

**Grundlagen für ein geologisch-tektonisches Modell der  
Kreideablagerungen im Sächsisch-Böhmischen Grenzbereich im  
Rahmen des Ziel 3 - Projektes GRACE**

Abschlussbericht

Dr. Thomas Voigt  
cand. geol. Julia Franke  
cand. geol. Sandra Franke

Jena, 15. März 2013

## Inhaltsverzeichnis

### Die Kreide des Elbsandsteingebirges und Zittauer Gebirges

Methodik	03
----------	----

### Die Kreide des Elbsandsteingebirges – Teilgebiet Hřensko-Kirnitzsch

1. Einführung	05
2. Lagerungsverhältnisse	06
3. Stratigraphische Gliederung	10
4. Beschreibung der stratigraphischen Einheiten	10
4.1. Niederschöna-Formation	11
4.2. Oberhäslich-Formation	12
4.3. Dölzschen-Formation	12
4.4. Briesnitz-Formation	13
4.5. Schmilka-Formation	14
4.6. Postelwitz-Formation	14
4.7. Schrammstein-Formation	16
4.8. Quartär	17
5. Ausbildung der Sedimente	17
5.1. Petrographie der Sandsteine	17
5.1.1 konglomeratische, grobkörnige Sandsteine	17
5.1.2 mittelkörnige Sandsteine	18
5.1.3 feinkörnige Sandsteine	19
5.1.4 Sandsteine mit Calcizement	20
5.2. Petrographie der Ton- und Schluffsteine	20
5.2.1 kalkige Schluffsteine	20
5.2.2 Tonige Schluffsteine	21
6. Hydrogeologische Gliederung	22

### Die Kreide des Zittauer Gebirge – Teilgebiet Petrovice-Lückendorf

1. Einführung	27
2. Lagerungsverhältnisse	28
2.1. Lagerungsverhältnisse im östlichen Teil des Zittauer Gebirges	28
2.2. Lagerungsverhältnisse im westlichen Teil des Zittauer Gebirges	29

3. Beschreibung der stratigraphischen Einheiten	30
3.1. Niederschöna-Formation	30
3.2. Oberhäslich-Formation	30
3.3. Dölzschen-Formation	31
3.4. Oybin-Formation	31
3.5. Lückendorf-Formation	33
3.6. Waltersdorf-Formation	35
4. Hydrogeologische Gliederung	37
Literaturverzeichnis	39
Anhang	41

# **Die Kreide des Elbsandsteingebirges und Zittauer Gebirges**

## **Methodik**

### **Literaturoauswertung**

Einen wesentlichen Anteil der vorliegenden Arbeit stellte die Auswertung der Literatur dar, die Grundlage für die Bohrungseinstufung und die weiterführende Geländearbeit war. Die Basis der Stratigraphie in der Hinteren Sächsischen Schweiz bilden die Arbeiten von LAMPRECHT (1927), MIBUS (1975), VOIGT (1995), TONNDORF (2000) und VOIGT & TRÖGER (2007). Für das Zittauer Gebirge, das einen wesentlich schlechteren Bearbeitungsgrad aufweist, wurden hauptsächlich die Arbeiten von ANDERT (1929), MÜLLER (1932), TRÖGER (2003) und VOIGT & TRÖGER (2007) genutzt. Die Lagerungsverhältnisse in der Hinteren Sächsischen Schweiz wurden in mehreren Diplomkartierungen (HELLING, BREITFELDER, TORIZIN, NEUMANN, ENGELSTÄDTER, HILSE, NOACK, STOLL, BÖCKER) untersucht, die von 1994-2006 von T. Voigt betreut wurden. Da eine vollständige Neukartierung aus Zeitgründen nicht möglich war, wurden die festgestellten Lagerungswerte und Störungsverläufe aus diesen Arbeiten übernommen und im Gelände nochmals überprüft.

Für die hydrogeologische Interpretation sind vor allem die Arbeit von MIBUS (1975), die Monographie zur Uran-Lagerstätte Königstein (TONNDORF 2000) und die zusammenfassende Darstellung der Hydrogeologie des Böhmisches Beckens (HERČIK et al. 2003) relevant.

### **Kartengrundlagen**

Für die Konstruktion der Schnitte standen die amtlichen Geologischen Karten 1:25.000 des Freistaates Sachsen zur Verfügung, die aber dem Stand des späten 19. Jahrhunderts entsprechen und noch keine Gliederung der Sandsteine des höheren Turons und Coniacs aufweisen. Die vom Tschechischen Geologischen Dienst erstellte Geologische Karte 1:25.000, Blatt Dolni Podluzi, gestattet für das Zittauer Gebirge die Übertragung der Stratigraphie und der Lagerungsverhältnisse im Grenzgebiet. Für die Hintere Sächsische Schweiz wurden zusätzlich die Geologische Regionalkarte Nr. 1, 1:50.000 der Nationalparkregion Sächsische Schweiz (SLUG 1993) und die grenzüberschreitende Karte des Tschechoslowakischen Geologischen Dienstes 1:100 000 (Blatt Decin) genutzt. Außerdem standen Satellitenbilder (Quickbird; Google Earth) und digitale Geländemodelle in relativ geringer Auflösung (SRTM: DGM 90, DGM 30) sowie verschiedene topographischen Karten im Maßstab 1:10.000 bis Maßstab 1:30.000 zur Verfügung.

### **Auswertung der Bohrungen**

Für die Erstellung des geologischen Modells wurde das Bohrchiv des Sächsischen Landesamtes für Umwelt und Geologie genutzt (Datenbanksystem UHYDRO). Bei wichtigen

Bohrungen wurden zusätzlich die Originaldokumentationen der Bohrungen einbezogen, die im Bohrarchiv des LfULG archiviert sind.

Im Vergleich zur bisher umfassendsten Arbeit zum Untergrund des Elbsandsteingebirges (MIBUS 1975), die auf wenigen Bohrungen zur Erkundung des tiefliegenden Grundwassers in den sechziger Jahren basierte, standen zahlreiche zusätzliche Bohrungen zur Verfügung (überwiegend Erkundungsbohrungen der Wismut AG, Baugrundbohrungen und hydrogeologische Bohrungen). Insgesamt wurden im Untersuchungsgebiet (Hintere Sächsische Schweiz) 147 Bohrungen in die Auswertung einbezogen, wovon aber ein großer Teil Baugrundbohrungen mit begrenztem Informationsgehalt und geringer Endteufe darstellen. Im Zittauer Gebirge waren 24 Bohrungen für die Auswertung relevant, wovon nur 6 Bohrungen die Kreidebasis erreichen.

Da zahlreiche Bohrungen unzureichend aufgenommen wurden oder nur eine geringe Endteufe erreichen, konnte für das Modell nur eine begrenzte Anzahl von Schlüsselbohrungen einbezogen werden. Sie ergeben ein stratigraphisches Bild, das im Wesentlichen die Ergebnisse von MIBUS bestätigt. Wegen der höheren Bohrungsdichte ist die Genauigkeit des Modells für die Hintere Sächsische Schweiz höher als im Fall des Zittauer Gebirges.

Fehlerquellen bestehen hauptsächlich in der Qualität der Bohrungsaufnahmen und -dokumentationen. In zahlreichen Bohrungen wurden Korngrößen, Sortierung und Zement nicht angeführt oder Horizonte über große Kernstrecken zusammengefasst. Die Ansprache der Gesteine entspricht in einigen Fällen (z.B. Zwieselhütte) nachweislich nicht den wahren geologischen Verhältnissen. So wurden mittel- bis grobkörnige Sandsteine mit Zwischenlagen von konglomeratischen Sandsteinen, die unterhalb der Zwieselhütte ausstreichen, in der Bohrungsdokumentation als „feinstkörnige Sandsteine“ beschrieben.

Die meisten Bohrungen der Wismut-AG wurden erst im tiefsten, potentiell lagerstättenträchtigen Abschnitt gekernt. Aussagen zur Stratigraphie der Postelwitz-Formation lassen sich deshalb nicht treffen. In der Regel wurden alle Bohrungen im Taltiefsten angesetzt, so dass die Beschreibungen der Postelwitz- und Schrammstein-Formation nur aus Oberflächenbefunden resultieren.

### **Gelände-Arbeiten**

Die Geländearbeiten wurden von August 2012 bis Januar 2013 durchgeführt. In der Hinteren Sächsischen Schweiz und im Zittauer Gebirge wurden flächendeckend Begehungen durchgeführt und die stratigraphische Einstufung der Schichtenfolge überprüft. Lagerungswerte und Störungen wurden gemessen und der Bewegungssinn tektonischer Strukturen dokumentiert.

Detailkartierungen wurden in kritischen und bisher nur übersichtsartig bekannten Gebieten (Hohe Liebe, Nasser Grund, Ostrauer Mühle, Hinterhermsdorf in der Hinteren Sächsischen Schweiz, Lausche, Jonsberg-Hain, Töpfer und Oybin im Zittauer Gebirge) durchgeführt.

Ein zusätzlicher Schwerpunkt lag auf der Horizontierung innerhalb der Postelwitz- und Schrammstein-Formation der Hinteren Sächsischen Schweiz. Vor allem im Kirnitzschtal und in der Umgebung von Hinterhermsdorf waren die Grenzen bisher noch unzureichend belegt. Die Kriterien zur Unterscheidung der Sandstein-Horizonte a bis e lagen bisher nur in Ansätzen vor, da die ursprüngliche Gliederung durch LAMPRECHT (1929) rein morphologischen Charakter trägt. Deshalb mussten Korngröße, Sortierung und Zusammensetzung der Sandsteine dokumentiert und laterale Veränderungen innerhalb der lithostratigraphischen Einheiten dokumentiert werden.

Für die Horizontierung wurde ein barometrischer Präzisions-Höhenmesser (Thommen 6000) und die GPS-Geräte Garmin etrex30 und Garmin GPSmap62s (beide Modelle mit zusätzlichem barometrischem Höhenmesser) genutzt. Um atmosphärische Luftdruckschwankungen auszugleichen, wurden die Höhenmessungen an Punkten mit dokumentierter Höhe mehrfach am Tag neu kalibriert.

Die Genauigkeit der geographischen Koordinaten (GPS) liegt zwischen 3 und 15 m, abhängig von der Exposition der Messpunkte (Abschattung des Satellitensignals durch Felswände und Wald). Sie ist in Talgründen am geringsten. Die Präzision der barometrischen Höhenmessungen wird vom Hersteller Thommen mit 5 m angegeben. Für die GPS-Geräte liegen keine Angaben vor. Wiederholungsmessungen ergaben maximale Fehler zwischen 7 und 12 m.

Die Auswertung der Horizontierung ist noch nicht abgeschlossen, weil in zahlreichen Fällen eine Überprüfung der Messwerte notwendig ist. Die Darstellung der Lagerungsverhältnisse innerhalb der Formationen war nicht Bestandteil des Vertrages. Sie wird im Juni nach Abschluss der Diplomarbeiten (Julia Franke und Sandra Franke) gesondert an das Sächsische Landesamt für Umwelt und Geologie gegeben.

## **Die Kreide des Elbsandsteingebirges – Teilgebiet Hřensko-Kirnitzsch**

### **1. Einführung**

Das Ablagerungsgebiet der sächsischen Elbtalkreide erstreckt sich vom deutsch-tschechischen Grenzgebiet bei Hinterhermsdorf im Osten, über Bad Schandau und Pirna nach Nordwesten, bis hin nach Dresden und Meißen. Im Folgenden sollen insbesondere die Ablagerungen der Hinteren Sächsischen Schweiz von Bad Schandau bis nach Hinterhermsdorf betrachtet werden. Die Nord-Süd-Ausdehnung des Gebietes erstreckt sich vom Kirnitzschtal etwa 5 km bis zur Ländergrenze. Die Basis der Kreideablagerungen bildet

das Cenoman, welches marine und terrestrische Sedimente beinhaltet. Die darüber lagernden Sand-, Ton-, Silt- und Mergelsteine, sowie Konglomerate wurden marin während des Turon und Coniac gebildet. Alle Schichten haben ein generelles Einfallen nach Nordosten und werden nach Norden, hin zum Liefergebiet, mächtiger. Die Sandsteine sind sich im Wesentlichen ziemlich ähnlich, unterscheiden sich jedoch im Gehalt an tonigem oder kieseligem Bindemittel, sowie an Bankmächtigkeiten und tonig-siltigen Einschaltungen. Den Hinweis auf marine Bildung gibt vor allem das Auftreten von Glaukonit und marinen Fossilien in den Sandsteinen.

## **2. Lagerungsverhältnisse**

Die Sandsteine der Postelwitz-Formation und der Schrammstein-Formation bilden die Landschaft der Hinteren Sächsischen Schweiz. Beide lithostratigraphischen Einheiten werden durch den markanten Grenzhorizont  $\gamma_3$  getrennt. Dieser im Gegensatz zu seinem über- und unterlagernden Gestein stärker heraus witternde Horizont bildet eine morphologische Stufe. Die Gesteine der Schrammstein-Formation bestimmen das Landschaftsbild des Elbsandsteingebirges am stärksten. Tief eingeschnittene Täler, wie das Gebiet durchlaufende Kirnitzschtal, und ein Canyon-artiges Erscheinungsbild wurden mit der Zeit von den wandbildenden Sandsteinen b, c<sub>3</sub>, d und e gebildet. Durch die Erosion im Einzugsgebiet der Kirnitzsch kommt die Postelwitz-Formation (Sandsteine a und b) an die Oberfläche. Im östlichen Teil der Hinteren Sächsischen Schweiz ändert sich das morphologische Auftreten der Sandsteinstufen. Hier ist bei Hinterhermsdorf ein größerer Rest der Sandsteintafel erhalten geblieben. Die geringe Wasserführung der Nebenbäche der Kirnitzsch hat nicht ausgereicht, um das Relief stärker zu akzentuieren.

Die Schichtenfolge der Hinteren Sächsischen Schweiz ist nur wenig gestört und lagert gebietsweise fast horizontal (Großer Winterberg-Schrammsteine, Hinterhermsdorf). Überwiegend liegt jedoch ein Einfallen der Schichten Richtung NNE mit bis zu 6° vor, lokal kann dieses Einfallen abweichen.

Die Kreidesedimente werden durch die hier etwa E-W verlaufende Lausitzer Überschiebung abgeschnitten, der Versatz der nach der Ablagerung aktiven steilen Aufschiebung beträgt mehr als 500 m. Die Lausitzer Überschiebung verläuft bei Hinterhermsdorf vom Steinberg zum Mühlhübel NE-SW und fällt mit 60-70° nach NW ein. Von Hinterhermsdorf bis südlich Mittelndorf und Kirnitzsch verläuft sie E-W und weist unterschiedliche Einfallswinkel von 15° nördlich der Neumannmühle, über 40° bei Räumicht bis hin zu 70° südlich von Mittelndorf auf (LOBST 1993). Der Verlauf der Lausitzer Überschiebung wechselt südlich Mittelndorf und Kirnitzsch bis zur Kohlmühle nach NW-SE und fällt mit 90° nach NE ein. Randstörungen bildeten sich beim Aufschieben des nördlichen Blocks auf das Kreidebecken aus.

Die fast horizontale Lagerung der Kreide-Sedimente der Hinteren Sächsischen Schweiz wird nur durch wenige Störungen modifiziert. Sie befinden sich alle in der Umgebung der Lausitzer Überschiebung. Die bedeutendste Struktur ist die tektonische Mulde zwischen dem Nassen Grund und den Schrammsteinen. Sie wird vor allem an der Hohen Liebe deutlich. Die Schichten des Kreidebeckens fallen in Richtung Norden auf die Lausitzer Überschiebung ein. Der aufgerichtete Bereich wird von zwei Blattverschiebungen getrennt, die im Nassen Grund (mit zwei schrägabschiebenden Parallelstörungen westlich des Nassen Grundes am Flößersteig aufgeschlossen) und im Einschnitt westlich der Teufelsmauer verlaufen. In einem N-S verlaufenden Streifen, der sich von der Mitteldorfer Mühle bis zur Hohen Liebe erstreckt, wurden die Sandsteinbänke aufgerichtet. Am Nordflügel der resultierenden Mulde tritt die Schmilka-Formation zutage. Westlich der Hohen Liebe, an der Teufelsmauer lässt sich diese Situation am besten beobachten. Die Schichten der Sandsteine a und b fallen hier mit 20-25° Richtung Süden ein (Abb.1).



*Abb. 1: aufgerichtete Schichten der Sandsteinstufe a und b (Grenze ab Überhang) an der Teufelsmauer.*



*Abb. 2: Steile Störung (Blattverschiebung) mit schrägabschiebenden Harnischen am Flößersteig im Kirnitzschtal gegenüber dem Parkplatz im Nassen Grund.*

Nordöstlich des Gipfels der Hohen Liebe fallen die Schichten mit 24-40° nach SE ein. In Richtung Osten (Kohlbornsteine) nehmen die Einfallswerte allmählich wieder ab. Im Nassen Grund endet diese Lagerungsstörung an einer im Tal verlaufenden Störung. An einer Zweigstörung sind Harnische zu sehen, die einen überwiegend lateralen Charakter der begrenzenden Störung beweisen (Abb. 2). Der unter dem Sandstein a lagernde Labiatus-Sandstein streicht an der Lausitzer Überschiebung nördlich des Falkensteins obertägig aus, was aus der Schleppung von Gesteinsschollen entlang der Scherflächen resultiert. Abzweigende Störflächen der Aufschiebung brachten Schwerkörper aus dem tieferen Untergrund in Schollen nach oben und es entstanden Schichtverdopplungen. Nordöstlich von Hinterhermsdorf an der Obermühle wurde Jura-Kalk abgebaut, der einer solchen Scholle entspricht. Die Bohrungen Hy Uld 1/1982 und Hy Uld 1/1982 zeigen durch die außergewöhnliche Mächtigkeit eine Schichtverdopplung im Liegenden der Lausitzer Überschiebung. Der Geologische Profilschnitt Kirnitzsch/Hausberg - Grenze DL-CZ veranschaulicht das Szenario.



*Abb. 3: Eisenschwarten südwestlich des Steinberg-Gipfels in Nähe zur Lausitzer Überschiebung.*

Östlich im Arbeitsgebiet sind ebenfalls aufgestellte Sandsteinschichten im Bereich der Lausitzer Überschiebung zu beobachten. Am Streuweg nahe der Rölligmühle/Räumicht steht Sandstein a der Postelwitz-Formation an (wechselndes Einfallen zwischen 10 und 45°). Am westlichen Ortseingang von Hinterhermsdorf an der Straße sind die Sandsteine mit einem ungefähr 30° Einfallen Richtung Süden zu sehen. Am Steinberg wurden weitere aufgestellte Schichten beobachtet, welche ein Einfallen Richtung ESE aufweisen. Hier kann auch verstärkt das Vorkommen von Eisenschwarten gesehen werden, was in Verbindung mit der Lausitzer Überschiebung stehen könnte. Abb. 3 zeigt die Eisenschwarten, die in diesem Fall teilweise der Schichtung folgen, sonst aber Kluffüllungen darstellen.

Das Elbsandsteingebirge wurde im Tertiär von zahlreichen stock- oder gangförmigen Basalten durchsetzt. Der Große Winterberg und Raumberg, das Pohlshorn, der Hausberg und Heulenberg wurden von solchen Basaltdurchbrüchen erfasst. Der Zeughausgang ist ein sich rund 20 km lang erstreckender Basaltgang, der beispielsweise am Roßsteig zwischen Goldsteig und Bärenfangwänden zu finden ist. Er verläuft von da aus Richtung NE über Zeughaus, Großes Pohlshorn und Kleines Pohlshorn spitzwinklig auf die Lausitzer Überschiebung zu. Die Basaltgänge und Phonolith-Stöcke verursachen aber keine bedeutenden Lagerungsstörungen.

### **3. Stratigraphische Gliederung**

Die Stratigraphie im Elbsandsteingebirge umfasst die unteren Gesteinseinheiten der Oberkreide. In Anhang 1 zeigt das Normalprofil der Hinteren Sächsischen Schweiz eine Übersicht, die die stratigraphischen Einheiten verdeutlicht. Dazu zählen das Ober-Cenoman, Unter-, Mittel- und Ober-Turon und ein Teil des Unter-Coniac. Auf dem Grundgebirge lagern die Niederschöna-, Oberhäslich und Dölzschen-Formation, die dem Mittel- und Ober-Cenoman zugehören. Darüber folgen in der Stratigraphie die Briesnitz- und Schmilka-Formation des Unter-Turon. Die Schmilka-Formation reicht bis in das Mittel-Turon. Zu dieser Verzahnung kommt es, da die sächsischen Formationen mit den biostratigraphischen Einheiten überlappen.

Die Postelwitz-Formation gliedert sich in das Mittel- und Ober-Turon ein. Die biostratigraphische Grenze dazwischen ist schwer zu definieren, befindet sich aber vermutlich im Sandstein b der Postelwitz-Formation. Im mittleren Ober-Turon beginnt die Schrammstein-Formation, belegt durch den Grenzhorizont  $\gamma_3$ . Sie endet wahrscheinlich im Unter-Coniac.

### **4. Beschreibung der stratigraphischen Einheiten**

Die Beschreibung der stratigraphischen Einheiten wurde auf der von VOIGT & TRÖGER 2007 vorgegebenen Formationsgliederung aufgebaut. Zusätzlich konnten neue Kriterien erarbeitet werden, die zu einer weiteren Gliederung der Postelwitz-Formation im Gebiet der Hinteren Sächsischen Schweiz beitragen. Die Untergliederung folgt dabei im Wesentlichen den Ergebnissen von LAMPRECHT (1929). Als entscheidendes Kriterium zur Abgrenzung des Sandstein b von den Sandsteinhorizonten a und c wurde jedoch nicht das Verwitterungsverhalten (Grenzhorizonte), sondern der abrupte Korngrößenwechsel von überwiegenden Feinsandsteinen zu monotonen Grobsandsteinen (Sandstein b) verwendet. Es ergab sich, dass im Bereich des Kirnitzschtales und der angrenzenden Gründe diese Horizontierung uneingeschränkt anwendbar ist. In Bohrungen fehlt allerdings häufig eine Korngrößenansprache oder es wurde der gesamte Abschnitt nicht gekernt. Die Abgrenzung scheint in Richtung Süden unscharf zu werden, da sich die Grobsandsteine des Sandstein b mit Fein- und Mittelsandsteinen verzahnen.

Morphologische Ähnlichkeiten an den Talhängen und offensichtliche Korrelationsfehler von Lamprecht motivierten MIBUS (1968) dazu, die Sandsteine der Stufe b der Lamprecht-Gliederung denen der Stufe c1 zuzuordnen. Aus Gründen der Priorität und der logischen Hierarchie wird der zwischen Sandsteinen wechselnder Körnung eingeschaltete grobsandige Abschnitt mit 30 bis 50 m Mächtigkeit wieder als Sandstein b bezeichnet. Auf eine weitere Untergliederung der Sandsteinhorizonte (a1-a3, c1-c2) muss wegen mangelnder

Verfolgbarkeit verzichtet werden. Die Gliederung der Schrammstein-Formation entspricht wiederum dem etablierten Konzept von LAMPRECHT und MIBUS.

#### 4.1. Niederschöna-Formation

Die Niederschöna-Formation ist nicht flächendeckend verbreitet. Die fluviatilen Ablagerungen kommen nur lokal vor und sind nur im östlichsten Teil der Hinteren Sächsischen Schweiz (Hinterhermsdorf) zu finden (TONNDORF 2000). Zahlreiche Wismut-Bohrungen erschlossen das Vorkommen in 380-530 m Tiefe unter der Geländeoberfläche, oberflächennah tritt sie im Arbeitsgebiet nicht auf. Das Vorkommen wird als Hinterhermsdorfer Becken bezeichnet. Eine weitere Verbreitung der fluviatilen Abfolge ist auf tschechischer Seite zu erwarten. Eine Verbindung zum Vorkommen des terrestrischen Cenomans auf tschechischer Seite bei Dittersbach wird von TONNDORF (2000) vermutet.

Es handelt sich bei den Ablagerungen um terrestrische Sandsteine, Schluffsteine und Tonsteine. Die basalen Grundsotter fehlen im Becken von Hinterhermsdorf. Vermutlich handelt es sich um die Reste eines kleineren, energiearmen Gewässers. Die Mächtigkeit der Niederschöna-Formation schwankt sehr stark, im Allgemeinen liegt sie zwischen 0-30 m.

Folgende Tabelle stellt alle Bohrungen, in denen die Niederschöna-Formation belegt wurde, zusammen.

Bohrung	Wis Hinh 439/1966	Wis Hinh 440/1966	Wis Hinh 442/1966	Wis Hinh 441/1968	Wis Hinh 167/1968	Wis Hinh 2403/1981
Mächtigkeit [m]	19,40	15,60	18,10	24,90	21,70	32,00
Bohrung	Wis Hinh 2406/1981	Wis Hinh 2407/1981	Wis Hinh 2408/1981	Wis Hinh 2413/1981	Wis Hinh 2414/1981	Wis Hinh 2418A/1981
Mächtigkeit [m]	20,90	21,00	26,60	(56,70)	22,90	42,20

*Tabelle 1: Übersicht über die Niederschöna-Formation enthaltenden Bohrungen und die ermittelten Mächtigkeiten*

Die Mächtigkeit der Niederschöna-Formation liegt im Mittel bei 26,80 m, die Bohrungen Wis Hinh 2413/1981 und Wis Hinh 2418A/1981 belegen ein Maximum.

Das Niederschönaer Flusssystem liegt als Talfüllung vor. Die danach abgelagerten Sedimente des marinen Cenomans (Oberhäslich- und Dölzchen-Formation) füllen dieses Relief sukzessive auf, was Ausgleichsedimentation und damit einhergehend variierende Mächtigkeiten zur Folge hatte.

## **4.2. Oberhäslich-Formation**

Diese Formation entspricht den basalen Ablagerungen des marinen Ober-Cenomans und dem in Böhmen vorzufindendem Äquivalent der Peruc-Korykany-Formation. Die Oberhäslich-Formation lagert diskordant auf dem Grundgebirge oder auf der Niederschöna-Formation und weist lateral eine stark wechselnde Ausbildung auf. Im Elbsandsteingebirge bestehen die Sedimente der Oberhäslich-Formation überwiegend aus Wechsellagerungen von bankigen Mittelsandsteinen, die grobsandig und schwach feinkiesig auftreten können, und feinkiesigen bis schwach mittelkiesigen Grobsandsteinen. Die Sandsteine wechselnder Körnung sind meist schwach durch Quarz zementiert, fossilführend und im östlichen Teil des Arbeitsgebietes schwach kalkhaltig. An der Basis sind konglomeratische Sandsteine häufig. Diese können zwischen Bad Schandau, Schmilka und Hřensko große Mächtigkeiten erreichen (bis zu 50 m; MIBUS 1976). Sie wurden deshalb von DECKER (1963) ursprünglich der Niederschöna-Formation zugeordnet. Dieser Zuordnung wurde auch von der Wismut gefolgt (TONNDORF 2000), obwohl die typischen kohligten Ton- und Schluffsteine generell fehlen. Da keine Kerne und ausführliche Kernbeschreibungen vorliegen, kann diese unterschiedliche stratigraphische Einstufung nicht abschließend bewertet werden. Für die hydrogeologische Fragestellung ist sie aber nicht relevant, da die petrographischen und hydraulischen Eigenschaften nicht von denen der Oberhäslich-Formation abweichen.

Im Arbeitsgebiet wurde die Oberhäslich-Formation in sehr vielen Bohrungen nachgewiesen. In den Bohrungen treten die Ablagerungen oftmals von Feinsandsteinen dominiert auf. Die Niederschöna-, Oberhäslich- und Dölzschen-Formation wurden für die Darstellung einer Verbreitungskarte der Mächtigkeit für das Cenoman zusammengefasst (siehe Anhang 13). Die Mächtigkeitsschwankungen des Cenomans sind sehr groß und schwanken zwischen 55 bis 120 m. Die Isolinienkarte im Anhang 9, welche die Basis des Cenomans darstellt, zeigt eine deutliche Mulde im Bereich südlich Hinterhermsdorf. Diese Depression setzt sich bis zur Basis der Schmilka-Formation durch.

## **4.3. Dölzschen-Formation**

Die Dölzschen-Formation tritt im gesamten Arbeitsgebiet auf. Sie lässt sich aufgrund unzureichender Beschreibung schwer von der Briesnitz-Formation abgrenzen. Diese Ablagerungen entsprechen der Plenus-Zone und damit dem oberen Teil des Obercenomans. Sie umfasst feinkörnige Sandsteine, die schwach mittelsandig und teilweise kalkig zementiert sind. Die Mächtigkeit beläuft sich auf etwa 20 m und ist u.a. in den Bohrungen Wis Mlf 1222/1962 und Hy Smil 5/1966 nachgewiesen.

#### **4.4. Briesnitz-Formation**

Die Briesnitz-Formation entspricht dem Labiatus-Pläner in der Lithostratigraphie und bildet damit die Basis des Unter-Turons. In den meisten Bohrungen kann die Briesnitz-Formation wegen unzureichender Beschreibung nicht von der Dölzschen-Formation getrennt werden. Die Basis der Briesnitz-Formation fällt generell nach Nordosten ein (siehe Anhang 10). Bei Schmilka liegt die Basis auf -10 m, bei Ostrau über das Böse Horn bis zum Königsplatz auf -40 m. So zieht sich die Mächtigkeit mit relativ ebener Verbreitung nach Norden bis sie schließlich bei Hinterhermsdorf auf -140 m abfällt. Von dort steigt sie nach Norden wieder bis auf -40 m an. Dies könnte durch eine Randtrog-Bildung vor der Lausitzer Überschiebung begründet sein.

Der Labiatus-Pläner keilt, im Gegensatz zu den übrigen Schichten, nach Nordosten hin aus und wird nach Südwesten mächtiger (siehe Anhang 14). In Schmilka hat er die höchste Mächtigkeit mit 45-48 m. Von der Hohen Liebe bis zu den Hickelschlüchten sinkt die Mächtigkeit auf 40 m. Dieses Höhengniveau zieht sich in einem Band um das Minimum (30-19 m), das sich flächenhaft um das Hohe Hölzig und das südliche Hinterhermsdorf verbreitet. Die Briesnitz-Formation fehlt in einigen Bohrungen (siehe Anhang 4), wie der Bohrung Wis Mlf 1222/1962 im Kirnitzschtal, was schlussfolgern lässt, dass sie nicht überall vertreten ist. In Richtung Nordosten (Lausitzer Überschiebung) gehen die sandigen Schluffsteine in kalkige Feinsandsteine über. Unmittelbar an der Basis der Briesnitz-Formation finden sich in den Bohrungen 12/65 Großer Zschand mit 3,30 m, in Hy Smil 5/1966 Schmilka mit 1,60 m Mächtigkeit und in der Bohrung Wis OstPi 422/1966 mit einer Mächtigkeit von 1,40 m, stark tonige, feinsandige Schluffsteine. Darüber folgen schluffige, kalkig zementierte Feinsandsteine. Die Gesteine sind sehr dicht, mäßig hart und brechen splittrig. Die Formation ist weitestgehend fossilfrei bzw. fossilarm und enthält örtlich tonige und schluffige Lagen, sowie Kohlebröckchen.

Zum Hangenden hin nimmt der Kalk- und Tongehalt bei gleichbleibendem Kornaufbau ab. Den Übergang zum überlagernden Labiatus-Sandstein der Schmilka-Formation bilden gröbere Sandsteine. Die feinklastischen Ablagerungen der Plenus-Zone und des Labiatus-Pläners stellen Sedimente aus landfernen Sedimentationsgebieten dar und lassen sich bis an den Westrand der Elbtalkreide über Pirna bis hin nach Dresden verfolgen.

Die Briesnitz-Formation ist ein Teil des lithostratigraphischen Äquivalents der tieferen Bílá hora-Formation der Böhmisches Kreide.

#### **4.5. Schmilka-Formation**

Die Schmilka-Formation entspricht dem Labiatus-Sandstein und gehört dem böhmischen Äquivalent der höheren Bílá hora-Formation an. Sie bildet zusammen mit der Briesnitz-Formation einen 60-100 m mächtigen Sedimentationszyklus, der mit feinkörnigen Gesteinen beginnt und zum Hangenden kontinuierlich gröber wird. Die Abgrenzung der Schmilka-Formation zur liegenden Briesnitz-Formation ist deshalb manchmal unscharf, in der Regel aber durch den Übergang von kalkig zementierten Siltsteinen zu fast kalkfreien Sandsteinen ausreichend definiert. Die Schmilka-Formation besteht an der Basis aus massiven ungegliederten Feinsandsteinen, die zum Hangenden und an der Lausitzer Überschiebung zunehmend mittel- bis grobsandig sind. Die Sortierung schwankt. Richtung Top tritt die Schmilka-Formation vorwiegend in Form massiver, ungegliederter Mittelsandsteine auf, die grobsandig bis schwach feinkiesig sind. Meist sind die fast reinen Quarzsandsteine grauweiß bis gelblichweiß. Das Bindemittel der Körner ist kieselig und tonig. Den Namen verdankt der Sandstein dem darin häufig vorkommendem Fossil *Mytiloides labiatus* (Inoceramus) (ANDERT 1927). Der Labiatus-Sandstein kann im Arbeitsgebiet an der Lausitzer Überschiebung obertägig angetroffen werden, da er bei der Aufschiebung des Lausitzer Blocks nordnordwestlich der Hohen Liebe steilgestellt wurde. Im Elbtal erscheint er wandbildend zwischen Hřensko und Landesgrenze und taucht nördlich Schmilka unter dem Niveau der Elbe ab. Außerdem ist lokal Marmorierung des Gesteins durch Kohlepartikelchen zu beobachten und in manchen Horizonten die Häufung von sogenannten Sandnestern zu finden, worunter die Einlagerung von unverfestigtem Sand in festem Gestein zu verstehen ist. Die meisten Bohrungen erfassen den Labiatus-Sandstein, ergeben jedoch recht wenige Aussagen über die Mächtigausbildung, da der Grenzbereich zur Postelwitz-Formation nur sieben Mal gekernt wurde. Die im Anhang 15 befindliche Mächtiga-Isolinienkarte basiert also auf relativ wenigen Werten, lässt allerdings die Tendenz der Mächtiga-zunahme von Nordwesten (40 m) nach Südosten (80 m) erkennen.

#### **4.6. Postelwitz-Formation**

Die Postelwitz-Formation, Teil des böhmischen Äquivalents Jizera-Formation, findet man in der Hinteren Sächsischen Schweiz in ihrem Typusgebiet. Sie kann hier lateral gut verfolgt werden, was die Arbeit von Lamprecht 1934 bereits zeigte. Die Sandsteine wurden durch die Bohrungen relativ selten erfasst, da die oberen Kernteile oft im Meißel-Betrieb erbohrt und nicht geologisch aufgenommen wurden.

Die Untergliederung der Postelwitz-Formation in die Stufen a, b und c ist im westlichen Teil des Geländes gut möglich, im östlichen Teil wird die Abgrenzung schwieriger, da insgesamt mittel- bis grobkörnige Sandsteine vorherrschen. In den Bohrungen fehlen die oftmals nötige

Morphologie und eine hinreichende Beschreibung zur Untergliederung in Stufen. Obertägig können sie jedoch unterschieden werden.

Die Sandsteinstufe a wird von bioturbaten, 2-10 m mächtigen Feinsandsteinen dominiert. Schlecht sortierte Mittelsandsteine mit 2-5 m Mächtigkeit, feinkiesige, 10-30 cm mächtige Grobsandsteinlagen und 10-50 cm dicke Ton- und Schluffsteinlagen wechsellagern zwischen den Feinsandsteinen. Die Bioturbation wird bei Anwitterung des Gesteins deutlich und am häufigsten sind Crustaceen-Gangsysteme (Thalassinoides) zu finden. Die Stufe a nimmt Mächtigkeiten bis zu 110 m an. Der Grenzhorizont  $\alpha_3$  ist 1-4 m mächtig und es wechsellagern schlecht sortierte Mittelsandsteine mit bioturbaten Feinsandsteinen. Im Gelände ist dieser Horizont im Nassen Grund und Lattengrund aufgeschlossen, kann aber in den Bohrungen aufgrund von nicht gekernt bis hin zu unzureichender Beschreibung nicht definiert werden.

Die Sandsteinstufe b wird durch ungegliederte, massive (starke Quarzzementation) Mittelsandsteine, die feinsandig, grobsandig und feinkiesig auftreten können, gekennzeichnet. Der Sandstein b wird bis zu 60 m mächtig. Der Grenzhorizont  $\beta_2$  wurde im Gelände nicht vorgefunden. Möglicherweise sind die Richtergrötte und Hickelhöhle im Großen Zschand dem Grenzhorizont zuzusprechen. Es ist aber offensichtlich, dass der Übergang zum Sandstein c eher durch eine deutliche Verebnungsfläche und nicht durch einen morphologisch wirksamen Grenzhorizont charakterisiert wird.

Das Gefüge des Sandstein c ähnelt an der Basis dem des Sandsteins a. Bioturbate Feinsande wechsellagern mit schlecht sortierten Mittel- und Grobsandsteinen. Zum Hangenden werden die Ablagerungen von massivem, ungegliedertem und grobsandigen bis feinkiesigen Mittelsandstein und am Top durch Grobsandstein dominiert. Es wird im Mittel eine Mächtigkeit von 50 m für die Sandsteinstufe c angenommen. Die dünnbankigen Abschnitte in den Gesteinslagen erzeugen einspringende Horizonte bis Terrassen. Der Übergang in den Sandstein c überlagernden Grenzhorizont ist durch eine markante Terrassenbildung gut definierbar. Für die dreiegliederte Postelwitz-Formation ergibt sich insgesamt eine Mächtigkeit von etwa 220.

Die Basis des Sandstein a und somit auch der Postelwitz-Formation fällt von Süden nach Norden auf die Lausitzer Überschiebung ein (siehe Anhang 12). Mit einem Niveau auf 90 m ü. NN entlang der Hickelschlüchte und einem Niveau auf 25 m ü. NN entlang des Kuhstalls, Teichsteins zum Hohen Hölzig ist ein beträchtlicher Höhenunterschied zu verzeichnen. An der Neumannmühle ist eine Mulde in der Grenzfläche zu sehen, das Minimum der Basis der Sandsteinstufe a liegt hier bei -10 m ü. NN. Dem Nassen Grund folgend ist eine kaum einfallende Basisfläche zwischen der Schmilka- und Postelwitz-Formation zu erkennen. Diese Interpolation kann jedoch fehlerbehaftet sein, da sich die Modellierung in dem Bereich auf nur einen Wert (Bohrung Wis Mlf 1222/1962) begründet.

#### 4.7. Schrammstein-Formation

Die Schrammstein-Formation umfasst den  $\gamma_3$ -Horizont, den Sandstein d,  $\delta_2$ -Horizont und Sandstein e. Zeitlich wird der Formation das mittlere Ober-Turon bis Unter-Coniac zugeordnet. Sie entspricht der höheren Jizera-Formation der böhmischen Gliederung oder ist das sandige Äquivalent der Teplice-Formation. Der  $\gamma_3$ -Horizont ist etwa 1-4 m mächtig und lagert konkordant auf dem Sandstein c. Er besteht aus bioturbaten Feinsandsteinen und schlecht sortierten Mittelsandsteinen. Häufig tritt er im Gelände gelblich auf, was auf enthaltene Eisenoxide hindeutet. Oftmals sind Eisenschwarten auf den Gesteinsoberflächen sichtbar (Abb. 4). Sekundäre Salzausfällungen (Abb. 5) prägen den Horizont im Gelände.



Abbildung 4: Eisenschwarten im  $\gamma_3$ -Horizont.



Abbildung 5: Sekundäre Salzausfällungen im  $\gamma_3$  und  $\delta_2$ -Horizont.

Durch die schlechte Sortierung der Körner hat dieser Horizont eine grundwasserstauende Wirkung und ist im Gelände meist deutlich ausgewittert sichtbar. Wasseraustritte verdeutlichen dies an vielen Aufschlüssen. Der bis zu 60 m mächtige Sandstein d besteht im Wesentlichen aus grobsandigen Mittelsandsteinen, welche schwach feinkiesig, massiv und ungegliedert sind. Limonitische Zemente lassen ihn gelblich erscheinen und verwittern. Die fossilarmen Sandsteine d und e bilden zusammen die typischen Felsprofile der Hinteren Sächsischen Schweiz. Ein ebenfalls bioturbater, fein- bis mittelsandiger und schlecht sortierter Sandsteinhorizont, bezeichnet als  $\delta_2$ -Horizont, formt den Übergang zum Sandstein e. Dieser Horizont tritt, ähnlich dem  $\gamma_3$ -Horizont, mit 2-8 m Mächtigkeit in Erscheinung. Er zeigt ebenfalls deutlich zurückgewitterte Oberflächen mit gelblich-bräunlicher Färbung und durch seine schlechte Kornsortierung wirkt er als Wasserstauer bzw. bewirkt eine Verzögerung im Wasserfluss. Im Hangenden schließt sich der >100 m mächtige Sandstein e an, welcher in den Schrammsteinen und den anderen hohen Felsmassiven den Abschluss der sichtbaren Stratigraphie bildet. Grobsandige Mittelsandsteine wechsellagern mit Grob-, Mittel- und Feinsandsteinlagen von 0,5-6 m Mächtigkeit. Charakteristisch sind gelbliche

Farben im Gegensatz zu den grauen und weißen Sandsteinen des Sandstein d und der Postelwitz-Formation.

#### **4.8. Quartär**

Die quartären Ablagerungen sind vor Allem in den Tälern des Arbeitsgebietes wie dem Kirnitzschtal, dem Nassen Grund, usw. verbreitet. Ebenfalls sind sie auf den Verebnungsflächen zwischen Tälern und Felsmassiven abgelagert. Beispielhaft dafür sind die Hochfläche bei Ostrau, die Hochfläche zwischen dem Schrammsteinmassiv und der Hohen Liebe, die Hochlagen am Wildensteiner Wald, der Große Winterberg und einige kleinere Vorkommen rund um Hinterhermsdorf. Letztere sind überwiegend pleistozäne Lössablagerungen. Die übrigen genannten quartären Sedimente bestehen meist aus tertiären Basaltgeröllen (in der Nähe von solchen tertiären Intrusionskörpern), holozänen Aueablagerungen aus Ton, Silt, Sand und Kies und mächtigen, pleistozänen Hangschuttmassen am Fuß der Felsen sowie Schwemmlöss. Glaziale Ablagerungen der Weichsel- und Saale-Kaltzeit lagern unter anderem am Großen Winterberg und bestehen aus Block- bzw. Hangschutt und Löss. Sedimente der Elster-Vereisung wurden nicht nachgewiesen. Aus den Bohrdaten geht hervor, dass die Mächtigkeiten der quartärer Ablagerungen von wenigen cm bis zu 15 m (dicke Schicht aus Hangschutt und Lößlehm der Altendorfer Hochfläche) variieren können.

### **5. Ausbildung der Sedimente**

Die meisten Sandsteine der Sächsischen Schweiz sind ein ausgezeichneter Poren-Grundwasserleiter wechselnder Korngröße. Ausnahmen bilden nur die calcitisch zementierten Feinsandsteine. Als Wasserstauer sind die kalkigen Pelite der Dölzsch-Formation und der Briesnitz-Formation anzusehen. Deshalb erscheint es notwendig, die petrographische Ausbildung näher zu beleuchten. Dazu wurden Dünnschliffe aus der Sammlung von T. Voigt genutzt, die in den letzten Jahren von fast allen Lithotypen des Elbsandsteingebirges angefertigt wurden. Material aus den hier neu horizontierten Bohrungen stand nicht zur Verfügung.

#### **5.1. Petrographie der Sandsteine**

##### **5.1.1 konglomeratische, grobkörnige Sandsteine**

Die grobkörnigen und konglomeratischen Sandsteine finden sich im Allgemeinen in der Oberhäslich-Formation, den Stufen a und c der Postelwitz-Formation und in der Stufe e der Schrammstein-Formation. Vor allem die Sandsteinstufen b und c<sub>3</sub> besteht aus konglomeratischen Grobsandsteinen.

Konglomeratische Sandsteine treten meist im Mittel 20-40 cm mächtig eingeschaltet in Fein- bis Mittelsandsteinen auf. Sie besitzen oftmals eine ebene Basis und einen abrupten Wechsel im Gefüge (geröll-, matrixgestütztes Gefüge). Die Quarzklasten sind bimodal gut gerundet und kantengerundet, neben diesen treten Toneisenstein-Gerölle und limonitisch zementierte Sandsteingerölle auf. Karbonat ist als Bindemittel der Sandsteine nachgewiesen.

Grobkörnige Sandsteine kommen ebenfalls in Lagen mit 10er cm Mächtigkeit vor. Die Körner sind vorrangig kantengerundet, weisen Anwachssäume auf und können glaukonitisches und/oder eisenhaltiges Material vor allem in den Kornbuchten enthalten. Aufgearbeitete Schluffsteine und auch Tone sind als Limonitklasten im Gestein zu finden. Die Sandsteine sind wenig zementiert und kennzeichnen sich durch ein hohes Intergranularvolumen (IGV) von etwa 40% aus. In schlecht sortierten Sandsteinen sinkt der Porenraum auf unter 30%.

### 5.1.2 mittelkörnige Sandsteine

Mittelkörnige Sandsteine treten in fast allen Ablagerungen der Kreidesandsteine der Hinteren Sächsischen Schweiz auf (Oberhäslich-, Schmilka-, Postelwitz-, und Schrammstein-Formation). Sie weisen ein hohes IGV auf. Anwachssäume aus Quarz finden sich oft um die angerundeten bis kantengerundeten Körner. Lösungserscheinungen treten auf. In Abb. 6 wird ein mittelkörniger Sandstein des Sandstein d gezeigt. Konkav-konvexe Kornkontakte und Punktkontakte zwischen den Körnern dominieren das Gefüge.

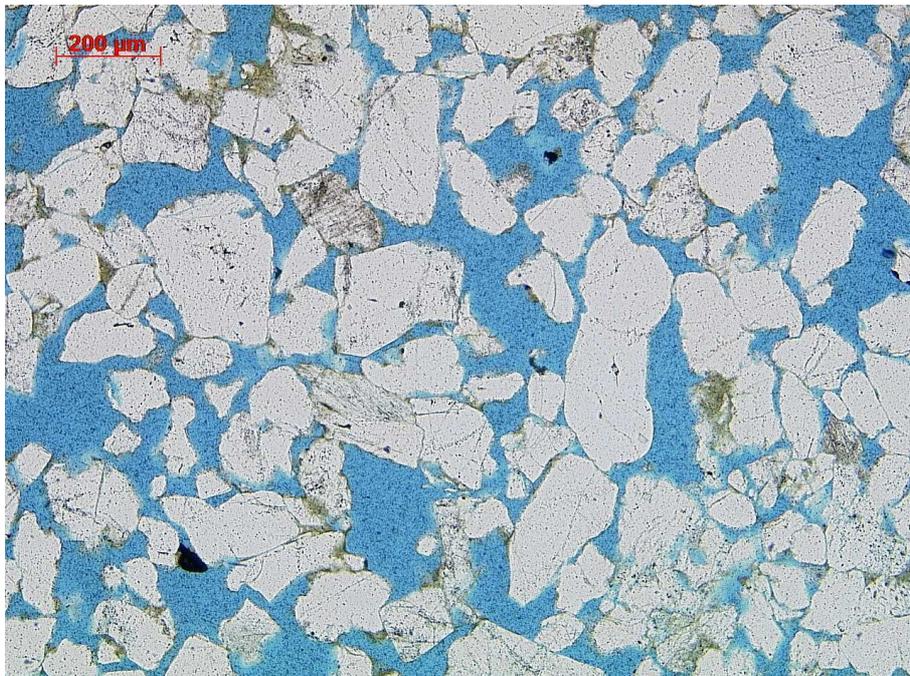


Abb. 6: Die lichmikroskopische Aufnahme des Sandstein d zeigt die hohe offene Porosität der mittelkörnigen Sandsteine (blau eingefärbt) und neben den dominierenden Quarzen (klar) auch einzelne alterierte Feldspäte (trüb).

### 5.1.3 feinkörnige Sandsteine

Die feinkörnigen Sandsteine treten vorwiegend in der Dölzschen-Formation, der tieferen Schmilka-Formation, dem Sandstein a der Postelwitz-Formation und untergeordnet in den Horizonten  $\gamma_3$  und  $\delta_2$  der Schrammstein-Formation auf. Ein Schliff aus dem Sandstein a bei Cunnersdorf (Abb. 7) zeigt kantengerundete bis angerundete Körner und eine hohe Porosität (ca. 40 %). Diese ist vor allem durch Feldspatlösung entstanden, welche vereinzelt Kaolinitnester bildet. Die Quarzanwachssäume bewirken eine meist feste, kieselige Zementation. Die offenen Porenräume beherbergen einen geringen Anteil an glaukonitischen Rückständen und Eisenhydroxiden. Der  $\delta_2$ -Horizont zeigt meist schlecht bis kantengerundete Körner, die schlecht sortiert sind. Die Porenräume sind gefüllt mit Eisenhydroxiden. Hierbei sind dies meist Limonit-Imprägnationen. Der  $\gamma_3$ -Horizont zeigt eine annähernd gleiche petrographische Beschaffenheit.

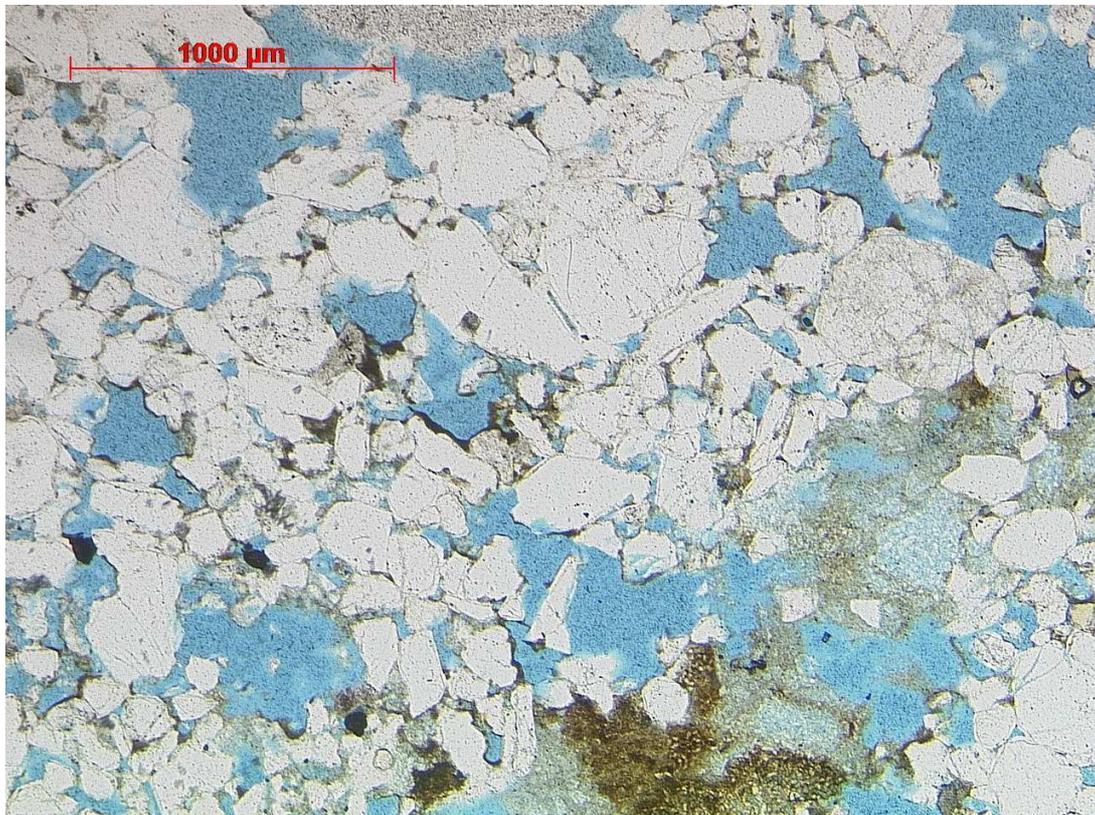
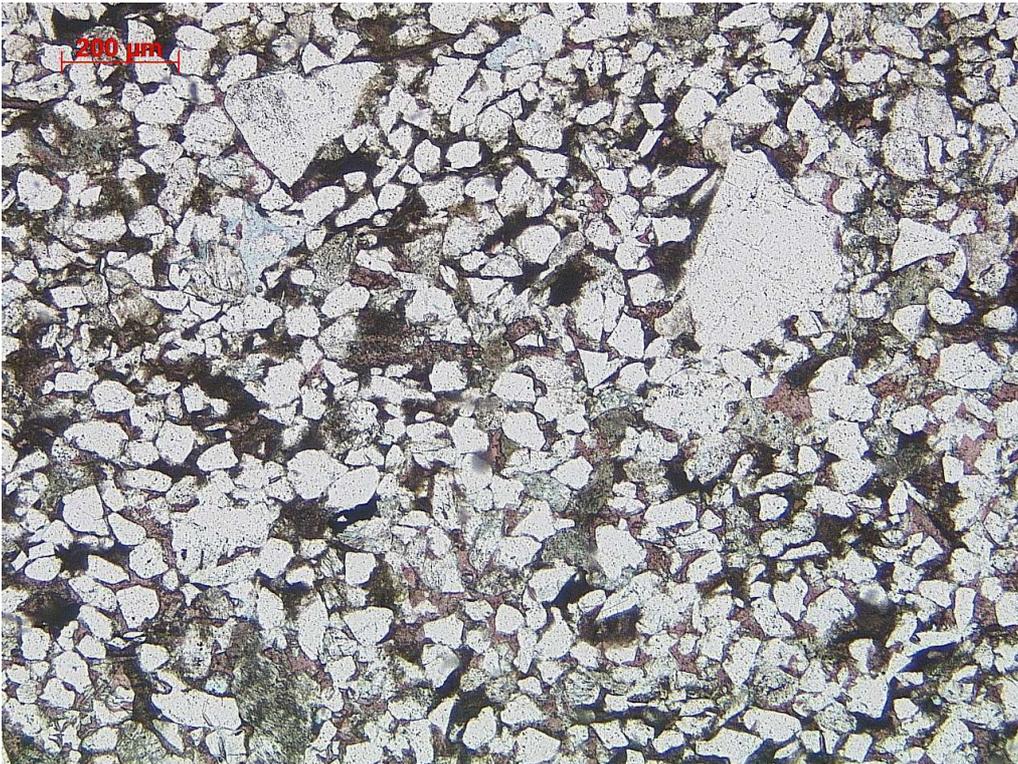


Abb. 7: Lichtmikroskopische Aufnahme des Sandstein a. Sichtbar sind der offene Porenraum und die hohe Porosität.

#### 5.1.4 Sandsteine mit Calcizement

Die meist offenen Porenräume führen selten Calcit-Zement. Karbonatische Komponenten (Schalenfossilien und Matrix) wurden größtenteils gelöst. Die Erhaltung sparitischer Zemente in tiefen Bohrungen und in geringpermeablen Feinsandsteinen spricht für primär weite Verbreitung frühdiagenetischer Calcit-Zemente, die im Einflussbereich des Grundwassers aufgelöst wurden (VOIGT 1995).

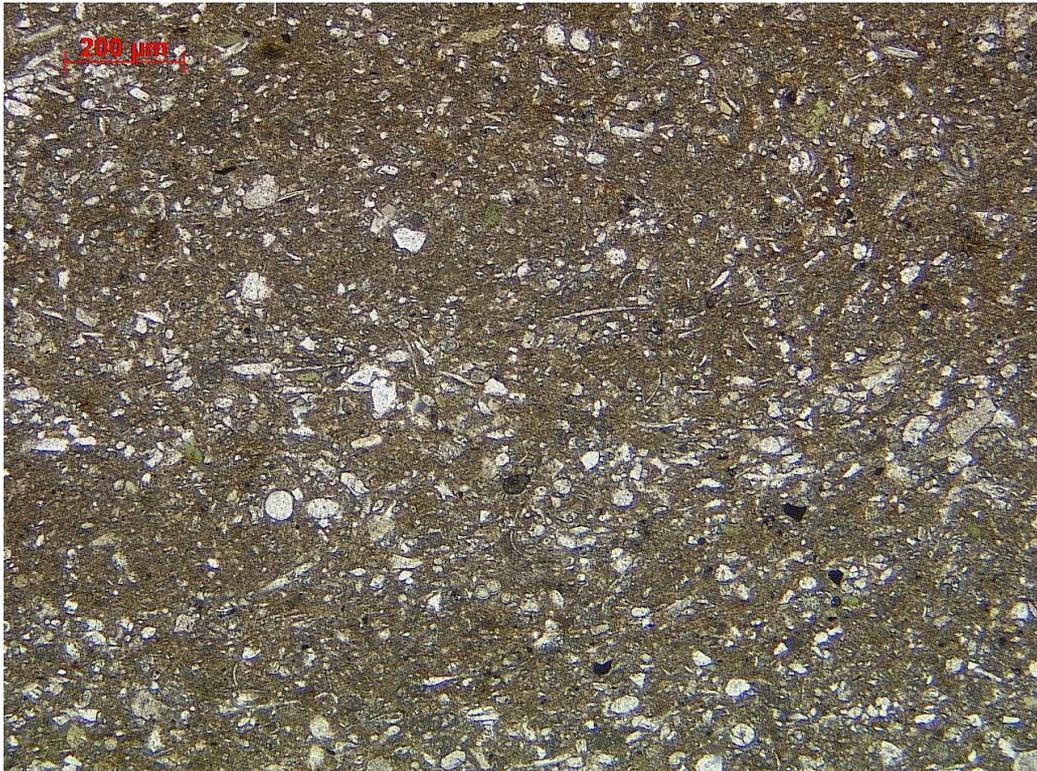


*Abb. 8: Calcit-Zemente (rot eingefärbt) füllen den Porenraum eines schlecht sortierten Sandsteins. Offener Porenraum wurde blau eingefärbt. Die Porosität beträgt weniger als 10%.*

## 5.2. Petrographie der Ton- und Schluffsteine

### 5.2.1 kalkige Schluffsteine

Die kalkigen Schluffsteine sind in der Briesnitz- und der Dölzschen-Formation vertreten. In den landfernsten Gebieten des sächsischen Kreidebeckens nimmt der Anteil biogener Komponenten zu (VOIGT 1995). Sichtbar sind häufig Bioturbationsspuren und ein großer Anteil wird von biogenen Komponenten wie Foraminiferen und Calcisphären gebildet. Offener Porenraum ist nicht vorhanden. Sand-Komponenten und Glimmer sind häufig. Quarzklasten wurden häufig angelöst, Feldspäte sind meist gut erhalten. Zusätzlich treten Schwammnadeln und Glaukonit auf. Frische Lithotypen enthalten Pyrit. Kalkgehalte schwanken zwischen 20 und 60%.



*Abb. 9: Die lichtmikroskopische Aufnahme des Labiatus-Pläner zeigt Quarzklasten im Feinsand- und Silt-Bereich, Calcisphären und Inoceramen-Prismen als biogene Bestandteile. Glimmer zeichnen Bioturbation nach. Grün ist Glaukonit, schwarz Pyrit. Offener Porenraum ist nicht vorhanden.*

### **5.2.2 Tonige Schluffsteine**

Die tonigen Schluffsteine kommen in den Auesedimenten der Niederschöna-Formation, den marinen Ablagerungen Dölzschen- und Briesnitz-Formation und teilweise lagig in der Postelwitz-Formation vor.

Die Tone weisen meist eine in die Schichtung eingeregelte Struktur auf, kommen in Lagen, Schmitzen, Linsen und Schlieren vor und deren Matrix wird durch feinkörnigen Kaolinit, Illit und nannokristallinen Calcit gebildet. Je nach Einfluss durch Bioturbation erscheint das Gestein sehr homogen. Pyrit kann in Form von Framboiden im Gestein auftreten. Glaukonit ist selten. Die Quarzkörner des Schluffstein treten häufig kantengerundet auf. Die pelitischen Sedimente der Niederschöna-Formation sind sehr reich an kohligem Material.

## 6. Hydrogeologische Gliederung

Die Stratigraphie der Hinteren Sächsischen Schweiz erlaubt eine Unterteilung in zwei mächtige Grundwasserleiter, die durch einen Grundwasserstauer getrennt werden. Der untere Grundwasserleiter umfasst das Cenoman (Aquifer A der Tschechischen hydrogeologischen Nomenklatur). Der obere Grundwasserleiter wird durch die Schmilka-Formation (Aquifer B), die Postelwitz-Formation und die Schrammstein-Formation repräsentiert (Aquifer C). Die beiden Grundwasserleiter werden durch einen im gesamten Untersuchungsgebiet entwickelten Grundwasserstauer bedeutender Mächtigkeit getrennt (Dölzschen-Formation, Briesnitz-Formation; „Labiatus-Pläner“). Da zwischen der Schmilka-Formation und der Postelwitz-Formation kein Grundwasserstauer entwickelt ist, vereinigen sich hier analog zur Situation im angrenzenden Block 466 der tschechischen Grundwasser-Rayonierung die Aquifere B und C zu einem bis über 500 m mächtigen Aquifer B/C. In Anhang 16 sind die hydrogeologischen Konzepte tabellarisch gegenübergestellt.

### Aquifer A

Der untere Grundwasserleiter besteht aus den Sandsteinen der Oberhäslich-Formation. In einem begrenzten Abschnitt (8,8 km<sup>2</sup>, Hinterhermsdorfer Becken - TONNDORF 2000) zwischen Saupsdorf und Hinterhermsdorf kommt noch die Niederschöna-Formation hinzu. Im Gegensatz zum Gebiet Königsstein, wo eine weitere Untergliederung des Cenomans durch die flächige Verbreitung von Tonsteinhorizonten am Top der Niederschöna-Formation möglich ist (GWL 4a/b und 5; TONNDORF 2000), vereinigen sich hier, bedingt durch die Sandvormacht innerhalb der Niederschöna Formation, die beiden Grundwasserleiter GWL 4 und GWL 5. Sie entsprechen dem Aquifer A der Gliederung in Nordböhmen (HERČIK et al. 2003). Der Aquifer A hat eine bis zu 112 m große Mächtigkeit (Bohrung Schmilka 5/65; MIBUS 1975). Da der Aquifer A linkselbisch großflächig ausstreicht und südlich der Landesgrenze bei Hřensko mit dem Aquifer B durch Auskeilen des Grundwasserstauers im hydraulischen Kontakt steht (HERČIK et al. 2003), erfolgt die Grundwasserneubildung für diesen Grundwasserleiter außerhalb des Untersuchungsgebietes, einerseits im östlichen Elbsandsteingebirge, andererseits zwischen Kamenice und Südhang des Großen Winterberges. Die Schichtenfolge fällt nach Norden bzw. nach NE ein. Die flächenhafte Verbreitung des überlagernden Grundwasserstauers bedingt deshalb gespanntes Grundwasser im Aquifer A. Bohrungen bei Bad Schandau erschlossen den Aquifer A als ergiebige artesischen Springer mit einigen Metern über der Gelände-Oberfläche (MIBUS 1975).

## **Grundwasserstauer 1**

Der darüber folgende Grundwasserstauer wird hauptsächlich durch die Briesnitz-Formation gebildet. In den zentralen Teilen der Hinteren Sächsischen Schweiz (Kleiner und Großer Zschand) ist seine Mächtigkeit erhöht, weil er auch die Dölzschen-Formation umfasst, die hier als kalkiger Schluffstein oder kalkig zementierter Feinsandstein ausgebildet ist. Der Grundwasserstauer 1 ist flächenhaft in der gesamten Hinteren Sächsischen Schweiz mit etwa 40 m Mächtigkeit verbreitet. Maximal ergeben sich 85 m in der Bohrung Wis Mlf 1222/1962. Möglicherweise wird diese Mächtigkeitsanomalie aber durch eine unzureichende Bohrungsaufnahme verursacht (fehlende Abgrenzung der Schmilka-Formation), denn in benachbarten Bohrungen ist die Schmilka-Formation (Labiatus-Sandstein) als fein- bis mittelkörniger Sandstein mit kieseligem Zement beschrieben. Die geringste Mächtigkeit dieses Grundwasserstauers wurde in einer Bohrung bei Hinterhermsdorf mit etwa 25 m bestimmt (Wis Hinh 448/1966). In einem kleinen Areal in der Hinteren Sächsischen Schweiz scheint die Briesnitz-Formation zu fehlen.

Der Grundwasserstauer 1 besteht aus kalkigen Siltsteinen ohne offenen Porenraum. Zur Lausitzer Überschiebung (nach NE) gehen diese in kalkig zementierte Feinsandsteine über. Die vorliegenden Bohrungsbeschreibungen erlauben den Schluss, dass der Grundwasserstauer flächenhaft ausgebildet und weitgehend dicht ist (Erhaltung von Pyrit und der primären Graufärbung, fehlende Oxidation). Im Bereich der Lausitzer Überschiebung nimmt allerdings die Dichte der Klüftung zu (Oxidation und Braunfärbung), so dass hier ein hydraulischer Kontakt zum überlagernden Aquifer B/C vorliegen könnte.

## **Aquifer B/C**

Aquifer B und Aquifer C der tschechischen Gliederung entsprechen der oberen Bílá hora-Formation (Schmilka-Formation) und der Jizera-Formation (Postelwitz- und Schrammstein-Formation). Diese Aquifere sind im zentralen Böhmisches Becken und im nördlichen Teil des Elbsandsteingebirges getrennt (tieferer Jizera-Formation mit einer variierenden Anzahl von Grundwasserstauern; im Raum Königstein-Pirna Subeinheiten der Postelwitz-Formation: Unterer Mergel, Lamarcki-Pläner und Obere Glaukonitische Mergel). Dementsprechend ergibt sich in der hydrogeologischen Gliederung der Wismut-AG für das Hangende der Lagerstätte Königstein eine Unterscheidung der Grundwasserleiter GWL 1 (Pirnaer Oberquader-Sandstein), GWL 2 (Mittlerer Grünsandstein) und GWL 3 (Labiatus-Sandstein). Diese Gliederung ist jedoch für die Hintere Sächsische Schweiz nicht relevant. Schmilka-Formation, Postelwitz-Formation und Schrammstein-Formation sind insgesamt als schwach quarz-zementierte Sandsteine ausgebildet. Die Porositäten liegen nach Dünnschliff-Untersuchungen zwischen 25 und 40%. Der Grundwasserleiter B/C hat maximal etwa 500 m Mächtigkeit (Großer Winterberg).

Für diesen Bereich werden aufgrund der hohen Mächtigkeiten und der hohen Permeabilitäten eine mittlere Transmissivität von 760 m<sup>2</sup>/d (maximal 3542 m<sup>2</sup>/d) angegeben (HERČIK 2003).

In der Postelwitz- und Schrammstein-Formation führen unterschiedlich starke Zementierung und Tongehalte zu einem insgesamt komplexen Durchflusssystem, was eine verzögerte Wasserdurchlässigkeit bis hin zu wasserstauer Wirkung zulässt. Für die Sandsteinstufe a der Postelwitz-Formation kann eine im Allgemeinen geringe Durchlässigkeit angenommen werden, was ihr ebenso eine verzögernde bis stauende Wirkung zukommen lässt.

Variationen der hydraulischen Eigenschaften ergeben sich hauptsächlich durch die Korngröße. Die höchsten Durchlässigkeiten ergeben sich für die grobkörnigen Sandsteine b und c<sub>3</sub> (Postelwitz-Formation) sowie d (Schrammstein-Formation). Die geringsten Permeabilitäten weist vermutlich der untere Teil der Postelwitz-Formation (Sandstein a) auf. Der Sandstein a ist überwiegend feinkörnig, dünne Tonlagen sind auf das westliche Verbreitungsgebiet beschränkt. Beobachtungen in den Postelwitzer Brüchen zeigen jedoch, dass sie selbst hier nicht flächenhaft verbreitet sind, sondern lateral auskeilen. Sie haben deshalb als Grundwasserstauer keine Bedeutung, behindern aber den Grundwasserfluss. In der Schrammstein-Formation können die Grenzhorizonte  $\gamma_3$  und  $\delta_2$ , sowie der basale Abschnitt des Sandsteins e als Horizonte mit geringerer Permeabilität angesehen werden. Sie weisen ebenfalls einen erhöhten Anteil an Feinsandsteinen oder schlecht sortierten Sandsteinen auf. Im Winter 2012/2013 belegten ausgedehnte Eis-Schürzen horizontale Grundwasseraustritte in diesen Niveaus. Im Sommer sind diese durch höhere Verdunstungsraten nicht beobachtbar.

Die Lagerungsstörung zwischen Ostrau und Nasse Grund (verstellte Schichtenfolge an der Hohen Liebe und an der Teufelsmauer) hat zur Folge, dass ein Teil des neugebildeten Grundwassers schichtparallel in Richtung Nasser Grund abfließen kann und dort lateral austritt. Im kalten Winter 2012/2013 konnten hier große Eisgirlanden im Niveau des Sandsteins a beobachtet werden. Im Niveau des Aquifers B/C gibt es zahlreiche Schichtquellen, die aber nicht an konkrete stratigraphische Grenzen innerhalb des Aquifers gebunden zu sein scheinen.

Der an die Hintere Sächsische Schweiz angrenzende Block 466 der hydrogeologischen Rayonierung im Böhmischem Kreidebecken wird als der Bereich der höchsten Grundwasserneubildungsrate im gesamten Böhmischem Becken angesehen (HERČIK et al. 2003). Das liegt vor allem am weitflächigen Ausstrich des Grundwasserleiters BC und den hohen Permeabilitäten. Ein zusätzlicher Grund ist die geringe Bedeckung mit quartären Lockersedimenten, die zudem meist aus umgelagerten Sanden der Schrammstein-Formation und der Postelwitz-Formation bestehen. Eine ähnlich hohe

Grundwasserneubildung kann für die Hintere Sächsische Schweiz ebenfalls angenommen werden, wie das fast vollständige Fehlen von Oberflächenabfluss außerhalb von Starkregenereignissen beweist.

Die Sandsteine der Schmilka- und Postelwitz-Formation weisen eine relativ hohe Durchlässigkeit auf. Entlang der Grenzhorizonte  $\delta_2$  und  $\gamma_3$  ist die Durchlässigkeit niedriger einzustufen. Der Grenzhorizont  $\alpha_3$  und die unterlagernde Sandsteinstufe a weisen im Gegensatz zu deren darüber lagernden Sedimentschichten eine geringere Durchlässigkeit auf. Folgende Abbildung zeigt Wasseraustritte im Grenzhorizont  $\gamma_3$ , welche im Winter durch die massive Ausbildung von Eiszapfen gekennzeichnet sind.



*Abb. 10: Wasseraustritte an der Unterseite des einspringenden Horizonts  $\gamma_3$  (Hohes Hölzig, Passgrund), Januar 2013.*



*Abb. 11: Laterale Wasseraustritte im Sandstein d (Hohes Hölzig, Passgrund), Januar 2013.*



*Abb. 12: Eisvorhänge, die sich im Nassen Grund auf Grund der zum Tal einfallenden Sandsteinschichten (Sandstein a) ausbilden, Januar 2013.*

## **Die Kreide des Zittauer Gebirge – Teilgebiet Petrovice-Lückendorf**

### **1. Einführung**

Die Kreide des Zittauer Gebirges ist ein von der Elbtalkreide isoliertes sächsisches Kreidevorkommen. Es liegt am Nordrand des Böhmisches Kreidebeckens und umfasst neben den Hängen der Lausche (791 m) und des Hochwald (749,50 m) das Plateau von Lückendorf und die Felsenstädte von Jonsdorf und Oybin. Im Vergleich zum Elbsandsteingebirge ist dieser Bereich sehr viel stärker durch Tektonik (Lausitzer Überschiebung, Nordostende des Egergrabens) und Vulkanismus betroffen. Eine Vielzahl von Phonolith- und Basanit-Stöcken und zahlreiche Basalt-Gänge durchschlagen die Schichtenfolge. Sie haben gebietsweise zusätzlich zur Kontaktmetamorphose (Frittung) der Sandsteine, zu einer intensiven Verkieselung sowie zur Imprägnation des Porenraumes mit Eisenoxiden (Hämatit und Limonit) geführt. Generell ist die Kreide des Zittauer Gebirges durch eine größere Landnähe als das Elbsandsteingebirge gekennzeichnet, was durch die weite Verbreitung von Konglomeraten und konglomeratischen Sandsteinen zum Ausdruck kommt. Bislang war eine genaue Parallelisierung unmöglich. Deshalb unterscheidet sich die Lithostratigraphie des Zittauer Gebirges von der des Elbsandsteingebirges. In diesem Bericht wird eine Korrelation mit der Kreide des Elbsandsteingebirges vorgestellt, die auch auf den Daten aus der südlich angrenzenden Böhmisches Kreide beruht.

Die genaue Schichtenfolge des Zittauer Gebirges ist noch nicht bekannt. Vermutlich bedingt durch die isolierte Lage im Dreiländereck zwischen Polen, Tschechien und Deutschland und die schlechte Verkehrsanbindung ist der geologische Untersuchungsstand wesentlich geringer als in anderen Gebieten Sachsens. Beschreibungen der Schichtenfolge, der Lagerungsverhältnisse und der Biostratigraphie gehen überwiegend auf ANDERT 1929 und MÜLLER 1932 zurück. Neuere Untersuchungen zur Parallelisierung mit der Stratigraphie der Elbtalkreide wurden von TRÖGER (1963) vorgelegt. Die sedimentologische und fazielle Ausbildung wurde von VOIGT (1995) beschrieben. TRÖGER & VOIGT (2007) fassten den Kenntnisstand über die Kreide des Zittauer Gebirges im Rahmen einer Monographie zur außeralpinen Kreide Deutschlands (NIEBUHR 2007) zusammen. Für das Gebiet Lückendorf und für das Gebiet Oybin wurden unter der Leitung von T. Voigt zwei Diplommkartierungen angefertigt (NEUMANN 2004, TORIZIN 2006).

Die gesamte Schichtenfolge ist generell schlecht aufgeschlossen. Nur die monotonen Sandstein-Konglomerat-Wechselagerungen des Mittel-Turons bilden Felsen. Cenoman und Unter-Turon streichen mit Ausnahme des höchsten Unter-Turons in den Talgründen nördlich Oybin nicht an der Oberfläche aus. Die am besten aufgeschlossene Serie des insgesamt etwa 400 m mächtigen Mittel-Turons ist mit etwa 160 m am Berg Oybin zugänglich. Seit Langem auflässige Steinbrüche bei Waltersdorf zeigen kleine Abschnitte (20-30 m) im

höheren Teil der Schichtenfolge (Ober-Turon und Unter-Coniac). Die weiten Hänge der Lausche und des Hochwalds mit jeweils mindestens 250 m mächtigen Kreidesequenzen werden aber durch Quartär (Verwitterungsschutt der Phonolith-Kuppen) verhüllt. Ein großer Teil des Profils ist nur durch temporäre Aufschlüsse und einzelne Bohrungen bekannt, von denen die fast vollständig gekerkerte Bohrung Lückendorf E 1/60 die Bedeutendste ist.

Der von PIETZSCH (1962) geäußerte Satz, dass die Neu-Kartierung des Zittauer Gebirges unbedingt erforderlich ist, bleibt auch 50 Jahre später aktuell.

## **2. Lagerungsverhältnisse**

Hinsichtlich der Lagerungsverhältnisse muss das Zittauer Gebirge in zwei Abschnitte gegliedert werden, die durch eine NNO-SSW streichende Störung getrennt werden. Im östlich gelegenen Abschnitt herrschen Ablagerungen des Mittel-Turons an der Oberfläche vor (Felsenstädte von Oybin und Jonsdorf, Schuppenberg, Ameisenberg, Töpfer, Scharfenstein, Heideberg und Strassberg). Im Westen bestimmen Sandsteine des Ober-Turon und Coniac den Oberflächenausstrich (Sonnenberg, Westhang des Butterberges, Nord- und Osthang der Lausche). Weder im Osten noch im Westen gibt es einen eindeutigen Anschluss an die Stratigraphie des anderen Gebietes. Mergel und Kalksteine, die in der Bohrung Waltersdorf 1930 (Ortsteil Neu Sorge) aufgeschlossen waren, erlauben aber eine wahrscheinliche Korrelation mit der Abfolge des Lückendorf-Plateaus. Der Anschluss an die unterlagernde Abfolge des Mittel-Turons (Oybin-Formation) ist allerdings nicht bekannt, da im Gebiet von Waltersdorf keine tiefen Bohrungen existieren.

Die NNO-SSW streichende Hauptstörung wurde nach Ablagerung der Schichtenfolge als Abschiebung angelegt und verläuft vermutlich über den Kamm des Buchberges (ANDERT 1929). Sie ist mit der Intrusion von Vulkanitgängen verbunden, die in der gleichen Richtung streichen. Es kann nach der Verbreitung der angrenzenden Tertiär-Becken von Olbersdorf und Zittau eine miozäne Anlage dieser Störung vermutet werden. Der Versatzbetrag beträgt mindestens 200 m, eventuell kommen auch 300 m in Betracht.

Der Ostabschnitt wird durch NW-SO und NNO-SSW verlaufende Störungen vermutlich in 5 Abschnitte unterteilt. Innerhalb der durch Störungen abgegrenzten Gebiete herrscht im Allgemeinen horizontale Lagerung.

### **2.1. Lagerungsverhältnisse im östlichen Teil des Zittauer Gebirges**

Die Schichtenfolge im östlichen Zittauer Gebirge wechselt stark im Einfallen, was für die Existenz zahlreicher Störungen mit allerdings relativ geringen Versatzbeträgen spricht. Die Störungen verlaufen in den Talgründen. Im Gebiet Jonsdorf herrschen fast horizontale Lagerungsverhältnisse vor. Am Oybinfelsen kann ein schwaches Einfallen (2-5°) nach

Norden beobachtet werden. Am nördlich angrenzenden Ameisenberg fällt die Schichtung mit 7° nach Süden ein. Am Nordhang des Töpfer kann ein östliches Einfallen (zwischen 2 und 5°) beobachtet werden. Im Weißbachtal, an der Fuchskanzel und an den Uhusteinen fallen die Sandsteine mit ungefähr 20° nach Süden ein. Diese Verstellungen sind mit der Lausitzer Überschiebung verbunden und auf einen 2 km breiten Streifen beschränkt. Im südlichen Abschnitt des Zittauer Gebirges liegt die Schichtenfolge mehr oder weniger horizontal.

An der Basis der Talgründe bei Jonsdorf und Oybin streichen mürbe Sandsteine aus, in denen *Mytiloides labiatus* gefunden wurde. Sie gehören damit in das Unter-Turon, unterscheiden sich aber in ihrer Ausbildung nicht von den Sandsteinen des Mittel-Turon. Folgerichtig ordnen TRÖGER & VOIGT (2007) diese Sandsteine in die durch VOIGT 1995 definierte Oybin-Formation ein. Die Oybin-Formation wird bei Lückendorf und Hain von kalkigen Sandsteinen wechselnder Körnung überlagert, die gemeinsam mit nicht aufgeschlossenen Mergeln ein Hochplateau bilden (MÜLLER 1932, TORIZIN 2006). Sie werden als Lückendorf-Formation bezeichnet.

Die Sandsteine des Unter-Coniac am Hochwald werden wahrscheinlich durch eine WNW-OSO verlaufende Störung vom Verbreitungsgebiet des Mittelturons abgeschnitten (TORIZIN 2006).

## **2.2. Lagerungsverhältnisse im westlichen Teil des Zittauer Gebirges**

Das westliche Zittauer Gebirge entspricht der abgesenkten Scholle zwischen Buchberg und Lausche. Sie wird aus überwiegend feinkörnigen Gesteinen des Ober-Turon und Coniac (Lückendorf Formation und Waltersdorf-Formation) aufgebaut und setzt sich nach Osten auf tschechischem Territorium fort (Blatt Dolni Podluzi). Die Kreideverbreitung auf deutscher Seite ist nur sehr begrenzt, denn nur 750 m nördlich des Lausche-Gipfels verläuft die Lausitzer Überschiebung und trennt präkambrisch/kambrische Granodiorite und Granite von der Sandstein-Tafel ab. Ein großer Teil der Kreide ist von quartären Schuttmassen bedeckt, die überwiegend vom Phonolith-Stock der Lausche stammen. Gute Aufschlüsse gibt es nur an den Hängen der Lausche und des Sonnenberges. Sie werden durch Steinbrüche im mittleren Abschnitt der Waltersdorf-Formation repräsentiert. Wenn auf beiden Seiten des Waltersdorfer Tales der gleiche Sandsteinhorizont abgebaut wurde, verläuft hier eine Störung, die entsprechend der Höhenlage der Steinbrüche (530 m am Sonnenberg, etwa 600 m an der Lausche) die Ostseite um etwa 70 m versetzt.

Die Lagerung am Sonnenberg ist horizontal, an der Lausche wurde ein geringes Einfallen nach Südosten beobachtet (2-3°).

### **3. Beschreibung der stratigraphischen Einheiten**

Die Beschreibung der stratigraphischen Einheiten folgt der Formationsgliederung, die von VOIGT & TRÖGER 2007 vorgegeben wurde und im LITHOLEX niedergelegt wurde (zugänglich über die Webseite der BGR). Entsprechend des Kenntniserwartungs während der Bearbeitung können zusätzliche Einheiten hinzugefügt werden, die zu einer feineren Untergliederung der Oybin-Formation und der Lückendorf-Formation sowie zu einer neuen Korrelation mit der Schichtenfolge des nördlichen Böhmisches Kreidebeckens führen.

#### **3.1. Niederschöna-Formation**

Die terrestrischen Sandsteine, Konglomerate und Tonsteine der Niederschöna-Formation wurden im Untergrund des Zittauer Gebirges bisher nicht angetroffen. Da nur wenige Bohrungen die Basis der Schichtenfolge erreicht haben, ist eine lokale Verbreitung der auf Talfüllungen beschränkten fluviatilen Abfolge möglich.

#### **3.2. Oberhäslich-Formation**

Die Oberhäslich-Formation vertritt das tiefere marine Obercenomanium im sächsischen Anteil des Böhmisches Kreidebeckens. Die Oberhäslich-Formation findet ihre laterale Fortsetzung in den perucko-korycanské souvrství (Peruc-Korycany-Formation) Nord-Böhmens, deren mittlerem Teil sie entspricht. Die Oberhäslich-Formation ist im Zittauer Gebirge nur aus Bohrungen bekannt (Bohrungen um Oybin und Bohrung Lückendorf). Oberflächlich streicht sie nicht aus. Die Oberhäslich-Formation lagert diskordant dem Lausitzer Grundgebirge auf. Sie besteht überwiegend aus Quarzsandsteinen wechselnder Körnung. Konglomerate und konglomeratische Sandsteine sind vor allem an der Basis häufig. Die Sandsteine sind meist kalkfrei und nur relativ schwach durch Quarz zementiert. Häufig treten Abdrücke und Steinkerne von Muscheln (Muschel-Bruchschill) auf.

In der Bohrung Lückendorf E 1/60 werden die Sandsteine der Oberhäslich-Formation konkordant von tonigen und kalkig zementierten Feinsandsteinen der Dölzschen-Formation überlagert. Die Mächtigkeit in der Bohrung Lückendorf E 1/60 beträgt mindestens 60 m. Die Basis der Oberhäslich-Formation wurde nicht erreicht. Deshalb müssen analog zu den benachbarten Profilen (Blatt Dolni Podluzi) Mächtigkeiten zwischen 50 und 130 m angenommen werden. Die starken Variationen gehen auf die Ausfüllung eines präsedimentär vorhandenen Reliefs zurück. In den Profilen werden wegen fehlender Daten einheitlich 60 m angenommen.

### **3.3. Dölzschen-Formation**

Die Dölzschen-Formation wurde bisher im Zittauer Gebirge nicht ausgeschieden. Sie streicht erst östlich der Landesgrenze als empor geschleppte Scholle an der Lausitzer Überschiebung am Trögelsberg aus (ANDERT 1929). Die Bohrung Lückendorf E 1/60 eröffnet aber die Möglichkeit einen ungefähr 15 m mächtigen Abschnitt gesondert abzugrenzen, der nach der Beschreibung den etwas feinkörnigeren Sedimenten der Dölzschen-Formation entspricht, die meist einen eigenen, nach oben feiner werdenden Sedimentationszyklus bilden.

In der Dölzschen-Formation werden in der Sächsischen Kreide sehr unterschiedliche Lithotypen zusammengefasst, die kleinräumig wechseln und das höhere Ober-Cenoman vertreten. Konglomerate, Schillkalke, Feinsandsteine, kalkig-siltige Feinsandsteine, sandige Mergel, siltige Mergel und stark verkieselte Spongiolithe treten auf.

Im Zittauer Gebirge folgt die Dölzschen-Formation konkordant über der Oberhäslich-Formation. Sie wird durch Feinsandsteine mit reicher Fossilführung und kalkigem Zement vertreten. Geringe Glaukonitführung und Bioturbation durch Crustaceen (Thalassinioides) sind ein typisches Merkmal dieses Profilabschnittes. Die Dölzschen-Formation ist durchgängig marin ausgebildet.

Die Mächtigkeit beträgt in der Bohrung Lückendorf E 1/60 genau 15 m. Entsprechend der Kernbeschreibung durch Tröger (1960) lässt sich dieser Abschnitt scharf durch einen abrupten Rückgang der Korngröße und des einsetzenden Kalkgehalts leicht abgrenzen. In den von ANDERT (1929) beschriebenen Oberflächenaufschlüssen am Südrand des Jeschkens wurde kein kalkiger Zement festgestellt. Die Dölzschen-Formation entspricht den oberen Teilen der perucko-korycanské souvrství (Peruc-Korycany-Formation) in der Tschechischen Republik.

### **3.4. Oybin-Formation**

Mittel- bis grobkörnige, häufig konglomeratische Quarzsandsteine mit bis zu 2 m mächtigen Konglomeratbänken vertreten im Zittauer Gebirge fast das gesamte Turon.

Als untergeordnete Einheiten können in der Bohrung Lückendorf E 1/60 einerseits die Äquivalente der Schmilka-Formation, die einen nach oben gröber werdenden Zyklus widerspiegeln und andererseits die Äquivalente der Postelwitz- und der Schrammstein-Formation erkannt werden. Da sich aber die lithologische Ausbildung über die gesamte Profilmächtigkeit nicht ändert, ist nach lithostratigraphischen Gesichtspunkten eine Zusammenfassung zu einer Formation gerechtfertigt.

Die Liegendgrenze ist obertägig auf deutscher Seite nicht aufgeschlossen, in Bohrungen liegt sie auf kalkig zementierten fein- bis mittelkörnigen Sandsteinen der Dölzschen-Formation (Bohrung Lückendorf E 1/60, TRÖGER 1964). Die Grenze wird mit dem Einsetzen

konglomeratischer Sandsteine gezogen, da die karbonatische Zementation der Sandsteine ein wechselndes diagenetisches Merkmal darstellt. Im Hangenden folgen feinkörnige Kalksandsteine der Lückendorf-Formation. Ein schwach mit Calcit zementierter Abschnitt etwa 100 m unter den Feinsandsteinen der Lückendorf-Formation wird analog zur Deutung der tschechischen Bearbeiter als nicht signifikant zur Grenzziehung gesehen, da er lateral und vertikal großen Schwankungen unterworfen ist. In Oberflächenaufschlüssen ist der entsprechende stratigraphische Bereich meist kalkfrei. Die poikilitischen Calcit-Zemente füllen den Porenraum auch nur teilweise aus.

Die Gesamtmächtigkeit der Oybin-Formation erreicht in der Bohrung Lückendorf E 1/60 etwa 430 m (TRÖGER 1964). Die Verbreitung der Oybin-Formation ist auf das Zittauer Gebirge beschränkt. Als Typusprofil kann die Bohrung Lückendorf E 1/60 gelten (GK 25: 5154 Zittau), die als einzige Bohrung die Formation in voller Mächtigkeit durchteuft. Der reduzierte Kern der Bohrung liegt im Kernlager des Sächsischen Landesamtes für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie in Freiberg. Der namensgebende Berg Oybin stellt das 160 m mächtige Referenzprofil dar (GK 25: 5154 Zittau-Süd); weitere vorzüglich aufgeschlossene Referenzprofile sind der Töpfer und der Ameisenberg mit ca. 190 m Mächtigkeit (GK 25: 5154 Zittau-Süd).

Die Oybin-Formation entspricht in der Elbtalkreide zeitlich vermutlich den Briesnitz-, Schmilka-, Postelwitz- und Räcknitz-Formationen, eventuell auch tieferen Teilen der Schrammstein- und Strehlen-Formation. Auf böhmischer Seite korreliert die Oybin-Formation mit den jizerké souvrství (Jizera-Formation) und den belohorské souvrství (Bila-Hora-Formation).

Die Fossilarmut verhindert eine biostratigraphische Untergliederung. Das biostratigraphische Intervall ist durch die Unterlagerung durch kalkhaltige Sandsteine der Oberhäslich-Formation gesichert, die hier das gesamte Cenomanium vertritt. Punktweise treten in der Oybin-Formation Inoceramen auf, die Unterturonium (*Mytiloides labiatus*) und Mittelturonium (*Inoceramus lamarcki*) belegen (SIEGERT 1897, ANDERT 1929). Die stratigraphische Reichweite bis in das Oberturonium ist fraglich.

Die Oybin-Formation wurde entsprechend ihrer Korngröße und der häufigen Schrägschichtung unter hochenergetischen Bedingungen sedimentiert. Besonders die Konglomeratlagen deuten auf Sturmeinfluss und sehr hohe Strömungsgeschwindigkeiten hin. Die Oybin-Formation ist sehr fossilarm. In den Steinbrüchen bei Oybin wurde *Inoceramus lamarcki lamarcki* nachgewiesen. Selten treten Spurenfossilien (Thalassinoides, Ophiomorpha) auf. Die höhere Oybin-Formation lässt sich trotz hoher Mächtigkeit nicht weiter untergliedern. Die nur örtlich zu beobachtende diagenetische Rötung geht vermutlich auf vulkanische Einflüsse (känozoische Basalte) zurück.

### 3.5. Lückendorf-Formation

Die Typusregion der Lückendorf-Formation ist das Zittauer Gebirge (Oberlausitz/Sachsen). Im Elbsandsteingebirge tritt sie nicht auf; möglicherweise endet dort die Schichtenfolge unterhalb der Lückendorf-Formation.

Die Aufschlüsse an der Straße von Zittau nach Lückendorf geben ein etwa 30 m mächtiges Profil mit der Auflagerung feinkörniger, calcitisch zementierter Quarzsandsteine auf die grobkörnige Oybin-Formation. Der Top der Lückendorf-Formation ist nicht aufgeschlossen. Als weiteres Referenzprofil kann die Bohrung Lückendorf E 1/60 gelten (TK 25: 5154 Zittau-Süd), die auf der unmittelbar angrenzenden Hochfläche abgeteuft wurde.

Die Lückendorf-Formation besteht aus überwiegend feinkörnigen, feldspatführenden Quarzsandsteinen und Mergeln. Im unteren Teil häufen sich grobsandige bis feinkiesige Zwischenlagen. Ein charakteristisches Merkmal ist neben Bioturbation und recht reicher Fossilführung karbonatische Zementierung, die aber in Oberflächennähe auch sekundär fehlen kann.

Die Lückendorf-Formation kann gegen die liegende Oybin-Formation durch einen abrupten Korngrößenwechsel von konglomeratischen Grobsandsteinen zu gut sortierten bioturbaten Feinsandsteinen abgegrenzt werden. Die Definition der Liegendgrenze mit dem Einsetzen karbonatischer Zemente ist ungeeignet, da diese bereits in den gröberen Sandsteinen der Oybin-Formation auftreten und häufig aussetzen. Die Hangendgrenze der Lückendorf-Formation ist im Typusgebiet erosiv gekappt. Von MÜLLER (1932) werden Mergel in der Ortslage Lückendorf beschrieben, die aber heute nicht mehr zugänglich sind und auch nicht durch Bohrungen erschlossen wurden. Ihre Mächtigkeit ist deshalb unbekannt. Der Anschluss an die gröberen Sandsteine der Waltersdorf-Formation am Hang des Hochwaldes ist bislang unbekannt. Sowohl von ANDERT (1929) als auch von MÜLLER (1932) und TORIZIN (2006) wurde auf der Grundlage verschiedener Indizien eine bedeutende Störung postuliert, die zu einer relativen Absenkung der Hochwaldscholle führt.

Im westlichen Gebiet wurde die Existenz der Lückendorf-Formation bisher nur vermutet. Im Rahmen der Arbeiten zu diesem Bericht wurde in den Bohrungsunterlagen die Dokumentation der Bohrung Waltersdorf 1930 gefunden. An der Lausche, die maßgeblich von der hangenden Waltersdorf-Formation aufgebaut wird, liegt die Lückendorf-Formation auf etwa 450 m Höhe. Sie besteht aus Mergeln, die mit geringmächtigen Kalksandsteinen wechsellagern und zur Basis hin in massive Feinsandsteine übergeht, die in der Beschreibung den Sandsteinen bei Lückendorf entsprechen. Die in der Bohrung 23,50 m mächtigen feinsandigen Mergel weisen einen hohen Tonanteil auf und werden hier mit zur Lückendorf-Formation geschlagen, bei der sie bisher nicht beschrieben waren (VOIGT & TRÖGER 2007). Eine eindeutig belegte Grenze zur unterlagernden Oybin-Formation gibt es jedoch nicht.

Die Mächtigkeit der Sandsteine der Lückendorf-Formation am locus typicus beträgt in der Bohrung Lückendorf E 1/60 nur 17 m. Zusammen mit den Mergeln, die westlich Lückendorf aufgeschlossen waren (MÜLLER 1932) und die in der Bohrung Waltersdorf 1930 erteuft wurden, ergibt sich eine Mächtigkeit von 40-60 m (20-30 m Sandstein: m2/o1, 20-30 m Mergel: o2) bei Lückendorf (MÜLLER 1932) und 52 m bei Waltersdorf (Bhrg. Waltersdorf 1930). Allerdings stimmt die Gliederung Müllers für das Gebiet von Lückendorf in drei Einheiten (m2, o1, o2) nicht mit den Geländebefunden und dem Profil der Bohrung Lückendorf überein. Vermutlich wurden hier Ergebnisse aus den südlich angrenzenden Gebieten übertragen. Deshalb wird als Typusprofil der Lückendorf-Formation ein kombiniertes Profil aus der Bohrung Lückendorf E 1/60 und der Bohrung Waltersdorf 1930 (vermutlich nicht gekernt) präsentiert. Die Ausbildung der basalen kalkigen Feinsandsteine bei Waltersdorf entspricht nach der sehr knappen Beschreibung vollständig den Verhältnissen in der Region Lückendorf. Die nicht mehr zugänglichen Mergel am NE-Fuß des Hochwaldes werden mit dem höheren Abschnitt der Bohrung Waltersdorf 1930 parallelisiert.

Das deutsche Konzept zur Abgrenzung dieses Schichtenstoßes unterscheidet sich von der Tschechischen Auffassung. Hier werden die feinkörnigen Sandsteine noch zur Jizera-Formation gezählt, deren höchsten Teil sie darstellen. Die Mergel-Sandstein-Wechselagerung der Teplice-Formation erreicht zwischen 20 und 40 m Mächtigkeit. Die mittlere Mächtigkeit der Lückendorf-Formation wird in Analogie zum angrenzenden Blatt Dolni Podluzi (VALECKA 2005) mit 60 m angenommen (Mergelfolge der Teplice-Formation und liegende Kalksandsteine).

Die Lückendorf-Formation entspricht den unteren Abschnitten der Strehlen- und Schrammstein-Formationen und der teplicke souvrství (Teplice-Formation) in der Tschechischen Republik. Funde von *Hyphantoceras reussianum* im unteren Kalksandstein am ehemaligen Zollhaus Lückendorf beweisen biostratigraphisch Oberturonium (ANDERT 1932). Die höheren Teile sind auf deutschem Gebiet nicht biostratigraphisch belegt. Die stratigraphische Reichweite bis in das Unterconiacium ist fraglich.

Die Lückendorf-Formation wurde marin abgelagert. Die geringe Korngröße und die intensive Bioturbation sprechen für die Ablagerung in einem relativ niedrigerenergetischen Milieu. Die reiche Fauna ist typisch für den flachen Vorstrand und normalmarine Verhältnisse. Der rasche Übergang aus den konglomeratischen Sandsteinen der Oybin-Formation indiziert einen Meeresspiegelanstieg. Die Fauna besteht in der Hauptsache aus Bivalven (Austern sowie *Chlamys virgatus*, *Neithea grypheata*, *Entolium membranaceum*, *Lima canalifera*, *Liopistha aequivalvis* und nicht genauer bestimmbare Pinniden). Dazu kommen Serpuliden (*Sarcinella socialis*) und selten einzelne Krebscheren von *Protocallianassa antiqua*. Stark bioturbate Abschnitte mit *Thalassinoides saxonicus* treten auf. Eine laterale Verzahnung mit

der Schrammstein-Formation ist unbekannt. Der Anschluss zu den Sandsteinen der Waltersdorf-Formation ist nirgends aufgeschlossen und muss deshalb vorläufig offen bleiben.

### 3.6. Waltersdorf-Formation

Die Waltersdorf-Formation ist nur im Zittauer Gebirge (Oberlausitz) verbreitet. Die Waltersdorf-Formation ist auf die beiden höchsten Berge im Zittauer Gebirge (Lausche und Hochwald) sowie auf den Sonnenberg östlich Waltersdorf beschränkt. Die biostratigraphisch etwas jüngeren Sandsteine und Mergel am Hochwald (auflässige Steinbrüche am Südhang) mit *Cremnoceramus crassus* werden zur Waltersdorf-Formation gestellt, obwohl ihre Stellung im stratigraphischen Gerüst nur auf biostratigraphischen Einstufungen beruht und der Anschluss an den Lausche-Sandstein aufschlussbedingt unklar bleibt. In der Tschechischen Republik werden die Ablagerungen des Unterconiacium ohne lithostratigraphische Gliederung als brezenské souvrství (Brezno-Formation) zusammengefasst.

Wechselagerung dickbankiger, feinkörniger Quarzsandsteine und dünnbankiger, häufig auskeilenden Feinkiesen und grobkörniger Sandsteine, die meist unmittelbar von zentimeterdicken Pelithorizonten überlagert werden, sind in den Steinbrüchen am Sonnenberg, an der Lausche und am Hochwald aufgeschlossen. An der Basis der Waltersdorf-Formation sind die Sandsteine nur schwach zementiert, und Mergellagen können auftreten (ANDERT 1929). Zum Hangenden erfolgt der Übergang zu massigen, teilweise schräggeschichteten Quarzsandsteinen hoher Mächtigkeit.

Innerhalb der Waltersdorf-Formation lassen sich mindestens drei Untereinheiten vom Liegenden ins Hangende gut voneinander abgrenzen, welche Member-Status erhielten: Der Sonnenberg-Sandstein besteht aus überwiegend feinkörnigen, kieselig zementierten Sandsteinen. Die Sandsteinbänke von Dezimeter- bis Meter-Mächtigkeit sind bioturbat und sehr fossilreich. Sie werden durch dünne Kies- und Pelitlagen getrennt. Wegen der leichten Gewinnbarkeit (ausgeprägte Schichtung, Klüftung im Meter-Abstand) sind sie das Ziel des Werkstein-Abbaus am Nordhang der Lausche und am Sonnenberg gewesen. Ihre Mächtigkeit beträgt mindestens 25 m. Sie werden von einem massiven, mittel- bis grobkörnigen Sandstein überlagert, der keine Schichtfugen aufweist. Bei diesem Lausche-Sandstein handelt es sich um mittel- bis grobkörnige Sandsteine, die meist dickbankig und massiv, seltener schräggeschichtet sind. Sie weisen keine tonigen Zwischenlagen auf. Am Gipfel des Sonnenberges wurde von ANDERT (1929) ein sandiger Tonhorizont mit viel Pflanzenhäcksel beschrieben, der heute jedoch nicht mehr nachweisbar ist. Der Lausche-Sandstein wurde am Sonnenberg noch nicht nachgewiesen (Übersichtsbegehung im Herbst 2012), doch fehlt auch hier eine Kartierung.

Als Hochwald-Sandstein werden gut sortierte, überwiegend mittelkörnige Quarzsandsteine mit wechselnder Bankmächtigkeit bezeichnet, die häufig bioturbat und relativ fossilreich sind. Die Ausbildung entspricht damit dem Sonnenberg-Sandstein, doch ist nach den Beschreibungen des Fossilinhalts von ANDERT (1929) und HEINZ (1929) eine höhere biostratigraphische Position belegt. Der Hochwald-Sandstein baut die Basis des Hochwaldes bis zu einer Höhe von etwa 700 m auf, ist aber nur auf tschechischem Gebiet in mehreren auflässigen Steinbrüchen aufgeschlossen. Er ist an der Lausche nicht nachgewiesen, dürfte aber unter dem Phonolith-Schutt über dem Lausche-Sandstein folgen. Die Untergrenze der Waltersdorf-Formation ist nicht bekannt, da der Kontakt zur älteren Lückendorf-Formation im Typusgebiet bisher nicht erschlossen wurde. Am Hochwald gestatten die schlechten Aufschlussverhältnisse und die ausgeprägte känozoische Bruchtektonik keine Rekonstruktion der Lagerungsverhältnisse.

Die Hangendgrenze der Waltersdorf-Formation ist erosiv gekappt. An der Obergrenze liegen am Hochwald und an der Lausche känozoische Phonolithe. Mit der Waltersdorf-Formation endet die sedimentäre Überlieferung der Oberkreide im Zittauer Gebirge.

Unter Berücksichtigung der Lagerungsverhältnisse ergibt sich eine wahrscheinliche Mächtigkeit von mindestens 250 m, doch auch 330 m sind je nach stratigraphischer Ausdehnung des Hochwald-Sandsteins zum Liegenden möglich.

Ein Typusprofil kann wegen der schlechten Aufschlussituation nicht angegeben werden. Referenzprofile finden sich bei Waltersdorf im Gebiet der Lausche und in Steinbrüchen am Westhang des Sonnenberges (TK 25: 5153 Waltersdorf).

Die Alterseinstufung der Waltersdorf-Formation beruht auf einer reichen Fauna, die überwiegend aus Inoceramen besteht. Im Sonnenberg-Sandstein treten biostratigraphisch nach ANDERT (1911, Revisionen von HEINZ 1929) und WALACZYK (1996) die nachfolgenden Inoceramen auf: *Mytiloides scupini*, *Inoceramus lusatiae*, *Cremnoceramus waltersdorfensis* und *Cremnoceramus rotundatus*. Dazu kommt noch *Didymotis* sp. (TRÖGER & VOIGT 1995). Die Waltersdorf-Formation vertritt demzufolge das höhere Oberturonium und das tiefere Unterconiacium. Am Süd-Hang des Hochwaldes wurde *Cremnoceramus crassus* nachgewiesen, der das höhere Unterconiacium belegt.

In der Waltersdorf-Formation werden marine Sandsteine zusammengefasst, die unter wechselnden energetischen Bedingungen sedimentiert wurden. Die fossilreichen, gebankten Sandsteine in den Brüchen um Waltersdorf (Sonnenberg-Sandstein) wurden auf dem tieferen Vorstrand unter Sturmeinfluss abgelagert. Für die überlagernden teilweise konglomeratischen Sandsteine ist eine Ablagerung unter höher energetischen Bedingungen im Brandungseinfluss anzunehmen. Die Fazies des Hochwald-Sandsteins entspricht wiederum der Ausbildung des Sonnenberg-Sandsteins, allerdings treten hier Geröllhorizonte auf, die bis zu 10 cm große Quarzgerölle enthalten (ANDERT 1929).

#### 4. Hydrogeologische Gliederung

Die hydrogeologischen Verhältnisse im Zittauer Gebirge sind durch eine relativ einfache stratigraphische Situation, aber intensive tektonische Zerblockung und laterale Unterteilung durch zahlreiche Störungen und Basaltgänge gekennzeichnet.

Die Bohrung Lückendorf und die Bohrungen bei Oybin belegen einen zusammenhängenden, sehr mächtigen Grundwasserleiter (etwa 500 m), der die Oberhäslich-Formation, die Dölzschen-Formation und die Oybin-Formation umfasst. Obwohl für das Gebiet Waltersdorf und die Region unmittelbar südlich der Lausitzer Überschiebung keine Daten vorliegen, ergibt sich aus den paläogeographischen Verhältnissen eine identische Situation für das gesamte Zittauer Gebirge. Die Formationen des Cenoman und Turon bestehen einheitlich aus mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen mit eingelagerten Konglomeraten mit sehr hohen Permeabilitäten. Nur in der Dölzschen-Formation und der basalen Oybin-Formation treten feinkörnige Sandsteine und sporadisch ausgebildete Calcit-Zemente auf, die vermutlich etwas geringere Durchlässigkeiten aufweisen.

Diese Gliederung in einen sehr mächtigen Grundwasserleiter entspricht den Verhältnissen im Block BC3 der tschechischen hydrogeologischen Rayonierung (HERČIK ET AL. 2003). Dort keilen im nördlichen Sektor 464 die Grundwasserstauer zwischen den Grundwasserleitern A, B und C aus (basale Bílá hora-Formation und basale Jizera-Formation). Für diesen Bereich werden aufgrund der hohen Mächtigkeiten und der hohen Permeabilitäten eine mittlere Transmissivität von  $406 \text{ m}^2/\text{d}$  (maximal  $6653 \text{ m}^2/\text{d}$ ) angegeben. In Richtung auf die Lausitzer Überschiebung verringert sich dieser Wert wegen schlechterer Sortierung der Sandsteine (HERČIK et al. 2003). Der vereinigte Grundwasserleiter A/B/C streicht im Zittauer Gebirge als Oybin-Formation großflächig aus. Nur im Süden, auf der Lückendorfer Hochfläche und am Jonsberg, sowie am Nordhang der Lausche wird er von der Lückendorf-Formation als einziger Grundwasserstauer abgedeckt. Dieser Grundwasserstauer ist heterogen aufgebaut. Die stark geklüfteten Kalksandsteine an der Basis der Lückendorf-Formation sind als Geringleiter zu betrachten. Die Calcit-Zemente setzen wegen spätdiagenetischer Lösung häufig aus. Die flächenhaft verbreiteten Mergel der oberen Lückendorf-Formation erreichen etwa 20 m Mächtigkeit und sind der wichtigste Grundwasserstauer im Zittauer Gebirge. Sie entsprechen der Teplice-Formation im nördlichen Böhmisches Becken, die den Grundwasserleiter A/B/C vom überlagernden Grundwasserleiter D abtrennt. Der Grundwasserleiter D (Waltersdorf-Formation) entspricht der Březno-Formation. Er besteht aus Sandsteinen unterschiedlicher Körnigkeit. Die höchsten Durchlässigkeiten weist vermutlich der Lausche-Sandstein auf. Sonnenberg-Sandstein und Hochwald-Sandstein haben ähnliche lithologische Eigenschaften. Die eingeschalteten Mergel-Lagen erreichen nur wenige Zentimeter Mächtigkeit und keilen noch im Aufschlussbereich aus. Sie haben vermutlich keine Wirksamkeit als Wasserstauer. In den Aufschlüssen am Sonnenberg und

am NE-Hang der Lausche sind keine auffälligen Grundwasseraustritte zu beobachten. Wegen der geringen räumlichen Verbreitung (Jonsberg, Lausche, Sonnenberg und Hochwald-Nordhang) hat der Aquifer D nur eine geringe Bedeutung.

## Literaturverzeichnis

- Andert, H. (1911): Die Inoceramen des Kreibitz-Zittauer Sandsteingebirges. – Festschr. Humboldt-Verein zur Feier seines 50-jährigen Bestehens: 63 S., Leipzig.
- Andert, H. (1929): Die Kreideablagerungen zwischen Elbe und Jeschken II. Die nordböhmische Kreide zwischen Elbsandsteingebirge und Jeschken und das Zittauer Sandsteingebirge. – Abh. Preuß. Geol. Landesanst., 117: 1-227, Berlin.
- Neumann, E. (1929): Geologische Kartierung des Zittauer Gebirges, Gebietes Oybin im Maßstab 1:10000. – Diplomkartierung, 18 S., Freiberg.
- Heinz, R. (1929): Zur stratigraphischen Stellung der Sonnenbergschichten bei Waltersdorf in Sachsen (westsüdwestlich von Zittau). Beiträge zur Kenntnis der oberkretazischen Inoceramen IX. – 23. Jber. Nieders. geol. Ver.: 22-53, Hannover.
- Herčík, F., Herrmann, Z., Valečka, J. (2003): Hydrogeology of the Bohemian Cretaceous Basin. – 91 p., Czech Geological Survey, Prague 2003.
- 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, S. 155-186.
- Mibus, H. P. (1975): Abhandlungen des staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie zu Dresden, Band 22, 121 S. Verlag von Theodor Steinkopff, Dresden.
- Müller, R. (1932): Die geologische Sektion Deutsch-Gabel des Kartenblattes Rumburg-Warnsdorf. – Sbor. Geol. úst. CSR, sv. VIII, roc. 1928-1929, Praha.
- Niebuhr, B., Hiss, M., Kaplan, U., Tröger, K.-A., Voigt, S., Voigt, T., Wiese, F. & Wilmsen, M. (2007): Lithostratigraphie der norddeutschen Oberkreide. – SDGG, 55: 136 S., Hannover.
- Pietzsch, K. (1962): Geologie von Sachsen. 870 S., Berlin (VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften).
- Prescher, H. (1959): Geologie des Elbsandsteingebirges. Eine Einführung. - Verlag von Theodor Steinkopff, Dresden und Leipzig.
- Rast, H. (1959): Geologischer Führer durch das Elbsandsteingebirge. VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften. Berlin.
- Siegert, T. (1897): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Section Zittau–Oybin–Lausche. Blatt 107. – 86 S., Leipzig
- Torizin, J. (2006): Stratigraphie und Lagerungsverhältnisse der Oberkreide im Gebiet Lückendorf-Felsengasse (Zittauer Gebirge). Diplomkartierung, Universität Jena, 62 S., unveröff.
- Tröger, K.-A. & Voigt, T. (1995): Event- und Sequenzstratigraphie in der Sächsischen Kreide. – Berliner geowiss. Abh., E 16: 255-267, Berlin.

- Tröger, K.-A. & Voigt, T. (2000): Sachsen. – In: Stratigraphische Kommission Deutschlands (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland III. Die Kreide der Bundesrepublik Deutschland. 123-132, Frankfurt.
- Voigt, T. (1994): Faziesentwicklung und Ablagerungssequenzen am Rand eines Epikontinentalmeeres - Die Sedimentationsgeschichte der sächsischen Kreide. – Dissertation TU Bergakademie Freiberg, 130 S., Freiberg.
- Walaszky, I. (1996): Inoceramids from Kreibitz-Zittauer area (Saxony and northern Bohemia): revision of ANDERT's (1911) descriptions. – Paläont. Z., 70 (3/4): 367-392, Stuttgart.

## **Anhang**

Anhang 1: Normalprofil der Hinteren Sächsischen Schweiz

Anhang 2: Verteilung der Bohrungen im Teilgebiet Hřensko-Kirnitzsch

Anhang 3: Legende zu den Bohrprofilen

Anhang 4: tabellarisch Übersicht der Bohrungen und Bohrprofile

Anhang 5: Lage der Profilschnitte im Teilgebiet Hřensko-Kirnitzsch

Anhang 6: Legende zu den Profilschnitten

Anhang 7: Profilschnitte neu interpretiert nach Mibus

Liethenbach - Lausitzer Überschiebung

Krippenbach – Spegenhorn

Elbe - Großer Zschand

Anhang 8: zusätzliche Profilschnitte

Altendorf - Nasser Grund - Zwieselhütte

Kirnitzsch/Hausberg - Grenze DL-CZ

Kirnitzsch/Rabensteine - Hinterhermsdorf

Kalkstraße - Benediktstein -.Weißbach

Anhang 9: Isolinienkarte - Basis Cenoman und dazugehörige Tabelle mit den genutzten Werten

Anhang 10: Isolinienkarte - Basis Labiatus-Pläner und dazugehörige Tabelle mit den genutzten Werten

Anhang 11: Isolinienkarte - Basis Labiatus-Sandstein und dazugehörige Tabelle mit den genutzten Werten

Anhang 12: Isolinienkarte - Basis Sandstein a und dazugehörige Tabelle mit den genutzten Werten

Anhang 13: Isolinienkarte - Mächtigkeit Cenoman und dazugehörige Tabelle mit den genutzten Werten

Anhang 14: Isolinienkarte - Mächtigkeit Labiatus-Pläner und dazugehörige Tabelle mit den genutzten Werten

Anhang 15: Isolinienkarte - Mächtigkeit Labiatus-Sandstein und dazugehörige Tabelle mit den genutzten Werten

Anhang 16: Gegenüberstellung Hydrogeologischer Konzepte

Anhang 17: Geologische Karte des Elbsandsteingebirges

Anhang 18: Normalprofil des Zittauer Gebirges

Anhang 19: Geologische Karte des Zittauer Gebirges

Anhang 20: Verteilung der Bohrungen im Teilgebiet Petrovice-Lückendorf

Anhang 21: tabellarisch Übersicht der Bohrungen und Bohrprofile

Anhang 22: Lage der Profilschnitte im Teilgebiet Petrovice-Lückendorf

Anhang 23: Profilschnitte

a-c: Hochwald - Oybin-Hänischmühle

d-e: Lückendorf - Heideberg

f-h: Lausche - Waltersdorf

Anhang 24: Vergleich der stratigraphischen Gliederung der Blätter Dolni Podluzi und Zittau

Anhang 25: Basis des Cenoman

Anhang 26: Basis der Oybin-Formation

Anhang 27: Basis der Lückendorf-Formation

Anhang 28: Basis der Waltersdorf-Formation