

**Tektono-stratigraphische Entwicklung der Tertiärbecken der östlichen
Oberlausitz im Grenzbereich Sachsen-Polen-Böhmen**

Von der Fakultät für Geowissenschaften, Geotechnik und Bergbau
der Technischen Universität Bergakademie Freiberg
genehmigte

DISSERTATION

zur Erlangung des akademischen Grades

doctor rerum naturalium

Dr. rer. nat.,

vorgelegt

von Dipl.-Geochem. Bernd Bräutigam

geboren am 22.10.1960

in Aue

Gutachter: Prof. Dr. Klaus Stanek, Freiberg
Dr. Olaf Tietz, Görlitz.

Tag der Verleihung: 29.07.2021

Inhalt

Anlagenverzeichnis	3
Abbildungsverzeichnis.....	4
Abkürzungsverzeichnis	6
Vorwort	7
1. Zusammenfassung	8
Summary and theses.....	10
2. Einleitung	12
3. Untersuchungsgebiet und derzeitiger Kenntnisstand	16
3.1. Lage des Untersuchungsgebietes	17
3.2. Regionaler prätertiärer Untergrund	17
3.3. Stratigraphische Einordnung der Oberlausitzer Braunkohlenflöze	19
3.3.1. Historischer Abriss bis 1960	19
3.3.2. Stratigraphische Gliederung mit Beginn intensiver Erkundungsarbeiten ab 1960	20
4. Beschreibung der stratigraphischen Schichtenfolge	25
4.1. Neues stratigraphisches Modell	25
4.2. Stratigraphie des Tertiärbeckens von Zittau-Turów-Hrádek (ZTHB)	27
4.2.1. Basale Schichtenfolge (Unteres Oligozän)	28
4.2.2. Zittauer Schichten A (Unteres Oligozän)	29
4.2.3. Zittauer Schichten B (Unteres Miozän)	33
4.2.4. Unterflözkomplex (Unteres Miozän)	35
4.2.5. Zittauer Schichten C (Unteres Miozän)	37
4.2.6. Zittauer Oberflözkomplex (Unteres Miozän)	39
4.2.7. Quartäre Sedimente	44
4.3. Stratigraphie des Tertiärbeckens von Berzdorf - Radomierzyce	45
4.3.1. Umlagerungssedimente - generelle Anmerkungen	47
4.3.1.1. Umlagerungssediment US-1 und Basisflöz (Zittauer Schichten A)	47
4.3.1.2. Umlagerungssediment US-2	49
4.3.1.3. Umlagerungssediment US-3 im Hangenden des Vulkanitkomplexes	50
4.3.2. Flözbänke FB-1.1 bis FB-4 (Flözbankgruppe FBG 1-4)	50
4.3.3. Hauptmittel ZM 4 und Schluffmulde	55
4.3.4. Flözbänke FB 5 bis FB 9	57
4.3.5. Flözbänke FB 10 bis FB-11	59
4.3.6. Flözbänke FB-12 bis FB 99	59
4.3.7. Quartäre Sedimente	59
4.4. Stratigraphie der übrigen miozänen Tertiärbecken im Untersuchungsgebiet	60
4.4.1. Tertiärbecken von Oberoderwitz (Oderwitzer Becken)	61
4.4.2. Tertiärbecken südlich / östlich des ZTHB	63
4.4.3. Kohlfurt - nördliche Oberlausitz	64
4.4.4. Troitschendorf (Trojca) bis Geibsdorf-Lichtenau (Siekierczyn / Zaręba)	66
4.4.5. Sonstige miozäne Tertiärvorkommen	68

4.5.	Oligozänverbreitung außerhalb der Becken von Zittau-Turów-Hrádek und Berzdorf-Radomierzyce	70
4.5.1.	Sedimentäres Oligozän im Gebiet Seifhennersdorf-Schluckenauer Zipfel	70
4.5.2.	Sedimentäres Oligozän im östlichen Untersuchungsgebiet.....	73
4.6.	Verbreitung des Pliozäns im Untersuchungsgebiet	74
4.7.	Zusammenfassung: Verbreitung der tertiären Schichten im Untersuchungsgebiet	75
4.8.	Verbreitung tertiärer Vulkanite im Untersuchungsgebiet	79
5.	Tektonische Entwicklung der Tertiärbecken von Zittau-Hrádek-Turów und Berzdorf-Radomierzyce als nordöstliche Fortsetzung des Egergrabens	86
5.1	Daten und Beobachtungen zur Tektonik der Ostlausitzer Tertiärbecken	87
5.2	Prätertiäre Tektonik und Tektonik im Eozän und Oligozän	88
5.3	Tektonik im unteren Miozän bis ZM 4	90
5.4	Junge Tektonik, oberes Untermiozän bis Beginn Pleistozän	94
5.5	Jüngste tektonische Entwicklung	103
6.	Die Entwicklung des Tertiärs zwischen Fränkischer Linie und Lausitzer Hauptabbruch – Versuch einer Neubetrachtung	105
	Literaturverzeichnis	108

Anlagenverzeichnis

Anlage 1	Karte der nachgewiesenen und vermuteten tektonischen Störungen im Untersuchungsgebiet
Anlage 2	Übersichtsschnitte
Anlage 2.1	Profil A: Oderwitz – Zittau – Hrádek
Anlage 2.2	Profil B: Bertsdorf – Zittau – Rybarzowice - Višňová
Anlage 2.3	Profil C: Berzdorf (westlich der Schluffmulde)
Anlage 2.4	Profil D: Berzdorf (östlich des Vulkanitrückens)
Anlage 2.5	Profil E: Radomierzyce
Anlage 2.6	Profil F: Berzdorf – Radomierzyce
Anlage 3	Übersichtstabelle zu den stratigraphischen Formationen
Anlage 4	Haupt- und Spurenelementgehalte der Vulkanite von Berzdorf
Tabelle 1	Basalt Bereich Tagebau Berzdorf
Tabelle 2	Basaltzersatz / bentonitisierter Basalt Bereich Tagebau Berzdorf
Tabelle 3	Phonolith, Bohrungen Zittau
Tabelle 4	Phonolithzersatz und Basalt, Bohrungen Zittau
Tabelle 5	Basaltaufschlüsse
Anlage 5	Ortsnamenverzeichnis

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1	Verbreitung tertiärer Sedimente und Vulkanite nördlich der Alpen.....	12
Abb. 2	Verbreitung von tertiären Sedimenten und Vulkaniten im Egergraben, der Niederlausitz und der Leipziger Bucht.	14
Abb. 3	Stratigraphische Übersicht ausgewählter Tertiärvorkommen nördlich der Alpen.....	15
Abb. 4	Oberlausitzer Tertiärbecken mit Verbreitung von tertiären Sedimenten und Vulkaniten..	16
Abb. 5	Abgedeckte Karte des Prätertiären Untergrundes.....	18
Abb. 6	Gegenüberstellung des flözführenden Tertiärs der Oberlausitz und der Niederlausitz. ...	22
Abb. 7	Gegenüberstellung von Sedimentation, Braunkohlenbildung, Vulkanismus und Biostratigraphie im Bereich des nordöstlichen Egergrabens verschiedener Autoren	23
Abb. 8	Lithostratigraphische Gliederung für das Becken von Berzdorf-Radomierzyce	24
Abb. 9	Stratigraphische Referenzflächen für die 3D-Modellierung der tertiären Ablagerungen der Lausitz	25
Abb. 10	Bruchtektonik im Tagebau Berzdorf (Fotos: Bräutigam, 1989).	26
Abb. 11	Ausbildung eines Lakkoliths unter Flözbank FB-1.2 im Tagebau Berzdorf	26
Abb. 12	Verbreitung der tertiären Sedimente und Vulkanite im Becken von Zittau-Turów-Hrádek und im Tertiär aktiver Störungen.	27
Abb. 13	Verbreitung der Zittauer Schichten A im Tertiärbecken von Zittau-Turów-Hrádek.....	30
Abb. 14	Fazielle Varianz der Zittauer Schichten A im Bereich des ZTHB.	32
Abb. 15	Verbreitung des Unterflözes (ZU) im Tertiärbecken von Zittau-Turów-Hrádek,	35
Abb. 16	Verbreitung des Oberflözes ZO im ZTHB sowie des Zwischenflözes 3 (ZF3) zwischen Zittauer Nord- und Südsprung und dem extramächtiges Zwischenmittel ZM 4 im Südteil des Zittauer Beckens	38
Abb. 17	Stratigraphische Korrelation der deutsch-polnisch-tschechischen Teilbecken in der nordöstlichen Fortsetzung des Egergrabens	40
Abb. 18	Verbreitung tertiärer Schichten im Tertiärbecken Berzdorf – Radomierzyce	46
Abb. 19	Verbreitung des Basisflözes und des US-1 (ZiA) im Berzdorfer Becken;.....	48
Abb. 20	Quarzite aus dem Tagebau Berzdorf.....	52
Abb. 21	Profilaufnahme des 3. Kohleschnittes, Stand 08.05.1989 (Stationierung GBF 43).....	52
Abb. 22	Verbreitung der Flözbankgruppen im Tertiärbecken Berzdorf – Radomierzyce	54
Abb. 23	Schluffmulde Berzdorf. A: Lage der Schluffmulde im Berzdorfer Becken	56
Abb. 24	Lokale Vorkommen miozäner Sedimente unsicherer stratigraphischer Stellung.	60
Abb. 25	Übersichtskarte zum Tertiärbecken von Oberoderwitz.....	61
Abb. 26	Verbreitung der Tertiärbecken südlich und östlich des ZTHB	63
Abb. 27	Tertiäre Sedimente und Braunkohle-Vorkommen nördlich der Lausitzer Hauptstörung ..	64
Abb. 28	Lokale miozäne Vorkommen tertiärer Sedimente im Untersuchungsgebiet.....	68
Abb. 29	Lage der Vorkommen oligozäner Sedimente in der Region Seiffhennersdorf - Schluckenauer Zipfel - Zittauer Becken sowie der Basishöhe (üNN) der Sediment-Vorkommen	71
Abb. 30	Lage der Vorkommen oligozäner Sedimente nördlich und südöstlich Lubań	73
Abb. 31	Verbreitung pliozäner und miozäner Sedimente im Untersuchungsgebiet.....	74
Abb. 32	Verbreitung unteroligozäner (A) und miozäner Sedimente (B) im Untersuchungsgebiet.	76
Abb. 33	Verbreitungsgrenze unteroligozäner Sedimente	77
Abb. 34	Verbreitungsgrenze Untermiozän und marines Untermiozän.....	78
Abb. 35	Altersdatierungen und geochemische Untersuchungen an tertiären Vulkaniten im Untersuchungsgebiet	79

Abb. 36	Detailkarte für die datierten oligozänen Vulkanite im ZTHB	80
Abb. 37	Detailkarte für die datierten oligozänen Vulkanite im BRB	80
Abb. 38	TAS-Diagramm für die Vulkanite im Untersuchungsgebiet	81
Abb. 39	SiO ₂ vs Nb/Y Diagramm für die Vulkanite im Untersuchungsgebiet.....	81
Abb. 40	Alterationsboxplot nach [Large et al., 2001] für tertiäre Vulkanite im Untersuchungsgebiet	83
Abb. 41	Alterationsboxplot nach [Williams & Davidson, 2004] für tertiäre Vulkanite im Untersuchungsgebiet	83
Abb. 42	Vergleich von Bohrkernproben gleicher und unterschiedlicher Deckenergüsse aus Bohrungen aus Berzdorf.	84
Abb. 43	Verteilung der Vulkanite nach ihrem Alter (Ar/Ar) im TAS-Diagramm	85
Abb. 44	Indikationen von tektonischen Störungen im Känozoikum nach Versatz stratigraphischer Einheiten (Bohrdaten), faziellen Wechseln und Geländebeobachtungen	87
Abb. 45	Vermutlich im Oligozän angelegte Störungen, die die wesentliche Verbreitung der oligozänen Vulkanite und Sedimente begrenzen	89
Abb. 46	Abschiebung der FBG 1 gegen Granodiorit, Westböschung Nordfeld Berzdorf	92
Abb. 47	Kleingliedrige tektonische Versatzstrukturen innerhalb der FBG 1 in Berzdorf.....	92
Abb. 48	Staffelbruchartige Abschiebung der FBG 1 gegen kaolinisierten Granodiorit in Berzdorf	93
Abb. 49	Abschiebung und Verkippung der FBG 1 in Berzdorf.....	93
Abb. 50	Gegenüberstellung des Erkundungsstandes 1970 mit dem Profilaufnahme des 3. Kohleschnittes (1989)	94
Abb. 51	Versatz der Flözbänke 5 und 6 (links) gegen die FBG 1 in Berzdorf	95
Abb. 52	Versatz der Süd-Schluffmulde gegen die Flözbänke 10 bis 5, Berzdorf, in einem W-E Anschnitt	95
Abb. 53	Großharnisch auf Granodioritoberfläche in Berzdorf, Rutschung „Q“,	96
Abb. 54	Steile Störungen und Versatz der jüngeren Flözbänke (FB 8 bis FB 11) im Bereich der Süd-Schluffmulde in Berzdorf	96
Abb. 55	Steile Störungen mit Versatz des gesamten Flözpakets	97
Abb. 56	Abschiebung von Kohle (rechts) gegen kaolinisierten Granodiorit (untere Berme) und gegen die Sedimente der Nord-Schluffmulde, im Nordfeld von Berzdorf.....	97
Abb. 57	Abschiebung der Schluffmulde in Turów von der Unterbank (pokład III) im Bereich der Zwischenstörung zwischen Zittauer Süd- und Nordsprung.....	98
Abb. 58	Tektonisch versetzte Flözbänke im Bereich der Nord-Schluffmulde in Berzdorf. Standpunkt unterhalb Wiesenhalde, Blick nach WNW	98
Abb. 59	Konjugierte Extensionsstörungen in inkompetenen kohligen Tonen der FBG 1 (wahrscheinlich Flözbänke 1.1 und 1.2) in Berzdorf.....	99
Abb. 60	Verbreitung des Hauptmittels ZM 4 als mächtige tonig-schluffig-sandige Bildung und lokale Verlaubungen des Oberfözes sowie die Ausbildung von Muldenstrukturen innerhalb der miozänen Tertiärbecken	100
Abb. 61	Aktive tektonische Störungen im mittleren Miozän	101
Abb. 62	Schägstellung der Flözbänke in Berzdorf	102
Abb. 63	Jüngste tektonische Störungen im Untersuchungsgebiet, reaktiviert durch Eisauflast im Pleistozän	104

Technischer Hinweis:

Die Kartendarstellungen in den Abbildungen wurden aus QGIS 2.18.13 generiert, dargestellt im Koordinatensystem UTM Zone 33N, geodätisches Datum WGS 84, Kartengrundlage gem. Literaturverzeichnis. Die Schnittspuren der Übersichtsschnitte (Anlage 2) wurden über Bohrungen bzw. mittels projizierter Bohrungen generiert.

Abkürzungsverzeichnis

BRB	Becken von Berzdorf-Radomierzyce (Berzdorf-Radomierzyce Becken)
Brg.	Bohrung
CA	Coexistence Approach
CLAMP	Climate Leaf Analysis Multivariate Program
DLS	Dąbrowa lignite seam
GBF	Gurtbandförderer
ILF	Innerlausitzer Störung (Intra-Lusatian Fault)
IPR	Integrated Plant Record vegetation analysis (IPR-vegetation analysis)
ISF	Innersudetische Störung (Intra-Sudetic Fault)
LF	Lausitzer Hauptabbruch (Lusatian Fault)
LKQ	Lithofazieskarte Quartär
LLS	Lusatia lignite seam
LMA	Leaf Margin Analysis
LT	Lausitzer Überschiebung (Lusatian Thrust Fault)
MLF	Lausitzer Hauptstörung (Lusatian Main Fault, nach [Kozdrój et al., 2001])
MFK	Miozäner Flözkomplex
OK	Oberkante
PT	Prätertiär
s. l.	im weiteren Sinne (sensu lato)
ŚLS	Ścinawa lignite seam
ZiA	Zittauer Schichten A
ZiB	Zittauer Schichten B
ZiC	Zittauer Schichten C
ZiOF	Zittauer Oberflözkomplex
ZiUF	Zittauer Unterflözkomplex
ZM	Zwischenmittel
ZO	Flözbank des Zittauer Oberflözkomplexes, mit Nummer (z.B. ZO4)
ZU	Zittauer Unterflöz
ZUOB	Oberbegleiter des Zittauer Unterflözes
ZUUB	Unterflözbegleiter des Zittauer Unterflözes
ZTHB	Becken von Zittau-Turów-Hrádek (Zittau-Turów-Hrádek Becken)

Vorwort und Danksagung

Obwohl die Idee zu dieser Arbeit bis in die 1980er Jahre zurückreicht, wurde sie erst nach Anregung durch Prof. Dr. Klaus Peter Stanek 2012 in Angriff genommen. Anlass war ein Projekt des Landesamtes für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie in Freiberg zur 3D-Modellierung des Tertiärs in der Lausitz, wofür noch Detailwissen aus den Erkundungsarbeiten in Zittau und Berzdorf benötigt wurde.

Nach Festlegung des Arbeitsthemas und Zustimmung durch den Fakultätsrat der Fakultät für Geowissenschaften, Geotechnik und Bergbau an der TU Bergakademie Freiberg dauerte es dann allerdings einige Jahre, bis alle Daten beschafft, gesichtet und ausgewertet waren und die Datenbasis im GIS als verwendbare Strukturen sichtbar wurden. Da alle Arbeiten ausschließlich in der Freizeit, meist abends und an den Wochenenden, neben langen Dienstreisetagen und längeren Auslandseinsätzen ausgeführt wurden, dauerte auch die Erstellung der ersten brauchbaren Textfassung wieder seine Zeit.

In all den Jahren konnte ich stets auf die Unterstützung von Prof. Dr. Stanek bauen, welcher mich immer wieder motivierte und welcher in vielen fachlichen Diskussionen half, problematische Fragestellungen erneut zu prüfen und zu bewerten.

Wesentliche Unterstützung erhielt ich zudem durch Prof. Dr. Stanek bei der Erstellung der finalen Abbildungen im Text und in den Anlagen, wofür ich mich besonders bedanke.

Während der Bearbeitung des Themas hatte ich mehrere Male Gelegenheit, einzelne Aspekte der Lagerstättenentwicklung in Gesprächen mit Fachkollegen zu erörtern und zu vertiefen. Hier gilt mein Dank besonders Dr. Olaf Tietz und Jörg Büchner (Senckenberg Museum für Naturkunde Görlitz), welche Daten, Literatur und Kernproben zur Verfügung stellten, sowie Dr. Janusz Badura (Polish Geological Institute, Wrocław), Dr. Jochen Rascher (GEOmontan GmbH Freiberg) und Egbert Raithel (G.E.O.S. Freiberg).

Ein großer Dank gilt natürlich meiner Frau Kerstin, welche mich an den unzähligen Abenden und Wochenenden nur zu den Mahlzeiten sah und die es mir nachsieht, dass ich schon vor Jahren sagte: „Aber dieses Jahr werde ich fertig“.

1. Zusammenfassung

Das braunkohlenführende Tertiär ist flächendeckend für Ostdeutschland eines der bestuntersuchten Erdzeitalter. Dabei nehmen die oberlausitzer Kohlevorkommen im östlichen Teil des Egergrabens, in den Tertiärbecken von Zittau und Berzdorf, eine gewisse Sonderstellung ein, ebenso wie die übrigen Kohlevorkommen in den Tertiärbecken des zentralen und westlichen Egergrabens. In der vorliegenden Arbeit wird auf der Grundlage einer detaillierten Auswertung der vorhandenen geologisch-tektonischen Untersuchungen der letzten drei Jahrzehnte gezeigt, dass es sich bei den oberlausitzer Tertiärbecken nicht um lokal begrenzte, eigenständige Sedimentationsräume handelt, sondern dass diese Gebiete spätestens ab dem unteren Oligozän einen einheitlichen Sedimentationsraum mit den nördlich anschließenden Gebieten der heutigen Tertiärverbreitung darstellen.

Grundlage der teilweisen Neubewertung der Lagerungsverhältnisse bilden 13.094 Bohraufschlüsse und 11.382 ausgewertete Schichtenverzeichnisse sowie 34 Neudatierungen (Ar/Ar) tertiärer Vulkanite. Weiterhin erfolgte die Auswertung der umfangreich vorliegenden Literatur zu den palynologischen und paläontologischen Befunden des Tertiärs im Bereich des Egergrabens und Südostdeutschlands sowie der zahlreichen Veröffentlichungen zur Geologie und Neotektonik, wobei nur die maßgebliche Literatur ins Literaturverzeichnis übernommen wurde.

Nach ersten vereinzelt vulkanischen Aktivitäten im oberen Eozän (vor ca. 36 Ma) und der Ablagerung nachfolgender möglicher Erosionsreste (Basale Schichtenfolge) sind als früheste Sedimente für das Gebiet der sächsischen Oberlausitz mit den Tertiärbecken von Zittau-Turów-Hrádek (ZTHB) und Berzdorf-Radomierzyce (BRB) die unteroligozänen Schichten Zittau A (ZiA) anzunehmen. Diese entsprechen den Seiffhennersdorfer Schichten, dem Basisflöz im Becken von Hrádek (bazální sloj / warstwy spagowe) und dem Umlagerungssediment U 1 im Berzdorfer Becken und können mit dem Rupelbasissand / Flöz Calau in der südlichen Niederlausitz korreliert werden. Basaltdecken, die sich im Ergebnis der anschließenden Hauptphase des Vulkanismus (vor ca. 30 – 28 Ma) bildeten und bis heute erhalten geblieben sind, konservierten die unteroligozänen Sedimente, welche nicht durch eine Versenkung in tiefere Beckenbereiche und nachfolgende Sedimente überdeckt wurden. Diese unteroligozänen Restvorkommen lassen sich vom Böhmischem Mittelgebirge bis nördlich des Lausitzer Hauptabbruchs (nordöstlich Lubań) nachweisen und sind ein Beleg für die ehemals flächige Verbreitung dieser Sedimente.

Sedimente des tiefsten unteren Miozäns blieben nur im Tertiärbecken von Zittau-Turów-Hrádek erhalten und umfassen die Zittauer Schichten B (ZiB) mit dem Unterflözkomplex (ZiUF). Das Zittauer Unterflöz (ZU) entspricht dabei dem unteren Flöz (spodní sloj) im Becken von Hrádek und dem 1. Flöz (pokład I) in Turów und kann aufgrund der Zuordnung zum Makroflorenkomplex Bitterfeld mit dem 4. MFK der Niederlausitz korreliert werden.

Während die östliche Fortsetzung des Egergrabens spätestens durch tektonische Bewegungen angelegt wurde, welche auch die Hauptphase des Vulkanismus initiierten, werden die Konturen der Tertiärbecken innerhalb des Grabens erst durch die nächste große tektonische Phase an der Grenze Aquitan/Burdigal bestimmt. Während dieser tektonischen Phase kommt es zur Ablagerung der mächtigen Sedimentpakete der Zittauer Schichten C (ZiC), entsprechend der Formacja porajowska / Sekwencja III und dem tieferen Teil der Formacja biedrzychowicka / Sekwencja IV in Turów und der Umlagerungssedimente U 2 und U 3 im Becken Berzdorf – Radomierzyce. Während dieser tektonischen Phase führten neue bruchtektonische Strukturen zu einer weiteren und teils sehr kleinräumigen Gliederung sowohl außerhalb als auch innerhalb der bereits vorhandenen Beckenstruktur. Halbgrabenartige Einsenkungen infolge sinistraler Bewegungen am östlichen Beckenrand führten zur Schrägstellung des Zittauer Unterflözes im Bereich des Zittauer Beckens.

Etwa zeitgleich setzt im mittleren Burdigal, mit Beginn der Brieske-Folge / 3. MFK der Niederlausitz, die mächtige Kohlebildung der Flözbankgruppe 1-4 (FBG 1-4) im Becken von Berzdorf – Radomierzyce und der Unterbank des Oberflözes im Zittauer Becken ein (2. (oberes) Flöz (pokład II, gorny) in Turów und mittleres Flöz (střední sloj) im Becken von Hrádek). Während am südöstlichen Rand des Beckens von Zittau-Turów-Hrádek andauernde mächtigere klastische Schüttungen und eine oft nur relikartige Flözbankbildung auf eine andauernde tektonische Aktivität hinweisen, ist beckenübergreifend während der Bildung des Hauptmittels ZM 4 eine weitere Phase höherer tektonischer Aktivität zu verzeichnen. Während dieser Phase kommt es in einigen Beckenbereichen zu intensiven Senkungsbewegungen, verbunden mit mächtigen fluviatilen Schüttungen, den sogenannten „Schluffmulden“. Solche Bildungen wurden neben Berzdorf auch für die Becken von Turów (Mulde von Rybarzowice) und von Radomierzyce erkannt, wobei für letztgenanntes Becken die Abgrenzung wegen der geringen Aufschlussdichte nur unscharf möglich ist.

Mit Beginn der Kohlebildung von Flözbank 5 ist für größere Beckenbereiche wiederum eine Phase relativer tektonischer Ruhe zu verzeichnen, welche bis mindestens Flözbank 11 anhält. Die Flöze der Flözbankgruppe 5-99 (FBG 5-99) in Berzdorf bzw. der Oberbank des Zittauer Oberflözes in Zittau entsprechen der Formacja rybarzowicka / Sekwencja V im Becken von Turów, dem oberen Flözhorizont (svrchní sloj) im Becken von Hrádek und dem Hauptflöz von Kohlfurt / Węgliniec und werden mit dem 2. MFK korreliert. Sowohl das Teilbecken von Višňová als auch das Tertiärbecken von Oberoderwitz stellen keine eigenständige Beckenentwicklung dar, sondern sind als Randbecken des Beckens von Zittau-Turów-Hrádek zu betrachten. Die Kohlenflöze entsprechen stratigraphisch dem Zittauer Oberflöz.

Gegen Ende der Flözbildung kommt es in einigen zentralen Beckenteilen (Bereiche der Schluffmulden) nochmals zu größeren Absenkungen und gegen Ende des Miozäns (im Pliozän?) zur Versenkung des gesamten Sedimentkomplexes an den südlichen und östlichen Beckenrändern und teilweise zur Schrägstellung ganzer Flözpakete.

Ausschließlich nördlich des Lausitzer Hauptabbruchs wurden Sedimente des oberen Mittelmiozäns als jüngste miozäne Bildungen nachgewiesen. So entspricht das Obere Flöz von Kohlfurt / Węgliniec dem Henryk seam / 1. Mid-Polish seam (I pokład środkowopolski) und wird mit dem 1. MFK korreliert. Die Kohleflöze der ehemaligen Abbaue von Troitschendorf / Trojca bis Krummenöls / Oleszna Podgórska südlich des Lausitzer Hauptabbruchs sind der FBG 5-99 / dem 2. MFK zuzuordnen.

Die Verbreitung des Pliozäns ist nur für polnische Teile der Tertiärbecken dokumentiert und wurde im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht weiter betrachtet. Im Pleistozän führte nicht nur die Eisauflast zur Erosion und glazitektonischen Deformation der oberen Sedimentschichten, sondern die Spannungsänderungen in Folge der Vorwölbung vor dem Gletscherrand auch zur Heraushebung des südlichen Lausitzer Blocks und des Erzgebirges und zur Absenkung von Bereichen des Egergrabens.

Mit der vorliegenden Arbeit wird erstmals eine vergleichende Darstellung und Korrelation der Schichten und tektonisch bedingter Lagerungsstörungen für alle Tertiärbecken der südöstlichen Oberlausitz vorgenommen, einschließlich ihrer zeitlichen Zuordnung zu verschiedenen tektonischen Etappen und der Darstellung in beckenübergreifenden Schnitten. Zudem erfolgte die Erfassung und lagemäßige Zuordnung historischer Fundstellen bzw. Kohleabbaugebiete. Durch die Neuinterpretation von Bohrungen konnte die Verbreitung der tertiären Sedimente neu bestimmt werden, so dass die Konturen des Beckens von Oberoderwitz, die südliche Verbreitung des Berzdorfer Beckens inkl. des „Grabens“ von Bernstadt und die östliche Tertiärgrenze des Beckens von Radomierzycy neu gefasst werden konnten. Außerdem wurde für das gesamte Arbeitsgebiet die Verbreitung der Tertiärvulkanite unter Bedeckung neu interpoliert.

Summary and theses

1. The lignite-bearing Tertiary sequence is one of the best-studied geological time span in East Germany. The Upper Lusatian coal deposits in the large Tertiary basins of Zittau and Berzdorf are undisputedly known as local formations within a terrestrial environment, where marine influences occurred only very briefly, if at all. Based on my own investigations as part of previous lignite exploration projects, detailed evaluation of existing exploration reports, and geological-tectonic investigations of the last three decades, has shown the Upper Lusatian Tertiary basins are not a locally limited, independent sedimentation area. In fact, these basins form a uniform sedimentation area since at least the lower Oligocene. The basins are the continuation of the adjacent to the north recent Tertiary sequences of Lower Lusatia.
2. Backing the reassessment of the bedding conditions and the reallocation of stratigraphic units 13,094 drillings and 11,382 evaluated geological logs were used as well as 34 new Ar/Ar dates of Tertiary volcanic rocks. Additionally, extensive literature on palynological and paleontological findings in the Ohře/Eger Graben Tertiary area and south-eastern Germany, and numerous publications on geology and neotectonics were evaluated.
3. It is assumed that, after the first isolated volcanic activities in the Upper Eocene (approx. 36 Ma ago) and the deposition of the basal layer sequence, the Lower Oligocene strata Zittau A (ZiA) formed the lowermost sediments for the area of Saxonian Upper Lusatia, preserved in the Tertiary basins of Zittau-Turów-Hrádek (ZTHB) and Berzdorf - Radomierzyce (BRB). The Zittau A strata corresponds to the Seiffhennersdorf strata, the base coal seam in the Hrádek basin (bazální sloj / warstwy spągowe) and the "relocation sediment" U-1 in the Berzdorf basin and can be correlated with the Rupel base sand / coal seam Calau (Flöz Calau) in southern Lower Lusatia. Basalt coverings, formed during the main phase of volcanism (approx. 30 - 28 Ma ago) protected the Lower Oligocene sediments. In the basin areas the sediments are preserved by sinking into deeper basin areas and subsequent sediments. These Lower Oligocene residual occurrences can be detected from the Bohemian Central Uplands (České Středohoří) to north of the Lusatian fault (northeast of Lubaň) and are evidence of the former extensive distribution of these sediments.
4. Sediments of the oldest Lower Miocene were only preserved in the Tertiary Basin of Zittau-Turów-Hrádek and comprise the Zittau strata B (ZiB) with the lower-seam complex (ZiUF). The Zittau lower seam (ZU) corresponds to the lower seam (spodní sloj) in the Hrádek basin and the 1st seam (pokład I) in Turów and, due to its assignment to the Bitterfeld macrofloral complex, a correlation with the 4th Miocene seam complex (4. MFK) in Lower Lusatia is possible.
5. While the eastern continuation of the Eger Graben with the Tertiary basins Zittau-Turów-Hrádek (ZTHB) and Berzdorf-Radomierzyce (BRB) was created by tectonic movements during the main phase of volcanism, the contours of these basins were determined within the graben structure by the next major tectonic phase at the Aquitan / Burdigal boundary. In this tectonic phase, sedimentation of thick sediment sequences of the Zittau strata C (ZiC) occurs, corresponding to the Formacja porajowska / Sekwencja III and the oldest part of the Formacja biedrzychowicka / Sekwencja IV in Turów and the "relocation sediments" U-2 and U-3 of the Berzdorf - Radomierzyce basin. New tectonic structures in this tectonic phase cause further and sometimes very small-scale dissection both outside and inside the existing basin structures. Half-graben-like depressions due to sinistral movements at the eastern rim of the basin resulted in the inclination of the Zittau lower seam within the Zittau basin.
6. In the middle Burdigal period, at the inception of the Brieske series / 3. MFK of Lower Lusatia, the coal formation of the mighty coal seam complex 1-4 (FBG 1-4) starts in the basin of Berzdorf - Radomierzyce and the formation of the bottom bench of the upper coal seam in the Zittau basin (2nd (upper) seam (pokład II, gorny) in Turów and a middle seam (střední sloj) in the Hrádek basin). While clastic fillings and a relic-like coal seam formation on the southeastern rim of the Zittau-Turów-Hrádek basin indicate ongoing tectonic activity during formation of the whole coal seam complex in the basin of Berzdorf - Radomierzyce / during formation of the upper coal seam in the Zittau basin, a further phase of higher tectonic activity can be recorded across the basins during the formation of the main interbed ZM 4. During this phase, intensive subsidence movements occur in some areas of the basins, the so-called "silt troughs", combined with powerful fluvial debris. In addition to Berzdorf, such formations were also recognized for the Turów basin (Rybarzowice depression) and Radomierzyce, although the delimitation of the latter basin is fuzzy due to its low exposure density.
7. As coal formation began on seam 5 of the upper coal seam, a phase of relative tectonic inactivity can be recorded for larger basin areas in Zittau and Berzdorf (ZTHB and BRB), which lasts at least until the deposition of coal seam 11. The seams of the coal seam complex 5-99 (FBG 5-99) in

Berzdorf and the upper bench of the Zittau upper coal seam in Zittau correspond to the Formacja rybarzowicka / Sekwencja V in the Turów basin, the upper seam horizon (svrchní sloj) in the Hrádek basin and the main seam von Kohlfurt / Węgliniec and can be correlated with the 2. MFK. Both the Višňová basin and the Oberoderwitz Tertiary basin are not separate basins. They are to be regarded as marginal basins of the Zittau-Turów-Hrádek basin. The coal corresponds stratigraphically to the Zittau upper seam.

8. Towards the end of the coal formation, in central parts of the basins (areas of the silt troughs), larger subsidence occurs. At the end of the Miocene (in the Pliocene?), the entire sediment complex on the southern and eastern basin rims have been submerged. In some cases, complete successions of seams are inclined.
9. Exclusively to the North of the Lusatian fault, sediments of the Upper Middle Miocene were found to be the youngest Miocene formations. The upper seam of Kohlfurt / Węgliniec corresponds to the Henryk seam / 1st Mid-Polish seam (I pokład środkowopolski) and can be correlated with the 1. MFK. The coal seams of the former coal mines south of the Lusatian fault, from Troitschendorf / Trojca to Krummenöls / Oleszna Podgórska, can possibly be correlated with FBG 5-99 / the 2. MFK.
10. In the Pleistocene, the ice load caused erosion and glacial-tectonic deformation of the upper sediment layers. The regional change of tectonic tension as a result of the forebulge of the glacier front also caused the uplift of the southern Lusatian Block and the Ore Mountains and subsidence of areas of the Eger graben.
11. This work is the first to provide a comparative representation and correlation of the stratigraphic sequences and tectonically caused dislocations for all Tertiary basins in south-eastern Upper Lusatia, including their correlation with different tectonic stages and the visualisation in cross-sections across all basins. In addition, historical coal mining sites and localities were recorded and the coal seams were stratified. By reinterpreting borehole data, the distribution of the Tertiary sediments could be redefined, so that the contours of the Oberoderwitz basin, the southern extension of the Berzdorf basin including the "graben" of Bernstadt and the eastern Tertiary boundary of the Radomierzyce basin could be redefined. In addition, the distribution of the Tertiary volcanic rocks under the cover of Tertiary and Quaternary sediments was interpolated for the entire research area. Finally, a comparative stratigraphic correlation of the coal seams for the entire sedimentation area of the Eger graben from the Cheb basin to the Lower Lusatia is presented.

2. Einleitung

Die Verbreitung und Stratigraphie der tertiären Sedimente nördlich der Alpen zeigt bei unterschiedlichen tektonischen Rahmenbedingungen fazielle Unterschiede, die sich vor allem auf die Rekonstruktion der paläogeographischen Entwicklung auswirken. Hier sind fünf gut untersuchte regionale Verbreitungsgebiete tertiärer Sedimente zu nennen: Das alpine Molassebecken, der Oberrheintal-Graben, das Becken der niederrheinischen Bucht, das norddeutsch-polnische Tertiärbecken sowie die lokalen Becken am Nordrand der Böhmisches Masse, generell als Egergraben bezeichnet (Abb. 1). Ein bisher wenig zusammenfassend betrachtetes Gebiet – trotz der wirtschaftlichen Bedeutung – ist die nordöstliche Fortsetzung des Egergrabens, geschuldet der Lage auf den Territorien Sachsens, Polens und Böhmens. Die Ausbildung der tertiären Sedimente wurde scheinbar von zwei Prozessen beeinflusst. Von Norden transgredierte das Meer über das Norddeutsch-polnische Tertiärbecken (NPB), im Süden wurden die Alpen herausgehoben und sorgten damit für einen entsprechenden Sedimenteintrag in die nördlichen Ablagerungsräume.

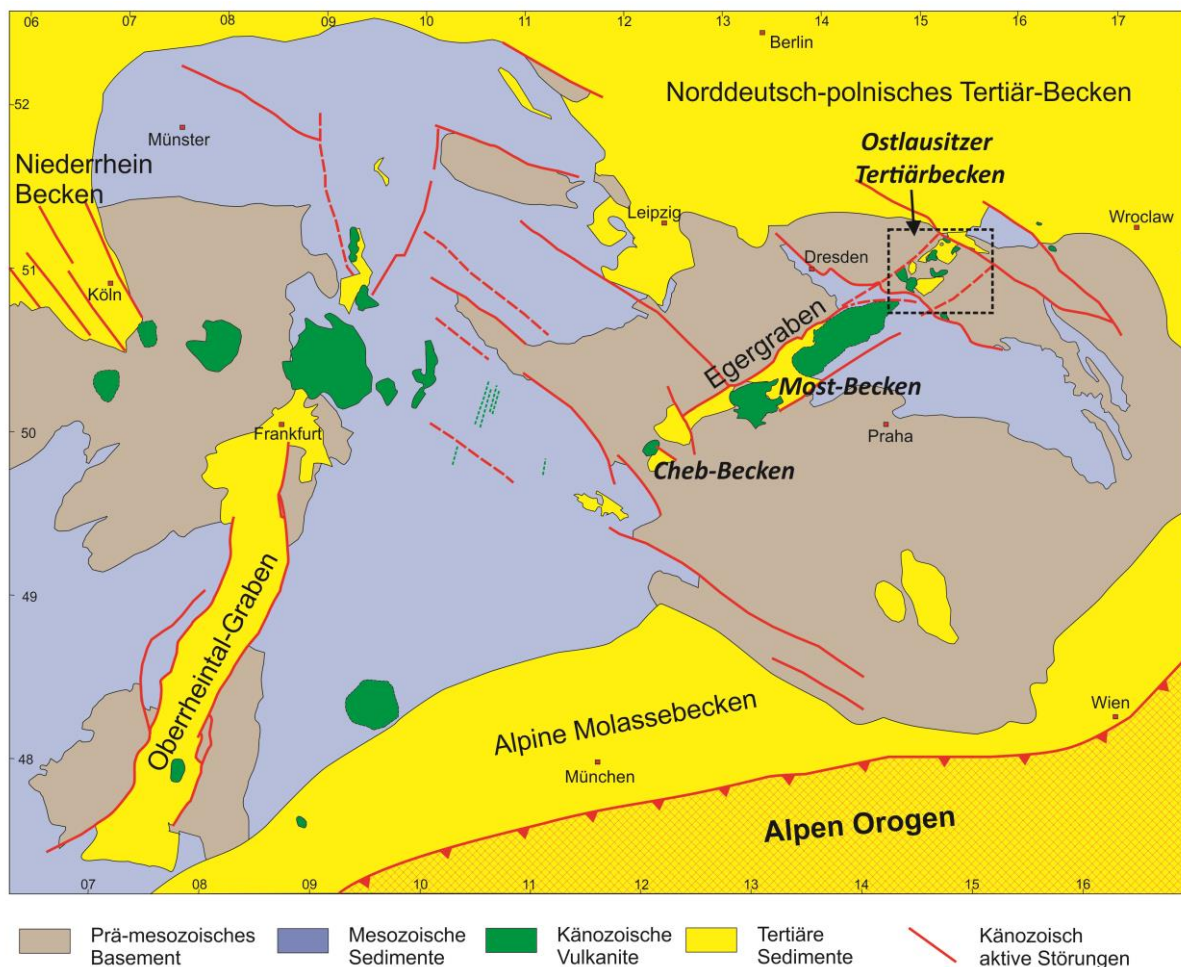


Abb. 1 Verbreitung tertiärer Sedimente und Vulkanite nördlich der Alpen

Das **Niederrhein-Becken (NRB)** umfasst Sedimente vom mittleren Oligozän (Rupel) bis in das Pleisto-/Holozän [Schäfer et al., 2005]. Die bauwürdigen Flöze bildeten sich vom unteren bis zum mittleren Miozän, lokal werden Kohlebildungen im oberen Miozän und Pliozän beschrieben. Das heutige Becken wird durch tektonische Blöcke gegliedert. Der NE-Block nordöstlich der Erft-Störung ist im Plio-/Holozän bis auf die oligozänen Sedimente erodiert. Die südwestlich anschließenden Blöcke sind an NW-streichenden Störungen asymmetrisch abgesenkt, in diesen Blöcken ist das stratigraphische Profil vom Oligozän bis in das Pleistozän erhalten. Die Sedimentation im NRB ist erheblich beeinflusst durch die marine Transgression im mittleren und oberen Oligozän, lakustrine bis fluviatile Sedimente im unteren und mittleren Miozän sowie eine ausgeprägte fluviatile Sedimentation im oberen Mio-/Pleistozän, bedingt durch die Hebung des Rheinischen Massivs und die Erosion der tertiären Sedimente auf dem Rheinischen Massiv [Schäfer et al., 2005].

Das **Alpine Molassebecken (AMB)** erstreckt sich in Ost-West-Richtung zwischen den Schweizer Alpen und der Karpaten-Vorsenke. Das AMB wird in stratigraphische Einheiten mit unterschiedlicher mariner oder limnischer Beeinflussung gegliedert [Schlunegger et al., 2007; Lemcke, 1984]. Die Untere Meeresmolasse (Rupelium) entwickelte sich als lakustrine oder küstennahe Klastit-Serien, die im Hangenden in terrestrischen Mergel, Sandstein und lokale Kohlenflöze übergehen. Die Untere Süßwassermolasse (USM; Chattium-Aquitanium) zeigt eine Zunahme des Sedimenttransportes nach Norden. Die Obere Meeresmolasse beginnt mit einer marinen Transgression von Westen nach Osten und Deltaschüttungen entlang des Alpen-Orogens. Die Obere Süßwassermolasse (OSM) ist ein Resultat der Zunahme des Sedimenteintrages bei etwa 17 Ma und der Bildung von mächtigen grobklastischen Sequenzen. Das Ende der Molassebildung (Auffaltung) ist durch nachfolgende Erosion nicht belegt, wird auf der Basis von Fission-Track-Daten auf oberstes Miozän bis Pliozän geschätzt. Im Pliozän nahm der Eintrag in die Vorlandbecken erheblich zu. Die beiden sedimentären Großzyklen sollen durch Krustenverdickung (USM) und klimatische Prozesse (OSM) hervorgerufen worden sein [Schlunegger et al., 2007].

Im südlichen **Oberheintal-Graben (ORG)** sind obereozäne Sedimente als Abtragungsprodukte tiefgründiger Verwitterung beschrieben. Mit der gleichzeitigen Anlage des tektonischen Grabens und der Bildung von N-S streichenden Graben-Horst-Strukturen treten faziell sehr heterogene und stratigraphisch wenig belegte, zum Teil marine Sedimente auf (Berger et al., 2005). Die „zone fossilifère“ zeigt eine erste Transgression aus Norden mit Salzlagen während des Rupeliums an (Typische Sequenz: Foraminiferenmergel—Fischschiefer—Meletta-Schichten). Im späten Oligozän erfolgte ein Abfall des Meeresspiegels, es treten lakustrine Serien mit lokalen Salzlagen und fluviatilen Sedimenten auf. Nach der Extrusion des Kaiserstuhls bei etwa 16 Ma [Kraml et al., 1996] setzen erst im Pliozän (5 Ma) alluviale Schüttungen im gesamten ORG-Gebiet ein [Berger et al., 2005].

Das **Norddeutsch-polnische Tertiärbecken (NPB)** ist ein Sedimentationsraum nördlich der Basement-Aufragungen der Mittelgebirge und des Lausitzer Hauptabbruches, der ein stratigraphisches Profil vom Paläozän bis Miozän umfasst. Generell dominieren im Norden marine Ablagerungen, nach Süden und Osten gehen diese in küstennahe und kontinentale Sedimente über. Im Paläozän beginnt eine süd- und ostwärts gerichtete marine Transgression aus dem Gebiet der Paläo-Nordsee. Diese Transgression erreichte ihre größte Ausdehnung im späten Oligozän und reichte bis Thüringen und in den nördlichen ORG. Charakteristisch sind die Ablagerung von Rupeltonen im thüringisch-Leipziger Raum und Glimmersanden in der Lausitz [Standke, 2008, 2009]. Im Miozän kam es zu einem Rückzug der marinen Sedimentation nach Norden. Im Gebiet zwischen Harz und Riesengebirge dominieren Ablagerungen von Schwemmfächern und küstennahen Mooren. Im Pliozän kommt es zu einem abrupten Wechsel der Fazies: im Südtail des NPB werden nach einem Hiatus die miozänen Sedimente von meist grobklastischen Sedimenten überlagert. Die komplette stratigraphische Abfolge ist häufig durch glazigene Erosion eingeschränkt, es fehlen folglich die obermio-pliozänen Sedimente oder sind nur noch in lokalen Erosionsresten erhalten.

Das Gebiet des **Egergrabens (EG)** wird traditionell als gesondertes Verbreitungsgebiet tertiärer Sedimente und Vulkanite betrachtet. Die ältesten, dem tiefgründig verwitterten Basement bzw. kretazischen Sedimenten auflagernden Schichten werden dem oberen Eozän zugeschrieben und sind nur sehr lokal nachgewiesen (Stare Sedlo-Fm.). Während des mittleren und späten Oligozäns kam es zu einem ausgedehnten Vulkanismus in mindestens drei großen Eruptionszentren (Duppauer Vulkan, Böhmisches Mittelgebirge, Zittau-Berzdorf). Im unteren Miozän folgen fluviatile und lakustrine Sedimente mit der Bildung von Braunkohlen [Pešek et al., 2010], welche ähnlich zum dritten und vierten Flöz der Niederlausitz von marinen Sedimenten überlagert werden. Das stratigraphische Profil schließt in den zentralen Bereichen des Egergrabens mit einer Erosionsfläche im mittleren Miozän. Ähnlich wie in der Lausitz werden die miozänen Sedimente nach dem Hiatus lokal von grobklastischen pliozänen Abfolgen überlagert. Die Tertiärbecken der Oberlausitz können auf Grund des Vorkommens von bimodalen tertiären Vulkaniten und der stratigraphischen Ähnlichkeiten als nordöstliche Verlängerung des Egergrabens betrachtet werden (Büchner et al., 2015).

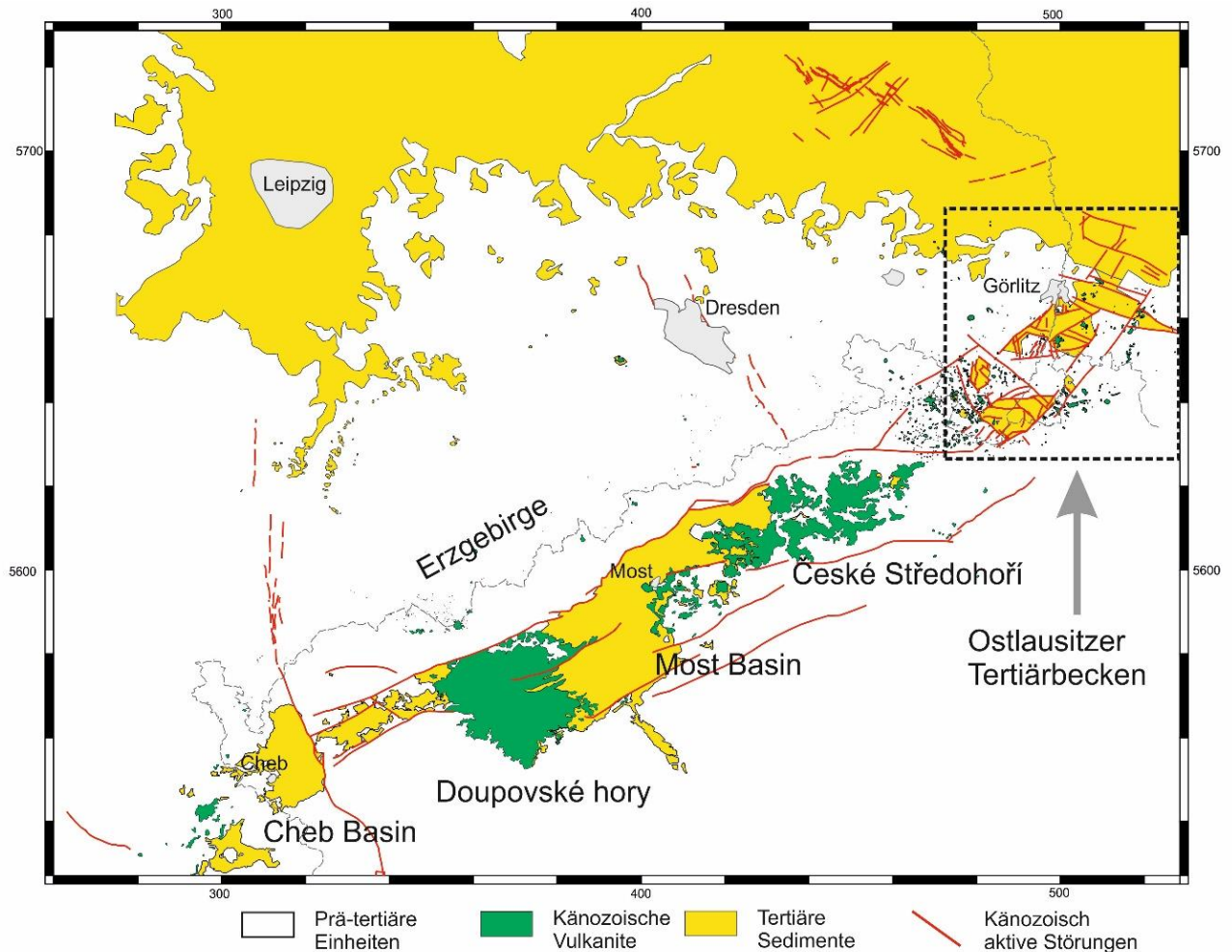


Abb. 2 Verbreitung von tertiären Sedimenten und Vulkaniten im Egergraben, der Niederlausitz und der Leipziger Bucht.
Das Arbeitsgebiet befindet sich in der nordöstlichen Verlängerung des Egergrabens.
Die roten Linien indizieren känozoisch aktive tektonische Störungen

Der Egergraben zieht sich als tektonisches Element am Südrand des Erzgebirges aus Nordost-Franken bei Tirschenreuth bis in die Lausitz nordöstlich von Görlitz. Aus geomorphologischer Sicht ist der Egergraben eine asymmetrische Struktur mit einer stark gehobenen Nordflanke und einer rezent morphologisch inaktiven Südflanke [Andreani et al. 2014]

Für die vorliegende Arbeit ergeben sich aus der bisher bekannten Verbreitung tertiärer Sedimente folgende Fragestellungen:

- Sind die isoliert erscheinenden sedimentären Sequenzen der oberlausitzer Tertiärbecken korrelierbar zu den Abfolgen der Niederlausitz?
- Sind die einzelnen Becken (Zittau-Hrádek-Turów, Berzdorf-Radomierzyce, Węgliniec) untereinander stratigraphisch vergleichbar (siehe auch Abbildungen 2 und 3)?
- Kann eine stratigraphische Korrelation der verschiedenen Teilbecken vorgenommen werden?
- Sind Vulkanite als stratigraphische Marker nutzbar?
- Welchen Einfluss hatte die tektonische Aktivität im Bereich des heutigen Egergrabens auf die Bildung und Erhaltung der tertiären Sedimente?

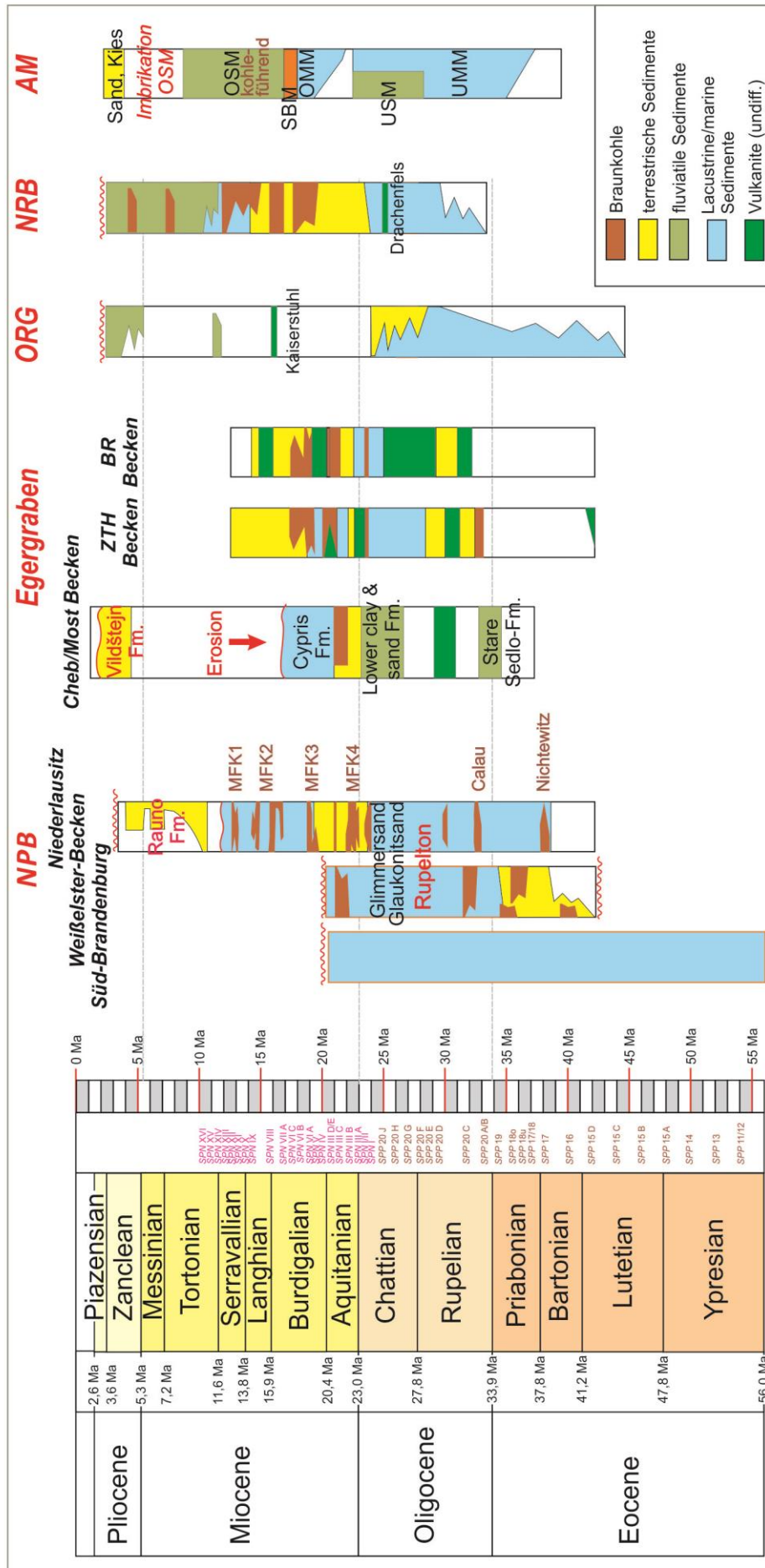


Abb. 3 Stratigraphische Übersicht ausgewählter Tertiärvorkommen nördlich der Alpen Norddeutsch-polnisches Tertiärbecken (NPB) nach [Standke, 2008, 2009]; Egergraben nach [Špičáková et al., 2000; Kasiński, 1991]; Oberrheintalgraben (ORG) nach [Berger et al., 2005]; Niederrhein-Becken (NRB) nach [Schäfer et al., 2005]; Alpine Molasse (AM) nach [Lemcke, 1984]. (Stratigraphische Tabelle nach [Cohen et al., 2013; Standke, 2008, 2009]).

3. Untersuchungsgebiet und derzeitiger Kenntnisstand

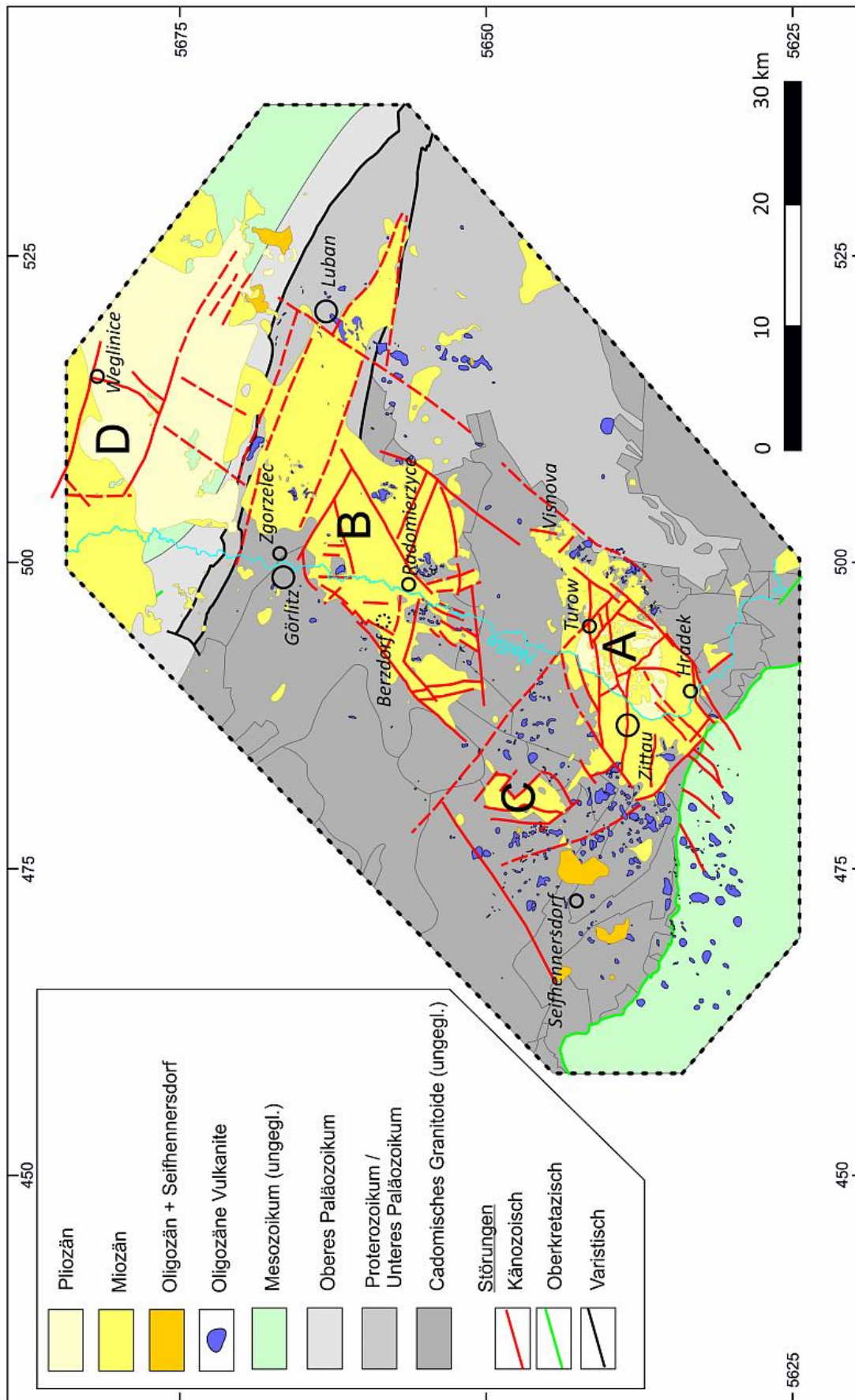


Abb. 4 Oberlausitzer Tertiärbecken mit Verbreitung von tertiären Sedimenten und Vulkaniten
 A – Becken Zittau-Turów-Hrádek; B – Becken von Berzdorf – Radomierzyce; C – Oderwitzer Becken; D – Becken von Weglinice (Kohlfurt).

3.1. Lage des Untersuchungsgebietes

Das Untersuchungsgebiet der vorliegenden Arbeit umfasst die Tertiärvorkommen in der nordöstlichen Verlängerung des Egergrabens auf tschechischem, polnischem und deutschem Territorium (Abb. 4). Die größten und am besten erkundeten Vorkommen tertiärer Sedimente und Vulkanite stellen folgende drei Beckenstrukturen dar: im Südwesten das Becken von Zittau-Turów-Hrádek, südlich und östlich von Görlitz das Becken von Berzdorf-Radomierzyce und im Nordosten das Becken von Kohlfurt / Węgliniec. Die begrenzenden Linien reichen von Liberec im Südosten und Kopec / Hemmehübel im Schluckenauer Zipfel im Südwesten bis Nieder-Neundorf (bei Rothenburg/Oberlausitz) im Nordwesten und Ploczki Gorne (SW Lwówek Slaski) im Nordosten. Damit werden die kleineren Tertiärbecken wie Machendorf / Machnin bei Liberec, Oderwitz bei Zittau, Seifhennersdorf sowie eine Reihe aus der Literatur bekannter, heute nicht mehr aufgeschlossener Vorkommen und der Übergang zur Tertiärverbreitung in der Niederlausitz eingeschlossen.

Dem Tertiärbecken von Zittau-Turów-Hrádek (ZTHB) werden die durch Staatsgrenzen bedingten Teilbecken von Zittau, Turów und Hrádek sowie das Kohlevorkommen von Višňová zugeordnet. Das nordwestlich des ZTHB gelegene Oderwitzer Tertiärbecken wird als separates Becken ausgehalten. Das Tertiärbecken von Berzdorf-Radomierzyce (BRB) reicht von Altbernsdorf als südliche Erweiterung des Berzdorfer Beckens bis Pękrywnik / Stangenhain im Norden und bis östlich Luban / Lauban im Osten. Darin enthalten sind neben dem eigentlichen Berzdorfer Becken die Kohlevorkommen von Moys, Reutnitz, Troitschendorf / Schönbrunn und Lichtenau. Die Auswertung der geologischen Daten lässt keine eindeutige Abgrenzung des Beckens von Berzdorf-Radomierzyce nach Norden zu. Als nördliche Grenze des BRB wird tentativ der durch tertiäre Sedimente verdeckte Lausitzer Hauptabbruch angenommen. Die nördlich der Störungzone auftretenden Becken bilden den Übergang zur Tertiärsenke der Niederlausitz und werden deshalb als „Becken von Węgliniec / Kohlfurt“ bezeichnet. Dieses Becken schließt die Abbaue von Kohlfurt (Węgliniec) und das Verbreitungsgebiet des 2. MFH bei Nieder-Neundorf / Kahlemeile ein. In den Becken von Seifhennersdorf sind die tertiären Ablagerungen oligozänen Alters östlich von Seifhennersdorf, bei Studanka / Schönborn und westlich Rumburk / Rumburg (Frankenstein) zusammengefasst. Die nördlich des Lausitzer Hauptabbruchs gelegenen Ablagerungen oligozänen Alters zwischen Henrikov-Lubanski und Gosciszow sowie südlich Czerwona Woda (südöstlich von Węgliniec) werden unter dem Begriff „lokale oligozäne Tertiärbecken“ zusammengefasst. Alle weiteren Tertiärvorkommen werden dem Begriff „lokale miozäne Tertiärbecken“ zugeordnet.

3.2. Regionaler prätertiärer Untergrund

Das prätertiäre Basement des Untersuchungsgebietes wird durch zwei markante NW-SE streichende, prätertiäre Störungszonen gegliedert (Abb. 5). Im Süden werden cadomische Granitoide und altpaläozoische Metamorphite entlang der Lausitzer Überschiebung nach Südwest auf die kretazischen Sandsteine der Böhmisches Kreidesenke überschoben. Das Alter der Störung wird als oberste Oberkreide interpretiert [Coubal et al., 2015]. Im Norden läuft der Lausitzer Hauptabbruch von Nordwesten her aus. Am Lausitzer Hauptabbruch werden die altpaläozoischen Sedimente des Görlitzer Schiefergebirges auf die kretazischen Sedimente des Nordsudetischen Beckens überschoben. Eine ähnliche Kinematik ist für die Lausitzer Hauptstörung im Osten des Arbeitsgebietes dokumentiert. Es ist zu vermuten, dass die oberkretazisch aktivierte Störung nach West in Richtung Görlitz ausläuft, so dass im Bereich des Neißetales ein tektonisch verbindendes Element existieren muss. Zwischen den beiden Störungszonen stehen cadomische Granitoide, proterozoische Grauwacken-Serien und altpaläozoische Sedimente an oder streichen oberflächennah unter pleistozäner Bedeckung aus.

In Abb. 5 ist die Grenze der Verbreitung miozäner Sedimente eingetragen. Außerhalb dieser Becken wurden verschiedene Granittypen nachgewiesen, die als Biotit- und Muskovit-Biotit-Granodiorite beschrieben wurden [Eidam et al., 2001]. Sie lassen sich nach der regionalen Gliederung den Seidenberger und den Ostlausitzer Granodioriten zuteilen. Im südlichen Teil des betrachteten Gebietes wurden zudem grobkörnige Granite des Rumburker Typs beschrieben. Unklar blieb bis zu den Erkundungen der Braunkohlefelder das Basement der Tertiärbecken.

Während im Zentralteil und im Norden (Bereich Berzdorf-Kohlfurt/Węgliniec) eine Charakterisierung des prätertiären Untergrundes bereits frühzeitig durch eine Vielzahl von Aufschlüssen möglich war, wurde erst im Ergebnis der Erkundung Zittau [Dittrich et al., 1988] eine hinreichend begründete Darstellung der Verbreitung der Granitoide möglich, da eine größere Anzahl von Bohrungen den prätertiären Untergrund des Zittauer Beckens erreichte. Die cadomischen Granite wurden durch verschiedene Projekte in den drei Anrainerländern kartiert und zusammenfassend durch [Kozdrój et al., 2001] dargestellt (Abb. 5).

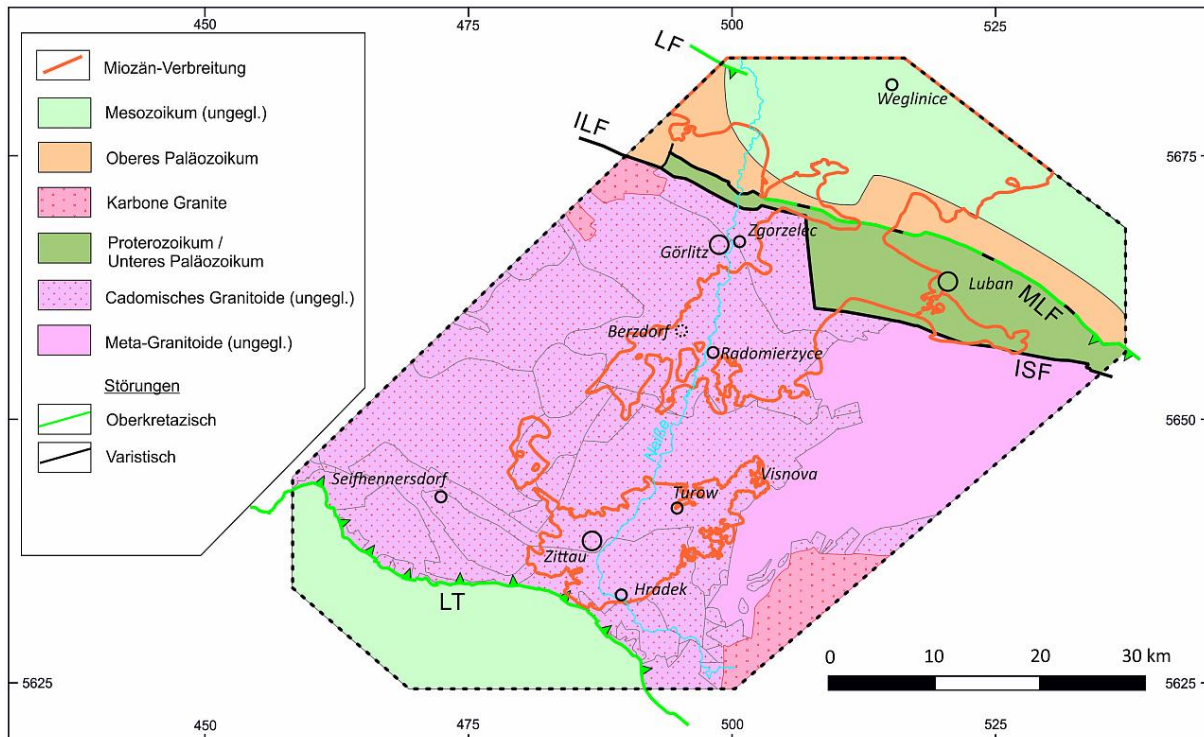


Abb. 5 Abgedeckte Karte des Prätertiären Untergrundes, modifiziert nach [Kozdrój et al., 2001].
 ILF – Innerlausitzer Störung; ISF – Innersudetische Störung; LF – Lausitzer Hauptabbruch; LT – Lausitzer Überschiebung; MLF – Lausitzer Hauptstörung.

Nach Anlage der Lausitzer Überschiebung und des Lausitzer Hauptabbruches in der späten Oberkreide wird das östliche Lausitzer Massiv erosiv eingeebnet und unterlag während des eozänen Klima-Optimums (?) einer tiefgründig-subtropischen Verwitterung. Dieser mehrere Meter mächtige Kaolinisierungshorizont kann als Leithorizont und Zeitmarker für die Rekonstruktion von tertiären Beckenstrukturen dienen. Das geomorphologische Element wird in der Literatur auch als „etched plain“ bezeichnet [Demek, 2004].

Sowohl Granit als auch Granodiorit sind im Bereich der Tertiärbecken von Berzdorf und Zittau-Turów-Hrádek meist so tiefgründig verwittert und kaolinisiert, dass allein aus der Bohrkernansprache eine eindeutige Zuordnung teilweise schwierig ist. Dies gilt umso mehr für eine Unterscheidung der verschiedenen Granodioritvarietäten. Ein charakteristisches Kartierungsmerkmal für den Rumburger Granit bieten, neben dem grob- bis riesenkörnigen Gefüge, die meist bläulich gefärbten Quarze, wobei jedoch auch dieses Merkmal nicht immer ausgeprägt ist. Die Feststellung der Teufenlage des prätertiären Untergrundes kann zudem durch die Umlagerung größerer Granit- / Granodioritbrocken erschwert werden. Der Nachweis mittels Bohrungen ist dann kaum noch möglich. Im Tagebau Berzdorf konnte im offenen Anschnitt in einer Teufe von mehreren Metern ein etwa 20 cm mächtiger Horizont mit starker Wurzelbildung festgestellt werden. Der darüber liegende vollständig verwitterte Granodiorit wäre in einer Bohrung sicher als autochthon angesprochen worden. Die Möglichkeit der Verlagerung größerer Gesteinsverbände ist in den Beckenrandbereichen somit generell anzunehmen. Von HEINICKE wird für das südliche Alt-Hartau, am Südennde des Weissbachtals, die Lagerung des Kohleflözes über Sandstein beschrieben, erst danach werde das Flöz von „Granitit unterteuft“ [Heinicke, 1902]. Im Erkundungsbericht von Zittau wird zu diesem Bereich ausgeführt, dass sich „erbohrte feinkörnige, frische Sandsteine am Südrand der Lagerstätte (Bhrg. 713, 731) ... als Hangschuttgerölle (bzw. –blöcke) vom nahen Zittauer Gebirge“ erwiesen hätten [Dittrich et al., 1988]. Die Bohrung 713/983 befindet sich ca. 250 m westlich des Taltiefsten vom Weissbachtal und ca. 850 m nördlich der Lausitzer Überschiebung.

3.3. Stratigraphische Einordnung der Oberlausitzer Braunkohlenflöze

3.3.1. Historischer Abriss bis 1960

Die Genese und stratigraphische Einstufung der tertiären Braunkohlen waren seit den Anfängen der geowissenschaftlichen Untersuchungen Gegenstand teils kontroverser Diskussionen. Einen ersten zusammenfassenden Überblick über die Gewinnungsorte von Braunkohle im Bereich des Zittauer Beckens gibt COTTA in seinen Erläuterungen zur geognostischen Karte des Königreiches Sachsen [Cotta, 1840]. Dabei stellt er die Braunkohle altersmäßig in die „*obere Abtheilung der Braunkohlenformation*“, wobei die Quadersandsteine die untere Abteilung dieser Formation bilden. Weiter führt COTTA aus, „*dass allerdings die meisten Basalte jünger als die Braunkohlen sind, während es von einigen nicht unwahrscheinlich ist, dass sie früher vorhanden waren. Danach würden beide Bildungen ungefähr in eine große Epoche zusammenfallen, so jedoch, dass die Braunkohlen den Anfang, die Basalte und Phonolithe den Schluss machen.*“

FREIESLEBEN beschreibt 1845 „*die sehr wichtige und ausgezeichnete Braunkohlenformation (...) in der Zittauer Gegend*“ (Harthau, Olbersdorf, Türchau, Oppelsdorf u.a.) und führt aus, dass diese Kohle älter sei als die Kohlen aus den „*Gegenden bei Colditz*“ (Grimma, Mutzschen, Leisnig, Colditz) und zur „*Untern Abtheilung derjenigen Braunkohlenformationen*“ zu rechnen sei, „*die in Böhmen und Sachsen (neuer als der Quadersandstein) auftreten*“ [Freiesleben, 1845]. Zur Gegend um Berzdorf (südlich Görlitz) wird lediglich ausgeführt: „*Bei Schönau an der Plesnitz trifft man besonders viel bituminöses Holz*“. Eine umfassende Darstellung zum relativen Alter bekannter Braunkohlenablagerungen enthält „*Die Physiographie der Braunkohle*“ [Zincken, 1867]. Auch wenn in der Schrift darauf hingewiesen wird: „*Viele der bekannten und selbst bebauten Kohlenflötze sind zur Zeit so wenig untersucht oder bieten bis jetzt so wenig Momente für die Beurtheilung dar, dass ihr Alter noch nicht bestimmt werden konnte*“, so wird doch für die Braunkohlen in Zittau und Lauban ein miozänes Alter angegeben¹. Gleichzeitig wird aber darauf verwiesen, dass bei der Entstehung der „*Lignitlager bei Zittau*“ „*die älteren (Flöze) herbeigeschwemmt und die jüngeren dazwischen und darüber gewachsen*“ sind.

In seiner vergleichenden stratigraphischen Einordnung der Braunkohle für das Gebiet der Ober- und Niederlausitz stellt PRIEMEL die Braunkohlen der preußischen und sächsischen Lausitz generell in das Untermiozän [Priemel, 1907]. Die Zuordnung der oberlausitzer Braunkohlen („*südliche Abteilung*“) als „*subsudetische Randbildung*“ zum Miozän oder Oligozän wird diskutiert, jedoch ordnet PRIEMEL die Braunkohle der Tertiärvorkommen zwischen Görlitz - Lauban - Seidenberg sicher dem Untermiozän zu. Ebenfalls wird für die übrigen Braunkohlenbecken (inkl. Zittau, Reutnitz, Berzdorf) ein untermiozänes Alter angenommen, welches insbesondere für das niederschlesische Gebiet der „*subsudetischen Braunkohlenformation*“ gilt. Dagegen bleibt die „*älteste bekannte Tertiärablagerung der Oberlausitz (...) die oberoligozäne (sog. basaltische) Braunkohlenformation von Seiffhennersdorf*“ [Priemel, 1907].

Modern schon muten die Ausführungen von SACHS aus dem Jahr 1906 an: „*Die Gliederung der Vorkommen in der Lausitz bedarf noch stark der Aufklärung. (...) Die Vorkommen des Görlitz-Ostnitz-Seidenberger Beckens scheinen auf Beziehungen zum Zittauer Kohlenbecken hinzuweisen. Andererseits bestehen Beziehungen zwischen den Braunkohlenablagerungen Schlesiens bzw. der Oberlausitz und denen der Mark Brandenburg, wenn auch die Braunkohlenbildungen der Mark vorwiegend aus sandigen Schichten bestehen*“ [Sachs, 1906].

Unabhängig von einer stratigraphischen Zuordnung blieb für einen vergleichsweise langen Zeitraum die Genese der Braunkohlenflöze - allochthon oder autochthon – umstritten. PRIEMEL gibt sowohl für die Zittauer Kohle als auch für Braunkohlen des Görlitz-Ostritzer Braunkohlenbeckens eine allochthone Entstehung an, wobei HEINECKE dies bereits früher für die Zittauer Flöze beschreibt [Heinecke, 1902]. Selbst für die beiden Flöze, welche im Bereich der Grube Stadt Görlitz (Görlitzer Kommunalheide) im Tief- und Tagebau abgebaut werden, wird angegeben, „*dass die ganze, mächtige Braunkohlenablagerung auch hier rein allochthonen Ursprungs ist*“ [Priemel, 1907]. Die Diskussion zur Genese der Oberlausitzer Braunkohlenflöze bleibt bis in die 1930er Jahre strittig und MEYER führt dazu aus: „*Die allochthone Entstehung [der Zittauer Flöze] wird von den meisten Wissenschaftlern angenommen (u. a. Bergwerksdirektor a. D. Fritz Heinicke, Brk. 1902, S. 352; Dr. Friedrich Glöckner, Brk. 1912, S. 695). Andere (u. a. Landesgeologe Dr. K. Pietzsch in seinem Buch „Die Braunkohlen Deutschlands“ S. 373) behaupten die autochthone Entstehung und schließlich wird die Meinung vertreten, daß die Kohle des Unterflözes autochthon, die des Oberflözes allochthon ist (Dr.-Ing. H. Brückner, Brk. 1928, S. 528)*“ [Meyer, 1930]. PIETZSCH schreibt dazu 1925: „*Die Flöze des Zittauer Beckens galten früher als das Muster einer allochthonen Ablagerung, besonders wurde dafür die ausgezeichnete schichtige Anordnung der lignitischen Bestandteile, das häufige Vorkommen von linsenförmigen*

¹ Unteres bis oberes Miozän („Mainzer Stufe“ bis „Yorktown epoch“)

Toneinlagerungen, sowie überhaupt das unregelmäßige Auskeilen und Zusammenfließen der Flöze ins Feld geführt. Nachdem aber jetzt der tiefe einheitliche Flözkörper durch Tagebau aufgeschlossen ist, kann diese Anschauung nicht mehr aufrecht erhalten werden. Die Kohle dieses Flözkörpers ist im ganzen nicht weniger rein, als diejenige der Niederlausitzer Flöze oder der mitteldeutschen oder niederrheinischen Vorkommen. Auch finden sich Wurzelstöcke in den verschiedensten Teilen des Flözes in ihrer ursprünglichen Lage. Die Zittauer Flöze sind daher ebenfalls als autochthon anzusehen“.

Mit der Zunahme von Aufschlüssen und der Freilegung weiterer Flöze bzw. Flözbänke in den Gruben der Oberlausitz lagen immer mehr Pflanzenreste und Pollen vor, welche eine vergleichende stratigraphische Einordnung dieser Braunkohlen zu den bekannten, schon intensiver untersuchten Lagerstätten der niederrheinischen, nordwestsächsischen aber auch niederlausitzer Braunkohlenreviere ermöglichen. Eine umfassende stratigraphische Zuordnung der deutschen Braunkohlen wird 1937 von KIRCHHEIMER vorgelegt [Kirchheimer, 1937]. Unter der Annahme des Fehlens von Mastixioideen im Miozän stellt er die Lausitzer Braunkohlen weitestgehend in das Oligozän und vergleicht detailliert die Braunkohlenflöze auf der Grundlage der Pflanzenreste und Pollen. So gibt er an, dass die Vorkommen von Moys und Kohlfurt „der Senftenberger Braunkohle gleichgestellt werden“ müssen, was auch für die Braunkohlen von Hermsdorf, Rothwasser und Klitschdorf gelte. *„Das kleine Braunkohlen- und Polierschieferlager von Seifhennersdorf-Warnsdorf (...) als randliches Vorkommen“ sei dabei ebenso ins Oberoligozän zu stellen wie die Braunkohlenstufe im Zittauer Becken, da sich „aus dem Verhältnis zu den Eruptivgesteinen kein wesentlicher Altersunterschied der beiden Braunkohlenbildungen ergibt“* [Kirchheimer, 1937].

Ein erneuter Altersvergleich zwischen den Braunkohlen östlich des Niederrheingebietes bis Kaliningrad (Königsberg) und Warszawa (Warschau) wird von QUITZOW vorgenommen [Quitow, 1953]. Darin wird grundsätzlich festgesetzt, dass *„innerhalb der jüngeren Braunkohlenformation Einmütigkeit“* darüber herrscht, dass *„man allgemein ein miozänes Alter der Serie annehmen“* müsse, jedoch *„gehen über die Einordnung innerhalb des Miozäns die Meinungen erheblich auseinander“*. Unabhängig von dieser generellen Feststellung wird neben einer Parallelisierung der Niederlausitzer Flöze untereinander der Versuch unternommen, den 1. Lausitzer Flözhorizont (Oberflöz) und den 2. Lausitzer Flözhorizont (Unterflöz) bis in die niederschlesischen Lagerstätten zu verfolgen (von Halbau / Neuhaus bis Herschelswaldau / Klitschdorf / Lichtenau). So wird das Unterflöz mit dem tiefsten Flöz von Halbau parallelisiert, dagegen das Oberflöz mit den Flözen der Tertiärvorkommen von Moys, Kohlfurt, Lichtenau und Klitschdorf / Herschelswaldau. Der Oberbegleiter (des 2. MFH) soll dem Flöz in Neuhaus entsprechen, wie auch einem Zwischenflöz in Halbau. Zur Braunkohle von Zittau und Berzdorf stellt QUITZOW fest, dass *„sich die Zittauer und Berzdorfer Schichtfolge im ganzen so genau“* entsprechen, dass man *„eine volle altersmäßige Gleichheit annehmen muss“* [Quitow, 1953]. Dabei stellt er die Zittauer Braunkohlenserie in das Miozän ab dem Burdigal, welche den *„phonolithischen Deckenergüssen samt ihren Begleitschichten“* aufliegt. Die Begleitschichten werden, *„durch Wirbeltierfunde belegt“*, dem Aquitan zugerechnet. Dieses überlagert, wie auch anderswo, *„mit Erosionsdiskordanz“* die oligozänen Schichten. Einzig die *„Basaltische Braunkohlenformation“* bei Seifhennersdorf wird dem Oberoligozän zugeordnet. Eine Verbreitung des 3. und 4. Lausitzer Flözes wird für die Oberlausitz ausgeschlossen.

Etwa zeitgleich publiziert in den Freiburger Forschungsheften HUNGER eine Reihe von Artikeln, in denen er sich dem Alter und der Genese der Oberlausitzer Braunkohlen widmet [Hunger, 1951, 1953, 1954]. So stellt er die Niederlausitzer Braunkohle in das Untermiozän, die Kohlen des Berzdorfer und Zittauer Beckens dagegen in das Oberoligozän (postbasaltisch), ebenso wie die kohligen Bildungen von Seifhennersdorf-Warnsdorf (präbasaltisch) [Hunger, 1953]. Gleichzeitig wird betont, *„dass die Flöze des Zittauer und Berzdorfer Beckens nicht synchrone Bildungen sind. (...) Fazielle Untersuchungen ergaben erhebliche Unterschiede zwischen den Oberlausitzer und Niederlausitzer Flözen. Die Faziesunterschiede sind wesentlich tektonisch bedingt“* [Hunger, 1954]. Hinsichtlich der Genese definiert HUNGER Teile des Zittauer Oberflözes und untergeordnet auch Teile des Berzdorfer (oberen) Flözes als allochthone Bildungen [Hunger, 1953].

3.3.2. Stratigraphische Gliederung mit Beginn intensiver Erkundungsarbeiten ab 1960

Mit Beginn der intensiven Erkundungsprogramme zur Gewinnung und Nutzung der Braunkohle in der DDR wurde auch die Stratigraphie der tertiären Braunkohlen nach modernen paläobotanischen und lithostratigraphischen Gesichtspunkten untersucht. Im Forschungsbericht *„Metallogenie Gebiet Zittau“* wird der bis dahin vorliegende Kenntnisstand zu Genese und Alter der Braunkohlen zusammengefasst und erstmalig das noch heute gültige generelle Modell zur Genese und tektonischen Entwicklung des Zittauer Beckens, grenzübergreifend auch nach Polen und in die ČSSR, beschrieben [Lotsch et al., 1970]. Die Autoren führen aus, dass die feinstratigraphische Bewertung zum Zeitpunkt der Bearbeitung u.a. *„für die Teilgebiete im Bereich des Südrandes der zusammenhängenden*

Tertiärverbreitung sowie einzelner isolierter Tertiärvorkommen, wie z.B. das Becken von Berzdorf-Luban“ noch aussteht. Für die „kontinentalen Zittauer Schichten A“ wird mitteloligozänes bis frühoberoligozänes Alter angenommen. Nach der darauf folgenden vulkanischen Hauptphase im Oberoligozän bis – nach damaliger Annahme - tieferes Miozän, erfolgte im frühen Mittelmiozän (Florensubzone VIa) die Ablagerung der Zittauer Schichten B sowie des Zittauer Unterflözes. Diese Bildungen bleiben auf den „*südlichen und zentralen Teil des Zittauer Beckens*“ beschränkt, wogegen sich die folgenden jüngeren Bildungen (Florensubzonen VIb und VIc) „*der Zittauer Schichten C bis D einschließlich des Zittauer Oberflözhorizontes nach allen Richtungen*“ ausbreiten. Weiterhin weist das in zwei Bohrungen von Mittelherwigsdorf und Hartau nachgewiesene „*marine bis brackische Mikrophytoplankton im mittleren Miozän (Florensubzone VIb) (...) auf eine episodische brackische Beeinflussung der sonst limnisch-fluviatilen Sedimente hin*“ [Lotsch et al., 1970]. Die tertiären Sedimente von Seifhennersdorf – Varnsdorf werden in das tiefere Miozän (Florenzone III) gestellt, wogegen für die Sedimente „*der Tertiärrelikte von Donin und Chotyne*“ mitteloligozänes bis frühes oberoligozänes Alter angenommen wird [Lotsch et al., 1970]. Das Berzdorfer Flöz ist nach diesem Modell am wahrscheinlichsten in die Florensubzone VIb einzustufen. Gleichzeitig wird eine „*primäre Verbindung des heutigen Berzdorfer und Zittauer Beckens*“ angenommen [Lotsch et al., 1970].

Im Ergebnis der Erkundungsarbeiten im Rahmen der „Sondermaßnahme Oderwitz“ wird eine vergleichsweise eigenständige Entwicklung des Oderwitzer Beckens postuliert. Jedoch wird vermerkt, dass, im Gegensatz zur Annahme von [Lotsch et al., 1970], die Ausbildung des Zittauer Unterflözes auch für das Becken von Oderwitz anzunehmen ist [Steding, 1978].

In der Ergänzung zur Vorratsberechnung für das Kohlenfeld Berzdorf von 1974 wird das gesamte Flözpaket inkl. Liegend- und Hangendton ohne weitere Untergliederung dem Miozän zugeordnet [Richter et al., 1974]. Dabei wird festgestellt, dass „*beim Auskeilen der Flöze die Tonmittel im Extremfall vom Liegendton Flöz 1 bis zum Hangendton Flöz 13 zusammenlaufen*“. Auch in der nachfolgenden Erkundung des Nordfeldes von Berzdorf [Orsakowsky et al., 1985] wird keine weitere Gliederung des Miozäns vorgenommen und lediglich darauf verwiesen, dass nach [Graham & Ebert, 1939] die vulkanogenen Bildungen von Berzdorf ins Oberoligozän einzustufen sind. Die gesamte tertiäre Schichtenfolge wird, mit einiger Unsicherheit, den Zittauer Schichten B bis D zugeordnet.

In der geologischen Standardisierung der DDR [TGL, 1981] werden das Flöz Berzdorf (inkl. Hangend- und Liegendsedimente) und das Zittauer Ober- und Unterflöz (Zittauer Folgen B bis D) in das Untermiozän (Schlüsselnummer B 41) gestellt. Die Seifhennersdorfer Schichten und die Zittauer Folge A inkl. Basisflöz werden dem Mitteloligozän (Schlüsselnummer B 32) zugeordnet.

Anfang der 1980er Jahre begannen größere Erkundungsarbeiten im Zittauer Becken sowie ab Mitte der 1980er Jahren die detaillierte Erkundung des Baufeldes III (Berzdorf-SE) des Berzdorfer Beckens.

Im Abschlussbericht der 1988 abgeschlossenen Braunkohlenerkundung Zittau legt Dittrich die bis heute gültige Gliederung des Zittauer Oberflözes in 14 Flözbankgruppen vor [Dittrich et al., 1988]. Dabei werden alle Schichten ab Zittau B dem Untermiozän zugeordnet und folgende paläobotanische Zuordnung vorgenommen:

- | | |
|---|---------------------|
| • Zittauer Schichten B | Megaflorenzone IVa |
| • Zittauer Schichten C | Megaflorenzone VIb |
| • Zittauer Oberflözkomplex (FB-1 bis FB-14) | Megaflorenzone VIc. |

Die Zittauer Schichten A inkl. Basisflöz werden ins Mittlere² (Untere) Oligozän gestellt. Bemerkenswert ist dabei die Feststellung, dass bezogen auf den „Ton-Schluffkomplex“ eine Trennung der Zittauer Schichten A und der basalen Folge Zittau B „*aufgrund petrografischer Gleichheit des Materials nur über die Schnittkorrelation möglich*“ ist [Dittrich et al., 1988], s.a. Kap. 4.2.2.

Für die Erkundung des Baufeldes III in Berzdorf wurde eine umfangreiche Recherche zum vorliegenden Kenntnisstand des Berzdorfer Braunkohlenbeckens vorgenommen und dabei auf die vorläufige Einordnung des kohleführenden Tertiärs in die Florenzone VI verwiesen [Brause et al., 1987]. Damit „*entsprechen die Flözbank 1 oder Teile von ihr dem 3. Miozänen Flözhorizont der Lausitz*“. Weiterhin stellt BRAUSE fest, „*dass die Flözführung nur bis zur Florenzone VII reicht*“ und damit die jüngeren Flözbänke „*also insgesamt während der Unteren Briesker Folge abgelagert worden*“ wären. Den Basaltvulkanismus („mögliches Fördermaximum“) im Bereich des Berzdorfer Beckens stellt BRAUSE auf der Grundlage von radiometrischen Altersdatierungen von Lausitzer Basaltoiden in das mittlere bis obere Oligozän (Bereich zwischen 29 und 24 Ma).

² Die Dreigliederung des Oligozäns wurde 1980 von der International Commission on Stratigraphy (ICS) zwar aufgehoben, blieb im Bericht Zittau aber noch unberücksichtigt.

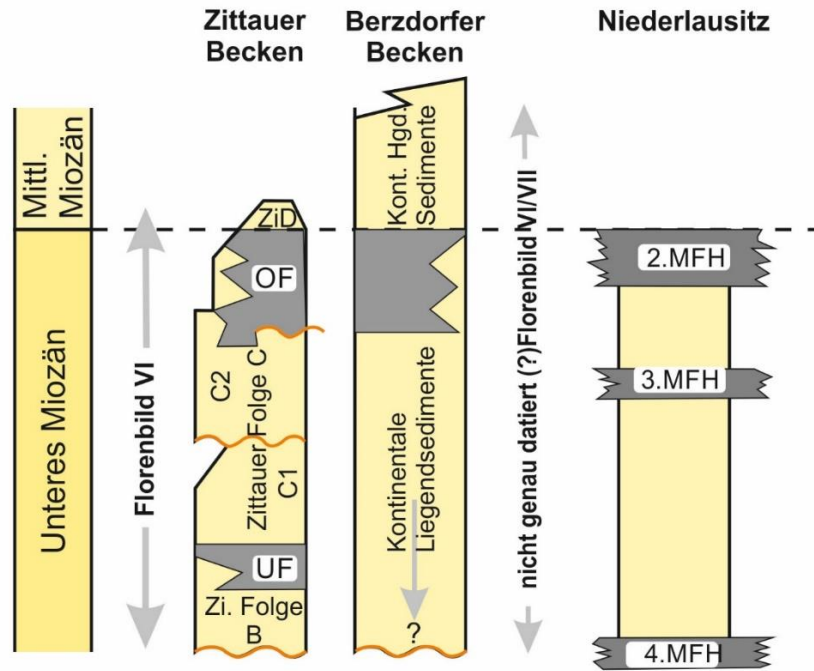


Abb. 6 Gegenüberstellung des flözführenden Tertiärs der Oberlausitz und der Niederlausitz, neu bearbeitet nach [HIRSCH et al., 1987].
OF - Oberflöz, UF - Unterflöz, MFH – Miozäner Flözhorizont.

Gleichzeitig weist er darauf hin, dass auf der polnischen Seite „zusätzlich mit einer noch jüngeren Basaltförderung“ gerechnet werden muss [Brause et al., 1987]. Gestützt auf die Untersuchungen von [Slawinski, 1980] wird in der Kenntnisstandsermittlung neben Hinweisen zur Quartärtektonik explizit darauf verwiesen, „dass besonders an den Beckenrändern mit starker und komplizierter Bruchtektonik zu rechnen ist“ und dass es sich beim „Gebiet der Wiesenhalde“ (Randbereich der Schluffmulde und östlich davon) um einen „durch endogen-tektonische Störungen besonders geprägte(n) Lagerstättenteil“ handelt [Brause et al., 1987].

Bei der anschließenden Erkundung des Baufeldes III (Berzdorf-SE) erfolgte erstmals eine detaillierte und systematische Betrachtung von tertiärer Tektonik, Tertiärvulkanismus und Lagerungsstörungen im Berzdorfer Becken [Bräutigam et al., 1990]. Im Rahmen des Projektes durchgeführte pollenstratigraphische Untersuchungen stellen die Flözbänke FB-1 bis FB-4 unter Vorbehalt in die Florenzone VI und die Flözbänke FB-5 bis FB-9 (unterer Teil) eindeutig in die Florenzone VI. Innerhalb FB-9 werden Anzeichen für einen Klimaumschwung von wärmer nach kühl gesehen, wodurch ein Übergang von Florenzone VI nach VII angezeigt wird.

Im Begleitheft zu einer Exkursionstagung am 23./24.04.1987 wird erstmals die korrelierende Gegenüberstellung der Flöze des Zittauer und Berzdorfer Beckens mit den Flözen der Niederlausitz auf der Basis der TGL öffentlich publiziert [Hirsch et al., 1987]. Dabei werden sämtliche Flöze von Berzdorf mit dem Zittauer Oberflöz parallelisiert und für die Berzdorfer Liegend- und Hangendsedimente ein mariner Einfluss ausgeschlossen (Abb. 6). In einer späteren Publikation gleichen Inhalts [Hirsch et al., 1989] fehlt die vergleichende Gegenüberstellung mit den miozänen Flözkomplexen der Niederlausitz.

In einem stratigraphischen Vergleich der tertiären Kohlen des Eger Rifts von Cheb bis Berzdorf [Kasiński, 1991] wird die Beckenentwicklung unter Berücksichtigung paläobotanischer Untersuchungen (Palynoflora, Nanoplankton) und radiogener Alter von Vulkaniten auf der Grundlage von Megacyclothems diskutiert. Die Flöze von Berzdorf-Radomierzyce (Flözbänke 1-13) werden dabei in die Florenzonen VI bis VII im Bereich von ca. 17 bis 19 Ma gestellt, das Zittauer Oberflöz in die Florenzonen V bis VII (ca. 17 bis 19,5 Ma). Das Zittauer Unterflöz (und ein Flöz von Berzdorf-Radomierzyce unter trachytischem Vulkanit (?)) wird mit den Hauptkohleflözen der Becken von Cheb, Sokolov und Most (Nordböhmisches Becken) korreliert und der Florenzone IV (ca. 19,5 – 21 Ma) zugeordnet. Zwei weitere, nicht näher bezeichnete Flöze von geringerer Mächtigkeit werden in die Florenzone II (oberes Chatt) und dem unteren Oligozän (nur Zittau) gestellt (Abb. 7). In einer früheren Veröffentlichung verglich KASIŃSKI die stratigraphische Zuordnung der Becken Zittau (Zittau-Turów-Hrádek), Berzdorf-Radomierzyce und der Nordsudetischen Senke (Kohlfurt / Węgliniec) und stellte die Flöze von Berzdorf,

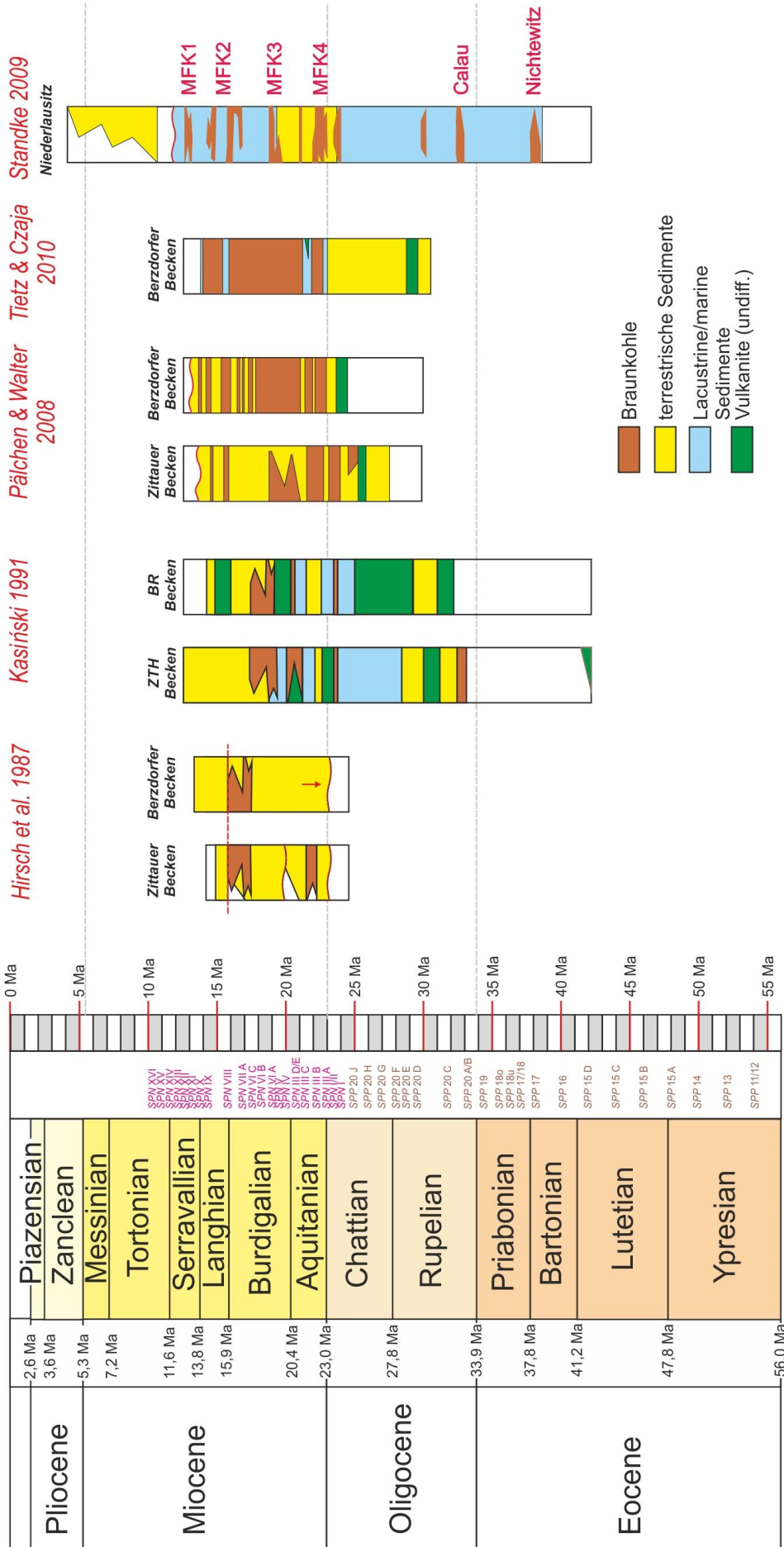


Abb. 7 Gegenüberstellung von Sedimentation, Braunkohlenbildung, Vulkanismus und Biostratigraphie im Bereich des nordöstlichen Egergrabens verschiedener Autoren

den Zittauer Oberflözkomplex und das obere Flöz von Kohlfurt in den Bereich des 3. MFK [Kasiński, 1989]. [Schulze, 1998] parallelisiert die Berzdorfer Flöze (FB-1-13) mit dem Zittauer Oberflözkomplex und stellt diesen ebenfalls in das Untermiozän. Er lässt dabei offen, inwieweit die oberen Flözbänke (Zittau: Oberbank = FB-5-14; Berzdorf: Flözbänke oberhalb Hauptmittel ZM 4 = FB-5-13) auch dem Mittelmiozän zugeordnet werden könnten. Das Zittauer Unterflöz wird, wie alle Sedimente der Zittauer Schichten ZiC, ebenfalls dem Untermiozän zugeordnet. Sämtliche Vulkanite und die Zittauer Schichten ZiA werden ins Oberoligozän gestellt.

Eine umfassende Betrachtung der Schluffmulde des Berzdorfer Beckens auf der Grundlage detaillierter paläobotanischer Untersuchungen und K/Ar-Altersdatierungen an Kernproben erfolgte 2004 durch TIETZ & CZAJA. Im Ergebnis dieser Untersuchungen wurde auch eine Parallelisierung der Berzdorfer Flöze mit den Flözhorizonten der Niederlausitz vorgenommen. Dabei werden die Flözbänke 8 bis 10 dem 2. MFK gleichgestellt und, unter Vorbehalt, die Flözbänke 2 bis 4 dem 3. MFK sowie die beiden ältesten Teilbänke 1.1 und 1.2 dem 4. MFK gleichgestellt. Die Bildungen der Schluffmulde werden mit dem Flöz 5 dem Florenkomplex Wiesa zugeordnet. Damit erfolgte die Kohlebildung während des Unteren und unteren Mittleren Miozäns über einen Zeitraum von mindestens 7 Millionen Jahren [Tietz & Czaja, 2004]. In späteren Publikationen entfällt der Vorbehalt für die Einstufung der unteren Flözbänke in das Untere Miozän bzw. für die Zuordnung zu den Florenkomplexen: Die Flözbänke 1.4 bis 4 werden dem Florenkomplex Brandis zugeordnet und die Flöze 1.1 bis 1.3 dem Florenkomplex Bitterfeld (Unteres Miozän, Spremberg-Formation). Die Einordnung der Flözbank 6 an der Grenze Unteres / Mittleres Miozän (Florenkomplexe Wiesa / Kleinleipisch) [Scholz et al., 2007] bleibt weiterhin unsicher. Unter Beibehaltung dieser stratigraphischen Zuordnung wird in [Tietz & Czaja, 2010] als Ergänzung zur Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002 (STD 2002) eine eigene lithostratigraphische Gliederung für das Becken von Berzdorf-Radomierzyce als „Berzdorf-Gruppe“ vorgeschlagen³ (Abb. 8).

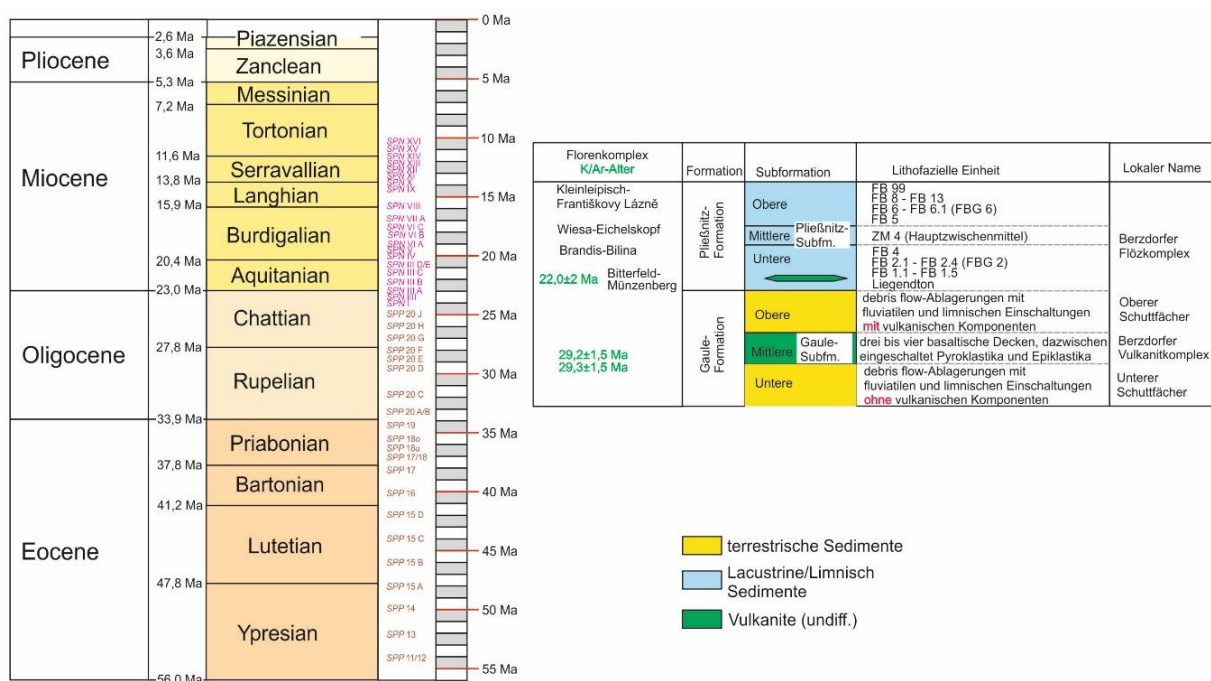


Abb. 8 Lithostratigraphische Gliederung für das Becken von Berzdorf-Radomierzyce, modifiziert nach [Tietz & Czaja, 2010]

Eine Zusammenfassung der stratigraphischen Einstufung der Braunkohlenflöze des Zittauer und Berzdorfer Beckens erfolgt in [Pälchen & Walter, 2008], wo auch der derzeitige Kenntnisstand hinsichtlich der Korrelation mit den Kohleflözen der Niederlausitz bis Luban wiedergegeben wird. Das Korrelationsschema in Abb. 7 zeigt auszugsweise die Darstellung für die südliche Nieder- und Oberlausitz.

³ Die in der Publikation angegebene Lage der Basaltdecke innerhalb des Bohrprofils ist falsch und das angegebene K-Ar Alter für den Basalt ist nicht korrekt interpretiert, s. Kap. 4.3.1.1

4. Beschreibung der stratigraphischen Schichtenfolge

Zur Vergleichbarkeit und zum besseren Verständnis werden in der nachfolgenden Zusammenstellung die in der deutschen, polnischen und tschechischen Literatur verwendeten Begriffe und stratigraphischen Einheiten jeweils in der Landessprache und/oder der verwendeten englischen Bezeichnung mit benannt. Außerdem werden jeweils zu Beginn der Beschreibung der Schichtenfolgen in den Becken Zittau-Turów-Hrádek und Berzdorf-Radomierzyce die in [Dittrich et al., 1988] und [Bräutigam et al., 1990] verwendeten EDV-Nummern mit angegeben.

Die nachfolgende Schichtbeschreibung umfasst nicht den prätertiären Untergrund und die tertiären Vulkanite inkl. vulkanogener Sedimente (Tuff, Tuffit). Einen Überblick zum prätertiären Untergrund enthält Kap. 3.2, die tertiären vulkanischen Bildungen werden in Kap. 4.8 beschrieben.

4.1. Neues stratigraphisches Modell

Auf der Grundlage der vorliegenden tektonischen Neubewertung der Entwicklung der Lausitzer Tertiärbecken und präziser Ar-Ar-Daten von stratigraphisch definierten Vulkanit-Proben wurde in [Stanek et al., 2016] eine leicht geänderte stratigraphische Einordnung und Korrelation der Braunkohlenflöze der Tertiärbecken Zittau-Turów-Hrádek und Berzdorf-Radomierzyce vorgeschlagen (Abb. 9).

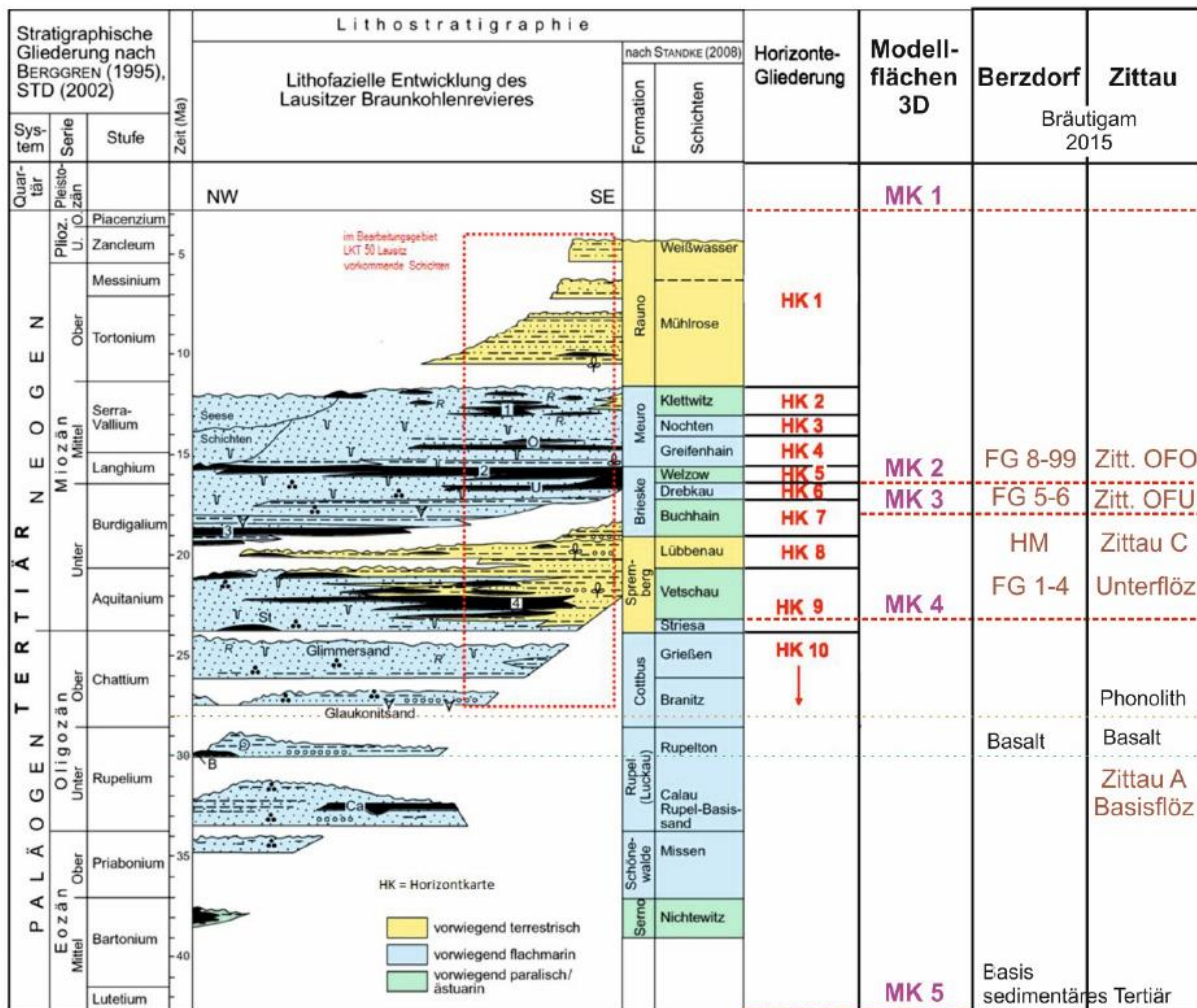


Abb. 9 Stratigraphische Referenzflächen für die 3D-Modellierung der tertiären Ablagerungen der Lausitz (stratigraphische Gliederung des Tertiärs der Niederlausitz nach STANDKE 2009) aus [Stanek et al., 2016]

Bereits während der Erkundungsarbeiten zum Baufeld III in Berzdorf wurde klar, dass die bis dahin geltende Auffassung eines eher moderaten tektonischen Einflusses auf die Beckenbildung nicht länger aufrechterhalten werden konnte. Fotos, welche vom Verfasser zu dieser Zeit aufgenommen wurden, belegen bruchtektonische Störungen sowohl innerhalb des Braunkohlenpakets als auch in den Beckenrandbereichen (Abb. 10).



Abb. 10 Bruchtektonik im Tagebau Berzdorf (Fotos: Bräutigam, 1989).
Foto links: Abschiebung der FB 4 + 5 von FBG 1, Foto rechts: staffelartige Abschiebungen der FBG 1 gegen kaolinisierten Granodiorit.

Im Ergebnis wurde eine strukturgeologische Karte mit einer Vielzahl von Bruchstörungen vorgelegt und erstmals versucht, sowohl die sogenannte Schluffmulde, als auch die Verbreitung der Vulkanite mit tektonischen Zonen bzw. Bereichen zu korrelieren [Bräutigam et al., 1990]. Während der Erkundungsarbeiten konnte erstmals dokumentiert werden, dass

- erste (geringmächtige) Kohleflöze bereits vor der Hauptphase des Vulkanismus im Berzdorfer Becken gebildet wurden und
- vulkanische Aktivitäten bis in die Zeit der Hauptkohlebildung, zumindest während/nach Bildung der Flözbank 1, nachweisbar sind.

So wurde in Bohrung 4482/88 unter 3 Basaltdecken ein 0,5 m mächtiges Kohleflöz erbohrt und an einem Aufschluss im Tagebau im Bereich eines Liegendrückens über tonig verwittertem Basalt gefrittete Kohle angetroffen, was auf die Ausbildung eines Lakkoliths nach bereits erfolgter Kohlesedimentation hinweist (Abb. 11). Da zum damaligen Zeitpunkt die Braunkohlenerkundung inkl. der Bestimmung der technologischen Randbedingungen für die zukünftige Tagebauerweiterung im Mittelpunkt stand, unterblieben weiterführende detailliertere Betrachtungen zu Stratigraphie und Tektonik. Lediglich zum Problem der angetroffenen verschiedenen Basaltdecken wurde eine Arbeit vorgelegt [Bräutigam, 1989].



Abb. 11 Ausbildung eines Lakkoliths unter Flözbank FB-1.2 im Tagebau Berzdorf (Foto: Bräutigam, 1989, Blick nach Westen)

Mit der vorliegenden Neubearbeitung der tektono-magmatischen Entwicklung der Tertiärbecken der östlichen Oberlausitz erfolgte gleichzeitig eine Neubewertung der Ergebnisse aus den Erkundungskampagnen der 1980er Jahre in Berzdorf und Zittau unter Berücksichtigung der Erkundungsergebnisse aus den polnischen und tschechischen Beckenteilen. Zusätzlich zu den bereits in der Einleitung genannten Fragestellungen sind für eine Neubewertung der tektono-magmatischen Entwicklung Antworten auf folgende Fragen von grundsätzlicher Bedeutung:

- Wie weit reicht die Grenze der Verbreitung oligozäner und miozäner Kohlebildungen nach Süden?
- Gibt es Gemeinsamkeiten in der lithofaziellen Ausbildung der tertiären Sedimente?
- Welche Rückschlüsse lassen sich von Alter, Chemismus und Lokation der tertiären vulkanischen Bildungen ableiten?
- Ist eine Korrelation markanter Florenkomplexe möglich?

4.2. Stratigraphie des Tertiärbeckens von Zittau-Turów-Hrádek (ZTHB)

Das Tertiärbecken von Zittau-Turów-Hrádek (ZTHB) wird von den Höhenzügen des Lausitzer Berglandes im Nordwesten, des Zittauer Gebirges im Süden und den Ausläufern des Isergebirges im Osten eingerahmt (Abb. 12). Im Norden bildet die „Granitschwelle“ entlang der Hirschfelde-Herrnhuter Störung eine geologische Grenze. Das ZTHB wird hauptsächlich von der Mandau und der Lausitzer Neiße drainiert. Die Neiße hat sich zwischen Hirschfelde und Ostritz tief in den Rumburker Granit der „Granitschwelle“ eingeschnitten, was auf eine junge Hebung des Granites hinweist. Die Verbreitung der tertiären Sedimente ist durch neogene Tektonik und glazigene, pleistozäne Erosion in Teilbecken gegliedert. Das namensgebende Becken wird durch die Staatsgrenzen in die Teilbecken von Hrádek, Turów und Zittau gegliedert. Darüber hinaus finden sich das Oderwitzer Becken als nach NW reichender Sporn des Hauptbeckens, ein kleines Teilbecken südlich Hirschfelde im Norden sowie das Teilbecken von Višňová (Weigsdorf) im Nordosten. Eine Sonderstellung hat das Becken von Seifhennersdorf-Varnsdorf, da hier oligozäne Diatomeen-Schiefer und Braunkohlen unter Bedeckung von Basalten aufgeschlossen sind. Im Tertiärbecken von Zittau-Turów-Hrádek (ZTHB) wurde die tertiäre Schichtenfolge vom Oberoligozän bis zum Mittelmiozän mit mehreren Bohrungen und an verschiedenen Standorten nachgewiesen.

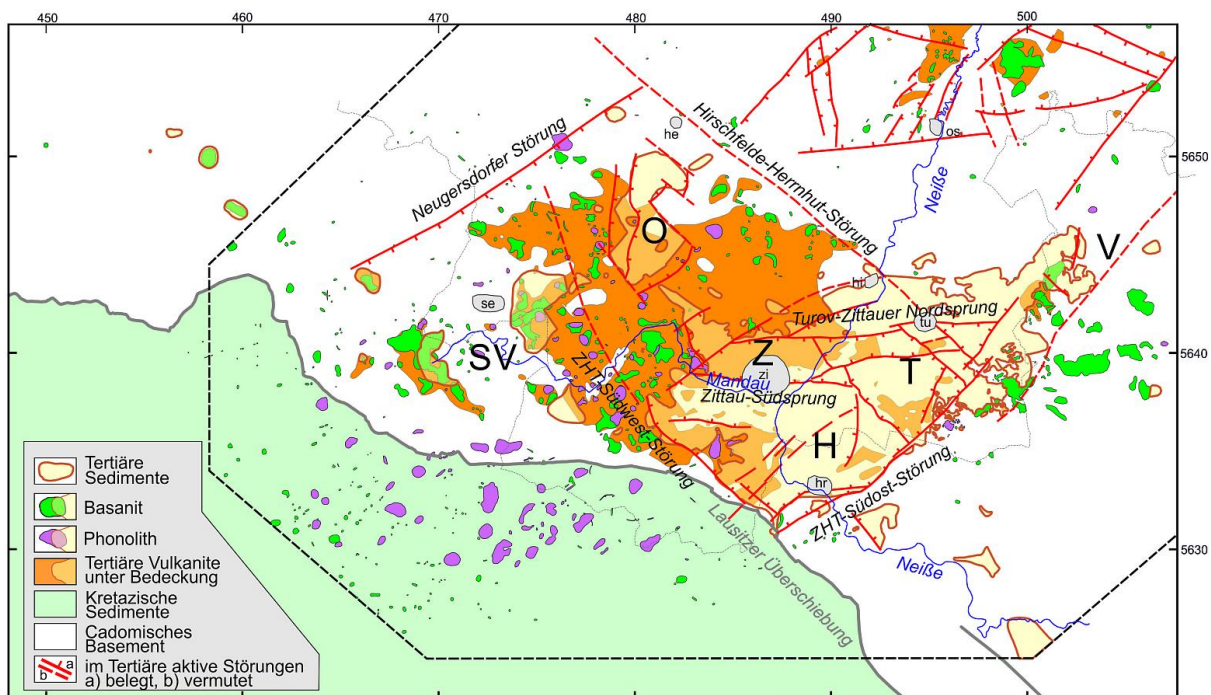


Abb. 12 Verbreitung der tertiären Sedimente und Vulkanite im Becken von Zittau-Turów-Hrádek und im Tertiär aktiver Störungen.
 Z – Teilbecken von Zittau; T – Teilbecken von Turów; H – Teilbecken von Hrádek;
 O – Oderwitzer Becken; SV – Becken von Seifhennersdorf-Varnsdorf;
 V – Višňová-Becken; he – Herrnhut, hi – Hirschfelde, hr – Hrádek, os – Ostritz,
 se – Seifhennersdorf, tu – Turów, zi – Zittau

Vom Liegenden zum Hangenden lassen sich folgende stratigraphische Einheiten aushalten:

Tab. 1: Stratigraphische Gliederung im ZTHB

Serie	Stratigraphie		Gestein	Mächtigkeit
		lokal		
Quartär		Elster-Kaltzeit	Geschiebemergel, Kies, Sand, Schluff, Ton	bis größer 30 m
Pliozän		Formacja Gozdnicy *	Kies, Sand, Schluff, Ton	lokal nur in Turów bis größer 80 m
Mittleres Miozän		Zittauer Oberflözkomplex Oberbank	Braunkohle, Ton, Schluff, Sand, Kies, Tuff, Tuffit	bis größer 230 m Kohle gesamt: bis über 100 m
Unteres Miozän		Unterbank		
		Zittauer Schichten C	Schluff, Ton, Sand, Kies, Braunkohle	bis 150 m
		Vulkanit	Basalt / Basanit, Tuff	nur lokal ausgebildet; bis 90 m
		Unterflözkomplex	Braunkohle, Schluff, Ton, Sand, Kies, Tuff, Tuffit	bis größer 100 m Kohleflöz: bis 35 m
		Zittauer Schichten B	Schluff, Ton, Sand, Kies, Tuff, Tuffit, Kohle	bis größer 70 m
		Hauptphase Vulkanismus	Basalt/Basanit, Phonolit, Tuff	bis größer 100 m
Unteres Oligozän		Zittauer Schichten A	Schluff, Ton, Sand, Sandstein, Kies, Tuff, Braunkohle	nur lokal ausgebildet; bis größer 100 m
		Basale Schichten	Basalt, Tuff, Arkose, Konglomerat, Sand, Kies, Quarzit	nur lokal ausgebildet; bis wenige Meter, ggf. wenige Dekameter
Prätertiär			Granit, Granodiorit, Sandstein	

* nach [Kasiński, 2000]

4.2.1. Basale Schichtenfolge (Unteres Oligozän)

Im Erkundungsbericht Zittau wird die basale Schichtenfolge (EDV-Nr. 6300) unter Vorbehalt in das Obereozän gestellt und somit den „Schichten von Stare Sedlo“ gleichgestellt [Dittrich et al., 1988]. Bei der basalen Schichtenfolge handelt es sich nach [Dittrich et al., 1988] um „Basalte und Tuffe sowie deren Zersatzprodukte, auch Schluff- und Sandverfestigungen (Arkosen)“ von 5 – 20 m Mächtigkeit. Da während der Erkundungsarbeiten zu diesen Schichten keine speziellen Altersuntersuchungen durchgeführt wurden, muss die Alterseinstufung als Analogieschluss auf der Grundlage vorhandener Literatur erfolgt sein. Einen Hinweis bietet der Verweis auf das Becken von Hrádek und die Literaturangabe von [Václ & Čadek, 1962]. Jedoch ist in der genannten Veröffentlichung kein Hinweis auf eozäne Sedimente enthalten.

In [Suhr, 2003] werden mit Hinweis auf [Václ & Čadek, 1962, Dittrich et al., 1988 und Fejfar & Kvaček, 1993] fluviatile Sedimente in den Gräben von Hrádek und Zittau dem oberen Eozän zugeordnet. Dies ist jedoch auch nicht belastbar, da in [Fejfar & Kvaček, 1993] nur auf die Möglichkeit hingewiesen wird, dass die Sande, Kiese und Quarzite im tschechischen Teil des Zittauer Beckens (Becken von Hrádek) möglicherweise den Schichten von Stare Sedlo entsprechen könnten. Neuere Untersuchungen zu Tertiärfloren, aber auch paläogeographische, paläoklimatische und paläoökologische Untersuchungen ergeben keinen Hinweis auf das Vorhandensein eozäner Sedimente östlich der Elbelinie (resp. Zitenice) [Knobloch & Konzalova, 1998; Kvaček, 2002; Kvaček & Teodoridis, 2007; Konzalová & Ziemińska-Tworzydło, 2008; Teodoridis et al., 2012; Kovar-Eder et al., 2013; Kvaček et al., 2014; Kvaček et al., 2015; Teodoridis & Kvaček, 2015]. Somit kann auch nicht der Darstellung von [Suhr, 2003] gefolgt

werden, wonach sich fluviatile eozäne Sedimente entlang des Egergrabens bis in den Raum Zittau und weiter östlich erstrecken. Auf das Fehlen eozäner Sedimente im Gebiet der südlichen Lausitz hatte bereits [Knobloch, 1972] bei seinen vergleichenden Betrachtungen tschechoslowakischer und ungarischer Braunkohlen hingewiesen. Zumindest für das Gebiet der deutschen und polnischen Lausitz dürfte die Darstellung der Karte 3 in [Vinken, 1988] am ehesten der bisher nachgewiesenen Verbreitung eozäner Sedimente entsprechen.

Die im Erkundungsbericht Zittau mit EDV-Nr. 6300 beschriebenen geringmächtigen Tuffschichten (z.B. Bohrungen 4/84, 920/85) sind den Zittauer Schichten A (EDV-Nr. 6290) zuzuordnen. Für die mächtigen Basalte und Tuffe im Liegenden der Zittauer Schichten A, erbohrt in Bohrung 5/84, ist ein unteroligozänes Alter (33 - 34 Ma) wahrscheinlich, wobei ein mittel- bis obereozäner Vulkanismus nicht sicher ausgeschlossen werden kann (s.a. älteste Vulkanite des Böhmisches Mittelgebirges / České středohoří [Cajz, 2000]). Dies betrifft auch die nicht durchteuften Tuffe (> 7 m Mächtigkeit) im Liegenden der Bohrung 920/85.

Ausführlich wird in [Lotsch et al., 1970] die stratigraphische Zuordnung der basalen tertiären Schichten in den Bohrungen Hr 14, Hr 31 und Hr 32 diskutiert. Dabei handelt es sich um einen Horizont mit – möglicherweise umgelagertem – vulkanischem Material. Diese Schichten werden den Zittauer Schichten A zugeordnet bzw. als möglicherweise ältere Schichten ebenfalls noch dem Mitteloligozän zugeordnet. Für die „im Liegenden des Vulkanithorizontes folgende sandig-kiesige bzw. konglomeratische Serie“ wird die Zuordnung zu den Schichten von Stare Sedlo nicht ausgeschlossen. Während in [Václ & Čadek, 1962] für die Bohrung Hr 14 nur miozänes Alter (auch für den basalen Vulkanit) angenommen wird, ordnet LOTSCH die liegenden Schichten den Schichten Zittau A zu, wogegen OPLUŠTIL die basischen Vulkanite im Liegenden der Bohrung Hr 14 ebenfalls ins Miozän stellt [Opluštil, 2010]. Von [Kvaček & Teodoridis, 2007] werden die Vulkanite im Becken von Hrádek und das basale Kohleflöz der Loučeň Formation zugeordnet, welche den Seifhennersdorfer Schichten (Unteres Oligozän) entspricht. Paläobotanische Hinweise für das Vorhandensein der Staré Sedlo Formation im Hrádek-Teil des Zittauer Beckens werden nicht gesehen.

Abschließend ist festzustellen, dass keine belastbaren Untersuchungsergebnisse für das Vorhandensein eozäner Bildungen im Tertiärbecken von Zittau-Turów vorliegen. Es ist jedoch nicht auszuschließen, dass es im Zusammenhang mit den ersten tektonischen Aktivitäten am Ende des Eozäns (vor ca. 34 Ma) zur Ablagerung vulkanischer Serien in diesem Gebiet kam. Das Auftreten dieser Vulkanite oder deren Erosionsreste (in Form eines Basalkonglomerats) bleibt in jedem Fall auf die Verbreitungsgebiete der Zittauer Schichten A und auf die damit verbundenen Teufenlagen beschränkt.

4.2.2. Zittauer Schichten A (Unteres Oligozän)

Die Zittauer Schichten A (EDV-Nr. 6290; ZiA) wurden während der Erkundungsarbeiten in den 1970 / 1980er Jahren in drei Bereichen nördlich des Zittauer Südsprungs nachgewiesen (Abb. 13). Insgesamt sind die Schichten ZiA westlich der Neiße mit 13 Bohrungen belegt. Ebenfalls in den Bohrungen 681/984 (über Basalt) und 530/84 (über Granit) wurden Schichten als ZiA verschlüsselt, was jedoch aus der Korrelation mit den umliegenden Aufschlüssen zu revidieren ist. Erstmals wurden die Schichten ZiA 1969 nördlich des Sportplatzes im Weinaupark erbohrt (Bohrungen 1/69 und 2/69). Später konnten im Bereich der Kleingartenanlage westlich des Kammersberges bis zum Gelände des ehemaligen Güterbahnhofs die Zittauer Schichten A während der Bohrkampagne 1984 in weiteren 4 Bohrungen nachgewiesen werden. Dort wurden die Schichten ZiA unter insgesamt bis über 50 m mächtigen Basaltdecken und Tuffschichten erbohrt (Bohrungen 1/84, 2/84, 4/84), darunter folgt das prätertiäre Basement. Eine weitere Bohrung in diesem Bereich (Brg. 5/84) weist etwa 20 m Basalt im Hangenden der Schichten ZiA auf, hier werden die Zittauer Schichten A von einer 77 m mächtigen Basalt-Tuff-Sequenz unterlagert. Generell lagern die Zittauer Schichten A direkt dem verwitterten granitoiden Basement oder zwischengeschalteten, wenige Meter mächtigen tertiären vulkanogenen Sequenzen (Tuffe, Tuffite) auf.

Im Ergebnis der vorliegenden Arbeit ist auch das tiefste Flöz in Bohrung 691/84 (östlich Hartau) als Basisflöz den Zittauer Schichten A zuzuordnen (bisher Zittauer Unterflöz). Dies korreliert mit der Einstufung des Basisflözes und der Schichten ZiA im Becken von Hrádek [Václ & Čadek, 1962].

Ebenfalls eine Neubewertung zur Verbreitung der Zittauer Schichten A wurde im Gebiet zwischen der Bundesstraße B99, der Chopinstraße und dem Tierpark Zittau vorgenommen. Ausgehend von der Neueinstufung der bisherigen Schichten Zittau B in Bohrung 921/85: Zuordnung der Schichten ZiB fast vollständig zu ZiA und Zuordnung der darüber liegenden Schichtenfolge ab dem Tuffithorizont zu ZiB (bisher weitestgehend ZiC), kann für das gesamte Gebiet das Vorhandensein der Zittauer Schichten A angenommen werden. Sowohl die Teufenlagen des Zittauer Unterflözes (ZU) als auch die Liegendgrenzen der Schichten ZiB sowie die Analogie mit der Schichtenfolge in der nur ca. 350 m

entfernten Bohrung 920/85 lassen eine diesbezügliche Einstufung als die wahrscheinlichste erscheinen. Im genannten Gebiet durchteuft keine Bohrung die Zittauer Schichten B. Die im Erkundungsbericht Zittau [Dittrich et al., 1988] angegebene Granitoberfläche ist somit nicht belegt. Die Kernaufnahme von ca. 10 m Granitersatz (PG.Z) in der von Brg. 921/85 nur ca. 350 m entfernten Bohrung 424/80 über einer nicht klassifizierten Gesteinsansprache (X) von ca. 18 m Mächtigkeit (X = nicht zuordenbares Gestein nach TGL 34328/02) bedingt nicht zwingend das Vorhandensein einer autochthonen Granitbasis bei -25,4 m NN. Auf die Möglichkeit der Verlagerung größerer, in ihrer Textur unveränderter Gesteinsbrocken wurde bereits hingewiesen (s.a. Brg. 415/80 mit PG.Z innerhalb der Zittauer Schichten A).

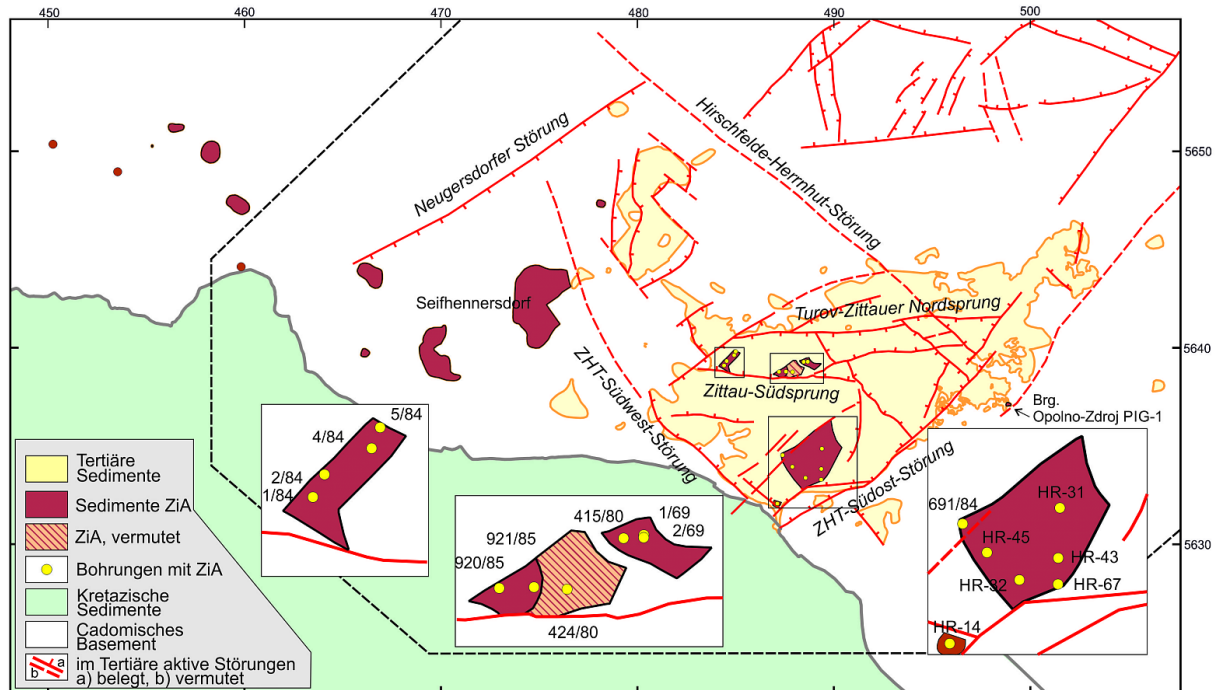


Abb. 13 Verbreitung der Zittauer Schichten A im Tertiärbecken von Zittau-Turów-Hrádek

Im Bereich des Beckens von Hrádek können die Zittauer Schichten A in den Bohrungen Hr 31, Hr 32, Hr 43, Hr 45 und Hr 67 nachgewiesen werden [Lotsch et al., 1970, Teodoridis, 2003, Opluštil et al., 2010]. Die Verbreitung beschränkt sich auf ein Gebiet von ca. 2 x 3 km in der Ortslage Hrádek nad Nisou sowie westlich und nördlich davon. Außerhalb dieser Verbreitung um Hrádek sind im polnischen Teil des Tertiärbeckens von Zittau-Turów-Hrádek scheinbar keine Zittauer Schichten A ausgebildet (Abb. 13). In [Opluštil et al., 2010] werden die Basisschichten im Becken von Hrádek (ebenfalls wie die basale Schichtenfolge) der Loučeň-Formation (Rupel) zugeordnet und diese wird in [Kvaček & Teodoridis, 2007] mit dem Florenkomplex Seifhennersdorf-Kundratice (Unteres Oligozän) korreliert. Der Zuordnung von jüngeren Sedimenten der Loučeň-Formation und der älteren Sedimente der Hrádek Formation zum Chattium [Elnic et al., 2010; Opluštil et al., 2010] kann nicht gefolgt werden, da hierfür im gesamten ZTHB keine paläostratigraphischen Belege vorliegen.

Die Zittauer Schichten A variieren sehr stark in ihrer Zusammensetzung und in der Mächtigkeit. In den beiden östlichen Bereichen nördlich des Zittauer Südsprungs (von der Bahnbrücke/B 99 bis nördlich Sieniawka) bestehen die Zittauer Schichten A aus hellen, weißgrauen bis grauen Schluffen und Tonen mit häufigen fein- bis grobsandigen, seltener kiesigen Lagen. LOTSCH beschreibt detailliert die Schichtenfolge in den beiden, nur ca. 30 m auseinanderliegenden Bohrungen 1/69 und 2/69 und weist darauf hin, dass sowohl die obersten 4 m der Schichten ZiA als auch die Schichten unter dem Basisflözhorizont biostratigraphisch nicht belegt sind [Lotsch et al., 1970]. Die Aussage von LOTSCH, wonach eine „deutlich ausgeprägte Grenze gegen den hangenden Tuffit der Zittauer Schichten B“ möglich ist [Lotsch et al., 1970], wurde durch spätere Bohrungen nicht bestätigt. Die Ausbildung tuffitischer Schichten im Liegenden der Zittauer Schichten B ist eher die Ausnahme denn die Regel, was die bereits von DITTRICH zitierte Aussage belegt: „Eine Trennung von Zittau A und Zittau B (betrifft Ton-Schluffkomplex) ist aufgrund petrografischer Gleichheit des Materials nur über die Schnittkorrelation möglich“ [Dittrich et al., 1988]. Der Basisflözhorizont (ZiBF) wurde nur in den nordöstlich gelegenen Bohrungen (Weinaupark – nördlich Sieniawka) angetroffen, wo Mächtigkeiten von < 0,5 m bis ca. 3 m angetroffen wurden. Das Kohleflöz selbst ist nur wenige Dezimeter mächtig, der Basisflözhorizont besteht weitestgehend aus kohligem bis schwach kohligem Ton. Während das

Basisflöz im Teufenbereich zwischen ca. -40 m NN und ca. -85 m NN aufgeschlossen wurde, reichen die Schichten ZiA bis in Teufen zwischen -47 m NN und -114 m NN und erreichen eine Gesamtmächtigkeit zwischen 34 m und 74 m.

Die in [Lotsch et al., 1970] beschriebenen Sandsteineinlagerungen mit einem teilweise „arkose- oder grauackeartigen Habitus“ wurden maßgeblich unter teils mächtigen Vulkanitschichten im Gebiet des Kammersberges aufgeschlossen. Hier wird in Brg. 1/84 eine Sandsteinlage von ca. 30 m Mächtigkeit beschrieben, und insgesamt weisen 3 der 4 Bohrungen mit erteuften Schichten ZiA mächtige Sandsteinlagen auf. In allen 4 Bohrungen wurden teils mehrere Kohleflöze mit stark wechselnder Mächtigkeit durchteuft (Brg. 4/84: 9 Flöze bis 1 m Mächtigkeit, Brg. 5/84: ein ca. 21 m mächtiges Kohleflöz). DITTRICH ordnet drei, je wenige Dezimeter mächtige Kohleflöze oberhalb der ca. 30 m mächtigen Sandsteinschicht in Brg. 1/84, als Oberbegleiter des Basisflözes (ZiBF (OGL)) ebenfalls den Schichten ZiA zu. Die Teufenlage des Basisflözhorizontes schwankt zwischen ca. -20 m NN und 60 m NN bei Liegendteufen der Schichten ZiA zwischen -22 m NN und 54 m NN. Die Gesamtmächtigkeit der Schichten ZiA beträgt hier 20 m bis 43 m.

Von Bedeutung ist die Tatsache, dass innerhalb der Schichten ZiA teilweise mehrfach bis zu einem Meter mächtige Tufflagen erbohrt wurden. Somit ist das Antreffen vulkanischer Schichten als stratigraphische Abgrenzung von ZiA zu den Schichten Zittau B unbrauchbar.

Die unmittelbar westlich der Neiße gelegene Bohrung 691/84 erschließt den westlichsten Teil der Beckentiefenlage des Beckens von Hrádek, wo in weiteren 4 Bohrungen das Basisflöz und somit kohleführende Zittauer Schichten A nachgewiesen wurden (bazální sloj / warstwy spagowe).

Die starke Varianz der lithologischen Zusammensetzung der Zittauer Schichten A sowie die geringe Anzahl und in der Fläche sehr ungleiche Verteilung tieferer Aufschlüsse gestattet keine Ableitung eines Normalprofils, weder in der Teufe noch lateral. So wurden in einigen Bohrungen des Zittauer und Hrádeker Beckens weder das Basisflöz noch kohlige Bildungen nachgewiesen (Hr. 43, 920/85, 921/85). In anderen Bohrungen erreicht das Basisflöz eine Gesamtmächtigkeit von 15 Metern (Brg 4/84: ca. 15 m mächtiger Basisflözhorizont mit 9 Flözen von 0,1 m bis 1,6 m Mächtigkeit, Brg 691/84: ca. 13 m mächtiger Basisflözhorizont mit 8 Flözen von 0,2 m bis 1,5 m Mächtigkeit, s. Abb. 14). Ebenso variiert die Verbreitung und Mächtigkeit vulkanischer (Tuff) und kiesig / grobsandiger Sedimente sowie von Sandsteineinlagerungen erheblich. Die detaillierte lithologische Beschreibung der Zittauer Schichten A in [Lotsch et al., 1970] ist somit nur eine Momentaufnahme für diese Lokalität. Die Gesamtmächtigkeit der Zittauer Schichten A schwankt zwischen ca. 20 m im Bereich des Kammersberges und größer 100 m östlich Hartau. Die Darstellung der Verbreitung der Schichten ZiA im Becken von Hrádek basiert auf der Schnittkorrelation von [Václ, 1998].

Von KASIŃSKI werden im Teilbecken von Turów die Zittauer Schichten A mit der Formacja turoszowska / Sekwencja I (Turoszów Formation / Sequence I) parallelisiert, welche in der Senke von Rybarzowice eine Mächtigkeit bis ca. 100 m erreicht [Kasiński et al., 2003]. Diese Schichten entsprechen nach Meinung des Autors, zusammen mit den liegenden Schichten der Formacja opolneńska (Opolno Formation), jedoch den Zittauer Schichten B. Dies korreliert sowohl mit den nur unterhalb dieser Schichten anstehenden (und somit älteren) Basalten der Hauptphase des Vulkanismus als auch mit der relativ hohen Teufenlage dieser Schichten selbst. Nach [Konzalová & Ziemińska-Tworzydło, 1999, 2000] weisen die pollenanalytischen Befunde in der Turoszów Formation aus einer Bohrung der Senke von Rybarzowice sowie Proben aus dem Hangenden des Basisflözes / basal coal seam der Bohrung Hr. 42 auf eine Korrelation dieser Schichten mit oligozänen Florenkomplexen hin. Das Vorhandensein der Schichten ZiA für diese Bereiche wird mit diesen Einzelbefunden jedoch nicht zwingend belegt, da es sich im Falle des Basisflözes in Bohrung Hr. 42 sicher um den unteren Flözhorizont / lower coal seam nach [Václ & Čadek, 1962] handelt, welcher sicher in das Miozän gestellt wird [Teodoridis, 2003; Kvaček & Teodoridis, 2007]. Inwieweit einzelne Liegendbereiche in Turów dem Paläogen zugeordnet werden können (Abb. 8 in [Kasiński, 1996]), kann ohne Vorliegen weiterer Befunde nicht beurteilt werden. Die Mächtigkeit der Schichten ZiA von bis zu 80 m [Bieniewski, 1966] ist sicherlich auszuschließen. Eine Einstufung allein auf Grundlage lithologischer Befunde aus Bohrkernen ist nicht eindeutig möglich, wie die Untersuchungen aus Zittau gezeigt haben. Das Auftreten der Schichten ZiA im Becken von Turów ist generell möglich, jedoch bisher nicht zweifelsfrei nachgewiesen.

Einen sicheren Nachweis gibt es aus einem kleinen Randbecken südwestlich Markocice: Hier wurde in Brg. Opolno Zdrój PIG-1 unter einem Basalt von ca. 28 Ma ein kleines Kohleflöz angetroffen, welches dem Basisflöz und somit den Schichten ZiA zuzuordnen ist [Kasiński et al., 2015].

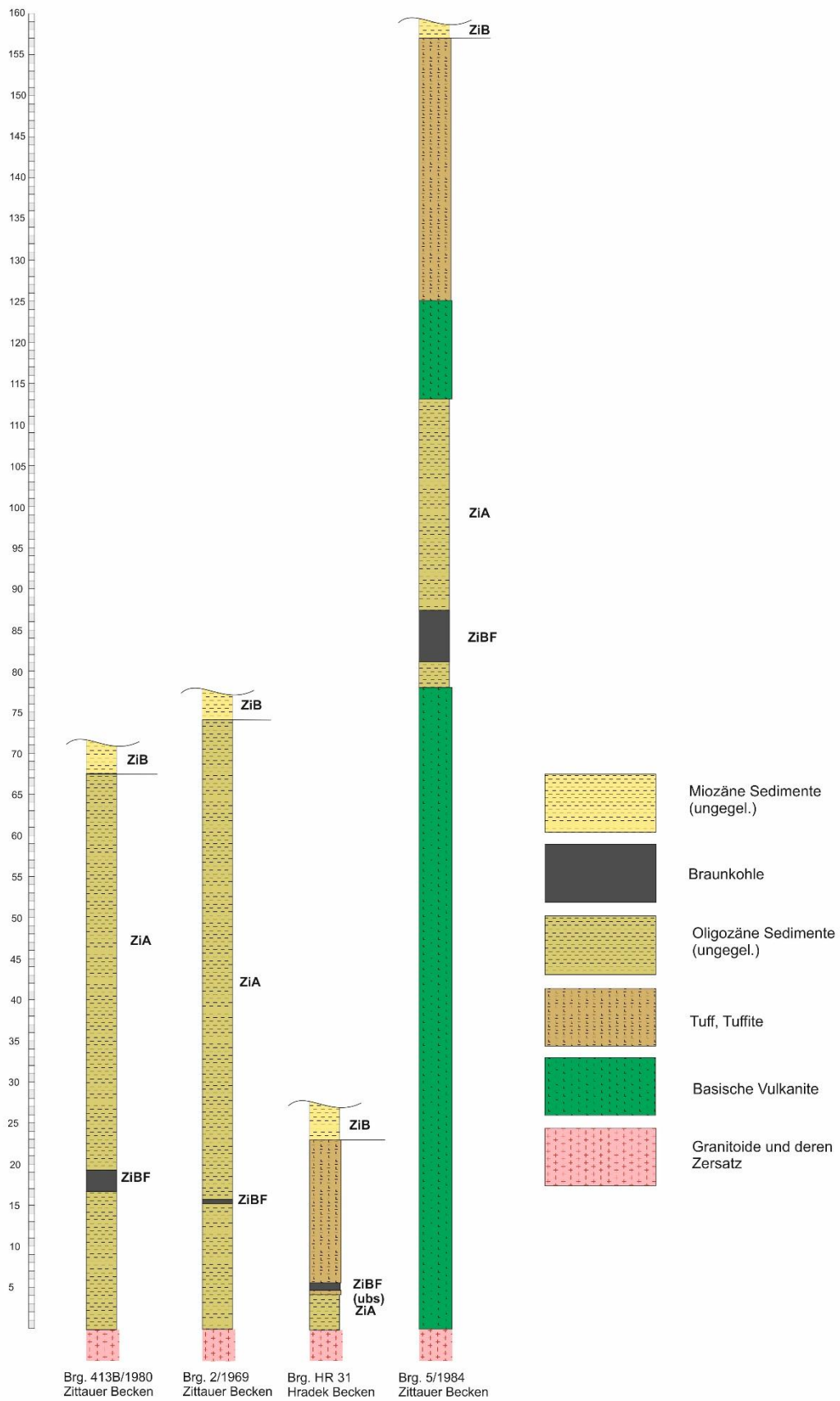


Abb. 14 Fazielle Varianz der Zittauer Schichten A im Bereich des ZTHB. Schematische Darstellung mit Bezug zur Oberkante Prätertiär

4.2.3. Zittauer Schichten B (Unteres Miozän)

Die Zittauer Schichten B (EDV-Nr. 5100; ZiB) schließen ohne nachweisliche Diskordanz an die Zittauer Schichten A an und unterlagern direkt und fast flächendeckend das Zittauer Unterflöz bzw. dessen Liegendton. Da für das Chatt keine Sedimente nachgewiesen wurden und sich für den Zeitraum zwischen 23,8 und 28,5 Ma im Raum Zittau auch keine vulkanische Aktivität nachweisen lässt, ist von einer Schichtlücke zwischen ZiA und ZiB auszugehen. Die vorliegenden Daten legen den Schluss nahe, dass die Sedimentation der Schichten ZiB konkordant auf ZiA auf einer Erosionsdiskordanz erfolgte. Nach [Pälchen & Walter, 2008] begann mit diesen Sedimenten die eigentliche Auffüllung des Zittauer Beckens. Sowohl [Lotsch et al., 1970] als auch [Dittrich et al., 1988] stellen die Schichten ZiB sicher in das Miozän (Florenzone VI bzw. Megaflorenzone VIa) aufgrund der reichlich angetroffenen Mega- und Mikrofloren, wobei in [Pälchen & Walter, 2008] darauf hingewiesen wird, dass die Eingliederung in die Zone VIa nicht der aktuellen Sporomorphengliederung entspricht. Da sowohl das Zittauer Unterflöz (ZU), als auch das erste Kohleflöz in Turów (pokład I) und das untere Kohleflöz in Hrádek (LCS) dem Unteren Miozän zugeordnet werden [Dittrich et al., 1988, Kasiński, 2000, Teodoridis, 2003, Pälchen & Walter, 2008, Kvaček & Teodoridis, 2007], sind die Zittauer Schichten B unter Vorbehalt ebenfalls in das Untere Miozän zu stellen.

Die Zittauer Schichten B unterlagern fast den gesamten Bereich der Kohleverbreitung im Zittauer Becken [Dittrich et al., 1988]. Der Kontakt von ZiB zu den überlagernden Einheiten der Zittauer Schichten ZiC wird als nicht kontinuierlicher Übergang (Hiatus?) aus den Zittauer Schichten B [Lotsch et al., 1970] oder aber als konkordante Überlagerung [Dittrich et al., 1988]) oder auch als Kontakt mit einer erheblicher Schichtlücke (direkte Überlagerung von ZiC, Zy4 bzw. Zy3) beschrieben. Diese widersprüchlichen Darstellungen sind nur zu erklären, wenn die Schichten ZiB als heterochrone lithologische, nicht jedoch als stratigraphische Einheit aufgefasst werden. Nach den Schnittdarstellungen in [Dittrich et al., 1988] begann die Ablagerung der Schichten ZiB bereits während bzw. am Ende der Hauptphase des Vulkanismus und endete zeitgleich mit der Bildung der jüngsten Flözbänke des Oberflözes. Für eine echte stratigraphische Zuordnung sei auf [Václ & Čadek, 1962] verwiesen. Hier werden die Sedimente bis einschließlich ZU der „ersten Sedimentationsetappe“ im Becken von Hrádek zugeordnet. Daraus wäre abzuleiten, dass das Zittauer Unterflöz (unteres Flöz / spodní sloj nach [Václ & Čadek, 1962]) die Sedimentation der Schichten ZiB abschließt. Damit bleibt die Verbreitung der Schichten ZiB weitestgehend (wenn vorhanden) auf die Verbreitung des ZU beschränkt.

In [Raithel et al., 1995] werden die Schichten ZiB als ein Sedimenthorizont beschrieben, „*der je nach seiner lokalen Position aus basaltischem und/oder tufftischem Material oder aus granitischen, phonolithischen und / oder Sandsteinmaterial besteht.*“ In [Dittrich et al., 1988] wird die Gliederung von [Lotsch et al., 1970] übernommen, wonach die Zittauer Schichten B eine deutliche Zweiteilung aufweisen:

- Oberer tonig-schluffiger Schichtkomplex von 2 bis 15 Meter Mächtigkeit (max. bis 35 m) mit schluffig verbackenen Linsen aus Fein- bis Mittelsand.
- Basale Folge mit bis zu 50 m Mächtigkeit, bestehend aus „*vorwiegend tuffisch-tuffitischem Material*“ sowie Tonen und Schluffen, „*in die Basaltbröckchen eingelagert sind*“ [Dittrich et al., 1988].

Während diese Gliederung für die Schichtenfolge unterhalb des Unterflözkomplexes zumindest in 4 Bohrungen belegt ist (Zi 1/69, Zi 2/69, Old 1/69 und Hat 1/68), erscheint eine Extrapolation für den gesamten Bereich des Zittauer Beckens nicht gerechtfertigt. Zum einen ist für die Aufschlüsse mit ZiB außerhalb der Verbreitung des Unterflözkomplexes diese Zweiteilung nicht nachweisbar, zum anderen werden in [Dittrich et al., 1988] auch kohlige Bildungen innerhalb der Schichten ZiB beschrieben (z.B. Brg A65/975, 191/976, 356H/77, 530/984, 575/986, 914A/985). Selbst in Bereichen, wo das Unterflöz ZU ausgebildet ist, muss die von [Lotsch et al., 1970] beschriebene lithologische Zusammensetzung nicht zutreffen. So wird in [Dittrich et al., 1988] tuffisch-tuffitisches Material beschrieben, welches in [Lotsch et al., 1970] explizit ausgeschlossen, und dort nur von „*tuffitischen und gemischt tuffitischen und klastischen Sedimenten*“ gesprochen wird. Weiterhin wurden Phonolith bzw. Phonolithzersatz bis mehrere Meter Mächtigkeit im Liegenden von ZiB im unmittelbaren Hangenden des Granodiorits erbohrt (Brg. 598/984, 577/984) sowie Basaltzersatz und –tuff (Brg. 523/84), welche jedoch eher dem Vulkanitkomplex zuzuordnen sind.

Wenn es sich bei den Zittauer Schichten B um eine Sedimentakkumulation ausschließlich vor Bildung des Unterflözkomplexes handelt, ist die Verbreitung der Schichten ZiB im Zittauer Becken außerhalb der Verbreitung des Unterflözkomplexes grundsätzlich neu zu bewerten. Bei fehlenden oder nur geringmächtig ausgebildeten Schichten ZiC sind die nach [Dittrich et al., 1988] und [Raithel et al., 1995] in diesen Bereichen definierten Schichten ZiB entweder den Schichten ZiC oder dem Vulkanitkomplex (z.B. in Brg. 38/76, 172/77, 747/983, 958/985, 988/986, 203H/977 + 945/985, 840/985, 1220/986, 1230/986) zuzuordnen.

Wie bereits im Zusammenhang mit den Schichten ZiA erwähnt, sind im Becken von Turów die Schichten der Formacja turoszowska / Sekwencja I und teilweise der Formacja opolneńska / Sekwencja II [Kasiński et al., 2003, Kasiński et al., 2000] den Zittauer Schichten B (ZiB) zuzuordnen. Die Formacja turoszowska / Sekwencja I dürfte dabei im Bereich der Senke von Rybarzowice weitestgehend den Schichten ZiB entsprechen, das darüber sporadisch lagernde Kohleflöz dem Unterflözkomplex. Außerhalb der Verbreitung des Unterflözes (pokład I / 1st seam) ist die Formacja opolneńska in Analogie zum Zittauer Becken der Formacja porajowska (Pojarow Formation) bzw. dem unteren Teil der Formacja biedrzychowska (Biedrzychowice Formation) zuzuordnen, welche den Schichten ZiC entsprechen. Für den Bereich von Hrádek ist ZiB nur ungenügend beschrieben. In [Václ & Čadek, 1962] werden die Schichten ZiA und ZiB zusammenfassend als „Sedimente der ersten Etappe“ (I. sedimentační etapa) beschrieben, welche eine Mächtigkeit bis 140 m erreichen. In [Opluštil, 2010] wird diese zusammengefasste Gliederung übernommen und die Sedimente als loučeňské souvrství (Loučeň-Formation) bezeichnet. Ausgehend von dessen Beschreibung und den Schnittdarstellungen ist die Verbreitung auf die des Unterflözes (spodní sloj) beschränkt. Hier ist anzumerken, dass die Zuordnung in Abb. 43 von [Opluštil, 2010] zu korrigieren ist: nicht das Basisflöz (bazální sloj) entspricht dem 1. Flöz (pokład I) in Turów, sondern das Unterflöz (spodní sloj).

Unter Berücksichtigung der in den Aufschlüssen angetroffenen Vulkanite (Tuff, Basanit und Phonolith) erfolgte die Sedimentation der Schichten ZiB im ZTHB nach bzw. noch gleichzeitig mit der Hauptphase des Vulkanismus. Die von [Lotsch et al., 1970] beschriebenen vulkanodetritischen Ablagerungen lassen sowohl Raum für eine mögliche Fortsetzung der eruptiven Tätigkeit, als auch für eine mögliche Ablagerung bereits während der Hauptphase des Vulkanismus. Für die Annahme von allochthonen Decken von Tuffit- / Basalt- oder Phonolithzersatz [Dittrich et al., 1988] gibt es keine Hinweise, so dass hier entweder eine Zuordnung zur Hauptphase des Vulkanismus oder, als autochthone Bildung, eine Zuordnung zu den Schichten ZiB vorgenommen werden muss. Da nach Meinung des Autors die Sedimentation der Schichten ZiB erst mit Beginn des Untermiozäns (gegen Ende des Oligozäns (?)) einsetzt, sind vulkanische Bildungen innerhalb von ZiB nicht der Hauptphase des Vulkanismus zuzuordnen (s. Abb. 17 und Kap. 5.3). Mit der weiteren stratigraphischen Entwicklung kam es, neben der Sedimentation klastischer Sedimente, noch vor der Ausbildung des Unterflözkomplexes ZiUF (Unterflöz und Unterflözbegleiter) bereits zur Ablagerung kohligter Lagen. Das unbenannte, nur sporadisch vorhandene Kohleflöz im Bereich der Senke von Rybarzowice, welches in [Kasiński, 2000] mit dem Basisflöz parallelisiert wird, ist jedoch aufgrund der Teufenlage mit dem Unterbegleiter des Zittauer Unterflözes (ZU) zu parallelisieren (s. Brg. 600/984). Der Umstand, dass kohlige Lagen innerhalb der Schichten ZiB beschrieben werden, belegt die Darstellung in [Lotsch et al., 1970] und [Dittrich et al., 1988], wonach der Übergang von den Schichten ZiB zum Unterflözkomplex kontinuierlich erfolgte.

Die Erstellung eines Normalprofils für die Schichten ZiB ist aufgrund der stark schwankenden Mächtigkeit (wenige Meter bis über 70 m Mächtigkeit (Brg. 2/69 und 413B/80)), der großen Varianz im Stoffbestand (sandige oder kiesige Lagen, eingelagert oder wechselnd mit schluffig-tonigen Sedimenten und eingeschalteten Tuffschichten bis ca. 6 m Mächtigkeit) und der ungenügenden Aufschlussdichte nicht sinnvoll. Jedoch sind folgende generellen Aussagen möglich:

- Wenn vorhanden, sind die vulkanodetritischen (tuffitisch-tuffigen) Bildungen weitestgehend an den ersten Sedimentationszyklus der Schichten ZiB gebunden (Basale Folge nach [Dittrich et al., 1988]). Wegen der insgesamt geringeren Verbreitung von Basanit- und Phonolithvorkommen im Ostteil des ZTHB ist in den Beckenteilen Turów und Hrádek die Verbreitung dieser Ablagerungen weniger ausgeprägt.
- Es herrschen schluffig-tonige Sedimente vor, wobei sandige bis kiesige Lagen örtlich mit bis zu mehreren Metern Mächtigkeit auftreten können. Diese sandigen bis kiesigen Lagen lassen sich selten über mehrere Bohrungen korrelieren und sind wahrscheinlich an Störungen mit größerer Sprunghöhe gebunden. Bei Annahme faziell variierender fluviatiler Ablagerungen (mäandrierende Flüsse) weisen die Lagen mit oft grobklastischen, meist nur schwach bis mäßig kantengerundeten Quarzkörnern auf einen relativ kurzen Transportweg hin. Die Quarzklasten sind in eine schluffig-tonige Grundmasse eingebettet, was wiederum für hochenergetische Schüttungen spricht.
- Die Schüttung der Schichten ZiB erfolgte vermutlich von den verwitterten oligozänen Vulkaniten, den im Süden anstehenden Kreidegebieten [Lotsch et al., 1970] und den Graniten und Gneisen im Osten [Bieniewski, 1966].
- Die Verbreitung der Schichten ZiB ist auf die Beckenbereiche mit insgesamt größerer Mächtigkeit tertiärer Sedimente beschränkt (> 350 m).

4.2.4. Unterflözkomplex (Unteres Miozän)

Das Zittauer Unterflöz (ZU) selbst (spodní sloj (Hrádek), pokład I / 1st seam (Turów)) ist im gesamten zentralen Teil des ZTHB südlich der Linie ehemaliges Kraftwerk Hirschfelde – Bogatynia als zusammenhängendes Flöz ausgebildet (s. Abb. 15) und schwankt in der Mächtigkeit zwischen wenigen Dezimetern bis maximal 35 m. Lediglich im Südosten, östlich Hrádek nad Nisou, reicht das Unterflöz bis an den wahrscheinlich tektonischen Beckenrand. Separate Flözbildungen wurden nordöstlich Bogatynia, südlich Bogatynia bis Markocice, südlich Eichgraben und bei Althörnitz sowie östlich Bertsdorf angetroffen. Das Unterflöz überlagert alle Bereiche mit Verbreitung des Basisflözes und wird selbst, außer bei der südlich Bogatynia bis Markocice vorhandenen separaten Flözbildung, flächendeckend vom Oberflöz überlagert.

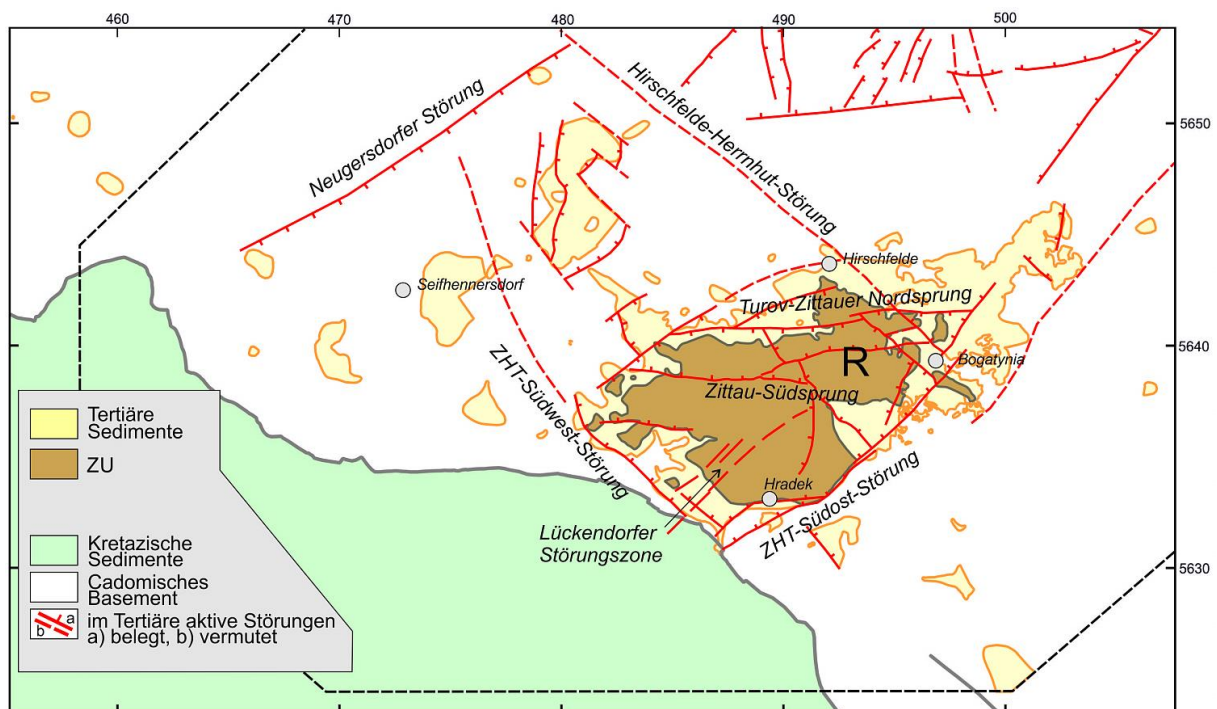


Abb. 15 Verbreitung des Unterflözes (ZU) im Tertiärbecken von Zittau-Turów-Hrádek, R – Teilbecken von Rybarzowice

Der Unterflözkomplex (EDV-Nr. 5040 bis 5090; ZiUF) startet nach [Dittrich et al., 1988] mit der Ausbildung eines Unterflözbegleiters (Unterflöz-Unterbegleiter, ZUUB) inklusive dessen Liegendtons und wurde nur im Gebiet unmittelbar westlich der Neiße etwa 1 km südlich der Mandaumündung erbohrt (Brg. 600/984: ZUUB-Äquivalent von ca. 5 m bei -25...-30 NN). Für die Teilbecken Turów und Hrádek wird in der Literatur kein Unterflözbegleiter beschrieben. Vom Autor werden jedoch die in [Kasiński et al., 2000] dargestellten kohligen Lagen in der Senke von Rybarzowice zwischen Sekwencja I und Sekwencja II (entspricht ZiB, Beschreibung s. dort) dem Unterflözbegleiter zugeordnet, so dass auch die dazwischen liegenden Sedimente nicht der Sekwencja II, sondern dem Unterflözkomplex zuzuordnen sind. Es kann nicht ausgeschlossen werden, dass die kohligen Lagen im Ostteil der Senke von Rybarzowice nicht dem Unterflözbegleiter zuzuordnen sind, sondern eine Flözabspaltung / Flözbank des Unterflözes darstellen [Václ, 1998], was jedoch für die Zuordnung zum Unterflözkomplex unerheblich ist.

Innerhalb der Liegendsedimente des Unterflözes werden in tieferen Beckenbereichen in [Dittrich et al., 1988] neben der Ablagerung tonig-schluffiger Bildungen lokal sandig-kiesige Linsen bis 20 m Mächtigkeit angegeben. Unter Berücksichtigung der erheblichen Varianz der Mächtigkeit der Liegendsedimente des Unterflözes von bis zu 35 m zwischen benachbarten Bohrungen in den Schnittdarstellungen [Dittrich et al., 1988] (z.B. 1 m in 809A/984 / ca. 35 m in 813/984, ca. 30 m in 552/984 / 2 m in 542/983, 34 m in 603/983 / ca. 4 m in 119/976, ca. 47 m in 677/983 / ca. 20 m in 104/976, ca. 35 m in 435B/980 / 0,5 m in 432/980) ist davon auszugehen, dass in diesen Bohrungen die stratigraphische Zuordnung fehlerhaft ist. Die Zuordnung ist in diesen Bereichen entweder zu den Schichten ZiB oder zum Unterflözkomplex vorzunehmen. Dies betrifft auch Bereiche, wo kohlige Lagen in den Schichten ZiB neben mächtigen Liegendsedimenten des Unterflözkomplexes beschrieben werden. So wird z.B. in Brg. 17/977 unterhalb eines < 0,5 m mächtigen Liegendtons den Schichten ZiB

eine kohlige Bildung zugeordnet, obwohl in den nahe gelegenen Bohrungen 488/983 und 497/983 ein ca. 10 m mächtiger Liegendton mit kohligen Bildungen angegeben wird [Dittrich et al., 1988].

Der Liegendton des Unterflözes schwankt in seiner Mächtigkeit generell zwischen 3 m und 5 m und liegt als kohlig bis stark kohlig Ton bzw. Schluff vor, welcher flächendeckend das unmittelbare Liegende des Unterflözes bildet. Die Liegendschichten des Unterflözkomplexes überlagern grundsätzlich die Schichten ZiB und nur in Einzelfällen liegen sie direkt dem prätertiären Untergrund auf. Noch seltener lagert das Unterflöz mit einem lokal nur wenige Dezimeter mächtigen Liegendton direkt dem Vulkanitkomplex auf.

Generell liegt das Unterflöz als kompakte, dunkelbraune bis schwarzbraune, schwach geschichtete bis ungeschichtete Braunkohle vor, mit einem Xylitgehalt von 5–12 %. Zum Liegenden können vermehrt tonige, selten tonig-schluffige, z.T. auch fein- bis grobsandige Zwischenmittel auftreten, welche eine Mächtigkeit bis 1,5 m erreichen. Es wurden jedoch auch zum Hangenden tonige bis mittelsandige Zwischenmittel von über 10 m Mächtigkeit erbohrt (Brg. 104/976, 1H/968). Im NW-Teil des Zittauer Beckens ist das Unterflöz teilweise als kohliges bis stark kohliges tonig-schluffiges Äquivalent (fazieller Vertreter) von nur wenigen Metern Mächtigkeit ausgebildet (Brg. 435B/980) [Dittrich et al., 1988]. Aus den Darstellungen in [Kasiński, 2000, Václ, 1998, Václ & Čadek, 1962] kann nicht entnommen werden, welche Verbreitung der fazielle Vertreter des Unterflözes aufweist. In der vom Autor dokumentierten Verbreitung des Unterflözes (Abb. 15) wurden alle relevanten kohligen Bildungen der ausgewerteten Bohraufschlüsse erfasst und die Verbreitung des faziellen Vertreters nicht separat dokumentiert.

Der Unterflözkomplex schließt mit dem Unterflöz oder nach Ausbildung eines maximal bis wenige Meter mächtigen Hangendtons scharf gegen die überlagernden Zittauer Schichten C ab. Nach [Dittrich et al., 1988] ist die Verbreitung des Hangendtons (kohlig Ton, seltener Schluff) im Wesentlichen auf die zentralen Beckenteile beschränkt. Die Auswertung von Bohraufschlüssen in den östlichen Beckenteilen des ZTHB bestätigt diese Aussage (s.a. [Bieniewski, 1966]). Im südöstlichen Beckenteil bei Alt-Hartau wurde in 8 Bohrungen ein Oberbegleiter (Unterflöz-Oberbegleiter, ZUOB) angetroffen, welcher sich einem tektonisch eng begrenzten Bereich zuordnen lässt (Brg. 127/976, 696A/984, 691/984, 701A/984, 1H/968, 682/984, 677/983, 104/976). Mit einer Bohrung (691/984) wird er auch im Bereich des Beckens von Hrádek nachgewiesen, kann jedoch dort nicht weiterverfolgt werden. Der ZUOB ist maximal 15 m mächtig und wird in keinem anderen Bereich des ZTHB beschrieben. Er tritt in einer bis zu 50 m mächtigen tonig-schluffigen und schluffig-feinsandigen Sequenz auf, in welche sowohl geringmächtige Kohlelagen (im dm-Bereich) als auch Sandlinsen bis 1 m Mächtigkeit eingebettet sein können. Inwieweit die von [Kasiński et al., 2003 und Kasiński, 2000] beschriebenen Kohlelagen an der Grenze der Formacja porajowska / Sekwencja III zu Formacja biedrzychowicka / Sekwencja IV in der Senke von Rybarzowice und des Trogs von Hartau-Trzcinec (nach [Kasiński, 2000]) dem Oberbegleiter oder einem der Zwischenflöze der Schichten ZiC zuzuordnen sind, bleibt offen. Nach Meinung des Autors verläuft die Grenze Sekwencja III – Sekwencja IV nicht an der Grenze Unterflözkomplex – Zittauer Schichten C, sondern innerhalb der Schichten ZiC (s. Beschreibung dort). Im Bereich der Verbreitung des Oberbegleiters erreicht der Unterflözkomplex eine Mächtigkeit von über 100 m.

Die Teufenlage des Zittauer Unterflözes ZU schwankt beträchtlich. Westlich und nördlich der Ortslage Hrádek nad Nisou und nördlich des Zittauer Südsprungs ab Zentrum Ortslage Zittau bis zur Senke von Rybarzowice lagert das ZU in einer Tiefe von -25 m bis +15 m NN. Am Westrand des Zittauer Beckens südöstlich Bertsdorf wurde es bei +235 m NN erbohrt und steht bei Grabštejn (östlich Hrádek) nur wenige Zentimeter unter der Geländeoberfläche bei +240 m bis +290 m NN an. In den restlichen Beckenteilen schwankt die Teufenlage zwischen ca. 50 m und 150 m NN.

Auf einem Gebiet von ca. 1 km² Fläche, SSW des heutigen Olbersdorfer Sees (zwischen dem Goldbach / Natzwasser und dem Grundbach, nördlich der Schmalspurbahn) und etwa 1,5 km nördlich (SE Hörnitz, ca. 0,5 km²) wurden über dem Unterflöz bzw. dessen faziell Äquivalent Basalt und Tuff bis 90 m Mächtigkeit erbohrt (Brg. 812B/986). Die Korrelation mit den umgebenden Bohrungen ergibt eine eindeutige Zuordnung der Kohle zum Zittauer Unterflöz, so dass diese vulkanischen Gesteine dem mittleren Untermiozän (ca. 22 Ma) zuzuordnen sind. [Dittrich et al., 1988] erklären alle vulkanischen Bildungen innerhalb ZiC als „allochthone Decken von Basalt- und Tuffmaterial“, wogegen es sich nach Meinung des Autors um autochthone Bildungen handelt. Belege für jüngere vulkanische Aktivität in der Region und im Egergraben sind vorhanden: Eisenberg Gutttau (Ar/Ar 23±0,1 Ma), Uniegoszsz (südlich Luban, K/Ar 22,2±0,7 Ma) [Birkenmajer et al., 2011], Hradiš'ko (südlich Bilina, K/Ar 20,72±0,94 Ma) [Cajz et al., 2009], welche alle der „vulkanischen Episode Unteres Miozän (22,0-18,0 Ma)“ nach [Pécskay & Birkenmajer, 2013] entsprechen. Außerdem wurde im Bereich des „Liegendrückens“ in Berzdorf Basalt aufgeschlossen, welcher die Flözbank FB-1.2 direkt unterlagert und frittet und somit nach Sedimentation der FB.1.2 (jünger 19 Ma?) intrudiert sein muss (s. Abb. 9 und Kap 5.3).

Als Besonderheit ist festzuhalten, dass östlich Neu-Hartau in Bohrung 701A/984 unter dem Oberbegleiter tuffitische Lagen mit einer Gesamtmächtigkeit von ca. 25 m erbohrt wurden. Das Unterflöz bzw. der fazielle Vertreter sind hier nicht ausgebildet.

Nach [Kvaček & Teodoridis, 2007] sind die Florendaten (aus Bohraufschlüssen) für das untere Flöz (ZU / spodní sloj / lower coal seam) und mittlere Flöz (Unterbank des ZiOF / střední sloj / middle coal seam) im Becken von Hrádek als ungenügend für eine sichere stratigraphische Einordnung zu bezeichnen und werden unter Vorbehalt mit den Florenkomplexen Bílina-Brandis / Bitterfeld (Unteres Miozän) korreliert.

Möglichkeit einer geänderten faziellen Zuordnung

Das nur sehr begrenzte Auftreten des Oberbegleiters (Unterflöz-Oberbegleiter) und des Unterflöz-begleiters (Unterflöz-Unterbegleiter), deren große Heterogenität sowohl in der Gesteinszusammensetzung als auch der Mächtigkeit, lassen auch eine andere Zuordnung als die zum Unterflözkomplex zu. Möglich erscheinen die Zuordnung des Unterflözbegleiters und von Teilen der mächtigen Liegendsedimente bis zum Liegendton des Unterflözes zu den Schichten ZiB, die Zuordnung des Oberbegleiters inklusive des umgebenden Sedimentpakets bis zum Hangendton des Unterflözes zu den Schichten ZiC. Aufgrund der fehlenden Möglichkeit einer begründeten Nachinterpretation der Originaldaten wird in der vorliegenden Arbeit die in [Dittrich et al., 1988] entworfene stratigraphische Gliederung für den Zittauer Teil des ZTHB weitergeführt. Für das Gebiet Turów (außer dem Gebiet südlich Porajów) werden die zwischen Unter- und Oberflöz beschriebenen Kohleflöze den Zittauer Schichten C zugeordnet (Beschreibung s. dort).

4.2.5. Zittauer Schichten C (Unteres Miozän)

Die Zittauer Schichten C (EDV-Nr. 5000 bis 5030; ZiC) entsprechen der Formacja porajowska / Sekwencja III und dem tieferen Teil der Formacja biedrzychowicka / Sekwencja IV [Kasiński et al., 2003, Kasiński, 2000] sowie dem warstwy międzywęglowe / intermediate barren layer [Bieniewski, 1966] im Becken von Turów. Weiterhin sind mit den Schichten ZiC die Sedimente der 2. Sedimentationsetappe vor Ablagerung der mittleren und oberen Flözhorizonte [Václ & Čadek, 1962] im Becken von Hrádek zu korrelieren. Die Schichten ZiC sind in fast dem gesamten Bereich des ZTHB nachgewiesen. Die Definition der Schichten ZiC als „Hauptmittel“ [Dittrich et al., 1988] ist zu revidieren, da einerseits der Begriff Hauptmittel auch für das Zwischenmittel ZM 4 vergeben wurde und dort auch stratigraphisch passt und andererseits die Schichten ZiC einen eigenständigen Sedimentationszyklus mit separaten Flözbildungen darstellen.

Die Ablagerung der Schichten ZiC erfolgte nicht nur im Zeitraum zwischen der Ablagerung des Unterflözkomplexes und der Flözbankgruppe 1 (ZO1) bzw. deren Liegendton, sondern geht teilweise heterochron in die Sedimente des Hauptmittels ZM 4 des Zittauer Oberflözkomplexes über [Dittrich et al., 1988]. Da insbesondere in den westlichen Randbereichen des ZTHB die Schichten ZiC nicht vom ZO1, sondern dem ZO3 (bzw. dem jeweiligen Liegendton) überlagert werden, würde die Sedimentation der bisher als „Schichten ZiC“ bezeichneten Sedimentationsetappe ab dem Ende der Sedimentation des Unterflözkomplexes bis mindestens in die Zeit nach Ablagerung der Unterbank (erste 4 Flözbankgruppen) des Zittauer Oberflözes reichen. Bei Beachtung der Möglichkeit, dass die Sedimentationsfolge des Oberbegleiters des Unterflözes inkl. des mächtigen Zwischenmittels ebenfalls den Zittauer Schichten C zuzuordnen ist, würde die Ablagerung der Schichten ZiC den gesamten Zeitraum zwischen ZU und ZM 4 umfassen. Diese Zuordnung ist stratigraphisch nicht sinnvoll.

Der Begriff „Zittauer Schichten C (ZiC)“ wird in der vorliegenden Interpretation deshalb ausschließlich für sedimentäre Bildungen bis Liegendton des Oberflözes bzw. – bei Fehlen des Liegendtons – bis Flözbankgruppe ZO1 verwendet. Ähnliche Bildungen im Liegenden jüngerer Flözbänke können dabei durchaus Sedimente des ZiC darstellen, falls diese Flözbänke die Schichten ZiC erosiv überlagern. In den übrigen Fällen werden die jüngeren Flözbänke bzw. deren „Liegendton“ von Schuttfächerbildungen unterlagert, welche jüngere Beckenrandschüttungen darstellen können und petrographisch den Schichten ZiC ähnlich sind. Hier sei auf vergleichbare Erläuterungen zu den Schichten ZiB verwiesen (s. dort).

Während im Bereich der Verbreitung des Unterflözes und bei direkter Sedimentation über dem prätertiären Untergrund oder dem Vulkanitkomplex die Trennung der Schichten ZiC gegen die Liegendschichten unproblematisch ist, ist bei direkter Lagerung der Schichten ZiC über den Schichten ZiB eine eindeutige Abgrenzung der Schichten nicht immer möglich. Die Schnittdarstellungen in [Dittrich et al., 1988] zeigen, dass weder die Kernaufnahme noch die bohrlochgeophysikalische Interpretation eine zweifelsfreie Abgrenzung beider Schichten gestattet.

In [Dittrich et al., 1988] wird für die Zittauer Schichten C auf der Grundlage der geophysikalischen Bohrlochmessungen eine Untergliederung in 4 Zyklen vorgenommen, beginnend mit Zyklus 1 (Zy1) als älteste Sedimentationsfolge über dem Unterflözkomplex. Alle 4 Zyklen lassen sich durch sogenannte

Zwischenflöze trennen, welche, soweit diese ausgebildet sind, den jeweiligen Zyklus abschließen. Die Zwischenflöze sind geringmächtige (wenige Dezimeter bis 1,5 m) kohlige Lagen bzw. deren (meist schluffige) Äquivalente, welche sich in ihrer Verbreitung jedoch nicht über das gesamte Zittauer Becken erstrecken. Die weiteste Verbreitung erfährt das Zwischenflöz 3 (ZF3), welches durchschnittlich auch die größte Mächtigkeit aufweist. In kohligter Ausbildung tritt das ZF3 im Wesentlichen nur nördlich des Zittauer Südsprungs auf (s. Abb. 16), südlich davon sind diese Bildungen nur sporadisch anzutreffen. Auf polnischer Seite kann das Zwischenflöz 3 mit einigen Kohlelagen an der Grenze Sekwencja III - Sekwencja IV korreliert werden, jedoch ist dies keinesfalls für das gesamte oder überwiegende Gebiet von Turów oder Hrádek möglich (Abb. 17). Nach Meinung des Autors erfolgte die Grenzziehung von Sekwencja III zu Sekwencja IV nach petrographischen Gesichtspunkten, nicht nach der stratigraphischen Einordnung. Die Sekwencja IV nach [Kasiński, 2000] und [Kasiński et al., 2015] umfasst den gesamten Sedimentationszyklus zwischen Unterflöz und der Unterbank des Zittauer Oberflözes. Dieser Untergliederung wird vom Autor nicht gefolgt.

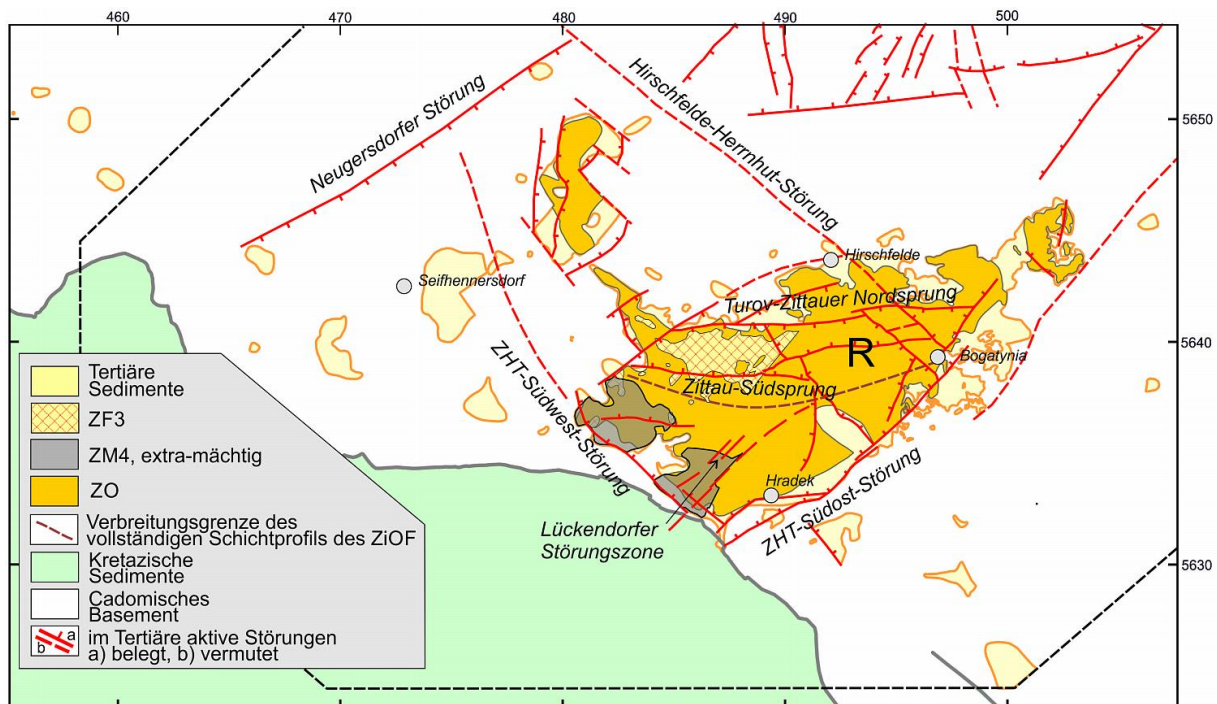


Abb. 16 Verbreitung des Oberflözes ZO im ZTHB sowie des Zwischenflözes 3 (ZF3) zwischen Zittauer Nord- und Südsprung und dem extramächtigen Zwischenmittel ZM 4 im Südtteil des Zittauer Beckens; R – Rybarzowice-Senke

Ohne Erläuterung bleibt in [Dittrich et al., 1988] die Ausbildung und Verbreitung eines weiteren Sedimentationszyklus oberhalb Zyklus 4, welcher im Normalprofil als Tonkomplex bezeichnet wird und gemäß Stratigraphieschlüssel (Nr. 4990) dem Zittauer Oberflözkomplex (ZiOF) zugeordnet ist. Diese Schicht schließt im gesamten Südtteil des Zittauer Beckens die Schichten ZiC gegen den Liegendton des Oberflözkomplexes ab und wird vom Autor im Weiteren als „Zyklus 5“ (Zy5) bezeichnet. Die Schichten des Zy5 weisen eine Mächtigkeit von wenigen Metern bis fast 25 m (Brg. 699/984, 684/984) auf und können somit die gleiche oder sogar eine größere Mächtigkeit erreichen als die Schichten des Zy3. Die Schichten Zy5 sind generell südlich des Zittauer Südsprungs verbreitet, außer in den Beckenbereichen, in denen die Schichten ZiC komplett nicht ausgebildet sind. Die Abgrenzung zum darüber ausgebildeten Liegendton bzw. zu den ältesten Flözbänken des Oberflözes erfolgt in [Dittrich et al., 1988] zum Teil willkürlich. So werden z.B. in Bohrungen (726/83, 126/976) kohleführende Schichten dem Zy5 zugeordnet und in der jeweils benachbarten Bohrung einem Flözäquivalent, welches in den Nachbarbohrungen als nicht ausgebildet angegeben wird.

Nördlich des Zittauer Südsprungs war weder in der Bohrkernansprache noch nach Bohrloch-Geophysik eine Untergliederung der Zyklen Zy1 bis Zy3 möglich, so dass in diesem Gebiet die Zittauer Schichten C nur nach Zy1-3, ZF3 und Zy4 getrennt werden. Auch sonst gestaltet sich bei Fehlen der Zwischenflöze (oder deren Äquivalente) eine Gliederung als schwierig, so dass diese in den Schnitten von [Dittrich et al., 1988] nicht in jedem Fall plausibel und nachvollziehbar ist. Für die vorliegende Arbeit ist dieser Umstand unerheblich, weisen doch die deutlichen Unterschiede in Materialzusammensetzung und Mächtigkeit auf erhebliche tektonische Bewegungen während der Sedimentation der Zittauer Schichten C hin.

Die Zittauer Schichten C sind überwiegend tonig-schluffige Sequenzen, oft mit mehr oder weniger hohem Feinsandanteil und auch in Wechsellagerung mit sandigen, seltener kiesigen Lagen bis zu mehreren Metern Mächtigkeit. Lateral ist keine generelle Varianz in den Korngrößen der klastischen Sedimente zu erkennen, jedoch treten gröbere Schüttungen (Grobsand, Kies) bevorzugt im Bereich der Zyklen Zy1 bis Zy3 auf. Verfestigte Partien (Schluffstein, Sandstein) werden in allen Beckenteilen angetroffen, wobei diese in einzelnen Bohrprofilen über die gesamte Mächtigkeit der Schichten ZiC beschrieben werden. Unabhängig von der Tatsache, dass „sideritisch konkretionsartig verfestigte“ Lagen im gesamten Bereich der Schichten ZiC auftreten [Lotsch et al., 1970], ist hier eine subjektive Gesteinsansprache durch den Bearbeiter nicht auszuschließen. Die Sedimente sind von meist grauer bis hellgrauer Färbung, seltener bräunlich oder grünlich und erreichen am Ostrand des Zittauer Beckens eine Gesamtmächtigkeit von über 115 m (Brg. 126/976, 422/980, 703/983, 684/984). Die größte Mächtigkeit wird mit bis zu 150 m im Becken von Hrádek und nördlich davon im Hartau-Trzcinec Trog des Beckens von Turów erreicht. Wegen der fehlenden Zuordnung in den Bohrprofilen kann hier keine detaillierte Gliederung der Schichten ZiC vorgenommen werden. Spezielle „Schuttfächerbildungen am SW- und SE-Rand der Lagerstätte“, wie sie in [Dittrich et al., 1988] beschrieben werden, lassen sich allein aus den Bohrprofilen von Zittau nicht ableiten. Es ist jedoch am Südrand des Zittauer Beckens von ähnlichen grobklastischen Randschüttungen auszugehen, wie sie in [Kasiński, 2000] für die Südostbegrenzung des Hrádekbeckens beschrieben werden. Solche „Schuttfächerbildungen“ sind generell für alle Bereiche mit hohem tektonischen Versatz (> 100 m) anzunehmen.

Kohlige Bildungen werden in den Zittauer Schichten C nicht nur in den Zwischenflözen und deren Äquivalenten angetroffen, sondern auch innerhalb der Sedimentationszyklen. In einzelnen Bohrungen treten solche Bildungen über das gesamte Schichtprofil auf (778/983 (6)). Häufiger sind die kohligen Bildungen (kohliges Ton oder Schluff, lokal auch kohlige Sande) zum Liegenden (unterer Bereich Zy1) und insbesondere zum Hangenden der Zittauer Schichten C (oberer Bereich Zy5) verbreitet und erreichen dort Mächtigkeiten bis zu mehreren Metern. Die in den Aufschlüssen am Südrand des Zittauer Beckens dokumentierte unscharfe Abgrenzung mächtiger Zittauer Schichten C gegen verschiedene Flözbänke (ZO1 bis ZO4) des Zittauer Oberflözkomplexes bzw. dem Zwischenmittel ZM 4 lässt langandauernde und intensive Senkungs- und Hebungsbewegungen oder eine fazielle Absätzigkeit der Sedimente innerhalb von Flusssystemen vor einem Hebungsgebiet über den gesamten Zeitraum ab Sedimentation ZU bis ZO5 vermuten.

Wie bereits im vorangegangenen Kapitel beschrieben, wurden während der Erkundung Zittau-Nord im Südwesten des Zittauer Beckens bei Olbersdorf Basalt und Tuff bis 90 m Gesamtmächtigkeit erbohrt. Weitere vulkanogene Gesteine innerhalb von ZiC wurden zwischen Olbersdorf und dem Butterhübel aufgeschlossen (ca. 10 m Phonolithzersatz) und etwa 500 m südwestlich des Kammersberges bei Zittau (2 bis 4 m mächtige Tuffitlagen jeweils über dem ZU und dem ZF3 (Brg. 992/986)). Im Gegensatz zu den mit jeweils mehreren Aufschlüssen belegten mächtigen Basanitlagen und Tuffen westlich Olbersdorf sind beim Phonolithzersatz und beim Tuffit, welche mit nur je einer Bohrung aufgeschlossen wurden, allochthone Bildungen (Decken, Rutschungsmassen) nicht ausgeschlossen.

4.2.6. Zittauer Oberflözkomplex (Unteres Miozän)

Der Zittauer Oberflözkomplex (EDV-Nr. 4700 bis 4980; ZiOF; Zittauer Schichten D) umfasst nach [Dittrich et al., 1988] 14 Flözbankgruppen (ZO1 bis ZO14) und 13 Zwischenmittel (ZM1 bis ZM13). Zum Liegenden wird der ZiOF durch einen lokal schluffigen Liegendton begrenzt, zum Hangenden im Bereich des Zittauer Beckens durch einen Hangendton oder –schluff. Dem Zittauer Oberflözkomplex entspricht der jüngere Teil der Formacja biedrzychowicka / Sekwencja IV mit dem 2. (oberen) Flöz (pokład II, gorny) sowie die Formacja rybarzowicka / Sekwencja V im Becken von Turów [Kasiński, 2000; Kasiński et al., 2015] und der mittlere und obere Flözhorizont (střední und svrchní sloj) [Václ & Čadek, 1962] im Becken von Hrádek (Abb. 17)⁴. Die Bezeichnungen Ober- und Unterbank (lawa gorna und lawa dolna) des Flözes der Sekwencja IV [Kasiński, 2000] bzw. der Formacja biedrzychowicka [Kasiński et al., 2003] beziehen sich dabei ausschließlich auf die Unterbank des ZiOF (Flözbänke **vor** dem Hauptmittel ZM 4), die Oberbank des ZiOF wird der Sekwencja V zugeordnet.

Im polnischen Teil des ZTHB ist die Unterbank im Norden homogen ausgebildet und spaltet sich im Süden in zwei Flözbänke auf (lawa gorna und lawa dolna), wobei die obere Bank auch als pokład III bezeichnet wird [Kasiński, 2000; Fabiańska, 2007].

⁴ In Abbildung 17 sind nachrichtlich auch die Flöze bzw. Flözkomplexe der südlichen Niederlausitz angegeben, mit welchen die Kohleflöze der oberlausitzer Tertiärbecken korrelieren.

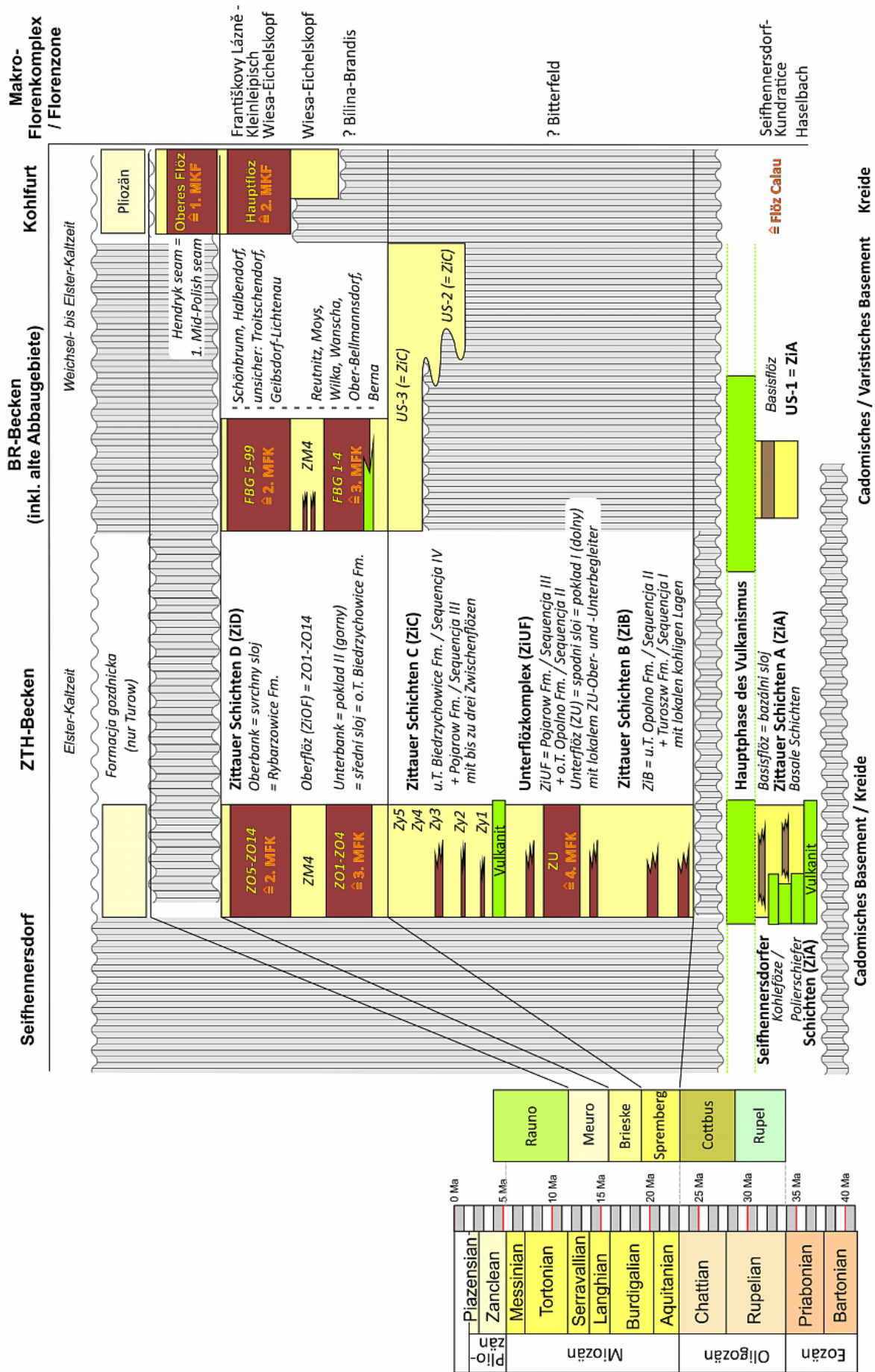


Abb. 17 Stratigraphische Korrelation der deutsch-polnisch-tschechischen Teilbecken in der nordöstlichen Fortsetzung des Egergrabens

Die Kohleflöze der Oberbank werden nicht separat ausgehalten, sondern dem *kompleks nadwęglowy* zugeordnet. Während [Kasiński, 2000] alle Flöze (inklusive weitestgehend Sekwencja V) in das Untere Miozän stellt, werden im stratigraphischen Profil des Tagebaus Turów [Turów 2012] die Flöze wie folgt zugeordnet: ZU – Unteres Miozän, Unterbank des ZiOF (pokład II+III) – Mittleres Miozän und Oberbank des ZiOF – Oberes Miozän. Hinsichtlich der stratigraphischen Zuordnung ist zu beachten, dass nach Auffassung des Autors nur pokład II inkl. des Liegendtons der Sekwencja IV bzw. Formacja biedrzychowicka dem Zittauer Oberflözkomplex zuzurechnen ist. Die älteren (liegenden) Sedimente sind den Zittauer Schichten C zuzuordnen. Die vergleichende stratigraphische Zuordnung für die Tertiärbecken der Oberlausitz ist in Abbildung 17 dargestellt.

Auf der Grundlage von Makroflora korrelieren [Kvaček & Teodoridis, 2007] die Oberbank des ZiOF (Upper Coal Seam s. l.) mit den Florenzonen von Eichelskopf-Wiesa und Františkovy Lazně-Kleinleipisch (unter Vorbehalt) sowie die Unterbank des ZiOF (Middle Coal Seam s. l.) unter Vorbehalt mit den Florenzonen von Bitterfeld und Bilina-Brandis.

Im Zittauer Graben erreicht der Zittauer Oberflözkomplex eine Gesamtmächtigkeit bis 120 m, hier treten auch die größten summarischen Kohlemächtigkeiten von über 100 m auf. Die größte Gesamtmächtigkeit des ZiOF wird mit über 230 m im Becken von Turów, in der Senke von Rybarzowice erreicht, jedoch mit einer summarischen Kohlemächtigkeit deutlich unter 50 m (Unterbank des ZiOF).

Das weitestgehend vollständige Schichtprofil des ZiOF ist nur nordwestlich der Linie Bogatynia-Porajow und südlich Porajow westlich der Lückendorf-Störung sowie etwa nördlich der Linie Nord-Hartau – ehem. Tagebau Olbersdorf – Hornitz ausgebildet (Abb. 16). Dabei wird nur nördlich des Zittauer Südsprungs das stratigraphische Profil bis einschließlich der Flözbankgruppe 14 aufgeschlossen. Im übrigen Gebiet des Zittauer Beckens ist das Profil durch glazigene Erosion verkürzt. Jüngere Flözbankgruppen sind nicht ausgeschlossen, aber bisher nicht nachgewiesen. Im genannten Gebiet sind die Flözbankgruppen weitestgehend durch nur geringmächtige Zwischenmittel bis max. 2,5 m getrennt, lediglich das ZM 13 weist Mächtigkeiten bis 10 m und mehr auf. Da für den polnischen und tschechischen Teil keine detaillierte Flözgliederung wie für den Bereich Zittau vorliegt, wird für die Beschreibung des ZiOF auf die Gliederung von [Dittrich et al., 1988] zurückgegriffen und als Analogieschluss für die übrigen Beckenteile übernommen.

Im Ergebnis der letzten Erkundungsperiode [Dittrich et al., 1988] wurde eine Unterteilung in Flözbankgruppen vorgenommen, welche über das gesamte Erkundungsgebiet (die potentiellen Abbaufelder Zittau-Süd und Zittau-Nord) auf der Grundlage bohrlochgeophysikalischer Messungen (maßgeblich Gamma und Gamma-Gamma) ausgehalten werden konnten. Die einzelnen Flözbankgruppen (ZO) umfassen dabei meist mehrere Kohlebanke bzw. Kohlelagen, getrennt von Zwischenmitteln. In der stratigraphischen Beschreibung wurde zwischen „Flözbankzwischenmitteln“ innerhalb der Flözbankgruppen und „Trennenden Mitteln“ unterschieden, welche als „Zwischenmittel“ (ZM) separate Schlüsselnummern haben. Das maßgebliche Zwischenmittel oder Hauptmittel ist das ZM 4, welches die Unterbank (Flözbankgruppen 1 bis 4) von der Oberbank (Flözbankgruppen 5 bis 14) trennt. Dieses Zwischenmittel repräsentiert für verschiedene Beckenteile einen Zeitraum erhöhter tektonischer Aktivität bzw. den erhöhten Eintrag klastischer Sedimente.

Der Oberflözkomplex beginnt mit einem kohligen Liegendton bzw. Liegendschluff, welcher eine Mächtigkeit bis 10 m erreichen kann, jedoch nicht als eine stratigraphische Einheit den Schichten ZiC aufliegt. Vielmehr handelt es sich um eine limnische, meist kohlige Bildung, welche die Akkumulation von Braunkohlenflözen einleitet, unabhängig von der darüber folgenden Flözbankgruppe. Die dem Liegendton /-schluff im Beckenzentrum folgende Flözbankgruppe ZO 1 ist in den Beckenrandbereichen und insbesondere im Südteil des Zittauer Beckens, südwestlich der Linie Althörnitz-Hartau, nicht ausgebildet. Die älteste Flözbankgruppe des ZiOF ist hier ZO 2, teilweise ZO 3 und ZO 4. In den südlichen Beckensenken nordwestlich und südöstlich des Kaltensteins sind die Flözbankgruppen 1 bis 4 nicht oder als teils kohliges, schluffig-sandiges Sediment ausgebildet und die Zittauer Schichten C gehen teilweise direkt in das Zwischenmittel ZM 4 über. Die Ausbildung eines bindigen „Liegendsediments“ fehlt hier völlig.

Aufgrund der Tatsache, dass von [Dittrich et al., 1988] in den geologischen Schnitten von Zittau die Flözbankgruppen, unabhängig von Anzahl und Mächtigkeit der Flözbankzwischenmittel, fast immer als ein (kompaktes) Kohleflöz dargestellt wurden, ist eine Korrelation mit den Profildarstellungen in Turów [Kasiński, 2000, Kasiński & Panasiuk, 1987] und Hrádek [Václ & Čadek, 1962; Václ, 1998] nur bedingt möglich. Von maßgeblicher Bedeutung für die Schichtkorrelation ist hierbei das Hauptmittel ZM 4. Danach ist die Unterbank des ZiOF (Flözbankgruppen ZO1 bis ZO4) fast im gesamten Tertiärbecken von Zittau-Turów-Hrádek (ZTHB) ausgebildet. Ausnahmen bilden nur einige wenige Bereiche am äußersten Beckenrand, wo selbst die sonst immer vorhandenen Flözbankgruppen ZO 3+4 bzw. ZO 4 fehlen. Die Mächtigkeit der Unterbank variiert stark zwischen nur wenigen Dezimetern (z.B. im

Beckenrandbereich am Kaltenstein) und über 40 m in der Senke von Rybarzowice. Die durchschnittliche Mächtigkeit über weite Beckenteile beträgt 20 m.

Das Hauptmittel ZM 4 ist in seiner stratigraphischen Bedeutung für das Zittauer Becken und für das ZTHB insgesamt neu zu bewerten. Bereits frühzeitig wird in der Literatur die Etappe der Sedimentation der Schichten ZiC als eine Zeit intensiver Tektonik beschrieben [Václ & Čadek, 1962; Lotsch et al., 1970]. Extreme Mächtigkeitsunterschiede sowie die Unterschiede in der Korngröße der Sedimentablagerungen stützen diese Annahme. Das ZM 4 wurde demgegenüber bisher nur als ein Zwischenmittel zwischen Unter- und Oberbank des Zittauer Oberflözes gesehen, welches im südlichen Bereich des Zittauer Beckens (NW und SE des Kaltensteins) auch eine größere Mächtigkeit erreichen kann. Die stratigraphische Anbindung an die Becken von Turów und Hrádek zwingt jedoch zu einer anderen Einordnung, welche als Analogon zur Schluffmulde in Berzdorf zu sehen ist.

Im östlichen Teil des ZTHB fehlt die Oberbank des ZiOF teilweise völlig, oft ist sie nur relikartig in Form geringmächtiger Kohlelagen von nur begrenzter lateraler Verbreitung vorhanden [Kasiński, 2000]. Demgegenüber wird in [Václ & Čadek, 1962] für das Becken von Hrádek ausgeführt, dass die Unterbank des Oberflözes als „*ganz unproduktiver mittlerer Flözhorizont entwickelt*“ ist, „der nur von Kohlenton und Tonen mit verschiedener Beimengung inkohlter Pflanzenreste gebildet wird“. Der obere Flözhorizont (Oberbank des Oberflözes) ist nur „in einem 500-700 m breiten Streifen längs der ČSSR-DDR Grenze produktiv“, d.h. als „Lignit minderer Qualität“ ausgebildet. Im Teilbecken von Višňová im Nordosten des ZTHB sind zwei Kohlebänke ausgebildet, welche in [Pešek, et al., 2010] sowohl dem svrchní sloj von Hrádek (Oberbank des ZiOF) zugeordnet werden als auch střední und svrchní sloj (Unter- und Oberbank des ZiOF). Beide Flöze sind durch ein 20 bis 30 m mächtiges Mittel getrennt, welches nach Meinung des Autors dem Hauptmittel ZM 4 entspricht. Danach handelt es sich bei den beiden Flözen um die Unter- und Oberbank des ZiOF, was mit dem westlich des ZTHB gelegenen Becken von Oberoderwitz korreliert (s. Kap. 4.4.1).

Ein vollständiges Kohleprofil liegt nur im Zentralteil des Beckens bis wenige hundert Meter östlich der Neiße vor, sowie in einem ca. 2,5 km langen, bis 2 km breiten Bereich nördlich des Zittauer Nordsprungs bei Turoszow. Nach Auffassung des Autors ist das Fehlen bzw. die nur relikartige Ausbildung der Oberbank nicht durch syngenetische klastische (fluvatile, lagunäre) Schüttungen zu begründen, sondern durch klastische Schüttungen in tektonisch angelegten Grabenstrukturen, welche weitestgehend vor oder nach Ablagerung der Oberbank aktiviert wurden. Eine detaillierte Darstellung der Kinetik dieser Prozesse wird bei der Beschreibung der Schluffmulde in Berzdorf vorgenommen (Kap. 4.3.3 sowie in Kap. 5.4). In Berzdorf konnte eine Zuordnung der Flözbänke für diese gestörten Bereiche erfolgen, was für die Becken von Turów oder Hrádek nicht gegeben ist. Wegen der fehlenden stratigraphischen Zuordnung der Flözbankgruppen für das Gebiet Turów-Hrádek ist auch keine Angabe zur maximalen Mächtigkeit des ZM 4 möglich, da keine zeitliche Trennung für die Ablagerung der klastischen Sedimente vor Bildung ZO 5 bzw. nach Ablagerung ZO 12 / ZO 13 vorgenommen werden kann.

Das Hauptmittel ZM 4 liegt im Bereich des vollständig ausgebildeten ZiOF meist als schwach bis mittelkohlig, schluffiger Ton mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 1 - 3 m vor und weist damit nur eine geringfügig größere Mächtigkeit auf als die sonstigen Zwischenmittel des ZiOF. Wesentlicher petrographischer Unterschied zu den übrigen Zwischenmitteln ist das Auftreten einer feindispersen kohlig Matrix ohne sonstige kohlige Komponenten. Im südwestlichen Teil des ZTHB und östlich der Neiße, außerhalb der Gebiete mit vollständigem Kohleprofil, unterscheiden sich petrographische Zusammensetzung und Mächtigkeit des ZM 4 grundsätzlich: Hier bilden hell- bis dunkelgraue und grüngraue, meist feinsandige Schluffe und schluffige Feinsande, untergeordnet mit gröberen Lagen (Mittelsand bis Feinkies) das Hauptmittel. Für den Bereich des Zittauer Beckens bezeichnet [Dittrich et al., 1988] diese Sedimente als Schuttfächerbildungen. Lagen mit tonigem und kohligem Anteil treten selten bzw. nur vereinzelt auf, häufiger sind verfestigte, schluffig-sandig verbackene Partien anzutreffen, vereinzelt Sandstein. Die durchschnittliche Mächtigkeit erreicht im südwestlichen Randbereich des Zittauer Beckens 30 m bis 40 m und weit über 100 m Mächtigkeit in der Senke von Rybarzowice. In Bereichen ohne Unterbank des ZiOF (Übergang der Schichten ZiC in das ZM 4 am Südrand des Zittauer Beckens) und ohne Hangendkohle (weite Bereiche in den Becken von Turów und Hrádek) ist eine Abgrenzung des ZM 4 schwierig. So führt [Dittrich et al., 1988] aus, dass die Hangendsedimente der Flözbankgruppen ZO 12 bis ZO 14 bzw. deren sandigen faziellen Vertreter „dem Hauptmittel (ZM 4) lithologisch stark gleichen“. Größere sandige Einlagerungen im ZM 4 können im Bereich des Beckens von Turów auf den fluvialen Charakter der Bildung hinweisen, für den Süden des Zittauer Beckens (bis 15 m Mächtigkeit) ist dies aufgrund des mangelhaften Rundkorns nicht anzunehmen.

Für das Gebiet SW Olbersdorf und südlich Hartau beschreibt [Dittrich et al., 1988] die Fortdauer der Schuttfächerbildungen des ZM 4 bis zum ZO 7, da die Flözbankgruppen ZO 5 und ZO 6 „in diesem

Bereich nicht bzw. nur teilweise ausgebildet“ sind. Diese Aussage ist zu relativieren, da die Flözbankgruppe ZO 6 im Gebiet der Schuttfächerbildung weitestgehend ausgebildet ist und auch das ZO 5 nur begrenzt fehlt bzw. als Äquivalent vorliegt. Es trifft jedoch zu, dass am südlichen Rand des Zittauer Beckens schuttfächerartige Schüttungen bis mindestens ZO 7 angetroffen werden und die Trennung der Schichten des ZM 4 bis ZM 6 nur über Bohrlochgeophysik möglich ist (Brg. 179/975, 629/983, 638A/983). Ob dies auch die ZO 7 und jüngere Flözbankgruppen bzw. Zwischenmittel betrifft, ist unklar, da die jüngeren Schichten erodiert wurden.

Im Becken von Turów, in der Senke von Rybarzowice, füllt das ZM 4 eine muldenartige Struktur, welche sich durch die tiefe Lage der Unterbank des ZiOF ergibt. Dabei sinkt die Basis des ZM 4 bis auf ca. 75 m NN ab. Im übrigen Bereich des ZTHB schwankt die Basis des ZM 4 zwischen ca. 160 – 240 m NN und steigt nur im SW des Zittauer Beckens auf fast 300 m NN an. Die „ZM 4-Mulde“ ist eingebettet in ein größeres Gebiet mit mächtigen sandig-schluffigen und sandig-kiesigen Sedimenten, welches sich vom östlich-südöstlichen Beckenrand bis an die Lückendorf-Störung bzw. bis westlich der ehem. Ortslage Biedrzychowice Górne (Friedersdorf) erstreckt. Dieses Gebiet grenzt im Süden an den Bereich der Aufweitung des ZM 4 im Zittauer Becken mit den Schuttfächerbildungen. Damit lässt sich für den gesamten Südrand des ZTHB, von Bertsdorf im Westen bis Bogatynia im Osten, das Auftreten mächtiger Schuttfächerbildungen für den Zeitraum nach Ablagerung der Unterbank des ZiOF feststellen. Ausgehend von der Flözgliederung im Zittauer Becken sind diese Randschüttungen bis mindestens ZM 6 nachweisbar, für das Becken von Turów ist dies ggf. für den gesamten Zeitraum der Bildung der Oberbank des ZiOF anzunehmen.

Nach [Dittrich et al., 1988] kam es durch tektonische Bewegungen am Beckenrand innerhalb des ZM 4 südwestlich des Tagebaus Olbersdorf zur Ausbildung allochthoner Decken von Tuffen und Basalten. Diese Bildungen konnten in Auswertung des vorliegenden Bohrbestandes nicht nachvollzogen werden. Lediglich in einem Aufschluss (Brg. 728AH/986) wird eine Tuffitlage (stark sandig) von 7 m Mächtigkeit innerhalb des ZM 4 beschrieben. Es ist anzunehmen, dass es sich bei diesem Material um Schüttungen aus den Vulkanithochlagen (Kieferberg im SW, Butterhübel im SE) der Beckenrandbereiche handelt. Darauf weisen auch teilweise mehrere Meter mächtige Schichten mit granitischem Detritus hin, welche in einzelnen Bohrungen nachgewiesen wurden (z.B. Brg. 46/976).

Die das Hauptmittel ZM 4 überlagernden Flözbankgruppen ZO 5 bis ZO 13 sind insbesondere im Zittauer Becken nördlich des Zittauer Südsprungs und bei Turoszow im Becken von Turów in einem vollständigen Kohleprofil ausgebildet. In den übrigen Beckenbereichen, wo die Oberbank auch in ungestörter Lagerung vorhanden ist, fehlen meist die höheren Flözbankgruppen. Alle Flözbankgruppen bis ZO 10 weisen im Zittauer Becken ein weitestgehend paralleles, nach E / ESE geneigtes Schichteinfallen auf, ohne relevante Mächtigkeitsänderung der einzelnen Flözbankgruppe. Weitesten Verbreitung finden die Flözbankgruppen ZO 5 und ZO 6, wobei auf deren Fehlen bzw. die fazielle Vertretung am südlichen Beckenrand bereits hingewiesen wurde. Mit durchschnittlich 18 m ist ZO 7 die mächtigste Flözbankgruppe der Oberbank des ZiOF, lokal werden fast 30 m erreicht. Ab Flözbankgruppe ZO 8 sind die Flöze in zunehmendem Maße erodiert und weitestgehend nur noch nördlich des Zittauer Südsprungs und im Süden südlich Zittau bis Olbersdorf erhalten geblieben, da sich diese Bereiche tiefer absenkten.

Ab Flözbankgruppe ZO 11 treten vermehrt Flözbankzwischenmittel und diese in größerer Mächtigkeit auf, was auf eine Änderung im Sedimentationsregime hinweist. Die deutlichen Mächtigkeitsunterschiede der ZO 11 in den Beckenteilen Zittau-Süd und Zittau-Nord, aber auch im West-Ost-Verlauf innerhalb von Zittau-Nord, zeigen faziell wechselnde klastische Schüttungen und weisen vermutlich auf tektonische Aktivität in diesem Zeitraum hin. Nördlich des Zittauer Südsprungs, wo die Flözbankgruppe ZO 11 flächenhaft verbreitet ist, beträgt östlich des Bahnhofs Zittau die durchschnittliche Mächtigkeit etwa 12 m (bis maximal 26 m), wogegen südlich des Zittauer Südsprungs, südlich Zittau bis östlich Olbersdorf, durchschnittlich nur 6,4 m (maximal 12 m) erreicht werden. Vergleichbar geringe Mächtigkeiten sind in Zittau-Nord westlich des Bahnhofs Zittau anzutreffen.

Bei den Flözbankgruppen ZO 12 und ZO 13 sind keine generellen Mächtigkeitsunterschiede zwischen den Beckenteilen Zittau-Süd und Zittau-Nord feststellbar. Nördlich des Zittauer Südsprungs ist, ähnlich ZO 11, eine Mächtigkeitszunahme westlich des Bahnhofs Zittau zu verzeichnen. Die Verbreitung der beiden Flözbankgruppen ist vergleichbar mit ZO 11. Die ZO 13 ist im Bereich Zittau-Süd nur noch rudimentär vorhanden. Auch im nördlichen Beckenteil, am westlichen Beckenrand und im östlichen Hebungsbereich sind größere Flözbereiche im Pleistozän erodiert worden.

Ab ZM 11 können die Zwischenmittel größere Mächtigkeiten erreichen, wobei insbesondere das ZM 13 über größere Bereiche mit einer Mächtigkeit von über 10 m angetroffen wurde. Trotz dieser teilweise großen Sedimentdicken sind die Zwischenmittel meist tonig-schluffig ausgebildet, wobei sandige Lagen nicht selten sind und Mächtigkeiten bis 1 m erreichen können.

Mit der Flözbankgruppe ZO 14 konnte das jüngste Flöz des Zittauer Oberflözes dokumentiert werden [Dittrich et al., 1988]. Jüngere Flöze können auf Grund der pleistozänen Erosion nicht ausgeschlossen werden. Im Zittauer Becken ist ZO 14 nur nördlich des Zittauer Südsprungs als Erosionsrest erhalten geblieben, dabei oft stark quartär gestört und als schluffig-toniges Äquivalent vorhanden. Wo vorhanden, beendet ein schluffiger Ton über der Flözbankgruppe ZO 14 die tertiäre Schichtenfolge im Zittauer Becken, und wird von [Dittrich et al., 1988] als Hangendton (EDV-Nr. 4710) bezeichnet. Der Begriff „Hangendton“ wird dabei nur für die tertiären Hangendsedimente der Flözbankgruppe ZO 14 verwendet und nicht für einen Hangendton über anderen Flözbankgruppen.

Der gesamte Zittauer Oberflözkomplex, welcher im Zittauer Becken eine Mächtigkeit bis 120 m erreicht, wird von [Dittrich et al., 1988] der Mikroflorenzzone VIc zugeordnet. Nach [Pälchen & Walter, 2008] entspricht diese Einstufung von KRUTZSCH nicht mehr den heute verwendeten SPN-Zonen. [Teodoridis, 2003] ordnet den Zittauer Oberflözkomplex anhand der Profile vom Becken Hrádek (middle and upper coal seam / mittlerer und oberer Flözhorizont nach [Václ & Čadek, 1962]), ebenso wie das Zittauer Unterflöz (lower coal seam), dem Florenkomplex Eichelskopf-Wiesa zu, welcher nach [Mai, 1994] die Florenzonen VI bis VIII umfasst (Ende Untermiozän bis Unteres Mittelmiozän). Später korrelieren [Kvaček & Teodoridis, 2007] nur die Oberbank des ZIOF mit dem Florenkomplex Eichelskopf-Wiesa und die Unterbank des ZIOF und das Zittauer Unterflöz mit den Florenkomplexen Bilina-Brandis / Bitterfeld (Untermiozän).

Im Becken von Turów werden die miozänen Schichten mit einer Schichtlücke diskordant von pliozänen Sedimenten der Formacja Gozdnicy/Gozdnicza Formation überlagert [Kasiński, 2000]. Diese Sedimente füllen miozäne Tallagen aus und erodieren das Miozän innerhalb des Beckens von Turów. Die mittlere Mächtigkeit beträgt 10 m, wobei östlich Białopole in einer N-S streichenden Struktur 80 m erreicht werden. Die Überdeckung des Miozäns ist nicht vollständig, wobei in [Kasiński, 2000] für den Beckenbereich östlich der Neiße eine flächige Verbreitung des Pliozäns angegeben wird. Dies steht im Widerspruch zu [Dittrich et al., 1988], welche für das Zittauer Becken kein Pliozän angeben. Die quartären Sedimente überlagern sowohl Pliozän als auch Miozän diskordant. Die pliozänen Sedimente sind fein- bis grobklastisch ausgebildet, untergeordnet mit Tonlagen. Es treten keine Kohleflöze oder kohlige Lagen auf, vereinzelt wurden Kohleschmitzen angetroffen. Außerhalb des ZTHB ist Pliozän als reliktsche Bildung östlich Stankowice, südlich des Jezioro Leśniańskie (Marklissa-Talsperre) anzutreffen (vgl. Kap. 4.6.).

4.2.7. Quartäre Sedimente

Wegen der nur untergeordneten Bedeutung der Ausbildung und Lagerungsverhältnisse der quartären Sedimente für die vorliegende Arbeit werden diese nur nachrichtlich beschrieben. Eine zusammenfassende Darstellung ist in [Dittrich et al., 1988] enthalten welche auch die Grundlage für nachfolgende Kurzbeschreibung bildet.

Es wurde bereits darauf hingewiesen, dass die jüngsten tertiären Bildungen und somit die Endmächtigkeit der tertiären Sedimente im ZTHB nicht bestimmt werden können. Es ist jedoch davon auszugehen, dass zumindest die Flözbankgruppen bis ZO 14 in weiten Beckenteilen gebildet wurden, und weitere tertiäre Ablagerungen bis ins Pliozän erfolgten, auch wenn die diskordante Lagerung im Becken von Turów auf Abtragungen bereits im Tertiär hinweist. Die heutige Fläche der Quartärbasis ist nicht mit der ehemaligen Tertiäroberfläche gleichzusetzen und im Ergebnis der Erosion der tertiären Sedimente und des Basements durch Abtrag in Folge der Hebung des Lausitzer Blocks und die Eisvorstöße entstanden.

Elster-Vorschüttbildungen sind für das ZTHB nicht bekannt, alle quartären Talfüllungen erfolgten erst im Ergebnis der Elster-Kaltzeiten, welche als einzige so weit nach Süden vordrangen. Beide Elstervorstöße sind für das Zittauer Becken dokumentiert, die Saale-Vereisung ist nur bis Berzdorf nachweisbar. Die E2-Grundmoräne erreicht eine Mächtigkeit bis über 30 m, für den Bereich westlich des Zittauer Beckens sind verfrachtete tertiäre Schichtpakete bis mehrere Meter Mächtigkeit nachgewiesen [Tietz et al., 2012].

Wesentlich für das heutige Relief sind die, im Ergebnis des rückweichenden Eises, aber auch der noch andauernden tektonischen Bewegungen, geänderten Flussläufe von Neiße und Mandau sowie deren Zuflüsse.

4.3. Stratigraphie des Tertiärbeckens von Berzdorf - Radomierzyce

Auch im Tertiärbecken von Berzdorf - Radomierzyce (BRB) wurde die tertiäre Schichtenfolge vom Oberoligozän bis zum Mittelmiozän aufgeschlossen, wobei sich die Beckenentwicklung, trotz einiger Unterschiede, nicht signifikant von der im Tertiärbecken von Zittau-Turów-Hrádek (ZTHB) unterscheidet (Abb. 17). Der Berzdorfer Flözkomplex umfasst den Zeitraum der Hauptkohlebildung im Tertiärbecken von Berzdorf - Radomierzyce und gliedert sich in 13 Flözbänke und einer obersten, stratigraphisch nicht eingestuftem „Flözbankgruppe 99“.

Vergleichbar mit der Unterteilung des Zittauer Oberflözes in eine Unterbank und eine Oberbank durch ein trennendes Hauptmittel kann auch im BRB solch eine Unterteilung vorgenommen werden:

Die älteren Flözbänke FB-1.1 bis FB-4 werden durch das Hauptmittel ZM 4 von den jüngeren Kohleflözen FB-5 bis FBG-99 getrennt. Ebenfalls wie das ZM 4 im ZTHB kann auch das ZM 4 im BRB eine Vervielfachung der Mächtigkeit in lokalen Becken, den sogenannten „Schluffmulden“, erfahren (Abb. 23). Nach [Bräutigam et al., 1990] werden für das Berzdorfer Becken fünf Entwicklungsetappen während der Hauptkohlebildung ausgehalten. Für die Gesamtentwicklung des BRB ergibt sich vom Liegenden zum Hangenden folgende Untergliederung in stratigraphische Einheiten:

- Prätertiärer Untergrund
- Umlagerungssediment „alt“ mit Basisflöz - Zittauer Schichten A (US-1)
- Vulkanite der Hauptphase des Vulkanismus
- Umlagerungssedimente „jung“ (US-2 und US-3)
- Flözbänke (FB) 1 bis 4, inkl. Liegendton und Zwischenmittel (ZM) 1 bis 3
- Hauptmittel ZM 4
- Flözbänke FB-5 bis einschließlich liegender Teil der FB-9
- hangender Teil der FB-9 bis FB-11
- Jüngste Flözbänke FB-12 bis FBG-99
- Quartär

Ebenso wie bei der Beschreibung der Schichtenfolge im ZTHB werden zur besseren Vergleichbarkeit für die Schichten des BRB die EDV-Nummern aus [Bräutigam et al., 1990] mit angegeben.

Das Tertiärbecken Berzdorf – Radomierzyce (BRB) wird, begründet durch die Erkundungsdaten, in ein westliches Berzdorfer Teilbecken und ein östliches Teilbecken von Radomierzyce getrennt. Die Trennungslinie verläuft etwa entlang der Neiße (s. Abb. 18 und 19). Das BRB umfasst im weiteren Sinn die Verbreitung aller zusammenhängenden tertiären Sedimente zwischen Bernstadt im Westen und Olszyna (Langenöls) im Osten und zwischen Zawidów (Seidenberg) im Süden und Pokrzywnik (Stangenhain) im Norden.

Nur im Norden, östlich Wyręba (Stolzendorf) besitzt das BRB eine Verbindung zur nördlich des Lausitzer Hauptabbruchs (Lausitzer Abbruch) vorhandenen Tertiärverbreitung. Im engeren Sinn wird das Becken durch die Innerlausitzer Störung im Norden begrenzt (s. Abb. 18), wodurch die östliche Begrenzung nur bis Radzimów (Bellmannsdorf) reicht. Diese formelle Trennung war notwendig, da aufgrund der nur unzureichenden Datenlage eine sichere stratigraphische Zuordnung der tertiären Schichten der Teilbecken von Troitschendorf, Geibsdorf-Lichtenau (z.B. [Heinicke, 1903; Illner, 1928b]) und Langenöls (z.B. [Berg, 1913; Illner, 1928b]) zu den Flözbankgruppen von Berzdorf – Radomierzyce nicht möglich ist. Die Beschreibung des Teilbeckens nördlich der Innerlausitzer Störung (ILF in Abb. 5) erfolgt zusammen mit den sonstigen Tertiärbecken und der Beschreibung der Verbreitung des Oligozäns (Kap. 4.4.3 und 4.4.5).

Das BRB in der nachfolgenden Beschreibung umfasst somit das Berzdorfer Becken mit den Teilbecken von Bernstadt (Bernsdorf-Dittersbach) und dem Steinbachtal westlich der Neiße, sowie das Becken von Radomierzyce (Radmeritz) mit den Teilbecken Reutnitz (Reczyn), Moys (Ujazd) und Hermsdorf-Schönbrunn (Jerzmanki-Studniska) östlich der Neiße. In den Fällen, wo der Kohleabbau vor 1945 beendet wurde bzw. die weiterführende Literatur zu den konkreten Örtlichkeiten nur in Deutsch vorliegt, werden nachfolgend die deutschen Ortsnamen benutzt und die polnischen Namen nur bei Bedarf angegeben. Hier sei auf das Ortsverzeichnis im Anhang verwiesen.

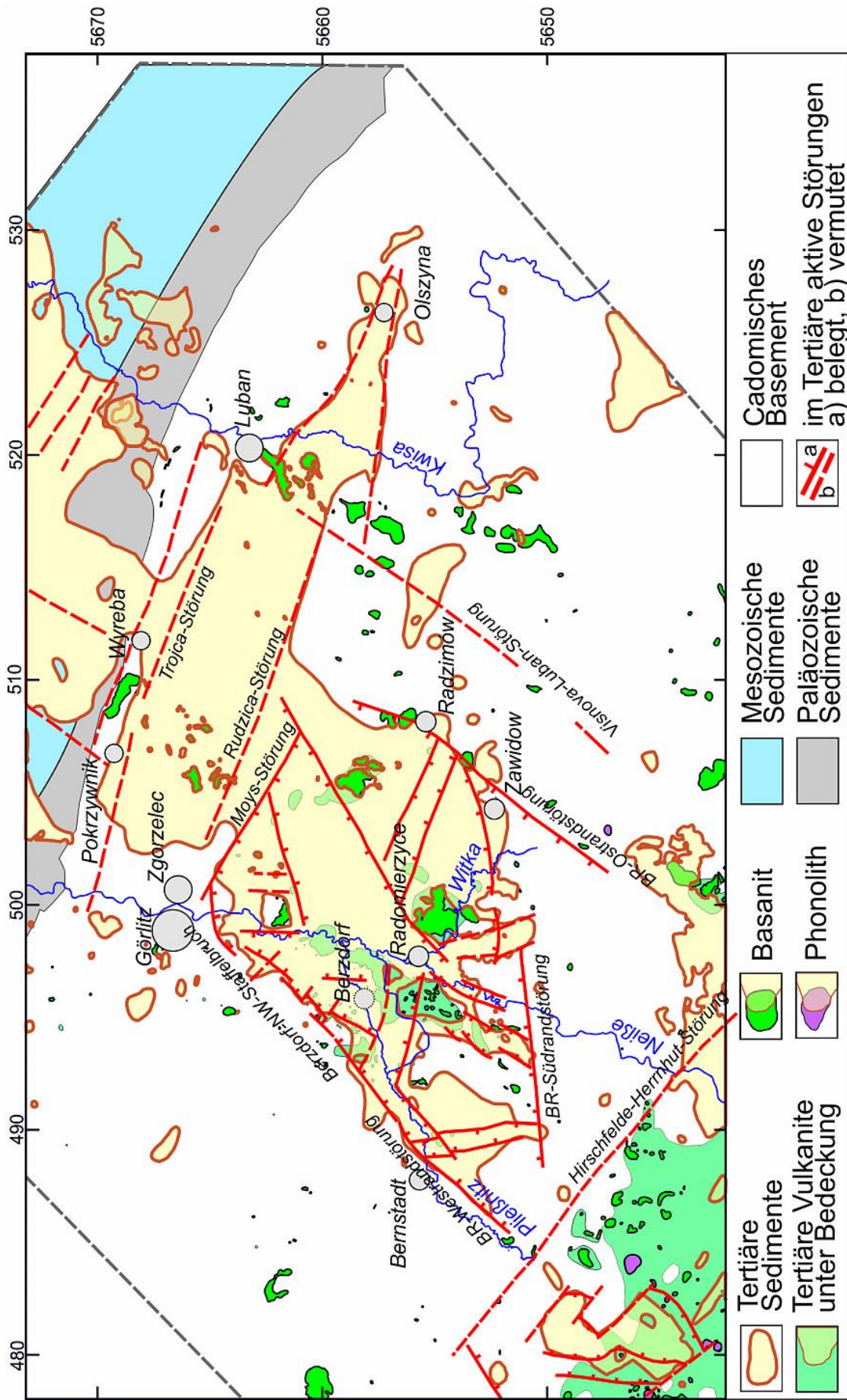


Abb. 18 Verbreitung tertiärer Schichten im Tertiärbecken Berzdorf – Radomierzyce

4.3.1. Umlagerungssedimente - generelle Anmerkungen

Die stratigraphische Gliederung der gemeinhin als „Umlagerungssediment“ bezeichneten Sedimente im Liegenden der Kohleabfolge bzw. im Hangenden des Granodiorits / der Vulkanite war nie Gegenstand der verschiedenen Etappen der Braunkohlenerkundung. Wesentlich für die Beurteilung waren die petrographische Zusammensetzung bzw. die daraus resultierenden geotechnischen Eigenschaften dieses auch als „Schutfächer“⁵ bezeichneten Materials.

Eine erste, nur formelle Untergliederung erfolgte in [Bräutigam et al., 1990]: hier wurde dem im Hangenden des Vulkanitkomplexes befindlichen Umlagerungssediment eine separate EDV-Nr. zugewiesen.

Wesentliches Merkmal des Umlagerungssediments außerhalb der Vulkanitverbreitung ist gemeinhin dessen tonige, seltener schluffige Matrix, in welcher meist farblose bis weiße Quarzkörner mit nur schlechter Kantenrundung (oft scharfkantig, lokal bis Kiesgröße) eingebettet sind. Diese tonige Grundmasse besteht weitestgehend aus Kaolinit. Nur untergeordnet wurden Illit, Chlorit und Montmorillonit nachgewiesen [Bräutigam et al., 1990]. Hieraus ist abzuleiten, dass diese Sedimente im wesentlichen Umlagerungsprodukte des granodioritischen Untergrundes darstellen, welche über eine oft nur geringe Entfernung verfrachtet wurden. Rollige⁶ Ausbildungen sind nur selten anzutreffen und wurden nicht als größere zusammenhängende Sedimentkörper nachgewiesen. Nur in den jeweils tiefsten Bereichen der Becken von Berzdorf und Radomierzycy konnten rollige Lagen bis mehrere Meter Mächtigkeit über mehrere Bohrungen verfolgt werden. Auffälliges Merkmal im gesamten Profil ist das Auftreten von Xylit- und Kohlebruchstücken sowie von Sideritkonkretionen. Millimetergroße Sideritkonkretionen wurden in fast jeder Bohrung angetroffen, lokal treten aber auch Nester bis zu einer Größe von mehreren Zentimetern auf. Selten wurden kompakte Sideritlagen bis 10 cm Mächtigkeit durchbohrt. Umgelagerter, tonig verwitterter Basalt und/oder Tuff wurden außerhalb der erbohrten Vulkanitverbreitung nur in Einzelfällen nachgewiesen. Im Bereich der Vulkanitverbreitung ist aufgrund eines höheren Anteils vulkanischen Materials die Grenzziehung zum Tuffit oft schwierig bis unmöglich. Dies betrifft auch die Ausbildung des Umlagerungssediments zwischen unterschiedlichen Basaltdecken.

Stratigraphisch gesehen ist die in [Bräutigam et al., 1990] vorgenommene formelle Untergliederung der Umlagerungssedimente (EDV-Schlüssel 8000, 6290 und 5800) nicht haltbar. Die im Liegenden der Vulkanite und als Zwischenlagen ausgebildeten Umlagerungssedimente sind von den Umlagerungssedimenten zu trennen, welche außerhalb der Vulkanitverbreitung und in deren Hangenden ausgebildet sind. Erstere sind oligozänen Alters und (insgesamt oder teilweise) mit den Zittauer Schichten A zu korrelieren, letztere entsprechen (insgesamt oder teilweise) den Zittauer Schichten C (siehe Abb. 17).

Nachfolgend werden die Umlagerungssedimente wie folgt beschrieben:

- US-1 Umlagerungssedimente, welche zwischen der Prätertiäroberfläche und dem Liegenden des Vulkanitkomplexes sowie innerhalb des Vulkanitkomplexes anzutreffen sind (EDV-Nr. 8000 und 6290).
- US-2 Umlagerungssedimente, welche zwischen der Prätertiäroberfläche und dem Liegendton des kohleführenden Tertiärs und im Liegenden der Schluffmulde außerhalb des Vulkanitkomplexes anzutreffen sind (EDV-Nr. 8000).
- US-3 Umlagerungssedimente, welche im Hangenden des Vulkanitkomplexes anzutreffen sind (EDV-Nr. 5800).

4.3.1.1. Umlagerungssediment US-1 und Basisflöz (Zittauer Schichten A)

Die Umlagerungssedimente US-1 treten zwischen der Prätertiäroberfläche und dem Liegenden sowie innerhalb des Vulkanitkomplexes auf (EDV-Nr. 8000 und 6290).

Bereits in [Bräutigam et al., 1990] wurde auf das Vorkommen von Braunkohle unter Basalten hingewiesen (Bohrungen 4482/88, 4426/87, 3201/80) und für diese Bildungen eine Korrelation mit dem Zittauer Basisflöz vermutet. Nur nachrichtlich wurde erwähnt, dass UHLIG diese Kohle dem Miozän zuordnet [Brause, 1980]. In späteren Veröffentlichungen wird diese Kohle irrtümlicherweise der

⁵ Schutfächer nicht i.S. alluvialer Schutfächer, sondern i.S. deluvialer Schüttungen

⁶ Rollig i.S. von DIN 18196: kohäsionslose Böden (Kiese und/oder Sande) mit meist weniger als 10 % Feinkornanteil, bei Kies tonig bis 15 % < 0,063 mm; In der DDR-Braunkohlenerkundung mit bindigen Anteilen ≤ 20 %

Flözbankgruppe 1 zugeordnet [Tietz & Czaja, 2010, Tietz & Czaja, 2004], woraus u.a. die Dauer der Kohlebildung in Berzdorf von 7 Mio. Jahren abgeleitet wird.

Kohleflöze bzw. kohlige Bildungen unter Basalt wurden in Berzdorf in insgesamt 8 Bohrungen nachgewiesen (Abb. 19). In Brg. 4482/88 lagert ein Kohleflöz von 0,5 m Mächtigkeit unter drei insgesamt ca. 70 m mächtigen Basanitdecken, in Brg. 3201/80 ein ebenfalls 0,5 m mächtiges Kohleflöz unter zwei insgesamt ca. 65 Meter mächtigen Basanitdecken. In Brg. 4517/88 wird im Liegenden der Basanitdecke ein direkter Kontakt von Basanit mit Kohle beschrieben. Ar/Ar-Datierungen [Stanek, et al., subm.] an erbohrten Proben ergaben für 2 Basanite aus der Bohrung 4480/88 (Teufen 56,0 m und 96,5 m) Ar/Ar-Alter von $29,9 \pm 1,0$ Ma bzw. $29,0 \pm 1,6$ Ma, für 2 Basanit-Lagen in der Bohrung 5389 Alter zwischen $28,9 \pm 3,8$ und $29,8 \pm 1,5$ Ma, so dass diese Kohle ins Untere Oligozän zu stellen ist. Damit entspricht dieses Kohleflöz in Berzdorf zeitlich dem Zittauer Basisflöz. In 22 weiteren Bohrungen wurden Sedimente unter Basalt bzw. Tuff / Tuffit erbohrt, so dass diese Schichten ebenfalls den Zittauer Schichten A zugeordnet werden können. Die mittels geologischer Aufschlüsse extrapolierte Verbreitung des US-1 ist Abb. 19 zu entnehmen. Da der Basalt nachweislich direkt dem Granodiorit auflagern kann, ist die pauschale Annahme einer Verbreitung der Zittauer Schichten A im gesamten Bereich der Vulkanitverbreitung nicht gegeben. Im Becken von Radomierzycy wurden Vulkanite nicht durchteuft, so dass für diesen Beckenteil keine Aussagen möglich sind.

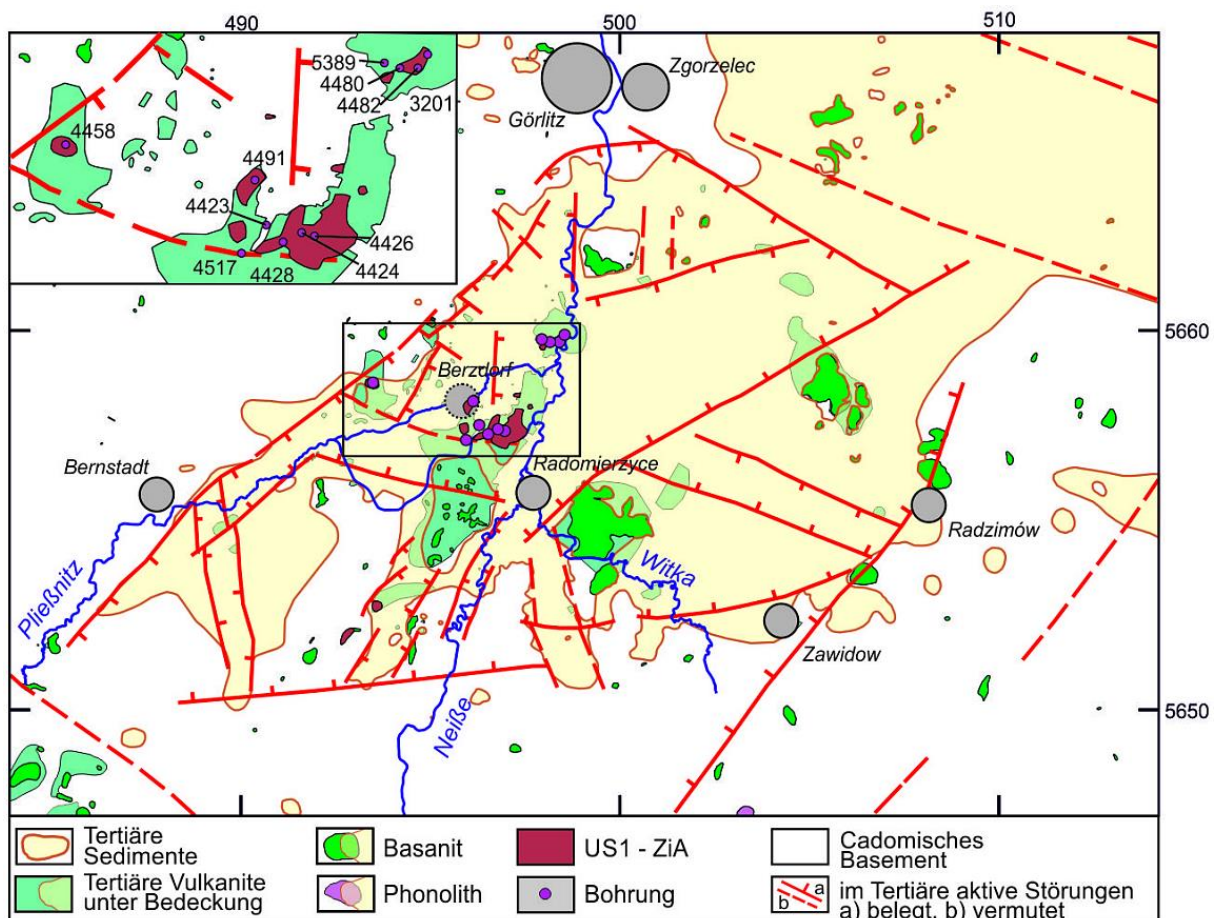


Abb. 19 Verbreitung des Basisflözes und des US-1 (ZiA) im Berzdorfer Becken; nachgewiesen durch Bohraufschlüsse (siehe Detailkarte)

In 6 der 8 Bohrungen mit Kohle bzw. kohligen Sedimenten unter Vulkanitbedeckung folgt im Liegenden dieser kohligen Bildungen wiederum Basalt, lokal bis über 65 m Mächtigkeit (Brg. 4458/88, Basalt nicht durchteuft). Da von diesen Gesteinen keine Altersbestimmungen vorliegen, bleibt offen, ob dieser Schichtkomplex inklusive der darunter folgenden tertiären Sedimente im Hangenden des Granodiorits der „basalen Schichtenfolge“ aus Zittau zuzuordnen sind. Da auch im Zittauer Becken unter den Schichten Zittau A in zwei Bohrungen Vulkanite über Granit erbohrt wurden, wird eine vergleichbare altersmäßige Zuordnung der Basalte bzw. Tuffe angenommen (s. Kap. 4.2.1).

Das US-1 weist eine Mächtigkeit von nur wenigen Metern auf, lokal können maximal etwa 10 m nachgewiesen werden. Die petrographische Ausbildung ist deutlich anders gegenüber dem klassischen Schuttfächermaterial US-2 aus den Bereichen ohne Vulkanitverbreitung: mit reichlich vulkanischem

Material (Basaltstücke, Lapilli, Tuff/ Tuffit) und nur sehr selten mit reinen rolligen Lagen von nur geringer Mächtigkeit (im Dezimeterbereich).

Mineralogische Untersuchungen (Röntgendiffraktometrie, halbquantitativ) ergaben mit 31-64 % höhere Quarzgehalte als im US-2 (3-27 %), dagegen fällt der Sideritgehalt deutlich geringer aus (2-10 % gegenüber 25-53 %). Der Kaolinitgehalt im US-1 (4-36 %) ist meist geringer als im US-2 (17-44 %) und Feldspäte (Orthoklas, Plagioklas; bis über 20 %) sind, ebenso wie Illit (4-10 %), stets anzutreffen.

4.3.1.2. Umlagerungssediment US-2

Das Umlagerungssediment außerhalb der Vulkanitverbreitung (EDV-Nr. 8000), nachfolgend als US-2 bezeichnet, umfasst die Sedimente im Hangenden der präoligozänen Granodiorit-Peneplain bis zum Liegendton bzw. der ersten Schicht des Berzdorfer Flözkomplexes. Diese Sedimente sind fast flächendeckend vorhanden und erreichen eine Mächtigkeit bis über 50 m in den zentralen Becken von Berzdorf und über 160 m in der Senke von Kozmin-Studniska Dolne im Becken von Radomierzycze.

Im Berzdorfer Becken ist das US-2 generell nur wenige Meter bis 10 m mächtig und erreicht im Beckenzentrum und im Bereich der Kohlebrücke (siehe Abb. 22a) eine Mächtigkeit zwischen 10 m bis über 20 m. Eine größere Mächtigkeit (> 30 m) ist, bis auf das Beckenzentrum, nur lokal anzutreffen. Im Ergebnis der Erkundung des Baufeldes 3 (südöstliches Berzdorfer Becken) konnten auch Bereiche ausgehalten werden, in denen Braunkohle direkt dem Granodiorit auflagert, somit kein Umlagerungssediment ausgebildet ist. Im Becken von Radomierzycze taucht die Granodioritoberfläche bis auf -100 m NN ab, das Liegende der Flözbank 1 erreicht Teufenlagen zwischen 40 m NN und 130 m NN, so dass teils mächtige Sedimentpakete des US-2 anzutreffen sind.

Das US-2 stellt weitestgehend deluviales Schuttfächermaterial granitischen Ursprungs (Granodiorit) mit Quarzgehalten bis 27 % dar. Der Quarz ist eingebettet in eine meist sehr dichte, teils feste kaolinitische Grundmasse (17-44 % Kaolinit). Der Kaolinit weist einen sehr schlechten Kristallisationsgrad auf und enthält Feinstkornanteile (< 2 µm) von durchschnittlich 50 % auf. Die mittel- bis grobsandigen Quarz-Klasten sind meist eckig / scharfkantig oder nur sehr schwach kantengerundet, was auf kurze Umlagerungsstrecken hinweist. Auffällig ist der fast immer hohe bis sehr hohe Sideritgehalt (bis 53 %) in Form von meist kleinen Sphärolithen von <1-3 mm Durchmesser, teilweise auch größer bis 3 cm. Die Kügelchen sind einzeln in die Kaolinitmatrix eingebettet (vergleichbar den Quarzen), teilweise bilden sie perlkettartige Gebilde, Nester oder bankartige, bis 10 cm mächtige verkieselte Lagen. Mitunter treten röhrenartige Gebilde auf, die ebenfalls verkieselte sind.

Oft wurde vollständig tonig zersetzter (kaolinitisierter) umgelagerter Granodiorit erbohrt. Eine Unterscheidung zum autochthonen Granodiorit ist dabei schwierig bis unmöglich. Die Unterscheidung ist nur dann eindeutig gegeben, wenn im Liegenden nochmals Umlagerungssediment oder die alte Granodioritoberfläche angetroffen wurden. Neben Granodiorit wurde außerhalb der Vulkanitverbreitung mitunter auch vulkanisches Material in Form von vulkanischen Bomben / Lapilli angetroffen. Die Art der Lagerung - separate Bomben in US-2-Matrix - lassen darauf schließen, dass es sich nicht um tephritisches Material späterer Hangrutschungen handelt, sondern dass noch während der Ablagerung des US-2 vulkanische Aktivität zu verzeichnen war (s.a. Kap. 5.3).

Rollige Bildungen – Mittel- bis Grobsande, enggestufte Feinkiese – sind im gesamten Becken anzutreffen, jedoch wurden nur vereinzelt größere zusammenhängende Bereiche von wenigen Dekametern nachgewiesen. Die rolligen Ausbildungen des US-2 erreichen eine durchschnittliche Mächtigkeit von 1-2 m. In älteren Bohrungen werden teilweise deutlich höhere Mächtigkeiten ausgewiesen. Dabei handelt es sich jedoch um Sande innerhalb der Schluffmulde (ZM 4).

Kennzeichnend für das bindig ausgebildete Umlagerungssediment US-2 ist das durchgängige Vorhandensein von Kohlestücken und Xylitresten, unabhängig von Teufenlage und Mächtigkeit. Da dies auch für die Bereiche im Liegenden der Flözbank 1.1 bzw. des Liegendtons gilt, kann es sich nicht um umgelagerte Kohlereste aus der Zeit der Hauptkohlebildung (Berzdorfer Flözkomplex: FB-1 bis FBG 99) handeln. Wegen des nur kurzen Transportweges des Schuttfächermaterials ist das Einschwemmen aus weiter entfernten Kohlevorkommen ausgeschlossen, so dass im Becken von Berzdorf und Radomierzycze die Ablagerung kohligter Schichten für den Zeitraum nach der Hauptphase des Vulkanismus und vor der Hauptkohlebildung erfolgt sein muss. In Analogie zum ZTHB entsprechen diese kohligen Bildungen dem Zittauer Unterflöz oder den Zwischenflözen in ZiC, welche im BRB jedoch vollständig erodiert wurden und nur noch als kohlige Reste im Schuttfächer konserviert vorliegen. Hierzu passt, dass in den rolligen Sedimenten des US-2 keine Kohle- oder Xylitreste angetroffen wurden. Hervorzuheben ist das Antreffen größerer Kohlestücke und einer Kohlelage von 30 cm Mächtigkeit im US-2 in Brg 13/79 südlich von Kozmin [Tylikowski & Nemeč, 1990].

Pyrit- bzw. Markasitkonkretionen sind nur vereinzelt anzutreffen, können jedoch lokal auch gehäuft auftreten. Deutlich häufiger verbreitet sind Xylitstücke mit Pyritanflug.

Die Sedimente des US-2 werden vom Autor zeitlich mit den Zittauer Schichten C korreliert. Während dieser Phase intensiver tektonischer Bewegung, vergleichbar zu Zittau, erfolgte die Erosion von Kohleflözen, welche sich, vergleichbar dem Zittauer Unterflöz oder der Zwischenflöze, in diesem Raum gebildet haben sollten. Auch die Zittauer Schichten C werden, zumindest in deren Randbereichen, aus Schuttfächermaterial gebildet, welches nur über einen relativ kurzen Transportweg zur Ablagerung kam. Zudem erfolgte sowohl im ZTHB als auch im BRB im Ergebnis der Ablagerung dieser Schichten eine Nivellierung des Untergrundes.

Ebenfalls wie für die Schichten ZiB und ZiC ist auch für das US-2 eine eindeutige stratigraphische Abgrenzung zum Hangenden notwendig. Die Angabe im Normalprofil [Bräutigam et al., 1990], wonach das ZM 1.2 dem US-2 direkt auflagern kann, ist zu relativieren: Jüngere Flözbänke als FB-1.1. können das US-2 nur diskonform überlagern. Nicht auszuschließen sind lokale klastische Einlagerungen, die sich vor der jeweiligen Flözgruppe als „Beckenrandschüttung“ bildeten.

Auffällig sind erhöhte Gammawerte in Bohrungslogs, welche im US-2, seltener im US-1 und in Einzelfällen auch im allochthonen und autochthonen Granodiorit gemessen wurden. Wegen der relativ kurzen Transportwege des Schuttfächermaterials und vergleichbarer Gehalte auch im Granodiorit ist der Granodiorit als Quelle der Mineralisation (Uran, Thorium) anzunehmen. Erkundungsprogramme der SDAG Wismut in den 1960er bis 1980er Jahren hatten keine abbauwürdigen Gehalte bzw. Mengen ergeben [Engelage, 2012.]

4.3.1.3. Umlagerungssediment US-3 im Hangenden des Vulkanitkomplexes

Das Umlagerungssediment im Hangenden des Vulkanitkomplexes (EDV-Nr. 5800) ist das stratigraphisch jüngste Sediment im Liegenden des Berzdorfer Flözkomplexes und wird nachfolgend als US-3 bezeichnet. Das generelle Unterscheidungsmerkmal zu den Umlagerungssedimenten US-1 und US-2 ist – neben anderen lithofaziellen und petrographischen Unterschieden – das Vorhandensein fast durchweg gut kantengerundeter Quarze.

Generell ist das US-3 als Ton oder schluffiger Ton ausgebildet, mit geringen bis mäßigen Sandanteilen, selten Kies. Die durchschnittliche Mächtigkeit beträgt meist nur wenige Meter, die maximale erbohrte Mächtigkeit bis 23 m wurde in Tallagen der Vulkanitoberfläche erreicht. Dort sind auch rollige Ausbildungen anzutreffen (tonhaltige Kiese), welche hier mehrere Meter Mächtigkeit erreichen können.

Charakteristisch für das US-3 sind die fast durchgehend hohen Anteile vulkanischen Materials, so dass eine eindeutige Abgrenzung zum Basalt bzw. Tuff oder Tuffit nicht in jedem Fall möglich ist. Da kohliges Material zwar häufig, aber nicht immer im US-3 anzutreffen ist, kann dies auch nicht immer als klares Indiz für eine Abgrenzung genutzt werden. Das vulkanische Material ist meist vollständig tonig zersetzt und nur in Einzelfällen, nur in den Basalthochlagen, liegt verwitterter bis angewitterter Basalt bis Kiesgröße vor. Im Südostteil des Berzdorfer Beckens wurde vermehrt granodioritisches Material im US-3 angetroffen.

Die Verbreitung des US-3 ist auf die Verbreitung der Vulkanite beschränkt, jedoch mit der Einschränkung, dass durch quartäre Erosion lokal eine komplette Abtragung erfolgte. Im Becken von Radomierzyce wurde, wegen der geringeren Aufschlussdichte, das US-3 nur in wenigen Bohrungen aufgeschlossen.

4.3.2. Flözbänke FB-1.1 bis FB-4 (Flözbankgruppe FBG 1-4)

Vergleichbar der Unterbank des Oberflözes in Zittau bilden die Flözbänke in Berzdorf bis zum Hauptmittel ZM 4 eine Gruppe von Flözbänken, welche sich in Ausbildung und Verbreitung von den jüngeren Flözbänken ab FB-5 unterscheidet. Diese Flözbankgruppe, im Weiteren als FBG 1-4 bezeichnet, umfasst die EDV-Nummern 4980 bis 4910.

Der Berzdorfer Flözkomplex beginnt mit dem **Liegendton der Flözbank FB-1.1** (EDV-Nr. 4980). Tonige Schichten im Liegenden der Flözbänke FB-1.2 und jünger werden stets als Zwischenmittel bezeichnet, auch wenn sie direkt dem Schuttfächermaterial (US-2 oder jünger) auflagern. Dadurch wird gewährleistet, dass der Begriff „Liegendton“ ausschließlich stratigraphisch benutzt wird und nicht als petrographische Beschreibung für Tone im unmittelbaren Liegenden der jeweils ältesten Kohlebildungen. Der Liegendton entspricht somit der Verbreitung der FB-1.1.

Mineralogisch-petrographisch gliedert sich der Liegendton in zwei Horizonte. Der untere Horizont kann am besten als Übergangsschicht zwischen Umlagerungssediment und kohligem Liegendton beschrieben werden. Hier werden lokal gehäuft Sideritkonkretionen und kantengerundete Quarzkörner

angetroffen. Kohle- oder Xylitstücke sind dagegen ebenso wie Pyritkonkretionen nur sehr selten anzutreffen. Die Übergänge zu den Liegend- und Hangendschichten sind fließend und meist im Zentimeterbereich. Der obere Horizont liegt fast immer als Ton vor, oft als fetter Braunkohleton, aber auch als schluffiger Ton, seltener mit sandigen Bestandteilen. Diese Zweiteilung des Liegendtons konnte für seine gesamte Verbreitung im Südosten des Berzdorfer Beckens selbst bei nur geringer Mächtigkeit (10 cm) beobachtet werden [Bräutigam et al., 1990]. Das gilt jedoch nicht für die stratigraphisch jüngeren Zwischenmittel bei Ausbildung als „Liegendton“. Der Liegendton der FB-1.1 erreicht eine Mächtigkeit von 1-8 Metern.

In Einzelfällen wurden geringmächtige Kohleflözchen im Liegendton angetroffen, was auf eine tektonisch ruhige, günstige Fazies für die Kohlebildung zeitlich vor der Hauptkohlebildung hinweist. Vielleicht können diese kohligen Lagen mit den geringmächtigen Kohleflözen im Liegenden des „Hauptkohleflözes“ im Becken von Radomierzycze korreliert werden, welche sich dort über mehrere Bohrungen verfolgen lassen [Tylikowski & Nemeč, 1990].

Mit maximal 30 Metern erreicht die FB-1.1 als unterste Einheit der **Flözbankgruppe 1 (FBG 1)** die größte Mächtigkeit einer Einzelflözbank. Die durchschnittliche Mächtigkeit in Berzdorf beträgt etwa 10 bis 20 Meter, in Radomierzycze, in der Senke von Kozmin-Studniska Dolne etwa 15 bis 25 Meter. Im übrigen Teil des Beckens von Radomierzycze, ebenso wie in den Randbereichen des Berzdorfer Beckens beträgt die durchschnittliche Mächtigkeit der FB-1.1 nur wenige Meter und kann bis unter 1 Meter zurückgehen. Diese Flözbank ist nur im jeweiligen Beckentiefsten ausgebildet und kann ohne Liegendton direkt dem Granodiorit (mit nachweislicher Paläooberfläche) auflagern. Im Bereich der Schluffmulde (siehe Abb. 23) wurde in Bohrungen ebenfalls eine Lagerung der FBG 1 direkt auf dem US-2 nachgewiesen. Inwieweit es sich hier um FB-1.1 oder eine andere Flözbank handelt, konnte nicht ermittelt werden.

Die übrigen Flözbänke der FBG 1, FB-1.2 bis FB-1.5, schwanken in ihrer Mächtigkeit zwischen 0,3 m und 18,4 m, wobei FB-1.5 nur eine Mächtigkeit von maximal 6,5 m erreicht und bereits zur FB-2, einer Kohle-Ton-Wechselagerung überleitet. Die größte Verbreitung erreicht FB-1.4. Der Vulkanitkomplex bzw. die US-3 werden weitestgehend von FB-1.3 und FB-1.4 überlagert, wobei FB-1.4 oft als einzige Flözbank über den zentralen Teilen des Vulkanitrückens erhalten blieb. Seltener, und nur in wenigen Randbereichen des Vulkanitkomplexes wird dieser von FB-1.2 überlagert. Insbesondere nördlich der Kohlebrücke tritt eine Ver taubung der Flöze zum Hangenden ein, so dass hier eine Grenzziehung zwischen den Flözbänken der FBG 1 und auch zu den Flözbänken FB-2 bis FB-4 oft nicht möglich ist. In den Hochlagen waren die Flöze aller Flözbänke lokal bereits quartärer Erosion unterworfen. Die Flözbänke der FBG-1 liegen mit Ausnahme der FB-1.3 als xylitreiche kompakte Flöze ohne weitere Zwischenmittel vor. Die FB-1.3 lässt sich fast im gesamten Beckenbereich von Berzdorf in zwei separate Flöze gliedern, getrennt durch ein meist toniges, bis max. 2 m mächtiges Mittel. Dieses Mittel fehlt im Bereich der Vulkanitverbreitung.

Die Zwischenmittel der FBG 1 sind als schluffige bis stark schluffige Tone ausgebildet, oft kohlig bis stark kohlig. Sandlinsen treten nur selten auf. Gehäuft wurden Sandlinsen im ZM 1.1 angetroffen, hier bis maximal 3,5 m mächtig. Mitunter fehlen die Zwischenmittel ganz oder sind nur wenige Zentimeter mächtig. Hier konnte eine Untergliederung nur mittels geophysikalischer Bohrlochmessung (BLM) erfolgen [Bräutigam et al., 1990]. Im nordöstlichen Teil des Berzdorfer Beckens, etwa östlich des Verlaufs der B99, zeigt das ZM 1.3 eine Aufweitung bis auf 20 m Mächtigkeit. In diesem Bereich wurden (bis auf die Bohrung 4447/88) nur die Flözbänke FB-1 bis FB-4 aufgeschlossen, welche mit Erosionsdiskordanz von Quartär überlagert werden. Über dem Vulkanitkomplex nördlich der Kohlebrücke sind die Flözbänke ab FB-1.5 oft nur als fazieller Ersatz (kohliges Ton) erhalten, lokal unterlagen alle Kohleflöze einer pleistozänen Erosion.

Als petrographische Besonderheit wurden im ZM 1.1 und seltener in FB-1.1 verkieselte Bereiche von wenigen Zentimetern bis mehreren Metern Durchmesser angetroffen (Abb. 20). Die Genese dieser „Quarzite“ wird durch die Wirkung hydrothermalen Lösungen erklärt [Bräutigam et al., 1990]. Diese Vermutung wird durch die Tatsache gestützt, dass die vulkanische Aktivität bis mindestens nach Sedimentation der Flözbank 1.2 reichte (s.a. Kap. 4.3.1.1) und die Verkieselungen in Bereichen tektonischer Störungen angetroffen wurden. Einen Hinweis auf die hydrothermale Genese der Verkieselungen gibt der Austritt 21°C warmen Grundwassers aus einer Kluft im Granodiorit, die 1988 im 3. Kohleschnitt mit Quarzitverbreitung aufriss. Die Quell-Schüttung dauerte über ein Jahr (Beendigung durch Überfah rung des Kohleschnitts) und lieferte bei gleichbleibender Temperatur konstante Durchflüsse von 3-4 m³/min, ohne umliegende Pegel im Tagebau zu beeinflussen. Im Grundwasser wurden keine Jungwasseranteile nachgewiesen [Bräutigam et al., 1990].

Schulze und Bartusch weisen in [Steding et al., 1991] darauf hin, dass im Bereich des Thermalwasseraustritts ein E-W streichender Liegendrücken aufgeschlossen wurde, an dessen Nordflanke die Kohleflöze gekippt sind (s. Abb. 21). An der Südflanke treten unregelmäßige Brüche in der Kohle auf. Diese Brüche (tektonische Störungen) befinden sich nahe der östlichen Begrenzung der Nord-Schluffmulde (Abb. 23).

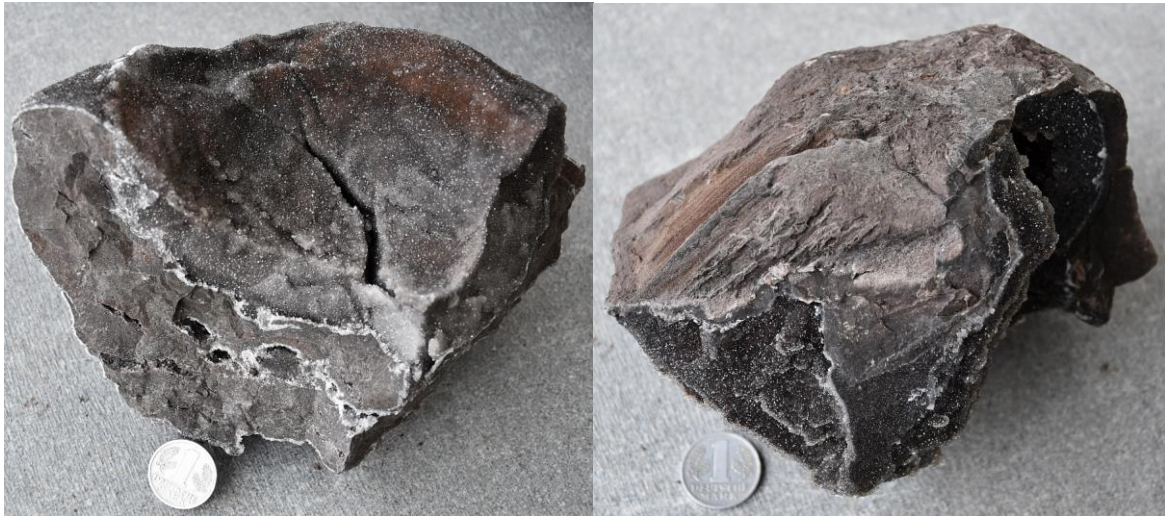


Abb. 20 Quarzite aus dem Tagebau Berzdorf 4. Kohleschnitt (Foto: Bräutigam)

Die Flözbänke FB-2, FB-3 und FB-4 können als Kohle-Ton-Wechselagerung von etwa gleichmächtigen Kohleflözen und meist tonigen Zwischenmitteln beschrieben werden. Die Flözbank FB-2 ist mit bis zu 15 m die mächtigste der drei Flözbänke und kann fast über das gesamte Berzdorfer Becken in 4 Teilflözbänke untergliedert werden, so dass im Tagebauanschnitt die Schichtenfolge FB-1.5 bis FB-4 als gebändertes Schichtpaket zu erkennen ist. In [Bräutigam et al., 1990] wird explizit darauf hingewiesen, dass im gesamten Wechselagerungspaket FB-2 bis FB-4 innerhalb der Kohlenflöze „ausnahmslos keine Ton-/Schlufflagen“ auftreten, diese auf die Zwischenmittel (auch innerhalb FB-2) beschränkt sind. Während das ZM 1.5 und die Zwischenmittel innerhalb der FB-2 generell bindig ausgebildet sind, treten in ZM 2 und ZM 3 im Bereich der Kohlebrücke und östlich der Vulkanitverbreitung zunehmend sandige Lagen auf. Die sandigen Anteile nehmen nach Osten weiter zu, ebenso die Mächtigkeiten von ZM 2 und ZM 3.

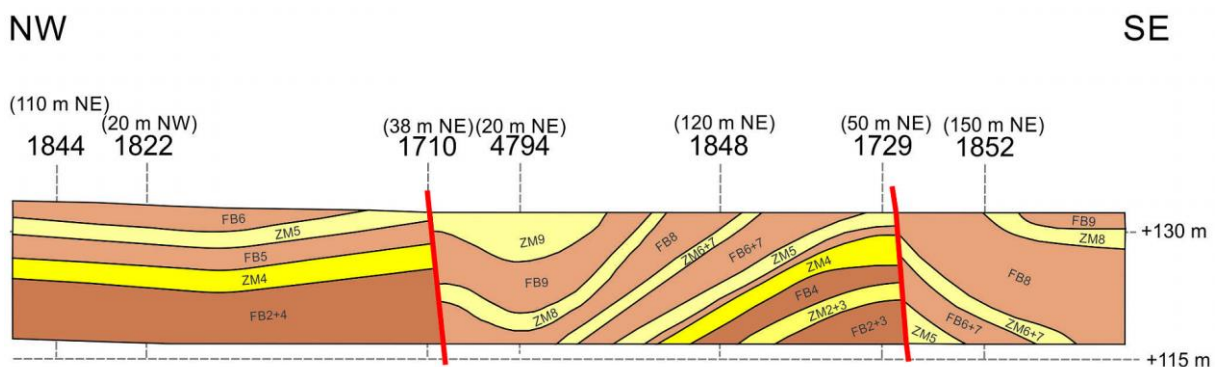


Abb. 21 Profilaufnahme des 3. Kohleschnittes, Stand 08.05.1989 (Stationierung GBF 43). Über dem Profil sind die projizierten Bohrungen angegeben.

Im Nordteil des Berzdorfer Beckens, zwischen Deutsch-Ossig und Weinhübel (südlicher Stadtrand von Görlitz), nimmt die Mächtigkeit der Zwischenmittel ab FB-1.5 zu, so dass die Flözbänke FB-1.5 bis FB-4 eine Gesamtmächtigkeit von mehr als 50 m erreichen können.

Die Verbreitung der Flözbankgruppen FBG 1-4 und FBG 5-99 im BRB ist in Abb. 22a und 22b dargestellt. Gut zu erkennen ist die ausschließliche Verbreitung der FBG 1-4 nördlich Deutsch-Ossig und im Bereich bzw. SW der Ortslage Schönau im Berzdorfer Becken. Im Becken von Radomierzyce betrifft dies den Bereich südlich Radomierzyce und das Reutnitzer Becken sowie die Senke von Kozmin-Studniska Dolne. Darüber hinaus wurden noch lokale kleinere Vorkommen erbohrt, welche aufgrund ihrer Lage im jeweiligen geologischen Profil der FBG 1-4 zugeordnet wurden.

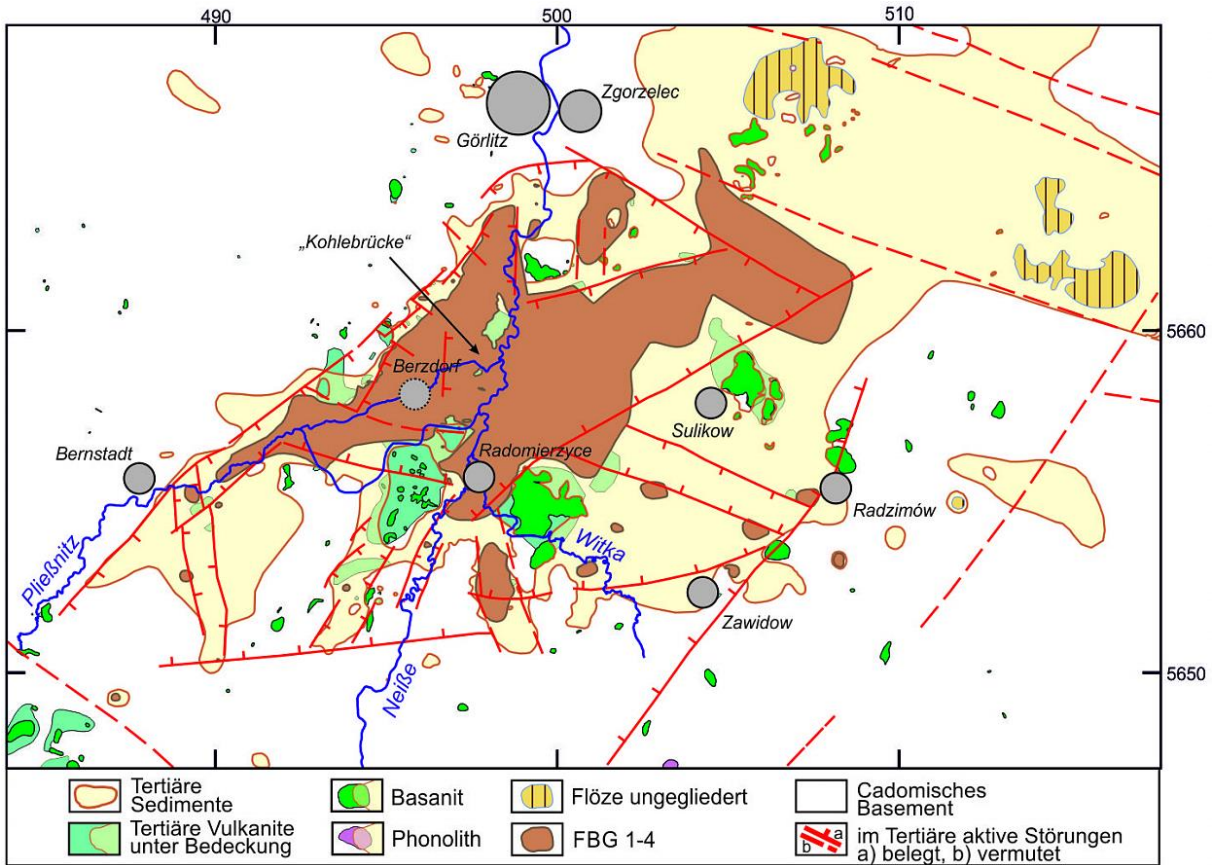
Die Zuordnung der FBG 1-4 zum 4. MFK der Niederlausitz [Stanek et al., 2016] ist zu revidieren. Zum einen ist eine zeitliche Trennung der FBG 1-4 zur FB-5 von 5 Mio. Jahren nicht plausibel [s.a. Tietz & Czaja, 2004], zum anderen wurde in [Bräutigam et al., 1990] die Lagerung der FBG 1 oberhalb des Basalts angegeben und ein Kohleflöz, analog dem Basisflöz in Zittau, unter dem Basalt beschrieben. Das Basaltalter ist ebenso zu korrigieren: nicht 22 Ma [Tietz & Czaja, 2004; Tietz & Czaja, 2010], sondern 29 Ma (s. Kap. 4.3.1.1) sind korrekt. Die genetisch vergleichbare Ausbildung des ZM 4 in Berzdorf und Zittau, inklusive der Schluffmulde in Berzdorf und der Muldenbildung im Teilbecken von Rybarzowice, stellen Bildungen im gleichen Zeithorizont dar. Auf Grund der übereinstimmenden geochemischen Signaturen (Elemente Ti, Rb und Sr) zwischen FBG 1-4 und dem 3. MFK, jedoch nicht mit dem 2. MFK [Bräutigam et al., 1990; Dittrich et al., 1988], wird vom Verfasser die FBG 1-4 mit dem 3. MFK korreliert. Diese Einstufung entspricht der Angabe in [Tietz & Czaja, 2010], wonach zumindest die FB-1.4 bis FB-4 dem Florenkomplex Brandis-Bílina zugeordnet werden können.

Für das Becken von Radomierzycze liegt keine detaillierte Untergliederung der Kohleflöze vor [Pudło, 1981; Tylikowski & Nemeč, 1990; Kasiński & Saturnus, 2002; Urbanski, 2010]. Die Extrapolation der Flözgliederung östlich der N-S streichenden Vulkanitverbreitung erlaubt jedoch die Aussage, dass es sich bei dem Hauptflöz [Tylikowski & Nemeč, 1990] um die FBG 1-4 handelt. Die maximale Mächtigkeit des Hauptflözes wird mit 37,2 m angegeben, was mit FBG 1-4 korreliert. Vergleichbar mit Berzdorf werden die größten Mächtigkeiten in der Beckentiefenlage von Radomierzycze und Osiek Luzycki erreicht, wo die Flöze der FB-1.1 bis FB-1.3 ausgebildet sind. Analog zur Mächtigkeitszunahme der Zwischenmittel ZM 2 und ZM 3 östlich des Berzdorfer Beckens tritt im Becken von Radomierzycze in FBG 1 auch eine Vertaubung der Kohleflöze auf, was auf einen deutlich höheren klastischen Eintrag als im Berzdorfer Becken hindeutet (siehe auch Profil F in Anlage 2.6). In Hochlagen (nördlicher Vulkanitkomplex in Berzdorf, Granodiorithochlagen bei Reutnitz und Moys) sind die oberen Flöze (FB-1.5 bis FB-4) weitestgehend erodiert, der liegende Teil der FBG 1 unterlagert direkt das Quartär (meist Bildungen der E2- und S1-Kaltzeit).

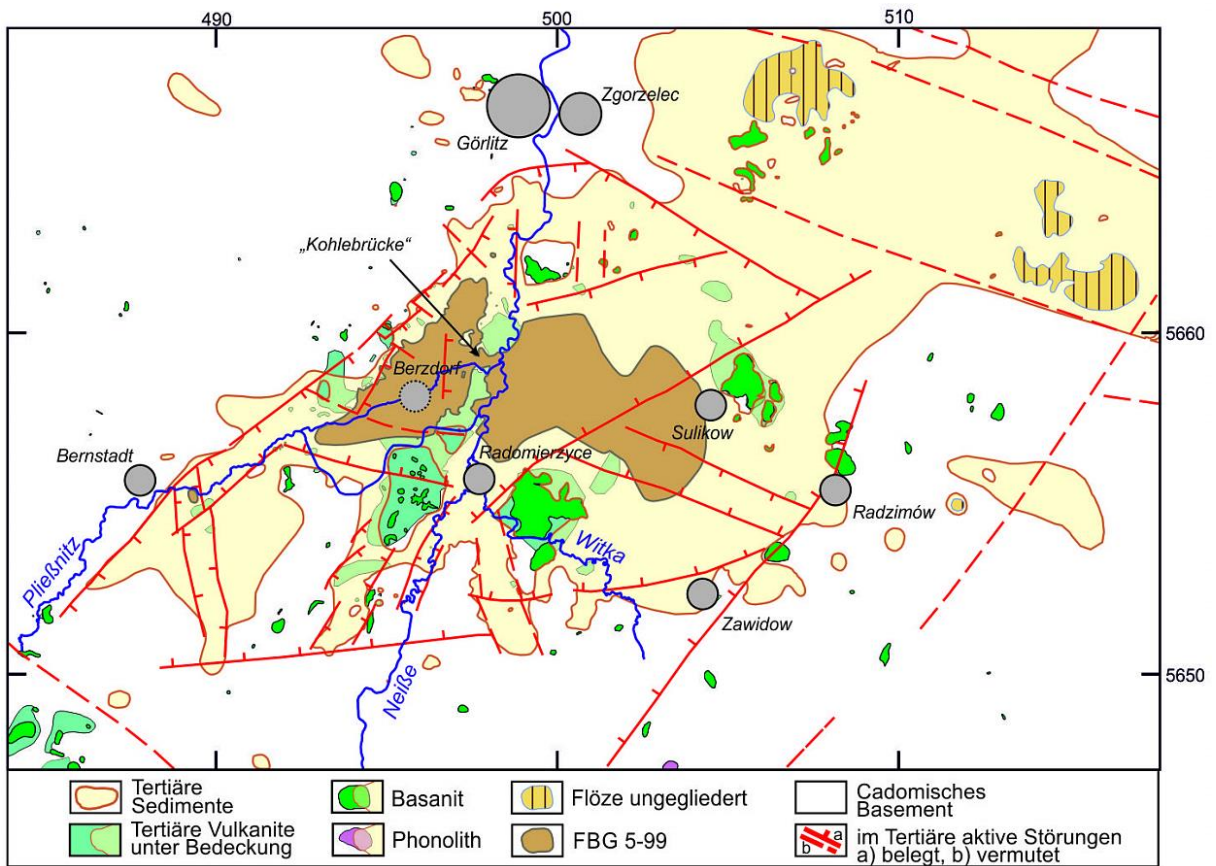
Im Berzdorfer Becken ist ein separates, großflächiges (ca. 0,2 km²) Kohlevorkommen nur bei Altbernsdorf südlich der Pließnitz (FBG 1-4 und FBG 5-99) bekannt, daneben gibt es Aufschlüsse in einzelnen Bohrungen sowohl in den Teilbecken von Bernstadt und im Steinbachtal südlich Jauernick, am westlichen Beckenrand bei Klein-Neundorf, als auch östlich und NE Weinhübel (alles FBG 1-4). Für das Becken von Radomierzycze sind wenigstens zwei separate Kohlevorkommen bekannt, in denen in der Vergangenheit teilweise über Jahrzehnte Bergbau betrieben wurde: bei Moys in der südlichen Vorstadt von Zgorzelec und im Graben von Reutnitz südlich von Radomierzycze (jeweils FBG 1-4).

Weitere kleine, lokale (ebenfalls der FBG 1-4 zugeordnete) Vorkommen befinden sich in der nördlichen Umgebung von Zawidow, nordöstlich Sulików, östlich Skrzydlice und westlich Radzimow. Die in [Kasiński & Saturnus, 2002] als separate Kohlevorkommen dargestellten Verbreitungen von Schönbrunn (nur FBG 5-99) und südwestlich Sulików (FBG 1-4 und FBG 5-99) erlauben nach [Urbanski, 2010] eine Verbindung zur Kohleverbretung von Radomierzycze (s. Abb. 22a + b).

Innerhalb der Schluffmulde (Abb. 23) sind die Flöze der FBG 1-4 meist geringmächtig ausgebildet oder fehlen ganz. Eine zweifelsfreie Untergliederung der Flözbankgruppe 1 in die einzelnen Flözbänke war hier nicht möglich. Aufgrund des Vorhandenseins eines vergleichsweise kompakten Flözes der FBG 1 ohne relevante Zwischenmittel ist davon auszugehen, dass der Untergrund bis zur Sedimentation von FB-1.4 in vergleichsweise Hochebene verblieb und erst dann eine Absenkung mit anschließender weiterer Flözbildung einsetzte. Die im Wesentlichen N – S verlaufende Schluffmulde unterteilt das Berzdorfer Becken in zwei deutlich unterschiedliche tektonische Regime für die Beckenbildung. Während es westlich der Schluffmulde zur Ablagerung teils mächtiger Flözbänke während der gesamten Zeit der Kohlebildung kam, sind die Flözbänke östlich davon, falls überhaupt vorhanden, in der Regel deutlich geringmächtiger ausgebildet, die Zwischenmittel der Flöze oft mächtiger und die Kohleflöze häufig vertaubt, d.h. faziell durch Tone oder andere klastische Sedimente vertreten.



a) Verbreitung der Flözbankgruppe FBG 1-4



b) Verbreitung der Flözbankgruppe FBG 5-99

Abb. 22 Verbreitung der Flözbankgruppen im Tertiärbecken Berzdorf – Radomierzyce

Dies betrifft sowohl den östlich der Schluffmulde, aber noch westlich des Vulkanitrückens befindlichen Bereich des Berzdorfer Beckens, als auch das Becken von Radomierzycze. Im Becken von Radomierzycze ist eine vergleichbare West-Ost-Teilung erkennbar: östlich der Linie Studniska Dolne – Łomnica (Nieder-Schönbrunn – Lomnitz) ist die FBG 1-4 nicht mehr oder nur sehr geringmächtig ausgebildet und kohlefreie, klastische Sedimente füllen das gesamte Tertiärprofil. Weitere Ausführungen zur Schluffmulde folgen im nächsten Kapitel (siehe Schnitt F in Anlage 2.6).

Insgesamt ist jedoch festzustellen, dass im Ergebnis der tektonischen Bewegungen im Becken von Radomierzycze und der generell aus SE (Sudeten) erfolgten terrestrischen Schüttung die Ablagerungen klastischer Sedimente dort deutlich mächtiger und weiter verbreitet sind als im Berzdorfer Becken.

4.3.3. Hauptmittel ZM 4 und Schluffmulde

Während des Kohleabbaus im zentralen und südlichen Teil der Lagerstätte Berzdorf wurde dem ZM 4 (EDV-Nr. 4900) keine besondere Bedeutung beigemessen, da es sich in diesem Beckenteil weder in seiner Mächtigkeit noch in den petrographischen und gebirgsmechanischen Eigenschaften von anderen Zwischenmitteln unterscheidet. Im Ergebnis der Erkundung des Baufeldes Berzdorf-SE wurde erstmals die zentrale Bedeutung dieses Zwischenmittels im Zusammenhang mit der Ausbildung der sogenannten „Schluffmulde“ erkannt (Abb. 23).

Bei normaler Ausbildung (westlich der Schluffmulde) liegt das ZM 4 fast ausschließlich als durchschnittlich 1-2 m mächtiger, kohliges Ton vor. In seltenen Fällen erreicht die Mächtigkeit 15 m. In wenigen Aufschlüssen wurden auch rollige, bis 1 m mächtige Sedimente erbohrt. Die inselförmige Darstellung der Verbreitung der rolligen Bildungen in Anl. 4.14.3 in [Bräutigam et al., 1990] lässt bei Verbindung dieser Vorkommen die Möglichkeit einer fluviatilen Bildung zu. Noch innerhalb des Berzdorfer Beckens, aber östlich der Schluffmulde, gewinnt das ZM 4 zunehmend an Mächtigkeit mit Ausbildung sandig-kiesiger Ablagerungen. Nur in einem kleineren Gebiet westlich der Schluffmulde wurde im ZM 4 ein bis etwa 1 m geringmächtiges Zwischenflöz erbohrt. Solche Zwischenflöze wurden sonst nur östlich der Schluffmulde bzw. östlich des Vulkanitrückens aufgeschlossen.

Östlich der Schluffmulde kommt es innerhalb des ZM 4 zur Ausbildung von bis zu zwei Zwischenflözen, welche sich über viele Bohrungen und mehrere Kilometer korrelieren lassen. Am westlichen Rand des Beckens von Radomierzycze erreicht das ZM 4 Mächtigkeiten bis 50 m, mit Zwischenflözen von über 5 m Mächtigkeit (Kohle mit Kohleton). Im Berzdorfer Becken, östlich der Schluffmulde am Übergang zur Kohlebrücke (Bereich zwischen dem nördlichen Vulkanitrücken bei Deutsch-Ossig und dem südlichen Vulkanitrücken bei Hagenwerder) wurde das ZM 4 in einer Mächtigkeit bis > 70 m aufgeschlossen mit bis zu 30 m mächtigen sandig-kiesigen Paketen. Die Schichtenfolge verbleibt hier, im Gegensatz zur Schluffmulde, in normaler Lagerung, nur dass über einer normal gelagerten FBG 1-4 ein mächtiges ZM 4 folgt und darüber die FB-5. Nach Osten, über die Kohlebrücke hinweg, steigt das Liegendniveau des ZM 4 von circa +90 m NN bis auf +160 m NN an, um danach auf +120 bis +110 m NN im westlichen Teil des Beckens von Radomierzycze abzusinken. Dagegen bleibt das Niveau der Liegendfläche der FB-5 weitestgehend konstant, so dass wieder größere Mächtigkeiten erreicht werden. Im Becken von Radomierzycze ist der Nachweis, dass das ZM 4 eine Mächtigkeit > 50 m erreichen kann, wegen der geringen Aufschlussdichte und der fehlenden stratigraphischen Zuordnung der Kohleflöze nicht möglich. Zudem ist in Gebieten ohne Ausbildung der FBG 1-4 eine stratigraphische Zuordnung der klastischen Sedimente generell schwierig. In Gebieten, in denen sich die Mächtigkeit des ZM 4 auf unter 10 Meter verringert, liegt es fast ausschließlich in tonig-schluffiger Ausbildung vor. Anhand der Schnittkorrelation ist davon auszugehen, dass im östlichen Bereich des BRB klastische Schüttungen bereits vor der Bildung der FBG 1-4 erfolgten und auch nach Ablagerung der FB-5 (während der Sedimentation der FB-6 bis FB-11) und nach Ablagerung der FB-11 (s. Kap. 4.3.6.) andauerten.

Untersuchungen von Proben des ZM 4 aus unterschiedlichen Lagerungsverhältnissen in Berzdorf zeigen eine Ungleichförmigkeit von $C_u=12,8$ bei einem Ton-/Schluffanteil von 10 % und Feinsand- bis Kiesanteil von jeweils ca. 20 %, was auf unregelmäßige fluviatile Schüttungen in einer limnisch / lagunären (marinen?) Umgebung hinweist. Die Sande des ZM 4 weisen meist gut gerundete Quarze auf, was sowohl die Ausbildung in normaler Lagerung, als auch die Bereiche der Schluffmulde betrifft. Insgesamt sind die mächtigen sandigen Einschaltungen im ZM 4 im Berzdorfer Becken feinkörniger ausgebildet als im Becken von Radomierzycze [Bräutigam et al., 1990]. Auf die fluviatile Bildung der Schluffmulde weisen ebenfalls [Tietz & Czaja, 2004] aufgrund von Korngrößenuntersuchungen und über 200 Schrägschichtmessungen hin.

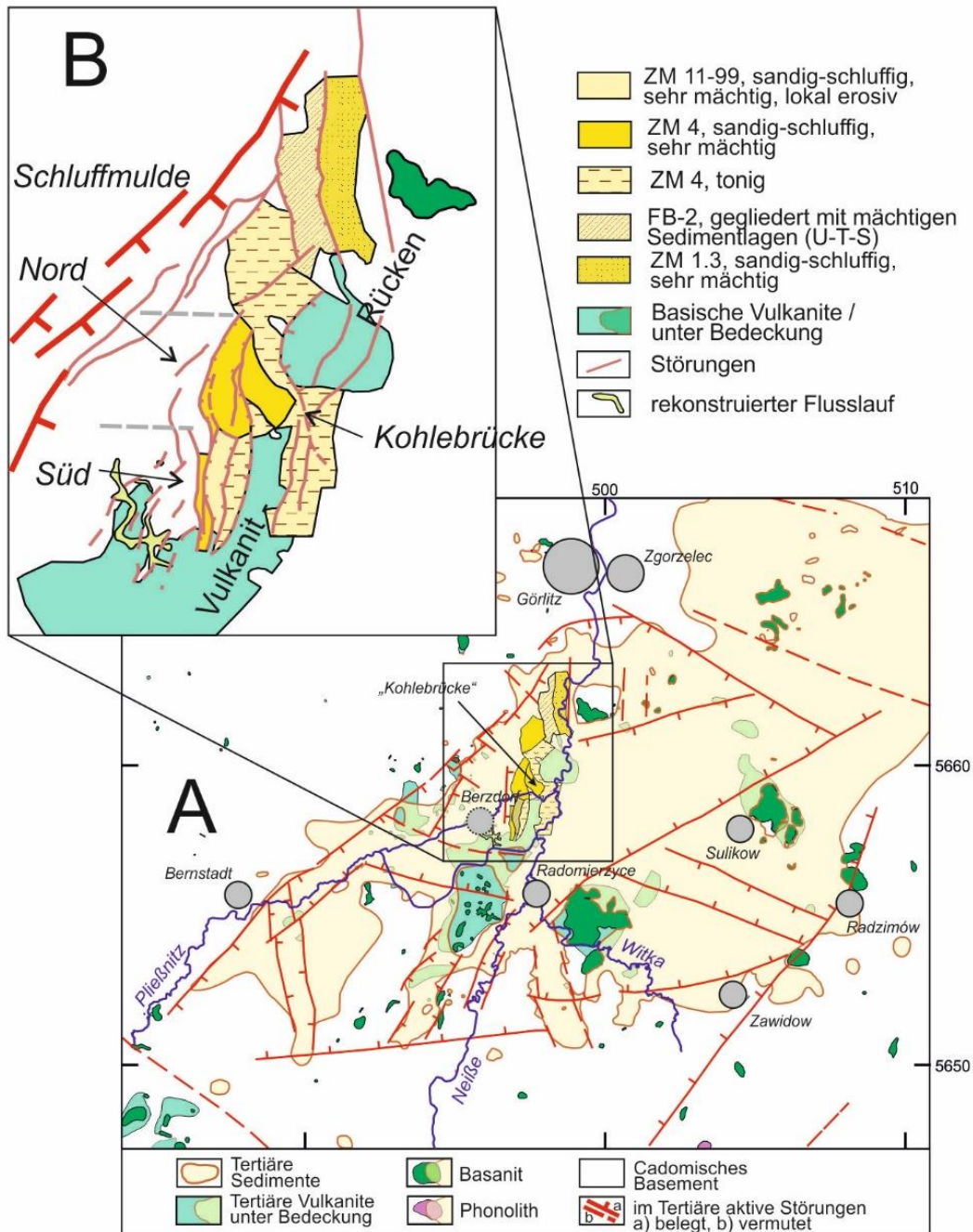


Abb. 23 Schluffmulde Berzdorf. A: Lage der Schluffmulde im Berzdorfer Becken
 B: Detailkarte mit Verbreitung der faziellen Varianten der Ausbildung von Flözen und Zwischenmitteln in Nord- und Süd-Schluffmulde.

Eine besondere sedimentäre Entwicklung des Zwischenmittels ZM 4 bildet die „Schluffmulde“. Die Schluffmulde befindet sich westlich des Vulkanit-Rückens im östlichen Berzdorfer Becken und erstreckt sich über eine Länge von ca. 2,8 km bei einer Breite zwischen 200 m und 650 m. Sie gliedert sich wiederum etwa hälftig in einen nördlichen und einen südlichen Teil (Abb. 23). Die tektonische Anlage der Schluffmulde begann mit Ablagerung der FBG 1-4, danach unterlagen beide Teile jedoch einem komplett anderen tektonischen Regime. Die mächtigen schluffig-sandigen Ablagerungen im Bereich der Schluffmulde sind genetisch für die Nord- und Südmulde völlig verschieden: Während im Nordteil die Sedimente des ZM 4 bestimmend sind, handelt es sich im Südteil im Wesentlichen um Ablagerungen nach FB-11 bzw. FB-13.

Nach [Czaja, 2003] wird das ZM 4 eindeutig dem Makroflorenkomplex Wiesa zugeordnet, [Tietz & Czaja, 2010] weisen ZM 4 und FB-5 dem Makroflorenkomplex Wiesa-Eichelskopf zu. Diese Zuordnung bleibt auch für die Bereiche der Schluffmulde erhalten, wo das ZM 4 eine extreme Mächtigkeitszunahme erfährt.

Nord-Schluffmulde:

In diesem Bereich kam es mit Beginn des ZM 4 (stellenweise ggf. bereits zum Ende der FBG 1?) zur Ablagerung lokal über 100 m mächtiger, klastischer Sedimentpakete. Unsicher ist jedoch, inwieweit hier fazielle Vertretungen der oberen Flözbänke (FB-5 bis FB-9) dem ZM 4 zugeordnet sind. Eine durchschnittliche Mächtigkeit des ZM 4 von 70-80 m (bis FB-5) lässt sich jedoch mit Sicherheit für weite Bereiche angeben.

In einigen Bereichen liegt das ZM 4 unmittelbar dem verwitterten Granodiorit bzw. Granodioritzersatz auf, an anderer Stelle lagert Kohle direkt auf dem prätertiären Untergrund. Eine Flözgliederung war nur mit geophysikalischer Bohrlochmessung möglich. In der Mehrzahl der Aufschlüsse konnte nur die FBG 1 oder die FBG 1-4 zusammenfassend dargestellt werden. Die FBG 1-4 besitzt in der Nord-Schluffmulde meist nur geringe Mächtigkeit (< 10 m), und nur lokal sind die Flözbank FB-1.1 und das Umlagerungssediment US-2 ausgebildet.

Zwischenflöze treten nur sporadisch auf. Sie befinden sich im oberen Bereich des ZM 4, nur wenige Meter getrennt von der Flözbank FB-5. Lithologisch erinnert das ZM 4 der Nordmulde sehr stark an das östlich anschließende, ebenfalls sehr mächtige ZM 4 in normaler Lagerung (s.o.).

Wo kein fazieller Ersatz der Kohleflöze eintritt, folgt im Hangenden des ZM 4 die Flözbank 5. Die FB-5 taucht von einer Hochlage bei etwa +160 m NN im Bereich der Kohlebrücke und östlich der Schluffmulde in südliche und westliche Richtung bis auf das Normallagerungsniveau bei ca. +130 m NN ab. Die jüngeren Flözbänke FB-6 bis FB-11 sind auf Grund der tiefen pleistozänen Erosion auf etwa +170 m bis +180 m NN nur sporadisch erhalten.

Süd-Schluffmulde:

Hier folgt über dem prätertiären Untergrund generell die FBG 1-4, welche in ähnlicher Ausbildung abgelagert wurde wie innerhalb der Nord-Schluffmulde: die Gesamtmächtigkeit schwankt zwischen circa 10-20 m, teilweise liegt die Kohle direkt dem Granodioritzersatz auf oder ist durch wenige Meter mächtige klastische Sedimente (Liegendton oder US-2) von diesem getrennt. Nur in Einzelfällen erreichen diese Liegendsedimente bis zu 20 m Mächtigkeit. Die Flözgliederung der FBG 1-4 ist schwierig und ebenfalls nur mit geophysikalischer Bohrlochmessung möglich. Nicht in jedem Fall sind die Flöze der FB-2 bis FB-4 ausgebildet, teilweise sind bereits die oberen Flözbänke der FBG 1 nicht bzw. nicht sicher nachweisbar.

Das ZM 4 ist 0,5 m bis maximal 30 Meter mächtig und bei geringer Mächtigkeit von einem sonstigen Zwischenmittel nicht zu unterscheiden. Sandige Bildungen sind sehr selten und nur von geringer Mächtigkeit (Dezimeter), im Regelfall sind Schluff, feinsandiger Schluff, oder schluffiger Ton, oft auch mit Kohleschmitzen oder kohligem Ton oder kohligem Schluff anzutreffen.

Im Hangenden des ZM 4 ist die FB-5 nur rudimentär ausgebildet, meist folgt FB-6 oder eine noch jüngere Flözbank, z.B. FB-8 oder FB-10. Trotz Bohrlochgeophysik ist die Zuordnung aus Sicht des Verfassers nicht immer eindeutig, was aber für die Grundaussage unerheblich ist: einem nur sehr geringmächtig ausgebildeten ZM 4 folgen im Hangenden, fast der FBG 1 auflagernd, die jüngeren Flöze der FBG 5-11 in höhenmäßig tiefer Lagerung (tiefer +80 m NN). Die Flöze dieser Flözbankgruppe können dabei in Ausbildung und Mächtigkeit stark variieren und weisen eine Gesamtmächtigkeit zwischen 10-50 m auf. Flözbank 12 ist nur lokal als 1 m-mächtige kohlige Ausbildung vorhanden, als fazielles Äquivalent ist häufig zwischen FB-11 und FB-13 ein homogenes, etwa 25-40 m mächtiges, schluffig-toniges Mittel ausgebildet. Dieses Mittel folgt der muldenförmigen Absenkung der darunterliegenden Flözbänke, so dass im Bereich der Tieflage der FB-13 bis über 70 m mächtige klastische Sedimente anzutreffen sind. Insgesamt ergeben sich inklusive der bis zu 2 m mächtigen FB-13 Sedimentmächtigkeiten von bis zu 110 m im Hangenden der FB-11.

In den mächtigen Sedimenten im Hangenden der FB-13 (EDV-Nr. 4700) wurden im nördlichen Teil der Süd-Schluffmulde auch Flöze aufgeschlossen, welche als FB-99 bezeichnet werden. Hierbei dürfte es sich um Kohle oder Flöz-Fragmente aus benachbarter normaler Lagerung handeln, welche während des Absinkens dieses Beckenteils umgelagert wurden.

4.3.4. Flözbänke FB 5 bis FB 9

Bereits mehrfach wurde darauf hingewiesen, dass die Flözbänke der FBG 5-99 eine von FBG 1-4 deutlich unterschiedliche Ausbildung aufweisen. Die Kohle der FB-5 bis FB-13 liegt generell als mittel- bis stark tonige, schluffige Kohle mit meist hohem Xylitgehalt vor. Sie ist meist schwach geschichtet, enthält lokal Fusitester und weist einen hohen Aschegehalt auf (25 % bis über 40 %). Der hohe Aschegehalt resultiert sowohl aus Ton und Schluff auf Schichtflächen, als auch aus den oft in geringer Mächtigkeit (cm- / dm-Bereich) vorhandenen Ton- und Schlufflagen [Bräutigam et al., 1990].

Die Flözbank 5 (EDV-Nr. 4890) charakterisiert, zumindest für das Berzdorfer Becken und den westlichen Teil des Beckens von Radomierzyce den Eintritt in eine tektonisch ruhige, ausgeglichene Phase, welche bis FB-9 anhält. Im östlich der Neiße gelegenen Bereich des BRB sind generell mächtige und oft sandige Zwischenmittel nachgewiesen. Größere Gebiete im Südosten und Osten des Beckens von Radomierzyce weisen generell keine kohligen Bildungen auf, nur vereinzelt werden Kohlestücke und Kohleschmitzen in den Bohrkernen beschrieben. Dies bestätigt die Annahme des Transports von Erosionsmaterial aus den südlich / südöstlich gelegenen Sudeten in einen über einen längeren Zeitraum tektonisch aktiven Beckenrandbereich. Für die Lagerungsverhältnisse innerhalb der Schluffmulde wird auf das vorherige Kapitel verwiesen.

Stratigraphisch wird die FB-5 bis teilweise FB-9 in die Florenzone VI gestellt [Bräutigam et al., 1990], wogegen [Tietz & Czaja, 2004] die FB-5 dem Florenkomplex Wiesa bzw. Wiesa-Eichelskopf [Tietz & Czaja, 2010] zuordnen. Unabhängig von dieser strittigen stratigraphischen Zuordnung (s.a. [Pälchen & Walter, 2008, S. 409 ff.]) ist bedeutsam, dass mit der FB-5 eine morphologische Nivellierung im BRB eintritt, welche in dieser Form bei der weiteren Beckenabsenkung im Berzdorfer Becken weitestgehend erhalten bleibt und nur im Bereich der Süd-Schluffmulde gestört wird. Für das Becken von Radomierzyce kann dies in der genannten Form auch angenommen werden, jedoch ist der Nachweis mit den vorhandenen Daten schwer zu führen oder unmöglich. Es scheint jedoch offensichtlich, dass die FBG 1-4 (FBG 1) nur in den Beckenrandlagen des Beckens von Radomierzyce in relativer Hochlage verbleibt (Moys, Radzimow, Wanscha, Wilka und Reutnitz), ähnlich den Randlagen des Berzdorfer Beckens bei Weinhübel und im Bereich der Vulkanitrücken.

Die Mächtigkeit der Flözbank FB-5 variiert zwischen wenigen Dezimetern und maximal 6 Metern. Lokale Verschluffungen / Vertonungen sind an Hochlagen und die Schluffmulde gebunden, deren Entstehung kontrovers diskutiert wird. Neben der Möglichkeit von syngenetischen faziellen Unterschieden bei der Flözbildung kann auch eine pleistozän bedingte Deformation nicht ausgeschlossen werden.

Die Flözbänke FB-6 bis FB-9 lagern weitestgehend ungestört, wobei auf zwei Besonderheiten hinzuweisen ist:

- Flözbank FB-6 kann fast im gesamten Beckenbereich in zwei Flözbänke (FB-6.1 und FB-6.2) untergliedert werden, welche durch ein generell tonig-schluffiges Zwischenmittel (ZM 6.1) von 1 – 3 m Mächtigkeit getrennt sind.
- Flözbank FB-7 wird nicht separat ausgehalten. Da sie nur lokal und geringmächtig (< 1 m) im Bereich des Liegendtons der FB-8 angetroffen wird, ist sie der FB-8 zugeordnet.

Das Zwischenmittel ZM 5 ist westlich der Schluffmulde generell bindig ausgebildet, bei einer Mächtigkeit von 1 - 3,5 m. Östlich der Schluffmulde und im westlichen Beckenbereich von Radomierzyce treten flächenhaft bis 2 m mächtige, sandige Lagen auf, deren Gesamtmächtigkeit zwischen 3-7 m schwankt.

Die Mächtigkeit der Flözbank FB-6 mit dem ZM 6.1 (EDV-Nr. 4870 und 4850) schwankt zwischen 3-10 m, die Verbreitung erstreckt sich über den gesamten Bereich der normalen Flözlagerung östlich und westlich der Vulkanitverbreitung. Im Bereich der Kohlebrücke wurden diese Flözbänke bereits vom Quartär erodiert (Quartärbasis bei ca. + 180 m NN).

Die Flözbank FB-8 (EDV-Nr. 4830) ist die mächtigste Flözbank nach der FBG 1. Sie erreicht eine maximale Mächtigkeit von 17 m und weist über weite Strecken einen homogenen Flözbau ohne Zwischenmittel auf. Aufgrund von Xylotom- und kohlenpetrographischer Untersuchungen [Dolezych & Van der Burgh, 2004; Pälchen & Walter, 2008] wird die FB-8 mit dem 2. Miozänen Flözkomplex (MFK) der Niederlausitz korreliert. Das ZM 6.2 zwischen liegender Flözbank FB-6 und FB-8 erreicht eine Mächtigkeit von 1-3 m, wobei weit verbreitet bis 1 m mächtige sandige Lagen auftreten. Lokal wird eine maximale Mächtigkeit von 7 m erreicht, hier sind die sandigen Lagen bis 3 m mächtig. Das Zwischenmittel ZM 8 hat eine Mächtigkeit von 1-5 m, östlich der Vulkanitrücken bis 9 m. Dieses Zwischenmittel ist generell tonig-schluffig ausgebildet, nur lokal treten bis 2 m mächtige Sandlinsen auf.

Die Flözbank FB-9 (EDV-Nr. 4810) wird bis 9 m mächtig, wobei häufig bis 3 m mächtige, tonige Zwischenmittel eingeschaltet sein können. Nach [Bräutigam et al., 1990] zeigen die Florenzonen innerhalb dieser Flözbank einen Klima-Umschwung von wärmer nach kühl an, verbunden mit dem Übergang von Florenzone VI nach Zone VII. Nach [Tietz & Czaja, 2004] sind FB-8 bis FB-10 dem 2. MFK der Niederlausitz zuzuordnen, nach makropaläobotanischen Untersuchungen erfolgten keine Klima-Änderungen innerhalb dieses Zeitraums.

In [Bräutigam et al., 1990] wird die Vermutung geäußert, dass mit FB-9 im Becken von Radomierzyce die letzte Flözbildung erfolgte, worauf die größere Mächtigkeit der Hangendsedimente ohne Flöze oder kohlige Sedimente in einigen Bohrungen (Brg. 4067/84, 4072/84, 4073/84, 3257/79) hindeuten. Die Mächtigkeit der Hangendschichten erreicht 10 m, wogegen das ZM 9 üblicherweise (außerhalb der

Schluffmulde) eine Mächtigkeit von 1-3 m, lokal bis zu 7 m aufweist. Da jedoch auch die Möglichkeit besteht, dass, unter Beachtung der generell mächtigeren Zwischenmittelausbildung östlich der Vulkanitücken, jüngere Flözbänke zunächst zur Ablagerung kamen und später der quartären Erosion unterlagen, muss diese Fragestellung vorerst offen bleiben.

4.3.5. Flözbänke FB 10 bis FB-11

Die Ausbildung der Flözbänke FB-10 und FB-11 (EDV-Nr. 4790 und 4770) erstreckt sich fast ausschließlich auf den zentralen Teil des Berzdorfer Beckens mit normaler Kohlelagerung, die Süd-Schluffmulde und den südlichen Teil der Nord-Schluffmulde (s. dort). Das trennende Zwischenmittel ZM 10 schwankt in der Mächtigkeit zwischen 1 m und 18 m, wobei bei mächtigerer Ausbildung sandige Lagen bis 1,5 m auftreten. Die Mächtigkeit beider Flözbänke (ohne ZM 10) schwankt zwischen 1 m und 15 m.

4.3.6. Flözbänke FB-12 bis FB 99

Die beiden Flözbänke FB-12 und FB-13 (EDV-Nr. 4750 und 4730) sind nur im Zentralteil des Berzdorfer Beckens westlich der Schluffmulde ausgebildet. Die FB-12 wurde noch sporadisch im Grenzbereich Nord- /Südmulde innerhalb der Schluffmulde aufgeschlossen, wogegen FB-13 fast in der gesamten Süd-Schluffmulde nachgewiesen ist. Obwohl die FB-12 bis 13 m mächtig werden kann, wurde diese Flözbank innerhalb der potentiellen Verbreitung nicht immer aufgeschlossen, auch nicht in Form eines faziellen Vertreters.

Flözbank FB-13 schließt die Phase der Kohlebildung im BRB ab. Diese Flözbank stellt eine Kohle-Ton-Wechselagerung dar oder ist als kohliges Ton, seltener als tonige bzw. tonig-schluffige Kohle ausgebildet. Bereits mit Ende von FB-11 scheint eine erneute Zufuhr klastischer Sedimente einzusetzen, welche zu Vertaubungen der FB-12 führt und zu teilweise höheren Mächtigkeiten des ZM 12 (bis 15 m) im Zentralteil des Berzdorfer Beckens. Auf die lateral relativ konstante Ausbreitung des Mittels zwischen FB-11 und FB-13 im Bereich der Süd-Schluffmulde wurde bereits hingewiesen.

Im Hangenden der FB-13 weisen bis 20 m mächtige tonig-schluffige Ablagerungen in der Süd-Schluffmulde und im zentralen Becken von Berzdorf auf Senkungen im Becken oder Hebungen im Liefergebiet hin.

In Kap. 4.3.3 wurde bereits auf die Einordnung der Kohleflöze der FB-99 (EDV-Nr. 4700) hingewiesen. Aufgrund der ausschließlichen Verbreitung innerhalb der Schluffmulde und der Art der Lagerung ist mit hoher Wahrscheinlichkeit eine Umlagerung von Flözen aus benachbarter, normaler Lagerung anzunehmen. In [Tietz& Czaja, 2010] weisen die Autoren darauf hin, dass „*alle aufgeschlossenen Kontakte zwischen der Schluffmulde und den Flözbänken FB-1.5 bis FB-11 (...) sich als tektonisch*“ erwiesen.

4.3.7. Quartäre Sedimente

Wie bereits für das ZTHB (s. Kap. 4.2.7) erfolgt nachfolgend nur eine zusammenfassende Darstellung zu den im Bereich des BRB anstehenden quartären Sedimenten. Sie bezieht sich auf die ausführliche Darstellung der Fazies und Verbreitung quartärer Sedimente in [Bräutigam et al., 1990].

Die FB-13 stellt die letzte, nachgewiesene Ablagerung autochthoner kohliges Schichten dar. Sie ist gefolgt von tektonischen Bewegungen, die zur Bildung der Schluffmulde und der Akkumulation mächtiger, überwiegend klastischer Sedimente in der Süd-Schluffmulde führten. Es gibt keinen Hinweis auf pliozäne Ablagerungen [Steding et al., 1991]. Pliozäne Sedimente in teils großflächiger Verbreitung werden nur nördlich des Lausitzer Abbruchs beschrieben [Geologische Karten Polen 1:25.000; Geologische Karten Polen 1:50.000].

Analog zum ZTHB ist die heutige Fläche der Quartärbasis nicht mit der ehemaligen Tertiäroberfläche gleichzusetzen. Sie entstand im Ergebnis der pleistozänen Erosion durch die Eisvorstöße. Die Quartärbasis im Bereich des BRB schwankt zwischen ca. +160 m NN und ca. +200 m NN, wobei lokal Ausräumungen bis +145 m NN (zentrales Becken von Berzdorf und östlich der Schluffmulde) und Hochlagen über ca. +240 m NN (z.B. Teilbecken Bernstadt und östlich Zawidów) vorkommen können.

Elster-1-Vorschüttbildungen sind, ebenso wie glazigene Bildungen der E1-Kaltzeit, nur reliktsch vorhanden. Entsprechende Bildungen der E2-Kaltzeit sind dagegen in größeren Teilen erhalten geblieben und füllen Tieflagen und Rinnenstrukturen aus. Die E2-Grundmoräne liegt aufgrund nachfolgender Verwitterung und Bodenbildung völlig entkalkt und verbraunt vor. Die Sedimente der Saale-Kaltzeit bedecken das BRB großflächig, beginnend mit S1-Flussschottern, überlagert von der S1-Grundmoräne bis zu fluviatilen Bildungen der Weichsel-Kaltzeit und des Holozän, welche nicht zu trennen sind. Den Abschluss bilden limnisch-fluviatile Bildungen des Holozäns (Auelehme).

Glazigen bedingte Lagerungsstörungen von Flözbänken (Stauchungen, Aufwölbungen) sind nachgewiesen und erreichen eine Tiefenreichweite von über 60 m [Slawinski, 1980]. Sowohl [Viète, 1961] als auch [Slawinski, 1980] belegen mit Fotos Faltungen, glazigene Abschiebungen von Flözen sowie glazigene Flözaufsattelung in das quartäre Deckgebirge mit abgescherten Flözschuppen, welche auf einen größeren glazitektonischen Einfluss hinweisen. Verfrachtungen größerer Schichtpakete sind aus Berzdorf nicht bekannt.

Die Einschneidung der Flusstäler von Neiße und Pließnitz wird für den Zeitraum nach Elster angenommen.

4.4. Stratigraphie der übrigen miozänen Tertiärbecken im Untersuchungsgebiet

Neben den beiden großen Tertiärbecken ZTHB und BRB sind im Untersuchungsgebiet noch eine Reihe kleinerer Tertiärbecken mit miozänen Sedimenten ausgebildet, deren stratigraphische Schichtenfolge nachfolgend erläutert werden soll. Die tertiären Bildungen nördlich des Lausitzer Abbruchs im Übergang zur Niederlausitz wurden ebenfalls erfasst. Im Einzelnen handelt es sich um folgende Tertiärbecken oder Kohlevorkommen, s.a. Abb. 24:

- Tertiärbecken von Oberoderwitz
- Tertiärbecken südlich / östlich des ZTHB
- Kohlfurt-nördliche Oberlausitz
- Troitschendorf bis Geibsdorf-Lichtenau
- Sonstige miozäne Tertiärvorkommen

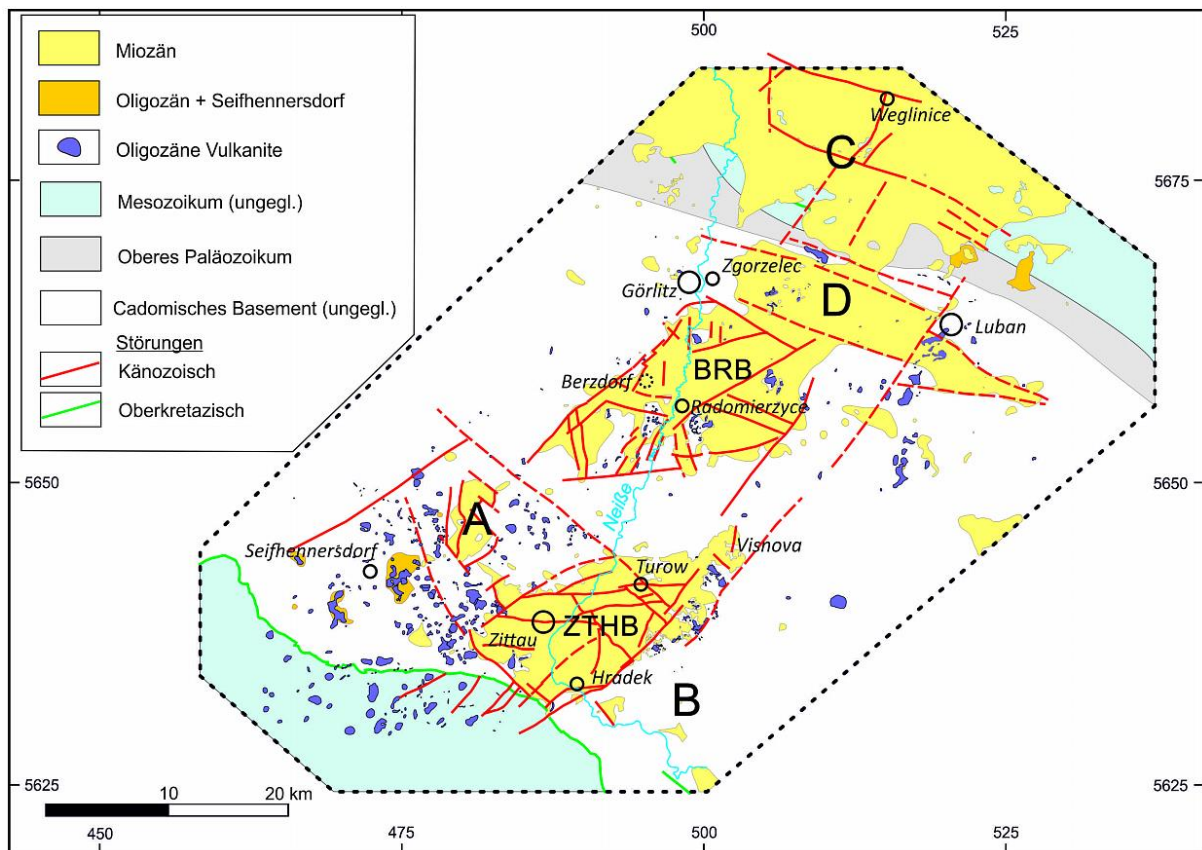


Abb. 24 Lokale Vorkommen miozäner Sedimente unsicherer stratigraphischer Stellung. A – Oberoderwitz; B – Vorkommen südlich / östlich des ZTHB; C - Kohlfurt-Węgliniec; D - Troitschendorf bis Geibsdorf-Lichtenau; E - Miozän südlich Luban.

Die östlich der Neiße, südlich des Lausitzer Abbruchs gelegenen Kohlevorkommen von Troitschendorf im Westen über Geibsdorf-Lichtenau und Langenöls bis Krummenöls im Osten befinden sich alle im Tertiärbecken von Berzdorf-Radomierzyce. Wegen der bisher noch unsicheren stratigraphischen Zuordnung werden diese Kohlevorkommen separat beschrieben (s. Einführung im Kap. 4.3). Die übrigen, außerhalb oder mutmaßlich außerhalb des BRB gelegenen isolierten Tertiärbecken werden in Kap. 4.4.5 zusammengefasst.

4.4.1. Tertiärbecken von Oberoderwitz (Oderwitzer Becken)

Das Tertiärbecken von Oberoderwitz erstreckt sich westlich des Zittauer Beckens von Mitteloderwitz bis Niederruppersdorf, s. Abb. 25.

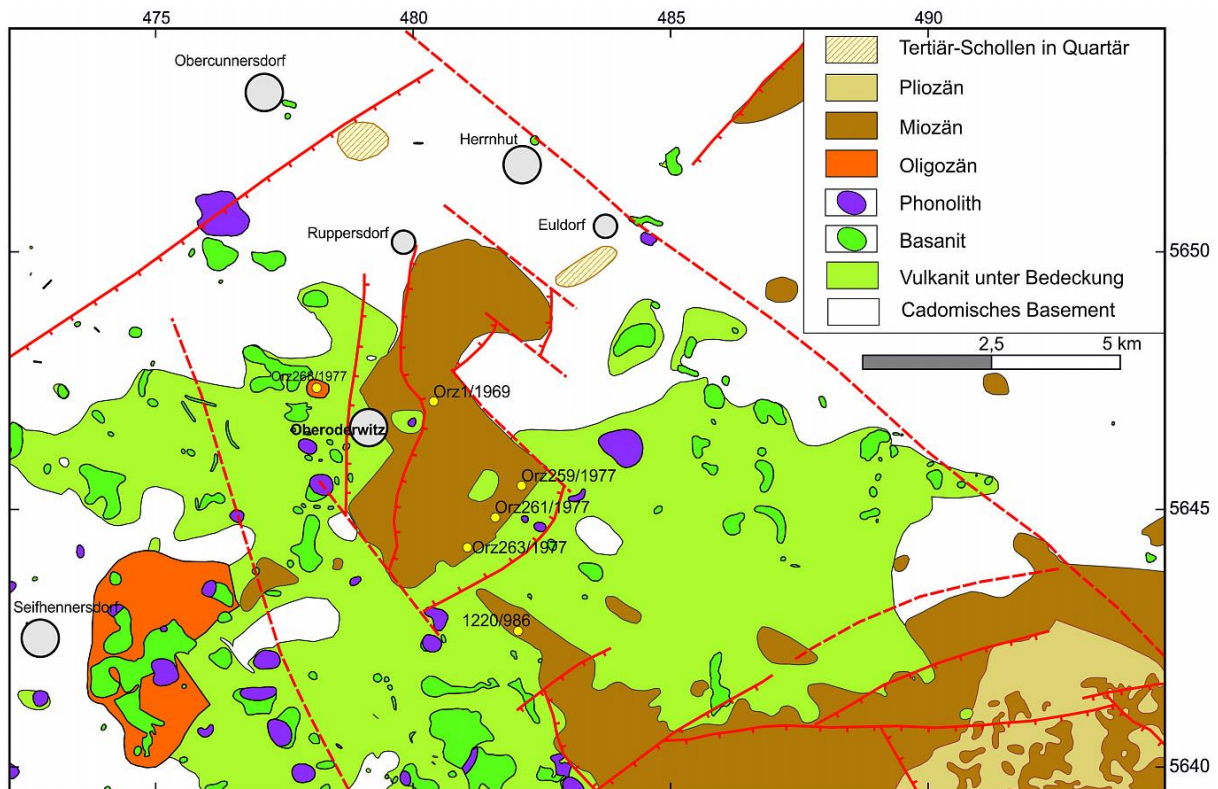


Abb. 25 Übersichtskarte zum Tertiärbecken von Oberoderwitz

Die erste und gleichzeitig einzige zusammenfassende Darstellung der Geologie des Oberoderwitzer Beckens wurde von [Steding & Liebscher, 1978] vorgelegt. In diesem „Ergebnisbericht Sondermaßnahme Oderwitz“ wird bereits darauf hingewiesen, dass eine Verbindung zum Berzdorfer Becken nach den geologischen Befunden nicht herzustellen ist und einige der früher beschriebenen Fundpunkte wohl auch verschleppte tertiäre Schollen im Quartär sein könnten. Diese Auffassung wird mit der aktuellen Auswertung aller vorliegenden Aufschlüsse bestätigt. Die Erstreckung des Beckens in nordwestliche Richtung ist geringer und schließt, tektonisch kontrolliert, mit der Ortslage Ruppertsdorf ab. Das bei Obercunnersdorf, südlich Friedensthal angetroffene Tertiär stellt eine Tertiärscholle in pleistozänen Sedimenten dar, ebenso wie das nordöstlich des Oderwitzer Beckens aufgeschlossene Tertiärvorkommen bei Euldorf. Beide Tertiärvorkommen werden dem Becken von Oberoderwitz zugeordnet. Im Ergebnis der Erkundung des Zittauer Beckens [Dittrich et al., 1988] konnte die westliche Begrenzung des Zittauer Beckens relativ genau erfasst werden, so dass das in [Steding & Liebscher, 1978] dargestellte isolierte Tertiärvorkommen bei den Landberghäusern südlich Niederoderwitz eindeutig dem Zittauer Becken zuzuordnen ist (Abb. 25).

Schwierig ist eine Abgrenzung der Tertiärverbreitung bei Auftreten mächtigerer tertiärer Schollen im quartären Schichtenverband. Nach Auswertung des vorliegenden Bohrbestandes der Geologischen Karte [Kossmat, 1930] sind einige der erbohrten Miozänsedimente als Tertiärschollen zu betrachten, worauf bereits in [Steding & Liebscher, 1978] hingewiesen wird. Die Annahme größerer verschleppter Tertiärschollen konnte durch einen Straßenaufschluss beim Bau der B178n belegt werden [Tietz et al., 2012].

Nur ca. 1,9 km trennen die westlichste Kohlebohrung des Zittauer Beckens (Brg. 1220/986) von der nächsten Kohlebohrung im Becken von Oberoderwitz (Brg. Orz 263/1977), so dass eine Flözkorrelation zwischen beiden Tertiärbecken mit hoher Sicherheit vorgenommen werden kann. Sowohl die Teufenlage der Kohleflöze als auch die vorliegenden Beschreibungen zur Kohlequalität bestätigen nicht die Annahme der Ausbildung des Zittauer Unterflözes auch im Oderwitzer Becken [Steding & Liebscher, 1978]. Das untere Flöz entspricht der Unterbank des ZiOF (Flözbankgruppen ZO 2 bis ZO 4), das obere Flöz der Oberbank des ZiOF mit den Flözbankgruppen ZO 5 und ggf. ZO 6. Die Sedimente der Schichten ZiC bei [Steding & Liebscher, 1978] werden nunmehr dem trennenden Hauptmittel ZM 4 zugeordnet. Schichten ZiB sind im Oberoderwitzer Becken nicht ausgebildet (siehe Anlage 2.1., Schnitt A).

Die petrographische Beschreibung der zwischen den beiden Flözbänken aufgeschlossenen sandig-tonig-schluffigen Sedimente und der Liegendsedimente zwischen unterem Flöz und dem Prätertiär korrespondiert mit Beschreibungen des ZM 4 und der Liegendsedimente des Zittauer Oberflözes. Ebenfalls weist die Beschreibung der angetroffenen Kohlequalitäten in [Reinisch, 1930] und [Steding & Liebscher, 1978] weniger auf die Ausbildung des Unterflözes hin als auf Kohle des Oberflözes. Damit wird die vom Autor vorgenommene stratigraphische Zuordnung der Flöze gestützt. Ein Vergleich mit dem östlich des ZTHB gelegenen Teilbecken von Višňová (Weigsdorf) zeigt, dass beide Randbecken einen ähnlichen Schichtaufbau aufweisen, wobei das Teilbecken von Višňová noch direkt mit dem Becken von Turów verbunden ist⁷.

Das Tertiärbecken von Oberoderwitz stellt somit keine eigenständige Beckenentwicklung dar, sondern ist als Randbecken des Zittauer Beckens zu betrachten. Durch quartäre, glazigene Erosion wurden die tertiären Sedimente zwischen beiden Beckenteilen erodiert.

Nach den Ergebnissen der Erkundung „Sondermaßnahme Oderwitz“ [Steding & Liebscher, 1978] wird der prätertiäre Untergrund im Wesentlichen aus Westlausitzer (Demitzer) Granodiorit gebildet, im Bereich der Herrnhutstörung bzw. nordwestlich davon tritt der Ostlausitzer (Seidenberger) Granodiorit auf. Eine vergleichbare Grenze ziehen [Krentz et al., 2000] ca. 1 km östlich, wobei hier der Granodiorit den Typen Herrnhut (westlich) und Löbau (östlich) zugeordnet ist.

Nur in einer Bohrung (Orz 268/1977) wurden unter Basalt Sedimente von insgesamt 27,4 m Mächtigkeit erbohrt, welche von [Steding & Liebscher, 1978] dem vulkanischen Tertiär zugeordnet werden. Da in der Beschreibung der Wechsellagerung aus sandigem und tonigem Schluff keine Hinweise auf vulkanisches Material gegeben werden, ist nach Meinung des Autors dieser Horizont altersmäßig vor den Vulkanitkomplex und somit den Seifhennersdorfer Schichten (Zittau A) zuzuordnen. Hierzu passt auch die Beschreibung der ersten (hangenden) Schicht über dem Granodioritzersatz: „Sand (Tuff oder Granodioritzersatz)“. In den Erläuterungen zur Geologischen Karte von Sachsen, Blatt Seifhennersdorf-Rumburg [Reinisch, 1920] wird für alle Aufschlüsse, die den Granit unterhalb der Braunkohleformation erreichten, als tiefste Schicht eine Arkose oder ein Tuffsandstein beschrieben, welche in verwittertem oder zerbohrtem Zustand durchaus in der genannten Form angesprochen werden können. Die Liegendschichten der ca. 4 km südwestlich aufgeschlossenen „basaltischen Braunkohlenformation“ [Reinisch, 1920] befinden sich auf etwa dem gleichen Höhenniveau (ca. 320 m NN).

Die miozänen Sedimente lagern über meist tonig-grusig zersetztem Granodiorit oder verwittertem bis zersetztem Vulkanit (Basalt, Phonolith, Tuff, Tuffit) und erreichen eine maximale Gesamtmächtigkeit von fast 90 m. Die Schichtenfolge beginnt mit grauen tonigen Schluffen oder schluffigen Tönen mit unregelmäßig eingelagerten Sanden [Steding & Liebscher, 1978]. Bereits in den liegenden Tönen bzw. tonigen Schluffen wurden Xylitstücke beschrieben, was auf die Sedimentation aufgearbeiteter, älterer Kohleflöze hinweist (z.B. Flözbankgruppen ZO 1). Die Sedimente im Liegenden der ältesten erbohrten Flözbankgruppe ZO 2 erreichen eine Mächtigkeit bis 40 Meter.

Die Unterbank (ZO 2 bis ZO 4) erreicht eine Gesamtmächtigkeit bis 12,6 m, die Braunkohlenflöze haben daran etwa 8 m Anteil. In einer Bohrung (Orz 168) wurde eine Kohlemächtigkeit von etwa 20 m erbohrt, welche von [Steding & Liebscher, 1978] jedoch als „*Steilstellung oder Aufsattelung des Flözes*“ gedeutet wird.

Das Hauptmittel ZM 4 erreicht Mächtigkeiten zwischen 10 und 30 Metern, maximal 35 Meter und wird aus feinsandigen bis tonigen Schluffen sowie Mittel- und Grobsanden gebildet. Teilweise sind größere Gehalte von Fein- bis Mittelkies eingeschaltet.

Innerhalb der maximal 6,3 m mächtigen Oberbank wurden Einzelflöze bis 3,5 m Mächtigkeit erbohrt. Über dem Oberflöz werden miozäne Schichten (tonige bis sandige Schluffe und tonige Schluffe) bis 30 m Mächtigkeit beschrieben. In einzelnen Bohrungen (z.B. Brg. Orz 259/977, Orz 261/977) ist die eindeutige stratigraphische Zuordnung der flözfreien miozänen Sedimente (ZM 4 oder jüngere Sedimente der Zittauer Schichten D) nicht immer möglich, jedoch im Rahmen dieser Arbeit unerheblich.

Mit fast 119 m wurde in Bohrung Orz 1/69 das bisher mächtigste Quartär in der südlichen Oberlausitz erbohrt [Steding & Liebscher, 1978]. Dieser Umstand, das Auftreten von verschleppten tertiären Großschollen und die Tatsache, dass auch die E1-Grundmoräne in einer Mächtigkeit von 36 m erbohrt wurde, geben Hinweise auf die erhebliche erosive Wirkung und den damit verbundenen Abtrag (Exaration) ungeschützter tertiärer Sedimente.

⁷ In [Pešek, et al., 2010] werden die beiden Kohleflöze im Becken von Višňová dem ZiOF zugeordnet, wobei die Zuordnung zu Ober- und Unterbank unklar ist. Nach Meinung des Autors sind Flözbänke jeweils der Unterbank und der Oberbank des ZiOF zuzuordnen, getrennt von einem ebenfalls bis 30 m mächtigen Hauptmittel ZM 4, s.a Kap. 4.2.6.

4.4.2. Tertiärbecken südlich / östlich des ZTHB

Zu den südlich und östlich des ZTHB gelegenen kleinen Tertiärbecken bzw. Tertiärvorkommen (Abb. 26) liegen nur sporadische und meist ältere Beschreibungen vor. So schreibt [Zincken, 1867]: „Die Kohle ist Lignit mit Moorkohle und wird abgebaut bei: Görzdorf 28-30 Fuss mächtig, Kohlige, Nieder-Ullersdorf (Nester finden sich bei Ketten und Wurzwald), im Friedländischen bei Dörfel, Wüstung, Liesdorf, Weigsdorf.“ Ähnliche Angaben gibt [Foetterle, 1870]: „Auch in dem nördlichen Theile von Böhmen treten mehrere kleine Braunkohlenmulden auf. So bei Kratzau, in der Fortsetzung des Zittauer Tertiärbeckens, wo am linken Neisseufer bei Görzdorf, Ketten und Wurzwald 5 Flötze mit einer Gesamtmächtigkeit von 8 Klfr. bei einer Ausdehnung der Ablagerung von etwa 300.000 Qudrkflfr. abgebaut werden, und in der Nähe von Friedland bei Westung am rechten Ufer des Wittigbaches, und bei Weigsdorf am linken Ufer des Wittigbaches, wo zwei Flötze von Moorkohle mit Lignit bei 2' 8 Klfr. mächtig, innerhalb eines kleinen Beckens auftreten und abgebaut werden.“

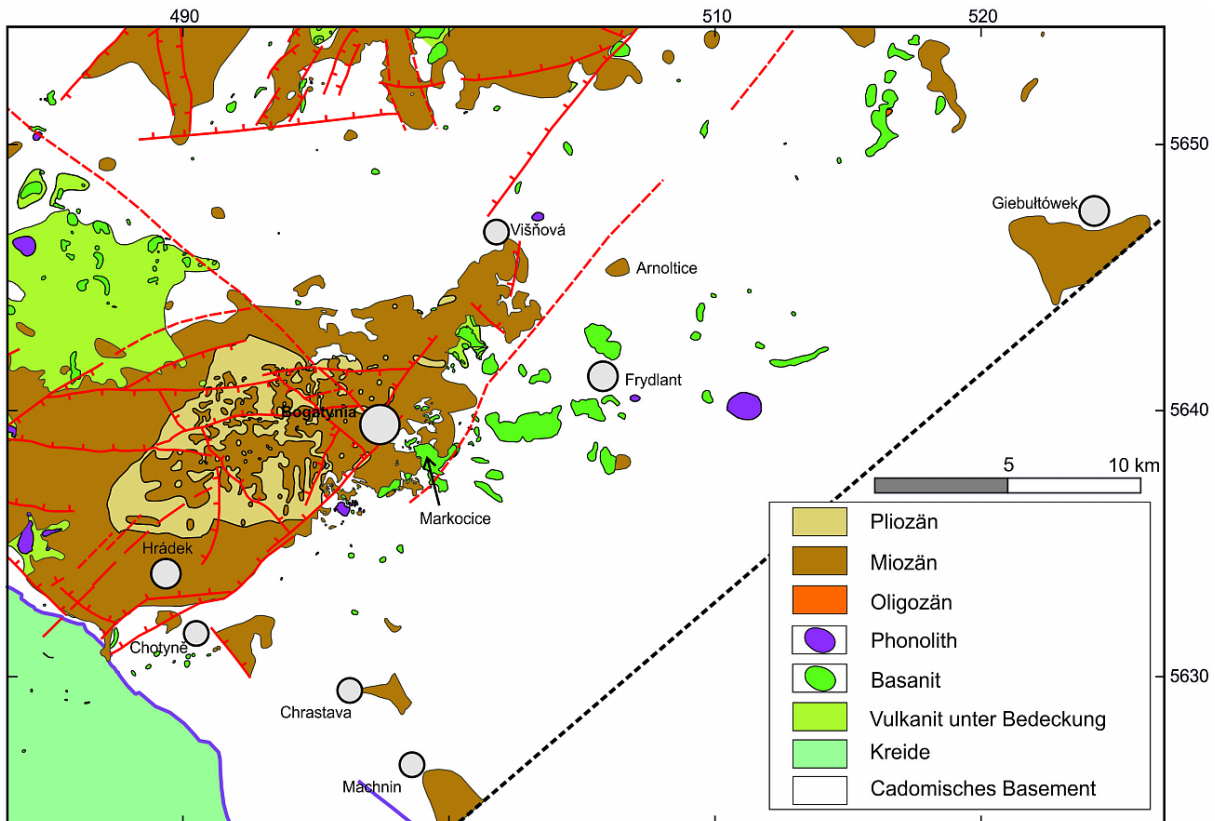


Abb. 26 Verbreitung der Tertiärbecken südlich und östlich des ZTHB

In der Monographie von [Pešek et al., 2010] „Tertiärbecken und Braunkohlevorkommen der Tschechischen Republik“ wird die vorliegende Literatur zusammengefasst. Für das Untersuchungsgebiet wird eine umfassendere Beschreibung der Lagerungsverhältnisse nur für die Becken von Hrádek und Višňová vorgenommen, die übrigen, kleineren Tertiärvorkommen südöstlich Hrádek und östlich Frydlant werden eher nur nachrichtlich erwähnt.

Das Tertiärvorkommen östlich von **Chotyně** (Ketten) erstreckt sich über eine Fläche von ca. 2 km². Die tertiären Sedimente erreichen Mächtigkeiten bis zu 50 m, wobei die untersten ca. 30 m der Loučeň-Formation (ZiA) zugeordnet werden [Pešek et al., 2010]. Bei den im 19. Jahrhundert bei Ketten erfolglos abgebauten dünnen Kohlenflözen [Pešek et al., 2010] dürfte es sich um das Zittauer Oberflöz handeln, zumindest nach Extrapolation der Erkundungsdaten [Václ, 1998]. Ohne Kommentar bleiben in [Pešek et al., 2010] kleinere Miozänverbreitungen nordwestlich (im Bereich der südöstlichen Beckenrandstörung SE-ZHT) und südöstlich von Chotyně, welche in der geologischen Karte [CGS Map server] angegeben werden. Nach Meinung des Autors gehören die Tertiärverbreitungen von Chotyně zu einem Randbecken, vergleichbar dem kleinen Randbecken südwestlich Markocice (s. Kap. 4.2.2). Auch dort wurden (unter Basalt) Sedimente erbohrt, welche eindeutig den Schichten ZiA zugeordnet werden.

Im Tertiärvorkommen von **Chrastava** (Kratzau) sollen ebenfalls mehr als 40 m mächtige Tertiärsedimente erbohrt worden sein, wobei in den zwischen 1939 und 1945 abgeteuften Bohrungen keine Kohleflöze, sondern lediglich bis 1 m mächtiger Kohleton bzw. kohlehaltiger Tonstein erteuft wurde

[Pešek et al., 2010]. Nach Meinung des Autors stellen die Tertiärvorkommen von Chotyně und Chrastava sowie eine kleine Tertiärverbreitung ca. 2 km nördlich von Chrastava, Relikte einer Tertiärverbindung zwischen dem ZTHB und dem Becken von Liberec dar, worauf in ähnlicher Form bereits [Pešek et al., 2010] hingewiesen haben.

Im Becken von Liberec werden bei **Machnin** (Machendorf) und **Karlov pod Ještědem** (Karlswald) Kohleflöze im dm-Bereich und ein über 4 m mächtiges, schwach inkohltes Braunkohlenflöz beschrieben [Pešek et al., 2010; Müller, 1934]. Nach [Pešek et al., 2010] reicht das Kohleflöz bis Janova Důl (Johannesthal) und Hanychov (Ober-Hanichen), wo es noch eine Mächtigkeit von 2 m erreicht. Nach [Thiergart, 1936] ist „das Lignitflöz“ von Machendorf dem Miozän zuzuordnen, wogegen [Hunger, 1953] eine Gleichsetzung mit dem Zittauer Becken ausschließt und nach pollenanalytischen Befunden die Reichenberger Kohlen dem Pliozän zuordnet.

Während die „*Baue auf Lignit oder Moorkohle*“ bei Dörfel, Wüstung und Weigsdorf [Jokely, 1859] dem Teilbecken von Višňová und somit dem ZTHB zugeordnet werden können, bleiben die Tertiärvorkommen bei **Jäckelsthal** (Údolí) nördlich Frýdlant und **Haag** (Hág) südlich Frýdlant [Jokely, 1859] ohne sichere Anbindung an das ZTHB. Weitere Tertiärvorkommen östlich des ZTHB werden 2,5 km südlich von Frýdlant [CGS Map server] und 4 km östlich von Višňová bei **Arnoltice** (Arnsdorf) sowie für **Lázně Libverda** (Bad Liebwerda) [Pešek et al., 2010] beschrieben. [Pešek et al., 2010] beschreiben für Arnoltice einen bis zu 85 m mächtigen Komplex aus Sanden, Tonen und Basalkies mit dünnen Kohlebestandteilen, für Lázně Libverda werden graue Tone mit wahrscheinlich tertiärem Alter angegeben. Nach [Portová, 2012] wird von einer Verbindung der Relikte der Kohleverbretung in den Regionen Liberec und Frýdlant und dem Becken von Hrádek ausgegangen.

Etwa 20 km östlich des Teilbeckens von Višňová sind tertiäre Ablagerungen im Gebiet von **Giebułtówek** (Neu Gebhardsdorf), nordöstlich Wolimierz (Volkersdorf) dokumentiert [Kornaś, 1957], welche von [Róžański et al., 2014] als gräulich bis graue und messingfarbene Tone von durchschnittlicher Plastizität aus dem Miozän beschrieben werden. Im sandigen Ton befinden sich Sandlinsen und Braunkohleeinlagerungen.

4.4.3. Kohlfurt - nördliche Oberlausitz

Die Verbreitung miozäner Sedimente nördlich des Lausitzer Abbruchs wird mit dem Untersuchungsgebiet nur randlich erfasst. Die Miozänbrücke zwischen Wyręba (Stolzendorf) und Henryków Lubański (Hennersdorf) ist ein wesentlicher geologischer Befund für die Existenz eines zusammenhängenden Miozänbeckens nördlich und südlich des Lausitzer Abbruchs östlich der Neiße und stützt stratigraphische Korrelationen zwischen den Flözbildungen der Niederlausitz und der Oberlausitz.

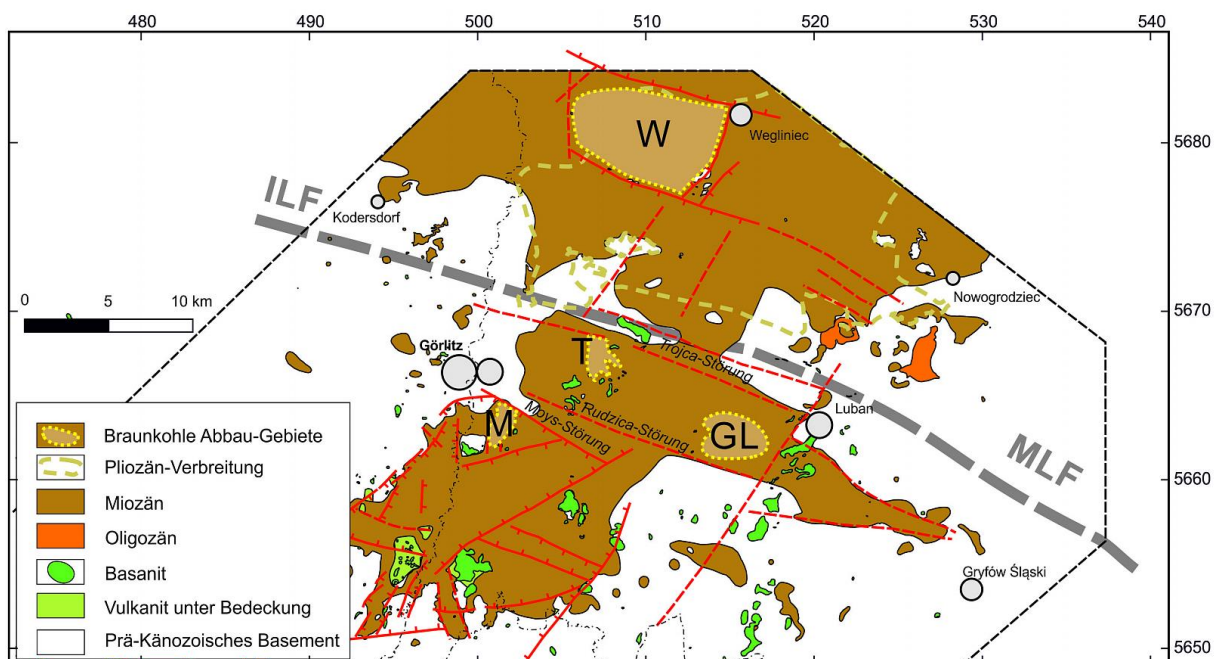


Abb. 27 Tertiäre Sedimente und Braunkohle-Vorkommen nördlich der Lausitzer Hauptstörung W – Węgliniec (Kohlfurt), T – Trojca (Troitschendorf); GL – Siekierczyn / Zaręba (Geibsdorf-Lichtenau); M – Moys.

Im Untersuchungsgebiet erstreckt sich die zusammenhängende Miozänverbreitung nördlich der Lausitzer Hauptstörung / Innerlausitzer Störung (siehe Abb. 5) über den gesamten nördlichen Rand des Untersuchungsgebietes von Mückenhain / Kodersdorf im Westen bis Nowogrodziec im Osten. Weitere kleinere Miozänvorkommen, welche offensichtlich keine direkte Verbindung zur nördlichen Miozänverbreitung aufweisen, befinden sich südlich und östlich Henryków Lubański und südlich Nowogrodziec. Ein lokales, nur etwa 3 ha großes Vorkommen ist ca. 1 km östlich Podlesie (bei Mściszów) dokumentiert [Blatt 719-B-Węgliniec, 1975].

Obwohl nach [Neumann & Stiller, 2016] das Braunkohlevorkommen bei Kohlfurt in der Görlitzer Heide „von alters her bekannt“ ist und erste Erkundungen bereits um 1850 erfolgten, finden sich bei [Zincken, 1867] dazu keine Hinweise. ZINCKEN kennt Braunkohle bei Zodel und Kaltwasser sowie bei „Sohra und Penzig auf dem rechten Neißeufer“ ein „ziemlich mächtiges und ausgedehntes Kohleflöz“, ebenso wie nördlich davon bei Stenker, sowie westlich Stenker „unter dem Königsberge“, jedoch wird keine Kohle bei Kohlfurt beschrieben. Im Jahre 1872 wurden dann die ersten Probebohrungen bei Kohlfurt niedergebracht und 1903 wurde ein Braunkohlenbergwerk eröffnet [Neumann & Stiller, 2016].

Die Lagerstätte Kohlfurt umfasst die Tagebaue und Erkundungsgebiete westlich (Dłużyna Dolna), südwestlich (Zielonka) sowie südlich von Węgliniec (Czerwona Woda). In der Lagerstätte Kohlfurt werden zwei Flöze beschrieben. Das untere Flöz (bezeichnet als Hauptflöz) von 9 - 15 m Mächtigkeit lagert weitestgehend unmittelbar auf der Kreide, das obere Flöz (Oberflöz nach [Priemel, 1907], Basisflöz nach [Quitow, 1953] und [Berg, 1913]) schwankt stark in seiner Mächtigkeit von ca. 1 - 10 m und ist quartär gestört [Priemel, 1907]. Neuere Bohrdaten zeigen meist deutlich geringere Summenmächtigkeiten für das untere Flöz (< 10 m), welches getrennt in 2 bis 3 separate Flözbänke mit Zwischenmitteln bis über 8 m Mächtigkeit angetroffen wurde [TransGeoTherm 2014; Blatt 719-B-Węgliniec, 1975]. Die Mächtigkeit der meist tonig ausgebildeten Sedimente zwischen unterem und oberem Flöz schwankt zwischen ca. 10 m und 40 m. Das Prätertiär (Kreide-Sandstein) wurde in Teufen kleiner 25 Meter bis größer 60 Meter unter Gelände aufgeschlossen. In quartären Erosionsrinnen kann das Niveau des Kreidesandsteins tiefer abgesenkt sein.

Hinsichtlich der stratigraphischen Einordnung der Flöze von Kohlfurt verweist [Kirchheimer, 1937] auf die Gleichstellung mit der Senftenberger Braunkohle. Auch wenn nicht explizit ausgeführt, so dürfte sich die Korrelation auf die des Hauptflözes mit dem 2. Lausitzer Flöz (2. MFK) beziehen. [Illner, 1934] korreliert diese beiden Flöze mit dem Ober- und Unterflöz der Niederlausitz. Das obere Flöz stellt [Quitow, 1953] dem Basisflöz des Posener Flammentons gleich, welches wiederum dem Henryk seam (pokład „Henryk“) von Legnica entspricht [Worobiec, 2009]. Über die Korrelation des Henryk seams mit dem 1. Mid-Polish seam (I pokład środkowopolski) und über diesem zum 1. Lausitzer Flöz wäre eine Beziehung zu den Kohleflözen der Niederlausitz hergestellt [Kasiński & Słodkowska, 2017]. Die Lagerungsverhältnisse von Legnica (südliches Westfeld), wo das 2. Lausitzer Flöz dem Prätertiär teilweise unmittelbar aufliegt, ähneln dabei sehr stark den Verhältnissen von Kohlfurt [Worobiec, 2009].

Während für das untere Flöz eine söhliche bis flach einfallende Lagerung angegeben wird, welche dem prätertiären Untergrund weitestgehend folgt, wird das obere Flöz oft als pleistozän gestört beschrieben. Wenigstens eine, etwa NNE-SSW streichende quartäre Rinne wurde durch Bohrungen für das Gebiet östlich der Kohleverbretung Kohlfurt, unmittelbar östlich Węgliniec-Czerwona Woda sicher nachgewiesen ([Priemel, 1907; Blatt 719-Węgliniec, 2005] sowie Bohrdaten aus [Blatt 719-B-Węgliniec, 1975]). Diese Rinne räumt die tertiären Sedimente bis zu einer Tiefe von mindestens 70 m aus (ca. 100 m Teufe ab GOK) und reicht östlich Czerwona Woda bis auf das Prätertiär (Santon).

Auch das von [Illner, 1934 und 1928a] bei Paritz-Herschelswaldau und Kolonie Stelzerberg nördlich bzw. nordöstlich von Naumburg a. Queis (Nowogrodziec) beschriebene Braunkohlenflöz lagert mehr oder weniger direkt dem Kreidesandstein auf, ebenso wie das in der König Wilhelm Grube bei Ullersdorf a. Q. abgebaute Kohleflöz. Nach der älteren Literatur [Illner, 1934] bleiben die lokalen Kohleverbretungen südlich der Linie - Leippa (Lipna) - Freiwaldau (Gozdnica) - Klitschdorf (Kliczków) ohne stratigraphische Zuordnung, nördlich dieser Linie wird die flächige Verbreitung des Ober- und Unterflözes (1. und 2. MFK) der Niederlausitz bis mindestens zur Oder im Osten gesehen. Die Kohlevorkommen südlich der genannten Linie werden dabei stratigraphisch teils dem Oligozän, teils dem Senon zugeordnet. Die König Wilhelm Grube bei Ullersdorf a. Q. bezeichnet [Illner, 1934] als Steinkohlenbergwerk, und [Willinger, 1882] ordnete sie dem Obersenon zu, ebenfalls wie die Kohle bei der Kolonie Naumburg. Auch [Berg, 1913] und [Pietzsch, 1925] bezeichnen die Kohleflöze der bei Rothwasser gelegenen Grube Albert als cretazisch.

[Kirchheimer, 1937] parallelisiert die Kohlevorkommen von Klitschdorf und die „Kreidekohle“ der Grube Albert bei Rothwasser bereits mit der „Senftenberger Braunkohle“, was mit neuen Erkenntnissen bestätigt wird. In den Erläuterungen zur geologischen Karte Nowogrodziec (1:50.000) verweisen [Przybylski & Ichnatowicz, 2012] auf den Umstand, dass verkieselte Sandsteinlagen / Quarzite im

Hangenden der Kreide, welche früher generell dem Senon zugeordnet wurden, ins Miozän oder Oligozän gestellt werden müssen. Nach Meinung des Autors ist zumindest die Braunkohle, welche dem Sandstein mehr oder weniger direkt auflagert (teilweise über einem Liegendton oder über Sanden des verwitterten Sandsteins), ins Miozän zu stellen und mit dem 2. MFK zu parallelisieren. Inwieweit Kohleflöze innerhalb des Sandsteinverbandes ins Oligozän oder gar Eozän [Przybylski & Ihnatowicz, 2012] zu stellen sind, muss offenbleiben.

Die Lagerung des unteren Flözes mehr oder weniger unmittelbar auf dem prätertiären Untergrund lässt sich nicht nur für die genannten Gebiete im Bereich der Kreideverbreitung feststellen, sondern ist auch für das gesamte nordöstliche Teilbecken des BRB nachweisbar:

- Trojca (Brg. Z20/24: Braunkohle auf Schiefer) bzw. Troitschendorf ([Heinicke, 1903]: Braunkohle über weißgrauem plastischen Ton auf Tonschiefer),
- Ober-Schönbrunn (Sulików) – Nieder-Pfaffendorf (Louisen-Grubenfeld), Nieder-Lichtenau und Geibsdorf ([Heinicke, 1903]: Braunkohle über weißgrauem plastischen Ton auf Tonschiefer),
- Bertelsdorf-Thiemendorf sowie ([Heinicke, 1903]: Braunkohle über lichtgrauem plastischen Ton auf Gneis),
- Ober-Langenöls ([Illner, 1928b]: Braunkohle auf Granit).

Nach [Berg, 1913] weisen die Mulden von Berzdorf, Troitschendorf-Lichtenau und die Mulde östlich Lauban die Gemeinsamkeit auf, dass „zwischen Kohle und dem Grundgebirge nur tonige Masse“ liegt, „oder die Kohle von diesem Ton nur durch geringmächtige Sandschichten getrennt“ ist. Das Grundgebirge (Granit, paläozoische Schiefer und Grauwacken) befindet sich „zu oberst oft 10-20 m tief in kaolinisiertem Zustand“ und bildet „in seinen oberen Teilen selbst einen mageren, sandig-glimmerigen Ton (...), der aber nach der Tiefe zu allmählich ins feste Gestein übergeht.“ Die Kohleflöze von Lichtenau, Herschelswaldau und Klitschdorf parallelisiert [Quitow, 1953] mit dem Oberflöz von Kohlfurt, so dass über die Korrelation mit dem 2. MFK alle genannten „Liegend“-Flöze stratigraphisch eingeordnet werden können. Da nach Meinung des Autors die Flöze bei Hermsdorf-Schönbrunn-Nicolausdorf den Berzdorfer Flözen 5-9 (13?) entsprechen, ist auch hier der Bezug zum 2. MFK hergestellt (s. Kap. 4.3.4).

Die Kohle im Teilbecken von Moys wird, wie in Kap. 4.3.4 bereits beschrieben, vom Autor der FBG 1-4 (FBG 1) zugeordnet.

4.4.4. Troitschendorf (Trojca) bis Geibsdorf-Lichtenau (Siekierczyn / Zaręba)

Östlich von Görlitz-Zgorzelec bleibt die zusammenhängende Kohlebreitung des BRB auf das Gebiet südlich der Moys-Störung beschränkt. Die Sedimente des Tertiärbeckens von Berzdorf-Radomierzycze reichen jedoch über die Rudzica-Störung bis zur Trojca-Störung. In diesem Gebiet überlagern die tertiären Sedimente das cadomische Basement und weisen die beiden Kohlevorkommen von Troitschendorf und Geibsdorf-Lichtenau auf (Abb. 27).

Nach [Priemel, 1907] liegt die Braunkohle bei **Troitschendorf**, welche sich über eine Fläche von etwa 3 x 3 Kilometer erstreckt, als ein bis max. 8,7 m mächtiges Flöz vor, welches nur im Südteil durch ein bis 60 cm mächtiges toniges Mittel in 2 Flözbänke untergliedert ist. Die obere Flözbank wird als die mächtigere angegeben und weist im Beckentiefsten eine durchschnittliche Mächtigkeit von 4 bis 5 Metern auf. Die untere Flözbank ist dagegen nur etwa 1 Meter mächtig. Das Liegende der Kohle bilden Tone, wobei die im Zentralteil der Kohlebreitung schwarzen, meist kohligen Tone, randlich in graue Tone übergehen. Vereinzelt lagert Kohle auch direkt auf dem Prätertiär (Brg. Z 20/24: Kohle über Tonschiefer). Im südlichen Abbaubereich der Josef-Hermann-Grube wurde Senon (mit Senonkohle) aufgeschlossen [Priemel, 1907]. Dieser interessante Befund ist der einzige Hinweis auf die ehemalige Kreideverbreitung zwischen Lausitzer Abbruch und Lausitzer Überschiebung östlich von Görlitz.

Ausgehend von den Lagerungsverhältnissen (Ausbildung des Kohleliegenden vergleichbar mit dem nördlich bei Kohlfurt vorhandenen Vorkommen) und der Flözkorrelation mit den ca. 2 km entfernten Flözbänken der FBG 5-99 ist das Flöz von Troitschendorf nach Meinung des Autors mit dem 2. MFK zu korrelieren. Insbesondere das Fehlen jeglichen, schuttfächerähnlichen Materials im Liegenden der Tertiärverbreitung lässt eine Korrelation mit der FBG 1 als unwahrscheinlich erscheinen (im Gegensatz zur Liegendausbildung der Kohleflöze von Moys). BERG verweist auf den Umstand, dass „die unmittelbare Auflagerung auf ein kaolinisiertes Grundgebirge (...) diese Flöze oft ganz ähnlich den südlichen Ausläufern der märkischen (Muskauer) Flöze erscheinen“ lässt [Berg, 1913], wobei hier sicher auf die teilweise Auflagerung der Kohle des 2. MFK Bezug genommen wird, welche exarativ dem kaolinisierten Grundgebirge aufliegen.

Die in [Berg, 1913] und [Priemel, 1907] beschriebenen Lagerungsverhältnisse weisen auf ausgesprochen glazigen gestörte Lagerungsverhältnisse hin, bedingt durch Aufstauungen am Rand des Grundgebirges. Durch diese glazigen Störungen sind die Flöze teils steil gestellt und werden in

Hochlagen (Flözhangendes bei ca. 12 m u GOK) erosiv von quartären Kiesen überlagert. Die Kohle erreicht hier nur geringe Mächtigkeiten von max. 1 Meter.

Während in Troitschendorf das Miozän bis etwa 40 m mächtig ist, wurde in **Geibsdorf-Lichtenau** (Siekierczyn - Zaręba Górna) eine Tertiärmächtigkeit von 70 m erbohrt [Priemel, 1907]. Hier lagert das Braunkohlenflöz in einer mittleren Teufe von 30 m bis 40 m, im Muldentiefsten bis 63 m und erreicht bei normaler Lagerung in Lichtenau Mächtigkeiten bis 12 Meter, in Geibsdorf 6 Meter. Ähnlich Troitschendorf ist auch hier das Flöz in den Randbereichen gestaucht, jedoch wurden in Lichtenau diapirartige Aufpressungen längs eines „Sattels“ angetroffen, wodurch das Flöz mit einer scheinbaren Mächtigkeit bis 30 m fast bis an die Geländeoberkante reicht. Hier wurde die Kohle früher in kleinen Tagesgruben abgebaut. In Lichtenau folgt über dem Hauptkohleflöz mit einem Abstand von etwa 7 m bis 15 m ein sogenanntes „Oberflözchen“ mit einer Mächtigkeit von 0,1 m bis 4 m [Priemel, 1907]. Die Verbreitung dieses Flözes ist auf das Gebiet nördlich / nordöstlich des Bahnhofs Lichtenau beschränkt.

Das Hauptflöz wird von [Quitow, 1953] dem Oberflöz und somit dem 2. MFK zugeordnet. Wegen des geringen Abstands zum hangenden Flöz könnte dieses Flöz mit dem Oberbegleiter des 2. MFK parallelisiert werden. Das Hauptkohleflöz ist mit dem nördlich bei **Löbenslust** (Wesołowka) in deutlich größerer Teufe erbohrten Kohleflöz zu parallelisieren. Nach der geologischen Karte [Czegółowka Mapa Geologiczna Sudetów, 1:25.000, Blatt 756-B Siekierczyn, 1958] lagert hier ein ca. 8 m mächtiges Flöz relativ ungestört in einer Teufe von ca. 70 m bis 80 m unter Gelände. Das Prätertiär wurde hier auch nach 100 m noch nicht erbohrt. Nach den dargestellten Bohrerergebnissen [TransGeoTherm, 2014] werden in diesem Bereich 2 Flöze angetroffen, wobei das tiefere Hauptflöz mit einer Mächtigkeit bis 20 m bis in eine Teufe von 105 m unter Gelände erbohrt wurde (Brg. S-7/3/55 und S-3/5/55). Hier wurde auch nach 114 m noch kein Prätertiär erreicht.

Unklar ist die Verbreitung quartärer Sedimente. Während in der geologischen Karte ein nur geringmächtiges Quartär angegeben ist, weisen die Bohrerergebnisse auf rinnenartige Ausräumungen mit Quartärmächtigkeiten von über 60 m hin. So wurden in 30 m bzw. 69 m Teufe Feuerstein bzw. roter Granit erbohrt und in zwei Bohrungen Geschiebemergel bis 60 m Teufe angegeben. Somit bleibt offen, ob das obere, zwischen 0,2 m und 5,5 m mächtige Flöz, welches in Teufen zwischen 57 m und 20 m angetroffen wurde, eine eigenständige Kohlebildung darstellt, oder ob es sich um quartär gestörte Reste des Hauptflözes handelt.

Die absolute Teufenlage des Hauptflözes bei etwa 190 m NN korreliert gut mit den Kohleflözen von Lichtenau und Troitschendorf, wo das Oberflöz im Mittel bei etwa 200 m NN lagert [Quitow, 1953] bzw. bei 190 m NN. Bereits ZINCKEN korreliert die Kohleflöze von Oberlichtenau, Geibsdorf und Löbenslust bis Holzkirch und Langenöls [Zincken, 1867].

Die genaue östliche Begrenzung des BRB bleibt unbestimmt, s.a. nächstes Kapitel. Von der Erstreckung der östlichen Ausläufer des BRB südöstlich von Lubań bis mindestens Ubocze (Schosdorf) ist jedoch mit Sicherheit auszugehen.

4.4.5. Sonstige miozäne Tertiärorkommen

Neben den beschriebenen miozänen Tertiärorkommen sind im Untersuchungsgebiet weitere Sedimentreste des Miozäns erhalten geblieben, welche nachfolgend kurz beschrieben werden.

- Miozänorkommen bei Großschönau und am Steinberg bei Bertsdorf
- Miozänorkommen westlich / nordwestlich des ZTHB
- Kleinere Tertiärorkommen westlich / nordwestlich Görlitz
- Miozänorkommen zwischen Bierna, Lesna und Ubocze

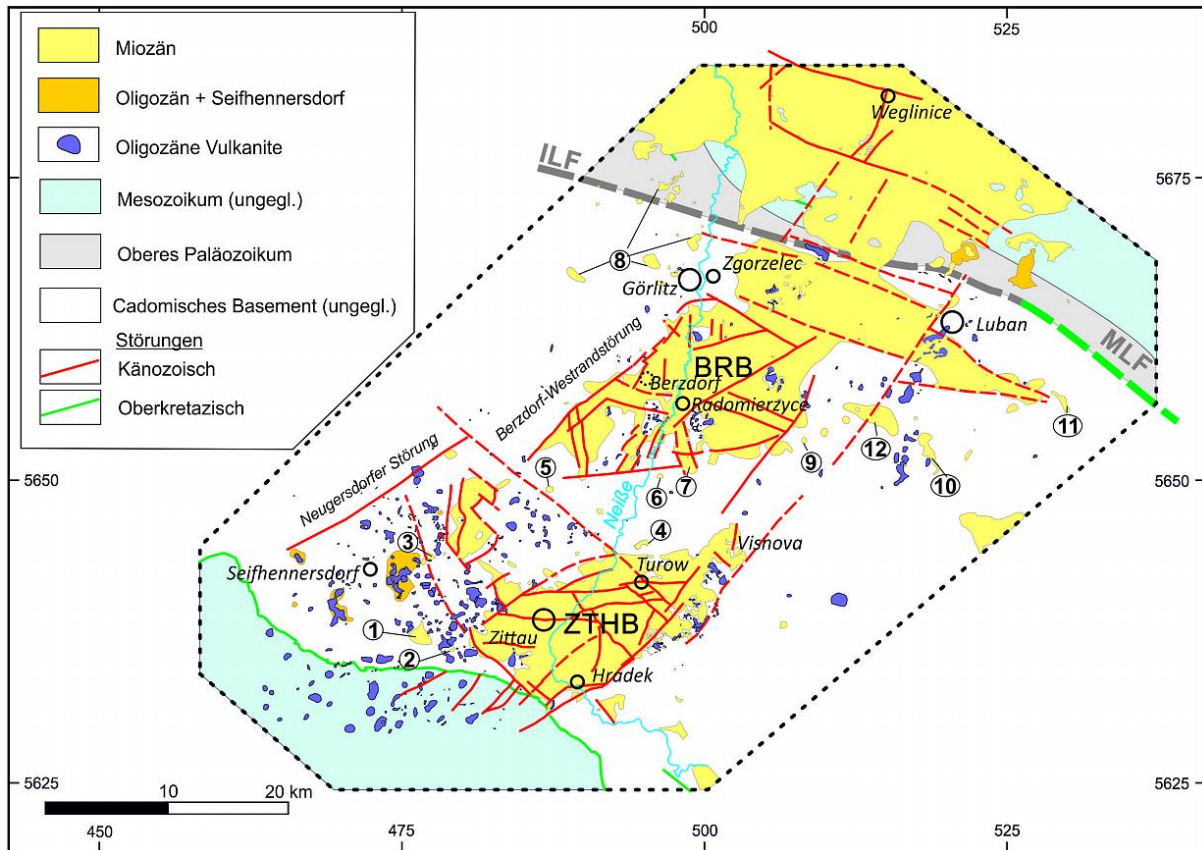


Abb. 28 Lokale miozäne Vorkommen tertiärer Sedimente im Untersuchungsgebiet.
 1 – Großschönau; 2 – Steinberg bei Bertsdorf; 3 – Spitzkunnersdorf; 4 – Zatonie;
 5 – Großhennersdorf; 6 – Bratków; 7 – Becken von Reutnitz; 8 - Tertiärorkommen
 westlich / nordwestlich Görlitz; 9 – Bierna; 10 – Lesna; 11 – Ubocze 12 – Zalipie-
 Przylesie.

Aufgrund fehlender Daten zur Abgrenzung des Tertiärs oder der Kohleverbreitung erfolgte für einige Tertiär- und Kohlevorkommen keine Eintragung in der Karte. So für die Tertiärverbreitung und die Braunkohlevorkommen zwischen Greifenberg (Gryfów Śląski, Abb. 27) und Krummenöls (Oleszna Podgórska) östlich der heutigen Droga wojewódzka 364 [Berg, 1913; Heinicke, 1903], bei Gerlachsheim (Grabiszycze) [Priemel, 1907] und im Bereich der Kolonie Neu Bertelsdorf (Uniegoszcz) [Berg, 1913] bzw. in der Grube Urania zwischen Berthelsdorf und Thiemendorf (Radostów), östlich Lauban (Lubań) [Kirchheimer, 1939]. Ebenfalls erfolgte keine Darstellung für die bei Brunnenbohrungen angetroffene Braunkohle in Neu-Kretscham (Nowa Karczma) und bei Mittel- und Obergeibsdorf (Siekierczyn) [Heinicke, 1903; Priemel, 1907], für die Braunkohlevorkommen bei Nieder-Linda (Zalipie Dolne), bei Lauban und in der Gegend südlich von Lauban [Priemel, 1907], die Braunkohlevorkommen zwischen Rothwasser und Bahnhof Kohlfurt [Priemel, 1907], sowie zwischen Rothwasser (Czerwona Woda) und Meierslaune (Droginia) [Berg, 1913], die Braunkohlevorkommen bei Zodel und Kaltwasser, bei Sohra (Żarki Średnie) und Penzig (Pieńsk) [Zincken, 1867; Priemel, 1907] sowie für die Braunkohlevorkommen bei Langenöls (Olszyna) und Marklissa (Leśna) [Berg, 1913]. Nach [Priemel, 1907] wurden innerhalb der Tertiärverbreitung zwischen Troitschendorf und Krummenöls in zahlreichen Ziegelei- bohrungen Kohlestücke und -schmitzen in Tonen und Schluffen angetroffen, so dass PRIEMEL von einer zusammenhängenden Braunkohlenformation innerhalb dieses Teilbeckens des BRB ausging.

Hinweise auf das Vorhandensein miozäner Sedimente inkl. Braunkohle in der Umgebung von **Großschönau** finden sich bereits in [Siegert, 1897], eine zusammenfassende, aktuelle Übersicht wird in [Lobst, 2013] gegeben. Nach allen vorliegenden geologischen Befunden handelt es sich um ein kleines, vom ZTHB separaten Becken mit einer vermuteten Gesamterstreckung von ca. 2 x 2 km. Leider liegen keine Bohrungen oder sonstigen Aufschlüsse aus dem vermuteten zentralen Beckenbereich vor. Die Mächtigkeit der tertiären Sedimente (ohne vulkanische oder vulkanogene Bildungen) erreicht im südlichen Randbereich 10 m, am nördlichen Rand bei Großschönau wurden nur wenige Meter erteuft. In allen Aufschlüssen unterlagern vulkanische Bildungen (Phonolith / phonolithischer Tuff, seltener basaltischer Tuff) die miozänen Sedimente. Im Liegenden der Vulkanite wurden keine weiteren tertiären (oligozänen) Sedimente nachgewiesen. Pollenuntersuchungen von Tuffit und Schluff der südlichen Beckenrandbohrungen bleiben unspezifisch [Lobst, 2013], so dass keine stratigraphische Zuordnung vorgenommen werden kann. Der Autor geht in Analogie zu den Lagerungsverhältnissen am westlichen Beckenrand des ZTHB und des Oderwitzer Beckens davon aus, dass die tertiären Sedimente von Großschönau eher den Schichten ZiD oder ZiC zuzuordnen sind, nicht aber dem Unterflöz oder den Schichten ZiB.

Südlich des Steinbergs bei **Bertsdorf**, etwa 1,6 km vom Großschönauer Becken entfernt, wurde ebenfalls ein kleiner Tertiärrest von ca. 500 m x 200 m und wenigen Metern Mächtigkeit aufgeschlossen. Auch diese tertiären Bildungen werden vom Autor den Schichten ZiD oder ZiC zugeordnet.

Die beiden Tertiärreste von Großschönau und Bertsdorf zeigen, ebenso wie die südöstlich und östlich des ZTHB gelegenen kleinen Tertiärbecken von Chotyně bis Liberec sowie bei Arnoltice und *Giebułtówek* (siehe Abb. 26), dass die Verbreitung des kohleführenden Miozäns erheblich größer war, als die jetzige Kontur des ZTHB erkennen lässt. Dies bestätigen auch die nachgewiesenen **Miozänvorkommen westlich / nordwestlich des ZTHB**.

In Abb. 28 ist die Lage dieser kleinen Miozänvorkommen dargestellt. Sie erstrecken sich vom Westen bei Spitzkunnersdorf und Wiesental bis Zatonie, 2 km östlich der Neiße bei Hirschfelde, im Osten und reichen im Norden östlich Großhennersdorf am Heuscheuner Weg und südöstlich Ostritz bei Bratków bis fast an das Becken von Berzdorf-Radomierzyce. Braunkohle wurde an den beiden Standorten bei Großhennersdorf und Bratków erbohrt, wobei vom Autor der Kohleton und die kohleführenden Kiese bei Großhennersdorf der FBG 1 zugeordnet werden, was somit dem Oberflöz der Schichten ZiD entspricht. Nach [Grahmann & Ebert, 1939] wurden bei Blumberg (Bratków) 10 Meter Braunkohle erbohrt und die Bohrung in einer Teufe von 13 m abgebrochen. Wegen der vergleichsweise geringen Entfernung zum Becken von Reutnitz (Nr. 7 in Abb. 28) sowie der vergleichbaren Kohlemächtigkeit und Lagerungsverhältnisse wird vom Autor auch hier die stratigraphische Zuordnung zur FBG 1 vorgenommen.

Die Größe der genannten Tertiärvorkommen variiert zwischen 0,04 km² und 0,5 km², die Gesamtmächtigkeit der tertiären Sedimente erreicht meist nur wenige Meter. Lediglich die Vorkommen östlich der Neiße bei Bratków (mindestens 10 m) und westlich Zatonie (bis 40 m [Kasiński, 2000]) weisen auf größere Tertiärmächtigkeiten hin.

Die Verbreitung der kleineren **Miozänvorkommen westlich / nordwestlich Görlitz** reicht vom westlichen Stadtgebiet bis zum Anschluss an die flächige Miozänverbreitung der nördlichen Oberlausitz bei Niesky. Hierbei handelt es sich um Tertiärrelikte von wenigen Hektar Fläche bis maximal 1,5 km², welche sich nur sehr unsicher in ihrer Erstreckung abgrenzen lassen. Diese tertiären Sedimente sind oft als Sand, meist Feinsand / schluffiger Feinsand ausgebildet und von nur geringer Mächtigkeit (wenige Meter bis 10 Meter).

Für die Vorkommen unmittelbar westlich Görlitz, zwischen B 99, Rauschwalde und Girbigsdorf werden in [Glocker, 1857] und [Priemel, 1907] Braunkohlevorkommen unter 1,2 m bis 3,5 m Bedeckung mit Mächtigkeiten bis 3 m beschrieben (Ziegelei südlich Rauschwalde). Dabei handelt es sich um teils erdige bis holzartige Kohle. Zu den von PRIEMEL beschriebenen Nachweisen von Braunkohle zwischen Girbigsdorf und Ebersbach und Schmierkohle im Gebiet der ehem. Waggonfabrik Görlitz, Werk II (heute Bombardier Transportation) sowie an der Ecke Pontestraße/Grüner Graben in Görlitz [Priemel, 1907] liegen keine neueren Nachweise oder Bohrdaten vor. Bohrungen aus den Jahren 1983 bis 2008, welche im Bereich Pontestraße, Grüner Graben bis ins Prätertiär abgeteuft wurden, haben kein Tertiär erbohrt. Trotz der beschriebenen Kohlevorkommen westlich Görlitz (teilweise in knapp 40 m Teufe; ehem. Waggonfabrik, [Priemel, 1907]) konnte in keiner der aktuell vorliegenden Bohrungen [Raithel et al., 2013] Tertiär sicher nachgewiesen werden. Auch für den Bahnbereich unmittelbar nördlich Rauschwalde wird in aktuellen Untersuchungen kein Tertiär nachgewiesen [Kemnitz, 2017]. Es ist deshalb davon auszugehen, dass im genannten Bereich Tertiär nur in eng begrenzten, kleinräumig tektonisch abgesenkten Bereichen erhalten blieb, oder es sich bei der beschriebenen Braunkohle um quartär umgelagerte Tertiärrelikte handelt.

In jedem Fall ist gut zu erkennen, dass eine flächenhafte Verbreitung des Tertiärs im Untersuchungsgebiet nur östlich der Neugersdorfer Störung bzw. der Berzdorf-Weststrandstörung und nördlich der Störungszone der Innerlausitzer Störung und Lausitzer Hauptstörung zu verzeichnen ist.

Östlich des BRB bei Zawidów erstrecken sich 4 kleinere **Miozänvorkommen zwischen Bierna, Lesna und Ubocze**. Alle diese Miozänvorkommen sind als Erosionsreste des ehemals größeren Beckens von Berzdorf-Radomierzyce anzusehen und wurden entweder über Bohraufschlüsse nachgewiesen (Vorkommen bei Przulasek und östl. Bierna [TransGeoTherm, 2014]), werden in der älteren Literatur genannt (Nieder-Linda (Zalipie), Kolonie Waldeck (Przulasek), Pretin / Kol. Prettin (Jurków) [Priemel, 1907], Grube Daniel bei Bierna (Bierna) [Zincken, 1867]) oder sind als Miozänvorkommen auf der geologischen Karte angegeben (Vorkommen östlich Przulasek [Geologische Karten Polen 1:25.000; Geologische Karten Polen 1:50.000]). Da in der Literatur nur die Orte genannt werden und nur die Koordinaten von zwei Bohrungen vorliegen, ist die Abgrenzung dieser Vorkommen außerhalb der Darstellung in den geologischen Karten schwierig, für die Fragestellung zur flächigen Tertiärverbreitung im Rahmen dieser Arbeit aber auch ohne Belang.

Im genannten Gebiet, zwischen der Grenze zur Tschechischen Republik im Südwesten und der Innersudetischen Verwerfung im Nordosten, sind nach [Kozdrój et al., 2008] immer wieder lokale Miozänablagerungen unter quartärer Bedeckung anzutreffen. Dabei handelt es sich meist um tonig-schluffige Sedimente, seltener um Sande. Die Gesamtmächtigkeit der miozänen Sedimente wird mit maximal 60 m angegeben, wobei 20 m selten überschritten werden. Für die stratigraphische Zuordnung der einzelnen isolierten Tertiärvorkommen liegen bis jetzt jedoch keineswegs zweifelsfreie Nachweise vor. So könnten einzelne Vorkommen oder auch nur einzelne Schichtpakete auch dem Pliozän oder dem Oligozän zugeordnet werden. Einen sicheren Hinweis auf die Verbreitung oligozäner Sedimente auch im Gebiet südlich der Innersudetischen Verwerfung gibt es durch das Antreffen von Basaltgängen in Braunkohle westlich Gryfów, s. Kap. 4.5 [Kozdrój et al., 2008].

Einen Hinweis zum Abbau von Kohle innerhalb dieser lokalen Vorkommen gibt [Zincken, 1867]. Für den Förderschacht der Grube Daniel bei Bierna wird eine Tertiärmächtigkeit von reichlich 20 m angegeben mit zwei je ca. 1,5 m mächtigen Kohlelagen. Das Tertiär (grauer Ton mit Kohlebrocken) stand hier oberflächlich an, was hier sicherlich auch zum Abteufen eines Schachtes führte.

4.5. Oligozänverbreitung außerhalb der Becken von Zittau-Turów-Hrádek und Berzdorf-Radomierzyce

Angaben zur Verbreitung und Ausbildung oligozäner Sedimente innerhalb der beiden großen Tertiärbecken ZTHB und BRB finden sich in den Kapiteln 4.2 und 4.3. Außerhalb dieser Becken sind im Untersuchungsgebiet Sedimente des Oligozäns, bis auf wenige Ausnahmen, nur im Gebiet Seifhennersdorf-Schluckenauer Zipfel und nördlich / nordöstlich Lubań nachgewiesen.

4.5.1. Sedimentäres Oligozän im Gebiet Seifhennersdorf-Schluckenauer Zipfel

Mit der Arbeit von [Herre, 1954] wurde eine umfassende Arbeit zum Polierschiefervorkommen von Seifhennersdorf vorgelegt. Vorher wurde die „basaltische Braunkohlenformation“ bereits in den Erläuterungen zu den geologischen Karten beschrieben. Dabei werden die Vorkommen oligozäner Sedimente sowie von Polierschiefer und Kohle für folgende Örtlichkeiten angegeben (Abb. 29): Seifhennersdorf-Varnsdorf, südlich Niederleutersdorf, bei Schönborn (Studánka) und südöstlich davon im Kirchenbusch bei Světliny (Lichtenhain), am Rauchberg (Dymník) südlich Ehrenberg (Křečany), bei Schönlinde (Krásná Lípa) [Reinisch, 1920], am Pirsken (Hrazený) bei Fürstenwalde (Knížecí), am Botzen (Pončín) westlich Schluckenau (Šluknov) [Herrmann & Beck, 1897] und am „Breiten Busch“ östlich Hainspach (Lipová) [Herrmann, 1893]. Ein kleines Vorkommen ist am Strazny Vrch in der geologischen Karte eingezeichnet [Blatt 02-221 Šluknov, 2006].

Außerdem werden in [Rydval & Fiedler, 2012] noch weitere Angaben zu Vorkommen und alten Abbaueversuchen von Kohle bzw. Polierschiefer genannt: Fund einer Kohleschicht in der Nähe der Schule von Obereinsiedel (Horní Poustevna), Abbaueversuch nahe der Bierbrücke in Wölmsdorf (Vilémov) und Angaben zu einer Kohleschicht bei der unteren Mühle in Hemmehübel (Kopec). Die genannten Örtlichkeiten sind als Punkte in Abbildung 29 dargestellt. Weitere Vorkommen (nicht dargestellt in Abb. 29) befinden sich bei Markvartice (Markersdorf) und Veselíčko (Freudenheim), etwa 20 km SE Schönborn [Walther & Kvaček, 2007; Kovar-Eder, 2016]. Hier fällt die Oligozänbasis von ca. +450 m üNN am östlichen Fuß des Vysoký les auf +380 m üNN ab.

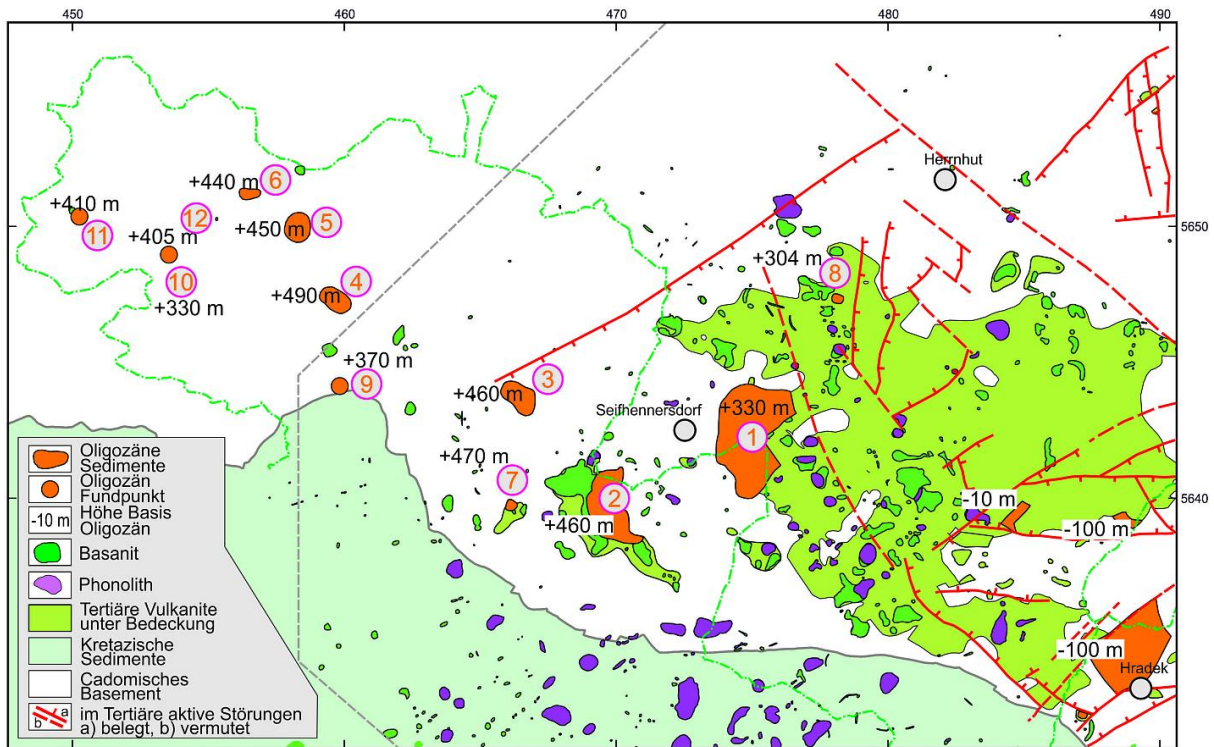


Abb. 29 Lage der Vorkommen oligozäner Sedimente in der Region Seifhennersdorf - Schluckenauer Zipfel - Zittauer Becken sowie der Basishöhe (üNN) der Sediment-Vorkommen
 (1 - Seifhennersdorf-Varnsdorf, 2 - Niederleutersdorf- Světliny; 3 - Dymník; 4 - Hrazený; 5 - Pončín; 6 - Lipová; 7 - Krasna Lipa; 8 - Brg. Orz 268/1977; 9 - Kopec; 10 - Vilémov; 11 - Horní Poustevna, 12 - Strazny Vrch)

Bis auf die Vorkommen im Tal des Brtnický potok bei Kopec, des Vilémovský potok in Vilémov und am Westhang des Strazny Vrch sind alle genannten Oligozänvorkommen unter Vulkanitbedeckung anzutreffen. Diese Tatsache und der Umstand, dass die Höhenlagen deutlich von den umliegenden Oligozänvorkommen abweichen, könnte ein Hinweis darauf sein, dass es sich dabei um umgelagerte Sedimentpakete und keine autochthonen Vorkommen handelt.

Die „basaltische Braunkohlenformation“ wird in [Reinisch, 1920] als „zu unterst aus Granitarkosen und Polierschiefern in mehrfacher Wechsellagerung mit Braunkohlenflözchen“ bestehend beschrieben, welche von Tuff und Basalt überlagert werden. Für den Bereich Seifhennersdorf-Varnsdorf kann die Mächtigkeit der „basaltischen Braunkohlenformation“ mit ca. 7 m bis ca. 50 m angegeben werden. Die Sedimente lagern dem Granit meist direkt auf, können jedoch auch von Basalt mit größerer Mächtigkeit unterlagert werden (s. Brg. 1/54: 32,25 m Basalt bzw. Basalttuffbrekzie, darunter 1,9 m tuffitischer Sandstein bzw. Quarzkonglomerat über Granit). Nach [Walther & Kvaček, 2007] stellt die Vulkanitlage (2 Basaltdecken, getrennt von ca. 11 m feinkörniger Basalttuffbrekzie) im Liegenden des Polierschiefers eine jüngere Intrusion dar, welche mit 28,82 bis 24,43 Ma angegeben wird.

Sowohl der Aufbau als auch die Mächtigkeit der „basaltischen Braunkohlenformation“ variieren sehr stark, so dass die Darstellung der Lagerungsverhältnisse in [Herre, 1954] als stark idealisiert angesehen werden muss. Während HERRE für das Erkundungsgebiet Seifhennersdorf eine fast konstante Lagerung der Polierschieferflöze von insgesamt ca. 20 m Mächtigkeit innerhalb von Tuffen angibt, zeigen sowohl die Schichtenfolge in der nur ca. 300 m entfernt gelegenen Bohrung 1/54 als auch die Schichtenfolgen in den alten Schächten von Seifhennersdorf, Varnsdorf und südlich Leutersdorf eine große Veränderlichkeit der Sedimentablagerungen, sowohl vertikal als auch lateral. Neben der Tatsache der deutlich unterschiedlichen Schichtfolgen von Polierschiefer, Arkosen, Sandstein und Tuffen zeigt auch die Varianz der Bezeichnungen für die kohligen Ablagerungen (Glanzkohle, Schieferkohle, Brandschiefer) in Verbindung mit den stark wechselnden Gesamtmächtigkeiten für die „basaltische Braunkohlenformation“ deutlich unterschiedliche Bildungsbedingungen auf engem Raum an (teils nur wenige hundert Meter Abstand zwischen den Aufschlüssen). Ausbildung und Mächtigkeit tuffitischer oder reiner Tufflagen wechseln ebenfalls über teils kurze Entfernungen (wenige hundert Meter), was auf eine ausgeprägte Dynamik der tektonischen Bewegungen während der vulkanischen Aktivitäten hinweist.

Die großen Veränderlichkeiten innerhalb der „basaltischen Braunkohlenformation“ finden ihre Entsprechung im heterogenen Aufbau und den erheblichen Mächtigkeitsschwankungen der Schichten ZiA im ZTHB (Kap. 4.2.2.) und in Berzdorf (Kap. 4.3.1.1). Ebenso wie im Gebiet Seifhennersdorf-Schluckenauer Zipfel wird das Liegende der Schichten ZiA im Wesentlichen von Granit oder Granodiorit gebildet, jedoch ist in Einzelfällen auch Basalt von erheblicher Mächtigkeit (größer 60 m) anzutreffen. Die geringsten Mächtigkeitsschwankungen treten im Berzdorfer Becken auf, jedoch liegen für das deutlich größere Becken von Radomierzycze keine Liegendaufschlüsse der dort vorhandenen Basaltdecken vor. In Berzdorf wurde innerhalb der Liegendschichten eine 4. Basaltdecke von 4,6 m Mächtigkeit erbohrt, was sowohl die vulkanische Aktivität als auch die Kleinteiligkeit im regionalen Auftreten bestätigt.

Während die „basaltische Braunkohlenformation“ zunächst dem Oberoligozän zugeordnet wurde [Reinisch, 1920; Pietzsch, 1925], werden nach vergleichenden Zuordnungen der Vielzahl der paläontologischen Befunde diese Schichten nunmehr in das untere Oligozän (Rupel) gestellt [Walther & Kvaček, 2007; Kvaček & Teodoridis, 2007; Pälchen & Walter, 2008] und dem Florenkomplex Seifhennersdorf-Kundratice zugeordnet [Walther & Kvaček, 2007; Teodoridis & Kvaček, 2015]. Dieser Florenkomplex charakterisiert das untere Oligozän (unteres Rupel) vor der Erwärmung im Oberen Rupel-Eochatt [Walther & Kvaček, 2007] mit dem Florenkomplex Nerchau-Flörsheim, dem die Vorkommen von Markvartice, Suletice-Berand [Kvaček & Walther, 2003; Walther, 2005] und Holý Kluk [Kvaček & Teodoridis, 2007] zugeordnet werden.

Die vergleichende Zuordnung der oligozänen Sedimente auf der Grundlage paläobotanischer und fossiler faunistischer Befunde ist noch immer nicht eindeutig bzw. entwickelt sich ständig weiter. So stellen [Walther & Kvaček, 2007] die Vorkommen von Seifhennersdorf-Varnsdorf, Hrazený (Pirsken), Lipová (Hainspach) und Kundratice (Kundratitz) sicher in das mittlere Rupel des unteren Oligozäns (Florenkomplex Seifhennersdorf-Kundratice sensu Kvaček & Walther (1998)), dagegen die Vorkommen von Markvartice (Markersdorf), Veselíčko (Freudenheim), Suletice (Sulloditz) und Holý Kluk in das Klimaoptimum des Spättrupels (Florenkomplex Flörsheim-Nerchau; s.a. [Akhmetiev et al., 2009]). Für das Vorkommen bei Bechlejovice (Bachlsdorf) wird der Zeitraum nach dem Grande Coupure angegeben und somit unmittelbar mit Beginn des Rupels [Kvaček & Walther, 2003; Walther & Kvaček, 2007]. In der Arbeit von [Kvaček & Walther, 2004] werden die fein geschichteten Diatomeen von Bechlejovice und die Flora von Roudníky (Rauding) ebenfalls dem basalen Teil des unteren Oligozäns sowie dem Florenkomplex Haselbach-Valeč zugeordnet, wogegen [Kvaček & Teodoridis, 2007] die Flora von Roudníky für die Zeit des Grande Coupure noch vor Bechlejovice einordnet. KOVAR-EDER folgt der Zuordnung von [Kvaček & Walther, 2004] und [Walther & Kvaček, 2007] hinsichtlich der stratigraphischen Zuordnung von Bechlejovice und Seifhennersdorf, verweist jedoch darauf, dass die Flora von Seifhennersdorf etwas jünger ist als die von Kundratice und Rauenberg. Die Flora in den basaltischen Tuffiten von Hammerunterwiesenthal ($30,48 \pm 0,41$ Ma) wird mit Seifhennersdorf (Alter des aufliegenden Basalts $30,7 \pm 0,7$ Ma) gleichgestellt [Kovar-Eder, 2016].

In [Kvaček et al., 2014] werden die tertiären Basissedimente des Doupovské hory Vulkanitkomplexes ebenfalls in das Untere Oligozän gestellt und dem Florenkomplex Seifhennersdorf-Kundratice sensu Kvaček & Walther (1998) zugeordnet. Damit wird die Einstufung von [Fejfar & Kaiser, 2005] auf der Grundlage von Makrofossilien bestätigt. Die Zuordnung der Flora von Roudniky und Větruše zum tiefsten Unteren Oligozän wird diskutiert und gleichzeitig gezeigt, dass die Belege sowohl der Megafossilienflora als auch die Fischfauna die Einordnung von Roudniky und Větruše in das Obere Eozän erfordern würden [Kvaček et al., 2014]. Diese Schwierigkeit einer eindeutigen paläobotanischen Zuordnung wird auch in der Arbeit von SCHILLER deutlich. Einerseits wird darauf hingewiesen, dass die Diatomeen-Flora von Seifhennersdorf größere Ähnlichkeiten mit den Ablagerungen von Kučlín bei Bílina (Oberes Eozän) aufweist, andererseits wurde mit *Gomphopleura nobilis* in Seifhennersdorf eine pennate Kieselalge nachgewiesen, welche früher bereits am Breiten Busch bei Hainspach beschrieben wurde und welche ein Marker-Fossil für das Obere Oligozän-Untere Miozän darstellt und auch aus dem Kieselgur von Kleinaubernitz (Oberes Oligozän) bekannt ist [Schiller, 2007].

Die genannten Unsicherheiten in der stratigraphischen Einordnung dürften auf die Zuordnung zu verschiedenen Sedimentschichten zurückzuführen sein. So beschreiben [Kvaček, 2002] und [Böhme, 2007] für Kundratice Diatomite unterschiedlichen Alters, welche eindeutig sowohl dem Unteren Oligozän als auch dem Obereozän zuzuordnen sind. Ausführungen zur Möglichkeit der irrtümlichen Verwechslung stratigraphischer Zuordnungen von gleichlautenden Standorten (Skalice (Skalitz), Žitenice (Schüttenitz), Hlinná (Hlinnai) und Lbín (Welbine) sind in [Böhme, 2007] enthalten. Die Möglichkeit einer Verwechslung ist auch dadurch gegeben, dass für die Becken von Cheb und Sokolov das Alter der Staré Sedlo Schichten bis ins Untere Oligozän angenommen wird [Elznic et al., 2010] und diese Schichten in der Ausbildung zweier heteropischer Fazies [Kvaček & Walther, 2003] bis zum Ostrand des Beckens von Most nachweisbar sind.

Trotz der genannten Unsicherheiten scheint durch die Ähnlichkeit der paläontologischen Befunde aus dem späten Unteroligozän (jünger als 32 Ma) zwischen dem Florenkomplex Seifhennersdorf–Kundratice sensu Kvaček & Walther (1998) und der Haselbach Flora eine Verbindung mit den Sedimentationsgebieten „außerhalb der Vulkangebiete Sachsens“ [Kvaček & Walther, 2003] gegeben. Nach [Kvaček & Teodoridis, 2007] wurde sowohl in den Seifhennersdorfer Schichten als auch im basalen Bereich im polnischen Teil des ZTHB der oligozäne Mikrofossilien-Marker *Boehlensipollis hohlii* nachgewiesen, so dass der Florenkomplex Seifhennersdorf–Kundratice sensu Kvaček & Walther (1998) stratigraphisch mit der Loučeň Formation korreliert. Während die Ausbildung der Loučeň Formation im Hrádek-Teil des ZTHB unstrittig ist, kann dies nach Meinung des Autors für den polnischen Teil (Becken von Rybarzowice) nicht mit Sicherheit bestätigt werden, s.a. Kap. 4.2.2.

4.5.2. Sedimentäres Oligozän im östlichen Untersuchungsgebiet

Im Bereich des östlichen Untersuchungsgebiets sind oligozäne Sedimente nur nördlich und nordöstlich Lubań sowie bei Gryfów Śląski und Leśna nachgewiesen (s. Abb. 30). Mit der Überarbeitung der geologischen Karten von Lubań und Nowogrodziec erfolgte auch eine Neubewertung der tertiären und senonen Bildungen, so dass für das Untersuchungsgebiet eine vergleichbare Bewertung der oberflächennah anstehenden geologischen Bildungen vorliegt, s.a. Kap. 4.4.3.

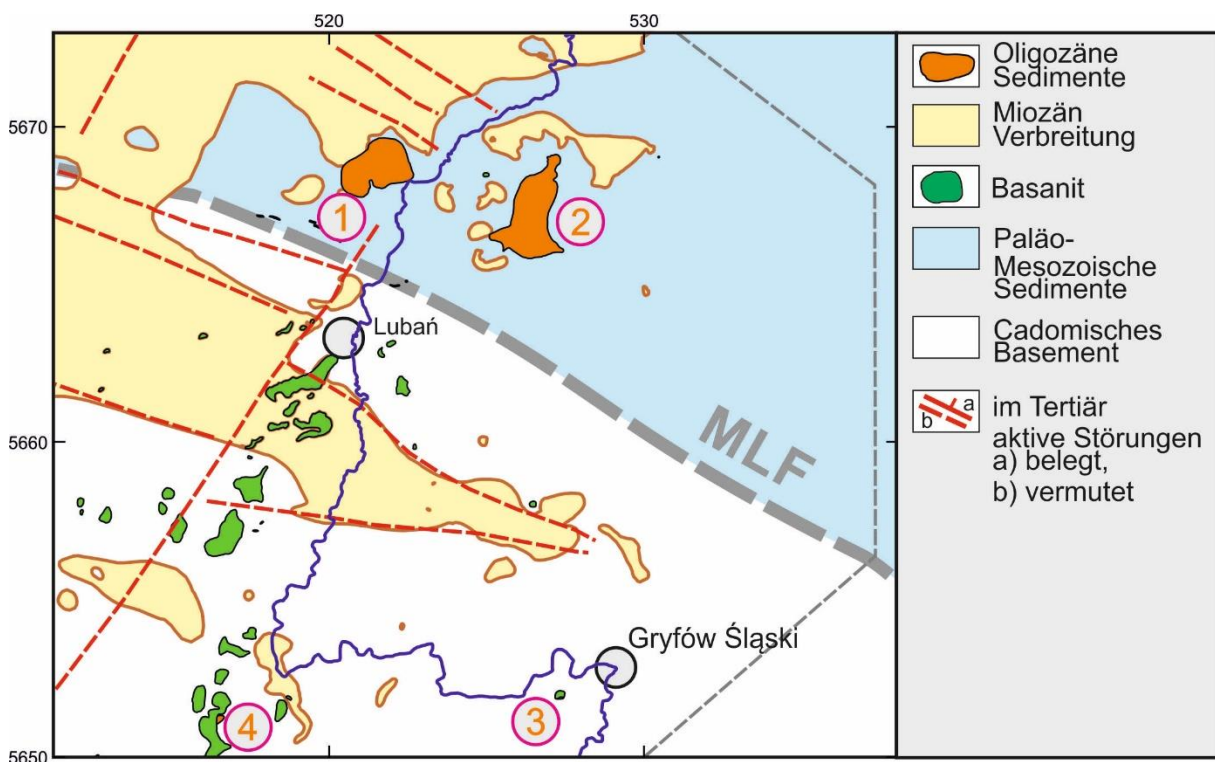


Abb. 30 Lage der Vorkommen oligozäner Sedimente nördlich und südöstlich Lubań (1 - Nawojów Łużycki; 2 - Rogatka - Mściszów; 3 - Wieser Höhe; 4 - Wysoka Stróza)

Die oligozänen Sedimente westlich Nawojów Łużycki sowie zwischen Rogatka und Mściszów lagern den Rotliegendesedimenten nördlich der Lausitzer Hauptstörung (MLF) auf und setzen sich weitestgehend aus Quarzsanden und Sandsteinen zusammen, wobei teilweise auch Kiesdurchmesser von 2 cm erreicht werden [Kozdrój et al., 2008]. In der neueren Literatur finden sich keine Hinweise auf kohlige Bildungen, jedoch verweist [Fechner, 1903] auf angebliche Funde von „Steinkohle“ 1799 bei Haugsdorf (Nawojów Łużycki), was aber nicht zu späteren Abbauversuchen führte.

Die Schichtung der Sedimente wird als unregelmäßig bis schlecht beschrieben, verkieselte Partien treten häufig auf, was oft zu Blockbildung innerhalb der sandigen Ablagerungen führt. Sowohl Sande als auch Quarzite sind weiß bis hellgrau, gelbgrau, bläulich oder hellgelb. Versteinerte Fragmente von Makroflora sind selten anzutreffen. Als Liefergebiet werden das Nordsudetische Becken sowie die Kristallinmassive des Iser- und Riesengebirges vermutet. Diese oligozänen Sedimente werden von quartären Sedimenten (Geschiebelehm bzw. –mergel und Löss) oder holozänen Bildungen (Aue- und Gehängelehm) bedeckt [Kozdrój et al., 2008].

Die beiden Oligozänvorkommen südlich der MLF (Nr. 3 und 4 in Abb. 30) blieben nur unter Basaltbedeckung erhalten: auf der Wiesauer Höhe und dem Wachberg (Wysoka Stróza) westlich von Lešna. Bereits [Herr, 1924] beschreibt die Lagerung einer Basaltdecke auf einer etwa 1 m mächtigen Schicht aus Braunkohlenletten, welche zu „böartigen Bergrutschungen“ in den Basaltbrüchen bei Wiesa führte. In den Erläuterungen zur geologischen Karte Greiffenberg verweist [Berg, 1935] auf die Tatsache, dass „die Sedimente vom Wiesauer Bruch schon Basaltuff enthalten“ und vermutet, dass diese tertiären Bildungen älter sind als die Vorkommen von Langenöls. In [Kozdrój et al., 2008] werden tertiäre Ablagerungen unter der Basaltdecke beschrieben, und es wird festgestellt, dass Basaltgänge die Braunkohle durchschlagen.

4.6. Verbreitung des Pliozäns im Untersuchungsgebiet

Während im Zuge der umfassenden Erkundungsarbeiten in den Tertiärbecken von Zittau und Berzdorf keine pliozänen Sedimente ausgewiesen werden [Dittrich et al., 1988; Bräutigam et al., 1990] und auch für den Hrádek-Teil des ZTHB das Vorkommen pliozäner Sedimente ausgeschlossen wird [Elznic et al., 2010], ist im geologischen Atlas von Turów und in den geologischen Messtischblättern des nördlichen Untersuchungsgebietes eine flächige Verbreitung des Pliozäns (Abb. 31) dargestellt [Kasiński, 2000].

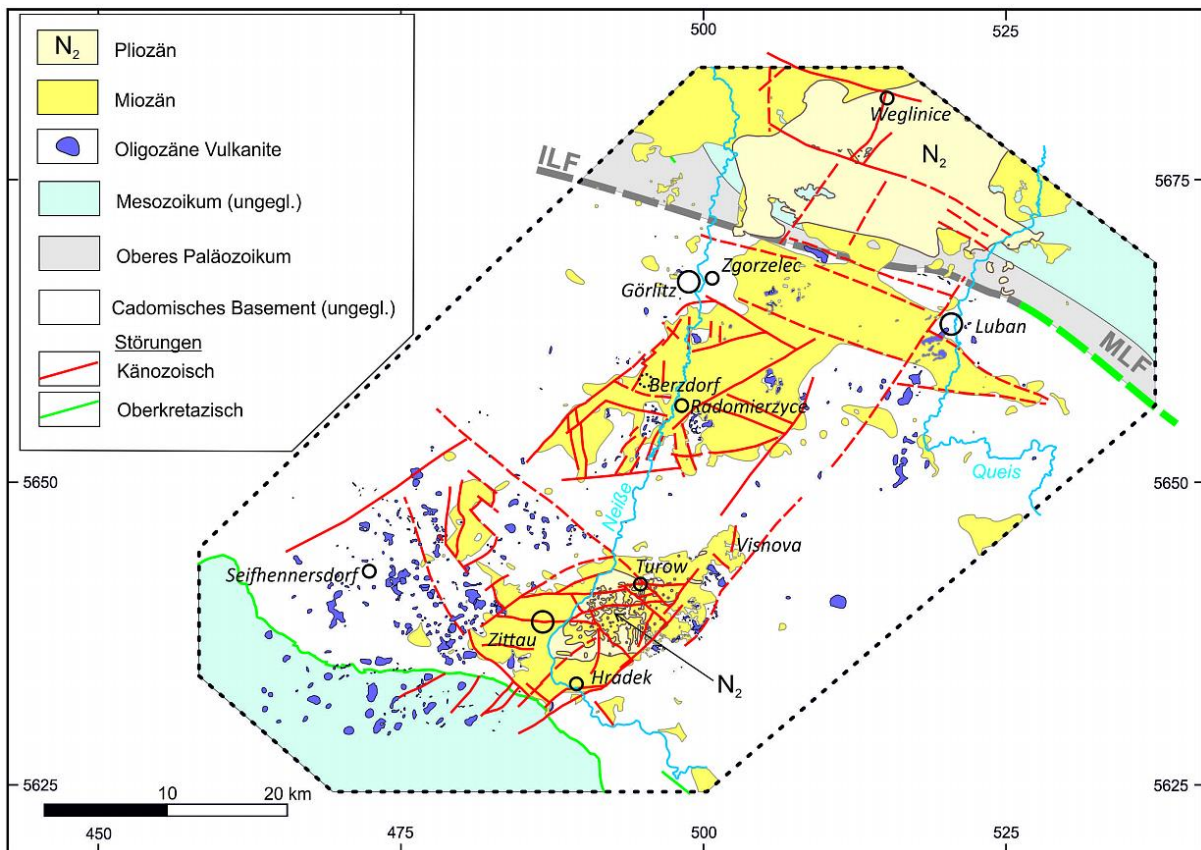


Abb. 31 Verbreitung pliozäner und miozäner Sedimente im Untersuchungsgebiet

In der älteren geologischen Literatur wurde die Verbreitung des Pliozäns stets kontrovers diskutiert, was auch in der nicht eindeutigen stratigraphischen Zuordnung der Formationen Gozdnicza und Poznań zum Pliozän oder Miozän begründet war. In der aktuellen Literatur werden die Flammentone der Poznań Formation weitestgehend in das obere Miozän gestellt, wobei ein Übergreifen in das unterste Pliozän nicht ausgeschlossen wird [Kasiński & Piwocki, 2002; Badura & Przybylski, 2004]. Die Gozdnicza Formation stellen [Kasiński & Piwocki, 2002] weitestgehend und [Kasiński & Słodkowska, 2016] ausschließlich in das Pliozän. Dagegen ist nach [Szynkiewicz, 2011] die Poznań Formation ausschließlich ins Miozän (Badenium) zu stellen und der Beginn der Gozdnicza Formation sicher in das Obermiozän (Tortonium). Da [Kasiński, 2000; Kasiński & Słodkowska, 2016 und Kasiński et al., 2015] die tertiären Hangendsedimente in Turów der Gozdnicza Formation und diese dem Pliozän zuordnen, wird für das Becken von Turów eine fast flächendeckende Pliozänverbreitung ausgewiesen. Die Zuordnung der Gozdnicza Formation in das obere Miozän bis in das Pliozän ist jedoch sehr unsicher. Flächige pliozäne Ablagerungen südlich und nördlich der Lausitzer Hauptstörung (MLF) wären danach nicht anzutreffen.

In den aktuellen Erläuterungen der geologischen Karten [Kozdrój et al., 2008; Cymerman, 2008a; Cymerman, 2008b] werden für das Gebiet südlich der MLF mehrere Meter mächtige, pliozäne kiesig-sandige Flussablagerungen beschrieben. Diese können jedoch, zumindest bei Ablagerungen bis 30 m, auch als Eopleistozän interpretiert werden.

Nach Meinung des Autors ist nicht von einer flächigen Verbreitung pliozäner Sedimente südlich der MLF auszugehen, was die Erkundungsergebnisse von Berzdorf und Zittau bestätigen würde. Für die vorliegende Arbeit ist diese Aussage insoweit von Bedeutung, als dass sowohl glaziale Erosion als auch glazigen bedingte Hebung des Gebirges in Betracht gezogen werden müssen.

4.7. Zusammenfassung: Verbreitung der tertiären Schichten im Untersuchungsgebiet

Die Verbreitung der tertiären Sedimente im Untersuchungsgebiet ist im Überblick in Abbildung 4 dargestellt und in Abbildung 32 noch einmal separat für das Oligozän und Miozän ausgewiesen. Für die Verbreitung der pliozänen Sedimente wird auf Abbildung 31 verwiesen. Während nördlich der Lausitzer Überschiebung die Miozänverbreitung in der Fläche vorhanden ist, füllen südlich davon die miozänen Ablagerungen weitestgehend nur die großen Beckenstrukturen aus. Die Auswertung der vorliegenden Daten deutet darauf hin, dass unter quartärer Bedeckung weitere Relikte miozäner Sedimente zu erwarten sind, was analog für die Verbreitung oligozäner Sedimente unter vulkanischen Decken gilt (s.a. Kap. 4.3.1.1.).

Da für das Gebiet der südlichen Lausitz keine Belege für die Verbreitung eozäner Sedimente vorliegen (s. Kap. 4.2.1), erfolgen im Rahmen dieser Arbeit auch keine detaillierten Ausführungen bezüglich eines möglichen gemeinsamen Sedimentationsraums vom Rand der Böhmisches Masse bis zur Grenze des marinen Eozäns. Nach [Vinken, 1988] ist dieser gemeinsame Sedimentationsraum vorhanden, auf die generelle Möglichkeit wird in [Kvaček, 2002], [Suhr, 2003] und [Mach & Dvořák, 2011] hingewiesen, wobei dort die Diskussion nur hinsichtlich fluvialer Schüttungen erfolgt.

Oligozäne Sedimente sind meist nur in Relikten unter Bedeckung jüngerer Vulkanite anzutreffen. Nur im ZTHB unter Bedeckung miozäner Sedimentpakete und im nordöstlichen Untersuchungsgebiet nördlich der MLF werden oligozäne Sedimente ohne Vulkanitbedeckung angetroffen (Abb. 32A). Möglich erscheint, dass in den tieferen Beckenteilen des BRB ebenfalls oligozäne Sedimente in Form der US-1 vorhanden sind. Die drei Fundpunkte der „oligozänen Braunkohlenformation“ ohne Vulkanitbedeckung im Schluckenauer Zipfel (s. Kap. 4.5.1) zeigen eine ursprüngliche Verbreitung nach Südwesten an.

Die Sedimente des unteren Oligozäns sind in Abbildung 32A dargestellt. Das stratigraphische Alter ergibt sich aus dem radiometrischen Alter der bedeckenden Vulkanite, welches mit ca. 30 Ma bestimmt wurde (s. Kap. 4.8). Inwieweit die oligozänen Sedimente zwischen Nawojów Łużycki und Mściszów nördlich der Innersudetischen Störung ebenfalls ins Untere Oligozän gestellt werden können oder dem Oberen Oligozän zuzuordnen sind, muss hier offen bleiben.

Die flächige Verbreitung der oberpaläogenen Sedimente legt nahe, dass zumindest ab dem Oligozän ein zusammenhängendes Sedimentationsbecken von der Nordsee bis zum Egergraben existierte. In Abbildung 33 sind die im Untersuchungsgebiet nachgewiesenen Oligozänreste in die Karte der Oligozänverbreitung aus [Vinken, 1988] eingetragen. Dabei zeigt sich, dass das gesamte Gebiet zwischen den Linien der „anzunehmenden Grenze des Sedimentationsgebiets“ ebenfalls mit oligozänen Sedimenten belegt werden kann.

Ausbildung und Mächtigkeit der oligozänen Sedimente weisen auf die flächige Verbreitung limnisch-terrestrischer Bildungen hin. Kohlige Bildungen sind dabei häufig anzutreffen, kohlige Lagen können in Mächtigkeiten bis zu mehreren Dezimetern auftreten. Nur in den - bereits tektonisch angelegten - Becken treten größere Sedimentmächtigkeiten bis zu mehreren Dekametern auf (Seifhennersdorf, Zittau, Hrádek). Hier kommt es auch zur Ausbildung von bis zu mehreren Metern mächtigen Kohleflözen (Zittau und Hrádek: Basisflöz; Seifhennersdorf: Polierschiefer). Das bei Calau „in grabenartigen Strukturen“ erhalten gebliebene unteroligozäne Flöz Calau [Pälchen & Walter, 2008] ist sicher hier mit einzuordnen. Entgegen der Annahme von [Pälchen & Walter, 2008] ist deshalb von einer durchgehenden Verbreitung des Unteren Oligozäns bis mindestens an den Rand der Böhmisches Masse auszugehen, wobei die Ablagerungen nicht nur innerhalb des engen Bandes entlang der Verlängerung des Egergrabens zu sehen sind (s. Abb. 33).

Die Verbreitungskarten der maßgeblichen Kohleflöze des polnischen Tieflands in [Kasiński & Słodkowska, 2016] geben für das 5. Kohleflöz / 5th Czempin lignite seam (CLS-5) eine Maximalverbreitung an, welche deutlich südlicher als die Verbreitung des Oligozäns nach [Vinken, 1988] reicht. Dabei sind die Oligozänvorkommen bei Wysoka Stróza und auf der Wiesaer Höhe bei Gryfów Śląski nicht erfasst.

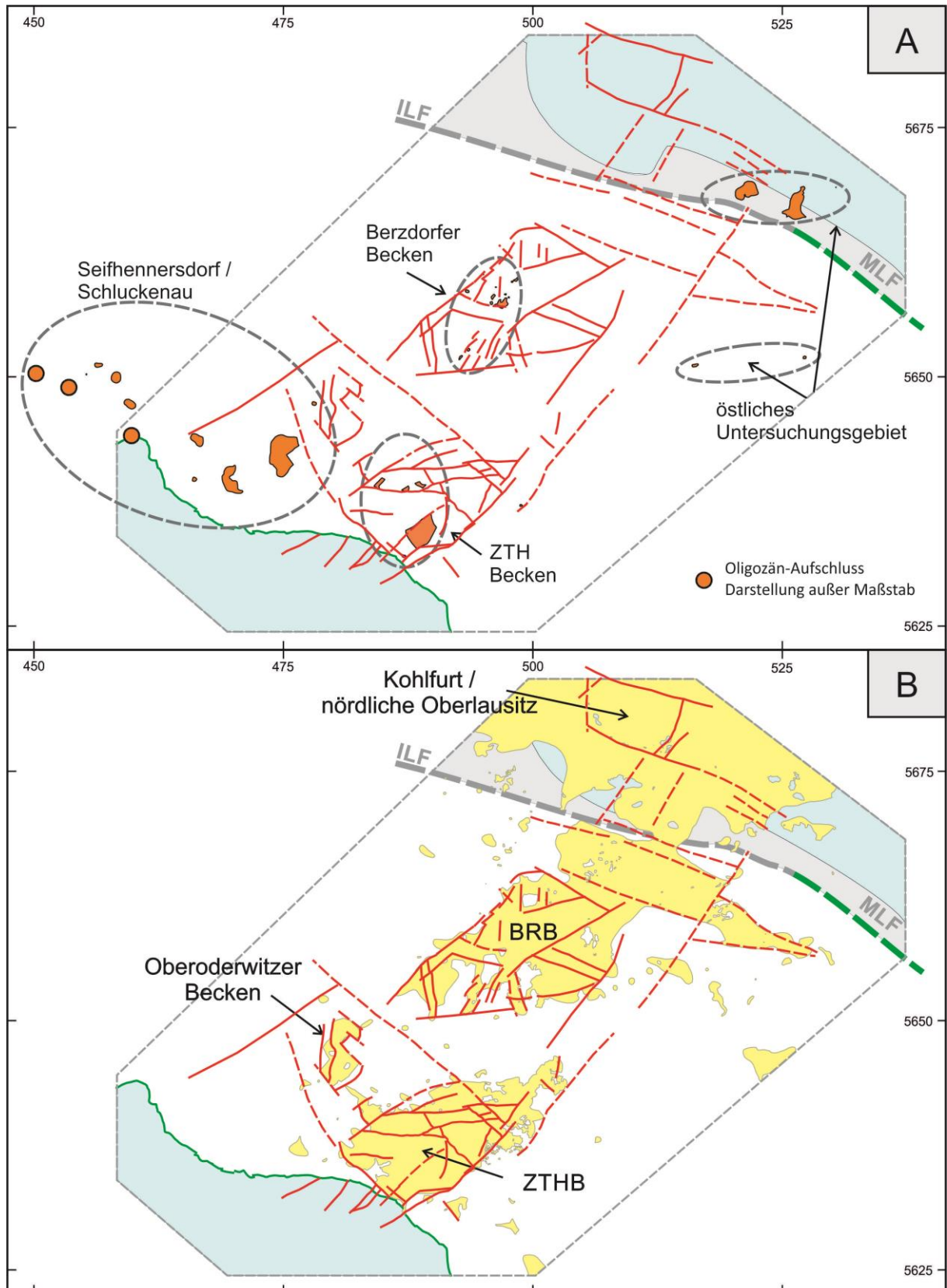


Abb. 32 Verbreitung unteroligozäner (A) und miozäner Sedimente (B) im Untersuchungsgebiet

Nach [Widera & Kita, 2007] wird die Czempir „Formation“ den Calau-Schichten gleichgestellt, so dass die Verbreitung des (Unteren) Oligozäns in Westpolen bis südlich Turów reicht (Ausbildung des Basisflözes im Becken von Hrádek). Für Tertiärreste unter Vulkaniten im Erzgebirge wird teilweise ebenfalls ein unteroligozänes Alter angegeben [Pälchen & Walter, 2008; Suhr, 2003], so dass insgesamt eine

flächige Verbreitung des Unteroligozäns auch für den Bereich des Erzgebirges angenommen werden kann (Abb. 33).

Inwieweit die Verbreitung des Oberoligozäns die gleiche Erstreckung erfährt, kann im Ergebnis dieser Arbeit nicht beurteilt werden. Nach [Pälchen & Walter] muss die Paläo-Nordsee im Oberoligozän „weiter nach Süden gereicht haben als die heute überlieferten Sedimente anzeigen“. Da jedoch weder für die Seifhennersdorfer Schichten noch für Schichten des ZTHB oder des BRB ein oberoligozänes Alter angegeben wird, sind für den Bereich zwischen Lausitzer Abbruch und dem Böhmischem Mittelgebirge bisher keine entsprechenden Sedimente nachgewiesen.

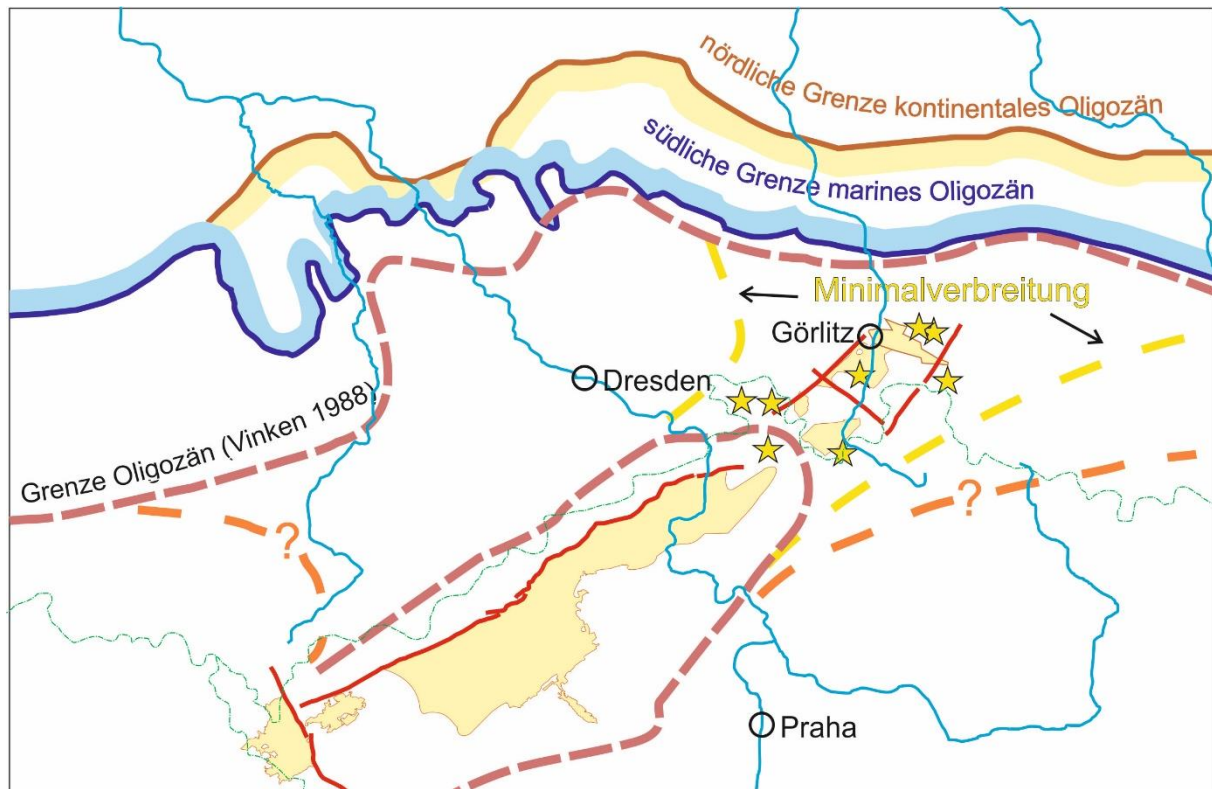


Abb. 33 Verbreitungsgrenze unteroligozäner Sedimente
Modifiziert nach [Vinken, 1988]; Grenzen für kontinentales und marines Oligozän
modifiziert nach [Franke 2019] und [Vinken, 1988]. Die orange Linie mit
Fragezeichen indiziert die vermutliche Oligozän-Verbreitung, Sterne kennzeichnen
Vorkommen mit sedimentärem Oligozän.

Ausgehend sowohl von der heutigen flächigen Verbreitung des Tertiärs als auch der bekannten Tertiärreste im südlichen Randbereich kann für die **Sedimente des Unteren Miozäns** und des **Mittleren Miozäns** eine vergleichbare Verbreitung wie für das Untere Oligozän angenommen werden. Das Untermiozän gliedert sich in die miozänen Flözkomplexe 4. MFK und 3. MFK. In Anlehnung an die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit werden Schichten des 4. MFK nur im ZTHB angetroffen (Zittauer Unterflözkomplex). Da die Parallelisierung der Flöze grenzübergreifend sehr gut möglich ist, kann der Zuordnung des ZU zum ŚLS-3 (3rd Ścinawa lignite seam / 3. MFK) [Widera, 2013; Widera, 2018] nicht gefolgt werden. In der Literatur der letzten 30 Jahre wurde die stratigraphische Zuordnung der Kohleflöze von Turów kontrovers dokumentiert, inkl. unterschiedlicher Zuordnung der maßgeblichen Formationen und Serien [Bieniewski, 1966; Kasiński, 1984, 1991, 1996, 2000; Kasiński et al., 2015, Kasiński & Piwocki, 2002; Kvaček & Teodoridis, 2007; Teodoridis, 2003]. Änderungen in der Alterszuordnung werden dabei von gleichen Autoren hin zu einer jüngeren Einstufung (KASIŃSKI) oder zu einer älteren Einstufung (TEODORIDIS) des mittleren und unteren Flözes (ZiOF Unterbank und ZU) vorgenommen. In der vorliegenden Arbeit wird das Zittauer Unterflöz (inkl. Unter- und Oberbegleiter) mit dem 4. MFK korreliert, welcher dem Dąbrowa lignite seam, DLS-4, entspricht. Die Unterbank des ZiOF (lawa dolna und lawa górna des pokład II / średniój sloj) entspricht dem 3. MFK und nicht der Unterbank des 2. Lausitzer Kohleflözes LLS-2b. Neben paläobotanischen Befunden, welche sowohl in Berzdorf als auch in Zittau eine deutliche Trennung zwischen den Kohleflözen oberhalb und unterhalb des Hauptmittels ZM 4 erlauben, ist auch ein deutlicher qualitativer Unterschied gegeben. Nach [Kasiński & Piwocki, 2002] sind die Kohlen des 2nd coal seam (entspricht LLS-2a) deutlich schwefelärmer als die Kohlen des 3. und 4. Flözes (entsprechend ŚLS-3 und DLS-4). Auch weist die

Kohle des LLS-2a einen geringeren Heizwert als die älteren Kohlen auf. Inwieweit der Unterflözkomplex mit den Vetschau-Schichten gleichgesetzt werden kann und die Unterbank des ZiOF mit den Buchhain-Schichten, muss hierbei offen bleiben, da diesbezügliche Untersuchungen nicht Gegenstand der vorliegenden Arbeit waren.



Abb. 34 Verbreitungsgrenze Untermiozän und marines Untermiozän.
Modifiziert nach [Vinken, 1988] und [Franke, 2019].

Für die gesamte südliche Oberlausitz und Schlesien wird das Vorkommen des Unterflözes / des DLS-4 nur für das ZTHB bestätigt. Diese Feststellung und die Tatsache, dass im Becken von Berzdorf-Radomierzycze kein Kohleflöz ausgebildet ist, welches dem Unterflöz bzw. dem 4. MFK zugeordnet werden kann, weist auf eine vermutlich begrenzte Verbreitung der Sedimente des Unterflözkomplexes bzw. analoger Schichtenfolgen nach Osten bzw. Südosten hin. Für Polen wird nach [Kasiński & Stodkowska, 2016] die Verbreitung des 4. Dąbrowa lignite seam nur für ein ca. 50 km breites Gebiet zwischen der Neiße bei Forst und Rawicz östlich der Oder angegeben, auf deutschem Gebiet erfährt der 4. MFK erst westlich Lübben bzw. nördlich Berlin eine größere Verbreitung.

Im Gegensatz dazu umfasst die heutige Verbreitung des 3. MFK bzw. des ŚLS-3 ein deutlich größeres Gebiet [Franke, 2019; Kasiński & Stodkowska, 2016; Pälchen & Walter, 2008; Standke, 2015]. Unter Berücksichtigung des Vorhandenseins des 3. MFK auch in den Tertiärbecken von Berzdorf-Radomierzycze und Zittau-Turów-Hrádek sowie der Verbreitung untermiozäner Sedimente von Norden reichend bis mindestens an den Erzgebirgsnordrand und westlich Meißen [Pälchen & Walter, 2008] ist die Darstellung in [Vinken, 1988] für das Untere Miozän geringfügig zu ändern (s. Abb. 34). Die ursprüngliche Verbreitung für das Mittlere Miozän bzw. den 2. MFK ist entsprechend, auch wenn die derzeit vorhandenen isolierten Miozänvorkommen, außer in der östlichen Lausitz, nicht so weit nach Süden reichen.

Ob die **Sedimente des Oberen Miozäns** und des **Pliozäns** eine vergleichbare Verbreitung erreichten, lässt sich mit den vorliegenden Daten nicht belegen, jedoch ist es auch nicht auszuschließen. Paläobotanische Befunde zeigen für Berzdorf und Zittau keine Belege obermiozäner oder pliozäner Ablagerungen [Dittrich et al., 1988; Bräutigam et al., 1990; Steding et al., 1991; Czaja, 2003; Dolezych & Van der Burgh, 2004; Pälchen & Walter, 2008; Tietz & Czaja, 2010]. In den aktuellen geologischen Übersichtskarten werden für das polnische Gebiet südlich der Innersudetischen Störung ebenfalls keine Bereiche mit sicherem Obermiozän ausgehalten [Kozdrój et al., 2008; Cymerman, 2008a, 2008b]. Die Verbreitung pliozäner Sedimente bleibt südlich der Störungslinie ILF-MLF auf das Becken von Turów beschränkt und, unter Vorbehalt, auf vereinzelte fluviatile Ablagerungen (s. Kap. 4.6).

4.8. Verbreitung tertiärer Vulkanite im Untersuchungsgebiet

Die Verbreitung tertiärer Vulkanite im Untersuchungsgebiet ist in Abbildung 35 dargestellt.

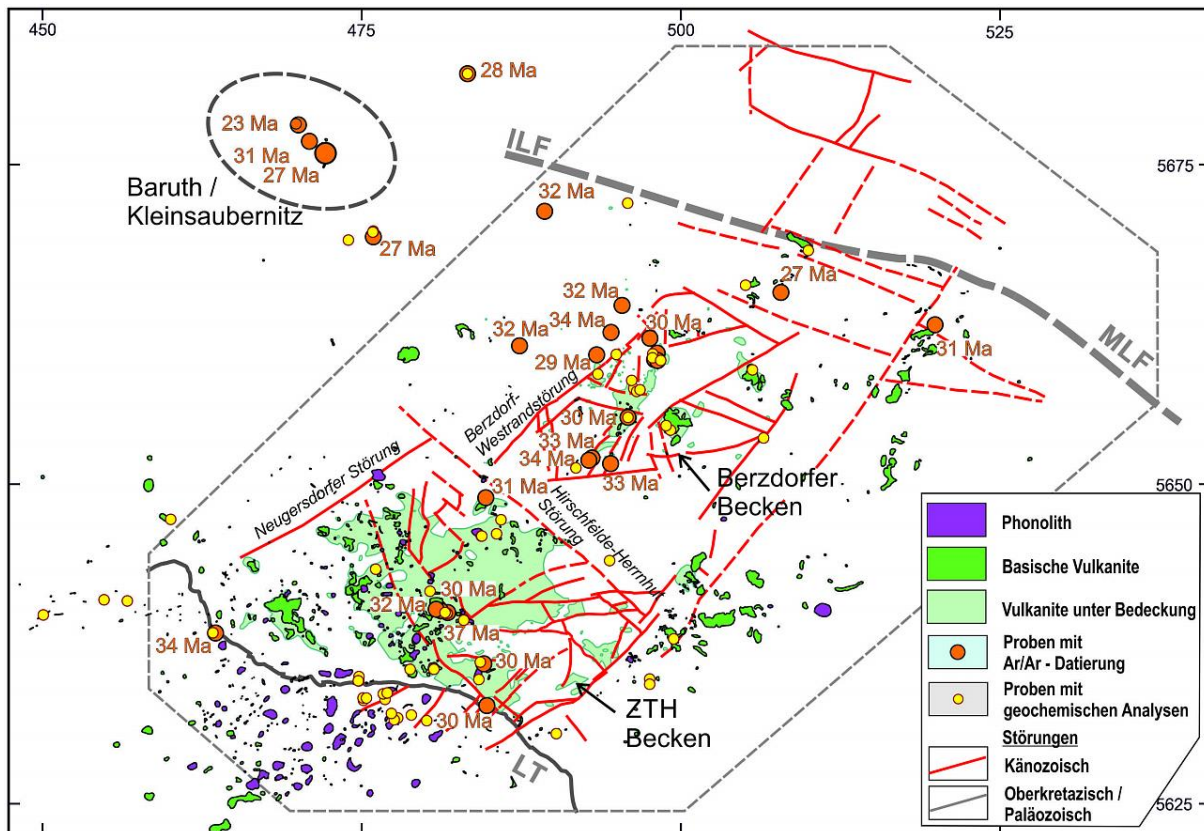


Abb. 35 Altersdatierungen und geochemische Untersuchungen an tertiären Vulkaniten im Untersuchungsgebiet

Die Verbreitung der Vulkanite im ZTHB und im Berzdorfer Becken kann aufgrund der hohen Bohrungsdichte mit großer Genauigkeit angegeben werden, für das Becken von Radomierzyce und das übrige Untersuchungsgebiet ist lokal von einer größeren Verbreitung unter tertiärer und quartärer Bedeckung auszugehen. Trotz dieser Unsicherheit sind die nur lokal ausgebildeten Vulkanitvorkommen östlich und westlich der NE streichenden Begrenzungen der tektonischen Hauptstrukturen gut zu erkennen sowie das Fehlen von Vulkaniten nördlich der Lausitzer Hauptstörung (MLF). In den Abbildungen 35 bis 37 wurden die Vulkanite unter Bedeckung nicht nach basaltischen oder phonolithischen Bildungen unterschieden, auch wurden Tuffe nicht separat ausgewiesen.

Lediglich für die im Aufschluss (oder unter nur geringer Bedeckung) anstehenden Vulkanite wurde eine entsprechende Untergliederung vorgenommen. Die Beprobung der Vulkanite konzentrierte sich auf die tertiären Becken und deren Randbereiche. Zusätzlich wurden Proben aus dem Zittauer Gebirge und der Region Baruth/ Kleinsaubernitz in die Auswertung geochemischer Daten einbezogen.

In den Abbildungen 36 und 37 sind die Probepunkte in den ZTH und Berzdorfer Becken zur besseren Übersicht im Detail dargestellt. Hier ist zu beachten: relativ geradlinige Verläufe für die Verbreitung der Vulkanite unter Bedeckung sind störungsbedingte Annahmen. Die Ar/Ar-Alter wurden dabei gerundet in Millionen Jahren (Ma) angegeben.

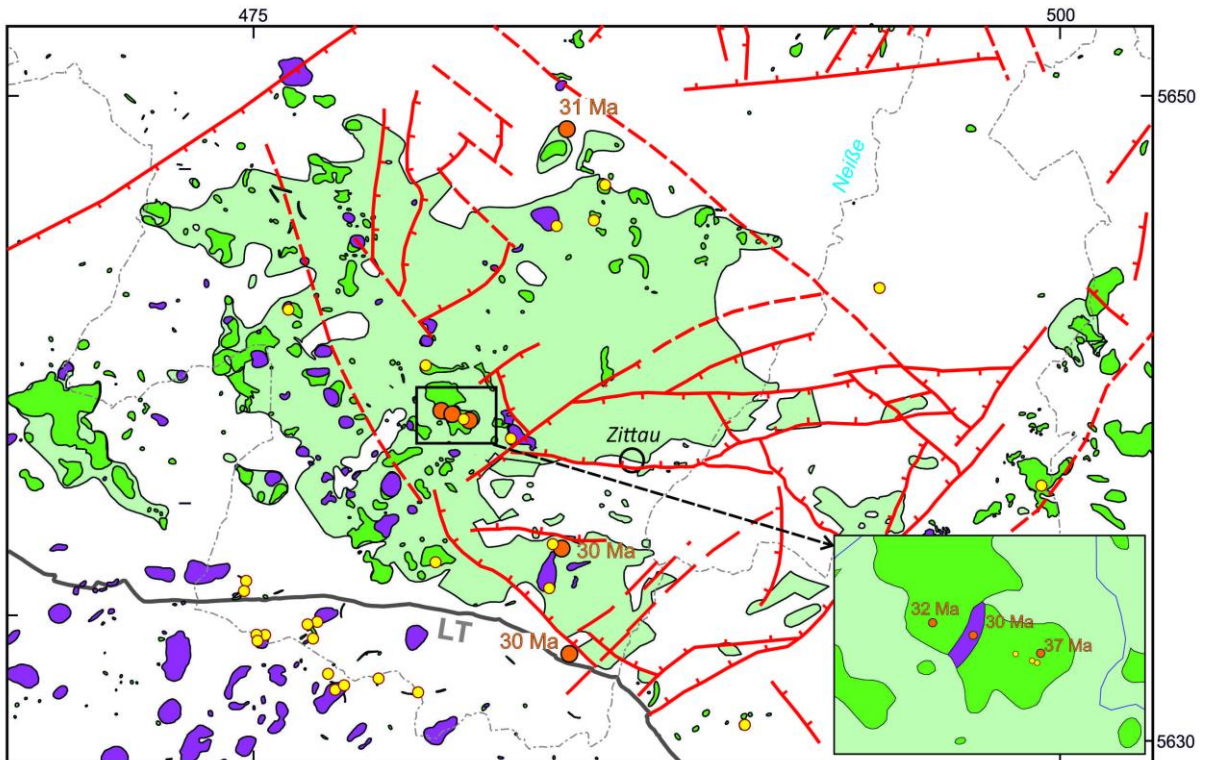


Abb. 36 Detailkarte für die datierten oligozänen Vulkanite im ZTHB (Legende siehe Abb. 35).

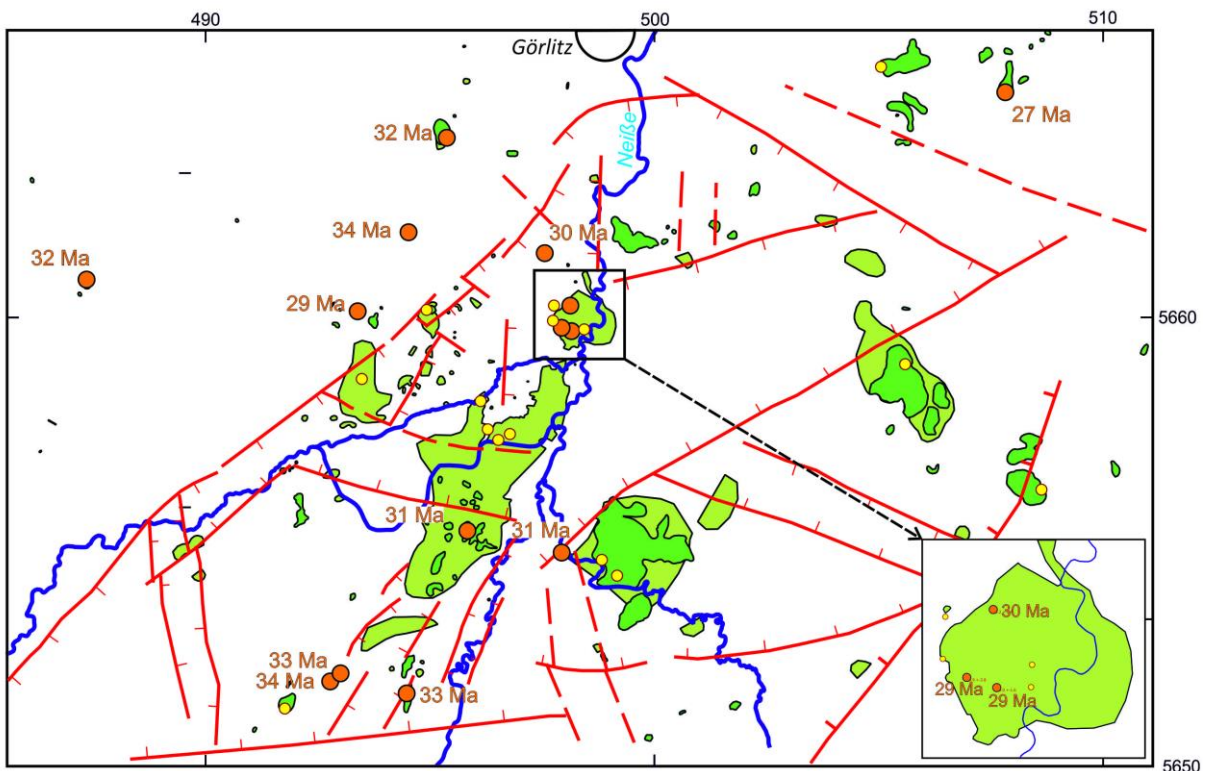


Abb. 37 Detailkarte für die datierten oligozänen Vulkanite im BRB (Legende siehe Abb. 35).

Eine Darstellung im TAS-Diagramm (Abb. 38) zeigt, dass alle untersuchten Gesteine ausschließlich den alkalischen Vulkaniten zugeordnet werden können. Die basischen Vulkanite werden von gering differenziertem Nephelinit, Basanit und Tephrit dominiert. Daneben sind höher differenzierter Phonolit, Trachyt oder trachytischer Basalt / Phonolit ausgebildet. Die Ergebnisse zeigen eine vergleichbare Verteilung wie in [Büchner et al., 2015].

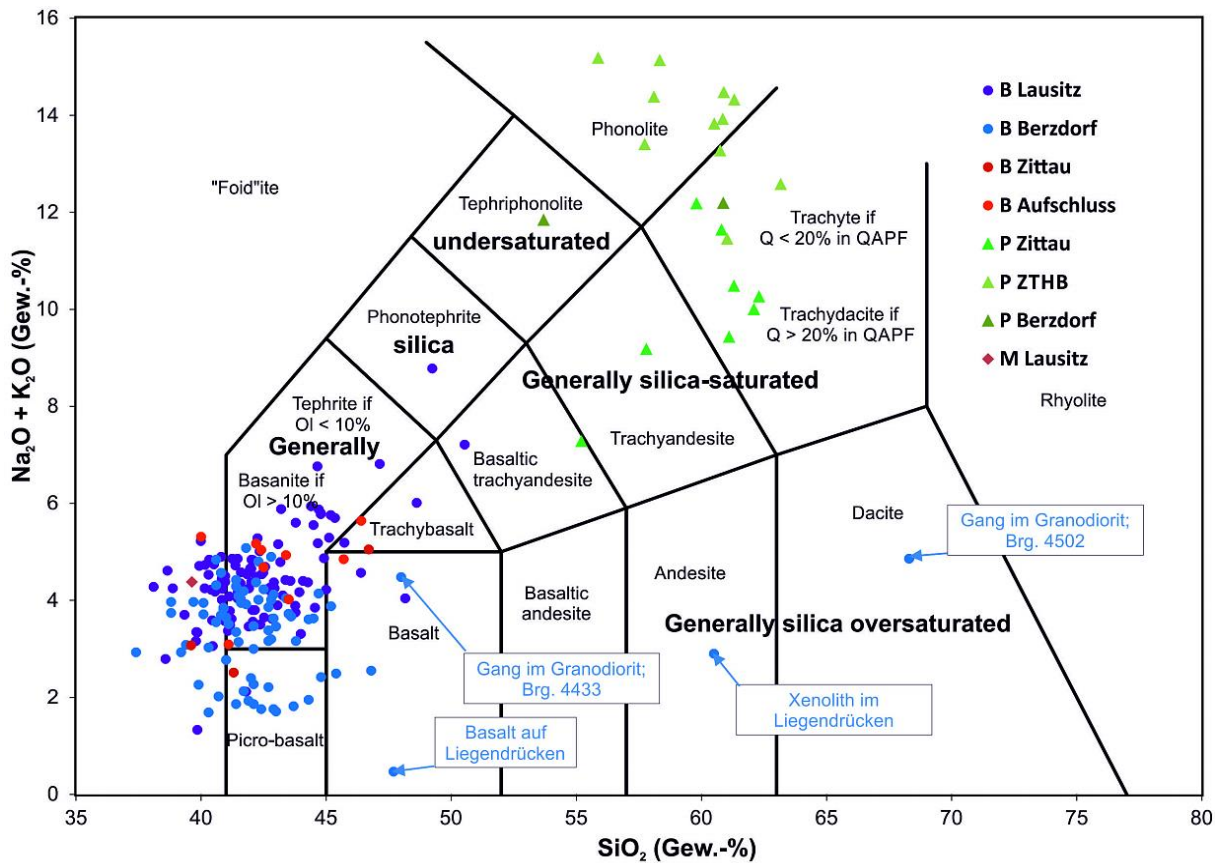


Abb. 38 TAS-Diagramm für die Vulkanite im Untersuchungsgebiet
 B – Basalt/Basaltoid, unverwittert bis angewittert, P – Phonolith, M - Melilitith

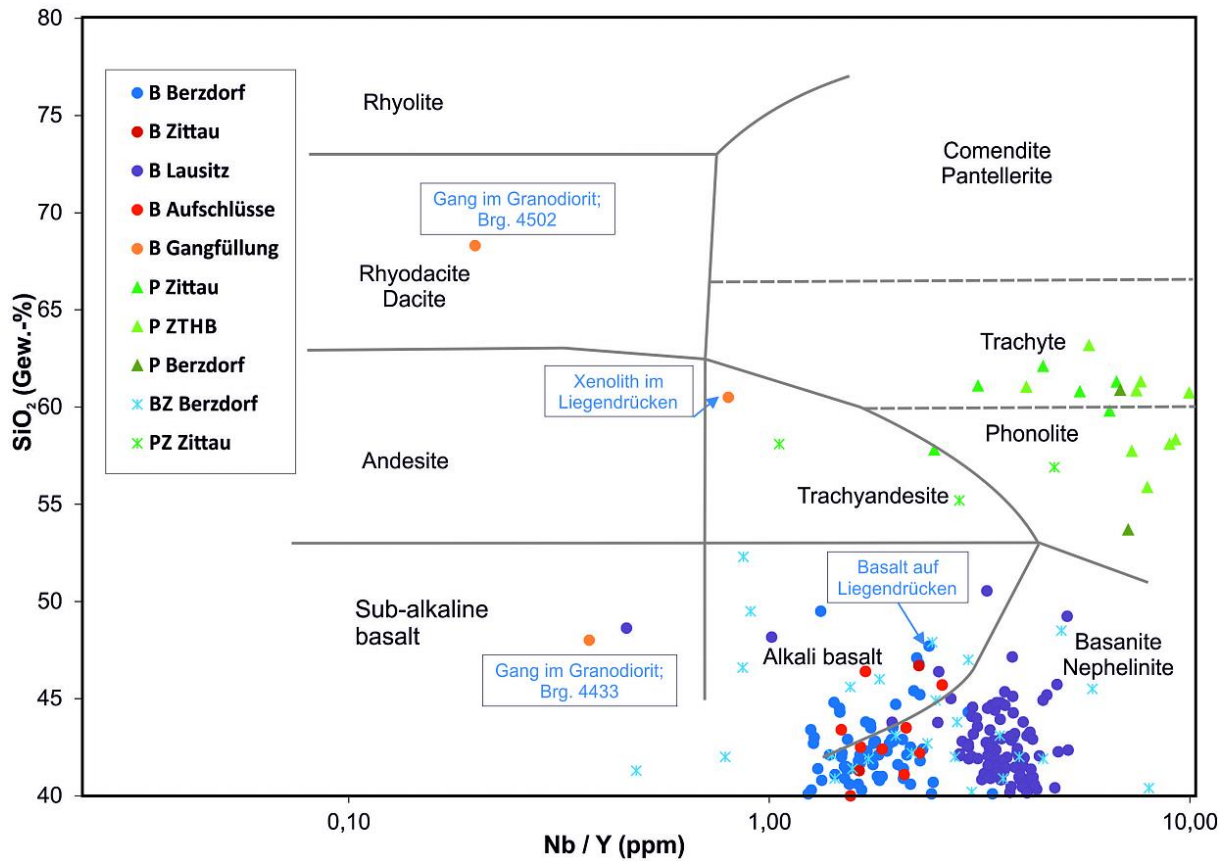


Abb. 39 SiO₂ vs Nb/Y Diagramm für die Vulkanite im Untersuchungsgebiet
 B – Basalt/Basaltoid, unverwittert bis angewittert, P – Phonolith, BZ - verwitterter bzw. zersetzter Basalt, PZ – verwitterter bzw. zersetzter Phonolith

In Abbildung 38 wurden sowohl eigene Analysen aus der Erkundung des Baufeldes III in Berzdorf verwendet als auch die Proben „B Lausitz“, „M Lausitz“, „P ZTHB“ und „P Berzdorf“ aus [Stanek et al., subm.]. Die hier verwendeten Daten zu den Vulkaniten aus der Erkundung des Baufeldes III in Berzdorf sind im Erkundungsbericht [Bräutigam et al., 1990] nicht enthalten. Die Darstellung in Abbildung 38 umfasst insgesamt 218 Proben, davon 194 Proben basaltischer Vulkanite.

Im Rahmen der Erkundung des Baufeldes III Berzdorf [Bräutigam et al., 1990] wurden vom Autor Vulkanitproben sowohl aus dem Bereich des Baufeldes als auch von Basaltaufschlüssen im Tagebau und aus der Umgebung sowie Bohrproben aus Zittau entnommen, welche einer weiteren wissenschaftlichen Bearbeitung unterzogen werden sollten. Diese Arbeiten wurden 1990 im Zuge der Abwicklung des VEB GFE Freiberg nicht weitergeführt, ebenso wie bestehende Vertragsbeziehungen, so dass nicht für alle Proben komplette Analysen vorliegen. Bei den Gesteinsuntersuchungen fehlen u.a die Analysen einiger Neben- und Spurenelemente, weshalb für diese Proben keine Darstellung in einem TAS-proxy-Diagramm mit immobilisierenden Elementen nach [Floyd & Winchester, 1975] möglich ist. Aus diesem Grund wurde die Darstellung des Verhältnisses SiO_2 vs Nb/Y nach [Winchester & Floyd, 1977] gewählt (Abb. 39). Da sich der SiO_2 -Gehalt während der Alteration basischer Vulkanite nicht signifikant ändert, kann diese Darstellung die Proxy-Diagramme der immobilisierenden Elemente ersetzen.

Die vergleichende Typisierung aller Vulkanitproben im SiO_2 -Nb/Y-Diagramm bestätigt, dass bei den basaltischen Gesteinen Basanite und Nephelinite dominieren und „echte“ Basalte nur untergeordnet auftreten. Die höher differenzierten Gesteine sind durch Phonolithe und Trachyte vertreten. Die Darstellung in Abb. 39 zeigt aber auch, dass bei den Altanalysen der Erkundung des Baufeldes III Berzdorf für einige Elementbestimmungen offensichtlich ein systematischer Fehler vorliegt. So weisen diese Analysen durchschnittlich höhere Nb-Gehalte auf als die Proben aus [Stanek et al., subm.], wogegen die Y-Gehalte durchschnittlich etwa nur halb so hoch sind wie die Vergleichsanalysen aus [Stanek et al., subm.]. Dadurch erfolgt im SiO_2 -Nb/Y-Diagramm eine Verschiebung der Proben nach links, für die basaltischen Gesteine in Richtung der Alkalibasalte. Unter Berücksichtigung dieses Fehlers gruppieren sich alle untersuchten Proben sehr gut im Bereich der Wolken aus [Stanek et al., subm.].

In der Darstellung der Alterationsbox nach [Large et al., 2001] wird der Chlorite-carbonate-pyrite Index (CCPI) gegen den Ishikawa Alteration Index (AI) aufgetragen (Abb. 40). Wie bereits in Abb. 39 wurden auch in Abb. 40 zusätzlich 69 Proben von verwitterten und tonig zersetzten Basalten aus Berzdorf geplottet (BZ Berzdorf). Die Analysen sind in Anlage 4 zusammengestellt.

In der Darstellung sind jeweils gut abgrenzbare Wolken für die basaltischen Vulkanite und die Phonolithe zu erkennen, jedoch fallen die meisten Analysen für die basaltischen Vulkanite aus dem Bereich, der keine oder nur eine geringe Alteration der Proben anzeigt. Da sowohl nach Augenschein als auch im Schliff bei vielen Proben keine Alteration zu erkennen ist, wäre für basische Vulkanite mit höheren bzw. erhöhten Eisengehalten die obere Begrenzung des „schwach alterierten Feldes“ bis CCPI = 90 zu verschieben. Sämtliche alterierten Proben werden im Diagrammfeld geplottet, welches die Trends für eine hydrothermale Alteration anzeigt. Dies war zu erwarten, da eine diagenetische Alteration ausgeschlossen werden kann.

Aufgrund deutlich geringerer Eisen- und Magnesiumgehalte bei den phonolithischen Gesteinen ist eine sinnvolle Darstellung dieser im Alterationsboxplot nicht möglich. Deshalb wurde zusätzlich die Darstellung im Alterationsboxplot nach [Williams & Davidson, 2004] gewählt, wo der Advanced argillic alteration Index (AAAI) gegen den Alterations Index (AI) aufgetragen wird (Abb. 41). Fast sämtliche, nach der Probenbeschreibung unalterierten bis gering alterierten Proben plotten im sogenannten „schwach alterierten Feld“, wobei für die basaltischen Gesteine als untere Begrenzung des Feldes besser der AAAI = 10 anzusetzen wäre.

Bei den Proben aus der Erkundung des Baufeldes III Berzdorf wurden Vulkanite aus insgesamt 66 Bohrungen von Berzdorf (zwischen den Ortslagen Hagenwerder und Deutsch-Ossig), aus 4 Bohrungen von Zittau sowie 9 Basaltaufschlüssen der Umgebung und im Tagebau beprobt. Die Proben aus [Stanek et al., subm.] wurden 128 Aufschlusspunkten entnommen und umfassen die Lausitz sowie einige Bohraufschlüsse aus Zittau und Berzdorf. Die Ergebnisse der chemischen Analysen der Vulkanite aus der Erkundungskampagne Berzdorf-SE sowie einige zusätzliche Analysen von Bohrungen aus Zittau und Basaltaufschlüssen der Region (171 Proben insgesamt) sind in Anlage 4 zusammengestellt.

Da ein umfangreiches geochemisches Untersuchungsprogramm für die Vulkanite geplant war, wurden aus einzelnen Basaltdecken bis zu drei Proben aus unverwittertem bis mäßig verwittertem Basalt entnommen.

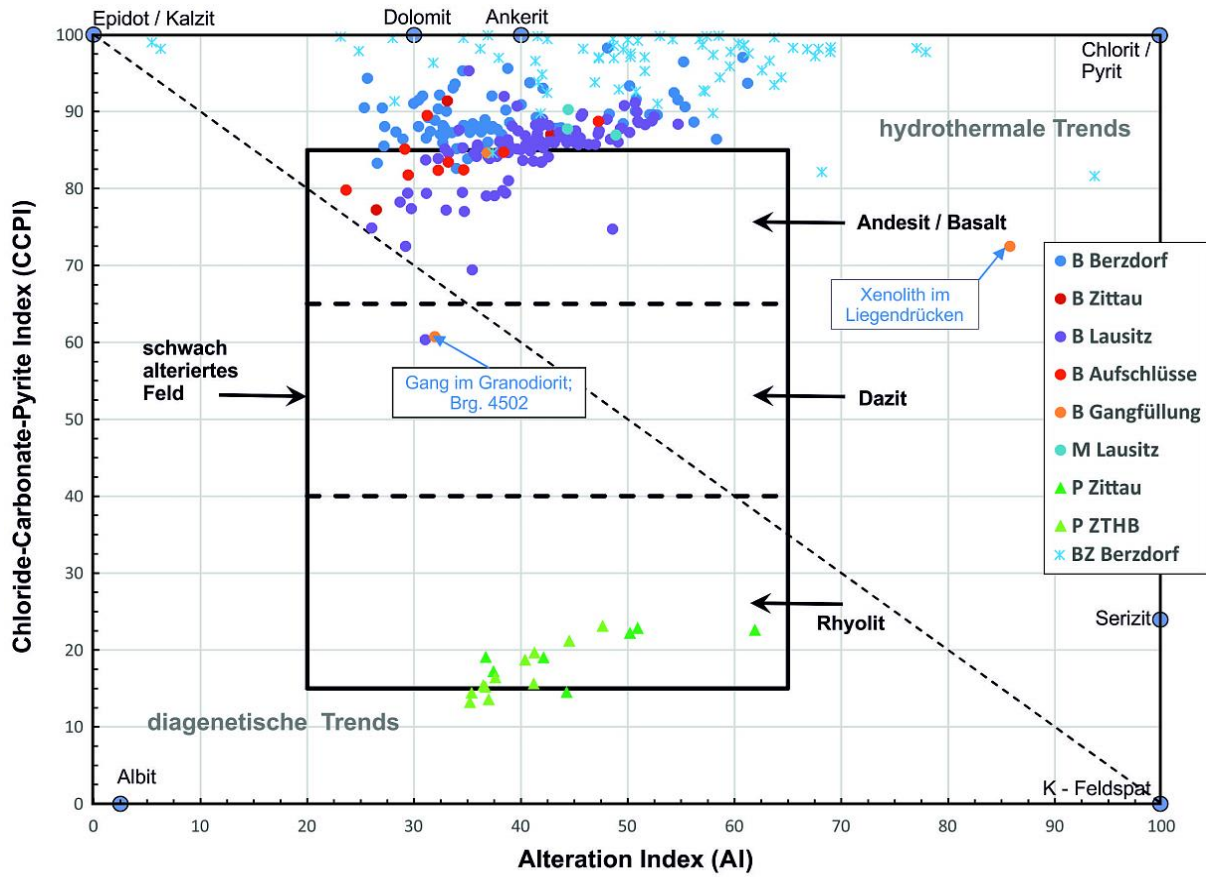


Abb. 40 Alterationsboxplot nach [Large et al., 2001] für tertiäre Vulkanite im Untersuchungsgebiet B – Basalt/Basaltoid, unverwittert bis angewittert, P – Phonolith, M – Melilith, BZ - verwitterter bzw. zersetzter Basalt

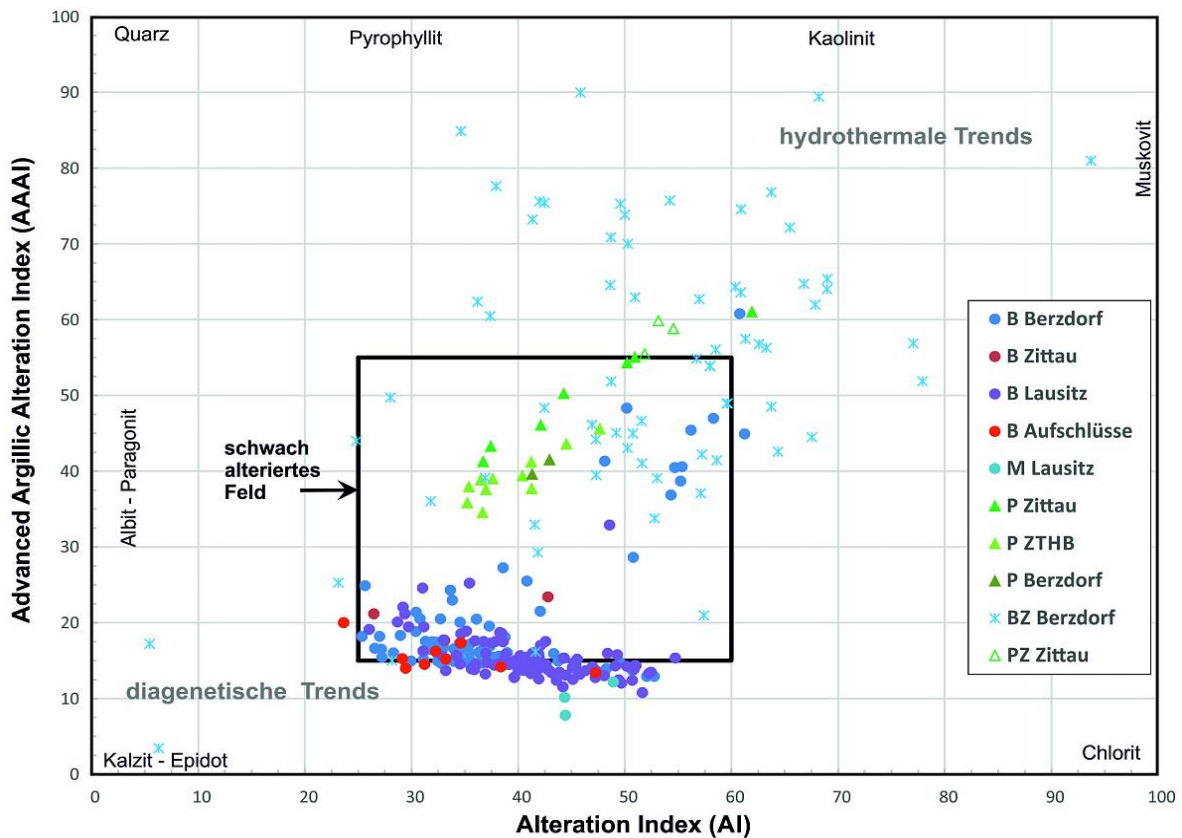


Abb. 41 Alterationsboxplot nach [Williams & Davidson, 2004] für tertiäre Vulkanite im Untersuchungsgebiet; Legende s. Abb. 40

Die Varianz solcher Probenreihen ist in Abb. 42 dargestellt. In 13 Bohrungen wurden zwei und in 5 Bohrungen wurden drei Basaltdecken, getrennt durch Tuff- oder Tuffitlagen, aufgeschlossen [Bräutigam, 1989]. In je einer Bohrung wurden 4, 5 und 6 Basaltdecken durchteuft (Brg. 4482/88, Brg. 4430/88 und Brg. 4431/88). Dabei zeigen die Untersuchungen, dass die Varianz der Proben innerhalb eines Decknergusses teilweise größer ist als die Varianz von Proben zeitlich unterschiedlicher Decknerbildungen, so dass die Ableitung genereller Trends für eine regionale oder zeitliche Differenzierung der Schmelze für den Bereich des Untersuchungsgebietes nur bedingt möglich ist.

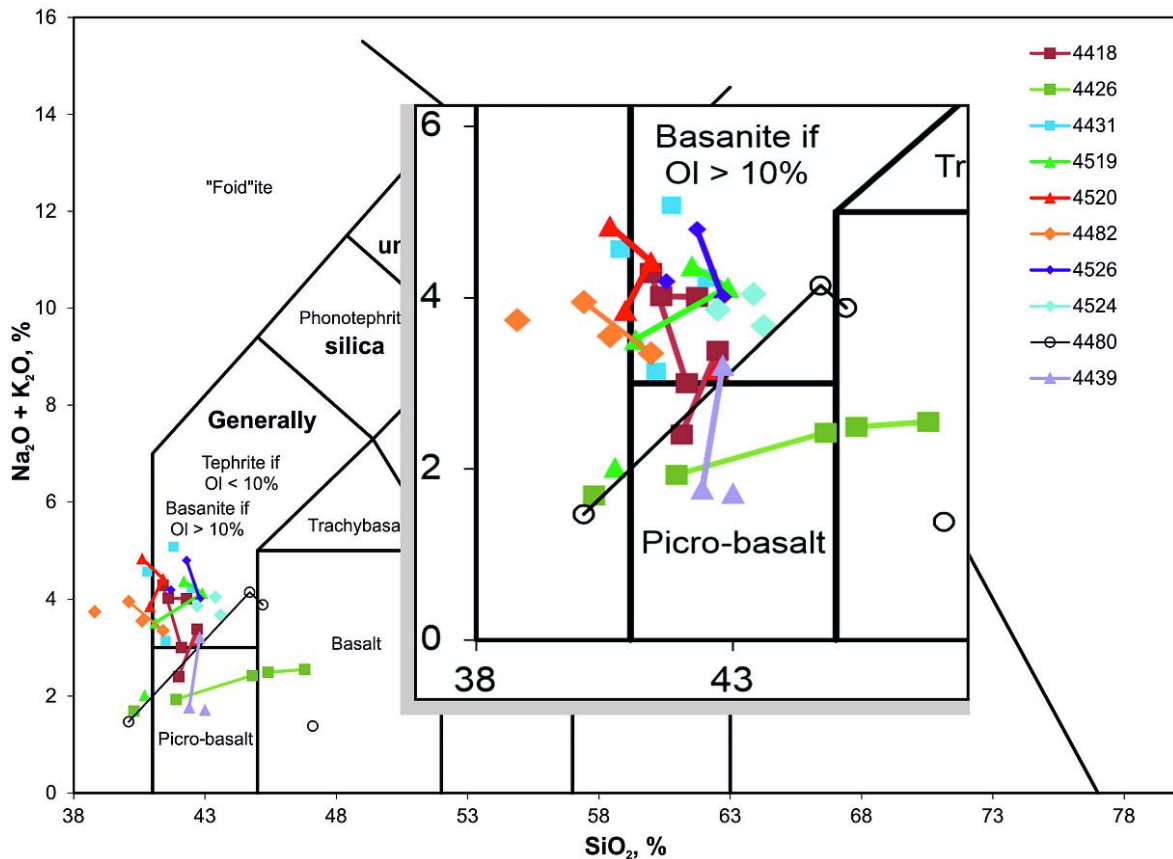


Abb. 42 Vergleich von Bohrkernproben gleicher (durch Linien verbunden) und unterschiedlicher Decknergüsse (jeweils nur Punkte) aus Bohrungen aus Berzdorf. Nr. der Bohrung in der Legende.

Im TAS-Diagramm und im $\text{SiO}_2\text{-Nb/Y}$ -Diagramm (Abb. 38 und 39) sind 4 Proben separat benannt, welche aus je einer Bohrkernprobe und dem Basaltsill auf dem Liegendrücken entnommen wurden. Während der tonig zersetzte Basalt des Liegendrückens im $\text{SiO}_2\text{-Nb/Y}$ -Diagramm klar den übrigen Basalten zugeordnet werden kann, sind die Gangfüllungen und der Xenolith anderen Ursprungs. Bei der Gangfüllung in Brg. 4502/88 dürfte es sich nicht um eine echte Gangfüllung handeln, sondern um eine durch Chloritisierung grünlich verfärbte Ruschelzone innerhalb des Granodiorits. Das dunkle Gestein in Brg. 4433/87 wurde als Lamprophyr angesprochen, nach der geochemischen Klassifikation fällt die Probe in das Feld der sub-alkalinen Basalte. Der alterierte Xenolith weist auf eine andesitische Komponente hin.

Insgesamt ergibt sich ein sehr homogenes Bild für die tertiären Vulkanite im Untersuchungsgebiet, welches durch die vorliegende Literatur gestützt wird [Rappich & Nádaskay, 2017; Büchner et al., 2015; Ulrych et al., 2011; Holub et al., 2010; Cajz et al., 2009; Fediuk, 2003; Ulrych et al., 1999; Blusztajn & Hart, 1989; Krusch, 1896]. Grundsätzlich stimmen die maßgeblichen Gesteinstypen mit der Feststellung von [Ulrych et al., 2011] überein, wonach als dominierende Gesteinstypen Nephelinit-Basanite/Tephrite vorkommen sowie weiterhin Phonolithe und Trachyte.

In Abbildung 43 wird die Untergliederung nach dem Vulkanitalter vorgenommen. Hierzu lagen die Altersbestimmungen von 34 Proben vor [Stanek et al., subm.]. Bis auf drei Ausreißer (im Diagramm benannt) plotten im TAS-Diagramm alle basaltischen Vulkanite innerhalb einer Wolke im Bereich von Nephelinit-Basanit/Tephrit, ohne sichtbaren Trend für eine zeitliche Entwicklung. Vom Phonolith aus Mittelherwigsdorf (29.7 ± 0.8 Ma) lag nur eine Altersbestimmung vor.

Sämtliche Vulkanite im Untersuchungsgebiet (26 Proben) weisen ein Ar/Ar-Alter zwischen 27 und 37 Ma auf, wobei bis auf zwei Proben alle übrigen Vulkanite dem Unteren Oligozän (33,9 bis 28,1 Ma) zuzuordnen sind. Damit werden die Angaben aus [Büchner et al., 2015] bestätigt, wonach sich die überwiegende Anzahl der Vulkanite des Lausitzer Vulkanfeldes in der Zeit des Unteren Oligozäns bildeten. Nach [Ulrych et al., 2011] fällt diese Periode in die mittlere der drei Hauptperioden des Vulkanismus, der Syn-Rift-Periode, in welcher vor 42 bis 16 Ma im Bereich des Egergrabens die umfangreichsten vulkanischen Ergüsse erfolgten.

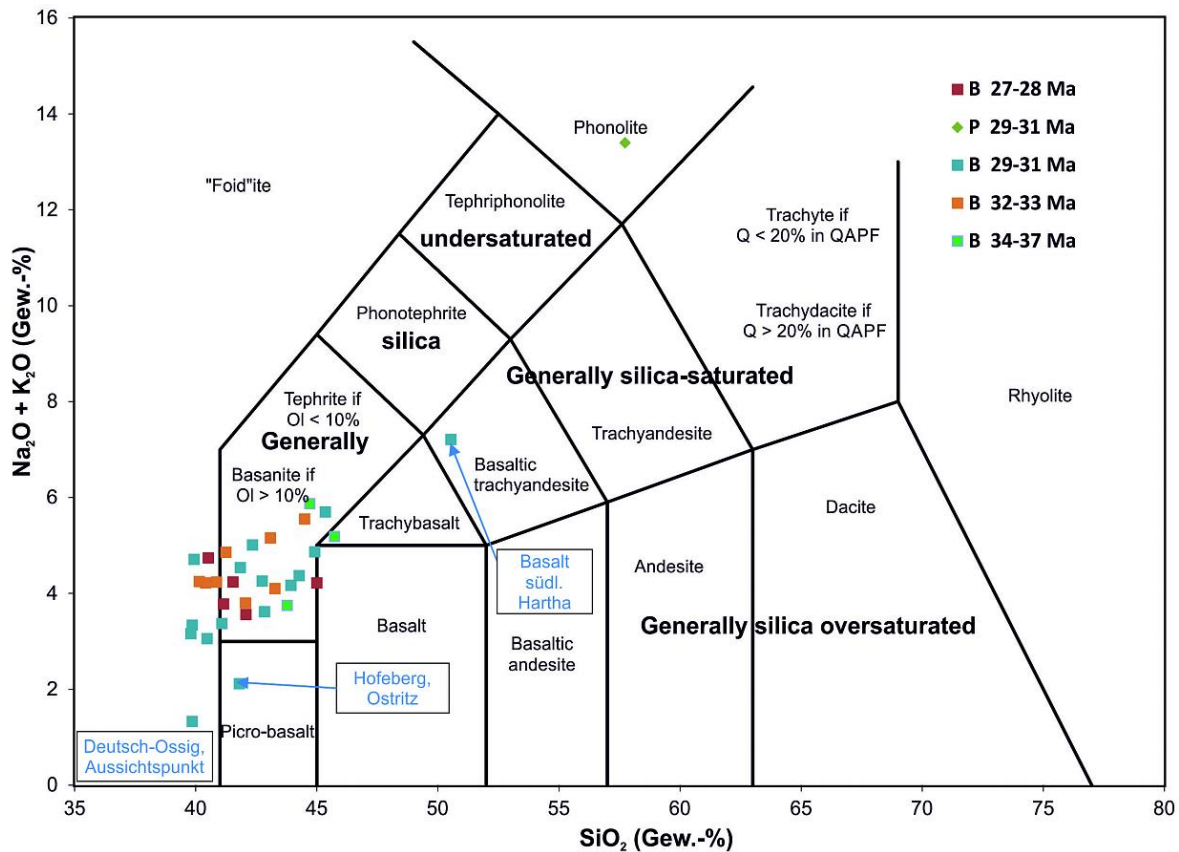


Abb. 43 Verteilung der Vulkanite nach ihrem Alter (Ar/Ar) im TAS-Diagramm

Für die im Rahmen der vorliegenden Arbeit ausgewerteten Proben lassen sich folgende generellen Aussagen ableiten:

- Bis auf eine Probe (Uferböschung am Steinbach südlich Jauernick, $29,3 \pm 0,8$ Ma) weisen die das Becken von Berzdorf-Radomierzyce begrenzenden Vulkanite (7 Proben) ein Ar/Ar-Alter zwischen 31,0 und 34,2 Ma auf. Bei 5 der 7 Proben wurde ein Alter zwischen 31,8 und 33,5 Ma bestimmt.
- Die Vulkanite innerhalb des Beckens (Vulkanitücken nördlich und südlich der Kohlebrücke in Berzdorf (5 Proben), innerhalb des Nordfeldes Berzdorf (1 Probe) und bei Gozdanin (Lauterbach) südl. Trojca (1 Probe)) sind jünger und zeigen Ar/Ar-Alter zwischen 27,0 und 30,7 Ma. Dabei variieren die Alter der 5 Proben aus dem Berzdorfer Becken nur gering zwischen 28,9 und 30,7 Ma.
- Beide Proben, welche an der südlichen Begrenzung des Zittauer Beckens entnommen wurden, zeigen ein vergleichbares Ar/Ar-Alter von ca. 30 Ma (Brg. 1270/88 am Kaltenstein – $30,0 \pm 2,4$ Ma und ehem Steinbruch südwestlich Hartau nahe des Pfaffenbachs – $30,4 \pm 0,3$ Ma).
- Von den restlichen 5 Proben, welche im Bereich des Zittauer Gebirges entnommen wurden, zeigen 3 Proben Ar/Ar- Alter von $31,3 \pm 3,2$ Ma (Eisberg), $32,1 \pm 1,0$ Ma (Scheibeberg bei Hainewalde) und $33,6 \pm 1,0$ Ma (südwestlich Krásná Lípa, südlich der Lausitzer Überschiebung), die beiden anderen am Scheibeberg entnommenen Proben sind signifikant älter bzw. jünger.
- Für zwei Vulkanitkuppen konnten unterschiedliche Ar/Ar-Alter bestimmt werden, wobei für den Scheibeberg die Unterschiede signifikant ausfallen. Hier wurden für den Hangendbasanit (südlich des Spitzbergs) $32,1 \pm 1,0$ Ma bestimmt, für den westlich Mittelherwigsdorf abgebauten Liegendbasanit $36,7 \pm 2,1$ Ma und den die Basanite durchschlagenden Phonolithgang $29,7 \pm 0,8$ Ma. Die beiden am Hofeberg bei Leuba entnommenen Proben zeigen für die untere Basanitdecke ein Ar/Ar-Alter von $30,7 \pm 0,7$ Ma und für die obere Decke ein Alter von $29,9 \pm 0,7$ Ma.

5. Tektonische Entwicklung der Tertiärbecken von Zittau-Hrádek-Turów und Berzdorf-Radomierzyce als nordöstliche Fortsetzung des Egergrabens

Auf der Grundlage der Neubewertung des umfangreichen Datenmaterials, welches während der letzten beiden großen Bohrkampagnen für die Braunkohlenerkundung in Zittau / Turów / Hrádek und Berzdorf / Radomierzyce gewonnen wurde und unter Berücksichtigung der in den letzten 30 Jahren publizierten Beiträge von polnischen, tschechischen und deutschen Autoren wird es erstmals möglich, eine detaillierte länderübergreifende Darstellung der tektonischen Entwicklung für den Gesamttraum zwischen der Lausitzer Überschiebung im Süden und der Kreidemulde nördlich des Lausitzer Abbruchs vorzunehmen. Unterstützt wird die Einordnung der zeitlichen Abläufe der tektonischen Entwicklung durch aktuelle Altersbestimmungen an Vulkaniten der Lausitz und angrenzender Gebiete [Stanek et al., subm.].

[Ulrych et al., 2011] gliedern die tektonische Entwicklung des Egergrabens (Ohře Rift Graben) basierend auf K/Ar-Altersdatierung an Vulkaniten und bekannten Paläostressfeldern in drei Perioden:

1. Vor-Rift Periode (Oberkreide bis Mittleres Eozän; 79 – 49 Ma), im wesentlichen NE-SW gerichtetes Druckspannungs-Stressfeld
2. Syn-Rift Periode (Mittleres Eozän bis Mittleres Miozän; 42 – 16 Ma), N-S und E-W gerichtetes Zugspannungs-Stressfeld
3. Spät-Rift Periode (16 – 0,26 Ma), häufig wechselnde regionale Stressfelder

Die Spät-Rift Periode wird weiter unterteilt:

- 3.1 Mittleres bis Oberes Miozän; 16 – 6 Ma), N-S und E-W gerichtetes Druckspannungs-Stressfeld
- 3.2 Oberes Miozän bis Frühpleistozän; 6 – 0,9 Ma), NE bzw. SE gerichtetes Zugspannungs-Stressfeld
- 3.3 Früh- bis Spätpleistozän; 0,9 – 0,26 Ma), NW-SE gerichtetes Druckspannungs-Stressfeld

Die Hauptphase der vulkanischen Aktivität wird dabei der Syn-Rift Periode zugeordnet.

In einer früheren Arbeit hatten [Adamovič & Coubal, 1999] aus der Analyse der Geometrie von Vulkanitkörpern und der Paläostressanalyse von Scherbrüchen zwei prä-oligozäne Druckspannungsphasen für den nördlichen Teil der Böhmisches Masse postuliert: Vor-Rift Phasen im Senon und im Campan-Unteres Eozän. Die weiteren Phasen der Riftbildung werden dabei wie folgt unterteilt:

- E-W bis NE-SW gerichtete Zugspannung; östliche Teile des Egergrabens und angrenzende Gebiete der Böhmisches Masse; 40-26 Ma
- N-S gerichtete Zugspannung; verbunden mit der Entwicklung des Egergrabens und der fortschreitenden Ausweitung vom zentralen Bereich (Becken von Most, ab 34 Ma) bis zum östlichen Teil, ab 26 Ma
- NE-SW gerichtete Zugspannung, beginnend ab 24 Ma und Intensivierung nach dem Unteren Miozän ab ca. 18 Ma. Damit verbunden: tektonische Hebung des Nordteils der Böhmisches Masse und Ausbildung der heutigen Grabenstrukturen

Für das mittlere Miozän (16-12 Ma) wird ebenfalls eine Druckspannungsphase postuliert, aufgrund der ungenügenden Datenlage jedoch nicht weiter diskutiert. Im Ergebnis wird ausgeführt, dass erst im oberen Oligozän die Sedimentation im gesamten Bereich der nördlichen Böhmisches Masse unter Kontrolle von riftbedingten, grabenbildenden Paläostress geriet: N-S-Erweiterung (26-24 Ma) und NW-SE-Erweiterung (24-16 Ma).

Eine etwas andere Methodenkombination nutzen [Cajz & Valečka, 2010] zur Kartierung und zeitlichen Gliederung tektonischer Störungen im Most-Becken. Hier werden auf der Basis von Feldbeobachtungen, Bohrungen und des stratigraphischen Alters der versetzten Schichten sowohl die Lage als auch Alter und der Versatz an den postulierten Störungen dargestellt. Damit ergeben sich drei Phasen des Auftretens tektonischer Störungen: älter als 36 Ma; zwischen 24 - 16 Ma und jünger als 16 Ma. Eindeutige Aussagen zur Kinematik der Störungen können nicht gemacht werden. Es wird – da methodisch anders nicht möglich – der summierte vertikale Versatz an der Störungsfläche angegeben.

Mit einem ähnlichen methodischen Ansatz wie bei [Cajz & Valečka, 2010] soll das Gebiet der Oberlausitzer Tertiärbecken tektonisch gegliedert werden. Neben umfangreichen punktuellen Daten aus Bohrungen liegen neue Erkenntnisse zu Umfang und Dauer von Sedimentationszyklen sowie der altersmäßigen Korrelation von Flözbänken und Vulkaniten vor. Darüber hinaus wurde im Aufschluss eine Vielzahl von spröden tektonischen Störungen beobachtet (siehe Fotodokumentation weiter unten). Das ermöglicht eine detailliertere Untergliederung der tektonischen Entwicklung im nordöstlichen Teil des Egergrabens. Die zeitliche Einordnung der tektonischen Ereignisse berücksichtigt ein einschneidendes sedimentäres Ereignis in beiden großen Becken: die Ausbildung des Zwischenmittels ZM 4.

Es wird deshalb folgende zeitliche Gliederung der tektonischen Ereignisse im Tertiär der Ostlausitz vorgeschlagen:

- Prätertiäre Tektonik und Tektonik im Eozän und Oligozän
- Tektonik im unteren Miozän bis ZM 4
- Tektonik (nach ZM 4) im mittleren Miozän bis Beginn Pleistozän
- Pleistozäne tektonische Entwicklung

5.1 Daten und Beobachtungen zur Tektonik der Ostlausitzer Tertiärbecken

Die natürlichen Aufschlüsse zur Dokumentation tektonischer Deformationen sind im Untersuchungsgebiet auf Grund der post-pleistozänen Verwitterung und morphologischen Verebnung stark eingeschränkt. Deshalb muss man sich zur Beurteilung der Lagerungsstörungen tertiärer Formationen hauptsächlich auf künstliche Aufschlüsse wie die Tagebaue in Turów, Olbersdorf und Berzdorf-Hagenwerder stützen. Darüber hinaus liegen für die drei Becken in ZTH, BR und Kohlfurt mehrere tausend Erkundungsbohrungen auf Braunkohle und Begleitrohstoffe vor.

In die Auswertung und Bewertung der in den vorherigen Kapiteln beschriebenen Lagerungsverhältnisse, der stratigraphischen Einordnung und für die nachfolgend beschriebene tektonische Entwicklung ist unter anderem folgender Umfang an Primärdaten, Unterlagen und Beobachtungen eingeflossen (Abb. 44):

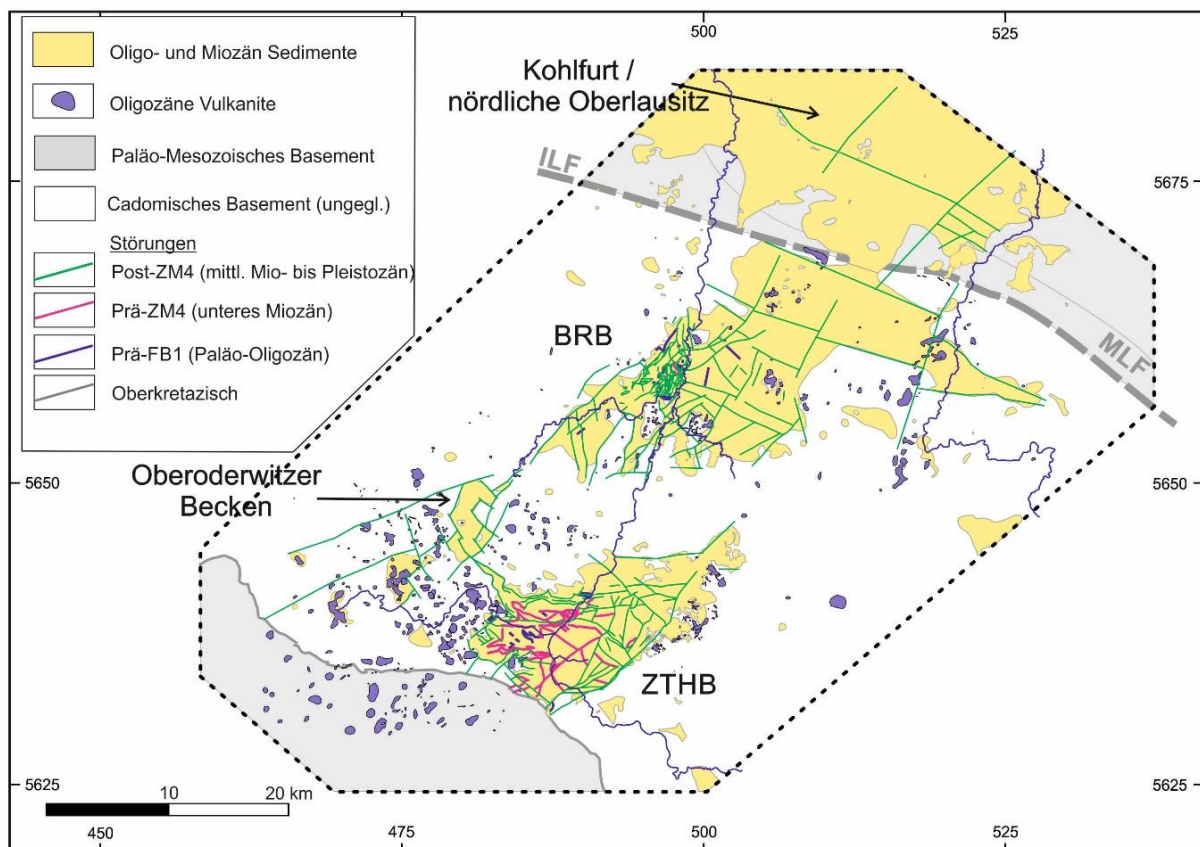


Abb. 44 Indikationen von tektonischen Störungen im Känozoikum nach Versatz stratigraphischer Einheiten (Bohrdaten), faziellen Wechseln und Geländebeobachtungen (Darstellung der maßgeblichen Störungen)

- 13.094 Bohraufschlüsse, davon 11.382 ausgewertete Schichtenverzeichnisse
- petrographische Untersuchungen (Mineralbestand, Chemismus) an 954 Proben der Umlagerungssedimente, Zwischenmittel und Vulkanitzersätze
- 190 geologische Schnitte aus geologischen Berichten
- zwei Jahre Arbeit als Erkundungsgeologe für das Erkundungsprojekt Zittau [Dittrich et al., 1988]
- drei Jahre Arbeit als Erkundungsgeologe im und am Tagebau Berzdorf [Bräutigam et al., 1990]
- Befahrungen der Tagebaue Turów, Most und Inaugenscheinnahme der relevanten Landmarken und Aufschlüsse im Untersuchungsgebiet

5.2 Prätertiäre Tektonik und Tektonik im Eozän und Oligozän

Das Gebiet zwischen Görlitz und dem Zittauer Gebirge ist durch mehrphasige tektonische Bewegungen seit dem Varistikum bis zur Oberkreide beeinflusst. Es wird davon ausgegangen, dass mindestens seit dem Eozän das Gebiet durch eine tiefgründige Verwitterung und die Ausbildung einer Peneplain (etched surface) tektonisch stabil war. Nachfolgend kam es zur Anlage neuer und/oder Reaktivierung älterer bruchtektonischer Störungen, wie in [Elznic et al., 2010] für das Becken von Most beschrieben. Hinsichtlich der prätertiären tektonischen Entwicklung wird auf bereits vorliegende Literatur verwiesen ([Käßner et al., 2020; Mlcoch & Konopasek, 2010] und Zitate in den Arbeiten).

Da vom Autor eine umfassende Untersuchung und zeitliche Einordnung des tektonischen Geschehens nur für den östlichsten Teil des Egergrabens vorgenommen wurde, erfolgt die Einordnung in die Gesamtentwicklung des Egergrabens auf der Grundlage der vorliegenden Literatur. In der umfassenden Arbeit von [Raichl et al., 2009] wird der Beginn der Riftbildung des Egergrabens für das Ende des Mittleren Eozäns (vor 37 Ma) definiert, was grundsätzlich zur Definition der Syn-Rift Periode nach [Ulrych et al., 2011] passt (Beginn vor 42 Ma ab Ende des Mittleren Eozäns / Grenze zum Bartonium). Für einen früheren Beginn der Riftbildung (vor dem späten Miozän; älter 42 Ma) gibt es keine stratigraphischen oder chronostratigraphischen Belege. Im Bereich des Ohře/Eger Rifts und der angrenzenden Gebiete werden als älteste sedimentäre tertiäre Ablagerungen die Staré Sedlo Schichten beschrieben. Die meisten Autoren stellen die Staré Sedlo Schichten in das Obere Eozän [Knobloch et al., 1996; Kvaček, 2002; Chlupáč et al., 2002; Elznic et al., 2010; Kvaček, et al., 2014], wobei [Knobloch & Konzalova, 1998] eine große Ähnlichkeit der Makro-Florenkomplexe mit der Oberkohle des Geiseltalflözes (oberes Lutetium) feststellen und [Rojík, 2004] die Bildung der Staré Sedlo Schichten bis in das Untere Oligozän zulässt. Während [Peterek & Schunk, 2009] für die Staré Sedlo Schichten in dieser und früheren Publikationen in den Becken von Cheb und Sokolov einen Sedimentationszeitraum ab dem Bartonium ohne Schichtlücke bis in das Oligozän angeben, wird in [Peterek et al., 2011] für des Cheb Becken der Sedimentationszeitraum von 35 Ma bis ca. 33 Ma (mittleres Priabonium bis unteres Rupelium) verkürzt und danach eine Schichtlücke bis ins Chattium postuliert.

Nach [Ulrych et al., 1999; Ulrych et al., 2011; Tietz et al., 2013] begann die Hauptphase des Vulkanismus vor ca. 32 Ma, so dass der Annahme von [Raichl et al., 2009] gefolgt werden kann, wonach die Riftbildung vor der Hauptphase des Vulkanismus einsetzte. Die eozänen Sedimente lagern konkordant dem kristallinen Basement oder den Sedimenten der Oberkreide mit einer Erosionsdiskordanz auf. Da sich die Staré Sedlo Schichten nur im westlichen Teil des Egergrabens (bis Litoměřice im Osten) nachweisen lassen [Elznic et al., 2010] und sich sowohl die Mächtigkeit (von über 40 m im Becken von Sokolov [Rojík, 2004] bis wenige Meter bei Skalice [Kvaček, 2002]) als auch die petrographische Zusammensetzung von West nach Ost ändern (weitestgehend fluviatile, sandige Fazies im Westen und limnisch-vulkanodetritische Fazies mit Diatomit im Osten⁸), ist davon auszugehen, dass die Grabenbildung im Westen einsetzte und sich dann nach Osten erweiterte. Hierbei bleibt unberücksichtigt, dass im westlichsten Bereich des Eger Rifts (Bayrisches Eger Rift; westlich des Cheb-Domažlice Grabens) ebenfalls keine eozänen Sedimente nachgewiesen wurden. Das Gebiet westlich der Mariánské-Lázně Störung bis zur Fränkischen Linie zeigt wegen des unterschiedlichen Krustenaufbaus und des Einflusses der bis heute aktiven Mariánské-Lázně Störung eine abweichende Reaktion auf Änderungen im regionalen Spannungsfeld [Peterek & Schunk, 2009; Peterek et al., 2011]. Nach [Ulrych et al., 2011] weist die Anordnung der Vulkanitkörper innerhalb der Riftzone im späten Miozän und im Obereozän auf eine W-E gerichtete Extension hin.

Es muss offen bleiben, inwieweit bis zum Beginn der Hauptphase des Vulkanismus, zumindest aber bis zum Ende des Eozäns im Bereich des späteren Egergrabens eine tektonische Aktivität anzunehmen ist. Eine mäßige Hügellandschaft, wie sie auch von [Kvaček & Walther, 2003] für das eozäne Relief beschrieben wird, bietet ausreichend Möglichkeit für die Ablagerung auch mächtiger fluviatiler Sedimente flächendeckend über ein größeres Areal. Dieses Areal könnte das gesamte Gebiet nördlich des Böhmisches Massivs bis nach Osten zum Lausitzer Hauptabbruch einschließen, wobei im Verlauf der weiteren Entwicklung der östliche Teil als ausschließliches Abtragungsgebiet verblieb, da dort keine eozänen Sedimente nachweisbar sind.

Die eigentliche Grabenbildung - über die gesamte Längserstreckung des heutigen Ohře/Eger Rifts - entwickelte sich unter Einwirkung eines N-S gerichteten Zugspannungsfeldes [Ulrych et al., 2011] mit

⁸ In [Kvaček & Walther, 2003] werden die zwei lithostratigraphischen Einheiten Staré Sedlo Schichten (Staré Sedlo Formation = meist quarzitischer Sandstein) und Ústí Formation (Diatomit, Mergel, vulkanodetritische Bildungen) zusammengeführt, welche „teilweise zwei gleichaltrige heteropische Fazies repräsentieren, die eng miteinander verbunden sind und lokal keine Unterbrechung aufweisen“.

Beginn des Oligozäns vor ca. 34 Ma, verbunden mit einer Zunahme der vulkanischen Aktivität. Sedimente des Unteren Oligozäns sind im gesamten Bereich des Egergrabens von Cheb bis Berzdorf lokal erhalten geblieben, die Sedimente des Unteren Oligozäns stellen gleichzeitig auch die ältesten sicher nachweisbaren klastischen Bildungen im Untersuchungsgebiet dar (Kap. 4.2.1). Die N-S gerichtete Extension des Egergrabens ermöglichte die Versenkung von Sedimenten in den tieferen Grabenbereichen, so dass auch mächtigere Schichtpakete (> 100 m ZiA im Hrádek-Becken) ohne vulkanische Bedeckung erhalten geblieben sind. Die von [Ulrych et al., 2011] postulierte NW-SE gerichtete Extension ab ca. 24 Ma (Unteres Miozän) muss - zumindest für den östlichsten Bereich des Egergrabens - bereits für das späte Unteroligozän angenommen werden. Der SSW-NNE gerichtete Verlauf der perlschnurartig angeordneten Förderzentren der Basalte / Basanite (Ar/Ar-Alter 29-30 Ma) zwischen Ostritz und Deutsch-Ossig weist darauf hin.

Mit Beginn der tektonischen Entwicklung im Oligozän werden die Randstörungen des östlichen Egergrabens angelegt, so die Herrnhut- und Berzdorf-West-Störung (BR-West) im Nordwesten und die SE-ZHT – Višňová- und Lauban-Störung an der südöstlichen Begrenzung. Die vorliegenden Altersdaten der untersuchten Vulkanite lassen vermuten, dass die vulkanische Tätigkeit zunächst in diesen Grabenrandbereichen einsetzte und in solchen Bereichen, welche im späteren Verlauf der Grabenbildung keine relevante Absenkung erfuhren: Jauernick (34 Ma), Steinberg bei Ostritz (33 Ma), Scheibeberg bei Mittelherwigsdorf (32 bis 37 Ma), Vápenný vrch (Kalkofenberg; 34 Ma). Für Vulkanite innerhalb der späteren Miozänbecken wurden ausschließlich Ar/Ar-Alter zwischen 30 und 29 Ma bestimmt, für den Basalt nördlich Gozdanin (Lauterbach) 27 Ma. Da im Untersuchungsgebiet keine Sedimente des Oberoligozäns nachweisbar sind und Sedimente des Unteroligozäns weitestgehend nur unter Basaltbedeckung erhalten blieben, ist während des Chattiums von einem generellen Abtragungsgebiet ohne größere tektonische Aktivität auszugehen. Wegen der nur noch reliktsch vorhandenen unteroligozänen Sedimente dürfte die maßgebliche Grabenbildung, und somit die erste größere tektonische Aktivität erst mit Beginn des Miozäns begonnen haben. Es ist davon auszugehen, dass die Beckenbereiche, in welchen unteroligozäne Sedimente (ZiA) ohne Basaltbedeckung vorliegen, im Zuge der tektonischen Aktivität vor 30 bis 29 Ma versenkt wurden.

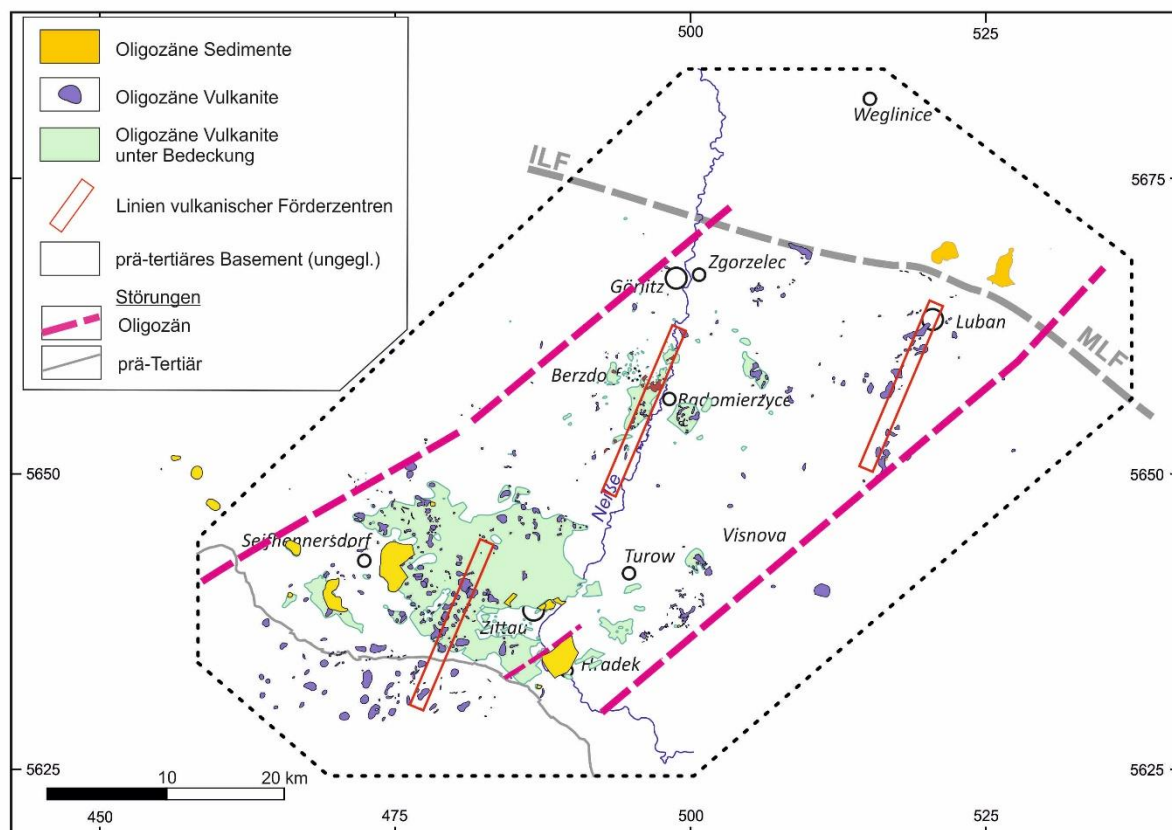


Abb. 45 Vermutlich im Oligozän angelegte Störungen, die die wesentliche Verbreitung der oligozänen Vulkanite und Sedimente begrenzen

Wie es scheint, wurden tektonische Blöcke durch vulkanische Förderschloten relativ stabilisiert, da diese Blöcke während der folgenden tektonischen Entwicklung in relativer Hochlage verblieben. Eindrucksvoll demonstriert dies der sogenannte Vulkanitrücken von Berzdorf, aber auch die Vulkangebiete des České

středohoří und bei Mittelherwigsdorf-Oderwitz-Oberseifersdorf verblieben in relativer Hochlage. Während die Schichten ZiA ohne Basaltbedeckung nördlich des Zittauer Südsprungs oder östlich der Lückendorf-Störung in Teufen von ca. -100 m NN erbohrt wurden, lagern unter Basaltbedeckung diese Schichten in den Becken von Berzdorf und Zittau bei Teufenlagen zwischen +50 bis +75 m NN und in den Beckenrandbereichen des ZTHB bei +170 bis +200 m NN. Außerhalb der Miozänbecken sind diese Schichten bei +300 m NN (Steinberg) bis +490 m NN (Hrazený) anzutreffen. Vergleichbare Höhendifferenzen liegen auch für das České středohoří vor, wo die Střezov-Formation im Becken von Most bei ca. -100 m NN angetroffen wird, bei Hlinná, Skalice und Lbín aber bei +420 bis +440 m NN.

5.3 Tektonik im unteren Miozän bis ZM 4

Diese tektonische Phase bestimmt weitestgehend die Konturen der Tertiärbecken, so wie sie heute vorliegen, siehe Abb. 45. Auf der ausgedehnten Peneplain zu Beginn des Oligozäns bildeten sich lokale flache Niederungen, wo sich in Süßwasserseen (oder Maaren) Diatomeen-haltige Sedimente, Klastite oder auch Braunkohlenflöze (ZiA) ablagerten. Die Hauptphase des Vulkanismus an der Grenze Rupel-Chatt (30-28 Ma) ist geprägt von NNE streichenden vulkanischen Zentren sowie NE-streichenden magmatischen Gängen im Sandstein des Zittauer Gebirges. Diese Morphologie der magmatischen Bildungen weist möglicherweise auf eine SW gerichtete sinistrale Scherung hin. Während des Chattiums herrscht zunächst eine Zeit relativer tektonischer Ruhe, was durch die Erosionsdiskordanz zwischen ZiA und ZiB (s. Kap. 4.2.3) belegt werden kann.

Danach kann in der Umgebung der zukünftigen Tertiärbecken von einer Intensivierung tektonischer Bewegungen ausgegangen werden, worauf lokal mächtige Ablagerungen der Schichten ZiB hinweisen. Diese tektonische Aktivität war sicherlich weder großräumig noch intensiv und stets von Ruhephasen unterbrochen, worauf durch die innerhalb der Schichten ZiB vorhandenen geringmächtigen kohligten Lagen zu schließen ist. Ein generelles Abklingen der tektonischen Aktivität setzt erst mit der Sedimentation des Unterflözes ein, welches das ZTHB weitestgehend flächig ausfüllt. Die Kohlebildung war dabei nicht nur auf den Bereich des heutigen ZTHB beschränkt. In Kap. 4.3.1.2 wurde darauf hingewiesen, dass im Berzdorfer Becken das durchgängige Vorhandensein von Kohlestücken und Xylitresten im US-2 auf kohlige Bildungen wie das Zittauer Unterflöz oder die Zwischenflöze der Schichten ZiC hinweist, auch wenn solche Schichten im BRB bisher nur in einer E-W streichenden Struktur im Ostteil des Beckens vermutet werden. Hier erreichen die klastischen, prä-FBG 1 Sequenzen eine Mächtigkeit von 100-160 m, was ein stratigraphisches Alter zwischen ZiA und ZiC möglich erscheinen läßt. Die weitaus größere Verbreitung der Sedimente des Unteren Miozäns (s.a. Kap. 4.7) ist somit nicht nur für den 3. MFK anzunehmen. Der 4. miozäne Flözkomplex (4. MFK – siehe Abb. 9, nach [Standke, 2009]) und seine faziellen Äquivalente waren flächig wahrscheinlich wesentlich weiter verbreitet als bisher angenommen. Die Zuordnung der Kohle und Äquivalente bei Merka und Kleinsaubernitz nördlich von Bautzen zum 3. MFK und vermutlich 4. MFK [Schubert, 1988] ist als ein solcher Beleg anzusehen, ebenso wie vergleichbare Bildungen im Becken von Most und Cheb im Egergraben (Zitate zur Stratigraphie siehe Abb. 3). Bei Merka wird die Lagerung der Kohleflöze und begleitenden Tone über kaolinisiertem Granodiorit und das Auftreten von Dinoflagellaten hervorgehoben.

Während der Bildung des Unterflözes herrschte nur relative tektonische Ruhe, was die teils großen Mächtigkeitsunterschiede und lateralen faziellen Veränderlichkeiten belegen. Weiterhin größere Bewegungen können z.B. für das Gebiet mit Verbreitung des Ober- und Unterbegleiters des ZU angenommen werden.

Spätestens mit Beginn der Sedimentation der Schichten ZiC kommt es zu einer erheblichen tektonischen Aktivierung in Folge der weiteren Öffnung des Egergrabens. Dabei muss offen bleiben, ob die Mächtigkeit der klastischen, schuttfächerartigen Schüttungen der Schichten ZiC ursächlich auf ein relativ schnelles Absenken der betreffenden Grabenbereiche zurückzuführen ist, oder auf die Hebung der Sudeten als Folge der Aufschiebung der alpinen Decken. Wahrscheinlich überlagern sich beide Effekte. Aufgrund des Mineralbestands (Andalusit aus dem Kontaktbereich) des Riesengebirgsgranits sehen [Lotsch et al., 1970] das Abtragungsgebiet im Südosten, was bereits [Bieniewski, 1966] vermutete. Ein Eintrag aus den im Süden anstehenden Kreidegebieten ist dabei nicht auszuschließen. Die Akkumulation der klastischen Sequenzen der Schichten ZiC weist auf größere tektonische Krustenbewegungen im östlichen Teil des Egergrabens hin. Während dieser Phase wurden neue bruchtektonische Strukturen angelegt, welche zu einer weiteren und teils sehr kleinräumigen Zergliederung sowohl außerhalb als auch innerhalb der bereits vorhandenen Beckenstruktur führten. Sinistrale Bewegungen am östlichen Beckenrand führten während dieser Phase zu halbgrabenartigen Einsenkungen, welche die Schrägstellung des ZU insbesondere im Bereich des Zittauer Beckens begründen.

Diese erste Phase großer tektonischer Aktivität endet mit dem Beginn der flächigen Ausbildung mächtiger Flöze der Unterbank im ZTHB und der FBG 1-4 im BRB (für die Abkürzungen der stratigraphischen Einheiten wird auf Abb. 17 verwiesen). Dies korreliert mit der Annahme von

[Peterek & Schunk, 2009], wonach sich der Einbruch des Egergrabens gegen Ende des Oligozäns vor etwa 25 Ma verstärkte und vor etwa 20 Ma seinen Höhepunkt erreichte. Da nach Meinung des Autors die Hebung der Grabenflanken (insbesondere die Flanke des Erzgebirges) relativ unabhängig vom eigentlichen Absenkungsgeschehen und erst zu einem späteren Zeitpunkt erfolgte, ist die Frage zu diskutieren, inwieweit bereits zu diesem Zeitpunkt – oberes Untermiozän, vor etwa 18-19 Ma - eine Grabenbildung im Sinne des heutigen Egergrabens angenommen werden kann. Dabei ist zu berücksichtigen, dass auch die südliche Begrenzung des Egergrabens in Form der Leitmeritz-Störung (Litoměřice oder České středohoří fault) von [Cajz & Valečka, 2010] als nicht wirksam im Tertiär beschrieben wird und somit auch morphologisch nicht wirksam wurde.

Mit der Einsenkung kleinerer Becken gegen Ende des Oligozäns / zum Beginn des Miozäns kam es neben den Randschüttungen von im Wesentlichen granitischem Material auch zur Ablagerung vulkanogener Sedimente (s. Kap. 4.2.3). Zusätzlich zur Umlagerung vulkanischen Materials aus der Hauptphase des Vulkanismus (Unteres Oligozän) ist jedoch auch für das Untermiozän eine vulkanische Tätigkeit anzunehmen. Als Belege sind hier die in Bohraufschlüssen im Zittauer Becken angetroffenen reinen Tufflagen zu nennen und die Basaltdecken innerhalb der Schichten ZiC sowie das Antreffen echter Lapilli innerhalb des US-2 und der Basaltsill in Berzdorf (s. Abbildung 9). Dieser Basalt unterlagert direkt Flözbank FB-1.2 und frittet diese, so dass entsprechend der chronostratigraphischen Einordnung des 3. MFK dieser Basalt jünger als 19 Ma einzustufen ist und damit die jüngste vulkanische Bildung im Untersuchungsraum darstellt. Von den im Zusammenhang mit der vorliegenden Arbeit entnommenen Proben wurden keine Vulkanitalter jünger 27 Ma bestimmt, jedoch werden von anderen Autoren für das Gebiet zwischen Bílina und Luban Vulkanitalter zwischen 23 Ma und 20 Ma (K/Ar) angegeben (s. Kap. 4.2.4).

Die nach den Zittauer Schichten C einsetzende Kohlebildung erfolgte nicht nur lokal begrenzt im Bereich des östlichen Egergrabens, jedoch kam es hier, begünstigt durch fortlaufende Senkungsbewegungen, zur Ausbildung einer Vielzahl und sehr mächtiger Kohleflöze. Die gleichzeitige weitere Öffnung zwischen Zittauer Süd- und Nordsprung führte im Westen zu einer spornartigen Erweiterung des Zittauer Beckens, und im westlichen Anschluss führten Senkungen zur Bildung des Beckens von Oderwitz. Ein vergleichbares Absenkungsgeschehen kann für das Becken von Višňová angenommen werden. Inwieweit von den kleinen Tertiärvorkommen (Kap. 4.4) weitere Mulden bereits in dieser tektonischen Phase angelegt wurden, ist wegen der fehlenden Stratifizierung der Kohleflöze nicht möglich, siehe Kap. 5.2. Durch teils staffelartige Abbrüche an den Beckenrändern der Hauptbecken ZTHB und BRB verblieben einige tektonische Blöcke der Randbereiche in relativer Hochlage. Dies ist insbesondere in den südlichen und südöstlichen Beckenbereichen des ZTHB zu erkennen. Innerhalb des BRB sind vergleichbare Aussagen wegen der geringeren Bohrdichte für den südlichen bzw. südöstlichen Beckenbereich von Radomierzyce nicht möglich, jedoch sind auch hier in den Randbereichen die Flöze der FBG 1-4 oft in relativer Hochlage nachweisbar.

In den letztgenannten Randbereichen des ZTHB, aber auch im südöstlichen Bereich des Radomierzyce Beckens, ist eine erhöhte tektonische Aktivität bis mindestens in das ZM 4 nachweisbar. Hier kommt es zu teilweise nur rudimentärer Ausbildung von Flözen der Unterbank bzw. der FBG 1-4, auch setzt die Flözbildung hier oft später ein (keine Ausbildung der Flözbänke ZO 1, FB-1.1, teilweise auch von ZO 2 oder FB-1.2 und weiterer Flözbänke). Inwieweit der mitunter direkte Übergang der Schichten ZiC zum ZM 4 im Süden des Zittauer Beckens durch Erosion bereits vorhandener Flöze zu begründen ist, muss an dieser Stelle offen bleiben. Aus den Kernbeschreibungen war keine Schichtlücke abzuleiten.

Auch wenn mit der Kohlebildung der Unterbank des mächtigen Oberflözes im ZTHB bzw. der FBG 1-4 im BRB eine weitere Phase relativer tektonischer Ruhe eingeleitet wird, die bis zur Bildung des Hauptmittels ZM 4 andauerte, hielten in diesem Zeitraum in den zentralen Beckenbereichen die Absenkungsbewegungen an, welche zu den mächtigen Torfbildungen und letztlich Kohleflözen führten. So erfolgte die Bildung der ältesten Flözbänke in großer Mächtigkeit nur in den zentralen Beckenteilen, welche durch die kontinuierliche Absenkung ideale Bedingungen für eine mächtige Torfentwicklung boten. Im BRB werden die höchsten Bereiche des Vulkanitrückens direkt nur von Flözbank FB-1.4 überlagert, in den Randbereichen von FB-1.3. Hier kamen die älteren Flözbänke nie zur Ablagerung. Zeitweise verstärkten sich die Senkungsbewegungen, was zumindest für den Nordteil des Berzdorfer Beckens während der Zeit des ZM 1.3 und der FB-2 nachweisbar ist. Für diese Zeiträume sind nördlich der Schluffmulde in Berzdorf Bereiche mit mächtigeren klastischen Schüttungen dokumentiert (Abb. 23), für welche eine fluviatile Genese ausgeschlossen werden kann. Die nahe Lage dieses Gebiets zu dem Basaltsill, welcher nach FB-1.2 intrudierte, lässt eine zeitliche Verbindung zu diesen Ereignissen als wahrscheinlich erscheinen, ein genereller Zusammenhang zwischen dem Einsetzen vulkanischer Tätigkeit und erhöhter tektonischer Aktivität ist jedoch nicht ableitbar. Die Zunahme der Kohle-Ton/Schluff-Wechselagerungen ab FB-2 und die Zunahme sandiger Anteile ab ZM 2 im nördlichen und

östlichen Bereich des Berzdorfer Beckens kündigen eine erneute Zunahme der tektonischen Aktivität an, welche mit dem ZM 4 einsetzt.

Es wurde bereits darauf hingewiesen, dass während der Sedimentation der Schichten ZiC sinistrale Bewegungen am östlichen Beckenrand zu halbgrabenartigen Einsenkungen und zur Schrägstellung des ZU im Bereich des Zittauer Beckens führten. Diese Verkippung ganzer Flözpakete tritt auch während der weiteren Beckenentwicklung in einzelnen Beckenrandbereichen immer wieder auf: Verkippung der FBG 1-4 während / gegen Ende der Sedimentation des ZM 4 (keine Erosion der FBG 1-4) und Schrägstellung der gesamten Oberbank / des gesamten Kohlepakets in Berzdorf gegen Ende / nach Abschluss der Kohlebildung (s. Abb. 62).

Die folgenden Abbildungen dokumentieren tektonischen Versatz innerhalb der FBG 1 im Meter-Bereich in Berzdorf bzw. den Versatz dieser Flözbankgruppe gegen den Beckenrand. Auch wenn alle Störungen eine Reaktivierung im Mittleren Miozän erfahren haben dürften, ist, bis auf Abb. 47, die Anlage der Störungen im Untermiozän erfolgt.



Abb. 46 Abschiebung der FBG 1 gegen Granodiorit, Westböschung Nordfeld Berzdorf. Blick nach N; Abschiebung nach SE (Foto: Bräutigam, 1989)



Abb. 47 Kleingliedrige tektonische Versatzstrukturen innerhalb der FBG 1 in Berzdorf (Foto: Bräutigam, 1989)



Abb. 48 Staffelbruchartige Abschiebung der FBG 1 gegen kaolinisierten Granodiorit in Berzdorf (Foto: Bräutigam, 1989)



Abb. 49 Abschiebung und Verkippung der FBG 1 in Berzdorf (Foto: Bräutigam, 1989)

5.4 Junge Tektonik, oberes Untermiozän bis Beginn Pleistozän

Eine junge Tektonik, welche mit dem Hauptmittel ZM 4 einsetzt, lässt sich nicht nur durch Interpolation von Bohrungen nachweisen, sondern kann anhand zahlreicher Aufschlüsse belegt werden. Beispiele hierfür liefern die Abbildungen 10 und 21 sowie die Aufnahmen in den Abbildungen 50 bis 58.

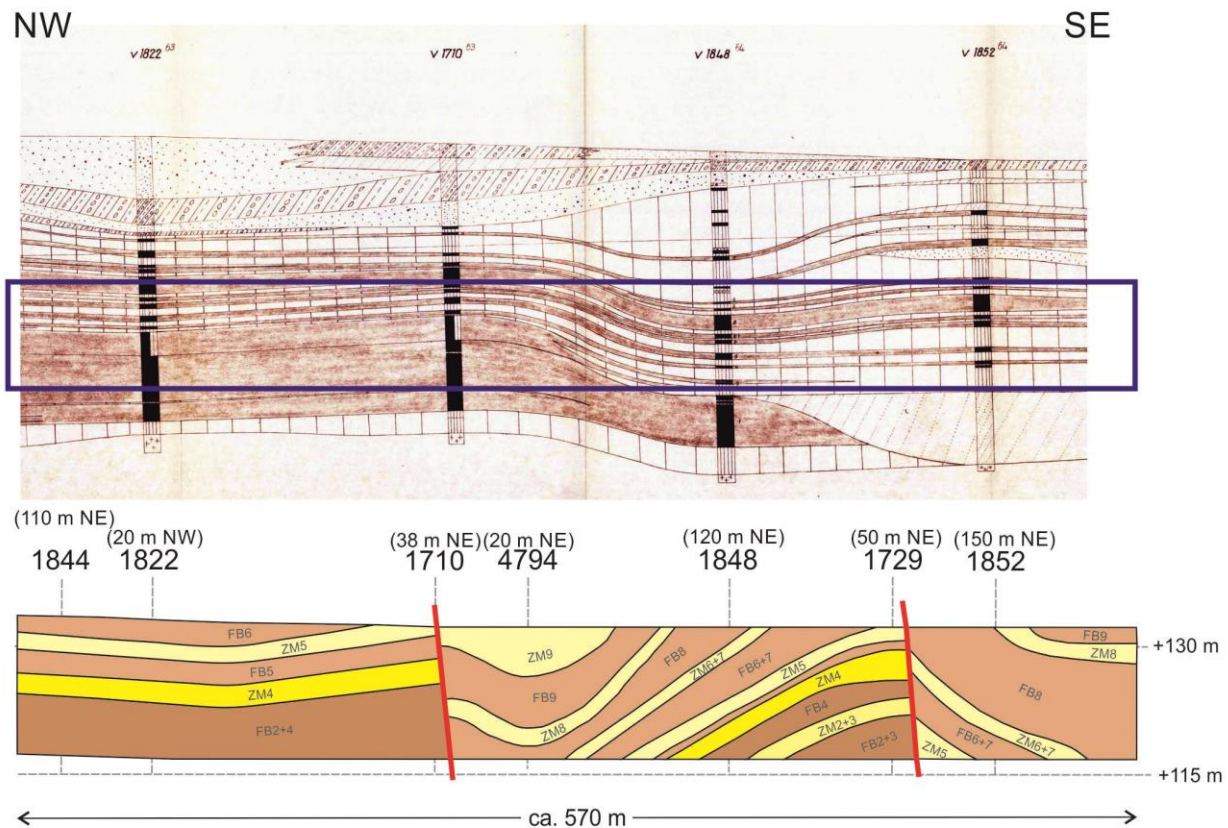


Abb. 50 Gegenüberstellung des Erkundungsstandes 1970 (oben: Schnitt 49, [BKW Oberlausitz, 1974]) mit der Profilaufnahme des 3. Kohleschnittes (1989)

Wie bereits in den vorherigen Kapiteln beschrieben, waren sowohl für den Betrieb des Tagebaus Berzdorf als auch für die Braunkohlenerkundung endogene tektonische Störungen im Tertiär bis Mitte der 1980er Jahre kein Untersuchungsgegenstand, als „technologisch störend“ wurden sie nicht dokumentiert. In der Niederlausitz wurden tektonische Störungen für die Gräben etwa parallel zum Niederlausitzer Grenzwall angegeben [Nowel et al., 1994]. In der Oberlausitz wurden selbst nach Aufschluss zahlreicher endogener Störungen in Berzdorf nur Störungen an bekannten tektonischen Elementen (Zittauer Sprung, Berzdorfer Schluffmulde) eingeführt. Abbildung 50 zeigt, wie sich die aus Bohrungen interpretierten Lagerungsverhältnisse real im Aufschluss darstellten: Der NW-SE verlaufende Erkundungsschnitt 49 aus der Vorratsberechnung 1974 [BKW Oberlausitz, 1974] kreuzt die NNW-SSE verlaufende Berme des 3. Kohleschnittes bei Bohrung 1822/63, so dass hier beispielhaft am etwa gleichen Schnittverlauf die tektonische Zerblockung mit relativ steil stehenden Störungen im Gegensatz zur ursprünglich vermuteten störungsfreien Lagerung gezeigt werden kann.

Die östlichste Bohrung (Brg. 1852/64) wurde schon im Bereich der Schluffmulde abgeteuft, was in der Profildarstellung des 3. Kohleschnittes (Bereich östlich der Störung bei Br. 1729) nicht zu erkennen ist, da dort der Liegendbereich mit diesem Kohleschnitt nicht aufgeschlossen wurde.

Die nachfolgenden Fotos zeigen ausgewählte tektonische Bruchstrukturen im Tagebau Berzdorf, welche vom Autor Ende der 1980er Jahre aufgenommen wurden. Dabei sind sowohl flache Abschiebungen (30° bis 40°) zu erkennen, teils staffelbruchartig, als auch sehr steile, fast seigere Bruchstrukturen.



Abb. 51 Versatz der Flözbänke 5 und 6 (links) gegen die FBG 1 in Berzdorf (Foto: Bräutigam)



Abb. 52 Versatz der Süd-Schluffmulde gegen die Flözbänke 10 bis 5, Berzdorf, in einem W-E Anschnitt (Foto: Bräutigam).

Abbildung 51 zeigt eine Abschiebung der jüngeren Flözbänke 5 und 6, wobei die mächtige Kohle im linken Bildteil in gleicher Lagerung wie FBG 1 (rechts) vorliegt (schräger Kamerablickwinkel auf den unvollständigen Kohleschnitt). Neben einer mächtigeren Störungszone im Bereich der Abschiebung sind auch die kleineren, staffelbruchartigen Abschiebungen mit sehr scharfer Kontur zu erkennen. Die Höhe dieser Zwischenberme beträgt etwa 3 m.

In Abbildung 52 ist gut der tektonische Kontakt zwischen Schluffmulde, hier im Bereich der Süd-Schluffmulde, und den Kohleflözen zu erkennen. Die wellenförmige Lagerung von Kohle und Sedimentschichten ist teilweise auf Glazitektonik zurückzuführen, teilweise ist dies ein optischer Effekt, der durch den Anschnitt verursacht wird. Die Höhe der mittleren Zwischenbermen beträgt ca. 2 m.



Abb. 53 Großharnisch auf Granodioritoberfläche in Berzdorf, Rutschung „Q“, (Foto: Bräutigam)

Der Großharnisch in Abbildung 53 bildete sich während der Großrutschung „Q“ am nordwestlichen Tagebaurand durch die Entlastung während der Kohleförderung. Während die Harnischbildung sicherlich auf das damals aktuelle Rutschungsgeschehen zurückzuführen war, dürfte die Störung postgenetisch nach Ablagerung der abgeschobenen Flöze (nach Sedimentation von FB 13), aber präpleistozän angelegt worden sein. Zwischen der abgeschobenen Kohle und dem tonig-grusig verwitterten Granodiorit wurde über die gesamte Rutschungsfläche eine plattige, zwischen 5 und 10 cm mächtige, rötliche bis fleischrote Schicht aufgeschlossen, welche nach Meinung des Autors eine verkieselte Kluffüllung darstellt. Die Art der Ausbildung sowie die hohen Eisengehalte (ca. 55 % Fe_2O_3) und Mangangehalte (5,8 – 9,3 % Mn) geben Hinweise auf eine analoge Bildung zu den neoiden Mineralabscheidungen der Folgegruppe qlmmn nach [Kuschka, 1998], auch wenn KUSCHKA Störungen des Ohře-Rifts nur für den Erzgebirgsbereich betrachtet.

Die Abbildungen 54 und 55 zeigen steil stehende Störungen, welche an der Ostböschung im Anschnitt zur Wiesenhalde, im Grenzbereich zur Süd-Schluffmulde aufgeschlossen wurden.



Abb. 54 Steile Störungen und Versatz der jüngeren Flözbänke (FB 8 bis FB 11) im Bereich der Süd-Schluffmulde in Berzdorf (Hintergrund: Blick NE: Wiesenhalde, Profil NW-SE), (Foto: Bräutigam)

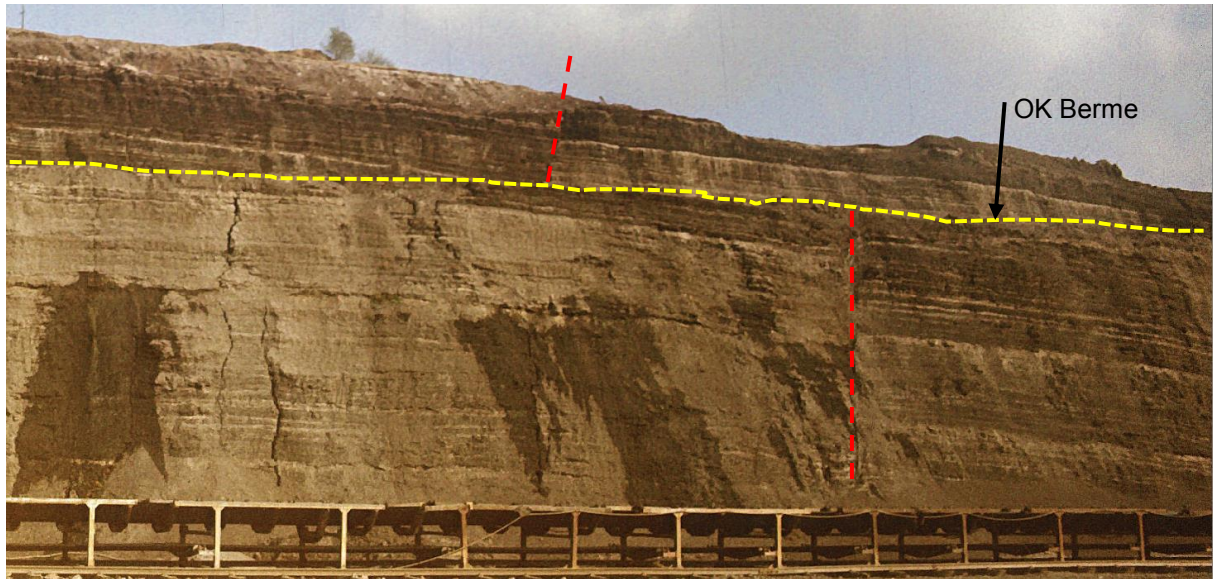


Abb. 55 Steile Störungen mit Versatz des gesamten Flözpakets (nordwestlich der Abb. 54; eine Berme tiefer), (Foto: Bräutigam 1989)

Im Foto der Abb. 54 sind die komplexen und kleinräumigen Verwerfungen mit scharfen tektonischen Versatzkanten zu sehen. Im Ergebnis des geologischen Strukturmodells für das Baufeld III konnte gezeigt werden, dass es insbesondere im östlichen Randbereich des Berzdorfer Beckens mit der Nord-Süd streichenden Schluffmulde während des gesamten Zeitraums der Beckenbildung wiederholt zu tektonischen Aktivitäten kam [Bräutigam et al., 1990]. Die Kartierung dieser teilweise sehr kleinräumigen Zerblockung wurde in den 1990er Jahren nicht weitergeführt, so dass die Neuinterpretation auf der Grundlage der Ergebnisse aus der Erkundung für das Baufeld III erfolgte (Abb. 23, Anlage 1).



Abb. 56 Abschiebung von Kohle (rechts) gegen kaolinisierten Granodiorit (untere Berme) und gegen die Sedimente der Nord-Schluffmulde, im Nordfeld von Berzdorf (Profil NNW-SSE), (Foto: Bräutigam, 1989)

Aufgrund der in einigen Aufschlüssen (Abb. 46, 53, 56) nachgewiesenen scharfen tektonischen Abgrenzung der Kohleverbreitung zum Beckenrand kann davon ausgegangen werden, dass die Flözbildung nicht nur auf die Beckenbereiche der jetzigen oberlausitzer Tertiärbecken beschränkt war, sondern großräumig erfolgte. Dies gilt sowohl für das Zittauer Unterflöz, als auch für die Flözbänke des ZiOF und des BRB, welche letztlich nur in den jetzigen Becken erhalten blieben. Die Beckenbildung, welche bereits im Oligozän einsetzte, erfuhr die letzte große Aktivierung mit der Ausbildung des Hauptmittels ZM 4 und fand im Wesentlichen ihren Abschluss nach Ablagerung der jüngsten miozänen Kohleflöze (ZO 14 im ZTHB und FB-13 im BRB). Damit blieben die jüngsten Flöze nur in den Beckenteilen erhalten, in welchen auch die jüngsten Absenkungen erfolgten.



Abb. 57 Abschiebung der Schluffmulde in Turów von der Unterbank (pokład III) im Bereich der Zwischenstörung zwischen Zittauer Süd- und Nordsprung (Foto: Stanek, 2012)



Abb. 58 Tektonisch versetzte Flözbänke im Bereich der Nord-Schluffmulde in Berzdorf. Standpunkt unterhalb Wiesenhalde, Blick nach WNW (Foto: Bräutigam, 1989)



Abb. 59 Konjugierte Extensionsstörungen in inkompetenten kohligen Tonen der FBG 1 (wahrscheinlich Flözbänke 1.1 und 1.2) in Berzdorf. Im Vordergrund überlagern FB-6 und FB-8 diese gestörten Flözbänke (Foto: Bräutigam, 1989)

Abbildung 59 zeigt die komplizierten Lagerungsverhältnisse und die Mehrphasigkeit der Tektonik im Bereich der Schluffmulde. Nach Ablagerung der FBG 1 wurden die inkompetenten tonigen Schichten durch eine Serie von konjugierten Abschiebungen bruchtektonisch gestört und anschließend erodiert. Mit zeitlichem Hiatus erfolgte die Überlagerung durch jüngere Braunkohlenflöze FB-6 und FB-8. Anschließend wurde das gesamte Sedimentpaket rotiert. Ursache dieser Rotation könnte die im Hintergrund zu erkennende Abschiebung und Bildung eines Halbgrabens der Schluffmulde sein. Im Foto der Abb. 59 ist der Versatz der FBG 1 gegen das Umlagerungssediment (wahrscheinlich US-2) zu sehen.

Mit Beginn der Ablagerung des Hauptmittels ZM 4 gegen Ende des Untermiozäns kam es in einigen Beckenbereichen zu weiteren intensiven Senkungenbewegungen. Diese lokalen Senken wurden mit mächtigen klastischen, weitestgehend fluviatilen Schüttungen gefüllt.

Dies betrifft maßgeblich die „Schluffmulden“-Bildungen in den zentralen Beckenteilen von Turów und Berzdorf, aber auch Übergangs- und Randstrukturen wie das südliche Zittauer Becken (nordwestlich und südöstlich des Kaltensteins), die „Kohlebrücke“ südlich der ehemaligen Ortslage Deutsch-Ossig sowie die großräumigen Vertaubungsbereiche der Oberbank des ZiOF im gesamten östlichen Beckenbereich des ZTHB (Becken von Hrádek und östliches Becken von Turów) und des BRB im Becken von Radomierzycze (s. Abb. 60). Der Verlauf der Schluffmulde von Berzdorf (s.a. Abb. 23) und die westlichen und östlichen Begrenzungen der Mulde von Rybarzowice bestätigen die Annahme junger N-S streichender Störungen im östlichen Egergraben [Piątkowska et al., 2000]. Es kann angenommen werden, dass es durch erneute tektonische Aktivierung zu Beginn des ZM 4 auch zur Anlage der Strukturen kam, innerhalb welcher die Flöze der Oberbank bzw. des 2. MKF erhalten geblieben sind: BRB südlich der Troiza-Störung, Becken von Kohlfurt und sonstige Mulden und Senken von Tertiärvorkommen, für welche eine Sedimentation ab frühestens ZM 4 anzunehmen ist (s. Kap. 4.4).

Durch die enge Aufschlussdichte und die fast immer mögliche eindeutige fazielle Zuordnung der einzelnen Flözbänke im Rahmen der Erkundung des Baufeldes III in Berzdorf [Bräutigam et al., 1990] konnte nicht nur gezeigt werden, dass die Schluffmulde tektonisch angelegt wurde, sondern auch, dass im Bereich der Schluffmulde eine sehr kleinräumige Zerblockung in Form von Horst- und Grabenbildungen auftritt (s. Abb. 23). Da gleiche Flözbänke bei teilweise nur schwachem Einfallen mehrfach in deutlich unterschiedlichen Höhenniveaus angetroffen wurden, ist von einer mehrphasigen tektonischen Aktivierung der verschiedenen Blöcke auszugehen. Der Störungsnachweis im Tagebauaufschluss war schwierig und oft auch nicht möglich, da ein tektonisch verursachter Versatz am Kontakt mit Flözbänken zwar meist nachweisbar ist, nicht jedoch innerhalb von schluffig-sandigen Sedimentpaketen. Die tektonische Anlage der Schluffmulde bestätigten später auch [Tietz & Czaja, 2010], indem sie feststellten: „alle aufgeschlossenen Kontakte zwischen der Schluffmulde und den Flözbänken 1.5 bis 11 erwiesen sich als tektonisch“.

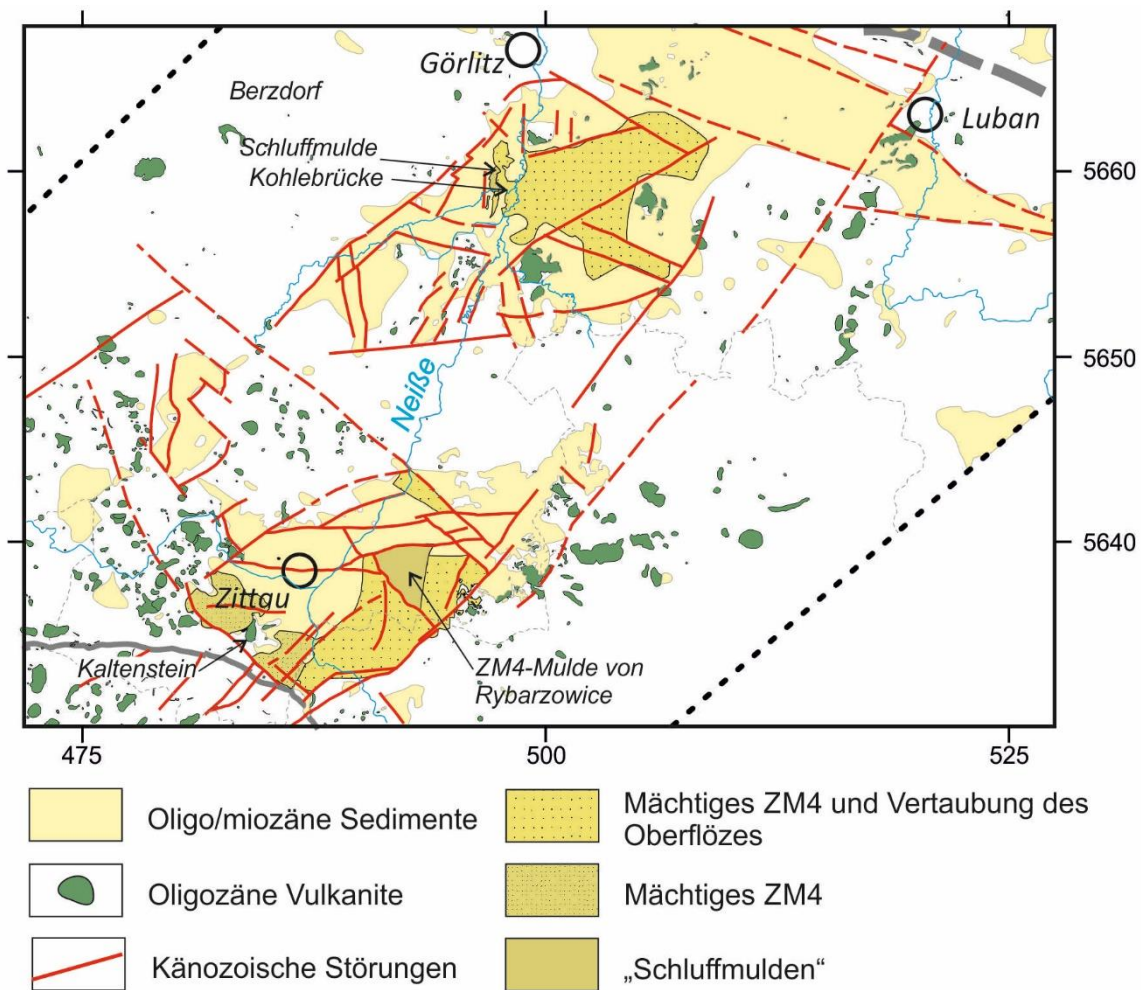


Abb. 60 Verbreitung des Hauptmittels ZM 4 als mächtige tonig-schluffig-sandige Bildung und lokale Vertaubungen des Oberflözes sowie die Ausbildung von Muldenstrukturen innerhalb der miozänen Tertiärbecken

Die Annahme, dass die Berzdorfer Schluffmulde nicht „als permanentes Flusssystem mit konkordanten Verzahnungen zu allen 13 Flözbänken“ [Tietz & Czaja, 2010] anzusehen ist, wird vom Autor ausdrücklich bestätigt. Jedoch ist die Feststellung eines nur extrem „aufgeblähten“ Zwischenmittels, „das zeitlich zwischen der FB-4 und FB-5 einzustufen ist“ nur teilweise korrekt und nur für den nördlichen Teil der Schluffmulde anwendbar (s. Kap. 4.3.3). Die in höhenmäßig tiefer Lagerung unter mächtiger Sedimentbedeckung teilweise der FBG 1 auflagernden jungen Flözbänke FB-10 und FB-11 weisen zum einen auf einen Hiatus hin (Hochlagen mit Erosion bis auf das Niveau der FBG 1 und Erhalt der Flözbänke FB-5 bis FB-9 in unmittelbarer Nachbarschaft können durch ein Mosaik von grabenartigen Strukturen erklärt werden). Zum anderen erfolgte ein verstärkter Sedimenteintrag während einer vergleichsweise schnellen tektonischen Absenkung in dieser Struktur nach Bildung der FB-11.

Da im Bereich der Süd-Schluffmulde mächtigere klastische Sedimentpakete auch im Hangenden der jüngsten Flözbank FB-13 anzutreffen sind und sich im Bereich der Nord-Schluffmulde mächtige schluffig-sandige Bildungen vom ZM 4 bis zu FB-9 erstrecken, muss ein an die Tektonik gekoppeltes, temporäres fluviatiles System im Bereich der Schluffmulde angenommen werden.

Die mächtigen Sedimentbildungen des ZM 4 in den übrigen Beckenteilen lassen sich wegen fehlender Flözbildung oder wegen der fehlenden stratigraphischen Zuordnung von in Bohrungen aufgeschlossenen Kohleflözen nur sehr schwer gegen ältere oder jüngere klastische Bildungen abgrenzen (s.a. Kap. 4.2.6 und 4.3.3). Solange die Unterbank des ZiOF (FGB 1-4 im BRB) ausgehalten werden kann, ist zumindest eine eindeutige Abgrenzung zu den Schichten ZiC möglich. Jedoch bleibt teilweise unklar, inwieweit bei Fehlen der ława górna des pokład II in Turów die unmittelbar der ława dolna auflagernden Sedimente dem ZM 4 entsprechen, oder ob es sich um die Sedimentbildung handelt, welche im Südtteil der Lagerstätte Turów die Unterbank (pokład II) aufspaltet.

Nach [Kasiński, 2000] ist das trennende Mittel des pokład II zwar weitestgehend tonig ausgebildet, jedoch sind tonige und tonig-schluffige Bildungen im unmittelbaren Hangenden der Unterbank ebenfalls weit verbreitet. Zu den hangenden Schichten ist die Abgrenzung des ZM 4 ebenfalls nur dann eindeutig möglich, wenn stratigraphisch bestimmte Flöze oder deren fazielle Vertreter vorhanden sind.

Bereits in Kap. 4.3.3 wurde darauf hingewiesen, dass FB-5 eine relative tektonische Ruhephase einleitet, welche bis etwa FB-12 anhält. Lediglich für den südöstlichen Randbereich des Zittauer Beckens sind fortdauernde stärkere Senkungsbewegungen bis mindestens ZO 7 nachgewiesen. Kohlige oder kohlig-tonige Bildungen belegen aber auch hier kürzere Ruhephasen. Danach einsetzende lokale Absenkungen führen im BRB zu teils mächtigen Zwischenmitteln ZM 12 und ZM 13 mit sandigen Lagen. Die FB-12 (BRB) ist lokal erodiert. Im ZTHB ist im Zittauer Becken das letzte Zwischenmittel (ZM 13) ebenfalls deutlich mächtiger ausgebildet (bis > 10 m), liegt jedoch hier ausschließlich als tonige bis tonig-schluffige Bildung vor. Mit der großräumigen Absenkung der oberlausitzer Tertiärbecken am Ende des Miozäns (nach Ausbildung FB-13 bzw. ZO 14) kommt es in tektonisch aktiveren Bereichen nochmals zu deutlich schnelleren Senkungsbewegungen, was einerseits zu verstärkten klastischen Schüttungen führt und andererseits eine Verlagerung ganzer Sedimentpakete, teilweise mit Kohleflözen, bewirkt haben könnte (Süd-Schluffmulde in Berzdorf, FB-99). Für weite Bereiche der Teilbecken Radomierzycze, Turów und Hrádek ist aufgrund der fehlenden eindeutigen stratigraphischen Zuordnung der Kohleflöze eine detaillierte Darstellung der Bewegungsabfolge nicht möglich. Einen Überblick zu den ab ZM 4 bis Ende des Tertiärs maßgeblichen bruchtektonischen Störungen gibt Abb. 61.

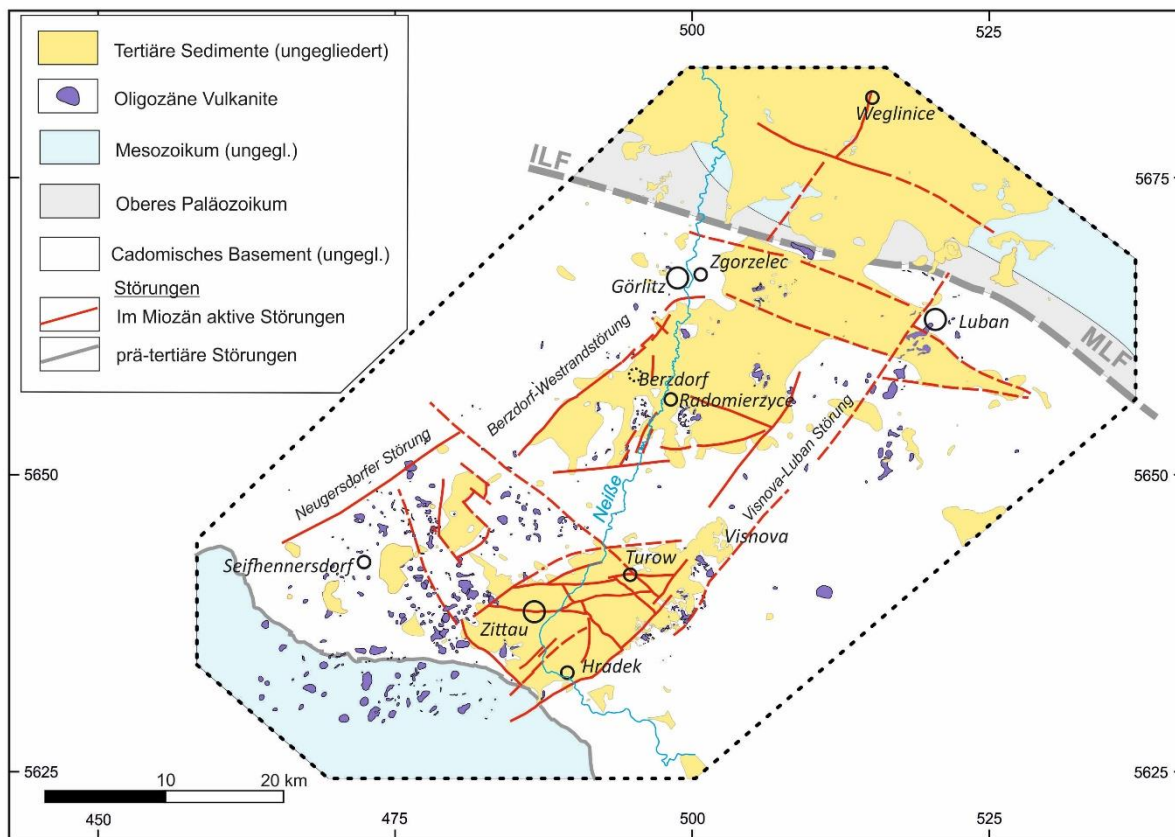


Abb. 61 Aktive tektonische Störungen im mittleren Miozän (Darstellung der maßgeblichen Störungen)

In den Beckenteilen des ZTHB und BRB ohne größere Mächtigkeit des ZM 4 verlief die Akkumulation der Braunkohlenflöze weitestgehend gleichmäßig. Die Zwischenmittel zeigen einen erhöhten klastischen Sedimenteintrag und Ablagerung limnischer Sedimente durch eine vergleichsweise schnellere Absenkung des Sedimentationsraumes oder relative Hebung des Liefergebietes an. Die maßgebliche tektonische Aktivierung erfolgte in diesen Bereichen im Wesentlichen erst nach Ablagerung der jüngsten Flöze gegen Ende des Miozäns oder erst im Pliozän, wodurch die kompletten Flözkomplexe sowohl gegeneinander (Zittauer Nordsprung) als auch gegen den Beckenrand versetzt wurden. Durch die vollständige Versenkung der Flözkomplexe blieben diese auch während der Heraushebung des Lausitzer Blocks und der glazialen Erosion weitestgehend erhalten.

Gegen Ende der Flözbildung kam es sowohl im ZTHB als auch im BRB an einzelnen Beckenrändern nochmals zu einer Schrägstellung der Oberbank / FBG 5-12, teilweise des gesamten Flözpakets. Für das Berzdorfer Becken lässt sich dies sehr gut dokumentieren (Abbildung 62). Das Einfallen der Schichten ist generell W (WNW bis NW). Die Aufnahmen zeigen das nordöstliche Zentralfeld im Tagebau Berzdorf.



a) Übersichtsaufnahme der Schrägstellung des gesamten Kohlepakets ab FBG 1 (rechts) bis FB-8 (links) im nordöstlichen Zentralfeld von Berzdorf. Mächtiges helles Band: ZM 4. (Foto: Bräutigam, 1989)



b) Detailaufnahme der Schrägstellung der Flözbänke FB-2 bis FB-8 (linke obere Bildecke) im nordöstlichen Zentralfeld von Berzdorf. Mächtiges helles Band: ZM 4. (Foto: Bräutigam, 1989)

Abb. 62 Schrägstellung der Flözbänke in Berzdorf

Während des Mittleren Miozäns kommt es nicht zur Anlage neuer tektonischer Strukturen im Bereich der oberlausitzer Tertiärbecken, es werden nur die Bewegungen an den im Unteren Miozän oder bereits im Oligozän angelegten Strukturen weitergeführt. Die geographische Lage und die Intensität dieser Bewegungen variieren dabei erheblich und lassen sich, trotz der genannten Unsicherheiten bei der Abgrenzung des ZM 4, gut anhand der Entwicklung des ZM 4 beschreiben.

- Zunächst verblieben die Beckenrandbereiche mit den Flözen der Unterbank / FBG 1-4 in Hochlage, während sich die zentralen Bereiche des ZTHB und BRB absenkten. Im Gegensatz zum ZTHB

erfolgen dabei im BRB die Senkungen getrennt in den beiden Beckenteilen von Berzdorf und Radomierzycze. Der sogenannte Vulkanitrücken bildet weiterhin das morphologisch trennende Element.

- In den Beckenteilen, wo die Absenkung vergleichsweise schnell verlief, wurden Wegsamkeiten für fluviatile Systeme geschaffen. Das entsprechende Liefergebiet ist nach [Lotsch et al., 1970] im Süden bzw. Südosten anzusetzen. Abhängig von Körnungsgröße und Rundungsgrad kamen fluviatile Bildungen (Berzdorf) oder Schuttfächerbildungen (Zittau) zur Ablagerung. Die steileren Flanken in den Beckenrandbereichen und die damit verbundene höhere Erosionsenergie führte zur teilweisen (südlicher Rand des Zittauer Beckens) oder vollständigen Abtragung der Unterbank (Hrádek-Becken). Auch im östlichen Teil des Beckens von Radomierzycze, etwa östlich der Linie Wrociszów Dolny – Koźmin, wurde die FBG 1-4 vollständig erodiert. Im Bereich der Senke von Rybarzowice verhindert eine vergleichsweise schnelle Absenkung der Unterbank eine Erosion des Flözes. Gleichzeitig führt diese Absenkung zur Ausbildung eines extrem mächtigen ZM 4.
- Die Beckenteile, welche eine schnellere Absenkung erfuhren, weisen einen mittel- bis grobklastischen Kornbestand auf, limnische Bildungen finden sich hier nur begrenzt. Bereiche mit zunehmendem Feinkornanteil zeigen tektonische Ruhephasen an, in denen es auch zur Ablagerung von Kohleflözen kommen konnte. Solche Bildungen, auch als „Zwischenflöze“ bezeichnet, lassen sich im westlichen Bereich des Beckens von Radomierzycze und im Übergang zum Berzdorfer Becken (Kohlebrücke) nachweisen (s. Kap. 4.3.3).
- Wie bereits beschrieben, beginnt mit der Kohlebildung von Flözbank 5 für größere Beckenbereiche eine Phase relativer tektonischer Ruhe, lediglich in den südlichen und östlichen Beckenbereichen halten stärkere Absenkungen an, welche eine Moorbildung nicht oder nur sehr begrenzt zulassen.
- Gegen Ende der Flözbildung kommt es in einigen zentralen Beckenteilen (Schluffmulde Berzdorf, Senke von Rybarzowice (?)) nochmals zu größeren Absenkungen.
- Mit der Versenkung des gesamten Sedimentkomplexes an den südlichen und östlichen Beckenrändern fanden die tektonischen Aktivitäten in den Schluffmulden- / Muldenbereichen ihren Abschluss.

Für das Oderwitzer Becken kann die tektonische Entwicklung wie für die Bereiche mit mächtigem ZM 4 angenommen werden. Die Beckenbildung ist mit max. 90 m Absenkung vergleichsweise gering. Die nur geringe Mächtigkeit des ZIOF (s. Kap. 4.4.1) zeigt, dass die Flöze der Oberbank weitestgehend erodiert wurden.

5.5 Jüngste tektonische Entwicklung

Obwohl bereits in der älteren Literatur auf das Vorhandensein känozoischer endogener Tektonik im Gebiet der Lausitz hingewiesen wird [Viète, 1960; Viète, 1961; Präger, 1964; Genieser, 1970; Präger, 1976; Bankwitz, 1977], blieben diese Erkenntnisse in den späteren Erkundungsberichten im Rahmen der Braunkohlenerkundung weitestgehend unberücksichtigt. In Kapitel 4.1 wurde bereits auf den Umstand hingewiesen, dass bis weit in die 1980er Jahre die Darstellung endogener Störungen im tertiären Schichtverband möglichst vermieden wurde und Lagerungsstörungen im Tertiär durch Absenkungen in Randbereichen, Flexuren, Auslaugungen im prätertiären Untergrund oder Glazitektonik begründet wurden. Somit ist nicht verwunderlich, dass es für die oft schwierig nachzuweisenden endogenen Störungen im Quartär praktisch keine Nachweise in den Berichten der Braunkohlenerkundung für Zittau und Berzdorf gibt. In der Festschrift der LAUBAG zum 500. Geburtstag von Agricola 1994 werden in sämtlichen Schnittdarstellungen zum Niederlausitzer Braunkohlenrevier alle endogenen Störungen explizit nur bis an die Tertiär-Quartärgrenze geführt [Nowel et al., 1994] und auch keine Hinweise auf quartäre endogene Tektonik gegeben. Noch 1999 schreibt CEPEK in den Erläuterungen zur LKQ Brandenburg: „Jedoch sind im Quartär aktive tektonische Störungen ein in der LKQ selten auftretendes Element, da sie sich nur in Aufschlüssen oder bei sehr dichtem Bohrpunktabstand nachweisen lassen.“ [Cepek, 1999]. Inzwischen ist sicher davon auszugehen, dass im Bereich des Untersuchungsgebietes während des Pleistozäns eine Reaktivierung älterer tektonischer Störungen durch Eisauflast erfolgte ([Brosig et al., 2020]; Andreani in [Stanek et al., 2016]). Möglich erscheint auch eine mehrfache Reaktivierung im Zusammenhang mit den verschiedenen Eisvorstößen.

Die für das Gebiet Niederlausitz-Brandenburg-Norddeutschland gut belegbare mehrmalige Änderung der Fließrichtung von Flüssen zeigt die außerordentliche Dynamik wiederholter Reaktivierungen alter Störungen selbst unter vergleichsweise mächtiger Sedimentbedeckung [Stackebrandt, 2004; Stackebrandt, 2008]. Nach den Vermutungen von [Viète, 1961] konnte [Kühner, 2009] endogene

Tektonik im Quartär durch Dokumentation am Aufschluss zeigen, ebenso wie bereits [Steding & Tröger, 1964] in der Kiesgrube Waltersdorf bei Bad Schandau. Für das Untersuchungsgebiet belegen jüngere Arbeiten das Vorhandensein aktiver Bruchtektonik bis in das mittlere Pleistozän und jünger [Zuchiewicz et al., 2007]. So postulieren [Tietz & Büchner, 2015] eine Hebung des Lausitzer Blocks zwischen Elster- und Saale-Kaltzeit (ca. 320 bis 250 ka) im Ergebnis einer Gletscherbe- und -entlastung der Elster-1- und -2-Kaltzeiten. Für das Berzdorfer Becken zeigen [Tietz & Büchner, 2011], dass der bereits von [Präger, 1964] festgestellte, tektonisch bedingte Versatz von Neißeschottern im Pleistozän sehr gut durch einen Aufschluss der Neiße-Hochterrasse bestätigt werden kann. Als Resultat von periglazialen Prozessen im Zusammenhang mit glazigen bedingten tektonischen Hebungen im Unteren Pleistozän werden auch Sinterbildungen in Karsthöhlen bei Machnín interpretiert [Jurková et al., 2007].

Der Autor sieht weniger die Eisauflast als wesentliche Ursache für die Reaktivierung älterer Störungen im Pleistozän, sondern die in [Brosig et al., 2020] zitierte Spannungsänderung im Bereich der Vorwölbung (Peripheral Bulge/Forebulge) vor dem Gletscher. Da diese Vorwölbung bis zu 300 km vor der Gletscherfront auftritt, ist es auch unerheblich, ob eine Reaktivierung durch Auflast von einem 120 m mächtigen Gletscher möglich ist oder erst durch einen über 300 m mächtigen Gletscher verursacht werden könnte. Die lokale Auflast dürfte bei diesem Prozess eine nur untergeordnete Rolle spielen. Wenn Spannungsänderungen ohne statischen Druck (Auflast) die tektonische Aktivität vor Ort induzieren (Änderung der Zugspannung), dann lässt sich auch erklären, weshalb einzelne, kleinere Blöcke unterschiedliche Dynamik erfuhren.

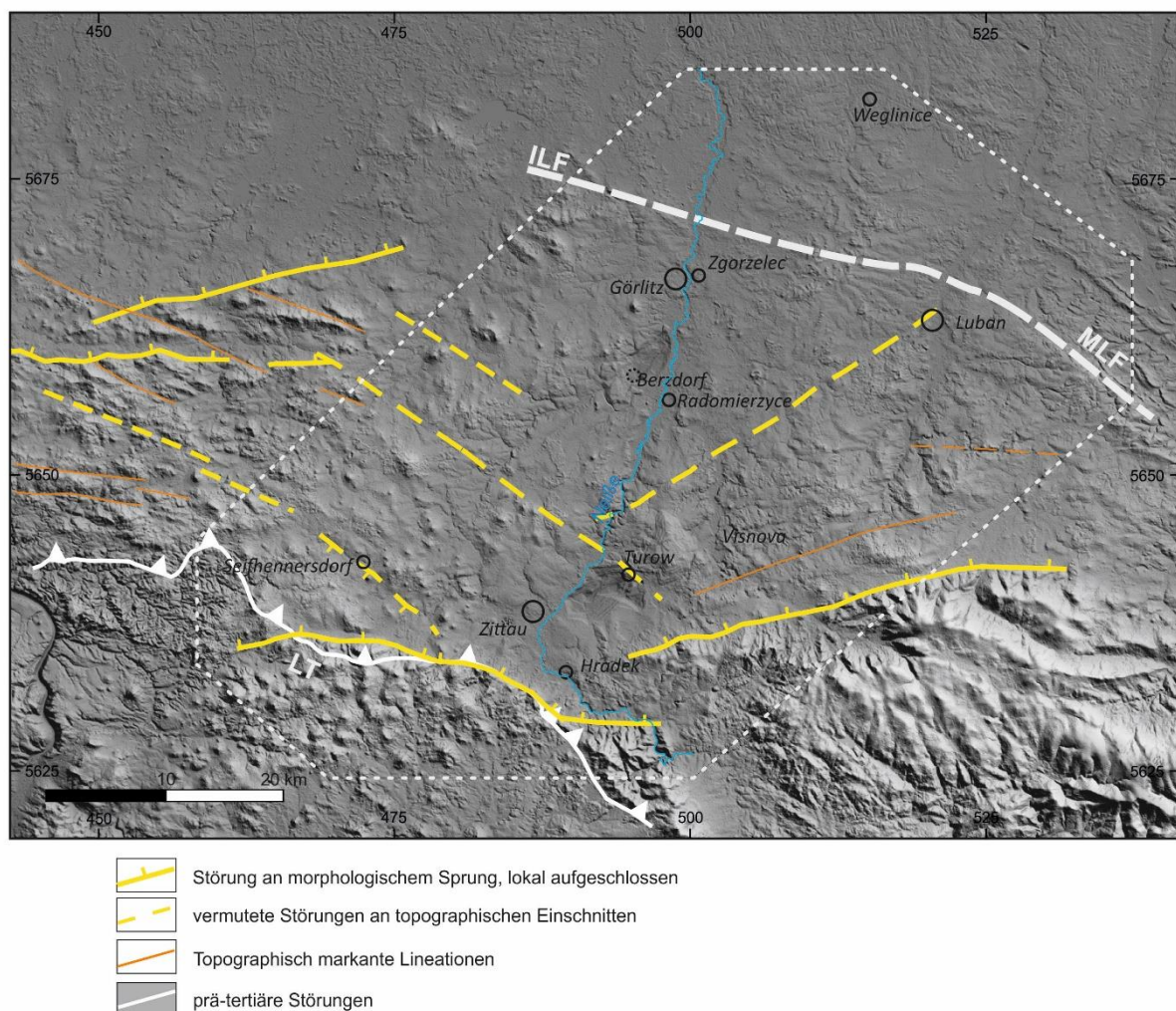


Abb. 63 Jüngste tektonische Störungen im Untersuchungsgebiet, reaktiviert durch Eisauflast im Pleistozän (Darstellung der maßgeblichen Störungen)

Die Heraushebung des südlichen Lausitzer Blocks und des Erzgebirges während des Pleistozäns wurde von der Absenkung von Bereichen des Egergrabens und der Elbtalzone begleitet, so dass in diesen Senken Sedimente erhalten blieben, welche in den Hebungsbereichen durch glazigene oder sonstige Erosion abgetragen wurden. Pleistozäne Versätze, sowohl vertikal als auch horizontal, wurden für das

Zittauer Gebirge und Teile des Elbtals postuliert [Bankwitz, 1977]. In und um das Untersuchungsgebiet sind von [Andreani, 2016] vor allem für die Cunewalder Störung, den Nord-Abbruch des Zittauer Gebirges (nicht identisch mit der Lausitzer Überschiebung) sowie für den Nord-Abbruch des Isergebirges pleistozäne Hebungen nachgewiesen worden. Wahrscheinlich sind vertikale Bewegungen an der Hirschfelde-Herrnhut-Störung, indiziert durch unterschiedliche Quartärbedeckungen nördlich und südlich dieser Linie. Für andere Störungen wie den Lausitzer Abbruch, die nordwestlichen und südöstlichen Randstörungen der Tertiärbecken sind Bewegungen wahrscheinlich. Die zu erwartenden morphologischen Brüche sind möglicherweise durch glaziale Erosion nivelliert worden (Abb. 63). Ausgehend von Versatzbeträgen von wenigen [Tietz & Büchner, 2015] bis mehreren Dekametern [Präger, 1964] lassen sich für den Randbereich herausgehobener und schräg gestellter Blöcke Versatzhöhen > 100 m annehmen, was [Zuchiewicz et al., 2007] auch für den südwestlichen Bereich der Sudeten / das Isergebirge diskutieren.

Für die vorliegende Arbeit sind die Fragen der Reaktivierung von Störungen während des Quartärs nur von untergeordneter Bedeutung. Zum Ende des Miozäns/Pliozäns werden die Sedimente des 2.-4. MFK und deren Äquivalente in der Oberlausitz zumindest lokal von vorwiegend klastischen Sedimenten der Rauno-Formation erosiv überlagert. Diese Sedimente sind nur als Erosionsreste (zum Teil als Elbeläufe interpretiert) erhalten. Wahrscheinlich wurden die pliozänen Sedimente durch Gletschervorschub weitestgehend erodiert. In den Beckenteilen westlich der Neiße wurden keine pliozänen Sedimente nachgewiesen. Auf den Widerspruch zu den im polnischen Teil des ZTHB beschriebenen Sedimenten der Formacja Gozdnicy/Gozdnicza Formation [Kasiński, 2000] wurde bereits in den Kapiteln 4.2.6 und 4.6 hingewiesen. Falls es südlich des Lausitzer Abbruchs zu einer flächendeckenden Ausbildung pliozäner Sedimente kam, wurden diese mit der Hebung des Lausitzer Blocks wieder erodiert, noch bevor es zur weiteren Einsenkung der Tertiärbecken im Zusammenhang mit der Störungsreaktivierung durch Eisauflast kam.

Aus den vorgenannten Gründen ist es für die vorliegende Arbeit auch unerheblich, zu welchen Zeitpunkten die Reaktivierung erfolgte. Ausgehend von den berechneten Maximalspannungsänderungen bereits bis zu 300 km vor der Gletscherfront [Brosig et al., 2020] und der Tatsache, dass für den Elster-1-Gletscher die größte Mächtigkeit angenommen wird, dürften die ersten Reaktivierungen von Störungen jedoch noch vor dem Elster-1-Glazial erfolgt sein und nicht erst postglazial [Tietz & Büchner, 2015]. Dies würde die zeitliche Einordnung nach [Jurková et al., 2007] bestätigen.

Da im Rahmen dieser Arbeit keine weitergehende Untersuchung der quartären Sedimente erfolgte, sind in den Schnitten (Anlage 2) die tektonischen Störungen nur bis zur Quartärliegendgrenze dargestellt.

6. Die Entwicklung des Tertiärs zwischen Fränkischer Linie und Lausitzer Hauptabbruch – Versuch einer Neubetrachtung

Aufgrund der Lage des Untersuchungsraums, als Teil des nordöstlichen Egergrabens, zwischen Böhmischem Mittelgebirge (České středohoří) und Niederlausitzer Senke gestatten die im Rahmen dieser Arbeit gewonnenen spezifischen Erkenntnisse zur geologisch-tektonischen Entwicklung des Tertiärs im Süden der östlichen Oberlausitz folgende generellen Annahmen zur Entwicklung des Tertiärs im östlichen und mittelsächsischen sowie nordböhmisches Raum.

Nach der noch vor Beginn des Tertiärs einsetzenden Abtragung der Kreidesedimente ist davon auszugehen, dass spätestens ab dem oberen Miozän ein zusammenhängender Sedimentationsraum vom Nordrand des Böhmisches Massivs bis zur Proto-Nordsee bestand. Der Autor folgt hier in etwa der Darstellung in [Vinken, 1988] und teilt die Auffassung von [Kvaček & Walther, 2003], wonach zumindest für den Raum südlich der marinen Verbreitung obereozäner Sedimente „eine verwitterte Oberfläche mit einem ungleichmäßigen Relief, durchzogen von Fluss- und Süßwassersystemen“ anzunehmen ist. An dieser Stelle muss offen bleiben, ob durch eine relative Tieflage des Mittelerzgebirgischen Antiklinalbereichs zwischen Westerzgebirgischer und Flöha-Querzone dieser zusammenhängende Sedimentationsraum möglich wurde, oder ob dadurch in diesem Bereich Reste eozäner Sedimente bis heute erhalten geblieben sind. Es ist wenig wahrscheinlich, dass diese eozäne Hügellandschaft mit Flusssystemen und Seen (Maaren?) in der Fläche weiter nach Osten bis an den Lausitzer Hauptabbruch reichte, da bisher keine Belege eozäner Sedimente unter Vulkanitbedeckung in diesem Gebiet gefunden wurden. Weiterhin ist anzunehmen, dass dieser Sedimentationsraum über die südwestliche Grenze der Grabenzone bis südlich Píseň reichte [Suhr, 2003], was ebenfalls auf eine vergleichsweise Tieflage dieses Gebiets gegenüber dem nordöstlich gelegenen Rand des Böhmisches Massivs hinweist. Der gegen Ende des Eozäns einsetzende Vulkanismus überlagerte teilweise die eozänen Sedimentpakete (Staré Sedlo Schichten), welche nur im Gebiet des westlichen und zentralen

Egergrabens erhalten geblieben sind. Mit den sich zeitlich und lateral verändernden Sedimentationsbedingungen treten fazielle Änderungen auf, wie Diatomite und vulkanodetritische Bildungen der Ústí Formation [Kvaček & Walther, 2003] belegen. Nach [Walther, 2005] können die Staré Sedlo Schichten mit dem Makroflorenkomplex Bembridge-Zeit korreliert werden, eine Anbindung an die Proto-Nordsee ist durch die marine Fischfauna in Kučlín belegt [Kvaček & Teodoridis, 2011].

Durch die einsetzende Absenkung von zentralen Bereichen des westlichen Egergrabens (Cheb, Sokolov, Most) blieben obereozäne Sedimente erhalten. Eine längere Periode der Abtragung und Verwitterung führt an der Grenze zum Oligozän zu einer Schichtlücke an der Grenze Eozän-Oligozän, welche widersprüchlich dokumentiert ist [Chlupáč et al., 2002; Teodoridis, 2004; Rojík et al., 2010; Elznic et al., 2010]. Mit Beginn des Oligozäns kommt es dann, in einer ähnlich gestalteten Landschaft wie im oberen Eozän, zu einer flächigen Ablagerung fluviatiler und limnisch-vulkanodetritischer Sedimente vom Nordrand der Böhmisches Masse bis zur Proto-Nordsee. Nach Meinung des Autors bedeckten die Sedimente des Unteren Oligozäns den gesamten Erzgebirgsbereich zwischen der kohlehaltigen Fazies südlich und östlich Leipzig und dem Egergraben [Suhr, 2003] sowie zwischen Mariánské Lázně Störung bis östlich des Isergebirges und schließen an die marine Verbreitung im Norden an (s. Abb.33). Nur im Bereich des westlichen Egergrabens, aber östlich der Mariánské Lázně Störung, kam es während des gesamten Oligozäns zu einer relevanten Beckenbildung infolge anhaltender, langsamer Absenkbewegungen. Darauf deuten zum einen die Mächtigkeit der Novosedelské Formation (bis 85 m im Sokolov-Becken) und das relativ große Sedimentationsgebiet von westlich Habartov bis östlich Ostrov nad Ohří [Rojík et al., 2010] hin. Zum anderen wird, zumindest von einigen Autoren [Chlupáč et al., 2002; Rojík, 2004; Peterek & Schrunck, 2009], für die Becken von Cheb und Sokolov während des gesamten Oligozäns bis in das Aquitan eine Sedimentation ohne Erosionsdiskordanz angegeben. Die Möglichkeit eines Hiatus nach der Davidov-Folge (Davidovské vrstvy) und der Josef-Folge (Josefské vrstvy) wird dabei nicht ausgeschlossen, zumal die Chodov-Folge (Chodovské vrstvy) heterochron sowohl der Davidov- als auch der Josef-Folge aufliegt. Die Zunahme der tektonischen Aktivität an der Grenze Rupel-Chatt (vor 30-28 Ma) führte nicht nur zur Aktivierung des Vulkanismus über die gesamte Länge des Egergrabens (Hauptphase des Vulkanismus), sondern auch zur Einsenkung weiterer Bereiche innerhalb des Egergrabens. Da während des Chattiums bis ins Aquitan das Gebiet außerhalb des westlichen Egergrabens bis zum Böhmisches Mittelgebirge bei relativer tektonischer Ruhe der Abtragung unterlag, konnten in den Beckenstrukturen die unteroligozänen Schichten ZIA - Střezov-Formation (Střezovské souvrství) - Davidov- und Josef-Folge erhalten bleiben.

Sedimente des Oberen Oligozäns blieben nur im westlichen Teil des Egergrabens bis zum Böhmisches Mittelgebirge erhalten (Fichtelgebirgsbecken, Becken von Cheb, Sokolov und Nordböhmisches Becken). Die tektonischen Bruchstrukturen, welche im Oligozän angelegt wurden, bildeten zum Ende des Oligozäns / Beginn des Miozäns die Kontur des heutigen Egergrabens ab.

Die Sedimentation miozäner Schichten beginnt nach einer Schichtlücke noch im frühen Aquitan, wobei nur für das Gebiet des Nordböhmisches Beckens kein Hiatus angegeben wird [Elznic et al., 2010; Matys Grygar et al., 2017]. Während des Aquitans kommt es in einer lakustrin geprägten Landschaft zwischen Böhmisches Massiv und der Proto-Nordsee sowie östlich der Fränkischen Linie unter anderem zur Ablagerung kohligter Bildungen und teilweise mächtiger Kohleflöze: Zittauer Unterflöz, Sokolov-Formation, Hauptkohleflöz im Becken von Cheb (Hlavní slojové souvrství) und 4. MKF. Im Bereich des Egergrabens ist lediglich für den westlichsten Teil (Fichtelgebirge/Oberpfälzer Wald) und das Nordböhmisches Becken keine Kohlebildung nachweisbar. Gegen Ende des Aquitans vor etwa 21 Ma beendete eine erneute intensivere tektonische Phase die Kohlebildung. Die weitere Absenkung einzelner Grabenbereiche und die zunehmende Schüttung klastischer Sedimente konservierte die Kohlebildungen in den Becken von Cheb, Sokolov und im ZTHB (ZU). Gleichzeitig wurde in dieser tektonischen Phase (Grenze Aquitan/Burdigal) die Grabenstruktur des Egergrabens geschaffen, welche in ihrer Kontur zum Ende des Oligozäns angelegt wurde. Inwieweit in den Gebieten außerhalb des Egergrabens insgesamt geringere Sedimentmächtigkeiten abgelagert wurden, ist aufgrund der vollständigen Erosion der Schichten in diesen Gebieten nicht mehr zu ermitteln. Mächtigkeit und Genese des 4. MFK, wie sie in [Kunzmann et al., 2009] für den Tagebau Welzow-Süd beschrieben werden, weisen auf einen zusammenhängenden Sedimentationsraum bis in den Bereich des Zittauer Beckens hin. Die nach Süden ausstreichenden Schichten des 4. MFK [Escher et al., 2020] müssen nicht mit einem ansteigenden Prätertiär begründet werden, sondern können auf die Erosion dieser Schichten zurückgeführt werden.

Die Intensivierung der tektonischen Aktivität zum Ende des Aquitans (ab ca. 22 Ma) startet im östlichen Egergraben (ZTHB) und etwas später im Bereich der westlichen Becken von Cheb und Sokolov (ca. 21 Ma). Die der Kohlebildung folgende Ablagerung teils mächtiger klastischer Sedimentpakete ist dabei für die Becken Cheb und Sokolov (Cypris-Formation / Cyprisové souvrství) und das ZTHB (Schichten ZIC) belegt. Im Becken von Berzdorf-Radomierzycze blieben demgegenüber nur Reste dieser

Ablagerungen erhalten, und es ist von einer Erosionsdiskordanz vor Ablagerung der Schichten ZIC auszugehen. Für das nordböhmische Becken wird eine durchgehende Sedimentation feinklastischer Sedimente während des Aquitans angegeben und mit Beginn des Burdigals setzt die Kohlebildung ein (Holešice Schichten / Holešické vrstvy mit dem Hauptkohleflöz), welche bis zu Beginn des Mittelmiozäns andauert (Altersangaben zu den Sedimenten der tschechischen Becken nach Magnetostratigraphie in [Pešek et al., 2010]).

Während im östlichen Egergraben (ZTHB, BRB) vor etwa 19 Ma etwa zeitgleich mit Beginn der Ablagerung des 3. MFK wiederum eine tektonisch ruhigere Phase einsetzte, dauerten die klastischen Sedimentschüttungen in den westlichen Becken von Cheb und Sokolov noch bis vor mindestens etwa 16,5 Ma (Ende Untermiozän) an. Aufgrund der dokumentierten Erosionsdiskordanz bis zum Pliozän (Cheb) bzw. bis rezent (Sokolov) [Pešek et al., 2010; Peterek & Zech, 2011] sind mögliche jüngere miozäne Sedimente nicht mehr vorhanden. Vor dem Ende des Untermiozäns sind lokal wieder tektonische Aktivitäten zu verzeichnen, welche zur Anlage der mächtigen Schluffmuldenbildungen im östlichen Egergraben führen (ZTHB und BRB). Diese klingen spätestens mit der letzten Etappe der Kohlebildung zu Beginn des Langhiums ab. Dieser Periode (ca. 17,5 – 16,4 Ma) werden im Nordböhmischen Becken die Kohlebildungen der Lom-Schicht und die lakustrinen Tone der Osek-Schicht zugeordnet [Rajchl et al., 2009; Matys Grygar et al., 2017].

Die nur im östlichen Teil des Egergrabens erhaltenen mächtigen Kohlebildungen des mittleren Miozäns weisen nach Meinung des Autors darauf hin, dass das von [Peterek et al., 2011] postulierte Ende der Sedimentation im Egergraben nicht vor etwa 17 bis 18 Ma, sondern frühestens vor ca. 15 Ma, nach Ende des Langhiums einsetzte.

Für den zentralen Teil des Böhmisches Mittelgebirges und das Becken von Most postulieren [Cajz & Valečka, 2010] eine letzte größere tektonische Aktivierung im Zusammenhang mit einem spätmiozänen Vulkanismus vor 13-9 Ma, bei welcher es durch kleinräumige Blockbildung zu graben- und horstartigen Strukturen kam, was den Beobachtungen im östlichen Egergraben entspricht. Es ist anzunehmen, dass die finale Versenkung der mächtigen Kohlepakete im Zusammenhang mit dieser Phase der tektonischen Aktivität erfolgte und ein Ergebnis der in [Peterek et al., 2011] beschriebenen Extensionsbewegungen nach Abschluss der Sedimentation darstellt.

Nach [Rajchl et al., 2009] setzte eine „lithosphärische Wölbung“ vor 18-16 Ma ein, welche u.a. zur Anhebung von Teilen des Egergrabens und entsprechenden erosiven Prozessen führte. Damit lassen sich jedoch keine Hinweise ableiten, wann die Hebung der Grabenschultern des Egergrabens [Peterek et al., 2011] einsetzt und somit auch die Erosion der miozänen Ablagerungen. Da die Gebiete außerhalb des Egergrabens während des unteren Miozäns wiederholt erosiven Prozessen unterlagen und davon ausgegangen werden kann, dass im mittleren Miozän deutlich geringere Sedimentmächtigkeiten als im tektonisch aktiven Egergraben zur Ablagerung kamen, fällt die Erosion der miozänen Schichten in diesen Gebieten umfassend aus. Weiterhin ist zu berücksichtigen, dass die maßgeblichen erosiven Prozesse erst im Pleistozän stattfanden. Nach Auffassung des Autors erfolgte die Heraushebung der nördlichen Schulter des Egergrabens nicht im späten Pliozän [Peterek et al., 2011], sondern erst im Ergebnis der Spannungsänderungen durch Eisauflast im Pleistozän [Brosig et al., 2020]. Dies könnte auch die Assymetrie der Grabenschultern erklären.

Literaturverzeichnis

- Abdelfadil, K., Romer, R. L., Seifert, T., Lobst, R., (2013): Calc-alkaline lamprophyres from Lusatia (Germany) - evidence for a repeatedly enriched mantle source. *Chemical Geology* 353, 230–245.
- Adamovič, J., Coubal, M. (1999): Intrusive Geometries and Cenozoic Stress History of the Northern Part of the Bohemian Massif. *Geolines* 9: 5-14
- Akhmetiev, M., Walther, H., Kvaček, Z. (2009): Mid-latitude Palaeogene floras of Eurasia bound to volcanic settings and palaeoclimatic events - experience obtained from the Far East of Russia (Sikhote-Alin') and Central Europe (Bohemian Massif). - *Acta Mus. Nat. Pragae, Ser. B, Hist. Nat.* 65(3-4): 61-129, Praha. ISSN 0036-5343
- Andreani, L. (2016): Strukturkarte. - in Stanek, K., Domínguez-Gonzalez, L., Andreani, L., Bräutigam, B. (2016): 3D-Modellierung des Tertiärs in der Lausitz. - *Schriftenreihe, Heft 19, Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie, Freiberg*, 85 S. (unveröff.)
- Andreani, L., Stanek, K. P., Gloaguen, R., Krentz, O., Domínguez-González, L. (2014): DEM-Based Analysis of Interactions between Tectonics and Landscapes in the Ore Mountains and Eger Rift (East Germany and NW Czech Republic). *Remote Sens.* 2014, 6, 7971-8001; doi:10.3390/rs6097971
- Badura, J., Przybylski, B. (2004): Evolution of the Late Neogene and Eopleistocene fluvial system in the foreland of the Sudetes Mountains, SW Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 74: 43-61.
- Bankwitz, P. (1977): Rezente Bewegungen im Südteil der DDR und ihre Beziehungen zu geologischen Vorgängen. *Rezente Erdkrustenbewegungen. Rad 4, Bratislava*. 59-72
- Berg, G. (1935): Geologische Karte von Preussen und benachbarten Deutschen Ländern, Erläuterungen zu Blatt Greiffenberg am Queis Nr. 2882, 47 S.
- Berg, G. (1913): Die Braunkohlenlagerstätten Schlesiens, *Abh. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., Neue Folge, H.72*, S. 89-141
- Berger, J. P., Reichenbacher, B., Becker, D., Grimm, M., Grimm, K., Picot, L., Storni, A., Pirkenseer, C., Schaefer, A. (2005): Eocene-Pliocene time scale and stratigraphy of the Upper Rhine Graben (URG) and the Swiss Molasse Basin (SMB). *International Journal of Earth Sciences*, 98(4), 711-731.
- Bieniewski, J. (1966): Powstanie i rozwój Serii Węgla Brunatnego w polskiej części Niecki Żytawskiej (Formation and Development of the Brown Coal Series in the Polish Part of the Żytawa (Zittau) Basin. – *Geologia Sudetica*, 11, 401-425
- Birkenmajer, K., Pécskay, Z., Grabowski, J., Lorenc, M.W., Zagózdzon, P.P. (2011): Radiometric Dating of the Tertiary Volcanics in Lower Silesia, Poland. VI. K-Ar and Palaeomagnetic Data from Basaltic Rocks of the West Sudety Mountains and their Northern Foreland.- *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, vol. 81: 115–131
- BKW Oberlausitz (1974): Vorratsberechnung Kohlenfeld Berzdorf, Kollektiv BKW Oberlausitz und GFE Freiberg, 1969-1974, unv. Bericht im LfULG Freiberg (EB 936)
- Blatt 719-B-Węgliniec (1975): Czegółowka Mapa Geologiczna Sudetów, 1:25.000, Blatt 719-B-Węgliniec
- Blatt 719-Węgliniec (2005): Czegółowka Mapa Geologiczna Polski, Blatt 719-Węgliniec M-33-31-A, Blatt 02-221 Sluknov (2006): Základní Geologická Mapa České Republiky 1:25 000, Česká Geologická Služba, 1. Vydání, 2006
- Blusztajn, J., Hart, S.R. (1989): Sr, Nd, and Pb isotopic character of Tertiary basalts from southwest Poland, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 53. pp. 2689-2696
- Böhme, M. (2007): Revision of the cyprinids from the Early Oligocene of the České Středohoří Mountains, and the phylogenetic relationships of *Protothymallus* Laube 1901 (Teleostei, Cyprinidae, Gobioninae). – *Acta Mus. Nat. Pragae, Ser. B, Hist. Nat.* 63 (2–4): 175–194, Praha. ISSN 0036-5343
- Brause, H., Tschernikl, J., Raithel, E., Richter, A. (1987): Kenntnisstandsanalyse Braunkohle Berzdorf-SO, 1987. - VEB Geologische Forschung und Erkundung Freiberg (Archiv des LfULG, Nr. EB2264).
- Brause, H. (1980): Laborergebnisse zur Bohrung Berzdorf-Ost 3201 A 2/80. - VEB Geologische Forschung und Erkundung Freiberg, 22.09.1980, unv.
- Bräutigam, B., Schubert, B., Raithel, E., Tschernikl, J., Hortenbach, R., Rudolph, G. (1990): Vorratsberechnung Braunkohlenerkundung Berzdorf–SO 1990. - VEB Geologische Forschung und Erkundung Freiberg (Archiv des LfULG, Nr. EB2221).
- Bräutigam, B. (1989): Mitteilung zu neuen Erkundungsergebnissen in der Braunkohle-Lagerstätte Berzdorf. - *Z. angew. Geol.*, Berlin, 35, 110-111.
- Brosig, A., Bräutigam, B., Barth, A., Stanek, K.P. (2020): Evaluierung des Kenntnisstandes von aktiven Störungszonen in Deutschland (KaStör), Vorhaben 4717F01301, BfE-RESFOR-004/20, 183 S.

- Büchner, J., Tietz, O. (2012): Reconstruction of the Landeskrone Scoria Cone in the Lusatian Volcanic Field, Eastern Germany—Long-term degradation of volcanic edifices and implications for landscape evolution. *Geomorphology* 151–152 (2012) 175–187
- Büchner, J., Tietz, O., Viereck, L., Suhr, P., Abratis, M. (2015): Volcanology, geochemistry and age of the Lausitz Volcanic Field. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 104: 2057–2083, DOI 10.1007/s00531-015-1165-3
- Burger, K. (1993): Bodenschätze des Sudetenlandes, in: Schatzlar - Eine sudetendeutsche Stadt im böhmischen Riesengebirge und die Bezirksgemeinden, Heimatkreis Trautenau e.V., Würzburg, 36 S..
- Cajz, V., Valečka, J. (2010): Tectonic setting of the Ohře/Eger Graben between the central part of the České středohoří Mts. and the Most Basin, a regional study. - *Journal of Geosciences*, 55, 201–215
- Cajz, V., Rappich, V., Erban, V., Pécskay, Z., & Radoň, M. (2009): Late Miocene volcanic activity in the České středohoří Mountains (Ohře/Eger Graben, northern Bohemia). *Geologica Carpathica*, 60(6), 519-533. <https://doi.org/10.2478/v10096-009-0038-8>
- Cajz, V. (2000): Proposal of lithostratigraphy for the České středohoří Mts. Volcanics. *Bulletin of Geosciences*, volume 75, issue 1; pages: 7 - 16
- Cepek, A. (1999): Die Lithofazieskarten Quartär 1:50 000 (LKQ 50) - eine Erläuterung des Kartenkonzepts mit Hinweisen für den Gebrauch, *Brandenburgische Geowiss. Beiträge*, 6 (1999), 2 S. 3-38
- CGS Map server: Geological map 1:50,000. In: Geological map 1:50,000 [online]. Praha: Czech Geological Survey [cit. 2015-2019]. Dostupné z: http://mapy.geology.cz/geocr_50_old/index_EN.html?config=config_EN.xml
- Chlupáč, I., Brzobohatý, R., Kovanda, J., Stráník, Z. (2002): Geologická minulost České republiky. Academia Praha. 436 pp. – zitiert in: Grygar, R.: Regionální Geologie České republiky. (online), VSB-TU Ostrava, 2005, http://geologie.vsb.cz/reg_geol_cr/
- Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L., Fan, J.-X. (2013; updated): The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes*, 36, 199-204
- Cotta, B. (1840): Erläuterungen zu Section VII der geognostischen Charte des Königreiches Sachsen und der angrenzenden Länderabtheilungen, oder: Geognostische Skizze der Gegenden zwischen Schandau, Zittau, Kratzau, Gabel, Böhmisches-Leipe, Wernstadel und Tetschen, Arnoldische Buchhandlung, Dresden und Leipzig, 1839, 116 S.
- Coubal, M., Málek, J., Adamovič, J., Štěpančíková, P. (2015): Late Cretaceous and Cenozoic dynamics of the Bohemian Massif inferred from the paleostress history of the Lusatian Fault Belt. *Journal of Geodynamics*, 87, 26-49.
- Cymerman, Z. (2008b): Objasnienia do szczególowej mapy geologicznej polski 1:50 000, Arkusz arkusz Ręczyn (755) i arkusz Zgorzelec (756), Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Dolnośląski, al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław
- Cymerman, Z. (2008a): Objasnienia do szczególowej mapy geologicznej polski 1:50 000, Arkusz Mirsk (794), Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Dolnośląski, al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław
- Czaja, A. (2003): Paläokarpologische Untersuchungen von Taphozonosen des Unter- und Mittelmiozäns aus dem Braunkohlentagebau Berzdorf/Oberlausitz (Sachsen). – *Palaeontographica*, Abt. B, 265: 1–148, Stuttgart (Schweizerbart).
- Demek, J.: (2004): Etchplain, rock pediments and morphostructural analysis of the Bohemian Massif (Czech Republic). In D. Drbohlav, J. Kalvoda, & V. Voûenlek (Eds.), *Czech Geography at the Dawn of the Millenium* (2004), S. 69–81, Palacky University in Olomouc, Olomouc.
- Dittrich, P., Steding, D., Raithel, E. et al. (1988): Vorratsberechnung Braunkohlenerkundung Zittau 1988, Berichtsteil I, Geologie. - VEB Geologische Forschung und Erkundung Freiberg (Archiv des LfULG, EB 2146; 121 S.
- Dolezych, M., Van der Burgh, J. (2004): Xylotomische Untersuchungen an inkohlten Hölzern aus dem Braunkohlentagebau Berzdorf (Oberlausitz, Deutschland), *Feddes Repertorium* 115 (2004) 5–6, 397–437 DOI: 10.1002/fedr.200411044
- Donath, M. (1929): Neue Beobachtungen an den Basalten von Ostritz in Sachsen mit Einschlüssen fossiler Baumstämme. *Abh. Naturf. Ges. Görlitz*. 30, 93-100
- Dowgiallo, J. (2000): The Sudetic Geothermal Region of Poland - New Findings and further prospects. *Proceedings World Geothermal Congress 2000, Kyushu - Tohoku, Japan, May 28 - June 10, 2000*, pp. 1089-1094
- Eidam, J., Krauss, M., Hammer, J., Korich, D. (2001): Zur Ausbildung und zum Alter der zonalen kataklastisch-mylonitischen Deformation im Lausitzer Granodioritkomplex. - *Z. geol. Wiss.*, Berlin, 29, 5/ 6, 471-481.

- Elznic, A., Macůre K.V., Brož, B., Dašková, J., Fejfar, O., Krásný, J., Kvaček, Z., Mikuláš, R., Pešek, J., Spudil, J., Sýkorová, I., Teodoridis, V., Titl, F. (2010): Severočeská (mostecká) pánev. – In: Pešek, J. (Ed.): Terciární pánve a ložiska hnědého uhlí České republiky, 40-137; Praha (Česká geologická služba).
- Engelage, D. (2012): Im Visier der Uransucher. 40 Jahre Uran-Erkundung in der Oberlausitz. Graphische Werkstätten Zittau GmbH, 1. Auflage, 152 S.
- Escher, D., Gerschel, H., Geißler, M., Hartmann, A., Rascher, J., Rascher, M., Richter, L., Wittwer, S. (2020): Lithofazieskarten Tertiär Lausitz 1 : 50.000, (LKT50 Lausitz), LfULG, Freiberg, 89 S.
- Fechner, H. (1903): Geschichte des Schlesischen Berg- und Hüttenwesens in der Zeit Friedrich des Grossen, Friedrich Wilhelm II. und Friedrich Wilhelm III. 1741-1806.: Erster Theil: Berg- und Hüttenpolitik, Berlin, 1903, 420 S.
- Fediuk, F. (2003): Principal Directions and Asymmetrical Zoning of Cenozoic Volcanics in the Lužické hory Mts. and the Adjacent Area, N Bohemia, GeoLines 15, pp. 28-34
- Fejfar, O., Kaiser, T.M. (2005): Insect Bone-Modification and Paleocology of Oligocene Mammal-Bearing Sites in the Doupov Mountains, Northwestern Bohemia. Palaeontologia Electronica Vol. 8, Issue 1; 8A:11p,
- Fejfar, O., Kvaček, Z. (1993): Excursion Nr. 3 - Tertiary basins in Northwest Bohemia. In: Paläontologische Gesellschaft, 63. Jahrestagung, 21-26. September 1993, 35 p.
- Floyd, P.A., Winchester, J.A. (1975): Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. Earth and Planetary Science Letters, 27 (1975) 211-218
- Foetterle, F. (1870): Das Vorkommen, die Production und Circulation des mineralischen Brennstoffes in der österreichisch-ungarischen Monarchie im Jahre 1868. In: Jahrbuch der Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt. XX. Band. 1870. Wien, S.65-92
- Franke, D. (2019): Geologie von Ostdeutschland – Ein Kompendium. –www.regionalgeologie-ost.de
- Freiesleben, J. C. (1845): Vom Vorkommen der brennbaren Fossilien in Sachsen, Des Magazins für die Oryktographie von Sachsen, J. G. Engelhardt, Freyberg, 1845, 198 S.
- Genieser, K. (1970): Über Quarze, Amethyste und verkieselte Fossilien. Versuch einer Deutung ihrer Häufung in den pliozänen bis alteiszeitlichen Flußablagerungen Nordwestdeutschlands und der angrenzenden Niederlande. Grondboor en Hamer 24 (2): 35-64, Oldenzaal
- Geologische Karten Polen 1:50.000. Kartenblätter: 0719 Wêgliniec (Pieńsk); 0720 Nowogrodiec; 0721 Boleslawiec; 0755 Ręczyn; 0756 Zgorzelec; 0757 Lubań; 0758 Lwówek Śląski; 0792 Bogatynia; 0794 Mirsk
- Geologische Karten Polen 1:25.000. Kartenblätter: 0719 (A-D); 0720 (A,C,D); 0721 (C); 0755 (D); 0756 (A-D); 0757 (A-D); 0758 (A,C); 0792 (B,D); 0794 (A,B)
- Geologische Karten Tschechien 1:50.000. Online Portal des Geologischen Dienstes (Česká geologická služba) - <https://mapy.geology.cz/geocr50/>
- Geologische Karten Tschechien 1:25.000. Kartenblätter: 02-212 Horní Poustevna; 02-214 Dolní Poustevna 02-223 Mikulášovice; 02-221 Šluknov; 02-222 Jiřikov; 02-224, 03-113 Varnsdorf; 02-242 Dolní Podluží
- Glocker, E.F. (1857): Geognostische Beschreibung der preussischen Oberlausitz, theilweise mit Berücksichtigung des sächsischen Antheils, Heyn'sche Buchhandlung (E.Remer), Görlitz, 1857
- Glöckner, F. (1912): Zur Entstehung der Braunkohlenlagerstätten der südlichen Lausitz, Inaugural-Diss., Separat-Abdruck aus „Braunkohle“, Druck von Wilhelm Knapp, Halle, **42 bis 45**, 31 S.
- Grahmann, R., Ebert, H. (1939): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Sachsen im Maßstab 1:25.000, Nr. 73. Blatt Ostritz, II. Auflage, Freiberg, 107 S.
- Heinicke, F. (1903): Beschreibung über die Ablagerung der oberen tertiären Braunkohlenformation zwischen den Städten Görlitz und Lauban in der preussischen Oberlausitz. Z. Braunkohle, Nr.15 u. 16, S.189-195 und 205-210
- Heinicke, F. (1902): Die miozäne Braunkohlenformation des Zittauer Beckens in der sächsischen Oberlausitz. - Z. Braunkohle, Nr.29 u. 31
- Herr, O. (1924): Der Berggrutsch von Wiesa bei Greiffenberg. Abh. Naturforsch. Ges. Görlitz, 29, H. 3, S. 98-100
- Herre, R. (1954): Ergebnisbericht über die geologischen und wirtschaftlichen Ergebnisse der Erkundungsarbeiten 1951 - 1954 auf Polierschiefer in Seiffhennersdorf/ Kreis Zittau, Staatliche Geologische Kommission – Außenstelle Freiberg, 14.08.1954, 30 Seiten
- Herrmann, G., Beck, R. (1897): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Kgr. Sachsen. Section Hinterhermsdorf-Daubnitz, Blatt 86, Leipzig
- Herrmann, G. (1893): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Kgr. Sachsen. Section Schirgiswalde-Schluckenau, Blatt 70, Leipzig

- Hirsch, D., Rascher, J., Schulze, H. (1989): Die Braunkohlen-Lagerstätten der Oberlausitz (Tertiärbecken von Berzdorf und Zittau). – Wiss.-techn. Informationsdienst des ZGI, A 30 (1), Berlin, 10–19.
- Hirsch, D., Rascher, J., Schulze, H. (1987): Die Braunkohlenlagerstätten der Oberlausitz (Tertiärbecken von Berzdorf und Zittau). - Vortrags- und Exkursionstagung am 23. und 24.04.1987 in Görlitz, GGW, AK Braunkohle, Berlin, 20 Seiten.
- Holub, F., Rapprich, V., Erban, V., Pécskay, Z., Mlčoch, B., Míková, J. (2010): Petrology and geochemistry of the Tertiary alkaline intrusive rocks at Doupov, Doupovské hory Volcanic Complex (NW Bohemian Massif), *Journal of Geosciences*, 55 (2010), 251–278, DOI: 10.3190/jgeosci.074
- Hunger, R. (1954): Zur Stratigraphie und Fazies der Lausitzer Braunkohlen. - Freib. Forschungshefte, C:9; 5-22.
- Hunger, R. (1953): Mikrobotanisch-stratigraphische Untersuchungen Braunkohlen der südlichen Oberlausitz und die Pollenanalyse als Mittel zur Deutung der Flözgenese. - Freib. Forschungshefte, C:8; Berlin, 5-37.
- Hunger, R. (1951): Alterbestimmung und Flözgenese der Oberlausitzer Braunkohlenvorkommen von Zittau und Berzdorf auf Grund pollenanalytischer Untersuchungen. - Freib. Forschungshefte, C:3, Berlin, 1-38.
- Illner, F. (1934): Die Braunkohlenvorkommen in der Lausitz und in Niederschlesien, *Abh. Naturforsch. Ges. Görlitz*, 32, H. 2, 1928
- Illner, F. (1928b): Das Braunkohlenvorkommen bei Ober-Langenöls, Kreis Lauban. *Abh. Naturforsch. Ges. Görlitz*, 30, H. 2, 1928
- Illner, F. (1928a): Die Braunkohlenvorkommen bei Paritz und Herschelswaldau im Kreise Bunzlau. *Abh. Naturforsch. Ges. Görlitz*, 30, H. 2, 1928
- Jokély, J. (1859): Beitrag S.60-64 in: *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt, Sitzung am 29. März 1859, K. k. geologische Reichsanstalt. 10. Jahrgang 1859.*
- Jurková, N., Bosák, P., Komar, M., Pruner, P. (2007): Relict flowstone at Machnín (the Ještěd Ridge, North Bohemia, Czech Republic) and its implications for relief evolution. - *Geomorphologia Slovaca et Bohemica* 2/2007, 19-24.
- Kasiński, J. R., Słodkowska, B. (2017): Węgiel Brunatny w Łuku Mużakowa – Warunki Sedymentacji, Pozycja Stratygraficzna, Znaczenie Złożowe, *Górnictwo Odkrywkowe* nr 3/2017, pp. 20-31
- Kasiński, J. R., Słodkowska, B. (2016): Factors controlling Cenozoic anthracogenesis in the Polish Lowlands, *Geological Quarterly*, 2016, 60 (4): 959–974
- Kasiński, J. R., Badura, J., Panczyk, M., Pecsckay, Z., Saternus, A., Słodkowska, B., Urbanski, P. (2015): Osady Paleogeńskie w polskiej części Niecki Żytawskiej - Nowe światło na problem wieku zapadliska tektonicznego. - *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **461**, 295–324.
- Kasiński, J.R., Saternus, A. (2002): Złoże węgla brunatnego Radomierzyce i jego potencjalne znaczenie jako złoża satelickiego, XXV Sympozjum nt. Geologia formacji węglonośnych Polski, AGH, 17-18 kwietnia 2002
- Kasiński, J.R., Badura, J., Przybylski, B. (2003): Kenozoiczne zapadliska przedgórzia Sudetów Północno-Zachodnich. In: Ciężkowski, A., Wojewoda, J. & Żelaźniewicz, A. (eds.), *Sudety Zachodnie od wendy do czwartorzędu*. WIND, Wrocław, 183-196.
- Kasiński, J.R., Piwocki, M. (2002): Low-Rank Coals in Poland: Prospection – Mining – Progress. *Polish Geological Institute Special Papers*, 7, pp. 17–30, *Proceedings of the IV European Coal Conference*
- Kasiński, J.R. (2000): Geological atlas of the Tertiary lignite-bearing association in the Polish part of the Zittau Basin, scale 1:50 000. - *Panstw. Inst. Geol., Warszawa.*
- Kasiński, J.R. (1996): Program transgranicznych badań surowcowo-sozologicznych na obszarze Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (Polska-Niemcy-Czechy). *Przegląd Geologiczny*, vol. 44, nr 12, 1996, pp. 1217-1222
- Kasiński, J.R. (1991): Tertiary lignite-bearing lacustrine facies of the Zittau Basin: Ohře rift system (Poland, Germany and Czechoslovakia). - *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, **13**, 93-107.
- Kasiński, J.R. (1989): Tectonic Control of Tertiary Terrigenous Formation in the Intermontane Depressions along the NW Margin of the Sudets Mts. SW Poland. - *Int. Symposium on Intermontane Basins: Geology & Resources*, Chiang Mai, Thailand, 353-373.
- Kasiński, J.R., Panasiuk, M. (1987): Geneza i ewolucja strukturalna Niecki Żytawskiej. - *Biuletyn Instytutu Geologicznego* 357, 1987, 5-37
- Kasiński, J.R. (1984): Tektonika synsedymentacyjna jako czynnik warunkujący sedymentację formacji brunatnowęglowej w zapadliskach tektonicznych na obszarze zachodniej Polski. *Przegląd Geologiczny* Vol 32, No 5 (1984) 260-268

- Käbner, A., Stanek, K. P., Lapp, M. (2020): Post-Variscan tectonic and landscape evolution of the Elbe Fault Zone and the Lusatian Block based on apatite fission-track data and geomorphologic constraints. - *Geomorphology*, 355, 106860.
- Kemnitz, M. (2017): Bebauungsplan Nr. 42 "Ehemaliges Bahngelände Schlauroth", Konzept zur Altlastenbehandlung, Ing.-Büro Wode, Görlitz, 13.02.2017, 21 S.
- Kirchheimer, F. (1939): Über die botanische Zugehörigkeit weiterer Frucht- und Samenreste, besonders aus den Braunkohlenschichten Sachsens. – *Plante* **29**. Bd., 2. H. (1939), S. 262-278
- Kirchheimer, F. (1937): Grundzüge einer Pflanzenkunde der deutschen Braunkohlen. - Verlag von Wilhelm Knapp, Halle, 153 S.
- Knobloch, E., Konzalova, M. (1998): Comparison of the Eocene plant assemblages of Bohemia (Czech Republic) and Saxony (Germany). - *Review of Palaeobotany and Palynology*, **101**, 29–41.
- Knobloch, E., Konzalova, M., Kvaček, Z. (1996): Die obereozäne Flora der Stare Sedlo-Schichtenfolge in Böhmen (Mitteleuropa). *Cesky geologický ústav*, Praha 1996
- Knobloch, E. (1972): Die gegenseitigen Beziehungen der tschechoslowakischen und ungarischen Tertiärfloren, Földtani Közlöny). - *Bull. Hungarian Geol. Soc.*, **102**, 246-259.
- Konzalová, M., Ziemińska-Tworzydło, M. (2008): Some monocot pollen taxa from the Lower Miocene basal coaly deposits of the Czech and Polish parts of the Żytawa (Zittau) Basin. – *Acta Mus. Nat. Pragae, Ser. B, Hist. Nat.*, **64(2-4)**, 149–162.
- Konzalová, M., Ziemińska-Tworzydło, M. (1998): Nová data pro stáří bazální sedimentace v nejvýchodnější části oherského riftu z území české a polské části žitavské pánve. (New data on basal sedimentation in the easternmost part of the Ohře river rift). *Zprávy Geol. Výz.* 1998: 102– 103.
- Konzalová, M., Ziemińska-Tworzydło, M. (1999): Mikropaleontologický výzkum nejvýchodnější části oherského riftu, české a polské části žitavské pánve. (Micropaleobotanical investigation in the easternmost part of the Ohře river rift, Czech and Polish part of the Zittau basin). *Zprávy Geol. Výz.* 1999: 150–153.
- Kornaś, J. (1957): Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów, M 1:25.000, M 33-43 Ba Pobiedna, Instytut Geologiczny
- Kossmat, F. (1930): Geologische Karte von Sachsen, 1:25.000, Nr.88 Blatt Zittau-Nord. 2. Auflage
- Kovar-Eder, J. (2016): Early Oligocene plant diversity along the Upper Rhine Graben: The fossil flora of Rauenberg, Germany. *Acta Palaeobotanica* 56(2): 329–440, 2016 DOI: 10.1515/acpa-2016-0011
- Kovar-Eder, J., Knörr, U. C., Mazouch, P. (2013): Fruit Ecology of Eocene and Neogene Plant Assemblages in Europe: Tracing Shifts in Dispersal Syndromes. - *Palaios*, **27(12)**, 887-903.
- Kozdrój, W., Cymerman, Z., Ichnatowicz, A., Przypylski, B. (2008): Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej polski 1:50 000, Arkusz Luban (757) Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Dolnośląski, al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław
- Kozdrój, W., Krentz, O., Opletal, M. (eds.) (2001): Comments on the Geological Map Lausitz-Jizera-Karkonosze 1:100 000. – Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa
- Kraml, M., Keller, J., Henjes-Kunst, F. (1996): Spot fusion and incremental heating of single crystals from Kaiserstuhl volcanic rocks with the BGR 40Ar/39Ar Laser Probe. *Goldschmidt Conference 1996, Heidelberg, Germany. Conference Abstracts*, 332.
- Krentz, O., Stanek, K. (2015): Die Lausitzer Überschiebung zwischen Meißen und Jeschken – neue Aspekte. - *Berichte der Naturforschenden Gesellschaft der Oberlausitz* 23, 123–137.
- Krentz, O., Walter, H., Brause, H., Hoth, K., Kozdrój, W., Cymerman, Z., Opletal, M., Stepanka, M., Valečka, J., Prouza, V., Kachlík, V., Cajz, V. (2000): Geologische Karte Lausitz - Jizera - Karkonosze (ohne känozoische Bildungen) M 1 : 100.000. - Herausgeber: Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, D; Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, P; Český geologický ústav, Praha, CZ. – Freiberg, Warszawa, Praha, 3 Blätter.
- Kröner, A., Hegner, E., Hammer, J., Haase, G., Bielicki, K.-H., Krauss M., Eidam, J. (1994): Geochronology and Nd-Sr systematics of Lusatian granitoids: significance for the evolution of the Variscan orogen in east-central Europe. - *Geol. Rundsch.* **83**, 2, 1994, 357-376.
- Krusch, P. (1896): Beitrag zur Kenntnis der Basalte zwischen der Lausitzer Neisse und dem Queiss, Inaugural-Diss., Univ. Leipzig, Berlin, 48 S.
- Kühner, R. (2009): Neue Ergebnisse zum Nachweis neotektonischer Aktivitäten im Quartär des Tagebaus Welzow-Süd, Südbrandenburg. - *Brandenburg. geowiss. Beitr.*, 16 (2009), 1/2, S.87-93
- Kunzmann, I., Schneider, W., Standke, G., Dolezych, M., Eberlein, M. (2009): Geologie und Phytostratigrafie im Paläogen und Neogen Mittel- und Ostdeutschlands. – In: Lange, J.-M., Linnemann, U. & Röhling, H.-G. (Hrsg.): *GeoDresden2009. Geologie der Böhmisches Masse*

- Regionale und Angewandte Geowissenschaften im Zentrum Mitteleuropas, 161. Jahrestagung DGG, 30.09.-02.10.2009 in Dresden. Exkursionsführer. H. 241: S. 47 - 115
- Kvaček, Z., Teodoridis, V., Radoň, M. (2018): Review of the late Oligocene flora of Matřý near Sebuzín (České středohoří Mts., the Czech Republic). – *Fossil Imprint*, 74(3-4): 292–316, Praha. ISSN 2533-4050 (print), ISSN 2533-4069
- Kvaček, Z., Teodoridis, V., Zajícová, J. (2015): Revision of the early Oligocene flora of Hrazený hill (formerly Pirskenberg) in Knížecí near Šluknov, North Bohemia. – *Acta Mus. Nat. Pragae, Ser. B, Hist.-Nat.*, **71(1–2)**, 55–102.
- Kvaček, Z., Teodoridis, V., Mach, K., Příklad, T., Dvořák, Z. (2014): Tracing the Eocene–Oligocene transition: a case study from North Bohemia. – *Bulletin of Geosciences*, 89(1), 21–66. Czech Geological Survey, Prague. ISSN 1214-1119.
- Kvaček, Z., Teodoridis, V. (2011): The Late Eocene flora of Kučlín near Bílina in North Bohemia revisited – *Acta Mus. Nat. Pragae, Ser. B, Hist. Nat.*, 67(3–4): 83–144, Praha. ISSN 0036-5343
- Kvaček, Z., Teodoridis, V. (2007): Tertiary macrofloras of the Bohemian Massif: a review with correlations within Boreal and Central Europe. – *Bulletin of Geosciences*, **82 (4)**, 383–408.
- Kvaček, Z., Walther, H. (2004): Oligocene flora of Bechlejovice at Děčín from the neovolcanic area of the České středohoří Mountains, Czech Republic. – *Acta Mus. Nat. Pragae, Ser. B, Hist. Nat.*, 60 (1–2): 9–60. Praha. ISSN 0036-5343.
- Kvaček, Z., Walther, H. (2003): Reconstruction of vegetation and landscape development during the volcanic activity in the Česke středohoří Mountains. – *Geolines, Hibsche Spec. Vol.*, 15: 60–64.
- Kvaček, Z. (2002): Late Eocene landscape, ecosystems and climate in northern Bohemia with particular reference to the locality of Kučlín near Bílina. – *Bulletin of the Czech Geological Survey*, **77**, 3, 2002, 217–236.
- Kuschka, E. (1998): Neogene hydrothermale Gangmineralisationen im Vogtland-Erzgebirge. *Geoprofil* 8, 50–61.
- Large, R.R., Gemell, J.B., Paulick, H., Huston, D.L. (2001): The Alteration Box Plot: A Simple Approach to Understanding the Relationship between Alteration Mineralogy and Lithochemistry Associated with Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposits *Economic Geology*, Vol. 96, 2001, pp. 957–971
- Lemcke, K. (1984): Geologische Vorgänge in den Alpen an Obereozän im Spiegel vor allem der deutschen Molasse. *Geol. Rundschau*, 73, 1, 371-397.
- Lobst, R. (2013): On the deposits and structure of the Großschönau Tertiary basin (southeastern Saxony, Germany). - in: *Basalt 2013 – Cenozoic Magmatism in Central Europe, Abstracts & Excursion Guide*, pp. 161-162
- Lotsch, D., Ahrens, H., Gohlke, W., Krüger, P., Remus, W., Steinike, K., Wahlich, G. (1970): Regionale Geologie und Metallogenie des Tertiärs unter besonderer Berücksichtigung der Strahlungsträger – Gebiet Zittau (Metallogenie Gebiet Zittau), Unveröff. Bericht, ZGI, Berlin 1970 (Archiv des LfULG, Nr. EB2525)
- Mach, K., Teodoridis, V., Grygar, T. M., Kvaček, Z., Suhr, P., Standke, G. (2014): An evaluation of palaeogeography and palaeoecology in the Most Basin (Czech Republic) and Saxony (Germany) from the late Oligocene to the early Miocene. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 272(1), 13-45.
- Mach, K., Dvořák, Z. (2011): Geology of the site Kučlín, Trupelník Hill near Bílina in North Bohemia. *ACTA MUSEI NATIONALIS PRAGAE, Series B – Historia Naturalis* vol. 67/2011, no. 3–4, pp. 77–82
- Mai, D.H. (1994): Florenzzonen und Klimawechsel im Tertiär der Lausitz. – *Brandenburgische Geowiss. Beitr.*, **1** (1994), 1, S.90-99
- Matys Grygar, T., Mach, K., Hošek, M., Schnabl, P., Martinez, M., Koubová, M. (2017): Early stages of clastic deposition in the Most Basin (Ohře Rift, Czech Republic, Early Miocene): timing and possible controls. *Bulletin of Geosciences* 92(3), 337–355
- Meyer, R. (1930): Beitrag zur Geologie des Zittauer Braunkohlenbeckens. - *Jahrbuch für das Berg- und Hüttenwesen in Sachsen*, 72-78.
- Meyer-Wustandt, G. (1924): Die geologischen Verhältnisse von Görlitz und Umgebung, *Abh. Naturforsch. Ges. Görlitz*, Bd. 29-1, S.74-80
- Mlcoch, B., Konopasek, J. (2010): Pre-Late Carboniferous geology along the contact of the Saxothuringian and Teplá-Barrandian zones in the area covered by younger sediments and volcanics (western Bohemian Massif, Czech Republic). *Journal of Geosciences*, 55(2), 81-94.
- Müller, B. (1934): Die Fortsetzung der Zittauer Braunkohlenformation nach Böhmen, *Z. deutsch. Geol. Ges.*, B 86, S. 492-497
- Neumann, J., Stiller, W. (2016): Die Grube Stadt Görlitz bei Kohlfurt, Schlesisch-Oberlausitzer Museumsverbund gGmbH, Krobnitz 2016, 179 S.

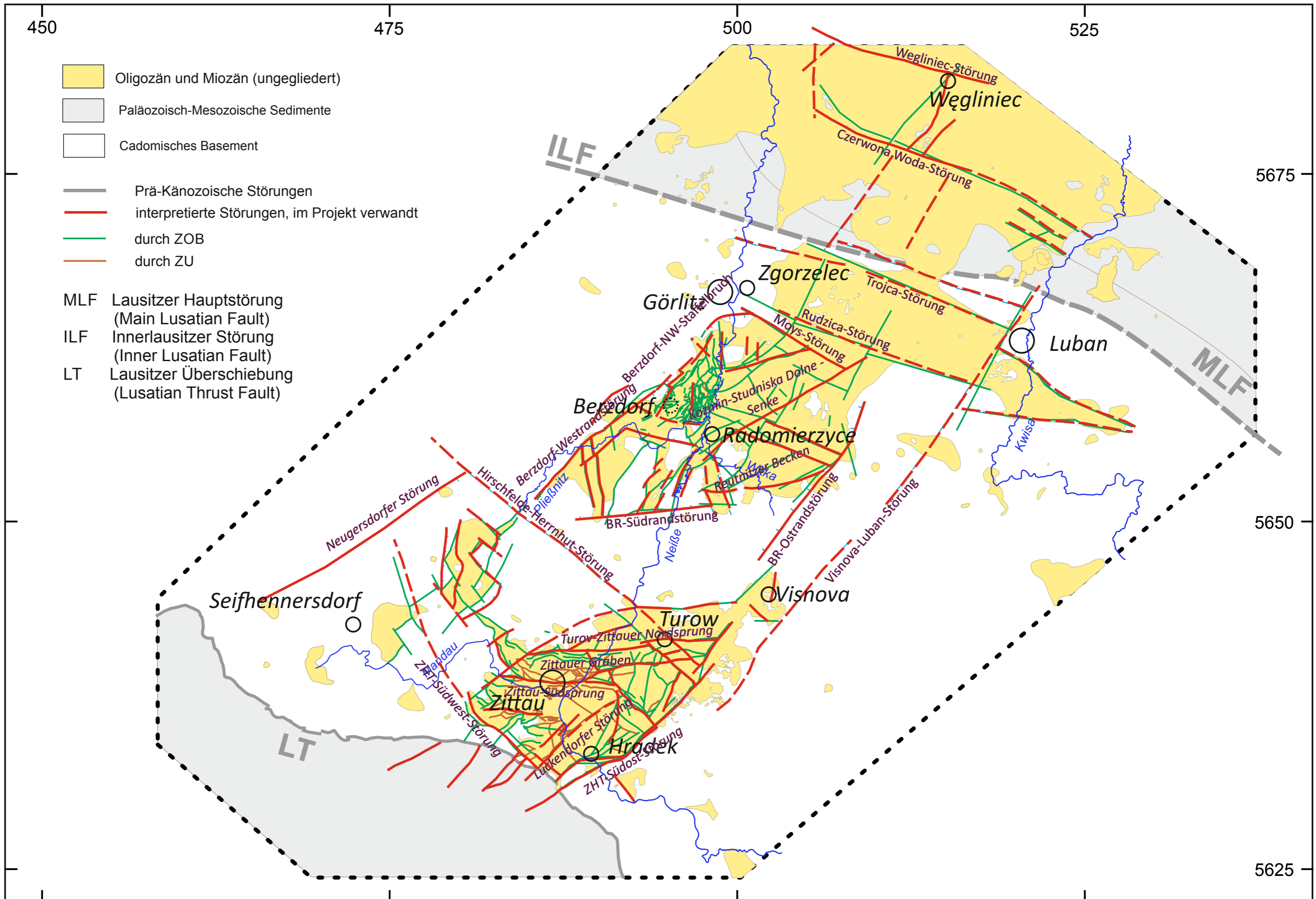
- Nowel, W., Bönisch, R., Scheider, W., Schulze, H. (1994): Geologie des Lausitzer Braunkohlenreviers. – Lausitzer Braunkohle Aktiengesellschaft, 6/94, 102 S.
- Oehmig, R. (2003): Die Geologische Erkundung von Abraumförderbrücken-Innenkippen in Niederlausitzer Braunkohlentagebauen, HABILITATIONSSCHRIFT, Brandenburgische Technische Universität Cottbus, 265 S.
- Opluštil, S., Dašková, J., Krásný, J., Kvaček, Z., Pešek, J., Sýkorová, I., Teodoridis, V. (2010): Hrádecká část žitavské pánve a uhlonosné reliktý terciérních sedimentů v jejím okolí. – in: Jiří Pešek: Terciérní pánve a ložiska hnědého uhlí České republiky, Vydavatelství České geologické služby, Praha, 230-257.
- Orsakowsky, R., Doberstein, G., Bartusch, K., Löffelbein, B., Matjeka, W., Schenker, D. (1985): Ergebnisbericht von Erkundungsarbeiten auf Braunkohle 1983 – 1984 in der Lagerstätte Berzdorf – Teilfeld Berzdorf-Nord. – Bericht, Welzow (VEB Braunkohlenbohrungen und Schachtbau Welzow). (Archiv der LMBV).
- Pälchen, W., Walter, H. (2008): Geologie von Sachsen: Geologischer Bau und Entwicklungsgeschichte. – E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart, 537 S.
- Pécskay, Z., Birkenmajer, K. (2013): Insight into the geochronology of Cenozoic alkaline basaltic volcanic activity in Lower Silesia (SW Poland) and adjacent areas. In: Büchner, J., Rappich, V., Tietz, O. (Eds.), Basalt 2013 – Cenozoic Magmatism in Central Europe, Abstract & Excursion Guides, pp. 66–67.
- Pešek, J., Adámek, J., Brzobohatý R., et.al. (2010): Terciérní pánve a ložiska hnědého uhlí České republiky. Praha: Česká geologická služba, 438 s. Učebnice sv. 1. ISBN 978-80-7075-759-8.
- Peterek, A., Zech, W. (2011): Tertiäre Verwitterungsreste im Fichtelgebirge und in der Nördlichen Oberpfalz. 31. Jahrestagung der Arbeitsgruppe Paläopedologie der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, Exkursion Fichtelgebirge und Nördliche Oberpfalz 3. Juni 2011, C-1 bis C-41
- Peterek, A., Reuther, C.-D., Schunk, R. (2011): Neotectonic evolution of the Cheb Basin (Northwestern Bohemia, Czech Republic) and its implications for the late Pliocene to Recent crustal deformation in the western part of the Eger Rift. Z. geol. Wiss., Berlin 39 5/6: 335 - 365
- Peterek, A., Schunk, R. (2009): Geologische Geschichte des Egerrifts. in: Maldaque, Span und Durchkriechstein. – Landkreis-Schriftenreihe 21: 105- 117, Tirschenreuth 2009.
- Piątkowska, A., Kasiński, J. & Graniczny, M. (2000): Analysis of integrated remote sensing and tectonic data in the Żytawa-Zgorzelec Depression (SW Poland). Przegląd Geologiczny, vol. 48: 991-999.
- Pietzsch, K. (1925): Die Braunkohlen Deutschlands, Handbuch der Geologie und Bodenschätze Deutschlands, III. Abteilung: Die Bodenschätze Deutschlands. – Bornträger, Berlin, 488 S.
- Portová, N. (2012): Obsahy síry v uhlí (Schwefelgehalt in der Kohle), Bachelorarbeit, Univerzita Karlova v Praze, 47 S. (cz)
- Präger, F. (1976): Das präglaziale Relief der Lausitzer Platte und die Anfänge der Flußgeschichte von Wesenitz und Röder. Hercynia N. F., Leipzig 13 (1976) 3, S. 353-368
- Präger, F. (1964): Beiträge zur Kenntnis pleistozäner Tektonik in der Oberlausitz. – Jb. Staatl. Mus. Mineral. Geol. Dresden, 1964: 337–342.
- Priemel, K. (1907): Die Braunkohlenformation des Hügellandes der preußischen Oberlausitz. – Zschr. f. Berg-, Hütten- und Salinenwesen **55**, Berlin, 72 S.
- Prokop J., Fikáček M. (2007): Early Oligocene insect fauna from Seiffhennersdorf (Saxony, Germany). – Acta Mus. Nat. Pragae, Ser. B, Hist. Nat. 63(2–4): 205–213, Praha. ISSN 0036-5343.
- Prokop J. (2003): Remarks on palaeoenvironmental changes based on reviewed Tertiary insect associations from the Krušné hory piedmont basins and the České středohoří Mts in northwestern Bohemia (Czech Republic). Acta zoologica cracoviensia, 46(suppl. – Fossil Insects): 329-344, Kraków, 15 Oct., 2003
- Przybylski, A. & Ichnatowicz, B. (2012): Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej polski, 1:50000, Arkusz Nowogrodziec (720). – Ministerstwo Środowiska, Warszawa 2012
- Pudło, A., Kautzki, A., Brzezicka, I., Noworyta, M., (1981): Kompleksowy projekt prac geologiczno-badawczych na złożu węgla brunatnego Radomierzyce w kat. C1 KG "Zachód" 1981, 1 Karte, 4 Schnitte
- Quitow, H. W. (1953): Altersbeziehungen und Flözzusammenhänge in der jüngeren Braunkohlenformation nördlich der Mittelgebirge. – Geol. Jahrb., Hannover, **68**, 27-132.
- Raithel, E., Stöckel, M., Hermann, D., Renker, S., Kutzke, A., Loser, R., Weber, B. (2013): Abschlussbericht: Erarbeitung eines geologisch-tektonischen 3D-Modells für das Gebiet Berzdorf.– Bericht, G.E.O.S. Freiberg Ingenieurgesellschaft mbH, 38 S.

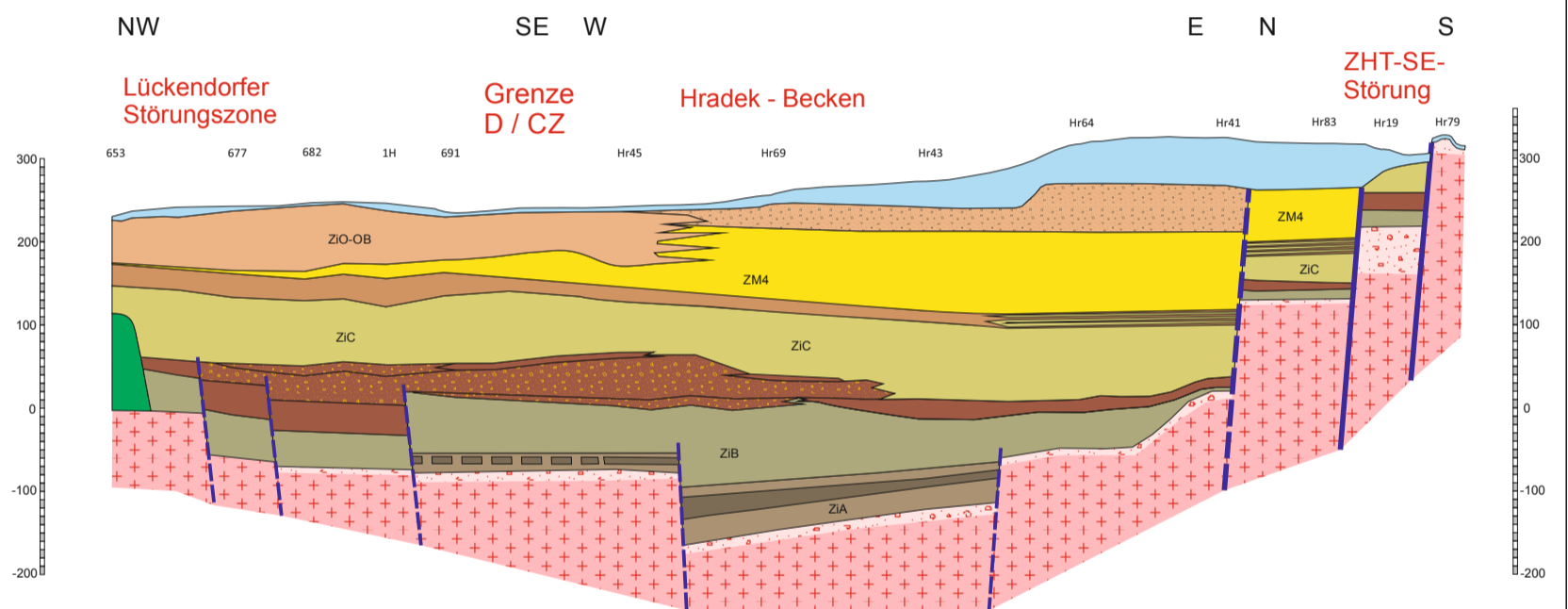
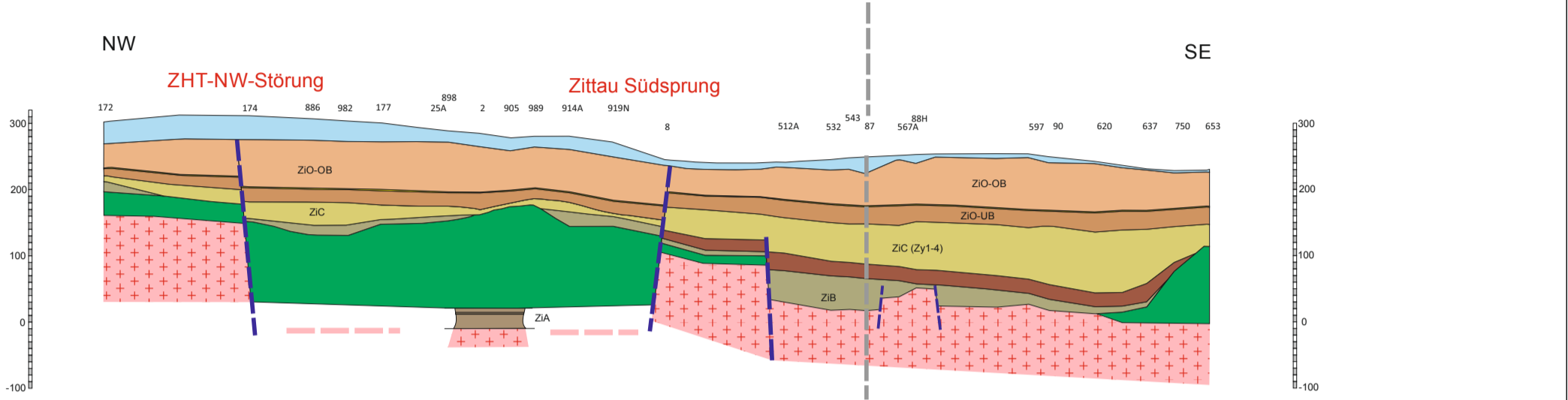
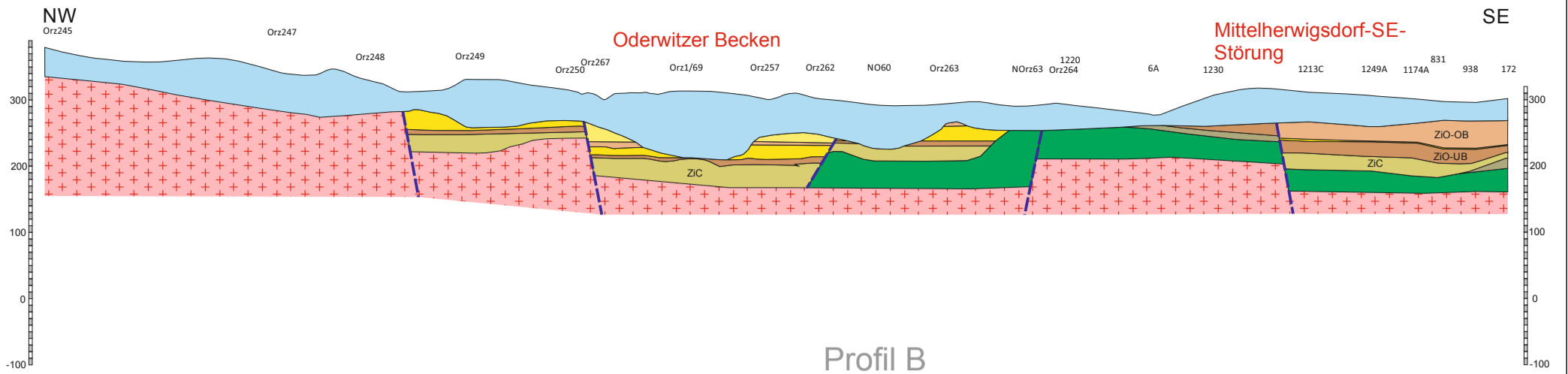
- Raithel, E., Stöckel, M., Förster, W., Schreyer, A., Mühlich, K. (1995): Ergebnisbericht: Geotechnische, geodätische und hydrogeologische Untersuchungen im Raum Zittau-Turow 1994/95. – Bericht, G.E.O.S. Freiberg Ingenieurgesellschaft mbH, 185 S.
- Rajchl, M., Uličný, D., Grygar, R., Mach, K. (2009): Evolution of basin architecture in an incipient continental rift: the Cenozoic Most Basin, Eger Graben (Central Europe). *Basin Research* (2009) 21, 269–294, doi: 10.1111/j.1365-2117.2008.00393.x
- Rapprich, V., Nádaskay, R. (2017): Newly drilling-detected phonolite intrusions in Lužické hory Mts. – *Geoscience Research Reports*, 50, 207–213. (in Czech)
- Rapprich, V., Cajz, V., Košťák, M., Pécskay, Z., Řídkošil, T., Raška, P., Radoň, M. (2007): Reconstruction of eroded monogenic Strombolian cones of Miocene age: A case study on character of volcanic activity of the Jičín Volcanic Field (NE Bohemia) and subsequent erosional rates estimation, *Journal of Geosciences*, 52 (2007), 169–180; DOI: 10.3190/jgeosci.011
- Rascher, J., Rascher, M., Richter, L., Wittwer, S., Fabiańska, M. (2007): *Geochemia organiczna węgla brunatnych wybranych złóż Polski*, Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, Katowice 2007, 321 p.
- Reinisch, R. (1930): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Sachsen im Maßstab 1:25000, Nr. 88, Blatt Zittau-Nord, Leipzig, 1930, 63 S.
- Reinisch, R. (1920): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Sachsen im Maßstab 1:25000, Nr. 87, Blatt Seifhennersdorf-Rumburg, 2. Auflage; Leipzig, 1920, 50 S.
- Richter, G., Manhenke, V., Hirsch, D. u.a. (1974): Ergänzung zur Kohlevorratsberechnung Berzdorf, BKW Oberlausitz, 1974, (Archiv des LfULG, Nr. EB0936)
- Rojík, P., Dašková, J., Fejfar, O., Krásný, J., Kvaček, Z., Pešek, J., Sýkorová, I., Teodoridis, V. (2010): Chebská pánev. – in: Jiří Pešek: Terciární pánve ložiska hnědého uhlí České republiky, Vydavatelství České geologické služby, Praha, 230-257.
- Rojík, P. (2004): New stratigraphic subdivision of the Tertiary in the Sokolov Basin in Northwestern Bohemia. *Journal of the Czech Geological Society* 49/3-4, 173-185
- Róžański, P., Gawlikowska, E., Kłonowski, M., Koźma, J., Lis, J., Pasieczna, A., Wołkiewicz, S. (2004): *Objaśnienia do mapy geotektonicznej polski 1:50 000, Arkusz Mirsk (794) Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa*
- Rydval, J., Fiedler, J. (2012): *Šluknovsko 1898, V Ústí nad Labem: J. Rydval, 2012, 539 S.*
- Sachs, A. (1906): *Die Bodenschätze Schlesiens. Erze, Kohlen, Nutzbare Gesteine*, Verlag von Veit & Comp., Leipzig, 1906, 208 S.
- Schäfer, A., Utescher, T., Klett, M., Valdivia-Manchego, M. (2005): The Cenozoic Lower Rhine Basin-rifting, sedimentation, and cyclic stratigraphy. *International Journal of Earth Sciences*, 94(4), 621-639.
- Schiller, W. (2007): Siliceous microfossils from the Oligocene tripoli-deposit of Seifhennersdorf – *Acta Mus. Nat. Pragae, Ser. B, Hist. Nat.* 63(2–4): 195–205, Praha. ISSN 0036-5343.
- Schlunegger, F., Rieke-Zapp, D., Ramseyer, K. (2007): Possible environmental effects on the evolution of the Alps-Molasse Basin system. *Swiss Journal of Geosciences*, 100(3), 383-405.
- Scholz, H., Tietz, O., Büchner, J. (2007): Unionoid bivalves from the Miocene Berzdorf Basin (eastern Germany): taxonomic remarks and implications for palaeoecology and palaeoclimatology. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **244/1**, 43-51.
- Schubert, G. (1988): Ein historisches Aufschlußfoto als Beitrag zur Forschungsgeschichte des Tertiärs von Merka, Kreis Bautzen. – *Veröff. d. Museums d. Westlausitz*, 12, 4-12.
- Schulze, H. (1998): Die geologischen Verhältnisse der Braunkohlenlagerstätten der südöstlichen Oberlausitz. – *Arbeitsbericht BG 2-57/98, LAUBAG.*
- Siegert, T. (1897): Section Zittau-Oybin-Lausche. – *Erläut. Geol. Specialkarte Königreich Sachsen*, Bl. 107, 86 S.
- Slawinski, G. (1980): Zwischenbericht Regionale Gesetzmäßigkeiten, Tagebaudokumentation Berzdorf, (Archiv des LfULG, Nr. EB1508)
- Sonntag, B.-L., Linnemann, U., Gerdes, A., Ullrich, B. (2014): Timing of Tertiary basalt magmatism in eastern Germany: insights from in situ isotope analyses of detrital zircon from Seufzergründel placer deposits, *Geologica Saxonica*, 60(2), p. 336
- Stackebrandt, W. (2008): Zur Neotektonik der Niederlausitz, Ostdeutschland. – *Z. Dt. Ges. Geowiss.*, 159 (1): 117–122.
- Stackebrandt, W. (2004): Zur Neotektonik in Norddeutschland. – *Z. geol. Wiss.*, Berlin 32 (2004) 2-4: 85-95.
- Standke, G. (2015): 3.3 Känozoische Entwicklungsetappe. 3.3.2 Tertiär – In: Stackebrandt, W. & Franke, D. (Hrsg.): *Geologie von Brandenburg*, 259-323, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart

- Standke, G. (2009): Stratigraphie und paläogeographische Entwicklung des Tertiärs in Ostdeutschland. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 63; 56 S.
- Standke, G. (2008): Paläogeografie des älteren Tertiärs (Paläozän bis Untermiozän) im mitteldeutschen Raum [To the paleogeographic situation of the older Tertiary (Paleocene to Lower Miocene) in Central Germany]. Zeitschrift der deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 159(1), 81-103.
- Standke, G., Suhr, P. (1998): Vulkane - Flüsse - Küstenmoore: Die fazielle Vielfalt am Südrand der Nordwest-Europäischen Tertiärsenke. Exkursionsführer Exkursion A 10. GEO-BERLIN '98 - Gemeinsame Jahrestagung DGG, DMG, GGW & Pal.Ges. 6.-9.10.1998
- Stanek, K., Domínguez-Gonzalez, L., Andreani, L., Bräutigam, B. (2016): 3D-Modellierung des Tertiärs in der Lausitz. - Schriftenreihe, Heft 19, Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie, Freiberg, 85 S.
- Stanek, K.P., Bräutigam, B., Pfänder, J., Frank, W. (subm.): The Tertiary Lusatian volcanic field – stratigraphic implications from Ar-Ar data. – Europ Journ Mineralogy
- Steding, D., Hirsch, D., Schulze, H., Bartusch, K. (1991): Das Deckgebirge im Tagebau Berzdorf / OL, - Tagungsmaterial 38. Jahrestgg. GGW, Berlin, Freiberg, Nr. 764 Okt. 1991, S.140-147
- Steding, D., Liebscher (1978): Ergebnisbericht Sondermaßnahme Oderwitz. - - VEB Geologische Forschung und Erkundung Freiberg (Archiv des LfULG, Nr. EB1202).
- Steding, D., Tröger, K.-A. (1964): Quartäre tektonische Bewegungen im Gebiet von Waltersdorf bei Bad Schandau. - Geologie, Bd. 13, Pietzsch-Festschr., H. 6 / 7, S. 745-749, Berlin.
- Suhr, P. (2003): The Bohemian Massif as a Catchment Area for the NW European Tertiary Basin, GeoLines, G15-21, 147-159.
- Szynkiewicz, A. (2011): Wiek utworów neogemu w zachodniej części Dolnego Śląska. W: Żelazniewicz, A., Wojewoda, J., Cieżkowski, W., [red.] – Mezozoik i Kenozoik Dolnego Śląska, 11-18, WIND, Wrocław.
- Teodoridis, V. & Kvaček, Z. (2015): Palaeoenvironmental evaluation of Cainozoic plant assemblages from the Bohemian Massif (Czech Republic) and adjacent Germany. - Bulletin of Geosciences **90(3)**, 695–720.
- Teodoridis, V., Kvaček, Z., Zhu, H., Mazouch, P. (2012): Environmental analysis of the mid-latitude European Eocene sites of plant macrofossils and their possible analogues in East Asia. - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 333–334, 40–58.
- Teodoridis, V. (2004): Floras and vegetation of Tertiary fluvial sediments of Central and Northern Bohemia and their equivalents in deposits of the Most Basin (Czech Republic). – Acta Mus. Nat. Pragae, Ser. B, Hist. Nat., 60 (3-4): 113-142. Praha.ISSN 0036-5343.
- Teodoridis, V. (2003): Early Miocene carpological material from the Czech part of the Zittau Basin. - Acta Palaeobot. **43(1)**, 9–49.
- TGL 25234/08: Stratigraphische Skala der DDR – Tertiär, Berlin, 1981
- Thiergart, F. (1936): Die Pollenflora der Niederlausitzer Braunkohle, besonders im Profil der Grube Marga bei Senftenberg, Alexander Doweld, 1936, 70 S.
- Tichomirowa, M. (2001): Die Gneise des Erzgebirges – hochmetamorphe Äquivalente von neoproterozoisch – frühpaläozoischen Grauwacken und Granitoiden der Cadomiden. - Freib. Forschungsheft C 495, 222 S.
- Tietz, O., Büchner, J. (2015): The landscape evolution of the Lausitz Block since the Palaeozoic – with special emphasis to the neovolcanic edifices in the Lausitz Volcanic Field (Eastern Germany), ZDDG, Band 166 Heft 2, 125 – 147.
- Tietz, O., Büchner, J., Suhr, P., Goth, K. (2013): Field trip 3: Volcanology of the Lusatian Volcanic Field – New insights in old well-known. In: Tietz, O., V. Rapprich & J. Büchner (Hrsg.): Abstracts & Exkursionsführer zu der wissenschaftlichen Tagung „Basalt 2013 – Cenozoic Magmatism in Central Europe“ in Görlitz vom 24.–28.04.2013. – Tschechischer Geologischer Dienst; Prag: 275–297.
- Tietz, O., Berner, T., Scholz, A. (2012): Eine wurzellose Braunkohlenscholle in Sedimenten der Elster-Eiszeit in einem temporären Straßenanschnitt bei Niederoderwitz. - Berichte der Naturforschenden Gesellschaft der Oberlausitz, 20, 117–120.
- Tietz, O., Büchner, J. (2011): Die Weiße-Hochterrasse in Hagenwerder – ein temporärer Aufschluss mit Aussagen zur quartären Senkungsgeschichte des Berzdorfer Beckens. - Berichte der Naturforschenden Gesellschaft der Oberlausitz, 19, 117-121.
- Tietz, O., Czaja, A. (2010): Die Stratigraphie des Berzdorfer Beckens in der Oberlausitz (Ostdeutschland) – eine Ergänzung zur Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002 (STD 2002). - Z. dt. Ges. Geowiss., 161/4, S. 459–463.
- Tietz, O., Czaja, A. (2004): Die Braunkohlenlagerstätte Berzdorf - Geologie, geologische Substrate und Paläobotanik. - Z. dt. Ges. Geowiss., **161/4**, 459–463.

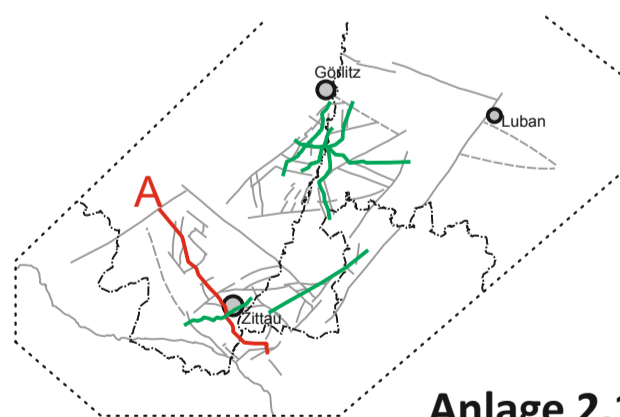
- TransGeoTherm, (2014): Verwendung von Bohrdaten östlich der Neiße (Becken von Węgliniec, Radomierzyce und Turów) aus dem Projekt TransGeoTherm. <http://www.transgeotherm.eu/>
Turów 2012: Syntetyczny profil litostratygraficzny złoża węgla brunatnego „Turów” z uwzględnieniem ogólnej charakterystyki strukturalnej i cech geologiczno-inżynierskich górotworu. Ekspozycja Tagebau Turów, 12.08.2012
- Tylikowski, M., Nemeč, J. (1990): Charakteristik der Braunkohlenlagerstätte "RADOMIERZYCE", Universität Wrocław, (Konzeption zur Kohlegewinnung), pol.
- Ulrych, J., Dostal, J., Adamovič, J., Jelínek, E., Špaček, P., Hegner, E., Balogh, K. (2011): Recurrent Cenozoic volcanic activity in the Bohemian Massif (Czech Republic). - *Lithos* 123, 133–144.
- Ulrych, J., Pivec, E., Lang, M., Balogh, K., Kropáček, V. (1999): Cenozoic intraplate volcanic rock series of the Bohemian massif: a review. – *Geolines*, 9, 123-129. Praha.
- Urbanski, P. (2010): Dokumentacja Złoża Węgla Brunatnego Radomierzyce w Kat. C₂, 20 Schnitte
- Václ, J. (1998): Geologické řezy jihovýchodní částí Žitavské pánve (10 Schnitte)
- Václ, J., Čadek, J. (1962): Geological structure of the Hrádek part of the Zittau Basin. - *Sbor. Ústř. Úst. geol.*, 27, 331-383. (in Czech)
- Viete, G. (1961): Beiträge zur glazigenen und endogenen Tektonik im Quartär und Tertiär Nord- und Mitteldeutschlands. – *Bergakademie*, 13, S. 280-294, Berlin
- Viete, G. (1960): Über postmiozäne und pleistozäne Tektonik in der Lausitz. *Bergakademie*, 12, S.429-434, Berlin
- Vinken, R. (1988): The Northwest European Tertiary Basin: results of the International Geological Correlation Programme Project no. 124. -Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe Hannover, Verlag E. Schweizerbart, 508 pp.
- Walther, H. (2007): Vulkanische Floren der südöstlichen Oberlausitz und des böhmischen Mittelgebirges – Zeugen der tertiären Waldentwicklung in Mitteleuropa. - *Ber. Naturforsch. Ges. Oberlausitz*, 13, 21-34.
- Walther, H., Kvaček, Z. (2007): Early Oligocene flora of Seiffhennersdorf (Saxony). – *Acta Mus. Nat. Pragae, Ser. B, Hist. Nat.* 63(2–4), 85 – 174, Praha. ISSN 0036-5343.
- Walther, H. (2005): Vulkanische Floren der südöstlichen Oberlausitz und des böhmischen Mittelgebirges – Zeugen der tertiären Waldentwicklung in Mitteleuropa. - *Ber. Naturforsch. Ges. Oberlausitz* 13: 21-34
- Wenger, E., Büchner, J., Tietz, O., Mrlina, J. (2017): The polycyclic Lausche Volcano (Lausitz Volcanic Field) and its message concerning landscape evolution in the Lausitz Mountains (northern Bohemian Massif, Central Europe). – *Geomorphology*, 292, 193-210.
- Widera, M. (2018): Tectonic and glaciotectionic deformations in the areas of Polish lignite deposits. *Civil and Environmental Engineering Reports, CEER 2018*; 28 (1), 182-193, DOI: 10.2478/ceer-2018-0015
- Widera, M. (2013): Changes of the lignite seam architecture — A case study from Polish lignite deposits. -*International Journal of Coal Geology* 114 (2013), 60–73
- Widera, M., Kita, A. (2007): Paleogene marginal marine sedimentation in central-western Poland. *Geol. Quart.*, 51 (1): 79–90. Warszawa.
- Williams, N.C., Davidson, G.J. (2004): Possible submarine advanced argillic alteration at the basin lake prospect, western Tasmania, Australia. *Economic Geology*, Vol. 99, pp. 987–1002
- Willinger, G. (1882): Die Löwenberger Kreidemulde, mit besonderer Berücksichtigung ihrer Fortsetzung in der preussischen Ober-Lausitz, *Jahrbuch der Königlich Preussischen geol. Landesanstalt und Bergakademie zu Berlin für das Jahr 1881*, Berlin 1882, S.55-124
- Winchester, J.A., Floyd, P.A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical geology* 20, pp. 325-343.
- Worobiec, E. (2009): Middle Miocene palynoflora of the Legnica lignite deposit complex, Lower Silesia, Poland. - *Acta Palaeobotanica* 49(1), 5–133
- Zincken, C.F. (1867): Die Physiographie der Braunkohle. - A. Krüger Verlag Leipzig, 818 S.
- Zuchiewicz, W., Badura, J., Jarosiński, M. (2007): Neotectonics of Poland: an overview of active faulting. - *Studia Quaternaria*, vol. 24, 5–20.

Die Bohrverzeichnisse wurden Berichten verschiedener Projekte entnommen ([BKW Oberlausitz, 1974], [Bräutigam et al., 1990], [Dittrich et al., 1988], [Orsakowsky et al., 1985], [Raithel et al., 2013], [TransGeoTherm, 2014], [Urbanski, 2010], [Václ, 1998]) und stammen teilweise aus dem „Nachlass“ der Betriebserkundung, welche vom Senckenberg-Institut zur Verfügung gestellt wurden.





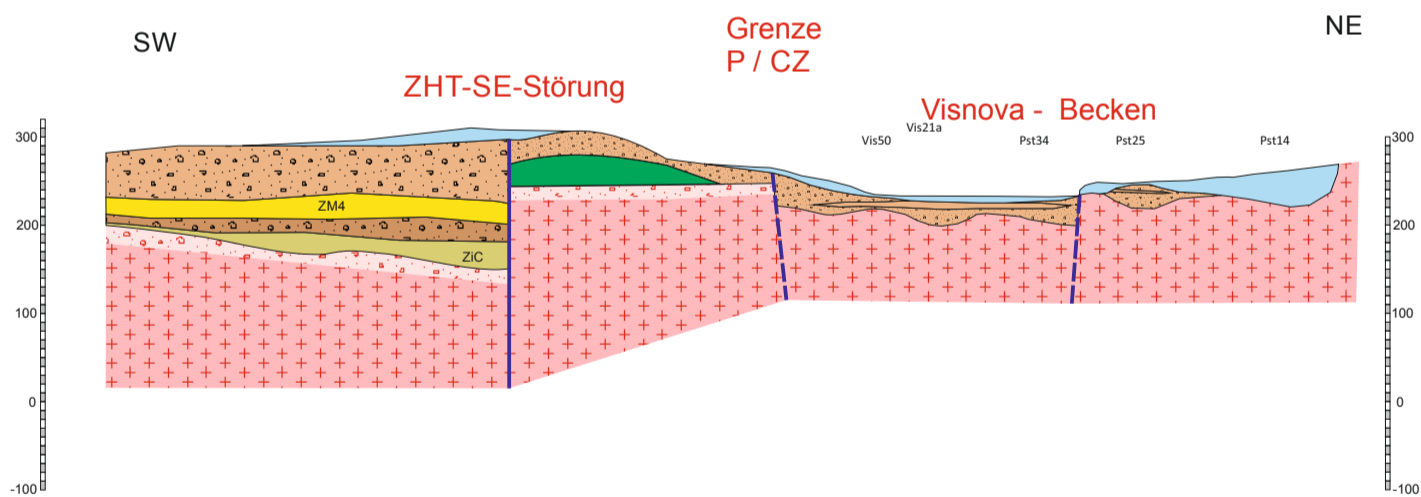
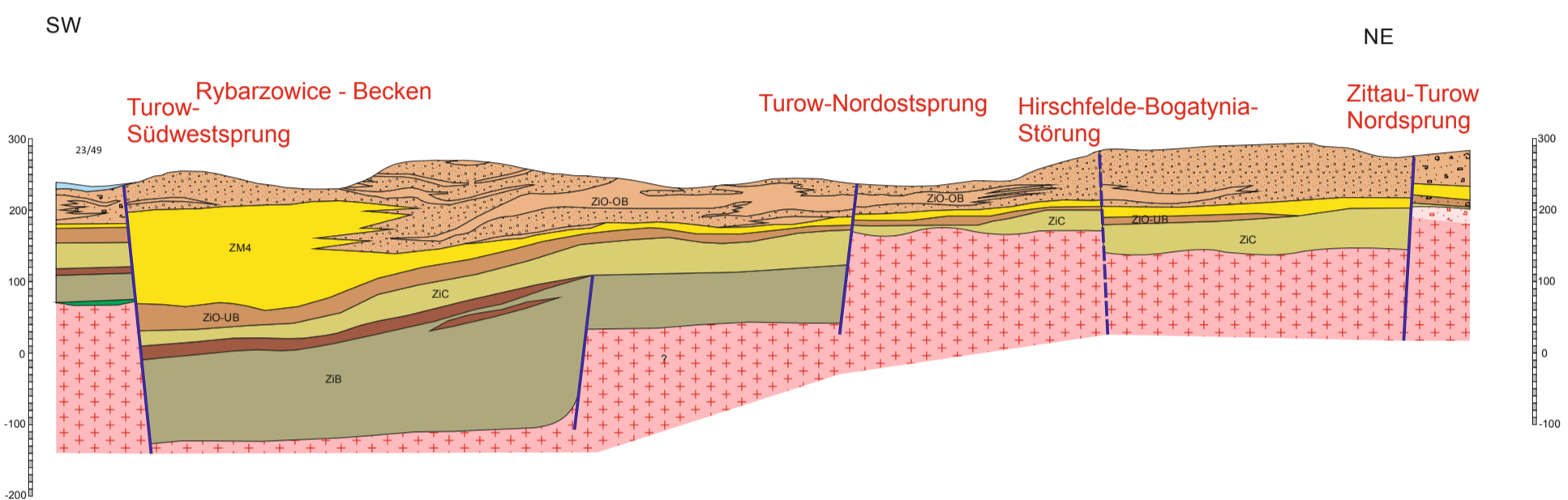
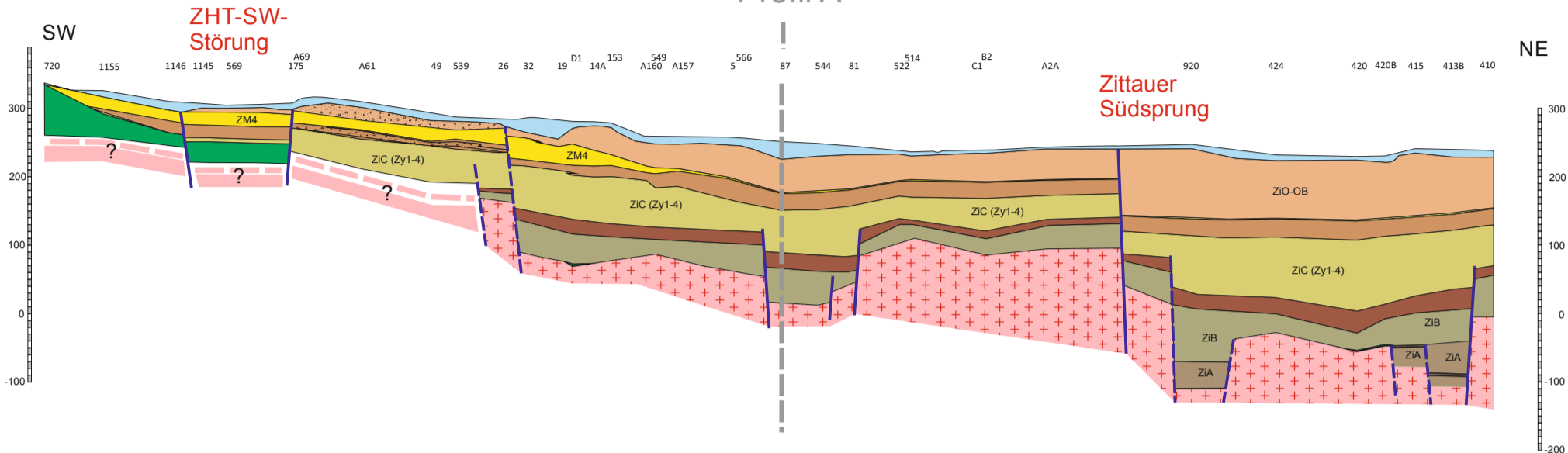
- | | | | |
|--|--|--|-------------------------------------|
| | Zittauer Oberflözkomplex
FB 5-11 (13) | | Quartär |
| | ZM 4 | | Tertiäre Vulkanite |
| | Zittauer Oberflözkomplex
FB 1-4 | | Unterer Schuttfächer |
| | Unterer Schuttfächer | | Cadomisches Basement |
| | Zittauer Unterflöz | | Störung (sicher, vermutet) |
| | Zittau B | | Höhenlage Prä-Tertiärfäche unsicher |
| | Zittauer Basisflöz | | |
| | Zittau A | | |



Anlage 2.1

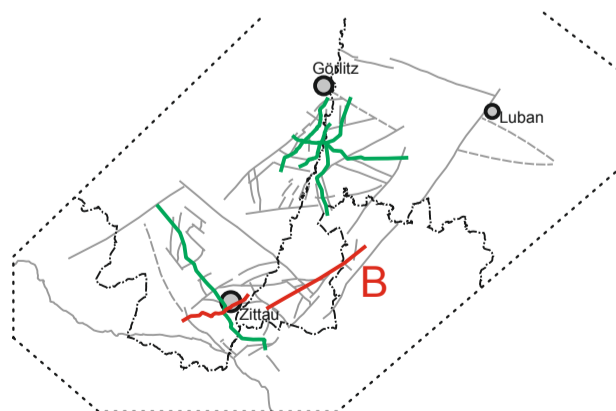
Profil A: Oderwitz-Zittau-Hradek (NW - SE)

Profil A



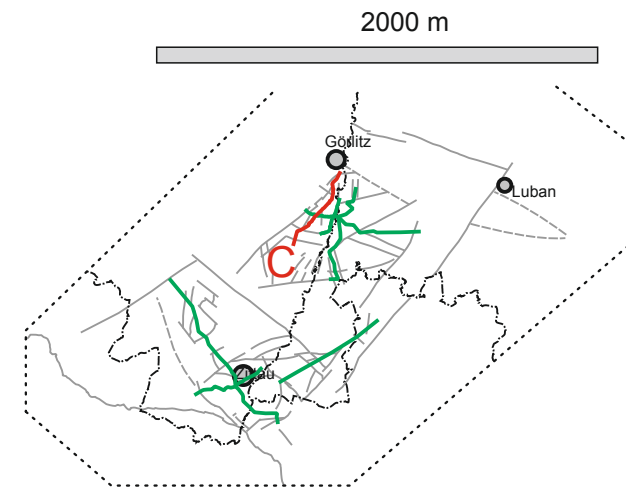
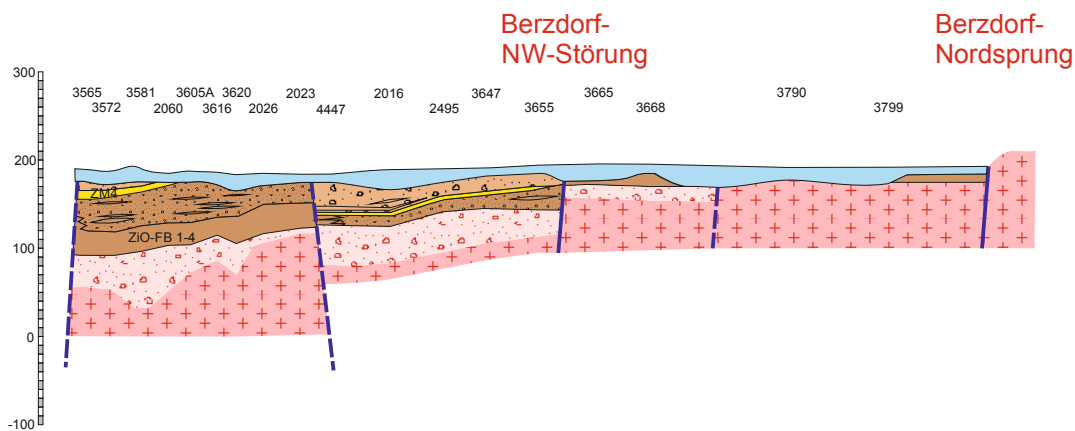
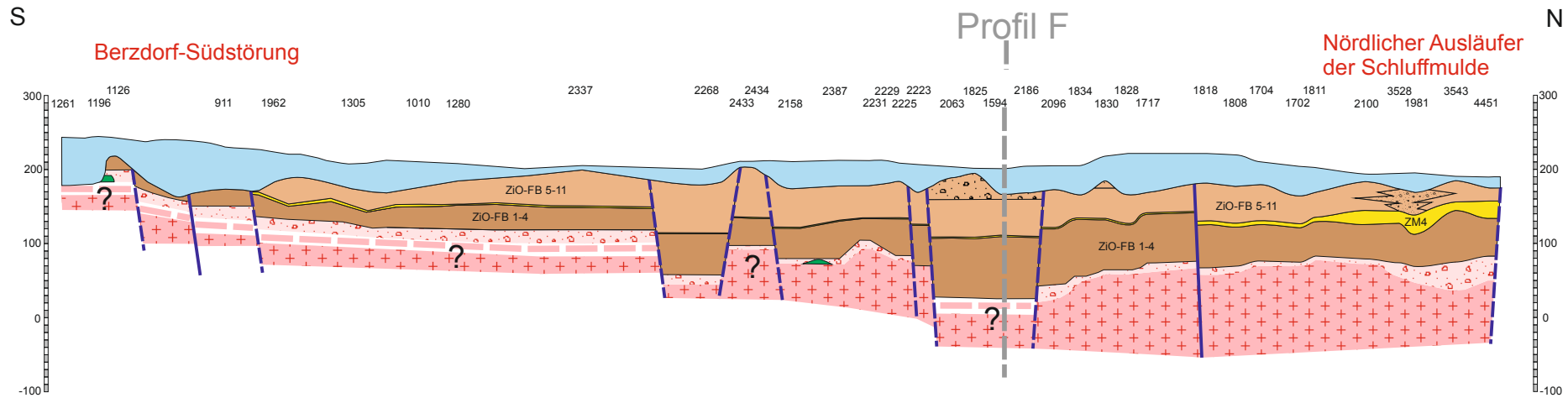
2000 m











- | | | | |
|--|--|--|--------------------------------------|
| | Zittauer Oberflözkomplex
FB 5-11 (13) | | Quartär |
| | ZM 4 | | Tertiäre Vulkanite |
| | Zittauer Oberflözkomplex
FB 1-4 | | Unterer Schuttfächer |
| | Unterer Schuttfächer | | Cadomisches Basement |
| | Zittauer Unterflöz | | Störung (sicher, vermutet) |
| | Zittau B | | Höhenlage Prä-Tertiärfläche unsicher |
| | Zittauer Basisflöz | | |
| | Zittau A | | |



Anlage 2.2

Profil B: Bertsdorf-Zittau-Rybarzowice-Višňová
(SW - NE)

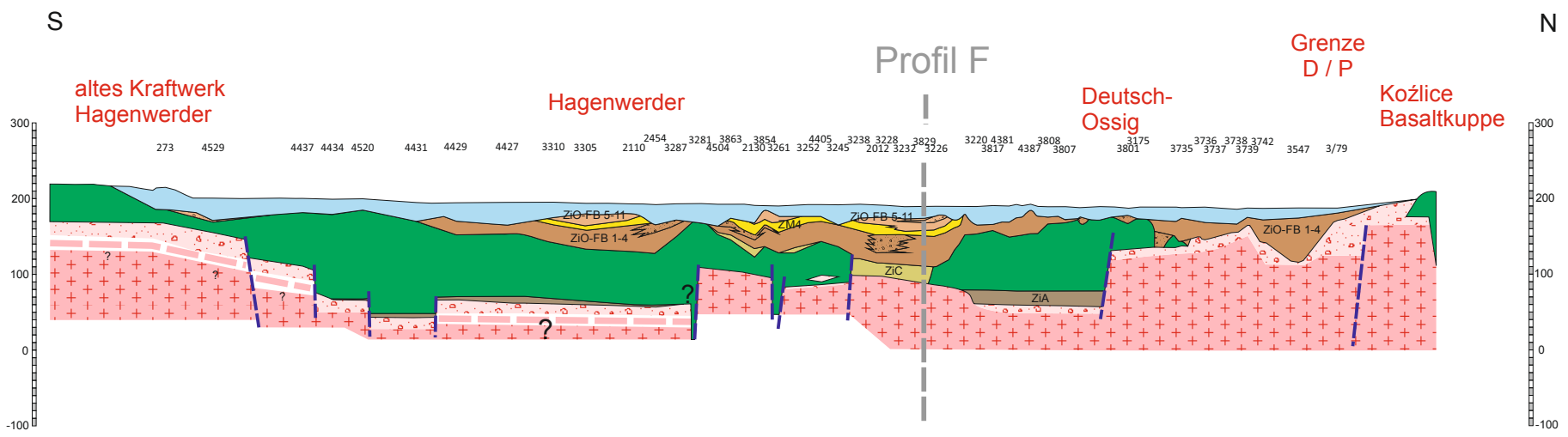


- | | | | | |
|---|--------|--|---|--------------------------------------|
|  | ZIO-OB | Zittauer Oberflözkomplex
FB 5-11 (13) |  | Quartär |
|  | ZM 4 | ZM 4 |  | Tertiäre Vulkanite |
|  | ZIO-UB | Zittauer Oberflözkomplex
FB 1-4 |  | Unterer Schuttfächer |
|  | | |  | Cadomische Granitoide |
|  | | Störung (sicher, vermutet) |  | Höhenlage Prä-Tertiärfläche unsicher |

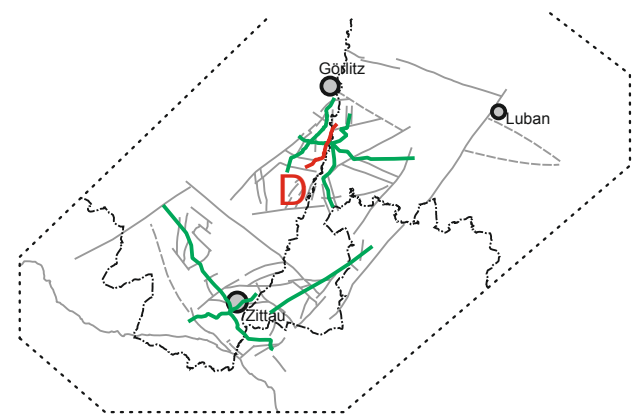
Anlage 2.3












Profil C: Berzdorf - W

(SSW-NNE, westlich der Schluffmulde)

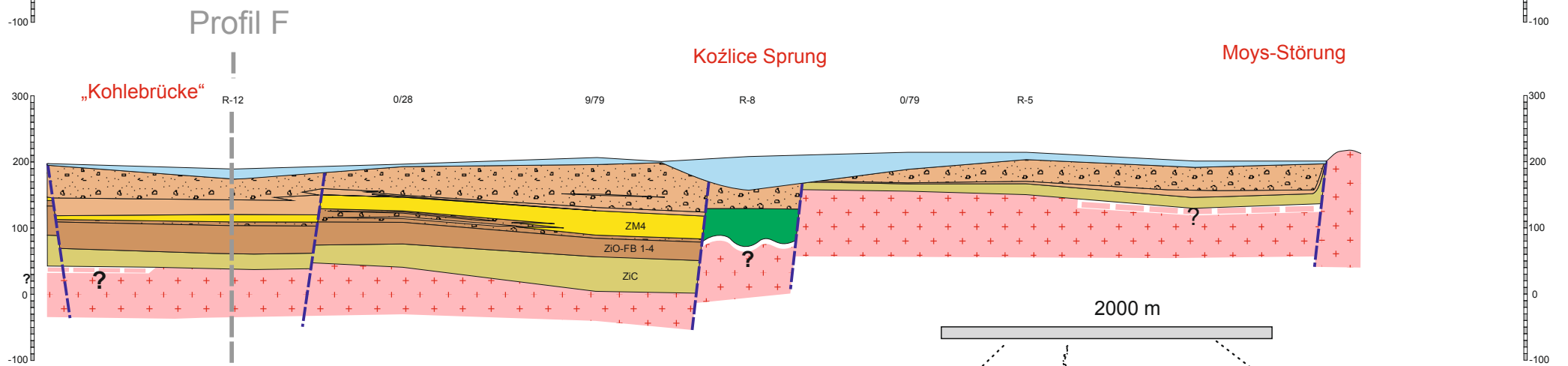
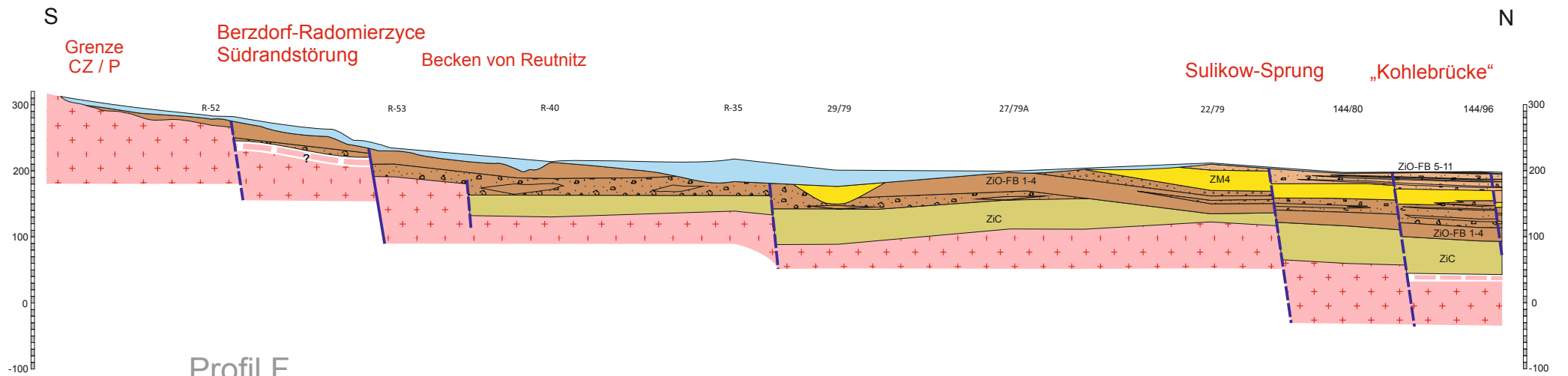







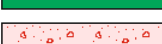
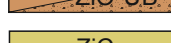

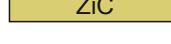

2000 m

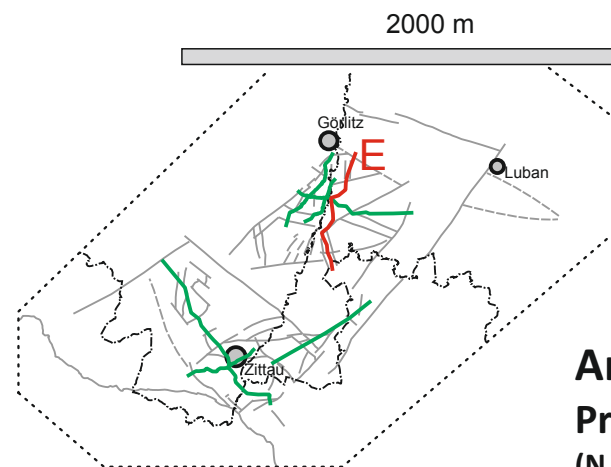


- | | | | |
|---|--|---|-------------------------------------|
|  | Zittauer Oberflözkomplex
FB 5-11 (13) |  | Quartär |
|  | ZM 4 |  | Tertiäre Vulkanite |
|  | Zittauer Oberflözkomplex
FB 1-4 |  | Unterer Schuttfächer |
|  | Zittau C |  | Cadomische Granitoide |
|  | Zittau A |  | Höhenlage Prä-Tertiärläche unsicher |
|  | Störung (sicher, vermutet) | | |

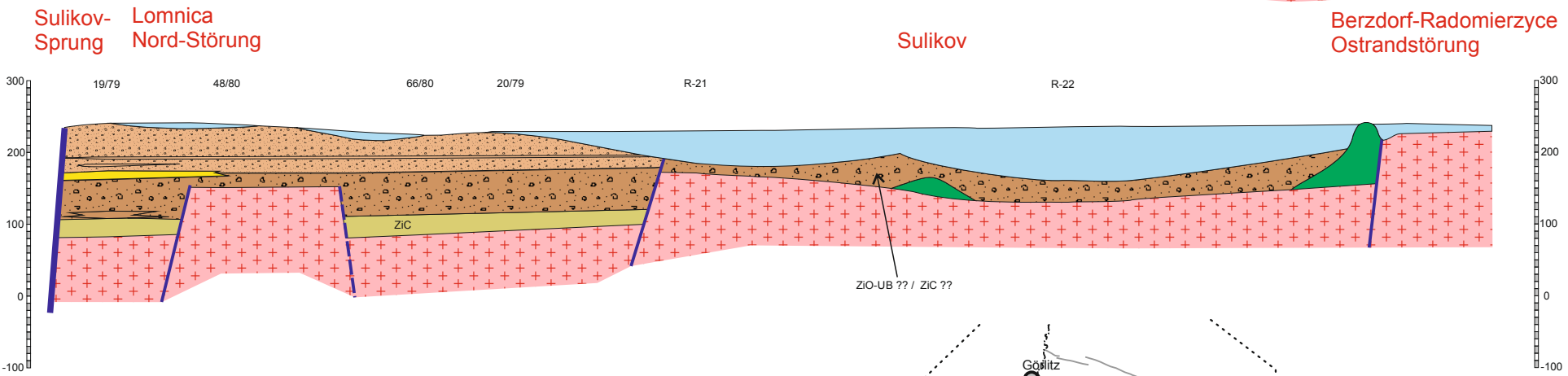
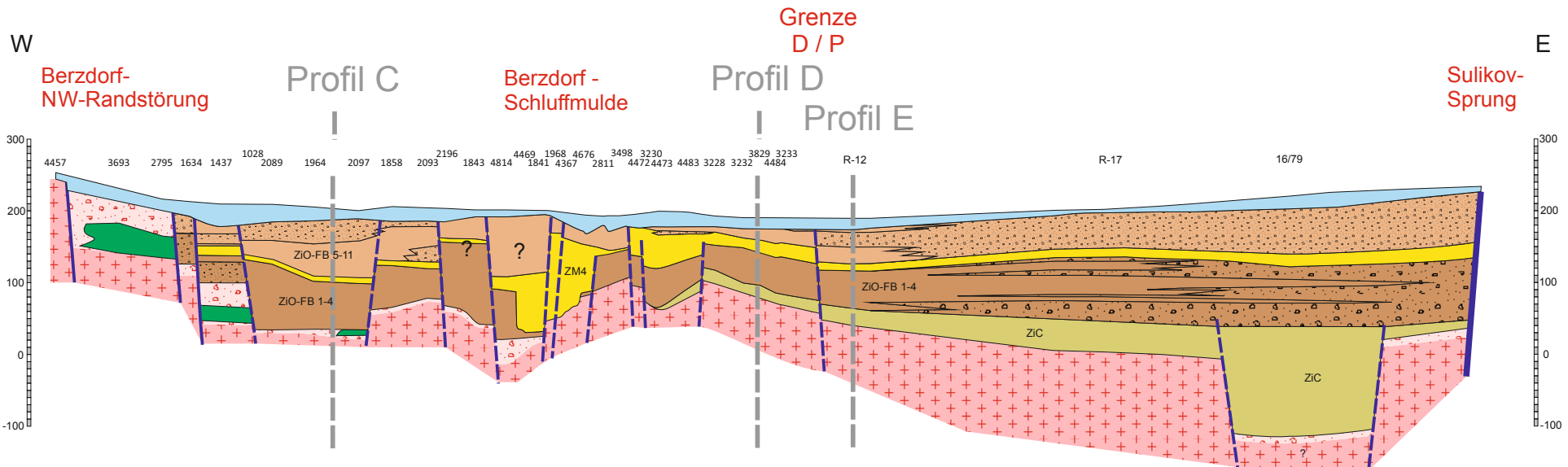
Anlage 2.4
Profil D: Berzdorf - Ost
 (N - S, östlich des Vulkanitrückens)



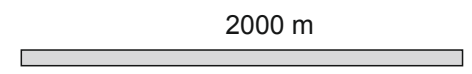
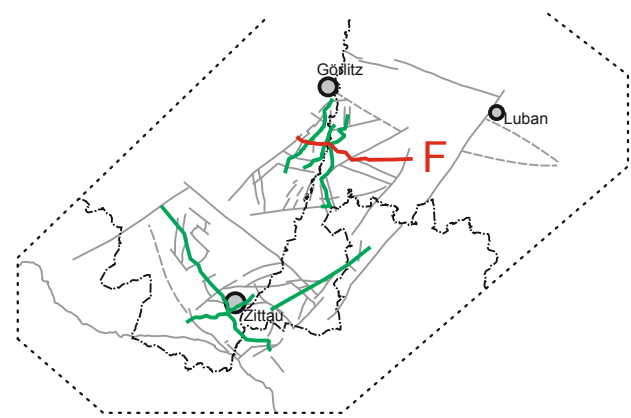
- | | | |
|--|--|--|
|  ZIO-OB | Zittauer Oberflözkomplex
FB 5-11 (13) |  Quartär |
|  ZM 4 | ZM 4 |  Tertiäre Vulkanite |
|  ZIO-UB | Zittauer Oberflözkomplex
FB 1-4 |  Unterer Schuttfächer |
|  ZiC | Unterer Schuttfächer |  Cadomisches Basement |
|  Störung (sicher, vermutet) | |  Höhenlage Prä-Tertiärfläche unsicher |



Anlage 2.5
Profil E: Radomierzyce
 (N - S, östlich des Vulkanitrückens)



- | | | | |
|--|--|--|-------------------------------------|
| | Zittauer Oberflözkomplex
FB 5-11 (13) | | Quartär |
| | ZM 4 | | Tertiäre Vulkanite |
| | Zittauer Oberflözkomplex
FB 1-4 | | Unterer Schuttfächer |
| | ZiC | | Cadomische Granitoide |
| | Störung (sicher, vermutet) | | Höhenlage Prä-Tertiärfäche unsicher |



Anlage 2.6
Profil F: Berzdorf - Radomierzyce (W-E)

Übersichtstabelle zu den stratigraphischen Formationen

Zittau-Turów-Hrádek Becken			Berzdorf-Radomierzyce-Becken		Kohlfurt / Węgliniec	Niederlausitz	Egergraben
Deutschland	Polen	Tschechien	Deutschland	Polen			
Pliozän nicht nachgewiesen	Formacja Gozdnicy	Pliozän nicht nachgewiesen	Pliozän nicht nachgewiesen	Pliozän nicht nachgewiesen	(pliozäne Ablagerungen)	(pliozäne Ablagerungen)	Vildštejnské souvrství (Cheb)
nicht nachgewiesen	nicht nachgewiesen	nicht nachgewiesen	nicht nachgewiesen	nicht nachgewiesen	Oberes Flöz = Henryk seam / I pokład środkowopolski (1. Mid-Polish seam)	1. MFK	nicht nachgewiesen
Zittauer Schichten D (ZiD) = Zittauer Oberflözkomplex (ZiOF) umfasst 14 Flözbankgruppen (ZO1 bis ZO14) und 13 Zwischenmittel (ZM1 bis ZM13). dabei sind:	jüngerer Teil der Formacja biedrzychowicka / Sekwencja IV mit dem 2. (oberen) Flöz (pokład II, gorny) sowie die Formacja rybarzowicka / Sekwencja V dabei sind:	mittlerer und oberer Flözhorizont (střední und svrchní sloj) Es wird keine weitere Untergliederung vorgenommen. dabei sind:	Berzdorfer Flözkomplex	Berzdorfer Flözkomplex	nicht nachgewiesen	nicht nachgewiesen	nicht nachgewiesen
<ul style="list-style-type: none"> Oberbank des ZiOF (Flözbänke nach dem Hauptmittel ZM 4) 	<ul style="list-style-type: none"> Sekwencja V; auch kompleks nadwęglowy 	<ul style="list-style-type: none"> svrchní sloj 	Flözbankgruppe FBG 5-99	Flözbankgruppe FBG 5-99 Flöze von Troitschendorf / Trojca bis Krummenöls / Oleszna Podgórska	Hauptflöz = Unteres Flöz	2. MFK	nicht nachgewiesen
<ul style="list-style-type: none"> ZM 4 = Hauptmittel 	<ul style="list-style-type: none"> nicht separat benannt 	<ul style="list-style-type: none"> nicht separat benannt 	ZM 4 = Hauptmittel	ZM 4 = Hauptmittel	nicht nachgewiesen	nicht nachgewiesen	nicht nachgewiesen
<ul style="list-style-type: none"> Unterbank des ZiOF (Flözbänke vor dem Hauptmittel ZM 4) 	<ul style="list-style-type: none"> lawa gorna und lawa dolna (Ober- und Unterbank) des Flözes der Sekwencja IV bzw. der Formacja biedrzychowicka (die lawa gorna wird auch als pokład III bezeichnet) 	<ul style="list-style-type: none"> střední sloj 	Flözbankgruppe FBG 1-4	Flözbankgruppe FBG 1-4 Flöze von Moys, Reutnitz, Wilka, Wanscha, Ober-Bellmannsdorf, Berna	nicht ausgebildet	3. MFK	Holešické vrstvy mit Hauptkohleflöz (Most)
Zittauer Schichten C (ZiC)	Formacja porajowska / Sekwencja III und tieferer Teil der Formacja biedrzychowicka / Sekwencja IV bzw. warstwy międzywęglowe (intermediate barren layer)	Sedimente der 2. Sedimentationsetappe vor Ablagerung der mittleren und oberen Flözhorizonte (střední und svrchní sloj)	Umlagerungssediment US-2 und US-3	Umlagerungssediment US-2 und US-3	nicht nachgewiesen	nicht nachgewiesen	Cypris-Fm. (Cheb, Sokolov)
Unterflözkomplex (ZiUF) mit Zittauer Unterflöz (ZU) und lokalem ZU-Ober- und Unterbegleiter; = jüngster Teil von ZiB	Formacja porajowska / Sekwencja III und jüngerer Teil der Formacja opolneńska / Sekwencja II	keine Angaben	nicht nachgewiesen	nicht nachgewiesen	nicht nachgewiesen	nicht nachgewiesen	nicht nachgewiesen
Zittauer Unterflöz (ZU)	pokład I (1st seam)	spodní sloj	nicht nachgewiesen	nicht nachgewiesen	nicht nachgewiesen	4. MFK	Hauptflöz (Cheb) Antonín-Flöz (Sokolov) Anežka-Flöz (Sokolov)
Zittauer Schichten B (ZiB)	Formacja turowszowska / Sekwencja I und älterer Teil der Formacja opolneńska / Sekwencja II	keine Angaben	nicht nachgewiesen	nicht nachgewiesen	nicht nachgewiesen	nicht nachgewiesen	Zuordnung unsicher
Zittauer Schichten A (ZiA) mit Basisflöz = Seiffhennersdorfer Schichten	Schichten bisher nicht (sicher) nachgewiesen	Loučeň-Formation mit bazální sloj	Umlagerungssediment US-1 mit Basisflöz	Umlagerungssediment US-1 mit Basisflöz (bisher nicht nachgewiesen)	nicht nachgewiesen	nicht nachgewiesen	Josef-Flöz (Sokolov) [Střezovské souvrství; Davidov-Folge]

Haupt- und Spurenelementgehalte der Vulkanite von Berzdorf

Tabelle 1	Basalt Bereich Tagebau Berzdorf
Tabelle 2	Basaltzersatz / bentonitisierter Basalt Bereich Tagebau Berzdorf
Tabelle 3	Phonolith, Bohrungen Zittau
Tabelle 4	Phonolithzersatz und Basalt, Bohrungen Zittau
Tabelle 5	Basaltaufschlüsse

Verwendete Abkürzungen:

B	Basalt
BB	tonig zersetzter Basalt
BK	Basaltbrekzie
BZ	Basaltzersatz (sehr stark verwitterter Basalt)
P	Phonolith
PZ	Phonolithzersatz
KF	Klufffüllung
aw	angewittert
uv	unverwittert
vw	verwittert

Tabelle 1 Basalt Bereich Tagebau Berzdorf

	B Berzdorf								
Brg.	4400	4412	4412	4412	4414	4417	4418	4418	4418
Probe	14	10	16	19	14	11	5	10	21A
Gestein	B uv	B vw	B	B	B	B	B	B	B
LGD_NN	111,8	96,9	114,8	120,6	93,8	72,4	118,1	93,9	72,6
Gew. %									
SiO ₂	41,00	37,00	38,80	40,10	44,30	42,10	42,10	41,40	42,00
Al ₂ O ₃	12,50	19,40	14,00	13,40	13,80	13,50	14,50	14,10	15,90
Fe ₂ O ₃	13,01	21,94	14,37	12,50	14,02	15,56	15,03	12,92	15,36
FeO	5,62	6,68	7,53	5,99	5,40	3,20	4,13	4,58	3,09
MgO	9,00	3,00	5,68	6,26	6,57	6,05	5,66	7,33	3,66
CaO	12,18	2,23	10,87	11,76	12,39	8,16	11,90	12,00	6,25
MnO	0,21	0,30	0,23	0,22	0,21	0,38	0,15	0,16	0,18
Na ₂ O	2,18	0,63	3,18	2,84	2,76	1,15	2,22	3,48	1,31
K ₂ O	0,59	0,53	0,79	0,87	0,85	0,71	0,78	0,81	1,09
TiO ₂	3,09	4,63	3,50	3,57	4,13	3,71	3,63	3,45	4,03
CO ₂	0,86	0,80	5,26	3,63	0,20	0,04	0,76	0,08	2,33
H ₂ O	2,20	7,00	1,90	2,20	1,80	6,50	2,50	1,00	7,10
total	102,44	104,14	106,11	103,34	106,43	101,06	103,36	101,31	102,30
ppm									
Ba	1282	528	783	816	725	665	646	579	557
Rb	28	45	38	36	50	35	59	50	46
Sr	866	205	696	705	755	358	854	897	423
Mn	1488	3454	1655	1619	1462	2247	1092	1341	1277
Ti	14565	61388	17841	18458	22431	16646	15448	16144	18348
Cr	278	251	245	278	167	218	270	233	315
Co	404	488	404	351	425	492	311	339	472
Ni	160	167	112	93	102	111	118	111	147
Mo	3	3	3	3	3	3	3	3	3
V	254	157	308	310	376	257	318	324	303
Nb	78	70	54	52	78	64	74	73	55
Y	42	27	43	42	53	46	45	47	37
Sc	28	22	34	33	33	38	29	30	34
Ga	19	25	19	19	20	23	23	21	25
Pb	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Cu	72	84	64	80	61	46	64	72	72
Li	10	10	10	10	10	10	10	10	10
B	5	10	5	5	5	11	10	5	17
Be	18	20	17	16	18	21	19	17	19
F	750	1200	1500	600	1250	1100	1050	1100	750

Tabelle 1, Blatt 2

	B Berzdorf								
Brg.	4418	4418	4418	4418	4421	4421	4421	4423	4424
Probe	22	27	29	30A	1	2	9	8	4
Gestein	B	B	KF	B	B	B	B	B	B
LGD_NN	64,9	46,5	44,4	41,4	100,3	89,8	62,0	54,9	108,0
Gew. %									
SiO ₂	42,70	41,60	28,40	42,30	41,70	49,50	42,90	40,90	41,60
Al ₂ O ₃	15,00	14,10	9,30	14,00	13,60	16,30	15,00	11,80	13,50
Fe ₂ O ₃	13,97	11,65	8,89	11,72	14,18	14,63	10,99	12,20	14,05
FeO	5,28	5,34	1,38	6,48	4,65	2,15	6,64	7,18	4,57
MgO	6,01	6,11	4,79	8,10	6,21	3,54	8,25	13,63	6,78
CaO	10,10	12,41	22,94	12,21	12,87	2,65	12,55	10,71	13,23
MnO	0,13	0,19	0,48	0,17	0,22	0,06	0,20	0,22	0,19
Na ₂ O	2,64	2,47	0,60	2,82	1,47	1,05	2,65	2,70	3,27
K ₂ O	0,74	1,55	0,57	1,19	0,66	1,05	0,98	1,13	0,68
TiO ₂	3,63	2,62	1,39	2,48	3,79	4,26	3,22	2,40	3,58
CO ₂	0,54	2,37	17,87	2,14	3,00	0,15	1,45	2,86	0,41
H ₂ O	2,90	2,10	6,10	1,20	3,40	8,70	1,90	0,70	1,70
total	103,64	102,51	102,71	104,81	105,75	104,04	106,73	106,43	103,56
ppm									
Ba	576	793	294	680	665	567	791	701	562
Rb	25	54	33	36	72	53	50	36	52
Sr	693	848	310	764	809	400	946	690	870
Mn	1114	1350	2782	1192	1447	421	1441	1655	1288
Ti	17619	12551	7265	11637	16361	19064	14778	12599	18874
Cr	311	425	236	525	255	272	302	713	246
Co	465	362	329	444	347	306	414	536	380
Ni	98	146	201	189	105	132	183	242	127
Mo	3	3	3	40	3	3	39	30	26
V	334	297	128	287	312	277	307	264	317
Nb	51	83	30	65	72	57	86	73	83
Y	40	41	18	38	44	43	44	35	47
Sc	37	30	13	33	26	35	27	44	37
Ga	22	19	10	18	24	25	21	15	19
Pb	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Cu	90	106	28	108	75	59	99	95	71
Li	10	10	10	10	10	10	10	10	10
B	5	5	5	5	11	14	9	5	5
Be	17	15	19	15	19	19	16	5	13
F	1000	700	1050	1050	850	900	900	900	1150

Tabelle 1, Blatt 3

	B Berzdorf								
Brg.	4424	4425	4426	4426	4426	4426	4426	4427	4427
Probe	9	1	7	11	13	19	22	26	28
Gestein	B	B	B	B	B	B	B	B	B
LGD_NN	72,0	120,6	144,4	130,7	80,1	57,3	56,2	120,4	100,1
Gew. %									
SiO ₂	43,00	43,50	40,30	41,90	44,80	45,40	46,80	29,60	43,80
Al ₂ O ₃	10,80	13,10	19,50	18,20	15,40	19,00	20,60	16,10	14,90
Fe ₂ O ₃	13,21	12,76	18,95	14,93	10,37	13,85	10,99	26,01	13,07
FeO	6,59	4,66	3,51	1,29	2,55	3,30	2,92	14,58	4,43
MgO	8,02	7,55	2,56	4,85	5,10	2,25	2,27	1,86	5,74
CaO	12,78	14,17	1,89	4,60	10,70	2,59	2,40	1,90	8,75
MnO	0,22	0,23	0,12	1,02	0,15	0,20	0,08	4,52	0,17
Na ₂ O	2,59	3,01	0,49	1,00	1,56	0,62	0,61	0,44	2,53
K ₂ O	0,87	0,71	1,20	0,93	0,86	1,87	1,94	0,31	0,63
TiO ₂	3,54	3,71	4,54	3,72	3,87	3,69	4,00	3,18	3,61
CO ₂	0,67	0,77	0,83	1,93	1,19	1,21	0,43	12,89	0,24
H ₂ O	1,60	1,50	5,60	7,80	4,40	7,70	8,00	4,60	1,80
total	103,89	105,67	99,49	102,17	100,95	101,68	101,04	115,99	99,67
ppm									
Ba	630	560	523	502	721	860	869	378	617
Rb	38	52	34	54	57	66	59	53	55
Sr	708	896	315	394	692	439	438	235	748
Mn	1512	1594	890	5700	1026	1354	584	63017	1262
Ti	17082	17490	22593	18145	19681	19302	20608	48623	17664
Cr	298	199	200	181	238	529	518	147	165
Co	453	368	756	411	338	784	738	4709	357
Ni	153	128	202	131	90	327	340	565	114
Mo	3	3	3	3	3	3	3	3	3
V	895	303	186	178	241	281	291	154	299
Nb	55	82	102	77	67	95	109	54	73
Y	43	47	81	44	47	43	48	35	43
Sc	39	34	34	29	40	38	46	19	28
Ga	19	18	25	20	18	23	23	18	22
Pb	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Cu	261	59	71	37	67	125	149	78	62
Li	9	10	10	10	10	10	10	10	10
B	5	5	15	15	5	13	15	10	5
Be	13	20	33	20	23	18	17	124	20
F	850	1100	1100	1100	1200	1110	900	700	1650

Tabelle 1, Blatt 8

	B Berzdorf								
Brg.	4502	4513	4517	4519	4519	4519	4519	4520	4520
Probe	11	9	6	2	9	10	11	2	9
Gestein	B uv	B vw	B	B	B	B	B	B	B
LGD_NN	124,2	81,5	79,2	168,5	127,8	100,8	90,8	177,5	121,3
Gew. %									
SiO ₂	43,50	41,40	42,80	40,70	41,10	42,90	42,20	42,70	40,90
Al ₂ O ₃	11,80	14,70	14,10	16,00	13,70	13,40	11,90	16,70	13,10
Fe ₂ O ₃	12,93	18,65	13,03	14,37	13,82	13,87	14,00	13,19	12,35
FeO	7,80	4,46	5,92	3,23	4,82	7,28	7,35	3,11	6,09
MgO	9,67	4,09	6,51	5,76	5,61	7,61	7,61	8,20	7,98
CaO	12,71	8,83	11,63	9,73	13,13	12,62	13,30	11,79	12,35
MnO	0,21	0,21	0,20	0,20	0,18	0,20	0,20	0,27	0,20
Na ₂ O	2,52	0,95	3,34	1,25	2,82	3,43	3,69	2,34	3,31
K ₂ O	1,20	0,91	1,56	0,77	0,69	0,69	0,68	0,82	0,54
TiO ₂	2,42	4,13	3,64	3,35	3,44	3,50	3,74	2,91	3,37
CO ₂	3,27	0,57	0,34	0,87	1,28	1,19	1,13	0,30	1,01
H ₂ O	1,00	4,70	0,60	3,50	1,80	0,60	0,50	1,00	1,20
total	109,03	103,60	103,67	99,73	102,39	107,29	106,30	103,33	102,40
ppm									
Ba	655	744	632	1127	664	525	560	979	559
Rb	37	72	49	36	45	43	46	44	30
Sr	713	448	852	1145	928	873	880	945	877
Mn	1452	1326	1398	1284	1184	1359	1350	1907	1395
Ti	13107	18696	17137	15877	15351	16719	16952	14103	15425
Cr	510	253	189	206	235	236	270	372	287
Co	434	937	420	356	292	345	330	411	318
Ni	299	169	85	179	92	97	116	219	106
Mo	25	3	3	3	3	3	3	32	3
V	231	294	264	218	270	283	314	248	297
Nb	63	64	68	113	66	63	70	85	65
Y	32	49	38	46	46	41	47	44	43
Sc	33	38	29	23	27	29	33	30	29
Ga	17	25	17	22	17	17	21	19	19
Pb	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Cu	96	57	50	58	50	58	65	75	33
Li	10	10	10	10	10	10	10	10	10
B	5	12	5	12	5	5	5	5	5
Be	10	33	14	20	16	15	18	13	15
F			1550	1650					

Tabelle 2 Basaltersatz / bentonitisierter Basalt Bereich Tagebau Berzdorf

	BZ Berzdorf								
Brg.	4412	4417	4417	4418	4418	4418	4421	4421	4423
Probe	12	8	9	3	4	26	5	7	4
Gestein	BK	BB	BZ	BB	BZ	BB	BZ	B vw	BZ
LGD_NN	98,4	81,6	78,8	141,4	126,4	55,4	71,4	65,5	65,0
Gew. %									
SiO ₂	46,00	42,00	38,00	38,40	38,70	39,50	49,50	43,80	42,70
Al ₂ O ₃	17,10	19,70	20,80	22,80	19,60	16,70	19,20	16,40	30,20
Fe ₂ O ₃	15,48	17,55	19,03	17,91	18,17	20,99	11,45	19,53	6,01
FeO	2,28	1,65	3,01	0,74	6,23	8,47	1,70	5,13	1,52
MgO	3,72	2,66	2,09	2,21	2,12	3,08	2,42	2,51	0,89
CaO	1,98	2,52	2,32	0,47	1,85	2,82	2,88	1,49	0,79
MnO	0,15	0,12	0,10	0,11	1,26	0,27	0,04	0,22	0,02
Na ₂ O	0,50	0,38	0,39	0,23	0,46	0,80	0,48	0,65	0,15
K ₂ O	0,76	0,27	0,34	0,14	0,34	1,74	0,55	1,25	0,06
TiO ₂	3,83	4,41	4,94	5,58	4,52	3,46	5,02	3,69	4,54
CO ₂	0,09	0,26	0,01	0,32	5,43	1,39	0,42	2,01	1,50
H ₂ O	9,60	8,50	6,70	5,00	6,90	6,30	8,70	6,50	5,50
total	101,49	100,02	97,73	93,91	105,58	105,52	102,36	103,18	93,88
ppm									
Ba	352	811	392	869	725	663	520	467	914
Rb	36	27	27	18	37	54	36	53	10
Sr	142	318	149	546	551	443	374	506	426
Mn	970	811	696	948	7484	1645	304	1507	241
Ti	19853	21199	23504	28831	22464	15326	25066	16455	30443
Cr	184	263	253	280	253	511	284	521	327
Co	373	541	620	386	1562	914	313	689	1025
Ni	134	117	110	211	407	387	133	424	237
Mo	3	3	3	3	3	3	3	3	3
V	194	170	221	119	237	279	382	258	311
Nb	97	66	85	140	90	98	65	98	138
Y	53	84	100	42	66	52	72	35	58
Sc	35	35	32	48	29	35	37	38	46
Ga	23	30	34	40	29	28	32	34	37
Pb	5	5	6	5	5	5	4	6	9
Cu	41	56	71	85	96	149	138	112	138
Li	10	10	10	10	10	10	10	10	8
B	8	12	14	12	15	15	13	17	12
Be	17	15	37	35	68	22	107	23	49
F	1800	1450	1800	1100	1300	1350	1850	1000	600

Tabelle 2, Blatt 2

	BZ Berzdorf								
Brg.	4426	4426	4426	4426	4427	4427	4427	4427	4427
Probe	10	12	21	23	2	11	16	18	19
Gestein	BB	BB	BB	BB	BB	BB	BB	BB	BZ
LGD_NN	133,2	83,7	56,5	56,1	153,2	146,1	142,3	138,3	136,8
Gew. %									
SiO ₂	41,90	39,30	42,00	42,10	28,10	40,40	42,00	16,70	47,00
Al ₂ O ₃	19,20	18,60	15,20	15,30	24,20	33,40	26,70	11,50	20,10
Fe ₂ O ₃	15,47	20,85	25,97	24,73	21,50	4,79	8,81	43,07	12,44
FeO	1,70	2,01	3,17	1,70	14,09	2,06	2,77	28,18	2,66
MgO	3,79	2,48	1,96	1,73	0,16	0,19	1,04	0,75	1,69
CaO	3,50	2,28	1,08	1,64	0,21	0,16	0,42	0,50	0,61
MnO	1,31	0,18	0,04	0,02	0,09	0,04	0,03	0,78	0,06
Na ₂ O	0,92	0,62	0,55	0,54	0,13	0,10	0,16	0,06	0,19
K ₂ O	1,15	1,40	0,29	0,34	0,02	0,03	0,06	0,04	0,09
TiO ₂	3,88	4,61	2,98	2,96	5,03	4,99	5,92	2,32	4,85
CO ₂	2,20	0,44	0,01	0,02	7,48	1,61	2,43	24,42	1,74
H ₂ O	7,20	5,40	9,50	9,30	1,60	1,80	4,50	1,30	6,90
total	102,22	98,17	102,75	100,38	102,61	89,57	94,84	129,62	98,33
ppm									
Ba	606	459	160	218	859	389	612	1151	823
Rb	54	77	34	43	9	9	12	22	18
Sr	451	225	135	141	406	231	197	450	320
Mn	7208	1187			545	509	274	3652	419
Ti	19885	22362	34763	34314	34962	30392	34206	50623	27620
Cr	197	259	428	247	266	269	235	174	201
Co	374	439	303	190	189	380	434	570	408
Ni	156	126	299	241	119	87	228	209	258
Mo	3	3	3	3	3	3	3	3	3
V	180	210	141	105	248	325	161	143	322
Nb	81	74	47	31	211	136	122	58	110
Y	47	101	17	22	50	17	31	37	37
Sc	31	41	36	26	37	62	51	19	42
Ga	21	27	22	21	44	36	37	25	30
Pb	5	5	4	5	12	10	4	5	5
Cu	55	106	75	85	63	143	99	83	83
Li	10	10	10	10	10	10	10	10	10
B	15	13	14	14	9	5	5	13	5
Be	21	34	20	21	25	44	23	33	26
F	1250	1650	200	800	250	1400	1350	150	750

Tabelle 2, Blatt 3

	BZ Berzdorf								
Brg.	4427	4427	4427	4429	4429	4429	4429	4429	4429
Probe	22	24	32	4	6	7	10	13	18
Gestein	BZ	BZ	BB	BB	BB	BB	BB	BZ	BB
LGD_NN	128,7	125,3	88,9	143,0	133,3	128,6	120,9	114,3	92,1
Gew. %									
SiO ₂	45,50	38,80	38,90	39,40	38,40	36,00	44,90	40,20	38,10
Al ₂ O ₃	21,60	27,40	22,00	20,50	21,00	20,30	18,20	20,20	22,10
Fe ₂ O ₃	14,07	17,26	18,41	6,85	20,63	19,04	15,42	18,91	19,74
FeO	1,45	1,91	2,45	2,94	0,54	8,85	3,01	4,10	5,45
MgO	1,62	1,27	1,62	0,51	2,74	2,18	3,74	1,86	1,64
CaO	0,64	0,72	0,87	0,24	0,42	1,03	1,35	0,70	0,74
MnO	0,04	0,04	0,07	0,05	0,14	1,05	0,22	0,07	0,08
Na ₂ O	0,22	0,16	0,47	0,52	0,40	0,54	0,51	0,56	0,44
K ₂ O	0,11	0,07	0,62	0,04	0,15	0,14	0,13	0,31	0,23
TiO ₂	4,63	5,52	5,39	7,00	5,13	4,80	4,63	5,01	5,28
CO ₂	1,47	0,36	0,94	2,05	1,06	4,92	1,09	0,89	0,19
H ₂ O	7,50	5,30	6,30	2,40	5,40	5,70	8,20	6,10	4,80
total	98,85	98,81	98,04	82,50	96,01	104,55	101,40	98,91	98,79
ppm									
Ba	599	2219	391	1274	770	1379	685	614	387
Rb	18	21	30	17	22	22	19	36	38
Sr	291	696	169	1083	518	664	482	449	173
Mn	480	400	615	516	1105	6286	1468	516	641
Ti	31108	29728	27173	46719	26565	26857	23982	25100	30251
Cr	139	195	297	409	294	248	227	299	416
Co	263	446	266	169	487	1458	785	1080	686
Ni	2	215	65	83	162	212	184	206	194
Mo	3	3	3	3	3	3	3	3	3
V	200	181	198	298	180	385	246	424	456
Nb	88	98	82	187	115	110	102	103	104
Y	15	71	44	102	31	32	41	34	21
Sc	26	33	26	46	38	37	36	41	54
Ga	37	35	34	56	43	39	31	35	44
Pb	4	6	5	14	5	5	5	5	7
Cu	49	124	61	82	53	75	52	49	105
Li	10	10	10	10	10	10	10	10	10
B	9	5	15	5	12	12	5	10	13
Be	15	46	47	31	27	40	22	32	35
F	400	550	450						

Tabelle 2, Blatt 8

	BZ Berzdorf					
Brg.	4524	4524	4526	4526	4527	Liegendrücken
Probe	11	14	3	13	1	
Gestein	BB	BB	BB	BB	BB	BB
LGD_NN	88,6	70,3	101,9	60,0	93,2	
Gew. %						
SiO ₂	40,90	52,30	33,70	48,50	11,20	47,70
Al ₂ O ₃	21,60	12,70	24,60	21,00	9,60	20,90
Fe ₂ O ₃	19,09	16,14	18,01	14,51	46,66	11,79
FeO	2,66	1,37	9,50		14,40	1,89
MgO	2,39	2,83	0,96	2,04	0,93	1,79
CaO	1,22	2,80	2,85	1,10	1,26	1,03
MnO	0,09	0,02	0,29	0,03	0,52	0,13
Na ₂ O	0,66	0,77	0,48	1,01	0,09	0,26
K ₂ O	0,38	0,85	0,14	0,87	0,03	0,21
TiO ₂	5,16	3,53	5,54	3,75	2,31	4,01
CO ₂	0,04	0,68	0,46	0,43	24,93	0,34
H ₂ O	7,00	8,90	3,70	7,10	1,00	7,20
total	101,19	102,89	100,23	100,34	112,93	97,25
ppm						
Ba	462	434	275	294	975	115
Rb	37	60	36	72	21	3
Sr	483	363	185	149	559	6
Mn	652	244	1782	292	7401	108
Ti	25235	16923	30700	16928	22939	282
Cr	330	179	376	258	127	7
Co	480	312	517	419	727	17
Ni	140	109	200	199	330	3
Mo	3	3	3	3	3	3
V	249	286	404	267	239	7
Nb	72	66	140	99	61	12
Y	20	76	74	20	36	5
Sc	54	38	44	28	28	1
Ga	36	24	45	36	20	2
Pb	6	5	5	14	5	10
Cu	56	105	79	76	75	3
Li	10	10	10	10	10	30
B	24	13	12	17	31	5
Be	33	57	37	45	1	5
F						

Tabelle 3 Phonolith, Bohrungen Zittau

	P Zittau						
Brg.	1271	1271	1271	1271	1272	1273	1273
Probe	1	2	4	5	2	2	4
Gestein	Phonolith	Phonolith	Phonolith	Phonolith	Phonolith	Phonolith	Phonolith
LGD_NN	63,5	83,0	99,0	109,1	97,0	18,7	48,5
Gew. %							
SiO ₂	60,80	59,80	61,30	62,30	61,10	62,10	57,80
Al ₂ O ₃	21,90	20,60	20,70	20,90	22,30	22,90	23,70
Fe ₂ O ₃	1,66	1,68	1,60	1,34	2,39	2,72	2,52
FeO	0,59	0,99	0,45	0,26	0,15	0,18	0,07
MgO	0,17	0,20	0,41	0,14	0,15	0,06	0,09
CaO	0,64	0,75	0,79	0,42	0,44	0,15	0,18
MnO	0,19	0,18	0,22	0,09	0,07	0,03	0,06
Na ₂ O	7,15	7,56	5,97	5,61	4,55	4,86	3,42
K ₂ O	4,49	4,62	4,51	4,65	4,88	5,14	5,76
TiO ₂	0,27	0,28	0,25	0,25	0,56	0,65	0,52
CO ₂	0,26	0,20	0,40	0,79	0,28	0,57	0,32
H ₂ O	0,60	0,20	1,20	1,10	1,10	0,90	1,30
total	98,72	97,06	97,80	97,85	97,97	100,26	95,74
ppm							
Ba					1046	1510	981
Rb	192	200	198	190	129	130	151
Sr	10	42	47	7	187	241	140
Mn	1469	1532	1813	779	524	717	461
Ti	1155	1205	1081	1099	2671	3010	2542
Cr	4	1	1	2	2	1	1
Co	10	10	10	10	10	10	10
Ni	5	5	5	5	13	4	5
Mo	3	35	3	3	3	10	3
V	11	16	10	9	13	18	9
Nb	115	129	134	134	160	188	195
Y	21	20	20	13	51	42	79
Sc	5	5	6	5	2	2	5
Ga	30	27	34	34	20	25	25
Pb	14	13	15	16	14	13	14
Cu	1	3	1	1	1	1	1
Li	30	30	51	30	30	10	30
B	5	13	11	13	5	5	5
Be	79	83	84	92	78	41	47
F							

Tabelle 4 Phonolithzersatz und Basalt, Bohrungen Zittau

	PZ Zittau			B Zittau		
Brg.	1272	1273	1273	1270	1270	1272
Probe	1	1	3	1	6	3
Gestein	P-Zersatz	P-Zersatz	P-Zersatz	Basalt	Basalt	Basalt
LGD_NN	82,2	10,7	27,5	89,8	113,0	119,0
Gew. %						
SiO ₂	58,10	55,20	56,90	46,70	41,30	39,60
Al ₂ O ₃	22,20	26,80	23,50	18,40	15,00	16,30
Fe ₂ O ₃	4,30	1,70	3,19	9,63	14,92	15,32
FeO	3,22	0,01	0,11	3,86	5,69	1,08
MgO	0,18	0,12	0,31	3,64	5,98	4,18
CaO	0,36	0,24	0,45	10,01	11,35	8,10
MnO	0,54	0,03	0,10	0,22	0,25	0,30
Na ₂ O	3,53	3,34	3,81	3,74	1,92	0,68
K ₂ O	4,49	3,94	4,28	1,31	0,59	2,39
TiO ₂	0,54	0,79	0,74	2,55	3,51	3,31
CO ₂	2,06	0,26	0,20	0,49	0,25	1,72
H ₂ O	0,80	1,80	1,10	2,00	2,10	4,50
total	100,32	94,23	94,69	102,55	102,86	97,48
ppm						
Ba	98	1254	1140	1258	723	1068
Rb	127	90	107	60	47	92
Sr	117	314	214	1063	829	419
Mn	6223	301	285	1528	1514	1829
Ti	2686	4064	3727	11578	14054	14552
Cr	1	5	2	5	27	22
Co	8	18	17	209	268	309
Ni	5	5	6	11	23	24
Mo	3	14	3	34	3	3
V	12	28	33	228	336	224
Nb	168	184	205	109	90	106
Y	159	65	43	48	55	51
Sc	2	2	5	11	23	20
Ga	22	30	28	25	23	25
Pb	11	15	11	5	5	5
Cu	1	2	3	38	59	65
Li	30	49	30	10	10	10
B	5	5	5	5	5	12
Be	50	100	58	26	24	28
F						

Anlage 5

Ortsnamenverzeichnis

Das Ortsnamenverzeichnis soll das Auffinden der im Text genannten Orte in heutigen und alten Karten erleichtern. Die Zusammenstellung erfolgte getrennt für deutsche, polnische und tschechische Ortsbezeichnungen.

<i>polnisch</i>	<i>deutsch</i>	<i>Bemerkung</i>
Białogórze	Lichtenberg	
Biedrzychowice	Friedersdorf am Queis	
Bieniec	Bienitz	Gem. Siegersdorf
Bierna	Berna	
Bogatynia	Reichenau	
Bolesławiec	Bunzlau	
Bratków	Blumberg	SE Ostritz
Czerna	Tschirne bei Naumburg a. Queis	1937-1945 Tonhain
Czerwona Woda	Rothwasser	
Droginia	Meierslaune	E Rothwasser an Bahnstrecke
Dzięciół	Colonie Naumburg	
Giebułtów	Gebhardsdorf	
Giebułtówek	Neu Gebhardsdorf	
Gieraltów	Gersdorf	westl. Naumburg a.Q.
Godzieszów	Günthersdorf	
Gozdanin	Lauterbach	Südl. Troitschendorf
Gozdnica	Freiwaldau	
Grabiszycze	Gerlachsheim	WNW Marklisse
Gronów	Gruna	
Gryfów Śląski	Greiffenberg	
Henryków Lubański	(Katholisch) Hennersdorf	
Iłowa	Halbau	NE Rothenburg
Jerzmanki	Hermsdorf	
Jurków	Kol. Prettin	Zwischen Linda und Gerlachsheim
Kierzna	Herschelswaldau	Eisenbahn → weg
Kliczków	Klitschdorf	
Kościelna Wieś	Stenker	auch: Steinkirchen; nördlich Rauscha
Koźmin	Kosma	
Kunów	Kuhna	
Leśna	Marklissa	
Lipna	Leippa	
Łomnica	Lomnitz	
Lubań	Lauban	
Lubota	Ullersbach	
Mała Wieś Dolna	Nieder-Halbendorf	zw. Kuhna und Schönberg
Miedziane	Küpper	südl. Berna
Mściszów	Seifersdorf	südl. Naumburg a.Q.
Nawojów Łużycki	Haugsdorf	
Nowa Karczma	Neu-Kretscham	nördl. Geibsdorf
Nowa Wies	Neudorf am Queis	Gem. Siegersdorf
Nowogrodziec	Naumburg a. Queis	
Nowoszów	Neuhaus	ca. 9 km SE Halbau

<i>polnisch</i>	<i>deutsch</i>	<i>Bemerkung</i>
Oleszna Podgórska	Krummenöls (Krummöls, Crummöls)	E Greifenberg
Oldrzychów	Ullersdorf a. Q.	NW Naumburg a.Q. König Wilhelm Grube
Olszyna	Langenöls	SE Lauban
Osiecznica	Wehrau	
Parzyce	Paritz	
Pieńsk	Penzig	
Podkamień	Fichtenhain	zu Gersdorf
Podlesie	Feldhäuser	östl. Seifersdorf
Pokrzywnik	Stangenhain	NE Görlitz
Porajów	Großporitsch	E Zittau
Proszowa	Gräflich Kunzendorf	
Przewóz	Priebus	
Przyłasek (Przylesie)	Kolonie Waldeck	Zwischen Linda und Gerlachsheim
Radomierzyce	Radmeritz	
Radostów	Thiemendorf	ca. 4km E Lauban
Radzimów	Bellmannsdorf	
Radzimów Górny	Ober-Bellmannsdorf	
Ręczyn	Reutnitz	
Rogatka	Mauereck	nördl. Radostów
Ruszów	Rauscha	OT von Węgliniec
Rybarzowice	Reibersdorf	
Siekierczyn	Geibsdorf-Lichtenau	
Skrzydlice	Kundorf	
Sławnikowice	Kieslingswalde-Rachenau	1km östl. Gronow
Spytków	Wanscha	
Stoisko	Kolonie Stelzerberg	ENE Naumburg a.Q. Gute Hoffnung-August Grube
Studniska	Schönbrunn	
Studniska Dolne	Nieder Schönbrunn	
Sulików	Schönberg	
Tomisław	Thommendorf	Gem. Wehrau
Trojca	Troitschendorf	
Turoszów	Türchau	
Tylice	Thielitz	zw. Moys und Kuhna
Ubocze	Schosdorf	
Ujazd	Moys Ober-Moys	
Uniegoszcz	Bertelsdorf, auch Berthelsdorf	mit Kolonie Neu Bertelsdorf
Węgliniec	Kohlfurt	auch Kaławsk
Wesołówka	Löbenslust	
Wilka	Wilka	
Wolimierz	Volkersdorf	

polnisch	deutsch	Bemerkung
Wrociszów Dolny	Nieder-Rudelsdorf	
Wyręba	Stolzendorf	S Kieslingswalde
Zalipie	Linda	W Marklissa
Zaręba	Lichtenau	westl. Lauban
Zaręba	Nieder-Lichtenau	Kaiser Wilhelm Grube
Zaręba Górna	Oberlichtenau	
Żarki Średnie	Sohra	1937-1945 Kesselbach
Żarska Wieś	Sohr-Neudorf	1937-1945 Florsdorf
Zawidów	Seidenberg	
Zatonie	Seitendorf	nördlich Außenkippe Turow
Zebrzydowa	Siegersdorf	
Zgorzelec	Görlitz	
Zielonka	Grube "Stadt Görlitz"	

deutsch	polnisch	Bemerkung
Bellmannsdorf	Radzimów	
Berna	Bierna	
Bertelsdorf, auch Berthelsdorf	Uniegoszcz	mit Kolonie Neu Bertelsdorf
Bienitz	Bieniec	Gem. Siegersdorf
Blumberg	Bratków	SE Ostritz
Bunzlau	Bolesławiec	
Colonie Naumburg	Dzięciół	
Crummöls (Krummenöls, Krummöls)	Oleszna Podgórska	E Greifenberg
Feldhäuser	Podlesie	östl. Seifersdorf
Fichtenhain	Podkamień	zu Gersdorf
Freiwaldau	Gozdnica	
Friedersdorf am Queis	Biedrzychowice	
Gebhardsdorf	Giebułtów	
Geibsdorf-Lichtenau	Siekierczyn	
Gerlachsheim	Grabiszycy	WNW Marklisse
Gersdorf	Gieraków	westl. Naumburg a.Q.
Görlitz	Zgorzelec	
Gräflich Kunzendorf	Proszowa	
Greiffenberg	Gryfów Śląski	
Großporitsch	Porajów	E Zittau
Grube "Stadt Görlitz"	Zielonka	
Gruna	Gronów	
Günthersdorf	Godzieszów	
Halbau	Iłowa	NE Rothenburg
Haugsdorf	Nawojów Łużycki	
(Katholisch) Hennersdorf	Henryków Lubański	
Hermisdorf	Jerzmanki	
Herschelswaldau	Kierzna	Eisenbahn → weg
Kieslingswalde-Rachenau	Sławnikowice	1km östl. Gronow
Klitschdorf	Kliczków	
Kohlfurt	Węgliniec	auch Kaławsk
Kolonie Prettin	Jurków	Zwischen Linda und Gerlachsheim
Kolonie Stelzerberg	Stoisko	ENE Naumburg a.Q. Gute Hoffnung-August Grube
Kolonie Waldeck	Przyłasek (Przylesie)	Zwischen Linda und Gerlachsheim
Kosma	Koźmin	
Krummenöls (Krummöls, Crummöls)	Oleszna Podgórska	E Greifenberg
Kuhna	Kunów	
Kundorf	Skrzydlice	
Küpper	Miedziane	südl. Berna

deutsch	polnisch	Bemerkung
Langenöls	Olszyna	SE Lauban
Lauban	Lubań	
Lauterbach	Gozdanin	Südl. Troitschendorf
Leippa	Lipna	
Lichtenau	Zaręba	westl. Lauban
Lichtenberg	Białogórze	
Linda	Zalipie	W Marklissa
Löbenslust	Wesołówka	
Lomnitz	Łomnica	
Marklissa	Leśna	
Mauereck	Rogatka	nördl. Radostów
Meierslaune	Droginia	E Rothwasser an Bahnstrecke
Moys	Ujazd	
Naumburg a. Queis	Nowogrodziec	
Neu Gebhardsdorf	Giebułówek	
Neu-Kretscham	Nowa Karczma	nördl. Geibsdorf
Neudorf am Queis	Nowa Wies	Gem. Siegersdorf
Neuhaus	Nowoszów	ca. 9 km SE Halbau
Nieder-Halbendorf	Mała Wieś Dolna	zw. Kuhna und Schönberg
Nieder-Lichtenau	Zaręba	Kaiser Wilhelm Grube
Nieder-Rudelsdorf	Wrociszów Dolny	
Nieder Schönbrunn	Studniska Dolne	
Ober-Bellmannsdorf	Radzimów Górny	
Ober-Moys		
Oberlichtenau	Zaręba Górna	
Paritz	Parzyce	
Penzig	Pieńsk	
Priebus	Przewóz	
Radmeritz	Radomierzyce	
Rauscha	Ruszów	OT von Węgliniec
Reibersdorf	Rybarzowice	
Reichenau	Bogatynia	
Reutnitz	Ręczyn	
Rothwasser	Czerwona Woda	
Schönberg	Sulików	
Schönbrunn	Studniska	
Schosdorf	Ubocze	
Seidenberg	Zawidów	
Seifersdorf	Mściszów	südl. Naumburg a.Q.
Seitendorf	Zatonie	nördlich Außenkippe Turow
Siegersdorf	Zebrzydowa	

deutsch	polnisch	Bemerkung
Sohr-Neudorf	Żarska Wieś	1937-1945 Florsdorf
Sohra	Żarki Średnie	1937-1945 Kesselbach
Stangenhain	Pokrzywnik	NE Görlitz
Stenker	Kościelna Wieś	auch: Steinkirchen; nördlich Rauscha
Stolzendorf	Wyręba	S Kieslingswalde
Thielitz	Tylice	zw. Moys und Kuhna
Thiemendorf	Radostów	ca. 4km E Lauban
Thommendorf	Tomisław	Gem. Wehrau
Troitschendorf	Trojca	
Tschirne bei Naumburg a. Queis	Czerna	1937-1945 Tonhain
Türchau	Turoszów	
Ullersbach	Lubota	
Ullersdorf a. Q.	Ołdrzychów	NW Naumburg a.Q. König Wilhelm Grube
Volkersdorf	Wolimierz	
Wanscha	Spytków	
Wehrau	Osiecznica	
Wilka	Wilka	

tschechisch	deutsch	Bemerkung
Arnoltice (Bulkova)	Arnsdorf	5 km nördlich von Frýdlant
Bechlejovice	Bachlsdorf	
Brtníky	Zeidler	
Čeřeniště	Tschersing	
Český Chloumek	Böhmisch Kilmes	
Chotyně	Ketten	OT von Hradek
Chrastava	Kratzau	SE Hradek
Dolní Oldříš	Nieder Ullersdorf	11 km NE Frýdlant
Donín	Dönis	OT von Hradek
Dymník	Rauchberg	Berg südl. Ehrenberg
Frýdlant	Friedland	
Hág (též Háj)	Haag (Hag)	zu Frýdlant
Holý Kluk	Holai Kluk (Pfeiffenschneider)	Berg bei Sulloditz
Horní Hanychov	Ober-Hanichen	
Horní Poustevna	Obereinsiedel	nördl. Sebnitz
Hrádek nad Nisou	Grottau	
Hrazený	Pirskén	Berg bei Fürstenwalde
Janův důl	Johannesthal	
Karlovo pod Ještědem	Karlswald	
Knížecí	Fürstenwalde	
Kopec	Hemmehübel	
Krásná Lípa	Schönlinde	
Křečany	Ehrenberg	
Kučlín	Kutschlin	
Kundratice	Kundratitz	
Lázně Libverda	Bad Liebwerda	
Liberec	Reichenberg	
Lipová	Hainspach	
Loučná, bis 1947 Gerštorf	Görsdorf	OT von Hrádek
Machnín	Machendorf	NW Liberec
Markvartice u Děčína	Markersdorf	SW České Kamenice
Matrý	Marterey (Matrai)	Berg NW Tschersing
Nový Kostel	Neukirchen	
Podhájí	Frankenstein	Ortsteil von Rumburk
Pončín (auch Partyzánský vrch)	Botzen	Berg westl. Schluckenau
Poustka	Wüstung	Ortsteil von Višňová
Rumburk	Rumburg	
Roudníky	Raudnig	
Serksdorf	Sörgsdorf	OT von Hrádek
Šluknov	Schluckenau	
Staré Sedlo	Altsattel	
Studánka	Schönborn	westl. Varnsdorf

<i>tschechisch</i>	<i>deutsch</i>	<i>Bemerkung</i>
Suletice	Sulloditz,	östl. Ústí nad Labem
Světliny	Lichtenhain	SE Schönborn
Údolí	Jäckelsthal	zu Frýdlant
Uhelná	Kohlige	OT von Hrádek (4 km NE)
Varnsdorf	Warnsdorf	
Veselíčko	Freudenheim	östl. Markvartice
Vilémov	Wölmsdorf	
Višňová	Weigsdorf	
?	Liesdorf	bei Višňová
Víska	Dörfel	Ortsteil von Višňová
Žitenice	Schüttenitz	

deutsch	tschechisch	Bemerkung
Altsattel	Staré Sedlo	
Arnsdorf	Arnoltice (Bulkova)	5 km nördlich von Frýdlant
Bad Liebwerda	Lázně Libverda	
Bachlsdorf	Bechlejovice	
Böhmisch Kilmes	Český Chloumek	
Botzen	Pončín (auch Partyzánský vrch)	Berg westl. Schluckenau
Dönis	Donín	OT von Hrádek
Dörfel	Víska	Ortsteil von Višňová
Ehrenberg	Křečany	
Frankenstein	Podhájí	Ortsteil von Rumburk
Freudenheim	Veselíčko	östl. Markvartice
Friedland	Frýdlant	
Fürstenwalde	Knížecí	
Görsdorf	Loučná, bis 1947 Gerštorf	OT von Hrádek
Grottau	Hrádek nad Nisou	
Haag (Hag)	Hág (též Háj)	zu Frýdlant
Hainspach	Lipová	
Hemmehübel	Kopec	
Holai Kluk (Pfeiffenschneider)	Holý Kluk	Berg bei Sulloditz
Jäckelsthal	Údolí	zu Frýdlant
Johannesthal	Janův důl	
Karlswald	Karlov pod Ještědem	
Ketten	Chotyně	OT von Hrádek
Kohlige	Uhelná	OT von Hrádek (4 km NE)
Kratzau	Chrastava	SE Hrádek
Kundratitz	Kundratice	
Kutschlin	Kučlín	
Lichtenhain	Světliny	SE Schönborn
Liesdorf	?	bei Višňová
Machendorf	Machnín	NW Liberec
Markersdorf	Markvartice u Děčína	SW České Kamenice
Marterey (Matrai)	Matrý	Berg NW Tschersing
Neukirchen	Nový Kostel	
Nieder Ullersdorf	Dolní Oldřiš	11 km NE Frýdlant
Ober Hanichen	Horní Hanychov	
Obereinsiedel	Horní Poustevna	nördl. Sebnitz
Pirskén	Hrazený	Berg bei Fürstenwalde
Rauchberg	Dymník	Berg südl. Ehrenberg
Raudnig	Roudníky	
Reichenberg	Liberec	
Rumburg	Rumburk	

deutsch	tschechisch	Bemerkung
Schluckenau	Šluknov	
Schönborn	Studánka	westl. Varnsdorf
Schönlinde	Krásná Lípa	
Schüttenitz	Žitenice	
Sörgsdorf	Serksdorf	OT von Hrádek
Sulloditz,	Suletice	östl. Ústí nad Labem
Tschersing	Čeřeniště	
Warnsdorf	Varnsdorf	
Weigsdorf	Višňová	
Wölmsdorf	Vilémov	
Wüstung	Poustka	Ortsteil von Višňová
Zeidler	Brtníky	