

# Tektonische Neugliederung von Nordwestsachsen und der Elbe-Zone



# Tektonische Neugliederung von Nordwestsachsen und der Elbe-Zone

Prof. Dr. Klaus Stanek

## Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b> .....	<b>8</b>
<b>2</b>	<b>Untersuchungsmethoden</b> .....	<b>9</b>
<b>3</b>	<b>Die Elbe-Zone</b> .....	<b>9</b>
3.1	Bisherige Definition .....	9
3.2	Zeitlich-räumliche Gliederung der tektonischen Ereignisse in der Elbe-Zone .....	11
3.2.1	Variszische Phase: Dextrale Blattverschiebungen entlang der Mittelsächsischen Störung und Westlausitzer Störung sowie assoziierter Störungen .....	11
3.2.1.1	Variszische tektonische Prozesse .....	11
3.2.1.2	Die Mittelsächsische Störung .....	11
3.2.1.3	Die Westlausitzer Störung .....	11
3.2.1.4	Das Alter der Störungen .....	13
3.2.2	Spätpaläozoisch-Frühmesozoische Phase: NE-SW Extension mit konjugierten NE- bzw. SW gerichteten Abschiebungen .....	14
3.2.3	Spät-mesozoische Phase: NE-SW Kompression mit konjugierten NE- bzw. SW Aufschiebungen .....	17
3.2.3.1	Wichtige Störungen .....	17
3.2.3.2	Die Lausitzer Überschiebung (LÜ) .....	17
3.2.3.2.1	Segment 0 - Nordböhmen .....	17
3.2.3.2.2	Segment I – Zittauer Gebirge .....	18
3.2.3.2.3	Segment II – Kirnitzschtal .....	21
3.2.3.2.4	Segment III: Schandau-Pirna .....	23
3.2.3.2.5	Segment IV: Rossendorf .....	25
3.2.4	Känozoische Tektonik .....	27
3.2.4.1	Nachweis känozoischer Störungen .....	27
3.2.4.1.1	Segment V: Pillnitz .....	27
3.2.4.1.2	Segment VI: Oberau .....	29
3.2.4.2	Alter der Störungsaktivität im Elbtal .....	31
3.3	Zusammenfassung der tektonischen Aktivität im südlichen Teil der Elbe-Zone .....	34
<b>4</b>	<b>Störungen in Nordwestsachsen</b> .....	<b>36</b>
4.1	Geologische Situation in Nordwestsachsen .....	36
4.2	Interpretation von Störungen in Nordwestsachsen .....	39
4.2.1	Herzberg-Störung .....	39
4.2.2	Torgau-Finsterwalde-Störung .....	40
4.2.3	Holzdorfer Graben .....	41
4.2.4	Torgau-Schmiedeberger Scholle (TSS) .....	41
4.2.5	Düben-Becken .....	42
4.2.6	Delitzscher Block .....	42
4.2.7	Südöstliches Harzvorland .....	42
4.2.8	Nordsächsische Überschiebung .....	43
4.2.9	N-S streichende Grabenstrukturen .....	43
4.3	Chronologie der tektonischen Aktivität in Nordwest-Sachsen .....	46
<b>5</b>	<b>Zusammenfassung</b> .....	<b>47</b>
<b>Literatur</b>	.....	<b>49</b>
<b>A 1</b>	<b>Aufschlusspunkte</b> .....	<b>52</b>
<b>A 2</b>	<b>Aufschlussverzeichnis</b> .....	<b>53</b>

## Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Arbeitsgebiet (rotes Polygon), im Süden wurde vor allem mit Aufschlussdaten gearbeitet (gelbe Sterne), im Norden mit geophysikalischen Daten (Karte des Horizontalgradienten der Bouguerschwereanomalie nach Mueller et al. 2021).....	8
Abbildung 2: Übersicht der geologischen Einheiten und variszisch aktiven Störungen (MM – Meißner Massiv; GSG - Görlitzer Schiefergebirge; NWS – Nossen-Wilsdruffer Schiefergebirge; ETS – Elbtalschiefergebirge; MG – Markersbacher Granit; MiS – Mittelsächsische Störung; WLS Westlausitzer Störung; ggs – Große-Garten-Störung; Ghs – Großenhainer Störung; Tsz – Torgauer Störungszone).....	12
Abbildung 3: Profil durch die Westlausitzer Störung an der BAB4 nördlich von Weixdorf (Profilaufnahme 1997). Oben: Schmidtsche Netze, untere Halbkugel mit Klüften (links, violette Punkte) und Foliationsflächen (rechts, Kreisbögen) sowie Faltenachsen (grüne Punkte) und Streckungslinearen auf der Foliation (gelbe Punkte).....	13
Abbildung 4: Übersicht der erhaltenen permo-triassischen Ablagerungen (db – Döhlen-Becken incl. Briesnitz-Becken; müs – Mügelnener Senke; mbb – Mühlberg-Becken; düb – Düben-Becken; NB – Nordsächsisches Becken; GSG Görlitzer Schiefergebirge).....	14
Abbildung 5: Karte des Döhlen-Beckens (im SW) und des Briesnitz-Beckens (im NE) im Stadtgebiet von Dresden und Freital. Die rot markierten Störungen sind hauptsächlich konjugierte Abschiebungen, die post-permisch und lokal post-triassisch aktiv waren.....	15
Abbildung 6: Schematisches Profil durch die Rotliegend-Becken bei Dresden (modifiziert nach Schauer & Walter, 2005), als Extensionsmodell. Die Becken-begrenzenden, konjugierten Abschiebungen sind durch den Untertagebergbau verifiziert.....	15
Abbildung 7: Störungen im Zschoner Grund: Die Störungen bilden ein orthogonales Netz aus älteren E-W streichenden Blattverschiebungen und jüngeren N-S streichenden Blattverschiebungen (Linien mit Pfeilen). Der jüngeren Richtung sitzen lokal Qu-Baryt-Mineralisationen auf.....	16
Abbildung 8: Schmidtsche Netze, untere Halbkugel, des tektonischen Inventars im Zschoner Grund. Großkreise - Störungen, Pfeile - Harnischlineare.....	16
Abbildung 9: Spätkretazische Kompressionstektonik in Sachsen und der Elbe-Zone. Die spät-kretazischen Störungen in der Elbe-Zone sind in rot dargestellt. Jüngere Störungen an der Grenze des Lausitzer Blocks zum Sächsisch-Böhmischen Kreidebecken sind grün. Die römischen Zahlen beziehen sich auf die Segmente der nachfolgend beschriebenen Lausitzer Überschiebung sowie ihrer känozoischen Fortsetzung nach Norden. (ks – Karsdorfer Störung; müs – Mügelnener Senke; mbb – Mühlberg-Becken; düb – Düben-Becken).....	18
Abbildung 10: Tektonische Karte des Zittauer Gebirges zeigt Scharen von NE-streichenden Störungen, die lokal von tertiären magmatischen Gängen besetzt werden.....	19
Abbildung 11: Profil von Lückendorf (S) nach Nord über den Phonolith-Körper des Kalten Steins in das südliche Zittauer Becken. Das Profil ist zweifach überhöht. Lage der Störungen nach Mrázová et al., 2020; Bräutigam (2021).....	19
Abbildung 12: Schmidtsche Netze, untere Halbkugel, zur Lage der Störungen entlang der morphologischen Front des Zittauer Gebirges (Fläche als Großkreise, Harnischlineare als Pfeile). A: braun – Lage der Quarz-besetzten Harnische der Lausitzer Überschiebung, grün – Schichtung im Sandstein, lila – semi-duktiler Schieferung im Granodiorit im Hangenden der LÜ; B: Dextrale Störungen parallel zur NE-streichenden Lückendorfer Störung, lokal von ca. 30 Ma alten magmatischen Gängen besetzt; C: E-W streichende spröde Störungen, die den Südrand des Zittauer Beckens markieren. Das Alter der Störungen ist post-Mittelmiozän.....	20
Abbildung 13: Lage und Fallrichtung der Lausitzer Überschiebung zwischen Hinterhermsdorf und der Ostrau-Mühler entlang des Kirnitzsch-Baches.....	22

Abbildung 14: Schmidtsche Netze mit tektonische Daten des Störungsinventars an der Ostrauer Mühle, Kirnitzschtal (Störungsflächen als Kreisbögen, Harnischlineare als Pfeile). .....	22
Abbildung 15: Lage der Lausitzer Überschiebung nordöstlich von Pirna. ....	24
Abbildung 16: Profil durch die LÜ am Breiten Stein nordöstlich von Pirna (vierfach überhöht). Unter dem Profil sind in Schmidtschen Netzen (untere Halbkugel) links die Originalmessungen (steile Aufschiebungen) und rechts der aus überkippter Lage rückrotierte Block dargestellt. Damit ergeben sich original SW-gerichtete, mit 30 ° NE einfallende Aufschiebungen im Sandstein. 24	
Abbildung 17: Störungsinventar an der Wartenbergstraße bei Hohnstein. Das linke Diagramm zeigt Daten aus dem Granodiorit im Hangendblock: wenige Aufschiebungen mit einer SW-NE Kompression, stattdessen gehäuft Blattverschiebungen, Indikatoren für Extension in NW-SE Richtung. Im Sandstein (rechtes Diagramm) des Liegendblockes der LÜ treten neben NE-SW gerichteten Aufschiebungen sinistrale Blattverschiebungen gleicher Bewegungsrichtung auf. ....	25
Abbildung 18: Altersverhältnis der Störungen in der Umgebung von Pirna. Nach den AFT-Daten setzt sich die Lausitzer Überschiebung nicht an der Pillnitz Störung, sondern an einer noch konkret zu kartierenden Störung nördlich der Borsberg-Störung fort. MM – Meißner Massiv. ....	26
Abbildung 19: Ehemaliger Steinbruch Vogelgrund bei Pillnitz: Im Aufschluss findet man zwei Störungssysteme: engständige Störungsflächen des einen verlaufen von rechts oben nach links unten. Die Störungsflächen des zweiten Systems haben einen größeren Abstand und verlaufen von links oben nach rechts unten. ....	28
Abbildung 20: Störungsinventar des Aufschlusses Vogelgrund bei Pillnitz. NW-streichende sinistrale strike slip Störungen werden an dextralen NE-streichenden Störungen versetzt. ....	28
Abbildung 21: Kreide-Verbreitung im Segment Oberau. Die Ostflanke des Kreidebeckens ist durch vermutlich känozoische Störungen begrenzt. Die in Abbildung 22 dargestellten Profile bei Oberau und südlich der Elbe bei Niederwartha sind mit Buchstaben gekennzeichnet. ....	29
Abbildung 22: A-B: Profil Oberau, SW-vergente Überschiebung von Granit des Meißener Massivs auf kretazischen Mergel Oberau. C-D: Profil Niederwartha, NE-vergente Aufschiebung von Gneisen des Coswiger Komplexes auf kretazische Kalksandsteine, die Sandsteine sind überkippt, Legende siehe Abbildung 21. Die Schmidtschen Netze, untere Halbkugel, zeigen Schicht-, Kluft- und Störungsflächen (Kreisbögen) sowie Harnischlineare der Störungen (Pfeile). ....	30
Abbildung 23: Lage der Probenahmepunkte für die Ar/Ar-Datierung an tertiären basischen Vulkaniten im Bereich des Elbtals und der Lausitzer Überschiebung. ....	32
Abbildung 24: Tektonischen Aktivitätsphasen in der Elbe-Zone. a: Syn- bis spät-variszische Deformation entlang dextraler Blattverschiebungen (grünschieferfaziell an der MiS, schwach-metamorph an der WLS und zugehörigen Parallelstörungen), Granite als wichtige zeitliche Marker der Störungsaktivität (MB – Markersbacher Granit). b: Früh-mesozoische Abschiebungen begrenzen die rezenten Rotliegend-Becken. c: Spät-mesozoische Aufschiebungen, die transregional das Basement mehrere Kilometer gegen mesozoische Sedimente aufschieben (LÜ, Karsdorfer Störung). d: Känozoische Störungen, lokal werden wahrscheinlich ältere Störungen reaktiviert. Die LÜ ist inaktiv. Die jüngsten Störungen und glazigene Erosion beeinflussen die Bildung des Drainagenetzes. ....	35
Abbildung 25: Karte der Bouguerschwereanomalie für SE-Sachsen-Anhalt und Westsachsen (Bouguerschwereanomalie berechnet von Dr. Christian Olaf Müller (Landesamt für Geologie und Bergbau Sachsen-Anhalt) nach Mueller et al. (2021). ....	37
Abbildung 26: Karte des Horizontalgradienten der Bouguerschwereanomalie für SE-Sachsen-Anhalt und Westsachsen (berechnet von Dr. Christian Olaf Müller Landesamt für Geologie und Bergbau Sachsen-Anhalt) nach Mueller et al. (2021). ....	38

Abbildung 27: Lage der Herberg-Störung östlich des Prettiner Massives: (A) - über dem Ausschnitt der Karte des HI (aus Abb. 15); (B) – aus der tektonischen Interpretation Kampe et al. (1990); Interpretation der Herzberg-Störung nach (C) – Franke (2020) und (D) – Beutler (2001); (E) – Ausschnitt der Geologischen Karte aus Kampe et al. (1990). .....	40
Abbildung 28: Interpretation der Störungen im Grenzbereich des Freistaates Sachsen und Sachsen-Anhalt (nach Blei, 1998; Kammholz et al., 1989; Kampe et al., 1990; Malz & Kley, 2012). Profil A-B siehe Abbildung 29. C - Karbon, P - Perm, T - Trias. ....	44
Abbildung 29: Profil WSW – ENE entlang der Nordgrenze des Freistaates Sachsen. Für die Lage des Profils siehe Abbildung 28. Daten für das Profil aus der Geologischen Karte GK100 aus Kampe et al. (1990). PR - Proterozoikum, C - Karbon, P - Perm, T - Trias. ....	45
Abbildung 30: Nordsächsische permo-triassische Becken ohne känozoische Bedeckung (MG – Mühlberger Graben; TG – Torgauer Graben; HorGrad - Horizontalgradient). ....	46
Abbildung 31: Karte der Punkte, an denen tektonische Messwerte aufgenommen wurden. ....	52

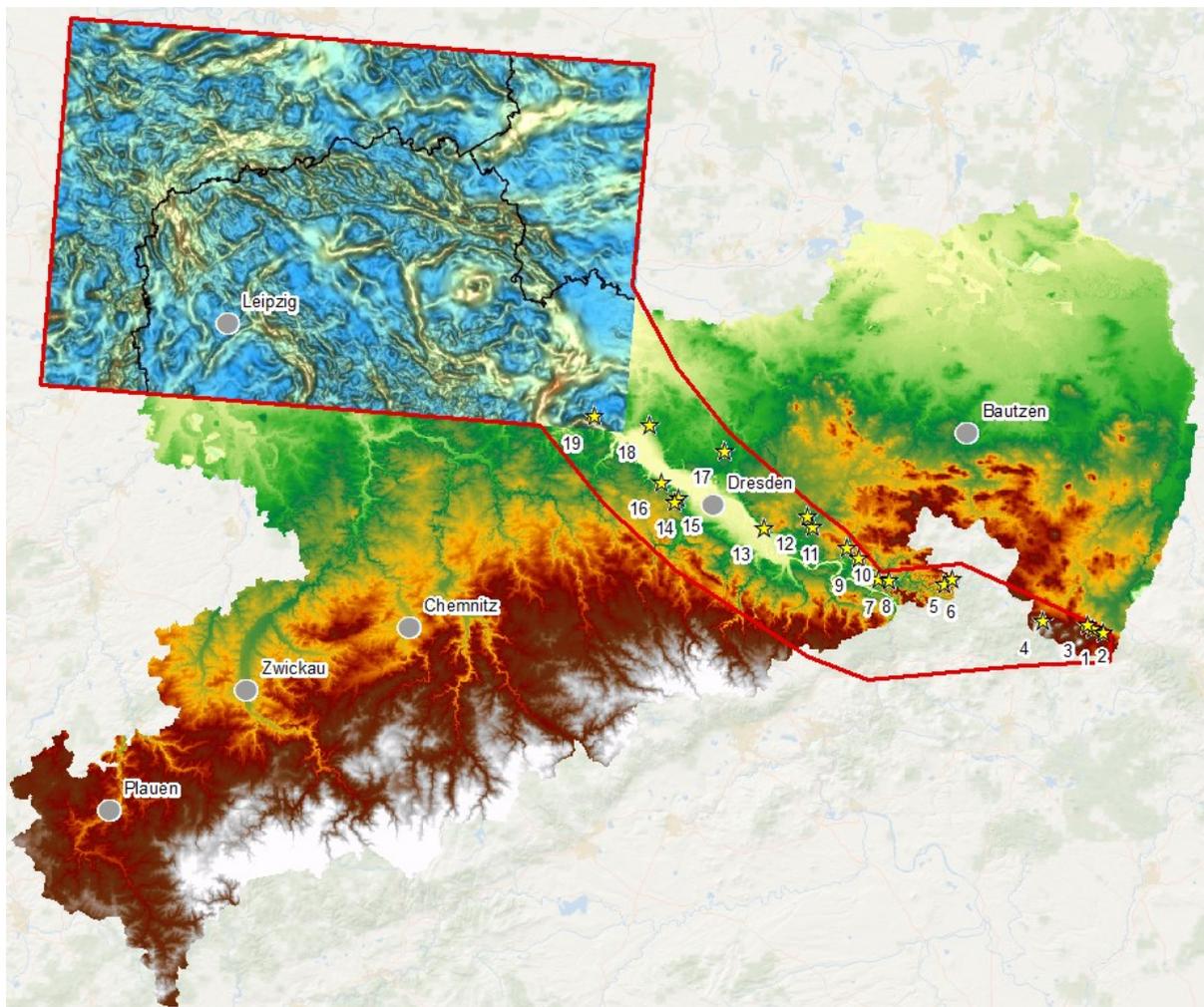
## Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Ergebnisse der Ar/Ar-Datierungen an Basaniten der Elbe-Zone (WR - whole rock - Gesamtgestein, Hbl – Amphibol). .....	33
Tabelle 2: Aufschlüsse, an denen tektonische Messwerte erhoben wurden. ....	53

# 1 Einleitung

Das Projekt „Tektonische Neugliederung von Nordwestsachsen einschließlich der Elbe-Zone“ zur Fortsetzung der in den ARTUS-Projekten (Domínguez-Gonzalez et al. (2022); Stanek 2013, 2016, 2019a, 2019b) erfolgten tektonischen Neugliederung Sachsens hatte zwei Arbeitsschwerpunkte (Abbildung 1):

- Einbindung und Interpretation neuer Daten zur tektonischen Entwicklung der Elbe-Zone,
- Erfassung und Einbindung von tektonischen Störungen unter känozoischer Bedeckung in Nordwestsachsen und ihrer Fortsetzung in das Territorium des Bundeslandes Sachsen-Anhalt.



**Abbildung 1: Arbeitsgebiet (rotes Polygon), im Süden wurde vor allem mit Aufschlussdaten gearbeitet (gelbe Sterne), im Norden mit geophysikalischen Daten (Karte des Horizontalgradienten der Bouguerschwereanomalie nach Mueller et al. 2021).**

Im Rahmen des Projektes wurden während der letzten 20 Jahren bei verschiedenen Kartierarbeiten erhobene Daten zu bruchtektonischen Störungen aufbereitet. Markante tektonische Störungen wurden untersucht und ihre Strukturen in verschiedenen Sektoren dargestellt. Zusätzlich zu Geländedaten wurden geomorphologische Karten, gravimetrische Karten und radiometrische Altersdaten verwendet, um mögliche Störungsinterpretationen zu diskutieren und zu bewerten.

Ergebnis des Projektes ist eine erweiterte tektonische Störungskarte Sachsens, welche sowohl präzisierte bekannte Strukturen, neue Strukturen als auch Informationen über den Aufbau der Störungen, ihre Kinematik sowie das Alter der tektonischen Aktivitäten umfasst.

## 2 Untersuchungsmethoden

Die Lokalisierung und Beschreibung der Störungen erfolgte zuerst auf der Basis von geologischen Karten und Kartierungsberichten. Diese wurde um eine geomorphologische Analyse basierend auf digitalen Geländemodellen ergänzt. Damit kann man die Hebung einzelner Blöcke semi-quantitativ bestimmen. Aus der Ausbildung von Talformen kann das Alter von Erosionsschnitten bestimmt werden, die Asymmetrie von Einzugsgebieten erlaubt eine Beurteilung von Blockrotationen. Geht man von einem Peneplain im betrachteten Gebiet am Ende des Oligozäns aus (Zitate hierzu in Käßner et al., 2020), so müssen sichtbare Störungen jünger als Alttertiär sein. Eine weitere Zeitmarke ist die pleistozäne Eisbedeckung und die damit einhergehende erosive Nivellierung der Geländeoberfläche.

In Gebieten mit känozoischer Überdeckung wurden gravimetrische Karten interpretiert. Das Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt (LGB Halle) stellte hierfür zwei Karten mit gravimetrischen Daten des südlichen Sachsen-Anhalts und großer Teile des nördlichen und westlichen Sachsens zur Verfügung, die von Dr. Christian Olaf Müller (Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt) nach Mueller et al. (2021) berechnet wurden. Die Karte der Bougueranomalie zeigt die regionale Schwere-Verteilung und entsprechende Schwere"flanken". Die Karte des Horizontalgradienten (HI) der Bouguersanomalie zeigt Übergänge zwischen Gebieten einheitlicher Schwere.

Eine strukturgeologische Aufschlussaufnahme erfolgte im Gelände (A 1, A 2). Für Störungen wurden Fallrichtung und Fallwinkel der Flächen sowie Azimuth und Abtauchen der Lineare (z.B. von Harnischen) sowie die Kinematik bestimmt. Auch Fallrichtung und Fallwinkel von sedimentären Schichtflächen wurden erfasst.

Zur Bestimmung des Alters der Störungsaktivität wurden publizierte Altersdaten recherchiert sowie eigene Altersdatierungen mit der Ar/Ar-Methode an känozoischen Vulkaniten durchgeführt.

## 3 Die Elbe-Zone

### 3.1 Bisherige Definition

Die Elbe-Zone ist nach Franke (2020) wie folgt definiert:

*„Die Elbe-Zone ist eine heterogen aufgebaute NW-SE streichende, zwischen 10 und 20 km breite regionalgeologische Einheit am Nordostrand des Sächsisch-Thüringischen Schollenkomplexes, die als lineamentär geprägte Struktur eine bedeutsame Zäsur im tektonischen Bauplan der mitteleuropäischen Varisziden bildet: sie trennt das SW-NE streichende östliche Saxothuringikum sensu stricto (Erzgebirgs-Antiklinorium, Mittelsächsische Synklinale, Granulit-Massiv, Nordsächsische Synklinale) im Westen vom generell NE-SW gerichteten „Lugikum“ (Lausitzer Antiklinalzone) im Osten. Die Grenze gegen das Lausitzer Antiklinorium kann mit der Lausitzer Überschiebung im Südosten und dem Nordost der Westlausitzer Störung im Nordwesten eindeutig fixiert werden. Die südwestliche Grenze der Elbe-Zone gegen das Erzgebirgs-Antiklinorium wird durch die Mittelsächsische Störung und deren vermutete*

*Fortsetzung im Untergrund des Döhlen-Beckens sowie am Westrand des Nossen-Wilsdruffer Schiefergebirges (das gelegentlich auch als gesonderte Einheit außerhalb der Elbe-Zone betrachtet wird) weniger eindeutig markiert. ....*

*Ihre fiktive NW-Begrenzung findet die Elbe-Zone als regionale Einheit im Grundgebirgsstockwerk etwa im Bereich des annähernd Ost-West streichenden Delitzsch-Torgau-Doberluger Synklinoriums, im Übergangsstockwerk mit der Düben-Torgauer Senke und im Tafeldeckgebirge mit dem Düben-Becken. Im Südosten reicht die Elbe-Zone bis auf tschechisches Gebiet und wird dort konventionell bis an die Strukturen des Eger-Rifts gezogen.*

*..... Charakteristisch für den tektonischen Baustil der Elbe-Zone sind ausgeprägte NW-SE-Strukturen. Dabei wurden in variszischer Zeit sowohl ältere, ursprünglich hauptsächlich SW-NE orientierte Elemente durch unterkarbonische dextrale Blattverschiebungen in die NW-SE-Richtung umorientiert als auch zahlreiche neue NW-SE-Strukturen angelegt. Auch wird angenommen, dass der Komplex des Altpaläozoikums einschließlich seines cadomischen Basements insgesamt durch variszischen dextralen strike slip im Oberen Viséum (etwa um 330 Ma) in seine heutige Position zwischen Lausitzer Antiklinorium und Erzgebirgs-Antiklinorium transportiert wurde. Postvariszisch folgten vor allem die Döhlener Senke und die Elbe-Senke, begleitet von gleichgerichteten Störungen, der NW-SE-Richtung. Die Anomalien des geophysikalischen Potenzialfeldes zeichnen den NW-SE-Strukturbau ebenfalls nach, indem sie eine deutliche Parallelität zur Südwestflanke des Schwerehochs der Lausitzer Antiklinalzone (Bernsdorf-Kamenzer Schwerehoch) und eine ebenso deutliche Divergenz zum Erzgebirgischen Schweretief zeigen. ....“*

Die erste problematische Aussage dieser Definition betrifft die Streichrichtung des Lugikums (Lausitzer Blocks). Die heute scheinbare NW-SE-Streichrichtung dieses tektonisch begrenzten Grundgebirge-Blockes bezieht sich auf die im heutigen Erosionsanschnitt kartierbaren tektonischen Grenzen gegen mesozoische Sedimente, die Lausitzer Überschiebung sowie den Lausitzer Hauptabbruch, und nicht auf die Gesteine des Lausitzer Blockes an sich.

Eine zweite Unzulänglichkeit der Definition spiegelt die in der Vergangenheit häufig stratigraphisch geprägte Sicht auf tektonische Strukturen, was sich in einer häufig wenig bedachten Hebungsgeschichte verschiedener Blöcke oder der Möglichkeit (oder Unmöglichkeit) der Reaktivierung von älteren Störungen äußert.

Deshalb wurde diese zitierte Definition der „Elbe-Zone“ anhand von Beobachtungen im Gelände, Karten- und Profildarstellungen sowie neueren geochronologischen Daten geprüft, korrigiert und aktualisiert.

## 3.2 Zeitlich-räumliche Gliederung der tektonischen Ereignisse in der Elbe-Zone

### 3.2.1 Variszische Phase: Dextrale Blattverschiebungen entlang der Mittelsächsischen Störung und Westlausitzer Störung sowie assoziierter Störungen

#### 3.2.1.1 Variszische tektonische Prozesse

Die Mittelsächsische Störung (MiS) begrenzt die Gneise des Osterzgebirges von den niedrig metamorph überprägten paläozoischen Gesteinen des Elbtalschiefergebirges. Die Westlausitzer Störung (WLS) trennt die variszisch metamorph geprägten Gesteine des Erzgebirges, des Nossen-Wilsdruffer- und des Elbtalschiefergebirges von den cadomischen nicht-metamorphen Gesteinen des Lausitzer Blocks. Die Einheiten des Erzgebirges und des Granulit-Massivs wurden während der variszischen Subduktion hochmetamorph überprägt und bei der Kollision mit dem osteuropäischen Kraton exhumiert. Die Gesteine des Lausitzer Blocks wurden, im Gegensatz dazu nicht versenkt, sondern in der Spätphase der schrägen Kollision durch tiefreichende Störungszonen über mehrere Zehner Kilometer versetzt. Diese geologische Situation belegt die spät-variszische Aktivität an der MiS und an der WLS.

Im Gebiet südlich von Dresden streichen beide Störungen NW-SE, fallen steil nach NE ein und haben einen dextralen Bewegungssinn, unterscheiden sich aber hinsichtlich des Druck-Temperatur-Regimes.

#### 3.2.1.2 Die Mittelsächsische Störung

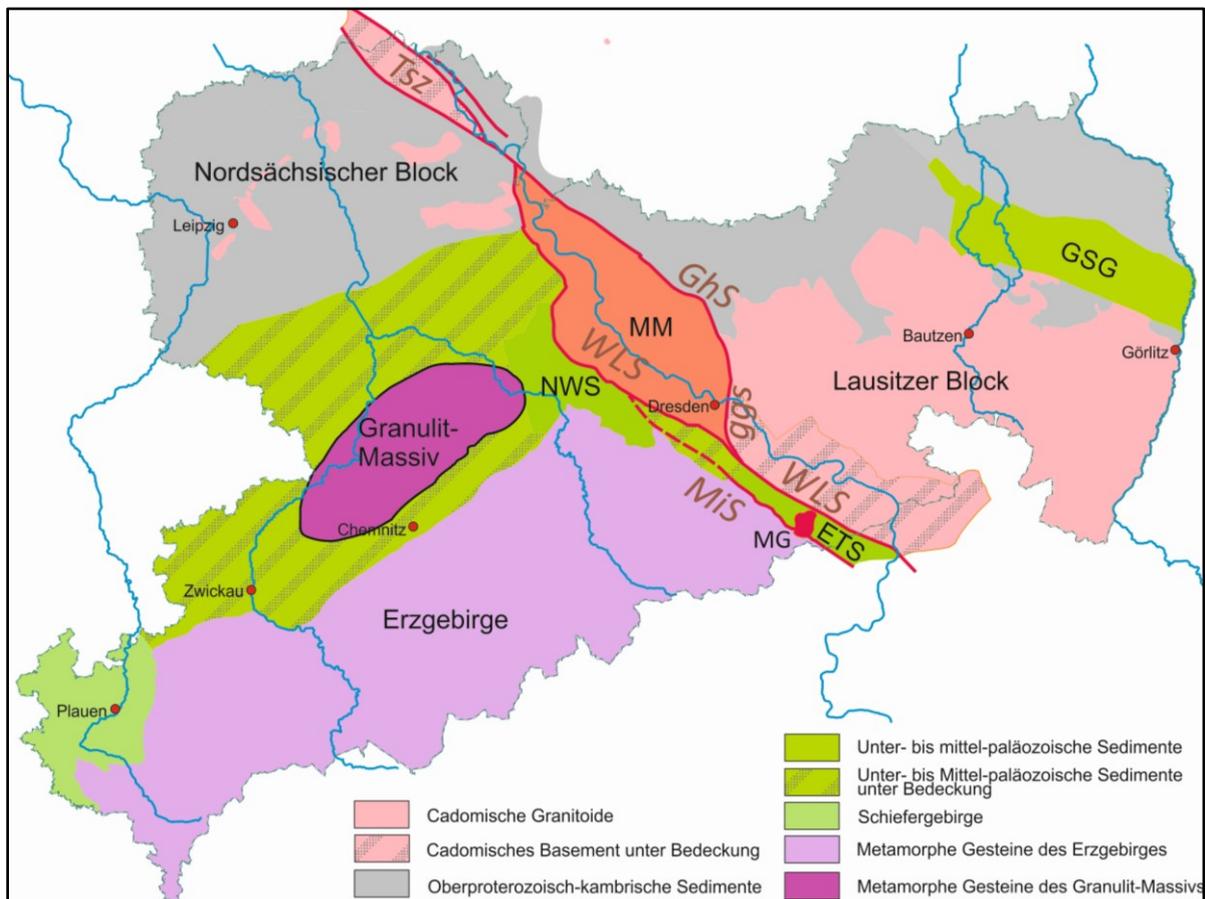
Die **Mittelsächsische Störung (MiS)** wurde bei Temperaturen von 350-450 °C angelegt. Das entspricht einer Tiefe von ca. 10-15 km. Die bei diesen Temperaturen gebildeten Störungsgesteine (Mylonite) erreichen eine Mächtigkeit von mehreren hundert Metern. In die Mylonite sind kompetente Linsen von ordovizischem Turmalingranit des Elbtalschiefergebirges als auch Gneise des Osterzgebirges eingeschert. Störungsparallele Quarzit-Züge (z.B. der Hirschberg-Quarzit) müssen als Segregationsbildungen aufgefasst werden. An der MiS werden die grünschieferfaziellen Metamorphite des Elbtalschiefergebirges dextral nach SE verschoben. Eine Fortsetzung der MiS nach NW erscheint hypothetisch, vermutlich wurde diese Störung durch die Exhumierung des metamorphen Granulit-Massivs weitgehend überprägt.

#### 3.2.1.3 Die Westlausitzer Störung

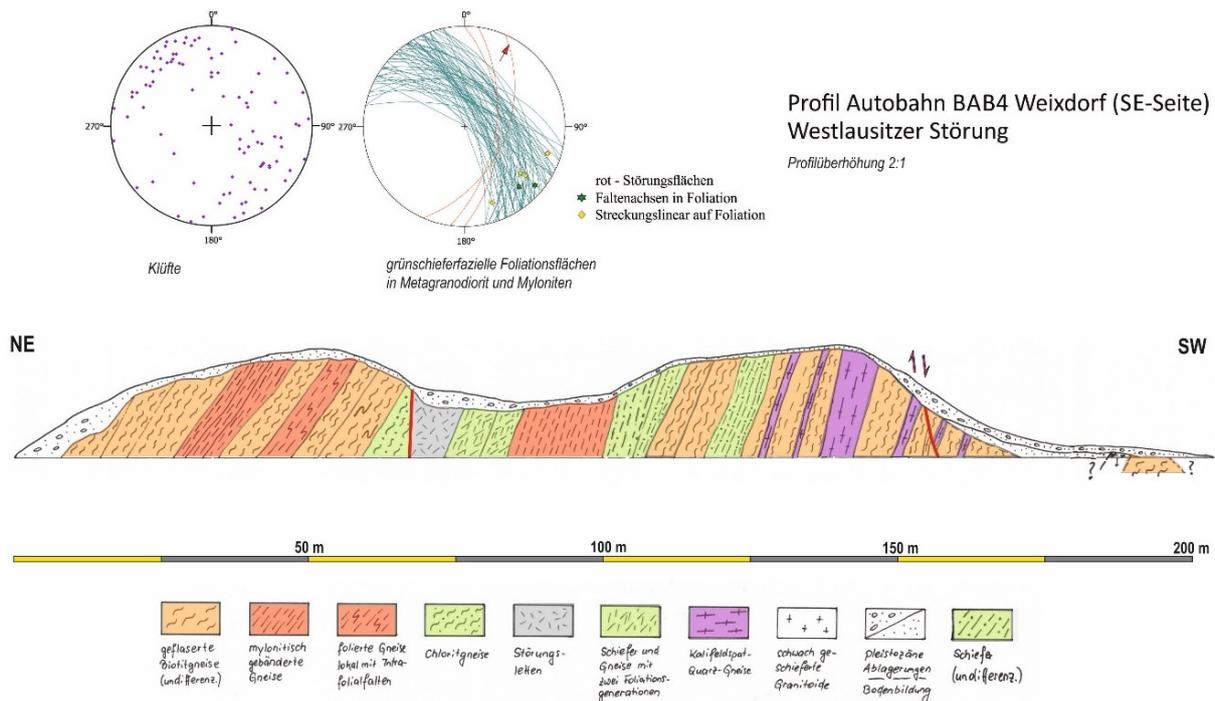
Die **Westlausitzer Störung (WLS)** trennt südlich von Dresden die cadomische Weesensteiner Grauwacke und den Dohnaer Granodiorit von den niedrig metamorphen Gesteinen des Elbtalschiefergebirges (Abbildung 2). Die WLS kann unter kretazischer Bedeckung aus dem Raum Vrasni (CZ) mit nordwestlichem Streichen bis nach Dohna-Bannewitz-Heidenau verfolgt werden. Ab diesem Punkt verzweigt sich die Störung. Der westliche Arm der WLS folgt weiter dem NW-Streichen, während die Große-Garten-Störung als Teil der WLS mit N-S-Streichen das rezente Elbtal quert. Beide Störungen begrenzen im Südosten die pull-apart-Struktur, in welche die Gesteine des Meißener Massives (MM) intrudierten (Mattern, 1996).

Verfolgt man den Verlauf der WLS nordöstlich von Dresden, so begrenzt die WLS die cadomischen, lokal gescherten Granodiorite und Grauwacken der Lausitz gegen flasrige Biotitgneise im Exokontaktes des MM (Abbildung 2). Ein Teil dieser bis zu 500 m mächtigen Störungszone war an der BAB4 am

Aufschluss Spitze Berge südlich Marsdorf aufgeschlossen (Abbildung 3). Das Profil belegt eine semi-duktil bis kataklastische Deformation sowohl des Lausitzer Granodiorits als auch von basischen Gängen. Die Foliationsflächen fallen steil nach NE, kinematische Indikatoren weisen auf eine dextrale Bewegung hin. Die Bildung von Myloniten belegt eine Deformation unter grünschieferfaziellen Bedingungen, das Auftreten von Störungsletten eine spätere Deformation in kälterer, vermutlich oberflächen-näherer Umgebung.



**Abbildung 2: Übersicht der geologischen Einheiten und variszisch aktiven Störungen (MM – Meißner Massiv; GSG - Görlitzer Schiefergebirge; NWS – Nossen-Wilsdruffer Schiefergebirge; ETS – Elbtalschiefergebirge; MG – Markersbacher Granit; MiS – Mittelsächsische Störung; WLS Westlausitzer Störung; ggs – Große-Garten-Störung; Ghs – Großenhainer Störung; Tsz – Torgauer Störungszone).**



**Abbildung 3: Profil durch die Westlausitzer Störung an der BAB4 nördlich von Weixdorf (Profilaufnahme 1997). Oben: Schmidtsche Netze, untere Halbkugel mit Klüften (links, violette Punkte) und Foliationsflächen (rechts, Kreisbögen) sowie Faltenachsen (grüne Punkte) und Streckungslinearen auf der Foliation (gelbe Punkte).**

Die WLS setzt sich mit nordwestlichen Streichen fort. Nördlich von Meißen wird sie auch als Großenhainer Störung bezeichnet (Franke, 2020). Sie leitet nach NW in die Torgauer Störungszone über.

Nördlich des MM ist die konkrete geographische Position der WLS unsicher. Die Lage der Störung ist hier durch geophysikalische Potentialmethoden und wenige Bohrungen kartiert, das prä-mesozische Basement ist durch känozoische Sedimente überlagert. Folgt man dem Streichen der WLS nach Nordwest, geht sie in die Randstörungen des Torgau-Doberlug-Beckens über. Diese grabenartige Struktur ist zumindest an den NW-streichenden Flanken durch Störungen begrenzt. Die WLS spaltet sich im Kartenbild in drei verschiedene Arme auf, die nach Ablagerung des Buntsandsteins als Abschiebungen reaktiviert worden sein müssen.

### 3.2.1.4 Das Alter der Störungen

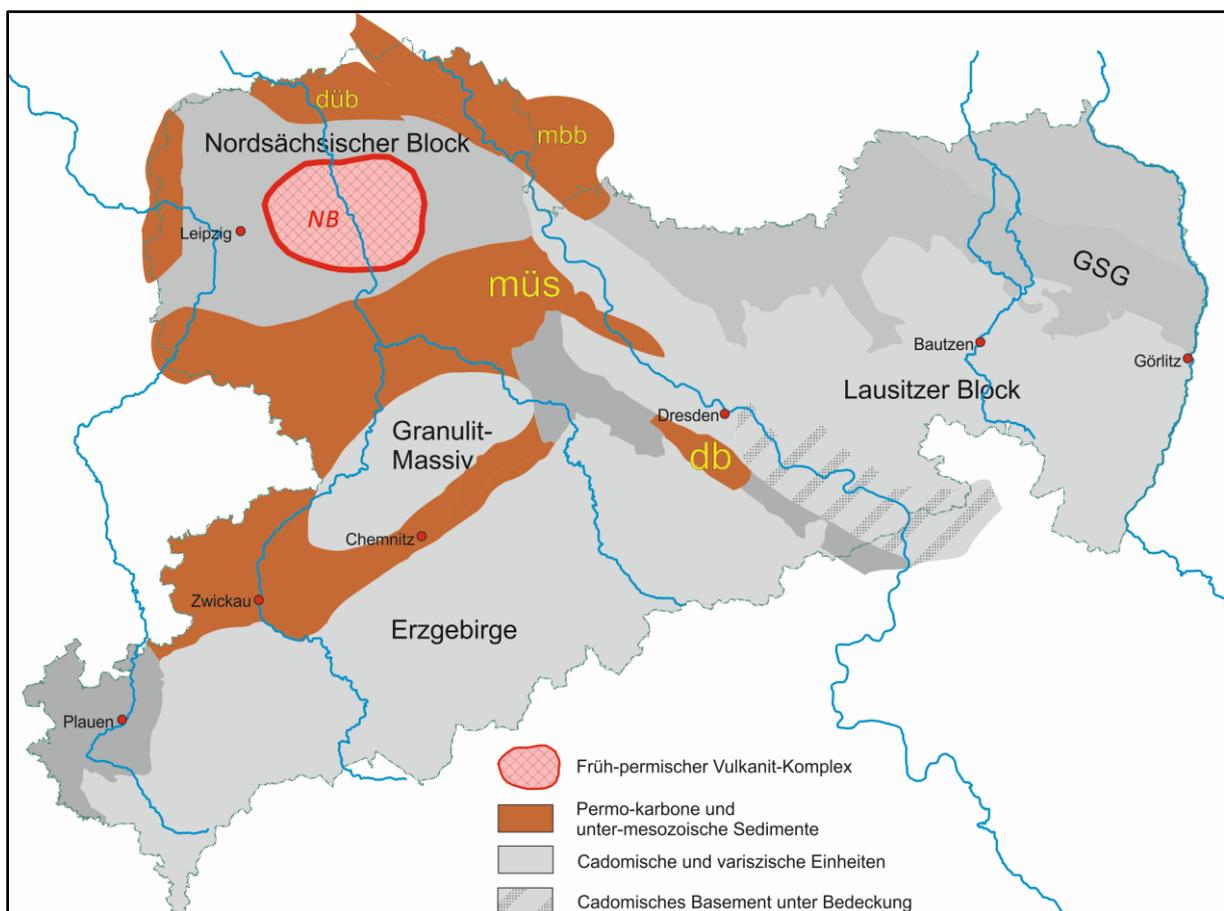
Das Alter der WLS konnte mit Hilfe von magmatischen Intrusionen eingegrenzt werden. U/Pb-Datierungen an Monzonit des Meißener Massivs ergaben 327-330 Ma (Nasdala et al. 1999) sowie 329 Ma für aus dem Monzonit ererbte Zirkone im Meißener-Priestewitzer Vulkanit-Komplex (Hoffmann et al., 2013). Damit ergibt sich ein Mindestalter von etwa 330 Ma für die WLS, welche zur Intrusion des Meißener Plutons in einen Extensionsraum mit dextralem strike-slip aktiv gewesen sein muss (Mattern, 1996). Als Endpunkt der tektonischen Aktivität kann die post-deformative Intrusion des Markersbacher Granits bei etwa 327 Ma in die schon inaktive WLS gelten (Hofmann et al., 2009).

Die MiS muss auf Grund der höheren Bildungstemperaturen etwas älter sein. Betrachtet man Ar/Ar-Alter an Hellglimmern des Erzgebirges, ergibt sich eine Häufung der Alter bei 330 Ma (Werner, 1998). Geht man von einer Schießungstemperatur des Isotopensystems von 350-425°C aus (Hames und

Bowring, 1994; Harrison et al. 2009), bedeutet das, dass die Metamorphite des Erzgebirges um diese Zeit bis in eine Tiefe von 10 km gehoben wurden. In etwa dieser Tiefe wurde auch die MiS angelegt.

### 3.2.2 Spätpaläozoisch-Frühmesozoische Phase: NE-SW Extension mit konjugierten NE- bzw. SW gerichteten Abschiebungen

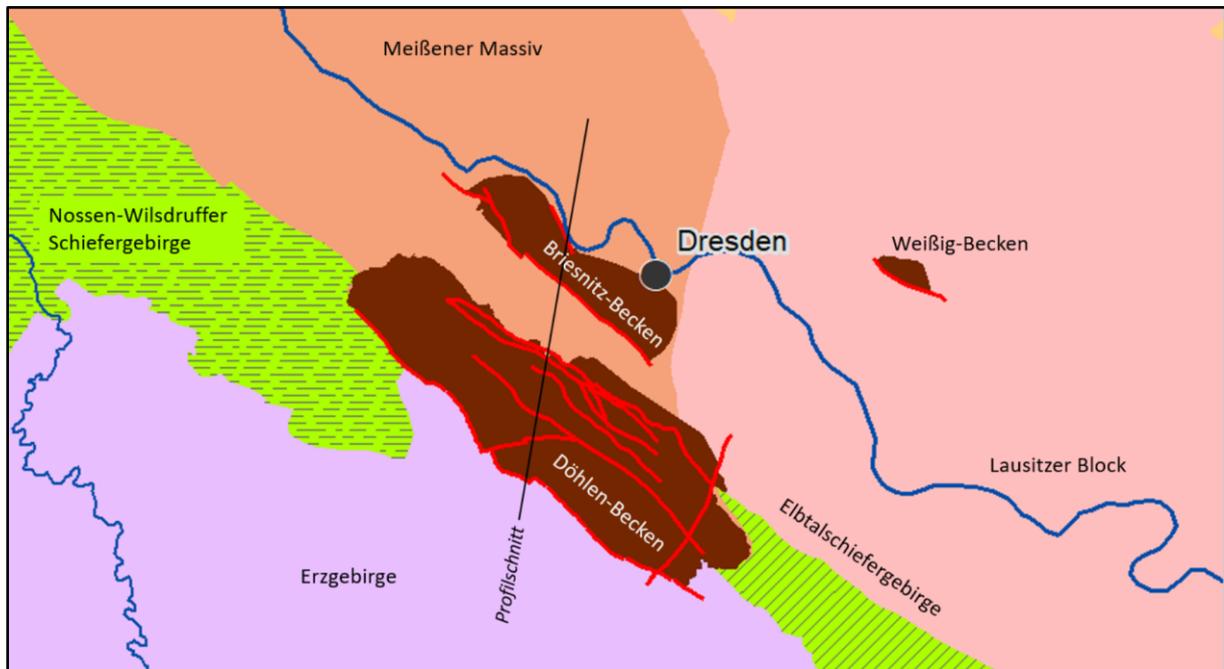
Vulkanogene und sedimentäre Ablagerungen dieser Extensionsphase sind in Becken und Senken lokal reliktsch erhalten (Abbildung 4), so im **Döhlen-Becken (db)**, in der **Mügelner Senke (müs)**, der **Mühlberg-Becken (mbb)** und dem **Düben-Becken (düb)**. Man muss deshalb davon ausgehen, dass es, zumindest im Gebiet der „Elbe-Zone“, eine wesentlich größere Bedeckung mit permisch-triassischen Ablagerungen gegeben haben muss, wobei Gesteine in Hochlagen erodiert wurden. Zeitliche Marker dieser Ablagerungen sind Tuffe und Vulkanite, die von Käßner et al. (2024) mit der U/Pb-Methode an Zirkonen auf ca. 300 Ma datiert wurden.



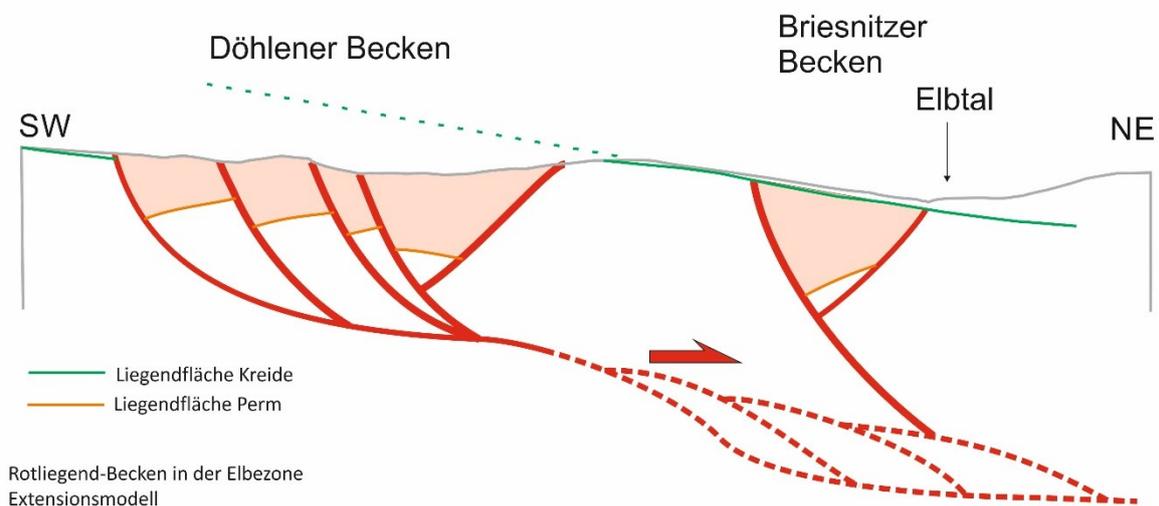
**Abbildung 4: Übersicht der erhaltenen permio-triassischen Ablagerungen (db – Döhlen-Becken incl. Briesnitz-Becken; müs – Mügelner Senke; mbb – Mühlberg-Becken; düb – Düben-Becken; NB – Nordsächsisches Becken; GSG Görlitzer Schiefergebirge).**

Die Anlage des in der südlichen Elbe-Zone gelegenen Döhlen-Beckens (Abbildung 5) wird von einigen Autoren als syn-sedimentär beschrieben (Reichel & Schauer, 2007). Dieser Aussage kann aufgrund der Schrägstellung der Schichtung und des Versatzes der permischen Ablagerungen an den begrenzenden Störungen nicht gefolgt werden (Abbildung 6). Die Störungen des Döhlen- und auch des Briesnitz-Beckens müssen deshalb jünger als die vulkanogen-sedimentären Ablagerungen sein (Abbildung 7, Abbildung 8). Folglich sind die permischen Ablagerungen nur durch die „schützende“ Absenkung in den

tektonisch angelegten Becken erhalten geblieben. Eine ähnliche zeitlich-strukturelle Position muss für das Mühlberg-Becken angenommen werden. Scheinbar unsicher ist die Tektonik der Mügelter Senke und ihrer Fortsetzung nach Osten im Hangenden des Meißener Massives.

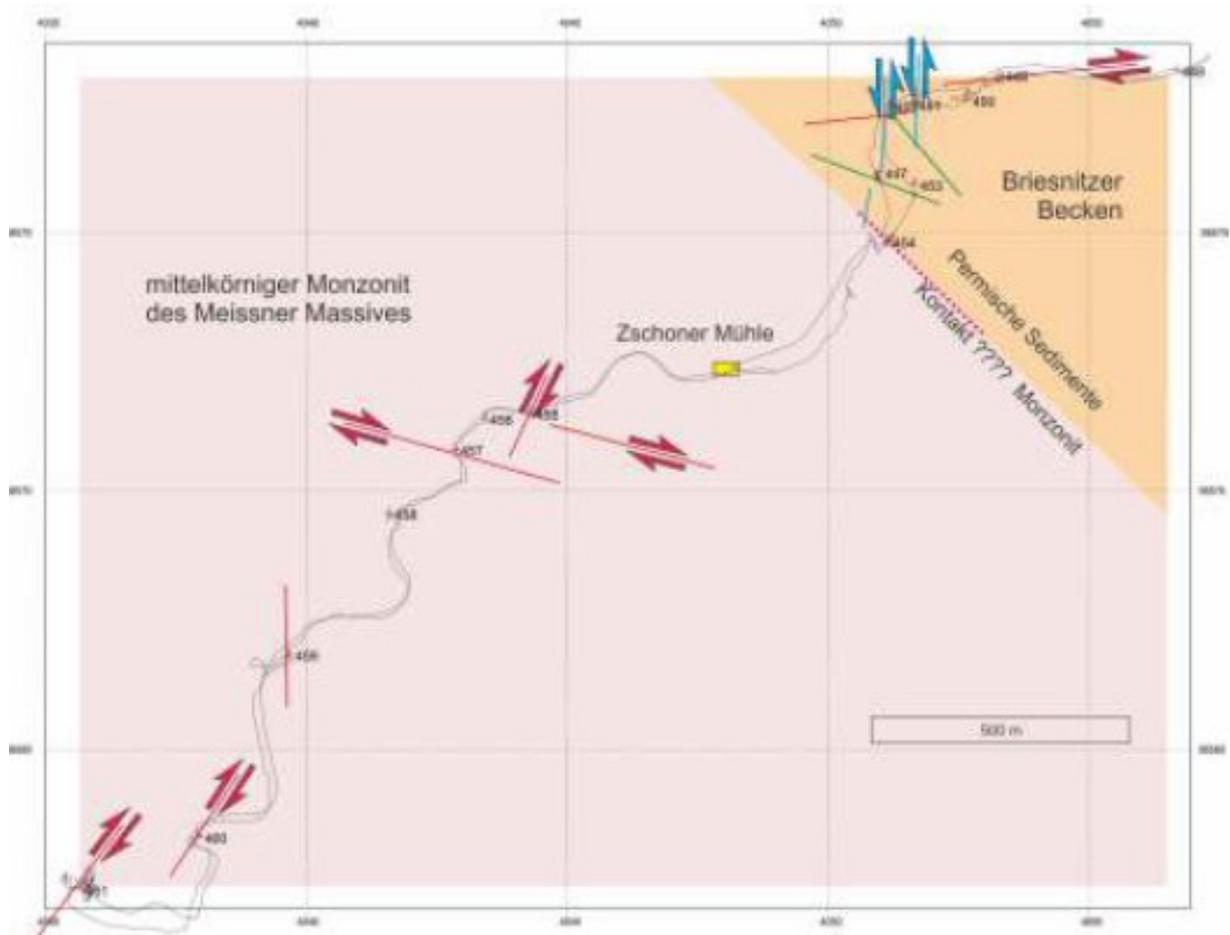


**Abbildung 5: Karte des Döhlen-Beckens (im SW) und des Briesnitz-Beckens (im NE) im Stadtgebiet von Dresden und Freital. Die rot markierten Störungen sind hauptsächlich konjugierte Abschiebungen, die post-permisch und lokal post-triassisch aktiv waren.**

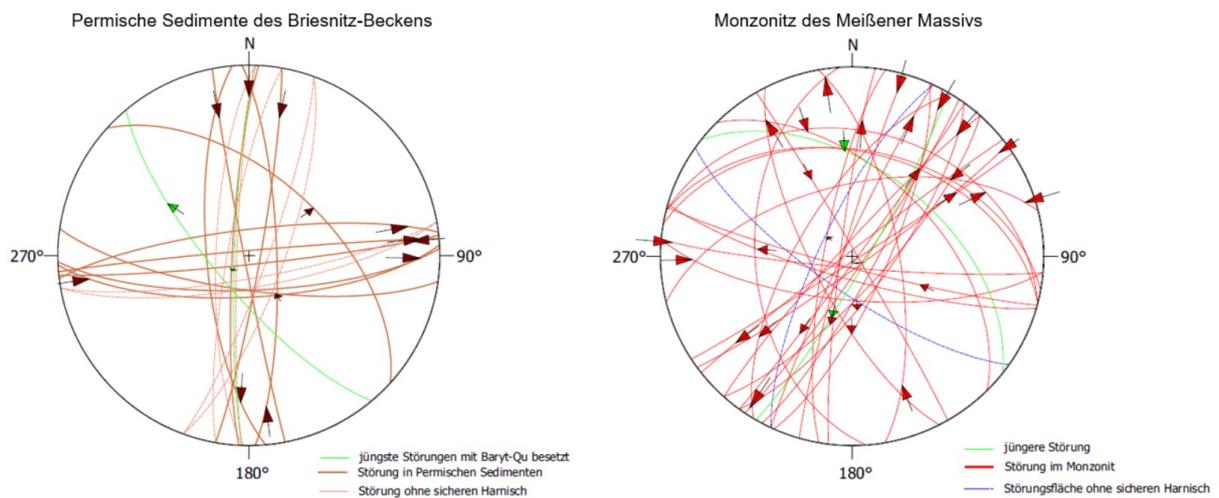


**Abbildung 6: Schematisches Profil durch die Rotliegend-Becken bei Dresden (modifiziert nach Schauer & Walter, 2005), als Extensionsmodell. Die Becken-begrenzenden, konjugierten Abschiebungen sind durch den Untertagebergbau verifiziert.**

Diese NE-SW gerichtete tektonische Extension wurde nicht nur im Gebiet der Elbe-Zone festgestellt, sondern ist auch für das permo-karbone Chemnitz-Becken charakteristisch (Steinborn, 2008). Die spätpaläozoisch-frühmesozische Extension ist deshalb kein Alleinstellungsmerkmal der Elbe-Zone.



**Abbildung 7: Störungen im Zschoner Grund: Die Störungen bilden ein orthogonales Netz aus älteren E-W streichenden Blattverschiebungen und jüngeren N-S streichenden Blattverschiebungen (Linien mit Pfeilen). Der jüngeren Richtung sitzen lokal Qu-Baryt-Mineralisationen auf.**



**Abbildung 8: Schmidtsche Netze, untere Halbkugel, des tektonischen Inventars im Zschoner Grund. Großkreise - Störungen, Pfeile - Harnischlineare.**

### 3.2.3 Spät-mesozoische Phase: NE-SW Kompression mit konjugierten NE- bzw. SW Aufschiebungen

#### 3.2.3.1 Wichtige Störungen

Die vor allem in mesozoischen Sedimenten kartierte spät-kretazische Kompressionstektonik stellt eine bedeutende Krustendeformation in Westeuropa dar (Kley & Voigt, 2008; Kley, 2013). Vor allem großräumige Überschiebungen am Ende der Kreide (80-85 Ma) führten zu Hebungen bis zu mehr als 1000 m, was im Alttertiär zu bedeutender Abtragung und Veränderung des Erosionsanschnittes in Sachsen und umgebenden Gebieten führte.

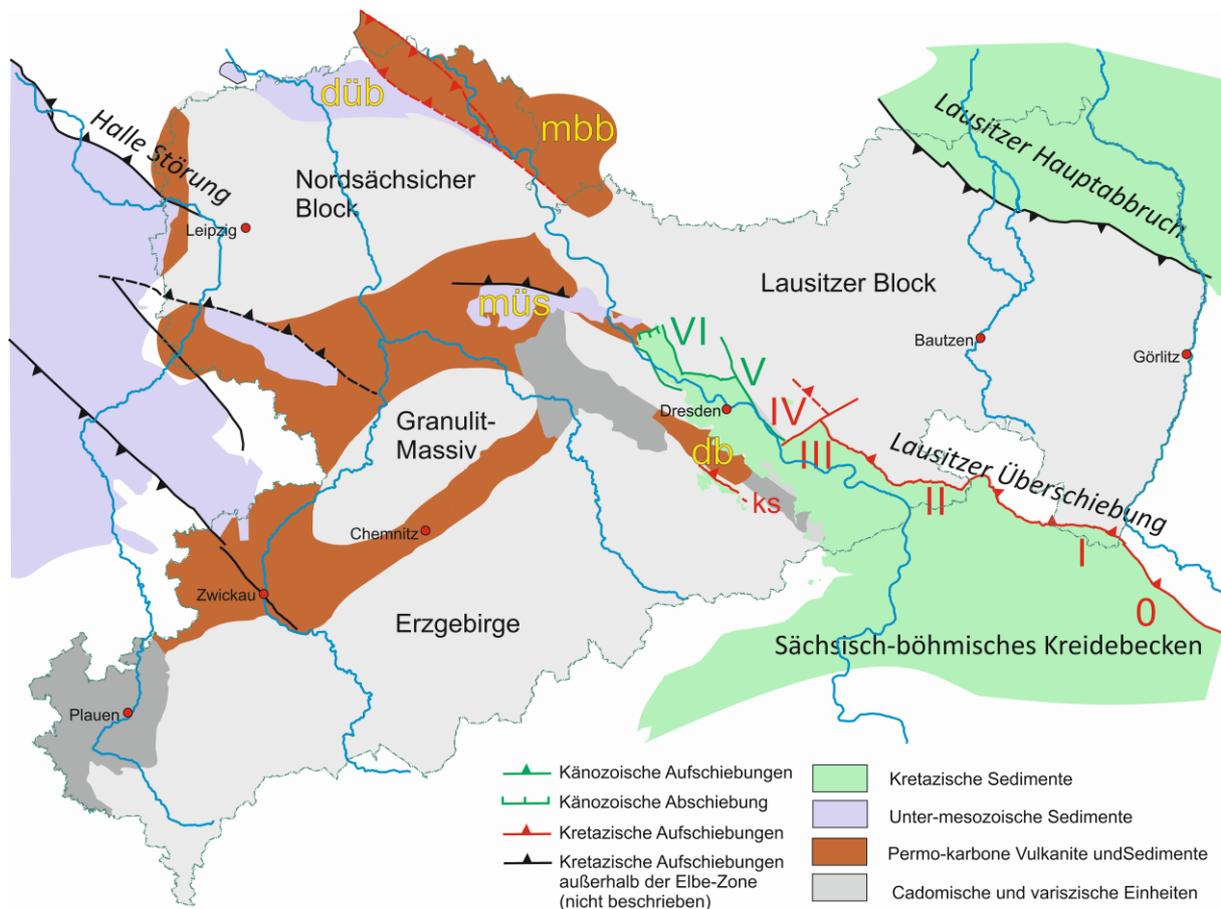
Eine markante sehr markante Störung dieser Phase ist die **Lausitzer Überschiebung (LÜ)**. Sie wird in der Definition der „Elbe-Zone“ von Franke (2020) der WLS als gleichgesetzte Störung betrachtet. Sie ist Teil einer Reihe von Aufschiebungszonen, in denen prä-triassisches Basement auf jüngere Sedimente geschoben wurde. Die LÜ wurde schon in historischer Zeit als geologische Grenze erwähnt. Sie ist nach allgemeiner Auffassung (Wagenbreth, 1967) eine generell NE-SW streichende und NE-fallende Überschiebung, an der die cadomischen Granitoide des Lausitzer Blockes auf kretazische Sandsteine des Sächsisch-Böhmischen Kreidebeckens überschoben wurden. Die Reichweite der Störung wird von Oberau/Radebeul bis in das nordöstlich Böhmen angenommen. Die NW-streichende Überschiebung wird lokal an NE-streichenden Elementen versetzt, welche Störung in mehrere Segmente unterteilen (Abbildung 9).

In Abbildung 9 sind klassische Beispiele für gleichaltrige Überschiebungen wie die SW-gerichtete **Halle-Störung** und der **Lausitzer Hauptabbruch** dargestellt. Auch die **Karsdorfer Störung** am Ostrand des Erzgebirges weist eine gleichartige Kinematik auf. Hier sind Gneise des Erzgebirges auf Kreidesedimente nach NE aufgeschoben. Die Nordrandstörung des Müglen-Beckens kann ebenfalls als spät-kretazische SW-gerichteten Überschiebungen diskutiert werden. Zwischen dem Düben- und dem Mühlberg-Becken kann Bohrdaten zufolge eine durch konjugierte Störungen begrenzte Hebungsstruktur (pop-up) interpretiert werden (Kampe et al., 1990). Im Gegensatz dazu steht die sich nordöstlich anschließende tektonische Senke, welche durch die **Schönewalder Störung** (SW-gerichtete Aufschiebung) sowie die **Schweinitzer Störung** (NE-gerichtete Aufschiebung) begrenzt wird.

#### 3.2.3.2 Die Lausitzer Überschiebung (LÜ)

##### 3.2.3.2.1 Segment 0 - Nordböhmen

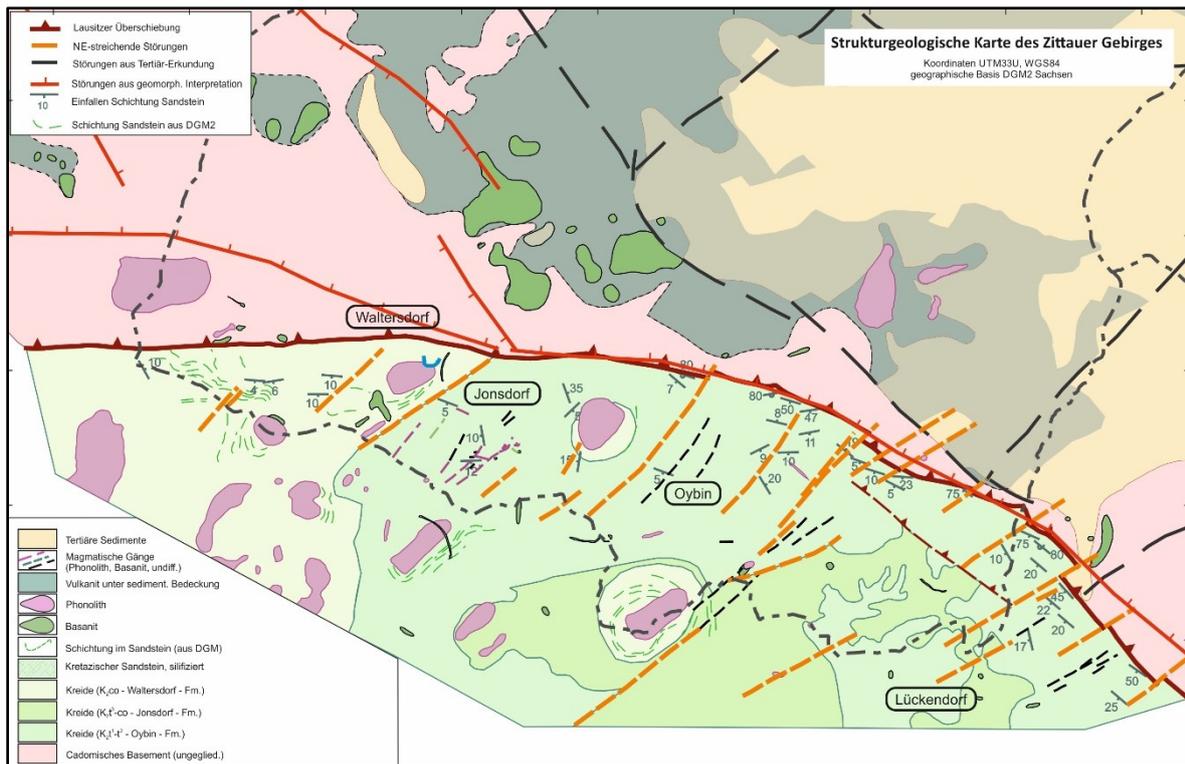
Der Verlauf der LÜ aus dem Gebiet des Jeschken (CZ) ist bereits seit dem Beginn der geologischen Landesaufnahmen bekannt. Für den südöstlichen Teil der LÜ ist das strukturgeologische Inventar detailliert beschrieben (Coubal et al., 2014, 2015). Die Versatzbeträge werden im Gebiet des Jěštěd (Jeschken) mit mindestens 1000 m geschätzt, nach NW soll sich dieser Betrag auf 500 m verringern (Niebuhr, 2018).



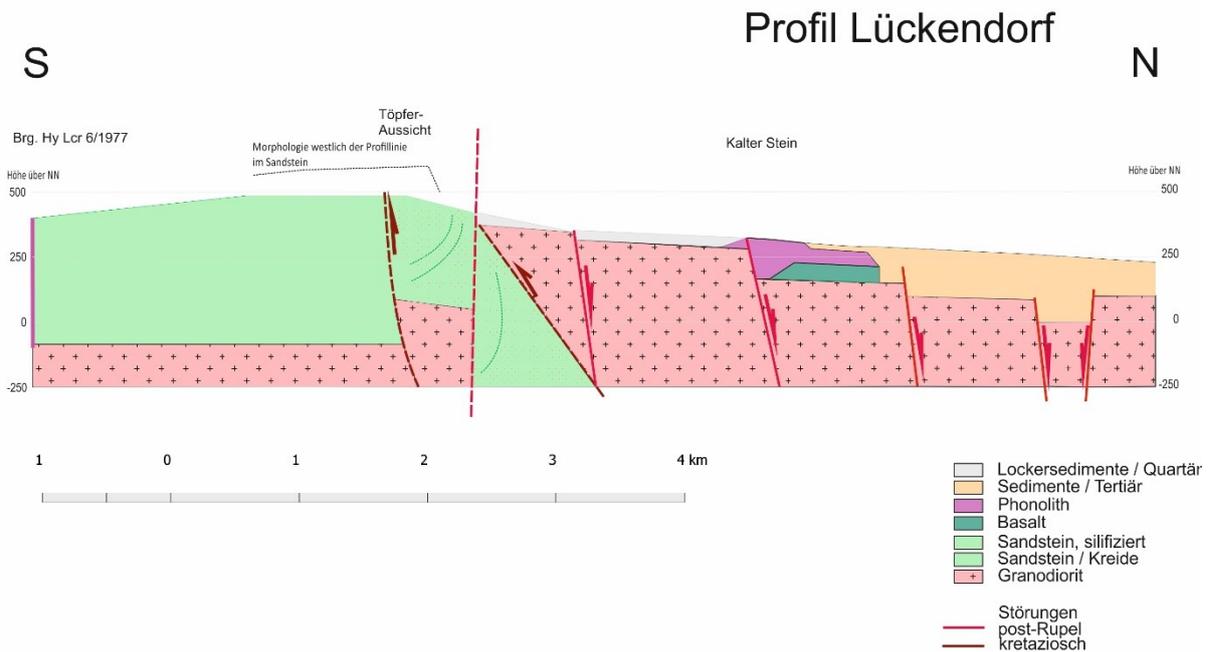
**Abbildung 9: Spätkretazische Kompressionstektonik in Sachsen und der Elbe-Zone. Die spät-kretazischen Störungen in der Elbe-Zone sind in rot dargestellt. Jüngere Störungen an der Grenze des Lausitzer Blocks zum Sächsisch-Böhmischen Kreidebecken sind grün. Die römischen Zahlen beziehen sich auf die Segmente der nachfolgend beschriebenen Lausitzer Überschiebung sowie ihrer känozoischen Fortsetzung nach Norden. (ks – Karsdorfer Störung; müs – Mügelner Senke; mbb – Mühlberg-Becken; düb – Düben-Becken).**

### 3.2.3.2.2 Segment I – Zittauer Gebirge

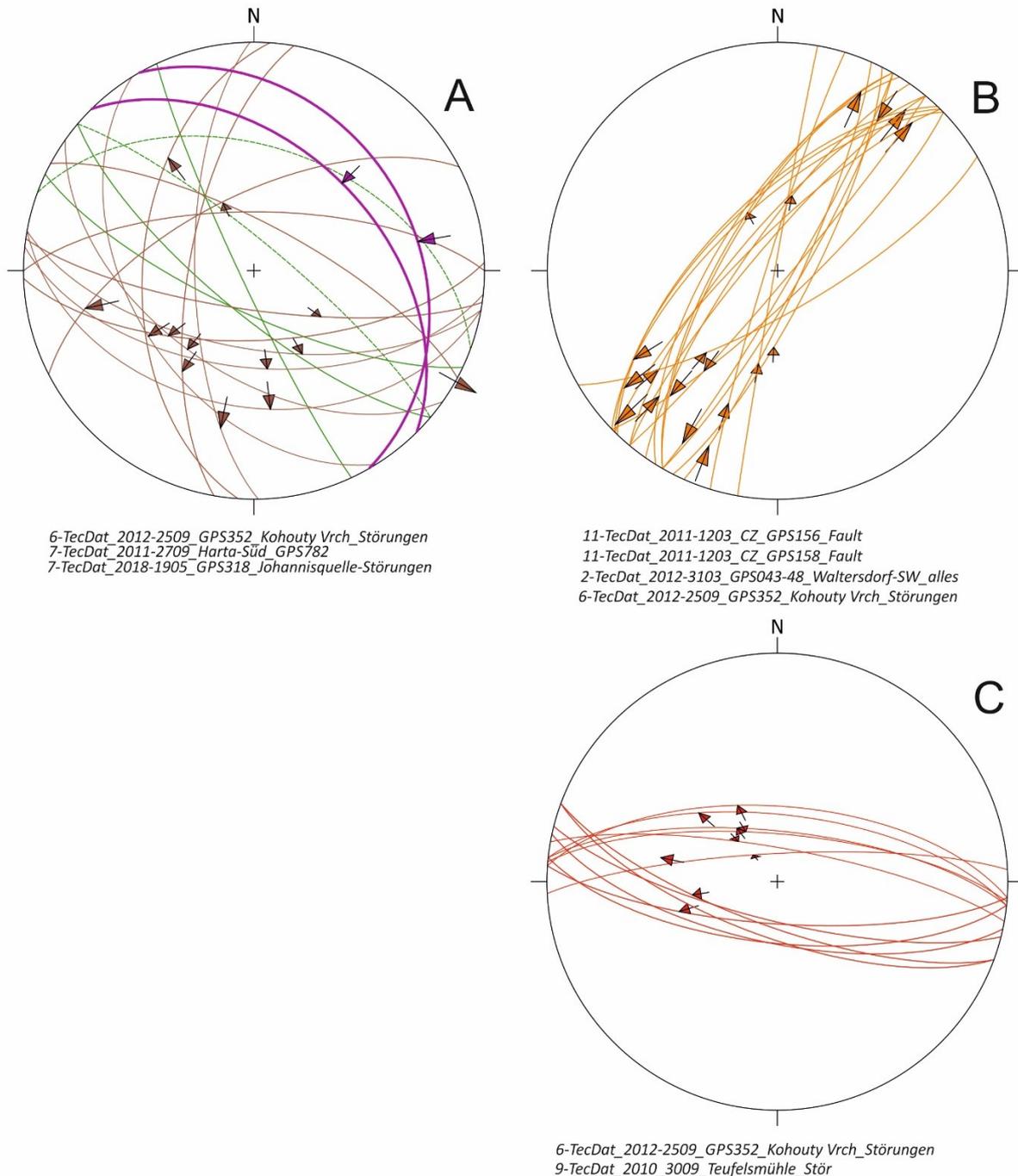
Der NW-streichende Teil der LÜ im Zittauer Gebirge (Abbildung 10) ist entlang des Kirnitzschtales nach Osten versetzt. An der tschechisch-deutschen Grenze südlich Harthau (südlich Zittau) ist der Granodiorit des Hangendblockes in einem Bereich von etwa 200-300 m semiduktil geschiefert. Aufschlüsse findet man vor allem in neuen Wegbauten sowie in pleistozänen Exagarationsformen. Folgt man der Raumlage dieser Schieferung, so fällt die LÜ im Ostteil des Zittauer Gebirges 045/45 (Abbildung 12). Der Sandstein des Liegendblockes ist überkippt (Abbildung 11), lokal kann eine parallele Störung im Liegendblock auftreten, welche die Sandstein-Basisfläche um mehrere hundert Meter nach oben versetzt (Mrázová et al., 2020). Nach Nordwesten setzt sich die überkippte Struktur des Sandsteines fort (Teufelsmühle bei Oybin), ist aber hier durch eine jüngere, mio-pleistozäne Abschiebung gekappt. Diese Abschiebung wird als Element der **Südrand-Störungen des Zittauer Beckens** betrachtet. Folgt man der LÜ weiter nach Westen, so biegt sie bei Waltersdorf in ein zunehmendes W-Streichen ein. Die kinematischen Indikatoren im nordöstlich vorgelagerten Granodiorit weisen auf eine top-to-W-Bewegung hin. In diesem Gebiet sind der Verlauf und die Fallwerte der Störung spekulativ, da sie durch glazigene Erosion überprägt wurde.



**Abbildung 10: Tektonische Karte des Zittauer Gebirges zeigt Scharen von NE-streichenden Störungen, die lokal von tertiären magmatischen Gängen besetzt werden.**



**Abbildung 11: Profil von Lückendorf (S) nach Nord über den Phonolith-Körper des Kalten Steins in das südliche Zittauer Becken. Das Profil ist zweifach überhöht. Lage der Störungen nach Mrázová et al., 2020; Bräutigam (2021).**



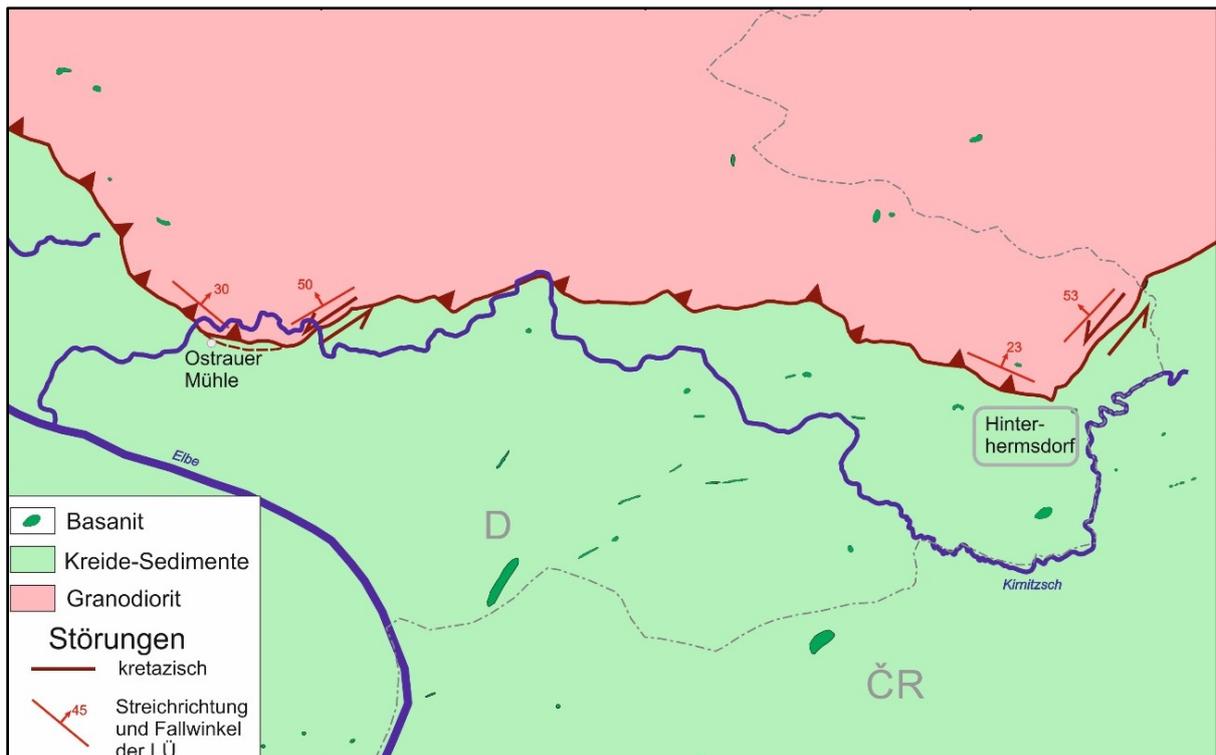
**Abbildung 12: Schmidtsche Netze, untere Halbkugel, zur Lage der Störungen entlang der morphologischen Front des Zittauer Gebirges (Fläche als Großkreise, Harnischlineare als Pfeile). A: braun – Lage der Quarz-besetzten Harnische der Lausitzer Überschiebung, grün – Schichtung im Sandstein, lila – semi-duktiler Schieferung im Granodiorit im Hangenden der LÜ; B: Dextrale Störungen parallel zur NE-streichenden Lückendorfer Störung, lokal von ca. 30 Ma alten magmatischen Gängen besetzt; C: E-W streichende spröde Störungen, die den Südrand des Zittauer Beckens markieren. Das Alter der Störungen ist post-Mittelmiozän.**

### 3.2.3.2.3 Segment II – Kirnitzschtal

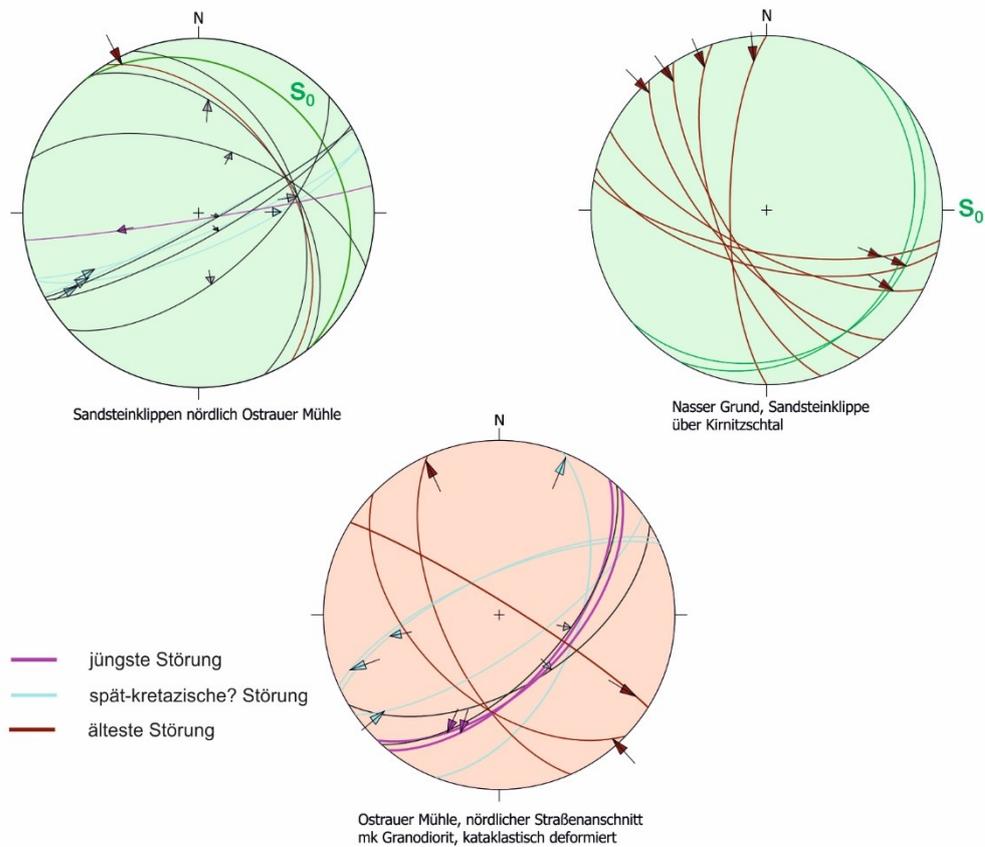
Problematisch erscheint bisher die Interpretation der tektonischen Aktivität im Sektor entlang des Kirnitzsch-Baches (Abbildung 13). Die Kirnitzsch und deren Nebenläufe schneiden sich in Form instabiler V-Täler in Granodiorit und Sandstein ein, stellen also junge subrezente Talformen dar. Der Bach schneidet die Störung mehrfach, so dass das Einfallen der Störung abgeschätzt werden kann. Westlich der Ostrauer Mühle fällt die Störung mit mittleren Werten nach NE ein und streicht NW. Dieses Streichen setzt sich bis in den Raum Pirna fort. Darüber hinaus treten NE-streichende Abschnitte der Lausitzer Überschiebung auf. Etwa ein Kilometer östlich der Ostrauer Mühle, am Flößersteig, fällt die Störung nach morphologischen Schätzungen etwa mit 340/50 ein. Im Gebiet nördlich von Hinterhermsdorf konnten anhand von Bohrungen, die in der Nähe der LÜ unter Granodiorit kretazische Sandsteine durchteuften, das Einfallen der Störungsfläche ermittelt werden. In den NW-streichenden Abschnitten fällt die Störung relativ flach mit 23 – 30 ° nach NE ein, in den NE-streichenden Abschnitten mit 50-53 ° nach NW ein. Das relativ steile Einfallen der LÜ setzt sich nach NE auf tschechisches Gebiet fort. Strukturdaten konnten im Kirnitzschtal an der Ostrauer Mühle innerhalb des Granodiorits und des Sandsteins gemessen werden (Abbildung 14). Die in den Schmidtschen Netzen dargestellten Störungen zeigen drei Gruppen von Störungen:

- NW-streichende, sinistrale, vermutlich oberkretazische Störungen als älteste Gruppe,
- jüngere Blattverschiebungen mit einer dextralen Komponente,
- NE-streichenden Abschiebungen.

Aus dem Zusammenwirken dieser Störungstypen ergibt sich das Modell von tektonischen Rampen und diese verbindenden Transversalstörungen. Durch diese wird die Lausitzer Überschiebung sinistral nach SW versetzt. Zum Modell der Rampen passt auch eine lokale Aufschiebung, die in der geologischen Karte der Sächsischen Schweiz postuliert wurde (Lobst, 1993). An dieser Störung an der Ostrauer Mühle werden unterturone Sandsteine auf oberturone Quadersandsteine überschoben.



**Abbildung 13: Lage und Fallrichtung der Lausitzer Überschiebung zwischen Hinterhermsdorf und der Ostrau-Mühler entlang des Kiritzsch-Baches.**



**Abbildung 14: Schmidtsche Netze mit tektonische Daten des Störungsinventars an der Ostrauer Mühle, Kiritzschthal (Störungsflächen als Kreisbögen, Harnischlineare als Pfeile).**

#### 3.2.3.2.4 Segment III: Schandau-Pirna

Zwischen dem Kirnitzschtal bei Bad Schandau und Dürrröhrsdorf nordöstlich von Pirna wird die Lausitzer Überschiebung (LÜ) durch mehrere Bachtäler geschnitten. Hier zeigt sich ein generell nordöstliches Einfallen der Störungsfläche. Im Nordwesten dieses Störungssegments werden die Kreidesedimente und die Granitoide der Lausitz durch die NE-streichenden **Borsberg-Störung** getrennt (Abbildung 15).

Am Breiten Stein südlich Dürrröhrsdorf ist die LÜ aufgeschlossen und charakteristisch ausgebildet. Am unmittelbaren Kontakt zum cadomischen Granodiorit ist die Sandsteinserie steil gestellt bis überkippt (Abbildung 16). Die Sandsteine sind vollständig silifiziert, es ist fast kein Porenraum vorhanden, die Dichte liegt mit  $2500 \text{ kg/m}^3$  ähnlich hoch wie bei dem Granodiorit. Harnische sind durch die duktile Deformation des Quarzes sehr gut ausgebildet. Die Schichtung kann nur anhand von reliktschen Fossilagen erkannt werden. Die Messwerte von Schichtung und Störungen sind in Abbildung 12 dargestellt. Rotiert man die Schichtung in ihre originale horizontale Lage zurück, zeigen die Störungen ein typisches faulting-before-buckling (Aufschiebung vor Faltung), d.h. die Störungen wurden durch SW-gerichteten Druck in den Sandsteinen zeitgleich zur Silifizierung als intra-formationelle Aufschiebung gebildet und anschließend mit der Schichtung überkippt.

Der Granodiorit des Hangendblockes ist mehrere hundert Meter parallel zur LÜ kataklastisch bis semiduktil geschiefert. Diese Deformationszone ist lokal kartierbar.

An der Wartenbergstraße nordwestlich von Hohnstein wird im Polenztal die LÜ angeschnitten. Der Aufschluss gilt als einer der klassischen Ausstriche der LÜ. Das Störungsinventar ist in Abbildung 17 dargestellt. Dem morphologischen Anschnitt durch das Polenztal nach zu urteilen, fällt die Störungsfläche etwa  $020/20$  flach nach Nord ein. Neben den flachen Aufschiebungsflächen treten im Sandstein auch NE-streichende, steil stehende Störungen mit gleichem Bewegungssinn auf. Ähnliche Fallwinkel kann man im Tiefen Grund südöstlich von Waitzdorf rekonstruieren. Hier fällt die Störungsfläche nach Morphologie mit  $035/23$  flach nach NE ein. Ähnliche Fallwinkel wurden hier bereits von Beck (1893) berichtet. Am südlichen Ende des Segmentes, nördlich von Altendorf, deutet der kartierte Ausstrich der LÜ auf ein fast senkrechtes Einfallen der Störung hin. Möglicherweise wird die LÜ durch jüngere, N-S-streichende Störungen lokal versetzt.

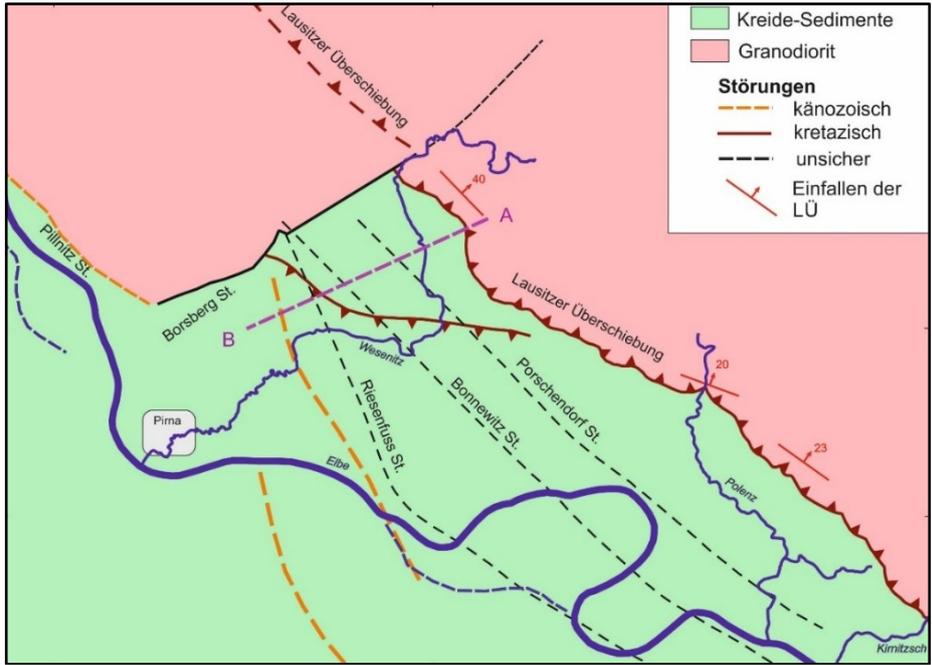


Abbildung 15: Lage der Lausitzer Überschiebung nordöstlich von Pirna.

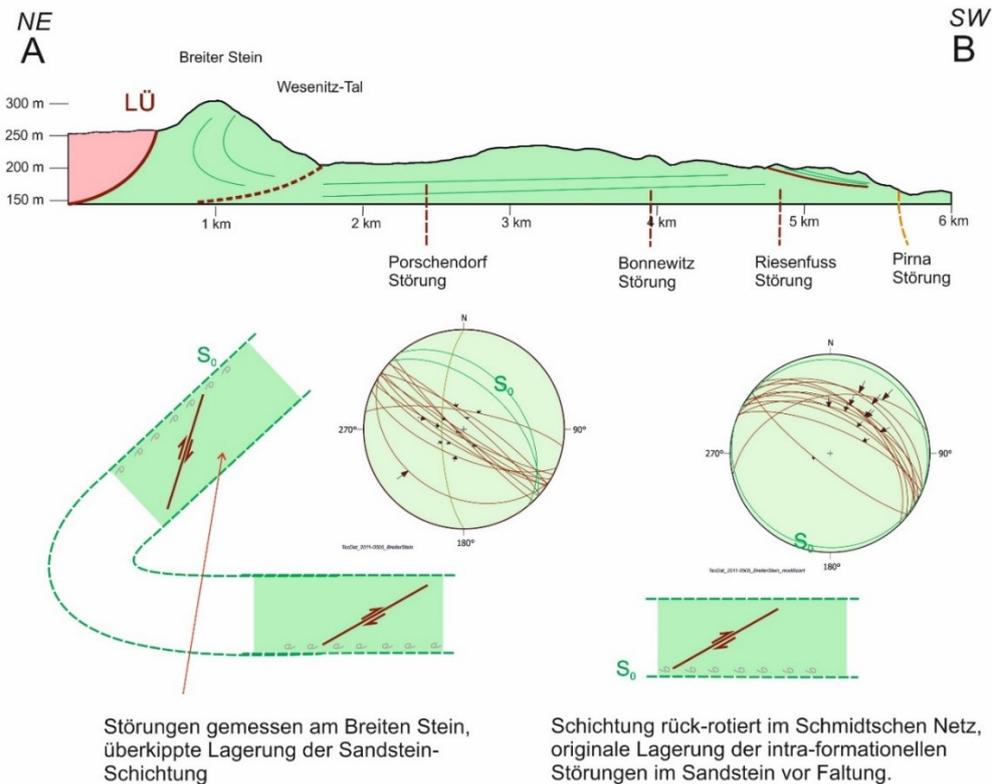
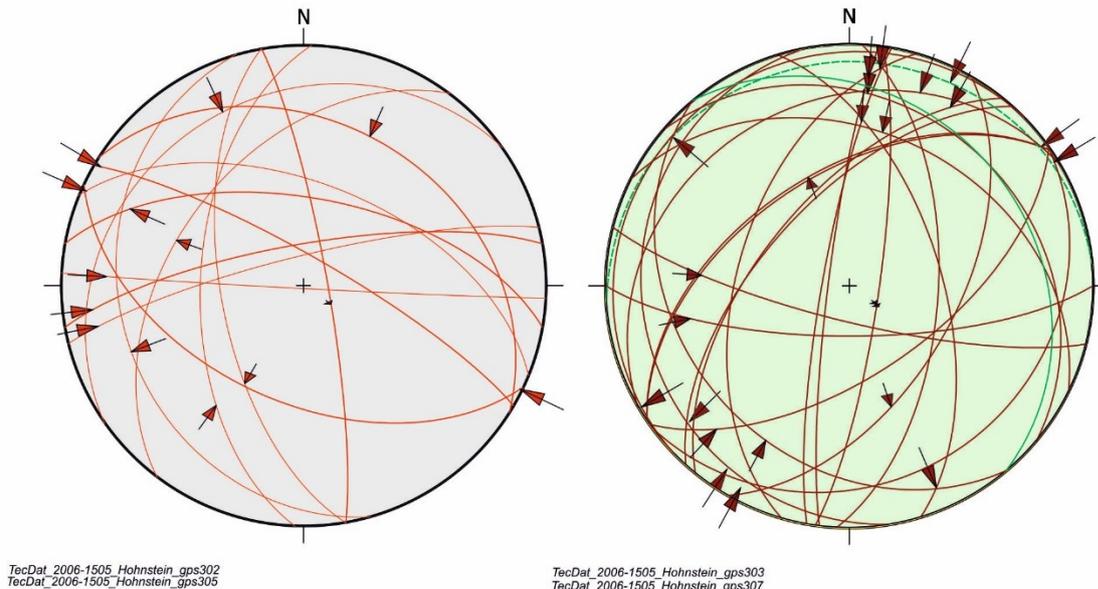


Abbildung 16: Profil durch die LÜ am Breiten Stein nordöstlich von Pirna (vierfach überhöht). Unter dem Profil sind in Schmidtschen Netzen (untere Halbkugel) links die Originalmessungen (steile Aufschiebungen) und rechts der aus überkippter Lage rückrotierte Block dargestellt. Damit ergeben sich original SW-gerichtete, mit 30 ° NE einfallende Aufschiebungen im Sandstein.



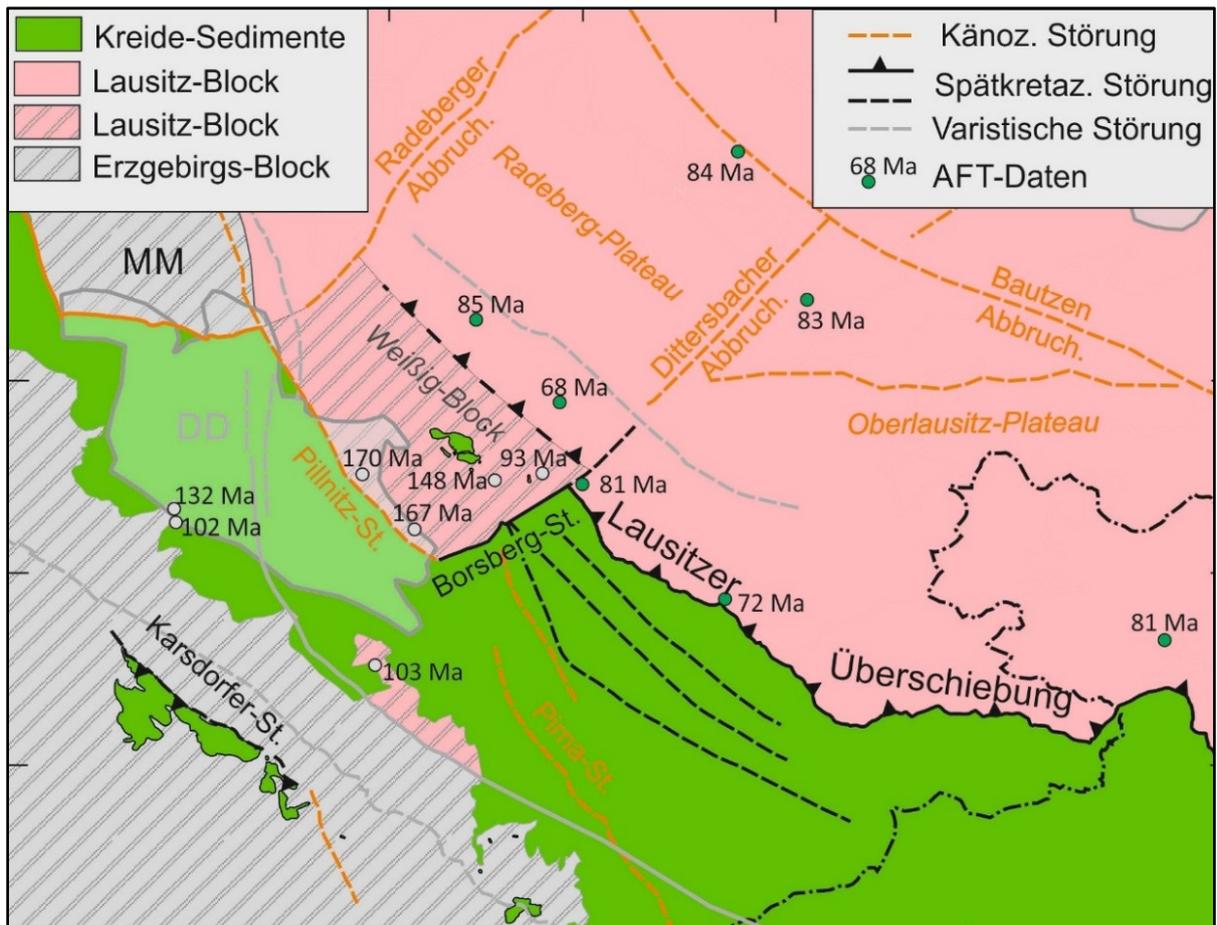
**Abbildung 17: Störungsinventar an der Wartenbergstraße bei Hohnstein. Das linke Diagramm zeigt Daten aus dem Granodiorit im Hangendblock: wenige Aufschiebungen mit einer SW-NE Kompression, stattdessen gehäuft Blattverschiebungen, Indikatoren für Extension in NW-SE Richtung. Im Sandstein (rechtes Diagramm) des Liegendblockes der LÜ treten neben NE-SW gerichteten Aufschiebungen sinistrale Blattverschiebungen gleicher Bewegungsrichtung auf.**

Eine Einordnung des Störungsalters für dieses Segment kann mit Hilfe von Spaltspur-Datierungen an Apatit (Apatite fission-track thermochronology - AFT) und stratigraphischen Daten erfolgen. AFT-Daten im Granodiorit zeigen an, wann das Gestein unter eine Temperatur von etwa 120 °C abgekühlt ist. Die Datierungen weisen auf eine Hebung des Lausitzer Blockes zwischen 80 – 75 Ma hin (Lange et al., 2008; Käßner et al., 2020). Die Hebung (und nachfolgende Abtragung) muss mindestens 2 km betragen, um in den AFT-Daten signifikant sichtbar zu werden. Das „Datum“ von 80 – 75 Ma passt gut zu den stratigraphischen Daten, nach denen die jüngsten Sedimente, auf die die Granitoide überschoben wurden, Coniac-Sandsteine sind (Niebuhr, 2018). Damit muss das Alter der LÜ jünger als 88 Ma sein.

### 3.2.3.2.5 Segment IV: Rossendorf

Nördlich der **Borsdorf-Störung** zeigen neue, detaillierte AFT-Datierungen (Käßner et al., 2020) im westlichen Teil des Lausitzer Blockes eine inhomogene Altersverteilung (Abbildung 18). Diese Altersdaten erfordern eine Revision der bisherigen Ansicht zum Verlauf der LÜ nördlich Pirna. Die bisherige Interpretation des geomorphologisch prägnanten Elbhanges bei Pirna als Fortsetzung der LÜ nach NW kann nach tektonischen Vergleichen und geomorphologischen Untersuchungen (Andreani in Stanek et al. 2016) nicht aufrechterhalten werden. Folgt man den AFT-Daten, so liegt die Fortsetzung der LÜ innerhalb des Lausitzer Blockes, nordwestlich der Borsberg-Störung. Der westliche Teil des Lausitzer Granodiorit-Massivs (am östlichen Stadtrand von Dresden) wird als Weißig-Block ausgehalten und gehört wie die liegenden Granitoide der Elbtal-Kreide zum Liegendblock der LÜ (in Abbildung 18 als Erzgebirge-Block mit cadomischen Anteilen markiert). Diese Einheiten sind daher vom AFT-Expositionsalter mit dem Erzgebirge vergleichbar (Ventura & Lisker, 2003).

Diese tektonische Stellung als Liegendblock der LÜ würde auch zwanglos die Vorkommen von flach marinem Cenoman auf dem granodioritischen Basement bei Weißig erklären. Auf diese Unstimmigkeit in der bisherigen Interpretation der Lage der LÜ machte bereits Niebuhr (2018) aufmerksam.



**Abbildung 18: Altersverhältnis der Störungen in der Umgebung von Pirna. Nach den AFT-Daten setzt sich die Lausitzer Überschiebung nicht an der Pillnitz Störung, sondern an einer noch konkret zu kartierenden Störung nördlich der Borsberg-Störung fort. MM – Meißner Massiv.**

Nach geomorphologischen Untersuchungen war die LÜ seit dem Beginn des Tertiärs nicht mehr aktiv, die morphologischen Unterschiede zwischen dem liegenden westlichen Erzgebirge-Block und dem hangenden Lausitz-Block wurden sukzessive ausgeglichen. Man kann davon ausgehen, dass etwa am Ende des Eozäns das Erzgebirge mit der Lausitz durch eine Peneplain – eine Verebnungsfläche – verbunden war. Versätze dieser als Marker-Horizont betrachteten Peneplain können deshalb durch post-eozäne tektonische Störungen erklärt werden. Nach der digitalen Analyse von Flussläufen ergibt sich ein Muster von störungsbegrenzten Plateaus, deren Höhenlagen nur um wenige Zehnermeter differieren. In der Karte von Abbildung 18 ist das an den Weißig-Block nach NE anschließende Radeberg-Plateau zu erkennen, welches im NW von dem **Radeberger Abbruch** und im SE von dem **Dittersbacher Abbruch** begrenzt wird. Der **Dittersbacher Abbruch** verläuft in Verlängerung der **Borsberg-Störung** nach NE und endet am Bautzen-Abbruch, einem markanten Höhenzug. Aus diesem Grund wurde die in früheren Arbeiten eingeführte Borsberg-Boxberg-Störung geteilt. Der südwestliche Teil verbleibt als NE-streichende Borsberg-Störung und begrenzt die kretazischen Sedimente gegen die cadomischen Granodiorite der Westlausitz. Der nordöstliche Teil in der Niederlausitz verbleibt als postulierte Boxberg-Störung. Über eine mögliche Verbindung der beiden Störungen kann nur spekuliert werden.

## 3.2.4 Känozoische Tektonik

### 3.2.4.1 Nachweis känozoischer Störungen

Der direkte Nachweis känozoischer tektonischer Störungen erfordert das Vorhandensein von känozoischen Sedimenten oder Vulkaniten, die einen entsprechenden Versatz aufweisen. Das ist möglich in den oligo- bis pliozänen Braunkohlen-führenden Sedimenten der Nieder- und Ostlausitz. Gesichert und gut dokumentiert ist die postmiozäne Absenkung der Ostlausitzer Tertiärbecken um lokal mehr als 100 m (Bräutigam, 2022).

Im betrachteten Gebiet der Elbe-Zone fehlen solche Ablagerungen oder deren Erosionsreste sind schlecht aufgeschlossen. Daraus ergibt sich der Ansatz eines indirekten Nachweises. Eine effektive Methode zum Nachweis von jungen, morphologisch wirksamen Störungen ist die geomorphologische Analyse basierend auf digitalen Höhenmodellen. Geomorphologische Untersuchungen in der Lausitz haben gezeigt, dass die Oberlausitz ein Plateau bildet, was von verschiedenen Blöcken umgeben wird (Abbildung 18). Die Hebungsbeträge der Blöcke, kalkuliert basierend auf Flussprofil-Analysen, unterscheiden sich im Zehnermeter-Bereich (Andreani et al., 2014).

Die känozoische Entstehung oder Reaktivierung von Störungen in der oberen Kruste kann möglicherweise durch Eisauflastim Pleitozän verursacht worden sein (z.B. Brandes et al., 2012, Brosig et al., 2020). Jedoch ist die glazigene, selektive erosive Ausräumung von Gesteinen und die Bildung von negativen Geländeformen (Elbtalwanne) ein negativer Effekt für die geomorphologische Interpretation. Möglicherweise überlagern sich während einer Gletscher-Periode die Merkmale einer aktiven Tektonik mit der verstärkten Erosion. Als gesichert gilt die Hebung des südlichen Elbtals mit einer geradlinigen Einschneidung des Elbtals bis Rathmannsdorf, hier scheint sich die dokumentierte Störungsstaffel der sogenannten Querstörungen im Untertage-Revier Königstein des Uran-Abbaus der Wismut GmbH durch eine sukzessive Hebung des südlichen Blockes bis an die Oberfläche auszuwirken.

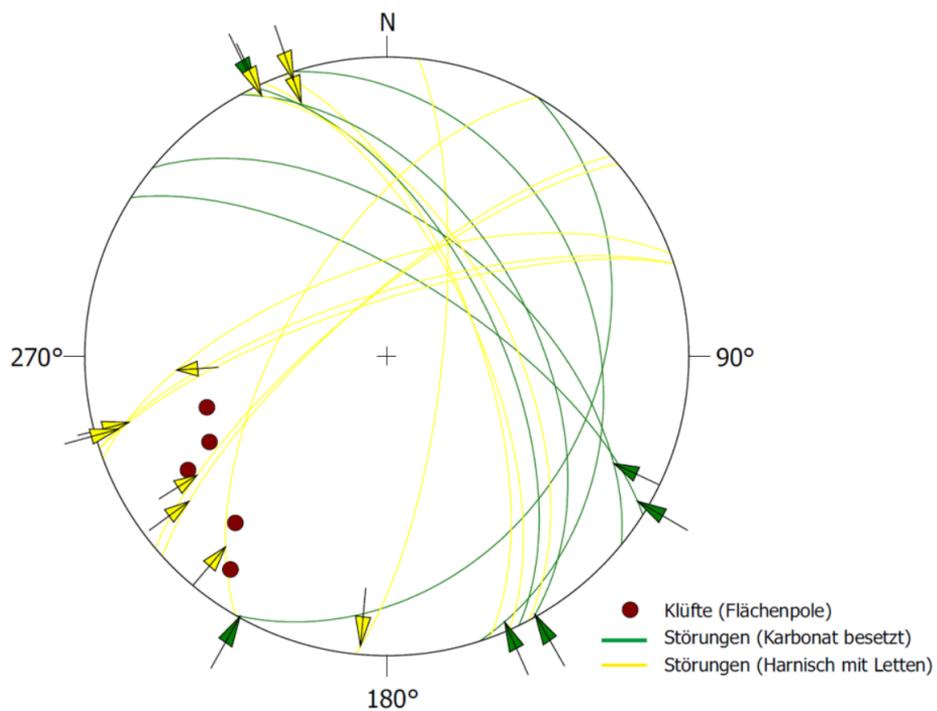
#### 3.2.4.1.1 Segment V: Pillnitz

Die **Pillnitz-Störung** zwischen Lausitzer Granodiorit und kretazischen Sandsteinen wurde bisher als Fortsetzung der LÜ betrachtet. Diese Störung weist jedoch nicht die gleichen Druck- und Temperatur-Merkmale der LÜ zwischen Breitem Stein und Zittauer Gebirge auf. Die tektonischen Daten von Aufschlüssen (Abbildung 19, Abbildung 20) in den konvexen Bachläufen (junges, nicht equilibriertes Drainagesystem) auf der östlichen Seite der **Pillnitz-Störung** zeigen NE-fallende, störungsparallele Blattverschiebungen, kombiniert mit einer engständigen Klüftung gleicher Orientierung. Senkrecht dazu sind spröde, dextrale Blattverschiebungen ausgebildet (ähnliche Richtung wie die **Borsberg-Störung**). Es handelt sich damit um „kalte“ Störungen. Zumindest die jüngsten Bewegungen müssen ein post-kretazisches Alter haben. Die Pillnitz-Störung wurde an den Rand des Abbruchs vom Lausitzer Granodiorit zu den Kreidesedimenten gezogen. Die Basis des kretazischen Sandsteins des Liegendblockes wurde etwa 400 m unter dem Niveau des Granodiorit-Plateaus im Weißig-Becken (Abbildung 5) erbohrt. Das belegt einen entsprechenden Störungsversatz. Die nicht-äquilibrierten, konvexen V-Täler des Drainagesystems des Weißig-Blocks weisen auf junge Hebungen am Elbhang bei Pillnitz hin (Andreani in Stanek 2016).

Ähnlich müssen die südlich anschließenden Versätze an der **Pirna-Störung** im Liebenthal und bei Pirna jüngeren, känozoischen Bewegungen zugeordnet werden. Der Lauf der Wesenitz wird an der Störung markant (sinistral) versetzt. Die Pirna-Störung kann sowohl morphologisch als auch durch den vertikalen Versatz der Kreideschichten belegt werden.



**Abbildung 19: Ehemaliger Steinbruch Vogelgrund bei Pillnitz: Im Aufschluss findet man zwei Störungssysteme: engständige Störungsflächen des einen verlaufen von rechts oben nach links unten. Die Störungsflächen des zweiten Systems haben einen größeren Abstand und verlaufen von links oben nach rechts unten.**

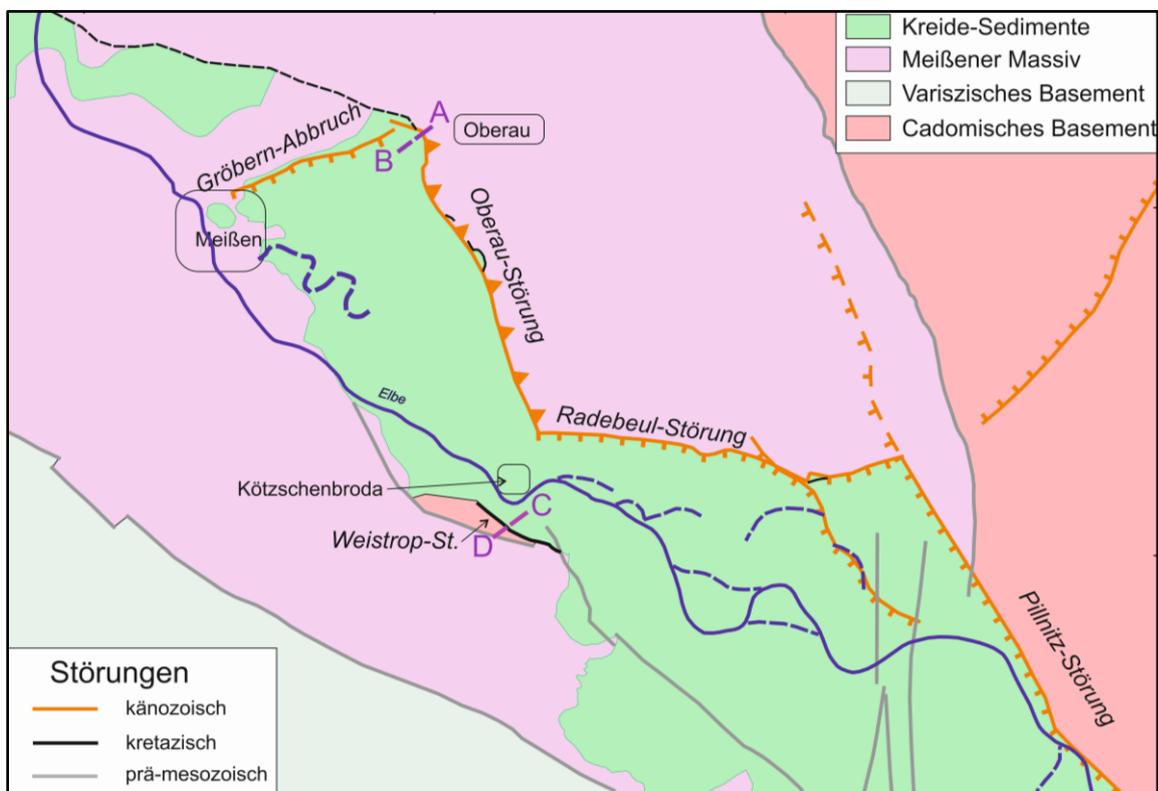


**Abbildung 20: Störungsinventar des Aufschlusses Vogelgrund bei Pillnitz. NW-streichende sinistrale strike slip Störungen werden an dextralen NE-streichenden Störungen versetzt.**

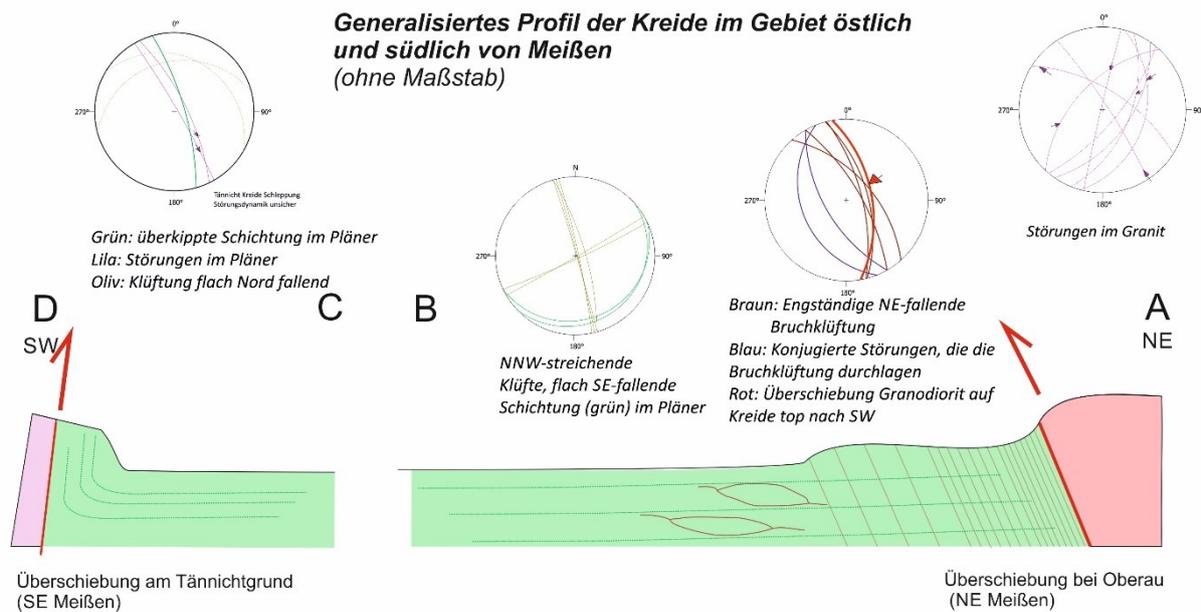
### 3.2.4.1.2 Segment VI: Oberau

Das Segment Oberau umfasst die Grenzen der Kreideverbreitung zwischen Meißen, Oberau und Kötzschenbroda am nördlichen Stadtrand von Dresden (Abbildung 21). Auch die Aufschiebung des Monzonits/Granits auf Kreide in dieser Region wurde früher als Teil der Lauitzer Überschiebung angesehen. Bereits in der Erstaufgabe der GK25 (Siegert, 1892, 1906) wurde auf den tektonischen Kontakt zwischen oberkretazischen Mergeln und dem Monzonit/Granit des Meißener Massives in Steinbrüchen an der Oberau-Störung südlich von Oberau hingewiesen: Die Kreidesenke nördlich von Dresden wird an ihren nördlichen und östlichen Flanken von Störungen begrenzt (Abbildung 21).

Nach Untersuchungen an der EUGAL-Erdgastrasse zeigt sich bei Oberau eine SW-gerichtete Aufschiebung des nur schwach gestörten Granits des Meißener Massives auf kretazische Pläner-Mergel, die an dieser Stelle in einem Bereich von etwa 20 m eine intensive störungsparallele Schubklüftung aufweisen (Abbildung 22, Abbildung 22). Nur direkt an der Störung wurde der Mergel überkippt und an einer mehrere dm-mächtigen Kataklysezone vom Granit überfahren (Abbildung 22).



**Abbildung 21: Kreide-Verbreitung im Segment Oberau. Die Ostflanke des Kreidebeckens ist durch vermutlich kanozoische Störungen begrenzt. Die in Abbildung 22 dargestellten Profile bei Oberau und südlich der Elbe bei Niederwartha sind mit Buchstaben gekennzeichnet.**



**Abbildung 22: A-B: Profil Oberau, SW-vergente Überschiebung von Granit des Meißener Massivs auf kretazischen Mergel Oberau. C-D: Profil Niederwartha, NE-vergente Aufschiebung von Gneisen des Coswiger Komplexes auf kretazische Kalksandsteine, die Sandsteine sind überkippt, Legende siehe Abbildung 21. Die Schmidtschen Netze, untere Halbkugel, zeigen Schicht-, Kluft- und Störungsflächen (Kreisbögen) sowie Harnischlineare der Störungen (Pfeile)**

Diese thermisch „kalte“ Störung ist in einem höheren krustalen Niveau als die klassische LÜ ausgebildet worden. Lokal werden scheinbar noch pleistozäne Schichten durch die Störung abgeschnitten. Auf eine sehr junge tektonische Bewegung weisen auch die morphologische Geländekante entlang der Störung und die jungen V-förmigen Täler, ausgehend vom Monzonit des östlich anschließenden Plateaus, hin. Auf Grund der schlecht erhaltenen Aufschlüsse kann eine känozoische Reaktivierung von spätkretazischen Störungen nicht eindeutig belegt aber auch nicht ausgeschlossen werden. Dasselbe gilt für die E-W streichende **Radebeul-Störung**, an welcher lokale „Störungskeile“ von cenomanem Sandstein aufgeschlossen sind (Niebuhr, 2018). Im Norden wurde anhand einer geomorphologischen Interpretation der **Gröbers-Abbruch** postuliert. Im Südwesten ist die **Weistrop-Störung** (Abbildung 21) als spätkretazische, NE-vergente Störung nachgewiesen. Der weitere Verlauf der Störung im nordwestlichen Streichen ist nicht gesichert. Im Unterschied zu den südlich anschließenden Segmenten der LÜ fällt die Cenoman-Basis im Gebiet flach nach Ost von 120 m NN auf lokal -20 m NN ein. In den südlich anschließenden Segmenten werden direkt an der LÜ Teufen der Kreidebasis von bis zu -300 m NN erreicht.

Nach dem thermischen Milieu (Quarz war nicht mobil), der gering-mächtigen Deformationsfront und unter dem Vorbehalt einer känozoischen Aktivität, scheinen die Oberau- und Radebeul-Störungen nicht zum System der LÜ zu gehören.

Im Gegensatz dazu sind auf der südwestlichen Elbseite NE-vergente Störungen ausgebildet: An der Weistrop-Störung sind kretazische Sandsteine von Gneisen des Coswig-Komplexes überfahren worden und haben diese überkippt (Abbildung 21). Eine ähnliche Dynamik wird für die **Karsdorfer Störung** (Fehler! Verweisquelle konnte nicht gefunden werden.) angenommen.

### 3.2.4.2 Alter der Störungsaktivität im Elbtal

Zur Kontrolle der Störungsaktivität wurden entlang des Elbtals Proben an tertiären Vulkaniten genommen und aufbereitet (Abbildung 23, Tabelle 1).

Auf der östlichen Seite sind das die Vorkommen:

- Probe 111104C, Basanit, Zittauer Gebirge, südlich Hartha (Hangendblock der LÜ im Granodiorit);
- Probe 130814A, Basanit, Krasna Lipa (Liegendblock der LÜ im Sandstein);
- Probe 100630A, Basanit, Pinsenberg bei Altendorf (Hangendblock der LÜ im Granodiorit);
- Probe 181204A, Basanit, Burg Stolpen (auf Klotzsche-Stolpen-Störung im Granodiorit);

Westlich der Elbe sind die Proben in der Elbetal-Kreide verteilt. Hier geht es auch um die Prüfung der durch frühere K/Ar-Datierungen auftretenden spätmiozänen Alter der Basanite:

- Probe 160708C, Basanit, südlich des Zirkelsteins, kleine Intrusion in kretazischen Sandstein;
- Probe 160921A, Basanit, Cottaer Spitzberg, kleine Intrusion in kretazischen Sandstein;
- Probe 211204A, Basanit, Ascherhübel im Tharandter Wald, Schlot im kretazischen Sandstein;

Aus den Ergebnissen können zwei allgemeine Aussagen getroffen werden:

- Alle untersuchten Proben zeigen ein Alter zwischen 30 – 34 Ma (Eozän und Oligozän). Damit kann das Vorkommen eines miozänen Vulkanits am Cottaer Spitzberg widerlegt werden. Die datierte Amphibol-Fraktion zeigt ein höheres Alter durch höhere Schließungstemperaturen als die Proben des Gesamtgesteins. Die Probe des Ascherhübels ergab auf Grund von scheinbar ungeeignetem Probenmaterial keinen Messwert. Alle anderen Proben sind innerhalb des Fehlers fast gleichalt.
- Die Proben sind ungestört, durchschlagen die postulierte Störungsfläche der LÜ und der Klotzsche-Stolpen-Störung und zeigen somit, dass diese etwa 30 Ma nicht mehr nennenswert tektonisch aktiv waren.



**Abbildung 23: Lage der Probenahmepunkte für die Ar/Ar-Datierung an tertiären basischen Vulkaniten im Bereich des Elbtals und der Lausitzer Überschiebung.**

**Tabelle 1: Ergebnisse der Ar/Ar-Datierungen an Basaniten der Elbe-Zone (WR - whole rock - Gesamtgestein, Hbl – Amphibol).**

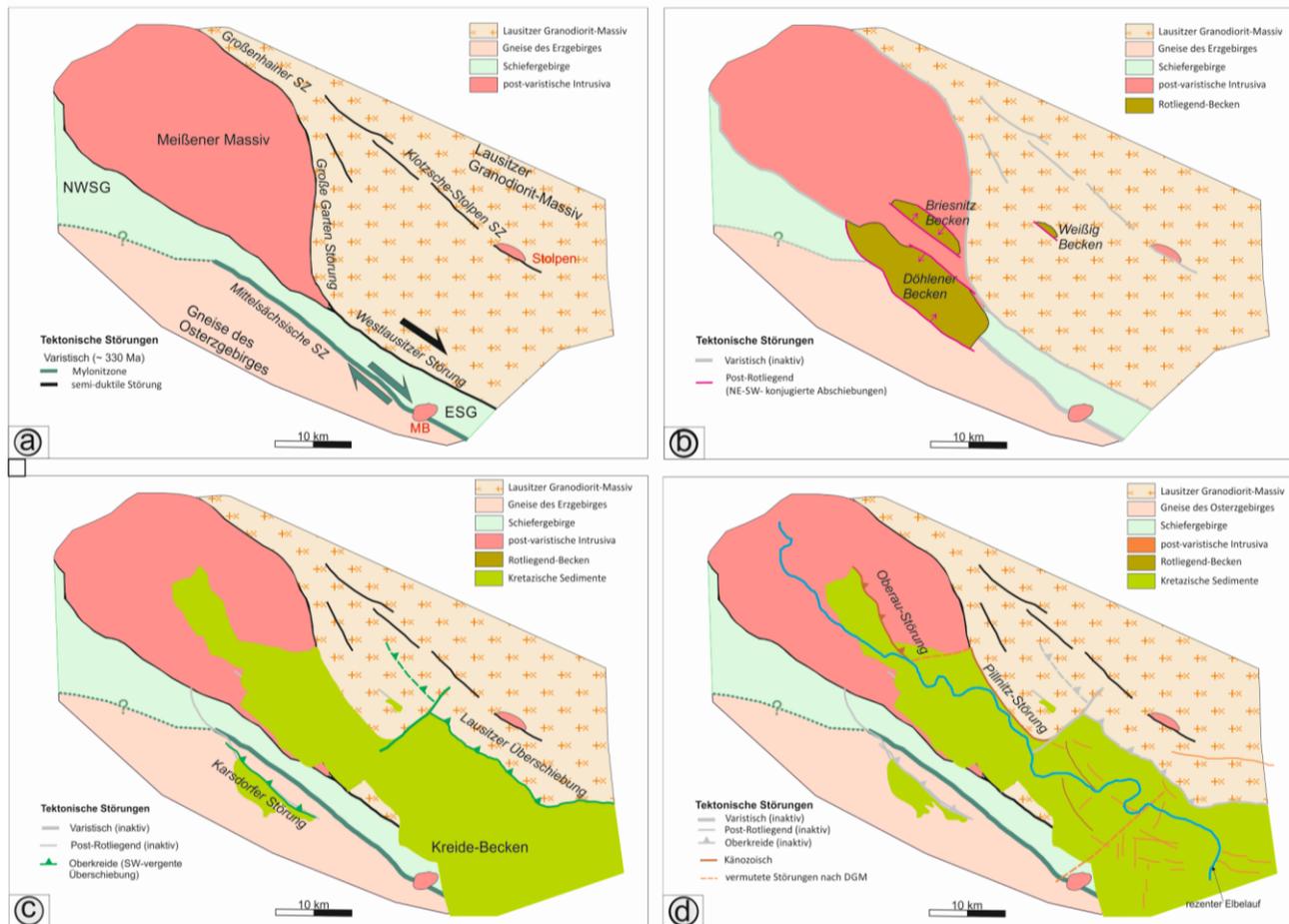
Probe	Lokalität	Min	WPA [Ma]	$\pm 1\sigma$	MSWD	IIA [Ma]	$\pm 1\sigma$	MSWD	Age [Ma]	$\pm 2\sigma/1\%$
160708C	Zirkelstein	WR	32.12	0.18	0.86	30.6	1.1	0.34	30.6	2.2
160921A	Cottaer Spitzberg	Hbl	--	--	--	34.33	0.29	9.8	34.3	1.8
160921B	Cottaer Spitzberg	WR	37.17	0.10	0.95	37.15	0.11	1.6	37.15	0.37
211202A	Ascherhübel	WR	--	--	--	--	--	--	no age	
181204A	Stolpen	WR	31.4	0.05	42,5	32,32	1.1		32.0	1.0
100630A	Pinsenberg	WR	31.54	0.3	1.7	34.5	5.1	13	31.54	0.3
130814A	Krasna Lipa	WR	32.3	0.11	5.9	33.26	0.34	0.28	33.3	0.3
111104C	Hartha	WR	30.43	0.23	0.7	30.12	0.8	0.92	30,1	0.8

### **3.3 Zusammenfassung der tektonischen Aktivität im südlichen Teil der Elbe-Zone**

Das Gebiet zwischen Hrensko/Schmilka und Riesa wird in der Literatur auf Grund der tektonischen und morphologischen Merkmale häufig als Elbe-Zone bezeichnet. Diese Bezeichnung hat auch Eingang in die überregionale Literatur als Bezeichnung für transregional postulierte Störungszonen (z.B. Meier et al., 2016; „Elbe-Linie“) gefunden. Diese Trennlinie zwischen geotektonischen Einheiten, den metamorphen Komplexen des Erz- und Granulit-Massivs und dem nicht-metamorphen Lausitz-Block, kann man vor allem im ausgehenden Variszikum belegen (Abbildung 24). Von SW nach NE kann man dextrale Blattverschiebungen zwischen den metamorphen variszischen Einheiten und den cadomischen Gesteinen des Lausitz-Blockes kartieren:

Im SW trennt die Mittelsächsische Störung mit breiter Mylonitzone die amphibolitfaziellen Gneise des Osterzgebirges von den grünschieferfaziellen Schiefergebirgsgesteinen. Die Westlausitzer Störung trennt cadomische Gesteine von den Schiefergebirgen. Auch diese Störung weist eine mehrere Zehnermeter mächtige, semiduktile Deformationszone auf. Störungen mit ähnlichem Deformationserscheinungen und Bewegungssinn sowie aufsitzenden Quarzgängen findet man im Lausitzer Block in Abständen von wenigen Kilometern. In Abbildung 24a ist Klotzsche-Stolpen Störungzone dargestellt, die parallel zur WLS sowohl bei Klotzsche als auch im Stolpener Stockgranit als Mylonitzone ausgebildet ist.

Nach tiefgreifender Erosion der beiden Blöcke sind alle nachfolgenden tektonischen Ereignisse Ausdruck der jeweils herrschenden Spannungszustände in der oberen Kruste. Frühmesozoische SW-NE gerichtete Extension (Abbildung 24b) wechselt zu spät-mesozoischer NE-SW gerichteter Kompression (Voigt, 2009; Voigt et al., 2021) (Abbildung 24c). Durch diese tektonischen Deformationen bildeten sich im frühen Mesozoikum Becken, in denen die permischen Ablagerungen mehr oder weniger vollständig konserviert wurden (Beispiel Döhlen-Becken). Im späten Mesozoikum sind die regionalen Kompressionszonen jedoch nicht ausschließlich auf die trennende Zone zwischen den variszischen Basement-Blöcken beschränkt. Zeugen dieser Deformation sind neben der Lausitzer Überschiebung auch die Halle-Störung und der Lausitzer Hauptabbruch. Auf dem Liegendblock der Störungen bildeten sich reliktsche Becken (z.B. Sächsisches Kreidebecken), in denen zumindest die basalen stratigraphischen Einheiten erhalten blieben. Als jüngste, neogene Deformation verlaufen Störungen diskordant zu allen älteren tektonischen Elementen und zeigen ein spät-alpines oder pleistozänes Spannungsfeld an (Abbildung 24d). Deshalb ist die eingangs zitiert Definition der „Elbe-Zone“ von Franke (2020) zu korrigieren und neu, zeitbezogen zu fassen.



**Abbildung 24: Tektonischen Aktivitätsphasen in der Elbe-Zone. a: Syn- bis spät-variszische Deformation entlang dextraler Blattverschiebungen (grünschieferfaziell an der MiS, schwach-metamorph an der WLS und zugehörigen Parallelstörungen), Granite als wichtige zeitliche Marker der Störungsaktivität (MB – Markersbacher Granit). b: Früh-mesozoische Abschiebungen begrenzen die rezenten Rotliegend-Becken. c: Spät-mesozoische Aufschiebungen, die transregional das Basement mehrere Kilometer gegen mesozoische Sedimente aufschieben (LÜ, Karsdorfer Störung). d: Känozoische Störungen, lokal werden wahrscheinlich ältere Störungen reaktiviert. Die LÜ ist inaktiv. Die jüngsten Störungen und glazigene Erosion beeinflussen die Bildung des Drainagenetzes.**

# 4 Störungen in Nordwestsachsen

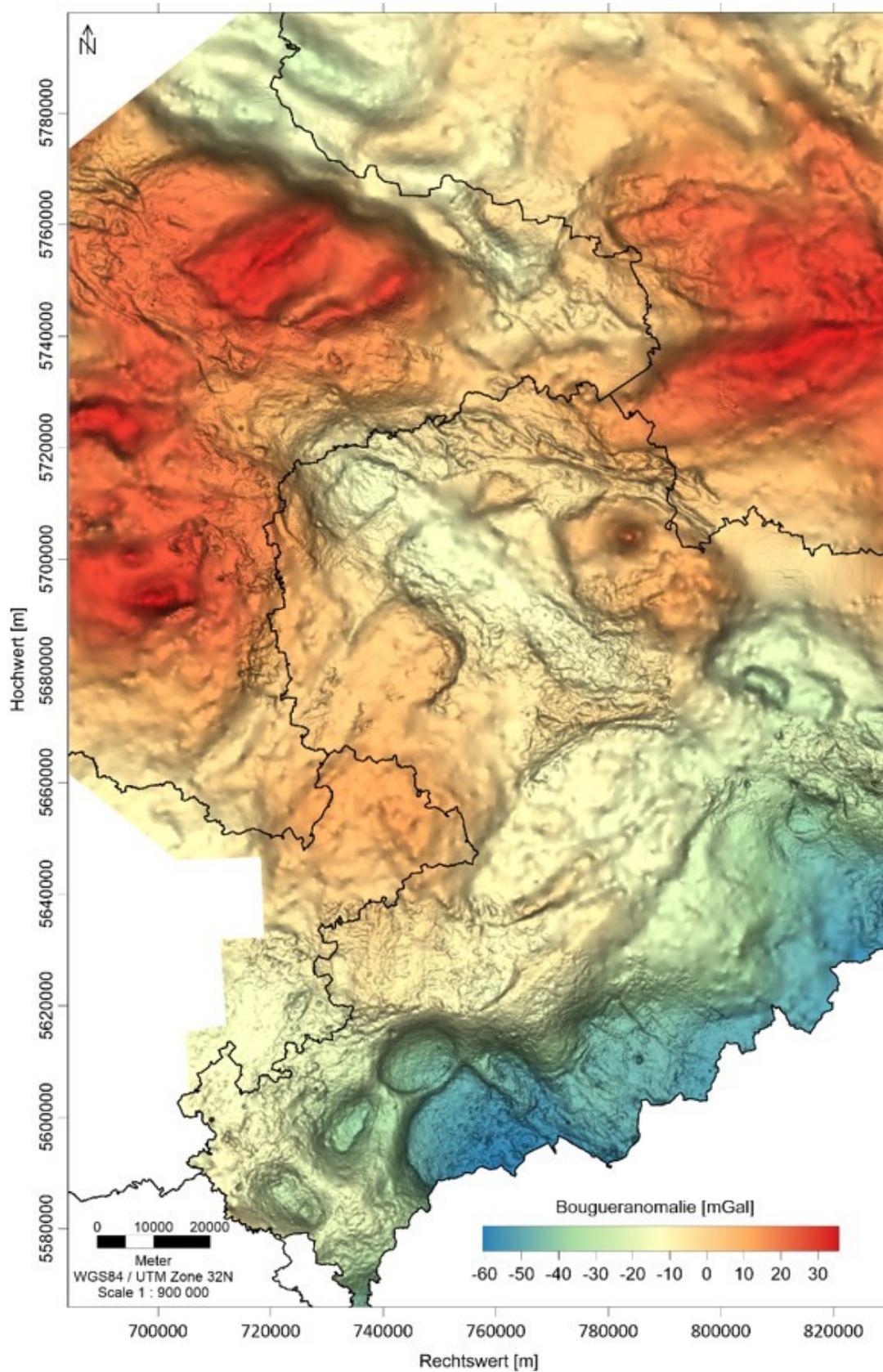
## 4.1 Geologische Situation in Nordwestsachsen

In Nordwestsachsen wird das Basement von cadomischen Einheiten der Leipzig-Lausitz-Gruppe gebildet, an welche nach Norden, in Brandenburg und Sachsen-Anhalt, die Gesteine der südlichen Phyllitzzone und der Mitteldeutschen Kristallinzonen anschließen. Dieses Basement ist großflächig von permischen und mesozoischen Gesteinen bedeckt. Lokal stehen sowohl cadomische Gesteine als auch ihre mesozoische Bedeckung an der Oberfläche an, der überwiegende Teil dieses Gebietes trägt aber eine känozoische Sediment-Bedeckung. Dank der Tiefbohrungen verschiedener Erkundungskampagnen (Metallogenie des Grundgebirges der DDR) und einer flächendeckenden gravimetrischen und magnetischen Vermessung im Maßstab 1:50.000 konnten Karten der prä-känozoischen Oberfläche dargestellt werden (Kampe et al., 1990). Die Mehrdeutigkeit der Daten und daraus resultierende Schwierigkeiten bei ihrer Interpretation werden exemplarisch von Mueller et al. (2021) demonstriert. Auf Grund der geringen Zugänglichkeit ist der direkte Nachweis von Störungen, Alter und Kinematik nicht möglich. Man muss deshalb auf Analogien aus der gut untersuchten Umgebung zurückgreifen. Deshalb wurden alternativ die durch Kupferschieferbergbau sehr gut aufgeschlossenen mesozoischen und tertiären Gesteine des Harzvorlandes betrachtet (Blei 1964, 1998; Kammholz et al., 1989). Hier treten einige Phänomene auf, die beispielgebend in die Interpretation der sächsischen Gebiete einbezogen werden können.

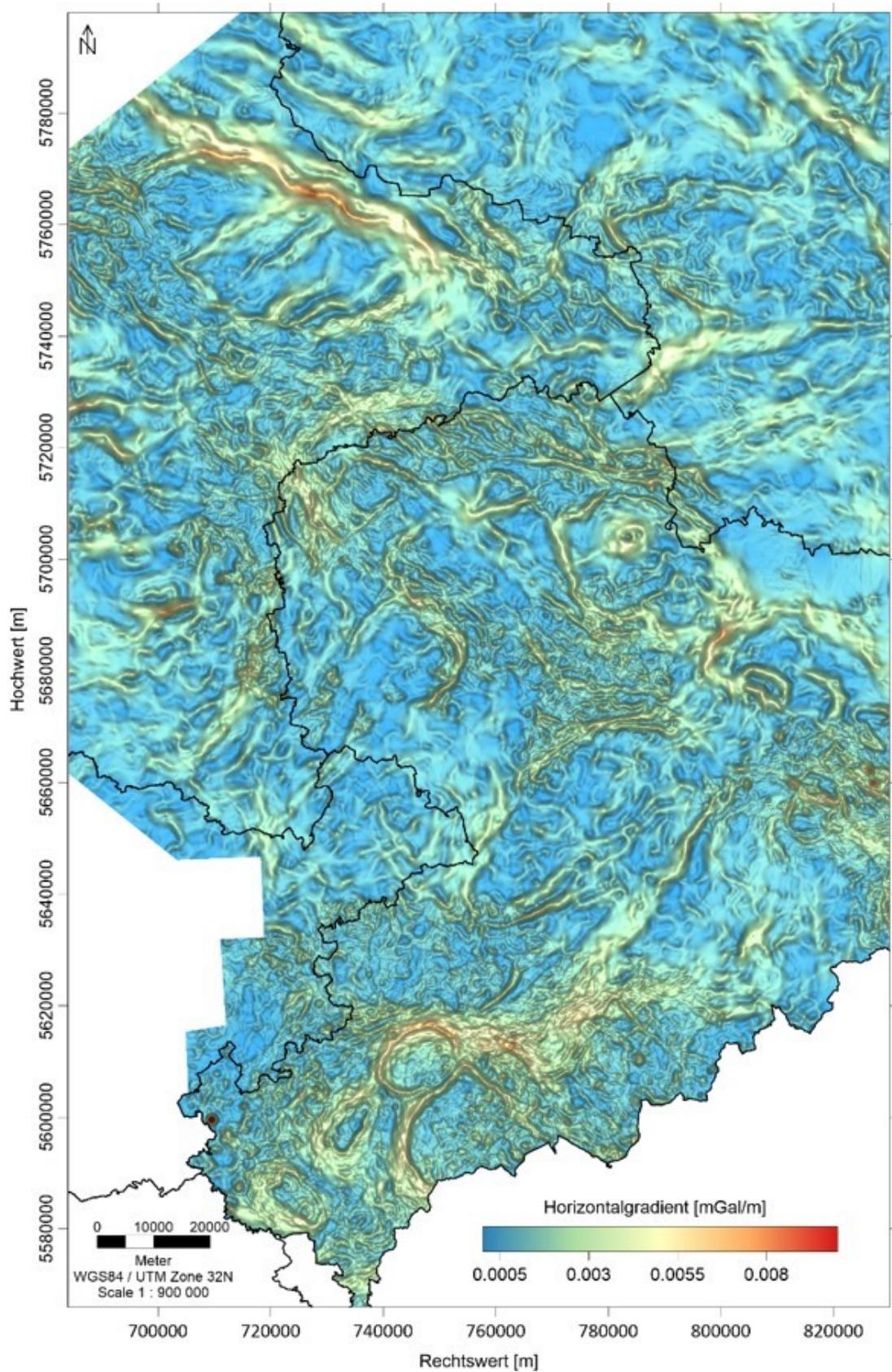
Das Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt (LGB Halle) stellte zwei Karten der interpretierten gravimetrischen Daten des südlichen Sachsen-Anhalts und großer Teile des nördlichen und westlichen Sachsens zur Verfügung, die von Dr. Christian Olaf Müller (Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt) nach Mueller et al. (2021) berechnet wurden. Die Karte der Bougueranomalie (BA – Abbildung 25) zeigt die regionale Schwere-Verteilung und entsprechende Schwereflanken. Die Karte des Horizontalgradienten (HI) der Bouguerschwereanomalie (Abbildung 26) zeigt die Übergänge zwischen Gebieten einheitlicher Schwere mit häufig linearem Verlauf. Die Anomalien des HI können als Hinweis auf Störungen im prä-känozoischen Basement interpretiert werden. Andererseits können kleinräumige Muster des HI auf die Verbreitung von Gesteinen hinweisen. So können bestimmte ("wurmartige") Muster des HI in flächiger Ausdehnung eine mutmaßliche Verbreitung von (Zechstein-) Salinaren oder kleinräumige Faltungen von dünnenschichtigen Gesteinen anzeigen. Die Verbreitung von typischen Merkmalen der HI kann als Hinweis auf die Verbreitung eines Salinars im Düben-Torgauer Becken interpretiert werden. Ähnliche Phänomene im Gebiet der westlichen NW-Sächsischen Caldera sowie zwischen Granulit-Massiv und Caldera können möglicherweise auf einen Faltenbau in paläozoischen Sedimenten zurückgeführt werden.

Für die östlichen Teile von Sachsen wurde ergänzend die Karte der Bougueranomalie der Lausitz zur Interpretation von Störungen benutzt.

Die Karten der BA und HI wurden in Kombination mit geologischen Daten benutzt, um die Wahrscheinlichkeit von Störungen zu prüfen. Als Beispiel ist weiter unten die Herzberg-Störung (Brandenburg) aufgeführt, um die Mehrdeutigkeit der Interpretation zu illustrieren.



**Abbildung 25: Karte der Bouguerschwereanomalie für SE-Sachsen-Anhalt und Westsachsen (Bouguerschwereanomalie berechnet von Dr. Christian Olaf Müller (Landesamt für Geologie und Bergbau Sachsen-Anhalt) nach Mueller et al. (2021).**

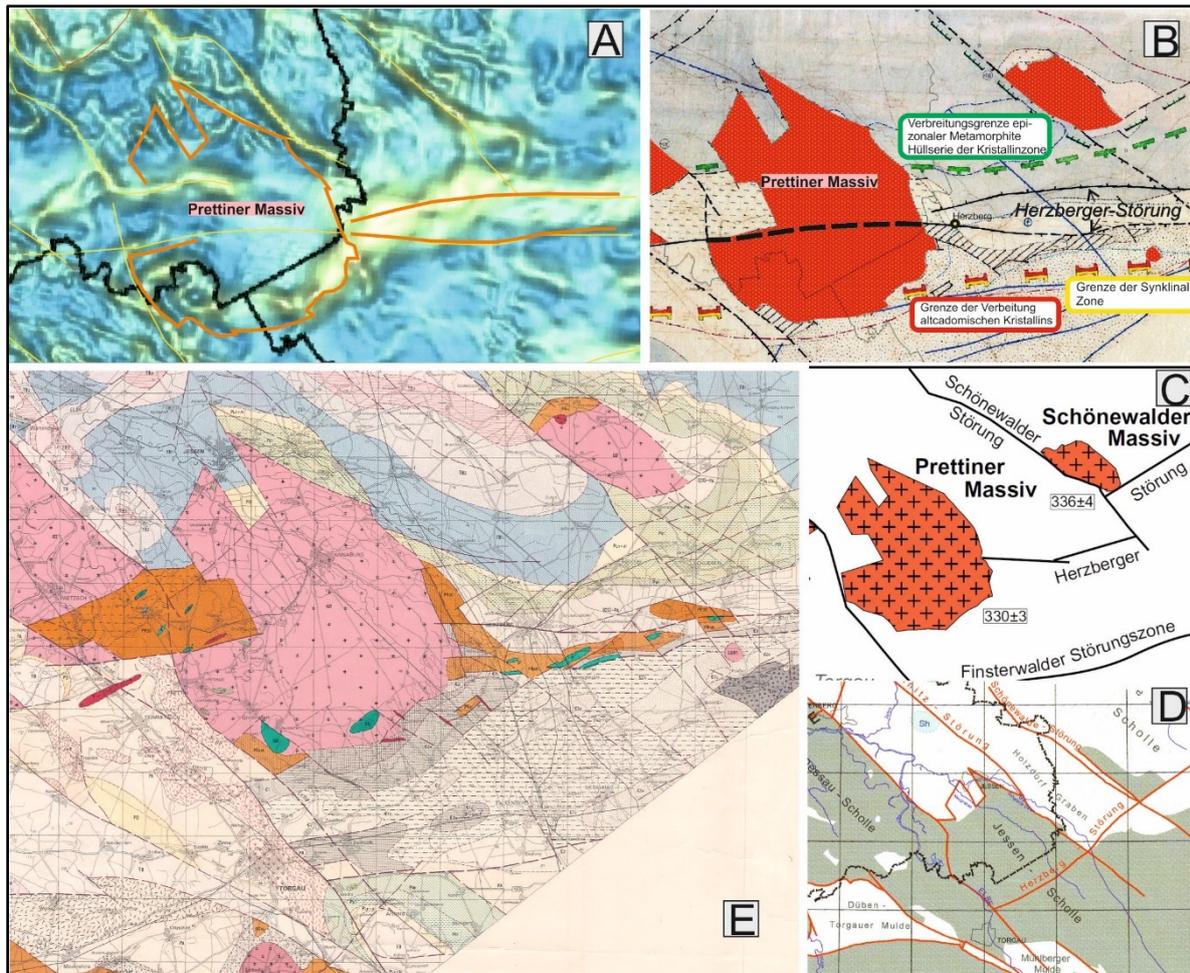


**Abbildung 26:** Karte des Horizontalgradienten der Bougerschwereanomalie für SE-Sachsen-Anhalt und Westsachsen (berechnet von Dr. Christian Olaf Müller Landesamt für Geologie und Bergbau Sachsen-Anhalt) nach Mueller et al. (2021).

## 4.2 Interpretation von Störungen in Nordwestsachsen

### 4.2.1 Herzberg-Störung

Die **Herzberg-Störung** ist eine vermutete Störung, die in mehreren Publikationen in unterschiedlicher Weise erwähnt und dargestellt wird (Abbildung 27B, C, D, E). Sie soll deshalb, auch weil sie zum größten Teil auf brandenburgischem Gebiet ausgehalten wird, exemplarisch vor allen anderen beschrieben werden. Die Herzberg-Störung geht auf die Interpretation von Anomalien geophysikalischer Potentialfelder östlich des Prettiner Massives zurück (Kampe et al., 1990; Abbildung 27B): „das deutlich E-W ausgerichtete Schweremaximum von Herzberg“, eine entsprechend E-W verlaufende „Schwereflanke“ sowie ein „annähernd Ost-West streichender Zug positiver magnetischer Anomalien“, die als Herzberg-Bornsdorfer Achse oder Drehna-Herzberg-Hohnsdorfer Zone bezeichnet wurden. Auf Grund der vollständigen känozoischen Bedeckung des Gebietes sind keine Aufschlüsse und damit keine Angaben zur Kinematik und Raumlage der vermuteten Störung bekannt. Permo-karbone und mesozoische Sedimente greifen diskordant auf älteres Basement über (Abbildung 27E). Die Anomalie in der Karte der HI (Abbildung 27A) endet an den östlichen und südöstlichen Grenzen des Prettiner Massives. Eine Verlängerung der Herzberg-Störung nach Westen ins Prettiner Massiv hinein (Abbildung 27B) entbehrt damit einer geophysikalischen Grundlage. Die beiden Zweige der als „konjugiertes?“, N- und S-abschiebendes Störungspaar dargestellten Herzberg-Störung begrenzen eine E-W streichende gravimetrische Hochlage. Diese Anomalie kann nicht durch die in der geologischen Karte aufgenommenen Sedimente erklärt werden. Vielleicht haben auch die in der geologischen Karte (Abbildung 27E) eingezeichneten basischen Intrusiva eine größere Verbreitung und verursachen so eine magnetische und gravimetrische Anomalie. Möglich erscheint die Interpretation der Anomalie als südvergente Überschiebung der metamorphen Einheiten der Mitteldeutschen Kristallzone auf cadomisches Basement, als Grenze zwischen Phyllit-Zone und cadomischem Lausitz-Block. Die Darstellung einer „Herzberg-Störung“, die mesozoische Sedimente durchschlägt, erscheint unter diesen Bedingungen wenig begründet.



**Abbildung 27: Lage der Herberg-Störung östlich des Prettiner Massives: (A) – über dem Ausschnitt der Karte des HI (aus Abb. 15); (B) – aus der tektonischen Interpretation Kampe et al. (1990); Interpretation der Herberg-Störung nach (C) – Franke (2020) und (D) – Beutler (2001); (E) – Ausschnitt der Geologischen Karte aus Kampe et al. (1990).**

Im Folgenden werden einige markante Störungen und tektonische Strukturen des Grenzgebietes zwischen dem Freistaat Sachsen und Sachsen-Anhalt von Ost nach West betrachtet (Abbildung 28).

## 4.2.2 Torgau-Finsterwalde-Störung

Diese insbesondere nach gravimetrischen Indikationen interpretierte ENE-WSW streichende Störungszone im Nordabschnitt des Lausitzer Blocks bildet die Südflanke des Schwerehochs von Hillmersdorf-Sonnawalde und zugleich die Südflanke der Grundgebirgseinheit der Doberlug-Torgau-Delitzsch-Zone (Abbildung 28). Kinematik und Versatz an dieser Störung sind schlecht belegt. Die Aufschlüsse beschränken sich auf einige Kartierungsbohrungen in kambrischen Schichten und die Erkundung der Steinkohlen im Becken von Doberlug-Kirchhain. Die als Aufschubung in der GK100 der Lausitz (Kozdrój et al. 2001) eingezeichnete Störung zeigt in kambrischen Schichten einen entsprechenden Versatz, im diskordant auflagernden Karbon ergibt sich nur eine geringfügige Aufschubung nach Süd.

Interessant erscheinen die Verhältnisse im Übergang zur Westlausitzer Störungszone (WLS). Hier werden in der GK100 Lausitz zwei NW-streichende Grabenstrukturen angegeben, die durch NE-

streichende Störungen versetzt werden, wobei die Kinematik dieser Störungen unklar bleibt. Folgt man den Indikationen des gravimetrischen Horizontalgradienten, sollte die Konfiguration der Becken in der Kartendarstellung überprüft und gegebenenfalls vereinfacht werden.

### 4.2.3 Holzdorfer Graben

Der **Holzdorfer Graben** ist eine NW-SE gestreckte Beckenstruktur, die im Nordosten vom Schönwalder Massiv und im SW durch das Prettiner Massiv begrenzt wird. Beide Massive gehören zu einer Gruppe von spät-variszischen Intrusivkörpern mit Altern um 333 Ma. Nach dem Dichtemodell der Region (Mueller et al., 2020) könnten sowohl das Schmiedeberger, das Pretzcher als auch das Prettiner und Schönwalder Massiv zu einem einheitlichen variszischen Pluton gehören ähnlich dem Meißener Pluton im SE der Elbe-Zone. Die Prettiner und Schönwalder Magmatite intrudierten in proterozoische bis kambrische Sedimente, beide Gesteinsgruppen bilden das Basement für diskordant überlagernde karbonische bis mitteltriassische stratigraphische Einheiten.

Die **Schönwalder Störung** an der SW-Flanke des gleichnamigen Massives wird von Kampe et al. (1990) als Abschiebung interpretiert, welche eine flache Synklinale aus oberpermischen bis mitteltriassischen Sedimenten schneidet. Damit liegt der vertikale Versatzbetrag an der Störung über 500 m. Nach SE spaltet sich die Störung in zwei Zweige auf, die eine Scholle von Zechstein-Sedimenten umschließen.

Die **Schweinitzer Störung** an der östlichen, NW-streichende Flanke des Prettiner Massives spaltet sich im NW ebenfalls in zwei Zweige auf, die Zechstein-Sedimente umschließen. Der Verlauf der Störung ist weniger markant, der Ostzweig ist vor allem nach der Karte des Horizontalgradienten eingetragen, der Westzweig folgt dem Kontakt des Prettiner Massives. Nach dem Ausstrich der stratigraphischen Einheiten kann die Schweinitzer Störung als Abschiebung mit geringem Versatz betrachtet werden. Das Alter der Störungen wird mit mittel- bis obermesozoisch geschätzt.

### 4.2.4 Torgau-Schmiedeberger Scholle (TSS)

In der Torgau-Schmiedeberger Scholle dominieren unterpermische Sedimente und Vulkanite. Die Scholle wird SW-konvexen Störungen begrenzt. An der nordöstlichen Flanke der Scholle schließt sich die **Torgauer Störung** in nordwestlicher Richtung an die Westlausitzer bzw. die **Großenhainer Störung** an und gehört mit ihren variszischen Anteilen zum System der Westlausitzer Störungszone (WLS). Die Torgauer Störung ist nach gravimetrischen und geologischen Indikationen neu gezeichnet worden. Sie begrenzt die Doberlug-Torgau-Delitzsch-Zone und das Prettiner Massiv nach Westen bzw. SW. Nach Norden vermitteln kleinere, unbenannte Störungen zur **Wittenberg-Störung**. Das Einfallen der Störungsfläche wird als mittelsteil nach NE angenommen, so dass eine Aufschiebung der kambrischen Sedimente der Doberlug-Torgau-Delitzsch-Zone auf unterpermische Sedimente und Vulkanite der Torgau-Schmiedeberger Scholle erklärt werden kann.

Die **Torgau-NW Störung** zweigt von der Torgauer Störung ab und umschließt im SW die Torgau-Schmiedeberger Scholle. Die unterpermischen Sedimente und Vulkanite werden an der Torgau-NW Störung gegen die unter- bis mitteltriassischen Sedimente des Düben-Torgauer Beckens relativ gehoben. Nach der NE-konkaven Form des Ausstriches der Störung wird wie bei der Torgauer Störung eine Aufschiebung nach SW angenommen. Das Alter der Torgauer als auch der Torgau-NW Störungen wird mit mittel- bis obermesozoisch geschätzt.

## 4.2.5 Düben-Becken

Das Düben-Becken wird im Osten von **der Torgau-NW Störung** begrenzt. An der gesamten Südflanke des Beckens werden oberpermische bis mitteltriassische Sedimente von der Delitzsch-Torgau-Störung abgeschnitten. Im Norden lagern die Sedimente diskordant auf oberkarbonen Sedimenten. Die diskordante Auflagerung und die Verjüngung der stratigraphischen Alter der kartierten Sedimente in Richtung der Störung könnte auf eine N-gerichtete Abschiebung an der **Delitzsch-Torgau-Störung** hinweisen. Der südliche Liegendblock der Abschiebung besteht aus oberkarbonen Vulkaniten. Das bis an die **Bitterfeld-Wermsdorfer Störung** im Westen reichende Perm-Trias-Becken wird im westlichen Teil von einer N-S streichenden Aufragung aus permischen Vulkaniten unterbrochen. Der Vulkanitrücken als auch der nach Westen anschließende **Bitterfelder Graben** werden im Süden ebenfalls von der **Delitzsch-Torgau-Störung** begrenzt. Das Alter der genannten Störungen muss mindesten mittlere Trias betragen. Der Versatz wird auf größer als 500 m geschätzt (Kampe et al., 1990).

## 4.2.6 Delitzscher Block

Im Delitzscher Block sind von NW nach SE früh-karbonische Intrusiva, Gesteine des cadomischen Basements und früh-permische Vulkanite der Nordwestsächsischen Caldera aufgeschlossen. Der Block wird von NW-streichenden Störungen begrenzt: Im Osten von der Bitterfeld-Wermsdorfer Störung als Teil der Köthen-Bitterfelder Störungszone und im Westen die NW-streichende **Halle-Störung**. Die **Bitterfeld-Wermsdorfer Störung** ist eine NE-abschiebende Störung, deren vertikaler Versatzbetrag auf etwa 800 m geschätzt wird (Kampe et al., 1990). Der Delitzscher Block wird intern von ebenfalls NW-streichenden, kleineren Störungen gegliedert: die Petersroda Störung, die **Kyhna-Störung** und die **Leipzig-Colditz-Störung**. Die Halle-Störung („Hallesche Marktplatz-Verwerfung“) reicht mit ihrem südlichen Ausläufer bis nach Sachsen hinein und begrenzt den Delitzscher Block im Südwesten. In ihrem Zentralteil wird die Halle-Störung als SW-vergente Überschiebung mit einem vertikalen Versatz bis zu 1.000 m betrachtet. Hier werden permo-karbone Sedimente und Vulkanite auf steilgestellte permische bis triassische Sedimente überschoben.

## 4.2.7 Südöstliches Harzvorland

Das südöstliche Harzvorland wird im NE durch den Hettstedter Gebirgsrücken mit der Hettstedter Störung als Verlängerung der **Harz-Nordrandstörung** (HNRS) begrenzt. Die Halle-Störung bildet die südöstliche Fortsetzung der **Hettstedter Störung** nach SE. Im Gegensatz zur HNRS liegt hier der herausgehobene Hangend-Block im NE. An der SW gerichteten Aufschiebung der Hettstedter Störung sind sowohl oberpermische bis mesozoische als auch tertiäre Schichten (Jankowski, 1964) geschleppt. Nach Südwesten schließt sich eine Serie von NW-streichenden, konjugierten Abschiebungen und Grabenstrukturen an, die durch Bergbau sehr gut dokumentiert sind. Die markanteste ist die NW-streichende **Blankenheimer Störung**, an der der SW-Block abgeschoben wurde. Diese Störung ist die Grenze für zwischen der Sangerhäuser und Mansfelder Mulde, zwei Synkinalstrukturen im post-variszischen Deckgebirge. Die Abschiebungen setzen an der **Hornburger Störung** (SE-gerichtete Abschiebung) mit einem Versatz von bis zu mehreren hundert Metern ab. Die mögliche südöstliche Fortsetzung der NW-streichenden Abschiebungen südöstlich der Hornburger Störung kann durch fehlende Daten nicht nachgewiesen werden (Blei 1964, 1998; Kammholz et al., 1989).

Das südöstliche Harzvorland wird im Südwesten begrenzt durch die Hermundurische Scholle, eine 10-12 km breite „Leistenscholle“, die im NE und im SW durch regionale Aufschiebungen begrenzt wird: Im SW die SW-vergente **Finne-Störung** und im NE die NE-vergente **Kyffhäuser-Nordrand-Störung**. Die Hebung im Bereich des Kyffhäusers wird auf etwa 600 m geschätzt. Die Finne-Störung, die Kyffhäuser - und **Bottendorfer-Störung** sind geomorphologisch kartierbar. Die südöstlichen Fortsetzungen der Störungen in Sachsen finden sich in der **Crimmitschau-Störung**.

#### 4.2.8 Nordsächsische Überschiebung

Die postulierte Nordsächsische Überschiebung trennt proterozoisch-frühpaläozoische Einheiten im Nordwesten und Norden von mittel- bis spätpaläozoischen Einheiten im Süden. Auf Grund fehlender Aufschlüsse könnte diese Grenze in Analogie zu den strukturellen Verhältnissen am Nordrand des Erzgebirges als S-vergente Aufschiebung interpretiert werden. Da es keinerlei Tagesaufschlüsse gibt, man sich nur auf die Interpretation geophysikalischer Kartierungen und wenige Bohrungen stützen kann, im mittleren Teil die Lage und Existenz der vermuteten Störung unter den Gesteinen des Nordwestsächsischen Vulkanitkomplexes unklar ist, kann die Aufschiebung nur als „vermutet“ dargestellt werden. Sie ist deshalb in der Störungsdatenbank explizit als „nicht darstellbar“ charakterisiert worden.

#### 4.2.9 N-S streichende Grabenstrukturen

An der Westgrenze Sachsens zu Sachsen-Anhalt und Thüringen ist auf den Geologischen Übersichtskarten (GK400) eine Nord-Süd streichende Grabenstruktur ausgehalten. In der als Eythra-Graben bezeichneten Struktur sind kambro-ordovizische und silurische Sedimente in gestörter stratigraphischer Abfolge gegen proterozoische Grauwacken-Folgen abgesunken. Die Randstörungen des Grabens versetzen oberpermische und untertriassische Sedimente (GK400 Sachsen, ohne känozoische Bedeckung). Eine ähnliche Darstellung findet sich in der „GK400 ohne Känozoikum“ von Sachsen-Anhalt. Die Karten in größerem Maßstab zeigen diesen Graben nicht. In den gravimetrischen Karten ist die Grabenstruktur nicht zu erkennen. In den GK400 Sachsen mit Tertiär-Bedeckung ergibt sich kein Hinweis auf Grabenbildung. In der Tektonischen Karte der DDR (TK500) wird eine „Regionale tektonische Zone mit zum Teil verdeckter bzw. mesozoischer Aktivierung“ ausgehalten. Diese Zone liegt in auf der Leipzig-Regensburg-Linie, einer Zone erhöhter rezenter seismischer Aktivität. Berücksichtigt man die in der Kartendarstellung jüngsten versetzten Gesteine, so sollte die tektonische Bewegung während oder nach der mittleren Trias und vor dem Eozän stattgefunden haben. Auf Grund der unsicheren Datenlage wird der Eythra-Graben ebenfalls als „nicht darstellbar“ eingestuft.

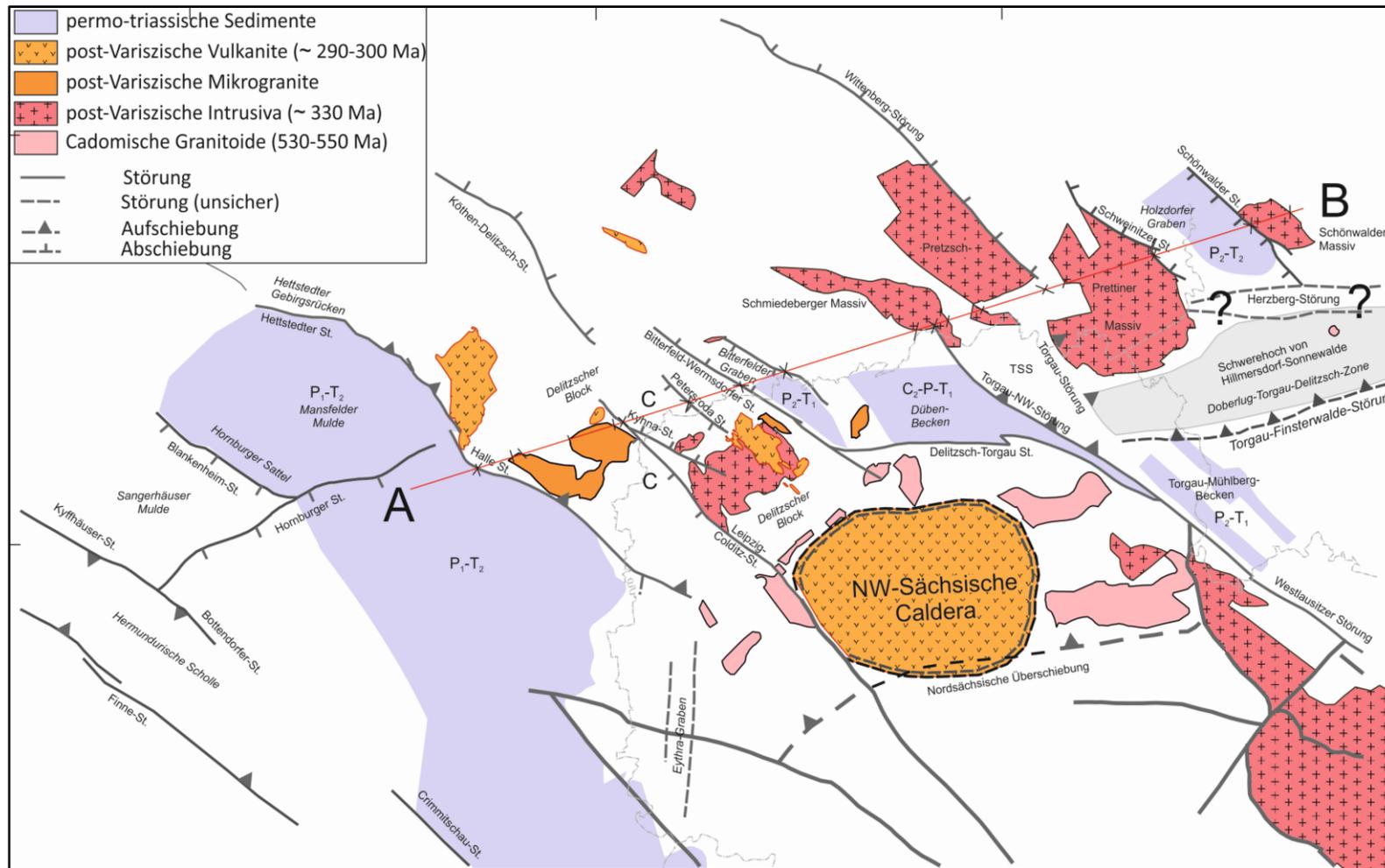
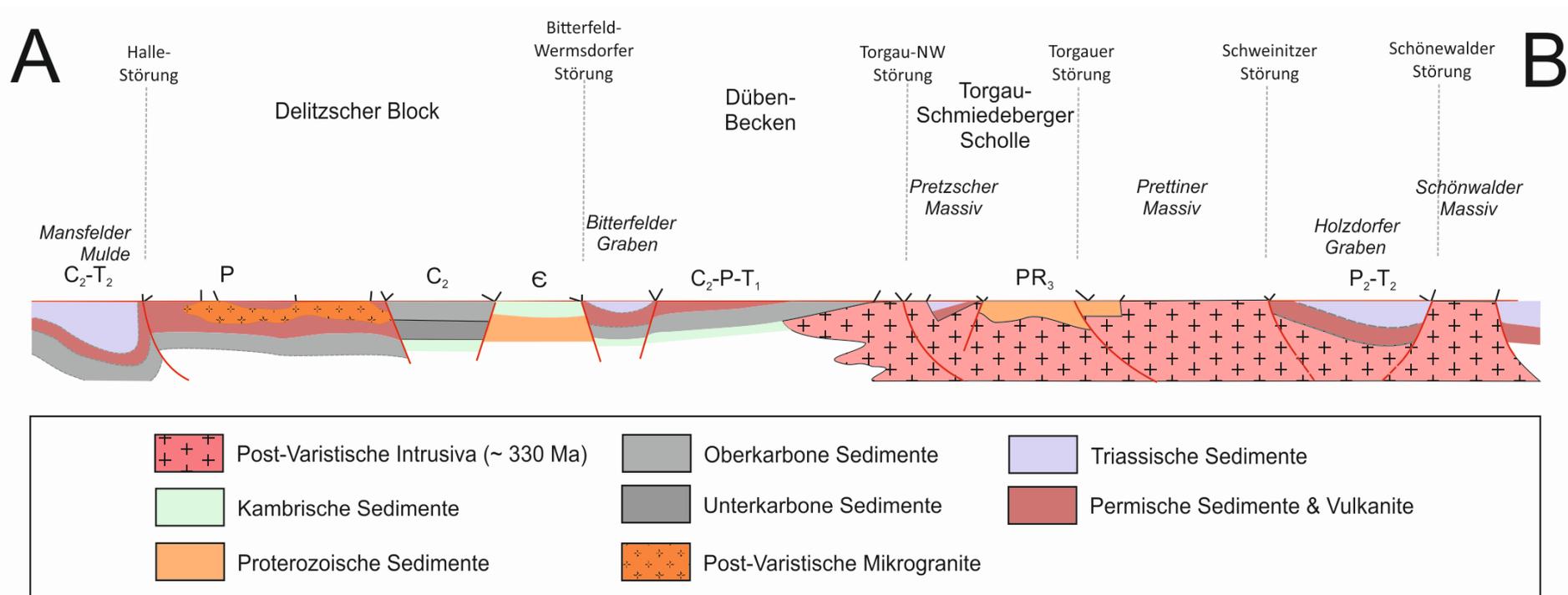


Abbildung 28: Interpretation der Störungen im Grenzbereich des Freistaates Sachsen und Sachsen-Anhalt (nach Blei, 1998; Kammholz et al., 1989; Kampe et al., 1990; Malz & Kley, 2012). Profil A-B siehe Abbildung 29. C - Karbon, P - Perm, T - Trias.

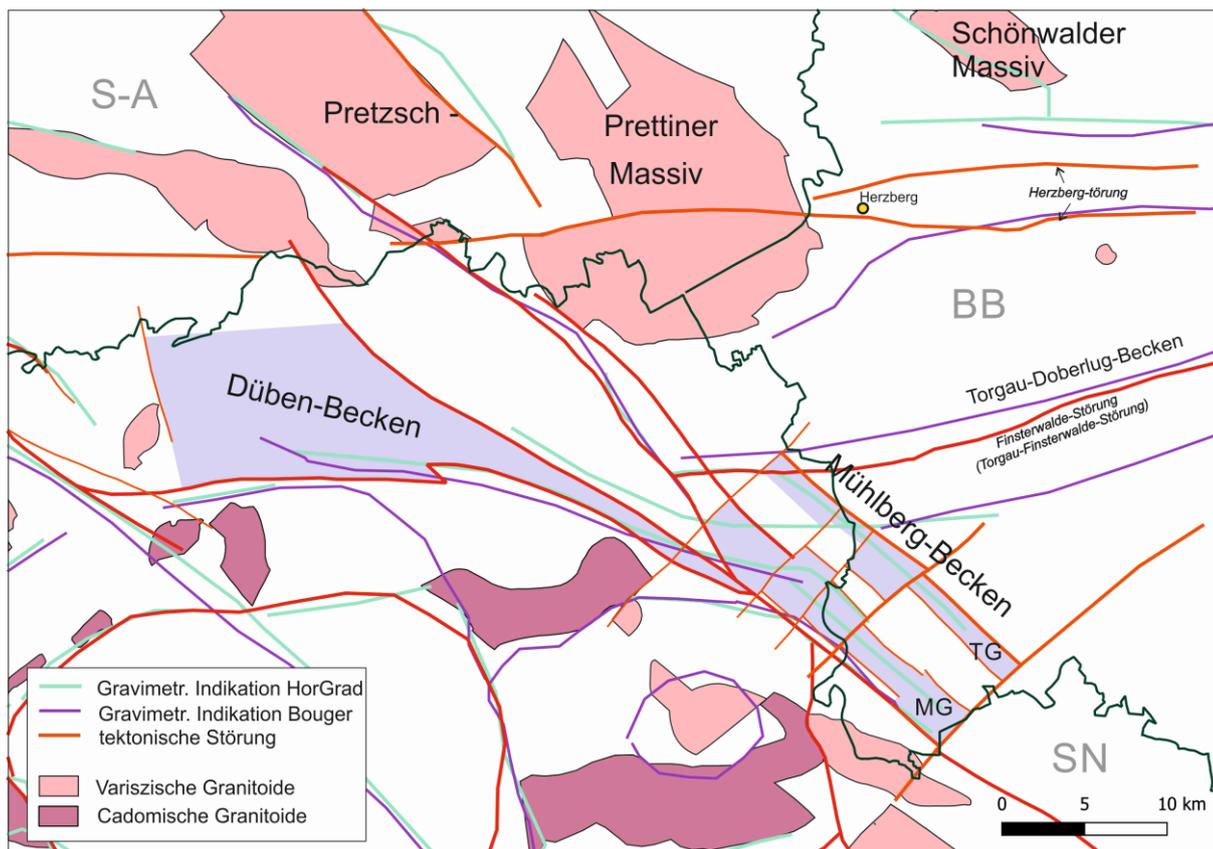


**Abbildung 29: Profil WSW – ENE entlang der Nordgrenze des Freistaates Sachsen. Für die Lage des Profils siehe Abbildung 28. Daten für das Profil aus der Geologischen Karte GK100 aus Kampe et al. (1990). PR - Proterozoikum, C - Karbon, P - Perm, T - Trias.**

## 4.3 Chronologie der tektonischen Aktivität in Nordwest-Sachsen

Das betrachtete Gebiet Nordwestsachsens ist fast vollständig von känozoischen Sedimenten bedeckt. Die Beurteilung der tektonischen Störungen im Grenzgebiet zwischen Sachsen und Sachsen-Anhalt stützt sich damit hauptsächlich auf regionale geophysikalische Kartierungen, Erkundungsbohrungen, lokal begrenzte bergmännische Aufschlüsse und deren regionale Interpretation. Die Rekonstruktion einer chronologischen Abfolge der tektonischen Aktivität seit dem späten Variszikum am Nordrand von Sachsen ist deshalb weniger Daten-basiert, als vielmehr Modell-basiert darzustellen. In der bisher einzigen zusammenfassenden Karte des prä-känozoischen Basements weist die Region ein Muster aus überwiegend ENE-WSW und NW-SE-streichenden Störungen auf (Kampe et al., 1990). Die Darstellung wird auch durch Interpretation von gravimetrischen Daten gestützt (Mueller et al., 2021).

Ausgehend von den Daten aus dem südöstlichen Bereich der Elbe-Zone s.s. kann für das späte Variszikum eine dextrale Blattverschiebung in Verlängerung der Westlausitzer – Großenhainer – Großenhain-Torgauer Störung bis zur Torgauer Störung angenommen werden. Ein Argument für die Verlängerung der Westlausitzer Störungszone ist das Auftreten von mittelkarbonischen Intrusiva in den Massiven von Schmiedeberg, Pretzsch, Prettin und Schönwalde. Möglicherweise bilden sie einen ehemals einheitlichen Intrusivkörper, der zeitlich und vom tektonischen Setting vergleichbar mit dem Meißener Massiv ist. Die genaue Lage der zu erwartenden spätvariszischen Blattverschiebung unter jüngerer Sedimentbedeckung ist spekulativ.



**Abbildung 30: Nordsächsische permo-triassische Becken ohne känozoische Bedeckung (MG – Mühlberger Graben; TG – Torgauer Graben; HorGrad - Horizontalgradient).**

Eine spät-paläozoische bis früh-mesozoische Extension kann vor allem im Delitzscher Block und den Randstörungen des Delitzscher Blockes und des Düben-Beckens angenommen werden (Abbildung 30). Die permo-triassischen

Becken im Norden von Sachsen sind zum größten Teil nur aus Bohrungen bekannt, und ihre Ausdehnung wurde vor allem aus gravimetrische Daten interpretiert. Das Düben-Becken wird nach SW, NE und an der Süd-Flanke von Störungen begrenzt. Nach Norden überlagern permische vulkanogen-sedimentäre Ablagerungen, Zechstein, Buntsandstein und lokal mittlere Trias diskordant das variszische Basement. In der Literatur spricht man deshalb auch vom Düben-Torgauer Graben (Kampe et al., 1990). Als jüngster stratigraphischer Marker wurde Zechstein versetzt, die Abschiebungen streichen NW-SE. Bis auf wenige Relikte sind jüngere Sedimente erodiert, so dass die Bewegung ähnlich wie bei den Rotliegend-Becken in der Umgebung von Dresden zeitlich nicht genau eingegrenzt werden kann.

Das Mühlberg-Becken weist eine ähnliche Stratigraphie wie das Düben-Becken auf. Die Struktur wird unterschiedlich interpretiert. Während Kampe et al. (1990) das Mühlberg-Becken als einheitliche Struktur sehen, wird sie in der Geologischen Karte (Kozdrój et al., 2001) in zwei Teilgräben unterteilt: den Mühlberger und Torgauer Graben (Abbildung 30).

Eine Kompressionstektonik in der Oberkreide ist vor allem an der Halle-Störung belegt. Diese Störung liegt in Verlängerung der Harznordrandstörung, an der die Hebung durch geologische und geochronologische Daten belegt ist (z.B. von Eynatten et al., 2019). Kretazische Sedimente sind in der Umgebung von Halle nicht aufgeschlossen, wahrscheinlich erodiert. Im Gegensatz zum Harz wechselt die Vergenz der oberkretazischen Aufschiebung: Am Harznordrand bewegte sich der Hangendblock nach NE, an der Halle Störung bewegte sich der Hangendblock nach SW. Die beide Störungen verbindende Struktur könnte der Hettstedter Gebirgsrücken sein.

Eine spätkretazische Kompressionstektonik wird auch für den Holzdorfer Graben angenommen. Im Profil (Abbildung 29) schneidet die Schönewalder Störung die Synklinale aus permo-triassischen Sedimenten, könnte als Aufschiebung interpretiert werden. Auf Grund der Datenlage ist die Störung aber im Profil als Abschiebung dargestellt. Dem gleichen, spätkretazischen Deformationsereignis werden die Aufschiebungen an der Torgauer und Torgau-NW Störung zugeordnet. Hier wird eine SW-vergente Bewegung postuliert, die unterpaläozoische Einheiten gegen Rotliegend und gegen Buntsandstein versetzt. Ungeklärt ist das Alter der E-W streichenden Delitzsch-Torgauer Störung. Hier wird mittlere Trias gegen Rotliegendes versetzt.

Sehr wahrscheinlich sind känozoische tektonische Bewegungen. Nachgewiesen sind diese Bewegungen im südöstlichen Harzvorland, wo tertiäre Sedimente an Grabenflanken und an der Hettstedter Störung geschleppt sind (Jankowski, 1964; Diercks et al., 2021). Im nordsächsischen Raum sind solche tektonischen Bewegungen bisher nicht nachgewiesen.

## 5 Zusammenfassung

Das in der Literatur als „Elbe-Zone“ beschriebene tektonische Element ist ein System von duktilen Scherzonen und Störungen, welche im mittleren Karbon aktiv waren. Dextrale Blattverschiebungen an der grünschiefer-faziellen Mittelsächsischen Störung und der Westlausitzer Störung führten zu einem Versatz des cadomischen Basements der Lausitz gegenüber den metamorphen Komplexen des Erz- und Granulit-Massivs von 40-60 km. Die Westlausitzer Störung wird von einer Reihe lokaler Störungen begleitet, die vor allem im Lausitzer Block nachweisbar sind. Nach Nordwesten setzt sich die Westlausitzer Störung als Westlausitzer Störungszone bis zur Torgauer Störung fort und trennt cadomische Einheiten des Nordsächsischen Blocks von denen des Lausitzer Blocks.

Eine spät-paläozoisch-frühmesozoische NE-SE gerichtete Extension kann am Döhlen-Becken und vermutlich an den permo-triassischen Gräben des Delitzscher Blockes und des Düben-Beckens gezeigt werden. Eine genaue Datierung der Bewegung steht noch aus.

Spätkretazische tektonische Kompression konnte schon in historischer Zeit an der Lausitzer Überschiebung belegt werden. Die LÜ verläuft südöstlich von Dresden in einem Abstand von 10 – 20 km parallel zur der variszischen Westlausitzer Störungszone. Nach Spaltspur-Datierungen endet die SW-vergente LÜ im nordwestlichen Lausitzer Granodiorit-Komplex. Eine weitere prominente Störung dieser Zeit ist die Halle-Störung, an welcher permische Vulkanite mit SW-Vergenz auf mesozische Sedimente aufgeschoben wurden. Andere Störungen wie die Randstörungen des Holzdorfer Grabens oder die vermutete spätkretazische Aktivierung der Torgauer Störung, der Torgau-NW Störung sowie der E-W streichenden Delitzsch-Torgauer Störung sind bisher wenig belegt.

Känozoische Bewegungen sind in geomorphologisch prominenten Gebieten wie dem Harz und dem südöstlichen Harzvorland nachgewiesen. Känozoische Störungen konnten im südlichen Elbtal in der Umgebung von Pirna und im Eger-Graben ebenfalls dokumentiert werden. Problematisch erscheint die känozoische Tektonik in Nordwestsachsen, da hier auf Grund tiefgreifender pleistozäner Erosion und Sedimentbedeckung der Nachweis erschwert wird.

# Literatur

- ANDREANI, L., STANEK, K. P., GLOAGUEN, R., KRENTZ, O., & DOMÍNGUEZ-GONZÁLEZ, L. (2014). DEM-based analysis of interactions between tectonics and landscapes in the Ore Mountains and Eger Rift (East Germany and NW Czech Republic). *Remote Sensing*, 6(9), 7971-8001.
- BEUTLER, G. (2001): Tektonische Übersichtskarte von Sachsen-Anhalt, 1:500.000.
- BLEI, W. (1998). Die Tektonik der Mansfelder Mulde. Ergänzung zur Diplomarbeit von 1964. TU Bergakademie Freiberg, unveröff.
- BRANDES, C., WINSEMANN, J., ROSKOSCH, J., MEINSEN, J., TANNER, D. C., FRECHEN, M., ... & WU, P. (2012). Activity along the Osning Thrust in Central Europe during the Lateglacial: ice-sheet and lithosphere interactions. *Quaternary Science Reviews*, 38, 49-62.
- BRÄUTIGAM, B. (2021). Tektono-stratigraphische Entwicklung der Tertiärbecken der östlichen Oberlausitz im Grenzbereich Sachsen-Polen-Böhmen. Dissertation, TU Bergakademie Freiberg. Coubal, M., Adamovic, J., Malek, J., & Prouza, V. (2014). Architecture of thrust faults with alongstrike variations in fault-plane dip: anatomy of the Lusatian Fault, Bohemian Massif. *Journal of Geosciences*, 59(3), 183-208.
- BROSIG, A.; BRÄUTIGAM, B.; BARTH, A. (2020). KaStör - Evaluierung des Kenntnisstandes von aktiven Störungszonen in Deutschland (KaStör) FKZ 4717F01301. – BASE
- COUBAL, M., MÁLEK, J., ADAMOVIČ, J., & ŠTĚPANČIKOVÁ, P. (2015). Late Cretaceous and Cenozoic dynamics of the Bohemian Massif inferred from the paleostress history of the Lusatian Fault Belt. *Journal of Geodynamics*, 87, 26-49.
- DIERCKS, M. L., STANEK, K., DOMÍNGUEZ-GONZALEZ, L., & EHLING, B. (2021). Quaternary landscape evolution and tectonics in Central Germany—A case study of the Harz. *Geomorphology*, 388, 107794.
- DOMÍNGUEZ-GONZALEZ, L.; ANDREANI, L.; STANEK, K. (2022). Geomorphologischer Atlas Sachsens. – LfULG, Schriftenreihe, Heft 14/2022. <https://publikationen.sachsen.de/bdb/artikel/40174>
- FRANKE, D. (2020). Geologie von Ostdeutschland – Ein Kompendium. – Website [www.regionalgeologie-ost.de](http://www.regionalgeologie-ost.de)
- HAMES, W. E., AND S. A. BOWRING (1994). An empirical evaluation of the argon diffusion geometry in muscovite, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 124, 161–169.
- HARRISON, T. M., J. CÉLÉRIER, A. B. AIKMAN, J. HERMANN, AND M. T. HEIZLER (2009). Diffusion of <sup>40</sup>Ar in muscovite, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 73(4), 1039–1051, doi:[10.1016/j.gca.2008.09.038](https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.09.038).
- HOFMANN, M., LINNEMANN, U., GERDES, A., ULLRICH, B., & SCHAUER, M. (2009). Timing of dextral strike-slip processes and basement exhumation in the Elbe Zone (Saxo-Thuringian Zone): the final pulse of the Variscan Orogeny in the Bohemian Massif constrained by LA-SF-ICP-MS U-Pb zircon data. *Geological Society, London, Special Publications*, 327(1), 197-214.
- HOFFMANN, U., BREITKREUZ, C., BREITER, K., SERGEEV, S., STANEK, K., TICHOMIROVA, M. (2013). Carboniferous–Permian volcanic evolution in Central Europe—U/Pb ages of volcanic rocks in Saxony (Germany) and northern Bohemia (Czech Republic). *International Journal of Earth Sciences*, 102, 73-99.
- JANKOWSKI, G. (1964). Die Tertiärbecken des südlichen Harzvorlandes und ihre Beziehungen zur Subrosion. *Beih. Geologie* 43.
- KAMMHOLZ, H. U.A. (1989). Komplexuntersuchung des Sangerhäuser Reviers. – Abschlußbericht, GFE Halle, unveröff.
- KAMPE, A. U.A. (1990). Abschlußbericht Mitteldeutsche Schwelle-Zentralteil. Zentrales Geologisches Institut Berlin, unveröff.
- KÄßNER, A., STANEK, K. P., & LAPP, M. (2020). Post-Variscan tectonic and landscape evolution of the Elbe Fault Zone and the Lusatian Block based on apatite fission-track data and geomorphologic constraints. *Geomorphology*, 355, 106860.

- KLEY, J., & VOIGT, T. (2008). Late Cretaceous intraplate thrusting in central Europe: Effect of Africa-Iberia-Europe convergence, not Alpine collision. *Geology*, 36(11), 839-842.
- KLEY, J. (2013). Saxonische Tektonik im 21. Jahrhundert. *Z. Dtsch. Ges. Geowiss*, 164, 295-311.
- KOZDRÓJ, W., KRENTZ, O., & OPLETAL, M. (2001). Geological map Lausitz–Jizera–Karkonosze (without Cenozoic sediments), scale 1: 100 000. Czech Geological Survey, Prague.
- MALZ, A., & KLEY, J. (2012). The Finne fault zone (central Germany): structural analysis of a partially inverted extensional fault zone by balanced cross-sections. *International Journal of Earth Sciences*, 101(8), 2167-2182.
- MATTERN, F. (1996). The Elbe zone at Dresden - a Late Paleozoic pull-apart intruded shear zone. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 57-80.
- MEIER, T., SOOMRO, R. A., VIERECK, L., LEBEDEV, S., BEHRMANN, J. H., WEIDLE, C., ... & HANEMANN, R. (2016). Mesozoic and Cenozoic evolution of the Central European lithosphere. *Tectonophysics*, 692, 58-73.
- MRÁZOVÁ, Š., PETROVÁ, P. T., & KRENTZ, O. (Eds.). (2020). *Geologie des Sächsisch-Böhmischen Kreidebeckens zwischen Erzgebirge und Jeschken: ResiBil-Wasserressourcenbilanzierung und-resilienzbewertung im Ostteil des sächsisch-tschechischen Grenzraumes*. Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie, Freistaat Sachsen.
- MUELLER, C.O., WÄCHTER, J., JAHNKE, C., PUEYO MORER, E.L., RIEFSTAHL, F. & MALZ, A. (2021). Integrated geological and gravity modelling to improve 3-D model harmonization – Methods and benefits for the Saxony-Anhalt/Brandenburg cross-border region (North German Basin), *Geophysical Journal International* 227, 1295-1321. <https://doi.org/10.1093/gji/ggab256>
- NASDALA, L., WENZEL, T., PIDGEON, R. T., & KRONZ, A. (1999). Internal structures and dating of complex zircons from Meissen Massif monzonites, Saxony. *Chemical Geology*, 156 (1-4), 331-341.
- NIEBUHR, B. (2018). Kreidesandsteine auf der Lausitz (Sachsen): Hinweise zu Paläogeographie und Inversionstektonik. *Freiberger Forschungshefte, Reihe C*, 553.
- RAUCHE, H. (1992). Überschiebungstektonik und strike-slip am Südwestrand der Elbe-Zone. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie. Teil 1, Allgemeine, Angewandte, Regionale und Historische Geologie*, 1992, 186-188.
- REICHEL, W., & SCHAUER, M. (2007). Das Döhlen-Becken bei Dresden.
- SCHAUER, M. & WALTER, H. (2005). Das Briesnitz-Becken bei Dresden (Sachsen). *Geoprofil*, 12, (2005), 99-108.
- STANEK, K. (2013). Junge (känozoische) tektonische Entwicklung in Kristallingebieten in Sachsen, ARTUS-2. - [https://www.geologie.sachsen.de/download/Artus2a\\_Abschlussbericht.pdf](https://www.geologie.sachsen.de/download/Artus2a_Abschlussbericht.pdf)
- STANEK, K. (2016). Kenntnisstandsanalyse zum tektonischen Bau von Sachsen (TÜK200), ARTUS-2. - [https://www.geologie.sachsen.de/download/Artus2b\\_Abschlussbericht.pdf](https://www.geologie.sachsen.de/download/Artus2b_Abschlussbericht.pdf)
- STANEK, K. (2019a). Bruchtektonik in der vogtländisch-erzgebirgischen Antiklinalzone, ARTUS-2. - [https://www.geologie.sachsen.de/download/Artus2d\\_Abschlussbericht.pdf](https://www.geologie.sachsen.de/download/Artus2d_Abschlussbericht.pdf)
- STANEK, K. (2019b). Aktive Störungszonen, ARTUS-2,. - [https://www.geologie.sachsen.de/download/Artus2e\\_Abschlussbericht.pdf](https://www.geologie.sachsen.de/download/Artus2e_Abschlussbericht.pdf)
- STEINBORN, H. (2008). 3D-Modellierung der strukturellen Entwicklung der Vorerzgebirgssenke im Raum der Altbergbaugebiete Zwickau und Lugau/Oelsnitz. - Dissertation, TU Bergakademie Freiberg, 138 pp.
- VENTURA, B., & LISKER, F. (2003). Long-term landscape evolution of the northeastern margin of the Bohemian Massif: apatite fission-track data from the Erzgebirge (Germany). *International Journal of Earth Sciences*, 92 (5), 691-700.
- VOIGT, T. (2009). Die Lausitz-Riesengebirgs-Antiklinalzone als kreidezeitliche Incursionsstruktur: Geologische Hinweise aus den umgebenden Kreidebecken. *Zt. Geol. Wissen.*, 37 (1-2), 15-39.
- VOIGT, T., KLEY, J., & VOIGT, S. (2021). Dawn and dusk of Late Cretaceous basin inversion in central Europe. *Solid Earth*, 12(6), 1443-1471.

- VON EYNATTEN, H., DUNKL, I., BRIX, M., HOFFMANN, V. E., RAAB, M., THOMSON, S. N., & KOHN, B. (2019). Late Cretaceous exhumation and uplift of the Harz Mountains, Germany: a multi-method thermochronological approach. *International Journal of Earth Sciences*, 108, 2097-211
- WERNER, O. (1998). K-Ar- und Rb-Sr-Chronologie spätvariscischer Krustenkonvergenz- Bilanzierung des Wärme- und Stofftransportes im Erzgebirge. - unver. Promotion, Universität Heidelberg, 1998, 197 pp.

# A 1 Aufschlusspunkte

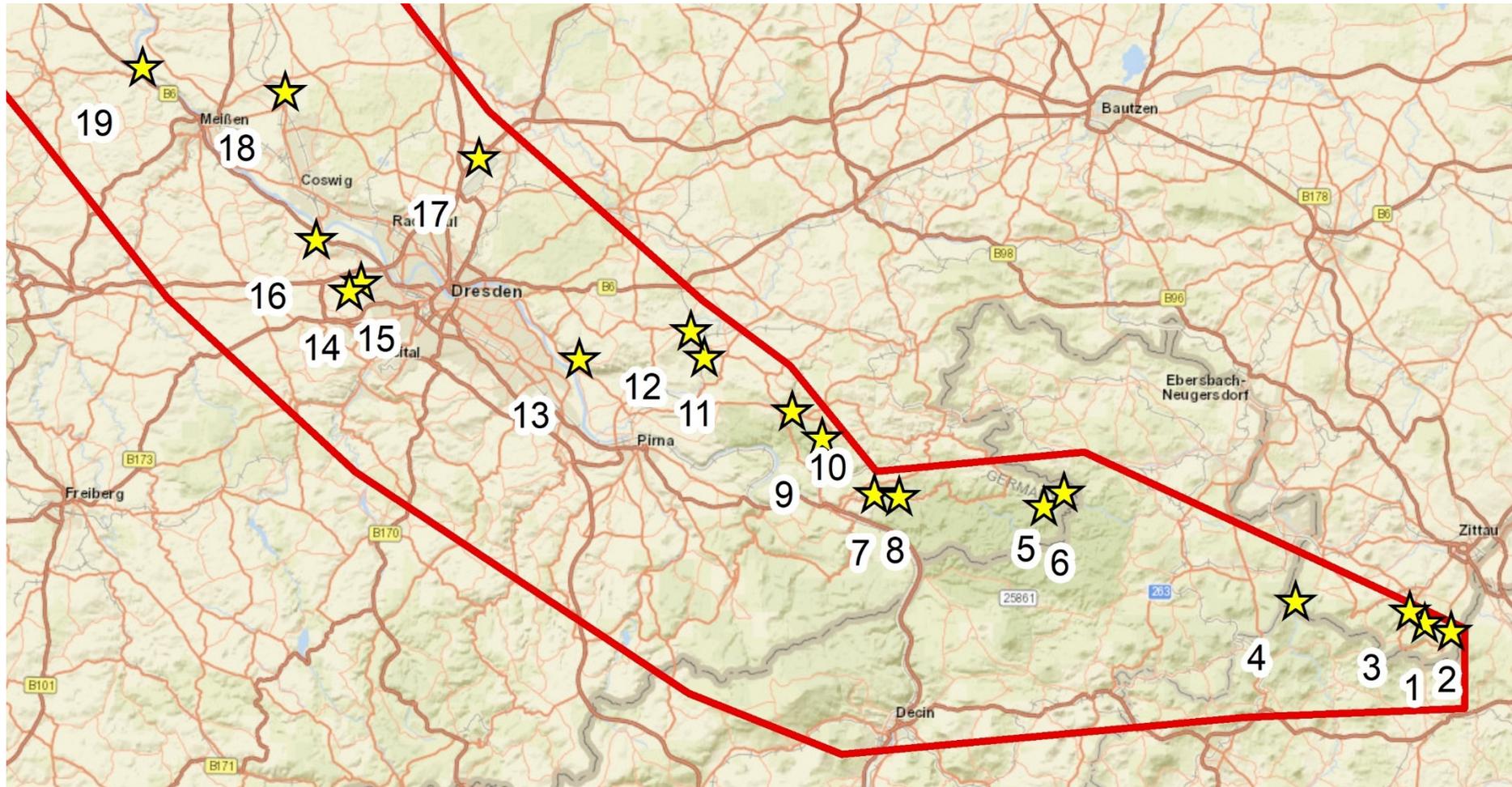


Abbildung 31: Karte der Punkte, an denen tektonische Messwerte aufgenommen wurden.

# A 2 Aufschlussverzeichnis

**Tabelle 2: Aufschlüsse, an denen tektonische Messwerte erhoben wurden.**

Nummer	Name	Easting (UTM33)	Northing (UTM33)
1	König-Johann-Quelle	485507,3	5632231,9
2	Böhmische Aussicht	483566,2	5632852,0
3	Teufelsmühle	482479,0	5633748,5
4	Waltersdorf	474049,6	5634449,0
5	Hinterhermsdorf	456993,5	5642412,8
6	Hinterhermsdorf	455505,2	5641374,3
7	Ostrauer Mühle	444834,0	5642129,9
8	Ostrauer Mühle	442997,1	5642293,8
9	Tiefer Grundbach	439160,3	5646364,6
10	Wartenbergstraße	436944,1	5648353,6
11	Breiter Stein	430476,8	5652271,7
12	Dürröhrsdorf-Dittersbach	429470,1	5654249,3
13	Vogelgrund Pillnitz	421239,4	5652159,5
14	Zschoner Grund Meißener Massiv	404299,9	5657133,8
15	Zschoner Grund Briesnitz-Becken	405151,8	5657771,6
16	Tännichtgrund Niederwartha	401846,2	5660884,7
17	Weixdorf	413852,7	5666889,0
18	Oberau	399578,9	5671722,4
19	Steinbrüche Zadel	389070,4	5673524,3

**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: Poststelle.LfULG@smekul.sachsen.de  
www.lfulg.sachsen.de

**Autor:**

Prof. Dr. Klaus Stanek

**Redaktion:**

Dr. Ines Görz  
Abteilung 10 /Referat 103 Ingenieurgeologie  
Halsbrücker Straße 31 a, 09599 Freiberg  
Telefon: + 49 3731-294 1313  
E-Mail: ines.goerz@smekul.sachsen.de

**Fotos:**

Prof. Klaus Stanek

**Redaktionsschluss:**

09.07.2024

*Täglich für  
ein gutes Leben.*

www.lfulg.sachsen.de