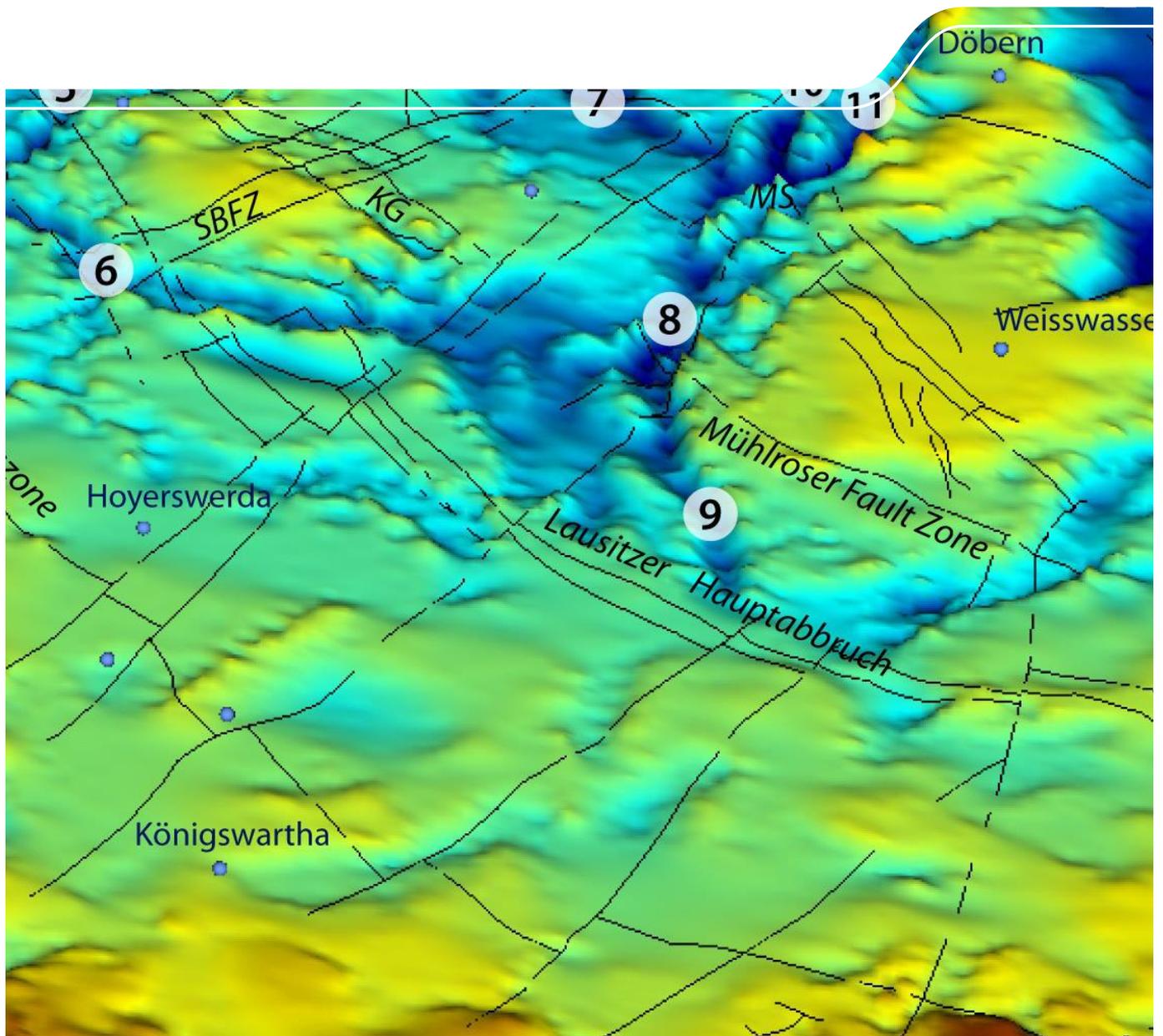


3D-Modellierung des Tertiärs in der Lausitz

Schriftenreihe, Heft 19/2016



Tektonische und geomorphologische 3D-Modellierung der tertiären Einheiten der sächsischen Lausitz

Klaus Stanek, Leomaris Domínguez-Gonzalez, Louis Andreani, Bernd Bräutigam

| | | |
|----------|---|-----------|
| 1 | Einleitung | 10 |
| 1.1 | 3D-Modellierung des sedimentären Tertiärs der Lausitz | 10 |
| 1.2 | Geomorphologische Analyse | 10 |
| 2 | 3D-Modellierung der tertiären Sedimente in der sächsischen Lausitz | 11 |
| 2.1 | Stratigrafische und tektonische Randbedingungen der 3D-Modellierung | 11 |
| 2.1.1 | Niederlausitz | 11 |
| 2.1.1.1 | Prätertiäres Basement | 11 |
| 2.1.1.2 | Tertiäre stratigrafische Einheiten | 12 |
| 2.1.1.3 | Quartäre Ablagerungen | 13 |
| 2.1.1.4 | Zeitliche Entwicklung der Bruchtektonik | 13 |
| 2.1.2 | Oberlausitz | 14 |
| 2.1.2.1 | Überblick zu den Oberlausitzer Tertiärbecken | 14 |
| 2.1.2.2 | Berzdorfer Becken | 14 |
| 2.1.2.3 | Zittauer Becken | 15 |
| 2.2 | Grundlagen der Modellierung | 17 |
| 2.2.1 | Methodik der räumlichen Modellierung | 17 |
| 2.2.2 | Daten | 17 |
| 2.2.2.1 | Datenerfassung | 17 |
| 2.2.2.2 | Modellerstellung | 21 |
| 2.3 | 3D-Modellierung der Projektgebiete | 22 |
| 2.3.1 | Niederlausitz | 22 |
| 2.3.1.1 | Störungsinventar | 22 |
| 2.3.1.2 | Stratigrafische Horizonte (Modellflächen) | 23 |
| 2.3.2 | Berzdorfer Becken | 31 |
| 2.3.2.1 | Störungsinventar | 31 |
| 2.3.2.2 | Stratigrafische Horizonte (Modellflächen) | 34 |
| 2.3.3 | Zittauer Becken | 36 |
| 2.3.3.1 | Störungsinventar | 36 |
| 2.3.3.2 | Stratigrafische Horizonte (Modellflächen) | 37 |
| 2.3.3.3 | Oderwitzer Becken | 41 |
| 3 | Geomorphologische und tektonische Analysen | 43 |
| 3.1 | Ziele der Analyse | 43 |
| 3.2 | Daten und Methoden | 44 |
| 3.2.1 | Topografische Streifenprofile | 44 |
| 3.2.2 | Datenbasis und Extraktion des Drainagenetzes | 44 |
| 3.2.3 | Analyse von Flusslängsprofilen | 45 |
| 3.2.4 | Integrale Anwendung des Chi-plots für die Analyse des Drainagenetzes | 46 |
| 3.3 | Ergebnisse der geomorphologischen Analyse | 48 |
| 3.3.1 | Isobasen-Karten der Talsohlen | 48 |
| 3.3.2 | Die westlichen und südlichen Grenzen des Lausitzer Blockes | 50 |
| 3.3.3 | Das Drainagenetz der Großen Röder und der Pulsnitz | 54 |
| 3.3.4 | Die nördliche Grenze des Oberlausitzer Plateaus (OP) | 58 |
| 3.3.5 | Die Ostlausitzer Depression | 63 |
| 3.4 | Analyse tektonischer Strukturen | 73 |
| 3.5 | Diskussion | 75 |
| 3.5.1 | Entwicklung der Landschaft | 75 |
| 3.5.2 | Interpretation der Strukturen | 77 |
| 3.5.3 | Mitteltertiäre bis rezente Stresssituationen | 79 |
| 3.5.4 | Szenarien für die Entwicklung des Oberlausitzer Plateaus | 79 |

| | | |
|----------|----------------------------------|-----------|
| 4 | Schlussfolgerungen | 81 |
| | Literaturverzeichnis..... | 82 |

Abbildungsverzeichnis

| | | |
|---------------|---|----|
| Abbildung 1: | Projektgebiete über dem DGM (SRTM) des östlichen Sachsens..... | 11 |
| Abbildung 2: | Stratigrafische Referenzflächen für die 3D-Modellierung der tertiären Ablagerungen der Lausitz (stratigrafische Gliederung des Tertiärs der Niederlausitz nach STANDKE 2009) | 13 |
| Abbildung 3: | Die tektonische Struktur des Tertiärbeckens von Berzdorf (nach HIRSCH et al. 1989; SCHULZ 1998). Rote Abkürzungen - 3D-Modell-Flächen; dicke schwarze Linien - Störungen..... | 15 |
| Abbildung 4: | Schematisches Normalprofil des Zittauer Beckens (aus HIRSCH et al. 1989) | 16 |
| Abbildung 5: | Ablaufschema für die Erstellung eines räumlichen geologischen Modells | 17 |
| Abbildung 6: | Kompilation der bruchtektonischen Strukturen der Niederlausitz | 18 |
| Abbildung 7: | Stratohypsometrie der Prätertiär-Oberfläche (Quelle: Autorenkollektiv 1989, GK 50) überlagert mit den ausgewählten Störungen (rote Linien)..... | 19 |
| Abbildung 8: | Schematische Darstellung eines Voxet mit Punkten und Raumkoordinaten für die Berechnung von Rasterdaten in GoCAD..... | 21 |
| Abbildung 9: | 3D-Ansicht der Störungen der Niederlausitz | 22 |
| Abbildung 10: | 3D-Ansicht der Prätertiär-Fläche (MK 5). Die tektonischen Störungen sind als schwarze Linien gezeichnet. Die orange Strichlinie zeigt eine vermutete NE streichende Störung („Rietschen-Linie“, siehe auch Abbildung 17)..... | 23 |
| Abbildung 11: | 3D-Ansicht der Prätertiär-Fläche (MK5) aus Osten. Die vermutete Störung trennt die südliche angehobene und morphologisch gegliederte Fläche von der nördlichen, scheinbar wenig gegliederten Fläche (siehe auch Abbildung 10, Abbildung 17 und Abbildung 18)..... | 24 |
| Abbildung 12: | 3D-Ansicht der Hauptbank an der Basis der Vetschau-Schichten (MK 4)..... | 25 |
| Abbildung 13: | 3D-Ansicht der Basis des Leithorizonts in den obersten Buchhain-Schichten (MK3)..... | 25 |
| Abbildung 14: | 3D-Ansicht der Basis des Leithorizonts in den Welzow-Schichten (MK2) | 26 |
| Abbildung 15: | 3D-Ansicht der Quartär Basis-Fläche (MK 1) mit glazialen Rinnen. Schwarze Linien zeigen die Modellstörungen..... | 26 |
| Abbildung 16: | 3D-Ansicht des DGM aus 90m-SRTM-Daten mit überlagerten tektonischen Modell-Störungen..... | 27 |
| Abbildung 17: | Digitales Geländemodell mit der Profil-Linie A-A´. Die orange Strichlinie zeigt die „Rietschen- Linie“, eine vermutete NE streichende Störung..... | 27 |
| Abbildung 18: | Profil A-A´ mit modellierten Oberflächen. Die roten Pfeile zeigen die Lage der vermuteten NE streichenden Störung (siehe Abbildung 17). | 28 |
| Abbildung 19: | 3D-Ansicht der MK2-Fläche (4382 - Stratigrafische Gliederung Nochten) und des Flaschenton-Horizontes (3620) im Abbaufeld Nochten..... | 29 |
| Abbildung 20: | 3D-Ansicht der MK2- und MK4-Flächen sowie der Horizonte 3620 und 3384 im Abbaufeld Nochten | 29 |
| Abbildung 21: | Verbreitung der MK2- und MK4-Fläche sowie der Horizonte 3620 und 3384 im Gebiet Nochten; Lage der Profile 3 und 4 aus Abbildung 22 | 30 |
| Abbildung 22: | Profile der modellierten Oberflächen im Gebiet Nochten | 30 |
| Abbildung 23: | Digitales Geländemodell des Berzdorfer Beckens, geografische Anhaltspunkte und Lage der tektonischen Störungen (die kleineren Störungen wurden im Modell nicht berücksichtigt) | 32 |
| Abbildung 24: | 3D-Ansicht der Prätertiär-Fläche (MK 5) im Gebiet Berzdorf ohne tektonische Störungen..... | 33 |
| Abbildung 25: | 3D-Ansicht der Prätertiär-Fläche (MK 5) im Gebiet Berzdorf mit oligozänen Vulkaniten (grün) und tektonischen Störungen..... | 33 |
| Abbildung 26: | 3D-Ansicht der Basis der Modellflächen MK4 (stahlgrau) und MK3 (dunkelbraun) | 34 |
| Abbildung 27: | 3D-Ansicht der Prätertiär-Fläche (MK5) und der Quartärbasis-Fläche (MK1) mit tektonischen Störungen..... | 34 |
| Abbildung 28: | Digitales Geländemodell des Berzdorfer Beckens mit der Lage des Profils A-A´ | 35 |
| Abbildung 29: | Profil A-A´ mit modellierten Oberflächen in Berzdorf..... | 35 |
| Abbildung 30: | 3D-Ansicht der Prätertiär-Fläche (MK 5) im Zittauer Becken mit tektonischen Störungen | 36 |
| Abbildung 31: | 3D-Ansicht der Prätertiär-Fläche (MK 5) mit der Basalt-Phonolith-Oberfläche (MK4b) und Störungen ... | 37 |
| Abbildung 32: | 3D-Ansicht des Zittauer Unterflözkomplexes, Unterkante Unterflöz Zittau C (MK4) und der Oberfläche von Basalt-Phonolith-Folge (MK4b) | 38 |

| | | |
|---------------|---|----|
| Abbildung 33: | 3D-Ansicht des Zittauer Unterflözkomplexes aus östlicher Richtung, Unterkante Fläche Unterflöz Zittau C (MK4) mit Störungen | 38 |
| Abbildung 34: | 3D-Ansicht des Zittauer Oberflözkomplexes, Unterkante Oberflöz (MK3) mit den Störungen | 39 |
| Abbildung 35: | 3D-Ansicht der Quartärbasis (MK1) mit den Störungen (Gliederung der Störungen siehe Abbildung 34)..... | 39 |
| Abbildung 36: | Digitales Geländemodell des Zittauer Beckens mit der Profillinie A-A´ (braune Linie) | 40 |
| Abbildung 37: | Profil A-A´ der modellierten Oberflächen im Zittauer Becken | 40 |
| Abbildung 38: | 3D-Ansicht des Digitalen Geländemodells des Oderwitzer Beckens, geografischen Anhaltspunkten und Störungen. Die Störungen sind den geomorphologischen und tektonischen Analysen entnommen. | 41 |
| Abbildung 39: | 3D-Ansicht des Zittauer Unterflözkomplexes, (MK4 - Zittau C [braun]) und des Zittauer Oberflözkomplexes (orange) mit den Störungen im Oderwitzer Becken | 42 |
| Abbildung 40: | 3D-Ansicht der Basisfläche des sedimentären Tertiärs (cremefarben) mit den Störungen im Oderwitzer Becken | 42 |
| Abbildung 41: | 3D-Ansicht der Quartärbasis (MK1) mit den Störungen im Oderwitzer Becken | 43 |
| Abbildung 42: | Drainagenetz des östlichen Sachsens, extrahiert von 30 m-aufgelösten SRTM-Daten | 44 |
| Abbildung 43: | Rekonstruktion des ursprünglichen Flussprofils mit linearen Regression in einem log(Gefälle)-log(Entfernung)-Diagramm („Bootstrap“ Methode)..... | 46 |
| Abbildung 44: | Beispiel für die Chi-plot-Analyse für ein im Gleichgewicht stehendes Einzugsgebiet. Links: Längsprofil von Flüssen; Rechts: Chi-plot für $m/n = 0.4$ | 48 |
| Abbildung 45: | Isobasen-Karte des Drainagenetzes (IKF), extrahiert aus 30 m-SRTM-Daten..... | 49 |
| Abbildung 46: | Lokation von Streifen-Profile (rot) (topografic swath profiles) über die Lausitzer Überschiebung (LTF) (Profil-Darstellung siehe Abbildung 47). Die schwarzen Linien entsprechen tektonischen Elementen, abgeleitet aus der geomorphologischen Analyse | 50 |
| Abbildung 47: | Topografische Streifenprofile (topografic swath profiles) (Breite 1,5 km) entlang der südlichen Grenze des Lausitzer Blockes (Lokation der Profile siehe Abbildung 46) | 51 |
| Abbildung 48: | Hauptstrukturen an der Verbindungsstelle zwischen Eger-Rift, Erzgebirge und Lausitzer Block | 52 |
| Abbildung 49: | Längsprofile für die 15 Nebenflüsse der Elbe (blaue Linien). Rote Punkte bezeichnen Knickpunkte. Rote Linien stellen die gemittelten Profile, die durch Regression der Flussabschnitte oberhalb des Knickpunktes berechnet wurden. Die Lage der Nebenflüssen und Knickpunkte ist in Abbildung 48 dargestellt..... | 53 |
| Abbildung 50: | Längsprofile der Nebenflüsse (schwarze Linien) gezeichnet mit dem Elbe-Längsprofil (blaue Linie) als Referenz. Schwarze Punkte zeigen Knickpoints. Rote Linien stellen die rekonstruierten Profilen dar (Abbildung 49). Die roten Punkte zeigen die Höhen der rekonstruierten Flüsse über dem Zusammenfluss mit der Elbe (Abbildung 49)..... | 54 |
| Abbildung 51: | Morphologische Karte des westlichen Teils des Lausitz-Plateaus. Die oberen Einzugsgebiete der Großen Röder und der Pulsnitz sind aus dem DGM10 extrahiert. | 55 |
| Abbildung 52: | Topografisches Streifenprofil entlang der Achse der Großen Röder (siehe Lokation in Abbildung 51). Die Höhen sind aus dem DGM10 extrahiert..... | 55 |
| Abbildung 53: | Abfall des Basisniveaus für die Große Röder. Das obere Diagramm zeigt das Längsprofil (blaue Linie) und das rekonstruierte Profil (rote Linie) aus der linearen Regression in einem logarithmischen Plot der Neigung zu Entfernung. Das untere Diagramm zeigt die Differenz zwischen den beiden Profilen (grüne Linie). Der geschätzte Fall des Basisniveaus liegt zwischen 35 und 44 m. | 56 |
| Abbildung 54: | Oben: Flusslängsprofil für die Große Röder und ihre Nebenflüsse. Unten: Chi-plot-Analyse für dieselben Profile. Rote und blaue Linien repräsentieren die linearen Regressionslinien errechnet aus den Daten des oberhalb der Haupt-Knickzone gelegenen Segmentes bzw. dem Segment unterhalb der sekundären Knickzone. Der Versatz deutet auf einen Abfall des Basisniveaus von 40 m hin. | 57 |
| Abbildung 55: | Karte der Ungleichgewichte der Drainagenetze der Großen Röder und der Pulsnitz, kartiert auf Basis der Chi-plot-Analyse (Abbildung 54). Die ‚divergence‘ stellt den vertikalen Unterschied zwischen Höhen des individuellen Profils im Chi-Plot und der linearen Regression der Segmente unterhalb der Haupt-Knickzone dar (rote Linie in Abbildung 54). | 58 |
| Abbildung 56: | Orientierung der Streifenprofile (Abbildung 57) in der Strukturkarte des Oberlausitzer Plateaus | 59 |

| | | |
|---------------|---|----|
| Abbildung 57: | Streifenprofile über die nördliche Grenze des Oberlausitzer Plateaus. Die Profile wurden aus dem DGM10 extrahiert. Die Lage der Profile ist in Abbildung 56 angegeben. | 59 |
| Abbildung 58: | Einzugsgebiet der Spree und des Löbauer Wassers. Das Drainagenetz wurde aus dem DGM10 und TanDEM12 extrahiert. | 60 |
| Abbildung 59: | Schätzung des Abfalls des Basisniveaus von 58 bis 72 m für die Spree. Der obere Plot zeigt das Flusslängsprofil (blaue Linie) und das rekonstruierte Profil (rote Linie). Der untere Plot zeigt die Differenz zwischen den beiden Profilen (grüne Linie)..... | 61 |
| Abbildung 60: | Oben: Flusslängsprofil für die Spree und das Löbauer Wasser und ihre Nebenflüsse. Unten: Chi-plot-Analyse für die gleichen Profile. Die rote Linie ist die lineare Regressionslinie, errechnet aus dem Segment unterhalb der Haupt-Knickzone der Spree und des Löbauer Wassers. Die blaue Linie ist die lineare Regressionslinie für das Segment oberhalb der oberen Knickzone der Spree. Die Differenz zwischen den Linien weist einen Abfall des Basisniveaus von etwa 60 m aus. | 62 |
| Abbildung 61: | Ungleichgewichte des Drainagenetzes von Spree und Löbauer Wasser auf der Basis der Chi-Plot-Analyse (Abbildung 60). Die „divergence“ repräsentiert den Abstand zwischen den Höhen der individuellen Profile in den Chi-Plots und der linearen Regression in den einzelnen Segmenten im unteren Teil des Einzugsgebietes (rote Linie in Abbildung 60)..... | 63 |
| Abbildung 62: | Überblick über die tertiären Becken in der Ostlausitzer Depression. Grüne Linie: Verbreitung der tertiären Sedimente; Blaue und rote Linien: Verbreitung der miozänen Kohleflöze. Die dicken schwarzen Linien indizieren die Lage der Profile (Abbildung 68). | 64 |
| Abbildung 63: | Interpolierte Tertiär-Basisfläche im Berzdorfer Becken. Schwarze Punkte: Bohrungen; rote Linien: Lage der Profile in Abbildung 68 | 65 |
| Abbildung 64: | Geschätzte Mächtigkeit der tertiären und quartären Sedimente. Schwarze Punkte: Bohrungen; rote Linien: Lage der Profile in Abbildung 68..... | 65 |
| Abbildung 65: | Interpolierte Tiefe der Basis der miozänen Kohleflöze 1-4 im Berzdorfer Becken. Schwarze Punkte: Bohrungen; rote Linien: Lage der Profile in Abbildung 68 | 66 |
| Abbildung 66: | Interpolierte Basis der pleistozänen Sedimente im Berzdorfer Becken. Schwarze Punkte: Bohrungen; rote Linien: Lage der Profile in Abbildung 68..... | 67 |
| Abbildung 67: | Mächtigkeit der quartären Sedimente im Berzdorfer Becken (interpoliert aus Bohrungen). Schwarze Punkte: Bohrungen; rote Linien: Lage der Profile in Abbildung 68 | 67 |
| Abbildung 68: | Topografische Profile über die Tertiär-Becken (Lage der Profile siehe Abbildung 62) | 68 |
| Abbildung 69: | Topografie des Bernstadt- und Oderwitz-Beckens aus dem DGM10. Die topografischen Depressionen der NE streichenden Becken stehen im Kontrast mit der höheren Topografie der umgebenden Plateaus. | 68 |
| Abbildung 70: | Drainagenetz der Pließnitz (großes Einzugsgebiet) und des Gaule-Bachs (kleineres Einzugsgebiet), extrahiert vom DGM10 | 70 |
| Abbildung 71: | Schätzung des Abfalls des Basisniveaus an der Pließnitz (westliche Grenze des Bernstadt-Beckens) und am Gaule-Bach (östliche Grenze). Der jeweils obere Plot zeigt das Flusslängsprofil (blaue Linie) und das rekonstruierte Profil (grüne Linie), der jeweils untere Plot zeigt die Differenz zwischen beiden Profilen. | 71 |
| Abbildung 72: | Oben: Längsprofile für die Pließnitz und ihre Nebenflüsse. Unten: Chi-Plot-Analyse derselben Profile. Die roten und blauen Linien zeigen die Regressionslinien der Flussegmente unterhalb der unteren Knickzone bzw. oberhalb der oberen Knickzone. Die Differenz zwischen den Linien markiert den Abfall des Basisniveaus (etwa 54 m)..... | 72 |
| Abbildung 73: | Ungleichgewichte im Einzugsgebiet der Pließnitz auf einer Chi-Plot-Karte (siehe Abbildung 72). Die ‚divergence‘ zeigt die vertikale Differenz zwischen den Höhen des individuellen Profils im Chi-Plot und der linearen Regression der Segmente im unteren Teil des Einzugsgebietes (rote Linie in Abbildung 72). | 72 |
| Abbildung 74: | Messpunkte der mikrotektonischen Daten (rote Sterne) | 73 |
| Abbildung 75: | Ergebnisse der Inversion von Bewegungsvektoren auf Störungsflächen nach der „Right dihedral method“ | 74 |
| Abbildung 76: | Interpretative Karte der post-MTP-Tektonik des Lausitzer Blockes..... | 78 |
| Abbildung 77: | Szenario für die Entwicklung des Oberlausitzer Plateaus | 80 |

Tabellenverzeichnis

| | |
|--|----|
| Tabelle 1: Stratigrafische Sequenzen der Niederlausitz (nach SEIFERT et al. 1993* und STANDKE 2010**) | 12 |
| Tabelle 2: Resultate der störungskinematischen Inversion (n = Anzahl der Störungen; grafische Darstellung in Abbildung 75)..... | 75 |

Abkürzungsverzeichnis

| | |
|----------|--|
| DGM | Digitales Geländemodell |
| IKF | Isobasen-Karte der Flüsse |
| LAUBAG | Lausitzer Braunkohle AG |
| LfULG | Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie |
| LMBV | Lausitzer und Mitteldeutsche Bergbau-Verwaltungsgesellschaft mbH |
| LT | Lausitzer Tiefland |
| MFK | Miozäner Flözkomplex |
| MTP | mittel-tertiäre Peneplain |
| OD | Ostlausitzer Depression |
| OP | Oberlausitz Plateau |
| RP | Radeberg-Plateau |
| SRTM | Shuttle Radar Thematic Mission |
| TANDEM-X | TerraSAR-X add-on for Digital Elevation Measurement |

1 Einleitung

1.1 3D-Modellierung des sedimentären Tertiärs der Lausitz

Känozoische tektonische Ereignisse und Strukturen sind in den letzten Jahren durch Daten der Braunkohlenerkundung und präzise Datierungen an tertiären Vulkaniten in den Fokus der wissenschaftlichen Diskussion gerückt. Die vorliegende Studie hatte das Ziel, syn- bis posttertiäre tektonische Bewegungen zu indizieren. Dazu wurden die Geomorphologie der sächsischen Anteile der Lausitz quantitativ analysiert und die Verbreitungsgebiete der tertiären Sedimente in der Nord- und Ostlausitz dreidimensional modelliert. Die Daten für die 3D-Modellierung gehen im Wesentlichen auf den Stand der Braunkohlenerkundung Ende der 1980er-Jahre zurück. Neu ist die stratigrafische Einordnung der Oberlausitzer Tertiärbecken (Berzdorfer und Zittauer Becken), sodass erstmals ein einheitliches Modell für die Tertiärvorkommen Ostsachsens vorliegt. Die stratigrafische Gliederung des Tertiärs der Niederlausitz (STANDKE 2008) wurde modifiziert, markante Horizonte ausgewählt und mit der Flözgliederung der Ostlausitzer Tertiärbecken korreliert. Daraus ergibt sich für die Lausitz ein einheitliches lithostratigrafisches Schema als Grundlage der 3D-Modellierung und tektonischen Analyse (Abbildung 2).

Die Grundlage für das tektonische Modell der Niederlausitz bildete das Störungsinventar der Braunkohlen-Karten 1 : 50.000 (GFE 1989) und der Karte der prätertiären Tektonik Südbrandenburgs (GÖTHEL & TRÖGER 2002). Darüber hinaus wurden im Revier Nochten und Welzow-Süd Detaildaten der Erkundung durch die LAUBAG zur Verfügung gestellt.

Im Umfeld des Grubenfeldes Hagenwerder (Berzdorfer Becken) wurden Bohrungen der UHYDRO-Datenbank (LfULG) ausgewertet. Die lithostratigrafische Korrelation im Grubenfeld wurde auf Basis von Bohrdaten der LMBV modelliert. Für das Zittauer Becken standen die Bohrdaten aus UHYDRO-Datenbank (LfULG) zu großen Teilen zur Verfügung.

1.2 Geomorphologische Analyse

Die geomorphologische Analyse konzentriert sich auf den südlichen Teil der Lausitz, weil hier die anthropogenen Veränderungen der Landschaft gering und die Morphologie für eine entsprechende Analyse geeignet ist. Die Analyse basiert auf digitalen Geländemodellen (DGM), die für die Überblicksanalysen aus SRTM-Daten gerechnet wurden. Die detaillierte Analyse für den sächsischen Anteil der Ober- und Niederlausitz basiert auf dem DGM2 und dem daraus abgeleiteten DGM10 des LfULG.

Zur Erweiterung des Modellgebietes und zur Bildung von Pufferzonen für das zu berechnende Modell über die sächsischen Grenzen hinaus wurden hochauflösende Satellitendaten (TANDEM-X) beschafft. Dadurch kann sich im Grenzbereich Sachsens zur Umgebung eine geringe Differenz in der Detailtreue ergeben.

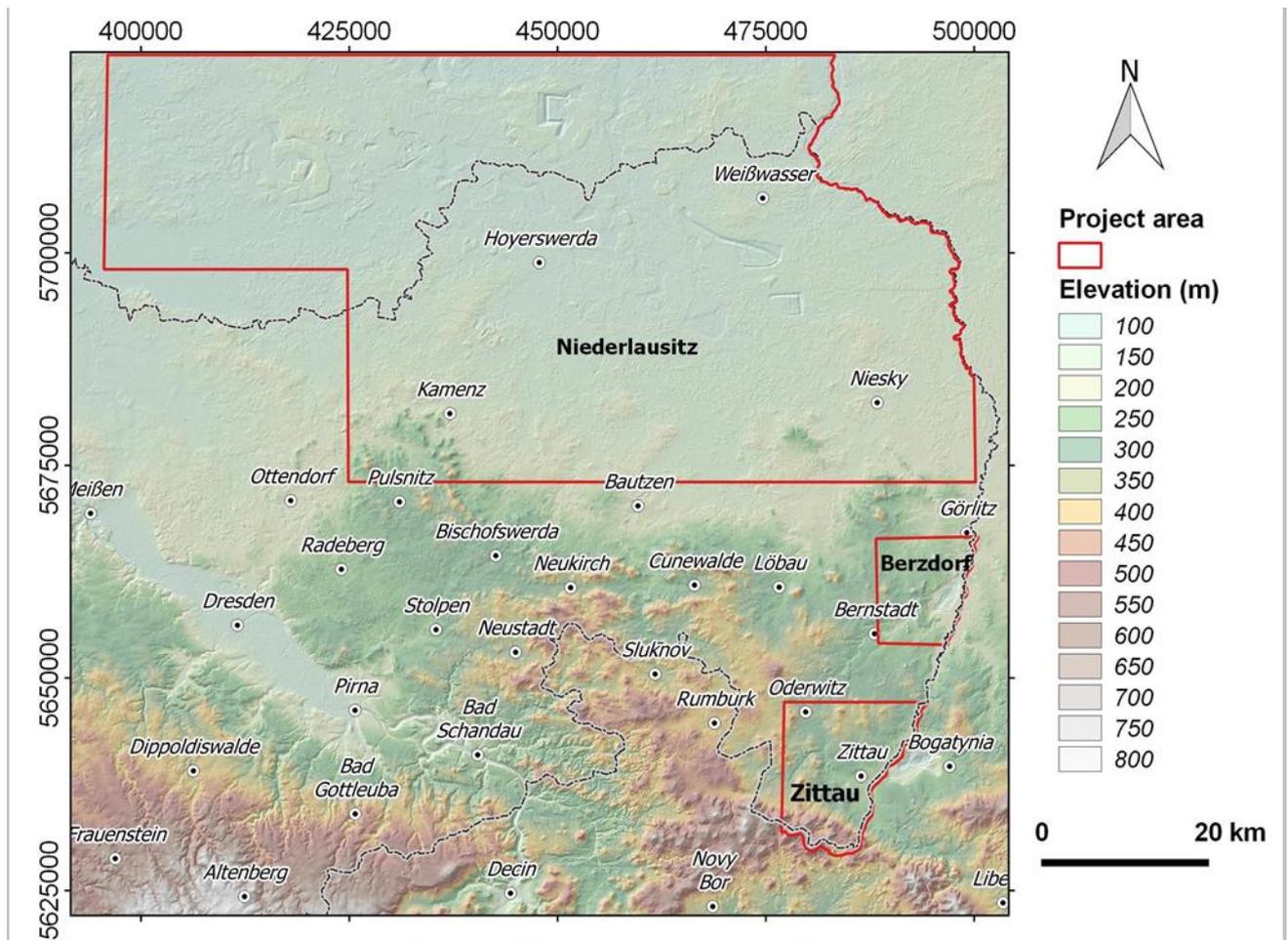


Abbildung 1: Projektgebiete über dem DGM (SRTM) des östlichen Sachsens

2 3D-Modellierung der tertiären Sedimente in der sächsischen Lausitz

2.1 Stratigrafische und tektonische Randbedingungen der 3D-Modellierung

2.1.1 Niederlausitz

2.1.1.1 Prätertiäres Basement

Die stratigrafische Basis der Niederlausitzer tertiären Sedimentfolgen besteht aus zwei Einheiten: Im Südwesten lagern die känozoischen Sedimente unmittelbar auf den Cadomischen Granodioriten und Grauwackenserien sowie, getrennt durch die Innerlausitzer Störung, in Teilen auf dem paläozoischen Görlitzer Schiefergebirge des Lausitzer Blockes (STANEK 2015). Im Nordosten überlagern die tertiären Sedimente die Niederlausitzer Senke. Das trennende Element zwischen beiden Einheiten ist der Lausitzer Hauptabbruch (GÖTHEL 1998). Die Niederlausitzer Senke besteht im Projektgebiet aus der Lausitzer Triasscholle sowie im Südosten aus der Struktur von Mulkwitz und der Nordsudetischen Kreidemulde. Die Struktur von Mulkwitz zeigt durch Grabenstrukturen eine besondere tektonische Entwicklung. Die oberpaläozoisch-mesozoischen

Sedimente der Niederlausitzer Senke sind am Nordrand des Lausitzer Blockes entlang des NW streichenden Lausitzer Hauptabbruches aufgeschleppt. Dadurch kommt es im Bereich der Störungszone durch Auslaugung des Zechsteins zu Subrosionserscheinungen. Die tektonische Struktur des paläo-mesozoischen Basement wird durch NW streichende, vermutlich varistisch angelegte und oberkretazisch aktivierte Störungen sowie NE streichende jüngere Störungen charakterisiert.

2.1.1.2 Tertiäre stratigrafische Einheiten

Tertiäre Sedimente sind östlich der Elbe in der Niederlausitz, in Erosionsresten in der nördlichen Oberlausitz und in lokalen Becken in der Neiße-Region verbreitet. In den Abbaugebieten des Niederlausitzer Braunkohlenreviers besteht das Tertiär aus einer 150 bis 200 Meter mächtigen Serie von Feinsanden, Schluffen, Tonen und eingelagerten Braunkohleflözen (NOWEL et al. 1994). Die Niederlausitzer Flözkomplexe werden vom Hangenden zum Liegenden nummeriert. Die Bildung der Braunkohlen erfolgte synchron zur alpidischen Orogenese und der Riftung des Nordatlantiks im Oligozän und Miozän (SEIFERT et al. 1993).

Das Niederlausitzer Braunkohlenrevier spiegelt den Wechsel von Trans- und Regressionen während des Tertiärs wider. Die marine Bedeckung und damit die größte Verbreitung mariner Sedimente erfolgte im mittleren Miozän (SEIFERT et al. 1993). Nach NOWEL et al. (1994) können fünf Braunkohlen-Flözhorizonte in den tertiären Sedimenten ausgehalten werden. Dagegen unterscheidet STANDKE (2010) nur vier Flözkomplexe im Niederlausitzer Tertiärprofil (Abbildung 2 und Tabelle 1). In der vorliegenden Studie wird das stratigrafische Normalprofil der Niederlausitz nach BAHRT et al. (2010) angewandt. Die daraus abgeleiteten Modellflächen sind in Abbildung 2 dargestellt.

Tabelle 1: Stratigrafische Sequenzen der Niederlausitz (nach SEIFERT et al. 1993* und STANDKE 2010)**

| Stratigrafische Sequenz | Braunkohlen-Flözkomplex | Sedimentäre Fazies** |
|-------------------------|----------------------------|----------------------------|
| Rauno | | Vorwiegend terrestrisch |
| Meuro | Miozäner Flözkomplex 1** | Vorwiegend paralisch |
| Brieske | Miozäner Flözkomplex 1, 2* | Vorwiegend paralisch |
| | Miozäner Flözkomplex 3 | |
| Spremberg | Miozäner Flözkomplex 4 | Paralisch bis terrestrisch |
| Cottbus | | Vorwiegend flachmarin |
| Rupel | | Vorwiegend flachmarin |

Im mittleren Oligozän begann die Sedimentation der basalen Sande und Tone der Rupel-Formation, darauf lagerten sich im oberen Oligozän die Sande der Cottbus-Folge (NOWEL et al. 1994). Im Miozän erfolgte die Bildung der Braukohlenflöze. Im frühen Miozän erreichte der 4. Miozäne Flözkomplex (MFK) eine Mächtigkeit bis zu 10 m. In der unteren Brieske-Formation wurde der 2. und 3. MFK abgelagert. Der 3. MFK kann im nördlichen Zentralteil des Lausitzer Braunkohlenggebietes eine Mächtigkeit bis zu 50 m erreichen. Der 2. MFK („Lausitzer Unterflöz“) stellt das wirtschaftlich wichtigste Kohleflöz in der Niederlausitz dar. Die Meuro-Formation enthält den 1. MFK („Lausitzer Oberflöz“) mit einer maximalen Mächtigkeit von 25 m (NOWEL et al. 1994). Einer der größten Einflussfaktoren auf die Ausbildung und Qualität der Braunkohle war der Wechsel des Wasserniveaus im Moorgebiet. Die unterschiedliche Ausbildung der Flöze wird auf lokale, syn- bis postgenetische Hebungen und Senkungen innerhalb eines Bruchschollenfeldes in der Niederlausitz bestimmt (SEIFERT et al. 1993).

2.1.1.3 Quartäre Ablagerungen

Das Niederlausitzer Braunkohlerevier wurde von sechs Inlandeisvorstößen (Glazialen) überfahren oder erreicht (NOWEL et al. 1994). Typische Gesteine sind glazialer Till (Geschiebemergel) sowie Schmelzwasser-sande und -kiese, Schluffe und Tone. Über den Geschiebemergeln erfolgte die Anlage eines fluvio-terrestrische Terrassennetzes. Im unteren Pleistozän können vier fluviale Terrassen ausgehalten werden (BAHRT et al. 2010). Die Quartär-Basis ist durch morphologische Unregelmäßigkeiten charakterisiert. Vor allem während der Elsterkaltzeit wurden überwiegend N-S streichende Erosionsrinnen angelegt (BAHRT et al. 2010 und Referenzen darin). Die Gesamtmächtigkeit der Quartärablagerungen schwankt zwischen weniger als 10 m (auf Tertiärhochflächen) und mehr als 150 m (in den tiefen Rinnenstrukturen am Rande des Kohlereviers) (NOWEL et al. 1994).

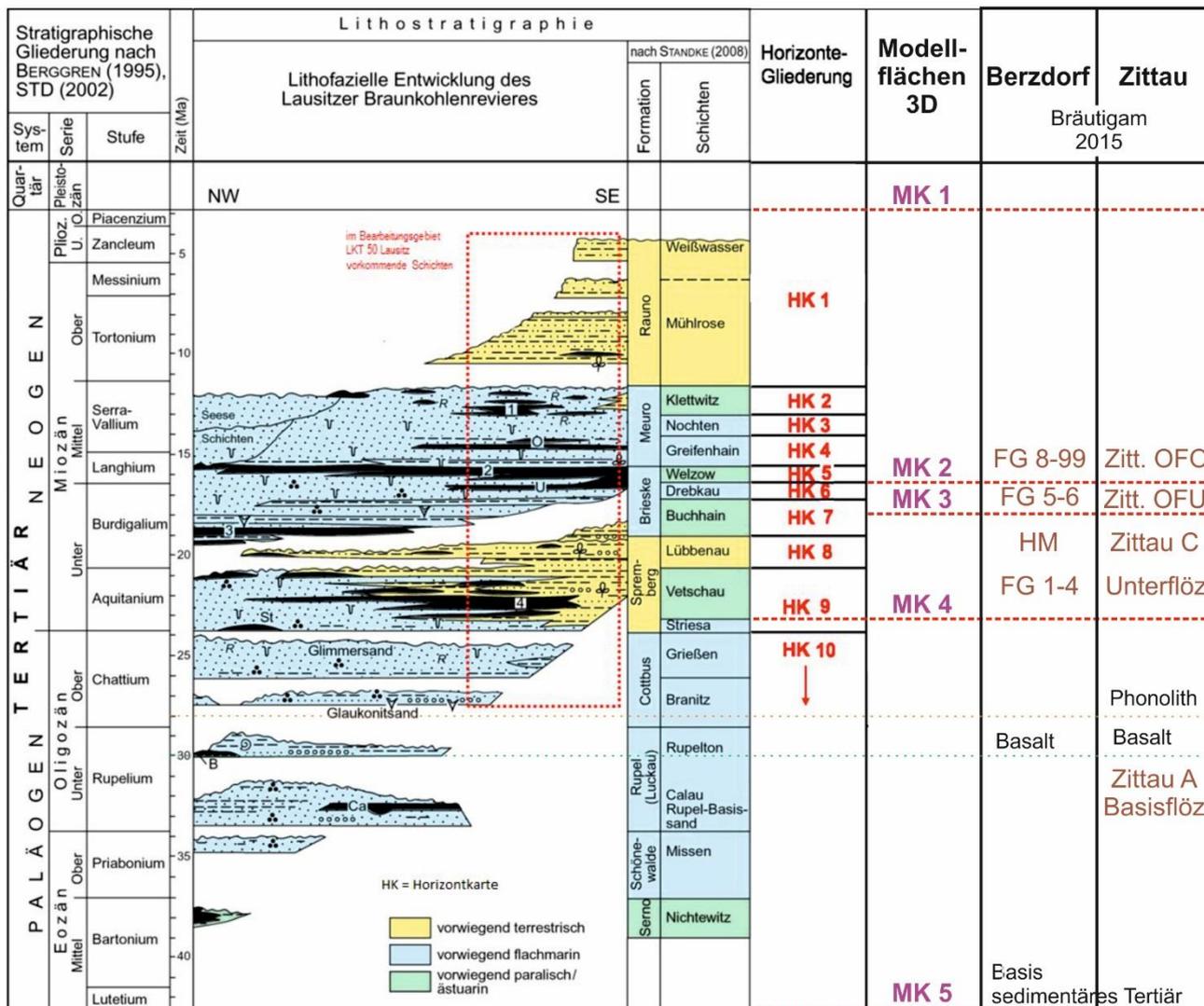


Abbildung 2: Stratigraphische Referenzflächen für die 3D-Modellierung der tertiären Ablagerungen der Lausitz (stratigraphische Gliederung des Tertiärs der Niederlausitz nach STANDKE 2009)

2.1.1.4 Zeitliche Entwicklung der Bruchtektonik

Das Störungssystem des Lausitzer Hauptabbruches wurde varistisch angelegt und mehrfach reaktiviert. Während der Oberkreide (Turon-Coniac) waren noch erhebliche Einsenkungen nordöstlich des Lausitzer Hauptabbruches zu verzeichnen (BAHRT et al. 2010 und Referenzen darin). Postkretazisch können drei tek-

tonische Phasen ausgehalten wurden. Als erste Phase wird eine NE-SW gerichtete Kompression, als zweite Phase eine NE-SW gerichtete Entlastung (Dilatation) und als dritte Phase eine NW-SE gerichtete dextrale Transtension betrachtet (KRENTZ & LAPP 2010).

Im Niederlausitzer Braunkohlenrevier werden lokale Unregelmäßigkeiten in der Mächtigkeit, dem geographischen Niveau, der lateralen Beständigkeit und der Raumlage der Flöze durch endogen-tektonische Ereignisse gesteuert. Das können synsedimentäre Bewegungen, hervorgerufen durch Subrosion von Zechsteinsalzen wie im Falle des Nochtener Reviers, sein. Tektonische Bewegungen in den Gräben von Nochten, Weißwasser und Kauscha führten zu Blockrotationen und vertikalen Versätzen bis zu einigen Dekametern (SEIFERT et al. 1993 und Referenzen darin). SEIFERT et al. (1993) wiesen auf den Zusammenhang zwischen tektonischen Elementen im prätertiären Basement und Deformationszonen in den Kohleflözen hin. In jüngster geologischer Vergangenheit wurden die tertiären Sedimente der Niederlausitz durch drei Eisvorstöße (Elster, Saale und Weichsel) beeinflusst. Dadurch können Teile der stratigrafischen Abfolge durch Eisschub disloziert und/oder gefaltet sein, oder durch glazigene Erosion können pleistozäne Ablagerungen im Verband der Flözkomplexe auftreten. In einigen Abbaufeldern sind die tertiären Sedimente durch pleistozäne glazigene Erosionsrinnen von zum Teil beträchtlicher Tiefe unterbrochen (Abbildung 15).

2.1.2 Oberlausitz

2.1.2.1 Überblick zu den Oberlausitzer Tertiärbecken

Die tertiären Becken von Berzdorf und Zittau bilden die nordöstliche Fortsetzung der nordböhmischen Senkungszone bzw. des Eger-Grabens (HIRSCH et al. 1989 und Referenzen darin). Die Hebung des zentralen Lausitzer Massivs während des Miozäns führte zu einer teilweisen Aktivierung älterer tektonischer Elemente und zur Anlage der Beckenstrukturen. Die paläogeographischen Bedingungen führten zu einem faziellen Wechsel zwischen Kohlen und vorwiegend fluviatil-klastischen Sedimenten. Generell werden die Braunkohlen der Ostlausitzer Tertiärbecken als asche- und xylitreich beschrieben (HIRSCH et al. 1989 und Referenzen darin). Nach palynologischen Datierungen werden die Braunkohlen der Ostlausitz in das untere bis mittlere Miozän gestellt (HIRSCH et al. 1989). Die Parallelisierung der Ostlausitzer Flözbänke mit den miozänen Flözkomplexen im Normalprofil der Niederlausitz erfolgte nach dem stratigrafischen Modell von BRÄUTIGAM. Zumindest die jüngsten tektonischen Störungen im Zittauer und Berzdorfer Becken durchschlagen die obersten miozänen Sedimente, folglich müssen diese Störungen im ausgehenden Miozän oder Pliozän aktiv gewesen sein. Im oberen Oligozän tritt in der Oberlausitz ein intensiver bimodaler Vulkanismus auf. Neben den tektonischen Besonderheiten treten deshalb an der Basis beider Becken ausgedehnte Basalt- und untergeordnet Phonolith-Decken auf. Die oberen Flözbänke können durch glazialen Einfluss deformiert sein.

2.1.2.2 Berzdorfer Becken

Das Berzdorfer Becken ist ein tektonisches Grabensystem, das durch NE-SW, NW-SE, N-S und E-W streichende Störungen begrenzt wird. Die Basis der tertiären Sedimente und Vulkanite bildet ein lokal Dekameter tief kaolinisierter mittelkörniger Granodiorit (HIRSCH et al. 1989). Die Beckengeometrie ist sehr komplex und hat Einfluss auf die fazielle Ausbildung der Sedimente. Die stratigrafische Gliederung der Bohrungen, die der Modellierung zugrunde gelegt wurden, erfolgte nach Auswertung bohrloch-geophysikalischer Parameter (BARTUSCH, pers. Mitteilung 1991). Ein stratigrafisches Normalprofil des Berzdorfer Beckens ist in Anlehnung an SCHULZ (1998) sowie TIETZ & CZAJA (2010) in Abb. 3 dargestellt. Entlang der westlichen Beckengrenze wurden Basaltdecken kartiert (Schulz, 1998). Südlich des Beckens tritt eine N-S orientierte Linie von Basalteruptionen auf. Diese Linie setzt sich im Becken als "Basaltrücken" überlagert von tertiären Sedimenten fort (Bräutigam, 1990).

Nach der Akkumulation der Braunkohlenflöze kam es lokal zu erosiven Erscheinungen, die vermutlich an tektonische Bewegungen gekoppelt waren. Im vorliegenden Modell wurde die größte Erosionsrinne, die sogenannte „Schluffmulde“ (Abbildung 3), mit tektonischer Begrenzung dargestellt (HIRSCH et al. 1989).

Der Berzdorfer Flözkomplex hat eine durchschnittliche Mächtigkeit von etwa 80 m (HIRSCH et al. 1989). Die maximale nachgewiesene Mächtigkeit erreicht 140 m. Der Berzdorfer Flözkomplex besteht aus gut korrelierbaren 13 Flözen (SCHULZ 1998). Wirtschaftlich bedeutende Mächtigkeiten erreichen die Flöze 1 (fünf Flözbänke) mit 34 m und das Flöz 8 mit durchschnittlich 9 m (SCHULZ 1998). Tektonische und glazigene Prozesse haben die Mächtigkeit der Flöze teilweise reduziert (HIRSCH et al. 1989).

Die obersten tertiären Ablagerungen wurden von nicht verfestigten Sedimenten überdeckt. Im frühen Quartär wurden diese Sedimente durch die Paläo-Neiße abgetragen, es bildete sich eine ältere Flussterrasse, die von Wittgendorf (nördlich von Zittau) bis Berzdorf reicht (HIRSCH et al. 1989).

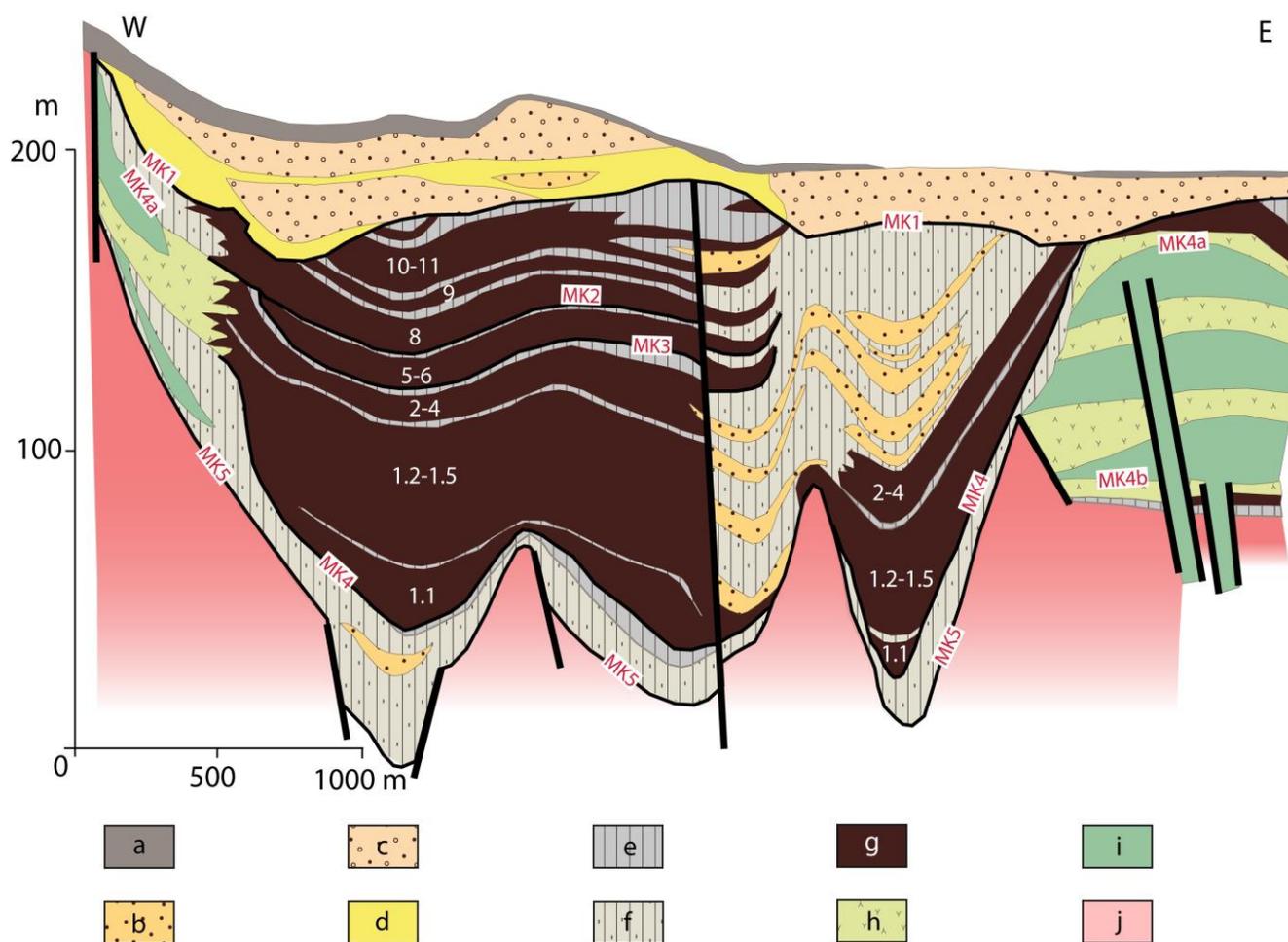


Abbildung 3: Die tektonische Struktur des Tertiärbeckens von Berzdorf (nach HIRSCH et al. 1989; SCHULZ 1998). Rote Abkürzungen - 3D-Modell-Flächen; dicke schwarze Linien - Störungen

Quartär: a - Auelehm, Gehängelehm, b - Sand, c - Sand und Kies, d - Geschiebemergel-Geschiebelehm, Oligo-Miozän: e - Ton, Schluff, f - Umlagerungssedimente (sandige Tone und Schluffe), g - Braunkohle mit Nummerierung der Flözbänke, h - Tuff, Tuffit (meist tonig zersetzt), i - Basalt, Cadomisches Basement: j - Granodiorit, Granodioritzersatz

2.1.2.3 Zittauer Becken

Das in der vorliegenden Studie als Zittauer Becken betrachtete Gebiet umfasst den sächsischen Anteil des Beckens von Zittau-Turow-Hradek und das Oderwitzer Becken. Die das Zittauer Becken umrahmenden Ba-

salt- und Phonolithdecken tauchen zum Beckeninneren hin unter die Braunkohlenformation ab (HIRSCH et al. 1989). Die Beckensedimente sind in einer lakustrinen bis alluvial-fluviatilen Fazies abgelagert. Das Alter der Sedimente wird mit oberes Oligozän bis oberes Miozän, vermutlich auch Pliozän angegeben (KASIŃSKI 1991).

Die zur Beckenbildung führenden tektonischen Bewegungen versetzen sowohl die oberoligozänen Vulkanite als auch jüngere tertiäre Sedimente. Aus diesem Grund werden die jüngsten tektonischen Bewegungen in das späte Miozän/Pliozän gestellt. Die hauptsächlich NE-NW und E-W streichenden tektonischen Störungen führten zu einer mosaikartigen Zerblockung des Beckens. In den Bereichen der tiefsten Absenkung (östlich der Stadt Zittau) kann die Mächtigkeit der Tertiärsedimente 300 m erreichen (HIRSCH et al. 1989).

Die ältesten, mitteloligozänen Sedimente sind nur lokal nachgewiesen und werden von basaltischer Lava und Tuff überlagert. Diese Sedimente (Zittau A) wurden in der Modellierung nicht berücksichtigt (Abbildung 4). Die tertiäre Basisfläche wird von tief verwittertem und kaolinisiertem Rumburker Granit gebildet (HIRSCH et al. 1989). Das 6 bis 30 m mächtige Zittauer Unterflöz wird lokal erosiv durch die klastischen Sedimente der Sequenz Zittau C überlagert. Nachfolgend kam es zur Bildung des 20 bis 100 m mächtigen Zittauer Oberflözes. Tonige Lagen komplettieren die tertiären Sedimente im Zittauer Becken (HIRSCH et al. 1989). Die wenigen Bohrprofile des Oderwitzer Beckens wurden tentativ an die Gliederung des Hauptbeckens angepasst. Das Quartär ist im Beckenbereich sehr unregelmäßig ausgebildet. Lokal täuschen glazigen verschleppte Tertiärschollen eine größere Verbreitung von miozänen Sedimenten vor (STEDING 1962).

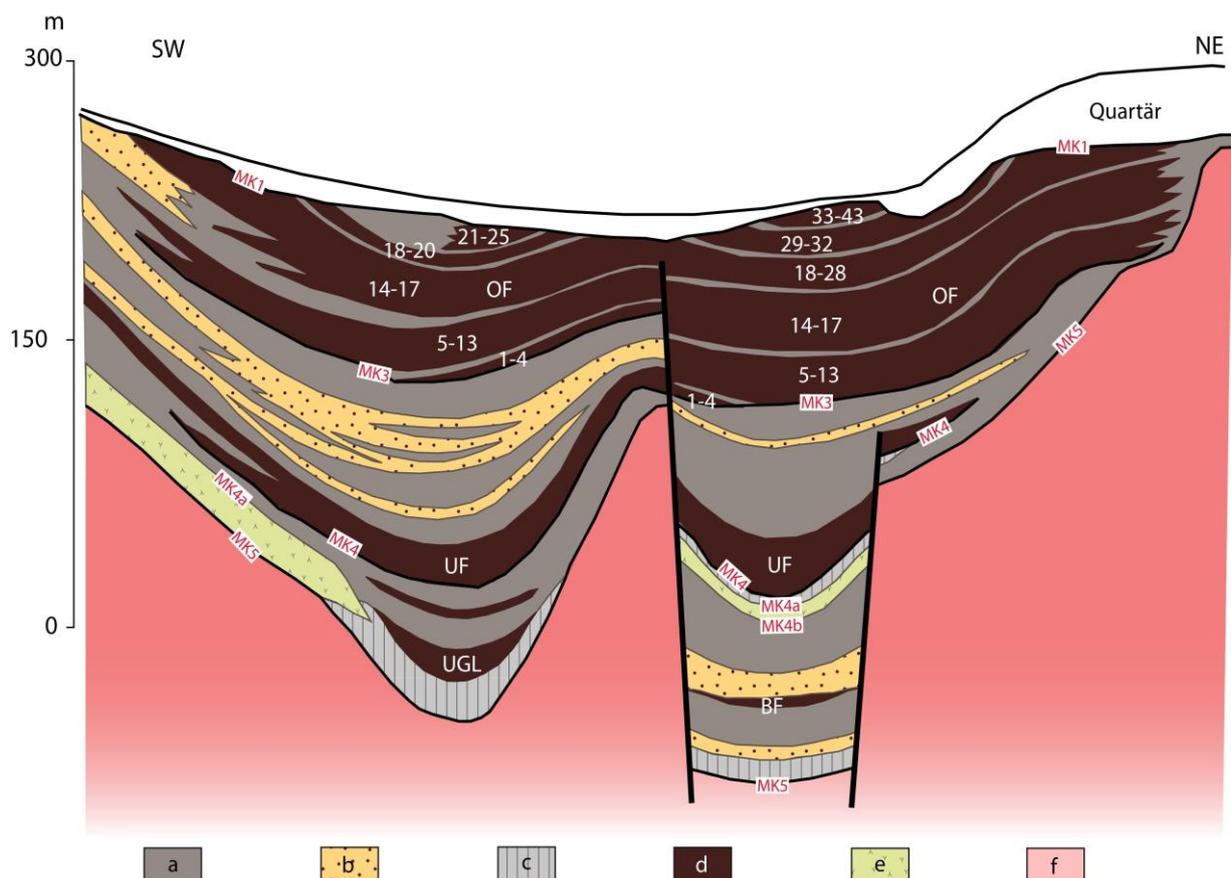


Abbildung 4: Schematisches Normalprofil des Zittauer Beckens (aus HIRSCH et al. 1989)

Rote Abkürzungen: 3D-Modell-Flächen; dicke schwarze Linien: Störungen.

Oligo-Miozän: a - Schluff, b - Sand, c - Ton, d - Braunkohle mit Nummerierung der Flözbänke (OF - Oberflöz, UF - Unterflöz, UGL - Unterbegleiter Unterflöz, BF - Basalföz), e - Tuff, Tuffit. Cadomisches Basement: f - Granodiorit

2.2 Grundlagen der Modellierung

2.2.1 Methodik der räumlichen Modellierung

Die Erstellung des 3D-Modells folgte der stratigrafischen Gliederung in Abbildung 2. Drei Schritte werden benötigt, um das 3D-Modell zu komplettieren (Abbildung 5).

Der erste Schritt (pre-processing) umfasste die Datenrecherche, -zusammenstellung und -vorbereitung. Nach erfolgter Datenzusammenstellung wurden alle Datensätze einer Plausibilitätsprüfung unterzogen. Für die Datenaufbereitung und die Einstellung der Objektparameter wurden QGIS 2.4.0 und ArcGIS® 10.0 verwendet.

Die zweite Stufe ist die Modellierung (modelling process). In dieser Stufe wurden die Randbedingungen definiert sowie die Störungen und Modellflächen angelegt. Die ausgewählten stratigrafischen Horizonte und Störungen der Lausitzer Region wurden mit der Paradigm GOCAD® Software (Version 2011.3) modelliert. Dieses Softwarepaket ermöglicht es, verschiedene Datensätzen zu integrieren und zu interpretieren sowie in der Tiefe abzugrenzen. Im dritten Schritt (3D model output) wurden die tektonischen Störungen und stratigrafischen Modellflächen an das zuvor definierte geologisch-tektonische Modell angepasst, auftretende Überschneidungen beseitigt und damit eine räumlich komplette und modell-realistische 3D-Struktur der tertiären Sedimente und tektonischen Strukturen dargestellt (Abbildung 5).

Im Folgenden werden die für das 3D-Modell relevanten Datensätze, Randbedingungen („Constraints“) und Modellflächen erläutert.

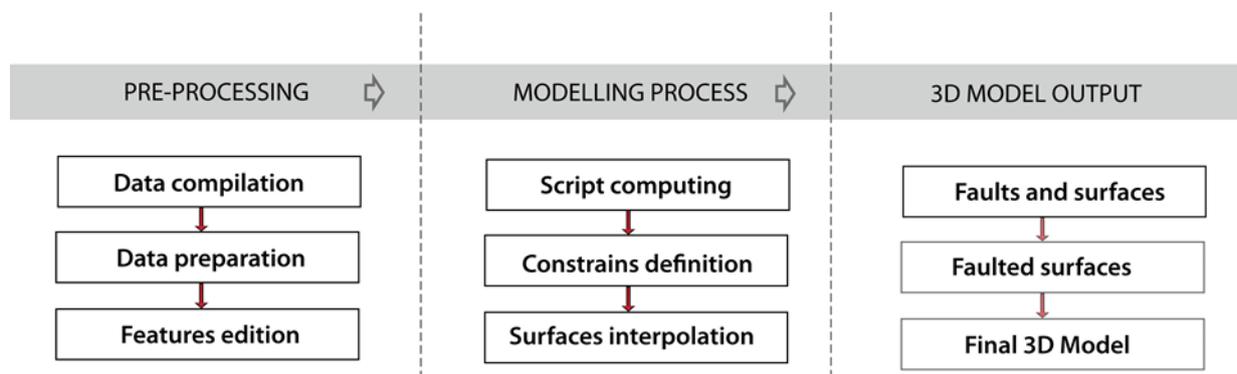


Abbildung 5: Ablaufschema für die Erstellung eines räumlichen geologischen Modells

2.2.2 Daten

2.2.2.1 Datenerfassung

Die Zusammenstellung und der Abgleich von Datensätzen aus verschiedenen Quellen war eine wichtige vorbereitende Aufgabe. Dabei wurden für die Niederlausitz alle stratigrafischen und tektonischen Daten aus geologischen Kartierungen im Maßstab 1 : 50.000 und kleiner berücksichtigt.

Digitale geowissenschaftlichen Daten und Informationen zur Niederlausitz wurden vom LfULG bereitgestellt. Die Auswahl der post-kretazischen bruchtektonischen Störungen erfolgte auf der Basis der Geologischen Karte der Niederlausitz (GÖTHEL 1998; BAHRT et al. 2010) und der Horizontkarten GK-50 (Autorenkollektiv, 1989) (Abbildung 6).

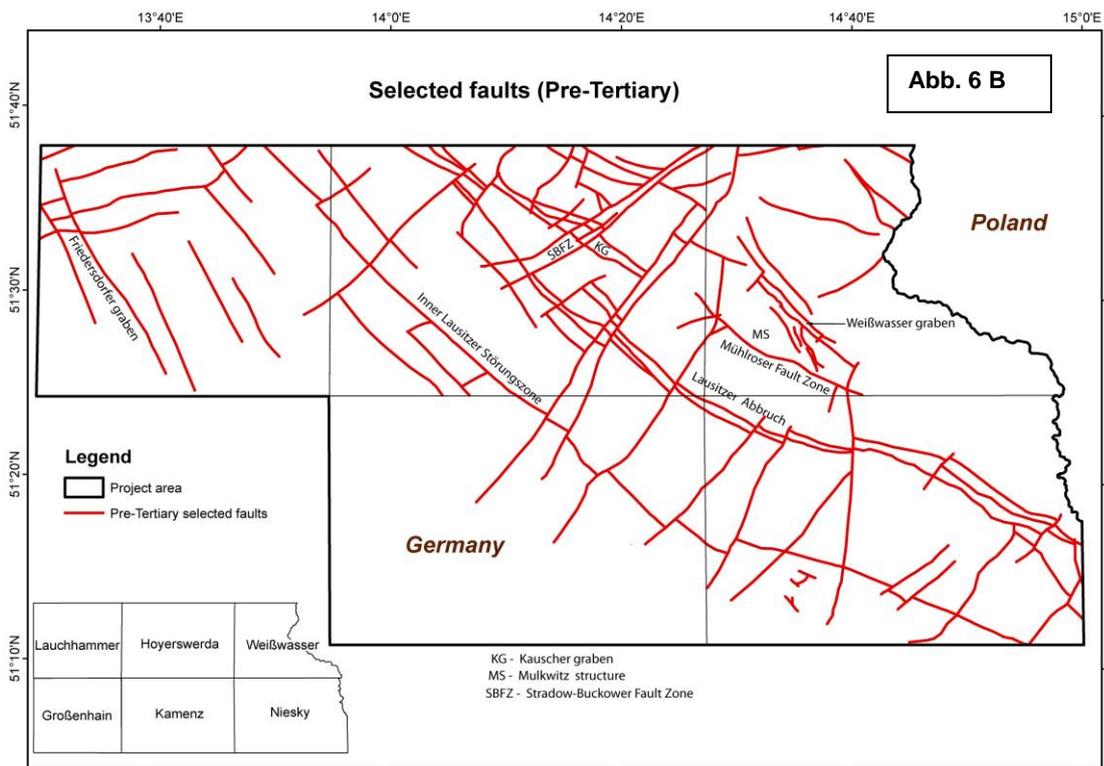
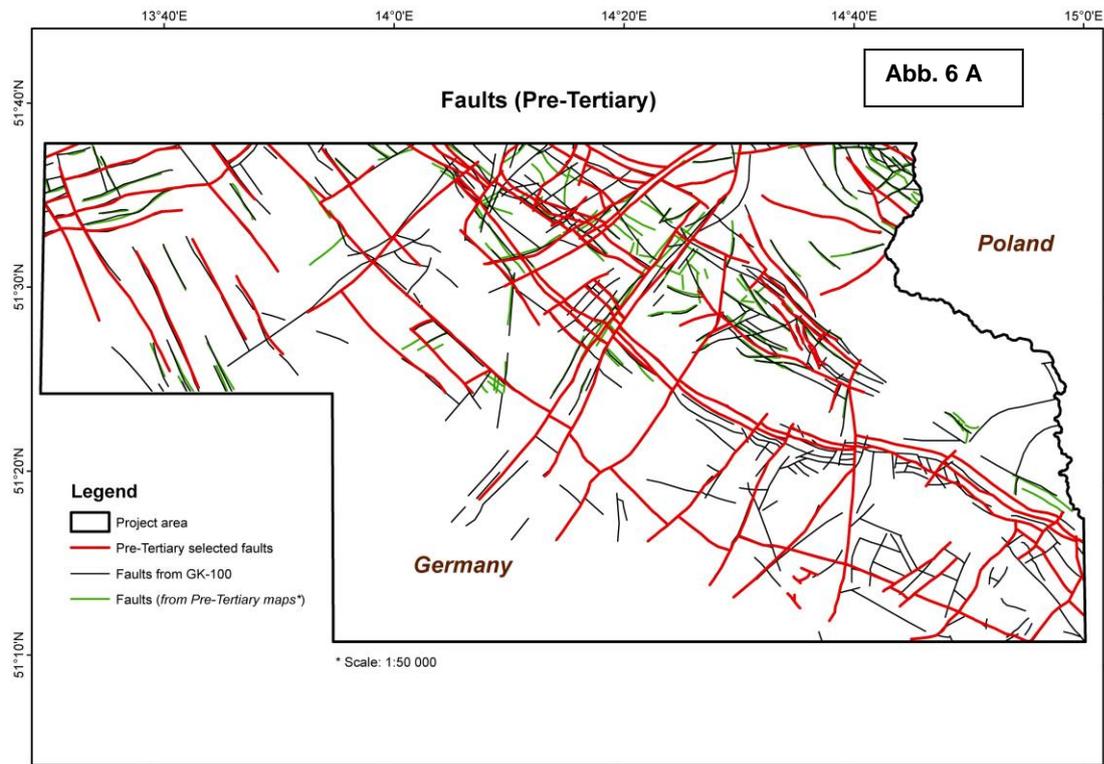


Abbildung 6: Kompilation der bruchtektonischen Strukturen der Niederlausitz

Abb. 6 A: Zusammenstellung der tektonischen Störungen der Lausitz. Rote Linien - für das 3D-Modell ausgewählte Störungen; schwarze Linien - Störungen aus der Geologischen Karte der Niederlausitz nach GÖTHEL (1998) und BAHRT et al. (2010); grüne Linien - Störungen aus Horizontkarten GK-50 (Autorenkollektiv 1989)

Abb. 6 B: Bruchtektonische Störungen der Niederlausitz, ausgewählt für das 3D-Modell

Ergänzt wurden diese Daten durch die Karte der bruchtektonischen und subrosiven Strukturen im 2. Miozänen Flözkomplex (MFK) des Niederlausitzer Braunkohlenreviers 1 : 100.000 (KÜHNER 2008) und durch die geologische Karte des Prätertiärs der Lausitz (Lauchhammer, Hoyerswerda, Weißwasser, Kamenz und Niesky), bearbeitet von NOWEL (1965). Für die finale Auswahl der zu modellierenden Störungen wurde der Versatz der Isohypsen in der Horizontkarte GK50 (Autorenkollektiv 1989) als Entscheidungskriterium betrachtet (Abbildung 6). Fallwinkel und Fallrichtung des Lausitzer Hauptabbruches und des Innerlausitzer Abbruchs wurden nach dem geologischen Schnitt in GÖTHEL (1998) modelliert. In Abbildung 7 sind die ausgewählten Störungen zusammen mit den Isohypsen der Prätertiärbasis dargestellt.

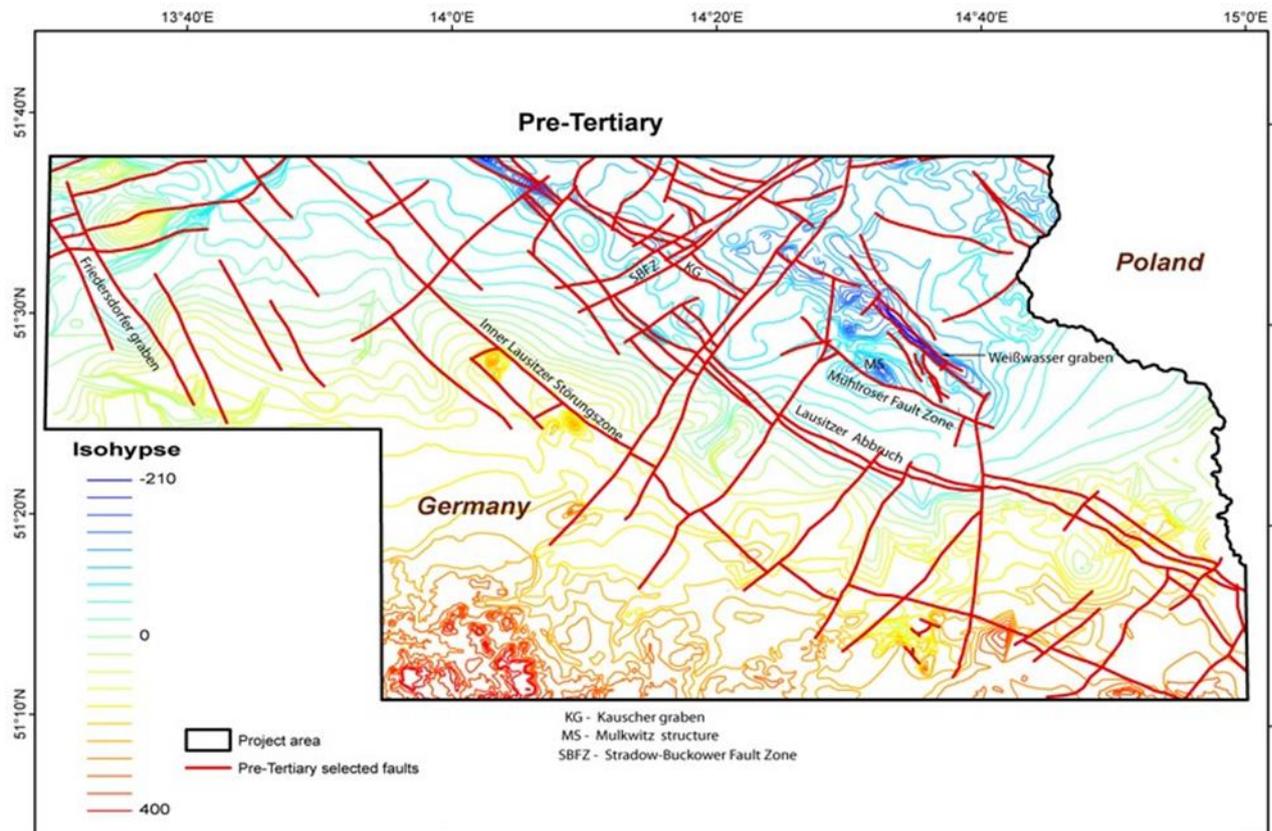


Abbildung 7: Stratoisohypsen der Prätertiär-Oberfläche (Quelle: Autorenkollektiv 1989, GK 50) überlagert mit den ausgewählten Störungen (rote Linien)

Die für das 3D-Modell ausgewählten Modellflächen („MK“) entsprechen folgenden stratigrafischen Horizonten (Abbildung 2):

- MK1 - Quartärbasis
- MK2 - Basis des 2. MFK, Welzow-Schichten
- MK3 - Leithorizont in den obersten Buchhain-Schichten, 3. MFK
- MK4 - Hauptbank an der Basis der Vetschau-Schichten, 4. MFK
- MK5 - Basisfläche des sedimentären Tertiärs

Für das Detailgebiet des Reviers Nochten wurden die Erkundungsdaten der Vattenfall AG genutzt. Die Stratoisohypsen der Horizontkarten GK50 (Autorenkollektiv 1989) wurden im Revier Nochten durch die wesent-

lich genaueren Isohypsen der Vorfelderkundung ersetzt. Das gilt auch für das lokale tektonische Inventar, das gleichfalls nach den detaillierten Daten adaptiert wurde.

Als morphologische Hüllfläche wurde das DGM10 (Quelle: LfULG) genutzt und in ein DGM mit 20 m Auflösung konvertiert. Für die 3D-Visualisierung der Erdoberfläche der Niederlausitz im Modell wurde ein DGM nach SRTM-Daten mit einer Auflösung von 30 m (1 Bogensekunde) genutzt. Die SRTM-Daten wurden von <http://earthexplorer.usgs.gov> heruntergeladen. Das DGM-Raster wurde als „Georeferenced Tagged Image File Format (GeoTIFF)“ gespeichert.

Im Gebiet des Abbaureviers Nochten-Weißwasser lag durch aktuelle Veröffentlichungen der Vattenfall AG (Kohlefeldatlas Nochten) eine höhere Datendichte vor. Deshalb wurde dieser Bereich mit einer höheren Ortsauflösung und zusätzlichen stratigrafischen Flächen modelliert. Das 3D-Modell mit höherer Auflösung umfasst die Gräben von Weißwasser und Nochten sowie die Mulkwitzer Struktur.

Für die Oberlausitzer Becken von Berzdorf und Zittau lagen nur teilweise Vektordaten der stratigrafischen Modellflächen vor. Die Modellierung der stratigrafischen Flächen erfolgte auf der Basis von Bohrdaten und Profilschnitten der Betriebs- und Vorfelderkundung.

Im Gebiet des Berzdorfer Beckens wurden folgende Berichte bzw. Bohrdaten genutzt:

- Braunkohlenerkundung Berzdorf-SO. 1990, VEB Geologische Forschung und Erkundung Freiberg
- Braunkohlenerkundung Berzdorf-SO. 1990 Vorratsberechnung Tagebau Berzdorf, 1974. Ministerium für Geologie. Staatliche Vorratskommission
- Karte der Vulkanitverbreitung, Tagebau Berzdorf, 1988, GFE Freiberg
- etwa 1.000 stratifizierte Bohrungen, die die tertiären Sedimente durchteufen und die prätertiäre Basisfläche erreichten (BRÄUTIGAM & STANEK, geophysikalische Bearbeitung BARTUSCH 1991)

Im Gebiet des Zittauer Beckens wurden folgende Berichte bzw. Bohrdaten genutzt:

- Vorratsberechnung Braunkohle Zittau, 1988, GFE Freiberg
- Ergebnisbericht Sondermaßnahme Oderwitz, 1978, GFE
- Ergebnisbericht Zittau-Turow, 1995, GEOS, LfUG
- GoCAD-3D-Modell des Beckens von Zittau-Turow-Hradek, GEIßLER in STANEK 2013
- Bohrdaten des Archivs UHYDRO, LfULG

Die Modellflächen wurden mit ausgewählten Störungen der Erkundungsberichte verschnitten. Im Verlauf der Arbeiten wurden die Bohrdaten auf Konsistenz geprüft. Die Bohrungen sind nicht regelmäßig in der Fläche verteilt, die Teufenreichweite variiert entsprechend dem Erkundungsziel. Deshalb ist ein großer Teil der Liegendfläche der Vulkanite nur als grobe Näherung zu betrachten. Die Modellfläche für das Zittauer Basisflöz (Zittau A) wurde auf Grund nur geringer Datenpunkte (sieben Bohrungen) nicht erstellt.

Die 3D-Modellierung der beiden Becken erfolgte zur sächsischen Landesgrenze, die Pufferzone des Modells reicht etwa 500 m in das jeweilige polnische oder tschechische Gebiet hinein.

2.2.2.2 Modellerstellung

Der Import der Daten in die Software Paradigm™ GOCAD®, Version 2011.3, und die Kombination der Daten zu einem 3D-Modell folgte dem Fließschema in Abbildung 5. Die digitalisierten Daten (shape files) aus dem vorhergehenden Schritt wurden als Cultural Data in das GOCAD-Projekt importiert. Die importierten Linien und Punkte der Horizontkarten GK-50 (Autorenkollektiv 1989), die Atom-Sätze (Atoms sets) genannt werden, enthalten nur x und y Werte (Hoch- und Rechtswerte). Die z-Werte (Höhe) wurden mit einem einfachen Skript auf die Objekte übertragen. Die Geometrie und die Eigenschaften eines geologischen Objektes sind nur an bestimmten Datenpunkten bekannt und müssen für das restliche Objekt interpoliert werden. Dabei ist zu beachten, dass diese Interpolationen oft spezifische Bedingungen erfüllen müssen. Die digitalisierten Punkte und Linien wurden als Randbedingungen („constrains“) verwendet und daraus die Flächen erstellt. Die Anpassung der triangulierten Flächen an die Eingangsdaten erfolgt in dem Programm GoCAD durch den iterativen Interpolations- und Approximationsalgorithmus DSI (Discrete Smooth Interpolator). Der DSI-Algorithmus minimiert die Rauigkeit und passt die Fläche optimal an die Eingangsdaten an.

Die Bohrdaten aus den Becken von Berzdorf und Zittau wurden als Punkte mit xyz-Werten in GoCAD importiert. Diese Punktsätze wurden als feste Punkte für die Interpolation der einzelnen Flächen genutzt. Insgesamt wurden 13 shapefiles entsprechend der Gliederung von BRÄUTIGAM (pers. Mitteilung 2015) erstellt. Sechs Shape-files für das Berzdorfer Becken (Basis sedimentäres Tertiär, Hangendfläche Basalt, Basis Flözgruppe 1-4, Basis Flözgruppe 5-6, Basis Flözgruppe 8-99 und Basis Quartär), sieben Datensätze für das Zittauer Becken (Basis sedimentäres Tertiär, Liegend- und Hangendfläche Phonolith-Basalt, Liegendfläche Unterflöz, Liegendfläche Oberflöz und Basis Quartär). Die Modellflächen sind in Abbildung 3 und Abbildung 4 in den jeweiligen Normalprofilen dargestellt.

Die gescannten Profile wurden als „Voxel“ in GoCAD importiert. Die einzelnen Profile durch das Berzdorfer Becken wurden entlang der Profillinien georeferenziert und in QGIS als Shape-file digitalisiert. Die Anfangs- und Endkoordinaten jeder Spur wurden mit den z-Koordinaten jedes Referenzpunktes verschnitten, sodass die originale Rastergrafik in das GoCAD-Projekt implementiert werden konnte. Die Methode der Zuweisung der Koordinaten der drei Punkte (u, v, x) ist in Abbildung 8 dargestellt. Nach diesem Schritt war das Profil im 3D-Raum fixiert. Nachdem alle Profile die ihnen zugewiesene räumliche Position im Projekt hatten, wurden die geologischen Elemente wie tektonische Störungen und die Basis der Modellflächen digitalisiert.

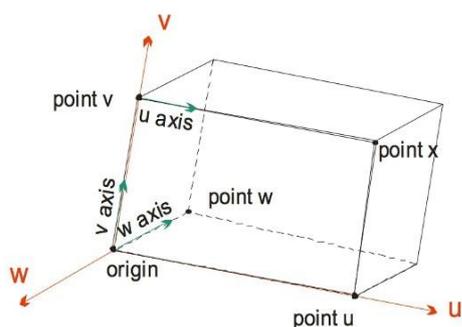


Abbildung 8: Schematische Darstellung eines Voxet mit Punkten und Raumkoordinaten für die Berechnung von Rasterdaten in GoCAD

Die Lage und das Einfallen von Störungsflächen sowie der Bewegungssinn der Störung wurde unter Beachtung aller zur Verfügung stehenden Informationen aus geologischen Karten, Profilschnitten, Feldbeobach-

tungen und Bohrdaten bestimmt. Aus Schnittlinien in Profilen und dem Fallwinkel wurden Störungsflächen konstruiert. Anschließend wurden die stratigrafischen Modellflächen mit den Störungsflächen verschnitten.

Die GoCAD-Software kann keine Höhenwerte aus einem Rastergrafik-Format lesen, deshalb wurden die SRTM-GeoTiff-Bilder mit der enthaltenen geografischen x-y-z-Information in QGIS geöffnet und in ein XYZ-Grid-file überführt, der wiederum in GoCAD gelesen werden kann. Die XYZ-Grid-files (DEM) jeder Region wurden als Punktdaten („PointsSets“) mit Hilfe des Horizons Interpretations tool Menüs in GoCAD bearbeitet. Die importierten x-y-z-Daten wurden als Festpunkte für die Interpolation der rezenten Oberfläche benutzt. Dabei sollte der Punktabstand (räumliche Auflösung des DEM) so gering wie möglich sein, um die Detailtreue der Daten zu gewährleisten. Bei der Arbeit mit der eingangs genannten GoCAD-Version (2011.3) muss dabei immer ein Kompromiss zwischen räumlicher Auflösung und dem daraus entstehenden Datenvolumen gemacht werden.

2.3 3D-Modellierung der Projektgebiete

2.3.1 Niederlausitz

2.3.1.1 Störungsinventar

Abbildung 9 zeigt eine 3D-Ansicht der im Modell dargestellten Störungen. Das Kriterium für die Auswahl war die postkretazische Aktivität der Störungszonen. Vier Hauptstörungssysteme wurden modelliert. Von Süden nach Norden: (1) NW streichende Innerlausitzer Störung, (2) NW streichender Lausitzer Hauptabbruch, (3) NW streichende Störungen, die die SW- bzw. NW-Grenze der Gräben von Weißwasser und Kauscha bilden, und (4) NE streichende Störungszonen (z. B. Stradow-Buckower Störung). Für die Innerlausitzer Störung wurde ein einheitlicher Fallwinkel von 70° Süd, für den Lausitzer Hauptabbruch ein Fallwinkel von 55° Süd angenommen. Die NE streichenden Störungszonen stehen steil und werden als jüngste Störung angesehen, weil sie die anderen Störungen versetzen (Abbildung 9).

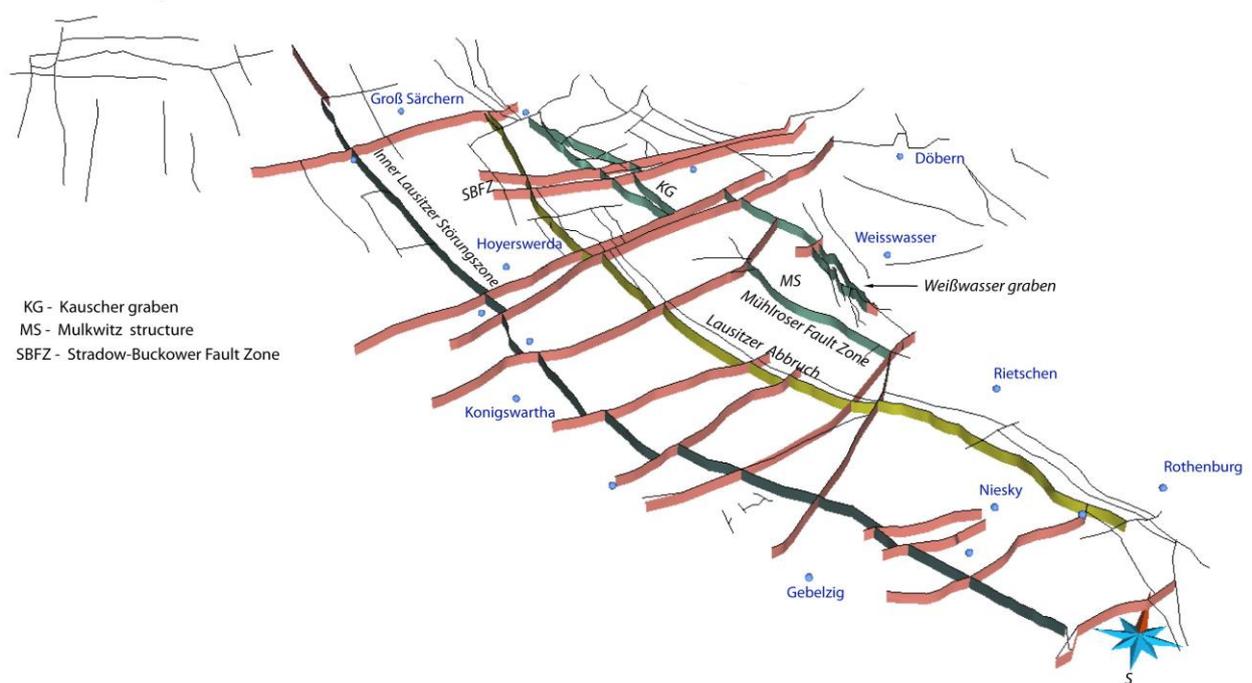


Abbildung 9: 3D-Ansicht der Störungen der Niederlausitz

2.3.1.2 Stratigrafische Horizonte (Modellflächen)

Die Prätertiär-Oberfläche wurde als Basisfläche des Modells nach der Horizontkarte GK-50 (Autorenkollektiv 1989) modelliert. Die Prätertiär-Oberfläche entspricht dem MK5-Horizont. Abbildung 10 zeigt die 3D-Ansicht der Oberfläche, die aus den Stratoisohypsen interpoliert wurde. Der NW streichende Lausitzer Hauptabbruch ist gut durch eine Hebung der südwestlichen Prätertiär-Oberfläche entlang der Verwerfungsfläche zu erkennen. Diese relative Hebung ist besonders im südlichen Teil der Niederlausitz zu beobachten. In östlicher Richtung (Niesky/Rothenburg) ist die tertiäre Aktivität nicht zu erkennen. Dagegen ist eine ähnliche Änderungen des Oberflächengradienten an einer vermuteten NE streichenden Störung südöstlich von Rietzen (Abbildung 10 und Abbildung 11) zu erkennen. Bis jetzt ist hier keine Struktur kartiert, die dieses Gefälle in den Modellflächen erklärt (im Folgenden wird die Linie als „Rietschen-Linie“ bezeichnet).

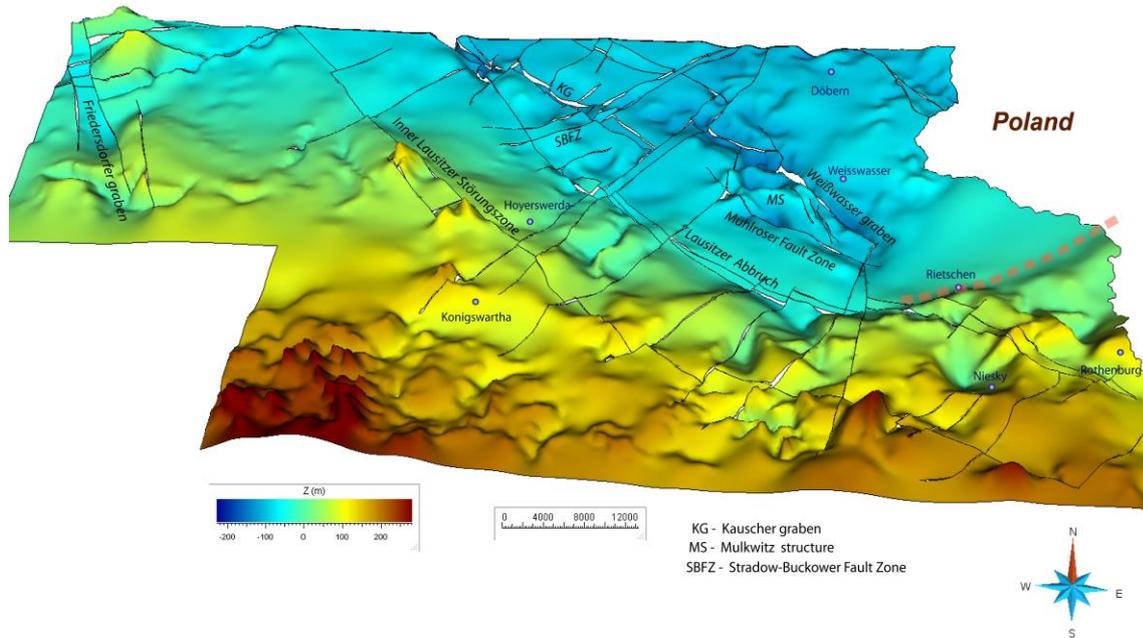


Abbildung 10: 3D-Ansicht der Prätertiär-Fläche (MK 5). Die tektonischen Störungen sind als schwarze Linien gezeigt. Die orange Strichlinie zeigt eine vermutete NE streichende Störung („Rietschen-Linie“, siehe auch Abbildung 17)

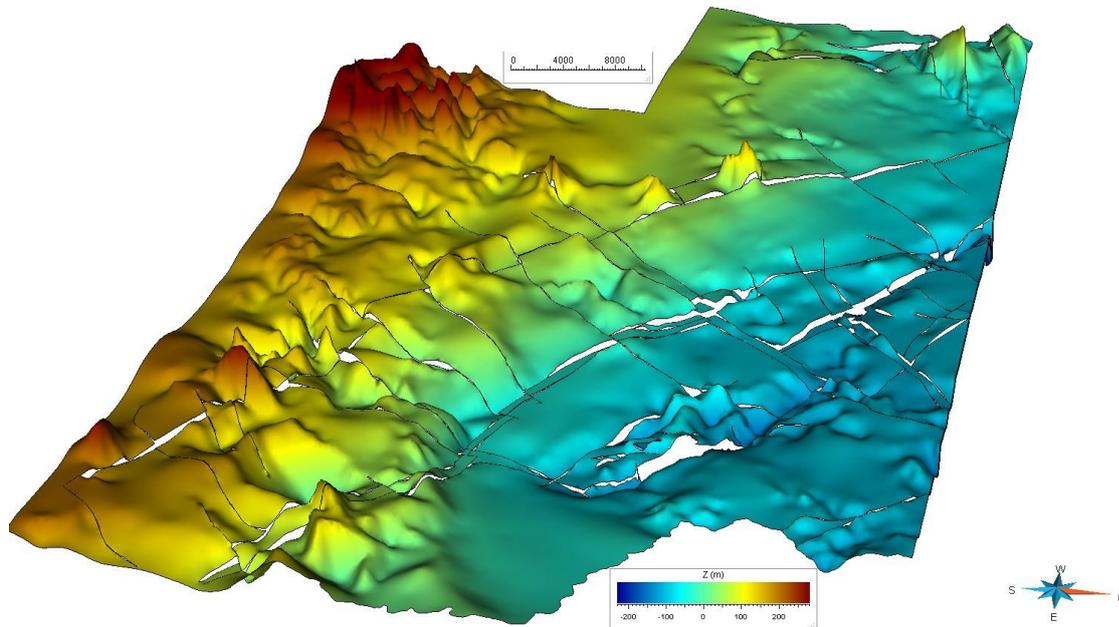


Abbildung 11: 3D-Ansicht der Prätertiär-Fläche (MK5) aus Osten. Die vermutete Störung trennt die südliche angehobene und morphologisch gegliederte Fläche von der nördlichen, scheinbar wenig gegliederten Fläche (siehe auch Abbildung 10, Abbildung 17 und Abbildung 18)

Abbildung 12 zeigt die 3D-Ansicht der Hauptbank an der Basis der Vetschau-Schichten (MK 4). Die Fläche zeigt den Einfluss der postkretazischen Tektonik wie schon bei der MK5-Fläche. Im südlichen Verbreitungsgebiet liegt die MK4-Fläche deutlich höher als im Norden und ist hier scheinbar großflächig erodiert. Die Rietschen-Linie ist auch an der Lage der MK4-Fläche deutlich zu erkennen.

Die Basis des Leithorizonts in den obersten Buchhain-Schichten (MK3) zeigt eine geringere Verbreitung als die unterlagernden Horizonte (Abbildung 13). Die generelle Senkung der MK3-Fläche nach Norden ist offensichtlich, die Aktivität an Innerlausitzer Störung oder dem Lausitzer Hauptabbruch ist nicht nachvollziehbar. Größere Wahrscheinlichkeit haben etwa E-W streichende Elemente, die die südlichen Hochlagen von den nördlichen Beckengebieten trennen.

Die Basis der Welzow-Schichten (MK2) hat eine ähnliche Verbreitung wie die MK3-Fläche. Ein eindeutiger tektonischer Versatz wurde in den Gräben von Kauscha und Weißwasser nachgewiesen. Darüber hinausgehender tektonischer Einfluss konnte – vermutlich auf Grund der geringen Datendichte in den anderen Regionen – nicht nachgewiesen werden (Abbildung 14). Die NW streichenden Gräben von Weißwasser und Kauscha zeigen einen Versatz an den untersten vier Modellflächen MK5–MK2 (Abbildung 10 bis Abbildung 14). Ein Versatz der quartären Ablagerungen ist nicht sicher belegbar.

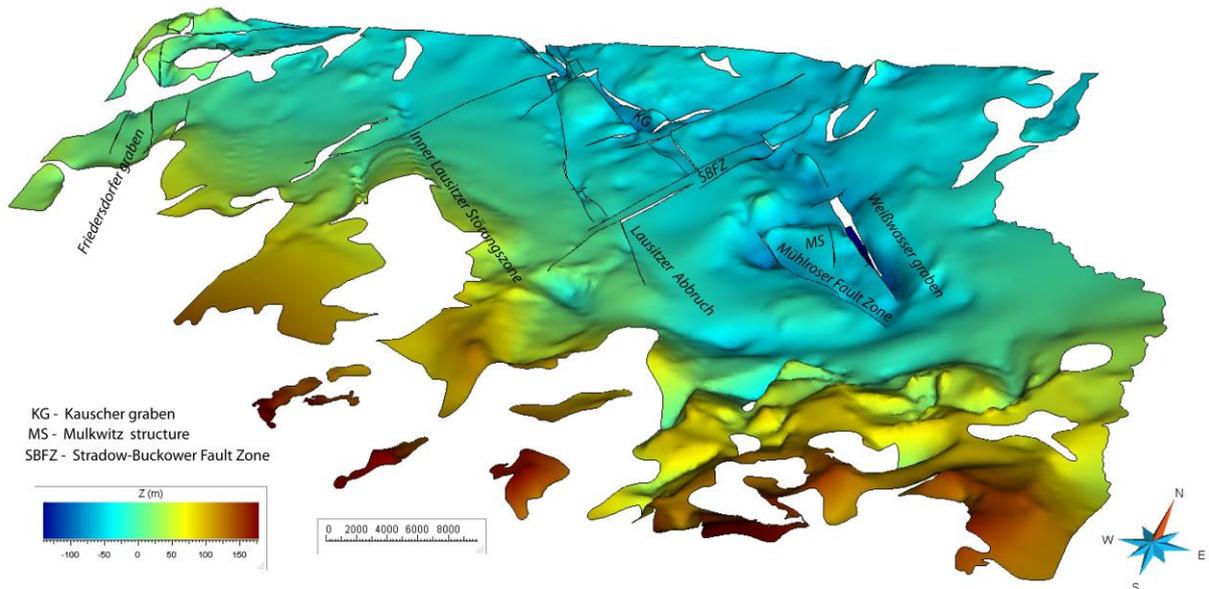


Abbildung 12: 3D-Ansicht der Hauptbank an der Basis der Vetschau-Schichten (MK 4)

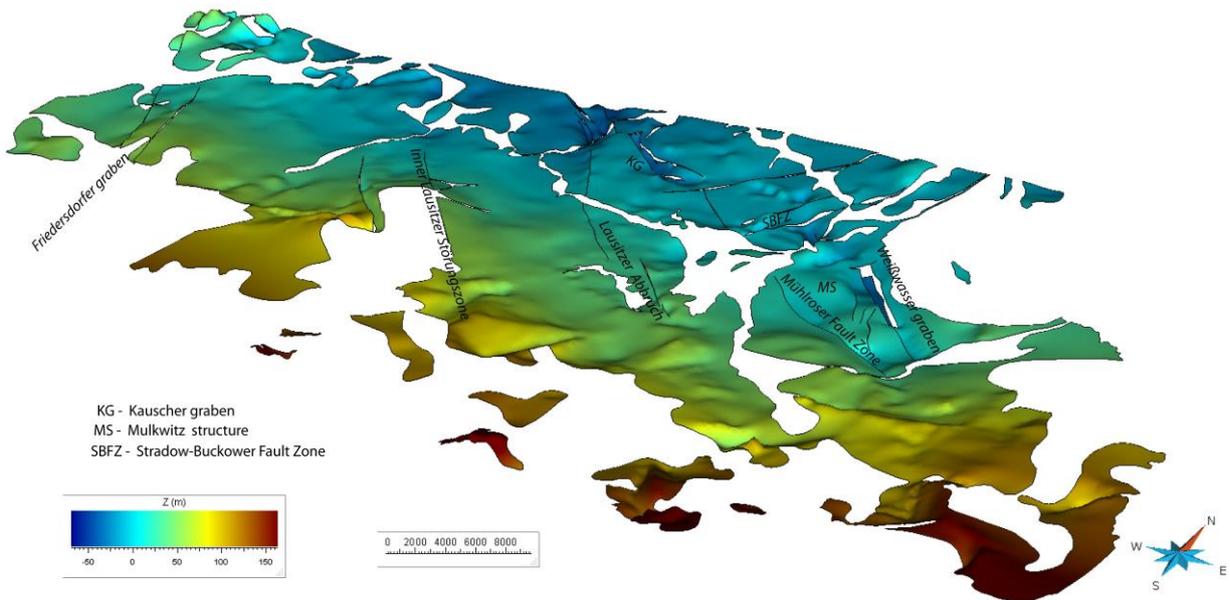


Abbildung 13: 3D-Ansicht der Basis des Leithorizonts in den obersten Buchhain-Schichten (MK3)

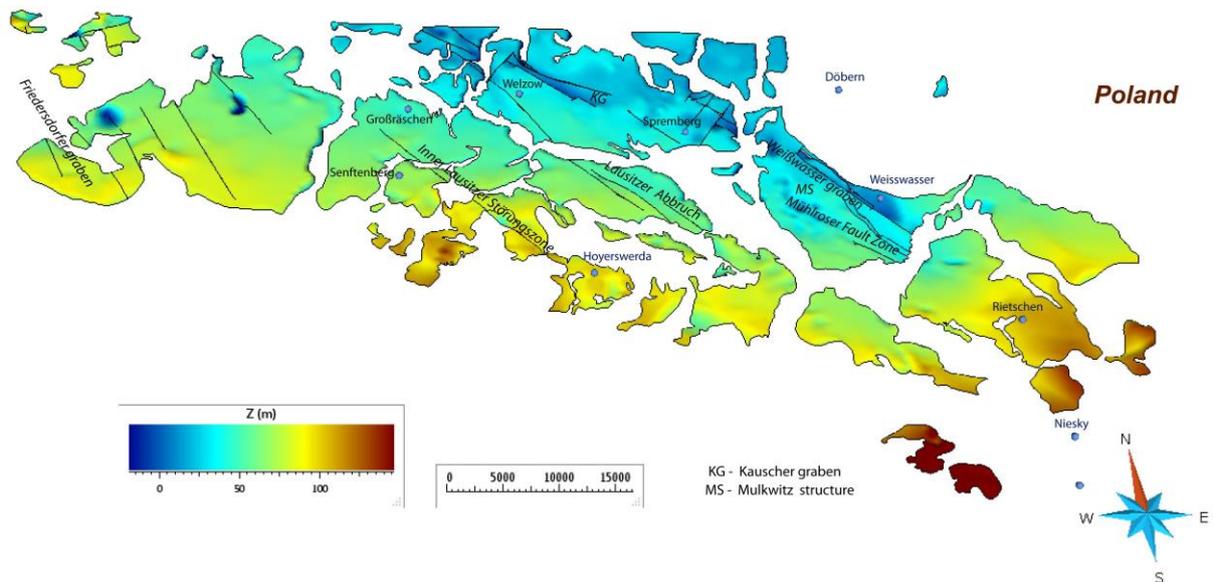


Abbildung 14: 3D-Ansicht der Basis des Leithorizonts in den Welzow-Schichten (MK2)

Die 3D-Modellierung der Quartär-Basis (MK1) erfolgte auf Basis der Horizontkarte GK50 (Autorenkollektiv 1989). Ein wesentliches Element der Quartär-Basis sind die pleistozänen Erosionsrinnen, die sich bis in das prätertiäre Basement einschneiden können (Abbildung 15). Ein typisches Beispiel ist die Oppelhain-Finsterwalde-Peniser Rinne, wie die längliche Vertiefung auf der Oberfläche zeigt.

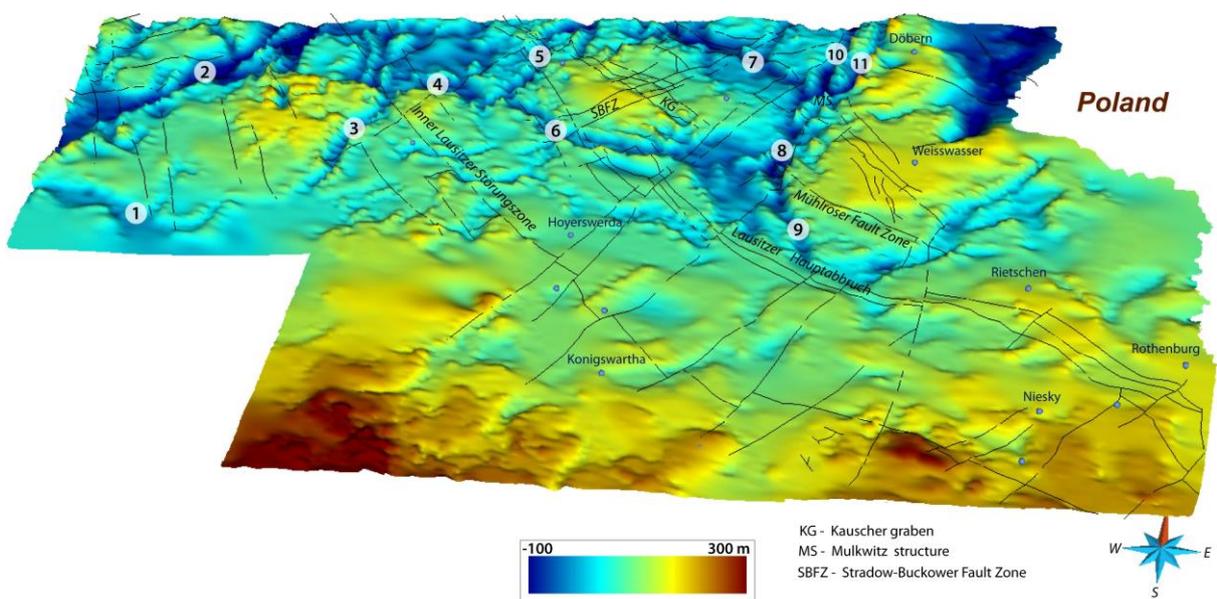


Abbildung 15: 3D-Ansicht der Quartär Basis-Fläche (MK 1) mit glazialen Rinnen. Schwarze Linien zeigen die Modellstörungen.

- 1) Elsterwerda-Plessa-Tettauer Rinne, 2) Oppelhain-Finsterwalde-Peniser Rinne, 3) Poßnitz-Rinne, 4) Freienhufen-Großräscher Rinne, 5) Sedlitz-Greifenhainer Rinne, 6) Bahnsdorf-Blunauer Rinne, 7) Drebkau-Bloischdorfer Rinne, 8) Grausteiner Rinne, 9) Spreewitzer Rinne, 10) Komptendorfer Rinne, 11) Bonsdorfer Rinne

Die 3D-Modellierung schließt mit der rezenten Oberfläche, mit dem DGM 90 (SRTM) ab (Abbildung 16). Die Oberfläche wurde aus Gründen der hohen Datenvolumina mit dieser relativen geringen Auflösung modelliert. Die Modellstörungen werden auch in der 3D-Ansicht des DGM angezeigt, um eine mögliche Beziehung zwi-

schen den Störungen und der Bodenoberfläche zu prüfen. Eine Korrelation der Störungsflächen mit morphologischen Erscheinungen ist generell nicht vorhanden. Nur im Gebiet zwischen Hoyerswerda und Königswartha kontrollieren scheinbar NE streichende Störungen die Oberflächenmorphologie und begrenzen NE streichende Bruchstufen.

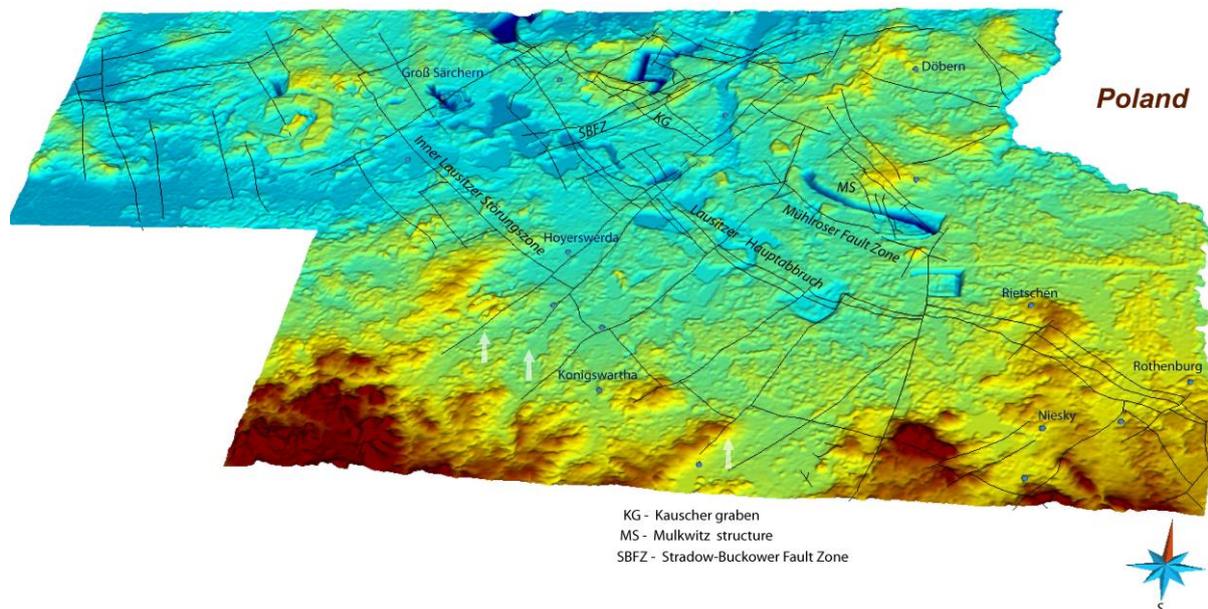


Abbildung 16: 3D-Ansicht des DGM aus 90m-SRTM-Daten mit überlagerten tektonischen Modell-Störungen

Hervorzuheben ist das neue Element der „Rietschen-Linie“. Das geomorphologisch von den Dünenbildungen der Ostlausitz überlagerte Element (Abbildung 17) wird in den Gradienten der Modellflächen MK5, MK4 und MK2 deutlich. Möglicherweise handelt es sich um eine SE einfallende Störung (Abbildung 18).

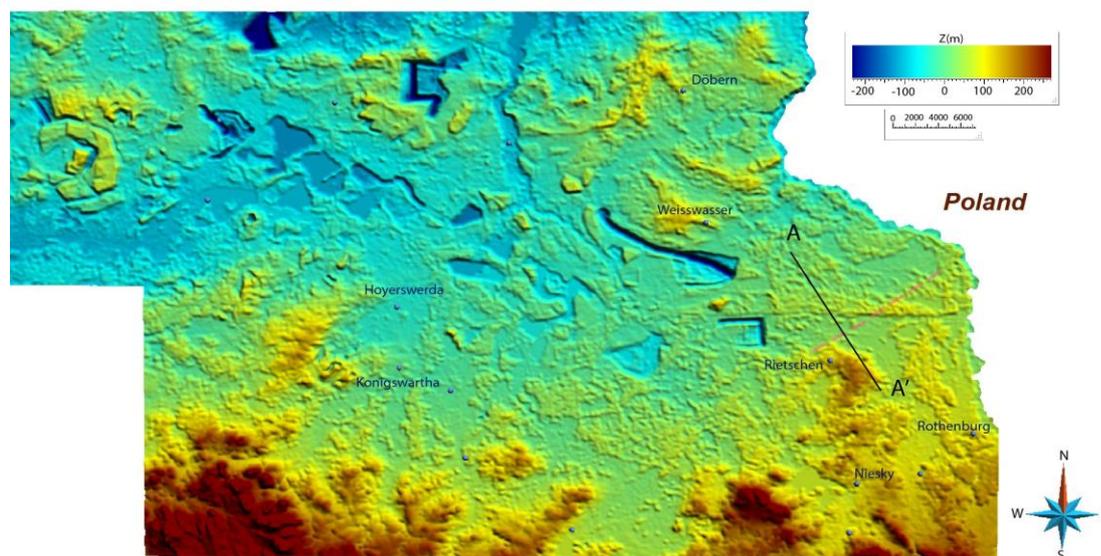


Abbildung 17: Digitales Geländemodell mit der Profil-Linie A-A'. Die orange Strichlinie zeigt die „Rietschen- Linie“, eine vermutete NE streichende Störung.

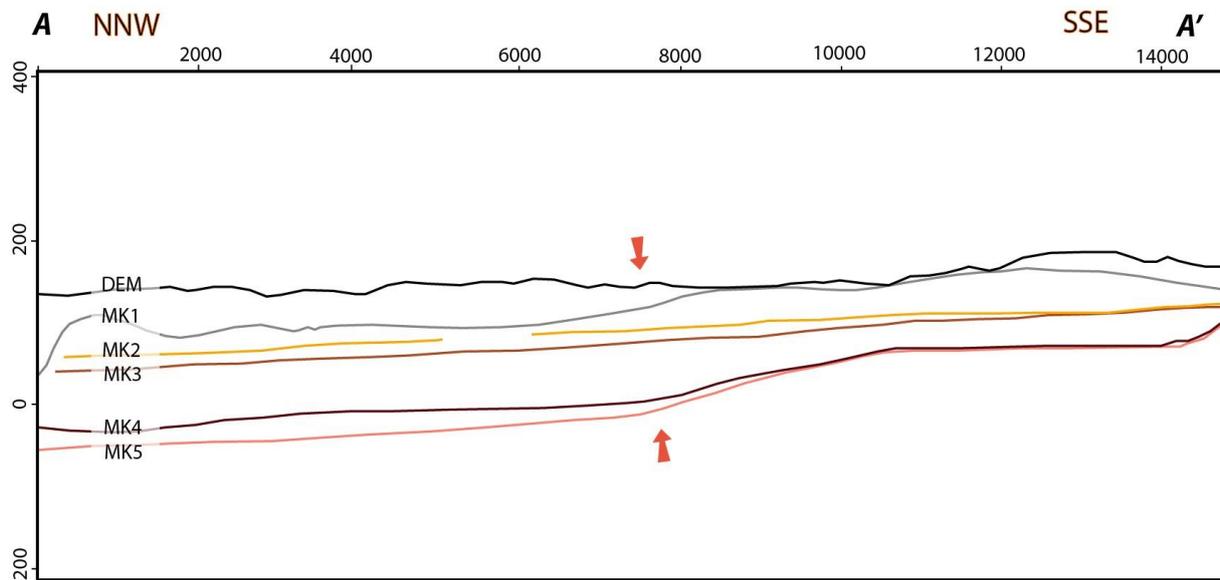


Abbildung 18: Profil A-A' mit modellierten Oberflächen. Die roten Pfeile zeigen die Lage der vermuteten NE streichenden Störung (siehe Abbildung 17).

Abkürzungen: DEM - Digitales Geländemodell; MK1 - Quartärbasis; MK2 - Welzow-Schichten, Basis; MK3 - Leithorizont in den obersten Buchhain-Schichten, Basis; MK4 - Hauptbank an der Basis der Vetschau-Schichten; MK5 - Basisfläche des sedimentären Tertiärs

In der Region Nochten befinden sich die Gräben von Weißwasser und Nochten (für die Positionsbestimmung siehe Abbildung 10). In diesem Gebiet wurden zusätzlich zu den Modellflächen die kohleführenden Horizonte 3620 und 4382 detailliert interpoliert, um den Zeitpunkt der letzten tektonischen Bewegung zu bestimmen. Diese beiden Gräben treten im 3D-Modell deutlich hervor (Abbildung 10 und Abbildung 19). Die NW streichenden Abschiebungen, die die nördliche und südliche Grenze der Gräben bilden, beeinflussen die Horizonte 4382 (HK-5), 3620 (HK-1) und 3384 (Abbildung 20). Das bedeutet, dass diese Strukturen bis in das Pliozän oder zumindest bis in das späte Miozän aktiv waren (Abbildung 19 und Abbildung 20). Die Profile in Abbildung 21 zeigen, dass die Schichten im Weißwasser-Graben nach Nordost rotiert sind. Der Versatzbetrag an den Störungen ist im Südosten der Struktur am größten (Profil 4 in Abbildung 22).

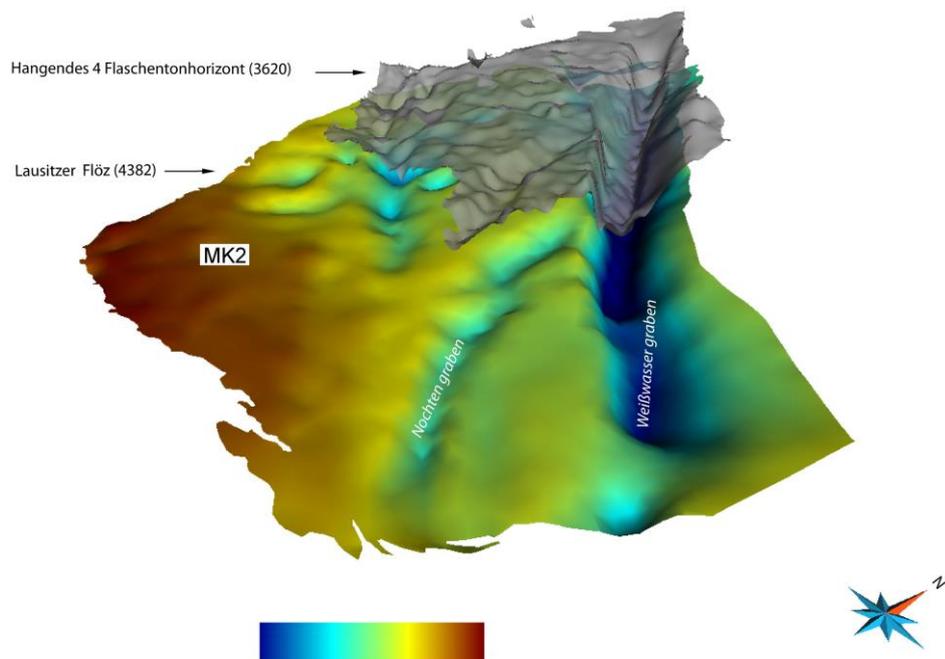


Abbildung 19: 3D-Ansicht der MK2-Fläche (4382 - Stratigrafische Gliederung Nochten) und des Flaschenton-Horizontes (3620) im Abbaufeld Nochten

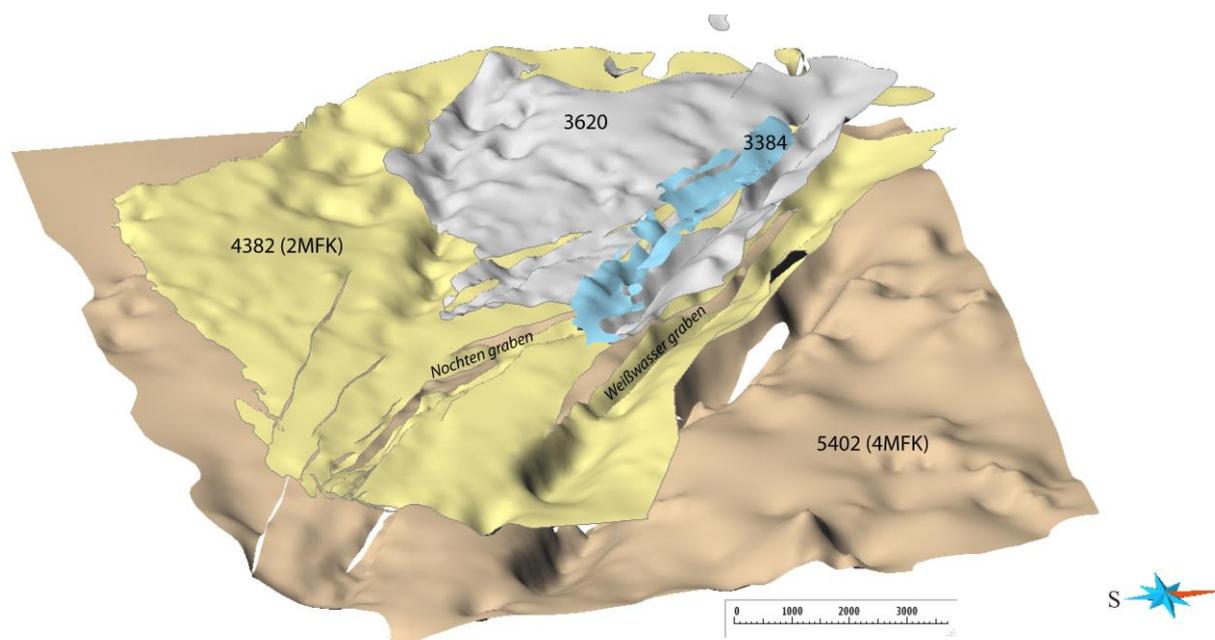


Abbildung 20: 3D-Ansicht der MK2- und MK4-Flächen sowie der Horizonte 3620 und 3384 im Abbaufeld Nochten

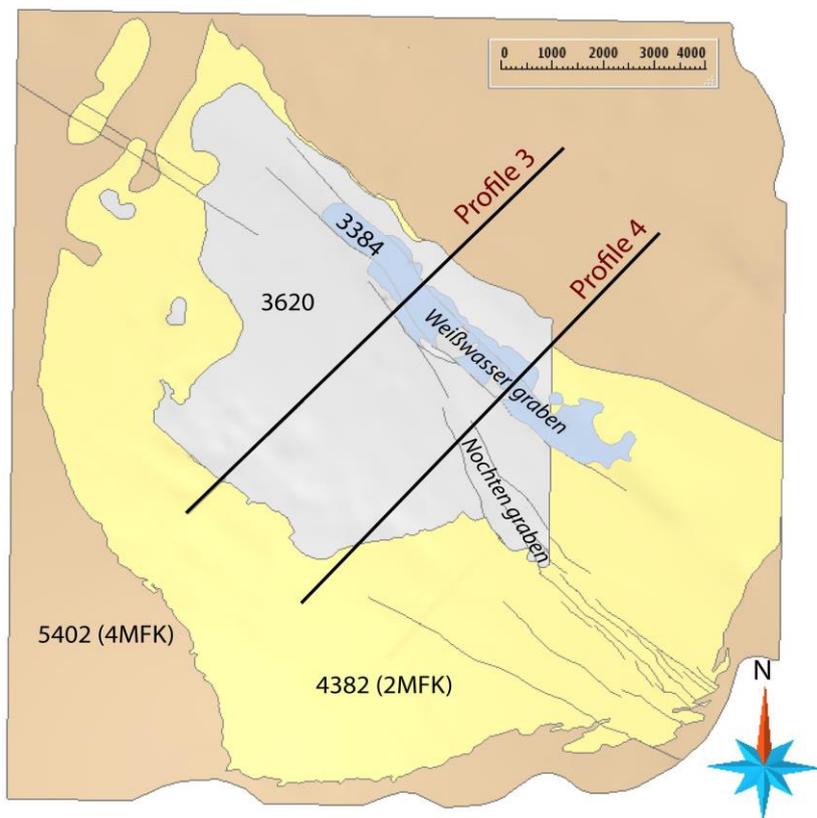


Abbildung 21: Verbreitung der MK2- und MK4-Fläche sowie der Horizonte 3620 und 3384 im Gebiet Nochten; Lage der Profile 3 und 4 aus Abbildung 22

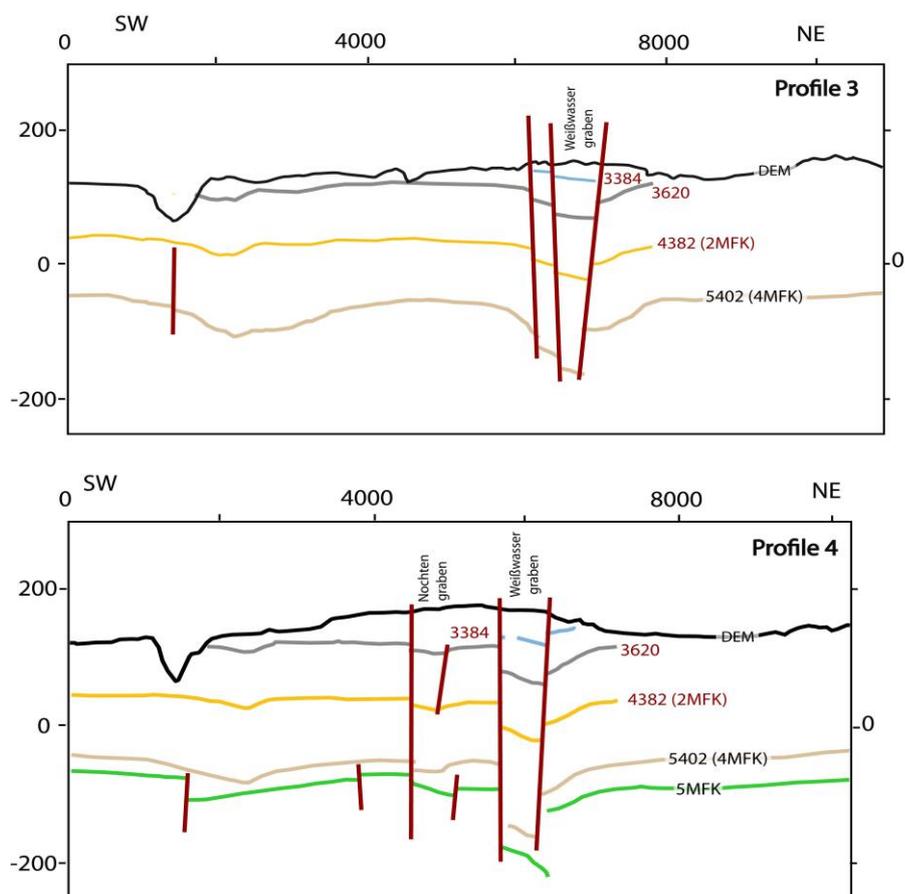


Abbildung 22: Profile der modellierten Oberflächen im Gebiet Nochten

2.3.2 Berzdorfer Becken

2.3.2.1 Störungsinventar

Das Berzdorfer Becken umfasst den westlichen Teil des Beckens von Berzdorf-Radomiercyze und den südwestlich anschließenden Bernstadt-Graben. Das Becken wird hauptsächlich von NE und E-W streichenden Störungen begrenzt, untergeordnet treten N-S streichende Elemente auf (Abbildung 23, Abbildung 24). Kleinere Störungen, die zwar lokal in einigen Profilschnitten nachweisbar sind, können aber nicht über größere Erstreckung ausgehalten werden und wurden folglich nicht im Modell berücksichtigt.

In Abbildung 24 ist eine Synthese der im Modell berücksichtigten Störungen dargestellt. Die NNE streichende Hauptstörung an der Westseite des Beckens fällt mit 70° nach SE ein. Die Störung kann von SW von Schönau-Berzdorf bis an die südliche Stadtgrenze von Görlitz verfolgt werden. Diese westliche Randstörung ist eine der bedeutendsten und durch Aufschlüsse belegte Störung, die alle tertiären Sedimente gegen den Granodiorit versetzt und deshalb als spät- bis postmiozän angelegt sein muss (BRÄUTIGAM, pers. Mitteilung 2015). Eine andere, scheinbar über Kilometer aushaltende Störung wurde an der Südgrenze des Berzdorfer Beckens modelliert. Die E-W streichende Abschiebung fällt mit 55° nach NNE ein. An dieser Störung ist der nördliche Teil des N-S verlaufenden Vulkanit-Rückens im Beckeninneren abgesenkt. Unterschiedliche Mächtigkeit der quartären Ablagerungen auf beiden Seiten der Störung (Bernstadt-Graben im Südwesten und Berzdorfer Becken im Nordosten) könnten auf eine pleistozäne tektonische Aktivität der Störung hinweisen. Im Inneren des Beckens wurden N-S streichende Störungen modelliert. Diese Störungen versetzen die liegende Flözgruppen und begrenzen im vorliegenden Fall die „Schluffmulde“ von Berzdorf. Die Störungen wurden mit einem Einfallen von 90° modelliert.

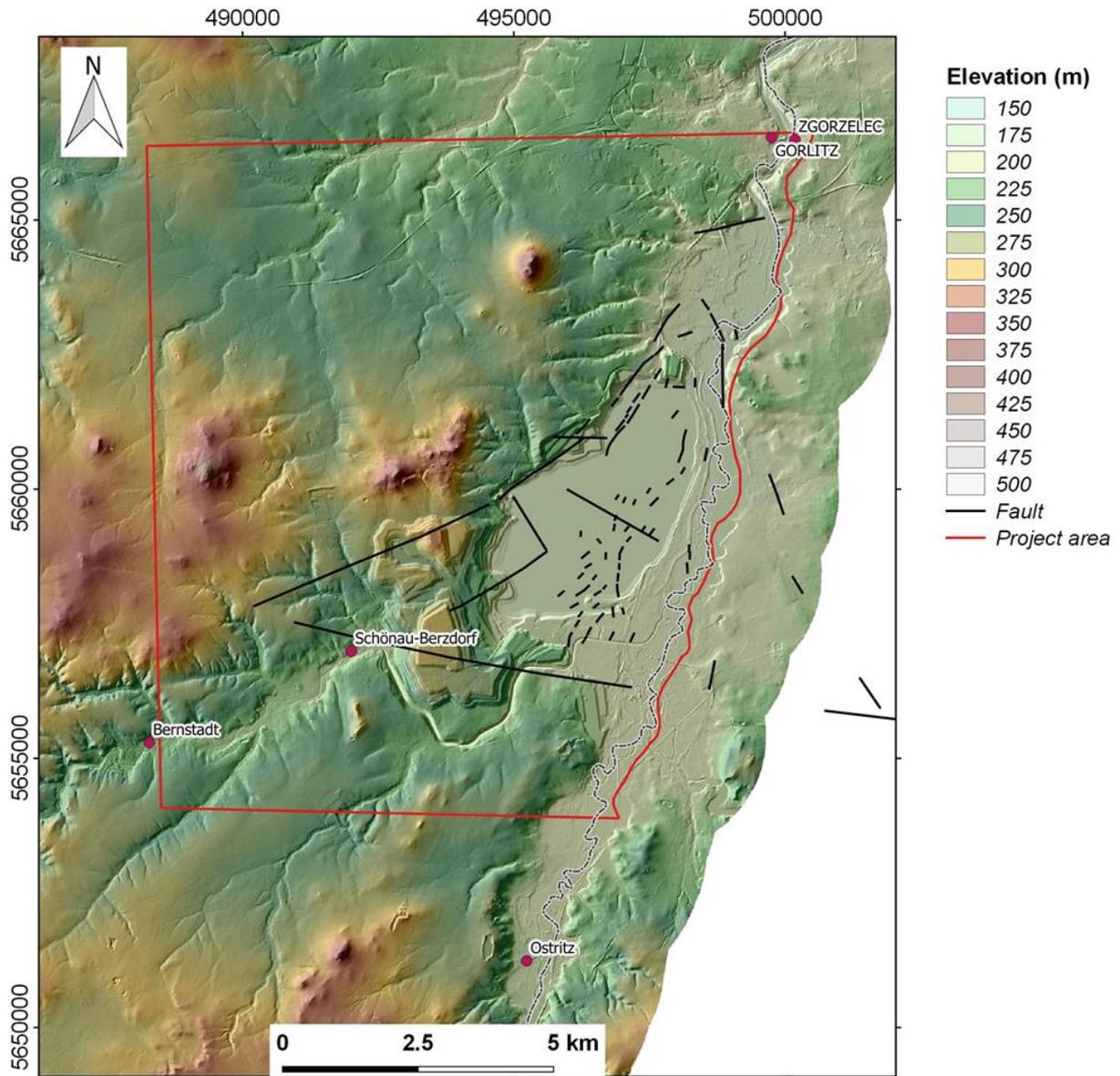


Abbildung 23: Digitales Geländemodell des Berzdorfer Beckens, geografische Anhaltspunkte und Lage der tektonischen Störungen (die kleineren Störungen wurden im Modell nicht berücksichtigt)

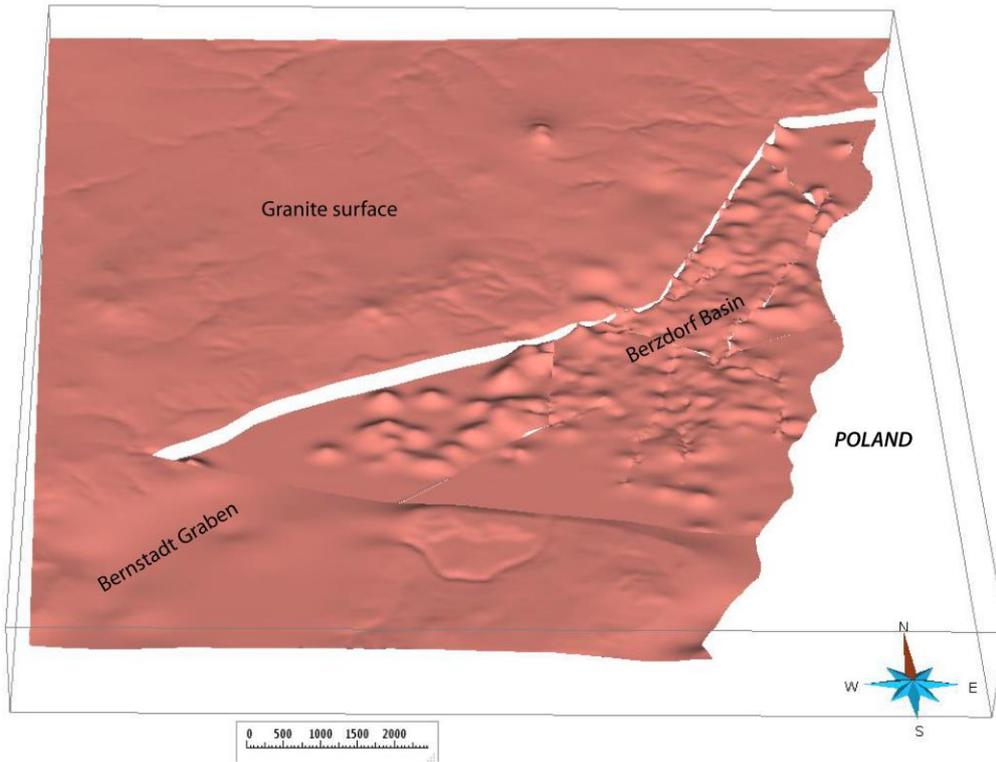


Abbildung 24: 3D-Ansicht der Prätertiär-Fläche (MK 5) im Gebiet Berzdorf ohne tektonische Störungen

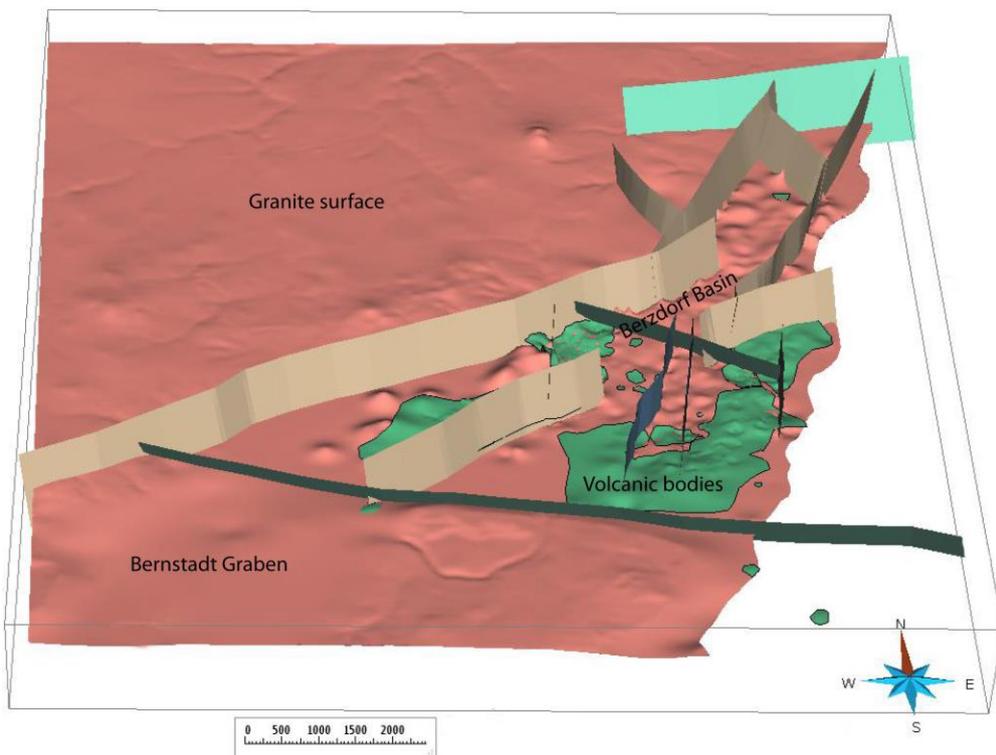


Abbildung 25: 3D-Ansicht der Prätertiär-Fläche (MK 5) im Gebiet Berzdorf mit oligozänen Vulkaniten (grün) und tektonischen Störungen

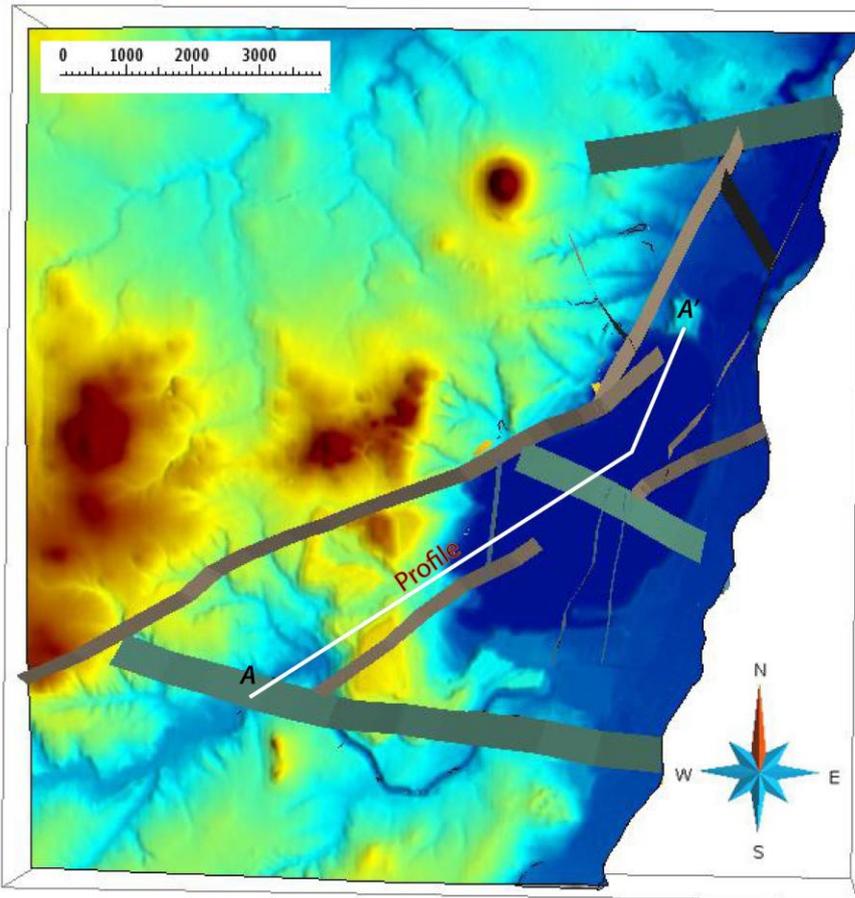


Abbildung 28: Digitales Geländemodell des Berzdorfer Beckens mit der Lage des Profils A-A'

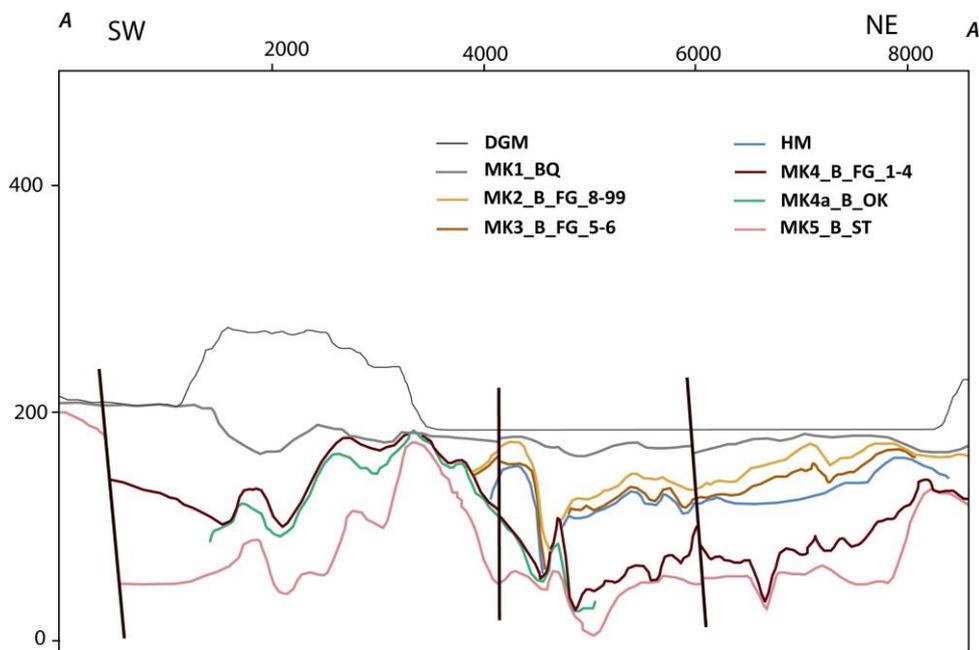


Abbildung 29: Profil A-A' mit modellierten Oberflächen in Berzdorf

Abkürzungen für die Hauptstrukturen: DGM - Digitales Geländemodell; MK1 - Basis Quartär; MK2 - Basis Flözkomplex 8-99 über Hauptmittel; MK3 - Basis Flözkomplex 5-6 über Hauptmittel; HM - Hauptmittel (Hauptmittel); MK4 - Basis Flözkomplex 1-4 unter Hauptmittel; MK4a - Hangend Vulkanite; MK5 - Basis sedimentäres Tertiär

2.3.3 Zittauer Becken

2.3.3.1 Störungsinventar

Die tektonischen Störungen im Tertiär des Zittauer Beckens wurden aus STANEK (2013) übernommen. Zusätzlich wurden Störungen für das Oderwitzer Teilbecken entsprechend der geomorphologischen Analyse und der Auswertung von Bohrungsdaten modelliert (Abbildung 30 und Abbildung 31). Die nördliche und südliche Grenze des Zittauer Beckens werden durch NW streichende Abschiebungen gebildet. Die Störungsflächen fallen etwa 70° ein. NE streichende, vermutlich Blattverschiebungen, verbinden die Abschiebungen und separieren sowohl das Oderwitzer Teilbecken im Nordwesten als auch das Turow-Becken im Osten vom Zittauer Becken. Der zentrale Teil des Zittauer Beckens wird von einer E-W streichenden Abschiebung („Zittauer Sprung“) beherrscht, die alle tertiären Sedimente versetzt. Die südlich an das Becken anschließende Lausitzer Überschiebung hat keinen Einfluss auf die Becken-Konfiguration.

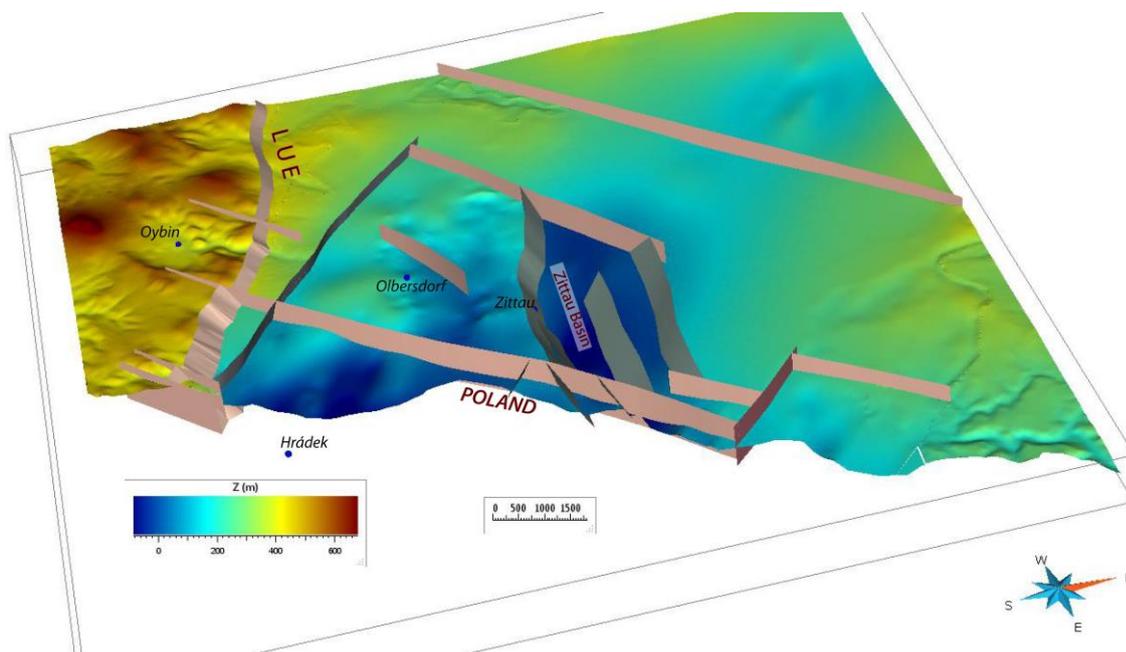


Abbildung 30: 3D-Ansicht der Prätertiär-Fläche (MK 5) im Zittauer Becken mit tektonischen Störungen

LUE - Lausitzer Überschiebung; Beckenbildende E-W streichende Störungen (olivgrün); NE streichende Strike-Slip-Störungen (cremefarben); NW streichende Strike-Slip-Störungen (braun); WNW streichende Überschiebungen nördlich der Lausitzer Überschiebung (dunkelgrün)

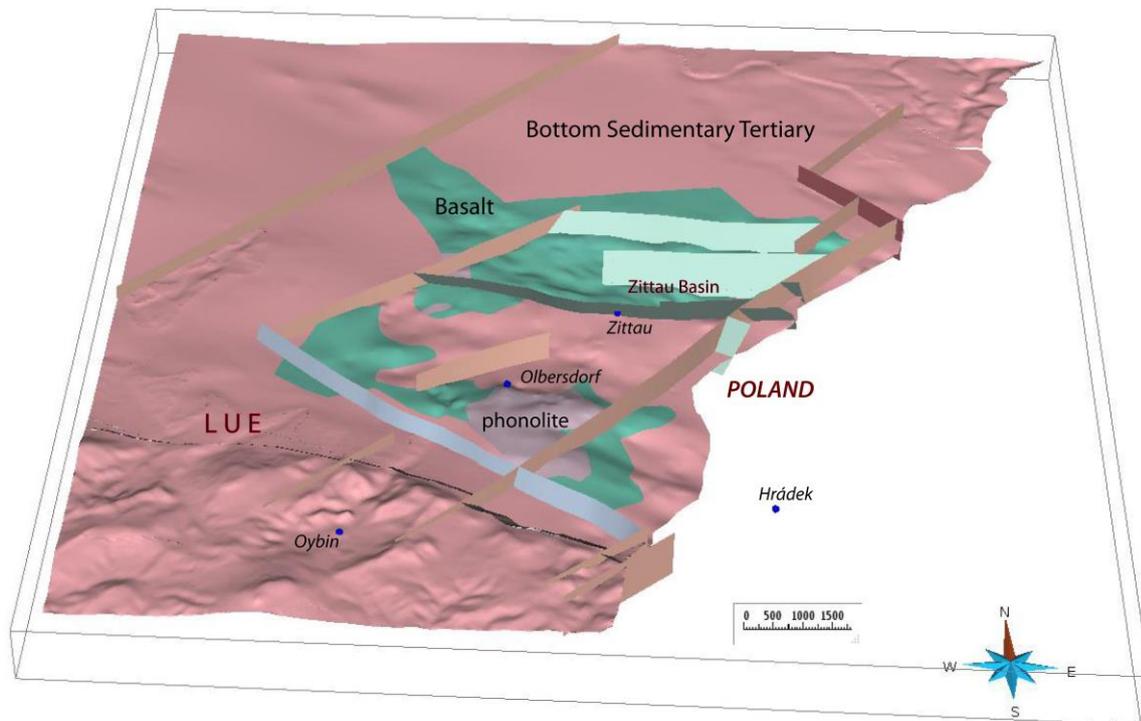


Abbildung 31: 3D-Ansicht der Prätertiär-Fläche (MK 5) mit der Basalt-Phonolith-Oberfläche (MK4b) und Störungen

LUE - Lausitzer Überschiebung; beckenbildende E-W streichende Störungen (olivgrün bzw. weiß-grün); NE streichende Strike-Slip-Störungen (cremefarben); NW streichende Strike-Slip-Störungen (braun); WNW streichende Überschiebungen nördlich der Lausitzer Überschiebung (blaugrau)

2.3.3.2 Stratigrafische Horizonte (Modellflächen)

Die erste unterste Modellfläche (MK5) ist die Auflagerungsfläche der tertiären Sedimente auf Granodiorit (Abbildung 30). Auf der Prätertiär-Fläche wird die Verbreitung der tertiären Sedimente als Linie angezeigt. Das liegende Kohleflöz (Zittau A oder „Basisflöz“) ist auf Grund der nur sporadischen Ausbildung (oder Nachweis) nicht in die Modellierung einbezogen worden. Über der Prätertiär-Fläche wurden die Hangendflächen der Basalt und Phonolith-Körper modelliert (Abbildung 31 und Abbildung 32). Auf Grund begrenzter Bohrdaten wurden nur die größten Vulkanitkörper im zentralen und südlichen Teil des Beckens dargestellt. Über diesen Flächen folgt die erste mit der Niederlausitz vergleichbare Fläche MK4 (Zittau C und Unterflöz) sowie MK3 (Oberflöz Unterkante) (Abbildung 33 und Abbildung 34). Die Hangendfläche der tertiären Sedimente stellt eine zumindest pleistozäne Erosionsfläche dar. Deshalb wurde die MK2-Fläche (Oberflöz Oberkante) nicht modelliert und dafür die Basisfläche Quartär (MK1) als Äquivalent zu MK2 betrachtet (Abbildung 35). Als abschließende Fläche wurde das DGM über die quartären Sedimente gelegt (Abbildung 36). Die rezente Oberfläche wurde aus einem DGM10 berechnet und auf eine 20-m-Auflösung skaliert. Ähnlich wie in Berzdorf wurde im 3D-Modell ein Profilschnitt zur Kontrolle der Modellflächen angelegt (Abbildung 36 und Abbildung 37). Das Profil zeigt, dass die MK4- und MK3-Flächen (und auch die Prätertiär-Fläche) nördlich von Olbersdorf ein Subbecken von 2 km Breite abbilden. Nach Norden folgt nach einer Hochlage das an den Zittauer Sprung gebundene Hauptbecken (Abbildung 37).

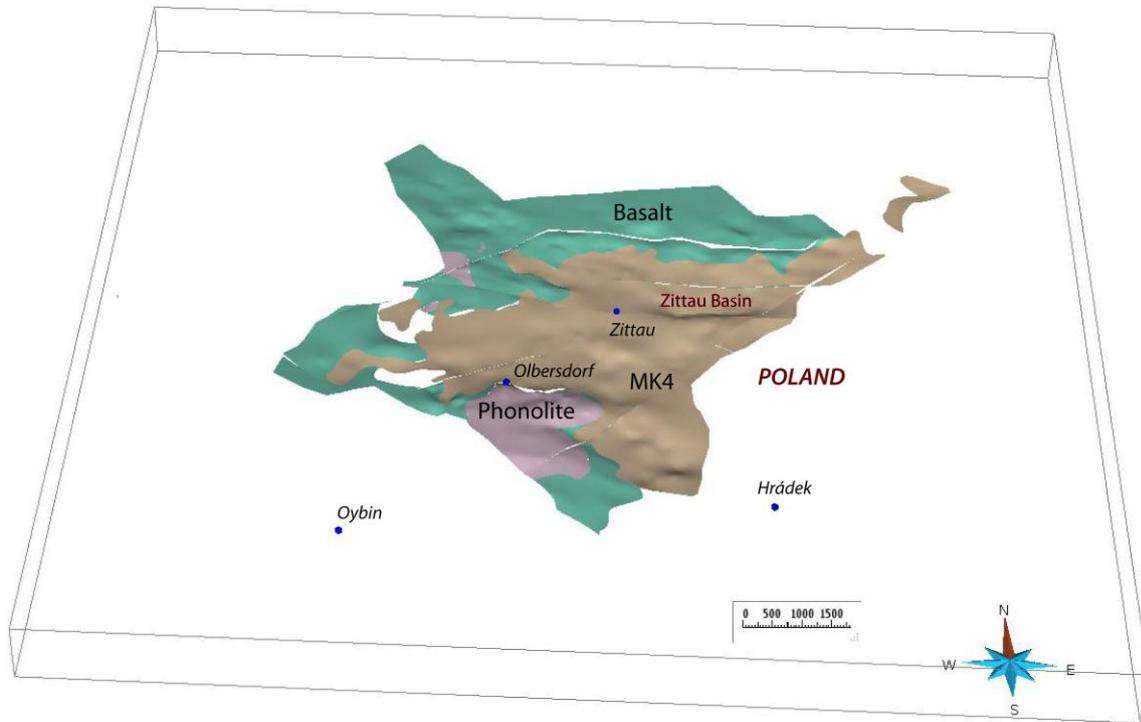


Abbildung 32: 3D-Ansicht des Zittauer Unterflözkomplexes, Unterkante Unterflöz Zittau C (MK4) und der Oberfläche von Basalt-Phonolith-Folge (MK4b)

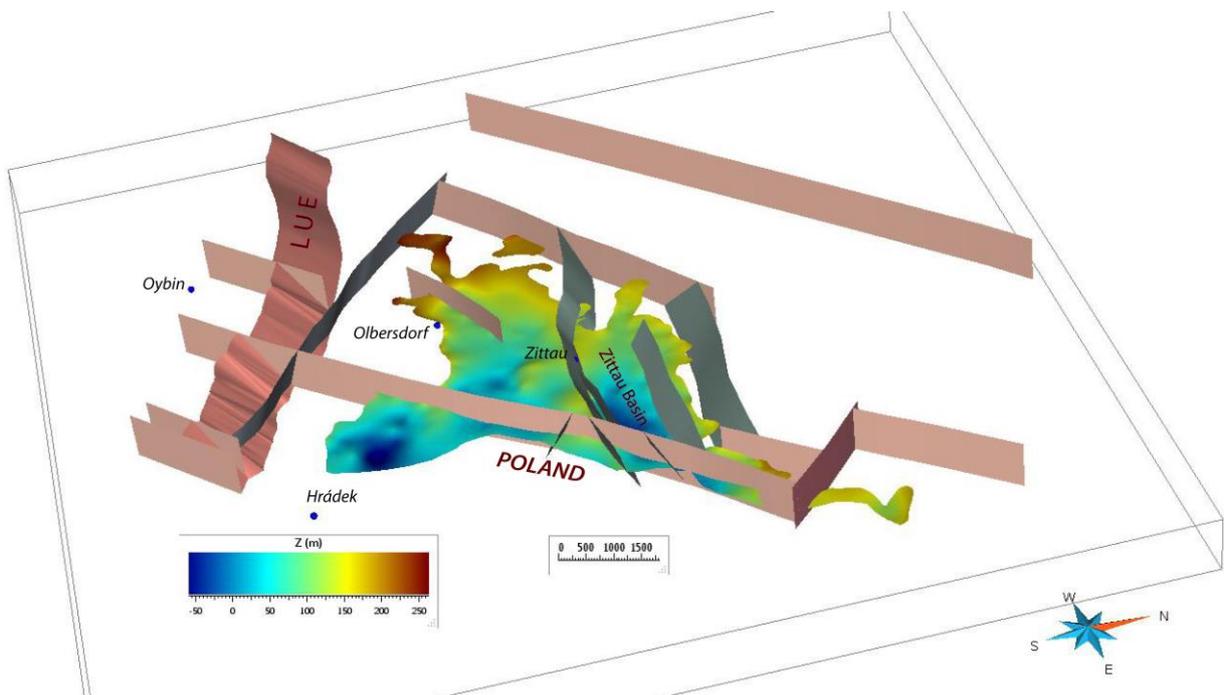


Abbildung 33: 3D-Ansicht des Zittauer Unterflözkomplexes aus östlicher Richtung, Unterkante Fläche Unterflöz Zittau C (MK4) mit Störungen

LUE - Lausitzer Überschiebung

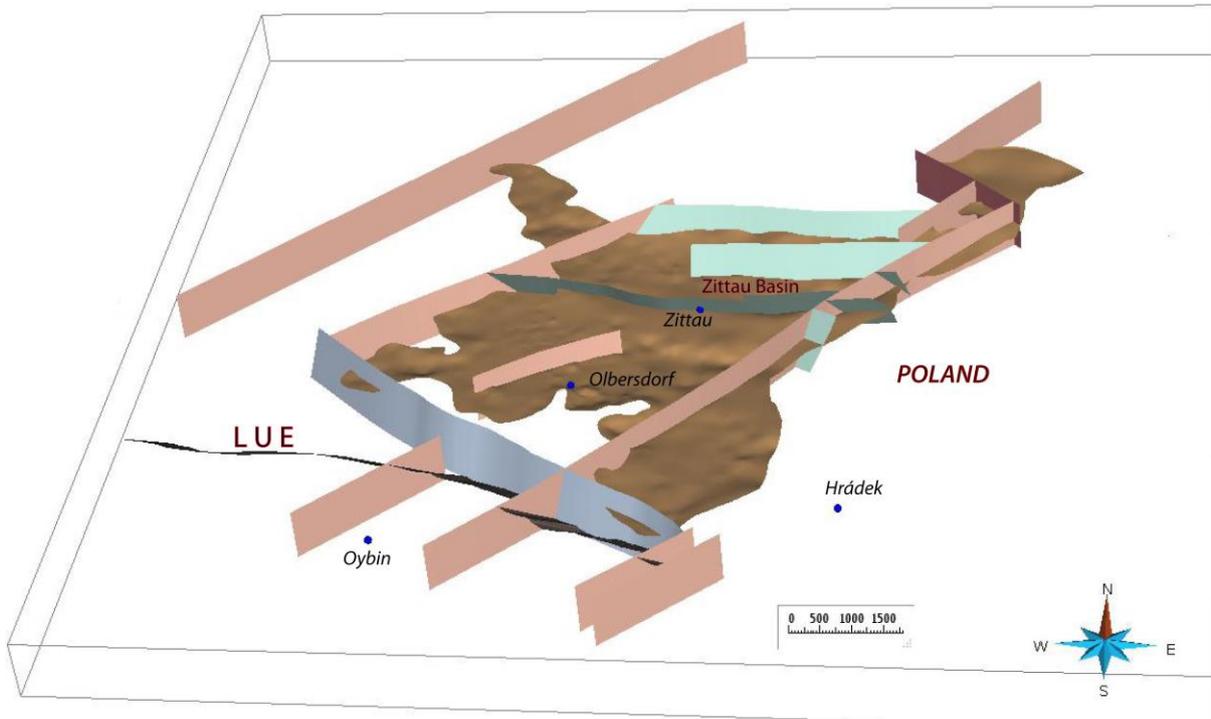


Abbildung 34: 3D-Ansicht des Zittauer Oberflözkomplexes, Unterkante Oberflöz (MK3) mit den Störungen

LUE - Lausitzer Überschiebung; beckenbildende E-W streichende Störungen (olivgrün bzw. weißgrün); NE streichende Strike-Slip Störungen (cremefarben); NW streichende Strike-Slip Störungen (braun); WNW streichende Überschiebungen nördlich der Lausitzer Überschiebung (blaugrau)

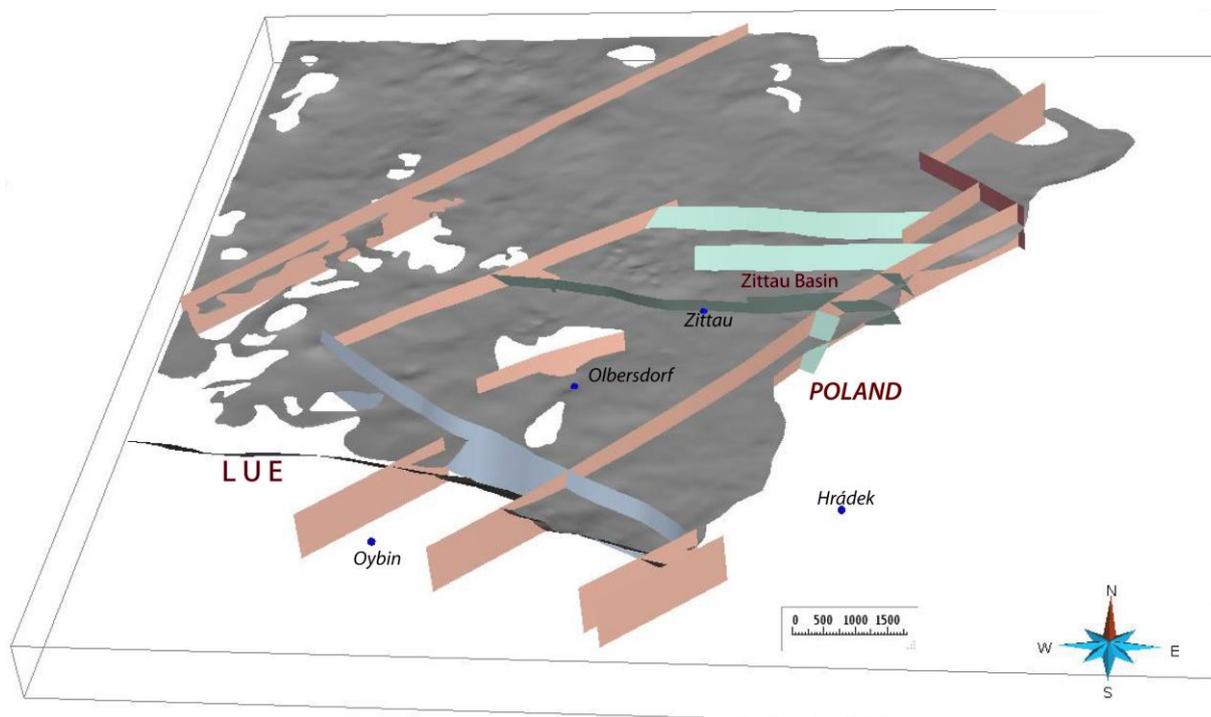


Abbildung 35: 3D-Ansicht der Quartärbasis (MK1) mit den Störungen (Gliederung der Störungen siehe Abbildung 34)

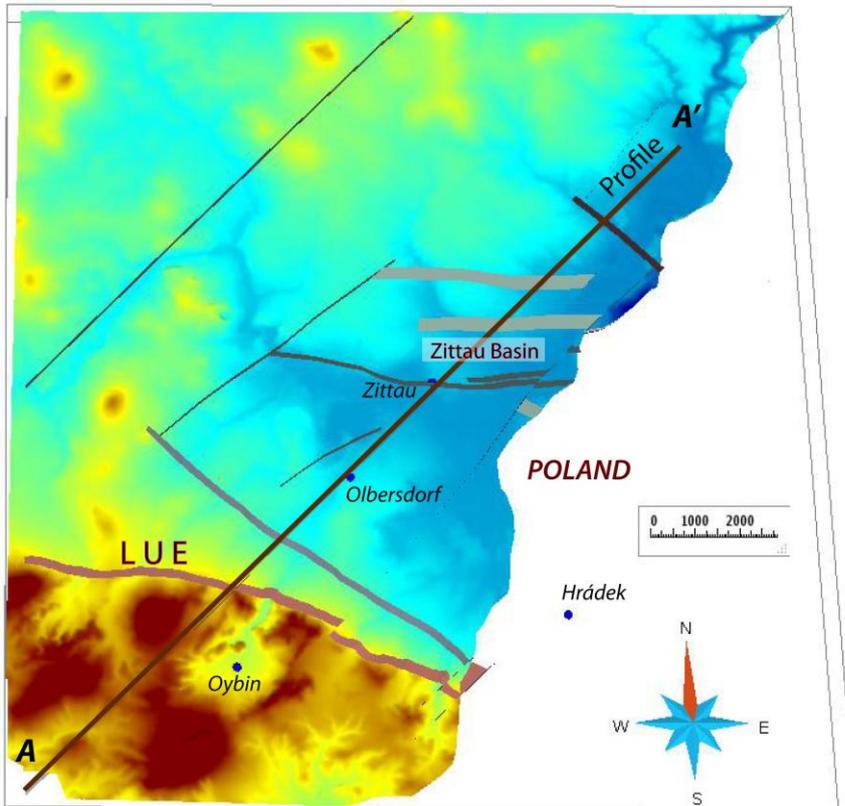


Abbildung 36: Digitales Geländemodell des Zittauer Beckens mit der Profilinie A-A' (braune Linie)
LUE - Lausitzer Überschiebung

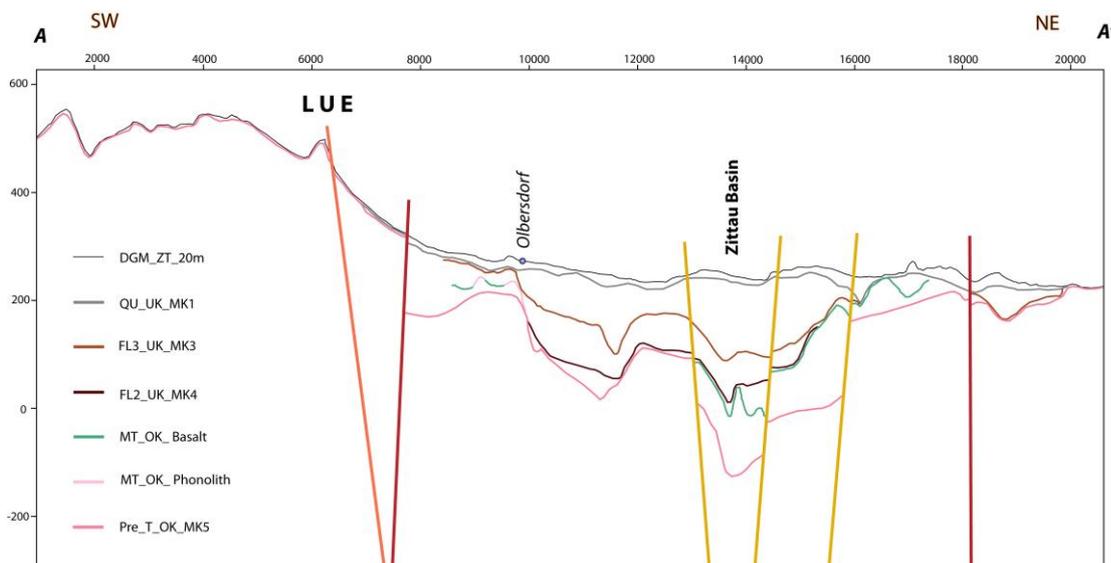


Abbildung 37: Profil A-A' der modellierten Oberflächen im Zittauer Becken

Abkürzungen für die Hauptstrukturen: LUE - Lausitzer Überschiebung; DGM_ZT_20m - Digitales Geländemodell; QU_UK_MK1 - Quartär-Basis (MK1); FL3_UK_MK3 - Liegendfläche Zittauer Oberflözkomplex (MK3); FL2_UK_MK4 - Liegendfläche Zittauer Unterflözkomplex (MK4); MT_OK_Basalt - Hangendfläche Magmatisches Tertiär (MK4b); MT_OK_Phonolith - Hangendfläche Magmatisches Tertiär (MK4b); Pre_T_OK_MK5 - Basis sedimentäres Tertiär und Oberfläche granitoider Gesteine (MK5).

2.3.3.3 Oderwitzer Becken

Im Oderwitzer Becken liegen nur Bohrdaten für die Beckenkonfiguration vor. Die Störungen wurden in Anlehnung an die geomorphologische Analyse konstruiert (siehe Kapitel 3). Das Oderwitzer Teilbecken ist von NE streichenden Störungen begrenzt, ähnlich den Randstörungen des Zittauer Beckens (Abbildung 38). Den Abschiebungen wurde ein Fallwinkel von 70° vorgegeben. Eine NW streichende dextrale Blattverschiebung verläuft durch Herrnhut und stellt die nördliche Grenze des Oderwitzer Beckens dar. Sie wurde mit einem Fallwinkel von 90° modelliert. Für das flächenmäßig eher kleine Teilbecken wurden die MK5-, MK4- und MK3-Flächen (Abbildung 39 und Abbildung 40) modelliert. Darüber folgt mit zum Teil erheblicher Mächtigkeit das Quartär und das DGM (Abbildung 41 und 38).

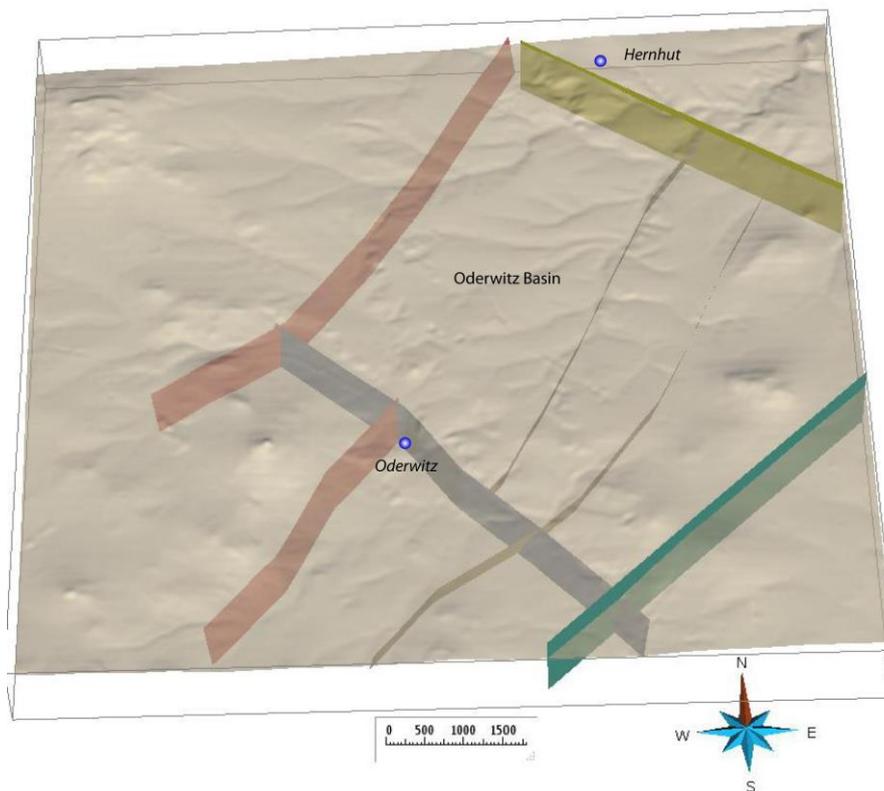


Abbildung 38: 3D-Ansicht des Digitalen Geländemodells des Oderwitzer Beckens, geografischen Anhaltspunkten und Störungen. Die Störungen sind den geomorphologischen und tektonischen Analysen entnommen.

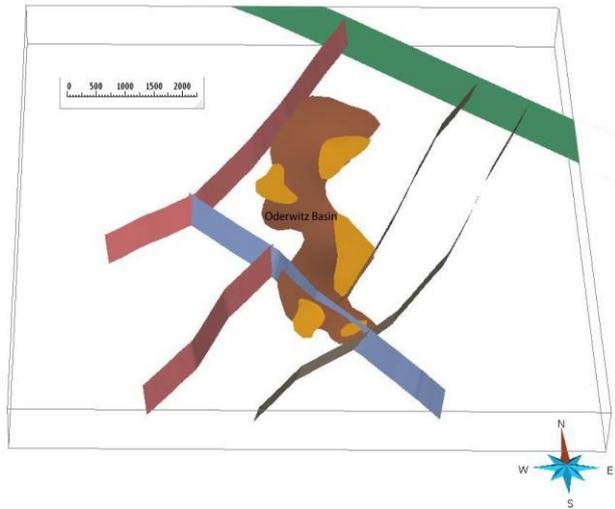


Abbildung 39: 3D-Ansicht des Zittauer Unterflözkomplexes, (MK4 - Zittau C [braun]) und des Zittauer Oberflözkomplexes (orange) mit den Störungen im Oderwitz Becken

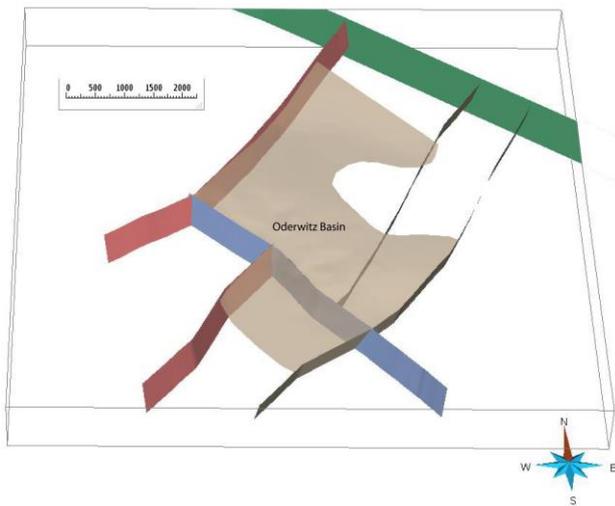


Abbildung 40: 3D-Ansicht der Basisfläche des sedimentären Tertiärs (cremefarben) mit den Störungen im Oderwitz Becken

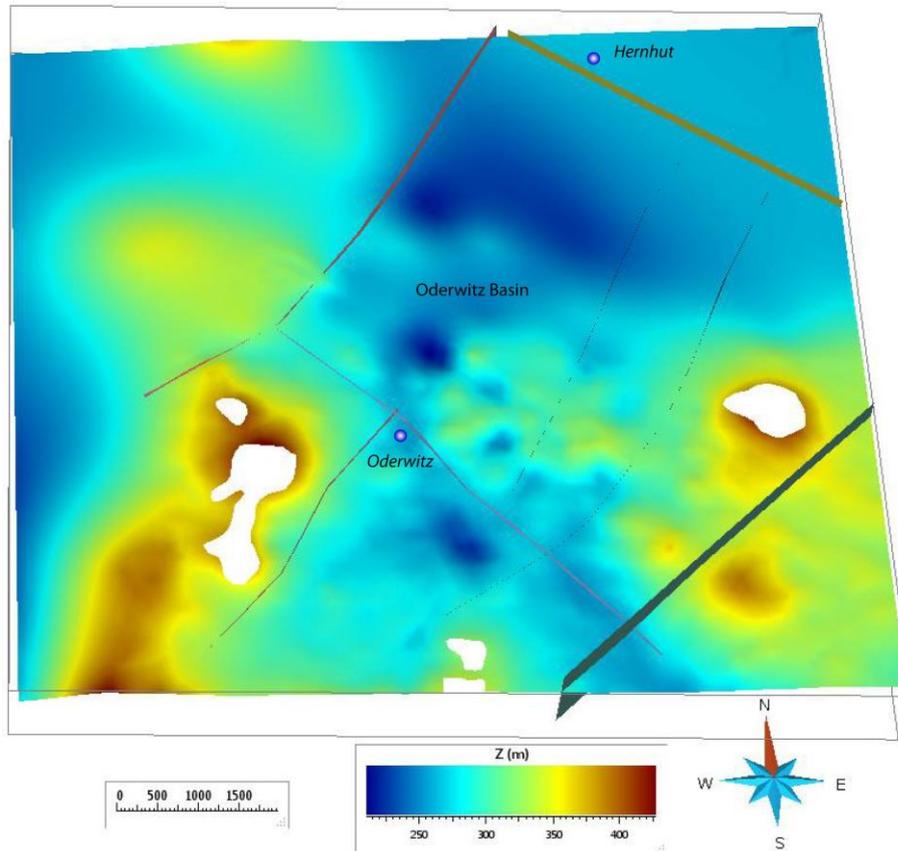


Abbildung 41: 3D-Ansicht der Quartärbasis (MK1) mit den Störungen im Oderwitzer Becken

3 Geomorphologische und tektonische Analysen

3.1 Ziele der Analyse

Die Methode der geomorphologischen Analyse wird in diesem Projekt angewandt, um neue Informationen über die tektonische Entwicklung der Lausitz vom frühen Neogen (Miozän) bis rezent zu erhalten. Die Morphologie einer Region wird durch Phänomene wie topografische Hebung oder klimabedingtes Sinken des Meeresspiegels kontrolliert. Die Änderung der Erosionsbasis der Flüsse führt zu einem Wettbewerb zwischen vertikaler Hebung und Erosion (z. B. SNYDER et al. 2000; BURBANK & ANDERSON 2001). Das Resultat ist eine fortschreitende Erosion oder Verjüngung der initialen topografischen Merkmale mit der Zeit (MATHER 2000). Aus digitalen Geländemodellen (DGM) können über mathematische Algorithmen „Geomorphologische Indizes“ extrahiert werden. Diese Indizes werden häufig genutzt, um die Effekte der jüngsten tektonischen Deformation auf Landschaften zu detektieren (KELLER & PINTER 1996). Die kombinierte Analyse der topografischen Profile und des Entwässerungsnetzes erlaubt es, Veränderungen der Erosionsbasis von Flüssen und damit die Erosionsrate zu schätzen.

3.2 Daten und Methoden

3.2.1 Topografische Streifenprofile

Topografische Streifenprofile („Swath profiles“) fassen Höhendaten aus einer komplexen Landschaft zu einem Einzelprofil zusammen (z. B. ISACKS 1992; MASEK et al. 1994; DUNCAN et al. 2003; ANDREANI et al. 2014). Die Topografie einer diskreten rechteckigen Fläche senkrecht zur Profillinie wird als einfache Linie wie bei herkömmlichen Höhenprofilen extrahiert. Die Höhendaten werden auf eine vertikale Ebene parallel zu der langen Achse des Rechtecks projiziert und die statistischen Parameter (üblicherweise die maximale, minimale und mittlere Höhenlage) werden berechnet. Die Kurve der maximalen Höhen entspricht den Bergrücken und hilft, topografische Merkmale wie Paläo-Oberflächen zu identifizieren. Die Kurve der minimalen Höhen entspricht den aktuellen Talböden.

3.2.2 Datenbasis und Extraktion des Drainagenetzes

Die Extraktion des Drainagenetzes erfolgte mit TecDEM, einem MATLAB-basierten Software-Paket (SHAHZAD & GLOAGUEN 2011). Die Fließrichtung und das Einzugsgebiet wurden für jeden Pixel nach dem D8-Algorithmus berechnet (FAIRFIELD & LEYMARIE 1991; JONES 2002). Die Flüsse wurde ab einem minimalen Einzugsgebiet von 1 km² hierarchisch organisiert (STRAHLER 1957). In Abbildung 42 wird ein Beispiel für eine solche Extraktion auf der Basis von SRTM-Daten mit einer räumlichen Auflösung von 30 m dargestellt.

Die DGM-basierte Methode erlaubt es, relativ einfach und schnell ein regionales Drainagenetz zu extrahieren und zu analysieren. In Abhängigkeit von der räumlichen Auflösung der Ausgangsdaten können jedoch Fehler im Pixelbereich des Drainagenetzes und der Einzugsgebiete auftreten. Es standen im Rahmen des vorliegenden Projektes drei verschiedene Datenquellen zur Verfügung: Für die regionale Analyse wurde das DGM auf Basis der SRTM-Daten mit einer Auflösung von 1 Bogensekunde (NASA) genutzt.

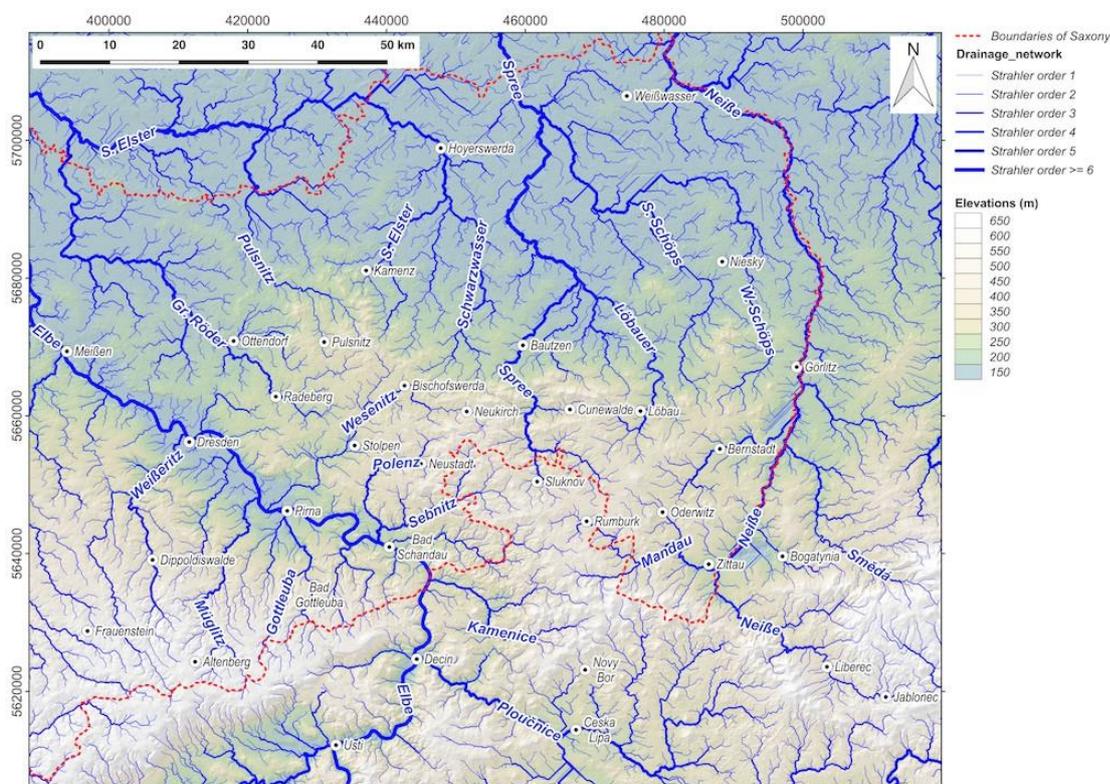


Abbildung 42: Drainagenetz des östlichen Sachsens, extrahiert von 30 m-aufgelösten SRTM-Daten

Diese satellitengestützte Datenaufnahme soll einen Fehler in der Höhenbestimmung von weniger als 20 m haben. Das LfUG stellte ein 10 m-DGM (DGM10) auf der Basis des korrigierten 2 m-DGM für Sachsen zur Verfügung. Die vertikale Genauigkeit des 2 m-DGM beträgt wenige Zentimeter. Diese Daten wurden für die Analyse ausgewählter Gebiete im Arbeitsgebiet benutzt. Für Grenzgebiete wurden das DGM10 und TanDEM-X-Daten kombiniert, um so die Modellgrenzen erweitern zu können. TanDEM-X-Daten (TanDEM12) haben mit 12 m eine ähnliche Auflösung wie das „sächsische“ DGM10, aber durch eine geringe vertikale Genauigkeit ein größeres Rauschen.

Die Bestimmung der Fließrichtung nach dem D8-Algorithmus kann diskrete Mißorientierungen enthalten, deren Richtungen in 45°-Sektoren zerlegt werden (FAIRFIELD & LEYMARIE 1991). Das kann die Analyse vor allem in flachen Gebieten beeinflussen. Zusätzlich können methodische Fehler auftreten. In Arbeitsgebiet der Autoren betraf das vor allem „abgeschlossene Senke“, d. h. DGM-Fehler oder anthropogene Artefakte wie Tagebaue und Halden. Diese Senken mussten mit Pixeln „gefüllt“ werden, um einen ungehinderten Abfluss zu gewährleisten. Die originale Topografie kann auch durch Dämme und andere Wasserbauten verfälscht sein. Die künstlichen Verflachungen der ursprünglichen Flussläufe können so zu Fehler in der Analyse des Drainagenetzes führen. Diese Fehler können jedoch sehr leicht in den Längsprofilen der Flüsse entdeckt und bei der Analyse von Knick-Punkten entsprechend berücksichtigt werden.

3.2.3 Analyse von Flusslängsprofilen

Abweichungen des realen Profils von der typischen konkaven Form eines idealen Flusslängsprofils in Form von Knickpunkten oder konvexen Abschnitten zeigen einen Ungleichgewichtszustand des Wasserlaufes an. Solche Perturbationen können sowohl tektonische Ursachen haben als auch durch Wechsel der Erosionsbasis oder der Lithologie bewirkt werden (z. B. KIRBY & WHIPPLE 2001; CHEN et al. 2003; TROIANI & DELLA SETA 2008; FONT et al. 2010). Der Abschnitt der Flüsse über einem prominenten Knickpoint wird oft zu einer Oberen-Relikt-Landschaft verbunden. Die Rekonstruktion des oberen Flusslängsprofils abwärts bis zur Mündung in den nächsten Hauptvorfluter liefert eine Schätzung für die Menge der nachfolgenden Erosion (z. B. SCHOENBOHM et al. 2004; CLARK et al. 2005; GALLEN et al. 2013). Das ursprüngliche Flussprofil wird mit Hilfe des Potenzgesetzes zwischen Steigung und Entfernung des Flusses berechnet (HACK 1957):

$$S = i \times D^j \quad (1)$$

„S“ ist das lokale Fluss-Gefälle und „D“ die Entfernung von der Wasserscheide/Mündung. Die lineare Regression des Flussabschnittes über dem Knickpoint gibt in einem logarithmischen Diagramm Gefälle versus Entfernung die Parameter „i“ und „j“ (Abbildung 43). Die Anwendung dieser Methode wird durch die Auflösung und Qualität des DGM begrenzt. Um dieses Problem zu überwinden, werden die Parameter i und j mit Hilfe der „Bootstrap“-Methode berechnet. Teilmengen des ursprünglichen Daten-Sets mit 50 % zufällig ausgewählter Punkte werden einer linearen Regression jeder Teilmenge unterzogen. Daraus wird ein durchschnittliches Profil berechnet. Dieses Verfahren erlaubt es, die Qualität der Rekonstruktion der Erosionsbasis beurteilen. Es bietet auch eine zuverlässige Schätzung der Modifizierung der Erosionsbasis durch den Vergleich der rekonstruierten und die aktuellen Flussprofile.

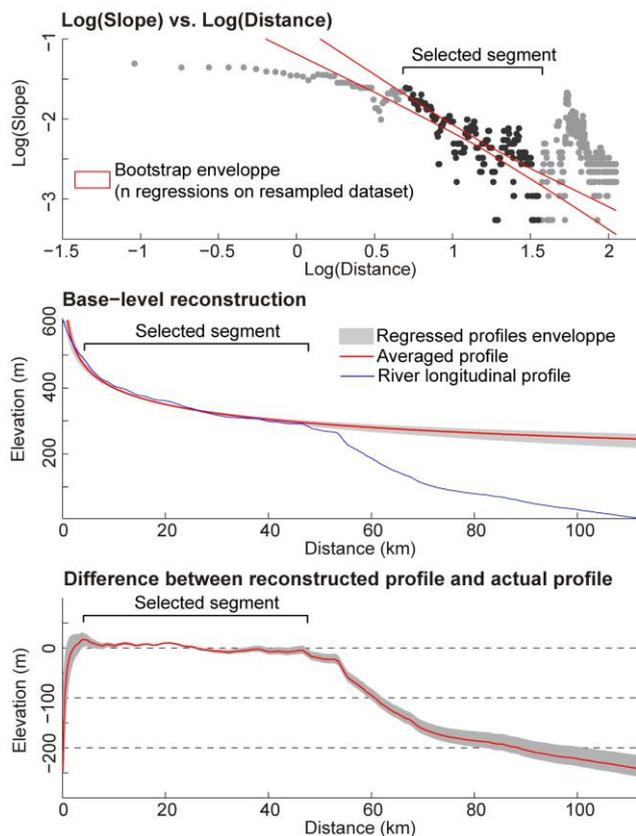


Abbildung 43: Rekonstruktion des ursprünglichen Flussprofils mit linearen Regression in einem log(Gefälle)-log(Entfernung)-Diagramm („Bootstrap“ Methode)

(vollständige Erklärung siehe Text)

3.2.4 Integrale Anwendung des Chi-plots für die Analyse des Drainagenetzes

In einem vereinfachten theoretischen System, in dem Hebung und Erosion konstant in Raum und Zeit sind, kann das Längsprofil eines sich entwickelnden Wasserlaufes (Hebung ausgeglichen durch Erosion) durch die Gleichung (2) nach dem stream-power-law-Modell beschrieben werden (z. B. HOWARD & KERBY 1983; WHIPPLE & TUCKER 1999):

$$\frac{dz}{dx} = \left(\frac{U}{K}\right)^{1/n} A(x)^{-m/n} \quad (2)$$

In dieser Gleichung bedeutet „dz/dx“ die Neigung, „U“ die Hebungsrate, „K“ ist der Koeffizient der Erodierbarkeit (der von Faktoren wie Klima und Lithologie abhängt) und „A“ das drainierte Gebiet (Einzugsgebiet). Die Exponenten „m“ und „n“ sind empirisch abgeleitete Koeffizienten. Plottet man die Neigung gegen das Einzugsgebiet in einer logarithmischen Skalierung, so ergibt sich eine Gerade, deren Steigung dem Gradienten $-m/n$ (der Tal-Konkavität) entspricht. Diese Neigung-versus-Fläche-Analyse wurde bereits in vielen Studien angewandt (z. B. FLINT 1974; KIRBY & WHIPPLE 2001; WOBUS et al. 2006), besitzt aber auch bedeutende Limitierungen. Täler, die aus einem DGM extrahiert werden, besitzen typischerweise topografische Fehler und Ungenauigkeiten. Dieses Problem wird durch die Glättung der Talsohle durch Mittelung der Neigung-versus-Einzugsgebiet-Verhältnisse umgangen. Die Größe von Einzugsgebieten kann auch Diskontinuitäten zeigen, wenn es z. B. zu einer abrupten Zunahme der Fläche an der Einmündung von Nebenflüssen kommt.

PERRON & ROYDEN (2013) schlugen einen alternativen Ansatz vor, um so die Messung der Neigung der Talsohle zu umgehen. Diese alternative Methode nutzt die Höhe (z) anstatt der Neigung (dz/dx) als abhängige Variable und ein räumliches Integral für das Einzugsgebiet (hier im Folgenden als χ bezeichnet) als unabhängige Variable. Damit kann man die Gleichung (2) wie folgt integrieren:

$$\int dz = \int \left(\frac{U}{KA^m} \right)^{1/n} dx \quad (3)$$

Für einen im Gleichgewicht stehenden Flusskanal kann die Gleichung (3) für den Bereich oberhalb einer Basishöhe x_0 (dem niedrigsten Punkt eines analysierten Flusses) integriert werden, sodass man die Gleichungen (4) und (5) erhält:

$$z(x) = z(x_0) + \left(\frac{U}{KA_{ref}^m} \right)^{1/n} \chi \quad (4)$$

mit

$$\chi = \int_{x_0}^x \left(\frac{A_{ref}}{A(x)} \right)^{m/n} dx \quad (5)$$

Dabei ist A_{ref} eine Referenzfläche (Referenzeinzugsgebiet mit einer Fläche von allgemein 1 km^2), die sichert, dass der Integrand in Gleichung (5) dimensionslos ist. In einem Diagramm Höhe-versus- χ wird ein im Gleichgewicht stehender Flusskanal als gerade Linie erscheinen und die Neigung der Geraden ist ein Maß des Verhältnisses Hebung zu Erodierbarkeit (U/K) potenziert mit $1/n$. Das für die Berechnung von χ notwendige Verhältnis m/n ist meist unbekannt. Dieses Problem kann gelöst werden, wenn χ für Werte von m/n zwischen 0 und 1 berechnet wird und dann nach Näherung der m/n -Wert gewählt wird, für den der Flusskanal die maximale Linearität aufweist (Abbildung 44).

Ein Vorteil in der Integral-Lösung ist die einfache Analyse eines Drainagenetzes. In einem Chi-plot eines im Gleichgewicht stehenden Einzugsgebietes (Abbildung 44) verlaufen die Linien von Haupt- und Nebenflüssen ko-linear, bei homogenen U und K haben alle Flüsse im Chi-Raum den gleichen Gradienten. Gerade bei Ungleichgewichten in einem Einzugsgebiet kann der Chi-Plot sehr nützlich sein. Die Abschnitte der Flüsse mit unterschiedlicher Hebung oder Erodierbarkeit werden spezifische Gradienten im Chi-Raum aufweisen (PERRON & ROYDEN 2013; MUDD et al. 2014). Daraus folgt, dass die Kartierung des Chi-Gradienten es erlaubt, die räumliche Ausdehnung von Ungleichgewichten zu verstehen, die durch unterschiedliche Hebungs- und/oder Erosionsraten innerhalb eines Einzugsgebietes hervorgerufen werden.

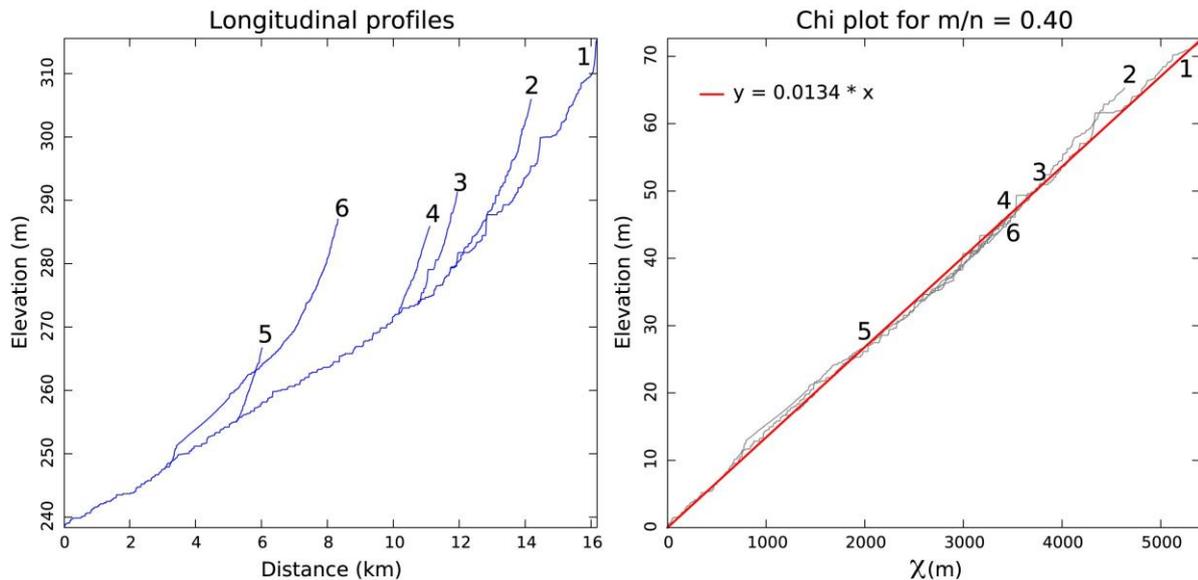


Abbildung 44: Beispiel für die Chi-plot-Analyse für ein im Gleichgewicht stehendes Einzugsgebiet.

Links: Längsprofil von Flüssen; Rechts: Chi-plot für $m/n = 0.4$.

Die Neigung der Regressionsgeraden (rote Linie) ist eine Funktion des Verhältnisses Hebung zu Erodierbarkeit (U/K) potenziert mit $1/n$. Weil U und K homogen für das Einzugsgebiet sind, erscheinen der Hauptfluss und seine Nebenflüsse als ko-linear.

3.3 Ergebnisse der geomorphologischen Analyse

3.3.1 Isobasen-Karten der Talsohlen

Zu Beginn der Auswertung wurde eine Isobasen-Karte der Flüsse (IKF) angefertigt (Abbildung 44), um die regionalen Unterschiede innerhalb des Drainagenetzes des Untersuchungsgebiets zu verdeutlichen. Die IKF ist eine Interpolation der Höhe der Talsohlen, die aus dem 30 m-SRTM-Daten extrahiert wurden. Zur Interpolation wurde die „Natural Neighbour“-Methode (SIBSON 1981) aus der SAGA GIS-Software benutzt.

Die IKF ermöglicht es, verschiedene morphologische Domänen abzugrenzen. Im nördlichen Teil der sächsischen Lausitz, nördlich der Linie Ottendorf – Bautzen, zeigt die Höhe der Isobasen-Fläche nur flache Amplituden-Variationen zwischen 100 und 200 m. Diese Region wird hier als Lausitzer Tiefland (LT) bezeichnet. Man kann keinen nennenswerten Einfluss der großen tektonischen Strukturen (Innerlausitzer Störung, Weißwasser-Graben oder Hoyerswerdaer Störung) auf die Isobasen-Fläche beobachten. Im südlichen Teil der Lausitz ist die Isobasen-Fläche stärker gegliedert mit Höhen der Fläche zwischen 200 und 600 m. Dieses hier als Lausitzer Hochland bezeichnete Gebiet wird von NE, E und NW streichenden topografischen Abbrüchen begrenzt, die durch die IKF deutlich hervorgehoben werden. Diese topografischen Abbrüche verlaufen parallel oder in Verlängerung von kartierten tektonischen Elementen. Das sind aus dem regionalen Blickwinkel vor allem die NE streichende Hoyerswerdaer Störung, die E-W streichende Cunewalde-Störung sowie die NW streichende Elbe-Zone und lokal die Lausitzer Überschiebung.

Im Lausitzer Hochland können drei Domänen klassifiziert werden. Die erste Domäne entspricht einem herausgehobenem Plateau im Gebiet zwischen Radeberg, Pulsnitz und Bischofswerda, im Folgenden als „Radeberg-Plateau“ (RP) bezeichnet. Die Isobasen-Fläche hat eine durchschnittliche Höhe von 275 und 300 m. Das RP ist im Südwesten durch die Lausitzer Überschiebung begrenzt. Die anderen Grenzen des RP können entlang von NE und NW verlaufenden topografischen Abbrüchen bestimmt werden. Diese Abbrüche könnten tektonischer Natur sein. Der NE verlaufende Abbruch (zwischen Radeberg und Ottendorf) ist die

südwestliche Verlängerung der kartierten Hoyerswerdaer Störung (HOTH et al. 1995), während der NW verlaufende Abbruch (nördlich von Pulsnitz und Bischofswerda) dem scheinbar störungskontrollierten Kontakt zwischen oberproterozoischen Grauwacken und dem Granodiorit folgt (HOTH et al. 1995).

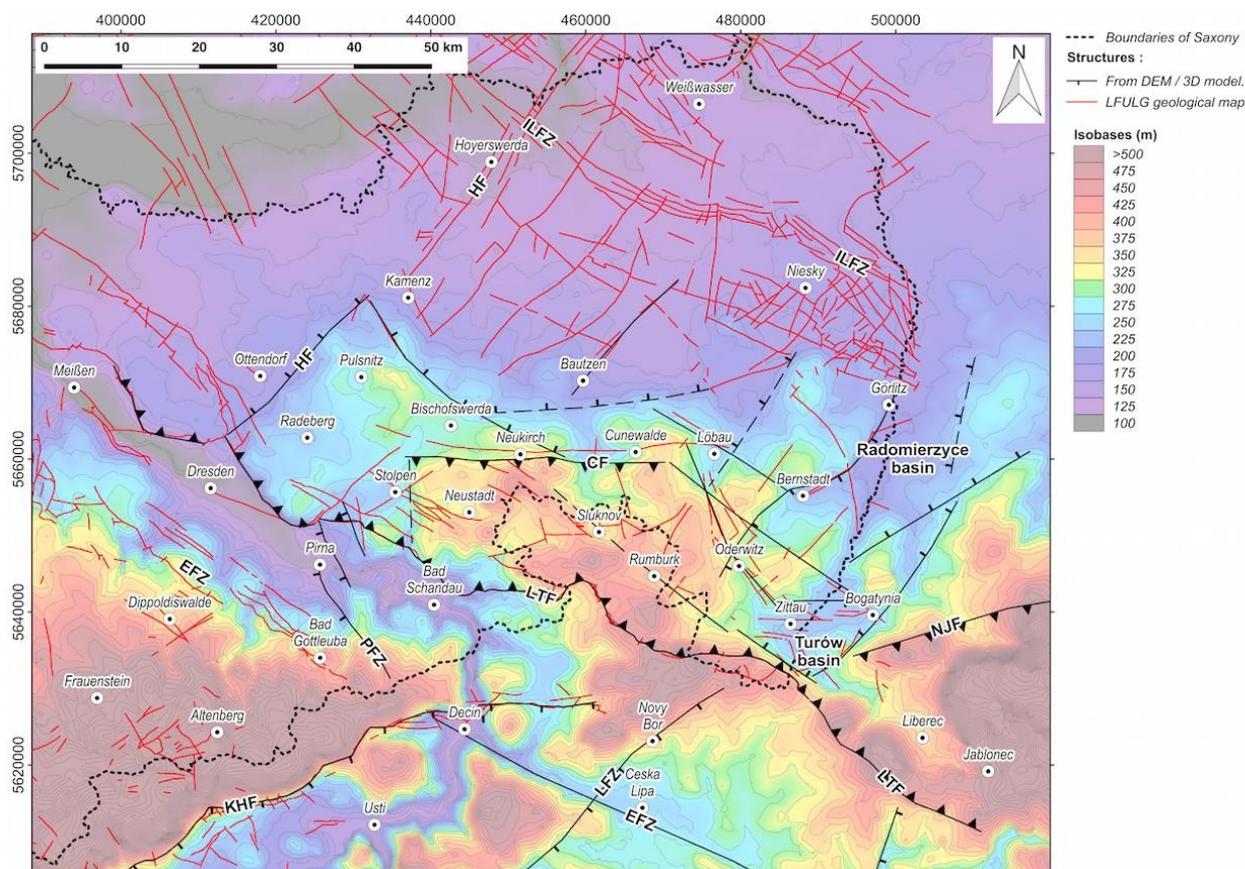


Abbildung 45: Isobasen-Karte des Drainagenetzes (IKF), extrahiert aus 30 m-SRTM-Daten

CF - Cunewalde-Störung, EFZ - Elbe-Störungszone, HF - Hoyerswerdaer Störung, KHF - Krušné hory-Störung, ILFZ - Innerlausitzer Störungszone, LFZ - Litomeřice-Störung, LTF - Lausitzer Überschiebung, NJF - Nördliche Isergebirgsstörung

Die zweite Domäne erstreckt sich als erhöhtes Plateau zwischen der Cunewalde-Störung im Norden, der Lausitzer Überschiebung im Südwesten, dem vulkanischen Böhmischem Mittelgebirge im Süden und den tertiären Becken vom Berzdorf-Radomierzyce und Zittau-Turów im Südosten. Die Höhe dieses Plateaus liegt zwischen 350 und 450 m und wird im Folgenden als „Oberlausitz Plateau“ (OP) bezeichnet.

Die dritte Domäne besteht aus einer 20 km breiten und etwa 50 km langen Depression, die die tertiären Becken von Berzdorf-Radomierzyce und Zittau-Turów einschließt. In der IKF erscheint die Depression begrenzt durch zwei NE verlaufende Geländekanten. Die NW-Grenze der topografischen Depression verläuft zwischen Bernstadt und Oderwitz, die SE-Grenze östlich von Bogatynia. Die dritte Domäne wird als „Ostlausitzer Depression“ (OD) bezeichnet.

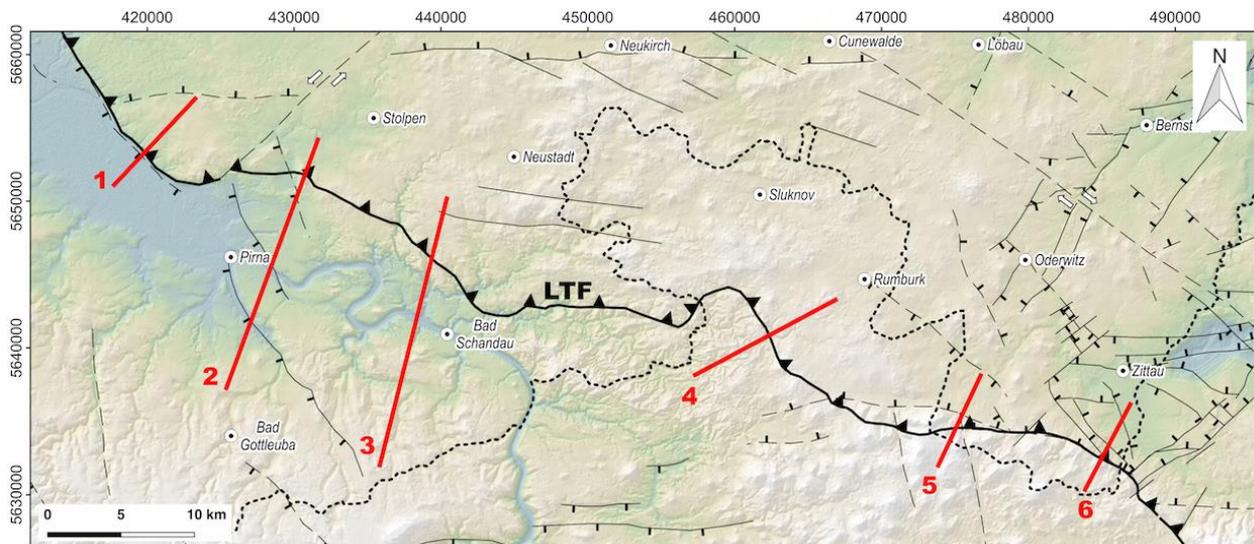


Abbildung 46: Lokation von Streifen-Profile (rot) (topografic swath profiles) über die Lausitzer Überschiebung (LTF) (Profil-Darstellung siehe Abbildung 47). Die schwarzen Linien entsprechen tektonischen Elementen, abgeleitet aus der geomorphologischen Analyse.

3.3.2 Die westlichen und südlichen Grenzen des Lausitzer Blockes

Die südlichen und westlichen Grenzen des Lausitzer Blockes wurden mit Hilfe von Streifen-Profilen (swath profiles) und Flusslängsprofilen untersucht. In dieser Region wird die Grenze des Lausitzer Blockes mit der Lausitzer Überschiebung assoziiert, die das Cadomische Basement im Osten von den kretazischen Sedimenten im Westen trennt.

Die sechs Profile sind auf verschiedenen Segmenten senkrecht zur Lausitzer Überschiebung angelegt (Abbildung 46). In den einzelnen Profilen kann man die erhöhten reliktschen Einebnungsflächen erkennen (Abbildung 47), geglättete topografische Oberflächen mit geringem Relief. Auf dem nördlichen Profil (Profil 1 in Abbildung 47) ist die Lausitzer Überschiebung mit einem prominenten Abbruch verbunden (ca. 200 m hoch im Profil), der die westliche Grenze des erhöhten Plateaus markiert. Im Gegensatz dazu ist die Lausitzer Überschiebung in den Profilen 2 bis 4 an der Oberfläche kaum bis nicht markiert. Auf beiden Seiten der Lausitzer Überschiebung beobachtet man eine ähnliche flache Topografie. Das lässt den Schluss zu, dass sich die Einebnungsfläche nach der Störungsaktivität gebildet hat.

In Profil 2 ist die Einebnungsfläche gekippt und wahrscheinlich durch Abschiebungen gestört. In Profil 3 (Abbildung 47) ist die Einebnungsfläche stark eingeschnitten durch die Drainage der Elbe. Die flache Oberfläche auf beiden Seiten des rezenten Elbe-Canyons markiert eine „prä-Canyon“-Topografie, an die auch die Basis der Nebenflüsse gebunden ist. Die topografische Entwicklung der Region scheint mit zwei großen Erosionsereignissen verbunden zu sein. Das erste Ereignis führte zur Ausbildung der initialen Einebnungsfläche, wogegen sich während des zweiten Ereignisses die Elbe bis heute einschneidet. Die weiter unten folgende Analyse des Drainagenetzes lässt weitere Rückschlüsse auf dieses Ereignis zu. Die beiden topografischen Profile 5 und 6 (Abbildung 47) sind westlich und südlich des Zittau-Turów-Beckens lokalisiert. In dieser Region beobachtet man eine topografische Inversion entlang der Lausitzer Überschiebung. Die kretazischen Sedimente und tertiären Vulkanite sind entlang eines topografischen Steilhanges herausgehoben, während nordöstlich davon das Cadomische Basement von den Sedimenten des Zittau-Turów-Beckens bedeckt ist.

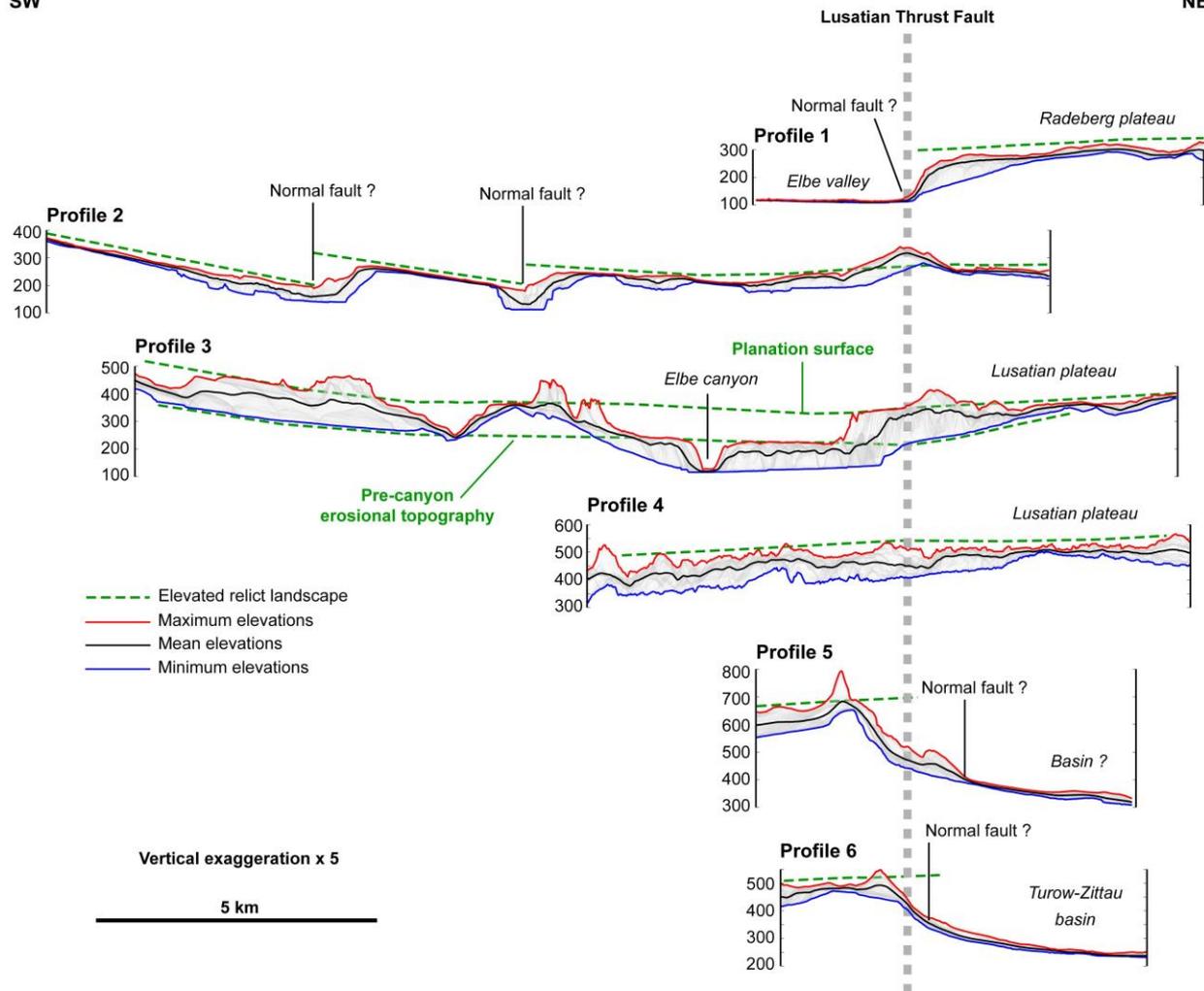


Abbildung 47: Topografische Streifenprofile (topographic swath profiles) (Breite 1,5 km) entlang der südlichen Grenze des Lausitzer Blockes (Lokation der Profile siehe Abbildung 46)

In vorhergehenden Untersuchungen wurde u. a. der Einschnitt des Entwässerungsnetz zwischen dem östlichen Teil des Erzgebirges und dem Lausitzer Block beschrieben (ANDREANI et al. 2014). Die meisten der rechten Nebenflüsse der Elbe zeigen Knickpunkte. Diese Knickpunkte markieren die Erosionsbasis vor der Absenkung der Elbe. Die heutigen Flüsse erodieren im Abschnitt unterhalb der Knickpunkte, während die Flussabschnitte über den Knickpunkten mit einer reliktsichen Oberfläche verbunden sind (ANDREANI et al. 2014). Die vorhergehende Analyse wurde jetzt mit Hilfe der hochauflösenden DGM10- und TanDEM12-Daten verbessert. Als erstes sollte die Absenkung der relativen Erosionsbasis der Elbe (vorherige Schätzung reichte von 80 bis 130 m) quantifiziert werden. Darüber hinaus sollte die Verteilung der Knickpunkte analysiert werden, weil sie mögliche tektonische Auswirkungen auf das Entwässerungsnetz anzeigen können.

Es wurden 15 Nebenflüsse der Elbe extrahiert (Abbildung 48). Die Flussprofile sind in Abbildung 49 dargestellt. Alle Flussprofile zeigen einen gut definierten Knickpoint. Der Flussabschnitt oberhalb des Knickpoints entspricht einem reliktsichen Flussabschnitt (vor der Absenkung der Erosionsbasis). Für jeden Fluss wurde das initiale Flussprofil mit der eingangs erläuterten Methode rekonstruiert. Danach wurde die Absenkung der Erosionsbasis aus den Höhen der rekonstruierten Profile bei ihrem Zusammenfluss mit der Elbe geschätzt (Abbildung 50).

Der geschätzte Höhenunterschied zwischen rekonstruierten Profilen und dem heutigen Elbelauf variiert von einem Fluss zum anderen. Die Höhenunterschiede liegen zwischen 83 und 153 m. Diese Variationen werden auf mehrere Faktoren zurückgeführt. Erstens gibt es Unsicherheiten bei der Rekonstruktion von Flussprofilen, weil ausgewählte Flussabschnitte nicht immer genau konkav sind. Zweitens differiert vielleicht die Ausgangsgeometrie des analysierten Entwässerungsnetzes von dem rezenten. Einige Flüsse wurden von der Elbe abgefangen oder der Zusammenfluss zwischen dem Nebenfluss und der Elbe hat sich verändert. Tektonik kann auch differenzielle Hebung produzieren. In diesem Fall kann die Absenkung der Erosionsbasis von einem Ort zum anderen variieren.

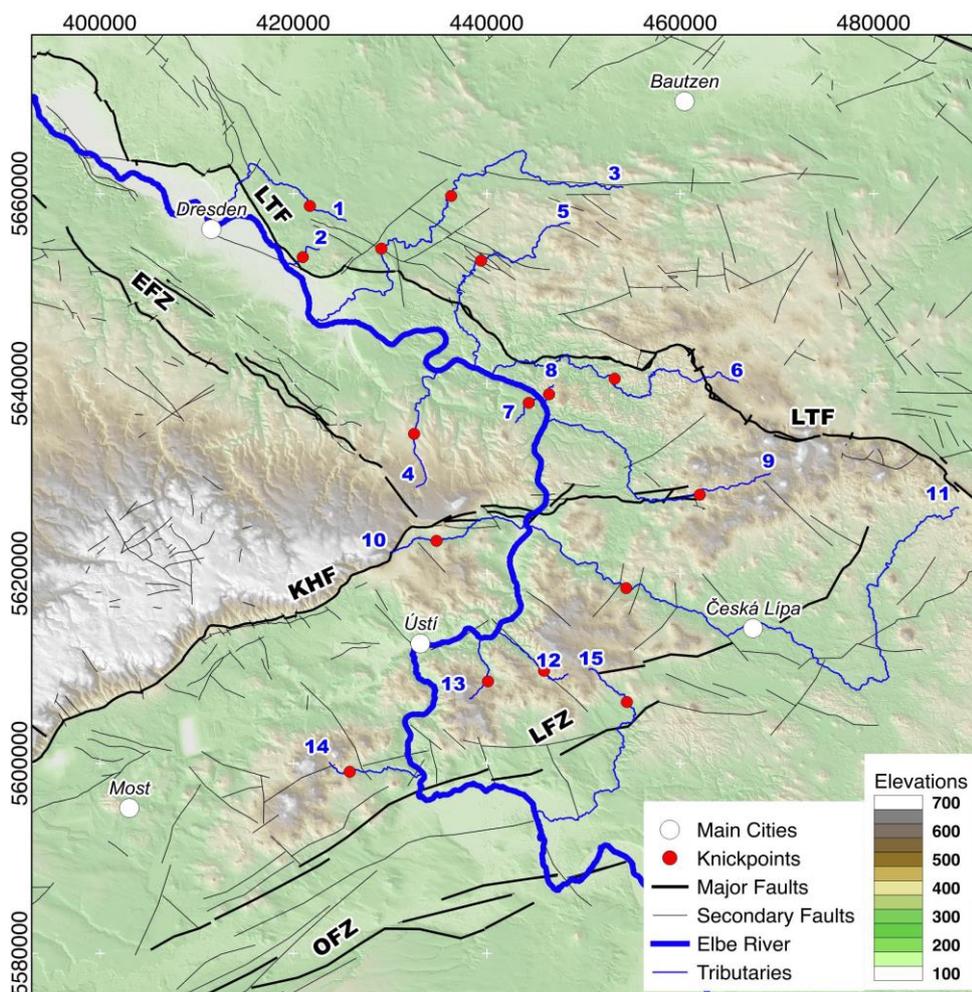


Abbildung 48: Hauptstrukturen an der Verbindungsstelle zwischen Eger-Rift, Erzgebirge und Lausitzer Block

Die analysierten Nebenflüsse der Elbe sind nummeriert von 1 bis 15, die Knickpunkte sind als rote Punkte dargestellt. EFZ – Elbe-Störungszone, KHF – Krušné-Hory-Störung, LTF - Lausitzer Überschiebung, LFZ – Litomeřice-Störung, OFZ – Ohře-Störung

Um die Geometrie der Nebenflüsse entlang der Elbe zu verstehen, wurden alle Nebenflüsse gegen das Elbe-Flussprofil referenziert (Abbildung 50A). Die Höhen der rekonstruierten Profile über der heutigen Elbe sind in Abbildung 50B gezeichnet. Obwohl die Höhen zwischen rekonstruierten Profilen und der heutigen Elbe variieren, beobachtet man in Abbildung 50B einen linearen Trend mit kleiner Streuung. Die anfängliche Erosionsbasis der Elbe wurde mit einer linearen Regression modelliert. Die lineare Regression basiert auf den Höhen von rekonstruierten Profilen (rote Linie in Abbildung 50B). Die Schätzung der Absenkung der Erosionsbasis der Elbe (116 +/- 10 m) ergibt sich durch Vergleich der modellierten und der modernen Flüsse (grüne Kurve in Abbildung 50B).

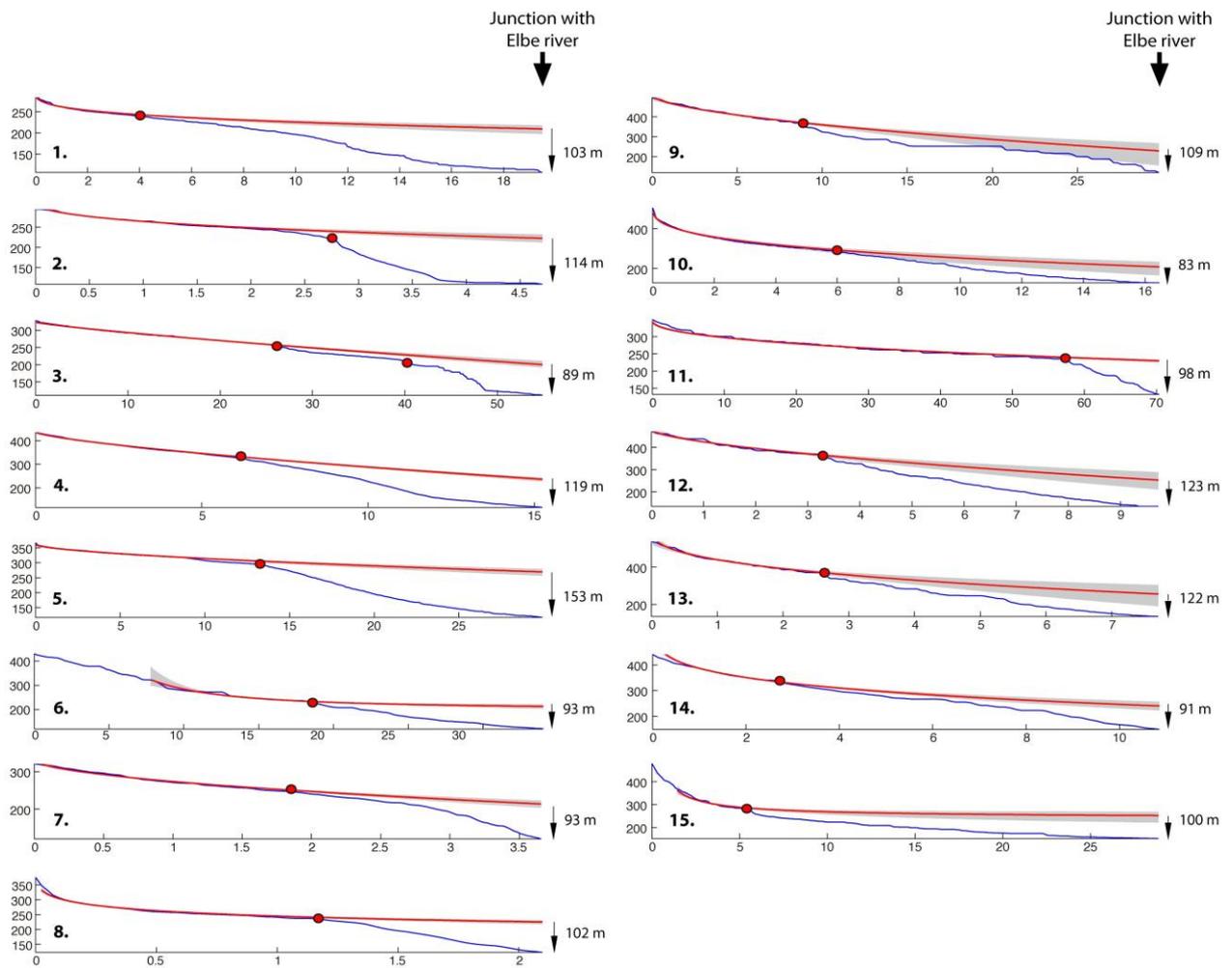


Abbildung 49: Längsprofile für die 15 Nebenflüsse der Elbe (blaue Linien). Rote Punkte bezeichnen Knickpunkte. Rote Linien stellen die gemittelten Profile, die durch Regression der Flussabschnitte oberhalb des Knickpunktes berechnet wurden. Die Lage der Nebenflüsse und Knickpunkte ist in Abbildung 48 dargestellt.

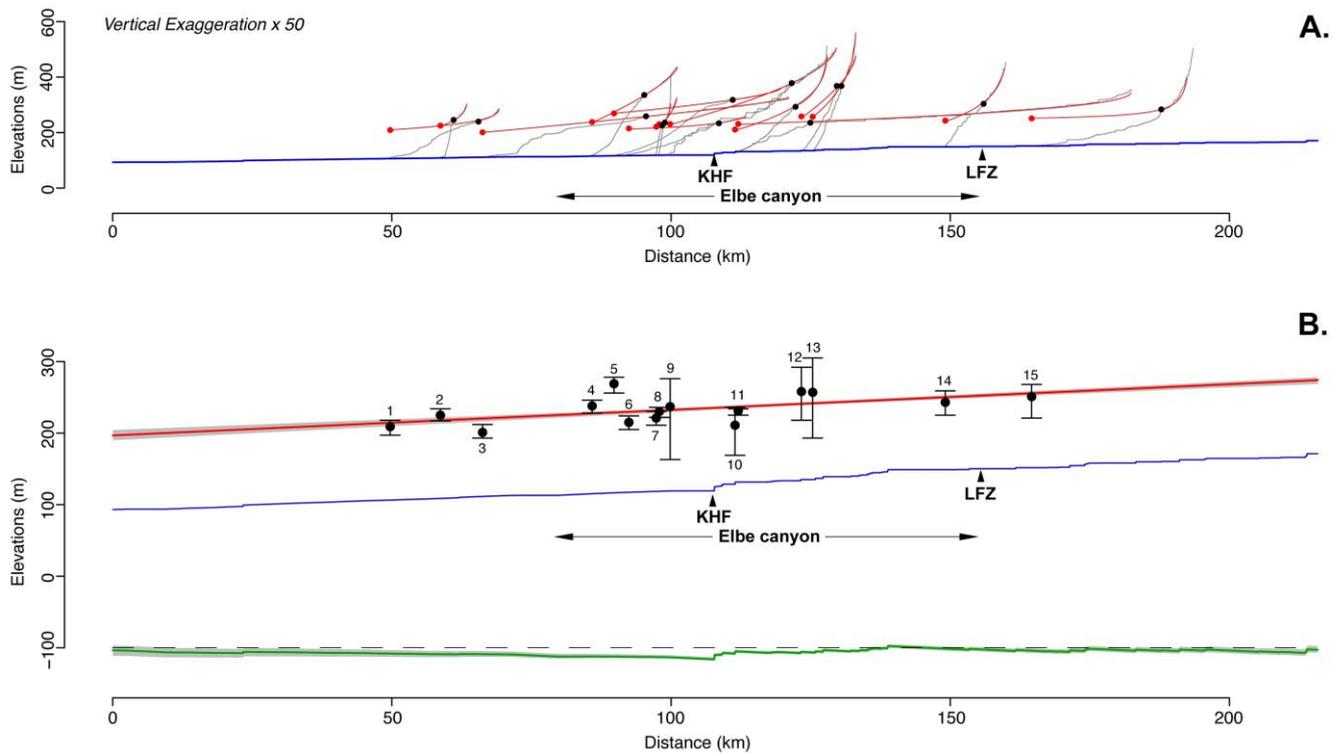


Abbildung 50A: Längsprofile der Nebenflüsse (schwarze Linien) gezeichnet mit dem Elbe-Längsprofil (blaue Linie) als Referenz. Schwarze Punkte zeigen Knickpoints. Rote Linien stellen die rekonstruierten Profile dar (Abbildung 49). Die roten Punkte zeigen die Höhen der rekonstruierten Flüsse über dem Zusammenfluss mit der Elbe (Abbildung 49).

Abbildung 50B: Höhen von rekonstruierten Flüssen (schwarze Punkte) über dem Zusammenfluss mit der Elbe (blaue Linie). Die rote Linie stellt die lineare Regressionslinie dar, die optimal zu allen Punkten passt. Die grüne Linie zeigt die Subtraktion zwischen der Regressionslinie und dem Elbelängsprofil.

3.3.3 Das Drainagenetz der Großen Röder und der Pulsnitz

Das obere Einzugsgebiet sowohl der Großen Röder als auch der Pulsnitz liegt auf der Grenze zwischen dem Radeberg-Plateau und dem Lausitzer Tiefland (Abbildung 51). Beide Flüsse entwässern nach NW und kreuzen dabei einen NE streichenden topografischen Abbruch zwischen Radeberg und Ottendorf.

Ein Streifenprofil wurde entlang der Achse der Großen Röder gelegt, um den Zusammenhang zwischen Topografie Drainagenetzwerk zu untersuchen (Abbildung 52). Die Topografie ist generell geglättet und wenig eingeschnitten vom Drainagenetzwerk. Die Differenz zwischen der maximalen und minimalen Höhenkurve indiziert eine durchschnittliche Einschneidung von 50 bis 75 m. Das auffallende Element ist ein topografischer Abbruch, der die flache Topografie versetzt. Der grob geschätzte Versatz beträgt etwa 50 m, bestimmt durch die Differenz der Höhenlage der Tangente an die höchsten Erhebungen auf beiden Seiten des Abbruchs. Im Streifenprofil kann man ebenfalls beobachten, dass sich an diesem Abbruch eine flache Knickzone im Flusslauf entwickelt.

Das Drainagenetzwerk der Großen Röder und der Pulsnitz wurde aus dem DGM10 extrahiert (Abbildung 51). Die Knickpunkte wurden aus den Flusslängsprofilen interpretiert (siehe als Beispiel Abbildung 53). Die Lage der Knickpunkte ist in Abbildung 51 dargestellt. Die meisten der analysierten Flüsse weisen einen prominenten Knickpunkt 1 bis 5 km flussaufwärts vom topografischen Abbruch auf (Abbildung 51 und Abbildung

53). Darüber hinaus konnten sekundäre Knickpunkte 5 bis 10 km flussaufwärts der Knickzone festgestellt werden (Abbildung 51).

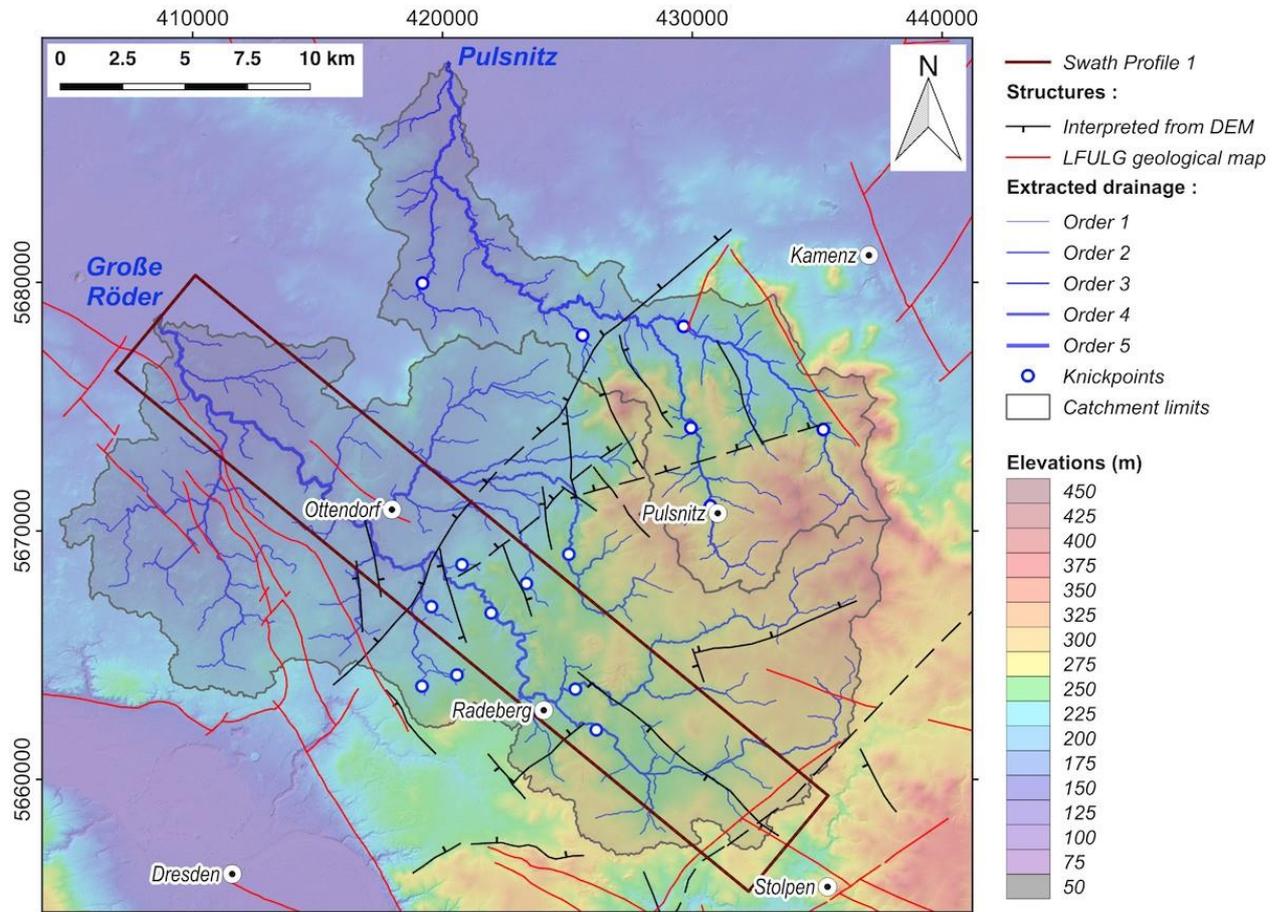


Abbildung 51: Morphologische Karte des westlichen Teils des Lausitz-Plateaus. Die oberen Einzugsgebiete der Großen Röder und der Pulsnitz sind aus dem DGM10 extrahiert.

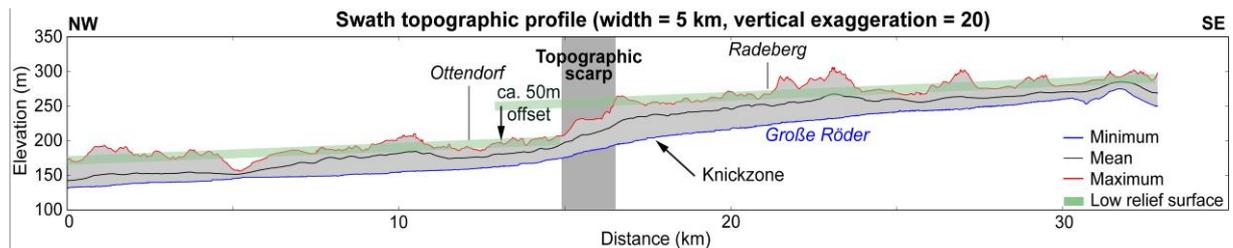


Abbildung 52: Topografisches Streifenprofil entlang der Achse der Großen Röder (siehe Lokation in Abbildung 51). Die Höhen sind aus dem DGM10 extrahiert.

Der Abfall des Basisniveaus wurde mit zwei verschiedenen Methoden geschätzt. Zuerst wurde der obere Lauf der Großen Röder flussabwärts projiziert und einer linearen Regression in dem Plot Neigung zu Distanz unterzogen (Abbildung 53). Die Differenz zwischen dem projizierten Profil (rote Kurve in Abbildung 53) und dem aktuellen Flussprofil (blaue Kurve) gibt eine Schätzung für den Abfall des Basisniveaus im Lauf der Großen Röder (grüne Kurve in Abbildung 53). Die resultierende Differenz des Basisniveaus von 35 bis 44 m verteilt sich zu einem Viertel auf die obere Knickzone und zu drei Viertel auf die untere prominente Knickzo-

ne. Die zweite Methode basiert auf der Chi-plot-Analyse (Abbildung 54). Für die Modellierung ko-linearer Flüsse lag das günstigste m/n -Verhältnis bei 0,27. Die Flüsse konnten jedoch nicht parallelisiert werden, es wurde ein deutlicher Unterschied auf beiden Seiten des topografischen Abbruchs festgestellt.

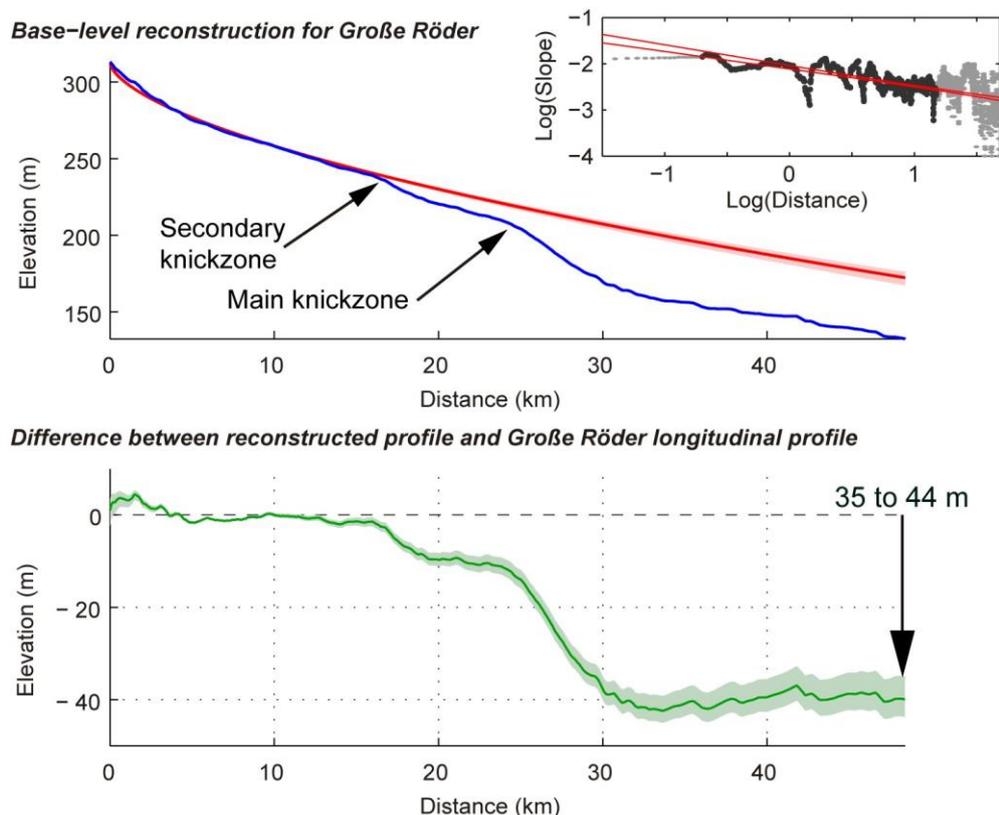


Abbildung 53: Abfall des Basisniveaus für die Große Röder. Das obere Diagramm zeigt das Längsprofil (blaue Linie) und das rekonstruierte Profil (rote Linie) aus der linearen Regression in einem logarithmischen Plot der Neigung zu Entfernung. Das untere Diagramm zeigt die Differenz zwischen den beiden Profilen (grüne Linie). Der geschätzte Fall des Basisniveaus liegt zwischen 35 und 44 m.

Beide Gruppen wurden einer linearen Regression unterzogen. Die rote Kurve in Abbildung 54 fasst die Flüsse westlich des topografischen Abbruchs zusammen, die blaue Linie die östlich des Abbruchs oberhalb der Knickzone. Beide Regressionslinien haben einen ähnlichen Anstieg (0,0089 und 0,0085), aber unterschiedliche Schnittpunkte der y-Achse. Die Differenz zwischen den beiden Achsenpunkten impliziert einen Abfall des Basisniveaus von etwa 38 m. Die räumliche Ausdehnung der Unterschiede im Drainagenetzwerk wurde durch eine Kartierung der Höhendifferenz zwischen den individuellen Profilen (graue Kurven in Abbildung 54) und der linearen Regression der Flüsse unterhalb der Knickzone (rote Linie in Abbildung 54) verdeutlicht. Derselbe methodische Ansatz wurde auf das Einzugsgebiet der Pulsnitz angewandt. Die resultierende Karte (Abbildung 55) zeigt die Variationen des Basisniveaus auf beiden Seiten des topografischen Abbruchs. Die hier vorgestellten Daten implizieren, dass es im Einzugsgebiet der Großen Röder einen Wechsel des Basisniveaus um 35 bis 40 m gegeben hat, während dieser Wechsel im Gebiet der Pulsnitz bei 50 bis 60 m liegt.

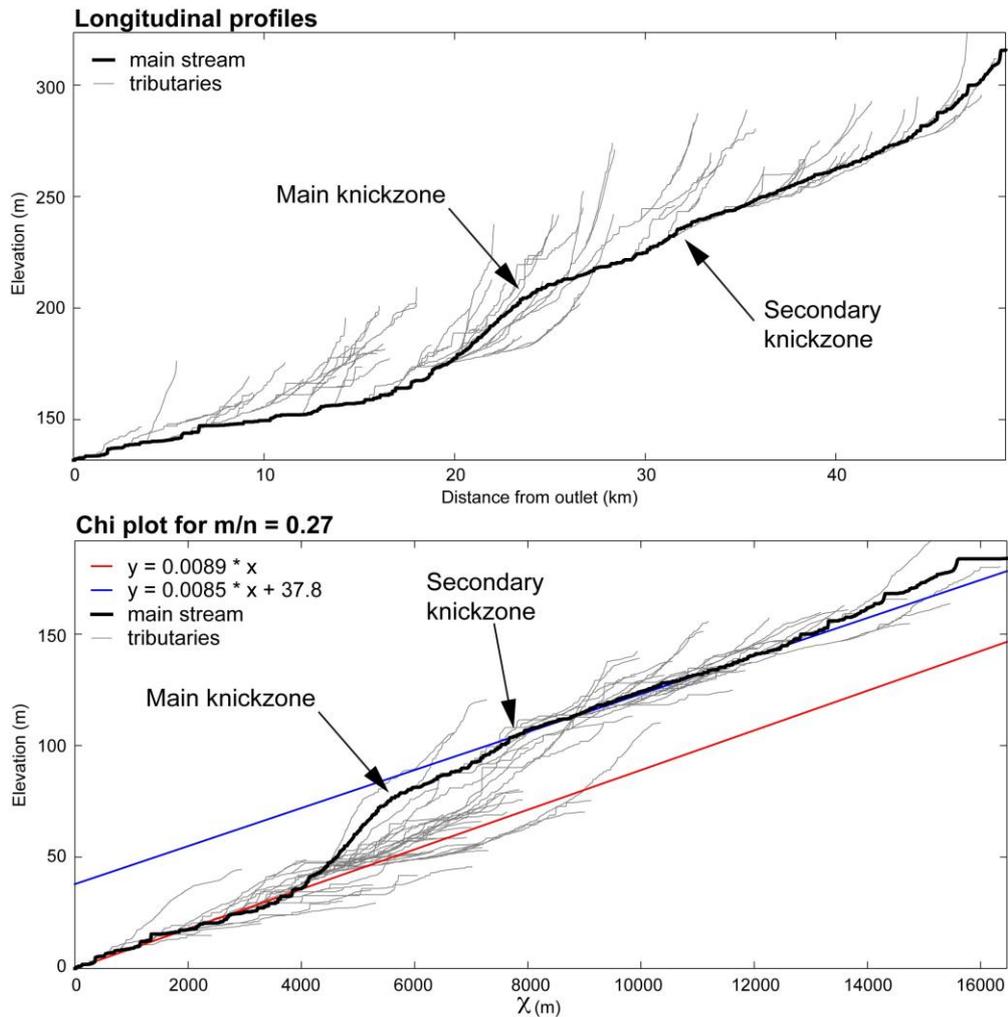


Abbildung 54: Oben: Flusslängsprofil für die Große Röder und ihre Nebenflüsse. Unten: Chi-plot-Analyse für dieselben Profile. Rote und blaue Linien repräsentieren die linearen Regressionslinien errechnet aus den Daten des oberhalb der Haupt-Knickzone gelegenen Segmentes bzw. dem Segment unterhalb der sekundären Knickzone. Der Versatz deutet auf einen Abfall des Basisniveaus von 40 m hin.

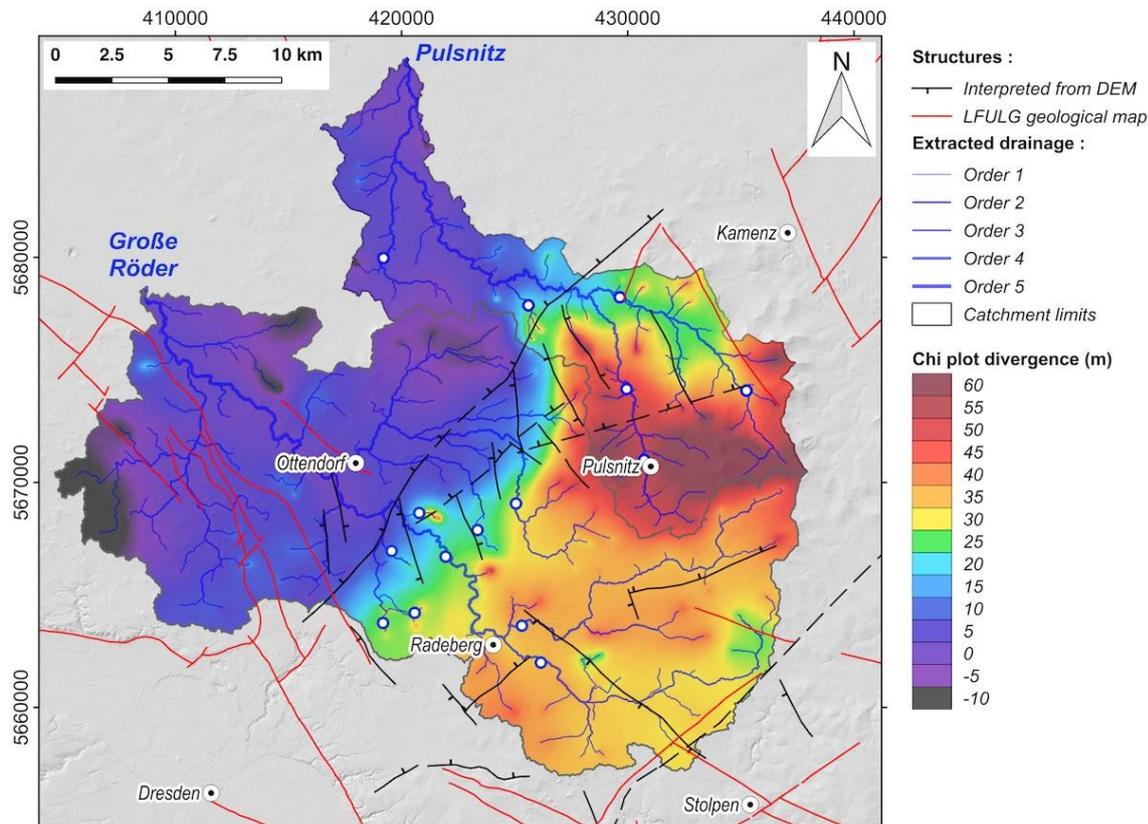


Abbildung 55: Karte der Ungleichgewichte der Drainagenetze der Großen Röder und der Pulsnitz, kartiert auf Basis der Chi-plot-Analyse (Abbildung 54). Die ‚divergence‘ stellt den vertikalen Unterschied zwischen Höhen des individuellen Profils im Chi-Plot und der linearen Regression der Segmente unterhalb der Haupt-Knickzone dar (rote Linie in Abbildung 54).

3.3.4 Die nördliche Grenze des Oberlausitzer Plateaus (OP)

Drei Streifenprofile wurden über nördliche Grenze des OP gelegt (Abbildung 56 und Abbildung 57). In jedem der Profile ist das OP gut definiert. Die Linie der maximalen Höhe (rote Linie in Abbildung 57) zeigt eine herausgehobene Landschaft mit geringem Relief. Die mittlere Höhe dieser Landschaft liegt bei 500 m im zentralen Teil (südlich Neukirch, Profil 2) und nimmt jeweils nach Osten (ca. 450 m in Profil 1) und nach Westen (ca. 375 m in Profil 3) ab. Die Differenz zwischen maximaler und minimaler Höhe zeigt, dass die herausgehobene Fläche von einer 100 bis 150 m erosiven Einschneidung durch das Drainagenetzwerk der Spree und des Löbauer Wassers im Osten und dem der Wesenitz, Polenz und Sebnitz im Westen betroffen ist. Die Morphologie der E streichenden Cunewalde-Störung, welche die Topografie des OP stark beeinflusst, variiert von Ost nach West. In den Profilen 1 und 2 wird die Cunewalde-Störung von E streichenden Tälern begleitet. Diese Täler zerschneiden die Hochlage des Plateaus, beeinflussen aber nur unwesentlich die Höhe des Plateaus selbst. Auffallend sind auch NW streichende Täler und Rücken, die die Cunewalde-Störung auf beiden Seiten begleiten. Diese Richtung ist wahrscheinlich an sekundäre, NW streichende tektonische Strukturen gebunden (Abbildung 56).

Im Gegensatz dazu ist der westliche Teil der Störung (Profil 3) durch einen gut definierten topografischen Abbruch charakterisiert. Dieser Abbruch ist etwa 80 m hoch und trennt das OP (östlich Stolpen) von dem niedrigeren RP, das sich nach Westen bis zur Lausitzer Überschiebung und dem Elbtal erstreckt. In Profil 3 scheint das RP schwach nach Süden gekippt.

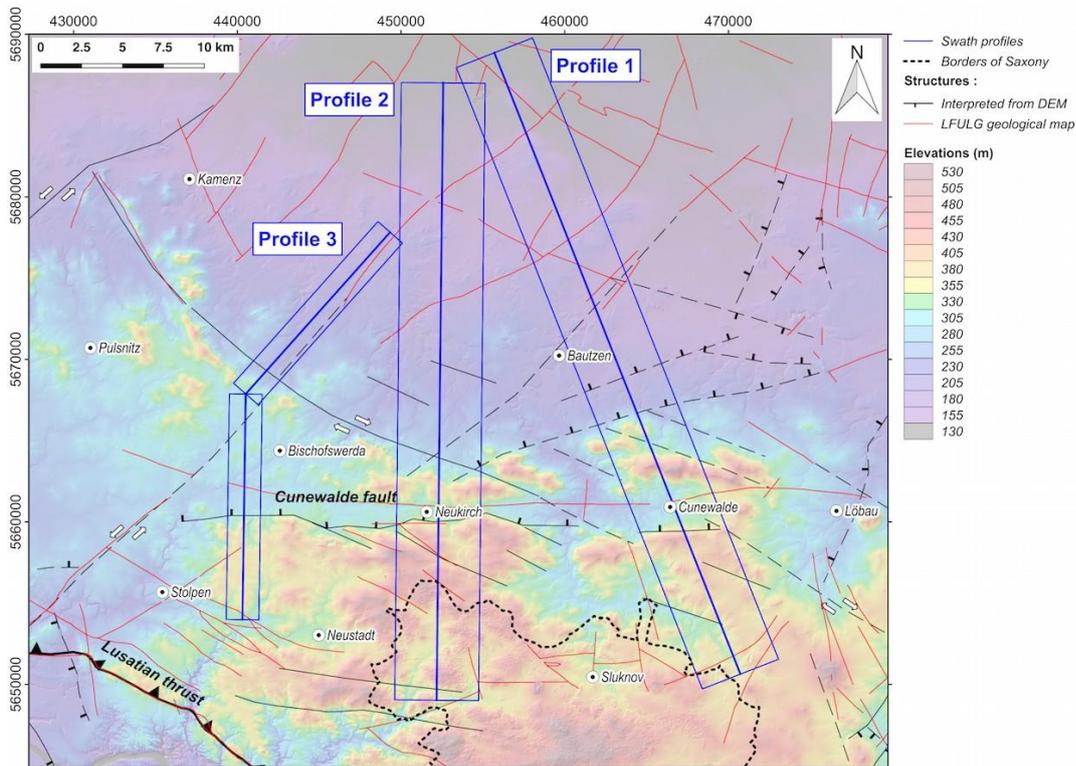


Abbildung 56: Orientierung der Streifenprofile (Abbildung 57) in der Strukturkarte des Oberlausitzer Plateaus

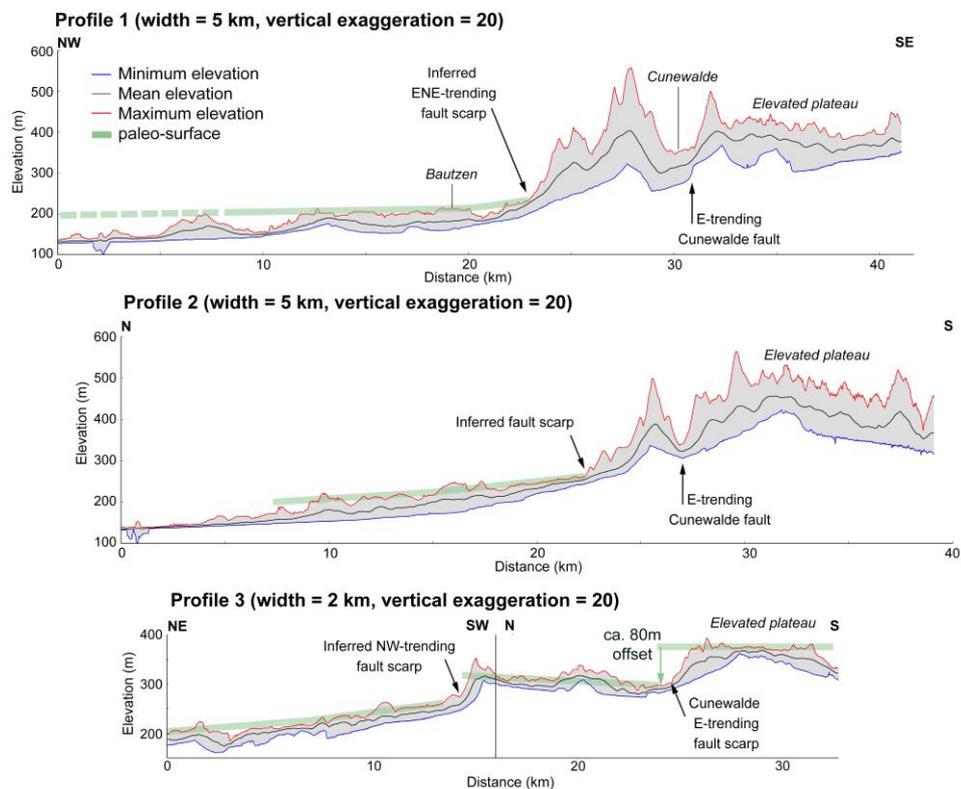


Abbildung 57: Streifenprofile über die nördliche Grenze des Oberlausitzer Plateaus. Die Profile wurden aus dem DGM10 extrahiert. Die Lage der Profile ist in Abbildung 56 angegeben.

In den topografischen Profilen ist das OP durch zwei markante topografische Abbrüche begrenzt. Der erste Abbruch streicht zwischen Bautzen und Cunewalde etwa NNE. Der zweite Abbruch hat einen NW-Trend und befindet sich nordöstlich der Linie Pulsnitz – Bischofswerda. Die Gebiete nördlich der beiden Abbrüche liegen unterhalb von 250 m und sind topografisch kaum gegliedert. Morphologisch kann man das Gebiet als schwach NE gekippte Einebnungsfläche betrachten. Die Einebnungsfläche ist bis zu 100 m durch die Drainagenetzwerke der Spree und der Schwarzen Elster eingeschnitten.

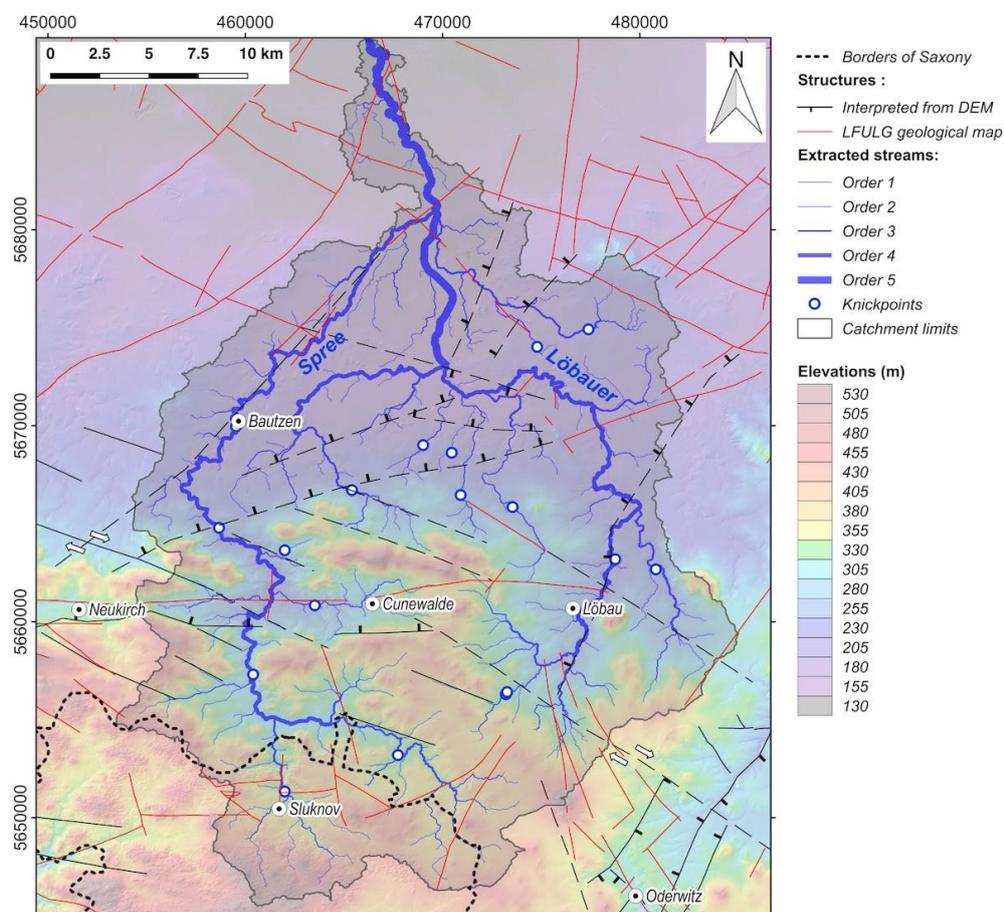


Abbildung 58: Einzugsgebiet der Spree und des Löbauer Wassers. Das Drainagenetz wurde aus dem DGM10 und TanDEM12 extrahiert.

Das obere Einzugsgebiet der Spree besteht aus zwei wesentlichen Abflüssen: das Löbauer Wasser im Westen und die Spree im Osten. Das Drainagenetzwerk wurde für Sachsen aus dem DGM10 und für den tschechischen Anteil aus dem TanDEM12 extrahiert (Abbildung 58). Knickpunkte wurden aus Flusslängsprofilen interpretiert (siehe als Beispiel Abbildung 59). Die Lage der Knickpunkte ist in Abbildung 58 dargestellt. Die meisten analysierten Flussläufe weisen einen prominenten Knickpunkt auf. Innerhalb des Spree-Subbeckens wurden drei Generationen von Knickzonen ausgehalten (Abbildung 59). Die unterste Knickzone liegt in der Stadt Bautzen am Hauptstrom. Obwohl kein klarer Hinweis auf einen anthropogenen Artefakt (Damm oder Brücke) gefunden wurde, sollte dieser Knickpunkt mit Vorsicht betrachtet werden. Die zentrale Knickzone tritt ebenfalls im Hauptstrom auf und ist gut markiert (Abbildung 59). Sie befindet sich innerhalb der ENE streichenden Geländekante, die das OP begrenzt. Die oberste Knickzone ist gleich gut erkennbar (Abbildung 59). Sie befindet sich im Hauptstrom 2 km südlich der Cunewalde-Störung und in den rechten Nebenflüssen nördlich der Cunewalde-Störung. Das Löbauer Wasser zeigt zwei deutliche Knickpunkte. Der obere Knickpunkt liegt auf der östlichen Grenze des OP (Abbildung 58). Viele der linken Nebenflüsse zeigen

Knickpunkte entlang der ENE streichenden Geländekante, die den nördlichen Teil des OP begrenzt (Abbildung 58). Andere Knickpunkte wurden in den rechten Nebenflüssen des Löbauer Wassers festgestellt und sind wahrscheinlich an NNE streichende Geländeabbrüche gebunden (Abbildung 58).

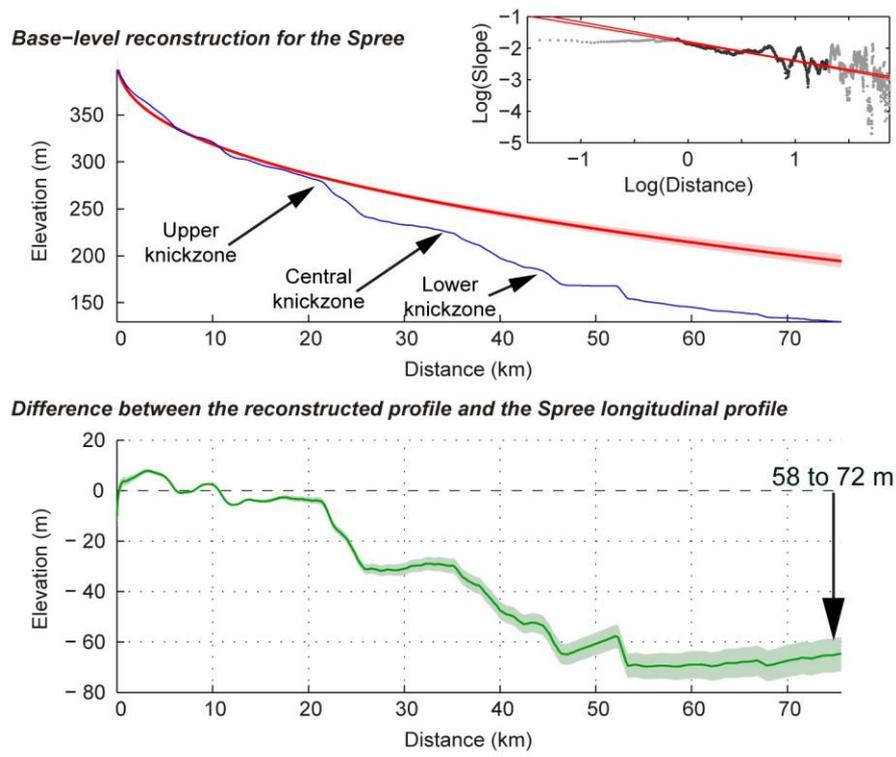


Abbildung 59: Schätzung des Abfalls des Basisniveaus von 58 bis 72 m für die Spree. Der obere Plot zeigt das Flusslängsprofil (blaue Linie) und das rekonstruierte Profil (rote Linie). Der untere Plot zeigt die Differenz zwischen den beiden Profilen (grüne Linie).

Der Abfall des Basisniveaus im oberen Einzugsgebiet der Spree kann mit Hilfe von den zwei Methoden Flusslängsprofile und Chi-Plot-Analyse bestimmt werden. Der obere Teil des Spreelaufes (das Segment oberhalb der Knickzone in Abbildung 59) wurde durch eine lineare Regressionslinie in einem logarithmischen Plot Neigung zu Entfernung auf den Unterlauf projiziert (Abbildung 59). Die Differenz zwischen dem projizierten Profil (rote Kurve in Abbildung 59) und dem aktuellen Fluss-Profil (blaue Kurve) weist einen Abfall des Basisniveaus von 58 bis 72 m vom oberen Strom bis zum Auslass des Einzugsgebietes auf (Abbildung 59). Der Abfall des Basisniveaus verteilt sich über die Knickzonen wie folgt: etwa 30 m für die oberste Knickzone, 20 bis 30 m für die zentrale Knickzone und 10 bis 20 m für die untere Knickzone. Der Chi-plot (Abbildung 60) erlaubt es, das gesamte Einzugsgebiet zu analysieren. Es wurde ein m/n -Verhältnis von 0.51 um ko-lineare Flüsse erhalten. Unabhängig von der verschiedenen Fließrichtung und der scheinbaren Differenzen im jeweiligen Flusslängsprofil zeigen die Chi-Profile sowohl der Spree als auch des Löbauer Wassers ähnliche Formen (d. h. die Segmente zwischen den Knickzonen sind ko-linear). Das bedeutet, dass beide Flüsse ähnlich auf die regionalen Senkungen des Basisniveaus reagieren. In einem Chi-Plot (Abbildung 60) fasst die rote Kurve die Segmente beider Flüsse unterhalb des niedrigsten Knickpunktes zusammen, während die blaue Kurve die Flusssegmente oberhalb der obersten Knickzone der Spree zusammenfasst. Die Schnittpunkte beider Linien mit der y-Achse in Abbildung 60 weist einen Abfall des Basisniveaus von 60 m auf.

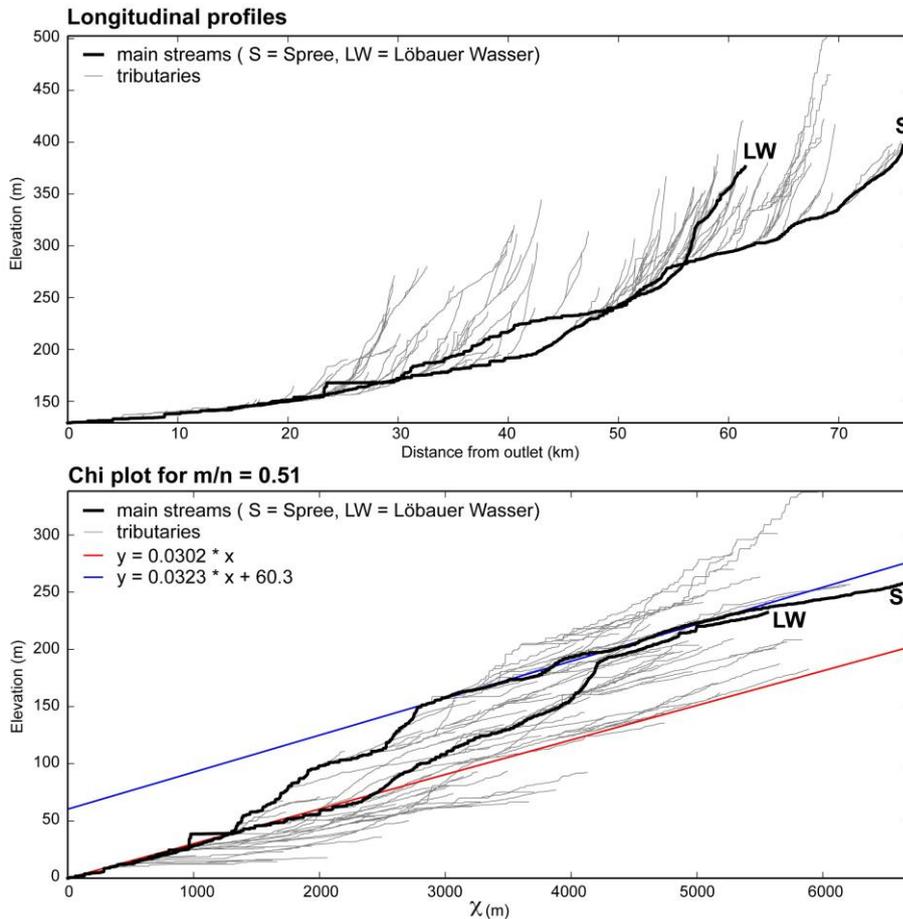


Abbildung 60: Oben: Flusslängsprofil für die Spree und das Löbauer Wasser und ihre Nebenflüsse. Unten: Chi-plot-Analyse für die gleichen Profile. Die rote Linie ist die lineare Regressionslinie, errechnet aus dem Segment unterhalb der Haupt-Knickzone der Spree und des Löbauer Wassers. Die blaue Linie ist die lineare Regressionslinie für das Segment oberhalb der oberen Knickzone der Spree. Die Differenz zwischen den Linien weist einen Abfall des Basisniveaus von etwa 60 m aus.

Die räumliche Verteilung der Ungleichgewichte im Drainagenetzwerk wurde in einer Karte der individuellen Unterschiede der einzelnen Profile erfasst (graue Kurven in Abbildung 60). Die lineare Regression entspricht dem theoretischen rezenten Basisniveau (rote Linie in Abbildung 60). Das Resultat dieser Kartierung ist in Abbildung 61 dargestellt. Die Anordnung der höchsten Werte (> 50) spricht für eine strenge strukturelle Kontrolle entlang der Cunewalde-Störung. Graduelle Wechsel des Basisniveaus können entlang des NW streichenden Lineaments (SW von Löbau und nördlich der Cunewalde-Störung). Die ENE streichende Geländekante ist nur mit einem geringen Gradienten verbunden.

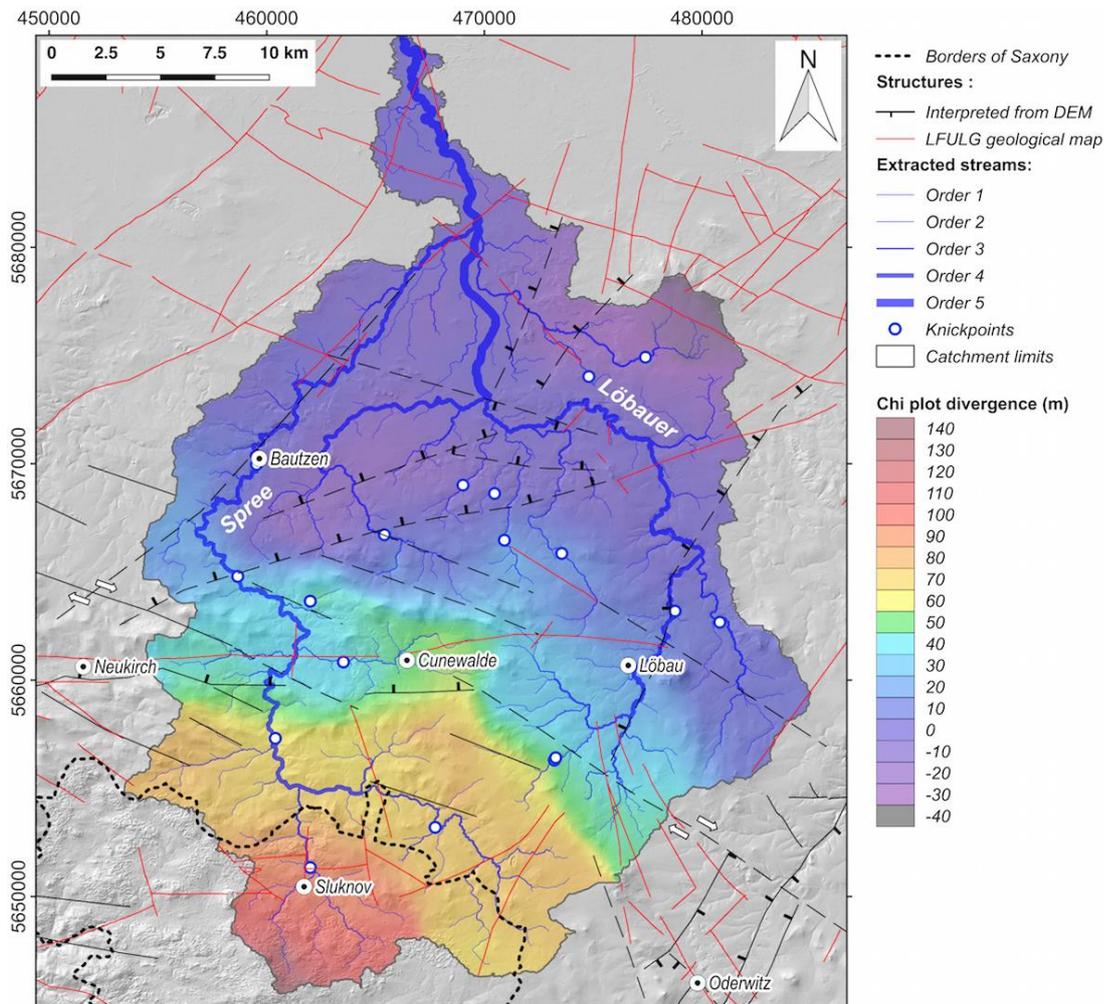


Abbildung 61: Ungleichgewichte des Drainagenetzes von Spree und Löbauer Wasser auf der Basis der Chi-Plot-Analyse (Abbildung 60). Die „divergence“ repräsentiert den Abstand zwischen den Höhen der individuellen Profile in den Chi-Plots und der linearen Regression in den einzelnen Segmenten im unteren Teil des Einzugsgebietes (rote Linie in Abbildung 60).

3.3.5 Die Ostlausitzer Depression

Innerhalb der Ostlausitzer Depression wurden speziell die Topografie und die Sedimentverteilung in den Becken von Berzdorf-Radomierzyce, Bernstadt und Oderwitz untersucht (Abbildung 62). Das Zittauer Becken wurde nur randlich erfasst (Abbildung 46). Die Sedimentverteilung wurde aus etwa 1.200 Bohrprofilen ermittelt. Aus den Bohrprofilen wurden drei Horizonte interpoliert: 1. Basis der tertiären Ablagerungen (als Referenzfläche wurde die Oberfläche der Cadomischen Granitoide gewählt); 2. Basis der miozänen Kohleflöze; 3. Basis der pleistozänen Sedimente. Für die Interpolation wurde die „Natural-neighbour-Mehtode“ (SIBSON 1981) aus dem SAGA GIS-Paket genutzt. Allerdings ist zu beachten, dass 70 % der Bohrungen im Berzdorfer Becken niedergebracht wurden und die verbleibenden unregelmäßig über die angrenzende Fläche verteilt sind. Das führte zu Heterogenität bezüglich der Präzision der Interpolation.

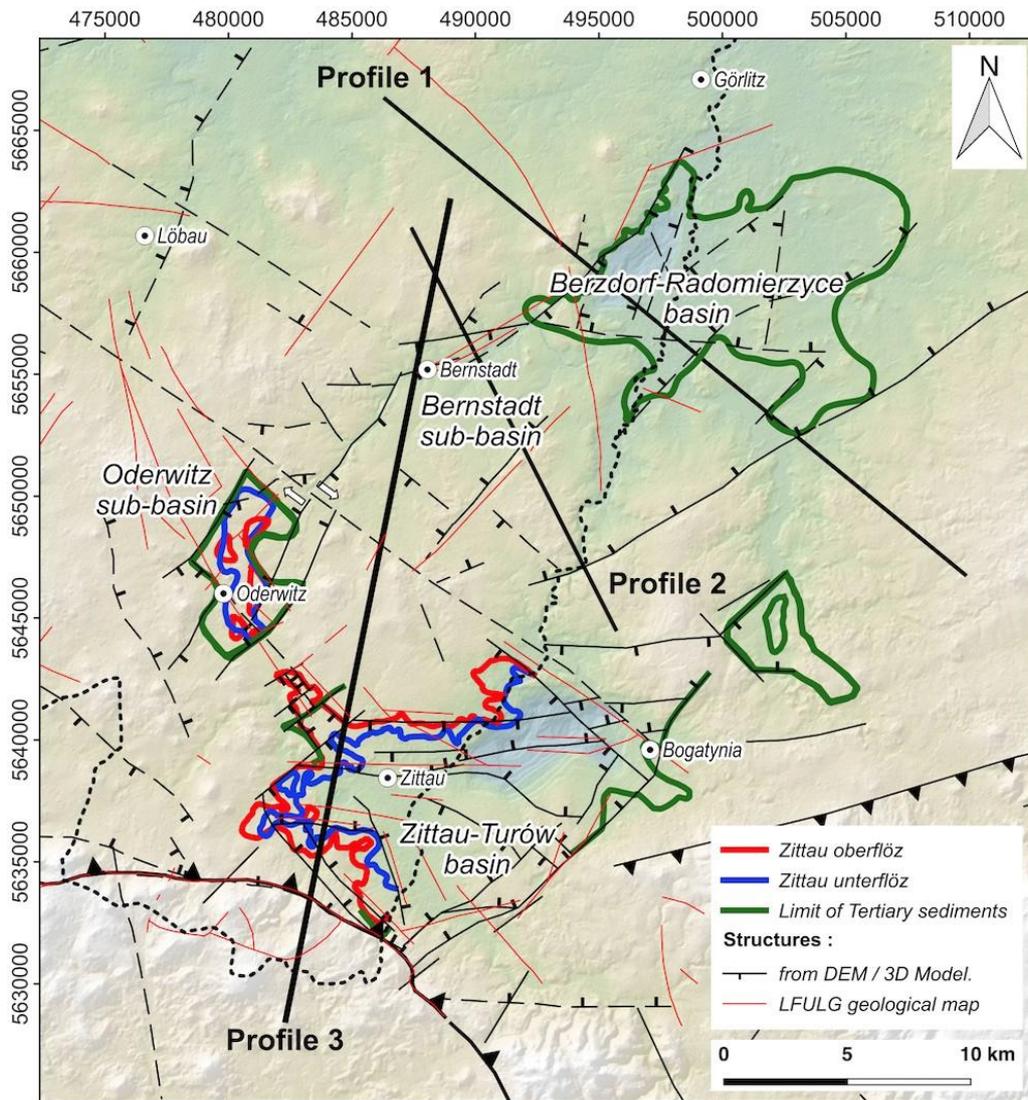


Abbildung 62: Überblick über die tertiären Becken in der Ostlausitzer Depression. Grüne Linie: Verbreitung der tertiären Sedimente; Blaue und rote Linien: Verbreitung der miozänen Kohleflöze. Die dicken schwarzen Linien indizieren die Lage der Profile (Abbildung 68).

Abbildung 63 zeigt die Granitoberfläche unter tertiären Sedimenten in den Becken von Berzdorf-Radomierzyce und Bernstadt. Eine Isopachen-Karte der tertiären und quartären Sedimente (Abbildung 64) wurde durch Subtraktion der Granitoberfläche von den SRTM30 Höhendaten interpoliert. Beide Karten zeigen, dass das größte Depozentrum des Berzdorf-Radomierzyce-Beckens östlich der Neiße – der Grenze zwischen Polen und Sachsen – liegt. Der tiefste Teil des Beckens (> 250 m unter der aktuellen Topografie) ist nach Norden klar begrenzt durch zwei NE und NNE streichende Strukturen. Im Süden ist das Depozentrum hauptsächlich durch ESE streichende Strukturen begrenzt, untergeordnet treten NE streichende Strukturen auf, die scheinbar auch die Hangendfläche der Granite beeinflussen. Das Bernstadt-Becken ist eine flache Depression (100 bis 150 m), begrenzt durch zwei NE streichende Strukturen.

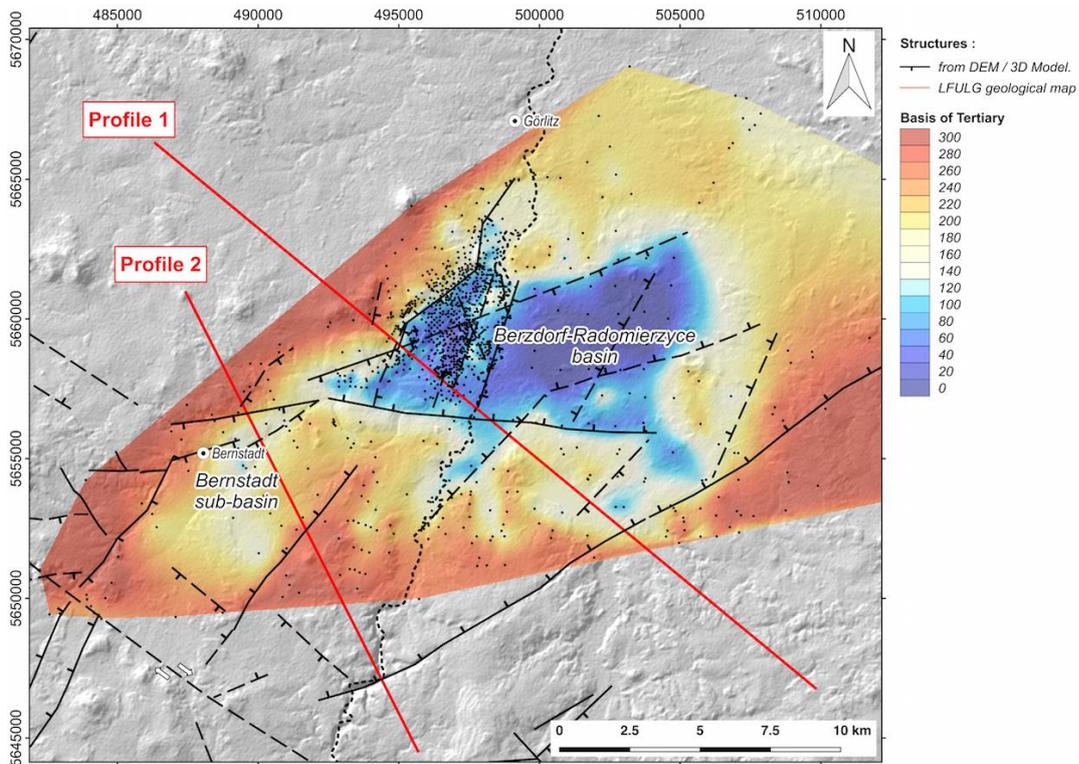


Abbildung 63: Interpolierte Tertiär-Basisfläche im Berzdorfer Becken. Schwarze Punkte: Bohrungen; rote Linien: Lage der Profile in Abbildung 68

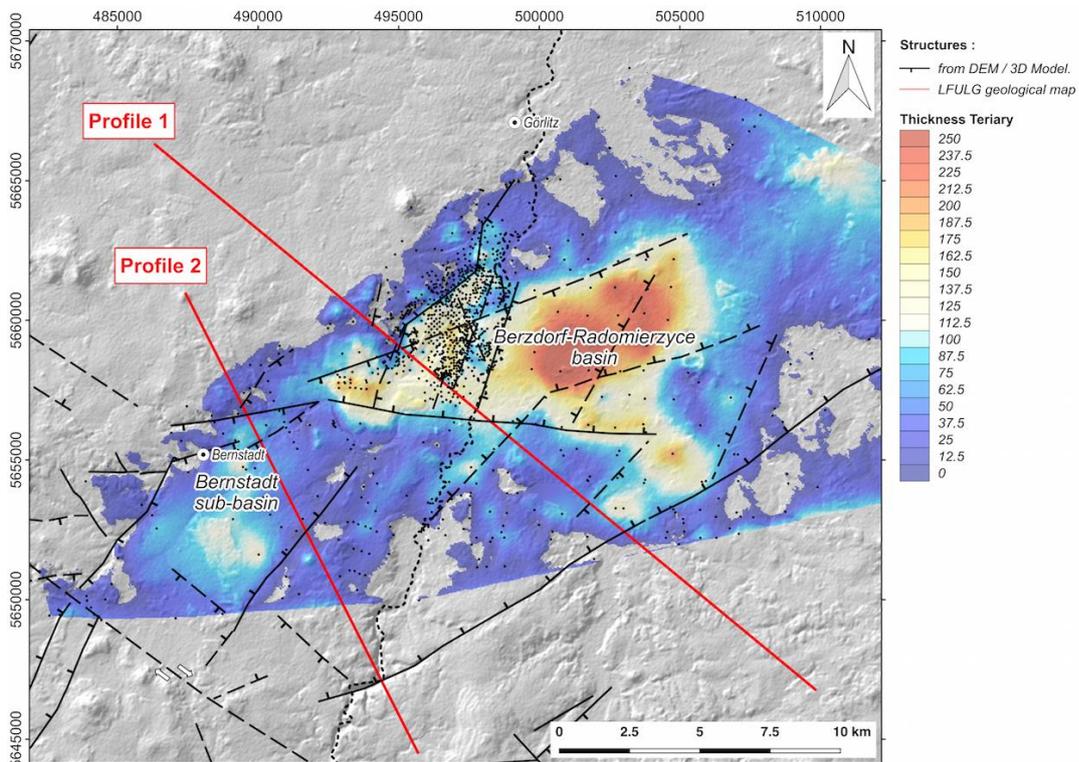


Abbildung 64: Geschätzte Mächtigkeit der tertiären und quartären Sedimente. Schwarze Punkte: Bohrungen; rote Linien: Lage der Profile in Abbildung 68

Abbildung 65 zeigt die Basis der miozänen Kohleflöze 1-4 (siehe Referenzflächen der 3D-Modellierung Berzdorf). Innerhalb des Berzdorf-Radomierzyce-Beckens können zwei Depozentren ausgehalten werden, getrennt durch den „Basalrücken“ entlang der Staatsgrenze. Die beiden Depozentren sind durch NNE streichende Strukturen nach Norden und ESE streichende Störungen nach Süden begrenzt. Sie sind durch eine Horststruktur („Basalrücken“) getrennt, die durch Tertiär bedeckt ist. Die Basis der Kohleflöze im Bernstadt-Becken konnte auf Grund der geringen Daten nur punktuell bestimmt werden.

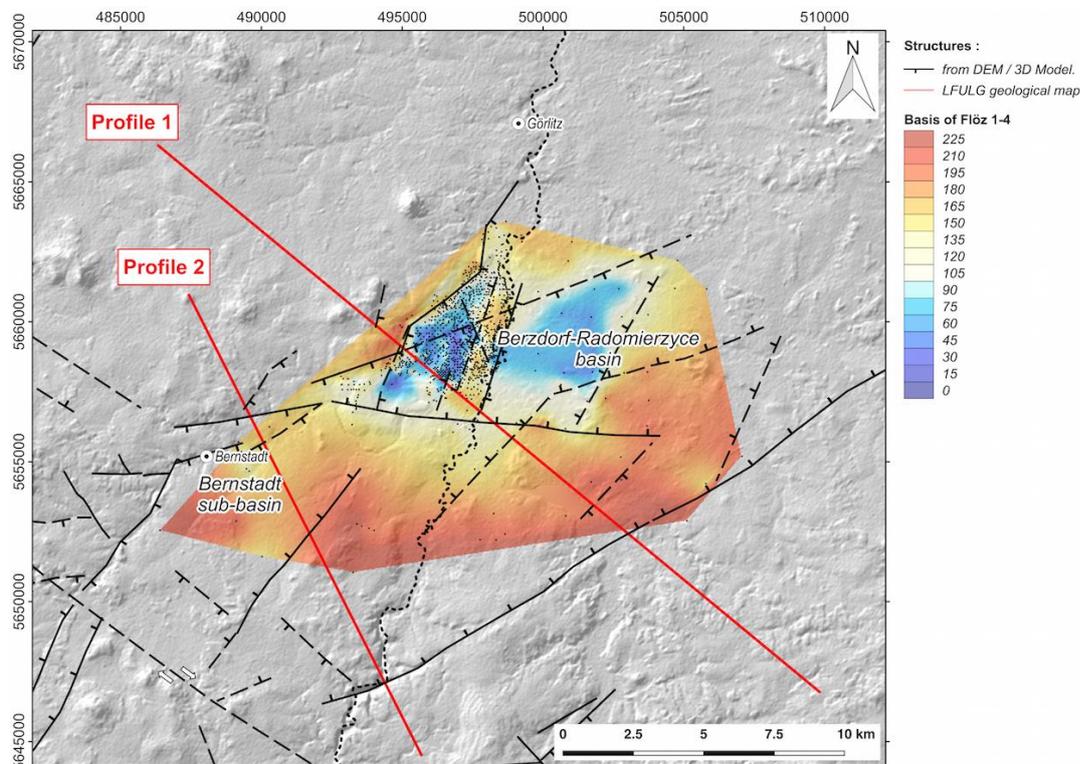


Abbildung 65: Interpolierte Tiefe der Basis der miozänen Kohleflöze 1-4 im Berzdorfer Becken. Schwarze Punkte: Bohrungen; rote Linien: Lage der Profile in Abbildung 68

Abbildung 66 und Abbildung 67 zeigen die Pleistozän-Basis und die abgeleitete Mächtigkeit des Quartärs. Die Isopachen-Karte zeigt, dass die mächtigsten quartären Sedimente (bis 60 m Mächtigkeit) im Bernstadt-Becken und entlang der westlichen Grenze des Berzdorf-Beckens abgelagert wurden. Im östlichen Teil des Radomierzyce-Beckens fällt gleichfalls eine ungewöhnliche Quartär-Mächtigkeit auf. Allerdings sind die wenigen Daten schlecht einzuordnen.

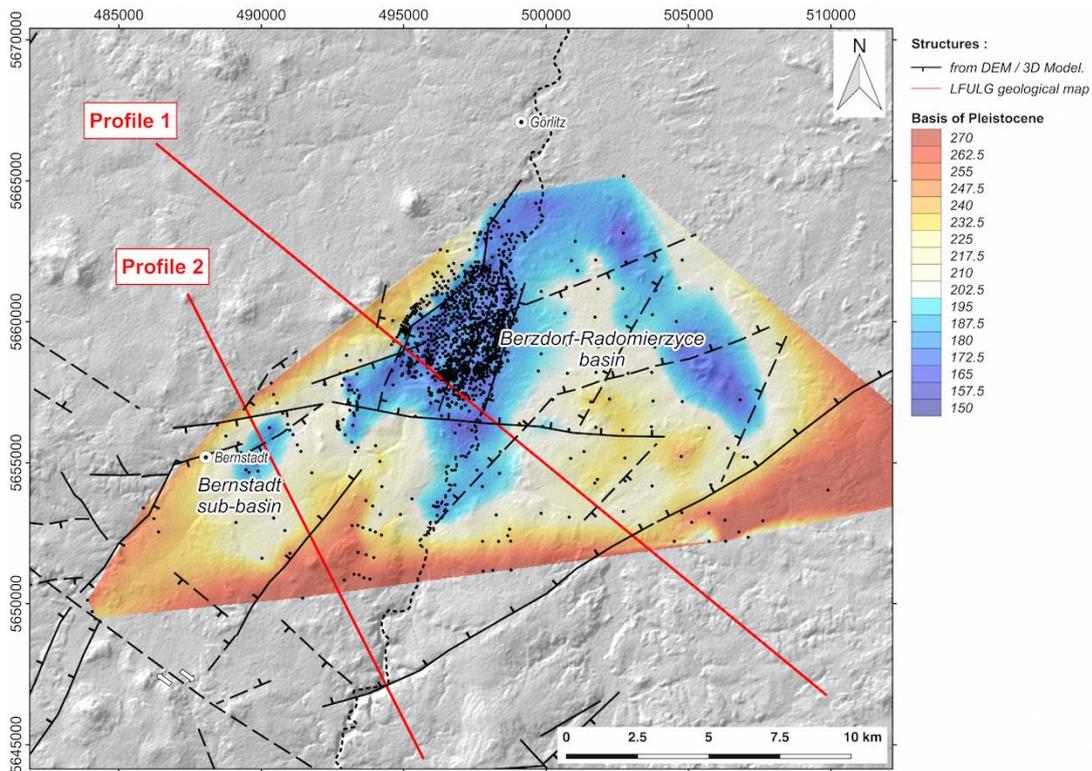


Abbildung 66: Interpolierte Basis der pleistozänen Sedimente im Berzdorfer Becken. Schwarze Punkte: Bohrungen; rote Linien: Lage der Profile in Abbildung 68

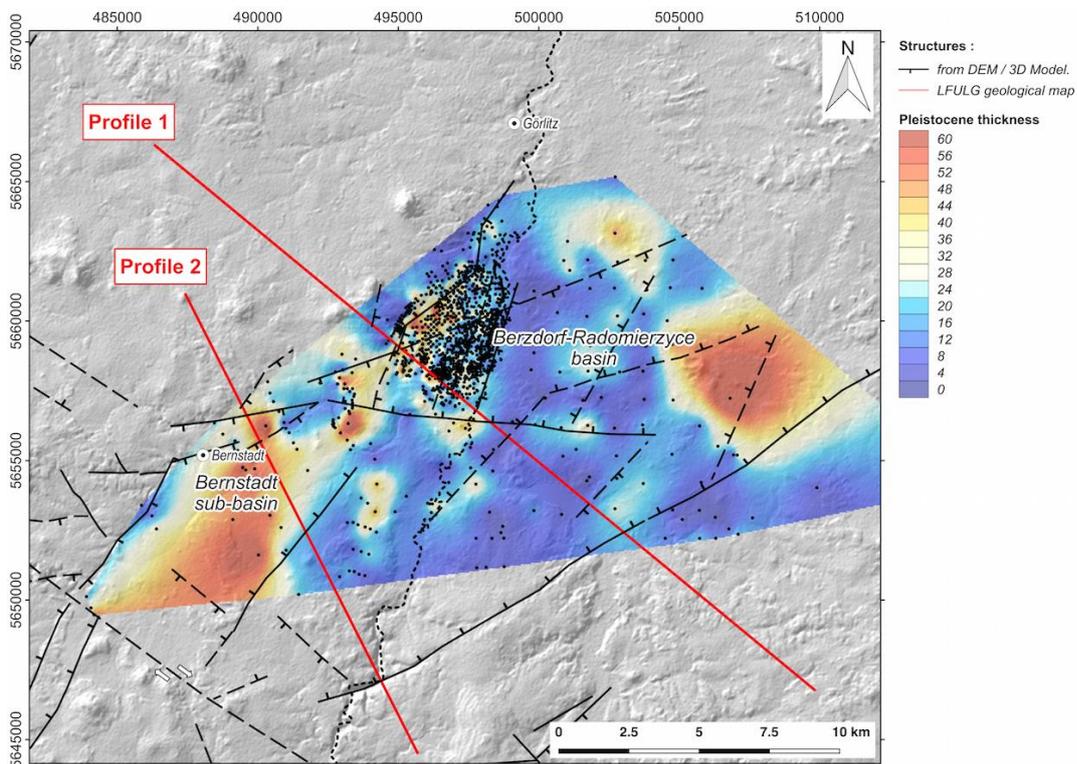


Abbildung 67: Mächtigkeit der quartären Sedimente im Berzdorfer Becken (interpoliert aus Bohrungen). Schwarze Punkte: Bohrungen; rote Linien: Lage der Profile in Abbildung 68

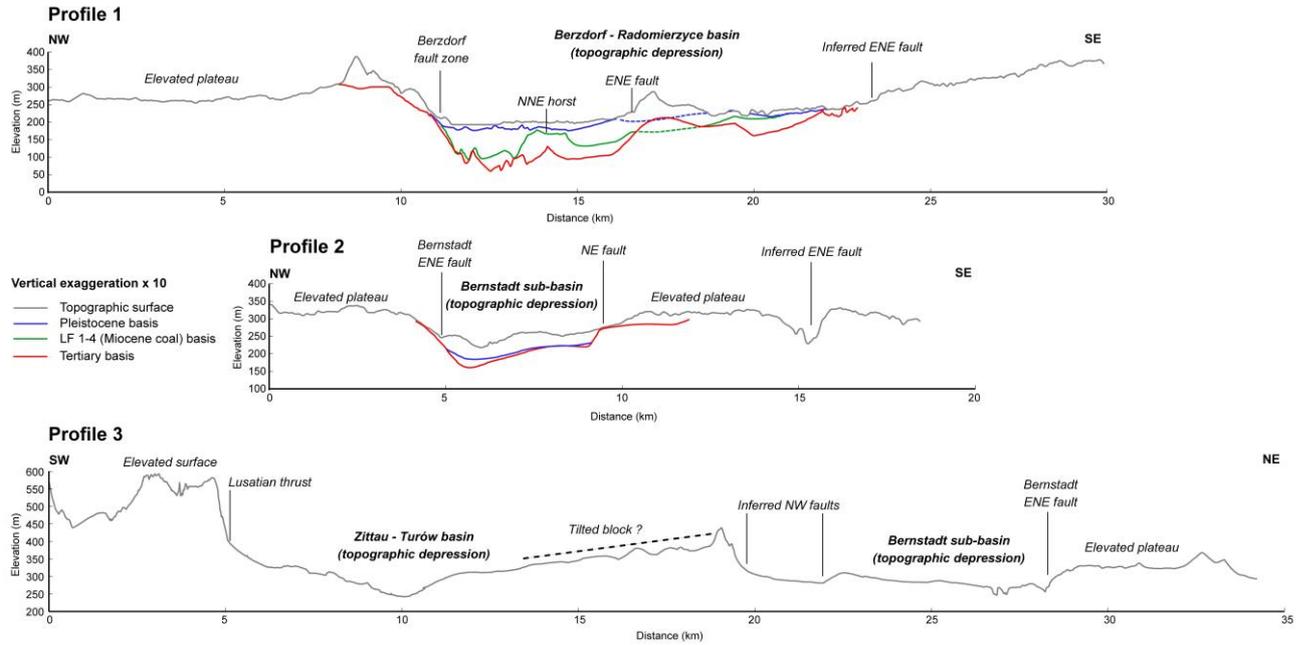


Abbildung 68: Topografische Profile über die Tertiär-Becken (Lage der Profile siehe Abbildung 62)

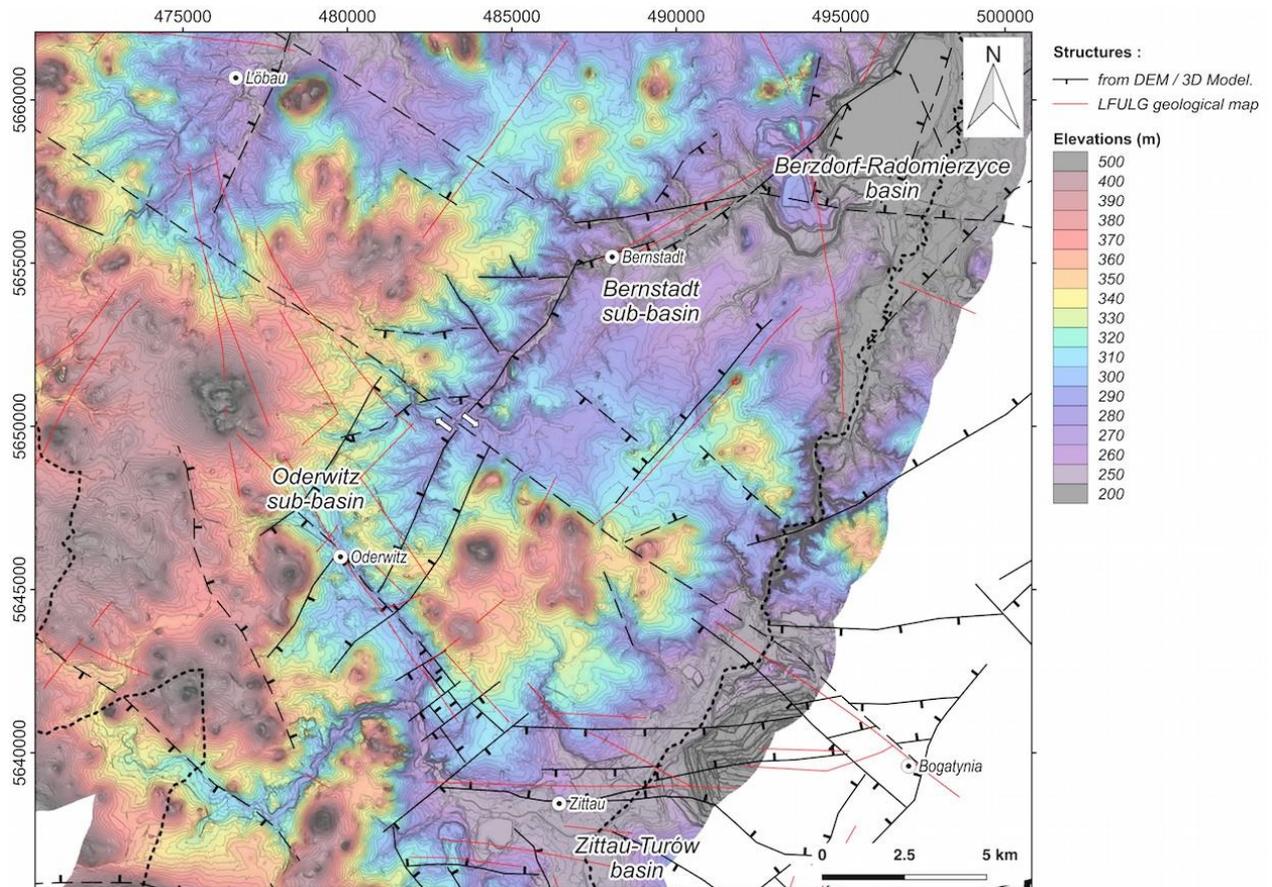


Abbildung 69: Topografie des Bernstadt- und Oderwitz-Beckens aus dem DGM10. Die topografischen Depressionen der NE streichenden Becken stehen im Kontrast mit der höheren Topografie der umgebenden Plateaus.

Die Form und die Ausdehnung der Tertiär-Becken von Berzdorf-Radomierzyce, Bernstadt und Oderwitz bilden sich in der aktuellen Topografie ab. Abbildung 68 zeigt drei topografische Profile über die Becken. In Profil 1 sieht man, dass das Berzdorf-Radomierzyce-Becken an eine 13 km breite topografische Depression gebunden ist. Diese Depression ist wiederum in zwei kleinere Depressionen gegliedert, getrennt durch strukturelle Hochlagen. Die westliche Depression überlagert mit klar definiertem Rand das tertiäre Depozentrum. Die westliche Grenze des Berzdorf-Radomierzyce-Beckens wird durch eine NNE streichende Störungsfläche gebildet, an der die Tertiär-Basis etwa 100 m vertikal versetzt ist (Abbildung 68). Westlich dieser Beckengrenze erstreckt sich ein erhöhtes Plateau mit einer Einebnungsfläche auf der Höhe von etwa 250 bis 300 m.

Diese Einebnungsfläche bildete sich über den granitoiden Gesteinen des Cadomischen Basements. Östlich der Störung liegt die Einebnungsfläche über den Cadomischen Basement auf einer Höhe von 50 bis 100 m NN unter tertiären Sedimenten. Der vertikale Versatz an der westlichen Randstörung vom Berzdorfer Becken wird auf 150 bis 250 m geschätzt. Die östliche Grenze des Beckens von Berzdorf-Radomierzyce ist weniger deutlich morphologisch ausgebildet. Sie ist hauptsächlich an einen Wechsel des topografischen Gradienten gebunden: Die Topografie wird im Becken flacher (Abbildung 68, Profil 1). Entlang dieser Grenze fällt das Basement allgemein in nordwestliche Richtung ein. Die östliche Grenze des Beckens wird wahrscheinlich von einer NE streichenden Störung gebildet. Das südwestliche Ende dieser Störung nahe der Neiße wird durch einen markanten topografischen Abbruch und die Ablenkung von Flussläufen markiert. Der Einfluss dieser Störung auf die Lage des Basements erscheint bisher unklar.

Die Becken von Bernstadt und Oderwitz sind in der Topografie gut erkennbar (Profil 2 in Abbildung 68 und Abbildung 69). Das Bernstadt-Becken (in der Vergangenheit auch als „Bernstadt-Graben“ bezeichnet) bildet eine 5 km breite und etwa 75 m tiefe topografische Depression. Diese Depression wird auf beiden Seiten von erhöhten Plateaus begrenzt. Diese Plateaus haben ein flaches Relief auf etwa 300 bis 350 m NN und weisen vulkanische Förderzentren und Lavaflüsse auf. Die westliche Grenze des Bernstadt-Beckens wird durch eine Serie von prominenten NE und E streichenden Steilhängen gebildet. Die östliche Grenze bildet dagegen einen eher sanften Hang. Das Oderwitzer Becken beeinflusst dasselbe Plateau. Obwohl die Depression sehr flach ist (< 30 m), ist sie in den topografischen Profilen und dem DGM10 zu erkennen. Die westliche Grenze des Oderwitzer Beckens ist nicht gut definiert. Die östliche Grenze scheint an zwei NE streichende Störungen gebunden zu sein. Eine der Störungen wird aus der Bindung des Hauptgewässers an den topografischen Abbruch abgeleitet, die andere vom lithologischen Wechseln Granit gegen tertiäre Vulkanite.

Das dritte topografische Profil verläuft sowohl über das Becken von Bernstadt als auch über das südlich anschließende Zittau-Turów-Becken (Profil 3 in Abbildung 68). Beide Becken sind durch eine strukturelle Hochlage begrenzt und weisen gekippte Oberflächen auf. Vermutlich wird diese strukturelle Hochlage durch einen an einer NW streichenden Störung rotierten Block gebildet. Die NW streichende Störung bildet die Verlängerung der Störungszone an der nordöstlichen Grenze des Zittau-Turów-Beckens. Dieselbe Störung trennt die Becken von Bernstadt und Oderwitz. Der Versatz zwischen den Becken könnte durch eine dextrale Komponente der Bewegung an der Störung interpretiert werden.

Zum besseren Verständnis der morphologischen Entwicklung der Becken von Bernstadt und Oderwitz wurden das Drainagenetz der Pließnitz und das des Gaule-Baches, beide linke Zuflüsse der Neiße, analysiert. Die Pließnitz fließt entlang der westlichen Grenze der Becken, der Gaule-Bach an der östlichen Grenze des Bernstadt-Beckens (Abbildung 70). Das Drainagenetz wurde aus dem DGM10 extrahiert. Die Knickpunkte wurden aus den Flusslängsprofilen interpretiert (als Beispiel siehe Abbildung 71). Die Lage der Knickpunkte

ist auf der Karte in Abbildung 70 dargestellt. Die Mehrheit der analysierten Wasserläufe weisen prominente Knickzonen auf. Innerhalb des Einzugsgebietes der Pließnitz sind die Knickzonen entlang des topografischen Abfalls an der westlichen Grenze der Becken orientiert (obere Knickzone in Abbildung 71). Knickpunkte konnten auch entlang der oben beschriebenen NW streichenden strukturellen Hochlage festgestellt werden. Auch der untere Teil des Einzugsgebietes wird von Knickzonen beeinflusst (untere Knickzone in Abbildung 71). Im Einzugsgebiet des Gaule-Baches kreuzen nur zwei Wasserläufe die östliche Grenze des Bernstadt-Beckens. Beide zeigen ausgeprägte Knickpunkte (obere Knickzone in Abbildung 71). Der untere Lauf des Gaule-Baches weist darüber hinaus ein konvexes Segment auf (als „lower knickzone“ in Abbildung 71 markiert).

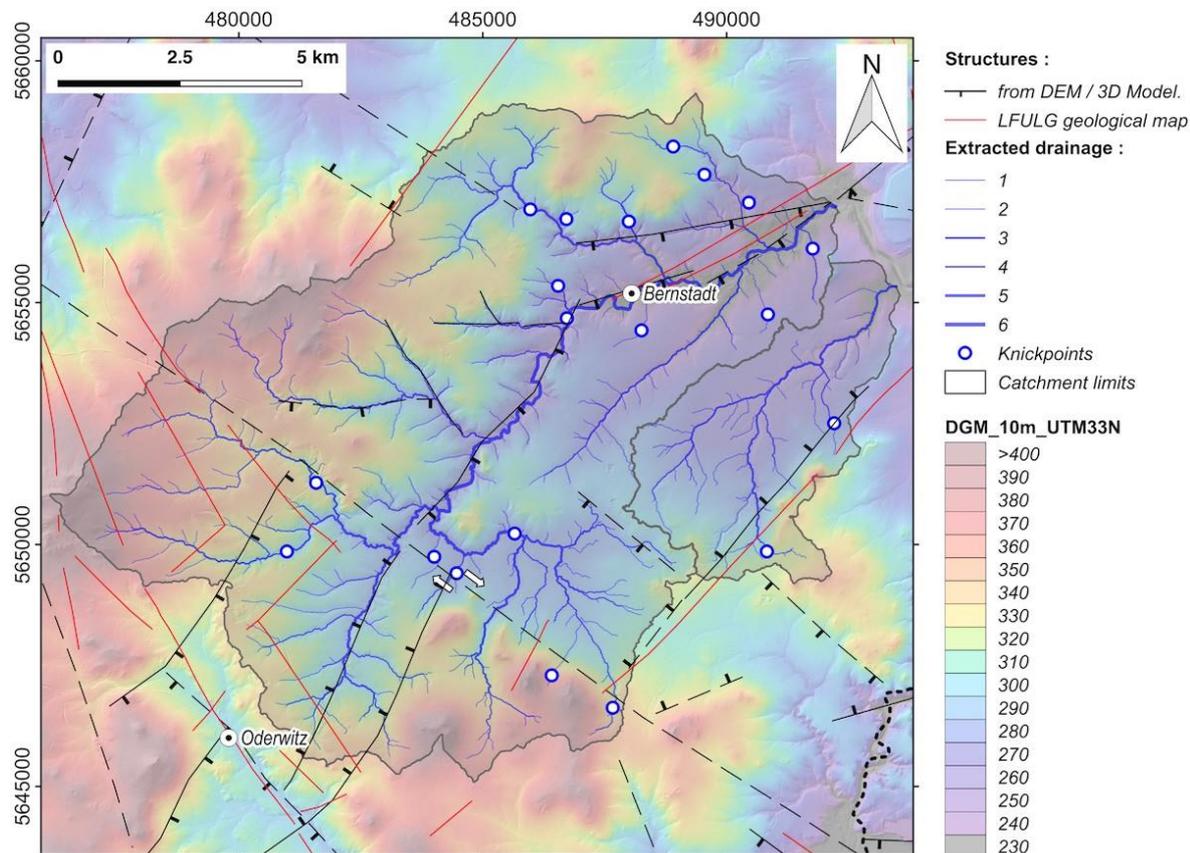


Abbildung 70: Drainagenetz der Pließnitz (großes Einzugsgebiet) und des Gaule-Bachs (kleineres Einzugsgebiet), extrahiert vom DGM10

Der Abfall des Basisniveaus sowohl der Pließnitz als auch des Gaule-Baches wurden mit Flusslängsprofilen und der Chi-Plot-Analyse bestimmt. Die oberen Bereiche der Pließnitz und des Gaule-Baches (Segmente über der oberen Knickzone in Abbildung 71, die zu dem erhöhten Plateau auf beiden Seiten des Bernstadt-Beckens gehören), wurden mit Hilfe der linearen Regression des logarithmischen Plots Neigung zu Entfernung auf den Unterlauf projiziert (Abbildung 71). Die Differenz zwischen projizierten Profilen (rote Kurven in Abbildung 71) und den aktuellen Flussprofilen (blaue Kurven) weist einen Abfall des Basisniveaus von 55 bis 63 m für die Pließnitz und etwa 30 bis 60 m für den Gaule-Bach aus. Die Analyse des Einzugsgebietes der Pließnitz mittels Chi-Plot ist in Abbildung 72 dargestellt. Es wurde ein m/n -Verhältnis von 0,45 benutzt, um die Segmente oberhalb der Knickzone ko-linear darzustellen. Der Abfall des Basisniveaus des Hauptflusses wurde mittels linearer Regression des oberen Teils des Wasserlaufes (blaue Linie in Abbildung 72) bestimmt. Der Durchgang der Regressionsgeraden durch die y-Achse lässt auf einen Abfall von 54 m schließen. Wie schon für andere Wasserläufe wurde auch für die Pließnitz die räumliche Ausdehnung des mor-

phologischen Ungleichgewichtes des Drainagenetzes in einer Karte dargestellt (Abb. 73). Dazu wurden die Differenzen in der Höhe zwischen den individuellen Chi-Plots (graue Kurven in Abbildung 72) und der linearen Regressionsgeraden des theoretischen aktuellen Basisniveaus (rote Linie in Abbildung 72) in einer Karte dargestellt. Diese Karte des Ungleichgewichtes des Drainagenetzes (Abbildung 73) zeigt einen Wechsel des Gradienten der Wasserläufe am östlichen Rand des Bernstadt-Beckens. Die höchsten Werte (50 bis 70 m) zeigen das erhöhte Plateau, das die Becken von Bernstadt und Oderwitz im Westen begrenzt. Die geringsten Werte (< 30 m) findet man im Becken selbst.

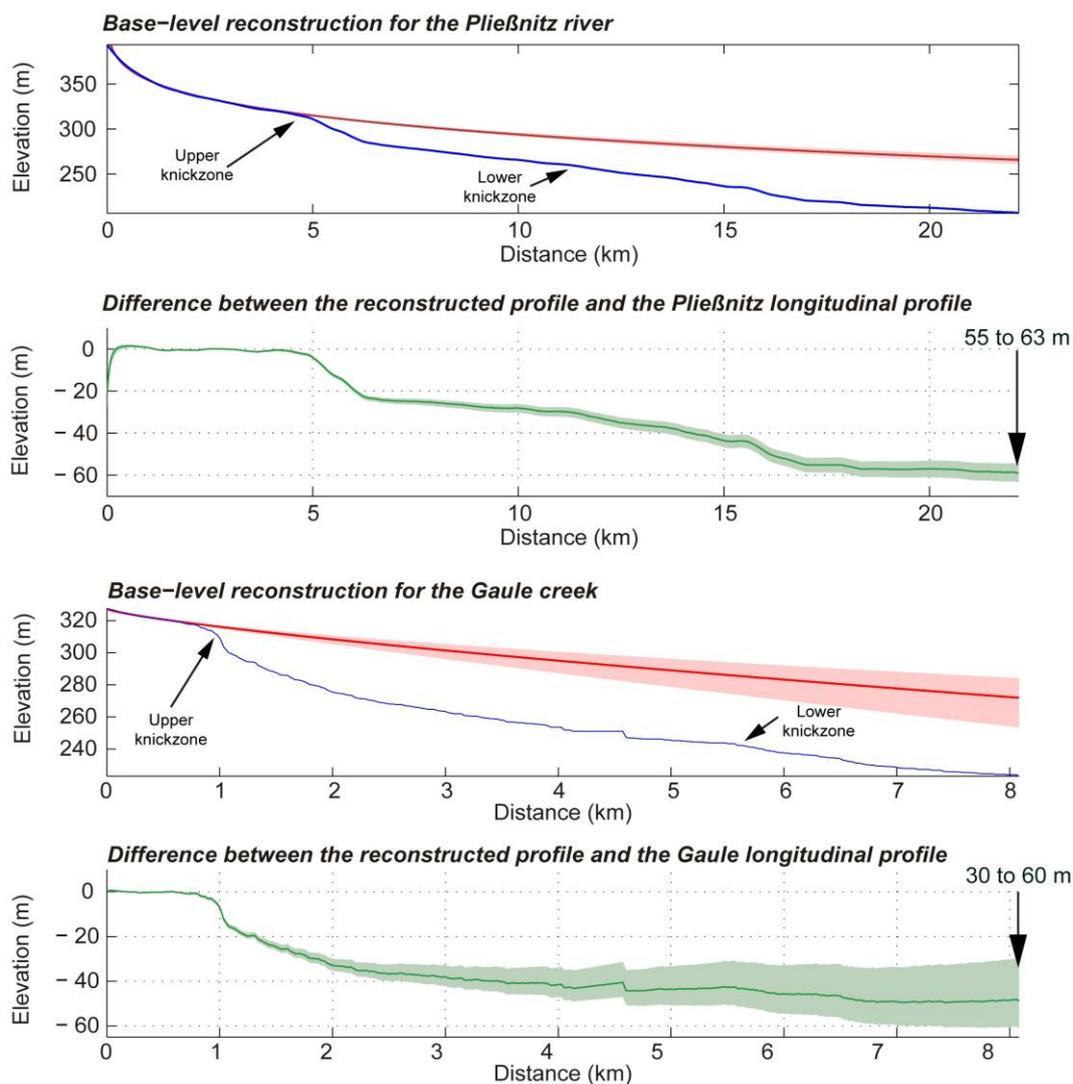


Abbildung 71: Schätzung des Abfalls des Basisniveaus an der Pließnitz (westliche Grenze des Bernstadt-Beckens) und am Gaule-Bach (östliche Grenze). Der jeweils obere Plot zeigt das Flusslängsprofil (blaue Linie) und das rekonstruierte Profil (grüne Linie), der jeweils untere Plot zeigt die Differenz zwischen beiden Profilen.

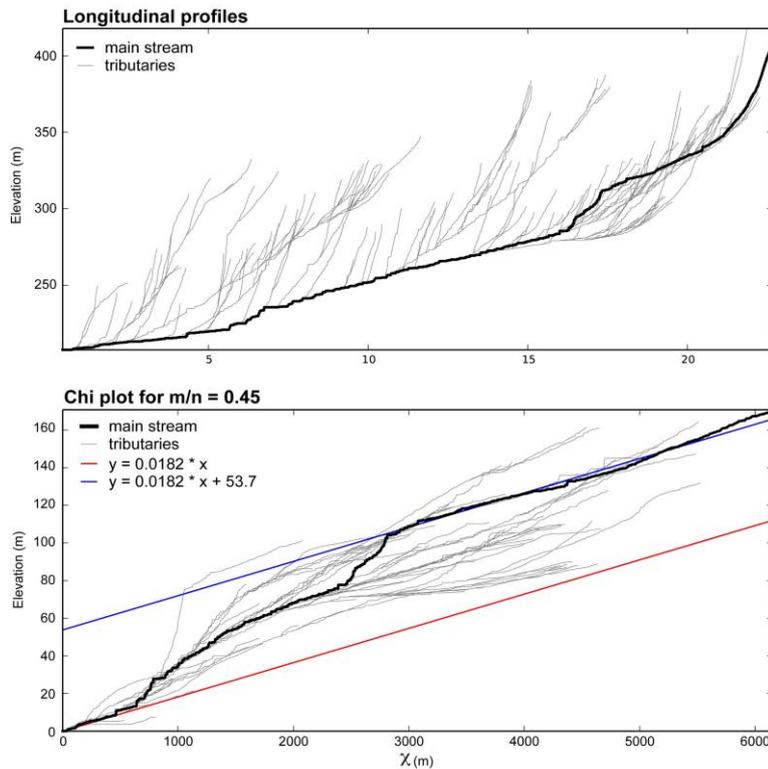


Abbildung 72: Oben: Längsprofile für die Pließnitz und ihre Nebenflüsse. Unten: Chi-Plot-Analyse derselben Profile. Die roten und blauen Linien zeigen die Regressionslinien der Flussegmente unterhalb der unteren Knickzone bzw. oberhalb der oberen Knickzone. Die Differenz zwischen den Linien markiert den Abfall des Basisniveaus (etwa 54 m).

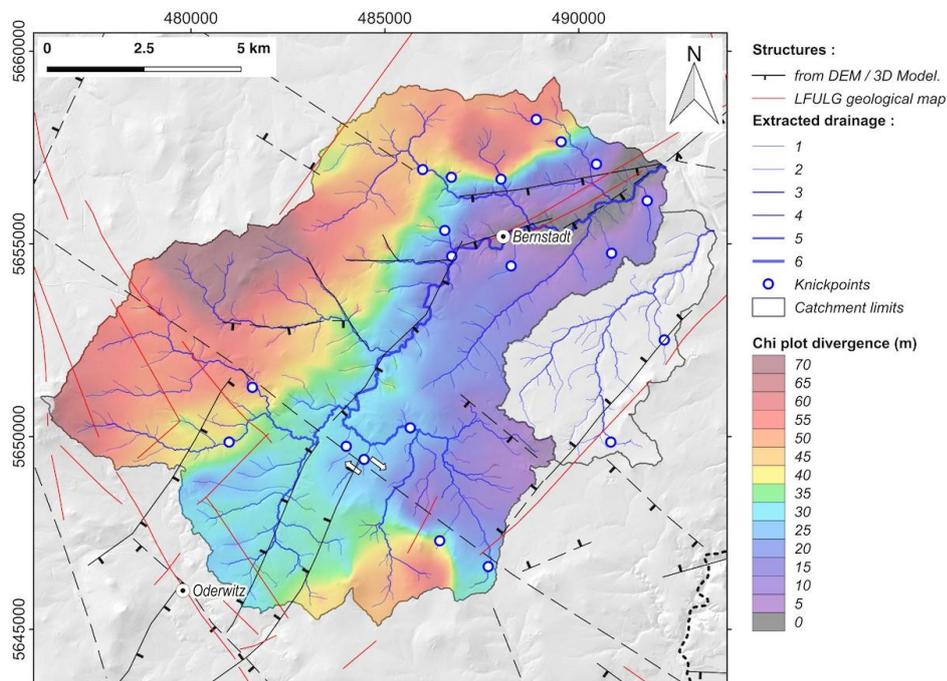


Abbildung 73: Ungleichgewichte im Einzugsgebiet der Pließnitz auf einer Chi-Plot-Karte (siehe Abbildung 72). Die ‚divergence‘ zeigt die vertikale Differenz zwischen den Höhen des individuellen Profils im Chi-Plot und der linearen Regression der Segmente im unteren Teil des Einzugsgebietes (rote Linie in Abbildung 72).

3.4 Analyse tektonischer Strukturen

Die durch die geomorphologische Analyse ausgehaltenen Strukturen sollten an ausgewählten Aufschlüssen anhand von störungskinematischen Untersuchungen ergänzt und überprüft werden. Die Aufschlüsse (Lokation siehe Abbildung 74) in Eschdorf (Granodiorit) befinden sich einige Kilometer nördlich der Lausitzer Überschiebung, der Steinbruch Oberottendorf (Granodiorit) liegt unmittelbar südlich der E-W streichenden Cunewalde-Störung und der Steinbruch Sora (Gabbrodiorit) liegt auf der Verbindung von NW und ENE streichenden Geländestufen, die das Oberlausitzer Plateau nördlich begrenzen. Die anderen Aufschlüsse sind zwischen den Tertiär-Becken von Radomierzyce-Berzdorf und Turów-Zittau in der Ostlausitzer Depression gelegen. Die in Bratkow und Visnova gemessenen Störungen versetzen Granit, nur im Tagebau Turów konnten Störungsflächen in miozänen Sedimenten gemessen werden.

Die Orientierung der Hauptspannungsachsen wurde nach der „Right dihedral method“ nach ANGELIER & MECHLER (1977) sowie MARRETT & ALLMENDINGER (1990) berechnet. Die Hauptachse P (*Pressure* – Verkürzung) und die Hauptachse T (*Tension* – Dehnung) wurde mit der Software „Fault-KinWin“ von ALLMENDINGER (2001) bestimmt. Die P- und T-Achsen sind auf den Knotenflächen (Schnittfläche entlang des Bewegungslinens senkrecht zur Störungsfläche) in einem Winkel von 45° zu den Bewegungsflächen der Störungen angelegt. In einem stereografischen Diagramm werden die P- und T-Quadranten durch ihre Lage zwischen den Bewegungsflächen und der Richtung der kinematischen Indikatoren auf der Störungsfläche bestimmt. Nach einer ersten Kompatibilitätsprüfung wurden sich überlagernde Populationen von Störungen und Harnischen sowie die deformierten Minerale auf den Harnischen separat analysiert und dargestellt. Die verschiedenen Populationen können sich überlagernde tektonische Ereignisse darstellen. Alle Störungen sind – entsprechend den deformierten Mineralen – in einem spröden Milieu unter einem Temperaturregime nicht höher als 300 °C gebildet worden.

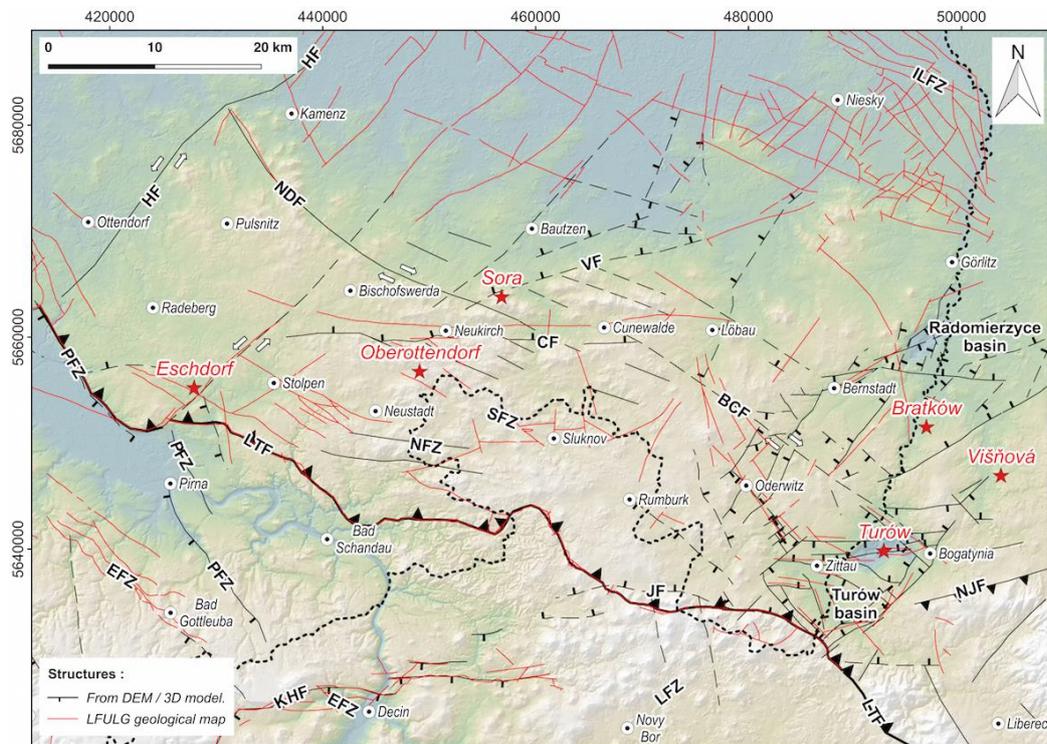


Abbildung 74: Messpunkte der mikrotektonischen Daten (rote Sterne)

Abkürzungen für die Hauptstrukturen: CF - Cunewalde-Störung, EFZ - Elbe-Störungszone, HF - Hoyerswerda-Störung, ILFZ - Innerlausitzer Störung, LFZ - Litoměřice Störung, LTF - Lausitzer Überschiebung, NJF - Nördliche Iser-Störung

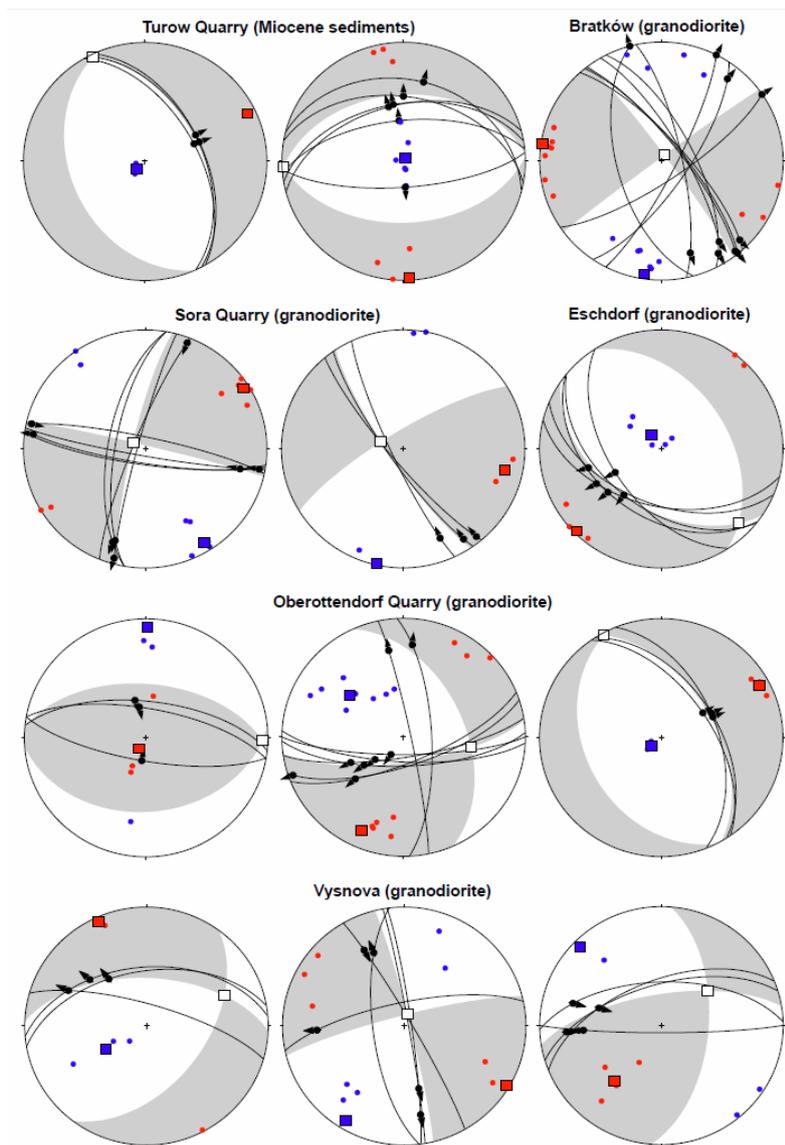


Abbildung 75: Ergebnisse der Inversion von Bewegungsvektoren auf Störungsflächen nach der „Right dihedral method“ (ANGELIER & MECHLER 1977; MARRETT & ALLMENDINGER 1990) und dem kinematischen Grafiktool von ALLMENDINGER (2001)

Jedes mikrotektonische Datenset ist in die untere Halbkugel des Schmidt'schen Netzes (flächentreue Projektion) eingetragen. Schwarze Linien – Störungsflächen; schwarze Punkte und Pfeile – Bewegungsvektor (Harnisch) auf der Störung; rote und blaue Punkte – individuelle P- und T- Achsen jeder Störung; rote, blaue und weiße Quadrate – durchschnittliche P-, T- und I-Achse entsprechend der Bingham-Analyse. Die Knotenflächen ergeben sich aus der Bingham-Analyse (weiße Quadranten – Kompression, graue Quadranten – Extension). Weitere Details siehe Tabelle 2.

In Tabelle 2 und Abbildung 75 sind die Ergebnisse der Inversion der tektonischen Messungen und die betroffenen Gesteine zusammengefasst. Die Störungsflächen weisen folgende Hauptrichtungen auf: SE, ENE, ESE, NE und NNE. Die Streichrichtungen der gemessenen Störungen stimmen mit dem Trend der makrotektonischen Strukturen auf existierenden geologischen Karten (HOTH et al. 1995) überein. Nach der Orientierung von P- und T-Achsen können sechs kinematische Szenarien ausgehalten werden:

- N045° bis N065° Extension an NW bis NNW streichenden Abschiebungen. Harnische auf entsprechenden Störungsflächen wurden in miozänen Sedimenten des Tagebaus Turów und in Granodiorit-Aufschlüssen von Eschdorf und Oberottendorf beobachtet.

- N155° bis N177° Extension an W-E streichenden (und hauptsächlich N fallenden) Abschiebungen in miozänen Sedimenten des Tagebaus Turów und im Granit von Višňová
- Strike-slip-Bewegung an konjugierten NNW bis NW streichenden dextralen Störungen und NE bis ENE streichenden sinistralen Störungen. Diese Störungen treten in den granitoiden Gesteinen von Sora, Bratków und Višňová auf. Die kinematische Analyse zeigt, dass diese Störungen durch NNE-SSW gerichtete Kompression und WNW-ESE gerichtete Extension entstanden.
- Strike-slip-Bewegung an konjugierten ESE streichenden dextralen Störungen und NNE streichenden sinistralen Störungen. Diese Störungen treten in den granitoiden Gesteinen des Steinbruchs Sora auf. Die kinematische Analyse weist eine N148° gerichtete Kompression und eine N058° gerichtete Extension auf. Eine ähnliche Kompressionsrichtung wurde in Višňová (N144°) an dextralen ENE bis E streichenden Störungen dokumentiert.
- N-S gerichtete Kompression an ESE streichenden Aufschiebungen in den Granodioriten des Steinbruchs Oberottendorf. Ähnliche Störungen treten im Steinbruch Sora auf (nicht dargestellt in Abbildung 75).
- NE-SW Transtension auf hauptsächlich E streichenden Störungen mit schrägen Harnischrillungen. Diese Störungen betreffen granitoide Gesteine in der Nähe von Oberottendorf. Die Kinematik dieser Störung könnte zum ersten Extensionsereignis gehören.

Tabelle 2: Resultate der störungskinematischen Inversion (n = Anzahl der Störungen; grafische Darstellung in Abbildung 75)

| Aufschluss (Gestein) | UTM - Koordinaten | | n | T-Achse | | P-Achse | | Kinematik |
|---|-------------------|---------|----|---------|------------|---------|------------|---------------|
| | X | Y | | Trend | Fallwinkel | Trend | Fallwinkel | |
| Tagebau Turów Mine (Miozäne Sedimente) | 492723 | 5639802 | 3 | 64,5 | 7,2 | 225,8 | 82,4 | Extension |
| | | | 6 | 177,3 | 1,7 | 33,7 | 87,8 | Extension |
| Bratków (Granodiorit) | 496722 | 5651495 | 10 | 278,5 | 1,5 | 188,4 | 4,2 | Strike-Slip |
| Steinbruch Sora (Granodiorit) | 456810 | 5663776 | 8 | 58 | 4,5 | 148,6 | 7,9 | Strike-Slip |
| | | | 3 | 102,2 | 15,3 | 192,6 | 1,4 | Strike-Slip |
| | | | 1 | 223,8 | 68 | 0,4 | 16,6 | Kompression |
| Eschdorf (Granodiorit) | 427930 | 5655207 | 5 | 225 | 2,2 | 325,9 | 78,3 | Extension |
| Steinbruch Oberottendorf (Granodiorit) | 449111 | 5656737 | 3 | 212 | 81 | 0,8 | 7,6 | Kompression |
| | | | 8 | 203,5 | 15,3 | 308 | 43 | Transtension |
| | | | 3 | 61,6 | 8,6 | 228,2 | 81,2 | Extension |
| Višňová (Granodiorite) | 503727 | 5646919 | 3 | 335,9 | 4,2 | 239 | 58,2 | Extension |
| | | | 5 | 120,6 | 2,2 | 210,9 | 8 | Strike-slip |
| | | | 4 | 219,2 | 39,1 | 314,7 | 6,8 | Transpression |

3.5 Diskussion

3.5.1 Entwicklung der Landschaft

Die Entwicklung einer Landschaft resultiert aus seiner komplexen Verbindung zwischen Klima und tektonischen Prozessen (z. B. HACK 1960; PAZZAGLIA 2003; WILLET & BRANDON 2002; MATMON et al. 2003). Rezente tektonisch oder klimatisch verursachte Verringerungen des Basisniveaus von Drainagenetzen führen zu einer fortschreitenden Front der verstärkten Einschneidung von Wasserläufen. Diese Front präsentiert die Grenze zwischen einer oberen reliktschen Landschaft und einer unteren Anpassungszone. Reliktische Landschaften können, solange sie durch fluviatile Erosion nicht ausgelöscht werden, noch eine Zeitlang

existieren (z. B. BURBANK & ANDERSON 2001; CLARK et al. 2005; LEGRAIN et al. 2014; GILETYCZ et al. 2015). Die hier vorgelegten Ergebnisse belegen, dass solche angehobenen Landschaften im südlichen Lausitzer Block zum größten Teil erhalten sind. Topografische Streifenprofile (Abbildung 47, Abbildung 52, Abbildung 57 und Abbildung 68) zeigen angehobene Oberflächen mit einem geringen Relief. Diese Oberflächen sind begrenzt durch gut definierte topografische Abbrüche. Entlang dieser Abbrüche weisen die Längsprofile der Wasserläufe prominente Knickzonen auf (Abbildung 49, Abbildung 53, Abbildung 59 und Abbildung 71), welche die Oberläufe in der reliktschen Oberfläche von dem unteren Segment trennen, indem sich die Wasserläufe an das neue Basisniveau angepasst haben.

Die angehobenen Oberflächen, die in den einzelnen topografischen Profilen auftreten, können, obwohl auf verschiedenen Höhen, als Relikte der sogenannten „Ätzfläche (etchplain)“ nach CZUDEK & DEMEK (1970) betrachtet werden. Während des Paläogens entwickelten sich regionale Peneplains unter tropischen Klimakonditionen. Diese Peneplains markieren eine Periode der tektonischen Stagnation in den Gebieten um das Böhmisches Massiv. Danach, im Verlaufe von Oligozän und Neogen, wurde der Horizont mit tropischen Regolith weitestgehend abgetragen (DEMEK 2004). Die basale Verwitterungsfläche (von CZUDEK & DEMEK (1970) als „Ätz-Fläche“ bezeichnet) wurde durch ein Drainagenetz modelliert, das von den Hauptwasser-scheiden im Böhmisches Massiv südlich von Plzeň und Prag ausging. Das fluviale Netz reichte von Böhmen nach Norden bis an das tertiäre Meer, das große Teile Norddeutschlands und Polen bedeckte und bis nach Sachsen reichte (MALKOVSKÝ 1979; SUHR 2003). Die daraus resultierende ungleichförmige Oberfläche wurde dann durch tektonische Ereignisse beeinträchtigt. Die Oberfläche bildet jetzt die oberste Reliktfläche der herausgehobenen Blöcke entlang der nördlichen Grenze des Böhmisches Massivs (MIGON´ 1997, 2008).

Unsere Interpretation der geomorphologischen Entwicklung des Lausitzer Blockes basiert auf der Annahme, dass die beobachteten herausgehobenen Oberflächen auf eine mitteltertiäre Peneplain (MTP) zurückzuführen sind. Die topografischen Profile, welche die zentralen Segmente der Lausitzer Überschiebung einschließen (Profile 2 bis 4 in Abbildung 47), zeigen, dass die spät-kretazischen bis früh-paläogenen kompressiven Strukturen bereits im mittlere Eozän durch die MTP nivelliert worden waren. Unsere Beobachtungen lassen die Annahme zu, dass die MTP durch zwei Ereignisse herausgehoben wurde. Diese Annahme basiert auf dem Fakt, dass in einigen Gebieten die initiale Einebnungsfläche durch tiefe Täler zerschnitten wurde, während in anderen Gebieten die gleiche Oberfläche, obwohl herausgehoben, weitestgehend flach erhalten geblieben ist. Solche Unterschiede kann man durch differentielle Hebung erklären. Dieser Prozess ist sehr gut illustriert durch die Profile 1 bis 3 in Abbildung 47. Im Profil 3 kann man klar zwei unterschiedliche Oberflächen erkennen, als Einebnungsfläche (planation surface) und als Prä-Canyon-Fläche (pre-canyon topography) bezeichnet. Die Prä-Canyon-Topografie bildete sich nach der ersten Hebung der MTP. Diese Prä-Canyon-Topografie ist auf eine fluviatile Einschneidung von etwa 100 bis 200 m zurückzuführen. Die Gradienten der Flüsse, die Teil dieser Erosionsfläche sind, laufen in einer gehobenen Fläche auf einer Höhe von 250 bis 300 m zusammen. Diese Höhe entspricht dem reliktschen Basisniveau des Paläo-Elbtals (Prä-Canyon-Topografie). In diese Prä-Canyon-Fläche schnitt sich die Elbe während eines jüngeren Hebungserignisses ein. Die Knickpunkte in den Nebenflüssen der Elbe (Abbildung 49 und Abbildung 50) sind mit diesem zweiten Abfall des Basisniveaus von etwa 100 m zu korrelieren. Im Gegensatz dazu bleibt in den Profilen 1 und 2 (Abbildung 47) die Einebnungsfläche flach, die Einschneidung wird nur durch einen einzigen, subzentren Abfall des Basisniveaus gebunden. Eine ähnliche Interpretation ergibt sich für die Spree. Die Segmente oberhalb der oberen Knickzone (Abbildung 59) korrelieren mit dem 100 bis 150 m tief in die gehobene Einebnungsfläche eingeschnittenen Tal. Dieser Knickpunkt ist an die topografische „Verjüngung“ einer vorher erodierten Landschaft gebunden. Im Gegensatz dazu kann man keine Merkmale eines großen älteren Drainagenetzes in anderen Gebieten wie dem Radeberg-Plateau beobachten. Es existieren zum Beispiel keine großen Täler oberhalb der Haupt-Knickzone in der großen Röder.

3.5.2 Interpretation der Strukturen

Wie im vorhergehenden Kapitel beschrieben, geht die vorliegende Interpretation der postmitteltertiären tektonischen Bewegungen von einer MTP als stratigrafische Referenzfläche aus. Die rezente Topografie des Lausitzer Blockes besteht aus Relikten der herausgehobenen MTP und deren jüngeren Erosionsformen. Die Grenzen der reliktsch erhaltenen MTP-Flächen bestehen aus topografischen Abbrüchen, die durch neotektonische Bewegungen verursacht wurden.

Die Lausitzer Überschiebung wird allgemein als westliche Grenze des Lausitzer Blockes betrachtet. Nach den vorliegenden Ergebnissen war die Lausitzer Überschiebung jedoch bereits im mittleren Tertiär eingeebnet und morphologisch nicht mehr wirksam. Die rezent wirksamen topografischen Abbrüche im Elbtal werden auf die Aktivität einer NNW streichenden Störung (Pirna-Störungszone in Abbildung 76) zurückgeführt. Diese Störung bildet die westliche Grenze sowohl des Radeberger Plateaus (RP) als auch des Paläo-Elbtals. Östlich von Pirna ist in den topografischen Profilen (Profil 2 in Abbildung 47) zu sehen, dass die Paläo-Oberfläche an der Störung versetzt und rotiert ist.

Die Pirna-Störungszone hat wahrscheinlich Teile der Lausitzer Überschiebung östlich von Dresden reaktiviert und damit die Hebung der westlichen Grenze des RP erlaubt (Profil 1 in Abbildung 47). Die geomorphologische Analyse des Drainagenetzes zeigt, dass die Flüsse östlich der Störung einen Abfall des Basisniveaus um etwa 100 m aufweisen.

Die Paläo-Topografie des RP wird durch einen gut definierten NE streichenden Geländeknick geprägt. Diesen Geländeknick kann man als die südwestliche Fortsetzung der Hoyerswerda-Störung betrachten (Abbildung 46). Die topografischen Profile und die Flussanalyse indizieren einen 40 bis 50 m-Versatz der ursprünglich relativ glatten Paläo-Oberfläche. Das RP ist im Osten durch einen NW streichenden Abbruch begrenzt. Die Autoren vermuten, dass dieser Geländeabbruch auch mit einer Störung assoziiert ist, die als „Neukirch-Demitz-Störung“ eingeführt wird. In den topografischen Profilen scheint das RP an dieser Störung gekippt worden zu sein.

Der nördliche Teil des Oberlausitzer Plateaus (OP – ‚Lusatian high plateau‘ in Abbildung 76) ist komplex. In den topografischen Profilen (Abbildung 57) ist das OP sowohl durch die NW streichende Neukirch-Demitz-Störung als auch durch die NE streichende, ebenfalls neu eingeführte „Vierkirchen-Störung“ begrenzt. Die E-W streichende Cunewalde-Störung beeinflusst ebenfalls die Topografie des OP. Das westliche Ende der Cunewalde-Störung wird durch einen Geländeabbruch gebildet, der die MTP um etwa 80 m versetzt (Profil 3 in Abbildung 57). Die Analyse des oberen Einzugsgebietes der Spree zeigt einen Abfall des Basisniveaus von etwa 60 m zwischen den inneren Teilen des OP und den nördlich anschließenden Niederungen um Bautzen. Die Topografie des OP ist nach Auswertung der DGM auch von den WNW und NW streichenden Neustadt- und Sluknov-Störungszonen beeinträchtigt (Abbildung 76).

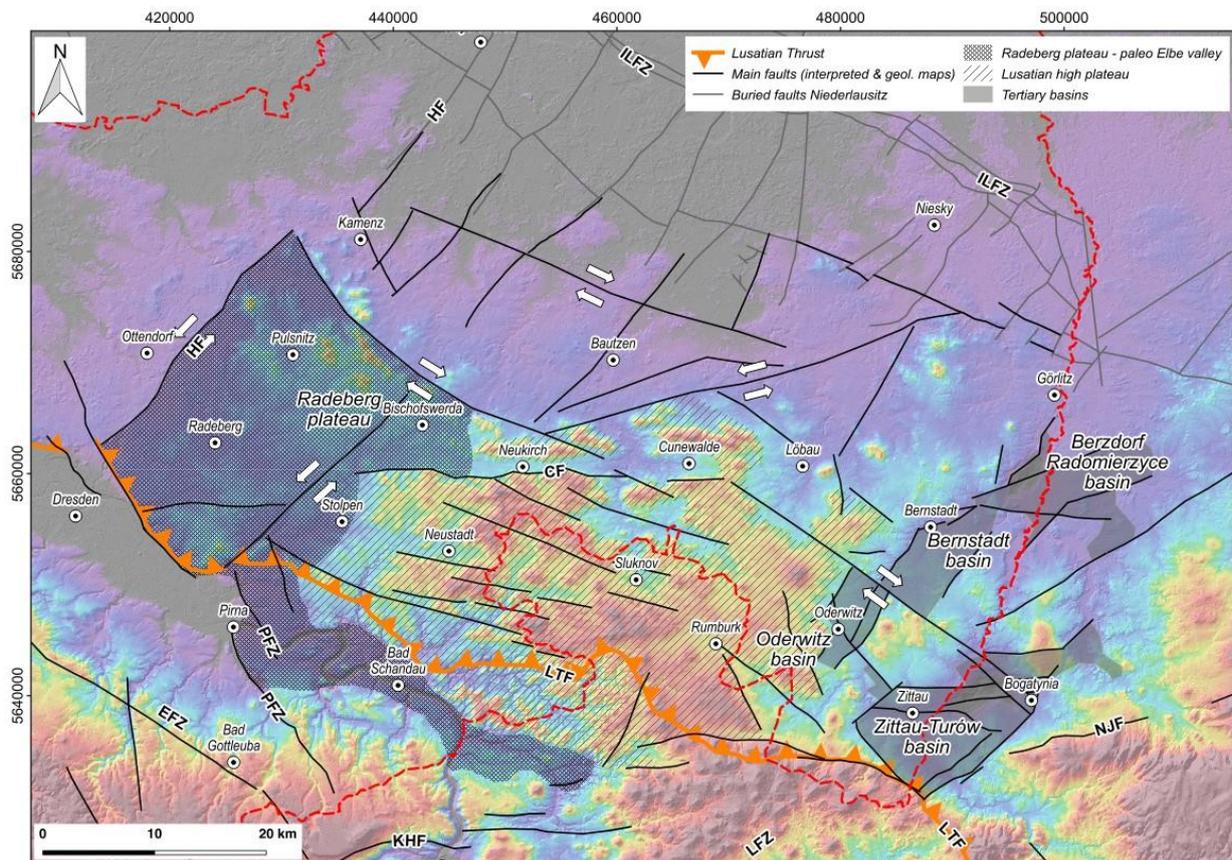


Abbildung 76: Interpretative Karte der post-MTP-Tektonik des Lausitzer Blockes

CF - Cunewalde-Störung, EFZ - Elbe-Störungszone, HF - Hoyerswerda-Störung, ILFZ - Innerlausitzer Störung, JF - Jifetín-Störung, KHF - Krušné Hory-Störung, LFZ - Litoměřice-Störung, LTF - Lausitzer Überschiebung, NJF - Nord-Iser-Störung, PFZ - Pirmna-Störungszone

Die östliche Grenze des OP wird von der 20 km breiten und 50 km langen Ostlausitzer Depression (OLD) mit den Tertiär-Becken von Berzdorf-Radomierzyce, Bernstadt, Oderwitz und Hradek-Turów-Zittau gebildet. Die Anlage der Becken wird auf die oligo-miozäne Extension im Eger-Graben zurückgeführt. Die OLD ist die unmittelbare nordöstlich Fortsetzung des Eger-Grabens. Die sedimentären Depozentren in den Becken werden durch NE, NW und E streichende Störungen begrenzt. Die übergeordneten Strukturen der Becken von Berzdorf-Radomierzyce entsprechen einer Halbgrabenstruktur, weil die höchste Sedimentmächtigkeit im Westen des Beckens erhalten blieb (Abbildung 68). Der westliche Rand des Beckens ist eine Störung, die ihrerseits ein gehobenes Plateau im Westen begrenzt. Die östliche Grenze ist weniger gut definiert. Man kann eine Störungfläche nahe des Neiße-Tales postulieren („Luban-Neiße-Störung“). Die Störung wird im Osten möglicherweise durch einen Wechsel des topografischen Gradienten begleitet (Abbildung 58) und nördlich davon durch eine Zunahme der Tiefe der Auflagerungsfläche quartärer Sedimente. Jedoch erlaubt die geringe Datendichte in dieser Region keine fundierte Aussage. Eine alternative Erklärung für den Gradienten-Wechsel wäre eine Kippung der MTP nach NW. Der Wechsel des topografischen Gradienten würde damit dem Gebiet entsprechen, in dem die MTP von jüngeren Sedimenten bedeckt wird. Die Grenzen des Bernstadt-Beckens sind klar belegt, weil das Becken innerhalb eines gehobenen Plateaus (der MTP) auftritt (Abbildung 58 und Abbildung 59). Im Drainagenetz des Bernstadt-Beckens können Anzeichen eines Ungleichgewichtes festgestellt werden. Die topografische Senke ist verbunden mit einem Abfall des Basisniveaus in den Flussprofilen um etwa 60 m (Abbildung 71 und Abbildung 72). Nach den Daten der topografischen Profile kann eine Horststruktur zwischen dem Bernstadt-Becken und dem Becken von Hradek-Turów-Zittau postuliert werden. Der Horst scheint an einer NW streichenden, vermutlich dextralen Störung nach SW

gekippt zu sein („Bogatynia-Cunewalde-Störung“). Wahrscheinlich dient diese Störung als Transferzone zwischen dem Becken von Bernstadt und dem Becken von Oderwitz.

Am südlichen Rand des OP und der OLD tritt eine topografische Inversion der Lausitzer Überschiebung auf. Weil die Lausitzer Überschiebung bereits durch die MTP eingeebnet war, ist die beobachtete topografische Inversion sehr wahrscheinlich verursacht durch die Aktivierung von NW und E streichenden Abschiebungen infolge einer mio-pliozänen Extension im Eger-Graben.

3.5.3 Mitteltertiäre bis rezente Stresssituationen

Die erhobenen Strukturdaten ergaben sechs verschiedene kinematische Stressdaten (Abbildung 75) mit einer Dominanz von strike-slip-Bewegung und Abschiebungen. Man kann diese Daten auf drei regionale Stresssituationen zusammenführen: (1) eine NNW bis NNE gerichtete Extension mit Abschiebungen und transtensionalen E-W streichenden Störungen, (2) eine SSW bis S gerichtete Kompression verbunden mit NW und NE streichenden konjugierten dextralen und sinistralen Störungen sowie E streichenden Aufschiebungen und (3) eine NW-SE gerichtete Kompression verbunden mit konjugierten NNE streichenden sinistralen und ESE streichenden dextralen Störungen sowie NW streichenden Abschiebungen.

Die Daten der Autoren gestatten es nicht, den Zeitraum der verschiedenen Stresssituationen präzise zu bestimmen. Vergleicht man die erhobenen Daten mit existierenden Literaturdaten aus dem nördlichen Böhmischem Massiv, so kann die NNW bis NNE gerichtete Extension konsistent mit der oligo-frühmiozänen (35-17 Ma) Extension im Eger-Graben sein (RAJCHL et al. 2009; CAJZ & VALEČKA 2010). Die SSW bis S gerichtete Kompression ist möglicherweise vergleichbar mit einer post-Rift-Kompression während des späten Miozäns (11-6 Ma, ADAMOVIČ & COUBAL 2009). Die NW-SE gerichtete Kompression ist konsistent mit der rezenten Stresssituation am Nordrand des Böhmisches Massives, die sowohl durch seismologische Daten als auch durch GPS-Messungen belegt ist (MÜLLER et al. 1997; JAROSINSKI 2006; FISCHER et al. 2014). Diese Kompression ist gebunden an die Reaktivierung von NNW streichenden Störungen entlang des westlichen Randes des Erzgebirges und im Eger-Graben (FISCHER & HORÁLEK 2005; BABUŠKA et al. 2007; PETEREK et al. 2011; FISCHER et al. 2014).

3.5.4 Szenarien für die Entwicklung des Oberlausitzer Plateaus

Die spät-kretazischen bis früh-paläogenen Kompressionsstrukturen waren unter tropischen Bedingungen weitestgehend eingeebnet und bildeten die mittel-tertiäre Peneplain (MTP). Diese Marker-Oberfläche wurde anschließend durch miozäne bis rezente tektonische Prozesse versetzt. Aus der geomorphologischen Analyse und unter Einbeziehung einiger geochronologischer Fixpunkte kann die im Folgenden dargestellte Ereignisabfolge abgeleitet werden.

Das erste Ereignis könnte die spätoligo- bis miozäne (28-17 Ma) Extension sein, wodurch sich die Becken von Berzdorf-Radomierzyce, Bernstadt, Oderwitz und Zittau-Turów-Hradek bildeten (Abbildung 77). Diese Becken stellen die nordöstliche Fortsetzung des Eger-Grabens dar. Die Becken sind durch NE, NW und E streichende Abschiebungen begrenzt. Ähnliche tektonische Extensionsstrukturen werden aus dem Most-Becken im zentralen Teil des Eger-Grabens beschrieben (RAJCHL et al. 2009; CAJZ & VALEČKA 2010). Die E streichenden Störungen scheinen dort die ältesten zu sein. RAJCHL et al. (2009) vermuten ein erstes Stadium mit der Bildung von E streichenden en-echelon-Störungen, danach folgt die Anlage der NE streichenden Hauptstörungen des Eger-Grabens. Ähnlich diesem Modell wurden von ADAMOVIČ & COUBAL (2009) eine N-S gerichtete Extension zwischen 34-24 Ma abgeleitet, auf die die E streichenden Abschiebungen zurückgeführt werden. Ein zweites Ereignis mit NW-SE gerichteter Extension zwischen 24-16 Ma führte zur Bildung der NE streichenden Abschiebungen.

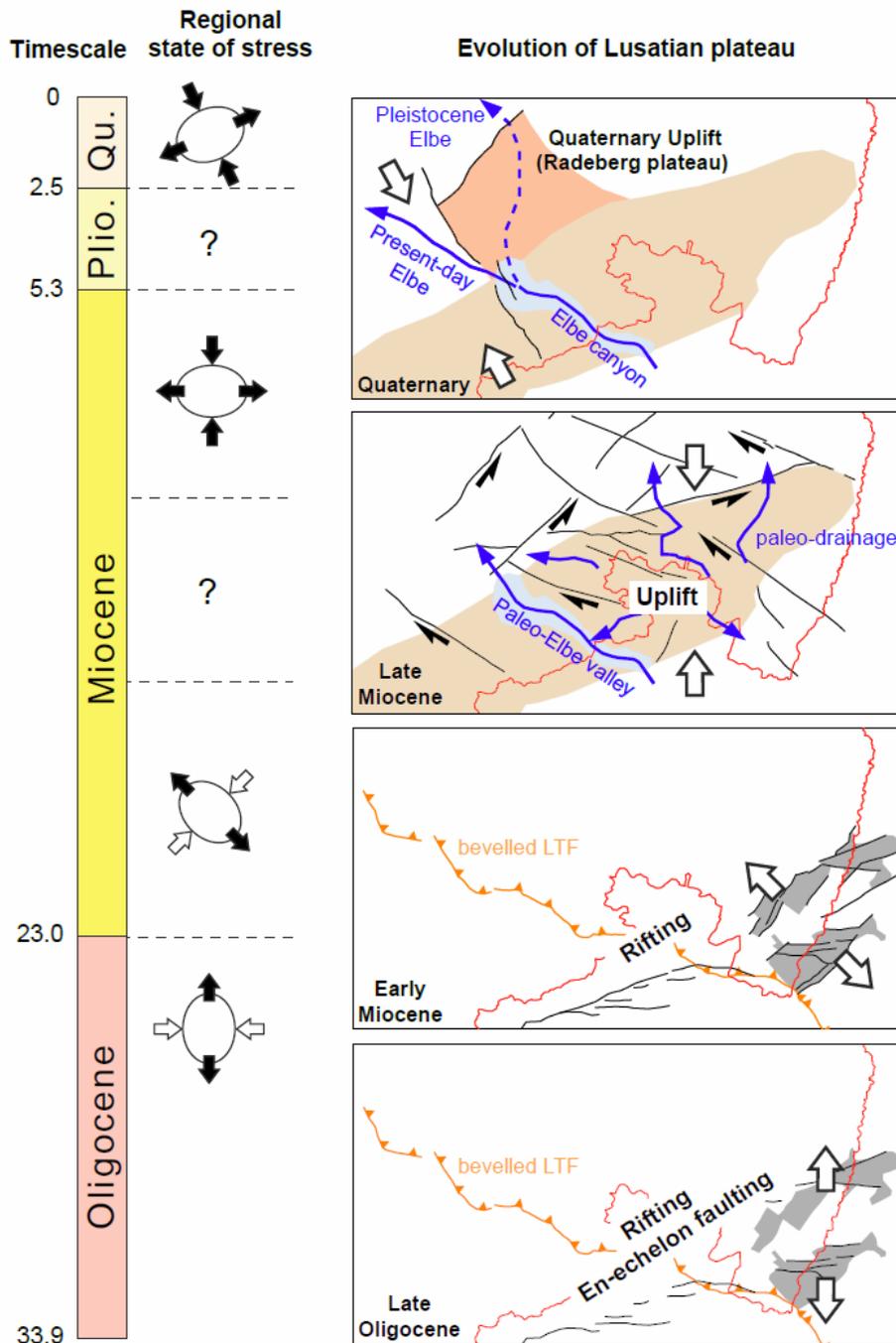


Abbildung 77: Szenario für die Entwicklung des Oberlausitzer Plateaus

Mitteltertiärer bis rezenter Stress nach ADAMOVIČ & COUBAL (2009); RAJCHL et al. (2009); CAJZ & VALEČKA (2010) sowie FISCHER et al. (2014)

Das zweite Ereignis könnte einer spätmiozänen Kompression (7-5 Ma) entsprechen (ADAMOVIČ & COUBAL 2009). Als Folge der Kompression wurde das Lausitzer Plateau gehoben und das Paläo-Drainagenetz der oberen Spree und des Löbauer Wassers im Osten und der Paläo-Elbe im Westen angelegt (Abbildung 77). Die Hebung und damit verbundene Erosion könnte isochron zur Ablagerung der groben Kiessedimente der Rauno-Formation sein; die Rauno-Formation wird als Marker-Horizont für die beginnende Hebung von Erzgebirge und Lausitzer Block betrachtet (LANGE 1995; LANGE & SUHR 1999). Die Einschneidung durch Wasserläufe und die Höhe des Paläo-Elbtals unterhalb der MTP spricht für eine Hebung von 100 bis 200 m. Diese Hebung wurde durch die Aufschiebungen an der E streichenden Cunewalde-Störung sowie durch eine

vertikale Komponente der NW streichenden dextralen Neukirch-Demitz-, Bogatynia-Cunewalde-, Neustadt- und Sluknov-Störungen sowie an NE streichenden sinistralen Störungen akkommodiert.

Das jüngste Ereignis ist eine NW-SE gerichtete Kompression, die den aktuellen Spannungszustand am Nordrand des Böhmisches Massivs repräsentiert. Aus diesem Spannungszustand resultieren die etwa 100 m topografische Hebung des Radeberg-Plateaus und die etwa 100 m Einschneidung des Elbe-Canyons (Abbildung 77). Die Hebung des Radeberg-Plateaus und des Paläo-Elbtals östlich von Pirna wird auf die Aktivität der NNE streichenden Pirna-Störung zurückgeführt. Der Zeitpunkt der Hebung muss jedoch noch präziser eingengt werden. Auf geologischen Karten werden die etwa 100 m über dem heutigen Basisniveau der Elbe befindlichen Flussterrassen in die Cromer- (465 bis 850 ka) oder Elster-Zeit (418 bis 465 ka) eingestuft (EISSMANN 2002). Die Autoren vermuten, dass der größte Teil der Einschneidung des Elbe-Canyons post-Cromer- oder post-Elster-zeitlich erfolgte. Die Hebung an der Pirna-Störung ist verbunden mit einer „Umleitung“ der Elbe. Der „Schildauer Elbelauf“ verlief nach WOLF & SCHUBERT (1992) nördlich der aktuellen Position zwischen Radeberg und Pulsnitz (Abbildung 77). Die Hebung des Radeberg-Plateaus an der Pirna-Störung blockierte wahrscheinlich den alten Flusslauf und zwang ihn in ein neues, südlicheres Bett. Die Pirna-Störung hat ein ähnliches Streichen wie die Mariánské-Lázně-Störung und beide bilden vermutlich Abschiebungen unter rezenter NW bis NNW gerichteter Kompression. Das rezente Spannungssystem führte auch durch die vermutete Reaktivierung NE und NW streichender strike-slip-Störungen zu einer Verjüngung des Drainagenetzes im Oberlausitzer Plateau. Der Abfall des Basisniveaus in den Drainagenetzen der Großen Röder, der Spree und der Pließnitz zeigt eine Hebung von 40 bis 60 m.

4 Schlussfolgerungen

Die geomorphologische Analyse gestattet neue Rückschlüsse auf die tektonische und erosive Geschichte des Lausitzer Blockes. Topografische Profile wurden genutzt, um die räumliche Verteilung von Landschaftstypen auszuhalten. Die Drainagenetze wurden hinsichtlich ihrer Ungleichgewichte analysiert und daraus Karten einer potenziellen Hebung abgeleitet. Die aus der geomorphologischen Analyse erarbeiteten Daten wurden mit strukturgeologischen Feldmessungen ergänzt, sodass die Interaktion von tektonischen Prozessen und Landschaftsentwicklung in einer scheinbar langsam deformierten Region besser begründet werden konnte.

Die geomorphologische Analyse zeigt, dass sich die Topografie des Lausitzer Blockes in einem Übergangsstadium befindet. Die topografischen Profile weisen gehobene reliktsche Oberflächen aus, die durch ein geringes Relief gekennzeichnet sind. Diese reliktschen Oberflächen gehören wahrscheinlich zu einer mittel-tertiären Peneplain. Das Oberlausitzer Plateau ist von morphologischen Abbrüchen umgeben, die aktiv erodiert werden. Flusslängsprofile weisen Knickzonen auf, die das obere, zur reliktschen Landschaft gehörende Segment der Wasserläufe von dem unteren steileren Segment trennen. In dem unteren Segment stellt sich bereits das neue Basisniveau der Flüsse ein. Nach Interpretation der Autoren entwickelten sich die Landschaften des Lausitzer Blockes ausgehend von einer initialen eingeebneten Oberfläche, die anschließend durch drei tektonische Ereignisse gehoben und fragmentiert wurde. Die Extension während des ersten Ereignisses im ausgehenden Oligozän und Miozän (28–17 Ma) führte zur Bildung der Becken von Berzdorf-Radomierzyce, Bernstadt, Oderwitz und Hradek-Turów-Zittau. Das zweite, kompressive Ereignis verursachte die erste partielle Hebung des Lausitzer Blockes und die Entwicklung eines Paläo-Drainagenetzes. An das dritte, ebenfalls kompressive Ereignis ist die quartäre Hebung und Verjüngung der gesamten Topografie gebunden.

Literaturverzeichnis

- ADAMOVIČ, J., COUBAL, M.: Time succession of Cenozoic stress fields in the northern part of the Bohemian Massif. GeoDresden2009 - Geologie der Böhmisches Masse. Regionale und angewandte Geowissenschaften in Mitteleuropa, (2009), Dresden, Germany.
- ALLMENDINGER, R. W.: FaultKinWin, a program for analyzing fault slip data for Windows™ computers with individual scientific subroutines by R.A Marrett and T. Cladouhos, (2001)
- ANDREANI, L., STANEK, K., GLOAGUEN, R., KRENTZ, O., DOMÍNGUEZ-GONZÁLEZ, L.: DEM-based analysis of interactions between tectonics and landscapes in the Ore Mountains and Eger rift (East Germany and NW Czech Republic). *Remote Sensing*, 6 (2014), S. 7971–8001
- ANGELIER, J., MECHLER, P.: Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie: La méthode des dièdres droits. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, XIX, (1977), S. 1309–1318
- AUTORENKOLLEKTIV.: Lagerstättegeologische Forschung Braunkohle, Niederlausitzer Mehrflözlagerstättenbezirk, Horizontkarten im Maßstab 1:50.000, VEB Geologische Forschung und Erkundung Freiberg (1989)
- BABUŠKA, V., PLOMEROVÁ, J., FISCHER, T.: Intraplate seismicity in the western Bohemian Massif (central Europe): A possible correlation with a paleoplate junction. *Journal of Geodynamics*, 44 (2007), S. 149–159
- BAHRT, W., BÖNISCH, R., KRENTZ, O., KÜHNER, R., LAPP, M., PETZOLD, H., SCHNEIDER, W., SCHULTZE, H., SEIBEL, B., STANDKE, G.: Die geologische Entwicklung der Lausitz. Vattenfall Europe Mining (2010), 193 S.
- BRÄUTIGAM, B.: Vorratsberechnung Braunkohlenerkundung Berzdorf-SO, Berichtsteil Geologie (1990), 116 S.
- BURBANK, D. W., ANDERSON, R. S.: Tectonic Geomorphology. Cambridge: Blackwell Science (2001).
- CAJZ, V., VALEČKA, J.: 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 (2010), S. 201–215
- CHEN, Y. C., SUNG, Q., CHENG, K. Y.: Along-strike variations of morphotectonic features in the Western Foot-hills of Taiwan: tectonic implications based on stream-gradient and hypsometric analysis. *Geomorphology*, 56 (2003), S. 109–137
- CLARK, M. K., MAHEO, G., SALEEBY, J., FARLEY, K. A.: The non-equilibrium landscape of the southern Sierra Nevada, California. *GSA Today*, 15 (2005), S. 4–10
- CZUDEK, T., DEMEK, J.: Některé problémy interpretace povrchových tvarů České vysočiny. *Zprávy Geografického ústavu ČSAV*, 7 (1970), S. 9–28
- DEMEK, J.: Etchplain, rock pediments and morphostructural analysis of the Bohemian Massif (Czech Republic). In D. Drbohlav, J. Kalvoda, & V. Voûnělek (Eds.), *Czech Geography at the Dawn of the Millenium* (2004), S. 69–81, Palacky University in Olomouc, Olomouc.
- DUNCAN, C., MASEK, J., FIELDING, E.: How steep are the Himalaya? Characteristics and implications of along-strike topografic variations. *Geology*, 31 (2003), S. 75–78
- EISSMANN, L.: Quaternary geology of eastern Germany (Saxony, Saxon–Anhalt, South Brandenburg, Thüringia), type area of the Elsterian and Saalian Stages in Europe. *Quaternary Science Reviews*, 21 (2002), S. 1275–1346
- FAIRFIELD, J., LEYMARIE, P.: Drainage networks from grid digital elevation models. *Water Resources Research*, 27 (1991), S. 709–717
- FISCHER, T., HORÁLEK, J.: Slip-generated patterns of swarm microearthquakes from West Bohemia/Vogtland (central Europe): evidence of their triggering mechanism? *Jour. Geophys. Research*, 110 (2005), S. 1–14

- FISCHER, T., HORÁLEK, J., HRUBCOVÁ, P., VAVRYČUK, V., BRÄUER, K., KÄMPF, H.: Intra-continental earthquake swarms in West-Bohemia and Vogtland: A review. *Tectonophysics*, 611 (2014), S. 1–27
- FLINT, J. J.: Stream gradient as a function of order, magnitude and discharge. *Water Resources Research*, 10 (1974), S. 969–973
- FONT, M., AMORESE, D., LAGARDE, J. L.: DEM and GIS analysis of the stream gradient index to evaluate effects of tectonics: The Normandy intraplate area (NW France). *Geomorphology*, 119 (2010), S. 172–180
- GALLEN, S. F., WEGMANN, K. W., BOHNENSTIEHL, D. R.: Miocene rejuvenation of topographic relief in the southern Appalachians. *GSA Today*, 23.2 (2013), S. 4–10
- GILETYCZ, S., LOGET, N., CHANG, C. P., MOUTHEREAU, F.: Transient fluvial landscape and preservation of low-relief terrains in an emerging orogen: example from Hengchun Peninsula, Taiwan. *Geomorphology*, 231 (2015), S. 169–181
- GÖTHEL, M.: Geologische Karte der Lausitz 1:100.000 (Känozoikum abgedeckt). LAUBAG (1998)
- GÖTHEL, M., TRÖGER, K.-A.: Zur Oberkreideentwicklung der Nordsudetischen Kreidemulde, westlicher Teil (Lausitz, Deutschland). *Z.geol.Wiss., Berlin*, 30 (2002), S. 369–383
- HACK, J. T.: Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. U.S. Geological Survey Professional Paper, 294 (1957), S. 45–97
- HACK, J. T.: Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. *Am. J. Sci.*, 258 (1960), S. 80–97
- HIRSCH, D., RASCHER, J., SCHULZE, H.: Die Braunkohlen-Lagerstätten der Oberlausitz (Tertiärbecken von Berzdorf und Zittau). In *Geologische Einführung zur Exkursion anlässlich der gleichnamigen Vortrag- und Exkursionsveranstaltung des Arbeitskreises Braunkohle in der GGW der DDR* (1989), S. 10–17
- HOTH, K., EILERS, H., FRITZSCHE, H.: Geologische Übersichtskarte des Freistaates Sachsen 1:400.000 (Karte ohne känozoische Sedimente). Dresden, Sachsen (Germany): Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Bereich Boden und Geologie (1995).
- HOWARD, A. D., KERBY, G.: Channel changes in badlands. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 94 (1983), S. 739–752
- ISACKS, B. L.: Long term land surface processes: erosion, tectonics and climate history in mountain belts. In P. Mather (Ed.), *TERRA-1: Understanding the Terrestrial Environment*. London: Taylor and Francis (1992), S. 21–36
- JAROSINSKI, M.: Recent tectonic stress field investigations in Poland: a state of the art. *Geological Quarterly*, 50 (2006), S. 303–321
- JONES, R.: Algorithms for using a DEM for mapping catchment areas of stream sediment samples. *Computers & Geosciences*, 28 (2002), S. 1051–1060
- KASIŃSKI, J.: Tertiary Lignite-Bearing Lacustrine Facies of the Zittau Basin: Ohre Rift System (Poland, Germany and Czechoslovakia). In P. Anadon, L. Cabrera, & K. Kelts (Eds.), *Lacustrine Facies Analysis. Spec. Publ. no. 13, Internat. Assoc. of Sediment. Geologists* (1991). S.93–108
- KELLER, E. A., PINTER, N.: Active tectonics: earthquakes, uplift, and landscape. Englewood Cliffs, N.J.: Prentice Hall (1996).
- KIRBY, E., WHIPPLE, K. X.: Quantifying differential rock–uplift rates via stream profile analysis. *Geology*, 29 (2001), S. 415–418
- KRENTZ, O., LAPP, M.: Bruchtektonische Hauptelemente. In BAHRT et al.: Die geologische Entwicklung der Lausitz. VATTENFALL Europe Mining AG (2010), S. 139
- KÜHNER, R.: Karte der bruchtektonischen und subrosiven Strukturen im 2. Miozänen Flözkomplex des Niederlausitzer Braunkohlereviere, 1:100.000. Vattenfall Europe Mining AG (2008)
- LANGE, J.-M.: Lausitzer Moldavite und ihre Fundschichten. *Schriftenr. f. Geowiss.*, 3 (1995), S. 1–134.
- LANGE, J.-M., SUHR, P.: Die Lausitzer Moldavite und ihr geologisches Umfeld. *Schr. Staatl. Mus. Mineral. Geol. Dresden*, 10 (1999), S. 71–100.

- LEGRAIN, N., STÜWE, K., WÖFLER, A.: Incised relict landscapes in the eastern Alps. *Geomorphology*, 221 (2014), S. 124–138
- MALCOVSKÝ, M.: *Tektogeneze Platformn ího Pokryvu Ceskéo Masívu. Yvdal Ustrední ustav geologicky. Praha* (1979).
- MARRETT, R., ALLMENDINGER, R. W.: Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 12 (1990), S. 973–986
- MASEK, J. G., ISACKS, B. L., GUBBELS, T. L., FIELDING, E. J.: Erosion and tectonics at the margins of continental plateaus. *J. Geophys. Res.*, 99 (1994), S. 13-941
- MATHER, A. E.: Adjustment of a drainage network to capture induced base-level change. *Geomorphology*, 34 (2000), S. 271–289
- MATMON, A., BIERMAN, P., LARSEN, J., SOUTHWORTH, S., PAVICH, M., CAFFEE, M.: Temporally and spatially uniform rates of erosion in the southern Appalachian Great Smoky Mountains. *Geology*, 31 (2003), S. 155–158
- MIGOŃ, P.: Tertiary etchsurfaces in the Sudetes Mountains, SW Poland: a contribution to the pre-Quaternary morphology of Central Europe. In M. Widdowson (Ed.), *Palaeosurfaces: recognition, reconstruction, and palaeoenvironmental interpretation*, Geological Society Special Publication, London, 120 (1997), S. 187-202
- MIGOŃ, P.: Main features of geomorphology of the Sudetes re-assessed in the light of digital elevation model. *Geografie Sborník České Geografické Společnosti*, 113 (2008), S. 400–416
- MUDD, S. M., ATTAL, M., MILODOWSKI, D. T., GRIEVE, S. W. D., VALTERS, D. A.: A statistical framework to quantify spatial variation in channel gradients using the integral method of channel profile analysis. *J. Geophys. Res.*, 119 (2014), S. 138–152
- MÜLLER, B., WEHRLE, V., ZEYEN, H., FUCHS, K.: Short-scale variations of tectonic regimes in the western European stress province north of the Alps and Pyrenees. *Tectonophysics*, 275 (1997), S. 199–219
- NOWEL, W.: Untersuchungen über die Lagerstättenverhältnisse des Quartärs im westlichen und mittleren Teil des Lausitzer Braunkohlen-Kernreviers. Unveröff. Diplomarbeit, Bergakademie Freiberg (1965), 202 S.
- NOWEL, W., BÖNISCH, R., SCHNEIDER, W., SCHULZE, H.: *Geologie des Lausitzer Braunkohlereviers. Lausitzer Braunkohle Aktiengesellschaft* (1994).
- PAZZAGLIA, F. J.: Landscape evolution models. In A. Gillespie, S. Porter, & B. Atwater (Eds.), *The Quaternary Period in the United States* (2003), S. 247-274, Elsevier Science Ltd.: Oxford, UK.
- PERRON, J. T., ROYDEN, L.: An integral approach to bedrock river profile analysis. *Earth Surf. Processes Landforms*, 38 (2013), S. 570-576
- PETEREK, A., REUTHER, C. D., SCHUNK, R.: 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. *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften*, 39 (2011), S. 335-365
- RAJCHL, M., ULIČNÝ, D., GRYGAR, R., MACH, K.: Evolution of basin architecture in an incipient continental rift: the Cenozoic Most Basin, Eger Graben (Central Europe). *Basin Research*, 21 (2009), S. 269–294
- SCHOENBOHM, L. M., WHIPPLE, K. X., BURCHFIEL, B. C., CHEN, L.: Geomorphic constraints on surface uplift, exhumation, and plateau growth in the Red River region, Yunnan Province, China. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 116 (2004), S. 895–909
- SCHULZ, H.: Die geologischen Verhältnisse der Braunkohlenlagerstätten der südöstlichen Oberlausitz. *LAUBAG Hauptverwaltung HA Geotechnik* (1998), 17 S.
- SEIFERT, A., BRAUSE, H., RASCHER, J.: Geology of the Niederlausitz Lignite District, Germany. *International Journal of Coal Geology*, 23(1993), S. 263–289
- SHAHZAD, F., GLOAGUEN, R.: TecDEM: A MATLAB based toolbox for tectonic geomorphology, Part 1: Drainage network preprocessing and stream profile analysis. *Computers & Geosciences*, 37 (2011), S. 250–260

- SIBSON, R.: A brief description of natural neighbor interpolation. In V. Barnett (Ed.), *Interpreting Multivariate Data* chapter Chapter 2, (1981), S. 21-36, Chichester: John Wiley.
- SNYDER, N. P., WHIPPLE, K. X., TUCKER, G. E., MERRITTS, D. J.: Landscape response to tectonic forcing: digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geological Society of America Bulletin* 112(2000), S.1250–1263
- STANDKE, G.: Stratigraphie. In Bahrt et al.: *Die geologische Entwicklung der Lausitz*. VATTENFALL Europe Mining AG (2010), S. 49
- STANDKE, G.: Stratigraphie und paläogeographische Entwicklung des Tertiärs in Ostdeutschland. *Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* 63(2009); 56 S.
- STANEK, K.: Cadomischer bis känozoischer Magmatismus der Lausitz (Exkursion I am 10. April 2015). *Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver.* 97(2015), S. 1-16
- STANEK, K.: Junge (känozoische) tektonische Entwicklung in Kristallingebieten in Sachsen. Unveröff. Bericht LfULG (2013), 39 S.
- STEDING, D.: Über quartärgeologische Fragen in Ostsachsen am Rande der Mittelgebirge. *Ber. Geol. Ges. DDR. Berlin* 7(1962), S. 262-269
- STRAHLER, A. N.: Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Transactions of the American Geophysical Union*, 8 (1957), S. 913–920
- SUHR, P.: The Bohemian Massif as a Catchment Area for the NW European Tertiary Basin. *Geolines (Praha)*, 15 (2003), S. 147–159
- TROIANI, F., DELLA SETA, M.: The use of the Stream Length–Gradient index in morphotectonic analysis of small catchments: A case study from Central Italy. *Geomorphology*, 102 (2008), S. 159–168
- TIETZ, O., CZAJA, A.: Die Stratigraphie des Berzdorfer Beckens in der oberlausitz (Ostdeutschland) – eine Ergänzung zur Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002 (STD 2002). *Z. dt. Ges. Geowiss.* 181 (2010), S. 459-463
- WHIPPLE, K. X., TUCKER, G. E.: Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *J. Geophys. Res.*, 104 (1999), S.17661–17674
- WILLETT, S., BRANDON, M.: On steady states in mountain belts. *Geology*, 30 (2002), S. 175–178
- WOBUS, C., WHIPPLE, K. X., KIRBY, E., SNYDER, N., JOHNSON, J., SPYROPOLOU, K., CROSBY, B., SHEEHAN, D.: Tectonics from topography: Procedures, promise and pitfalls. *Geological Society of America Special Paper*, 398 (2006), S. 55-74
- WOLF, L., SCHUBERT, G.: Die spättertiären bis elstereiszeitlichen Terrassen der Elbe und ihrer Nebenflüsse und die Gliederung der Elster-Kaltzeit in Sachsen. *Geoprofil Freiberg*, 4 (1992), S.1-43

Herausgeber:

Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie (LfULG)
Pillnitzer Platz 3, 01326 Dresden
Telefon: +49 351 2612-0
Telefax: +49 351 2612-1099
E-Mail: lfulg@smul.sachsen.de
www.smul.sachsen.de/lfulg

Autoren:

Prof. Dr. Klaus Stanek, Dr. Leomaris Domínguez-Gonzalez, Dr. Louis Andreani,
Bernd Bräutigam
TU Bergakademie Freiberg
Fakultät für Geowissenschaften, Geotechnik und Bergbau
Institut für Geologie
Bernhard-v.-Cotta-Straße 2, 09599 Freiberg
E-Mail: stanek@geo.tu-freiberg.de

Redaktion:

Dr. Ottomar Krentz, Sascha Görne
LfULG, Abteilung Geologie/Referat Geologische Kartierung, Geophysik
Halsbrücker Str. 31a, 09599 Freiberg
Telefon: +49 3731 294-1201/-1207
Telefax: +49 3731 294-1099
E-Mail: ottomar.krentz@smul.sachsen.de; sascha.goerne@smul.sachsen.de

Abbildungen:

Topografie (Abb. 9, 42, 45, 46, 48, 51, 55, 56, 58, 61, 62, 64-67, 69, 70, 73, 74, 76): GeoSN
Geländemodelle SRTM (Abb. 1, 16, 17, 42, 45, 46, 48, 74, 76): USGS
Reliefdarstellungen (Abb. 23, 51, 55, 56, 58, 61, 62, 64-67, 69, 70, 73):
Daten - GeoSN, Bearbeitung - LfULG

Redaktionsschluss:

31.03.2016

ISSN:

1867-2868

Hinweis:

Die Broschüre steht nicht als Printmedium zur Verfügung, kann aber als PDF-Datei unter <https://publikationen.sachsen.de/bdb/> heruntergeladen werden.

Verteilerhinweis

Diese Informationsschrift wird von der Sächsischen Staatsregierung im Rahmen ihrer verfassungsmäßigen Verpflichtung zur Information der Öffentlichkeit herausgegeben.

Sie darf weder von Parteien noch von deren Kandidaten oder Helfern im Zeitraum von sechs Monaten vor einer Wahl zum Zwecke der Wahlwerbung verwendet werden. Dies gilt für alle Wahlen.

Missbräuchlich ist insbesondere die Verteilung auf Wahlveranstaltungen, an Informationsständen der Parteien sowie das Einlegen, Aufdrucken oder Aufkleben parteipolitischer Informationen oder Werbemittel. Untersagt ist auch die Weitergabe an Dritte zur Verwendung bei der Wahlwerbung. Auch ohne zeitlichen Bezug zu einer bevorstehenden Wahl darf die vorliegende Druckschrift nicht so verwendet werden, dass dies als Parteinahme des Herausgebers zugunsten einzelner politischer Gruppen verstanden werden könnte.

Diese Beschränkungen gelten unabhängig vom Vertriebsweg, also unabhängig davon, auf welchem Wege und in welcher Anzahl diese Informationsschrift dem Empfänger zugegangen ist. Erlaubt ist jedoch den Parteien, diese Informationsschrift zur Unterrichtung ihrer Mitglieder zu verwenden.