ResiBil – Wasserressourcenbilanzierung und -resilienzbewertung
im Ostteil des sächsisch-tschechischen Grenzraumes

Geologie des Sächsisch-Böhmischen Kreidebeckens zwischen Erzgebirge und Jeschken



Štěpánka Mrázová, Pavla Tomanová Petrová a Ottomar Krentz (eds)

Europäische Union. Europäischer Fonds für regionale Entwicklung.
Evropská unie. Evropský fond pro regionální rozvoj.

ResiBil

SN CZ
Ahoj sousede. Hallo Nachbar.
Interreg VA / 2014–2020

Geologie
des Sächsisch-Böhmischen Kreidebeckens
zwischen Erzgebirge und Jeschken



Europäische Union. Europäischer Fonds für regionale Entwicklung. Evropská unie. Evropský fond pro regionální rozvoj.

SN CZ
Ahoj sousede. Hallo Nachbar.
Interreg VA / 2014–2020

ResiBil – Wasserressourcenbilanzierung und -resilienzbewertung im Ostteil des sächsisch-tschechischen Grenzraumes

Geologie des Sächsisch-Böhmischen Kreidebeckens zwischen Erzgebirge und Jeschken

Š. Mrázová, P. Tomanová Petrová und O. Krentz (eds)

O. Krentz, B. Mlčoch, Š. Mrázová, R. Nádaskay,
A. Rommel, T. Sidorinová, Z. Skácelová,
P. Tomanová Petrová, J. Valečka, T. Voigt

2020

ResiBil

LANDESAMT FÜR UMWELT, LANDWIRTSCHAFT UND GEOLOGIE | Freistaat SACHSEN | ČESKÁ GEOLOGICKÁ SLUŽBA | VÚV TGM Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka veřejná výzkumná instituce

ResiBil ist ein vom Europäischen Fonds für regionale Entwicklung unterstütztes, internationales Projekt aus dem Programm zur Förderung der grenzübergreifenden Zusammenarbeit zwischen der Tschechischen Republik und dem Freistaat Sachsen (Laufzeit 2014–2020), registriert unter der Nummer 100267011.

Als Hauptpartner beteiligte sich auf deutscher Seite das Sächsische Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie (LfULG) und auf tschechischer Seite die Projektpartner des Tschechischen Geologischen Diensts (ČGS/Česká geologická služba) und des Wasserforschungsinstituts (Výzkumný ústav vodohospodářský) T.G. Masaryk, öffentliches Forschungsinstitut (VÚV TGM, v.v.i.).

Titelseite: Blick ins Elbtal
(Foto K. Motyčková und J. Šír, 2013)
Titelbild: König Johanns Quelle
(Foto P. Tomanová Petrová, 2017)

© Česká geologická služba

ISBN 978-80-7075-972-1

Inhalt

1| Einleitung (Š. Mrázová) 7

2| Methodik und Ergebnisse der Feldarbeit
(Š. Mrázová, R. Nádaskay, T. Sidorinová, Z.Skácelová, P. Tomanová Petrová) 9
Geologische Karte 9
Geologische Übersichtskarte 10
Geologisches Profil 11
Geophysik 11
Bohrungen 16
3D-Modellierung 19
Paläontologie 19
Gesteinsdünnschliffe 21
Schwerminerale 21

3| Stratigraphisches Schema (R. Nádaskay, T. Voigt, A. Rommel) 24

4| Geologische Entwicklung innerhalb des Projektgebietes (O. Krentz, B. Mlčoch,
Š. Mrázová, R. Nádaskay, J. Valečka) 26
Neoproterozoikum–Paläozoikum 26
Jüngeres Paläozoikum 27
Mesozoikum 28
Tertiär–Quartär 31

5| Tektonik (J. Jelínek, O. Krentz, B. Mlčoch, R. Nádaskay, J. Valečka) 33

6| Regionalgeologischer Aufbau 41
1. Lausitzer Massiv (Š. Mrázová) 41
2. Kristallines Grundgebirge des Erzgebirges (B. Mlčoch) 42
3. Kristallines Grundgebirge des Riesen- und Isergebirges sowie die Jeschken-Gruppe
(B. Mlčoch, P. Tomanová Petrová) 43
4. Elbtalschiefergebirge (O. Krentz, B. Mlčoch, A. Rommel) 45
5. Česká Kamenice Becken (R. Nádaskay) 46
6. Relikte von Jura-Sedimenten (P. Tomanová Petrová, J. Valečka) 47
7. Sächsisch-Böhmisches Kreidebecken (R. Nádaskay, J. Valečka, T. Voigt) 49
8. Egergraben (Š. Mrázová) 58
9. Tertiäre und quartäre Ablagerungen (O. Krentz, P. Tomanová Petrová) 60

7| Geologisch interessante und bedeutende Standorte (Š. Mrázová, R. Nádaskay, A. Rommel, Z. Skácelová, P. Tomanová Petrová, J. Valečka) 63
1. Belvedere (Labská Stráň) – Elbleiten 64
2. Elbtal (Údolí Labe) 65
3. Lipová – Steinbrüche an dem Berg Ječný vrch 68
4. Kunratice, Zelený kříž, Žulovec – Granit vom Typ Rumburk 69
5. Berg Zlatý vrch – Basaltsäulen 70
6. Doubice – Naturschutzgebiet Vápenka 72
7. Umgebung von Cvikov 74
8. Burgruine Tolštejn – Phonolith 79
9. Großer Stein oder auch „Goethekopf“ – Basaltsäulen 79
10. Große und Kleine Orgel – Sandsteinsäulen 79
11. Berg Jánské kameny – Basaltsäulen 80
12. Kelchsteine – Sandsteinfelsen 83
13. Muschelsaal – verwitterte Sandsteine 84
14. Felsentor – Sandsteinfelsen 84
15. Umgebung von Jítrava 85
16. Kryštofovo Údolí – Dolomit und Phyllit 87

8| Hydrologische Verhältnisse des Gebiets (P. Eckhardt, Z. Hrkal, D. Rozman) 89
Beschreibung der Modellgebiete 89
Abgrenzung der Grundwasserleiter (Aquifer) und Grundwasserstauer (Aquitard/Aquiclude) 90
Hydrogeologische Charakteristiken 91
Nutzung der Grundwasserressourcen 92
Grundwasserströmungsmodelle 93

Begriffsdefinition / Glossar 94

Literatur (P. Tomanová Petrová) 97

1| Einleitung

Das EU-Projekt ResiBil ist ein vom Europäischen Fonds für regionale Entwicklung unterstütztes, internationales Projekt aus dem Programm zur Förderung der grenzübergreifenden Zusammenarbeit zwischen der Tschechischen Republik und dem Freistaat Sachsen (Laufzeit 2014–2020). Das Projekt wurde in den Jahren 2016–2020 bearbeitet. Als Leadpartner beteiligte sich auf deutscher Seite das Sächsische Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie (LfULG) und auf tschechischer Seite die Projektpartner des Tschechischen Geologischen Diensts (ČGS/

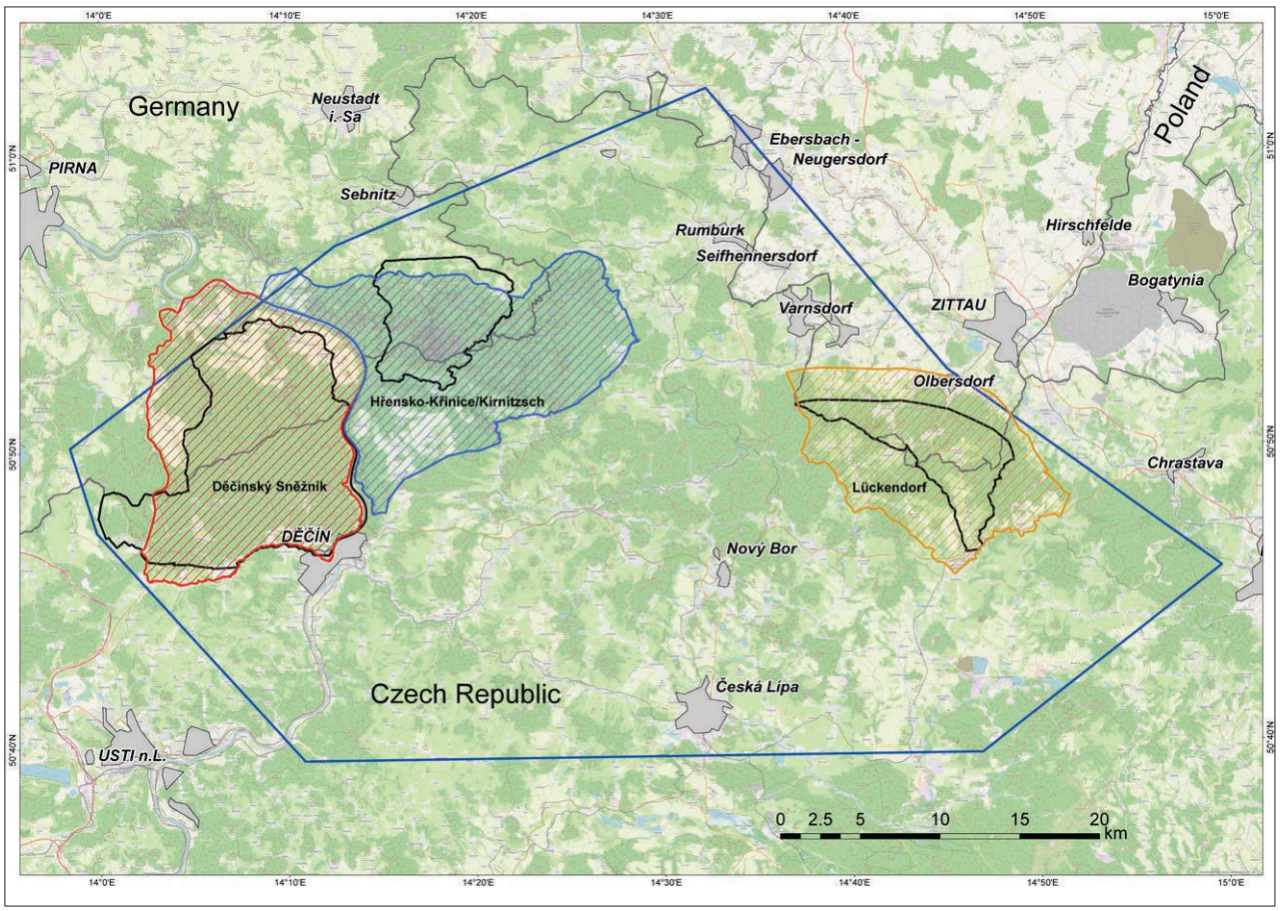


Abb. 1-1: Rahmen des Projektgebiets (dunkelblau) mit den Grenzen der ursprünglichen (schwarz umrandet) und für die hydrogeologische Modellierung erweiterten Fokusgebiete (farbige Schraffur).

Česká geologická služba) und des Wasserforschungsinstituts (Výzkumný ústav vodohospodářský) T. G. Masaryk, öffentl. Forschungsinstitut (VÚV TGM, v.v.i.).

Thema des Projektes war der gemeinsame Schutz der Grundwasserressourcen im sächsisch-böhmischen Grenzraum. Die Fläche des gesamten Untersuchungsgebietes beträgt 1890 km^2. Es wurden drei Fokusgebiete abgegrenzt und während der Bearbeitung genauer untersucht. Die einzeln zu betrachtenden Gebiete wurden projektintern als Fokusgebiet Děčínský Sněžník (Hoher Schneeberg), Fokusgebiet Hřensko / Křinice (Kirnitzsch) und Fokusgebiet Lückendorf bezeichnet (Abb. 1-1).

Im Rahmen des vorliegenden Projektes wurde die Größe und Ausdehnung der Fokusgebiete erweitert, wobei ebenfalls der Einfluss des Wasserregimes der Böden auf die Akkumulation des Grundwassers beurteilt wurde. Geologisch gesehen bestehen die Fokusgebiete von Děčínský Sněžník und Hřensko / Křinice (Kirnitzsch) aus kreidezeitlichen, sedimentären Ablagerungen (Sandsteine, Kalksteine, Mergelsteine). Das Fokusgebiet Lückendorf liegt in einem Bereich entlang der Lausitzer Überschiebung, welche die kreidezeitlichen Sedimentgesteine im Süden von den proterozoischen und paläozoischen, magmatischen Gesteinen des Lausitzer Massivs trennt.

Das Ziel des Projektes ResiBil war die Bilanzierung und Bewertung der langfristigen Nutzung von Grundwasserressourcen in der Sächsisch-Böhmischen Schweiz. Weiterhin sollte die nachhaltige Bewirtschaftung des Grundwassers unter Berücksichtigung des Klimawandels untersucht werden. Aus zuvor durchgeführten Studien ergab sich, dass der sinkende Grundwasserspiegel im Projektgebiet sowohl auf klimatische Einflüsse (niederschlagsarme Jahre) als auch anthropogene Einflüsse (erhöhte Entnahmen aus dem Grundwasser) zurückgeführt werden kann. Auf Grundlage der bisherigen, bei der Erforschung von Klimaveränderungen und deren Folge für die Umwelt gewonnenen Ergebnisse, ist langfristig mit einem Rückgang der Bildung neuen Grundwassers zu rechnen.

Im Projekt wurden hydrologische Modelle entwickelt, die zur effektiven Nutzung des Grundwassers und zur Abschätzung der Wasservorräte, der wasserwirtschaftlichen Planung und der institutionellen Zusammenarbeit beitragen.

Der Schwerpunkt der vorliegenden Publikation liegt auf der Darstellung von einheitlichen, geologischen Grundlagen für das Projektgebiet. Diese bilden eine wesentliche Basis für weiterführende hydrogeologische und hydrologische Untersuchungen. Dazu wurde eine grenzüberschreitende geologische Karte erstellt, die sowohl den tschechischen (böhmischen), als auch den sächsischen Teil des Untersuchungsgebietes umfasst (Anlage 1). Die Untersuchungen erbrachten neue Daten und Informationen aus der regionalen Geologie, Petrographie und Tektonik. Ergänzt wurden sie durch geophysikalische Untersuchungen und Bohrungen. Weiterhin wurde eine kurze Übersicht über interessante, geologische Lokalitäten – auch aus touristischer Sicht – zusammengestellt.

2| Methodik und Ergebnisse der Feldarbeit

Geologische Karte

Die geologische Karte des Projektgebietes ResiBil wurde im Maßstab 1 : 100 000 erstellt (Abb. 2-1; Anlage 1). Sie umfasst überwiegend die Vulkanite und Sedimente des Sächsisch-Böhmischen Kreidebeckens südlich der Lausitzer Überschiebung zwischen dem Erzgebirge und dem Jeschken sowie im Bereich des Böhmischen Mittelgebirges.

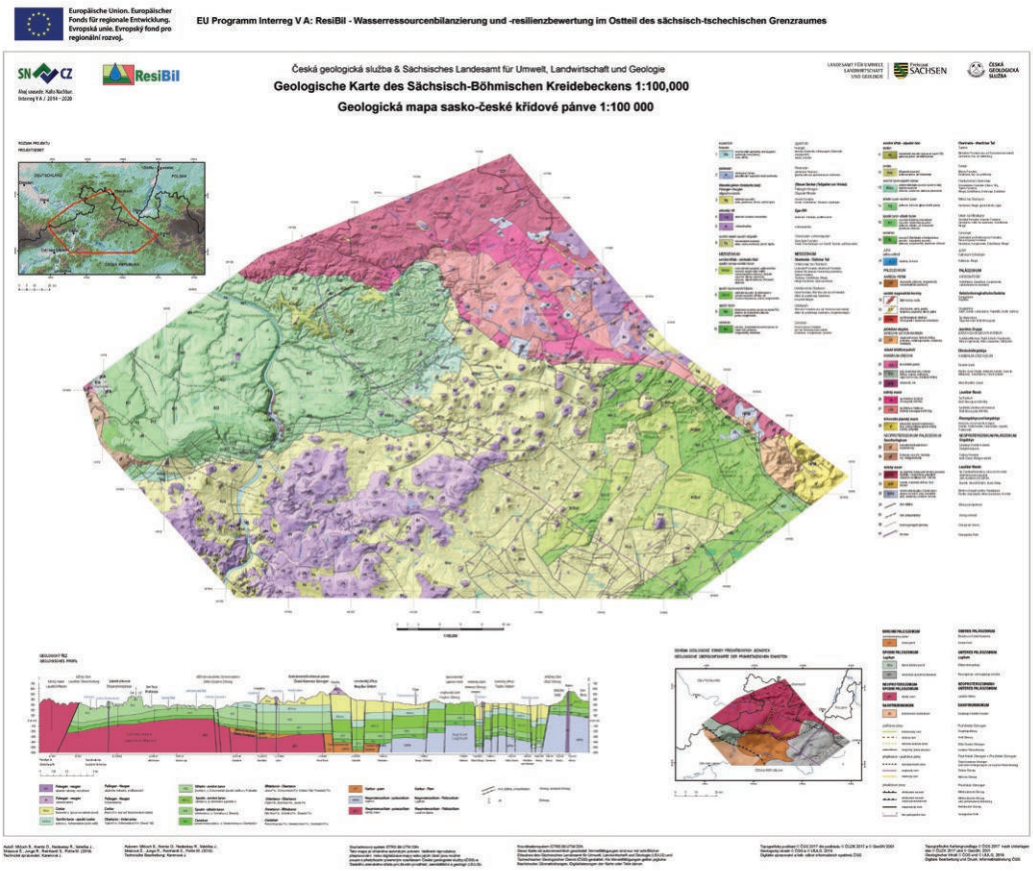


Abb. 2-1: Geologische Karte des Projektgebietes im Maßstab 1 : 100 000 (mitte), mit geologischem Profil (unten), der geologischen Übersichtskarte der präkretazischen Gesteine (rechts) und einer zweisprachigen Legende (Anlage 1).

Eine erste Voraussetzung für die Bearbeitung war die gemeinsame, grenzüberschreitende Korrelation der geologischen Einheiten, insbesondere der Kreideablagerungen sowie der tektonischen Elemente. Eine wichtige Grundlage dabei waren die Ergebnisse aus vorangegangenen Kartierungsarbeiten und von vorherigen Projekten, wie z. B. dem EU-Projekt GRACE (Kalinova et al. 2014a, b) und dem Projekt Rebilance (Kadlecová und Kollegen). Zusätzlich wurden vor allem im nördlichen Bereich des Projektgebiets (Zittauer Gebirge) geophysikalische Untersuchungen vorgenommen. Ziel war es, den Charakter der Lausitzer Überschiebung detaillierter zu untersuchen und die Abstimmung der geologischen Verhältnisse im Grenzbereich Deutschland–Tschechische Republik zu verbessern.

Das Projektgebiet ist dadurch gekennzeichnet, dass sich hier zwei regionale Hauptstörungssysteme kreuzen: die NW–SO-verlaufende Elbezone und der NO–SW-streichende Egergraben. Diese beiden Störungssysteme dominieren das geologische Bild in dieser Region.

Im nördlichen Teil der Karte befinden sich die prävariszischen Granitoide des Lausitzer Massivs (vergl. Kap 2.1.2). Südlich der Lausitzer Überschiebung ist das Gebiet mit bis zu 1000 m mächtigen Kreidesedimenten bedeckt. Die Lausitzer Überschiebung selbst fungiert als nordöstliche Begrenzung der Elbezone.

Die Kreideablagerungen weisen ein stratigraphisches Alter von Cenomanium bis Coniac auf und decken somit nur den Zeitabschnitt der Oberkreide ab. Ältere jurassische Ablagerungen sind nur reliktisch vorhanden und finden sich in Form von eingeschuppten Blöcken an der Lausitzer Überschiebung wieder.

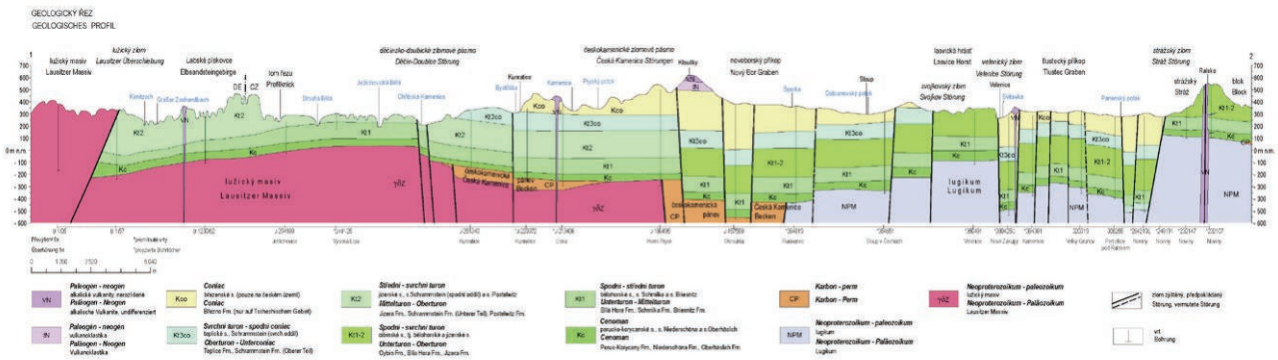
Im westlichen Teil der Karte treten die altpaläozoischen Schiefer des Elbtalschiefergebirges und die proterozoischen Gneise des Erzgebirges auf.

Während der Bildung des Erzgebirgsabbruchs und der dadurch verbundenen Absenkung des Egergrabens (ab dem Obereozän), kam es zunächst zum Auftreten basischer Vulkanite, die wiederum von jüngeren Phonolithen durchschlagen wurden. Die Grabenbildung führte weiterhin zur Anlage mehrerer tertiärer Sedimentbecken, wie den Becken von Zittau, Hrádek oder Turów. Das Zittauer Becken erstreckt sich nordöstlich des Projektgebietes und wird nur am Rande davon erfasst. Mit seinen braunkohleführenden Schichten hat es wirtschaftliche Relevanz.

Geologische Übersichtskarte

In einer schematischen Übersichtskarte werden die Gesteine des präkretazischen (vor der Kreidezeit entstanden) Untergrunds dargestellt. Sie bestehen aus verschiedenen altpaläozoischen Gesteinen, wie den schwach metamorphen Schiefern des Elbtalschiefergebirges und des Riesengebirgs- bzw. Isergebirgskristallins, den hoch metamorphen Gneisen des Erzgebirges und den granitoiden Gesteinen des Lausitzer Massivs (vergl. Kap 6). Im Zentrum befindet sich das im Unterperm angelegte Becken von Česká Kamenice (Abb. 4-1).

In der Übersichtskarte wurden die bedeutendsten tektonischen Störungen zeitlich in 1) präkretazische Störungen, 2) prä- und synkretazische Störungen sowie 3) postkretazische Störungen unterteilt. Die wichtigsten präkretazischen Störungen sind die NW–SO-streichende Westlausitzer Störung sowie die Mittelsächsische Störung und die Lausitzer Überschiebung, welche die Elbezone begrenzen. Zu den NO–SW-streichenden postkretazischen (nach der Kreidezeit entstanden) Störungen, die den Egergraben begrenzen, gehören der Erzgebirgsabbruch, die Děčín–Doubice Störung und die Stráž Störung (vergl. Kap. 5).


GEOLOGICKÝ ŘEZ
GEOLOGISCHES PROFIL
lužický masiv
Lausitzer Massiv
Labská přísková
Elbsandsteingebirge
Ion řezu
Profilschnitt
dělicko-doubické zlomové pásmo
Děčín-Doubice Störung
českokamenické zlomové pásmo
České-Kamenice-Störungen
novoborský příkop
Nový Bor Graben
lužický hřbet
Lausitz Horst
svojkovský zlom
Svojkov Störung
velkovský zlom
Velkovice Störung
tlustecký příkop
Tlustec Graben
stražský zlom
Stráž Störung
stražský
Stráž
Balvín
blok
Block
Kretnách
Großer Zschandbach
Jedlová/Tannbach
Dittersbach
Kamenice
Kunratice
Bynovec
Kamenice
Physik. ústav
Děčín
Jedlová
Kamenice
Česká Kamenice
Becken
Česká Kamenice
Becken
Stvolínky
Stvolínky
Stvolínky

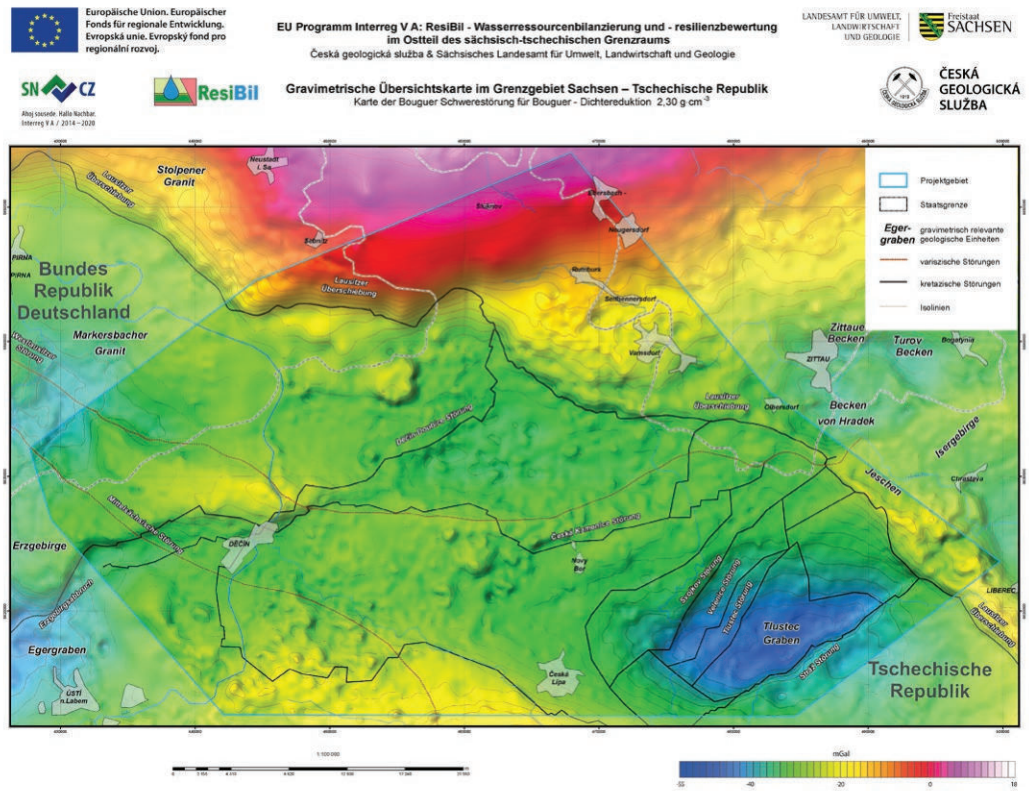


Abb. 2-3: Gravimetrische Karte mit der Darstellung der Bouguer Anomalie und wichtiger tektonischer Störungen (Anlage 2).

die NW–SO-streichende Lausitzer Überschiebung, welche die Granite und Granodiorite des Lausitzer Massivs (rot) im Norden von den Sandsteinen (grün/blau) im Süden abtrennt.

Eine detaillierte, geophysikalische Erkundung erfolgte an ausgewählten Standorten, die entweder einen bedeutenden, hydrogeologischen Bereich darstellten oder den Verlauf einer geologischen Störung untersuchen sollten. Es wurden geoelektrische und seismische Methoden zur Erkundung eingesetzt, ergänzt durch die elektromagnetische Methode VLF (very long frequency) und durch die detaillierte Gravimetrie. Die Messungen erfolgten auf Profillinien (Abb. 2-4). Für die geoelektrischen Untersuchungen wurde die Widerstandsprofilierung (DOP) und die Sondierung (VES) genutzt, um den spezifischen Scheinwiderstand der Gesteinsumgebung in horizontaler und vertikaler Richtung zu erfassen. Für eine Tiefe bis 50 m wurde die elektrische Tomographie (ERT) angewandt, welche die Profilierung und die Sondierung für die gemeinsame Messung kombiniert. Ermittelt wird dabei der spezifische Widerstand, der für die einzelnen Gesteinstypen und ihre Sättigung mit Wasser charakteristisch ist. Als Ergebnis der geoelektrischen Messungen wurden Profilschnitte des spezifischen Widerstands dargestellt, welche die genaue Position der lithologischen Schnittstellen und Brüche anzeigen (Abb. 2-6).

Im Rahmen der seismischen Messung wurde für eine geringere Tiefenreichweite die Refraktionsseismik (Methode der gebrochenen Wellen) und für die größere Tiefenreichweite (bis ca. 500 m) die Reflexionsseismik (Methode der reflektierten Wellen) angewendet (Abb. 2-5). Das (vereinfachte) Prinzip der Seismik beruht darauf, dass eine seismische Welle durch

Erschütterung an Punkt A erzeugt und am Punkt B aufgezeichnet wird. Die Wellen bewegen sich dabei unterschiedlich schnell durch die Gesteinsschichten, werden reflektiert und mit unterschiedlichen zeitlichen Abständen im Punkt B gemessen. Anschließend werden die Daten zu einem Schnittbild zusammengefügt, in dem die einzelnen lithologischen Schichten und die tektonischen Versätze erkennbar sind. Die Tiefenreichweite dieser Methode ist abhängig von der Länge des Profils und der Kraft der verwendeten Quelle (Hammer, Gewicht, Vibrationen; Abb. 2-7). Die seismischen Profile wurden alle in der Nähe des Luftkurorts Lückendorf gemessen (Abb. 2-4). Die Ergebnisse der Messungen sind in Abb. 2-5 zu finden. Als Interpretationsbeispiel wird das *Profil ResiBil 1* verwendet. In der Mitte des Profils ist eine Störung (Lausitzer Überschiebung) zu sehen, die einen Versatz der Gesteinseinheiten von ca. 200 m verursacht. Weiterhin kann in dem Profil die subhorizontal abfallende Basis der tertiären Sedimente im Norden und der kreidezeitlichen Sedimente im Süden von den unterlagernden, magmatischen Gesteinen des Lausitzer Massivs getrennt werden.

Die elektromagnetische Methode VLF nutzte für die Ortung von Störungszonen die Ausbreitung sehr langer Wellen, wie sie von Stationen für die Navigation von Unterseebooten

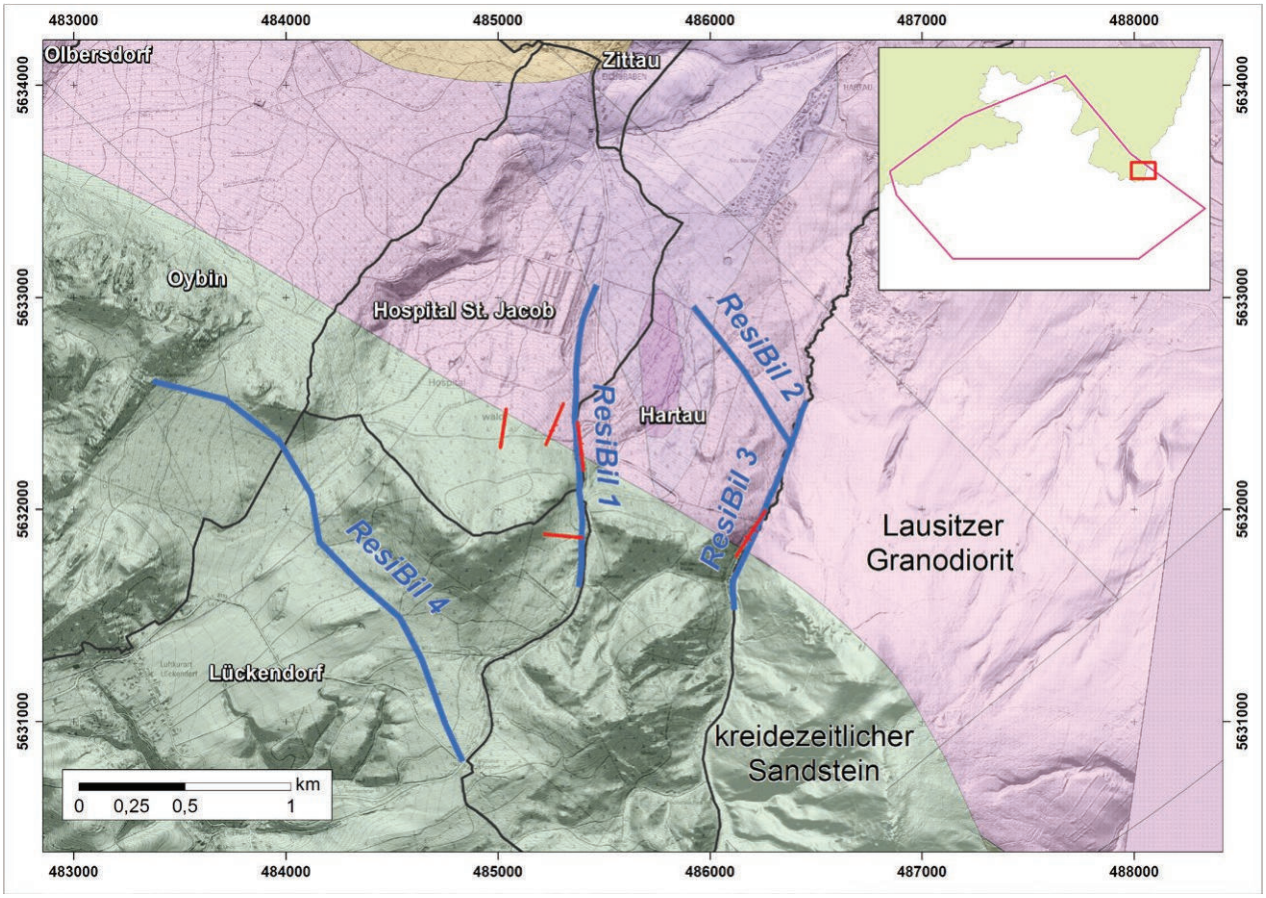


Abb. 2-4: Lage der geophysikalischen Profile im Fokusgebiet Lückendorf in Sachsen (blau – Lage der seismischen Profile; rot – Lage der geoelektrischen ERT Profile).

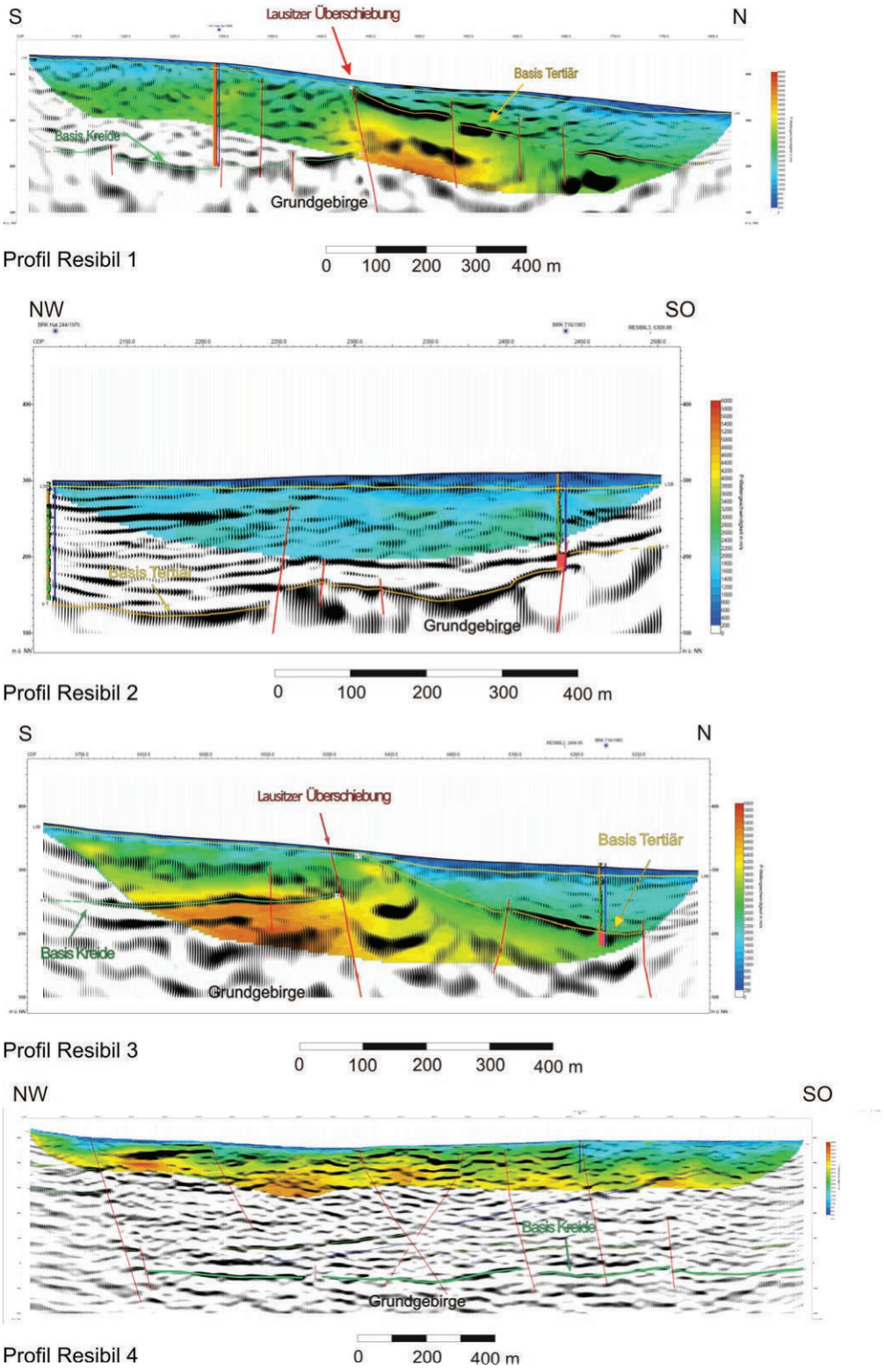


Abb. 2-5: Geophysikalische Profile, die mit einer kombinierten Methode aus Reflexions- und Refraktionsseismik gemessen wurden. Auf der Farbskala entsprechen blaue und grüne Farben langsamen Wellengeschwindigkeiten (interpretiert als Bodenschichten oder Sandstein) und gelbe und rote Farben hohen Wellengeschwindigkeiten (interpretiert als Festgestein, wie Granit).

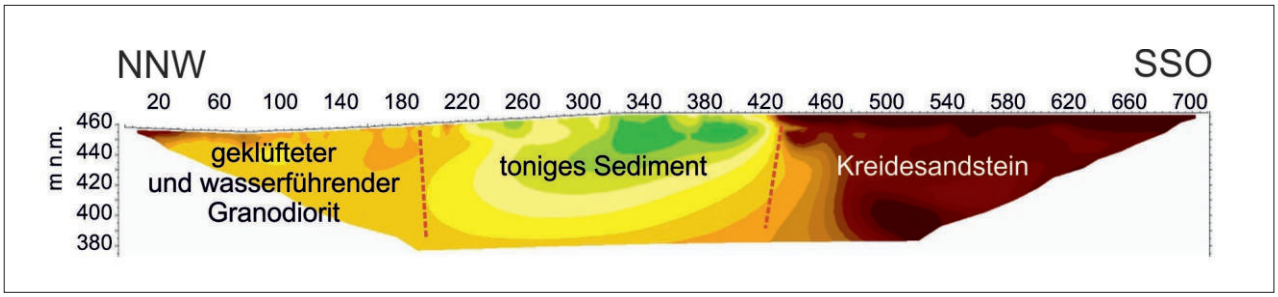




Abb. 2-6: Geoelektrisches Profil mit interpretierten Einheiten, nach der ERT-Methode gemessen.

Abb. 2-7: Messwagen mit integrierten Messgeräten für die Reflexionsseismik. Foto: Z. Skácelová, 2016.

gesendet wurden. Mithilfe der Gravimetrie konnte in Kombination mit der Reflexionsseismik die Interpretation der Tiefenschnitte präzisiert werden, was wiederum bei der Lokalisierung von Störungen half.

Bohrungen

Im Rahmen des Projektes ResiBil wurden zwei geologische Erkundungsbohrungen bei Jedlová (Bohrung 4650_Y) und bei Lesné (Bohrung 6412_L) im Gebiet von Schluckenau, auch Schluckenauer Zipfel genannt (Grenzbereich zwischen der Tschechischen Republik und Deutschland), durchgeführt.

Die Erkundungen umfassten die Bohrarbeiten (Abb. 2-8), die geologische Dokumentation des erbohrten Gesteinsmaterials (Abb. 2-9a und Abb. 2-9b), die Bohrlochmessung sowie die Ermittlung hydrogeologischer Stauer- und Leiterhorizonte. Die Bohrung 4650_Y wurde bis in eine Tiefe von 200,20 m und die Bohrung 6412_L bis 101,25 m abgeteuft.

Das Ziel der Erkundungsbohrung 4650_Y (Jedlova) war die Überprüfung eines geologischen Profils durch die Abfolge der Teplice- und Březno-Formation. Diese geologische Schichtenabfolge besteht aus kreidezeitlichen Sedimenten (Coniac), die im Gebiet des Lausitzer Massivs eine Gesamtmächtigkeit von 300 m erreichen. Weiterhin sollten Informationen zur geologi-



Abb. 2-8: Im Hintergrund ist das gelbe Bohrgerät aufgebaut, im Vordergrund liegen in Kernkisten aufbewahrt die erbohrten Kerne. Foto: Š. Mrázová, 2018.



Abb. 2-9a: Geologische Dokumentation von Bohrkernen. Foto: P. Rambousek, 2018.



Abb. 2-9b: Detailfoto von aufgereihten Bohrkernen in Bohrkernkisten. Foto: Š. Mrázová, 2018.

Tiefe (m)		Gesteinsbeschreibung	Stratigraphische Einstufung	Hydrogeologische Einordnung
von	bis			
0,0	5,0	Auffüllung, Ton, Sand	Quartär	Boden
5,0	40,9	tonig-schluffige Sandsteine, Quarzsandstein, lokal auftretende, dünne (cm–dm) Einlagerungen von Schluffsteinen	Obere Kreide – Březno-Formation	Aquifer D / Leiter
40,9	50,5	Sandiger Schluffstein	Obere Kreide – Březno-Formation	Aquitard / Stauer
50,5	185,9	Sandsteine mit tonigen Schichten, lokal auftretende, dünne (cm–dm) Einlagerungen von Schluffsteinen	Obere Kreide – Březno-Formation	Aquifer D / Leiter
185,9	200,2	Sandige Schluffsteine mit Einlagerungen von ton- und kalkhaltigen Sandsteinen	Obere Kreide – Březno-Formation	Aquitard / Stauer

Tabelle 1: Vereinfachte stratigraphische Gliederung der Bohrung 4650_Y.

Tiefe (m)		Gesteinsbeschreibung	Stratigraphische Einstufung	Hydrogeologische Einordnung
von	bis			
0,0	0,35	Ton, sandiger Ton	Quartär	Boden
0,35	55,58	Wechsellagerung von Sandsteinen und Tonsteinen / Schluffsteinen, untergeordnet treten Konglomerate auf; der gesamte Abschnitt ist stark tektonisch überprägt	Perm	Aquitard / Stauer
55,58	101,25	Wechsel von Sandsteinen mit tonigen Schichten und Quarz, lokal auftretende, dünne (cm–dm) Einlagerungen von Schluffsteinen und Tonsteinen	Obere Kreide – Březno-Formation	Aquifer D / Leiter

Tabelle 2: Vereinfachte stratigraphische Gliederung der Bohrung 6412_L.

schen Entwicklung der Schichten und ihrer Mächtigkeit im Projektgebiet gewonnen werden. Zur Ermittlung der wasserführenden oder wasserstauenden Eigenschaften wurden auch hydrologisch wichtige Parameter, wie Porosität und Permeabilität, untersucht. In Tabelle 1 werden die erkundeten geologischen Einheiten hydrogeologischen Schichten zugeordnet.

Das Ziel der Erkundungsbohrung 6412_L (Lesné) war die Charakterisierung der Lausitzer Überschiebung. Die Lausitzer Überschiebung ist eine der bedeutendsten Störungen in Europa, welche im Projektgebiet die Gesteine der Oberen Kreide des Sächsisch-Böhmischen Kreidebeckens (Sedimente) im Süden von den Granitoiden (magmatischen) Gesteinen des Lausitzer Massivs im Norden trennt. Das Hauptergebnis der Bohrung lag im Nachweis eines ca. 50 m mächtigen Sedimentpaketes des Unterperms (Vrchlabí- Formation), dass tektonisch zwischen den Granodioriten und den Kreidesedimenten eingeschuppt wurde. Der komplizierte Charakter der Lausitzer Überschiebung wurde bereits in mehreren wissenschaftlichen Abhandlungen diskutiert (z. B. Coubal et al. 2014, 2015; Krentz und Stanek 2015). In Tabelle 2 werden die erkundeten geologischen Einheiten erneut hydrogeologischen Schichten zugeordnet.

Die aus beiden Bohrungen gewonnenen Daten dienten im Projekt als Grundlage für die Aktualisierung des geologischen 3D-Modells. Das erbohrte Gesteinsmaterial steht im Kernlager des Tschechischen Geologischen Dienstes in Lužna bei Rakovnik zur Verfügung.

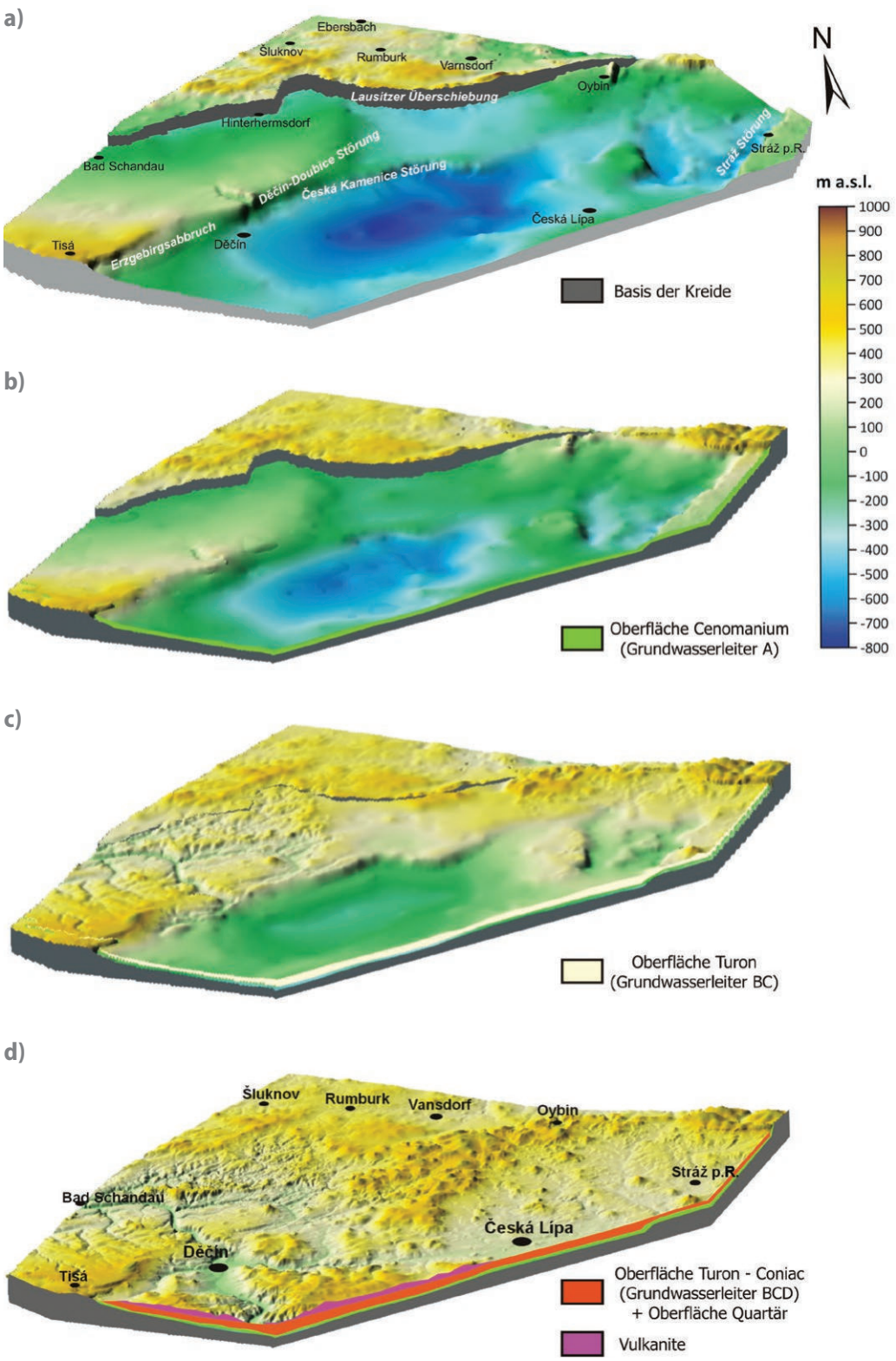


Abb. 2-10: Konzeptionelles geologisches 3D-Modell des Projektgebietes. Die einzelnen Bilder repräsentieren spezielle, geologische Horizonte.

3D-Modellierung

Zur Erstellung eines räumlichen, konzeptionellen, geologischen Modells wurden die 3D-Programme Surfer, GoCAD und MOVE verwendet (Abb. 2-10). Anhand von bereits vorhandenen Bohrungen und geophysikalischen Untersuchungen wurden jeweils die Oberkante und der Verlauf der einzelnen geologischen Schichten dargestellt. Die an der Oberfläche ausstreichenden Schichten wurden mit der geologischen Karte abgeglichen. In das 3D-Modell wurden nur die wichtigsten Hauptstörungen eingearbeitet, die tektonische Versätze > 50 m aufweisen. Das erstellte Modell war ein wichtiger Bestandteil für die anschließende hydrogeologische Modellierung des Grundwasservorkommens im Projektgebiet.

Die tiefste modellierte Schicht ist die Basis der kreidezeitlichen Sedimente. Die Kreidesedimente lagern auf dem Lausitzer Granodiorit, den metamorphen, altpaläozoischen Gesteinen und den Sedimenten des Jungpaläozoikums (Abb. 2-10a). Die Kreidesedimente fungieren je nach Korngröße als Wasserleiter oder Wasserstauer (feinkörnig: Ton und Schluff = Wasserstauer bzw. Aquiclude oder Aquitard; mittel- bis grobkörnig: Sand und Kies = Wasserleiter bzw. Aquifer). Diese Stauer- und Leiterhorizonte wurden modelliert und ihre Benennung erfolgte vom Liegenden zum Hangenden. Der tiefste Aquifer A wird durch kreidezeitliche Sedimente des Cenomaniums gebildet (Abb. 2-10b).

Darüber folgt ein Stauhorizont mit einer geringen Mächtigkeit. Die darauffolgende modellierte Schicht ist der Grundwasserleiter BC aus dem Turon (Abb. 2-10c). Er weist Mächtigkeiten von mehreren hundert Metern auf und ist somit der wichtigste Grundwasserspeicher im Sächsisch-Böhmischen Kreidebecken. Die oberste Schicht des 3D-Modells stellt das aktuelle Relief dar (Abb. 2-10d), welches den Grundwasserleiter D, neogene Vulkangesteine und tertiäre Sedimente beinhaltet.

Das 3D-Modell zeigt weiterhin die wichtigsten tektonischen Elemente des Kreidebeckens. Am bedeutendsten ist dabei die Lausitzer Überschiebung, die bereits während der Ablagerung der Kreidesandsteine aktiv war. Weitere wichtige Störungen im Projektgebiet sind der in NO–SW-Richtung streichende Erzgebirgsabbruch, die Děčín–Doubice Störung, die Stráž Störung, die Velenice Störung und die Svojkev Störungen, die zum Egergraben gehören und lokal einzelne Senken abgrenzen (vergl. Kap. 4).

Paläontologie

Die Paläontologie befasst sich mit versteinerten Resten und Abdrücken von Organismen (Fossilien) mit deren Hilfe sedimentäre Ablagerungen geologischen Zeitaltern zugeordnet werden können. Diese Zuordnung, die mithilfe von Fossilien erfolgt, wird als Biostratigraphie bezeichnet.

Im Projektgebiet handelt es sich vor allem um Sedimente des Oberen Paläozoikums (Karbon–Perm), des Mesozoikums (Jura und Obere Kreide) sowie des Känozoikums (Tertiär und Quartär). So sind für die Sedimente des Oberen Paläozoikums besonders Pflanzenreste (Blätter) und Fische aus Seesedimenten von stratigraphischer Bedeutung. Für Ablagerungen aus dem Jura sind Ammoniten und Nanoplankton (vor allem *Coccolithophorida* – mikroskopisch kleine, kalkige Plättchen von Algen) und für die Sedimente der Kreide Ammoniten, Muscheln (insbesondere die Gattung *Inoceramus* –Abb. 2-11), Seeigel sowie mikroskopische Foraminiferen und Nanoplankton von Bedeutung (Abb. 2-12) (Chlupáč et al. 2011).

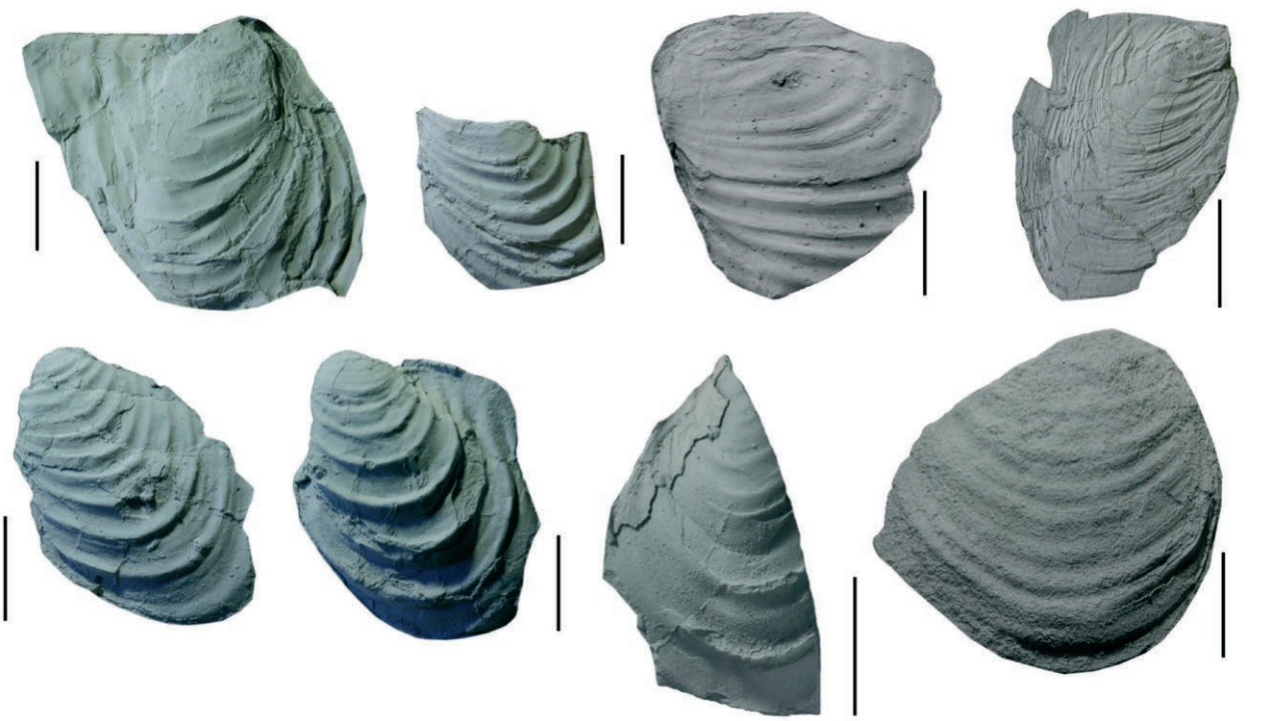


Abb: 2-11: Ausgewählte inocerame Bivalven (Zweischaler) aus der Zeit des Coniac. Gesammelt von S. Čech (in Nádaskay et al. 2019). Maßstab = 10 mm.

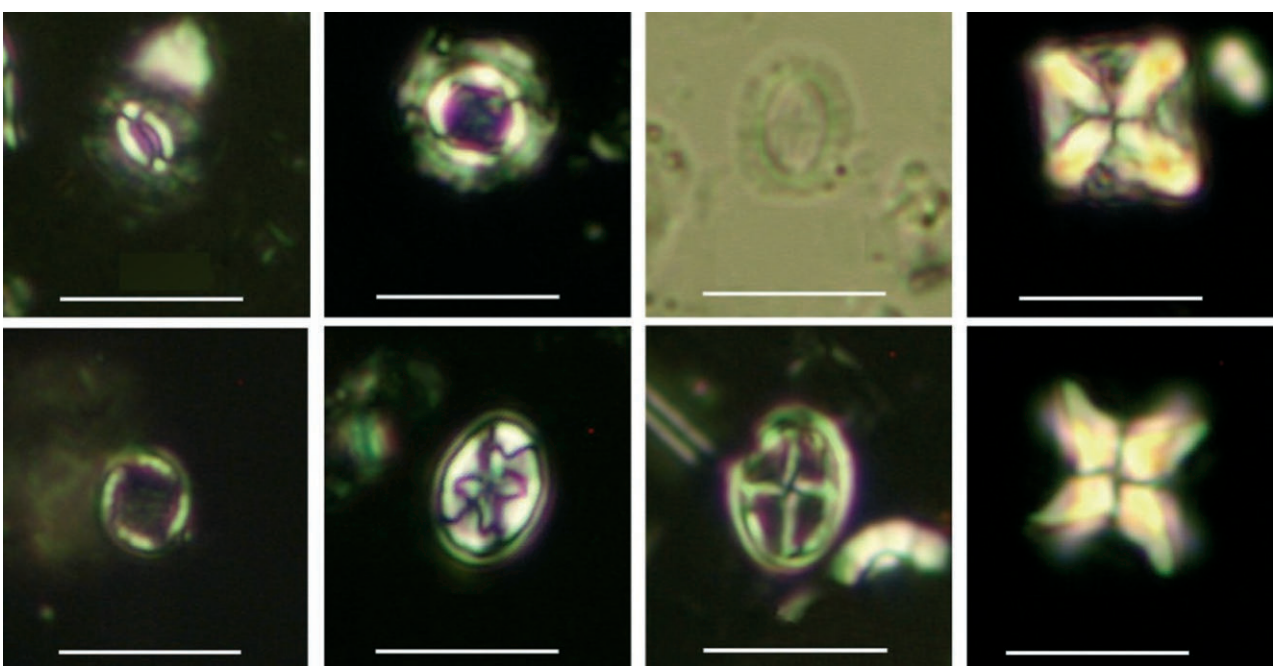


Abb. 2-12: Mikroskopische Aufnahmen von kalkhaltigen Nannofossilien aus der Kreidezeit (Coniac), bestimmt von L. Švábenická (in Nádaskay et al. 2019). Maßstab = 5 µm.

Für terrestrische Sedimente des Tertiärs sind die Knochen von Amphibien und Fischen, Insekten, Pflanzenreste und die mikroskopischen Gehäuse von Kieselalgen (Diatomeen) charakteristisch.

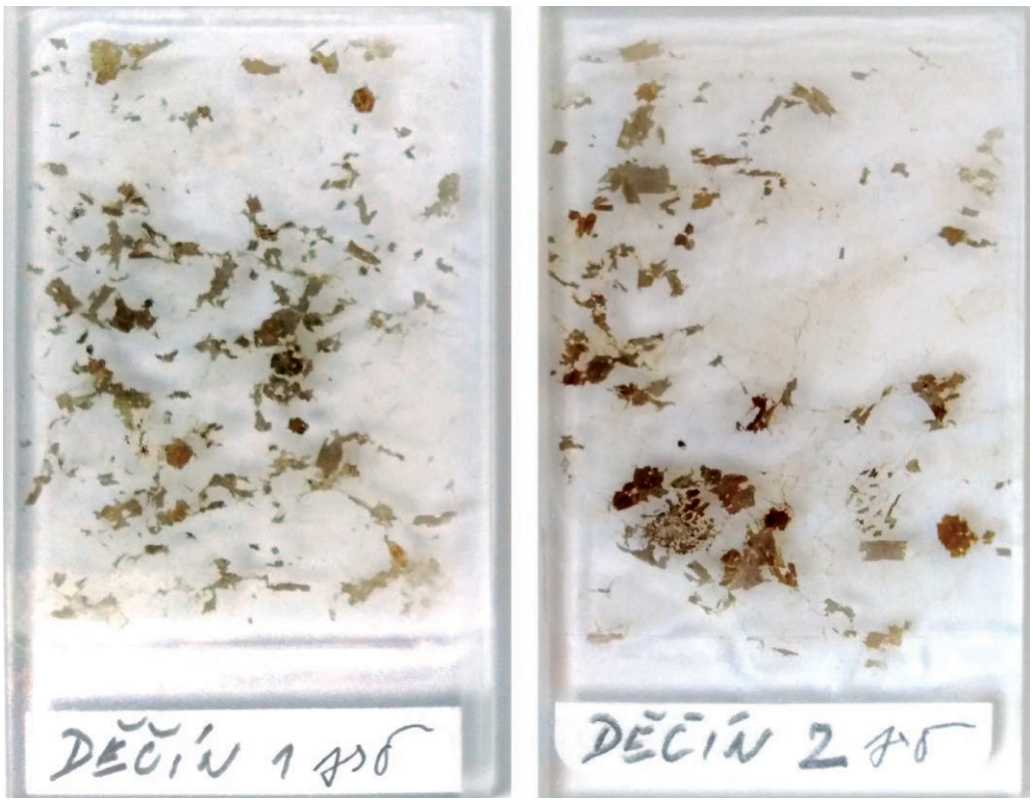


Abb. 2-13: Dünnschliffe eines Amphibol-Biotit-Granodiorits.

Gesteinsdünnschliffe

Für die Bestimmung und Benennung der verschiedenen magmatischen, metamorphen und sedimentären Gesteine werden Gesteinsdünnschliffe unter einem Polarisationsmikroskop untersucht (Abb. 2-13).

Der Dünnschliff ist ein dünnes Gesteinsplättchen, mit einer Stärke von 0,03 mm. Die meisten gesteinsbildenden Minerale sind bei solch einer geringen Dicke lichtdurchlässig und zeigen unter dem Mikroskop spezielle und markante Eigenschaften, welche die Bestimmung erleichtern (Abb. 2-14a, b). Die mikroskopische Analyse der Dünnschliffe ermöglicht es, die mineralische Zusammensetzung der Gesteine, ihre Struktur und Textur, die petrographische Bezeichnung und die Entstehung des Gesteins festzustellen.

Schwerminerale

Als Schwerminerale werden Minerale bezeichnet, deren Dichte größer als 2,9 g/cm^3 ist. Sie sind in geringem Maße in allen Gesteinstypen enthalten und werden daher auch als akzessorische

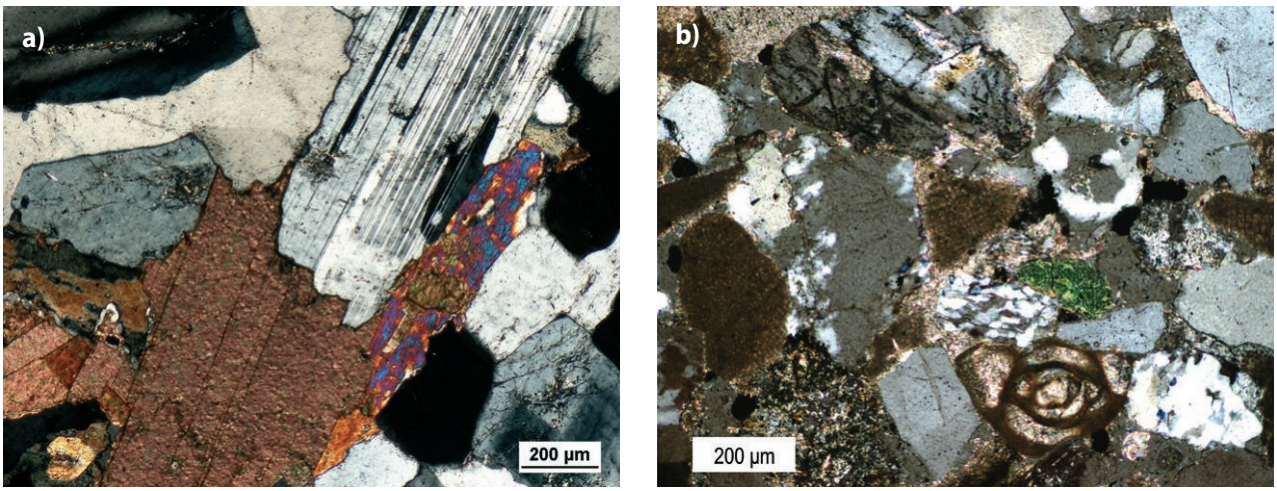


Abb. 2-14: Mikroskopische Aufnahmen: (a) Magmatisches Gestein (Amphibol-Biotit-Granit). Foto: S. Mrázová, 2019. (b) Sedimentäres Gestein (Sandstein) mit Fossilien. Foto: H. Gilíková, 2011.



Abb. 2-15: Konzentrat von Schwermineralen aus der Oberen Kreide. Lokalität: Studený potok (Peruc-Korycany-Formation, Cenomanium). Foto: T. Sidorinová, 2018.



Abb. 2-16: Ausgewählte Schwerminerale (Monazite) aus Sedimenten südlich der Lausitzer Überschiebung (Teplice-Formation, Turon / Coniac). Foto: T. Sidorinová, 2018.

Minerale bezeichnet. Ihr Vorkommen in sedimentären Gesteinen hilft bei der Bestimmung von stratigraphischen Schichten. Sie werden üblicherweise unter dem Mikroskop bestimmt. Typische Beispiele für Schwerminerale sind Granat, Amphibol, Pyroxen, Turmalin, Apatit, Kyanit, Rutil, Zirkon (Abb. 2-15) und Monazit (Abb. 2-16).

Schwerminerale können mithilfe einer sog. „Schwereflüssigkeit“ (Dichte von 2,95 g/cm^3) aus der zerkleinerten Probe von leichteren Bestandteilen (z. B. Quarz, Feldspat, Glimmerminerale) getrennt und weiter untersucht werden. Für das Projekt ResiBil wurden mehrere Proben aus Sandsteinschichten (Jura und Kreide) entnommen. Die Proben hatten jeweils ein Gewicht von ca. 5–10 kg. Magnetische Mineralien wurden durch einen Dauermagneten abgetrennt.

3| Stratigraphisches Schema

Das stratigraphische Schema stellt eine vereinfachte Übersicht der im Projektgebiet vertretenen Gesteinseinheiten entsprechend ihrem geologischen Alter dar (Abb. 3-1). Mithilfe der Stratigraphie werden komplexe geologische Sachverhalte, wie Lagerungsbedingungen oder zeitliche Abfolgen dargestellt. Dabei haben sich verschiedene Methoden der stratigraphischen Untersuchung entwickelt, eine grundlegende Methode ist die Lithostratigraphie. Sie bezieht sich auf die räumliche Gliederung der Gesteine sowie deren Eigenschaften. Eine weitere Methode ist die Biostratigraphie, in der Fossilien und deren relative zeitliche Zuordnung zueinander untersucht werden. Eine exakte Entstehungszeit kann mit diesen Methoden jedoch nicht angegeben werden – die zeitliche Einordnung ist nur relativ zu sehen. Durch spezielle Altersdatierungen und chemische Untersuchungen an Mineralen ist es möglich, genauere Altersangaben zu ermitteln.

Die ältesten Einheiten im Projektgebiet ResiBil sind proterozoische magmatische und metamorphe Gesteine des Erzgebirges und der Lausitz sowie altpaläozoische Schiefer, Vulkanite und Magmatite im Elbtalschiefergebirge und den Kristallinkomplexen des Riesengebirges und des Isergebirges. In diese Einheiten intrudierten im Altpaläozoikum verschiedene Plutonite (z. B. der Rumburker Granit). Zusammengefasst werden diese Einheiten als Grundgebirge bezeichnet. Auf dem Grundgebirge wurden anschließend die Sedimente des Unterperms, des Mesozoikums, des Tertiärs und des Quartärs abgelagert.

Die lithostratigraphischen Einheiten werden in Formationen, Horizonte und Schichten unterteilt und ermöglichen die Korrelation zwischen den einzelnen regionalen Einheiten. Die Korrelation der einzelnen Formationen im Sächsisch-Böhmischen Kreidebecken, insbesondere der kreidezeitlichen Formationen, ist ein wichtiges Ergebnis der im Rahmen des Projektes durchgeführten Arbeiten.

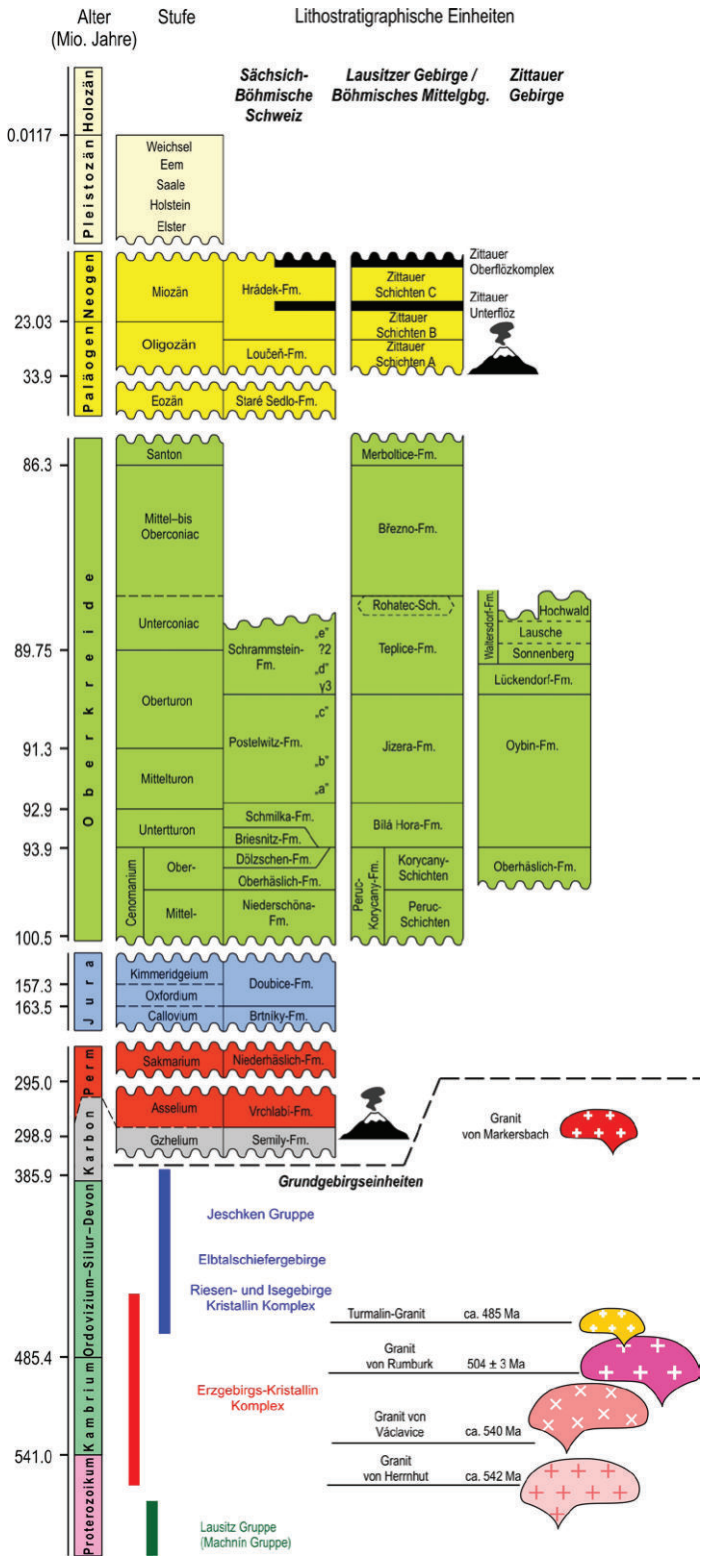


Abb. 3-1: Stratigraphisches Schema für die Gesteine im Projektgebiet ResiBil.

4 Geologische Entwicklung innerhalb des Projektgebietes

Das Projektgebiet weist eine komplizierte, geologische Entwicklung auf. Unter Einbeziehung von neuen radiometrischen Datierungen, paläontologischen Befunden und tektonischen Strukturdaten können im Gebiet mehrere regionalgeologische Einheiten unterschieden werden (Abb. 4-1). Diese Einheiten umfassen neoproterozoische und paläozoische, metamorphe und magmatische Gesteine, mesozoische Sedimente sowie känozoische (tertiäre und quartäre) Vulkanite und Sedimente.

Neoproterozoikum–Paläozoikum

Die ältesten Gesteine im Projektgebiet sind Grauwacken und Schiefer der Lausitzer Gruppe mit einem Alter von ca. 600–570 Mio. Jahren. Diese Sedimente wurden lokal durch die Intrusion von magmatischen Gesteinen (Granite und Granodiorite) des Lausitzer Massivs im Zeitraum von 540–504 Mio. Jahren kontaktmetamorph beeinflusst (Białek et al. 2014; Zieger et al. 2018). Diese Metamorphose beschränkte sich auf den Kontaktbereich zwischen den Sedimenten und den Granodioriten.

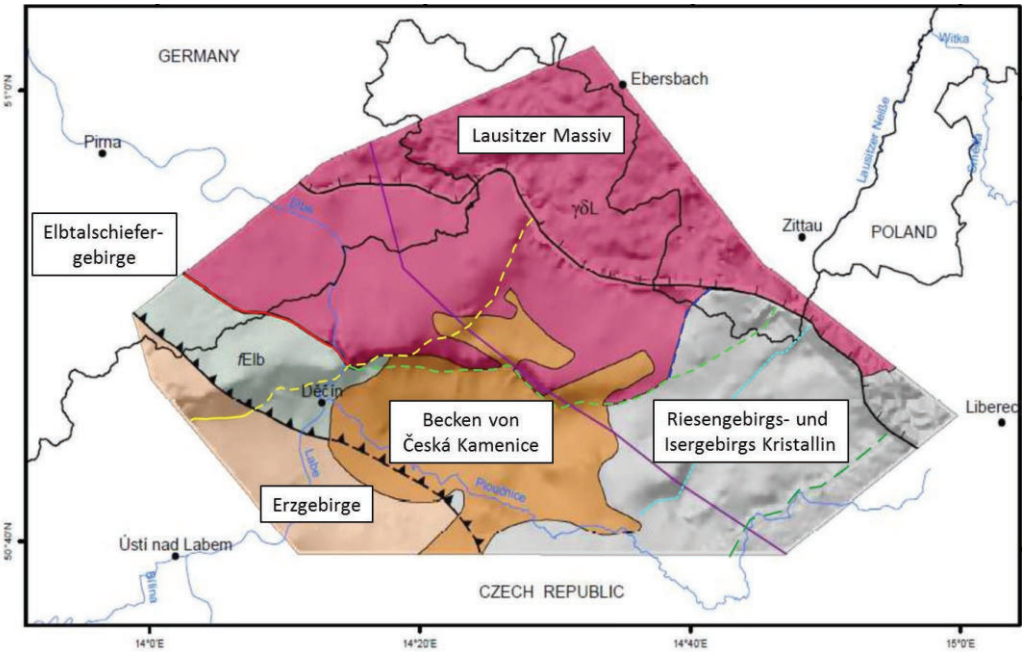


Abb. 4-1: Schematische Darstellung der regionalgeologischen Einheiten des Grundgebirges.

In einer weiteren magmatischen Aktivitätsphase erfolgte die Intrusion des Granits von Rumburk am Übergang vom Kambrium zum Ordovizium (500–490 Mio. Jahre). In diesem Zeitraum entstanden auch zahlreiche intermediäre sowie basische Gänge (Lamprophyre). Die Magmatite des Lausitzer Massivs wurden nur lokal durch eine spätere Regionalmetamorphose beeinflusst.

Für die Ausgangsgesteine (Protolithe) der Gneise des Erzgebirges wird ein Alter von ca. 570 Mio. Jahren angenommen. Diese Ausgangsgesteine sind vor ca. 330 Mio. Jahren in der variszischen, gebirgsbildenden (orogenen) Phase metamorph und tektonisch überprägt worden. In die variszische Metamorphose wurden auch die altpaläozoischen Gesteine des Elbtalschiefergebirges einbezogen. Im Rahmen der variszischen Orogenese wurden die metamorphen Gesteine intensiv verschuppt und überschoben.

Südlich des Lausitzer Massivs schließen sich die variszisch metamorph überprägten Gesteine des Riesengebirgs- und Isergebirgskristallins an. Diese altpaläozoischen Einheiten werden dem Lugikum zugeordnet und sind miteinander im Untergrund der Kreide verbunden (Mísař et al. 1983; Cháb et al. 2008). Eine vergleichbare Lithologie weisen auch die altpaläozoischen Gesteine des Elbtalschiefergebirges im Westen des Projektgebietes auf (Kozdroj 2001). Auch hier ist eine direkte Verbindung mit dem Kristallin des Riesengebirges und des Isergebirges unterhalb des Česká Kamenice Beckens anzunehmen.

Die Gesteine der Jeschken-Gruppe bestehen aus schwach metamorphen Gesteinen oberdevonischen bis unterkarbonischen Alters. Sie werden aufgrund ihres Vorkommens als Decke interpretiert und deshalb nicht zu den Einheiten des Riesen- und Isergebirges gezählt (Kapitel 6-3) (Chlupáč 2002b).

Im Bereich des Erzgebirges und des Elbtalschiefergebirges treten zahlreiche Intrusionen variszischer, magmatischer Gesteine auf. Im Projektgebiet befindet sich der Granit von Markersbach, der die umliegenden Gesteine kontaktmetamorph überprägt hat.

Jüngeres Paläozoikum

Karbon–Perm

Auf die variszische Gebirgsbildung folgte eine weitreichende Abtragung (Erosion) des entstandenen Gebirges.

Nach der variszischen Hauptphase (jüngeres Devon bis älteres Karbon, ca. 400–340 Mio. Jahre; z. B. Franke 2006; Žák et al. 2014) begann mit dem spätorogenen Stadium ab ca. 346–340 Mio. Jahre der allmähliche Zerfall des variszischen Gebirges (Žák et al. 2005, 2012). Dies führte zu einem Kollaps des zuvor entstandenen Gebirges (Žák et al. 2018) und zur Entstehung und Füllung sog. intramontaner Becken (Opluštil und Cleal 2007; Opluštil et al. 2016).

Im Projektgebiet werden die postvariszischen, intramontanen Becken durch das Becken von Česká Kamenice vertreten. Dieses Becken ist Bestandteil eines größeren Ost–West-verlaufenden Systems von Becken, die von Pilsen quer durch Mittelböhmen bis nach Broumov im Osten von Tschechien verlaufen, parallel zur angenommenen Grenze zwischen dem Saxothuringikum und dem Teplá-Barrandium. In Analogie mit den benachbarten Becken bei Mnichovo Hradiště und dem Riesengebirgsvorland, war zu jener Zeit das Becken von Česká Kamenice vermutlich ein Halbgraben mit der Hauptstörung am südlichen Rand (Martínek et al. 2006). Die genannten Becken weisen alle eine dextrale („rechtsdrehende“) Bewegung auf, welche durch NW–SO-verlaufende Störungen (z. B. der Lausitzer Überschiebung) im älteren Perm hervorgerufen wurden

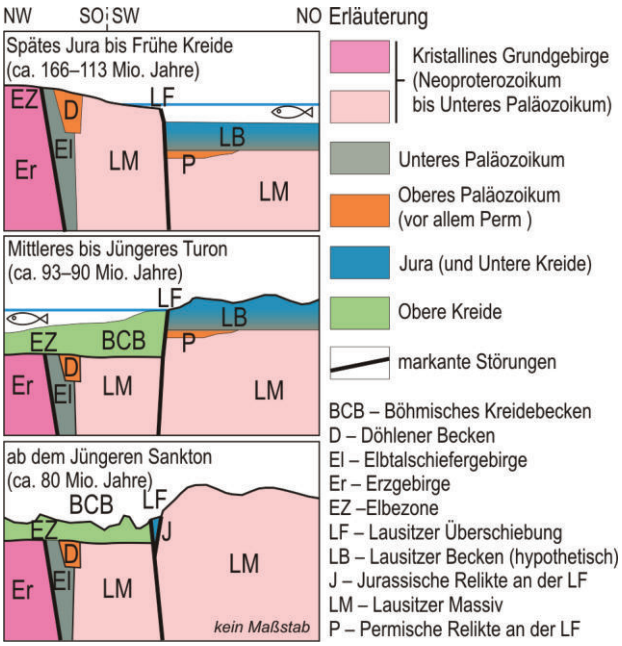


Abb. 4-2: Schematische geologische Entwicklung innerhalb des Projektgebietes im Mesozoikum (Jura und Kreide).

(Uličný et al. 2002). Dieser tektonischen Phase könnte auch die Entstehung des Döhlener Beckens in Sachsen zugeordnet werden.

Mesozoikum

Die geologische Entwicklung des Gebiets im jüngeren Perm und Trias ist noch unklar. Obwohl hier keine Sedimentvorkommen aus dieser Zeit bekannt sind, können deren Äquivalente in erheblich reduzierter Mächtigkeit und in geringem Umfang in Ostböhmen und bei Meißen gefunden werden (z. B. Uličný 2004). Mit Hilfe indirekter Daten, z. B. durch die Datierung mittels Spaltspuren- oder Zirkondatierung in den Becken des nordwestlichen Teils des Böhmischen Massivs (z. B. Danišík et al. 2010; Hofmann et al. 2018), wurde ermittelt, dass wahrscheinlich das Gebiet des heutigen Lausitzer Massivs sowie des Riesengebirges und Isergebirges bereits ab dem jüngeren Perm bis in die Mittlere Trias sowie im Jura (mindestens ab dem Mittleren Jura) (Abb. 4-2) abgesenkt wurde. In der Zeit der jüngeren Jura vor ca. 162–145 Mio. Jahren (Holcová und Holcová 2016) entstand hier ein ausgedehntes Meeresbecken, welches durch Karbonatgesteine in den Relikten der Jurasedimente an der Lausitzer Überschiebung belegt ist (z. B. Eliáš 1981). Die Lausitzer Überschiebung wurde im Laufe des Mesozoikums wahrscheinlich mehrfach reaktiviert, was neben der Entstehung neuer Becken auch zur Erosion älterer Beckenfüllungen führte. Verursacht wurde die Reaktivierung der Lausitzer Überschiebung während des Juras bis zur älteren Kreide durch die Dehnung der europäischen Lithosphäre, die mit der Entstehung des Nordsee-Rifts und des Niedersächsischen Beckens einherging. Diese Dehnung wurde durch die gegenseitige Annäherungsbewegung der iberischen Halbinsel mit Afrika und Europa abgelöst, was zur Kompression und Hebung des Beckens auf dem Lausitz-Riesengebirgs-Block führte (Kley und Voigt 2008).

Die Paläogeographie des Böhmischen Massivs und seiner näheren Umgebung im Verlauf des Mesozoikums wurde wesentlich durch die Schwankungen des globalen Meeresspiegels beeinflusst. Diese traten durch die Verlagerung der Küstenlinie in Richtung zum Festland (Transgression = Meeresspiegelanstieg) bzw. zum Meer (Regression = Meeresspiegelrückgang) in Erscheinung. Während des Mesozoikums wurde das Böhmische Massiv infolge der langanhaltenden Verwitterung und Erosion stark eingeebnet. Das Massiv wirkte in der Trias und im Jura als ein Abtragungsgebiet, da sich die Erosionsprodukte u. a. in den Sedimenten des Buntsandsteins, Muschelkalks und Keupers (Einheiten der Germanischen Trias) nördlich und westlich des Böhmischen Massivs finden lassen.

Eine bedeutende Reaktivierung der Störungen im Böhmischen Massiv trat in der Mittleren Kreidezeit auf (Abb. 4-2). In Kombination mit dem globalen Anstieg des Meeresspiegels zu Beginn der Oberkreide, lagerten sich ab dem Mittleren Cenomanium (vor ca. 100 Mio. Jahren) Sedimente von eingeschnittenen Flussläufen ab. Diese füllten zunehmend die Täler des Vorkreidereliefs und die Flussmündungen der Ästuare auf (Uličný et al. 2009b). Im jüngeren Cenomanium

erfolgte infolge des markanten Anstiegs des globalen Meeresspiegels eine Überflutung ausgedehnter Flächen des nördlichen und östlichen Teils des Böhmischen Massivs durch das Meer (sog. Cenoman-Transgression; z. B. Klein et al. 1979) und die Entstehung des Sächsisch-Böhmischen Kreidebeckens. Durch den gleichzeitigen Einfluss der tektonischen Aktivität kam es zu einem Absinken der Ablagerungsgebiete (Depozentrum) des Sächsisch-Böhmischen Kreidebeckens, die sich entlang der im Becken und am Rande befindlichen Störungen befanden, wie z. B. der Lausitzer Überschiebung. Das Ergebnis war die Abtrennung sedimentärer Teilbecken und ihrer Liefergebiete (Uličný 2001). Im Bereich des Projektgebietes ResiBil erfolgte so die Bildung des Lausitz-Isergebirgs-Depozentrums, eines Gebietes mit der höchsten Subsidenz (Absenkung) innerhalb des gesamten Beckens.

Aus paläogeographischer Sicht war das Gebiet in der Zeit der kreidezeitlichen Meeressedimentation (jüngeres Cenomanium–Santon) eine enge Meeresstraße, welche die tethyalen im Süden und borealen Gebiete im Norden verband (Klein et al. 1979). Dies ist paläontologisch durch Funde gemischter boreal-tethyaler Pollengemeinschaften (Svobodová 1999) bzw. durch das Auftreten borealer Fauna (z. B. von Belemniten und Inoceramen; Košták et al. 2004) und tethyaler Korallenarten (Löser 2009) belegt. Die Umgebung des Sächsisch-Böhmischen Kreidebeckens bestand im Westen und Südwesten aus der Mitteleuropäischen Insel und im Nordosten aus der Sudetischen Inseln (Skoček und Valečka 1983). Diese Festlandgebiete trennten in der jüngeren Kreidezeit das Sächsisch-Böhmische Kreidebecken teilweise von den umliegenden Becken, die zum flachen Nordmeer (das von Polen über Norddeutschland bis nach England reichte) bzw. zum Tethys-Ozean gehörten, aus dem später die Alpen und Karpaten hervorgingen (Ziegler 1990; Voigt et al. 2008). In der sedimentären Aufzeichnung der angrenzenden europäischen Becken dieser beiden Meeresräume sind – ebenso wie im Sächsisch-Böhmischen Kreidebecken – die Haupttrends der globalen Meeresspiegelschwankungen zu erkennen. Diese traten zum Beispiel als Cenoman-Transgression, als Maximum des Meeresspiegels im älteren- und als Minimum im jüngeren Turon in Erscheinung (Voigt et al. 2008).

Ein wesentliches Ereignis für das gesamte Becken war in der Zeit zwischen dem jüngeren Cenomanium und dem jüngeren Turon, eine Transgression, die durch den globalen Anstieg des Meeresspiegels bedingt wurde (Voigt et al. 2008), bei welchem es zu markanten Veränderungen in der Paläogeographie des Sächsisch-Böhmischen Kreidebeckens kam. Dies zeigte sich in der Überflutung der bisherigen festländischen Liefergebiete südwestlich des Beckens, in der Verlagerung der Liefergebiete in größere Entfernungen und in einer Veränderung der Sedimentation (Čech und Valečka 1991). Nach der Transgression im älteren dominierte im Großteil des Sächsisch-Böhmischen Kreidebeckens die Ablagerung von Mergeln und Plänern. Lediglich in ihrem nördlichen und nordwestlichen Teil (Lausitz-Isergebirgs-Depozentrum) erfolgte die Progradation von Sandsteinkörpern, die offensichtlich die Mündungen jener Flüsse widerspiegeln, welche die Westsudetische Insel entwässerten (Uličný 2001). Dieses tektonisch aktive Hebungsgebiet war eine dauerhafte Quelle für gröbere Sedimente, während der Existenz des Sächsisch-Böhmischen Kreidebeckens (Tröger 1969, Valečka 1979).

Im Mittleren Turon erfolgte eine markante Transgression, die die Reichweite der Sedimentation von Mergeln und Plänern auch in das Gebiet entlang der Westsudetischen Insel ausdehnte, welches zuvor im Unteren Turon und frühem Mittelturon eher durch grobkörnige Sandsteine geprägt war. Später erfolgte aufgrund des langsamen Absinkens des Beckens bei stagnierendem Meeresspiegel und erhöhter Zufuhr von klastischem (nicht-kalkigem) Materials insbesondere im Nordwesten, eine markante Progradation sandiger Sedimentkörper in das Zentrum des Beckens

(Valečka 1989). Eine schwache tektonische Aktivität und die relativ langsame Absenkung des Beckens, sind für das ältere bis Mittlere Turon charakteristisch. Der Raum für die Ablagerung des angelieferten sedimentären Materials bildete sich demnach nur langsam. Während des jüngeren Turons und des älteren Coniacs nahm die tektonische Zergliederung des Beckens an Intensität zu. Dieser Prozess wurde durch eine erhöhte Einbringungsrate von Material von der sich heraushebenden Westsudetischen Insel kompensiert (Uličný et al. 2009a).

Eine weitere, bedeutende Transgression spielte sich im jüngeren Turon ab, wie der scharfe, lithologische Wechsel von Sandsteinen der Jizera-Formation zu feinkörnigen Ablagerungen der Teplice-Formation belegt (Čech und Valečka 1991; Čech 2011). Diese Transgression mündete in eine flächendeckende Reduktion des Liefergebiets (der Sudetischen Inseln) und in eine markante Einschränkung der Progradation der Sandsteinkörper, welche die geringste Flächenausdehnung während der gesamten Existenz des Sächsisch-Böhmischen Kreidebeckens aufweist (Herčík et al. 1999). Die abgetragenen Sande blieben vor den Flussmündungen und in den gefluteten Ästuaren liegen.

Ein charakteristischer Zug des jüngeren Turons war die intensiv wirkende Tektonik im inneren Teil des Beckens, die zur Vertiefung der Depozentren, d.h. jener Teile des Beckens führte, in denen die größten Mengen des aus den umliegenden Festlandgebieten stammenden erodierten Materials abgelagert wurden. Diese Vertiefung dauerte bis in das Santon weiter an. Es sind weiterhin vor allem unreife, klastische Sedimente und der erhebliche Einfluss der Meeresströmungen (Voigt et al. 2008) auf die Umgestaltung des in den Deltas abgelagerten Materials charakteristisch. Eine der charakteristischen Fazien des Coniacs ist die sog. flyschoide Fazies (Valečka und Rejchrt 1973), welche die Deltasedimente säumt und als Ablagerung von Gravitationsströmen (Turbiditen) interpretiert wird (Uličný 2001). Das vielfache Auftreten dieses Sedimenttyps belegt die erhöhte tektonische Aktivität (Nádaskay et al. 2019c) und die hiermit zusammenhängende, intensivere Hebung der Westsudetischen Insel und ihre Erosion. Die erhöhte tektonische Aktivität an der Lausitzer Überschiebung hängt mit der Änderung des gesamteuropäischen Spannungsfeldes und der Deformation des präalpinischen Terrains in Mittel- und Westeuropa, infolge der Annährung der Iberischen Halbinsel an Europa, zusammen (Mortimore et al. 1998).

Mit Ausnahme der markanten Umstellung der Sedimentation an der Grenze Cenoman–Turon verlief die Sedimentation im Sächsisch-Böhmischen Kreidebecken kontinuierlich bis zum Santon. Die Sedimentation dauerte somit 11–12 Mio. Jahre (Voigt et al. 2008). Die radiometrische Datierung der Vulkanite, welche die Inversion (Heraushebung) des Beckens an der Lausitzer Überschiebung begleiteten (älteste Intrusionen vor 77 Mio. Jahren; Pivec et al. 1998), belegen eine mögliche Fortsetzung der Sedimentation bis maximal zum Maastrichtium. Infolge der späten Kreideinversion und regionaler Hebung im Paläogen kam es jedoch zur Erosion und zum Verlust eines Teils der sedimentären Ablagerungen (Coubal 1990). Die Ablagerungen der jüngeren Einheiten, d.h. des Oberen Turons bis Santons, sind insbesondere in den tektonisch abgesenkten Schollen im Inneren des Egergrabens erhalten geblieben. Die Mächtigkeit der erhaltenen Ablagerungen des Sächsisch-Böhmischen Kreidebeckens erreicht im Durchschnitt 200 bis 400 m (Herčík et al. 1999). Maximale Mächtigkeiten von bis zu 1 000–1 200 m erlangt die Füllung des Beckens entlang des tektonischen Randes im nordwestlichen Teil (Valečka 1979). Im Verlauf der späten Kreidezeit und tertiären Hebung des Sächsisch-Böhmischen Beckens erfolgte in seinem zentralen Teil die Erosion von bis zu 500 m der jüngeren Sedimentfüllung (Uličný et al. 2003).

Tertiär–Quartär

Bereits während der Kreidesedimentation wurde die sedimentäre Füllung des Sächsisch-Böhmischen Kreidebeckens tektonisch zergliedert. Gegen Ende der Inversionstektonik in der späten Kreidezeit wurde die Lausitzer Überschiebung aktiv. Dabei wurde zum Teil die alte, spätjurassische Grabenrandstörung reaktiviert. In ihrem nordwestlichen Verlauf schneidet sie durch die beckeninneren Ablagerungen des Sächsisch-Böhmischen Kreidebeckens und wurde dort sehr wahrscheinlich neu angelegt (Malkovský 1987). Im Paläogen unterlag das Gebiet einer regionalen Hebung, bei der sowohl das alte Liefergebiet als auch die kreidezeitliche Beckenfüllung weiträumig abgetragen wurden. Im Unteren bis Oberen Oligozän entstand der NO–SW-orientierte Egergraben und assoziierte weitere kleinere Grabensysteme an seinem Nordost-Ende. Die Bildung dieses Grabens war mit der Hebung des nördlichen Grabenrandes (Erzgebirge) um etwa 1000 m und mit starkem Vulkanismus verbunden. In den entstandenen Becken lagerten sich vulkanische Tuffite und Tuffe, Geröll, Sande, Tone und mächtige Kohleflöze ab.

Vulkanische Gesteine (Basaltoide, Nephelinite, pyroklastische Gesteine, Phonolithe bis Trachyte) aus dem Oligozän und dem Miozän bilden große Vulkanbauten, Intrusionen und Gangsysteme. Ihre Förderprodukte liegen in den tertiären Sedimenten vor. Anhand von radiometrischen (Pfeiffer et al. 1984) und paläontologischen Datierungen dieser obersten Sedimente, werden die Lavaergüsse dem Oberen Oligozän bis Unteren Miozän zugeordnet. Sie treten vor allem im Bereich des Egergrabens auf (Abb. 4-3).

Auf das warme Klima im Tertiär – das auch durch die intensive Bildung von Kohlelagerstätten belegt wird, die aus den Pflanzengesellschaften tropischer bis subtropischer Moore entstanden –



Abb. 4-3: Naturdenkmal Panská skála bei Kamenický Šenov mit eindrucksvollen Basaltsäulen. Foto: P. Tomanová Petrová, 2014.



Abb. 4-4: Tief in die Landschaft eingeschnittene Schlucht der Elbe bei Hřensko. Foto: K. Motyčková a J. Šír, 2013.

folgte eine Kältephase im Quartär, welche kontinentale, pleistozäne Vereisungen hinterließ. In der Elsterkaltzeit vor 400 000 Jahren erreichte das skandinavische Inlandeis seine Maximalausdehnung und stieß entlang des Elbtals bis in das Projektgebiet vor. Die Ablagerungen des Gletschers sind vor allem nördlich der Lausitzer Überschiebung zu finden (Šibrava 1967; Nývlt 1998). Der größte Teil des Projektgebiets wird hauptsächlich von glazilakustrinen Sedimenten (Gletschersee-Sedimente, sog. Warventone), äolischen Sedimenten (durch Wind transportiert, z. B. Löss und Lösslehm) und dem periglazialen Verwitterungsschutt der Umgebungsgesteine bedeckt. In den Tälern finden sich Sand, Kies und Lehm, die durch junge Flüsse abgelagert wurden und die die heutigen Auen bilden (Abb. 4-4). Die Elbe änderte durch den Einfluss des Eises ihren Verlauf und hinterließ in den darauffolgenden Vereisungen der Saale- und Weichselkaltzeit mächtige Schotterterrassen.

5| Tektonik

Die Tektonik ist ein Teilbereich der Geologie, der sich mit der strukturellen Veränderung eines Gesteinsverbandes befasst. Bei einem relativen Versatz der Gesteine zueinander, werden die ursprünglichen Lagerungsverhältnisse gestört. Diese Störungen oder Deformationen können unter unterschiedlichen Bedingungen erfolgen: 1.) spröde Deformation (bei geringeren Temperaturen und Drücken), 2.) spröd-duktile Deformation (als Mischform) und 3.) duktile (plastische) Deformation (bei höheren Temperaturen und Drücken). Das Ergebnis sind sowohl geologische Störungen, Brüche und Scherzonen, als auch Falten und Faltensysteme.

Das Projektgebiet liegt im Kreuzungsbereich zweier regionaler Störungszonen unterschiedlichen Alters, denen die meisten Störungen mit einem Versatz von mindestens 50 m zugeordnet werden können (Abb. 5-1). Diese Störungssysteme sind die NW–SO streichende Elbezone, die überwiegend die präkretazischen Gesteinseinheiten beeinflusst und der NO–SW-streichende Egergraben, der besonders in den Kreideschichten wirksam ist (Abb. 5-2; Mlčoch et al. 2018). Hinzu kommt ein NNO–SSW-streichendes Störungssystem (sog. „Jizerarichtung“) (Uličný et al. 2009b).

Die NW–SO-streichende **Mittelsächsische Störung** bildet die südwestliche Begrenzung der Elbezone. Sie versetzt die unterpaläozoischen, schwach metamorph überprägten Gesteine des Elbtalschiefergebirges gegen das kristalline Grundgebirge des Erzgebirges. Die Störung ist spätvariszischen Alters (ca. 300–320 Mio. Jahre) und stellt eine 200 m bis zu 1500 m breite Störungszone dar. Sie hat einen komplizierten Charakter mit mehrfachen aktiven Phasen. Nach der Aufschiebung der Phyllite auf das Erzgebirge, erfolgte mit der Heraushebung des Erzgebirges eine Abschiebung des Elbtalschiefergebirges. Anschließend war die Störung als Scherzone aktiv, wobei das Lausitzer Massiv gegenüber dem Erzgebirge in südöstlicher Richtung verschoben wurde (Rauche 1992). In den Kreidesedimenten tritt sie nicht in Erscheinung, sie wirkte also nur im Grundgebirge. Die Störung wurde ursprünglich in Sachsen beschrieben, wo sie an der Oberfläche aufgeschlossen ist. Auf tschechischer Seite wird ihr Verlauf lediglich anhand von Bohrdokumentationen vermutet (Mlčoch und Konopásek 2010).

Die **Westlausitzer Störung** wurde ebenfalls ursprünglich in Sachsen beschrieben und ist dort entlang des Elbtalschiefergebirges aufgeschlossen. Sie trennt die Granodiorite und Grauwacken des Lausitzer Massivs von den unterpaläozoischen Gesteinen des Elbtalschiefergebirges ab. Dabei handelt es sich um eine Scherzone, die lokal aus mehreren Scherkörpern unterschiedlicher Gesteine besteht. Sie war (wie die Mittelsächsische Störung auch) in der variszischen Zeit vor ca. 320 Mio. Jahren aktiv. Auf tschechischer Seite ist sie lediglich aus dem Gebiet des Elbtals bekannt. Der Verlauf der Störung wurde dort anhand von Aufschlüssen am rechten und linken Ufer der Elbe lokalisiert (Ebert 1934; Valečka et al. 1970). Die Westlausitzer Störung beeinträchtigt die Kreidesedimente nicht. Sie kann bis zur Děčín–Doubice Störung verfolgt werden (Krentz 2008).

Die **Lausitzer Überschiebung** ist die nordwestliche Begrenzung der Elbezone und die bedeutendste Störung im Projektgebiet. Sie verläuft in NW–SO-Richtung und trennt die sedimen-

tären Kreidesandsteine des Sächsisch-Böhmischen Kreidebeckens von den Granitoiden des Lausitzer Massivs und dem kristallinen Grundgebirge des Jeschken und des Riesen- und Isergebirges ab. Die Störung entstand bereits in der variszischen Zeit und durchlief während des späten Paläozoikums und des Mesozoikums eine Reaktivierung. Der heutige erkennbare Versatz an der Lausitzer Überschiebung erfolgte in der Zeit von der Obersten Kreide bis ins Tertiär (vor ca. 60–70 Mio. Jahren) und beträgt lokal bis zu 600 m. Die Überschiebung ist in mehrere Abschnitte zergliedert. Die einzelnen Blöcke können sowohl als Auf- oder Abschiebung reagieren (z. B. Krentz und Stanek 2015; Hofmann et al. 2018). Der Verlauf der Lausitzer Überschiebung nach Südosten deutet darauf hin, dass sie während des Oberen Paläozoikums als Scherzone wirksam war, wobei es zur Bildung kleinerer Dehnungsbecken (Typ „pull apart"-Becken) kam. Damit könnte das Auftreten von oberpaläozoischen Gesteinen im Bereich der Lausitzer Überschiebung erklärt werden, obwohl sich in der Nähe der Verwerfung im Untergrund keine oberpaläozoischen Sedimente befinden. Die Lausitzer Überschiebung stellt im westlichen Teil des Projektgebietes eine flach einfallende Störung (Einfallen 45–50°) dar, wobei die Granitoide des Lausitzer Massivs, zusammen mit den Resten der Perm- und Jurasedimente über die Ablagerungen der Oberen Kreide (Turon, Coniac), aufgeschoben wurden (vergl. Tabelle 2 der dazugehörigen Bohrung 6412_L). Im Projektgebiet ist die Überschiebung mehrfach aufgeschlossen, z. B. im Gebiet von Doubice, wo entlang der Überschiebung Sedimente des Jura (Kapitel 7: Standort 5) oberflächlich anstehen. In der Umgebung von Jítrava, zwischen Vysoká und Kozí hřbety (Kapitel 7: Standort 2), verläuft die Störung in NNW–SSO-Richtung. Dort sind die ältesten Kreideschichten (Cenomanium) anstehend. Charakteristisch für die Lausitzer Überschiebung sind glatte Rutschflächen (sog. Harnische)

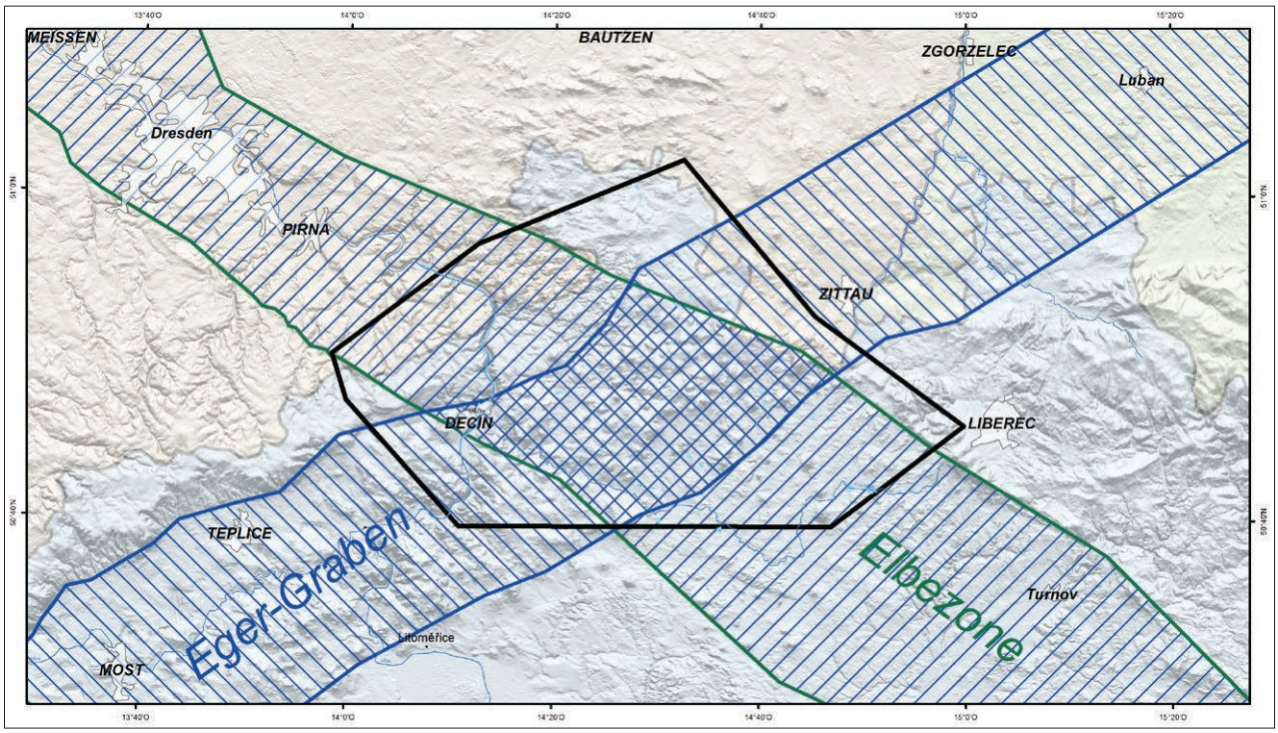


Abb. 5-1: Schematische Darstellung der Hauptstörungszonen, die sich im Projektgebiet kreuzen.

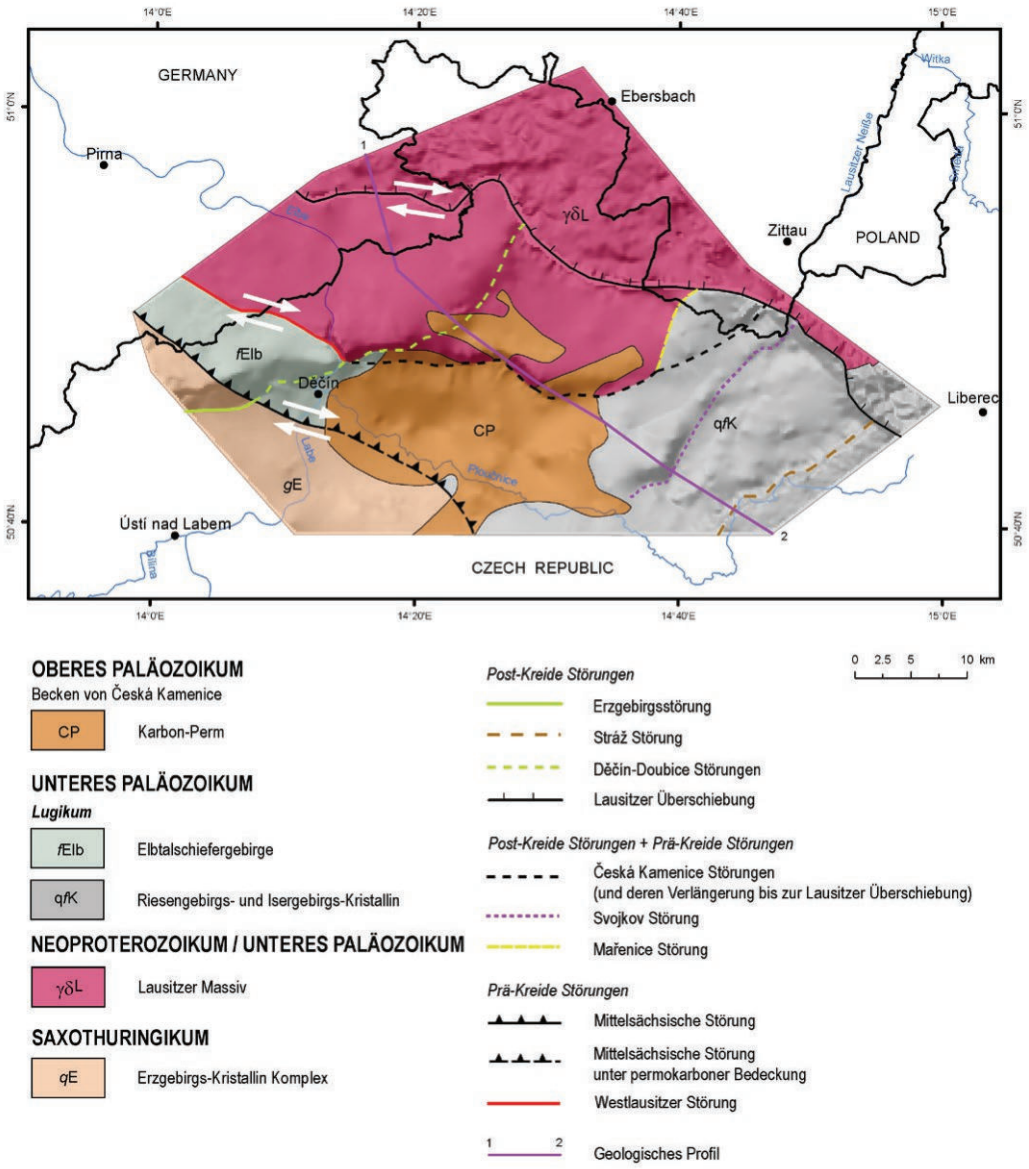


Abb. 5-2: Schematische Darstellung der geologischen Einheiten des Grundgebirges und bedeutende variszische tektonische Strukturen mit rechtsseitiger Bewegung (weiße Pfeile).

und Verhärtungen (Silifizierung; Verkieselungen) der Sandsteine unmittelbar im Störungsbereich. (Abb. 5-3).

Die NW–SO- bzw. W–O-streichende **Česká Kamenice Störung** tritt im Untergrund der Kreide durch einen markanten Versatz in Erscheinung. Sie begrenzt den nördlichen Rand des oberpaläozoischen Česká Kamenice Beckens und kann als direkte Fortsetzung der Westlausitzer Störung im Westen interpretiert werden. Zugleich bildet sie den südlichen Rand des Lausitzer Massivs. Der exakte Verlauf der Česká Kamenice Störung im Untergrund der Kreide ist durch die begrenzte Anzahl von Bohrungen und seismischen Profilen nicht genau bekannt. Die weitere Fortsetzung der Störung nach Osten bis zur Lausitzer Überschiebung ist weder anhand der Morphologie des Untergrundes noch mit Hilfe der gravimetrischen Karte eindeutig zu erkennen

(Abb. 2-3). Sie wird derzeit ab der Děčín–Doubice Störung als WNW–OSO-streichende Störung oder Störungszone angesehen, die parallel zur Lausitzer Überschiebung verläuft. Die nördlichen Störungen verlaufen dabei zwischen Chřibská und Mařenice und die südlichen Störungen zwischen Česká Kamenice und Nový Bor. Die südlichen Störungen sind dabei von besonderer Bedeutung, da sie den abgesenkten, westlichen Block im Südwesten von dem zentralen Teil des Zittauer Gebirges im Nordosten trennen. Dieser Abschnitt wurde um ca. 200 m angehoben.

Östlich der Lausche (Luž) und der Gemeinde Cvikov sind die jüngsten Kreidesedimente erodiert (ab dem unteren Teil der Březno-Formation) und die Störungen gehen in eine komplizierte, tektonische Zone über, die bis zur Stráž Störung verläuft.

Die östliche Grenze des Lausitzer Massivs verläuft NNO–SSW-streichend im Gebiet von Mařenice, beinahe senkrecht zur Česká Kamenice Störung und zur Lausitzer Überschiebung. Sie wird dort als **Mařenice Störung** bezeichnet, welche sowohl vor als auch nach der Kreidezeit aktiv war.

Der **Erzgebirgsabbruch** ist eine Störungszone, die aus mehreren Einzelstörungen besteht. Sie trennt das kristalline Grundgebirge des Erzgebirges im Nordwesten von den böhmischen Kreidesedimenten im Südosten und erstreckt sich bis an die Mittelsächsische Störung, die das Erzgebirge vom Elbtalschiefergebirge separiert. Die Aktivität des Erzgebirgsabbruchs reicht vom Neogen bis ins Quartär.

Die O–W-streichenden Störungen des Erzgebirgsbruchs bildeten sich während der Öffnung des Egergrabens (Rajchl et al. 2009). Diese Störungen verbanden sich später und bildeten die dominante NO–SW-Richtung aus. Diese Störungszone stellt den jetzigen, nordwestlichen Rand des Egergrabens und zugleich eine bedeutende, tektonische Grenze am Rande des Sächsisch-Böhmischen Kreidebeckens dar. Der Versatzbetrag des Erzgebirgsabbruchs im Projektgebiet liegt zwischen 600-800 m.

Die **Děčín–Doubice Störung** bildet die Fortsetzung des Erzgebirgsabbruchs in nordöstlicher Richtung und tritt mit einer Reihe markanter Störungen in den Kreidesedimenten in Erscheinung (Herčík et al. 1999). Die Störung trennt den nordwestlichen Block mit der Peruc-Korycany-Formation, der Bílá Hora-Formation und der Jizera-Formation, der in Richtung NNO zur Lausitzer Überschiebung geneigt ist (nördlich von Děčín auch mit dem abgedeckten kristallinen Grundgebirge im Elbtal) vom tief abgesenkten, südöstlichen Block mit der Teplice-, der Březno- und der Merboltice-Formation, der zum Böhmischen Mittelgebirge hin einfällt. Der abgesenkte Block zwischen der Děčín–Doubice und der Česká Kamenice Störung wird als Benešov Synklinale (Herčík et al. 1999) bzw. Benešov Graben (Uličný et al. 2015) bezeichnet (Abb. 5-4). Die maximale Absenkung an der Česká Kamenice Störung beträgt insgesamt 500 m, bei der Děčín–Doubice Störung etwa 150 m.

Zu den jüngsten Aktivitäten gehören die NO–SW-streichenden Störungen im Südosten des Projektgebietes. Die markanteste Störung ist die **Stráž Störung**, die den gleichnamigen, gehobenen Stráž Block im Südosten vom Tlustec Becken trennt. Im Tlustec Becken wurden etwa 750 m Kreidesedimente nachgewiesen. Die Svojkov und die Velenice Störung grenzen nach NW den gehobenen – und dadurch stark erodierten – Block, den sog. Lasvice Horst, ab. Der Versatz an den Störungen beträgt bis zu 200 m. In Richtung Nordwesten bilden die Svojkov Störung und die parallele Sloup Störung den Rand des tief abgesenkten Nový Bor Grabens, der die östliche Fortsetzung des Benešov Grabens darstellt. Die stufenförmige Abschiebung an mehreren Störungen beträgt hier bis zu 350 m. Parallel zur Stráž Störung treten zahlreiche basaltische Gänge auf.



Abb. 5-3:
a) Tektonisch entstandene Harnischflächen („Spiegel") auf verkieselten, grobkörnigen Sandsteinen der Březno-Formation (Lausche Sandstein). Auflässiger Steinbruch in der Teufelsebene bei Lesný. Foto: J. Valečka, 2019.



Abb. 5-3:
b) Harnischflächen auf einem Sandstein der Jizera-Formation im Raum Lückendorf. Foto: Š. Mrázová, 2018.

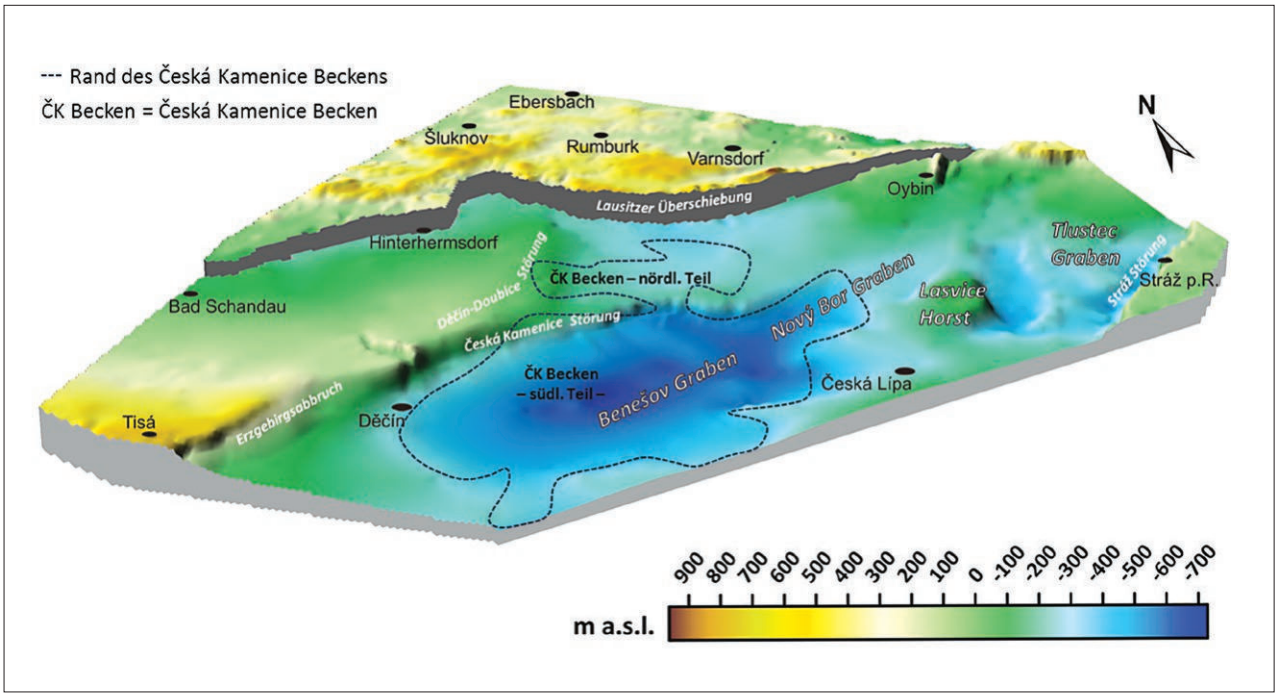


Abb. 5-4: Lage des Ceská Kamenice Beckens und weiterer morphologischer Einheiten innherlab des Projektgebiets.

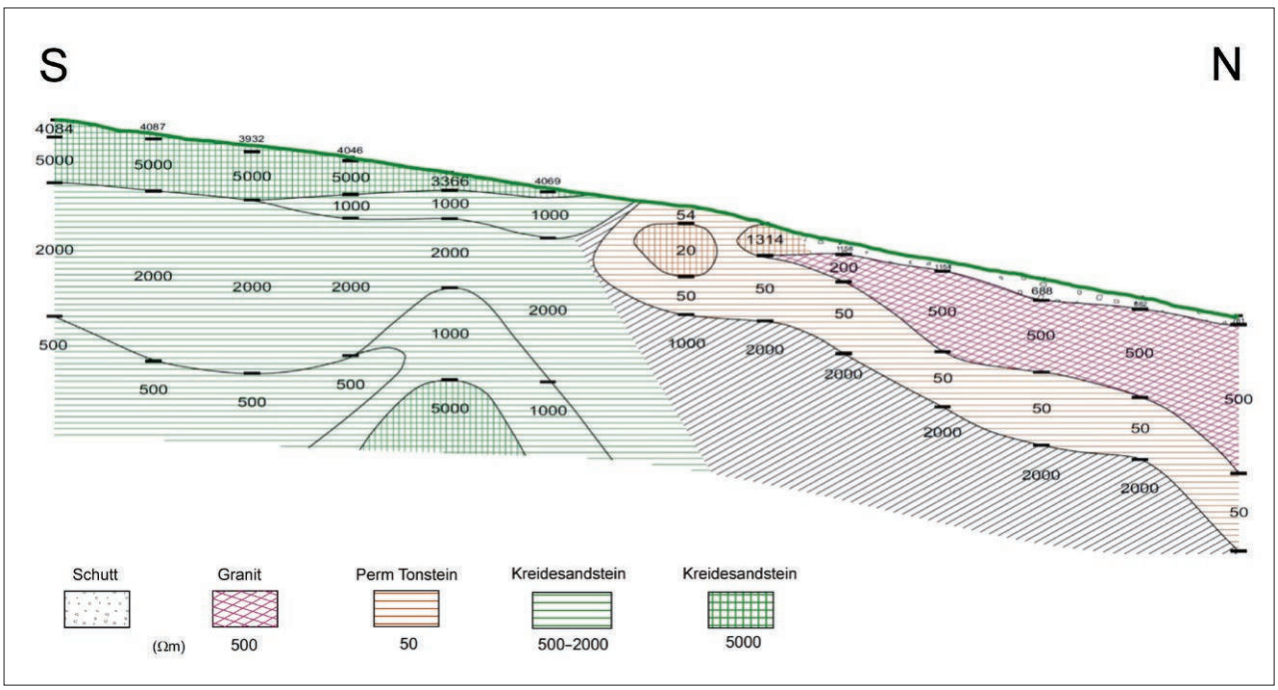


Abb. 5-5: Geophysikalisches Profil (Widerstandssondierung – VES) bei Lesné-Milicka über die Lausitzer Überschiebung mit dem Nachweis der Auflagerung von Granit (rot) auf Kreidesandstein (grün).

Auf den Sandsteinaufschlüssen können verschiedene tektonische Phänomene beobachtet werden, z. B. Harnische, zahlreiche Klüfte usw. (Abb. 5-3a, b).

Sowohl in dem Gebiet der Tschechischen Republik als auch in Sachsen wurden geophysikalische Messungen vorgenommen, um die Lausitzer Überschiebung sowie die sie kreuzenden,

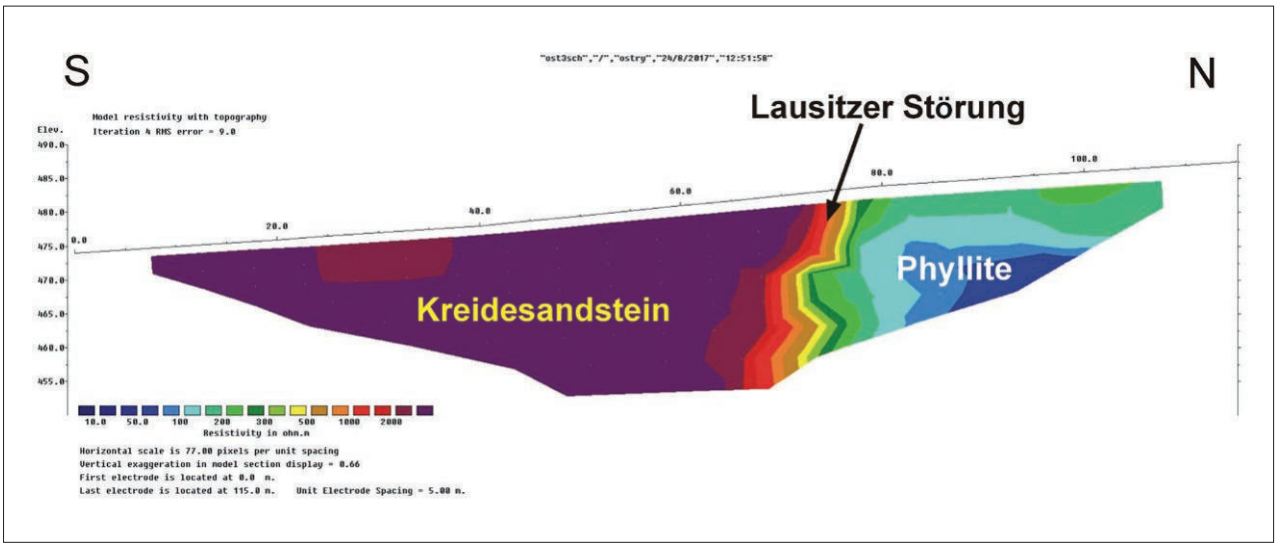


Abb. 5-6: Geophysikalisches Profil (Widerstandstomographie – ERT) gemessen bei der Ortschaft Ostry vrch. Der Unterschied zwischen den Sandsteinen und den metamorphen Gesteinen, die durch eine Störung (Lausitzer Überschiebung) von einander getrennt vorliegen, ist gut erkennbar.



Abb. 5-7: Flusslauf des Bily potok (rechter Nebenfluss der Svratka in Tschechien), der möglicherweise mit NO-SW-streichenden Störungen in Verbindung steht. Foto: Š. Mrazova, 2017.

jüngeren NO–SW-streichenden Störungen zu charakterisieren. Dazu wurden seismische, geoelektrische und gravimetrische Messungen entlang der Lausitzer Überschiebung im Raum Lückendorf (Deutschland) sowie bei Doubice, Žulovec, Lesné-Milířka, Dolní Sedlo und Zdislava (Tschechische Republik) durchgeführt. Dabei wurde deutlich, wie sich der Charakter der Lausitzer Überschiebung von West nach Ost verändert. In Sachsen sowie im Gebiet Krásná Lípa und Varnsdorf, lagern die Granite des Lausitzer Massivs überschoben auf den Kreidesedimenten. Der Versatz der Überschiebung beträgt in diesem Abschnitt mehrere hundert Meter und weist dabei eine leicht geneigte, nach Nordosten hin einfallende Überschiebungsfläche auf (Abb. 5-5). Am Standort Doubice (Kapitel 7: Standort 6) und Lesné-Milířka wurden entlang der Lausitzer Überschiebung Gesteine des jüngeren Paläozoikums (Perm, Jura) nachgewiesen, welche in einigen Abschnitten durch ihre physikalischen Eigenschaften (Schiefertone des Perms) wahrscheinlich eine hydrogeologische Barriere bilden.

In der Nähe von Dolní Sedlo (östlich des Baches Bílý potok (dt. Weißbach) ist die Lausitzer Überschiebung wiederum als eine subvertikale Störung ausgebildet (Abb. 5-6). Hier wurde ebenfalls eine jüngere NO–SW-streichende Störung nachgewiesen, die den Verlauf der Lausitzer Überschiebung kreuzt und eine Verbindung des Grundwassers von den Kreidesedimenten im Süden in das tertiäre Becken bei Hrádek nad Nisou im Norden ermöglicht (Abb. 2-4).

Nördlich von Lückendorf wurden reflexionsseismische Messungen durchgeführt (Abb. 2-6a, b), die den Verlauf der Lausitzer Überschiebung sowie jüngerer kreuzender Störungen lokal untersuchen sollten. Dabei konnte u. a. nachgewiesen werden, dass die NO–SW-verlaufende König-Johann-Quelle Störung eine direkte Verbindung von den Kreidesedimenten zu den tertiären Sedimenten des Zittauer Beckens darstellt. Die Untersuchungen wurden in den ersten 10 Metern unterhalb der Erdoberfläche durch die ERT-Methode (Elektrische Widerstandstomographie) bestätigt. Das Gebiet um Lückendorf war ein wichtiger Forschungsschwerpunkt, da in der Umgebung bedeutende Quellen (u. a. die König-Johann-Quelle) und Quellgebiete (Weißbachtal) konzentriert sind (Abb. 5-7).

6| Regionalgeologischer Aufbau

Im Untersuchungsgebiet treten folgende regionalgeologische Einheiten auf (Abb. 4-1):

- Lausitzer Massiv
- Kristallines Grundgebirge des Erzgebirges
- Kristallines Grundgebirge des Riesen- und Isergebirges sowie die Jeschken-Gruppe
- Elbtalschiefergebirge
- Česká Kamenice Becken
- Relikte von Jura-Sedimenten
- Sächsisch-Böhmisches Kreidebecken
- Egergraben
- Tertiäre- und quartäre Ablagerungen.

1. Lausitzer Massiv

Das Lausitzer Massiv gehört zu den großen – durch Hebung und Erosion – freigelegten Intrusivgesteinskörpern in Mitteleuropa. Die magmatischen Gesteine sind im Norden des Projektgebiets an der Oberfläche aufgeschlossen. Das Lausitzer Massiv ist durch verschiedene Typen von Graniten und Granodioriten gekennzeichnet, die zuvor in die Lausitzer Grauwacken-Formation intrudierten. Bei der Grauwacken-Formation handelt es sich um Schiefer und Grauwacken des Oberen Proterozoikums, den ältesten bekannten Gesteinen im Untersuchungsgebiet. Sie wurden in einem flachen Meer im Zeitraum zwischen 650 bis 570 Mio. Jahren abgelagert. Durch die Intrusion der verschiedenen Plutonite vor ca. 540 Mio. Jahren wurden sie lokal kontaktmetamorph beeinflusst. Dabei entstand ein kontaktmetamorpher Mantel aus Phylliten und Metagrauwacken an der Basis der Grauwacken-Formation. Während im nördlichen Bereich der Lausitz große Teile der Grauwacken-Formation nicht metamorph überprägt sind, treten Schollen dieser kontaktmetamorphen Gesteine entlang der Lausitzer Überschiebung und im Raum westlich von Jiřetína (Křížová hora, Šibeniční vrch) oder in Milířská dolina auf.



Abb. 6-1: Lausitzer Granodiorit im Steinbruch Lipová. Foto: S. Mrázová, 2019.

Zum Lausitzer Massiv werden folgende magmatische Gesteine entsprechend ihrer zeitlichen Abfolge gezählt (Opletal und Adamová 2002):

- Die cadomischen Biotit-Granodiorite der Lausitz (Abb. 6-1) intrudierten zwischen 540-587 Mio. Jahren (Kröner et al. 1994, 2001; Linnemann 2004). In diese Gruppe gehören, unter anderem auch die Typen Zawidów, Löbau und Herrnhut, die sowohl richtungslos-körnig bis schiefrig ausgebildet sein können. Die



Abb. 6-2: Dolerit-Gang in einem ehemaligen Steinbruch bei Rožany. Foto: P. Tomanová Petrová, 2019.

Hauptminerale sind Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz und Biotit, als Beimengung (akzessorisch) treten Apatit und Zirkon auf.

- Der Zweiglimmer-Granodiorit ist kein reines Intrusivgestein, sondern eine partiell aufgeschmolzene Grauwacke (Anatexit).
- Der porphyrisch-ausgebildete Biotitführende Rumburker Monzogranit ist grobkörnig bis großkörnig ausgebildet (Mineralkörner bis etwa 3 cm), stellenweise porphyrisch und häufig in großen Blöcken verwitternd vorzufinden. Er enthält bläulich-grauen Quarz, Kalifeldspat, Biotit, akzessorische Minerale sind Apatit, Zirkon, Cordierit und Eisenoxide. Bei porphyrischen Typen können die Kalifeldspat-Einsprenglinge einer Größe von 3 bis 7 cm erreichen.
- Die Biotitführenden Monzogranite von Václavice und Brtnice intrudierten (wie der Rumburker Monzogranit auch) vor etwa 490 Mio. Jahren an der Grenze Kambrium–Ordovizium. Der Václavice Monzogranit wird als Übergangstyp zwischen dem Rumburker Granit und dem Lausitzer Granodiorit angesehen. Er ist mittelkörnig, stellenweise auch porphyrisch ausgebildet und zeigt eine weiß-graue Farbe. Die mineralogische Zusammensetzung ist Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat, Biotit ± Muskovit und ± Amphibol. Weitere akzessorische Minerale sind Titanit, Epidot und verschiedene Erzminerale (Fe-Oxide und Pyrit).

Zahlreiche Ganggesteine weisen eine vielfältige petrographische Zusammensetzung auf. Es treten verschiedene Porphyre, Aplite, Quarzgänge, Lamprophyre und Pegmatite unterschiedlichen Alters auf. Mehrere Dolerite (Abb. 6-2) intrudierten in der Zeit um 400 bis 360 Mio. Jahre (Krauss et al. 1992). Stellenweise enthalten sie Erzminerale mit einem erheblichen Gehalt an Kupfer und Nickel.

2. Kristallines Grundgebirge des Erzgebirges

Der Erzgebirgs-Kristallin Komplex reicht nur in geringem Umfang in den westlichen Teil des Projektgebiets herein. Er besteht überwiegend aus mittelkörnigen Orthogneisen bzw.



Abb. 6-3: Östlichstes Auftreten der Gesteine des Erzgebirgs-Kristallin Komplexes am Hang des Erzgebirges in der Nähe von Tiské stěny. Foto: B. Mlčoch, 2019.



Abb. 6-4: Anstehender Orthogneis mit eingeschlossenen Lagen aus Amphibolit in der Nähe von Petrovice. Foto: B. Mlčoch, 2019

Metagranodioriten. Auf deutscher Seite treten auch feinkörnige Glimmerschiefer und Zweiglimmergneise auf. Das ursprüngliche Gestein (Protolith) der Orthogneise war ein Granodiorit, der infolge von Temperatur- und Druckbelastung metamorph überprägt und unterschiedlich stark deformiert wurde. Muskovit-Biotitführende Orthogneise (Abb. 6-3 und 6-4) sind deutlich eingeregelt und weisen eine markante, lineare Anordnung der Glimmerminerale auf. Stellenweise treten im Gestein auch Relikte von Kalifeldspat-Porphyroblasten (Kristallneubildungen) auf. Für Metagranodiorite ist die reliktische Granitstruktur charakteristisch. Diese Gesteinstypen finden ihre weitere Fortsetzung im Untergrund der Sedimente des Sächsisch-Böhmischen Kreidebeckens und teilweise auch unter den permokarbonen Sedimenten des Česká Kamenice Beckens bis hin zur Mittelsächsischen Störung im Norden (Chaloupský 1978; Mlčoch und Konopásek 2010). Auf deutscher Seite stellt die Mittelsächsische Störung eine markante, tektonische Störung mit einem Einfallen nach Norden bis Nordosten dar, die die tektonische Grenze zwischen dem Erzgebirge und den altpaläozoischen Gesteinen des Elbtalschiefergebirges bildet.

3. Kristallines Grundgebirge des Riesen- und des Isergebirges sowie die Jeschken-Gruppe

Das kristalline Grundgebirge des Riesen- und Isergebirges befindet sich im östlichen Bereich des Projektgebietes entlang der Lausitzer Überschiebung. Der Untergrund besteht aus der oberproterozoischen



Abb. 6-5: Phyllite mit konglomeratischen Lagen aus dem Ordovizium in der Nähe von Kryštofovo Údolí. Foto: P. Tomanová Petrová, 2019.

Machnín-Gruppe, die mit der Lausitzer Grauwacken-Formation korreliert wird. Bestandteil des Riesen- und Isergebirges ist die Jeschken-Gruppe (Mísař 1983), die einen Teil des Jeschkenkamms bildet. Die Gesteine der Jeschken-Gruppe treten im nordöstlichen Bereich des Projektgebietes auf. Nach Südwesten trennt die Lausitzer Überschiebung die Gruppe von dem Sächsisch-Böhmischen Kreidebecken ab.

Der überwiegende Teil der Jeschken-Gruppe besteht aus ordovizischen bis unterdevonischen Serizit-Phylliten (Abb. 6-5), ordovizischen Quarziten und schwach metamorphen Sedimenten und Vulkaniten ordovizischen bis silurischen Alters (Chlupáč 2002b). Metaquarzite sind in die Phyllitfolge eingeschaltet. Sie sind insbesondere auf dem Berg Jeschken mächtig entwickelt. Die vulkanische Fazies ist mit einem Karbonatkomplex aus Dolomiten, (graphitischen) Kalksteinen und Hornsteinen vergesellschaftet. Die unterdevonischen Deckphyllite enthalten zahlreiche Spurenfossilien, die ein relatives Tiefwassermilieu der ehemaligen Sedimentation anzeigen.

Paläontologisch belegte Sedimente aus dem Silur treten im Vorland des Riesengebirges, im kristallinen Grundgebirge des Riesen- und Isergebirges und auf dem Jeschkenkamm auf (Chlupáč 2002b). Es handelt sich dabei um dunkle, graphitische Phyllite, in denen Fossilien (Graptolithen) auftreten. Ein obersilurisches Alter wird für die grauen, feinkörnig-knolligen Kalksteine bei Křižany (westlich des Jeschken) angenommen. In diesen konnten Reste von Seelilien und Haarsternen gefunden werden (Abb. 6-6).

Auf dem Jeschkenkamm treten über den ordovizischen Quarziten und den silurischen Deckschichten devonische Phyllite und Grünschiefer auf (Chlupáč 2002b). Oberes bis Mittleres Devon konnte durch paläontologische Untersuchungen auch in der Schichtenfolge von Kalksteinen in der Umgebung der Ortschaft Světlá pod Ještědem (südlich des Jeschken) nachgewiesen werden. In ihnen wurden zahlreiche Reste von Stromatoporen, Korallen und Brachiopoden gefunden, die einst in einem Flachwasserbereich angesiedelt waren. In der gefundenen Korallenfauna in der Nähe von Vysoká bei Jítrava, wurde eine vulkanische Aktivität anhand von tuffitischen Gesteinen nachgewiesen (Galle und Chlupáč 1976; Chlupáč 2002b).

Die jüngsten Gesteine der Jeschken-Gruppe weisen ein oberdevonisches bis unterkarbonisches Alter auf und werden als Jítrava-Formation bezeichnet. Sie besteht aus Quarziten und Konglomeraten, die den älteren Schichten der Jeschken-Gruppe diskordant auflagern. Die Sedimente des Oberen Devons können in Velké Vápenné bei Jítrava (nordwestlich des Jeschken) gefunden werden. Sie bestehen aus schwarzem Schiefer mit Pyrit, in dem Ammoniten (Goniatiten) gefunden werden können. Die feinkörnigen Sedimente wurden ursprünglich in einer anoxischen (sauerstoffarmen) Fazies abgelagert. Neben den oberdevonischen Ablagerungen treten in der Schichtenfolge überwiegend klastische, unterkarbonische Sedimente auf. Lithologisch handelt es sich bei den unterkarbonischen Sedimenten um braunrote bis graugrüne, kontinental gebildete Brekzien mit kleinen Lagen von Grauwacken und Tonsteinen (Peliten). Die Sedimente des Oberen Devons und des Unteren Karbons sind stark verfaltet und regional schwach metamorph überprägt. Nach Chaloupský (1970) setzen sich die oberdevonischen



Abb. 6-6: Grauer, dünnplattiger Kalkstein aus dem Devon im Solvay-Steinbruch bei Křižany. Foto: P. Tomanová Petrová, 2019.

und unterkarbonischen Gesteine im Untergrund der Kreide bis in das Gebiet von Jablonné v Podještědí (südlich von Oybin) fort.

4. Elbtalschiefergebirge

Das Elbtalschiefergebirge bildet den südwestlichen Teil der Elbezone. Die Elbezone stellt eine mehr als 300 km lange Bruchzone in Mitteleuropa dar, die sich in Richtung NW–SO erstreckt. In Sachsen trennt sie die geologischen Einheiten des Erzgebirges, des Mittelsächsischen Antiklinoriums (Vulkanite und altpaläozoische Sedimente NW-Sachsens; außerhalb des Projektgebiets) und des Granulitgebirges (außerhalb des Projektgebiets) im Südwesten von der Lausitzer Antiklinalzone im Nordosten. Das Elbtalschiefergebirge wird durch die Mittelsächsische Störung im Südwesten gegen die Gneise des Erzgebirges, und durch die Westlausitzer Störung im Nordosten gegen die cadomischen Grauwacken und Granodiorite des Lausitzer Massivs abgetrennt. Die Westlausitzer Störung ist vor allem auf deutscher Seite bekannt und kartierbar, auf tschechischem Gebiet tritt sie nur einmal im Tal der Elbe sichtbar auf, wo sie die Gesteine des Elbtalschiefergebirges von den Granodioriten und Grauwacken des Lausitzer Massivs trennt. Das Elbtalschiefergebirge umfasst vor allem altpaläozoische Sedimente und Metavulkanite. Die Gesteine sind meistens durch den starken, tektonischen Einfluss gestört und im nordöstlichen Teil zusätzlich durch variszische Granitoide kontaktmetamorph überprägt.

Die Gesteine des Ordoviziums (Mühlbach-Nossen-Gruppe) bestehen vor allem aus Quarziten, Phylliten, Metarhyolithen (sog. Serizitgneise) und Kalzitmarmoren, mächtigen Metadaziten und ihren Tuffen („Chloritgneise“) (Kozdroj et al. 2001). Schwarze, silurische Kiesel- und Schwarzschiefer (Alaunschiefer) mit Resten von Fossilien (Graptolithen) liegen oft tektonisch beeinflusst über den ordovizischen Gesteinen. Durch Mikrofossilien (Conodonten)



Abb. 6-7: Oberdevonische Hornfels-Serie der „Bayerischen"- Fazies, aufgeschlossen im Seidenbach-Tal. Foto: Š. Mrázová, 2019.

konnten die Gesteine des Mittleren bis Oberen Devons von den anderen Gesteinen des Elbtalschiefergebirges abgegrenzt werden.

Das Elbtalschiefergebirge kann in zwei verschiedene fazielle Formen unterteilt werden: Die „thüringische" Faziesentwicklung mit einer mächtigen „Diabas-Kalkstein-Serie" und die „bayerische" Entwicklung mit einer devonischen Hornstein-Serie (Abb. 6-7). Abgeschlossen wird die Entwicklung durch eine unterkarbonische Tonschiefer-Grauwacken-Konglomerat-Serie, die besonders durch das Auftreten eines typischen Kieselschiefer-Hornstein-Konglomerates gekennzeichnet ist (Alexowsky et al. 1997).

Das Elbtalschiefergebirge wird auf tschechischer Seite von den Sedimenten des Sächsisch-Böhmischen Kreidebeckens überlagert, wodurch eine genaue, räumliche Abgrenzung erschwert wird. In nur wenigen, tiefreichenden Bohrungen auf tschechischem Gebiet wurden im Untergrund (graphitische) Phyllite erkundet, die dem Elbtalschiefergebirge zugerechnet werden können. Im Elbtal treten Amphibolite und Phyllite an der Oberfläche auf. Weiterhin findet sich im Elbtal, im Bereich der Westlausitzer Störung, eine Kontaktzone der Gesteine des Elbtalschiefergebirges und der Granodiorite des Lausitzer Massivs. Begleitet wird dieser Kontakt von Relikten oberproterozoischer Grauwacken, die offensichtlich zur Machnín-Gruppe gehören.

5. Česká Kamenice Becken

Die Sedimente und Vulkanite des Oberen Paläozoikums (Karbon–Perm) sind auf tschechischer Seite in zwei Gebieten konzentriert: Im Česká Kamenice Becken, das als Extensionsbecken in O–W-Richtung zwischen Pilsen und Trutnov liegt und als reliktische Vorkommen entlang der Lausitzer Überschiebung. Auf sächsischer Seite treten im Projektgebiet selbst keine permokarbonen Gesteine auf, jedoch befindet sich das nächste Vorkommen (Döhlener Becken) ca. 15 km nordwestlich des Projektgebietes.

Die Gesteine des Česká Kamenice Beckens treten nicht an der Oberfläche auf. Die permokarbonen Sedimente und Vulkanite bilden zwischen Žandov und Srbská Kamenice die Basis des Sächsisch-Böhmischen Kreidebeckens und umfassen eine Fläche von ca. 300 km^2 (siehe Anlage Geologische Karte insb. Geologische Übersichtskarte der präkretazischen Einheiten). Die Füllung des Česká Kamenice Beckens besteht aus einem zyklischen Wechsel von Sandsteinen, Grauwacken und Schiefertonen (Kučera und Pešek 1982). Diese Gesteine wurden anfangs im Bereich alluvialer Schuttfächer und mäandrierender Flusssysteme, später erst im alluvialen- und Seenmilieu abgelagert (Martínek et al. 2006). Vulkanische Gesteine – sog. Melaphyre (Andesite und basaltische Andesite) und Rhyolithe bzw. ihre sedimentär umgelagerten Äquivalente (Vulkanoklastika) – wurden insbesondere in den tieferen Bereichen der Beckenfüllung angetroffen (Pešek et al. 2001). Das Becken erreicht eine Mächtigkeit bis zu 620 m.

Die permokarbonen Sedimente und Vulkanite befinden sich auf deutschem Gebiet im Döhlener Becken in der Elbezone, wo sie die Gesteine des variszischen Untergrunds (Elbtalschiefergebirge) überdecken. Das Becken liegt südwestlich von Dresden, hat eine Länge von 23 km und eine Breite von 4 km. Die Beckenfüllung besteht ebenfalls aus einem Wechsel von



Abb. 6-8: Permischer „Schlammstein" (Mudstone), der hauptsächlich aus Ton und Schluff besteht, in der Nähe von Doubice – Vápenka. Foto: P. Tomanová Petrová, 2019.

terrestrischen Sandsteinen, Grauwacken und Schiefertonen und erreicht eine maximale Mächtigkeit von ca. 700 bis 800 m. Im Döhlener Becken wurde intensiv Steinkohle und Uran abgebaut. Das Becken selbst wird durch zahlreiche NW–SO-streichende Störungen zergliedert.

An der Lausitzer Überschiebung können lokal tektonisch stark beanspruchte Relikte von permischen Sedimenten auftreten (Fediuk et al. 1958, Absolon 1979) (Abb. 6-8). Sie bestehen aus zyklisch wechselnden Lagen von Brekzien, Sandsteinen, Grauwacken und Schiefertonen, welche an die Entwicklung im Döhlener Becken in Sachsen erinnern (Reichel und Schauer 2006). Eine ähnliche Abfolge wurde auch durch die Bohrung 6412_L erkundet, die im Rahmen des Projektes ResiBil realisiert wurde (Tabelle 2). Diese Abfolge stellt das östlichste Auftreten des Permokarbons im Projektgebiet dar.

6. Relikte der Jura-Sedimente

Jurassische Sedimente sind im Projektgebiet nur in wenigen kleinräumigen, tektonischen Schollen an der Lausitzer Überschiebung erhalten geblieben. Sie wurden entlang der Lausitzer Überschiebung aus dem Untergrund „aufgeschleppt" (Fediuk et al. 1958, Dvořák 1964). Die Jurasedimente sind tektonisch beansprucht und zeigen ein Einfallen in Richtung ONO zum Lausitzer Massiv hin. Stellenweise sind sie auch in einer überkippten Position anzutreffen. Gemeinsam mit dem Jura treten an einigen Stellen auch Sedimente und Vulkanite des Perms auf. In den folgenden Gebieten wurden bisher die jurassischen Schollen nachgewiesen: In Sachsen an der Lichtenhainer Mühle, in Saupsdorf und in Hinterhermsdorf, im Grenzbereich zwischen Sachsen und Böhmen bei Bílý potok sowie um Brtníky, Kyjov und Doubice in Nordböhmen. Häufig wurden an diesen Lokalitäten Karbonate und Dolomite abgebaut. Diese



Abb. 6-9: Dolomitisierte Kalksteine aus der Jurazeit, in der Nähe von Doubice – Vápenka. Dieses Gestein wurde früher als Rohstoff zur Kalkgewinnen abgebaut. Foto: Š. Mrázová, 2017.

Schollen stellen Relikte eines großen, jurassischen Sedimentbeckens dar. Der Meeresspiegelanstieg im Jura, der sowohl im borealen und tethyalen Meer seine Wirkung zeigte (z. B. Eliáš 1981), überflutete ausgedehnte Bereiche des Böhmischen Massivs, was das Auftreten von erodierten, jurassischen Sedimenten in jüngeren sedimentären Formationen der Oberkreide und im Tertiär belegt. Ein überwiegender Teil der jurassischen Ablagerungen wurde in der Kreide und im Känozoikum erodiert (Bosák 2008). Die am besten erhaltene Schichtenfolge wurde bei Doubice erkundet (Abb. 6-8). Nach Eliáš (1981) entstanden diese Gesteine in der Mittleren bis Oberen Jurazeit (Callovium–Kimmeridgium). Er unterteilte diese Sedimente in die Brtníky- und die Doubice-Formation. Die ältere Brtníky-Formation erreicht eine Mächtigkeit von 12–14 m und besteht aus weißgrauem bis weißlichem Quarzsandstein mit Brekzien im basalen Bereich (Eliáš 1981). Das Alter der Brtníky-Formation wurde anhand von Ammoniten (*Hecticoceras hecticum*) auf Callovium bis Unteres Oxfordium festgelegt (Klein et al. 1971). Die Sedimente repräsentieren ein küstennahes Ablagerungsmilieu für diese Zeit. Die darüber folgende Doubice-Formation erreicht eine Mächtigkeit von 80 m und besteht überwiegend aus Dolomiten und dolomitischen Kalksteinen. Die unteren 4–5 m umfassen sandige Dolomite mit Resten von Schwämmen und einer reichen Ammonitfauna (u. a. *Gregoriceras transversarium)*. Der obere Teil der Formation besteht aus hellen Kalksteinen, in dem die Ammoniten *Epipeltoceras bimammatum* und *Lithacoceras achilles* sowie Hornsteinkonkretionen vorkommen (Přichystal 2009). Der oberste Teil der Doubice-Formation wird von etwa 20 m dunklen Kalksteinen gebildet, in dem Ammoniten aus dem Kimmeridgium gefunden werden können. Die Karbonate bildeten sich im Bereich eines flachen und weitläufigen Schelfmeeres. Vereinzelt können auch Hinweise auf küstennahe Sedimentation gefunden werden, was auf einen schwankenden Meeresspiegel hinweist.



Abb. 6-10: Transporttunnel zwischen alten Steinbrüchen und den Kalkofen bei Doubice. Foto: M. Vajskebrová, 2018.

Die dolomitischen Kalksteine (Abb. 6-9) wurden früher abgebaut. Belege dazu finden sich z. B. an den Standorten Doubice-Vápenka (Abb. 6-10) oder Kopec bei Brtník. In den Jurasedimenten wurden auch Blei-, Zink- und Kupfervererzungen festgestellt, die jedoch ohne wirtschaftliche Bedeutung sind (Chrt 1957).

7. Sächsisch-Böhmisches Kreidebecken

Die Obere Kreide des Sächsisch-Böhmischen Kreidebeckens stellt die flächenmäßig umfangreichste und mächtigste sedimentäre Einheit dar, die das Grundgebirge überlagert. An der Oberfläche nimmt sie ca. 1 200 km^2 und somit etwa 60 % des Projektgebietes ein. Eine charakteristische Ausbildung der Kreide im Untersuchungsgebiet ist das Auftreten mächtiger Folgen grobkörniger Sedimente, vor allem von Sandsteinen, die eine Mächtigkeit von bis zu 1 000 Metern erreichen. Diese Sandsteine konzentrieren sich vor allem in der nördlichen und nordöstlichen Hälfte des Gebietes, wo auch Konglomerate auftreten. Von Norden sind sie durch die Lausitzer Überschiebung begrenzt, die den Rand des Sächsisch-Böhmischen Kreidebeckens bildet. In Richtung Süden gehen sie zunehmend in feinkörnige Sedimente – auch Tonsteine und Mergel mit schwankendem Kalkgehalt, die im gesamten inneren Teil des Beckens dominant sind – über. Die Gesamtmächtigkeit der oberkretazischen Sedimente bewegt sich von wenigen Metern im Tal der Elbe bis zu 1 000 m im tief abgesenkten Teil des Sächsisch-Böhmischen Kreidebeckens zwischen Nový Bor und Benešov nad Ploučnicí. Auf deutschem Gebiet (Zittauer Gebirge) erreicht die Mächtigkeit der Sedimente ebenfalls fast 1 000 m. Die Variationen in der Ablagerungsmächtigkeit des Sächsisch-Böhmischen Kreidebeckens sind sowohl durch das unterschiedliche Relief seines Untergrunds als auch durch die Erosion nach der Ablagerung

gegeben. Der erhaltene, stratigraphische Umfang der Sedimente im Sächsisch-Böhmischen Kreidebecken umfasst einen Teil der Oberkreide und reicht vom Cenomanium bis Santon (ca. 100 bis 86 Mio. Jahre; Abb. 3-1). Die Unterteilung der Ablagerung in Formationen wurde anhand von lithologischen Unterschieden und auftretenden Leitfossilien definiert. Im böhmischen als auch im sächsischen Teil des Untersuchungsgebiets sind diese stratigraphischen Einheiten in unterschiedlicher Weise definiert, doch sie können miteinander korreliert werden.

Peruc-Korycany-Formation, bzw. **Niederschöna-Oberhäslich-Formation** (Cenomanium)
Die Peruc-Korycany-Formation erstreckt sich fast über das gesamte Projektgebiet. Vertreten sind die Peruc- (im sächsischen Teil des Kreidebeckens die Niederschöna-Formation) sowie die Korycany-Schichten (in Sachsen die Oberhäslich-Formation). Die Sandsteine dieser Schichtenfolge bilden den basalen Grundwasserleiter (Aquifer) in den Kreideablagerungen (als „A“ gekennzeichnet).

Die Peruc-Schichten (Niederschöna-Formation) treten lediglich lokal auf und sind an die Täler im Paläorelief gebunden. Sie entstanden vor dem markanten Meeresspiegelanstieg in der Kreide. Die Schichten werden durch Ablagerungen von Flusssedimenten charakterisiert (Valečka 1975, 2015; Voigt 1998). Die Sedimentschichten bestehen aus zyklischen Ablagerungen, die von einigen Dezimetern bis mehreren Metern Mächtigkeit reichen und die sich durch eine normale Gradierung auszeichnen. Die Gradierung zeigt überwiegend grobe Sandstein- und Konglomeratbänke an der Basis der Abfolge, die sich nach oben hin zu feinkörnigen und teilweise kohligen Ton- und Schluffsteinen verändert. Diese Gesteine wurden während der Kreidezeit in den Rinnen langsam fließender (mäandrierender/verschlungener) und schnell fließender (verwilderter) Flussläufe abgelagert. Die Sedimente der Peruc-Schichten treten im Untersuchungsgebiet in mehreren abgetrennten Arealen auf. Die beiden größten Areale befinden sich nordwestlich von Děčín und nördlich von Jetřichovice und können bis nach Sachsen verfolgt werden. Sie weisen eine Ausdehnung von mehreren km² auf und erreichen in Tschechien eine Mächtigkeit bis 30 m. In Sachsen erreicht die Mächtigkeit der Flusssedimente bis zu 50 m, in ihr ist auch die Uranlagerstätte Königstein beinhaltet.

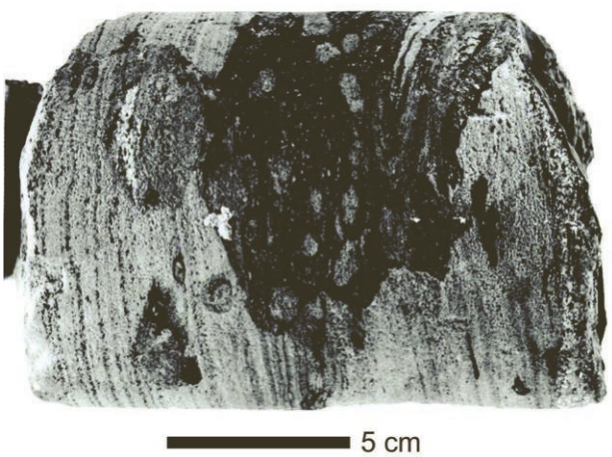


Abb. 6-11: Bohrkern der Uran-Explorationsbohrung J-534368 Smordov aus einer Tiefe von 629,40 m. Das Gestein besteht aus fein- bis mittelkörnigem Quarzsandstein und stammt aus der Peruc-Korycany-Formation. Es ist eine deutliche Schrägschichtung zu erkennen, die bioturbat gestört wurde. Die dunklen Bereiche bestehen aus Ton und Schluff und haben sich in *Macaronichnus* und *Rosselia* Wohnbauten angelagert. In den helleren Bereichen treten isoliert *Thalassinoides* Grabgänge auf. Archiv Foto: J. Valečka, 1975.

Ein weiteres Vorkommen, das in etwa eine NO–SW-Richtung zeigt, befindet sich zwischen Benešov nad Ploučnicí und Ústí nad Labem (Valečka 2015). Die Mächtigkeiten schwanken hier jedoch um bis zu 25 m.

Anschließend begann die Ablagerung der Korycany-Schichten (Oberhäslich-Formation) (Abb. 6-11). Die Korycany-Schichten sind im gesamten Untersuchungsgebiet verbreitet, eine Ausnahme bildet die Umgebung von Berggießhübel (Sachsen). Dieser Bereich ragte in der Kreidezeit als Höhenzug des kristallinen Grundgebirges aus dem überfluteten Umland heraus. Diese Hügelkette wird als Quellgebiet des ehemaligen Pirnaer Flusses interpretiert. Die Korycany-Schichten werden vor allem durch

Ablagerungen von Sandstein dominiert, untergeordnet treten aber auch Lagen von Brekzien und Konglomeraten auf. Die Sandsteine weisen meist einen schwankenden Anteil an Ton und Schluff auf. So kommen oft tonig-schluffige, fein- bis mittelkörnige Sandsteine, mitunter auch schwach kalkhaltige sowie fein- bis mittelkörnige, weniger oft auch grobkörnige Quarzsandsteine vor. Im Tal der Elbe – zwischen Čertova Voda (nördlich von Děčín) und Bad Schandau – teilt sich die Korycany-Formation in zwei Bereiche auf: der untere Teil (bis 40 m mächtig) wird von massiven, grobkörnigen Sandstein- und Konglomeratkörpern dominiert, der obere Teil von feinkörnigen Sandsteinen mit dünnen, grobkörnigen Lagen. Die Gesamtmächtigkeit der cenomanen Korycany-Schichtenfolge beträgt in der Umgebung von Hřensko und Bad Schandau sowie in der Nähe der Lausitzer Überschiebung 100–115 m. In den Bereichen, in denen das Grundgebirge zur Zeit der Ablagerung eine Erhebung darstellte, treten Mächtigkeiten unter 10 m auf. Nordöstlich von Děčín wurden beispielsweise die Korycany-Schichten mit einer Mächtigkeiten von nur 5 m erkundet (Valečka 1969). Im Gebiet des Zittauer Gebirges treten in den oberen Bereichen der Korycany-Schichten feinkörnige, kalkhaltige Sandsteine mit einer Mächtigkeit von 15 m auf (Voigt et al. 2013). Es wird vermutet, dass diese Sandsteine den basalen Teil der Bílá Hora-Formation bzw. Oybin-Formation darstellen.

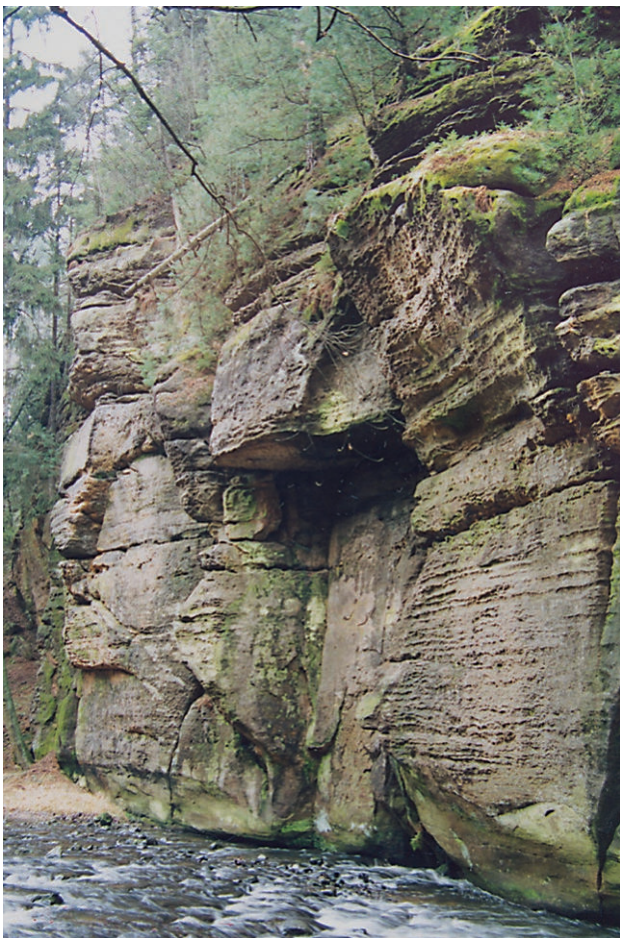


Abb. 6-12: Quarzreiche (Quader)-Sandsteine aus der Bílá Hora-Formation, die in der Kamenice-Schlucht der Böhmischen Schweiz anstehen. Aus hydrogeologischer Sicht sind diese Sandsteine Bestandteil des Aquifers B. Foto: J. Valečka, 2009.

Bílá Hora-Formation, bzw. **Briesnitz- und Schmilka-Formation** (Unteres bis Mittleres Turon) Die Abfolge der Bílá Hora-Formation zeichnet sich im gesamten Gebiet durch eine relativ konstante Mächtigkeit von 85–130 m aus. Charakterisiert wird sie durch eine kontinuierliche lithologische Entwicklung, die von der Basis bis zum Top der Schichtenfolge durch eine Vergröberung der Korngröße gekennzeichnet ist. Der Zyklus beginnt an der Basis mit etwa 10–20 m mächtigen, harten Mergelkalken, die schwach schluffig-sandig sind. Diese Mergelkalke bilden im gesamten Gebiet einen bedeutenden Aquitard (Grundwasserstauer), der den basalen (cenomanen) Aquifer A von den darüber folgenden turonischen Aquiferen B und C trennt. Die Mergelkalke enthalten einen hohen Anteil (bis zu 25 %) an Mikrofossilien der damaligen Meeresfauna. Am häufigsten treten Schwammnadeln aus Kieselsäure ($SiO_2 \times H_2O$) auf. Durch ein herauslösen des SiO_2 aus den Schwammnadeln (Auslaugungsprozess) kam es zur Verkieselung der umgebenden Mergelkalke, mitunter in Verbindung mit einer Entkalkung, die zu einer erhöhten Porosität der Gesteine führte. In den entkalkten Lagen weist das Gestein dadurch eine schwammähnliche Struktur auf. Dieser Abschnitt wird in Sachsen als Briesnitz-Formation bezeichnet und die Sandsteine als Pläner oder Plänersandstein. Darüber folgen zu Beginn schlierige, bioturbate und feinkörnige Sandsteine, die auch schluffige und zum Teil kalkhaltige Bereiche aufweisen. Anschließend vergröbert sich die Abfolge und tonige sowie kalkige



Abb. 6-13: Schräggeschichtete und teilweise tektonisch verstellte Sandsteine der Jizera-Formation (Turon) an der Lokalität Sloní kameny. Foto: P. Tomanová Petrová, 2017.

Komponenten treten zurück. Nach oben gehen diese Sandsteine in mittel- bis grobkörnige Quarzsandsteine mit einem zunehmenden Anteil an Kies über. Dieser Kiesanteil tritt auch teilweise in bis zu 2 m mächtigen Bänken aus sandigen bis feinkiesigen Konglomeraten auf. Im höchsten Teil der Schichtenfolge treten stellenweise Lagen fein- bis mittelkörniger, gut sortierter Sandsteine in Erscheinung. In Sachsen wird der sandige Abschnitt der Bílá Hora-Formation als Schmilka-Formation bezeichnet. Die Quarzsandsteine (Abb. 6-12) der Bílá Hora-Formation sind oft stark verkieselt. Die Verkieselung tritt vor allem in der Nähe von tektonischen Bruchzonen, wie z. B. an den Hängen des Berges Děčínský Sněžník, stark auf. Die Quarzsandsteine bilden im Süden den überwiegenden Teil der 65–85 m mächtigen Schichtenfolge. Die Formation ist auf dem gesamten Gebiet – mit Ausnahme der Umgebung von Berggießhübel – auf den feinkörnigen Quarzsandsteinen oder tonig-schluffigen Sandsteinen der Korycany-Schichten gelagert. Die Grenze wird in der Regel durch einen schnellen, lithologischen Übergang gebildet, der ca. 2 dm mächtig ist. An der Basis des Mergelkalkes der Bílá Hora-Formation kann eine größere Menge des Minerals Glaukonit vorkommen. In der Umgebung von Berggießhübel keilt der Mergelkalk an der Basis aus und der Sandstein lagert direkt auf dem kristallinen Grundgebirge.

Der untere Teil der böhmischen Bílá Hora-Formation kann mit der sächsischen Briesnitz-Formation korreliert werden. Im Nordwesten des Projektgebietes bei Pirna entspricht sie komplett dieser (bzw. wird als Labiatus Pläner bezeichnet), im Elbsandsteingebirge kann nur der basale Abschnitt der Bílá Hora-Formation mit der Briesnitz-Formation korreliert werden. Der unterste Bereich der Mergelsteine der Briesnitz-Formation wird im Elbsandsteingebirge

als Lohmgrundmergel bezeichnet. Die Sandsteine oberhalb der Briesnitz-Formation im Elbsandsteingebirge werden als Schmilka-Formation (Labiatus Sandstein) klassifiziert (Wilmsen und Niebuhr 2014).

Im Zittauer Gebirge konnte die böhmische Bílá Hora-Formation bzw. die sächsische Schmilka- und Briesnitz-Formation nicht separat erkundet und ausgehalten werden. Das Äquivalent der Bílá Hora-Formation und der darüber folgenden Jizera-Formation wird hier zu einer einzigen Einheit, der Oybin-Formation, zusammengefasst. Dies liegt an der nicht aushaltbaren Grenze zwischen diesen Einheiten (Wilmsen und Niebuhr 2014). Der untere Teil (etwa 115 m) der 400 m mächtigen Oybin-Formation korreliert mit der böhmischen Bílá Hora-Formation (Voigt et al. 2013).

Jizera-Formation, bzw. **Postelwitz- und Oybin-Formation** (Mittleres bis Oberes Turon)
Die Jizera-Formation ist im Projektgebiet die mächtigste lithostratigraphische Einheit mit dominanten Sandsteinkörpern (Abb. 6-13). Die böhmische Schichtenfolgen und ihre sächsischen Äquivalente bilden den Hauptteil des kombinierten turonischen Aquifers BC (zusammen mit den Sandsteinen der Bílá Hora-Formation bzw. der Schmilka-Formation). Eine Ausnahme wurde am südwestlichen Rand des Projektgebietes erkundet. Dort wird die Schichtenfolge durch lokal auftretende Grundwasserstauer (Mergelkalk und kalkig-sandige Schluffsteine) in zwei separierte Aquifere aufgeteilt. Die wenige Meter mächtige, feinkörnige Basis der Jizera-Formation steht im Kontrast zu den mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen im oberen Teil der Bílá Hora-Formation. Die Basis der Jizera-Formation ist scharf ausgebildet und besteht aus fein- bis mittelkörnigen, gut sortierten Sandsteinen, die häufig von einem Netz von Spurenfossilien (Grabgängen) durchdrungen werden. Die Sandsteine der Jizera-Formation weisen eine variable Körnung und einen schwankenden Gehalt an tonig-schluffigen, teilweise auch kalkhaltigen Anteilen auf. Oft sind Kiesbeimischungen vorzufinden. Am nordöstlichen Rand des Projektgebietes, nahe der Lausitzer Überschiebung, nimmt der Kiesgehalt zu, wodurch auch grobkörnige Kies-Sandsteine mit Übergängen zu sandigen Konglomeraten entstehen. In Quarzsandsteinen treten seltener auch dünne Horizonte und unregelmäßig geformte Konkretionen auf, die durch einen intensiv verkalkten Sandstein, häufig mit reichlich vorhandenen Fragmenten von Muschelschalen, gebildet werden. Die Jizera-Formation zeichnet sich durch eine wiederkehrende Abfolge (Zyklen) von Sandsteinen mit einer Mächtigkeit von wenigen bis mehreren zehner Metern aus, die mit feinkörnigen Sandsteinen beginnen und nach oben immer gröber werden. In der Regel nimmt die Mächtigkeit der Schichtenfolgen von der Lausitzer Überschiebung nach Südwesten ab, der Anteil der fein- bis mittelkörnigen Sandsteine nimmt zu und die Anzahl der invers gradierten Zyklen (unten lagern feine und oben gröbere Anteile) sinkt. Nahe der Lausitzer Überschiebung beträgt die maximale Mächtigkeit etwa 420 m. Entlang der Linie Děčín–Verneřice beträgt die Mächtigkeit etwa 150 m. In den Schichtenabfolgen befinden sich südwestlich dieser Linie zwei bis drei mächtige, gröber werdende Zyklen mit einem hohen Anteil an feinkörnigen, teilweise kalkhaltigen und tonig-schluffigen Sandsteinen. In der Nähe des südwestlichen Randes des Einzugsgebiets, beim Berg Děčínský Sněžník und südlich bzw. südwestlich von Martiněves, wird der untere Bereich der Zyklen überwiegend von Mergelkalk und kalkig-sandigen Schluffsteinen gebildet. Die Sandsteine bilden hier nur im oberen Teil der Zyklen zwei separate Körper (Valečka 1989).

Die Korrelation der kreidezeitlichen Sedimente im Grenzbereich östlich der Elbe ist bisher nicht vollständig geklärt. Auf sächsischer Seite sind in einer mächtigen Sandsteinfolge noch die



Abb. 6-14: Massive sowie unregelmäßig plattig ausgebildete Sandsteine der Teplice-Formation (Coniac). Verlassener Steinbruch an der Südwest-Seite des Berges Hochwald. Foto: J. Valečka, 2019.

morphologischen Stufen „a" bis „e", die in der ersten Hälfte des letzten Jahrhunderts abgegrenzt wurden (Lamprecht 1928, 1934), erhalten, wobei diese die Grundlage der Lithostratigraphie bilden (Wilmsen und Niebuhr 2014). Die auf deutschem Gebiet ausgehaltene Postelwitz-Formation enthält die Schichten „a" bis „c". Im Zittauer Gebirge entspricht die Jizera-Formation in etwa dem mittleren und oberen Teil der Oybin-Formation (Wilmsen und Niebuhr 2014; Voigt et al. 2013). Entsprechend den lithologischen Merkmalen der Oybin-Formation im Zittauer Gebirge kann ein 2–4 m mächtiger Bereich, bestehend aus feinem bis mittelkörnigem Sandstein, über den Äquivalenten der Schmilka-Formation mit der Basis der Jizera-Formation korreliert werden (Voigt 2017). Der Bereich befindet sich auf dem Niveau von 115–130 m über der Basis der Oybin-Formation.

Teplice-Formation, bzw. **Schrammstein-, Lückendorf- und Waltersdorf-Formation**
(Unterer Teil einschließlich Sonnenberg Sandstein; Oberes Turon bis Unteres Coniac)
Die Teplice-Formation weist eine relativ unterschiedliche lithofazielle Entwicklung auf, die sich von der Entwicklung im Typusgebiet des Flussgebiets der Eger (linker Nebenfluss der Elbe) unterscheidet. Flächenmäßig dominieren kalkhaltige Mergelsteine und Tonsteine. Ihre Mächtigkeit erreicht zusammen mit zwischengeschalteten Körpern aus feinkörnigen Sandsteinen (Abb. 6-14) im Zittauer Gebirge 80–90 m. Der Top der Schichtenfolgen wurde anhand von Leitfossilien bestimmt (Čech et al. 1987). Der untere Teil der Teplice-Formation wird dem Turon zugeordnet und der obere Abschnitt dem Coniac. Die turonischen Sandsteine

haben sowohl eine größere Verbreitung als auch eine höhere Mächtigkeit (bis zu 100 m), sind jedoch nur in kleine, durch Erosion abgetrennte Gebiete im Zittauer Gebirge, am nordöstlichen Rand der Sächsisch-Böhmischen Schweiz und in der Umgebung von Jablonné v Podještědí zu finden. Dort lagern sie den lithologisch unterschiedlichen Sandsteinen der Jizera-Formation auf. Zum turonischen Teil gehört auch der Kozel Sandsteinkörper, der südwestlich von Česká Lípa aufgeschlossen ist (Nádaskay et al. 2018). Im Zittauer Gebirge treten coniacische Sandsteine der Teplice-Formation an die Oberfläche. Ihr stratigraphisches Äquivalent ist der untere Teil des feinkörnigen Sonnenberg-Sandsteins, der im westlichen Teil des Zittauer Gebirges lagert.

Im Gebiet der Sächsisch-Böhmischen Schweiz entspricht die Schrammstein-Formation mit den Stufen „d“ und „e“ der Teplice-Formation. Die Schrammstein-Formation beginnt entlang der Landesgrenze und wird in Sachsen mit dem Grenzhorizont „γ3“ gebildet. Dieser setzt sich aus feinkörnigen sowie schluffigen und tonigen Sandsteinen zusammen. Dieser Horizont befindet sich in einer Höhe zwischen 360 und 380 Metern über dem Meeresspiegel an der deutsch-tschechischen Grenze in der Nähe des Prebischtors (Pravčická brána) und des Großen Winterbergs (Lamprecht 1928, 1934). Darüber treten noch zwei mächtige Zyklen aus Quarzsandsteinen mit variierendem Kornspektrum auf. Sie können mit dem oberen Teil der Jizera-Formation korreliert werden (Valečka 1989). Um die Stratigraphie zu vereinheitlichen wurden die Sandsteine der Stufe „d“ und „e“ um das Prebischtor, den Großen Winterberg und Hinterhermsdorf als Äquivalente der Teplice-Formation interpretiert.

Die Gesamtmächtigkeit der Teplice-Formation ist sehr variabel, da die Sandsteine nach Südwesten hin rasch an Mächtigkeit verlieren. Im Zittauer Gebirge beträgt die Mächtigkeit bis zu 180 m, südlich von Nový Bor, wo die coniacischen Sandsteine bereits auskeilen, nur bis zu 100 m. Im Zittauer Gebirge beträgt die Mächtigkeit der Lückendorf-Formation etwa 60 m, der Sonnenberg-Sandstein erreicht bis zu 180 m (Voigt et al. 2013).

Březno-Formation, bzw. **Waltersdorf-Formation** (Oberer Teil einschließlich Lausche Sandstein und Hochwald Sandstein; Coniac)
Die Březno-Formation umfasst ein weitreichendes Gebiet im Zentrum des Böhmischen Mittelgebirges sowie des Zittauer Gebirges. Im Zittauer Gebirge entspricht die Březno-Formation dem oberen Teil der Waltersdorf-Formation, deren stratigraphische Reichweite und die erhaltene Mächtigkeit jedoch wesentlich geringer ist. Der Lausche Sandstein besteht aus grobkörnigen Sandsteinbänken mit Kieslagen und kann, unter anderem auf dem Grenzkamm zwischen den Bergen Lausche und Pěnkavčí vrch (Finkenkoppe) gefunden werden. Die stratigraphische Beziehung des grobkörnigen Lausche Sandsteins und des feinkörnig-bioturbaten Hochwald Sandsteins zueinander ist aktuell noch Bestandteil von Untersuchungen. Aufgrund von Fossilfunden (Muscheln: *Inoceramen*) wird vermutet, dass der Lausche Sandstein an der Basis des Hochwald Sandsteins einzuordnen ist.

Die Březno-Formation ist der wesentliche Bestandteil eines der wichtigsten Aquifere im Projektgebiet und bildet zusammen mit den Sandsteinen der darunterliegenden Teplice-Formation und der überlagernden Merboltice-Formation den obersten Grundwasserleiter D. Aquifer D wird von dem unteren Aquifer BC – der den Sandsteinen der Jizera-Formation entspricht – durch einen 30 bis 100 m mächtigen Grundwasserstauer getrennt. Dieser Grundwasserstauer setzt sich aus kalkig-zementierten Sandsteinen sowie aus Ton- und Mergelsteinen zusammen. Nahe dem Beckenrand können die Sandsteine des Aquifers D mit den Sandsteinen der Teplice-Formation, möglicherweise sogar mit den unteren Sandsteinen der Jizera-For-



Abb. 6-15: Teilweise erodierter Sandstein der Březno-Formation in der böhmischen Felsenstadt Sloup v Čechách. Foto: M. Vajskebrová, 2015.

mation, verbunden sein, wodurch ein leistungsfähiger Aquifer BCD entsteht. Sein Flächenausmaß beschränkt sich jedoch auf einen schmalen Gürtel in der Nähe der Lausitzer Überschiebung, etwa zwischen der Gemeinde Rybniště bei Krásná Lípa und dem Berg Hochwald.

Die Březno-Formation kann auf der Grundlage von Leitfossilien unterteilt werden (Čech et al. 1987). Die Gesamtmächtigkeit der Schichtenabfolge erreicht außerhalb des Projektgebiets (Benešov Graben, südöstlich von Prag) bis zu 450 m (Čech et al. 1987). Im Zittauer Gebirge ist die Schichtenfolge nicht vollständig ausgebildet und erreicht ein Maximum von etwa 300 m. Auf sächsischem Gebiet beträgt die maximale Mächtigkeit der Schichtenfolgen im Falle des Lausche Sandsteins 60–70 m und im Falle des Hochwald Sandsteins bis zu 60 m (Voigt et al. 2013).

Im Gebiet des Zittauer Gebirges besteht die Schichtenfolge hauptsächlich aus Quarzsandsteinen (Quadersandstein), die hier stellenweise zerklüftete Felsmassive bilden (Abb. 6-15 und 6-16). Die Sandsteine sind nur an den Hängen der höchsten Berge verbreitet und wurden einst als Werkstein in Steinbrüchen gewonnen. Außerhalb dieser Aufschlüsse werden sie meist von Schutt bedeckt. Der Ablagerungsraum der Sandsteine in der Březno-Formation wird im Westen durch die Děčín–Doubice Störung und im Osten teilweise durch die Česká Kamenice Störung begrenzt. Weiterhin verändern sich die Quarzsandsteine nach Südwesten hin rasch zu feinkörnigen, teilweise karbonatischen Sedimenten (schluffig-tonige Sandsteine sowie Ton- und Mergelsteine). Dieser Übergang ist auch vom östlichen Teil des Zittauer Gebirges nach Česká Lípa und Stráž pod Ralskem im Osten des Projektgebietes sichtbar.



Abb. 6-16: Spurenfossil (Grabgang) *Ophiomorpha* im grobkörnigen Sandstein der Březno-Formation (Lausche Sandstein, Coniac). Verlassener Steinbruch bei Čertová pláň in der Nähe von Lesné. Foto: J. Valečka, 2019.

Die Ablagerungen der Březno-Formation stammen aus einem kreidezeitlichen Deltasystem (Nádaskay und Uličný 2014). Die Quadersandsteine wurden im Bereich der Stirnseite des Deltas abgelagert; zahlreiche Sedimentstrukturen (z. B. Schrägschichtung und wellig ausgebildete Schichtung) deuten auf eine intensive Umlagerung von Sedimenten der Deltafront, möglicherweise durch Gezeitenströmungen, hin (Valečka 1979, Uličný 2001). Das klastische Material wurde teilweise durch Gravitationsströme verfrachtet und weiter in das Kreidebecken hinein transportiert, wo die meiste Zeit kalkhaltige Mergelsteine und Tonsteine abgelagert wurden (sog. flyschoide Fazies; Valečka und Rejchrt 1973). Durch die Bohrung 4650_Y Jedlová wurde zum Beispiel eine Abfolge von wechselnden Quarzsandsteinen und schluffigen und tonigen Sandsteinen erkundet, welche anscheinend in Küstennähe gelagert wurden. Im Benešov Graben lagern etwa 200 m Sediment, die der flyschoiden Fazies zugeordnet werden können (Valečka und Rejchrt 1973).

Merboltice-Formation (Santon)

Die Merboltice-Formation stellt den jüngsten Teil der erhaltenen Kreideablagerungen im Projektgebiet dar und ist nur auf dem tschechischen Gebiet in Form weniger, nicht zusammenhängender Erosionsrelikte mit einer maximalen Mächtigkeit von 200 m vorhanden (Čech et al. 1980). Diese Reste blieben zwischen den Vulkaniten des Böhmischen Mittelgebirges erhalten.



Abb. 6-17: Die Sandgrube in Zubrnice zeigt am eindrucksvollsten die Sedimente der Merboltice-Formation (Santon). Die Formation wird hier von mehreren Dezimeter dicken Bänken aus Quarzsandstein gebildet, die durch dünne Lagen von tonigen und schluffigen Sandstein getrennt werden. Foto: J. Valečka, 2009.

Die Merboltice-Formation besteht aus entfestigten Quarzsandsteinen und schluffig-tonigen Sandsteinen mit erhöhtem Feldspatanteil (Abb. 6-17) (Valečka und Slavík 1985). Die Sandsteinbänke werden oft durch Lagen von kalkfreien Tonsteinen und tonigen Sandsteinen mit einer Mächtigkeit von wenigen Zentimetern bis zu 4,5 m getrennt. Die Ablagerungen der Merboltice-Formation werden als Prodelta-Sedimente interpretiert. Bei diesen Sedimenten handelt es sich um die am weitesten entfernten Ablagerungen innerhalb eines Deltasystems. Die Ablagerungen werden genauer gesagt als Hochwässer interpretiert, die nach Starkregenereignissen eine erhöhte Sedimentzufuhr über das Delta in das Kreidebecken einbrachten. (Valečka und Slavík 1985; Uličný et al. 2015).

8. Egergraben

Die vulkanische Aktivität im Projektgebiet, die etwa an der Grenze Mesozoikum/Känozoikum (vor etwa 60 Mio. Jahren) begann, gehört zum Vulkanismus des Böhmischen Mittelgebirges. Die ältesten vulkanischen Aktivitäten sind nur in Form von magmatischen Gängen bekannt. Der tatsächliche Vulkanismus des Böhmischen Mittelgebirges ist an die vulkanotektonische Zone des Egergrabens gebunden. Die Bildung des Egergrabens wird im Zusammenhang mit der Bildung der Alpen gesehen. Dabei wurden alte (variszische), NO–SW verlaufende Störungen reaktiviert, sodass sich auf tschechischer Seite eine Grabenstruktur ausbilden konnte und sich das Erzgebirge heraushob. Während der Absenkung des Egergrabens konnten an den Störungssystemen große Mengen an Laven an die Oberfläche aufsteigen. Der Zeitraum der Förderung



Abb. 6-18: Regelmäßig hexagonal ausgebildete Säulen aus Olivin-Basalt. Ehemaliger Steinbruch am Berg Zlatý vrch (Goldberg) in Nordböhmen. Foto: P. Tomanová Petrová, 2017.

reichte vom Eozän bis ins Miozän (von etwa 40 bis 16 Mio. Jahren), wobei die größte vulkanische Aktivität im Oligozän stattfand.

In den frühen Phasen des Vulkanismus erfolgte die Entgasung der sich im Untergrund befindenden Magmenkammer entlang tiefreichender Störungen. Dies führte zu einem hochexplosiven Vulkanismus, bei dem es auch zur Bildung von Maaren gekommen ist. Trifft heißes Magma beim Aufstieg aus der Tiefe auf Grundwasser, reagiert beides explosionsartig miteinander. Die daraufhin entstehenden trichterförmigen Senken werden als Maare bezeichnet. Das geförderte Magma im Egergraben hat hauptsächlich einen basischen Chemismus. Das bedeutet, dass vor allem Phonolithe und Basalte gefördert wurden. Im Laufe der weiteren Entwicklung bildeten sich komplexe Bruchstrukturen, die die Bildung von zahlreichen Störungen und Spalten begünstigten, an denen Magma weiterhin an die Oberfläche aufsteigen konnte. Der Egergraben wurde im Laufe seiner Entwicklung mit vulkanischen und organogenen Sedimenten gefüllt. In der darauffolgenden Entwicklungsphase wurde ein komplexes Vulkansystem gebildet, indem sich explosive und effusive Ausbrüche abwechselten und es zur Ablagerung von olivinfreien Tephriten und Tephrittuffen kam. Für die Förderung des Magmas wurden bereits zuvor verwendete Förderkanäle wieder reaktiviert.

Die abschließende vulkanische Aktivität im Egergraben wird vor allem durch das Auftreten von Olivin-Basalt gekennzeichnet (Abb. 6-18), (Cajz et al. 1996).

9. Tertiäre- und quartäre Ablagerungen

Paläogene Relikte

Das Vorhandensein von paläogenen Sedimenten wird durch zahlreich gefundene Gerölle im zentralen Teil des Zittauer Gebirges belegt (Nývlt et al. 2002). Die Gerölle bestehen aus mittel- bis grobkörnigen Quarzsandsteinen, Quarziten und rötlichen Eisensandsteinen, Gerölle aus Vulkaniten fehlen jedoch komplett. Einige Gerölle weisen Spuren von äolischer Erosion (Winderosion) auf. Die Gerölle entstanden vor der neogenen vulkanischen Aktivität, was sich neben ihrer Zusammensetzung vor allem in ihrem Fundort in einem Vulkanschlot im Zittauer Gebirge zeigt. Aufgrund des Alters der vulkanischen Aktivität in der Umgebung kann die Bildung der Gerölle wahrscheinlich in die Zeit des Eozäns eingestuft werden.

Becken von Zittau-Hrádek- Turów

Die tertiären Sedimente treten zusammenhängend nur an der nordöstlichen Grenze des Projektgebiets, in der Nähe von Hrádek nad Nisou auf, isolierte Reste können auch in der Nähe von Varnsdorf gefunden werden (Chlupáč 2002a). Sie gehören zum Beckensystem von Zittau-Hrádek- Turów, das sich in das Zittauer Becken auf deutschem Gebiet, das Becken von Turów auf polnischem Gebiet und das Becken von Hrádek auf tschechischem Gebiet gliedert. Die Füllung des von der Nordost- und Südwest-Seite tektonisch begrenzten Grabens, besteht aus Sedimenten des Oligozäns und insbesondere des Miozäns. Die Beckenfüllung hat eine Gesamtmächtigkeit von 400 m und besteht aus verschiedenen Sedimenten, in die besonders in den älteren Abschnitten immer wieder basaltische Tuffe eingelagert worden sind (Kopecký 1964; Standke 2008). Das Zittauer Becken war durch seine umfangreichen Braunkohlevorkommen auch von großer wirtschaftlicher Bedeutung. Auf deutschem Gebiet beginnt die Auffüllung des Zittauer Beckens mit oligozänen Basalten, Tuffen und Tuffiten (Zittau-Schichten A). Danach setzt die Sedimentation von Tonen, Schluffen und Feinsanden, in die das 6–30 m mächtige Zittauer Unterflöz (Zittau-Schichten B) eingelagert ist, ein. Erosiv überlagern bis zu 100 m mächtige



Abb. 6-19: Gefluteter Braunkohletagebau „Kristina". Foto: P. Janko, 2015.

Tone und Fein- bis Grobsande das Zittauer Unterflöz (Zittau-Schichten C). Die anschließende Vermoorungsphase führte zur Entstehung des 20–100 m mächtigen Zittauer Hauptflözes, das in zahlreiche Flözbänke aufgegliedert ist (Standke 2008). Die tertiären Sedimente des Zittauer Beckens werden häufig von pleistozänen Sedimenten bedeckt. Diese pleistozänen Ablagerungen erreichen Mächtigkeiten bis zu 80 m (östlich von Hrádek; Václ und Čadek 1962). Der Untergrund des Beckens besteht aus verwitterten Granitoiden des Lausitzer Massivs.

Im Becken von Hrádek setzt sich die basale Loučeň-Formation des Oligozäns zu Beginn aus Kiesen, im oberen Teil dann aus sich abwechselnden Sand- und Tonlagen zusammen. Dazwischen lassen sich immer wieder vulkanische Gesteine finden. Die Schichtenfolge wird von dem Unteren Kohleflöz abgeschlossen und erreicht eine schwankende Mächtigkeit bis 140 m (Opluštil et al. 2010). Oberhalb der Loučeň-Formation folgt die Hrádek-Formation (älteres Miozän), die eine Mächtigkeit bis zu 380 m erreicht. Sie besteht aus abwechselnden Lagen von Kies, Sand und Ton mit zwischengeschalteten Kohleflözen. Von wirtschaftlicher Bedeutung ist das Obere Flöz, dessen Mächtigkeit zwischen 4 und 34 m liegt (Chlupáč 2002a; Opluštil et al. 2010). Ab dem Ende des 18. Jahrhunderts erfolgte zunächst der Untertageabbau, später wurde die Kohle in Tagebauen gewonnen (Steinbruch Kristina; Abb. 6-19). Der Abbau wurde im Jahre 1972 beendet und die stillgelegten Tagebaue geflutet (Horčička und Martinovská 1998).

Der Ablagerungsraum kann anhand der gefundenen Sedimente und Fossilien rekonstruiert werden: Es handelt sich um Seen und Deltas. In den Sedimenten wurden vor allem Pflanzenfossilien, bestehend aus Sumpf- und Auenpflanzen (*Taxodiaceae*), Teebäumen, Lorbeer, Sumpfzypressen, Erlen, Kiefern usw. gefunden (Konzalová et al. 2000).

Weiterhin erstreckt sich im Gebiet zwischen Varnsdorf und Rumburk ein Zipfel des Seifhennersdorfer Beckens, in dem seit über 200 Jahren oligozäne Braunkohle abgebaut wird.

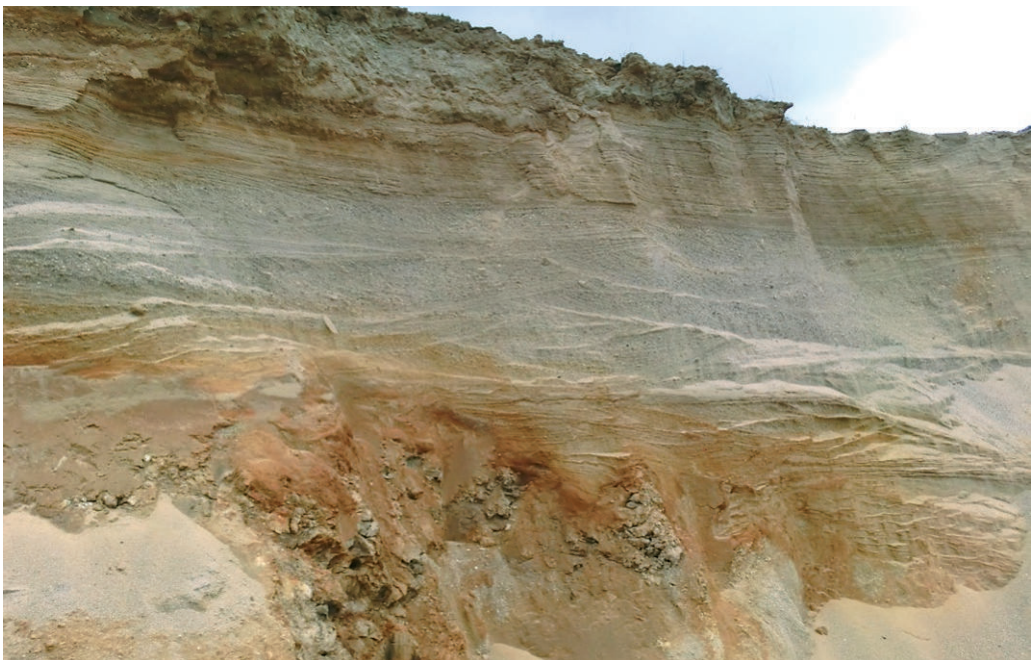


Abb. 6-20: Fluviatile Sande und Sand-Kies-Gemische mit Trog- und Schrägschichtung in der Sandgrube „Grabštejn". Foto: R. Nádaskay, 2017.

Quartäre Sedimente

Der nördliche Bereich des Projektgebiets war während des Pleistozäns von einem Festlandgletscher bedeckt. Die gletscherbeeinflussten Fluss- und Seeablagerungen entstanden hauptsächlich während der Elster- und Saale-Kaltzeit. Die Überreste finden sich unter anderem in Hrádek nad Nisou, Jablonné v Podještědí, Varnsdorf, Rumburk und Vilémov (Abb. 6-20). Die typischen eiszeitlichen Sedimente sind Warventone (verfestigte, gebänderte Tonablagerungen), die durch abwechselnde Schichten feinkörniger Materialien einen jahreszeitlichen Klimawechsel repräsentieren. Aus der Eiszeit stammen weiterhin pleistozäne Lössablagerungen und Lösslehme, die an einigen Stellen als Erosionsreste erhalten geblieben sind (die größten Gebiete liegen zum Beispiel bei Markvartice zwischen Cvikov und Jablonné v Podještědí). In den Einzugsgebieten der Flüsse Elbe, Polzen, Neiße und ihren Nebenflüssen wurden Auensedimente abgelagert und es sind Reste von Schotterflussterrassen, insbesondere in der Nähe von Polzen, erhalten geblieben. Stellenweise treten an den Hängen von Tälern Hangsedimente auf, signifikante Vorkommen sind z. B. im Elbtal zu beobachten. Hangsedimente sind Lockersedimente, die das Relief eines Hanges bedecken.

7| Geologisch interessante und bedeutende Standorte

„ Die Natur muss gefühlt werden...“

Der Autor dieses Zitats ist der bekannte Naturwissenschaftler Alexander von Humboldt. In unserer schnelllebigen Zeit hat man oft das Gefühl, den Bezug zur Natur zu verlieren. Gleichzeitig kann man fast überall in der Landschaft etwas Erstaunliches entdecken. In diesem Kapitel werden einige geologisch interessante Orte aus jenen Bereichen vorgestellt, mit denen sich das Projekt ResiBil befasst (Abb. 7-1). Die Lokalitäten können über die beigefügten Koordinaten (angegeben in Grad Minuten, Koordinatensystem WGS84) gefunden werden. Das Gebiet der Sächsisch-Böhmischen Schweiz lädt mit vielen verschiedenen Eindrücken zum Erkunden ein – sei es zu Fuß, mit dem Fahrrad, dem Auto oder der Bahn. Der Tschechische Geologische Dienst (ČGS) bietet auf seiner Internetseite weitere Information zu den sich in Böhmen befindenden Lokalitäten in englischer Sprache an.

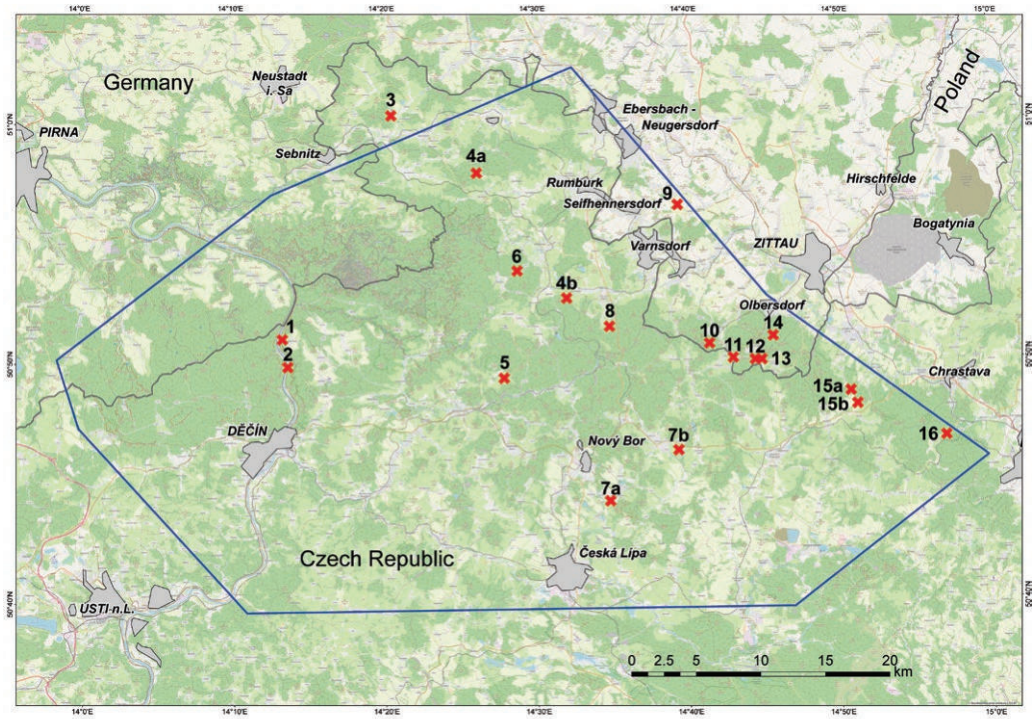


Abb. 7-1: Übersichtskarte der beschriebenen geologischen Lokalitäten.



Abb. 7-2: Blick vom Aussichtspunkt Belvedere ins Elbtal. Foto: M. Souček, 2018.

1. Belvedere (Labská Stráň) – Elbleiten

N 50°50.97155‘, O 14°13.29182‘

Die Aussichtswarte Belvedere befindet sich nördlich von Děčín, in der Nähe des Dorfes Labská Stráň (Elbleiten) im Elbtal (Abb. 7-2). Das Tal wird von bis zu 75 m hohen Felswänden umrahmt, die hauptsächlich aus Sandsteinen der Bílá Hora-Formation – im obersten Teil auch aus Sandsteinen der Jizera-Formation – bestehen. Die Aussichtsterrasse Belvedere besteht aus einem flachen Felsblock, etwa 160 m über der Elbe. Neben der Terrasse befindet sich eine kleine Salla Terrena (Abb. 7-3), die in den Felsen gemeißelt wurde. Es handelt sich um den ältesten Aussichtspunkt in der Böhmischen Schweiz, der im Jahre 1711 von Franz Karl von Clary und Aldringen erbaut wurde. Anfangs wurde er genutzt, um Konzerte für den Adel zu veranstalten, später konnte er dann von Touristen besucht werden.

Aus geologischer Sicht ist die Lokalität für die markante Grenze zwischen der Bílá Hora- und Jizera-Formation interessant. Die Grenze verläuft lithologisch scharf und morphologisch tritt sie mit einer markanten, sich zurückziehenden Geländestufe in Erscheinung. Die Oberfläche der Aussichtsplattform von Belvedere besteht aus der oberen Grenze der Bílá Hora-Formation. Der mittlere und obere Teil der Formation setzt sich aus harten, verkieselten, mittel- bis grobkörnigen Quarzsandsteinen mit Kieslagen zusammen. Auf der Schichtoberfläche der Bílá Hora-Formation befinden sich viele verzweigte Grabgänge (Bioturbations-Texturen) des Typs *Thalassinoides*. Auf die groben Sandsteine der Bílá Hora-Formation folgen scharf abgetrennt gelbliche, gut sortierte, fein- bis mittelkörnige Sandsteine der Jizera-Formation. Diese bilden



Abb. 7-3: Aussichtspunkt Belveder mit der „Salla Terrena", die in die Sandsteine der Bílá Hora- und Jizera-Formation gegraben wurde. Foto: P. Hejtmánková, 2018.

einen Felsvorsprung, aus dem die Salla Terrena herausgearbeitet wurde. In den Sandsteinen lässt sich eine intensive Bioturbation nachverfolgen. Das Netz aus zylindrisch-verzweigten Grabgängen bildet eine dominante Textur, die als „*Thalassinoides* Event" bezeichnet wird. Die Grenzfläche zwischen der Bílá Hora- und der Jizera-Formation repräsentiert eine kurzzeitige Unterbrechung in der Sedimentation. Die dynamische Sedimentation während der Bílá Hora-Formation, die durch starke Strömung im Bereich des Meeresbodens charakterisiert wird, wechselt zu einer relativ ruhigen Sedimentation von feinem, sandigem Material der Jizera-Formation. Dies wird von einer intensiven Aktivität kleiner Krabben begleitet, welche die Grabgänge anlegten.

2. Elbtal (Údolí Labe)

Podskalí – Lausitzer Massiv – Granitoide – N 50°49.652', E 14°13.646'
Fluss Studený potok – cenomane Sandsteine – N 50°49.899', E 14°13.801'
Hřensko-Klamm – turonische Sandsteine – N 50°52.442', E 14°14.175'

Das Elbtal (Abb. 7-4) im Elbsandsteingebirge ist stellenweise über 300 m tief und damit die tiefste, durch einen Fluss gebildete Schlucht Mitteleuropas. Das Tal entstand während des Unter- und Mittelpleistozäns, indem sich die Elbe in die Sedimente der Oberkreide und stellenweise auch in den kristallinen Untergrund eingrub (Abb. 7-5).

Im Bereich zwischen Čertova Voda und Loubí bei Děčín kreuzt die Westlausitzer Störung das Elbtal. Am rechten Ufer stehen Granodiorite des Lausitzer Massivs sowie kontaktmetamorphe



Abb. 7-4: Blick in das Elbtal, die tiefste Schlucht Mitteleuropas. Sie wird flankiert von Sandsteinen des Sächsisch-Böhmischen Kreidebeckens. Foto: K. Motyčková und J. Šír, 2013.

Gesteine an, am linken Elbufer sind Phyllite und Metabasite des Elbtalschiefergebirges aufgeschlossen. Dies ist der einzige Aufschluss des Elbtalschiefergebirges in Böhmen, im Gegensatz existieren in Sachsen ausgedehnte Aufschlüsse.

Das Elbtal setzt sich in diesem Gebiet aus der Peruc-Korycany-Formation, der Bílá Hora-Formation und der Jizera-Formation (Cenomanium bis Mittleres Turon) zusammen. Auf sächsischem Gebiet entsprechen diese Schichten der Oberhäslich-Formation (Cenomanium), der Schmilka- und Postelwitz-Formation (Turon). Die gesamte Abfolge der Oberkreide ist in diesem Gebiet in einem Winkel von ca. 10° nach Norden geneigt.

Das Gebiet des heutigen Elbtals stellt geologisch eine Schwächezone am Rande des Böhmischen Massivs dar, vor allem durch junge, tektonische Ereignisse wurde die Erdkruste wiederholt gehoben. Die morphologischen Strukturen werden von den beiden vorherrschenden, tektonischen Zonen charakterisiert: der Elbezone und dem Egergraben. Die NW–SO-verlaufende

Elbezone wurde seit dem Proterozoikum wiederholt tektonisch aktiviert. In der späten Kreidezeit und im Känozoikum war sie jedoch vermutlich nicht tätig. Die zweite tektonische Zone, der Egergraben, ist in NO–SW-Richtung ausgerichtet. Weitere Informationen über die tektonischen Verhältnisse und ihrer Einflüsse im Arbeitsgebiet können im Kapitel 5 nachgelesen werden.

Der Reichtum an morphologischen Formen im Elbtal ist europaweit einzigartig. Hier sind die Reliefmakroformen (Schluchten, Felsstädte, Strukturplattformen, bis zu 150 m hohe Felswände usw.), Mesoformen (Felsentore und -fenster, Überhänge, Felspyramiden, Steinpilze, Pseudokarsthöhlen usw.) und verschiedenste Mikroformen (Risse, Rillen, diverse Arten von sog. Waben, Hohlräumen usw.) auf relativ engem Raum vertreten (Valečka 2009).



Abb. 7-5: Anstehende Gesteine (Chert) aus dem kristallinen Untergrun unterhalb der Kreidesedimente im Elbtal. Foto: Š. Mrazova, 2018.



Abb. 7-6: Gefluteter Steinbruch bei Lipová, in dem früher Lausitzer Granodiorit abgebaut wurde. Foto: M. Vajskebrová, 2019.

3. Lipová – Steinbrüche an dem Berg Ječný vrch

N 51°0.27407‘, E 14°20.57985‘

Der geflutete Steinbruch (Abb. 7-6) befindet sich 1,5 km südwestlich des Schlosses Lipová im Schluckenauer Zipfel. Im Steinbruch wurde Lausitzer Granodiorit mit Dolerit-Gängen abgebaut (Abb. 7-7). Der Biotitführende Granodiorit ist ein mittel- bis feinkörniges, leicht porphyrisches Gestein. Im frischen Zustand ist er hellgrau und durch Verwitterung tritt er oft leicht rostrot gefärbt auf. Die Hauptmineralzusammensetzung besteht aus Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat und Biotit, wobei als Nebenminerale stellenweise Muskovit, Amphibol oder Chlorit auftreten. Als akzessorische Minerale kommen hauptsächlich Apatit und Zirkon, Epidot sowie Titanit vor.

Der Granodiorit tritt hier meist stark verwittert auf und bildet dabei mehrere Meter große, kugel- oder laibförmige Steinblöcke. Der Abbau in den Steinbrüchen wurde 2003 eingestellt.



Abb. 7-7: Lausitzer Granodiorit mit Dolerit-Gängen (schwarz) im Steinbruch bei Lipová. Foto: M. Vajskebrová, 2019.

4. Kunratice, Zelený kříž, Žulovec – Granit vom Typ Rumburk

4a. Grünes Kreuz (Zelený kříž)

N 50°57.85518', E 14°26.21257'

Die Lokalität befindet sich an der Kreuzung der Wanderwege zwischen den tschechischen Gemeinden Brtníky und Kunratice, an der ein Menhir („Hinkelstein") aus Rumburker Granit errichtet wurde (Abb. 7-8). Rund um die Kreuzung liegen mehrere große Blöcke (bis zu 60 m^3 umfassend) aus verwitterten Rumburker Granit (Abb. 7-9). Der Biotitführende Granit ist grobkörnig bis großkörnig ausgebildet und häufig porphyrisch mit bläulichem Quarz und Kalifeldspat-Einsprenglingen bis zu einer Größe von 15 cm. In der Nähe der sich kreuzenden Waldwege können weiterhin auch kleinere Steinblöcke (bis 4 m^3) sowohl aus feinkörnigem, porphyrischen Rumburker Granit, als auch aus mittelkörnigem, Biotitführenden Lausitzer Granodiorit gefunden werden.





Abb. 7-8: Wegmarkierung (Menhir) aus Rumburk-Granit, die an der Kreuzung zwischen Brtníky und Kunratice errichtet wurde. Foto: P. Tomanová Petrová, 2018.

Abb. 7-9: Blöcke aus Rumburk-Granit an der Lokalität Zelený kříž. Foto: M. Vajskebrová, 2018.

4b. Horní Podluží – Steinbruch beim Hügel Žulovec

N 50° 52.610‘, E 14° 32.094‘

Etwa 1 km südwestlich der Gemeinde Horní Podluží, am östlichen Fuße des Hügels Žulovec befindet sich ein verlassener Steinbruch mit Abmessungen von ca. 60 × 40 m (Abb. 7-10). Gegenwärtig ist der ehemalige Steinbruch zugewachsen und schwer zugänglich (Stand 2019). Hier wurde der Rumburker Granit abgebaut. Der Granit ist an dieser Stelle grobkörnig und porphyrisch ausgebildet, er enthält blaugrauen Quarz und Einsprenglinge von Kalifeldspat. Der Granit ist stark rissig und verwittert und zerfällt in Grus (Granitkies). Der relativ frische Biotit-Granit befindet sich nur im linken Teil des Steinbruchs.

Der um den Hügel Žulovec anstehende Rumburker Granit bildet einen tektonisch begrenzten Block, der von den älteren, magmatischen Intrusionen des Lausitzer Massivs getrennt ist. Der Rumburker Granit, der vor etwa 540 Millionen Jahren im Kambrium intrudierte, gehört zu den verschiedenen Granit-Typen des Lausitzer Massivs.

5. Berg Zlatý vrch – Basaltsäulen

N 50°49.29620‘, E 14°27.91788‘

Im oberen Teil des Bergs Zlatý vrch (Höhe 656 m) befindet sich ein verlassener Steinbruch, der perfekt entwickelte und außergewöhnlich lange Basaltsäulen zeigt. 1964 wurde der Steinbruch zum nationalen Naturdenkmal im Naturschutzgebiet Lužické hory (Lausitzer Gebirge) erklärt (Abb. 7-11).

Die sechskantigen Basaltsäulen (Abb. 7-12), mit einer Länge von bis zu 30 m, bilden die sogenannte „Steinorgel“, dessen säulige Ausbildung länger ist als jene des bekannten



Abb. 7-10: Ein verlassener Steinbruch am Fuße des Hügels Žulovec. Der Biotit-Granit vom Typ Rumburk ist stark rissig und verwittert. Foto: S. Mrázová, 2019.



Abb. 7-11: Säulen aus Nephelin-Basanit (2. Fazieseinheit), welche von einer Decke aus glasigem Olivin-Basalt überlagert wird (3. Fazieseinheit). Lokalität Zlatý vrch. Foto: Z. Skácelová, 2016.



Abb. 7-12: Fünf- und sechseckige Säulen, bestehend aus Nephelinbasanit in der Nähe des Berges Zlatý vrch. Foto: P. Hejtmánková, 2018.

Aufschlusses Panská skála bei Kamenický Šenov. Die Ausrichtung der Säulen hängt allgemein von der einstig herrschenden Abkühlungsrichtung ab. Es ist wahrscheinlich, dass in der ersten Phase der Bildung ein Maar-Krater entstand, in dem sich nachfolgend ein Lavasee bildete, in dem die trichterförmigen Säulen später aushärteten (Rapprich 2012). Es werden drei lithologische Fazieseinheiten unterschieden: 1) ein basaler Vulkankörper, bestehend aus Nephelinbasanit, im nördlichen Teil des Steinbruchs zu finden, 2) eine Hauptfazies, bestehend aus langen Olivinbasalt-Säulen und 3) eine Kappe aus glasigem Olivinbasalt. Die säulige Absonderung der zweiten Fazieseinheit wird durch langsame Abkühlung senkrecht zur Abkühlungsfläche hervorgerufen. Eine unregelmäßige Ausprägung der Säulen in der dritten Fazieseinheit steht wiederum im Zusammenhang mit einer schnellen Aushärtung.

6. Doubice – Naturschutzgebiet Vápenka

N 50°53.76267‘, E 14°28.84115‘

Im Naturschutzgebiet Vápenka sind die Jurasedimente der Brtnice- und Doubice-Formation am besten erhalten (Klein et al. 1971; Přichystal 2009). Die jurassischen Sedimente sind an der Basis klastisch ausgebildet. Die darüber liegenden feinkörnigen Sandsteine sind durch einen



Abb. 7-13: In tertiärem Vulkanit eingeschlossener, jurassischer Kalkstein (mitte). Lokalität Doubice – Vápenka. Foto: Š. Mrázová, 2017.

karbonatischen und tonigen Zement verkittet. Im oberen Bereich befinden sich dolomitische Kalksteine und rotgefärbte Sandsteine. Die klastischen und karbonatischen Gesteine lassen sich nicht voneinander trennen.

Aus faunistischer Sicht können in den hellgrauen Kalksteinen Brachiopoden der Gattung *Terebratula* und Reste von Seelilien gefunden werden (Fediuk et al. 1958). Das Alter der Sedimente reicht von Callovium bis Kimmeridgium (Mittleres bis Oberes Jura). Die Jurasedimente wurden in Form von tektonischen Linsen aus dem Untergrund der Kreideablagerungen entlang der Lausitzer Überschiebung nach oben gebracht. Diese kleinräumigen Linsen sind zwischen den Graniten des Lausitzer Massivs und den Kreidesandsteinen lokalisiert.

Die Jurasedimente (Abb. 6-9) wurden in mehreren kleinräumigen Steinbrüchen seit 1869 für lokale Kalkwerke abgebaut (Abb. 6-10). Die Dolomitkalksteine enthalten unter anderem kupferhaltige Erzminerale. Auf vielen Rissen im Gestein sind Beläge von blauem Azurit sichtbar, weniger oft ist auch grüner Malachit zu finden.

In der Nähe der Steinbrüche lassen sich in kleinen Aufschlüssen weiterhin Granitoide des Lausitzer Massivs, permische quarzreiche- und feldspatreiche Sandsteine mit Zwischenschichten von Tonstein, feinkörnige Sandsteine der Březno-Formation (Oberkreide, Coniac) und selten vulkanische Gänge (Nephelinbasanit) finden (Abb. 7-13) (Klein et al. 1971).

7. Umgebung von Cvikov

7a. Felsenburg Sloup (Sloupské skalní město)

N 50°44.14225‘, E 14°34.85255‘

Die südöstlich von Nový Bor gelegene Felsenburg Sloup ist ein relativ großes Gebiet, in dem die Sandsteine der Březno-Formation (Coniac) eindrucksvoll bis zu 70 m hoch aufragen. Die kreidezeitlichen Sandsteine blieben an den Flanken eines Lakkolithen herum erhalten. Der Lakkolith, der den Kern der Felsenburg bildet, tritt jedoch nur in den Gipfelteilen von dem Berg Slavíček (535 m) auf (Abb. 7-14). Die Felsenburg ist von der Südseite der Gemeinde Svojkov aus leicht zu erreichen.

Unterhalb der Felsenburg Sloup sind sogenannte Klinoformen (oder Foresets) sichtbar, d.h. schräg geneigte Sedimentschichten, die einzelne, meist mehrere Meter mächtige Sandsteinbänke trennen, die sich einst vor dem grobkörnigen Delta in der Kreidezeit ablagerten (Nádaskay und Uličný 2014). Innerhalb einer Abfolge von Klinoformen ist eine Vielzahl von Sedimentstrukturen (am häufigsten sind parallel verlaufende oder schräg lagernde Schichten)



Abb. 7-14: Die Felsenburg Sloup v Čechách wurde auf den Sandsteinen der Březno-Formation erbaut. Foto: M. Vajskebrová, 2015.



Abb. 7-15: Schräggeschichtete Sandsteine der Březno-Formation im Felsentheater bei Sloup (Böhmen). Foto: P. Tomanová Petrová, 2018.

zu erkennen. Auffällig sind die massiven Abschnitte aus grobkörnigen Sandsteinen, die von Erosionsrinnen ausgefüllt werden, die bis zu zehn Meter lang und mehrere Meter dick sind. Erosionsrinnen entstehen, indem sich fließendes Wasser durch seine erosive Kraft in den Untergrund eingräbt. Anschließend wurden die Rinnen wieder mit Sediment aufgefüllt. Diese Füllungen können ebenso spezielle Formen und Strukturen annehmen und Hinweise auf die Sedimentationsrichtung geben.

In der näheren Umgebung der Burg Sloup kann eine weitere Sehenswürdigkeit besichtigt werden: das in den Sandstein geschlagene Felsentheater (Abb. 7-15).

7b. Berg Dutý kámen – Sandsteinsäulen

N 50°46.23458', E 14°39.38988'

Der Dutý kámen (379 m) ist ein etwa 600 m langer, bewaldeter Bergkamm, der sich südlich von dem Ort Drnovec erstreckt. Der Kamm erhebt sich 20 bis 30 m über dem umgebenden Gelände und besteht aus teilweise verkieseltem Kreidesandstein der Březno-Formation (Abb. 7-16), eine

der jüngsten, kreidezeitlichen Formationen des Sächsisch-Böhmischen Kreidebeckens. Der Sandstein ist hellgrau bis gelblich und meist bankig bis massig ausgebildet. Stellenweise sind horizontal bis schräg lagernde Schichten mit einer Mächtigkeit von 1 m erkennbar. Die Abfolge wird weiterhin von einem magmatischen Gang durchschlagen, der während Erdarbeiten entdeckt wurde.

Der Dutý kámen zeichnet sich vor allem durch das Vorkommen von säulenartig ausgebildeten Sandsteinen aus. Die Bildung von diesen Sandsteinsäulen hängt vermutlich mit dem Auftreten des angetroffenen magmatischen Ganges zusammen. Die heißen Gase und Dämpfe, die das Eindringen des Ganges im Tertiär begleiteten, vergrößerten bereits existierende Risse und heizten den umgebenden Sandstein stark auf. Obwohl diese Temperaturen nicht ausreichten, um das Gestein zu schmelzen, wurde es durch die Verkieselung verhärtet. Während der anschließenden Abkühlungsphase verringerte sich das Volumen des Gesteins, was zu Kontraktionsrissen und Abkühlungsklüften innerhalb des Sandsteins führte und dünne, vertikal verlaufende Platten entstehen ließ. In unmittelbarer Nähe des Ganges, wo die Erwärmung am intensivsten wirkte, wurden die Platten durch Querrisse weiterhin in kleine vier- bis sechskantige Sandsteinsäulen segmentiert. Daher treten die Sandsteinsäulen nur lokal auf und gehen rasch in die plattenförmige Ausbildung und anschließend in die unbeeinflussten, massigen Sandsteine über (Balatka und Sládek 1972; Havránek 1982). Auf dem Bergkamm sind die säulenförmigen Sandsteine an mehreren Stellen sichtbar, am besten jedoch auf einem 2,5 m hohen Felsvorsprung, der etwa in der Mitte des Kamms steht und gut über einen Wanderweg erreichbar ist (Abb. 7-17).



Abb. 7-16: Sandsteine der Březno-Formation. Lokalität Dutý kámen bei Cvikov. Foto: P. Tomanová Petrová, 2019.



Abb. 7-17: Dünne Sandsteinsäulen, die vermutlich durch den Kontakt mit einem heißen Ganggestein entstanden sind. Foto: P. Tomanová Petrová, 2018.



Abb. 7-18: Eine Sonnenuhr, die aus den Sandsteinen der Březno-Formation im oberen Teil des Bergrückens des Dutý kámen herausgearbeitet wurde. Foto: P. Tomanová Petrová, 2018.



Abb. 7-19: Gedänkstätte für den sächsischen Dichter Theodor Körner am Bergkamm des Dutý kámen bei Cvikov. Foto: P. Tomanová Petrová, 2018.

Auf dem Dutý kámen können weiterhin verschiedene, durch Verwitterungs- und Abtragungsprozesse entstandene, geomorphologische Formationen gefunden werden, wie z. B. ein pilzförmiger Felsenturm, der „Hohler Stein" genannt wird, Felsenfenster oder Waben.

Seit dem frühen 19. Jahrhundert wird der Berg hauptsächlich zur Gewinnung von Sandstein genutzt. Die Steinbrüche, welche vom Abbau der Sandsteine und Sandsteinsäulen übrig geblieben sind, können noch heute im nördlichen Teil des Kamms erkundet werden. Größere Sandsteinblöcke wurden vor allem um den heutigen Aussichtspunkt am südlichen Ende des Kamms abgebaut. Der Turm der St. Elisabeth-Kirche in Cvikov besteht u. a. aus diesen abgebauten Sandsteinen.

Von der Aussichtsplattform aus bietet sich ein beeindruckender Blick auf die Landschaft. Dank des Bürgervereins „Kleine Denkmäler Nordböhmens" wurde im Jahre 2005 ein dem sächsischen Dichter Theodor Körner gewidmetes Relief in den Sandstein eingearbeitet. Auf dem Gipfel wurde weiterhin eine Sonnenuhr erbaut, die aus den anstehenden Sandsteinen besteht (Abb. 7-18 und 7-19).

8. Burgruine Tolštejn – Phonolith

N 50°51.41260', E 14°34.90123'

Die Burgruine Tolštejn ist eines der bedeutendsten, mittelalterlichen Bauwerke in Nordböhmen. Sie wurde auf einem oligozän bis miozän entstandenen Phonolithen erbaut, der mit dem westlich gelegenen Berg Jedlová einen zusammenhängenden Kamm bildet. Es handelt sich um einen großen Phonolithgang, der durch Erosion freigelegt wurde (Abb. 7-20). Es können im Gestein große, sechseckige Säulen gefunden werden, die senkrecht zur ehemaligen Abkühlungsrichtung ausgerichtet sind (Rapprich 2012).

Von der Bergspitze aus, die über eine Eisentreppe erreichbar ist, hat man einen guten Blick auf das umliegenden Gelände und auf das Tal von Jiřetín, Horní und Dolní Podluží sowie auf den Ort Varnsdorf, hinter dem die Hügel des Schluckenauer Hügellands und der Lausitz aufragen.

9. Großer Stein oder auch „Goethekopf" – Basaltsäulen

N 50°56.4600', E 14°39.4800'

Ein Kilometer südlich von Leutersdorf und ca. 1 km nordwestlich von Spitzkunnersdorf in Sachsen ist der „Große Stein" zu finden. Dieser geologische Aufschluss besteht aus Basalt- und Phonolithsäulen, welche im richtigen Winkel betrachtet dem Profil des deutschen Dichters Johann Wolfgang von Goethe ähneln (Abb. 7-21). Der Basalt mit dem darüber vorkommenden Phonolith ist Zeuge der jüngsten (tertiären) Aktivität des Vulkanismus in dem Gebiet. Da Basalt oft als Baumaterial (z. B. Schotter) eingesetzt wird, stand der Hügel „Großer Stein" als Abbaubereich im Gespräch. Er wurde jedoch nach Initiative des örtlichen Naturschutzverbands vor dem Großabbau gerettet.

10. Große und Kleine Orgel – Sandsteinsäulen

N 50°50.6733', E 14°41.4909'

Südwestlich des Kurortes Jonsdorf im Naturschutzgebiet „Jonsdorfer Felsenstadt" am Wanderweg des Orgelsteigs gelegen, treten mehrere säulenartig verwitternde Sandsteine auf. Diese



Abb. 7-20: Phonolithkuppe in der Nähe der Burgruine Tolštejn. Foto: M. Vajskebrová, 2018.

als „Orgelpfeifen“ bekannten senkrecht stehenden, stengeligen Sandsteinausbildungen sind untypisch für Sandsteine. Die Form entstand vermutlich durch einen Kontakt mit heißer Lava und der darauf folgenden Abkühlung des Gesteins (Abb. 7-22).

Die „Große Orgel“ hat eine Abmessung von etwa 5 × 9 m, die „Kleine Orgel“ einen Durchmesser von ca. 2 m. Beide Aufschlüsse sind etwa 2 m hoch und die einzelnen Säulen sind ca. 15 cm stark.

11. Berg Jánské kameny – Basaltsäulen

N 50°50.06745‘, E 14°43.05635‘

Nördlich von Krompach an der deutsch–tschechischen Grenze lagern auf der Anhöhe des Berges Jánské kameny horizontal ausgerichtete Basaltsäulen, die Johannissteine genannt werden. Sie werden auch als zweite Teufelswand (Čertova zeď) bezeichnet. Auf beiden Seiten der Grenze wurden in der Vergangenheit touristische Hütten sowie Aussichtspunkte errichtet. Die erste Berghütte mit Aussichtsplattform wurde im Jahre 1881 erbaut.

Aus geologischer Sicht handelt es sich bei der Wand um die Reste eines ca. 700 m langen Gangs, bestehend aus Nephelintephrit bis -basalt mit horizontaler Anordnung von mehreren



Abb. 7-21: Vulkanische Gesteine, die das Profil des deutschen Dichters J. W. von Goethe bilden. Foto: B. Mlčoch, 2019.



Abb. 7-22: Sandsteine mit einer säulenartigen Ausbildung, die „Orgelpfeifen" genannt werden. Diese sind in der Nähe des Kurorts Jonsdorf zufinden. Foto: H. J. Schönherr, 2011.



Abb. 7-23: Aus Basalt bestehende natürliche Wand mit einer horizontalen Anordnung von vier- bis sechsseitigen Säulen und einer darauf gebauten Aussichtsplattform. Foto: B. Mlčoch, 2017.



Abb. 7-24: Panoramablick auf das Felsmassiv von Oybin (Sachsen) mit der Burg- und Klosterruine. Foto: B. Mlčoch, 2018.

vier- bis sechskantigen Steinsäulen (Abb. 7-23). Die Mächtigkeit des Gangs bewegt sich zwischen 2 und mehr als 4 m. Der Gang bildete sich im Tertiär und nahm in den weicheren Sandsteinen der Bílá Hora- und Jizera-Formation (bzw. der Oybin-Formation) Platz. Durch die anschließende Erosion wurde der Gang teilweise abgetragen und seine Reste ragen heute in Form einer Wand über das umgebende Gelände auf.

Vor Ort zeigt sich ein wunderschöner Panoramablick auf die bergige Umgebung und auf das imposante Felsmassiv von Oybin (Sachsen), auf dem eine Burg- und Klosterruine zu erkennen sind (Abb. 7-24). Auf dem Jánské kameny informiert ein Lehrpfad mit 11 Stationen die Besucher über Botanik, Zoologie und Geologie der Umgebung sowie über die Geschichte des Jánské kameny. An den einzelnen Standorten befinden sich verschiedene Spiel- und Bewegungselemente (wilde Wurzeln, hölzernes Glockenspiel usw.).

12. Kelchsteine – Sandsteinfelsen

N 50°49.989420‘, E 14°44.501040‘

Die Kelchsteine sind die bekanntesten kreidezeitlichen Sandstein-Einzelfelsen des Zittauer Gebirges und beliebtes Ziel für Felskletterer. Im Zittauer Gebirge stehen ca. 80 Kelchsteine verteilt, der bekannteste ist südlich des sächsischen Kurortes Oybin zu finden (Abb. 7-25). Ihre eigenwillige blütenkelch- bzw. pilzartige Form entstand im Jungpleistozän vermutlich durch Winderosion und Wassertätigkeit. Dabei verwitterte der untere Bereich leichter als der obere Teil. Durch eine intensive vulkanische Tätigkeit im Tertiär verursachten Eisenoxidausfällungen eine Rotfärbung des Sandsteins.



Abb. 7-25: Pilzförmige Sandsteine in der Nähe von Lückendorf und Oybin in Sachsen. Foto: P. Tomanová Petrová, 2019.



Abb. 7-26: Eisenhaltige Konkretionen bilden wulstige Krusten, die dem Aufschluss den Namen „Muschelsaal" einbrachten. Foto: M. Vajskebrová, 2019.

13. Muschelsaal – verwitterte Sandsteine

N 50°49.9800', E 14°44.9400'

Ca. 600 m südöstlich des Kurortes Oybin und etwa 800 m nordwestlich von Lückendorf in Sachsen ist auf dem Wanderweg durch die Große Felsengasse der sogenannte Muschelsaal zu finden (Abb. 7-26). Obwohl in Sedimenten, wie z. B. in Sandsteinen, manchmal fossile Muschelreste zu finden sind, ist der Name „Muschelsaal" in diesem Fall irreführend. Durch aufsteigendes Grundwasser und Lava mit eisenhaltigen Thermen, Gasen und Dämpfen kam es im Tertiär zur Ausfällung und Ansammlung von Eisenkonkretionen im Sandstein. Diese „Schalen"-förmigen Ausfällungen gaben dem Ort seinen Namen. Es können heute unterschiedliche Formen der Ausfällungen beobachtet werden, u. a. Schwarten, Ringe, Bänder und Kugelschalen.

14. Felsentor – Sandsteinfelsen

N 50°50.9380', E 14°45.6972 '

In der Nähe der Gaststätte „Töpferbaude" auf dem Töpferberg bei Oybin gelegen, steht das Felsentor (Abb. 7-27). Es handelt sich dabei um herausgewitterte, kantige Sandsteinfelsen, die durch die Einwirkung der nördlich gelegenen Lausitzer Überschiebung sekundär verkieselt wurden. Durch die Imprägnation erhielt der Sandstein eine hohe Widerstandsfähigkeit gegenüber Verwitterung. Das Felsentor bietet eine schöne Aussicht auf das Umland. In der näheren Umgebung lassen sich mehrere, durch Verwitterung entstandene Sandsteingebilde finden, u. a. die „brütende Henne", die „Schildkröte" oder den „Saurier".

15. Umgebung von Jítrava

15a. Bergrücken Kozí hřbety, Ostrý vrch, Vysoká

N 50°48.65412‘, E 14°50.79292‘

In dem oberen Bereich des Bergrückens Kozí hřbety (dt. Ziegenrücken) lässt sich eine Reihe von Felsvorsprüngen aus Quarzsandsteinen finden. Diese Sandsteine gehören zu den Korycany-Schichten (Oberes Cenomanium), d.h. zu den ältesten Meeressedimenten der Oberkreide, die in dem Projektgebiet gefunden werden können. Das sächsische Äquivalent im nördlich gelegenen Zittauer Gebirge ist die Oberhäslich-Formation. Die Quarzsandsteine sind hier durch tektonische Aktivitäten signifikant nach Nordosten geneigt oder stehen senkrecht. Sie ähneln somit Ziegenrücken, was dem Kamm seinen Namen einbrachte (Abb. 7-28). Zwischen den Hügeln Vysoká und Kozí hřbety verläuft wahrscheinlich die Lausitzer Überschiebung. Nördlich dieser Störung befindet sich ein kleiner Aufschluss von Grünschiefern, die dem Riesengebirgs- und Isergebirgs-Kristallinikum, bzw. der Jeschken-Gruppe zugeordnet wird. Weitere Informationen können im Kapitel 6c nachgelesen werden.

Auf dem bewaldeten Abhang des Bergs Vysoká (545 m) können Gerölle aus Karbonatgestein gefunden werden, die wahrscheinlich Korallen- und Brachiopodenfauna aus dem Devon enthalten (Galle und Chlupáč 1973). Diese Gerölle treten zusammen mit vulkanischen Tuffiten auf.



Abb. 7-27: Das Felsentor mit Aussichtsplattform auf der Spitze des Töpferberges in Sachsen. Foto: B. Mlčoch, 2019.

15b. Sloní kameny (Elefantensteine)

N 50°48.10463‘, E 14°51.22083‘

Diese sehr markante Felsengruppe befindet sich im nordwestlichen Teil des Jeschkenkamms, nördlich der Gemeinde Jítrava, am südwestlichen Hang des Hügels Vysoká (545 m). Sie ist von der Hauptstraße Děčín–Liberec aus gut sichtbar. Die Felsengruppe besteht aus bis zu 20 m mächtigen Aufschlüssen von Quarzsandsteinen der Jizera-Formation (Mittleres bis Oberes Turon). Diese Sandsteine werden aufgrund ihrer charakteristischen Form während der Verwitterung als „Quadersandsteine“ bezeichnet. Sie sind mittel- bis grobkörnig und weisen einen relativ hohen Anteil an Kaolin auf. Es sind zahlreiche Sedimentstrukturen vorhanden, vor allem horizontale und schräge Schichten lassen sich beobachten. Die Sandsteinfelsen zeichnen sich durch eine markante Abrundung in den oberen Bereichen aus. Einige Felsen ähneln den Rücken und Köpfen von Elefanten – daher der lokale Name „Elefantensteine“ (Abb. 7-29). Auf einem der Felsen befindet sich eine besondere morphologische Struktur – eine gut ausgebildete, ovale Felsschale mit einer Abflussrinne, die durch Erosion entstand. Ein weiteres interessantes Merkmal sind mehrere Höhlen und Hohlräume, die durch Verwitterung und Abtragung von grobkörnigen Bereichen im Sandstein entstanden sind.

Die Lokalität liegt im Vorland der Lausitzer Überschiebung. Diese trennt das Sächsisch-Böhmische Kreidebecken von den Gesteinen der Jeschken-Gruppe. Ursprünglich horizontal



Abb. 7-28: Morphologische Schichtstufe, die aus Quarzsandsteinen der Peruc-Korycany-Formation gebildet wird und in der Nähe des Bergs Ostrý vrch ansteht. Foto: Z. Skácelová, 2013.



Abb. 7-29: Sandsteine der Jizera-Formation, die durch Vewitterung und Erosion abgerundet wurden und Elefantenrücken ähneln. Foto: B. Mlčoch, 2017.



Abb. 7-30: Schräggeschichtete Sandsteine der Jizera-Formation mit Löchern („Waben"), die durch Erosion entstanden. Foto: P. Tomanová Petrová, 2017.

gelagerte Sandsteinschichten stehen hier gekippt mit ca. 20° Neigung an, was auf eine tektonische Bewegungen nach Südosten zurückzuführen ist (Abb. 7-30).

16. Kryštofovo Údolí – Dolomit und Phyllit

N 50°46.75520', E 14°57.05025'

Am nordöstlichen Rand des Dorfes Kryštofovo Údolí, befindet sich hinter den Tennisplätzen ein ehemaliger Steinbruch mit einer freigelegten Felswand (Abb. 7-31). Die Felswand zeigt mehrere Meter mächtige, metamorph-überprägte Karbonatbänke (kristalliner Kalkstein und Dolomit), die aufgrund ihres Alters zu den paläozoischen Gesteinen des Riesengebirgs- und Isergebirgs-Kristallinikums gezählt werden können. In den Karbonatbänken tritt eine Wechselfolge von helleren Dolomit- und dunkleren Karbonatlagen auf (Abb. 7-32). Das Alter der Ablagerung ist bisher nicht eindeutig bestimmt (Silur–Devon?).

Am südlichen Rand des Ortes ragen am Hang des Hügels Kostelní vrch (505 m) kleine Felsen und Felsvorsprünge aus Phyllitschiefern und Grauwacken mit Lagen aus Metakonglomeraten hervor. Diese Gesteine stammen alle aus dem Altpaläozoikum.

Kryštofovo Údolí ist nicht nur für Geo-Touristen interessant, der Ort reizt auch mit seiner malerischen Umgebung und seinen Sehenswürdigkeiten, wie der Holzkirche St. Christoph mit ihrem Glockenturm aus dem Jahr 1686, der astronomischen Uhr, die aus einer alten Umspannstation gebaut wurde und den Steinviadukten aus dem späten 19. Jahrhundert.



Abb. 7-31: Verlassener Steinbruch mit mächtigen metamorph-überprägten Karbonatbänken, die der Jeschken-Gruppe zugeordnet werden. Foto: P. Tomanová Petrová, 2019.



Abb. 7-32: Lagen aus devonischen, metamorphen Kalkstein (Marmor) und Dolomit. Lokalität Kryštofovo Údolí. Foto: P. Tomanová Petrová, 2019.

8| Hydrogeologische Verhältnisse des Gebiets

Das Projektgebiet liegt am nordwestlichen Rand des Sächsisch-Böhmischen Kreidebeckens. Es handelt sich um ein mächtiges Sedimentationsbecken mit einem System aus mehreren getrennt vorliegenden Grundwasserleitern und besitzt ein großes Potenzial für die örtliche Wasserwirtschaft. Das Auftreten von Grundwasser ist in den sedimentären Abfolgen an Bruchzonen und an Poren im Gestein geknüpft. Ein kleiner Teil des Projektgebiets wird wiederum durch oberflächennah anstehende, kristalline Gesteine des magmatischen und metamorphen Untergrunds gekennzeichnet. In diesen Gebieten tritt das Grundwasser hauptsächlich in Bruchzonen und in oberflächlich verwitterten Gesteinsschicht sowie quartären Sedimenten auf. Im Bereich der kristallinen Gesteine entstanden flache Grundwasserleiter von geringer Mächtigkeit und nur lokaler Ausdehnung. Das Projekt ResiBil konzentriert sich daher auf wichtige, sedimentäre Grundwasserleiter im Bereich des Sächsisch-Böhmischen Kreidebeckens mit einem grenzüberschreitenden Umfang.

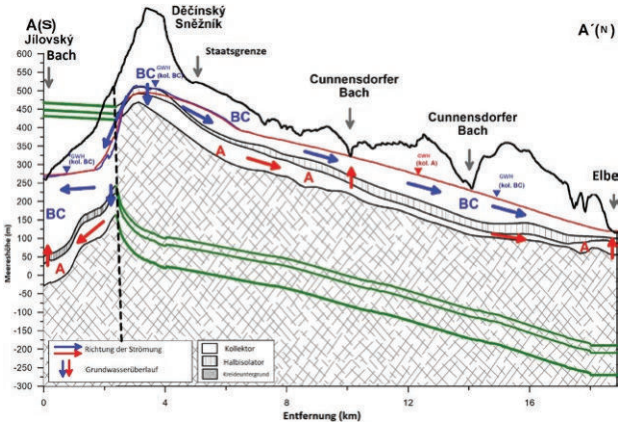
Beschreibung der Modellgebiete

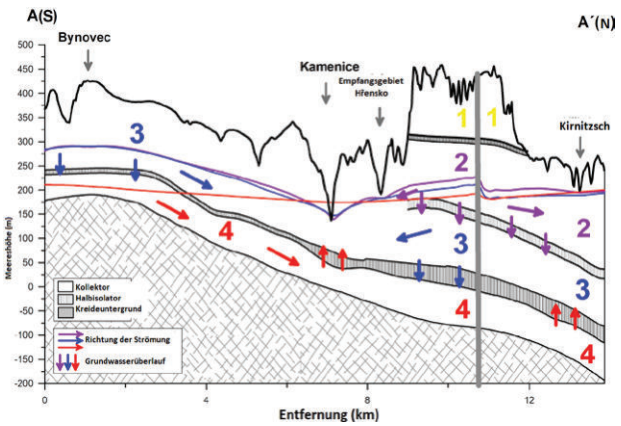
Aus hydrogeologischer Sicht ist das Projektgebiet in mehrere Einheiten unterteilt, die hauptsächlich tektonisch definiert sind. Die detaillierte Forschung konzentriert sich auf drei grenzüberschreitende Fokusgebiete (Abb. 1-1), für die jeweils ein Grundwasserströmungsmodell erstellt wurde (Abb. 8-1 bis 8-3):

- Děčínský Sněžník (Hoher Schneeberg)
- Hřensko/Křinice (Kirnitzsch)
- Lückendorf (im Zittauer Gebirge)

< Abb. 8-1: Grundwasserströmungsmodell aus dem Fokusgebiet Děčínský Sněžník.

Abb. 8-2: Grundwasserströmungsmodell aus dem Fokusgebiet Hřensko/Křinice.





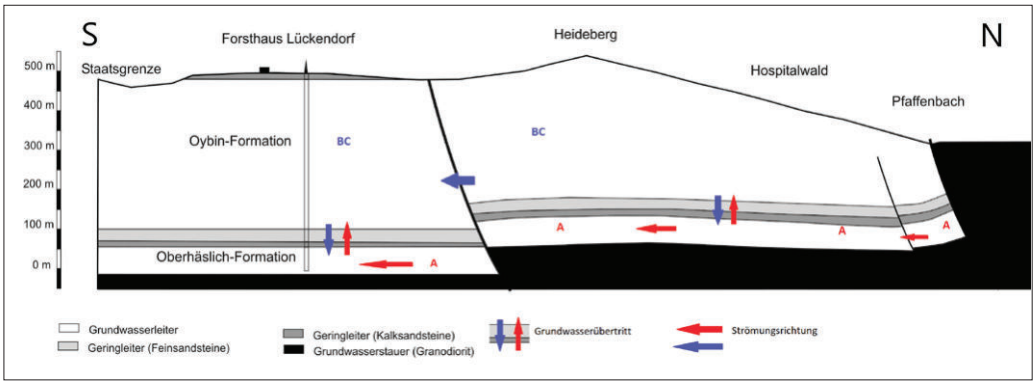


Abb. 8-3: Grundwasserströmungsmodell aus dem Fokusgebiet Lückendorf.

Eine wichtige Grenze stellt die Elbe dar. Diese teilt die benachbarten Modellgebiete „Děčínský Sněžník“ (Abb. 8-1) am linken Ufer (westlich der Elbe) und „Hřensko/Křinice“ (Abb. 8-2) am rechten Ufer (östlich der Elbe). Gleichzeitig ist die Elbe die Hauptentwässerungsbasis in der Region. Das „Děčínský Sněžník“-Gebiet wird durch den Erzgebirgsabbruch in einen kleineren (südlichen) Bereich und einen größeren (nördlichen) Bereich oberhalb der Bruchzone unterteilt. Eine weitere wichtige, tektonische Struktur stellt die Děčín–Doubice Störung dar. Im nordöstlichen Teil des Projektgebietes liegt das Fokusgebiet „Lückendorf“ (Abb. 8-3) im Zittauer Gebirge, in der Nähe der Gemeinden Lückendorf, Oybin und Petrovice.

Abgrenzung der Grundwasserleiter (Aquifer) und Grundwasserstauer (Aquitard/Aquiclude)

Die Grundwasserleiter (Aquifere) setzen sich im Sächsisch-Böhmischen Kreidebecken meist aus Sandsteinen und Konglomeraten zusammen, während andere lithologische Typen mit einem höheren Ton- und Schluffanteil Grundwasserstauern und -geringleitern (Aquitarde/Aquiclude) entsprechen. Das hydrogeologische Konzeptmodell im Kreidebecken unterscheidet bis zu vier getrennte Aquifere. Die Benennung ist auf deutscher und tschechischer Seite unterschiedlich. In Deutschland werden die Aquifere von oben nach unten nummeriert, die tschechische Terminologie klassifiziert die Aquifere wiederum alphabetisch von unten nach oben. Nachfolgend werden die einzelnen Aquifere (an der Basis beginnend) vorgestellt:

- **Aquifer 4 bzw. Aquifer A** ist der tiefste Grundwasserleiter aus der cenomanischen Zeit, der aus wechselnden Lagen von Sandsteinen, Sandsteinen mit feinkörnigen Anteilen und Brekzien besteht. Er erreicht eine Mächtigkeit bis zu 80 m im „Děčínský Sněžník“-Gebiet und bis zu 140 m bei der Lausitzer Überschiebung im Norden des Einzugsgebiets.
- **Aquifer 3 bzw. Aquifer B (der Hauptaquifer)** besteht aus unterturonischen Sandsteinen, die teilweise auch tonig bis mergelig ausgebildet sein können. Dieser Leiterhorizont gilt als wichtigster Aquifer für die Grundwasserentnahme im Gebiet. Der Grundwasserstauer zwischen Aquifer 3 und 2 (als Stauer 2/3 bezeichnet) ist im Norden – im sächsischen Teil des Flussgebiets Kirnitzsch – stärker ausgeprägt. Im zentralen Bereich des Einzugsgebiets verliert der Stauer allmählich seine Funktion. Südlich des Flusses Kamenice und im Gebiet „Děčínský Sněžník“ ist die Funktion des Stauers 2/3 begrenzt und kann nicht ausreichend definiert werden. Daher geht das konzeptionelle Modell in diesen Teilen von einem verbundenen Aquifer 2 + 3 (BC) aus. Seine Mächtigkeit beträgt bis zu 230 m.

- **Aquifer 2 bzw. Aquifer C** setzt sich aus Sandsteinen aus dem Mittelturon zusammen. Er kann im nordwestlichen Teil des Gebiets „Hřensko/Křinice“ durch den Stauer 2/3 abgegrenzt werden.
- Bei **Aquifer 1 bzw. Aquifer D** handelt es sich um kleinere, nicht zusammenhängende Vorkommen, die aufgrund von fehlenden Bohrdaten nicht genau abgegrenzt werden können. Die Grundwasserleiter 1, 2 und 3 werden in einigen Bereichen des Projektgebiets als ein verbundener Leiter BCD interpretiert.

Hydrogeologische Charakteristiken

In den Modellgebieten treten in dem unteren Aquifer A und besonders im Hauptaquifer B große Wassermassen auf, die für die Grundwasserentnahme wichtig sind. Die Aquifere C und D spielen im Hinblick auf die Wasserversorgung eine untergeordnete Rolle. In der nachfolgenden Tabelle 3 wird die errechnete Transmissibilität der unteren Aquifere in den einzelnen Modellgebieten dargestellt. Die Transmissibilität zeigt die Durchlässigkeit der einzelnen Leiterhorizonte und ihrer Sedimente in Bezug auf ihre Mächtigkeit. Diese angegebenen Werte repräsentieren gut wasserdurchlässige Gesteine. Bei diesen Werten wurde jedoch nicht die Wirkung von auftretenden Kluft- und Störungssystemen mit einbezogen.

Modellgebiet	Grundwasserleiter	Transmissibilität in [m²/s]	Quelle
Děčínský Sněžník	Aquifer A	$2{,}7 \times 10^{-4}$–$3{,}1 \times 10^{-4}$	Herčík et al. 1999
	Hauptleiter B	$5{,}5 \times 10^{-4}$–$5{,}8 \times 10^{-4}$	
Hřensko/Křinice	Aquifer A	$1{,}0 \times 10^{-3}$–$3{,}2 \times 10^{-4}$	Kačura 1990
	Hauptleiter B	$7{,}3 \times 10^{-3}$–$1{,}0 \times 10^{-4}$	
Lückendorf	Aquifer A	$7{,}2 \times 10^{-4}$–$6{,}6 \times 10^{-5}$	Burda 1998
	Hauptleiter B	$1{,}0 \times 10^{-3}$–$6{,}2 \times 10^{-4}$	

Tabelle 3: Übersicht der hydrogeologischen Parameter für die Transmissibilität der drei Fokusgebiete für die wichtigen Grundwasserleiter A und B.

Die Grundwasserleiter werden hauptsächlich durch Infiltration von Niederschlägen aufgefüllt. Die effektive Infiltration wird auf Basis des hydrologischen Modells BÍLÁN und des Bodenmodells ArcEGMO berechnet. Die unteren Aquifere werden von den oberen Aquiferen gespeist. Da die Grundwasserstauer nicht immer flächendeckend vorkommen, können sich die einzelnen Aquifere stellenweise verbinden und kombinierte Grundwasserleiter bilden. In diesen Bereichen kann das infiltrierte Wasser bis in die untersten Leiterhorizonte vordringen. Weiterhin kann Grundwasser teilweise an Störungen entlang bzw. durch diese hindurch transportiert werden.

In den Abschnitten, in dem der Grundwasserspiegel weit unterhalb der Geländeoberfläche liegt, wird der Grundwasserleiter auch aus dem Oberflächenwasser gespeist. Die Bäche und Flüsse fungieren in der Regel als Vorfluter. Im Gebiet von „Děčínský Sněžník“ fließt das Grundwasser im Osten und im Norden in die Elbe. Ein anderer Teil mündet in die Biela, den Cunnersdorferbach, den Krippenbach und andere kleinere Nebenflüsse der Elbe. Im südlichen Teil des Gebiets „Děčínský Sněžník“ wird das Grundwasser in Form zahlreicher Quellen abgeleitet.

Das Gebiet „Hřensko/Křinice“ wird hauptsächlich durch die beiden Oberflächengewässer Kamenice und Kirnitzsch entwässert. In der Nähe des Elbtals findet aber auch eine Entwäs-





Abb. 8-4: Grundwasserentnahmestelle im Běla-Tal. Foto: P. Eckhardt, 2018.

> Abb. 8-5: Grundwasserentnahmestelle an dem Fluss Teufelswasser. Foto: P. Eckhardt, 2018.

serung direkt zur Elbe hin statt. Weiterhin kann Aquifer A mit den überlagernden Schichten interagieren und nicht nur Grundwasser aufnehmen, sondern auch selber überschüssiges Grundwasser abgeben. Der größte Teil des Grundwassers fließt jedoch aus dem Einzugsgebiet in Form eines unterirdischen Abflusses weiter Richtung Nordwesten ab.

Im Gebiet „Lückendorf" verläuft der Grundwasserabfluss des Hauptaquifers stark differenziert: im mittleren und östlichen Teil des Gebiets fließt das Grundwasser nach Südosten und nach Südwesten, im westlichen Teil des Einzugsgebiets nach Südwesten und Westen und im nördlichen Teil über die Lausitzer Überschiebung nach Norden.

Nutzung der Grundwasserressourcen

In der Umgebung des Modellgebiets „Děčínský Sněžník" existieren mehrere Entnahmestellen für die Wasserversorgung, z. B. in Bělá (2,8 l/s; Abb. 8-4), Čertová voda (3,5 l/s; Abb. 8-5), Studený pramen (8,8 l/s) und Vlčí pramen (3,5 l/s). Von Bedeutung ist auch die Entnahme des Grundwassers aus dem cenomanen Aquifer A bei Ostrov (insgesamt 36 l/s) und westlich des Modellgebietes in Rájec (2,2 l/s).

Im Gebiet von „Hřensko/Křinice" (Abb. 8-6) werden hauptsächlich vier Grundwasserentnahmestellen verwendet. Am bedeutendsten ist die Entnahme im Einzugsgebiet von Hřensko (derzeit etwa 70 l/s, in der Vergangenheit bis zu 130 l/s). Neben der Entnahme aus Bohrlöchern und aus natürlichen Quellen für das nordböhmische Wasserversorgungssystem (Region Děčín; Abb. 8-7), gehört auch die Entnahme aus der Wasserquelle in Malinový důl für die Gemeinde Hřensko dazu. Die beiden anderen tschechischen Entnahmestellen (Mezná und Vysoká Lípa) haben ein viel geringeres Fördervolumen (wenige Zehntel l/s). Die höchsten Entnahmen im sächsischen Teil des Gebiets erfolgen über die Wasserwerke Endlerkuppe an den Standorten Neumannmühle und Felsenmühle im Kirnitzschtal. Die Entnahme liegt aktuellen bei ca. 40 l/s.

Im Zittauer Gebirge – Gebiet „Lückendorf" – sind auf tschechischer Seite drei Grundwasserentnahmestellen registriert. Es handelt sich um die Entnahme in Kněžice (ca. 7 l/s), in Krompach (ca. 0,6 l/s) und Mařenice, wobei die durchschnittliche Entnahme etwa 0,8 l/s beträgt. Im sächsischen Teil des Gebiets sind die Entnahmen deutlich zahlreicher und volumenstärker. Die hydrogeologische Karte aus dem Bereich Lückendorf und Umgebung (Stand 1983) führt zum Beispiel 28 Grundwasserentnahmestellen im sächsischen Teil des Einzugsgebiets an, ein wesentlicher Teil der Förderung wurde jedoch inzwischen eingestellt. Eine signifikante





Grundwasserentnahme wird an den Standorten Oybin (Elfenwiese, Teufelsmühle, Schulwiese; insgesamt ca. 32 l/s), Jonsdorf (an der Drehe, Coppi, Hinterdorf; zusammen ca. 20 l/s) und Hartau (Weißbachtal, König-Johann-Quelle; insgesamt ca. 23 l/s) realisiert. Eine geringere Grundwasserentnahme erfolgt in Hochwald und Lückendorf.

< Abb. 8-6: Tal der Kirnitzsch mit Sandsteinfelsen aus der Kreidezeit. Foto: Š. Mrázová, 2018.

Abb. 8-7: Wasserentnahme aus einer natürlichen Wasserquelle. Foto: P. Eckhardt, 2018

Grundwasserströmungsmodelle

Das Hauptinstrument der hydrogeologischen Bewertung sind numerische Modelle der Grundwasserströmung. Das numerische Grundwasserströmungsmodell stellt eine umfassende Synthese hydrogeologischer Kenntnisse der einzelnen Einzugsgebiete dar. Die Modelle werden nach dem Berechnungsschema MODFLOW bzw. FEFLOW entworfen. Der Modellbereich ist in dreidimensionale Elemente unterteilt. Im dreidimensionalen Raum werden die Leiter- und Stauergeometrien sowie die hydraulischen Umgebungsparameter definiert. Dazu werden die verfügbaren Archivdokumente (Bohrlochdaten), das digitale Geländemodell und das geologische Modell verwendet, um Ober- und Unterkanten einzelner hydrogeologischer Strukturen zu definieren. Darüber hinaus grenzt das Modell die Randbedingungen des Systems (Zu- und Abflüsse von Wasser über die Ränder des Modellgebiets), die Wasserentnahmeraten und die flächenmäßige Wiederauffüllung durch Niederschlagsinfiltration sowie Wechselwirkungen mit Oberflächengewässern ab. Anhand der physikalischen Beschreibung hydraulischer Vorgänge wird anschließend eine Simulation der Grundwasserströmung unter dem Einfluss des Druckgradienten durchgeführt. Die Richtigkeit des Modells wird durch einen Vergleich des Modellniveaus mit Archivwerten des beobachteten Grundwasserniveaus überprüft. Die Modellergebnisse können durch Kalibrierung präzisiert werden, die Zuverlässigkeit hängt jedoch von der Qualität der Eingabedaten ab. Die grundlegenden Ergebnisse sind Karten des Grundwasserspiegels für die jeweiligen Einzugsgebiete, anhand derer hydrogeologische Bedingungen überprüft und Grundwasserströmungsrichtungen in den Gebieten festgelegt werden können. Anschließend werden Simulationen verschiedener Entnahmeszenarien durchgeführt, womit der Einfluss der entnommenen Menge auf das Absinken des Wasserspiegels beschrieben werden kann. Darüber hinaus kann festgestellt werden, von welchem Teil der Aquifere aus Grundwasser in die Entnahmebereiche fließt. Weiterhin werden Szenarien möglicher Zustände erhöhter Entnahmen sowie Szenarien des Klimawandels, beispielsweise einer langfristigen Dürre, getestet.

Glossar

Alluvialer Schuttfächer – meist fächerartiger Sedimentkörper der sich ablagert, wenn ein Fließgewässer rasch an Gefälle verliert.

Ammonit – Fossil eines im Wasser lebenden, urzeitlichen Kopffüßers.

Anoxisch – sauerstofffreie bis sauerstoffarme Umgebung in einem marinen Milieu. Ein anoxischer Bereich tritt häufig in Becken mit unzureichender Wasserzirkulation auf. Unter solchen Bedingungen bilden sich häufig dunkle, kohlenstoffreiche Sedimente und Pyrit.

Äolischer Erosion – Erosion durch Einwirkung windgetragener Sandkörner.

Bioturbation – Veränderung der Struktur und Zusammensetzung lockerer Sedimente durch grabende Organismen.

Becken – ausgedehnter, in Bezug zur Umgebung tiefer liegender Ablagerungsraum, in dem aufgrund von Absenkung z.T. mächtige Sedimentpakete abgelagert werden.

Boreal – In der Zeit des Mesozoikums wurde das Gebiet nördlich des Böhmischen Massivs größtenteils vom sogenannten borealen Meer überflutet.

Bouguer-Anomalie – spiegelt Dichteinhomogenitäten des Untergrunds wieder.

Brachiopoden – Meerestiere mit zweiteiliger kalkhaltiger oder chitinhaltiger (manchmal auch phosphathaltiger) Schale.

Conodonten – ausgestorbene Gruppe von marinen Mikrofossilien. Die Conodonten repräsentieren die phosphatischen Zähne von Weichtieren, welche vom Kambrium bis in die Trias lebten. Die Zähne sind wichtige biostratigraphische Marker.

Depozentrum – ist der Teil des Sedimentbeckens mit der relativ höchsten Ablagerungsmächtigkeit. Der Ort des Depozentrums innerhalb des Beckens hängt von der Absenkungsrate in jedem Teil des Beckens und der Sedimentzufuhr ab.

Dextral – relativ zur Position des Betrachters herrschende Rechtsverschiebung einer Störung.

Diskordanz – Grenzfläche, die Schichtlücken anzeigt; d.h. Unterbrechung der Gesteinssequenz aufgrund von nicht-Sedimentation, Erosion, tektonischer Verschiebung usw.

Elektrische Tomographie (ERT) – Geoelektrisches Verfahren, das durch eine Vielzahl von Messungen an der Erdoberfläche oder in Bohrungen Schnittbilder der Leitfähigkeitsverteilung liefert.

Erosion – Oberbegriff für die Abtragungsprozesse, bei denen Material durch wirkende Kräfte verlagert wird (fluviale Erosion, glaziale Erosion, Winderosion, marine Erosion).

Flyschoid – Sedimentfazies, die aus einer unregelmäßigen Abfolge von Sandsteinen, Tonsteinen und Schluffsteinen gebildet wird.

Fossil – über längere Zeiträume überlieferungsfähige und überliefertes Zeugnis der Vergangenheit.

Geophysikalische Erkundung – Teilgebiet der angewandten Geophysik; befasst sich mit der Erkundung der oberen Bereiche der Erdkruste und des geologischen Untergrunds. Es

kommen dabei gravimetrische, seismische, magnetische und elektrische Verfahren zur Anwendung.

Goniatiten – ausgestorbene Ordnung von jungpaläozoischen Ammoniten.

Granitoid – Überbegriff für Tiefengesteine mit einem Quarzanteil zwischen 20–60 Vol. -%. Es werden Alkalifeldspatgranit, Granit, Granodiorit und Tonalit dazugezählt.

Graptolithen – eine Gruppe ausgestorbener mariner Organismen, die im Zeitraum zwischen Ordovizium bis Devon lebten.

Gravimetrie – Geophysikalische Messung der Schwerebeschleunigung an der Erdoberfläche.

Halbgraben – eine asymmetrische Absenkungsstruktur, die an der einen Seite durch eine Abschiebung begrenzt wird und an der gegenüberliegenden Seite in eine Schichtenverbiegung übergeht. Typisches Produkt der Extensionstektonik.

Horst – tektonische Struktur, deren Mittelteil höher als die Randblöcke liegt.

Intramontanes Becken – tektonisches Becken, welches innerhalb eines Orogens während der Heraushebung entsteht. Es ist mit kontinentalen Sedimenten gefüllt.

Intrusion (intrudieren) – In den oberen Krustenteil eindringende und hier erstarrende, natürlich vorkommende Gesteinsschmelze.

Känozoikum (Erdneuzeit) – Erdzeitalter, welches auf das Mesozoikum folgt (ab etwa 66 Mio. Jahre) und bis heute reicht. Das Känozoikum setzt sich aus den Systemen Paläogen, Neogen und Quartär zusammen.

Konkretion – unregelmäßiger, kugelförmiger, knolliger oder linsenförmiger Körper im Gestein, der durch Ansammlung von Mineralstoffen entstehen. Meist handelt es sich dabei um eine Ansammlung von Kalk, Kieselgur, Pyrit usw.

Konzeptionelles geologisches/hydrogeologisches Modell – vereinfachte Darstellung der räumlichen Lage mehrerer geologischer/hydrogeologischer Einheiten.

Lakkolith – Ein magmatischer Körper, der durch Eindringen in ältere Gesteinsschichten entsteht. Bei der Intrusion werden die oberen Schichten angehoben und aufgewölbt.

Leitfossilien – Ein tierisches oder pflanzliches Fossil, mit dem sich das relative Alter des umschließenden Gesteins ermitteln lässt.

Lithostratigraphie – Gliederung, die die sich auf die Beschreibung von Gesteinsabfolgen anhand ihrer Lithologie konzentriert. Es wird dabei insbesondere auf die Beschreibung des äußeren Erscheinungsbildes von Gesteinen eingegangen.

Mäandrierend – stark gebogener und verschlungener Fluss.

Maar Krater – ein trichterförmiger Vulkankrater, der durch den Ausbruch aufgrund des Kontakts von Magma mit Grundwasser entsteht.

Mergel – eine Mischung aus feinem kalkigem und nicht-kalkigem Sediment.

Mesozoikum (Erdmittelalter) – Ein Erdzeitalter in der Erdgeschichte, das vor etwa 252 Mio. Jahren begann und vor etwa 66 Mio. Jahren endete. Es folgt auf das Erdzeitalter Paläozoikum und geht dem Känozoikum voraus. Es wird in drei Formationen unterteilt – Trias, Jura und Kreidezeit. Aus paläontologischer Sicht ist das Mesozoikum durch eine Fülle von wirbellosen Lebewesen (insbesondere Mollusken, Brachiopoden und Stachelhäutern) gekennzeichnet. Das auffälligste Phänomen ist jedoch das Auftreten von riesigen Reptilien und frühen Säugetieren.

Metamorphose – Umwandlung von Gesteinen durch die Einwirkung von Temperatur und Druck über einen geologischen Zeitraum.

Paläozoikum (Erdaltertum) – Ein Erdzeitalter zwischen dem Proterozoikum und Mesozoikum,

das in etwa 318 Mio. Jahre dauerte (570 bis 251,9 Mio. Jahre). Es wird in 6 Einheiten unterteilt: Kambrium, Ordovizium, Silur, Devon, Karbon und Perm. Im Paläozoikum bildeten sich die grundlegenden floristischen und faunistischen Arten, die auch heute noch teilweise existieren. Typische Fossilien sind Trilobiten, Conodonten und Graptolithen. Während des Paläozoikums fanden zwei Orogenesen statt: die Caledonische Orogenese und die Variszische Orogenese.

Pläner – traditionelle deutsche Bezeichnung für Sedimentgesteine aus der Oberkreide.

Porphyrisch – auffallend große Kristalle in einer feinkörnigen Grundmasse.

Pull apart Becken („Zerrgraben") – ist ein strukturelles Becken oder Absenkungsbereich, das durch Horizontalverschiebung gebildet wurde.

Saxothuringikum – eine regionalgeologische Einheit in Deutschland. Sie bildet den Hauptteil des Erzgebirges.

Scheinbarer Widerstand – Spezifische Widerstand, der sich bei einer geoelektrischen oder elektromagnetischen Sondierung ergibt, wenn die Widerstandsverteilung im Untergrund von der eines homogenen Halbraums abweicht.

Seelilie – marin vorkommende und bereits seit dem Kambrium existierende Lebensform, die zu dem Stamm der Stachelhäuter (z.B. Seesterne) gezählt wird. Die meisten Seelilienarten sind mit einem Stiel am Meeresboden befestigt und tragen am oberen Ende einen mit Plattenkränzen aufgebauten Kelch, welcher den Weichkörper des Tieres schützt.

Seismik – Gesamtheit der geophysikalischen Erkundungsmethoden, die auf Untersuchung mit künstlich erzeugten Elastizitätswellen basieren.

Silifizierung – Imprägnation eines natürlich vorkommenden Gesteins mit bzw. zu mikrokristallinem Siliziumdioxid (SiO_2).

Spurenfossilien – Fossile Lebensspuren im Sedimentgestein, dazu zählen u.a. Grabgänge, Wohnbauten, Trittspuren, Fraßspuren.

Stromatoporen – ausgestorbene Gruppe ausschließlich marin lebender und Riff-bildender Tiere, die massive Skelette aus Kalziumkarbonat ausbildeten und großflächige Verbunde bis zu mehreren Metern formten. Sind für das Silur und Devon stratigraphisch wichtig.

Synklinale – durch Biegung von großen Gesteinsschichten entstandene Mulde (Gegenteil: Antiklinale).

Tethys – ein ehemaliger Ozean, der in etwa das Gebiet des heutigen Südwesteuropas, des Mittelmeers, Nordafrikas und der Himalaya-Region bedeckte und sich wahrscheinlich weiter bis in den Südwesten von Asien fortsetzte. Er existiere im Mesozoikum und im älteren Känozoikum.

Transgression – Landwärtiges Vorrücken einer Küstenlinie durch einen Meeresspiegelanstieg.

Transmissibilität – hydrogeologischer Begriff, der die Fähigkeit eines Grundwasserleiters Wasser zu transportieren beschreibt.

Variszische Orogenese – gebirgsbildender Prozess, der zur Entstehung eines großen europäischen Gebirges führte (Varisziden). Die variszische Orogenese wirkte hauptsächlich vom Devon bis Perm.

Literatur

Absolon, A. (1979): Permské slepence v údolí Labe u Děčína. – Geologický průzkum, 2, 58.

Alexowsky, W., Wolf, L., Kurze, M., Tröger, K.-A. (1997): Geologische Karte des Freistaates Sachsen, 1 : 25 000, Blatt 5049 Pirna. – Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Freiberg.

Balatka, B., Sládek, J. (1972): Sloupkovitý rozpad pískovců v Ralské pahorkatině. – Ochrana přírody, 10, 234–235.

Białek, D., Kryza, R., Oberc-Dziedzic, T., Pin, C. (2014): Cambrian Zawidów granodiorites in the Cadomian Lusatian Massif (Central European Variscides): What do the SHRIMP zircon ages mean? – Journal of Geosciences, 59, 313–326.

Bosák, P. (2008): Bohemian Massif, Czech Republic. – In: McCann, T. (ed.): The Geology of Central Europe, Volume 2: Mesozoic and Cenozoic, 889–890. The Geological Society. London.

Burda, J. (1998): Hydrogeologická mapa ČR. List 03-13 Hrádek nad Nisou. Měřítko 1 : 50 000. – Český geologický ústav.

Cajz, V. (ed.), Mlčoch, B., Čech, S., Valečka, J., Kadlec, J., Burda, J., Holý, M., Ulrych, J., Kinský, J., Chvátal, P. (1996): České středohoří. Geologická a přírodovědná mapa 1 : 100 000. – ČGÚ, Praha. 160 s.

Coubal, M. (1990): Compression along faults: Example from the Bohemian Cretaceous Basin. – Mineralia Slovaca, 22, 139–144.

Coubal, M., Adamovič, J., Málek, 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, 183–208.

Coubal, M., Málek, J., Adamovič, J., Štěpančíková, P. (2015): Late Cretaceous and Cenozoic dynamics of the Bohemian Massif inferred from the paleostress history of the Lusatian Fault Belt. – Journal of Geodynamics, 87, 26–49.

Čech, S. (2011): Paleogeography and stratigraphy of the Bohemian Cretaceous Basin (Czech Republic) – An overview. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku 18, 18–21.

Čech, S., Klein, V., Kříž, J., Valečka, J. (1980): Revision of the Upper Cretaceous stratigraphy of the Bohemian Cretaceous Basin. – Věstník ÚÚG, 55, 277–296.

Čech, S., Valečka, J. (1991): Významné transgrese a regrese v české křídové pánvi. – MS ČGS, Praha.

Čech, S., Hercogová, J., Knobloch, E., Pacltová, B., Pokorný, V., Sajverová, E., Slavík, J., Švábenická, L., Valečka, J. (1987): Svrchní křída ve vrtu Volfartice Vf-1. – Sborník geologických věd, Geol., 42, 113–159.

Databáze významných geologických lokalit [online]. Praha: Česká geologická služba, 1998 [cit. 2019-09-20]. Dostupné z: http://lokality.geology.cz

Danišík, M., Migoń, P., Kuhlemann, J., Evans, N. J., Dunkl, I., Frisch, W. (2010): Thermochronological

constraints on the long-term erosional history of the Karkonosze Mts., Central Europe. – Geomorphology, 117, 78–89.

Dvořák, J. (1964): Jura. – In: Svoboda, J. (ed.) et al.: Regionální geologie ČSSR, díl I, Český masív, svazek 2, algonkium–kvartér. 271–274. ČSAV. Praha.

Ebert, H. (1934): Das Grundgebirge im Elbtale nördlich von Tetschen. – Abhandlungen des Sächsischen Geologischen Landesamtes, 14, 1–78.

Eliáš, M. (1981): Facies and paleogeography of the Jurassic of the Bohemian Massif. – Sborník geologických věd. Geologie, 35, 75–144.

Fediuk, F., Losert, J., Röhlich, P., Šilar, J. (1958): Geologické poměry území podél lužické poruchy ve šluknovském výběžku. – Rozpravy české akademie věd, mat.-přír., 68, 9, 1–42.

Franke, W. (2006): The Variscan orogen in Central Europe: construction and collapse. – In: Gee, D. G., Stephenson, R. A. (eds.): European Lithosphere Dynamics. – Geol. Soc. London, Memoirs 32, 333–343.

Galle, A., Chlupáč, I. (1976): Finds of corals in metamorphic Devonian of the Ještědské pohoří Mountains. – Věst. Ústř. Úst. geol., 51, 2, 123–127. Praha

Havránek, P. (1982): Dutý Kámen. – Památky a příroda, 1, 59–60, Praha.

Hazdrová, M., Jetel, J., Daňková, H., Kněžek, M., Kulhánek, V.,Trefná, E. (1980): Vysvětlivky k Základní hydrogeologické mapě ČSSR 1 : 200 000 list 02 Ústí nad Labem. – Ústř. úst. geol. Praha.

Herčík, F., Hermann, Z., Valečka, J. (1999): Hydrogeologie české křídové pánve. – ČGS. Praha, 115 s.

Hofmann, M. Voigt, T., Bittner, L., Gärtner, A., Zieger, J., Linnemann, U. (2018): Reworked Middle Jurassic sandstones as a marker for Upper Cretaceous basin inversion in Central Europe – A case study for the U-Pb detrital zircon record of the Upper Cretaceous Schmilka section and their implication for the sedimentary cover of the Lausitz. – Intl. J. Earth Sci. 107, 913–932.

Holcová, K., Holcová, M. (2016): Calcareous nannoplankton in the Upper Jurassic marine deposits of the Bohemian Massif: new data concerning the Boreal–Tethyan communication corridor. – Geological Quarterly, 60, 3, 624–636.

Horčička, L., Martinovská, I. (1998): Klasifikace a kategorizace poddolovaných ploch území radnické, chebské a žitavské pánve. – MS Geologické služby Chomutov (P095061).

Hrazdíra, P. (1998): Hydrogeologická mapa ČR. List 02-22, 03-11 Varnsdorf. Měřítko 1 : 50 000. – ČGS. Praha.

Hrbek, J. (2014): The systematics and paleobiogeographic significance of Sub-Boreal and Boreal ammonites (Aulacostephanidae and Cardioceratidae) from the Upper Jurrasic of the Bohemian Massif. – Geologica Carpathica, 65, 5, 375–386.

Cháb, J., Breitr, K., Fatka, O., Hladil, J., Kalvoda, J., Šimůnek, Z., Štorch, P., Vašíček, Z., Zajíc, J., Zapletal, J. (2008): Stručná geologie základu Českého masivu a jeho karbonského a permského pokryvu. – Česká geol. služba, Praha. 283 s.

Chaloupský, J. (1970): Podloží křídy jihozápadně od ještědského pohoří. – Sborník geologických věd, ř. G, 18, 147–160.

Chaloupský, J. (1978): The Prekambrian tectogenesis in the Bohemian Masiff. – Geol. Rdsch., 67, 72–90.

Chaloupský, J., Červenka, J., Jetel, J., Králík, F., Líbalová, J., Píchová, E., Pokorný, J., Pošmourný, K., Sekyra, J., Shrbený, O., Šalanský, K., Šrámek, J., Václ, J. (1989): Geologie Krkonoš a Jizerských hor. – Ústř. úst. geol. Academia, Praha.

Chlupáč, I. (2002a): Žitavská pánev. – In: Chlupáč, I., Brzobohatý, R., Kovanda, J., Stráník, Z. (eds.): – Geologická minulost České republiky, Academia Praha. 319.

Chlupáč, I. (2002b): Paleozoikum (prvohory): – In: Chlupáč, I., Brzobohatý, R., Kovanda, J., Stráník, Z. (eds.): – Geologická minulost České republiky, Academia Praha. 55–237.

Chlupáč, I. (2011): Mezozoikum (druhohory). – In: Chlupáč, I., Brzobohatý, R., Kovanda, J., Stráník, Z. (eds.): – Geologická minulost České republiky, Academia Praha. 238–296.

Chrt, J. (1957): Závěrečná zpráva o vyhledávacím průzkumu Lužická porucha. – MS Geofond Praha.

Kačura, G. (1990): Hydrogeologická mapa ČR. List 02-23 Děčín. Měřítko 1 : 50 000. – Český geologický ústav. Praha.

Klein, V., Domečka, K., Eliáš, M., Opletal, M., Nakládal, V., Shrbený, O. (1971): Vysvětlující text k základní geologické mapě 1 : 25 000 list M-33-41-B-d Chřibská. – MS archiv Čes. geol. služba. Praha.

Klein, V., Müller, V., Valečka, J. (1979): Lithofazielle und Paläogeographische Entwicklung des Böhmischen Kreidebeckens. Aspekte des Kreide Europas. – IUGS Series A 6, 435–446.

Kley, J., Voigt, T. (2008): Late Cretaceous intraplate thrusting in Central Europe: Effect of Africa-Iberia-Europe convergence, not Alpine collision. – Geology, 36, 839–842.

Konzalová, M., Ziembinska-Tworzydlo, M. (2000): Mikropaleontologický výzkum nejvýchodnější části oherského riftu, české a polské části žitavské pánve. – Zprávy o geologických výzkumech, 33, 150–153.

Kopecký, L. (1964): Výzkum neovulkanitů I. A II. sopečné fáze na Teplicku. – Zprávy o geologických výzkumech v r. 1963, 1, 189–192.

Košťák, M., Čech, S., Ekrt, B., Mazuch, M., Wiese, F., Voigt, S., Wood, C. J. (2004): Belemnites of the Bohemian Cretaceous Basin in a global context. – Acta Geologica Polonica, 54, 511–533.

Kozdroj, W., Krentz, O., Opletal, M. (2001): Comments on the Geological map Lauzitz – Jizera – Karkonozse (without Cenozoic sediments). Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie/Bereich Boden und Geologie, Freiberg, Państwowy Instytut Geologiczny, Warzsawa. Český geolologický ústav Praha, Warzsaw.

Krauss, M., Eidam, J., Hammer, J., Korich, D. (1992): Die cadomisch-variszische Entwicklung des Lausitzer Granodiorit-Komplexes. – Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I, 1/2, 71–85.

Krentz, O. (2008): Postvariszische tektonische Entwicklung. – In: Pälchen, W. – H. Walter (eds.): Geologie von Sachsen – Geologischer Bau und Entwicklungsgeschichte. – Schweizerbart, Stuttgart, 472–478.

Krentz, O., Stanek, K. (2015): Die Lausitzer Überschiebung zwischen Meißen und Jeschken – neue Aspekte. – Bericht der Naturforschenden Gesellschaft der Oberlausitz, Band 23, Seite 123 – 137, Görlitz.

Kröner, A., Hegner, E., Hammer, J., Haase, G., Bielicki, K. H., Krauss, M., Eidam, J. (1994): Geochronology and Nd–Sr systematics of Lusatian granitoids, significance for the evolution of the Variscan orogen in east–central Europe. – Geologische Rundschau, 83, 357–376.

Kröner, A., Jaeckel, P., Hegner, E., Opletal, M. (2001): Single zircon ages and whole rock Nd isotopic systematics of early Palaeozoic granitoid gneisses from the Czech and Polish Sudetes (Jizerské hory, Krkonoše Mountains and Orlice–Sněžník Complex). – Int. J. Earth. Sci., 90, 304–324.

Kučera, M., Pešek, J. (1982) Geologické poměry v českokamenické svrchnopaleozoické pánvi a jejím okolí. – Acta Univ. Carol. Geol., 3, 285–295.

Lamprecht, F. (1928): Schichtenfolge und Oberflächenformen im Winterberggebiete des Elbsandsteingebirges. – Mitt. Ver. Erdkd. Dresden, N. F., Jg. 1927, 1–48.

Lamprecht, F. (1934): Die Schichtlagerung des Turons im Sächsisch-Böhmischen Elbsandsteingebirge. – Berichte der mathematisch-physischen Klasse der sächsischen Akademie der Wissenschaften zu Leipzig, Band 86, 155–186.

Linnemann, U. (2004): Die Struktureinheiten des Saxothuringikums. – In: Linnemann, U. (Ed.): Das Saxothuringikum – Abriss der präkambrischen und paläozoischen Geologie von Sachsen und Thüringen; IGCP project 497 the rheic ozean: its origin, evolution and correlatives; unveränderter Sonderabdruck aus Geologica Saxonica (Volume 48/49) – 19–28, Dresden (Staatliche Naturhistorische Sammlungen Dresden).

Malkovský, M. (1987): The Mesozoic and Tertiary basins of the Bohemian Massif and their evolution. – Tectonophysics, 137, 31–42.

Martínek, K., Blecha, M., Daněk, V., Franců, J., Hladíková, J., Johnová, R., Uličný, D. (2006): Record of palaeoenvironmental changes in a Lower Permian organic-rich lacustrine succession: Integrated sedimentological and geochemical study of the Rudník Member, Krkonoše Piedmont Basin, Czech Republic. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 230, 85–128.

Mísař, Z. (1983): Lugická oblast. – In: Mísař, Z., Dudek, A., Havlena, V., Weiss, J. (eds.): Geologie ČSSR I, Český masív. 173–198. SPN Praha.

Mlčoch, B., Konopásek, J. (2010): Pre-late Carboniferous geology along the contact of the Saxothuringian and Teplá-Barrandian zones in the area covered by younger sediments and volcanics (Western Bohemian Massif, Czech Republic. – Journal of Geosciences, 55, 81–94.

Mlčoch B., Krentz O., Nadaskay R., Valečka J., Mrázová Š., Junge R., Reinhardt S., Pohle M. (2018): Geologische Karte des Sächsisch-Böhmischen Kreidebeckens/Geologická mapa sasko-české křídové pánve M 1 : 100 000. – Czech Geological Survey, Prague; Sächsisches Landesamt f. Umwelt, Landwirtschaft, Geologie, Dresden/Freiberg.

Mortimore, R. N., Wood, C. J., Pomerol, B., Ernst, E. (1998): Dating the phases of the Subhercynian tectonic epoch: Late Cretaceous tectonics and eustatics in the Cretaceous Basins of Northern Germany compared with the Anglo-Paris Basin. – Zbl. Geol. Paläont., Teil I 1996, 1349–1401.

Nádaskay, R., Valečka, J., Čech, S. (2018): Stratigrafie, sedimentární prostředí a tektonická stavba tzv. kozelského pískovcového tělesa v severozápadní části české křídové pánve.– Zprávy o geologických výzkumech, 51, 167–180.

Nádaskay, R., Valečka, J., Mlčoch, B., Tenenko, V., Kořalka, S. (2019a): Souhrnná dokumentace průzkumného vrtu 6412_L. – MS Česká geol. služba.

Nádaskay, R., Valečka, J., Tenenko, V., Kořalka, S. (2019b): Souhrnná dokumentace průzkumného vrtu 4650_Y. – MS Česká geol. služba.

Nádaskay, R., Kochergina, Y. V., Čech, S., Švábenická, L., Valečka, J., Erban, V., Halodová, P., Čejková, B. (2019c): Integrated stratigraphy of an offshore succession influenced by intense siliciclastic supply: implications for Coniacian tectono-sedimentary evolution of the West Sudetic area (NW Bohemian Cretaceous Basin, Czech Republic). – Cretaceous Research, 102, 127–159.

Nádaskay, R., Uličný, D. (2014): Genetic stratigraphy of Coniacian deltaic deposits of the northwestern part of the Bohemian Cretaceous Basin. – Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 165, 547–575.

Nývlt, D. (1998): Kontinentální zalednění severních Čech. – Sborník ČGS, geogr., 103, 4, 445–457.

Nývlt, D., Valečka, J., Křelina, J. (2002): Zbytky paleogenního zarovnaného povrchu v okolí Pěnkavčího vrchu v Lužických horách. – Zprávy o geologických výzkumech v roce 2001, 59–61.

Opletal, M., Adamová, M. (2002): Geologické mapování lužického masivu na Šluknovsku v měřítku 1:25 000. – Zprávy o geologických výzkumech v roce 2001, 62–66.

Opluštil, S., Cleal, C. J. (2007): A comparative analysis of some late Carboniferous basins of Variscan Europe. – Geol. Magazine, 144, 417–448.

Opluštil, S., Dašková, J., Holcová, K., Krásný, J., Kvaček, Z., Pešek, J. ed., Svobodová, M., Sýkorová, I., Teodoridis, V. (2010): Hrádecká část žitavské pánve a uhlonosné relikty terciérních sedimentů v jejím okolí. – In: Pešek, J. (ed.): Terciérní pánve a ložiska hnědého uhlí České republiky. – Česká geologická služba, 230–257. Praha.

Opluštil, S., Schmitz, M. D., Kachlík, V., Štamberg, S. (2016): Re-assessment of lithostratigraphy, biostratigraphy, and volcanic activity of the Late Paleozoic Intra-Sudetic, Krkonoše Piedmont and Mnichovo Hradiště basins (Czech Republic) based on new U–Pb CA-ID-TIMS ages. Bulletin of Geosciences, 91, s. 399–432.

Pešek, J., Holub, V., Jaroš, J., Malý, L., Martínek, K., Prouza, V., Spudil, J. Tásler, R. (2001): Geologie a ložiska svrchnopaleozoických limnických pánví České republiky. – 243 s., Česká geologická služba, Praha.

Pfeiffer, L., Kaiser, G., Pilot, J. (1984): K-Ar – Datierungen von jungen Vulkaniten im Süden der DDR. – Freiberger Forschungshefte, C 389, 93–97.

Pivec, E., Ulrych, J., Höhndorf, A., Rutšek, J. (1998) Melilititic rocks from northern Bohemia: geochemistry and mineralogy. – N. Jb. Mineral., Abh., 312–339.

Přichystal, A. (2009): Kamenné suroviny v pravěku východní části střední Evropy. – MU Brno.

Rajchl, M., Uličný, D., Grygar, R., Mach, K. (2009): Evolution of basin-fill architecture in an incipient continental rift: the Cenozoic Most Basin, Eger Graben, Central Europe. – Basin Research, 21, 269–294.

Rapprich, V. (2012): Za sopkami po Čechách. – Grada Publishing, a.s., 240 s.

Rauche, H. (1992): Spätvariszische Spannungs- und Verformungsgeschichte der Gesteine am Südwestrand der Elbezone (östliches Saxothuringikum, Varisziden). – unveröff. Dissert., Ruhr-Universität Bochum; Bochum.

Reichel, W., Schauer, M. (2006): Das Döhlener Becken bei Dresden. Geologie und Bergbau. Bergbau in Sachsen, 12.

Sedlak, J., Skacelova, Z., Mlcoch, B., Krentz, O. (2019): Gravimetrická mapa hraniční oblasti Saska a České republiky/Gravimetrische Übersichtskarte im Grenzgebiet Sachsen–Tschechische Republik M 1 : 100 000. – Miligal s.r.o., Brno; Czech Geological Survey, Prague; Sächsisches Landesamt f. Umwelt, Landwirtschaft, Geologie, Dresden/Freiberg.

Skoček, V., Valečka, J. (1983): Paleogeography of the Late Cretaceous Quadersandstein of the Central Europe. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 44, 71–92.

Standke, G. mit einem Beitrag von Suhr, P. (2008): Tertiär. – In: Pälchen, W.; Walter, H. (Hrsg.): Geologie von Sachsen – Geologischer Bau und Entwicklungsgeschichte. – Schweizerbart, Stuttgart: 358 – 419.

Svobodová, M. (1999): Mid-Cretaceous palynomorphs from the Blansko Graben (Czech

Republic): affinities to both Tethyan and Boreal bioprovinces. – Mededelingen Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen, TNO, 58. Proceedings 4th EPPC, 149–156.

Šibrava, V. (1967): Study on the Pleistocene of the glaciated and non-glaciated area of the Bohemian Massif. – Sborník geologických věd, Antropoz., 4, 7–38.

Tröger, K. A. (1969): Zur Päleontologie, Biostratigraphie und faziellen Ausbildung der unteren Oberkriede (Cenoman bis Turon). – II. Abhandlungen des staatlichen Museums der Mineralogie und Geologie. Dresden, 13.

Tröger, K. A. (2008): Kreide–Oberkreide. – In: Pälchen,W., Walter, H. (eds.): Geologie von Sachsen – Geologischer Bau und Entwicklungsgeschichte. – E. Schweitzerbart, Stuttgart, 311–358.

Uličný, D. (2001): Depositional systems and sequence stratigraphy of coarse-grained deltas in a shallow-marine, strike-slip setting: The Bohemian Cretaceous Basin, Czech Republic. – Sedimentology 48, 599–628.

Uličný, D. (2004): A drying-upward aeolian system of the Bohdašín Formation (early Triassic), Sudetes of NE Czech Republic: record of seasonality and long-term palaeoclimate change. – Sed. Geol., 1671-2, 17–39.

Uličný, D., Martínek, K., Grygar, R. (2002): Syndepositional geometry and post-depositional deformation of the Krkonoše Piedmont Basin: A preliminary model. – Geolines, 14, 101–102.

Uličný, D., Čech, S., Grygar, R. (2003): Tectonics and depositional systems of a shallow-marine, intra-continental strike-slip basin: exposures of the Český Ráj region, Bohemian Cretaceous Basin. Excursion Guide, 1st Meeting of the Central European Tectonics Group and 8th meeting of the Czech Tectonic Studies Group. – Geolines, 16, 133–148.

Uličný, D., Laurin, J., Čech, S. (2009a): Controls on clastic sequence geometries in a shallow-marine, transtensional basin: the Bohemian Cretaceous Basin, Czech Republic. – Sedimentology, 56, 1077–1114.

Uličný, D., Špicáková, L., Grygar, R., Svobodová, M., Čech, S., Laurin, J. (2009b): Palaeodrainage systems at the basal unconformity of the Bohemian Cretaceous Basin: Roles of inherited fault systems and basement lithology during the onset of basin filling. – Bulletin of Geosciences, 84, 577–610.

Uličný, D., Špičáková, L., Cajz, V., Hronec, L. (2015): Podklady pro prostorový model hydrogeologicky významných stratigrafických rozhraní ve vybraných hydrogeologických rajonech. – Geofyzikální Ústav AV ČR. MS Česká geol. služba.

Václ, J., Čadek, J. (1962): Geologická stavba hrádecké části žitavské pánve. – Sbor. Ústř. Úst. geol., Geol., 27, 331–382.

Valečka, J. (1975): Litologie a cyklická stavba a geneze bazálních svrchnokřídových sedimentů západně od Děčína. – Čas. mineral. geol., 24, 409-416.

Valečka, J. (1979): Paleogeografie a litofaciální vývoj severozápadní části české křídové pánve. – Sborník geologických věd, Geol., 33., 47–81.

Valečka, J. (1984): Storm surge versus turbidite origin of the Coniacan to Santonin sediments in the eastern part of the Bohemian Cretaceous Basin. – Geologische Rundschau, 73, 651–682.

Valečka J. (1989): Sedimentology, stratigraphy and cyclicity of the Jizera Formation (Middle–Upper Turonian) in the Děčín area (Northern Bohemia). – Věstník ÚÚG, 64, 77–90.

Valečka, J. (2015): Říční sedimenty české křídové pánve u Benešova nad Ploučnicí. – Zprávy o geologických výzkumech 2014, 31-36.

Valečka, J., Rejchrt, M. (1973): Litologie a geneze tzv. flyšoidní facie coniaku ve východní části Českého středohoří. – Časopis pro mineralogii a geologii, 18, 379–391.

Valečka, J., Slavík, J. (1985): Litologický a sedimentologický vývoj na křídových stratotypových lokalitách Sutiny a Merboltice. – MS ČGS Praha.

Valečka, J., Bůžek, Č., Chaloupský, J., Gabrielová, N., Házdrová, M., Hercogová, J., Kopecký, L., Růžičková, E., Řeháková, Z. (1970): Vysvětlující text k základní geologické mapě 1 : 25 000 M-33-41-C-b Děčín. – MS archiv ČGS.

VEB (1983): „Hydrogeologische Karte der Deutschen Demokratischen Republik. Karte der Grundwassergefährdung. 1 : 50 000. Neugersdorf 1311-1/3 / Zittau 1311-2/4." – VEB Kombinat Geologische Forschung und Erkundung Halle, VEB Hydrogeologie Nordhausen, Zentrales Geologisches Institut, Berlin, 1. vydání.

Voigt, T. (1998): Entwicklung und Architektur einer fluviatilen Talfüllung – die Niederschöna Formation im Sächsischen Kreidebecken. – Abhandlungen des Staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie zu Dresden, 43/44, 121–139.

Voigt, S., Wagreich, M., Surlyk, F.,Walaszczyk, I., Uličný, D., Čech, S., Voigt, T., Wiese, F., Wilmsen, M., Niebuhr, B., Reich, M., Funk, H., Michalik, J., Jagt, J. J, Felder, P., Schulp, A. (2008): Cretaceous. – In: McCann, T. (ed.): Geology of Central Europe, Volume 2: Mesozoic and Cenozoic. – The Geol. Soc. London., 923–997.

Voigt, T., Franke, J., Franke, S. (2013): Grundlagen für ein geologisch-tektonisches Modell der Kreideablagerungen 709 im Sächsisch-Böhmischen Grenzbereich im Rahmen des Ziel 3. – Projektes GRACE. Abschlussbericht.

Wilmsen, M., Niebuhr, B. (2014): Die Kreide in Sachsen. – Geologica Saxonica, 60, 3–12.

Zieger, J., Linnemann, U., Hofmann, M., Gärtner, A., Marko, L., Gerdes, A. (2018): A new U-Pb LA-ICP-MS age of the Rumburk Granite (Lausitz Block, Saxo-Thuringian Zone): Constraints for a magmatic event in the Upper Cambrian. – Intl. J. Earth. Sci., 107, 933–953.

Ziegler, P. A. (1990): Geological Atlas of Western and Central Europe. – Shell & The Geol. Soc., 239 s.

Žák, J., Holub, F. V., Verner, K. (2005): Tectonic evolution of a continental magmatic arc from transpression in the upper crust to exhumation of mid-crustal orogenic root recorded by episodically emplaced plutons: the Central Bohemian Plutonic Complex (Bohemian Massif). – Intl. J. Earth Sci., 94, 385–400.

Žák, J., Verner, K., Holub, F. V., Kabele, P., Chlupáčová, M., Halodová, P. (2012): Magmatic to solid state fabrics in syntectonic granitoids recording early Carboniferous orogenic collapse in the Bohemian Massif. – Journal of Structural Geology, 36, 27–42.

Žák, J., Verner, K., Janoušek, V., Holub, F. V., Kachlík, V., Finger, F., Hajná, J., Tomek, F., Vondrovic, L., Trubač, J. (2014): A plate-kinematic model for the assembly of the Bohemian Massif constrained by structural relationships around granitoid plutons. – In: Schulman et al. (eds.): The Variscan Orogeny: Extent, Timescale and the Formation of the European Crust. – Geol. Soc. London, Spec. Publ., 405, 169–196.

Žák, J., Svojtka, M., Opluštil, S. (2018): Topographic inversion and changes in the sediment routing systems in the Variscan orogenic belt as revealed by detrital zircon and monazite U–Pb geochronology in post-collisional continental basins. – Sedim. Geol., 377, 63–81.

Geologie des Sächsisch-Böhmischen Kreidebeckens zwischen Erzgebirge und Jeschken

Š. Mrázová, P. Tomanová Petrová und O. Krentz (eds)

Herausgegeben vom Tschechischen Geologischen Dienst, Prag 2020.
Diese Publikation entstand im Rahmen des Projektes ResiBil, welches ein vom Europäischen Fonds für regionale Entwicklung unterstütztes, internationales Projekt aus dem Programm zur Förderung der grenzübergreifenden Zusammenarbeit zwischen der Tschechischen Republik und dem Freistaat Sachsen ist (Laufzeit 2014–2020), registriert unter der Nummer 100267011.

Satz und Gestaltung Oleg Man
Druck PBtisk, a. s., Dělostřelecká 344,
261 01 Příbram

1. Auflage, 104 Seiten
03/9 446-402-20

ISBN 978-80-7075-972-1

EU Projekt: ResiBil – Wasserressourcenbilanzierung
und -resilienzbewertung im Ostteil
des sächsisch-tschechischen Grenzraumes

Das Projekt ResiBil ist ein vom Europäischen Fonds für regionale Entwicklung unterstütztes, internationales Projekt aus dem Programm zur Förderung der grenzübergreifenden Zusammenarbeit zwischen der Tschechischen Republik und dem Freistaat Sachsen mit einer Laufzeit von 2014 bis 2020.
Das Projekt ist unter der Nummer 100267011 registriert.

PROJEKTPARTNER

Tschechischer Geologischer Dienst
Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie
Wasserforschungsinstitut T.G. Masaryk (öffentliches Forschungsinstitut VÚV TGM)

ResiBil befasst sich mit dem gemeinsamen Schutz der Grundwasserressourcen im deutsch-tschechischen Grenzgebiet. Ziel des Projektes ist die Ableitung von Handlungsempfehlungen für eine nachhaltige Nutzung der Grundwasserressourcen und deren Bewertung im Hinblick auf den Klimawandel. Wie aktuelle Studien zeigen, ist der Rückgang der Grundwasserneubildung sowohl auf klimatische Effekte (höhere Durchschnittstemperaturen, vermehrt niederschlagsarme Jahre) als auch auf anthropogene Einflüsse (Entnahme von Grundwasser) zurückzuführen.

Der Schwerpunk dieser Publikation liegt auf den geologischen Verhältnissen im Projektgebiet. Es werden u. a. die geologischen Einheiten und tektonischen Strukturen vorgestellt sowie interessante Lokalitäten im sächsisch-böhmischen Grenzraum präsentiert.

9 788070 759721

LANDESAMT FÜR UMWELT, LANDWIRTSCHAFT UND GEOLOGIE
Freistaat SACHSEN
ČESKÁ GEOLOGICKÁ SLUŽBA
VÚV TGM Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka veřejná výzkumná instituce