

Das kohleführende Neogen von Köflach-Voitsberg

Coal-bearing Neogene sediments in Köflach-Voitsberg

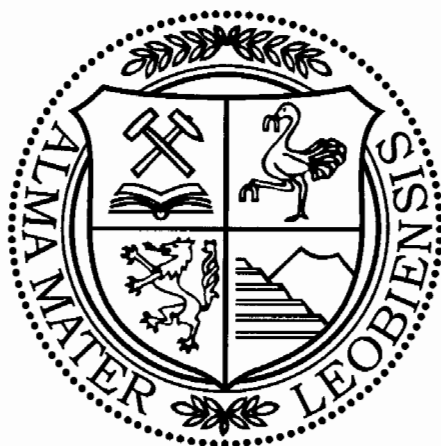
Von

Reinhard F. SACHSENHOFER, Fritz EBNER, Margit HAAS, Heinrich MALI, Barbara MELLER & Karl STINGL

mit 18 Abbildungen und 1 Tabelle
with 18 figures and 1 table

Exkursionsführer

SEDIMENT 2000



Anschriften der Verfasser, addresses of the authors:

Dr. Reinhard F. SACHSENHOFER, Prof. Dr. Fritz EBNER, Dr. Heinrich MALI

Montanuniversität Leoben, Institut für Geowissenschaften, A-8700 Leoben, Österreich, Fax: +43/3842-402-9902, sachsenh@unileoben.ac.at, fritz.ebner@unileoben.ac.at, Heinrich.Mali@unileoben.ac.at

Dr. Margit HAAS

Universität Wien, Institut für Petrologie, Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien, Österreich, Fax: +43/1-518161617, haas@bit.ac.at

Dr. Barbara MELLER

Universität Wien, Institut für Paläontologie, Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien, Österreich, Fax: +43/1-31336-784, Barbara.Meller@univie.ac.at

Dr. Karl STINGL

Montanuniversität Leoben, Institut für Geophysik, Paläomagnetiklabor Gams, Gams 45, A-8130 Frohnleiten, Österreich, Fax: +43/3126-5414, karl.stingl@unileoben.ac.at

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.

44

S. 215-240

Wien 2000

Inhalt

Kurzfassung / Abstract.....	216
1. Einführung.....	217
2. Geologischer Rahmen.....	218
3. Köflach-Voitsberger Revier.....	219
3.1. STOP 1: Oberdorfer Mulde.....	224
Beckenkonfiguration.....	224
Stratigraphie/Paläomagnetik.....	224
Sedimentologie.....	224
Liegendeinheit.....	224
Hauptzwischenmittel.....	227
Hangendeinheit.....	227
Schwermineralanalyse.....	230
Bodenbildungen/Diagenese.....	230
Kohlenpetrographie.....	231
Paläobotanik.....	231
3.2. STOP 2: Tregistsattel.....	235
Profilbeschreibung.....	237
Charakterisierung der Tuffe.....	238
Ablagerungsraum und Herkunft der Tuffe.....	238
Dank.....	238
Literatur.....	239

Contents

Kurzfassung / Abstract.....	216
1. Introduction.....	217
2. Geological setting.....	218
3. Köflach-Voitsberg coal district.....	219
3.1. STOP 1: Oberdorf trough.....	224
Basin configuration.....	224
Stratigraphy/Paleomagnetics.....	224
Sedimentology.....	224
Footwall sediments.....	224
Main parting.....	227
Hangingwall sediments.....	227
Heavy mineral analysis.....	230
Pedogenesis/diagenesis.....	230
Coal petrology.....	231
Palaeobotany.....	231
3.2. STOP 2: Tragistsattel.....	235
Profile.....	237
Characterization of tuffs.....	238
Depositional environment and source area of tuffs.....	238
Acknowledgements.....	238
References.....	239

Kurzfassung

Das Köflach-Voitsberger Kohlerevier ist am nordöstlichen Rand des Steirischen Beckens gelegen. Es wird in mehrere Teilmulden untergliedert, die durch bis zu 350 m mächtige kohleführende Sedimente aufgefüllt wurden (Köflach-Voitsberg-Formation, Unter-Miozän). Im Osten werden die kohleführenden Sedimente mit einer Erosionsdiskordanz von limnisch-fluviatilen Sedimenten der Stallhofen-Formation (Mittel-Miozän) überlagert, die einen mehrere Meter mächtigen Tuffhorizont beinhalten.

gen Tuffhorizont beinhalten.

Die Köflach-Voitsberg-Fm. im Bereich des Tagebaus Oberdorf und der Tuffhorizont innerhalb der Stallhofen-Fm. werden im Rahmen der Exkursion besucht.

Die Köflach-Voitsberg-Fm. in der Oberdorfer Ostmulde wird von fluviatilen Sedimenten und einem bis 36 m mächtigen Lignitflöz dominiert. Die kohleführenden Sedimente beinhalten eine reiche Flora mit mehr als 120 Gattungen.

Der Tuff innerhalb der Stallhofen-Fm. wurde vor 16,0 (\pm 0,7) Mio. Jahren während eines einzigen vulkanischen

Ereignisses gebildet. Er besteht aus einem 60 cm mächtigen Lapillituff (subaqueous subaerial fallout tephra), der von mehrere Meter mächtigen umgelagerten Tuffiten überlagert wird.

a 60 cm thick lapilli tuff (subaqueous subaerial fallout tephra) overlain by several meter thick redeposited tuffites.

Abstract

The Köflach-Voitsberg coal district is located at the north-eastern margin of the Styrian Basin. It is subdivided into several troughs filled with up to 350 m thick coal-bearing sediments (Köflach-Voitsberg Formation, Early Miocene). To the east, the coal-bearing sediments are overlain unconformably by limnic-fluvial sediments of the Stallhofen Formation (Middle Miocene), which host a several meter thick tuff horizon.

The Köflach-Voitsberg Fm. in the Oberdorf opencast mine and the tuff horizon within the Stallhofen Fm. will be visited during the field-trip.

The Köflach-Voitsberg Fm. in the Oberdorf trough is dominated by fluvial sediments and contains an up to 36 m thick lignite seam. The coal-bearing sediments include a rich flora represented by more than 120 genera.

The tuff horizon in the Stallhofen Fm. formed 16.0 (± 0.7) million years ago during a single volcanic event. It contains

1. Einführung

Das Köflach-Voitsberger Revier befindet sich im nordwestlichen Teil des Steirischen Beckens. Es gliedert sich in mehrere Teilmulden und beinhaltet mit dem Tagebau Oberdorf den zur Zeit einzigen größeren Kohlebergbau Österreichs. Dieser wird von der GKB-Bergbau GmbH betrieben. Die Förderung beträgt ca. 1 Mio. t Weichbraunkohle mit einem Wassergehalt zwischen 35 und 40 %. Der Tagebau versorgt das kalorische Kraftwerk Voitsberg der Österreichischen Draukraftwerke AG mit Brennstoff, wobei der Heizwert zwischen 2900 und 3150 kcal/kg liegt.

Die kohleführenden Schichten werden als Köflach-Voitsberg-Formation (Unter-Miozän) bezeichnet. Diese wird in ihrem östlichen Teil diskordant von limnisch/fluviatilen Sedimenten der Stallhofen-Formation (Mittel-Miozän) überlagert (EBNER & STINGL 1998). Am Tregistsattel N' Voitsberg ist in die Stallhofen-Fm. ein mehrere Meter mächtiger Tuff eingeschaltet (EBNER et al. 1998). Die Sedimente

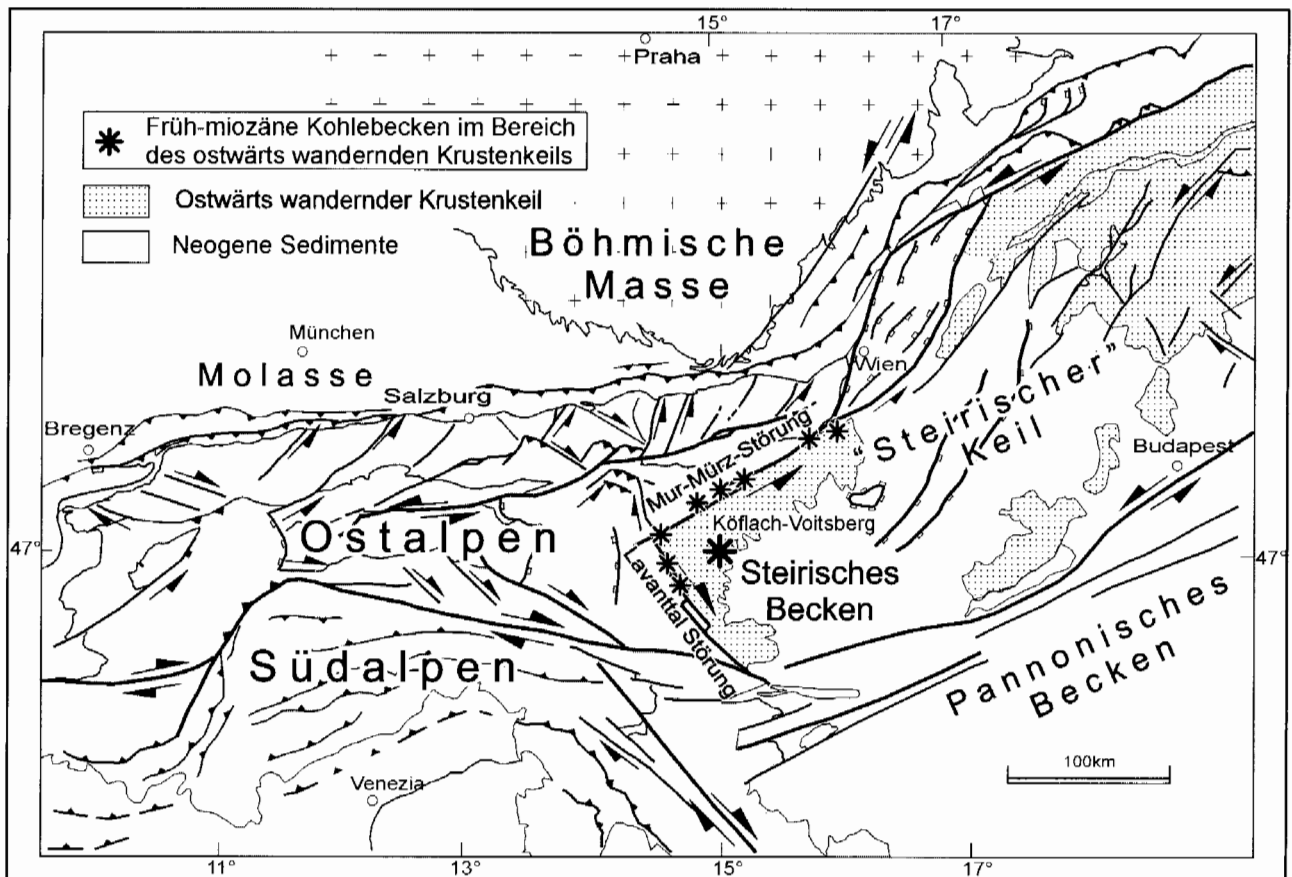


Abb. 1: Tektonische Skizze der Ostalpen und der Westkarpaten (PERESSON & DECKER 1997). Der „Steirische Krustenkeil“, der im Zuge des miozänen lateralen escapes nach Osten wanderte, wird durch Punktsignatur hervorgehoben (aus HAAS et al. 1998).

Fig.1: Tectonic map of the Eastern Alps and Western Carpathians (PERESSON & DECKER 1997). Dashed areas show the “Styrian crustal wedge”, which moved eastward during Miocene lateral escape (from HAAS et al. 1998).

der Köflach-Voitsberg-Fm. im Tagebau Oberdorf und die Tuffe des Tregistsattels bilden die Schwerpunkte der vorliegenden Übersicht.

Bis in die 80er Jahre wurde Kohle in mehreren Teilmulden des Köflach-Voitsberger Revieres gewonnen (POHL 1976, WEBER & WEISS 1983). Heute stellt die Oberdorfer Mulde die einzige Möglichkeit dar, die Entwicklungsgeschichte des Nordwestrandes des Steirischen Becken zu studieren. Dies gab Anlass zu einer vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung (FWF) geförderten multidisziplinären Studie in deren Rahmen geophysikalische, sedimentologische, kohlenpetrographische und paläontologische Untersuchungen durchgeführt wurden. Die Ergebnisse sind in zahlreichen Einzelarbeiten publiziert. Kurze Darstellungen der wichtigsten Ergebnisse finden sich in einem von STEININGER (1998) editierten Sonderband des Jahrbuchs der Geologischen Bundesanstalt. Diesen und jüngeren Arbeiten folgt vorliegende Beschreibung.

2. Geologischer Rahmen

Die miozäne Tektonik der Alpen wird durch das (nord)ostgerichtete „lateral escape“ der Ostalpen kontrolliert (z. B. RATSCHBACHER et al. 1991). Die Bewegungen der ostwärts wandernden Krustenkeile erfolgten entlang sinistraler und dextraler Strike-Slip Störungszonen. Zahlreiche kohleführende Miozänbecken sind an diese Störungszonen gebunden (z. B. Mur-Mürz und Lavanttal Störungssysteme, Abb. 1). Dehnung und Beckenbildung waren jedoch nicht auf die Ränder des Krustenkeils beschränkt. Extreme früh/mittelmiozäne E-W Extension (TARI 1996) führte zur Bildung des Steirischen Becken am Top des ostwärts wandernden „Steir-

ischen“ Krustenkeils, zu magmatischer Aktivität und zum Aufstieg metamorpher Kernkomplexe (z. B. Rechnitz Fenster).

Die Entwicklungsgeschichte des mehr als 4 km tiefen Steirischen Beckens kann in einem einfachen Modell in eine früh-miozäne Syn-rift Phase (Ottungium-Karpatium) und eine nachfolgende Post-rift Phase eingeteilt werden. Die Beckensubsidenz endete während des späten Miozäns und wird von einer bedeutenden quartären Hebungsphase abgelöst (EBNER & SACHSENHOFER 1995, SACHSENHOFER et al. 1997). Ausgedehnte Vulkanbauten (Abb. 2), die heute allerdings meist unter jüngeren Sedimenten begraben sind, sind Ausdruck miozänen (Karpatium-Unterbadenum) Magmatismus. Dieser setzte während der Syn-rift Phase ein, dauerte aber bis in die frühe Post-rift Phase an. Ein zweite magmatische Phase förderte basische Gesteine in plio-pleistozäner Zeit.

Eine markante Grundgebirgsschwelle (Mittelsteirische Schwelle) gliedert das Steirische Becken in das größere Oststeirische und das kleinere Weststeirische Becken. Untergeordnete Grundgebirgsschwellen unterteilen letzteres in die Eibiswalder, Florianer, Stallhofener und Köflach-Voitsberger Bucht (KRÖLL et al. 1988). Während der Syn-rift Phase wurden im Steirischen Becken fluviatile und limnische Sedimente abgelagert, die im Weststeirischen Becken kohleführend sind (Eibiswald, Köflach). Ein Meeresvorstoß im Karpatium war auf das Oststeirische Becken beschränkt. Syn- und post-rift Sedimente werden durch eine Diskordanz getrennt. Ein erneuter Meeresvorstoß im Badenium erreicht nun auch das Weststeirische Becken (Florianer Bucht). Im Oststeirischen Becken reichen die Sedimente stratigraphisch bis ins Pannonium. Post-badenische Sedimente im Weststeirischen Becken treten hingegen nur in Randlagen auf.

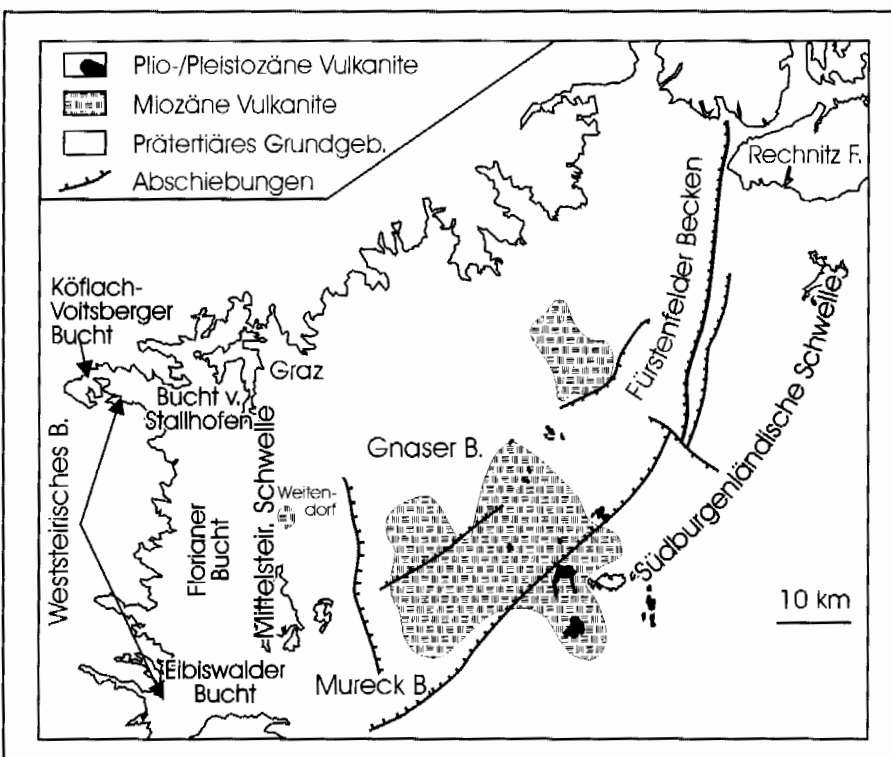


Abb. 2: Skizze des Steirischen Beckens.

Fig. 2: Sketch map of the Styrian Basin.

3. Köflach-Voitsberger Kohlerevier

Das in mehrere Teilmulden gegliederte Köflach-Voitsberger Revier bildet die nordwestliche Randbucht des Weststeirischen Beckens (Abb. 3, POHL 1976, WEBER & WEISS 1983). Der Beckenuntergrund umfasst Gesteine des mittelostalpinen Kristallins, Karbonate des Grazer Paläozoikums, dem heute auch die sandigen Dolomite, Kalke und Quarzite der Raasberg Folge zugeordnet werden, sowie oberkretazische Klastika der Kainacher Gosau.

Die kohleführende, fluviatile bis limnische Beckenfüllung (Köflach-Voitsberg-Fm.) erreicht eine Mächtigkeit von 350 m (EBNER & STINGL 1998). Die einzelnen Teilmulden zeigen eine unterschiedliche Faziesentwicklung.

In der westlichen *Piberstein-Lankowitzer Mulde* sind an den

Lignite sind Teil dieses verzweigten Flusssystem (Auwälder) und bilden keine korrelierbaren Flözhorizonte. In den Bohrungen lassen sich aber zwei Phasen verstärkter Lignitbildung, getrennt durch eine Abfolge mit deutlicher Sandvormacht (stärkerer fluviatiler Einfluss) unterscheiden (Bohrprofil 1494, Abb. 4).

Die Sedimente der *Graden Mulden* (Obergraden-, Untergraden-, Schaflos-, Rosental-, und Hl. Geist Teilmulden) zeigen eine zur *Piberstein-Lankowitzer Mulde* unterschiedliche Entwicklung. Die Basis bilden nur einige Meter mächtige, fast matrixlose Dolomitbreccien, die als Hangschutt (Talus) interpretiert werden. Darüber folgt eine mächtige Flözbildung, die sich zum Muldenzentrum in ein Ober- und ein Unterflöz teilt. Das Zwischenmittel und das Hangende wird von Silt-Ton Rhythmiten dominiert, die als See-

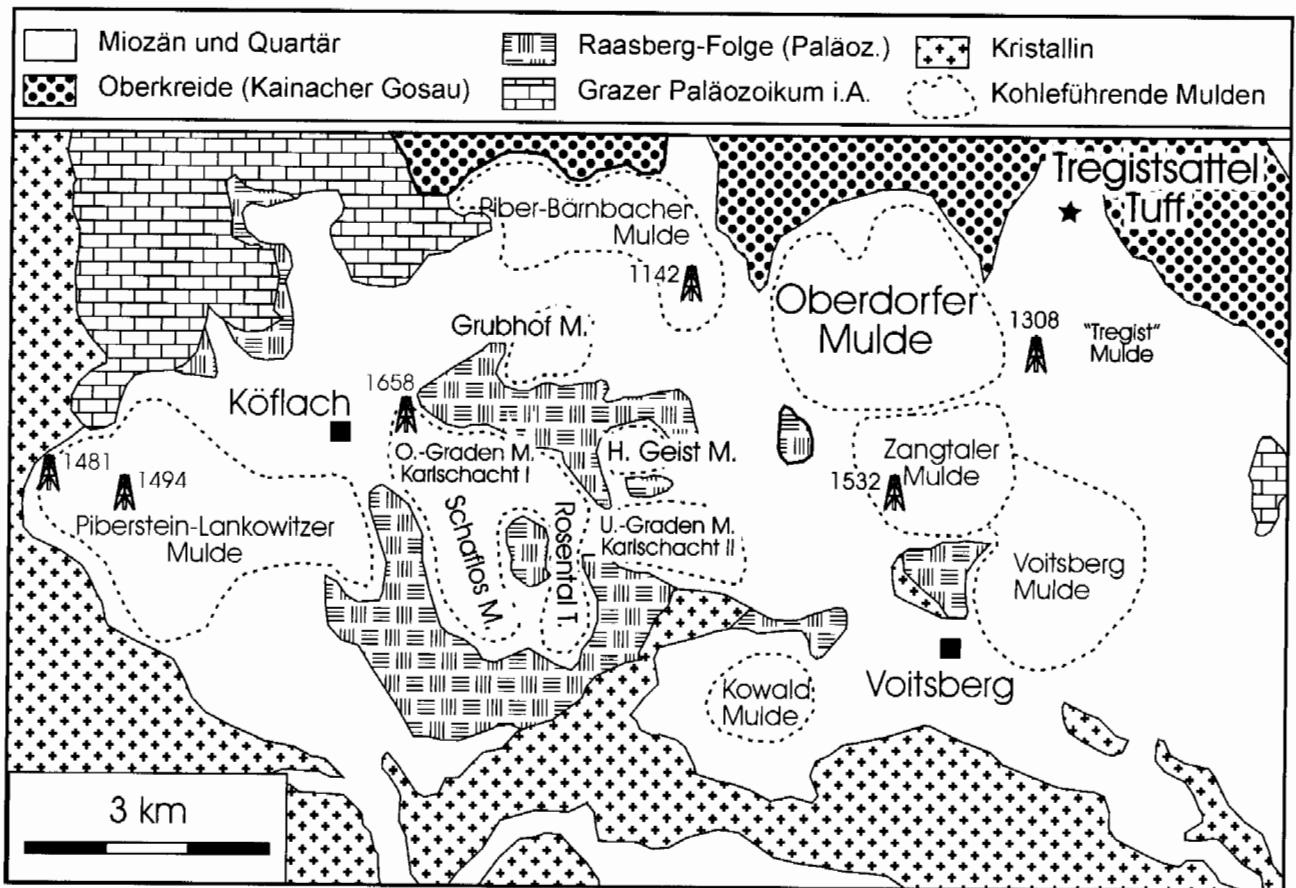


Abb. 3: Geologische Karte des Köflach-Voitsberger Kohlereviers.

Fig. 3: Geological map of the Köflach-Voitsberg coal district.

Muldenrändern Grobklastika (hauptsächlich matrixgestützte Breccien) ausgebildet. Diese Grobklastika werden als „debris flow“ dominierte Alluvialfächersedimente interpretiert (Bohrprofil 1481, Abb. 4). Im Hangenden und zur Muldenmitte gehen diese in eine Wechselfolge von Lignitflözen, Sanden, Silten und Tonen mit linsenförmig eingeschalteten Grobsanden und Kiesen über. Interpretiert wird diese Wechselfolge als Überschwemmungsebene eines verzweigten Flusssystem. Die linsenförmigen Grobsand- und Kieseinschaltungen repräsentieren fluviatile Rinnenfüllungen. Die

sedimente interpretiert werden (Bohrprofil 1658, Abb. 4).

Die *Piber-Bärnbacher Mulde* zeigt an der Basis ebenfalls grobklastische Sedimente. Diese bestehen einerseits aus matrixgestützten Breccien, die wieder als „debris-flows“ interpretiert werden, andererseits aber zusätzlich aus deutlich normal gradierten Abfolgen von sandigen Konglomeraten zu siltig-tonigen Sedimenten. Diese normal gradierten Abfolgen werden als „high-density“ Turbidite interpretiert. Im Gegensatz zur *Piberstein-Lankowitzer Mulde*, wo die

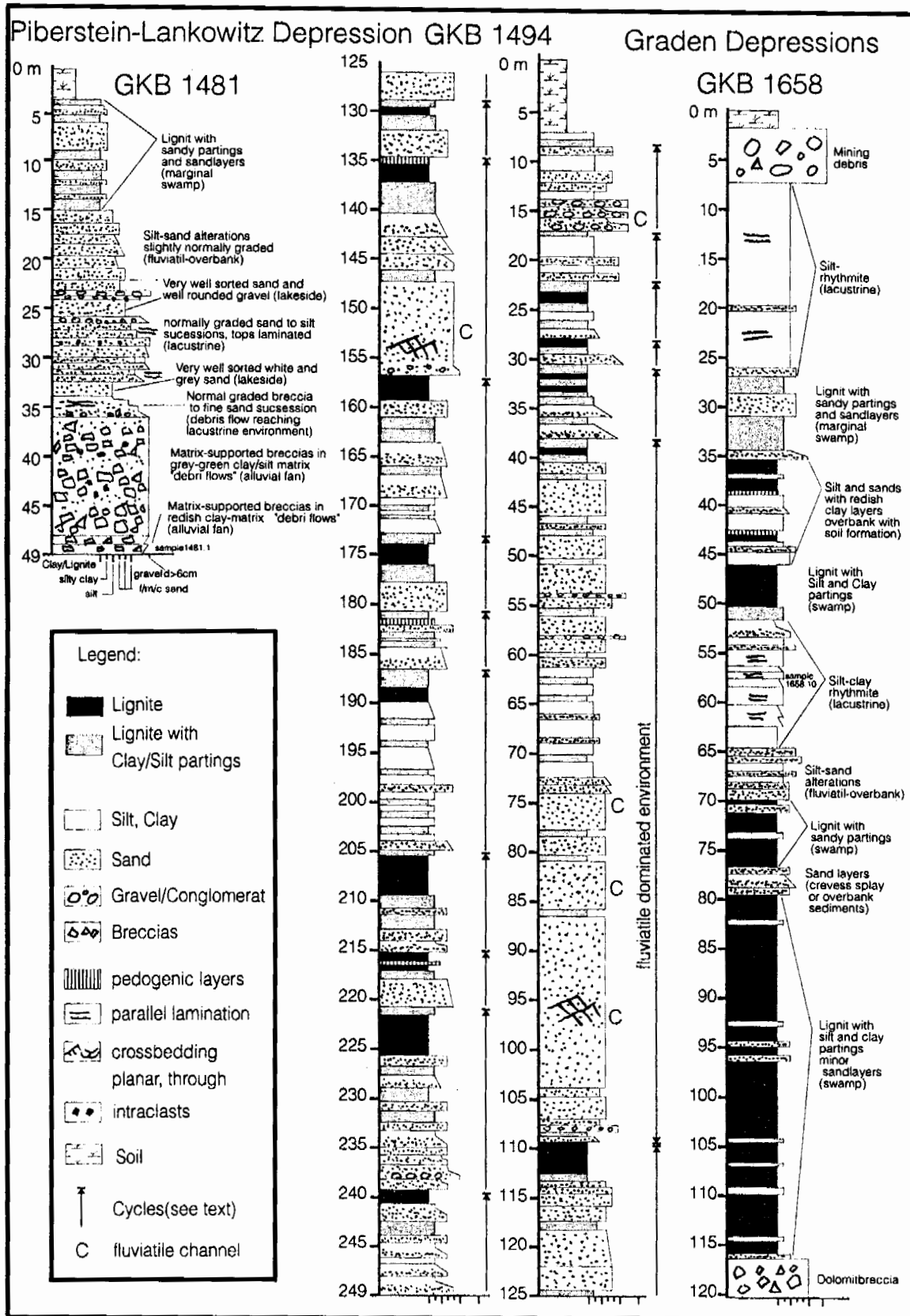


Abb. 4: Bohrprofile von der Pibersteiner-Lankowitz Mulde (1481: Muldenrand, 1494: Muldenzentrum) und der Graden Mulde (1658). Position der Bohrungen siehe Abb. 3.

Fig. 4: Lithology of boreholes in the Pibersteiner-Lankowitz (1481: basin margin, 1494: basin center) and Graden troughs (1658). See Fig. 3 for position of boreholes.

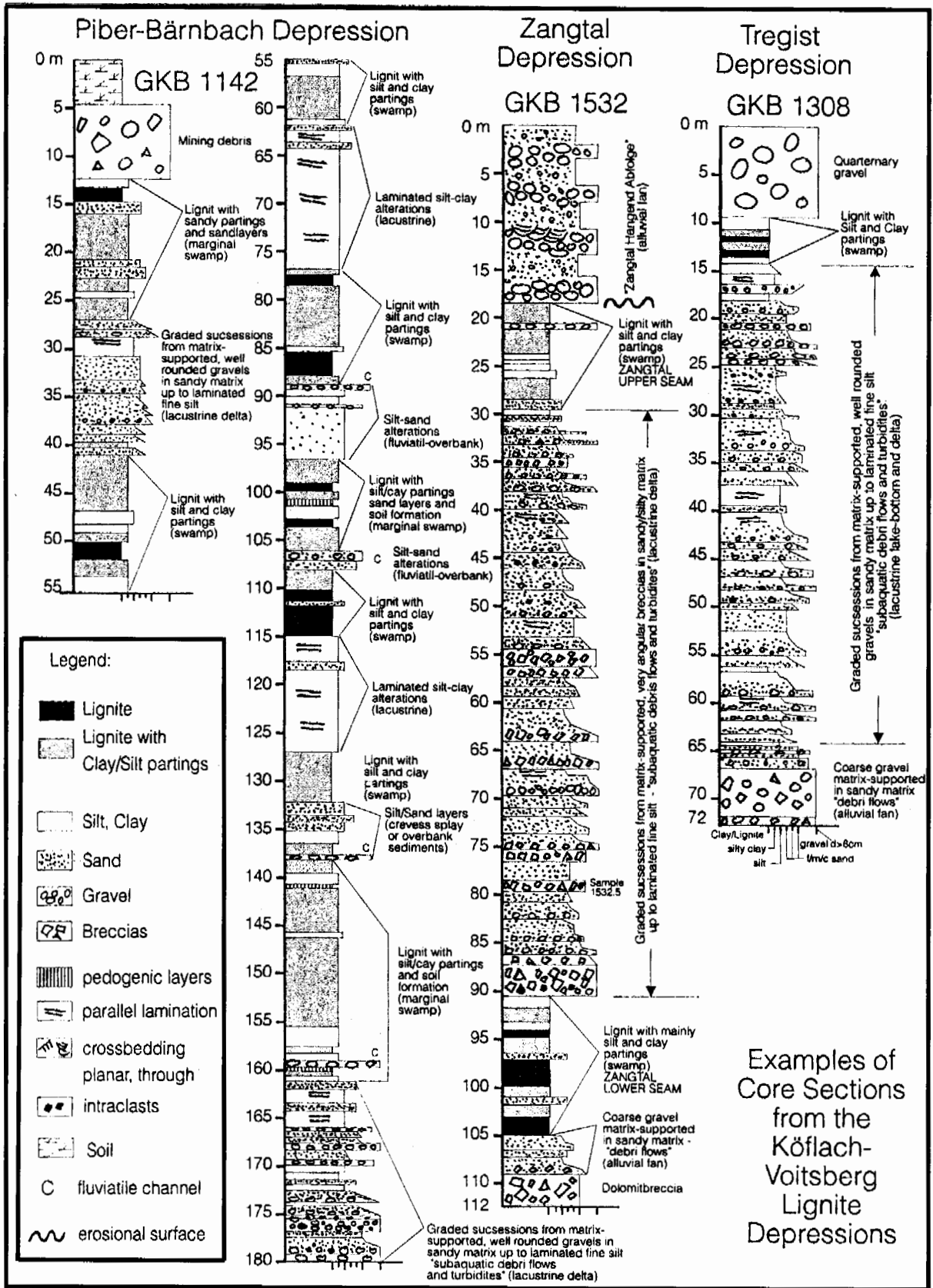


Abb. 5: Bohrprofile von der Piber-Bärnbacher Mulde (1142), der Tregist Mulde (1308) und der Zangtal Mulde (1532). Position der Bohrungen siehe Abb. 3.

Fig. 5: Lithology of boreholes in the Piber-Bärnbach (1142), Tregist (1308) and Zangtal troughs (1532). See Fig. 3 for position of boreholes.

Alluvialfächersedimente distal in ein fluviatiles System übergehen kam es in der *Piber-Bärnbacher Mulde* zeitweise zur Ausbildung von lakustrinen Fächerdeltas (Bohrprofil 1142, Abb. 5). Die Lignitflöze bilden mehrere Horizonte, die entweder von Seesedimenten (Silt-Ton Rhythmiten) oder von fluviatilen Sedimenten getrennt werden. Zwei Lignitbildungszyklen, getrennt durch eine weitere grobklastische Schüttung (ähnlich dem Fächerdelta an der Basis der Mulde), sind erkennbar.

In der *Oberdorfer Mulde* (siehe STOP 1) ist ein Hauptflöz vorhanden, das sich im Zentrum des Westteils der Mulde (Westmulde) in eine Ober- und eine Unterbank spaltet (Abb. 6). Die Ausbildung der Sedimentfüllung ist ähnlich der *Piber-Bärnbacher Mulde*, zeigt aber eine Dominanz fluviatiler Sedimente gegenüber den lakustrinen Ablagerungen.

In der südöstlich an die Oberdorfer Mulde anschließenden *Zangtaler Mulde* liegt das Zangtaler Unterflöz, das mit dem Oberdorfer Flöz korreliert. Es wird im Bereich der Muldenränder von Dolomitbreccien (Hangschutt) gefolgt von Alluvialfächersedimenten unterlagert. Im Hangenden des Flözes folgen Breccien und Konglomerate, die als Ablagerungen eines Fächerdeltas interpretiert werden. Mit einem „fining upward“ Trend gehen diese Sedimente in das Zangtaler Hangendflöz über (Bohrprofil 1532, Abb. 5). Diese Flözbildung

greift auch in die Oberdorfer Mulde über, die von der neuerlichen starken Absenkung in der Zangtal Mulde (Fächerdelta zwischen Zangtaler Unter- und Oberflöz) nicht betroffen war. Die Bildung des Zangtaler Oberflözes wurde durch die Ablagerung von bis zu 1,5 m mächtigen Diatomeenmergeln, gefolgt von blauen Tonen und Mergeln beendet. Im Bohrprofil 1532 fehlen diese feinklastischen Sedimente erosionsbedingt. Diskordant mit einem Erosionshorizont, an dem teilweise auch das Zangtaler Oberflöz aufgearbeitet ist, folgen grobe Gneisschotter sowie trogförmig kreuzgeschichtete Kiese und Sande (Stallhofen-Fm. = Zangtal Hangendabfolge, Bohrprofil 1532). Die Schotter werden als Alluvialfächersedimente mit fluviatiler Dominanz (im Gegensatz zu den „debris-flow“ dominierten Alluvialfächern der Köflach-Voitsberg-Fm.) interpretiert. Die Schotter greifen über die ehemaligen Muldenränder der Kohlenmulden hinaus und zeigen eine Verschiebung des Absenkungszentrums und eine deutliche Hebung des westlichen Hinterlandes mit der Schüttung von vorwiegend Gneisen, Amphiboliten und Glimmerschiefern. Im Bereich der feinkörnigen Basis der Gneisschotter treten Tuffe und Tuffite auf (siehe STOP 2).

Im Osten schließt an die *Oberdorfer Mulde* die „*Tregist Mulde*“ an, die den Übergang in die Bucht von Stallhofen

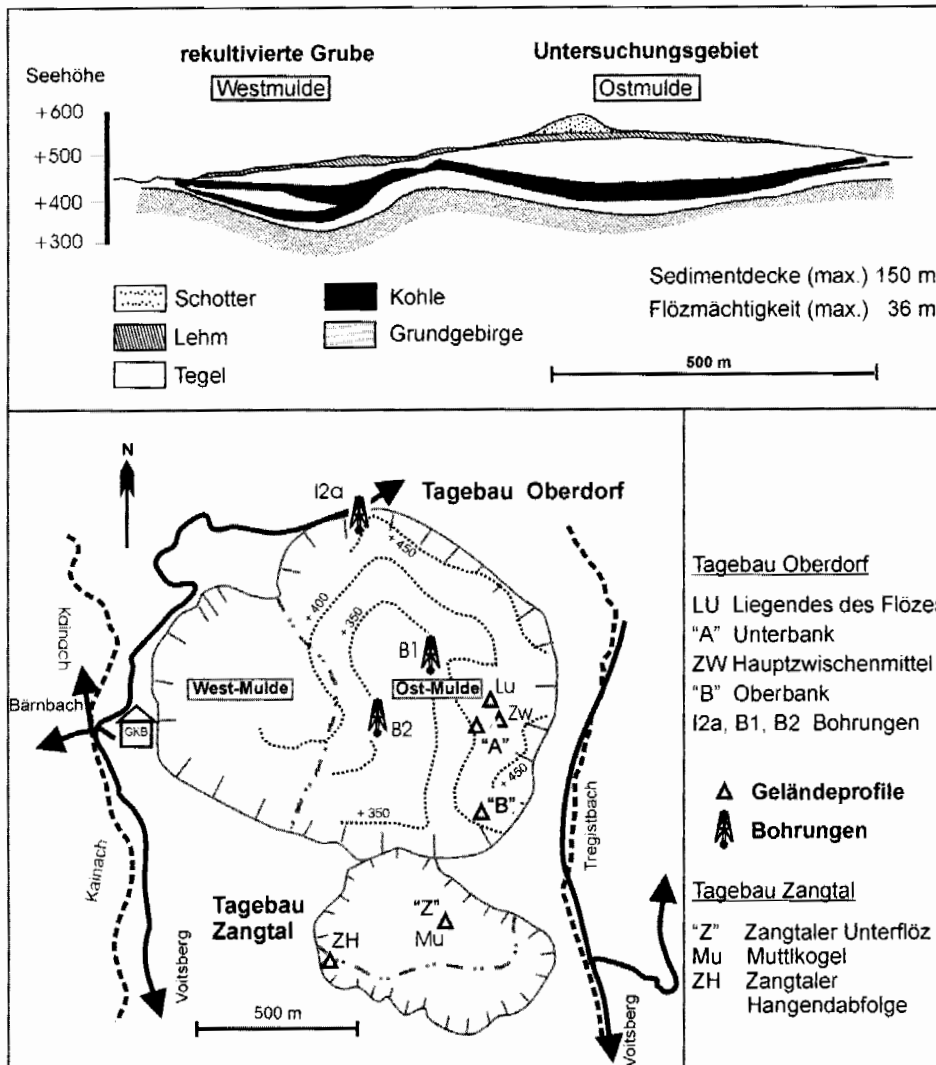


Abb. 6: Skizze der Oberdorfer und Zangtaler Mulden mit Position der untersuchten Profile und Bohrungen. Isolinien zeigen die Tiefe des prä-neogenen Untergrundes (nach WEBER & GRASSL 1997).

Fig. 6: Sketch of the Oberdorf and Zangtal troughs with position of studied profiles and boreholes. Isolines indicate the depth of the pre-Neogene basement (after WEBER & GRASSL 1997).

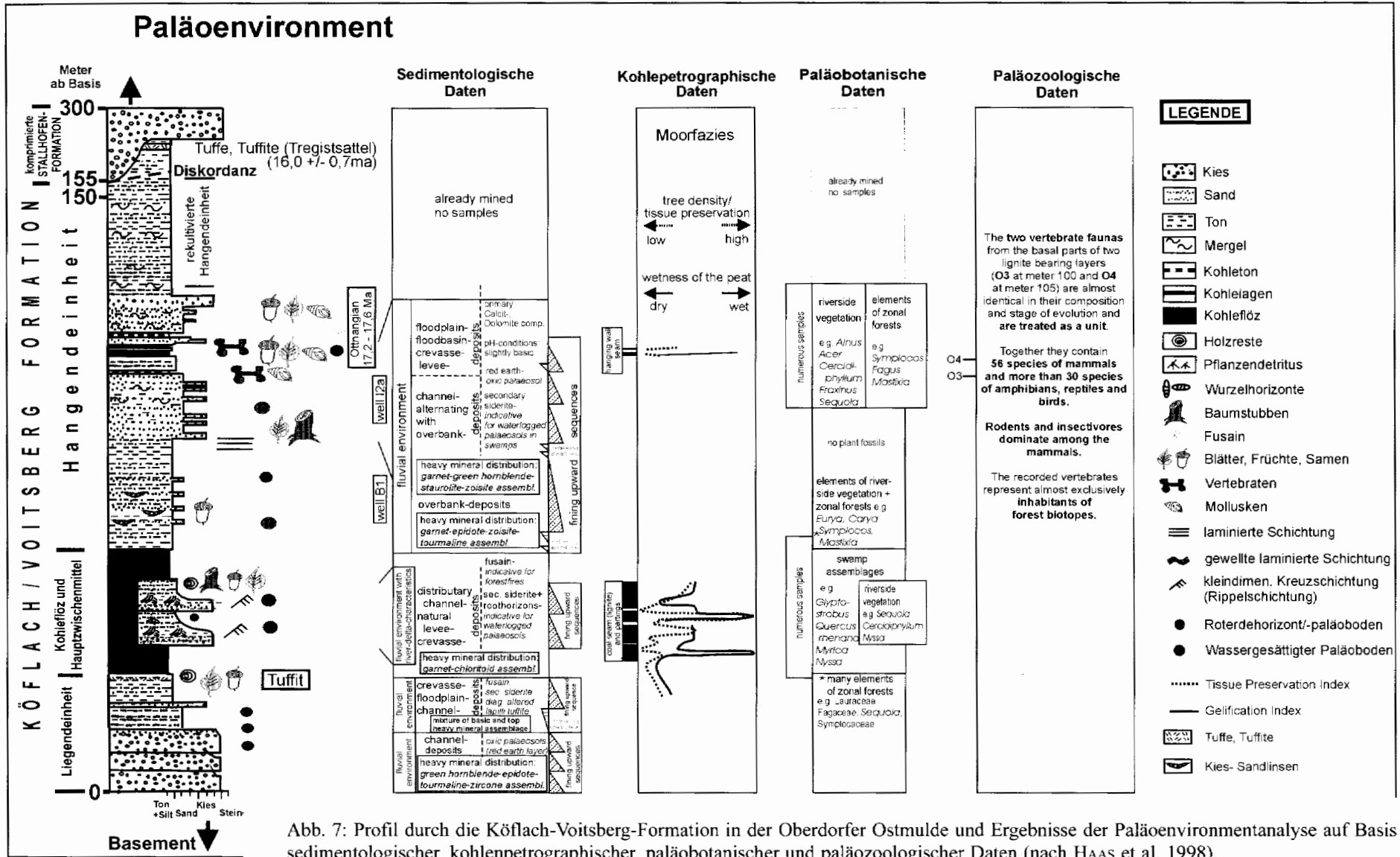


Abb. 7: Profil durch die Köflach-Voitsberg-Formation in der Oberdorfer Ostmulde und Ergebnisse der Paläoenvironmentalanalyse auf Basis sedimentologischer, kohlenpetrographischer, paläobotanischer und paläozoologischer Daten (nach HAAS et al. 1998).

Fig. 7: Palaeoenvironmental reconstruction of the Early Miocene Köflach-Voitsberg Formation in the Oberdorf open cast mine by sedimentological, coal petrological, palaeobotanical and palaeozoological data (after HAAS et al. 1998).

bildet. Deren Füllung wird von teilweise turbiditischen Seesedimenten dominiert. An Lignitbildungen sind nur zwei dünne Kohlenschmitzen vorhanden (Bohrprofil 1308, Abb. 5).

Die unterschiedliche Ausbildung der Sedimentfüllung der einzelnen Mulden könnte durch die verschiedenen Lithologien im Beckenuntergrund erklärt werden. Als Reaktion auf die tektonischen Bewegungen, die zur Bildung der Kohlebecken führten, dürfte es bei den rigiden Dolomiten im Beckenuntergrund der *Graden Mulde* zur einer deutlicheren und schnelleren Blockverstellung gekommen sein als bei den Glimmerschiefern der *Piberstein-Lankowitz* Mulde.

3.1. STOP 1: Oberdorfer Mulde

Lokalität: Tagbau Oberdorf der GKB

Thema: Köflach-Voitsberg-Formation

Stratigraphie: Ottnangium

Beckenkonfiguration

Die Oberdorfer Mulde wird durch eine Grundgebirgsschwelle in eine Westmulde und in eine Ostmulde gegliedert (Abb. 6). In der Westmulde war das Kohleflöz durch ein mächtiges Zwischenmittel zweigeteilt. Dieser Teil des Beckens ist nach erfolgtem Kohleabbau bereits rekultiviert. Heute beschränkt sich der Abbau auf die Ostmulde, in der ein mächtiges Zwischenmittel nur am Ostrand der Ostmulde entwickelt ist. Äquivalente des Zwischenmittels lassen sich jedoch bis in das Beckenzentrum verfolgen, so dass auch hier eine „Unterbank“ von einer „Oberbank“ unterschieden werden kann.

Stratigraphie/Paläomagnetik

Die Beckenfüllung der Oberdorfer Mulde besteht aus einer Liegendeinheit, dem Kohleflöz - einschließlich eines bis zu 22 m mächtigen Zwischenmittels - und einer Hangendeinheit (Abb. 7). Magnetostratigraphische Untersuchungen (MAURITSCH & SCHOLGER 1998) ergaben für den tieferen Teil der Köflach-Voitsberg-Fm. inklusive der Sedimente der Hangendeinheit bis 13 m über dem Flöz inverse Magnetisierung, der übrige hangende Teil zeigt normale Magnetisierung. Aufgrund einer reichen Wirbeltierfauna der Neogenen Säugetierzone MN4 aus den Sedimenten der höheren Hangendabfolge (DAXNER-HÖCK 1998, DAXNER-HÖCK et al. 1998 a, b) kann der normal magnetisierte Teil biostratigraphisch mit dem Chron C5Dn und der liegende, invers magnetisierte Teil des Profils mit dem Chron C5Dr korreliert werden. Nach der GPTS (Geomagnetic Polarity Time Scale)

ist das Alter des Polaritätswechsel C5Dr/C5Dn bei 17,6 Ma. Damit wird für das Kohleflöz von Oberdorf ein Ottnangisches Alter postuliert (STEININGER et al. 1998).

Paläomagnetische Untersuchungen definieren die Position des Untersuchungsgebietes während des Ottnangiums mit $34^\circ \pm 5^\circ$ nördlicher Breite und belegen eine Drehung um 20° gegen den Uhrzeigersinn (MAURITSCH & SCHOLGER 1998).

Sedimentologie

Die sedimentologische Untersuchung wurde an Geländeaufschlüssen (LU, ZW, MU) sowie an Bohrungen (B1, B2 und I2a) durchgeführt (Abb. 6; HAAS 1998, 1999, HAAS et al. 1998). Wesentliche Ergebnisse werden in den Abb. 8 bis 11 zusammengefasst.

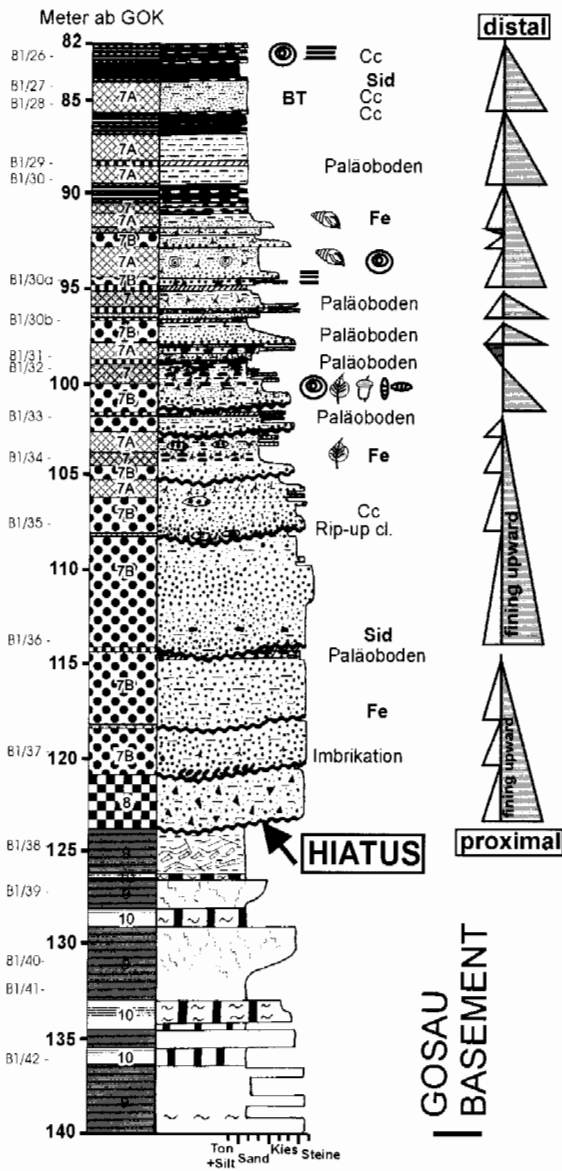
Liegendeinheit (LU, B1, B2): Das präneogene Basement wird von Gesteinen der Kainacher Gosau und paläozoischen Gesteinen aufgebaut. Letztere sind am *Ostrand der Ostmulde* in einer Antiklinalstruktur aufgeschlossen. Die Kompression der miozänen Sedimente in diesem Bereich resultiert im häufigen Auftreten von kleindimensionalen Gleitfalten („slumping-like“ structures). Der Zeitraum des tektonischen Einflusses wird deshalb als syn- bis postsedimentär betrachtet.

Die Liegendeinheit der Köflach-Voitsberg-Fm. in der Ostmulde des Tagebaues Oberdorf kann einer Randfazies eines fluviatilen Environments zugeordnet werden, obwohl ein kurzfristiger lakustriner Einfluß nicht auszuschließen ist. In den basalen Einheiten der *Bohrungen B1* (Abb. 8) und *B2* sind bis zu 15 m mächtige, grobklastische Entwicklungen vorherrschend, welche aus mehreren überlagernden Rinneentwicklungen zusammengesetzt sind und nur kurzfristig durch die Ausbildung roter Paläoböden unterbrochen werden. Bei Bohrmeter 105 (Bohrung B1) wechselt die proximale fluviatile Sedimentationsentwicklung, welche mit einer „braided river“-Entwicklung vergleichbar ist, in eine distalere Entwicklung, die charakterisiert wird durch feinklastische Überflutungssedimente, erhöhte TOC-Gehalte (bis zu 8,7 %) und das Auftreten von Pflanzenresten und Wurzelspuren. Das häufige Auftreten von roten, oxischen Paläoböden ist ein Indiz, dass die Subsidenz zu diesem Zeitpunkt noch gering war. Die ab Meter 90 (B1) einsetzende Kohletonentwicklung führt sukzessive in die Liegendbank des Oberdorfer Flözes über. Das Auftreten von Sideritoiden deutet auf Paläobodenentwicklung unter wassergesättigten Bedingungen hin. Das ca. 25 m mächtige Kohleflöz zeigt geringmächtige feinklastische Zwischenmittel, die kurzfristige Paläobodenentwicklungen mit erhöhtem Siliziklastikaeintrag der Überflutungsebene darstellen. Der bereichsweise erhöhte Gehalt an anorganischem Kohlenstoff (TIC) ist zu einem Großteil auf das Auftreten von Siderit zurückzuführen. XRD- und Dünnschliffanalysen zeigen keine

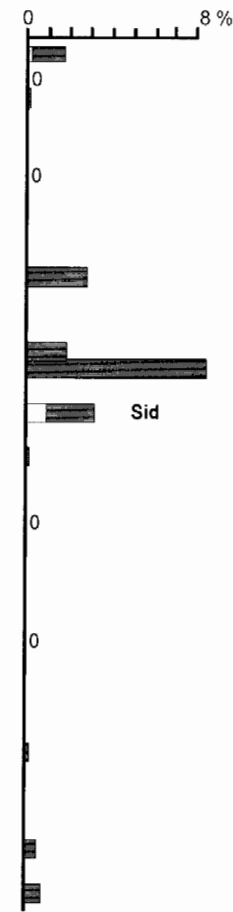
Abb. 8: Sedimentologisches Profil der Liegendeinheit der Ostmulde (Bohrung 1), Kohlenstoffgehalte und charakteristische Kornsummenkurven (nach VISHNER 1969).

Fig. 8: Sedimentological profile of footwall sediments in the Oberdorf Trough (borehole 1), carbon contents, and characteristic log-probability curves of grain size distributions (after VISHNER 1969).

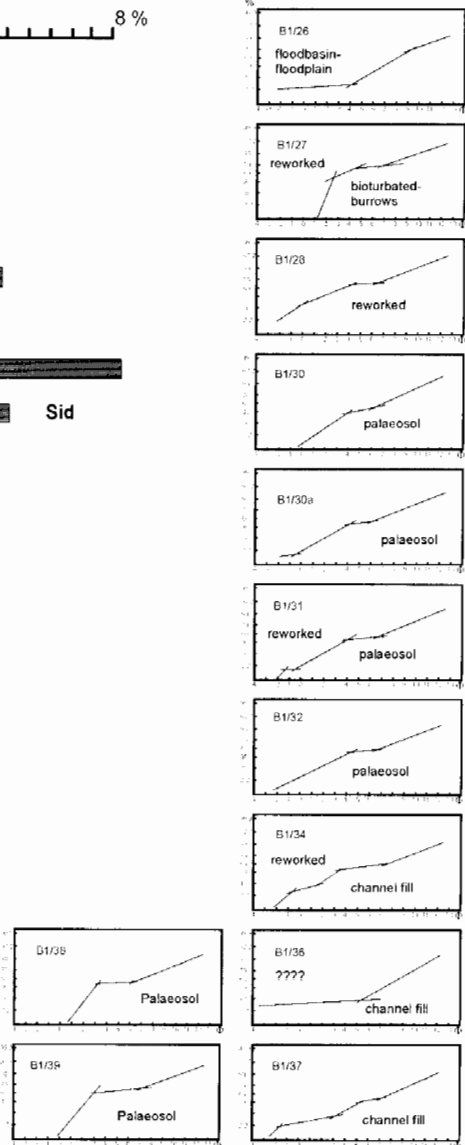
Liegendeinheit im Tagebau Oberdorf, Ostmulde Bohrung 1 (82 - 140 m)



Gesamtkohlenstoff
Anorg. Kohlenstoff



Kornsummenkurven
im Wahrscheinlichkeitsnetz



1 1a



1: Hauptflöz (Ober-, Unterbank), geringmächtige Kohlebänder.
1a: Kohlton tw. mit Blattresten und Pflanzenhäckseln. Wechsellagerung von Kohlton und Lignit.

3 3a



3: Massive Sandkörper mit Bereichsweise erhöhtem Matrixanteil (Silt/Ton). 3a: Wechsellagerung von Sand, Kies, Steinen; Auftreten von Kieslinsen und "Rip-up elasts"; Die Sedimente entsprechen "channel fillings" und deren ufernahen Begleitfazies

4 4a



4: Geringmächtige siltig/sandige Einschaltungen. 4a: Mergelige Ablagerungen, tw. mit Mollusken (schlechter Erhaltungszustand), Pflanzenhäckseln und Blattresten. Die Sedimente sind distale, fluviale Ablagerungen einer zeitweilig unter Wasser stehenden "floodplain/floodbasin".

5 6 6A 6A'



5: Roterde/Paläoboden. 6: Mittelkies, meist gut sortiert; häufiges Auftreten von Holzresten (<50cm); normale Gradierung, vereinzelt Wechsellagerung von Silten, Fein- und Mittelsanden. 6A/A': Siltig/tonige Sedimente; Feinsandlinsen und kleindimensionale Rippel; vereinzelt Holzreste; hoher Anteil an Pflanzendetritus.

6B 6C



6B: Fein-Mittelsand mit hohem Siltanteil, flache Kreuzschichtung und tw. kleindimensionale Rippel wechseln mit ebener bis welliger Lamination; vereinzelt Wechsellagerung von Feinkies-Feinsand; Sedimentstrukturen sind in Bereichen mit lagiger Anhäufung von sekundär veränderten Holzresten (Wurzelschizonte?) nicht erkennbar. 6C: Siltig-tonige Sedimente, braunschwarz; hoher Anteil an organ. Material.

7 7A 7B

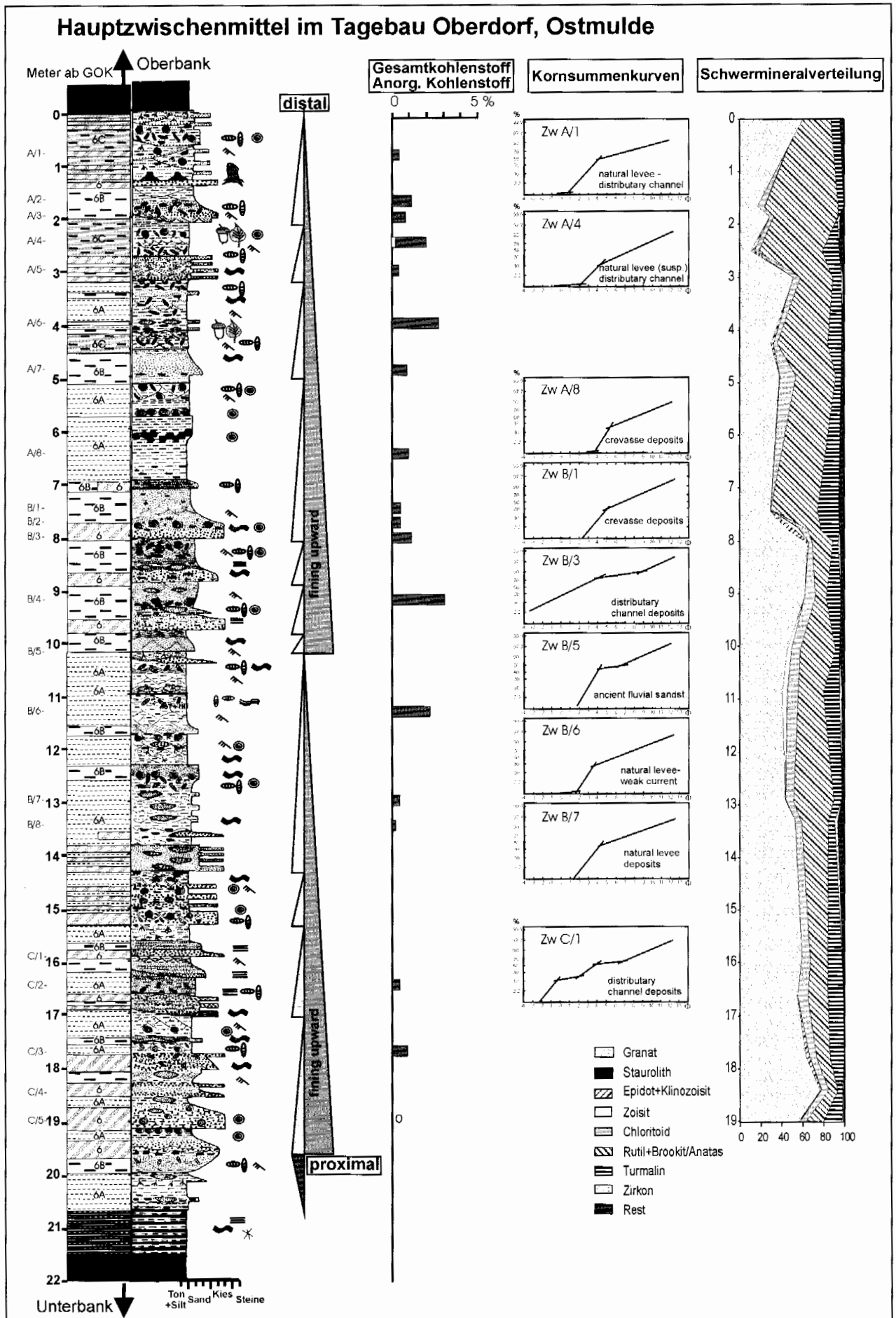


7: Ton-Silt mit kohligem Lagen, Kohleschmitzen oder erhöhtem Anteil an org. Material. 7A: Sandiger Silt-Mittelsand, vereinzelt Pflanzenhäckseln. 7B: Mittel-Grobkies, siltig-sandige Matrix, Rinnenfüllungen ("channel fillings"), tw. mit Imbrikationen, sandig-kiesige gut sortierte Linsen im cm-Bereich, vereinzelt Pflanzenhäckseln, diag. veränderte Holzreste und rip-up clasts, erosive Basis als Übergang zu nächster Channel-Sequenz.

8 9 10



8: Massiver Verwitterungshorizont, Hiatus. 9, 10: Ablagerungen der Gosau. 9: Siltig-tonige verfestigte Lagen, Gradierung, tektonisiert, Rutschstrukturen, Turbidit? Fein-grobklastische Einschaltungen. 10: Dunkelgraue-schwarze, mergelige Lagen, tw. schiefrig, vereinzelt Auftreten von Karbonat-Knollen (cm-Bereich).



nennenswerten Anteile anderer Karbonate.

Das häufige Auftreten von Fusainlagen im cm-Bereich weist auf ehemalige Waldbrände hin. Diese sind auch aus rezenten subtropischen bis tropischen Sümpfen bekannt und spielen eine System-regulierende Rolle (STACH et al. 1982).

Im unmittelbar Liegenden des Flözes war kurzfristig eine pflanzenführende tuffitische Lage mit 100 m lateraler Erstreckung und einer Mächtigkeit von 5-7 cm aufgeschlossen (KOVAR-EDER et al., eingereicht b, siehe auch „Paläobotanik“). Die Grenzen des Lapilli-führenden Tuffs sind scharf. Die Lapillis sind gut gerundet, meist aber geplättet und zeigen auf Grund der Alteration zu Kaolinit eine weißliche Verwitterungsfarbe. Der maximale Durchmesser der Lapilli beträgt 8 mm an der Basis und lässt eine normale Gradierung erkennen. Die Lapillis gelangten in den tonig-siltigen „backswamp“ durch Aschenfall. Ein kurzer fluvialer Transport ist jedoch nicht auszuschließen. Ein Vergleich der Oberdorfer Tuffite ist auf Grund der stratigraphischen Position der Liegendeinheit (älter als 17,6 Ma) mit jenen des „Lower Rhyolit Tuff“ im ungarischen Mecsek-Gebirge (ÁRVA-SÓS et al. 1983, SZÉKY-FUX et al. 1987, ÁRVA-SÓS & MÁTHÉ 1992) möglich und schließt somit ein Alter des Oberdorfer Tuffs an der Grenze Eggenburgium-Ottangium nicht aus. Eine Herkunft aus dem Steirischen Vulkangebiet erscheint dagegen auf Grund des Alters unwahrscheinlich.

Hauptzwischenmittel (ZW): Im östlichen Bereich der Ostmulde tritt ein ca. 22 m mächtiges Hauptzwischenmittel zu Tage (Abb. 9), welches gegen das Beckenzentrum hin deutlich ausdünn. Seine sandig/siltige Entwicklung unterscheidet sich deutlich von der basalen kiesigen und fortan siltig/tonigen Entwicklung der Liegendeinheit. Innerhalb des Profils ist der rasche Übergang von sandig/feinkiesigen zu siltig/tonigen Sedimenten charakteristisch. Das Auftreten von kleindimensionaler Rippelschichtung, dm-großen Feinsandlinsen und normal gradierten Sedimentlagen verweist auf ein Ablagerungsmilieu einer fluvialen Randfazies mit untergeordneten Charakteristiken eines Fluß-Delta-Environments. Die Kornsummenkurven können mit rezenten „tributary channel deposits“, „natural levee“ und „crevasse deposits“ verglichen werden (VISHNER 1969). Der Nachweis von Pflanzengesellschaften der Flußuferbereiche (KOVAR-EDER 1998, MELLER 1998 a, b) bestätigt den sedimentologischen Befund. Das isolierte Auftreten von Baumstubben führt sukzessive von siliziklastisch- zu organisch-dominierter Sedimentation und endet in der Ausbildung der Oberbank. Siderit und Fusain sind in geringen Mengen vorhanden.

Das Aufspalten der Kohle am Ostrand der Ostmulde und die Bildung des Hauptzwischenmittels wird autosedimentär erklärt. Dies setzt ein (nicht aufgeschlossenes) mäandrierendes Flusssystem östlich bis südöstlich des Tagebaues

Oberdorf und variierende Subsidenzverhältnisse voraus. Wie von MARCHIONI (1982) betont, ist das Aufspalten von Kohleflözen oft auf Avulsion zurückzuführen, der schnellen Überdeckung von tiefliegenden Mooren durch Dammbuch-, Rinnen- und assoziierte Überflutungssedimente. In Abhängigkeit vom Verhältnis der Subsidenzrate zur Migration ist das Top der Kohle mehr oder weniger erodiert (vgl. COLLINSON 1978). Im Falle der Oberdorfer Ostmulde wurden keine Hinweise auf massive Erosion gefunden. Erst durch eine Verlagerung des Flußlaufes wird die lokal unterbrochene Torfakkumulation fortgesetzt, welche nach Beendigung der organischen Sedimentation in die Ablagerung der siliziklastischen Hangendeinheit mündet.

Hangendeinheit (Bohrungen B1, I2a): Die ca. 100 m mächtige siliziklastische Hangendentwicklung setzt in der Bohrung B1 (Abb. 10) mit braunschwarzen siltig-tonigen Sedimenten ein und weist hohe Gehalte an organischem Material auf (TOC bis 6 %) auf. Die deutliche „coarsening upward Sequenz“ in den ersten Metern beendet die Torf/Kohlebildung. Mehrere „fining upward Sequenzen“ folgen. In weiterer Folge dominieren ufernahe Sedimente („natural levee“) eines hochenergetischen Strömungsregimes. Eine massive 7 m mächtige siltig-tonige Lage deutet auf ein Mega-Floodevent hin. Die sandig-siltige Entwicklung setzt bei 25 m abrupt aus und wird durch mittel-grobkiesige Einheiten erosiv überlagert. Eine Änderung des Liefergebietes wird nicht nur aus den geänderten sedimentären Inhalten deutlich, sondern spiegelt sich auch in der Schwermineralverteilung wider (vgl. Kapitel „Schwerminerale“).

Die 70 m tiefe Bohrung I2a erbohrte die hangendsten Sedimente der Köflach-Voitsberg-Fm. (Abb. 11, DAXNER-HÖCK et al. 1998a). An ihrer Basis treten matrixgestützte, sehr schlecht sortierte, angulare Grobkiese und Steine (> 63mm) auf, welche als „debris flows“ interpretiert werden. In den darauf folgenden „fining upward“ Sequenzen wird die Sedimentation im proximalen Bereich eines fluvialen Environments deutlich. Kornsummenkurven lassen ein fluviales Environment mit Rinnensedimenten („channel fillings“) und deren charakteristischer Randfazies mit strömungslaminierten Sedimenten („current laminated sediments“), Uferdammsedimenten („natural levee“) und distalen Uferdammlagerungen („natural levee suspension deposits“) erkennen (Abb. 11). Gut sortierte Sand- und Feinkieslinsen sowie Eisen-Konkretionen und sulfidische Residuale sind häufig. Geringmächtige „coarsening upward“ Sequenzen sind typisch für Dammdurchbruchsfächer („crevasse splays“) und Dammdurchbruchrinnen („crevasse channel deposits“). Einschaltungen von kohligem Ton mit Pflanzendetritus und Blattresten deuten auf niedrig-energetische Strömungsverhältnisse eines „back swamps“

Abb. 9: Sedimentologisches Profil des Hauptzwischenmittels am Ostrand der Ostmulde, Kohlenstoffgehalte, charakteristische Kornsummenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz (nach VISHNER 1969) und die Verteilung der Schwerminerale. Definition der Lithotypen siehe Abb. 8.

Fig. 9: Sedimentological profile of the main parting at the eastern margin of the Oberdorf Trough, carbon contents, characteristic log-probability curves of grain size distributions (after VISHNER 1969), and heavy mineral distributions. See Fig. 8 for the definition of lithotypes.

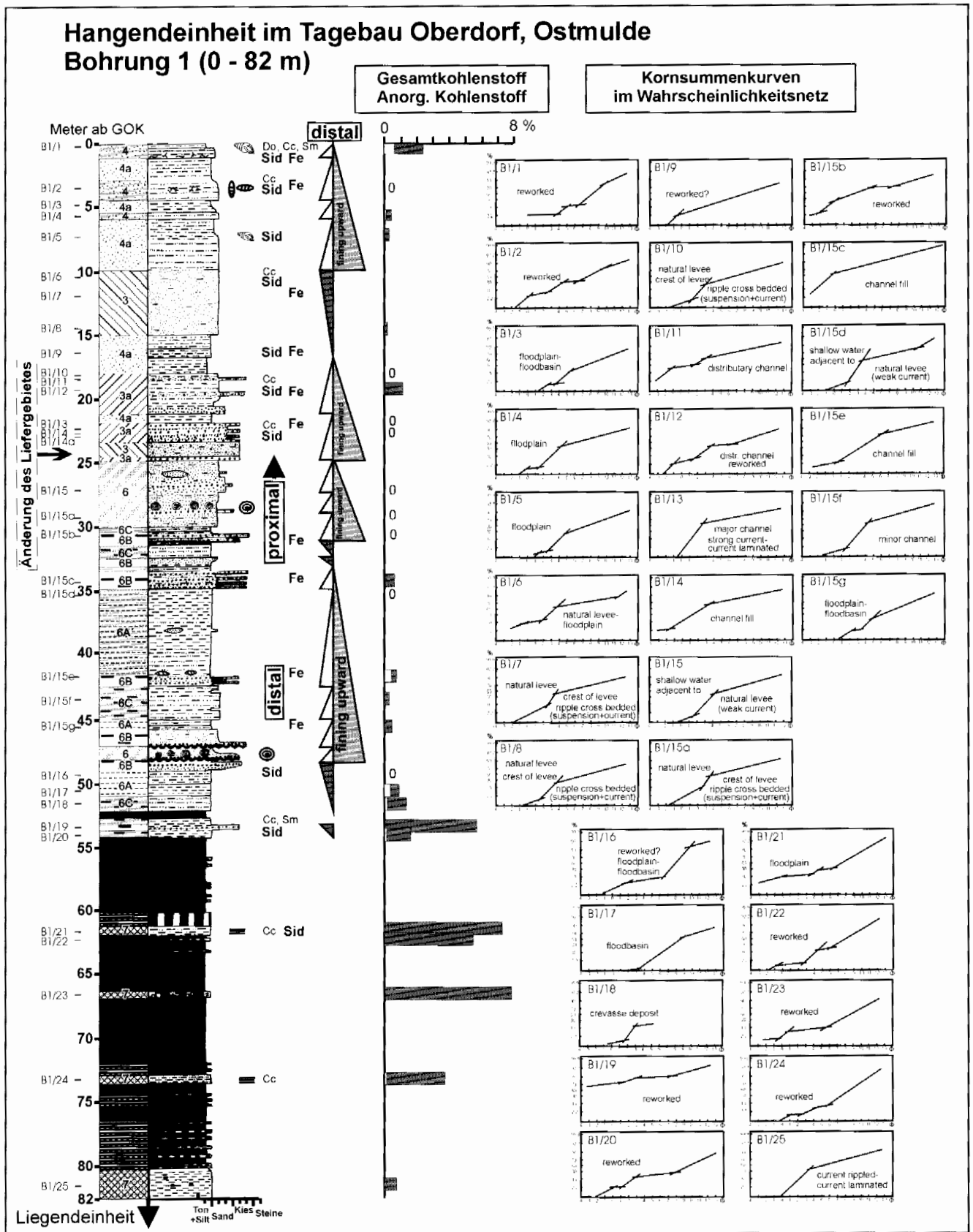
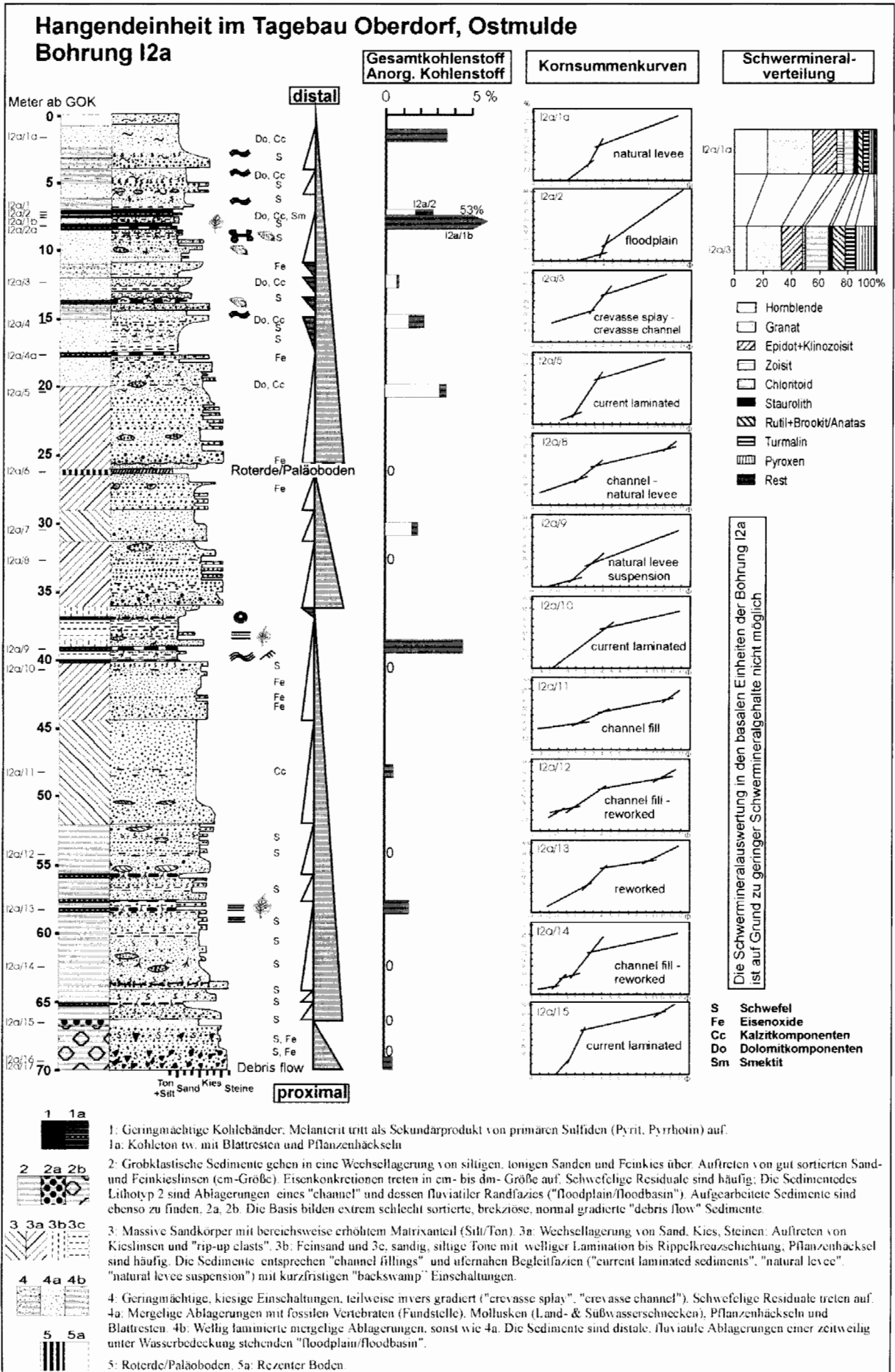


Abb. 10: Sedimentologisches Profil der Hangendeinheit der Ostmulde (Bohrung 1), Kohlenstoffgehalte, sowie charakteristische Kornsummenkurven (nach VISHNER 1969). Definition der Lithotypen siehe Abb. 8.

Fig. 10: Sedimentological profile of the hangingwall sediments in the Oberdorf Trough (borehole 1), carbon contents, and characteristic log-probability curves of grain size distributions (after VISHNER 1969). See Fig. 8 for the definition of lithotypes.



hin. Lokal kam es zur Ausbildung dünner Kohlelagen. In unmittelbarer Nachbarschaft zur Bohrung wurden an der Basis der Kohlelagen zwei Wirbeltierfaunen (O3, O4, Abb. 7) entdeckt, die sehr reich an Amphibien, Echsen, Schlangen und Säugetieren sind (DAXNER-HÖCK 1998, DAXNER-HÖCK et al. 1998 a, b). Über 80 Wirbeltierarten sind fast ausschließlich durch isolierte Zähne und Einzelknochen belegt. Diese Auswahl und die Art der Konzentration der Fossilien sind als Ergebnis taphonomischer Prozesse zu sehen. Die meisten Säugetiere waren Pflanzenfresser, zum Teil auch Alles- und Insektenfresser. Sie nützten die Wälder als Lebensraum (siehe Paläobotanik) und ihr reiches Angebot an Früchten, Beeren, Samen, Blättern und Wurzeln als Nahrung. Die Mehrzahl der Kleinwirbeltiere dürfte unter der Erde in Grabgängen, im Gebüsch und unter vermodernenden Bäumen gelebt haben, während die Flughörnchen hohe Bäume für ihre Aktivitäten benötigten.

Schwermineralanalyse: Die Schwermineraldaten im Bereich der Tagebaue Oberdorf und Zangtal lassen zwei unterschiedliche Erosionsgebiete erkennen.

Ein Liefergebiet ist amphibolitfazial geprägt und zeigt auf Grund der Dominanz eines Granat-Grüne Hornblende-Stauroolith-Zoisit (+Epidot +Klinozoisit) dominierten Spektrums einen mittleren Metamorphosegrad an. Als Ursprungsgebiet wird dadurch das mittelostalpine Kristallin (Kor-, Stub-, Gleinalm) definiert.

Die Schwermineralverteilung des Hauptzwischenmittels und der Sedimente, die das Kohleflöz in der Bohrung B1 unmittelbar überlagern, ist hingegen Granat-Chloritoid-dominiert. Dieses Schwermineral-Spektrum ist für die obere Grünschieferfazies charakteristisch. Als Liefergebiet kommt daher das schwach metamorphe Grazer Paläozoikum, aber auch die Kainacher Gosau mit aufgearbeiteten älteren Sedimenten in Frage.

Die Sedimentzufuhr in das Becken erfolgte demnach wechselnd von polymetamorphen Einheiten aus dem Nordwesten, Westen und Südwesten und von schwachmetamorphen Einheiten aus dem Norden.

Bodenbildungen/Diagenese: Primäres Karbonat ist nur in der Hangendeinheit häufig (Abb. 11). Die Kohlebänder im Bereich der Säugerfundstelle sind Schwefel-reich und somit Indikatoren für neutrale bis leicht basische pH-Bedingungen (KOLCON & SACHSENHOFER 1998), wodurch die Erhaltung von fossilen Mollusken und Vertebraten in diesem Bereich erklärt wird. Dies stimmt mit dem in Abb. 12 vorgestellten Modell überein, wonach Knochen, Zähne, Schnecken-schalen, Blattreste, Früchte und Samen unter wasser-gesättigten Bodenbedingungen in einem Frischwassermilieu nur bei einem pH 7 (neutral) und einem Redoxpotential Eh zwischen +200 und 0 mV erhalten bleiben.

Im hangenden Kohleband tritt das Eisensulfat Melanerit

[FeSO₄ · 7(H₂O)] auf, welches ein Umwandlungsprodukt von primären Sulfiden, wie zum Beispiel Pyrit ist. Wird der sekundär gebildete Melanerit gelöst, kann Schwefelsäure entstehen, welche zersetzend auf Karbonatkomponenten und fossile Karbonatschalen wirkt. Damit ist neben der lösenden Wirkung von Huminsäuren eine weitere mögliche Erklärung für das Fehlen von kalkschaligen Fossilien und die geringen Gehalte an primärem Karbonat in der Liegendeinheit und im Hauptzwischenmittel gegeben.

Die Bildung von ehemals wassergesättigten Paläoböden wird durch die vielfach bläulich/grünliche Farbe der silt-tonigen Sedimente der Hangendeinheit bestätigt. Dieser Bodentyp (Oberflächenwassergleye) entsteht in flachen Überflutungsbecken („floodbasins“) im Bereich der Überflutungsebene („floodplain“) durch die Umwandlung von roten und braunen Eisenoxiden und Eisenhydroxiden durch anaerobe, mikrobielle Vorgänge (RETALLACK 1997). Die Reduktion von Fe³⁺ zu Fe²⁺ ist charakteristisch für Gleybildung. Die Mobilisation von Eisen wird weiters durch die sekundäre Ausbildung von Sphärosiderit und Sideritoiden in wassergesättigten Sumpfböden deutlich. Die bis zu 400µ großen Sideritkomponenten zeigen eine radiale Struktur mit einer Serie konzentrischer Schalen und werden als geochemische Indikatoren für Süßwasserenvironments angesehen (STACH et al. 1982). DIESEL (1992) führt dies grundsätzlich auf die Anreicherung von Kalzium und Magnesium in marinen Wässern zurück, während in fluvialen Environments die Anreicherung von Eisen charakteristisch ist und somit Siderit bevorzugt zur Ausfällung kommt. Diese frühdiagenetischen Bildungen treten im Tagebau Oberdorf in der Liegend- und Hangendeinheit auf, konnten im Hauptzwischenmittel jedoch nicht beobachtet werden. Die Ausbildung mehrerer Siderit-Zementgenerationen ist zu erkennen. Die Porosität wurde durch die Zementation mit blockigem, gleichförmigen Siderit um die Sphärosiderite eingeleitet, welcher typisch für meteorische Bildungsbereiche oder Versenkungsdiagenese ist. Eine 2. Zementationsphase verfüllte den verbleibenden bzw. durch Lösungsprozesse sekundär gebildeten Porenraum mit zirkumgranularem bis columnarem Sideritzement.

Die Ausbildung von Eisenkonkretionen (cm) in wasser-gesättigten Sumpfböden kann auf Grund des konzentrischen Aufbaus und der sekundären dolomitischen Ausfällungen auch als ein Indiz für ein subtropisches bis tropisches Paläoklima angesehen werden und zeigt zusätzlich ein zeitweiliges Trockenfallen des Bodens an (DAXNER-HÖCK et al. 1998 a, b, vgl. RETALLACK 1997).

In einer verhärteten Lage in den Hangendschichten des Tagebaues Zangtal sind die meist siliziklastischen Komponenten durch kalzischen Mikrit verfestigt. Die Herkunft des Mikrits ist durch Ausfällungen in einem flachen Süßwassersee zu erklären, in dem durch Algentätigkeit (z. B. Charophyten, vgl. TUCKER & WRIGHT 1990) beachtliche Mengen an Mikrit produziert werden können. Auch Ooide

Abb. 11: Sedimentologisches Profil der Hangendeinheit am Nordrand der Ostmulde, Kohlenstoffgehalte, charakteristische Kornsummenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz (nach VISHNER 1969) und die Verteilung der Schwerminerale.

Fig. 11: Sedimentological profile of the hangingwall sediments at the northern margin of the Oberdorf Trough, carbon contents, characteristic log-probability curves of grain size distributions (after VISHNER 1969) and heavy mineral distributions.

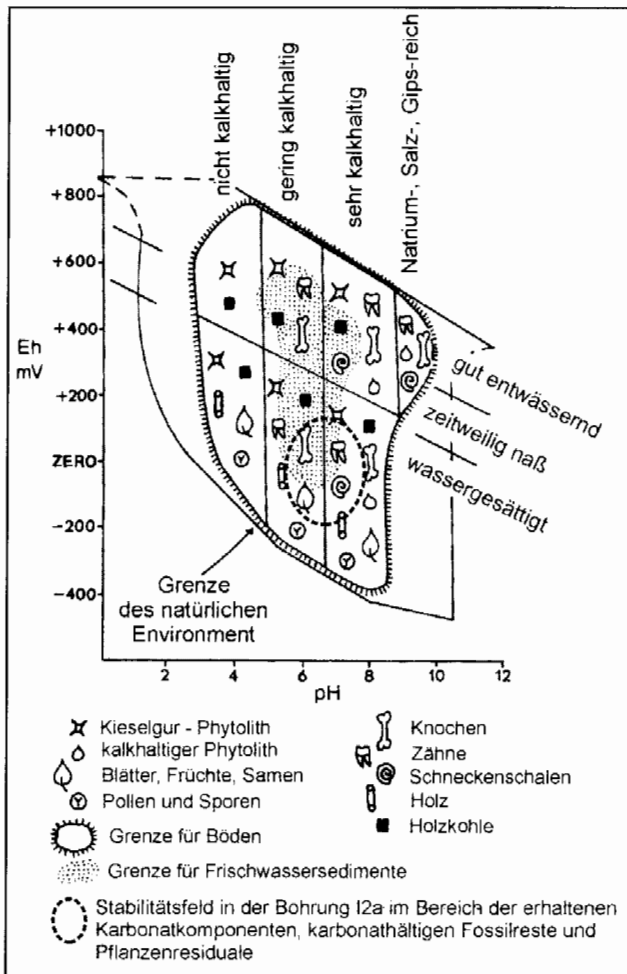


Abb. 12: Eh-pH Stabilitätsfeld für die Erhaltung gängiger, terrestrischer Fossilien in Paläoböden (nach RETALLACK 1984).

Fig. 12: Eh-pH stability fields for the preservation of terrestrial fossils in soils (after RETALLACK 1984).

und Onkoide werden in diesem Bildungsmilieu beobachtet.

Kohlenpetrographie

Detaillierte makro- und mikropetrographische Untersuchungen an der Kohle des Köflach-Voitsberger Revieres wurden von KOLCON (1998) und KOLCON & SACHSENHOFER (1998, 1999) durchgeführt. Teilergebnisse dieser Studie sind in den Abb. 13, 14 graphisch dargestellt. Zusätzlich werden die Schwefelgehalte der Kohle mitgeteilt. Diese hängen vom pH-Wert im Moor (S-reduzierende Bakterien bevorzugen pH-Werte um 7) und vom Sulfatgehalt der Moorwässer ab und erlauben somit zusätzliche Aussagen zum Ablagerungsmilieu (CASAGRANDE 1987).

Oberdorfer Ostmulde: Die häufigste Makrolithotype des Oberdorfer Flöztes ist xylo-detritische Kohle (ca. 50 %). Zahlreiche geringmächtige Zwischenmittel spalten das Flöz auf und belegen dessen Ablagerung in einem Niedermoor. Aufgrund der petrographischen Indizes nach DIESEL (1986)

wird ein nasses Baummoor als Ablagerungsmilieu angenommen.

Die Unterbank besteht aus einem aschereichen Teil, der nur im Muldenzentrum von einem aschearmen Teil überlagert wird. Die Abnahme der Zahl und Mächtigkeiten der silttonigen Taublagen, die als Dammbroschsedimente gedeutet werden, reflektiert zunehmende Entfernung eines fluviatilen Systems. Die Zusammensetzung der Kohle wird charakterisiert durch eine Zunahme xylo-detritischer Kohle und des Gewebserhaltungs-Index (TPI) nach oben. Eine gute Korrelation des TPI mit dem Anteil an *Taxodiaceae-Cupressaceae* Pollen in palynologischen Präparaten zeigt, dass dies vor allem durch eine Zunahme der gegen Abbau resistenten Koniferen gesteuert wird. Geringe Gehalte an (Degrad-)Fusinit sprechen gegen längere trockene Episoden. Generell feuchte Verhältnisse werden auch durch einen relativ hohen Gelifizierungs-Index (GI, DIESEL 1986) angezeigt. Sapropelitisches Kohle, die subaquatisch in stagnierenden Gewässern abgelagert wurde, tritt ebenso auf wie vereinzelte Stubben, die den autochthonen Charakter der Vegetation anzeigen.

Die Unterbank wird von der Oberbank durch das fluviatile Hauptzwischenmittel getrennt. Die Oberbank ist wiederum aschereich. Kontinuierlich feuchte Verhältnisse werden wiederum durch hohe GI-Werte angezeigt. Am Ostrand der Mulde ist Inertinit, der von Waldbränden innerhalb oder außerhalb des Moores stammt, besonders häufig. Ansonsten wird auch die Oberbank durch eine Zunahme des TPI gegen das Hangende charakterisiert.

Der Schwefelgehalt der Kohle ist für nicht-marine Kohlen ungewöhnlich hoch und höher als in allen anderen Mulden des Köflach-Voitsberger Revieres. Besonders hohe Schwefelgehalte an der Basis des Flöztes werden auf eine Konzentration sulfatreicher Wässer über dem impermeablen Untergrund zurückgeführt. Karbonat-reiche Wässer aus dem Grazer Paläozoikum erhöhten den pH-Wert im Moor und kontrollierten damit den (Asche-) und den Schwefelgehalt in jenen Flözpartien, die von der basalen Schwefelanreicherung unbeeinflusst sind.

Zangtal: In der Zangtaler Mulde treten zwei Flöze auf. Petrographisch untersucht wurde nur das Unterflöz, das mit der Oberbank der benachbarten Oberdorfer Mulde korrelieren soll (FARAZANDEH 1967). Petrographisch unterscheidet sich die Kohle des Zangtaler Unterflöztes von jener der Oberdorfer Oberbank vor allem durch einen deutlich höheren Anteil detro-xylytischer und xylytischer Kohle (KOLCON 1998). Dies weist auf einen höheren Anteil an Koniferen hin. Der Schwefelgehalt ist, obwohl noch immer über dem Durchschnitt des Köflach-Voitsberger Revieres, deutlich geringer als in der Oberdorfer Mulde.

Paläobotanik

Obwohl im Köflach-Voitsberger Braunkohlerevier bereits seit 200 Jahren Braunkohle abgebaut wird, galt das Revier bis vor wenigen Jahren als fossilarm. Die Hauptursache dürfte wohl einerseits der Erhaltungszustand sein, da das inkohlte Pflanzenmaterial bei Austrocknung sofort zerfällt, und andererseits die damals fehlenden Präparations-

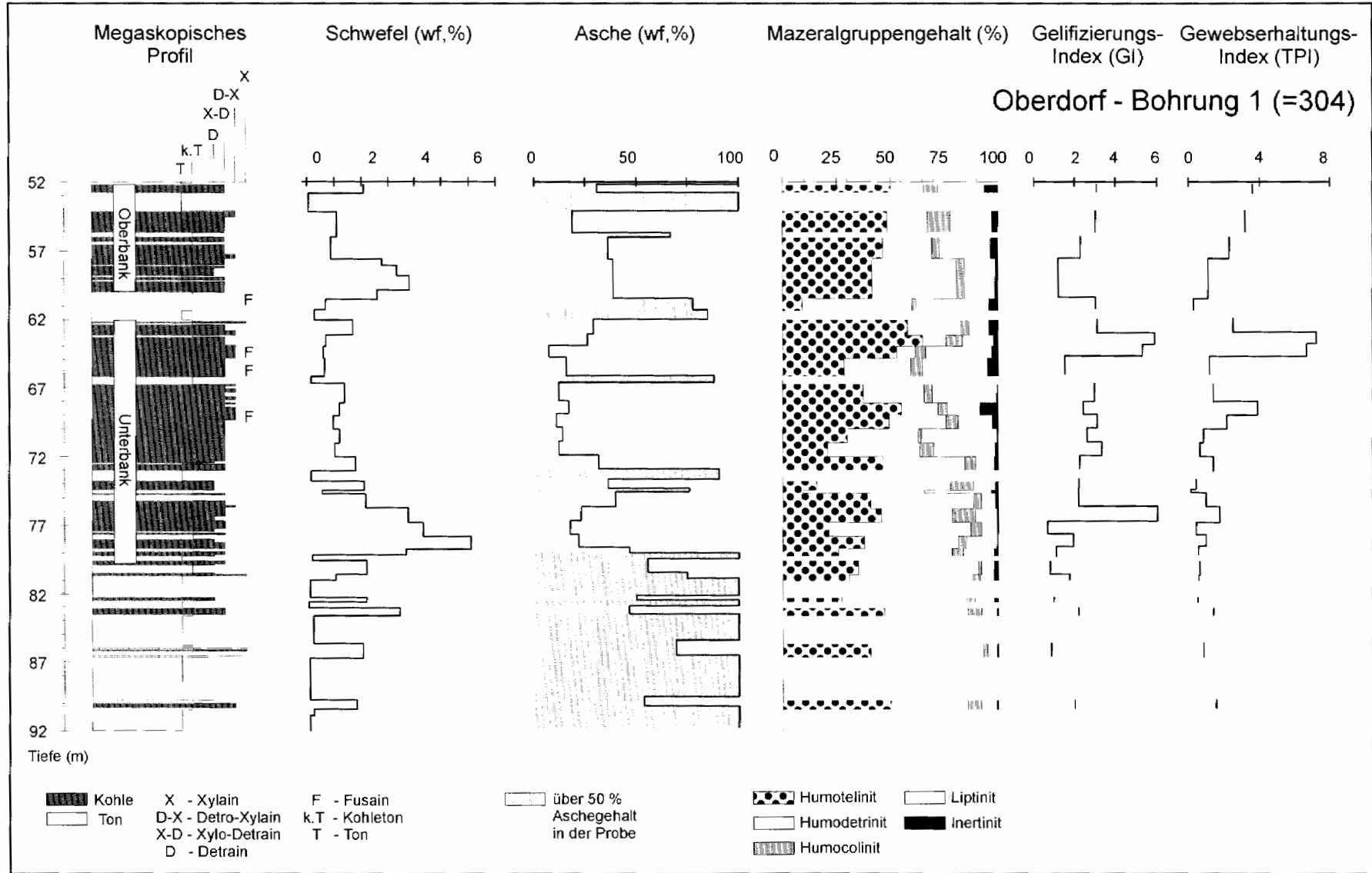
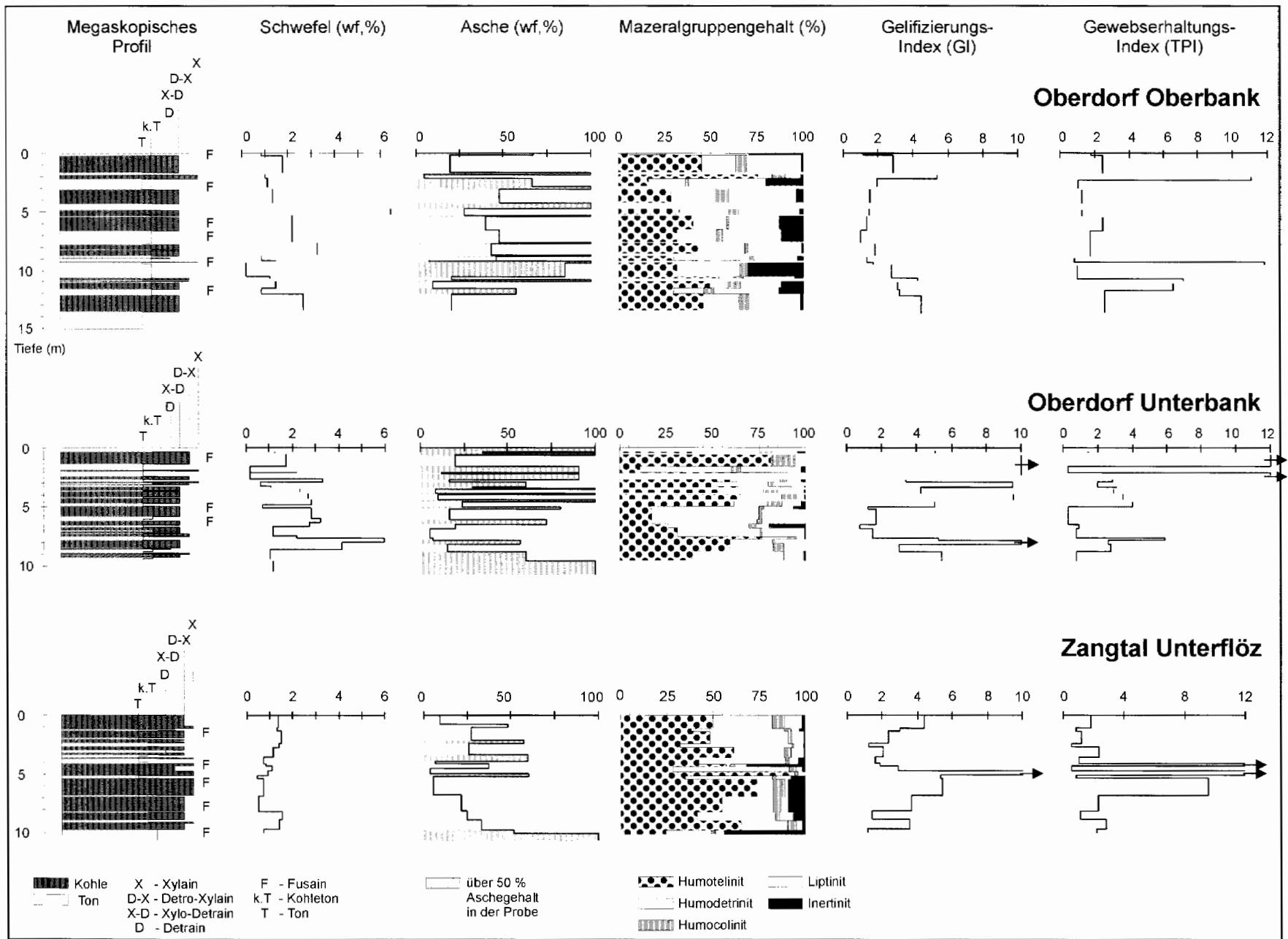


Abb. 13: Megaskopisches Flözprofil, Schwefel- und Aschegehalte, Mazeralgruppen und Faziesindikatoren der Kohle in der Bohrung 1(=304, Oberdorfer Ostmulde).

Fig. 13: Megascopic profile, sulphur content, ash yield, maceral groups and facies indicators of the coal seam in borehole 1 (=304, Oberdorf Trough).



methoden. Palynologische Untersuchungen gab es ebenfalls nicht, abgesehen von einer Ausnahme (KLAUS 1954).

In dem Ende der 70er Jahre neu erschlossenen Tagebau Oberdorf begannen 1982 umfangreiche paläobotanische Untersuchungen. Die umfassende vertikale und laterale Probennahme ergab, dass inkohlte Pflanzenreste (Blätter, Pollen und Sporen, Fruktifikationen, Hölzer) in fast allen Profilbereichen des Tagebaues vorkommen. Im Rahmen der zwischen 1995 und 1998 durchgeführten multidisziplinären Studie wurden alle Pflanzenorgane als auch taphonomische und biochemische Prozesse untersucht. Durch die Kombination paläobotanischer Ergebnisse mit jenen aus den sedimentologischen und kohlenpetrologischen Projekten waren weitgehende paläoökologische Rekonstruktionen möglich (HAAS et al. 1998). Detaillierte botanisch-systematische als auch paläoökologische Ergebnisse sind u.a. in KOVAR-EDER (1996), MELLER (1998a, b), MELLER et al. (1999), KOVAR-EDER & MELLER (in Druck a, b) und KOVAR-EDER et al. (eingereicht a, b) dargestellt.

Die Pflanzenfossilien repräsentieren zusammen mehr als 120 verschiedene Gattungen und 80 Familien. Anhand der Fruktifikationen und Palynomorphen wurden jeweils mehr als 100 Taxa nachgewiesen, basierend auf Blattfossilien nur 20 Taxa (Tab. 1). Der Unterschied in der Taxa-Anzahl bei Blättern zu jener der anderen Organe lässt sich durch das im allgemeinen höhere Erhaltungspotential von Fruktifikationen und Palynomorphen erklären. Eine Ausnahme bilden die Lauraceen und Magnoliaceen, die aufgrund ihrer fossil nicht erhaltungsfähigen Pollen allein durch Blätter und Fruktifikationen dokumentiert sind. Einige Gattungen konnten sogar mit Blättern, Pollen/Sporen und Fruktifikationen nachgewiesen werden (*Osmunda*, *Acer*, *Alnus*, *Cercidiphyllum*, *Fraxinus*, *Salix*, *Trigonobalanopsis*, *Zelkova*). Die Auswertung aller Pflanzenreste ergibt somit das maximal mögliche floristische Spektrum und damit die optimale Grundlage zur Vegetationsrekonstruktion.

Die Köflach-Voitsberg-Fm. des Tagebaues Oberdorf lieferte insgesamt ein sehr einheitliches floristisches Spektrum. Unterschiede in der Zusammensetzung und Häufigkeit der Taxa zwischen den verschiedenen Profilbereichen sind allein faziell begründet und nicht auf klimatische Ursachen zurückzuführen.

Aufgrund des erhaltenen Artenspektrums, der Häufigkeit einzelner Taxa in bestimmten Sedimenttypen, den teilweise unterschiedlichen Erhaltungszuständen der Pflanzenorgane und des Vergleichs mit den rezenten Vorkommen und Standorten der nachgewiesenen Gattungen lassen sich Pflanzenvergesellschaftungen rekonstruieren, die für bestimmte Vegetationstypen charakteristisch sind:

Unter den aus Kohlentonen gewonnenen Pflanzenresten dominieren *Glyptostrobus*-Zweige, Zapfen und Samen, vergesellschaftet mit u.a. *Myrica*, "*Quercus*" *rhenana*, *Nyssa*, *Sparganium*, *Decodon* und *Saururus*. Daraus lässt sich ein *Glyptostrobus*-**Sumpfwald** mit wenig diversen

Holzgewächsen und einer krautigen Bodenschicht bzw. Riedfazies ableiten (Abb. 15). Auch wenn der komprimierte Erhaltungszustand der Hölzer in der Kohle keine Bestimmung erlaubt (CICHOCKI 1998) und die hier schlecht erhaltenen Taxodiaceen-Pollen keine generische Unterscheidung zulassen (ZEITZER 1998), ist anzunehmen, dass *Glyptostrobus* einer der Hauptbraunkohlenbildner war.

Auffallend im Vergleich mit anderen braunkohleführenden Lokalisationen ist das seltene Vorkommen von **Wasserpflanzen**. So sind die Nymphaeaceen nur mit einem einzigen Samen vertreten, Wasserfarne fehlen vollständig und *Stratiotes*, *Ceratophyllum* und *Potamogeton* kommen nur in ein bis zwei Proben vor.

Viele der nachgewiesenen Taxa können als Bestandteile der **flußbegleitenden Wälder** angesehen werden. Die Flußuferdämme und Überflutungsebenen boten durch ihre, wenn auch geringen, Reliefunterschiede diversen Pflanzenvergesellschaftungen Raum. *Salix*, *Alnus*, *Fraxinus* wuchsen wahrscheinlich in den häufiger überfluteten Bereichen. In den nur gelegentlich überfluteten Gebieten als auch auf den Flußuferdämmen waren *Acer*, *Celtis*, *Cephalotaxus*, *Gordonia*, *Liquidambar*, *Magnolia*, *Prunus*, *Pterocarya*, *Rubus*, *Vitis* vertreten. Diese Taxa können aber auch außerhalb der Überflutungsbereiche als Bestandteile mesophytischer Wälder vorkommen. Bemerkenswert ist das gemeinsame und häufige Vorkommen von *Sequoia* und *Cercidiphyllum* in siltig-tonigen Sedimenten zusammen mit charakteristischen Taxa der flußbegleitenden Wälder, da diese beiden Genera bisher meist nur als Bestandteile zonaler mesophytischer Wälder interpretiert worden waren. Ein längerer Transportweg aus dem Hinterland zum Sedimentationsgebiet erscheint unwahrscheinlich, da z. B. die *Cercidiphyllum*-Balgfrüchte häufig noch im Verband vorliegen. Weiterhin kommt *Sequoia* rezent auch in Alluvialgebieten vor. Daher werden *Sequoia* und *Cercidiphyllum* in Oberdorf als Elemente der Niederungsflußwälder betrachtet (Abb. 16). Unklar bleibt aber, ob sie innerhalb der Überflutungsgebiete auf höher gelegenen, nicht überfluteten Standorten wuchsen oder/und in den nur gelegentlich überfluteten Bereichen.

Artenreiche **mesophytische Wälder** sind vor allem in Sedimenten im Übergangsbereich zwischen Liegendeinheit und Braunkohle gut dokumentiert. Sie sind auch in den Sanden des Hauptzwischenmittels und der Hangendabfolge repräsentiert, aber weniger divers. Charakteristisch für diese Wälder sind die zahlreichen immergrünen (z. B. Mastixiaceae, Symplocaceae, Lauraceae, Sapotaceae, Rutaceae) und laubwerfenden (z. B. Aceraceae, Betulaceae, Hamamelidaceae, Juglandaceae) Elemente. Derartige fossile Pflanzenvergesellschaftungen werden auch als "Jüngere Mastixioideen-Floren" (sensu MAI 1964) bezeichnet. Pflanzengesellschaften mit ähnlicher Zusammensetzung kommen heute in Asien im nördlichen Teil und in den

Abb. 14: Megaskopisches Flözprofil, Schwefel- und Aschegehalte, Mazeralkgruppen und Faziesindikatoren der Kohle der Oberdorfer Oberbank, der Oberdorfer Unterbank und des Zangtaler Unterflözes (Muttlkogl).

Fig. 14: Megascopic profile, sulphur content, ash yield, maceral groups and facies indicators of the coal seam in the Oberdorf Trough (Upper Seam, Lower Seam) and the Zangtal (Muttlkogl) Trough (Zangtal Lower Seam).

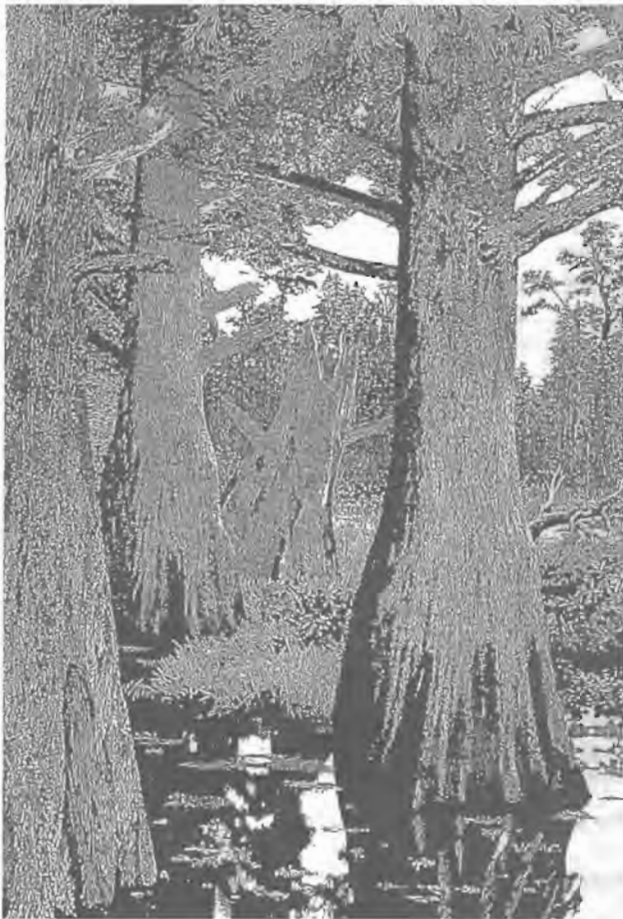


Abb. 15: Rekonstruktion eines Sumpfwaldes im Bereich von Oberdorf (gezeichnet von W. Lumpe) (aus KOVAR-EDER et al. eingereicht a, leicht verändert).

Fig. 15: Reconstuction of a swamp forest in the Oberdorf area (drawn by W. Lumpe) (modified after KOVAR-EDER et al. submitted a).

Gebirgsregionen der Evergreen Broad-Leaved Forests und in den südlichen Bereichen der Mixed Mesophytic Forests vor. Die Temperaturen betragen dort im jährlichen Durchschnitt zwischen 15 und 20 °C, die Niederschläge liegen zwischen 900 und 2000 (-3000) mm im Jahr.

Im obersten Bereich der Liegendeinheit, übergehend in die Braunkohle, konnte in der Ostmulde des Tagebaues Oberdorf kurzfristig eine **tuffitische** Lage mit Pflanzenresten beobachtet werden (KOVAR-EDER et al. eingereicht b). Die Pflanzenreste zeichnen sich durch einen überwiegend hohen Zersetzungsgrad aus. Unter den Blättern dominieren immergrüne Taxa gegenüber laubwerfenden (normalerweise ist es eher umgekehrt), Knospen und Knospenschuppen sind extrem häufig, desgleichen Pollenklumpen und Antherenmaterial, währenddessen die Fruktifikationen selten und schlecht erhalten sind. Die Kombination dieser Erscheinungen deutet darauf hin, dass die den Asche- und Lapilli-Niederschlag verursachende vulkanische Eruption zu einem Zeitpunkt stattfand, als die Blüten zahlreicher Pflanzen noch unreif und die Blätter der laubwerfenden Arten als auch die

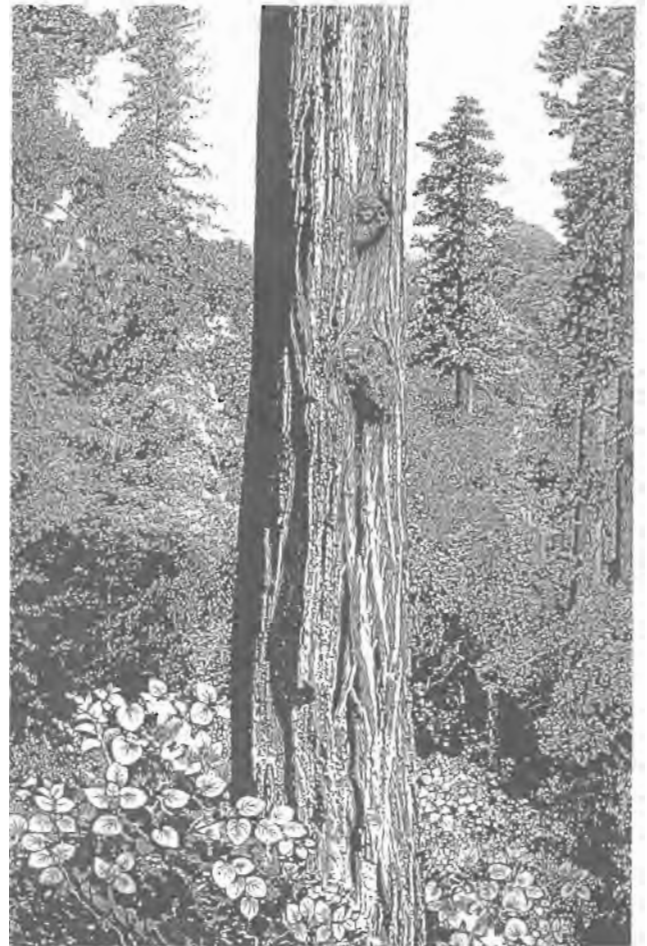


Abb. 16: Rekonstruktion eines Flußniederungswaldes im Bereich von Oberdorf mit *Sequoia* und *Cercidiphyllum* im Vordergrund (gezeichnet von W. Lumpe) (aus KOVAR-EDER et al. eingereicht a, leicht verändert).

Fig. 16: Reconstuction of a riparian forest in the Oberdorf area (drawn by W. Lumpe) (modified after KOVAR-EDER et al. submitted a).

Fruktifikationen noch nicht entwickelt waren.

Aufgrund der Untersuchung aller erhaltenen Pflanzenfossilien konnte eine für das österreichische Tertiär in dieser Zusammensetzung einmalig reiche Flora nachgewiesen werden. Die Ergebnisse schließen eine Kenntnislücke über die Vegetation und das Klima in dieser Region im Unter-Miozän als auch über die Vegetations- und Klimaentwicklung im Neogen Österreichs.

3.2. STOP 2: Tregistsattel

Lokalität: Tregistsattel (ÖK 163)

Thema: Tuffe/Tuffite der Lobmingberg-Subformation innerhalb der Stallhofen-Formation

Stratigraphie: Unterbadenum

Am Lobmingberg Rücken sind über der feinklastischen

Familie	Gattung	Organ	Familie	Gattung	Organ	Familie	Gattung	Organ
Pteridophyta			Ericaceae	<i>Rhododendron</i>	- P -	Rosaceae	<i>Prunus</i>	- P F
Bryophyta	gen. indet.	B - -	Ericaceae	gen. indet.	- P F	Rosaceae	gen. indet.	- P -
Bryophyta	<i>Sphagnum</i>	- P -	Fagaceae	<i>"Castanopsis"</i>	B - -	Rubiaceae	<i>Cephalanthus</i>	- - F
Lycopodiaceae	<i>Lycopodium</i>	- P -	Fagaceae	<i>Castanopsis</i>	- - F	Rutaceae	? <i>Fagaropsis</i>	- - F
Osmundaceae	<i>Osmunda</i>	B P F	Fagaceae	<i>Fagus</i>	- P F	Rutaceae	<i>Toddalia</i>	- - F
Polypodiaceae	gen. indet.	- P F	Fagaceae	<i>Lithocarpus</i>	- P -	Rutaceae	<i>Zanthoxylum</i>	- P F
Selaginellaceae	<i>Selaginella</i>	- P F	Fagaceae	<i>Quercus</i>	- P -	Rutaceae	gen. indet.	- P -
Gymnospermae			Fagaceae	<i>"Quercus" rhenana</i>	B - -	Sabiaceae	<i>Meliosma</i>	- P F
Cephalotaxaceae	<i>Cephalotaxus</i>	B - F	Fagaceae	<i>Trigonobalanopsis +</i>	B P F	Sabiaceae	<i>Sabia</i>	- - F
Cupressaceae	<i>Tetraclinis</i>	B - F	Fagaceae	gen. indet.	- P -	Salicaceae	<i>Salix</i>	B P F
Cupressaceae	gen. indet.	- P -	Flacourtiaceae	<i>Poliathyrsis</i>	- - F	Sapotaceae	gen. indet.	- P -
Ephedraceae	<i>Ephedra</i>	- P -	Haloragaceae	<i>Proserpinaca</i>	- - F	Saururaceae	<i>Saururus</i>	- - F
Pinaceae	<i>Cathaya</i>	- P -	Hamamelidaceae	<i>Distylium</i>	- P F	Solanaceae	cf. <i>Hyoscyamus</i>	- - F
Pinaceae	<i>Pinus</i>	- P -	Hamamelidaceae	<i>Liquidambar</i>	- P F	Staphyleaceae	<i>Turpinia</i>	- - F
Pinaceae	<i>Picea</i>	- P -	Hamamelidaceae	<i>Parrotia</i>	B P -	Staphyleaceae	<i>Staphylea</i>	- - F
Pinaceae	<i>Abies</i>	- P -	Hamamelidaceae	gen. indet.	- P F	Sterculiaceae	<i>Reveesia</i>	- P -
Pinaceae	gen. indet.	- - F	Juglandaceae	<i>Carya</i>	- P F	Styracaceae	<i>Rehderodendron</i>	- P -
Taxaceae	<i>Taxus</i>	- - F	Juglandaceae	<i>Cyclocarya</i>	- P ? F	Symplocaceae	<i>Symplocos</i>	- P F
Taxodiaceae	<i>Glyptostrobus</i>	- - F	Juglandaceae	<i>Engelhardia</i>	- P -	Theaceae	<i>Eurya</i>	- - F
Taxodiaceae	<i>Sequoia</i>	B - F	Juglandaceae	<i>Platycarya</i>	- P -	Theaceae	? <i>Cleyera</i>	B - F
Taxodiaceae	<i>Glyptostrobus et/ vel</i>	B - -	Juglandaceae	<i>Pterocarya</i>	- P F	Theaceae	<i>Temstroemia</i>	- - F
Taxodiaceae	gen. indet.	- P -	Lauraceae	<i>Cinnamomum s.l.</i>	- - F	Theaceae	<i>Temstroemites +</i>	B - -
Taxodiaceae	<i>Sciadopitys</i>	- P -	Lauraceae	<i>Daphnogene +</i>	B - -	Theaceae	? <i>Gordonia</i>	B - -
Angiospermae / Dicotyledoneae			Lauraceae	<i>Laurophyllum +</i>	B - -	Theaceae	gen. indet.	- P -
Aceraceae	<i>Acer</i>	B P F	Lauraceae	<i>Laurus</i>	B - -	Theligonaceae	<i>Theligonum</i>	- P -
Actinidiaceae	<i>Actinidia</i>	- P F	Lauraceae	<i>Litsea</i>	- - F	Tiliaceae	<i>Tilia</i>	- P -
Alangiaceae	<i>Alangium</i>	- P -	Leguminosae	<i>Apios</i>	- P -	Tiliaceae	gen. indet.	- P -
Apiaceae	gen. indet.	- P F	Leguminosae	<i>"Podocarpium" +</i>	- P -	Toricelliaceae	<i>Toricellia</i>	- - F
Apiaceae	<i>Umbelliferopsis +</i>	- - F	Loranthaceae	<i>Arceuthobium</i>	- P -	Ulmaceae	<i>Celtis</i>	- - F
Aquifoliaceae	<i>Ilex</i>	- P F	Loranthaceae s.l.	<i>Viscum vel Loranthus</i>	B P F	Ulmaceae	<i>Gironniera</i>	- - F
Araliaceae	<i>Pentapanax</i>	- - F	Lythraceae	<i>Decodon</i>	- P F	Ulmaceae	<i>Ulmus</i>	B P -
Araliaceae	<i>Aralia</i>	- - F	Magnoliaceae	<i>Magnolia</i>	B - F	Ulmaceae	<i>Zelkova</i>	B P F
Araliaceae	gen. indet.	- P -	Magnoliaceae	<i>Manglietia</i>	- - F	Valerianaceae	<i>Valeriana</i>	- P -
Betulaceae	<i>Alnus</i>	B P F	Mastixiaceae	<i>Eomastixia</i>	- - F	Verbenaceae	<i>Clerodendrum</i>	- P -
Betulaceae	<i>Betula</i>	- P -	Mastixiaceae	<i>Mastixia</i>	- P F	Violaceae	<i>Viola</i>	- - F
Betulaceae	<i>Carpinus</i>	- P F	Mastixiaceae	gen. indet.	- P -	Vitaceae	<i>Ampelopsis</i>	? B - F
Buxaceae	<i>Buxus</i>	- P -	Menispermaceae	<i>Sinomenium</i>	- - F	Vitaceae	<i>Parthenocissus</i>	- P F
Caprifoliaceae	<i>Weigela</i>	- P -	Moraceae	<i>Morus / Moroides</i>	- - F	Vitaceae	<i>Tetrasigma</i>	- - F
Caprifoliaceae	<i>Lonicera</i>	- P -	Myricaceae	<i>Myrica</i>	B P F	Vitaceae	<i>Vitis</i>	- P F
Caprifoliaceae	<i>Sambucus</i>	- - F	Nymphaeaceae	<i>Irtyszenia +</i>	- - F	Vitaceae	gen. indet.	- P -
Caryophyllaceae	gen. indet.	- P F	Nyssaceae	<i>Nyssa</i>	- P F	Angiospermae / Monocotyledoneae		
Caryophyllaceae	<i>Moehringia</i>	- - F	Oleaceae	<i>Fraxinus</i>	B P F	Arecaceae	gen. indet.	- P -
Ceratophyllaceae	<i>Ceratophyllum</i>	- - F	Oleaceae	gen. indet.	- P -	Araceae	<i>Urospathites +</i>	- - F
Cercidiphyllaceae	<i>Cercidiphyllum</i>	B P F	Onagraceae	<i>Ludwigia</i>	- P -	Cyperaceae	<i>Carex</i>	- - F
Chenopodiaceae	gen. indet.	- - F	Plantaginaceae	<i>Plantago</i>	- P -	Cyperaceae	<i>Scirpus</i>	- - F
Chenopodiaceae	<i>Chenopodium</i>	- P -	Platanaceae	<i>Platanus</i>	- P -	Cyperaceae	gen. indet.	- P F
Compositae	<i>Cirsium</i>	- P -	Polygonaceae	<i>Polygonum</i>	- P -	Hydrocharitaceae	<i>Stratiotes</i>	- - F
Comaceae	<i>Comus</i>	- P F	Primulaceae	<i>Naumburgia</i>	- - F	Potamogetonaceae	<i>Potamogeton</i>	- - F
Dipsacaceae	gen. indet.	- P -	Ranunculaceae	<i>Ranunculus</i>	- - F	Poaceae	gen. indet.	- P -
Ebenaceae	<i>Diospyros</i>	- P -	Rhamnaceae	gen. indet.	- P -	Sparganiaceae	<i>Sparganium</i>	- - F
Elaeagnaceae	<i>Elaeagnus</i>	- P -	Rosaceae	<i>Rubus</i>	- P F	Typhaceae	<i>Typha</i>	- - F

Tab. 1: Gesamtliste aller in Oberdorf nachgewiesenen Gattungen. (B = Blätter, P = Pollen/ Sporen, F = Fruktifikationen, + = Formgattung).

Table 1: List of all genera detected in the Oberdorf Trough (B = leaves, P = pollen/spores, F = fructifications, + = fossil genera).

Basalentwicklung der badenischen Stallhofen-Fm. bis über 4 m mächtige rhyolithische, teilweise zu Bentonit umgewandelte Glastuffe (Lobmingberg-SbFm.) eingelagert (EBNER 1981, EBNER & GRÄF 1982, EBNER et al. 1998, EBNER &

STINGL 1998). Sie sind einem Niveau zuzuordnen, das W der Kapelle Kote 611 auf Seehöhe 565 m ansteht und mit 3° nach E absinkt.

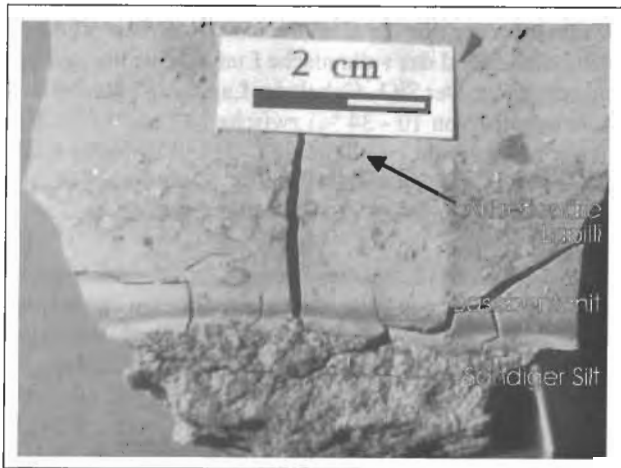


Abb. 17: Kontakt der pyroklastischen Lobmingberg-SbFm. (Basisbentonit mit akkretionären Lapilli) mit dem unterlagernden Sediment.

Fig. 17: Contact between the pyroclastic Lobmingberg Member (bentonite with accretionary lapillis) and the underlying sediment.

Profilbeschreibung

Liegend der Tuffe/Tuffite treten feinkörnige, siltig/sandige Sedimente eines niederenergetischen Süßwasser-Abtragungsräume mit *Cepaea* sp., *Pomatias gaali* WENZ und den verkalkten Endokarpnien einer Ulmaceae (*Celtis lacunosa* (REUSS) KIRCHHEIMER) auf (MAURIN 1959). Über diesen setzen sich scharfer Grenze die Tuffe/Tuffite ein. Sie führen mm-große, idiomorphe Biotitplättchen, sind bergfeucht schmutziggrau, besitzen getrocknet ein kreidig/weißes Aussehen und sind von Schrumpfrissen durchzogen. Die untersten 60 cm sind frei von sedimentären Beimengungen und zeichnen sich durch zahlreiche Lagen ellipsoidischer bis kreisrunder akkretionärer Lapilli (Ø 2 - 4 mm, Lapillituffe, Abb. 17) aus. Darüber folgen bis zu 420 cm umgelagerte Tuffe/Tuffite, die ± stark von sandigem und z. T. eingeregelmtem Kristallinmaterial durchsetzt sind. Die Basis der Tuffe bildet ein wenige bis 60 cm mächtiger grünlichgrauer Basisbentonit. Auch darin sind phantomhaft akkretionäre Lapilli erkennbar. Die Grenze zwischen den Lapillituffen und umgelagerten Tuffen/Tuffiten ist durch eine Schichtfuge an der vereinzelt Belastungsstrukturen auftreten markiert. Im Hangenden gehen die umgelagerten Tuffe/Tuffite entweder kontinuierlich in graugüne, siltige Sedimente vom Typus der Liegendsedimente über, oder sie werden (mitunter

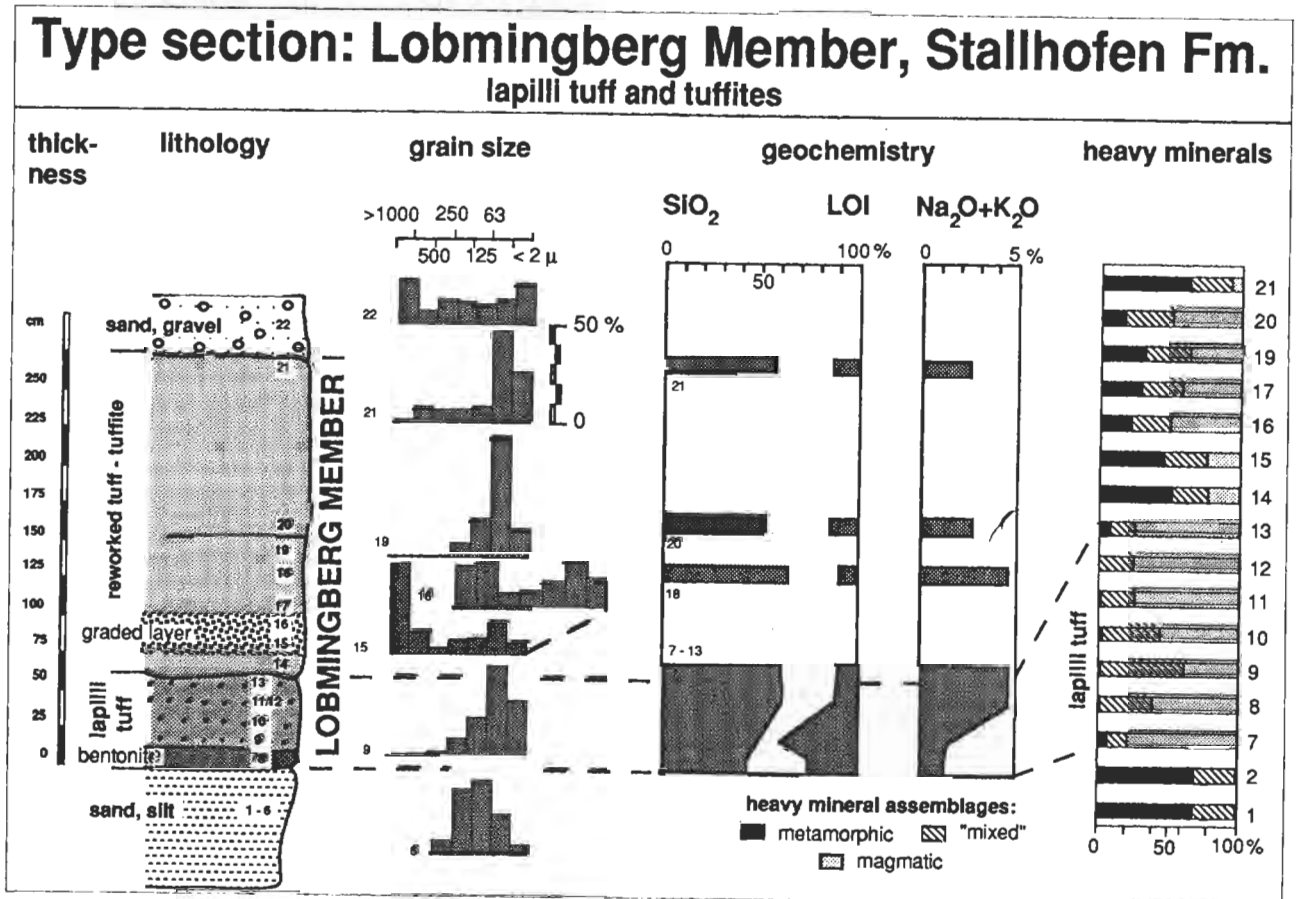


Abb. 18: Detailprofil der Tuffe des Exkursionspunktes W der Kapelle Kote 611 am Lobmingberggrücken, Seehöhe 565 m (EBNER et al. 1998).

Fig. 18: Type section of the tuffs of the Lobmingberg Member at the Lobmingberg Ridge (EBNER et al. 1998).

entlang einer Erosionsfläche) von sandigen Kiesen überlagert. Generell sind Profile mit feinklastischer Überlagerung mächtiger als solche mit Kiesüberlagerung.

Charakterisierung der Tuffe

Die Petrographie der gut sortierten Lapillituffe mit einem Korngrößenanteil <63 µm zwischen 60 und 85 % wird durch vulkanisches Glas, dessen tonige Alterationsprodukte, magmatische Phänokristalle und akkretionäre Lapilli bestimmt.

Der Anteil an vulkanischem Glas kann bis zu 80 % ausmachen. Die Glaskomponenten sind klar/durchsichtig bis weißlich/trüb und bis 0,3 mm groß. Morphologisch treten dickwandige, grobe, teils zu Ton umgesetzte Scherben, Scherbenhäufen und hochvesikulierte Scherben auf. Die Lapilli bestehen aus feinstem Glas- und Tonmaterial. Sie entsprechen dem „rim type“ (SCHUMACHER & SCHMINCKE 1991). Die Glastuffe sind unterschiedlich zu smektitischen Tonmineralen mit wechselnd illitischem und chloritischem Anteil umgewandelt. Besonders häufig tritt diese Bentonitisierung in cm- bis dm-Mächtigkeit an der Basis der primären Tufflage (Basisbentonit) auf. Ein gutes Maß für den Grad der Alteration, die durch Abfuhr von SiO₂ und der Alkalien und Zunahme von Al₂O₃ und MgO bestimmt wird, ist der Glühverlust (Abb. 18).

Die Phänokristalle zeichnen sich durch idio- bis hypidiomorphe Kristalle, teilweiser Verwachsung mit Glas und durch vereinzelte Glas-/Gaseinschlüsse aus: kaersutitische Hornblende, Pyroxen (Hypersthen), Biotit, Rutil, Ilmenit, Magnetit, Apatit, Zirkon, Orthit, Quarz (Pseudomorphosen nach Beta-Quarz), Plagioklas, Sanidin. Dominant sind intermediäre Plagioklasse, Biotit und Hypersthen. Hypersthen- und Hornblendekristalle zeigen mitunter angelöste Enden.

In den umgelagerten Tuffen/Tuffiten tritt bei Wegfall der Lapilli zusätzlich fluviatil eingetragenes Sedimentmaterial eines metamorphen Liefergebietes hinzu. Es besteht aus gerundeten Gesteinsfragmenten (Gneis, Glimmerschiefer) und Mineralkomponenten, die vor allem die größeren Kornfraktionen ausmachen. An Leichtmineralen treten undulös auslöschende Quarze und Muskovit auf.

Die Schwermineralspektrum spiegelt die lithologische Gliederung des untersuchten Profils wider. Ein vom Hinterland dominiertes Schwermineralspektrum findet sich in den klastischen Liegendsedimenten und den umgelagerten Tuffen/Tuffiten. Für die Lapillituffe sind als Schwerminerale magmatische Phänokristalle charakteristisch. Indexminerale für die Sedimentbeimengung sind neben Granat (bis über 50 %), Zoisit (bis über 20 %), Epidot, Disthen und grüne Hornblende. Dazu treten weitere Minerale, die in der Abb. 18 als „mixed“ zusammengefaßt wurden und aus magmatischen wie auch nicht magmatischen Liefergebieten stammen können. Sie werden für die Unterscheidung primärer und umgelagerter Tuffe nicht berücksichtigt.

Der Chemismus der Tuffe ist aufgrund der starken Alter-

ation, der Sedimentbeimengungen und allfälliger äolischer Frachtsonderung für die Zusammensetzung des primären Tuffmaterials und das vulkanische Liefergebiet nur bedingt aussagekräftig. Der SiO₂-Gehalt der Lapillituffe beträgt (bei Glühverlusten von 10 - 34 %) zwischen 47 und 63 %. Der mit der Mikrosonde ermittelte SiO₂-Gehalt isolierter Glaskomponenten liegt zwischen 71 und 79 %, der von Glaseinschlüssen in Hypersthen und Hornblende bei 69 %.

Ar/Ar- und K/Ar Altersdatierungen an (zu stark alterierten) Bentoniten erbrachten keine zufriedenstellenden Ergebnisse. Mikrosondenanalysen von Biotiten zeigten ihre starke Alteration durch eine Abreicherung von K, Fe, Mg und Anreicherung von Si, Al und OH. Gute Ergebnisse zeigten hingegen Zirkon-Spaltspuren Untersuchungen mit 16,0 ± 0,7 Ma (EBNER et al. 2000). Diese Einstufung in das untere Badanium stimmt gut mit dem bisher aus der regional-geologischen Situation abgeleiteten Alter überein.

Ablagerungsraum und Herkunft der Tuffe

Der Ablagerungsraum der Tuffe/Tuffite war ein wechselnd energetischer limnisch/fluviatiler Bereich. Ihre messerscharfe Liegendgrenze über tonigen Silten, die lagenförmig angereicherten Lapilli und Bioturbation weisen die Lapillituffe als eine primäre Fallablagerung aus, die in einem Stillwasserbereich mit konstanter Mächtigkeit (heute 60 cm im kompaktierten Zustand) abgelagert wurden (subaqueous subaerial fallout tephra, FISHER & SCHMINCKE 1984).

Bei den umgelagerten Tuffen/Tuffiten wird in einem Bewegtwassermilieu primäres Tuffmaterial mit Sediment gemeinsam eingetragen. Die schwankenden Mächtigkeiten der umgelagerten Tuffe/Tuffite (60 - 420 cm) werden durch lokal wechselnde Akkumulations- und Erosionsphasen erklärt.

Die Herkunft der Tuffe ist nach wie vor ungeklärt. Sie sind aus einem kalireichen Magma trachyandesitischer, dazitischer und rhyolithischer Zusammensetzung ableitbar. Ihrem Pauschalchemismus entspricht im Steirischen Becken lediglich der Rhyolith des Schaufelgrabens/Gleichenberg. Im Bestand der Phänokristalle bestehen zu den miozänen steirischen Vulkaniten jedoch gravierende Unterschiede. Der Gesamtchemismus ist aufgrund der starken Alteration der Tuffe, der Sedimentbeimengungen und ? äolischer Frachtsonderung nur bedingt für Hinweise auf das Liefergebiet geeignet.

Geochemie, Petrographie und Geländebefunde deuten auf ein einziges vulkanisches Ereignis. Hochvesikulierte Scherben- und Bimsfragmente sowie „bubble wall shards“ weisen auf eine magmatische Explosion, bei der blockige und schlecht vesikulierte Scherben als Hinweise für hydro-magmatische Pulse/Interaktionen bei der Eruption dienen.

Dank

Die hier vorgestellten Ergebnisse wurden größtenteils im Rahmen von vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung finanzierten Projekten (FWF Nr. P 10332-

10339-GEO) durchgeführt. Die Autoren profitierten von bereit gestellten Daten und zahlreichen Diskussionen mit den Projektmitarbeitern O. Cichocky, G. Daxner-Höck, K. Decker, I. Dunkl, H. Graßl, J. Eder-Kovar, I. Kolcon, E. Niesner, H. Mauritsch, J. Obenholzner, R. Scholger, F.F. Steininger, N. Vávra, W. Vortisch, F. Weber, J. Wieser und R. Zetter. Besonderer Dank gilt der Graz-Köflach-Eisenbahn und Bergbaugesellschaft (GKB) für die Unterstützung der einzelnen Projekte.

Literatur

- ÁRVA-SÓS, E., BALOGH, K., HÁMOR, G., JÁMBOR, A. & RAVASZ-BARANYAI, L. (1983): Chronology of Miocene pyroclastics and lavas of Hungary. - *Ann. Inst. Geol. Geof. A*, **61**: 353-358, Budapest.
- ÁRVA-SÓS, E. & MÁTHÉ, Z. (1992): Mineralogical and petrographic study of some Neogene tuff layers of the Mecsek Mountains (South Hungary) and their K/Ar dating. - *Acta Geol. Hung.*, **35**: 177-192, Budapest.
- CASAGRANDE, D.J. (1987): Sulphur in peat and coal. - (In: A.C. Scott (Hrsg.), *Coal and Coal-Bearing Strata: Recent Advances*), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **32**: 87-105, Oxford.
- CICHOCKI, O. (1998): Petrified, lignified and carbonized wood remains from the Early Miocene opencast mine Oberdorf (N Voitsberg, Styria, Austria). - (In: STEININGER, F.F. (Hrsg.): *The Early Miocene Lignite Deposit of Oberdorf N Voitsberg (Styria, Austria)*), *Jahrbuch Geol. Bundesanst.*, **140**: 469-473, Wien.
- COLLINSON, J. D. (1978): Alluvial sediments. - (In: READING, H.G. (Hrsg.): *Sedimentary environments and facies*, 2nd ed.), 15-60, (Blackwell) Oxford.
- DAXNER-HÖCK, G. (1998): Palaeozoological investigations from the Early Miocene lignite opencast mine Oberdorf (N Voitsberg, Styria, Austria). - (In: STEININGER, F.F. (Hrsg.): *The Early Miocene Lignite Deposit of Oberdorf N Voitsberg (Styria, Austria)*), *Jahrbuch Geol. Bundesanst.*, **140**: 477-481, Wien.
- DAXNER-HÖCK, G., HAAS, M. & MELLER, B. (1998a): Wirbeltiere aus dem Unter-Miozän des Lignit-Tagebaues Oberdorf (Weststeirisches Becken, Österreich), 1. Fundstelle, geologischer und sedimentologischer Überblick. - *Ann. Naturhist. Museum Wien*, **99A**: 1-11, Wien.
- DAXNER-HÖCK, G., HAAS, M., MELLER, B. & STEININGER, F.F. (1998b): Wirbeltiere aus dem Unter-Miozän des Lignit-Tagebaues Oberdorf (Weststeirisches Becken, Österreich), 10. Palökologie, Sedimentologie und Stratigraphie. - *Ann. Naturhist. Mus. Wien.*, **99A**: 195-224, Wien.
- DIESSEL, C.F.K. (1986): On the correlation between coal facies and depositional environments. - *Proc. 20th Symp., Dep. Geol., Univ. Newcastle, N.S.W.*, 19-22.
- DIESSEL, C.F.K. (1992): *Coal-bearing Depositional Systems*. - 1-721, (Springer) Berlin.
- EBNER, F. (1981): Vulkanische Tuffe im Miozän der Steiermark. - *Mitt. naturwiss. Ver. Stmk.*, **111**: 39-55, Graz.
- EBNER, F., DUNKL, I., MALI, H. & SACHSENHOFER, R.F. (2000): Auf dem Weg zu einer Tephrochronologie im Miozän des Alpenostrandes. - *Mitt. Geol. Bergbaustud.*, **43**: 38-39, Wien.
- EBNER, F. & GRÄF, W. (1982): Bentonite und Glastuffe der Steiermark. - *Arch. f. Lagerst. forsch., Geol. Bundesanst.*, **2**: 31-45, Wien.
- EBNER, F., MALI, H., OBENHOLZNER, J.H., VORTISCH, W. & WIESER, J. (1998): Pyroclastic deposits from the Middle Miocene Stallhofen Formation. (In: STEININGER, F.F. (Hrsg.): *The Early Miocene Lignite Deposit of Oberdorf N Voitsberg (Styria, Austria)*), *Jahrbuch Geol. Bundesanst.*, **140**: 425-428, Wien.
- EBNER, F. & SACHSENHOFER, R.F. (1995): Paleogeography, subsidence and thermal history of the Neogene Styrian Basin (Panonian basin system, Austria). - *Tectonophysics*, **242**: 133-150, Amsterdam.
- EBNER, F. & STINGL, K. (1998): Geological frame and position of the Early Miocene lignite opencast mine Oberdorf (N Voitsberg, Styria, Austria). - (In: STEININGER, F.F. (Hrsg.): *The Early Miocene Lignite Deposit of Oberdorf N Voitsberg (Styria, Austria)*), *Jahrbuch Geol. Bundesanst.*, **140**: 403-406, Wien.
- FARAZANDEH, G.A. (1967): Zur Geologie und Paläogeographie der Köflacher Kohlenmulden. - *Diss., Montanuniv. Leoben*, 1-100, Leoben.
- FISHER, R.V. & SCHMINCKE, H.-U. (1984): *Pyroclastic rocks*. - 1-422, (Springer) Berlin.
- HAAS, M. (1998): Sedimentological Investigations in the Early Miocene Lignite Opencast mine Oberdorf (N Voitsberg, Styria, Austria). - (In: STEININGER, F.F. (Hrsg.): *The Early Miocene Lignite Deposit of Oberdorf N Voitsberg (Styria, Austria)*), *Jahrbuch Geol. Bundesanst.*, **140**: 413-424, Wien.
- HAAS, M. (1999): Die frühmiozänen Sedimente der Braunkohletagebaue Oberdorf und Zangtal – eine environmentanalytische Untersuchung (N Voitsberg, Steiermark, Österreich). - *Diss. Univ. Wien*, 1-197.
- HAAS, M., DAXNER-HÖCK, G., DECKER, K., KOLCON, I., KOVAR-EDER, J., MELLER, B. & SACHSENHOFER, R.F. (1998): Palaeoenvironmental studies in the Early Miocene lignite opencast mine Oberdorf (N Voitsberg, Styria, Austria). - (In: STEININGER, F.F. (Hrsg.): *The Early Miocene Lignite Deposit of Oberdorf N Voitsberg (Styria, Austria)*), *Jahrbuch Geol. Bundesanst.*, **140**: 483-490, Wien.
- KLAUS, W. (1954): Braunkohlen-Palynologie einiger weststeirischer Lagerstätten (vorläufiger Bericht). - *Verh. Geol. Bundesanst.*, **1954**: 170-179, Wien.
- KOLCON I. (1998): Petrographie und Palynologie des Oberdorfer Kohleflözes (Untermiozän, Steiermark) und Interpretation seines Ablagerungsmilieus. - *Diss. Montanuniv. Leoben*, 1-223.
- KOLCON I. & SACHSENHOFER R.F. (1998): Coal Petrology and Palynology of the Early Miocene Lignite Seam from the Opencast Mine Oberdorf (N Voitsberg, Styria, Austria). - (In: STEININGER, F.F. (Hrsg.): *The Early Miocene Lignite Deposit of Oberdorf N Voitsberg (Styria, Austria)*), *Jahrbuch Geol. Bundesanst.*, **140**: 433-440, Wien.
- KOLCON I. & SACHSENHOFER R.F. (1999): Petrography, palynology and depositional environments of the early Miocene Oberdorf lignite seam (Styrian Basin, Austria). - *Int. J. Coal Geol.*, **41**: 275-308, Amsterdam.
- KOVAR-EDER, J. (1996): Eine bemerkenswerte Blätter-Vergesellschaftung aus dem Tagebau Oberdorf bei Köflach, Steiermark (Unter-Miozän). - *Mitt. Abt. Geol. und Paläont. Landesmus. Joanneum*, **54**: 147-171, Graz.
- KOVAR-EDER, J. (1998): Leaf assemblages from the Early Miocene lignite opencast mine Oberdorf (N Voitsberg, Styria, Austria). - (In: STEININGER, F.F. (Hrsg.): *The Early Miocene Lignite Deposit of Oberdorf N Voitsberg (Styria, Austria)*), *Jahrbuch Geol. Bundesanst.*, **140**: 447-452, Wien.
- KOVAR-EDER, J. & MELLER, B. (in Druck a): The plant assemblages from the main seam parting of the western sub-basin of Oberdorf, N Voitsberg, Styria, Austria (Early Miocene). - *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, Frankfurt*.
- KOVAR-EDER, J. & MELLER, B. (in Druck b): Plant assemblages from the hanging wall sequence of the opencast mine Oberdorf N Voitsberg, Styria (Austria, Early Miocene, Ottnangian). - *Palaeontogr.B., Stuttgart*.
- KOVAR-EDER, J., KVACEK, Z. & MELLER, B. (eingereicht a): Comparing Early (Middle) Miocene floras and probable vegetation types of Oberdorf N Voitsberg, Bohemia (Czech Republic), and Wackersdorf (Germany). - *Rev. Palaeobot. Palynol., Amsterdam*.
- KOVAR-EDER, J., HAAS, M., HOFMANN, C.-C. & MELLER, B. (eingereicht b): A plant assemblage severely influenced by a volcanic eruption, Styria, Austria, Early Miocene. - *Palaeontology*.
- KRÖLL, A., FLÜGEL, H.W., SEIBERL, W., WEBER, F., WALACH, G. & ZYCH, D. (1988): Erläuterungen zu den Karten über den präter-

- tiären Untergrund des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle. - Geol. Bundesanst., 1-49, Wien.
- MAI, D.H. (1964): Die Mastixioideen-Floren im Tertiär der Oberlausitz. - Paläont. Abh.B, **2**: 1-192, Berlin.
- MARCHIONI, D.L. (1982): Fluvial sedimentation in the Foybrook Formation, Wittingham Coal Measures. - Adv. Stud. Syd. Basin, **16**, Newcastle Symp Proc., 13-14.
- MAURIN, V. (1959): Aufnahmsbericht 1958 über Blatt Köflach-Voitsberg (1:10.000). - Verh. Geol.B.-A., **1959**: 223-226, Wien.
- MAURITSCH, H.J. & SCHOLGER, R. (1998): Palaeomagnetism and magnetostratigraphy from the Early Miocene lignite opencast mine Oberdorf (N Voitsberg, Styria, Austria). - (In: STEININGER, F.F. (Hrsg.): The Early Miocene Lignite Deposit of Oberdorf N Voitsberg (Styria, Austria)), Jahrbuch Geol. Bundesanst., **140**: 429-432, Wien.
- MELLER, B. (1998a): Systematisch-taxonomische Untersuchungen von Karp- Taphocoenosen des Köflach-Voitsberger Braunkohlenrevieres (Steiermark, Österreich; Untermiozän) und ihre paläoökologische Bedeutung. - Jb. Geol. Bundesanst., **140**: 497-655, Wien.
- MELLER, B. (1998b): Diaspore assemblages from the Early Miocene lignite opencast mine Oberdorf (N Voitsberg, Styria, Austria). - (In: STEININGER, F.F. (Hrsg.): The Early Miocene Lignite Deposit of Oberdorf N Voitsberg (Styria, Austria)), Jahrbuch Geol. Bundesanst., **140**: 453-460, Wien.
- MELLER, B., KOVAR-EDER, J. & ZETTER, R. (1999): Lower Miocene leaf, palynomorph, and diaspore assemblages from the base of the lignite-bearing sequence in the opencast mine Oberdorf, N Voitsberg (Styria, Austria) as an indication of "Younger Mastixioid" vegetation. - Palaeontogr. B, **252**: 123-179, Stuttgart.
- PERESSON, H. & DECKER, K. (1997): The Tertiary dynamics of the Northern Eastern Alps (Austria): Changing paleostress in a collisional plate boundary. - Tectonophysics, **272**: 125-157, Amsterdam.
- POHL, W. (1976): Zur Geologie des Braunkohlenbeckens von Köflach-Voitsberg (Steiermark). - Berg- und Hüttenmänn. Mh., **121**: 420-427, Wien.
- 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.
- RESTALLACK, G.J. (1997): A colour guide to paleosols. - 1-175, (Wiley & Sons) London.
- SACHSENHOFER R.F., LANKREIJER A., CLOETINGH S. & EBNER F. (1997): Subsidence analysis and quantitative basin modelling in the Styrian Basin (Pannonian Basin system, Austria). - Tectonophysics, **272**: 175-196, Amsterdam.
- SCHUMACHER, R. & SCHMINCKE, H.U. (1991) Internal structure and occurrence of accretionary lapilli - a case study at Laacher See Volcano. - Bull. Volcanol., **53**: 612-634.
- STACH, E., MACKOWSKY, M.-Th., TEICHMÜLLER, M., TAYLOR, G.H., CHANDRA, D., TEICHMÜLLER, R., (1982): Stach's Textbook of Coal Petrology. - 1-535, (Gebrüder Bornträger) Stuttgart.
- STEININGER, F.F. (Hrsg., 1998): The Early Miocene Lignite Deposit of Oberdorf N Voitsberg (Styria, Austria). - Jahrbuch Geol. Bundesanst., **140**: 395-496, Wien.
- STEININGER, F.F., DAXNER-HÖCK, G., HAAS, M., KOVAR-EDER, J., MAURITSCH, H.J., MELLER, B., SCHOLGER, R.M. (1998): Stratigraphy of the "basin fill" in the Early Miocene lignite opencast mine Oberdorf (N Voitsberg, Styria, Austria). - (In: STEININGER, F.F. (Hrsg.): The Early Miocene Lignite Deposit of Oberdorf N Voitsberg (Styria, Austria)), Jahrbuch Geol. Bundesanst., **140**: 491-496, Wien.
- SZÉKY-FUX, V., PÉCSKAY, Z. & BALOGH, K. (1987): Miocene volcanic rocks from boreholes in Transtibiscia (Hungary) and their K/Ar chronology. - Bull. Acad. Serbe Sci. Arts Classe Sci. Nat., **92**: 109-128, Belgrad.
- TARI, G. (1996): Extreme crustal extension in the Rába River extensional corridor (Austria/Hungary). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **41**: 1-17, Wien.
- TUCKER, M.E. & WRIGHT P.V. (1990): Carbonate Sedimentology. - 1-482, (Blackwell) Oxford.
- VISHER, G. S. (1969): Grain size distribution and depositional processes.- J. Sed. Petrol., **39**: 1074-1106, Tulsa, Oklahoma.
- WEBER, F. & GRAß L, H. (1997): Refraktionsseismische Messungen im weststeirischen Tertiär nördlich Voitsberg (Oberdorfer Mulde). - Arch. Lagerst.forsch. Geol. Bundesanst., **20**: 185-195, Wien.
- WEBER, L. & WEISS, A. (1983): Bergbaugeschichte und Geologie der Österreichischen Braunkohlenvorkommen. - Arch. Lagerst.forsch. Geol. Bundesanst., **4**: 1-317, Wien.
- ZETTER, R. (1998): Palynological investigations from the Early Miocene lignite opencast mine Oberdorf (N Voitsberg, Styria, Austria). - (In: STEININGER, F.F. (Hrsg.): The Early Miocene Lignite Deposit of Oberdorf N Voitsberg (Styria, Austria)), Jahrbuch Geol. Bundesanst., **140**: 461-468, Wien.