TAGUNGSBAND
und
EXKURSIONSFÜHRER

73. Tagung der
Arbeitsgemeinschaft
Norddeutscher Geologen
vom 6. bis 9. Juni in Halle (Saale)

Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt
Köthener Str. 34, 06118 Halle

Präsident: A. Forker

Tagungsband und Exkursionsführer

der 73. Tagung der

Arbeitsgemeinschaft Norddeutscher Geologen

vom 6. bis 9. Juni 2006 in Halle (Saale)

Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt

Tagungsorganisation

Landesamt für Geologie und
Bergwesen Sachsen-Anhalt
Dezernatsgruppe Geologie
Köthener Str. 34, 06118 Halle
Dr. Stefan Wansa und weitere
Mitarbeiter des Landesamtes
Fon: (0345) 5212 127
Fax: (0345) 5229 910
E-Mail: wansa@lagb.mw.lsa-net.de

Tagungsort

Franckesche Stiftungen
Freylinghausen-Saal
Franckeplatz 1, Haus 1
06110 Halle

Tagungsbüro

Foyer des
Freylinghausen-Saales
Öffnungszeiten:
06.06.06 18.00 – 20.00 Uhr
07.06.06 07.30 – 17.30 Uhr
08.06.06 08.00 – 13.00 Uhr

Landesamt für Geologie und Bergwesen
Sachsen-Anhalt
FACHBIBLIOTHEK
Inv.-Nr. 31331

FORKER, A., FRIEDEL, C.-H. & WANSA, S. (Hrsg.):
73. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Norddeutscher Geologen
Tagungsband und Exkursionsführer – 184 S.
Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt,
Halle (Saale), 2006

Titelfoto: T. KOCH, LAGB

Redaktion und Layout: S. WANSA unter Mitarbeit von C. BERGER, C. DÖLZ, A. LORENZ,
K. SCHUBERTH & L. STOTTMEISTER

Druck: Druckhaus Schütze GmbH, Halle (Saale)

Vorwort

Die Arbeitsgemeinschaft Norddeutscher Geologen trifft sich im Juni 2006 zu ihrer 73. Jahrestagung in Halle im Land Sachsen-Anhalt. Die Stadt Halle begeht in diesem Jahr ihr 1200-jähriges Jubiläum.

Die Teilnehmer der geowissenschaftlichen Fachtagung gratulieren Halle zu diesem Ereignis besonders gern, weil kaum eine andere deutsche Großstadt als sie in ihrer historischen, städtebaulichen und wirtschaftlichen Entwicklung so stark mit den einzigartigen Besonderheiten des geologischen Untergrundes in Verbindung gebracht werden kann.

Die geologische Ursache für die Stadtgründung und -entwicklung beruht in der „Halle-Störung" und dem daran gebundenen Soleaufstieg an dieser Struktur. Geologisch markant sind im nördlichen Stadtgebiet von Halle die landschaftsprägenden Porphyrhärtlinge, die hier die höchsten Erhebungen bilden.

Halle kann darüber hinaus auf eine große Tradition in der geologischen Erkundung des Untergrundes von Mittel- und Ostdeutschland, in der geowissenschaftlichen Lehre sowie in der Bergbauverwaltung verweisen.

Sachsen-Anhalt ist ein traditionsreiches Bergbau- und Industrieland, in dem die Gewinnung und Förderung von Kali- und Steinsalz, Braunkohle, Erdgas, Baurohstoffen und Industriemineralen sowie die Kavernenspeicherung auch künftig eine bedeutende Rolle spielen werden. Wertvolle Grundwasservorkommen sowie hochwertige Schwarzerdeböden ergänzen die Auflistung dieser Geopotentiale. Das Landesamt für Geologie und Bergwesen ist in den letzten 15 Jahren auf das Engste mit der Nutzbarmachung dieser Ressourcen aber auch mit der Stilllegung von bergbaulichen Anlagen befasst. Im Rahmen der Exkursionen wird dieser Zusammenhang auch in Verbindung mit der Sanierung von bergbaulichen und industriellen Altlasten und Maßnahmen zur Gefahrenabwehr im Altbergbau dargestellt werden können.

Die Fachvorträge zum Känozoikum in Mitteldeutschland und Norddeutschland halten sich selbstverständlich nicht an die Verwaltungsgrenzen der Länder, sondern sind an geologischen Kriterien ausgerichtet.
Der stillgelegte und in Abbau befindliche Braunkohlenbergbau in Mitteldeutschland liefert sowohl für geologische, hydrogeologische, geotechnische als auch archäologische Erkenntnisse nach wie vor hervorragende Daten. Der Nord- und Ostseeraum ist für Norddeutschland ein aktuelles Untersuchungsgebiet. Die Beiträge zur angewandten Geologie sind in der Gesamtheit erfreulicherweise an bedeutende Landesvorhaben gebunden. Die dreidimensionale Modellierung gewinnt immer mehr an Bedeutung für die praktische Ingenieurplanung von Projekten.

Die Zusammenarbeit mit dem Institut für Geologische Wissenschaften und Geiseltalmuseum der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg war in der Vorbereitung der Tagung für den Veranstalter sehr angenehm. Allen Organisatoren gilt bereits im Voraus mein herzliches Dankeschön.

Der Tagung wünsche ich einen erfolgreichen Verlauf und den Tagungsteilnehmern viele neue Erkenntnisse und gute Kontaktgespräche.
Behalten Sie Halle und den mitteldeutschen Raum in guter Erinnerung!

Armin Forker
Präsident des LAGB

Für die aktive Unterstützung der Tagung bedanken sich die Organisatoren bei folgenden Partnern:

- Stadtmarketing Halle GmbH
- Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, FB Geowissenschaften
- Franckesche Stiftungen zu Halle
- Stadt Halle (Saale)
- Landesamt für Denkmalpflege und Archäologie Sachsen-Anhalt
- Förderverein Zentralwerkstatt Pfännerhall e. V.
- HAVAG - Hallesche Verkehrs AG

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort

Dank

KURZFASSUNGEN DER VORTRÄGE

ANSPACH, N., KUPETZ, A., KUPETZ, M. & NEMITZ, D.: Geodidaktik im Muskauer Faltenbogen..... 9

CLASEN, S.: Archäogeologische Untersuchungen bei Ausgrabungen in Sachsen-Anhalt..... 11

EIßMANN, L.: Synoptische Schnitt-Kompilationen zum Zechstein, Tertiär und Quartär am Südrand der Norddeutschen Senke um Leipzig-Halle..... 12

FISCHER, J., RASCHER, J. & SCHULZ, C.: Neue Karten der quartären Grundwasserleiter in Leipzig 17

FRENZEL, P.: Paläomilieuanalysen in archäologischen Grabungen an der deutschen Ostseeküste - Beispiele interdisziplinärer Zusammenarbeit zwischen Paläontologen und Archäologen.. 19

GRUBE, A.: Zur Kames-Bildung im südlichen Holstein..... 20

HOSELMANN, C.: Erste Ergebnisse der Forschungsbohrung Viernheim im Heidelberger Becken (nördlicher Oberrheingraben)..... 21

JUNGE, F. W., BÖTTGER, T. & NOVENKO, E. Y.: Fluviatile Sedimentation, Diapirismus und Vegetation im Frühsaaleglazial Mitteldeutschlands. Neue Befunde aus dem Tagebau Profen (Sachsen-Anhalt)..... 22

KATZSCHMANN, L., KUHN, G. & STRAHL, J.: Dokumentation der Erkundungsbohrungen für die BAB 71 bei Voigtstedt - erste Ergebnisse..... 25

KÖTHE, A.: Zum Tertiär in der deutschen Nordsee - Biostratigraphie und Seismik im G-Block..... 27

LADEMANN, K., MÜLLER, J. & REIMANN, R.: Dreidimensionale Strukturmodellierung im Bereich des Aller-Urstromtales bei Wolfsburg..... 29

LÖHNERT, E. P. & KÄSS, W.: Salzquellen bei Remkersleben (Bördekreis, Sachsen-Anhalt)..... 30

LÜTTIG, G.: Georg Friedrich Händel und das Bade(un)wesen seiner Zeit..... 31

MÖBUS, G.: Die Kreideküste von Rügen (Jasmund) - die Stirn einer pleistozänen Pultscholle?.... 32

MÜLLER, U. & OBST, K.: Die pleistozäne Schichtenfolge von Nord-Jasmund/Rügen - Ergebnisse der lithostratigraphischen Untersuchungen zum Kliffabbruch Lohme..... 33

RAPPSILBER, I., HECKNER, J. & SCHICHT, T.: Dreidimensionale seismische Tomographie am Quedlinburger Schlossberg..... 35

SCHLAAK, N., LUCKERT, J., STRAHL, J. & THIEKE, H.-U.: Die Entwicklung von Ackerhohlformen im Jungmoränengebiet nordöstlich von Berlin - neue Befunde von einem Soll bei Seefeld/ Werneuchen..... 37

SCHWARZ, C. & ELBRACHT, J.: Die flächendeckende Geologische Karte von Niedersachsen 1 : 50 000 (GK50) - Grundlage für anwendungsorientierte Themenkarten..... 39

STANDKE, G.: Die Randfazies des Rupel-Meeres in Mitteldeutschland..... 40

STÄUBERT, A., FLISS, T. & JOST, G.: Geologie und Montanhydrologie im ehemaligen Kalibergwerk Brefeld I/II bei Tarthau am Staßfurter Sattel (Ergebnisse aktueller Kontrollbefahrungen).. 43

THOMAE, M. & NAGY, M.: Digitaler Datenwust muss nicht sein - eine Methode zur einfachen Haltung, effektiven Recherche und schnellen Präsentation von Geodaten für ungeübte Nutzer..... 46

WIMMER, R.: Vom Bergbau devastierte geologische Sehenswürdigkeiten am Südrand des norddeutschen Tieflands, vorgestellt anhand von Bilddokumenten aus dem Bitterfeld-Delitzscher Braunkohlenrevier..... 48

KURZFASSUNGEN DER POSTER

BALASKE, P., ERICKSON, K., LEMPP, C., SCHUBERTH, K. & WANSA, S.: Studentische Diplomkartierungen als vorbereitende Untersuchungen für die geologische Landesaufnahme: Beispiele der Kooperation zwischen Universität und LAGB aus dem Saale-Unstrut-Trias-Land..... 51

BÖRNER, A.: Vergleich der Quartärstratigraphie NW-Polen und NE-Deutschland..... 52

BUDZIAK, D., FRANKE, B., KORN, M., MERZBACH, G. & RÖHM, H.: Erfassung, Aufbereitung und Darstellung hydrogeologischer Daten zur Umsetzung der EU-Wasserrahmenrichtlinie.... 54

ELBRACHT, J., MEYER, R. & REUTTER, E.: Die hydrogeologische Karte von Niedersachsen und Bremen 1 : 50 000 (HK50): Lage der Grundwasseroberfläche..... 55

ERICKSON, K., BORG, G., LEMPP, C. & SCHUBERTH, K.: Geologische und naturräumliche Standortfaktoren des neolithischen Sonnenobservatoriums von Goseck, Sachsen-Anhalt..... 56

FRITZ, J., WAGNER, B. & SAUTER, M.: Ingenieurgeologische 3-D Modellierung im Stadtgebiet Göttingen..... 57

FROTZSCHER, M., SCHNEIDER, J. & BORG, G.: Pb-Isotopensignatur von Kupfervorkommen im östlichen Rheinischen Schiefergebirge - metallogenetische und geoarchäologische Implikationen..... 58

IDLER, F. & DANN, T.: Konzeptbodenkarte 1 : 25 000 (KBK 25) - die zentrale bodengeologische Arbeitskarte von Mecklenburg-Vorpommern..... 59

KAINZ, W. & KLAMM, M.: Die Böden des Mittelberges bei Nebra - ein Archiv der Natur- und Kulturgeschichte..... 60

KLATT, S., STELTER, S., BORG, G. & LEMPP, C.: Ein stratiformer Brekzienhorizont innerhalb des Buntsandsteins bei Nebra, südliches Sachsen-Anhalt..... 61

KOPP, J. & GÖTHEL, M.: Die Flechtingen-Roßlau-Scholle - Einblicke in das periphere Vorlandbecken der Mitteleuropäischen Kristallinzone..... 62

KÖPPEN, S. M., HELBIG, H., RINNE, C. & MELZER, M.: Geoarchäologische Untersuchungen im nördlichen Harzvorland..... 63

KRIENKE, K. & KOEPKE, C.: Die lithofazielle Abfolge im Grenzbereich der Barther Heide – ausgewählte Ergebnisse der geotechnischen Erkundung zum Ersatzneubau der Meiningenbrücke (Vorpommersche Boddenlandschaft)..... 64

KÜHNER, R.: Die saalezeitliche Schichtenfolge der Hornoer Hochfläche im Tagebau Jänschwalde..... 65

MANIA, D., BRÜHL, E., LAURAT, T. & THOMAE, M.: Stratigraphie und Paläolithikum im Mittel- und Jungpleistozän des Elbe-Saale-Gebietes 66

SCHMIDERER, A. & BORG, G.: Untersuchungen zur Spurenelementcharakteristik von primärem und sekundärem Gold aus dem Thüringer Wald mittels Synchroton-Röntgenfluoreszenz 67

SCHROETER, A.: Hydrogeologisches Modell Geiseltal/Tagebaurestloch Großkayna mit subaquatischer Deponie 68

SCHROETER, A.: Untersuchung des natürlichen Rückhalts und Abbaus deponiebürtiger Schadstoffe am Beispiel der subaquatischen Deponie Großkayna/Merseburg - Prozesskontrolle und Steuerung 69

SCHROETER, A.: Hydrogeologisches Modell Tagebaurestloch Lochau 70

SCHÜTZE, K. & BEHRENS, G.: Die Internetpräsentation des Landesbohrdatenspeichers Mecklenburg-Vorpommern 71

SKUPIN, K. & ZANDSTRA, J. G.: Zur Entstehung der Stauchmoränen des linken Niederrheins aufgrund der sedimentpetrographischen Zusammensetzung und Leitgeschiebeführung.. 72

STELTER, S., KLATT, S., BORG, G., LEMPP, C. & SCHUBERTH, K.: Zur Natursteinherkunft der Grabkammerauskleidungen bronzezeitlicher Hügelgräber am Mittelberg bei Nebra, Sachsen-Anhalt 73

STOTTMEISTER, L. & STRAHL, J.: Die geologische Entwicklung des Allertals im Quartär unter besonderer Berücksichtigung der Holstein-Warmzeit 74

VÖLKER, C. & R.: Das Modell eines Erdfalles - ein Beitrag zur Erdfalltätigkeit in Mitteldeutschland 75

WOLF, L. & HÜBNER, F.: Schwermineralparagenesen der quartären und tertiären Flussterrassen von Zwickauer Mulde und Pleiße im Raum Zwickau–Werdau 77

KURZFASSUNGEN DER EXKURSIONEN

THOMAE, M., BRÜHL, E., HELLMUND, M., JURKENAS, D. & LAURAT, T.: **Exkursion A 1.** Quartärgeologie und Archäologie im Geiseltal (Neumark-Nord, Krumpa) und Geiseltalmuseum. 79

EHLING, B.-C.: **Exkursion A 2.** Permokarbon und Salzgewinnung in Halle und Umgebung (historische Salzgewinnungsstellen, Rotliegend-Aufschlüsse am Saaleufer, Petersberg. 92

WANSA, S., TROPP, P. & WIMMER, R.: **Exkursion A 3.** Quartärgeologie und Bergbaufolgelandschaften bei Bitterfeld 106

WANSA, S., BALASKE, P., BEHNKE, H.-J., BLUMENSTENGEL, H., FRELLSTEDT, H., HOHNDORF, G., KLAMM, M., MENG, S., SCHROETER, A. THOMAE, M. & WREDE, W.: **Exkursion B 1.** Känozoikum und Bergbaufolgelandschaften im Geiseltal und seiner Umgebung (Braunkohlen-tagebau Amsdorf, Geiseltal, Kiessandgruben am Außenrand der Saale-Vergletscherung) 117

SCHUBERTH, K., GÖTZ, A. E., HECKNER, J., MAZZELLA, M., NORTHE, A., RADZINSKI, K.-H., SPILLMANN, T. & WREDE, W.: **Exkursion B 2.** Geologie und Archäologie im Unstrut-Trias-Land 138

FRIEDEL, C.-H., MITTAG, A., HENKEL, T. & ZIEBELL, J.: **Exkursion B 3.** Sangerhäuser Mulde und Südharzrand (Perm: Stratigraphie/Fazies/Tektonik, historischer Kupferschieferbergbau, Ingenieurgeologie) 160

Zusammenfassungen der Vorträge

Geodidaktik im Muskauer Faltenbogen

N. ANSPACH[1], A. KUPETZ[2], M. KUPETZ[2] & D. NEMITZ[3]

Zusammenfassung

Die Darstellung geologischer Inhalte auf Schautafeln ist ein didaktisch und gestalterisch schwieriges Thema. Zum einen kann bei den touristischen Besuchern, die die wesentliche Zielgruppe des Geoparks sind, keine spezielle geologische Vorbildung vorausgesetzt werden. Zum anderen existieren in der Fachliteratur kaum allgemeinverständlichen Erklärungen, Abbildungen oder sonstigen Visualisierungen geowissenschaftlicher Fakten, Prozesse oder Zusammenhänge. Es ist deshalb notwendig, bezogen auf die konkret darzustellenden Situationen, die fachgeologischen Inhalte populärwissenschaftlich umzusetzen. Dabei leisten moderne Methoden wie z. B. digitale Geländemodelle oder die Rasterelektonenmikroskopie wichtige Dienste. Hierfür werden Beispiele aus dem im Aufbau befindlichen Geopark Muskauer Faltenbogen vorgestellt. Außer entlang der thematischen Radtouren im brandenburgischen Teil des Geoparks befinden sich weitere umfangreiche grafische Präsentationen am Aussichtsturm Felixsee und im Informationszentrum Schullandheim Jerischke (beides Landkreis Spree-Neiße). Die Erarbeitung von Informationstafeln und anderer Printmedien ist zeitlich und gestalterisch sehr aufwendig und kann nur im ständigen Dialog zwischen dem Autor der fachlichen Inhalte und einem professionellen Grafiker zur notwendigen Qualität führen.

Kontext

Als Alleinstellungsmerkmal wurde für den Geopark Muskauer Faltenbogen herausgearbeitet:

- Die Stauchendmoräne Muskauer Faltenbogen als besonders schön ausgebildeter Endmoränenbogen mit naturräumlicher Abgrenzung als geologische Struktur vermittelt einen geologisch/geomorphologisch repräsentativen Querschnitt durch die nordische Glaziallandschaft.
- Der Faltenbogen weist eine charakteristische, durch die geogenen Besonderheiten bedingte Bergbaufolge- und Kulturlandschaft auf, die ihre Ursache in einer etwa 130 Jahre währenden standort- und rohstoffgebunden Industrieentwicklung zwischen 1840 und 1970 hat.
- Der Geopark verfügt über eine Häufung verschiedener Geotoptypen auf engem Raum.

Im Rahmen des Projektes „Muskauer Faltenbogen, Tagesareale - Brandenburger Teil, Gestaltung, Ausstattung, Vernetzung" des Landkreises Spree-Neiße (Brandenburg) wurden entlang thematischer Radtouren ca. einhundert Informationstafeln aufgestellt. Hierzu gehört u. a. die Beschreibung von Geotopen, Biotopen sowie Kultur- und Landschaftselementen (integrativer Ansatz) im Gelände. Das Ziel besteht darin, den Anwohnern der Region und den Touristen ins Bewusstsein zu rücken, dass unbelebte Natur erhaltens- und schützenswert ist und ebenso wie Fauna und Flora zur Gesamtheit der Umwelt gehört. Es soll vermittelt werden, dass die geologischen Verhältnisse einer Region nicht nur mitbestimmen, welche Pflanzen und Tiere hier ihren Lebensraum haben, sondern auch dass daran die Entwicklung von Wirtschaft und Kultur durch den Menschen geknüpft ist.

Didaktischer Ansatz und grafische Gestaltung

Der Gestaltung von Informationstafeln im Gelände ging zeitlich die Herausgabe einer populärwissenschaftlichen Broschüre (A4-Format, Umfang 36 S.) voraus (KUPETZ, KUPETZ & RASCHER 2004). Hierin wurden die geologischen Fragen des Muskauer Faltenbogens nicht als Information „eines Geologen an einen Geologen" sondern in Form fiktiver Antworten auf Fragen, die interessierte Geologie-Laien stellen würden, gegeben. Grundlage hierfür bildeten die Erfahrungen, die A. Kupetz und M. Kupetz auf zahlreichen Exkursionen in das Gebiet gesammelt hatten. Derartige Fragen sind beispielsweise:

- „Das ist doch alles Sand. Was soll daran interessant sein?",
- „Wie mächtig war der Muskauer Gletscher?",
- „Dann hat wohl der Gletscher seinen Untergrund zusammengeschoben wie eine Tischdecke?"
- „Woran kann man erkennen, wo das Herkunftsgebiet eines Findlings liegt?" oder
- „Warum haben die Bergbaurestgewässer verschiedene Farben?"

Entsprechend derartiger Fragestellungen wurde die zitierte Broschüre als „Antwortkaleidoskop" und nicht als kausal gegliederte Fachinformation konzipiert und durch D. Nemitz grafisch umgesetzt. Die

[1]Stadtrandsiedlung 87, 03130 Spremberg, [2]Schulweg 1a, 03055 Cottbus, [3]Ottilienstraße 30, 03050 Cottbus

Schautafeln im Gelände wurden durch N. Anspach gestaltet. Dabei wurden sowohl Grafiken aus der Broschüre verwendet, als auch neue entworfen.
Die Herstellung von geologischen Schnitten, Strukturkarten, Blockbildern, stratigraphischen Tabellen etc. erfolgte von der grafisch-handwerklichen Ausführung her in einem iterativen Abstimmungsprozess.

Ein allgemeiner Grundsatz der Theorie zur Erlangung von Wissen besagt, dass etwa 70 % aller Menschen dem so genannten „optischen Typ" zuzuordnen sind, d. h. die Vermittlung fachlicher Inhalte muss, wenn sie angenommen werden sollen, in überwiegend bildhafter Form erfolgen. Es wurde deshalb bei der Tafelgestaltung festgelegt, mindestens 50 % der Fläche mit Abbildungen zu belegen und den verbleibenden Platz für den Text vorzusehen. Für die grafische Gestaltung hinsichtlich Schrift- und Abbildungsgröße ist zu beachten, dass der Betrachter üblicherweise in einem Abstand von 0,5 bis 1 m vor der Informationstafel steht. Der Tafelinhalt muss auf diese Entfernung deutlich erkennbar sein ohne gleichzeitig „erschlagend" zu wirken. Für die Anordnung von Text und Abbildungen gibt es einerseits die Zwänge, den geplanten Inhalt unterzubringen und die Bildunterschriften eindeutig zuzuordnen, andererseits sollte die Gestaltung nicht uniform sein sondern immer wieder neugierig machen, um Neues hinzuzulernen.

Im Sinne eines Corporate Design sind den thematischen Rad- und Wanderwegen das Faltenbogenlogo, ein tourtypisches Piktogramm und eine Farbe zugeordnet, welche so gewählt wurde, dass sie optisch und intuitiv dem Thema, das vorwiegend betrachtet wird, entspricht:

- Altbergbau → Kohle → braun,
- Geologie → Sand → beige,
- Neißetal/Endmoräne → Wiesen, Wälder → grün sowie
- Glas → blau.

Außer der Tatsache, dass der Betrachter mental eher ein „Bild ansieht" als einen „Text liest", ist nach wissenschaftlichen Untersuchungen die Informationsvermittlung pro Fläche bei einer grafischen Darstellung sehr viel größer als in einem gedruckten Text. Der Freiberger Quartärgeologe Gottfried Schubert gelangte in einer methodischen Untersuchung zu der Feststellung, dass bezogen auf geologische Karten der Aussageinhalt bei gleicher Druckfläche von Karte und Text etwa wie 1 : 22 bewertet werden kann (SCHUBERT 1979).

Ausgehend davon wurden zur Orientierung im Gelände auf zahlreichen Tafeln wiederholt Ausschnitte aus topographischen Karten dargestellt, die verwendeten Fotos dienen der Illustration und Auflockerung. Für die Vermittlung geologischer Inhalte wurde auf die grafischen Darstellungsmethoden von geologischen Kartenskizzen, geologischen Schnitten, Blockbildern und Prinzipskizzen zurückgegriffen. Als ausgesprochen schwierig erwies sich dabei, dass es für die im Muskauer Faltenbogen wiederzugebenden Sachverhalte in der Fachliteratur so gut wie keine bildhaften Darstellungen gibt. Die glazialtektonischen Erscheinungen, d. h. die Stauchungsprozesse werden in der Regel mit einem eigenständigen, nur dem Spezialisten geläufigen, häufig englischsprachigem Fachvokabular und/oder in neuerer Zeit auch mit mathematischen Modellierungen beschrieben. Die Herausforderung besteht nun darin, dieses „Fachchinesisch" in eine sachlich richtige, bildliche Darstellung umzusetzen und diese wiederum gestalterisch und farblich ansprechend anzubieten.

Literatur

ANSPACH, N., KUPETZ, A., KUPETZ, M. & NEMITZ, D. (2005): Didaktischer Ansatz und grafische Umsetzung der Schautafeln an den brandenburgischen Geopark-Touren im Muskauer Faltenbogen.- Brandenburgische geowiss. Beitr. **12**, 1/2, S. 61-72, 9 Abb., 16 Lit., Kleinmachnow.

KUPETZ, A., KUPETZ, M. & RASCHER, J. (2004): Der Muskauer Faltenbogen – ein geologisches Phänomen, Grundlage einer 130jährigen standortgebundenen Wirtschaftsentwicklung und Geopark in Brandenburg, Sachsen und der Wojewodschaft Lebuser Land.- [Hrsg.:] Gesellschaft für Geowissenschaften e. V., Berlin, 36 S.

SCHUBERT, G. (1972): Das Zitieren geologischer Karten als Beitrag zur wissenschaftlichen Information.- Zschr. Angew. Geol., **18**, 4. S. 185, Berlin.

Archäogeologische Untersuchungen bei Ausgrabungen in Sachsen-Anhalt

S. CLASEN[1]

Das südliche Sachsen-Anhalt ist bekannt für seine reiche archäologische Fundlandschaft. Während in den 70iger und 80iger Jahren des letzten Jahrhunderts die Braunkohlentagebaue immer wieder spektakuläre Funde lieferten sind es nun seit ca. 15 Jahren überwiegend Verkehrsprojekte, die zu umfangreichen Bodeneingriffen führen. So wurden bei Projekten wie dem Autobahn- und Bundesstraßenbau und Gastrassen immer wieder lange Schnitte durch die Landschaft geöffnet, die Einblicke in die engen Zusammenhänge zwischen Geologie und Archäologie vermitteln. Ohne die Nutzung der geologischen Grundausstattung eines Siedlungsgebietes gäbe es keine materielle Basis für die kulturelle Entwicklung. Die Kenntnis der geologischen Verhältnisse im Grabungsumfeld bildet daher eine wichtige Grundlage zur Beurteilung vieler archäologischer Funde und Befunde.

Autobahn A38

Ein seit 1999 begleitetes Projekt ist der Bau der A38 von Halle nach Göttingen. 1999 wurden Grabungen bei Sangerhausen, im Jahr 2000 bei Hohlstedt durchgeführt. 2004 und 2005 wurde der Abschnitt zwischen Dornstedt und Rothenschirmbach untersucht mit der Querung des Weidatales bei Esperstedt.

Für die vorgeschichtliche Besiedlung sind die geologischen Verhältnisse von großer Bedeutung, die zahlreichen Facetten dieser Wechselbeziehung sollen deshalb exemplarisch vorgeführt werden. Rohmaterial und Bodenschätze sowie die (Grund-)Wasserversorgung bilden die Grundlagen für die Siedlungstätigkeit und die möglichen Wirtschaftsweisen. Die z. T. leicht zugänglichen und gut gewinnbaren Rohstoffe besonders im Gebiet zwischen Halle und Eisleben wurden bereits in der Vorgeschichte genutzt: hierzu zählt ganz besonders das Salz, dessen Gewinnung durch zahlreiche Briquetagefunde belegt ist.

Großformatige Steinplatten für die Grabausbauten der Jungsteinzeit (Schnurkeramik) wurden je nach Standort aus unterem bis mittlerem Muschelkalk (bei Esperstedt) oder aus Rogenstein (bei Rothenschirmbach) gewonnen, die Gussformen aus Sandsteinen, das Material für die Keramik und die Briquetagen stammt aus den Tonen und Geschiebemergeln ebenso wie der Rohstoff für die Häuser. Tertiärquarzite, aber auch Platten aus Muschelkalk wurden zu Menhiren aufgerichtet.

Die z. T. recht intensiven Erosions- und Resedimentationsabläufe waren gut an der Fundstelle 1 bei Rothenschirmbach zu beobachten. Die archäologischen Befunde der Glockenbecher- und der Aunjetitzer Kultur waren von 0,5 bis 1,3 m mächtigen Kolluvium bedeckt, das diese Fundstellen schützte. Die Haupterosionsphase könnte in das Mittelalter gestellt werden, da der umgehende Bergbau auf Kupfer zunehmend Holz zum Verbau der Gruben und Feuermaterial für die Verhüttung benötigte.

Aspekte der Landschaftsgeschichte liessen sich auch bei Martinsrieth in der Helmeaue und bei Hohlstedt verfolgen.

Die MITGAS-Trasse

Der Bau der MITGAS-Trasse (2003 und 2004) von Peißen bei Bernburg nach Wiederitzsch bei Leipzig führte über eine Strecke von etwa 50 km durch Sachsen-Anhalt. Zahlreiche archäologische Fundstellen waren bereits aus den Ortsakten und von Luftbildern bekannt, auch neue wurden entdeckt.

Dabei erwies sich besonders die gut einen Kilometer breite Fuhneniederung im Bereich des Quellgebiets als ergiebiges Areal mit Siedlungen und Gräberfeldern unterschiedlicher Epochen. Die Veränderung der Grundwasserstände beeinflußte wesentlich die Dauer und Lage der Siedlungsbereiche, nach Ende der Jungsteinzeit wurde die Besiedlung wegen zunehmender Vernässung aufgegeben. Anhand der z. T. reichen Gastropenfaunen aus Grubenfüllungen konnte dies gut belegt werden.

[1]Dr. Silke Clasen, Landesamt für Denkmalpflege und Archäologie Sachsen-Anhalt, Richard-Wagner-Straße 9, D-06114 Halle (Saale), email: silke.clasen@lda.mk.lsa-net.de

In der Spätbronzezeit wurde die Niederung auch in tiefer gelegenen Bereichen wieder besiedelt, wie Brunnenbefunde belegen. Nur ein Jahr später wurde etwa 5 km östlich davon die Ortsumgehung Salzfurtkaplle gebaut, die einen weiteren Teil der Fuhneniederung erschloß.

Literatur

LANDESAMT FÜR DENKMALPFLEGE UND ARCHÄOLOGIE (Hrsg.) 2005: A38 Göttingen – Halle (Saale). Spurensuche an der Autobahn. 21 S.; Halle (Saale).

MITGAS (Hrsg.) 2004: Von Peißen nach Wiederitzsch – Archäologie an einer Erdgas-Trasse. 100 S.; Gröbers.

Synoptische Kompilationen zum Zechstein, Tertiär und Quartär am Südrand der Norddeutschen Senke um Leipzig-Halle

Poster: Meere und Inlandeise am Südrand der Norddeutschen Senke

L. EIßMANN[1]

Mehr als zwei Dutzend Tagebaue der Braunkohlen- und Uranindustrie sowie Zehntausende von Bohrungen haben nach dem zweiten Weltkrieg wie wohl an keiner weiteren Stelle in Mitteleuropa den Übergang von mariner in die rein terrestrische Fazies so plastisch rekonstruieren lassen wie im Zechstein und Tertiär Westsachsens und Ostthüringens. Und in der gleichen Region war mit gleicher Plastizität und Schärfe auch der Übergang von glaziärer Fazies des skandinavischen Inlandeises in die periglaziale fluviatile wie äolische Fazies Mittel- und Westeuropas zu studieren.

Die randnahe marine dolomitische und anhydritische Fazies des Zechstein geht in eine ästuarine und schließlich in eine rein fluviatile Fazies über.

Mindestens viermal erreicht die Nordsee im Zeitraum des höheren Eozäns bis Untermiozäns die Leipziger Bucht, doch nur einmal, während des Rupels, bedeckte sie diese vollständig. Die Verbrackung reichte bis Gera. Die mehrgliedrige Beckenfazies im Westen der Bucht geht im Osten in eine weithin völlig sandige Küstenfazies über mit Einschaltungen von fluviatilen Schichten, lagunären Ablagerungen und Dünen.

Wenn auch zufällig, so doch bemerkenswert ist die Tatsache, dass das Inlandeis des Quartärs nur wenig über den maximalen Meeresstand des Tertiärs nach Süden hinaus gelangte. Das Inlandeis der Elstereiszeit erreichte in zwei größeren Vorstößen den Fuß des Erzgebirges; das Eis der Saaleeiszeit stieß nur wenig über den Südrand des Norddeutschen Tieflandes vor. Es werden drei Oszillationen des Eisrandes unterschieden. Modellhaft für Regionen mit obsequenten, d. h. auf das Inlandeis zu einfallenden Tälern, ist die bei allen Eisrandschwankungen nachgewiesene glaziäre Sedimentsequenz aus lokalen glazifluviatilen Vorstoßsedimenten, Vorstoßbänderton, Grundmoräne, glazifluviatilen Rückzugsbildungen und Rückzugsbänderton; die Vorstoßbändertone in idealer, streng rhythmischer Schichtung.

[1]Prof. Dr. Lothar Eißmann, Sächsische Akademie der Wissenschaften zu Leipzig, Karl-Tauchnitz-Str. 1, 04107 Leipzig

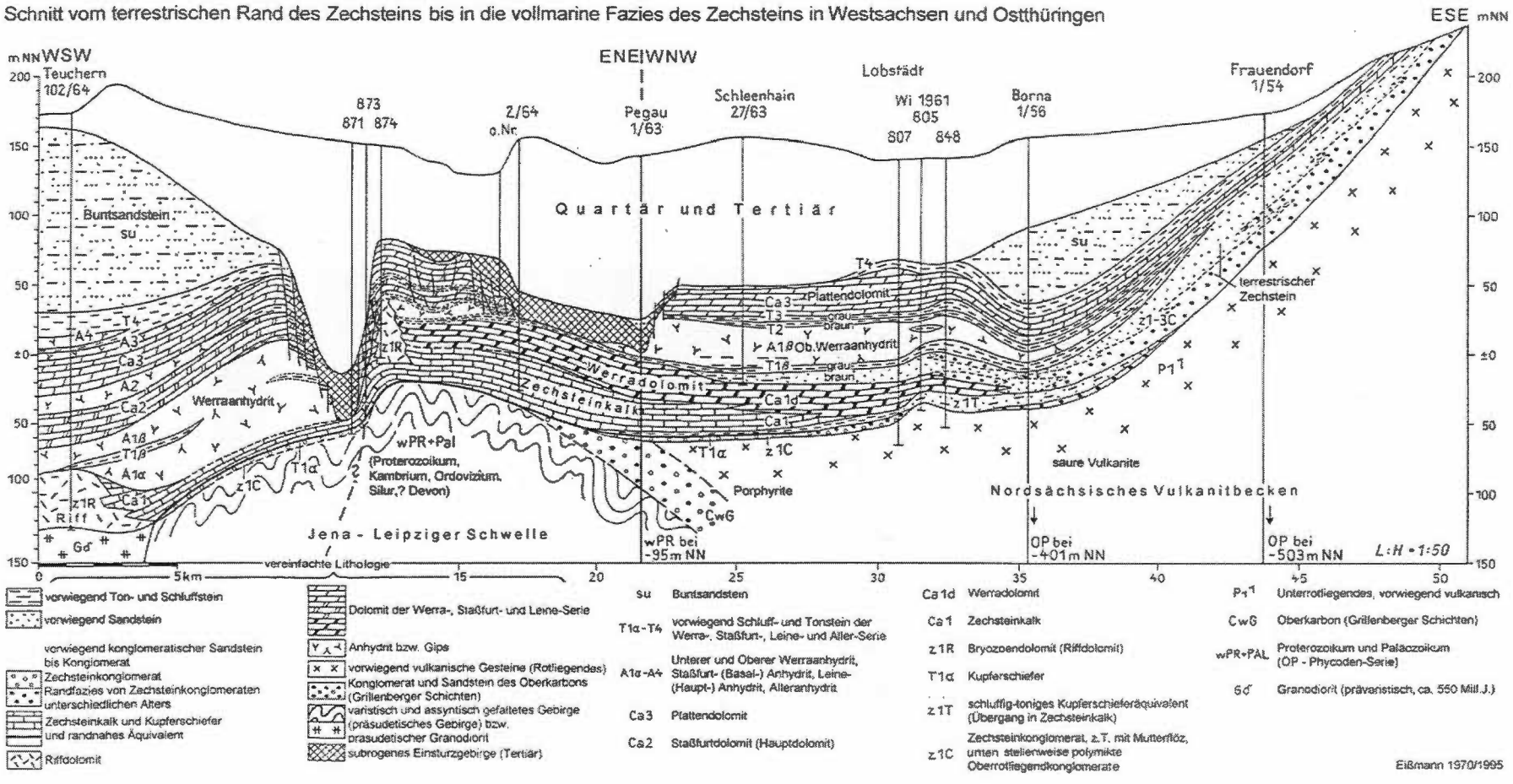


Abb. 1: Zechstein am Rand der Norddeutschen Senke.

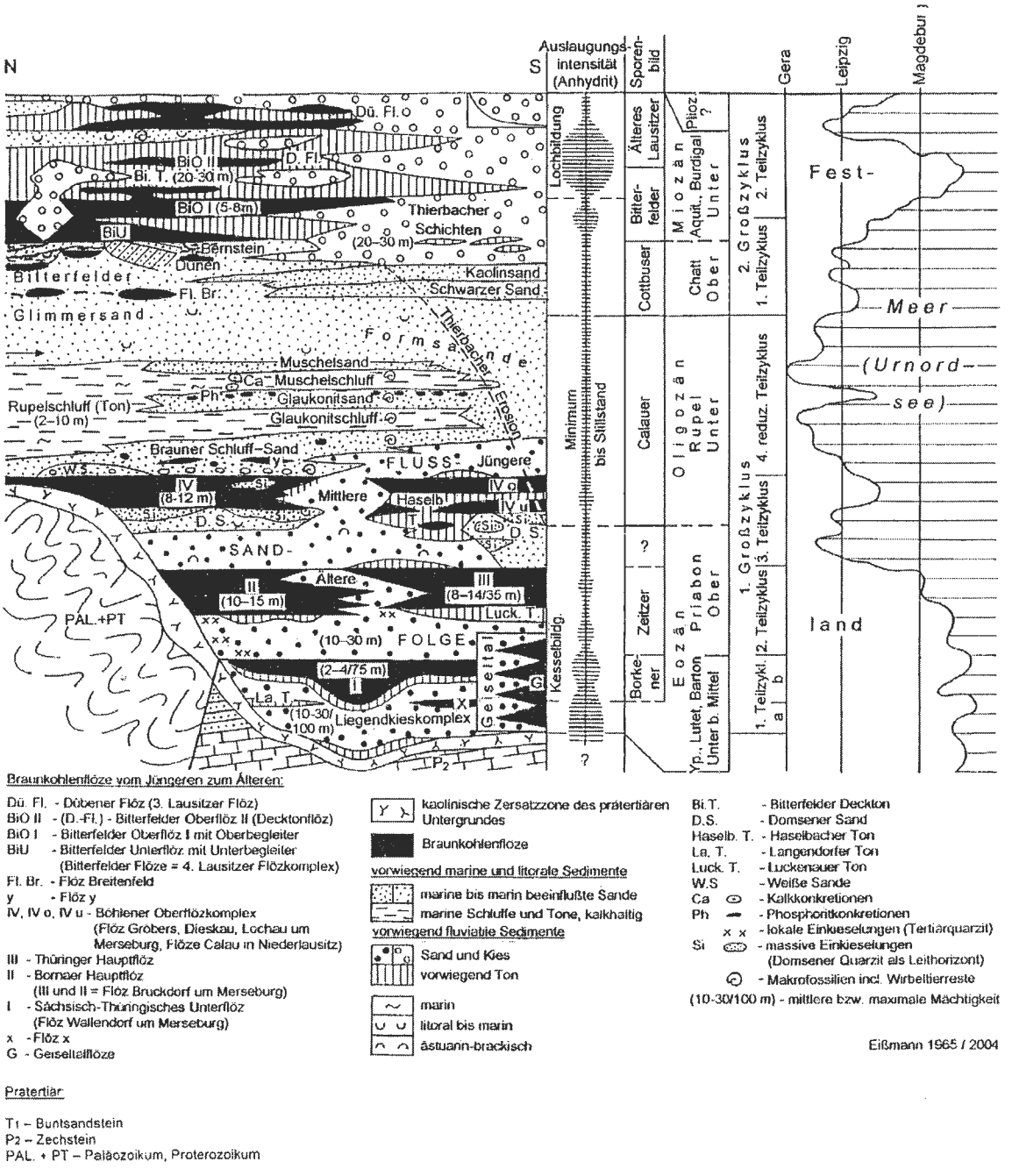


Abb. 2: Tertiär am Südrand der Norddeutschen Senke in der Leipziger Tertiärbucht zwischen Gräfenhainichen und Zeitz.

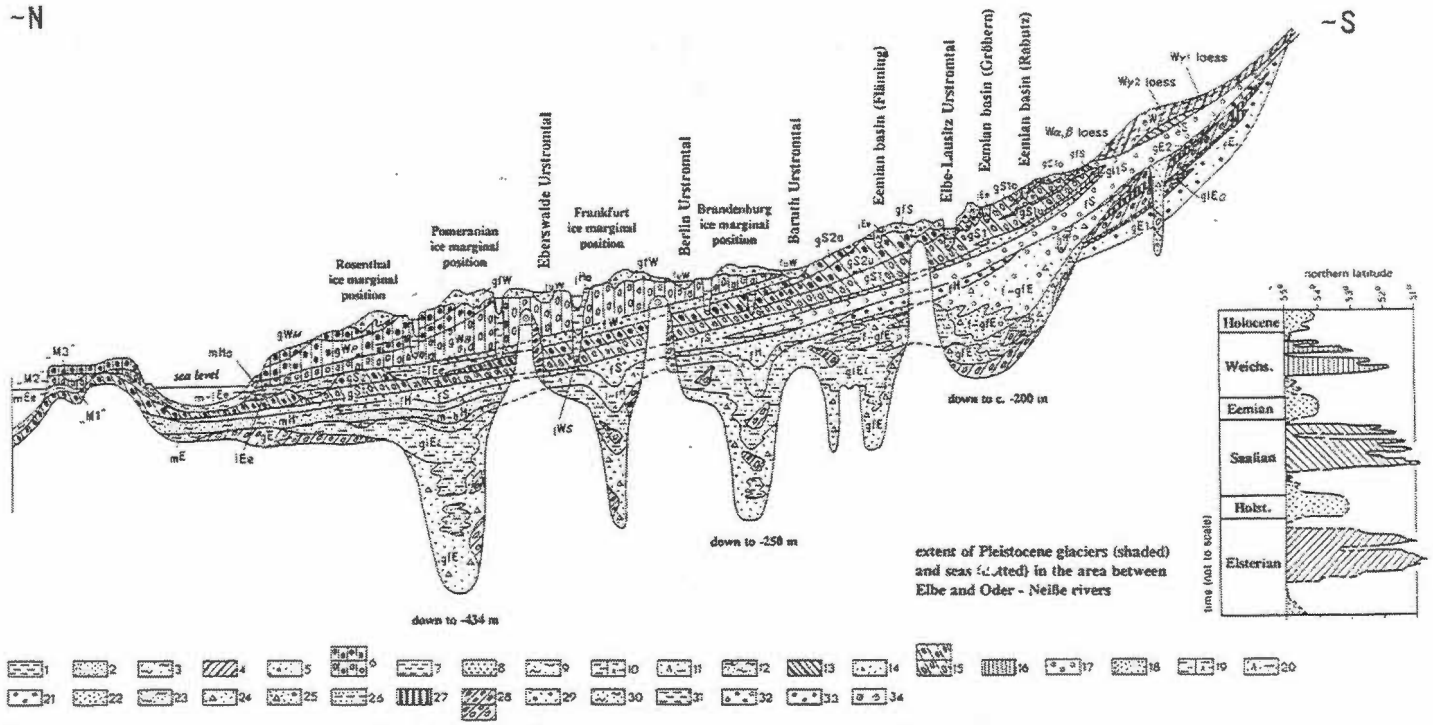


Figure 333. Stratigraphic section through the Pleistocene of the East German Lowlands (altered after Eißmann & Müller, 1979). *Holocene:* 1 = lacustrine; 2 = fluvial (fhO, alluvial loam and gravel); 3 = marine, brackish (mHo); *Weichselian:* 4 = aeolian (eW, loess and redeposited loess); 5 = glaciofluvial (gfW); 6 = till (gWM = Mecklenburg Stadial; gWP = Pomeranian Stadial; gWB = Brandenburg Stadial with Frankfurt Phase; 'M3' = Upper Weichselian Till on Rügen, glaciofluvial and glaciolacustrine sediments omitted); 7 = lacustrine (lWs = Late-glacial); 8 = fluvial and glaciofluvial (fW = Lower Terrace ('Niederterrasse'), fuW = urstromtal sediments); *Eemian:* 9 = marine/lacustrine (m/lEe); 10 = lacustrine (lEe); 11 = lacustrine-fluvial (l-fEe); 12 = marine (mEe); *Saalian:* 13 = aeolian (eS = loess and redeposited loess); 14 = glaciofluvial; 15 = till (gS2, gS2o, gS2u = Younger Saalian Tills; gS1, gS1o, gS1u = Older Saalian Tills, 'M1' = Saalian Till on Rügen); 16 = glaciolacustrine (in Saxony gS1o = with basal Breitenfeld Varved Clay, gS1u = with basal Bruckdorf Varved Clay; g1S = with Böhlen Varved Clay gl1S); 17 = fluvial (fS = Main Terrace, coarse facies, fSn = Late Saalian terrace); 18 = fluvial (Main Terrace, fine-grained facies); *Holsteinian:* 19 = lacustrine (lH); 20 = lacustrine-fluvial (l-fH); 21 = fluvial (fH = coarse facies); 22 = fluvial (fH = fine-grained facies); 23 = marine and marine-brackish (mH, m-bH); *Elsterian:* 24 = glaciofluvial (gfE); 25 = fluvial-glaciofluvial (f-gfE); 26 = glaciolacustrine sediments (glEL = Lauenburg Clay and equivalent sediments); 27 = glaciolacustrine sediments (glED = Dehlitz-Leipzig Varved Clay in Saxony and Thuringia); 28 = tills (gE, gE2 = Upper Elsterian Till; gE1 = Lower Elsterian Till); 29 = fluvial (fE = Early Elsterian Terrace); 30 = marine (mE); *pre-Elsterian:* 31 = lacustrine-fluvial (l-fC = Cromerian Complex, l-fT(?) = (?) Tiglian; l-fTT5-Q1 = Pliocene/Pleistocene boundary); 32 = fluvial (fPl = Pleiße Stage); 33 = fluvial (fWy = Wyhra Stage); 34 = fluvial (fMu = Mulde Stage).

Abb. 3: Nord-Süd-Schnitt durch das Quartär des Norddeutschen Tieflandes zwischen Rügen und dem Erzgebirge (Schema).

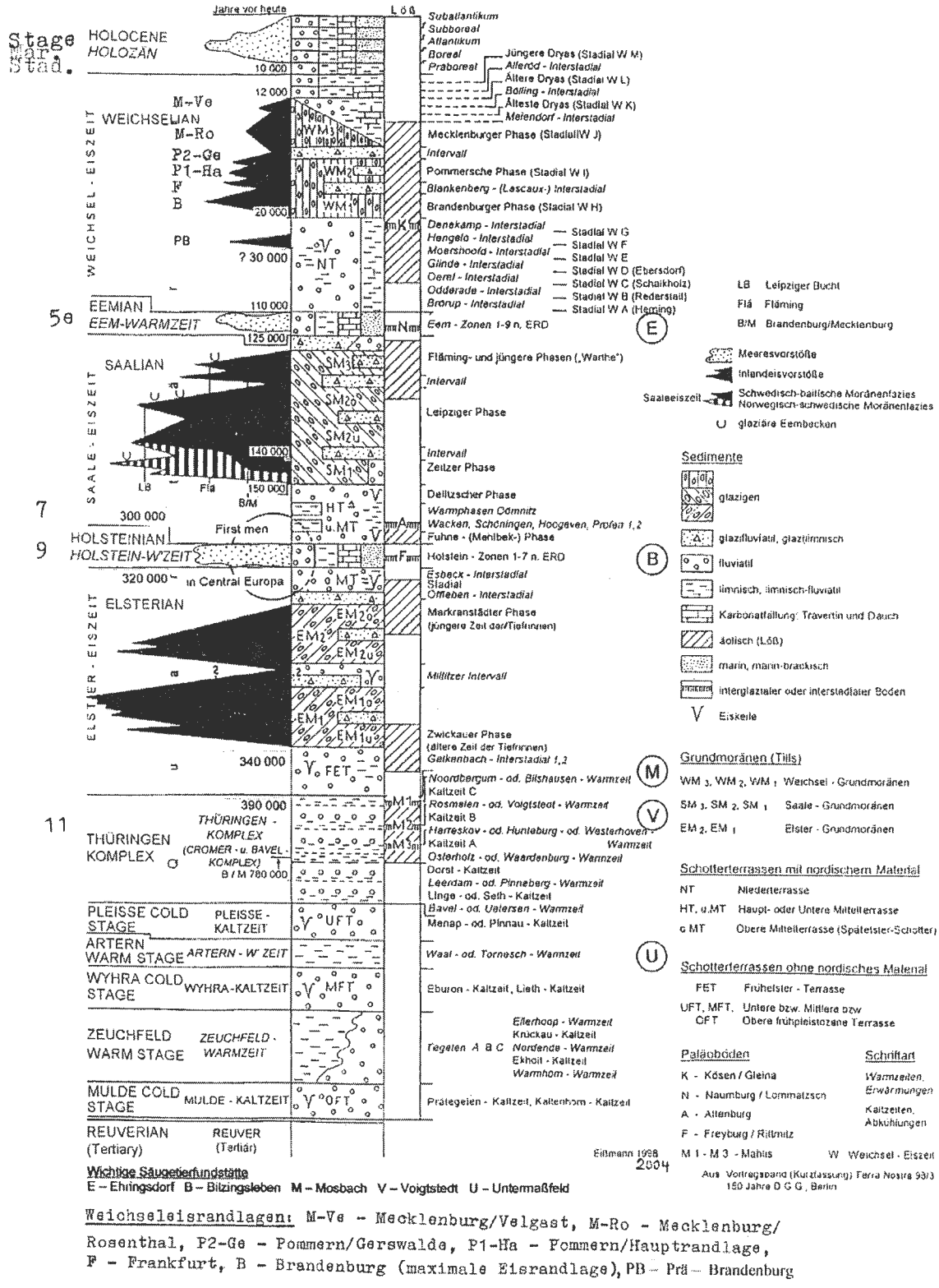


Abb. 4: Das Quartär von Nord- und Mitteldeutschland – Übersicht.

Neue Karten der quartären Grundwasserleiter in Leipzig

J. FISCHER[1], J. RASCHER[1] & C. SCHULZ[2]

Die nordwestsächsische Wirtschaftsmetropole Leipzig liegt im Einzugsbereich der Flüsse Weiße Elster, Pleiße und Parthe. Daraus ergeben sich für die Stadt Leipzig als Wasserbehörde im Amt für Umweltschutz hinsichtlich des Vollzuges der bundesdeutschen und sächsischen Wassergesetzgebung vielfältige Aufgaben, die von der Gewässeraufsicht einschließlich des Hochwasserschutzes über Beratungen zu hydrogeologischen Anfragen und Genehmigungsanzeigen für Gebäude-/Verkehrswegebaumaßnahmen, Versickerungs- und Brunnenanlagen bis hin zu Fachstellungnahmen für Bauleitplanungen und Raumordnungsverfahren reichen. Für dieses Aufgabenspektrum sind der Aufbau und die Pflege eines Umweltinformationssystems, das die Fachdaten im geographisch-räumlichen Bezug darstellt, eine prioritäre Aufgabe.

In diesem Kontext wurde im Zeitraum 1997-2004 für das Leipziger Stadtgebiet ein Arc-Info-basiertes Kartenwerk in den Maßstäben 1 : 10 000 bzw. 1 : 5 000 geschaffen, mit dem geometrische, lithologische, stratigraphische und hydrogeologische Eigenschaften der quartären Grundwasserleiter im Untergrund von Leipzig flächendeckend für die wasserbehördliche Arbeit in analoger und digitaler Form abgerufen werden können. Die Karten umfassen mit einer Fläche von insgesamt 298 km^2 das gesamte Stadtgebiet von Leipzig und beruhen auf insgesamt 15.120 recherchierten und geologisch (stratigraphisch, hydrogeologisch) bewerteten Bohrungen als Stützstellen.

Das dem Kartenwerk zugrunde liegende geologische Modell orientiert sich an der Gliederung der quartären Sedimente in der Leipziger Tieflandsbucht i. S. v. Eißmann (u. a. Eißmann & Litt 1994) und beschreibt folgende Grundwasserleiter (GWL):

- GWL 1.0/1.1: holozäne bis weichselkaltzeitliche Flussschotter
- GWL 1.3: glazifluviatile saalekaltzeitliche Schmelzwassersedimente, sog. Breitenfelder Horizont
- GWL 1.4: glazifluviatile saalekaltzeitliche Schmelzwassersedimente, sog. Bruckdorfer Horizont
- GWL 1.5: frühsaalekaltzeitliche Flussschotter der Mulde und der Weißen Elster
- GWL 1.6: glazifluviatile elsterkaltzeitliche Schmelzwassersedimente
- GWL 1.8: frühelsterkaltzeitliche und frühpleistozäne (Menap- und Eburon-Kaltzeit) Schotter der Weißen Elster, Saale, Pleiße und Wyhra.

Das hydrogeologische Kartenwerk umfasst die Themen:

- Karte der Aufschlusspunkte (Lage und wichtige Stammdaten der Bohrungen)
- Karten zur Verbreitung der quartären Grundwasserleiter (Geometrie der GWL-Verbreitungen, hydraulische Verbindungen zu über- und unterlagernden Grundwasserleitern)
- Karte der bindigen Deckschichten über den quartären Grundwasserleitern (Mächtigkeit, Lithologie)
- Hydrogeologische N-S- bzw. E-W-Schnitte zu den Lagerungsverhältnissen.

Bearbeitungsmethodisch erfolgte die Kartenerstellung in zwei zeitlich und thematisch verknüpften Arbeitsetappen:

- Recherche, geologische Bewertung und Modellierung der einbezogenen Bohrungen in klassischer geologischer Bearbeitung (Schnitte)
- Arc-Info-gestützte Realisierung von technisch-kartographischen Zwischenschritten bei der Datengewinnung (Bohrlageplan u. a.) und die eigentliche Kartenerstellung.

Das geologisch-hydrogeologisch bearbeitete und digital vorliegende Kartenwerk 1 : 10 000/1 : 5 000 wurde 2004/05 für den Maßstab 1 : 50 000 generalisiert und unter Nutzung der erhobenen (hydro-) geologischen Daten durch weitere hydrogeologische Kartenthemen ergänzt. Für die behördeninterne und - externe Facharbeit wurde die geschlossene Form eines Atlas angestrebt, um potentiellen Nut-

[1] *GEO montan* Gesellschaft für angewandte Geologie mbH Freiberg, Am St. Niclas Schacht 13, 09596 Freiberg, E-mail: freiberg@geomontan.de, [2] Amt für Umweltschutz der Stadt Leipzig, Nonnenstraße 5, 04229 Leipzig

zern im Bereich der Kommunal- und Landesbehörden neben den digital verfügbaren auch analoge Karten in einer praktisch handhabbaren Größe (etwa A2) anbieten zu können.

Dieser Hydrogeologische Atlas der Stadt Leipzig 1 : 50 000, quartäre Grundwasserleiter schließt die von 1997-2004 gelaufene Kartierungsphase und Datenerhebung vorläufig ab. Er ist eine Iststandsdokumentation für eine nachhaltige wasserwirtschaftliche Zukunftsvorsorge. Da er das gesamte Stadtgebiet von Leipzig umfasst, kann er bei zukünftigem Bedarf durch weitere Kartenthemen, z. B. zu den tertiären Grundwasserleitern oder der Grundwasserdynamik, problemlos ergänzt werden. Im Hinblick auf den Schutz des Grund- und Oberflächenwassers (Schadstoffversickerung, Altlastenstandorte, Havarien, Wanderung von Schadstofffronten u. ä.) bietet der Stadtatlas beispielsweise für die Arbeiten zur Umsetzung der EU-Wasserrahmenrichtlinie bezüglich der für die Stadt Leipzig hydrogeologisch wichtigen quartären Grundwasserleiter ein optimales Informationsmaterial. Der Atlas ist gegen eine Schutzgebühr über das Amt für Umweltschutz der Stadt Leipzig zu beziehen.

Der Atlas enthält folgende Themenblätter:

- Erläuterungstext zum geologischen Modell und den nutzerspezifischen Rahmenbedingungen
- Verbreitung und Mächtigkeit der einzelnen quartären Grundwasserleiter einschließlich der hydraulischen Verbindungen zu den jeweils über- und den unterlagernden quartären bzw. tertiären Grundwasserleitern
- Mächtigkeit und lithologische Ausbildung der bindigen Deckschichten über den Grundwasserleitern
- Karte der jeweils obersten Grundwasserleiter unter den bindigen Deckschichten
- hydrogeologische Übersichtsschnitte.

Da für die Bewirtschaftung von Grundwasservorräten ebenso wie für raumordnerische Planungen Aussagen zur Geschütztheit der Grundwasserleiter, insbesondere hinsichtlich des oberirdischen Kontaminationspfades, von Bedeutung sind, wurde weiterhin unter Nutzung der erhobenen Daten zur lithologischen Ausbildung und Mächtigkeit der die Grundwasserleiter abdeckenden bindigen Schichten eine Karte der „Grundwassergeschütztheit" generiert, in der für das gesamte Stadtgebiet von Leipzig entsprechende verschmutzungssensible Areale in vier Schutzkategorien ausgehalten sind. Die Karte der Grundwassergeschütztheit entsteht durch Verschneidung (*union*) von Petrographie und Mächtigkeit der bindigen Deckschichten. Dafür wurde aus dem Liniencoverage der Isopachen ein Flächencoverage mit Mächtigkeitszonen erzeugt. Die entstandenen Flächen sind nun durch eine Mächtigkeitsklasse und eine Petrographie charakterisiert, dem in der Matrix der Geschütztheitskategorien genau eine Schutzkategorie entspricht. Die Komplexität einer Grundwasserschutzkartierung (vgl. SCHLEYER 1995) und der demgegenüber vergleichsweise einfache, jedoch auf über 15.000 geologischen Stützstellen beruhende flächendeckende Ansatz ist den Bearbeitern durchaus bewusst.

Literatur

AMT FÜR UMWELTSCHUTZ STADT LEIPZIG (Hrsg.) (2005): Hydrogeologischer Atlas der Stadt Leipzig 1 : 50.000, quartäre Grundwasserleiter: 23 Blätter (Erläuterungstext; topographische Karte; Aufschlusskarte; Verbreitung und Mächtigkeit der quartären Grundwasserleiter; Mächtigkeit und Lithologie der bindigen Deckschichten über den quartären Grundwasserleitern; Karte der obersten Grundwasserleiter; Geschütztheit der Grundwasserleiter; hydrogeologische Schnitte). – *GEO montan* GmbH Freiberg (Fachbearbeitung), C. Schulz/Amt für Umweltschutz (Redaktion); zu beziehen über das Amt für Umweltschutz der Stadt Leipzig.

EIßMANN, L. & LITT, T. (1994): Das Quartär Mitteldeutschlands. - Ein Leitfaden und Exkursionsführer. Mit einer Übersicht über das Präquartär des Saale-Elbe-Gebietes. – Altenburger Naturwiss. Forsch., **7**: 1-458; Altenburg.

SCHLEYER, R. (1995): Verbesserung des Grundwasserschutzes durch Kartierung der Verschmutzungsempfindlichkeit. – WAP 1, S. 12-19.

Paläomilieuanalysen in archäologischen Grabungen an der deutschen Ostseeküste – Beispiele interdisziplinärer Zusammenarbeit zwischen Paläontologen und Archäologen

P. FRENZEL[1]

Traditionelle, dem Gebiet der Paläontologie zurechenbare Disziplinen im Dienste der Archäologie sind Archäozoologie, die vor allem Reste von Haus- und Jagdtieren untersucht, Archäobotanik, Palynologie und Dendrochronologie. Das große Potenzial der Reste wirbelloser Tiere für die Rekonstruktion der Lebensumwelt des Menschen in der Vergangenheit wird dagegen nur selten genutzt. In der Paläontologie, und dabei insbesondere der Paläoklimaforschung und Paläoozeanographie, sind es aber hauptsächlich Reste wirbelloser Tiere, die als Datengrundlage für Paläomilieuanalysen dienen. Sie sind gut untersucht, weit verbreitet, oft zahlreich vorhanden und methodisch etabliert. Fossilgemeinschaften bergen in ihrer Artenzusammensetzung, Häufigkeit, morphologischen Besonderheiten der Individuen und der chemischen Zusammensetzung ihrer Schalen Informationen über das Milieu in dem sie lebten.

Der Vortrag demonstriert anhand von ausgewählten archäologischen Grabungen in den Hansestädten Stralsund und Greifswald sowie bei Rosenhof (Schleswig-Holstein), wie über die Analyse von Resten wirbelloser Tiere die damalige Lebensumwelt des Menschen rekonstruiert werden kann. Die Beispiele reichen über einen Zeitabschnitt vom Mesolithikum bis zur Neuzeit. Für die steinzeitlichen Sedimente der Küste erlauben vor allem Mikrofossilien, wie Ostrakoden und Foraminiferen, aber auch Mollusken, detaillierte Aussagen zum regionalen Verlauf der Littorina-Transgression, zur Salinitätsentwicklung und zur Veränderung der Habitate, die auch Lebensumwelt der steinzeitlichen Sammler und Wildbeuter waren. Ab dem Mittelalter lassen sich mit den demonstrierten Methoden deutlich anthropogene Einflüsse nachweisen. Über die holozänen Salinitätsschwankungen der Ostsee ist zusätzlich eine ökostratigraphische Nutzung von „Leitfossilien" möglich.

[1]Institut für Geowissenschaften, Friedrich-Schiller-Universität Jena

Zur Kames-Bildung im südlichen Holstein

A. GRUBE[1]

Kames sind generell verbreitete Relikte der Weichselvereisung in Schleswig-Holstein. Nur selten zeigt sich jedoch eine Vergesellschaftung unterschiedlichster Einzelelemente auf kleinem Raum wie in dem hier beschriebenen Bereich. Das Kamesgebiet „Sülfelder Tannen" liegt ca. 10 km östlich der max. Vereisungsgrenze der Weichsel-Kaltzeit im Lee einer bis ca. +60 mNN aufragenden und morphologisch ausgeprägten Weichsel-Randlage, die in etwa von Bargteheide nach Sülfeld verläuft. Diese wird in Annäherung an das Tal der Norderbeste niedriger und unregelmäßiger. Im Bereich der Norderbeste ist die Randlage durchbrochen (Schmelzwasser-Abflussbahn).

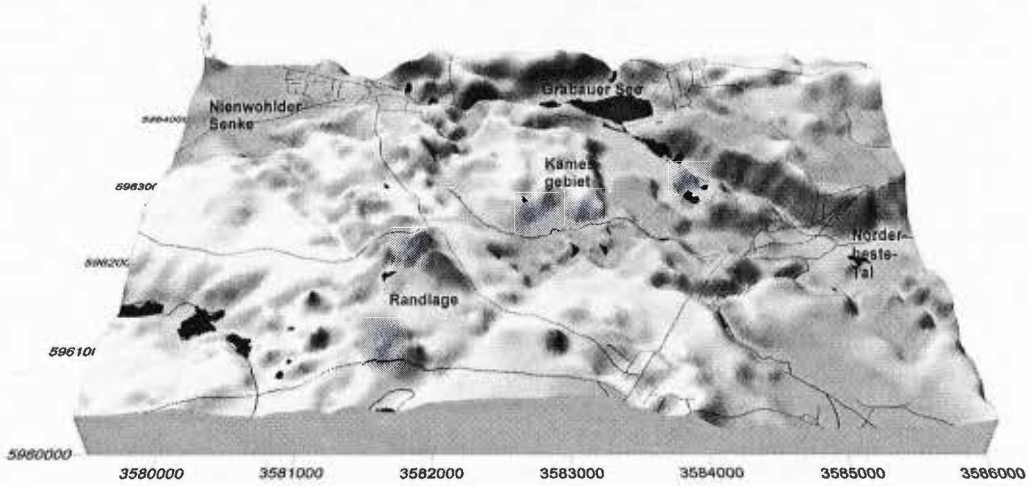


Abb. 1: Morphologie des Bereiches Sülfelder Tannen (DGM 50, stark überhöht).

Die Kames-Landschaft befindet sich im Übergangsbereich zum Tunnel-Tal der Norderbeste, die durchschnittliche Höhenlage des Gebietes liegt bei ca. 30-35 mNN. Charakteristisch für den Bereich sind rundliche bis langgestreckte Kuppen bzw. Rücken, die ganz vorwiegend sandig aufgebaut sind. Der Gesamtkomplex hebt sich bezüglich der generellen Orientierung der Vollformen deutlich von der Umgebung ab. Er ist in Hinsicht auf die oberflächennahen Sedimente allgemein als vorwiegend sandig zu bezeichnen. Die Ablagerungen sind sehr heterogen zusammengesetzt, häufig mit unmittelbarem Wechsel zwischen Feinsand und Stein-/Kieslagen. Bindige Einschaltungen sind meist geringmächtig und unregelmäßig verteilt.

Die Verteilung lässt sich mit der bevorzugten Ablagerung in Becken oder Kanälen unter, im oder auf dem abschmelzenden Eis erklären. Die Kuppen sind teilweise entlang vorherrschender Lineamente ausgerichtet, die vermutlich Kluftnetzen im Gletscher bzw. Toteis zugeordnet werden können. Mehrere Nordwest-Südost gerichtete längliche Vollformen haben nur eine Sanddecke, Geschiebelehme und –mergel treten hier unregelmäßig im unteren Teil auf. Hierbei sind Aufpressungsstrukturen wahrscheinlich. Diese Formen grenzen entlang einer Nord-Süd-gerichteten Linie an einen deutlich tiefer gelegenen Bereich, der als Negativform eines großen Toteisbereiches gedeutet werden kann (Kames-Terrasse). Längliche, schmale Hohlformen sind nur teilweise an Vorfluter gebunden. Sie sind häufig mit mächtigen Mudden und Torfen gefüllt, die eine Sedimentation ab dem Spätglazial zeigen. Im süd-östlichen Bereich sind Beckenschluffe in größerer Mächtigkeit und Ausdehnung erbohrt worden.

Der Kames-Bereich ist aus Sicht des Geotopschutzes als ausgesprochen wertvoll einzustufen. Ein vergleichbares Beispiel einer derart kleinräumigen, aber genetisch vielfältigen Kames-Morphologie bzw. -Sedimentologie ist bisher in Schleswig-Holstein nicht beschrieben worden. Obwohl an verschiedenen Stellen Sand- und Kiesabgrabungen stattgefunden haben ist der Bereich gut erhalten. Für einen großen Teil des Kames-Gebietes steht eine Unterschutzstellung noch aus.

[1]Dr. Alf Grube, Landesamt für Natur und Umwelt, Abt. Geologie/Boden, Hamburger Chaussee 25, 24220 Flintbek

Erste Ergebnisse der Forschungsbohrung Viernheim im Heidelberger Becken (nördlicher Oberrheingraben)

C. HOSELMANN[1]

Anfang Januar 2006 wurde im Wald nördlich von Viernheim (Südhessen) im Auftrag des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie (HLUG) mit den Arbeiten an einer 350 m tiefen Forschungsbohrung begonnen. Diese Forschungsbohrung ist Teil eines Verbundvorhabens, das durch drei Kernbohrungen im nördlichen Oberrheingraben ein Klimaarchiv von europaweiter Bedeutung erschließen soll.

Das Forschungsprojekt ist eine gemeinsame Initiative des Instituts für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben in Hannover (GGA-Institut, Mitglied der Leibniz-Gemeinschaft), des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie (HLUG), des Landesamtes für Geologie, Rohstoffe und Bergbau im Regierungspräsidium Freiburg (LGRB) und des Landesamtes für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz (LGB-RLP). An der Auswertung der Bohrkerne werden sich zahlreiche nationale und internationale Forschungseinrichtungen beteiligen. Eine Förderung soll durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG) erfolgen.

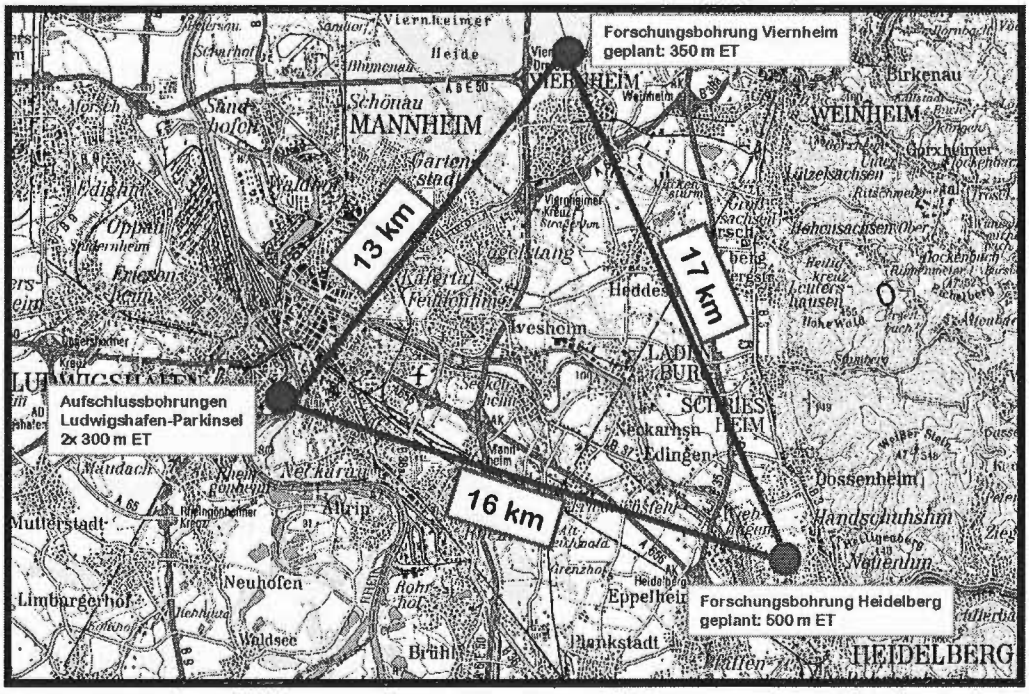


Abb. 1: Informationsdreieck Heidelberger Becken: Lage der drei Forschungsbohrungen im Rhein-Neckar-Gebiet.

Die beteiligten Institutionen wollen in den Sedimenten des so genannten „Heidelberger Beckens" Informationen zur Klimaentwicklung Mitteleuropas studieren. Durch die junge Absenkung des Oberrheingrabens wurden in seinen Lockergesteinen zahlreiche Signale eingefangen, welche die Klimaentwicklung der letzten 3 Millionen Jahre dokumentieren. In Kies, Sand, Ton und Torf sind die Klimasignale wie in einem Archiv enthalten. Die erbohrten Kerne der Forschungsbohrung Viernheim zeigen genau diese Sedimente: Sande und Kiese, die eher kaltzeitliche Klimate repräsentieren und vom Neckar bzw. Rhein geschüttet worden sind sowie mächtige in Altarmen und Seen abgelagerte Ton- und Torfpakete, die warmzeitlichen Klimaten zuzurechnen sind. In der Bohrung werden somit pliozäne und pleistozäne Sedimente in hoher Auflösung erschlossen, die ein erhebliches Potential für weitere Untersuchungen beinhalten. Der Vergleich mit den Schwesterbohrungen Heidelberg (geplante

[1]Dr. Christian Hoselmann, Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Postfach 3209, 65022 Wiesbaden, E-Mail: c.hoselmann@hlug.de

Endteufe 500 m) und Ludwigshafen (zwei abgeschlossene Bohrungen mit einer Endteufe von je 300 m) wird die Forschungsergebnisse ergänzen.

Die besondere Attraktivität der Lokationen im Raum Viernheim – Heidelberg – Ludwigshafen besteht darin, dass hier im Schnittpunkt Oberrheingraben-Neckar das Zentrum der jungen Absenkung vorliegt. Im so genannten „Heidelberger Loch" ist mit seismischen Verfahren die mächtigste Abfolge an quartären und pliozänen Sedimenten des gesamten Oberrheingrabens nachgewiesen worden (Bohrung Heidelberg). Das „Heidelberger Becken" ist somit eine Schlüsselstelle im großen Geosystem Alpen – Oberrheingraben – Nordsee. Die Bohrung in Heidelberg wird daher die größten quartären Sedimentmächtigkeiten des Raumes erschließen, die zum Teil auch durch grobe Schüttungen des Neckarschwemmfächers gekennzeichnet sind. In Viernheim ist dagegen die Normalsituation des Heidelberger Beckens dokumentiert. Hervorragendes Merkmal dieser Lokation ist die hohe Auflösung der Sedimente im Bereich der Tone und Torfe. Auch die große Anzahl der feinklastischen Lagen versprechen eine hohe zeitliche Auflösung der Sedimente. Die Forschungsbohrungen stehen somit schon jetzt im Blickfeld der internationalen Wissenschaftsgemeinde (ELLWANGER et al. 2005).

Im Rahmen des Vortrags sollen das Gesamtprojekt der „Projektinitiative ‚Heidelberger Becken': Lockergesteins-Kernbohrungen im nördlichen Oberrheingraben" sowie die ersten Ergebnisse der Forschungsbohrung Viernheim vorgestellt werden.

Weitere aktuelle Informationen:
Viernheim: http://www.hlug.de/medien/geologie/aktuell/heidelberger_becken.html
Heidelberg: http://www.gga-hannover.de/gr_projekt/heidelberg/index.htm

Literatur

ELLWANGER, D., GABRIEL, G., HOSELMANN, C., LÄMMERMANN-BARTHEL, J. & WEIDENFELLER, M. (2005): The Heidelberg Drilling Project (Upper Rhine Graben, Germany). - Quaternaire, **16** (3): 193-201.

SCIENTIFIC DRILLING
HEIDELBERG BASIN

Fluviatile Sedimentation, Diapirismus und Vegetation im Frühsaaleglazial Mitteldeutschlands. Neue Befunde aus dem Tagebau Profen (Sachsen-Anhalt)

F. W. JUNGE[1], T. BÖTTGER[2] & E. Y. NOVENKO[3]

Der Tagebau Profen bietet mit seiner über 100 m mächtigen, vom Eozän bis ins Holozän reichenden vielgliedrigen Lockergebirgsformation und den darin zahlreich vorkommenden geologischen Prozessphänomenen einen einmaligen Einblick in die wechselnde Landschafts- und Klimaentwicklung Mitteldeutschlands der letzten 50 Millionen Jahre (JUNGE et al. 1995). Beispielhaft zu nennen in der tertiären Schichtenfolge sind die Prozesse der Subrosion mit der Ausbildung mächtiger Kohlekessel, die weitflächig freigelegten Ablagerungen der tertiären Flußläufe („Flußsandzonen") und die ästuarin bis flachmarinen (Domsener Folge mit Tertiärquarziten) und vollmarinen Sedimente (fossilienführende Rupelfolge) der mehrfach im Zeitraum Obereozän-Oligozän bis in das südliche Weißelsterbecken hineinreichenden Ur-Nordsee. Bezüglich des quartären Stockwerks dokumentieren die Aufschlüsse im Tagebau Profen, in Hochflächenposition, die klassische Glazialfolge Mitteldeutschlands. Sie besteht aus einer über präglazialen Schottern liegenden Wechselfolge von Bändertonen, Moränenbänken und glazifluviatilen Sanden und Kiesen des Elster- und Saaleglazials. Im Bereich des frühsaaleglazialen Tales der Weißen Elster verzahnt sich diese Folge mit der durch Permafrostindikatoren (Eiskeilpseudomorphosen, Tropfenböden) gekennzeichneten, vielgliedrigen frühsaaleglazialen Schotterterrasse („Hauptterrasse") der Weißen Elster. Die in diesem Bereich häufig auftretenden und die

[1]Sächsische Akademie der Wissenschaften zu Leipzig, Karl-Tauchnitz-Straße 1, 04107 Leipzig, Deutschland, [2]UFZ- Umweltforschungszentrum Leipzig-Halle GmbH, Dep. Isotopenhydrologie, Theodor-Lieser-Straße 4, 06120 Halle, [3]Russische Akademie der Wissenschaften, Institut für Geographie, Labor für Evolutionäre Geographie, Staromonetny 29, 109017 Moskau

fluviatile Sedimentfolge erfassenden, gravitativen Deformationen des Untergrundes (Kohlediapiraufstieg mit Randsenkenbildung) sind Ausdruck des weitflächigen und mehrphasigen Permafrostzerfalls zur Hauptterrassenbildungszeit.

Im Sommer 2005 war der frühsaaleglaziale Schotterkörper der Weißen Elster im Tagebau Profen-Süd in einem ca. 8 m mächtigen, in Randsenkenposition gelegenen Profil zwischen zwei Kohlediapiren des Thüringer Hauptflözes aufgeschlossen (siehe Abb. 1). Der Schotterkörper war in seinem mittleren Teil durch zwei Schluffbänke gegliedert. Die untere, ca. 2,5 m mächtige und über mehrere 100 m verfolgbare Schluffbank (Profil Profen1; C1 in Abb. 1) war zum Teil als intraformationelle, im Schotterkörper endende Diapirstruktur entwickelt. Die obere, durch 1,5 m Kies von der unteren Schluffbank getrennte und ca. 0,1 m mächtige Schicht (C2 in Abb. 1) war nur lokal verbreitet und stark kryoturbat überprägt. An beiden feinkörnigen Schichten durchgeführte Pollenanalysen zeigen das folgende Bild (Abb. 2):

Das Spektrum der unteren Schluffbank (Profil Profen1) reicht von

(a) einer zu Beginn der Sedimentation charakterisierten Abfolge gräserdominierter Pollen (Schmetterlingsblütengewächse (Fabaceae); Riedgrasgewächse, Sauergräser (Cyperaceae); Rosengewächse (Rosaceae); Süßgräßer (Poaceae)) mit geringen Baumpollenanteilen (*Pinus, Betula alba, Salix* und *Betula nana;* lokale Pollenzone 1), über

(b) einen durch hohe Anteile an Süßgräser (Poaceae bis 40%) und Schmetterlingsblütengewächsen (Fabaceae 20-46%) ausgewiesenen Abschnitt (lokale Pollenzone 2), bis hin zu

(c) einem überwiegend durch aquatische Spezies (oberer Teil mit 30-40% *Myriophyllum*; unterer Teil mit bis 50% Hahnenfußgewächse (Ranunculaceae); lokale Pollenzone 3) geprägten oberen Sedimentabschnitt.

Die Ergebnisse dokumentieren diesen Abschnitt der Hauptterrassenzeit als eine weitgehend baumlose, gräserdominierte Tundrenlandschaft mit einer, Standorte erodierter Böden und sumpfiger Stellen bevorzugenden Pioniervegetation. Das Klima war insgesamt kalt und relativ feucht, wobei der Nachweis von *Nuphar lutea* (Große Teichrose) und *Typha latifolia* (Breitblättriger Rohrkolben) mittlere Julitemperaturen von 14 °C zuläßt.

Die hangende Schluffschicht (Profil Profen2) ist durch ein deutlich anderes Pollenspektrum ausgewiesen: Baumpollenanteile bis 40 % (überwiegend Kiefer; untergeordnet Fichte, Birke, Erle) dominieren neben Gräsern (*Artemisia*, Sauergräser (Cyperaceae); Hahnenfußgewächse (Ranunculaceae) und Heidekrautgewächse (Ericales)) und Sporen (*Sphagnum*; monolete Farnsporen; bis 5%). Ihr Pollenspektrum kennzeichnet ein komplexes Vegetationsbild des inselartigen Auftretens von Kieferwäldern mit Birke und Fichte in einem Gras- und Feuchtlandbiotop. Damit werden ältere, aus der Hauptterrasse von Profen gewonnene Pollenbefunde (in EIßMANN 1975: S. 113) bestätigt.

Die neuen Befunde aus dem Tagebau Profen zeigen insgesamt, dass die Hauptterrassenzeit, die den Zeitabschnitt vom Ende des Holstein-Interglazials bis zum ersten saaleeiszeitlichen Inlandeisvorstoß umfaßt, durch Klimaschwankungen subarktischer, baumloser Bedingungen mit Permafrost (Eiskeilbildung; Stadiale) bis hin zu borealen Bedingungen mit Baumvegetation (Interstadiale) gekennzeichnet ist. Indikatoren einer dem Holstein-Interglazial gleichrangigen Warmzeit sind innerhalb des Frühsaaleglazials, wie für das gesamte mitteldeutsche Gebiet charakteristisch (EIßMANN 1997), nicht nachweisbar.

Literatur

EIßMANN, L. (1997): Das quartäre Eiszeitalter in Sachsen und Nordostthüringen. - Altenburger nat. wiss. Forsch. 8, Altenburg: 98 S.

EIßMANN, L. (1975): Das Quartär der Leipziger Tieflandsbucht und angrenzender Gebiete um Saale und Elbe. - Schriftenr. f. Geol. Wiss. H. 2, Akademie-Verlag Berlin: 228 S.

JUNGE, F.W., HOFFMANN, K., WEBER, T. & RUDOLPH, A. (1995): Exkursion B7: Das Quartär der südlichen Leipziger Tieflandsbucht - Stratigraphie, Archäologie und Diapirismus in den Tagebauen Zwenkau und Profen.- In: *Quaternary field trips in Central Europe. Vol. 4: Exkursionen in Berlin und Umland. Ed. W. Schirmer*, XIV. INQUA Kongreß 3.-10. August 1995, Verlag Dr. Friedrich Pfeil München (ISBN 3-923871-91-0): 1265-1269.

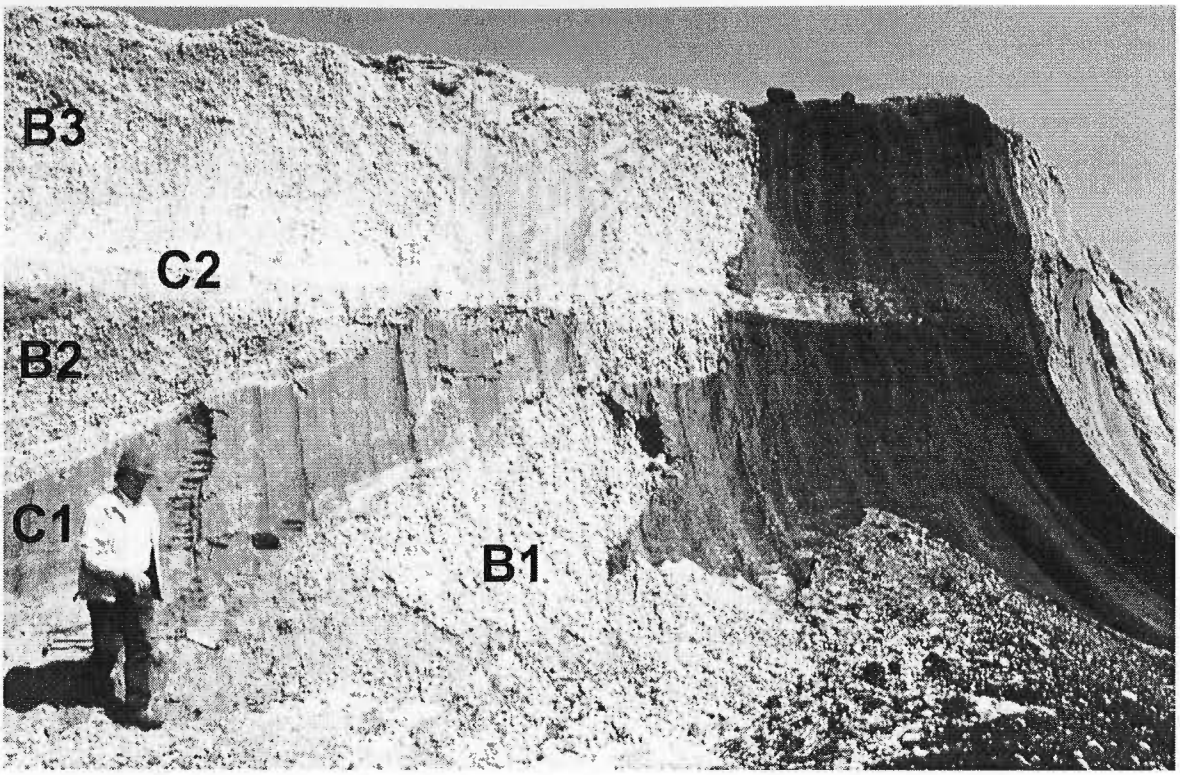


Abb. 1: In Diapir-Randsenkenposition aufgeschlossener frühsaaleglazialer Schotterkörper im Tagebau Profen-Süd. Juni 2005. Foto: JUNGE.

diapirisch aufgestiegenes Thüringer Hauptflöz; B1, B2, B3 ... untere, mittlere und obere Schotterfolge; C1 ... unterer Schluffhorizont (in Bezug auf Terrassenkörper als intraformationeller Diapir entwickelt); C2 ... oberer Schluffhorizont.

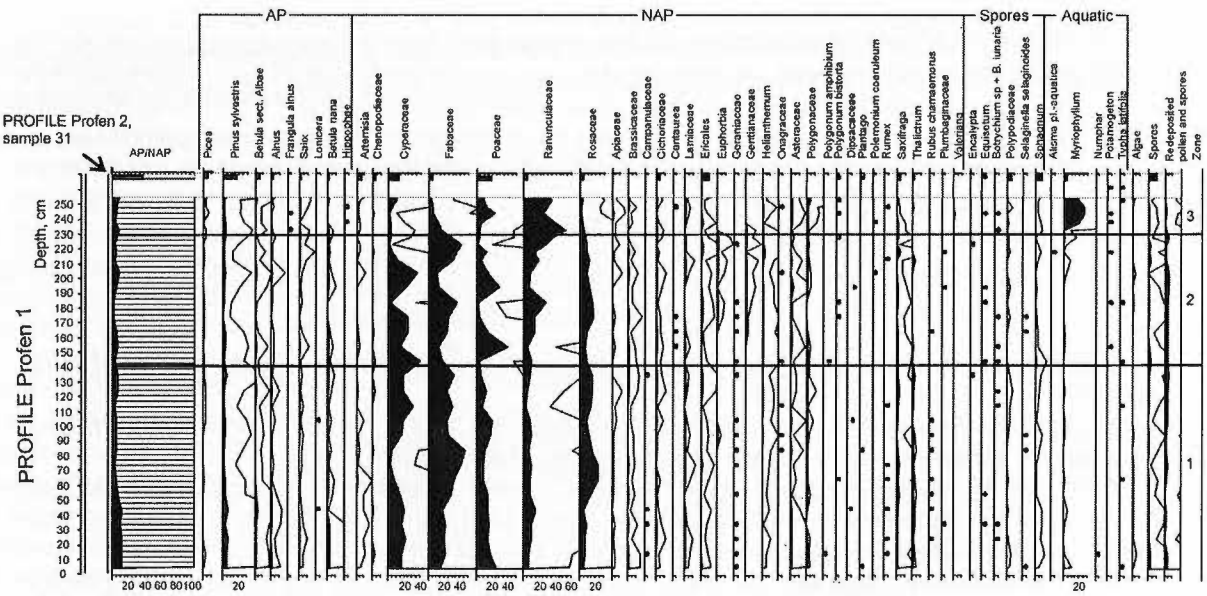


Abb. 2: Pollendiagramm der Schluffhorizonte in der frühsaaleglazialen Hauptterrasse der Weißen Elster im Tagebau Profen-Süd.

Dokumentation der Erkundungsbohrungen für die BAB 71 bei Voigtstedt – erste Ergebnisse

L. KATZSCHMANN[1], G. KUHN[2] & J. STRAHL[3]

Im Frühjahr 2006 befindet sich die BAB71 zwischen Sömmerda und dem Autobahndreieck Oberröblingen in der abschließenden Erkundung bzw. bereits im Bau (z.B. Schmücketunnel). Die Autobahntrasse quert auf dem Teilabschnitt Heldrungen - Artern - Sangerhausen das große und komplex aufgebaute Subrosionsgebiet zwischen Schmücke, Kyffhäuser, Harz und Ziegelrodaer Plateau. Die bereits im Paleogen einsetzende und bis heute andauernde Auslaugung des mächtigen Zechsteinsalinars führte zur Ablagerung z.T. über 100 m-mächtiger Sedimente. Räumliche und zeitliche Wechsel in der Intensität der Subrosion sowie die generelle Verlagerung weg von den Grundgebirgsausstrichen von Harz und Kyffhäuser führten zur Ausbildung z.T. komplexer und schwieriger Lagerungsverhältnisse. Gleichzeitig blieben hier Schichtenfolgen erhalten, die Einzelabschnitte des Känozoikums ohne größere zeitliche Lücken repräsentieren.
Der Vortrag selbst betrachtet den auf der tektonischen Hochscholle von Artern gelegenen Trassenabschnitt von der Unstrut-Aue südlich Artern über den Weinberg bis in die Helme-Aue nordöstlich Voigtstedt. Aus dem Teilstück Weinberg – Helme-Aue konnten ca. 800 Bohrmeter mit vor allem tertiären und quartären Sedimenten in das Bohrkernlager der TLUG übernommen werden. Die BAB 71 verläuft hier über das Tertiärbecken von Edersleben – Voigtstedt und die sich anschließenden pliozänen bis holozänen Sedimente zwischen Voigtstedt und dem Helme-Ried.

Die letzte umfassende geologische Bearbeitung des Gebietes (bei besonderer Berücksichtigung der präglazialen Sedimente) erfolgte durch STEINMÜLLER (1998), die der tertiären Sedimente durch JANKOWSKI (1964).

Das Tertiärbecken von Edersleben – Voigtstedt

Die dem Unteren Buntsandstein auflagernde tertiäre Abfolge zeigt in den Bohrungen die zuletzt bei STEINMÜLLER (2003) beschriebene Zweiteilung bei jedoch deutlich komplexerem Aufbau. Die einzelnen Sedimentkörper keilen auf kurze Entfernung aus bzw. wurden nach subrosionsbedingter Verstellung erosiv gekappt.
Den oberen Teil bildet ein dem tieferen Miozän zugeordneter terrestrischer Sedimentkomplex. Er setzt in Bohrung 65c mit kohligen, glimmerarmen grauen Feinsanden, in anderen erst mit dem Braunkohlenflöz ein. Nur die Bohrung 66d zeigt über den weißen Schluffen nochmals eine Abfolge aus kohligen Feinsanden mit einem Deckschluff. Für den Bereich der Bohrungen lässt sich nachfolgendes zusammengesetztes Profil (ca. 35 m) ableiten:

- grauweiße tonige Schluffe
- graue, z.T. stark kohlige Feinsande („Kohlesande"), glimmerführend
- weiße tonige Schluffe (bis ca. 6 m)
- Flöz aus braunschwarzer, z.T. schluffig-feinsandiger Braunkohle (max. 3 m)
- graue, z.T. stark kohlige Feinsande („Kohlesande"), stark glimmerführend
- hellgraue Feinsande und feinsandige Schluffe, stark glimmerführend
- graue kohlige Feinsande, schwach glimmerführend.

Im Liegenden folgen marine, weitgehend gleich- und feinkörnige, glimmerreiche bräunlich- bis gelblichgraue Sande („Formsande") des Oberoligozäns (erbohrte Mächtigkeit >30 m). Sie werden nach LOTSCH (1981) mit den Glimmersanden der Oberen Cottbus-Folge korreliert. Die Bohrungen (z.B. 67f) zeigen jedoch, dass in die Feinsande sowohl 2–3 m-mächtige Kies-Sand-Schluff-Wechsellagerungen als auch schwach kohlige Feinsande eingeschaltet sein können. Die Bohrung 73h zeigt im Profil ca. 2 m, die Bohrung 73d an der Basis über verwittertem Buntsandstein ca. 4 m grauweißen, fein- bis mittelkörnigen Quarzkies.
Die oben beschriebene tertiäre Schichtenfolge wird, soweit nicht ausstreichend, erosiv durch die Unteren Quarzkiese mit überlagernden Muscheltonen gekappt.

---

[1]Dr. Lutz Katzschmann, Thüringer Landesanstalt für Umwelt und Geologie – Geologischer Landesdienst, 99423 Weimar, Carl-August-Allee 8-10, [2]Gerd Kuhn, 07743 Jena, Thomas-Mann-Straße 30, [3]Dr. Jaqueline Strahl, Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, 14532 Kleinmachnow, Stahnsdorfer Damm 77

Die pleistozäne Schichtenfolge bei Voigtstedt

Die sich nach Osten an das Tertiärbecken anschließenden quartären, ggf. auch pliozänen Sedimente zeigen ebenfalls eine subrosionsbedingte Verstellung und streichen bei generellem Einfallen nach ENE am Talhang bei Voigtstedt und unter der angrenzenden Helme-Aue aus. Dabei finden sich die älteren Sedimente (Untere Quarzkiese bis Elster-I-Geschiebemergel) im Hangbereich des Weinberges, die jüngeren (holsteinzeitliche Sedimente bis Auelehm) in/unter der Aue. Die Bohrungen erschließen dabei folgendes Profil:

- holozäne Auesedimente
- holozäne Riethsedimente
- Niederterrasse der Weichsel-Kaltzeit (feuersteinführende Kiessande der Helme)
- saalezeitliche Terrasse (feuersteinführende Kiessande der Helme)
- holsteinzeitliche limnisch bis limnisch-fluviatile Sedimente, oberer Teil ?fuhnekaltzeitlich
- spätelsterkaltzeitliche Terrasse (Elster-II-Terrasse, feuersteinführende Kiessande der Helme)
- glazilimnische Sedimente (Bändertone der Rückzugsphase der Elster-I-Vereisung)
- Elster-I-Geschiebemergel
- glazilimnische Sedimente der Elster-I-Vereisung (Bändertone und Beckensande)
- frühelsterkaltzeitliche Obere Quarzkiese (Elster-I-Terrasse, quarzdominierte Kiese)
- Lehmzone von Voigtstedt (Cromer-Komplex, oberer Teil ? frühe Elsterkaltzeit)
- Mittlere Quarzkiese (Terrasse der „Unstrut"-Kaltzeit im Cromer-Komplex, quarzdominierte Kiese)
- Helmekiese III (Terrasse, Kiessande der Helme-Kaltzeit im Cromer-Komplex)
- Muscheltone (? Pliozän)
- Untere Quarzkiese (quarzdominierte Kiese, ? Pliozän).

Insgesamt wurden 12 Proben aus verschiedenen Bohrungen pollenanalytisch untersucht. Dabei sollte neben ersten Hinweisen zur Einstufung die Höffigkeit der Sedimentfolgen ermittelt werden.
Die über 10 m-mächtigen Holstein-Sedimente werden durch wechselnd karbonatische rotbraune Sande und Schluffe sowie olivgraue Kalkmudden (2 Proben PZ3 nach ERD) repräsentiert. Darüber lagernde Sande und Schluffe zeigen kaltzeitliche Pollenspektren (? Fuhne-Kaltzeit). Die grauen, wechselnd häufig geschiebeführenden Geschiebemergel wurden in der Bohrung 57f mit 23 m Mächtigkeit nicht durchteuft. Nur 6m erreichen dagegen die Sande, Schluffe und Tone der „Lehmzone von Voigtstedt". Die untersuchte Probe belegt eine boreale Phase. Aus den über 16 m-mächtigen Helmekiesen III (rötliche und graue Kiessande, Sande und Schluffe) zeigt eine Probe aus Schluffen 6 m unter der Oberkante ein kaltzeitliches Pollenspektrum.
Die warmzeitliche Abfolge der Muscheltone (> 8 m Sande und Schluffe) mit Wurzelröhren, Zweischalerresten etc. wird nach ERD (1965) in die „Artern-Warmzeit" im Cromer-Komplex – nach KRUTZSCH (1988) in das Pliozän eingestuft.
Südlich Artern wurden in der Unstrut-Aue unter Auelehm, Riethsedimenten und Niederterrasse bis zu 30 m-mächtige, nach Lithofazieskarte Quartär (Blatt Bad Frankenhausen) als eemzeitlich eingestufte Schluffe, Sande, Mudden und Torfe erbohrt.

Literatur

ERD, K. (1965): Pollenanalytische Untersuchungen im Altpleistozän von Voigtstedt in Thüringen. – Paläont. Abh. A, II, **2/3**: 259-272, Berlin.

JANKOWSKI, G. (1964): Die Tertiärbecken des südöstlichen Harzvorlandes und ihre Beziehungen zur Subrosion. – Geologie **14**, Beih. 43, Berlin.

KRUTZSCH, W. (1988): Kritische Bemerkungen zur Palynologie und zur klimatostratigraphischen Gliederung des Pliozäns bis tieferen Altpleistozäns in Süd, Südwest-, Nordwest- und pro parte Mitteleuropa sowie die Lage der Pliozän/Pleistozän-Grenze in diesem Gebiet. – Quartärpaläontologie **7**: 7-51, Berlin.

LOTSCH, D. (1981): Korrelationstabelle der lithostratigraphischen Einheiten des Tertiärs. Fachbereichsstandard Tertiär. – Stratigraphische Skala der DDR, Tertiär, TGL 25234/08, Berlin.

STEINMÜLLER, A. (1998): Sedimentologie, stratigraphische Gliederung sowie Lagerungsformen der präglazialen Ablagerungen und zur Flußgeschichte von Helme und Unstrut im Auslaugungsgebiet zwischen Kyffhäuser und Nebraer Pforte. – Geowiss. Mitt. von Thüringen, Beih. 7: 1-61, Weimar.

STEINMÜLLER, A. (2003): Tertiär. – In: SEIDEL, G. (eds.): Geologie von Thüringen. – 409-423; Stuttgart (Schweizerbarth).

Zum Tertiär in der deutschen Nordsee – Biostratigraphie und Seismik im G-Block

A. KÖTHE[1]

Aus der Bohrung G-11-1 (Abb. 1) wurden Spülproben biostratigraphisch auf Dinozysten (organische Dinoflagellatenzysten) und Kalknannoplankton untersucht. Die Bohrung war 1988 von der BEB Erdgas und Erdöl GmbH abgeteuft und geophysikalisch vermessen worden. Das Tertiär ist etwa 1150 m mächtig, die Endteufe beträgt 2650 m (Zechstein). Der Abstand der untersuchten Spülproben beträgt zwischen 10 m und 50 m.

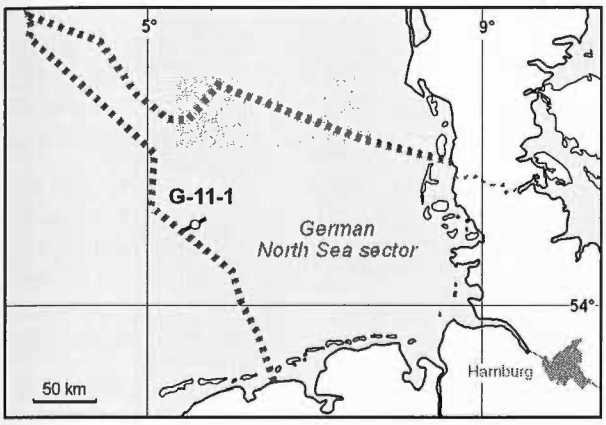


Abb. 1: Lage der Bohrung G-11-1 und Lage des seismischen Profils der Abbildung 2.

Die Sedimentabfolge in der Bohrung G-11-1 besteht im Danium aus Kalksteinen und vom Selandium bis ins Miozän aus Tonsteinen. Das Pliozän ist ein sandiger Tonstein, der im oberen Teil in einen Sand übergeht.

Biostratigraphisch wurden im Profil mehrere Hiaten bzw. kondensierte Schichtenfolgen von z.T. mehreren Millionen Jahren Zeitdauer nachgewiesen: oberes Thanetium bis mittleres Ypresium, Bartonium bis mittleres Priabonium, an der Grenze Eozän/Oligozän, im mittleren Unter-Oligozän, Chattium bis unterstes Aquitanium, mittleres Burdigalium bis unteres Langhium, oberes Tortonium bis unteres Zanclium, Piacenzium sowie Gelasium.

Die meisten dieser Hiaten bzw. kondensierten Schichtenfolgen weisen im Gamma-Ray Log einen deutlichen Wechsel in der Gammastrahlung auf. Kondensierte Schichtenfolgen korrelieren allgemein mit Peaks hoher Gammastrahlung. Dies trifft in der Bohrung G-11-1 nur für die nicht nachgewiesenen Zeitintervalle im mittleren Unter-Oligozän und vom mittleren Burdigalium bis unteren Langhium zu, die daher als kondensierte Schichtenfolge interpretiert werden. Die meisten nicht nachgewiesenen Zeitintervalle korrelieren mit Peaks niedriger Gammastrahlung (oberes Thanetium bis mittleres Ypresium, Bartonium bis mittleres Priabonium, Grenze Eozän/Oligozän, oberes Tortonium bis unteres Zanclium) oder zeigen keinen Intensitätswechsel (Chattium bis unterstes Aquitanium). Die Sedimente dieser Zeitintervalle sind daher wahrscheinlich erodiert.

Die Bohrung G-11-1 liegt zwar auf dem Top eines Salzstocks, dass die Hiaten und kondensierten Schichtenfolgen aber nicht von Salzstockbewegungen oder Salztektonik hervorgerufen wurden, zeigt ein Blick in die Seismik (Abb. 2). Alle Horizonte können über mehrere Kilometer verfolgt werden.

Ein prominenter seismischer Horizont ist die so genannte mittel Miozän Diskordanz (mid Miocene unconformity, MMU). Die MMU trennt die mehr oder weniger konkordant abgelagerten Schichten im Liegenden von hangenden Sedimenten, die durch progradierende Deltas aus Norden und Nordwesten in das Nordseebecken geschüttet wurden. Korreliert man die MMU aus der Seismik über das Gamma-Ray Log in die Biostratigraphie, so ergibt sich ein unter-miozänes Alter (Dinozysten-Zone DN2) für die MMU in der Bohrung G-11-1. Es kann allerdings nicht ausgeschlossen werden, dass das letzte Vorkommen des Zonenmarkers *Cordosphaeridium cantharellum* oberhalb der MMU auf Umlagerung beruht. Etwa 10 m im Hangenden dieser Datierung befindet sich eine Schichtlücke, die die Zonen DN3 und DN4 (Mittel-Miozän) umfasst. Die Proben um die MMU enthalten kein Kalknannoplankton.

Die Ergebnisse der Bohrung G-11-1 unterstützen BRÜCKNER-RÖHLING et al. (2005) die feststellten, dass die strukturelle Entwicklung im deutschen Nordseesektor wahrscheinlich hauptsächlich auf Erosion und zweitens auf kondensierten Schichtenfolgen beruht.

[1]Dr. Angelika Köthe, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Postfach 510153, 30631 Hannover

Literatur

BRÜCKNER-RÖHLING, S., FORSBACH, H. & KOCKEL, F. (2005): The structural development of the German North Sea sector during the Tertiary and the Early Quaternary. – Z. dt. Ges. Geowiss., **156**(2): 341–355; Stuttgart.

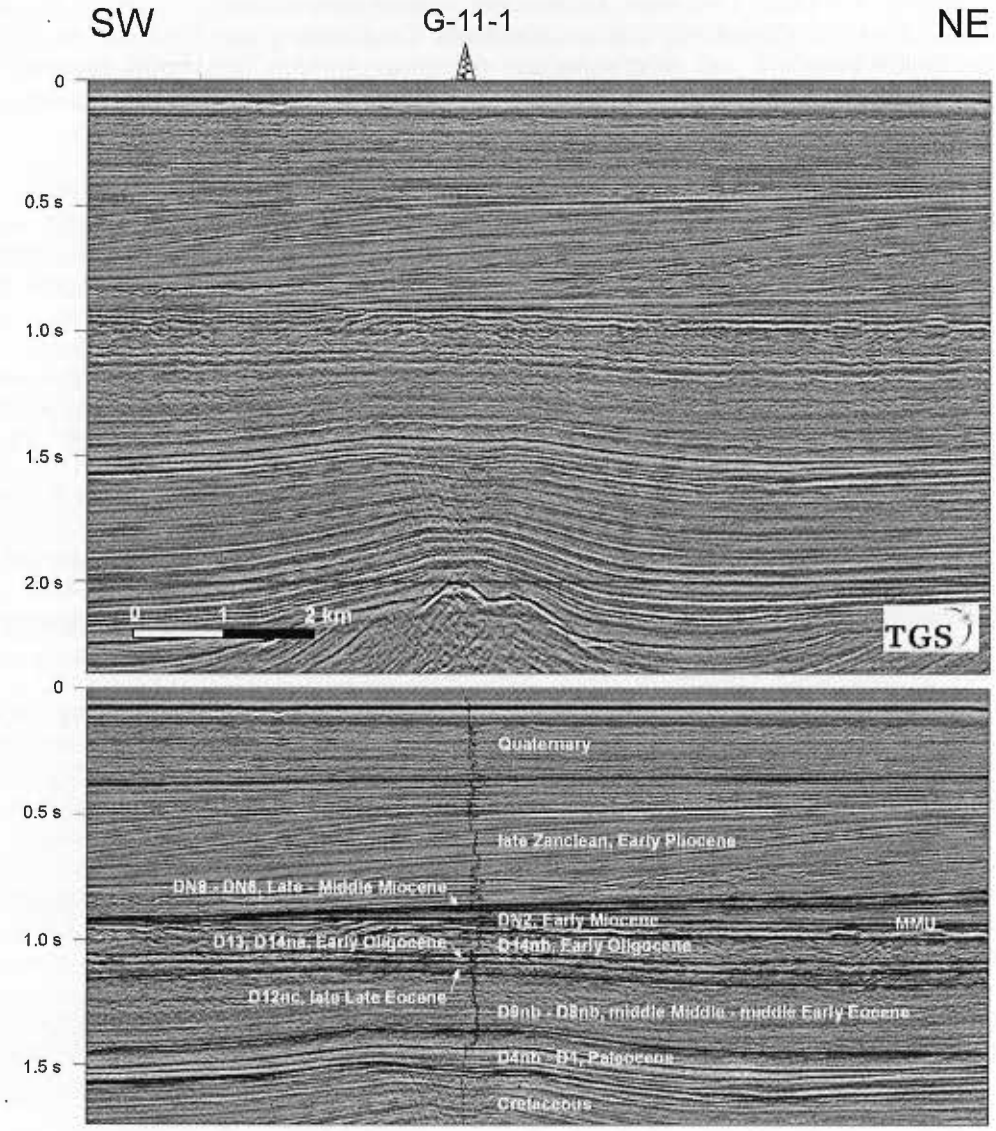


Abb. 2: Migriertes seismisches Profil (normale Polarität). Zur Position des Profils s. Abb. 1. Im oberen Bild ist die Position der Bohrung über dem Salzstock zu erkennen. Im unteren Bild ist das Gamma-Ray Log eingeblendet, welches von der BEB Erdgas und Erdöl GmbH zur Verfügung gestellt wurde, sowie die nachgewiesenen Sedimente mit Angabe der Dinozysten-Zonen. Die Linien kennzeichnen die biostratigraphisch nachgewiesenen Hiaten bzw. kondensierten Schichtenfolgen.

Dreidimensionale Strukturmodellierung im Bereich des Aller-Urstromtales bei Wolfsburg

K. LADEMANN[1], J. MÜLLER[1] & R. REIMANN[1]

Das Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG) führt zusammen mit dem Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA-Institut) ein Pilotvorhaben zur dreidimensionalen geologisch-geophysikalischen Modellierung des Untergrundes im Raum Wolfsburg durch.

Die dreidimensionale Darstellung des geologischen Untergrundes ermöglicht, dass planerische Aufgaben (Baugrunderschließung, Trinkwasserversorgung, Grundwasserentnahmen und -absenkungen, Rohstoffnutzung, geothermische Anwendungen) sowie konkurrierende Nutzungsansprüche bei Eingriffen in den Untergrund gezielt und optimiert gelöst werden können. Angesprochen sind hierbei neben behördlichen Planern auch Kunden aus Industrie und Wirtschaft, die sich auf diese Weise künftig bei der Erstellung von Konzepten für Handlungsanweisungen und Maßnahmen auf detaillierte und leicht verständliche regionalgeologische Informationen stützen können.

Mit der Erstellung des 3D-Strukturmodelles wird eine räumliche, möglichst naturnahe und grenzgenaue Darstellung der einzelnen Lockergesteinskörper angestrebt. Als Grundlage dienen vorhandene Bohrungen, geologische Karten und externe Daten. Zusätzlich werden weitere Bohrungen abgeteuft und an den dadurch neu gewonnenen Proben sedimentologische Analysen zur lithologischen, genetischen und hydrogeologischen Interpretation durchgeführt. Eine Datierung der Einheiten erfolgt, soweit möglich, anhand paläontologischer Analysen.

Auf dieser Basis wird die gesamte Abfolge der Lockergesteinseinheiten von der Geländeoberfläche (DGM5) bis auf die darunter liegenden Festgesteinsschichten (ca. 60 m Tiefe) erfasst. Für den Raum Wolfsburg werden dabei die folgenden geologischen Großeinheiten bearbeitet:

- Holozäne Deckschichten, d. h. Ablagerungen und Bildungen der letzten ca. 11.500 Jahre, die unter ähnlichen Klimabedingungen wie heute entstanden und weit verbreitet sind (z. B. Aueablagerungen, Torfe und Sande),
- Pleistozäne Sande und Kiese, d. h. kaltzeitliche Fluss- und Schmelzwasserablagerungen, die im Untergrund in rinnenartigen Verbreitungsmustern vorkommen und die als wichtige Grundwasserleiter fungieren,
- Pleistozäne Moränenablagerungen, d. h. eiszeitlicher bindiger Geschiebemergel/-lehm, der den verschiedenen Vorstößen des Inlandeises in die Region zugeordnet werden kann,
- Pleistozäne feinkörnige Schmelzwasserablagerungen (Beckenton/-schluff), die als Grundwassergeringleiter in die Schichtenfolge eingeschaltet sind.

Alle Daten werden mit der 3D-Modelliersoftware gOcad© zu einem dreidimensionalen geologisch-geophysikalischen Modell verarbeitet. Das 3D-Strukturmodell Wolfsburg soll so aufgebaut werden, dass es für anwendungsbezogene und fachspezifische Fragestellungen offen ist und zusätzlich durch neu anfallende Daten kontinuierlich weiterentwickelt und verfeinert werden kann. Im Laufe des Projektes wird das 3D-Modell durch eine hydrogeologische Interpretation zu einem hydrogeologischen 3D-Modell erweitert. In diesem erweiterten 3D-Modell hydrostratigraphische Einheiten definiert und als hydrogeologisch relevante Körper dargestellt werden. Die Überführung des geologischen 3D-Modells in ein hydrogeologisches 3D-Modell wird somit eine erste anwendungsbezogene Nutzung darstellen. Das geologische 3D-Modell steht darüber hinaus auch für geotechnische Fragestellungen zur Verfügung.

Ziel des Vorhabens ist es, das Wissen des LBEG sowie externer Partner in dieser innovativen Form verfügbar zu machen und die Methode in Zukunft der Consulting-Branche zur privatwirtschaftlichen Anwendung bereitzustellen.

Das LBEG führt dieses Projekt im Rahmen der geologischen Landesaufnahme von Niedersachsen durch und hat aufgrund der Lage im Aller-Urstromtal ein besonderes fachliches Interesse an der 3D-Strukturmodellierung im Raum Wolfsburg.

[1]Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie, Stilleweg 2, 30655 Hannover

Das gemeinsame Pilotvorhaben mit dem GGA-Institut eröffnet Chancen, wissenschaftliche Fortschritte in der einheitlichen Zusammenfassung geologischer und geophysikalischer Befunde sowie in der Integration geophysikalischer Messdaten (Potentialverfahren, Seismik, Geoelektrik, Bohrlochgeophysik) in ein geologisches 3D-Strukturmodell zu erzielen. Im Rahmen des Projektes sollen Einsatzmöglichkeiten neuer Methoden (z. B. Scherwellenseismik) im Hinblick auf eine lithologische Klassifizierung der Gesteinsschichten anhand ihrer elastischen Parameter erprobt werden.

Im Rahmen des Vortrages wird das Zwischenergebnis nach 12 Monaten Projektlaufzeit vorgestellt. Gesamtlaufzeit des Projektes sind 24 Monate.

Salzquellen bei Remkersleben (Bördekreis, Sachsen-Anhalt)

E. P. LÖHNERT[1] & W. KÄSS[2]

Die untersuchten Quellen liegen westlich Magdeburg strukturgeologisch im Bereich der nordöstlichen Subherzynen Senke. Dieser Bereich zwischen Staßfurter Sattel (Zechstein-Salz) und Flechtinger Höhenzug (Paläozoikum) wird als Weferlinger Schönebecker Scholle oder besser: „Störungszone" bezeichnet, denn alle modernen Darstellungen lassen eine Vielzahl von (z.T. vermuteten) überwiegend herzynisch streichenden Störungen erkennen, die das Deckgebirgsstockwerk durchsetzen. Im weiteren Untersuchungsgebiet sind die mesozoischen Gesteine großflächig von Löß bedeckt. Im Raum Wanzleben-Remkersleben durchspießen allerdings die triassischen Festgesteine die quartäre Bedeckung. Nördlich-nordöstlich Remkersleben wurde in heute verfallenen Steinbrüchen auf dem Kirschenberg Muschelkalk als Baustein gewonnen. Nach SW taucht der Muschelkalk mit 10-15° Einfallen unter Keuper ein, Richtung NE (GK 25 Groß-Rodensleben) schließt sich der „Dreilebener Buntsandsteinrücken" an (DIENEMANN et al. 1923).

Die Salzquellen von Remkersleben werden in der heimatkundlichen Literatur intensiv behandelt, besonders in Schriften des Ortschronisten OTTO JACOB (1995, 1999). Anfang bis Mitte des 17. Jahrhunderts existierte kurzfristig ein Salzwerk. Weiterhin findet sich der Hinweis, dass in den 1930er Jahren das Quellwasser untersucht wurde mit der Absicht, eine Heilanstalt bzw. ein Bad zu errichten. Unsere Bemühungen, diese Untersuchungsergebnisse sowie neuzeitlichere bei einschlägigen Fachbehörden aufzufinden, hatten keinen Erfolg. In der GK 25 Blatt Wanzleben ist nahe der o.g. Steinbrüche Kirschenberg eine Salzquelle kartiert und in den Erläuterungen von WIEGERS & GÖRZ (1925) kurz erwähnt. Sie wird - unter Bezug auf die benachbarten „Einsturzbecken der Seewiesen" - mit Rötsalzen in Zusammenhang gebracht. Diese Annahme können wir nicht bestätigen.

Die Salzquellen ca. 1 km nördlich Remkersleben entwässern in den Geesgraben (auf alten Karten z.T. „Salzbach"!), der Richtung Süden fließt und in die Bode mündet. Unsere Untersuchungen umfassten Schüttungs- und Abflussmessungen bzw. -schätzungen sowie Messungen der Wasserbeschaffenheit vor Ort und komplette hydrochemische Analysen (mit ICP-MS) jeweils im Herbst bzw. im Frühjahr, d.h. bei niedrigen und hohen Grundwasserständen.
Der Geesgraben entspringt als Dremse (früher „Kränze") auf Bl. Groß-Rodensleben und wird im „Bergener Teich" zwischengespeichert. Der Überlauf hat bis nahe an die Salzquellen einen

Feststoffgehalt von 1,8 g/l und ist vom Typ $Ca\text{-}SO_4\text{-}HCO_3$,

die Salzquellen haben dagegen einen

Feststoffgehalt von 3,2-3,4 g/l, Typ $Na\text{-}Ca\text{-}Cl\text{-}SO_4$.

Zum Vergleich wird schließlich eine alte Analyse (aus Erl. GK 25 Wanzleben) von Brunnenwasser der ehem. Zuckerfabrik Klein-Wanzleben herangezogen, das dem Mittleren Keuper entstammt (Gips wurde in der näheren Umgebung abgebaut):

Feststoffgehalt 1,0 g/l, Typ $Ca\text{-}Mg\text{-}SO_4\text{-}HCO_3$.

Unterschiedliche Ionenquotienten der 3 genannten Typen lassen vermuten, dass es sich - in dieser Reihenfolge - um Lösungsprodukte von Röt - Mittlerem Muschelkalk - Mittlerem Keuper handelt, die hier auf engem Raum nebeneinander auftreten. Das Wasser der Salzquellen enthält erhöhte Nitratgehalte als Hinweis auf Neubildungsanteile aus landwirtschaftlichen Nutzflächen. Die „Tiefenwasser-

[1]Prof. Dr. E. P. Löhnert, Gustav-Freytag-Str. 75, 48161 Münster
[2]Prof. Dr. W. Käss, Mühlematten 5, 79224 Umkirch

komponente" steigt im Kreuzungsbereich einer vermuteteten Störungszone mit dem Geesgraben-Taleinschnitt aus dem Mittleren Muschelkalk auf.

Literatur

DIENEMANN, W., ASSMANN, P. & WIEGERS, F. (1923): Erl. Geol. Karte 1:25 000 Bl. Groß-Rodensleben, Geol. Landesanstalt Berlin.

JACOB, O. (1995): 850 Jahre Remkersleben 1145-1995.- Gemeindeverwaltung Remkersleben, 63 S., H. Lohmann, Egeln.

JACOB, O. (1999): Ick solle man buttn sinn. Alte Bräuche und lustige Geschichten aus Remkersleben und Meyendorf.- 80 S., dr. ziethen verlag, Oschersleben.

WIEGERS, F. & GÖRZ, G. (1925): Erl. Geol. Karte 1:25000 Bl. Wanzleben, Geol. Landesanstalt Berlin.

Georg Friedrich Händel und das Bade(un)wesen seiner Zeit

G. LÜTTIG[1]

Anläßlich der Tagung einer wissenschaftlichen Vereinigung in Halle über GEORG FRIEDRICH HÄNDEL, der am 23. Februar 1685 in Halle geboren wurde, zu sprechen, ist sicherlich kein Erstaunen hervorrufender Akt und außerdem eine freundliche Geste gegenüber dem genialen Musiker und seiner Heimatstadt. Was aber G. F. H. mit dem Badewesen, besser vielleicht: Bade**un**wesen seiner Zeit zu tun und was dieses seinerseits mit der Balneogeologie zu schaffen hatte, ist auf den ersten Blick nicht zu erkennen. Die Sache ist aber, wenn man sie von den Endpunkten der Gedankenassoziation anfasst, gar nicht unbegreiflich: Da ist auf der einen Seite die Hallorenstadt Halle an der Saale, und in beiden Wörtern, „Halle", wie „Saale", steckt das keltische Wort für „Salz", und dort, wo Salzgesteine im Untergrund vorhanden sind, sind Sole-Aufbrüche und Mineralwässer nicht weit. Das bedeutet balneogeologisches Potential. Zwar hat HÄNDEL, der wegen der ihm nicht nur nachgesagten sondern erwiesenen – man kann es getrost so nennen - Freßsucht in mittleren Jahren die Folgen seines Übergewichtes zu spüren bekam und schließlich dank richtigen ärztlichen Ratschlags einer Badekur bedürftig wurde, diese nicht in Halle, sondern in Aachen (neben kleineren später genommenen in Bath/Avon) absolviert, aber im Ergebnis ist das gleich: Die Badekur im Jahre 1737, dem Zeitpunkt einer schwerwiegenden Dysregulation seiner rechten Hand, war ein voller Erfolg. Die Brücke zwischen Händel und der Badetherapie lässt sich also leicht schlagen: Hier das (nicht nur musikalische, sondern auch physische) Schwergewicht HÄNDEL - dringender Heilung bedürftig – dort die segensreiche balneogeologisch bedingte Applikation. Aber warum es wirklich geht, ist, die balneotherapeutische Methodik in der Zeit des Barock im Einzelnen vorzustellen, einer medizingeschichtlich noch durch rabiate und eben barocke Übertreiblichkeit gekennzeichneten Periode, in der das Motto galt: Viel hilft viel! Der „Caro Sassone", Meister und Titan, hat das alles gut überstanden; uns im Zeitalter von Pille und unblutiger Psychoanlayse verweichlichten Nachfahren bleibt dazu nur zu seufzen: „I know that my Redeemer liveth" (Messias, 1742).

[1]Prof. Dr. Gerd Lüttig, Wittinger Str. 126, 29223 Celle

Die Kreideküste von Rügen (Jasmund) - die Stirn einer pleistozänen Pultscholle ?

G. MÖBUS[1]

Die Halbinsel Jasmund hat den Umriss einer ca. 8 km breiten Landzunge, die zwischen der Tromper Wiek im Norden und der Prorer Wiek im Süden ca.12 km in NE-licher Richtung (N60°E) in die Ostsee hineinreicht. Den westlichen Rand der Halbinsel bildet zu wesentlichen Anteilen die Küste des Großen Jasmunder Boddens. Morphologisch betrachtet hat Jasmund im NE-SW-Profil das Aussehen einer Pultscholle, die sich am Kreidekliff der Stubnitz bis >100 m NN (Königsstuhl 117,9 m HN) heraushebt und in Richtung auf den Großen Jasmunder Bodden bis auf wenige Meter über Normalnull absinkt. Der morphologische Charakter der Halbinsel Jasmund wird durch das Gewässernetz wiedergegeben. Mehrere Kilometer lange Bäche entwässern das Hochgebiet der Stubnitz in Richtung des Großen Jasmunder Boddens, während nur kurze Bachläufe von der Stubnitz zur Ostsee abfließen.

Die Bearbeitung von 257 Bohrungen aus dem Bereich des Messtischblattes Saßnitz, deren Schichtenverzeichnisse beim Geologischen Dienst (LUNG) des Landes Mecklenburg-Vorpommern archiviert sind, ergab die Möglichkeit, den Pultschollencharakter der Halbinsel in Ergänzung und Erweiterung bisheriger Vorstellungen zur glazialtektonischen Entwicklung der Stauchmoräne Jasmund (zuletzt GROTH 2003) zu interpretieren. Die Übertragung der Raumlagen aller an Oberflächenaufschlüssen im Bereich von Jasmund in der Literatur, in zugänglichen Ergebnisberichten und in Qualifizierungsarbeiten dokumentierten Störungen in das Schmidtsche Netz ergab, dass sich die Störungsflächen zwei Großkreisen zuordnen lassen, die gesteinsmechanisch Scherflächen wiedergeben. Bei einer regionalen Betrachtung der Anordnung der Störungs-(Scher-)flächen wird deutlich, dass – wie bekannt - die NW-SE-verlaufenden Störungen entlang der Kreideküste auftreten und die Gegenrichtung NE-SW bevorzugt im Inneren von Jasmund, so in den Kreide-Tagebauen vorhanden ist. Das Charakteristische der Störungen ist, dass die liegende Schreibkreide und das ungestört auflagernde Pleistozän (M1-I1-M2-I2) des Normalprofils von Jasmund (s. KATZUNG 2004, S. 318) eine tektonische Schubeinheit bilden. Die Erkundungsarbeiten für den Schreibkreide-Abbau zeigten, dass oft mehrere derartige Schuppen, bestehend aus Schreibkreide und Pleistozän dachziegelartig aufeinander folgen (GROTH 1969). Diskordant werden alle Strukturen von einem jüngsten Geschiebemergel (M3) überlagert. Dieser entspricht jedoch nach den Bohrungsbefunden dem M4-Geschiebemergel der Halbinsel Wittow im nördlichen Teil der Insel Rügen, da in den Bohrungen im SW-Teil von Jasmund der oft Kreideschollen führende M3-Geschiebemergel zusammen mit der unterlagernden, vorzugsweise sandigen I2-Folge in die Glazialtektonik einbezogen ist. Darüber folgen örtlich geringmächtige Sande (I3) und der M4-Geschiebemergel, der meist als Fließgeschiebemergel vorliegt und der nach Florenfunden zum Holozän überleitet (STRAHL 1991).

Die Abscherhorizonte der Schuppen vom autochthonen Untergrund sind in der höheren annähernd horizontal liegenden Oberkreide (Unter-Maastricht) in Schreibkreidefazies zu erwarten. Die Tiefenlage der Abscherhorizonte kann durch die Untergrenze des ehemaligen Dauerfrostbodens vorgegeben sein. Ein unterschiedlicher Aufrichtungswinkel einzelner Schuppen bewirkte vermutlich in Oberflächennähe Zerrungen. Dadurch kam es zu Einbrüchen von Gesteinsschollen zwischen einzelnen abgescherten Einheiten in Zerrspalten. Diese wurden in der Folgezeit überpresst. Als ein Beispiel für eine überpresste Zerrung wird die bereits von JAEKEL (1917) vom Steilufer beschriebene Pleistozän-Mulde angesehen, die bis in die unterlagernde Schreibkreide nachgewiesen ist (STEINICH 1992).

Der regional unterschiedliche Verlauf der gesteinsmechanisch auf Scherflächen zu beziehenden Störungen erinnert an die Anordnung der Randspalten in einem vorrückenden Gletscher. Überträgt man diese Konzeption auf die Halbinsel Jasmund zeichnet sich ein breiter Gletscherstrom ab, der aus der Prorer Wiek im Raum Sassnitz nach NW und somit in das heutige Innere der Halbinsel vordrang. Vermutlich kam ein weiterer entgegengerichteter Gletscherstrom von Norden aus der Tromper Wiek. Der NE-Teil der heutigen Halbinsel Jasmund gelangte dadurch in den Zwickel von zwei Gletscherzungen zu liegen. Der zangenartige Verlauf der Gletscherströme wird eine kippschollenartige Heraushebung des Gebietes während des Tertiärs wiedergeben (LUDWIG 2001), die ältere bruchtektonische Anlagen im tieferen paläozoischen Untergrund nachzeichnet (STEINICH 1972).

[1]Prof. em. Dr. Günter Möbus, Institut für Geographie und Geologie, E.-M.-Arndt-Universität Greifswald, 17489 Greifswald, Ludwig-Jahn-Strasse 17a

Im Spätpleistozän kam es wahrscheinlich durch den Druck der aus der Oder-Bucht kommenden Gletschermassen, die den diskordant über allen Strukturen liegenden Geschiebemergel (M4) hinterließen, auf die Stirnseite von Jasmund zu einer weiteren Herausbildung einer Pultscholle. Seit der Litorina-Zeit entstand durch die Abrasionstätigkeit der Ostsee das heutige Erscheinungsbild einer Kreide-Steilküste.

Literatur

GROTH, K. (1969): Der glazitektonische Aufbau der Halbinsel Jasmund/Rügen unter besonderer Berücksichtigung der glazidynamischen Entwicklung der Stauchmoräne. - Diss., E.-M.-Arndt-Universität Greifswald: 215 S.; Greifswald.

GROTH, K. (2003): Zur glazialtektonischen Entwicklung der Stauchmoräne Jasmund/Rügen. - Schriftenr. Landesamt Umwelt, Naturschutz u. Geologie Mecklenburg-Vorpommern, **3**: 39-49; Güstrow.

JAEKEL, O, (1917): Neue Beiträge zur Tektonik des Rügener Steilufers. – Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., **69**: 81-176; Berlin.

KATZUNG, G. (Hrsg.) (2004): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern: 580 S.; Stuttgart (Schweizerbart´sche Verlagsbuchhandlung).

LUDWIG, A .O. (2001): Vertical movements since the beginning of Rupelian stage (map 1). – Brandenburgische Geowiss. Beitr., **8** (1): 5-12; Kleinmachnow.

STEINICH, G. (1972): Endogene Tektonik in der Unter-Maastricht-Schreibkreide auf Jasmund (Rügen). – Geologie, Beiheft **71/72**: 207 S.; Berlin.

STEINICH, G. (1992): Die stratigraphische Einordnung der Rügen-Warmzeit. – Z. geol. Wiss., **20**: 125-154; Berlin.

STRAHL, J. (1991): Pollenanalytische Untersuchungen zum Jungquartär der mecklenburgisch-vorpommerischen Küste. – Diss., Math.-Naturwiss. Fakultät, E.-M.-Arndt-Universität: 163 S.; Greifswald.

Die pleistozäne Schichtenfolge von Nord-Jasmund/Rügen – Ergebnisse der lithostratigraphischen Untersuchungen zum Kliffabbruch Lohme

U. MÜLLER[1] & K. OBST[1]

Am Ende des Winters 2005 ereigneten sich auf der Insel Rügen mehrere katastrophale Kliffabbrüche, darunter am 19. März in Lohme auf Jasmund. Zur Untersuchung der Ursachen des gewaltigen Küstenabbruchs von fast 100.000 m^3 wurden sieben Bohrungen bis zu 60 m Tiefe rund um die Abbruchstelle abgeteuft, die der Gewinnung von ungestörten Kernproben sowie dem Einbau von Kontrollpegeln dienten. Im Nachgang zur Bohrungsbearbeitung durch die beauftragte Ingenieurgemeinschaft wurde das Material unter lithostratigraphischen Aspekten aufgenommen und beprobt.

Die im Kliff von Lohme kartierten starken Lagerungsstörungen (SCHULZ 1989) reflektieren den für die Stauchmoräne Jasmund typischen Schuppenbau mit verstellten und sich z. T. wiederholenden Schichtenfolgen. Da sich in ähnlich kompliziert gebauten Stauchmoränen Mecklenburg-Vorpommerns, wie dem Ihlenberg bei Schönberg (NW-Mecklenburg) oder den Brohmer Bergen der Rosenthaler Staffel östlich Neubrandenburgs, die Methode der Kleingeschiebezählungen (KGZ) nach TGL 25232 bei der Klärung der Lagerungsverhältnisse bewährt hat, wurden die in den Bohrprofilen von Lohme angetroffenen Grundmoränen ebenfalls kleingeschiebeanalytisch untersucht.

Anhand dieser Untersuchungen war es möglich, die einzelnen Grundmoränenhorizonte zu identifizieren und verschiedenen Eisvorstößen zuzuordnen. Die Horizontgliederung aus den sieben bearbeiteten Bohrprofilen zeigt, dass insgesamt fünf verschiedene Moränen angetroffen wurden. Ihre stratigraphische Einordnung in die bisher veröffentlichten Normalprofile Jasmunds ist jedoch nicht ohne weiteres möglich, da die Zahl der Grundmoränen je nach Autor und Erforschungsstand zwischen drei

[1]Dipl.-Geol. Ulrich Müller, Dipl.-Geol. Dr. Karsten Obst, Geologischer Dienst, LUNG M-V, Goldberger Str. 12, 18237 Güstrow; ulrich.mueller@lung.mv-regierung.de; karsten.obst@lung.mv-regierung.de

(JAEKEL 1917) und „wenigstens neun" (PANZIG 1991) Horizonten schwankt. Verlässlicher ist dagegen eine Korrelation mit den landesweit nachgewiesenen, biostratigraphisch abgesicherten Moränen.

Der tiefste erbohrte Grundmoränenhorizont besteht demnach aus zwei Saale-Moränen, die ohne trennendes Zwischenmittel direkt übereinander lagern. Die untere Moräne enthält eine sog. S1-Zusammensetzung, die häufig in der älteren Saale-Moräne qs1 (? Drenthe-Vorstoß) anzutreffen ist. Für die obere Moräne mit einem typischen Habitus ist eine sog. S2-Zusammensetzung charakteristisch, wie sie in Moränen von Eisvorstößen aus östlicher Richtung vorkommen. Da in großen Teilen des Landes die obersten Saale-Moränen mit einem solchen Kleingeschiebespektrum direkt von saalespätglazialen und/oder eemzeitlichen Sedimenten überlagert werden, ist trotz des Fehlens von Eem in Lohme davon auszugehen, dass auch hier die jüngste Saale-Moräne qs2 (? Warthe-Vorstoß) vorliegt. In den „klassischen" Normalprofilen Jasmunds sind die beiden Saale-Moränen in den Bänken M1u und M1o des M1 enthalten.

Eine frühweichselzeitliche qw0-Moräne (MÜLLER 2004) und der ebenfalls weichselzeitliche Cyprinen-Ton sind über den Saale-Moränen auf Jasmund nicht nachweisbar. Stattdessen beginnt das hangende Schluff-Sand-Paket an der Basis mit einer geringmächtigen, z.T. als Geröllhorizont ausgebildeten Kiessandlage, die diesen Hiatus repräsentieren könnte. Gewisse Klimaverbesserungen innerhalb der glazilimnischen Abfolge zeigt eine Torfeinlagerung an, die nur in einer Bohrung ca. zwei Meter über der kiesigen Basisbildung gefunden wurde. Aus demselben stratigraphischen Niveau stammende Torfe haben in der Vergangenheit chronometrische Altersdaten zwischen 30 und 40 ka ergeben, weswegen sie in das Weichsel-Interstadial Hengelo/Denekamp gestellt werden, dem auch der Cyprinen-Ton angehört (STEINICH 1992). Diese nur zwei Zentimeter mächtige Torflage ist neben kalkarmen (1-3 %) Feinsandlagen der einzige Hinweis darauf, dass es sich bei diesem Zwischenmittel um Teile der I1-Bildungen wie am Kap Arkona handeln könnte, die dort den Cyprinen-Ton enthalten. Der darüber lagernde schieferreiche Geschiebemergel repräsentiert die älteste im Norden Jasmunds überlieferte Weichsel-Moräne qw1 des Brandenburger Gletschervorstoßes. Eine sehr heterogen zusammengesetzte, bis 26 m mächtige Schluff-Sand-Folge trennt die erste Weichsel-Moräne von einer zweiten Weichsel-Moräne im Hangenden dieser Folge. Die nur in zwei Bohrungen angetroffene Moräne wird ihrerseits von einer weiteren Moräne und deren sandig-kiesigen Vorschüttbildungen überlagert. Die KGZ der hangenden Moräne sind charakteristisch für die jüngste lokal kreidereiche Weichsel-Moräne qw3 des Mecklenburger Gletschervorstoßes. Nach ihrer Kleingeschiebeführung ist die mittlere Moräne weder der liegenden qw1- noch der hangenden qw3-Moräne zuzuordnen und repräsentiert einen eigenen (?) Pommerschen Eisvorstoß.

Mit der Identifizierung isochroner Horizonte lassen sich ihre Lagerungsbeziehungen zueinander charakterisieren. In den nördlichen Bohrungen, die der Abbruchkante am nächsten stehen, sind die älteren quartären Schichten von der qs1- bis zur qw1-Moräne am höchsten herausgehoben und werden diskordant von der qw3-Moräne und ihren Vorschüttbildungen überlagert. Im Topbereich dieser Sattelstruktur fehlt sogar die qw3-Moräne. Die südlich davon angesetzten Bohrungen zeigen im Gegensatz dazu die qw1-Moräne in einer etwa 25 m tieferen Mulden-Position. Als Besonderheit für Nord-Jasmund ist in dieser Mulde die qw2-Moräne, wie auch im Raum Glowe (LUDWIG 2005), überliefert.

Anhand der Lithofazies und der Ergebnisse der KGZ sind im Kontext mit der Kliffkartierung von SCHULZ (1989) Überschiebungen und Schichtwiederholungen sowie verändertes Schichteinfallen rekonstruierbar. Daraus ergibt sich, dass der Pommersche Gletschervorstoß für die glazitektonische Stauchung Jasmunds verantwortlich ist, seine zugehörige Moräne qw2 aber aufgrund des Stauchungsreliefs nur reliktisch in Mulden erhalten bzw. vom jüngeren Mecklenburger Eisvorstoß überformt und beseitigt worden ist. Dessen Moräne qw3 greift flächenhaft auf alle älteren Schichten ohne größere Deformationen des tieferen Untergrundes über. Wegen fehlender tieferer, geeigneter Bohraufschlüsse sind Aussagen über die Tiefenreichweite der glazialen Deformationen im Raum Lohme nicht möglich.

Die Untersuchungen belegen, dass – basierend auf der Korrelation der Grundmoränen – auch in der Stauchmoräne Jasmund die für die Kliffabbrüche bedeutungsvollen Lagerungsverhältnisse plausibel dargestellt werden können. Es zeigt sich, dass die in Kliffnähe glazitektonisch herausgehobenen Grundmoränen das aus dem Hinterland anströmende Grundwasser stauten. Zunehmender Porenwasser- bzw. Strömungsdruck führten zur Verminderung der Scherfestigkeit in den Lockersedimenten bis die Standsicherheit der Böschung überschritten wurde und es schließlich zum Kliffabbruch kam.

Literatur

JAEKEL, O. (1917): Neue Beiträge zur Tektonik des Rügener Steilufers. - Z. dt. geol. Gesellsch. **69**: 81-176; Berlin.

KATZUNG, G., KRIENKE, H.-D. & STRAHL, U. (2004): Rügen. - In: KATZUNG, G. [Hrsg.]: Geologie von Mecklenburg-Vorpommern. S. 315-325, E. Schweizerbart (Stuttgart).

LUDWIG, A. O. (1964): Stratigraphische Untersuchungen des Pleistozäns an der Ostseeküste von der Lübecker Bucht bis Rügen. - Geologie, Beiheft **42**: 143 S; Berlin.

LUDWIG, A. O. (2005): Zur Interpretation des Kliffanschnitts östlich von Glowe/Insel Rügen. - Z. geol. Wiss. **33** (4/5): 263-272; Berlin.

MÜLLER, U. (2004): Weichsel-Frühglazial in Nordwest-Mecklenburg. - Meyniana **56**: 81-115; Kiel.

MÜLLER, U. & OBST, K. (2006): Lithostratigraphie und Lagerungsverhältnisse der pleistozänen Schichten im Gebiet von Lohme (Jasmund/Rügen). - Z. geol. Wiss. **34** (1-2), [im Druck].

PANZIG, W.-A. (1991): Zu den Tills auf Nordostrügen. - Z. geol. Wiss. **19** (3): 331-346.

SCHULZ, W. (1989): Ingenieurgeologisches Gutachten zur Sicherung des Steilufers bei Lohme. - Bericht [unveröff.], 20 S., GFE Schwerin.

STEINICH, G. (1992): Die stratigraphische Einordnung der Rügen-Warmzeit. - Z. geol. Wiss. **20** (1/2): 125-154; Berlin.

TGL 25232 (1971): Fachbereichstandard Geologie, Analyse des Geschiebebestandes quartärer Grundmoränen. - Blatt 1-6, Berlin.

Dreidimensionale seismische Tomographie am Quedlinburger Schlossberg

I. RAPPSILBER[1], J. HECKNER[1] & T. SCHICHT[2]

Geologische Situation

Das Harz-Vorland (Subherzyn-Scholle) wird durch langgestreckte, NW-SE-verlaufende Salzstrukturen in Sättel und Mulden gegliedert. Der ca. 25 km lange Quedlinburger Sattel trennt Halberstädter und Blankenburger Mulde. Der Sattelkern erstreckt sich in Form einer langgestreckten morphologischen Senke. An den Sattelflanken umsäumen Kreidesandsteine als Höhenrücken diese Struktur. Der Quedlinburger Schlossberg befindet sich an der SW-Flanke des Quedlinburger Sattels. Die Schichten fallen mit etwa 30° nach SW ein. Der Felsen, auf dem der Gebäudekomplex angesiedelt ist, erhebt sich ca. 20 m aus seinem Umland. Die Neokom-Sandsteine im Bereich des Schlossberges sind enggestuft fein- bis mittelkörnig. Sie sind stellenweise mit konglomeratischen Bildungen verzahnt. In den tieferen Abschnitten sind vereinzelt dünne Tonlagen eingeschaltet. Der Sandstein setzt sich vorwiegend aus Quarz zusammen. Die Kornbindung ist nur sehr schwach und besteht aus Kieselsäure und Brauneisen. PRESCHER (1955), der das Gestein daher als „wenig verfestigten Sand" bezeichnete, dokumentierte die Bestimmung des Porenvolumens an mehreren Proben mit Werten von 30-60 %.

Bauschäden und Untersuchungsgeschichte

Die zum UNESCO-Weltkulturerbe zählende Stiftskirche Sankt Servatius und weitere Bauwerke auf dem Schlossberg sind bis in die Gegenwart immer wieder von Bauschäden betroffen. Einen Überblick über die erfolgten Ausbesserungsarbeiten an der Südwand gab PRESCHER (1955). Danach lassen sich größere Reparaturen bis 1405 zurückverfolgen. An Versuchen für plausible Erklärungen hierfür hat es nicht gefehlt. Ein Aspekt war dabei vor allem der geologische Untergrund. Entsprechend den in der Vergangenheit immer wieder aufgetretenen Bauschäden ist auch die Reihe der geowissenschaftlichen Untersuchungen am Schlossberg lang. Diese lieferten immer wieder punktuelle Befunde zum Baugrund, ein räumliches Modell der Gesteinsbeschaffenheit des Felskomplexes ist jedoch bisher nicht verfügbar.

[1]Dr. Ivo Rappsilber, Jürgen Heckner, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, Köthener Str. 34, 06118 Halle, [2]Thomas Schicht, Kali-Umwelttechnik GmbH, Am Petersenschacht 7, 99706 Sondershausen

Seismische Tomographie

Es bestand das Ziel, flächenhafte bzw. räumliche Aussagen zum inneren Aufbau des Schlossberges zu gewinnen. Geophysikalische Verfahren bieten sich prinzipiell in solchen Fällen an, da sie flächendeckend und vor allem zerstörungsfrei arbeiten. Die topographische Situation am Schlossberg erforderte jedoch besondere Überlegungen bei der Anlage der Messungen. Aufgrund der Bebauung und der steilen Flanken schieden die klassischen Oberflächenverfahren aus. Die Ausbildung der Flanken prädestiniert tomographische Methoden. Die seismische Tomographie basiert auf der Ausbreitung elastischer Wellen. Die Wellen wurden durch ein Fallgewicht angeregt. Sie durchliefen das Gebirge und wurden an verschiedenen Stellen durch Geophone aufgenommen (Abb. 1).

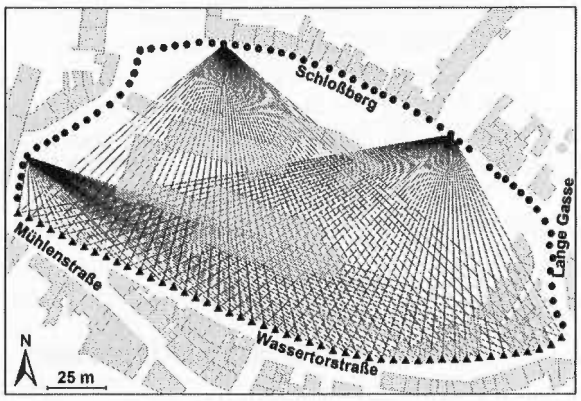


Abb. 1: Messprinzip der Tomographie am Beispiel Schlossberg Quedlinburg; ausgewählte Strahlenwege. (Punkt: Anregungspunkt, Dreieck: Geophon)

Mit einer seismischen Messapparatur wurden die an den Empfängern ankommenden Wellen aufgezeichnet. Aus den Seismogrammen lassen sich durch Picken der Ersteinsätze die Laufzeiten ablesen. Dies geschieht für alle Strahlenwege. Im gezeigten Beispiel der untersten Tomographieebene am Quedlinburger Schlossberg (Abb. 1) betrifft das die Wege von 64 Anregungspunkten zu jeweils 48 Geophonen, also 3073 Einzelmessungen. Darüber hinaus sollte mit weiteren, höher gelegenen Tomographieebenen versucht werden, näher an den Gründungsbereich des Gebäudekomplexes heranzureichen und räumliche Aussagen zu erzielen. Die Punktabstände lagen jeweils bei 5 m. Insgesamt wurde innerhalb des Schlossberges ein Netz von 5 Tomographieebenen aufgespannt. So ergaben sich aus der Aufstellungsgeometrie 5760 Strahlenwege. Diese hohe Datendichte ermöglichte sogar im weiteren Verlauf eine dreidimensionale Auswertung (Abb. 2).

Ergebnisse

Die Ergebnisse der Auswertung der untersten Tomographieebene (im Bereich der am Fuße des Schlossbergs zwischen den umlaufenden Straßenzügen aufgespannt) zeigen ein auffällig zonal differenziertes seismisches Geschwindigkeitsbild (Abb. 2). Eine Zone hoher Geschwindigkeiten zieht sich als relativ schmaler Streifen leicht bogenförmig in Längsrichtung durch den Schlossberg. Diese Zone hat eine Breite von weniger als 50 m. An den Flanken wurden dagegen sehr niedrige Geschwindigkeiten aufgenommen. Insbesondere ist im Norden des Schlossberges ein breiter Abschnitt durch niedrige Geschwindigkeitswerte gekennzeichnet.

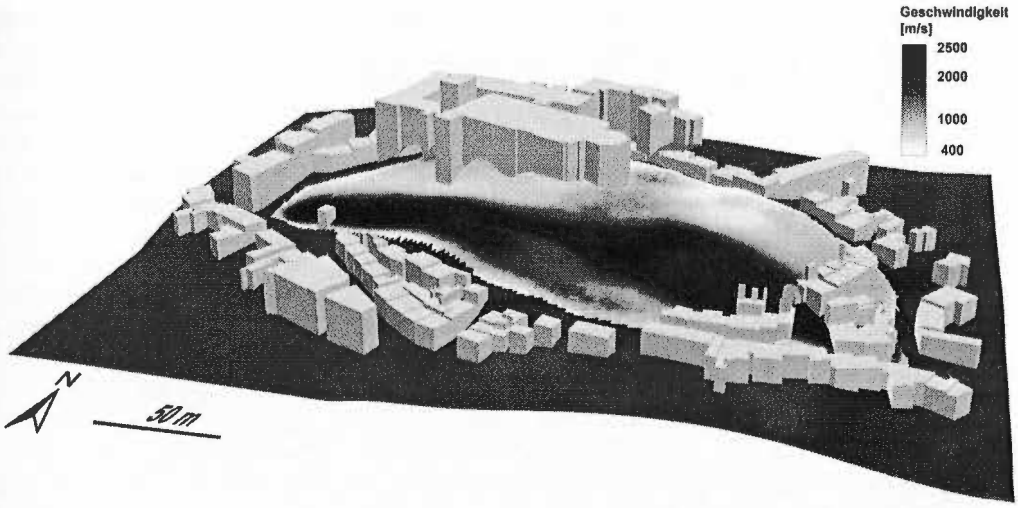


Abb. 2: Verteilung der Wellengeschwindigkeiten, unterste Tomographieebene.

Aus der Erfahrung ist bekannt, dass Geschwindigkeiten oberhalb 2000 m/s relativ kompakte Festgesteine charakterisieren. Das betrifft in Abb. 2 den Bereich schwarzer Farbtöne. Geschwindigkeiten unter 1000 m/s, hellgrau gekennzeichnet, sind eigentlich ein Hinweis auf Lockergesteine. Dementsprechend fortgeschritten dürfte hier der Verwitterungszustand der Gesteine sein. Die niedrigsten Werte liegen sogar bei nur 400 m/s. Das sind charakteristische Werte für lockere Auffülle. Im Ergebnis der tomographischen 3D-Berechnung aller vermessenen Ebenen liegt ein dreidimensionaler Datensatz vor. Dieser vermittelt das Bild einer Zone hoher Geschwindigkeiten im Kern des Berges. Zu den Rändern aber auch nach oben hin nehmen die Geschwindigkeiten ab.

Die Untersuchungen sind als Versuch zu verstehen, mit Hilfe der räumlichen geophysikalischen Parameter die vorhandenen punktuellen geotechnischen Daten dreidimensional zu interpretieren. Eine zwischenzeitlich erfolgte geotechnische Verifizierung des geophysikalischen Modells hat gezeigt, dass die seismische Tomografie durchaus Hinweise auf Schwachstellen im Baugrund liefert und zum gezielten Ansatz geotechnischer Arbeiten herangezogen werden kann. Sie kann allerdings nicht die Baugrunduntersuchungen selbst ersetzen. Das wesentliche Ergebnis der geophysikalischen und ingenieurgeologischen Untersuchungen ist die Feststellung, dass der Schlossbergfelsen einen festen Kern besitzt. Ein baldiges Zusammenrutschen des Berges, wie es zeitweilig in der Presse propagiert wurde, ist auszuschließen. Damit sind aus geotechnischer Sicht auch künftig Erhaltungs- und Sanierungsmaßnahmen gerechtfertigt.

Die Entwicklung von Ackerhohlformen im Jungmoränengebiet nordöstlich von Berlin – neue Befunde von einem Soll bei Seefeld/Werneuchen

N. SCHLAAK[1], J. LUCKERT[1], J. STRAHL[1] & H. U. THIEKE[1]

Das Untersuchungsobjekt befindet sich auf der Grundmoränenplatte des Barnims südlich der Ortschaft Seefeld (bei Werneuchen) im Bereich der weichselkaltzeitlichen Inlandvergletscherung (W1). Das flachwellige Grundmoränenrelief wird hier von einer N-S gerichteten schmalen Rinnenstruktur durchzogen, in der sich, perlschnurartig aufgereiht, mehrere kleine Teiche und Seen befinden. Westlich davon liegen im Abstand von 100 bis 200 Metern drei isolierte Ackerhohlformen, deren Beckenfüllungen 2005 im Zuge von „Restaurierungsmaßnahmen" teilweise ausgebaggert wurden. Der „Kleine Wendtsee" (UTM ETRS 89: 33 410977/ 5829722, Mtbl. 3348) war Gegenstand der vom LBGR im Winter 2005/2006 durchgeführten Untersuchungen, die sich auf die Beckengestaltung, die stratigraphischen Verhältnisse und Sedimentanalysen konzentrierten, wobei letztere derzeit z. T. noch in Bearbeitung sind. Die ovale, W-E orientierte Hohlform besitzt heute eine

[1]Dr. Norbert Schlaak, Joachim Luckert, Dr. Jaqueline Strahl, Dr. Hans Ulrich Thieke, Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Stahnsdorfer Damm 77, 14532 Kleinmachnow

Ausdehnung von 68 x 28 m. Vor der Ausbaggerung lag die Oberkante der Beckensedimente ca. 1,5 bis 2,0 m unter der des umgebenden Ackers. Im tiefer liegenden westlichen Teil der Hohlform wurde ein ca. 3,5 m mächtiges Schichtpaket aus Schluffmudde, Lehm und Sand ausgebaggert. Bei einer max. Wassertiefe von 1,4 m lag der Wasserspiegel zu diesem Zeitpunkt noch 0,6 m unter dem des ca. 100 m entfernten Gr. Wendtsees in der genannten Rinne und bot zu diesem Zeitpunkt günstige Voraussetzungen für eine Grabung am südlichen Beckenrand. Mehrere Handbohrungen bis zu 4 m Tiefe sowie eine Rammkernsondierung ergänzten die Profilaufnahme. Da das Gelände vor allem in südlicher Richtung auf eine Entfernung von 150 m um 4,5 m ansteigt, waren auf dieser Seite der Hohlform die größten Materialverlagerungen zu erwarten. Die Kolluviumsmächtigkeit beträgt im Bereich der Ackerkante ca. 2,5 m. Unter einer 0,5 m mächtigen feinsandigen Schlufflage im Liegenden, die beckenwärts unter 15° einfällt, lagert eine 1,5 m mächtige Schicht aus Feinsanden, die ca. 15 m hangaufwärts ausstreicht. Mit zunehmender Beckenentfernung wird die Lage durch Kies- und Schlufflagen gegliedert. Im Liegenden der Feinsande wurde die nur oberflächennah entkalkte Grundmoräne erbohrt. Sie besitzt das für diese Region typische weichselkaltzeitliche Kleingeschiebespektrum. Wie die Schichtungsverhältnisse im Schurf belegen, fällt das 1,5 m mächtige Paket aus Feinsanden mit geringer Neigung bis etwa 5 m vom heutigen Rand der Hohlform entfernt ein. Ab hier kippt das Feinsandpaket unter einem Winkel von ca. 70° zum Beckenzentrum hin ein. In den oberen Partien sind in diesem Abschnitt mehrere Tonlagen eingeschaltet. Nördlich der Hohlform sind derartige Sande nicht am Schichtaufbau beteiligt. Hier steht die Grundmoräne direkt an der Oberfläche an. Sortierung und Schichtungsverhältnisse lassen vermuten, dass es sich bei den Feinsanden um ein äolisches Sediment handelt. Die Flugsandbewegungen, die für das Gebiet des Barnims und der umliegenden Talungen für das Weichselspätglazial flächenhaft belegt wurden, führten bereits in einer ersten Phase im Präalleröd zur Ablagerung von Flugsanddecken, die nicht selten eine reliefausgleichende Wirkung hatte. Es wird vermutet, dass es im Bereich der kleinen Geländedepression des heutigen Kleinen Wendtsees im Weichsel-Spätglazial zu einer Ablagerung von Flugsanden kam, die maßgeblich an der Konservierung der Toteishohlform im Untergrund beteiligt war. Die Lagerungsstörungen in dem von Feinsanden gegliederten Tonpaket im Hangenden der Flugsandstrate belegen, dass es bis zum Beginn der frühen Gewässerphase zu einer rhythmischen Einwehung von Feinsanden kam. Mit dem Tieftauen des verschütteten Eiskörpers kam es schließlich zum Einbruch der über dem Eis abgelagerten Sedimentfolge. Wie eine vom Eis aus abgeteufte Rammkernsondierung belegt, lag die Beckenbasis dieser kleinen aber tiefen Toteishohlform ca. 11,5 m unterhalb des heutigen Ackerniveaus. Diese Hohlform bildete in der Folgezeit die Sedimentfalle für ein ca. 45.000 m² großes Einzugsgebiet. Bei den im Schurfprofil im Randbereich der Hohlform erfassten Schluff- und Tonmudden handelt es sich ausschließlich um Ablagerungen des Jüngeren Subatlantikums, wobei vor allem der obere Teil der Abfolge sehr stark siedlungsgeschichtlich beeinflusst ist.

Die Zentralbohrung erbrachte in ihren durchweg durch umgelagerte präquartäre Sporomorphen geprägten Pollenspektren dennoch eine Zweiteilung: So sind die liegenden, kalkhaltigen Feinsande zumindest in ihrem basalen Teil bezüglich des häufigen Nachweises der kühlezeigenden Grünalge *Pediastrum kawraiskyi* sehr wahrscheinlich glazilimnischen Ursprungs. Unter Berücksichtigung des kleingeschiebestatistischen Ergebnisses kann hier nur allgemein auf einen Bildungszeitraum vom Weichselhoch- bis Weichselspätglazial geschlossen werden. Der hangende, aus kalkfreien Mittelsanden und Schluffen gebildete Profilteil zeigt neben den überwiegend sehr schlecht erhaltenen präquartären Sporomorphen teilweise ein sehr frisches Pollen- und Sporeninventar, das bereits aus dem Holozän stammen könnte (insbesondere Kiefer, Erle, Hasel und Birke).

Die flächendeckende Geologische Karte von Niedersachsen 1:50 000 (GK50) – Grundlage für anwendungsorientierte Themenkarten

C. SCHWARZ[1] & J. ELBRACHT[1]

Mit der Geologischen Karte von Niedersachsen 1:50 000 (GK50) hat das LBEG innerhalb von fünf Jahren ein digitales Informationssystem zur flächendeckenden Abbildung der geologischen Verhältnisse aufgebaut. Die Flächendeckung für 133 Kartenblätter mit niedersächsischen Flächenanteilen wurde im Frühjahr 2006 erreicht. Für alle Kartenblätter liegt die Geologische Grundkarte mit einer Tiefenaussage bis 2 m unter Gelände vor, es gibt keine „Blattrandverwerfungen" oder unabgeglichenen Übergänge zwischen benachbarten Blättern mehr. Die Grundkarte stellt das erste Modul in dem modular konzipierten Projekt „GK50" dar. Grundlage diese Moduls waren alle verfügbaren gedruckten Karten und Manuskriptkarten der Geologischen Karte von Niedersachsen im Maßstab 1:25 000 (GK25) sowie die daraus abgeleiteten digitalen Datensätze. Ferner werden alle im LBEG verfügbaren geologischen Fremdkartierungen, aktuelle Informationen aus den Bereichen Bodenkunde/Bodenschätzung sowie der Moor- und Torfkunde und Produkte anderer Institutionen (z.B. Oberfinanzdirektion, Landesbetrieb für Geobasisinformation, ehem. Niedersächsisches Landesamt für Ökologie) eingearbeitet. Durch die modulare Struktur des Gesamtprojekts besteht mit Vorlage der flächendeckenden Grundkarte jetzt eine Basis, die zu einer erweiterten Produktpalette, z.B. mit themenbezogenen Auswertungskarten, ausgebaut wird. Hierbei können auch andere Arbeiten und Produkte der geologischen Landesaufnahme und anderer Fachbereiche des LBEG integriert werden.

Mit Erreichen der Flächendeckung der Geologischen Grundlage stehen den Kunden neben der Grundkarte aktuell drei Auswertungsprodukte dieses Datensatzes standardmäßig zur Verfügung:

a) Auswertungskarte „Petrographie 1:50 000",
b) Auswertungskarte „Hochwassergefährdung in Niedersachsen und Bremen auf der Basis der Geologie" im Maßstab 1:50 000 sowie
c) Auswertungskarte „Ingenieurgeologische Karte (Baugrund) 1:50 000".

Alle Auswertungskarten basieren auf definierten Methoden, die im Methodenmanagementsystem MeMaS des LBEG hinterlegt sind. Bei Bedarf wird die jeweils benötigte Methode quasi per Knopfdruck auf den Datensatz der Grundkarte, also die geologischen Rohdaten, angewendet und liefert dann das Auswertungsprodukt für das gewünschte Gebiet. Aufgrund der blattschnittfreien Datenhaltung ist es hierbei künftig egal, in welchem Rahmen die Information vom Kunden abgefragt wird. Blattweise Auswertungen, Auswertungen innerhalb kommunaler Grenzen, durch Eckpunkte beschriebene Projektgebiete oder Areale anderen Zuschnitts können geliefert werden. Der Datensatz der Grundkarte wird ständig gepflegt, um neue Daten und Informationen ergänzt und aktualisiert. Da die Auswertungsmethoden grundsätzlich immer auf den aktuellen Datensatz angewendet werden, bekommt der Kunde den im Moment der Ploterstellung modernsten im LBEG verfügbaren Datenstand.

Die anwendungsorientierten Themenkarten zeichnen sich durch folgende Eigenschaften aus:

a) Auswertungskarte „Petrographie 1:50 000"

Diese Auswertungskarte mit leicht verständlich aufbereiteten Inhalten vermittelt klassifizierte Informationen zur Petrographie (Zusammensetzung) von Gesteinen bis in eine Tiefe von 2 m unter Gelände. Im Gegensatz zur Grundkarte wird in dieser Auswertung die Petrographie gegenüber der Stratigraphie (Alter) hervorgehoben. Die Auswertungskarte ist besonders geeignet z.B. für die Rohstoff- oder Standortsuche sowie Landwirtschaft.

b) Auswertungskarte „Hochwassergefährdung in Niedersachsen und Bremen auf der Basis der Geologie" im Maßstab 1:50 000

Mit dieser Auswertung wird eine Beziehung zwischen Alter, Beschaffenheit und Genese geologischer Einheiten und einer möglichen Überflutungsgefährdung hergestellt. Bei der Ausweisung der Gebiete wird berücksichtigt, dass sich die bestimmenden Größen des natürlichen Wasserhaushaltes (z.B.

[1]Dr. Carsten Schwarz, Dr. Jörg Elbracht: Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG), Stilleweg 2, 30655 Hannover (Carsten.Schwarz@lbeg.niedersachsen.de, Jörg.Elbracht@lbeg.niedersachsen.de)

Niederschlag, oberirdischer Abfluss) in den letzten ca. 11.500 Jahren nicht wesentlich geändert haben. Daher lassen Ablagerungen, die während dieser Zeitspanne von Flüssen hinterlassen wurden (z.B. Auenablagerungen) und Hinweise auf die Reichweite vergangener Hochflutereignisse geben, auch Rückschlüsse auf die Größenordnung zukünftiger Überflutungen zu. Die GK50-Auswertungskarte zur „Hochwassergefährdung" bildet für Planer, Politiker und Privatpersonen eine geowissenschaftlich fundierte Planungsgrundlage.

c) Auswertungskarte „Ingenieurgeologische Karte (Baugrund) 1:50 000"

Sicherer Baugrund schützt vor unerwarteten Bauwerksschäden. Baugrundtechnische Informationen lassen sich aus den Fachdaten der GK50-Grundkarte ableiten. Hierzu wurden Kriterien und Regeln definiert, die insbesondere eine Beziehung zwischen Petrographie (Zusammensetzung) und Genese (Entstehung) geologischer Einheiten zur Tragfähigkeit und den Risiken des Untergrunds als Baugrund herstellen. Hierdurch lassen sich geeignete Gründungs- und ggf. weitere Sicherheitsmaßnahmen planen. Ergänzt werden diese Informationen durch die Kennzeichnung von Salzstockhochlagen, bekannten stark erdfallgefährdeten Gebieten sowie einzeln auftretenden Erdfällen.

Geologische Karten werden im Rahmen des Projektes GK50 nicht gedruckt, sondern als digitale Information vorgehalten. Bei Bedarf wird kurzfristig eine dem aktuellen Stand entsprechende Plotausgabe bzw. ein digitaler Datensatz erzeugt und dem Kunden gegen Kostenerstattung übergeben. Dabei können auch spezielle Nutzerwünsche zeitnah und konkret durch themenbezogene Auswertekarten bedient werden.

Aktuelle Informationen zur GK50 von Niedersachsen und den daraus abgeleiteten Themenkarten können auf der Homepage des LBEG eingesehen werden:

www.lbeg.de

Weiterführende Literatur

CASPERS, G. (2005): Hochwassergefährdungskarte von Niedersachsen. Ergebnis einer methodischen Auswertung geologischer Fachdaten.- NIEDERSÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR BODENFORSCHUNG [Hrsg.]: 17 S.; Hannover.

NIEDERSÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR BODENFORSCHUNG (2005): Informationssysteme ermöglichen nachhaltiges Flächenmanagement.- In: Umwelt-Report 2005/06, Wirtschaftsregion Südost-Niedersachsen: S. 46-48; Leipzig (VSR Verlag).

DIELER, S., ELBRACHT, J. & SCHWARZ, C. (2002): Aufbau und Nutzung des Informationssystems „Geologische Karte von Niedersachsen 1 : 50 000".- Z. geol. Wiss., **30(6)**: 431-442, 6 Abb., 2 Taf.; Berlin.

SCHWARZ, C., ELBRACHT, J. &. DIELER, S. (2001): Geologische Karte von Niedersachsen 1 : 50 000 (GK50 digital) – Darstellung der Geologie in einem neuen Rahmen.- Z. angew. Geol., **47/2**: 109-113, 7 Abb.; Hannover.

Die Randfazies des Rupel-Meeres in Mitteldeutschland

G. STANDKE[1]

Im Untergrund Mittel- und Ostdeutschlands sind Ablagerungen des Unteroligozäns (Rupelium) flächenhaft verbreitet. Die bis 40 Meter mächtigen, vorwiegend randmarinen Bildungen waren in den zahlreichen Braunkohlentagebauen im Südraum Leipzigs (Leipziger Bucht) besonders gut aufgeschlossen. Nach Stilllegung der meisten Tagebaue seit 1990 erfolgte im Rahmen der geologischen Landesaufnahme Sachsens durch das Sächsische Landesamt für Umwelt und Geologie eine kontinuierliche lithostratigraphische Kartierung der Tagebauböschungen. Die Ergebnisse der Kartierung sind unter Einbeziehung der biostratigraphischen Untersuchungen (Sporomorphenzonen SPP nach

[1]Dr. Gerda Standke, Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Amtsteil Freiberg, Postfach 800132, 01101 Dresden

KRUTZSCH et al. 1992, KRUTZSCH 2000) in folgende aktuelle geologische Kartenwerke eingegangen: „Lithofazieskarten Tertiär NW-Sachsen 1: 50 000" und „Atlas Tertiär NW-Sachsen 1: 250 000".

Auf der Grundlage maßgeblicher Arbeiten zum Oligozän der Leipziger Bucht (z. B. EIßMANN 1968, 1970, EIßMANN & LITT 1994; MÜLLER 1983; BELLMANN 1970, 1976, BELLMANN et al. 1990) sind die prinzipiellen Gliederungen und Charakteristika bestätigt worden. Darüber hinaus führte die Kartierung zu einer weiteren Faziesdifferenzierung der betrachteten Abfolgen und ihrer Interpretation, aber auch zu einer Reihe neuer Ergebnisse und Fragen.

Das Unteroligozän der Leipziger Bucht lässt sich vom Liegenden zum Hangenden in folgende lithologische Einheiten gliedern:

- "**Basissand**", lokal auch heller Schluff mit einzelnen Spurenfossilien bzw. **Haselbacher Ton** mit Makrofloren im Süden (SPP-Zone 20A/B; Florenkomplex Haselbach, MAI & WALTHER 1978); 0,5 - 10.0 Meter
- **Oberflözkomplex** (Flöz IV, Böhlener Oberflöz, Flöz Gröbers) (SPP-Zone 20C), mit verkieselten Hölzern und Stubben und Quarziteinlagerungen im oberen Bereich; max. 12 Meter
- **differenzierte Abfolge** zwischen Oberflözkomplex und Muschelschluff, die im östlichen Teil durch eine vorwiegend sandige Abfolge („Randfazies") und im westlichen und südwestlichen Teil durch eine vorwiegend schluffig-tonige Abfolge („Beckenfazies") charakterisiert wird; max. 20 Meter mächtig

  Östlicher Teil: („sandige Randfazies"):
  - „Weißer Sand" in Erosionsrelikten: Meeressand mit Spurenfossilien, früher als fluviatiler Sand interpretiert, bzw. Sand mit Mangrovenwurzeln (PIETZSCH 1962), z. T. erosiv auf das Flöz übergreifend; 0,5–5.0 Meter
  - „Deckton/Deckschluff" (meist stark kohliger, dunkler Schluff mit Spurenfossilien) bei Fehlen des Weißen Sandes; max. 0,5 Meter
  - „Brauner Sand" (EIßMANNN 1994): heller, bis 5 m mächtiger mariner Sand mit dem Spurenfossil *Ophiomorpha*, charakteristischen gitterartigen Strukturen („Waffelmuster") und z. T. bioturbat verursachten Sackungsstrukturen
  - Flöz y- Horizont: basaler markanter dunkler Schluffhorizont, lokal in Braunkohle übergehend, überlagert von flasergeschichteten Sanden des Gezeitenbereiches (Mischwatt), z. T. wandernde Priele (WALTER 1997), darüber Braunkohle (Flöz y), im Hangenden geschichteter Ton; teilweise auch nur als kohliger Schluffhorizont ausgebildet; max. 2-3 Meter
  - „Graubrauner Sand": hellbrauner *Ophiomorpha*-Sand; im tieferen Teil Kieshorizont, z. T. mit Haifischzähnen und anderen Fossilresten, im mittleren Teil weißgrauer gröberer Sand mit sternförmigen Spurenfossilien („Sprenkelsand") und Sackungsstrukturen (vgl. EIßMANN 1994); ca. 5 Meter

  Westlicher Teil: („Beckenfazies"):
  - „Weißer Sand" (wie oben)
  - „Deckton/Deckschluff" (wie oben)
  - tonig-sandige bioturbate Schluffe in enger Wechsellagerung mit schluffig-sandigen Tonen; ca. 3-5 Meter
  - „Bänderschluff": schluffiger geschichteter Ton mit fossiler Meeresfauna (z. B. Fische)
  - Glaukonitschluff: graugrüner bioturbater, stark tonig-sandiger Schluff„Grauer Sand": hellgrauer homogener Feinsand mit *Ophiomorpha* (ähnlich dem graubraunen Sand im Ostteil)

- **Phosphoritknollenhorizont:** allochthone Phosphoritknollen in verschiedenen Formen und Dimensionen, gebildet um organisches Material (Fauna, Spurenfossilien), Fundschicht für fossile Faunenreste; 0,2-0,5 Meter
- **Muschelschluff:** Schluff, sandig-tonig, stark bioturbat mit mehreren Septarien- und Schillhorizonten mit *Arctica atlantica;* (SPP-Zone 20C/D); südlichster Ausläufer des Septarientones; ca. 10 Meter mächtig; nach Osten in sandige Randfazies übergehend; südliche und westliche Verbreitungsgrenzen erosiv; primäre Ausdehnung nicht bekannt
- **Muschelsand:** mariner grünlichgrauer Feinsand mit Spurenfossilien (*Ophiomorpha*) und Muschelresten; (SPP-Zone 20 D/E); bei sekundär entkalkten Profilen ohne Faunenreste ist Abgrenzung zum (Pödelwitzer) Formsand nicht möglich

Diese Einheiten sind lithofaziell weiter untergliederbar und erlauben damit differenzierte Aussage zu Fazies und Paläogeographie.

Problematisch ist nach wie vor die stratigraphische Grenzziehung sowohl im Liegenden zwischen Eozän und Unteroligozän als auch im Hangenden zwischen Unter- und Oberoligozän.
Marine Basisbildungen des Rupelium sind im Südraum Leipzigs bereits **unter** dem Oberflözkomplex (Flöz IV) verbreitet. Sie entsprechen vermutlich dem tiefsten Teil der "Rupel-Basissande" im Norden. Die Eozän-Oligozän-Grenze liegt ohne markante lithologische Merkmale im höheren Teil einer transgressiven Abfolge.
Der flächenhaft verbreitete Oberflözkomplex (Flöz IV) im Hangenden weist auf eine weiträumige Verlandung (Regression) im tiefen Rupelium hin. Das Flöz wird unmittelbar von marinen Sedimenten überlagert, die eine weitere "Rupeltransgression" belegen. Der obere Flözbereich ist oft durch Bioturbation aufgearbeitet. Im Hangenden des Flözes treten vor allem im Norden z. T. mehrere Kieshorizonte auf, wobei der basale als Transgressionshorizont gedeutet wird.
Die mächtige Abfolge zwischen Oberflözkomplex (Flöz IV) und "Muschelschluff" ("Rupelton") ist aus einer Vielzahl unterschiedlicher Sedimentserien zusammengesetzt, die nach SW deutlich toniger werden. Sie zeugen von Meeresspiegelschwankungen unterschiedlicher Ordnung, die nur im Randbereich der Paläo-Nordsee nachweisbar sind. Diese Abfolge ist im Westen der Leipziger Bucht vorwiegend schluffig-tonig, im Osten dagegen vorwiegend sandig ausgeprägt. *Ophiomorpa*-Dominanz im unteren und oberen Profilabschnitt belegen flachmarine Verhältnisse. Der Flöz-y-Horizont im mittleren Abschnitt zeugt von einer Verlandungsphase, während im Westteil in diesem Niveau der „Bänderschluff" auftritt (s. o.). An der Grenze zum Muschelschluff ist in der gesamten Leipziger Bucht der sog. Phosphoritknollenhorizont verbreitet, der durch seine Fossilführung bekannt ist.
Der "Muschelschluff" im höheren Teil der Abfolge ist als jüngerer Ausläufer des Rupeltons (Boom Clay) zu werten. Innerhalb dieses 5-10 Meter mächtigen Schluffkomplexes treten mehrere Septarien- und Schillhorizonte auf. Der Übergang der im Hangenden folgenden sog. Muschelsande zu den (Pödelwitzer) Formsanden ist bisher nicht hinreichend geklärt.
Die ursprüngliche Verbreitung der unteroligozänen Ablagerungen lag vermutlich wesentlich weiter im Süden und Westen als die heute überlieferten Sedimente. Die primäre östliche Verbreitungsgrenze reichte bis in den Lausitzer Raum. So ist der „Muschelschluff" über bohrlochgeophysikalische GR-Logs bis dorthin nachweisbar. Dagegen transgredieren oberoligozäne Sedimente („Glimmersande") über den "Rupelton" hinweg viel weiter in östlicher Richtung.

Obwohl die lithofazielle Entwicklung im Südraum Leipzigs gut bekannt ist, ist die stratigraphische Anbindung an die Typusprofile nach wie vor noch offen. Ebenso ist das Trans- und Regressionsgeschehen anhand der tatsächlich angetroffenen Sedimente neu zu diskutieren.
Konkreter weiterer Forschungsbedarf ist dringend vorhanden, speziell zur stratigraphischen Einstufung der einzelnen Formationen, ihrer Verbreitung und überregionalen Korrelation sowie der paläogeographischen Entwicklung.

Literaturverzeichnis (Auswahl)

EIßMANN, L. & LITT, T. (eds.) (1994): Das Quartär Mitteldeutschlands. Ein Leitfaden und Exkursionsführer. Mit einer Übersicht über das Präquartär des Saale-Elbe-Gebietes. – Altenbg. naturwiss. Forsch., **7**: 1-458; Altenburg.

BELLMANN, H.-J. (1976): Zur Geologie und Mineralogie der Abraumschichten der Braunkohle in der Leipziger Bucht. – Unveröff., Diss., Bergakademie: 202 S.; Freiberg.

MÜLLER, A. (1983): Fauna und Palökologie des marinen Mitteloligozäns der Leipziger Tieflandsbucht (Böhlener Schichten). – Altenbg. naturwiss. Forsch., **2**: 1-152; Altenburg.

Geologie und Montanhydrologie im ehemaligen Kalibergwerk Brefeld I/II bei Tarthun am Staßfurter Sattel (Ergebnisse aktueller Kontrollbefahrungen)

A. STÄUBERT[1], T. FLISS[1] & G. JOST[2]

Das ehemalige Kalibergwerk Brefeld I/II bei Tarthun an der Südwestflanke des Staßfurter Sattels ist die einzige noch lufterfüllte Bergwerksanlage im Staßfurter Revier, der Wiege des Kalibergbaus in Deutschland und der Welt.
Die Doppelschachtanlage wurde nach einer abwechslungsreichen Geschichte ab 1899 mit Stilllegung Ende der 20er Jahre des 20. Jahrhunderts, einer intensiven Nachnutzung als Munitionsanstalt im dritten Reich ab 1934 bis 1945 und Demontage durch die sowjetischen Truppen bis 1953 bis Mitte der 90er Jahre sich selbst überlassen.
Ende Dezember 1996 bis Anfang 1999 erfolgten umfangreiche Beweissicherungs- und Sanierungsarbeiten durch eine Arbeitsgemeinschaft von Kali-Umwelttechnik GmbH (K-UTEC) Sondershausen und Schachtbau Nordhausen GmbH (SBN) mit dem Ziel, unkontrollierte Absaufensvorgänge durch undichte Schachtröhren und die seit hundert Jahren bekannten hydrologischen Schwachstellen zum Schutz der darüber liegenden bzw. tangierenden Gemeinde Tarthun zu verhindern.
Von Juni 2005 bis 2. März 2006 erfolgten erneute umfangreiche Untersuchungen im Auftrag des Landesamtes für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, mit denen die 1996-1999 vorgenommenen Sanierungsarbeiten kontrolliert und letzte "weiße Flecke" im recht zergliederten Grubengebäude befahren und bewertet worden sind.

Interessanterweise wurde im Bereich der 6. Firstensohle (174 m tief) bis zur II. Tiefbausohle (205 m tief) nahezu ausschließlich Kainit abgebaut; die Grenze der Kainitisierung ist stark wellig und in mehreren Aufschlüssen erkennbar.
Im Bereich der II. Tiefbausohle (205 m tief) sowie auf den in 2005/2006 erstmals seit rund 60 Jahren befahrenen tieferen Sohlen in 350 m, 400 m und 500 m Teufe steht geschichteter Carnallitit an. Mehrere Dutzend, zumeist hydrologisch inaktive Sekundärmineralisationen zeugen von einer latenten hydrologischen Gefährdung bzw. von Einschlüssen so genannter "Urlaugen", z. B. auch vielfach in der Polyhalitregion des Staßfurtsteinsalzes.

Abb 1: Aufschluss von carnallitischem Kaliflöz Staßfurt und Grauem Salzton auf der 500 m-Sohle, Brefeld-Schacht II.

[1]c/o Kali-Umwelttechnik GmbH Sondershausen, Am Petersenschacht 7, 99706 Sondershausen,
[2]c/o Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, Köthener Straße, 06118 Halle

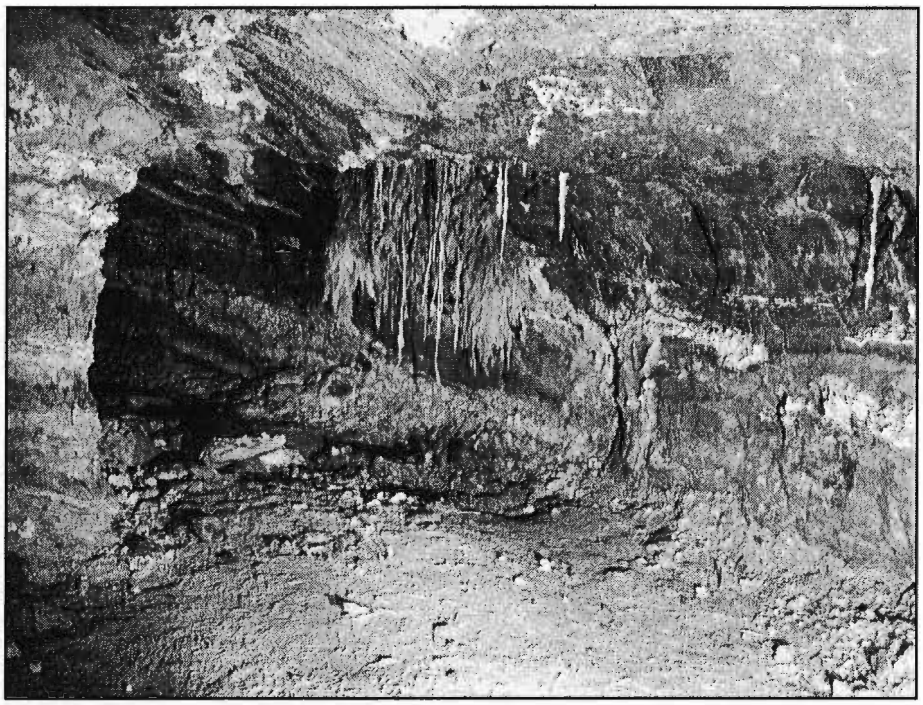


Abb. 2: Beispiel für Sekundärmineralisationen von "Urlaugen" im Bereich der II. Tiefbausohle.

Im Beitrag werden anschaulich Befunde zur Lagerstätte, Stratigrafie, Montanhydrologie und zum Überwachungsmonitoring eines derartigen Altbergwerkes vorgestellt.
Besonders interessant war die Ende 2005 / Anfang 2006 mit großem bergtechnischem Aufwand vorgenommene Kontrolle der so genannten tiefen Sohlen über einen rd. 155 m tiefen Blindschacht und 150 m Höhenmeter über ein Fahrflachen in Teufen von 350 m, 400 m und 500 m sowie der bislang (seit den 30er Jahren) nicht zugänglich gewesenen Querschläge im Niveau der 6. Firstensohle (174 m tief).
Neben umfangreichen Beprobungen von Zuflüssen, Wetterlösungen und Schacht-Traufenwässern, Kontrolle von Konvergenz-Messkomplexen, Probenahme von kainitischem Material für gesteinsmechanische Laborversuche und Fortschreibung der 1996/97 begonnenen fotografischen Dokumentationen wurde ein Lösungsspiegelmonitoring unter äußerst schwierigen bergtechnischen Bedingungen bis nach über Tage eingerichtet.
Das Bergwerk Brefeld I/II wurde Anfang März 2006 in ausgezeichnetem Sanierungszustand wieder verschlossen; spätere Kontrollbefahrungen werden über Zustand und ggf. daraus abzuleitenden Verwahrungsbedarf Auskunft geben.

Abb. 3: Kainit- und Carnallititabbau an der östlichen Feldesgrenze mit Kainitisierungsgrenze etwa in halber Kammerhöhe und seit den 30er Jahren gestapelten Wetterlösungen.

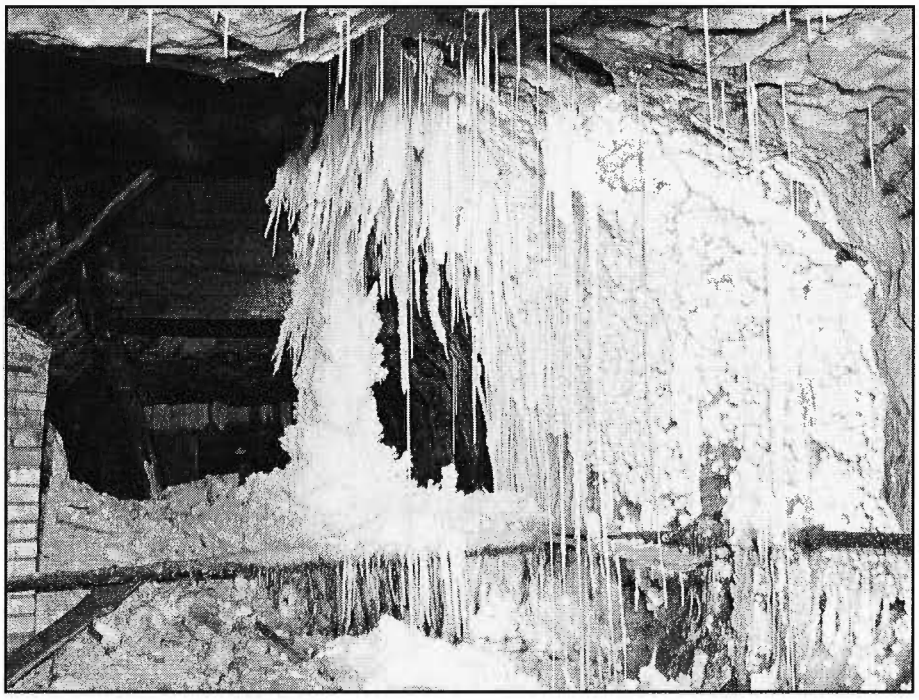
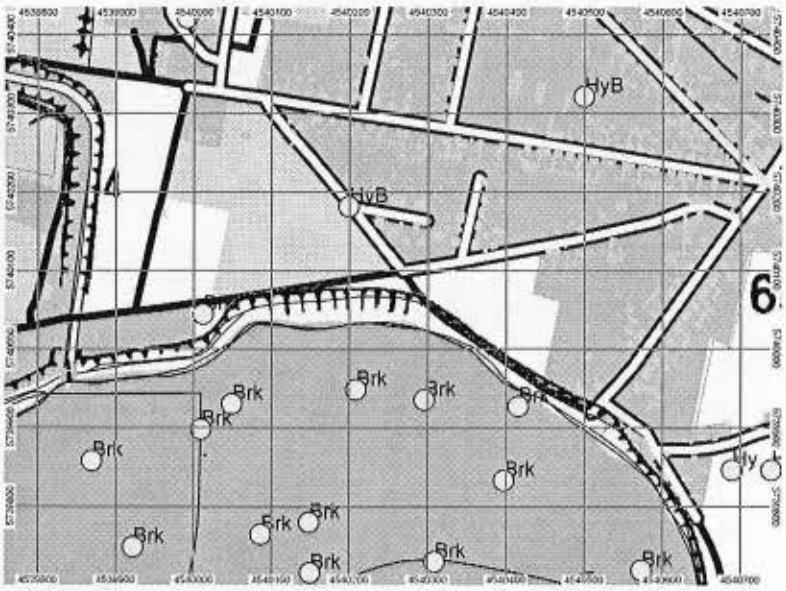


Abb. 4: Sekundärmineralisationen von Schacht-Traufenwässern im Bereich der 400 m-Sohle.

Digitaler Datenwust muss nicht sein – eine Methode zur einfachen Haltung, effektiven Recherche und schnellen Präsentation von Geodaten für ungeübte Nutzer

M. THOMAE[1] & M. NAGY[1]

Die Digitalisierung und Speicherung von Geodaten ist kein Selbstzweck. Hochwertige Geodaten werden mit anspruchsvoller Spezialsoftware erzeugt. Für Datenbanken gibt es eine andere Software und am Ende wird der Geowissenschaftler durch die ständige Einarbeitung in neue Programme von seiner eigentlichen Arbeit, der Dokumentation und Interpretation geologischer Prozesse abgehalten. Die Flut digitaler Daten nimmt ständig zu und immer besteht diese gewaltige Datenflut aus einzelnen Bausteinen, die nur sehr selten miteinander harmonieren. Diese Schwelle muss überwunden werden, wenn IT-Technologie weiterhin Effektivität steigern soll.
Mit Hilfe von Geoinformationssystemen sind Recherchen und Auswertungen sehr viel effektiver, aber für Nutzer, die nicht permanent diese Programme anwenden, geht dieser Zeitvorteil wieder verloren. DV-technisches Personal, welchem die Programmbedienung übertragen werden kann, ist in immer geringeren Maße vorhanden.
Einen Ausweg bietet ein System, welches netzwerkbasierte Suchfunktionen für Sach- und Geodaten mit Auswertungs- und Darstellungswerkzeugen vereinigt. Dabei wird der Internet-Browser als eine Programmumgebung genutzt, die dem Nutzer vertraut ist. Die komplizierte und teuere Spezialsoftware wird nur noch zur Datenerzeugung von in diese Programme eingearbeiteten Nutzern gebraucht. Erfahrungen mit diesem System zeigen einen sprunghaften Anstieg der Nutzung von digitalen Geodaten im Intranet des Landesamtes für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt. An drei praktischen Beispielen wird die einfache Handhabung des Systems demonstriert.



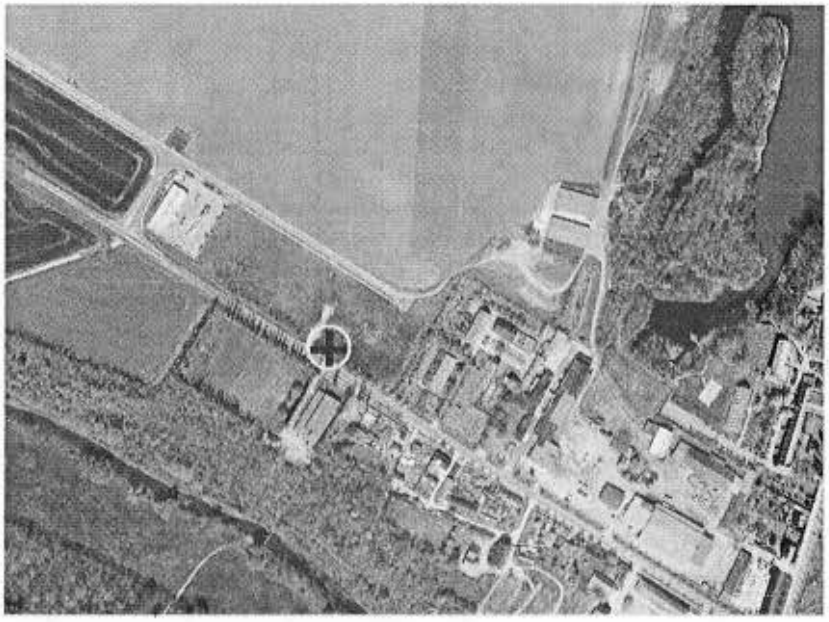
Beispiel 1: Herstellung einer Bohrkarte für einen definierten Raum.

Aus der Landesbohrdatenbank Sachsen-Anhalt (133.724 Bohrungen mit Schichtenverzeichnis) wurden Bohrungen mit einer Teufe von mehr als 100 m recherchiert und nach dem Zweck der Bohrung dargestellt (HyB – hydrogeologische Bohrung, Brk – Braunkohlenerkundungsbohrung). Die Wasserfläche ist ein geflutetes Tagebaurestloch. Der Kartenmaßstab beträgt 1 : 5000. Der Arbeitsaufwand für das Erstellen der Bohrkarte, einschließlich Auswahl topographischer Ebenen, Recherche in der Landesbohrdatenbank und Beschriftung, ist mit ca. 15 Min. zu veranschlagen.
Landesbohrdatenbank und topographische Daten (ATKIS-Vektordaten) liegen auf einem zentralen Server und sind von jedem Computerarbeitsplatz ohne Spezialsoftware erreichbar.

Es lassen sich z.B. Punktobjekte über Koordinaten direkt als „Eigene Dateien" einfügen und mit ver-

[1]Dr. Matthias Thomae, Michael Nagy, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, Köthener Str. 34, 06118 Halle

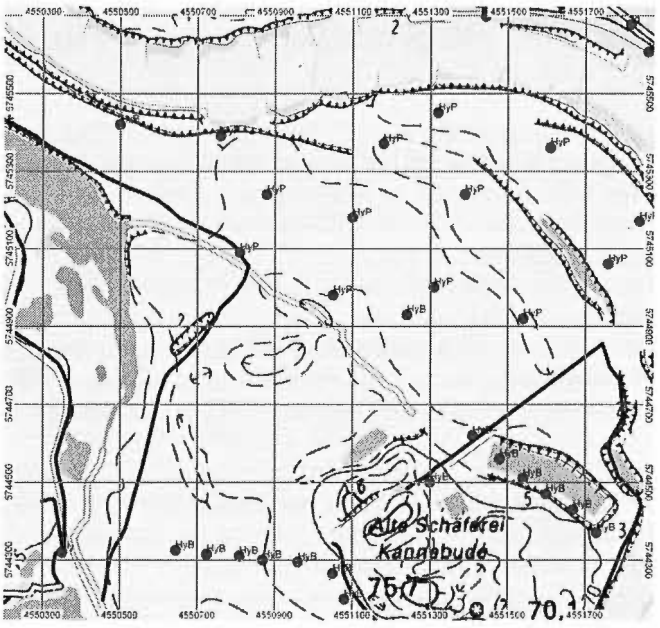
schiedenen Topographiedaten verknüpfen. Im vorliegenden Beispiel wurde die Lage eines Findlings mit Hilfe eines hochauflösenden Luftbildes überprüft. Die Luftbilddateien liegen auf einem zentralen Server. Der Zeitaufwand für diese Darstellung beträgt ca. 5 Min.



Beispiel 2: Darstellung eines geologischen Objektes auf einem Luftbild.

Ebenfalls zentral abgelegt sind Flächendaten. Auch die fertiggestellten Dateien der Geologischen Karte 1 : 25 000 befinden sich als Vektordaten auf dem zentralen Server. Aus geologischen Daten, topographischen Ebenen (ATKIS) und Punktdaten der Landesbohrdatenbank sind mühelos Detailausschnitte aus der GK 25 herzustellen. Sie haben den großen Vorteil eine aktuelle Topographie und die geologischen Bohraufschlüsse zu besitzen.

Das verwendete System **cardo®** stellt eine metadatengesteuerte webgestützte Auskunftsplattform für Sach- und Geodaten dar. Alle Funktionen werden in einem Webbrowser (Internet Explorer) zur Verfügung gestellt. Entwickelt und vertrieben wird **cardo®** durch die IDU Ingenieurgesellschaft für Datenverarbeitung und Umweltschutz mbH, PF 1326, 02753 Zittau.



Beispiel 3: Herstellung eines geologischen Kartenausschnittes mit Topographie.

Vom Bergbau devastierte geologische Sehenswürdigkeiten am Südrand des norddeutschen Tieflands, vorgestellt anhand von Bilddokumenten aus dem Bitterfeld – Delitzscher Braunkohlenrevier

R. WIMMER[1]

Das ehemalige Bitterfeld – Delitzscher Braunkohlenrevier befindet sich naturräumlich gesehen am Südrand des Norddeutschen Tieflands zwischen Elbe und Saale mit der weit nach Süden vorspringenden Leipziger Tieflandsbucht. In einem Zeitraum von über 150 Jahren wurden hier rund 60 km^2 des Gebietes um Gräfenhainichen, Bitterfeld und Delitzsch vom Braunkohlenbergbau in Anspruch genommen. Zeitweise waren bis zu 6 Förderstätten mit Abbaustrossen von 2 bis 4 km Länge und einer Tiefe von 40 bis 50 m aufgeschlossen. Während der aktiven Betriebsphase, gerechnet vom Jahre 1831 bis zur endgültigen Einstellung der Rohkohleförderung im Jahre 1993, wurden ca. 8 Milliarden m^3 Grundwasser gehoben, 3,625 Milliarden m^3 Abraum bewegt und 1,312 Milliarden Tonnen Rohbraunkohle gefördert (mündliche Mitteilung vom Traditionsverein Bitterfelder Bergleute e.V.).

Die Planung der bergmännischen Abbauführung beruhte auf den Ergebnissen der vorangegangenen Erkundungsetappen. Für die sichere bergtechnologische Führung des Abbauprozesses war es erforderlich, im Rahmen der eingehenden lagerstättengeologischen Betriebserkundung weitere Informationen über geotechnische Schwerpunktbereiche zu erhalten. Neben einer örtlichen Bohrnetzverdichtung und dem Einsatz oberflächengeophysikalischer Messverfahren zur Detailerkundung im Tagebau, war die operative geologische Feldarbeit im Aufschluss ein Kernstück der betrieblichen Nacherkundung. So wurden die aktiven Abbauböschungen regelmäßig von den Betriebsgeologen befahren. Bereiche mit geotechnischen Schwerpunkten, insbesondere mit exogen tektonischen Lagerungsstörungen, wurden eingehend bemustert, kartiert und wenn erforderlich auch beprobt. Die bildliche Dokumentation erfolgte unter Einsatz der terrestrischen Photogrammetrie bzw. mit handelsüblichen Spiegelreflexkameras. Im Ergebnis dieser umfangreichen Feldarbeiten entstanden zahlreiche Böschungsprofildokumentationen. Sie bildeten die Grundlage für den sog. „Soll/Ist – Vergleich", einer Korrelation der vor Ort von den Geologen aufgenommenen tatsächlichen Lagerungsverhältnisse mit den Ergebnissen aus den vorangegangenen Erkundungsetappen. Die somit präzisierten Erkundungsergebnisse bildeten eine wichtige Grundlage für die betriebsspezifisch operative Steuerung des bergtechnologischen Abbauprozesses. Zugleich wurde mit den neuen Erkenntnissen zu den stratigraphischen, Fazies- und Lagerungsverhältnissen, eine wichtige Vorraussetzung für die Ergänzung und Überarbeitung des bestehenden geologischen Modells der Bitterfelder Braunkohlenlagerstätte geschaffen. Die lithostratigraphische Gliederung der tertiären und quartären Schichtenfolge beruht auf den von EIßMANN (1978) erstellten und über die Jahre ständig aktualisierten Stratigraphischen Fazies und Lagebeziehungsdiagramme für den Mitteldeutschen Raum. PESTER (1978) hat, basierend auf dieser Grundlage, für die praktischen Belange der Braunkohlenindustrie Idealprofile für geotechnische Arbeiten entwickelt.

Bei den vom Bergbau devastierten „geologischen Sehenswürdigkeiten" handelt es sich um einmalige, für meist nur kurze Zeit aufgeschlossene und nicht wiederholbare geologische Momentaufschlüsse. Sie entstanden im Laufe der umfangreichen lagerstättengeologischen Feldarbeiten in den einzelnen Tagebauaufschlüssen des Bitterfelder Reviers. Mit dem ständig fortschreitenden bergmännischen Abgraben des Braunkohledeckgebirges wurden täglich, und das meist auch nur für einen kurzen Augenblick, sehenswürdige geologische Fenster in die jüngere Erdgeschichte geschnitten. Die in zahlreichen geologischen Aufschlussprofilskizzen, Böschungskartierungsprofilen und in fotographischen Aufschlussdokumentationen für immer festgehaltenen Momentsituationen sind wichtige Belegdokumente der geologischen Entwicklungsgeschichte unseres Raumes. Sie dokumentieren in einmaliger Weise die Entwicklung unserer Landschaft vom Unteren Miozän bis ins jüngere Quartär.

Die Bilddokumentation beginnt mit den marin bis festländischen Ablagerungen der Urnordsee und ihres Vorlandes, den oberoligozänen bis tiefmiozänen Bitterfelder Glimmersanden und mit der im Raum Bitterfeld einst großzügig aufgeschlossenen „Bitterfelder Bernsteinfolge". Unmittelbar darauf liegen die Ablagerungen der untermiozänen Braunkohlenmoore in Form des Bitterfelder Flözkomplexes. Es folgen schluffig-tonige bis sandig-kiesige Bildungen, entstanden aus einer ausgedehnten und langsam sinkenden Überflutungslandschaft, die sog. Bitterfelder Decktonfolge, das Resultat einer

[1]Roland Wimmer, Ingenieurbüro für Grundwasser GmbH, Nonnenstr. 9, 04229 Leipzig

langen fluviatilen Überflutungsperiode („Altauetonfolge"). Sie wird gebietsweise von mehreren ausgedehnten Flusssandhorizonten, wie der „Roitzscher Flusssandzone", in mehrere Horizonte gegliedert. Diskordant auf den tertiären Ablagerungen folgt eine zwischen 15 bis 30 m, in glaziären Rinnen bis zu 100 m mächtige Quartärfolge. Sie beginnt in der Regel mit den fluviatilen Kiessanden altquartärer Flussläufe, die sich örtlich tief in die untermiozänen Ablagerungen der Bitterfelder Decktonfolge eingeschnitten und flächig größere Abschnitte erodiert haben. Im Gebiet zwischen Delitzsch, Bitterfeld und Gräfenhainichen existieren bis zu vier, von nordischen Gesteinen noch freie Flussschotterterrassen. Sie werden als Obere, Mittlere und Untere frühpleistozäne bezeichnet und nach EIßMANN (1994) einer Mulde- („Brüggen"), Wyhra- („Eburon") und Pleiße- („Menap") Kaltzeit zugeordnet. Die frühpleistozänen Schotterterrassen wie auch die jüngere Frühelsterterrasse der Saale enthalten bereits zahlreiche kaltzeitliche Frostmarken in Form von Eiskeilen und Brodelhorizonten. Hauptwesenzug der quartären Ablagerungen ist die Existenz von zwei zyklisch aufgebauten Glaziärstockwerken, das der Elster- und der Saaleeiszeit. Das ältere, elstereiszeitliche Glaziärstockwerk besteht aus zwei und das jüngere, saaleiszeitliche Glaziärstockwerk besteht aus drei glaziären Zyklen. Sie beginnen meist mit einem Vorstoßbänderton, der unmittelbar an der Basis der jeweiligen Grundmoräne liegt und endet mit örtlich mächtigen glazifluviatilen und glazilimnischen Rückzugsbildungen. Holsteinwarmzeitliche Ablagerungen sind aus zahlreichen Erkundungsbohrungen bekannt. Im bergmännischen Aufschluss waren sie bislang nur im Tagebau Golpa-Nord und in einem Kiessandtagebau nahe der Ortslage Benndorf aufgeschlossen.

Nördlich von Leipzig werden das elster- und saaleeiszeitliche Glaziärstockwerk durch den zwischen 10 bis 20 m mächtigen Hauptterrassenkomplex der Weißen Elster, Mulde, Pleiße und Saale getrennt. In dieser schwemmfächerartig gelagerten, aus sandigen Kiesen bestehenden Schotterplatte konnten bis zu 5 Generationen übereinanderliegender Eiskeilformationen beobachtet werden. Schluffige bis schluffmuddeartige Einlagerungen treten im oberen, mittleren und unteren Niveau des Terrassenkörpers auf. Der obere Horizont, auch als Markkleeberger Kryoturbationshorizont bezeichnet, bildet eine Leitschicht. Unmittelbar auf diesem frühsaaleeiszeitlichen Flussschotter liegt weiträumig verbreitet die Untere Saalegrundmoräne (Drenthemoräne). Sie ist im Gebiet zwischen Delitzsch und Breitenfeld in drei Moränenbänke aufgespaltet. Nach EIßMANN (1997) gehört die Erste Saalegrundmoräne (Hauptbank) zur Zeitzer Vereisungsphase. Die Zweite zur Leipziger Subphase gehörende Saalegrundmoräne besteht aus einer Unteren, der Delitzscher und einer Oberen, der Breitenfelder Bank. Unmittelbar auf dieser Moränenplatte, auch als Brehna-Schkeuditzer Grundmoränenplatte bezeichnet, liegen in glaziären Hohlformen die aus mehreren Tagebauaufschlüssen bekannt gewordenen (Muldenstein, Grabschütz und Gröbern) eemwarmzeitlichen Sedimentfolgen.

Unsere besondere Aufmerksamkeit galt den exogen-tektonischen Lagerungsstörungen im Revier. Von den oftmals lehrbuchhaften, durch gravitativ-autoplastische, glazigene oder subrosive Vorgänge geprägten Lagerungsstrukturen waren es vor allen die hydrogeologisch relevanten und bergtechnologisch nur mit großem Aufwand beherrschbaren subglaziären Rinnenstrukturen WIMMER et al. (1988).

Literatur

EIßMANN, L. (1978): Das Känozoikum im Saale-Elbe-Gebiet. Leitlinien. - VEB GFE Halle, BT Freiberg (unveröff. Forschungsbericht).

EIßMANN, L. (1994): Grundzüge der Quartärgeologie Mitteldeutschlands. – Altenbg. Naturwiss. Forsch. **7**: 55-114, Altenburg.

EIßMANN, L. (1997): Das quartäre Eiszeitalter in Sachsen und Nordostthüringen. – Altenbg. Naturwiss. Forsch. **8**: 1-98, Altenburg.

PESTER, L. (1978): Idealprofile für geotechnische Arbeiten in der Braunkohlenindustrie. - Neue Bergbautechnik **8**: 328-330, Leipzig.

WIMMER, R., VOELKEL, J., EIßMANN, L. (1988): Exogen tektonische Lagerungsstörungen im Bitterfelder Braunkohlenrevier. – Freiberger Forsch.-H. **C434**: 111-121, Freiberg.

Zusammenfassungen

der Poster

Studentische Diplomkartierungen als vorbereitende Untersuchungen für die geologische Landesaufnahme: Beispiele der Kooperation zwischen Universität und LAGB aus dem Saale-Unstrut-Trias-Land

P. BALASKE[1], K. ERICKSON[2], C. LEMPP[2], K. SCHUBERTH[1] & S. WANSA[1]

Im Rahmen einer Kooperation der geologischen Landesaufnahme des LAGB Sachsen-Anhalt und den Geowissenschaften der Martin-Luther-Universität wurden eine Reihe von Diplomkartierungen von Studierenden der Geologie ausgearbeitet, die in einem modernen, landesamtlichen geologischen Kartenwerk weitergehende Verwendung finden werden. Dabei war es Voraussetzung, dass die Studierenden entsprechend den Richtlinien für die amtliche geologische Kartierung bei ihren Geländearbeiten vorgehen. Zugleich konnten die DiplomkartiererInnen geowissenschaftlichen Fragestellungen vertiefend nachgehen, welche im jeweiligen regionalen geologischen Zusammenhang von spezifischem Interesse sind. So konnten in den Kartiergebieten beispielsweise Phänomene der auslaugungsbedingten Veränderungen, Prozesse der oberflächennahen Entspannung, tektonisch verursachte Vorgänge, sedimentgeologische Besonderheiten oder Verwitterungserscheinungen vertiefend und lokalitätsbezogen untersucht werden.

In dem wesentlich durch quartärzeitliche Prozesse überprägten Gebiet des Saale-Unstrut-Trias-Landes zwischen Querfurt und Freyburg lag ein Schwerpunkt der Kartierarbeiten in einer möglichst gut aufgelösten Gliederung der quartären Ablagerungen. Dabei wurde systematisch und flächendeckend die 2-Meter-Bohrstock-Sondierung eingesetzt, was bei weit reichender Lockergesteinsüberlagerung mit entsprechendem Körpereinsatz verbunden war. Die erbohrten Schichtglieder wurden zunächst lithologisch charakterisiert und anschließend möglichst genetisch und stratigraphisch interpretiert. Die Profilaufnahmen des Lockergebirges wurden in einer Datenbank zusammengeführt.

Alle Kartierungsergebnisse wurden mit Hilfe eines GIS-Systems in digitaler Form mit der topographischen Karteninformation im Maßstab 1:10 000 zusammengeführt. Dabei fanden die im LAGB üblichen Arbeitsmethoden Verwendung. Dies ermöglicht einen unkomplizierten Datentransfer bei der späteren Erstellung der geologischen Grundkarten im Maßstab 1: 25 000.

Unübersehbare Vorteile aus der praktizierten Kooperation ergeben sich für beide Seiten: Die Studierenden wenden unmittelbar die Methoden und Regeln für die Kartierung bei der geologischen Landesaufnahme an. Sie erfahren aber auch die damit verknüpften Begrenzungen und können diese im Rahmen ihrer Diplomkartierungen auch bewusst aussetzen, wenn sie durch ein begründetes, alternatives Vorgehen eigene Aspekte herausarbeiten und spezifische Untersuchungen in den Vordergrund stellen wollen. Die geologische Landesaufnahme erhält durch die studentischen Arbeiten erste, für die amtliche Kartierung relevante Daten. Die Qualität der Kartierungen ist durch die Regionalbearbeiter des LAGB zwar noch zu prüfen, jedoch ist dies in der Regel mit reduziertem Aufwand bei der Geländearbeit verbunden, insbesondere, wenn sie bereits die Arbeiten der Studierenden mit begleitet hatten. Bei der Karten-Compilierung helfen dann die standardisierten Arbeitsabläufe bei der GIS-gestützten Kartenerstellung.

Das Poster zeigt einen Überblick über die Ergebnisse der Kooperation und verweist auf die zwangsläufig noch unpublizierten Manuskriptkarten mit den zugehörigen Berichten, die auf Nachfrage beim LAGB oder bei der MLU einzusehen sind.

[1]Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, Köthener Straße 34, 06118 Halle;
[2]Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, FB Geowissenschaften, Von-Seckendorff-Platz 3, 06120 Halle

Vergleich der Quartärstratigraphie NW-Polen und NE-Deutschland

A. BÖRNER[1]

Ein Vergleich der derzeitig aktuellen Quartärstratigraphien in Norddeutschland und Polen wurde im Rahmen einer wissenschaftlichen Arbeit über die Genese und den lithologischen Aufbau des Eberswalder Urstromtals/Oderbruch im grenznahen Raum zu Polen geschaffen. Um einen allgemeinen Überblick über die Gliederung des Quartärs zu erhalten, wurden die derzeitig gültigen Quartärstratigraphien von Niedersachsen (NS), Mecklenburg-Vorpommern (M-V) und Brandenburg (BB) mit stratigraphischen Modellen verschiedener polnischer Autoren verglichen, die teilweise in Zusammenarbeit mit Kollegen aus der Ukraine und Weißrussland erarbeitet wurden (s. LINDNER et al. 2004, 2005). Altersangaben und Einstufungen in Δ^{18} O – Isotopenstufen wurden von den verschiedenen Quellen unterschiedlich angegeben und können deshalb nicht umfassend diskutiert werden. Die Gliederungen des Weichsel-Spätglazials und des Holozäns (**Δ^{18}O-Stufe 1**) sind in den polnischen (NOWACZYK 1995) und norddeutschen Publikationen (STREIF et al. 2004[5]; STRAHL 2004) einheitlich. Das Weichsel-Hochglazial der **Δ^{18}O-Stufe 2** wird in NE-Deutschland dreigeteilt und in Polen in 4 Vorstoßphasen mit weiteren hier nicht aufgeführten Subphasen untergliedert.

Tabelle 1: Gliederung des Weichsel-Hochglazials in Polen im Vergleich zu Gliederungen Brandenburgs und Mecklenburg-Vorpommerns

Brandenburg (LIPPSTREU, Stand 2006[1]) Mecklenburg-Vorpommern (MÜLLER 2004[2])	**Polen (MOJSKI 1999[3]; WYSOTA 2002[4])**	
Mecklenburger Phase	Gardno Phase	(Max. ~14-15 ka BP)
Pommersche Phase	Pomeranian Phase	(Max. ~18 ka BP)
Frankfurter Staffel	Poznań Phase	
Brandenburger Phase	Leszno Phase	(Max. ~20 ka BP)

Nach LINDNER & MARKS (1995) erreichte das weichselhochglaziale Eis das Festland ~22 ka BP.
Das Grudziądz-Interstadial[3] entspricht nach der Einstufung in die **Δ^{18}O-Stufe 3** dem Kerkwitz-Interstadial in BB ([1]) oder den Abfolgen vom Denekamp-Intervall bis zum Ebersdorf-Stadial in NS ([5]). Die vor ~58 ka BP beginnende Maliniec 1-Wämephase ([3]) ist gut mit dem Oerel-Interstadial ([5]) zu konnektieren. Das Stadial "Vistulian 3" ([3]) der **Δ^{18}O-Stufe 4** wird mit einer nordpolnischen Vereisung im "Świecie-Glazial" ([3,4]) gleichgesetzt, die am ehesten dem Schalkholz-Stadial ([5]) und dem Stadial-VII in BB ([1]) entspricht. Eine Konnektierung zwischen dieser Eisvorstoßphase Polens und M-V (MÜLLER 2004[2], 2004a) ist wahrscheinlich, wenn auch z.Zt. nicht durch absolute Datierungen in M-V belegt. Die **Δ^{18}O-Stufe 5** wird einheitlich in 5 Unterstufen (5a bis 5e) gegliedert, wobei die Stufe 5e für das vor ~130 ka BP beginnende Eem-Interglazial verwendet wird. Die Wertigkeit einer Vereisungsphase im Toruń-Glazial der **Δ^{18}O-Stufe 5b** (MOJSKI 1991) bedarf weiterer Befunde und wird deshalb in Polen weiterhin diskutiert. Eine zweigeteilte Saalevereisung der **Δ^{18}O-Stufe 6** in Drenthe und Warthe M-V ([2]) und NS ([5]) ist für BB mit nur einem saalezeitlichen Geschiebemergelhorizont nicht sicher belegbar. Eine ähnliche Konstellation ergibt sich in Polen mit den hochsaaleglazialen Odra- und Warta-Stadien von BER et al. (2005[6]) oder LINDNER et al. (2004[7]). Das Holstein-Interglazial der **Δ^{18}O-Stufe 11** beginnt in BB ([1]) und M-V ([2]) vor ~ 370 ka BP und in NS ([5]) vor ~ 335 ka BP. Während MOJSKI (1995) den Beginn des Mazovian-Interglazials ebenfalls bei ~ 360 ka BP angibt, wird in aktuellen polnischen Veröffentlichungen ([6,7]) der Beginn des Mazovian-Interglazials in der **Δ^{18}O-Stufe 11** mit 460 ka BP älter angegeben.

[1]Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie M-V, Geologischer Dienst, Goldberger Straße 12, 18273 Güstrow

Tabelle 2: Gliederung des Unteren Saale-Komplexes in Polen im Vergleich zu Gliederungen Brandenburgs, Mecklenburg-Vorpommerns und Niedersachsen

	Polen [6,7]	**BB**[1] **/ M-V**[2]	**NS**[5]
Δ^{18}O-Stufe 7	Lubavian-Interglacial	Warmzeit (?)	=? Dömnitz, Schöningen
Δ^{18}O-Stufe 8	Krznanian-Glaciation	Kaltzeit (?)	
Δ^{18}O-Stufe 9	Zbójnian-Interglacial	Dömnitz	
Δ^{18}O-Stufe 10	Liwiecian-Glaciation	Fuhne-Stadial B Pritzwalk-Interstadial Fuhne-Stadial A	=? Fuhne

Der Beginn des Elsterkomplexes in der **Δ^{18}O-Stufe 12** wird in BB ([1]) und M-V ([2]) vor ~ 475 ka BP und in NS ([5]) mit 385 ka BP angegeben, während in Polen mit 510 ka BP und 530 ka BP ([6,7]) die San 2 Glazialphase wesentlich ältere Altersangaben aufweist. Da in BB und M-V keine detaillierten Befunde zu älteren quartären Abfolgen vorliegen, sind in Tabelle 3 die polnischen Gliederungen ([6,7]) mit 3 älteren Vereisungszyklen im Vergleich zu der aktuellen Gliederung NS ([5]) zusammengestellt.

Tabelle 3: Quartärgliederungen Polens im Vergleich zur aktuellen Gliederung Niedersachsens

Polen n. BER et al. (2005[6])	ka BP	Polen n. LINDNER et al. (2004[7])	**Δ^{18}O**	Niedersachsen STREIF et al. (2004[5])
Ferdynandów	620	Ferdynandovian 2 (s. lato)	13	Rhume-Warmzeit
		Ferdynandovian- 1/2 –Cooling	14	Glazial C
		Ferdynandovian 1 Interglacial	15	Rosmalen-Warmzeit
San 1	660	Sanian 1- Glaciation	16	Glazial B
Kozi Grzbiet	780	Małopolanian- Interglacial	17- 19	Hunteburg-Warmzeit
Nida	830	Nidanian- Glaciation	20	Glazial A
Przanyszian	~900	Augustovian 2- Interglacial	21-23	Osterholz-Warmzeit
		Augustovian 1/2- Cooling	24	Dorst-Kaltzeit
		Augustovian 1 (s. lato)	25-27	Leerdam-Warmzeit
		Younger Pre Augustovian-Cooling	28-30	Linge-Kaltzeit
		Older Pre Augustovian-Warming	31-33	Bavel-Warmzeit s.str.
Narevian	~1.000	Narevian- Glaciation	34-36	Menap-Komplex
Celestynow		Celestynovian- Interval	37-57	Waal-Komplex
Otwock		Otwockian- Interval	58-64	Eburon-Kaltzeit
Ponurzyca		Ponurzycian- Interval	65-94	Tegelen-Komplex
Różce	~2.600	Różcian- Interval	95-104	Prätegelen-Kaltzeit

Der Bedarf an weiteren Untersuchungen zu den voneinander abweichenden Quartärgliederungen wird durch die unterschiedlichen Altersvorstellungen in Verbindung mit Δ^{18}O-Einstufungen unterhalb der Δ^{18}O-Stufe 5 (Eem) deutlich. Die zur Zeit in Aufbau befindliche stratigraphisch-lithologisch orientierte Datenbank „Litholex" kann dabei als wichtige Datenbasis für stratigraphische Konnektierungen innerhalb der Bundesländer wie auch im Vergleich zu den stratigraphischen Gliederungen angrenzender Länder dienen.

Erfassung, Aufbereitung und Darstellung geologischer und hydrogeologischer Daten zur Umsetzung der EG-Wasserrahmenrichtlinie

D. BUDZIAK[1], B. FRANKE[1], M. KORN[1], G. MERZBACH[1] & H. RÖHM[1]

In der ersten Phase der Umsetzung der Europäischen Wasserrahmenrichtlinie (EG-WRRL) wurden die Grundwasserkörper (GwKörper) ermittelt, bei denen die Zielerreichung „guter Zustand" unsicher ist (EG-WRRL Bericht Grundwasser 2005). In der 2. Phase soll für diese GwKörper eine Grundwasserüberwachung durchgeführt werden. Für Niedersachsen/Bremen ist dies zunächst für 84 von insgesamt 121 ganz oder teilweise in Niedersachsen/Bremen liegenden GwKörpern bzw. 74 % der Landesfläche notwendig (Grobkonzept 2005). Mittels einer vertieften geologisch-hydrogeologischen Beschreibung sollen die GwKörper mit ihrem Stockwerksbau, ihren Aquifergrenzen sowie ihrer Zusammensetzung und Mächtigkeit der ungesättigten Zone (Grundwasserüberdeckung) verständlich und nachvollziehbar dargestellt werden. Zu diesem Zweck werden geologische und hydrostratigrafische Schnitte der GwKörper von Niedersachsen/Bremen nach einheitlichen Kriterien erarbeitet. Ziel ist die Erstellung mehrerer Profilschnitte für jeden GwKörper, wobei sich die Anzahl nach der Komplexität des geologischen Baus, der Größe des GwKörpers und der Verfügbarkeit von Schichtenverzeichnissen in der Bohrdatenbank Niedersachsen richtet. Die Ausrichtung der Schnittverläufe orientiert sich vorzugsweise in Fließrichtung des Grundwassers.

Der Arbeitsablauf stellt sich wie folgt dar:

- Bohrdatenbankabfrage, Sichtung und Auswahl der Bohrungen
- Erstellung der Profilreihen in GeODin, Plotten der Profilreihen
- Korrelation und Konstruktion der Schichtgrenzen von Hand auf dem Plot
- Scannen der Plots, Abspeichern als TIFF-Datei
- Zeichnung der Profilschnitte in Corel Draw mit TIFF-Datei als importierter Vorlage

Den Baueinheiten der geologischen Schnitte werden dann die entsprechenden GwLeiter- oder GwGeringleiter (Hemmer)-Einheiten (REUTTER 2005) zugeordnet und somit zu einem neuem hydrostratigrafischen Schnitt weiterentwickelt, der auf die Darstellung der GwLeiter- und GwGeringleiter reduziert ist. Filterstrecken werden, soweit Daten vorhanden sind, ebenfalls dargestellt. Der Horizontal-Maßstab beträgt 1:50.000 bei 50facher Überhöhung im Lockergestein und 5facher Überhöhung im Festgestein. Schichten mit einer Mächtigkeit < 1m werden nicht berücksichtigt.

Die geologisch/hydrostratigrafischen Schnitte dienen als Grundlage für

- die Beschreibung des geologisch/hydrogeologischen Baus der GwKörper,
- die Ermittlung der Mächtigkeiten von Aquiferen und Aquitarden,
- die Abschätzung der Verbreitung trennender Schichten,
- die Beurteilung der Schutzwirkung der Grundwasserüberdeckung,
- die Zuordnung von Messstellen- /Förderbrunnen-Filterstrecken zu hydrostratigrafischen Einheiten

Literatur

EG-WRRL Bericht 2005 - Grundwasser: „Beschreibung der Methoden" und „Ergebnisberichte" (Stand 15.07.2004) – erstellt durch Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung (NLfB), Niedersächsisches Landesamt für Ökologie (NLÖ) und Bezirksregierung Hannover; Hildesheim/ Hannover

Grobkonzept Grundwassermonitoring 2005 - Chemischer und mengenmäßiger Zustand für Grundwasserkörper in Niedersachsen/Bremen (Stand: Mai 2005) – erstellt durch Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz NLWKN und Landesamt für Bodenforschung (NLfB); Aurich/Hannover

REUTTER, E. (2005): Hydrostratigrafische Gliederung Niedersachsens. – GeoFakten **21**: 10 S., 5 Abb., 2 Tab.; Hannover (NLfB)

[1]Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie LBEG, Stilleweg 2, 30655 Hannover, doerte.budziak@lbeg.niedersachsen.de, bettina.franke@lbeg.niedersachsen.de, gaby.merzbach@lbeg.niedersachsen.de, mathias.korn@lbeg.niedersachsen.de, herbert.roehm@lbeg.niedersachsen.de

Die hydrogeologische Karte von Niedersachsen und Bremen 1 : 50 000 (HK50): Lage der Grundwasseroberfläche

J. ELBRACHT[1], R. MEYER[1] & E. REUTTER[1]

In Niedersachsen werden ca. 86 % des Trinkwassers der öffentlichen Wasserversorgung unmittelbar aus dem Grundwasser oder aus gefassten Quellen entnommen. Eine nachhaltige Grundwasserbewirtschaftung und der dazu notwendige Schutz des Grundwassers erfordern gerade vor dem Hintergrund konkurrierender Nutzungsansprüche Grundlagen, die es Planern und Entscheidungsträgern ermöglichen, die verschiedenen Interessen gegeneinander abzuwägen. Zu diesem Zweck stellt die Hydrogeologische Landesaufnahme des Landesamtes für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG) für Niedersachsen und Bremen Flächeninformationen über die Verbreitung von Grundwasservorkommen und ihren Eigenschaften bereit. Eine wesentliche Grundlage für eine bedarfsgerechte Bewirtschaftung des Grundwassers und für wasserwirtschaftliche Planungen sind Kenntnisse über die Lage der Grundwasseroberfläche und die -gefälleverhältnisse.

Zur Ergänzung des Produktkataloges „Hydrogeologie" des LBEG, der derzeit vor allem hydrogeologische Übersichtskarten umfasst, wird seit Anfang 2005 die hydrogeologische Karte von Niedersachsen und Bremen 1 : 50 000 (HK50) zum Thema „Grundwasseroberfläche" erstellt. Dabei ist der Maßstab an den allgemeinen Planungsmaßstab von Kommunen und Verwaltungen angepasst, so dass die Karten direkt für Planungsvorhaben einsetzbar sind. Die hydrogeologischen Flächeninformationen können über ein Online-Nachweissystem abgerufen und Kunden als Plots oder digitale Datensätze angeboten werden.

Beim Thema „Grundwasseroberfläche" der HK50 handelt es sich um einen Grundwasserhöhengleichenplan, durch den die Strömungsrichtungen und die Gefälleverhältnisse des Grundwassers im oberen Hauptgrundwasserleiter der Lockergesteinsgebiete Niedersachsens dargestellt werden. Der Grundwasserhöhengleichenplan stellt in Gebieten mit nichtgespanntem Grundwasser die Lage der freien Grundwasseroberfläche beziehungsweise bei gespanntem Grundwasser die Grundwasserdruckfläche dar. Die Grundwasserhöhengleichen haben Intervalle von 2,5 m, die in der Karte zur anschaulicheren Gestaltung farbig hinterlegt sind. Wasserstände aus höheren Aquiferen (z.B. schwebende Grundwasserstockwerke) werden als zusätzliche Punktinformation mitgeführt und über dem Wert des oberen Hauptgrundwasserleiters, durch einen waagerechten Strich getrennt, in der Karte am jeweiligen Messpunkt vermerkt.

Den Grundwasserhöhengleichen liegt mit Stichtagsmessungen vom Januar 1993 ein mittlerer Grundwasserstand der Zeitreihe von 1990–2000 zu Grunde. Die Grundwasserstandsdaten stammen überwiegend aus den Landesmessnetzen des Landes Niedersachsen und werden durch den Niedersächsischen Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz zur Verfügung gestellt. Ergänzend werden Grundwasserstandsdaten Dritter herangezogen, wobei Zeitreihen mit Messwerten vom Januar 1993 vor allem von Wasserversorgungsunternehmen bereitgestellt werden. In Gebieten, in denen die Belegdichte von Grundwasserstandsdaten vom Januar 1993 nicht ausreicht, werden nach fachlicher Prüfung auch Messwerte anderer Zeiträume ergänzend verwendet. Bei der Auswertung der Grundwasserstandsdaten fließen darüber hinaus alle verfügbaren hydrogeologischen Informationen wie z.B. Stockwerksbau oder Gewässernetz ein.

In glaziären Stauchungszonen ist die mittelmaßstäbliche Darstellung von Grundwasserhöhengleichen nicht möglich, da in diesen Gebieten die hydrogeologischen Verhältnisse auf Grund glazitektonischer Beanspruchung kleinräumig wechseln. In den Festgesteinsgebieten des südlichen Niedersachsens ist die für die Lockergesteinsgebiete konzipierte Darstellung der Grundwasseroberfläche ebenfalls nicht umsetzbar, da hier auf Grund ausgeprägter Stockwerkstrennung mit lokal stark variabler hydrogeologischer Situation meist kein in diesem Maßstab darstellbarer flächenhaft verbreiteter und räumlich zusammenhängender Grundwasserkörper existiert. An einer Konzeption der Darstellungsform von Angaben zu Grundwasserstand und –gefälleverhältnissen für Stauchungszonen und Festgesteinsgebiete wird gearbeitet.

[1]Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (ehem. NLfB), Hydrogeologische Landesaufnahme, Stilleweg 2, 30655 Hannover; E-Mail: joerg.elbracht@lbeg.niedersachsen.de, renate.meyer@lbeg.niedersachsen.de, evelin.reutter@lbeg.niedersachsen.de

Geologische und naturräumliche Standortfaktoren des neolithischen Sonnenobservatoriums von Goseck, Sachsen-Anhalt

K. ERICKSON[1], G. BORG[1], C. LEMPP[1] & K. SCHUBERTH[2]

Die neolithische Kreisgrabenanlage von Goseck im Süden Sachsen-Anhalts stellt das älteste, zweifelsfrei nachgewiesene Sonnenobservatorium Europas dar. Absolut-chronologisch datiert es in die Zeit um 4.700 v. Chr. Morphologisch befindet sich das Sonnenobservatorium in einer Höhenlage von 160 m ü NN auf einer schwach geneigten Ebene, welche flach nach Norden abfällt. Es wurde bereits 1991 auf Luftbildern entdeckt und durch Ausgrabungen des Instituts für Prähistorische Archäologie der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg in den Jahren 2002 bis 2004 vollständig ausgegraben und archäologisch dokumentiert; 2005 erfolgte die Rekonstruktion der Kreisgrabenanlage am Originalstandort.

Im Rahmen einer Diplomkartierung wurde das Umfeld der Kreisgrabenanlage geologisch untersucht (ERICKSON 2006). Das gesamte Gebiet wird von Mittlerem Buntsandstein unterlagert, welcher oberhalb der Saaleaue in Steilhängen gut aufgeschlossen vorliegt. Gerade im Bereich der nördlich angrenzenden Hochfläche und damit auch im Bereich der Kreisgrabenanlage ist das Gebiet jedoch weiträumig von quartären Ablagerungen bedeckt. Um diese jungen Sedimente geologisch zu erfassen und zu interpretieren, wurden insgesamt 204 manuelle Peilstangensondierungen auf bis zu 2 m abgeteuft und ausgewertet.

Die Hochfläche ist von einer Abfolge glazilimnischer und glazifluviatiler Sande und Tone bedeckt, welche teilweise von Grundmoräne überlagert werden. Besonders im Bereich der Kreisgrabenanlage, vereinzelt aber auch in anderen Bereichen ähnlicher Höhenlage, finden sich Reste glazifluviatiler Grobkiese, welche eine 30-40 cm mächtige Schicht bilden die stratigraphisch in die Elstereiszeit einzustufen ist. In archäologischen Schnitten ist zu erkennen, dass diese Grobkiesschicht durch Deflation kompaktiert und bereichsweise auch wieder erodiert wurde. Das gesamte Gebiet wird von Lössablagerungen bedeckt, die in morphologischen Senken nördlich und westlich der Kreisgrabenanlage über 2 m Mächtigkeit, im Bereich der Kreisgrabenanlage jedoch nur 50 cm erreichten.

Sucht man nach naturräumlichen Faktoren, welche die Position der Kreisgrabenanlage bestimmt haben könnten, fällt auf, dass sich das Sonnenobservatorium auf einem Erosionsrelikt der Grobkies- bzw. Gerölllage befindet, während der größte Teil der umgebenden Hochfläche von tonigen Sanden und Tonen unterlagert wird. Für die Kreisgrabenanlage ergab sich somit durch die Kies- und Geröllschicht der Vorteil einer relativ guten natürlichen Drainage des Regens, so dass die neolithischen Siedler im Sonnenobservatorium und dem direkten Umfeld bei Regen nicht im Schlamm versanken. Man kann davon ausgehen, dass auf der Hochfläche durch Beobachtung relativ leicht besser drainierte von schlechter drainierten Bereichen zu unterscheiden waren. Neben dieser natürlichen Entwässerung hatten die Holzpfähle der Kreisgrabenanlage in der Kiesschicht einen guten natürlichen Halt und mussten nicht aufwändig in einer heran transportierten Geröllpackung gegründet werden. Die Doppelpalisade des Bauwerks hatte somit an dieser Stelle eine besonders gute Standfestigkeit. Moderne Tiefpflugtechnik hat inzwischen eine verstärkte Durchmischung auf den Äckern der Hochfläche bewirkt, was den Effekt nun zumindest teilweise schmälert. Ertragreiche Ackerböden auf Löss dürften positive, aber eher allgemeine Standortfaktoren dieses Gebietes gewesen sein. Die nur äußert lokal erhaltene glazifluviatile Kies- und Geröllschicht hingegen dürfte ein entscheidender lokaler geologischer bzw. naturräumlicher Faktor für die Errichtung der Kreisgrabenanlage an eben dieser Stelle gewesen sein.

Literatur

ERICKSON, K. P. (2006): Geologische - Naturräumliche Kartierung im Maßstab 1:10 000 auf dem Blatt 4837 Weißenfels-Süd und dem Blatt 4737 Weißenfels-Nord im Raum Goseck. - Diplomkartierung an der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg (unveröffentlicht), 75 S.

[1]Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, Fachbereich Geowissenschaften, Von-Senckendorff-Platz 3, 06120 Halle
[2]Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, Köthener Strasse 34, 06118 Halle

Ingenieurgeologische 3D-Modellierung im Stadtgebiet Göttingen

J. FRITZ[1], B. WAGNER[2] & M. SAUTER[2]

Städtische Räume bieten auf den ersten Blick denkbar ungünstige Bedingungen für großräumige geowissenschaftliche Untersuchungen und räumliche Visualisierungen des Untergrundes. Dichte Bebauung, eine Vielzahl anthropogener und quasinatürlicher Auffüllungen und Aufschüttungen sowie der hohe Flächenversieglungsgrad verbergen nahezu jeden geologischen Aufschluss. Bei längerer Betrachtung wird deutlich, dass gerade in urbanen Gebieten ständig eine Vielzahl geologischer, hydrogeologischer und ingenieurgeologischer Punkt- und Flächendaten erhoben wird. Die unterschiedlichen Geo-Daten werden jedoch unabhängig voneinander aufgenommen und in verschiedenen Archivierungssystemen (Aktenarchiv, GIS-Projekt, lokale Datenbank) dezentral abgelegt. In den meisten Städten ist es kaum möglich, ohne großen Aufwand die Vielzahl der Daten entsprechend zu archivieren oder gar integriert auszuwerten. Im Gegenzug erweitert sich das Spektrum der Themen, für deren Bearbeitung umfassende geowissenschaftliche Planungsunterlagen benötigt werden. Zu den klassischen angewandten Themen, wie Altlastenerkundung, Baugrunderschließung und Grundwassererkundung gesellen sich neue Fragestellungen, wie Regenwasserversickerung, Hochwasserschutz, Grundwasserspiegel-Anstieg durch Kanalversiegelung und flache Geothermie.
Geologische 3D-Darstellungen des städtischen Untergrundes ermöglichen die Überführung der unterschiedlichsten Punkt- und Flächendaten (Bohrungen, Profilschnitte) in ein Raummodell. Dieses Modell dient als Datenbasis, aus der sich sowohl virtuelle Bohrungen und Profile generieren, als auch ingenieurgeologische und hydrogeologische Modelle entwickeln lassen. Seit Oktober 2004 wird in einem Kooperationsprojekt zwischen dem Geowissenschaftlichen Zentrum der Universität Göttingen (GZG) und dem Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie Hannover (LBEG, ehemals NLfB) der mitteltiefe Untergrund des Stadtgebietes von Göttingen mit einer Größe von 7 km x 8 km geologisch/ingenieurgeologisch bearbeitet.
Der N-S-orientierte Leinetal-Graben – eine komplexe Grabenstruktur mit Salz- und Inversionstektonik – gliedert das Stadtgebiet in morphologisch und geologisch markante Bereiche. Innerhalb der Grabenstruktur stehen pleistozäne und holozäne Sedimente mit Mächtigkeiten von bis zu 30 m an. In einzelnen Subrosionssenken im Grabeninneren treten Lockergesteinsmächtigkeiten von über 50 m auf. Das mesozoische Festgestein steht an den Grabenrändern und entlang mehrerer zentraler Aufwölbungen an. Aufgrund der vergleichsweise flächendeckend verteilten Bohr- und Aufschlussdaten (Bohrpunkt-Raster mit 150 bis 200 m Abstand) wurde die Stadt Göttingen als Arbeitsgebiet ausgewählt, um eine Vorgehensweise zur Erstellung ingenieurgeologischer 3D-Modelle zu erarbeiten. Die am GZG in den vergangenen Jahrzehnten angefertigten ingenieurgeologischen Diplomkartierungen decken ¾ der ausgewählten Fläche ab und dienen u.a. als Basis. Während der ersten Projektphase wurden die vorhandenen Daten zusammengeführt und in einem GIS-Projekt abgelegt. Die Bohrdaten wurden elektronisch erfasst und in einer Bohrdatenbank auf der Basis der Software GeODin verfügbar gemacht. In einem ersten Schritt wurden zunächst 3 geologische Prinzipschnitte entworfen, um alle beschreibbaren und relevanten Schichteneinheiten im Arbeitsgebiet zu identifizieren und im Rahmen der Modellbildung berücksichtigen zu können. Auf der Basis dieser Schichteinheiten wurde eine Standardlegende aufgebaut. Anschließend wurden 20 W-E-orientierte Profilschnitte im Abstand von etwa 300 Metern durch das Arbeitsgebiet gelegt. Die Schnitte wurden anhand der Bohrungen und Aufschlussinformationen, als geologische Schnitte konstruiert und zusätzlich im Hinblick auf ihre Baugrundbeschaffenheit interpretiert. In einer zweiten Projektphase werden die auf Basis der Schichtbeschreibungen der Bohrungen erstellten geologischen Schnitte dazu benutzt, um die für die Modellierung auszuwählenden Bohrungen festzulegen. Die darin beschriebenen Schichten werden wiederum auf der Grundlage der Erkenntnisse aus den Schnitten hinsichtlich Petrographie, Stratigraphie und Genese eindeutig indiziert und damit für die Modellierung bereitgestellt. Mit Hilfe der Software Gocad sollen zunächst für einen Teilbereich der Stadt die ein- und zweidimensionalen Daten räumlich in Beziehung gesetzt und zu Flächen erweitert werden. Dabei sollen insbesondere Subrosionssenken und Verzahnungsbereiche von zwei Schichteinheiten auf ihre Darstellungsmöglichkeiten in 3-D Modellen hin untersucht werden. Als Ergebnis dieser Phase werden die Oberflächen der geologischen Einheiten in einem 3D-Modell vorliegen und im Hinblick auf ihre ingenieurgeologischen Eigenschaften beschrieben.

---

[1]Joachim Fritz, Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie, Referat Baugrund, Landesplanung, Stilleweg 2, D-30655 Hannover, joachim.fritz@LBEG.niedersachsen.de.
[2]Dr. Bianca Wagner, Prof. Dr. Martin Sauter, Geowissenschaftliches Zentrum der Universität Göttingen, Abteilung Angewandte Geologie, Goldschmidtstr. 3, D-37077 Göttingen, bwagner1@gwdg.de, msauter@gwdg.de

Pb-Isotopensignatur von Kupfererzvorkommen im östlichen Rheinischen Schiefergebirge - metallogenetische und geoarchäologische Implikationen

M. FROTZSCHER[1], J. SCHNEIDER[2] & G. BORG[1]

Im Rahmen des DFG-Projektes FOR-550 werden gegenwärtig mitteleuropäische Kupfervorkommen lagerstättenkundlich-geoarchäologisch untersucht. Die spurenelementgeochemische und Pb-isotopische Charakterisierung dieser Vorkommen soll eine Datenbasis für vergleichende Betrachtungen zur Rohstoffprovenienz bronzezeitlicher Artefakte, v.a. der Himmelsscheibe von Nebra und ihrer Beifunde, bilden. Als potentielle Rohstoffquellen für solche Artefakte kommen u.a. oberflächennahe Kupfervererzungen am NE-Rand des Rheinischen Schiefergebirges und in der Hessischen Senke in Betracht wie z.B. schichtgebundene Vorkommen im Unterkarbon, den permischen Kupferschiefer mit Rückenvererzungen und U-Cu-Imprägnationserze im Buntsandstein.

Erste Pb-Isotopenuntersuchungen erfolgten an Erzen der Cu-Lagerstätte Marsberg, die nach dem Rammelsberg und dem Richelsdorfer Gebirge die drittgrößten Vorräte an Kupfer in Westdeutschland aufwies (ca. 4,2 Mt Erz mit durchschnittl. 1,5% Cu, WALTHER 1980, SCHAEFFER & HEIN 1985). Die Lagerstätte führt (i) eine schichtgebundene Fe-Cu-Vererzung (Pyrit, Chalkopyrit) in unterkarbonischen Alaunschiefern, Lyditen und Kieselkalken, (ii) zechsteinzeitliche „Kupferletten" (Kupferschiefermineralisation) und (iii) epigenetische, gangförmige Reicherze („Rücken") mit Chalkosin, Bornit, Chalkopyrit und Galenit, die vom variszisch deformierte Grundgebirge bis in den Zechstein reichen (STRIBRNY 1989). Supergene Prozesse führten zur Bildung bauwürdiger Sekundärvererzungen mit Azurit, Malachit und gediegen Kupfer. Die Darstellung der Isotopenverhältnisse $^{208}Pb/^{206}Pb$ gegen $^{207}Pb/^{206}Pb$ zeigt eine relativ homogene Population für die Rückenvererzungen, vergleichbar mit einigen postorogenen Buntmetallmineralisationen im Rhenoherzynikum. Pyrit der schichtgebundenen Vererzung im Alaunschiefer weicht deutlich zu niedriger radiogenen Pb-Isotopenverhältnissen ab und könnte als primäre syngenetische Bildung interpretiert werden. Eine weitere Probe schichtgebundenen Pyrits zeigt indes den Einfluss höher radiogenen Bleis, vermutlich infolge späterer Rekristallisation unter Beteiligung der für die Rückenvererzung verantwortlichen Fluide. Gesamtgesteinsproben mineralisierter Alaunschiefer zeigen tendenziell niedrigere $^{208}Pb/^{206}Pb$- und $^{207}Pb/^{206}Pb$-Verhältnisse, welche einen differentiellen Zuwachs radiogenen Bleis durch in-situ U-Zerfall widerspiegeln, der in den Sulfiden wegen ihrer niedrigen U/Pb-Verhältnisse keine Rolle spielt. Die Sekundärminerale übernehmen die Pb-Isotopensignatur der primären Sulfide, vorwiegend aus der Rückenvererzung. Einige Proben zeigen Anteile niedriger radiogenen Bleis, das aus syngenetischen Vererzungen stammen könnte.

Ein Vergleich der Pb-Isotopensignatur der Marsberger Erze mit derjenigen der Himmelscheibe von Nebra und ihrer Beifunde lässt keine signifikante Übereinstimmung erkennen. Erze und Artefakte zeigen im $^{208}Pb/^{206}Pb$ gegen $^{207}Pb/^{206}Pb$-Diagramm jeweils eigene lineare Cluster unterschiedlicher Steigung. Lediglich das an einer Probe der Himmelsscheibe gemessene Pb zeigt Ähnlichkeit mit der Isotopensignatur einiger schichtgebundener Marsberger Sulfiderze sowie der von Sekundärmineralen dieser Erze. Dennoch können Marsberger Erze als Rohstoffquelle für die bronzezeitlichen Artefakte von Nebra mit großer Wahrscheinlichkeit ausgeschlossen werden.

Literatur

SCHAEFFER, R. & HEIN, P. (1985): Der Kupfererzbergbau bei Marsberg im Sauerland. – Der Aufschluß, 36: 105-116.

STRIBRNY, B. (1989): Die Kupfererzlagerstätte Marsberg im Rheinischen Schiefergebirge, ein Beispiel intraformationaler Lagerstättenbildung innerhalb der unterkarbonischen Schwarzschieferserie. – Habil.-Schr. J.W. Goethe-Universität, Frankfurt: 193 S.

WALTHER, H. W. (1980): Copper deposits in Western Central Europe, a review. – In: JANOVIC, S. & SILLITOE, R. H. (Hrsg.): European Copper deposits. – SGA Spec. Pub., 1: 222-228.

[1]Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, Institut für Geologische Wissenschaften, Von-Seckendorff-Platz 3, D-06120 Halle. manuela.frotzscher@geo.uni-halle.de; gregor.borg@geo.uni-halle.de
[2]Université de Genève, Section des Sciences de la Terre, Département de Minéralogie, Rue des Maraîchers 13, CH-1205 Genève. jens.schneider@terre.unige.ch

Konzeptbodenkarte 1 : 25 000 (KBK 25) – die zentrale bodengeologische Arbeitskarte für Mecklenburg - Vorpommern

F. IDLER[1] & T. DANN[1]

Die Erarbeitung der Konzeptbodenkarte 1:25 000 war in den vergangenen 10 Jahren ein Schwerpunkt bei der bodenkundlichen Landesaufnahme im Geologischen Dienst M-V. Durch das Stammpersonal und durch externe Bearbeiter (Werkverträge) wurde bis Ende 2005 die gesamte Landesfläche bearbeitet. Die anlogen Autorenoriginale liegen nun flächendeckend für das Land vor.

Folgende Datengrundlagen wurden für die Bearbeitung genutzt:

- Geologische Kartierung Oberfläche – Aufnahmemaßstab 1:25 000 für 1:100 000
- Forstliche Standortskartierung 1:10 000
- Klassenflächenkarten der Bodenschätzung 1:10 000
- Mittelmaßstäbige Landwirtschaftliche Standortkartierung (MMK) – Arbeitskarten 1:25 000 für 1:100 000
- Moorstandortkatalog M-V – Moormächtigkeits- und Substrattypenkarten 1:10 000
- Geologische Karte von M-V – Karte der quartären Bildungen- Oberfläche 1:200 000 und
- Vorläufige Landeslegende für die bodenkundliche Landesaufnahme M-V.

Die Überprüfung der Kartenentwürfe im Gelände erfolgte durch Übersichtsbefahrungen.
Die KBK 25 ist für Mecklenburg-Vorpommern das erste flächendeckende bodenkundliche Kartenwerk in dieser Maßstabsebene. Mit der Digitalisierung der Karten und dem Aufbau einer Flächendatenbank auf der Grundlage von Real- und Modellprofilen wurde begonnen

Für die bodenkundlichen Arbeiten im Geologischen Dienst des Landes ist das Kartenwerk die zentrale Arbeitsgrundlage. Die KBK 25 dient der Fertigstellung der Bodenübersichtskarte 1:200 000 (BÜK 200). Sie ist die Grundlage für die Darstellung der bodenkundlichen Verhältnisse ausgewählter Gebiete (Planungsregionen, Großschutzgebiete) und ist in Verknüpfung mit der Datenbank die Grundlage für die Erstellung von Themenkarten für den Bodenschutz und anderen angewandten Fragestellungen.

Karten und Literatur

PFEIFER, E.-M., SAUER, S. & ENGEL, E. (Hg.): Bodenschätzung und Bodenbewertung.- 88 S., Chiemlorz, Wiesbaden.

RATZKE, U. & DANN, T. (1995): Erstellung eines Moorstandortkataloges für Mecklenburg-Vorpommern durch das Geologische Landesamt. – TELMA, **26**: 41-47; Hannover.

SCHMIDT, R. & DIEMANN, R. (1991): Erläuterungen zur Mittelmaßstäbigen Landwirtschaftlichen Standortkartierung.- 78 S., AdL der DDR, Forschungszentrum für Bodenfruchtbarkeit, Bereich Bodenkunde/Fernerkundung, Eberswalde.

Geologische Karte von Mecklenburg-Vorpommern – Karte der quartären Bildungen – Oberfläche bis fünf Meter Tiefe, 1:200 000, Blätter Bad Doberan/Rostock, Stralsund, Boizenburg/Schwerin, Güstrow, Neubrandenburg/Torgelow 1:200 000, Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie, 1990 – 2001, Güstrow.

[1] Dipl.- Ing. Frank Idler, Dipl.-Geol. Titus Dann, Geologischer Dienst, LUNG M-V, Goldberger Str. 12, 18237 Güstrow; frank.idler@lung.mv-regierung.de, titus.dann@lung.mv-regierung.de

Die Böden des Mittelberges - ein Archiv der Natur- und Kulturgeschichte

W. KAINZ[1] & M. KLAMM[2]

Auf dem Mittelberg bei Wangen liegt der Fundort der Himmelsscheibe von Nebra. Der Fundort befindet sich im Süden Sachsen-Anhalts, im Ziegelrodaer Forst. Hier kommen Bodengesellschaften mit Braunerden und Podsolen in sandigen Substraten über Sandstein des Mittleren Buntsandsteins vor.

Im Boden hinterlassen alle Veränderungen der Umwelt, geologische Prozesse, Nutzungsänderungen, Vegetationswechsel u. a. ihre Spuren. Boden verwahrt kulturgeschichtliche Reste ebenso wie Holzkohle, begrabene Pflanzenteile oder Humus. Klima, Vegetation und menschlicher Einfluss hinterlassen ihre Spuren in den Bodenhorizonten. Die Lockergesteine sind durch die jeweiligen Ablagerungsbedingungen gekennzeichnet. Reliefformen lassen Prozesse erkennen, auch wenn zugehörige Schichten fehlen. Im Boden überlagern sich unterschiedliche Einflüsse, die in relativen Altersbeziehungen zueinander stehen. Dadurch sind Böden wichtige Quellen zur Entschlüsselung und Rekonstruktion alter Umweltzustände. Insbesondere bei flächenhaften archäologischen Grabungen ist der Aufbau und die Veränderung des Bodens sowie seine Beziehung zu den Befunden genau und nachvollziehbar zu dokumentieren, denn nach dem Graben ist das Archiv Boden gelöscht.

Das Aufsammeln interessanter Dinge allein bringt nur interessante Dinge. Die Frage „Woher?" bezüglich des Ortes und der Beziehung zu den Bodenschichten und Bodenhorizonten schafft neue Kenntnisse. Altersbestimmungen an kulturgeschichtlichen Resten, Holzkohle oder Humus, deren relatives Alter bekannt ist, helfen, die relative Altersfolge in die uns bekannte Geschichte einzuordnen. Dadurch werden Aussagen ermöglicht deren Gültigkeit über den Fundort hinaus reicht.

Fünf Bodenprofile im Bereich der Grabung auf dem Mittelberg wurden eingehender untersucht. Außerhalb der Wallanlage liegt ein humoser Braunerde-Podsol aus Hangsand über tiefem Sandstein. In der Basislage weisen Reste einer fast vollständig erodierten Bänderfahlerde auf sehr frühe Bewaldung hin. In dem darauf lagernden jüngeren Sand ist eine Sauerbraunerde entwickelt, die nach regionalen Vergleichen den spätglazialen Böden entspricht.

Auf dem inneren und äußeren Ringwall um den Fundplatz der Himmelsscheibe sind podsolige humose (Bänder)Fahlerde-Braunerde aus sandiger Auffülle über tiefer lehmsandiger Fließerde ausgebildet. Die Hauptfrage beider Schürfe ist die nach der Entstehung der braunen lehmigen Bänder im Sand der Wälle. Die ^{14}C-AMS Datierung an einem 1-2 cm großen Holzkohlebruchstück aus Eichenholz ergab vorrömische Eisenzeit (671-409 Jahre BC) für den Hauptkörper des Sandwalls. Die Datierung aus der ersten Schüttung des Walls, ebenfalls an Eichen-Holzkohle vorgenommen, ergab frühe Bronzezeit (2039-1858 Jahre BC). Für eine Tonverlagerung muss verlagerungsfähiges Material (Ton, Feinschluff) vorhanden gewesen sein und der pH über 5,5 gelegen haben. Dieser Zustand wird in der Regel bei der Entkalkung der Substrate durchlaufen. Beide Bedingungen sind heute nicht mehr erfüllt. Ähnlich den Böden auf dem Limes, liegt hier eine zeitlich abgrenzbare holozäne Bodenbildung vor.

In unmittelbarer Nähe des benannten Fundplatzes ist eine vollständig ausgebildete mittelgründige Braunerde-Fahlerde aus Hanglösssand über Sandstein ausgebildet. Die geringe Mächtigkeit des Hanglösssandes ist sowohl durch Abtrag vor der Bodenbildung als auch durch geringe Ausgangsmächtigkeit aufgrund der exponierten Lage zu erklären. Ein weiteres Profil in unmittelbarer Nachbarschaft besteht aus erodiertem Schwemmlösssand. Beide Profile belegen die engräumige Bodenerosion in flachen Rinnensystemen durch Abspülungen bei Starkregen. Die stärker bindige Decke, aus der sich die Fahlerde entwickelte, ist fast vollständig abgetragen. Nach dieser Interpretation muss die Kuppe zur Zeit der Bodenbildung bewaldet gewesen sein. Die spätere flächenhafte Bodenerosion in breiten flachen Rinnen bedingt dagegen waldfreie Flächen mit schütterer oder ohne Bodenvegetation.

[1]Dipl.-Geol. Wolfgang Kainz, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, kainz@lagb.mw.lsa-net.de
[2]Dr. Mechthild Klamm, Landesamt für Archäologie Sachsen-Anhalt, mklamm@lfa.mk.lsa-net.de

Ein stratiformer Brekzienhorizont innerhalb des Buntsandsteins bei Nebra, südliches Sachsen-Anhalt

S. KLATT[1], S. STELTER[1], G. BORG[1] & C. LEMPP[1]

Im Sommer 2005 wurden von der Martin-Luther-Universität zwei Diplomkartierungen nahe der Stadt Nebra durchgeführt (KLATT 2006, STELTER 2006). Die Kartiergebiete befinden sich im Ziegelrodaer Forst zwischen dem Ort Wangen und dem Wendelstein. Als kartierte Einheiten konnten in dem Areal Gesteine des Unteren und Mittleren Buntsandsteins sowie quartäre Lockersedimente auf einer Geologischen Karte mit dem Maßstab 1:10.000 festgehalten werden. Ein weiterer Aspekt dieser Arbeit war es den geoarchäologischen Naturraum näher zu beschreiben. Es befinden sich um das Gebiet des Mittelbergs einige frühgeschichtliche Hügelgräber aber auch neuzeitliche Steinbrüche. Neben den großen Sandsteinbrüchen bei Nebra, Wangen und der Steinklöbe befinden sich innerhalb der bearbeitenden Gebiete mehrere aufgelassene kleinere Steinbrüche des 19. und 20. Jahrhunderts. In einem dieser Steinbrüche ist zwischen kompakten Bänken der Buntsandsteinschichten deutlich ein gestörter Horizont zu erkennen. Die genaue stratigraphische Position dieser Lage ist schwierig zu bestimmen, da die Geländebefunde derzeit noch im Widerspruch zur Stratigraphie nahe gelegener Bohrungen stehen.

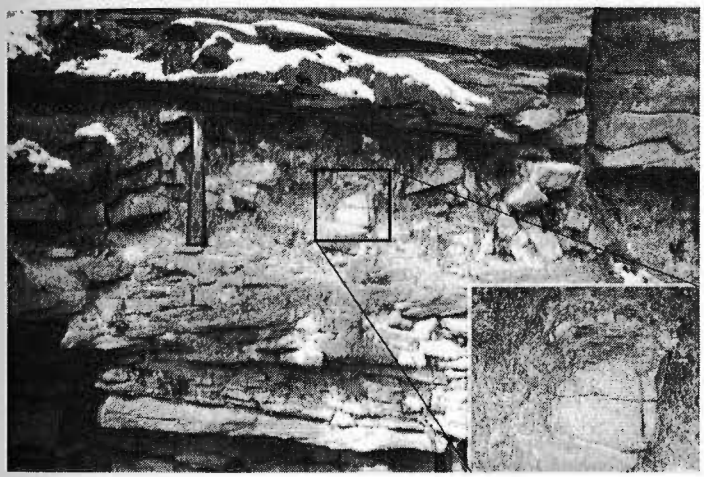


Abb.: Foto des Brekzienhorizontes mit Ausschnitt einer „wrap around" Textur

In diesem Aufschluss treten mittel- bis grobkörnige Sandsteine zu Tage die gräulich oder gelb gefärbt sind. Die kompakten teils karbonatisch zementierten Bänke sind von dünnen graugrünen Silt- und Tonlagen unterbrochen. Im oberen Drittel des ehemaligen Abbaus befindet sich eine schichtparallel zerrüttete Gesteinsschicht welche etwa einen halben Meter mächtig ist und deren Auftreten sich auf diese eine Lokalität beschränkt. Aufgebaut ist dieser chaotische Horizont aus eckigen bis kantengerundeten Sandsteinbrocken, die von einer Matrix aus graugrünen Silt und Ton umgeben sind. Innerhalb der feinkörnigen Matrix sind meist nur kleinere, lagige Plättchen zu erkennen, von denen einige wulstige Lagen bilden. Einige Lagen formen Umbiegungsstrukturen („wrap around") an den Oberkanten einiger größeren Sandsteinstücke. Zu dem zeigt die Matrix stellenweise kalkige, weiße Ausblühungen. Diese Deformationsmuster lassen keine gerichtete Bewegung erkennen. Einzig die „wrap around" Texturen deuten auf ein vertikales Heruntersacken der feinkörnigen Lagen hin.

Eine Hangrutschung als Ursache für die Brekziierung scheidet auf Grund der fehlenden gerichteten Deformation aus. Zudem sind die überlagernden Sandsteinschichten undeformiert. Auch eine Entstehung durch ein synsedimentäres bzw. frühdiagenetisches seismisches Ereignis – wie im benachbarten Wangen - scheidet aus, da die Tonmatrix anschließend diagenetisch verfestigt worden wäre. Dies ist jedoch bei der stark aufgelockerten und mit Ausblühungen durchsetzten Matrix nicht der Fall. Da alle Bewegungsindikatoren eine nach unten gerichtete Bewegung zeigen und die Ausblühungen den so genannten „Aschelagen" von Evaporitresiduen gleichen, erscheint die einzig mögliche Erklärung, die einer Auslaugung mit nachfolgendem Lösungskollaps und Mächtigkeitsreduktion. Funde von Kristallmarken in lateral aufgeschlossenen Sandsteinhorizonten stützen diese Interpretation eines sehr lokal begrenzten evaporitischen Tonvorkommens.

KLATT, S. (2006): Geologische Diplomkartierung im Raum Ziegelrodaer Forst (Schacht Wendelstein), Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, unveröffentlicht.

STELTER, S. (2006): Geologische Diplomkartierung Kleinwangen – Ziegelrodaer Forst, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, unveröffentlicht.

[1]Institut für Geologische Wissenschaften und Geiseltalmuseum, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, Von-Seckendorff-Platz 3, 06120 Halle (Saale)

Die Flechtingen-Roßlau-Scholle - Einblicke in das periphere Vorlandbecken der Mitteleuropäischen Kristallinzone

J. KOPP[1] & M. GÖTHEL[1]

Die NW-SE streichende Flechtingen-Roßlau-Scholle zwischen Dessau im SE und Everingen im NW bildet einen relativ schmalen keilförmigen Block von etwa 90 km Länge und 20 km Breite, auf dem Prä-Zechstein ausstreicht. Die Gesteinsserien repräsentiert die nördlichste Aufragung des an der Oberfläche anstehenden oder oberflächennah gelagerten variszischen Grundgebirges Mitteleuropas. Gleichzeitig bildet sie zusammen mit Rheinischem Schiefergebirge und Harz sowie den dazwischen liegenden Gebieten einen Teil des rhenoherzynischen Sedimentationsraumes.
Da durch jüngere Tektonik die Flechtingen-Roßlau-Scholle etwa 2 km aus ihrer geologischen Umgebung herausgehoben wurde, sind die Gesteine des Unterrotliegend bzw. sedimentäre Schichtfolgen des Unterkarbons und Oberrotliegend direkter Betrachtung zugänglich geworden. Im Norddeutschen Becken können diese Gesteine und Schichtfolgen nur durch Bohrungen in 3000 bis 4000 m erreicht werden. Sowohl die vulkanischen Gesteine des Unterrotliegend als auch die Sandsteine des Oberrotliegend stehen gegenwärtig im Mittelpunkt geothermischer Untersuchungen als Aquifere. Interessante und wichtige Korrelationen sind auf diese Weise möglich.
Die mehr als 1000 m mächtigen marinen Grauwacken-Pelit-Wechsellagerungen der Flechtingen-Roßlau-Scholle bilden echte Turbidit-Flysch-Folgen des Rhenoherzynischen Vorlandbeckens. Ammoniten-Leitfaunen sowie Sporomorphen belegen oberes Ober-Visé und unteres Namur A. Weiterhin gestatten konglomeratische Einschaltungen bei Magdeburg und zunehmende pelitische Ablagerungen im Raum Flechtingen eine Differenzierung in mehr proximalen Flysch im SE und mehr distalen Flysch im NW. Während im NW der Flechtingen-Roßlau-Scholle variszischer Flysch und Molasse den Bau der Flechtingen-Roßlau-Scholle bestimmen, treten im SE neben variszischem Flysch auch mächtige Prä-Flysch-Sedimente in Erscheinung. Auf Grund dessen ist eine Zweiteilung in die Flechtingen- Teilscholle und die Rosslau-Teilscholle sinnvoll. Die Grenze zwischen beiden Einheiten befindet sich südlich der Gommern-Zone und entspricht der Grenze zwischen Ober- und Unterharz.
Das Akkumulationsgebiet des Rhenoherzynikums stellte im Karbon ein peripheres Vorlandbecken dar, das sich durch Kollision eines passiven Kontinentalrandes mit einem Inselbogen bildete. Die Kollision führte zur Überschiebung der Mitteldeutschen Kristallinzone (MKZ) auf Avalonia. Sie repräsentiert somit die Oberplatte. Avalonia fungierte im gleichen Zusammenhang als Unterplatte. Die Auflast bedingte eine flexurelle Verbiegung der unterschobenen Lithospäre und führte zur Bildung eines asymmetrischen Vorlandbeckens mit einer peripheren Aufwölbung am distalen Rand des Beckens. Im Verlauf der Überschiebungsentwicklung wanderte der Bereich stärkster Absenkung nach außen in Richtung Vorland. Im Unterkarbon ist die paläotektonische Situation einerseits durch die stetige Heraushebung der MKZ und andererseits durch besonders starke Absenkung des Rhenoherzynischen Vorlandbeckens am Rand der MKZ gekennzeichnet. Diese asymmetrische Verteilung der Absenkungsbeträge widerspiegelt sich in einer rezent gut nachzuvollziehenden asymmetrischen Faziesverteilung: an der NW-Flanke der MKZ herrschte nahezu reine Flysch-Sedimentation vor, wogegen nach NW in Richtung Beckenzentrum Ablagerungen pelagischer Stillwasserfazies akkumuliert worden sind.
Eine Vorlandbecken-Entwicklung beginnt im Normalfall mit einer Turbidit-Phase, der eine Molasse-Phase folgt. Im Rhenoherzynischen Vorlandbecken setzte nach Abschluß der Flysch-Sedimentation (Grenzbereich Namur B/C) die Molassephase ein, als das Rheinische Schiefergebirge erstmals über den Meeresspiegel herausgehoben worden war. Sie ist im Unterrotliegend in weiten Bereichen durch einen intensiven Vulkanismus gekennzeichnet. Im Oberrrotliegend herrschten dann die typischen flachmarinen und limnisch-fluviatilen Sedimentationsverhältnisse vor, die zu einem enormen Sedimenteintrag in das Vorlandbecken führten. Als Hauptlieferanten für den Sedimenteintrag dürften dabei die MKZ selbst und der vorgelagerte Akkretionskeil fungiert haben. Die Speisung aus dem MKZ-Bereich erfolgte dabei vermutlich durch einem Schuttfächer, der sich (heute) östlich von Magdeburg befand. Aus regionalgeologischer Sicht kommen dafür hauptsächlich das Dessauer Kristallin und das weiter östlich gelegene Pretzsch-Prettin-Schönewalde-Massiv in Betracht, die in den Senkungsbereich des riesigen Saale-Troges nicht einbezogen wurden und teilweise bis in das Tertiär eine Hochlage bildeten. Bis vor einigen Jahren wurden die Vulkanite im Bereich der Flechtingen-Roßlau-Scholle durchweg als Extrusiva (Laven, Ignimbrite) angesehen. Die unter-, zwischen- und überlagernden sedimentären Einheiten waren demzufolge als diskrete lithostratigraphische Einheiten anzusprechen. Neuere Untersuchungen zeigten jedoch, dass es sich bei den Andesiten („Ältere Andesitoide I & II") um Intrusiva handelt. Die Platznahme dieser intrusiven Andesite („Ältere Andesitoide") erfolgte wahr-

[1]Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Stahnsdorfer Damm 77, 14532 Kleinmachnow

scheinlich nach der Ablagerung mächtiger Ignimbrite, eventuell sogar erst nach bzw. zeitgleich mit der Extrusion rhyolithischer Laven. Ein Indiz dafür bilden die sog. „Jüngeren Andesitoide", welche im Bereich der Flechtingen-Roßlau-Scholle, lithostratigraphisch betrachtet, unter den Rhyolith-Laven liegen. Wie neuere Aufschlüsse belegen, repräsentieren diese Andesite Intrusiva. Ihre Intrusion könnte zeitlich mit der der „Älteren Andesitoide" zu parallelisieren sein, jedoch in einem etwas höheren Niveau.

Geoarchäologische Untersuchungen im nördlichen Harzvorland

S. M. Köppen[1], H. Helbig[2], C. Rinne[1] & M. Melzer[1]

Im Zuge des geplanten Baus der Bundesstrasse B 6n werden vom Landesamt für Denkmalpflege und Archäologie Sachsen-Anhalt (LDA) zur Sicherung der Bodendenkmale umfangreiche archäologische Ausgrabungen durchgeführt.
Die begleitenden bodenkundlich-geologischen Untersuchungen des Landesamtes für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt (LAGB) im Zeitraum Frühjahr 2003 bis Sommer 2005 konzentrierten auf den Trassenkorridor zwischen den Ortschaften Hoym und Blankenburg.
Diese Arbeiten verfolgten das Ziel, durch Bereitstellung bodenkundlicher und geologischer Karten und Daten und grabungsparallele Klärung lokaler Fundsituationen eine Einordnung von Befunden in den geoarchäologischen Kontext zu ermöglichen und somit ihre Interpretation zu unterstützen (Köppen, Helbig). Die Aufnahme und Dokumentation von „Geoprofilen" erfolgte im Hinblick auf die Integration der Geodaten in ein Datenbank- und GIS-System B 6n am LDA (Rinne, Melzer).

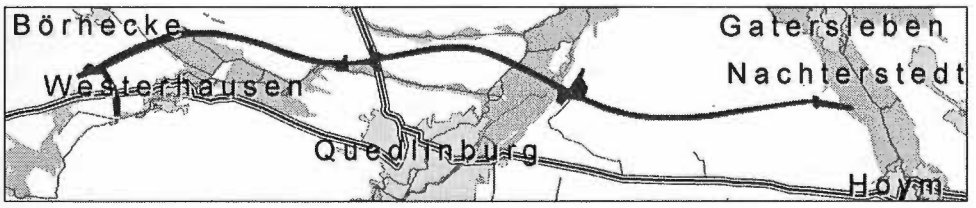


Abb.: Untersuchter Trassenbereich der B 6n im nördlichen Harzvorland

Für die Ausgrabungen wurde konsequent auf eine digitale Dokumentation gesetzt. Dies betrifft die Vermessung, fotografische Dokumentation und Archivierung der Informationen zu Befunden und Funden. Mit einer klaren Datenstruktur, die andererseits zahlreiche Anknüpfungspunkte für weitere Informationen bietet, wird auch die Grundlage für eine interdisziplinäre Zusammenarbeit mit der Bodenkunde geschaffen. In einem weiteren Schritt werden sowohl die Raum- als auch die Sachdaten in das Programm ArcGIS überführt. Damit stehen alle gebotenen Optionen der Raumanalyse und modernen grafischen Darstellung zur Verfügung

Ähnlich wie archäologische Funde bewahren auch Schichten und Horizonte Informationen über vergangene Ereignisse. Die Beschreibung, Beprobung und fotografische Aufnahme von Schichten und Horizonten ausgewählter Geoprofile erfolgte deshalb auch unter dem Blickwinkel der Funktion der Böden als Archive der Kultur- und Landschaftsgeschichte. In diesem Sinne werden Profile präsentiert, die Prozesse der Bodenerosion und Auelehmsedimentation zeigen, Zeugen der periglaziären Reliefumformung und der Bildung des Ausgangsmaterial für die Bodenentwicklung (Schwemmlösse, Erosionsrinnen, Sandkeile) darstellen sowie den Einfluss menschlicher Siedlungstätigkeit auf das Erscheinungsbild von Schwarzerden dokumentieren. Archäologische Funde unterstützten teilweise die zeitliche Einordnung der Prozesse; Radiokarbondatierungen sollen weitere Termini liefern. Daten zur Archivfunktion der Böden werden am LAGB datenbank- und GIS-gestützt ausgewertet.
Weitere geologische Untersuchungen beschäftigten sich mit der Hydrologie von mittelalterlichen Brunnen und sowie mit der Herkunft verwendeter Gesteine.

Literatur

Landesamt für Denkmalpflege und Archäologie (Hrsg.) (2006): Archäologie XXL: Ausgrabungen an der B6n im Landkreis Quedlinburg. Reihe Archäologie in Sachsen-Anhalt, Sonderband 4/2006, Halle.

[1]Landesamt für Denkmalpflege und Archäologie Sachsen-Anhalt, R.-Wagner-Str. 9, 06114 Halle
[2]Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, Köthener Str. 34, 06118 Halle

Die lithofazielle Abfolge im Grenzbereich der Barther Heide – ausgewählte Ergebnisse der geotechnischen Erkundung zum Ersatzneubau der Meiningenbrücke (Vorpommersche Boddenlandschaft)

K. KRIENKE[1] & C. KOEPKE[1]

Im Zuge des Ersatzneubaus der Meiningenbrücke, die das Festland nördlich von Barth in Vorpommern mit dem Zingst über eine Distanz von 0,6 km verbindet, wurden 23 Bohrungen (davon 19 Kernbohrungen) in Tiefen bis -45 m HN abgeteuft. Diese Aufschlüsse liefern ein Profil durch die Ablagerungen des weichselspätglazialen Beckens im Bereich Barther Heide–Altdarß einschließlich liegender hochglazialer Sedimente und der Ablagerungen des Holozän im Hangenden.

Oberflächennah stehen im Festlandsbereich des Untersuchungsgebietes holozäne marine Feinsande an, die häufig durch eine geringmächtige Torfschicht überdeckt werden.
Im Bereich des Meiningenstromes und seiner Uferabschnitte sind in die Feinsande Mudden und vereinzelt geringmächtige Torflagen eingeschaltet. Die Liegendgrenze der kalkfreien Ablagerungen ist teilweise durch eine mit Muschelschalenbruch angereicherte Sandschicht gekennzeichnet. Die darunter folgenden Sedimente sind kalkhaltig.
Die holozänen Ablagerungen erreichen Teufen bis -11,5 m HN mit Schichtmächtigkeiten bis 8 m im Bereich des Meiningenstromes und des nördlich angrenzenden Festlandes. Westlich des Meiningenstromes sind die holozänen Ablagerungen, die hier bei ca. 0 m HN einsetzen, etwa 5 m mächtig. Eine holozäne Rinne im heutigen Fahrwasserbereich wird dadurch nachgezeichnet.

Im Liegenden der holozänen marinen bis brackischen Bildungen lagern überwiegend feinsandige Schluffe, die mit den Ablagerungen des weichselspätglazialen Eisstausees im Bereich Barther Heide–Altdarß korreliert werden. Dies geschieht auf Grundlage einer fehlenden Überdeckung durch glazigene Sedimente und im Kontext mit der regionalen Geologie. Die Lagerungsdichte steigt in den spätglazialen Ablagerungen sprunghaft an.
Die Abgrenzung zum Liegenden erfolgt durch einen nur reliktisch erhaltenen Geschiebemergel, der wenige Dezimeter mächtig wird, häufig fehlt oder schlammstromähnlich ausgebildet ist. Er tritt in einer Tiefe von etwa -10 m bis -11 m HN auf. Damit werden die spätglazialen Sedimente etwa 6 m mächtig. Ausnahme bildet eine im geologischen Schnittverlauf rinnenartige, mit Feinsanden gefüllte Struktur, die auf Grund der Lagerungsverhältnisse dem Spätglazial zugeordnet werden muss und bis in eine Tiefe von ca. -17 m HN reicht.

Im Liegenden der spätglazialen Ablagerungen folgen schräg- und parallel geschichtete Feinsande und Schluffe. Die Schichtflächen in den Sanden sind teilweise mit Kohleflittern aus dem Tertiär belegt. Schichtverstellungen weisen auf glazitektonische Deformationen des Sedimentpaketes hin.

Darunter lagern zwei von einer Sandlage getrennte Moränen. Sie werden laut Lithofazieskarte Quartär; Blatt 1166 Barth entsprechend der Teufe und der Lagerungsverhältnisse dem W1 (Brandenburg-Frankfurter Vorstoß) bzw. der Saale-Vereisung zugeordnet. Der Kleingeschiebebestand aus dem Probenmaterial der Kernbohrungen wird derzeit analysiert und stratigraphisch bewertet.

[1]Baugrund Stralsund Ingenieurgesellschaft mbH, Carl-Heydemann-Ring 55, 18437 Stralsund

Die saalezeitliche Schichtenfolge der Hornoer Hochfläche im Tagebau Jänschwalde

R. KÜHNER[1]

Durch die Abraumböschungen des Tagebaues Jänschwalde (Vattenfall Europe Mining AG) wird seit mehreren Jahren in der nordöstlichen Niederlausitz eine quartäre Schichtenfolge aufgeschlossen, die einen sehr detaillierten Einblick in die lithologische Abfolge des Saale-Komplexes mit zwei markanten Geschiebemergelhorizonten und zwischengeschalteten glazilimnischen Ablagerungen ermöglicht.
Die saalezeitliche Schichtenfolge beginnt mit nahezu flächendeckend im gesamten Bereich der Hochfläche verbreiteten Flussschottern, die erosionsdiskordant einer wechselhaft entwickelten elsterzeitlichen Serie aus Geschiebemergeln, sandig-schluffigen Rinnensedimenten oder lokal auch unmittelbar dem Tertiär aufliegen. Sie können nach Norden sicher bis zu den von CEPEK, HELLWIG & NOWEL (1994) beschriebenen frühsaalezeitlichen Schüttungen im Raum Jänschwalde-Ost verfolgt werden, nach Süden sind sie mit dem nach LIPPSTREU et al. (1994) ebenfalls frühsaalezeitlichem Unteren Tranitzer Fluviatil der Weißagker Hochfläche zu korrelieren (KÜHNER 2003). Schwermineralgehalte (THIEKE 2005) sowie Schotterzusammensetzung belegen die hier zu erwartenden Geröllspektren der Flusssysteme von Lausitzer Neiße und Spree.
Das glaziäre Saale setzt mit einem bis 6 Meter mächtigen, ostbaltisch geprägten Geschiebemergel ein, der mit schwach welliger Basis über den frühsaalezeitlichen Schüttungen liegt und nur vereinzelt durch meist sandig-schluffige Vorschüttbildungen unterlagert wird. Die dunkelbraune, sehr kompakt entwickelte Absetzmoräne repräsentiert während der Drenthe-Vereisung den ersten saalezeitlichen Gletschervorstoß in die Niederlausitz.
Im Hangenden leitet sehr sandiges, vorwiegend geschichtetes Moränenmaterial mit dm-starken Sand- und Schlufflagen in einen bis 13 Meter mächtigen glazilimnischen Komplex aus hellgrauen Fein- bis Mittelsanden und grauschwarzen, meist kompakt ausgebildeten Schluffen über. In den Pollenspektren der häufig feindetritischen Schluffe dominieren mit rund 80% Vertreter der Gruppe Taxodiaceae/Cupressaceae, *Pinus* und tricolporate Formen, als sichere quartäre Art findet sich lediglich die auf kühlere Temperaturen hinweisende Alge *Pediastrum kawraiskyi* (STRAHL 2002). Eingelagerte Straten aus Moränenmaterial sowie kopfgroße dropstones weisen zusätzlich auf einen eisrandnahen Sedimentationsraum während der Ablagerung.
Ohne zeitlichen Hiatus gehen die kaltzeitlichen Beckensedimente in den maximal 24 Meter mächtigen, deckenförmig ausgebildeten Moränenkomplex der Warthe-Vereisung über. Er zeigt eine deutliche Zweiteilung in eine kompakte obere und eine strukturell und lithologisch reich gegliederte untere Folge. Der Komplex beginnt mit stark absetzigen Fließ- und Abtropfgeschiebemergeln, die mit den unterlagernden Sanden und Schluffen verzahnt sind bzw. durch Sand- und Kieslagen in zahlreiche Einzelbänke aufgespalten werden. Deren Verlauf markiert eine durch wulstig-schlierige Strukturen, Überschiebungen und Fältelungen stark gegliederte Internstruktur. Sehr deutlich zeichnen sich in der unteren Folge mehrere, ehemalige inglaziale Tunneltäler ab. Sie sind vorwiegend mit Sanden und Kiesen gefüllt und besitzen bei einer Breite bis 100 Meter einen flachelliptischen Querschnitt. Durch Kartierungen konnten die NNW-SSE orientierten Strukturen über eine streichende Länge von teilweise mehr als 1000 Meter verfolgt werden. Im Hangenden schließt sich mit der oberen Folge ein kompakter, massiger Austaugeschiebemergel an, der muldenförmig und mit relativ scharfer Basis nahezu konkordant über den Strukturen der unteren Folge liegt. Er wird als eigenständige Bildung einer kurzzeitigen Eisrandoszillation gewertet und resultiert aus der hohen Dynamik des Warthe-Eises, das sich, kaum 30 Kilometer von seiner Maximalausdehnung am Niederlausitzer Grenzwall entfernt, offenbar in mehreren, eigenständig oszillierenden Loben bewegt hat.

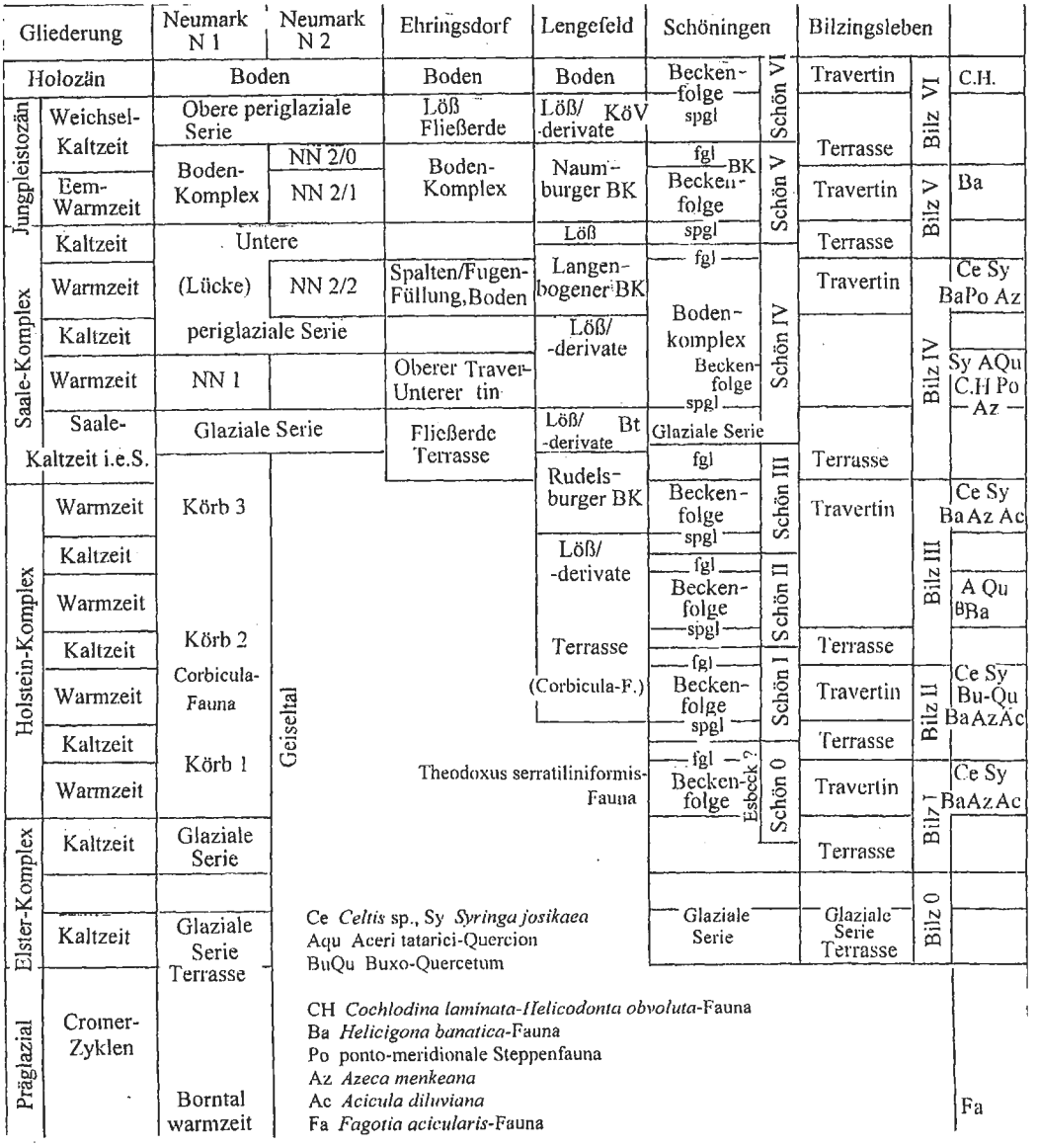
CEPEK, A.G., HELLWIG, D. & NOWEL, W. (1994): Zur Gliederung des Saale-Komplexes im Niederlausitzer Braunkohlenrevier. - Brandenburgische Geowiss. Beitr., **1** (1):, 43-83; Kleinmachnow.
KÜHNER, R. (2003): Ausbildung und Gliederung des saalezeitlichen Sedimentkomplexes im Bereich der Hornoer Hochfläche. - Brandenburgische Geow. Beitr., **10** (1/2): 111-121; Kleinmachnow.
LIPPSTREU, L., HERMSDORF, N., SONNTAG, A. & THIEKE, H.U. (1994): Zur Gliederung der quartären Sedimentabfolgen im Niederlausitzer Braunkohlentagebau Jänschwalde und in seinem Umfeld – Ein Beitrag zur Gliederung der Saale-Kaltzeit in Brandenburg. – Brandenburgische Geowiss. Beitr., **1** (1): 15-35; Kleinmachnow.

[1]Vattenfall Europe Mining AG, Vom-Stein-Str. 39, 03050 Cottbus, ralf.kuehner@vattenfall.de

Stratigraphie und Paläolithikum im Mittel- und Jungpleistozän des Elbe-Saale-Gebietes

D. MANIA[1], E. BRÜHL[2], T. LAURAT[3] & M. THOMAE[4]

Die Klimaentwicklung beeinflusste die anorganische und organische Umwelt. Zur widerspruchsfreien Einordnung der Entwicklungsvorgänge wird eine hochauflösende Stratigrafie benötigt. Klimakurven der Ozeanböden und der Eiskernbohrungen dokumentieren den quartären Klimaablauf über Großzyklen und zahlreiche Kleinzyklen, denen auch der kontinentale Ablagerungsraum unterlag. Nur selten sind entsprechend reich gegliederte kontinentale Abfolgen überliefert. Deshalb wird aus praktischer Sicht im Glazialgebiet die klassische Dreigliederung des jüngeren Mittel- und Jungquartärs (Elster-, Saale-, Weichselkaltzeit, dazwischen Holstein- und Eemwarmzeit) genutzt. Einige Interglaziale lassen sich mit ihren komplexen Untersuchungen nicht widerspruchsfrei einordnen. Besonders deutlich wird das bei den verschiedenen Interglazialen von Neumark-Nord. Dort wurden neben den Pollenanalysen umfangreiche sedimentologische, paläontologische und floristische Untersuchungen gemacht, die nicht mit der klassischen Quartärgliederung in Einklang zu bringen sind. Aus diesem Grunde wird die vorhandene Gliederung ergänzt.



[1]Prof. Dr. Dietrich Mania, Forstweg 29, 07745 Jena, [2]Enrico Brühl, Markt 6, 99310 Arnstadt, [3]Thomas Laurat, Krautgasse 21, 07743 Jena, [4]Dr. Matthias Thomae, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, Köthener Str. 34, 06118 Halle, thomae@lagb.mw.lsa-net.de

Untersuchungen zur Spurenelementcharakteristik von primärem und sekundärem Gold aus dem Thüringer Wald mittels Synchrotron-Röntgenfluoreszenz

A. SCHMIDERER[1] & G. BORG[1]

Im Zuge des multidisziplinären Forschungsprogrammes „FOR 550" der Deutschen Forschungsgemeinschaft wird seit Dezember 2004 die Himmelsscheibe von Nebra erforscht. Im Teilprojekt „Geochemische Charakterisierung von Goldvorkommen in Mitteleuropa" wird Grundlagenforschung zum Thema der Provenienzanalyse und Metallogenese primärer und sekundärer Goldlagerstätten in Europa betrieben. Ziel ist es, Gesetzmäßigkeiten und Zusammenhänge zwischen gleichen Typen von Lagerstätten in unterschiedlichen Lagerstättendistrikten zu finden. In Hinblick auf die Himmelsscheibe von Nebra und ihrer Beifunde soll dies ein Hinweis auf die Herkunft des Goldes und ggfs. der darin enthaltenen Spuren von Zinn ermöglichen.

Im Arbeitsgebiet des Thüringer Waldes wurde modellhaft versucht, die Spurenelementsignaturen natürlicher Goldproben zu bestimmen. Dabei wurde einerseits die Streuung innerhalb einer Lokaltität betrachtet, andererseits wurden Proben unterschiedlicher Lokalitäten miteinander verglichen. Untersuchungsobjekt war der Fluß Schwarza sowie das Primärvorkommen Schiffskuppe bei Steinheid. Die geologische Situation des Arbeitsgebiets ist durch das Schwarzburger Antiklinorium des Thüringisch-Fränkischen Schiefergebirges bestimmt. Metallogenetisch interessant sind Gesteinseinheiten mit Goldgehalten deutlich über den Clarke-Werten (MEINEL 1993), welche als potentielle Quellen für die vorliegenden Goldvorkommen angenommen werden können (SCHADE 2001). Die potenziellen Liefergesteine umfassen einerseits proterozoische Graphitschiefer, mächtige silurisch- bis devonische Alaunschiefer (nach MEINEL 1993 mit bis zu 0,5 ppm Gold) sowie oberkarbonische und rotliegende bituminöser Schiefer. Andererseits zeigen ordovizische Einheiten der Phycodes- und Frauenbachgruppe stratiforme Einlagerungen von Paläo-Magnetitseifen in Form klar abgrenzbare Bänder innerhalb von Quarziten. Weitere seifenartige Bildungen sind aus dem Devon und Perm bekannt. Die primär auftretenden Vererzungen, beispielsweise jene der Schiffskuppe bei Steinheid sind an spät- bis postvariszische Quarzgänge innerhalb der oben genannten Einheiten gebunden (MEINEL 1993).

Für die durchgeführten Analysen wurden sechs Lokalitäten auf Seifengold entlang der Schwarza und ein Primärvorkommen (Schiffskuppe bei Steinheid) beprobt. Die Probenahmepunkte entlang der Schwarza wurden so gewählt, dass alle nur innerhalb einer goldführenden Einheit (Frauenbach- und Phycodes-Gruppe) zu liegen kamen. Die Quarzgänge der Schiffskuppe sind ebenfalls an diese Einheiten gebunden.

Als Analyseverfahren wurde Synchrotron-Röntgenfluoreszenzanalytik an der BAM-Line des BESSY-Berlin eingesetzt. Die Ergebnisse zeigen komplexe Trends der Spurenelemententwicklung entlang des Flussverlaufes. Die verschiedenen Goldnuggets einer Lokalität (es wurden jeweils fünf Nuggets gemessen) zeigen untereinander eine nur kaum geringere Streuungen als zwischen unterschiedlichen Lokalitäten. Es ist also nicht von lokal begrenzten Primärvorkommen als Goldquelle auszugehen, wie u. a. bei MEINEL (1993) beschrieben, sondern eher von einer kontinuierlichen Freisetzung von Gold aus den Nebengesteinen. Der Anteil des aus den Goldquarzgängen freigesetzten Goldes kann derzeit nicht eindeutig beurteilt werden. Auf Grund der vergleichsweise kleinen Kubaturen dieser Vererzungen ist jedoch von einem eher untergeordneten Anteil auszugehen. Ein bemerkenswertes Resultat ist das Auftreten von Zinn innerhalb der Goldnuggets mit Gehalten bis zu 1000 ppm. Da keinerlei Zinnvorkommen im Einzugsgebiet der Schwarza bekannt sind, muss von einer kogenetischen Anreicherung von Zinnstein gemeinsam mit Magnetit und eventuell auch Gold innerhalb der Paläoseifen ausgegangen werden. Die Zinngehalte korrelieren positiv mit den Silberkonzentrationen, was bisher jedoch noch nicht zufrieden stellend interpretiert werden konnte. In den Primärvorkommen der Schiffskuppe konnte bisher kein Zinn nachgewiesen werden.

Für die Provenienzbestimmung von Goldvorkommen respektive die Gold- und Zinnherkunft der Himmelscheibe von Nebra ergeben sich drei Aspekte. (1) Innerhalb der Thüringer Goldnuggets tritt Zinn auf, d.h. es ist nicht unbedingt ein separates Zinnmineral als Lieferant von Zinn für archäologische Artefakte notwendig. (2) Zur Entwicklung von Seifengoldvorkommen müssen nicht zwingend Primärvorkommen mit hohen Goldgehalten vorhanden sein. (3) Die Thüringer Goldvorkommen sind weiterhin als mögliche Goldquelle für die Himmelscheibe von Nebra relevant und derzeit nicht auszuschließen.

[1] Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, Institut für Geologische Wissenschaften, Von-Seckendorff-Platz 3, D-06120 Halle. alexander.schmiderer@geo.uni-halle.de; gregor.borg@geo.uni-halle.de

Literatur

MEINEL, G. (1993): Die Bildung der Gangmineralisationen Thüringens. Geowissenschaftliche Mitteilungen Thüringens. Beiheft 1: 1-111, Weimar.

SCHADE, M. (2001): Gold in Thüringen: Thüringer Wald, Schiefergebirge, Frankenwald. Thüringer Landesanstalt für Geologie, Weimar. 386 S.

Hydrogeologisches Modell Geiseltal/Tagebaurestloch Großkayna mit subaquatischer Deponie

A. SCHROETER[1]

In den vergangenen Jahren wurden durch eine Reihe von hydrogeologischen Arbeiten die Grundlagen für die bergbaulichen Sanierungsmaßnahmen und die Lösung von wasserwirtschaftlichen Fragestellungen im Sinne einer nachhaltigen Entwicklung des Geiseltales geschaffen. Die Praxis hat gezeigt, dass die Planung und eine erfolgreiche Umsetzung von technischen Sanierungsmaßnahmen ganz wesentlich von der Qualität der geowissenschaftlichen Grundlagendaten und der hydrogeologischen Untersuchungen sowie den Modellprognoseberechnungen zur Grundwassersituation und zum Wasserhaushalt abhängig sind.

Die Übersicht zur Entwicklung des hydrogeologischen Modells zeigt am Praxisreferenzobjekt Geiseltal, welche geologischen Untersuchungen und fundierten geowissenschaftlichen Erkundungs- und Forschungsarbeiten zur Vorbereitung sowie Umsetzung der bergbaulich-wasserwirtschaftlichen Sanierung des Braunkohlenbergbaugebietes bisher erfolgten. Zugleich wird im Überblick dargestellt, welchen wissenschaftlichen Beitrag die hydrogeologischen Arbeiten methodisch leisteten und wie auf Grundlage der Untersuchungsergebnisse im Endeffekt ein optimales, bergbaulich-wasserwirtschaftliches Sanierungskonzept erarbeitet werden konnte. Das hydrogeologische Modell und die darauf basierenden Grund- und Oberflächenwasserströmungsmodelle, gekoppelt an entsprechende Monitoring- und Informationssysteme mit Datenbanken, stellen dabei effiziente, hydrogeologische Prognosewerkzeuge dar. Ohne diese geowissenschaftlichen Grundlagen ist eine qualifizierte, belastbare Darstellung, Analyse und Bewertung der Ausgangssituation sowie der zu erwartenden Prozesse, die sich mit der Flutung von Tagebaurestlöchern, der Entstehung von Gewässern und dem Grundwasseranstieg verbinden, nicht machbar.

Bei der Überwachung und Steuerung der hydrogeologischen und wasserwirtschaftlichen Prozesse der Flutung, der Seeentwicklung und des Wasserhaushaltes in den Bergbaufolgelandschaften des Geiseltales sowie des Grundwasseranstieges kommt den Geowissenschaften, insbesondere in Hinblick auf die Verifizierung der Modellprognoseberechnungen, auf Basis der hydrogeologischen und geotechnischen Monitoringmessdaten somit auch in der Zukunft eine entscheidende Begleitungs- und Gestaltungsfunktion zu.

Die hydrogeologische Modellierung zur Lösung von wasserwirtschaftlichen Problemstellungen bei der bergbaulichen Sanierung des Geiseltales und die Umweltforschungsarbeiten zur Sicherung der subaquatischen Deponie im Tagebaurestloch Großkayna wurden von Naturwissenschaftlern, Ingenieuren und Technikern durchgeführt. Ohne deren qualifizierte und engagierte Arbeit wäre ein erfolgreicher Abschluss der Vorbereitungsphase sowie der wasserwirtschaftlichen Genehmigungsverfahren nicht möglich gewesen.

Das Vorhaben der bergbaulichen Sanierung des Geiseltales wird von der LMBV Lausitzer und Mitteldeutsche Bergbau-Verwaltungsgesellschaft mbH durchgeführt. Außerdem wurden die bisherigen Arbeiten maßgeblich durch den Bund, das Land Sachsen-Anhalt mit seinen Fach- und Genehmigungsbehörden sowie den Landkreis Merseburg-Querfurt begleitet und unterstützt. Der Verfasser bedankt sich an dieser Stelle bei allen Partnern, Mitwirkenden und Fördernden herzlich für die konstruktive Zusammenarbeit und die fruchtbringende Unterstützung.

[1]Dr. Andreas Schroeter, IHU Gesellschaft für Ingenieur-, Hydro- und Umweltgeologie mbH, Passendorfer Weg 1, 06128 Halle (Saale), E-Mail: aschroeter@ihu-gmbh.com

Untersuchung des natürlichen Rückhalts und Abbaus deponiebürtiger Schadstoffe am Beispiel der subaquatischen Deponie Großkayna / Merseburg Teilprojekt 4.4.c: Prozesskontrolle und Steuerung

A. SCHROETER[1]

Der natürliche Rückhalt und Abbau von Schadstoffen aus der Spüldeponie an der Basis des künftigen Restsees Großkayna stellt einen zentralen Bestandteil von Sanierungsstrategien in Bergbaufolgelandschaften dar. In den Jahren 2002 bis 2005 wurde mit Mitteln des Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) das FuE-Vorhaben "Untersuchung des natürlichen Rückhaltes und Abbaus deponiebürtiger Schadstoffe am Beispiel der subaquatischen Deponie Großkayna" unter der Gesamtkoordination durch den Vorhabenträger LMBV durchgeführt. Das FuE-Vorhaben ordnet sich in den KORA-Verbund des BMBF (Kontrollierter natürlicher Rückhalt und Abbau von Schadstoffen bei der Sanierung kontaminierter Grundwässer und Böden) ein und besteht aus den drei Teilprojekten (TP) TP 4.4a - Modellbildung, Simulation und wissenschaftliche Koordination (GFI GmbH), TP 4.4b - Teilmodell Aquifer (IBeWa) und TP 4.4c - Prozesskontrolle und Steuerung (IHU GmbH). Das Gesamtforschungsziel bestand in der Entwicklung eines nutzerorientierten Modells, das in der Praxis als Grundlage zur Begleitung und Steuerung des Sanierungsverlaufes sowie den Entscheidungsfindungen bei der Nachsorge für subaquatische Deponien mit einem angrenzenden Gewässer dienen kann.

Die Forschungsschwerpunkte des Teilprojektes 4.4c konzentrierten sich auf die Ertüchtigung und Präzisierung des geologisch-hydrogeologischen Standortmodells Tagebaurestloch und Spüldeponie Großkayna sowie die Erfassung, Aufbereitung sowie der wissenschaftlichen Auswertung der verfügbaren GEO-Daten. Unter Beachtung der Anforderungen erfolgte der Aufbau eines Systemgrößenmonitorings (Prozessidentifikation am Standort, Kopplung des Modells und des Monitorings etc.). Durch die Verknüpfung des Monitorings und der Test- und Simulationsrechnungen konnte so die Gestaltung und die Anpassung sowie die Qualifizierung des Prognose- und Steuerungsmodells gewährleistet werden.

In der Praxis stellt das im FuE-Vorhaben entwickelte modellbegleitende Systemmonitoring eine Ergänzung des Standortmonitorings Tagebaurestloch Großkayna dar. Es dient der Ermittlung von Prozessparametern, auf deren Grundlage der Stoffaustrag und der Stoffübergang sowie die möglichen Stoffumwandlungen erfasst werden können. Die Systemparameter beschreiben die hydrogeologischen, hydrogeochemischen Prozesse im Bereich der Grenzflächen der subaquatischen Deponie und des angrenzenden Wasserkörpers. Die gemessenen Druckdifferenzen zwischen den Porenwässern in der subaquatischen Spüldeponie und dem freien Seewasser mittels Seebodensondierungen stellen geeignete Vergleichs- und Eichgrößen zum Abgleich zwischen dem Systemmonitoring und der Grundwassermodellierung dar. Die Berechnung der vertikalen Durchlässigkeiten (kf) aus dem Grundwasserströmungsmodell ermöglicht durch Interpolation der gitterbezogenen Parameter für die Referenzmesspunkte den Vergleich zu den Messgrößen des Systemmonitorings und deren Nutzung als Ausgangsparameter in den Modellprognosen.

Die Monitoringergebnisse an den Fluidexfiltrationsmessgeräten und die daraus ermittelten Exfiltrationsraten sowie die gemessenen und berechneten Porenwasserdrücke als auch die beobachtete kontinuierliche, langsame Steigerung der NH_4-Konzentrationen bestätigen grundsätzlich die modellhaften Systemvorstellungen, d. h. die Exfiltration von Deponiefluiden in den Wasserkörper. Auf Grundlage der Porenwasserdruckmessungen und Fluidmesswerte wurde erstmals eine orientierende, modellhafte Abschätzung von Exfiltrationsraten (Mengen) als auch für die zu erwartenden Konzentrationen des einströmenden Porenfluids sowie der Ammoniumgehalte (Güte) unter den Bedingungen des subaquatischen Deponiekörpers möglich. Im Rahmen der Weiterführung des Systemmonitorings sollten die gewonnenen Messwerte verifiziert und die Methodik des Systemmonitorings in der Zukunft fortführend qualifiziert werden.

[1]Dr. Andreas Schroeter, IHU Gesellschaft für Ingenieur-, Hydro- und Umweltgeologie mbH, Passendorfer Weg 1, 06128 Halle (Saale), E-Mail: aschroeter@ihu-gmbh.com

Hydrogeologisches Modell Tagebaurestloch Lochau

A. SCHROETER[1]

Die geowissenschaftlichen Arbeiten zur hydrogeologischen Modellbildung für das ca. 12 km südöstlich der Stadt Halle (Saale) gelegene Tagebaurestloch Lochau wurde auf Grundlage des geologischen und bergbaulichen Kenntnisstandes im Jahre 1992 aufgenommen und in der ersten Etappe 1993 abgeschlossen (Abschlussbetriebsplan, ABP Tagebaurestloch Teil A und B; Planungen zur Reststoffverwertungsanlage im Bereich Westschlauch, Deponiebetrieb im Bereich Ostschlauch). Darauf gründend wurde das hydrogeologische Modell im Rahmen verschiedener Aufgabenstellungen zur Restlochnutzung und -sicherung bis 2005 stufenweise fortentwickelt.

Im Bereich des Tagebaurestloches Lochau lagern mächtige tertiäre und quartäre Lockergesteine über dem Festgestein (Zechstein, Buntsandstein), wobei die hydrogeologischen Bedingungen durch die differenzierte Verbreitung, Mächtigkeit und die geohydraulischen Eigenschaften der geologischen Schichten geprägt werden. Grundwasserleiter (GWL) und Grundwassergeringleiter (GWGL) wechseln sich vertikal im Gesteinsprofil ab. Die hydrogeologischen Einheiten weisen eine unterschiedliche, horizontale Verbreitung auf, so dass lokale hydraulische Verbindungen zwischen den grundwasserleitenden Horizonten bestehen. In Folge der montanen Lagerstättennutzung wurden die Lockergesteine im Restlochbereich als Deckgebirge bzw. Braunkohlen mit ihren Sedimentzwischenmitteln sowie Begleitgesteinen ausgeräumt und z. T. als Innen- und Anstützkippen im Tagebaurestloch abgelagert. Nach der aktiven Bergbauphase wurde ab 1976 unter dem Weiterbetrieb der Wasserhaltungen des Tagebaurestloches im Ostschlauch eine oberirdische Deponie angelegt, welche im Ablagerungsbetrieb bis zum Mai 2005 aktiv betrieben wurde und sich derzeitig in der Stilllegungsphase befindet. Diese anthropogene Ablagerung ist mit einem Volumen von ca. 18 Mio. m^3 standortprägend. Nach der Außerbetriebnahme der Wasserhaltungen wird dieser Abfallbereich als subaquatischer Deponiekörper im Grundwasserbereich lagern, so dass vor dem Grundwasseranstieg entsprechende Sicherungs- und Nachsorgemaßnahmen erforderlich sind.

Das regionale hydrogeologische Modell wird in dem mehrschichtigen Großraummodell Halle (Saale) abgebildet (GRM HAL; IHU mbH, 1993 ff.). Als lokales Standortmodell ist darin die Modelllupe des Tagebaurestloches Lochau integriert. Das vertikale und horizontale Gitternetz der Modelllupe wurde entsprechend der erforderlichen Betrachtungstiefe und der hydrogeologischen Aufgabenstellungen im Zuge verschiedener Arbeitsetappen stufenweise verfeinert (Elementeraster ca. 20 m x 20 m), wobei die horizontale Diskretisierung der Lupe zehn Modellgrundwasserleiter (MGWL) sowie die zugehörigen Modellgrundwassergeringleiter (MGWGL) umfasst.

Das entwickelte Modell für das Tagebaurestloch Lochau stellt ein effizientes Werkzeug zur hydrogeologischen Analyse und Prognoseberechnungen dar. Die Betrachtung von fortführenden Fragestellungen und Detailproblemschwerpunkten setzt eine stetige, iterative Prozessanalyse mit einem Vergleich zwischen den Zielgrößen und den tatsächlichen Vorgängen voraus. Die Modellpräzisierungen werden unter Beachtung des fortschreitenden Daten- und Kenntnisstandes sowie der Monitoringergebnisse vorgenommen. Zur Modellverifizierung erfolgt auf Basis des Parameterabgleiches eine entsprechende Nachkalibrierung. Der zeitnahe Vergleich zwischen den Prognosezielwerten und den Modellberechnungsergebnissen mit den realen, gemessenen Vorgängen sowie Prozessen stellt bei Zielabweichungen, insbesondere im Hinblick auf das abfallwirtschaftliche und bergbauliche Sanierungsvorhaben, eine Voraussetzung zur Verbesserung der Prognosesicherheit und zur Maßnahmesteuerung im Sinne der Gewährleistung der Standortsicherheit dar. Diese Vorgehensweise auf Basis der Fortentwicklung der Modellgüte ist sowohl für die Altlastenbehandlung, die Stilllegung und Nachsorge von Deponien als auch für die Bergbausanierung und Wasserwirtschaft von außerordentlicher Bedeutung.

Das Fachposter gibt einen Überblick zum Standort, den Untersuchungszielen, den Arbeitsmethoden und den Meilensteinen des in Zusammenarbeit mit dem LAGB LSA sowie der AWH GmbH, der LMBV mbH und der MUEG mbH entwickelten hydrogeologischen Modells für das Tagebaurestloch Lochau.

[1]Dr. Andreas Schroeter, IHU Gesellschaft für Ingenieur-, Hydro- und Umweltgeologie mbH, Passendorfer Weg 1, 06128 Halle (Saale), E-Mail: aschroeter@ihu-gmbh.com

Die Internetpräsentation des Landesbohrdatenspeichers Mecklenburg-Vorpommern

K. SCHÜTZE[1] & G. BEHRENS[1]

Im Landesbohrdatenspeicher (LBDS) des Landes Mecklenburg-Vorpommern werden die Angaben von ca. 86.000 Bohraufschlüssen verwaltet. In der Vergangenheit standen die Angaben zu diesen Bohrungen nur für den internen Gebrauch zur Verfügung und die Bearbeitung von Anfragen externer Nutzer gestaltete sich teilweise sehr zeitaufwendig.

Um ausgewählte Daten einer breiten Öffentlichkeit zur Verfügung zu stellen wurde im Rahmen einer Diplomarbeit eine Internet basierte Lösung geschaffen. Als erster und wichtiger Schritt wurde dabei die Visualisierung von ausgewählten Titeldaten der Bohrungen realisiert, so dass zu den einzelnen Aufschlüssen neben Teufenangaben auch Angaben wie beispielsweise die Stratigraphie des tiefsten erbohrten Horizontes, Angaben zur Freigabe der Bohrung und der interne Bohrident ersichtlich sind. Durch die Nutzung des Internets und von WEB-Mapping Technologien können so die Daten der Bohrpunkte einer breiten Öffentlichkeit zugänglich gemacht und eine bisherige Informationslücke geschlossen werden.

Des Weiteren wurde eine Ortsnamensuche integriert, die es erlaubt auch über Ortsnamen zu recherchieren und nach entsprechender Auswahl auf den entsprechenden Bereich zu zoomen. Es ist ebenfalls möglich, über einen entsprechenden Auswahlknopf einen bestimmten Bereich zu wählen und in einer Auswahlbox werden dann die Angaben zu den in diesem Bereich liegenden Bohrungen, sortiert nach Teufenbereichen, zum Download angeboten. Informationen zu diesen und weiteren Bohrungen können auf Anfrage bereitgestellt werden.

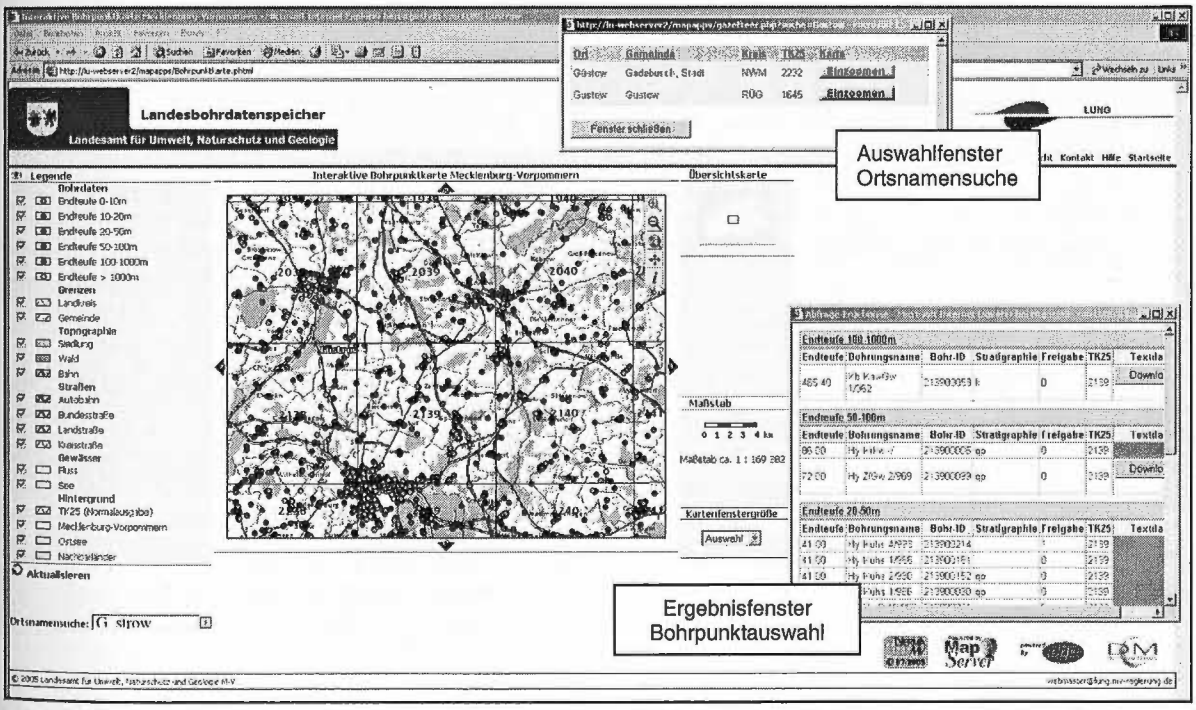


Abb. 1: Screenshot der interaktiven Bohrpunktkarte mit Ansicht des Ergebnisfensters der Ortsnamensuche und der Bohrpunktauswahl.

[1]Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern, Goldberger Str. 12, 18273 Güstrow; E-mail: karsten.schuetze@lung.mv-regierung.de

Zur Entstehung der Stauchmoränen des linken Niederrheins aufgrund der sedimentpetrografischen Zusammensetzung und der Leitgeschiebeführung

K. SKUPIN[1] & J. G. ZANDSTRA[2]

Die linksrheinischen Stauchmoränen- und Sanderablagerungen zwischen Krefeld und Nimwegen (Nijmegen) bilden innerhalb des Landes Nordrhein-Westfalen den Westrand der saalezeitlichen Inlandvereisung. Ihre südlichen Ausläufer sind in abgeschwächter Form bis in den Raum Düsseldorf – Ratingen nachzuweisen, wo sie in Beziehung zum Flussregime der Ruhr treten.

Aufgrund der glazialmorphologischen Gegebenheiten und des lithologischen Aufbaus der Schichtenfolgen werden von KLOSTERMANN (1985) für die Entstehung der Stauchmoränen mindestens zwei Eisvorstöße angenommen. Ausgangspunkt für diese Deutung ist neben dem Vorhandensein zweier hintereinander liegender Eisrandlagen (z. B. Krefelder und Mintarder Staffel (KAISER 1957) oder Neusser und Kamper Staffel (THOME 1958)) der Nachweis von warmzeitlichen (?), vermutlich interstadialen Sedimenten (= Bönninghardt-Schichten) innerhalb der saalezeitlichen Schichtenfolge des Bönninghardt-Sanders (KLOSTERMANN 1985, 1992). Zwei mehr oder weniger vollständig entwickelte glaziäre Serien und Zyklen (Louisendorf- und Moyland-Staffel), in denen das Eis kurzfristig zurückschmolz und wieder vorstieß, werden auch vom Reichswald- und Bönninghardt-Sander zwischen Kleve und Kamp-Lintfort beschrieben (BRAUN 1964, 1978; SIEBERTZ 1985, 1987, 1999).

Durch die Auswertung von Leitgeschiebebestimmungen, die in den vergangenen Jahren im Bereich der linksrheinischen Stauchmoränenlandschaft durchgeführt wurden, wird diese Annahme im Wesentlichen bestätigt. So sind innerhalb der einzelnen Stauchmoränenzüge charakteristische Leitgeschiebegruppen nachzuweisen, die eine gesonderte Entstehung der Stauchwälle erkennen lassen. Hierbei ist der äußere Stauchmoränenwall (Kleve-Kranenburger Lobus, Stauchwälle von Moyland und Louisendorf, Sonsbecker Lobus, Stauchwall am Ostrand der Bönninghardt) hauptsächlich durch eine südschwedische Geschiebevormacht, der innere Stauchmoränenwall (Xantener Lobus und Mörser Lobus mit seinen zwei Einzelzügen (= Neusser und Kamper Staffel) durch eine ostfennoskandische Geschiebevormacht gekennzeichnet. Letzteres ist auch für die Düsseldorfer bzw. Mintarder Eisrandlage am äußersten Südwestrand der Westfälischen Bucht an der Grenze zum Niederrhein belegt. Nach den vorliegenden Untersuchungsergebnissen in den Niederlanden (EDELMANN & MAARLEVELD 1958) und im Münsterland (SKUPIN, SPEETZEN & ZANDSTRA 1993) ist das Eis mit einer südschwedischen Geschiebevormacht (Heerenveen-Gruppe) dabei einem älteren (= 1. Eisvorstoß), das Eis mit einer ostfennoskandischen Geschiebevormacht (Assen-Gruppe) einem jüngeren (= 3. Eisvorstoß) Eisvorstoß des Drenthe-Stadiums zuzuordnen. Eine Besonderheit für das Gebiet des linken Niederrheins stellt in diesem Zusammenhang der Nachweis von Leitgeschiebegesellschaften der Heerenveen-Gruppe mit einem höheren Anteil an Geschieben aus dem östlichen Mittelschweden dar. Diese Leitgeschiebevergesellschaftung wird in der vorliegenden Arbeit als Nijmegen-Moränentyp bezeichnet und ist zum Teil rot gefärbt. Ihre Verbreitung ist auf das Gebiet des Reichswald- und Bönninghardt-Sanders beschränkt. Der im Bereich des Münsterlandes und des Weserberglandes vorhandene 2. Eisvorstoß mit einer Leitgeschiebevergesellschaftung aus dem westlichen Mittelschweden (Dalarna-Gruppe) ist linksrheinisch nur undeutlich nachzuweisen.

Zusammenfassend bedeutet dies, dass die Stauchmoränenwälle des linken Niederrheins in ihrem nördlichen und mittleren Verbreitungsgebiet von drei verschiedenen Eismassen des Drenthe-Stadiums abzuleiten sind, die ihren Ausgang in Südschweden und im östlichen Mittelschweden, im westlichen Mittelschweden und in Ostfennoskandien genommen haben. Im Süden sind nur Ablagerungen der ostfennoskandisch geprägten Eismasse nachzuweisen, wobei es sich dort aufgrund der annähernd gleichen Feinkieszusammensetzung vermutlich um die Bildungen einer Oszillation und nicht um zwei gesonderte Staffeln mit einer feuersteinreichen beziehungsweise feuersteinarmen Moräne der Assen-Moränengruppe handelt. Die innerhalb der Bönninghardt nachgewiesene Erosionsphase mit den interstadialen (?) Bönninghardt-Schichten käme damit zwischen den Ablagerungen des ersten und des dritten Eisvorstoßes nach SKUPIN, SPEETZEN & ZANDSTRA (1993) zu liegen. In Bezug auf die saalezeitlichen Eisrandlagen Nordwestdeutschlands lassen sich die Eisvorstöße 1 und 2 eventuell mit der Alfelder und Fredener Staffel der Hamelner Phase, der Eisvorstoß 3 mit der Heisterbergphase des Drenthe-Stadiums im Sinne von LÜTTIG (1959) parallelisieren (SKUPIN, SPEETZEN & ZANDSTRA 2003).

---

[1]Dr. Klaus Skupin, Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen, De-Greiff-Straße 195, D-47803 Krefeld
[2]Ing. Jacob Gosse Zandstra, Mozartstraat 142, NL-1962 AG Heemskerk

Zur Natursteinherkunft der Grabkammerauskleidungen bronzezeitlicher Hügelgräber am Mittelberg bei Nebra, Sachsen-Anhalt

S. STELTER[1], S. KLATT[1], G. BORG[1], C. LEMPP[1] & K. SCHUBERTH[2]

Im Rahmen zweier Diplomkartierungen am Institut für Geologische Wissenschaften und Geiseltalmuseum der Universität Halle-Wittenberg wurde das Gebiet von Kleinwangen - Ziegelrodaer Forst, westlich von Nebra (Sachsen-Anhalt) geologisch aufgenommen (STELTER 2006 & KLATT 2006). Die Kartierungen sollten neben der geologischen Karte 1:10.000 auch den geoarchäologischen Naturraum dieses Gebietes erfassen und Aufschluss über mögliche frühgeschichtliche Nutzungen geben.
Große historische Steinbruchareale befinden sich bei Nebra, Großwangen und nördlich des Unstrutlaufs westlich von Kleinwangen an der Steinklöbe. Hier wurden im 19. Jh. Sandsteine aus dem Unteren und Mittleren Buntsandstein abgebaut, wobei in Klein- u. Großwangen die Bernburg- bzw. Volpriehausen-Formation und bei Nebra die Hardegsen- bzw. Solling-Formation in den aufgelassenen Steinbrüchen anstehen. In beiden Kartiergebieten ist ein Profil von den Dolomitischen Sandsteinen der Bernburg-Formation (oberer Unterer Buntsandstein) bis zum Basissandstein der Solling-Formation (oberer Mittlerer Buntsandstein) aufgeschlossen. Die überlagernden quartären Lockersedimente umfassen Schotter aus dem Präglazial und der Saale- bzw. Weichselkaltzeit, weichselkaltzeitliche Lössflächen und holozänen Auelehm der Unstrut.
Die Region um Nebra ist in den vergangenen Jahren durch den Fund der frühbronzezeitlichen Himmelsscheibe von Nebra archäologisch berühmt geworden. Im Umfeld der Fundstelle auf dem Mittelberg, nordwestlich von Kleinwangen, gibt es mehrere Hinweise auf frühgeschichtliche kulturelle Hinterlassenschaften. So ist im südwestlichen Teil des Ziegelrodaer Sandsteinplateaus eine Hügelgräberfläche bekannt, die mehr als 30 mittelbronzezeitliche Einzelbestattungen aufweist. Hinzu kommen Funde von prähistorischen Steinwerkzeugen (Steinbeile, Pfeilspitzen, Klingen) aus den Schottern der Wangener Terrasse nahe Kleinwangen. Der Naturraum Mittelberg *sensu lato* stellte verschiedene lokale Werksteine unterschiedlicher Beschaffenheit zur Verfügung, die in der Bronzezeit genutzt wurden. So konnte eine bewusste Verwendung besonders geeigneter, dünnplattiger oolithischer Sandsteine nachgewiesen werden. Die Grabkammern der Hügelgräber sind mit eben diesen oolithischen Sandsteinen ausgekleidet, die in 1,5-2 cm dünnen Platten natürlich ausgebildet sind. Diese Sandsteinplatten zeigen makroskopisch ein oolithisches Gefüge, das mikroskopisch noch besser zu erkennen ist (Abb.). Im Dünnschliff zeigt sich eine dolomitische Zementierung der Oolithplatten, welche die besondere Verwitterungsbeständigkeit der dünnen Sandsteinplatten bedingt. Die ooidreichen Horizonte treten in mehreren Lagen, max. 15 cm mächtig, über ein insgesamt 20-30 m mächtiges karbonatisch zementiertes Profil auf. Die stratigraphische Einordnung der Einheit ist z. Zt. noch unklar. So kann die Abfolge entweder den Dolomitischen Sandsteinen der Bernburg-Formation, oder der unteren Wechselfolge der Volpriehausen-Formation zugeordnet werden, da in beiden Profilabschnitten oolithische Lagen beschrieben wurden (RADZINSKI 1995). Geländebefunde scheinen allerdings der Zuordnung zu den Dolomitischen Sandsteinen, postuliert aus der Bohrung am Schacht Wendelstein (Rossleben II/1902, Landesbohrdatenbank LAGB) zu widersprechen (aufaddierte Mächtigkeiten, feste Grenze: Zechstein-Oberkante aus Bohrdaten).

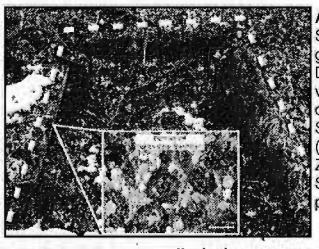


Abb: Steinkistengrab, Dünnschliff vom oolithischen Sandstein (Randstein), Ziegelrodaer Sandsteinplateau.

Gänzlich anders genutzt wurden mittelbankige Sandsteinplatten am Mittelberg, der Fundstelle der Himmelsscheibe von Nebra. Hier wurden Wallanlagen einer bronzezeitlichen Siedlung mit dm-mächtigen rötlichen Sandsteinplatten belegt bzw. befestigt, vermutlich um Erosion durch Regen vorzubeugen. Stratigraphisch sind diese Sandsteine in die Hardegsen-Formation zu stellen. Sie zeigen, im Gegensatz zu den oolithischen Sandsteinen, eine eher massivere Ausbildung, die vermutlich ihre o. g. anthropogene Nutzung bedingte.

KLATT, S. (2006): Geologische Diplomkartierung im Raum Ziegelrodaer Forst (Schacht Wendelstein) - Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, unveröffentlicht.
RADZINSKI, K. H. (1995): Zum Unteren und Mittleren Buntsandstein im Raum Nebra (Südwestrand Querfurter Mulde) - Mitteilungen Geologie Sachsen-Anhalt, 1, Halle/Saale, 85-103.
STELTER, S. (2006): Geologische Diplomkartierung Kleinwangen – Ziegelrodaer Forst - Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, unveröffentlicht.

[1]Institut für Geologische Wissenschaften und Geiseltalmuseum (IGWuG), Von-Seckendorff-Platz 3, 06120 Halle, [2]Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt (LAGB), Köthener Strasse 34, 06118 Halle

Die geologische Entwicklung des Allertals im Quartär unter besonderer Berücksichtigung der Holstein-Warmzeit

L. STOTTMEISTER[1] & J. STRAHL[2]

Die Ergebnisse der Revisionskartierung der ersten Auflage des Blattes 3732 Helmstedt (SCHMIERER 1914), das geographisch zum äußeren nordwestlichen Teil der Magdeburger Börde gehört, sind in den neuen Geologischen Karten dargestellt (STOTTMEISTER et al. 2003, 2004; STOTTMEISTER 2005). Die geologischen Verhältnisse des Gebietes am äußersten NE-Rand der Subherzynen Senke werden von herzynisch streichenden Großstrukturen bestimmt. Das Oberflächenbild und der innere Bau der Weferlingen-Schönebeck-Scholle, der Allertal-Struktur, der Lappwald-Scholle und der Helmstedter Ostmulde konnten mit Hilfe von ca. 4900 Hand- und 1100 Tiefbohrungen sowie 100 Aufschlüssen und Schürfen geklärt und durch die Ergebnisse der Erkundungsarbeiten für das Endlager für radioaktive Abfälle Morsleben (ERAM) umfangreich ergänzt werden. Die Kartierungsergebnisse sind maßgeblich durch paläontologische Untersuchungen geprägt (C. HEUNISCH, LBEG Hannover und A. KÖTHE, BGR Hannover, H. BLUMENSTENGEL, LAGB Halle). So basiert auch die stratigraphische Zuordnung der jüngeren Sedimente, die ca. 50 % des Gebietes überdecken, auf der quartärpalynologischen Auswertung von über 1200 Proben (STRAHL 1997). Die Ergebnisse erlauben u. a. die Rekonstruktion der geologischen Entwicklung des Gebietes, insbesondere des Allertals im Quartär.

Infolge der Abtragung und Nivellierung des Reliefs, die im Gebiet unmittelbar nach dem Oligozän einsetzten, standen im Präglazial Teile des Hutgesteins der Allertal-Salzstruktur zwischen Schwanefeld und Alleringersleben nah bzw. direkt an der Oberfläche an. Von unterschiedlich mächtigen, wasserdurchlässigen Oberkreide-Sedimenten bedeckt, z. T. von wasserwegsamen Störungen begleitet, örtlich auch völlig ungeschützt, wie z. B. südwestlich von Gr. Bartensleben und südlich der Allermühle, wurde der Gipshut stark verkarstet. Die Wege der präglazialen Flüsse lassen sich durch die Reste ihrer Terrassen von Bartensleben und Schwanefeld über die Flechtingen-Roßlau-Scholle nach NE zur Ur-Elbe verfolgen. Die Einbrüche des Gipskarstes im Untergrund unterstützten die subglaziärhydromechanische Auskolkung der Senken während des ersten Eisvorstoßes der **Elster-Kaltzeit**. Die Eis-Einbrüche in die Hohlformen und Rutschungen der Moräne von den Hangschultern während der nachfolgenden, eisfreien Sedimentation führten zur chaotischen Lagerung der ersten, stark von Sedimenten der Umgebung belasteten Elster-Grundmoräne. Die zweite, die Hohlformen ausfüllende Elster-Grundmoräne besitzt dagegen ein normales, mit dem altmärkischen vergleichbares Geschiebespektrum.

Der Nachweis von u. a. Torfen, Schluff- und Kalkmudden in 14 Bohrungen, die z. T. das vollständige Profil von der ausgehenden Elster-Kaltzeit und der **Holstein-Warmzeit** mit Übergängen in die nachfolgende Kaltzeit lieferten, ermöglichte eine sichere Trennung der zweiten Elster-Grundmoräne von der saalekaltzeitlichen und damit den Nachweis einer großflächigen Erosion und Ausräumung des Gebietes vor dem Vorstoß des Saale-Eises. Insbesondere am Beispiel der Bohrung Dp Mors 49A/95 konnte die spätelster- bis frühsaalezeitliche Entwicklung der präglazial angelegten und elsterkaltzeitlich ausgeformten Einbruchshohlformen rekonstruiert werden. Erneute Erosion und Ausräumung fand ab dem Ende der Saale-Kaltzeit statt. Die meist direkt auf mesozoischen Gesteinen lagernden saalekaltzeitlichen Sedimente sind stark ausgedünnt bzw. völlig ausgeräumt. Aus der **Eem-Warmzeit** sind keine Ablagerungen bekannt geworden, was auf eine andauernde Erosion, auch innerhalb des Allertals schließen lässt.

SCHMIERER, T. (1914): Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten mit Erläuterungen. Lieferung 185. Blatt Helmstedt. – Preuß. Geol. Landesanst., 113 S.; Berlin.

STOTTMEISTER, L. (2005): Geologische Schnitte 1 : 10 000 zur Geologischen Karte von Sachsen-Anhalt 1 : 25 000, Blatt 3732 Helmstedt. – LAGB Sachsen-Anhalt; Halle.

STOTTMEISTER, L., JORDAN, H. & RÖHLING H.-G. (2003): Geologische Karte von Sachsen-Anhalt 1 : 25 000, Blatt 3732 Helmstedt, 2. neu bearb. Aufl.; (2004): Karte ohne quartäre Bildungen. - LAGB Sachsen-Anhalt; Halle.

STRAHL, J. (1997): Pollenanalytische Untersuchungen von 20 Bohrungen aus dem Erkundungsprogramm Endlager Morsleben. Abschlußbericht, Archiv-Nr. 116367. – BGR; Hannover.

[1]Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, Köthener Str. 34, 06118 Halle.
E-Mail: stottmeister@lagb.mw.lsa-net.de
[2]Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Bereich Geologie, Stahnsdorfer Damm 77, 14532 Kleinmachnow. E-Mail: Jaqueline.Strahl@lbgr-brandenburg.de

Das Modell eines Erdfalles - ein Beitrag zur Erdfalltätigkeit in Mitteldeutschland

C. & R. VÖLKER[1]

Erdfälle sind in den Ausstrichsbereichen von Zechstein, Röt und Mittlerem Muschelkalk in Mitteldeutschland eine bekannte Erscheinung. Oft prägen große Baum umstandene Erdfälle das Landschaftsbild. Sie entstanden in historischen Zeiten und nicht selten ranken sich Geschichten und Sagen um sie, ja es wurden sogar Gedichte, Romane und Theaterstücke um ihre Entstehung geschrieben.
Die kleineren Erdfälle haben sich heute fast ausschließlich in den Wäldern erhalten. Auf den Äckern und Wiesen wurden sie im Laufe der Jahre verfüllt, überarbeitet und überprägt.

Im Bereich der Röt- und Zechsteinausstriche konnten die Verfasser in den zurückliegenden zehn Jahren im Auftrage der zuständigen Behörden eine umfangreiche Erdfallkartierung vornehmen. Dabei entstand ein Atlaswerk mit mindestens 100 Karten, auf denen diese Hohlformen im Maßstab 1 : 10 000 dargestellt, nummeriert und beschrieben wurden. Allein im Zechsteinausstrich des Südharzes wurden so etwa 7 000 größere Erdfälle dargestellt. Rechnet man noch die zahlreichen Erdfallfelder mit ihren miteinander verketteten Einzelformen dazu, kommt man spielend auf etwa 25 000 noch erhaltene Einzelformen, alle Kleinformen mitgerechnet.

Viele Erdfälle sind heute überbaut, verfüllt und überprägt. In der Zeit nach dem 2. Weltkriege bis etwa 1990 war es in vielen Landstrichen üblich, Erdfälle als Müllgruben zu benutzen. Allein in den Gemeinden Hainrode und Uftrungen (Landkreis Sangerhausen) wurden insgesamt etwa 20 große Erdfälle mit Müll verfüllt. Auch heute ist diese Praxis, bedingt durch die steigenden Lebenshaltungskosten, in allen Landstrichen, wenn auch illegal, wieder in ihren Ansätzen zu beobachten.

Der Verfasser ist aus eigenen Erfahrungen überzeugt, dass in jedem Jahr im Zechsteinausstrich des Südharzes etwa 25 neue Erdfälle entstehen. Meist bleiben sie in Wäldern unbemerkt. Erfolgen sie im bewohnten Gebiet und bleiben in ihren Auswirkungen begrenzt, werden sie den Behörden aus Angst vor eventuellen kostenpflichtigen Auflagen nicht gemeldet, sondern in aller Stille abgedeckt oder verfüllt. Dabei ist sich der Grundstücksbesitzer oft nicht im Klaren, welche Gefahr von einer solchen Erscheinung ausgeht.

Ist das Ausmaß der Erdfälle dagegen groß und lassen sich die Auswirkungen für einen Einzelnen nicht mehr beherrschen, ist die zuständige Behörde gefordert. Die Betroffenen erhoffen sich eine großzügige Hilfe durch den Staat und glauben fast immer daran, dass man unter Einsatz von ausreichenden finanziellen Mitteln die Gefahr für immer nachhaltig bannen kann. Nun ist es eine Frage der Überzeugungskraft den Betroffenen klar zu machen, dass es in diesem Falle selten eine nachhaltige Lösung gibt. Da die Situation meist emotional sehr aufgeladen ist, endet die Situation vor Ort oft mit Enttäuschung und Verbitterung.

Als beratendes Ingenieurbüro haben die Autoren in den letzten Jahrzehnten an der Lösung mancher Erdfallproblematik teilgenommen. Sie haben Erdfälle befahren, die Erscheinungen der Tiefe mit Bildern und Videos dokumentiert und Sicherungssysteme gebaut und errichtet. Bedingt durch die in Jahrzehnten gesammelte Erfahrung verstanden sie die Wirkungsweise der Vorgänge und Erscheinungen immer besser. Diese Vorstellungen den Betroffenen verständlich zu machen ist eine schwere Aufgabe. So entstand die Idee, markante Erdfälle als 3-dimensionales Bild darzustellen, sozusagen einen Erdfall zum Anfassen zu bauen.
Ausgestellt werden drei herausragende Erdfälle, die auch in den letzten Jahren in der Literatur beschrieben wurden. Diese Erdfälle sind nur Beispiele, es ließen sich genügend andere Objekte anfügen und nachbauen.

Die gewählten Beispiele sind:

- der Große Uftrungen Erdfall
- der Erdfall von Neckendorf
- der Erdfall von Kursdorf

[1]Ingenieurbüro Völker, An der Heimkehle 1, 06548 Uftrungen

Diese Beispiele ließen sich besonders gut modellieren, weil sie im Interesse der Erhaltung der öffentlichen Sicherheit sehr gut erkundet und erforscht wurden. In der Literatur wurden sie unter anderem dargestellt:

VÖLKER, R. (2004) Der Große Uftrunger Erdfall als Archiv erdgeschichtlicher Entwicklung.- Beitr. Geol. Thüringen, N.F.II; Jena.

HEROLD, U. & SUDERLAU, G. (2003): Zu den Großerdfällen von Neckendorf, südlich von Lutherstadt Eisleben.- Exkursionsführer Tagung Waltershausen; Jena.

BIEWALD, W & HILLER, W. (1994): Der große Erdfall von Kursdorf (Krs. Eisenberg) in Thüringen.- Geowiss. Mitteilungen von Thüringen; Jena.

Außer diesen Modellen gibt es noch einige 3-dimensionale Darstellungen von Erdfallgebieten in Dauerausstellungen. Die Verfasser stellten diese Modelle auf der Grundlage ausführlicher Karstkartierungen her. Zu empfehlen sind die Modelle in der Ausstellung der Biosphärenreservatsverwaltung in Roßla, in der Ausstellung der Biosphärenreservatsverwaltung im Schaubergwerk Wettelrode und in der Eingangshalle der Verwaltung der Gipswerke Knauf in Rottleberode.

Natürlich kann man nicht zu jedem Erdfallereignis ein Modell bauen. Aber bei größeren Ereignissen sollte man sich diese Option in jedem Falle offen lassen. Jedes Erdfallmodell liegt im Preis unterhalb 500,- Euro, die großen Landschaftsmodelle ausgenommen. Das mehrfache Auftreten einer „Fachkommission" zur Beruhigung der Erdfall-Betroffenen ist bezüglich des anfallenden Aufwandes sicher höher einzuschätzen, als an einem Modell die Situation begreifbar aufzuzeigen.

Abb. April 2006

Mit zunehmender Durchfeuchtung des Bodens beginnt die Erdfalltätigkeit. Noch halten Wurzeln und die Grasnarbe die Oberfläche zusammen, aber schon bald bricht sich die Erdfallglocke zur Oberfläche durch.

Schwermineralparagenesen der quartären und tertiären Flussterrassen von Zwickauer Mulde und Pleiße im Raum Zwickau – Werdau

L. WOLF[1] & F. HÜBNER[2]

Im Rahmen der geologischen Neuaufnahme der Blätter 5240 Zwickau und 5241 Zwickau-Ost für die „Geologische Karte 1 : 25 000" in Sachsen wurde ein wesentlicher Erkenntniszuwachs in Bezug auf Stratigraphie, Genese, Verbreitung und Petrographie der känozoischen Bildungen erreicht. Dies trifft insbesondere auf die Flussgeschichte von Pleiße und Zwickauer Mulde im Untersuchungsgebiet zu. Neben den Standardmethoden beider 25 000er Kartierungen (Sieb-, Geröll-, Geschiebe- und Pollenanalysen) kamen erstmals in Sachsen in größerem Umfang Schwermineraluntersuchungen zur Charakterisierung der känozoischen Sedimente zur Anwendung. Die Schwermineraluntersuchungen wurden von Frau C. BÜCHNER im Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt und nach MÜLLER et al. (1988) durchgeführt.

Die tertiären und quartären Schotter von Pleiße und Zwickauer Mulde unterscheiden sich insbesondere in ihrer Topas- und Turmalinführung. Die Pleißeschotter sind turmalindominant, die Schotter der Zwickauer Mulde zeichnen sich durch hohe Topasgehalte aus. Auf Grund dieser Indikation gelang z. B. die Zuordnung der im Hochflächenbereich zwischen Pleiße und Zwickauer Mulde weit verbreiteten Tertiärschotter der Pleiße.

Literatur

MÜLLER, A., ORTMANN, R. & EIßMANN L. (1988): Die Schwerminerale im fluviatilen Quartär des mittleren Saale-Elbe-Gebietes. – Altenburger naturwiss. Forsch., **4**, Altenburg.

[1]Dipl.-Geol. Ludwig Wolf, Paul-Gerhardt-Straße 35, 09130 Chemnitz
[2]Dipl.-Geol. Frank Hübner, *GEO montan* Gesellschaft für angewandte Geologie mbH Freiberg, Am St. Niclas Schacht 13, 09596 Freiberg, E-mail: freiberg@geomontan.de

Exkursionsführer

Exkursionen A1 bis A3 am 8. Juni 2006

Exkursionen B1 bis B3 am 9. Juni 2006

Exkursion A1 am 8. Juni 2006
Quartärgeologie und Archäologie im Geiseltal (Neumark-Nord, Krumpa) und Geiseltalmuseum

M. THOMAE[1], E. BRÜHL[2], M. HELLMUND[3], D. JURKĖNAS[4] & T. LAURAT[5]

1) Dr. Matthias Thomae, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, Köthener Str. 34, 06118 Halle, thomae@lagb.mw.lsa-net.de
2) Enrico Brühl, Markt 6, 99310 Arnstadt
3) Kustos Dr. rer. nat. Dipl. Geol. Meinolf Hellmund, Institut für Geologische Wissenschaften und Geiseltalmuseum Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, Domstr. 5, 06108 Halle (Saale), meinolf.hellmund@geo.uni-halle.de
4) Dovydas Jurkėnas, Ludwigstraße 7, 01097 Dresden
5) Thomas Laurat, Krautgasse 21, 07743 Jena

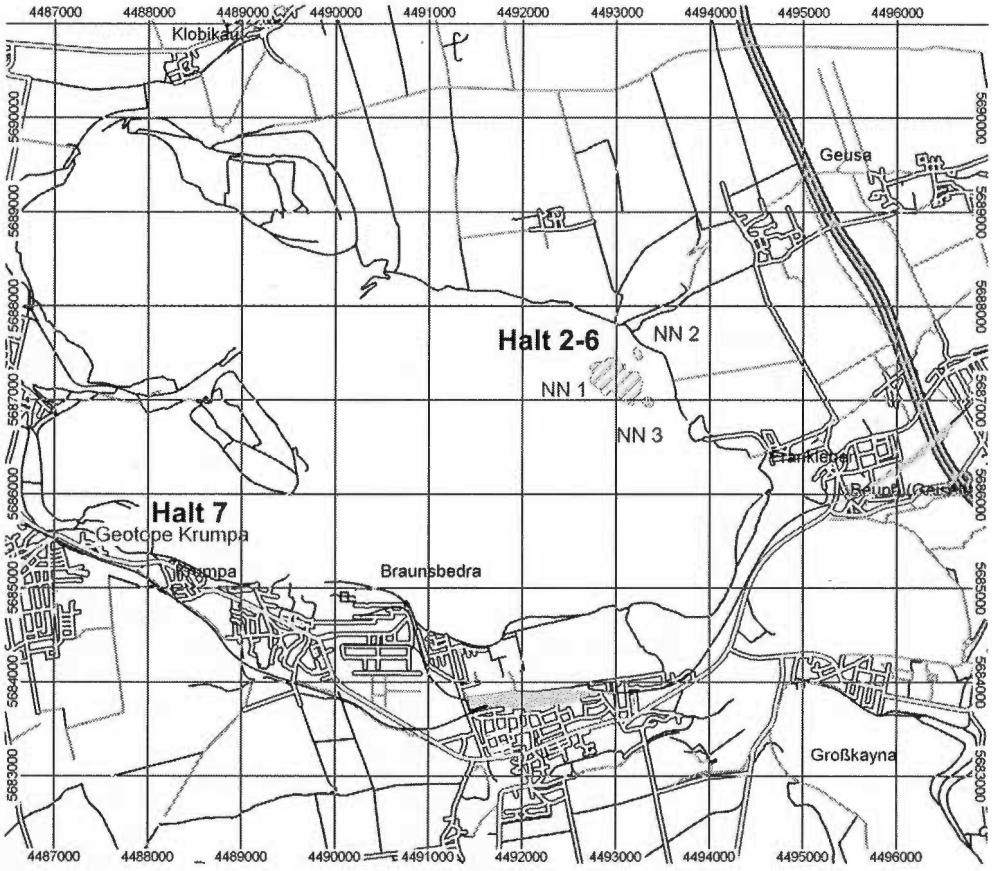


Abb.1: Lage der Exkursionspunkte.
NN 1 – NN 3: Neumark Nord, Geotope Krumpa: Braunkohle Geiseltal, Spätglazial von Krumpa mit Laacher See-Tephra

Halt 1: Das Geiseltalmuseum - die Geiseltalsammlung. M. HELLMUND.

Das Geiseltalmuseum wurde am 23.11.1934 als öffentlich zugängliche Schausammlung der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg auf Betreiben von Prof. Dr. J. WEIGELT (1890–1948), dem damaligen Direktor des Geologisch-Paläontologischen Institutes, eröffnet. Seit dieser Zeit ist das Geiseltalmuseum in der ehemaligen Kapelle des Kardinal Albrecht II. von Brandenburg (1514-1545) im Nordflügel der sogenannten Neuen Residenz untergebracht. Heutzutage gehört es zum 1991 wiederbegründeten Institut für Geologische Wissenschaften, das seit 2003 in der Liegenschaft von-Seckendorff-Platz 3 in Halle (Saale) ansässig ist.
Die ausgestellten Fossilien, die einen repräsentativen Querschnitt aller gefundenen Taxa widerspiegeln, stammen aus dem in Luftlinie etwa 20 km südwestlich von Halle (Saale) entfernt gelegenen Geiseltal, einer ehemals auch wirtschaftlich bedeutsamen Braunkohlenlagerstätte Mitteldeutschlands. Aufgrund spezifischer, geochemischer Bedingungen wurden dort in bestimmten Flözbereichen vor-

züglich erhaltene Fossilien gefunden, die insbesondere in den 1930er bis 1960er Jahren durch den fortschreitenden Bergbau zu Tage kamen. Dabei ist das Vorkommen von Wirbeltierskeletten und deren Bezahnungen unmittelbar in der Braunkohle bis heute einmalig in ganz Mitteleuropa. Dieses Überlieferungsphänomen ist auf die Zufuhr von kalkhaltigen Wässern aus süd- bzw. südwestlicher Richtung und die hierdurch stattgefundene Neutralisation z. B. von Huminsäuren in den Niedermooren während eines frühen Stadiums der Diagenese zurückzuführen.
Die Dauerausstellung des Geiseltalmuseums umfasst zusammen mit der Magazinsammlung mindestens 30.000 Fossilfunde, dabei überwiegen diejenigen der Wirbeltiere. Von diesen sind bis jetzt 126 verschiedene Arten wissenschaftlich beschrieben worden. Zum Teil handelt es sich um Taxa, die hier ihre wissenschaftliche Erstbeschreibung und Benennung erfuhren.
Das Geiseltalflöz, das vor rund 50 Millionen Jahren, vorwiegend im mittleren Eozän unter subtropischen Klimaverhältnissen über einen Zeitraum von etwa sechs (bis acht (?)) Millionen Jahren entstanden ist, wird in die Untere Unterkohle, die Untere Mittelkohle, die Obere Mittelkohle und die Oberkohle untergliedert, mit den jeweils darin eingeschalteten sogenannten feinklastischen Mitteln (z. B. feinsandige Sedimente). Die Oberkohle gehört stratigraphisch in das basale Obereozän.
Von Beginn an hatte und hat das Geiseltalmuseum vorrangig die Funktion einer Bildungseinrichtung, die mit zahlreichen, wissenschaftlich wertvollen erdgeschichtlichen Dokumenten zur Evolution und Entwicklung vor allem der frühen Säugetiere aus dem Mitteleozän des Geiseltalreviers ausgestattet ist. Sowohl interessierten Laien, Schülern, vorrangig aus der Oberstufe der weiterführenden Schulen, als auch Studenten und Fachleuten aus den Geo- und Biowissenschaften werden die vielfältigen, spezifischen Inhalte in wissenschaftlichen Führungen näher gebracht. Des weiteren dienen die Objekte als Anschauungsmaterial für den universitären Unterricht und nicht zuletzt als wissenschaftliche Vergleichs- und Studiensammlung für Fachwissenschaftler.
In den vergangenen Jahren wurden verschiedene Säugetierordnungen, wie z. B. diejenigen der Huftiere (Artiodactyla, Perissodactyla) detaillierter bearbeitet und mit anderen mitteleozänen Vorkommen Europas verglichen. Derartige Untersuchungen bezogen sich insbesondere auf die Fossillagerstätten Geiseltal, Messel bzw. Eckfeld. Diese ergaben unterdessen detaillierte Kenntnis hinsichtlich der Systematik der Equoidea (Pferdeartige), deren Stratigraphie und Paläobiologie. Die hierzu erarbeitete und in der Dauerausstellung gezeigte, dreidimensionale Skelettrekonstruktion eines charakteristischen Taxons der Pferdeartigen („Urpferde") in natürlicher Größe, hat zu einem weitgehenden Abschluß dieses Themenkomplexes geführt.
Die Schließung einer noch bestehenden Lücke hinsichtlich einer modernen, umfassenden monographischen Darstellung der Lophiodontidae aus dem Geiseltal im Vergleich zu einschlägigen Fundlokalitäten in Deutschland und Westeuropa, ist in Vorbereitung. Die Lophiodonten stellen mit etwa einem Meter Widerristhöhe und einer Körperlänge von etwa zwei Metern die größten Säugetiere im Geiseltal. Sie sind sowohl odontologisch als auch osteologisch gut belegt. In dem Vergleichsvorkommen Messel sind sie mit einem Individuum und nur einem isolierten Zahn extrem selten.
Eine eingehendere Untersuchung der Raubtierordnungen Creodonta (Urraubtiere) und Carnivora (Raubtiere) wurde vor wenigen Jahren vorgenommen und publiziert. Die monographische Bearbeitung der Geiseltal-Primaten existiert ebenfalls. Einzelne Ordnungen der Kleinsäuger, wie z. B. der Rodentia (Nagetiere) und Chiroptera (Fledermäuse), wurden in kleinen, separaten Publikationen behandelt. Ausgewählte Exemplare der Marsupialia (Beuteltiere) sind einer neuerlichen Bearbeitung unterzogen worden.
Hinsichtlich der Reptilien wurden in den letzten Jahren Arbeiten zu den Crocodilia und den Lacertilia vorgelegt. Dies gilt auch für Untersuchungen an isolierten Knochen von Kleinvögeln.
Viele dieser wissenschaftlichen Aktivitäten wurden zum Ende der 1980er und zu Beginn der 1990er Jahre entfaltet, so dass es zu einem intensiven, wissenschaftlichen Austausch unter den betreffenden nationalen und internationalen Fachkollegen gekommen ist. Dies hat nicht nur für die Fossillagerstätte Geiseltal, sondern generell auch für die anderen mitteleozänen Fundlokalitäten in Deutschland und in Europa zu einem beträchtlichen Erkenntniszuwachs und der Entwicklung, z. B. der terrestrischen Stratigraphie anhand fossiler Evolutionsniveaus bestimmter Säugetiere im Eozän geführt.
Die Förderung der Braunkohle, mit deren fortschreitendem Abbau die Entdeckung von Fossilfundstellen seit Mitte der 1920er Jahre eng einherging, kam im Jahre 1993 durch die sogenannte wirtschaftliche Erschöpfung der Lagerstätte zum Erliegen. Damit endete auch die Möglichkeit, weitere Grabungen auf fossile Wirbeltiervorkommen an den noch verbliebenen Kohlestößen, die ohnehin geographisch weit entfernt von den ehemals besonders fossilhöffigen Bereiche im zentralen bzw. südwestlichen Teil des Geiseltales lagen, anzusetzen. Mit dem interdisplinären „Geiseltal-Projekt 2000", das unter der Beteilung deutscher, englischer und amerikanischer Geowissenschaftler betrieben wurde, kamen die Geländearbeiten im westlichen Geiseltal zum Abschluß. Die damaligen Aufschlüsse und Profile liegen bereits unterhalb des derzeitigen Wasserspiegels des nun entstehenden Geiseltalsees.

Die aktuelle Situation im ehemaligen Geiseltalrevier (Rekultivierung, Renaturierung und Flutung des Tagebaugeländes) hebt die Bedeutung und den wissenschaftlichen Wert der Geiseltalsammlung, die von einer nun nicht mehr zugänglichen Fossillagerstätte zusammengetragen wurde, einmal mehr hervor. Als Naturerbe ist diese Sammlung Teil unseres wissenschaftlichen Gedächtnisses und daher besonders hoch einzuschätzen. Ihr Stellenwert wird dadurch unterstrichen, dass sich hier die im Eozän beginnende Radiation der Säugetiere nachvollziehen lässt. Die Qualität der überlieferten Fossilien ist einzigartig für das Känozoikum Mitteleuropas, sie ermöglicht die Einsichtnahme in äußerst filigrane Details, die sonst der Fossilisation an anderen Fundplätzen entgehen (strukturgetreue Weichteilerhaltung, z. B. von Muskulatur, Blutkörperchen, Haut, Federn, Mageninhalten, Farberhaltung bei Insekten (Käferflügeldecken) und Blättern (Chlorophyllderivate)).
In der etwa 70 Jahre währenden paläontologischen Grabungstätigkeit wurde einzigartiges Fundmaterial geborgen, an dem auch heutzutage das Forschungsinteresse sowohl nationaler als auch internationaler Wissenschaftler uneingeschränkt besteht. Vergleicht man den Bearbeitungsstand der Wirbeltiere untereinander, so stellt sich heraus, dass innerhalb der Amphibien, insbesondere die Anura (Froschlurche) einer zeitgemäßen Bearbeitung zugeführt werden müssen. Die existierende Darstellung aus den 1940er Jahren ist revisionsbedürftig. Analoges gilt auch für die Ophidia (Schlangen).
Das wissenschaftlich unschätzbare Fossilmaterial verlangt auch künftig nach einer dauerhaften und sicheren Verwahrung sowie einer präparatorischen und wissenschaftlichen Betreuung. Ein weiterer Aspekt ist eine zeitgemäße öffentlichkeitswirksame Präsentation und die uneingeschränkte Zugänglichkeit für die interessierte Fachwelt.
Die Literaturliste zur „Geschichte des Geiseltalmuseums" sowie zu den floristischen und faunistischen Taxa aus dem eozänen Geiseltal umfasst über 500 Zitate. Auf der Homepage des Geiseltalmuseums „www.geiseltalmuseum.de" findet der Interessierte einen entsprechenden Einstieg.

Halt 2-6: Quartärgeologie und Archäologie im Tagebau Neumark-Nord.

T. LAURAT, E. BRÜHL & D. JURKĖNAS.[1]

Einleitung

Das Geiseltal südwestlich von Halle ist besonders aufgrund seiner tertiären Formationen und deren Fossilreste bekannt. Es besitzt aber auch ein mächtiges quartäres Deckgebirge, das glaziale und interglaziale Sedimente umfasst. Schon früh begann die geologische Untersuchungen einzelner oder vollständiger Sedimentfolgen (z. B. SIEGERT & WEISSERMEL 1911, LEHMANN 1922, RUSKE 1957, 1961, MANIA & MAI 1969) und gelegentlich kamen dabei zum Teil spektakuläre Fossilfunde zu Tage (z. B. HUNGER 1939, TOEPFER 1957). Die meisten solcher Funde und Beobachtungen hatten jedoch zufälligen oder episodischen Charakter. Umfangreiche Untersuchungen zur Geologie und Archäologie des Pleistozäns im Geiseltal, vor allem im Tagebau Neumark-Nord, begannen Mitte der 1980er Jahre, als durch M. Thomae ein fossilreiches interglaziales mittelpleistozänes Seebecken (Seebecken Neumark-Nord 1) entdeckt und D. MANIA über diese Entdeckung informiert wurde. Es folgten intensive Untersuchungen in den Jahren 1986 bis 1996, während denen abbaubegleitend das komplette Seebecken beobachtet und erforscht werden konnte. Diese Arbeiten erfolgten unter Leitung von D. MANIA. Dabei wurden nicht nur geologisch-paläontologischen Untersuchungen angestellt, sondern auch ein umfangreiches archäologisches Inventar geborgen, so dass das Leben und die Umwelt der mittelpaläolithischen Jäger vor ca. 200.000 Jahre mit zahlreichen Details dargestellt werden kann (MANIA 1998, 2004, MANIA et al. 2004). Im Jahr 1995 wurde durch D. MANIA ein weiteres Seebecken entdeckt (Seebecken Neumark-Nord 2), das nur wenige hundert Meter nordöstlich des Seebeckens Neumark-Nord 1 liegt und ein spätmittel- und frühjungpleistozänes Alter hat. Er erkannte dabei einen archäologischen Fundhorizont in frühweichselzeitlichen Schichten, der bereits 1998 in Folge notwendiger Rettungsmaßnahmen sondiert wurde. Seit 2003 führt das Landesamt für Denkmalpflege und Archäologie

[1] Mit beteiligt an den Arbeiten des Landesamtes für Denkmalpflege und Archäologie Sachsen-Anhalt in Neumark-Nord sind folgende Wissenschaftler: Dietrich Mania (allgemeine und spezielle Geologie, Mollusken), Matthias Thomae und Stefan Wansa vom Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt (allgemeine und spezielle Geologie, Sedimentologie), Ivo Rappsilber, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt (Geoelektrik und Georadar), Frank W. Junge und Tatjana Böttcher von der Universität Leipzig (Isotopenmessungen), Matthias Krbetschek von der Bergakademie Freiberg/Sachsen (RL-Datierung), Tim Schüler vom Thüringischen Landesamt für Archäologie (ESR-Datierung), Stanislaw Fedorowicz von der Universität Gdansk (TL-Datierung), Daniel Richter vom Max-Planck-Institut Leipzig (TL-Datierung an gebranntem Feuerstein), Frank Preusser von der Universität Bern (OSL-Datierung), Manfred Altermann vom Büro für Bodenkunde Halle (Bodenkunde), Konstantin Kremenetski von der Staatsuniversität Moskau (Pollenanalyse), Stefan Meng aus Halle (Mollusken), Gottfried Böhme (niedere Wirbeltiere) und Wolf-Dieter Heinrich (Kleinsäuger), beide von der Humboldt-Universität Berlin, Roland Fuhrmann aus Leipzig (Ostrakoden) und Jan van der Made vom Nationalmuseum Madrid (Großsäuger). Angelika Hülle und Lutz Müller vom Museum für Naturkunde der Stadt Dessau fertigten Lackprofile an.

Sachsen-Anhalt umfangreiche archäologische Untersuchungen am Becken Neumark-Nord 2 durch, die zur Entdeckung weiterer Fundhorizonte führten (LAURAT & BRÜHL 2006, LAURAT et al. 2006).
Ebenfalls in den 90er Jahren wurde eine weitere, ältere, limnische Sedimentfolge erkannt, die aufgrund der Aufschlusssituation nicht weiter untersucht werden konnte. Dies gelang erst im Rahmen der eben erwähnten Arbeiten des Landesamtes für Denkmalpflege und Archäologie und führten zur Entdeckung eines weiteren Seebeckens (Seebecken Neumark-Nord 3), welches sich sowohl topographisch wie auch stratigraphisch im Bereich der präsaalezeitlichen Körbisdorfer Schotter befindet. Die Entstehung der einzelnen Seebecken ist an den Mollisoldiapirismus (THOMAE 2003) gebunden. Dabei kam es während der Periglazialzeiten zu autoplastisch-gravitativen Ausgleichsbewegungen, die den Sedimentationsraum für die interglazialen Schichten freigaben (THOMAE & RAPPSILBER 2006).

Halt 2: Die mittelpleistozänen Körbisdorfer Schotter und das Seebecken Neumark-Nord 3.

Die Körbisdorfer Schotter, benannt nach einer heute durch den Tagebaubetrieb zerstörten Ortschaft zwischen Merseburg und Braunsbedra, sind ein mittelpleistozäner Schotterkörper, der durch die vereinigten Flüsse Unstrut und Geisel abgelagert wurde und im Geiseltal durch die Tagebautätigkeit großflächig aufgeschlossen war. Sie erreichen im Durchschnitt eine Mächtigkeit von 5 m, können aber in Senken bis zu 15 m mächtig sein. Erstmals wurden die Schotter durch VON FRITSCH (1898) erwähnt und später von SIEGERT & WEISSERMEL (1911), denen sie auch ihren Namen verdanken, eingehend untersucht. Sie erkannten auch die durch warmzeitliche Begleitelemente charakterisierte Flussmuschel *Corbicula fluminalis* und stellten den Schotter in das - heute so bezeichnete - Holstein-Interglazial. Weitere Untersuchungen erfolgten durch LEHMANN (1922), HUNGER (1939) und vor allem RUSKE (1957, 1961, 1962, 1964). Sie gingen alle von einem chronologisch und stratigraphisch einheitlichen Schotterkörper aus, der interglazialen Ursprungs war, aber aufgrund seiner Verzahnung mit der saalezeitlichen Hauptterrasse in deren zeitliche Nähe zu stellen war. Spätere Untersuchungen durch MANIA & MAI (1969, 2001) zeigten eine stärkere Gliederung des Schotterkörpers. Demnach unterteilt er sich in drei Folgen (Folge I, II, III), die jeweils mit interglazialen Ablagerungen auf einer Abtragungsfläche beginnen, auf welche dann kaltzeitliche Sedimente folgen. Jede Folge stellt einen eigenständigen Großklimazyklus von beginnender Warmzeit bis hin zum Ende der folgenden Kaltzeit dar. Die drei Schotterfolgen umfassen den gesamten „Holstein-Komplex" und finden sich in den Terrassen-Travertin-Folgen der Wipper bei Bilzingsleben wieder. (MANIA 1997, MANIA et al. 2003). Das Vorkommen von *Corbicula fluminalis* beschränkt sich dabei auf den warmzeitlichen Abschnitt der mittleren Folge (Folge II). Während der Arbeiten Manias und Mais wurden auch erste Artefakte in den Körbisdorfer Schottern gefunden. In den Jahren 2003 und 2004 führte das Landesamt für Denkmalpflege und Archäologie archäologische Untersuchungen in den Körbisdorfer Schottern durch. Hintergrund der Untersuchungen war die Entdeckung von Knochen und Artefakten in einer neu angelegten Materialentnahmegrube durch zwei ehrenamtliche Bodendenkmalpfleger. Die Untersuchungsfläche umfasst etwa 30 m². Dabei wurde vor allem der mittlere, *Corbicula*-führende Schotterteil aufgeschlossen.
Der untersuchte Schotter setzt sich zu 72 % aus Muschelkalk und 11 % Quarz zusammen. Diese Hauptkomponenten geben ihm seine charakteristische graue Farbe. Weniger häufig kommen Grauwacke und Thüringer-Wald-Porphyr vor. Feuerstein ist mit weniger als 1 % vertreten, anderes nordisches Material gibt es kaum. Das Auftreten von Gesteinen des Thüringer Waldes belegt, dass die Körbisdorfer Schotter eine Ablagerung der vereinigten Geisel und Unstrut sind, sie also zu einem Zeitpunkt sedimentiert wurden, als beide Flüsse noch keine getrennten Flussbetten im Geiseltal besaßen. Der Schotterkörper beginnt mit einer lockeren Steinsohle aus bis zu 30 cm großen, meist plattigen Geröllen, die häufig durch Eisenoxyde verbacken ist. Der darüber folgende Schotter besteht überwiegend aus grobsandigen Lagen mit einem hohen Anteil kiesiger Komponenten. Diese werden vereinzelt von 10 bis 20 cm starken schluffigen und feinsandigen Lagen unterbrochen. Der gesamte Schotterkörper zeigt eine Wechsellagerung und ist das Produkt eine Fließgewässers mit wechselnden Fließrichtungen und -geschwindigkeiten. Markant ist eine 15 bis 30 cm mächtige Schicht etwa 1 bis 1,50 m über der Basis der Schotter im Untersuchungsareal. Sie liegt diskordant über dem unteren Schotterkörper und besteht aus grobdetritischen Pflanzenresten, die durch Eisenoxydation eine rostbraune bis schwarzgraue Färbung erhielten. In diese Schicht aus Pflanzenhäcksel sind dünne Sandschichten und Linsen eingeschaltet. Diese enthielten zahlreiche Molluskenreste, die teilweise sedimentbildend sind. Die Pflanzenreste, überwiegend Gräser, Zweige und kleinere Äste, sind allgemein gut erhalten jedoch durch Sedimentauflast verdrückt. Über dieser Schicht folgen dann sandige Kiese, die keine *Corbicula*-Fauna mehr führen (Abb. 2).

Während der Untersuchungen wurden insgesamt 118 Artefakte geborgen. Zusammen mit den bereits in vorangegangenen Jahren gefundenen Stücken (BERNHARDT & RUDOLPH 2002, MANIA 2006) umfasst die Kollektion rund 160 Artefakte. Es überwiegen Abschläge, die in der Regel sehr klein sind (6 bis 40 mm) und häufig noch Reste der Geröllrinde tragen. Ansonsten zeigen die Dorsalseiten Negativbahnen mit gleichsinnig oder quer verlaufenden Richtungen. Nur selten treten solche mit diskoidem Abbauschema auf. Klingen sind selten. Die Schlagbuckel sind kräftig ausgebildet, die Schlagflächenreste meist flach und unbearbeitet. Nur selten besitzen die Abschläge eine bearbeitete Schlagbasis. Kerne sind bisher ebenfalls selten. Sie sind ebenfalls meist sehr klein und haben häufig nur eine Abbau- und Schlagfläche mit einer Abbaurichtung. Gelegentlich kommen auch Diskuskerne oder solche mit bearbeiteter Schlagfläche vor. Einmal liegt ein relativ großer Kern mit präparierter Schlag- und Abbaufläche vor. Er erinnert an einen frühen präparierten Kern, erreicht aber nicht die Perfektion der späteren mittelpaläolithischen Levallois-Kerne.

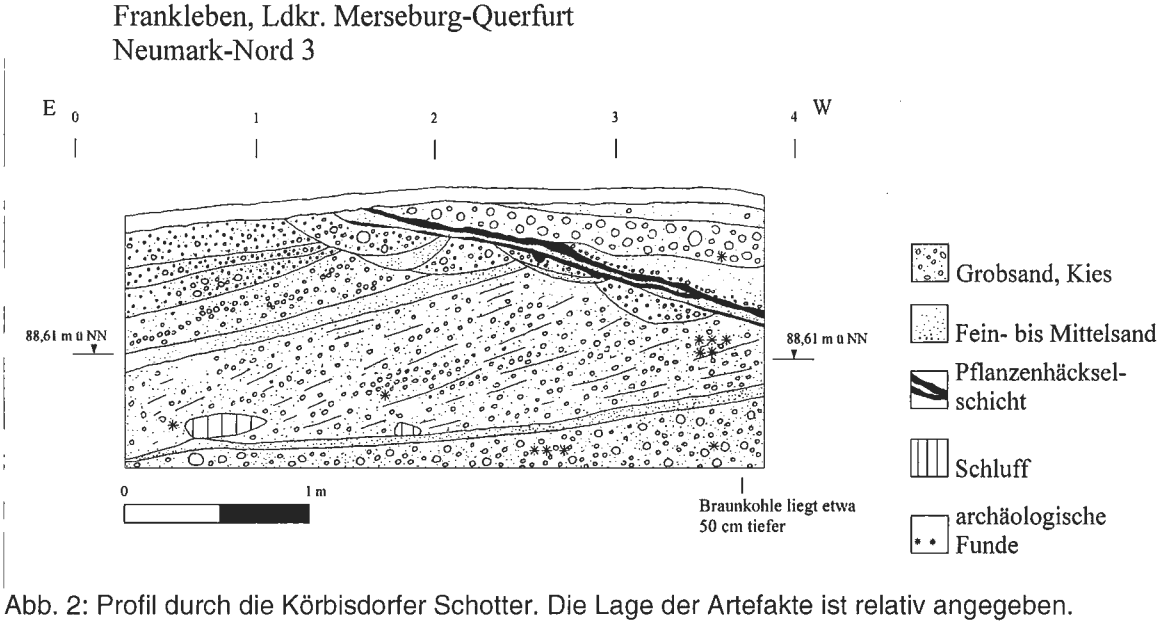


Abb. 2: Profil durch die Körbisdorfer Schotter. Die Lage der Artefakte ist relativ angegeben.

Auch Geräte haben bisher einen relativ geringen Anteil. Gelegentlich sind Schaber oder gebuchtete Stücke zu verzeichnen. Ein Unikat ist ein großes Stück mit unifazialer Bearbeitung (LAURAT & BRÜHL 2006)

Neben den Artefakten kamen auch zahlreiche Knochen und Zähne von Wirbeltieren zum Vorschein. Bisher vertreten sind *Proboscidae* gen. indet. (nicht *Mammuthus*), *Mammuthus* sp., *Coelodonta antiquitatis*, *Cervus/Dama* sp. *Equus* sp., *Bos/Bison* sp. und *Stephanorhinus* (?) sp. Besonderheiten sind ein Tarsus-Metatarsus- und ein Rippenfragment eines größeren Vogels und ein Schädelfragment vom Hecht *Esox lucius*.

Während der laufenden Grabungsarbeiten wurde direkt westlich des Grabungsareals eine etwa 40.000 m² umfassende Materialentnahmegrube angelegt, deren Aushub zur Sanierung der Böschung in anderen Abschnitten des Tagebauareals genutzt wurde. Bei der Materialentnahme wurde eine Sedimentfolge angeschnitten, die als Bildung eines Seebecken (Seebecken Neumark-Nord 3) erkannt und bereits in den 1990er Jahren beobachtet werden konnte. Der neu entstandene Aufschluss mit seinen bis zu 2,5 m hohen Profilen ermöglichte eine genauere Untersuchung dieses Beckens. Die Sedimentfolge ist insgesamt ca. 7 m mächtig und besteht weitgehend aus - durch Diapirismus - schräg gestellten Schluffmudden und Beckenschluffen. Auffällig war eine Konzentration von *Anodonta*-Resten im basalen bis mittleren Bereich der limnischen Sedimentfolge. Außerdem konnten einzelne Lagen stark verwitterter Pflanzenreste, mit hoher Wahrscheinlichkeit Gräser, und vereinzelten Fruchtkernen beobachtet werden. An den Rändern des Beckens verzahnen sich die limnischen Bildungen mit der unteren Folge der Körbisdorfer Schotter. Teilweise ließen sich in den Profilen einzelne Fließrinnen nachweisen. Stratigraphische Situation und die Verzahnung der Sedimente lassen erkennen, dass das Seebecken als ein Altarm der Geisel zu betrachten ist, der durch Bewegungen des Untergrundes vom Flusslauf abgeschnitten, in der folgenden Zeit jedoch wieder durch das Flussbett überlagert wurde. Archäologische Funde wurden in den Beckenschluffen nicht beobachtet. Aus eingeschalteten grobsandig bis mittelkiesigen Schotterlagen konnten während der Profilaufnahmen jedoch einzelne Artefakte und Knochen geborgen werden.

Halt 3: Das mittelpleistozäne Seebecken Neumark-Nord 1.

Es besteht aus einer bis ca. 15 m mächtigen Sedimentfolge, die direkt der saalezeitlichen Grundmoräne aufliegt (Schicht 1). Auf dieser folgt zunächst eine etwa 100 cm mächtige Schicht aus Schmelzwassersanden und daraus hervorgehenden Bändertonen aus der Zeit des spätglazialen Eiszerfalls. Daraus entwickeln sich durch Zunahme organogener Anteile Beckenschluffe und Schluffmudden mit einer Mächtigkeit von ebenfalls etwa 100 cm (Schicht 2). Mit dem nun folgenden Anmoor-Grobdetritushorizont von 20 cm Mächtigkeit setzt die eigentliche warmzeitliche Abfolge ein (Schicht 3). Dieser Horizont entstand in einem flachen Gewässer mit dichter Ufervegetation aus Riedsümpfen und weidendurchsetzten Gebüschgürteln. Über dem Grobdetritushorizont folgt eine gut 300 cm mächtige Feindetritusmudde (Schicht 4). Diese deutlich jahreszeitlich bedingt gewarvte Mudde ist sehr fossilreich. Sommerwarven bestehen aus kalkreichen Schluffen und Mudden, während die Winterwarven durch einen niedrigeren Kalkgehalt gekennzeichnet sind. Der mittlere und obere Bereich der Feindetritusmudde zeigt häufig Blätter von Eiche, Ulme und Hasel. Eingeschaltet sind hier Bachrinnen, die mit Muddesand gefüllt sind und auf einer Kiessohle lagern (Schicht 5). Diese Schichten sind auch heute noch aufgeschlossen. Im Folgenden werden die bereits abgebaggerten Schichten verkürzt dargestellt. Eine detaillierte Beschreibung gab MANIA (1998, 2004, 2006)
Über den Profilbereich greift in der gesamten Beckenlage eine Denutationsfläche diskordant hinweg, die eine bis 300 cm mächtige, nur z. T. gebänderte Sand-Grobdetritusmudde (Mittlere Schluffmudde) trägt (Schichtkomplex 6). Die Mudde enthält zahlreiche Früchte und Samen, so von Hasel, Schlehdorn, Eiche, Ahorn, Linde, Esche und Hainbuche. Pflanzliche Makroreste sprechen für hochwarmzeitliche Verhältnisse mit mediterran-subkontinantalem Charakter bei der Bildung der Seebeckensedimente. In der Grobdetritusmudde eingeschaltet, bedingt durch zweimalige Stagnation der Absenkungsprozesse oder verstärkten Abfluß des Gewässers, sind zwei deutliche Uferhorizonte, die Untere und die Obere Uferzone (Schicht 6.1 und 6.2). Die Untere Uferzone ist die erste archäologische Hauptfundschicht. Durch Transgression des Gewässers griff die Grobdetritusmudde über die Untere Uferzone hinweg und erreicht eine Mächtigkeit von etwa 1 m. Bei einer erneuten Regression oder Austrocknung des Gewässers wurden die Sand- und Feinkiesschicht der Oberen Uferzone sedimentiert. Diese bestand im Vergleich zum unteren Litoralhorizont deutlich kürzere Zeit. Die Sand- bis Feinkiesschicht ist ca. 20 cm mächtig. Der Gehalt an tierischem Fossilmaterial steht deutlich hinter dem der Unteren Uferzone zurück. Der Anteil des pflanzlichen Fossilmaterials und die Kombination der Pflanzen sind jedoch ähnlich. Die Obere Uferzone ist die zweite archäologische Hauptfundschicht. Auch diese Uferzone wurde bei Transgression des Gewässers durch die Grobdetritusmudde überlagert.
Auf die Grobdetritusmudde folgt eine als „Algenmudde" bezeichnete Feindetritusmudde von 10 bis 30 cm Mächtigkeit und dünnblättriger Schichtung. Die Algenmudde geht in eine 50 bis 150 cm mächtige, deutlich gewarvte Kalkmudde über. Dieser Bereich enthielt zahlreiche tierische Fossilien. Über der Kalkmudde erfolgte nochmals die Sedimentation einer bis 20 cm mächtigen Algenmudde (Schichtkomplex 7). Innerhalb der gewarvten Mudde lag der erste Umlagerungshorizont (Schichtkomplex 8). Teile der Mudde wurden aufgearbeitet und als sandig bis feinkiesig fraktioniertes Muddegeröll erneut sedimentiert. Die Umlagerungserscheinungen betreffen einen Bereich von rund 30 cm Mächtigkeit und waren nur in den äußeren Beckenbereichen ausgebildet. Oberhalb dieses Horizontes erfolgte erneut die Sedimentation einer dünnblättrigen Feindetritusmudde mit eingeschaltetem Molluskenschill. Diese Schicht ist zwischen 50 und 80 cm mächtig und zeigt nach oben hin eine Abnahme der organogenen Bestandteile bei einem Anstieg der sandigen Komponente (Schicht 9). Darauf folgt ein zweiter Umlagerungshorizont mit einer Mächtigkeit von 150 cm. Dieser Umlagerungshorizont stellt den Abschluß der warmzeitlichen Sedimentationsfolge dar und entstand nach völligem Trockenfallen des Seebeckens (Schicht 10).
Aufgrund einer klimatischen Schwankung kommt es zu einer erneuten Seebildung mit Sedimentation einer kalkreichen Grobdetritusmudde von 80 cm Mächtigkeit. Die Mudde geht in einen Grobdetritushorizont über, der als Flachmoortorf eine Verlandung des Sees markiert (Schichtkomplex 11).
Über das gesamte Seebecken und darüber hinaus greifen zwei periglaziale Abfolgen. Die untere ist etwa 6 m mächtig und besteht aus Feinsanden und Schluffen (Schicht 12). In ihr sind mindestens drei Eiskeilgenerationen eingebettet, die jeweils auf einem Deflationshorizont mit Steinsohle beginnen. Die obere periglaziale Folge (Schicht 14), die in den tieferen Beckenlagen eine Mächtigkeit von ebenfalls 6 m erreicht, besteht basal aus einem Fließlöss mit Eiskeilhorizont, der in einen Fluglöss übergeht. Dieser trägt den holozänen Schwarzerdeboden.

Frankleben, Ldkr. Merseburg-Querfurt
Neumark-Nord 1

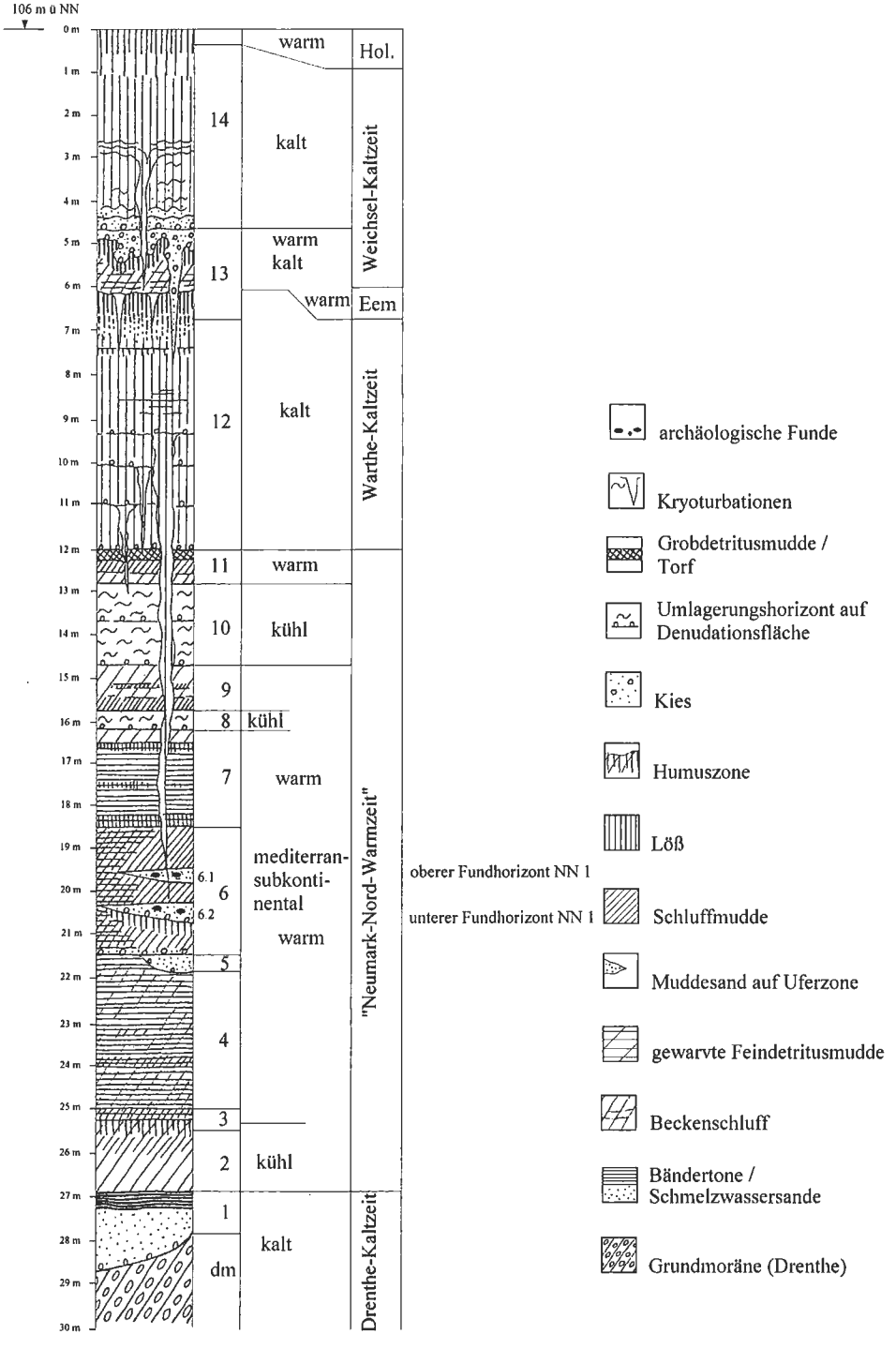


Abb. 3: Profil durch das Seebecken Neumark-Nord 1 (Vorlage: D. MANIA)

Zwischen beiden periglazialen Folgen liegt ein Bodenkomplex (Schichtkomplex 13), mit zwei Böden, die durch rund 100 cm mächtige Beckenschluffe getrennt sind. Der untere Boden ist ein Humusgley, der sich bereits im Übergang zum Amphigley befindet. Er ist durch Froststrukturen überprägt. Es treten Kryoturbationen und ein Eiskeilnetz auf. Der obere Boden ist nur als Abtragungsrest vor allem in Kryoturbationen erhalten geblieben, so daß die Bodenbildung geringmächtiger als der untere Boden erscheint. Die Ausprägung ist allerdings ähnlich zum oberen Boden, so dass auch hier von einem

Humusgley zu sprechen ist (ALTERMANN 1990). Die Bodenbildungen konnten über die Beckengrenzen hinaus verfolgt werden. Der untere Boden geht im Becken Neumark-Nord 2 in die Sedimente des Eem-Optimums über, während der obere Boden die Ablagerungen des ersten frühweichselzeitlichen Interstadials darstellt (siehe Halt 3). Zudem konnte in den Beckenschluffen zwischen den beiden Böden *Lagurus lagurus* als wichtiger frühweichselzeitlicher Anzeiger nachgewiesen werden (HEINRICH 1990).
Die Existenz von zwei durch den gedoppelten Boden getrennten periglazialen Abfolgen oberhalb der interglazialen Beckenfüllung, die wiederum der Saale-Grundmoräne aufliegt, belegt die Stellung des Seebeckens von Neumark-Nord 1 in einer Warmzeit innerhalb des Saale-Komplexes. Diese Stellung wird auch durch biostratigraphische Daten unterstrichen. Hierzu zählt vor allem das Auftreten von *Acer tartaricum*, welcher die Warmzeit von Neumark-Nord 1 als extrem subkontinental beschreibt, was untypisch ist für eemzeitliche Verhältnisse. Weiter bemerkenswert ist das Vorkommen von *Apodemus maastrichensis*, die ebenfalls untypisch für das Eem-Interglazial ist. Verschiedene Großsäuger, so die Hirsche, Pferde oder Nashörner zeigen phylogenetisch ältere Merkmale als vergleichbare Populationen aus dem Eem (zusammenfassend nach MANIA 1990, 2000, 2004, 2006; vgl. Anmerkungen WANSA S. 120).
Archäologisch relevant im Becken NN 1 sind vor allem die beiden Uferzonen. Es lassen sich zwei ökonomisch bedingt differenzierte Faziesbereiche unterscheiden. Einer beschränkt sich auf den inneren, nah am Seeufer gelegenen Bereich der Uferfläche, der andere auf den wasserfernen, am höheren Ufer gelegenen Teil. So erbrachten vor allem die seenahen Areale Einzelfunde von Feuersteinabschlägen, die als Tranchiermesser anzusprechen sind. Sie lagen vereinzelt auf der Uferfläche bzw. an Großsäugerschlachtplätzen, z. B. von Ur und Steppennashorn. Zum Teil wurden sie auch in den Waldelefantenknochenfeldern entdeckt (MANIA 1990, 1997, 2004, MANIA et al. 2004). Auf der äußeren Uferfläche lagen zahlreiche Artefakte, vorwiegend aus Feuerstein, Holzkohlereste und zerschlagene Tierknochen und Gebissreste. Diese Funde gehen auf die Aufenthaltsplätze der mittelpaläolithischen Menschen zurück (MANIA 1990, MANIA et al. 2004, BRÜHL 2000, 2001, 2004). Das Geräteinventar dieser Bereiche unterscheidet sich deutlich vom ufernahen Inventar und kennzeichnet die fazielle, ökonomisch bedingte Trennung dieser beiden Bereiche. Bemerkenswert ist ein Feuersteinmesser aus einem Abschlag, das auf beiden Schneidenflächen eine organische Masse trug. Dies ist ein Hinweise darauf, dass der Abschlag in einen Griff eingesetzt war. Es handelt sich jedoch nicht um ein Birkenpech, wie es aus dem Mittelpaläolithikum von Königsaue bekannt ist (KOLLER et al. 2001, MANIA 2002), sondern um eine Substanz aus Eichenrinde (KOLLER 2003), die wohl nicht als Klebstoff diente, sondern sich in einem Spalt zwischen Klinge und Griff während der Nutzung des Messers ansammelte. Dieser Fund ist der bisher weltweit älteste Beleg für die Beherrschung chemischer Vorgänge durch den frühen Menschen.

Halt 4: Das mittel- bis jungpleistozäne Seebecken Neumark-Nord 2.

Das Seebecken Neumark-Nord 2 wurde 1995 von D. MANIA entdeckt und befindet sich nur wenige hundert Meter nordöstlich des Seebeckens NN 1. Es liegt der saalezeitlichen Grundmoräne auf und besteht aus einer etwa 8 m mächtigen Sedimentfüllung. Auf der Grundmoräne folgt umgelagertes Material aus dieser selbst und dem Braunkohlediapir (Schichtkomplex 1). Überlagert werden diese von einem 50 bis über 100 cm mächtigen, gelbbraunen Ton- und Schluffhorizont. Es handelt sich dabei um fluviatil umgelagerte Lösse (Schicht 1.4). Die Lössschicht wird von einer Denudationsfläche abgeschlossen. Diese trägt 20 bis 60 cm mächtige Sande und Schluffe, in deren oberen Bereich partiell eine 5 bis 10 cm mächtige Lössschicht eingeschaltet ist (Schichtkomplex 2). Schichtkomplex 2 enthält die archäologischen Fundhorizonte der Fundstelle Neumark-Nord 2/2.
Darüber folgen etwa 200 bis 400 cm mächtige sandige Beckenschluffe (Schichtkomplex 3), deren basale Lage Kryoturbationserscheinungen zeigt. Die Basis der Beckenschluffe stellt eine kaltzeitliche Bildung dar. Die Beckenschluffe gehen in einen grauen, schwarzfleckigen Ton von 10 cm Mächtigkeit über. Darauf folgt ein schwarzbraunes Muddesediment, das aus zahlreichen Algenlagen besteht. Diese untere Algenmudde ist zwischen 5 und 10 cm mächtig. Über dieser lagert eine zwischen 3 und 5 cm mächtige dunkelgraue, teils tonige Mudde, die wiederum von einer weißlich-hellgrauen Kalkmudde (Seekreide) von 5 bis 10 cm Mächtigkeit überlagert wird. Die Kalkmudde enthält zahlreiche Fischreste. Auf den Kalkmuddehorizont folgt eine 2 bis 3 cm mächtige Algenmudde, die in Farbe und Zusammensetzung identisch mit der unteren Algenmudde ist. Untere Algenmudde, Kalkmudde und oberen Algenmudde bilden Schichtkomplex 4.
Über der oberen Algenmudde liegen erneut Beckenschluffe (Schichtkomplex 5), die in ihrer Ausbildung den unteren Beckenschluffen ähnlich sind. Im basalen Bereich besitzen diese Schluffe eine graue Farbe. Im oberen Bereich sind die Beckenschluffe gelbbraun bis rostfarben verwittert.

Auf die Beckenschluffe folgt ein zwischen 50 und 100 cm mächtiger Fließerdehorizont, der ebenfalls gelbbraun bis rostfarben verwittert ist (Schicht 6) und aus einem lehmigen, fein- bis grobsandigen Schluff besteht. Dieser wurde durch Kryotubationen überprägt. Der Fließerdehorizont setzt sich aus umgelagerten und aufgearbeiteten Beckenschluffen zusammen und wird durch eine Denudationsfläche abgeschlossen. Von dieser reichen bis 1 m tiefe Frostspalten in das Liegende. Das Auftreten starker Solifluktionserscheinungen in Kombination mit Eiskeilpseudomorphosen markieren das Ende der warmzeitlichen und den Beginn der kaltzeitlichen Sedimentationsfolge. Die stratigraphischen Verhältnisse weisen der warmzeitlichen Folge ein eemzeitliches Alter zu.
Die auf der frühkaltzeitlichen Denudationsfläche liegende, litoral-limnische Folge ist 50 bis 80 cm mächtig. Die Denudationsfläche stellt den prähistorischen Begehungshorizont dar. Darauf lagern zwischen 1 und 5 cm, maximal bis 20 cm mächtige Quarzsande von fein- bis mittelsandiger Fraktion (Schicht 7). Diese sind lokal von Grobsandlinsen durchsetzt. Feinkiesige Komponenten treten sehr selten auf. Denudationsfläche und auflagernde Sandschicht bilden den Fundhorizont NN 2/0. Der hellgelb gefärbte Sand wird nach oben feiner und geht schließlich in einen 2 bis 5 cm mächtigen Schluff mit feinsandigen Komponenten über. Dieser ist hellgrau gefärbt und der Verwitterungsrest einer Schluffmudde, der Ufersand hingegen stellte ursprünglich einen Muddesand dar. Auf der hellgrauen Schluffmude lagert ein 1 bis 5 cm mächtiger, stark zersetzter, schwarzer, sehr kompakter Torf, der auf einen Flachmoortorf zurückgeht (Schicht 8). Darüber folgt eine 10 cm mächtige, dunkelbraune tonige Schluffmudde, die nach oben hin in einen hellgraubraunen Beckenschluff bzw. eine Schluffmudde übergeht (Schichtkomplex 9). Die oberen Partien des Schichtkomplexes 9 zeigen deutliche kryoturbate Verwürgungen. Diese verwürgten Beckenschluffe werden von fein bis mittelkiesigen Schottern aus lokalen und nordischen Komponenten (vorwiegend Quarz, Feuerstein, ferner Kristallin, Buntsandstein, wenig Muschelkalk) diskordant überlagert (Schicht 10). Es handelt sich dabei um ausgeschwemmtes fluviatiles Material und aufgearbeitete tertiäre Quarzkiese. Aus dem Schotterkörper stammt eine Artefaktkollektion, die als Fundkomplex NN 4 bezeichnet wird. Die absolute Mächtigkeit der Kiese kann nicht mehr ermittelt werden, da sie durch Tagebautätigkeit gekappt wurden (LAURAT & BRÜHL 2006, MANIA 2006).
Pollenanalysen zufolge (KREMENETSKI 2000) gehört der mittlere und obere Abschnitt der Sedimentabfolge dem Eem an, wobei die Kalkmudde und die Algenmudden ins klimatische Optimum mit dem Hainbuchen-Maximum zu stellen sind (KREMENETSKI 2000). Darüber folgen sehr rasch das ausgehende Interglazial und das frühe Weichsel-Glazial, dem auch der obere Fundhorizont NN 2/0 angehört.
Der untere Teil der Sedimentfolge gehört dagegen in die ausgehende Saalezeit. Von Bedeutung für die stratigraphische Zuordnung des gesamten Seebeckens Neumark-Nord 2 ist das Seebecken Neumark-Nord 1. Hier liegen über den interglazialen Beckensedimenten von NN 1 zwei periglaziale Folgen, die von einem Bodenkomplex getrennt sind. Die untere bis zu 6 m mächtige periglaziale Folge zieht über das Becken Neumark-Nord 1 hinaus und bildet im Becken Neumark-Nord 2 den basalen Fließlöss aus (Schichtkomplex 1). Das gesamte Becken Neumark-Nord 2 ist demnach jünger als das Becken Neumark-Nord 1. Auch der gedoppelte Bodenkomplex findet sich im Becken NN 2 wieder. Der untere Boden geht in die Sedimente des Eem-Optimums im Seebecken Neumark-Nord 2 über. Der obere Boden entwickelt sich zur litoral-limnischen Folge des Fundhorizontes NN 2/0 und gehört zu einem der ersten, wahrscheinlich sogar dem ersten weichselzeitlichen Interstadial an. Zwischen beiden Böden liegen in der Abfolge Neumark-Nord 1 ein kältebeeinflusster Beckenschluff, in dem der Steppenlemming *Lagurus lagurus* nachgewiesen wurde. Die obere periglaziale Folge entspricht den weichselzeitlichen Deckschichten des Seebeckens Neumark-Nord 2 (siehe Exkursionspunkt A1/4).
Die untere Fundschicht NN 2/2 muß allgemein als präeem- und postdrenthezeitlich eingestuft werden, ist aber aufgrund ihrer stratigraphischen Position jünger als das Interglazial von NN 1. Sie ist ebenfalls interglazialen Ursprungs und enthält eine *Elephas antiquus* Fauna, in der der Waldelefant selbst nachgewiesen ist. Als weitere interglaziale Elemente sind *Emys orbicularis*, *Clethrionomys glareolus* und *Cepaea hortensis* zu nennen (siehe Halt 3b). Bedeckt wird die Fundschicht von schluffigen Sedimenten, die Einwirkungen von Kryoturbationen zeigen und zudem eine lösstypische *Pupilla*-Fauna enthält (mündl. Mitt. D. MANIA). Die Pollensukzession des Eems beginnt erst 2,5 m über dem Fundhorizont, so dass zwischen der Fundschicht und dem Eem eine kaltzeitliche Phase liegt (vergl. Abb. 4).
Damit besteht für das Seebecken Neumark-Nord 2 die Situation, zwei postsaalezeitliche warmklimatische Optima in Superposition über der Saale-Grundmoräne vorliegen zu haben, während das Becken NN 1 ein weiteres postdrenthezeitliche Interglazial enthält, das wiederum älter als die Interglaziale des Beckens NN 2 ist.

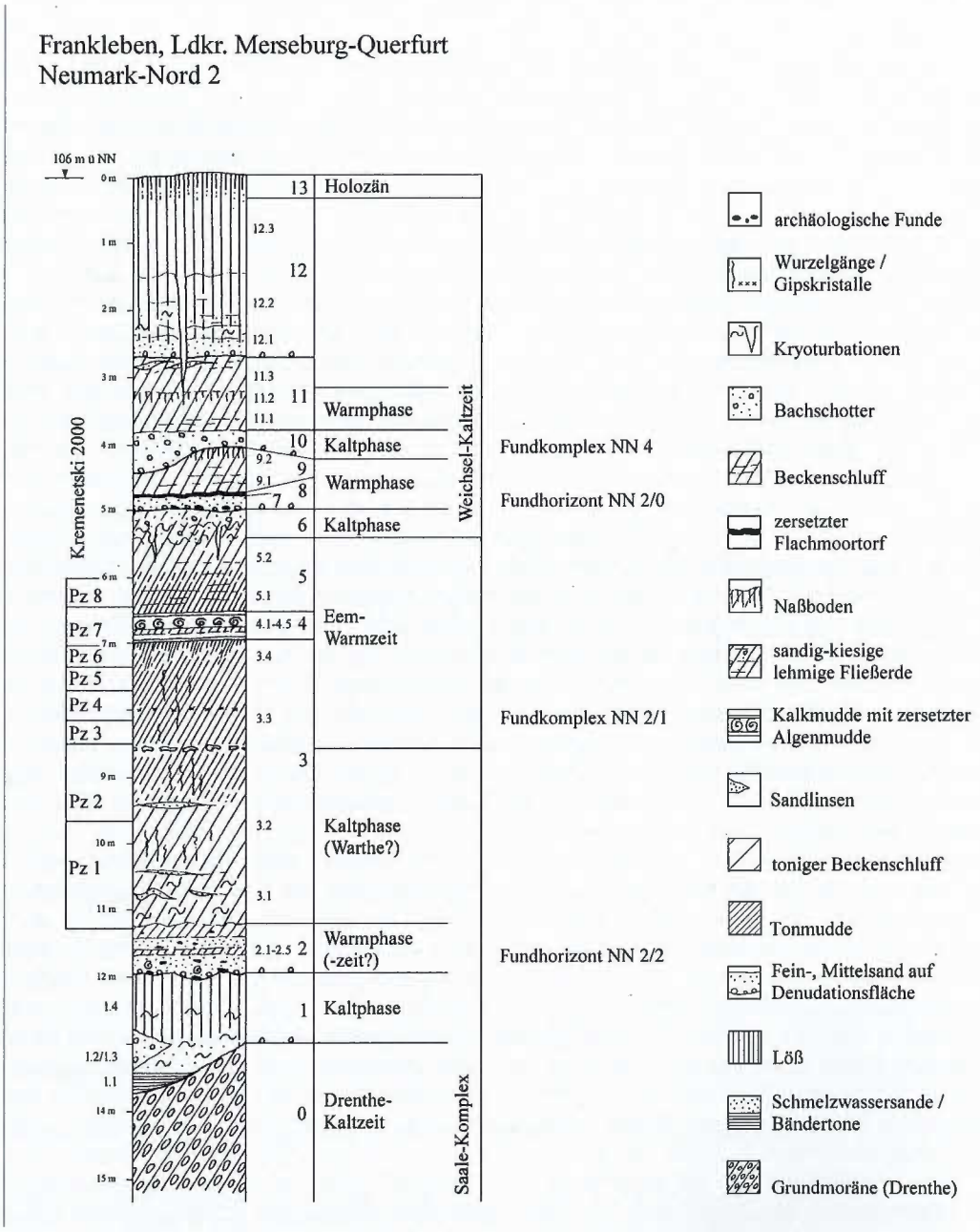


Abb. 4: Profil durch das Seebecken Neumark-Nord 2 (Vorlage: D. MANIA)

Halt 5: Die mittelpaläolithischen Fundhorizonte NN 2/2 und NN 2/0.

Die in diesem Bereich seit 2004 durchgeführten Grabungen erbrachten eine nach Süd zunächst flach, dann steiler einfallende Uferzone, die dicht mit zerschlagenen Tierknochen und Artefakten, meist aus Feuerstein, bedeckt ist (LAURAT & BRÜHL 2006, LAURAT et al. 2006). Es wurden bisher etwa 140 m² ausgegraben und mehr als 61.000 Funde geborgen. In der als Jagdreste anzusprechenden Fauna überwiegen Boviden, Cerviden und Equiden. Die Artefakte wurden in Levallois- und Diskuskerntechnik hergestellt. Es dominieren Abschläge, an Geräten kommen gebuchtete und gezähnte sowie einfach kantenretuschierte Formen vor. Ein meißelartiges Knochengerät liegt ebenfalls vor. Retuscheure aus Knochen verweisen wie das Abfallmaterial auf eine Herstellung der Artefakte vor Ort. Während der Grabungsarbeiten fielen dellenartige Vertiefungen von etwa 60 bis 80 cm Durchmesser und 15 und 25 cm Tiefe auf, in denen die Knochen und Steinartefakte konzentriert vorkommen. Diese Dellen sind regelmäßig mit 1 bis 1,5 m Abstand über die Fläche verteilt. Eine solche Fundsituation ist bisher einmal im Mittelpaläolithikum Mitteleuropas.

Der Begehungshorizont, also die Oberfläche der Uferzone auf dem liegenden Löss, trägt toniges, teilweise organogenes Sediment. Bedeckt werden Oberfläche und Fundhorizont von etwa 10 bis 20 cm mächtigen weißen, bis weißlichgelben schluffigen Feinsanden. Sie enthalten bereits umgela-

gertes Fundmaterial und eine warmzeitliche limnische Molluskenfauna mit vereinzelten terrestrischen Arten, wie z.B. die für warmes Klima typische *Cepaea hortensis* . An Kleinsäugern wurden bisher *Arvicola arvalis-agrestis* und die anspruchsvollere *Clethrionomys glareolus* nachgewiesen. Unter den weitgehend zerschlagenen Faunenresten finden sich auch Zähne von *Elephas antiquus*. Außerdem liegen mehrere Carapax-Fragmente von *Emys orbicularis* vor. Nach Ausage dieser Funde entstand der fundführende Litoralenhorizont in einer Phase des Klimaoptimums einer Warmzeit des späten Saalekomplexes.
Bereits 1998 wurde ein Fundhorizont (Neumark-Nord 2/0) in einem Ufersand entdeckt, der zahlreiche Artefakte und zerschlagene Tierknochen enthielt und nach geologischen und radiometrischen Datierungen in ein frühes, wohl das erste Interstadial der Weichselkaltzeit gehört. Von dieser Fundstelle konnten bis Ende 2004 etwa 380 m² ausgegraben und dabei rund 9.100 Fundobjekte geborgen werden. Diese entfallen je zur Hälfte auf Knochen und steinerne Artefakte. Der Großteil der Knochen stammt von Boviden, Cerviden und Equiden. Hinzu kommen noch vereinzelte Zähne von Raubtieren, Stoßzahnlamellen (Mammut?) und Vogelknochen. In ausgeschlämmtem Material wurden auch Kleinsäugerreste gefunden.
Die Artefakte zeichnen sich durch einen hohen Anteil an bifazialen Geräten – Keilmesser, Blattspitzen, blattförmige Schaber, Fäustel - und unifazialen Schabern aus. Dabei treten segmentförmige Keilmesser, sogenannte Wolgogradmesser, auf, die in den östlichen Bereich der Keilmessergruppen - Südrußland und Ukraine - verweisen. Dazu korrespondieren auch die geringen Größen der Geräte, die zwischen 3 und maximal 8 cm liegen. Offensichtlich waren die Geräte zur Schäftung mit organischen Materialien gedacht. Kerne und größere Abschläge wurden kaum gefunden, dafür aber zahlreiche Absplisse, die zeigen, dass die Geräte vor Ort hergestellt oder nachgeschärft wurden.
Auffällig im Grabungsbefund ist eine Konzentration von fast zwei Dutzend bis 25 kg schweren Geschiebeblöcken auf einer Fläche von 2,5 mal 3,5 m, die wahrscheinlich Reste einer Siedlungsstruktur darstellen, ohne dies mit genauer Sicherheit sagen zu können. Genau in diesem Bereich befindet sich auch die größte Funddichte (LAURAT & BRÜHL 2006, LAURAT et al. 2006).

Halt 6: Früh- und hochweichselzeitliche Deckschichtenfolge.

Vor allem im nördlichen Bereich des Seebeckens Neumark-Nord 2 ist heute noch die weichselzeitliche Deckschichtenfolge aufgeschlossen. Sie beginnt mit frühweichselzeitlichen Fließerden und - schottern, die stark kryoturbat überprägt sind und den unteren Fundhorizont NN 2/2 kappen. Sie erreichen bis zu 160 cm Mächtigkeit. Darauf folgt ein Fein- bis Mittelsand mit einzelnen Kieskomponenten von hellgraubrauner Farbe, der in lithologischer Zusammensetzung und Aussehen den Ufersanden des Fundhorizontes NN 2/0 entspricht und etwa 25 cm Mächtigkeit erreicht.
Auf diesen Sanden lagern nun bis zu 170 cm mächtige Beckenschluffe, die im oberen Bereich einen Nassboden tragen. Weiter zur Hochfläche hin greift dieser Boden auf liegende Schichten über. Auf den Boden folgt ein 10 cm mächtiger Kieshorizont auf einer Denudationsfläche, der von einem weiteren Beckenschluff von bis 90 cm Mächtigkeit überdeckt wird. In dessen oberen Bereich ist ebenfalls ein schwacher Naßboden eingeschaltet. Dieser ist offenbar die Bildung eines weiteren frühweichselzeitlichen Interstadials.
Im Profil folgt nun wiederum eine Denudationsfläche mit Kiessohle, von der Froststrukturen ausgehen. Kryoturbationen überprägen die liegenden Schichten. Auf der Denudationsfläche lagert der weichselzeitliche Löss, der zunächst als 60 bis 100 cm mächtiger Fließlöss ausgebildet ist. Darüber folgt ein etwa 150 cm mächtiger, gelblichbrauner Fluglöss, der den holozänen Boden trägt (MANIA 2006).

Halt 7: Spätglazialprofil Krumpa / Geiseltalkohle. M. THOMAE.

Aufschluss Laacher-See-Tephra

An der Südböschung des Tagebaues Südfeld-Weiterführung wurde 1988 die Laacher-See-Tephra des Laacher Sees entdeckt. Der Laacher See ist der größte Kratersee (Maar) in der Eifel. Er bedeckt eine Fläche von 3,33 km^2 und ist 51 m tief und entstand durch die Explosion eines Vulkans. Der Vulkan schleuderte seine Explosionsprodukte bis in 30 km Höhe; die Aschen wurden durch den Wind bis in unseren Raum getragen. Es entstand ein 2-5 cm mächtiges Tuffband (Lacher-See-Tephra), das in der Randsenke eines Kohlediapirs erhalten geblieben ist. Der Tuff besteht zu über 99 % aus vulkanischem Glas in kleinsten Partikeln (KNUTH & THOMAE 2003). Der gesamte Aufschluss steht heute als Geotop unter Schutz.

Geiseltalkohle

Der geschützte Geotop ist die einzige Stelle, wo die ehemals über 100 m mächtige Geiseltalkohle noch erhalten ist. Hier lagern Unterkohle bis Oberkohle in einem einzigen Flöz vereint. Nach Norden spaltet das Flöz in die 4 Hauptflöze auf (Basiskohle, Unterkohle, Mittelkohle, Oberkohle). Das Alter der Kohle reicht von Pollenzone 14/15 bis zur Pollenzone 15 D (Eozän). Unmittelbar über der Kohle lagern mit deutlichem zeitlichen Hiatus grauweiße grobe Kiese der Weichsel-Niederterasse.

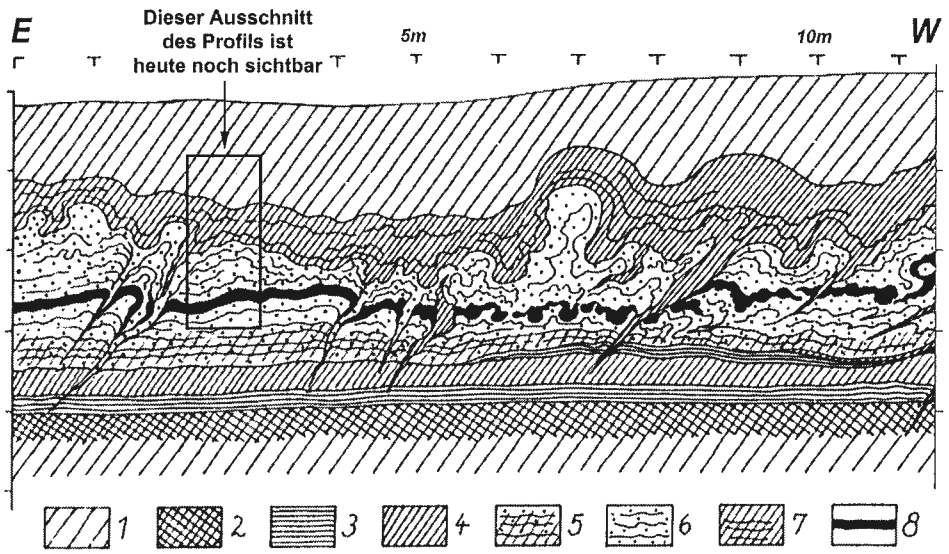


Abb. 5: Spätglazial von Krumpa/Geiseltal (MANIA et al. 1993).
Legende: 1 - Beckenschluff; 2 - Anmoorboden; 3 - Gras-, Moos- und Holztorf; 4 - Feindetritus-/Tonmudde; 5 - Wechsellagerung Feindetritusmudde und Kalkmudde - Charasand; 6 - gelbliche Kalkmudde - Charasand; 7 - graubraune tonige Schluffmudde; 8 - Laacher-See-Tephra

Literatur

ALTERMANN, M. (1990): Kennzeichnung der fossilen Böden von Neumark-Nord. - In: MANIA, D., THOMAE, M., LITT, T. & WEBER, T. (eds.), Neumark - Gröbern, Beiträge zur Jagd des mittelpaläolithischen Menschen. Veröffentlichungen des Landesmuseums für Vorgeschichte Halle **43**, Berlin, 145-148.

BERNHARDT, W. & RUDOLPH, A. (2002): Frankleben, Ldkr. Merseburg-Querfurt. Fundmeldungen. Ausgrabungen, Befunde, Funde und inventarisierte archäologische Denkmale. - Archäologie in Sachsen-Anhalt **1** (Neue Folge), 287-319 (289).

BRÜHL, E. (2000): Die Archäologie der mittelpleistozänen Jäger von Neumark-Nord (Geiseltal). Das Material der Grabung 1995. - Ungedruckte Magisterarbeit, Univ. Jena, 2000.

BRÜHL, E. (2001): Zur Ökonomie der mittelpaläolithischen Jäger von Neumark-Nord. - „Homo heidelbergensis von Mauer e.V.", Veröffentlichungen **1**, 131-153.

BRÜHL, E. (2004): Ökonomisch-ökologische Untersuchungen am Inventar von Neumark-Nord 1. - Praehistoria Thuringica **10**, 97-109.

VON FRITSCH, K. (1898): Ein alter Wasserlauf der Unstrut von der Freyburger nach der Merseburger Gegend. - Zeitschrift für Naturwissenschaften Halle **71**, 17-37.

HEINRICH, W. D. (1990): Nachweis von *Lagurus lagurus* (Pallas, 1973) für das Pleistozän von Neumark-Nord. - In: MANIA, D., THOMAE, M. LITT, T. & WEBER, T. (eds.), Neumark- Gröbern, Beiträge zur Jagd des mittelpaläolithischen Menschen. Veröffentlichungen des Landesmuseums für Vorgeschichte Halle **43**, Berlin, 167-175.

HUNGER, R. (1939): Zwei Diluvialfaunen im Deckgebirge der Braunkohle der Tagebaue Leonhardt bei Neumark im Geiseltale. - Zeitschrift für Geschiebeforschung **15**, 116-124.

KNUTH, G. & M. THOMAE (2003): Zur Tephra im Alleröd bei Schadeleben und Krumpa in Sachsen-Anhalt. - Hallesches Jahrb. Geowiss., **25**: 81-90. 12 Abb., 4 Tab., Halle/Saale.

KOLLER, J. (2003): Das Feuersteinmesser von Neumark-Nord und die Analysenergebnisse seiner organischen Substanz. - Vortrag zum XIV. Kolloquium der Arbeitsgruppe Bilzingsleben/ Neu-

mark-Nord: „Jagd und Jäger vor 200 000 Jahren im Geiseltal" am 8.-11. Oktober 2003 in Halle/Saale.

KOLLER, J, BAUMER, U. & MANIA, D. (2001): High-Tech in the Middle Palaeolithic: Neandertal-manufactured pitch identified. - European Journal of Archaeology **4**, 385-397.

KREMENETSKI, K. V. (2000): Neumark-Nord. Results of Pollen analysis. Unveröff. Manuskript.

LAURAT, T. & BRÜHL, E. 2006: Zum Stand der archäologischen Untersuchungen im Tagebau Neumark-Nord, Ldkr. Merseburg-Querfurt (Sachsen-Anhalt) – Vorbericht zu den Ausgrabungen 2003-2004. Jahreschrift für mitteldeutsche Vorgeschichte **90**.

LAURAT, T., BRÜHL, E & JURKĖNAS, D. (2006): Frühe Menschen an der Geisel – Die Ausgrabungen im Tagebau Neumark-Nord (Ldkr. Merseburg-Querfurt). Archäologie in Sachsen-Anhalt **4**.

LEHMANN, R. (1922): Das Diluvium des unteren Unstruttales von Sömmerda bis zur Mündung. - Jahrbuch des Halleschen Verbandes für die Erforschung der mitteldeutschen Bodenschätze und ihrer Verwertung **3**, 89-123.

MANIA, D. (1990): Stratigraphie, Ökologie und mittelpaläolithische Jagdbefunde von Neumark-Nord (Geiseltal). - In: MANIA, D., THOMAE, M, LITT, T. & WEBER, T. (eds.), Neumark- Gröbern, Beiträge zur Jagd des mittelpaläolithischen Menschen. Veröffentlichungen des Landesmuseums für Vorgeschichte Halle **43**, Berlin, 9-130.

MANIA, D. (1997): Altpaläolithikum und frühes Mittelpaläolithikum im Elbe-Saale-Gebiet. - In: FIEDLER, L. (eds.), Archäologie der ältesten Kulturen in Deutschland. Materialien zur Vor- und Frühgeschichte von Hessen **18**, 86-194.

MANIA, D. (1998): Die ersten Menschen in Europa. - Sonderheft Archäologie in Deutschland Stuttgart.

MANIA, D. (2000): Zur Paläontologie des Interglazials von Neumark-Nord im Geiseltal. - Praehist. Thuringica **4**, 67-94.

MANIA, D. (2002): Der mittelpaläolithische Lagerplatz am Ascherslebener See bei Königsaue (Nordharzvorland). - Praehistoria Thuringica **8**, 16-75.

MANIA, D. (2004): In den Jagdgründen des Menschen vor 200 000 Jahren im Geiseltal. - In: H. MELLER (ed.), Paläolithikum und Mesolithikum. Kataloge zur Dauerausstellung im Landesmuseum für Vorgeschichte Halle, Band **1** (Halle/Saale), 120-150.

MANIA, D. (2006): Zur Geologie, Paläontologie und Archäologie der "Körbisdorfer Schotter"/Geiseltal im mittelpleistozänen Holstein-Komplex des Elbe-Saalegebietes. - In: MANIA, D. (eds.), Neumark-Nord II. Veröffentlichungen des Landesmuseums für Vorgeschichte Halle.

MANIA, D. & MAI, H.-D. (1969): Warmzeitliche Mollusken und Pflanzenreste aus dem Mittelpleistozän des Geiseltals (südlich von Halle). - Geologie **18**, 674-690.

MANIA, D. & MAI, H.-D. (2001): Molluskenfaunen und Floren im Elbe-Saalegebiet während des mittleren Eiszeitalters. - Praehistoria Thuringica **6/7**, 46-91.

MANIA, D., MANIA, U. & THOMAE, M. (2004): Im Wildparadies des Geiseltales vor 200 000 Jahren. - Artern.

MANIA, D., SEIFERT, M. & THOMAE, M. (1993): Spät- und Postglazial im Geiseltal (mittleres Elbe-Saalegebiet). - Eiszeitalter u. Gegenwart, **43**: 1-22; Hannover.

MANIA, D. u. Arbeitsgruppe (2003): Die Travertine in Thüringen und im Harzvorland. - Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, Reihe B: Geologie, Paläontologie, Mineralogie Beiheft **17**, 1-83.

RUSKE, R. (1957): Stratigraphische Untersuchungen im Pleistozän des Geiseltales und seiner Umgebung. - Unveröffentlichte Diplomarbeit der MLU Halle.

RUSKE, R. (1961): Gliederung des Pleistozäns im Geiseltal und seiner Umgebung. - Geologie **10**, 152-168.

RUSKE, R. (1962): Probleme der Pleistozängliederung im Raum der unteren Unstrut. - Exkursionsführer zum Pleistozän im sächsisch-thüringischem Raum, 18.

RUSKE, R. (1964): Das Pleistozän zwischen Halle, Bernburg und Dessau. - Geologie **13**, 570-597.

SIEGERT, L. & WEISSERMEL, W. (1911): Das Diluvium zwischen Halle a. d. S. und Weißenfels. - Abhandlungen der Preußischen Geologischen Landesanstalt NF **60** (Berlin 1911).

THOMAE, M. (2003): Mollisoldiapirismus – Ursache für die Erhaltung der Fundstelle Neumark-Nord (Geiseltal). - In: JUSTUS, A., FIEDLER, L, BURDUKIEWICZ, J. M., HEINRICH, W. D. & BRÜHL, E. (eds.): Festschrift für Dietrich Mania. Veröffentlichungen des Landesmuseums für Vorgeschichte Halle **57**, 509-535.

THOMAE, M. & RAPPSILBER, I. (2006): Beitrag zur Klärung der Lagerungsverhältnisse des Quartärs im Tagebau Neumark-Nord. - In: MANIA, D. (eds.): Neumark-Nord II. Veröffentlichungen des Landesmuseums für Vorgeschichte Halle.

TOEPFER, V. (1957): Die Mammutfunde von Pfännerhall im Geiseltal. Veröff. - Veröffentlichungen des Landesmuseums für Vorgeschichte Halle **16**; Halle/Saale.

Exkursion A2 am 8. Juni 2006
Permokarbon und Salzgewinnung in Halle und Umgebung (historische Salzgewinnungsstellen, Rotliegend-Aufschlüsse am Saaleufer, Petersberg)

B.-C. EHLING[1]

1) Dr. Bodo-Carlo Ehling, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, Köthener Str. 34, 06118 Halle/Saale

Exkursionsroute
Die Exkursion beginnt im Zentrum der Stadt. Ein kleiner Rundgang führt zu den Stätten der historischen Salzsiederei am Hallmarkt. Nach einer kurzen Straßenbahnfahrt werden die Rotliegend-Aufschlüsse im Saaletal des Stadtteils Giebichenstein besucht. Vom Riveufer geht es vorbei an der Burg Giebichenstein in Richtung Reichardtsgarten (Abb. 5) und anschließend mit dem Bus zum Petersberg nördlich von Halle.

Regionalgeologischer Rahmen

Auf Grund der zeitweilig intensiven Nutzung von mineralischen und Energierohstoffen, wie Braun- und Steinkohle, Kali- und Steinsalz, Kupfer, Hartgesteinen und verschiedenen Steine- und Erdenrohstoffen kann die Stadt Halle durchaus als Bergstadt bezeichnet werden (NEUSS 1955). Die Solequellen im Stadtzentrum waren bereits in der Bronzezeit von überregionaler Bedeutung. So wird auch verständlich, dass bereits 1693 das erste Bergamt in Wettin für die Region errichtet wurde und in Halle von 1815 bis 1945 ein Oberbergamt ansässig war. Der Salinebetrieb nutzte neben Holz sowohl Stein- als auch Braunkohle zur Herstellung von Siedesalz. Bausteine für Burg- und Befestigungsanlagen sowie Repräsentationsbauten wurden aus Steinbrüchen in den „Halleschen Porphyren" und des Mittleren Buntsandsteins gewonnen. Im Stadtgebiet von Halle und im Umland erfolgte der Abbau von Ziegeltonen, Kaolin, Formsanden und Kalksteinen u. a. zur Zementherstellung in der ehemaligen Zementfabrik Nietleben-Granau. Bis heute werden in der Umgebung von Halle noch Hartgesteine, Sand und Kies als Baurohstoffe und Schüttgut abgebaut.

Das Grundgebirge im Raum Halle bildet die Mitteldeutsche Kristallinzone (MKZ). Plutonische Gesteine mit einem radiometrischen Alter von rund 330 Ma, die synkollisional während der variszischen Orogenese entstanden sind, intrudierten in amphibolithfaziell geprägtes Kristallin (Paragneise und Amphibolite). Aufgeschlossen wurden die kristallinen Gesteine als Xenolithe in den Hartgesteinstagebauen am Petersberg und in Löbejün (HAFERMALZ et al. 1980, KOCH & FISCHER 1961) sowie in Bohrungen bei Hohnsdorf (15 km nördlich von Halle, ERZBERGER et al. 1962). Das Alter der Paragneise und Amphibolite der Kristallinzone ist nicht gesichert. Nach Vergleich mit ähnlichen Gesteinen in den benachbarten Regionen kommen Proterozoikum bis Kambro-Ordovizium in Frage.

Die sedimentäre Füllung des NE Saale-Beckens beginnt im Oberkarbon und klingt im Unterperm aus. Im Oberperm verliert das Saale-Becken seine Eigenständigkeit als Sedimentationsraum. Die fortschreitende Subsidenz im heutigen Norden führt zur Vereinigung des Norddeutschen Beckens mit dem Saale-Becken. Lithostratigraphisch unterscheiden GAITZSCH et al. (1998) im Oberkarbon drei Formationen (von unten nach oben): Gorenzen-, Rothenburg- und Siebigerode-Formation, die aus kontinentalen, rotgefärbten Ablagerungen verzweigter Flussläufe bzw. von Überflutungsebenen aufgebaut sind und zur Mansfeld-Subgruppe zusammengefasst werden. Im Beckeninneren treten graue, fluviatil-lakustrine/palustrine, z. T. steinkohleführenden Sedimente auf, die als Subformationen der red beds angesehen werden (von unten nach oben): Grillenberg-, Querfurt- und Wettin-Subformation. Im Rotliegend des NE Saale-Beckens können drei lithostratigraphische Einheiten auskartiert werden (von unten): Halle-, Hornburg- und Eisleben-Formation (Abb. 1).

Charakteristischer Bestandteil der Füllung des NE Saale-Beckens zwischen der Halle-Störung im SW und der Wittenberg-Störung im NE sind intermediäre und vor allem saure Vulkanite und Subvulkanite. Der Vulkanismus im Halle Vulkanitkomplex (HVK) beginnt im Stefan C (KAMPE 1966, SIEGERT 1967a, b). An der Basis der Wettin-Subformation treten die ersten andesitischen Lagergänge auf. Die Hauptmenge der Magmatite bilden rhyolithische Lakkolithe und Lavadome innerhalb der Halle-Formation. Geochemische und isotopengeochemische Analysen an Gesamtgestein und den Kalifeld-

spat-Einsprenglingen von Porphyren des HVK zeigen, dass die rhyolithischen Magmen einen großen krustal-anatektischen Anteil aufweisen, der aus der MKZ stammt (ROMER et al. 2001). Palingene Zirkone zeigen neben den variszischen Ereignissen in der MKZ (325 bis 349 Ma) das typische Spektrum armorikanischer, cadomischer und präcadomischer Kruste (500 bis 650, 1674, 1843, 2065, 2101, 2373 Ma; BREITKREUZ & KENNEDY, 1999; bzw. 1653 Ma: ANTHES & REISCHMANN 1996). Nach der Platznahme der Lakkolithe ist das Gebiet des HVKs von Erosion und sedimentärer Umlagerung sowie von phreatomagmatischer Tätigkeit geprägt, deren Ablagerungen von uns zur späten Halle-Formation zugeordnet wird. Im Stadtgebiet von Halle stehen in Oberflächenaufschlüssen die Wettin-Subformation und die Halle-Formation an.

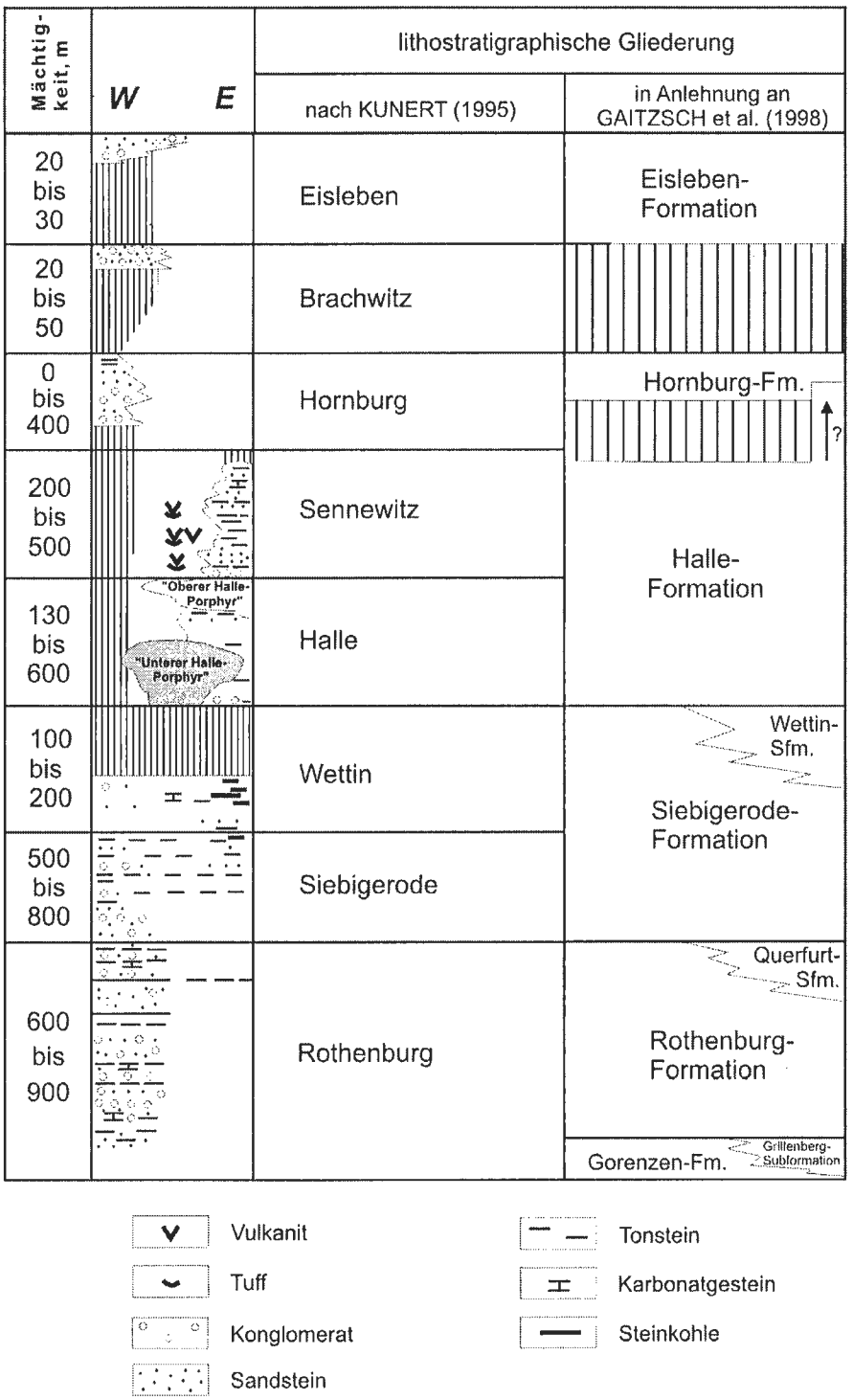


Abb. 1: Lithostratigraphische Gliederung im nordöstlichen Saale-Becken.

Wettin-Subformation

Die „Wettiner Schichten" sind als schwarzgraue, fossilreiche, steinkohlenführende Schichtenfolge durch den Bergbau im Raum Halle seit langem bekannt und wurden nach lithologischen Kriterien im Saale-Tal zwischen Wettin und Dobis von der Siebigerode-Formation abgegrenzt („Siebigeröder Sandstein", VON FRITSCH 1888). Die „Wettiner Schichten" werden lithostratigraphisch von GAITZSCH et al. (1998) als Wettin-Subformation bezeichnet. Ihre maximale Mächtigkeit erreichen sie mit 330 bzw. 350 m in der Bohrungen Querfurt 1/64 und Zörbig 1/85. Der Wechsel von Rot- zur Graufazies erfolgt vielfach auf sehr engen Raum. Bei den Untersuchungen im vergangenen Jahrhundert lag die Aufmerksamkeit insbesondere auf der Fossilführung. Eine konsequente Trennung von Bio- und Lithostratigraphie erfolgte nicht. In älteren Arbeiten findet man die Gliederung in die Untere und die Obere „Wettin-Schichten". Die bis zu 200 m mächtigen, durchgehend rotbraun gefärbten „Unteren Wettin-Schichten" besteht aus einer Wechselfolge von Sand- und Siltsteinen. Sie führen die gleichen Pflanzenreste, wie die „Oberen Wettin-Schichten". Eine Unterscheidung von der Siebigerode-Formation nach lithologischen Kriterien ist nicht möglich. Folglich sollten lithostratigraphisch nur die sogenannten „Oberen Wettin-Schichten", die aus schwarzgrauen, z. T. kohligen und lagenweise karbonatischen Sedimente als Wettin-Subformation angesprochen werden. Die Kohlenbildung wurde vom horizontalen und vertikalen Wechsel der feuchten und trockenen Milieus bestimmt. Im Löbejün-Plötzer Steinkohlenrevier erfolgte der Abbau auf maximal drei Steinkohlenflözen. Die Wettin Subformation enthält Einschaltungen basisch-intermediärer Vulkanite (Porphyrite I und II), die in Form von Laven, Subvulkaniten und Vulkanoklastiteten seit längerem aus dem Gebiet nördlich von Halle bekannt sind (KAMPE 1966, SIEGERT 1967a, b). Die Bearbeitung von Wismut-Bohrungen zeigt, dass auch östlich von Halle (Gebiet Schwerz) Wettin-zeitliche effusive und explosive Lavadom-Eruptionen stattfanden (PLÖGERT 2001).

Halle-Formation

Der Begriff „Hallesche Schichten" wurde von SCHWAB (1963) bzw. KAMPE & KUNERT (1964) in die regionalgeologische Literatur eingeführt, da die alten Begriffe „Zwischenbildung" (VON VELTHEIM 1821-1829, 1940), „Zwischensediment" (WEIGELT 1920), „Hallesches Rotliegendes" bzw. „Unterrotliegendes" (GALLWITZ 1956) nicht mehr dem Kenntnisstand entsprachen. Die Untergrenze der Halleschen Schichten wurde bei der Erstdefinition durch KAMPE & KUNERT (1964) an die Basis des „Quarzit-Kieselschiefer-Konglomerats" gelegt, in welchem in schwarzgrauen Siltsteinlagen die tiefsten Leitformen des Unterperm mit *Autunia conferta* Sternb. und *Callipteris naumanni* Gutb. auftreten. Als vermeintliche Obergrenze wurde die Basis des „Petersberger" bzw. „Oberen Halleschen Porphyrs" gewählt. Das Basiskonglomerat mit Kieselschiefer- und Quarzitgeröllen des Unterotliegend (KQK) und der darunter liegende sogenannte Hangende Muschelschiefer der Wettin-Schichten des höchsten Stefans bilden seit LASPEYRES (1875) die Grenze zwischen Oberkarbon und Unterperm im nordöstlichen Saale-Becken. Neben den externen angelieferten Kieselschiefer- und Quarzitgeröllen ist eine Karbonat-Geröllführung des KQK hervorzuheben (Stromatolithen-Fragmente, Ooide, Onkoide, pedogene Kalkknollen). Diese dürften als Folge fluviatiler Aufarbeitung von z.T. pedogen überprägten Überflutungsebenen- und palustrinen Ablagerungen des nordöstlichen Saale-Beckens entstanden sein. In die Frühzeit der Halle-Formation fällt die Bildung der intermediär-sauren Porphyrite III und IV (KAMPE 1966, SIEGERT 1967a, b).

Die übrige Halle-Formation setzt sich aus Sand-, Silt- und Tonsteinen zusammen, die konglomeratische Einschaltungen führen. Charakteristisch für die Halle-Formation ist das Einsetzen eines SiO_2-reichen Vulkanismus, der Lakkolithe, Lavadome, Kryptodome (?), pyroklatische Gesteine und seltener Lavaströme bildete (BREITKREUZ & KENNEDY 1999, ROMER et al. 2001). Die teilweise sehr oberflächennahe Platznahme der magmatischen Gesteine erlaubt die Vermutung, dass lokal die frischen Vulkanite gleich oder bereits nach kurzer Zeit zur Abtragung anstanden und intraformationelle Konglomerate entstehen konnten. Am Saaleufer in Halle werden die Konglomerate, welche Gerölle von in der unmittelbaren Nachbarschaft anstehenden Rhyolithen führen, von Tuff-Spalten durchschlagen, die als Radialstrukturen des Schlotkörpers eines kleinporphyrischen Rhyoliths („Steinmühlenporphyr") angesehen werden können. Nordöstlich von Halle ist in der Bohrung Wis BAW 1424/80 über den Rhyolith-Konglomeraten ein kleinporphyrischer Rhyolith-Lavastrom nachgewiesen worden (RÜFFER et al. 1998). Im Stadtgebiet von Halle lässt sich, ausgehend von den Oberflächenaufschlüssen am Saaleufer, in südlicher und südwestlicher Richtung auf einen allmählichen Übergang von grob- in feinklastische Sedimente schließen. Die Mächtigkeit der Halle-Formation wird in Abhängigkeit von der Lage zu den regionalen Senkungszentren allgemein mit 150–600 m angegeben.

Die Gesteine und die Makroflora der sogenannten „Sennewitz-Schichten" (SCUPIN 1913) unterscheiden sich nicht von der Halle-Formation. Die bisher praktizierte Abgrenzung von der Halle-Formation durch das Einsetzen des sogenannten „Oberen Halleschen Porphyrs" bzw. von Rhyolith-Tuffen (KUNERT 1995) ist nicht mehr aufrecht zu halten, da die kleinporphyrischen Rhyolithe in der Regel als intrusive Lakkolithe vorliegen und lateral nicht aushalten.

Im Stadtgebiet von Halle streichen lediglich die Wettin-Subformation und die Halle-Formation an der Oberfläche aus. Landschaftsprägend sind die Porphyrhärtlinge, die die höchsten Erhebungen in der Stadt und im Umland bilden: Petersberg (250,4 m), Blonsberg (189,8 m), Lerchenhügel (164,1 m), Großer Galgenberg (134,2 m), Reilsberg (130,4 m), Ochsenberg (119,7 m), Kuhberg (119,0 m) und Großer Dautzsch (110,9 m).

Südwestlich der Halle-Störung überlagert Zechstein die permokarbonen Abfolgen. Im Raum Halle wird der Zechstein in vier Großzyklen gegliedert: Werra-, Staßfurt-, Leine- und Aller-Folge (-Formation). Oberflächlich tritt er nur als Auslaugungsrückstand am Marktplatz in Halle sowie im Saaletal zwischen Brachwitz und Wettin zu Tage. Die primäre Zechsteinabfolge erfuhr intensive Veränderungen durch Salztektonik und Auslaugung. Es liegen aber auch paläogeographisch bedingte Unterschiede (z. B. der sogenannte Anhydritwall bei Merseburg und die inselartigen Mächtigkeitsanomalien des Staßfurt-Karbonats) vor. Südwestlich von Halle bei Teutschenthal beschrieben RADZINSKI et al. (1962) ein relativ vollständiges Zechsteinprofil. Der Kupferschiefer, die älteste lithostratigraphische Einheit der Werra-Folge, ist 30 bis 40 cm mächtig. Der schwarzgraue Mergelschiefer besitzt am Nordostrand der Merseburg-Scholle kaum bauwürdige Metallgehalte. Die durchschnittliche Mächtigkeit des überlagernden Zechsteinkalk beträgt 4 m. Dieser graue, dickplattige Kalkstein ist im Hangenden teilweise dolomitisch ausgebildet und mit Anhydritflasern durchsetzt. Der darauf folgende Untere Werra-Anhydrit erreicht eine Mächtigkeit von ca. 35 m. Das rund 10 m mächtige Werra-Steinsalz trennt den Unteren vom Oberen Werra-Anhydrit. Es ist jedoch primär nicht durchgehend ausgebildet und wird lokal durch eine geringmächtige Anhydritlage vertreten. In der Bohrung Wallendorf 241 wurde eine maximale Mächtigkeit von 101 m nachgewiesen. Die Ursachen für diese erheblichen Mächtigkeitsschwankungen sind bisher nicht eindeutig geklärt. Für den Oberen Werra-Anhydrit wird von RADZINSKI et al. (1962) eine mittlere Mächtigkeit von 25 m angegeben.

	Lithologie im Raum Halle	**Mächtigkeit**
Staßfurt-Formation (z2)	Kalisalzlager Staßfurt (z2KST)	40 m
	Staßfurtsteinsalz (z2NA)	300 bis 350 m
	Basalanhydrit (z2AN)	2 m
	Stinkschiefer (z2S) Hauptdolomit (z2D)	6 m bis 225 m
Werra-Formation (z1)	Oberer Werra-Anhydrit (z1ANb)	25 m (max. 101 m)
	Werra-Steinsalz (z1NA)	10 m
	Unterer Werra-Anhydrit (z1ANa)	35 m
	Zechsteinkalk (z1K)	4 m
	Kupferschiefer (z1T)	0,3-0,4 m
Rotliegend	Weißliegend (z1WL) Zechsteinkonglomerat, sandige Fazies (z1S)	

Abb. 2: Lithostratigraphische Gliederung der Werra-und Staßfurt-Formation.

Die Staßfurt-Folge setzt im Nordwesten in der Beckenfazies mit dem ca. 6 m mächtigen Stinkschiefer, einem dunkelgrauen, feingeschichteten Mergelkalk, ein. Am Hang der im Südosten gelegenen Plattform geht der Stinkschiefer in den Hauptdolomit über und erreicht hier Mächtigkeiten von max. 255 m (Bohrung Merseburg 12). Bereits FULDA (1929) wies auf die erheblichen Mächtigkeitsunterschiede hin. Der darüber lagernde Basalanhydrit ist rund 2 m mächtig. Infolge seiner Mobilität ist das Staßfurt-Steinsalz starken Mächtigkeitsschwankungen unterworfen. Seine primäre Mächtigkeit veranschlagen KNOTH et al. (1998) auf etwa 300 bis 350 m. Von Teutschenthal in nordwestlicher Richtung sind in Bohrungen über 1000 m Mächtigkeit des Staßfurt-Steinsalzes beobachtet worden. Das Kalisalzflöz Staßfurt ist durchschnittlich 40 m mächtig. Der Abbau der Kalisalze erfolgte im SW von Halle in Teutschenthal bis 1982.
Die Leine-Folge setzt mit dem 6 bis 11 m mächtigen Grauen Salzton ein. Er besteht aus anhydrithaltigem, dolomitischem Mergel. Darüber lagert der Plattendolomit, der als eigenständige lithostratigraphische Einheit erst östlich der Linie Halle-Neustadt-Mücheln auftritt und bei Röglitz eine maximale Mächtigkeit von 39 m erreicht. In der Mansfelder Mulde wird der Graue Salzton direkt vom 35-50 m mächtigen Hauptanhydrit überlagert. Das etwa 60 m mächtige Leine-Steinsalz ist im Gebiet der Mansfelder Mulde ausgelaugt, greift sonst aber im Unterschied zum Aller-Steinsalz über den Teutschenthaler Sattel ohne Anzeichen auslaugungsbedingter Mächtigkeitseinbußen hinweg. In Richtung auf das Saaletal zwischen Merseburg und Halle endet seine Verbreitung.
Der vierte Großzyklus des Zechsteins, die Aller-Folge, ist von Auslaugungsprozessen am stärksten beeinflusst. Die Aller-Folge beginnt mit dem 7-30 m mächtigen Roten Salzton. Dieser rotbraune, anhydritische Ton führt zahlreiche Kluftfüllungen mit rotem Steinsalz. Es folgt der Pegmatitanhydrit mit einer Mächtigkeit von nur 1-2 m. Das Aller-Steinsalz fehlt in der Auslaugungssenke der Mansfelder Seen sowie in einem schmalen, den Scheitel des Teutschenthaler Sattels nachzeichnenden, Streifen, der ein nördliches von einem südlichen Verbreitungsgebiet des Aller-Steinsalzes trennt (KNOTH et al. 1998). Der sogenannte „Bröckelschiefer" ist ein violettbrauener Siltstein mit schlierig-flaserigen Feinsandeinschaltungen, der unregelmäßig-bröckelig zerfällt. Seine Mächtigkeit beträgt rund 35 m.

	Lithologie im Raum Halle	Mächtigkeit	
Bröckel-schiefer (zB)		35 m	
Aller-Formation (z4)	Allersteinsalz (z4NA)		
	Pegmatitanhydrit (z4AN)	1-2 m	
	Roter Salzton (z4T)	4-15 m	
Leine-Formation (z3)	Leine-Steinsalz (z3NA)	60 m	Plattendolomit (z3D)
	Hauptanhydrit (z3AN)	35-50 m	bis 39 m
	Grauer Salzton (z3T)	6-11 m	

Abb. 3: Lithologische Gliederung der Leine- und Aller-Formation und des höheren Zechsteins.

Auf der Merseburg-Scholle sind Sedimente des Buntsandstein weit verbreitet. Die Abfolge beginnt mit der tonig, siltigen Calvörde-Formation, die geringmächtige, oolithische Kalksteinbänke führt. Sie wird von feingeschichteten Feinsand-, Silt- und Tonstein-Wechsellagerungen der Bernburg-Formation überlagert. Die Mächtigkeit des Unteren Buntsandstein beträgt ca. 280 m. Der feinklastische Mittlere Buntsandstein gliedert sich in Volpriehausen-, Detfurth-, Hardegsen- und Solling-Formation. Die kleinzyklisch aufgebauten Wechselfolgen von Ton-, Silt- und Feinsandstein erreichen eine Gesamtmächtigkeit von rund 285 m. Charakteristisch für den Oberen Buntsandstein sind gips- und steinsalzführende Sedimente. Er nimmt faziell eine Übergangsstellung zwischen dem kontinental geprägten Mittleren Buntsandstein und den marinen Ablagerungen des Muschelkalks ein. Die Gesteine des Oberen Buntsandsteins sind von Auslaugungsprozessen stark beeinflusst. Die Mächtigkeit beträgt rund 180 m.

Sedimente des Muschelkalks besitzen auf der Merseburg-Scholle eine geringere Verbreitungsfläche als der Buntsandstein. Neben dem charakteristischen fossilreichen Kalkstein treten in den Profilen dolomitische Varietäten sowie Anhydrit und Steinsalz auf. Letztere sind aber der Auslaugung weitestgehend zum Opfer gefallen. Nach PICARD (1922) und KUNERT et al. (1997) besteht das Muschelkalkprofil im westlichen Umland von Halle aus Unterem Wellenkalk (35-40 m), Mittlerem Wellenkalk (25 m) und Oberem Wellenkalk (18 m), die durch die Oolithbänke α und β bzw. die Terebratelbänke getrennt wurden. Der Abbau von Kalkstein, insbesondere der Oolithbänke, ging in Nietleben, Köllme und Bennstedt auf zahlreichen Steinbrüchen um. Die jüngeren Schichtglieder des Muschelkalks sind nicht aufgeschlossen und nur als Lesesteine zu erkennen.
Die Ablagerungen des jüngeren Mesozoikums (Keuper, Jura und Kreide) sind im Raum Halle nicht überliefert. Eine Ursache für das Fehlen dieser Abfolgen liegt in den Hebungsbewegungen der Bruchschollen an der Wende Kreide/Tertiär.

Weitflächig verbreitet sind Tone und Sande mit kohligen Einschaltungen eozänen und oligozänen Alters. Die Tertiärbasis fällt sehr flach nach Norden ein und ist im W in morphologisch vorgeprägte flache „Buchten" gegliedert, die nach NE geöffnet waren. Globale Klimaveränderungen und daraus resultierende Meeresspiegelschwankungen überlagerten sich mit Halokinese- (Vorkommen Röblingen - Randsenke des Teutschenthal-Sattels) und Subrosionsprozessen (Vorkommen Geiseltal, Merseburg-Ost usw.) und führten zu dem heute vorliegenden stark strukturierten Relief der Tertiärbasis. Durch die Erosion der Saalevorläufer wurden postoligozän die Tertiärverbindungen zu den Buchten gekappt, so dass die Vorkommen heute isoliert sind. Das führt dazu, dass die überwiegend feinklastischen Sedimente des Tertiärs von Osten und von Westen in die tiefeingeschnittenen, mit quartären Grobklastika gefüllten Rinnen der Saale entwässern (BLUMENSTENGEL et al. 1999).

Als älteste quartäre Ablagerungen gelten die „präglazialen Flussschotter". Es handelt sich hier um quarzreiche Kiese, die keine Gerölle von skandinavischen Gesteinen führen. Die Elster-Kaltzeit und der Saale-Komplex hinterließen jeweils zwei glaziäre Sedimentationszyklen (Vorstoßbänderton, Grundmoräne, Nachschüttbildungen), die durch die frühsaalezeitliche Hauptterrasse der Saale getrennt sind. Die Aufschotterung der Saale-Hauptterrasse verlief mehrphasig. Sie liegt etwa 10-15 m über dem heutigen Auenniveau. Die Niederterrasse und die weitverbreiteten Lößablagerungen sind Zeugnisse der Weichsel-Kaltzeit.

Durch das Stadtzentrum von Halle verläuft eine der markantesten tektonischen Strukturen des Landes, die Halle-Störung (Abb. 4), auch „Hallesche Marktplatzverwerfung" genannt, die die Halle-Wittenberg-Scholle im NE von der Merseburg-Scholle im SW trennt. Im Bereich der gehobenen Halle-Wittenberg-Scholle streichen störungsnahe permokarbone Abfolgen des Saale-Beckens zu Tage oder unter geringmächtiger känozoischer Bedeckung aus. Auf der abgesenkten Merseburg-Scholle dominieren die Sedimente des Zechsteins, Buntsandsteins und Muschelkalks unter känozoischer Lockergesteinsbedeckung.

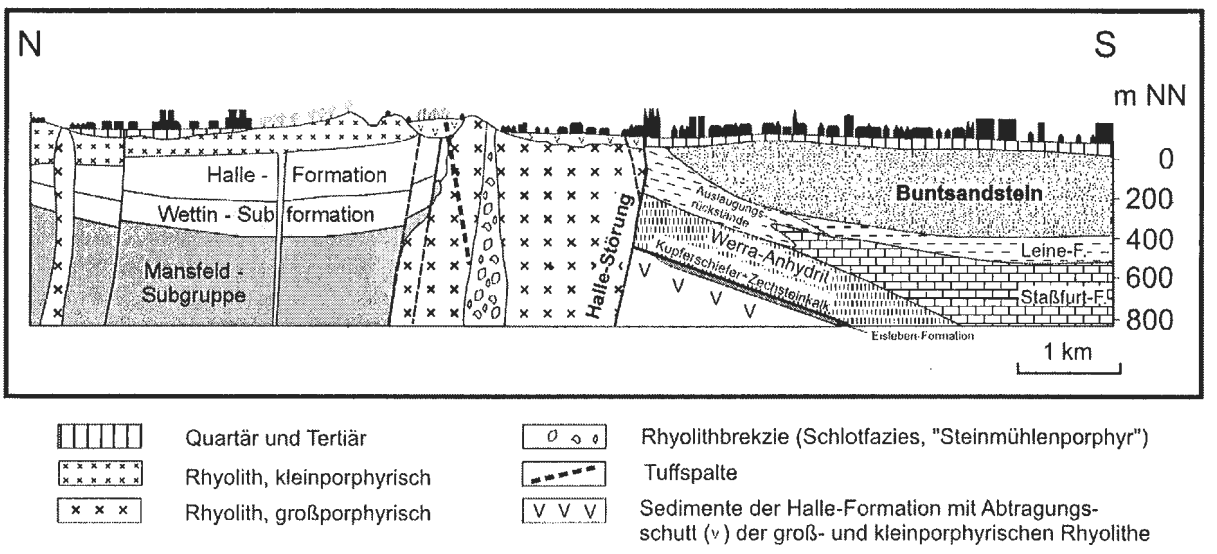


Abb. 4: Schematisches N-S-Profil durch das Stadtgebiet von Halle.

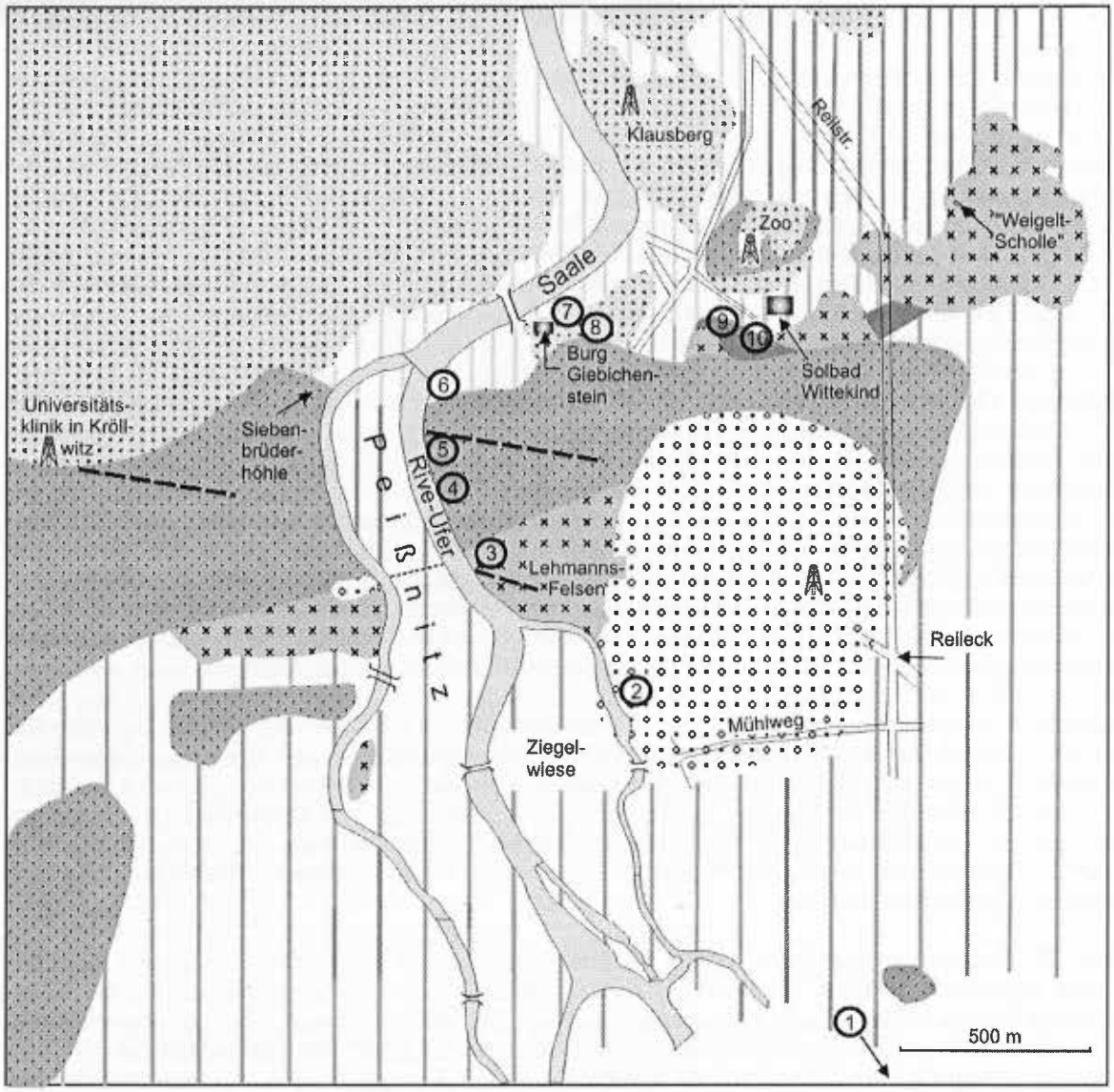


Abb. 5: Schematische Geologische Karte des nördlichen Stadtgebietes von Halle.

Halt 1: Halle-Störung und historische Salzgewinnungsstätten auf dem Marktplatz und dem Hallmarkt in Halle

Halles Marktplatz ist wegen der Silhouette mit den fünf Türmen berühmt: die schiefergedeckten blauen Spitztürme, die Hausmannstürme der Marktkirche (ab 1529) und der freistehende Rote Turm (ab 1418). Weitere sehenswerte historische Gebäude am Markt sind das Neue Rathaus (Ratshof, 1930), das Stadthaus (1893) und das Marktschlösschen (um 1600).

Die durch archäologische Grabungen bekannt gewordenen Brunnen im unmittelbaren Marktplatzbereich dienten lediglich der Trink- und Brauchwasserversorgung. So auch der Tiefbrunnen im Hof des Renaissance-Palasts „Kühler Brunnen" (1532) nordwestlich des Markts. Dieser besaß Zufluss von

klarem, kühlem Wasser aus dem sonst wenig durchlässigen Rotliegend. Eine Gewinnung von Sole aus den Brunnen unmittelbar auf dem Marktplatz ist nicht überliefert.

Der Marktplatz wird im Süden von der Halle-Störung gequert, die hier auch den Namen Hallesche Marktplatz-Verwerfung hat. Die Verwerfung verläuft in ESE-WNW-Richtung, vom Riebeckplatz im Südosten, etwa parallel der Leipziger Straße zum nördlichen Hausmannsturm der Marktkirche, dann weiter zum Südflügel der Residenz an der Domstraße und weiter nach Nietleben. Der Nordteil des Marktplatzes liegt größtenteils auf der Hochscholle der Verwerfung. Den Untergrund bilden nach Süden einfallende Silt- und Feinsandsteine, die auf kurzer Distanz nach Norden in gröbere Sandsteine und Konglomerate übergehen. Sie gehören in die Halle-Formation des Unter-Rotliegend und überlagern großporphyrischen Rhyolith der Halle-Einheit (Unterrotliegend). Die Sedimente sind in den oberen 10er m stark zersetzt, kaolinitisiert (vertont) und grünlichgrau gefärbt, wie z. B. in der Baugrube des Händelkarrees zu sehen war.

Die Marktplatz-Verwerfung fällt steil nach WSW ein. Sie hat hier mindestens 600 m Sprunghöhe und versetzt die Magmatite und Sedimente des Rotliegend gegen angeschleppten Zechstein und Unteren Buntsandstein. In einem schmalen Streifen unmittelbar südlich der Störung streichen, wie in Baugruben zu sehen war, Auslaugungsrückstände von Zechsteinkarbonaten aus. Diese finden sich auch im Südteil des Marktplatzes, im Bereich des Hallmarkts und entlang der Leipziger Straße. Die Subrosion im Zechstein führte zur großflächigen Absenkung der Gebiete südlich vor der Störung. Im Tertiär lagerten sich dort in Depressionen zwischen Riebeckplatz und Hallmarkt mehrere 10er m eozäne Sande und Tone sowie fast 10 m Braunkohlen ab (Hallesches Unterflöz/Flöz Bruckdorf), gefolgt von Sanden und Tonen der Saale-Aue (HECKNER et al. 1997). Die kavernösen und klüftigen Karbonatgesteine des Zechsteins führen Sole, die von der Auflösung der Zechstein-Salze im tieferen Untergrund südwestlich und südlich der Halle-Störung stammt. Die Sole steht unter Druck und steigt an der Störung bis zur Erdoberfläche auf. In der Saaleaue am heutigen Hallmarkt trat früher die Sole in mehreren Salzquellen zu Tage. Diese Salzquellen führten letzten Endes zur Entstehung der Stadt Halle und beeinflussten ihre Entwicklung maßgeblich.

Die urgeschichtliche Salzsiedekunst im Raum Halle begann etwa 2500 v. Chr. Es wird angenommen, dass der Name „Halle" - wie bei anderen mitteleuropäischen Salzstädten auch - auf keltische Siedler zurückgeht. Die Stadt entwickelte sich ausgehend vom „Thal" im Bereich des heutigen Hallmarkts. Insgesamt waren vier Solbrunnen (Borne) von Bedeutung: Hackeborn, Meteritzbrunnen, Deutscher Brunnen und Gutjahrbrunnen. Der Hackeborn am unteren Ende der heutigen Hackebornstraße lag der Verwerfung am nächsten und war der unergiebigste. Der Gutjahrborn hatte den größten Zufluss. Der Meteritzborn lag am unteren Ende der heutigen Salzgrafenstraße. Wenig südlich davon war der Deutsche Born, der den höchsten Salzgehalt hatte. Die meist hochkonzentrierte Sole (18–24 %) wurde erst mit Eimern, später mit Schöpfwerken und Pumpen gefördert und von den Hallknechten (Salzwirker, Halloren) in Bottichen zu den zahlreichen Siedekoten getragen und dort in großen Pfannen versotten. Das Pfännerschaftliche Salinegelände im „Thale zu Halle" erstreckte sich damals vom Graseweg bis zum Alten Markt. Im 18. Jahrhundert, nun unter preußischer Herrschaft, wurden die wenig effektiven Koten zugunsten gemeinschaftlicher Siedehäuser aufgegeben. Als Brennmaterial kam nun auch Steinkohle zum Einsatz. 1868 wurden drei der Brunnen verfüllt, die Siedehäuser und das Talamt abgerissen. Die Sole aus dem Gutjahrbrunnen wurde nun in der vor dem Klaustor gelegenen Saline versotten. 1964 stellte auch die Saline das industrielle Salzsieden ein und dient jetzt als Halloren- und Salinemuseum. Im Ortsteil Giebichenstein (Wittekind) und bei Neuragoczy besitzen weitere Solequellen historische Bedeutung.

Unmittelbares historisches Zeugnis ist der Gutjahrbrunnen als einzig erhaltener Solebrunnen im Stadtgebiet. Über dem Tor des 1888-89 erbauten Hauses Oleariusstraße 9 weist unter einem Wappenschild mit Schlägel und Eisen eine Inschrift auf den „Eingang zum Gutjahrbrunnen" hin. KOCH (2000) berichtet ausführlich über seine Geschichte und Wiederaufwältigung. Der Brunnen wurde erstmals 1236 urkundlich erwähnt. Ab 1831 wurden Druckpumpe und Dampfmaschine installiert. 1888 teuften Bergleute aus Löbejün den Brunnen 7,5 m weiter östlich mit rundem Querschnitt auf 35 m Tiefe neu ab. Das darüber entstandene Haus beherbergte alle zur Soleförderung notwendigen Einrichtungen einschließlich Dampfmaschine. Bis 1926 versorgte der Gutjahrbrunnen über eine Röhrenfahrt die Saline mit Sole. 1955 wurde er verfüllt und ab 1999 wieder aufgewältigt. Dieser Soleförderschacht könnte als Schauobjekt im Zentrum der Stadt reaktiviert werden und die traditionelle Soleförderung anschaulich darstellen.

Halt 2: Schlotfazies des kleinporphyrischen Rhyoliths („Steinmühlenporphyr") auf dem Gelände der Diakonie (Johannes-Jänicke-Haus) in der Burgstaße

Bereits VELTHEIM (1821–24) erschürfte am Saaleufer nahe der Steinmühle Tuffite, die von einer kleinen Kuppe von massigem „Steinmühlenporphyr" überlagert wurden. SIEGERT (1912) beschrieb tuffartige Sandsteine von der Ecke Burgstraße/Mühlweg. SCHULZKY (1927) dokumentierte einen 70 m langen Aufschluss in der Burgstraße/Ecke Mühlweg, der bei der Straßenerweiterung auf deren Ostseite entstand. Der Schichtkomplex bestand aus geschichteten und ungeschichten Porphyrkonglomerat und -brekzien mit Klasten des groß- und kleinporphyrischen Rhyoliths, Arkosen und Tuffen, die von steilstehenden Gängen mit Bruchstücken von Nebengesteinmaterial durchsetzt wurden. Die ermittelten SiO_2-Gehalte im Ganggestein schwanken zwischen 78 und 91 %, so dass von einer intensiven hydrothermalen Überprägung ausgegangen werden muss. HAASE (1937b) berichtete über Porphyrbrekzien südlich der Steinmühle zwischen den Straßen am Kirchtor und Neuwerk. Bis 75 cm große Blöcke groß- und kleinporphyrischer Rhyolithe, z.T. mit Fluidaltextur und mit Karneolbändern durchzogen, treten dort auf. Darunter vermutet er den „Steinmühlenporphyr" – ein sehr einsprenglingsreicher, kleinporphyrischer Rhyolith mit vorwiegend mikrogranitischer Grundmasse. Beide Autoren ziehen in Erwägung, dass der „Steinmühlenporphyr" die Randfazies des umgebenden großporphyrischen Rhyoliths sein könnte.

KAMPE et al. (1961) berichten von hellrötlichen, großporphyrischen Xenolithen im „Steinmühlenporphyr". BÜCHNER & KUNERT (1997) untersuchten eine neuere Baugrube, deren südliche Böschung im Bereich der Zufahrt zur Burgstaße 45 noch heute vorhanden ist. Im Osten stehen überwiegend rotbraune, z. T. gebleichte, grusig zerfallende Tuffite an, die mit undeutlicher Schichtung flach zur Saale hin nach Westen einfallen. Im Dünnschliff dominieren Kristalloklasten von scherbigen Quarzsplitter. Untergeordnet treten bis 5 mm große klare Sanidinklasten auf. An Lithoklasten wurden überwiegend Staubtuffe, rhyolithische Laven mit felsitischer und pilotaxitischer Grundmasse sowie rekristallisierte Glasfetzen beobachtet. Klasten von Quarziten und Siltstein sind selten. Saalewärts (nach W) folgen mehrere Meter mit „Steinmühlenporphyr", der im Grenzbereich zum Tuffit kataklastisch beansprucht ist. An der Nord- und Ostwand der Baugrube fanden BÜCHNER & KUNERT (1997) rotfarbene, ungeschichtet, inhomogene, z.T. brekziöse, rhyolithische Tuffe, mit Spaltenfüllungen aus Staub- und Aschentuffen, die weniger als 10 cm mächtig waren. Interpretation: Der kleinporphyrische Rhyolith („Steinmühlenporphyr") durchschlägt im Form eines vulkanischen Schlots den großporphyrischen Rhyolith der Halle-Einheit (Abb. 4).

Halt 3: Großporphyrischer Rhyolith der Halle-Einheit mit Brekzienzone am Riveufer

Der rötlich-violette, großporphyrische Rhyolith ist im Bereich des Lehmannsfelsen massig und homogen. Das Gestein führt bis zu 25 mm große Kalifeldspat- sowie 4-5 mm große Plagioklas- und Quarzeinsprenglinge. Die Grundmasse ist vorwiegend mikrogranitisch ausgebildet. Eine detaillierte petrographische Beschreibung ist der Erläuterung zur geologischen Karte (PICARD 1922) zu entnehmen. Als Besonderheit tritt unmittelbar südlich des Wohnhauses am Steilhang des Riveufers eine Brekzienzone im Rhyolith auf, die seltene Sedimentklasten führt. Diese Brekzienzone gehört zu den Radialstrukturen, die vom Schlot des kleinporphyrischen Rhyoliths („Steinmühlenporphyrs") ausgehen.

Neue U-Pb-Zirkonalter belegen eine Altersdifferenzierung zwischen den großporphyrische Einheiten von Landsberg und Löbejün (301 bzw. 298 Ma, BREITKREUZ & KENNEDY 1999) und denen im Stadtgebiet von Halle (Heine-Felsen 292 Ma und Gr. Dautzsch 291 Ma). Diese sind altersgleich mit einer großporphyrischen Lava nördlich der Petersberg-Einheit (EHLING et al. 2005).

Halt 4: Intraformationale Konglomerate der Halle-Formation am Rive-Ufer

Sandig bis grobkonglomeratische rötliche bis gebleichte vulkanoklastische Sedimente, im Norden auf großporphyrischen, im Süden auf kleinporphyrischen Rhyolith des HVK an/aufliegend. Die sedimentäre Abfolge wird von einer Schar von Tuffbrekzien vertikal durchschlagen. Die Sedimente am Riveufer sind eine Wechselfolge aufgebaut aus zwei Faziestypen (Abb. 6): Fazies 1: Bis 50 cm mächtige Pakete aus mittel- bis grobsandigen, im cm-Bereich gebankten, rötlich bis gebleichten Ablagerungen, cm-Bankung, horizontal bis flach-bogig geschichtet, isolierte gerundete Gerölle. Fazies 2:

Klastgestützte Kies- bis Block-Konglomerate (Partikelgröße bis 40 cm) mit Bänken bis 60 cm Dicke, Matrix zwischen den Geröllen ist schlecht sortiert. Fazies 2 enthält isolierte, lateral erodierte Grobsand-Feinkies-Linsen und schneidet sich unter Ausbildung von steilen bis übersteilten Prallhängen bis zu 3 m tief in Fazies 1 ein; die Rinnen verlaufen überwiegend E-W. Klastbestand: Es herrschen rötliche bis gebleichte klein- und großporphyrische angerundete bis gut gerundete Rhyolithklasten vor. Untergeordnet treten vergrünte, wenig feste Rhyolithe auf. Fazies 2 enthält rote Pelitfetzen.

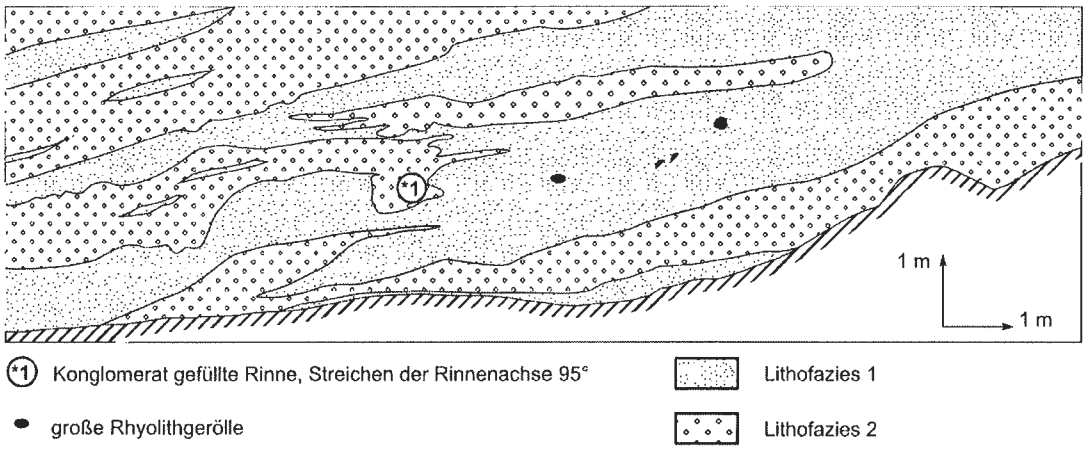


Abb. 6: Detaildokumentation der Lithofaziestypen am Felsenkeller (Rive-Ufer).

Halt 5: Tuffgefüllte Spalten im intraformationalen Konglomerate der Halle-Formation am Riveufer

Das Riveufer wurde zu Ehren des ehemaligen Oberbürgermeisters von Halle RICHARD RIVE (1864-1933) benannt. Zwischen der Rainstraße im Norden und dem Lehmannsfelsen im Süden stehen grobe Konglomerate in Wechsellagerung mit geröllführenden Sandsteinen an. In Höhe des Wasserstandshäuschens werden die grobklastischen Sedimente auf einer horizontalen Erstreckung von ca. 25 m von insgesamt 9 Tuffspalten durchschlagen, die als Radialstrukturen des Schlotkörpers eines kleinporphyrischen Rhyoliths (des sogenannten „Steinmühlenporphyrs") angesehen werden können. Die Mächtigkeit der Tuffspalten schwankt zwischen wenigen cm bis zu mehreren dm. Die Grenzflächen zum Nebengestein sind uneben, wellig, so dass die Messwerte für den Fallwinkel stark variieren (65-90°). Der Mittelwert für das Streichen beträgt 100°E. Unmittelbar an der Straße steht eine 20-25 cm breite Tuffspalte an. Deutlich erkennbar ist das vertikale Anlagerungsgefüge und granulometrischen Zonierung. Im Dünnschliff zeigen sich vitroklastische Texturen. In den Baugruben der Universitätsklinik im Stadtteil Kröllwitz traten ebenfalls Tuffspalten mit gleicher Streichrichtung auf. Diese waren allerdings intensiv tonig verwittert.
Bereits WEBER (1967) und HAUBOLD (1985) betonten die Existenz von Tuffeinschaltungen in den Sedimenten am Saaleufer. Nordöstlich von Halle ist in der Bohrung Wis BAW 1424/80 über den mehr als 500 m mächtigen Rhyolith-Konglomeraten der Halle-Formation ein aphanitischer, kleinporphyrischer Rhyolith-Lavastrom nachgewiesen worden (RÜFFER et al. 1998). Innerhalb der Rhyolith-Konglomeratabfolge treten zahlreiche Tufflagen auf. Ebenso sind Lapilli zu beobachten, die stellenweise Impaktstrukturen im Sediment hinterließen. Die Spätphase des Halle-Vulkanitkomplexes (HVK) klang folglich mit erheblicher explosiver Tätigkeit aus.

Halt 6: Äußere Randfazies des kleinporphyrischen Rhyoliths im Kontakt mit Sedimenten der Halle-Formation in der Rainstraße/Ecke Riveufer

Am heute verwachsenen Hanganschnitt ist die Randfazies des kleinporphyrischen Rhyoliths aufgeschlossen. In der stark brekziösen Rhyolithmatrix treten eckige und unterschiedlich gerundete Rhyolith- sowie sehr selten Sedimentklasten auf. BEYSCHLAG & VON FRITSCH (1899) erklärten diese Erscheinung als Blockkrusten oder Erstarrungsrinde des „Jüngeren Porphyrs". Dieser Interpretation als „Trümmerfazies" der „oberen Porphyre" schloss sich auch VON HOYNINGEN-HUENE (1963) an. Wesentlich bessere Einblicke in die Ausbildung der Randfazies lieferten eine Baugrube ca. 80 m weiter ESE-lich und Bohrungen im Bereich der neuen Universitätsklinik in Kröllwitz sowie am Klausberg, die den kleinporphyrischen Rhyolith in einer Teufe von ca. 10 m durchteuften.

Halt 7: Der Burgfelsen von Giebichenstein

Bereits aus der Bronzezeit sind Spuren der Salzproduktion in der Nähe des Giebichensteins (Solbad Wittekind) bekannt, der an einer Saalefurt lag. Ebenso hinterließen Siedler aus slawischer Zeit im 7. Jahrhundert Hinweise auf eine Salzgewinnung im Umfeld der Burg. Der sagenumwobene Giebichenstein war ursprünglich dem höchsten germanischen Gott Wotan (Giebich) geweiht. Der Überlieferung nach gab Karl der Große das Gebiet an Wittekind II., den Sohn des berühmten Sachsenherzogs, als Lehen für dessen Verdienste bei der Niederwerfung der Wenden. Der erste deutsche König Heinrich I. (919–936) legte der Legende nach an diesem Platz eine Wehrburg an, um den Flussübergang und die nahen Giebichensteiner Salzquellen zu schützen. Sein Sohn Otto I. schenkte 961 Burg (Giuicansten) und umgebende Ländereien (Gau Neletici) samt Halle mit seinen Salzquellen dem Magdeburger Moritzkloster und späteren Erzbistum Magdeburg. Von der „Alten Burg", die sich im Bereich des heutigen Amtsgartens befand, ist nichts Sichtbares überliefert. Für die Oberburg auf dem Rhyolithfelsen gilt ihre Existenz erst seit dem 12. Jahrhundert als gesichert (SCHMITT 1993). Die Unterburg entstand Mitte des 15. Jahrhundert im Zuge des Ausbaus der Befestigungsanlage mit fünf Türmen und einer bis 2 m starken Wehrmauer. Ein halbes Jahrhundert später zog die erzbischöfliche Haushaltung im Jahre 1503 in die neuerrichtete Morizburg in Halle und so verlor die Burg Giebichenstein an Bedeutung. Als Ruine war die im Dreißigjährigen Krieg zerstörte Burg ein bedeutendes Symbol der deutschen Romantik. 1921 kam die Burg in städtischen Besitz und es zog eine Kunstgewerbeschule ein, die 1958 den Status einer Hochschule für industrielle Formgestaltung erhielt. Seit 1991 führt die Hochschule den Namen Hochschule für Kunst und Design.
Das Saaletal verengt sich hier auf ca. 70 m. Der Giebichenstein erhebt sich schroff ca. 25 m über den Fluss. Er besteht aus kleinporphyrischem Rhyolith, der stark geklüftet ist.

Halt 8: Randfazies des kleinporphyrischen Rhyoliths, Rotliegend (Halle-Formation) im Amtsgarten

Gegenüber zum Haupteingang der Hochschule befindet sich ein mit Mauern umfasster Eingang zum Amtsgarten, der zum Gelände der „Alten Burg" führt. Zu beiden Seiten des Weges steht kleinporphyrischer Rhyolith an. An der Nordseite ist die stark geklüftete, brekziierte Randfazies zu beobachten. Als Besonderheit tritt im Rhyolith unmittelbar gegenüber ein schmales cm-mächtiges, bei der Platznahme des Magmas eingeschlepptes Sedimentband auf. Unweit von diesem Aufschluss in der Seebener Straße gegenüber vom Eingang zum Zoo sowie am Klausberg in der Nähe der Jahn-Höhle steht die vergrünte Randfazies mit sphärolithischer Grundmasse an (HAASE 1937a). Die intensive Brekzienbildung, die z. T. rundlichen Ablöseflächen des Rhyoliths sowie die sedimentären Anteile in der Randfazies waren für HAASE (1918), STEINER (1960) und KOCH & LÖFFLER (1981) Hinweise für die Existenz eines Vulkanschlots. Die Bindung dieser Gesteinausbildung an die Ränder der Platznahmeeinheit stützen die Annahme eines Vulkans in dieser Position nicht. Eine 1999 gestoßene, 90 m tiefe Wasserbohrung auf dem Reilsberg durchbohrte bei ca. 50 m den kleinporphyrischen Rhyolith. Die vulkanischen Gesteine werden durchgehend von rotbraunen und schwarzgrauen Sedimenten unterlagert. Dieser Befund spricht für eine normale Randausbildung der Platznahmeeinheit.

Halt 9: Großporphyrischer Rhyolith der Halle-Einheit im Kontakt mit Sedimenten der Halle-Formation im Reichardtsgarten

Der Park liegt zwischen Seebener, Wittekind- und Friedenstraße im Stadtteil Giebichenstein. Etwa im Zentrum des Parks zeigen die Felsen hinter dem Reichardt-Denkmal den scharfen, unregelmäßig geformten Kontakt von großporphyrischem Rhyolith zur Halle-Formation. Der großporphyrische Rhyolith zeigt hier einen Abkühlungskontakt mit deutlich reduzierter Anzahl und Größe der Einsprenglinge. In der Grundmasse tritt feindispers verteilter Flußspat auf. Die schwache Glimmersprossung in den feinklastischen Sedimenten zeugen von einer leichten kontaktmetamorphen Überprägung. Der Kontakt beweist die intrusive Platznahme des großporphyrischen Rhyoliths.

Im 18. Jahrhundert gewann man geringe Mengen der kontaktmetamorphen Tonsteine und brachte sie als „Giebichensteiner Marmor" in den Handel. Oberhalb des Kontaktaufschlusses befindet sich ein Block aus diesem Gestein mit einem Gedicht J. F. REICHARDTS, das GOETHE gewidmet ist. In J.F. REICHARDTS (1752–1814) „Herberge der Romantik" weilten Dichter (ARNIM, BRENTANO, EICHENDORFF, GOETHE, NOVALIS, TIECK), Wissenschaftler (FOSTER, SCHELLING, SCHLEIERMACHER) und Politiker.

Halt 10: Halde des Steinkohlenbergbaus im Reichardtsgarten am Ausgang zur Wittekindstraße

Der Steinkohlenbergbau in der Region Halle/Saale geht nachweislich mindestens bis in das 15. Jahrhundert zurück. Die erste urkundliche Erwähnung von Steinkohlenabbau bei Wettin geht nach ZWANZIGER (1926) auf das Jahr 1382 zurück. Allerdings wird diese urkundliche Erwähnung einer „Kolgrub" von Hans Burland aus Lettin von OELKE & KIRSCH (2000) auch als erste Erwähnung des Braunkohlebergbaus im Raum Halle interpretiert. Die Steinkohleförderung war mengenmäßig vergleichsweise unbedeutend und die Qualität der Kohle zumeist niedrig: Einsatz fand sie vor allem für die Beheizung von Wohnhäusern bzw. als Schmiedekohle. Erst die Versorgungsprobleme mit Brennstoffen nach dem Dreißigjährigen Krieg sorgte für das rege Bergbauinteresse des Kurfürsten von Brandenburg und für einen Aufschwung der Abbautätigkeit.

Am Nordrand des großporphyrischen Rhyoliths der Halle-Einheit treten in der Wittekindstraße/Ecke Friedenstraße, in der Reilstraße/Höhe Kurallee und südlich des Sportplatzes am Großen Galgenberg steilgestellte Sedimente der Wettin-Subformation mit Kohleflözen auf. Zwischen 1730 und 1806 wurden diese in Versuchsschächten und -stollen erschürft. Mit dem Einmarsch der französischen Truppen im Jahre 1806 kam es zur Stilllegung der Steinkohlenförderung. 1816–17 veranlasste der bekannte Bergbeamte F. W. W. VON VELTHEIM, den Stollen in der heutigen Wittekindstraße erneut aufzuwältigen. Das Mundloch befand sich unterhalb des Hauses Wittekindstr. 27. Der Stollen durchörterte zunächst ca. 10 m Sandsteine der Halle- Formation, dann ca. 20 m Wettin-Subformation mit grauen Ton- und Sandsteinen sowie mehreren 0,1–2 m dicken, stark absätzigen Steinkohleflözen und traf schließlich auf großporphyrischen Rhyolith. Reste von Haldenmaterial finden sich im angrenzenden Reichardts Garten, unmittelbar oberhalb des Eingangs zur Wittekindstraße, in Form von dunklen Schieferton-Brocken mit gelegentlichen Pflanzenresten.

Halt 11: Petersberg-Rhyolith (Rotliegend) im „Goethe-Bruch" am Petersberg

Der Petersberg ist mit 250,4 m die höchste Erhebung der Region. Er wird von einer romanischen Basilika gekrönt, die von den Wettiner Markgrafen gestiftet wurde. Im Gipfelbereich durchragt der Lakkolith des Petersberg-Rhyoliths die känozoische Lockergesteinshülle. Im Bereich des ehemaligen Steinbruchs Hoffmann steht der kleinporphyrische Rhyolith an und zeigt ein mehr oder weniger deutliches Fließgefüge (Abb. 7). Das Gestein besitzt rund 20 % meist 2 bis 5 mm große Orthoklas-Einsprenglinge, die z. T. als Sanidin vorliegen. Ferner rund 12 % Plagioklaseinsprenglinge (bis 5 mm groß) mit einem Anorthitgehalt von 9 bis 16 %. Die rund 15 % Quarzeinsprenglinge werden in der Regel 1 bis 2 mm groß. Bemerkenswert ist die häufig gebrochene Form der Quarze, wobei die Bruchstücke dicht beieinander liegen.

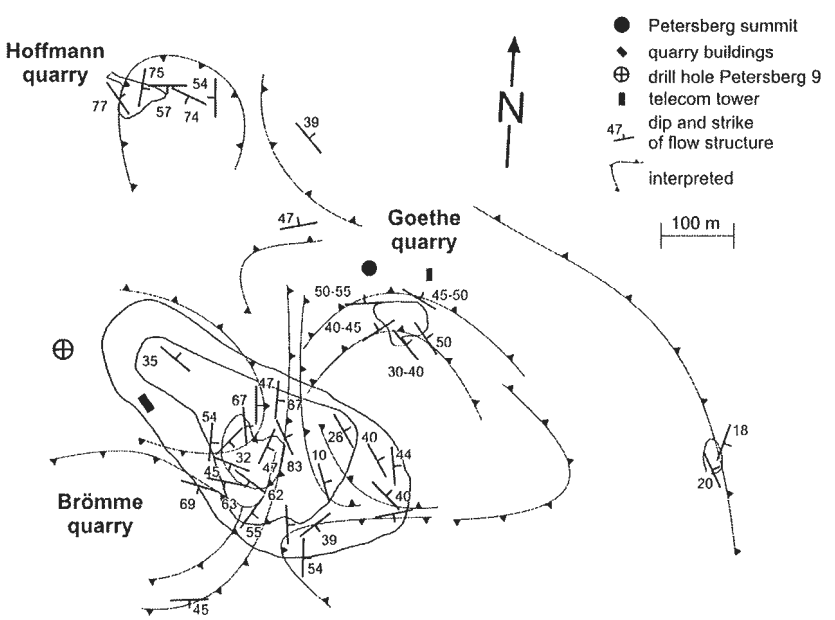


Abb. 7: Fließgefüge im Petersberg-Rhyolith (MOCK et al. 2005).

Literatur

ANTHES, G. & REISCHMANN, T. (1996): Geochronologie und Isotopengeochemie der NE Mitteldeutschen Kristallinschwelle.- Terra Nostra, **2/96**: 9 – 10; Köln.

BEYSCHLAG, F. & FRITSCH, K. VON (1899): Das jüngere Steinkohlengebirge und das Rothliegende in der Provinz Sachsen und den angrenzenden Gebieten. – Abh. preuß. Geol. Landesanst., N. F., **10**: 1 – 263; Berlin.

BLUMENSTENGEL, H., KOCH, B., MARTIKLOS, G., THOMAE, M. & VOLLAND, L. (1999): Beitrag zur Strukturgeologie und Stratigraphie des Tertiärs im Raum Halle-Merseburg. – Mitt. Geol. Sachsen-Anhalt, **5**: 31 – 44; Halle.

BÜCHNER, C. & KUNERT, R. (1997): Pyroklastische Äquivalente der intrusiven Halleschen Rhyolithe. – Mitt. Geol. Sachsen-Anhalt, **3**: 37 – 57; Halle.

BREITKREUZ, C. & KENNEDY, A. (1999) Magmatic flare-up at the Carboniferous/Permian boundary in the NE German basin revealed by SHRIMP zircon ages. Tectonophysics, **302**: 307 – 326.

EHLING, B.-C., BREITKREUZ, C. & SERGEEV, S. (2005): Improved stratigraphy of the Late Paleozoic Halle Volcanic Complex: New SHRIMP U/Pb ages of porphyritic rhyolites. – Schriftenreihe Dtsch. Geol. Ges., **39**: 90 S.; Hannover.

ERZBERGER, R., GOTTESMANN, W., KAEMMEL, T., KAMPE, A., NÖLDECKE, W. & STEINICKE, K. (1962): Untersuchungsergebnisse an Neuaufschlüssen in kristallinen Gesteinen zwischen Halle und Cottbus. Teil 1: Regionalgeologische Situation und Bedeutung der Bohraufschlüsse Plötz 472, Doberlug T 52, und Colochau 3/60. – Geologie, **11**: 633 – 639; Berlin.

FRITSCH, K. VON (1888): Das Saaletal zwischen Wettin und Könnern.- Z. Naturwiss., **61**: 114 – 142, Halle.

FULDA, E. (1929): Die Zechsteinformation in der Gegend von Halle und Merseburg. – Jb. Preuß. Geol. L.-A. f. 1928, **49/II**: 685 – 715; Berlin.

GAITZSCH, B., RÖSSLER, R., SCHNEIDER, J. W. & SCHRETZENMAYR, S. (1998): Neue Ergebnisse zur Verbreitung potentieller Muttergesteine im Karbon der variszischen Vorsenke in Nordostdeutschland.- Geol. Jahrb., **A 149**: 25 – 58; Hannover.

GALLWITZ, H. (1956): Das Rotliegende der Mansfelder Mulde und die saalische Diskordanz. – Hall. Jahrb. mitteldtsch. Erdgeschichte, **2**: 131 – 141; Halle.

HAASE, E. (1918): Die mutmaßliche Ausbruchstelle eines Porphyrvulkans bei Halle. – In: Sitzungsberichte des Naturwissenschaftlichen Vereins für Sachsen und Thüringen, 11. ordentliche Sitzung am 14. Mai 1914, **86**: 45 – 47; Leipzig.

HAASE, E. (1937a): Über den grünen Tuff im Klausberge. – Z. Naturwiss., **91**, 184 – 188; Halle.

HAASE, E. (1937b): Der Porphyr an der Steinmühle in Halle. – Z. Naturwiss., **91**: 165 – 171; Halle.

HAFERMALZ, H.-J., KNOTH, W. & LÖFFLER, H. K. (1980): Granit als Xenolith im kleinkristallinen Porphyr vom Petersberg nördlich Halle. – Z. geol. Wiss., **8**: 1449 – 1459; Berlin.

HAUBOLD, H. (1985): Exkursion im Rotliegenden von Halle – Saalische Diskordanz und Sennewitzer Schichten.- In: HAUBOLD, H. (Hrsg.): Grundlagen und Probleme der Stratigraphie. Exk.-führer und Kurzreferate. Vortrags- und Exk.-tagung der GGW vom 26. bis 28. Juni 1985 in Halle, 3 – 12; Berlin.

HECKNER, J., HEROLD, U. & STROBEL, G. (1997): Geologisch-ingenieurgeologische Beobachtungen im Nahbereich der Halleschen Störung / Stadt Halle. - Mitt. Geol. Sachsen-Anhalt, **3**: 89 – 107; Halle.

HOYNINGEN-HUENE, E. VON (1963): Das Rotliegende im Nordteilteil der Stadt Halle an der Saale und seine Position im Saaletrog. – Hall. Jahrb. Mitteldt. Erdgesch., **5**: 18 – 23; Berlin.

KAMPE, A. (1966): Stratigraphie und Fazies des Permokarbons im nordöstlichen Saaletrog. – Diss., 197 S., Humboldt-Univ. Berlin.

KAMPE, A. & KUNERT, R. (1964): Die Definition der Halleschen Schichten. – Z. angew. Geol., **10**: 93 – 94; Berlin.

KAMPE, A., REMY, W. & SEYDEWITZ, H.-J. (1961): Mitteilungen über im östlichen Teil der Halleschen Mulde erbohrtes Autunien. Über einige Magmatite im engeren Raum der Halleschen Mulde. – Monatsber. Dtsch. Akad. Wiss. Berlin, **3**: 503 – 523; Berlin.

KNOTH, W., KRIEBEL, U., RADZINSKI, K.-H. & THOMAE, M. (1998): Die geologischen Verhältnisse von Halle und Umgebung. – Hall. Jahrb. Geowiss., R. B, Beih. **4**: 7–34; Halle.

KOCH, R. A. & FISCHER, K. (1961): Die Bedeutung des Fundes eines Gneiseinschlusses im großkristallinen Quarzporphyr von Löbejün. – Geologie, **10**: 81 – 89; Berlin.

KOCH, R. A. & LÖFFLER, H. K. (1981): Die Deutung des Reilsberges in Halle (Saale) als vulkanischer Schlotdurchbruch. – Hercynia, N.F., **18**: 280 – 285; Leipzig.

KOCH, T. (2000): Der Wiederaufschluss des Gutjahrbrunnens am Hallmarkt in Halle (Saale). – Hall. Jahrb. Geowiss., **B 22**: 141–150; Halle.

KUNERT, R. (1995): Die Lithostratigraphie der Rotliegend-Schichten in der nördlichen Saalesenke bei Halle. – Mitt. Geol. Sachsen-Anhalt, **1**: 69 – 84; Halle.

KUNERT, R., WANSA, S., BLUMENSTENGEL, H., HEROLD, U., KAINZ, W., KARPE, W., KNOTH, W., RADZINSKI, K.-H., RAPPSILBER, I., PRETSCHOLD, H.-H., SCHMIDT, E., SCHMIDT, B. & SCHULZE, G. (1997): Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:25000 von Sachsen-Anhalt, Blatt Wettin. – 197 S.; Halle.

LASPEYRES, H. (1875): Geognostische Darstellung des Steinkohlengebirges und Rothliegenden in der Gegend nördlich von Halle a. D. Saale.- Abh. z. d. Geol. Specialkarte Preußens und den Thüringischen Staaten, 1, **3**: 262 – 601, Berlin.

MOCK, A., EHLING, B.-C. & BREITKREUZ, C. (2005): Anatomy of a laccolith complex – Geometry and texture of porphyritic rhyolites in the Permocarboniferous Halle Volcanic Complex (Germany). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **237**: 221 – 271; Stuttgart.

NEUSS, E. (1955): Die Bergstadt Halle.– Hallesche Mh., **7**, 4 – 10; Halle.

OELKE, E. & KIRSCH, W. (2000): Frühester Braunkohlenbergbau 1382 bei Lieskau im Saalkreis?- Sachsen-Anhalt/Journal für Natur- und Heimatfreunde, **2/2000**: 12 – 14; Halle.

PICARD, E. (1922): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Halle a. S. (Nord). – 92 S.; Berlin.

PLÖGERT, I. (2001): Ablagerungsfazielle Untersuchungen oberkarboner Sedimente und Vulkanoklastite an Bohrkernen der Tiefbohrungen Wis BAW 1390/80 und Wis BAW 1408/80 im Blatt Landsberg NE von Halle/Saale.- Dipl.-Arb., 87 S., FU Berlin.

RADZINSKI, K. H., HOYNINGEN-HUENE, E. VON, KRIEBEL, U., SCHULZE, G., ALTERMANN, M., SCHMIDT, E. & SCHMIDT, B. (1962): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte 1:25000, Blatt Schraplau. – 232 S.; Berlin.

ROMER, R., FÖRSTER, H.-J. & BREITKREUZ, C. (2001): Intracontinental extensional magmatism with a subduction fingerprint: the late Carboniferous Halle Volcanic Complex (Germany).- Contrib. Mineral. Petrol., **140**: 201 – 221.

RÜFFER, T., BRECHT, G. & BREITKREUZ, C. (1998): Seesedimente im Bereich des Halleschen Laccolithkomplexes: ein permisches Gilbert-Delta. – Erlanger geol. Abh., Sonderbd. **2**: 84; Erlangen.

SCHMITT, R. (1993): Burg Giebichenstein. – Große Baudenkmäler, Heft 446, 2. Aufl., 19 S.; München/Berlin (Deutscher Kunstverlag).

SCHULTZKY, J. (1927): Der Pseudo–Aplitgang von der Burgstraße in Halle. – Jahrb. Hall. Verb. Erf. mitteldt. Bodenschätze u. Verwendung, N.F., **6**: 108 – 166; Halle.

SCHWAB, M. (1963): Der geologische Aufbau des Halleschen Porphyrkomplexes. – Hercynia N.F., **1**: 167 – 185; Leipzig.

SCUPIN, H. (1913): Geologischer Führer in die Umgebung von Halle a. d. Saale. – 142 S.; Berlin (Verlag Gebr. Bornträger).

SIEGERT, C. (1967a): Die zeitliche und räumliche Entwicklung des intermediären Vulkanismus im Halleschen Permokarbonkomplex.- Geologie, **16**: 889 – 900; Berlin.

SIEGERT, C. (1967b): Zur Petrochemie der Vulkanite des Halleschen Permokarbonkomplexes.- Geologie, **16**: 1122 – 1135; Berlin.

SIEGERT, L. (1912): Das Grenzgebiet zwischen der Mansfelder und der Halleschen Mulde in der Gegend von Halle a. S. – Jahrb. preuß. geol. Landesanst. für 1908, **29**: 354 – 383; Berlin.

STEINER, W. (1960): Zur Geologie des Halleschen Vulkanitkomplexes. – Geologie, **9**: 492 – 512; Berlin.

WEBER, B. (1967): Beiträge zur Frage der Stratigraphie und des Vulkanismus im Rotliegenden des Stadtgebietes von Halle (Saale). – Dipl.-Arb., 159 S.; M.-Luther-Univ. Halle-Wittenberg.

WEIGELT, J. (1920): Die mitteldeutschen Steinkohlenablagerungen. – Jahrb. Halleschen Verb. Erf. mitteldt. Bodenschätze u. Verwertung, N.F., **2**: 1 – 53 ; Halle.

VELTHEIM, F. W. W. VON (1940): Geognostische Betrachtung der alten Sandsteinformation am Harz und in den nördlich davon belegenen Landstrichen (Manuskript 1821–1824, 1826, bearbeitet von H. Freydank). – Jahrb. Halleschen Verb. Erf. mitteldt. Bodenschätze u. Verwendung, N. F., **18**: 15 – 292; Halle.

ZWANZIGER, W. (1926): Geschichte des Steinkohlenbergbaues im Saalkreise.- Diss., 160 S. ; Vereinigte Friedrichs-Universität Halle-Wittenberg.

Exkursion A3 am 8. Juni 2006
Quartärgeologie und Bergbaufolgelandschaften bei Bitterfeld

S. WANSA[1], P. TROPP[2] & R. WIMMER[3]

1) Dr. Stefan Wansa, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, Postfach 156, 06035 Halle
2) Dr. Peter Tropp, Schwalbenweg 11, 06773 Gräfenhainichen
3) Dipl.-Ing. Roland Wimmer, Ingenieurbüro für Grundwasser GmbH, Nonnenstr. 9, 04229 Leipzig

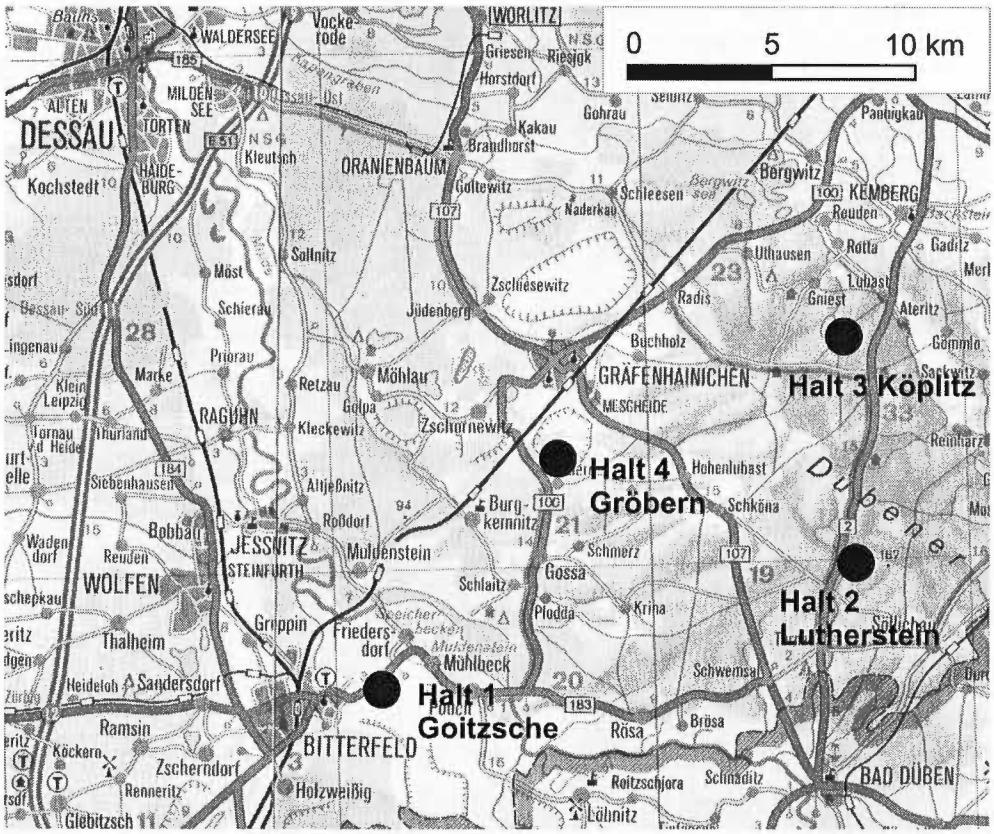


Abb. 1: Übersichtskarte mit Lage der Exkursionspunkte

Einführung

Das Exkursionsgebiet befindet sich im nördlichen Teil der Leipziger Tieflandsbucht. Sie gehört zu den klassischen quartärgeologischen Untersuchungsgebieten in Mitteleuropa. Bereits zu Beginn des 20. Jahrhunderts haben L. SIEGERT, W. WEISSERMEL und R. GRAHMANN die mehrfache Vergletscherung des Halle-Leipziger Raumes nachgewiesen und die Grundlagen für die moderne Quartärforschung gelegt. In den vergangenen fünf Jahrzehnten wurden in den zahlreichen Großaufschlüssen mitteldeutscher Braunkohletagebaue weitere wesentliche Erkenntnisse über den strukturellen und lithologischen Aufbau der Quartärfolge gewonnen. Stellvertretend für die vielen im Raum ehemals tätigen Feld-, Erkundungs- und Lagerstättengeologen seien die Geologen L. EIßMANN, A. MÜLLER, W. SCHULZ, W. KNOTH, W. DASSOW, L. PESTER und R. GROSSE genannt.

Regionalgeologisch gehört das Gebiet um Bitterfeld zur Halle-Wittenberg-Scholle. Den **prätertiären Untergrund** bilden oberkarbone Sand- und Tonsteine, Rotliegendsedimente mit Einlagerungen von Rhyolithen (z. B. Muldensteiner Quarzporphyr) und Ablagerungen des marinen Zechsteins und der Trias (im Bereich des Bitterfelder Grabens). Südlich von Bitterfeld, im Bereich der Nordwestsächsischen Hochscholle, streichen im Liegenden des Tertiärs riphäische Grauwacken und kambrische Wechsellagerungen von Karbonaten und Ton-, Schluff- und Sandsteinen aus, in die im Oberkarbon ein ausgedehnter Granitoidpluton intrudiert ist. Außerdem sind kleinere unterpermische und oberkretazische Intrusivkörper verschiedener Zusammensetznung sowie Molassesedimente mit Tufflagen und Brandschieferflözen belegt. Das Prätertiär ist tiefgründig kaolinisiert; die Mächtigkeit der Kaolin-

decke beträgt 20-30 m, störungsgebunden bis 150 m (EIßMANN 1970, KNOTH & SCHWAB 1972, RÖLLIG et al. 1995).

Die **Lagerungsverhältnisse und die hydrogeologischen Bedingungen im känozoischen Deckgebirge** sind stark durch die in herzynischer Richtung durch das Untersuchungsgebiet verlaufende Bitterfeld-Wermsdorf-Störung beeinflusst. Im Bereich dieser Störung weist die Halle-Wittenberg-Scholle die größten Absenkungen auf. Hier sind neben den Sedimenten des Oberkarbons, des Perms und der Trias mehrere in NW-SE-Richtung verlaufende Graben- und Muldenstrukturen ausgebildet. Der mit marinen und terrestrischen Zechsteinsedimenten (Kalkstein, Dolomit, Anhydrit, Gips, Ton- und Schluffsteine) gefüllte Bitterfelder Graben besitzt eine besondere Bedeutung. In Folge der vermutlich schon vor Beginn der tertiären Sedimentation (jüngstes Eozän) begonnenen und bis ins Quartär (Pleistozän) reichenden Auslaugung des Werra-Anhydrits kam es örtlich zur erheblichen Beeinflussung der Lagerungsverhältnisse im känozoischen Deckgebirge (Bildung von Subrosionssenken). Erhöhte Kohlemächtigkeiten im Niveau des eozänen Bruckdorfer Flözes (10 bis 15 m, max. 35 m) belegen eine bereits im Alttertiär beginnende Subrosion. Die im Raum um Löbnitz ausgebildeten erdfallartigen Auslaugungsstrukturen reichen bis in das Niveau von -100 bis -120 m NN. Damit liegt die Tertiärbasis hier ca. 30 bis 50 m tiefer als in der normalen, nicht subrosiv beeinflussten Umgebung. Die Subrosionslöcher sind von meist kleinräumiger Ausdehnung, besitzen jedoch sehr steile Flanken.

Die **tertiäre Schichtenfolge** beginnt mit obereozänen schluffigen Sanden und tonigen Schluffen, deren Verbreitung an Auslaugungsstrukturen gebunden ist (Abb. 2). Darüber folgt das obereozäne Flöz Bruckdorf, das von Tonen und Schluffen bedeckt wird. Stark schluffige, brackische bis fluviatile Sande bzw. ein brackischer bis limnischer schluffiger Ton leiten die unteroligozäne Sedimentation ein. Es folgt das 1 bis 3 m mächtige Flöz Gröbers, das flächig von 10 bis 15 m mächtigen, marinen, glaukonithaltigen Tonen, Schluffen und Sanden der Rupel-Folge bedeckt wird. Die Rupel-Folge übernimmt großflächig die Funktion eines kompakt wirkenden Grundwasserstauers. Weitflächig wird diese Folge von dem 25 bis 40 m mächtigen, marinen bis brackischen oberoligozänen Bitterfelder Glimmersand-Komplex überlagert, in dem örtlich der Flözhorizont Breitenfeld auftritt. Im oberen Bereich der Glimmersand-Folge liegt in morphologisch günstigen Bereichen, wie z. B. in den Niemegker Subrosionssenken, der maximal 1 m mächtige Bitterfelder Unterbegleiter (BIUB). Er wird örtlich im Hangenden und Liegenden von Bernstein führenden, mitunter stark pyrithaltigen, schluffigen Sanden und tonigen Schluffen begleitet.

Die Glimmersandoberfläche ist duch SW-NE-verlaufenden Rücken- und Senkenstrukturen gekennzeichnet, die ein Paläorelief darstellen (PESTER & RADTKE 1965, PESTER 1967). Im Hangenden der Glimmersande folgen die untermiozänen Bildungen des Bitterfelder Flözkomplexes, beginnend mit dem 15 bis 20 m mächtigen Bitterfelder Hauptflöz (BIOH), das verbreitet durch 5 bis 10 m mächtige Sande, Schluffe und Tone in die Bitterfelder Oberbank I (BIOI) und Bitterfelder Unterbank (BIU) aufgespalten ist. Stark kohlige, schluffige bis tonige Zwischenmittel und ein geringmächtiges Braunkohlenflöz, der Bitterfelder Oberbegleiter (BIOB), belegen das Ende der miozänen Moor-Hauptwachstumsphase. Flächig überlagert wird der Bitterfelder Flözkomplex von den 10 bis 40 m mächtigen fluviatilen und limnischen Ablagerungen des Bitterfelder Decktonkomplexes. Hierbei handelt es sich um schluffige bis fette Tone mit zwischengelagerten Sanden. Im oberen Abschnitt des Bitterfelder Decktonkomplexes sind örtlich noch zwei geringmächtige Braunkohlenflöze, die Bitterfelder Oberbank (BIOII) und das Flöz Düben, enthalten. Die jüngeren tertiären Ablagerungen wurden im Quartär flächenhaft und gebietsweise auch tiefgründig abgetragen.

Eine zwischen 10 und 25 m, in glaziären Rinnen bis zu 100 m mächtige **quartäre Schichtenfolge** liegt diskordant über den tertiären Ablagerungen (Abb. 2). Die Quartärbasis befindet sich weitflächig zwischen +75 und +90 m NN, im Bereich der quartären Flussschotterterrassen (frühelsterzeitlicher Leipziger Saalearm, frühsaalezeitliche Hauptterrasse der Weißen Elster und Mulde, weichselzeitlicher und holozäner Muldelauf) zwischen +65 und +70 m NN und im Bereich der tiefen subglaziären Erosionsstrukturen bei +10 bis +30 m NN. Grundmoränen sind nur außerhalb der fluviatilen Erosionszonen und als Relikte im Hangenden von Subrosionssenken sowie als Versturzschollen in den glaziären Rinnen enthalten. In der weiteren Umgebung von Bitterfeld (Brehna-Schkeuditzer Grundmoränenplatte) sind aus der Elster-Kaltzeit und dem Saale-Komplex jeweils zwei vollständige Sedimentationszyklen mit Vorschüttbildungen, Grundmoräne und Nachschüttbildungen überliefert (EIßMANN 1975, 1994).

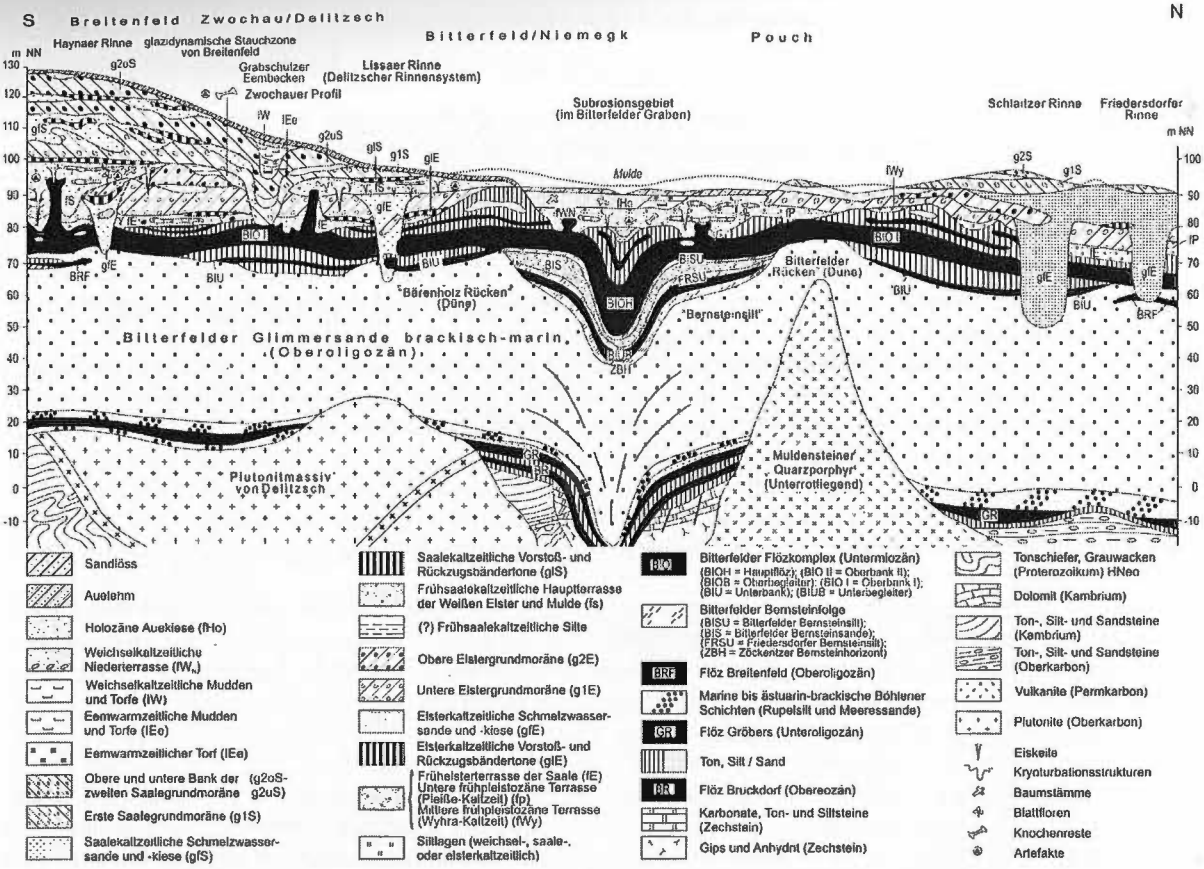


Abb. 2: Halbschematischer geologischer Schnitt durch das Bitterfelder Braunkohlenrevier (zusammengestellt von L. EIßMANN, S. WANSA & R. WIMMER, nach EIßMANN & LITT 1994).

Infolge der subglaziären Tiefenerosion der Schmelzwässer entstand gegen Ende der Elster-Kaltzeit ein weit verzweigtes Netz von flachen und tiefen Rinnen. Sie reichen örtlich bis in das Niveau der Bitterfelder Glimmersande und sind vorwiegend mit spätelsterglazialen Schmelzwassersanden und -kiesen, Geschiebemergel- und Tertiärschollen gefüllt.

Zwischen Bitterfeld und Löbnitz liegen im jungquartären Muldetal auf 4 bis 5 km Breite und mit 8 bis ca. 12 m Mächtigkeit die Flussschotter der weichselzeitlichen Niederterrasse. Horizontbeständig sind im Terrassenkörper bis zu vier meist schwach humose schluffmuddeartige bis torfige Einlagerungen enthalten. Die im unteren Terrassenniveau ausgebildeten Schluffmuddehorizonte werden nach HILLER at al. (1991) als Unterer und Oberer Löbnitzer Horizont bezeichnet. Die Basis der Niederterrasse reicht örtlich bis in das Hangendniveau des miozänen Bitterfelder Flözkomplexes. In diesen Bereichen wurden im Tagebauaufschluss zahlreiche gravitativ autoplastische Flözaufpressungen in Form von Braunkohlediapiren beobachtet. Die jüngsten quartären Bildungen, die holozänen Auekiese, sind im Bereich der rezenten Mulde verbreitet. Sie erreichen eine Mächtigkeit von 4 bis 8 m, örtlich auch bis zu 12 m, und werden im Hangenden von einem bis zu 3 m mächtigen Auelehm bedeckt.

Halt 1: Parkplatz an der Biermannschen Villa im **Sanierungsgebiet Goitzsche**

(GK 25 - 4339 Bitterfeld West, 4340 Bitterfeld Ost, R: 45 24500, H: 57 22000).

Bergbauentwicklung im Bitterfelder Revier

Erste Hinweise über das Vorkommen von brennbarer "schwarzer Erde" im Raum Bitterfeld stammen aus der Zeit vor 1750. Um 1800 begann die Kleinstgewinnung von Braunkohle in den sogenannten „Bauerngruben". Mit Kohle beladenen Pferdefuhrwerken belieferten Bauern aus Wolfen die Salzsieder in Halle. Im Jahre 1804 wurde auf dem Pomselberg, am südwestlichen Stadtrand von Bitterfeld, der erste Schacht zur Kohlegewinnung abgeteuft, der jedoch im gleichen Jahr infolge hoher Grundwasseraufkommen absoff. Nach mehreren erfolglosen Versuchen nahm die Grube Auguste 1839 im gleichen Gebiet die Kohleförderung auf. Infolge der nicht zu beherrschenden Wasserverhältnisse

konnte nur der obere Teil des Bitterfelder Flözes abgebaut werden. Bis 1850 wurden sechs weitere Gruben aufgeschlossen, die vorwiegend die im Umland entstehende Industrie wie Ziegeleien, Zuckerfabriken und Brennereien mit Feuerkohle belieferten. Die Einführung der bergtechnischen Grubenwasserhaltungen und der 1857 beginnende Bau der Eisenbahnstrecken von Bitterfeld nach Dessau und von Halle nach Berlin führten zu einer ständig steigenden Förderleistung im Bitterfelder Grubenrevier. Durch das weitere Aufblühen der Tonwarenindustrie und die Ansiedlung der chemischen Industrie entwickelte sich der Bitterfelder Braunkohlenbergbau zu einem wichtigen Industriezweig. So wurde auch im Jahre 1872 die erste Brikettfabrik im Bitterfelder Revier auf der „Deutschen Grube" errichtet. Um 1900 waren 9 Braunkohlenwerke im Revier Bitterfeld tätig. In den 20er Jahren setzte im Raum um Bitterfeld und Wolfen ein Konzentrationsprozess der Braunkohlengruben und der chemischen Industrie ein. Die rasante Entwicklung am Chemiestandort bedingte einen immer größer werdenden Bedarf an heimischer Rohbraunkohle. Im Jahre 1917 wurden auf der Grube "Theodor" erste Versuche zur bergmechanischen Verkippung der Abraummassen durchgeführt. Auch der Bitterfelder Bergbau wurde von der Weltwirtschaftskrise (1928-1933) und den beiden Weltkriegen nachteilig beeinflusst. Nach 1945 wurde die Kohleförderung im Revier unter neuer Struktur der Braunkohlenwerke (BKW) fortgesetzt. Der nach Ende des 2. Weltkrieges begonnene Wiederaufbau der industriellen Basis bedingte eine enorme Steigerung der Förderung aus den noch bestehenden Gruben. Die rasche weitere Entwicklung der chemischen und energetischen Industrie erforderte die intensive Erkundung des Rohstoffes Braunkohle und den Aufschluss weiterer Braunkohlenfelder. So gehören die ehemaligen Tagebaue Freiheit I bis IV, Holzweißig, Goitsche und Muldenstein zum einstigen Bitterfelder Kernrevier. Südöstlich von Bitterfeld wurde der Bergbau im Tagebau Goitsche in 8 Baufeldern betrieben. Die Abraumabgrabung zur Kohlefreilegung wurde 1990 eingestellt. Die Kohleförderung lief im Baufeld IIIb noch bis Mai 1991. In einer über 40-jährigen Betriebszeit wurden rund 850 Mio. m^3 Abraum bewegt und wieder verstürzt sowie rund 317 Mio. t Rohbraunkohle (Brikettier- und Kesselkohlen) gefördert (VEREIN DER BITTERFELDER BERGLEUTE E. V. 1998).

Zusätzlich zur Braunkohle wurde ab 1975 Bernstein im Bereich der beiden Tagebaue Niemegk und Mühlbeck als „geheimer" sog. Begleitrohstoff „01" abgebaut, bis zu 50 t pro Jahr, die vor allem der Schmuckindustrie zugeführt wurden (FUHRMANN 1975).

Flutungsbauwerk/Pegelturm Goitzsche

Mit „Goitzsche" bezeichnete man einen unmittelbar vor den Toren der Stadt Bitterfeld gelegenen rund 760 ha großen Auenwald. Die ursprüngliche slawische Schreibweise „Goitzsche" hat sich Anfang des 20. Jahrhunderts mit der Erstellung der Messblätter für das bergmännische Risswerk umgestellt, so dass in den bergmännischen Unterlagen Goitsche ohne „z" geschrieben und im bergmännischen Sprachgebrauch ohne „z und i", als „Gotsche", mitunter auch als „Jotsche" ausgesprochen wurde.

Das Flutungsbauwerk und der Pegelturm befinden sich im nördlichen Randbereich der ehemaligen bergmännischen Hohlform „Restloch Mühlbeck". Die Anlage zur Flutung der bergmännischen Hohlformen mit Muldewasser wurde 1998 fertiggestellt. Bereits im Juli des gleichen Jahres erfolgte die Funktionsprobe der Flutungsanlage. Die reguläre Flutung des Restlochkomplexes begann am 07.05.1999.

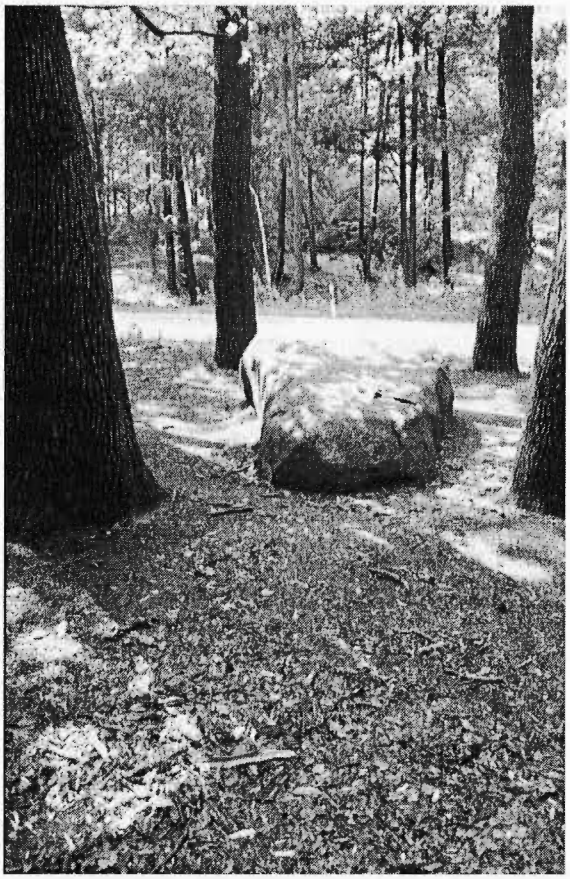
Mit dem Bau des Pegelturmes und der Seebrücke wurde im Jahre 1999 begonnen. Die Erstbesteigung erfolgte am 09.07.2000. Der Pegelturm repräsentierte während der Flutung immer das aktuelle Maß für die Höhe des Wasserstandes. Jetzt spiegelt seine Höhe die Tiefe des Tagebausees wider. Er bietet zugleich einen Überblick hinaus über die Bergbaufolgelandschaft.

Das Mitteldeutsche Braunkohlenrevier hat das Glück, zur Herstellung von Gewässern in dem infolge Massendefizites verbliebenen bergmännischen Hohlformen über wasserreiche Vorfluter, wie die Mulde, die Saale und die Weiße Elster zu verfügen. Dieses Glück kann sich auch sehr schnell wenden, wie die Flutkatastrophe des Jahres 2002 im Bereich des Tagebaues Goitsche zeigt. Dieser Tagebau war seit der Einstellung der Braunkohlenförderung ab 1991 in Sanierung und bereits bis zu einem genehmigten Zwischenwasserstau von 71,48 m NN geflutet. Endziel waren, vorbehaltlich eines abgeschlossenen Planfeststellungsverfahrens, die 75,00 m NN. Ursache des Muldehochwassers waren flächendeckende hohe Niederschläge im Erzgebirge mit schnellen Oberflächenwasserabflüssen. Rund 11 km oberhalb des Tagebaues Goitsche brachen Deiche der Mulde und die Wasser ergossen sich im alten, natürlichen Tal in Richtung Tagebau, brachen in diesen ein und verursachten am 14.08.2002 in kürzester Zeit einen Anstieg im Goitschesee um 7,01 m, rund 3 m über den geplanten

Endwasserstand! Ungefähr 100 Mio. m^3 Wasser flossen in den Tagebau, bedrohten die Stadt Bitterfeld, stellten aber gleichzeitig eine Entlastung für die Unterlieger an der Mulde dar.

Halt 2: Naturdenkmal Lutherstein (GK 25: 4341 Söllichau, R: 45 41560, H: 57 25580).

Während der Elster-Kaltzeit und im Saale-Komplex war das Exkursionsgebiet mehrphasig von mächtigem Inlandeis bedeckt. Davon zeugen glaziäre Sedimentfolgen aus Grundmoränen und Schmelzwasserablagerungen, die im Deckgebirge der Braunkohlentagebaue und in zahlreichen Kiessandgruben aufgeschlossen waren bzw. sind. Die Grundmoränen sind aufgrund ihrer weiten Verbreitung und guten Unterscheidbarkeit wichtige lithostratigraphische Leithorizonte. Sie enthalten ein reiches Inventar an Geschieben verschiedenster Größe und petrographischer Zusammensetzung.



Findlinge, d. h. die wegen ihrer Größe auffallenden Geschiebe sind als Zeugen der erdgeschichtlichen Entwicklung von besonderer Bedeutung. Deshalb sind viele Findlinge als Geotop registriert und unter Schutz gestellt. Zu ihnen gehört das **Naturdenkmal Lutherstein** (Abb. 3) am südwestlichen Randbereich der Schmiedeberger Stauchendmoräne. Fährt man die Bundesstraße B 2 von Tornau in Richtung Kemberg, so findet man den Findling etwa 900 m nordöstlich der Kreuzung Eisenhammer (Straße Söllichau – Schköna). Er liegt unmittelbar rechts der B 2, begrenzt von 4 Eichen auf einem Parkplatz. Mit rund 2,5 m Länge und Breite wiegt der nur 0,6 m aus dem Boden ragende Geschiebeblock mehr als 10 t. Petrographisch handelt es sich um einen grobkörnigen Quarzsyenit. An Mineralkomponenten besitzt er u. a. rosa Kalifeldspäte mit vielen, glänzenden Spaltflächen, bis zu 8 mm große graue Quarze und einzelne Biotitschuppen (BÜCHNER et al. 2004).

Auf seiner Oberfläche eingemeißelt sind die Buchstaben „D.M.L." (Abkürzung für Dr. MARTIN LUTHER) und die bekannte Zeile „Eine feste Burg ist unser Gott". Hier an der kursächsischen Grenze soll Luther von seinen Wittenberger Studenten und Bürgern empfangen worden sein, als er 1519 von der berühmten Disputation mit Dr. ECK in Leipzig zurückkehrte. Auf dem Stein stehend berichtete Luther von dieser Auseinandersetzung. Nach einer anderen Überlieferung sollen Studenten Luther bis zu diesem Stein begleitet haben.

Abb. 3: Naturdenkmal Lutherstein (Foto: M. THOMAE).

Kulturhistorisch zählt der Lutherstein zu den sog. Näpfchensteinen. Auf seiner Oberfläche sind in regelloser Verteilung etwa 20 Näpfchen in Form von kreisförmigen Vertiefungen enthalten. Sie sind 2 bis 4 cm tief und 3 bis 5 cm im Durchmesser. Die von Menschenhand vor ca. 5000 bis 3000 Jahren durch Reiben, Bohren und Einklopfen geschaffenen Vertiefungen sind Zeugnisse der „Megalithkultur" in Mitteldeutschland (FIEBER 2004).

Halt 3: Glazitektonisch gestauchte tertiäre und quartäre Sedimente **Kiessandtagebau Köplitz/Ateritz** (GK 25 - 4241 Kemberg, R: 45 42300, H: 57 32600).

Der Kiessandtagebau befindet sich im nordöstlichen Randbereich vom Stauchlobus der Schmiedeberger Stauchendmoräne, im Bereich der nordwestlichen Hochfläche von Gräfenhainichen und Bad-Schmiedeberg (Abb. 4) (KNOTH 1978). Der zur Mitteldeutschen Baustoffe GmbH gehörende Tagebau liegt rund 500 m nordwestlich vom Forsthaus Oppin inmitten des Waldes. Neben der vorwiegenden Gewinnung rolliger Rohstoffe wie frühpleistozäne Flussschotter, elsterzeitliche Vorschüttsande und -kiese und saalezeitliche Schmelzwassersande und -kiese für die Baustoffindustrie, wurden in letzter Zeit auch bindige Rohstoffe wie Geschiebemergel und tonige Schluffe für den Teichbau gewonnen. Die Lagerungsverhältnisse im Aufschluss sind gekennzeichnet durch starke glazitektonische Stauchungen. Bei guten Aufschlussverhältnissen sind steil aufgerichtete Schollenpakete bestehend aus Glimmersanden, dem miozänen Bitterfelder Flöz und seinem Hangendtertiär, den frühpleistozänen Schottern, Dehlitz-Leipziger Bänderton, Erster Elster-Grundmoräne und glazifluviatilen elster- bis saalezeitlichen Schmelzwassersanden und -kiesen zu bemustern. Durch die starke Schrägstellung treten alle Schichten nahezu bis an die heutige Geländeoberfläche bzw. streichen dort aus. Sie werden meist nur von geringmächtigen saalezeitlichen Schmelzwassersanden bedeckt, die von einer losen Steinsohle mit zum Teil windbeschliffenen Geschieben begleitet werden.

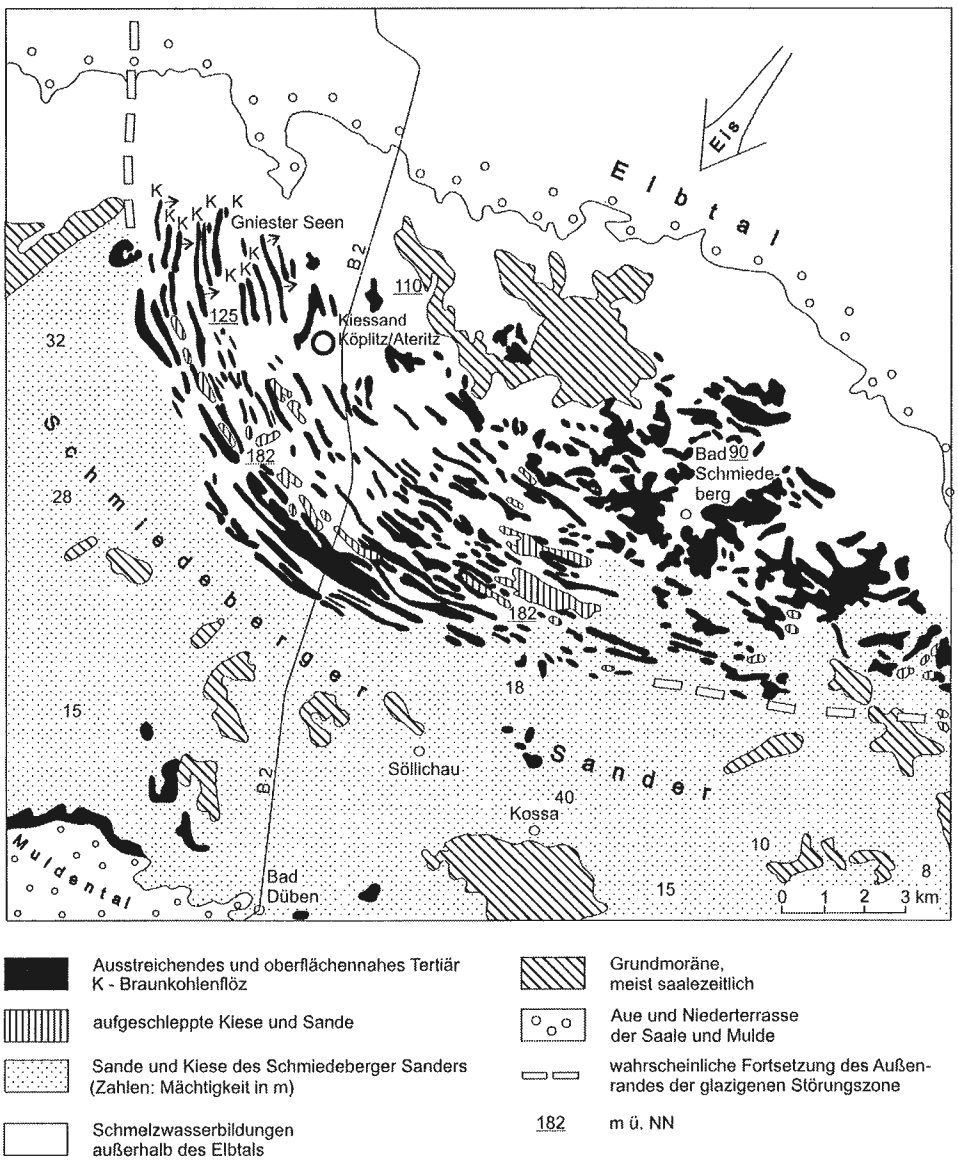


Abb. 4: Karte der Schmiedeberger Stauchendmoräne (nach EIßMANN 1975, 1987).

Morphologisch tritt das Stauchmoränengebiet durch seine sehr unruhige und wellige Geländeoberfläche in Erscheinung. Das tiefste Geländeniveau befindet sich mit +76,0 m NN im Bereich der Ortslage Reuden und das höchste mit +185,0 m NN südöstlich vom Ochsenkopf, woraus sich ein Höhenunterschied von 109,0 m ergibt (Abb. 4). Aus der Morphologie und dem Waldreichtum resultiert der Name „Gniester Schweiz". Die Schmiedeberger Stauchendmoräne ist ein typisches Beispiel für einen vom Gletscher geschaffenen injektiven „Fließfalten-Schuppen"-Bau. Ein aus nordöstlicher Richtung vorgedrungener mindestens 20 km breiter Inlandeislobus stauchte und quetschte den Untergrund, bestehend aus der oberoligozänen Bitterfelder Glimmersandfolge, der untermiozänen Bitterfelder Flöz- und Decktonfolge, quartären Flussschottern und der elsterzeitlichen Glaziärfolge bis in eine Tiefe von 50 bis 175 m. Auf 3 bis 5 km Breite entstanden 12 bis 15 Fließfalten, die zu injektiven Falten und schließlich zu injektiven Faltenschuppen modifiziert wurden, indem der liegende Bitterfelder Glimmersand die Sättel durchbrach und möglicherweise sogar die Oberfläche erreichte. So entstand ein geomorphologisches Bild, das auf einen echten Glazial-Schuppenbau deutet. Jedoch erwiesen sich die in Streichrichtung über 3 bis 5 Kilometer verfolgbaren „Schuppen" als vor Ort rotierte, nur aufwärts, nicht oder nur kurzzeitig horizontal transportierte bzw. gegeneinander verschobene Schichtglieder. Der Beleg für diese genetischen Deutung ist im Rückland der Injektivschuppenzone zu finden. Dort existieren keine Schichtlücken, die der Summe des vermeintlichen, tatsächlich aber dehnungsbedingten Überschiebungsbetrages entsprechen und die erste gletscherbürtige „Faltenschuppe" nur eine Schichtaufbiegung, die Flanke eines mit dem ungestörten Schichtverband noch verbundenen Sattels bildet (EIßMANN 1987, BÜCHNER 1999). Dieser nahezu lehrbuchhafte Stauchungswall überragt das Zungenbecken des Gletschers stellenweise über 100 m. Heute ist der Stauchungswall in geschlossener Form nur noch im Westen und im Süden erhalten. Im Osten fällt er ins Elbtal ab, wo die im mitteldeutschen Raum größte glaziäre Destruktionsstruktur, die elsterzeitliche Elbtalglazialwanne ausgebildet ist (MÜLLER 1973, 1988). Der Stauchungswall streicht von Reuden-Uthausen (westlich von Kemberg) bis zum Forsthaus Tornau-Lutherstein in Richtung N-S bis NNW-SSE, biegt dann nach SE bis ESE um und lässt sich bis an das Elbtal heran verfolgen. Die Anlage des Stauchungswalls erfolgte wahrscheinlich in der Fläming-Phase („Warthe") des Saale-Komplexes (KNOTH 1995).

Nur 250 bis 300 m westlich des Kiessandtagebaues beginnt das Braunkohlen-Altbergbaugebiet von Gniest, mit den „ertrunkenen Gruben", den sog. Gniester Seen. Im Gebiet von Gniest streichen auf ca. 4 km Breite bis zu 14 mal miozäne Kohleflöze in strenger Nord-Süd-Richtung aus. Der rasche Wechsel der Sukzession von Ton, Braunkohle, Sand, Ton und die ständige Wiederkehr, sind das Resultat einer Verfaltung und Verschuppung. Steile Außenränder mit bis maximal 70° und flache Innenränder mit bis zu 15° Hangneigung prägen das Bild des Endmoränenbogens. Die an der Oberfläche ausstreichenden Braunkohlenflöze waren bereits seit 1864 immer wieder Gegenstand bergbaulicher Aktivitäten. Während dieses aktiven Bergbautreibens wurden in den oberflächennahen, mitunter auch ausbeißenden Bitterfelder Glimmersanden, wiederholt Funde von fossilen Harzen gemacht. Im Jahre 1756 beschrieb der Churfürstlich Sächsische Bergrat a. D. JOHANN FRIEDRICH HENKEL erstmals eingehend die aus den Braunkohlengruben um Bad Schmiedeberg stammenden Bernsteinfunde als „Sächsischen Bernstein". Er erkannte bereits die autochthone Genese des fossilen Harzmaterials (KRUMBIEGEL & KOSMOWSKA-CERANOWICZ 1989).

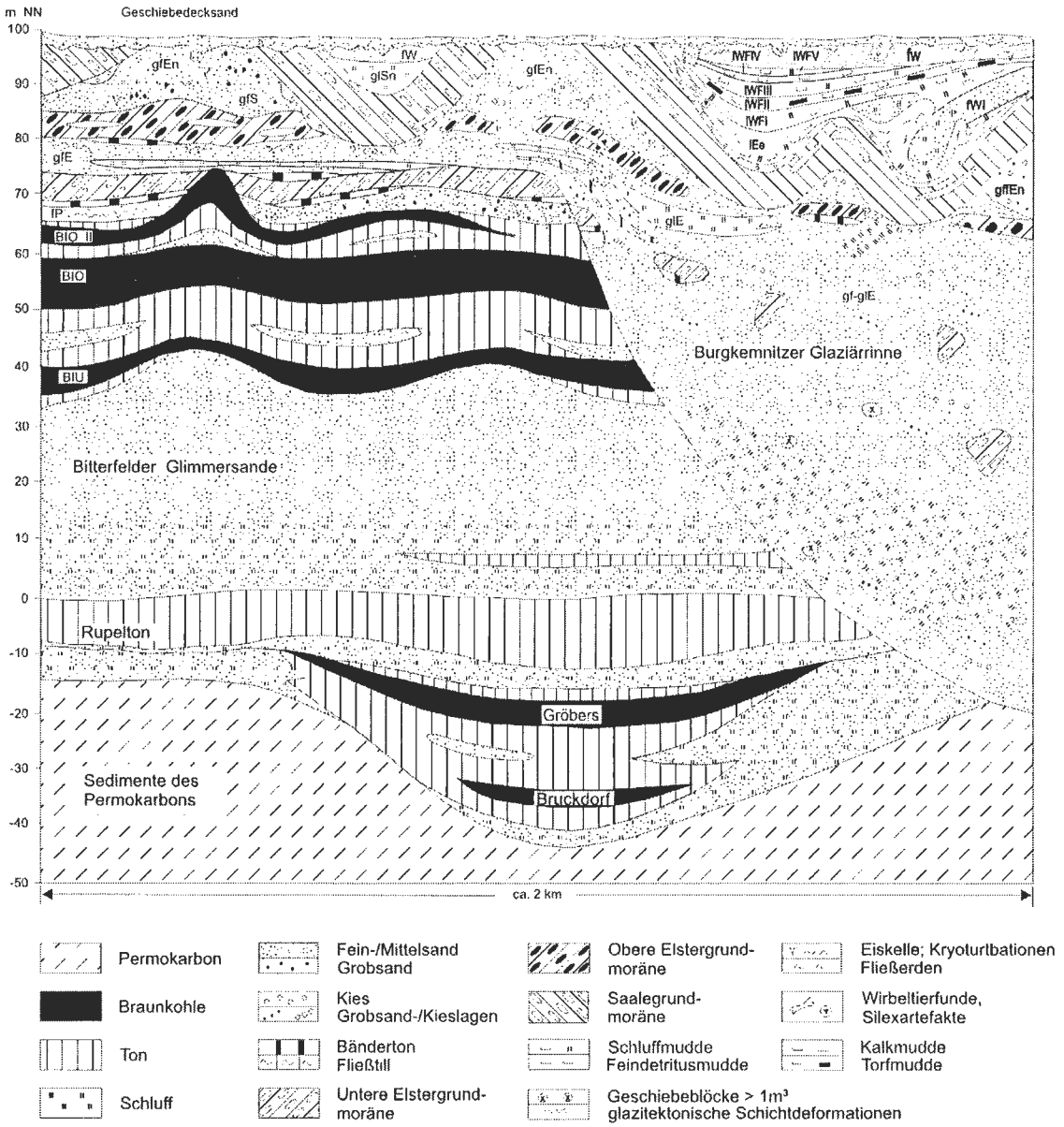
Halt 4: Sanierungstagebau Gröbern

(GK 25: 4240 Gräfenhainichen, R 453100, H 573100 bis 4330 Bitterfeld (Ost), R 453150, H 572900).

Der Aufschluss befindet sich südlich der „Warthe-Linie" (Fläming) im Altmoränengebiet des Elbe-Mulde-Winkels. Das 30-35 m mächtige Quartärprofil umfasst eine vielgliedrige Abfolge mittel- und jungpleistozäner Sedimente, die jedoch zum größten Teil bereits geflutet ist.

Die Sohlfläche der Unteren frühpleistozänen (pleißekaltzeitlichen) Schotterterrasse des Flußsystems Saale-Weiße Elster bedeckt diskordant untermiozänen Ton und Braunkohle und bildet außerhalb der Burgkemnitzer Rinne die Quartärbasis. Die frühpleistozänen Flussablagerungen werden von gering mächtigem Dehlitz-Leipziger Bänderton und der unteren Elster-Grundmoräne (Abb. 5) überlagert.

Während der ersten Elster-Vergletscherung entstand durch Schmelzwassererosion unter dem Inlandeis (subglaziär-hydromechanisches Genesemodell nach EIßMANN 1967, 1987) die Burgkemnitzer Rinne, eine der glaziären Tiefrinnen des Saale-Elbe-Gebietes. Die Rinne ist bis 100 m tief, 2-3 km



BIU - Bitterfelder Unterbank; BIO I, II - Bitterfelder Oberbank I. II; fP - pleißekaltzeitliche Schotter der Saale gff - glazifluviatile bis fluviatile Bildungen; gfE, gfS - glazifluviatile Bildungen der Elster- bzw Saale-Kaltzeit
glE, glS - glazilimnische Bildungen der Elster- bzw. Saale-Kaltzeit; En, Sn - Nachschüttbildungen der Elster- bzw.; Saale-Kaltzeit
lEe - limnische Bildungen der Eem-Warmzeit; lWF I - limnische Bildungen des Herning-Stadials;
fW - niveofluviatile Bildungen der Weichsel-Kaltzeit

Obereozän - Flöz Bruckdorf mit Liegend- und Hangendschichten; Mitteloligozän - Flöz Gröbers mit Liegend- und Hangendschichten. Rupelbasissande, Rupelton; Oberoligozän - Glaukonitsande/-schluffe, Bitterfelder Glimmersande; Untermiozän - Bitterfelder Flözhorizont (BIU, BIO I, BIO II), Bitterfelder Decktonfolge.

Abb. 5: Schematischer Schnitt durch das Kanozoikum südlich von Gräfenhainichen (ehemaliger Braunkohlentagebau Gröbern WASAN und WIMMER nach verschiedenen Quellen, Siehe EIßMANN&LITT 1994)

breit und stellt den tiefsten Teil einer 50-60 km langen, W-E- und NW-SE-verlaufenden Destruktionsstruktur dar (EIßMANN 1967, 1975, DASSOW 1987). Die Verfüllung erfolgte zum großen Teil im Miltitzer Intervall mit glazifluviatilen und glazilimnischen Sedimenten und Schollen aus tertiärem und älterem quartären Material (WANSA 1994). Bei Gröbern bildet die obere Elster-Grundmoräne den Abschluss der Rinnenfüllung. Der Bereich über der Rinne wirkte aber bis in das Elster-Kataglazial, örtlich bis in die Holstein-Warmzeit als Sedimentfalle. Holsteinzeitliche Seeablagerungen sind in zwei Bohrungen wenige km von Gröbern entfernt nachgewiesen worden (Lithofazieskarten Quartär, Blatt 2365 Dessau).

Das saaleglaziäre Stockwerk ist hauptsächlich durch eine etwa 10 m mächtige Grundmoräne vertreten (Abb. 6), die unregelmäßige Sattel-Mulden-Strukturen bildet. Im Liegenden und Hangenden der Moräne treten verbreitet Schmelzwassersande und -kiese des Saaleglazials auf. Einige Mulden sind mit spätsaalezeitlichen Schluffen und Feinsanden gefüllt. Die mächtige Saale-Grundmoräne vertritt wahrscheinlich die drei Saale-Grundmoränen des Leipziger Raumes, d. h. das Inlandeis ist zwischen der Zeitzer und der Leipziger Phase im Gräfenhainichener Raum nicht abgeschmolzen (MÜLLER 1988; EIßMANN et al. 1988; WANSA 1991).

Geologie des Jungpleistozänbeckens

Das ca. 25 ha große Gröberner Jungpleistozänbecken wurde durch das saalezeitliche Inlandeis angelegt, das hier über dem nördlichen Randbereich der Burgkemnitzer Glaziärrinne den Untergrund tiefer ausgeräumt hatte als in der Umgebung. Nach dem Abschmelzen des Eises bildete sich im Hangenden der Saale-Grundmoräne eine wassergefüllte Hohlform, die von der ausgehenden Saale-Kaltzeit über die gesamte Eem-Warmzeit und die frühe Weichsel-Kaltzeit kontinuierlich als Sedimentfalle diente. Das überregional bedeutsame Referenzprofil wird seit Ende der 80er Jahre intensiv interdisziplinär untersucht.

Das Eem-Interglazial und die Frühweichsel-Interstadiale sind durch Kalk- und Feindetritusmudden, in geringem Maße auch durch Torf repräsentiert. In den Kaltphasen bildeten sich Schluffmudden. Die limnische Sedimentfolge erreicht ca. 15 m Mächtigkeit, wovon ein Drittel auf die Eemwarmzeit entfällt. Die Beckenfüllung wird durch weichselzeitliche Schneeschmelzsande abgeschlossen. Über dem Becken folgen diskordant weichselzeitliche kiesige Sande (Geschiebedecksand) mit der holozänen Bodenbildung (Abb. 6, WANSA & WIMMER 1990).

Neben Bereichen mit ungestört schüsselförmig gelagerten Mudden waren manche Beckenteile durch eindrucksvolle Muddediapirfalten mit Höhen bis 14 m gekennzeichnet. Diese Strukturen sind durch solikinetische Ausgleichsbewegungen infolge niveofluviatiler Sandakkumulation (Schneeschmelzsande) während des Herningstadials verursacht worden (WANSA & WIMMER 1990).

Die Seesedimente enthalten viele Zeugen der damaligen Lebewelt: Wirbeltierreste, Mollusken, Ostrakoden sowie pflanzliche Großreste und Pollen (Beiträge in EIßMANN 1990). Bedeutsamster Fund ist ein fast vollständiges Waldelefanten-Skelett (*Palaeoloxodon antiquus*). Am Skelett geborgene paläolithische Feuersteinartefakte lassen annehmen, dass es sich hier um einen Tötungs- und Schlachtplatz handelt (LITT 1990b, WEBER & LITT 1991). Der Fundplatz des Skelettes ist im Landesmuseum für Vorgeschichte in Halle nachgestaltet worden und ist Bestandteil der neuen Dauerausstellung.

Durch die palynologischen Befunde konnte die Vegetations- und Klimaentwicklung rekonstruiert werden (LITT 1990a, LITT et al. 1996)). Nach einer subarktischen Phase am Ende der Saale-Kaltzeit setzte zu Beginn der Eem-Warmzeit die Bewaldung ein. Die Sukzession begann mit einem lichten Birkenwald, der bald durch einen borealen Kiefern-Birkenwald abgelöst wurde. Im Anschluss wanderten wärmeliebende Gehölze ein, zunächst Eiche und Ulme, später Hasel, Eibe, Linde und Hainbuche. Das Klimaoptimum der Eem-Warmzeit war durch sommerwarme und wintermilde Temperaturverhältnisse gekennzeichnet. Mit der Ausbreitung von Tanne und Kiefer setzte dann wieder eine Verschlechterung des Klimas ein, die den Übergang zur Weichsel-Kaltzeit ankündigte. Das Klima der frühen Weichsel-Kaltzeit war durch den Wechsel von drei Kaltphasen (Stadiale) mit subarktischer Steppenvegetation und zwei etwas wärmeren und feuchteren Phasen (Interstadiale) charakterisiert. In den Interstadialen konnten sich boreale Kiefern-Birken-Wälder, aber keine thermophilen Gehölze ausbreiten.

Mit der regulären Flutung des Tagebaurestloches wurde am 18.12.2002 begonnen. Große Teile des Geotop-Profiles stehen bereits unter Wasser, doch wird der über dem Seespiegel gelegene Profilabschnitt dauerhaft als Geotop erhalten bleiben. Unweit des Profils befindet sich ein weiterer Geotop - der **Findlingsgarten Gröbern** - in dem 40 repräsentative Großgeschiebe aus dem eiszeitlichen Deckgebirge der Braunkohle aufgestellt sind.

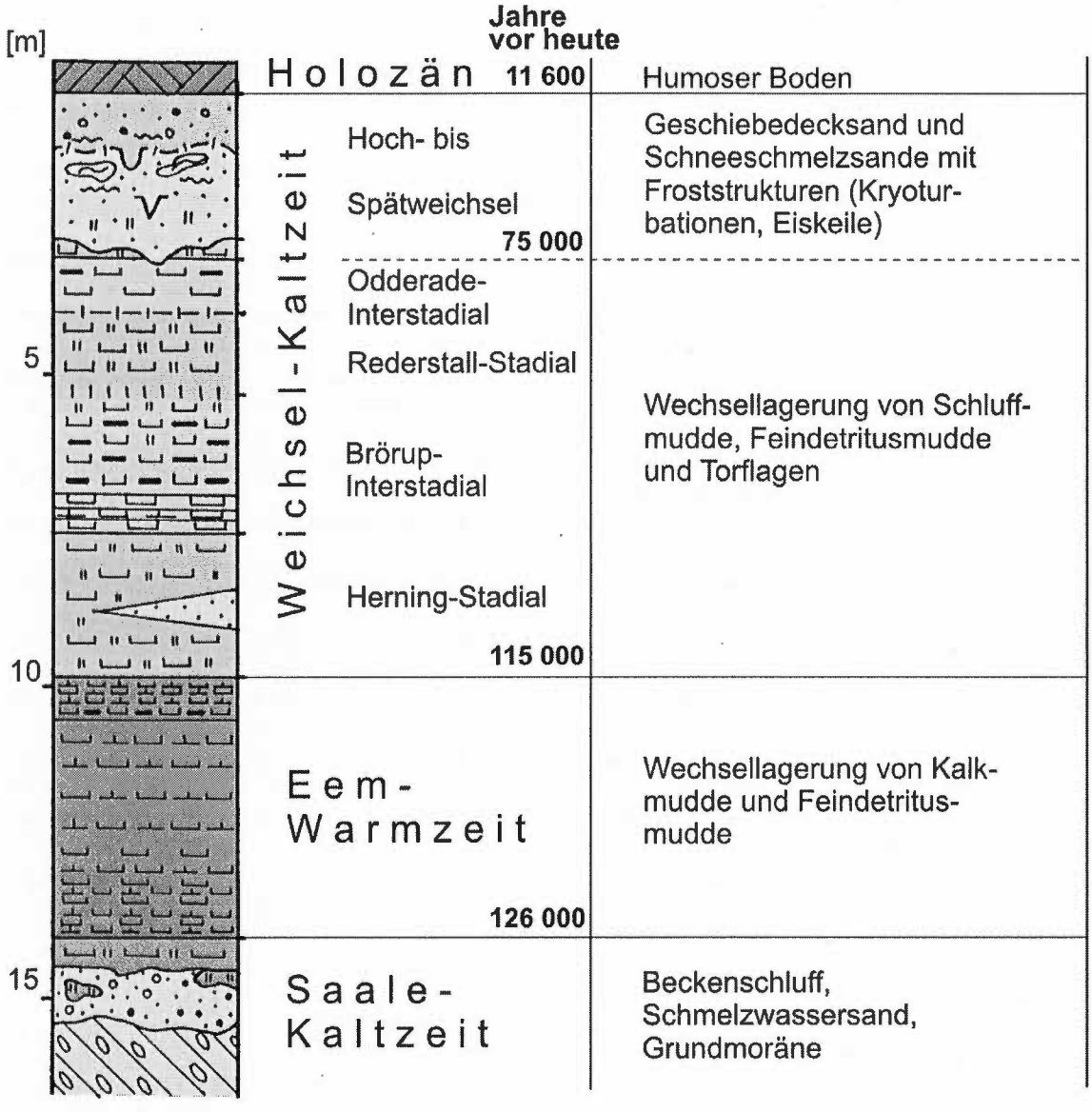


Abb. 6: Normalprofil des Jungpleistozäns im Gröberner Becken (nach WANSA & WIMMER 1990)

Literatur

BÜCHNER, C., FIEBER, W., MAI, C. & THOMAE, M. (2004): Kataster der Findlinge und großen Steine. - Mitt. Geol. Sachsen-Anhalt, Beih. **7**: 56-99; Halle.

BÜCHNER, L. (1999): Zum geologischen Bau der Schmiedeberger Endmoräne. - Mitt. Geol. Sachsen-Anhalt, **5**: 117-134; Halle.

DASSOW, W. (1987): Neue Holstein-Interglazial-Profile aus dem Quartär im Raum Leipzig. - Z. geol. Wiss., **15**: 195-203; Berlin.

Eißmann, L. (1967): Glaziäre Destruktionszonen (Rinnen, Becken) im Altmoränengebiet des Norddeutschen Tieflandes. – Geologie, **16**: 804–833; Berlin.

EIßMANN, L. (1970): Geologie des Bezirkes Leipzig - Eine Übersicht. - Natura regionis Lipsiensis, H. 1 u. 2; Leipzig.

EIßMANN, L. (1975): Das Quartär der Leipziger Tieflandsbucht und angrenzender Gebiete um Saale und Elbe. - Schriftenr. Geol. Wiss., **2**: 1-263; Berlin.

EIßMANN, L. (1987): Lagerungsstörungen im Lockergebirge - Exogene und endogene Tektonik im Lockergebirge des nördlichen Mitteleuropa. - Geophys. u. Geol., **III**, 4: 7-77; Berlin.

EIßMANN, L. (Hrsg.) (1990): Die Eemwarmzeit und die frühe Weichseleiszeit im Saale-Elbe-Gebiet: Geologie, Paläontologie, Palökologie. – Altenbg. nat. wiss. Forsch., **5**: 1–301; Altenburg.

EIßMANN, L. (1994): Grundzüge der Quartärgeologie Mitteldeutschlands (Sachsen, Sachsen-Anhalt, Südbrandenburg, Thüringen). – Altenbg. nat. wiss. Forsch., **7**: 55-135; Altenburg.

EIßMANN, L. & LITT, T. (Hrsg.) (1994): Das Quartär Mitteldeutschlands. Ein Leitfaden und Exkursionsführer. Mit einer Übersicht über das Präquartär des Saale-Elbe-Gebietes. - Altenbg. nat. wiss. Forsch., **7**: 1-458; Altenburg.

EIßMANN, L., LITT, T., WEBER, T., HENTSCHEL, D., WIMMER, R. & WANSA, S. (1988): Bemerkenswerte Eemvorkommen in glaziären Becken der Saaleeiszeit südlich der "Warthe-Linie" im Raum Halle-Leipzig. - Z. geol. Wiss., **16**: 543-555; Berlin.

FIEBER, W. (2004): Findlinge und große Steine als Kulturdenkmale - ihr Beitrag zu einer Kulturgeschichte Mitteldeutschlands. - Mitt. Geol. Sachsen-Anhalt, Beih. **7**: 15-22; Halle.

FUHRMANN, R. (1975): Bericht über die durchgeführte Bernsteinerkundung im Braunkohletagebau Goitsche, Baufeld III. - Rat des Bezirkes Leipzig, Abt. Geologie (unveröff.).

HILLER, A., LITT, T. & EIßMANN, L. (1991): Zur Entwicklung der jungquartären Tieflandstäler im Saale-Elbe-Raum unter besonderer Berücksichtigung von ^{14}C-Daten. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **41**: 26-46; Hannover.

KNOTH, W. (1978): Die geologischen Verhältnisse der Hochfläche von Gräfenhainichen – Bad Schmiedeberg. – Hall. Jb. Geowiss., **3**: 43-56; Gotha.

KNOTH, W. (1995): Sachsen-Anhalt. – In: BENDA, L. (Hrsg.): Das Quartär Deutschlands. - 148–170; Berlin (Bornträger).

KNOTH, W. & SCHWAB, M. (1972): Abgrenzung und geologischer Bau der Halle-Wittenberger Scholle. – Geologie, **21**: 1153-1172; Berlin

KRUMBIEGEL, G. & KOSMOWSKA-CERANOWICZ, B. (1989): Der Bitterfelder Bernstein – Geschichte, Geologie und Genese. - Fundgrube, **XXV**, 2: 34-39, 2. u. 4. Umschlags.; Berlin.

LITT, T. (1990a): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations- und Klimaentwicklung in den Becken von Gröbern und Grabschütz. – Altenbg. Nat. wiss. Forsch., **5**: 92–105; Altenburg.

LITT, T. (1990b): Stratigraphie und Ökologie des eeminterglazialen Waldelefanten-Schlachtplatzes von Gröbern, Kr. Gräfenhainichen. – in: MANIA, D., THOMAE, M., LITT, T. & WEBER, T. (1990): Neumark – Gröbern. Beiträge zur Jagd des mittelpaläolithischen Menschen. – 193-208; Berlin (Dt. Verlag d. Wiss.).

LITT, T., JUNGE, F. W. & BOETTGER, T. (1996): Climate during the Eemian in north-central Europe – a critical review of the palaeobotanical and stable isotope data from central Germany. – Vegetation History and Archeobotany, **5**: 247-256.

MÜLLER, A. (1973): Beitrag zum Quartär des Elbegebietes zwischen Riesa und Wittenberg unter besonderer Berücksichtigung der Elbtalwanne. - Z. geol. Wiss., **1**: 1105-1122; Berlin.

MÜLLER, A. (1988): Das Quartär im mittleren Elbegebiet zwischen Riesa und Dessau. - Diss., Uni. Halle (unveröff.).

PESTER, L. (1967): Übersicht über die Braunkohlenlagerstätten im Gebiet zwischen Halle, Leipzig und Bitterfeld. – Bergbautechnik, **3**: 113-120; Leipzig.

PESTER, L. & RADTKE, H. (1965): Tertiär und Pleistozän im Raum Gräfenhainichen. – Bergakademie, **17**: 258-262; Berlin.

RÖLLIG, G., KAMPE, A., STEINBACH, V., EHLING, B.-C. & WASTERNACK, J. (1995): Der Untergrund des Mitteldeutschen Braunkohlereviers. – Z. geol. Wiss., **23**: 3-26; Berlin.

VEREIN DER BITTERFELDER BERGLEUTE E. V. (Hrsg.) (1998): Chronik des Braunkohlenbergbaues im Revier Bitterfeld. Technik und Kultur in zwei Jahrhunderten. – 414 S.; Bitterfeld.

WANSA, S. (1991): Lithologie und Stratigraphie der Tills bei Gräfenhainichen. - Mauritiana, **13**: 189-211; Altenburg.

WANSA, S. (1994): Die Burgkemnitzer Glaziärrinne bei Gräfenhainichen. - Hercynia N.F., **29**: 131-146; Halle.

WANSA, S. & WIMMER, R. (1990): Geologie des Jungpleistozäns der Becken von Gröbern und Grabschütz. - Altenburger naturwiss. Forsch., **5**: 49-91; Altenburg.

WEBER, T. & LITT, T. (1991): Der Waldelefantenfund von Gröbern, Kreis Gräfenhainichen - Jagdbefund oder Nekrophagie? - Archäol. Korrespondenzblatt, **21**: 17-32; Mainz.

Exkursion B1 am 9. Juni 2006

Känozoikum und Bergbaufolgelandschaften im Geiseltal und seiner Umgebung (Braunkohlentagebau Amsdorf, Geiseltal, Kiessandgruben am Außenrand der Saale-Vergletscherung)

S. WANSA[1], P. BALASKE[1], H. J. BEHNKE[2], H. BLUMENSTENGEL[3], H. FRELLSTEDT[4], G. HOHNDORF[4], M. KLAMM[2], S. MENG[5], A. SCHROETER[5], M. THOMAE[1] & W. WREDE[7]

1) Dr. Stefan Wansa, Dr. Peter Balaske, Dr. Matthias Thomae, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, Postfach 156, 06035 Halle
2) Dr. Hans Joachim Behnke, Dr. Mechthild Klamm, Landesamt für Denkmalpflege und Archäologie Sachsen-Anhalt, R.-Wagner-Str. 9, 06114 Halle
3) Dr. Horst Blumenstengel, Am Gänseberg 13, 07749 Jena
4) Dipl.-Ing. Heinz Frellstedt, Gerd Hohndorf, ROMONTA GmbH, Chausseestraße 1, 06317 Amsdorf
5) Dipl.-Geol. Stefan Meng, Grüner Weg 3, 18119 Warnemünde
6) Dr. Andreas Schroeter, Gesellschaft für Ingenieur-, Hydro- und Umweltgeologie (IHU) mbH, Am Sportplatz 1, 99735 Nordhausen
7) Dipl.-Ing. Walter Wrede, Karsdorfer Zement GmbH, Straße der Einheit 25, 06638 Karsdorf

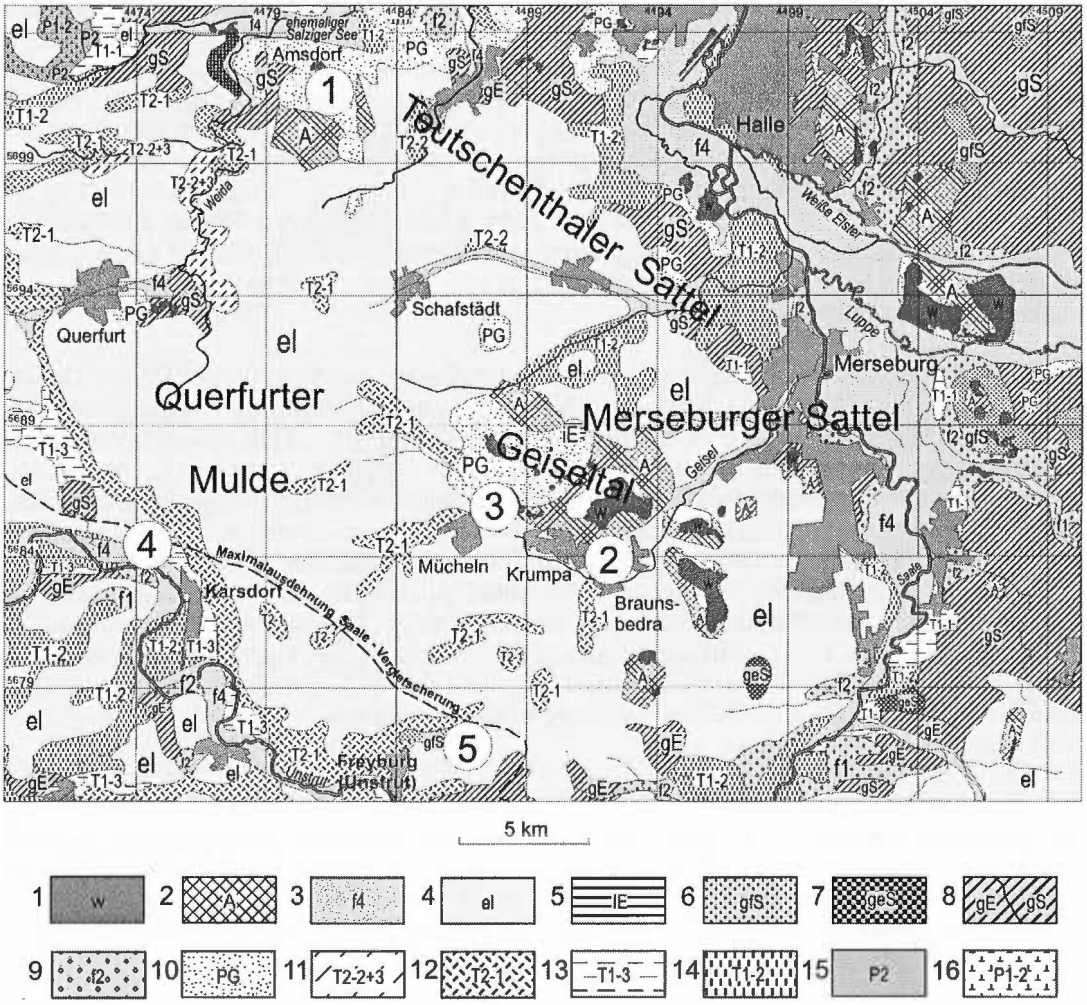


Abb.1: Geologische Übersichtskarte mit Lage der Exkursionspunkte (nach der Geologischen Übersichtskarte von Sachsen-Anhalt 1 : 400 000, Halle 1993)
1 – Wasser, 2 – Künstliche Aufschüttung, 3 – Flussablagerungen, Auen (Holozän), 4 – Löss, Schwemmlöss, 5 – Limnische Bildungen (Eem-Warmzeit), 6 – glazifluviatile Bildungen (Saale-Komplex), 7 – Endmoränen (Saale-Komplex), 8 – Grundmoränen (E – Elster-Kaltzeit, S – Saale-Komplex), 9 – Flussablagerungen, Hauptterrasse (Holstein-Warmzeit bis Saale-Komplex), 10 – Paläogen; 11 – Mittlerer und Oberer Muschelkalk, 12 – Unterer Muschelkalk, 13 – Oberer Buntsandstein, 14 – Mittlerer Buntsandstein, 15 – Zechstein, 16 – Oberrotliegend.

Einführung

Die Exkursion führt mit einem Radius von ca. 35 km in das südwestliche Umland von Halle (Abb. 1). Das Gebiet gehört naturräumlich zum **Südöstlichen Harzvorland**, konkret zur Querfurter Platte, die nach Osten allmählich in die Merseburger Buntsandsteinplatte übergeht. Das überwiegend flache oder flach wellige Hochflächenrelief wird durch einzelne schmale Täler gegliedert und an den Rändern weithin durch eine markante Schichtstufe im Unteren Muschelkalk begrenzt. Die großen Talungen des Süßen Sees und des ehemaligen Salzigen See im N des Exkursionsgebietes verdanken ihre Entstehung der Subrosion des Zechsteinsalinars im Bereich des Teutschenthaler Sattels. Das Südöstliche Harzvorland befindet sich im Zentrum des Mitteldeutschen Trockengebietes, das durch seine Lage im Regenschatten des Harzes im langjährigen Mittel weniger als 500 mm Jahresniederschlag erhält.

Geologisch ist das Exkursionsgebiet durch Gesteine des Tafeldeckgebirges geprägt, die weitflächig durch känozoische Lockersedimente verhüllt sind. Im tieferen Untergrund befindet sich das zur Mitteldeutschen Kristallinzone gehörende **Variszische Grundgebirge**. Die Oberfläche der Mitteldeutschen Kristallinzone wird in 2500-3000 m Teufe angenommen (RAPPSILBER 2003). Ihre Kontur folgt dem generellen NE-SW-Verlauf, wird aber durch die permokarbone und saxonische Tektonik modifiziert. Die Grundgebirgsoberfläche bildet gleichzeitig die Basis des Saale-Beckens, das mächtige **permokarbone Molasse-Sedimente** enthält. Die variszische Molasse (Übergangsstockwerk) leitet zum **Tafeldeckgebirgsstockwerk** über, das eine ca. 1500 m mächtige Schichtenfolge vom Zechstein bis zum Muschelkalk umfasst. Der Strukturbau des Tafeldeckgebirges ist wesentlich durch die saxonische Tektonik geprägt worden. In Gebieten mit mächtigen Salzablagerungen wurden die tektonischen Bewegungen durch plastischen Salzfluss kompensiert. Ausgelöst von tektonischen Impulsen an Störungen im Salzsockel stieg das Salz während extensionaler Phasen auf, füllte die Dehnungsräume und bildete Salzkissen und Salzstöcke (KOCKEL 1998). Mit der Anlage von Sätteln und Mulden im Tafeldeckgebirgsstockwerk durch die saxonischen Bewegungen in Verbindung mit Salztektonik erfolgte eine Entkopplung des Baus von Subsalinar und Suprasalinar, die zu einem disharmonischem Stockwerksbau geführt haben (ZIEGENHARDT & JAGSCH 1979).

Den zentralen Teil des Exkursionsgebietes nimmt die zur **Merseburg-Scholle** gehörende **Querfurter Mulde** ein. Sie stellt eine flache Muldenstruktur dar, deren Zentrum durch den Ausstrichbereich des Oberen Muschelkalks nordöstlich von Querfurt nachgezeichnet wird. Das reflexionsseismisch bestimmte Relief der Zechsteinoberfläche fällt zum Muldenzentrum bis auf über 800 m unter NN ab. Da sich das Zentrum der Querfurter Mulde etwa mit dem tiefsten Bereich der Grundgebirgsoberfläche deckt, ist die Muldenstruktur nicht allein durch das Salinar, sondern vor allem durch den subsalinaren Untergrund beeinflusst worden. Die Mächtigkeit der Salinarfolge und speziell die des Staßfurtsalinars steigt nach NW, aber vor allem nach N, in Richtung **Teutschenthaler Sattel** deutlich an. Hier fanden Salzfließbewegungen des Staßfurtsalinars statt, die zur Ausdünnung der Salze im Beckenbereich und zum Anstau an den Rändern geführt haben. Die Salzzuwanderung zum NW-SE-verlaufenden Teutschenthaler Sattel setzte sich bis ins Tertiär und ins Pleistozän fort (HOYNINGEN-HUENE 1959, HEROLD & STROBEL 1999). Die Zechsteinoberfläche erreicht mit ca. 200 m unter NN ihre maximale Höhe. Im Gelände stehen hier Gesteine des Unteren Buntsandsteins an.

Östlich der Querfurter Mulde schließt sich die durch Störungen begrenzte E-W-streichende Pultscholle des **Merseburger Sattels** an, an deren Südflanke die mit mächtigen mitteleozänen Sedimenten gefüllte **Geiseltalstruktur** (Halte 2 und 3) eingesenkt ist (Abb. 2). Lokale terrestrische Tertiärvorkommen im Raum Schafstädt leiten zum halokinetisch bedingten **Tertiärvorkommen von Röblingen** mit der Braunkohlenlagerstätte Amsdorf über, das sich am NE-Rand der Querfurter Mulde befindet und vom Teutschenthaler Sattel begrenzt wird.

Das Exkursionsgebiet ist großflächig mit quartären Sedimenten bedeckt, die in Ausbildung und Mächtigkeit stark variieren. Die komplexe Schichtenfolge beginnt, von örtlich erhaltenen älteren Ablagerungen abgesehen (siehe Halte 1 und 5), mit Bildungen aus der **Elster-Kaltzeit**, in der das Gebiet vollständig vom Inlandeis überfahren wurde, wahrscheinlich sogar in zwei Phasen. Im Norden (Amsdorf) und südlich des Geiseltals sind eine Grundmoräne und Schmelzwassersedimente flächenhaft erhalten, im übrigen Gebiet nur sehr lückenhaft. Im südlichen und westlichen Umfeld des Tagebaues Amsdorf sind zwei durch Schmelzwassersande oder Bänderton getrennte Grundmoränen nachgewiesen worden (SCHULZ 1961, 1962).

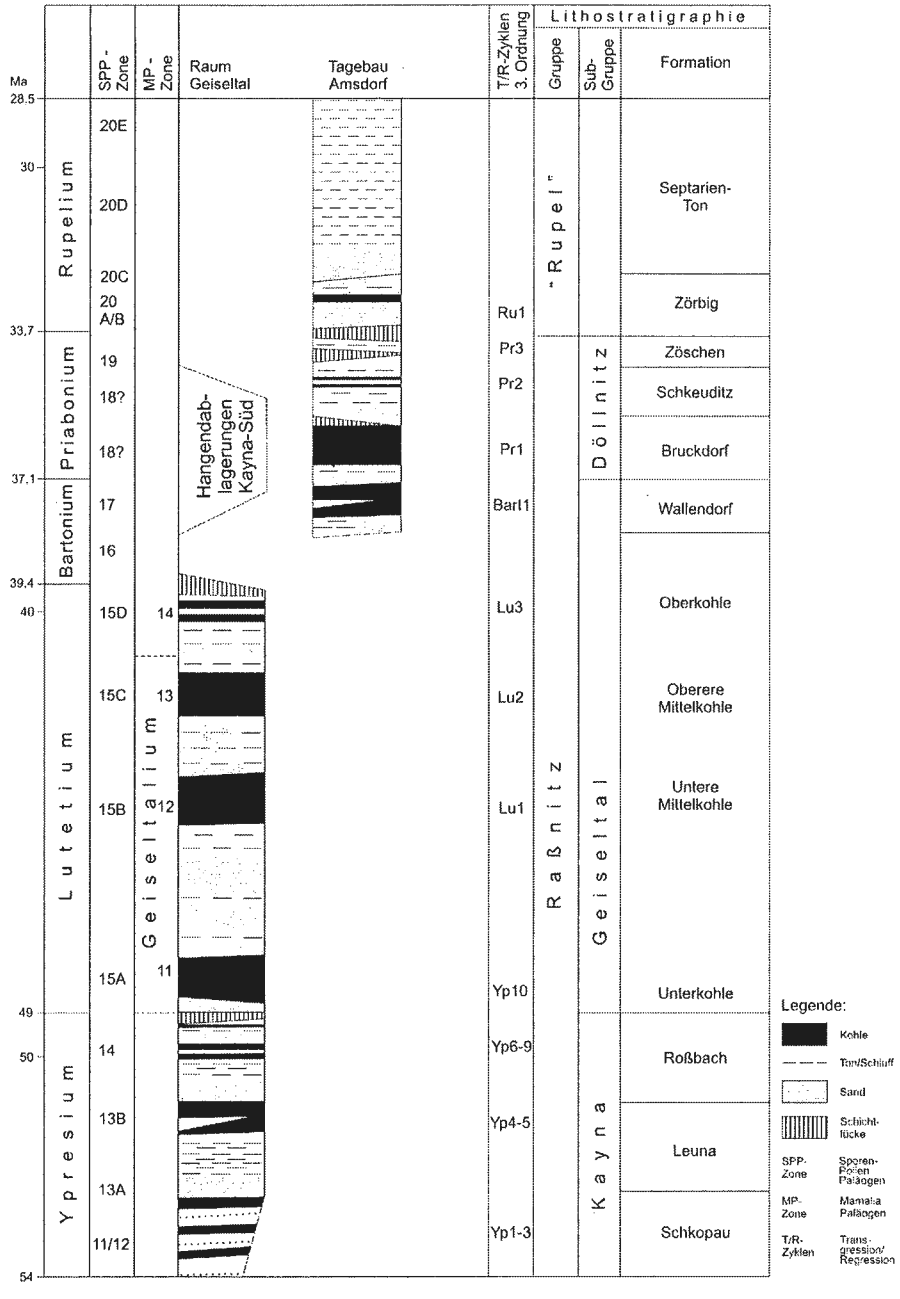


Abb. 2: Gliederung des Tertiärs im Geiseltal und in der Oberröblinger Braunkohlenmulde (Amsdorf) (Autor: H. BLUMENSTENGEL).

Aus der **Holstein-Warmzeit** und dem unteren Teil des Saale-Komplexes stammen die Haupterrassenschotter der Unstrut mit *Corbicula fluminalis* (Halt 4), die sich im Geiseltal mit den Geisel-Schottern zur Körbisdorfer Terrasse vereinigen. Auch von der Weida sind holstein- bis frühsaalezeitliche Schotter überliefert (Halt 1). Während des Drenthe-Stadiums des **Saale-Komplexes** erreichte das Inlandeis seine saalezeitliche Maximalausdehnung, der Halle-Leipziger Raum wurde von zwei, örtlich drei Eisvorstößen überfahren. Der Maximalstand des Saale-Inlandeises (Zeitz-Phase) lag wahrscheinlich an der Linie Lodersleben – Schmon – Steigra – Freyburg (Unstrut) und wird u. a durch den Zeuchfelder Sander markiert (Halt 5). Für ein Überschreiten der Unstrut fehlen bisher eindeutige Belege. Nach dem Vorstoß bis zum Maximalstand ist das Eis bis in den zentralen Bereich des Exkursionsgebietes abgeschmolzen und hat hier, in Verbindung mit einem kurzen Wiedervorstoß, eine markante Randlage ausgebildet, die vom Geiseltal über Langeneichstädt nach NW verläuft. Nach Aufgabe der Randlage verlagerte sich der aktive Eisrand bis in den Raum Petersberg – Landsberg – Delitzsch zurück, wobei vermutlich größere Toteismassen liegen geblieben sind (vgl. SCHULZ 1962). Anschließend stieß das Eis wieder bis in das Geiseltal vor (Leipzig-Phase), doch lässt sich der Eis-

rand im Westteil aufgrund weitgehender Erosion der Ablagerungen nicht zufriedenstellend rekonstruieren. Möglicherweise stehen die schon von EIßMANN (1975) erwähnten geschiebemergelartigen Fließerden im Hangenden des Zeuchfelder Sanders (Halt 5) mit diesem Vorstoß in Verbindung. Nach RUSKE (1961) ist im Gebiet des Geiseltals nur die 1. Grundmoräne weit verbreitet, während die 2. nur in den Tälern vorkommt und max. 2 m Mächtigkeit erreicht (vgl. WANSA & RADZINSKI 2004).

Die **Eem-Warmzeit** ist durch Seeablagerungen und Torfe im Bereich des Salzigen Sees belegt (SUDERLAU 1975). Im Geiseltal unweit östlich des Exkursionsgebietes befinden sich in Randsenken von Braunkohlendiapiren die Interglazial-Becken von Neumark-Nord (LITT 1994, MANIA 1990, 2004, THOMAE 1990)[1]. Während der **Weichsel-Kaltzeit** herrschten periglaziale Bedingungen. Weichselkaltzeitliche Ablagerungen finden sich in großer Verbreitung auf den Hochflächen und an den Talflanken in Form von äolischem Löss und Schwemmlöss, untergeordnet auch solifluidalen Bildungen (Fließerden). Flussablagerungen sind auf die Täler von Unstrut, Geisel und Weida (insbesondere im Bereich des Salzigen Sees) beschränkt. Während der Weichsel-Kaltzeit sind im Auftaubereich des Permafrostbodens großflächig kryoturbate Schichtdeformationen entstanden, die bis ca. 2 m unter Gelände reichen. Im westlichen Geiseltal bei Mücheln und Krumpa waren überregional bedeutsame Spätglazialprofile aufgeschlossen (Exk. A1, Halt 7).

Das **Holozän** ist vor allem seit dem Neolithikum durch den zunehmenden Eingriff des Menschen in seine natürliche Umwelt gekennzeichnet. So haben extensive Rodungen infolge der zunehmenden Bedeutung von Ackerbau und Viehzucht die flächenhafte Bodenerosion erheblich gefördert und die Bildung der Aueablagerungen ausgelöst und gesteuert. In den Mansfelder Seen haben sich insbesondere im jüngeren Holozän limnische Sedimente und Torfe gebildet.

Halt 1: Tertiäre und quartäre Ablagerungen im **Braunkohlentagebau Amsdorf**

(GK 25 – 4536 Schraplau, R: 44 79500, H: 57 02000). P. BALASKE, H. BLUMENSTENGEL, H. FRELLSTEDT, G. HOHNDORF & S. WANSA.

Das **Tertiärvorkommen** von Röblingen liegt im Bereich des Nordrandes der Querfurter Mulde und wird im Norden und Osten vom herzynisch streichenden Teutschenthaler Sattel (Salzsattel) begrenzt, im Südosten von Buntsandstein und im Südwesten von Muschelkalk (Abb. 3). Bei der Tertiärsenke handelt es sich um eine syn- und postsedimentäre Senkungsstruktur, die in Bezug auf ihre Lage zum Teutschenthaler Sattel als eine halokinetische Randsenke (LEHMANN 1933, KRIEBEL 1961, RADZINSKI 1962, BLUMENSTENGEL & UNGER 1993) ähnlich wie die der Egelner Mulden oder der Tertiärsenken von Helmstedt angesehen werden kann.

Das Tertiärvorkommen ist wegen seiner abbauwürdigen Braunkohle durch einen ununterbrochen seit 1830 stattfindenden Abbau bekannt geworden und war im Halle-Merseburger Industriegebiet stets ein wichtiger Wirtschaftsfaktor. Die noch bis etwa 2025 reichenden Kohlevorräte sind vor allem wegen ihres Reichtums an Rohmontanwachs ein begehrter, vielseitig verwendbarer Rohstoff. Ältere Abbaue wie der ehemalige Tagebau Etzdorf sind bereits rekultiviert. Auf Altbergbau mit ehemaligen Tiefbauen stößt man beim heutigen Abbau im Bereich des überwiegend schon ausgekohlten Tagebaues Amsdorf.

Die lange Zeit als isoliertes Becken angesehene Tertiärsenke mit ihren Kohlebildungen lag seit dem höheren Mitteleozän (Bartonium) im unmittelbaren Bereich eines ehemaligen mitteldeutschen Ästuarins am Südrand des Nordwesteuropäischen Tertiärmeeres. Sie wurde im höheren Obereozän (Priabonium) und während des Oligozäns mehrfach marin überflutet, am stärksten während des Rupeli-

---

[1]**Anmerkungen WANSA:** Die Interglazialbecken Neumark-Nord 1und 2 sind sowohl nach den Befunden der Pollenanalytik (LITT 1994, KREMENETSKI 2000) als auch nach TL/OSL-Datierungen (M. KRBETSCHEK, Freiberg) in die Eem-Warmzeit zu stellen. Isotopenuntersuchungen (T. BOETTGER, Halle, F. W. JUNGE, Leipzig) und weitere Belege unterstützen diese Einstufung (BOETTGER et al. 2006). Zum Profil des Beckens Neumark-Nord 2 (Abb. 4 auf S. 88) ist anzumerken, dass der Beginn der Pollenzone 1 des Eems direkt über dem Fundhorizont NN 2/2 konstruiert ist. Das Profil befindet sich in der Randsenke eines Braunkohlendiapirs und weist z. T. gestörte Lagerungsverhältnisse auf. Wenige Meter vom dargestellten Profil entfernt lagert NN2/2 dicht unter den organischen Sedimenten des klimatischen Eem-Optimums, was für die Zugehörigkeit des Fundhorizontes zum Eem spricht. Aufgrund der umfangreichen Untersuchungen im Quartär des nördlichen Mitteleuropas ist seit mindestens 10 Jahren weitgehend gesichert, dass zwischen dem Drenthe-Stadium des Saale-Komplexes und der Eem-Warmzeit keine weiteren Interglaziale existiert haben (zuletzt MEYER 2005). Die von LAURAT, BRÜHL & JURKENAS (Exk. A1, S. 81-88) vorgestellten, im Wesentlichen den Vorstellungen von D. MANIA folgenden stratigraphischen Interpretationen (siehe auch Poster S. 66) können dies bislang nicht hinreichend widerlegen. Der Fortführung der Grabungsaktiviäten und interdisziplinären Bearbeitung in Neumark-Nord wird deshalb große Bedeutung beigemessen.

ums und des Chattiums. Die Kohlen können als paralische Bildungen angesehen werden, Hinweise auf marine Beeinflussung geben Fossilien (Dino-Zysten, Acritarchen), Sedimentstrukturen (Fining Upward Zyklen) und Glaukoniteinlagerungen. Sedimentationszyklen 3. bis 5. Ordnung (Parasequenzen) im Sinne von HARDENBOL et al. (1998) weisen auf das Wirken orbital gesteuerter klimabedingter Meeresspiegelschwankungen hin.

Die Abfolge der tertiären Ablagerungen kann im Zentrum der Senke 70 m erreichen, zu den Rändern hin können sie geringmächtiger werden oder auskeilen. Zur Datierung der Schichtenfolgen dienen fast ausschließlich Mikrofossilien, wobei die kohleführenden Abschnitte nach mikropaläobotanischen (Sporen-Pollen-Zonierung) und die rein marinen Rupel-Tone und -Schluffe nach mikropaläozoologischen Untersuchungsergebnissen eingestuft wurden. Die Schichtenfolge des kohleführenden Tertiärs von Amsdorf wurde nach LOTSCH (1981) als Amsdorfer Folge bezeichnet und in Teilfolgen von A-E untergliedert. Nach neueren palynologischen Untersuchungen (BLUMENSTENGEL et al. 2002) kann man die für den Halle-Merseburger Raum neu eingeführte lithostratigraphische Gliederung (BLUMENSTENGEL et al. 1996) auch auf das Tertiär von Röblingen übertragen, so dass man in Zukunft die lokalen Bezeichnungen der Amsdorfer Folge nicht mehr benötigt.

Die ältesten und die jüngsten Sedimente sind nur aus Schlottenfüllungen im Bereich des Teutschenthaler Sattels bekannt, es sind Schluffe des unteren Bartonium (SPP-Zone 16 nach KRUTZSCH et al. 1992) und des Oberoligozän (Chattium). Aus dem zentralen Teil der Senke liegen nahezu lückenlose Profile vom höheren Bartonium (SPP-Zone 17) bis zum Rupelium (SPP-Zone 20, Foraminiferen-Zone R2-R5, Dino-Zysten–Zonen D13, D14). Eine Übersicht der Schichtenfolge enthält Abb. 2. Diese beginnt im Amsdorfer Revier mit dem ersten Kohlezyklus (Wallendorf-Formation=Amsdorfer Folge A), einem bis zu 2,5 m mächtigen Liegendton und dem sogenannten Unterflöz, das etwa 4 m Mächtigkeit erreichen kann. Ihm kann ein bis 0,3 m mächtiges „unteres Mittel" eingeschaltet sein. Die Kohle ist stark gebändert und bitumenreich. Den Abschluss dieses Kohlezyklusses bildet ein Hangendton (Unterer Teil des „Oberen Mittels"), der glaukonitführend ist und den marinen Highstand markiert.

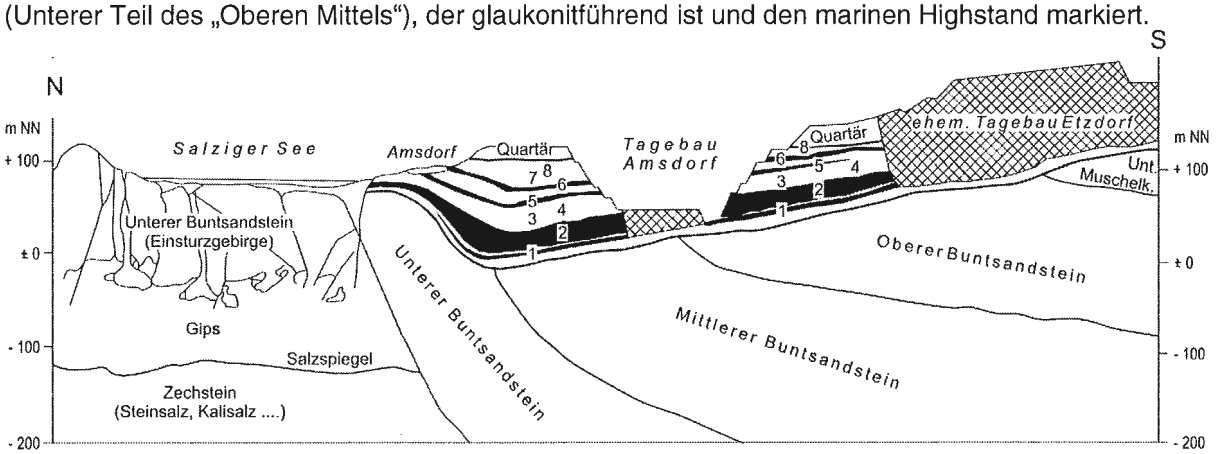


Abb. 3: Schnitt durch die Oberröblinger Braunkohlenmulde und den südlichen Teil des Salzigen Sees (aus THOMAE & VOLLAND 2002, nach Unterlagen der MIBRAG 1993).
Schwarz – Braunkohle, Schraffur – Halde,
1 – Unterflöz, 2 – Hauptflöz, 3 – Decksand, 4 – Kohleton, 5 – Oberflöz 2.1, 6 – Oberflöz – 1, 7 – Rupelsande, 8 – Rupelton.

Der zweite Kohlezyklus (Bruckdorf-Formation=Amsdorfer Folge B) beginnt mit geringmächtigen Sanden (oberer Teil des „Oberen Mittels"), darüber folgt das Hauptflöz. Es besteht ebenfalls aus stark gebänderter Kohle mit drei Zyklen vierter Ordnung und erreicht eine Mächtgikeit von maximal 12,3 m. Palynologisch ist es durch die SPP-Zone 18 u (Priabonium 1) belegbar. Nach einer Schichtlücke folgen ein Decksand und die Hangenden Letten mit zwei kleinen Kohleflözchen (Oberflöz 1 und 2), sie gehören lithostratigraphisch zum dritten Zyklus (Schkeuditz-Formation=Amsdorfer Folge Ca) und biostratigraphisch zur SPP-Zone 18 o (Priabonium 2). Der höchste Zyklus des Priabonium besteht aus bis zu 3,7 m mächtigen brackisch-marinen Kohletonen (Zöschen-Formation=Oberster Kohleton=Amsdorfer Folge Cb), die durch die SPP-Zone 19 (Priabonium 3="Latdorf") charakterisiert werden. Nach einer Schichtlücke im Übergangsbereich vom Priabonium zum Rupelium (weltweite Regression) folgt ein weiterer Zyklus (Rupelium 1), zunächst mit basalen fluviatilen Sanden (bis 2,2 m mächtig), dann mit tonig-schluffigen brackischen Bildungen (bis 2,7 m) und den Kohlebildungen des Oberflözes (bis 0,8 m mächtig). Dieser Profilabschnitt (Amsdorfer Folge D und E=Zörbig-Formation)

ist palynologisch durch die SPP-Zone 20A/B charakterisiert. Mit dem Rupel 2 beginnen die eigentlichen marinen Rupeltone/Rupelschluffe, die mit einem bis 0,3 m mächtigen Konglomerat über der Kohle beginnen, dass durch eine außergewöhnlich große Häufigkeit an Haifischzähnen gekennzeichnet ist. Die darüber folgenden, zunächst sandig-schluffigen Ablagerungen erreichen Mächtigkeiten zwischen 5 und 7,5 m. Es sind marine Bildungen, die Foraminiferen-Faunen des Rupel 2 im Sinne von SPIEGLER und Dino-Zysten der Zone 13 enthalten. Den Abschluss des Profils bilden bis zu 17,5 m mächtige Rupeltone (Septarien-Tone), eine Wechsellagerung von Tonen mit schluffig-sandigen Lagen. Sie enthalten reiche Mikro- und Makrofaunen (vor allem Mollusken) (u. a. GRÜNDEL 1997, KIESEL 1970, MÜLLER 2002, WELLE 1998).

Das bis 30 m mächtige **Quartärprofil** beginnt verbreitet mit gering mächtigen feuersteinfreien Kiesen der Weida, die vor allem Quarz-, Muschelkalk- und Buntsandstein-Gerölle enthalten. Sie werden im Hangenden von sandig-schluffigen Beckensedimenten abgelöst, die zum Dehlitz-Leipziger Bänderton überleiten, den Vorstoßbänderton der ersten Elster-Vereisung. Der kontinuierliche Sedimentwechsel lässt annehmen, dass die Kiese frühelsterzeitlich sedimentiert wurden. Die durchschnittlich 12 m mächtige Elster-Grundmoräne enthält zahlreiche Schollen aus Lokalmaterial (kaolinisierter Buntsandstein, Tertiärsedimente), das der Gletscher im Bereich der Eislebener Niederung aufgenommen und beim Anstieg nach Süden auf die Querfurter Muschelkalkplatte wieder abgesetzt hat (HOFFMANN 1991, HOFFMANN & PIOTROWSKI 2001). Der obere Moränenteil ist von Schmelzwassersanden durchsetzt. Die Grundmoräne kann geschiebeanalytisch dem ersten Elster-Eisvorstoß (Zwickau-Phase) zugeordnet werden, die Grundmoräne des zweiten Vorstoßes (Markranstädt-Phase) ist nicht überliefert (HOFFMANN 1991). Im Hangenden folgen örtlich Schmelzwassersande und im östlichen Tagebaubereich die um 1 m mächtigen holstein- bis frühsaalezeitlichen Hauptterrassenschotter der Weida. Darüber lagern ca. 10 cm Böhlen-Lochauer Bänderton, der Vorstoßbänderton der ersten Saale-Vergletscherung. Das Eisstausee-Sediment wird von einer durchschnittlich 7 m (max. 15 m) mächtigen zweigeteilten Grundmoräne überdeckt. Der untere, braune Teil ist reich an einheimischen Porphyren, der obere, rote Teil ist durch Buntsandstein- und Muschelkalk-Geschiebe charakterisiert. Zwischen beiden Faziesbereichen findet sich kein nennenswertes Zwischenmittel. Nach HOFFMANN (1991) erklärt sich die Differenzierung aus der Reaktivierung des Gletschers nach einer Stillstandsphase und veränderten Strömungsverhältnissen. Die gesamte Moräne wurde während des ersten Saale-Eisvorstoßes (Zeitz-Phase) gebildet. Den hangenden Profilabschluss bilden 2-3 m Schmelzwassersand und 2 m weichselzeitlicher Löss.

Die Aufschlussverhältnisse des Quartärs sind zurzeit nicht optimal. Am Exkursionspunkt kann aufgrund einer Tertiär-Hochlage und pleistozäner Erosion nur ein stark reduziertes Profil vorgestellt werden. Das Saaleglaziär fehlt hier völlig.

Halt 2: Geologie, Paläontologie, Bergbau und Tagebausanierung im Geiseltal. Einführungsvorträge in der **Zentralwerkstatt Pfännerhall**, Braunsbedra

(GK 25 – 4737 Weißenfels Nord, R: 44 93400, H: 56 84150). P. Balaske, H. BLUMENSTENGEL, A. SCHROETER, & M. THOMAE.

Entdeckung und Erkundung der Lagerstätte. M. THOMAE.

Die Entdeckung der Braunkohle im Geiseltalgebiet geht sicher vor das Jahr 1698 (erste urkundliche Erwähnung der Kohle) zurück. In der geologischen Literatur beschreibt HEER (1861) eingekieselte Pflanzen aus Weißenfels und den Braunkohlenablagerungen von "Skopau". Die letztgenannten Funde gehören zu den Dörstewitz-Rattmansdorfer Feldern, die über die "Tertiärverbindung" von Oberwünsch mit dem Geiseltal in Verbindung stehen. Die erste Veröffentlichung zum Kohleabbau stammt von ZINCKEN (1884), der 11 Gruben des Geiseltales beschreibt. Sie enthält bereits detaillierte Angaben zur Mächtigkeit von Flöz und Deckgebirge. In ähnlicher Weise werden die Vorkommen in Gehüfte und Zöbigker bei Mücheln sowie die von Krumpa, Körbisdorf, Lützkendorf, Großkayna und Oberbeuna beschrieben. Diese erste Dokumentation einiger geologischer Aufschlüsse im Geiseltal zeichnete sich durch eine detaillierte Beschreibung der Kohle und ihrer Beimengungen aus. Auf Grund der mangelhaften Aufschlussverhältnisse des Grubenvorfeldes fehlten noch jegliche geometrischen Flözangaben.

Zu Beginn dieses Jahrhunderts hatte sich das Bild schon wesentlich verändert. Größere Betriebe verdrängten die kleinen Gruben. Bei Runstädt durchteuften erste Braunkohlenbohrungen ca. 100 m Flöz. Nach KNOCHENHAUER (1989) konnte sich der Familienbetrieb von Gruben infolge mangelnder technischer

und finanzieller Möglichkeiten nur schwer gegen die Konkurrenz aus dem nordwestlichen Raum durchsetzen. Erst die Verbesserung der Infrastruktur Anfang des 20. Jahrhunderts machte das Geiseltal für größere Kapitalanleger attraktiv. Der Wunsch nach besserer Kenntnis der räumlichen Ausdehnung der Lagerstätte fällt in diese Zeit. SALZMANN (1914) legte aufbauend auf neuen großen Aufschlüssen (Tagebaue Elise II, Emma, Cecilie, Pfännerhall, Leonhardt, Rheinland und Beuna) (Abb. 4a, b), die durch 423 Braunkohlenbohrungen und zwei Tiefbohrungen (bis in das Rotliegende) ergänzt wurden, eine Dissertation vor, die Maßstäbe setzte.

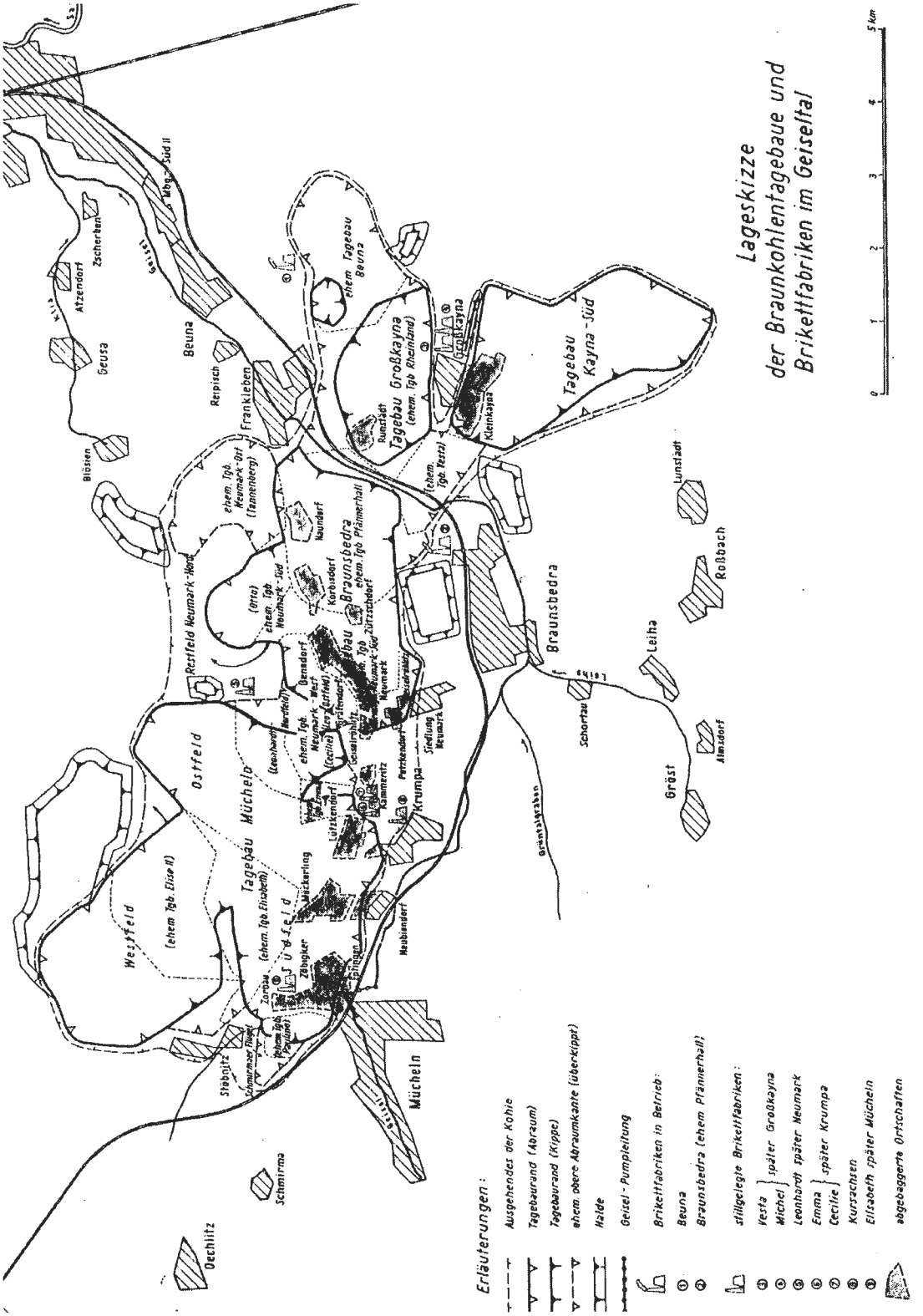


Abb. 4a: Braunkohlenabbau im Geiseltal.

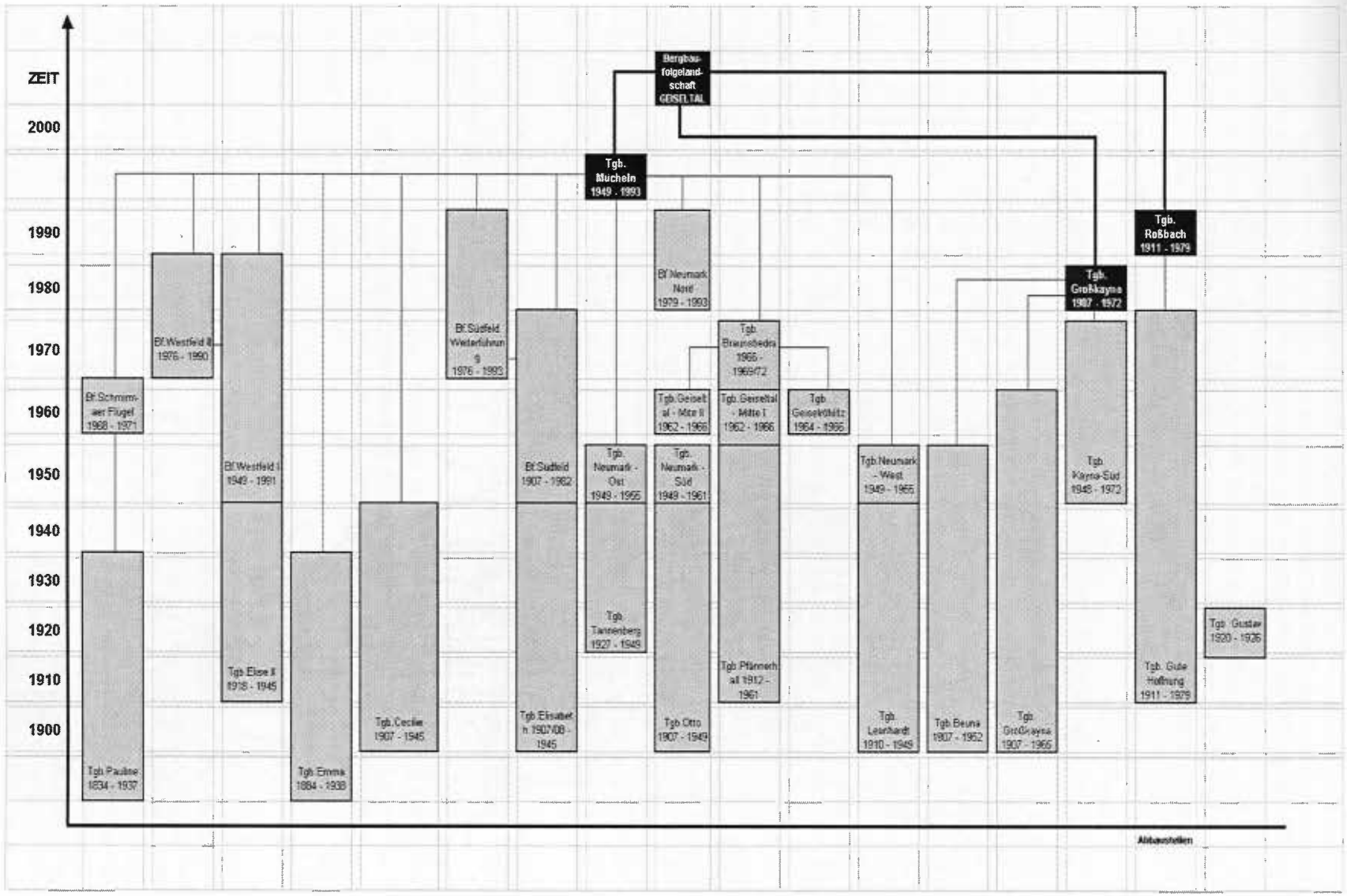


Abb. 4b: Bergbauentwicklung im Geiseltal.

Der Aufschlussgrad der Lagerstätte reichte nunmehr aus, um 24 geologische Schnitte zu konstruieren. Mit diesen Schnitten gelang es erstmals, die räumliche Ausdehnung der Lagerstätte zu begrenzen, wobei jedoch die Kenntnis in vertikaler Richtung mangelhaft blieb. Die damals gestoßenen Braunkohlenbohrungen berücksichtigten die Tatsache von mehreren Braunkohlenflözen in vertikaler Abfolge ungenügend. So durchteufte man meist nur ein Flöz, maximal zwei Flöze und stellte die Bohrungen im Liegenden des Flözes ein, ohne das Prätertiär zu erreichen. Der wirtschaftliche Wert der wissenschaftlichen Arbeit lag in der Darstellung der Flözverbreitung sowie der Flözlagerung in Form einer Karte und geologischen Schnitten. Damit war für Kapitalgesellschaften ein weiterer Anreiz für Investitionen gegeben, der bereits in den 20er Jahren des letzten Jahrhunderts zu einer Verdoppelung der Kohleförderung führte.

Genese und geologischer Bau. M. THOMAE.

Der wissenschaftliche Disput um die Geiseltalgenese erreichte in den Jahren 1923 bis 1937 einen Höhepunkt. Drei wichtige Hypothesen wurden damals intensiv diskutiert. Mit den neueren Untersuchungen, der Einbeziehung des tieferen Untergrundes und den Arbeiten zur Sequenzstratigraphie (BLUMENSTENGEL et al. 1996, KÜSTERMANN & ZENK 1995, SCHWAB 1993 und THOMAE 1991) wurde die Diskussion um die Geiseltalgenese neu belebt und es kamen noch zwei weitere Hypothesen hinzu.

1. **Ausfüllung einer natürlichen Hohlform** (WEISSERMEL 1923, 1930)
2. **Auslaugung von Steinsalz und Gips im Zechstein und Oberen Buntsandstein (Subrosion)** (WALTHER 1919, HERRMANN 1930, WEIGELT 1937, GALLWITZ 1952, LEHMANN 1953, KRUMBIEGEL 1964, LINCKE 1977)
3. **Salzabwanderung (Halokinese)** (WEIGELT 1930, JANKOWSKI 1964, JAGSCH 1977)
4. **Salzakkumulation (Halokinese) mit nachfolgender Auslaugung (Subrosion)**
   Ausgehend von den großen halokinetisch geprägten Lagerstätten im Nordwesten (Egelner Mulde, Nachterstedt), der Nähe zu Salinarstrukturen (Teutschenthal) und der Analyse des regionalen Störungsbildes gehen SCHWAB (1993) und THOMAE (1991) von einer präeozänen Salinarakkumulation mit nachfolgender zyklischer Subrosion aus. Zwischen ihnen besteht jedoch Uneinigkeit über die Lage der Salinarakkumulation.
5. **Salzabwanderung durch bruchtektonische Beanspruchung**
   Umfangreiche oberflächengeophysikalische Messungen und das sich daraus ergebende Störungsmuster veranlassten KÜSTERMANN & ZENK (1995) zu der Auffassung, dass hauptsächlich bruchtektonische Beanspruchung zu einer Salzabwanderung führte. Das nachfolgende Einsinken des Hangenden gibt den Sedimentationsraum für die Kohlebildung frei. Das verdrängte Salinar sollte entsprechend der Vorstellung von SCHWAB (1993) mit dem Rötsalinar ein Doppelsalz im Suprasalinar bilden.

Insgesamt wird die Entstehung der Geiseltalstruktur heute als Kombination tektonisch, halokinetisch und subrosiv gesteuerter Bewegungen im Zeitraum Oberkreide/Alttertiär gesehen (SCHROETER 1991, THOMAE 1991, SCHWAB 1993, THOMAE & SCHROETER 1996, BLUMENSTENGEL et al. 1999) (vgl. Abb. 5).

Die Genese der tertiären Geiseltalsenke steht im ursächlichen Zusammenhang mit der prätertiären Entwicklung der Querfurter Mulde. Besonders die Ablagerungen des Zechsteins und der während des Spätvariszikums angelegten Bruchstrukturen des Grundgebirges prägten Tektonik und Sedimentation des Tafelstockwerkes. Die Randlage zur Querfurter Mulde und die Rotliegendhochlage im Bereich des Merseburger Sattels beeinflussten bereits die gesamte Fazies des Zechsteins. Die Fließvorgänge des Salinars führten zur Salzabwanderung in den Pressungsräumen und zu Salinarakkumulationen in den Druckentlastungsgebieten.

Hauptursache für die Bildung von Senkenstrukturen zur Akkumulation tertiärer Sedimente war das primäre Vorhandensein von Salinar im Untergrund. Die Senkungsbewegungen des Eozäns waren an die Subrosion von zuvor akkumuliertem Salinar gebunden. Die Subrosion folgte bevorzugten Grundwasserbewegungen entlang von Störungszonen. Dabei wechselten Phasen starker Subrosion, die zu schneller Absenkung führten mit Abschnitten geringer Absenkung. Die Subrosionsmaxima initiierten die klastischen Schüttungen. Die Kohlebildungszeiten bilden den Abschluss eines Subrosionszyklus. Ein Subrosionszyklus umfasst eine schnelle Absenkung mit klastischer Sedimentation, die synchron zur abklingenden Subrosion immer feinkklastischer wird und schließlich in eine organogene Sedimentation, die Kohlebildung übergeht. Dem Zyklus können sich Teilzyklen unterordnen, die durch Zwischenmittel innerhalb der Kohle repräsentiert werden.

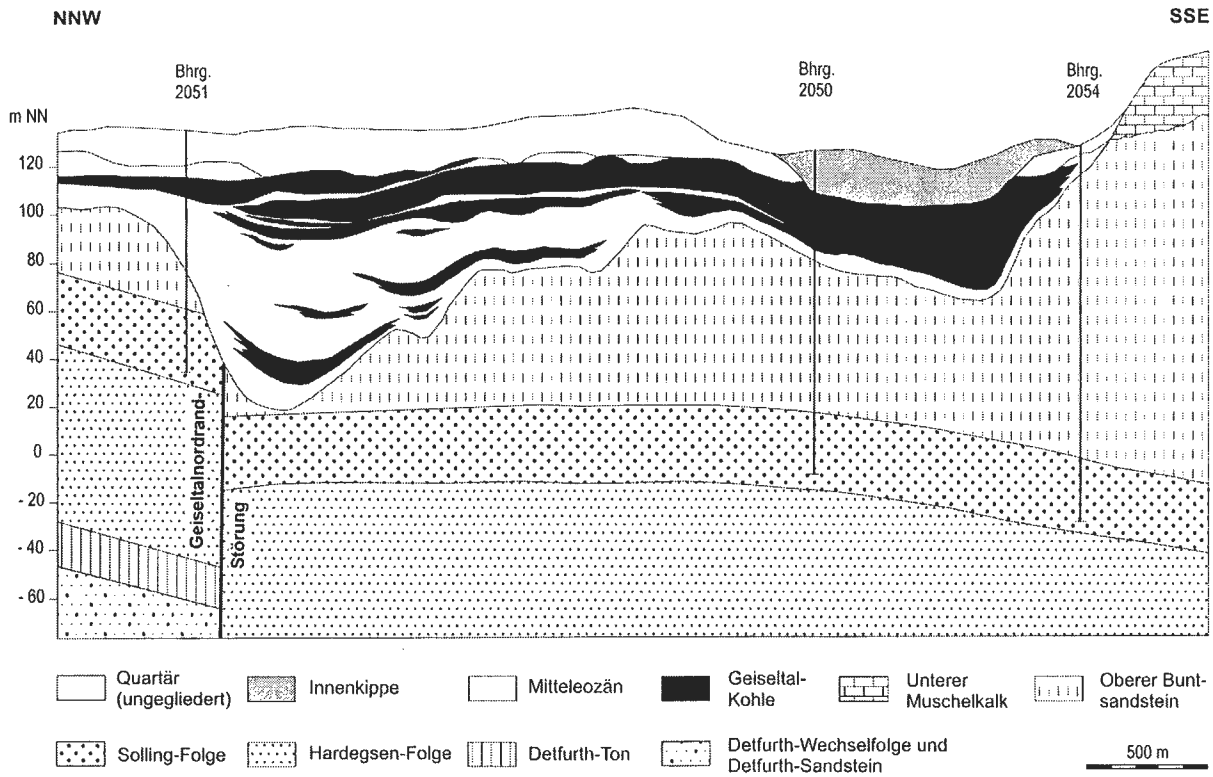


Abb. 5: Schnitt durch das westliche Geiseltal (ehemaliger Tagebau Mücheln) (Bearbeitung: IHU GmbH Nordhausen).

Paläontologie des Mitteleozäns. H. BLUMENSTENGEL & P. BALASKE.
(siehe auch Exk. A1, Halt 1: Geiseltalmuseum, S. 79)

Die tertiären Ablagerungen des Geiseltales sind überwiegend älter als die des Tertiärs von Röblingen (Tagebau Amsdorf) (Abb. 2). Bisher nahm man an, dass es sich überwiegend um mitteleozäne Sedimente des Lutetiums handelt (WEIGELT 1933, KRUTZSCH 1976, KRUMBIEGEL et al. 1983, HAUBOLD 1989), doch muss auch ein beachtlicher Anteil untereozäner Bildungen noch dazugerechnet werden (BLUMENSTENGEL & THOMAE 1998), wobei die ältesten Ablagerungen nur im SE vorkommen und die jüngsten vorwiegend im NW.

Im Vergleich zu den anderen Braunkohlenvorkommen dieser Region weist das Geiseltal nicht nur die mächtigsten Kohleflöze sondern auch die beachtlichsten Fossilfunde auf, vor allem an Makrofossilien, die einen Vergleich mit den etwa gleichaltrigen Funden aus Messel nicht zu scheuen brauchen. Im Gegenteil, während die Funde von Messel kaum eine Zeitscheibe von einer halben Million Jahren überschreiten dürften, sind hier Funde aus einem Zeitabschnitt von etwa sechs Millionen Jahren geborgen worden, die wesentlich zum Erkennen evolutionärer Prozesse in der Wirbeltierentwicklung während des Mitteleozäns Mitteleuropas beigetragen haben. Daher wurde für diese Schichten in der internationalen Wirbeltierstratigraphie der Begriff Geiseltalium eingeführt. Dieses umfasst in einem Zeitraum von vor 44-49 Millionen Jahren im Bereich der Unterkohle die MP-Zone 11 (Messel), im Niveau der Unteren Mittelkohle die MP-Zone 12 (Issel) und während der Bildung der Oberen Mittelkohle die MP-Zone 13 (Bouxwiller). Im stratigraphischen Niveau der Oberkohle befinden sich die Fundpunkte der MP-Zone 14, die zum Robacium der internationalen Säugetierstratigraphie gestellt wird.

Bei den Makrofossilfunden handelt sich aber im Wesentlichen nicht um Tierreste aus der Kohlefazies (humodile Phasen) des Geiseltals, sondern um Reste von Tieren aus den Zwischensedimenten der Kohle (dysodile semiaride Trockenphasen), wo in Trichterbildungen und in Leichenfeldern an Bachläufen durch das Wirken karbonathaltiger Wässer aus dem Muschelkalk besondere Erhaltungsbedingungen vorlagen. In dieser Weise lieferte das Geiseltal sehr artenreiche Wirbeltierfaunen (122 Arten, 50 davon erstmalig). Die seinerzeit einzigartigen Funde führten zur Einrichtung des 1934 von J. WEIGELT in Halle gegründeten Geiseltalmuseums, das vor allem durch die außergewöhnliche Erhaltung von Säugetieren (z. B. Urpferd), Reptilien (Krokodile, Schildkröten), Amphibien, Vögeln und Insekten berühmt wurde. Auch beachtliche makropaläobotanische Florenreste konnten aus den Sedi-

menten des Geiseltals geborgen und untersucht werden. Eine übersichtliche Zusammenstellung der wichtigsten Funde erfolgte erstmalig durch KRUMBIEGEL (1959). HAUBOLD & HELLMUND (1994) gaben einen Überblick zu den wichtigsten Funden und zum Kenntnisstand der Fundstellen, sowohl im Feld Mücheln als auch im Feld Neumark. Nach nahezu vollständiger Auskohlung der Lagerstätte und Einstellung der Abbautätigkeit ist die Ausbeutung des Geiseltals als eozäne Fossillagerstätte in den 90er Jahren des vergangenen Jahrhunderts zu Ende gegangen, die wissenschaftliche Bearbeitung wird allerdings in Anbetracht des noch unbearbeitet vorliegenden Archivmaterials noch fortgesetzt werden müssen.
In der Kohlefazies sind vor allem die palynologischen Funde (Pollen und Sporen) für die fazielle und ältersmäßige Einordnung der Sedimente wichtig, sie erlauben aber auch eine Parallelisierung mit den kohlefreien klastischen Abfolgen. Eine intensive Bearbeitung von Profilen führte zu einer sehr diffizilen Pollenstratigraphie (KRUTZSCH 1976, KRUTZSCH et al. 1992 u. a.). So können die Sedimente der einzelnen Kohlezyklen (Zyklen 3 Ordnung im Sinne von HARDENBOL et al. 1998) nur mit Hilfe einer SPP-Zonierung ermittelt werden. Im Bereich der Geiseltalsenke treten Sedimente der SPP-Zone 11/12 bis 18 auf. Im Untereozän sind es die Flöze der Formationen Schkopau (Zone 11-13A), Leuna (Zone 13B) und Roßbach (Zone 14). Im Mitteleozän entstanden während des Lutetiums die Unterkohle (Zone15A), die Untere Mittelkohle (Zone 15B), die Obere Mittelkohle (Zone 15C) und die Oberkohle (Zone 15D). Ein Nachweis der Pollen von *Nypa* (Sumpfmangrove) in einem Tonmittel zwischen der Unteren und der Oberen Mittelkohle weist auf Gezeiteneinfluss hin (BLUMENSTENGEL 2001). Wir müssen daher annehmen, dass das Geiseltal während des Mitteleozäns unmittelbar Verbindung zum Mitteldeutschen Ästuarin an der Südküste des Nordwesteuropäischen Tertiärmeeres hatte. Mitteleozäne Funde von Glaukonit und marinem Phytoplankton sind auch aus dem Halle-Merseburger Raum bekannt geworden.

Hydrogeologie und bergbauliche Sanierung. A. SCHROETER.

Seit Anfang der 90er Jahre wurde eine Vielzahl von Maßnahmen zur bergbaulichen Sanierung und Wiedernutzbarmachung des Geiseltals ausgeführt. Im Zentrum der Betrachtungen standen die Planung der Flutung der Geiseltalrestlöcher, der Grundwasseranstieg und die Wiederherstellung eines weitgehend selbsttragenden Wasserhaushaltes sowie naturnaher Abflussverhältnisse. Ausgehend von den geologischen Standortbedingungen wird ein kurzer Abriss zu den hydrogeologischen Untersuchungen gegeben, die im Rahmen der bergbaulichen und wasserwirtschaftlichen Sanierungsmaßnahmen für das Braunkohlegebiet Geiseltal durchgeführt wurden. Durch die komplexe Geoanalyse wurde eine gravierende Senkung des aus Bundesmitteln finanzierten Gesamtsanierungsaufwandes möglich. Dabei stellen die Grund- und Oberflächenwasserströmungsmodelle, gekoppelt an entsprechende Monitoringsysteme, effiziente, hydrogeologische Prognosewerkzeuge dar.

Die hydrogeologischen Bedingungen des Braunkohlegebietes Geiseltal werden durch den mehrschichtigen hydrogeologischen Aufbau, d. h. durch die Hauptgrundwasserstockwerke Festgestein (Buntsandstein, Muschelkalk) und das Lockergestein (Tertiär, Quartär und Bergbaukippen) geprägt. Das prätertiäre Festgestein wird durch die Teilgrundwasserleiter und -stauer des Unteren bis Oberen Buntsandsteins (sechs Aquifer, fünf Grundwasserstauer) sowie den Muschelkalk (Karstgrundwasserleiter) aufgebaut. Die ehemals verbreiteten natürlichen Grundwasserleiter und –geringleiter sind durch den Bergbau großräumig devastiert und werden von Bergbaukippen weitflächig bedeckt (SCHROETER 1991) (Abb. 5).

Die geowissenschaftlichen Untersuchungen zur Planung des Wiederanstieges der Tagebaurestlöcher des Geiseltals konzentrierten sich in den neunziger Jahren eingangs vor allem auf das hydrogeologische Modell des Braunkohlegebietes und seiner Randbereiche. Im Ergebnis wurden aufgabenbezogene Datenbanken, ein digitales Geländemodell mit den Tagebauendständen (DGM), ein geologisches Lagerstättenmodell mit einem Geographischen Informationssystem (GIS) sowie ein verifiziertes hydrogeologisches Modell aufgebaut. Parallel dazu wurden zur Schließung von Kenntnisdefiziten ergänzende hydrogeologische Erkundungen durchgeführt, in deren Ergebnis ein Grundwassermonitoring (Grundwassermessnetz) für das Geiseltal entstand.

Auf Basis der erkundeten und systematisch aufgearbeiteten, hydrogeologischen Daten wurde zur modelltechnischen Abbildung der Grundwasserströmung das Großraummodell Geiseltal mit verschiedenen Modellupen ab dem Jahre 1993 in mehreren Etappen durch die IHU GmbH aufgebaut. Auf Grundlage des hydrogeologischen Geiseltalgesamtmodells wurde eine wissenschaftliche Grundlage zur Lösung der wasserwirtschaftlichen Probleme bei der Umsetzung der bergbaulichen Sanie-

rung des Geiseltals geschaffen. Dies gilt z.B. für die hydrogeologischen Berechnungen zu Flutungsszenarios und -konzepten, zu Prognoseberechnungen, zu Sanierungskonzeptionen, für Grundwasserflurabstandsprognosen und zum Wasserhaushalt.

Zu Beginn der bergbaulichen Sanierungsmaßnahmen wurden im Braunkohlegebiet Geiseltal ca. 60 relevante Altlastverdachtsflächen ausgewiesen. Den Schwerpunkt der Gefahrenbetrachtungen stellten dabei die von der Chemischen Industrie verursachten Punktquellen und Altlastengefahrenherde dar. Neben diesen „Mega-Chemie-Altlasten" im Revier wurden auch die bergbaugeprägten Altstandorte wie ehemalige Brikettfabriken (Beuna, Braunsbedra), Tagesanlagen und Werkstattbereiche sowie Altdeponien mit z. T. „wilden" Hausmüllablagerungen in den Gesamtsanierungsrahmen einbezogen.

Die ausgewählten Praxisfälle repräsentieren **Altlastenschwerpunkte**, ohne deren langzeitlich wirksame Sicherung bzw. Sanierung eine nachhaltige bergbauliche Wiedernutzbarmachung des Geiseltals mit der Flutung, der Herstellung von Gewässern und dem Grundwasseranstieg nicht machbar war (Auswahl):

I. Tagebaurestloch Großkayna mit der subaquatischen Deponie der LEUNA-Werke
II. Standort Krumpa (ADDINOL) mit der Südböschung des Tagebaurestloches Mücheln, Teilbereich Weiterführung Südfeld (siehe Halt 4)
III. Säureharz-Asche-Einspülung in das Tagebaurestloch Mücheln, Teilbecken Braunsbedra.

Die **Flutung des Tagebaurestloches Mücheln** zur Herstellung des Geiseltalsees wurde am 30. Juni 2003 im Teilbecken Westfeld mit einem mittleren Volumenstrom an Saalewasser von ca. 70 Mio. m^3/a (ca. 2,22 m^3/s) aufgenommen. Das Vorhaben zur „schnellen" Flutung des „Geiseltalrestloches" resultiert ursprünglich aus einer behördlichen Festlegung des Jahres 1968 (siehe ULLMANN 2000). Seitdem wurden die Böschungssysteme während des aktiven Bergbaus bis zum Jahre 1993 und nach dem Niedergang des Braunkohlebergbaus planmäßig im Sinne dieser Zielstellung gestaltet. Das Sanierungsziel besteht in der Wiederherstellung eines ausgeglichenen, sich weitgehend selbsttragenden Wasserhaushaltes und entspricht den raumordnerischen Entwicklungsprogrammen.

Zur Flutung der ehemaligen Tagebaue des Geiseltals, die am 22.05.2001 am Tagebaurestloch Großkayna aufgenommen wurde (SCHROETER 1998), dient eine ertüchtigte Pumpstation an der Saale (Wasserwerk Leuna-Daspig). Unter Nutzung der Infrastruktur des Chemiestandortes LEUNA und einer neu errichteten Rohrleitungstrasse (DN 1400 bis 1700) wird Flusswasser von der Saale in westliche Richtung bis zum Restloch Großkayna, dann über die Geiseldammkippe entlang der Ost- und Nordböschung des Tagebaurestloches Mücheln bis zur Einleitstelle am Grunde des Westfeldes geleitet. Nach der Flutungsprognose ist zur Auffüllung der bergbaulichen Hohlform von einem Gesamtvolumen von ca. 500 Mio. m^3 auszugehen, wobei sich stationäre hydrologische Verhältnisse nach ca. 30 bis 40 Jahren einstellen. Die vorzeitige Flutung des Tagebaurestloches Großkayna war insbesondere aus geotechnischen Gründen notwendig, da die Standsicherheit der Geiseldammkippe auf der Ostseite zur bergbaulichen Hohlform mit der subaquatischen Deponie wesentlich geringer war als auf der Westseite (Tagebaurestloch Mücheln/ Braunsbedra).

Die Flutungsplanung und Ablaufoptimierung für die Wiederauffüllung des Tagebaurestloches Mücheln mit seinen Teilbecken wurden auf Grundlage von hydrogeologischen Untersuchungen und Modellprognosenberechnungen durchgeführt (Großraummodell Geiseltal, IHU GmbH).

Halt 3: Sanierung des Tagebaurestloches Mücheln, **Aussichtsplattform Krumpa (Geiseltal)** (GK 25 – 4637 Merseburg West, R: 44 89150, H: 56 85050). A. SCHROETER.

Das Werksgelände des ehemaligen Mineralölwerkes Lützkendorf (ADDINOL) wurde zwischen 1936 und 1938 durch die Wintershall AG Kassel zur Herstellung von Flugbenzin über die Fischer-Tropsch-Synthese aus Kohlevergasungsprodukten am Standort Krumpa errichtet. Neben der Braunkohleveredlung wurden auch erdölbürtige Rohöle zu Schmieröl, Petroleum und Benzin verarbeitet. Die Böden und Grundwässer des Standortes ADDINOL sind seit Jahrzehnten stark verunreinigt. Die extremen Kontaminationen resultieren vor allem aus den Luftangriffen alliierter Bomber im 2. Weltkrieg (15 Luftattacken im Zeitraum 12.05.1944 bis zum 08. 05. 1945). Hierdurch wurden die Produktionsanlagen und Tanks nahezu vollständig zerstört und die hochgradig schadstoffbelasteten Produkte, Öle und Rückstände traten in den Boden und das Grundwasser ein. Nach 1945 wurden die Werksanlagen wieder instandgesetzt und in verschiedenen Stufen zur Nutzung von Braunkohle und Roherdöl

u. a. vor allem für die Herstellung von Benzin, Diesel, Petroleum, Schmieröl, Paraffin und Flüssiggas ausgebaut. Dementsprechend fielen einige schadstoffreiche Produktionsrückstände und Abfallprodukte der Raffination von Schmier- und Weißölen (Säureharze) und ölhaltige Bleicherden aus der Kontaktbleicherei von Schmierölen sowie Propanbitumen und Ölschlämmen an (GRÜN 2000), was zur weiteren Erhöhung der Belastungssituation von Boden und Grundwasser führte.

Auf Grund der Grundwasserhauptfließrichtung von Südwest/Süd nach Nordost/Nord zum Tagebaurestloch Mücheln und dem Szenario eines langzeitlich wirksamen Schadstoffeintrages in das zukünftige Gewässer wäre die Entstehung und die Nutzung des Geiseltalsees ohne weitere Sanierungs- und Sicherungsmaßnahmen auf dem Standort nicht möglich. Aus diesem Grunde wurden in den vergangenen Jahren durch die GSA (Grundstücksfonds Sachsen-Anhalt GmbH) technische Maßnahmen zur Sicherung und Sanierung der industriellen Altlasten auf dem ADDINOL-Gelände als Voraussetzung für die Flutung des Tagebaurestloches Mücheln durchgeführt (z. B. Sofortsanierungsmaßnahmen an Akutschäden, Schadstoffabwehr- und –sanierungsbrunnen, Ölabschöpfsysteme, Quellensanierungen von Schadstoffherden, Errichtung und Betrieb eines Grundwassermonitorings u. a. m.). Die Boden- und Grundwasserbelastungen auf dem Werksgelände führten auch im nördlich angrenzenden Bereich der Südböschung des Tagebaurestloches Mücheln im ehemaligen Bergbaufeld „Weiterführung Südfeld" und der „Innenkippe 966" zu einer erhöhten Schadstoffbelastungssituation. In diesem Zusammenhang wurden im Tagebaurestloch durchsickernde Phasen von Mineralölkohlenwasserstoffen registriert, die durch temporäre Sofortmaßnahmen im Sinne der Gefahrenabwehr aufgefangen wurden (Abwehrdrainagen, Entsorgung etc.). Dennoch konnten diese zeitbegrenzt wirksamen, lokalen Sanierungsmaßnahmen nicht das Grundproblem lösen, dass für die Zukunft ein stetiger, langzeitlicher Schadstoffaustrag (z. B. Kohlenstoffe, Aromate, Phenole und Methylenblau-aktive Substanzen) aus dem ADDINOL-Werksgelände in das zukünftige Gewässer „Geiseltalsee" auszuschließen ist. Zur Gewährleistung eines erfolgreichen Abschlusses der bergbaulichen Sanierungsmaßnahmen wurde aus diesem Grunde durch die LMBV mbH in Abstimmung mit dem Land Sachsen-Anhalt (Landesanstalt für Altlastenfreistellung) an der Grenze des Werksgeländes zum Tagebaurestloch Mücheln ein vertikales Dichtungssystem mit einer vorgeschalteten Auffangdrainage zur Fassung des belasteten Grundwasserabstromes aus dem ADDINOL-Gelände errichtet. Mit dem Abschluss dieser Sicherungsmaßnahme im Jahre 2004 ist eine der wesentlichen Voraussetzungen für die Flutung des Tagebaurestloches Mücheln und die Entstehung des „Geiseltalsees" gegeben.

Halt 4: Unstrut-Hauptterrasse, Schmoner Sande und archäologische Funde im **Kiessandtagebau Karsdorf** (GK 25 – 4735 Nebra (Unstrut), R: 44 75300, H: 56 84200).

H. J. BEHNKE, M. KLAMM, S. MENG & W. WREDE.

Der Tagebau befindet sich am südwestlichen Hang des Querfurter Muschelkalkplateaus. Es sind bis zu 15 m mächtige Sande und Kiese, die sog. Schmoner Sande, aufgeschlossen (Abb. 6). Sie verzahnen sich mit Schuttfahnen aus grobem Muschelkalk- und Rötmaterial. Morphologisch ist das Vorkommen am Talrand deutlich als ausgedehnter deltaartiger Schuttfächer erkennbar. Unterlagert werden die Schmoner Sande von bis zu 5 m mächtigen Schottern der Unstrut.

Die **Unstrutschotter** sind relativ feinkörnig und sandreich, z. T. mit ausgeprägten Schrägschichtungsmustern. Die Grenze zwischen den Schottern und den Schmoner Sanden im Hangenden ist z. T. sehr undeutlich. Schon WÜST (1904) beschrieb in einer benachbarten Grube aus diesen Schottern, die er als Karsdorfer Terrasse bezeichnete, das häufige Vorkommen der Flussmuschel *Corbicula fluminalis*. Diese Muschel galt als Leitart der Holstein-Warmzeit, kennzeichnet aber wahrscheinlich eine Wärmeschwankung des frühen Saale-Komplexes. LEHMANN (1922) parallelisierte die Karsdorfer- mit der Körbisdorfer Terrasse. Gleichzeitig machte LEHMANN auf das ungewöhnliche Höhenbasis-Niveau dieser Terrasse von nur 5-10 m über der heutigen Unstrutaue aufmerksam.

MENG hat aus den Schottern eine reiche Molluskenfauna mit ca. 60 Arten geborgen. Stratifizierte Aufsammlungen, besonders im südwestlichen Bereich der Grube, ergaben, dass sich *Corbicula fluminalis* hauptsächlich in den unteren und mittleren Schotterpartien konzentriert. Die Basisbereiche sind zudem durch karbonatisch verbackene Sande und Kiese gekennzeichnet. Im mittleren Bereich der Schotter, in einem rötlichen schluffigen Abschnitt, fanden sich Massenvorkommen der Quellschnecke *Belgrandia germanica*, einer interglazialen Leitart. *Corbicula fluminalis* ist ebenfalls häufig und auch durch zahlreiche juvenile Schalen ohne Abrollungsspuren vertreten. Landschnecken sind faziesbedingt unterrepräsentiert. Trotzdem verweist die vorgefundene Fauna eher auf eine kontinental beeinflusste Phase. Erwähnenswert ist noch die für Mitteldeutschland erstmals nachgewiesene Kleinmu-

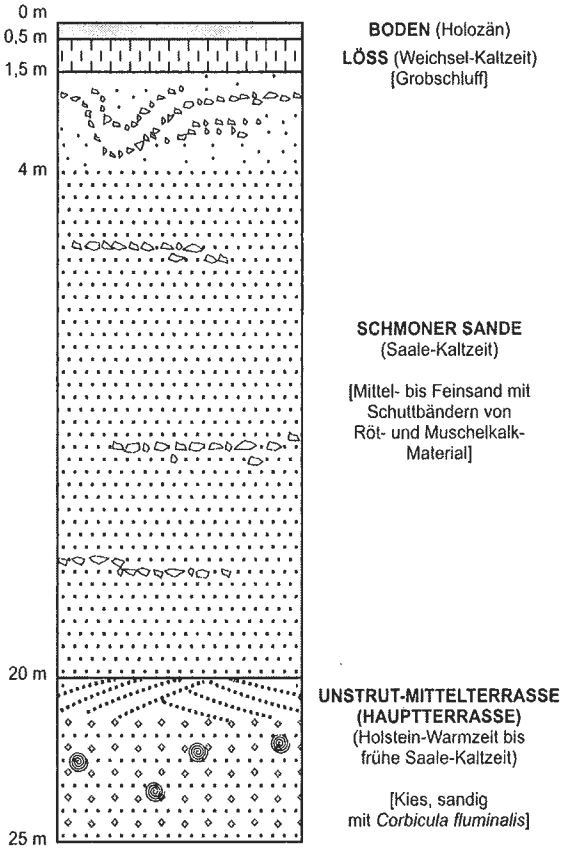


Abb. 6: Schematisches Aufschlussprofil des Kiessandtagebaues Karsdorf.

schel *Pisidium clessini*. Diese Art gilt als Leitart für das Mittelpleistozän (BÖSSNECK & MENG 2005). Angereichert sind die Sedimente z. T. mit verkalkten Chararesten (Armleuchteralgen). In den oberen Schotterpartien, ebenso in den Sanden im Übergangsbereich zu den Schmoner Sanden, sind *Corbicula* fluminalis und *Belgrandia germanica* nur noch vereinzelt anzutreffen. Vermutlich wurden ihre Schalenreste umgelagert. Es überwiegen Offenlandarten. Wichtig ist der Fund eines Molaren von *Mammuthus primigenius*. Er beweist, dass während der Bildung der oberen Schotter eine deutliche Abkühlung stattfand. Mehrere phasenweise Wechsel von Warm- und Kaltzeiten wurden ebenso im Bereich der Körbisdorfer Schotter, im vergleichbaren stratigraphischen Niveau, mehrfach nachgewiesen (MANIA & MAI 1969). Von Großsäugern wurden im Unstrutschotter von Karsdorf weiterhin angetroffen: Pferd (*Equus* sp.), Rothirsch (*Cervus elaphus)* und nach CLASEN (2001) außerdem Ur, Bär und Nashorn. Der stratigraphische Bezug dieser Funde (überwiegend Lesefunde) ist jedoch unsicher.

Im südwestlichen Aufschlussbereich ist die Grenze zu den Schmoner Sanden relativ deutlich ausgebildet. Den Abschluss der Schotter bilden hier bis zu 0,5 m mächtige rotbraune tonigschluffige Sedimente mit Froststrukturen. Kleine Frosttaschen können bis zu wenige Dezimeter in die oberen Schotter reichen. Darüber folgen Sande (bis 0,5 m) und lokal eingeschaltete geringmächtige braune Bodenkolluvien (bis 0,2 m) sowie Schuttfahnen aus grobkantigem Muschelkalk- und Rötschutt. In den Bodenkolluvien fand sich eine Molluskenfauna, die durch eine Wiesensteppen-Gesellschaft gekennzeichnet ist. In den darüber folgenden **Schmoner Sanden** gelangen die Nachweise von Resten des Wollnashorns (*Coelodonta antiquitatis)*. Schließlich fand sich 4-5 m über den Schottern in einer Schlufflinse im Bereich der Grobschuttbildungen eine hochkaltzeitliche Molluskenfauna.

Die bis zu 15 m mächtigen Schmoner Sande sind stark schluffig und von feinen Kiesbändern durchsetzt. Charakteristisch sind angeschnittene Rinnenbildungen mit einer Breite bis zu mehreren Metern. Durchsetzt sind die Sande von bis zu mehrere Meter mächtigen Schuttbändern (Solifluktionsfrostschutt-Fließerde) aus scharfkantigem groben Röt- und Muschelkalkmaterial. Im Südwestteil der Grube sind im Bereich der Schuttbänder große Frosttaschen entwickelt (bis 2 m Ausdehnung), welche mit lössähnlichem Material gefüllt sind. Die Schmoner Sande führen z. T. Fragmente von Molluskenschalen, die vermutlich aus umgelagerten Schottern der Unstrut stammen.

Im Gegensatz zum Zeuchfelder Sander hat sich die Unstrut in die Schmoner Sande wieder eingetalt und der Schüttungskörper aus dem Schmoner Tal ist an der Talflanke erhalten.

Über die Entstehung der mächtigen Schmoner Sande gab es unterschiedliche Meinungen. Meist wurden sie als Schwemmlöss, Flusssand oder als grobes kiesiges Schwemmmaterial aus dem Schmoner Tal beschrieben (WÜST 1904, LEHMANN 1922). Später hielt man sie für glazigene Schmelzwassersande (SCHNEYER 1961, SCHULZ 1962). Interessante Ergebnisse lieferten neue Kieszählungen (Tab. 1). Verglichen wurde der Geröllbestand der Unstrutschotter mit dem eines Kiesbandes im oberen Bereich der Schmoner Sande, ca. 2,5 m unter Oberkante, im nordwestlichen Grubenbereich.

Tab. 1: Geröllzählungen aus dem Kiessandtagebau Karsdorf (MENG 2003).

Geröllbestand in %	Unstrutschotter	Schmoner Sande
Quarz	14,9	19,9
Porphyr	39,9	26,1
Kristallin	1,5	5,8
Karbonat	9,2	28,5
Oolith		0,2
Kieselschiefer	16,2	8,6
Grauwacke	4,3	2,3
Schiefer	1,1	1,1
Quarzit	0,7	0,7
Sandstein	4,5	4,5
Konglomerat	0,7	0,7
Feuerstein	0,3	1,3

Die Geröllzusammensetzungen zeigen auffällige Ähnlichkeiten. Offenbar sind in den Schmoner Sanden, wie im Zeuchfelder Sander, große Mengen an Unstrutmaterial enthalten. Die Schmoner Sande führen erwartungsgemäß eine etwas erhöhte nordische Komponente (Kristallin und Flint) und erhöhte Gehalte an Karbonaten vom Muschelkalkplateau, während sich die Unstrutschotter durch mehr Kieselschiefer und Grauwacke auszeichnen.

Auf der Hochfläche nordöstlich des Kiessandtagebaues sind zwischen Löss und Unterem Muschelkalk 3–5 m mächtige Sande und Schluffe erbohrt worden, die möglicherweise elsterzeitliche Schmelzwasserbildungen darstellen. Es wird angenommen, dass diese Sedimente partiell am Unstruthang abgespült wurden und sich mit den Unstrutschottern verzahnt haben. Die Schmoner Sande wären somit als Randfazies der Unstrut-Hauptterrasse aufzufassen (WANSA & RADZINSKI 2004). Die Anreicherungen von sanderähnlichem Material sowie der Transport und die Ablagerung von groben Muschelkalk- und Rötschutt des anschließenden Talhanges sind somit erklärbar. Weshalb sich aber auch im südwestlichen Teil der Grube, also im talhangferneren Bereich, gröbere Schuttpartien konzentrieren, ist problematisch. Interessant ist, dass die Schuttfahnen hier leicht in Richtung Nordosten, zum Talhang hin, geneigt sind. Dies steht im Widerspruch zum vermuteten Liefergebiet. Da sich im Liegenden der Bildungen Ablagerungen des Röts befinden, kann man von einer subrosionsbedingten Absenkung und Verstellung der pleistozänen Sedimente ausgehen. Hierfür sprich zudem das niedrige Höhenniveau der *Corbicula*-Schotter.

Mensch und Landschaft im Unstruttal bei Karsdorf. M. KLAMM & H. J. BEHNKE.

Die flachen Hänge des Unstruttales unterhalb der Muschelkalk-Schichtstufe boten sich wegen der Nähe zum Wasser seit je her zu Siedlungszwecken an. Seit 1996 werden die menschlichen Aktivitäten in vorgeschichtlicher Zeit in der dortigen Gegend erfasst und untersucht. Die frühe Anwesenheit des Menschen im Paläolithikum belegt ein Faustkeil aus der Umgebung von Steigra.

Die holozäne Nutzungsgeschichte beginnt mit der Errichtung großer bandkeramischer Ansiedlungen (5.500 bis 5.000 v. Chr). Die Häuser wurden aus mächtigen Stämmen errichtet und konnten bis zu 60 m lang sein. An den Längsseiten unmittelbar neben den Häusern lagen die Lehmentnahmegruben für die Flechtwerkwände. Auch aus späteren Zeitepochen, so dem mittleren Neolithikum (ca. 4.000 bis 3.000 v. Chr. und der Bronze-/Eisenzeit (1.200 bis 700 v. Chr.) wurden Reste von Siedlungen dokumentiert.

Am Übergang von der Steinzeit zur Bronzezeit (ca. 2.300 bis 1.600 v. Chr) diente das Areal als weiträumiger Bestattungsplatz. Die Grabanlagen der Schnurkeramik, der Glockenbecherkultur sowie der Aunjetitzer Kultur sind z.T. mit reichen Beigaben ausgestattet (Perlen aus Flussmuscheln, Tierzähne, Keramikgefäße, Bronze).

In die jüngere Bronzezeit/ältere Eisenzeit (ca. 1.000 bis 700 v. Chr.) sind die so genannten Pit Alignments zu datieren. Dabei handelt es sich um lange Reihen einzelner Gruben, die jeweils 3-5 m lang und 1-2 m tief sind. Verschiedentlich kreuzen sich Grubenreihen oder stoßen aneinander. Ihre

Bedeutung ist nicht vollständig geklärt. Sie dienen der Strukturierung der Landschaft, wobei offen bleibt, ob Eigentums- oder Wirtschaftseinheiten untergliedert werden.

Mit der römischen Kaiserzeit (0 bis 375 n. Chr.) sind die letzten Spuren menschlicher Tätigkeit belegbar. Das Areal bleibt danach sich selbst überlassen bzw. dient als landwirtschaftliche Nutzfläche.

Interessant ist das Vorhandensein von holozänen Spülrinnen, deren Ursprung bereits im Pleistozän beginnt. Obwohl bei heftigen Regenereignissen sich das Wasser durch Siedlungen und Friedhöfe seinen Weg bahnte und Rinnen, gefüllt mit Kalksteinschutt und Humus, hinterließ, ließ sich der Mensch von der Nutzung des Areals nicht abhalten. Ausschlaggebend waren möglicherweise Wege im Tal und auf die Hochfläche der Querfurter Platte, durch die die Gegend um Karsdorf verkehrstechnisch gut erschlossen war.

Halt 5: Zeuchfelder Sander und weichselzeitliche Periglazialbildungen im **Kiessandtagebau Freyburg** (GK 25 – 4736 Freyburg (Unstrut), R: 44 86200, H: 56 77100). S. MENG.

Die Kiese und Sande des Zeuchfelder Sanders stehen mindestens seit dem 19. Jh. im Abbau. Der gegenwärtige Kiessandtagebau erreicht eine Ausdehnung von fast einem Quadratkilometer, wobei sich der Abbau auf den östlichen Bereich konzentriert. Die räumliche Ausdehnung des über 30 m mächtigen Talsanders beträgt etwa 3 km in W-E und etwa 1,5 km in N-S-Richtung (RUSKE 1961). Der Sander wird aus Schmelzwasserablagerungen, im Wesentlichen aus Sanden und Kiesen der Zeitz-Phase der Saalevereisung gebildet, die bei Zeuchfeld ihre Maximalausdehnung erreicht hatte (EIßMANN 1975).

Unterlagert wird der Zeuchfelder Sander von bis zu 45 m mächtigen **Beckensedimenten** (RUSKE 1961), die als Äquivalente des Böhlen-Lochauer Bändertons aus der Zeit des ersten Saale-Eisvorstoßes (Zeitz-Phase) angesehen werden (EIßMANN 1975). Die Beckenbildungen bauen sich im unteren Teil aus Schluffen und Tonen auf (15 m Bänderton) und gehen zum Hangenden in quarzreiche Sande über. Der Beckensand enthält kleine Kohlegerölle. Interessant ist in diesem Zusammenhang der Nachweis von mehrere Fragmenten von marinen Muscheln (Bivalvia) und Grabfüßern (Scaphopoda), die der Verfasser aus dem überlagernden Sander bergen konnte. Wahrscheinlich wurden bei der glazigenen Aufarbeitung von Tertiärmaterial neben eozänen oder miozänen Braunkohlen auch oligozäne marine Sedimente erfasst und umgelagert.

Die Schüttung der Sande und Kiese des **Zeuchfelder Sanders** erfolgte in Richtung WSW. Die Korngröße der ausgeprägten Wechsellagerungen von Sanden und Kiesen nimmt nach unten ab. Das Geröllinventar enthält ca. 70 % Muschelkalkmaterial und reichlich Thüringer Gesteine, die partiell wahrscheinlich aus den im alten Talbereich weit verbreiteten Resten holstein- bis frühsaalezeitlicher Unstrutschotter (Körbisdorfer Schotter) aufgenommen wurden. Die Körbisdorfer Schotter führen bei Runstedt interessanterweise ebenfalls bis zu 75 % Muschelkalkmaterial und bis zu 10 % Porphyre aus dem Thüringer Wald (LEHMANN 1922).

Bekannt wurde der Zeuchfelder Sander durch seine reichen Wirbeltierfunde. Im Museum Schloss Neuenburg werden Hunderte gut erhaltene Knochenreste aufbewahrt, die zum größten Teil in den 50er und 60er Jahren geborgen wurden. Es ist jedoch nicht ganz sicher, ob sie tatsächlich durch glazigene Mechanismen aus den Körbisdorfer Schottern in den Sander verlagert wurden (TOEPFER 1964) oder ob beim Abbau knochenführende Terrassenschotter erfasst wurden. Vertreten sind u. a. Mammut *Mammuthus primigenius*, Rentier *Rangifer tarandus*, Pferd *Equus caballus,* Wollhaarnashorn *Coelodonta antiquitatis*, Moschusochse *Ovibos moschatus*, Saigaantilope *Saiga tatariga*, Bovidenreste?. Berühmt ist der Fund eines rechten Hornzapfens der Saigaantilope (TOEPFER 1964). Es ist weltweit einer der ältesten Nachweise der Saigaantilope (KAHLKE 1990).

Auffällig ist, dass die im Sander vorgefundenen Wirbeltierreste eine Kaltzeitfauna repräsentieren, während die vom Verfasser im Sander nachgewiesene Molluskenfauna überwiegend aus warmzeitlichen Elementen besteht. Die Schalen sind relativ regelmäßig über das gesamte Sanderprofil verteilt. Meist liegen sie nur als Fragmente vor. Gut bestimmbar waren nur wenige vollständigere Gehäuse oder Fragmente deren charakteristische Oberflächenstrukturen erhalten sind. Insgesamt wurden 20 Arten nachgewiesen. Zum Teil handelt es sich um bemerkenswerte Arten, welche eine detailliertere biostratigraphische Zuordnung der Liefersedimente zulassen.

Relativ häufig ist die Flussschnecke *Theodoxus serratiliniformis* vertreten. Es handelt sich um eine interglaziale Leitart, vermutlich des Holsteins im eigentlichen Sinne. *Corbicula fluminalis* ist eine Flussmuschel, welche die sog. mittelpleistozänen Corbicula-Schotter einer frühsaalezeitlichen Wärmeschwankung charakterisiert. Nachgewiesen wurden beispielsweise auch die hochinterglazialen Elemente *Drobacia banaticum* und *Aegopis verticillus*. Die Molluskenfaunen repräsentieren mehrere Zeitintervalle des Mittelpleistozäns, die alle im Bereich der Körbisdorfer Terrasse nachgewiesen wurden (vgl. LEHMANN 1922). Somit wird das Liefergebiet der Sedimente zuordenbar.

Der etwa 30 m mächtige Sander am Außenrand der Saale-Vereisung wird von einer über 10 m mächtigen **Folge von Fließerden, Schwemmlössen und verschiedene Bodenbildungen** überlagert, die im Ostfeld der Grube kartiert werden konnte (MENG 2003) (Abb. 7).

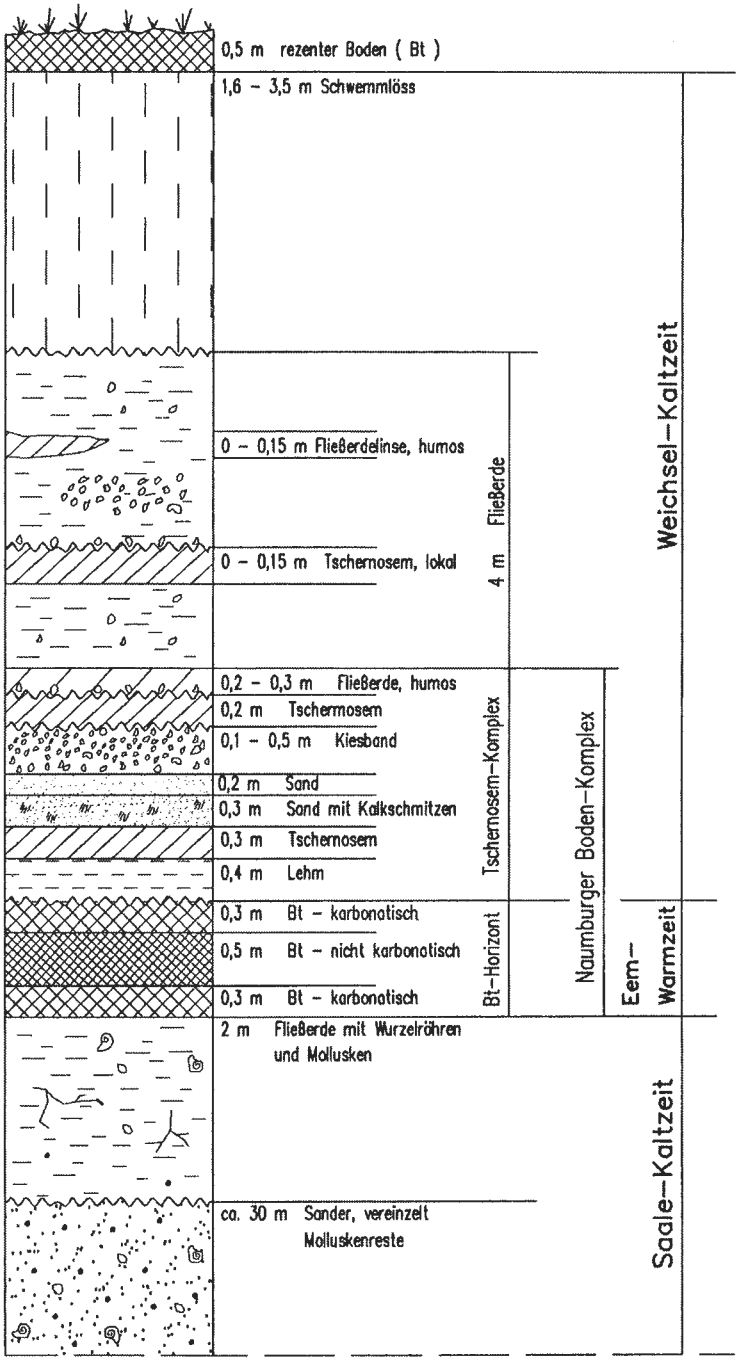


Abb. 7: Aufschlussprofil im Ostteil des Kiessand-Tagebaues Freyburg (aus MENG 2003).

Direkt über dem Sander folgt eine saalezeitliche Fließerde. Sie weist charakteristische weiße Wurzelröhren bis 1 cm im Durchmesser mit sekundären Karbonatanreicherungen auf. Die Wurzelröhren stehen in keiner direkten Beziehung zur überlagernden Eem-Parabraunerde, so dass sie die Florengemeinschaft einer milderen Phase des späten Saale-Komplexes oder des frühen Eems dokumentieren könnten. Relativ zahlreich sind in der Saale-Fließerde auch Mollusken enthalten: *Succinea oblonga* und *Pupilla loessica*. Es handelt sich um eine hochkaltzeitliche Fauna, vergleichbar mit einer Lössfauna.

Auf der Saale-Fließerde folgt eine komplexe Abfolge von Böden, die vom Eem bis zum frühen Weichsel reicht. Man bezeichnet den Bereich nach RUSKE & WÜNSCHE (1961) als Naumburger Boden-Komplex. Der Eem-Boden bildete sich auf dem Substrat der Saale-Fließerde. Aufgrund des kräftigen Bt-Horizontes kann man davon ausgehen, dass es sich um eine hochwarmzeitliche Parabraunerde handelt. Der humushaltige Ah-Horizont ist nicht mehr vorhanden. Erhalten ist nur das umgewandelte Substrat der Fließerde. Reste des hochwarmzeitlichen Ah- Horizontes sind nur in den seltensten Fällen erhalten.

In der folgenden Weichsel-Fließerde sind noch weitere schwache Humusanreicherungen entwickelt, deren Zuordnung zur sog. Kösener Verlehmungszone (RUSKE & WÜNSCHE 1961) nicht eindeutig geklärt ist. Den Abschluss des Profils bilden Weichsel-Schwemmlösse. Der rezente Boden wird, trotz der kontinentaleren Prägung im Saale-Unstrut-Triasland, von einer Parabraunerde gebildet. Die Bildung der Parabraunerde erfolgte vermutlich unter Waldbedeckung.

Flussgeschichte im Gebiet der Unteren Unstrut

Im Unterpleistozän floss die Unstrut von Freyburg durch das Zeuchfelder Tal in Richtung Merseburg und akkumulierte die Zeuchfelder Terrasse. Darin treten limnisch-fluviatile Bildungen auf, die eine reiche Molluskenfauna enthalten. Die über 70 Arten weisen auch pontisch-balkanische Elemente auf (*Fagotia acicularis, Valvata naticina, Lithoglyphus pyramidatus*) (FRITSCH 1898, RUSKE & WÜNSCHE 1964, ZEISSLER 1971). Aufgrund des Terrassenniveaus im Saale-Unstrut-System ist eine Einstufung in den Tegelen-Komplex oder den Waal-Komplex wahrscheinlich. In der frühen Elster-Kaltzeit orientierte sich die Unstrut nach Südosten und mündete südlich von Freyburg in die Saale, die bis Weißenfels das Markröhlitzer Tal nutzte (LEHMANN 1922, SCHULZ 1962, MENG & WANSA 2005). Nach der Talverschüttung durch die Elster-Vergletscherung nutzte die Unstrut wieder das Zeuchfelder Tal und floss wie im Unterpleistozän von Freyburg in Richtung Merseburg. Im Geiseltal akkumulierten Unstrut und Geisel die holstein- bis frühsaalezeitlichen Körbisdorfer Schotter (LEHMANN 1922). Mit der Schüttung des Zeuchfelder Sanders während der Zeitz-Phase der Saale-Vereisung ist das Zeuchfelder Tal verfüllt und der Unstrutlauf nach Merseburg versperrt worden. Die Unstrut verlegte deshalb ihren Lauf in Richtung Südosten und erreicht seit dem bei Naumburg die Saale.

Literatur

BLUMENSTENGEL, H., KOCH, B., MARTIKLOS, G, THOMAE, M. & VOLLAND, L. (1999): Beitrag zur Strukturgeologie und Stratigraphie des Tertiärs im Raum Halle – Merseburg. – Mitt. Geol. Sachsen-Anhalt, **5**, 31-44; Halle.

BLUMENSTENGEL, H., KRUTZSCH, W. & VOLLAND, L. (1996): Revidierte Stratigraphie tertiärer Albagerungen im südlichen Sachsen-Anhalt Teil 1: Raum Halle - Merseburg. – Hallesches Jahrb. Geowiss. Reihe **B**, Beih. **1**, 1-101; Halle.

BLUMENSTENGEL, H., KRUTZSCH, W. & VOLLAND, L. (2002): Exkursionsführer in das Tertiär des Tagebaues Amsdorf. – Exkurs. f. u. Veröfftl. GGW, **216**, 29-49; Berlin.

BLUMENSTENGEL, H. & THOMAE, M. (1998): Flöz Leuna – ein bisher noch unbekanntes Braunkohlenflöz aus dem Raum zwischen Geiseltal und Merseburg (Sachsen-Anhalt). - Mitt. Geol. Sachen-Anhalt, **4**, 5-19; Halle.

BLUMENSTENGEL, H. (2001): Palynologische Untersuchungen tertiärer Ablagerungen aus dem ehemaligen Braunkohlentagebau Mücheln (Geiseltal, Sachsen-Anhalt, Deutschland). – Hallesches Jahrb. Geowiss., Reihe **B**, Beih. **13**, 31-39; Halle/Saale.

BLUMENSTENGEL, H. & UNGER, K.-P. (1993): Zur Stratigraphie und Fazies des flözführenden Tertiär der Egelner Mulden (Sachsen-Anhalt). – Geol. Jahrb., **A 142**, 113-129; Hannover.

BOETTGER, T., JUNGE, F.W., KNETSCH, S., NOVENKO, E.Y., BORISOVA, O.K., KREMENETSKI, K.V. & VELICHKO, A.A. (2006): Indications of short-term climate warming at the very end of the Eemian in terrestrial records of Central and Eastern Europe. In: SIROCKO, F., GONI, M.-F., & VAN DER MEER, J. (eds.): The climate of past interglacials. - Elsevier (im Druck).

BÖSSNECK, U. & MENG, S. (2005): Beitrag zur pleistozänen Muschelfauna Mitteldeutschlands unter besonderer Berücksichtigung der Sphaeriidae (Bivalvia: Sphaeriidae, Unionidae, Corbiculidae). – Heldia, **6**, H 5/6, 287-299; München (im Druck).

CLASEN, S. (2001): Quartärgeologie im LfA vom 1.10.1997 bis 31.12.1999. - In: FRÖHLICH, S. (Hrsg.): Archäologische Berichte aus Sachsen-Anhalt 1999, Teil 2, 131-142; Halle.

EIßMANN, L. (1975): Das Quartär der Leipziger Tieflandsbucht und angrenzender Gebiete um Saale und Elbe. - Schriftenr. geol. Wiss., **2**, 1-263; Berlin.

FRITSCH, K. v. (1898): Ein alter Wasserlauf der Unstrut von der Freyburger nach der Merseburger Gegend. - Z. f. Naturwiss., **71**, 17-36; Stuttgart.

GALLWITZ, H. (1952): Die Ableitung der Bodenbewegung aus der Feinstratigraphie der Braunkohle im mittleren Geiseltal. - Geologica, **11**, 29-40; Halle.

GRÜN, H.-J. (2000): Altlasten und ihre Sanierung auf dem ehemaligen Betriebsgelände der ADDINOL Mineralöl GmbH i. GV. - In: INTERESSEN- UND FÖRDERVEREIN "GEISELTALSEE" E. V. (Hrsg.): Das Geiseltal im 21. Jahrhundert – Gestaltung einer Bergbaufolgelandschaft. – 47-52; Mücheln.

GRÜNDEL, J. (1997): Die Gastropodenfauna des Rupels von Amsdorf (westlich Halle). – Palaeontogr., **A 243**, 1-36.

HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M. B., JACQUIN, T., DE GRACIANSKY, P.-C. & VAIL, P. R. (1998): Mesozoic and Cenozoic Sequence chronostratigraphic Framework of European Basins. – In: DE GRACIANSKY, P.-CH., HARDENBOL, J., JACQUIN, TH. & VAIL, P. R. (eds.): Mesozoic and Cenozoic Sequencestratigraphy of European Basins. – SEPM Special Publication, **60**.

HAUBOLD, H. (1989): Die Referenzfauna des Geiseltalium, MP Levels 11-13 (Mitteleozän, Lutetium). – Palaeovertebrata, **19**, 81-93; Montpellier.

HAUBOLD, H. & HELLMUND, M. (1994): Das Geiseltalmuseum am Institut für Geologische Wissenschaften. – Veröff. d. akad. Sammlungen u. Museen der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, **1**, 1-39; Halle.

HEER, O. (1861): Beiträge zur näheren Kenntnis der sächsisch-thüringischen Braunkohlenformation. - Abh. naturw. Ver. Sachs. Thür., 405-438; Berlin.

HEROLD, U. & STROBEL, G. (1999): Zur Entwicklung der Oberflächenbewegungen im Bereich der Mansfelder Seen. – Mitt. Geol. Sachsen-Anhalt, **5**, 147-163; Halle.

HERRMANN, R. (1930): Salzauslaugung und Braunkohlenbildung im Geiseltal bei Merseburg. – Z. dt. geol. Ges., **82**, 467-479; Berlin.

HOFFMANN, K. (1991): Die quartärgeologischen Verhältnisse am Südrand des Teutschenthaler Sattels. – Dipl.-Arb., Univ. Halle, Inst. f. Geol. Wiss. u. Geiseltalmuseum (unveröff.)

HOFFMANN, K. & PIOTROWSKI, J. A. (2001): Till mélange at Amsdorf, central Germany: sediment erosion, transport and deposition in a complex, soft-bedded subglacial system. – Sedimentary Geology, **140**, 215-234; Amsterdam.

HOYNINGEN-HUENE, E. v. (1959): Salztektonik und Auslaugung im Gebiet der Mansfelder Seen. – Freib. Forsch.-H., **C 56**, 57 S.; Berlin.

JAGSCH, R. (1977): Die Querfurter Senke - ihr Strukturfonds, ihre Erdgasführung und ihre Eignung für die Anlage von Untergrundspeichern. - Diss., Bergakademie Freiberg (unveröff.).

JANKOWSKI, G. (1964): Die Tertiärbecken des südöstlichen Harzvorlandes und ihre Beziehungen zur Subrosion. – Geologie, **13**, Beih. 43, 60 S., Berlin.

KAHLKE, R. D. (1990): Der Saiga-Fund von Pahren. Ein Beitrag zur Kenntnis der paläarktischen Verbreitungsgeschichte der Gattung *Saiga* GRAY 1843 unter besonderer Berücksichtigung des Gebietes der DDR. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **40**, 20-37; Hannover.

KIESEL, Y. (1970): Die Foraminiferenfauna der paläozänen und eozänen Schichtenfolge der Deutschen Demokratischen Republik. – Paläontologische Abhandlungen, A IV, 2, 165-394; Berlin.

KNOCHENHAUER, G. (1989): Die Geschichte des Braunkohlenbergbaues im Geiseltal. - Techn. Kurzinf. BKW Geiseltal, **45/46**, 20-29; Beuna.

KOCKEL, F. (1998): Salt Problems in northwest Germany and the German North Sea Sector. - Journal of seismic exploration, 7, Nr. 3/4, special issue: Geology and Geophysics of Salt Problems, 219-235, Geophysical Press (European Association of Geoscientists and Engineers).

KREMENETSKI, K. V. (2000): Neumark-Nord. Results of Pollen analysis. Unveröffentlichtes Manuskript.

KRIEBEL, U. (1961): Zur Genese der Flöze der Oberröblingen Braunkohlenlagerstätte. – Geologie, **10**, 824-827; Berlin.

KRUMBIEGEL, G (1959): Die tertiäre Pflanzen- und Tierwelt der Braunkohle des Geiseltales – Die Neue Brehm-Bücherei, **237**, 156 S.; Wittenberg (A. Ziemsen).

KRUMBIEGEL, G. (1964): Beitrag zur Geologie des westl. Geiseltals sowie Bemerkungen über dort auftretende Bodenbewegungen. – Bergbautechnik, **14**, 366-370; Leipzig.

KRUMBIEGEL, G., RÜFFLE, L. & HAUBOLD, H. (1983): Das eozäne Geiseltal. – Die Neue Brehm-Bücherei, **237**, 227 S.; Wittenberg (A. Ziemsen).

KRUTZSCH, W. (1976): Die Mikroflora des Geiseltales. Teil IV: Die stratigraphische Stellung des Geiseltalprofils im Eozän und die sporenstratigraphische Untergliederung des mittleren Eozäns. – Abh. zentr. geol. Inst., Paläont. Abh., **26**, 47-92; Berlin.

KRUTZSCH, W. unter Mitarbeit von BLUMENSTENGEL, H., KIESEL, Y. & RÜFFLE, L. (1992): Paläobotanische Klimagliederung des Alttertiärs (Mitteleozän bis Oberoligozän) in Mitteldeutschland und das Problem der Verknüpfung mariner und kontinentaler Gliederungen (klassische Biostratigraphien – paläobotanisch-ökologische Klimastratigraphie – Evolutionsstratigraphie der Vertebraten. – N. Jahrb. Geol.-Paläont., **186**, 137-253; Stuttgart.

KÜSTERMANN, W. & ZENK, J. (1995): Das Bild des präkänozoischen Strukturbaus der Geiseltaldepression westlich Merseburg nach oberflächengeophysikalischen Messungen. - Z. geol. Wiss., **23**, 63-73; Berlin.

LEHMANN, H. (1953): Salzauslaugung und Bodenbewegung im Geiseltal. - Bergbautechnik, **3**, 115-120; Freiberg.

LEHMANN, R. (1922): Das Diluvium des unteren Unstruttales von Sömmerda bis zur Mündung. - Jahrb. Hall. Verb., **3**, 89-124; Halle.

LEHMANN, R. (1933): Die geologischen Verhältnisse der Grubenfelder der A. Riebeckschen Montanwerke. Das Oberröblinger Revier. – In: A. Riebeck Montanwerke. Festschrift. Die Geschichte einer mitteldeutschen Bergwerksgesellschaft. - München (F. Bruckmann AG).

LINCKE, L. (1977): Zur Geologie des Geiseltales. – Wiss. Beiträge Martin-Luther-Universität Halle 1977/2 (P5), 1-149; Halle.

LITT, T. (1994): Paläoökologie, Paläobotanik und Stratigraphie des Jungquartärs im nordmitteleuropäischen Tiefland. – Dissertationes Botanicae, **227**, 185 S.; Berlin.

LOTSCH, D. (1981): Fachbereichsstandard Tertiär. – Korrelationstabelle der lithostratigraphischen Einheiten des Tertiärs, Stratigraphische Skala der DDR, Tertiär, TGL 25234/08; Berlin.

MANIA, D. (1990): Stratigraphie, Ökologie und mittelpaläolithische Jagdbefunde des Interglazials von Neumark-Nord (Geiseltal). – in: MANIA, D., THOMAE, M., LITT, T. & WEBER, T.: Neumark – Gröbern. Beiträge zur Jagd des mittelpaläolithischen Menschen. – 9-130; Berlin (Dt. Verlag d. Wiss.).

MANIA, D. (2004): Neumark-Nord – Geologie eines Interglazials. - Praehistoria Thuringica, **10**, 26-42; Artern.

MANIA, D. & MAI, D.-H. (1969): Warmzeitliche Mollusken- und Pflanzenreste aus dem Mittelpleistozän des Geiseltals (südlich von Halle). – Geologie, **18**, 674-690; Berlin.

MENG, S. (2003): Diplomkartierung. Kartierung des Quartärs und der Trias in der Umgebung von Freyburg/U. – Univ. Halle, Inst. f. Geol. Wiss. u. Geiseltalmuseum (unveröff.)

MENG, S. & WANSA, S. (2005): Lithologie, Stratigraphie und Paläoökologie des Mittelpleistozäns von Uichteritz im Markröhlitzer Tal (Lkr. Weißenfels/Sachsen-Anhalt). – Eiszeitalter u. Gegenwart, **55**, 174-214; Hannover.

MEYER, K.-D. (2005): Zur Stratigraphie des Saale-Glazials in Niedersachsen und zu Korrelationsversuchen mit Nachbargebieten. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **55**: 25-42; Hannover.

MÜLLER, A. (2002): Makrofossil-Assoziationen aus dem Rupelton des Tagebaues Amsdorf. – Exkurs.f. u. Veröff. GGW, **216**, 13-15; Berlin.

RADZINSKI, K.-H. (1962): Ergebnisse der Revisionskartierung des Messtischblattes Schraplau. – Ber. geol. Ges. DDR, **6**, 450-463; Berlin.

RAPPSILBER, I. (2003): Struktur und Entwicklung des nördlichen Saale-Beckens (Sachsen-Anhalt): Geophysik und Geologie. – Diss., Univ. Halle (unveröff.).

RUSKE, R. (1961): Gliederung des Pleistozäns im Geiseltal und in seiner Umgebung.- Geologie, **10**, 152-162; Berlin.

RUSKE, R. & WÜNSCHE, M. (1961): Löße und fossile Böden im mittleren Saale- und unteren Unstruttal. - Geologie, **10**, 9-29; Berlin.

RUSKE, R. & WÜNSCHE, M. (1964): Zur Gliederung des Pleistozäns im Raum der unteren Unstrut. - Geologie, **13**, 211-222; Berlin.

SALZMANN, W. (1914): Die Braunkohlenvorkommen im Geiseltal mit besonderer Berücksichtigung der Genesis. - Arch. f. Lagerstättenforsch., **17**,102 S.; Berlin.

SCHNEYER, B. (1961): Das Pleistozän an der unteren Unstrut. – Dipl.-Arbeit, Univ. Halle, Geol.-Paläont. Inst. (unveröff.).

SCHROETER, A. (1991): Hydrogeologische Untersuchungen im Braunkohlenbergbaugebiet Geiseltal und seinen Randbereichen. – Diss., Univ. Halle (unveröff.).

SCHROETER, A. (1998): Modellhafte Sanierung von Altlasten am Beispiel des Tagebaurestloches Großkayna. – 761 S.; Abschlußbericht im Auftrag des Umweltbundesamtes. Projektträger Abfallwirtschaft und Altlastensanierung des Bundesministeriums für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie; Nordhausen (unveröff.).

SCHULZ, W. (1961): Sedimentpetrographische Untersuchungen im Pleistozän westlich von Halle (Saale). – Geologie, **10**, 30-49; Berlin.

SCHULZ, W. (1962): Gliederung des Pleistozäns in der Umgebung von Halle (Saale). – Geologie, Beih. 36, 1-69; Berlin.

SCHWAB, M. (1993): Die Geiseltalsenke – eine salztektonisch kontrollierte Struktur. – In: 1. Wissenschaftliches Symposium „Bergbaufolgelandschaft Geiseltal" am 24. und 25. April 1993 in Mücheln/Geiseltal. Tagungsbeiträge, 15-27; Merseburg.

SIEGERT, L. & WEISSERMEL, W. (1911): Das Diluvium zwischen Halle a. S. und Weißenfels. – Abh. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. N. F., **60**, 351 S.; Berlin.

SUDERLAU, G. (1975): Jungquartäre Ablagerungen in den Senken des Raumes Eisleben – Artern – Bad Frankenhausen. – Hercynia N.F., **12**, 228–255; Leipzig.

TOEPFER, V. (1964): Ein Saiga-Hornzapfen aus dem saalezeitlichen Zeuchfelder Sander bei Freyburg (Unstrut). - Geologie, **13**, 110-113; Berlin.

THOMAE, M. (1990): Geologischer Aufbau und Lagerungsverhältnisse des Quartärprofils von Neumark-Nord - in: MANIA, D., THOMAE, M., LITT, T. & WEBER, T.: Neumark – Gröbern. Beiträge zur Jagd des mittelpaläolithischen Menschen. – 131-143; Berlin (Dt. Verlag d. Wiss.).

THOMAE, M. (1991): Beitrag zur regionalgeologischen Stellung des Geiseltals. - Diss., Univ. Halle (unveröff.).

THOMAE, M. & SCHROETER, A. (1996): Das neue geologische Modell Geiseltal – eine Basis für die umfassende hydrogeologische Betrachtung zur Steuerung des Flutungsregimes. – Mitt. Geol. Sachsen-Anhalt, **2**, 27-44; Halle.

THOMAE, M. & VOLLAND, L. (2002): Geologische Lage, Geschichte und wirtschaftliche Bedeutung des Tertiärs von Oberröblingen). – Exkurs.f. u. Veröff. GGW, 216, 7-8; Berlin.

ULLMANN, R. (2000): Lösungsfindung zur Flutungskonzeption der Tagebaue Großkayna und Mücheln. - In: INTERESSEN- UND FÖRDERVEREIN "GEISELTALSEE" E. V. (Hrsg.): Das Geiseltal im 21. Jahrhundert – Gestaltung einer Bergbaufolgelandschaft. – 15-22; Mücheln.

WALTHER, J. (1919): Salzlagerstätten und Braunkohlenbecken in ihren genetischen Lagerungsverhältnissen. - Jahrb. Hall. Verb., **1**,11-15; Halle.

WANSA, S. & Radzinski, K.-H. (2004): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Sachsen-Anhalt 1: 25 000, Blatt 4636 Mücheln (Geiseltal), 2. Aufl. - 143 S.; Halle.

WEIGELT, J. (1930): Der geologische Bau des Geiseltales. - Z. dt. geol. Ges., 82, 507-518; Berlin.

WEIGELT, J. (1933): Die Biostratonomie der 1932 auf der Grube Cecilie im mittleren Geiseltal ausgegrabenen Leichenfelder. - Nova Acta Leop. N. F., **1**, 157-174; Halle.

WEIGELT, J. (1937): Die mitteldeutsche Braunkohle und ihr tektonischer Bildungsraum. – Braunkohle, **36**, 601-622; Halle.

WEISSERMEL, W. (1923): Zur Genese der deutschen Braunkohlenreviere, besonders der mitteldeutschen älteren Braunkohlenformation. – Z. dt. geol. Ges., **75**, 14-45; Berlin.

WEISSERMEL, W. (1930): Zur Geologie des Geiseltales bei Merseburg mit besonderer Berücksichtigung der Braunkohle. – Z. dt. geol. Ges., **82**, 257-291; Berlin.

WELLE, J. (1998): Die Molluskenfauna des Rupeltons im Tagebau Amsdorf westlich von Halle, Systematik und Paläoökologie. – Münster. Forsch. Geol. Paläont., **85**, 137-187.

WÜST, E. (1904): Weitere Beobachtungen über fossilführende pleistozäne Flussablagerungen im unteren Unstrutgebiet. - Z. Naturw., **77**, 71-80; Stuttgart.

ZEISSLER, H. (1971): On *Fagotia acicularis* (FERUSSAC) from the quarternary deposits in the valleys of Helme and Unstrut. - J. Conch., **27**, 257-265.

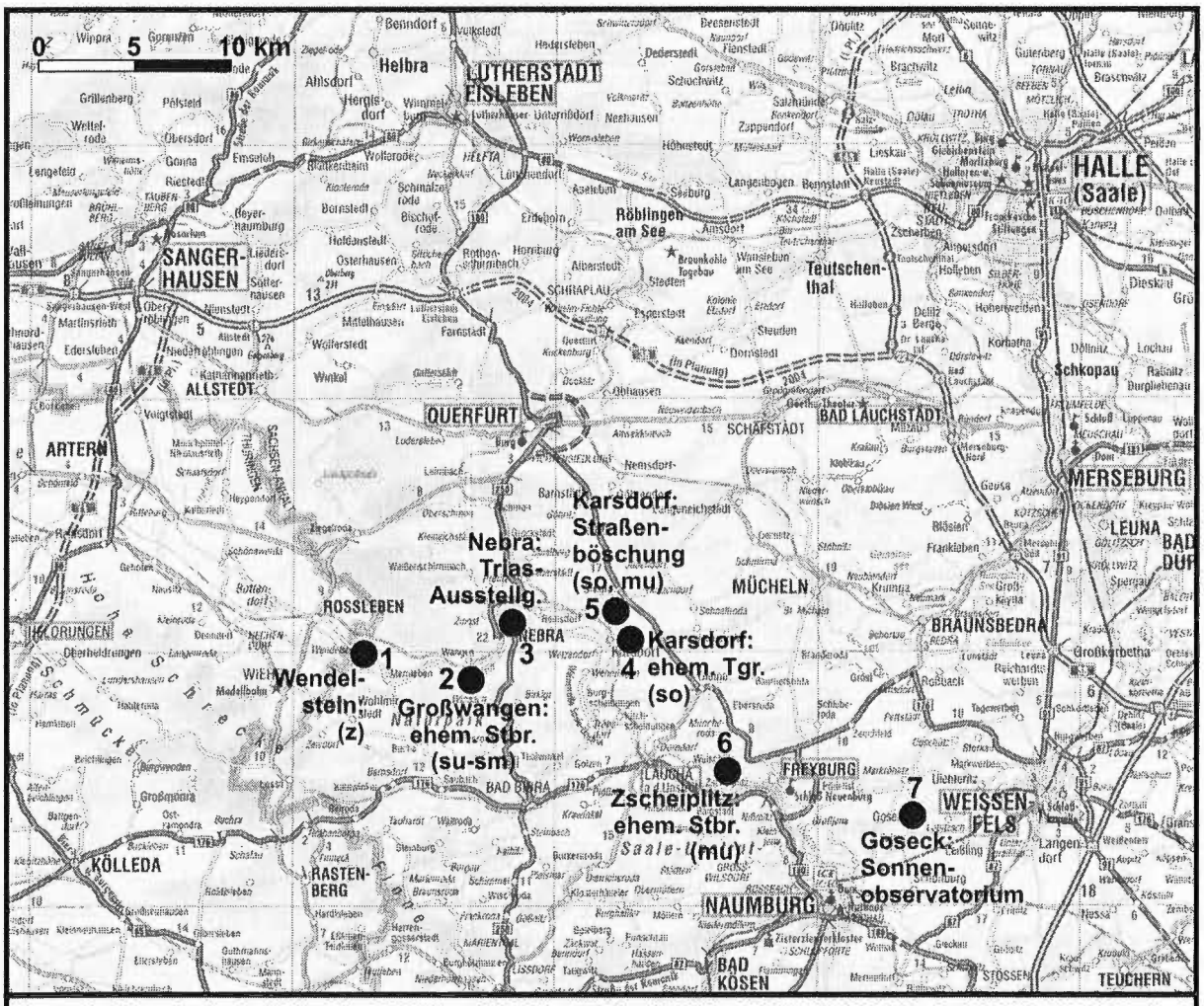
ZIEGENHARDT, W. & JAGSCH, R. (1979): Disharmonischer Strukturbau infolge lateraler Salzfließbewegungen - Beispiele verdeckter Strukturen im Tafeldeckgebirge. - Z. geol. Wiss., **7**, 283-292; Berlin.

ZINCKEN, C. F. (1884): Die Vorkommen der fossilen Kohlen und Kohlenwasserstoffe. – **III**; Leipzig (Mont.-Verlag).

Exkursion B2 am 9. Juni 2006
Geologie und Archäologie im Unstrut-Trias-Land

K. SCHUBERTH[1], A. E. GÖTZ[2], J. HECKNER[1], M. MAZZELLA[3], A. NORTHE[4], T. SPILLMANN[5], K.-H. RADZINSKI[6] & W. WREDE[7]

1) Konrad Schuberth, Jürgen Heckner, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, Köthener Str. 34, 06118 Halle
2) Dr. Annette E. Götz, Martin-Luther-Universität Halle–Wittenberg, Institut für Geologische Wissenschaften, 06099 Halle
3) Marcel Mazzella, Omegateam, Grochlitzer Str. 45, 06618 Naumburg
4) Andreas Northe, Martin-Luther-Universität Halle–Wittenberg, Institut für Prähistorische Archäologie, 06099 Halle
5) Torsten Spillmann, Ingenieurbüro Dr. Rey & Spillmann, Am Brühl 8, 06526 Sangerhausen
6) Dr. Karl-Heinrich Radzinski, Carl-von-Ossietzky-Str. 13, 06114 Halle
7) Walter Wrede, Karsdorfer Zement GmbH, Str. der Einheit 25, 06638 Karsdorf



LEGENDE
mu - Unterer Muschelkalk
so - Oberer Buntsandstein sm - Mittlerer Buntsandstein su - Unterer Buntsandstein
z - Zechstein
Stbr. - Steinbruch Tgr. - Tongrube

Abb. 1: Lage der Exkursionspunkte.

Fahrstrecke

Halle – B 80/B 180 – Querfurt – Ziegelroda – Roßleben – Wendelstein – Großwangen – Nebra – Karsdorf – B 180 – Zscheiplitz – Goseck – Geiseltal – A 38/A 143 – B 80 – Halle.

Räumlicher und thematischer Überblick. K. SCHUBERTH.

Die Exkursion führt in das südwestliche Sachsen-Anhalt (Burgenlandkreis) an der Grenze zu Thüringen (Abb. 1). Entlang des Laufes der unteren Unstrut liegen eine Reihe von regional und überregional bedeutsamen geologischen Aufschlüssen. Der Exkursionsschwerpunkt liegt auf Profilen der Trias im Buntsandstein und Unteren Muschelkalk. Ergänzend wird ein Zechsteinaufschluss vorgestellt. Dabei kommen stratigraphische, petrographische und geomorphologische Verhältnisse ebenso zur Sprache wie Fragen der Rohstoffgewinnung und des Baugrundes. Der abschließende Exkursionspunkt Goseck befasst sich vor allem mit der Siedlungsgeschichte des Unstrut–Saale-Gebietes und bildet so einen Rahmen zum archäologischen Abendvortrag, der die diesjährige Tagung am 6. Juni einleitete.

Geologischer Überblick. K.-H. RADZINSKI & K. SCHUBERTH.

Das Exkursionsgebiet liegt im Grenzbereich von Hermundurischer und Merseburger Scholle (Abb. 2). Die Hermundurische Scholle ist eine 10–12 km breite und über 120 km lange Leistenscholle, die am Geraer Vorsprung ansetzt und in nordwestlicher Richtung bis zum Südharz verfolgt werden kann. Sie wird von zwei Regionalstörungen begrenzt, der Finne-Störung im Südwesten und der Kyffhäuser-Nordrand-Störung im Nordosten. In südöstlicher Fortsetzung der Kyffhäuser-Nordrand-Störung befinden sich der Bottendorfer Aufbruch (ein flacher Rücken mit Oberrotliegend im Kern und Zechstein an den Flanken) sowie der Gipsfelsen (Werra-Anhydrit) des Wendelstein (Halt 1). Im nordwestlichen Teil der Hermundurischen Scholle (Höhenzüge der Schrecke und Finne) wird der oberflächennahe Schichtaufbau im Wesentlichen durch Buntsandstein bestimmt. An den Steilhängen der Unstrut bei Wangen und Nebra wird mindestens seit dem Jahr 1182 in großen Steinbrüchen Sandstein gewonnen (Halte 2 und 3). In der breiten Auslaugungssenke der Unstrut zwischen Artern und Memleben haben sich mehr als 100 m Tertiär und kompliziert aufgebautes Quartär abgelagert.

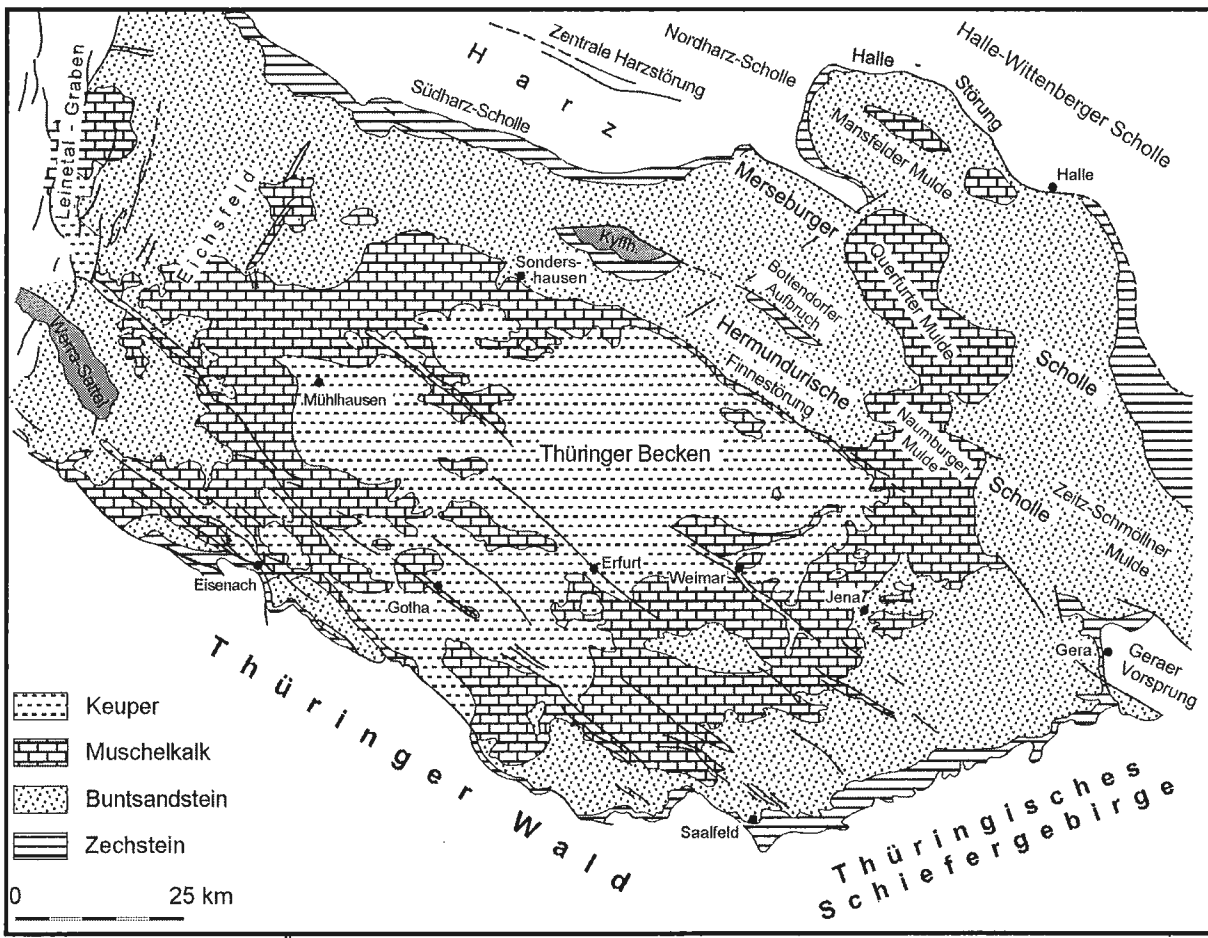


Abb. 2: Geologische Übersichtskarte des Thüringer Beckens und Lage des Exkursionsgebietes. (nach PUFF 1994, verändert)

In ihrem südöstlichen Teil besitzt die Scholle eine NW–SE-streichende Einmuldung, die als Naumburger Mulde bezeichnet wird. In ihrem Muldenkern treten Muschelkalk und tieferer Keuper auf.

Die Merseburger Scholle schließt in nordöstlicher Richtung an die Hermundurische Scholle an und reicht im Norden bis zum Halleschen Porphyrkomplex der Halle–Wittenberger Scholle, zum Hettstedter Sattel und zur Harzscholle. Sie ist im suprasalinaren Deckgebirge in mehrere Sattel- und Muldenstrukturen gegliedert. Der Muschelkalk der Naumburger Mulde geht bei Freyburg in den Muschelkalk der Querfurter Mulde über, ohne dass die Grenze zwischen Hermundurischer Scholle und Merseburger Scholle im Kartenbild bzw. in seismischen Tiefenlinienplänen erkennbar wäre.

Die weitere Exkursionsroute berührt den Südwestrand der Querfurter Mulde. Hier bildet der Untere Muschelkalk über dem Rötsockel auf der Linie Schmon–Steigra–Laucha–Freyburg eine deutliche Schichtstufe. Röttone und Kalkstein bilden das Substrat der Weinberge an den Unstruthängen. Bei Karsdorf (Halt 4 und 5) wurde bis 1990 Röt als Rohstoff gewonnen und es wird noch immer Unterer Muschelkalk abgebaut. Der fossilreiche Freyburger Schaumkalk (Halt 6) lieferte den Werkstein für viele historische Bauwerke der Region.

Der Standort des Sonnenobservatoriums Goseck (Halt 7) befindet sich am äußersten Südostrand der Querfurter Mulde. Am Saalehang beim Schloss Goseck ist der höchste Mittlere Buntsandstein aufgeschlossen. Schotterreste und fossile Talformen geben Hinweise auf die wechselvolle quartäre Flussgeschichte des Gebietes.

Halt 1: Wendelstein (TK 25 4734 Wiehe, H: 44 62925 ; R: 56 82605, Bereich Felsenturm).

K. SCHUBERTH, T. SPILLMANN, M. MAZZELLA & J. HECKNER.

Landschaftsüberblick. K. SCHUBERTH.

Der Exkursionspunkt liegt auf einer weithin sichtbaren, markanten Anhöhe, einem Teil des Bottendorfer Aufbruchs. Der Burgberg erstreckt sich bei nur knapp 400 m Breite über etwa 1 km Länge nahezu in W–E-Richtung und fällt nach Süden steil zur ca. 30 m tiefer liegenden Unstrut ab (Abb. 3). Von der SW-Ecke der Burg am Felsenturm bietet sich ein weiter Blick in das Exkursionsgebiet und sein Umfeld. Jenseits der Niederung von Unstrut und Flutkanal (mit den Ortschaften Wiehe, Allerstedt und Wohlmirstedt) erhebt sich der Höhenzug der Schrecke im Südwesten. Die Orte Bucha und Memleben (Kaiserpfalz) liegen im Südosten, am Rand des stark zertalten Finneplateaus mit der markanten Erhebung des Orlas (304 m NN). Im Osten ist das Engtal der Unstrut zu erkennen, das linksseitig von einer 900 m langen Steinbruchreihe an der Steinklöbe flankiert wird. Im Norden liegt der ehemalige Kalischacht Wendelstein des Kaliwerkes Roßleben (1991 Produktion eingestellt) mit seiner 110 m hohen Halde und im Nordwesten erhebt sich der Kyffhäuser mit dem Barbarossa-Denkmal.

Dieser herrliche Ausblick soll König Heinrich I. (876–936) zu dem begeisterten Ausruf veranlasst haben: *„Wie (Wiehe) wohl mir steht (Wohlmirstedt) allhier (Allerstedt) mein Leben (Memleben), wenn ich mich wend' auf diesem Stein (Wendelstein)."*

Der „Südhang Wendelstein" ist als einer der wichtigsten natürlichen Tagesaufschlüsse im Zechstein des südlichen Sachsen-Anhalts als Geotop geschützt und mit seinen Sulfat-Trockenrasen zugleich Bestandteil des Naturschutzgebietes „Wendelstein", das bis in die Aue hineinreicht und 100 ha Fläche umfasst.

Abb. 3: Der markante Burgfels Wendelstein mit seinen hell leuchtenden Anhydrit-Steilwänden am Nordrand der Unstrutaue. (Foto: SCHUBERTH, 2006)

Geologische Situation. J. HECKNER.

Der Standort liegt am Nordostrand der Hermundurischen Scholle. Das triassische Tafeldeckgebirge ist hier nicht bzw. nur stark reduziert erhalten. Maßgebend dafür ist eine relative Hochlage des subsalinaren Untergrundes (Bottendorfer Aufbruch). Er wird von Sedimenten des Rotliegenden in seiner Kernzone und des Zechsteins im Randbereich geprägt. Am Wendelstein bilden überwiegend hoch verkarstete Sulfatgesteine der Werra-Folge (Zechstein 1) den Untergrund. Am Westhang streicht Stinkschiefer der hangenden Staßfurt-Folge aus. Die Kiesgrube am östlichen Ortsrand nutzt die fluviatilen Ablagerungen eines frühelster-kaltzeitlichen Unstrut-Vorläufers, die z. T. schwemmkegelartigen Charakter haben (WÜST 1901, STEINMÜLLER 1998).

In der subrosionsbedingt weiten Unstrutaue werden die Zechstein-Ablagerungen von Auenlehm und Flussschottern überdeckt. Ca. 100 m entfernt vom Nordrand der Aue setzen tiefgründig entfestigte Ton- und Kalksandsteine des Unteren Buntsandsteins ein. Es handelt sich hier um die staffelbruchartig gegliederte Südrand-Störungszone des Bottendorfer Aufbruchs. Sie ist Teilelement eines herzynisch streichenden regionalen Störungssystems, das die Nordost-Begrenzung der Hermundurischen Scholle bildet und zu dem im Nordwesten die Kyffhäuser-Nordrand-Störung und die Reinsdorfer Störung sowie im Südosten die Crimmitschauer Störung gehören.

Das Werra-Sulfat unterliegt am Südrand des Bottendorfer Aufbruches im Bereich seines oberflächigen bzw. oberflächennahen Ausstriches intensiver Verkarstung, die sowohl im Burgbereich, als auch an den Steilhängen oberhalb der Brücke gut zu beobachten ist (gebänderter Anhydrit mit Schlotten, Spalten, Schlangengips und Marienglas).

In der Vergangenheit wurden die Subrosionsprozesse innerhalb der Ortslage durch den desolaten Zustand der Infrastruktur (defekte Wasserleitungen, undichte Sammelgruben, defekte Dachentwässerung) in hohem Maße anthropogen verstärkt. In der Folge traten zahlreiche Erdfälle und bruchlose Geländeverformungen mit z. T. erheblichen Gebäudeschäden auf. In den Kelleranlagen der Burg Wendelstein sind tiefreichende Karstspalten vorhanden.

Im Zusammenhang mit dem Neubau der Brücke unterhalb der Burg erfolgten 1996 ingenieurgeologische Erkundungen (Bohrungen, geoelektrischer Sondierungen), die wichtige Erkenntnisse zur Bauwerksgründung lieferten. Aus der südlich vorgelagerten Unstrutaue waren bis dahin lediglich ein Erdfall und ein in einer Bohrung angetroffener Karsthohlraum bekannt (HECKNER 1994).

Die Untersuchungen ergaben folgendes Bild (Abb. 4 u. 5): Im oberflächennahen Bereich des Werra-Sulfats befindet sich ein aus Gips und Anhydrit aufgebauter oberer Karsthorizont. Darunter folgt dichtes, massives Anhydritgestein. Es schließt sich ein unterer Karsthorizont an, der von Zechsteinkalk unterlagert wird. Die Verkarstung erstreckt sich dort über einen Abschnitt von ca. 2 m und äußert sich in Vergipsung und offenen, kleineren Lösungshohlräumen. Als bauwerkskritisch wurde nur der obere Karsthorizont bewertet. Die Gründung musste somit in dem massiven, stellenweise bis 30 m mächtigen mittleren Horizont erfolgen. Noch größere Herausforderungen stellte die nachfolgend beschriebene Rekonstruktion des benachbarten Unstrutwehres.

Sanierung des Unstrutwehres (Grundschütz) Wendelstein. T. SPILLMANN.

Das Unstrutwehr Wendelstein (Abb. 6) wurde 1999–2001 umfassend rekonstruiert. Im Jahr 2004 wurden dann Schäden im Bereich von Grundschütz und Fischaufstiegshilfe festgestellt. Es handelte sich um Verformungen an Uferwänden und um eine Um- bzw. Unterläufigkeit im Bereich der Gründungsplatte für das Grundschütz und deren Umspundung. Des Weiteren wurden Absenkungen und ein Einbruch der Geländeoberfläche im Bereich des Einlaufbauwerkes für die Fischaufstiegshilfe bzw. hinter dem östlichen Grundschützwiderlager registriert. Zur Schadensanalyse und zur Erarbeitung von Sanierungsvorschlägen wurde das Ingenieurbüro BGI Brambach & Dr. Rey GmbH, Sangerhausen, beauftragt (SPILLMANN 2004).

Der Zechsteinuntergrund zeigt nach dem Bohrbefund am benachbarten Brückenstandort starke Verkarstungserscheinungen. Es konnten subterrane Karstprozesse mit Folge bruchloser und bruchartiger Deformationen (Erdfälle, Senkungen) der Geländeoberfläche nicht ausgeschlossen werden (HECKNER & STROBEL 1997). Auch die Ergebnisse von Baugrunduntersuchungen (KLEIN 1997, SCHMIDT & HATTENBACH 1997) ließen komplizierte ingenieurgeologische Verhältnisse erwarten.

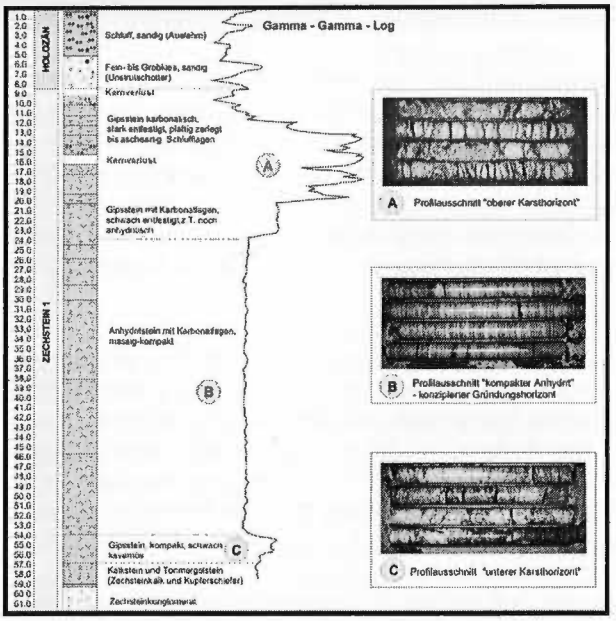


Abb. 4: Zonale subrosive (karstgeologische) Veränderungen im Tiefgründungsbereich der neuen Unstrutbrücke L 214, 1997. Zwischen zwei Karsthorizonten liegt ein als Gründungshorizont geeigneter kompakter Bereich. (Grafik: HEROLD, LAGB)

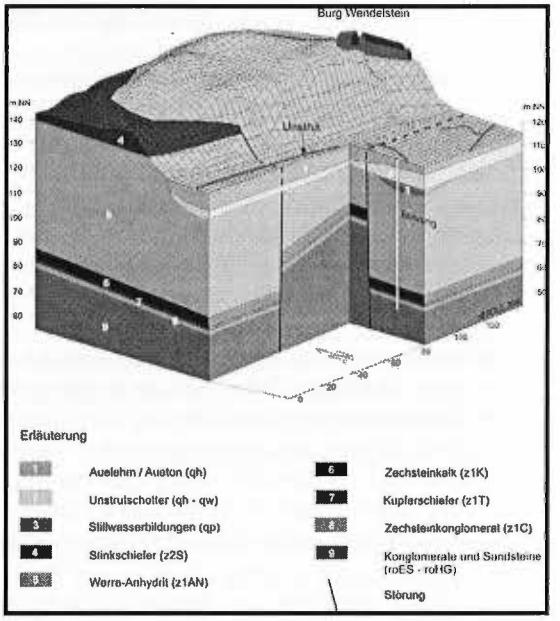


Abb. 5: Blockbild des Wendelsteiner Burgberges. Es stehen Sulfate der Werra-Folge an. Staffelartige Störungen des Bottendorfer Aufbruchs vermitteln zum Unstruttal. (Grafik: HEROLD, LAGB)

Zur Baugrunderkundung wurden im August 2004 Kleinbohrungen und schwere Rammsondierungen ausgeführt. Die Schichtenfolge beginnt mit bis 4,6 m mächtigen Auffüllungen, resultierend aus Erdarbeiten für Hinterfüllungen, Baugrubenverfüllungen und Böschungsprofilierungen für Grundschütz und Fischaufstiegshilfe. Darunter folgen Auenlehm, sowie Flusssande und -kiese. Das Liegende bildet mürber Gipsstein des Zechsteins. Im Bereich des benachbarten Brückenstandortes reicht die Vergipsung der Anhydritgesteine bis in Tiefen von 14,0–17,6 m unter GOK (oberer Karstbereich) bzw. 28,0–35,4 m unter GOK (unterer Karstbereich, maximal 49,7 m unter GOK).

Zum Nachweis der Unterströmung im Bereich des Wehres wurde ein Farbmarkierungsversuch mit Uranin durchgeführt, der eine direkte Unterspülung der Grundschützplatte nachweisen konnte. Offensichtlich hatte ein Teil der Spundbohlen die Oberkante des Gipses (oberer Karstbereich) nicht erreicht. Die Unterkanten der Spundwände lagen somit teilweise im Niveau der durchlässigen Flusssande und -kiese, ohne die Gründungsplatte dicht zu umschließen. Die Absenkungen der Geländeoberfläche einschließlich des Einbruches zwischen dem Gründschütz und der Fischaufstiegshilfe waren auf Sackungen von mangelhaft verdichteten Auffüllungen zurückzuführen.

Für die Sanierung wurde die Errichtung einer überschnittenen Bohrpfahlwand favorisiert. Hierbei war eine gute Anpassung an die geologischen Verhältnisse, insbesondere hinsichtlich der zu erreichenden Einbindetiefen zu erwarten. Mittels geeignetem Bohrverfahren ist praktisch jede beliebige Einbindetiefe realisierbar. Außerdem kann unmittelbar während der Herstellung der Pfähle auf eventuelle Karststrukturen reagiert werden.

Folgende Randbedingungen mussten bei der Projektierung bzw. Bauausführung berücksichtigt werden:

- Herstellung der Bohrpfahlwand entsprechend der Geometrie der Gründungsplatte für das Grundschütz,
- Anschluss der Wände an das feste Wehr und an die alte Spundwand am Ostufer,
- Mindesteinbindetiefe 2,0 m in den oberen Karstbereich (voraussichtlich bei ca. 105,0 m NHN) und
- abschließende Verpressung von Hohlräumen unter der Gründungsplatte.

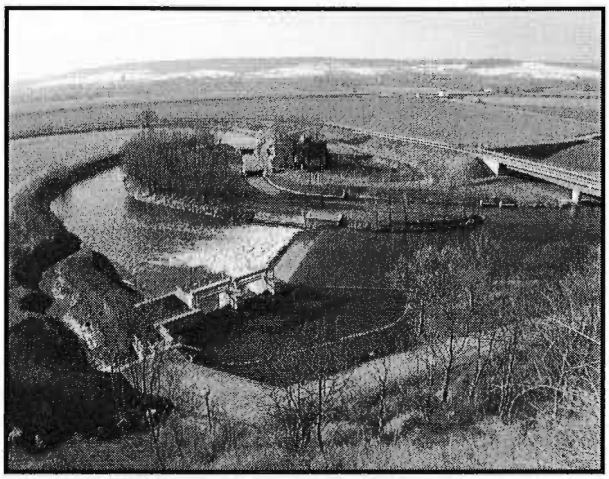


Abb. 6: Blick vom Burgberg auf das rekonstruierte Wehr und die neue Straßenbrücke. (Foto: SCHUBERTH, 2006)

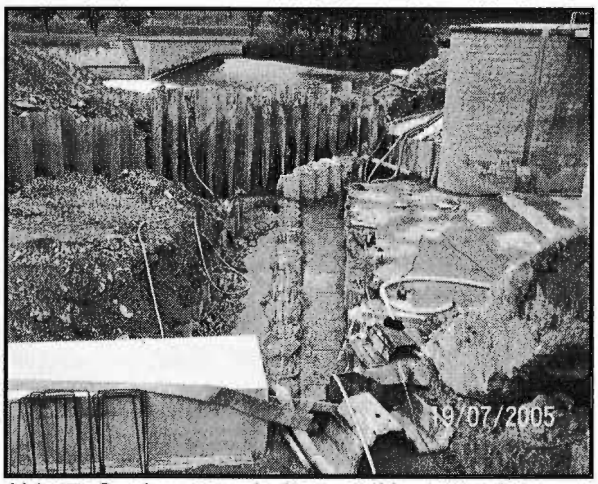


Abb. 7: Sanierungsarbeiten am Unstrutwehr Wendelstein. (Foto: SPILLMANN, 2005)

Die Sanierungsarbeiten (Abb. 7) wurden baubegleitend geotechnisch überwacht. Sämtliche eingebrachten Spundbohlen für die Baugrubenumschließung und die anschließend hergestellten insgesamt 138 Bohrpfähle wurden dokumentiert (Einbindetiefe, Betonverbrauch, Besonderheiten usw.). Hohlräume wurden bei den Bohrarbeiten nicht direkt nachgewiesen. Bei den Injektionsarbeiten wurden insgesamt 63 m^3 Verpressgut (Flugasche-Sand-Zement-Gemisch) und 50 t Zement eingebracht.

Die komplizierten Baugrundverhältnisse erforderten einen enormen gründungstechnischen Mehraufwand an der Grenze des Vertretbaren. Trotz weiterhin zufließender Karstwässer (analytisch nachgewiesen) dürfte die ausreichende Standsicherheit für das Grundschütz gewährleistet sein.

Geschichte des Wendelsteins - kurzer historischer Abriss. M. MAZZELLA.

Spuren neolithischer und bronzezeitlicher Besiedlung sind aus dem Umfeld der Ortslage Wendelstein bekannt. 1312 ist erstmals die Existenz einer Burg („Stein") auf dem Felsen dokumentiert (Besitzer: Grafen von Orlamünde). Der Name „Wendilsteyn" wird erstmals 1322 genannt.

Ein Aus- und Umbau der Burg erfolgte durch die Grafen Hermann und Friedrich von Weimar. 1342–1346 erlagen sie im „Thüringischen Grafenkrieg" dem Landgrafen Friedrich dem Ernsthaften und mussten hochverschuldet die Burg als Pfand an den landgräflichen Hofrichter Christian von Witzleben abtreten (Ausbau zur Festung und Residenz ab 1502). Während des Bauernkrieges war die Burg Zufluchtsstätte von Adligen und Landesbehörden. Bis 1596 entstand unter Wolf Dietrich von Witzleben hier ein Kleinod deutscher Renaissancekunst (Baumeister: Friedrich Fuß, Leipzig).

Ab 1616 war der Wendelstein Jagdschloss der Herzöge von Sachsen–Weißenfels–Querfurt. Der Kurfürst von Sachsen legte neue Befestigungswerke an (Abb. 8), konnte aber die mehrfache Eroberung und teilweise Zerstörung der Burganlagen im 30-jährigen Krieg nicht verhindern.

1750 ließ der Landesherr in der seit 1653 schrittweise wieder aufgebauten Burg ein Gestüt mit 200 auserlesenen Pferden polnischer, türkischer und tatarischer Rassen einrichten. Es bestand bis 1813, als es Theodor Körner mit den Lützower Reitern während der Befreiungskriege gelang, alle Pferde zu entführen. Burg und dazugehörige Güter wurden 1815 preußische Domäne. Anfang des 20. Jh. kam es zu umfangreichen Abbrucharbeiten am Schloss, viele der anderen Gebäude waren einsturzgefährdet. Nach 1945 gehörte die Anlage zum Volkseigenen Gut (VEG).
1981 begann man mit Erhaltungsmaßnahmen an der inzwischen stark verfallenen Burg und baute Wohnungen und Kulturräume in die Gebäude ein. Ab 1993 wurden, begleitet von bauarchäologischen und denkmalpflegerischen Untersuchungen, die Bemühungen um Erhaltung und Nutzbarmachung des Wendelsteins verstärkt. Es konnten bedeutende Erkenntnisse hinsichtlich der frühen Geschichte der Burg gewonnen werden, die als eines der stimmungsvollsten Bauwerke der Unstrutlandschaft gilt (HEINZELMANN 1999; www.burgenwelt.de; Abb. 9).

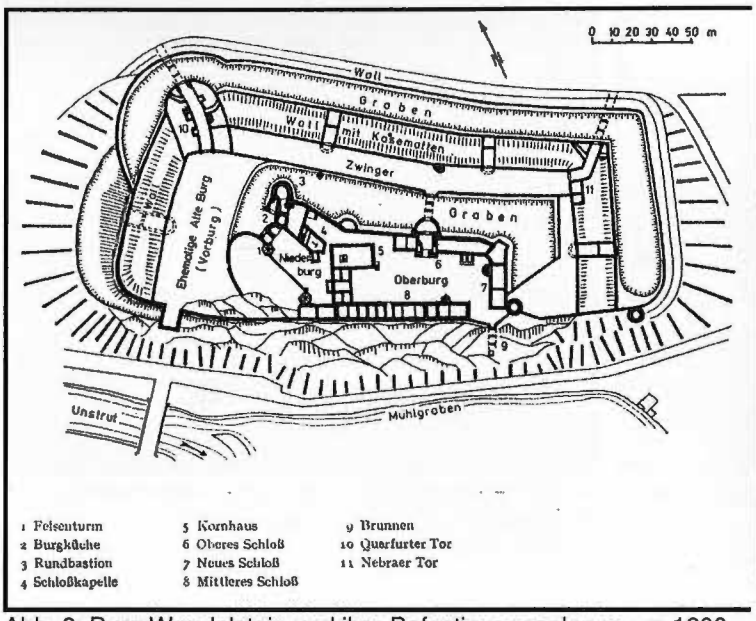


Abb. 8: Burg Wendelstein und ihre Befestigungsanlagen um 1600. Verbaut wurden vor allem Sulfate (Zechstein), aber auch Sandsteine (meist Mittlerer Buntsandstein).
(Grafik: WÄSCHER 1963, aus KUGLER & SCHMIDT 1988)

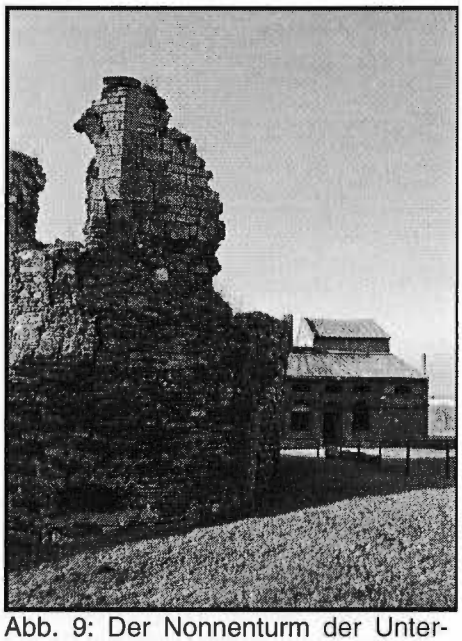


Abb. 9: Der Nonnenturm der Unterburg Wendelstein, hinten ungenutzte Gebäude des ehemaligen VEG.
(Foto: SCHUBERTH, 2006)

Halt 2: Ehemaliger Steinbruch westlich von Großwangen (rechter Unstruthang)

(TK 25 4735 Nebra (Unstrut), R: 44 67900 ; H: 56 81550). K.-H. RADZINSKI & M. MAZZELLA.

Regionaler Überblick. K.-H. RADZINSKI.

Bis unterhalb von Memleben fließt die Unstrut in einem breiten Auslaugungstal (Talniveau bei 115 m NN). Unter der bis mehr als 100 m mächtigen känozoischen Füllung folgen Unterer Buntsandstein und ein Auslaugungsprofil des Zechsteins (der Salzspiegel liegt bei 150 m unter NN über dem Staßfurt-Steinsalz). Die Hügellandschaften beiderseits der Unstrutaue werden vom Mittleren Buntsandstein der Hohen Schrecke (370 m NN) und des Ziegelrodaer Plateaus (bis knapp 300 m NN) gebildet.

Kurz vor Großwangen tritt die Unstrut in das Wangener Engtal ein, das von ca. 100 m hohen Buntsandsteinhängen eingefasst wird. Die Ursache für den Wechsel der Talmorphologie ist der Eintritt des Flusses in den Ausstrich des Mittleren Buntsandsteins. Die den Zechstein überdeckenden Schichten erreichen hier eine Mächtigkeit, die das Salz ausreichend gegen die Auslaugung schützt. An beiden Unstruthängen ist der Grenzbereich Unterer/Mittlerer Buntsandstein in langgestreckten Steinbruchreihen aufgeschlossen. Am linken Hang befindet sich das Naturschutzgebiet Steinklöbe. Die klimatischen Verhältnisse an der südexponierten Talflanke und das geringe Wasserdargebot auf dem stark durchlässigen Untergrund bilden die

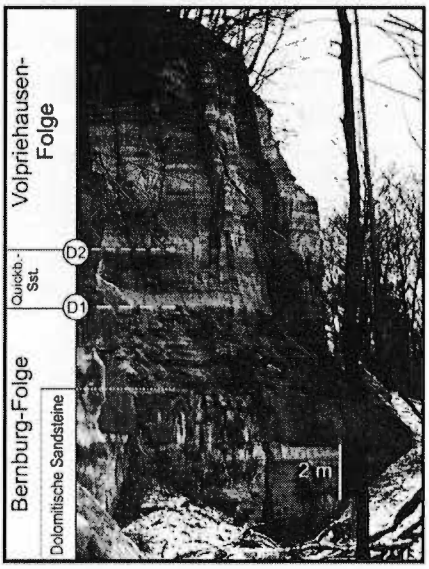


Abb. 10: Der auflässige Steinbruch Großwangen erschließt den obersten Teil der Bernburg-Folge des Unteren Buntsandstein und die Basis des Mittleren Buntsandstein (?Quickborn-Sandstein und Volpriehausen-Folge).
Bei dem fraglichen Äquivalent des Quickborn-Sandsteins handelt es sich um einen Erosionsrest im Liegenden des Volpriehausen-Sandsteins, der von diskordanten Schichtgrenzen im Liegenden und Hangenden begrenzt wird.
(aus: ROMAN 2004, verändert)

wesentlichen Voraussetzungen für das Gedeihen schützenswerter Pflanzengesellschaften. Der besuchte Exkursionspunkt (Abb. 10) liegt in der 700 m langen Steinbruchreihe an der rechten Talflanke kurz vor dem Ortseingang Großwangen, unterhalb der eventuell schon in karolingischer Zeit, spätestens aber im 10. Jh. angelegten Burganlage der Altenburg.

Stratigraphischer Überblick. K.-H. RADZINSKI.

Abb. 11 zeigt die Ausbildung des Grenzbereichs Unterer/Mittlerer Buntsandstein, wie sie in einer Vielzahl von Bohrungen im Unstrut-Kalirevier und auf der Finne aufgeschlossen wurde. Auf die durch Bänke karbonatischen, z. T. oolithischen Sandsteins gegliederte Obere Wechsellagerung der Bernburg-Folge (suBOW) folgt das ca. 30 m mächtige Schichtglied Dolomitische Sandsteine (suBDS). Ein 2–3 m mächtiges toniges Mittel schließt den Unteren Buntsandstein im Hangenden ab. Der Mittlere Buntsandstein beginnt mit dem ca. 25 m mächtigen Volpriehausen-Sandstein (smVS), der durch ein 1–2 m mächtiges toniges Mittel in Unter- und Oberbank geteilt werden kann. Im Hangenden folgt die tonig geprägte Volpriehausen-Wechsellagerung (smVW1) (RADZINSKI 1995a).

Aufschlusssituation. K.-H. RADZINSKI.

Im vorderen, vom Straßenniveau aus zugänglichen Steinbruchabschnitt sind zuunterst bis zu 16 m der höheren Dolomitischen Sandsteine aufgeschlossen. Es handelt sich um max. 60 cm mächtige Bänke eines schräggeschichteten, hellgrauen bis schwach bräunlichen dolomitischen Fein- bis Mittelsandsteins. Im Dünnschliff erkennbare kugelige Anhäufungen von Dolomitrhomboedern lassen auf eine frühere oolithische Struktur des Gesteins schließen. In benachbarten Aufschlüssen finden sich auf den Bankoberseiten Stromatolithenrasen. Zwischen den Bänken treten grüngraue tonige Lagen und Häutchen auf. VOIGT & GAUPP (2000) deuteten die Gesteine als Bildungen in der Verlandungszone eines Playasees. Wegen seiner hohen Festigkeit wurde das Gestein in der Umrandung des Ziegelrodaer Plateaus in zahlreichen Steinbrüchen gewonnen (WEHRY 2005).

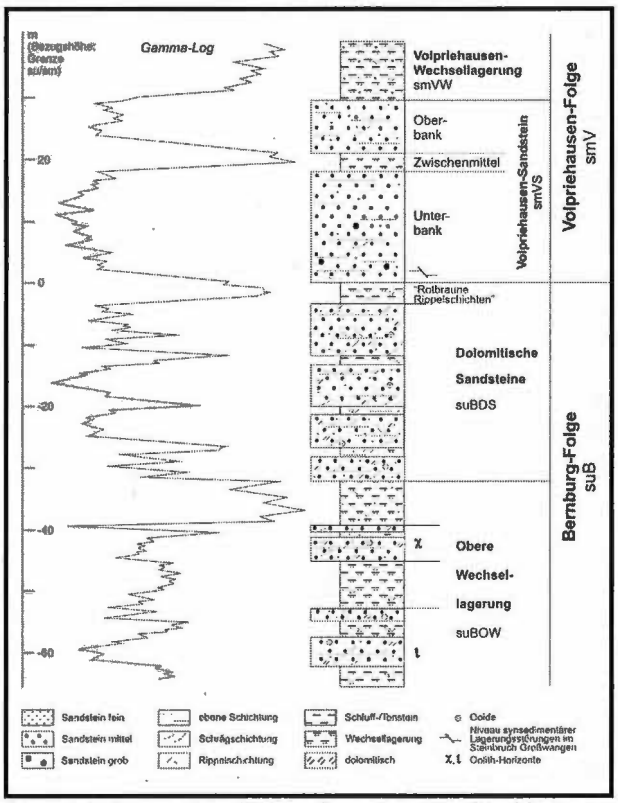


Abb. 11: Normalprofil des Grenzabschnitts Unterer/Mittlerer Buntsandstein auf der GK 25 - Blatt 4735 Nebra (Unstrut).
(Entwurf: RADZINSKI 2006)

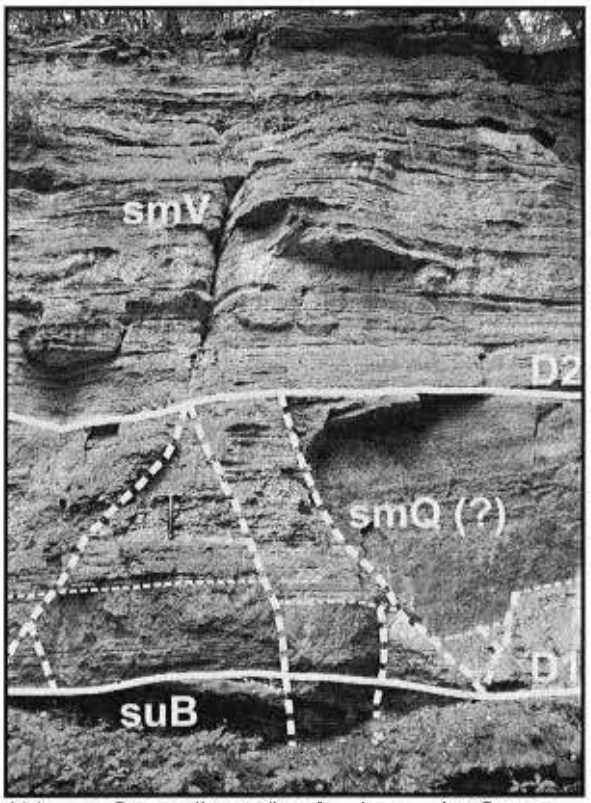


Abb. 12: Synsedimentäre Strukturen im Grenzbereich zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein. suB - Bernburg-Folge; smQ - Quickborn-Sandstein; smV - Volpriehausen-Folge; D1, D2 - Diskordanzen. (Entwurf: RADZINSKI 2005, Foto: SCHUBERTH 2005)

Eine in halber Höhe der Bruchwand auftretende 2–3 m mächtige, Conchostraken-führende Wechsellagerung von rotbraunen Tonsteinen mit Sandsteinlagen und -bänkchen, von HEINZELMANN (1969) als „Rotbraune Rippelschichten" bezeichnet, schließt die Bernburg-Folge ab.

Die ca. 10–13 m mächtige Unterbank des Volpriehausen-Sandsteins liegt als farbig (ocker- bis rotbraun, grüngrau, gelbgrau und weiß) gebänderter mittelkörniger, in Linsen auch grobkörniger Sandstein vor, der überwiegend ebenschichtig ausgebildet ist. Vereinzelt treten feine (vorwiegend grüngraue) Tonlagen auf. Die Festigkeit der Sandsteine ist deutlich geringer als die der Dolomitischen Sandsteine im Liegenden. VOIGT & GAUPP (2000, S. 63) sprechen sich gegen bisherige Annahmen einer fluviatilen Entstehung dieser Sandsteine aus und treten für einen „äolischen Transport auf einer ausgeprägten Sand-Ton-Ebene ..., die stark durch salinare Prozesse geprägt war" ein.

Im höchsten, nicht mehr zugänglichen Teil der Aufschlusswand ist das 1–2 m mächtige tonige Zwischenmittel des Volpriehausen-Sandsteins zu erkennen.

In einem höheren Bruchteil (vom bisherigen Standpunkt über Stufen am Rand der Schutthalde erreichbar) sind als herausragendes Phänomen synsedimentäre Strukturen sichtbar, über die zuerst HEINZELMANN (1962, 1969) berichtet hat (Abb. 11, 12). Innerhalb einer aus rötlichen Sandsteinen und einer ca. 30 cm mächtigen feinschichtigen Wechselfolge grüngrauer und rotbrauner Schluff- und Tonsteine bestehenden Gesteinspartie, die bis vor wenigen Jahren in den Volpriehausen-Sandstein einbezogen wurde, tritt ein synsedimentär entstandener, gestaffelter Grabenbruch auf. An seiner Flanke sind noch ca. 1,5 m Sandstein erhalten, die außerhalb der Struktur abgetragen sind. Die Störung reicht im Liegenden gerade noch in die „Rotbraunen Rippelschichten" des Unteren Buntsandsteins hinein, während im Hangenden eine Sandsteinbank, von SCHÜLER, BEUTLER & FRANZKE (1989) als Ausgleichshorizont bezeichnet, die Paläostruktur ungestört überdeckt. Neben den Störungen beschreibt HEINZELMANN Sedimentstrukturen, die eine synsedimentäre Deformation der Schichten in unverfestigtem Zustand belegen. SCHÜLER, BEUTLER & FRANZKE (1989) führten hier detaillierte kleintektonische Messungen aus. Wie schon HEINZELMANN (1969) weisen sie auf das Zusammenfallen von gemessenen Richtungen, Aufschlussposition und zu vermutendem Verlauf der Nordostrand-Störung der Hermundurischen Scholle hin, die eine buntsandsteinzeitliche Reaktivierung nahelegen. GAUPP, VOIGT & LÜTZNER (1998) und VOIGT & GAUPP (2000) erkennen zwei zeitlich getrennte Aktivitätsphasen, deren Auswirkung sie in ihren Profilzeichnungen als zwei Diskordanzen darstellten. Die tiefere der beiden ist als flache Winkeldiskordanz erkennbar, die höhere überdeckt den gestörten Gesteinsabschnitt. Die Sedimentdeformationen zwischen beiden Diskordanzen erklären sie durch seismische Schocks, die mit der Störungsanlage verbunden waren. VOIGT, BACHMANN & GAUPP (2001) und ROMAN (BECKER) (2004) vermuten in dem Schichtpaket zwischen den beiden Diskordanzen das Äquivalent des Quickborn-Sandsteins, den RÖHLING (1999) im norddeutschen Beckenzentrum postulierte.

Geschichtliches: Die Altenburg und ein mysteriöser Stollen. M. MAZZELLA.

Oberhalb der Großwangener Steinbrüche, 80 m über Unstrutniveau, liegen Befestigungsreste von geradezu gigantischen Dimensionen. Hier stand die so genannte „Altenburg", eine wohl dreiteilige Anlage mit einem seitlichen Zugang zum Kernbereich. Man datiert die Anlage auf das 8. bis 9., spätestens aber auf das 10. Jh.

Mit ca. 17 ha Fläche und einer Längsausdehnung von rund 950 m ist die Altenburg als eine der größten Anlagen im mitteldeutschen Raum einzustufen. Die Dimension der Anlage lässt Rückschlüsse auf eine herausragende geschichtliche Bedeutung zu. Die bisherige Ansicht einer reinen Fluchtburg kann so wohl nicht zutreffen.

Aufgefundene Keramiken stammen aus dem frühen Mittelalter, doch wurden auch Belege aus der Bronzezeit und dem Neolithikum gefunden. Eine systematische archäologische Forschung auf dem Gebiet der Altenburg hat bisher noch nicht stattgefunden.

Die Frage, ob im Bereich der Kernburg zu irgendeiner frühen Zeitepoche ein Steinbau (Burg) gestanden hat, ist im ersten Moment nicht zu beantworten, einzelne behauene Steine finden sich sehr wohl in dem Areal.

Dass es eine technische Möglichkeit gab, einen eventuell ehemals vorhandenen Steinbau abzutragen und witterungsunabhängig zur Unstrut zu befördern zeigt ein ca. 40 m langer Stollen mit so großen

Dimensionen, dass er eigentlich nur als Transportstollen zu klassifizieren ist (Abb. 13). In Verbindung mit einem künstlich angelegten ca. 40 m breiten Trichter im Gelände mit Zugang zum Stollenende bestände so eine Möglichkeit, den Materialtransport einer im Abbruch befindlichen Burg zu erklären. Das Material aus dem Kernburgbereich der Altenburg könnte über eine Rutsche, einen Bremsberg im Steinbruch und dann über den Trichter in den Stollen zum Abtransport verbracht worden sein.

Eine Funktion des Stollens in Verbindung mit dem darüber liegenden Steinbruch lässt sich momentan nicht schlüssig erklären, so dass eigentlich nur die Gesamtheit vom Burgbereich bis zum Stollen als „Technologiestrecke zum Rückbau" deutbar ist.

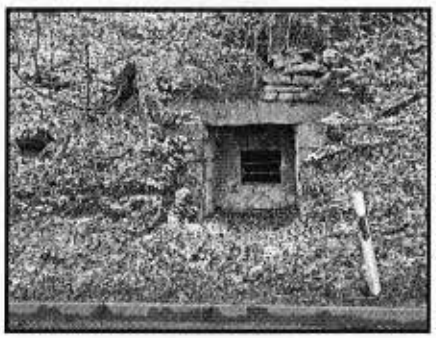


Abb. 13: Mundloch des in Richtung Großwangener Steinbrüche führenden Stollens an der Straße Großwangen–Memleben. Der Stollen hat einen Querschnitt von ca. 2 m x 2 m. Nach etwa 40 m Länge ist er verbrochen. Oberhalb des Verbruchs ist im Gelände eine teilweise verfüllte Öffnung zu erkennen, die sich im Zentrum einer Senke von etwa 40 m Durchmesser befindet. Es wird eine frühere Nutzung als Transportstollen im Zusammenhang mit dem Steinbruchbetrieb vermutet. (Foto: SCHUBERTH, 2006)

Halt 3: Nebra (TK 25 4735 Nebra (Unstrut), H: 44 70695 ; R: 56 83645, Kirche). K. SCHUBERTH.

Die Stadt Nebra

40 m über dem Unstruttal liegt das Zentrum der Stadt Nebra (2.700 Einwohner; ca. 150 m NN) auf einem Plateau aus Sedimenten des Mittleren Buntsandsteins. Die Gesteine der Hardegsen- und Solling-Folge sind an der Talflanke durch fluviatile Erosion und Steinbruchbetrieb deutlich herauspräpariert.

Erste Siedlungsspuren im Bereich nördlich des heutigen Stadtkerns reichen bis in das Paläolithikum zurück (Pfosten- und Kultgruben eines Jägerzeltlagers des Magdalénien, ca. 11.000 v. Chr.). Auch neolithische und bronzezeitliche Siedlungsreste belegen die naturräumliche und strategische Gunst des Ortes.

In karolingischer Zeit lag hier, an einem Abzweig der Kupferstraße, ein Königshof, zu dessen Schutz die sogenannte Altenburg errichtet wurde. In deren Umfeld entstand das 876 erstmals erwähnte Nebra, zunächst „villa Neuiri", später „Nebure" (1150) und „Neberi" (1323) genannt.

Vermutlich im 13. Jh. verlegte man die Siedlung in den Bereich des heutigen Stadtkerns und es entstand die Neuenburg (1644 durch die Schweden zerstört, heute Ruine). Um 1254 erhielt Nebra Stadtrecht. Die starke Wehranlage mit vier Toren ist in wenigen, überbauten Resten erhalten.

Im Mittelalter mehrfach zerstört, kam Nebra im 18. und 19. Jh. zu neuer Blüte. Es entwickelten sich neben der traditionellen Landwirtschaft der Weinbau, die Leinen- und Wollweberei sowie die Strumpfwirkerei. Mit der 1791 eröffneten Unstrut/Saale-Schifffahrt zwischen Artern und Weißenfels etablierte sich auch der Schiffbau (Lastkähne bis 150 t Tragfähigkeit). Durch die Konkurrenz von Schiene (1889 Bahnlinie Naumburg–Artern) und Straße verlor dieser Wirtschaftszweig um 1900 an Bedeutung und wurde 1921 eingestellt.

Die Ausbeutung der reichen Sandsteinvorkommen entlang dem Durchbruchstal der Unstrut war von 1182 bis Mitte des 20. Jh. von enormer wirtschaftlicher Bedeutung. Höhepunkt waren die Jahre 1880–1886, als jährlich bis zu 35.000 t Bruchsteine unstrutabwärts verschifft wurden. Bis zum ersten Weltkrieg waren in den Brüchen ca. 700 Arbeiter beschäftigt. Die begehrten, z. T. lachsfarbenen Sandsteine wurden nicht nur in der Region (Abb. 14), sondern u. a. auch in Berlin (Alte Nationalgalerie, Börse), Hamburg (Börse), Halle (Moritzkirche) und Weimar (Schloss) verbaut (MDR 2001, BLEIMEISTER 2004). Zwischen 1958 und 1966 wurden die letzten Steinbrüche im Raum Nebra–Wangen aufgelassen. Für Restaurierungszwecke nahmen nach 1990 kurzzeitig zwei neue Steinbrüche auf den Hochflächen beiderseits der Unstrut den Betrieb auf.

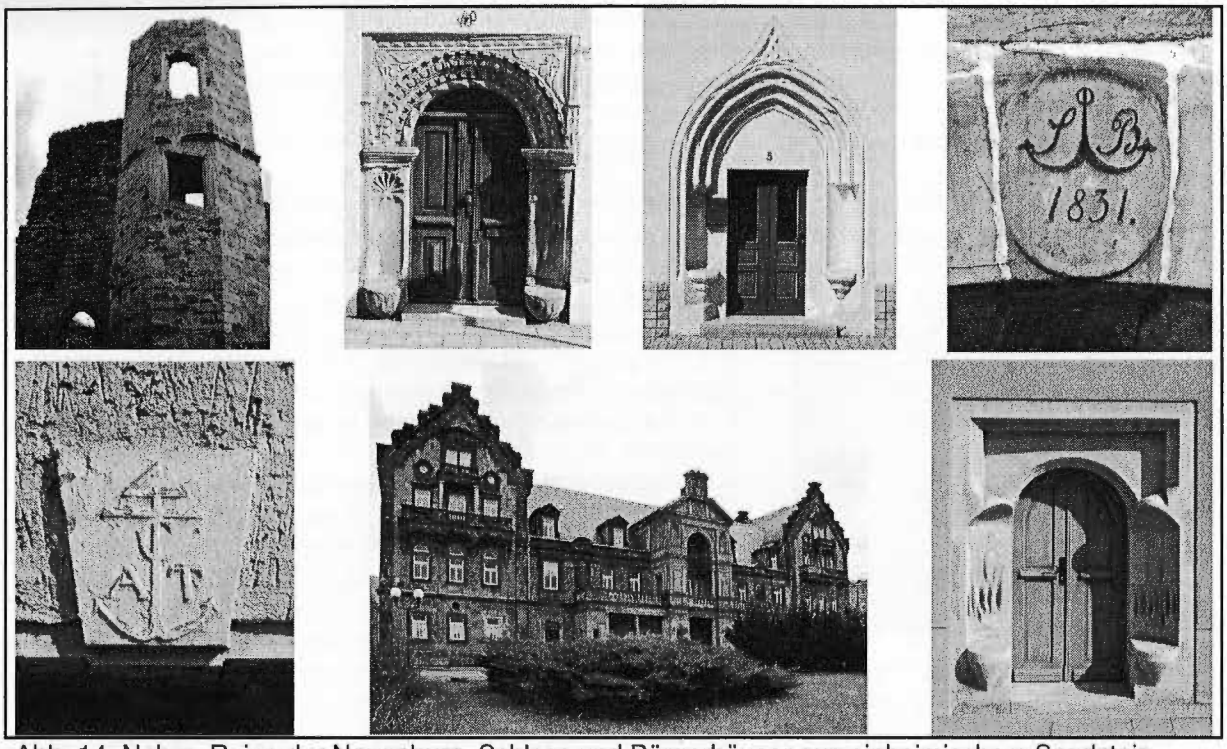


Abb. 14: Nebra. Ruine der Neuenburg, Schloss und Bürgerhäuser aus einheimischem Sandstein. (Fotos: SCHUBERTH)

Nach der Wende 1989 verlor Nebra seine seit 1952 inne gehabte Kreisstadtfunktion. Zahlreiche Arbeitsplätze, besonders in der Landwirtschaft, brachen weg. Neue Impulse soll vor allem der Tourismus geben. Man setzt hier auf die Weinstraße Saale–Unstrut (Memleben–Freyburg–Bad Sulza; 998 erstmalige Erwähnung des mitteldeutschen Weinbaus im Kloster Memleben, Otto III.), auf den geplanten Geopark, vor allem aber auf die Anziehungskraft der bei Kleinwangen gefundenen „Himmelsscheibe von Nebra" (archäologisches Erlebniscenter und 30 m hoher Aussichtsturm im Bau).

Während des einstündigen Aufenthalts in Nebra besteht für die Exkursionsteilnehmer die Möglichkeit, einen Eindruck von der historischen Altstadt zu bekommen (Stadtkirche St. Georg, 1415; Marktplatz mit Burgruine; Schloss, Neorenaissance, 1874–1876, heute Hotel; Bürgerhäuser) und die Trias-Ausstellung sowie das Heimatmuseum zu besuchen.

Ausstellung „Trias" der Martin-Luther Universität Halle–Wittenberg und der Stadt Nebra

Im September 1998 fand in Halle das internationale „Symposium on the Epicontinental Triassic" statt. Es bildete den Rahmen für die Sonderausstellung „Trias - eine ganz andere Welt. Europa am Beginn des Erdmittelalters". Sie wurde vom Institut für Geologische Wissenschaften und Geiseltalmuseum der Martin-Luther-Universität (MLU) in Halle gemeinsam mit dem Forschungsinstitut und Naturmuseum Senckenberg in Frankfurt am Main konzipiert und zunächst in Halle, später dann in Frankfurt am Main präsentiert.

Wesentliche Exponate dieser Ausstellung (ohne Leihgaben) sind seit Juli 2005 in Nebra, dem Zentrum des geplanten Geoparks „Saale-Unstrut-Triasland" (vgl. MÜLLER 2004), zu sehen. Gezeigt wird die damalige Pflanzen- und Tierwelt in ihrem erdgeschichtlichen Rahmen. Die zugehörige Monographie von HAUSCHKE & WILDE (1999) ist im Münchener Pfeil-Verlag erschienen.

Heimatmuseum, Breite Straße 28

Die Sammlungen des Heimatmuseums beleuchten neben der allgemeinen Stadtgeschichte insbesondere die Steinbrecherei und die Unstrutschifffahrt. Ein separater Raum ist der bekanntesten Bürgerin Nebras, der hier gebürtigen Bestseller-Autorin Hedwig Courths-Mahler (1867–1950) gewidmet, die mehr als zweihundert Romane, in Millionenauflage, veröffentlichte.

Halt 4: Ehemalige Tongrube Karsdorf (TK 25 4736 Freyburg (Unstrut), H: 44 76830; R: 56 81390, Aufschluss Untere Violettfolge). W. WREDE & K. SCHUBERTH.

Werksgeschichte der Karsdorfer Zement GmbH. W. WREDE.

Aufgrund günstiger Rohstoffbedingungen in Karsdorf gründeten die Bad Kösener Gebrüder Kersten 1927 die „Aktiengesellschaft Kursachsen-Portland Zement Karsdorf" und begannen mit dem Bau des Karsdorfer Zementwerkes. Die Firma Smidth, Kopenhagen, erwarb die Mehrheit des Aktienkapitals und wurde Besitzer des Unternehmens.

1945 wurde das Karsdorfer Unternehmen zum SAG-Betrieb (Sowjetische Aktiengesellschaft) und ging zu Beginn des Jahres 1951 in Volkseigentum der DDR über. In den folgenden Jahren musste zur Deckung des Zementbedarfs ein dritter Drehrohrofen gebaut werden, der 1953 die Produktion aufnahm.

Zur Entwicklung der Volkswirtschaft musste die Zementproduktion nochmals gesteigert werden, so dass 1956 der erste Spatenstich zur Erweiterung des bestehenden Werkes erfolgte. 1959 stand erstmals Klinker des neuen Betriebsteils zur Verfügung und ab 1961 wurde mit fünf neuen Ofenlinien im Nassverfahren Zement produziert. Aufgrund des hohen Zementbedarfs wurden bis 1974 vier weitere Ofenlinien fertiggestellt, die nach dem energiegünstigen Trockenverfahren arbeiteten.

Mit den politischen Veränderungen in der DDR ab Oktober 1989 wurde 1990 die Umwandlung vom volkseigenen Betrieb in eine Kapitalgesellschaft vorgenommen. Mitte des Jahres 1990 wurde zwischen der Altgesellschaft Karsdorfer Zement GmbH und der Karsdorfer Zement Beteiligungsgesellschaft mbH, einer neu gegründeten Tochtergesellschaft der Wössinger Zement GmbH (ein Unternehmen der Lafarge-Gruppe, Frankreich) ein Betriebsführungsvertrag über die Zementproduktionsanlagen abgeschlossen. Seit 1992 firmiert die Karsdorfer Zement Beteiligungsgesellschaft mbH als Karsdorfer Zement GmbH. Durch ein Modernisierungsprogramm mit einem Investitionsvolumen von mehreren hundert Millionen Mark in den darauffolgenden Jahren entwickelte sich das Zementwerk Karsdorf zu einem der modernsten und leistungsfähigsten Werke der Lafarge-Gruppe. Es verfügt heute über eine jährliche Produktionskapazität von 2,3 Millionen Tonnen Zement (LAFARGE ZEMENT 2005).

Regionaler Überblick. K. SCHUBERTH.

Die Tongrube liegt im Werksgelände der Karsdorfer Zement GmbH und erstreckt sich bei Wandhöhen von ca. 45 m und einer Breite von ca. 400 m über eine Länge von etwa 1,1 km in Richtung NNW–SSE. Sie wurde in den 1950er Jahren im Zusammenhang mit dem Aufbau des Werkes 2 erschlossen. Ein Abbau findet seit 1991 nicht mehr statt. Ursache sind sowohl qualitative Probleme der Lagerstätte (Alkalireichtum), als auch betriebswirtschaftliche Erwägungen (Zukauf von Fremdton, Verwendung von Kraftwerksaschen).

Der Aufschluss liegt am Südostrand der Querfurter Mulde an der linken Talflanke der Unstrut. Der Hang ist hier als Schichtstufe ausgebildet. Der steile Oberhang und die anschließende Hochfläche (Querfurter Platte, mit z. T. mächtiger Lössbedeckung) werden von Sedimenten des morphologisch widerständigen Unteren Muschelkalks gebildet, der die Rohstoffbasis des Werkes bildet (Großtagebau an der B 180). Hangabwärts schließen Bildungen des überwiegend „weichen" Oberen Buntsandstein an und der Hang wird flacher. Stellenweise werden sie von Schottern der frühsaalekaltzeitlichen Hauptterrasse der Unstrut, verzahnt mit periglazialem Hangschutt, überlagert (Abbau in Sandgrube des Zementwerkes, ca. 2 km nördlich, 10–30 m über Auenniveau). Im Westen grenzt schließlich die ca. 500 m breite Unstrutaue an (Schotter der Niederterrasse, Auensedimente).

System	Serie	Stufe	Gruppe	Folge bzw. Formation	EXNER (1999), BACHMANN, BEUTLER & EXNER (2001)	JUBITZ (1959), RADZINSKI (1995), mit Kürzeln des Symbolschlüssels Geologie	
DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (2002)							
TRIAS	MITTELTRIAS	ANISIUM	Muschelkalk	Jena-Formation		Muschelkalk (m)	
			Buntsandstein	Röt-Folge	Dornburg-Subformation	Myophorienschichten (soMY)	Myophorientone (soMYo)
							Myophorienplatten (soMYu)
					Gleina-Subformation	Obere Violettfolge (soOV) mit Gips 4 (soAN4)	
	UNTERTRIAS	OLENEKIUM			Karsdorf-Subformation	Rote Werksfolge mit Doppelquarzit (soRW)	
						Untere Violettfolge (soUV)	
					Glockenseck-Subformation	Gips 3 (soAN3)	
					Göschwitz-Subformation	Myophoriendolomite (soMD)	
					Vitzenburg-Subformation	Basisgipse 1 und 2 (soAN1, soAN2) basal Steinsalzresiduen (soNA)	
				Solling-Folge		Solling-Folge (smS)	

Abb. 15: Stratigraphische Gliederungen der Röt-Formation.

Aufschlusssituation. K. SCHUBERTH & A. E. GÖTZ.

Vorgestellt wird einer der wichtigsten Röt-Aufschlüsse Mitteldeutschlands (rund 50 m von ca. 175 m Gesamtprofil). Seine Bearbeitung durch JUBITZ (1959) bildete den Ausgangspunkt für eine lithogenetisch ausgerichtete Rötgliederung, die maßgeblich für die Gliederung im Trias-Standard wurde (DOCKTER et al. 1980). Im Rahmen einer Neubearbeitung durch EXNER (1999) wurde sie auf die nördlichen Teile des Germanischen Beckens übertragen und in modifizierter Form der Subkommission Perm-Trias der Deutschen Stratigraphischen Kommission vorgeschlagen (Abb. 15).
Der Tontagebau ist das Typusprofil für die Karsdorf- und die Gleina-Subformation. Die bis 13 m mächtige Untere Violettfolge ist im SW-Teil der Grube mit etwa 8 m aufgeschlossen (Abb. 16). Charakterisiert wird dieser Abschnitt durch eine intensive Wechsellagerung von gut geschichteten rotbraunen, violetten und grüngrauen, meist schluffigen Tonsteinen. Sie werden von einzelnen Sandsteinlagen, dünnen Schluffsteinlagen und vereinzelt Knollengipsen durchsetzt. Durch Ablaugung entstanden innerhalb des ursprünglich sulfatreichen Sedimentpaketes die zahlreichen, sekundär gebildeten Fasergipslagen.

Die Rote Werksfolge ist mit 32 m Mächtigkeit komplett aufgeschlossen und an der Ostwand über mehrere hundert Meter Länge zu verfolgen. Sie besteht nahezu vollständig aus ungeschichteten, massigen rotbraunen Tonsteinen, die nur sehr vereinzelt Sulfate führen. Auffallend sind mehrere grüne Lagen, die etwa in der Mitte des Profils Dezimeter starke verkieselte Feinsandsteinbänke enthalten. Sie besitzen Leitbankcharakter und können als „Doppelquarzit" für die regionale Korrelation genutzt werden. Relativ häufig ist die marine Muschel *Costatoria costata*.

Von der überlagernden Oberen Violettfolge sind im Tagebau auf der oberen Berme noch etwa 14 m aufgeschlossen. Charakteristisch sind blassvioletteTonsteinlagen mit eingeschalteten Lagen von Knollengips (Gips 4), die morphologisch als Terrassenbildner wirksam sind. Sie können als frühdiagenetische Gipsknollen gedeutet werden und wurden nahe der Sedimentoberfläche einer salinaren Tonebene gebildet (sulfatische Aridisols). Gemeinsam mit der roten Farbe der umgebenden Pelite deuten diese Gipse auf längere subaerische Expositionszeiten der Sabkha hin. Hypersalinares Grundwasser und arides Klima sind unabdingbare Voraussetzungen für diese Bildungen. Eingeschal-

tete Feinsandlagen enthalten fossile Schwermineralseifen mit sehr hohen Zirkon-Magnetit-Konzentrationen. Sie wurden vermutlich unter sehr flacher Wasserbedeckung angereichert.

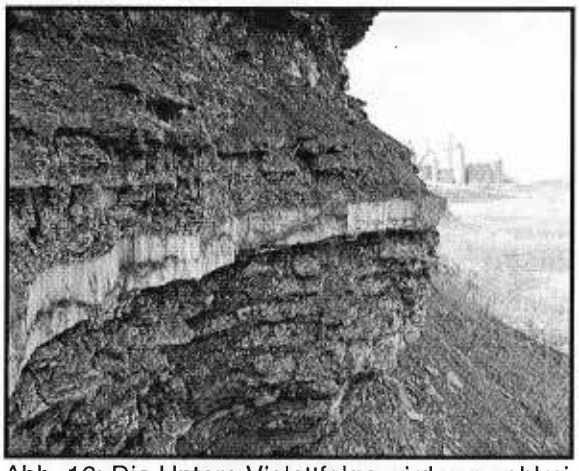


Abb. 16: Die Untere Violettfolge wird von zahlreichen Fasergips-Lagen bis 15 cm Mächtigkeit durchzogen. (Foto: SCHUBERTH, 2006)

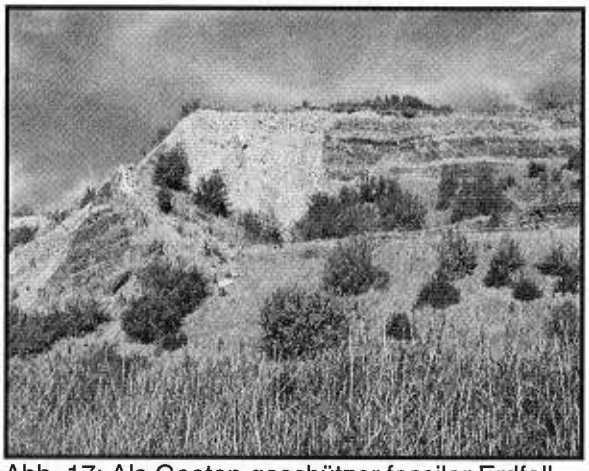


Abb. 17: Als Geotop geschützer fossiler Erdfall mit Füllung aus Löss und Hangschutt. (Foto: HOFF, 2005)

Die Lagerungsverhältnisse im Tagebau sind erheblich durch die Sulfatsubrosion gestört (BRENDEL 1972). An der östlichen Grubenwand sind mehrere fossile Erdfälle angeschnitten (Großerdfall mit basaler Verwerfung als Geotop geschützt, Abb. 17, vgl. HOFF 2006), die mit jüngeren Sedimenten gefüllt sind (Muschelkalkschutt, Löss). Diese Erdfälle sind das Ergebnis von Ablaugungsprozessen im Untergrund, die einen erheblichen Einfluss auf die Gründung der Betriebsanlagen von Werk 2 hatten und auch bei der unweit verlaufenden Tunnelstrecke der geplanten ICE-Verbindung Nürnberg–Halle/Leipzig berücksichtigt werden müssen. Sie spielen sich im liegenden Gips 3, vor allem aber im Bereich der Basisgipse 1 und 2 sowie der Steinsalzresiduen ab und orientieren sich an tektonischen Linien.

Halt 5: Straßeneinschnitt nordwestlich des Tontagebaues Karsdorf

(TK 25 4736 Freyburg (Unstrut), H: 44 76935 ; R: 56 83565, Bereich debris flow). A. E. GÖTZ.

Regionaler Überblick

Der Exkursionspunkt liegt knapp 2 km nördlich von Halt 4. Mit dem Neubau der Gewerbegebiets-Anbindungsstraße von Karsdorf im Unstruttal zur B 180 auf der Hochfläche der Querfurter Platte von 1997–1999 entstanden 1 km lange und bis 15 m tiefe Böschungsaufschlüsse (Abb. 19).

Zusammenhängend aufgeschlossen ist eine etwa 40 m mächtige Schichtenfolge vom obersten Röt (Myophorienschichten) bis zu den Oolithbänken des Unteren Muschelkalks (Abb. 18).

Aufschlusssituation

Innerhalb des Unteren Muschelkalks repräsentiert die Schichtenfolge die erste Ablagerungssequenz 3. Ordnung (Abb. 18, vgl. GÖTZ 2004). Transgressive Ablagerungen (TSd) bilden den unteren Profilabschnitt des basalen Unteren Wellenkalks (muW1). Die Phase maximaler Überflutung ist im höheren Teil des Unteren Wellenkalks durch das Auftreten zahlreicher Hartgrundlagen dokumentiert, welche sich im süddeutschen Teilbecken mit dem sogenannten 9 m-Horizont, einem stark mergeligen Intervall, im Unteren Wellenkalk (vgl. GÖTZ & WERTEL 2002) korrelieren lassen. Die Oolithbänke bilden späte Hochstandablagerungen (HSd) mit typischen Flachstwassersedimenten. Emersionsflächen im Bereich der Röt/Muschelkalk-Grenze und im Hangenden der Oberen Oolithbank, welche als Sequenzgrenzen interpretiert werden können, fehlen hier; sie treten nur an den Beckenrändern auf (SZULC 2000). Kleinzyklen im Meterbereich bilden die Basiseinheiten der Sequenz 3. Ordnung (Abb. 21).

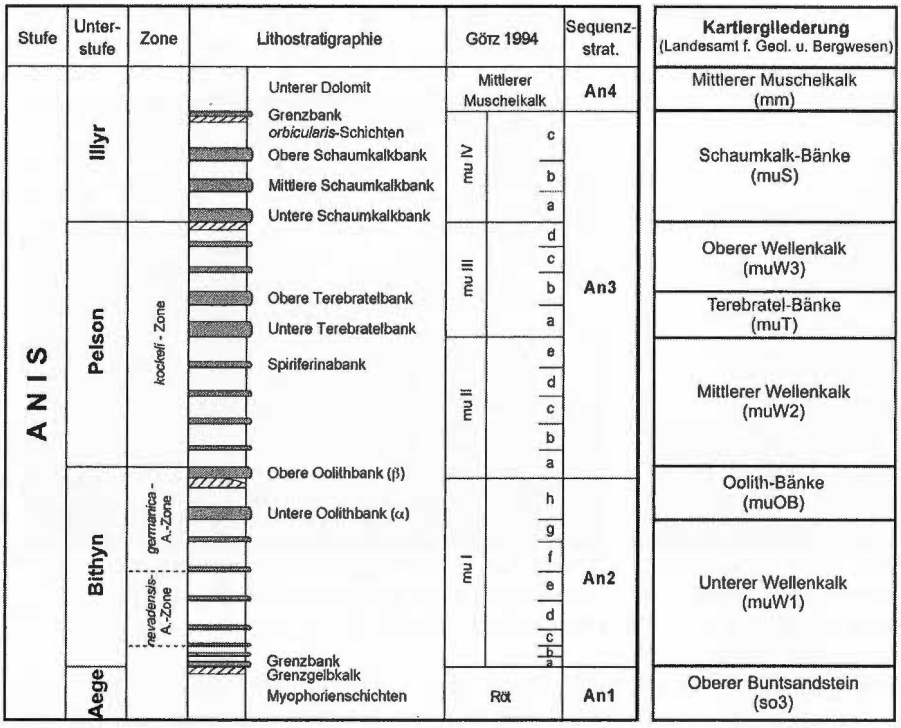


Abb. 18: Stratigraphie des Unteren Muschelkalks. (nach GÖTZ 2000, verändert; Kürzel der Kartiergliederung nach Sybolschlüssel Geologie, RADZINSKI et al. 1997)

Abb. 19: Straßenaufschluss mit Grenze zwischen Röt und Unterem Wellenkalk (gerissene Linie), im Hintergrund das Zementwerk. (Foto: SCHUBERTH, 2006)

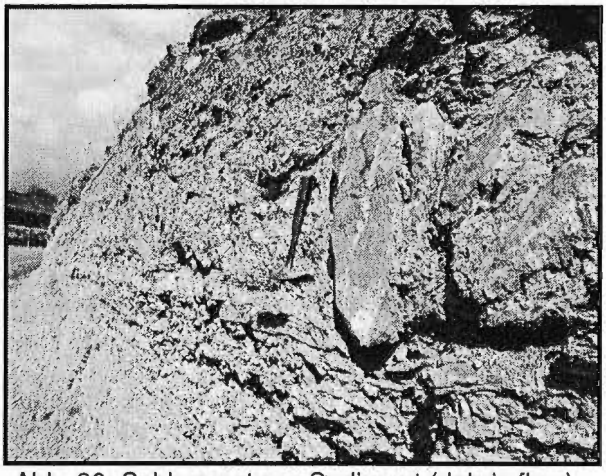


Abb. 20: Schlammstrom-Sediment (debris flow) im Unteren Wellenkalk mit eingearbeiteten Blöcken. (Foto: SCHUBERTH, 2006)

Eine Besonderheit im Unteren Wellenkalk ist ein auf 5 bis 6 m Länge eingeschaltetes Schlammstromsediment (debris flow, Abb. 20), dessen Entstehung auf ein seismisches Ereignis während der Sedimentation zurückgeführt werden kann. Solche Sedimente sind in diesem stratigraphischen Niveau auch aus Oberschlesien, Thüringen, Hessen und Mainfranken bekannt (SZULC 1993, GÖTZ 1996, VOIGT & LINNEMANN 1996, FÖHLISCH & VOIGT 1999). Im südlichen Sachsen-Anhalt wurden Seismite im Unteren Muschelkalk aus Aufschlüssen westlich von Halle (Köllme) und bei Querfurt beschrieben (RÜFFER 1996, GÖTZ 1996). Das sehr geringe Gefälle des Meeresbodens im Unteren Muschelkalk und die weite zeitgleiche Verbreitung der Massenbewegungen unterstützen eine seismische Interpretation. Die Orientierung von internen Deformationsstrukturen der Debrite gibt Auskunft über die Bewegungsrichtung der Rutschmassen. Daraus lässt sich wiederum die Lage der Epizentren im Unteren Muschelkalk des Germanischen Beckens nahe der Pfortenregionen im SE (Schlesisch–Mährische Pforte) und SW (Burgundische Pforte) am Nordrand der Tethys rekonstruieren (FÖHLISCH & VOIGT 2001). Ein weiteres Epizentrum wird östlich der Rheinischen Masse postuliert (Abb. 22).

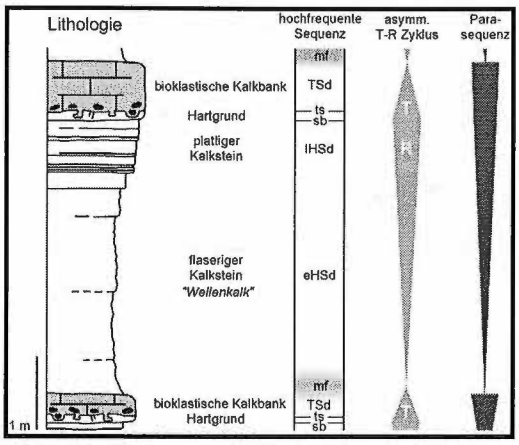


Abb. 21: Sequenzstratigraphische Interpretation von Kleinzyklen im Unteren Muschelkalk.
(GÖTZ 1996, verändert)

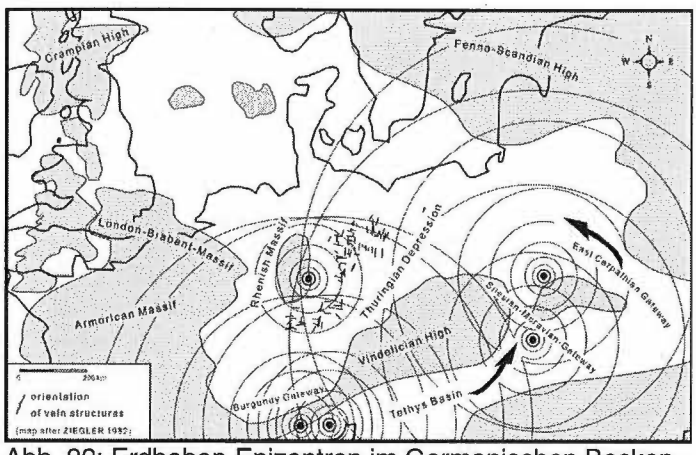


Abb. 22: Erdbeben-Epizentren im Germanischen Becken während des Unteren Muschelkalks (Anis), abgeleitet aus der Streichrichtung der Sigmoidal-Klüftung.
(FÖHLISCH & VOIGT 2001)

Halt 6: Ehemaliges Steinbruchgelände südwestlich von Zscheiplitz (TK 25 4736 Freyburg (Unstrut), H: 44 81200 ; R: 56 75235, alter Kalkofen). A. E. GÖTZ & K. SCHUBERTH.

Regionaler und stratigraphischer Überblick. K. SCHUBERTH.

Unterhalb von Laucha verlässt die Unstrut ihr weites, in Sedimente des Oberen Buntsandsteins gebettetes Tal und durchfließt wiederum ein Engtal, das diesmal von Steilstufen des Unteren Muschelkalks flankiert wird. Der Exkursionspunkt liegt am nördlichen Flussufer, westlich der Ortslage Zscheiplitz in einer Höhe von 180 m NN. Am Steilhang sind ca. 70 m Profil im Unteren Muschelkalk aufgeschlossen. Es umfasst die Oolithbänke knapp oberhalb des Auenniveaus (vgl. FÖHLISCH, MÜLLER & VOIGT 1998), den gesamten Mittleren Wellenkalk, die Terebratelbänke im oberen Hangdrittel sowie, im Plateaubereich, die Schaumkalkbänke.

Neben der Gewinnung von Werksteinen war auch die Kalkproduktion Ziel des Steinbruchbetriebes. Hiervon zeugen die Reste eines 1933 erbauten, ehemals 20 m hohen Kalkbrennofens (Technisches Denkmal, Abb. 23). Er wurde bis in die 1960er Jahre genutzt. Mittels einer Seilbahn transportierte man den produzierten Dünger- und Futterkalk über die Unstrut zur Bahnverladestelle in Balgstädt.

Vorgestellt werden die im Plateaubereich befindlichen, bis zu 8 m hohen Aufschlüsse im Schaumkalk.

Aufschlusssituation. A. E. GÖTZ.

In den ehemaligen Steinbrüchen sind die Untere Schaumkalkbank (2 m), das Wellenkalk-Zwischenmittel (4,5 m) sowie die Obere Schaumkalkbank (1 m) aufgeschlossen. Bemerkenswert ist die tief in das Profil hineingreifende, vermutlich frühdiagenetische Dolomitisierung, die sich durch die blassgelben Farbtöne bemerkbar macht. Sie beginnt bereits im Bereich des Wellenkalk-Zwischenmittels und intensiviert sich zur Oberen Schaumkalkbank hin.

Abb. 23: Reste des bis Mitte der 1960er Jahre betriebenen Kalkbrennofens auf dem Muschelkalkplateau westlich von Zscheiplitz.
(Foto: SCHUBERTH, 2005)

In den Zscheiplitzer Steinbrüchen sind früher zahlreiche Fossilien geborgen worden (Ammoniten, Nautiliden, Reste von Fischen und Reptilien, vgl. GAUPP, VOIGT & LÜTZNER 1998), die u. a. in den geologisch-paläontologischen Sammlungen der Universität Halle aufbewahrt sind. Besonders spektakulär waren Funde der Crinoidenart *Chelocrinus carnalli* (Abb. 24) mit konservierten Farbpigmenten in den komplett erhaltenen Seelilienkronen (HAGDORN 1999, 2001).

Sedimentologisch-faziell stellen die Schaumkalkbänke typische Flachwasserablagerungen mit Peloiden und Schalenbruch als Hauptkomponenten von Karbonatsandbarren dar, welche sich von den Beckenrändern ins Beckenzentrum vorbauen. Daher sind die Mächtigkeiten der einzelnen Bänke und deren Anzahl innerhalb des Beckens unterschiedlich ausgebildet. Die Untere Schaumkalkbank ist mit bis zu 2 m am mächtigsten entwickelt und wurde früher als sogenannte Werksteinbank im Raum Freyburg in zahlreichen Steinbrüchen abgebaut. Das Material zeichnet sich durch geringe Dichte und Wärmeleitfähigkeit bei großer Druckfestigkeit und Frostbeständigkeit aus (POMPER & JUBITZ 1960). Bau-, Werk- und Ornamentsteine aus Schaumkalk wurden an Kirchen und Profanbauten der Region, so z. B. am Naumburger Dom und am Freyburger Dom, verbaut.

Sequenzstratigraphisch lassen sich die Schaumkalkbänke als späte Hochstandablagerungen der zweiten Ablagerungssequenz 3. Ordnung innerhalb des Unteren Muschelkalks interpretieren (Abb. 18). Eine Zyklizität höherer Ordnung (Abb. 21) ist in diesen Flachstwasserkarbonaten sehr deutlich dokumentiert. Bioklastische Grainstones bilden transgressive Ablagerungen (TSd), an deren Top eine dünne Mergellage die Phase maximaler Überflutung (mf) kennzeichnet. Die darüber lagernden Wellenkalke bilden die sogenannten Hochstandablagerungen (HSd), wobei flaserige Wellenkalke die frühe Hochstandphase (eHSd) und plattige Kalke die späte Hochstandphase (lHSd) charakterisieren. Hartgründe bzw. aufgearbeitete Hartgrundgerölle sowie die erosive Basis überlagernder Kalkbänke markieren Sequenzgrenzen (sb).

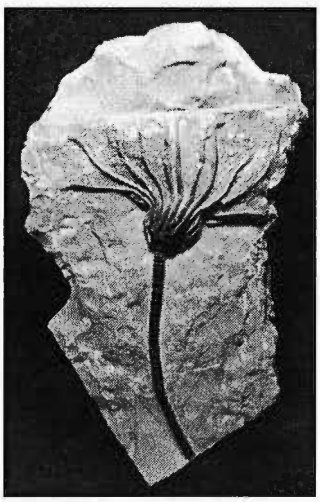


Abb. 24: *Chelocrinus carnalli* aus dem Schaumkalk von Freyburg (Länge des Stücks 35 cm).
(Foto: Archiv, Institut für Geologische Wissenschaften und Geiseltalmuseum der MLU Halle–Wittenberg)

Pleistozäne Flussgeschichte. K. SCHUBERTH.

Abschließend sei auf die NW–SE-verlaufende Talung zwischen Müncheroda und Zscheiplitz verwiesen. Hier lagern feuersteinfreie Schotter unter Geschiebemergel der Elster-Kaltzeit (STEINMÜLLER 1981). Sie wurden in der frühen Elster-Kaltzeit durch die Unstrut abgelagert. Ihr floss von Süden her die aus dem Hasselbach-Tal kommende Ilm zu (NAUMANN & PICARD 1909). Die vereinigte Unstrut/Ilm mündete schließlich bei Freyburg in die Saale (LEHMANN 1922).

Halt 7: Goseck (TK 25 4837 Weißenfels Süd, H: 44 90645 ; R: 56 73710, Zentrum Sonnenobservatorium). K. SCHUBERTH & A. NORTHE.

Regionalgeologische Einordnung und Flussgeschichte. K. SCHUBERTH.

Der Exkursionspunkt befindet sich am Südostrand der Querfurter Mulde. Seine im Vergleich zum Aufschluss Zscheiplitz periphere Lage zum Muldenkern lässt hier wiederum Sedimente des Mittleren Buntsandsteins ausstreichen. An den Steilhängen zum ca. 80 m in die Hochfläche eingetieften Saaletal sind in aufgelassenen Steinbrüchen Gesteine der Hardegsen- und der Solling-Folge aufgeschlossen.

Fluviatile Schotter verschiedenen Alters lagern im Raum Goseck in unterschiedlichen Höhenniveaus und belegen eine abwechslungsreiche quartäre Flussgeschichte (Überblick und neueste Ergebnisse in MENG & WANSA 2005). Die höchsten, im unmittelbaren Umfeld der Ortslage Goseck früher abgebauten Saaleschotter finden sich bei 170–180 m NN. Es handelt sich um Reste des sogenannten „Kösen–Gosecker Schotterzuges" (WÜST 1901), der als Mittlere Frühpleistozäne Terrasse eingestuft wird.

Ein tieferes Niveau von Flussschottern (125 m NN) wurde u. a. in Bohrungen bei Pödelist unter mächtigem Elster-Geschiebemergel nachgewiesen (RUSKE & WÜNSCHE 1964). Die dort gefundenen feuersteinfreien Saale–Unstrut-Schotter sind als Reste der Frühelster-Terrasse anzusehen. Sie belegen einen Saalelauf, der von Großjena nach Osten in Richtung Weißenfels führte. Das zugehörige Markröhlitzer Tal liegt unmittelbar nördlich vom „Kösen–Gosecker Schotterzug". Es wurde auch noch während der späten Elster-Kaltzeit durchflossen.

Glazifluviatile elster-kaltzeitliche Sedimente kommen zwischen Goseck und Markröhlitz in inselförmigen Resten unter dünner Lössbedeckung vor. Das Sonnenobservatorium wurde in einem solchen sandig–kiesigen Bereich errichtet (ERICKSON 2006).

Mit dem saale-kaltzeitlichen Eisvorstoß kam es zur Verschüttung von Flusstälern und zur teilweisen Neuorientierung der Vorfluter. Der Saalelauf verlagerte sich nun von Markröhlitz einige Kilometer südwärts, wie Schotter der mehrphasig abgelagerten Hauptterrasse belegen. Die Unstrut nutzte ab Freyburg ein nördlich gelegenes Tal (Zeuchfelder Tal) und mündete nicht mehr bei Freyburg, sondern erst nördlich von Weißenfels, bei Bad Dürrenberg, in die Saale.

Wie das Verbreitungsmuster weichsel-kaltzeitlicher Schotter der Niederterrasse (Oberfläche bei Goseck ca. 105 m NN) und holozäner Auenablagerungen belegt, gab es im Raum Großheringen–Weißenfels nach der Hauptterrassenzeit keine dramatischen Verlegungen des Saalelaufs mehr.

Die Kreisgrabenanlage von Goseck. A. NORTHE.

Palisaden, Wall und Graben - so stellt sich heute die wieder aufgebaute Kreisgrabenanlage von Goseck dar. Entdeckt wurde die Kreisgrabenanlage Anfang der 1990er Jahre jedoch aus der Luft anhand von Vegetationsunterschieden im Bereich des ehemaligen Kreisgrabens. Anschließende gezielte Befliegungen und geophysikalische Prospektionen lieferten weitere Details. So konnten u. a. Palisaden im Inneren der Anlage erkannt werden. Zusätzlich entdeckte man in der Umgebung der Kreisgrabenanlage zahlreiche Siedlungsreste sowie zwei kleinere Gräbchen, die auf das Nord- und das Südosttor zuliefen.

Während der Ausgrabungen in den Jahren 2002–2004 wurde die Anlage in Zusammenarbeit mit dem Landesamt für Denkmalpflege und Archäologie Sachsen-Anhalt vom Institut für Prähistorische Archäologie vollständig untersucht (Abb. 25). Aufgrund des keramischen Fundinventars und Radiokarbondatierungen an Knochenfunden kann dieses frühe jungsteinzeitliche Monument an den Beginn des 5. Jahrtausends v. Chr. (ca. 4800 v. Chr.) gestellt werden, die Zeit der so genannten Stichbandkeramik-Kultur.

Die Gosecker Kreisgrabenanlage bestand aus zwei konzentrischen Palisadenringen (ca. 50 und 60 m Durchmesser) und einem vorgelagerten, trichterförmigen Graben von ca. 75 m Durchmesser. Begleitet wurde der Graben außerhalb durch einen nicht mehr erhaltenen Wall, der aus dem Grabenaushub aufgeschüttet wurde. Unterbrechungen des Kreisgrabens und der Palisaden im Südosten und Süd-

westen sind exakt auf den Sonnenaufgangspunkt und -untergangspunkt am Horizont zur Wintersonnenwende ausgerichtet. Weitere Palisadenunterbrechungen im Nordosten und -westen sind auf die Sommersonnenwende und das April-Ende (Beltaine / Walpurgisnacht) ausgerichtet.

Bereits die Manifestierung solcher für frühe bäuerliche Gemeinschaften bedeutsamen Termine spricht für eine kultische Nutzung der Anlage. Interessant ist in diesem Zusammenhang auch die Paarigkeit und Symmetrie der Unterbrechungen, abgesehen von den Unterbrechungen im Nordteil. Dieser Teil diente sicher als eigentlicher Zugang.

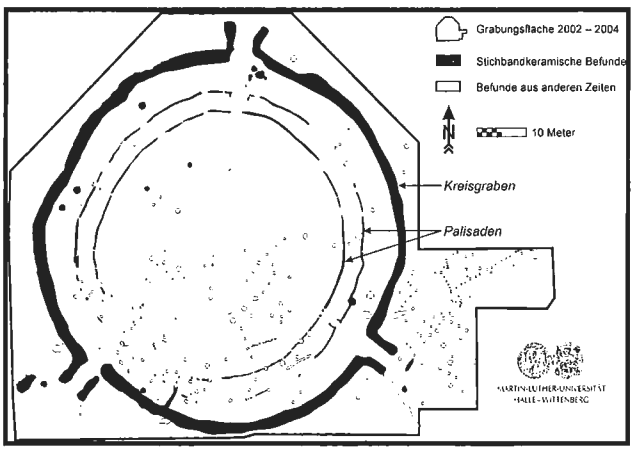


Abb. 25: Befundplan Goseck.

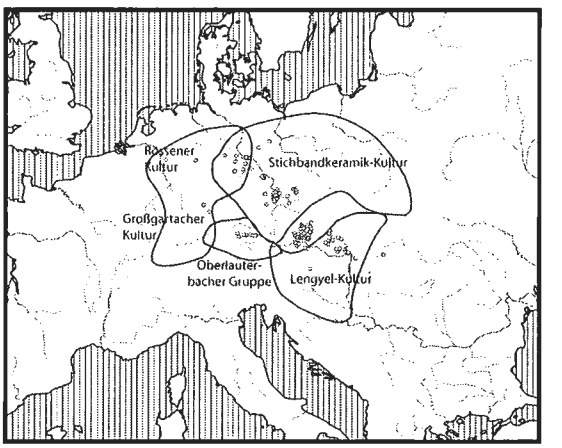


Abb. 26: Kreisgrabenanlagen Mitteleuropas 4800–4600 v. Chr.

Vor dem Hintergrund einer kultischen Funktion der Anlage sind einige Gruben bemerkenswert, die sich an den beiden südlichen Toren konzentrieren. In diesen Gruben konnte die Einwirkung intensiven Feuers nachgewiesen werden. Eventuell spielten sie eine Rolle bei der Zubereitung von Festspeisen. Aus zwei dieser Gruben stammen menschliche Knochen. Sie stellen sicher Reste von speziellen Kulthandlungen dar.

Der Großteil der archäologischen Funde stammt aus den Torbereichen des Kreisgrabens, und zwar aus unteren und mittleren Verfüllschichten. Die obere, meist fundleere Verfüllung zeigt Anzeichen einer Bodenbildung. Der Graben stand demnach nach seiner teilweisen Verfüllung am Ende der eigentlichen Nutzung als Kultplatz längere Zeit offen.

Sowohl die keramischen Funde als auch die Radiokarbondaten belegen eine relativ kurze Nutzung der Anlage als Kultplatz. Nach ca. 200 Jahren wurde die Anlage in ihrer ursprünglichen Funktion nicht weiter genutzt und verfiel. Nachnutzungen des Platzes während der neolithischen Gaterslebener Kultur und der bronzezeitlichen Aunjetitzer Kultur hatten nichts mehr mit der ursprünglichen Funktion als Heiligtum gemein.

Die Kreisgrabenanlage von Goseck ist trotz ihrer Bedeutung für die Beurteilung religiöser Vorstellungen und astronomischer Kenntnisse während des Neolithikums kein Einzelfall. Ab 4900/4800 v. Chr. lassen sich vergleichbare Anlagen - mit zum Teil wesentlich größeren Dimensionen - in ganz Mitteleuropa finden (Abb. 26). Bisher unbekannt sind jedoch die Ursachen der Herausbildung dieser „Kreisgrabenidee“ und ihrer rasanten Ausbreitung. Ebenfalls ungelöst ist das Phänomen der kurzen Nutzungszeit dieser frühen sakralen Monumente in Mitteleuropa. Fragen, deren Beantwortung Inhalte zukünftiger Untersuchungen in Goseck sind.

Literatur

BACHMANN, G., BEUTLER, G. & EXNER, M. (2001): Antrag 2.40 vom 03.05.2001 zur stratigraphischen Nomenklatur und Klassifikation an die Subkommission Perm-Trias der Deutschen Stratigraphischen Kommission.

BLEIMEISTER, E. (2004): Lodersleben - der Buntsandstein und ein altes Handwerk. – 113 S.; Schraplau (Walther).

BRENDEL, K. (1972): Die Rötfolge im südöstlichen und nördlichen Harzvorland in ingenieurgeologischer Sicht. – Diss., Fak. für Naturwissenschaften, Martin-Luther-Universität Halle–Wittenberg, 148 S., 32 Anl.; Halle.

DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (Hrsg.) (2002): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002. – Poster mit Beiheft; ohne Ort.

DOCKTER, J., PUFF, P., SEIDEL, G. & KOZUR, H. (1980): Zur Triasgliederung und Symbolgebung in der DDR. – Zeitschrift für geol. Wissenschaften, **8**: 951–963; Berlin.

ERICKSON, K. P. (2006): Geologisch-naturräumliche Kartierung im Maßstab 1:10.000 auf dem Blatt 4837 Weißenfels-Süd und dem Blatt 4737 Weißenfels-Nord im Raum Goseck, südliches Sachsen-Anhalt. – Diplomkartierung, Martin-Luther-Universität Halle–Wittenberg, 75 S.; Halle (unveröffentlicht).

EXNER, M. (1999): Zyklische Stratigraphie und Fazies des Oberen Buntsandsteins (Röt-Formation) im Unstrut-Tal, Sachsen-Anhalt. – Diplomarbeit, Martin-Luther-Universität Halle–Wittenberg, 86 S.; Halle (unveröffentlicht).

FÖHLISCH, K., MÜLLER, A. & VOIGT, T. (1998): Stop 8: Lower Muschelkalk (Oolith-Member) near Freyburg. – Hall. Jb. f. Geowiss., Reihe B, Beiheft **6**: 117–119; Halle.

FÖHLISCH, K. & VOIGT, T. (1999): Genese und Internstrukturen von slumps und debris flows im Unteren Muschelkalk. – Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I, **1997**: 1189–1203; Stuttgart.

FÖHLISCH, K. & VOIGT, T. (2001): Synsedimentary deformation in the Lower Muschelkalk of the Germanic Basin. – International Association of Sedimentologists, Special Publications, **31**: 279–297; Oxford (Blackwell).

GAUPP, R., VOIGT, T. & LÜTZNER, H. (1998): Exkursion C: Stratigraphy and sedimentological evolution of Lower and Middle Triassic deposits in the SE part of the Germanic Triassic Basin. – Hall. Jb. f. Geowiss., Reihe B, Beiheft **6**: 99–120; Halle.

GÖTZ, A. E. (1996): Fazies und Sequenzanalyse der Oolithbänke (Unterer Muschelkalk, Trias) Mitteldeutschlands und angrenzender Gebiete. – Geol. Jahrbuch Hessen, **124**: 67–86; Wiesbaden.

GÖTZ, A. E. (2000): Hochfrequente Sequenzen im Unteren Muschelkalk (Mitteltrias, Anis). – Beiträge zur Geologie von Thüringen, Neue Folge, **7**: 115–123; Weimar.

GÖTZ, A. E. (2004): Zyklen und Sequenzen im Unteren Muschelkalk des Germanischen Beckens. – Hall. Jb. f. Geowiss., Reihe B, Beiheft **18**: 91–98; Halle.

GÖTZ, A. E. & WERTEL, C. G. (2002): Zyklische Sedimentation im Unteren Muschelkalk. – Schriftenreihe der Dt. Geol. Ges., **18**: 37–44; Hannover.

HAGDORN, H. (1999): Seelilien und Crinoidenkalke des Muschelkalks. – In: HAUSCHKE, N. & WILDE, V. (Hrsg.): Trias. Eine ganz anderer Welt. Mitteleuropa im frühen Erdmittelalter: 321–330; München (Pfeil).

HAGDORN, H. (2001): Der Schaumkalk des Unteren Muschelkalks von Freyburg an der Unstrut. – In: WEIDERT, W. K. (Hrsg.): Klassische Fundstellen der Paläontologie, Band **4**, 62–75; Korb (Goldschneck).

HAUSCHKE, N. & WILDE, V. (Hrsg.) (1999): Trias. Eine ganz andere Welt. Mitteleuropa im frühen Erdmittelalter. – München (Pfeil).

HECKNER, J. (1994): Landesamtliche ingenieurgeologische Stellungnahme zum Erdfall südlich der Ortslage Wendelstein, Burgenlandkreis. – Halle (Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt, unveröffentlicht).

HECKNER, J. & STROBEL, G. (1997): Landesamtliche ingenieurgeologische Stellungnahme zur karstgeologischen Situation am Bauvorhaben L214 Memleben–Wendelstein, Bauwerk 0050 sowie zur Subrosionsproblematik am vorhandenen Brückenstandort südlich Wendelstein (BW5). – Halle (Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt, unveröffentlicht).

HEINZELMANN, B. (1999): Zwischen König- und Salzstraße. Unterwegs auf alten Straßen und Wegen. – 480 S.; Bad Bibra (Biber-Verlag).

HEINZELMANN, W. (1962): Zur Geologie des unteren und mittleren Buntsandsteins auf Blatt Nebra. – Diplomarbeit, Martin-Luther-Universität Halle–Wittenberg, 169 S.; Halle (unveröffentlicht).

HEINZELMANN, W. (1969): Der untere und mittlere Buntsandstein auf Blatt Nebra. – Hallesches Jb. für Mitteldeutsche Erdgeschichte, **9**: 132–160; Leipzig.

HOFF, C. (2006): Geologische Kartierung im Maßstab 1:10.000 auf den TK25-Blättern 4735 Nebra (Unstrut) und 4736 Freyburg (Unstrut). – Diplomkartierung, Martin-Luther-Universität Halle–Wittenberg, in Bearbeitung; Halle (unveröffentlicht).

JUBITZ, K.-B. (1959): Die Trias Ostthüringens als Rohstoffbasis (Baustein, Kalk, Zement). – In: HOPPE, W. (Hrsg.): Exkursionsführer Thüringer Becken. Jahrestagung der Geologischen Gesellschaft der DDR: 99–138; Berlin (Akademie-Verlag).

KLEIN, R. (1997): Gutachten über die Baugrund- und Gründungsverhältnisse für das Bauvorhaben L214, Memleben–Wendelstein, Brücke über die Unstrut (BW 0050). – Ingenieurbüro für Verkehrsanlagen GmbH; Halle (unveröffentlicht).

KUGLER, H. & SCHMIDT, W. (1988). Das Gebiet an der unteren Unstrut. – Werte unserer Heimat, Bd. **46**; Berlin (Akademie-Verlag).

LAFARGE ZEMENT (Hrsg.) (ca. 2005): Das Werk. Karsdorf. – Faltblatt; ohne Ort.

LEHMANN, R. (1922): Das Diluvium des unteren Unstruttales von Sömmerda bis zur Mündung. – Jb. Hallesch. Verb., Neue Folge, **3**: 89–124; Halle.

MDR (2001): Spur der Steine - Sandstein aus Nebra. – Film von Michael Erler, Erstsendung 05.12.2001, 20.15 Uhr, Mitteldeutscher Rundfunk; Leipzig (MDR-Fernsehen).

MENG, S. & WANSA, S. (2005): Lithologie, Stratigraphie und Paläökologie des Mittelpleistozäns von Uichteritz im Markröhlitzer Tal (Lkr. Weißenfels / Sachsen-Anhalt). – Eiszeitalter und Gegenwart, **55**: 174–214; Hannover.

MÜLLER, A. (2004): Das Saale-Unstrut-Triasland. Eine geologische Schatzkammer in der Mitte Deutschlands. – 28 S.; ohne Ort.

NAUMANN, E. & PICARD, E. (1909): Weitere Mitteilungen über das diluviale Flußnetz in Thüringen. – Jb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt für 1908, **29**: 566–588; Berlin.

POMPER, J. & JUBITZ, K.-B. (1960): Der Schaumkalk von Freyburg/Unstrut, ein hochwertiger Werk- und Ornamentstein. – Silikattechnik, **11**, 4: 167–174; Berlin.

PUFF, P. (1994): Thüringen. Geologische Übersicht 1:400.000; Gotha (Perthes).

RADZINSKI, K-H. (1995a): Zum Unteren und Mittleren Buntsandstein im Unstruttal bei Nebra (Südwestrand der Querfurter Mulde). – Mitteilungen zur Geologie von Sachsen-Anhalt, **1**: 85–103; Halle.

RADZINSKI, K-H. (1995b): Zur Gliederung der Trias im Süden von Sachsen-Anhalt. – Z. geol. Wiss., **23**, ½: 43–62; Berlin.

RADZINSKI, K.-H., BLUMENSTENGEL, H., EHLING, B.-C., KNOTH, W., KUNERT, R. & WANSA, S. (1997): Fachinformationssystem Geologie im Bundesland Sachsen-Anhalt - Schlüsselliste für das Datenfeld Stratigraphie (STRAT). – Mitteilungen zur Geologie von Sachsen-Anhalt, Beiheft **1**, 44 S.; Halle (Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt).

RÖHLING, H.-G. (1999): The Quickborn Sandstone - a new lithostratigraphic unit in the lowermost Middle Buntsandstein (Scythian). – Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I, **1998** (7–8): 797–812; Stuttgart.

ROMAN (BECKER), A. (2004): Sequenzstratigraphie und Fazies des Unteren und Mittleren Buntsandsteins im östlichen Teil des Germanischen Beckens (Deutschland, Polen). – Diss., Martin-Luther-Universität Halle–Wittenberg, 144 S.; Halle.

RÜFFER, T. (1996): Seismite im Unteren Muschelkalk westlich von Halle (Saale). – Hall. Jb. f. Geowiss., Reihe B, **18**: 119–130; Halle.

RUSKE, R. & WÜNSCHE, M. (1964): Zur Gliederung des Pleistozäns im Raum der unteren Unstrut. – Geologie, **13**, H. 2: 211–222; Berlin.

SCHMIDT, R. & HATTENBACH, A. (1997): Baugrunderkundung und Gründungsberatung, Beurteilung des Bauwerkszustandes zur Rekonstruktion Wehr und Schleuse Wendelstein. – Trischler und Partner Consult GmbH, NL Erfurt; Erfurt (unveröffentlicht).

SCHÜLER, F., BEUTLER, G. & FRANZKE, H. J. (1989): Über synsedimentäre Bruchtektonik an der Grenze Unterer/Mittlerer Buntsandstein auf der Hermundurischen Scholle. – Hall. Jb. f. Geowiss., **14**: 49–54; Gotha.

SPILLMANN, T. (2004): Bericht zu geotechnischen Untersuchungen am Unstrutwehr Wendelstein. – BGI Brambach & Dr. Rey GmbH; Sangerhausen (unveröffentlicht).

STEINMÜLLER, A. (1981): Lithofazieskarten Quartär 1:50.000, Halle/Saale S, 2564. – 5 Blatt; Berlin (Zentrales Geologisches Institut).

STEINMÜLLER, A. (1998): Sedimentologie, stratigraphische Gliederung sowie Lagerungsformen der präglazialen Ablagerungen und zur Flußgeschichte von Helme und Unstrut im Auslaugungsgebiet zwischen Kyffhäuser und Nebraer Pforte. – Geowiss. Mitt. von Thüringen, Beiheft **7**: 1–61; Weimar.

SZULC, J. (1993): Early Alpine tectonics and lithofacies successions in the Silesian part of the Muschelkalk Basin. – In: HAGDORN, H. & SEILACHER, A. (Hrsg.): Muschelkalk. Schöntaler Symposium 1991: 19–28; Stuttgart (Goldschneck).

SZULC, J. (2000): Middle Triassic evolution of the northern Peri-Tethys area as influenced by early opening of the Tethys Ocean. – Annales Societatis Geologorum Poloniae, **70**: 1–48; Warszawa.

VOIGT, T. & GAUPP, R. (2000): Die fazielle Entwicklung an der Grenze zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein im Zentrum der Thüringer Senke. – Beiträge zur Geologie von Thüringen, Neue Folge, **7**: 55–71; Jena.

VOIGT, T., BACHMANN, G. H. & GAUPP, R. (2001): Buntsandstein und Muschelkalk im Thüringer Becken. – In: GAUPP, R. & VAN DER KLAUW, S. (Hrsg.): Sediment 2001. Programm, Kurzfassungen, Exkursionsführer. – Schriftenreihe der Dt. Geol. Ges., **13**: 137–169; Hannover.

VOIGT, T. & LINNEMANN, U. (1996): Resedimentation im Unteren Muschelkalk - das Profil am Jenzig bei Jena. – Beiträge zur Geologie von Thüringen, Neue Folge, **3**: 153–167; Jena.

WÄSCHER, H. (1963): Burgen am unteren Lauf der Unstrut. Die Neuenburg, Burgscheidungen, Vitzenburg, Wendelstein und andere. – Schriftenr. der Staatlichen Galerie Moritzburg in Halle, 19; Halle.

WEHRY, M. (2005): Die Bausandsteine des Buntsandsteins bei Nebra, Sachsen/Anhalt. – Diplomarbeit, Freie Universität Berlin, Inst. f. Geol. Wiss; Berlin (unveröffentlicht).

WÜST, E. (1901): Untersuchungen über das Pliozän und das älteste Pleistozän Thüringens nördlich vom Thüringer Walde und westlich der Saale. – Abh. Naturforsch. Ges. Halle, **23**: 17–369; Stuttgart.

Geologische Karten

<u>1:25.000 (Königlich Preußische Geologische Landesanstalt)</u>

- 4734 Wiehe (Karte: DAMES 1875, Erläutg.: DAMES 1882)
- 4735 Bibra [neuer Name: Nebra (Unstrut)], (Karte: SPEYER 1874, Erläutg.: SPEYER 1882)
- 4736 Freiburg [neuer Name: Freyburg (Unstrut)], (Karte: SPEYER 1874, Erläutg.: SPEYER 1882)
- 4837 Stössen [neuer Name: Weißenfels Süd], (Karte: SCHMID 1875, Erläuterungen: SCHMID 1879)
-

<u>1:400.000 (Geologisches Landesamt bzw. Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt)</u>

- Geologische Übersichtskarte von Sachsen-Anhalt (KNOTH 1993)
- Geologische Übersichtskarte von Sachsen-Anhalt, Karte ohne känozoische Bildungen (MARTIKLOS, BEUTLER & EHLING 2001)
- Geologische Übersichtskarte von Sachsen-Anhalt, Karte ohne quartäre Bildungen und Karte der Tertiärbasis (MARTIKLOS 2002)

SZULC, J. (1993): Early Alpine tectonics and lithofacies successions in the Silesian part of the Muschelkalk Basin. – In: HAGDORN, H. & SEILACHER, A. (Hrsg.): Muschelkalk. Schöntaler Symposium 1991: 19–28; Stuttgart (Goldschneck).

SZULC, J. (2000): Middle Triassic evolution of the northern Peri-Tethys area as influenced by early opening of the Tethys Ocean. – Annales Societatis Geologorum Poloniae, **70**: 1–48; Warszawa.

VOIGT, T. & GAUPP, R. (2000): Die fazielle Entwicklung an der Grenze zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein im Zentrum der Thüringer Senke. – Beiträge zur Geologie von Thüringen, Neue Folge, **7**: 55–71; Jena.

VOIGT, T., BACHMANN, G. H. & GAUPP, R. (2001): Buntsandstein und Muschelkalk im Thüringer Becken. – In: GAUPP, R. & VAN DER KLAUW, S. (Hrsg.): Sediment 2001. Programm, Kurzfassungen, Exkursionsführer. – Schriftenreihe der Dt. Geol. Ges., **13**: 137–169; Hannover.

VOIGT, T. & LINNEMANN, U. (1996): Resedimentation im Unteren Muschelkalk - das Profil am Jenzig bei Jena. – Beiträge zur Geologie von Thüringen, Neue Folge, **3**: 153–167; Jena.

WÄSCHER, H. (1963): Burgen am unteren Lauf der Unstrut. Die Neuenburg, Burgscheidungen, Vitzenburg, Wendelstein und andere. – Schriftenr. der Staatlichen Galerie Moritzburg in Halle, 19; Halle.

WEHRY, M. (2005): Die Bausandsteine des Buntsandsteins bei Nebra, Sachsen/Anhalt. – Diplomarbeit, Freie Universität Berlin, Inst. f. Geol. Wiss; Berlin (unveröffentlicht).

WÜST, E. (1901): Untersuchungen über das Pliozän und das älteste Pleistozän Thüringens nördlich vom Thüringer Walde und westlich der Saale. – Abh. Naturforsch. Ges. Halle, **23**: 17–369; Stuttgart.

Geologische Karten

1:25.000 (Königlich Preußische Geologische Landesanstalt)

- 4734 Wiehe (Karte: DAMES 1875, Erläutg.: DAMES 1882)
- 4735 Bibra [neuer Name: Nebra (Unstrut)], (Karte: SPEYER 1874, Erläutg.: SPEYER 1882)
- 4736 Freiburg [neuer Name: Freyburg (Unstrut)], (Karte: SPEYER 1874, Erläutg.: SPEYER 1882)
- 4837 Stössen [neuer Name: Weißenfels Süd], (Karte: SCHMID 1875, Erläuterungen: SCHMID 1879)
-

1:400.000 (Geologisches Landesamt bzw. Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt)

- Geologische Übersichtskarte von Sachsen-Anhalt (KNOTH 1993)
- Geologische Übersichtskarte von Sachsen-Anhalt, Karte ohne känozoische Bildungen (MARTIKLOS, BEUTLER & EHLING 2001)
- Geologische Übersichtskarte von Sachsen-Anhalt, Karte ohne quartäre Bildungen und Karte der Tertiärbasis (MARTIKLOS 2002)

Exkursion B3 am 9. Juni 2006
Sangerhäuser Mulde und Südharzrand (Perm: Stratigraphie/Fazies/ Tektonik, historischer Kupferschieferbergbau, Ingenieurgeologie)

C.-H. FRIEDEL[1], A. MITTAG[2], T. HENKEL[2] & J. ZIEBELL[3]

1) Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt (LAGB)
2) GuD Ingenieurgesellschaft für Geotechnik und Umweltgeologie mbH Leipzig
3) Deutsche Gipswerke KG

Vorbemerkungen und Route

Die Exkursion B 3 gibt einen Einblick in die Lithologie und Fazies des Rotliegend und Zechsteins am Südharzrand. Darüber hinaus werden wir die Abbaubedingungen des Kupferschieferbergbaus vor Ort kennenlernen und uns mit ingenieurgeologischen Problemen an der neuen Südharzautobahn sowie mit Fragen der Renaturierung beim Abbau einer Gipslagerstätte beschäftigen.

Die Exkursion führt von Halle entlang des Zechsteinausstrichs am Harzsüdrand bis ins Rotliegendbecken von Ilfeld (Abb. 1). Die Zechsteinbasis überlagert am Harzrand unterschiedlich alte Gesteine. Es werden die transgressive Auflage des Kupferschiefers auf Oberrotliegend 2-Sedimenten (Eisleben-Formation, Halt 1) und auf Porphyr des Unterrotliegend („Lange Wand" bei Ilfeld, Halt 4) vorgestellt. Die Ausbildung des Zechsteins 1 bis 3 wird im Tagebau Rottleberode der Fa. Knauf, Deutsche Gipswerke KG behandelt (Halt 3). Hier ist zurzeit der Grenzbereich Z2/Z3 (Grauer Salzton) besonders gut aufgeschlossen.

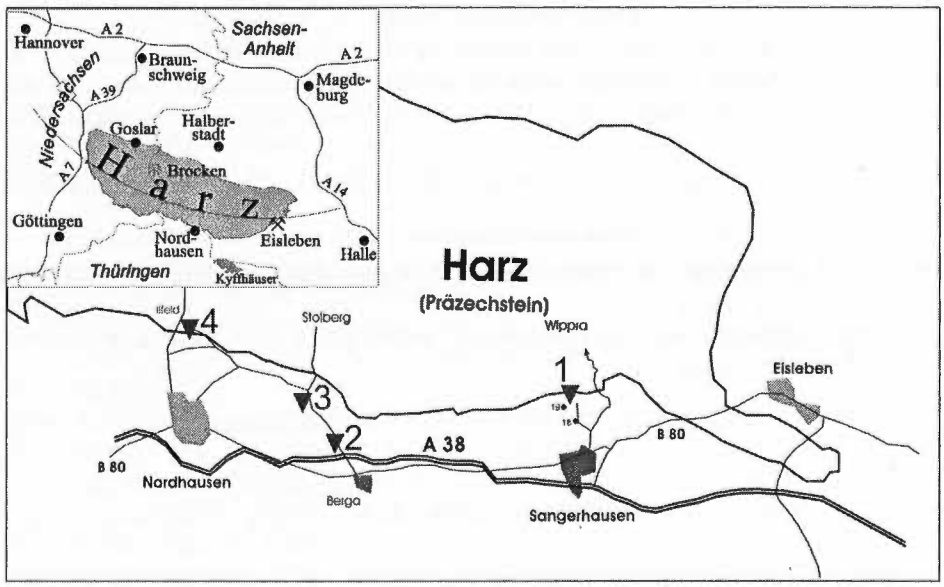


Abb. 1: Verlauf der Exkursionsroute. 1: Röhrigschacht, 2: Thyratalbrücke, 3: Tagebau Rottleberode, 4: Lange Wand bei Ilfeld. Die Ansatzpunkte der Bohrungen 18 bzw. 19/1958 sind als Kreise beim Halt 1, Röhrigschacht angegeben (s. Text).

Zeugnisse des über 800 jährigen Kupferbergbaus sind im Bereich der Sangerhäuser und Mansfelder Mulde seit Einstellung der Förderung im Jahr 1990 zwar übertage noch reichlich vorhanden, aber einen Eindruck von den außerordentlich schwierigen Abbaubedingungen gewinnt man am besten vor Ort, also untertage. Dazu werden wir die einzige noch bestehende Schachtanlage des Südharzer Kupferschieferreviers, den Röhrigschacht bei Wettelrode, besuchen. Da diese Schachtanlage auch eine Vielzahl ausgezeichneter geologischer Aufschlüsse bietet, können wir hier sowohl geologisch als auch bergbaulich Interessantes präsentieren (Halt 1). Die Fahrt auf der neuen Südharzautobahn (A 38) werden wir nutzen, uns mit den ingenieurgeologischen Verhältnissen der erst kürzlich in Betrieb genommenen Thyratalbrücke zu beschäftigen (Halt 2).

Regionalgeologische Übersicht

Das Exkursionsgebiet liegt in einem Gebiet, in dem ab Stefan und während des Rotliegend in intramontanen Becken mächtige Molasse abgelagert wurde und ein intensiver Vulkanismus stattgefunden hat. Der Sedimentationsraum ist stark gegliedert, so dass sich mehrere Depotzentren bzw. Becken abgrenzen lassen. Das größte ist das Saale-Becken, das sich östlich des Harzes von Südbrandenburg bis nach Thüringen erstreckt. Kleinere Becken befinden sich am südlichen und nördlichen Harzrand (Ilfelder bzw. Meisdorfer Becken). Der permosilesische Sedimentationsraum im Exkursionsgebiet wurde durch zwei Schwellen bestimmt: im Westteil durch die Eichsfeld-Schwelle und im Osten durch die Unterharzschwelle, die das Ilfelder und Meisdorfer Becken vom Saale-Becken trennt (Abb. 2). Die Unterharzschwelle trat zechsteinzeitlich kaum noch in Erscheinung, dagegen blieb die sich vom Hunsrück bis in die Altmark erstreckende Eichsfeld-Altmark-Schwelle als paläogeographisches Element bis zur Trias wirksam (PAUL 1993). Nordöstlich dieser Schwelle schließt sich das Norddeutsche Becken an.

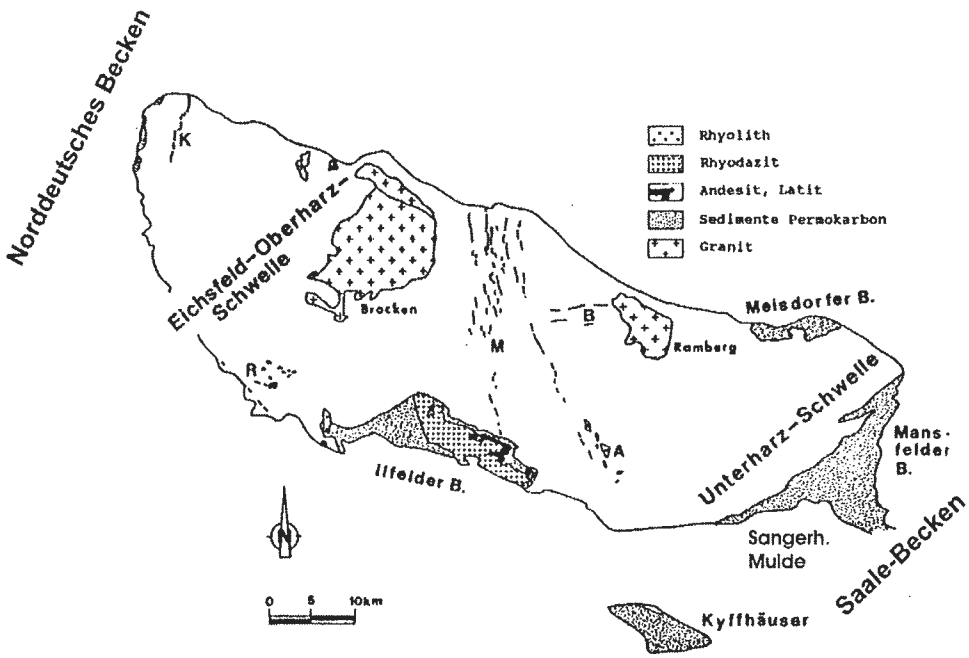


Abb. 2: Paläogeographoische Einheiten im Permokarbon des Südharzes (aus PAUL 1989, verändert).

Der erste Halt befindet sich am Nordrand der Sangerhäuser Mulde, ca. 5 km nördlich Sangerhausen. Die Sangerhäuser Mulde erstreckt sich zwischen Hornburger Sattel und Kyffhäuser am südlichen Harzrand bis zur Hornburger Tiefenstörung bzw. Querfurter Mulde. Nordöstlich des Hornburger Sattels schließt sich die Mansfelder Mulde an (Abb. 3). Beide Strukturen zeichnet der für diese Region über Jahrhunderte wirtschaftlich bedeutsame Kupferschieferbergbau aus. Auf den Mansfelder Kupferbergbau gehen zahlreiche geologische Begriffe wie „Zechstein", „Weißliegendes" und „Rotliegendes", als das „rote tote Liegende" des Kupferschiefers, zurück.

Die Sangerhäuser Mulde ist durch NW-SE, untergeordnet auch durch NE-SW-streichende Störungen unterschiedlich stark gegliedert, generell herrscht ein flaches südliches Einfallen vor (Abb. 3). Am Nordrand der Sangerhäuser Mulde streicht der Kupferschiefer übertägig aus und das gesamte Zechsteinprofil ist stark abgelaugt.

Der Kupferschiefer ist ein schwarzer bis grauschwarzer feingeschichteter bituminöser Tonmergel- bis Mergelstein, der in einem euxinischen Meeresbecken unterhalb der Wellenbasis entstanden ist. Fehlende Durchmischung von sauerstoffreichem Oberflächenwasser und schwefelwasserstoffhaltigem Bodenwasser führten unterhalb der O_2-H_2S-Chemokline zur Enstehung einer sapropelitischen Schwarzschiefer-Fazies, ließen oberhalb aber nektonisches und planktonisches Leben (Fische u.a.) zu (PAUL 1982). An die Schwarzschiefer ist eine buntmetallische Sulfidvererzung gebunden (Pb, Zn, Fe, Cu, untergeordnet Co, V, Ag, Wo). Die Vererzung erfolgte früh bis spätdiagenetisch durch niedrig-

thermale buntmetallführende Salzlösungen, die im Umfeld großer Störungszonen bis zur Zechsteinbasis aufstiegen und dort in den Schwarzschiefern fixiert wurden (RENTZSCH & FRANZKE 1997). Als „Rote Fäule" werden rote hämatitreiche Bereiche beim Kupferschiefer und im Zechsteinkalk bezeichnet, die besonders in Schwellenbereichen auftreten (Abb. 3). Sie zeichnen sich durch Oxidation der Erze und Bitumenanteile aus, was zu deutlich geringeren Buntmetallgehalten, am Rand der Fäulegebiete jedoch zu einer reichen Kupfer-Silber-Vererzung führte (RENTZSCH et al. 1997). Zu diesen diagenetischen Mineralisationen kommen noch epigenetische hydrothermale Gangmineralisationen („Mansfelder Rücken").

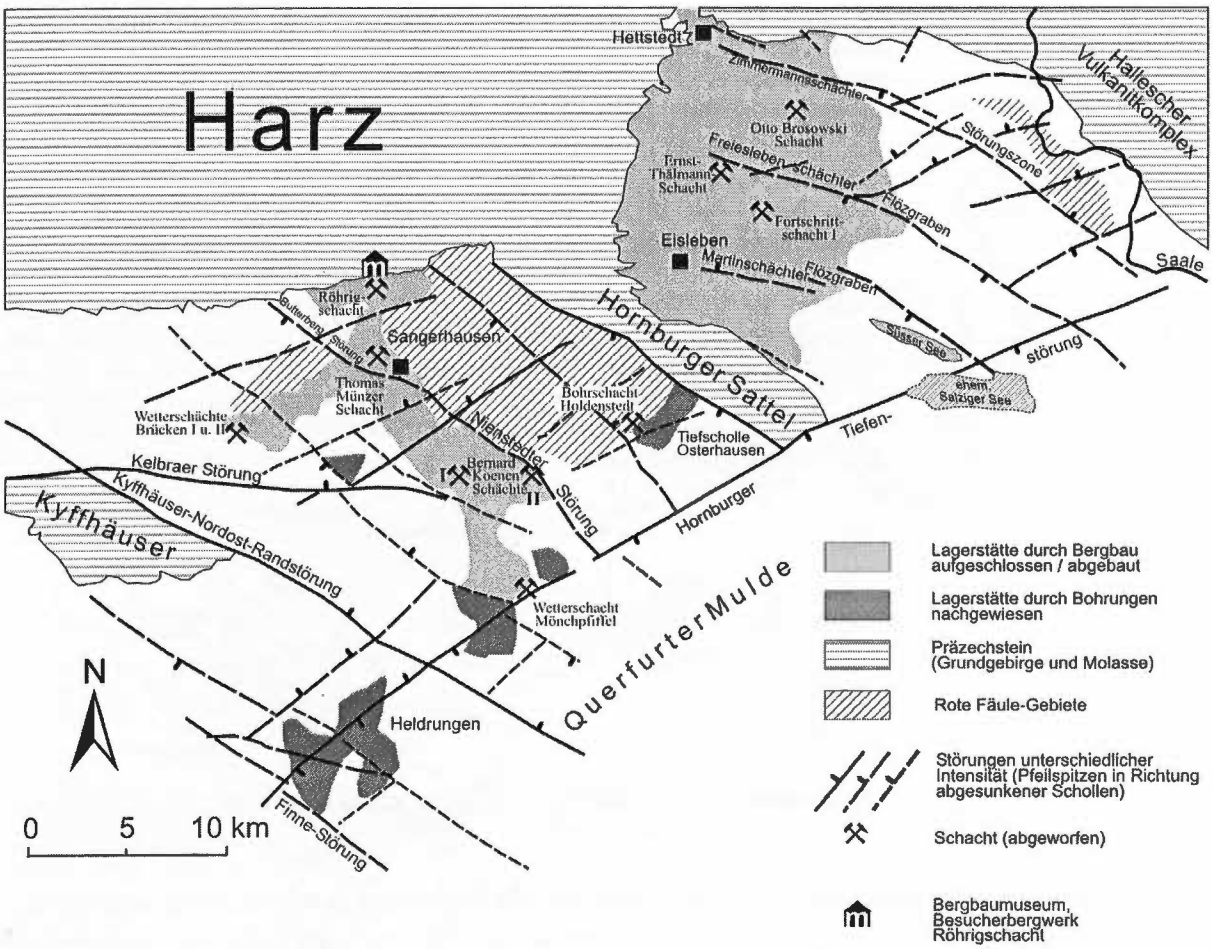


Abb. 3: Vererzung und strukturgeologische Gliederung der Sangerhäuser und Mansfelder Mulde (nach K. STEDINGK, in Vorb.).

Das Liegende des Zechsteins wird im Nord- und Ostteil der Sangerhäuser Mulde von Molassesedimenten des Oberrotliegend 2 (Eisleben-Formation) und des höchsten Oberkarbons (Mansfeld-Subgruppe, Stefan) des nordöstlichen Saale-Beckens gebildet. Die Oberkarbonschichten überlagern diskordant das variszische Grundgebirge des Harzes. Nach Westen verringert sich die Mächtigkeit der Molassesedimente, so dass Zechstein entlang des südlichen Harzrandes dem Harzvaristikum aufliegt. Direkt unterhalb des Kupferschiefers sind meist noch Sedimente unsicherer stratigraphischer Stellung eingeschaltet. Das können geringmächtige konglomeratische Schichten sein, die als Zechsteinkonglomerat bezeichnet werden, oder es sind die Sandsteine des Weißliegenden. Die Fazies des Weißliegenden ist umstritten (s. Halt 1). Unklar ist außerdem, ob das Zechsteinkonglomerat und das Weißliegende zum Zechstein oder zum Rotliegend zu stellen sind (z. B. RICHTER-BERNBURG 1987, PAUL 1987). Um eine eindeutige Grenzziehung zu ermöglichen, wurde durch die Perm-Trias-Subkommission 2005 festgelegt, dass mit der Basis des Unteren Werra-Tons (Kupferschiefer und Äquivalente) die Zechstein-Gruppe einsetzt.

Ausbildung und Verbreitung der Liegendsedimente werden vom Untergrund beeinflusst: Über klastischen Sedimenten des Rotliegend und Oberkarbons tritt zumeist Weißliegendes auf, über dem Harz-

varistikum und den Rotliegendvulkaniten ist vor allem das Zechsteinkonglomerat verbreitet (KRIEBEL 1967, AUTORENKOLLEKTIV 1968, KNITZSCHKE et al. 1981). Grauliegendes bezeichnet entfärbtes Rotliegendes, aber auch andere entfärbte Gesteine unter dem Kupferschiefer (KRIEBEL 1967).

Oberhalb des Kupferschiefers besteht das Zechsteinprofil der Sangerhäuser Mulde bis zur Aller-Folge (Z 4) meist nur aus Anhydriten, Gipsen und unlöslichen bzw. tonigen Anteilen. Darüber folgen Gesteine in Bröckelschiefer-Fazies, die vom Sabkha-Milieu des höheren Zechsteins in die fluviatile Schwemmebene des Unteren Buntsandsteins überleiten (HUG 2004). Erst südlich Sangerhausen ist Steinsalz der Werra- und Staßfurt-Folge erhalten geblieben. Das Kalisalz der Staßfurt-Folge wurde erst südlich der Sangerhäuser Mulde bauwürdig und war Gegenstand des Abbaus im Südharz-Unstrut-Kalirevier.

Paläogeographisch befindet sich der Südharz am Südrand des südlichen Permbeckens unmittelbar nördlich des Hessischen Zechsteinrandbeckens. Paläogeographische Position (Relief), Salinität und zyklische Meerespiegelschwankungen bestimmten die Sedimentation. Vollständige Zechsteinprofile bestehen aus Ton-Karbonat-Evaporit-Ablagerungssequenzen, die die Grundlage der traditionellen Zechsteingliederung bilden (RICHTER-BERNBURG 1955). Die steigende Konzentration des Meerwassers führte zur Ausfällung von Sulfaten, Steinsalz, Kali- und Magnesiumsalzen. Die tonigen Sedimente sind marine (Kupferschiefer) oder terrestrische Bildungen (s. Halt 3), die Karbonate entsprechen hinsichtlich der Salinität normal marinen Phasen des Zechsteinmeeres (PAUL 1991).

Am Südharzrand streicht der Zechstein breit aus und ist so in zahlreichen Aufschlüssen zugänglich. Oberflächliche Verkarstung und Subrosion der löslichen Anteile des Zechsteins führten zu einer mehr oder weniger stark gegliederten Morphologie und mit der „Heimkehle" bei Uftrungen zur Bildung einer der größten Gipskarsthöhlen. Der Einfluss der Eichsfeld-Schwelle auf die zechsteinzeitliche Entwicklung wird am Südharz besonders deutlich (PAUL 1987, 1989). Er äußert sich durch Änderungen der Lithologie und Mächtigkeiten und durch synsedimentäre gravitative Sedimentumlagerungen (MEIER 1977). Auf diesen Einfluss wird besonders im Gipstagebau Rottleberode (Halt 3) und beim Aufschluss in Ilfeld (Halt 4) hingewiesen.

Der westlichste Exkursionspunkt (Halt 4) befindet sich im Ilfelder Becken. Dieses Becken erstreckt sich nördlich von Nordhausen auf ca. 27 km Länge am südlichen Harzrand und reicht bis ca. 5 km weit in den Harz hinein (Abb. 2). Die Beckenfüllung besteht aus klastischen Rotsedimenten mit zwischengelagerten Vulkaniten und überlagert variszisch gefaltetes Harzpaläozoikum. Die gesamte Abfolge ist max. 800 m mächtig, wovon bis zu 400 m aus andesitischen, rhyodazitischen und rhyolitischen Laven und Pyroklastiten bestehen (STEINER 1966, BÜTHE 1996, s. Halt 4). Die Sedimentation setzte bereits im höchsten Oberkarbon (Stefan C) ein und reicht vermutlich bis ins Oberrotliegend. Bei den klastischen Rotsedimenten handelt es sich um eine Wechselfolge von alluvialen fan- und floodplain-Ablagerungen (PAUL et al. 1987). Sie zeigen häufig bereits auf kurze Distanz Änderungen in ihrer Mächtigkeit und Fazies. Weitere Merkmale sind eine westwärts gerichtete Ausweitung des Sedimentationsraumes und eine Halbgrabenform des Sedimentbeckens (PAUL et al. 1987, PAUL 1999). Die Asymmetrie der Beckenstruktur, die räumliche Veränderung des Sedimentationsraumes und der intensive Vulkanismus weisen auf eine strukturelle Kontrolle der Beckenentwicklung. Nach BÜTHE & WACHENDORF (1997) entstand das Ilfelder Becken als pull-apart-Becken durch dextrale strike-slip-Bewegungen entlang des südlichen Harzrandes, mit der auch die Hebung des Kyffhäusers als romb-Struktur verbunden wird. PAUL (1999) stellte für das Ilfelder Becken ein Graben- bzw. Halbgraben-Modell vor und geht von einer weitaus größeren N-S-Erstreckung aus.

Halt 1: Befahrung Wettelrode/Röhrigschacht. C.-H. FRIEDEL, R. BRAUMANN (Sangerhausen) & HARTUNG, E. (Bergbaumuseum Röhrigschacht).

Der Röhrigschacht befindet sich ca. 5 km nördlich Sangerhausen am westlichen Ortsausgang von Wettelrode. Es ist der einzige Schacht des Sangerhäuser Kupferbergbaus, der als Besucherbergwerk überlebt hat. Zu diesem Schaubergwerk gehört ein Bergbaumuseum mit Freianlage, wo typische Exponate des Südharzer Kupferschieferbergbaus gezeigt werden. An das Museum schließt sich auch ein gut beschrifteter Bergbaulehrpfad an, der über den historischen Bergbau im Ausstreichen des Kupferschiefers informiert. Der Röhrigschacht wurde von 1871 bis 1873 als erster Schacht mit rundem Querschnitt abgeteuft und ist 295 m tief. Der Schacht durchteuft das flach nach S einfallende Kupferschieferflöz bei ca. 163 m und schließt bis zur Endteufe Rotliegend und Oberkarbon auf. Benannt wurde der Schacht nach JOHANN GOTTLIEB RÖHRIG, dem letzten Berggeschworenen des San-

gerhäuser Kupferschiefer-Bergwerkes (ZIEGLER 2004). Der Schacht war mit mehreren Unterbrechungen bis 1956 als Förderschacht in Betrieb. Danach diente er als Wetter- und Fluchtschacht für den Thomas-Münzer-Schacht in Sangerhausen. 1991 wurde das Schaubergwerk Röhrigschacht der Öffentlichkeit übergeben (ZIEGLER 2004).

Die Befahrung führt über den Röhrigschacht 283 m tief zur 1. Sohle. Auf der ersten Sohle werden insgesamt 4 Aufschlüsse aufgesucht (Halt 1a-1d). Vom Röhrigschacht geht es per Grubenbahn weiter durch den Hauptquerschlag, bis nach 600 m Fahrt das Kupferschieferflöz erreicht wird. Das Liegende des Kupferschiefers besteht aus ca. 10 m mächtigem Oberrotliegend (Eisleben-Formation, Halt 1a). Darunter folgen Sedimente des höchsten Oberkarbons (Rothenburg-Formation, Stefan b, s. unten), die vom Röhrigschacht nicht durchteuft wurden.

Halt 1a: Profil am Haltepunkt der Grubenbahn (Sammelpunkt)

Am ersten Stopp ist das Liegende des Kupferschiefers aufgeschlossen (Abb. 4). Das Liegende besteht aus Sandstein des Weißliegenden und charakteristischen Schichtgliedern der Eisleben-Formation (Oberrotliegend 2).

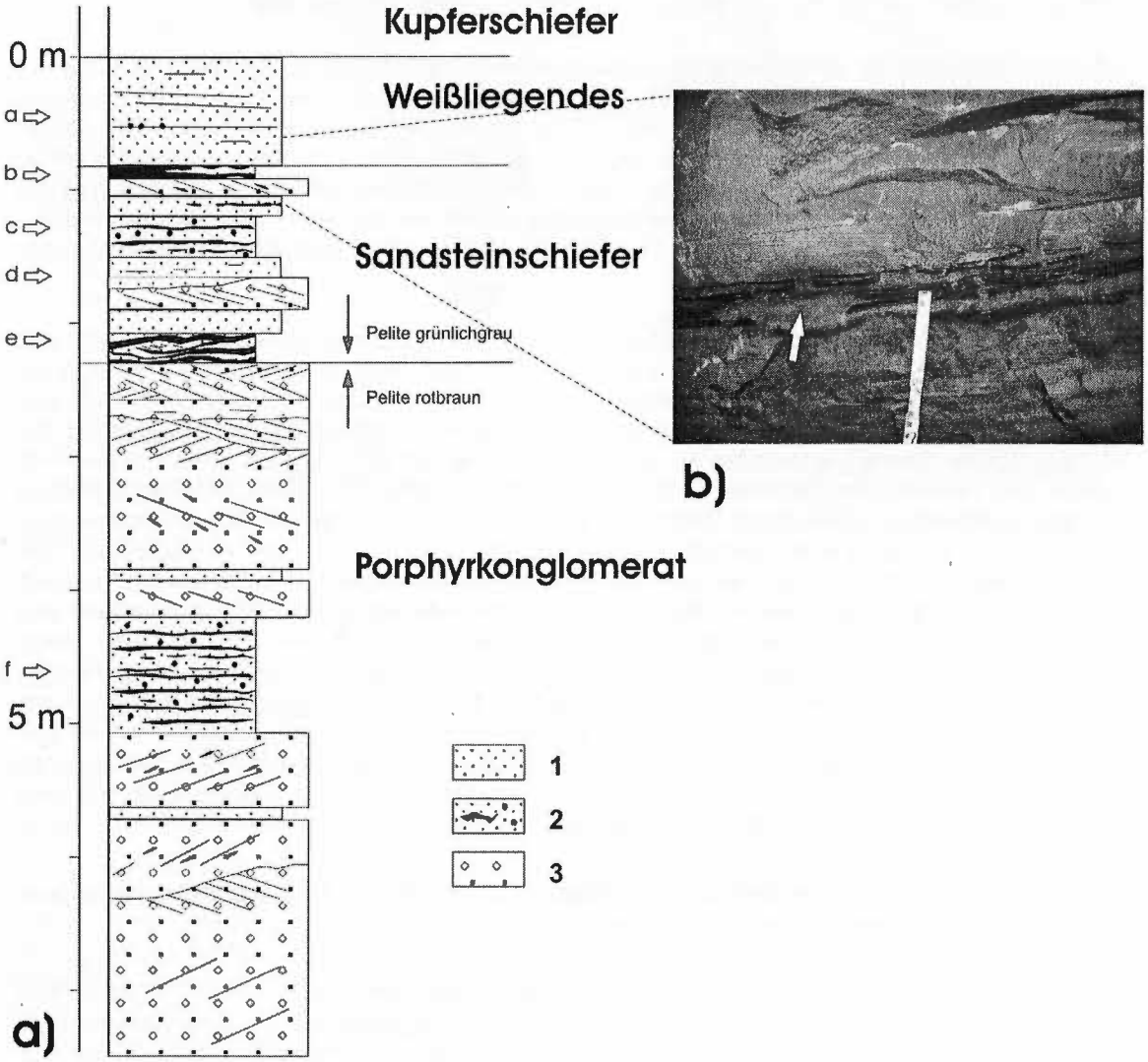


Abb. 4: Profil im Liegenden des Kupferschiefers (1. Sohle, Halt 1a, Hauptquerschlag).
4a: 1: Sandstein, 2: Fein- bis Mittelsandstein mit Ton-/Schlufflagen und grobsandigen runden Geröllen (rund- bzw. mischkörniger Sandstein), 3: Konglomerat. Unterhalb des Sandsteinschiefers sind alle pelitischen Anteile rötlichbraun gefärbt, oberhalb sind sie grünlichgrau. 4b: Detailbild aus Horizont b (Maßstab in cm). Weitere Erläuterungen im Text.

Als Weißliegendes werden schräggeschichtete Sandsteine in fein- bis mittelsandiger, z.T. schluffiger Ausbildung bezeichnet. Sie werden als Dünenablagerung, als umgelagertes Dünensediment (Kurze 1961), aber auch als marine Bildungen (Schelfsande) angesehen (KRIEBEL, 1967, AUTORENKOLLEKTIV 1968, KNITZSCHKE et al. 1981).

Die erstmals von SCHIEMENZ (1953) als Eislebener Schichten benannte Eisleben-Formation setzt sich gewöhnlich aus dem Porphyrkonglomerat und dem darüber liegenden Sandsteinschiefer zusammen. Das Porphyrkonglomerat überlagert im Nordteil der Sangerhäuser Mulde die Unteren Mansfelder Schichten (heute: Rothenburg-Formation der Mansfeld-Subgruppe, Stefan b). Am SE-Harzrand keilt die Eisleben-Formation aus, so dass sie in der nördlichen Sangerhäuser Mulde nur noch 10 bis 15 m mächtig ist (SCHIEMENZ 1953, KURZE 1961). Ihre Mächtigkeit nimmt in östliche und nördliche Richtung bis auf über 50 m zu, wobei der Anteil des Porphyrkonglomerate allmählich zugunsten der Sandstein-Schluffstein-Anteile (Sandsteinschiefer) zurückgeht (SCHIEMENZ 1953, FALK et al. 1980). Der in Abb. 4 dargestellte Profilabschnitt reicht bis etwa 7 m unterhalb des Kupferschiefers, ohne das Liegende der Eisleben-Formation erreicht zu haben (verbaut). Das Profil besteht aus einer Folge von Konglomeraten, Sand- und Schluffsteinen, wobei hier unter der Bezeichnung Schluffstein auch die Tonfraktion eingeschlossen sein soll. Die relativ groben Konglomerate repräsentieren das typische Porphyrkonglomerat der Eisleben-Formation. Die Mächtigkeit des Porphyrkonglomerats liegt im Röhrigschacht bei ca. 7 m (SCHIEMENZ 1953). Die darüber befindlichen schluffig-tonigen Wechsellagerungen sind dem sogenannten Sandsteinschiefer zuzuordnen, die 0,8 m mächtigen Feinsandsteine direkt unterhalb des Kupferschiefers entsprechen dem Weißliegenden (a in Abb. 4). Die Grenze zwischen Kupferschiefer und Weißliegendem ist scharf.

Die Konglomerathorizonte bestehen aus matrixgestützten, schlecht sortierten Konglomeraten der Grobsand bis Feinkiesfraktion. Gerölle in Grobkiesfraktion besitzt vor allem der unterste, nicht vollständig aufgeschlossene Konglomerathorizont. An Komponenten sind Quarze, Quarzite und Porphyre sowie Tonscherben, also aufgearbeitete Schluffanteile vorhanden, wobei unter den Geröllen Quarze und Quarzite überwiegen. Die Konglomerathorizonte zeigen Schrägschichtung (bis 15° Einfallen), Rinnenstrukturen und weitere synsedimentäre Erosionsmerkmale (Tonscherben).

Die Sandsteine des Sandsteinschiefers zeigen kleindimensionale Schräg- und Rippelschichtung, es treten aber auch horizontal geschichtete Sandlagen auf (d in Abb. 4). Die einzelnen Sandschichten sind oft gut sortiert, wobei Fein- bis Mittelsande vorherrschen. Bei ca. 1,3 m und bei 4,2-5,1m sind schlecht sortierte Sandsteine vorhanden, die in feinkörniger Matrix eingestreute, meist gut gerundete Gerölle der Grobsandfraktion enthalten (Typ mischkörniger oder rundkörniger Sandstein, vgl. KLEDITZSCH & KURZE 1993; c und f in Abb. 4).

Die Sand- und Schluffsteine treten häufig in enger Wechsellagerung auf. Sie bilden zumeist etwas wellig-linsige, zum Teil auch flaserige bis undeutliche Schichtungsgefüge (e in Abb. 4). Der Übergang zum Sand ist teilweise scharf (b, e in Abb. 4) und manchmal nach oben durch allmähliche Übergänge von Sand zu Schluff gekennzeichnet (fining upward-Sequenzen, z. B. d in Abb. 4). Die Schluffsteine selbst bilden nur geringmächtige Lagen von wenigen Zentimetern. Auf den Schichtflächen sind Glimmer angereichert. Die oberste, ca 8 cm mächtige Schluffsteinlage (b in Abb. 4) gabelt seitlich auf und zeigt dann besonders im oberen Teil durch Trockenrisse und schüsselförmig aufgebogene Tonlagen ein Trockenfallen der Schichten an (Abb.4b). Zum Teil ist die Tonlage erodiert (Pfeil in Abb. 4b). Auch bei tieferliegenden Schluffsteinlagen sind Spuren von Erosion und Trockenfallen (Netzleisten) vorhanden.

Die Farbe der Sedimente wechselt vom Hangenden zum Liegenden. Die Sedimente besitzen im oberen Teil eine weißlich-hellgraue (Sande) bzw. grünlichgraue (Schluffe) Farbe. Ab 2,30 m unterhalb des Kupferschiefers, also unmittelbar unter der Basis des Sandsteinschiefers, sind die Schluffanteile mit scharfem Kontakt nur noch rötlich gefärbt. Bei den gröberkörnigeren Anteilen findet der Übergang zur roten Sedimentfarbe erst mit größerer Tiefe statt. Neben rötlichen Tönen treten im Konglomerat hellgraugrüne bis hellgraue Töne auf, die durch ihre unregelmäßige Form zum Teil deutlich als gebleichte Bereiche erkennbar sind. Über das gesamte Profil weisen die Sandsteine und Konglomerate ein mehr oder weniger stark karbonatführendes Bindemittel auf.

Das hier vorgestellte Einzelprofil ist bereits von KURZE (1961) bearbeitet und mit weiteren Aufschlüssen aus dem Nordteil der Sangerhäuser Mulde entlang eines ca. 5 km langen Profils korreliert worden (Abb. 5). Die einzelnen Schichtpakete zeigen trotz einiger Absetzigkeit eine flächenhafte Verbreitung.

Gut erkennbar ist die bei dieser Profillänge relativ geringe Schwankung der Mächtigkeit des Weißliegenden (meist 0,4 bis max. 2,8 m). Die Mächtigkeit des Porphyrkonglomerats wird von KURZE (1961) mit 7 bis 10 m angegeben, entsprechend erreicht die Eisleben-Formation im Nordteil der Sangerhäuser Mulde maximal 10 bis 12 m.

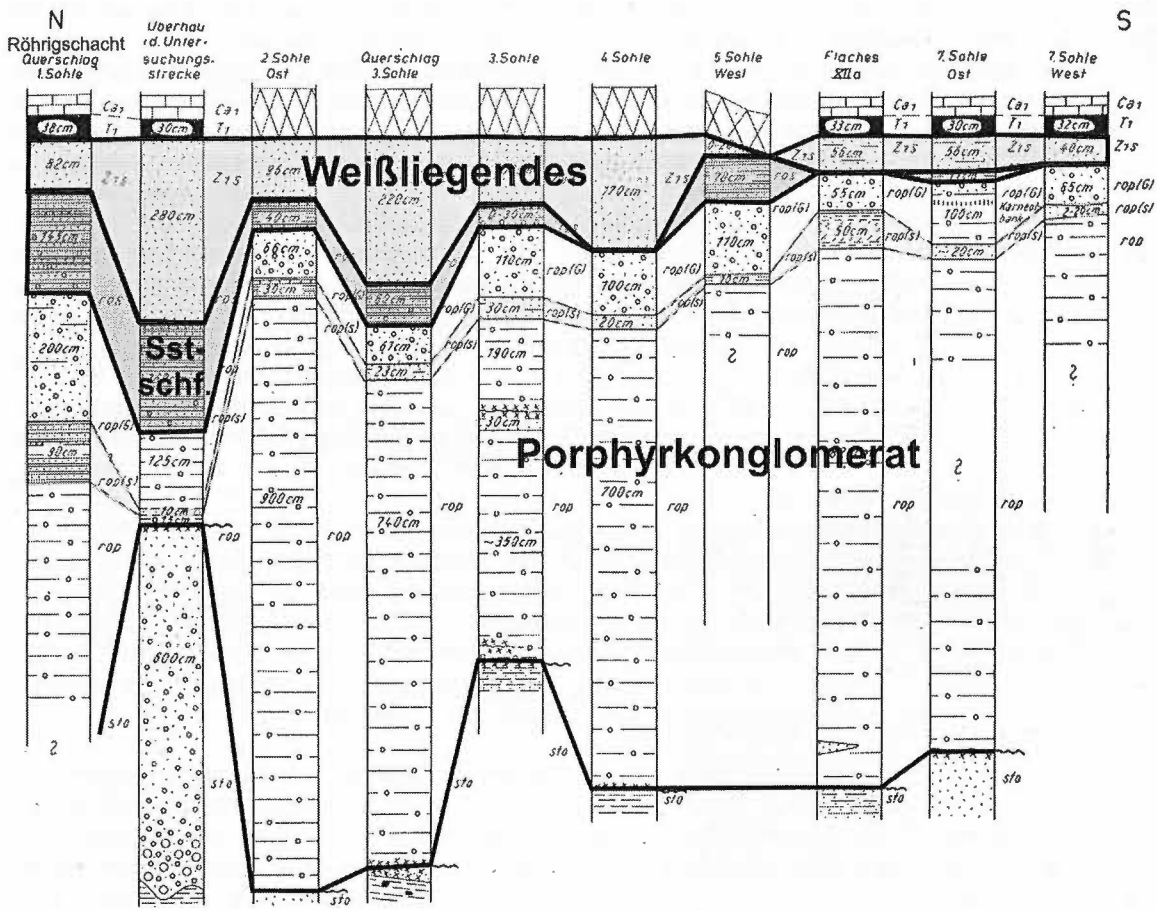


Abb. 5: Korrelation von Einzelprofilen aus der nördlichen Sangerhäuser Mulde (KURZE 1961, Abb. 3). Die Einzelprofile bilden ein Querprofil von ca. 5 km Länge. Das Profil links ist das Profil vom Röhrigschacht zum damaligen Zeitpunkt (vgl. Abb. 4). Sst-schf: Sandsteinschiefer.

Ablagerungsmilieu

Nach Lithologie und Sedimentgefüge sind die Sedimente der Eisleben-Formation als Ablagerungen eines alluvialen Schuttfächers (Porphyrkonglomerat) und als Schichtflut-Sedimente (Sandsteinschiefer) entstanden, deren Sedimentation durch Tektonik und durch periodische Starkregenereignisse bestimmt wird.

Das grobkiesige Porphyrkonglomerat ist als debris flow eines alluvialen Schwemmfächers abgelagert worden. Initiiert wurde die grobklastische Sedimentation durch tektonische Impulse (Altmark II-Bewegungen, KLEDITZSCH & KURZE 1993). Die etwas kleiner körnigen konglomeratischen Anteile, die zusammen mit Schluff-Sandsteinen auftreten, repräsentieren vermutlich mehr oder weniger kanalisierte hochenergetische fluviatile Strömungsereignisse (channel sequences, vgl. RIEKE 2001). Unter ruhigeren Sedimentationsbedingungen sind dagegen die sandig-schluffigen Wechselfolgen entstanden. Sie enthalten die Feinablagerungen überlaufender Kanäle (overbank deposits) bzw. distal auslaufende Schichtflutablagerungen (fining upward-Sequenzen, vgl. SCHNEIDER & GEBHARDT, 1993; RIEKE 2001). Kalkkonkretionen im Porphyrkonglomerat und Sandsteinschiefer (SCHMIDT 1967) weisen auf zeitweiligen Sedimentationsunterbrechungen bzw. Bodenbildung hin (GEBHARDT & SCHNEIDER 1993). Die rund- bzw. mischkörnigen Sandsteine entstanden vermutlich unter Beteiligung äolischen Transports (KLEDITZSCH & KURZE 1993, HUG 2004), was zusammen mit den Trockenrissen ein kurzzeitiges Trockenfallen dieser ephemeren Überschwemmungsebene anzeigt.

Die 0,8 m mächtigen gut sortierten Fein- bis Mittelsande des Weißliegenden direkt unterhalb des Kupferschiefers werden dagegen als äolische Ablagerungen einer trockenen Sandebene interpretiert. Auf eine solche Genese weisen die Korngröße und gute Sortierung des Sandsteins, das lagenweise Auftreten gut gerundeter Grobsandgerölle, das Fehlen von Ton im Sediment und die nahezu horizontale Schichtung (GLENNIE 1972, KOCUREK & NIELSON 1986, KLEDITZSCH & KURZE 1993). Auch das Trockenfallen der unmittelbar darunter liegenden Schluffschicht sowie aufgebogene Tonlagen auch innerhalb des Weißliegenden (SCHMIDT 1963) weisen auf trockene Sedimentationsbedingungen. Der mischkörnige Sandstein im Sandsteinschiefer könnte darauf hindeuten, dass bereits während dieser Zeit kurzeitig äolische Bedingungen eingetreten sind.

Die hier nur geringmächtigen äolischen Sandsteine gehen in bis zu 12 bzw. 15 m mächtige schräggeschichtete Dünensandsteine („Sandsteinanschwellungen") über, die nach ihrer Überflutung durch das Zechsteinmeer die Mächtigkeit des Kupferschiefers beeinflussten. Die bevorzugte Längserstreckung der Dünenkämme verläuft NW-SE, der Transport (Windrichtung) erfolgte von NE nach SW (KURZE 1961, AUTORENKOLLEKTIV 1968, KNITZSCHKE et al. 1981).

KNITZSCHKE et al. (1981) beschrieben den Aufbau der Sandsteinanschwellungen anhand von 2 Typen. Typ 1 setzt sich aus einer meist geringmächtigen (0,5-1 m) annähernd horizontalgeschichteten Basisschicht und der darüber folgenden, durch Schrägschichtung gekennzeichneten „Anschwellung" zusammen. Die Basisschicht besteht aus Sandstein, der stellenweise etwas gröber körnig ist, stellenweise dünne Pelitlagen und Tongerölle führt und auch unabhängig von Sandanschwellungen auftritt. Der zweite Typ besteht nur aus schräggeschichteten Sandsteinanschwellungen, die direkt dem Untergrund aufliegen. Rezente winddominierte Sedimentationsräume sind komplex aufgebaute Systeme, die aus Dünen und Interdünenbereichen, vorgelagerten Sandebenen, Gebieten mit sehr hohem Grundwasserstand (Sabkha) und durch Starkregenereignisse ausgelösten Überflutungsflächen (ephemere Seen und Flüsse) bestehen können (z. B. GLENNIE 1972, FRYBERGER et al. 1983, KOCUREK & NIELSON 1986). Entsprechend vielfältig sind auch die winddominierten Ablagerungen des Rotliegend ausgebildet (GLENNIE 1972, GAST 1993). Nach den lithologischen und morphologischen Merkmalen entspricht der Basisbereich in Typ 1 am ehesten der flachen Sandebene, möglicherweise auch Interdünenbereichen, da beide im Einflussbereich periodischer Überflutungen liegen. Auf diesen Ablagerungen entwickeln sich die eigentlichen schräggeschichteten Dünensedimente (slipface deposits). Eine wiederholte aquatische, d. h. fluviatile Beeinflussung des Weißliegenden wird durch Pelitlagen im Sandstein angezeigt (SCHMIDT 1963, KNITZSCHKE et al. 1981), eine submarine Genese der Weißliegendsedimente kann daraus nicht abgeleitet werden (vgl. KRIEBEL 1967). Allerdings fehlen für diese Sedimente im SE-Harz nach wie vor detaillierte sedimentologische Untersuchungen.

Der Übergang von debris flow dominierter Sedimentation (Porphyrkonglomerat) hin zu den eher niedrigenergetischen Schichtflutsedimenten (Sandsteinschiefer) weist auf einen abnehmenden tektonischen Einfluss auf das Sedimentationsgeschehen, allerdings müssen weitere Faktoren, insbesondere klimatische Veränderungen dabei ebenfalls in Betracht gezogen werden.

Halt 1b: Umfahrung und Abwetterstrecke 1. Sohle

Zechsteinkalk

Über dem Kupferschiefer folgt der Zechsteinkalk (Ca 1) der Staßfurt-Folge. Der Kalkstein ist im Nordteil der Sangerhäuser Mulde ca. 5 m mächtig. Nach Süden in Richtung Beckenzentrum vermindert sich die Mächtigkeit auf ca. 2 m (Abb. 6). Wir haben im Streckenprofil 4,35 m ermittelt. Der Wert könnte noch etwas höher liegen, da das Profil leicht tektonisch gestört ist.

Der massige, graue bis dunkelgraue Kalkstein weist durch mergelige und anhydritische Einlagerungen eine Feingliederung auf, die allerdings untertage nur schlecht erkennbar ist. JANKOWSKI & JUNG (1962) unterschieden 4 Zonen (alpha bis delta), wobei die unterste Zone zweigeteilt ist (Subzonen $\alpha\beta 2$, Tab. 1). Eine feinere Untergliederung in 7 Sedimentationszyklen erfolgte auf Basis geochemisch-mineralogischer Daten (GERLACH & KNITZSCHKE 1978). Die stärksten Mächtigkeitsschwankungen treten in der Zone β auf. An diese Zone sind vermutlich auch die im Streckenprofil erkennbaren fining-upward-Kleinzyklen gebunden. Der untere Bereich des Zechsteinkalks (Zone α, Dachklotz und Fäule) wurde wegen seiner gelegentlichen Erzführung und der Eignung als Zuschlagstoff zur Verhüttung oft ebenfalls abgebaut. Den restlichen Teil des Zechsteinkalks bezeichnet der Bergmann als „Zechstein".

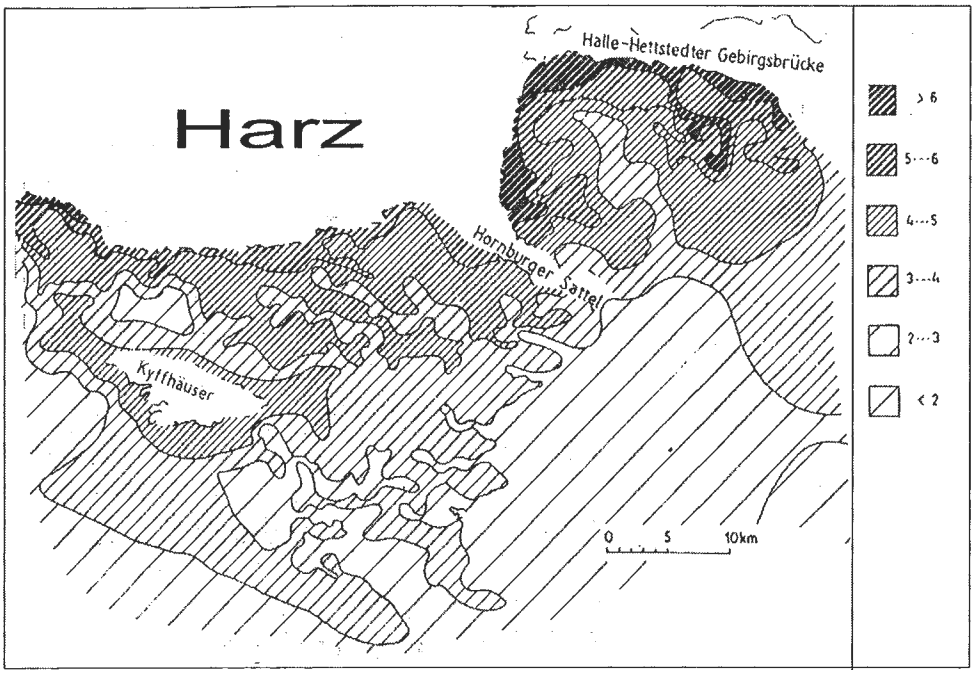


Abb. 6: Mächtigkeiten des Zechsteinkalks (Ca 1) in Meter am südöstlichen Harzrand (nach AUTORENKOLLEKTIV 1968, Abb. 5). Die Mächtigkeitszunahme zum Harzrand deutete auf die Wirksamkeit der Unterharzschwelle während der Ca1-Sedimentation (s. Text).

Tab. 1: Untergliederung des Zechsteinkalks im Bereich der Sangerhäuser und Mansfelder Mulde (nach JANKOWSKI & JUNG 1962). Die Zone α und die Zonen β bis δ repräsentieren zwei im gesamten Zechsteinbecken nachweisbare Verflachungs- bzw. shallowing up-Zyklen (s. Text).

Zone	Subzonen	Lithologie	Besonderheiten	Mächtigkeit
Zone α	□1 Dachklotz	Kalkmergel, grau, sandig, dicht, ungebankt	a1: Pyrit, Kupfererz, kaum Anhydrit	0,15-0,2 m
	□2 Fäule	Kalkmergel, dunkelgrau, etwas stärker sandig, schwach gebankt	Anhydriteinlagerungen als Linsen und Lagen, etwas Kupfererz	1,2-1,4 m
Zone β	„Zechstein“	Kalkstein, hell- bis dunkelgrau, tonig, teils kompakt, teils mergelig, enge bis weite Streifung, in Bankung übergehend	Kalkkonkretionen („Mansfelder Käse“)	stark schwankend (0,2-4,5 m)
Zone γ		Kalkstein, hell- bis dunkelgrau, gering tonig,	brekziös, oolithisch, z.T. Anhydritperlen	0,15-0,20 m
Zone δ		Kalkstein, hell- bis dunkelgrau, stärker tonig,	häufig Anhydritperlen	0,6-0,8 m

Mit Beginn der Zechsteinkalksedimentation endete das euxinische Stadium des Zechsteinbeckens (PAUL 1982). Der Meersspiegel stieg an und unter normal marinen Bedingungen wurden im Beckenbereich geringmächtige, an den Hängen und auf dem Top der Schwellen mächtigere Karbonate bis hin zu Riffen abgelagert (PAUL 1987). In der Sangerhäuser Mulde liegt der Zechsteinkalk in karbonatischer Beckenfazies vor. Der geringe Anstieg der Mächtigkeiten nach Norden bzw. am SE-Rand des Harzes weist auf den Einfluss des Unterharzes als Schwellenbereich hin.

Neben dem Relief beeinflussten 2 bis 3 starke zyklische Meerespiegelschwankungen die Sedimentation im europäischen Zechsteinbecken, wobei bereits mit dem ersten Zyklus die größte Ausdehnung des Meeres erreicht wurde (PÖHLIG 1986, PAUL 1987). In Beckenposition sind zwei Zyklen nachweisbar, die jeweils mit einer Verflachung des Meeresbeckens abgeschlossen werden (shallowing upward-Zyklen) und auf dem Top der Schwellen zur Verkarstung führten (PAUL 1987). Die von JANKOWSKI & JUNG (1962) erarbeitete lithologische Gliederung der Beckenfazies des Zechsteinkalks (Tab. 1) lässt diese zyklische Entwicklung ebenfalls erkennen. Die Zone α mit ihren beiden Subzonen ist als der erste shallowing upward-Zyklus und die Zonen β bis δ als der zweite Zyklus anzusehen.

Unterer Werra-Anhydrit

Über dem Zechsteinkalk folgt der untere Teil des Unteren Werra-Anhydrits. JUNG (1958) gliederte den Unteren Werra-Anhydrit der Sangerhäuser und Mansfelder Mulde in 8 lithostratigraphische Zonen (alpha bis theta 1). Diese Gliederung wurde anschließend noch verfeinert (JANKOWSKI & JUNG 1964a). Grundlage der Gliederung sind verschiedene Anhydrittypen, die sich nach Form und Abstand der meist aus Dolomit und Ton bestehenden nicht anhydritischen Anteile (z. B. fein oder grob gestreifter Anhydrit) und nach der Form und Größe der Anhydritsubstanz (Perlen, Augen, Knollen u.ä.) unterscheiden. JUNG (1958) nahm an, dass die verschiedenen Texturen aus fein gestreiftem (laminiertem) Anhydrit durch frühdiagenetisch-konkretionäre Umwandlungen hervorgegangen sind. Nach neueren Untersuchungen sind die laminierte Anhydrite eher in einem tieferen, energiearmen Milieu unterhalb der Wellenbasis und Anhydrite mit gering laminierten Texturen (geflaserte, gemaserte, knollige Anhydrite) eher bei sehr flachem Wasser bzw. unter supratidalen Bedingungen (Anhydritknollen) entstanden (RICHTER-BERNBURG 1985, PÖHLIG 1986, BECKER 2002).
Im Streckenprofil sind vermutlich nur die Zonen α und β_1 höchstens noch der untere Teil der Zone γ aufgeschlossen, wobei der Anhydrit über dem Zechsteinkalk stark vergipst ist. Auf Zechsteinkalk folgt zuerst ein ca. 0,4 m mächtiger fein bis grob gemaserter und dann ein grob gestreifter bis wolkig-brekziös erscheinender Anhydrit (Zone α ca. 1,7 m). Mit dem Einsetzen der ersten dm-mächtigen Dolomitlagen wurde der Beginn der Zone β festgelegt. Diese meist stark bituminösen, manchmal auch etwas geperlten Dolomitlagen wechseln mit grob gestreiftem, zum Teil brekziös bis wolkigem Anhydrit und mehr oder weniger stark geperlten Anhydrit. Eine genauere Untergliederung war hier nicht möglich, da die im Anhydrit stehenden Streckenstöße durch den Wetterzug fast vollständig von millimeterstarken Gipskrusten überdeckt sind.

Die Gesamtmächtigkeit des Unteren Werra-Anhydrits beträgt im Bereich Wettelrode–Sangerhausen nach Bohrergebnissen ca. 32 bis 33 m, der gesamte Werra-Anhydrit erreicht hier ca. 56 bis 58 m Mächtigkeit (Tab. 2). Im Röhrigschacht soll Werrasteinsalz vorhanden gewesen sein (vgl. JUNG 1958, Abb. 4), das in den genannten Bohrungen fehlte.

Tab. 2: Mächtigkeit des Werra-Anhydrits nach Angaben aus den Bohrungen 18/1958 und 19/1958 (Lage der Bohransatzpunkte s. Abb. 1).

Bohrungen	Unterer Werra-A.	Oberer Werra-A.	Gesamt
18/1958	32,25	24,35	56,60
19/1958	33,20	25,10	58,30

Die von JUNG (1958) vorgelegte Gliederung gilt für die Beckenfazies des Werra-Anhydrits, die am SE-Harz ohne Werrasteinsalz eine Gesamtmächtigkeit von ca. 50-65 m aufweist (JUNG & KNITZSCHKE 1960). Die Beckenfazies des Werraanhydrits reicht bis in das Gebiet von Rottleberode (Halt 3).

Tektonik

Der Zechsteinkalk lagert im vorderen Teil der Umfahrungsstrecke sehr flach. Dass Anhydrit hier auftritt, liegt an einer E-W-verlaufende Störung, die sich diagonal durch die Strecke zieht (Abb. 7). An dieser Störung wurde der Zechsteinkalk flexurartig angehoben. Im streichenden Verlauf wechselt das Einfallen der Störung, so dass die Störung in eine Abschiebung übergeht (Abb. 7b).

Diejenigen Störungen bzw. Störungszonen, die zu einer Verwerfung der Flözlagerstätte aus der normalen Abbaufläche führen, wurden von den Mansfelder Bergleuten als „Rücken" bezeichnet (KAUTZSCH 1953). Als „Rücken" werden sowohl Graben- als auch Horststrukturen bezeichnet, wobei

vor allem die „Rückengräben" durch reichere Erzführung für den Abbau bedeutsam waren („edle Rücken"). Die höhere Erzführung resultiert vor allem aus einer stärkeren kluftgebundenen Mineralisation im Bereich der Störungszonen, die sich besonders im Zechsteinkalk auswirkte (KAUTZSCH 1953, GERLACH 1992).

Auch im vorgestellten Aufschluss ist eine stärkere Zerklüftung vor allem im Zechsteinkalk vorhanden. Einige der im Zechsteinkalk auftretenden Scherklüfte sind mit Baryt mineralisiert. Die Barytmineralisation gehört zur kluft- bzw. störungsbezogenen Erzparagenese der Kupferlagerstätte.

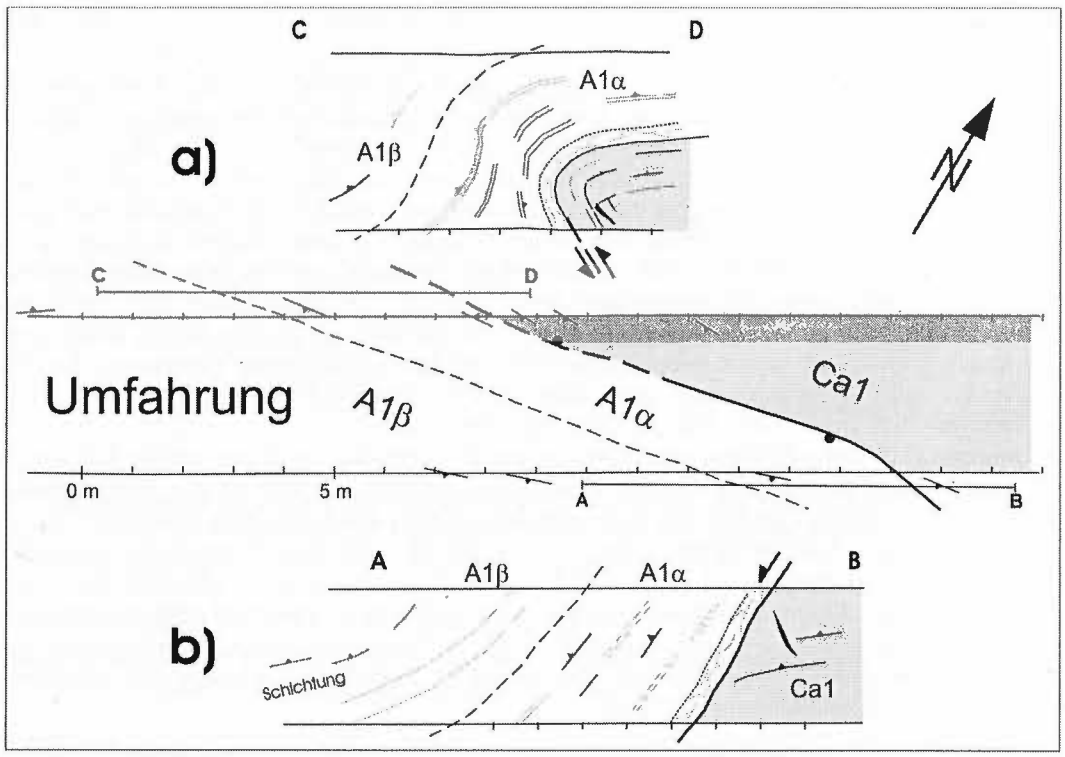


Abb. 7: Der Zechsteinkalk (Ca 1) ist an einer E-W-streichenden Störung flexurartig angehoben (7a, frontale Flexur). A1: Werra-Anhydrit (Zonen α bzw. β, s. Text). Beide Stoßbilder (7a, b) mit Blick nach NW.

Halt 1c: Streckenkreuz Abwetterstrecke/Förderstrecke 1. Sohle

Hier ist das Profil ebenfalls tektonisch gestört, entspricht aber lithologisch dem letzten Stopp. Über dem Zechsteinkalk folgt auch hier der ca. 0,4 m mächtige fein bis grob gemaserte Anhydrit und darüber der grob gestreifte bis wolkig-brekziöse Anhydrit der Zone α. Der Anhydrit ist stark vergipst.

Tektonik

Die Lagerungsverhältnisse sind etwas komplizierter. Wir befinden uns am Westrand eines alten Abbaues. Im Gegensatz zum Abbau liegt am Westrand nicht mehr Weißliegendes, sondern Zechsteinkalk im Liegenden des Kupferschiefers (Abb. 8). Das Flöz keilt hier entlang einer Überschiebungsbahn aus, die durch den Zechsteinkalk verläuft. Auch der Kupferschiefer bildet abschnittsweise den Hauptabscherhorizont. Durch die Überschiebung ist der Zechsteinkalk soweit auf Zechsteinkalk aufgeschoben worden, dass sich die Mächtigkeit fasst verdoppelt hat. Der tektonische Transport ist SW-gerichtet (Top nach SW), wobei die Bewegungsbahnen diagonal zur Schichtung und schichtparallel verlaufen. Die Störungen laufen im Zechsteinkalk und im Anhydrit in Flexuren aus (vgl. Halt 1b). Der im Frontbereich keilförmige Zechsteinkalk wird durch einen Abriss begrenzt. Über dieser frontalen Abrisskante wurde auch der Anhydrit infolge der Überschiebung steilgestellt bzw. flexurartig verbogen. Die mit den Störungsbewegungen entstandenen Klüfte sind mit Calcit und nur gering mit Kupferkies mineralisiert.

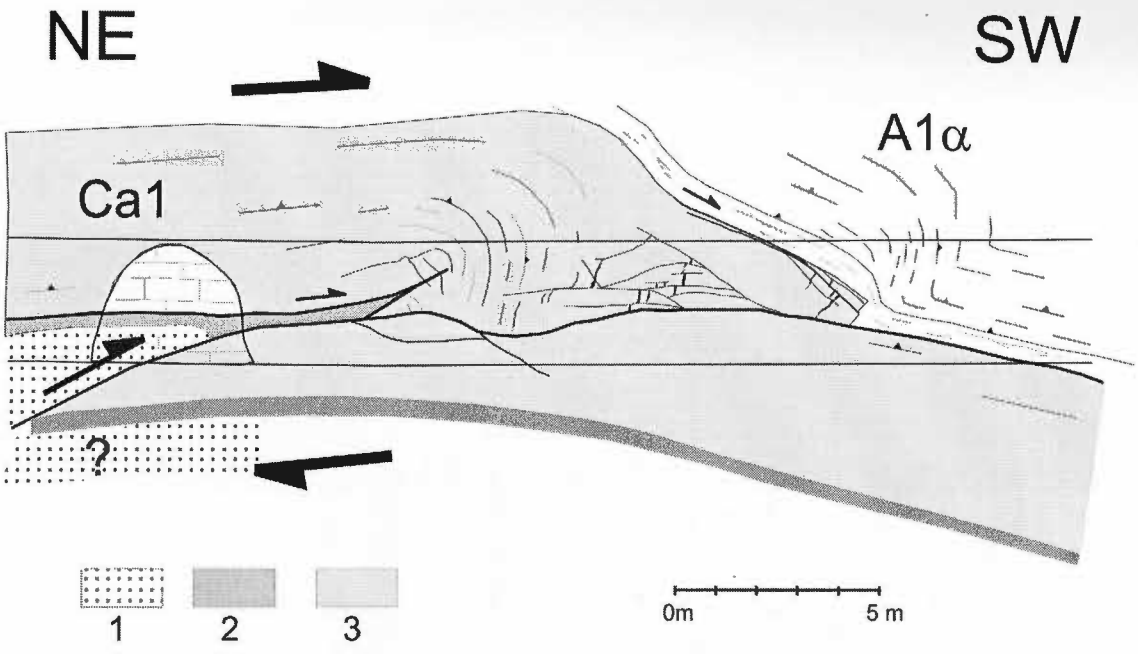


Abb. 8: Überschiebungstektonik am Westrand eines alten Abbaues, wo der Kupferschiefer tektonisch auskeilt (s. Text). 1: Weißliegendes, 2: Kupferschiefer, 3: Zechsteinkalk (Ca 1), A1α: Unterer Werra-Anhydrit (Zone α).

Halt 1d: Förderstrecke und Sammelpunkt 1. Sohle

Vom Röhrigschacht aus wurde die Lagerstätte bis zur ersten Sohle erschlossen. Um die tieferen Bereiche abbauen zu können, wurde das Grubengebäude über sogenannte Flachen an den benachbarten Thomas-Münzer-Schacht angebunden. Von der Förderstrecke der 1. Sohle aus wurden die ersten Abbaue 1884 bis 1885 betrieben. Der weitere Abbau beschränkte sich danach auf kurze Zeiträume (um 1930 und 1967) und hatte nur geringe Ausmaße. Dadurch sind auf dieser Sohle noch alte Abbaue erhalten geblieben, die eindrucksvoll die harten Abbaubedingungen des Kupferschieferbergbaus am Ende des 19. Jahrhunderts veranschaulichen. Durch den Einsatz von Elektrizität und Pressluft wurde auch im Kupferschieferbergbau die Mechanisierung der Gewinnungsarbeiten vorangetrieben. Die technische Entwicklung bis zur Einstellung des Bergbaus 1990 wird anhand entsprechend ausgerüsteter Abbaue anschaulich dargestellt.

Durch die im Streichen der Lagerstätte aufgefahrene Förderstrecke ist das Kupferschieferflöz mehrfach gut aufgeschlossen. Das Normalprofil des Kupferschiefers im SE-Harz setzt sich vom Liegenden zum Hangenden aus Feine Lette - Grobe Lette - Kammschale - Schieferkopf - Schwarze Berge zusammen. Diese bergmännisch geprägten Bezeichnungen repräsentieren lithologische Veränderungen im Anteil organischer Substanz und im Ton- bzw. Karbonatgehalt des Sediments (Abb. 9). Diese Veränderungen erfolgen mehrfach und zeichnen sich vom Liegenden zum Hangenden jeweils durch Zunahme des Karbonatgehaltes und Abnahme des Gehaltes an Silikaten (Ton) und organischer Substanz aus. Insgesamt lassen sich daraus drei weiträumig nachweisbare Zyklen ableiten (AUTORENKOLLEKTIV 1968, GERLACH & KNITZSCHKE 1978, PAUL 1982).

Allgemein liegt der Kupfergehalt im Kupferschiefer deutlich unter 2 kg/m^2. Im SE-Harz werden Gebiete mit höheren Kupfergehalten durch Störungen kontrolliert. Auf ca. 191 km^2 Lagerstättenfläche sind im SE-Harz etwa 3,75 Mio t Kupfer konzentriert gewesen, was einer durchschnittlichen Kupfermenge von 19,6 kg/m^2 entspricht (STEDINGK et al. 2002).

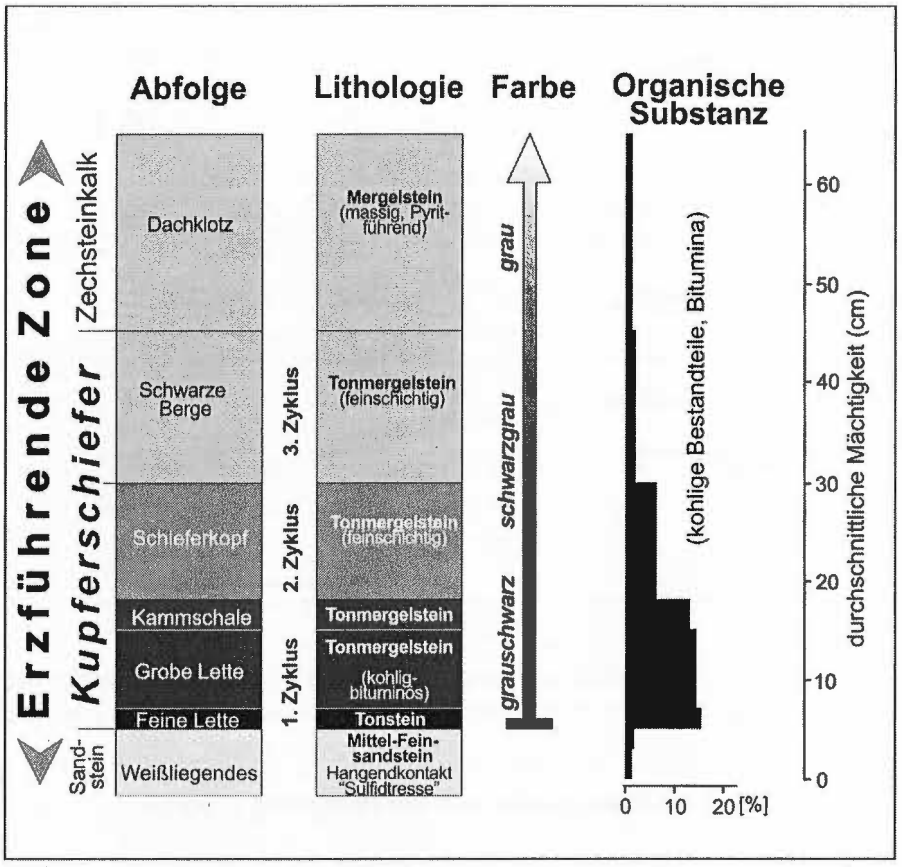


Abb. 9: Gliederung des Kupferschiefers im Sangerhäuser und Mansfelder Revier (aus STEDINGK et al. 2002).

Halt 2: Die Thyratalbrücke - Ingenieurgeologische Verhältnisse im Bereich der längsten Brücke Sachsen-Anhalts. A. MITTAG & T. HENKEL.

Allgemeine Daten zum Bauwerk

Die Thyratalbrücke ist mit einer Länge von 1115 m die längste Brücke im Zuge der A38 Göttingen-Halle (Abb. 10). Sie liegt in dem Abschnitt zwischen Görsbach und der Anschlussstelle Roßla im Bereich der Landesgrenze Thüringen/Sachsen-Anhalt. Unmittelbar nördlich der Gemeinde Bösenrode quert die Trasse das Thyratal in einer Höhe von bis zu 40 m über Gelände. Das Bauwerk überspannt u. a. einen Mühlgraben, die Thyra, die Landesstraße L 236 sowie eine eingleisige Bahnstrecke. Die Brücke wurde im Zeitraum von 2002 bis 2005 im Taktschiebeverfahren errichtet. Das Bauwerk besitzt 12 Pfeilerachsen mit Stützweiten von bis zu 90 m. Der Überbau wurde als Hohlkasten in Stahlverbundbauweise ausgeführt. Die Verkehrsfreigabe erfolgte am 20.12.2005.

Geografisch-geologischer Überblick

Die Thyratalbrücke quert das NNW–SSE-streichende Tal der Thyra und verbindet die Abschnitte eines harzparallelen Buntsandsteinrückens im Norden der Goldenen Aue. Die Goldene Aue wird von der Helme durchflossen, deren Zuflüsse südlich entwässernde Bäche und Flüsse des Harzes sind, zu denen auch die Thyra gehört. Die Thyra mündet bei Berga in die Helme, die dem Flussgebiet der Unstrut zugeordnet wird.

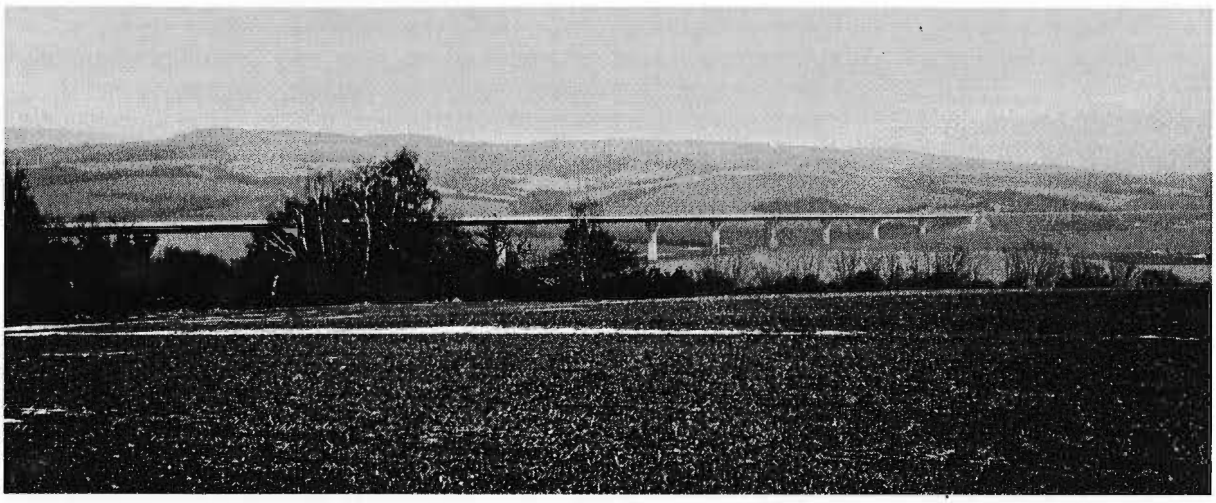


Abb. 10: Blick auf die Thyratalbrücke von Süden. Im Hintergrund erhebt sich der Harz.

Das geologische Profil am Harzsüdrand besteht aus dem paläozoischen Grundgebirge, auf dem ein durch Subrosion reduziertes Zechsteinprofil, und darüber Unterer Buntsandstein (Calvörde-Folge) folgen. Auf dem Höhenrücken westlich des Tales sowie im Talbereich selbst sind tertiäre (miozäne und pliozäne) Sedimente erhalten geblieben (KNAAK 1970). Die Schichtfolgen des Deckgebirges, ausgenommen die känozoischen Einheiten, wurden in Folge der Heraushebung des Harzes am Nordrand des Thüringer Beckens aufgeschleppt. Die Sedimentgesteine des Zechsteins und Buntsandsteins streichen E-W und fallen mit ca. 10-25° nach Süden ein. In Folge der Störung und Dislokation des Deckgebirges wurden Wasserwegbarkeiten geschaffen, die zur Subrosion der auslaugungsfähigen Gesteine im Untergrund und zur Subsidenz ganzer Gebiete führten (z.B. die harzparallelen E-W-streichenden Trockentäler am Harzsüdrand).

Nördlich des Standortes führte der Zutritt von Wasser zur Umwandlung der Anhydritserien zu Gips, der leicht löslich ist und abtransportiert wurde. Dieser Vorgang führte zur Entstehung großer Hohlräume in den Zechsteinformationen. Jene verringerten die Festigkeit des Gebirges, so dass dieses den Wasser- und Geröllmassen der pleistozänen Flüsse nachgab. Das Thyratal wurde ab dem Jungpleistozän durch Schotter der Niederterrasse und Auelehm aufgefüllt. Die Mächtigkeit erreicht 40 m. Am Ostrand sind noch Reste der altpleistozänen bis frühelsterzeitlichen Oberterrasse und die frühsaalezeitliche Mittelterrasse (Hauptterrasse) vorhanden, die am steilen Westrand des Thyratales weitgehend fehlen. Am Ausgang des Thyratales und am Nordhang des Helmetales sind Oberterrassenschotter wieder in größerer Verbreitung erhalten geblieben. Das Thyratal folgt einer NW-SE verlaufenden Störungszone (Thyratal-Störung). Entlang dieser Störungszone, die sich von Rottleberode bis zum Kyffhäuser erstreckt und im westlichen Teil des Thyratales lokalisiert werden kann, wurde ein Versatz von bis zu 40 m auskartiert (AUTORENKOLLEKTIV 1988).

Ingenieurgeologische Beschreibung des Brückenstandortes

Um den Baugrund für dieses Bauwerk zu bewerten, wurden u. a. Kernbohrungen durchgeführt und ausgewertet. Der Untergrund wurde in mehrere baugrundrelevante Einheiten eingeteilt (Abb. 11). Die liegende Einheit ist die Untere Wechsellagerung der Calvörde-Folge des Unteren Buntsandsteins, welcher an der östlichen Flanke oberflächennah ansteht und zur Talmitte hin abtaucht. Der Untere Buntsandstein hat am Standort eine Mächtigkeit von >150 m. Er wird geotechnisch untergliedert in eine bis zu 2 m mächtige Zersatzzone und eine entfestigte Zone. Auf dem Zersatz des Buntsandsteins liegen weichselkaltzeitliche Flusskiese der Niederterrasse mit einer maximalen Mächtigkeit von 16 m sowie Aue- und Schwemmlehme (Hanglehme). An der westlichen Talflanke wurden Kiese der elsterkaltzeitlichen Terrasse erkundet. An der östlichen Flanke steht direkt unter der Schwemmlehmbedeckung und Zersatzzone das entfestigte Festgestein an. Eine Abweichung im Baugrundmodell stellt der Standort des westlichsten Pfeilers dar. Dieser befindet sich im Bereich der Randfraktur der Thyratalstörungszone. An dieser Stelle wurde bis zur Endtiefe der Bohrung (30 m) bindiges gemischtkörniges Lockergestein mit vereinzelten Sandsteinstücken angetroffen. In Folge mikropaläontologischer Untersuchungen an tonigen und kohligen Sedimenten des Bohrkerns in einer Tiefe von 23 bis 25 m, kann die mögliche Spalten- bzw. Schlottenfüllung als tertiäres Material ausgewiesen werden.

Es wurde eine miozäne Florenvergesellschaftung, Pollen der Gattungen *Abies, Alnus, Betula, Quercus, Ulmus, Platanus* u.a., Süßwasseralgen und –plankton sowie Pilz- und Blattreste identifiziert (BLUMENSTENGEL 1999). Diese weist auf einen limnischen palustrinen Sedimentationsraum mit Moorbildung hin. Zwei in der Achse liegende, jeweils 6 m entfernte, Bohrungen weisen ähnliche Profile auf. Der Standort liegt außerhalb des derzeit aktiven Karstgebietes des Harzsüdrandes. Das heißt, auf Grund der Mächtigkeit der Buntsandsteinüberdeckung treten keine subrosiv bedingten bruchartigen und bruchlosen Verformungen auf (HECKNER 2000).

Gründung des Bauwerkes

Die Baugrunderkundung ergab, dass sich die Spaltenfüllung am westlichsten Pfeilerstandort über den gesamten Bereich der 15 x 15 m großen Gründungsplatte erstreckt. Daher wurde an dieser Pfeilerachse eine Tiefgründung mittels Ortbetonrammpfählen (Länge 15 m) ausgeführt. Die beiden sich östlich anschließenden Pfeiler sowie das Widerlager Ost wurden im entfestigten Festgestein (Unterer Buntsandstein) flach gegründet. Für die übrigen Pfeiler erfolgte eine Flachgründung in der weichselkaltzeitlichen Flussterrasse (mitteldicht bis dicht gelagerter Flusskies). Abweichend davon wurde das Widerlager West im elstereiszeitlichen Flusskies auf Großbohrpfählen gegründet (MITTAG 2000).

Infolge unterschiedlicher Gründungsvarianten und Gründungsebenen in verschiedenen Baugrundschichten galt es, eine möglichst präzise Setzungsprognose für sämtliche vierzehn Bauwerksachsen zu erstellen. Durch die während der gesamten Bauzeit sukzessive durchgeführten Setzungsmessungen konnten die prognostizierten Setzungen sowie Setzungsdifferenzen zwischen den einzelnen Achsen weitestgehend verifiziert werden.

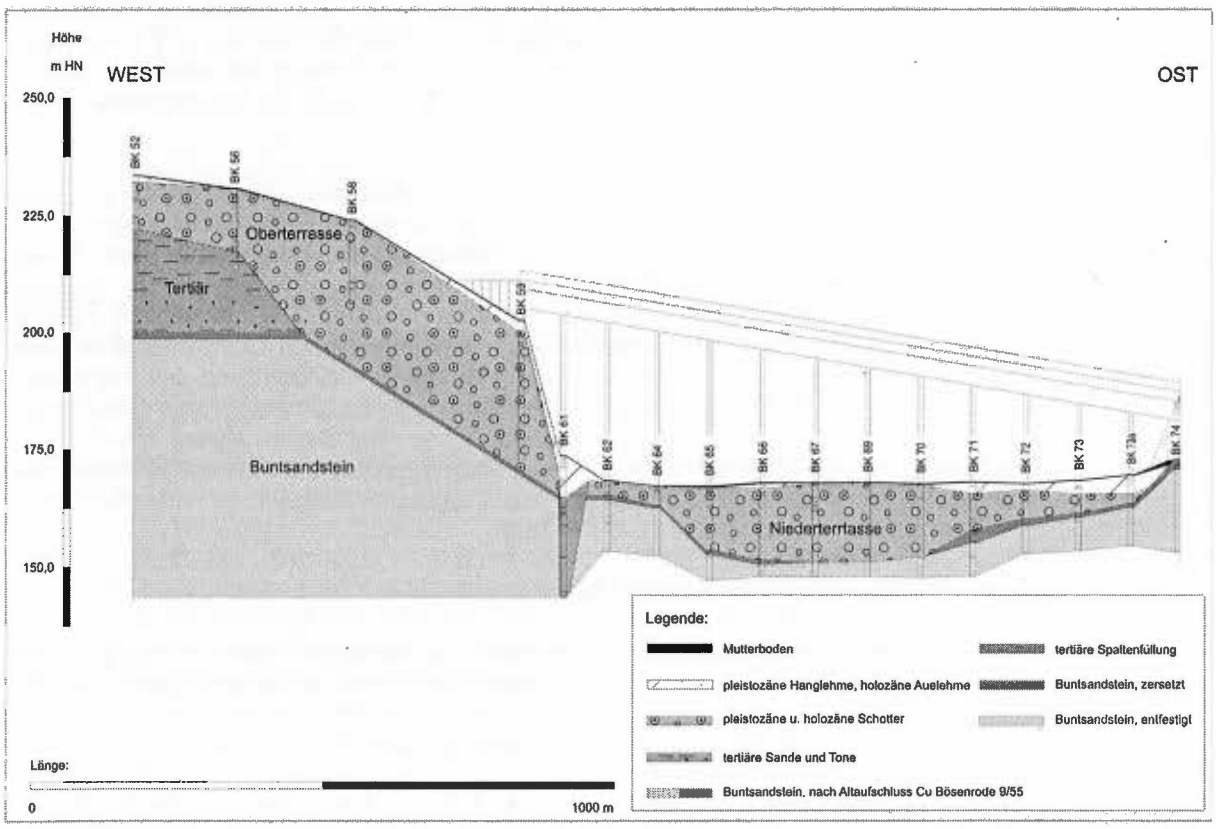


Abb. 11: Baugrundschnitt vom westlichen Auflager der Thyratalbrücke. Erläuterung im Text.

Halt 3: Gipstagebau Rottleberode. J. ZIEBELL & C.-H. FRIEDEL.

Der außergewöhnlich großflächige Ausstrich des Zechsteins im heutigen Naturschutzgebiet „Alter Stolberg" war die Vorraussetzung für eine seit über 80 Jahren andauernde industrielle Gewinnung und Verarbeitung von Rohgips in Rottleberode.

Bereits im Mittelalter war die Nutzung der Zechsteingipse im südlichen Harzvorland als Bau- und Werkstein verbreitet. 1919 begann die Euling & Mack AG mit Sitz in Ellrich im Thyratal östlich von Rottleberode eine neue Produktionsstätte für Branntgipse und Gipsdielen zu errichten. Nach dem 2. Weltkrieg wurde die Produktion durch den VEB Harzer Gipswerke Rottleberode fortgeführt. Im November 1990 erfolgte die Übernahme des gesamten Werkes und des Bergwerkseigentums (315 ha) durch die Fa. Knauf, zunächst als Knauf Thüringer Gipswerke, anschließend als Knauf Deutsche Gipswerke KG.

Der Tagebauaufschluss ermöglicht einen umfassenden Einblick in die oberflächennahen, d. h. chloridfreien Gesteinsfolgen des Werra- bis Leinezyklus (Z 1 bis Z 3) im Südharzvorland. Genutzt werden die drei mächtigsten Sulfatlager: Werraanhydrit (Z 1), Sangerhäuser Anhydrit (Z 2) und Hauptanhydrit (Z 3), wobei die Gipse des Sangerhäuser Anhydrits und Hauptanhydrits für den Abbau in Rottleberode die größte wirtschaftliche Bedeutung haben. Abbaugegenstand ist die oberflächennahe Gipsrinde, die ca. 15 bis 30 m tief reicht. Sie wird im Tagebaubetrieb mit Bohr- und Sprengarbeit gewonnen. Untergeordnet wird auch Anhydrit abgebaut. Das Tagebauprodukt ist aufbereiteter Gipsstein, der im Werk zu Gipsbindern und Bauplatten weiterverarbeitet wird oder im Rohzustand per Bahn das Werk verlässt, um als Abbinderegulierer in den Zementwerken eingesetzt zu werden. 2005 wurde eine neue Anlage zur Herstellung von Gipsputzen in Betrieb genommen.

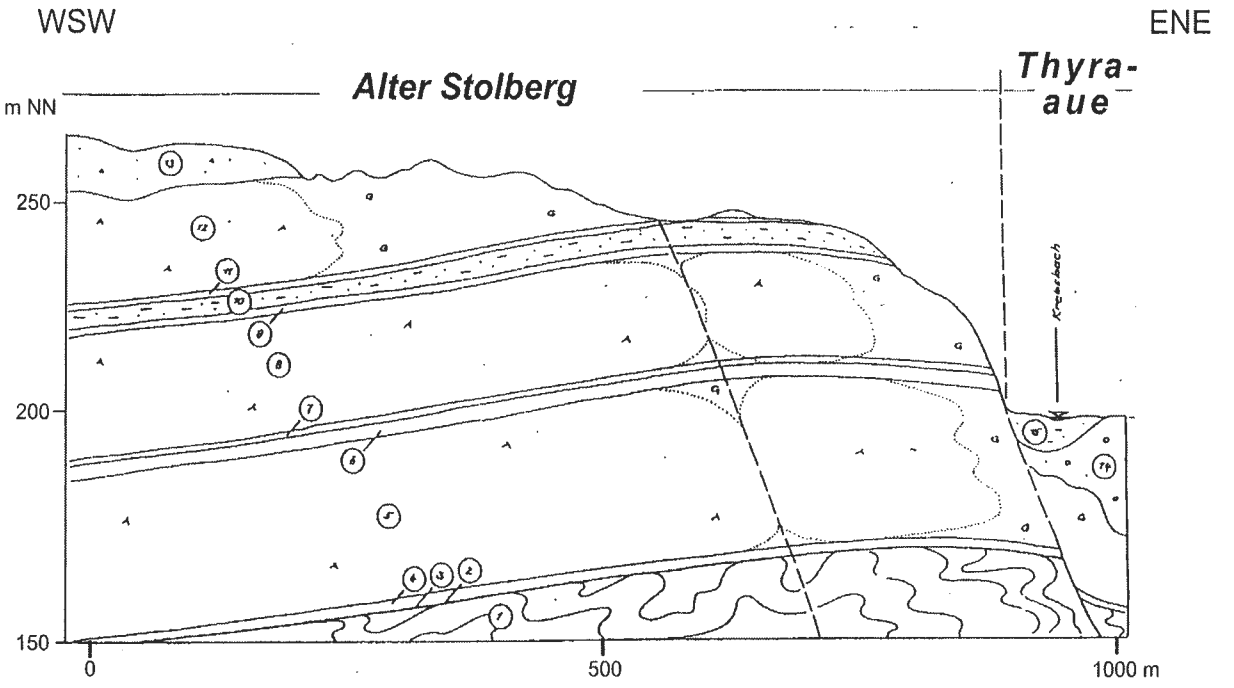
Die Gipslagerstätte war vor Beginn des Abbaus vollständig bewaldet. Nachbergbaulich wird ebenfalls Wald dominieren, dann aber mit einem merklichen Offenlandanteil. Die Rekultivierung ist seit 15 Jahren wesentlicher Bestandteil der tagebaulichen Arbeiten. Sie erfolgt u. a. durch eine entsprechende Böschungsgestaltung und den Auftrag von Unterboden als Grundlage für die Entwicklung einer hangstabilen Vegetation.

Durch Erkundungsbohrungen ist das vollständige stratigraphische Profil am Standort des Tagebaus Rottleberode bekannt. Das Profil beginnt mit Tonschiefern und Grauwacken der Harzgeröder Zone (Präsiles). Darüber folgen das Zechsteinkonglomerat und der Kupferschiefer sowie die weitere Zechsteinabfolge bis zum Hauptanhydrit. Das Profil endet im Unteren Buntsandstein (Abb. 12). Nur gelegentlich ist Löss auf der Hochfläche vorhanden. Das angrenzende Thyratal wurde seit dem Altpleistozän entlang einer Störung eingeschnitten (s. Halt 2). Am Nord- und Ostrand des Tales und am südlichen Talausgang sind noch alt- bzw. mittelpleistozäne Ober- und Mittelterrassen erhalten (vgl. Halt 2). Ab dem Jungpleistozän wurde das Tal durch Schotter der Niederterrasse und Auenlehm ausgefüllt.

Abfolge, Lithologie und paläogeographische Position der Zechsteinablagerungen

Der tiefere Teil der Werra-Folge (Z 1) ist bis zum vergipsten höheren Teil des Werra-Anhydrits nur durch Bohrungen aufgeschlossen. Der liegende Teil bis zum Top des Basalanhydrits wurde von KAISER (2002) anhand der Bohrung Rottleberode 3/1994 detailliert untersucht. Danach überlagert Kupferschiefer mit scharfer Grenze das Zechsteinkonglomerat. Der Kupferschiefer ist 24 cm mächtig und als dunkelgrauer bis schwarzer feinschichtiger bituminöser Tonmergelstein ähnlich ausgebildet wie der Kupferschiefer in der Sangerhäuser und Mansfelder Mulde. Der Zechsteinkalk war in dieser Bohrung 4,37 m mächtig und besteht fast zur Hälfte aus Dolomit. Eine Zonengliederung wie im Sangerhäuser Raum war nicht möglich. Die Mächtigkeit des Zechsteinkalkes nimmt nach Westen zu (in Ilfeld 5,60 m, Halt 4).

Der Werraanhydrit erreicht in der Bohrung eine Mächtigkeit von 72 m bzw. im Tagebau bis 80 m (Abb. 12), obwohl Werrasteinsalz hier fehlt. Im Werraanhydrit wurden von KAISER (2002) auch synsedimentäre Rutschungsgefüge sowohl im Tagebau als auch am Nordrand des Alten Stolbergs (Stollenanlage Stempeda) festgestellt.



Stratigraphie		Symbol	Mächtigk. (in m)	Nr.	Petrographie	
Holozän	jüngere Talbildungen	q	≤5m	**15**	Lehme	braun, sandig-kiesig, mit Geröllen paläozoischer Harzgesteine
Pleistozän	ältere glazigen-fluviatile Bildung.		≤50	**14**	Kiese	Braun, sandig-steinig, mit Geröllen paläoz. Harzgesteine und nordischen Materials, Lößlehmdecken
Buntsandstein	Unterer Buntsandstein	su	≤54	**13**	Ton- bis Feinsandsteine	rotbraune tonige Schluffsteine, häufig umgelagert mit chaotischem Gefüge
Leine-Folge (Z 3)	Hauptanhydrit	A3	50	**12**	Anhydrite	blaugrau, kaum geschichtet, mit karbonatischen Zonen, 10 % Karbonat, Ausstreichendes vergipst, **Nutzhorizont**
	Plattendolomit	Ca3	1,3	**11**	Dolomite	dunkelgrau, magnesitisch, plattig
	Grauer Salzton, oberer Teil	T3	4-7	**10**	Feinsandsteine	hellgrau-grüngrau, schluffig, kreuzgeschichtet
	Grauer Salzton, unterer Teil	T2r	1-3	**9**	Tonsteine	dunkelgrau-grüngrau, mit Fasergipslagen
Staßfurt-Folge (Z 2)	Sangerhäuser Anhydrit	SA	≤52 m	**8**	Anhydrite	dunkelgrau, ungeschichtet, nur 1-3 % karbonat. Beimengungen, Ausstreichendes vergipst, **Nutzhorizont**
	Basalanhydrit	A2	3	**7**	Anhydrite	hellgrau, deutlich geschichtet, >5%karbonat. Beimengungen, Ausstreichendes vergipst
	Stinkschiefer	Ca2	4-7	**6**	Mergelsteine	schwarzgrau-schwarzbraun, ebenschichtig, stark bituminös
Werra-Folge (Z 1)	Werraanhydrit	A1	80	**5**	Anhydrite	hell-/dunkelgrau, sehr verschieden geschichtet, mit Gipsblasten, 3-5 % karbonat. Beimengungen, Ausstreichendes vergipst, **Nutzhorizont**
	Zechsteinkalk	Ca1	4	**4**	Kalksteine	braungrau-dunkelgrau, wenig geschichtet
	Kupferschiefer	T1	0,3	**3**	Mergelstein	grauschwarz, geschichtet, buntmetallführend
	Zechsteinkonglomerat	C1	0,4	**2**	Konglomerate	hell-mittelgrau, sandig-kiesig, ungeschichtet
	Präsiles		>500	**1**	Tonschiefer, Grauwacken, grau, an Hangendgrenze oft gerötet	

Abb. 12: Gesteinsaufbau der Gips- und Anhydritlagerstätte Alter Stolberg, Rottleberode.

Gegenüber dem Vorkommen in Sangerhausen (Halt 1) ist die Mächtigkeit des Werraanhydrits in Rottleberode bereits deutlich erhöht. Im Bereich der Eichsfeldschwelle steigt die Mächtigkeit des Werraanhydrits an den Rändern bis auf 300 m an (Anhydritwälle). Die ursprünglich schmale Schwelle wird zu einer über 50 km breiten Anhydritplattform verbreitert, da sich die größten Mächtigkeiten der Sulfate über die ehemaligen Flanken der Ca1-Schwelle beckenwärts erstrecken (PAUL 1982, 1987; Abb. 13).

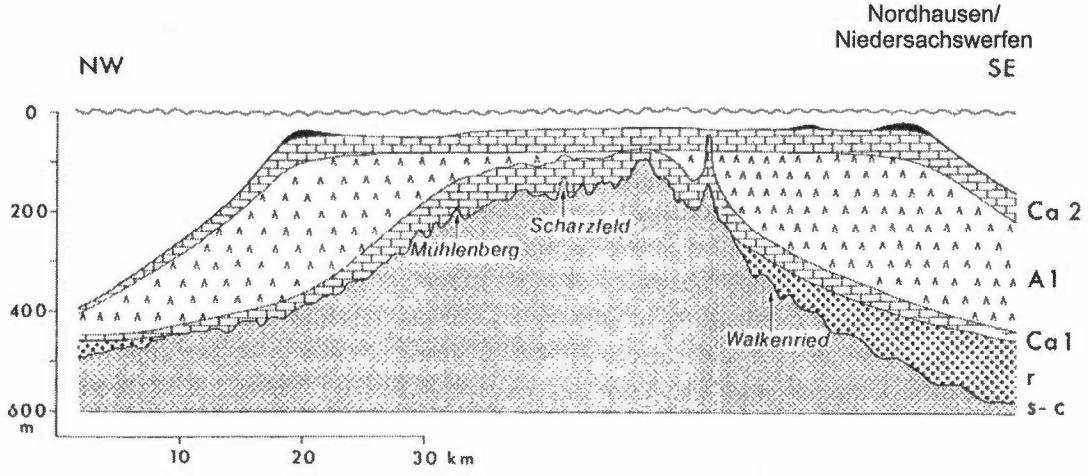


Abb. 13: Querprofil durch die Eichsfeld-Schwelle (aus PAUl 1982). Nordhausen lag während der Sedimentation des Staßfurt-Karbonats (Ca 2) an der östlichen Kante der Anhydritplattform.

Nach MEIER (1977) befindet sich der östliche Hang der Eichsfeld-Schwelle während des Oberen Werraanhydrits östlich von Nordhausen. Er ist durch gravitative Rutschungen und Sedimentumlagerungen gekennzeichnet. Distale Turbidite reichen noch einige Kilometer weiter in das Becken hinein. Die dolomitische Ausbildung des Zechsteinkalks, die deutlich größere Mächtigkeit des Werraanhydrits sowie die festgestellten Lagerungsstörungen im Werraanhydrit bestätigen, dass das Gebiet von Rottleberode zu dieser Zeit eine paläogeographische Lage zwischen Becken und Schwellenhang bzw. nahe dem Schwellenhang einnahm (KAISER 2002).

Die Staßfurt-Folge beginnt im Tagebau mit dem Staßfurt-Karbonat (Ca2), welches wie der Ca1 abhängig von der Position zur Schwelle deutliche fazielle Veränderungen aufweist. Im Becken ist der Ca2 als Stinkschiefer, am Hang als Stinkkalk bis Stinkdolomit und auf der Schwelle als Hauptdolomit ausgebildet (PAUL 1987, 1991; Abb. 14). Neben dem Einfluss der Topographie, bestimmten zyklische Meeresspiegelschwankungen die Sedimentation des Staßfurt-Karbonats (Strohmenger et al. 1998). Im Bereich Rottleberode liegt das Karbonat der Staßfurt-Folge als 4 bis 7 m mächtiger, fein- und ebenschichtiger stark bituminöser Mergelstein und damit in Stinkschiefer-Fazies vor. Ein etwas erhöhter Kalzitgehalt weist bereits auf Übergänge zum Stinkkalk (KAISER 2002). Nach den Ergebnisse der paläogeographischen Rekonstruktion im östlichen Thüringer Becken (PISKE et al. 1998, MERKEL et al. 1998) liegt Rottleberode im unteren Hangbereich (Abb. 15). Das Staßfurt-Karbonat ist ein wichtiges Mutter- und Speichergestein für die Erdöl-/Erdgasindustrie im NE-deutschen Becken.

Eine Regression am Ende der Ca2-Sedimentation leitete die sulfatischen Sedimentation des Basalanhydrits (A2) ein. Der helle, deutlich geschichtete Basalanhydrit ist in Bohrung Rottleberode 3/1994 2,5 m mächtig und konnte entsprechend JUNG (1960b) in drei Zonen untergliedert werden (KAISER 2002). Am Rand der Eichsfeld-Schwelle wächst die Mächtigkeit des Basalanhydrits weiter an, im Zentrum der Schwelle fehlt er (PAUL 1987).

Über dem Basalanhydrit folgt mit stark schwankender Mächtigkeit der Sangerhäuser Anhydrit, der in den Erkundungsbohrungen 34,4 m (Bohrg. 4/90) bzw. 52,7 m (Bohrg. 3/94) mächtig ist (GEITNER 2002). Der Sangerhäuser Anhydrit liegt in den von Ablaugung nicht betroffenen Gebieten normalerweise über dem Staßfurtsteinsalz bzw. zwischen dem Kaliflöz Staßfurt und dem Grauen Salzton (Südharz-Kalirevier). Dieser Anhydrit weicht somit von der normalen, progressiven salinaren Abfolge (Ton-Karbonat-Sulfat-Salz) ab, weshalb RICHTER (1942) von einer „rückläufigen Abscheidungsfolge" sprach.

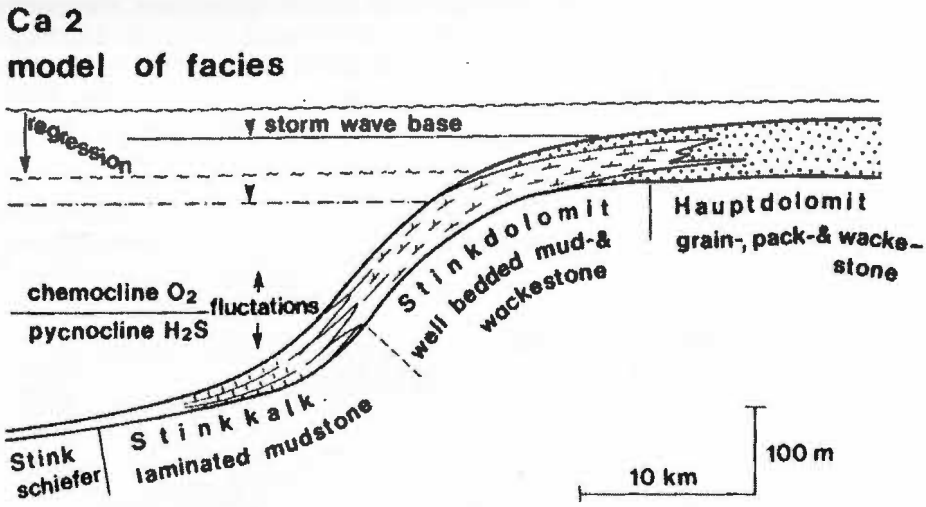


Abb. 14 Faziesveränderungen beim Staßfurtkarbonat (Ca 2) in Bezug zur paläogeographischen Position (aus PAUL 1991, Abb. 9).

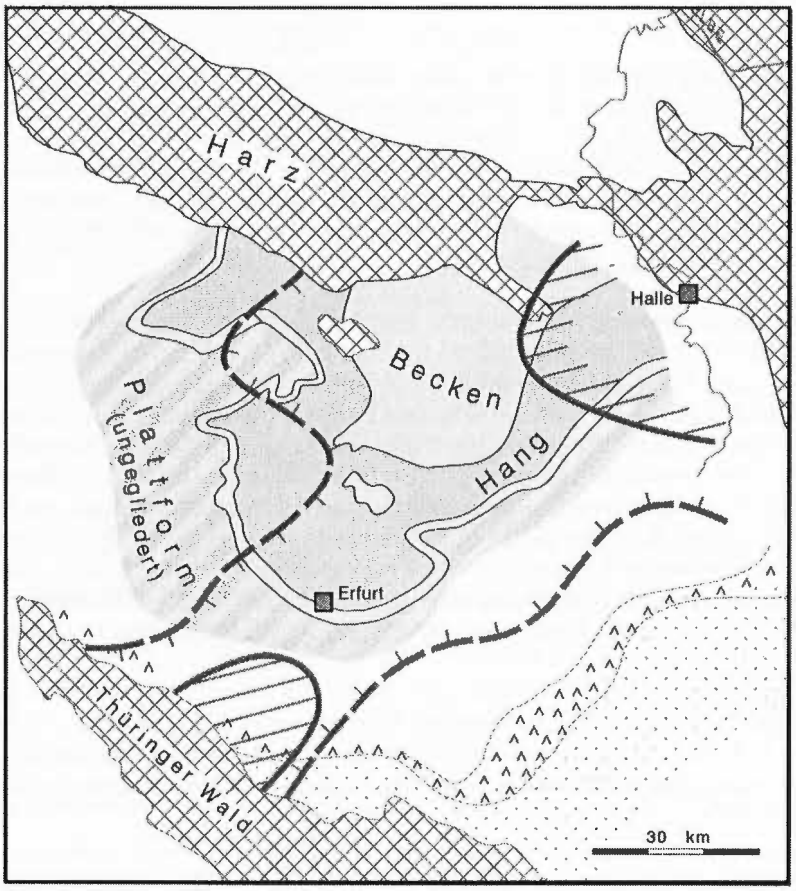


Abb. 15: Faziesverteilung des Staßfurtkarbonats (Ca 2) im Thüringer Becken (aus MERKEL et al. 1998, Abb. 5). Die Linien geben den Ausstrich von Karbon- und Unterrotliegendsedimenten unterhalb des Ca 2 an, die neben dem Ca 2 für die Bildung von Erdgas-/Erdöl ebenfalls als Muttergestein wirksam waren (s. Text).

Unter Sangerhäuser Anhydrit wird nach neueren Untersuchungen ein brekziöses Residualgestein verstanden, das durch Auslaugung von Anhydritlagen führenden Steinsalz- und Kalisalzserien entstanden ist (LANGBEIN 1984, 2001). Die Salzschichten werden durch Subrosion weggelöst, die Anhydritlagen bleiben erhalten, sinken ab, zerbrechen oder verstürzen, so dass sehr unterschiedliche Texturen entstehen können. Die Ablaugung des Salzes sowie die nachträgliche Verfestigung und Zementation des Rückstandsgesteins soll auch noch im Niveau des heutigen Salzspiegels stattfinden können (LANGBEIN 1984).

Der Sangerhäuser Anhydrit wird im Tagebau Rottleberode durch die „Weiße Grenzbank" abgeschlossen. Das ist eine 1-2 m mächtige Gipsrinde, die sich schichtparallel an der Oberfläche des Sangerhäuser Anhydrits ausgebildet hat (vgl. Abb. 12). In der Bohrung Rottleberode 3/1994 treten im höheren Teil des Sangerhäuser Anhydrits verstärkt Tonlagen auf, die Grenze zur darauf folgenden tonig-anhydritischen Wechselfolge des Grauen Salztons ist scharf (GEITNER 2002).

Der Graue Salzton wird im Tagebau in die tonig-anhydritische Wechselfolge (Grauer Salzton, unterer Teil, 6-8 m) und die tonig-sandige Wechselfolge (Grauer Salzton, oberer Teil, 6-9 m) untergliedert. Daran schließt sich die geringmächtige tonig-magnesitische Wechselfolge an (0,9-1,4 m), die als Leine-Karbonat (Ca 3) aufgefasst wird (Plattendolomit, Abb. 12). Unter dem Gesichtspunkt einer zyklischen Gliederung wird der untere, tonig-anhydritische Teil des Grauen Salztons als Oberer Staßfurtton zur Staßfurt-Folge gerechnet (LANGBEIN 1963). Die Leine-Folge setzt erst mit der tonig-sandigen Wechselfolge des Grauen Salztons ein.

Der Graue Salzton ist derzeit auch im Tagebau hervorragend aufgeschlossen. Der untere Teil, die tonig-anhydritische Wechselfolge, besteht aus einem grünlichgrauen schluffigen Tonstein, der zahlreiche Fasergipslagen enthält. Die sandig-tonige Wechselfolge besteht aus graugrünen Feinsandstein, der im unteren Bereich eben bis flach wellig geschichtet ist, im oberen Teil vor allem aus schluffigen, glimmerführenden Feinsandsteinen mit kleinmaßstäblicher Kreuzschichtung (Rippelschichtung) besteht. GEITNER (2002) konnte in der Bohrung 4/1990 im oberen Teil sieben zyklisch aufgebaute Lagen aushalten, die mit einer Brekzienlage beginnen, darüber folgt kreuzgeschichteter Feinsandstein und darüber Tonstein mit Gipskonkretionen. Die einzelen Lagen sind 15-55 cm mächtig und nicht immer vollständig ausgebildet. Hinsichtlich der Fazies handelt es sich bei der tonig-sandigen Wechselfolge um Schichtflutsedimente, die vermutlich unter unterschiedlich starken Strömungsbedingungen im sehr flachen Wasser abgelagert wurden. Die unterlagernde tonig-anhydritische Wechselfolge setzt ruhige Sedimentationsbedingungen in stehenden übersalzenen Gewässern voraus.

Den Abschluss der im Tagebau übertage aufgeschlossenen Zechsteinfolge bildet der Hauptanhydrit. Er ist bis 50 m mächtig und besteht aus einem blaugrauen kaum geschichteten Anhydrit, der karbonatreiche Lagen enthält. Im Gegensatz zu allen anderen Zechsteinanhydriten zeichnen sich die karbonatischen Lagen und Streifen durch sehr hohe Magnesitgehalte aus (JUNG & KNITZSCHKE 1961). Wie beim Plattendolomit weist das auf eine erhöhte Salinität hin.

Aus dem Vergleich von Profilen, die vom Beckenbereich der Sangerhäuser Mulde bis an die Eichsfeld-Schwelle reichten, konnte GEITNER (2002) vom Sangerhäuser Anhydrit an bis zum Hauptanhydrit keine signifikanten Unterschiede bezogen auf die paläogeographische Position feststellen. Offenbar lässt im höheren Zechstein der Einfluss der Schwelle zunehmend nach (PAUL 1993).

Halt 4: Aufschluss „Lange Wand" bei Ilfeld. C.-H. FRIEDEL & O. KÜHNE (Bergsicherung Ilfeld GmbH).

Die „Lange Wand" bei Ilfeld zählt zu den klassischen Aufschlusspunkten der Harzgeologie. In diesem Aufschluss wird „Porphyrit" des Unterrotliegend von den Basisschichten des Zechsteins überlagert. Die daraus resultierende Diskordanz (Erosionsdiskordanz) wurde den Saalischen Bewegungen zugeordnet (SCHRIEL 1922), die präziser zwischen dem Unterrotliegend und Oberrotliegend zu legen sind.

Das am südlichen Ortseingang von Ilfeld am Prallhang der Bere (Behre) aufgeschlossene Profil wurde bereits mehrfach beschrieben, die jüngsten Untersuchungen stammen von LISTEMANN (1987). LISTEMANN (1987) hat neben den übertägigen Aufschlüssen auch die hier nahe dem Ausbiss des Kupferschiefers vorhandenen untertägigen Aufschlüsse dokumentiert. Die nachfolgende Beschreibung des Zechsteinprofils basiert im Wesentlichen auf den Untersuchungen dieses Autors.

Der als Ilfelder „Porphyrit" bezeichnete Vulkanit ist chemisch ein Rhyodazit bis Rhyolith, der in Form von Laven und pyroklastischen Ablagerungen deckenartig ältere Gesteine überlagert (BÜTHE 1996, PAUL et al. 1997; Abb. 16). Für ein Unterrotliegendalter der Extrusiva gibt es nur wenige Anhaltspunkte. Sie ergeben sich aus dem vermutlich hochoberkarbonischen Alter der unterlagernden Schichten sowie aus dem an einem Gangrhyolith ermittelten Biotitabkühlalter von ca. 290 Ma (PAUL 1999).

Im Aufschluss lagert unmittelbar über dem Vulkanit Zechsteinkonglomerat, darüber folgt Kupferschiefer und dann Zechsteinkalk. Unterhalb der Zechsteinauflage ist das vulkanische Gestein gebleicht. Nach LISTEMANN (1987) ist das Zechsteinkonglomerat überwiegend grobsandig bis grobkiesig und besitzt ein karbonatisches Bindemittel. Das Liegende ist nicht aufgeschlossen. Der Kupferschiefer ist wie im Sangerhäuser Revier aufgebaut und konnte entsprechend dem Normalprofil im SE-Harz gegliedert werden (Feine Lette, grobe Lette usw., vgl. Halt 1). Lediglich die Mächtigkeit ist mit etwa 0,5 m gegenüber den Revieren im SE-Harz etwas erhöht (ca. 0,35-0,45 m, vgl. FREESE & JUNG 1965, Bild 4). Der darüber folgende Zechsteinkalk ist mit ca. 5,6 m (5,15 bis 5,8 m) ebenfalls mächtiger als im Zentrum der Mansfelder bzw. Sangerhäuser Mulde und auch etwas mächtiger als in Rottleberode (ca. 4,4 m). Die von LISTEMANN (1987) durchgeführte Zonengliederung des Zechsteinkalks zeigte, dass auch hier der Mächtigkeitsanstieg im Wesentlichen auf die Zone β beschränkt ist (Tab. 3). Der Zechsteinkalk besteht fast ausschließlich aus Dolomit, nur in Zone δ überwiegt Kalzit (LISTEMANN 1987, S. 25).

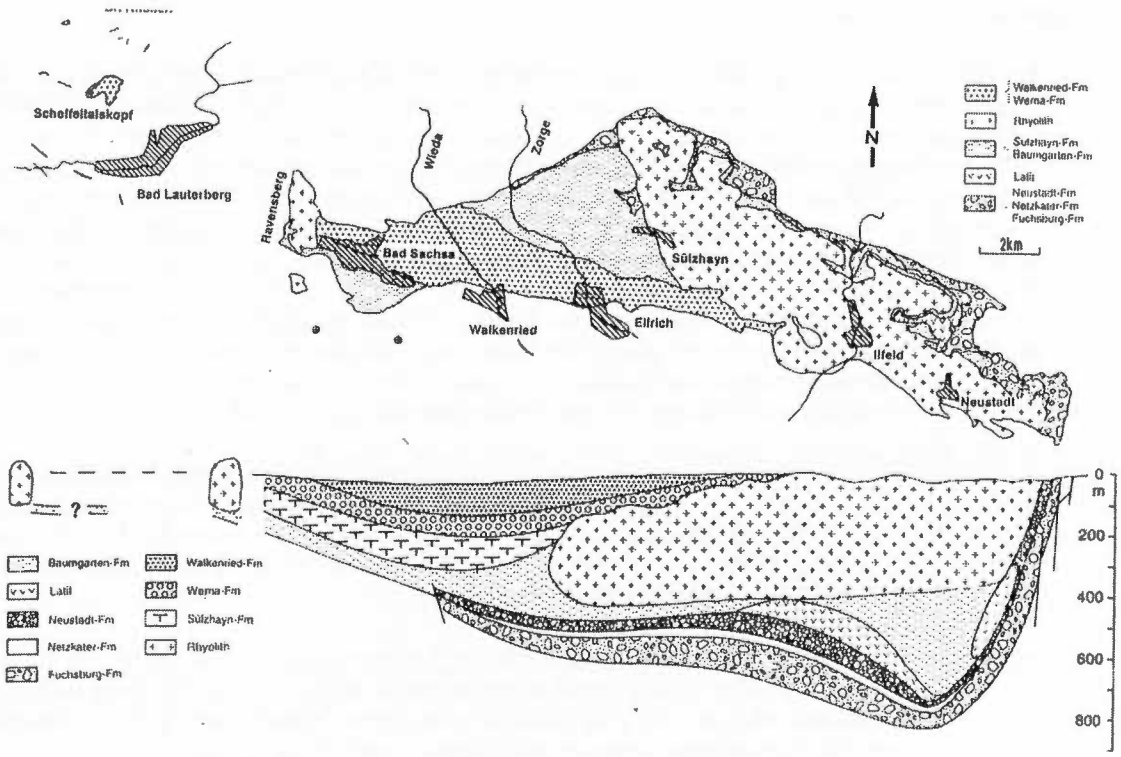


Abb. 16: Geologische Übersichtkarte und E-W-Profil vom Ilfelder Becken (aus PAUL et al. 1997).

Aus der etwas höheren Mächtigkeit des Kupferschiefers, besonders aber aus der dolomitischen Ausbildung und der Zunahme der Mächtigkeit des Zechsteinkalks im Vergleich zu den Mächtigkeiten im Becken und in Rottleberode (Ca 1: ca. 4,4 m) deutet sich bereits der Einfluss der Eichsfeld-Schwelle an.

Tab. 3: Mächtigkeit der einzelnen Zonen im Zechsteinkalk von Ilfeld (LISTEMANN 1987) im Vergleich zum SE-Harz (Zonengliederung und Mächtigkeiten nach JANKOWSKI & JUNG 1962). Der Zechsteinkalk von Ilfeld besteht fast nur aus Dolomit (s. Text).

Zonen	Subzonen	Mächtigkeit SE-Harz	Mächtigkeit „Lange Wand" Ilfeld
Zone α	A1 Dachklotz	0,15 - 0,2 m	0,2 m
	A2 Fäule	1,2 – 1,4 m	1,15 - 1,3 m
Zone β		stark schwankend (0,2 - 4,5 m)	2,6 - 2,70
Zone γ		0,15 - 0,20 m	0 - 0,30 m
Zone δ		0,6 – 0,8 m	0 - 0,30 m

Mit dem Zechsteinkalk endet das Zechsteinprofil im Aufschluss. Es folgen darüber nur noch Schotter der Oberterrasse. Das gesamte Gesteinspaket im Hangenden des Zechsteinkalkes bis zum Quartär ist infolge der Hebung des Harzes erodiert worden. In der näheren Umgebung reicht das Zechsteinprofil höher, ist aber auch hier durch Subrosion reduziert. Ausnahmen bilden der Werraanhydrit (A1) und das Staßfurtkarbonat (Ca 2). Das Ca 2 ist am Mühlberg bei Niedersachswerfen als Hauptdolomit in Rifffazies ausgebildet und kennzeichnet so die Lage der östlichen Schelfkante der Eichsfeld-Schwelle zu dieser Zeit (Abb. 13 und 15).

Tektonik

Unmittelbar nördlich des eigentlichen Aufschlusses „Lange Wand" befinden sich ehemalige Kupferschieferabbaue. Das Zechsteinprofil ist hier mehrfach tektonisch gestört („Rückenverwerfungen", vgl. Halt 1). Im dargestellten Beispiel ist der Kupferschiefer auf Zechsteinkalk ca. 1 m nach SW aufgeschoben, wobei die SE-NW-streichende Hauptstörung in einer frontalen Flexur ausläuft (Abb. 17).

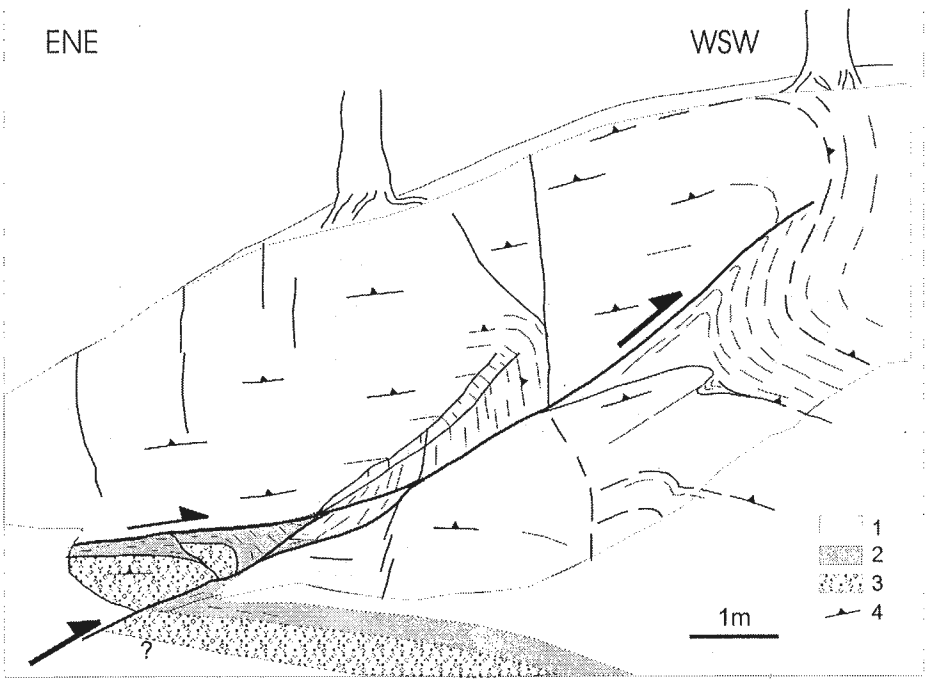


Abb. 17: SW-gerichtete Überschiebungstektonik wenige Meter nördlich vom Aufschluss „Lange Wand". 1: Zechsteinkalk, , 2: Kupferschiefer, 3: Zechsteinkonglomerat, 4: Schichtung.

An SE-NW- bzw. herzynisch streichenden Störungen dominieren bei der saxonischen Bruchtektonik NE-gerichtete Transportrichtungen. Die hier vorliegende SW-gerichtete Überschiebung kann durch die Harzhebung am Südharz verursacht sein, oder sie ist ein Sekundäreffekt nordgerichteter Tektonik.

Literatur

AUTORENKOLLEKTIV (1968): Lithologie, Paläogeographie und Metallführung des Kupferschiefers in der Deutschen Demokratischen Republik. – Geologie, **17** (6/7), 776-791.

AUTORENKOLLEKTIV (1988): Geowissenschaftliche Komplexuntersuchung Sangerhäuser Revier: Karte der Deformationsintensität im Suprasalinar. - Bericht, unveröff., VEB Geologische Erforschung und Erkundung, Halle/S.

BECKER, F. (2002): Zechsteinkalk und Unterer Werra-Anhydrit(Zechstein 1) in Hessen: Fazies, Sequenzstratigraphie und Diagenese. – Geol. Abh. Hessen, **109**, 231 S.

BLUMENSTENGEL, H. (1999): Mikropaläobotanische Untersuchung von Tertiärsedimenten aus der Bohrung BK 61/99. - Bericht, unveröff., 2 S., Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt, Halle/S.

BÜTHE, F. (1996): Struktur und Stoffbestand des Ilfelder Beckens. – Braunschweiger geowiss. Arb., **20**, 119 S.

BÜTHE, F. & WACHENDORF, H. (1997): Die Rotliegend-Entwicklung des Ilfelder Beckens und des Kyffhäusers: Pull-Apart-Becken und Rhomb-Horst. – Z. geol. Wiss., **25** (3/4), 291-306.

BÜTHE, F. & WACHENDORF, H. (1997): Die Rotliegend-Entwicklung des Ilfelder Beckens und des Kyffhäusers: Pull-Apart-Becken und Rhomb-Horst. – Z. geol. Wiss., **25** (3/4), 291-306, Berlin.

FALK, F., ELLENBERG, J., GRUMB, E.& LÜTZNER, H. (1980): Zur Sedimentation des Rotliegenden im Nordteil der Saale-Senke - Brachwitzer und Eislebener Schichten. - Hall. Jb. f. Geowiss., **5**, 77-88, Gotha/Leipzig.

FREESE, C.& JUNG, W. (1965): Über die Rotfärbung der Basalschichten des Zechsteins (Rote Fäule) und ihre Beziehung zum Nebengestein im südöstlichen Harzvorland. - Freib. Forschungshefte, **C 193**, 9-23.

FRYBERGER, S.G., AL-SARI, A.M. & CLISHAM, T. (1983): Eolian dune, interdune, sand sheet, and siliciclastic sabkha sediments of an offshore prograding sand sea, Dhahran area, Saudi Arabia. - Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **67** (2), 280-312.

GEITNER, J. (2002): Fazies des Sangerhäuser Anhydrits bis Hauptanhydrits (Zechstein) am Südharz. - Diplomarbeit, unveröff.; Univ. Halle, 73 S., 6 Anh., Halle/Saale.

GERLACH, R. (1992): Kluftgebundene Mineralisation im subsalinaren Tafeldeckgebiirge des Harzvorlandes – Lagerstättentyp Mansfelder Rücken. – Z. geol. Wiss., **20** (3), 233-238.

GERLACH, R. & KNITZSCHKE, G. 1978: Sedimentationszyklen an der Zechsteinbasis (Z1) im südöstlichen Harzvorland und ihre Beziehungen zu einigen bergtechnischen Problemen. – Z. angew. Geol., **24**, 214-221.

GLENNIE, K.W. (1972): Permian Rotliegendes of Northwest Europe interpreted in light of modern desert sedimentation studies.- Amer. Assoc.. Petroleum Geologists Bull., **56** (6), 1048-1071.

HECKNER, J. (2000): Stellungnahme zur Erdfall- und Senkungsgefährdung am Standort der geplanten Brücke über das Thyratal. - Bericht, unveröff., 2 S., 2 Anl.; Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt, Halle/S.

HUG, N. (2004): Sedimentgenese undPaläogeographie des höheren Zechstein bis zur Basis des Buntsandstein in der Hessischen Senke. Geol. Abh. Hessen, 113, 238 S.

JUNG, W. (1958): Zur Feinstratigraphie der Werraanhydrite (Zechstein 1) im Bereich der Sangerhäuser und Mansfelder Mulde. – Geologie, **7**, Beih. 24, 1-88, Berlin.

JUNG, W.(1960a): Die Sedimentationsverhältnisse während des Oberrotliegenden und Zechsteins im SE-Harzvorland. – Z. angew. Geol., 6 (12), 598-604.

JUNG, W. (1960b): Zur Feingliederung des Basalanhydrits (Z 2) und des Hauptanhydrits (Z 3) im SE-Harzvorland. - Geologie, **9**, 526-555, Berlin.

JUNG, W. & KNITZSCHKE, G. (1960): Kombiniert-feinstratigraphisch-geochemische Untersuchungen der Anhydrite des Zechsteins 1 im SE-Harzvorland. – Geologie, **9**, 58-72.

JUNG, W. & KNITZSCHKE, G. (1961): Kombiniert feinstratigraphisch-geochemische Untersuchungen des Basalanhydrits (Z 2) und des Hauptanhydrits (Z 3) im SE-Harzvorland. – Geologie, **10**, 288-301.

KAISER, D. (2002) Fazies des basalen Zechsteins (Zechsteinkonglomerat bis Basalanhydrit) am Südharz. Diplomarbeit, unveröff., Univ. Halle/S., 130 S., 4 Anh.

KAUTZSCH, E. (1953): Tektonik und Paragenesen der Rücken im Mansfelder und Sangerhäuser Kupferschiefer. – Geologie, **2**, 4-24.

KLEDITZSCH, O. & KURZE, M. (1993): Ergebnisse petrographischer Untersuchungen an Sandsteinen des tieferen Oberrotliegenden im Raum Altmark/Westmecklenburg. – Geol. Jb., **A 131**, 141-178.

KNAAK, I. (1970): Ingenieurgeologisches Gutachten für ein Kraftwerk im Raum Berga-Kelbra. - Bericht, unveröff., 20 S., 7 Anl., VEB Geologische Erforschung und Erkundung, Halle/S.

KNITZSCHKE, G., GERLACH, R. & HÄCKER, H.-A. (1981): Verbreitung und Aufbau von Sandstein-Anschwellungen (Z1S) im Sangerhäuser Lagerstättenrevier. – Z. angew. Geol., **27** (10), 473-480, Berlin.

KOCUREK, G. & NIELSON, J. (1986): Conditions favourable for the formation of warm-climate aeolian sand sheets. – Sedimentology, **33**, 795-816.

KRIEBEL, U. (1967): Das Grauliegende und die Zechstein-Basissedimente im südöstlichen Harzvorland. – Geologie, **16** (4), 414-425; Berlin.

KURZE, M. (1961): Die Eislebener Schichten und das Weißliegende im Nordteil der Sangerhäuser Mulde. – Z. angew. Geol., **7**, 8, 413-415,, Berlin

LANGBEIN, R. (1963): Geochemische Untersuchungen an Salztonen des Zechsteins im Südharz-Kalirevier. – Chemie der Erde, **23**, 1-70.

LANGBEIN, R. (1984): Über subrosionsbedingte Gefüge in Anhydrit- und Gipsgesteinen. – Z. geol. Wiss., **12** (3), 349-362.

LANGBEIN, R. (2001): Über interessante Gips- und Anhydrit-Gefüge.- Exkf. 11.Jahreshauptvers. Thür. geol. Verein, 41-48.

LISTEMANN, H. (1987): Beiträge zur Lithologie und zu den Lagerungsverhältnissen der Schichtenfolge an der "Langen Wand" bei Ilfeld.- Diplomarbeit, unveröff., Univers. Greifswald, 53 S., 3 Anl.

LÜTZNER, H., ANDREAS, D., MÄDLER, J., MICHEL, J., VOIGT, H., WERNEBURG, R., JUDERSLEBEN, G. & KATZSCHMANN, L. (2003): Permosiles. – In: SEIDEL, G.: Geologie von Thüringen. - 215-301.

MEIER, R. (1977): Turbidite und Olisthostrome – Sedimentationsphänomene des Werra-Sulfats (Zechstein 1) am Osthang der Eichsfeld-Schwelle im Gebiet des Südharzes. – Veröff. Zentr.-Inst. Physik d. Erde, **50**, 45 S. und Anhang.

MERKEL, D., BEHLA, S. & KARNIN, W.-D. (1998): Beckenentwicklung und Kohlenwasserstoffpotential. - Geol. Jb., **A 149**, 235-253

MITTAG, A. (2000): Baugrundgutachten für die Brücke über das Thyratal. - Bericht, unveröff., 39 S., 9 Anlagen; GuD Geotechnik und Dynamik Consult GmbH, Leipzig-Berlin.

PAUL, J. (1982): Zur Rand- und Schwellenfazies des Kupferschiefers. – Z. dt. geol.Ges., **133**, 571-605.

PAUL, J. (1987): Exkursion F. Der Zechstein am Harzrand: Querprofil über eine permische Schwelle. In: Kulick, J. & Paul, J. (Eds.): Int. Symp Zechstein 87, Exkf. II, 193-276; Wiesbaden.

PAUL, J. (1989): Exkursion 3: Rotliegendes und Zechstein am Harzsüdrand. – Exkf. 141. Hauptvers. Dt. geol. Ges., 97-138.

PAUL, J. (1991): Zechstein carbonates - marine episodes of a hypersaline sea. – Zbl. Geol. Paläont., Teil 1, 1991, H. 4, 1029-1045.

PAUL, J. (1993): Anatomie und Entwicklung eines permotriassischen Hochgebietes: die Eichsfeld-Altmark-Schwelle - Geol. Jb., **A131**, S. 197-218, Hannover.

PAUL, J. (1999): Evolution of a Permo-Carboniferous basin: the ilfeldbasisn andits relationship to adjoining Permo-Carboniferous structures in Central Germany. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **214** (1/2), 211-236.

PAUL, J., WAGNER, K. & WESLING, C. (1997): Lithostratigraphie und Fazies des Ilfelder Beckens (Permokarbon, Harz): Freib. Forschungsh., **C 466**, 109-153.

PISKE, J., RASCH, H.-J. & WALDMANN, R. (1998): Paläogeographie des Staßfurtkarbonates im Ostteil des Thüringer Beckens. – Geol. Jb., **A 149**, 129-143

PÖHLIG, C. (1986): Sedimentologie des Zechsteinkalks unddes Werra-Anhydrits (Zechstein 1) in Südostniedersachsen. – Gött. Arb. Geol. Paläont., **30**, 99 S.

RENTZSCH, J. & FRANZKE, H.J. (1997): Regional tectonic control of the Kupferschiefer mineralization in Central Europe. – Z.geol. Wiss., 25 (1/2), 121-139.

RENTZSCH, J., FRANZKE, H.J. & FRIEDRICH, G. (1997): Die laterale Verbreitung der Erzmineralisationen im deutschen Kupferschiefer. – Z. geolö. Wiss., 25 (1/2), 141-149.

RICHTER, G. (1942): Sangerhäuser Anhydrit, eine Sondererscheinung im Zechsteinprofil des Südostharzes. – Ber. Reichsamt Bodenforsch., H. 4/6, 77-85, Wien.

RICHTER-BERNBURG, G. (1955):Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins. – Z. deutsch. geol. Ges., **105**, 843-854.

RICHTER-BERNBURG, G. (1987): Das sogenannte Zechsteinkonglomerat und die Grenze Rotliegend-Zechstein. - Geol. Jb. Hessen, **115**, 117-129.

RIEKE, H. (2001): Sedimentologie, Faziesarchitektur und Faziesentwicklung des kontinentalen Rotliegenden im Norddeutschen Becken (NEDB). STR, 01/14, Potsdam.

SCHIEMENZ, S. (1953): Schotteranalyse des Porphyrkonglomerates im obersten Rotliegenden des östlichen Harzvorlandes. – Hall. Jb. mitteldt. Erdgesch., Abh., **2**, 3-27; Halle/S.

SCHMIDT, H. (1963): Lithologische und sedimentpetrographische Untersuchungen der Eislebener Schichten in den Grubenfeldern der Kupferschieferschächte in der Mansfelder und Sangerhäuser Mulde. – Diplomarbeit, unveröff.; Univ. Halle/S., 138 S., 5 Anl., Halle/S.

SCHNEIDER, J. & GEBHARDT, U. (1993): Litho- und Biofaziesmuster in intra- und extramontanen Senken des Rotliegend (Perm, Nord- und Ostdeutschland). – Geol. Jb., **A 131**, 57-98, Hannover.

SCHRIEL, W.(1922): Alte und junge Tektonik am Kyffhäuser und Südharz. – Abh. Preuß. Geol. LA, N.F. **93**, 66 S.

STEDINGK, K. (in Vorb.): Erze und Spate - in: Geologie von Sachsen Anhalt, Kap. 6.5, 14 S.

STEDINGK, K., RENTZSCH, J., KNITZSCHKE, G., SCHENKE, G., HEINRICH, K. & SCHEFFLER, H. (2002): Potenziale der Erze und Spate in Sachsen-Anhalt.- In: STEDINGK, K.: Rohstoffbericht 2002. – Mitt. Geol. Sachsen-Anhalt, Beiheft 5, 75-131.

STEINER, W. (1966): Das Rotliegende des Ilfelder Beckens und seine Beziehujgen zu den benachbarten Rotliegend-Vorkommen. – Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., A Geol. Paläont., **11** (1/2), 67-118.

STROHMENGER, C., ROCKENBAUCH, K. & WALDMANN, R. (1998): Fazies, Diagenese und Reservoirentwicklung des Zechstein 2-Karbonats (Ober-Perm) in Nordostdeutschland. – Geol. Jb., **A 149**, 81-113.

ZIEGLER, T. (2004): Der Röhrigschacht - Eine Führung durch das Bergbaumuseum und Schaubergwerk. – Veröff. Bergbaumuseum Röhrigschacht Wettelrode, 60 S.

Franckesche Stiftungen zu Halle (Foto: S. Wansa, 2006)