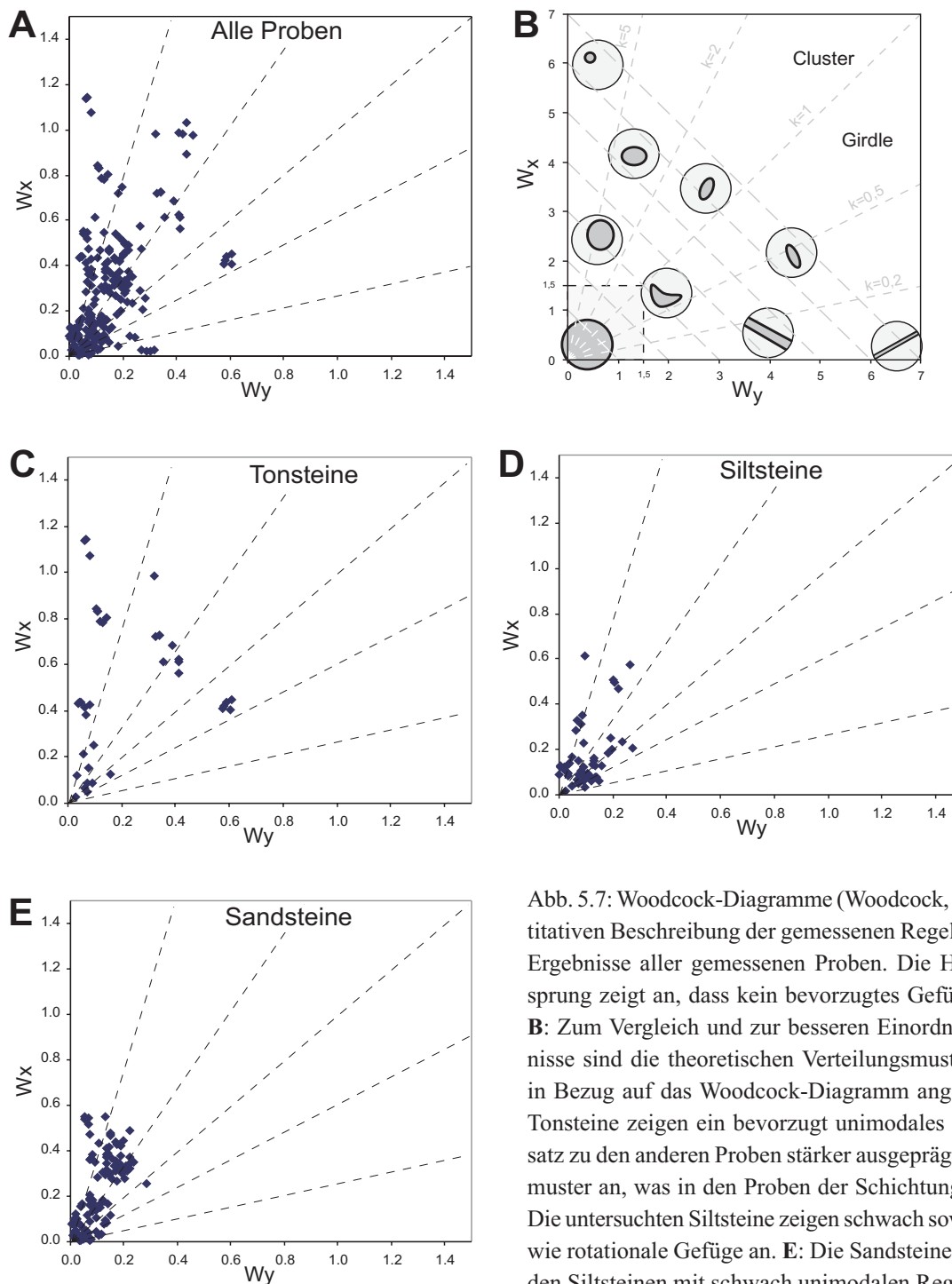


Abb. 5.7: Woodcock-Diagramme (Woodcock, 1977) zur quantitativen Beschreibung der gemessenen Regelungsmuster. **A:** Ergebnisse aller gemessenen Proben. Die Häufung im Ursprung zeigt an, dass kein bevorzugtes Gefüge vorherrscht. **B:** Zum Vergleich und zur besseren Einordnung der Ergebnisse sind die theoretischen Verteilungsmuster schematisch in Bezug auf das Woodcock-Diagramm angegeben. **C:** Die Tonsteine zeigen ein bevorzugt unimodales und im Gegensatz zu den anderen Proben stärker ausgeprägtes Verteilungsmuster an, was in den Proben der Schichtung entspricht. **D:** Die untersuchten Siltsteine zeigen schwach sowohl unimodale wie rotationale Gefüge an. **E:** Die Sandsteine plotten ähnlich den Siltsteinen mit schwach unimodalen Regelungsmustern.

### 5.4.2 Die AVR im CMB

An insgesamt 13 Proben wurde die AVR bestimmt; die einzelnen Messergebnisse sind in Tab. B1 in Anhang B aufgeführt. Von diesen 13 Proben zeigen 2 uniaxiale und 11 biaxiale Ellipsoidformen (4 sind biaxial positiv). Das Achsenverhältnis-Diagramm (nach Levine und Davis, 1989) zeigt 6 Proben mit oblaten Ellipsoidformen (Pfannkuchen-ähnlich), die als Anzeichen für eine Versenkungs-bezogene Inkohlung angesehen werden, mit der langen Achse des AVR-Ellipsoides parallel zur Schichtung (Abb. 5.8). 5 Proben zeigen eine prolate Form des AVR-Ellipsoides (Zigarren-ähnlich), was vermutlich auf einen tektonischen Einfluss zurückgeht. 2 Proben sind sub-angular (kugelförmig) ohne deutlich ausgeprägte Foliation und Lineation; dies könnte ein Anzeichen für einen Übergangstatus zwischen Versenkungs- und Tektonik-bezogenen Ellipsoidformen sein.

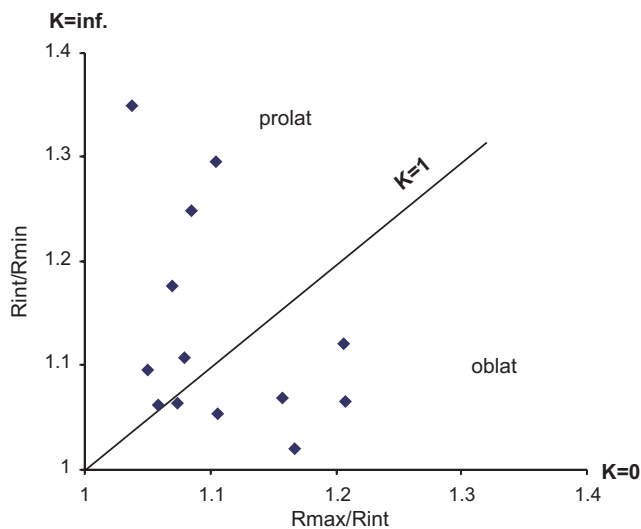


Abb. 5.8: Diagramm der Achsenverhältnisse (*axial ratio plot*) der drei Hauptachsen der einzelnen berechneten AVR-Ellipsoide zeigt oblate, prolate und intermediäre Ellipsoidformen für das CMB (nach Levine und Davis, 1989).

Flächentreue stereographische Projektionen (untere Lagenhalbkugel) werden im Folgenden dazu verwendet, um die Orientierung der drei Hauptachsen der AVR-Ellipsoide mit den Felddaten aus dem CMB zu vergleichen (Abb. 5.9-5.10). Probe cmb-26-00 stammt vom SW-Schenkel einer Synklinalstruktur im östlichen Teil des CMB (Abb. 5.9). Die Foliation (Ebene zwischen  $R_{max}$  und  $R_{int}$ ) des biaxial positiven AVR-Ellipsoides ist sub-parallel und  $R_{min}$  senkrecht zur Schichtung. Diese Orientierungen zeigen ein Versenkungs-bezogene Inkohlung an. Die leichte Abweichung der Foliation von der Schichtung reflektiert vermutlich den Messfehler. Die Lineation ( $R_{max}$ ) verläuft sub-parallel zur Synklinalachse und spiegelt damit einen tektonischen Einfluss auf die AVR wider. Die Proben cmb-46-00 und cmb-47-00 stammen von den zwei Schenkeln einer offenen Faltenstruktur im 10er m-Maßstab (Abb. 5.10). Beide AVR-Ellipsoide sind biaxial, wobei nur geringe Unterschiede in den Magnituden der einzelnen Achsen auftreten. Die Foliationen verlaufen wieder parallel zur Schichtung und die Lineationen parallel zur Faltenachse.

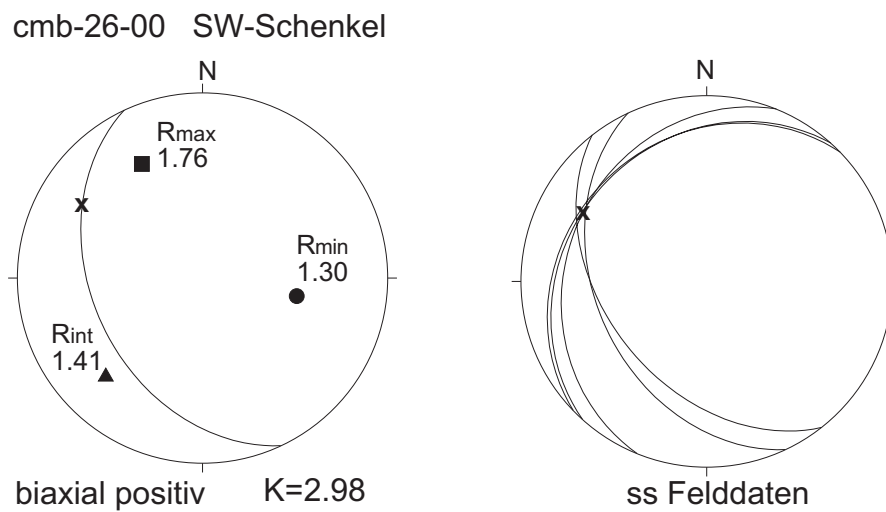


Abb. 5.9: Flächentreue stereographische Projektion (untere Lagenhalbkugel) der drei Hauptachsen der AVR-Ellipsoide von Probe cmb-26-00. Die jeweiligen Magnituden sind angegeben. Der Großkreis markiert die Schichtung der Probe, die Faltenachse ist mit dem X gekennzeichnet. Die allgemeinen Schichtungsverhältnisse der Probenlokation sind im zusätzlichen Stereodiagramm gezeigt; hier markiert der Schnittpunkt der Großkreise die Faltenachse.

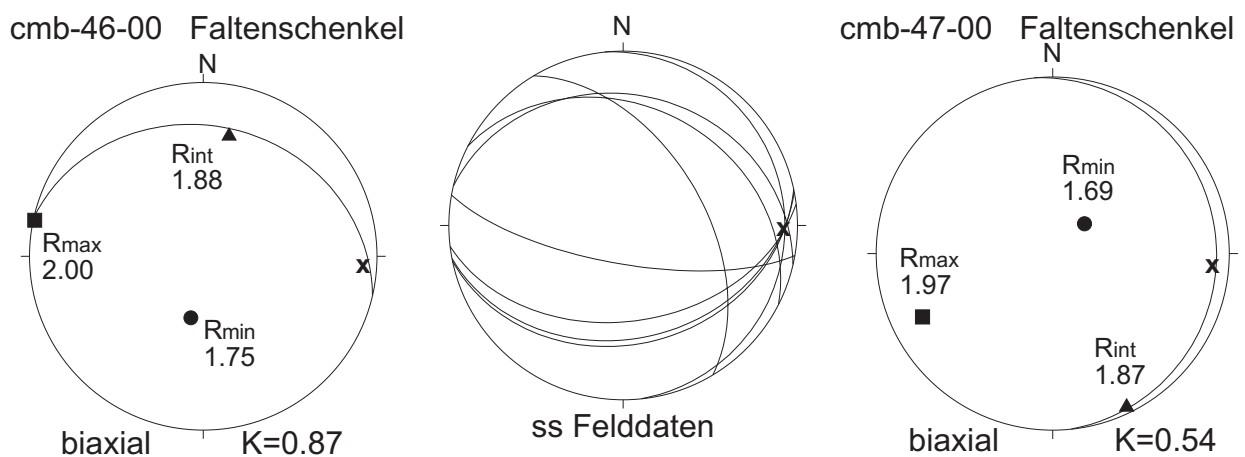


Abb. 5.10: Flächentreue stereographische Projektionen (untere Halbkugel) der drei Hauptachsen der AVR-Ellipsoide der Proben cmb-46-00 und cmb-47-00. Die jeweiligen Magnituden sind angegeben. Der Großkreis markiert die Schichtung der Probe, die Faltenachse ist mit dem X gekennzeichnet. Die allgemeinen Schichtungsverhältnisse der Probenlokation sind im zusätzlichen Stereodiagramm gezeigt; hier markiert der Schnittpunkt der Großkreise die Faltenachse.

### 5.4.3 Vergleich von AMS- und AVR-Gefügen in Faltenstrukturen (Fallbeispiele)

Im vorhergehenden Kapitel wurde gezeigt, dass durch die AMS-Methode die Gefügegeometrie der Gesteine und durch die AVR das Inkohlungsgefüge des organischen Materials erfasst und charakterisiert werden kann. Im Folgenden soll das Hauptaugenmerk auf einem qualitativen Vergleich der beiden beschriebenen Anisotropie-Messungen liegen, um eine mögliche Beziehung zwischen AVR und AMS herzuleiten, mit welcher die syntektonischen Elemente der AVR spezifischer in Bezug zur Gesteinsdeformation charakterisiert werden können. Die Auswertung der einzelnen Messungen ist zum Einen mit Hilfe von stereographischen Projektionen der jeweiligen Ellipsoid-Hauptachsen durchgeführt worden, um die Orientierungen in Bezug zu den ausgewählten Faltenstrukturen setzen zu können. Zum Anderen sind die Formen der AMS- und AVR-Ellipsoide einer Probe bzw. die Verhältnisse der Hauptachsen zueinander direkt miteinander verglichen worden; diese Vorgehensweise lehnt sich stark an die Charakterisierungs-Praktiken von klassischen *strain*-Untersuchungen an (Flinn, 1962; Ramsay, 1967; Ramsay und Huber, 1983). Deshalb ist bei der Auswertung auch der Flinn-Faktor  $K$  angegeben, der sich aus  $K = (R_{\max}/R_{\text{int}})/(R_{\text{int}}/R_{\min})$  berechnet und neben dem bei der AMS üblicherweise verwendeten Formfaktor  $T$  eine Klassifizierung in oblate ( $K < 1$ ) und prolate ( $K > 1$ ) Ellipsoidformen erlaubt. Die untersuchten Proben stammen jeweils von Silt- bis Feinsandstein-Lagen, die sich als einzige Lithologie in einer für die Messungen ausreichenden Größe beproben ließen.

#### 5.4.3.1 Falte „Tabliza“

Das erste Fallbeispiel stellt eine Akkomodationsstruktur im weiteren Scharnierbereich der Llombera-Synklinalen dar. Die Synklinale streicht ca. W-O und befindet sich am südwestlichen Beckenrand. Die ausgewählte Struktur zeigt eine parallele bis schwach konvergente Faltung (Klassifikation 1b-1c nach Ramsay, 1967) mit Öffnungswinkeln von ca. 90-100°. Sie liegt auf der Synklinalen-Schulter und ist genetisch als eine Art frontaler Flexur zu bezeichnen, wobei die Bewegungsrichtung gen N gerichtet war. Bei angenommener N-S-Kompression (siehe Kap. 2.3.2) ist die Faltenstruktur wahrscheinlich auf Biegegleitbewegungen (*dip-slip movement*) zurückzuführen. Auf der nach Norden gerichteten Faltenschulter sind zahlreiche Gangmineralisationen in den kompetenteren Sandsteinlagen zu sehen, die senkrecht zur Schichtung orientiert sind und auf dilatative Kräfte in diesem Bereich rückschließen lassen. In Abb. 5.11 ist die Struktur fotografisch dargestellt mit Numerierung der Punkte, an denen orientierte Proben entnommen wurden. Die eingemessenen Schichtungsdaten und Faltenachsen, die als stereographische Projektion ebenfalls in Abb. 5.11 abgebildet sind, zeichnen das Bild einer leicht südvergenten Falte nach, deren Faltenachse subhorizontal nach Osten (098/09) abtaucht. Die im Gelände gemessenen b-Lineare (Mittelwert 094/09), welche der Faltenachse entsprechen, stimmen mit der mit Hilfe der Schichtungswerte konstruierten Faltenachse überein.



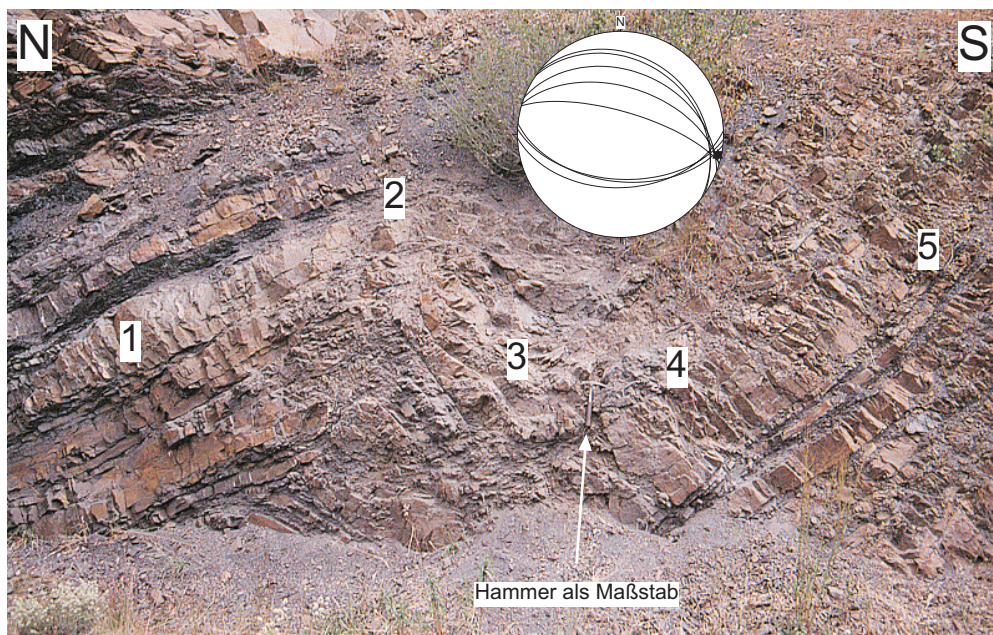


Abb. 5.11: Fotografische Darstellung der Falte „Tabliza“ mit Angabe der nummerierten Lokationen, von denen die untersuchten Proben stammen. Eingesetzt ist eine flächentreue stereographische Projektion (untere Lagenhalbkugel) mit den eingemessenen Schichtungswerten (Großkreise) und der Lineation der Faltenachse (Punkt).

Im Folgenden werden die Ergebnisse beschrieben, die in Abb. 5.12 dargestellt sind:

Probe cm-157-99 von Lokation 1 (siehe Abb. 5.11) stammt von der oben beschriebenen dilatativen Zone der Faltenstruktur. Die Hauptachsen beider Ellipsoide stimmen in ihrer Orientierung sehr gut überein, die Foliationen sind jeweils parallel zur Schichtung ausgerichtet. Dies zeigt sich auch in der oblaten Geometrie beider Ellipsoide (Faktoren  $T > 0$  und  $K < 1$ ). Auffällig ist die systematische Abweichung beider Lineationen vom b-Linear (Faltenachse) der Faltenstruktur. Dies steht wahrscheinlich mit den dilatativen Spannungen im Gestein in Zusammenhang, die durch die Mineralisationen angezeigt werden.

Probe cm-156-99 (Lokation 2) stammt vom Faltenscharnier und zeigt Unterschiede zwischen der Orientierung der Hauptachsen beider Ellipsoide und den resultierenden Ellipsoidformen. Die AMS zeichnet mit ihrer Foliation die Schichtung nach (Kompaktionsgefüge  $\pm$  tektonische Plättung), während die Lineation parallel zur Faltenachse verläuft (tektonischer Einfluss). Während das AMS-Ellipsoid eine oblate Form aufweist ( $T > 0$  und  $K < 1$ ), besitzt das AVR-Ellipsoid eine prolate Geometrie ( $T < 0$  und  $K > 1$ ), wobei die Orientierungen der Hauptachsen, vor allem  $R_{\min}$  und  $R_{\text{int}}$ , nicht exakt den Strukturdaten entsprechen. Werden beide Achsen vertauscht, ist eine relativ gute Übereinstimmung sowohl zu der geologischen Struktur als auch zum AMS-Ellipsoid zu beobachten. Da der Reflexions-Unterschied zwischen  $R_{\min}$  und  $R_{\text{int}}$  in Anbetracht der Messungenauigkeit nur gering ist, erscheint diese Vorgehensweise zulässig. Die Lineation des AVR-Ellipsoides zeigt einen schwachen Bezug zur Faltenachse.

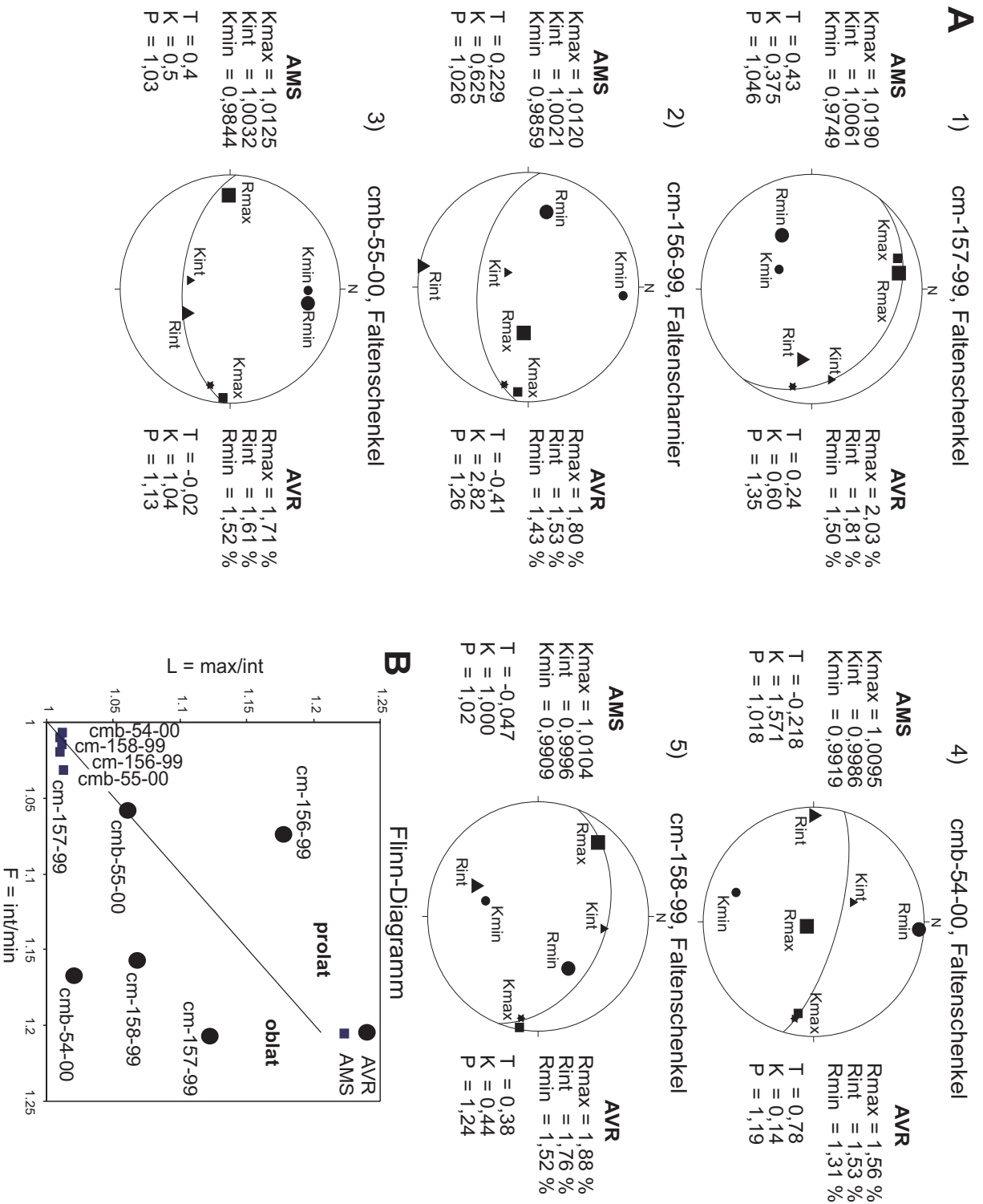


Abb. 5.12: Faltenstruktur „Tabliza“: Gegenüberstellung der Ergebnisse der AMS- und AVR-Untersuchungsergebnisse. **A:** Flächentreue stereographische Projektionen (untere Lagenhalbkugel) zur Darstellung der drei Hauptachsen der Ellipsoide unter Berücksichtigung der Schichtung der Probe (Großkreis) und der Faltenachse der Struktur (Stern); numerischer Vergleich der berechneten Werte der jeweiligen Ellipsoidhauptachsen und ausgewählter Anisotropie- und Formfaktoren (Beschreibungen im Text). **B:** Flinn-Diagramm (Flinn, 1962) zur Darstellung und Klassifizierung der AMS- und AVR-Ellipsoide in oblate und prolate Formen.

Probe cmb-55-00 (Lokation 3) stammt aus einem Bereich, der als „innere Flexurzone“ bezeichnet werden kann, da hier die Stauchung der Gesteinsschichten eine starke Zerschierung der einzelnen Lagen bewirkt hat. Beide Gefüge zeichnen mit ihrer Foliation die Schichtung nach, die Lineationen verlaufen jeweils parallel zur Faltenachse. Das AVR-Ellipsoid plottet auf der neutralen Linie zwischen oblaten und prolaten Formen, während das AMS-Ellipsoid eine oblate Form besitzt.

Probe cmb-54-00 (Lokation 4) zeigt wieder deutliche Unterschiede zwischen den beiden Gefügen an. Die Foliation des prolaten AMS-Ellipsoides ( $T < 0$  und  $K > 1$ ) verläuft parallel zur Schichtung, die Lineation parallel zur Faltenachse. Die Hauptachsen des AVR-Ellipsoides zeigen fast identische Werte für  $R_{\max}$  und  $R_{\text{int}}$ . Die resultierende stark oblate Ellipsoidform ( $T > 0$  und  $K < 1$ ) deutet ein Kompaktionsgefüge an, jedoch verläuft die Foliation nicht exakt parallel mit der Schichtung. Wie bei Probe cm-156-99 angewendet, bietet eine Vertauschung der beiden Hauptachsen  $R_{\max}$  und  $R_{\text{int}}$  die beste Möglichkeit, einen Zusammenhang zum AMS-Gefüge herzustellen. Danach tendiert die Lineation in die gleiche Richtung wie die Faltenachse.

Probe cm-158-99 (Lokation 5) zeigt den gleichen Widerspruch zwischen AMS- und AVR-Gefüge wie Probe cmb-54-00. Das AMS-Ellipsoid zeichnet mit seiner Foliation die Schichtung nach, die Lineation verläuft parallel zur Faltenachse. Wieder besitzt das AMS-Ellipsoid eine schwach prolate Form ( $T < 0$  und  $K = 1$ ), wohingegen das AVR-Ellipsoid eine deutlich oblate Form anzeigt ( $T > 0$  und  $K < 1$ ). Zwar weist  $R_{\max}$  in Richtung Faltenachse, allerdings verläuft die Foliation fast senkrecht zur Schichtung. Hier ist aufgrund der eindeutigen Unterschiede der Reflexionswerte keine „Vertauschung“ der Achsen möglich, wie es zuvor schon beschrieben wurde. Als Erklärung für die beobachtete Abweichung werden rotationale Elemente während der Anlegung der Akkomodations-struktur angenommen.

#### 5.4.3.2 Falte „Villafeide“

Das zweite Fallbeispiel stellt eine schwach konvergente bis parallele Falte an der Nordflanke der Hulano-Synklinalen dar (Klassifikation 1b-1c nach Ramsay, 1967). Die Synklinale streicht ca. W-O und befindet sich im nördlichen, mittleren Teil des CMB (Abb. 2.5). Die symmetrische Faltenstruktur besitzt einen Öffnungswinkel von ca.  $135^\circ$ . Da sich nur wenige Meter nördlich eine die Hulano-Synklinale begrenzende große Störung befindet, kann diese Falte als eine Art *fault-propagation fold* bezeichnet werden, da es sich bei der Störung um eine nordvergente Aufschiebung handelt. Die Prozess der Faltung der einzelnen Sedimentschichten ist wahrscheinlich unter Biegegleitbewegungen (*dip-slip movement*) abgelaufen. In Abb. 5.13 ist die Struktur fotografisch dargestellt mit Numerierung der Punkte, an denen orientierte Proben entnommen wurden. Die eingemessenen Schichtungsdaten und Faltenachsen, die als stereographische Projektion ebenfalls in Abb. 5.13 abgebildet sind, zeichnen das Bild einer leicht nordvergenten Falte nach, deren Faltenachse sub-horizontal nach O-SO (115/28) abtaucht. Die im Gelände gemessenen b-Lineare (Mittelwert 125/18), welche der Faltenachse entsprechen, stimmen mit der mit Hilfe der Schichtungsdaten konstruierten Faltenachse überein.



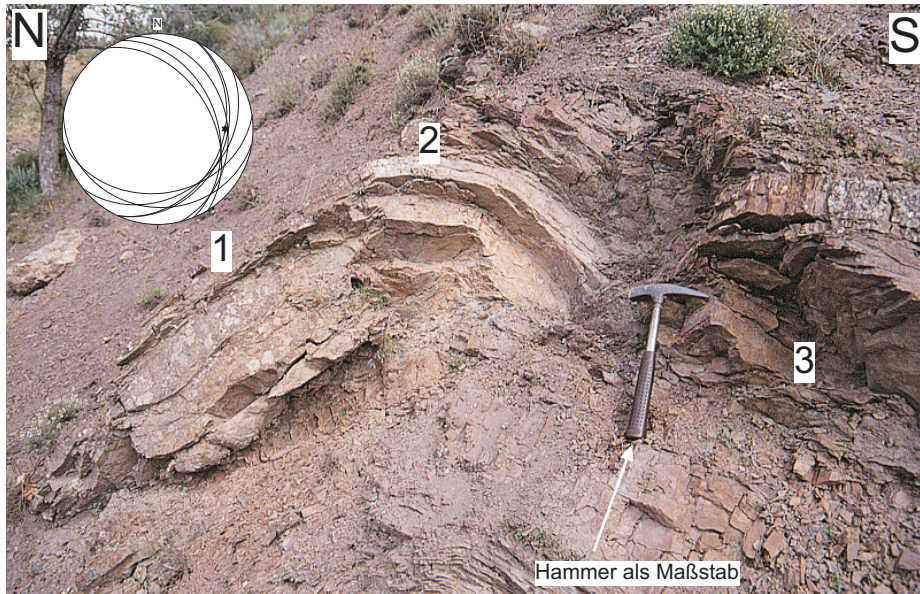


Abb. 5.13: Fotografische Darstellung der Falte „Villafeide“ mit Angabe der nummerierten Lokationen, von denen die untersuchten Proben stammen. Eingesetzt ist eine flächentreue stereographische Projektion (untere Lagenhalbkugel) mit den eingemessenen Schichtungswerten (Großkreise) und der Lineation der Faltenachse (Punkt).

Im Folgenden werden die Ergebnisse beschrieben, die in Abb. 5.14 dargestellt sind:

Probe cmb-10-00 von Lokation 1 (siehe Abb. 5.13) stammt vom Nordschenkel der Falte. Die Orientierung der Hauptachsen des AMS- und AVR-Ellipsoides sind nahezu identisch. Beide Foliationen verlaufen parallel zur Schichtung der Probe, die Lineationen weisen in Richtung der Faltenachse. Während das AMS-Ellipsoid eine stark oblate Form aufweist ( $T > 0$  und  $K < 1$ ), zeigt das AVR-Ellipsoid eine prolate Form an ( $T < 0$  und  $K > 1$ ). Alle AVR-Achsen sind gut definiert, weshalb in diesem Falle eine „Vertauschung“ (wie oben beschrieben) keine Aufklärung bieten kann. Es scheinen vielmehr unterschiedliche Prozesse zu den jeweiligen Gefügen geführt zu haben.

Probe cmb-57-00 (Lokation 2) aus dem Faltenscharnier weist ähnliche Charakteristika wie Probe cmb-10-00 aus dem Faltenschenkel auf. Die AMS zeichnet ein oblates Gesteinsgefüge nach ( $T > 0$  und  $K < 1$ ), mit der Lineation parallel zur Faltenachse. Die Lineation des AVR-Ellipsoides weist ebenfalls in Richtung der Faltenachse, hier allerdings verbunden mit einer sehr stark prolaten Ellipsoidform ( $T < 0$  und  $K > 1$ ). Aufgrund der nur sehr geringen Unterschiede in der Reflexionsstärke von  $R_{\min}$  und  $R_{\text{int}}$  bietet sich eine „Vertauschung“ der Achsen an; danach ist eine schwache Korrelation der Foliation des AVR-Ellipsoides mit der Schichtung möglich.

Probe cmb-11-00 (Lokation 3) unterscheidet sich nur in der AVR von den beiden anderen untersuchten Proben der Faltenstruktur. Die AMS zeigt das gleiche und zuvor schon beschriebene Gefüge. Die Orientierung der Hauptachsen des oblaten AVR-Ellipsoides ( $T > 0$  und  $K < 1$ ) zeigt keinen Zusammenhang zur Schichtung oder der AMS und ist offensichtlich nicht von den Faltungsvorgängen beeinflusst.

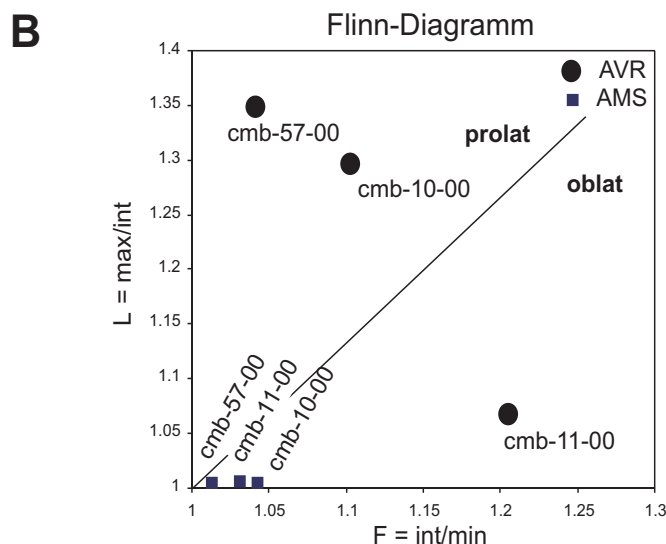
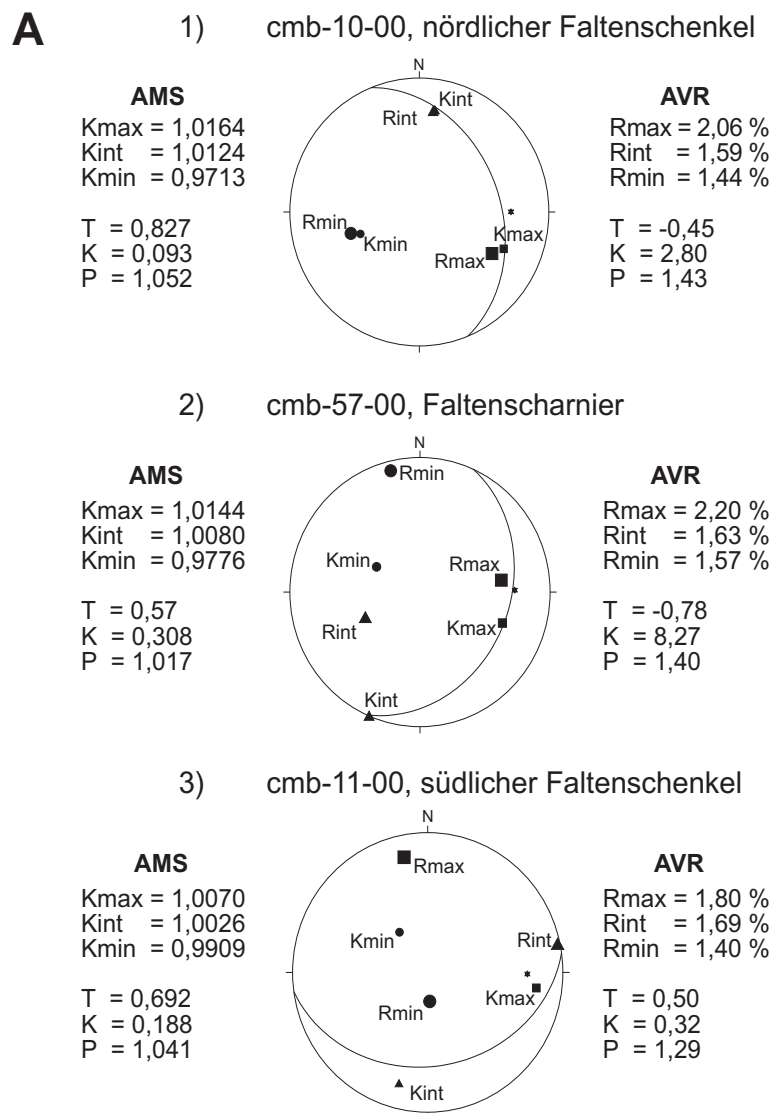


Abb. 5.14: Faltenstruktur „Villafeide“: Gegenüberstellung der Ergebnisse der AMS- und AVR-Untersuchungsergebnisse. **A:** Flächentreue stereographische Projektionen (untere Lagenhalbkugel) zur Darstellung der drei Hauptachsen der Ellipsoide unter Berücksichtigung der Schichtung der Probe (Großkreis) und der Faltenachse der Struktur (Stern); numerischer Vergleich der berechneten Werte der jeweiligen Ellipsoidhauptachsen und ausgewählter Anisotropie- und Formfaktoren (Beschreibungen im Text). **B:** Flinn-Diagramm (Flinn, 1962) zur Darstellung und Klassifizierung der AMS- und AVR-Ellipsoide in oblate und prolate Formen.



### 5.4.3.3 Deformationsstruktur „Llombera“

Diese Struktur wurde in die Untersuchungen einbezogen, weil sich hier im Gegensatz zu den beiden anderen Strukturen nicht nur Faltung, sondern auch starke Gleitbewegungen entlang der Schichtgrenzen zeigen. Die Struktur befindet sich wie die „Tabliza“ Falte innerhalb der Llombera-Synklinalen, allerdings auf dem Nordschenkel. In Abb. 5.15 ist die Struktur fotografisch dargestellt mit Nummerierung der Punkte, an denen orientierte Proben entnommen wurden. Die eingemessenen Schichtungsdaten sind als stereografische Projektion ebenfalls in Abb. 5.15 abgebildet; zusätzlich sind eingemessene Lineare von Harnischen angegeben, die die erwähnten Gleitbewegungen in N-S Richtung senkrecht zur konstruierten Faltenachse belegen. Letztere gehört zu einer komplexen Falte, deren konstruierte Achse sub-horizontal nach Osten (095/08) abtaucht; im Gelände gemessene b-Lineare (Mittelwert 280/03) bestätigen die Konstruktionsergebnisse.

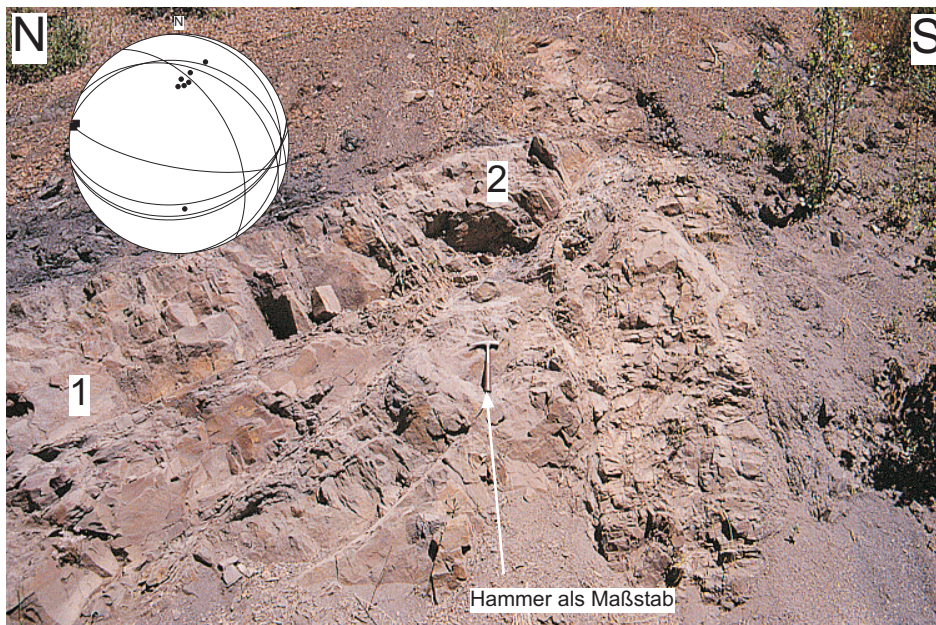


Abb. 5.15: Fotografische Darstellung der Deformationsstruktur „Llombera“ mit Angabe der nummerierten Lokationen, von denen die untersuchten Proben stammen. Eingesetzt ist eine stereographische Projektion (untere Lagenhalbkugel) mit eingemessenen Schichtungswerten (Großkreise) und den Lineationen von Harnischen auf einzelnen Schichtflächen (Punkte).

Die Ergebnisse beider untersuchten Proben sind identisch (siehe Abb. 5.16). Es gibt keine Unterschiede zwischen der AMS und der AVR. Die Foliationen beider oblater Ellipsoide ( $T > 0$  und  $K < 1$ ) verlaufen parallel zur Schichtung, die Lineationen weisen in Richtung der Faltenachse. Es zeigen sich hier keine weiteren Veränderungen in den jeweiligen Interngefügen, obwohl entsprechende Beanspruchungen durch die Harnische eindeutig belegt sind.

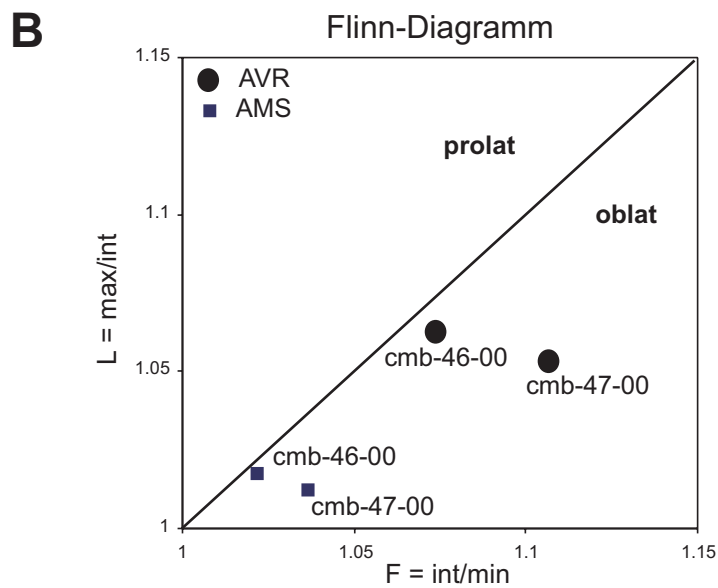
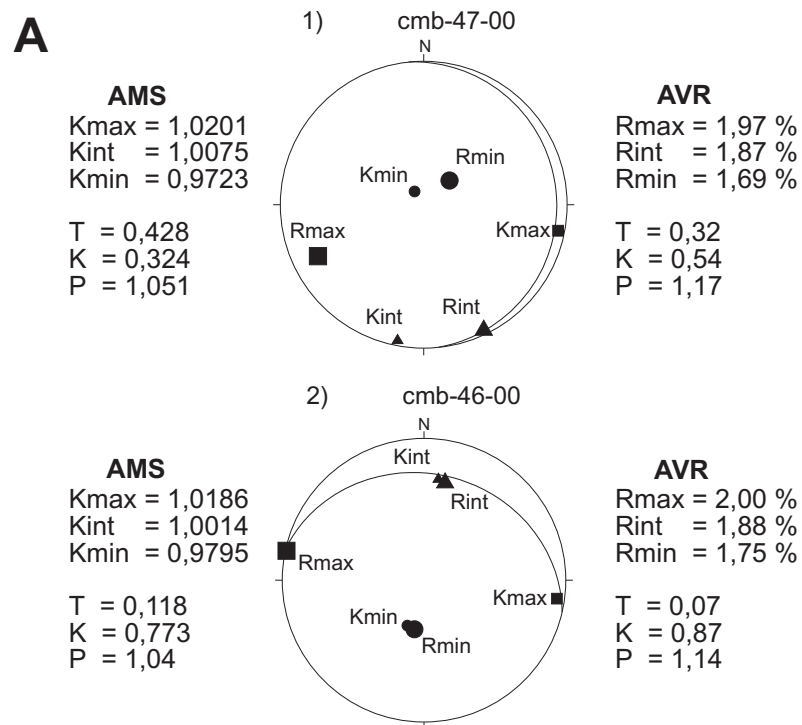


Abb. 5.16: Deformationsstruktur „Llombera“: Gegenüberstellung der Ergebnisse der AMS- und AVR-Untersuchungsergebnisse. **A**: Flächentreue stereographische Projektionen (untere Lagenhalbkugel) zur Darstellung der drei Hauptachsen der Ellipsoide unter Berücksichtigung der Schichtung der Probe (Großkreis); numerischer Vergleich der berechneten Werte der jeweiligen Ellipsoidhauptachsen und ausgewählter Anisotropie- und Formfaktoren (Beschreibungen im Text). **B**: Flinn-Diagramm (Flinn, 1962) zur Darstellung und Klassifizierung der AMS- und AVR-Ellipsoide in oblate und prolate Formen.

#### 5.4.3.4 Gesamtdarstellung der Fallbeispiele

Zusammenfassend zeigen die Gegenüberstellungen der durch die AMS und die AVR angezeigten Ellipsoidformen zwei unterschiedliche Gefügeentwicklungen an. Während die AMS von oblaten und neutralen Ellipsoiden dominiert wird (Abb. 5.17A), zeigt die AVR eine ausgewogene Mischung zwischen oblaten und prolaten Ellipsoiden an (Abb. 5.17B).

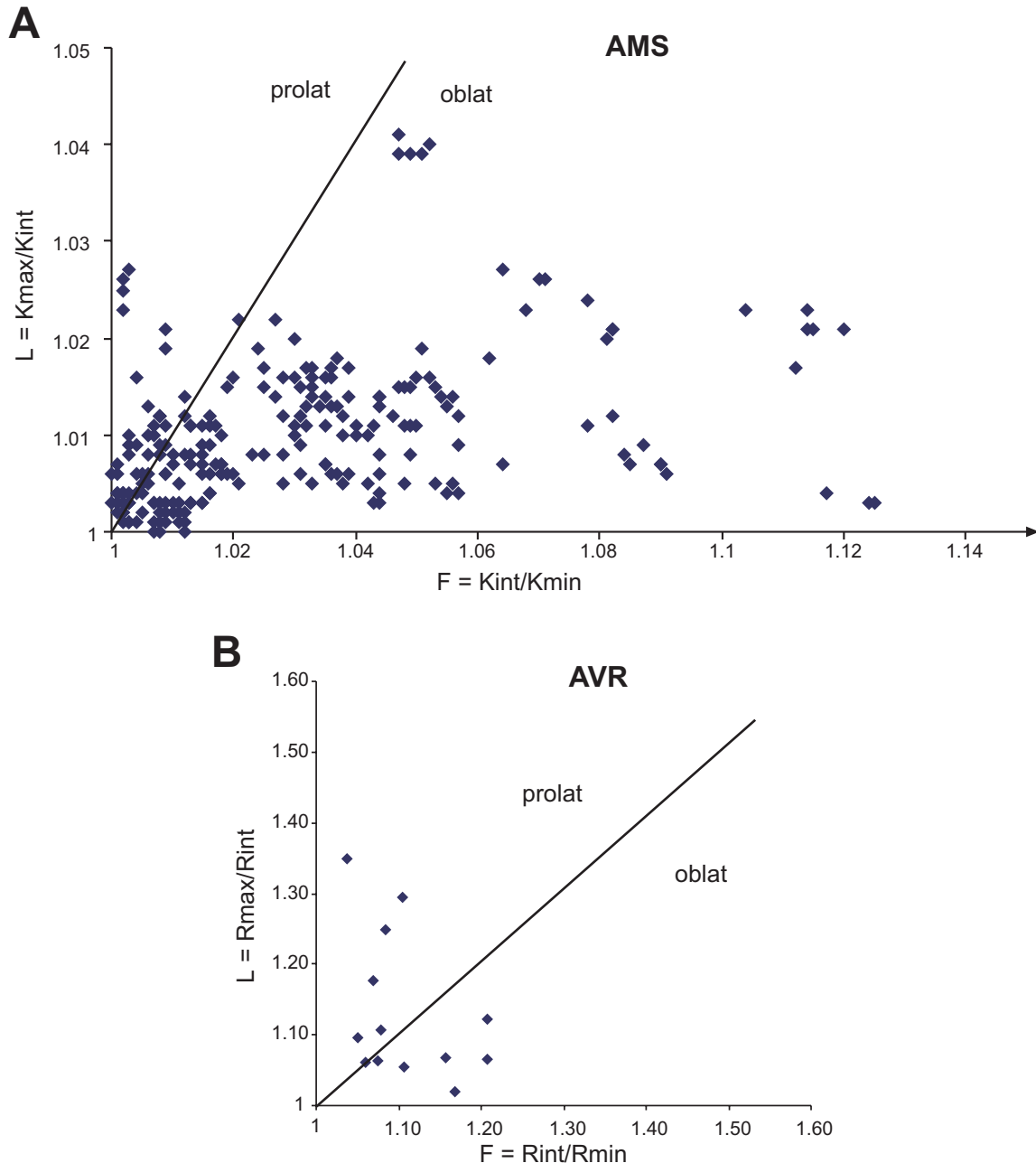


Abb. 5.17: Flinn-Diagramme (Flinn, 1962) zur Unterscheidung in oblate und prolate Ellipsoidformen: **A:** Ergebnisse der AMS-Messungen. **B:** Ergebnisse der AVR-Messungen.

Vergleicht man die Lineationen ausschliesslich der Proben, die mit den beiden Methoden untersucht worden sind, so weist die AVR eine relativ starke Streuung auf. Nur schwach deutet sich ein Trend an, wonach die Lineationen parallel zu den Faltenachsen bzw. den geologischen Strukturen des CMB (O-W) verlaufen (Abb. 5.18). Die Lineationen der AMS folgen viel stärker diesem Trend: Hier stimmen sowohl Orientierung als auch Eintauchwinkel sehr gut mit den Felddaten überein. Die Darstellung der Ellipsoidfoliationen als Polpunkte zeigt für die AMS, dass diese ungefähr auf einem  $\pi$ -Kreis liegen, der einen Großkreis zu den Faltenachsen bildet. Bei den AVR-Foliationen ist dieser Trend nur schwach ausgeprägt; auch hier ist die Streuung der Polpunkte hoch.

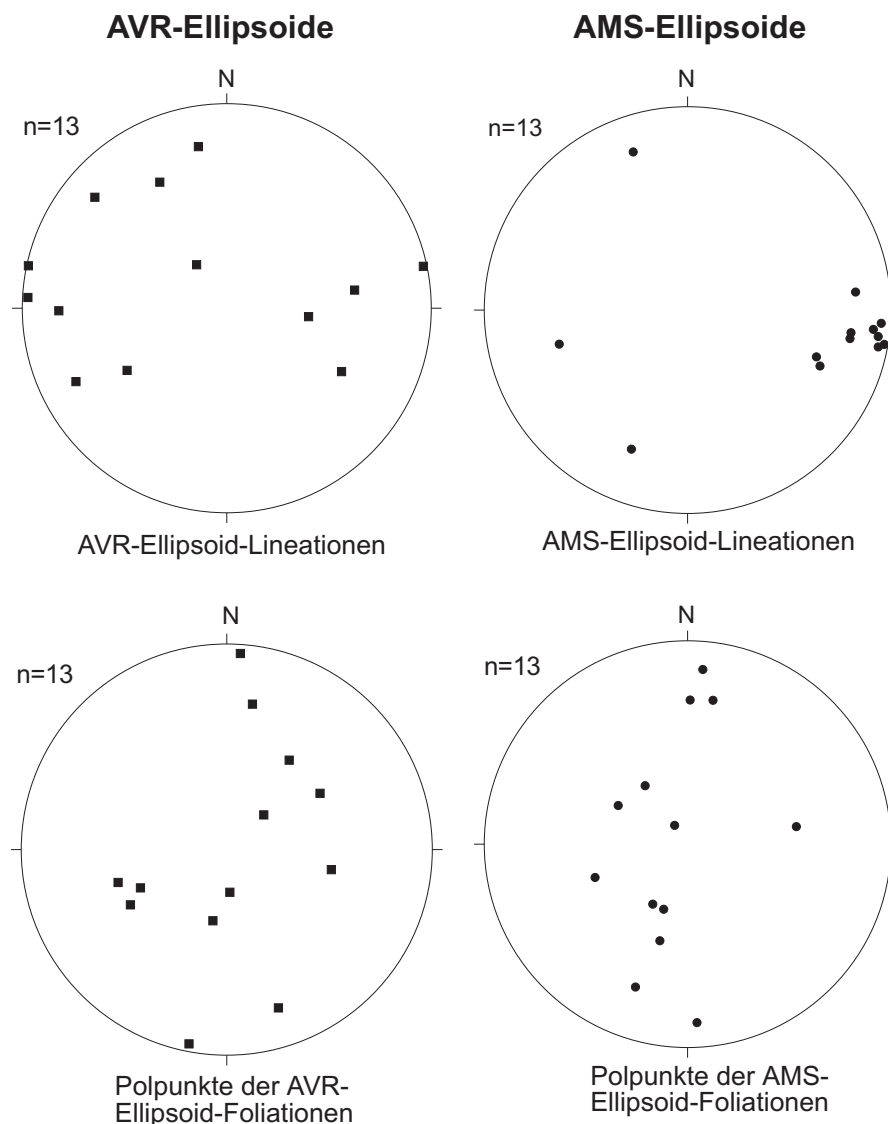


Abb. 5.18: Flächentreue stereographische Projektionen (untere Lagenhalbkugel) der magnetischen Lineationen und Foliationen im Vergleich zu den Lineationen und Foliationen der AVR-Ellipsoide der Proben, an denen beide Methoden angewandt worden sind. Die Foliationen sind jeweils als Polpunkte dargestellt.

#### 5.4.4 *Beziehung zwischen AVR-Ellipsoid und Kornform*

Die zuvor präsentierten Ergebnisse zeigen an, dass die Teilgefüge der AMS und der AVR unterschiedlich stark durch die Deformation beeinflusst sind, jedoch insgesamt eine gute Übereinstimmungen bzw. Parallelität zu den makroskopisch sichtbaren Strukturelementen aufweisen. An dieser Stelle sollen die Prozesse näher untersucht werden, die die Form der AVR-Ellipsoide beeinflusst bzw. welche die Entwicklung einer AVR gesteuert haben können (siehe Kap. 4.2.3). Ausgangspunkt ist die Beobachtung, dass die authigenen Vitrinitpartikel im Gesteinsverband eine unregelmäßige bzw. häufig längliche Kornform aufweisen. Dabei ist offen, ob es sich dabei um eine primäre strukturelle Vorgabe handelt oder die Kornform erst z.B. durch die Sedimentationsprozesse (und/oder Kompaktion) erlangt worden ist. Für die AVR-Messungen ist ausschlaggebend, ob sich die Orientierung der aromatischen Lamellen, und damit die AVR, gemäß dieser Vorgaben entwickelt oder ob die Anisotropie durch externe Rotation der anisometrischen Partikel bzw. Formregelungsprozesse im Allgemeinen gesteuert wird.

Um diese Fragen für die AVR im CMB beantworten zu können, wurde die Beziehung zwischen Kornlängsachse und  $R_{\max}$  (Lineation der AVR-Ellipsoide) näher untersucht. Es wurden drei Proben ausgewählt, die biaxiale AVR-Ellipsoidformen und unterschiedliche Zusammenhänge zu den geologischen Strukturen wie z.B. der Faltenachse aufweisen (Abb. 5.19). Da die Foliation der AVR-Ellipsoide jener Proben stets parallel zur Schichtung verläuft, konnten die Untersuchungen auf diese 2-D Ebene beschränkt werden.

Es ist keine klare und eindeutige Abhängigkeit der Orientierung der  $R_{\max}$ -Achse von der Kornlängsachse in den untersuchten Proben zu erkennen (Abb. 5.19). Manchmal verlaufen die Achsen parallel, manchmal stehen sie fast senkrecht zueinander. Die stärksten Abweichungen finden sich bei Probe cmb-10-00, die eine biaxial positive Ellipsoidform aufweist und damit von den drei Proben den stärksten tektonischen Einfluss auf die AVR anzeigt. Bei den anderen beiden Proben (cmb-46-00 und cm-156-99) schwanken die Abweichungen zwischen 0-50 °. Ein Problem bei der Bestimmung der Kornlängsachse ist die zumeist sehr unregelmäßige Kornform der Vitrinitpartikel gewesen. Hier ist ein zusätzlicher Fehler bei der Auswertung zu berücksichtigen. Dass die AVR-Messungen korrekt sind, belegen die Diagramme in Abb. 5.20. Hier sind die Reflexionswerte in Abhängigkeit zur Orientierung des Vitrinitpartikels unter dem polarisierten Auflicht aufgetragen. Alle Messkurven mit maximaler und minimaler Reflexion verlaufen für die jeweiligen Proben parallel. Eine Abweichung um 90 ° tritt bei einem Partikel der Probe cmb-46-00 auf; eine Erklärung hierfür könnte der hohe Verwitterungsgrad des Partikels sein, der die Reflexionsmessungen generell stark behindert hatte (siehe Kap. 4.4.1). Die Schwankung der absoluten Reflexionswerte für die unterschiedlichen Partikel innerhalb einer Probe ist auf die gleiche Ursache zurückzuführen.



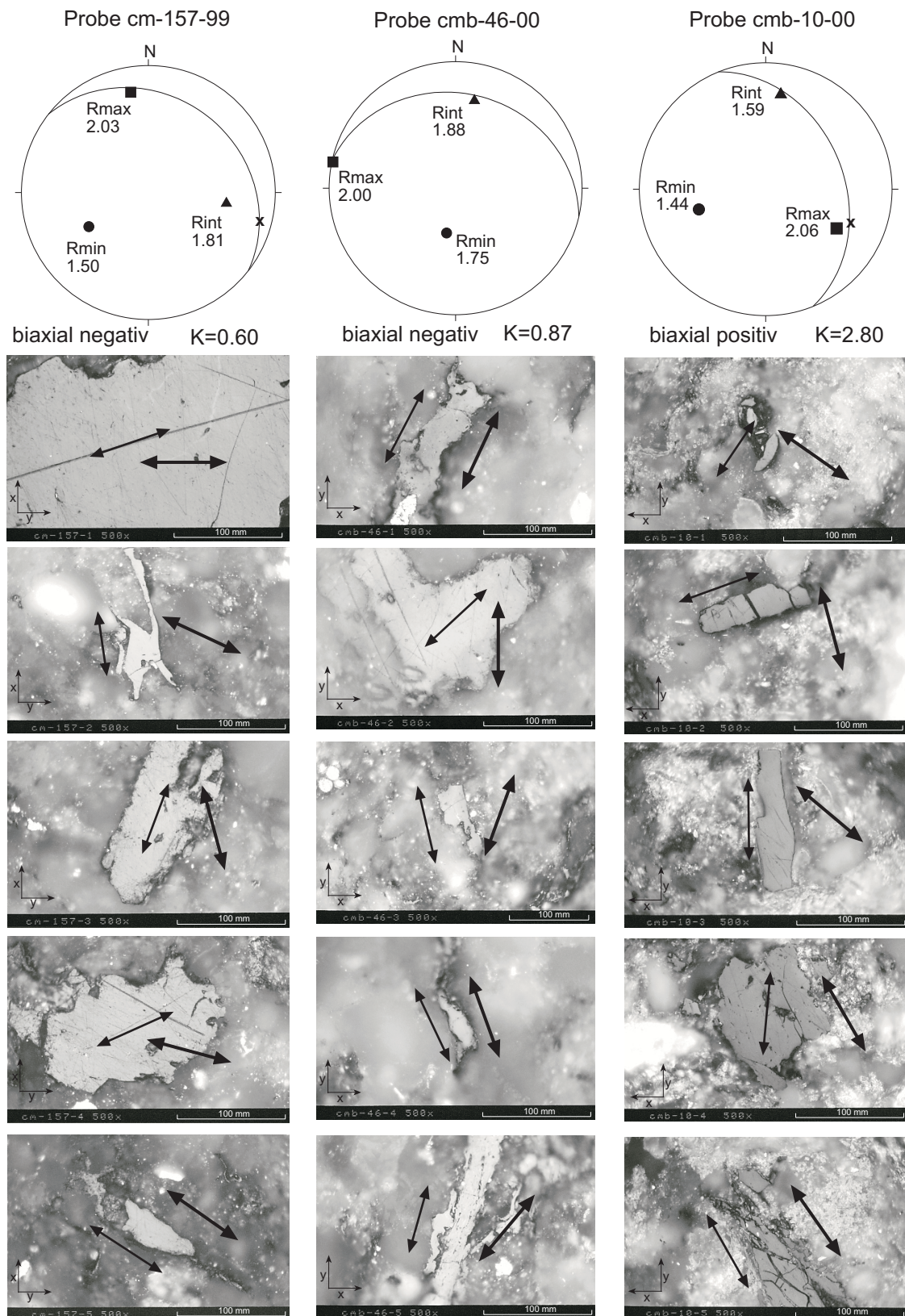


Abb. 5.19: Zusammenhang zwischen der Orientierung von  $R_{max}$  und der Längsachse von Vitrinitpartikeln für drei ausgewählte Proben. Dargestellt sind flächentreue stereographische Projektionen (untere Lagenhalbkugel) mit der Schichtung der Probe (Großkreis), Angabe der Faltenachse (Kreuz) und der Orientierung der drei Hauptachsen der berechneten AVR-Ellipsoide. Für jede Probe sind fünf Mikroskop-Fotos mit Angabe der Orientierung der zwei Achsen angegeben (dicke Pfeile =  $R_{max}$ -Achse; dünne Pfeile = Kornlängsachse). X entspricht Streichrichtung der Probe, Y der Fallrichtung.

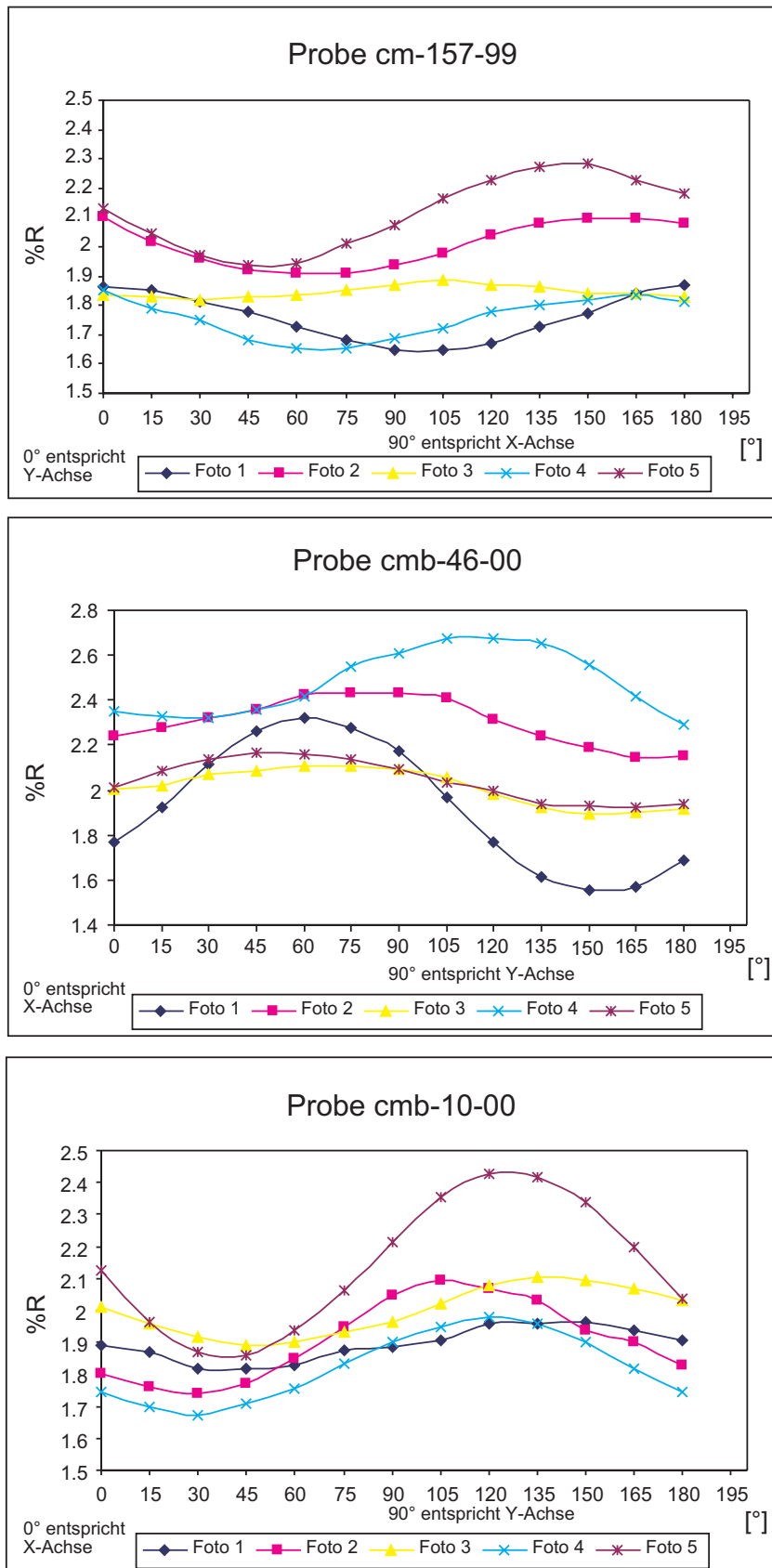


Abb. 5.20: Zusammenhang zwischen Reflexionsstärke und Partikelorientierung für ausgewählte Proben. Dargestellt sind die Reflexionspfade für die jeweils fünf Partikel, die in Abb. 5.19 präsentiert wurden. X entspricht Streichrichtung der Probe, Y der Fallrichtung.

## 5.5 Diskussion

Die AMS hat sich als äußerst sensitive Methode erwiesen, selbst schwache Gefügeanisotropien in den untersuchten Gesteinen zu erfassen. Dabei zeigt sie in ihrer Ausprägung eine Abhängigkeit zur Gesteinslithologie. In den Tonsteinen dominiert ein unimodales Kompaktionsgefüge, was sich durch oblate Ellipsoidformen und magnetische Foliationen parallel zur Schichtung beweisen lässt. In den klastischen Gesteinen, besonders den Sandsteinen, sind auch rotationale Gefüge mit prolaten Ellipsoidformen zu sehen. Dies ist am besten durch die Verteilung von Tonmineralen um einzelne Mineralkörner, wie z.B. Quarze, zu erklären, die durch Sedimenttransport, Kompaktion und/oder tektonische Deformation selbst eine eher prolate Form besitzen. Auch können sich die Tonminerale, aber besonders Fe-Hydroxide, in den Porenräumen der klastischen Sedimente akkumuliert haben, die wie die Mineralkörner unregelmäßige bis zu prolate Formen besitzen. Erstaunlich ist in allen Lithologien die schwache Ausprägung der AMS. Einerseits könnte natürlich eine „texturale Sättigung“ vorliegen (z.B. Hrouda, 1993). Dies erscheint aber besonders im Vergleich mit den Ergebnissen anderer Arbeiten, die ähnliche Lithologien untersucht und z.T. viel höhere Anisotropien gemessen haben, als fraglich (z.B. Parés et al., 1999; Gil Imaz et al., 2000; Kanamatsu et al. 2001). Eine andere Erklärungsmöglichkeit bietet die Beobachtung, dass bei der Umwandlung von Kompaktions-dominierten hin zu Tektonik-dominierten Gefügen die Anisotropie zunächst abnimmt bzw. verschwindet, bevor letzteres Gefüge deutlich in den AMS-Messungen hervortritt (de Wall, persönl. Mitt.). Im CMB wie auch in der gesamten Kantabrischen Zone sind kaum tektonische Gesteinsgefüge überliefert. Nur im ca. 50 km nördlich vom CMB gelegenen Zentralen Kohlebecken ist eine Schieferung erhalten, die mit einer extensionalen Phase während des Perm in Verbindung gebracht wird (Pulgar et al., 1999; siehe Kap. 2.1). Die tektonische Entwicklung des CMB hatte ebenfalls mit einer extensionalen Phase begonnen (Villegas, 1996; Wagner, 1971), gefolgt von einem transtensional/transpressiven *pull-apart*-Regime, das zu dem komplexen Bau des CMB geführt hat (Heward und Reading, 1978). Daher ist damit zu rechnen, dass sich diese Deformationen auch im Gesteinsgefüge, unabhängig der Lithologien, innerhalb des CMB manifestieren. Die AMS zeigt einen solchen Einfluss an. So sind die magnetischen Lineationen zumeist parallel zu den Faltenachsen bzw. den tektonischen Strukturen des CMB ausgerichtet. Zusammen mit den beobachteten magnetischen Foliationen, die parallel zur Schichtung verlaufen, bestätigt sich somit das zuvor entworfene Szenario eines Zwischenstatus zwischen Kompaktions- und tektonischen Gesteinsgefüge.

Die Ausrichtung der Hauptachsen der AVR-Ellipsoide zeigt kompaktionale in Verbindung mit eindeutig tektonischen Einflüssen an. Der uniaxiale AVR-Charakter von vier untersuchten Proben unterstützt das Modell einer Versenkungs-bezogenen Inkohlung. Andererseits deuten biaxiale AVR-Ellipsoidformen mit den Lineationen parallel zu Faltenachsen klar auf tektonische Einflüsse hin. Das Auftreten von biaxial positiven AVR-Ellipsoiden gilt zudem als ein Anzeichen starker Deformationseinwirkung (Levine und Davis, 1989).

Levine und Davis (1989) heben klar heraus, dass jegliche Veränderung der inneren atomaren Strukturen nur im Zuge der Inkohlung stattfinden können. Die syntektonischen Anteile an der Ausbildung der AVR und somit die Anlage der heutigen komplexen Synklinal-Struktur des CMB müssen demnach im zeitlichen Umfeld der Intrusionsereignisse angelegt worden sein (vermutlich Perm), da diese die maximale Inkohlungsphase anzeigen. Diese Schlussfolgerung wird von Mendez (1985) gestützt, der gezeigt hat, dass die Inkohlung im CMB bereits zu einem großen Teil stattgefunden hatte, bevor Intrusionen zu den beobachteten, lokalen Anomalien im Inkohlungsgrad führten. Bei der Mehrzahl der uniaxialen AVR Ellipsoide, deren Foliationen parallel zur Schichtung verlaufen und damit eine Versenkungs-bezogene Inkohlung andeuten, ist die Lineation ( $R_{\max}$ ) parallel zu heutigen Faltenachsen angeordnet, was einen tektonischen Einfluss beweist, welcher mit der Inkohlung und mit den Intrusionen (vermutlich Perm, siehe Kap. 2.3.3) in zeitlichem Zusammenhang steht und zu der Anlage der heutigen Synklinalstruktur geführt hat. Villegas (1996) widerspricht klar einer spät-Variskischen Kompressionsphase, sondern ordnet diese der Alpidischen Orogenese zu (siehe Kap. 2.3.2). Dies erscheint aufgrund der eigenen Ergebnisse bezüglich der AVR-Messungen fraglich. Alpidische Bewegungen mögen zu erneuter Kompression und zu der Anlage weiterer Aufschiebungen geführt haben; die grundlegenden Strukturen müssen zu diesem Zeitpunkt allerdings schon bestanden haben.

Bustin et al. (1986) haben in experimentellen Versuchen nachgewiesen, dass eine Rotation um bis zu  $70^\circ$  nachträglich zu einer natürlich entstandenen Reflexionstextur möglich ist. Allerdings benötigten sie hohe Temperaturen ( $350\text{-}500^\circ\text{C}$ ) und hohe Verformungsbeträge ( $strain > 30\%$ ); der wichtige Faktor Zeit wurde nicht untersucht. Falls die syntektonischen Elemente der AVR erst in Alpidischer Zeit entstanden sind, wären also Bedingungen dieser Größenordnungen notwendig gewesen, die sich allerdings auch in Bezug auf den Inkohlungsgrad und die Tonmineralparagenese wiederfinden lassen müssten. Diesbezügliche Veränderungen konnten nicht festgestellt werden.

Trotz der nur geringen Gefügeanisotropien bestehen gute Korrelationen zwischen AMS und AVR. Bei fast allen untersuchten Proben verlaufen die Foliationen der AVR-Ellipsoide wie die Foliationen der AMS-Ellipsoide parallel zur Schichtung der jeweiligen Proben. Die Lineation der AVR-Ellipsoide ist ebenfalls wie bei den AMS-Ellipsoiden fast immer parallel zur Faltenachse orientiert. Dies wird als direkter Beweis dafür gewertet, dass die heutigen Strukturen zum Zeitpunkt der maximalen Inkohlung angelegt worden sind. Die etwas stärkere Streuung der Orientierungen der AVR-Ellipsoidhauptachsen abweichend von dem allgemeinen, durch die AMS angezeigten Trend ist hauptsächlich auf die spezielle Untersuchungsmethodik zurückzuführen. Die AVR wurde an DOM bestimmt, von dem bekannt ist, dass es sich in seinem Reflexionsverhalten nicht entsprechend konstant verhält wie reine Kohleproben (Scheidt und Littke, 1989; Taylor et al., 1998). Die eigenen Kontrollmessungen bezüglich der Beziehung zwischen AVR-Ellipsoid und Kornform bestätigen deutlich die Variationsbandbreite der Reflexionswerte für eine einzige Probe (siehe auch Kap. 4.5).



Das Auftreten von einigen prolaten AVR-Ellipsoidformen kann nicht mit lithologischen Unterschieden erklärt werden wie bei der AMS. Die prolaten Ellipsoidformen tauchen deutlich bevorzugt in den untersuchten Faltenschnitten auf (Falte „Tabliza“ und „Villafeide“). Diese Beobachtung kann, ähnlich wie bei der AMS, mit einer konstruktionalen Gefügeentwicklung infolge von Dehnung in Richtung der Faltenachse und Einengung senkrecht dazu gedeutet werden. Danach spiegelt die AVR die klassische *strain*-Verteilung von Falten mit Flankendeformation wider (Eisbacher, 1996).

Die beobachteten Unterschiede zwischen AMS und AVR können am besten durch jeweils unterschiedliche Prozesse erklärt werden, die zur Ausbildung der entsprechenden Gefüge geführt haben: Tektonische Deformation bewirkt in den Gesteinen einen Wechsel von Kompaktionsgefügen hin zu einem Schieferungsgefüge. Dieser Prozess läuft über eine Zwischenstufe ab, während der kein bevorzugtes Gefüge im Gestein zu erkennen und im CMB, durch die AMS gezeigt, der Fall ist. Eine AVR entsteht ausschliesslich während der Inkohlungsphase (siehe Kap. 4.2.3), die mit tektonischen Ereignissen in Zusammenhang stehen. Selbst wenn das organische Material bereits vor der Deformation aufgrund der Versenkung schwach inkohlt war und die AVR ein Kompaktionsgefüge anzeigte, so vollzog sich trotzdem der Wechsel zu einem tektonischen Gefüge in dem visko-elastischen organischen Material viel einfacher und wahrscheinlich auch schneller, als es die Tonminerale durch Drucklösung und Rekristallisation in den Gesteinen vermochten.

Die bestehenden Korrelationen zwischen AMS und AVR belegen, dass bereits während der Inkohlungsphase, die eindeutig nicht viel später als die (vermutlich Permischen) Intrusionsereignisse abgeschlossen war, die Hauptstrukturen des CMB angelegt worden sind.





## 6. Synopsis

Die Ergebnisse der einzelnen Untersuchungsmethoden belegen für die tektono-thermale Entwicklung des CMB eine komplexe Wechselwirkung der Einflussparameter Versenkung, Deformation, Fluidaktivitäten und Magmatismus. Dabei zeigt sich, dass es wichtig ist, bei der Interpretation und Beurteilung der einzelnen Einflüsse die verschiedenen Prozesse zu differenzieren, die zu dem heutigen Bild geführt haben.

### 6.1 Einflussparameter Versenkung

Der Inkohlungsgrad des organischen Materials nimmt von 1,04 %Rr für die jüngste Matallana Formation bis 2,56 %Rr für die zweitälteste Pastora Formation exponentiell zu. Die exponentielle Form der Zunahme ist typisch für Inkohlungsgradienten, die mit der Versenkungstiefe korreliert sind (Teichmüller, 1987), und kann mit der Methode nach Yamaji (1986) in einen linearen Gradienten umgewandelt werden. Mittels empirischer Formeln wurde der ermittelte Inkohlungsgradient in einen mittleren paläogeothermischen Gradienten für die Stefanischen Einheiten von ca. 85 °C/km umgerechnet (Barker und Pawlewicz, 1994). Aus der Berechnung der Gradienten lässt sich eine maximale ehemalige Bedeckung für das CMB von ca. 1000 m rekonstruieren (Yamaji, 1986), die vermutlich noch zu der Stefanischen Sequenz gehört und nach dem Zeitpunkt der maximalen Inkohlung wieder erodiert worden sind.

In den Tonminerkristallinitätsdaten hingegen ist kein messbarer Einfluss der Versenkungstiefe dokumentiert. Hier reicht das Spektrum in allen Formationen von der Diagenese bis hin zu der oberen Anchi- bis unteren Epizone. Die Tatsache, dass in allen Formationen auch diagenetische Grade angezeigt werden, spricht für einen Wachstumsprozess, der mit dem Begriff *reaction progress* nach Merriman und Peacor (1999) erklärt werden kann. Danach wird die gemessene IK wesentlich durch die Metastabilität der untersuchten Tonmineralphasen (Smektit-I/S-Illit) gesteuert, die wiederum von den lokal variierenden Parametern wie z.B. Temperatur, Druck, Zeit, Kationenangebot (Fluid-Chemie), pH und Lithologie (Porosität/Permeabilität) in ihrem Wachstum beeinflusst werden (Essene und Peacor, 1995). Nur wenn diese Parameter lineare Trends über eine größere Stratigraphiesäule hinweg besitzen, können auch Versenkungs-bezogene Trends im Tonmineralwachstum auftreten (Frey, 1987b). Dies ist im CMB aber offensichtlich nicht der Fall gewesen.

### 6.2 Einflussparameter Deformation

Das CMB wird von O-W verlaufenden Synklinalen und Antiklinalen geprägt, die durch O-W verlaufende Störungen (Auf- bzw. Überschiebungen) voneinander getrennt sind. Die Ausrichtung der magnetischen Lineationen der AMS-Ellipsoide parallel zu den O-W verlaufenden Faltenachsen beweist einen genetischen Zusammenhang zwischen den geologischen Strukturen und dem durch die AMS angezeigten Gesteinsgefüge. Die Lithologie-abhängigen Variationen im Anisotropiegrad der AMS-Ellipsoide deutet auf unterschiedliche Prozesse der Gefügebildung in Tonsteinen und klastischen Sedimenten (Silt- und Sandsteine). Die zumeist oblaten Ellipsoidformen mit der magnetischen Foliation parallel zur Schichtung belegen weiterhin, dass zusätzlich zu dem tektonischen Gefüge ein primäres Kompaktionsgefüge erhalten ist. REM-Aufnahmen von Tonsteinen

bestätigen diese Schlußfolgerung; sie zeigen, dass die Tonminerale im Gesteinsverband zumeist sub-parallel (anastomisierend) zur Schichtung angeordnet sind.

Das Auftreten von biaxial positiven AVR-Ellipsoiden ist ein Beweis für einen tektonischen Einfluss, der während der Inkohlung wirksam war (Levine und Davis, 1984 und 1989). Die Orientierungen der Hauptachsen der AVR-Ellipsoide korrelieren dabei sehr gut mit denen der AMS-Ellipsoide. Diese Beobachtung beweist, dass sich beide Gefüge unter den gleichen Bedingungen und zur gleichen Zeit entwickelt haben. Dabei scheinen sich die aromatischen Lamellen der Vitrinit-Partikeln in ihrer Orientierung stärker den lokal herrschenden Deformationsspannungen gemäß ausgerichtet zu haben, als es die mit der AMS gemessenen Tonminerale durch z.B. Rotation oder Drucklösung und Rekristallisation vermochten. Dies wird deutlich durch den Trend zu stärker prolaten AVR-Ellipsoidformen in Faltenscharnieren im Gegensatz zu den mehr oblaten Formen der AMS-Ellipsoide an diesen Faltenpositionen. Die empfindliche Reaktion des AVR-Gefüges kann dadurch erklärt werden, dass sich die Vitrinite immer noch in einem visko-elastischen Zustand befunden hatten (Rouzaud und Oberlin, 1983 und 1990). Zur Klärung dieses Materialverhaltens und der Entwicklung einer AVR in Vitrinit-führenden Sedimenten bei progressiver Verformung wären experimentelle Studien erforderlich, die bislang noch nicht durchgeführt worden sind. Die stärkere Streuung der Orientierungen der Ellipsoid-Hauptachsen, wie überhaupt die hohe Variation bei den AVR-Messungen, geht hauptsächlich auf die Methodik der Messungen an DOM in Sedimentgesteinen zurück und hat qualitativ keinen Einfluss auf die Interpretation.

Die Bildung von Illiten im Druckschattenhof von deformierten Quarzen deutet ein syn-deformatives Wachstum an, wobei die Reaktion vermutlich auf Drucklösung und anschließende Rekristallisation zurückgeführt werden kann. Allgemein ist jedoch keine Erhöhung der IK in Bereichen erhöhter Deformation (Faltenscharniere, Störungen) festgestellt worden.

### 6.3 Einflussparameter Fluidbewegungen

Fluidbewegungen haben im CMB nicht zu einer Erhöhung des Inkohlungsgrades des organischen Materials geführt, was im Gegensatz zu anderen bekannten Anomalien in Variskischen Kohlebecken steht (Gayer et al., 1991; Golitsyn et al., 1997; Copard et al., 2000). Einzig der hohe Verwitterungsgrad der Kohlen, der auch Flöze in einer Tiefe betrifft, wo keine meteorische Verwitterung stattgefunden haben kann (Mendez, 1985), ist auf ausgeprägte Fluidbewegungen zurückzuführen. Die oxidierenden Fluide müssen demnach einem regionalen, auch tiefere Stockwerke erfassenden Fluidereignis zugehören.

Die metastabilen Tonminerale sind in ihrem Wachstum u.a. auf ein ausreichendes Angebot an freien Kationen und damit auf Fluidbewegungen angewiesen (Frey, 1987b). Die TEM-Aufnahmen von Gesteinen aus dem CMB belegen eindeutig das Wachstum von Smektiten über I/S bis hin zu Illiten, wodurch sich im Umkehrschluss ausgeprägte Fluidzirkulationen nachweisen lassen. Dieses Wachstum ist in verschiedenen Bereichen des CMB unterschiedlich ausgefallen, gemessen an der Verteilung der IK (unterschiedlicher *reaction progress*; Merriman und Peacor, 1999). Es ist keine Erhöhung der IK in der Nähe zu den zahlreichen Störungen, die sich als bevorzugte Wegsamkeiten für Fluide anbieten, festzustellen. Im Gegenteil, an diesen Lokationen treten die Illite fast vollstän-

dig zurück und es dominieren Kaolinite in den untersuchten Proben. Der Kaolinit zeigt eindeutig diagenetische Bedingungen an. Sein Auftreten ist zudem nicht auf das CMB beschränkt, sondern findet sich auch in den umgebenden prä-Stefanischen Gesteinen (siehe auch Schneider und Bechstäd, 2002). Zusammen mit der Beobachtung, dass sich Kaolinit bevorzugt in den Gesteinsporenräumen befindet und als letzte Phase bestehende Mineralisationsgänge verfüllt (Ayllón Quevedo, pers. Mitt.), lässt eine Entstehung vermuten, die wohl nicht mehr mit der speziellen tektono-thermalen Entwicklung des CMB in Verbindung steht, sondern eher auf ein spätes, regional bedeutendes Ereignis hindeutet. Die Tonminerale Chlorit und Pyrophyllit sind detritischer Natur und können daher zur weiteren Klärung der Wachstumsprozesse nicht beitragen.

#### 6.4 Einflussparameter Magmatismus

Es ist offensichtlich, dass der Magmatismus im Bereich des CMB für den hohen mittleren paläogeothermischen Gradienten verantwortlich ist, der zu dem hohen Inkohlungsgradienten geführt hat. Im direkten Kontaktbereich von Intrusion mit Kohle treten zudem anomal hohe Vitrit-Reflexionen auf mit Werten  $>6\%R_r$  und der Bildung von Naturkoks (Mendez, 1985). Dieser Einfluss ist in seiner vertikalen Ausdehnung begrenzt und konzentriert sich auf die Kohleflöze der Pastora Formation im W des CMB, welche mengen- und zahlenmäßig die mit Abstand höchste Dichte an Intrusionskörpern aufweist (Mendez, 1985; Villegas, 1996). Hier ist das Inkohlungsmuster z.B. mit dem von Leischner et al. (1993) für den Bramscher Intrusivkomplex entwickelten Muster vergleichbar.

Deutlich tritt das CMB mit einer IK, die Metamorphosegrade bis zur unteren Epizone anzeigt, von der Umgebung hervor, wo lediglich diagenetische Grade erreicht werden. Magmatische Aktivitäten treten nur im CMB auf, weshalb eine direkte Korrelation wahrscheinlich ist. Im Gegensatz zu ihrem Einfluss auf die Inkohlung haben die Intrusionen nicht zu einer lokalen Erhöhung der IK im Kontaktbereich von Schmelzen und Sedimentgestein geführt. Dort ist vielmehr das Wachstum einer zweiten I/S-Generation zu beobachten. Dieses Muster der unterschiedlichen Entwicklung von organischem Material und Tonmineralwachstum ist typisch für kurzlebige Erhitzungsereignisse (Hyperthermie) in sedimentären Becken (Kisch, 1987). Verantwortlich ist der Faktor Zeit: Organisches Material reagiert viel schneller auf Wärmezufuhr als es Tonminerale vermögen (Kisch, 1987). Zusätzlich ist bei letzteren das Angebot von Kationen (Faktor Fluid-Chemie) ausschlaggebend für ein mögliches Wachstum. Das Muster der IK-Verteilung ist danach nicht von Kontakteffekten mit dem Intrusionsmaterial geprägt, sondern von der Anwesenheit von magmatischen Körpern in der Tiefe, die zu einem erhöhten Wärmefluss und erhöhter Fluidzirkulation in ihrem Dachbereich geführt haben. Dies erklärt auch die Beobachtung, dass die höchsten Metamorphosegrade in den Cascajo-Roguera Formationen angezeigt werden, die einerseits als Barriere während des Aufstiegs der Schmelzen, aber auch als Barriere für den erhöhten Wärmefluss fungiert haben.

### 6.5 Konduktiver versus konvektiver Wärmetransport

Konvektion ist von größter Bedeutung für das thermische Feld in sedimentären Becken, die sich entlang von Störungszonen befinden und wo steile Morphologien auftreten (Clauser und Villinger, 1990). Konduktion ist der eher allgemeine Prozess des Wärmeflusses in den kristallinen und sedimentären Gesteinen der oberen Kruste (Quintard und Todorovic, 1992). Im CMB scheinen beide Prozesse stattgefunden zu haben. Wärmetransport mittels Konvektion hat zu dem gleichmäßig hohen Metamorphosegrad, angezeigt durch die IK, geführt. Konduktion scheidet als alleiniger Prozess aus, da die neugebildeten Tonmineralphasen nicht nur Wärme brauchen, sondern auch eine „passende“ Fluid-Chemie, um wachsen zu können. Wärmetransport mittels Konduktion hat ebenfalls im CMB stattgefunden, was einerseits durch die Existenz eines Inkohlungsgradienten, aber auch die Kontaktwirkung der Schmelzen auf die Kohleflöze angezeigt wird. Diese Schlußfolgerung wird durch die Untersuchungen von Flüssigkeitseinschlüssen in Mineraladern des CMB unterstützt (Ayllón Quevedo et al., 2002 eingereicht).

### 6.6 Regional-geologische Implikationen

Obwohl nicht Schwerpunkt dieser Arbeit, erlauben die präsentierten Ergebnisse Rückschlüsse auf die strukturelle Entwicklung des CMB. Die klare Korrelation der von AMS und AVR angezeigten Gefüge belegt eine Deformation der Sedimente des CMB hauptsächlich zur Zeit der Inkohlung. Diese ist zeitlich mit den magmatischen Aktivitäten verknüpft, für welche ein Permische Alter ( $278 \pm 1$  Mio a) naheliegt (Gallastegui et al., 1992). Danach waren bereits alle Strukturen vorhanden, als die Alpidische Orogenese in der Region wirksam wurde. Dies steht in klarem Widerspruch zu den Schlußfolgerungen von Villegas (1996), der sich jedoch lediglich auf Geländebefunde gestützt hat.

Eine Erklärung für den Ursprung dieser Deformationsbewegungen bietet das Modell eines von transtensionalen und transpressionalen Bewegungen geprägten *pull-apart*-Regimes, wie es bereits Heward und Reading (1978) für die Stefanischen Kohlebecken in der Kantabrischen Zone vorgeschlagen haben (siehe auch Aydin und Nur, 1982; Mann et al., 1983). Das durch die AMS angezeigte Gesteinsgefüge zeigt bei den magnetischen Lineationen, die als eindeutig tektonisches Gefügeelement erkannt worden sind, teilweise eine Abweichung von dem dominierenden O-W orientierten Trend hin zu einem N-S geprägten Muster. Dies kann einerseits durch eine Reaktivierung bestehender Strukturen und/oder durch Externrotation oder Translation bestehender Verformungsstrukturen erklärt werden. Da andererseits die Entwicklung dieses Musters aber ebenfalls mit der Inkohlung in einem zeitlichen Zusammenhang steht, bieten transtensionale/transpressionale Bewegungen und die daraus ableitbaren, komplexen Deformationsbewegungen letztlich die beste Erklärung (Sanderson und Marchini, 1983). Zudem ist von zahlreichen gebogenen Orogenen beschrieben, dass sich bevorzugt entlang großer Störungen transtensionale *pull-apart*-Becken bilden, die sowohl konvergente als auch divergente Elemente kompensieren (Reading, 1980; Royden, 1985; Ratschbacher et al., 1989; Doglioni, 1995). Deshalb wird auch hier das Modell eines *pull-apart*-Beckens für das CMB unterstützt.



In diesem Zusammenhang erscheint die Diskussion um den Zeitpunkt, zu welchem die Biegung zum „Asturischen Bogen“ stattgefunden hatte, von Bedeutung. Entweder fanden die Biegung und der Transport der einzelnen Deckeneinheiten während der Asturischen Phase der Variskischen Orogenese (Westfal B bis Stefan) statt (Pérez-Estaún et al., 1988; Hirt et al., 1992; Aller und Gallastegui, 1995) oder später und unabhängig von den Deckenbewegungen (vermutlich erst im Perm) (Weil et al., 2001 und 2000; Kollmaier et al., 2000; Parés et al., 1994). Aufschluß darüber geben die Stefanischen Kohlebecken, die auffällig dem Asturischen Bogen folgend entlang von großen Störungssystemen (León-, Sabero-Gordón- und Cangas-de-Narcea Linie) aufgereiht auftreten und von welchen das CMB hier repräsentativ untersucht worden ist. Alle Anzeichen, wie z.B. die Entstehung als *pull-apart*-Becken und die Unter-Permische Deformation unter vermutlich transtensionalen/transpressiven Bedingungen, sprechen dafür, dass die Biegung nach der Asturischen Phase stattgefunden hatte, denn nur die mit der Biegung verbundenen transtensionalen/transpressiven Bewegungen (Doglioni, 1995) bieten den geeigneten tektonischen Rahmen zur Entstehung und weiteren Entwicklung der Kohlebecken.

Bezüglich der paläothermalen Entwicklung stehen die präsentierten Ergebnisse in teilweiseem Widerspruch zu früheren Arbeiten. So hat sich gezeigt, dass die anchi- bis epizonalen, durch die IK angezeigten Metamorphosegrade sich nicht ausschließlich auf detritische Mineralphasen zurückführen lassen (Keller und Krumm, 1993; Brime et al., 2001), sondern auch durch authigen gewachsene Illite erklärt werden. Weiterhin ist kein direkter Einfluss auf die IK in der Nähe zu Störungen und damit zu Fluiden mit erhöhten Temperaturen ersichtlich, wie es z.B. García-Lopéz et al. (1999) und Raven und van der Plujim (1986) für einzelne Bereiche in der Kantabrischen Zone beschrieben haben. Die IK ist zwar durch Fluide, die genetisch mit den Intrusionen in Verbindung stehen, beeinflusst, zeigt in ihrer Verteilung aber eher ein regionales Muster mit gleichmäßig hohem Metamorphosegrad senkrecht über magmatischen Herden, und gleichmäßig niedrigen, diagenetischen Graden in den lateral umgebenden Gesteinen. Der hohe mittlere paläogeothermische Gradient der Stefanischen Einheiten ist zwar nicht repräsentativ für das gesamte Kantabrische Gebirge, zeigt aber, dass die Maximal-Temperaturen bzw. die höchsten Wärmeflüsse mit den magmatischen Aktivitäten während der Schlußphase der Variskischen Orogenese in Verbindung stehen.



## 7. Zusammenfassung

Das Ciñera-Matallana Kohlebecken (CMB) weist eine komplexe paläo-geothermische Geschichte auf, während der die Faktoren Versenkung, Deformation, Fluidbewegung, Magmatismus und Wechselwirkungen zwischen diesen für die beobachteten anomalen Abweichungen von den stratigraphisch älteren Umgebungsgesteinen wirksam waren. Für eine realistische Interpretation war es daher notwendig, nicht nur die Auswirkungen zu messen, sondern die Prozesse, die währenddessen abgelaufen sind, zu beleuchten. Diese Vorgehensweise hat sich als Schlüssel erwiesen, aufkommende Widersprüche vor allem zwischen der Entwicklung des organischen Materials und der Tonminerale auflösen zu können. Als Resultat dieser Arbeit stehen folgende Punkte:

- 1) Der Inkohlungsgrad des organischen Materials weist eine exponentielle Zunahme mit der Tiefe auf. Aus diesen Daten errechnet sich ein hoher mittlerer paläo-geothermischer Gradient von  $85^{\circ}\text{C}/\text{km}$  für die Stefanischen Sedimente, der durch die magmatischen Aktivitäten erklärt wird.
- 2) Aus den Vitrinit-Reflexionsdaten lässt sich eine maximale ehemalige Überlagerung von ca. 1000 m für das CMB errechnen, die vermutlich zu der Stefanischen Sequenz gehört hatte und nach der maximalen Inkohlungsphase wieder erodiert worden ist.
- 3) Das Gesteinsgefüge, das durch die AMS beschrieben wird, weist Kompaktionselemente, die mit der Versenkung in Verbindung stehen, und tektonische Einflüsse auf, die dem Deformationsmuster des CMB mit O-W verlaufenden Strukturen entsprechen. Zusätzliche, N-S gerichtete magnetische Lineationen werden als Indiz für transtensionale/transpressionale Deformationselemente gewertet, die, verknüpft mit groß-regionalen Überlegungen, das CMB als spät-orogenes *pull-apart*-Becken klassifizieren lassen.
- 4) Zwischen der AMS und der AVR bestehen gute Korrelationen, wobei das organische Material aufgrund seiner visko-elastischen Natur leichter auf tektonische Einflüsse reagieren konnte und diese daher deutlicher nachzeichnet als die Tonminerale, die in den untersuchten Proben Träger der magnetischen Suszeptibilität sind. Allgemein fand die maximale Inkohlung während der Deformationsbewegungen statt, die zu dem heutigen strukturellen Bild des CMB geführt hatten.
- 5) Die Tonminerale zeigen in ihrem Wachstum eine Abhängigkeit zu den erhöhten Wärmeflüssen und Fluidaktivitäten, die wiederum mit den magmatischen Aktivitäten in Verbindung stehen. Es lässt sich keine Abhängigkeit zur Versenkungstiefe rekonstruieren, die Verteilung der IK folgt einem regionalen Muster.
- 6) Die Tonminerale Chlorit und Pyrophyllit sind detritischer Natur. Folglich zeichnet die gemessene ChK den Metamorphosegrad der Gesteine aus dem Liefergebiet für die Stefanischen Beckensedimente nach. Das massive Auftreten von diagenetischem Kaolinit sowohl im CMB als auch in den umgebenden Gesteinen wird einem späten und regionalen Fluidereignis zugeschrieben, dass in keiner Beziehung zu den magmatischen Aktivitäten im CMB steht.

7) Im direkten Kontakt zu den Intrusionen zeigen Kohle und Tonminerale unterschiedliche Reaktionen: Während bei den Kohlen der Inkohlungsgrad extrem zunimmt (Bildung von Naturkoks), weist die IK durch das Wachstum einer neuen I/S-Phase lediglich diagenetische Grade an. Dies wird erklärt durch den Faktor Zeit, der für ein ausgewogenes Tonmineralwachstum viel größere Bedeutung hat als für das organische Material, dessen Inkohlung hauptsächlich durch die Temperatur gesteuert wird.

Ein direkter Vergleich von AMS und AVR, also von Gesteins- und Inkohlungsgefüge, ist in dieser Form noch nicht durchgeführt worden. Besonders im Hinblick auf die Entschlüsselung der tektonischen Entwicklung des CMB hat sich diese Methodik als hervorragendes Instrument erwiesen. Dabei ist die Entscheidung, die AVR an dispers verteilten Vitriten (DOM) zu messen, ein weiterer Schlüsselpunkt gewesen. Diese Art von Messungen wurden im Gegensatz zu AVR-Bestimmungen an Kohlen ebenfalls bisher noch nicht angewendet bzw. sind nicht publiziert. Dies mag an dem hohen Fehler liegen, mit dem DOM-Messungen behaftet sind. Die hier vorgestellten Ergebnisse belegen aber eine durchweg hohe Qualität der auf ihnen beruhenden AVR-Berechnungen, die realistische Interpretationen zulassen. Besonders geeignet erscheint ein Einsatz dieser beiden Methoden in Bereichen, in denen makroskopisch keine tektonischen Gefüge sichtbar sind, die aber deutlich deformiert wurden, wie z.B. das CMB. Dabei bieten sich alle sedimentären Bereiche mit niedrig- bis zu sehr niedrig-gradigen Metamorphosegraden bzw. mit Kohlen bis zu dem Inkohlungsgrad der *bituminous coals* als zukünftige Untersuchungsgebiete an, da hier die Kohle noch ihr visko-elastisches Verhalten besitzt und daher schnell auf tektonische Einflüsse reagieren kann. Um den Prozess der Ausbildung einer AVR detaillierter erfassen zu können, erscheinen Untersuchungen an progressiv verformten Sedimentgesteinen als empfehlenswerter Ansatz.

Bezüglich des Kantabrischen Gebirges zeigt diese Arbeit, dass eine detaillierte Untersuchung der bei den klassischen tektonischen Untersuchungen stets ausgesparten Stefanischen Kohlebecken wichtige Erkenntnisse für das gesamte Gebiet liefert. Hier sei auf die Diskussion über den Zeitpunkt der Biegung zum „Asturischen Bogen“ verwiesen. Der Prozess der Biegung ist nach dem hier entwickelten Modell vermutlich für die Entstehung und weitere Entwicklung der *pull-apart* Kohlebecken zumindest mitverantwortlich.

Als wichtigstes Ziel künftiger Arbeiten wird die Datierung der magmatischen Intrusionen empfohlen. Da die gesamte tektono-thermale Entwicklung des CMB, wie sie hier beschrieben wurde, direkt mit dem Magmatismus korreliert ist, können diese Daten wesentlich dazu beitragen, bestehende Unsicherheiten bezüglich der exakten Zeitlichkeiten von maximaler Inkohlung und Deformation, aber auch bezüglich der Tonmineralparagenese aufzulösen. In diesem Zusammenhang werden mit Spannung die Ergebnisse von A. Weeh (Universität Erlangen) erwartet, der versucht, einzelne Ton-Subfraktionen im Gebiet der Palentinischen Fazies und des Guardo Beckens zu datieren (siehe Kap. 1). Weiterhin bietet sich an, den hier aufgezeigten Untersuchungsansatz auch auf die anderen Kohlebecken anzuwenden, um die vorgestellten Ergebnisse in ihrer regionalen Relevanz zu überprüfen.

## 8. Literaturverzeichnis

- Ahn, J.H. und Peacor, D.R. (1986) Transmission electron microscope data for rectorite: implications for the origin and structure of “fundamental particles“. *Clays Clay Minerals*, 34: 180-186.
- Aller, J. (1984) La estructura del sector meridional de las unidades del Aramo y Cuenca Carbonifera Central. unpublished Doctoral Thesis, Universidad Oviedo: 262 pp.
- Aller, J., Bastida, F., Brime, C. und Perez-Estaún, A. (1987) Cleavage and its relation with metamorphic grade in the Cantabrian Zone (Hercynian of north-west Spain). *Science Géologique Bulletin*, 40 (3): 255-272.
- Aller, J. und Brime, C. (1985) Deformacion y metamorfismo en la parte sur de la cuenca Carbonifera Central (NO. de España). *Compte Rendu Dixième Congrès International Stratigraphie et Géologie Carbonifère (Madrid)*: 541-548.
- Aller, J. und Gallastegui, J. (1995) Analysis of kilometric-scale superposed folding in the Central Coal Basin (Cantabrian zone, NW Spain). *Journal Structural Geology*, 17 (7): 961-969.
- Almela, A. (1949) Estudio geológico de la reserva Carbonifera de León. *Boletín Instituto Geológico Minero España LXII*: 401-486.
- Alonso, J.L. (1989) Fold reactivation involving angular unconformable sequences: theoretical analysis and natural examples from the Cantabrian Zone (Northwest Spain). *Tectonophysics*, 170: 57-77.
- Aparicio, A., Brell, J.M. und Garcia, R. (1993) El metamorfismo hercínico de bajo a muy bajo grado en la Zona Cantábrica (Provincias de León, Asturias, Cantabria). *Boletín Geológico Minero*, 104 (4): 439-461.
- Aubourg, C., Hebert, R., Jolivet, L. und Cartayrade, G. (2000) The magnetic fabric of metasediments in a detachment shear zone: the example of Tinos Island (Greece). *Tectonophysics*, 321: 219-236.
- Aydin, A. und Nur, A. (1982) Evolution of pull-apart basins and their scale independence. *Tectonics*, 1(1): 91-105.
- Ayllón, F., Bakker, R.J., Warr, L.N. (2002) Re-equilibration of fluid inclusions in diagenetic-anchizonal rocks, Ciñera-Matallana coal basin (NW Spain). *Geofluids*, submitted.
- Bailey, S.W. (1980) Structures of Layer Silicates. In: Brindley, G.W. und Brown, G. (Eds.) *Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-Ray Identification*. Mineralogical Society (London), Monograph 5: 1-124.
- Barker, C.E. (1989) Temperature and time in the thermal maturation of sedimentary organic matter. In: Naeser, N.D. und McCulloh, T.H. (Eds.) *Thermal History of Sedimentary Basins*. Springer (New York): 75-98.
- Barker, C.E. und Goldstein, R.H. (1990) Fluid-inclusion technique for determining maximum temperature in calcite and its comparison to the vitrinite reflectance geothermometer. *Geology*, 18: 1003-1006.
- Barker, C.E. und Pawlewicz, M.J. (1994) Calculation of Vitrinite Reflectance from Thermal Histories and Peak Temperatures. A comparison of Methods. In: Mukhopadhyay, P.K. und Dow, W.G. (Eds.) *Vitrinite reflectance as a maturity parameter: applications and limitations*. ACS Symposium Series, 570: 216-229.
- Bastida, F., Brime, C., García-López, S. und Sarmiento, G.N. (1999) Tectono-thermal evolution in a region with thin-skinned tectonics: the western nappes in the Cantabrian Zone (Variscan belt of NW Spain). *International Journal Earth Sciences*, 88: 38-48.
- Bellstädt, M. (1983) *Geologie des Reviers “Santa Lucia” inm Stefanischen Steinkohlebecken von Ciñera-Matallana (Prov. León/Nordspanien)*. unveröffentliche Diplomarbeit, Universität Köln, Band II+III: 122-194.



- Bieg, G. und Burger, K. (1992) Preliminary study of tonsteins of the Pastora Formation (Stephanian B) of the Ciñera-Matallana Coalfield, northwestern Spain. *International Journal Coal Geology*, 21: 139-160.
- Borradaile, G.J. und Alford, C. (1988) Experimental shear zones and magnetic fabrics. *Journal Structural Geology*, 10: 895-904.
- Borradaile, G.J. und Werner, T. (1994) Magnetic anisotropy of some phyllosilicates. *Tectonophysics*, 235: 223-248.
- Borradaile, G.J. und Henry, B. (1997) Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth Science Reviews*, 42: 49-93.
- Bostick, N.H. und Foster (1975) Comparison of vitrinite reflectance in coal seams and in kerogen of sandstones, shales and limestones in the same part of sedimentary section. In: Alpern, B. (Ed.) *Petrographie organique et potentiel pétrolier*. CNRS (Paris): 14-25.
- Bostick, N.H., Cashman, S.M., McCulloh, T.H. und Waddell, C.T. (1978) Gradients of vitrinite reflectance and present temperature in the Los Angeles and Ventura Basins, California. In: Oltz, D.F. (Ed.) *Low Temperature Metamorphism of Kerogen and Clay Minerals*. Pacific Section SEPM, Special Symposium: 65-96.
- Bouchez, J.L. (1997) Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. In: Bouchez, J.L., Hutton, D.H.W. und Stephens, W.E. (Eds.) *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*. Kluwer Academic Publishers (Dordrecht): 95-112.
- Brindley, G.W. und Brown, G. (1980) *Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-Ray Identification*. Mineralogical Society (London), Monograph 5: 495 pp.
- Brime, C. (1981) Postdepositional transformation of clays in Palaeozoic rocks of northwest Spain. *Clay Minerals*, 16: 421-424.
- Brime, C. (1985) A diagenesis to metamorphism transition in the Hercynian of north-west Spain. *Mineralogical Magazine*, 49: 481-484.
- Brime, C., Garía-López, S., Bastida, F., Luz Valín, M., Sanz-López, J. und Aller, J. (2001) Transition from Diagenesis to Metamorphism Near the Front of the Variscan Regional Metamorphism (Cantabrian Zone, Northwestern Spain). *Journal Geology*, 109: 363-379.
- Brown, G. und Brindley, G.W. (1980) X-Ray Diffraction Procedures for Clay Mineral Identification. In: Brindley, G.W. und Brown, G. (Eds.) *Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-Ray Identification*. Mineralogical Society (London), Monograph 5: 305-360.
- Buatier, M., Travé, A., Labaume, P. und Potdevin, J.L. (1997) Dickite related to fluid-sediment interaction and deformation in Pyrenean thrust-fault zones. *European Journal Mineralogy*, 9: 875-888.
- Büker, C., Littke, R. und Welte, D.H. (1995) 2D-modelling of the thermal evolution of Carboniferous and Devonian sedimentary rocks of the eastern Ruhr basin and northern Rhenish Massif, Germany. *Zeitung Deutsche Geologische Gesellschaft*, 146: 321-339.
- Buntebarth, G. und Stegena, L. (1986) *Paleogeothermics: evaluation of geothermal conditions in the geological past*. Lecture Notes in Earth Sciences, 5. Springer (Heidelberg): 234 pp.
- Bustin, R.M., Cameron, A.R., Grieve, D.A. und Kalkreuth, W.D. (1985) *Coal petrology: Its principles, methods and applications – Second Edition*. Geological Association Canada, Short Course Notes, 3: 230 pp.
- Bustin, R.M., Ross, J.V. und Moffat, I. (1986) Vitrinite anisotropy under differential stress and high confining pressure and temperature-Preliminary observations. *International Journal Coal Geology*, 6: 343-351.
- Carey, S.W. (1955) The orocline concept in geotectonics. *Proceedings Royal Society Tasmania*, 89: 255-288.
- Casagrande, D.J. (1987) Sulphur in peat and coal. In: Scott, A.C. (Ed.) *Coal and coal-bearing strata*. Geological Society (London), Special Publication, 32: 87-106.

- Colmenero, J.R und Prado, J.G. (1993) Coal basins in the Cantabrian Mountains, northwestern Spain. *International Journal Coal Geology*, 23: 215-229.
- Comte, P. (1959) Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique. *Memorias Instituto Geológico Minero España (Madrid)*, LX: 1-440.
- Connolly, C.A. (1989) Thermal history and diagenesis of the Wilrich Member shale, Spirit River Formation, northwest Alberta. *Canadian Petrology and Geology Bulletin*, 37: 182-197.
- Copard, Y., Disnar, J.R., Becq-Giraudon, J.F. und Boussafir, M. (2000) Evidence and effects of fluid circulation on organic matter in intramontane coalfields (Massif Central, France). *International Journal Coal Geology*, 44: 49-68.
- Corretgé, L.G. und Suárez, O. (1990) Igneous Rocks. In: Dallmeyer, R.D. und Martínez García, E. (Eds.) *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer (Heidelberg): 72-79.
- Dallmeyer, R.D. und Martínez García, E. (1990) *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer (Heidelberg): 416 pp.
- Dabrio, C. (1984) Interpretación sedimentológica y distribución de los carbones en la facies Tabliza, Sinclinal de Matallana, León. Internal report S.A. Hullera Vasco-Leonesa.
- Decker, K. und Peresson, H. (1996) Tertiary kinematics in the Alpine-Carpathian-Pannonian system: links between thrusting, transform faulting and crustal extension. In: Wessely, G. und Liebl, W. (Eds.) *Oil and gas in alpidic thrustbelts and basins of central and eastern Europe*. EAGE Special Publication, 5: 69-77.
- de Sitter, L.U. (1962) The structure of the southern slope of the Cantabrian Mountains: explanation of a geological map with sections (scale 1:100 000). *Leidse Geologische Mededelingen*, 26: 255-264.
- de Wall, H., Bestmann, M. und Ullemeyer, K. (2000) Anisotropy of diamagnetic susceptibility in Thassos marble: A comparison between measured and modeled data. *Journal Structural Geology*, 22: 1761-1771.
- de Wall, H., Greiling, R.O. und Fouad Sadek, M. (2001) Post-collisional shortening in the late Pan-African Hamisana high strain zone, SE Egypt: field and magnetic fabric evidence. *Precambrian Research*, 107: 179-194.
- Diessel, C.F.K., Brothers, R.N. und Black, P.M. (1978) Coalification and Graphitization in High-Pressure Schists in New Caledonia. *Contributions Mineralogy Petrology*, 68: 63-78.
- Doglioni, C. (1995) Geological remarks on the relationships between extension and convergent geodynamic settings. *Tectonophysics*, 252: 253-267.
- Dunlop, D.J. und Özdemir, Ö. (1997) *Rock magnetism: fundamentals and frontiers*. Cambridge University Press: 573 pp.
- Eberl, D.D., Sródón, J., Kralik, M., Taylor, B.E. und Peterman, Z.E. (1990) Ostwald Ripening of Clays and Metamorphic Minerals. *Science*, 248: 474-477.
- Eberl, D.D. und Velde, B. (1989) Beyond the Kubler Index. *Clay Minerals*, 24: 571-577.
- Ehrenberg, S.N., Aagaard, P., Wilson, M.J., Fraser, A.R. und Duthie, D.M.L. (1993) Depth-dependent transformation of kaolinite to dickite in sandstones of the Norwegian continental shelf. *Clay Minerals*, 28: 325-352.
- Eisbacher, G.H. (1996) *Einführung in die Tektonik-2.Edition*. Enke (Stuttgart): 374 pp.
- Essene, E.J. und Peacor, D.R. (1995) Clay Mineral Thermometry – A Critical Perspective. *Clays Clay Minerals*, 43 (5): 540-553.
- Evers, H.J. (1967) Geology of the Leonides between the Bernesga and Porma rivers, Cantabrian Mountains, NW Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 41: 83-151.
- Flinn, D. (1962) On folding during three-dimensional progressive deformation. *Quarterly Journal Geological Society (London)*, 118: 385-433.
- Franke, W. (1989) Tectono-stratigraphic units in the Variscan belt of central Europe. *Geological Society America, Special Paper*, 230: 67-89.

- Frey, M. (1987a) Low temperature metamorphism. Blackie & Son (Glasgow): 351 pp.
- Frey, M. (1987b) Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. In: Frey, M. (Ed.) Low temperature metamorphism. Blackie & Son (Glasgow): 9-58.
- Frey, M. (1987c) The reaction-isograd kaolinite + quartz = pyrophyllite + H<sub>2</sub>O, Helvetic Alps, Switzerland. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 67: 1-11.
- Frey, M. und Robinson, D. (1999) Low-Grade Metamorphism. Blackwell Science (Oxford): 313 pp.
- Frisch, W., Kuhlemann, J., Dunkl, I. und Brügel, A. (1998) Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps. Tectonophysics, 297: 1-15.
- Galán, E., Aparicio, A. und Villegas, H.F.J. (1978) El metamorfismo de muy bajo grado (anquimetamorfismo) de la cuenca carbonifera Ciñera-Matallana (Provincia de León). Estudios Geológicos, 34: 505-510.
- Gallastegui, G., Heredia, N., Lasala, M.J., Reyes, J. und Rodríguez Fernández, L.R. (1992) Datación por el método Rb-Sr el plutón granodiorítico de Peña Prieta (Zona Cantábrica, Norte de España). In: Resúmenes XIV Reunión de Xeología e Minería do NO Peninsular Lab. Xeol. Laxe, O Castro, Sada, La Coruña: 16-17.
- García-López, S., Brime, C., Bastida, F. und Sarmiento, G.N. (1997) Simultaneous use of thermal indicators to analyse the transition from diagenesis to metamorphism: an example from the Variscan Belt of northwest Spain. Geological Magazine, 134 (3): 323-334.
- García-López, S., Bastida, F., Brime, C., Aller, J., Valín, M.L., Sanz-López, J., Méndez, C.A. und Menéndez-Ávarez, J.R. (1999) Los episodios metamórficos de la Zona Cantábrica y su contexto estructural. Trabajos Geología (Oviedo), 21: 177-187.
- Gasparrini, M., Bechstädt, T., und Boni, M. (2001) Large-scale hydrothermal dolomitization in the Southern Cantabrian Zone (NW Spain). In: Cidu, R. (Ed.) Water-Rock Interaction. Proceedings of the tenth International Symposium on Water-Rock interaction
- Gayer, R.A., Cole, J., Frodsham, K., Hartley, A.J., Hillier, B., Miliorizos, M. und White, S.C. (1991) The role of fluids in the evolution of the South Wales Coalfield foreland basin. Proceedings Ussher Society, 7: 380-384.
- Gibling, M.R., Langenberg, W., Kalkreuth, W.D., Waldron, J.W.F., Courtney, R. Paul, J. und Grist, A.M. (2002) Deformation of Upper Carboniferous coal measures in the Sydney Basin: evidence for late Alleghanian tectonism in Atlantic Canada. Canadian Journal Earth Sciences, 39: 79-93.
- Gil Imaz, A., Pocoví, A. und Lago, M. (2000) Effect of lithostatic pressure and tectonic deformation on the magnetic fabric (anisotropy of magnetic susceptibility) in low-grade metamorphic rocks. Journal Geophysical Research, 105 (B9): 21,305-21,317.
- Golitsyn, A., Courel, L. und Debriette, P. (1997) A fault-related coalification anomaly in the Blanzzy-Montceau Coal Basin (Massif Central, France). International Journal Coal Geology, 33: 209-228.
- Gómez-Fernández, F., Both, R.A., Mangas, J. und Arribas, A. (2000) Metallogenesis of Zn-Pb Carbonate-Hosted mineralization in the southwestern region of the Picos de Europa (Central Northern Spain) province: geologic, fluid inclusion, and stable isotope studies. Economic Geology, 95: 19-40.
- Gómez de Larena, J. (1950) Nuevos datos geológicos y paleontológicos sobre la cuenca Carbonifera de Ciñera-Matallana (Leon). Estudios Geológicos VI (11): 51-97.
- Grieve, D.A. (1991) Biaxial vitrinite reflectance in coals of the Elk Valley coalfield, southeastern British Columbia, Canada. International Journal Coal Geology, 19: 185-200.
- Gutiérrez-Alonso, G. und Nieto, F. (1996) White-mica 'crystallinity', finite strain and cleavage development across a large Variscan structure, NW Spain. Journal Geological Society (London), 153: 287-299.

- Hertle, M. und Littke, R. (2000) Coalification pattern and thermal modelling of the Permo-Carboniferous Saar Basin (SW-Germany). *International Journal Coal Geology*, 42: 273-296.
- Heward, A.P. (1978) Alluvial fan and lacustrine sediments from the Stephanian A and B (La Magdalena, Cinera-Matallana and Sabero) coalfields, northern Spain. *Sedimentology*, 25: 451-488.
- Heward, A.P. und Reading, H.G. (1980) Deposits associated with a Hercynian to late Hercynian continental strike-slip system, Cantabrian Mountains, Northern Spain. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.* 4: 105-125.
- Hirsch, P.B. (1954) X-ray scattering from coals. *Proceedings Royal Society (London), Series A: Mathematical Physical Sciences* 226, 1165: 143-169.
- Hirt, A.M., Lowrie, W., Julivert, M. und Arboleya, M.L. (1992) Paleomagnetic results in support of a model for the origin of the Asturian arc. *Tectonophysics* 213: 321-339.
- Hower, J.C. und Davis, A. (1981a) Application of vitrinite reflectance anisotropy in the evaluation of coal metamorphism. *American Geological Society Bulletin*, 92 (1): 350-366.
- Hower, J.C. und Davis, A. (1981b) Vitrinite reflectance anisotropy as a tectonic fabric element. *Geology*, 9: 165-168.
- Hrouda, F. (1993) Theoretical models of magnetic anisotropy to strain relationship revisited. *Physical Earth Planetary Inter.*, 77: 237-249.
- Hrouda, F., Jelinek, V. und Hruskova, L. (1990) A package of programs for statistical evaluation of magnetic anisotropy data using IBM-PC computers.- *EOS Transactions American Geophysical Union, Fall Meeting 1990*: O147.
- Hrouda, F. und Schulmann, K. (1990) Conversion of the magnetic susceptibility tensor into the orientation tensor in some rocks. *Physical Earth Planetary Inter.*, 63: 71-77.
- Hrouda, F. und Potfaj, M. (1993) Deformation of sediments in the post-orogenic Intra-Carpathian paleogene Basin as indicated by magnetic anisotropy. *Tectonophysics*, 224: 425-434.
- Hrouda, F., Schulmann, K., Suppes, M., Ullemeyer, K., de Wall, H. und Weber, K. (1997) Quantitative Relationship Between Low-Field AMS and Phyllosilicate Fabric: A Review. *Phys. Chem. Earth*, 22 (1-2): 153-156.
- Ianovici, V., Neacsu, G. und Neacsu, V. (1981) Pyrophyllite occurrences and their genetic relations with the kaolin minerals in Romania. *Mineralogy Bulletin*, 104: 768-775.
- Jaboyedoff, M., Bussy, F., Kübler, B. und Thelin, Ph. (2001) Illite "crystallinity" revisited. *Clays Clay Minerals*, 49: 156-167.
- Jasmund, K. und Lagaly, G. (1993) *Tonminerale und Tone*. Steinkopff (Darmstadt): 490 pp.
- Jelinek, V. (1981) Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79: 63-67.
- Jiang, W.T., Peacor, D.R., Arkai, P., Toth, M. und Kim, J.W. (1997) TEM and XRD determination of crystallite size and lattice strain as a function of illite crystallinity in pelitic rocks. *Journal Metamorphic Geology*, 15: 267-281.
- Julivert, M. (1971) Decollement tectonics in the Hercynian Cordillera of NW Spain. *American Journal Science*, 270 (1): 1-29.
- Kanamatsu, T., Herrero-Bervera, E. und Taira, A. (2001) Magnetic fabrics of soft-sediment folded strata within a neogene accretionary complex, the Miura group, central Japan. *Earth Planetary Science Letters*, 187: 333-343.
- Karweil, J. (1956) Die Metamorphose der Kohlen vom Standpunkt der physikalischen Chemie. *Zeitung Deutsche Geologische Gesellschaft*, 107: 132-139.
- Kelker, D. und Langenberg, W. (1997) Ellipsoid Estimation in Coal Reflectance Anisotropy. *Mathematical Geology*, 29 (2): 185-198.
- Keller, M. und Krumm, S. (1993) Variscan versus Caledonian and Precambrian Metamorphic Events in the Cantabrian Mountains, Northern Spain. *Zentralblatt Deutsche Geologische Gesellschaft*, 144: 88-103.



- Kisch, H.J. (1983) Mineralogy and Petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) and incipient metamorphism in clastic rocks. In: Larsen, G. und Chilingar, G.V. (Eds.) Diagenesis in sediments and sedimentary rocks, 2. Developments Sedimentology, 25B; Elsevier (Amsterdam): 289-493.
- Kisch, H.J. (1987) Correlation between indicators of very low-grade metamorphism.- In: Frey, M. (Ed.) Low-temperature metamorphism. Blackie (Glasgow): 227-300.
- Klug, H.P. und Alexander, L.E. (1974) X-ray diffraction procedures. Wiley & Sons (New York): 996 pp.
- Knight, J.A. (1971) The sequence and stratigraphy of the eastern end of the Sabero coalfield (León, NW Spain). *Trabajos Geología (Oviedo)*, 3: 193-229.
- Knight, J.A. (1983) The stratigraphy of the Stephanian rocks of the Sabero Coalfield, León (NW Spain) and an investigation of the fossil flora, Part I: The stratigraphy and general geology of the Sabero Coalfield. *Palaeontology*, Abt. B 187: 1-88.
- Knight, J.A., Burger, K. und Bieg, G. (2000) The pyroclastic tonsteins of the Sabero Coalfield, north-western Spain, and their relationship to the stratigraphy and structural geology. *International Journal Coal Geology*, 44: 187-226.
- Kollmeier, J.M., van der Pluijm, B.A. und van der Voo, R. (2000) Analysis of Variscan dynamics; early bending of the Cantabria-Asturias Arc, northern Spain. *Earth Planetary Science Letters*, 181: 203-216.
- Krumm, S. (1992) Illitkristallinität als Indikator schwacher Metamorphose - Methodische Untersuchungen, regionale Anwendungen und Vergleiche mit anderen Parametern. *Erlanger Geologische Abhandlungen*, 120: 75 pp.
- Kübler, B. (1967) La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures de métamorphisme. In: Schaer, J.P. (Ed.) *Colloque sur les étages tectoniques. À la Baconnière, Neuchâtel*: 105-122.
- Kübler, B. und Jaboyedoff, M. (2000) Illite crystallinity. *Earth Planetary Sciences*, 331: 75-89.
- Kilby, W.E. (1988) Recognition of vitrinite with non-uniaxial negative reflectance characteristics. *International Journal Coal Geology*, 9: 267-285.
- Langenberg, W. und Kalkreuth, W. (1991a) Reflectance anisotropy and syn-deformational coalification of the Jewel seam in the Cadomin area, Alberta, Canada. *International Journal Coal Geology*, 19: 303-317.
- Langenberg, W. und Kalkreuth, W. (1991b) Tectonic controls on regional coalification and vitrinite-reflectance anisotropy of Lower Cretaceous coals in the Alberta Foothills, Canada. *Société géologique France Bulletin*, 162 (2): 375-383.
- Langenberg, W., Kalkreuth, W. und Holmes, K. (1998) Components of syn- and post-deformational coalification in the Mountain Park area, west central Alberta. *Canadian Petrology Geology Bulletin*, 46 (4): 564-575.
- Lanson, B. und Besson, G. (1992) Characterization of the end of smectite-to-illite transformation: decomposition of X-ray patterns. *Clays Clay Minerals*, 40: 40-52.
- Larsen, G. und Chilingar, G.V. (1983) Diagenesis in sediments and sedimentary rocks, 2. Developments Sedimentology, 25B. Elsevier (Amsterdam): 572 pp.
- Leischner, K., Welte, D.H. und Littke, R. (1993) Fluid inclusions and organic maturity parameters as calibration tools in basin modelling. In: Doré, A.G., Augustson, J.H., Hermanrud, C., Stewart, D.J. und Sylta, Q. (Eds.) *Basin modelling: advances and applications*. NPF Special Publication 3, Elsevier (Amsterdam): 161-172.
- Levine, J.R. und Davis, A. (1984) Optical anisotropy of coals as an indicator of tectonic deformation, Broad Top Coal Field, Pennsylvania. *American Geological Society Bulletin*, 95: 100-108.
- Levine, J.R. und Davis, A. (1989) The relationship of coal optical fabrics to Alleghanian tectonic deformation in the central Appalachian fold-and-thrust belt, Pennsylvania. *American Geological Society Bulletin*, 101: 1333-1347.



- Levine, J.R. & Davis, A. (1990) Reflectance anisotropy of Carboniferous coals in the Appalachian Foreland Basin, Pennsylvania, USA. *International Journal Coal Geology*, 16: 201-204.
- Levine, J.R. und Davis, A. (1989) The relationship of coal optical fabrics to Alleghanian tectonic deformation in the central Appalachian fold-and-thrust belt, Pennsylvania. *American Geological Society Bulletin*, 101: 1333-1347.
- Littke, R., Büker, C., Hertle, M., Karg, H., Stroetmann-Heinen, V und Oncken, O. (2000) Heat flow evolution, subsidence and erosion in the Rheno-Hercynian orogenic wedge of central Europe. In: Franke, W., Haak, V., Oncken, O. und Tanner, D. (Eds.) *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*. Geological Society (London), Special Publication, 179: 231-255.
- Lobato, L. (1977) Geología de los valles altos de los ríos Esla, Yuso-Carrión y Deva (NW León, NW Palencia y SW Santander). *Institución Fray Bernardino de Sahagún (CSIC) (León)*: 1-133.
- Lopatin, N.V. (1971) Temperature and geologic time as factors in coalification. *Akad. Nauk SSSR Izv. Ser. Geol.* (Übersetzung aus dem Russischen von Bostick, N.H.), 3: 95-106.
- Lotze, F. (1945) Zur Gliederung der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschungshefte*, 6: 78-92.
- Lüneburg, C.M., Lampert, S.A., Lebit, H.D., Hirt, A.M., Casey, M. und Lowrie, W. (1999) Magnetic anisotropy, rock fabric and finite strain in deformed sediments of SW Sardinia (Italy). *Tectonophysics*, 307: 51-74.
- Luque, C., Martín García, E. und Ruiz, F. (1990) Metallogenesis. In: Dallmeyer, R.D. und Martínez García, E. (Eds.) *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer (Heidelberg): 80-87.
- Mann, P., Hempton, M.R., Bradley, D.C. und Burke, K. (1983) Development of pull-apart basins. *Journal Geology*, 91: 529-554.
- Marschik, R. (1992) Der Übergang von der Diagenese zur sehr niedergradigen Metamorphose im externen Varistikum (Kantabrische Zone), NW Spanien. unpublished Diploma Thesis (Heidelberg): 70 pp.
- Martínez García, E. (1983a) Permian mineralizations in the Cantabrian Mountains (North-West Spain). In: Schneider, H.J. (Ed.) *Mineral deposits of the Alps and of the Alpine epoch in Europe*. Springer (Heidelberg): 259-274.
- Martínez García, E. (1983b) El Pérmico de la Región Cantábrica. In: Martínez Díaz, C. (Ed.) *Carbonífero y Pérmico de España*. Instituto Geología Minero España (Madrid): 389-402.
- Martínez García, E. (1990) Stephanian and Permian Basins.- In: Dallmeyer, R.D. und Martínez García, E. (Eds) *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer (Heidelberg): 39-54.
- Martínez-García, E. und Wagner, R.H. (1984) The post-Asturian marine basin of late Stephanian age in northwest Spain. In: Belt, E.S. und MacQueen, R.W. (Eds.) *CR IX Congress International Stratigraphy Geology Carboniferous*, Washington DC, Champaign/Urbana (1979), Southern Illinois University Press (Carbondale and Edwardsville), 3: 508-516.
- Mendez, C.A.F. (1985) Estudio de la evolución de los carbones de la cuenca Cínera-Matallana, León. unpublished Doctoral Thesis, Universidad Oviedo: 269 pp.
- Merriman, R.J. und Frey, M. (1999) Patterns of very low-grade metamorphism in metapelitic rocks. In: Frey, M. und Robinson, D. (Eds.) *Low-Grade Metamorphism*. Blackwell Science (Oxford): 61-107.
- Merriman, R.J. und Kemp, S.J. (1996) Clay minerals and sedimentary basin maturity. *Mineralogical Society Bulletin*, 111: 7-8.
- Merriman, R.J. und Peacor, D.R. (1999) Very low-grade metapelites: mineralogy, microfabrics and measuring reaction progress. In: Frey, M. und Robinson, D. (Eds.) *Low-Grade Metamorphism*. Blackwell Science (Oxford): 10-60.
- Meyer, M., Brockamp, O., Clauer, N., Renk, A. und Zuther, M. (2000) Further evidence of a Jurassic mineralizing event in central Europe: K/Ar dating in hydrothermal alteration and fluid inclusion systematics in wall rocks of the Käfersteige fluorite vein deposit in the northern Black Forest, Germany. *Mineralogical Deposita*, 35 (8): 754-761.

- Moore, D.M. und Reynolds, R.C. Jr. (1997) X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. Oxford University Press (Oxford, New York): 378 pp.
- Mukhopadhyay, P.K. und Dow, W.G. (1994) Vitrinte reflectance as a maturity parameter. ACS Symposium Series, American Chemical Society (Washington DC), 570: 216-229.
- Mullis, J., Wolf, M. und Ferreiro-Maehlmann, R. (2001) Temperature Determination Through Fluid Inclusion Microthermometry and Vitrinte Reflectance Values in the Diagenetic- and Anchi-Zones. Journal Conference Abstracts (EUG XI, Strassbourg), 6: 230.
- Nadeau, P.H., Wilson, M.J., McHardy, W.J. und Tait, J.M. (1984) Interparticle diffraction: a new concept for interstratified clays. Clay Minerals, 19: 757-769.
- Naeser, N.D. und McCulloch, T.H. (1989) Thermal History of Sedimentary Basins. Springer (New York): 319 pp.
- Nijman, W. und Savage, J.F. (1989) Persistent basement wrenching as controlling mechanism of Variscan thin-skinned thrusting and sedimentation, Cantabrian Mountains, Spain. Tectonophysics, 169: 281-302.
- Nöth, S., Karg, H. und Littke, R. (2001) Reconstruction of Late Paleozoic heat flows and burial histories at the Rhenohercynian-Subvariscan boundary, Germany. International Journal Earth Sciences, 90: 234-256.
- Parés, J.M., van der Voo, R., Stamatakos, J. und Pérez-Estaún, A. (1994) Remagnetizations and postfolding oroclinal rotations in the Cantabrian/Asturian arc, northern Spain. Tectonics, 13 (6): 1461-1471.
- Parés, J.M., Van der Pluijm, A.B. und Dinarès-Turell, J. (1999) Evolution of magnetic fabrics during incipient deformation of mudrocks (Pyrenees, northern Spain). Tectonophysics, 307: 1-14.
- Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Alonso, J.L., Marquínez, J., Aller, J., Alvarez-Marrón, J., Marcos, A. und Pulgar, J.A. (1988) A thin-skinned tectonics model for an arcuate fold and thrust belt: the Cantabrian Zone (Variscan Ibero-Armorican arc). Tectonics, 7 (3): 517-537.
- Poelchau, H.S., Baker, D.R., Hantschel, Th., Horsfield, B. und Wygrala, B. (1998) Basin Simulation and the Design of the Conceptual Basin Model.. In: Welte, D.H., Horsfield, B. und Baker, D.R. (Eds.) Petroleum and Basin Evolution. Springer (Berlin, Heidelberg): 3-70.
- Popper, K.R. (1994) Alles Leben ist Problemlösen – Über Erkenntnis, Geschichte und Politik. Piper (München): 336 pp.
- Pulgar, J.A., Alonso, J.L., Espina R.G. und Marín, J.A. (1999) La deformación alpina en el basamento varisco de la Zona Cantábrica. Trabajos Geología, 21: 283-294.
- Putnis, A. (1992) Introduction to Mineral Sciend'ces. Cambridge University Press: 457 pp.
- Radke, M., Horsfield, B., Littke, R. und Rullkötter, J. (1997) Maturation and Petroleum Generation. In: Welte, D.H., Horsfield, B. und Baker, D.R. (Eds.) Petroleum and Basin Evolution. Springer (Berlin, Heidelberg): 171-229.
- Ramsay, J.G. (1967) Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill (New York): 568 pp.
- Ramsay, J.G. und Huber, M.I. (1983) The Techniques of Modern Structural Geology, Volume 1: Strain Analysis. Academic Press (London): 307 pp.
- Ramsay, J.G. und Huber, M.I. (1987) The Techniques of Modern Structural Geology, Volume 2: Folds and Fractures. Academic Press (London): 700 pp.
- Ratschbacher, L., Frisch, W., Neubauer, F. Schmid, S.M. und Neugebauer, J. (1989) Extension in compressional orogenic belts: the Eastern Alps. Geology, 17: 404-407.
- Raven, J.G.M. und van der Pluijm, B.A. (1986) Metamorphic fluids and transtension in the Cantabrian Mountains of northern Spain: an application of the conodont colour alteration index. Geological Magazine, 123(6): 673-681.
- Reading, H.G. (1980) Characteristics and recognition of strike-slip fault systems. In: Ballance, P.F. und Reading, H.G. (Eds.) Sedimentation in Oblique-Slip Mobile Zones. International Association Sedimentologists, Special Publication, 4: 7-26.

- Robinson, D. (1987) Transition from diagenesis to metamorphism in extensional and collision settings. *Geology*, 15: 866-869.
- Robinson, D., Warr, L.N. und Bevins, R.E. (1990) The illite 'crystallinity' technique: a critical appraisal of its precision. *Journal Metamorphic Geology*, 8: 333-344.
- Rochette, P. und Vialon, P. (1984) Development of planar and linear fabrics in Dauphinois shales and slates (French Alps) studied by magnetic anisotropy and its mineralogical control. *Journal Structural Geology*, 6: 33-38.
- Rouzaud, J.N. und Oberlin, A. (1983) Contribution of high resolution transmission electron microscopy (TEM) to organic material characterization and interpretation of their reflectance. In: Durand, B. (Ed.) *Thermal Phenomena in Sedimentary Basins*. Edition Technip (Paris): 127-134.
- Rouzaud, J.N. und Oberlin, A. (1990) The characterization of coals and cokes by transmission electron microscopy. In: Charcosset, H. (Ed.) *Advanced Methodologies in Coal Characterization*. Coal Science Technology 15, Elsevier (Amsterdam): 311-355.
- Royden, L.H. (1985) The Vienna Basin: a thin-skinned pull-apart basin. In: Biddle, K.T. und Christie-Blick, N. (Eds.) *Strike-Slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation*. SEPM Special Publication, 37: 319-338.
- Ruiz Cruz, M.D. und Andreo, B. (1996) Genesis and transformation of dickite in Permo-triassic sediments (Betic Cordilleras, Spain). *Clay Minerals*, 31: 133-152.
- Rupke, J. (1965) The Esla nappe, Cantabrian Mountains, Spain. *Leides Geologische Mededelingen*, 32: 1-74.
- Sachsenhofer, R.F. (2001) Syn- and post-collisional heat flow in the Cenozoic Eastern Alps. *International Journal Earth Sciences*, 90: 579-592.
- Sachsenhofer, R.F. und Littke, R. (1993) Vergleich und Bewertung verschiedener Methoden zur Berechnung der Vitrinitreflexion am Beispiel von Bohrungen im Steirischen Tertiärbecken. *Zentralblatt Geologie Paläontologie Teil 1*, 6: 597-610.
- Sachsenhofer, R.F., Kogler, A., Polesny, H., Strauss, P. und Wagreich, M. (2000) The Neogene Fohnsdorf Basin: basin formation and basin inversion during lateral extrusion in the Eastern Alps. *International Journal Earth Sciences*, 89: 415-430.
- Sanderson, D.J. und Marchini, W.R.D. (1983) Transpression. *Journal Structural Geology*, 6 (5): 449-456.
- Savage, J.F. (1967) Tectonic analysis of Lechada and Curavacas Synclines, Yuso Basin, León, NW Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 39: 193-247.
- Scheidt, G. und Littke, R. (1989) Comparative organic petrology of interlayered sandstones, siltstones, mudstones and coals in the Upper Carboniferous Ruhr basin, Northwest Germany, and their thermal history and methane generation. *Geologische Rundschau*, 78 (1): 375-390.
- Schmidt, K. und Walter, R. (1990) *Erdgeschichte*. Sammlung Göschen, de Gruyter (Berlin, New York): 307 pp.
- Schneider, J. und Bechstädt, T. (2002) Multiple fluid flow events in the Cantabrian Zone, NW Spain. AAPG Hedberg Conference on Deformation history, Fluid Flow Reconstruction and Reservoir Appraisal in Foreland Fold and Thrust Belts. Palermo-Mondello (Sicily, Italy): 47-49.
- Soffel, H.C. (1991) *Paläomagnetismus und Archäomagnetismus*, Springer (Berlin, Heidelberg, New York): 276 pp.
- Srodon, J. (1984) X-ray powder diffraction identification of illitic materials. *Clays Clay Minerals*, 32: 337-349.
- Stach, E., Mackowsky, M.-Th., Teichmüller, M., Taylor, G.H., Chandra, D. und Teichmüller, R. (1982) *Coal Petrology - 3rd Edition*. Gebrüder Borntraeger (Berlin, Stuttgart): 535 pp.
- Stern, W.B., Mullis, J., Rahn, M. und Frey, M. (1991) Deconvolution of the first "illite" basal reflection. *Schweizerische Mineralogische Petrologische Mitteilungen*, 71: 453-462.

- Stone, I.J. und Cook, A.C. (1979) The influence of some tectonic structures upon vitrinite reflectance. *Journal Geology*, 87: 497-508.
- Strauss, P., Wagreich, M., Decker, K. und Sachsenhofer, R.F. (2001) Tectonics and sedimentation in the Fohnsdorf-Seckau Basin (Miocene, Austria): from a pull-apart basin to a half-graben. *International Journal Earth Sciences*, 90: 549-559.
- Suárez, O. und Corretgé, L.G. (1987) Plutonismo y metamorfismo en las zonas Cantábrica y Asturoccidental-Leonesa. In: *Geología de los granitoides y roca asociadas del Mazico Hespérica Rueda* (Madrid): 13-25.
- Sweeney, J.J. und Burnham, A.K. (1990) Evaluation of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, 74: 1559-1570.
- Tarling, D.H. und Hrouda, F. (1993) *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. Chapman & Hall (London): 217 pp.
- Taylor, G.H., Teichmüller, M., Davis, A., Diessel, C.F.K., Littke, R. und Robert, P. (1998) *Organic Petrology*. Gebrueder Borntraeger (Berlin): 704 pp.
- Teichmüller, M. (1987) Recent advances in coalification studies and their application to geology. In: Scott, A.C. (Ed.) *Coal and Coal-bearing Strata: Recent Advances*. Geological Society Special Publication, 32: 127-169.
- Teichmüller, M. und Teichmüller, R. (1982) The geological basis of coal formation. In: Stach, E., Mackowsky, M.-Th., Teichmüller, M., Taylor, G.H., Chandra, D. und Teichmüller, R. (Eds.) *Coal Petrology, 3<sup>rd</sup> Edition*. Gebrüder Borntraeger (Berlin, Stuttgart): 5-86.
- Ting, F.T.C. (1981) Uniaxial and biaxial vitrinite reflectance models and their relationship to palaeotectonics. In: Brooks, J. (Ed.) *Organic maturation studies and fossil fuel exploration*. Academic Press (London): 379-392.
- Tissot, B. und Welte, D.H. (1978) *Petroleum formation and occurrence – A new approach to oil and gas exploration*. Springer (Berlin, Heidelberg): 538 pp.
- Truyols, J. (1983) El Carbonífero superior al Oeste de la región de Picos de Europa. In: *Carbonífero y Pérmico de España*. IGME: 95-105.
- Vali, H. und Koster, H.M. (1986) Expanding behaviour, structural disorder, regular and irregular interstratification of 2:1 layer-silicates studied by high-resolution images of transmission electron microscopy. *Clay Minerals*, 24: 827-859.
- van Ameron, H.W. J. und van Dillewijn, J. (1963) Note sur le bassin houllier de Cinera-Matallana. *Leidse Geologische Mededelingen*, 29: 303-312.
- van Krevelen, D.W. (1951) The H/C versus O/C diagram. C.R. Congress International Stratigraphie Geologie Carbonifere, 3<sup>rd</sup> Session, Heerlen: 359.
- van Staaldunin, C.J. (1973) Geology of the area between the Luna and Torio rivers, southern Cantabrian Mountains, NW Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 49: 167-205.
- Velde, B. (1985) *Clay Minerals: A Physico-Chemical Explanation of their Occurrence*. Elsevier (Amsterdam), *Developments Sedimentology*, 40: 427 pp.
- Villegas, H.F.J. (1996) Exploracion e investigacion de un nuevo yacimiento de carbon en la cuenca minera Cinera-Matallana (Leon). unpublished Dotoral Thesis, Facultad Ciencias Geológicas, Universidad Complutense (Madrid): 417 pp.
- Wagner, R.H. (1970) An outline of the Carboniferous stratigraphy of Northwest Spain. *Colloque Stratigraphie Carbonifère* (Liège), 55: 429-463.
- Wagner, R.H. (1971) The stratigraphy and structure of the Ciñera-Matallana coalfield (Prov. Leon, N.W. Spain). *Trabajos Geología* (Oviedo), 4: 385-429.
- Wagner, R.H. und Artieda, J.I. (1970) La cuenca minera Ciñera-Matallana. Internal report S.A. Hullera Vasco-Leonesa: 1-289.
- Wagner, R.H. und Martínez Gracia, E. (1974) The relation between Geosynclinal Folding Phases and Foreland Movements in Northwest Spain. *Studia Geológica* (Salamanca), VII: 131-158.



- Wallbrecher, E. (1986) Tektonische und gefügeanalytische Arbeitsweisen. Enke (Stuttgart): 244 pp.
- Wang, H., Stern, W.B. und Frey, M. (1995) Deconvolution of the X-ray "Illite" 10 Å complex: a case study of Helvetic sediments from eastern Switzerland. *Schweizerische Mineralogische Petrologische Mitteilungen*, 75: 187-199.
- Warr, L.N. (1996) Standardized clay mineral crystallinity data from the very low-grade metamorphic facies rocks of southern New Zealand. *European Journal Mineralogy*, 8: 115-127.
- Warr, L.N. (2000) The Variscan Orogeny: the welding of Pangea. In: Woodcock, N. und Strachan, R. (Eds.) *Geological History of Britain and Ireland*. Blackwell Science (Oxford): 271-294.
- Warr, L.N. und Rice, A.H.N. (1994) Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. *Journal Metamorphic Geology*, 12: 141-152.
- Weaver, C.E. (1960) Possible use of clay minerals in search for oil. *American association Petroleum Geologists Bulletin*, 44: 1505-1518.
- Weil, A.B., van der Voo, R. und van der Pluijm, B.A. (2001) Oroclinal bending and evidence against the Pangea megashear: The Cantabria-Asturias arc (northern Spain). *Geology*, 29 (11): 991-994.
- Weil, A.B., van der Voo, R., van der Pluijm, B.A. und Parés, J.M. (2000) The formation of an orocline by multiphase deformation: a paleomagnetic investigation of the Cantabria-Asturias Arc (northern Spain). *Journal Structural Geology*, 22: 735-756.
- Woodcock, N.H. (1977) Specification of fabric shapes using an eigenvalue method. *American Geological Society Bulletin*, 88: 1231-1236.
- Wolf, M. (1988) Torf und Kohle. In: Füchtbauer, H. (Ed.) *Sedimente und Sedimentgesteine, Teil II*. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Stuttgart): 683-730.
- Yalcin, M.N., Littke, R. und Sachsenhofer, R.F. (1997) Thermal history of Sedimentary Basins. In: Welte, D.H., Horsfield, B. und Baker, D.R. (Eds.) *Petroleum and Basin Evolution*. Springer (Berlin, Heidelberg): 171-229.
- Yamaji, A. (1986) Analysis of vitrinite reflectance-burial depth relations in dynamical geological settings by direct integration method. *Journal Japanese Association Petrological Techniques*, 51 (3): 1-8.



## Anhang A: Tonmineralogie

### Probenpräparation

Im Gelände wurden ausschließlich Tonsteine beprobt. Im Labor sind von diesen Proben Textur- und in bestimmten Fällen zusätzlich Pulverpräparate angefertigt worden. Für die Kristallinitäts-Messungen (Textur-Präparate) sind alle Proben (mind. 100 g Material) zunächst per Hand auf eine Korngröße  $\leq 1$  cm Kantenlänge zerkleinert worden, wobei offensichtliche Verwitterungskrusten und andere Verunreinigungen entfernt wurden. Um die Proben weiter aufzuspalten, wurden sie eine halbe Stunde in ein Ultraschallbad gegeben; hier ist durch kontinuierliche Messungen darauf geachtet worden, daß die Wassertemperatur  $40\text{ }^{\circ}\text{C}$  nicht überschreitet. Zur Gewinnung der Korngröße  $< 2\text{ }\mu\text{m}$  sind die in Suspension befindlichen Tonminerale anschließend 4 min. bei 1000 rpm unter vorheriger Zugabe des Deflockulanten  $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7 + 10\text{H}_2\text{O}$  zentrifugiert worden. Die so abgetrennte Tonfraktionslösung ist daraufhin mit  $\text{Ca}^{2+}$ -Ionen gesättigt worden, indem 1N  $\text{CaCl}_2$ -Lösung zugefügt wurde. Nach einer ausgedehnten Waschphase, die der Entfernung der Elektrolyt-Ionen ( $\text{Cl}^-$ ) dient, ist die Suspension im Ofen bei  $60\text{ }^{\circ}\text{C}$  eingetrocknet worden. Anschließend wurden exakt 45 mg abgewogen, in einem Ultraschallbad (max. 1 min.) wieder in Suspension gebracht und auf Glas-träger (3x3 cm) pipettiert, wo die Lösung an der Luft eintrocknen konnte. Ziel dieser Vorgehensweise war, eine reproduzierbare Belegungsdichte von  $5\text{ mg/cm}^2$  zu erlangen. Von jeder Probe ist ein Präparat hergestellt worden.

Ausgewählte Proben sind für mind. 4 Std. in einem Exikator einer Ethylenglykol-Atmosphäre ausgesetzt worden. Die direkt anschließenden Messungen fanden bei einer konstanten Luftfeuchtigkeit von 30-40 % statt. Für die Pulverpräparate sind ausgewählte Proben in einer Achat-Scheibenschwingmühle pulverisiert und auf Standardprobenhalter präpariert worden.

### Messverfahren

Alle Röntgenmessungen wurden mit einem Gerät der Fa. Siemens (D 500) durchgeführt. Als Interface zur Steuereinheit (PC-Computer) diente eine DACO MP Messeinrichtung. Zur Steuerung des Röntgengerätes und zur Datenauswertung ist das Programm DIFFRAC AT v3.3 (Siemens 1993) eingesetzt worden. Die Messungen erfolgten mit  $\text{CuK}\alpha$ -Strahlung bei 30 mA und 40 kV, Aperturen-Blenden von  $1^{\circ}$ , Detektoren-Blende von  $0,15^{\circ}$  und Graphit-Monochromator. Die Auswertung (*peak-fitting*) der Diffraktogramme fand mit dem Siemensprogramm PROFILE (Siemens 1993) unter Verwendung einer *split*-Pearson VII-Funktion statt.

Zur Bestimmung der Tonmineral-Kristallinität und der -Paragenese wurde der Bereich von  $2 - 50\text{ }^{\circ}2\theta$  mit einer Scan-Rate von  $2,0\text{ }^{\circ}2\theta/\text{min.}$  und einer Schrittweite von  $0,02\text{ }^{\circ}2\theta$  gemessen. Glykolisierte Proben sind im Bereich von  $2 - 30\text{ }^{\circ}2\theta$  gemessen worden. Die weiteren Messparameter für die unterschiedlichen Pulverpräparate sind im Text angegeben.

Alle FWHM-Werte wurden vor der Interpretation auf den CIS-Standard (Warr und Rice, 1994) geeicht (Abb. A1).

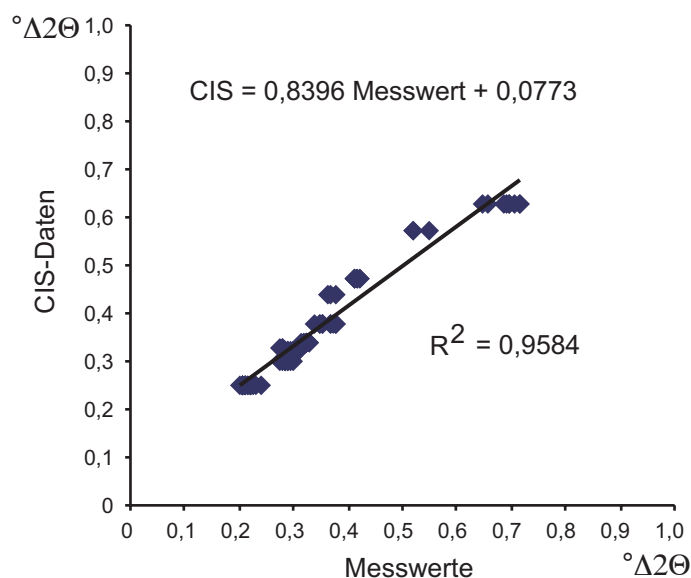


Abb. A1: Eichkurve für die Standardisierung der experimentellen Messwerte auf CIS (Warr und Rice, 1994); angegeben ist die Gleichung der Regressionsgeraden, mit der die Messwerte umgerechnet werden müssen, und das Bestimmtheitsmaß ( $R^2$ ) der Regression.

**Raster-Elektronen-Mikroskopie (REM)**

Von ausgewählten Proben sind Gesteinsbruchstücke senkrecht zur Schichtung (zur bestimmenden Gesteinstextur) auf Probenhalter fixiert und anschließend mit Gold bedampft worden. Von den gleichen Proben wurden weiterhin polierte Dünnschliffe mit Kohlenstoff bedampft. Als Mikroskop fand die LEO-32 V02.02-Anlage (1997-1999 LEO Electron Microscopy Ltd, England) im Umwelt-Geochemischen Institut in Heidelberg ihren Einsatz. Die EDX-Analysen erfolgten mit dem Programm Link ISIS 3.2 (1992-1997 Oxford Instruments plc, England).

**Transmissions-Elektronen-Mikroskopie (TEM)**

Die TEM- und SAED-Aufnahmen wurden freundlicherweise von Laurence Warr zur Verfügung gestellt, der diese während eines Forschungsaufenthaltes am Department of Geological Sciences der University of Michigan (Ann Arbor, USA) im Frühjahr 2001 angefertigt hatte. In Bezug auf die Präparations- und Messmethodik wird daher auf die ausführliche Beschreibung bei Jiang et al. (1997) verwiesen.

**Datentabellen**

Angegeben sind die Halbwertsbreiten der entsprechenden 00 $l$ -Diffraktogramm-*peaks* in CIS. Die paragenetischen Minerale sind ihrer Häufigkeit nach aufgelistet; ill = Illit; ka = Kaolinit; ML = *mixed layers*, Wechsellagerungsminerale (I/S); chl = Chlorit; qz = Quarz; pyr = Pyrophyllit; lep = Lepidokrokit; cal = Kalzit; alb = Albit.

1997

Probe	Lok.	Formation	Illit					Chlorit					Kaolinit			Mineral-Paragenese
			(001)	(002)	(003)	(004)	(005)	(001)	(002)	(003)	(004)	(005)	(001)	(003)	(005)	
ca-1-97	Mora	Mora	0.395	0.333	0.386	0.349	0.430	0.356	0.335	0.363	0.326	0.449				chl, ill, qz, cal
ca-2-97	"	"	0.505	0.434			0.485	0.510	0.467	0.574	0.364		0.467	0.315		ill, chl, ka, qz, cal
ca-3-97	Luna	Herreria	0.525	0.413	0.478	0.433	0.522									ill
ca-4-97	"	"	0.526	0.496	0.473	0.472	0.543									ill
ca-13-97	Carm.	S. Emiliano	0.385	0.346	0.412	0.342	0.395	0.455	0.375	0.392	0.383					ill, chl, qz, alb?, cal
ca-17-97	Porma	Végamian	0.970	0.867												qz, ill, ka, ML, cal
ca-18-97	Porma	Ermita	0.822	0.714			0.743									ill, qz, chl
ca-20-97	Sabero	Sabero	1.128	0.920			0.920						0.393	0.332	0.320	ka, ill, qz, lep, chl
ca-21-97	"	"	0.824	0.568			0.578						0.403	0.359		ill, ka, qz
ca-25-97	"	"	0.754	0.557			0.691	0.331	0.434	0.323	0.402		0.434	0.297		ill, ka, chl, qz, pyr, alb?
ca-29-97	Riano	Westfal	0.527	0.447			0.516	0.447	0.330	0.358	0.309					ill, chl, qz, alb?
ca-31-97	"	Westfal	0.504	0.561			0.489									ill, qz, feldspat? (alb?), chl

1998

Probe	Lok.	Formation	Illit					Chlorit					Kaolinit			Mineral-Paragenese
			(001)	(002)	(003)	(004)	(005)	(001)	(002)	(003)	(004)	(005)	(001)	(003)	(005)	
cz-1-98	Vegac.	Stefan	0.389	0.357			0.415	0.374	0.331	0.348						ill, chl, qz, plagioklas
cz-3-98	Serilla	Stefan	0.512	0.463	0.442	0.489	0.497									ill, (qz)
cz-10-98	Caball.	Mora	0.357	0.329	0.365	0.341	0.354									ill, chl, qz, cal
cz-11-98	"	"	0.382	0.350			0.385	0.440	0.370	0.327						ill, chl, qz, alb, cal
cz-12-98	"	"	0.372	0.346			0.374	0.669	0.677	0.707						ill, chl, qz, alb, ka, cal
cz-13-98	"	Sabero	0.334	0.316			0.359									ill, chl, ka, qz, alb (plagiokl.), cal, pyr
cz-14-98	"	"	0.349	0.336			0.392	0.378	0.326	0.337						ill, chl, qz, alb?, cal
cz-15-98	"	"	0.415	0.378			0.418	0.368	0.385	0.325						ill, chl, qz, Mg-cal, alb?
cz-16-98	Magda.	"	0.338	0.319	0.371		0.344	0.443	0.366	0.454	0.359					ill, chl, qz, plagioklas?
cz-18-98	"	"	0.567	0.415			0.483	0.383	0.412	0.337	0.333		0.412	0.297		ill, chl, ka, qz, alb?
cz-19-98	Caball.	"	0.358	0.341			0.418	0.298	0.349	0.307						ill, chl, qz, ka, pyr, alb, talk/saponit?
cz-20-98	Magda.	"	0.541	0.402			0.472	0.420	0.378	0.329						ill, chl, qz, ka, alb?
cz-21-98	"	"	0.492	0.406			0.408	0.358	0.413	0.300			0.413			ill, ka, chl, qz, lep, cal
cz-23-98	"	"	0.409	0.364			0.412	0.330	0.416	0.311	0.292		0.416	0.339		ill, chl, ka, qz, cal, alb?
cz-24-98	Villa.	Mora	0.380	0.327			0.286	0.376	0.380	0.316	0.290					ill, chl, cal, qz
cz-25-98	"	Stefan B	0.493	0.430			0.464	0.366	0.454	0.263			0.454	0.444		ill, chl, ka, lep, qz, pyr
cz-26-98	"	"	0.486	0.403			0.452	0.412	0.444	0.305	0.332		0.444	0.320		ill, chl, ka, qz, cal, alb?
cz-27-98	"	"	0.655	0.501			0.518						0.362	0.326	0.323	ka, ill, lep, cal, qz
cz-28-98	"	"	0.587	0.470			0.485						0.393	0.348	0.324	ka, ill, lep, cal, qz
cz-29-98	"	"	0.581	0.492			0.543						0.472	0.416	0.416	ill, ka, qz, chl, cal, alb?

Probe	Lok.	Formation	Illit					Chlorit					Kaolinit			Mineral-Paragenese
			(001)	(002)	(003)	(004)	(005)	(001)	(002)	(003)	(004)	(005)	(001)	(003)	(005)	
cm-11-99	39	San Francisco	0.493	0.486	0.356	0.633	0.862	0.667		0.546		0.337	0.289	0.289	0.289	ill, ka, qz, chl, pyr, lept, alb
cm-79-99	84	San Francisco	0.837	0.731	0.669	0.683	0.727									ill, qz
cm-81-99	85	San Francisco		1.393	0.585		1.081				0.406	0.360	0.349	0.360	ka, ML, ill, qz	
cm-46-99	70	Pastora	1.451	0.612	0.571	0.629	0.858	0.722			0.369	0.364	0.315	0.315	ill, ka, ML, qz, lep, pyr, chl	
cm-13-99	36	Pastora	0.928	0.592	0.463	0.643	0.835	0.764	0.355		0.355	0.315	0.323	0.315	ill, ka, chl, qz, pyr	
cm-36-99	62	Pastora	1.250	1.028	0.520	0.915	1.049	0.834			0.394	0.289	0.339	0.339	ka, ML, ill, qz, chl, lep	
cm-44-99	67	Pastora	1.161	0.901	0.980	0.915	0.987	0.087			0.372	0.316	0.317	0.317	ill, ka, lep, qz, cal?, chl?	
cm-82-99	86	Pastora	1.032	1.088	0.459		0.900	0.737			0.412	0.346	0.320	0.320	ka, ML, ill, qz, chl, pyr, Feldspat?	
cm-83-99	87	Pastora	1.370	0.665	0.437		0.933	0.640			0.367	0.352	0.414	0.414	ka, ill, qz, pyr, lep	
cm-84-99	87	Pastora	1.307	0.552	0.511		0.835	0.594			0.373	0.350	0.302	0.302	ill, ka, ML, qz, chl, pyr, alb?	
cm-94-99	100	Pastora	1.836	0.691							0.366	0.327	0.333	0.333	ka, ML, ill, qz	
cm-96-99	100	Pastora	2.009	0.657			1.217				0.406	0.355	0.345	0.345	ka, ML, ill, goethit, qz, lep	
cm-119-99	113	Pastora	0.635	0.573	0.414	0.617	0.983	1.038		0.334	0.381	0.307	0.294	0.294	ill, ka, ML, cal, qz, chl, pyr, alb	
cm-120-99	113	Pastora	0.802	0.574	0.325	0.611	1.057				0.353	0.270	0.311	0.311	ka, ML, ill, chl, qz, pyr, lep	
cm-125-99	113	Pastora	0.768	0.553	0.309	0.497	0.972			0.440	0.349	0.292	0.292	0.292	ka, ML, ill, chl, qz, pyr, cal, alb?	
cm-143-99	124	Pastora													corrensit!?, smektit, ML, ill, qz, pyr	
cm-147-99	124	Pastora	0.921	0.641	0.554		0.903			0.299	0.408	0.318			ill, ka, chl, ML, qz, gips, pyr	
cm-171-99	135	Pastora	1.051	0.632	0.503	0.410	0.948	0.479	0.406	0.349	0.406	0.303	0.320	0.320	ill, ka, cal, chl, qz, pyr, lep	
cm-23-99	48	Casc.-Roguera	0.442	0.419	0.442	0.435	0.560				0.274	0.258	0.261	0.261	ka, ill, qz, pyr, lep, alb?	
cm-72-99	83	Casc.-Roguera	0.973	1.154	0.862		0.821				0.366	0.348	0.336	0.336	ill, ka, ML, qz, chl, gips?	
cm-76-99	83	Casc.-Roguera	0.465	0.404	0.413	0.435	0.529	0.288	0.419	0.300	0.419	0.272	0.321	0.321	ill, ka, chl, qz, pyr	
cm-87-99	88	Casc.-Roguera	0.322	0.317	0.372	0.389	0.414	0.330	0.378	0.246	0.294	0.256			ill, chl, qz, ka, pyr, alb?	
cm-108-99	109	Casc.-Roguera	0.400	0.404	0.405	0.401	0.468	0.380	0.433	0.359	0.433	0.311			ill, chl, ka, qz, pyr, ilmenit?	
cm-40-99	64	Cascajo	0.400	0.342	0.306	0.362	0.405	0.331	0.320	0.300	0.304	0.264			ill, chl, qz, cal	
cm-42-99	66	Cascajo	0.408	0.395	0.406	0.451	0.521	0.379	0.381	0.272	0.381	0.320	0.293	0.293	ill, ka, chl, qz, pyr, cal, alb?	
cm-48-99	73	Cascajo	0.426	0.387	0.400	0.383	0.437	0.376	0.377	0.360	0.391				ill, chl, qz, pyr, alb, ka	
cm-50-99	74	Cascajo	0.342	0.330	0.376	0.348	0.374	0.307	0.355	0.288	0.277	0.347			ill, chl, qz, ka, alb?	
cm-151-99	125	Cascajo	0.495	0.392	0.383	0.354	0.463	0.276	0.390	0.283	0.282				ill, chl, ka, qz, pyr, cal, alb?	
cm-164-99	134	Cascajo	0.378	0.405	0.406	0.450	0.475				0.301	0.266	0.271	0.271	ill, ka, qz, pyr, alb, chl	
cm-165-99	134	Cascajo	0.397	0.420	0.413	0.476	0.486				0.314	0.270	0.284	0.284	ill, ka, qz, cal, alb?	
cm-166-99	134	Cascajo	0.601	0.507	0.464	0.462	0.594	0.586			0.326	0.277	0.289	0.289	ill, ka, qz, pyr, alb, chl	
cm-54-99	76	Roguera	0.367	0.336	0.377	0.331	0.372	0.286	0.356	0.272	0.258	0.240			ill, chl, qz, ka, cal, alb?	
cm-56-99	76	Roguera	0.404	0.362	0.383	0.349	0.404	0.330	0.366	0.270	0.236	0.269			ill, chl, qz, ka, pyr, alb?	
cm-98-99	103	Roguera	1.063	0.728			0.998	0.364			0.364	0.331			ML, ka, ill, goethit, qz, chl	
cm-117-99	113	Roguera	0.523	0.412	0.412	0.441	0.558	0.433	0.446	0.433	0.524				ill, ka, chl, qz, cal, pyr	
cm-118-99	113	Roguera	1.171	0.594	0.591	0.493	0.952	0.802			0.325	0.279	0.357	0.357	ill, ka, ML, cal, qz, chl, pyr, alb	
cm-21-99	45	San José	0.638	0.421	0.432	0.418	0.456	0.596	0.366	0.350	0.399				ill, chl, qz	
cm-29-99	51	San José	0.554	0.416	0.409	0.438	0.481	0.431	0.451	0.306	0.296				ill, chl, qz, cal	
cm-66-99	81	San José	0.740	0.481	0.441	0.441	0.501				0.451	0.362	0.460	0.460	ill, ka, qz, cal, alb?	
cm-91-99	90	San José	0.428	0.390	0.417	0.406	0.507	0.383	0.409	0.281	0.469				ill, ka, chl, qz, pyr, alb?	

Fortsetzung 1999

Probe	Lok.	Formation	Illit					Chlorit					Kaolinit			Mineral-Paragenese
			(001)	(002)	(003)	(004)	(005)	(001)	(002)	(003)	(004)	(005)	(001)	(003)	(005)	
cm-101-99	103	San José	1.405	0.709	0.631	0.526	0.877	0.727				0.348	0.332	0.325	ML, ka, ill, qz, chl, pyr, lep	
cm-140-99	123	San José	0.394	0.363	0.377	0.363	0.413	0.366	0.429	0.634	0.480	0.429	0.367		ill, chl, ka, qz, pyr, cal	
cm-167-99	134	San José	0.618	0.605	0.412	0.470	0.379								ill, qz, chl, alb	
cm-168-99	134	San José	0.572	0.504	0.357	0.508	0.432					0.343	0.300	0.321	ill, ka, qz, alb?	
cm-153-99	126	Bienvenidas	1.223	0.731	0.491		0.796	0.626				0.417	0.332	0.320	ka, ML, ill, chl, pyr, qz, cal	
cm-15-99	42	Bienvenidas	0.686	0.596	0.609	0.516	0.947	0.602	0.512	0.554		0.512	0.334		ill, chl, ka, qz	
cm-16-99	32	Bienvenidas	0.786	0.644	0.819	0.587	0.971					0.390	0.397	0.292	ill, ka, ML, qz, cal?	
cm-63-99	80	Bienvenidas	1.047	1.080	0.738		0.846					0.395	0.368	0.377	ka, ML, ill, qz, chl, lep	
cm-89-99	89	Bienvenidas	1.109	0.764	0.429	0.425	0.793	0.931		0.537		0.389	0.345	0.366	ill, ka, ML, chl, qz, pyr, alb?	
cm-106-99	108	Bienvenidas	0.822	0.504	0.479	0.492	0.633	0.355	0.458	0.413	0.296	0.458	0.423	0.350	ill, chl, ka, qz, pyr, lep	
cm-113-99	110	Bienvenidas	0.451	0.452	0.494	0.473	0.616	0.389	0.448		0.312	0.448	0.370	0.377	ill, ka, chl, pyr, qz	
cm-115-99	112	Bienvenidas	0.841	0.563	0.429	0.492	0.609	0.519				0.452	0.447	0.404	ill, ka, qz, chl, cal, alb?	
cm-133-99	114	Bienvenidas	1.109	0.647	0.610		0.898					0.392	0.351	0.358	ka, ill, qz, ML	
cm-136-99	114	Bienvenidas	0.636	0.462	0.452	0.433	0.501					0.411	0.322	0.357	ill, ka, chl, qz, cal, illmenit?	
cm-138-99	114	Bienvenidas	0.465	0.377	0.371	0.414	0.435	0.338	0.469	0.328	0.467	0.469	0.319	0.431	ill, chl, ka, qz, cal	
cm-154-99	127	Bienvenidas	1.301	0.750	0.629		0.925	0.541	0.433	0.443		0.433	0.358	0.338	ka, ill, chl, qz, ML	
cm-155-99	127	Bienvenidas	1.050	0.589	0.665		0.791	0.521	0.450	0.332		0.450	0.343	0.302	ka, ill, chl, qz	
cm-161-99	130	Bienvenidas	1.133	0.808	0.765	0.651	1.047	0.480				0.345	0.332	0.324	ka, ill, ML, qz, chl, lep	
cm-153-99	126	Bienvenidas	1.223	0.731	0.491		0.796	0.626				0.417	0.332	0.320	ka, ML, ill, chl, pyr, qz, cal	
cm-31-99	53	Mataliana	0.588	0.537	0.538	0.445	0.502	0.572				0.400	0.372	0.337	ill, ka, ML, lep, qz, chl	
cm-34-99	57	Mataliana	0.435	0.354	0.397	0.345	0.401	0.386	0.397	0.358	0.386			0.419	ill, chl, qz, ka, pyr, alb?, cal	
cm-58-99	78	Mataliana	0.410	0.362	0.400	0.391	0.469	0.323	0.435	0.278	0.290	0.435	0.343	0.296	ill, chl, ka, qz, pyr, alb?	
cm-102-99	104	Mataliana	0.452	0.457	0.429	0.482	0.581	0.479	0.419	0.476	0.371	0.419	0.334	0.329	ill, ka, chl, qz, pyr, lep, calc	
cm-1-99	22	Alba	1.059	0.521	0.362	0.639	0.885								ill, qz, apatit?	
cm-4-99	26	Stefan	0.769	0.805	0.887	0.790	1.075					0.402	0.362	0.354	ill, ka, ML, chl, qz, stülpnomelan?	
cm-6-99	24	Stefan	1.189	0.654	0.511		0.785					0.343	0.316	0.327	ill, ka, qz, jarosit?	
cm-9-99	28	Utrillas	0.495	0.372	0.364	0.498	0.400					0.434	0.375	0.335	ka, ill, qz, sepiolit?, cal, goehitit?	
cm-19-99	30	Huergas		0.901	0.554		1.067	0.961				0.375	0.337	0.336	ka, ML, qz, ill	
cm-20-99	44	Sta Lucia	1.575	0.844	0.954	0.801	1.345	0.685				0.404	0.387	0.366	ka, ill, ML, qz, lep, cal?	
cm-38-99	63	La Vid	1.148	0.600	0.736		0.904	0.749		1.122		0.414	0.387	0.346	ka, ill, chl, lep, qz	
cm-57-99	77	La Vid	0.619	0.564	0.885		0.934	1.034		1.251		0.406	0.382	0.349	ka, ML, cal, ill, chl, qz	
cm-70-99	83	Huergas	0.963	1.152	0.801		0.870					0.373	0.349	0.328	ka, ML, ill, qz, alb?	
cm-139-99	122	La Vid	0.823	0.919	0.805		0.829					0.366	0.329	0.318	ka, ill, qz, chl	



Probe	Lok.	Formation	Illit					Chlorit					Kaolinit			Mineral-Paragenese		
			(001)	(002)	(003)	(004)	(005)	(001)	(002)	(003)	(004)	(005)	(001)	(003)	(005)			
cmb-43-00	24	Bienvenidas	0.6				0.87					0.877			0.394			ka, ill/smec, qz, chl, pyr
cmb-45-00	24	Bienvenidas	1.041	0.616			0.932			0.376		0.439			0.435		0.325	ka, ill/smec, chl, lep
cmb-46-00	24	Bienvenidas	1.23	0.489			0.868			0.494		0.799			0.381			ka, ill/smec, cal, qz, chl
cmb-53-00	32	Bienvenidas	1.007	0.54			0.751			0.389		0.5					0.317	ka, ill/smec, chl, qz, pyr
cmb-12-00	9	San José	1.06	0.561			0.927			0.523					0.318		0.265	ka, ill/smec, qz, chl, pyr, alb
cmb-13-00	9	San José	1.021	0.506			0.869			0.518					0.298		0.287	ka, ill/smec, qz, goeth, cal?
cmb-51-00	31	San José	0.443	0.396			0.376			0.318		0.305			0.411			ill, chl, ka, qz, alb, Mg-cal
cmb-36-00	20	Roguera	0.371	0.321			0.375			0.345		0.239						ill, chl, qz, ka, pyr, par, Mg-cal
cmb-28-00	16	Roguera												0.33				ka, lep, ill/smec
cmb-30-00	17	Roguera	0.337	0.317			0.344			0.307		0.275						ill, chl, qz, alb, cal
cmb-20-00	12	Casc.-Rog.	0.474	0.377			0.427			0.369		0.499						ill, chl, ka, qz, alb, cal, pyr, goeth
cmb-08-00	8	Casc.-Rog.	0.51	0.406			0.532			0.397		0.368						ill, chl, qz, pyr, ka
cmb-09-00	8	Casc.-Rog.	0.345	0.317			0.432			0.362		0.324						ill, chl, qz, alb, pyr, Mg-cal, ka
cmb-33-00	19	Cascajo	0.377	0.348			0.463			0.315		0.251						ill, chl, pyr, qz, lep
cmb-34-00	19	Cascajo	0.368	0.348			0.431			0.345		0.321						ill, chl, qz, alb, pyr, Mg-cal
cmb-1B-00	2	Pastora	1.319	0.549			1.129			0.508					0.319		0.302	ka, ill/smec, qz, goeth, chl, cal, pyr
cmb-05-00	6	Pastora	1.489	0.999			1.123								0.395		0.329	ka, ill/smec
cmb-07-00	7	Pastora		0.673			1.118								0.357			ka, ill/smec, qz, pyr, lep, goeth
cmb-17-00	10	Pastora	1.281	0.608			1.076			0.474					0.358			ka, ill/smec, cal, qz, pyr, chl
cmb-32-00	18	Pastora?	1.256	0.505			0.875					0.365			0.368			ill/smec, ka, qz, chl, pyr, cal
cmb-59-00	34	Pastora	1.125	0.562			1.016											ill/smec?, hydrobiotite?, qz, ka, pyr, cal
tm-4-00	29	Pastora	0.367	0.383			0.488											ill, ka, chl, pyr, qz, siderit?
cmb-03-00	5	Barrios	1.605	0.784			0.968								0.348			goeth, ill/smec, ka, qz, celadonite?
cmb-35-00	19	Formigosa	0.465	0.436			0.58			0.485		0.396						chl, ill, goeth, qz
cmb-40-00	22	Oville	0.873	0.527			0.767											ill (chl, qz, pyr)
cmb-41-00	23	St. Lucia													0.466		0.368	ka, ill/smec
cmb-50-00	31	Portilla	1.427	0.553			1.302								0.263			ill/smec, cal, ka, qz
vb-01-00	25	Villablino	0.626	0.509			0.558			0.447		0.453			0.363			ill/smec, ka, chl, pyr, qz, lep, alb
vb-03-00	26	Villablino	0.387	0.328			0.433			0.314		0.296			0.341			ill, chl, qz, ka, pyr, alb, Mg-cal
vb-06-00	27	Villablino	0.362	0.34			0.412			0.401		0.363						ill, chl, goeth, qz, pyr, Mg-cal
vb-08-00	28	Villablino	0.476	0.394			0.469			0.305		0.27						ill, chl, qz, ka, pyr, Mg-cal, alb
vb-09-00	28	Villablino	0.513	0.424			0.495			1.086		0.311						ill, ka, chl??. pyr, qz

## Anhang B Vitrinit-Reflexion

### Messung der mittleren Vitrinit-Reflexion

Insgesamt 31 Kohleproben (sog. *whole seam* oder *channel samples*) aus Oberflächenaufschlüssen der sechs jüngsten Formationen wurden nach der Anleitung von Taylor et al. (1998) präpariert. Aufgrund der hohen Verwitterung und des teilweise hohen Mineralgehaltes der Proben gestaltete sich der Polierprozess als der schwierigste der gesamten Aufbereitung. Die Messungen folgten dem internationalen Standard ISO 7404/5. Die Präparate sind in Ölimmersion (Refraktionsindex  $n=1,518$ ), bei einer 500fachen Vergrößerung und unter nicht-polarisiertem Auflicht (Wellenlänge 546 nm) mit einem Leitz-DM RXP Mikroskop und einer MPV Steuereinheit gemessen worden. Die Werte wurden mit dem Computer-Programm MEAS (Leica 1998) aufgenommen. Zur Kalibration sind vier Standards mit Reflexionswerten zwischen 0,589 % und 3,225 % eingesetzt worden. Jeder Mittelwert %Rr stellt das arithmetische Mittel von 100 Einzelmessungen dar.

Probe	R <sub>max</sub>	R <sub>int</sub>	R <sub>min</sub>	R <sub>mean</sub>	Fehler	L	F	P	K	R <sub>max</sub>	R <sub>int</sub>	R <sub>min</sub>
cmb-10-00	2.06	1.59	1.44	1.70	8.9	1.30	1.10	1.43	<b>2.80</b>	119/36	009/24	253/44
cmb-11-00	1.8	1.69	1.4	1.63	8.8	1.07	1.21	1.29	0.32	348/17	078/02	176/73
cmb-57-00	2.2	1.63	1.57	1.80	7.3	1.35	1.04	1.40	<b>8.27</b>	082/37	246/52	346/08
cmb-26-00	1.76	1.41	1.3	1.49	6.0	1.25	1.08	1.35	<b>2.98</b>	332/31	225/27	101/47
cmb-46-00	2	1.88	1.75	1.88	10.6	1.06	1.07	1.14	0.87	282/01	012/29	191/61
cmb-47-00	1.97	1.87	1.69	1.84	8.5	1.05	1.11	1.17	0.54	244/19	153/05	047/70
cmb-54-00	1.56	1.53	1.31	1.47	7.9	1.02	1.17	1.19	0.14	148/84	273/03	004/05
cmb-55-00	1.71	1.61	1.52	1.61	8.6	1.06	1.06	1.13	<b>1.04</b>	269/19	151/54	010/29
cm-156-99	1.8	1.53	1.43	1.59	12.2	1.18	1.07	1.26	<b>2.82</b>	096/57	191/04	284/33
cm-157-99	2.03	1.81	1.5	1.78	9.0	1.12	1.21	1.35	0.60	350/21	097/38	240/45
cm-158-99	1.88	1.76	1.52	1.72	10.5	1.07	1.16	1.24	0.44	310/17	206/39	059/46
cm-170-99	1.6	1.46	1.39	1.48	8.9	1.10	1.05	1.15	<b>1.78</b>	325/69	070/05	162/20
cm-173-99	1.96	1.77	1.64	1.79	9.0	1.11	1.08	1.20	<b>1.34</b>	238/42	137/12	035/46

Tab. B1: Ergebnisse der Anisotropie-Messungen

Angegeben sind die Reflexionswerte für die drei Hauptachsen der AVR-Ellipsoide (in %Rr), der daraus berechnete Mittelwert, der Fehler der Messungen (in %), verschiedene AVR-Faktoren (Beschreibung im Text) und die Orientierung der drei Hauptachsen (*dip/dip direction*).

Probe	Formation	Mächtigkeit (m)	Tiefe (m)	%Rr	Abweichung	Fehler (%)	°C (1)	°C (2)	°C (3)
cm-35-99	Matalana	300	150	<b>1.04</b>	0.03	3.0	<b>160</b>	<b>138</b>	<b>178</b>
cm-105-99	"	"	"	nicht messbar: starke Oxidation					
cm-18-99	Bienvenidas	350-380	490	0.91	0.06	6.3	143	127	175
cm-110-99	"	"	"	nicht messbar: starke Oxidation					
cm-114-99	"	"	"	nicht messbar: starke Oxidation					
cm-130-99	"	"	"	nicht messbar: starke Oxidation					
cm-131-99	"	"	"	<b>1.57</b>	0.06	4.1	<b>211</b>	<b>172</b>	<b>188</b>
cm-163-99	"	"	"	nicht messbar: starke Oxidation					
cmb-52-00	"	"	"	<b>1.32</b>	0.04	2.8	<b>189</b>	<b>158</b>	<b>183</b>
cm-25-99	San José	75-90	725	nicht messbar: starke Oxidation					
cm-28-99	"	"	"	nicht messbar: starke Oxidation					
cm-68-99	"	"	"	nicht messbar: starke Oxidation					
cm-90-99	"	"	"	<b>1.42</b>	0.06	4.0	<b>199</b>	<b>164</b>	<b>185</b>
cm-53-99	Roguera	60-70	805	<b>1.66</b>	0.04	2.7	<b>218</b>	<b>176</b>	<b>189</b>
cm-99-99	"	"	"	nicht messbar: starke Oxidation					
cm-52-99	Cascajo-Rog.	150-170	855	<b>1.88</b>	0.07	3.6	<b>233</b>	<b>187</b>	<b>193</b>
cm-71-99	"	"	"	0.76	0.04	5.0	121	113	173
cm-75-99	"	"	"	<b>1.97</b>	0.10	4.9	<b>239</b>	<b>190</b>	<b>195</b>
cm-43-99	Pastora	85-200	1040	1.43	0.07	4.7	199	164	185
cm-45-99	"	"	"	nicht messbar: starke Oxidation					
cm-97-99	"	"	"	1.24	0.05	4.2	182	153	182
cm-121-99	"	"	"	nicht messbar: starke Oxidation					
cm-146-99	"	"	"	1.27	0.08	6.1	184	154	182
cm-174-99	"	"	"	nicht messbar: starke Oxidation					
TM-1-99	"	"	"	<b>2.03</b>	0.11	5.3	<b>243</b>	<b>193</b>	<b>196</b>
cmb-2-00	"	"	"	<b>1.59</b>	0.08	5.0	<b>213</b>	<b>173</b>	<b>188</b>
cmb-4-00	"	"	"	1.36	0.07	4.9	194	160	184
TM-1-00	"	"	"	<b>2.11</b>	0.12	5.6	<b>248</b>	<b>196</b>	<b>198</b>
TM-2-00	"	"	"	4.03	0.18	4.5	327	248	233
TM-3a-00	"	"	"	<b>2.56</b>	0.04	1.5	<b>271</b>	<b>211</b>	<b>206</b>
TM-3b-00	"	"	"	<b>2.49</b>	0.12	4.8	<b>268</b>	<b>209</b>	<b>205</b>

Tab. B2: Messergebnisse der mittleren Vitrinit-Reflexion (%Rr) inklusive Abweichung und Messfehler von Kohlepräparaten aus dem CMB. Die für die Berechnung des Inkohlungsgradienten und des mittleren paläogeothermischen Gradienten für die Stefanischen Sedimente verwendeten Werte sind fettgedruckt. Zusätzlich sind Werte zur Mächtigkeit der einzelnen Formationen angegeben. Die aus diesen Daten umgerechneten Temperaturwerte basieren auf den Formeln von (1) Barker und Goldstein (1990), (2) Barker und Pawlewicz (1994) und (3) Mullis et al. (2001).

## Anhang C: AMS-Messungen

### Probenpräparation und Messvorgang

Alle 75 untersuchten Proben wurden im Gelände orientiert entnommen, wobei die Schichtung als Referenzfläche diente. Im Heidelberger Labor sind solche Proben, deren interner Gesteinsverband zu brüchig erschien, mit dem Kunstharz Mowolith in einer Unterdruckkammer imprägniert worden. Eigene Versuche haben gezeigt, daß dieses Kunstharz keine Auswirkungen auf die magnetische Suszeptibilität hat. Von jeder Probe wurden, soweit möglich, 5 orientierte Zylinder mit einem exakten Volumen von  $10 \text{ cm}^3$  (2,2 cm Höhe, 2,5 cm Durchmesser) erbohrt. Für die Suszeptibilitäts-Messungen ist eine Kappabrücke KLY-2 (Geophysika Brno, jetzt AGICO) eingesetzt worden; bei Verwendung der Standard-Aufnahme-Einheit für  $10 \text{ cm}^3$  Nominal-Volumen (KLY-2.1) besitzt sie eine Empfindlichkeit von  $4 \times 10^{-8}$  (in SI-Einheiten). Jeder einzelne Probenzylinder ist in 15 verschiedenen, definierten Raumpositionen gemessen worden. Alle Messwerte wurden automatisch mit dem Wert für den diamagnetischen Probenhalter korrigiert ( $-1,3 \times 10^{-6}$ ). Aus den resultierenden Daten sind mit Hilfe des Software-Paketes „Ani20“ (Hrouda et al., 1990) der AMS-Tensor und die resultierenden Magnituden und Orientierungen der Hauptachsen des AMS-Ellipsoides errechnet worden.

### Datentabellen

Die in den folgenden Datentabellen aufgelisteten AMS-Faktoren L, F, P, P' und T sind in Kapitel 5 näher beschrieben. Der einzelnen Faktoren berechnen sich nach folgenden Formeln:

Kmean (mittlere Suszeptibilität in $\times 10^{-6}$ SI):	$(K_{\max} + K_{\text{int}} + K_{\min})/3$ .
L (Lineationsfaktor):	$K_{\max} / K_{\text{int}}$
F (Foliationsfaktor)	$K_{\text{int}} / K_{\min}$
P (Anisotropiefaktor)	$K_{\max} / K_{\min}$
P' (korrigierter Anisotropiefaktor)	$\exp(2(\ln K_{\max} - \ln K)^2 + 2(\ln K_{\text{int}} - \ln K)^2 + 2(\ln K_{\min} - \ln K)^2)^{1/2}$
T (Formfaktor)	$(\ln F - \ln L) / (\ln F + \ln L)$

Die Proben aus den Jahren 1997 (CMB, Sabero Becken und Umgebung) und 1998 (La Magdalena- und Villablino Becken) sind von Helga de Wall und Laurence Warr entnommen worden und dienen einer Vorstudie.

## Proben 1997

Probe	K mean	L	F	P	P'	T	Lithologie
cz.6.1	262.6	1.026	1.002	1.028	1.031	-0.854	silt. Tonstein
cz.6.2	221.2	1.027	1.003	1.030	1.033	-0.811	
cz.6.1.2	466.1	1.016	1.004	1.020	1.022	-0.567	
cz.6.1.1	469.9	1.025	1.002	1.027	1.030	-0.830	
cz.6.2	497.1	1.023	1.002	1.026	1.028	-0.808	
cz.6.3.2	469.8	1.021	1.009	1.029	1.030	-0.404	
cz.6.3.1	422.7	1.019	1.009	1.028	1.029	-0.352	
cz.8.1	260.3	1.012	1.082	1.095	1.104	0.734	ton. Siltstein
cz.8.2	273.9	1.011	1.078	1.090	1.099	0.739	
cz.8.3	494.9	1.013	1.055	1.069	1.073	0.613	
cz.9.1	144.4	1.014	1.056	1.071	1.075	0.594	ton. Siltstein
cz.9.2	142.4	1.015	1.049	1.065	1.068	0.519	
cz.9.3	150.3	1.015	1.048	1.063	1.066	0.524	
cz.9.4	147.2	1.019	1.051	1.071	1.073	0.453	
cz.9.5	148.3	1.012	1.057	1.070	1.075	0.648	
cz.9.6	149.0	1.008	1.049	1.057	1.062	0.705	
cz.10.3	144.5	1.016	1.030	1.047	1.047	0.287	silt. Sandstein
cz.10.1	139.1	1.017	1.025	1.042	1.043	0.171	
cz.10.4	135.6	1.016	1.036	1.053	1.054	0.387	
cz.10.2	160.7	1.020	1.030	1.051	1.051	0.190	
cz.11.1	228.4	1.026	1.027	1.054	1.054	0.026	Tonstein
cz.11.3	285.7	1.023	1.033	1.057	1.057	0.162	
cz.12.1.2	285.5	1.033	1.041	1.076	1.076	0.109	Tonstein
cz.12.1.3	291.2	1.032	1.058	1.092	1.093	0.275	
cz.12.1.4	270.4	1.026	1.045	1.073	1.074	0.260	
cz.12.1.1	246.0	1.032	1.035	1.068	1.068	0.052	
cz.13.3	132.1	1.006	1.004	1.010	1.010	-0.148	Siltstein
cz.13.4	118.8	1.005	1.011	1.016	1.017	0.340	
cz.13.2	115.8	1.007	1.007	1.014	1.014	0.004	
cz.13.1	121.5	1.006	1.008	1.014	1.014	0.142	
cz.14.1.1	195.0	1.008	1.024	1.032	1.033	0.516	Sandstein
cz.14.1.2	202.5	1.009	1.026	1.035	1.036	0.480	
cz.14.2.1	197.9	1.011	1.023	1.035	1.035	0.337	
cz.14.2.2	198.9	1.011	1.027	1.039	1.040	0.431	
cz.15.4	144.1	1.002	1.002	1.004	1.004	0.026	silt. Sandstein
cz.15.1	303.2	1.002	1.001	1.003	1.003	-0.606	
cz.15.2	218.9	1.003	1.002	1.005	1.005	-0.099	
cz.15.5	214.1	1.003	1.004	1.008	1.008	0.136	
cz.16.1	190.2	1.001	1.007	1.008	1.009	0.791	Siltstein
cz.16.3	311.0	1.002	1.006	1.008	1.009	0.576	
cz.22.1	8,2	1.008	1.012	1.020	1.020	0.208	Sandstein
cz.22.4	12,0	1.006	1.004	1.010	1.011	-0.234	
cz.22.2	10,2	1.010	1.010	1.020	1.020	0.024	
cz.22.3	9,9	1.005	1.016	1.021	1.022	0.520	
cz.22.5	7,4	1.006	1.012	1.018	1.018	0.304	
cz.23.2	195.9	1.012	1.058	1.070	1.075	0.660	Siltstein
cz.23.1	190.4	1.014	1.060	1.074	1.079	0.623	
cz.23.3	175.5	1.014	1.056	1.071	1.075	0.596	
cz.23.4	197.8	1.015	1.062	1.077	1.082	0.602	
cz.24.1	171.0	1.003	1.002	1.005	1.005	-0.176	Siltstein
cz.24.2	234.8	1.003	1.003	1.006	1.006	0.025	



## Proben 1998

Probe	K mean	L	F	P	P'	T	Lithologie
Profil La Magdalena Becken							
cz-b3-1-1	370.0	1.022	1.081	1.104	1.110	0.565	Siltstein
cz-b3-2-1	337.1	1.027	1.073	1.103	1.106	0.448	
cz-b4-1-1	135.6	1.003	1.059	1.062	1.070	0.903	Sandstein
cz-b4-2-1	135.1	1.002	1.061	1.063	1.072	0.938	
cz-b4-4-1	133.2	1.006	1.063	1.069	1.077	0.833	
cz-b5-4	184.0	1.017	1.043	1.061	1.062	0.432	Tonstein
cz-b5-2	171.1	1.013	1.057	1.071	1.075	0.619	
cz-b5-3	175.7	1.011	1.047	1.058	1.062	0.630	
cz-b5-1	176.2	1.012	1.057	1.070	1.075	0.651	
cz-b5-5	175.3	1.011	1.054	1.066	1.070	0.648	
cz-b6-1-1	298.3	1.010	1.127	1.138	1.155	0.848	Tonstein
cz-b6-2-1	311.9	1.008	1.118	1.127	1.143	0.861	
cz-b6-3-1	315.6	1.011	1.120	1.132	1.148	0.830	
cz-b7-1-1	265.0	1.008	1.102	1.111	1.124	0.851	Tonstein
cz-b7-2-1	263.0	1.009	1.098	1.108	1.120	0.826	
cz-b7-3-1	248.9	1.019	1.094	1.115	1.123	0.649	
cz-b7-4-1	262.6	1.011	1.094	1.107	1.118	0.779	
cz-b8-1-1	272.2	1.015	1.085	1.101	1.110	0.698	Tonstein
cz-b8-2-1	256.9	1.018	1.089	1.109	1.117	0.659	
cz-b8-3-1	214.6	1.022	1.073	1.096	1.100	0.535	
cz-b8-4-1	241.8	1.014	1.084	1.100	1.108	0.704	
Profil Villablino Becken							
cz-c1-1-1	348.5	1.088	1.044	1.135	1.138	-0.329	Siltstein
cz-c1-2-1	344.4	1.083	1.047	1.134	1.135	-0.271	
cz-c1-3-1	289.2	1.083	1.051	1.137	1.139	-0.233	
cz-c3-1-1	173.1	1.011	1.073	1.085	1.093	0.727	Tonstein
cz-c3-2-1	204.9	1.019	1.078	1.099	1.105	0.595	
cz-c3-3-1	217.4	1.018	1.065	1.084	1.089	0.558	
cz-c3-4-1	201.3	1.015	1.080	1.097	1.104	0.668	
cz-c4-1-1	2935,0	1.007	1.010	1.017	1.017	0.188	Tonstein
cz-c5-1-1	90,4	1.001	1.005	1.007	1.007	0.559	Siltstein
cz-c5-2-1	89,1	1.003	1.006	1.009	1.009	0.363	
cz-c5-3-1	80,1	1.002	1.004	1.005	1.006	0.426	
cz-c5-4-1	88,2	1.002	1.006	1.007	1.008	0.570	
cz-c7-1-1	533.8	1.008	1.003	1.011	1.011	-0.503	Tonstein
cz-c7-2-1	788.5	1.014	1.002	1.017	1.018	-0.729	
cz-c7-3-1	1023,0	1.011	1.007	1.018	1.018	-0.255	
cz-c7-4-1	1003,0	1.010	1.009	1.019	1.019	-0.053	

## Proben 1999

Probe	K mean	L	F	P	P'	T	Lithologie
cm14-1	125.6	1.003	1.013	1.016	1.017	0.64	Siltst.
cm14-2	148	1.003	1.008	1.011	1.011	0.469	
cm14-3	122.7	1.004	1.016	1.02	1.021	0.595	
cm14-4	163.6	1.003	1.01	1.012	1.013	0.566	
cm14-5	138.5	1.003	1.013	1.017	1.018	0.615	
cm22-1	166.6	1.008	1.013	1.022	1.022	0.227	Sandst.
cm22-2	168.7	1.012	1.012	1.024	1.024	-0.035	
cm22-3	162.4	1.008	1.01	1.019	1.019	0.108	

## Fortsetzung 1999

Probe	K mean	L	F	P	P'	T	Lithologie
cm33-1	81.4	1.011	1.03	1.041	1.043	0.437	Sandst.
cm33-2	81.83	1.012	1.031	1.043	1.044	0.44	
cm33-3	81.82	1.011	1.032	1.043	1.044	0.5	
cm39-1	195.8	1.009	1.031	1.04	1.042	0.527	silt. Sandst.
cm39-5	202.6	1.011	1.04	1.051	1.054	0.573	
cm39-2	192.1	1.008	1.028	1.037	1.038	0.55	
cm39-3	208.8	1.014	1.027	1.041	1.042	0.33	
cm39-4	201.7	1.014	1.033	1.047	1.049	0.413	
cm41-1	177.6	1.005	1.053	1.058	1.065	0.832	Sandst.
cm41-2	175.1	1.005	1.048	1.054	1.06	0.794	
cm41-3	169.3	1.008	1.044	1.052	1.057	0.697	
cm41-4	174.8	1.011	1.043	1.054	1.057	0.601	
cm53-1	116.4	1.017	1.032	1.049	1.05	0.316	Sandst.
cm53-2	111.3	1.016	1.033	1.05	1.051	0.35	
cm53-3	114.2	1.015	1.031	1.047	1.047	0.337	
cm53-4	109.9	1.016	1.035	1.051	1.052	0.366	
cm67-1	457.2	1.003	1.011	1.014	1.015	0.599	silt. Tonst.
cm67-2	389.7	1.003	1.003	1.005	1.005	-0.012	
cm73-2	1802	1.001	1.012	1.012	1.014	0.917	tonig. Siltst.
cm73-1	912	1.011	1.013	1.024	1.024	0.11	
cm73-3	1622	1	1.012	1.012	1.014	0.918	
cm73-4	1972	1.002	1.012	1.014	1.015	0.748	
cm73-5	1960	1.001	1.011	1.012	1.013	0.792	
cm74-1	107.1	1.009	1.004	1.013	1.013	-0.321	Sandst.
cm74-3	110.9	1.008	1.015	1.023	1.023	0.305	
cm74-4	63.07	1.006	1.009	1.015	1.015	0.174	
cm74-2	71.66	1.012	1.008	1.02	1.02	-0.172	
cm77-1	75.06	1.002	1.011	1.013	1.014	0.75	Sandst.
cm77-2	75.96	1.003	1.015	1.018	1.019	0.626	
cm77-3	87.21	1.001	1.008	1.009	1.01	0.769	
cm77-4	77.38	1.003	1.007	1.01	1.01	0.338	
cm78-2	162.2	1.001	1.007	1.008	1.009	0.671	Sandst.
cm78-3	158.7	1.002	1.009	1.012	1.012	0.631	
cm78-4	174.1	1.002	1.01	1.011	1.012	0.721	
cm78-1	179.2	1.002	1.005	1.007	1.007	0.432	
cm88-1	90.43	1.006	1.019	1.025	1.026	0.509	Sandst.
cm88-2	85.57	1.006	1.018	1.024	1.025	0.49	
cm88-3	76.89	1.006	1.016	1.022	1.022	0.445	
cm88-4	85.33	1.007	1.018	1.025	1.025	0.454	
cm88-5	79.19	1.007	1.018	1.025	1.025	0.431	
cm92-1	132.2	1.006	1.02	1.026	1.027	0.53	silt. Sandst.
cm92-2	134.8	1.009	1.016	1.026	1.026	0.269	
cm92-3	144.2	1.006	1.018	1.024	1.025	0.486	
cm92-4	149.9	1.007	1.013	1.02	1.021	0.286	
cm92-5	126.3	1.01	1.018	1.028	1.028	0.28	
cm122-1	140.5	1.004	1.001	1.005	1.005	-0.449	silt. Sandst.
cm122-2	223.8	1.004	1.002	1.006	1.006	-0.413	
cm122-3	119.5	1.007	1.001	1.008	1.009	-0.79	
cm122-4	113.8	1.004	1.002	1.006	1.006	-0.227	
cm126-1	183.6	1.002	1.001	1.004	1.004	-0.334	silt. Sandst.

## Fortsetzung 1999

Probe	K mean	L	F	P	P'	T	Lithologie
cm126-2	172.5	1.001	1.002	1.003	1.003	0.221	
cm126-4	156.9	1.003	1.001	1.004	1.005	-0.549	
cm127-1	114.6	1.001	1.003	1.004	1.004	0.452	Sandst.
cm127-2	78.69	1.002	1.002	1.004	1.004	0.187	
cm135-1	169.2	1.005	1.005	1.01	1.01	-0.05	Sandst.
cm135-2	189.4	1.003	1.002	1.005	1.005	-0.378	
cm135-3	176.7	1.003	1.001	1.004	1.004	-0.613	
cm135-4	204.5	1.003	1	1.004	1.004	-0.777	
cm135-5	194.4	1.004	1.001	1.005	1.006	-0.533	
cm141-1	170.5	1.016	1.028	1.045	1.046	0.275	silt. Sandst.
cm141-2	168.1	1.018	1.037	1.055	1.056	0.348	
cm141-3	176	1.017	1.036	1.053	1.055	0.365	
cm141-4	174.6	1.022	1.027	1.049	1.049	0.093	
cm141-5	180.1	1.017	1.033	1.051	1.052	0.323	
cm156-1	142.6	1.007	1.017	1.023	1.024	0.417	Sandst.
cm156-2	137.7	1.011	1.017	1.028	1.028	0.238	
cm156-3	139.8	1.009	1.015	1.024	1.025	0.223	
cm156-4	131	1.012	1.016	1.028	1.028	0.158	
cm157-1	211	1.014	1.035	1.05	1.052	0.427	silt. Sandst.
cm157-2	222	1.01	1.03	1.04	1.042	0.474	silt. Sandst.
cm157-3	229.9	1.013	1.034	1.048	1.049	0.455	
cm157-4	244.6	1.012	1.028	1.041	1.042	0.386	
cm157-5	228.9	1.013	1.032	1.045	1.047	0.407	
cm158-1.1	227.5	1.009	1.009	1.018	1.018	0.015	Siltst.
cm158-1.2	206.3	1.009	1.008	1.018	1.018	-0.058	
cm158-2.1	219.1	1.012	1.008	1.02	1.02	-0.205	
cm158-2.2	192.9	1.011	1.013	1.024	1.024	0.059	
cm162-2	113.9	1.004	1.055	1.059	1.067	0.867	Sandst.
cm162-3	110.9	1.004	1.057	1.06	1.068	0.875	
cm162-5	111.5	1.011	1.049	1.06	1.064	0.636	
cm162-1	129.9	1.005	1.056	1.061	1.068	0.837	
cm170-3	159.7	1.006	1.015	1.021	1.021	0.421	Siltst.
cm170-2	158.2	1.008	1.012	1.02	1.02	0.223	
cm170-1	143.6	1.007	1.01	1.018	1.018	0.169	
cm172-1	128.3	1.011	1.015	1.026	1.026	0.156	tonig. Siltst.
cm172-2	156	1.008	1.008	1.016	1.016	-0.022	
cm172-3	188.8	1.008	1.003	1.011	1.012	-0.484	
cm172-4	160.1	1.013	1.006	1.019	1.019	-0.372	
cm173-1	256.9	1.005	1.006	1.012	1.012	0.101	silt. Tonst.
cm173-2	194.8	1.007	1.015	1.022	1.022	0.38	
cm173-3	155	1.008	1.025	1.033	1.034	0.51	
cm173-4	201.7	1.005	1.021	1.026	1.027	0.639	

## Proben 2000

Probe	K mean	L	F	P	P'	T	Lithologie
cmb-08-1	313.6	1.003	1.125	1.128	1.147	0.945	Tonst.
cmb-08-2	318.4	1.003	1.124	1.127	1.147	0.948	
cmb-08-3	269.1	1.004	1.117	1.122	1.139	0.927	
cmb-08-4	311.7	1.017	1.112	1.131	1.143	0.731	
cmb-09-1	310	1.007	1.085	1.093	1.104	0.835	Tonst.

## Fortsetzung 2000

Probe	K mean	L	F	P	P'	T	Lithologie
cmb-09-2	307.1	1.007	1.09	1.097	1.108	0.857	
cmb-09-3	307	1.009	1.087	1.096	1.107	0.815	
cmb-09-4	300.5	1.007	1.09	1.097	1.109	0.858	
cmb-09-6	281	1.008	1.084	1.093	1.103	0.822	
cmb-09-5	306.6	1.006	1.091	1.098	1.11	0.864	
cmb-10-1	122.8	1.005	1.042	1.047	1.052	0.788	silt. Tonst.
cmb-10-2	128.5	1.003	1.044	1.048	1.053	0.865	
cmb-10-3	122.5	1.005	1.038	1.044	1.048	0.763	
cmb-10-4	106.1	1.003	1.043	1.046	1.052	0.876	
cmb-10-5	133	1.004	1.044	1.048	1.054	0.844	
cmb-10-6	129.7	1.006	1.044	1.05	1.054	0.752	
cmb-11-1	164.2	1.005	1.028	1.033	1.036	0.705	Siltst.
cmb-11-2	140.5	1.007	1.035	1.042	1.046	0.681	
cmb-11-3	153.7	1.006	1.031	1.038	1.04	0.657	
cmb-11-4	155.8	1.005	1.033	1.038	1.041	0.723	
cmb-14-1	187.1	1.004	1.003	1.006	1.007	-0.202	silt. Sandst.
cmb-14-3	171.4	1.003	1.003	1.006	1.006	-0.107	
cmb-14-2	194.4	1.003	1.002	1.006	1.006	-0.192	
cmb-14-4	188.8	1.004	1.002	1.006	1.006	-0.367	
cmb-14-5	175.8	1.004	1.002	1.005	1.006	-0.431	
cmb-15-1	122	1.001	1.004	1.005	1.006	0.594	silt. Sandst.
cmb-15-2	134.4	1.001	1.003	1.003	1.004	0.585	
cmb-15-3	180.6	1.003	1.003	1.005	1.005	-0.001	
cmb-16-1	81.36	1.006	1.006	1.012	1.012	0.059	sand. Siltst.
cmb-16-2	100.8	1.004	1.004	1.008	1.008	-0.095	
cmb-16-3	135.3	1.002	1.002	1.004	1.004	-0.073	
cmb-17-1	245.3	1.02	1.081	1.102	1.108	0.598	silt. Tonst.
cmb-17-2	241.7	1.021	1.082	1.104	1.11	0.589	
cmb-17-3	240.7	1.021	1.082	1.104	1.11	0.59	
cmb-18-1	112.1	1.015	1.047	1.062	1.065	0.521	Sandst.
cmb-18-2	122.2	1.014	1.044	1.059	1.061	0.525	
cmb-18-3	118.4	1.011	1.048	1.06	1.064	0.629	
cmb-18-4	120.9	1.013	1.044	1.058	1.061	0.544	
cmb-18-5	117.7	1.01	1.04	1.05	1.053	0.582	
cmb-20-1	261.9	1.018	1.062	1.081	1.085	0.551	Siltst.
cmb-20-2	268.5	1.015	1.053	1.068	1.072	0.56	
cmb-20-3	245.2	1.014	1.054	1.069	1.073	0.58	
cmb-20-4	263	1.016	1.05	1.066	1.069	0.512	
cmb-20-5	257.5	1.007	1.064	1.071	1.079	0.81	
cmb-21-1	39.02	1.003	1.009	1.012	1.013	0.485	Siltst.
cmb-21-4	44.15	1	1.008	1.008	1.01	0.968	
cmb-23-1	107.2	1	1.007	1.008	1.008	0.907	Sandst.
cmb-23.2	105.6	1.001	1.009	1.01	1.011	0.793	
cmb-23-3	106.3	1.003	1.007	1.01	1.01	0.422	
cmb-24-1	144.3	1.006	1.039	1.045	1.049	0.722	Sandst.
cmb-24-2	133.8	1.006	1.037	1.043	1.047	0.719	
cmb-24-3	129	1.006	1.036	1.042	1.046	0.724	
cmb-24-4	126.9	1.007	1.035	1.043	1.046	0.661	
cmb-26-1	162.6	1.01	1.042	1.053	1.056	0.607	silt. Sandst.
cmb-26-2	161	1.014	1.039	1.053	1.055	0.465	

## Fortsetzung 2000

Probe	K mean	L	F	P	P'	T	Lithologie
cmb-26-3	165.9	1.015	1.033	1.048	1.049	0.373	
cmb-26-4	160.4	1.017	1.039	1.057	1.058	0.401	
cmb-26-5	157.2	1.014	1.044	1.058	1.061	0.515	
cmb-30-1	367.5	1.041	1.047	1.089	1.09	0.072	Tonst.
cmb-30-2	359.2	1.039	1.051	1.092	1.092	0.13	
cmb-30-3	385.7	1.04	1.052	1.094	1.094	0.134	
cmb-30-4	368.3	1.039	1.047	1.088	1.088	0.092	
cmb-30-5	375.3	1.039	1.049	1.089	1.09	0.108	
cmb-31-1	329.6	1.026	1.07	1.097	1.1	0.45	Tonst.
cmb-31-2	332.3	1.027	1.064	1.092	1.095	0.401	
cmb-31-3	338.4	1.026	1.071	1.098	1.102	0.459	
cmb-31-4	331	1.023	1.068	1.093	1.097	0.493	
cmb-31-5	339.7	1.024	1.078	1.103	1.108	0.522	
cmb-32-1	161.8	1.014	1.012	1.026	1.026	-0.044	Siltst.
cmb-32-2	397.2	1.006	1.009	1.015	1.015	0.176	
cmb-32-3	307.8	1.006	1.005	1.011	1.011	-0.14	
cmb-32-4	310.1	1.008	1.008	1.016	1.016	0.03	
cmb-32-5	269.1	1.008	1.006	1.014	1.014	-0.151	
cmb-34-1	332.9	1.023	1.104	1.129	1.138	0.625	silt. Tonst.
cmb-34-2	345.1	1.021	1.114	1.138	1.149	0.676	
cmb-34-3	355	1.023	1.114	1.14	1.15	0.653	
cmb-34-4	348.1	1.021	1.115	1.138	1.149	0.684	silt. Tonst.
cmb-34-5	340.2	1.021	1.12	1.144	1.156	0.692	
cmb-36-1	194.1	1.016	1.052	1.069	1.072	0.532	silt. Sandst.
cmb-36-2	174.3	1.009	1.057	1.067	1.073	0.717	
cmb-36-3	190.7	1.012	1.046	1.059	1.062	0.568	
cmb-36-4	183.2	1.011	1.05	1.061	1.065	0.638	
cmb-44-1	190	1.011	1.007	1.018	1.018	-0.199	Feinsandst.
cmb-44-2	196.1	1.01	1.003	1.014	1.014	-0.509	
cmb-44-3	309.8	1.006	1	1.007	1.008	-0.91	
cmb-46-1	179.8	1.015	1.019	1.034	1.034	0.115	Siltst.
cmb-46-2	160.8	1.022	1.021	1.044	1.044	-0.011	
cmb-46-3	185.1	1.016	1.02	1.036	1.036	0.123	
cmb-46-4	149.7	1.015	1.025	1.041	1.042	0.245	
cmb-46-5	154.8	1.019	1.024	1.043	1.043	0.116	
cmb-47-1	206.5	1.01	1.038	1.049	1.051	0.568	silt. Sandst.
cmb-47-2	203	1.011	1.035	1.046	1.048	0.535	
cmb-47-3	199.7	1.013	1.036	1.049	1.051	0.46	
cmb-47-4	202.8	1.013	1.037	1.05	1.052	0.473	
cmb-47-5	194.9	1.012	1.038	1.05	1.052	0.52	
cmb-49-1	274.3	1.006	1.001	1.008	1.008	-0.692	silt. Sandst.
cmb-49-2	376	1.009	1.003	1.012	1.012	-0.556	
cmb-49-4	395.2	1.004	1.005	1.01	1.01	0.088	
cmb-49-5	415.9	1.006	1.004	1.01	1.01	-0.203	
cmb-49-6	215	1.011	1.009	1.02	1.02	-0.102	
cmb-54-1	143.6	1.012	1.008	1.019	1.019	-0.214	Siltst.
cmb-54-2	141.7	1.01	1.006	1.017	1.017	-0.263	
cmb-54-3	142	1.01	1.007	1.017	1.017	-0.178	
cmb-55-1	152.7	1.008	1.023	1.03	1.032	0.5	tonig. Siltst.
cmb-55-2	172.4	1.011	1.016	1.027	1.027	0.185	



Fortsetzung 2000

Probe	K mean	L	F	P	P'	T	Lithologie
cmb-57-1	105.9	1.003	1.015	1.018	1.019	0.641	Sandst.
cmb-57-2	91.44	1.005	1.011	1.016	1.017	0.358	
cmb-57-3	90.31	1.004	1.016	1.02	1.021	0.616	
cmb-57-4	106.7	1.002	1.008	1.01	1.01	0.664	

Probe	Kmean	L	F	T	P	P'	K	Kmax	Kint	Kmin
cmb-10-00	124	1.004	1.043	0.827	1.047	1.052	0.093	113/30	008/25	250/50
cmb-11-00	154	1.006	1.032	0.692	1.038	1.041	0.188	098/20	195/19	324/61
cmb-57-00	99	1.004	1.013	0.57	1.016	1.017	0.308	110/33	203/00	299/58
cmb-26-00	161	1.014	1.039	0.472	1.054	1.056	0.359	202/27	310/32	081/45
cmb-46-00	166	1.017	1.022	0.118	1.04	1.04	0.773	098/06	008/28	200/62
cmb-47-00	202	1.012	1.037	0.428	1.049	1.051	0.324	101/05	191/05	325/81
cmb-54-00	143	1.011	1.007	<b>-0.218</b>	1.018	1.018	1.571	100/20	335/57	200/26
cmb-55-00	163	1.01	1.02	0.4	1.029	1.03	0.500	094/05	192/60	001/30
cm-156-99	138	1.01	1.016	0.229	1.026	1.026	0.625	096/09	215/72	005/15
cm-157-99	227	1.012	1.032	0.43	1.045	1.046	0.375	341/19	077/20	210/62
cm-158-99	212	1.01	1.01	<b>-0.047</b>	1.02	1.02	1.000	100/02	010/39	196/49
cm-170-99	154	1.007	1.012	0.304	1.02	1.02	0.583	255/35	128/41	010/29
cm-173-99	202	1.006	1.017	0.408	1.023	1.024	0.353	084/18	296/66	177/13

Tab. C1: Zusammenfassung der Ergebnisse der Berechnungen der AMS-Ellipsoide von den Proben, an denen auch die AVR bestimmt wurde.

## Anhang D: Poster-Abstracts

Abstract zur Tagung EUROCLAY '99 in Krakau, Polen, 5.-9. September 1999

### **The kinetic influences on the crystallinity of clay minerals within the external Variscides of Europe**

K. Frings(1), L.N. Warr(1), H. deWall(1), G. Bresser(2), R. Walter(2)

(1)Geologisch-Palaeontologisches Institut, Ruprecht-Karls-Universitaet Heidelberg, Germany

(2)Geologisches Institut, RWTH Aachen, Germany

Although it is accepted that the crystallinity of clay minerals is sensitive to kinetic influences, such as rock deformation and fluids, there is still relatively little consensus as to the exact nature of the processes involved. This work considers these influences on the basis of two regional case studies, which have been investigated for IC, ChC, vitrinite reflectance and strain measurements. Both studies deal with parts of the external Variscides (S-Ireland and S-Cantabria, Spain) which consist mostly of Upper Carboniferous coal-bearing lithologies and are located in the vicinity of important regional fault zones. In S-Ireland the IC and ChC show an ordered imbalance with prograde metamorphic growth, where the ChC for the same samples indicate a slightly higher grade than the IC. Where a cleavage is developed, the strain increases and also the IC-ChC. This feature is observed next to major fault zones too. The northern part of a profile across the area shows IC and ChC values of the middle diagenesis. In contrast the vitrinite reflectance reveals conditions of the lower diagenesis. The second case study deals with a small pull-apart basin in the Cantabrian Mountains, Spain. Despite notable folding and faulting, no cleavage and only a weak internal strain was developed. The IC data indicates that diagenesis/anchizone boundary conditions prevailed and an inverted metamorphic grade with increasing stratigraphical age developed. Preliminary results will be presented to explain the observed inversion and the mechanisms and processes involved.

Abstract zur 78. DMG-Jahrestagung in Heidelberg, 24.-28. September 2000

### **Very low grade metamorphism in the Cinera-Matallana coal basin, Cantabrian Montains, Spain**

Frings, K. & Warr, L.N.,

Geologisch-Paläontologisches Institut, Ruprecht Karls Universität, INF 234, 69120 Heidelberg

Investigations of clay mineral crystallinity in Stephanian sediments of the Cinera-Matallana coal basin (CMB) show no burial related transformations. Instead our results indicate that the both fluid and rock deformation conditions played an important role in this setting, influencing crystallinity.

At the end of the Variscan Orogeny several small coal basins developed along major structural lines. These basins are considered to have first formed as small pull-apart basins during synorogenic transtensional deformation, with the intrusion of some dioritic to basaltic melts. The latest stages of the Variscan Orogeny were characterized by the development of transpressive folding and faulting and the inversion of the basinal contents. The Sabero-Gordon line, a major Variscan strike-slip fault (reactivated during the Alpine Orogeny), was the major controlling factor influencing the development of these structures.

This contribution presents the results of a combined study of clay mineral crystallinity and crystallite size distributions from the CMB. Examples are shown in order to assess the kinetic influences of clay mineral transformations. The following geological influences are investigated:

- magmatic related
- high-angle fault related
- low-angle detachment related (along coal seams)

Vitrinite reflectance data is also used to evaluate the temperature history of the CMB.

Comparisons are made with supplementary crystallinity data from neighbouring coal basins (La Magdalena and Sabero), which also support the idea of fluid related enhancement of clay mineral transformations.

Abstract zur Tagung TSK 8 in Freiburg, 4.-6. Oktober 2000

## The anisotropy of vitrinite reflectance and of magnetic susceptibility in the Cinera-Matallana coal basin, Cantabrian Mountains, Spain

Frings, K., deWall, H. & Warr, L.N.

Geologisch-Paläontologisches Institut, Ruprecht Karls Universität, INF 234, 69120 Heidelberg, Germany

At the end of the Variscan Orogeny several small coal basins developed along major structural lines in the Cantabrian zone. These late Carboniferous (Stephanian) basins are considered to have formed as pull-apart basins during synorogenic transtensional deformation, with the intrusion of some dioritic to basaltic melts. Subsequent development was characterized by transpressive folding and faulting and the inversion of the basinal contents. In the Cinera-Matallana basin no burial sequence is recognisable from the clay mineral crystallinity data. In contrast, the highest crystallinities (approaching anchizone) are recorded from the youngest stratigraphic horizons. These enhanced crystallinities may represent thermal anomalies in the basin. In order to establish the influence of deformation on the development of these anomalies, a case study was performed by measurements of the anisotropy of vitrinite reflectance (AVR) and the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS).

The AMS is a rapid tool for characterization of the deformation fabric of pelites and provides information about the preferred orientation of the phyllosilicate minerals. The AVR was determined on dispersed organic material within the sediments. The resulting AVR-ellipsoids were calculated based on measuring 3 orthogonal sections for each sample.

The results of two fold structures are here presented:

- A symmetrical, open fold structure with an upright fold axial plane. Samples have been taken from both the northern and southern limbs, and the hinge area. (**Fold 1**)
- S-vergent fold structure with displacement on a N-dipping fault plane which is subparallel to the axial plane of the fold structure. Samples from the fold limbs and the hinge area near the fault zone have been studied. (**Fold 2**)

In general the foliation of the AMS ellipsoids always trace the bedding and the long axis ( $k_{max}$ ) is oriented parallel to the fold axis.

**Fold 1:** The shape of the AVR-ellipsoid is oblate for both the samples from the limbs with generally low anisotropies ( $P = R_{max}/R_{min}$ ) of 1.15 and 1.19, respectively. In the sample from the hinge area the shape is clearly prolate and the anisotropy is significantly higher ( $P = 2.02$ ). In **Fold 2** both the samples in the hangingwall of the fault zone exhibit prolate AVR-ellipsoids while the sample from the limb section in the footwall shows an oblate geometry. The anisotropies are 1.25 and 1.38 in the hangingwall and 1.26 in the footwall. The highest value is observed in the sample nearest the fault zone. For this structure the orientation of the  $R_{max}$  direction differs significantly from the trend of the fold axis. The long axis from both the AVR- and the AMS-ellipsoids plunge gently to the N. The anisotropy of magnetic susceptibility is distinctly higher for this sample near the fault plane. Therefore we assume that the direction of maximum anisotropy in the magnetic and in the vitrinite fabric is influenced by transpressive (lateral) movements along the fault structure.

Abstract zur EUG XI -Tagung vom 8.-12.04. 2001 in Straßburg, Frankreich

## **Hydrothermal pyrophyllite in diagenetic grade mudstones and shales from the Cinera-Matallana coal basin of northern Spain**

K. Frings, L. N. Warr

Geologisch-Paläontologisches Institut, Ruprecht Karls Universität, INF 234, 69120 Heidelberg, Germany

Pyrophyllite is known as a clay mineral that grows typically within a hydrothermal environment or during anchizonal metamorphic conditions. Equivalent minimum temperatures for the prograde reaction  $1\text{Ka} + 2\text{Qz} = 1\text{Py} + 1\text{H}_2\text{O}$  are given at around 240-260°C, as calculated from the system CaO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O (FREY 1987). We report the widespread occurrence of pyrophyllite in diagenetic grade mudstones and shales from the Stephanian Cinera-Matallana coal basin of northern Spain and suggest a hydrothermal origin. In this contribution, the clay mineral growth relationships are addressed and the conditions of formation discussed in context to the geological setting.

On the basis of vitrinite reflectance data (1.3-2.1% R<sub>m</sub>, MENDEZ 1985), the maximum temperatures of the pyrophyllite-bearing pelitic lithologies does not appear to have exceeded ca. 200°C. Illite and chlorite crystallinity also indicate widespread diagenetic conditions, with only local diagenetic to anchizonal transitions. Based on over 100 samples from different structural positions within the coal basin, no relation is recognisable between subsidence, stratigraphical/structural position and clay mineral growth.

The mineral paragenesis of the pelites is illite, kaolin minerals, chlorite, quartz, pyrophyllite and minor amounts of albite. The most striking feature of this paragenesis is the coexistence of kaolin minerals and pyrophyllite within pelitic rocks of diagenetic range. To explain this coexistence we suggest polyphase clay mineral growth of metastable mineral phases occurred. The idea is supported also by the relation between illite and chlorite crystallinity, which indicate a disordered imbalance in the growth of their crystallites (WARR 1997). Polyphase formation is also evident from SEM investigations of the clay mineral phases, which display a variety of growth fabrics.

The occurrence of pyrophyllite in the diagenetic pelites of the Cinera-Matallana coal basin, forming apparently at temperatures <200°C, is not easy to explain. One possibility could be the lowering of the reaction temperature by the presence of methane (CH<sub>4</sub>), derived from the maturation of adjacent coal beds. The complex relationship and interaction of fluid chemistry, lithology, temperature and pressure (lithostatic/hydrostatic) could be the reason for the growth of pyrophyllite at diagenetic temperatures.

The occurrence of syn- to post-tectonic intrusions (sills and dykes) in the lowermost formations of the coal basin could be inducing stages of polyphase clay mineral growth. Localised temperatures of up to 600°C were attained at igneous contacts to produce natural cokes (MENDEZ 1985) and circulating hydrothermal fluid temperatures of 200-300°C are considered likely. According to KISCH (1987) this type of clay mineral paragenesis is typical for coal basin sequences combined with intrusional activities. We therefore conclude that polyphase clay mineral growth was related to hydrothermal fluid conditions, leading to the formation of pyrophyllite in diagenetic grade rocks.

### References:

- Frey, M. (1987): Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks.- In: Low temperature metamorphism (Ed. Frey M.), Blackie (Glasgow): 9-58.
- Kisch, H.J. (1987): Coorelation between indicators of very low-grade metamorphism.- In: Low temperature metamorphism (Ed. Frey M.), Blackie (Glasgow): 227-300.
- Mendez, A.J. (1985): Estudio de la evolucion de los carbonos de la cuenca Cinera-Matallana, Leon.- unpubl. Doct.-thesis, Univ. of Oviedo: 269 p.
- Warr, L.N. (1997): Microstructural trends in low temperature phyllosilicate assemblages: An X-ray diffraction approach.- Terra Abstracts, 9: 577.