

Das Miozän der Becken von Leoben und Fohnsdorf

The Miocene Leoben and Fohnsdorf Basins

Von

REINHARD F. SACHSENHOFER, WILFRIED GRUBER W. & ISTVAN DUNKL

Mit 24 Abbildungen, 1 Tabelle
With 24 figures, 1 table

Exkursionsführer

PANGEO 2010



Anschriften der Verfasser, addresses of the authors:

REINHARD F. SACHSENHOFER
Montanuniversität Leoben
Department Angewandte Geowissenschaften und Geophysik
A-8700 Leoben, Österreich
phone: +43 3842 402 6350
E-mail: Reinhard.Sachsenhofer@unileoben.ac.at

WILFRIED GRUBER
HOT Engineering
A-8700 Leoben, Austria,
phone: +43 3842 43053
E-mail: wgruber@hoteng.con.

Istvan DUNKL
University of Göttingen
Sedimentology & Environmental Geology
Geoscience Center
Goldschmidtstrasse 3
D-37077 Göttingen, Germany
phone: +49-551-39 79 21
E-mail: istvan.dunkl@geo.uni-goettingen.de

Journal of Alpine Geology	53	S. 9-38	Wien 2010
----------------------------------	-----------	----------------	------------------

Inhalt

Kurzfassung.....	10
Abstract.....	11
1. Einleitung.....	11
2. Geologischer Rahmen.....	11
3. Spaltspurendatierung vulkanogener Schichten in Becken entlang der Norischen Senke.....	14
4. Das Leobener Becken.....	17
4.1. Beckenstruktur und -evolution.....	17
4.2. Die Leobener Kohle.....	21
5. Das Fohnsdorfer Becken.....	26
5.1 Beckenstruktur und -evolution.....	26
5.2 Die Fohnsdorfer Kohle.....	30
6. Aufschlussbeschreibungen.....	32
Stopp 1: Pinge S´ Ehweiner (Leobener Becken).....	32
Stopp 2: Preg / Gulsen.....	34
Stopp 3: Massweg.....	34
Stopp 4: Sillweg E Fohnsdorf.....	34
Stopp 5: Flatschach N Zeltweg.....	35
Stopp 6: Ehemaliger Kohletagebau Dietersdorf.....	36
Stopp 7: Marmorsteinbruch Mosing.....	36
Stopp 8: Steinbruch Maria Buch nahe Judenburg.....	36
Stopp 9: Tongrube nahe Weißkirchen.....	37
Literatur.....	37

Contents

Kurzfassung.....	10
Abstract.....	11
1. Introduction	11
2. Geological Setting.....	11
3. Zircon fission track dating of volcanogenic layers in basins along the Noric Depression.....	14
4. Leoben Basin.....	17
4.1. Basin structure and evolution.....	17
4.2. The Leoben Coal.....	21
5. Fohnsdorf Basin.....	26
5.1. Basin structure and evolution.....	26
5.2. The Fohnsdorf Coal.....	30
6. Description of stops.....	32
Stop 1: Collapsed mine S´ Ehweiner (Leoben Basin).....	32
Stop 2: Preg / Gulsen.....	34
Stop 3: Massweg.....	34
Stop 4: Sillweg E Fohnsdorf.....	34
Stop 5: Flatschach N Zeltweg.....	35
Stop 6: Former open pit coal mine in Fohnsdorf/Dietersdorf.....	36
Stop 7: Marble quarry Mosing.....	36
Stop 8: Quarry Maria Buch near Judenburg.....	36
Stop 9: Clay pit near Weisskirchen.....	37
References.....	37

Kurzfassung

Die miozänen Becken von Fohnsdorf und Leoben entstanden als Pull-apart Becken entlang des sinistralen Mur-Mürz-Störungssystems während der Spätphase der alpinen Orogenese. Trotz großer Mächtigkeitsunterschiede ist die Schichtfolge in beiden Becken ähnlich. Die Beckenbildung setzte vermutlich im Karpatium mit fluviatilen Sedimenten ein. Darüber folgen im Badenium ein bis 15

m mächtiges Glanzbraunkohleflöz und Seesedimente, die an der Basis häufig bituminös entwickelt sind („Brand-schiefer“). Diese Abfolge spiegelt die für Pull-apart Becken typischen hohen Subsidenzraten wider. Bei abnehmender Subsidenzrate, wurden die Seesedimente von Deltaablagerung überdeckt, die das Auffüllen des Sees anzeigen. Eine weitere tektonische (Halbgraben) Phase der Beckenentwicklung ist auf das Fohnsdorfer Becken beschränkt.

Eine Formationsgliederung für das Miozän des Leobener Becken steht noch aus. Im Fohnsdorfer Becken werden die fluviatilen Sedimente einschließlich des Kohleflözes als Fohnsdorf-Formation bezeichnet. Die See- und Deltasedimente werden als Ingering-Formation abgetrennt, während die Apfelberg-Formation die Sedimente der Halbgraben Phase umfasst.

Neben der Gesamtmächtigkeit der Sedimente (Leoben: 400 m; Fohnsdorf: >2 km), unterscheidet sich das Fohnsdorfer Becken vom Leobener Becken auch durch brackische Beeinflussung. Überdies sind die Eigenschaften der Kohleflöze beider Becken unterschiedlich, obwohl ihre stratigraphische Position, Alter, Reife und Mächtigkeit ähnlich sind. Während die Leobener Kohle asche- und schwefelarm ist, ist jene von Fohnsdorf asche- und schwefelreich. Dies ist eine Folge der unterschiedlichen Moorfazies (Leoben: Hochmoor; Fohnsdorf: Niedermoor mit brackischer Beeinflussung).

Abstract

The Miocene Leoben and Fohnsdorf basins were formed along the sinistral Mur-Mürz fault system during the late phase of the orogenesis in the Eastern Alps. Despite of great differences in basin depth, the sedimentary successions in both basins are similar. Basin formation commenced probably in Karpatian (early Miocene) times with the deposition of fluvial sediments. During Badenian (middle Miocene) times an up to 15-m-thick seam with sub-bituminous coal and lacustrine deposits were laid down. This succession is controlled by high subsidence rates characteristic for pull-apart basin. When subsidence rates decreased, the lacustrine deposits were overlain by deltaic sediments, representing the filling stage of the lakes. A subsequent half-graben phase of basin evolution is restricted to the Fohnsdorf Basin.

The basin fill of the Leoben Basin has not yet been subdivided into formations. In the Fohnsdorf Basin the fluvial sediments including the coal are termed Fohnsdorf Formation, the coarsening-upward lake and delta sediments form the Ingering Formation, whereas the Apfelberg Formation includes the sediments deposited during the half-graben phase.

Apart from the cumulative thickness of the sediments (Leoben: 400 m; Fohnsdorf: >2 km), a significant brackish influence is unique for the Fohnsdorf Basin. Moreover despite of similar stratigraphic position, age, maturity, and thickness, the characteristics of coal in both basins are different. Whereas the Leoben coal is poor in ash and sulphur, the Fohnsdorf coal is ash- and sulphur-rich. This fact reflects different mire types (Leoben: raised mire; Fohnsdorf: low-lying mire with brackish influence).

1. Einleitung

Die Becken von Leoben und Fohnsdorf wurden im Miozän entlang des Mur-Mürz-Störungssystems (Norische Senke; Abb. 1) gebildet. Während des letzten Jahrzehntes

wurde eine Menge an Informationen über die geologische Entwicklung beider Becken gesammelt. Verschiedene Aspekte des Fohnsdorfer Beckens wurden publiziert (SACHSENHOFER et al. 2000a 2003, STRAUSS et al. 2001 2003, WAGREICH & STRAUSS 2005, HÖLZEL & WAGREICH 2004, HÖLZEL et al. 2006) und ein Exkursionsführer zusammengestellt (SACHSENHOFER et al. 2000b). Im Gegensatz hierzu wurde, abgesehen vom Kohleflöz (GRUBER & SACHSENHOFER 2001, BECHTEL et al. 2001), dem Leobener Becken nur geringe Beachtung beigemessen. Daher heben wir im vorliegenden Überblick die Architektur und Entwicklungsgeschichte des Leobener Beckens hervor. Bezüglich der Einzelheiten der Entwicklungsgeschichte und des Rohstoffpotentials des Fohnsdorfer Beckens, wird der Leser auf die angeführten Artikel verwiesen.

Radiometrische Alter der Sedimente der Norischen Senke sind, mit Ausnahme des Fohnsdorfer Beckens (EBNER et al. 2002), rar. Um diese Lücke zu füllen, werden hier erstmalig neue Spaltspurendatierungen von Tuffschichten des Leobener und Trofaiacher Beckens berichtet.

Sowohl das Leobener, als auch das Fohnsdorfer Becken enthalten Flöze mit Glanzbraunkohle, welche in der Vergangenheit im großen Maßstab abgebaut wurden. Obwohl die Lage des Kohleflözes innerhalb der sedimentären Abfolge in beiden Becken ähnlich ist, unterscheiden sich die Eigenschaften der Kohlen signifikant. Diese Variation der Kohleeigenschaften (Schwefelgehalt; Aschegehalt) spiegelt verschiedene Ablagerungsmilieus wider. Die miozänen Becken von Leoben und Fohnsdorf werden so zu Lehrbuchbeispielen für Kohlebildung in Hoch- und Niedermooren (GRUBER & SACHSENHOFER 2001, BECHTEL et al. 2001). Um dieser Tatsache Rechnung zu tragen, wird die Evolution der Kohleflöze im vorliegenden Beitrag im Detail diskutiert.

Die Beschreibung der Exkursionspunkte ist im letzten Teil des Artikels aufgeführt. Die Haltepunkte sind in Abb. 1 eingetragen.

2. Geologischer Rahmen

Die miozäne Geschichte der Ostalpen wird durch laterale Bewegungen krustaler Blöcke entlang sinistraler NE- (z. B. Mur-Mürz-Störungssystem) und dextraler SE-streichender Blattverschiebungen (z. B. Periadriatisches Lineament) charakterisiert (RATSCHBACHER et al. 1991; Fig. 1). Pull-apart Becken wurden im Überlappungsbereich von sinistralen Störungen entlang des Mur-Mürz-Störungssystems gebildet. Die relative seichten Leobener, Aflenzer und Parschluger Becken (SACHSENHOFER et al. 2001, 2003, 2008), das 1 km tiefe Trofaiacher Becken (GRUBER et al. 2004) und das mehr als 2 km tiefe Fohnsdorfer Becken (SACHSENHOFER et al. 2000a, b) wurden im zentralen Teil des Mur-Mürz Störungssystems gebildet (Abb. 1).

Trotz der großen Unterschiede in der Mächtigkeit der Beckenfüllung, ist die generelle stratigraphische Abfolge in allen Becken ähnlich (Abb. 2): Typischerweise sind die Becken von unten nach oben mit fluviatilen Sedimenten, einem einzelnen Kohleflöz und Seesedimenten gefüllt

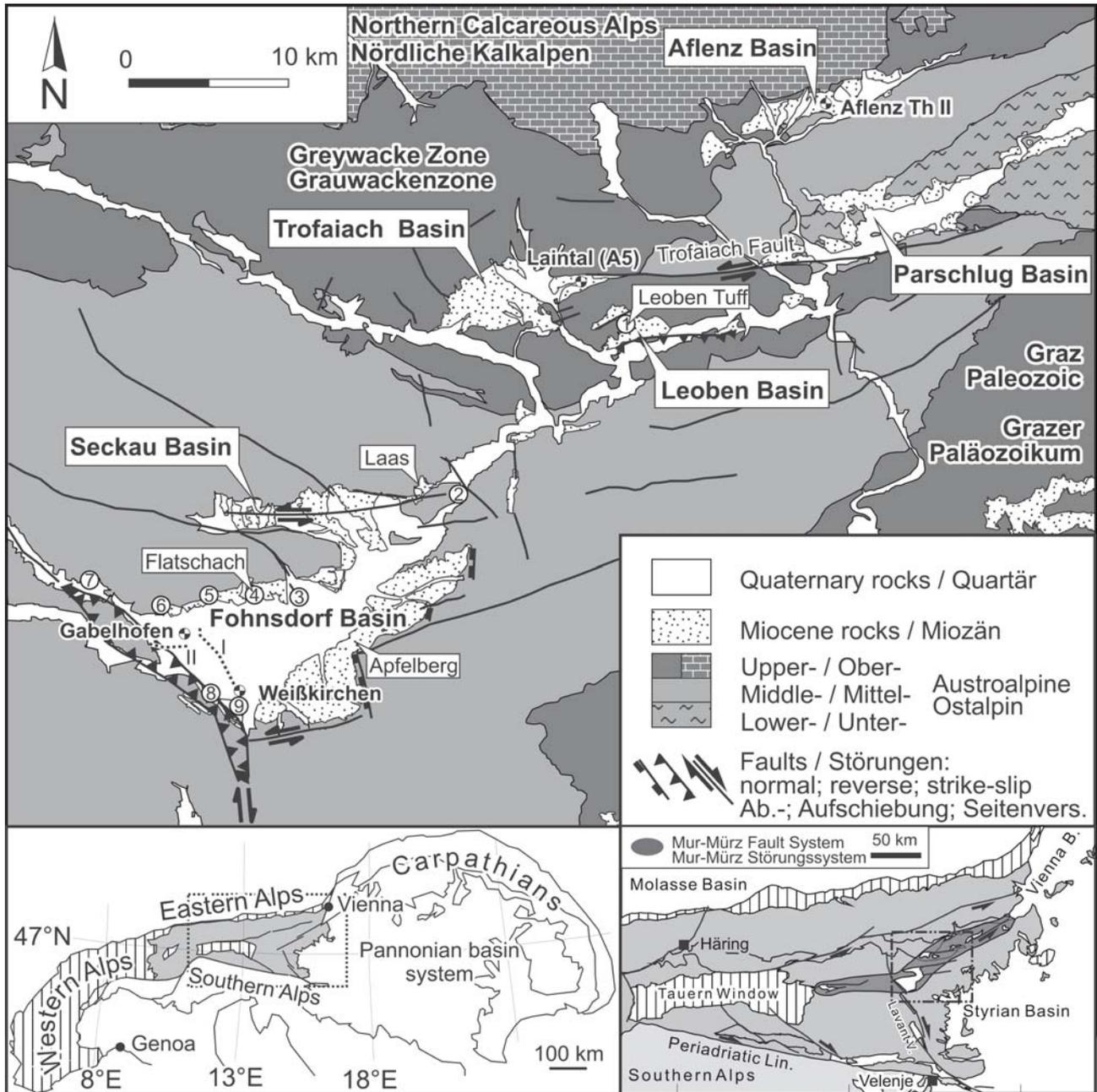


Abb. 1: Schematische Karte des Untersuchungsgebietes (modifiziert nach DECKER & PERESSON 1996 und NEUBAUER et al. 2000). Gepunktete Linien (I, II) im Fohnsdorfer Becken repräsentieren Seismiklinien (Abb. 15). Die Lokation der Exkursionshaltepunkte sind verzeichnet (1 bis 9). Die Inserts zeigen die Lage des Untersuchungsgebietes in den Ostalpen und im Bereich des Alpen-Karpatenbogens.

Fig. 1: Sketch map of the study area (modified after DECKER & PERESSON 1996; NEUBAUER et al. 2000). Stippled lines in the Fohnsdorf Basin (I, II) represent seismic sections (Fig. 15). The location of field trip stops are indicated (1 to 9). The insets show the study area within the Eastern Alps and the Alpine-Carpathian realm.

(SACHSENHOFER 2000). Diese Abfolge spiegelt die hohen Subsidenzraten wider, welche für tektonisch kontrollierte Becken charakteristisch sind (z. B. LAMBIASE 1990, ALLEN & ALLEN 1990). Zumindest zeitweise existierte eine Verbindung mit dem marinen Milieu im Lavantaler Becken (siehe Abb. 3 für eine paläogeographische Karte), die zu einer brackischen Beeinflussung der Seen führte. Nach oben hin gehen die Seesedimente graduell in Delta- und

Flussablagerungen über.

Die wenigen vorliegenden bio- und chronostratigraphische Daten deuten ein Karpat-/Badenalter (Unter-/Mittelmiozän) der Becken entlang des Mur-Mürz Störungssystems an. Spaltspurendatierungen an Tuffen werden im folgenden Abschnitt diskutiert.

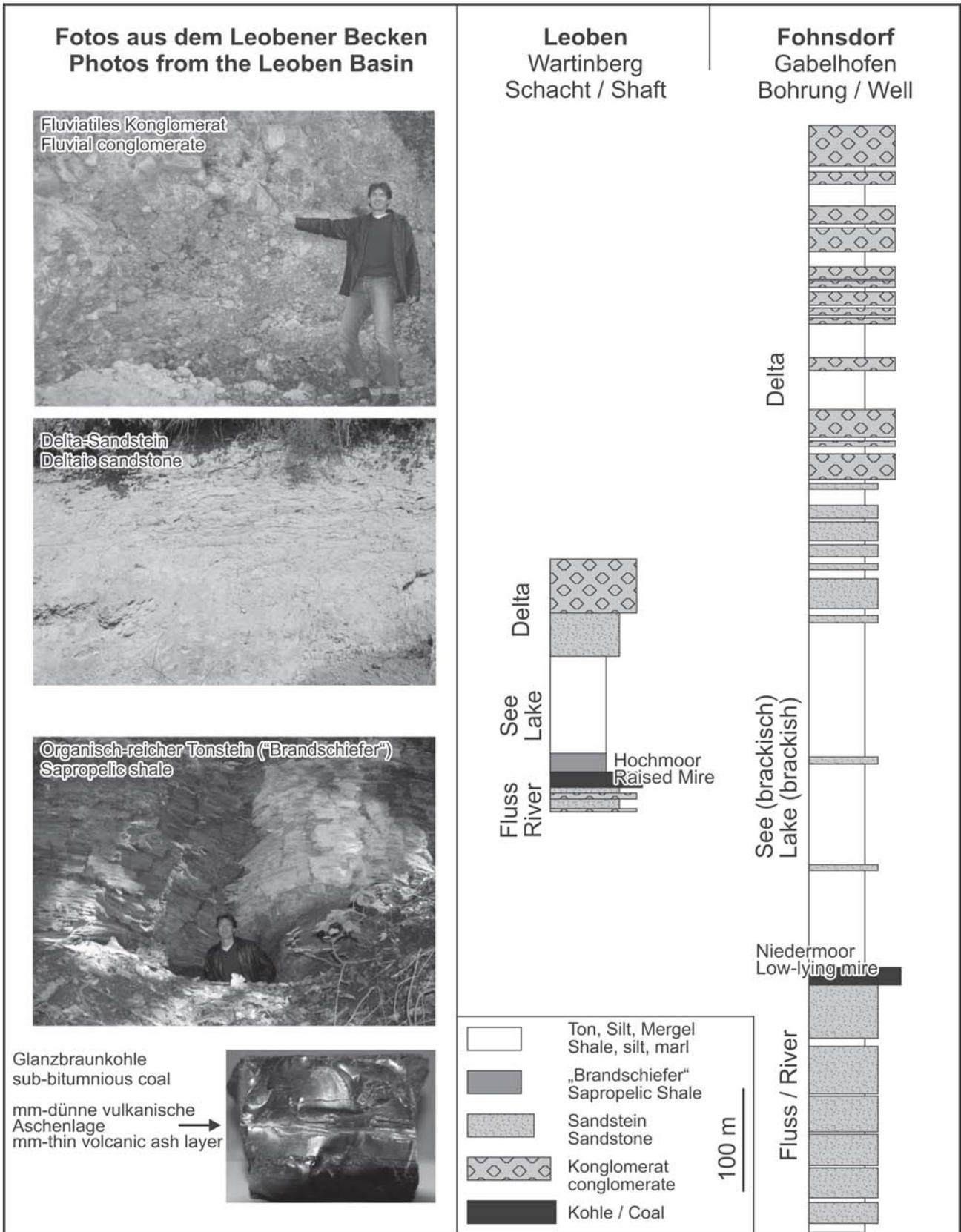


Abb. 2: Sedimentäre Schichtfolgen im Leobener und Fohnsdorfer Becken. Die Fotos zeigen typische Lithologien des Leobener Beckens.

Fig. 2: Sedimentary columns in the Leoben and Fohnsdorf basins. Fotos shows typical lithologies in the Leoben Basin.

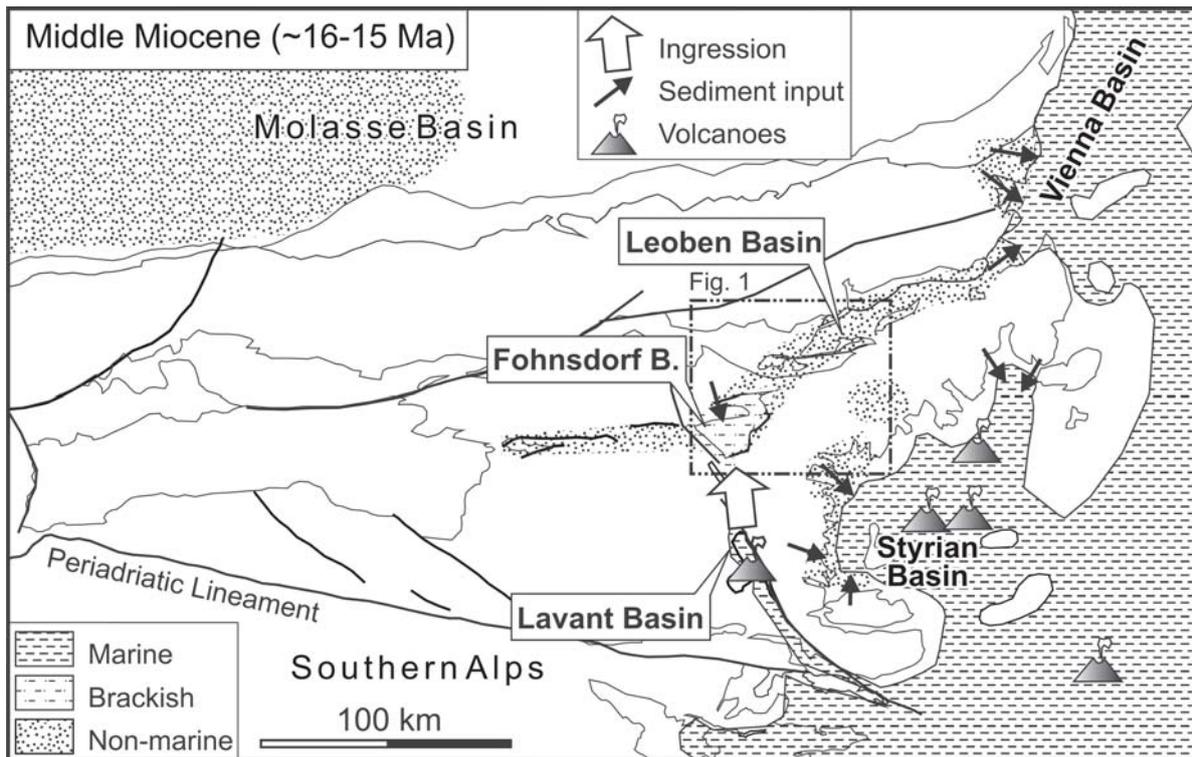


Abb. 3: Paläogeographische Karte der Ostalpen im frühen Mittelmiozän (SACHSENHOFER et al. 2003).

Fig. 3: Paleogeographic map of the Eastern Alps during the early middle Miocene (SACHSENHOFER et al. 2003).

3. Spaltspurendatierung an Zirkonen vulkanogener Schichten in Becken entlang der Norischen Senke

Die Becken entlang des Mur-Mürz-Störungssystems beinhalten vulkanische Aschenlage, die aber häufig mit siliziklastischem Material vermischt und oft in Bentonit umgewandelt sind. Daher ist die Datierung dieser tuffitisch-bentonitischen Schichten mittels der K/Ar-Methode schwierig. Jedoch beinhalten beinahe alle vulkanogenen Horizonte idiomorphe Zirkonkristalle. Durch Einzelkorndatierungen der Zirkone ist es möglich die detritische Kontamination herauszufiltern und das Alter der vulkanischen Eruption zu bestimmen.

Die folgenden Proben wurden untersucht (Lage siehe Abb. 1):

- Laintal: Tufflage in Bohrung A5 (425 m Tiefe) im östlichen Teil des Trofaiacher Beckens (GRUBER et al. 2004).
- Leoben: Tufflage oberhalb des Flözhorizontes (ca. 600 m SSW Ehtreiber). Der Tuffhorizont wurde während einer Fossilgrabung durch das Landesmuseum Joanneum freigelegt.
- Laas: Mindestens 1 m mächtige, weißliche Tufflage in basalen Sedimenten in der östlichen Fortsetzung des Seckauer Beckens (POLESNY 1970).
- Flatschach: Tuff innerhalb der Ingering-Formation (ca. 500 m W der Kirche von Flatschach; siehe Stopp 4).
- Apfelberg: Tuff innerhalb der Apfelberg-Formation in einer ehemaligen Tongrube S von Landschach (STRAUSS et

al. 2003).

Zirkontypologie

Die Zirkonkristalle in den untersuchten Lagen aus dem Trofaiacher, Leobener und Fohnsdorfer Becken sind überwiegend idiomorph (Abb. 4). Die morphologische Charakterisierung der Zirkonkristalle folgt PUPIN (1980). Die Beschreibung der Kristalle wurde mit einem Zeiss Axiophot Mikroskop in Luft, Entellan Harz (MERCK) oder in Ethyl-Alkohol im Fall von Proben mit sehr niedrigen Zirkongehalten durchgeführt. Nach Verdampfung des Alkohols wurden die Teilproben mittels der Spaltspurenmethode datiert. Die typologischen Plots sind in Abb. 5 dargestellt. Nach der externen Kristallmorphometrie sind die Laaser und Flatschacher Proben Mischungen. Die Morphotypen haben eine charakteristische Häufung um das Feld S12, was einen vulkanischen Ursprung wahrscheinlich kalkalkalischen Charakters anzeigt. Kristalle, die in die P-Felder plotten, stammen dagegen wahrscheinlich von Gesteinen alkalischen Charakters ab. Die Kristalle der S-Felder sind meist farblos, während die P-Typ-Kristalle hauptsächlich rot sind. Die Mischung der zwei Komponenten kann entweder in der magmatischen Phase, während der Explosion, oder auch während Sedimenttransportes (im Falle der Bentonite) passiert sein.

Die Messungen der Spaltspuren wurden mittels der externen Detektormethode mit Zeta-Kalibrierung durchgeführt (GLEADOW 1981). Die experimentellen Bedingungen wer-

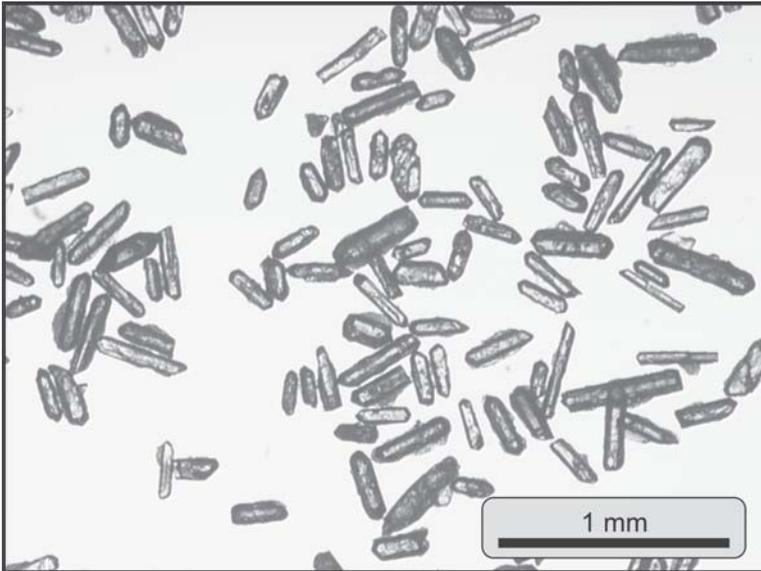


Abb. 4: Gelängte idiomorphe Zirkonkristalle, die charakteristisch für miozänen Tuffitlagen sind (Probe aus Laas).

Fig. 4: Elongated euhedral zircon crystals, which are characteristic for Miocene tuffites (sample from Laas).

den in DUNKL et al. (2001) diskutiert. Die Ergebnisse sind in Tabelle 1 dargestellt. Die Altersverteilung der Einzelkristalle in den Proben von Laintal, Leoben und Apfelberg sind kompakt und das Ergebnis des Chi-Quadrat-Tests zeigt den Ursprung von einer einzigen Quelle. Wir nehmen daher an, dass die Zirkonkristalle in diesen tuffhaltigen Schichten von einzelnen Eruptionen herrühren. In diesen Fällen kann das zentrale Alter (GALBRAITH & LASLETT 1993) als das Alter der vulkanischen Aktivität betrachtet werden.

Andererseits beweisen die Verteilungen der Zirkonalter und die nicht erfolgreichen Chi-Quadrat-Tests in den Flatschacher und Laaser Proben einen zusammengesetzten Ursprung (Tab.1). In der Probe Flatschach können deutlich zwei Populationen unterschieden werden (Abb. 6). Nach der Aussortierung der beiden Körner, welche FT-Alter zwischen 100 und 200 Ma besitzen, bestehen die übrigen 20 Kristalle den Chi-Quadrat-Test und geben ein zentrales Alter von 14.9 ± 0.7 Ma an. Die Elimination der beiden Kristalle basiert nicht nur auf ihren stark abwei-

chenden Altern, sondern auch darauf, dass die beiden alten Kristalle gerundet sind. Die Mischung von Kristallen aus zwei verschiedenen Herkunftsgebieten ist daher evident. Die Alter der detritären Zirkone sind größer als die „eoalpinen“ Abkühlungsalter der Zirkone des ostalpinen Grundgebirges (typischerweise zwischen 80 und 65 Ma; FÜGENSCHUH et al. 1997, ELIAS 1998). Deshalb nehmen wir an, dass sie aus Zonen mit nur schwacher spätkretazischer metamorpher Überprägung stammen (DUNKL et al. 1999). Die Vermischung vollzog sich wahrscheinlich in einem „kalten“ Environment während des Sedimenttransportes, nach der Eruption.

In der Laaser Probe ist die Lücke zwischen der jungen und alten Population nicht so groß wie in der Flatschacher Probe, erlaubt aber dennoch eine eindeutige Trennung (keine Kristallalter zwischen 23 und 47 Ma, siehe Abb. 6). Die junge, syn-sedimentäre, vulkanogene Population besitzt ein Alter von 17.1 ± 0.7 Ma. Die Separierung der prä-miozänen Körner basiert auch auf einem alters-

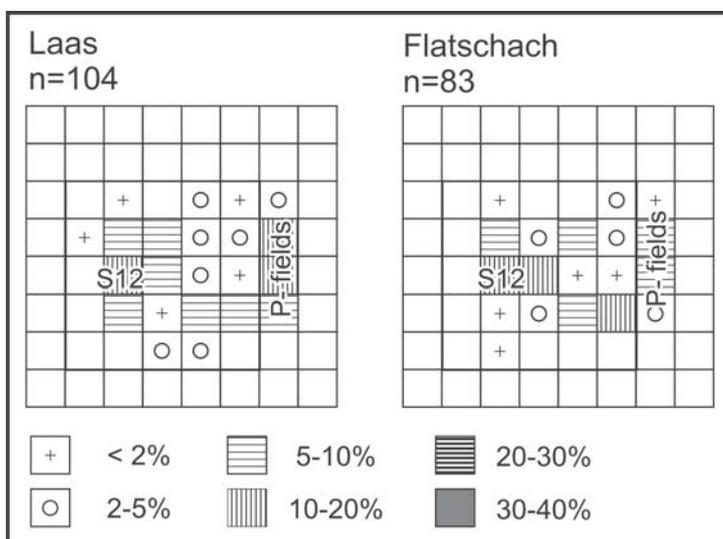


Abb. 5: Zirkontypologie der Tuffitschichten aus dem Fohnsdorfer Becken, welche eine Mischung von Zirkonen verschiedener Herkunft anzeigen.

Fig. 5: Zircon typology of tuffite layers from the Fohnsdorf Basin indicating mixture of zircons from different sources.

Locality	Petro- graphy	Cryst.	Spontaneous	Induced	Dosimeter	$P(\chi^2)$ (%)	FT age*	
			ρ_s (Ns)	ρ_i (Ni)	ρ_d (Nd)		(Ma \pm 1s)	
Laintal (A5)	bentonite	9	45.2 (302)	124.8 (834)	7.48 (5321)	51	17.3	\pm 1.2
Leoben	bentonite	20	34.7 (775)	83.3 (1859)	5.58 (2611)	55	14.9	\pm 0.7
Laas	tuff	25	52.3 (1507)	102.1 (2940)	6.70 (4543)	<1	23.1	\pm 2.8
			<i>volcanogenic population</i>		10	17.1	\pm 0.8	
			2	-	51.6	\pm 6.6		
Flatschach	bentonite	22	52.9 (905)	88.7 (1517)	4.54 (8928)	<1	18.1	\pm 2.4
			<i>volcanogenic population</i>		25	14.9	\pm 0.8	
			2	-	142.4	\pm 29.6		
Apfelberg	tuff	20	41.2 (556)	114.7 (1545)	6.73 (4543)	100	15.5	\pm 0.8

Cryst: number of dated zircon crystals

Track densities (ρ) are as measured ($\times 10^5$ tr/cm²); number of tracks counted (N) shown in brackets.

*: Central ages calculated using dosimeter glass: CN 2 with $\zeta_{CN2} = 127.8 \pm 1.6$.

$P(\chi^2)$: probability obtaining Chi-square value for n degree of freedom (where n = no. crystals-1).

Tab. 1: Ergebnisse der Spaltspuren-Geochronologie. Der Fehler wurde unter Anwendung des klassischen Vorgehens errechnet; die einzelnen Poisson-Abweichungen angezeigt (GREEN 1981). Die fett gedruckten Alter werden als die Alter der Haupteruptionen der vulkanogenen Schichten interpretiert.

Table 1: Results of fission track geochronology. The error was calculated by using the classical procedure; the single Poisson dispersions indicated (GREEN 1981). The ages printed in bold are considered as the ages of the major eruptions of the volcanogenic layers.

unabhängigen Faktor: sie sind farblos, während die Kristalle mit Miozänaltern rot sind.

oligomikt sind. Neben den miozänen vulkanogenen Komponenten wurden prä-kretazische, eoalpine (Oberkreide) und paläogene Zirkon-FT-Alter entdeckt. Die Isolierung der synsedimentären vulkanogenen Komponenten ist sowohl mittels phänomänologische Kriterien (Morphologie, Farbe, Zonierung, Einschlüsse), als auch mittels

Interpretation

Die Zirkonmorphologien und die Verteilung der Einzelkornalter zeigen, dass die Proben aus Laas und Flatschach

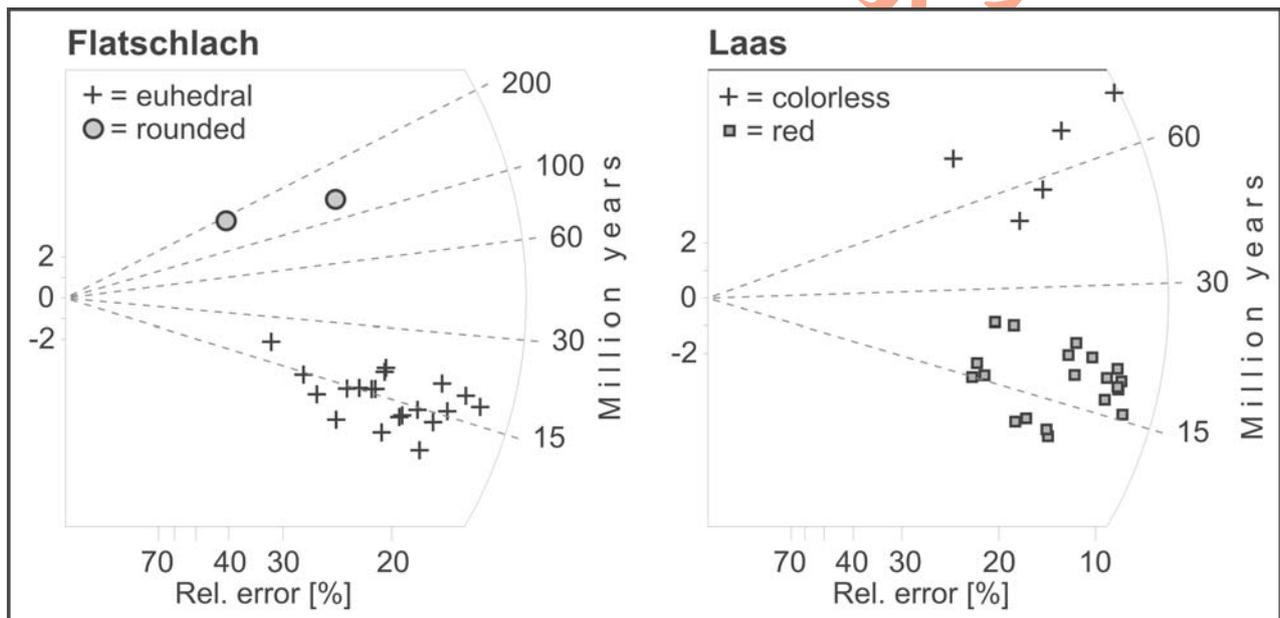


Abb. 6: Radial Plots der Proben mit mehreren Alterspopulationen. Die Separierung der verschiedenen Populationen ist offensichtlich.

Fig. 6: Radial plots of the composite samples. The separation of the old populations is obvious.

statistischer Tests möglich.

- Die FT-Alter der vulkanogenen Zirkonpopulationen reichen vom Otnangium / Karpatium (Laintal, Laas) bis zum frühen / mittleren Badenum (Leoben, Flatschach, Apfelberg). Diese Alter stimmen mit der Hauptphase der steirischen Vulkanaktivität überein (HANDLER et al. 2006).
- Als ein methodisches Ergebnis können wir den Charakter der vulkanogenen Zirkone miozänen Alters hervorheben: Sie sind stets stark elongiert, oft nur von der {101}-Pyramide gekrönt. Die Farbe ist oft rot und zoniert, wobei

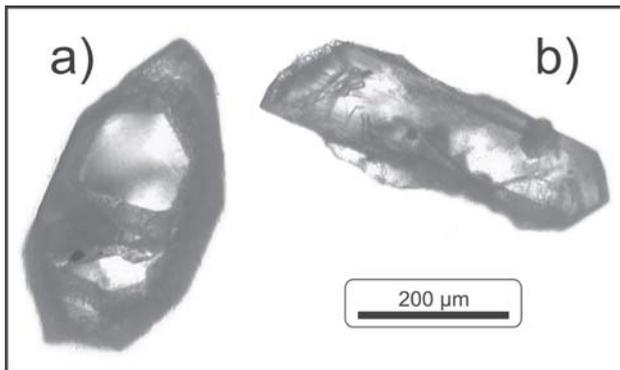


Abb. 7: Zwei unterschiedliche Typen von Zirkonkristallen in der Laaser Probe.

- a) Breiter, kurzer, farbloser Kristall mit gut entwickelten {101} und {211} pyramidalen Flächen, typisch für ostalpine Orthogneise und paläogene periadriatische Magmatite.
- b) Länglicher roter Kristall mit {101} pyramidalen Flächen und zahlreichen elongierten Einschlüssen, charakteristisch für mittelmiozäne vulkanische Gesteine.

Fig. 7: The two types of zircon crystals in the Laas sample. a) Broad, short, colorless crystal with the well developed {101} and {211} pyramidal faces typical for orthogneisses of the Austroalpine realm and for the Paleogene Periadriatic igneous formations. b) Elongated, red crystal with only {101} pyramidal faces and numerous elongated inclusions characteristic for Middle Miocene volcanic rocks.

es bezüglich des Urangehaltes keine Zonierung gibt. Die Kristalle sind sehr reich an gelängten Kristalleinschlüssen und Glaseinschlüssen parallel zur c-Achse.

4. Das Leobener Becken

4.1. Beckenstruktur und -evolution

Das Leobener Becken befindet sich nördlich der Stadt Leoben und wird durch einen Sattel in zwei Teilbecken getrennt. Diese werden Seegrabener Becken (oder Hauptbecken) und Tollinggrabener Becken genannt (Abb. 8). Die maximale Tiefe von ca. 400 m findet sich im Seegraben Becken nahe der südlichen Randstörung. Das

Tollinggrabener Becken ist kleiner und ENE-WSW orientiert.

Beckenfüllung

Die Sedimentation begann in kleinen Trögen innerhalb des phyllitischen Grundgebirges, mit der Ablagerung von bis zu 50 m mächtigen grobkörnigen klastischen Sedimenten, die dünne Kohlelagen beinhalten („Liegendschichten“; LACKENSCHWEIGER 1937, Abb. 9). Die vorherrschend phyllitischen Komponenten deuten auf eine lokale Herkunft hin. Dünne Kohleflöze mit tonigen und sandigen Anteilen deuten auf ein limnisches oder marginal fluviales Milieu mit einem hohen Wasserspiegel hin.

Ein bis 16 m mächtiges Kohleflöz überlagert die alluvialen Sedimente, liegt aber normalerweise direkt paläozoischen Gesteinen auf. Die Torfakkumulation wurde durch hohe Subsidenzraten beendet, was das Ertrinken des Sumpfes zur Folge hatte und einen See entstehen ließ. Die verschiedenen Stadien der Kohlenbildung werden im Detail in Kapitel 4.2 beschrieben.

Das Flöz wird von bis zu 18 m sapropelitischen Tonen („Brandschiefer“) bedeckt, welche in dem neu gebildeten See abgelagert wurden. Das Zirkonspaltspurenalter einer Tuffschicht an der Basis der sapropelitischen Tone (14.9 ± 0.7 Ma; Kapitel 3) datiert das Ende der Kohlebildung mit frühem / mittlerem Badenum (mittleres Miozän).

Die sapropelitischen Tone enthalten Überreste von Fischen und eine fossile Flora von über 400 Arten (ETTINGSHAUSEN 1888). Die sehr reichhaltige und vielfältige Flora repräsentiert Pflanzen, die im Randbereich oder im Hinterland des Sees lebten. Im Gegensatz zur Kohle sind die sapropelitischen Tone reich an Schwefel. Dies könnte einen brackischen Einfluss andeuten, der im benachbarten Fohndorfer Becken gut belegt ist (SACHSENHOFER et al. 2003). Allerdings können schwefelreiche Sedimente auch im Süßwasser, an der Basis von transgressiven Abfolgen, entstehen. In jedem Fall, zeigen die Süßwasserfischfauna (siehe WEBER & WEISS 1983 für eine Zusammenfassung) und ein geringer Schwefelgehalt in den Proben aus dem oberen Teil der lakustrinen Sedimente, dass ein eventueller brackischer Einfluss nur von kurzer Dauer war.

Die sapropelitischen Tone gehen nach oben hin in Mergel und Sandsteine über (LACKENSCHWEIGER 1937). Diese Abfolge nimmt gegen Süden an Mächtigkeit zu und erreicht maximal 140 m.

Bis zu 60 m Konglomerat („Hauptkonglomerat“) überlagern den Hauptteil der tieferen Schichten diskordant. Teilweise liegen sie auch direkt dem umgebenden Grundgebirge auf. Die kalkig verkitteten Konglomerate, deren Komponenten bis zu 40 cm Durchmesser erreichen, bilden steile Wände in den obertägigen Aufschlüssen. Mergelige Sandsteine und Konglomerate („Hangendkonglomerat“) formen das Top der miozänen Schichten. Eine reichhaltige Vertebratenfauna wurde ca. 240 m über dem Flöz nachgewiesen (MOTTL 1970, WEBER & WEISS 1983).

Beckenstruktur

Vier N-S verlaufende Profile (Abb. 9) geben Auskunft über die Beckenstruktur. Das tektonische Hauptelement des

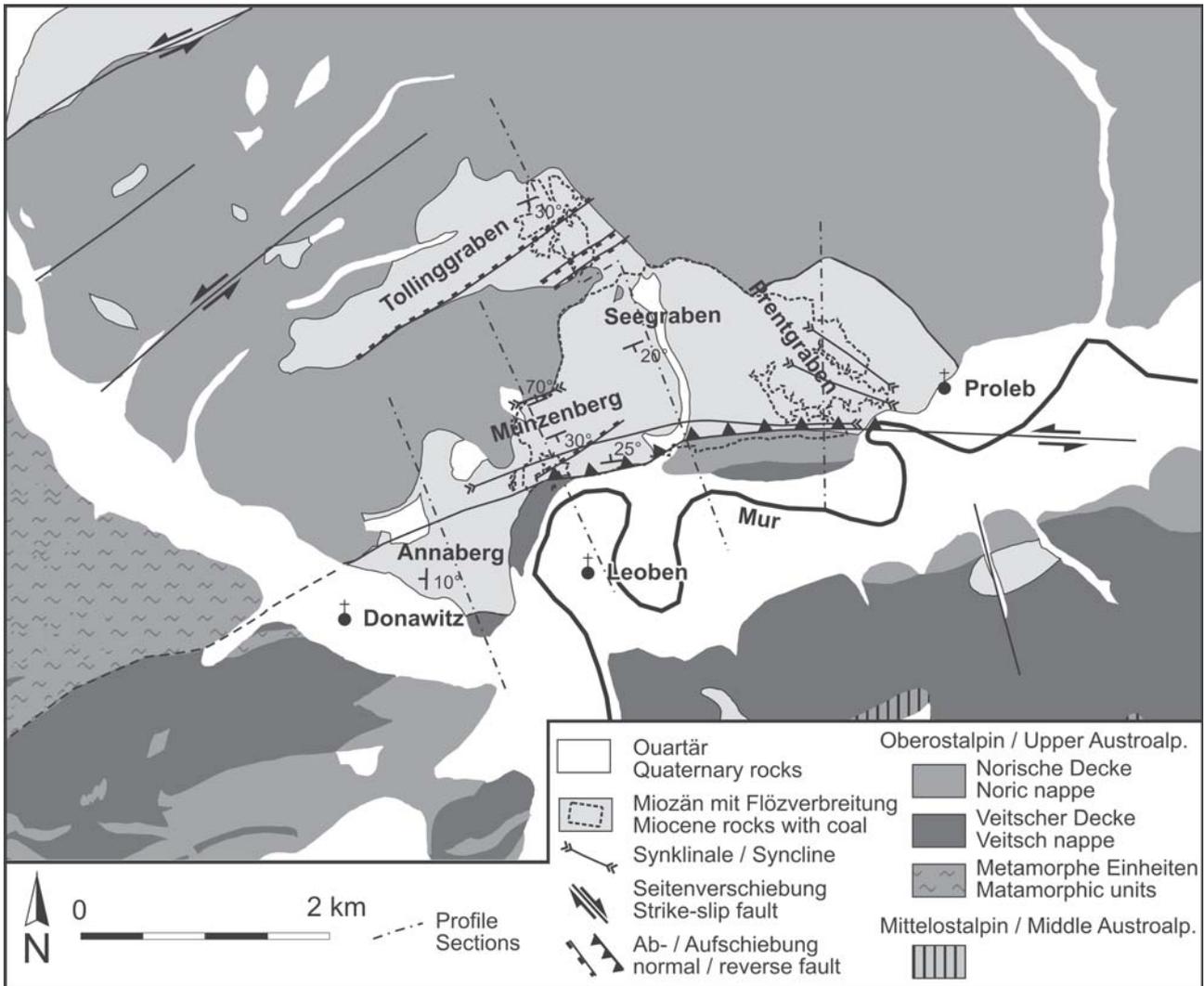


Abb. 8: Geologische Karte des Leobener Beckens. Die Umgrenzung des Kohleflözes und der Verlauf der in Abb. 9 dargestellten N-S Profile werden gezeigt.

Fig 8: Geologic sketch map of the Leoben Basin showing locations of subbasins and the outline of the coal seam. N-S sections indicated are shown in Fig 9.

Leobener Beckens ist die Beckensüdrandstörung („Seegrabenbruch“ nach Schmidt, 1920). Diese betritt das Becken von Osten her als sinistrale Blattverschiebung und bildet hierbei wahrscheinlich eine negative Flower-Structure. Im zentralen Teil des Beckens wandelt sich die Beckensüdrandstörung in eine Aufschiebung. Das Kohleflöz wird hierbei stark deformiert, in mehrere enge Falten gelegt und entlang der Aufschiebung nach oben geschleppt. Im Westen nimmt gegen Donawitz der Versatz entlang der Störung ab.

Im östlichen Teil des Beckens bildet das Kohleflöz zwei NW-SE orientierte Synklinalen (Profil Prentgraben in Abb. 9). Zum Kamm der Antiklinalen hin keilt die Kohle aus (LACKENSCHWEIGER 1937). Die Einfallrichtung der sedimentären Bedeckung wechselt entlang eines N-S-Profiles von generell S nach flach gegen N. Südwärts einfallende Abschiebungen sind vom Kohleflöz nur unmittelbar nördlich der Beckensüdrandstörung dokumentiert.

In seinen zentralen und westlichen Teilen ist das Seegrabener Beckens als asymmetrischer Trog entwickelt. Der Hauptteil des Beckens wird von dem nach Süden einfallenden Schenkel gebildet. Nur im Westen (Profil Annaberg in Abb. 9), wo der Trog seichter wird (geringerer Versatz an der Hauptstörung) sind Konglomerate (und untergeordnet Sandsteine und Siltsteine) südlich der Hauptstörung präsent.

Auch der nördliche und der östliche Rand des Hauptbeckens sind tektonisch beeinflusst. Der Kontakt der Konglomerate zum Grundgebirge wurde nahe Proleb mit einem Einfallen von 45° kartiert (HERMANN 1995). Entlang des früher abgebauten Ausbisses der Kohle am nördlichen Beckenrand nahe Mänzenberg ist das Flöz überkippt und fällt mit 75° Richtung Norden ein (Profil Mänzenberg in Abb. 9; PETRASCHECK 1926).

Entlang des nordwestlichen Randes des Tollinggrabener Beckens überlagern Kohle und Konglomerate diskordant die Gesteine des Grundgebirges. Im Gegensatz dazu wird

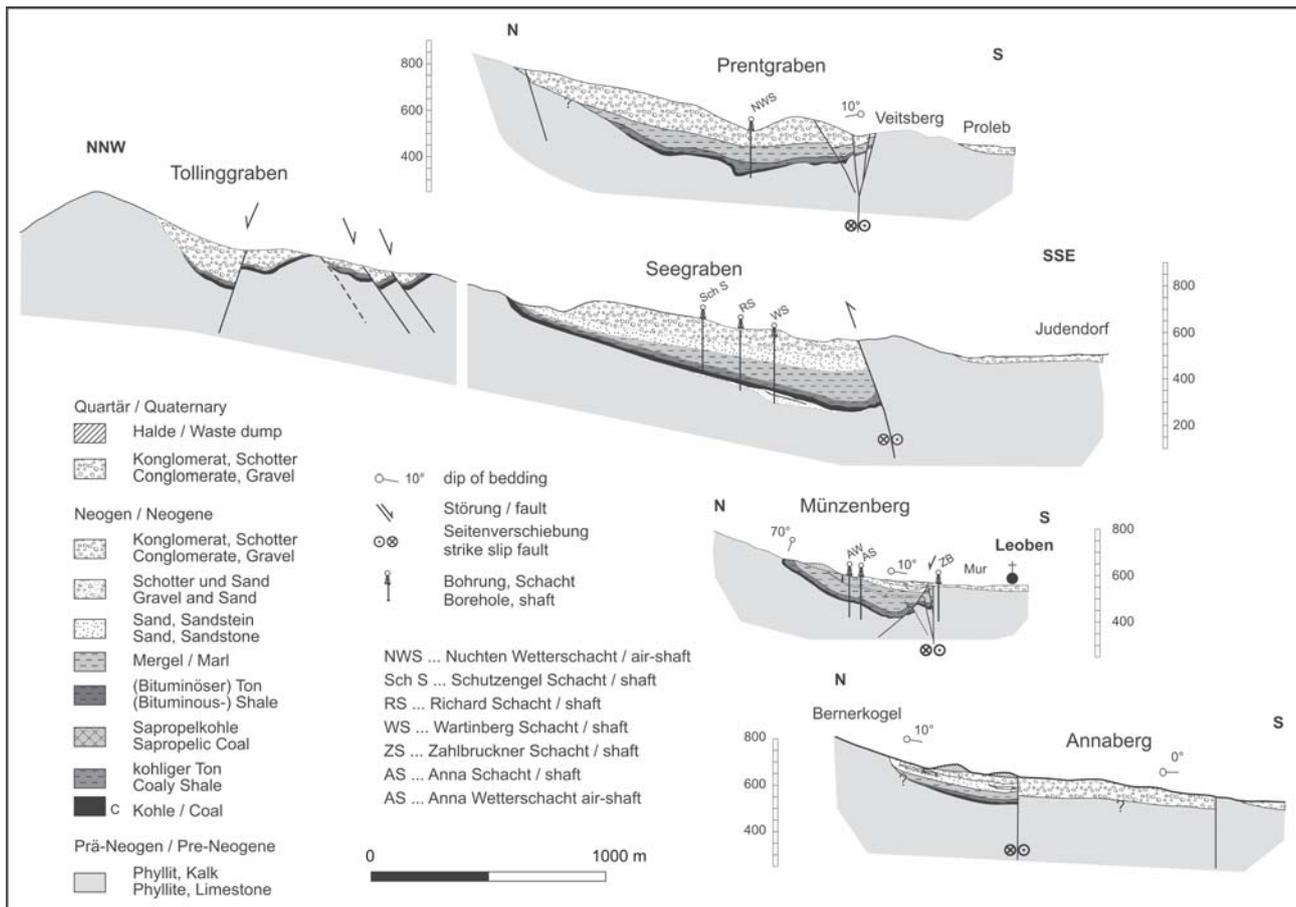


Abb. 9: N-S-Profile durch das Leobener Becken (zusammengestellt nach PETRASCHECK 1926 und unveröff. Daten der Bergbehörde). Die Lage der Profile ist in Abb. 8 dargestellt.

Fig. 9: Series of N-S sections across the Leoben basin compiled from PETRASCHECK (1926) and unpublished data from the mining authority. For location of sections see Fig. 8.

der südöstliche Rand des Teilbeckens von einer steilen Abschiebung, die mit mehr als 100 m Versatz nordwärts einfällt, gebildet. Nahe dem Sattel, welcher das Tollinggrabener Becken mit dem Seegrabener Becken verbindet, treten südwärts einfallende Abschiebungen auf (Profil Tollinggraben-Seegraben in Abb. 9).

Beckenentwicklung

Die Beckenbildung verlief in mehreren Phasen. Anfänglich bildete das Becken eine seichte Mulde, in der die basalen Schichten („Liegendschichten“) und das mächtige Kohleflöz abgelagert wurden. Hiernach verursachten zunehmende Subsidenzraten das Ertrinken des Flözes. Die rasche Beckenabsenkung steht wahrscheinlich mit einem transtensiven Regime mit einer einzigen aktiven Blattverschiebung am südlichen Beckenrand in Verbindung. Die Extension erfolgte in NW-SE-Richtung (Abb. 10a). Ein sinistraler Versatz entlang der Beckensüdrandstörung wird in Analogie zur parallelen Trofaiach-Seitenverschiebung angenommen (Lage der Trofaiach Störung siehe Abb. 1). In dem neu entstandenen See wurde Ton (an der Basis bituminös) abgelagert. Die Mächtigkeit der Schichten über dem Kohleflöz nimmt nach Süden hin zu, was auf höhere

Subsidenzraten entlang der südlichen Randstörung hindeutet. Dies stellt den Beginn der Verkipfung des Beckens nach Süden (oder der nachfolgenden Erosion im Norden) dar. Dieses Stadium wird von NEUBAUER et al. (2000) als südwärts verkippter Halbgraben in einem generellen Seitenverschiebungs-Regime charakterisiert.

Viele Beobachtungen deuten auf eine frühe kompressive Deformation der Kohle und ihrer Tonbedeckung hin (Abb. 10b, 11b):

- Mikrobilder zeigen, dass die Kohle intensiv verfault ist. Es zeigen sich Knetstrukturen und Wirbelfalten (PETRASCHECK 1940). Andererseits sind Mikrorisse in der Kohle nachträglich vollständig verheilt. Diese durchbewegte Kohle ist härter und fester als undeformierte Kohle. PETRASCHECK (1940) leitete davon ab, dass die Inkohlung die Deformation der Kohlen überdauert hat. Plastische Deformation ist zudem nur in einem frühen Stadium der Inkohlung möglich. Kohle höherer Maturität würde zerbrechen und bei Deformation spröde reagieren.
- Phyllitische Blöcke, die entlang der Beckensüdrandstörung mit der Kohle verfault sind, wurden intensiv alteriert und gebleicht (LACKENSCHWEIGER 1937). Dies ist vermutlich auf die Wirkung von Huminsäuren zurück-

zuführen, die nur in einem sehr frühen Stadium der Kohlebildung (Torfbildung) präsent sind.
 · Falten in den sapropelitischen Tonen (PETRASCHECK 1926) deuten auf Rutschungsereignisse entlang der deformierten Beckenränder hin.
 Verfaltung und Überschiebung des Kohleflözes und ebenso die Bildung der Synklinalen im östlichen Teil des Beckens sind wahrscheinlich das Ergebnis von NE-SW-Kompression. Für den Fall, dass die Beckensüdrandstörung aktiv blieb, kann von einem sinstralen, transpressiven Regime für dieses Stadium der Beckenbildung ausgegangen werden. Allerdings könnte die W-E orientierte Faltenachse im Bereich Münzenberg von einer leichten lokalen Abweichung des Spannungsfeldes resultieren.

Während einer dritten Phase der Beckenentwicklung nahm die südwärtige Verkippung zu. Dies resultierte in einer konstant zunehmenden Mächtigkeit der Schichten gegen Süden und dem hauptsächlich südwärtigen Einfallen des Kohleflözes (Abb. 10). Es wurden vorwiegend Mergel und Sandsteine abgelagert. Nach PETRASCHECK (1926) belegen kantige Kohlenbruchstücke in den Sandsteinen Erosion in den nördlichen Beckenteilen, wo das Kohleflöz heute fehlt. Allerdings kann eine Fehlinterpretation von inkohlem Treibholz, wie es häufig in fluviatilen Ablagerungen beobachtet wird, nicht ausgeschlossen werden. Eine mächtige Abfolge von Konglomeraten und Sandsteinen füllte das gesamte Becken (Abb. 10d). Rinnenstrukturen und Schrägschichtungskörper, die in vielen

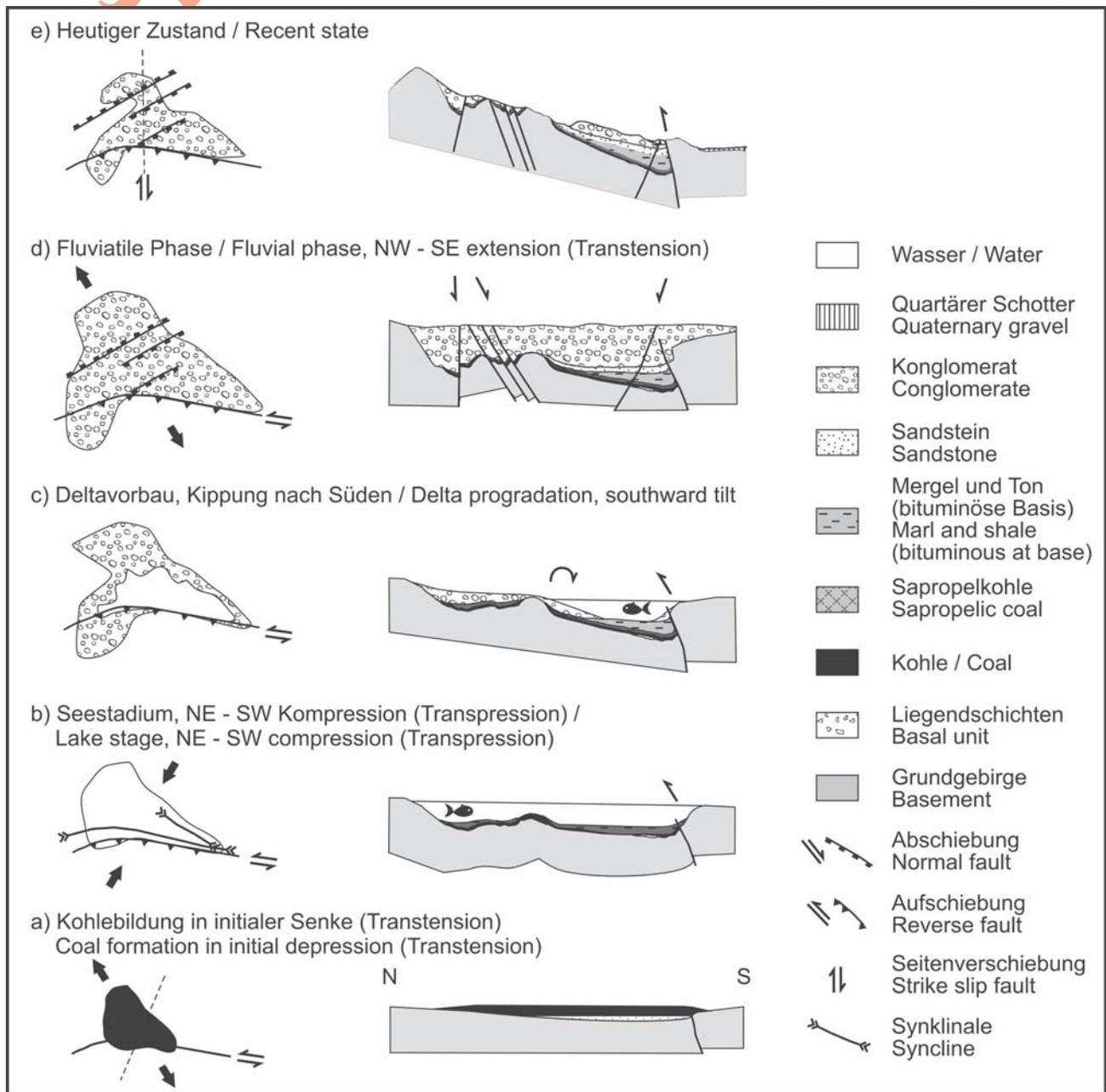


Abb. 10: Tektonische und stratigraphische Entwicklung des Leobener Beckens.

Fig. 10: Tectonic and stratigraphic evolution of the Leoben Basin.

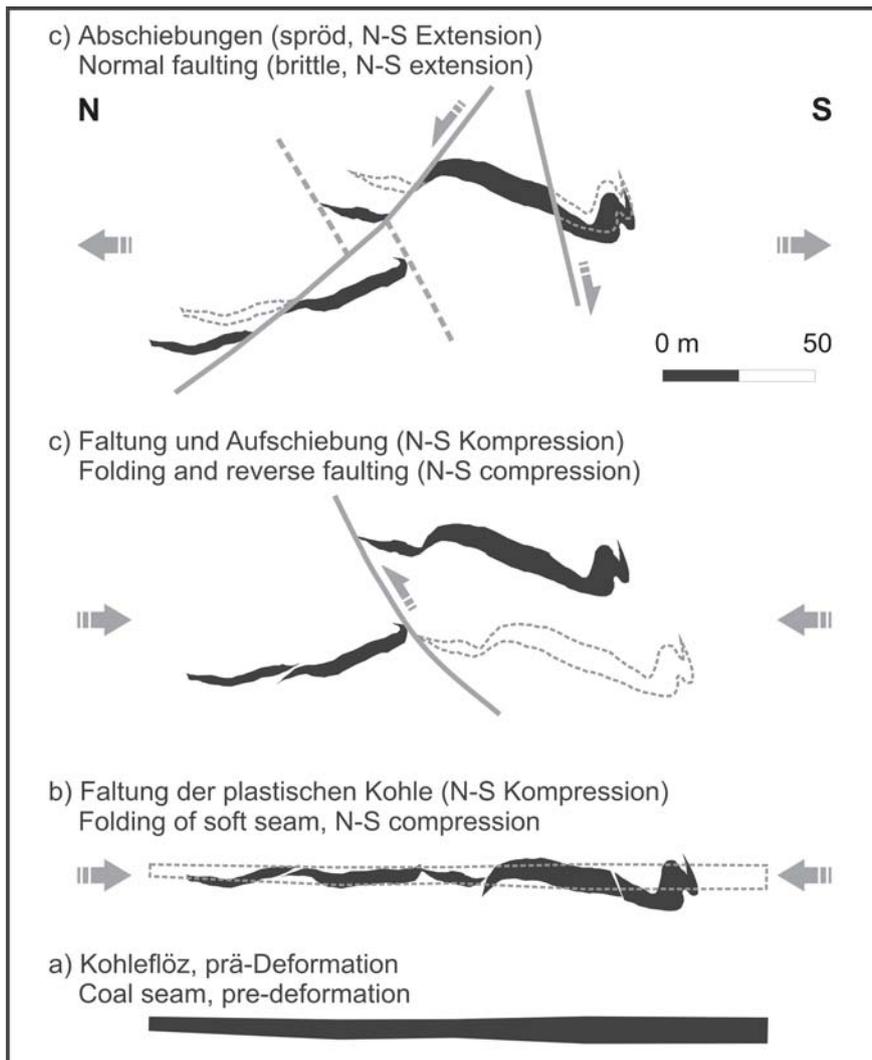


Abb. 11: Schema der strukturellen Entwicklung des Leobener Kohleflözes im Nahbereich der Beckensüdrandstörung im Münzenberg (W des Zahlbruckner Schachtes). b) Duktile Deformation des südlichen Teiles des Profils. c) Weitere Kompression führt zu Überschiebungen. d) Spröde Abschiebungen versetzen das verfaltete Flöz in einem späteren Stadium.

Fig. 11: Scheme of the structural evolution of Leoben coal seam near the southern marginal fault in the Münzenberg area (W of the Zahlbruckner shaft). b) Ductile deformation of the southern part of the section. c) Further compression leads to reverse faulting. d) Brittle normal faults displace the folded seam in a later stage.

Aufschlüssen beobachtet werden, belegen fluviatile Fazies. Mehrere Aufschlüsse zeigen an der Basis der Konglomerate eine Diskordanz (PETRASCHECK 1929, LACKENSCHWEIGER 1937). Von Norden nach Süden nehmen die Durchmesser der Komponenten in den Konglomeraten ab (HÖFER 1903), was auf eine Schüttung aus nördlichen Richtungen deutet. Andererseits dokumentierte PETRASCHECK (1929) einen Wechsel innerhalb des Komponentenspektrums vom unteren (graue, braune und rote Karbonate, wahrscheinlich triassischen Ursprungs) zum oberen Teil der Konglomerate (Quarzite und Phyllite aus der Grauwackenzone) und postulierte eine zusätzliche Schüttung aus dem Süden.

Nach der Ablagerung der Konglomerate wurden NE-SW orientierte Abschiebungen aktiv (Abb. 10e). Beispiele inkludieren den Rand des Tollinggrabener Beckens und die Störungen am Sattel zwischen dem Tollinggrabener und dem Seegrabener Becken. Weitere Störungen versetzen das Flöz und zerreiben die spröde reagierende Kohle entlang der Störungsflächen. NW-SE-Extension wird interpretiert (vielleicht mit sinistraler Bewegung entlang der Beckensüdrandstörung).

Die jüngsten tektonischen Elemente sind N-S orientierte dextrale Blattverschiebungen, die in Aufschlüssen mit

Konglomeraten beobachtet wurden, aber ebenso in Gesteinen des Grundgebirges in der Umgebung des Leobener Beckens. Der Versatz ist generell gering. In manchen Aufschlüssen wurden auch W-E orientierte dextrale Blattverschiebungen gefunden. Dies kann als dextrale Reaktivierung der Beckensüdrandstörung interpretiert werden. Die thermische Maturität der Leobener Kohle (0.40-0.52 %Rr) ist in Anbetracht der geringen Mächtigkeit der sedimentären Bedeckung (300 - 400 m) erstaunlich hoch. Abgesehen von erhöhtem Paläo-Wärmefluss (SACHSENHOFER 2001), ist dies ein Argument für die massive Erosion der einst vermutlich deutlich mächtigeren neogenen Abfolge im Gebiet um Leoben. Die zwei Teilbecken, wie sie heute vorliegen, sind daher wahrscheinlich nur die Erosionsreste eines früher größeren und tieferen Neogenbeckens.

4.2. Die Leobener Kohle

Der erste Kohlebergbau im Leobener Becken wurde 1726 eröffnet (WEBER & WEISS 1983). Bis 1964 wurden mit Unterbrechungen 31 Mio. t Kohle gefördert. Das Becken gilt als ausgekohlt. 0,19 Mio. t verblieben in Sicherheits-

pfeilern unter Tage (WEBER & WEISS 1983). Die Vitrinitreflexion der Kohle nimmt mit zunehmender Höhenlage von 0.52 auf 0.40 %Rr ab, während sie im Tollinggraben 0.44 %Rr beträgt. Diese Werte stimmen mit der Klassifizierung der Kohle als Glanzbraunkohle überein.

Ausdehnung der Leobener Kohle

Die räumliche Ausdehnung des Leobener Flözes wird in den Abb. 8 und 12 gezeigt. Es war in den tieferen Teilen des Tollinggrabener Teilbeckens und im Seegrabener Teilbecken, wo es entlang des nördlichen Randes ausbeißt, entwickelt. Es bildet eine asymmetrische Mulde mit einem flach südwärts einfallenden (20°) Nordschenkel. In

diesem Teil des Beckens treten nur kleinere NE-SW streichende Abschiebungen auf. Die Muldenachse befindet sich nahe der südlichen Grenze des Beckens, welche durch die Beckensüdrandstörung markiert wird. Aufgrund von Überschiebung überlappt der Rand der miozänen Sedimente das Gebiet des Kohleflözes in Abb. 12. Das Flöz ist nahe der Südrandstörung intensiv deformiert. LACKENSCHWEIGER (1937) beobachtete grobkörniges phyllitisches Material innerhalb der Kohle nahe der Störung und nahm an, dass die Überschiebung eine invertierte Abschiebung sei, welche während der Torfakkumulation aktiv war. Während der Südrandrand des Flözes tektonisch kontrolliert ist, wird sein nördlicher Rand durch Erosion beherrscht. Nach E und W hin nimmt die Mächtigkeit des Flözes bis zur Unwirtschaftlichkeit ab. NW-SE orientierte Zonen ohne Kohle treten im östlichen Teil des Flözes auf. Im westli-

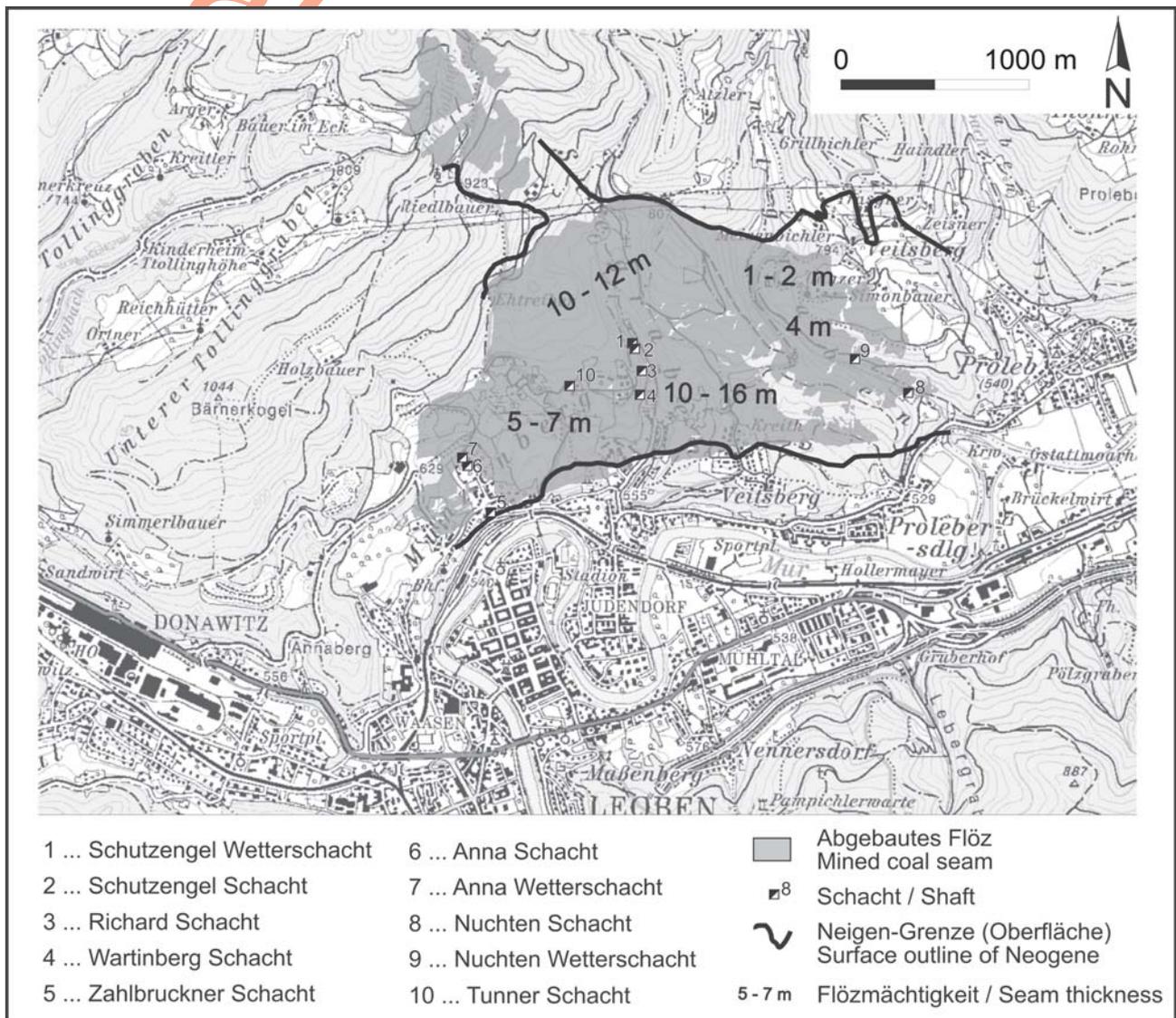


Abb. 12: Karte von untertägigen Grubenbauten im Leobener Becken, welche die Geometrie des Flözes wiedergeben. Man beachte, dass die Ausbisslinie der miozänen Sedimente den Bereich des Flözes aufgrund von Überschiebung entlang der südlichen Beckengrenze überlappt.

Fig. 12: Map of underground workings in the Leoben Basin reflecting the geometry of the coal seam. Note that the outcrop line of Miocene sediments overlaps the seam area because of reverse faults along the southern basin boundary.

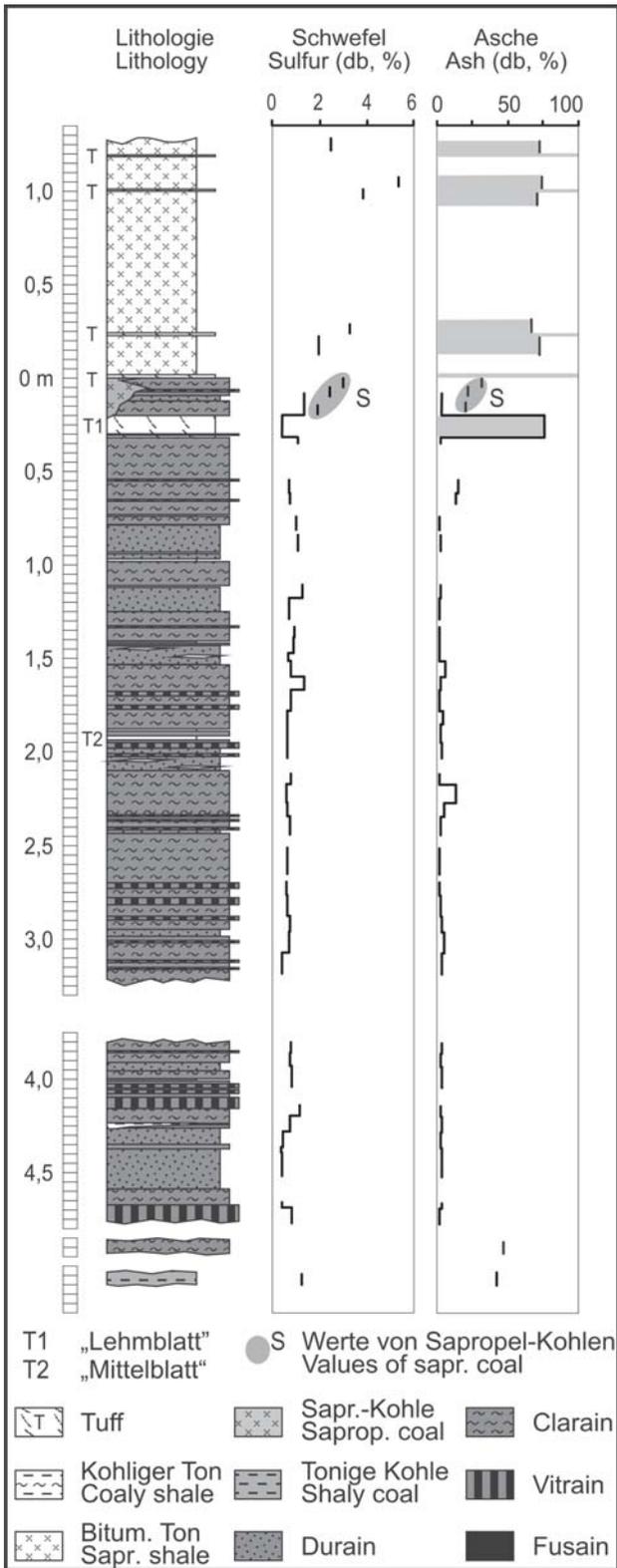


Abb. 13: Makropetrographisches Profile der Leobener Kohle und vertikale Verteilung des Schwefel- und Aschegehalts (graue Schattierung: >50% Asche, db-wasserfrei). (Modifiziert nach GRUBER & SACHSENHOFER 2001).

Fig. 13: Macropetrographic profile of the Leoben coal and vertical distribution of total sulphur and ash yield (grey shading indicates >50% ash; db-dry basis). (Modified after GRUBER & SACHSENHOFER 2001).

chen Teil des Beckens (Annaberg) ist keine Kohle vorzufinden.

Ablagerung des Leobener Flözes

Das Leobener Flöz und seine Hangendschichten bestehen von der Basis bis zum Top aus aschereicher Kohle, aschearmer Kohle, sapropelitischer Kohle und sapropelitischen Tonen (Abb. 13). Diese Lithologien reflektieren vier verschiedene Stadien der Torfbildung (Abb. 14), welche hier im Detail diskutiert werden.

Niedermoor (Abb. 14a)

Hohe Aschegehalte im untersten Teil des Flözes zeigen, dass die Torfakkumulation in einem Niedermoor begann. Unter Berücksichtigung der mäßigen Schwefelgehalte, ist ein Süßwassermilieu wahrscheinlich. Basierend auf geochemischen Daten und der Anwesenheit von Alginit, rekonstruieren GRUBER & SACHSENHOFER (2001) ein Niedermoor mit hohem Wasserspiegel und zeitweise subaquatische Bedingungen. Es ist schwierig die Mächtigkeit der aschereichen Kohle abzuschätzen. LACKENSCHWEIGER (1937) vermutet, dass sie dünn war und nur in bestimmten Bereichen eine Mächtigkeit von maximal 3,5 m erreichte. Abseits der Gebiete, wo die basale fluviatile Einheit entwickelt ist, lagert die aschenreiche Kohle direkt den paläozoischen Phylliten auf, welche stark durch organische Säuren alteriert sind (LACKENSCHWEIGER 1937).

Hochmoor (Fig. 14b)

Der Hauptkörper des Flözes wird durch sehr niedrige Aschen- und Schwefelgehalte charakterisiert. Die Aschengehalte sind nur im Bereich von Tufflagen („Liegendblatt“, „Mittelblätter“, „Lehmblatt“) lokal erhöht.

Aschen- und schwefelarme Kohle bildet sich einerseits in Hochmooren, andererseits in Süßwasser-Niedermooren, die von detritärem Eintrag abgeschnitten sind (DIESEL 1992). Die Leobener Kohle bildete sich im Zentrum eines kleinen, sich schnell absenkenden Beckens. Diese tektonische Situation fungiert gewöhnlich als Sedimentfalle. Daher nehmen GRUBER & SACHSENHOFER (2001) an, dass der Großteil des Leobener Kohleflözes in einem Hochmoor entstand ist, wodurch die Ablagerung klastischer Sedimente verhindert wurde.

Der sehr geringe Aschegehalt in Hochmooren ist eine Folge des fehlenden detritären Eintrags. Atmosphärischer Staub und vulkanische Asche sind die einzigen Quellen für anorganisches Material in Hochmooren. Hochmoore sind daher arm an Nährstoffen (ombrotroph).

Hochmoore werden ausschließlich durch Regenwasser gespeist (z. B. CLYMO 1987, MOORE 1987). Weil die organischen Säuren dadurch weniger effektiv durch Wasser verdünnt werden als in Niedermooren, sind Hochmoore generell saurer als Niedermoore. Die hohe Azidität führte zur Umwandlung vulkanischer Tuffe in Kaolinit und verhinderte bakterielle Aktivität.

Regenwasser ist arm an Sulfat. Der beobachtete geringe Schwefelgehalt ist daher einerseits eine Folge des begrenzten Schwefeleintrags, andererseits eine Folge des Fehlens

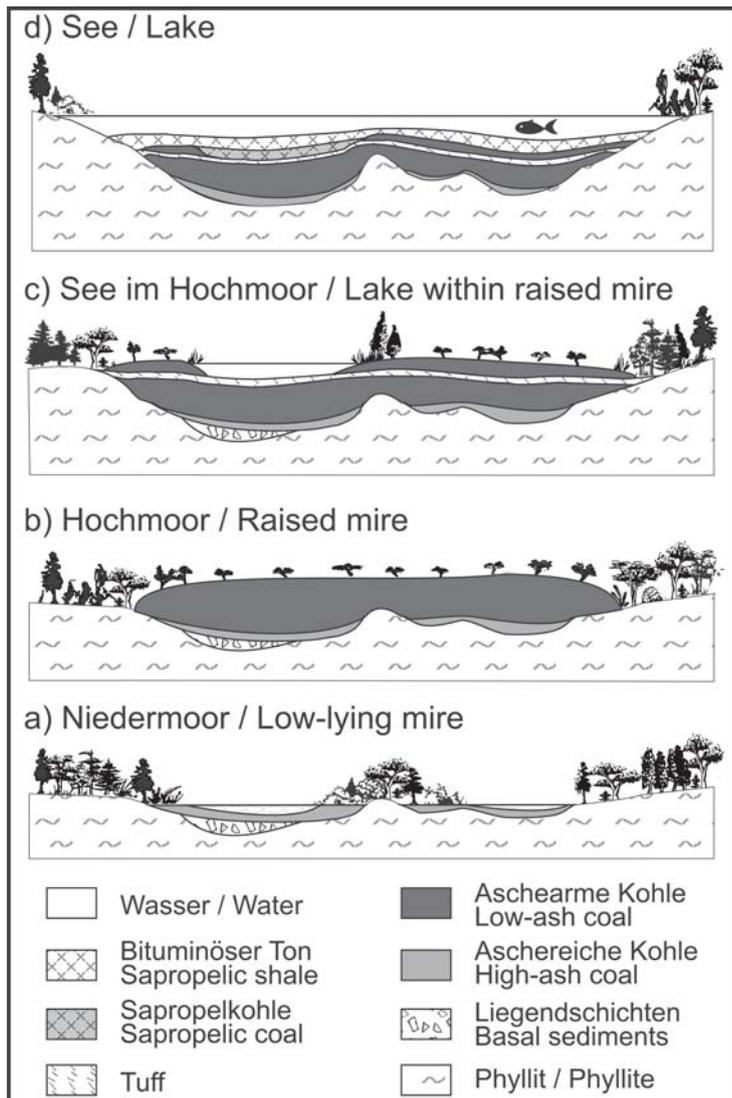


Abb. 14: Vier Stufen der Entwicklung des Leobener Kohleflözes (modifiziert nach GRUBER & SACHSENHOFER 2001).

Fig. 14: Cartoon illustrating four stages of the evolution of the Leoben seam (modified after GRUBER & SACHSENHOFER 2001).

von Sulfat-reduzierenden Bakterien. Verschiedene Faktoren wie Klima, Nährstoffeintrag, Feuchtigkeit und pH-Wert beeinflussen den Vegetationstyp. Generell hohe Prozentanteile an detritischen Lithotypen (z. B. Durit) zeigen, dass im Leobener Moor Pflanzen mit einem geringen Erhaltungspotential (Angiospermen, Kräuter) vorherrschten. Ein signifikanter Beitrag an Angiospermen wird auch von BECHTEL et al. (2001) postuliert, welche in der Leobener Kohle, jedoch nicht in der Fohnsdorfer Kohle, Terpenoid-Biomarker, die charakteristisch für Angiospermen sind, fanden. Dicke Bänder mit Vitrain, die von größeren Bäumen abstammen, fehlen in der Leobener Kohle. Die mittleren Jahrestemperaturen in den Ostalpen im mittleren Miozän waren 15-17 C (BRUCH 1998). Diese Temperaturen waren nicht hoch genug, um das Wachstum von Bäumen in ombrothronen Mooren zu ermöglichen. Das einzige dickere (10 cm) Holzfragment wurde nahe der Basis der aschenarmen Kohle gefunden. Dies deutet an, dass die relativ besten Bedingungen für das Wachstum von Bäumen während der frühen Stadien der Torfakkumulation gegeben waren, als Baumwurzeln noch das nährstoffreiche Substrat erreichen konnten.

Seen innerhalb des Hochmoors (Fig. 14c)

Die Ablagerung von sapropelitischer Kohle im oberen Teil der Kohle belegt einen bedeutenden Wechsel in der Torfökologie. Das Auftreten von Diatomeen (LACKENSCHWEIGER 1937), Algen und silikatischer Schwammnadeln (5 vol. %) in der Kohle belegen subaquatische Bildung in kleinen Seen innerhalb des Hochmoores (GRUBER & SACHSENHOFER 2001). Das SiO₂ für die Kieselorganismen und beobachtete kieselige Krusten stammt vermutlich von der Hydrolyse vulkanischer Gläser. Vulkanische Aktivität wird durch Lagen mit idiomorphen Feldspatkristallen angezeigt. Die Hydrolyse vulkanischer Tuffe durch die Moorwässer erhöht deren pH-Wert und erlaubt erhöhte bakterielle Aktivität. Erhöhte Aktivität Sulfat-reduzierender Bakterien wird durch hohe Schwefelgehalte der Sapropelkohlen angezeigt. Die sapropelitische Kohle erreicht eine maximale Mächtigkeit von 2,5 m und verzahnt mit normaler, huminitischer Kohle. Im Allgemeinen begann die Bildung nach Ablagerung der als „Lehmbblatt“ bezeichneten wichtigsten Tufflage innerhalb der Leobener Kohle. Die sapropelitische Kohle tritt in Bereichen mit besonders mächtigem Flöz auf, während sie in Gebieten mit gering mächtiger Kohle

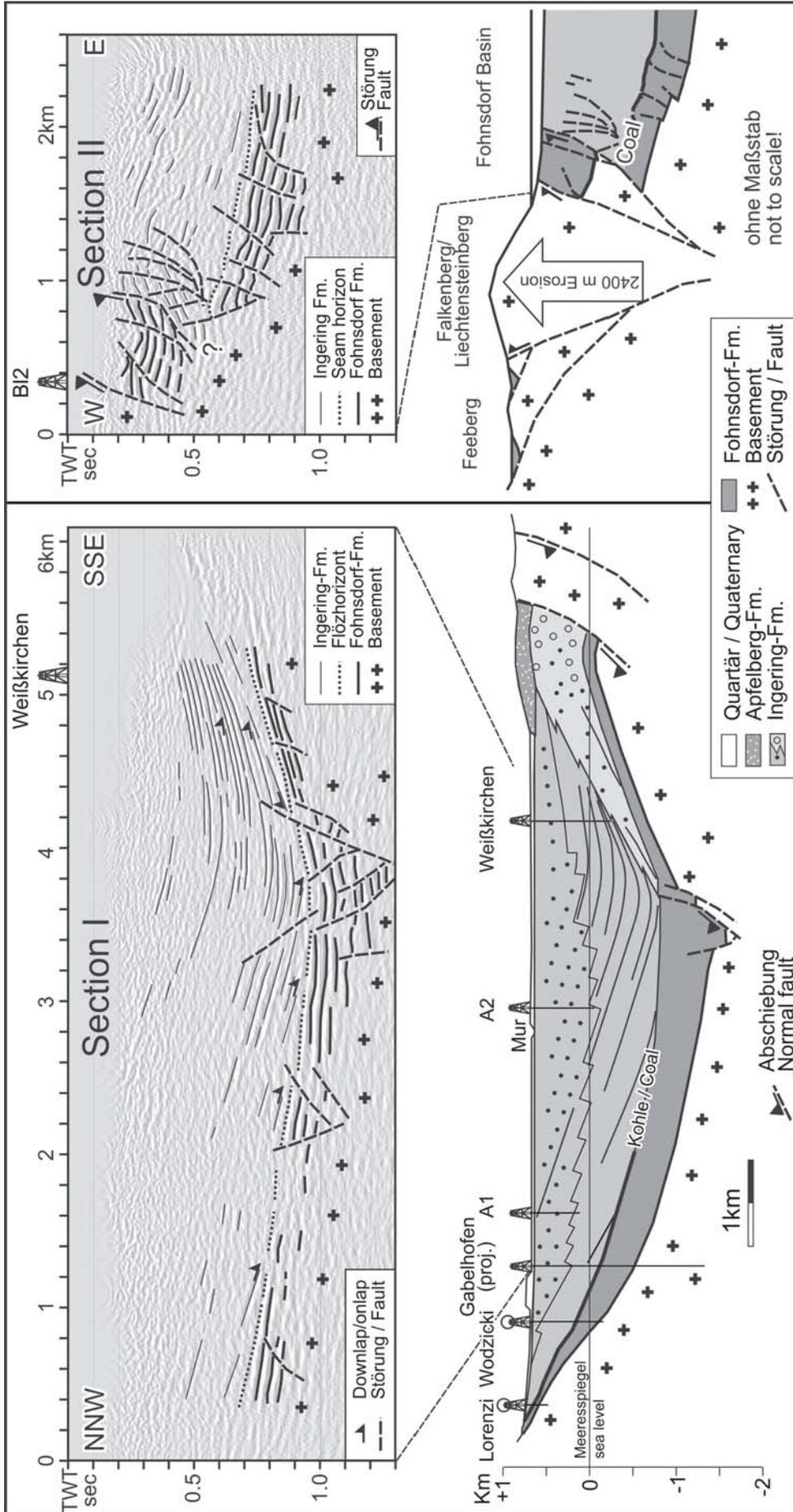


Abb. 15: Profile durch das Fohnsdorfer Becken, basierend auf seismischen Daten, Bohrungen und Informationen aus dem ehemaligen Bergbau (SACHSENHOFER 2000a).

Fig. 15: Sections through the Fohnsdorf Basin based on seismic sections, boreholes and informations from the former mine (SACHSENHOFER 2000a).

fehlt (LACKENSCHWEIGER 1937). Wir werten dies als Argument für eine Bildung der Seen auf Grund von differentieller Kompaktion.

See (Fig. 14d)

Eine wenige Zentimeter mächtige Tufflage bildet die unmittelbare Überdeckung der huminitischen und sapropelitischen Kohle. Vermutlich ist der Tuff zu dünn um die Beendigung der Torfakkumulation auf das vulkanische Ereignis zurückführen zu können. Es ist viel wahrscheinlicher, dass eine Überflutung das Ende der Torfbildung verursacht hat. Der relative Wasserspiegelanstieg muss sehr rasch erfolgt sein, da das gesamte gewölbte Hochmoor zeitgleich ertrunken ist. Sapropelitische Tone mit zahlreichen Fisch- und Pflanzenresten wurden in dem neu gebildeten See abgelagert. Wegen der Neigung zur Selbstentzündung wurden diese Gesteine vom Bergmann als „Brandschiefer“ bezeichnet.

Abb. 16: Cartoons der drei Hauptphasen der Entwicklung des Fohnsdorfer Beckens (modifiziert nach STRAUSS et al. 2001). PLF - Pöls Lavanttal Störungssystem.

Fig. 16: Cartoon illustrating different stages of the evolution of the Fohnsdorf basin (modified after STRAUSS et al. 2001). PLF - Pöls Lavanttal Fault System.

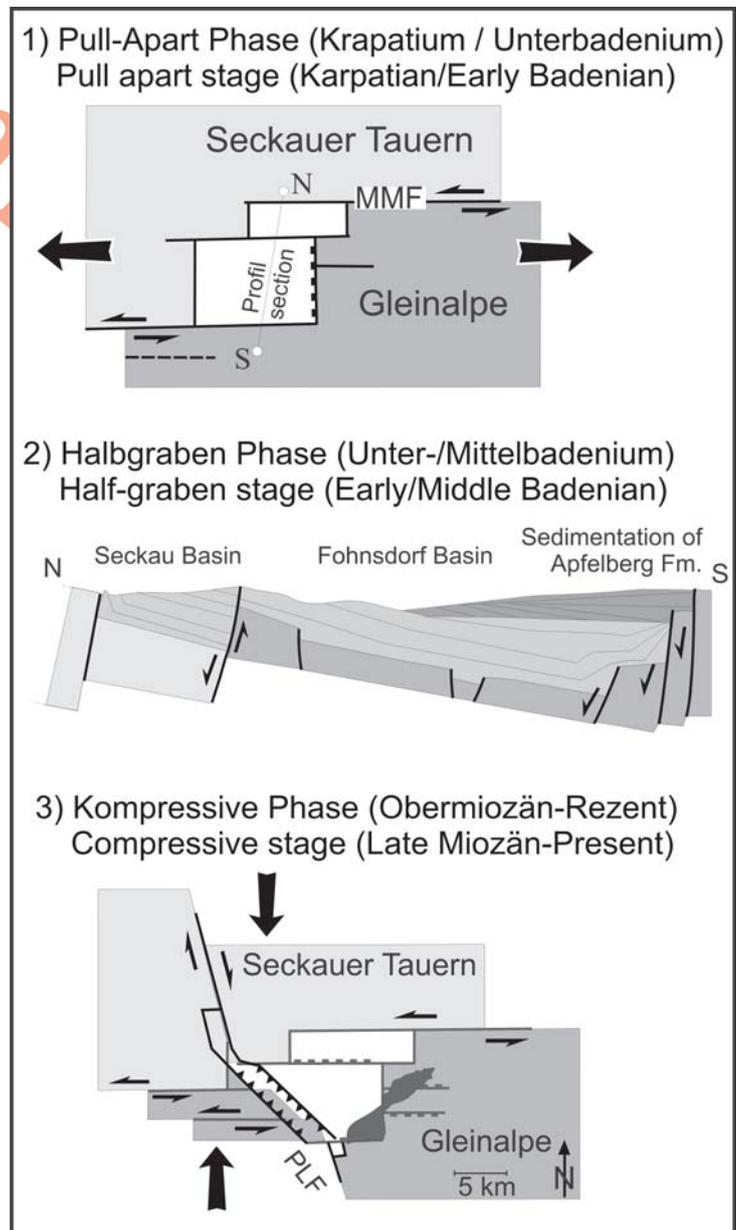
5. Das Fohnsdorfer Becken

5.1. Beckenstruktur und -evolution

Das Fohnsdorfer Becken bedeckt eine Fläche von ca. 120 km² und ist damit das größte Becken entlang des Mur-Mürz Störungssystems (Abb. 1). Es ist mit dem kleineren Seckauer Becken in seinem östlichen Teil verbunden. Das prä-miozäne Grundgebirge wird von mittelostalpinen Glimmerschiefern, Gneis, Amphibolit und Marmor aufgebaut.

N-S und W-E orientierte Profile durch das Becken, die auf Daten des früheren Kohlebergwerks, sowie Bohrungs- und Seismikdaten beruhen, werden in Abb. 15 vorgestellt.

Die Beckengeschichte umfasst eine frühe Pull-apart Phase und eine spätere Halbgraben Phase (STRAUSS et al. 2001; Fig. 16). Während der Pull-apart Phase wurde die 500 m mächtige Fohnsdorf-Formation und die 1500 m mächtige



Ingering-Formation abgelagert. Die Apfelberg-Formation, mehr als 1000 m mächtig, repräsentiert die Halbgraben Phase. Der Grundgebirgstrücken der das Fohnsdorfer vom Seckauer Becken trennt, war vermutlich von Sedimenten der Ingering-Formation überdeckt. Seine Heraushebung begann aber wohl bereits während der Halbgraben Phase. Eine weitere tektonische Phase führte zur Ausbildung einer positiven Flower-Structure entlang des Südendes des Fohnsdorfer Beckens. Diese resultierte von dextralen Bewegungen entlang des Pöls-Lavanttaler Störungssystems (SACHSENHOFER et al. 2000a, Abb. 1, 16). Der Falkenberg-Liechtensteinberg Zug repräsentiert den am stärksten herausgehobenen Teil der transpressiven Struktur. Basierend auf Vitritreflexionsdaten, nehmen SACHSENHOFER et al. (2000a) an, dass mehr als 2 km mächtige Gesteine erodiert wurden (Abb. 15).

Rekonstruierte thermische Geschichten indizieren einen gering erhöhten Paläo-Wärmefluss (65 - 70 mW/m, SACHSENHOFER et al. 2000a, SACHSENHOFER 2001), der mit rezent erhöhten geothermischen Gradienten übereinstimmt. Die 1995 abgeteufte Geothermiebohrung Gabelhofen Thermal 1 (Abb. 1) produzierte 1.8 l/s Wasser mit einer Temperatur von 51°C aus einer Tiefe von 1045 m (SACHSENHOFER et al. 2000b).

Fohnsdorf-Formation

Die fluviatil-deltaische Fohnsdorf-Formation beinhaltet hauptsächlich Sandsteine und Konglomerate mit pelitischen Gesteinen im oberen Anteil. In der Bohrung Gabelhofen wurde eine geringmächtige Kohlenlage nahe der Basis der Fohnsdorf-Formation erbohrt (Abb. 17). Ein weiteres Kohleflöz, mehr als 10 m mächtig, bildet das Top der Fohnsdorf-Formation. Die Akkumulation der Kohle am Top der Fohnsdorf-Formation endete durch Überflutung aufgrund von erhöhten Subsidenzraten (eine detaillierte Beschreibung des Kohleflözes folgt in Kapitel 5.2). Der oberste Teil der Fohnsdorf-Formation (und der untere Teil der überlagernden Ingering-Formation) wird von Brackwasser beeinflusst (Abb. 18a).

Tufflagen treten innerhalb der Fohnsdorf-Formation ca. 50 m unter dem Top der Formation (Gabelhofen) und innerhalb des Kohleflözes auf. Radiometrische Alter von Tuffen innerhalb der Fohnsdorf-Formation stehen nicht zu Verfügung. Der Tuff von Laas weist ein Zirkon Spaltspurenalter von 17.1 ± 0.7 Ma auf (siehe Kapitel 3). Obwohl eine Korrelation mit der Fohnsdorf-Formation schwierig ist, deuten diese Alter an, dass die Ablagerung im Karpatium (frühes Miozän) begann. Andererseits ist der brackische Einfluss auf die Ablagerung der Kohle ein starkes Argument für ein unterbadisches Alter des oberen Teils der Fohnsdorf-Formation. Dies deshalb, weil marine Bedingungen im Lavanttaler Becken erst im frühen Badenium etabliert wurden (Abb. 3; SACHSENHOFER et al. 2003, REISCHENBACHER et al. 2007).

Ingering-Formation

Rasche Subsidenz führte zur Ausbreitung eines ausgedeh-

ten Sees im Bereich des Fohnsdorfer Beckens („Ingering See“ nach SACHSENHOFER et al. 2003). Die in den seismischen Daten sichtbare Geometrie der Klinoflachen (z. B. Abb. 15) zeigt, dass der See mehrere hundert Meter (600 m?) tief war. Vermutlich dehnte sich der See über den Grundgebirgstrücken, der heute das Fohnsdorfer vom Seckauer Becken trennt, aus. Daher nahm der See eine Fläche von mehr als 150 km² ein. Die deltaische Füllung des Sees (Ingering-Formation) wurde in den Bohrungen Gabelhofen (Abb. 17) und Weißkirchen von SACHSENHOFER et al. (2003) und entlang des Typusprofils von HÖLZEL & WAGREICH (2004) studiert. Der Tuff von Flatschach (Stopp 4) befindet sich innerhalb der Ingering-Formation ungefähr 350 m über dem Flöz. Er wurde mit 14.9 ± 0.6 Ma datiert (Kapitel 3) und belegt ein unterbadisches Alter (mittleres Miozän) des Ingering Sees.

Basierend auf sedimentologischen und geochemischen Daten, wurde die Ingering-Formation in der Bohrung Gabelhofen in vier Einheiten (Units I-IV) unterteilt (Abb. 17). Auf Grundlage dieser Unterteilung werden fünf Stadien der Seentwicklung unterschieden und in Abb. 18 schematisch dargestellt.

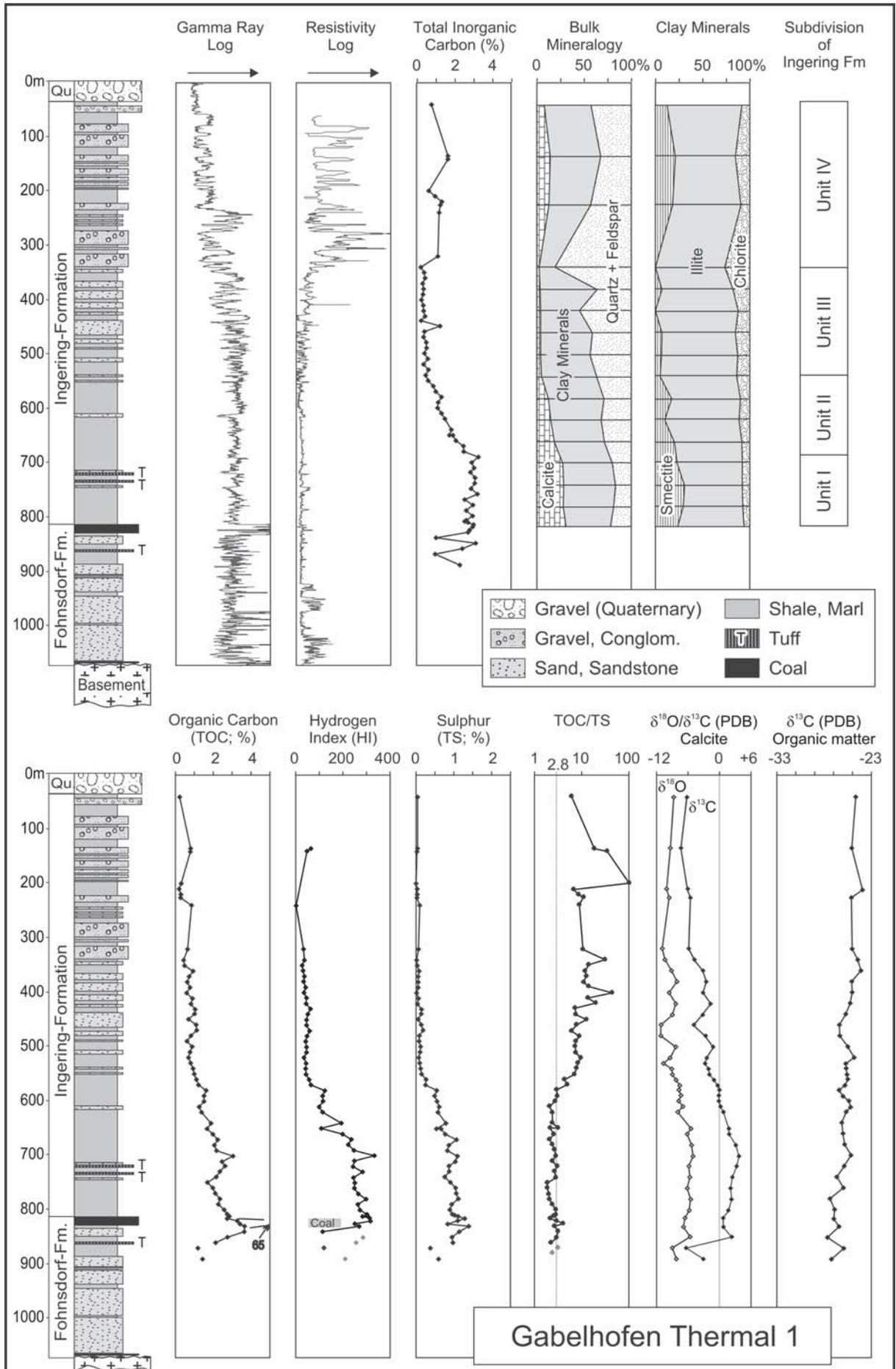
Initiales Stadium (Abb. 18a). Während des initialen Stadiums der Bildung des Ingering Sees bildete sich das Fohnsdorfer Kohleflöz (als Teil der Fohnsdorf-Formation) am Nord- und Westrand des Fohnsdorfer Beckens (siehe Kapitel 5.2).

Unit I (Abb. 18b). Laminierte, kalkige Prodelta-Tone dominieren in Unit I. Subaquatische Debris Flows mit *Congeria* treten im Typusprofil nahe dem Beckennordrand auf und zeigen Deltafront- und Deltahang-Instabilitäten (HÖLZEL & WAGREICH 2004; HÖLZEL et al., 2006). TOC/TS Verhältnisse um 2.8 und schwere ¹³C Daten von Karbonaten indizieren einen brackischen Wasserkörper. Die pelitischen Gesteine sind reich an aquatischem organischem Material. Dies war eine Folge erhöhter Bioproduktivität in der photischen Zone. Mehrere Tufflagen treten in Unit I auf. Wahrscheinlich waren diese eine der Hauptquellen für Nährstoffe. Terrigenes organisches Material trug nur untergeordnet zum organischen Material bei. Biomarker zeigen, dass das Landpflanzenmaterial von Gymnospermen dominiert war. Die Erhaltung des organischen Materials wurde durch dysoxische Verhältnisse in einem hydrologisch geschlossenen Becken gefördert.

Unit II (Abb. 18c) Die Gesteine der Unit II sind gleichfalls feinkörnig, jedoch kann ein zunehmender distaler Einfluss durch das südwärts progradierende Deltasystem beobachtet werden. Dadurch kam es auch zu einem zunehmenden Eintrag terrestrischen organischen Materials, das nun zunehmend durch Angiospermen dominiert war. Hydrologisch geschlossene Verhältnisse dauerten an, aber der brackische Einfluss endete während der Ablagerung der Unit II.

Unit III (Abb. 18d). Sandlagen treten in Unit III häufig auf und zeigen den Übergang zu einer mehr proximalen Deltafrontfazies an. Das organische Material wird durch Gymnospermen dominiert, die in einem hydrologisch offenen, sauerstoffreichen Süßwassermilieu abgelagert wurden.

Unit IV (Abb. 18e). Unit IV in der Bohrung Gabelhofen, im nördlichen Beckenteil gelegen, wird durch vorherr-



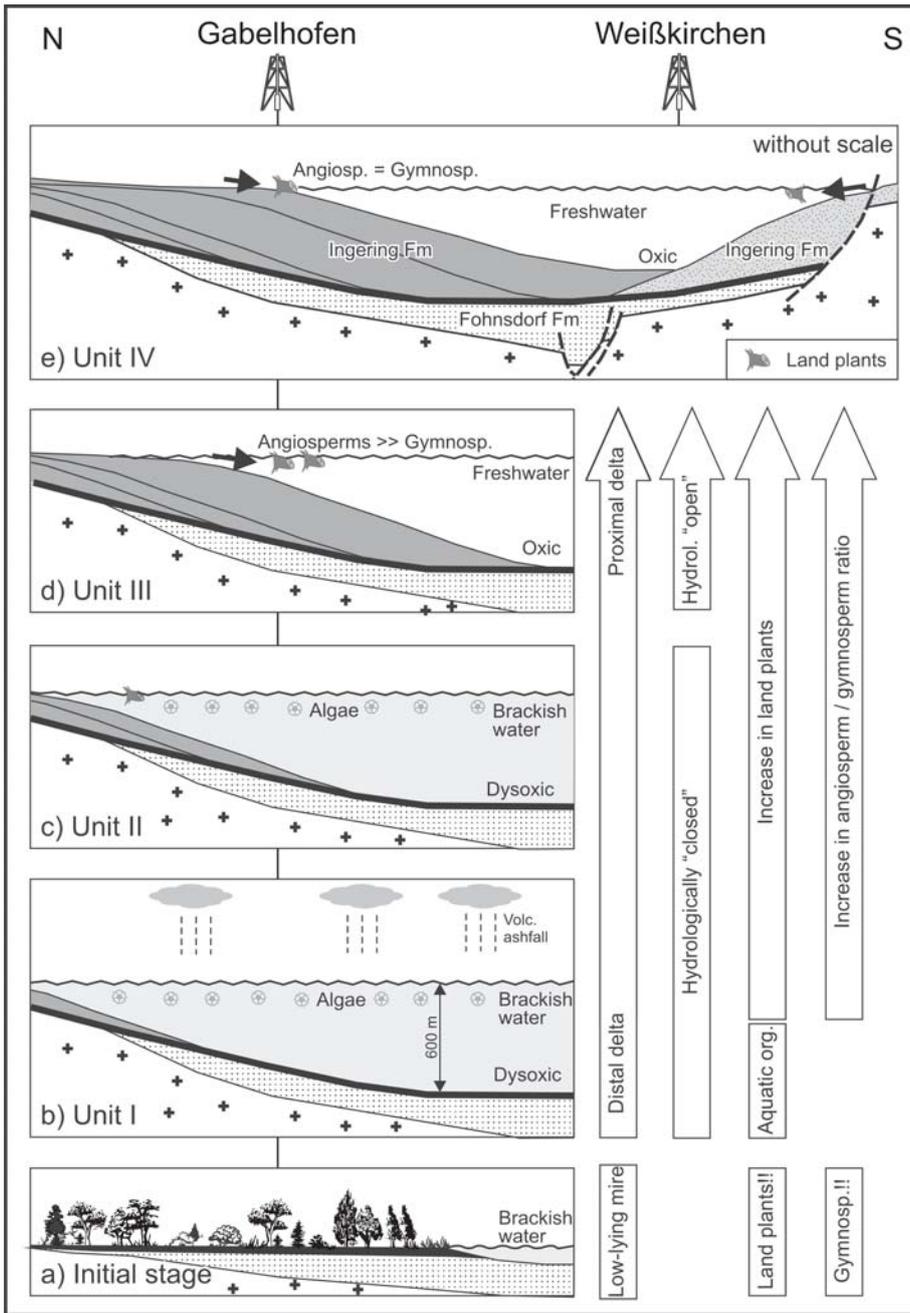


Abb. 18: Fünf Stadien der Entwicklung des miozänen „Ingering See“ im Fohnsdorfer Becken (ohne Maßstab; SACHSENHOFER, 2003).

Fig. 18: Cartoon illustrating five stages of the evolution of the Mioocene Lake Ingering in the Fohnsdorf Basin (without scale;

schende Konglomerate, abgelagert in Rinnen der Deltaebene charakterisiert. Zeitgleich verblieb das südlich gelegene Gebiet um Weißkirchen in einem lakustrinen Milieu.

Apfelberg-Formation

Die Apfelberg-Formation („Blockschotter“ nach POLESNY

1970, STRAUSS et al. 2003, WAGREICH & STRAUSS 2005) ist mehr als 1000 m mächtig. Sie ist auf den südlichen Beckenrand beschränkt und repräsentiert alluviale Sedimente (Alluvialfächer bis braided Fandeltas) der Halbgraben Phase der Beckenbildung (STRAUSS et al. 2003). Das Material wurde ausschließlich aus Süden geschüttet und wird durch gut sortierte Feinsande und Silte, dünne Kohlelagen und schlecht sortierte, oft Matrix-gestützte Konglomerate, sowie bis zu 70 cm mächtige Tufflagen aufgebaut

Abb. 17: Lithologie der Bohrung Gabelhofen mit Logs, Mineralogie, organisch geochemischen Proxies und Daten von stabilen Isotopen (SACHSENHOFER et al. 2003).

Fig. 17: Lithology of well Gabelhofen together with logs, mineralogy, some basic organic geochemical proxies and stable isotope data (SACHSENHOFER et al. 2003).

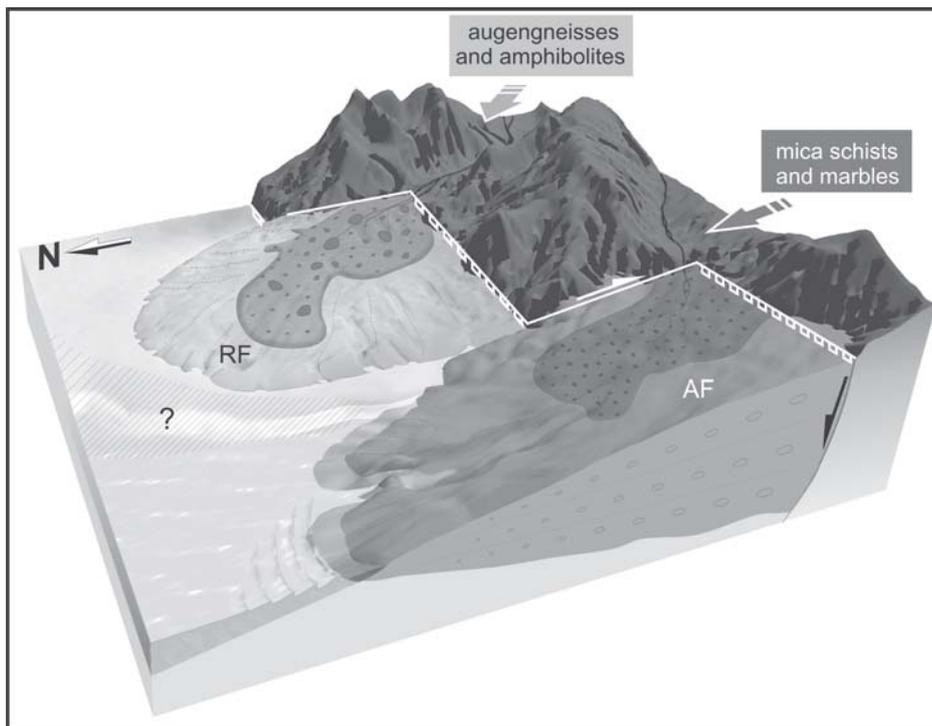


Abb. 19: Konzeptionelles Ablagerungsmodell für die Fächer der Apfelberg-Formation. Die Position von Beckenrandbrüchen und die unterschiedliche Entwicklung der Fächer als Folge des Liefergebietes werden gezeigt. Die distalen Bereiche der Fächer gehen in eine lakustrine Fandelta-Ebene über (WAGREICH & STRAUSS 2005). RF - Rachau Fächer, AF - Apfelberg Fächer.

Fig. 19: Conceptual depositional model for fans of the Apfelberg Formation indicating position of basin-margin faults and evolution of fans due to faulting and different source areas. The distal parts of the fans grade into a lacustrine fan-delta plane (WAGREICH & STRAUSS 2005). RF - Rachau fan, AF - Apfelberg fan.

(POLESNY 1970).

Basierend auf faziellen Unterschieden, wird ein nordöstlicher Rachau Fächer von einem südwestlichen Apfelberg Fächer abgetrennt (STRAUSS et al. 2003; Abb. 19). Debris Flows im Rachau Fächer werden durch eine sandige Matrix und große Gerölle charakterisiert, während Debris Flows im Apfelberg Fächer durch hohe Silt- und Tongehalte und kleinere Klaster charakterisiert werden. Diese Unterschiede spiegeln die Lithologie des Liefergebietes wider (WAGREICH & STRAUSS 2005). Sand, große Komponenten und Riesengerölle (bis zu 30 m³) stammen überwiegend vom resistenten Augengneis- und Amphibolit-dominierten Hinterland des Rachau Fächers, während ein deutlich höherer Anteil an Feinmaterial und kleinere Gerölle aus dem Einzugsgebiet des Apfelberg Fächers stammen, das von Glimmerschiefern und Marmor dominiert wird.

Das Alter der Tufflagen in der Apfelberg-Formation (15.5 ± 0.8 Ma) ist ähnlich jenem der Ingering-Formation (14.9 ± 0.7 Ma; Kapitel 3). Das widerspricht Feldbeobachtungen, die ein jüngeres Alter belegen. Kleinsäuger datieren die Apfelberg-Formation in die MN 6 (post-Unterbadenum; STRAUSS et al. 2003).

5.2. Die Fohnsdorfer Kohle

Die Glanzbraunkohle am Top der Fohnsdorf-Formation wurde nahe Fohnsdorf mit Unterbrechungen von 1675 bis 1977 abgebaut (WEBER & WEISS 1983). Der Abbau setzte am Beckennordrand ein, wo das Flöz ausbeißt, und verfolgte das südwärts einfallende Flöz bis in eine Tiefe von ca. 1280 m. Insgesamt wurden 47 mio. t. Kohle gefördert. Abb. 20 zeigt eine Karte des abgebauten Kohleflözes südlich Fohnsdorf.

Die große Tiefe, relativ hohe Temperaturen (z. B. 45.4°C in 1133 m Tiefe) und Gebirgsdrücke, sowie hohe Methan-gehalte (ca. 30 m³ CH₄/t Kohle; max.: >40 m³ CH₄/t Kohle) erschwerten den Abbau. SACHSENHOFER et al. (2000a) vermuten einen bakteriellen Ursprung des Methans. 1943 wurden 101 Personen bei einer Schlagwetterexplosion getötet. Beginnend in den 1950s wurde Methan mittels Bohrungen in die feinkörnigen Hangendschichten produziert (FEYFERLIK 1958). Bohrung Weißkirchen 1 wurde 1999 abgeteuft um das Kohlegaspotential des südlichen Beckenteils zu erkunden. Leider erreichte die Bohrung aber den Flözhorizont wegen zu geringer Tiefe nicht.

Ein weiterer Untertagebau nordwestlich Knittelfeld (Schönberg-Holzbrücke) war von geringerer wirtschaftlicher Bedeutung.

Ablagerung des Fohnsdorfer Flözes

Zwei makropetrographische Profile durch das Fohnsdorf Flöz sind in Abb. 21 gemeinsam mit Asche- und Schwefelgehalten dargestellt. Der hohe Aschegehalt belegt die Kohlebildung in einem Niedermoor, der hohe Schwefelgehalt ist ein Indiz für marin/brackische Beeinflussung. Verschiedene Stadien der Moorentwicklung werden in Abb. 22 illustriert (GRUBER & SACHSENHOFER 2001).

Niedermoor entlang eines brackischen Sees (Abb. 22a)

Die Torfakkumulation setzte im westlichen Lagerstätten-teil entlang des Ufers eines Brackwasser-Sees ein. Ein bedeutendes vulkanisches Ereignis führte zur Ausbildung eines markanten Tuffhorizontes. Seine Umwandlung in Bentonit belegt relativ hohe pH-Werte im Moor, eine Folge der Beeinflussung durch Brackwasser. Der Bentonit-

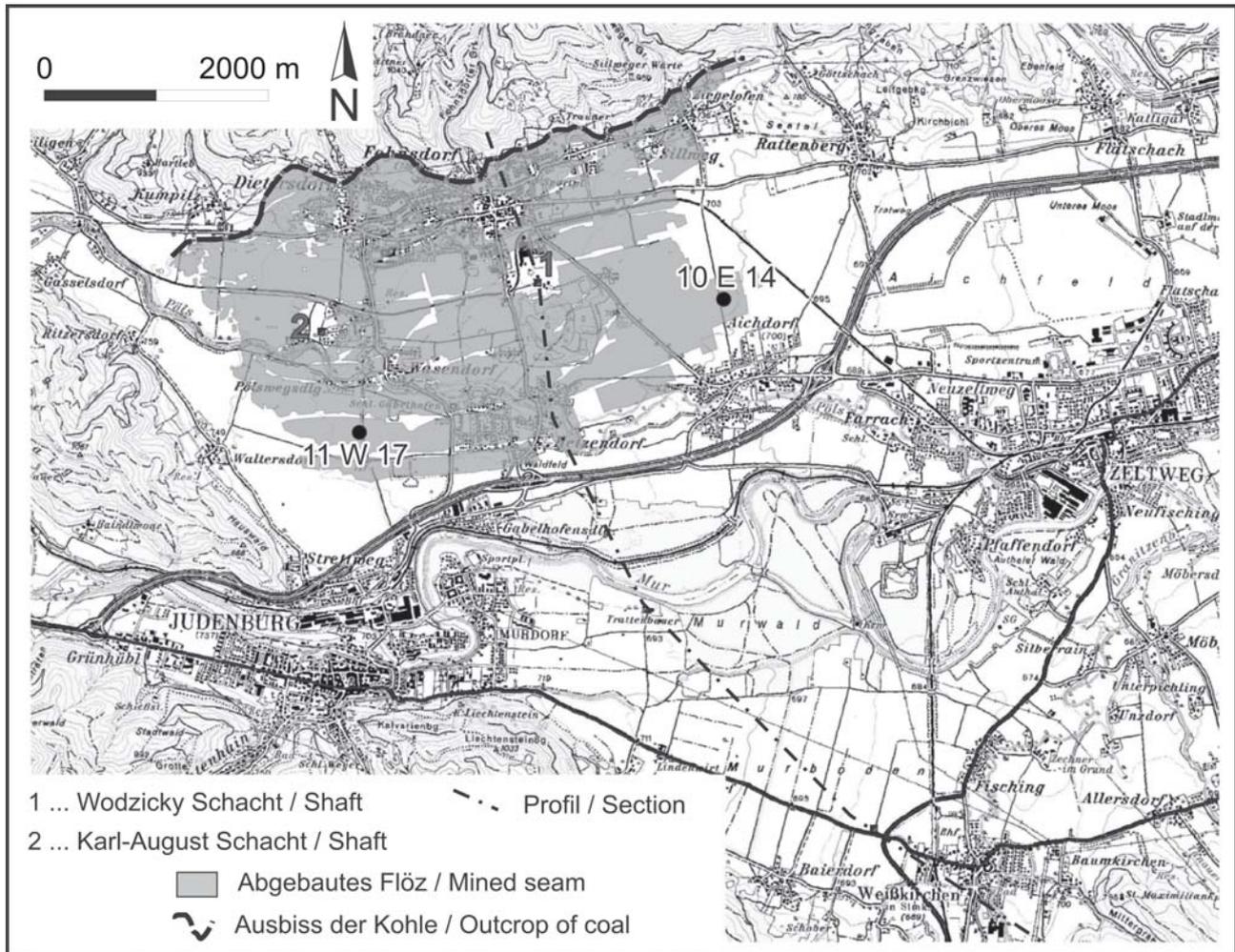


Abb. 20: Karte des abgebauten Flözes im Fohnsdorfer Becken. Bereiche ohne Abbau inkludieren Sicherheitspfeiler (Schächte, Siedlungen) und Gebiete in denen die Kohle wegen W-E und SW-NE gerichteter Abschiebungen fehlt.

Fig. 20: Map of underground workings in the Fohnsdorf Basin showing the geometry of the coal seam. Areas without mining activity include safety pillars (shafts and settlements) and zones where the coal was faulted out by W-E and SW-NE trending normal faults.

horizont befindet sich im Westen innerhalb der Kohle, im Osten aber innerhalb lakustriner Sedimente. Die Mächtigkeit des Bentonits nimmt nach Osten hin wegen der Vermischung mit detritärem Material zu. Der Bentonit wurde zeitweise gemeinsam mit der Kohle gefördert (EBNER & GRÄF 1983).

Niedermoor neben Fluss (Abb. 22b)

Nach dem Aschefall wurden im östlichen Abschnitt grobkörnige klastische Sedimente abgelagert. Untertägige Beobachtungen zeigten, dass diese Sedimente in Südwestgerichteten fluviatilen Rinnen abgelagert wurden (POLESNY 1970). Das Aufspalten des Flözes im Nahbereich des Flusssystemes ist wohl auf Überschwemmungsereignisse zurückzuführen. Wegen der erhöhten Aschegehalte konnte die Kohle wirtschaftlich nur im westlichsten Abschnitt gewonnen werden, wo sie weniger Asche beinhaltet.

Niedermoor (Abb. 22c)

Danach nahm die fluviale Aktivität ab. Dies ermöglichte

die Ausdehnung des Moores nach Osten. Der obere Teil des Flözes beinhaltet die wertvollste Kohle, aber auch diese Abschnitte beinhalten siliziklastische Zwischenmittel, die die häufige Überflutung des Niedermoores belegen. Extrem hohe Schwefelgehalte in den oberen Bänken (insbesondere im östlichen Profil 10E14) zeigen, dass der brackische Einfluss bis zum Ende der Torfakkumulation anhielt. Das postulierte brackische Milieu resultierte in neutralen pH-Bedingungen. Diese förderten die Aktivität von Sulfat-reduzierenden Bakterien. BECHTEL et al. (2001) berichteten organisch-geochemische Daten, die fortgeschrittene mikrobiellen Abbau der Biomasse unter dys- bis anaeroben Verhältnissen zeigen.

Nur das Intervall zwischen 1.0 und 1.5 m im östlichen Profil 10E14 beinhaltet relativ reine Kohle mit Schwefelgehalten unter 1 %. Offensichtlich wurde dieses Intervall gebildet als das Moor selten überflutet wurde. Vielleicht repräsentiert dieses Intervall ein lokales, dünnes Hochmoor. Biomarkerdaten belegen das Vorherrschen von Gymnogen gegenüber Angiospermen in der torfbildenden Vegetati-

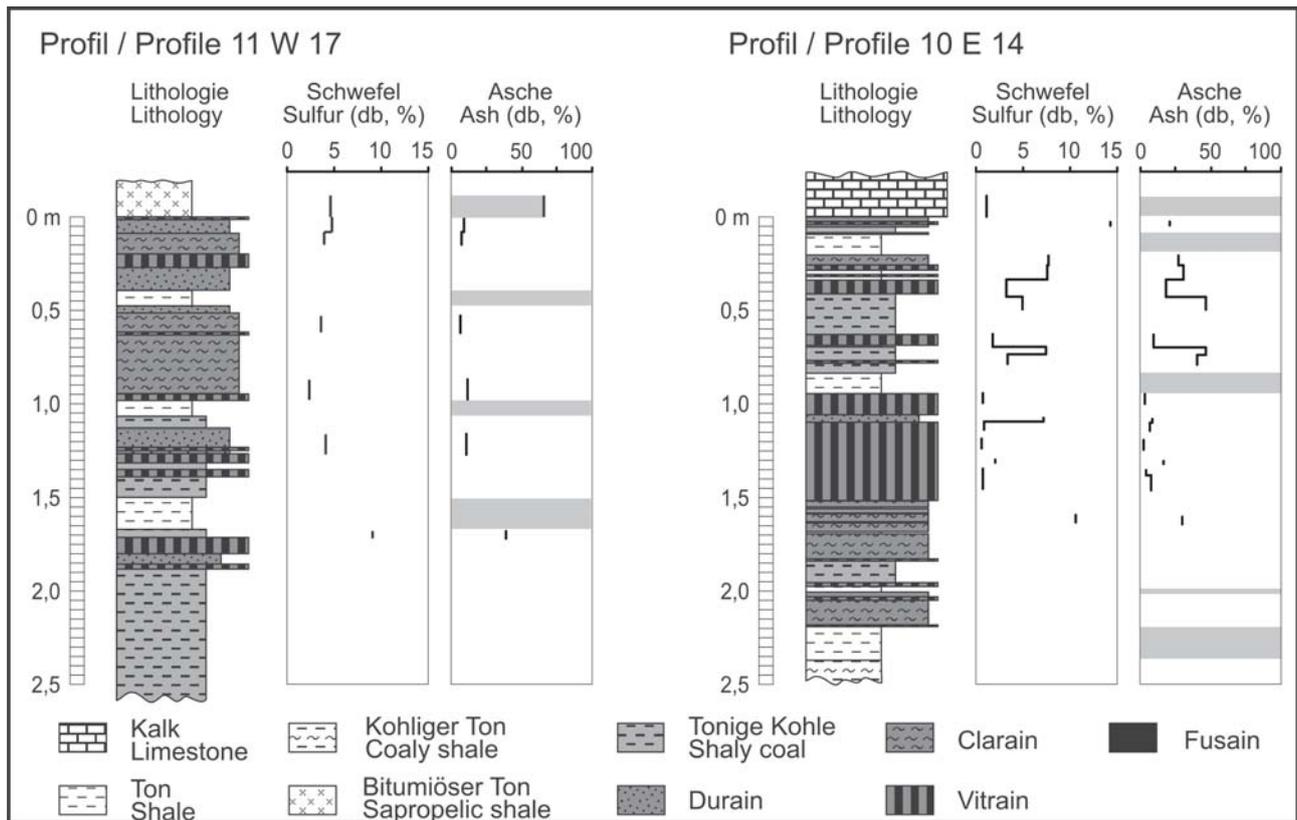


Abb. 21: Makropetrographische Profile der Fohnsdorfer Kohle und vertikale Variabilität des Schwefel- und Aschegehaltes (graue Schattierung: >50% Asche, db-wasserfrei). Die Position der Profile wird in Abb. 20 gezeigt. (Modifiziert nach GRUBER & SACHSENHOFER 2001).

Fig. 21: Macropetrographic profiles of the Fohnsdorf coal and vertical distribution of total sulphur and ash yield (grey shading indicates >50% ash; db-dry basis). Location of profiles is shown in Fig. 20. (Modified after GRUBER & SACHSENHOFER 2001).

on. Jedoch zeigen petrographische Indikatoren eine Abnahme des Anteils Abbau-resistenter Pflanzen (v.a. Koniferen) unterhalb des Tops in Profil 10E14. Trotz zweier Zwischenmittel, sind die oberen 1.5 m des Flözes in Profil 11W17 relativ rein.

Brackischer See (Abb. 22d)

Schillkalke mit häufigen Congerienschalen (*Congeria cf. antecroatica* KATZER) (Abb. 23) und sapropelische Tone (Brandschiefer) überlagern das Flöz. Sie indizieren, dass die Torfakkumulation durch Ertrinken des Moores und die Ausbildung eines ausgedehnten Sees zum Erliegen kam. Zwischen dem 14. und dem 19. Jahrhundert waren die Schillkalke („Fohnsdorfer Muschelkalk“) beliebte Bausteine (Abb. 23 c; KIESLINGER 1953).

6. Aufschlussbeschreibungen

Stopp 1 - Pinge S' Ehweiner (Leobener Becken)

Lokalität: Münzenberg, südlich Ehtreiber
ÖK133 Leoben, BMN 31, 656350 / 251900
Thema: „Brandschiefer“; Fluviale Konglomerate

Stratigraphie: „Brandschiefer“, „Seegraben-Konglomerat“ (Mittelmiozän, Unter-/ Mittelbadanium)

Mehrere Meter mächtig bituminöse, organisch-reiche Tone („Brandschiefer“) sind in der Pinge über einem kollabierten Bergwerksstollen aufgeschlossen (siehe Abb. 2). Südwestliche davon bilden grobkörnige fluviale Konglomerate eine prominente Steilwand (Abb. 2). Obwohl der Kontakt nicht aufgeschlossen ist, ist es offensichtlich, dass die stratigraphische Distanz zwischen dem „Brandschiefer“ und den Konglomeraten gering ist. Dies zeigt einen raschen Wechsel im Ablagerungsmilieu an.

Im Tollinggraben liegen die äquivalenten Konglomerate dem Kohleflöz unmittelbar auf. Dagegen folgt das Konglomerat entlang des Beckensüdrandes erst einige hundert Meter über dem Kohleflöz (siehe auch Abb. 9). Dies ist eine Folge der Südkippung des Beckens.

Stopp 2 - Preg / Gulsen

Lokalität: Zubringerstraße zum Gulsen Steinbruch
nördlich von Preg
ÖK132, BMN 31, 644200 / 239180

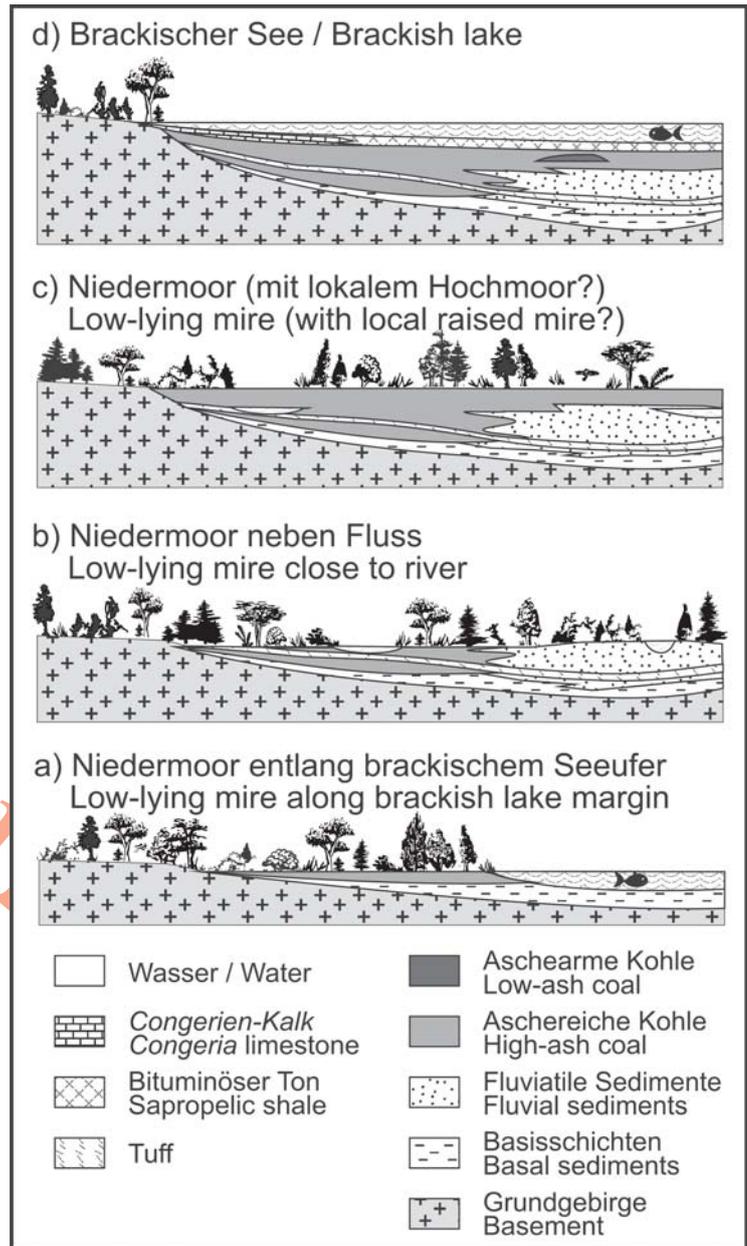


Abb. 22: Vier Stufen der Entwicklung des Fohnsdorfer Kohleflözes (modifiziert nach GRUBER & SACHSENHOFER 2001).

Fig. 22: Cartoon illustrating four stages in the evolution of the Fohnsdorf seam. (Modified after GRUBER & SACHSENHOFER 2001).

Thema: Neogen entlang der Norischen Senke.
Stratigraphie: Grobklastisches Neogen (Miozän?)

Ein bisher unbeschriebenes Neogenvorkommen ist entlang der Straße von Kraubath nach Knittelfeld über eine Länge von einigen hundert Metern aufgeschlossen.
Zwei Lithofaziestypen sind aufgeschlossen (Abb. 24): Die untere Einheit besteht aus mehrere Meter mächtigen Brekzien mit einer grauen, siltigen bis sandigen Matrix, die Klasten ausschließlich lokalen Ursprungs (Ultramafite der Gulsen: Dunite, Magnesite, Bronzite, etc.) stützt. In ähnlichen Aufschlüssen einige hundert Meter östlich, tritt Sand auf, der durch die Verwitterung von Dunit entstanden ist. Diese Gesteine werden als Alluvialfächer interpretiert, die sich an den Hängen der Gulsen ausgebildet haben.
Der obere Teil des Aufschlusses beinhaltet hellgrauen Silt, Sand und vorherrschende Konglomerate, welche von

Gneiskomponenten dominiert werden. Gute Rundung und die Lithologie der Klasten weisen auf beträchtlichen Transport der Sedimente. Fluviale Rinnen erreichen eine Gesamtmächtigkeit von bis zu 10 m. Schrägschichtung in sandigen Gesteinen und die Anordnung der Komponenten deuten einen Sedimenttransport von West nach Ost an.
Interessant sind die Beziehung der Konglomerate zum gestörten Grundgebirge und das Verzahnen mit den Alluvialfächer-Sedimenten. Es kann häufig beobachtet werden, dass die Konglomerate, aber auch die Alluvialfächer-Sedimente von kleinen Basement-Störungen begrenzt werden. Subvertikale Klüfte erreichen eine Höhe von 2 m.
Bezüglich des Alters ist es nahe liegend die Sedimente von Preg mit jenen des Fohnsdorfer Beckens in Verbindung zu bringen. Der nächstgelegene Aufschluss im Neogen des Fohnsdorfer Beckens befinden sich bei Laas, ca. 2

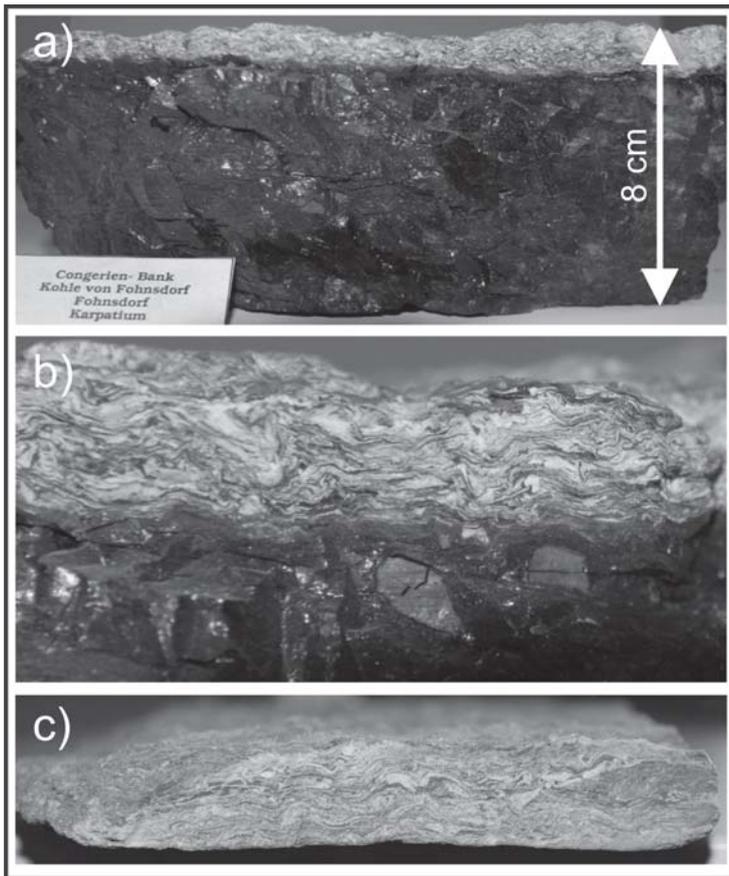


Abb. 23: a) Schillkalk („Fohnsdorfer Muschelkalk“) über dem Fohnsdorfer Flöz, b) Detail aus a), c) Querschnitt durch eine fußbodenplatte aus der Pfarrkirche Kammern.

Fig. 23: a) Coquinoid limestones („Fohnsdorfer Muschelkalk“) on top of the Fohnsdorf seam, b) detail from a), c) section of a floor tile of the parish church in Kammern.

km Luftlinie NW of Preg. Die Ingering-Formation des Fohnsdorfer Beckens wurde in einem ausgedehnten See mit zeitweiser Verbindung zum Meer im Lavanttal abgelagert. Man würde erwarten, dass alle Flüsse zu dieser Zeit in den See mündeten, was im Bereich des Preger Aufschlusses eine Fließrichtung nach Westen bedeuten würden. Die Gesteine von Preg sollten daher entweder älter (äquivalent der fluviatilen Fohnsdorf-Fm.) oder jünger sein als die Füllung des Sees (seichter Teil der Ingering-Fm.; Apfelberg-Fm.).

Stopp 3 - Wehr N´ Maßweg

Lokalität: Steilhang der Ingering nahe der Wehr nördlich von Maßweg

ÖK161 Knittelfeld, BMN 31, 560039/232221

Thema: Typusprofils der Ingering-Formation (Profil Ingering 6 von HÖLZEL & WAGREICH 2004).

Stratigraphie: Ingering-Formation (Mittelmiozän, Unter-/Mittelbadenium?)

Der Aufschluss repräsentiert den mittleren Teil der Ingering-Formation (ca. 310 m über der Basis) und wurde von HÖLZEL & WAGREICH (2004) beschrieben. Die Deltasedimente beinhalten Ton, Silt und Sand. Eine gelblich-weiße Tuffitlage ist im oberen Teil aufgeschlossen. Die Feinklastika sind arm an organischem Material.

Stopp 4 - Flatschach N Zeltweg

Lokalität: 500m W´ der Flatschacher Kirche
ÖK161 Knittelfeld, BMN, 557050/232050

Thema: Glastuff innerhalb der Ingering-Formation, FT-Altersdatierung

Stratigraphie: Ingering-Formation (Mittelmiozän, Unter-/Mittelbadenium?)

Der oberflächlich am besten aufgeschlossene Tuff ist jener von Flatschach (SACHSENHOFER et al. 2000b). Er wird bis zu 3 m mächtig und befindet sich ca. 350 m über dem Flözsniveau in der Ingering-Formation. POLESNY (1970) konnte Ausbisse zwischen Rattenberg und Spielberg über eine Distanz von ca. 3,75 km verfolgen. Sein Liegendes bilden Sandsteine und Konglomerate, sein Hangendes ein sandiger Ton. Das sehr feinkörnige, weiße Gestein bricht unregelmäßig und ist an Klüften oft von dünnen Mangankrusten überzogen. Der Tuff besteht aus wenig zersetztem Glas. Lediglich an der Basis ist er stärker zu Montmorillonit umgewandelt (Basisbentonit). Daneben treten detritäre Minerale (Quarz, Muskowit, Zirkon) auf. Isotope Stäbchen werden von POLESNY (1970) als Reste von Kieselorganismen gedeutet. Spaltspurendatierungen an Zirkonen ergaben ein Bildungsalter von $14,9 \pm 0,6$ Mio. J. Detritäre Zirkone weisen ein wesentlich höheres Alter auf (siehe Kapitel 3).

Stopp 5 - Sillweg E Fohnsdorf, Hohlweg

Lokalität: N der Kirche in Sillweg
 ÖK161 Knittelfeld, BMN 31, 553654/232133
Thema: Brandschiefer, *Congerien*, lakustrin-brackisches Delta
Stratigraphie: Ingering-Formation (Mittelmiozän, Unterbadenum)

Nach SACHSENHOFER et al. (2000b) treten im Profil Sillweg zwei Faziesbereiche innerhalb des tieferen Abschnitts der Ingering-Formation auf:

1. „Brandschiefer“ mit *Congerien*lage. Unter dem Begriff „Brandschiefer“ werden plattig verwitternde pelitische
2. Feinkörnige Deltafazies (derzeit schlecht aufgeschlos-

Gesteine der basalen Ingering-Formation zusammengefasst. Innerhalb des Profils tritt auch eine geringmächtige Lage mit *Congerien* auf, die auf ein brackisches Ablagerungsmilieu hinweist. Der Corg-Gehalt des Brandschiefers beträgt ca. 20 %. Die überlagernde feinkörnige Deltafazies wird durch Corg-Gehalte zwischen 2 und 3,5 % charakterisiert. Das Kerogen des Brandschiefers ist wasserstoffreich (Wasserstoff-Index: 300-350 mgHC/gCorg). Das Kerogen der Deltafazies setzt sich aus einer Mischung von wasserstoffreichem aquatischem und sauerstoffreichem terrestrischem Material zusammen, wobei der Anteil an letzterem gegen das Hangende zunimmt (Abb. 17).

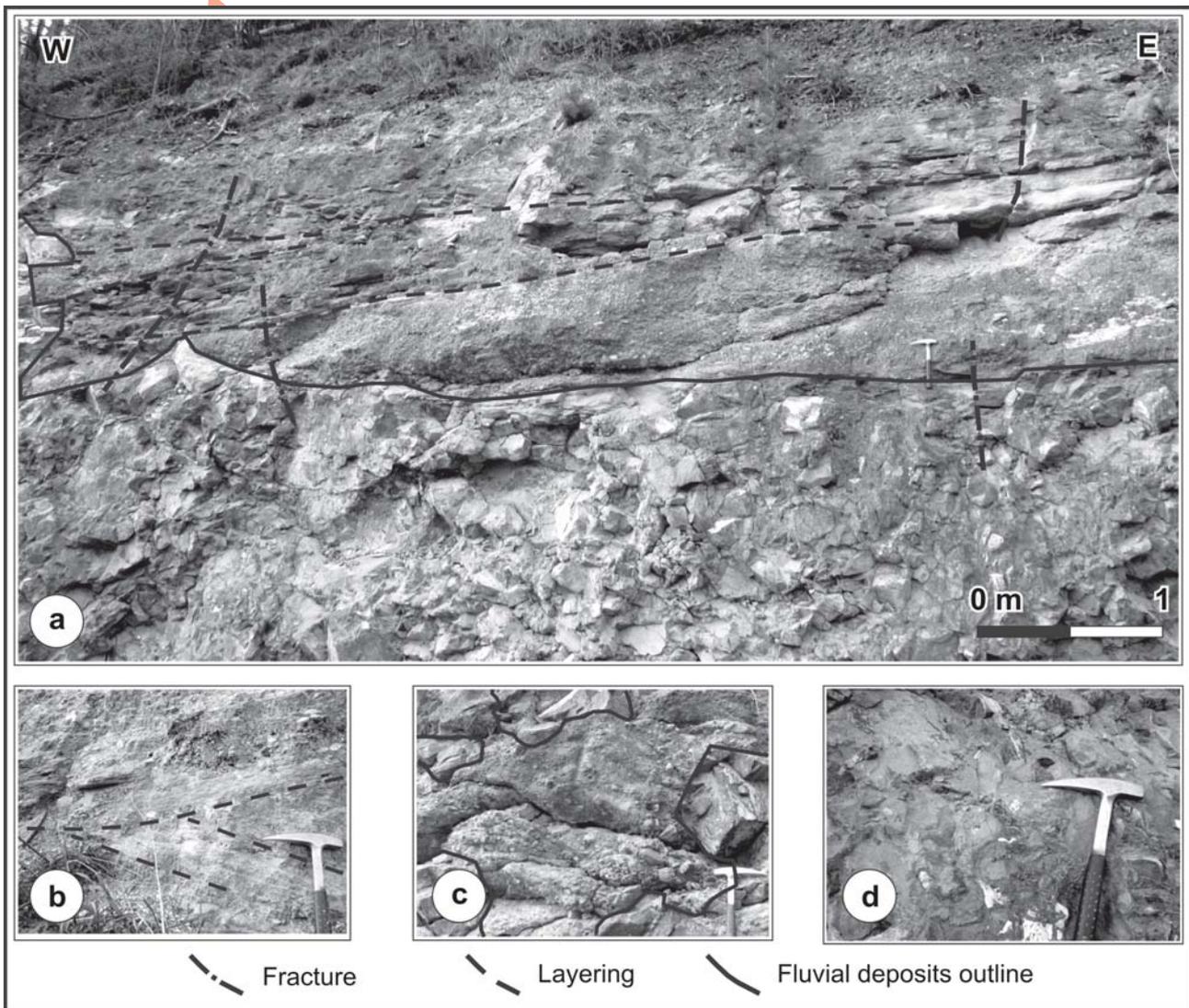


Abb. 24: Neogen von Preg. a) Alluvial Fächersedimente, die unkonform von fluviatilen Konglomeraten überlagert werden. b) Sedimentäre Beziehungen im feinkörnigeren, westlichen Teil der fluviatilen Sedimente. c) Komplexes Verzahnen von eckigen Geröllen, die lokale Fließ-Barrieren im Flusssystem gebildet haben. Beachte die Zunahme der Korngröße gegen die Gerölle. d) Silt- bis Sand-gestützte Brekzien mit eckigen Klasten.

Fig. 24: Neogene of Preg. a) Alluvial fan deposits unconformably overlain by fluvial conglomerates. b) Cut/fill relationships at western, finer grained part of the fluvial deposits. c) Complex interfingering of angular boulders which formed local barriers in the fluvial system. Note the grainsize increase in the conglomerate towards the boulder. d) Silt to sand supported breccias with angular clasts.

sen): Abfolge von dünnen Feinsandsteinen (mit ebener Lamination und Rippellamination) und laminierten Peliten. Auf Grund der Abfolge an der Typlokalität im Ingeringbach, eines deutlichen coarsening-upward Trends im Gesamtprofil und der Seismik-Interpretation wird die Ingering-Formation als gegen Süden progredierende Deltafazies interpretiert, die ein relativ tiefes, z.T. brackisches Seebecken füllt.

Stopp 6 - Ehemaliger Kohletagebau Fohnsdorf/Dietersdorf

Lokalität: ehemaliger Tagbau NW Dietersdorf
ÖK161 Knittelfeld, BMN 31, 550250/231060

Thema: Kohle, Brandschiefer, Erdbrandgestein, Lagerungsverhältnisse, Kohlengeologie, Kohlebergbau, nördlicher Beckenrand

Stratigraphie: Fohnsdorf-Formation (Unter-/Mittelmiozän, Oberkarpatium/Unterbadanium)

Zahlreiche Tagbaue befanden sich seit dem 17. Jahrhundert im Bereich des Ausbisses des „Fohnsdorfer“ Kohleflözes. Zunächst wurde die Kohle vor allem für die Alaunherstellung verwendet. Der Tagbau Dietersdorf befindet sich im Bereich des ehemaligen Antonitagbaus, von dem ROSSIWAL (1857 in WEBER & WEISS 1983) schrieb, dass er „der großartigste und regelmäßigste Tagbau unter allen zur Zeit auf Kohleflözen in Steiermark betriebenen Tagbauen bezeichnet werden“ muss.

Aufgeschlossen ist eine mit etwa 25° gegen S einfallende Abfolge von basalen, gegen hangend zu feinkörniger werdenden Brekzien (Fohnsdorf-Formation), einem Kohleband und hangenden pelitischen Sedimenten („Brandschiefer“ der basalen Ingering-Formation).

Die Sedimentation erfolgte in einer Randsituation eines initialen Pull-apart Beckens. Onlap-Geometrien der Fohnsdorf-Formation auf das kristalline Basement treten auf. Die Glimmerschiefer des Basements sind stark verwittert und zerklüftet. Das dominierende Strukturinventar sind Abschiebungen gegen Süden, die zur Halbgraben Phase gestellt werden.

Die Kohle wird durch eine Vitrinitreflexion von 0,38 % R charakterisiert, die auf den Grenzbereich Matt-/Glanzbraunkohle hinweist. Ein sehr geringer Wassergehalt von 8,2 % (aschefrei) ist für viele alpine Glanzbraunkohlen charakteristisch.

Stopp 7 - Marmorsteinbruch Mosing

Lokalität: Kleiner Steinbruch nordwestlich Pöls
ÖK160 Neumarkt, BMN 31, 543951 / 233357

Thema: Strike-Slip Tektonik entlang des Pöls-Lavanttaler Störungssystems, Südwestgrenze des Fohnsdorfer Beckens

Stratigraphie: Bretstein Marmor (Rappold-Komplex, Mittelostalpin)

Lichtgrauer gut gebankter Marmor wird in Steinbrüchen nördlich Pöls von der Firma Paltentaler Splitt & Marmor für die Erzeugung hochweißer Karbonatprodukte gewon-

nen. Das Störungsinventar des Steinbruchs bei Mosing (site 78 in STRAUSS et al. 2001) erlaubt die Rekonstruktion dextraler Bewegungen entlang des Pöls-Lavanttaler Störungssystems. Diese Bewegungen führten zur Ausbildung einer positiven Flower-Structure, die den heutigen Südwestrand des Fohnsdorfer Beckens bildet. Der Falkenberg-Liechtensteinberg Zug repräsentiert den am stärksten herausgehobenen Teil der transpressiven Struktur (vgl. Abb. 15, 16).

Stopp 8 - Steinbruch Maria Buch bei Judenburg

Lokalität: 125 m S´ der Maria Bucher Kirche
ÖK161 Knittelfeld, BMN 31, 554000/224600

Thema: „Liegendkonglomerat“, Maria Bucher Sinter“, Flower-Structure entlang des Pöls-Lavanttaler Störungssystems

Stratigraphie: Miozän?

Der an den SW-Rand des Fohnsdorfer Beckens gebundene Maria Bucher Sinter wurde von POLESNY (1970) ausführlich beschrieben. Er ist in einem kleinen Steinbruch südlich Maria Buch hervorragend aufgeschlossen. Es handelt sich um einen Kalzit-Sinter, der meist faserig, stellenweise zuckerkörnig ausgebildet ist. Die Längsachsen der Kristallnadeln stehen senkrecht auf die Bankung. Normal zu den Fasern ist oft eine Bänderung ausgebildet. Die einzelnen Bänke sind ebenflächig oder wenig gekrümmt, symmetrisch gebaut mit Zentralnaht in der Mitte der Bank. Die Farbe ist meist weiß bis licht(wachs)gelb, seltener bräunlich oder grau. Bänderung in verschiedenem Farbton verläuft stets parallel zur Bankung. „Pfeifensinter“ (Wachstum in klaffenden Spalten), „Kugelsinter“, Erbsenstein“ (sprudelnde Quellen) und löchriger Sinter (gasreiche Wässer) bilden Sonderformen.

Verwendung fand der Maria Bucher Sinter als Baustein (Kirche Maria Buch), Dekorationsstein für Wandverkleidungen, als Edelputz und für kunstgewerbliche Gegenstände (Vasen, Schalen: „Steirischer Onyx“). Bemerkenswert ist das Apsisfenster der Seckauer Basilika, das aus geschliffenem Maria Bucher Sinter gefertigt wurde.

Aufgeschlossen ist eine Zufuhrspalte eines Sinters, die sowohl innerhalb basaler Konglomerate der Beckenfüllung (Fohnsdorf-Formation?) als auch innerhalb des Basements auftritt. Mineralogisch besteht der Sinter aus Kalzit, wobei heute vorwiegend laminierte Sintertypen aufgeschlossen sind. Das Alter und die Genese des Sinters sind ungeklärt. SPÖTL (in SACHSENHOFER et al. 2000b) berichtet über die isotopische Zusammensetzung (C, O) Demnach sind die $d^{13}C$ Werte (-0.1 bis +0.3 Promill VPDB) signifikant höher als typische Speleotheme und deuten eher auf einen marinen Ursprung der Wässer hin. Die $d^{18}O$ Werte (-13,3 bis -11,4 Promill VPDB) erlauben keine eindeutige Interpretation. Das Fehlen einer pedogenen Quelle der Paläowässer wird auch durch den geringen Anteil an organischer Substanz erhärtet (Fluoreszenz-Untersuchungen). Die Orientierung der Sinterspalten und Harnische innerhalb des Sinters lassen eine syn-sedimentäre Entstehung des Sinters noch im Miozän wahrscheinlich erscheinen.

Stopp 9 - Tongrube nahe Weißkirchen

Lokalität: Hügel N' of Grottenhof, westlich Weißkirchen
ÖK161 Knittelfeld, BMN 31, 556150 / 224300

Thema: Ziegeleirohstoffe in der oberen Ingering-Formation oder der distalen Apfelberg-Formation

Stratigraphie: Badenium (Miozän)

Eine bunte Abfolge mit Tonen, Mergeln, Silten und Sandsteinen, die mit 10 bis 20° in nördliche Richtungen abtaucht, wird zeitweise westlich Weißkirchen als Ziegeleirohstoff abgebaut. Neben den genannten Gesteinen treten fluviatile Rinnen mit Konglomeraten auf. Inkohlte Treibhölzer sind häufig. Grobe Sandsteine zeichnen sich durch Glimmerreichtum und die Größe der Glimmerblättchen (bis 1 cm) aus. Letztere wird durch die Anwesenheit von Pegmatiten im Liefergebiet erklärt.

Literatur

- ALLEN, P.A. & ALLEN, J.R. (1990): Basin Analysis: principles and applications. - Blackwell, Oxford, 451 S.
- BECHTEL, A., GRUBER, W., SACHSENHOFER R.F., GRATZER R. & PÜTTMANN W. (2001): Organic geochemical and stable carbon isotopic investigation of coals formed in low-lying and raised mires within the Eastern Alps (Austria). - *Org. Geochem.*, **32**: 1289-1310, Amsterdam.
- BRUCH, A.A. (1998): Palynologische Untersuchungen im Oligozän Sloweniens - Paläo-Umwelt und Paläoklima im Ostalpenraum. - *Tübinger Mikropaläontologische Mitt.*, **18**: 1-193, Tübingen.
- CASAGRANDE, D.J. (1987): Sulphur in peat and coal. in: Scott A.C. (Hrsg.): Coal and Coal-Bearing Strata: Recent Advances. - *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **32**: 87-105, Tulsa.
- CLYMO R.S. (1987): Rainwater-fed peat as a precursor of coal. - (In: SCOTT, A.C. (Hrsg.): Coal and Coal-Bearing Strata: Recent Advances), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **32**: 17-23.
- DIESSEL, C.F.K. (1992): Coal-bearing Depositional Systems. - 721 S., Springer, Berlin.
- DUNKL, I., FRISCH, W. & KUHLEMANN, J. (1999): Fission track record of the thermal evolution of the eastern Alps - review of the main zircon age clusters and the significance of the 160 Ma event. - Abstract 4th Workshop on Alpine Geological Studies, Tübingen 21.-24.9.99. *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten (TGA) Reihe A*, **52**: 77-78, Tübingen.
- DUNKL, I., DI GIULIO, A. & KUHLEMANN, J. (2001): Combination of single-grain fission-track chronology and morphological analysis of detrital zircon crystals in provenance studies - sources of the Macigno formation (Apennines, Italy). - *Journal of Sedimentary Research*, **71**: 516-525, Tulsa.
- EBNER, F. & GRÄF, W. (1983): Neue Aspekte hinsichtlich der geologischen Beurteilung steirischer Bentonitvorkommen. - *BHM*, **128**: 197-200, Wien.
- EBNER, F., DUNKL, I., MALI, H. & SACHSENHOFER R.F. (2002): Stratigraphic evidence of pyroclastic layers in Miocene basins of the Eastern Alps. - *Proceedings of XVII. Congress of Carpathian-Balkan Geological Association*. Bratislava, September 1st - 4th 2002, *Geologica Carpathica*.
- ELIAS, J. (1998): The thermal history of the Ötztal-Stubai complex (Tyrol, Austria/Italy) in the light of the lateral extrusion model. - *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe A*, **36**: 1-172, Tübingen.
- ETTINGSHAUSEN, C.V. (1888): Die fossile Flora von Leoben in Steiermark, I./II. Theil. - *Denkschr. kaiserl. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl.*, **45**: 261-384, Wien.
- FEYFERLIK, H. (1958): Die Grubengasabsaugung beim Streb-rückbau in Fohnsdorf. - *BHM* **103**: 41-51, Wien.
- FÜGENSCHUH, B., SEWARD, D. & MANCKTELOW, N. (1997): Exhumation in a convergent orogen: the western Tauern window. - *Terra Nova*, **9**: 213-217.
- GALBRAITH, R.F. & LASLETT, G. M. (1993): Statistical models for mixed fission track ages. - *Nuclear Tracks Radiat. Meas.*, **21/4**: 459-470.
- GLEADOW, A. J. W. (1981): Fission-track dating methods: what are the real alternatives? - *Nuclear Tracks*, **5**: 3-14.
- GREEN, P. F. (1981): A new look at statistics in fission track dating. - *Nuclear Tracks*, **5**: 77-86.
- GRUBER, W. & SACHSENHOFER R.F. (2001): Coal deposition in the Noric Depression (Eastern Alps): raised and low-lying mires in Miocene pull-apart basins. - *Int. J. Coal Geol.*, **48**: 89-114, Amsterdam.
- GRUBER, W., SACHSENHOFER, R.F., KOFLER, N. & DECKER, K. (2004): The architecture of the Trofaich pull-apart basin (Eastern Alps): an integrated geophysical and structural study. - *Geologica Carpathica*, **55**: 281-298, Bratislava.
- HANDLER, R., EBNER, F., NEUBAUER, F., BOJAR, A. V., HERMANN, S. (2006): ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of Miocene tuffs from the Styrian part of the Pannonian basin: first attempts to refine the Paratethys stratigraphy. - *Geologica Carpathica*, **57**: 483-494, Bratislava.
- HERMANN, S. (1995): Bericht 1994 über Aufnahmen auf ÖK 133 Leoben nordöstlich von Leoben, in basalen Anteilen der Norischen Gruppe und Inneralpinen Konglomeraten ungeklärter Stellung. - *Jb. Geol. B.-A.*, **138**: 532-533, Wien.
- HÖFER, H. (1903): Das Miozänbecken von Leoben. - *Führer zum 9. internationalen Geologenkongreß*, Wien.
- HÖZEL, M. & WAGREICH, M. (2004): Sedimentology of a Miocene delta complex: The type section of the Ingering Formation (Fohnsdorf Basin, Austria). - *Austrian Journal of Earth Sciences*, **95/96**: 80-86, Wien.
- HÖZEL, M., GRASEMANN, B. & WAGREICH, M. (2006): Numerical modelling of clast rotation during soft-sediment deformation: a case study in Miocene delta deposits. - *Int. J. Earth Sciences*, **95**: 921-928, Stuttgart.
- KIESLINGER, A. (1953): Fohnsdorfer Muschelkalk und Seckauer Sandstein, zwei vergessene steirische Bausteine. - *Joanneum, Min. Mitteilungsblatt*, **3**: 37-46, Graz.
- LACKENSCHWEIGER, H. (1937): Die Braunkohlenmulde von Leoben. - *Zs. f. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen im Dtsch. Reiche*, **85**: 209-213.
- LAMBIASE, J. J. (1990): A model for tectonic control of lacustrine stratigraphic sequences in continental rift basins. In: Katz, B. (Hrsg.): Lacustrine exploration: case studies and modern analogues. - *AAPG Memoir*, **50**: 265-276, Tulsa.
- MOORE, P.D. (1987): Ecological and hydrological aspects of peat formation. In: Scott A.C. (Hrsg.): Coal and Coal-Bearing Strata: Recent Advances. - *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **32**: 7-15.
- MOTTL, M. (1970): Die jungtertiären Säugetierfaunen der Steiermark, Südost-Österreichs. - *Mitt. Mus. Bergbau, Geologie und Technik Landesmuseum Joanneum*, **31**: 1-91, Graz.
- NEUZIL, S.G., SUPARDI, CECIL, C.B., KANE, J.S. & SOEDJONO, K. (1993): Inorganic geochemistry of domed peat in Indonesia and its implication for the origin of mineral matter in coal. In: Cobb, J.C. & Cecil, C.B. (Hrsg.): Modern and Ancient Coal-Forming Environments. - *Geol. Soc. America Spec. Publ.*, **286**: 23-44.
- NEUBAUER, F., FRITZ, H., GENSER, J., KURZ, W., NEMES, F., WALLBRECHER, E., WANG, X. & WILLINGSHOFER, E. (2000): Structural evolution within an extruding wedge: model and application to the Alpine-Pannonian system. - (In: LEHNER, F.K. & URAI, J.L. (Hrsg.): Aspects of Tectonic Faulting (Festschrift in Honour of Georg Mandl), 141-153, Springer, Berlin.
- PETRASCHECK, W. (1926): Kohlengeologie der Österreichischen Teilstaaten. 1. Teil., 1-272, (Kattowitz Buchdruckerei- und Verlags-Sp. Akc.) Katowice.
- PETRASCHECK, W.E. (1940): Das tektonische Gefüge alpiner Glanzbraunkohlen. - *Z. dt. geol. Ges.*, **92**, 441-449, Berlin.

- PETRASCHECK, W.E. (1929): Einiges über die Geröllführung im inneralpinen Miozän. - Verh. Geol. B.-A., **1929**: 89-96, Wien.
- POLESNY, H. (1970): Beitrag zur Geologie des Fohnsdorf-Knittelfelder und Seckauer Beckens. - Dissertation, Univ. Wien, 1-234.
- PUPIN, J.P. (1980): Zircon and granite petrology. - Contributions to Mineralogy and Petrology, **73**: 207-220, Berlin / Heidelberg.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., LINZER, H.-G. & MERLE, O. (1991): Lateral extrusion in the Eastern Alps, 2. Structural analysis. - Tectonics, **10**: 257-271, Washington D.C.
- REISCHENBACHER, D., RIFELJ, H., SACHSENHOFER, R.F., JELEN, B., CORIC, S., GROSS, M. & REICHENBACHER, B. (2007): Early Badenian paleoenvironment in the Lavanttal Basin (Mühldorf Formation; Austria): Evidence from geochemistry and paleontology. - Austrian Journal Earth Sciences, **100**: 202-229, Wien.
- SACHSENHOFER, R.F. (2000): Geodynamic controls on deposition and maturation of coal in the Eastern Alps. - (In: NEUBAUER, F. & HÖCK, V. (Hrsg.): Geology in Austria and adjoining areas), Mitt. Österr. Geol. Ges., **92**: 185-194, Wien.
- SACHSENHOFER, R.F. (2001): Syn- and post collisional heat flow in the Tertiary Eastern Alps. - Int. J. Earth Sciences, **90**: 579-592, Stuttgart.
- SACHSENHOFER, R.F., KOGLER, A., POLESNY, H., STRAUSS, P. & WAGREICH, M. (2000a): The Neogene Fohnsdorf Basin: Basin formation and basin inversion during lateral extrusion in the Eastern Alps. - Int. J. Earth Sciences, **89**: 415-430, Stuttgart.
- SACHSENHOFER, R.F., STRAUSS, P., WAGREICH, M., ABART, R., DECKER, K., GOLDBRUNNER, J.E., GRUBER, W., KRIEGL, C. & SPÖTL, C. (2000b): Das miozäne Fohnsdorfer Becken - Eine Übersicht. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **44**: 173-190, Wien.
- SACHSENHOFER, R.F., BECHTEL, A., REISCHENBACHER, D. & WEISS, A. (2003): Evolution of lacustrine systems along the Mur-Mürz fault system in the Eastern Alps (Austria) and implications on source rocks in pull-apart basins. - Marine and Petroleum Geology, **20**: 83-110.
- SACHSENHOFER, R.F., KUHLEMANN, J. & REISCHENBACHER, D. (2001): Das Miozän der östlichen Norischen Senke. - (In G.W. MANDL (Hrsg.): Geologischen Bundesanstalt Arbeitstagung 2001 Neuberg an der Mürz, 135-145), Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SACHSENHOFER, R.F., BECHTEL, A., REISCHENBACHER, D., GRATZER, R., GOLD, M. & GOLDBRUNNER, J. (2008): Ölprägnationen im miozänen Mürztaal-Becken (Norische Senke, Ostalpen). - Erdöl, Erdgas, Kohle., **124**: 145-148, Hamburg/Wien.
- SCHMIDT, W. (1920): Zur Oberflächengestaltung der Umgebung von Leoben. - Sitz.Ber. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Kl., Abt. I, **129**: 539-558, Wien.
- STRAUSS, P., WAGREICH, M., DECKER, K. & SACHSENHOFER, R.F. (2001): Tectonics and sedimentation in the Fohnsdorf-Seckau Basin (Miocene, Austria): From a pull-apart basin to a half-graben. - Int. J. Earth Sciences, **90**: 549-559, Stuttgart.
- STRAUSS, P.E., DAXNER-HÖCK, G. & WAGREICH, M. (2003): Lithostratigraphie, Biostratigraphie und sedimentologie des Miozäns im Fohnsdorfer Becken (Österreich). - (In: PILLER, W.E. (Hrsg.): Stratigraphia Austriaca), Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommission, **16**: 111-140, Wien.
- WAGREICH, M. & STRAUSS, P.E. (2005): Source area and tectonic control on alluvial-fan development in the Miocene Fohnsdorf intramontane basin, Austria. - (In: HARVEY, A.M., MATHER, A.E. & STOKES, M. (Hrsg.): Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics), Geological Society, London, Special Publications, **251**: 207-216.
- WEBER, L. & WEISS, A. (1983): Bergbaugeschichte und Geologie der österreichischen Braunkohlevorkommen. - Archiv f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **4**: 1-317, Wien.