Geologische Exkursion der Geologischen Guppe des Naturwissenschaftlichen Vereins in Hamburg

vom 15. bis 22. Juni 2012

in das untere Unstruttal und das mittlere Saaletal zwischen Freyburg und Saalfeld sowie das Thüringer Schiefergebirge zwischen Bad Blankenburg und Steinheid und zur Nordrandstörung des Thüringer Waldes bei Ilmenau

Führung:
Dr. Wolfgang Biewald & Gunter Braniek
Organisation:
Dr. Wolfgang Linz

Baustein und Bauwerk im Saaletal – die Rudelsburg bei Bad

Version 00

INHALT

7 Teilnehmer

8 Einführung

12 Buntsandstein und Muschelkalk im mittleren Saalegebiet - eine Einleitung

13 Das geologische Umfeld der Naumburg-Freyburger Mulde

14 Ehem. Steinbruch Zscheiplitz

17 Freyburg an der Unstrut und die Rotkäppchen-Sektkellerei

21 Steinbruch Kalkwerk Kösen

24 Kloster und Landesschule Schulpforta

26 Bad Kösen

27 Die Geschichte der Rudelsburg und der Burg Saaleck

28 Geologischer Lehrpfad Bad Kösen-Rudelsburg-Saaleck

31 Das Madalenién von Saaleck

32 Himmelreich

33 Exkursion durch den Steinbruch Steudnitz

38 Wichtige Gesteinstypen der Wellenkalkfazies

39 Weg im Wasserriß nach Dornburg

40 Die Dornburger Schlösser

43 Weimar und Ehringsdorf

43 Die „Große Parkhöhle“ unter dem Park an der Ilm

47 Geologie der Travertinlagerstätte Ehringsdorf

48 Das Standardprofil der Travertinlagerstätte Ehringsdorf

50 Zur Entstehung der einzelnen Schichten des Ehringsdorfer Travertinprofils

54 Stadtführung in Jena

54 Exkurs: Buntsandstein und Muschelkalk um Jena

56 Zweiter Geologischer Lehrpfad in Jena

57 Die Teufelslöcher

58 Die Mittlere Horizontale – ein abenteuerlicher Wanderweg

59 Das Pennickental

61 Die Weihestätte der Berg-, Burg- und Waldgemeinden auf dem Hausberg

62 Vier mittelalterliche Wehranlagen auf dem Hausberg bei Jena

63 Der erste Geologische Lehrpfad in Jena vom Hausberg zur Schillstraße

66 Die Leuchtenburg-Störung bei Kahla

68 Die Leuchtenburg

69 Bergsturz Dohlenstein

71 Jagdanlage Rieseneck

73 Der Herzogstuhl

74 Riffe und Gipse des Zechstein bei Pößneck und Krölpa

76 Orlamünde – das thüringische Bethlehem: Stadt im Buntsandstein

78 Ilmenau – Roda

80 Halde des Kupferschieferschachtes „Getreuer Friedrich“

82 Eisenbahnbrücke Ilmenau – Roda

83 DB - Haltestelle Ilmenau-Roda

84 Ausblick vom Kupferberg

85 Trinkwassertalsperre Leibis/Lichte

89 Schloss Schwarzburg

90 Klosterruine Paulinzella

92 Das Pumpspeicherwerk Goldisthal

96 Das Grubental

97 Parkplatz Schule Goldisthal

97 Geologisches Naturdenkmal (GND) Rotseifenbergsporn

97 Das GND Rotseifenberg-Melaphyr

98 GND Neuhammer Aufschiebung

100 Am „Weißen Haus“ von Scheibe-Alsbach

101 Sandsteinbrüche vom Sandberg bei Steinheid

103 Literatur

Programm für die Geologisch-Kulturhistorische Exkursion der Geologischen Gruppe des Naturwissenschaftlichen Vereins in Hamburg in die Umgebung des Mittleren Saaletales zwischen Freyburg/U. und dem Schwarzatal sowie Ilmenau vom 15. bis 22. Juni 2012

Freitag, 15. Juni

Anreise von Hamburg nach Freyburg/U.
14.00 Uhr:
ehem. Muschelkalk-Steinbruch Zscheiplitz mit Kalkofen
16.15 Uhr:
Besuch der Sektkellerei „Rotkäppchen“ in Freyburg
Weiterfahrt nach Jena (Quartiernahme im „Best Western-Hotel“)

Sonnabend, 16. Juni

8.30 Uhr:
Abfahrt nach Bad Kösen über Camburg
9.30 Uhr:
Besuch des aktiven Muschelkalksteinbruchs mit pleistozänen Deckschichten in Bad Kösen-Lengefeld
Fahrt zum Kloster Schulpforta (12.00 Uhr: Führung durch die Schule)
14.00 Uhr
Rückfahrt nach Bad Kösen
Wanderung Borlachschacht u. Gradierwerk, dann zur Rudelsburg und Burg Saaleck
Rückkehr mit der Saaleschifffahrt nach Bad Kösen
Transfer nach Jena (Mittagspause: Park Schulpforta)

Sonntag, 17. Juni

8.30 Uhr:
Abfahrt nach Dorndorf
9.00 Uhr:
Besuch des aktiven Muschelkalksteinbruchs Dorndorf-Steudnitz
11.30 Uhr:
Aufgang über Wasserriß (ehem. Coelestinfundstelle) nach Dornburg zu den Schlössern (Besichtigung Bauhaus-Werkstatt, jetzt Töpferei)
14.00 Uhr:
Fahrt nach Weimar
Besuch der Parkhöhlen
Wanderung durch den Park an der Ilm über das Deutsche Bienenmuseum in Obeweimar nach Weimar-Ehringsdorf (Besuch des Forschungspfeilers im Travertin-Steinbruch)
Transfer nach Jena (Mittagspause: Park Dornburg)

Montag, 18. Juni

8.30 Uhr:
Stadtführung in Jena
Busfahrt (Linie 41) nach Wöllnitz (Teufelslöcher)
11.00 Uhr:
Wanderung über die mittlere Horizontale ins Pennickental (2. Geologischer Lehrpfad Jena - Fürstenbrunnen - Steinkreuz - Fuchsturm - Abstieg in die Stadt auf dem 1. Geologischen Lehrpfad Jena) (Mittagspause: Über dem Pennickental)

Dienstag, 19. Juni

8.30 Uhr:
Abfahrt nach Kahla
9.30 Uhr:
Seitenroda
Abstieg von der Leuchtenburg entlang des Bergsturzes Dohlenstein nach Kahla (Grabenstruktur der Leuchtenburg-Störung)
11.30 Uhr:
Fahrt von Kahla nach Hummelshain (Jagdanlage Rieseneck)
14.30 Uhr:
Fahrt über Pößneck nach Krölpa (Gipse und Riffe des Zechstein, Besuch Gipsbruch maxit)
16.30 Uhr:
Rückfahrt nach Jena über Orlamünde (Wanderung durch die Oberstadt, dann entlang von Buntsandsteinaufschlüssen hinunter zur Unterstadt)
Transfer nach Jena (Mittagspause: Jagdanlage Rieseneck)

Mittwoch, 20. Juni

8.00 Uhr:
Abfahrt Jena
9.00 Uhr:
Ilmenau Roda (Pinge Kupferschieferschacht, Halden des Altbergbaues, Subrosion unter der Eisenbahnbrücke Ilmenau-Roda, Grenze Rotliegend/Zechstein, Gipse und Plattendolomit des Zechstein)
11.20 Uhr:
Fahrt nach Oberweißbach (Bergbahn)
13.00 Uhr:
Fahrt zur Talsperre Leibis
15.30 Uhr:
Fahrt zum Schloss Schwarzburg
Transfer nach Jena

Donnerstag, 21. Juni

8.00 Uhr:
Abfahrt Jena
9.00 Uhr:
Ankunft in Paulinzella
9.30 Uhr:
Abfahrt nach Goldisthal, Infozentrum des Pumpspeicherwerkes, ICE-Neubaustrecke im Grubental
12.15 Uhr:
Weiterfahrt zum Rastplatz Rotseifenberg an der Umgehungsstraße nach Scheibe-Alsbach (GND Rotseifenbergsporn, Rotseifenberg-Melaphyr, Neuhammer-Aufschiebung)
Fahrt zum Oberbecken des PSW
14.00 Uhr:
Abfahrt nach Scheibe-Alsbach (Zechstein-Vorkommen auf dem Hauptkamm des Thüringer Waldes)
15.30 Uhr:
Fahrt nach Steinheid (Sandberg mit Flächenresten des Buntsandstein
17.15 Uhr:
Bohlen bei Saalfeld (Grenze Devon/Karbon und Großfalten) - Transfer nach Jena

Freitag, 22. Juni

8.00 Uhr:
Abfahrt nach Naumburg (Stadtführung Naumburg und Besichtigung Dom)
Rückreise nach Hamburg

Teilnehmer:

Amend, Marianne	Telefon: 040-596119
Bohlmann, Renate	Telefon: 040-8300466
Brasch, Ilse	Telefon: 040-6563694
Callsen, Edda	
Callsen, Hans Christian	Telefon: 040-5382302
Heinze, Cilli	
Heinze, Dr. Peter	Telefon: 0351-8806787
Hoffmeister, Ursula	Telefon: 040-444605
Holl, Dr. M.-L.	
Holl, Dr. Alfred	Telefon: 040-5366465
Hübner, Petra	
Hübner, Rolf	Telefon: 04103-88683
Keuchel, Karen	Telefon: 040-5514409
Linz, Renate	
Linz, Dr. Wolfgang	Telefon: 040-7926043
Meyer, Gesche	Telefon: 040-812358
Rudolph, Lothar	Telefon: 04103-84663
Schmidt, Gesa	Telefon: 040-814913
Schwanke, Marianne	Telefon: 04154-82117
Staack, Renate	Telefon: 040-7600541
Thode, Ursula	
Thode, Uwe	Telefon: 040-5553540
Dozenten:	
Dr. Wolfgang Biewald	Telefon: 03641-820301
Gunter Braniek	Handy: 0174-3441111

Fahrer:
Hans- Hermann Ivens, Fa. Lampe Reisen

Organisation:	
Dr. Wolfgang Linz	Handy: 0176-27235626

Einführung

Bemerkungen zur regionalgeologischen Stellung und zum erdgeschichtlichen Werdegang zu den Exkursionsgebieten Mitteleres Saaletal, östliches Thüringer Becken, Thüringer Schiefergebirge und NE-Randstörung des Thüringer Waldes

Die landschaftliche und kulturräumliche Vielfalt Thüringens, des "Grünen Herzens Deutschlands", wird durch einen mannigfaltigen Wechsel der Oberflächengestalt entscheidend geprägt, in dem sich der Formenreichtum des geologischen Untergrundes widerspiegelt. Dieser ist das Ergebnis einer viele Jahrmillionen andauernden erdgeschichtlichen Entwicklung im Wechselspiel der endogenen (erdinneren) Kräfte wie Gebirgsbildung und Magmatismus und der exogenen (äußeren) Prozesse von Verwitterung und Abtragung.

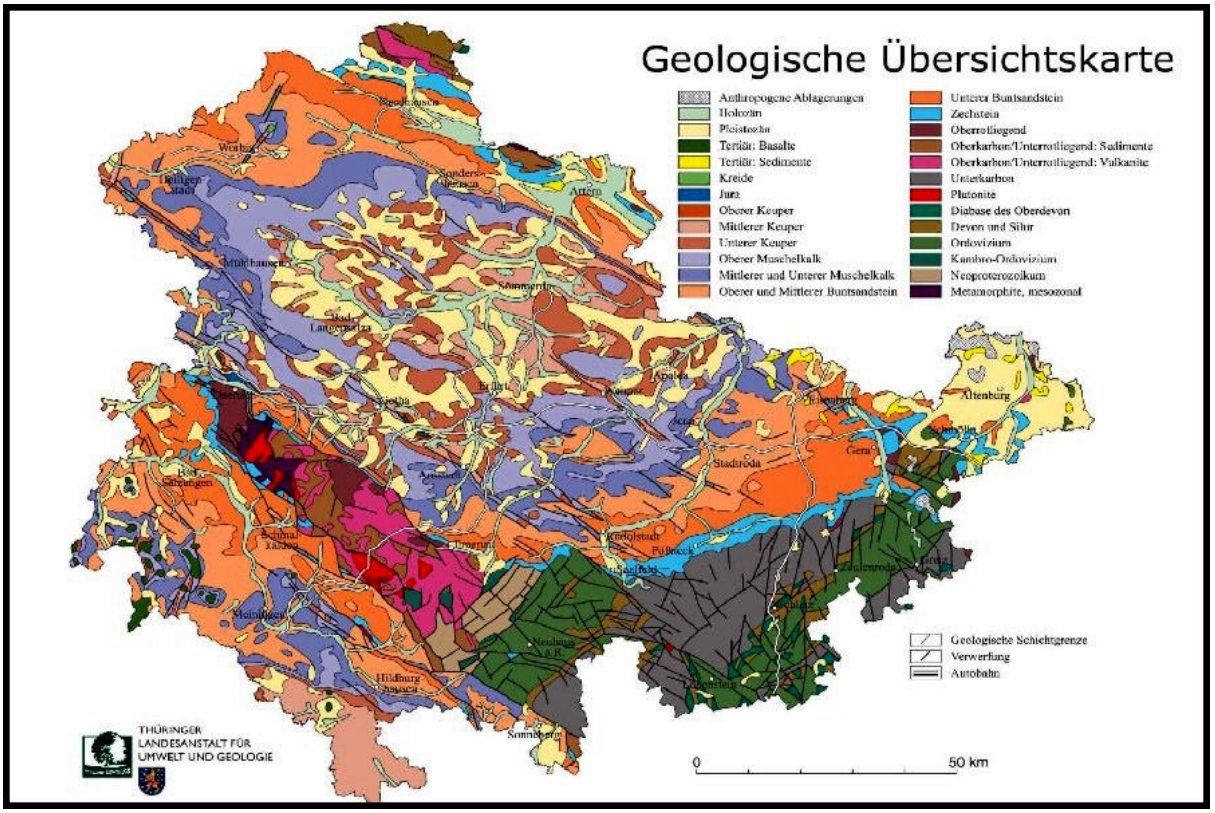

Abb.2 Geologische Karte des Exkursionsgebietes (Ausschnitt der geologischen Karte in WEBER (1955): Einführung in die Geologie Thüringens)

Thüringens heutige Landoberfläche ist das Ergebnis tertiärer und quartärer Reliefentwicklung, die von der unterschiedlichen Verwitterungsbeständigkeit der vielfältigen, erosiv angeschnittenen geologischen Einheiten und Strukturen wesentlich beeinflusst wird. Die obere Erdkruste gliedert sich im Thüringer Raum in mehrere Strukturstockwerke. Sie werden durch verschieden alte Schichtenfolgen, unterschiedliche tektonische Prägung sowie verschiedenen, diagenetischmetamorphen Beanspruchungsgrad gekennzeichnet.

In vertikaler Abfolge sind zu unterscheiden:

<u>alpinotyp gefaltetes Grundgebirgsstockwerk</u>
(Proterozoikum – hohes Unterkarbon: Thüringer Schiefergebirge)

<u>Molassestockwerk mit Übergangsmerkmalen</u>
(Oberkarbon-Unterperm: Thüringer Wald)

<u>germanotyp beanspruchtes Tafeldeckgebirgsstockwerk</u>
(Oberperm-Tertiär: Thüringer Becken, Südthüringer Triastafel)

<u>auflagerndes Lockergesteinsstockwerk</u>
(Quartär)

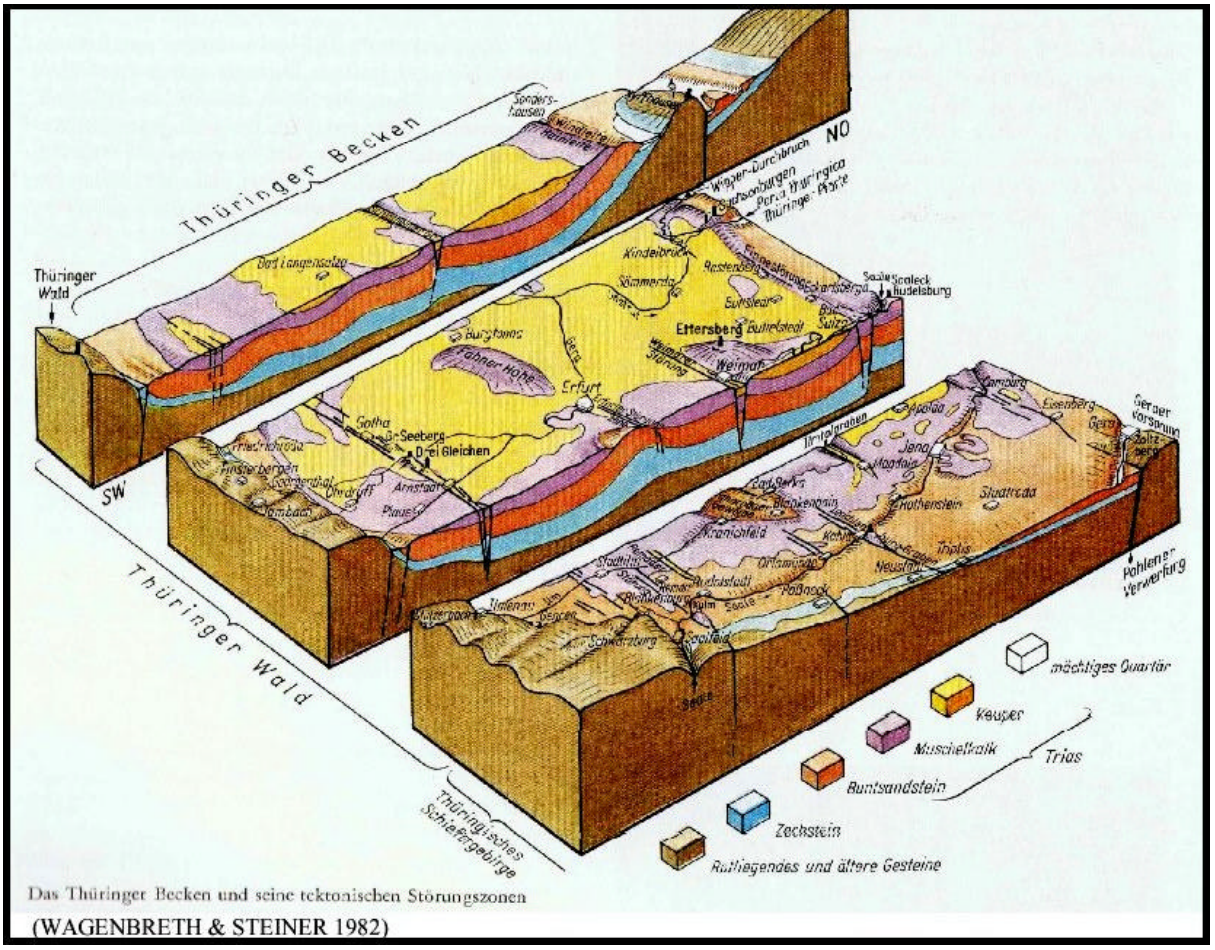

Abb. 3 Das Thüringer Becken und seine tektonischen Störungszonen (Wagenbreth & Steiner 1982)

Der 1.Teil der Exkursion widmet sich, ausgehend vom Unteren Unstruttal, den geologischen verhältnissen der Gesteine von Muschelkalk, buntdsandstein und Zechstein sowie den Ablagerungen des Quartär entlang der mittleren Saale im Südteil von Sachsen-Anhalt (Naumburger Mulde) und dem östlichen Teil des Thüringer Beckens bis zu dessen südlicher Zechsteinumrandung.

Der 2.Teil der Exkursion führt in das Thüringer Schiefergebirge (Exkursionspunkte Trinkwassertalsperre Leibis-Lichte und Pumpspeicherwerk Goldisthal), eine regionale Einheit der alten, neoproterozoisch-altpaläozoischen Gesteinsserien Thüringens, de

Bestandteil der durch saxonische Bruchtektonik exhumierten variszischen Rumpffläche sind. Thüringer Schiefergebirge und Thüringer Wald bilden einen Nordwest-Südost verlaufenden Mittelgebirgszug, der zwischen Hessischem Bergland und Fichtelgebirge vermittelt.

Wie auf der geologischen Karte Thüringens zu erkennen, ähnelt dieser Gebirgskomplex, der seine Vorländer im Schnitt um 300-400 m überragt, einen nach NW gerichteten Keil mit breit auslaufender Basis. Auf der Linie Sonneberg - Greiz ist er ca. 80 km, zwischen Eisfeld und Gehren nur noch 15 km breit, um sich schließlich bei Eisenach auf 3 - 5 km zu verringern.

Der Grundgebirgsaufbruch des Thüringer Schiefergebirges taucht im NW etwa entlang der Linie Gehren-Schönbrunn z.T. störungsgebunden (Möhrenbacher Störung, Langeberg Störung) unter das Molassestockwerk des Thüringer Waldes, im Osten unter das Permokarbon der westsächsischen Vorerzgebirgssenke ab. Gegen das Thüringer Becken wird es im Norden durch eine NW-SE verlaufende Randstörung zwischen Bad Blankenburg und Saalfeld abgeschnitten und senkt sich weiter südöstlich bruchlos in monoklinaler Lagerung unter den WSW-ENE streichenden Zechsteingürtel von Saalfeld-Pößneck-Triptis. Im SW bildet die auch orographisch markante, lineamentäre Störungszone der „Fränkischen Linie" die Grenze zum Tafeldeckgebirge der Süddeutschen Großscholle.

Im Thüringer Schiefergebirge sind die ältesten Gesteine Thüringens aufgeschlossen. Es handelt sich um mächtige, nur auf den ersten Blick monotone und schwer differenzierbare flyschartige Tonschiefer-Grauwackenfolgen des Proterozoikums (älter als 545 Mill. Jahre), in die nicht selten Zeugen vielfältiger magmatischer Aktivitäten eingeschaltet sind. Diese Schichtpakete entstanden in dem distalen Sedimentationsraum (Tiefseebecken) an der Peripherie des Großkontinentes Gondwana. Hier lagerten sich große Sedimentmengen durch Trübe- oder Turbititströme in Form mächtiger Tiefseefächer ab, in denen sich je nach Transportenergie gröbere (Grauwacken) oder feinere (Tonschlamm) Sedimentteile absetzten. In welcher Form sich in dieser Schichtfolge intraproterozoische bzw. die in verschiedenen anderen Gebieten Mitteleuropas zum Abschluß des Proterozoikums nachweisbaren Deformationen (Faltung, Regionalmetamorphose) widerspiegeln, ist noch nicht eindeutig geklärt und wird gegenwärtig neu diskutiert.

Das Altpaläozoikum beginnt mit fast ausnahmslos amagmatischen tonig-sandigen Flachmeersedimenten des Kambroordoviziums. Erst ab dem Silur mit seinen relativ geringmächtigen sapropelitischen Ablagerungen und dem lithologisch bunt ausgebildeten Devon mit basischen Initialvulkaniten setzte mit dem Thüringischen Trog eine deutlich geosynklinale Entwicklung ein. Vom Oberdevon an weisen lateraler Faziswechsel und durch Krustenbewegungen induzierte Sedimentationslücken auf Einengung und Differenzierung dieses Sedimentationsraumes hin. Im Dinant kam es zu verstärkter Schwellenbildung und damit verbunden zum Einsatz der Flyschsedimentation. Gegen Ende des Dinant begann im Obervisé mit der sudetischen Phase die bis zur asturischen Phase im Westfal andauernde, variszische Tekto- und Morphogenese.

Eingebunden in überregionale Mikroplattenkonvergenzen zwischen den alten Kontinenten Baltica und Gondwana erfasste diese vor etwa 325 Mio. beginnende Gebirgsbildung die gesamte, bisher beschriebene, ca. 7000 m mächtige Sedimentfolge

samt den eingeschalteten Magmatiten und schob sie auf 50 -75% ihrer ursprünglichen Breite zu NE/ SW- streichenden, vorwiegend SE- vergenten Großfaltenelementen der 10 km-Dimension zusammen, von denen im Thüringer Schiefergebirge die folgenden Strukturen aufgeschlossen sind:

Schwarzburger Antiklinorium
(angeschnitten Proterozoikum bis Oberdevon)

Ostthüringer (Teuschnitz-Ziegenrücker) Synklinorium
(Dinant: Kulmflysch)

Bergaer Antiklinorium
(Kambrium bis Oberdevon)

Vogtländisches Synklinorium
(Dinant)

Neben der Einengung durch Faltung war die Entstehung eines charakteristischen Trennflächengefüges eine weitere Folge der variszischen Tektogenese. An erster Stelle ist hier die für die Namensgebung "Schiefergebirge" verantwortliche Schieferung im unmittelbaren Anschluss an die Faltung zu nennen. Darunter ist eine, dem Gestein unter tektonischem Druck und erhöhten Temperaturen nachträglich aufgeprägte Spaltbarkeit in ebene Platten oder Tafeln zu verstehen, die ihre Entstehung orientiertem Kristallwachstum meist tafeliger Minerale senkrecht zur Hauptdruckrichtung (Kristallisationsschieferung) oder auch deren mechanischer Einregelung (Druck- oder Quetschschieferung) verdankt. Ebenfalls im Zuge der Einengung und damit an der Geometrie der Faltungsdeformation orientiert, bildete sich ein für das Schiefergebirge typisches Kluft- und Störungsgefüge heraus.

Mit der Auffaltung des variszischen Gebirges setzte zugleich auch seine Abtragung infolge von Verwitterung und vorwiegend fluviatilem Transport ein. Nach ca. 70 Mio. Jahren am Ende der Rotliegendzeit (Unterperm) hatten die abgetragenen Gesteinsmassen die weitgespannten spätvariszischen Innen- und Vorgebirgssenken mit zumeist rotgefärbten Trümmergesteinen verfüllt. Zu Beginn der Zechsteinzeit (vor ca. 260 Mill. Jahren) war das Gebirge soweit eingeebnet, dass als Folge epirogener Absenkungen ganz Mitteleuropa allmählich von einem Flachmeer überflutet werden konnte.

Es folgte mit dem Zechstein und der Trias erneut eine Zeit, in der sich in Thüringen mächtige, flach lagernde Sedimentfolgen (Kalk-, Salz- und Gipsgesteine, Sand- und Tonsteine) des Tafeldeckgebirgsstockwerks gebildet haben. In Jura und Kreide lag Thüringen im flachmarinen Faziesbereich. Im Verlauf der Oberkreide wurde es allmählich Festland und damit Abtragungsraum. In diesem Zeitraum begann die Faltung und Heraushebung der Alpiden. Als Fernwirkung kam es in Mitteleuropa zu bruchtektonischen, den sogenannten saxonischen oder germanotypen Bewegungen, in deren Gefolge das Thüringer Schiefergebirge und der sich nordwestlich anschließende Thüringer Wald (Exursionspunkte im Raum Ilmenau-Roda) aus ihrer mesozoischen Überdeckung um 1000-3000 m herausgehoben worden sind.

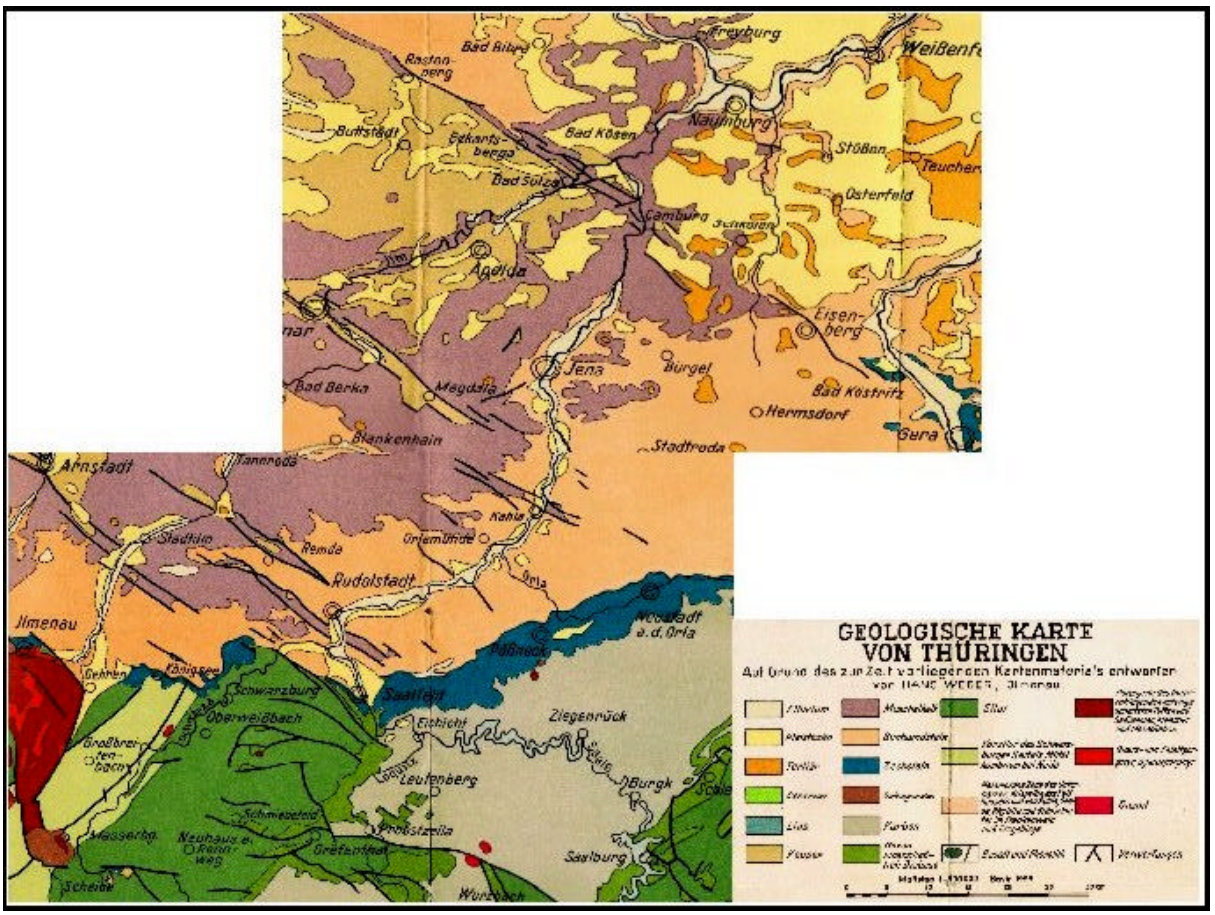

Abb.4 Geologische Karte des Exkursionsgebietes. Ausschnitt der geologischen Karte in WEBER (1955) : Einführung in die Geologie Thüringens

15.Juni 2012

Anreise von Hamburg nach Freyburg/U. - 14.00 Uhr: ehem. Muschelkalk-Steinbruch Zscheiplitz mit Kalkofen - 16.15 Uhr: Besuch der Sektkellerei „Rotkäppchen“ in Freyburg - Weiterfahrt nach Jena (Quartiernahme im „Best Western-Hotel“)

Buntsandstein und Muschelkalk im mittleren Saalegebiet - eine Einleitung

Die Trias des Thüringer Beckens ist durch faziell sehr abwechslungsreiche Sedimente gekennzeichnet, die in einem flachen Epikontinentalbecken, dem nördlichen Peri-Tethysbecken, abgelagert wurden. Marin-karbonatische, fluviatile, äolische und lakustrine Ablagerungen des ariden Klimabereiches treten in zyklisch gegliederten Abfolgen in erstaunlich lateraler Konstanz auf. Die Ablagerungsserie vom oberen Zechstein zum Unteren und Mittleren Buntsandstein hat zunächst einen regressiven Charakter von marinen zu kontinentalen Ablagerungen. Im Folgenden ist ein transgressiver Trend von den gemischt kontinentalen und marinen Ablagerungen des Oberen Buntsandstein zum eingeschränkt marinen bis vollmarinen Muschelkalk zu beobachten. Im östlichen Teil des Thüringer Beckens und im Süden Sachsen-Anhalts ist diese Sedimentationsgeschichte triassischer Ablagerungen in zahlreichen instruktiven Aufschlüssen dokumentiert. Neuere stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen in diesem Raum haben den Kenntnisstand der klassischen Germanischen Trias wesentlich erweitert und das Bild der Triasablagerungen präzisiert, aber auch viele neue Fragen aufgeworfen.

Im Rahmen der Exkursion sollen Aufschlüsse im Buntsandstein und Muschelkalk vorgestellt werden, welche stratigraphisch wie regional eine Schlüsselposition für die Germanische Trias und deren Ablagerungsbedingungen darstellen.

Zur Trias-Zeit lag Mitteleuropa zwischen 30° und 40 ° nördlicher Breite am Nordrand des Tethysmeeres, das sich in die geschlossene Landmasse der Pangäa erstreckte. Die Lage im Inneren des Superkontinents Pangäa und nördlich der innertropischen Konvergenzzone lässt auf ein arides Klima schließen, das saisonal durch monsungesteuerte Regenzeiten abgeschwächt wurde. Das nördliche Peri-Tethysbecken, das sog. Germanische Becken, erstreckte sich von England bis Polen und von der südlichen Nordsee bis in die Nordschweiz. Es entstand nach der variszischen Gebirgsbildung ab dem obersten Karbon und Perm. Sein Zentrum lag in Norddeutschland und nahm bis ins Känozoikum bis zu 10 km Sedimente auf, davon allein bis zu 3 km Triasablagerungen. Das Becken war zur Trias-Zeit fast vollständig von Erosionsgebieten umgeben und hatte nur über schmale Pfortenregionen zeitweise Verbindung mit der Tethys. Ab dem Oberen Buntsandstein waren dies die Karpaten- und Schlesisch-Mährische Pforte im Südosten. Ab dem höheren Unteren Muschelkalk (Pelson) bestand eine zusätzliche Verbindung über eine südwestliche Pfortenregion, die sog. Burgundische Pforte. Diese Pforte war auch im Oberen Muschelkalk offen, während im Südosten keine Verbindung mehr zur Tethys bestand.

Das Thüringer Becken stellt ein klassisches Untersuchungsgebiet der Germanischen Trias dar. Noch vor der Definition der Trias durch Friedrich August von ALBERTI (1834) wurde dort bereits von Georg Christian FÜCHSEL (1761) *Sandgebürg* und *Muschelkalch* als stratigraphische Einheiten des *Flötzgebürges* beschrieben. Heute hat die Germanische Trias den lithostratigraphischen Rang einer Supergruppe, die aus den drei Gruppen Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper besteht. Jede wird in drei Untergruppen geteilt (z.B. Unterer, Mittlerer, Oberer Buntsandstein), die ihrerseits aus mehreren Formationen und Subformationen mit einzelnen Members bestehen (VOIGT et al. 2002, GÖTZ 2005).

Das geologische Umfeld der Naumburg-Freyburger Mulde

Die Naumburger Mulde befindet sich regionalgeologisch im Tafeldeckgebirge. Die Region baut sich aus Ablagerungen mit einem Alter von 300 Mio. (Perm) bis zur heutigen Zeit (Quartär) auf. Zur Ablagerung kamen mächtige Sedimentstapel klastischer (z.B. Sandstein, Tonstein) und chemischer (z.B. Gips, Kalk) Festgesteine sowie tertiärer (z.B. Schluff, Kohle) und pleistozäner Lockergesteine (z.B. Kies, Sand, Löß). Diese Schichten haben eine Gesamtmächtigkeit von nehezu 10 km. Durch tektonische Prozesse und Störungen (z.B. an der südlich gelegenen aktiven Finne-Störung) befinden sich im mitteldeutschen Raum des Germanischen Beckens geologische einheiten verschiedenen Alters direkt nebeneinander. Durch den Druck während der Hebungsphasen der Alpen, die vor ca. 70 Mio. Jahren begannen, zerbrachen die Gesteine oder wurden gegeneinander verschoben. Je nach Untergrund ist die Region in größere und kleinere Mulden und Sattel gegliedert. Ohne direkten Versatz schwankt die Lagerung der Horizonte um ca. 100 Höhenmeter. Durch Grundwassereinfluss können Sulfate (Gipse) und Salze des Perm und der Trias ausgelaugt sein und die Mulöden bilden. Im Freyburger Raum hat sich das Unstruttal in die Schichten des Unteren und Mittleren Muschelkalk eingearbeitet. Die Gesteine des Muschelkalk waren einst wichtige Rohstoffressourcen der Region.

Ehem. Steinbruch Zscheiplitz

Beschreibung: Vom Weingut Pawis her führt ein Wanderweg direkt in den Bruch. Ein großer Teil des um 200x200 m großen Geländes wird von Abraumhalden eingenommen, die guten Profilanschnitte finden sich am Weg Richtung Kalkofen. Hier sind um 6-7 m Profil in nahezu senkrechten Wänden erschlossen. Das Zscheiplitzer Profil ist aus mehreren Gründen besonders interessant: Es ist zunächst vielfach in der Literatur als Referenzprofil für eine schon tief einsetzende Dolomitisierung benutzt worden. Die Dolomitisierung beginnt schon wenige Dezimeter über der unteren Schaumkalkbank im Wellenkalkmittel zur oberen Bank und erfasste natürlich auch die obere Schaumkalkbank. Man erkennt den Beginn des dolomitischen Profilabschnittes im Aufschluß am Farbumschlag von grau zu fahl gelblich.

Die Zscheiplitzer Brüche haben früher aber auch einen wesentlichen Teil der seltenen und bekannten Fossilien des Schaumkalkes der Region geliefert – auch wenn das in der Literatur häufig unter dem Fundort Freyburg firmiert. Zahllose schöne Exemplare von *Chelocrinus carnalli* stammen von dort, ferner wichtige Nautiliden und Ammoniten: *Pleuronautilus, Parapinacoceras, Judicarites* u.a. Dazu kommen zahlreiche Zähne und Knochen diverser Reptilien: *Placodus, Nothosaurus, Mixosaurus* etc. Viel Material ist in die Sammlungen der Universität Halle gegangen und dort Ende des 19.Jh. vor allem von Karl v. FRITSCH bearbeitet und publiziert worden.

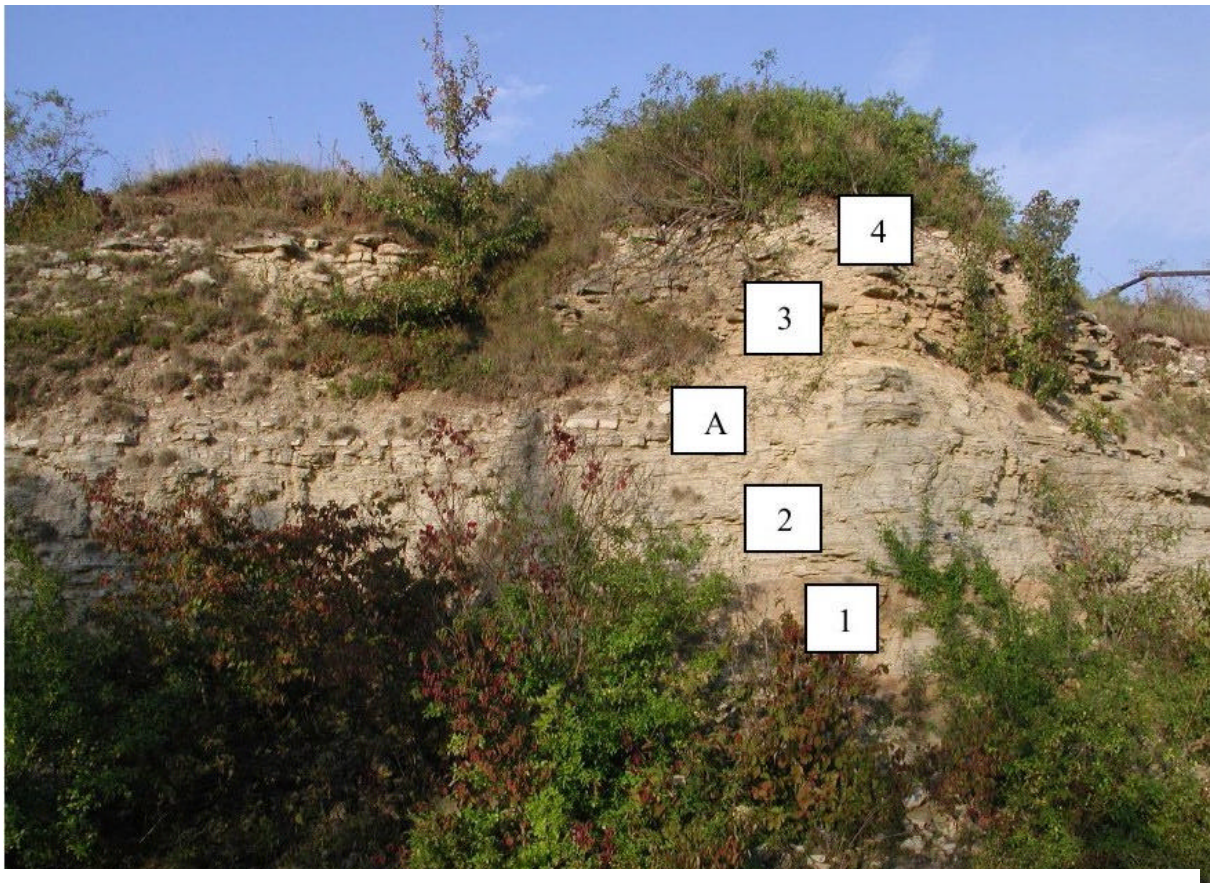

Abb.5 Aufschlußwand am Kalkofen

1: Untere Schaumkalkbank, 2: Wellenkalkmittel zur oberen Schaumkalkbank mit "Pflastersteinbank" (A), 3: dolomitisierte obere Schaumkalkbank und 4: basaler Bereich der Unteren Dolomite (Orbicularisschichten). (Foto: A. MÜLLER)

Die untere Schaumkalkbank erreicht im Zscheiplitzer Profil etwas mehr als 2 m Mächtigkeit. Sie fußt auf einem glasharten Hartgrund (von den Arbeitern früher als „Glasbank“ bezeichnet, anderwärts als „Pflasterstein“). Der Schaumkalk enthält zahlreiche Hartgründe und zerfällt durch dünne Fugen in mehrer Bänke, oft mit interner Schrägschichtung. Zahlreiche Fossilien sind im Anschnitt zu erkennen, darunter häufig die Trochiten von *Chelocrinus carnalli*. Als der Abbau noch im Gange war (Ende vor etwa 30 Jahren), wurden auf freigelegten Hartgrundflächen Dutzende von Haftscheiben von *Chelocrinus* beobachtet. Einzelne Exemplare der Seelilie erreichten mehr als 1 m Stiellänge.

In dem über der unteren Schaumkalkbank folgenden ca. 4,5 m Wellenkalkmittel zur oberen Schaumkalkbank finden sich einige festere Bänkchen mit welliger Dachfläche und HCS-Schichtung (Sturmschichten oder Tempestite). Das Profil setzt mit einer festeren Bank um ca. 1 m Mächtigkeit fort. Sie setzt mit einer feinkonglomeratischen Basis von einigen cm Dicke ein und zeigt Andeutungen einer Schrägschichtung. Es ist die dolomitisierte obere Schaumkalkbank, sie hat durch die Dolomitisierung einen wesentlichen Teil ihres Fossilinhaltes und ihrer primären Struktur verloren. Phosphatische Wirbeltierreste (Knochen und Zähne von Reptilien und Fischen) haben die Dolomitisierung jedoch unbeschadet überstanden. Sie finden sich vor allem in der feinkonglomeratischen Basis der Bank, darunter nicht selten Zähne und Schuppen des Schmelzschuppen-Fisches *Nephrotus chorzowiensis*. Nach dem Erliegen des Steinbruchbetriebes sind heute keine spektakulären Fossilfunde mehr zu erwarten. Im Geröll der Abraumhalden lassen sich jedoch immer noch gute Funde machen. Besondere Aufmerksamkeit verdient die konglomeratische Basis der oberen Schaumkalkbank mit ihren Vertebratenresten.

Abb.6 Historischer Kalkbrennofen

Der alte Kalkofen kurz vor dem Steilhang zum Unstruttal ist Zeugnis für die frühere Bedeutung des Steinbruchbetriebes. Mit einer längst demontierten Seilbahn zum Bahnhof Balgstädt (die Bergstation befand sich neben dem Kalkofen) wurde das Material abtransportiert. Der Schaumkalk ist ein hochprozentiger, reiner Kalk (über 95% Kalziumkarbonat) und ergibt einen sehr guten Branntkalk, der früher unter anderem auch in der Zuckerindustrie genutzt wurde (Raffinade von Weißzucker). Vom Steilhang am Kalkofen hat man einen sehr schönen Blick in das Unstruttal. Unterhalb des eigenen Standpunktes liegen sehr gute, aber schwer begehbare Aufschlüsse in der Terebratel- und Oolithbank-Zone (GAUPP,R.; VOIGT,T. & LÜTZNER,H. (1998): *Exkursionsführer zur Trias-Tagung,* Halle/Saale).

Der Kalkbrennofen

Kalkstein ist Ausgangsstoff verschiedenster Produkte und hat nicht nur als Baugestein Bedeutung. Weitere Anwendungen findet er als Dünger, Mörtel, Farbe, zur Desinfektion, als Futterzuschlag oder Zuschlagstoff bei der Zuckerproduktion. Besonders reine Kalke mit hohem Calciumcarbonat-Anteil, wie der Schaumkalk, sind dafür am besten geeignet. Beim Abbau und Zurichten der Werksteine anfallende Reste des Schaumkalks wurden daher nicht als Abraum be-

seitigt, sondern fanden Verwendung bei der Herstellung von Branntkalk. So finden sich in nächster Nähe der größeren Abbaustandorte Brennöfen zur Weiterverarbeitung.

Der aus Schaumkalk gemauerte Rundbau hat einen Durchmesser von 3,5 Meter und stammt aus dem Jahr 1933. Der erhaltene Teil stellt nur den unteren Bereich mit der Befeuerung dar. Gut zu sehen sind die roten Veränderungen durch Hitzeeinwirkung im Bereich der Luke. Insgesamt hatte der Ofen eine Höhe von 20 Metern. Der eigentliche Brennraum bestand aus einem Stahlzylinder mit drei Zügen zur Belüftung. Die Beschickung des Ofens mit Kalk (bis 20 cm Kantenlänge) erfolgte mittels Schrägförderanlage und Lore (Gleise im Boden). Um den chemischen Prozeß in Gang zu setzten, waren Temperaturen von ca. 1000 °C nötig, die mit Koksbefeuerung erreicht wurden. Das Brennen nahm dabei längere Zeit in Anspruch und geht mit einem Volumenverlust einher. Dabei verliert das Karbonat im Kalk (CaCO3) das Kohlendioxid (CO2) und es entsteht Branntkalk (Calciumoxid - CaO). Nach dem Ablöschen mit Wasser kann dieser z.B. als Kalkmörtel oder Farbefarbe verwendet werden.

Der Abtransport erfolgte mit Loren auf einer Rampe direkt hinter dem Kalkofen über den Steilhang zur Unstrut und dort auf Lastkähne. Mit dem Rückgang der Schiffahrt errichtete man eine Seilbahn, die den Kalk zur Bahnverladung nach Balgstädt transportierte. Es wurde aber auch Kalkstein für die Kalkbrennereien in Weißenfels und Bad Dürrenberg verschifft. Die Anlage war bis in die 1960er Jahre in Betrieb. (Quelle: Informationstafel)

Abb. 7 Ehem. Klosterkirche des Klosters Zscheiplitz

Die erste urkundliche Erwähnung des Ortes Zscheiplitz datiert auf das Jahr 1085. Der dort aufgeführte Name *Sciplice* deutet auf eine slawische Ortsgründung. In einer *Burg Weißenburg* genannten Residenz lebte hier von 1041 bis 1085 Pfalzgraf Friedrich III. von Sachsen. Nach dessen Tod wurde die Burg durch die Witwe Friedrichs, Adelheid († 1110), die inzwischen Ludwig den Springer geheiratet hatte, 1089 in das *Benediktinerinnenkloster St. Bonifacius* auf dem Berg *St. Martini* umgewandelt, von dem heute nur noch die Klosterkirche aus dem 12. Jahrhundert übrig geblieben ist. 1813 ließ Napoléon Bonaparte den Ort durch seine Truppen besetzen, nachdem sie nach ihrer Niederlage in der Völkerschlacht bei Leipzig hier vorbeizogen und von hier aus von den Preußen mit Kanonen beschossen worden waren. In der seit 1985 durch die *Interessengemeinschaft Klosterkirche Zscheiplitz (IGZ) (ab 1995: Kloster Zscheiplitz-Klosterbrüder e.V.)* renovierten Klosterkirche des früheren mittelalterlichen Benediktinerinnenklosters, die einen guten Ausblick auf das Unstruttal, das Schloss Neuenburg (Freyburg) sowie das Schloss Balgstädt bietet, finden regelmäßig Konzerte statt.

Abb.8 Weingut Pawis auf dem zugehörigen Rittergut

Abb.9 Blick von der ehem. Weissenburg bei Zscheiplitz auf das Unstruttal und Freyburg

Freyburg an der Unstrut und die Rotkäppchen-Sektkellerei

Abb.10 Stadtkirche Freyburg / Unstrut

Freyburg liegt an einer Biegung der Unstrut, die an dieser Stelle ein tief eingeschnittenes Tal bildet. Da die Unstrut im Wesentlichen von West nach Ost verläuft, bieten sich durch die dadurch vorhandenen geschützten Südhänge in Verbindung mit den kalkhaltigen Böden ideale Weinanbaubedingungen.

Die Geschichte Freyburgs beginnt mit der um 1090 auf einem Berg östlich der heutigen Stadt erbauten Neuenburg, einer weiträumigen romanischen Anlage mit Bergfried ("Dicker Turm"). Der Ort Freyburg wurde 1203 erstmals urkundlich erwähnt und erhielt 1261 das Stadtrecht. Freyburg hat eine mehr als 1000-jährige Geschichte des Weinbaus, ist seit 1999 *Staatlich anerkannter Erholungsort* und darf sich zudem *Jahn- und Weinstadt* nennen, da Friedrich Ludwig Jahn, der *Turnvater Jahn*, ab 1839 in Freyburg lebte und 1852 hier gestorben ist.

Die Brüder Moritz und Julius KLOSS gründen zusammen mit ihrem Freund Carl FOERSTER am 26. September 1856 die *Weinhandlung Kloss und Foerster*. Im August des gleichen Jahres hatten sie sich bereits an der Gründung der ersten *Freyburger Champagner-Fabrik-Gesellschaft* beteiligt. Deshalb reifte im Winter des ersten Geschäftsjahres der Entschluss, neben dem Weingeschäft eine Champagner-Fabrik zu errichten. Der erfahrene Kellermeister LEWALDER begann seine Arbeit, und es wurde Sekt von Kloss & Foerster produziert. Die ersten 6.000 Flaschen wurden in einer Wohnung im Hinterhaus der Familie Kloss abgefüllt. 1861 stellte man den Sekt erstmals auf der Thüringischen Gewerbeausstellung in Weimar der Öffentlichkeit unter den Namen „Monopol“, „Crémant Rosé“, „Lemartin Frères“ und „Sillery Grand Mousseux“ vor.

Abb.11 Dicker Turm der Neuenburg

Abb. 12 Turnvater Jahn

Die Freyburger Champagner-Fabrik, die weniger erfolgreich war als Kloss & Foerster, stellte zwischen 1859 und 1862 ihren Betrieb ein. Im September 1866 kam es nach mehreren fruchtlosen Kaufverhandlungen zur Versteigerung des Unternehmens samt Fabrikgebäude, Einrichtungen und Materialien. Diese gingen nun in den Besitz von Kloss & Foerster über, man konnte aus dem Hinterhaus der Familie Kloss ausziehen und das Unternehmen vergrößern.

Schon 1867 konnten die Freyburger Winzer die erforderliche Menge an Wein nicht mehr liefern, und man begann, größere Mengen von Most und Wein in Württemberg und Baden zu kaufen. Sofort nach Inkrafttreten des Warenbezeichnungsgesetzes 1894 strengte das Champagnerhaus Walbaum-Heidsieck einen Prozess zum Schutz seiner seit 1846 erfolgreichen Standardmarke „Monopole“ an. Kloss & Foerster verloren den Rechtsstreit: Nur noch Sekt von Heidsieck & Co. in Reims durftr den Namen „Monopole“ tragen, und der Markenname „Monopol“ darf vom 1. Oktober 1894 an nicht mehr verwendet werden.

Die schon bei Monopol rote Kapsel der Freyburger Sekte wird zum Namensgeber der neuen Marke. Das Warenzeichen „Rotkäppchen“ wird am 20. Februar 1895 durch Kloss & Foerster angemeldet und am 15. Juli 1895 eingetragen. Nach dem Zweiten Weltkrieg wird die Sektkellerei Kloss & Foerster mit Befehl Nr.76 der Sowjetischen Militäradministration vom 18.Dezember 1945 unter Zwangsverwaltung gestellt. Am 20.Februar 1946 wird ein Treuhänder eingesetzt. Mit der Registrierung der Enteignung im Handelsregister beim Amtsgericht Querfurt am 31.Juli 1948 ist das Unternehmen in Volkseigentum überführt und heißt von nun an *VEB Rotkäppchen-Sektkellerei Freyburg/Unstrut*.

Abb. 13 Die Neuenburg

Günther Kloss – der Enkel des Gründers, der am 16.November 1945 von seinem Schreibtisch weg verhaftet wurde – geht in den Westen Deutschlands. Er findet 1949 eine Anstellung als Technischer Betriebsleiter bei der Sektkellerei *Schultz Grünlack*. 1952/53 gründet er in Rüdesheim am Rhein die Sektkellerei *Kloss & Foerster* neu, diese arbeitet ab 1959 eng mit der Sektkellerei *Ohlig & Co.* zusammen.

Abb.14 Sektkellerei „Rotkäppchen“

Der VEB Rotkäppchen-Sektkellerei Freyburg, die einzige Sektkellerei im Osten Deutschlands, gehörte seit dem 2.Oktober 1950 zur *VVB VENAG, Industriewerke Nahrung und Genußmittel Sachsen-Anhalt*, ab 20.März 1951 zur *Hauptabteilung III Genußmittelindustrie* des Berliner Staatssekretariats. 1957 stellt die Sektkellerei ihre Produktion auf das Transvasierverfahren um (hier in der so genannten „Kupferberg-Variante“, die gemeinsam mit der Sektkellerei in Mainz erarbeitet wurde). Zum 1.Januar 1970 wird die Sektkellerei Freyburg in den neu geschaffenen *VEB Getränkekombinat Dessau* eingegliedert, ab 1.Januar 1980 gehört sie zum *VEB Kombinat Spirituosen, Wein und Sekt* in Berlin. 1975 wird die Forschungs- und Entwicklungsstelle des VEB Rotkäppchen-Sektkellerei zur zentralen Forschungseinrichtung für die Wein- und Sektindustrie in der DDR ernannt.

In der DDR war das Unternehmen Marktführer, nach der Deutschen Wiedervereinigung brach der Absatz weitgehend zusammen. Zum 30.Juni 1990 wurde der VEB Rotkäppchen-Sektkellerei unter Führung der Treuhand in eine GmbH umgewandelt und 1993 im Rahmen eines Management-Buy-out privatisiert. Am 7.November 1990 schloss die Holding-Gesellschaft *Mitteldeutsche Getränke GmbH* mit Michael Kloss

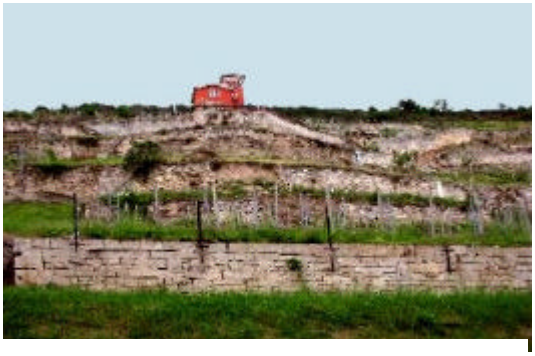

Abb.15 Weingut Pawis auf dem zugehörigen Rittergut

einen Vertrag über den Erwerb der Marke „Rotkäppchen“ ab, am 8.Oktober 1991 wird die Marke auf die Rotkäppchen Sektkellerei GmbH übertragen. In den folgenden Jahren stabilisierte sich die Lage des Unternehmens, und ein starkes Wachstum setzte ein, das im Jahr 2002 in der Gründung der Rotkäppchen-Mumm Sektkellereien gipfelte (WIKIPEDIA).

Abb. 16 Mündung der 168 km langen Unstrut in die Saale im Blütengrund zwischen Großjena und Naumburg

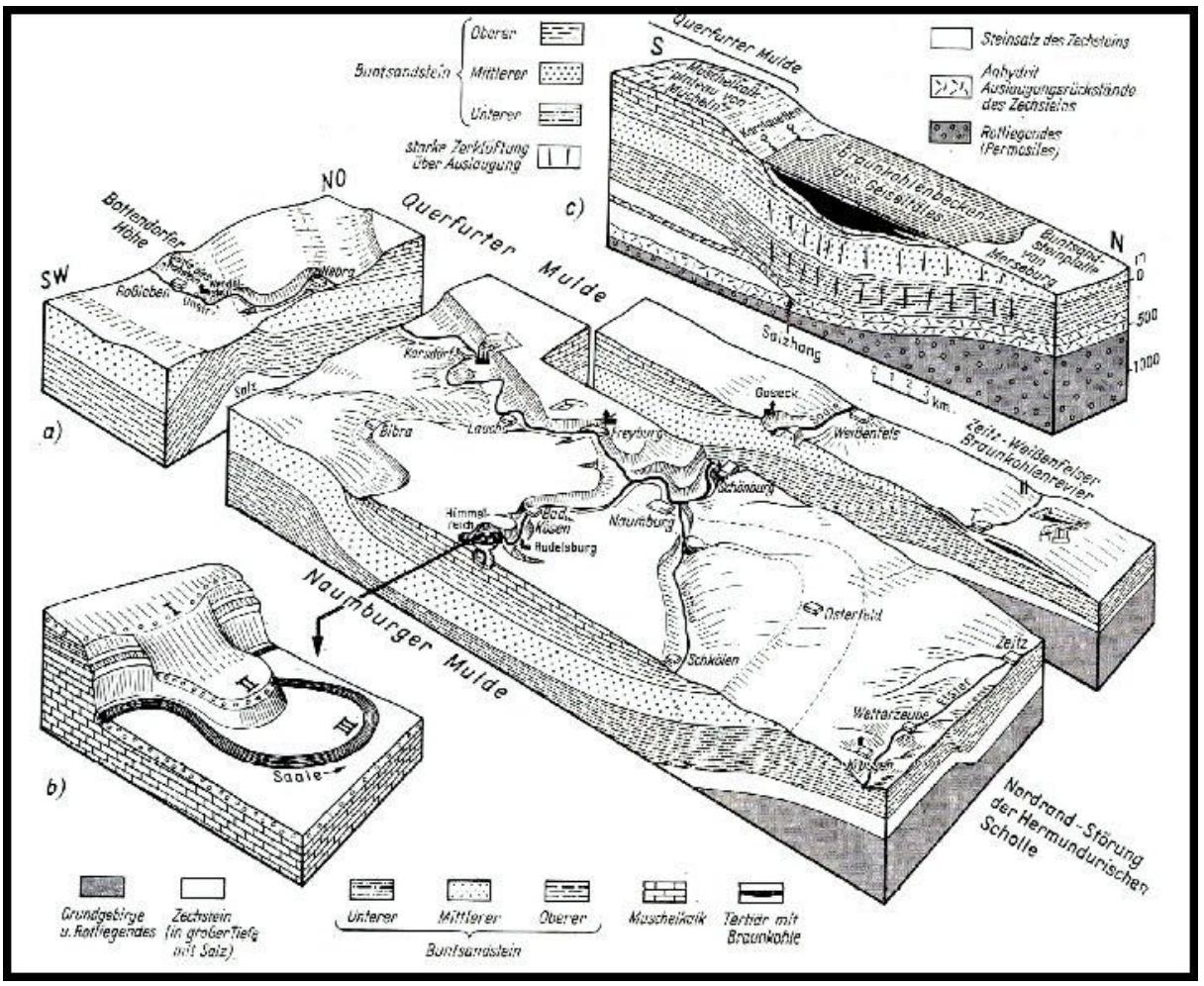

Abb.17 Geologisches Blockbild des Unstrut- und Saaletales zwischen Roßleben, Weißenfels und Bad Kösen (WAGENBRETH & STEINER 1982)

16.Juni 2012

8.30 Uhr Abfahrt nach Bad Kösen über Camburg - 9.30 Uhr: Besuch des aktiven Muschelkalk-steinbruchs mit pleistozänen Deckschichten in Bad Kösen-Lengefeld – Fahrt zum Kloster Schulpforta (12.00 Uhr: Führung durch die Schule) - 14.00 Uhr Rückfahrt nach Bad Kösen (Wanderung Borlachschacht u. Gradierwerk, dann zur Rudelsburg und Burg Saaleck - Rück-kehr mit der Saaleschifffahrt nach Bad Kösen - Transfer nach Jena (Mittagspause: Park Schulpforta)

Steinbruch Kalkwerk Kösen

Stratigraphie: Trias, Unterer Muschelkalk (Jena-Formation) und Mittlerer Muschelkalk (Karstadt-Formation); Mittlerer Wellenkalk bis Schaumkalkzone und Untere Dolomite bzw. Orbicularisschichten.

Zugang: Nur über das Gelände des Kalkwerkes, Genehmigung der Werksleitung er-forderlich! Der tiefste Teil des Aufschlusses um die Oolithbankzone, ist inzwischen nicht mehr zugänglich (Deponie von Erdaushub).

Auf dem Weg nach oben durchquert man den Mittleren Wellenkalk und kommt zur mittleren Abbauebene in den Terebratelbänken und im Oberen Wellenkalk. Die Ober-

fläche der unteren Terebratelbank bildet die Arbeitsfläche der mittelren Abbauebene.Ihre Dachfläche wird durch eine dünne, fossilreiche Schicht gebildet, in der man neben Muscheln auch hin wieder schöne Exemplare des Brachiopoden *Punctospirella fragilis* finden kann. Die obere Terebratelbank ist in Normalfazies entwickelt (fossilreicher, klotziger, arenitischer Kalkstein). Am Top ist die untere Macrodon-Bank vorhanden, die obere ist nicht immer sicher festzustellen. Der Mittelre Wellenkalk ist am besten beim Aufstieg zur oberen Abbauebene an den seitlichen Stößen zu beobachten, und auf der oberen Abbauebene erreicht man die Schaumkalkzone.

Abb.18 Muschelkalksteinbruch Bad Kösen-Lengefeld mit auflagernden pleistozänen

Die untere Schaumkalkbank ist als typischer Schaumkalk (”Mehlbatzen”) ausgebildet, die obere Schaumkalkbank ist bereits dolomitisiert. Durch ihre feinkonglomaratische Basis ist sie jedoch an der Basis der dolomitischen Orbicularisschichten deutlich von den überlagernden Bänken abzugrenzen. Die Erweiterung des Bruches führte in den letzten Jahren zu immer größeren Aufschlüssen in den Orbicularisschichten. Im Aufschluß sind zahlreiche kleinere Störungen zu beobachten (Abschiebungen und Flexuren). In den Klüften kann man schöne Calzite finden, sehr selten auch Cölestin.

Besondere Aufmerksamkeit verdienen in diesem Steinbruch die freigelegten quartären Deckschichten, sind doch hier Reste einer alten Hochterrasse der Saale sowie mittelpleistozäne Bodenbildungen zu beobachten. Was ist davon zu sehen?

Am Fuße des westlichen, aus Muschelkalk gebildeten Steilhanges der Saale befindet
sich etwa 80 m über der Aue ein mittelpleistozäner Talboden der Saale. Hier können Interessierte ein gut aufgeschlossenes Vorkommen fossiler Böden des Mitteldeutschen Trockengebietes sehen. Der Aufschluß verläuft von West nach Ost, ist etwa 100 m lang und insgesamt etwa 25 m mächtig. Insgesamt wurden in den Deckschichten 5 Boden-Komplexe unterschieden und ihr Alter durch die Verknüpfung mit der Relief-, Sediment- und Fossilentwicklung bestimmt. Das Profil besteht von unten nach oben aus folgenden Schichten:

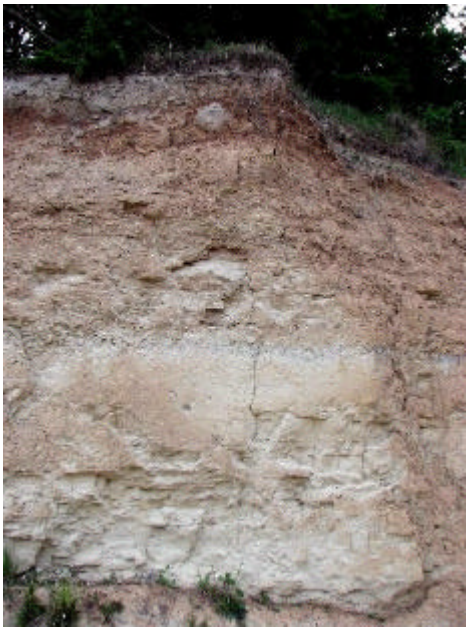

Abb.19 Pleistozäne Lockergesteine im Hangenden des

Abb.20 Muschelkalk Schuttfächer in den pleistozänen Schichten, darüber Löß mit Krotowinen und ein saalezeitlicher Boden

Auf dem terrassierten Muschelkalk liegen Saale-Schotter mit Schluff- und Feinsand-Linsen sowie Muschelkalk-Schutt vom nahen Steilhang. Im Schotter findet sich eine wärmeliebende Muschelfauna in situ. Die Ablagerungen gehören in die frühe Holstein-Warmzeit. Böden aus dieser Zeit sind nicht erhalten. Den Schottern lagert im Hangfuß Sandlöß auf. Er verzahnt auf engstem Raum mit skeletthaltigem Sandlöß auf dem Hang und sandlößartig geschichteten Hochflutsedimenten der flussnahen Bereiche. Der Sandlöß seinerseits ist von einer geringen Löß-Schicht bedeckt. Im Löß und dem Sandlöß der trockenen Standorte ist eine Bodenhorizontfolge entwickelt, die einer Parabraunerde bis Braunerde entspricht. Der Bodenkomplex wurde von RUSKE & WÜNSCHE (1961) als „Rudelsburger Boden“ beschrieben und von MANIA & ALTERMANN (1970) der Dömnitz-Warmzeit innerhalb des Saale-Glazials zugeordnet.

Der „Rudelsburger Boden“ wird von teils mächtigen schutthaltigen Lößen bis Löß-Schutten und glazilimnischen Beckensedimenten bedeckt, die wieder unter kaltem Klima entstanden. In diesen Sedimenten ist nach der Bodenhorizontfolge eine schwach entwickelte Parabraunerde bis verbraunte Schwarzerde entwickelt. Die Horizontfolge wurde von MANIA & ALTERMANN (1970) dem „Langenbogener Bodenkomplex“ gleichgestellt und mit einer Warmzeit zwischen Drenthe- und Warthe-Kaltzeit verbunden.

Jüngere Hangsedimente und Löß bedecken den „Langenbogener Boden“ mit 4 bis 6 m Mächtigkeit. In diesen Sedimenten ist eine Parabraunerde mit mächtiger Humuszone entwickelt (kräftig graues Band im oberen Drittel der Aufschlußwand). RUSKE & WÜNSCHE (1961) bezeichneten diesen Boden als Naumburger Bodenkomplex. Seine Bildungszeit liegt in der Eem-Warmzeit bis frühen Weichsel-Kaltzeit (Brörup).

Der „Naumburger Boden“ wird von 3 bis 6 m mächtigen Löß-Fließerden und Schwemmlöß bedeckt, an deren Oberkante eine geringmächtige braune Schicht, die Kösener Verlehmungszone, ausgebildet ist. Diese schwache Parabraunerde entstand am Ende der frühen Weichsel-Kaltzeit (Hengelo/Denekamp). Der Aufschluss befindet sich auf den lößbeeinflussten Saale-Muschelkalkplatten. In der Landschaft überwiegt heute die landwirtschaftliche Nutzung auf den weniger geneigten Flächen. Hier sind fruchtbare Löß-Böden (Pararendzinen, Tschernoseme und Parabraunerden) entwickelt, während auf den häufig flachgründigeren und erosionsgefährdeten Hängen Eichen-Mischwälder wachsen (HARTMANN 2005).

Zu beachten ist, daß sich, bedingt durch den fortschreitenden Abbau, die Aufschlußverhältnisse im Steinbruch ständig ändern und nicht alle beschriebenen Schichtglieder immer zu beobachten sind.

Kloster und Landesschule Schulpforta

Bischof Udo I. von Naumburg verlegte 1137 das wenige Jahre zuvor in Schmölln gestiftete und mit Mönchen aus dem Kloster Walkenried besetzte Zisterzienser-Kloster an die Saale und gab ihm den Namen *Claustrum apud Portam* (Kloster an der Pforte) oder *Porta Mariae* (Marien-Pforte). Die gebräuchlichste lateinische Bezeichnung der Stiftung lautete: *Claustrum Sanctae Mariae ad Portam,* wörtlich übersetzt: *Kloster der heiligen Maria an dem Tore*. Die Mönche kultivierten das Land um das Kloster und machten es so zu einem der reichsten Klöster Ostthüringens.

Abb.21 Saniertes Fürstenhaus (erbaut 1573-75)

1150 wurde die Klosterkirche als romanische Basilika errichtet und von 1251 bis 1320 zur heutigen gotischen Klosterkirche umgebaut. Schon 1209 wird dem *monasterii Cistercienisi ordinid aput Portam*, das unter besonderem Schutz der sächsischen Herzöge stand, 27 Orte gehörig genannt mit einer Gesamtanzahl von 163 Hufen, zuzüglich von Waldungen und Wiesen. Später ist das Kloster durch Erbschaften, Schenkungen und Kauf einer der größten Grundbesitzer im nördlichen Thüringen.

Nach der Säkularisation des Klosters 1540 gründete der sächsische Herzog Moritz dort am 21.Mai 1543 eine der drei sächsischen Fürstenschulen, in deren Tradition die in den ehemaligen Klostergebäuden untergebrachte heute noch bestehende Landesschule Pforta steht. 150 Jungen aus allen Schichten erhielten hier eine Hochschulausbildung. Der Besuch war schulgeldfrei. Zur materiellen Absicherung der Schule übertrug Herzog Moritz den ehemaligen Klosterbesitz der Stiftung Schulpforta. Von 1573 bis 1575 wurde die Schule umgebaut und erweitert.

1657 ließ der Herzog von Sachsen-Weißenfels in Schulpforta eine geistliche Inspektion einrichten, die die kirchenrechtliche Aufsicht bis 1749 übernahm. Die Kirchen und Schulen aller schriftsässigen Orte in den Ämtern Freyburg, Weißenfels und Eckartsberga wurden ihr unterstellt.

Nach den Napoleonischen Kriegen musste Sachsen auf dem Wiener Kongress von 1815 Landesteile an Preußen abtreten, darunter auch das Gebiet von Schulpforta.

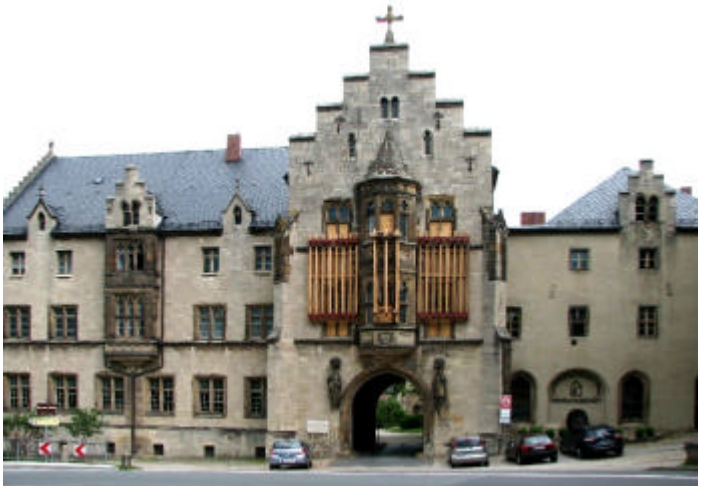

Abb.22 Aus Schaumkalk errichtetes Torhaus (1854/60)

1850 erfolgte der Bau des Torhauses durch Friedrich August Stüler.

Im Dritten Reich wurde die Schule 1935 in eine Nationalpolitische Erziehungsanstalt (NPEA, NAPOLA) umgewandelt. Sie diente diesem Zweck bis zum Ende des Zweiten Weltkrieges 1945.

Abb.23 Ehem. Klosterkirche Pforta

Nach dem Kriegsende bis 1950 unternahm man zunächst den Versuch, die Schule mit dem Schulsystem der Weimarer Republik weiterzuführen. Durch die Bodenreform in der damaligen Sowjetischen Besatzungszone wurde der Stiftungsbesitz enteignet. Nach der Gründung der DDR wurde die Stiftung Schulpforta 1949 schließlich aufgehoben und die Einrichtung in eine Erweiterte Oberschule umgewandelt, die zur Hochschulreife führte. Gleichzeitig nahm die Schule erstmals Mädchen auf. Von 1958 bis 1990 hatte Schulpforta den Status einer *Erweiterten (Heim)-Oberschule* mit 360 Internatsplätzen. In den Jahren 1981 und 1982 richtete man Spezialklassen für Musik und Fremdsprachen ein.

Im Jahr 1968 wurde auf Anregung ehemaliger Schüler der Landesschule Pforta die Evangelische Landesschule zur Pforte im westfälischen Meinerzhagen gegründet, die die Tradition der Fürstenschulen in Westdeutschland zur Zeit des geteilten Deutschland fortführte. Aufnahmebedingung war jeweils eine entsprechende Begabung unabhängig von der Herkunft. Nach Wiedereinrichtung der *Landesschule Pforta* wurde die Schule Ende der 1990er Jahre geschlossen und das Gebäude 2005 abgerissen.

Nach der deutschen Wiedervereinigung wurde Schulpforta 1990 das Internatsgymnasium *Landesschule Pforta* in der Trägerschaft des Bundeslandes Sachsen-Anhalt für zirka 400 Schüler. Die Klassen 9 bis 12 werden in den Ausbildungszweigen Sprachen, Musik und Naturwissenschaften unterrichtet. Durch die Änderung des Schulgesetzes in Sachsen-Anhalt und nach der damit verbundenen Wiedereinführung des Abiturs nach zwölf Jahren an allen Gymnasien des Landes, erreicht man auch an der Landesschule Pforta die allgemeine Hochschulreife nach zwölfjährigem Unterricht. Das Internat, in dem alle Schüler leben, und die damit verbundenen Aufgaben für die Gemeinschaft bestimmen weitgehend den Tagesablauf.

Die von Herzog Moritz bei der Gründung der Landesschule Pforta errichtete Stiftung Schulpforta war bis 1935 Trägerin der Landesschule - ausgestattet mit dem Grundbesitz des Zisterzienserklosters St. Marien zur Pforte, zu dem durch landesherrliche Anordnung 1571 noch der Grundbesitz der Propstei Memleben der Reichabtei Hersfeld hinzukam und im 19. Jh. das Gut Voigtstedt bei Artern. In den Jahren 1945/46 wurde die Stiftung enteignet. Die Gebäude der Landesschule befinden sich heute im

Eigentum des Landes Sachsen-Anhalt, die Schule wird vom Land getragen. Die Stiftung wurde im Jahre 1992 wiederbelebt und ist seit 1998 wieder Eigentümerin des innerhalb der Klostermauern gelegenen Gutshofs und durch die im Jahr 2000 einsetzenden Zuordnungen auch eines Teils ihres einstigen land- und forstwirtschaftlichen Grundbesitzes geworden. Der Stiftungszweck ist die Unterstützung der Landesschule. So vergibt sie auf Vorschlag der Landesschule Freistellen an Schülerinnen und Schüler. Zurzeit sind es drei, die Zahl wird sich stetig erhöhen.

Abb.24 Stiftungsstein der wettinischen Fürsten

Die Stiftung saniert - zum Teil unter Inanspruchnahme von Fördermitteln -denkmalgeschützte Gebäude auf dem Gutshof, z.B. das Gotische Haus von 1516 (in den Jahren 1997 bis 1999), seit 1998 das Neugotische Haus von 1855 und demnächst den einstigen Kälberstall. Die Stiftung bemüht sich ferner um neue Verwendungen für die nicht mehr für landwirtschaftliche Zwecke benötigten Gebäude auf dem Gutshof (Stallungen, Scheunen, Speicher), die dieser berühmten Stätte gemäß sind. Ein vielversprechender Anfang ist hier die Ansiedlung der Bauhütte Naumburg, eines international renommierten Unternehmens auf dem Gebiet der Steinbearbeitung und der Steinrestaurierung mit modernster Technik, als Erbbauberechtigte auf dem gesamten östlichen Teil des Gutshofes (WIKIPEDIA).

Bad Kösen

Kösen wurde im Hochmittelalter als Vorwerk *Cusne* des Klosters Pforta gegründet. Mit dem Bau der Steinbrücke über die Saale nahm auch die Via Regia den kürzeren Verlauf über Kösen. Bis zum 18. Jahrhundert war der Ort für die Flößerei auf der Saale von gewisser Bedeutung. Die ab 1730 begonnene Salzgewinnung wurde um 1857 unrentabel, als in Staßfurt Salz günstiger gewonnen werden konnte. So blieb Kösen nur die Entwicklung in touristische Richtung.

Die Schlacht von Jena und Auerstedt fand 1806 teilweise in den an Thüringen angrenzenden Gemarkungen im Kösener Ortsteil Hassenhausen statt.

1848 fand in der Buchenhalle von Kösen mit der Volksversammlung in Kösen eine der großen Volksversammlungen des Revolutionsjahres statt. Die Kösener Vogelweiden waren ein regelmäßiges sommerliches Germanistentreffen in Kösen im 19. Jahrhundert.

1868 wurde Kösen zur Stadt im Sinne der Städteordnung vom 30.Mai 1853 erhoben und am 1.Juli des folgenden Jahres der bisherige Kreissekretär in Naumburg Dr. Heinrich Anton MASCHER als erster Bürgermeister in sein Amt eingeführt.

Etwa seit 1813 treffen sich Studenten der Corps, zunächst nur solche der umgebenden mitteldeutschen Universitäten, jährlich zu Pfingsten auf der Rudelsburg. Nach

der Wiedervereinigung wurde diese Tradition 1994 wieder aufgenommen. Kösen wurde zum Namensgeber des 1848 gegründeten Dachverbandes Kösener Senioren-Convents-Verband (KSCV), in dem sich die Corps vornehmlich traditioneller (nicht-technischer) Universitäten Deutschlands, Österreichs und der Schweiz zusammenschlossen.

Abb.25 Hinter dem Saalewehr in Bad Kösen liegen der Borlach-Schacht (links) und das Gradierwerk (rechts)

1935 wurde Kösen Badeort und durfte das Prädikat *Bad* Kösen führen. Bad Kösen war bis zum 31. Dezember 2007 Trägergemeinde der Verwaltungsgemeinschaft Bad Kösen, der weitere fünf Gemeinden angehörten. Ab der Auflösung der Verwaltungsgemeinschaft am 1.Januar 2008 galt Bad Kösen als Einheitsgemeinde. Am 1.Januar 2011 wurde Bad Kösen in die Stadt Naumburg eingemeindet.

Die Geschichte der Rudelsburg und der Burg Saaleck

Stolz über dem Saaletal erheben sich zwei der bekanntesten deutschen Burgen; die Rudelsburg und die Burg Saaleck. Diese zwei Höhenburgen wurden im Innern zur Beherrschung der Bauern und des Handels und nach Außen hin zur Sicherung der territorialen Feudalgewalt erbaut.

Schon von weitem sichtbar ist die Rudelsburg. Die Rudelsburg ist nur durch eine Schlucht von der Burg Saaleck getrennt. Sie liegt 182 Meter über dem Meeresspiegel. Die Entstehungszeit der Burg konnte nicht genau nachgewiesen werden. Angenommen wird, daß sie etwa hundert Jahre später erbaut wurde. Zum ersten Male wird die Rudelsburg im Jahre 1127 erwähnt. Die Markgrafen von Meißen hatten die Burg als Stiftslehen vom Naumburger Bischof erhalten. Im Gegensatz zur Saaleck waren die Lehnsherren der Rudelsburg Burgwarte. Die Burgwarte wurden früher als Castellane bezeichnet. Diese gehörten zum Dienstadel. Das Burgwartamt wurde meist vererbt.

Abb.26 Ab 1150 erbaut - die Rudelsburg

Die Rudelsburg besteht aus einer Vor- und einer Kernburg. In der Vorburg wohnten die Bediensteten und in der Kernburg der Burgherr. Von der Vorburg sind heute nur noch Mauerreste vorhanden. Im Jahr 1348 lehnten sich die Handwerker und Kaufleute gegen die immer drückendere Feudalgewalt und die oft von den Burgen ausgehenden Raubüberfälle auf. So zog zum Beispiel das Bürgertum der Stadt Naumburg gegen benachbarte Burgen und Rittersitze. Am 22.April 1348 stürmte diese Gruppe die Burg. Die Bürger schossen mit brennenden Pechpfeilen und einer Art Pulvergeschütz gegen die Burg. Drei Monate dauerte die Belagerung. Angeführt wurden die Naumburger Bürger von den Bürgermeistern Tyzce von Mercwitz und Hencze Eldeste. Sie eroberten die Vorburg, nahmen einige Adlige gefangen und brannten diesen Teil der Burganlage nieder.

Später verlor die Rudelsburg ihre strategische Bedeutung. Im Jahr 1383 befand sich die Kernburg im Besitz der "Schenken von Saaleck". Erneut wurde die Rudelsburg im Sächsischen Bauernkrieg 1450 erobert. In ihrer jahrhundertelangen Geschichte wechselte die Rudelsburg noch mehrmals den Besitzer. Im Dreißigjährigen Krieg wurde die Burg 1641 durch Brandschatzung der Schweden endgültig zerstört. 1770 wurde Bausteine für das nahe gelegene Gut Kreipitzsch in der Rudelsburg gebrochen. Von 1797 bis 1945 war die Burg im Eigentum der Herren von Schönburg.

Schon 1820 gabe es eine erste Gastwirtschaft, die durch die Instandsetzung der Kernburg zwischen 1868-71 umbaut wurde. Der Motorbootverkehr nach Bad Kösen wurde 1899 eröffent. Nach dem Einsturze von Teilen der Zwingmauer 1939/40 wurden erst 1991/92 umfangreiche Sanierungen durchgeführt.

Abb.27 Ersterwähnung 1140 – Burg Saaleck

Die Burg Saaleck liegt 172 Meter über dem Meeresspiegel und ist knapp 23 Meter hoch. Sie wurde um 1050 erbaut. Früher befand sich zwischen den 2 Bergfrieden ein Palas und die Kernburg war einst von einer inneren und äußeren Wehrmauer umschlossen. Im Mauerwerk der ehemaligen Kemenate des Westturms befindet sich eine mittelalterliche Abortanlage. Sehr interessant ist auch der romanische Kamin. Die Mauerstärke der Türme beträgt etwa zwei Meter.

Das erste Mal wurde die Burg Saaleck im Jahre 1140 urkundlich erwähnt. Hermann Vogt von Saaleck hatte die Burg als Lehen von seinem Landesherren, dem Markgrafen von Meißen erhalten. Außerdem erhielt er damit die Gerichtsbarkeit und das Recht zur Eintreibung des Zehnten. Späterer Lehnsherr war Rudolf von Vargula. Bis zum Jahre 1343 blieb die Burg in seinem Besitz. Trotz einer sehr guten Einnahmequelle war er verschuldet. 1344 kaufte der Bischof von Naumburg Burg Saaleck für 700 Schock Meißner Groschen, damit wurde die Burg eine Domäne des Naumburger Domstifts.

In der Zeit der Reformation war die Burg herrenlos und die Bauern nutzten sie als Steinbruch. Bekannt ist aus dem 19. Jahrhundert der Verkauf an den Freiherrn von Feilitzsch, ein Rittergutsbesitzer von Stendorf. Die Enteignung erfolgte im Jahre 1945 mit der Bodenreform. Heute befindet sich auf der Burg Saaleck ein Museum.

www.wentzlau.de

Geologischer Lehrpfad Bad Kösen-Rudelsburg-Saaleck

Der gut ausgeschilderte geologische Wanderweg **Bad Kösen** ermöglicht einen Streifzug durch die Schönheit der Landschaft. Die Prall- und Steilhänge rechts und links der Saale sind Zeitzeugen der geologischen Entwicklung und der Landschaftsformung durch die Saale. Wie ein stolzer Wächter steht die **Rudelsburg** auf einem Steilhang. Die Burg **Saaleck** befindet sich auf einem Umlaufberg der Saale. Ein Besuch der Burgen bietet nicht nur geschichtliche interessante Einblicke, sondern auch schöne Ausblicke in das malerische Saaletal mit seinen steilen Hängen aus den Gesteinen des Muschelkalk-Meeres. Zwischen den Burgen verläuft die **Kunoklamm**, eine tiefe Schlucht im Mttleren Wellenkalk, die bis auf der Oolithbank (Unterer Muschelkalk) hinabreicht.

An der Saale kann der Abbau von Kalkstein bis in die Zeiten des Burgenbaus 11./12. Jh. zurück verfolgt werden. In den kleinen Steinbrüchen wurde vorrangig Kalkstein abgebaut. Dieser war Grundlage für den Bau der Burgen. Er ist bis heute begehrtes Baumaterial.

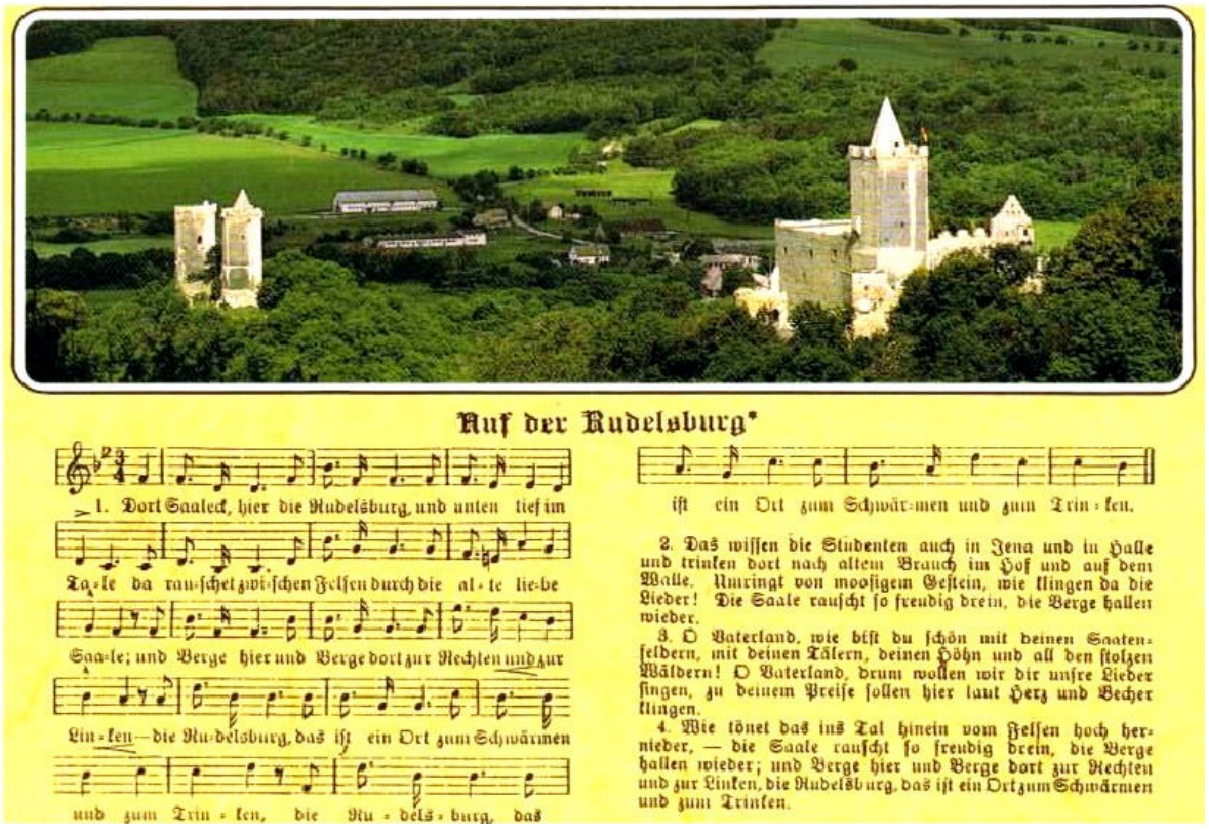

Abb.28 Postkartenidylle

1868 wurde in Bad Kösen die **Johannisquelle** entdeckt. Sie lieferte bis 1963 eine schwach natriumchloridhaltige Sole, die bereits in dieser Zeit zu Kur- und Heilzwecken genutzt wurde. Die **Saline** und der **Borlachschacht** zeugen noch heute von der Gewinnung der Sole aus dem Zechsteinsalz. Heute stehen das Rathaus und das Kunstgestänge, welches einst die Sole zum Gradierwerk pumpte, unter Denkmalsschutz. Kurgäste genießen Thermalbehandlungen im modernen Solebad und entspannen bei Besuchen im Stadtpark

Abb.29 Der Kaiserobelisk

Einen guten Einstieg für die geologische Wanderung zu den Burgen bieten die salinetechnischen Anlagen, beginnend mit der Wasserkunst und dem Doppelfeldkunstgestänge an der Saalebrücke. Von hier stammt die Kraft, um die Sole (salziges Grundwasser, 5%ig) aus 175 m Tiefe aus dem Borlachschacht zu fördern und hinauf auf das Gradierwerk zu pumpen. Im Untergrund lagern Salzvorkommen (Zechstein, Röt), die bei Kontakt mit zirkulierendem Grundwasser ausgelaugt werden, was das Salz auf natürlichem Weg an die Oberfläche kommen lässt.

Am Wehr vorbei folgt der Weg der Loreleypromenade und dem Saaleradweg zwischen Fluß und Fels. Bis zur Johannisquelle wandert man unterhalb des Prallhanges der Saale, direkt am Muschelkalk entlang. Zu Beginn erläutert eine Tafel dessen Entstehung und Herkunft aus einem flachen und warmen Meer vor 225 Mio. Jahren. An der Johannisquelle widmet sich eine Tafel der Herkunft der Sole. Weiter durch die Saaleaue geht es hinauf auf die Hochfläche über der Saale, auf der das Gradierwerk, aber auch die Rudelsburg und Denkmale errichtet wurden. Es handelt sich dabei um eine Flussterrasse, entstanden während einer Vereisungsphase vor rund 200 000 Jahren (Saale-Kaltzeit), bevor sich die Saale auf ihr heutiges Niveau eingeschnitten hat.

Über auseinandergezogene Holzstufen aufwärts geht es in Richtung Rudelsburg weiter. Ein bequemer breiter Weg führt, in natürliche Muschelkalktreppen mündend, auf das Plateau vor dem „Löwendenkmal“ von 1926, an dem eine Tafel wieder Informationen zu den Muschelkalkablagerungen bietet. Vorbei an drei weiteren Denkmälern - Säule für die Gefallenen (1872), Denkmal für Kaiser Wilhelm I. (1890)und Bismarckdenkmal (1896) - führt der Weg unter der Burgbrücke am Bergsporn zur Rudelsburg. Zu den Bausteinen der Rudelsburg zählen neben dem Schaumkalk der Untere Dolomit des mittleren Muschelkalkes (Außentürme, Bastionen, Haube u. Zinnen des Bergfrieds).

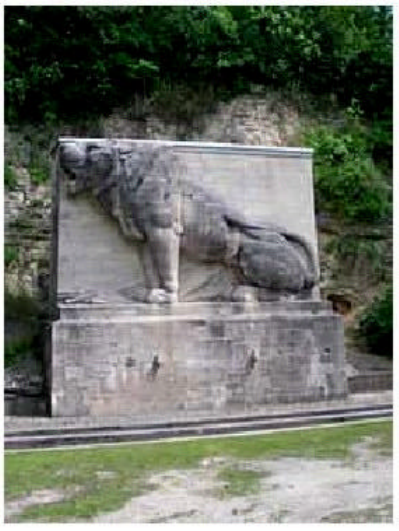

Abb.30
Das Löwendenkmal

Die junge Tallandschaft, entstanden während der letzten 2,5 Mio. Jahre während der Eiszeit, und die dadurch entstandene exponierte Lage der Burgen erläu-

tert die Tafel „Der Saaledurchbruch“. Eine andere beschreibt den Schaumkalk. Viele der Burgen und Kirchen der Region sind daraus errichtet worden, wie auch die Naumburger Stifterfiguren aus diesem Kalkstein gehauen wurden.

Unterhalb erhebt sich der wehrhafte Bergfried der im 12. Jh. erbauten Burg Saaleck. Die Bausteine dieser Burg sind wieder Schaumkalk und in untergeordnetem Maße Terebratelkalk. Von hier kann man über einen meist trockenen Wasseriss im Muschelkalk, die sogenannte Kuno-Klamm, zur Bootsanlegestelle an der Saale absteigen und mit dem Saaledampfer nach Bad Kösen zurückkehren.

Quelle: „Zu Fuß durch das Muschelkalkmeer“ bei www.outdooractive.com

Das Madalenién von Saaleck

Abb.31 Blick vom der Berggaststätte „Himmelreich“ auf den großen Saalebogen unterhalb von Rudelsburg und Burg Saaleck - auf der klimatisch begünstigten Niederterrasse vor dem heutigen Dorf Saaleck lag vor 14.000 bis 12.000 Jahren ein großer Siedlungsplatz der jungpaläolithischen Magdalénien-Kultur

Der von der Saaleschleife begrentzte große Gleithang, auch „Aue“ genannt, erbrachte seit Jahrzehnten weißpatinierte Feuersteine. Das zuerst angenommenne neolithische Alter der Funde wurde von dem Privatsammler Alfred WLOST (Direktor des Überlandelektrizitätswerkes Camburg) nach seinen (allerdings illegalen Grabungen 1929) berechtigt in Zweifel gezogen und durch eine 70 m² große Grabung des Landesamtes für Vorgeschichte Halle 1931 bestätigt – bis in 50 cm Teufe wurde hier ein großer Siedlungsplatz der Jungpaläolithiker aufgedeckt. Neben den Werkzeugen - bis 1967 ca. 16.000 Feuersteinartefakte (Klingen, Schaber, Kerne, Kratzer, Bohrer, Rückenmesser, Abschläge - wurden auch aus Flußgeröllen und Steinplatten belegte Zeltplätze aus dieser Zeit angetroffen.

Ein besonderer Fund war die Ritzzeichnung eines Wildpferdes auf einer Schieferplatte, des bevorzugten Jagdwildes, von dem viele Reste gefunden wurden. Hinzu kamen Rentier und Schneehase. Die Feuersteine wurden von unseren Vorfahren in großen Mengen aus den nahen Endmoränenzügen der Elster-Vereisung geborgen. Diese bildeten damit die ideale Rohstoffquelle für den „Stahl der Eiszeit“. (TOEPFER 1968) (BRAUN,I.M. (2009): *Jungpaläolithische Kleinkunst aus Mitteldeutschland*).

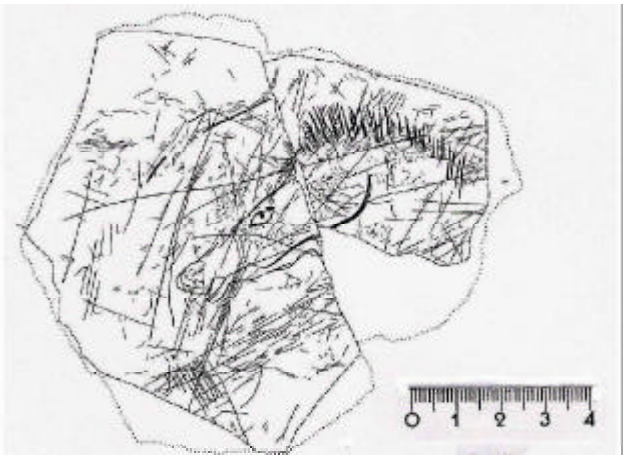

Abb.32 BRAUN, I. M. (2009): Jungpaläolithische Kleinkunst aus Mitteldeutschland

Himmelreich

Stratigraphie: Trias, Unterer Muschelkalk (Oolithbankzone) bis Mittlerer Muschelkalk (Orbicularisschichten).

Zugang: In den Steilhang kann man nur unter großer Mühe einsteigen, man muß außerordentlich trittsicher sein. Schaumkalkzone und Orbicularisschichten sind bequem vom Parkplatz „Himmelreich“ aus erreichbar. Die Oolithbankzone bildet die erste Steilstufe direkt über dem Aueniveau der Saale. Über dieser Rampe ist der Mittlere Wellenkalk für geübte, trittsichere Geher erreichbar (von der bewaldeten östlichen Seite her). Im Mittleren Wellenkalk kann man Ausbisse der Konglomeratbänke (f-Bänke) beobachten und deren Fossilinhalt studieren. Auch das Doppelband der Terebratelzone mit instruktiven Massentransport-Horizonten unmittelbar darunter ist erreichbar. Darüber hinaus sollte man aber auf keinen Fall klettern!

Abb.33 Blick über die Niederterrasse der Saale zur Steilwand (Prallhang) des „Himmelreich“

Die Schaumkalkzone im oberen Aufschlußteil zeigt den üblichen Aufbau in der engeren Region: Sehr mächtige untere Bank (knapp 5 m) in klassischer Schaumkalk-Fazies (”Mehlbatzen”), Wellenkalkmittel mit “Pflastersteinbank” und obere Schaumkalkbank mit konglomeratischer Basis. Die obere Schaumkalkbank ist hier nicht dolomitisiert und sehr fossilreich (vor allem Muschelreste). Das Profil endet mit einigen Metern Orbicularisschichten in wechselhafter Ausbildung: Normalerweise dünnbankige bis plattige, gelb verwitternde Dolomite, stellenweise aber auch dickbankig und massig. Nur selten ist das Leitfossil *Neoschizodus orbicularis* zu finden. Von hier aus hat man einen schönen Blick zu den Saaleburgen: Die Rudelsburg steht auf einer klotzigen Schaumkalkplatte.

17.Juni 2012

8.30 Uhr Abfahrt nach Dorndorf - 9.00 Uhr: Besuch des aktiven Muschelkalksteinbruchs Dorndorf-Steudnitz - 11.30 Uhr: Aufgang über Wasserriß (ehem. Coelestinfundstelle) nach Dornburg zu den Schlössern (Besichtigung Bauhaus-Werkstatt, jetzt Töpferei) - 14.00 Uhr: Fahrt nach Weimar - Besuch der Parkhöhlen - Wanderung durch den Park an der Ilm über das Deutsche Bienenmuseum in Oberweimar nach Weimar-Ehringsdorf (Besuch des Forschungspfeilers im Travertin-Steinbruch) - Transfer nach Jena (Mittagspause: Park Dornburg)

Exkursion durch den Steinbruch nach VOIGT, GAUPP & LÜTZNER (2010)

Abb.34 Steudnitz: Typus-Profil der Jena-Formation (= Dornburg-Subformation)

Stopp 1: Gelbe Grenzbank und basaler Wellenkalk

Die Exkursion beginnt am Maschinenpark der Werkstein-Produktion. Dort ist in einem angewitterten Profil die Basis des Unteren Muschelkalks seit der Gelben Grenzbank aufgeschlossen. In einer 2009 abgeteuften Bohrung wurden die obersten Meter des Röt (Myophorcinschichten) aufgeschlossen. Sie zeigen, ganz allgemein, einen zyklischen Wechsel von Mergeln, die vermutlich in einem flachmarinen evaporitischen Milieu abgelagert wurden, mit gelben, von Trockenrissen durchsetzen Algenlaminiten (Dolomite mit Gipsknollen), die ein Sahkha-Milieu (flache Küstenwüste) widerspiegeln (Abb.3). Sie kennzeichnen ein schrittweises Übergreifen des Muschelkalkmeeres, das vermutlich durch zyklische eustatische Meeresspiegelschwankungen gesteuert wird. Mit der gelben Grenzbank (80 cm), die erosiv die supratidalen Algenlaminite der strohgelben Kalke überlagern, werden vollmarine Verhältnisse etabliert. Sie besteht aus einem Wechsel aus oolithischen und bioklastischen Lagen (Schnecken, Muscheln, Ostracoden, Foraminiferen) und ist teilweise dolomitisiert. Die gelbe Grenzbank ist am ehesten als mehrfach aufgearbeiteter Strandkomplex zu interpre-

tieren. Der darüber folgende Wellenkalk enthält zahlreiche dünne Schillbänkchen (überwiegend aus kleinwüchsigen Gastropoden), die als Sturmlagen gedeutet werden.

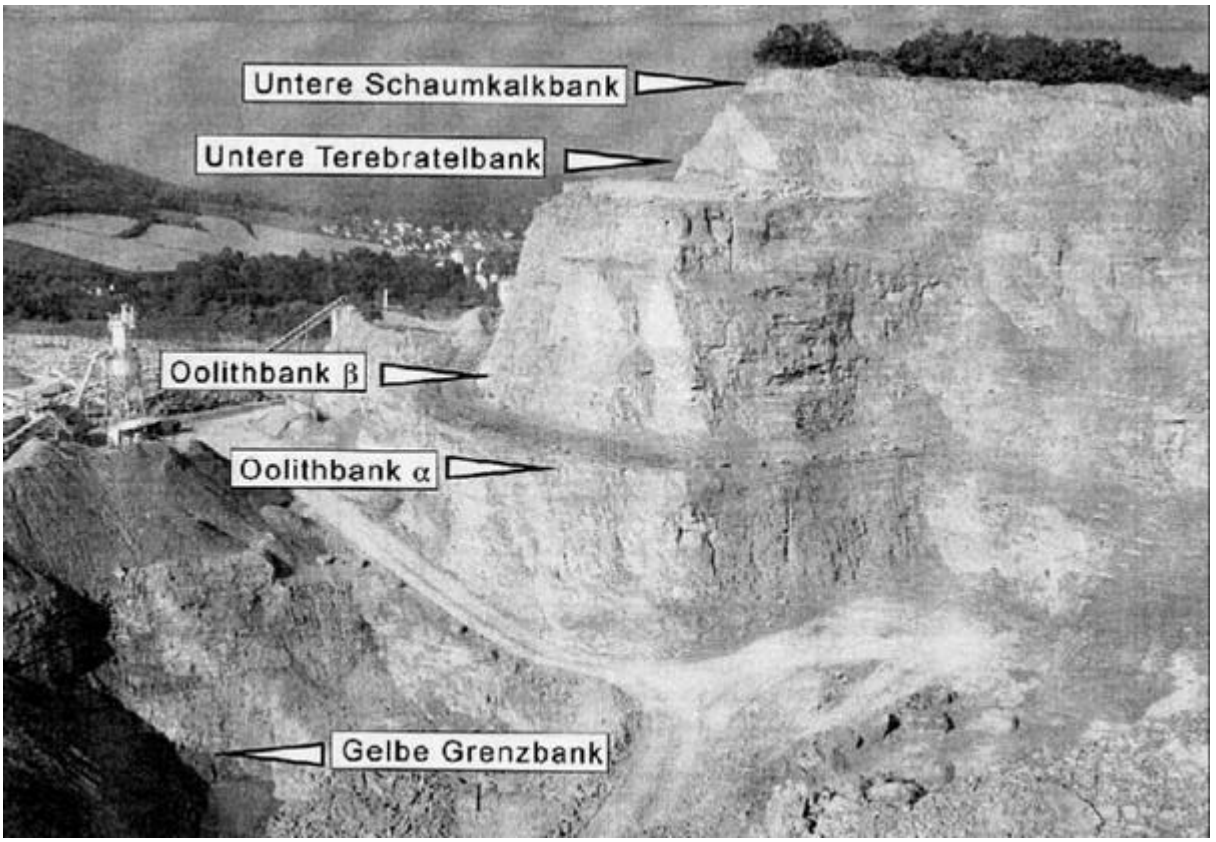

Abb. 35 Muschelkalksteinbruch Dorndorf-Steudnitz

Stopp 2: Abschnitt im Unteren Wellenkalk

Im Unteren Wellenkalk, zwischen der (gelben Grenzbank und den Oolitlibänken herrschen in den unteren 10-15 m dünnplattige und flachflasrige Wellenkalktypen mit geringmächtigen bioklastischen Areniten vor. Lagen mit Sigmoidalklüftung treten häufiger auf als in den höheren Abschnitten. Dagegen kommen schichtinterne Deformationen in den unteren 20 m relativ selten vor. Ca. 27 m über der Basis tritt ein erster 0,9 m mächtiger Debrit (konglomeratischer Wellenkalk) auf. Nach ca. 5 m plattigem bis knauerigem Wellenkalk folgt ein weiterer Debrit, dessen Oberfläche 1 m unter der Basis der Oolithenbakk alpha liegt. Die Lage der Debritbänke unter der Oolithbank ist an steilen Muschelkalkhämgen, wie z.B. am Jenzig, besser aus der Ferne zu erkennen als hier im Steinbruch. Diese Debrite bilden den unteren der „drei konstanten Felsgürtel“ (Konglomeratischer Wellenkalk - Oolithbänke - Terebratelbänke) nach der Beschreibung von MÄGDEFRAU (1929).

An der Zufahrt zum Steinbruch ist der tiefere Teil des Unteren Wellenkalks nur an stark verschmutzten Wänden zu beobachten. Die höheren Teile sind an der Steinbruchwand gegenüber vom Maschinenpark aus der Ferne zu beobachten. Eine stärker ausgewitterte Schicht von dünnplattig zerfallendem Wellenkalk, die sich über die Wand verfolgen lässt, korrespondiert im geochemischen Profil mit erhöhten Werten an Si und Al.

Stopp 3: Oolithbänke

Die Oolithbankzone erreicht im Steinbruch Steudnitz etwa 10 m Mächtigkeit. Die Oolithbank a besteht aus einem dichten blaugrauen Arenit (3 Bänke mit Hartgrund am Top, insgesamt 1,3 in mächtig). Neben Schill aus Crinoiden und Muscheln treten auch Oolithe auf, die schnell herauswittern (Schaumkalk). Das darüber folgende Zwischenmittelel enlhält im oberen Teil einen Horizont, der gelb verwittert, aber nicht die Rinnenstrukturen und Algen-Laminite aufweist, die für die randnäheren Gebiet (z.B. Jenzig bei Jena) charakteristisch sind. Die Oolithbank ß besteht aus zwei mächtigen Hartgründen mit großen Anbohrungen an der Oberfläche, die zwischen 20 und 30 cm mächtig sind und durch etwa 80 cm plattige Wellenkalke getrennt werden. Die Bohrgänge sind mit gelblichen Areniten und kleinen schwarzen Kalkgeröllen gefüllt. Hier fehlen die namensgebenden oolithisch-bioklastischen Kalke, die erst nördlich (Bad Sulza, Naumburg-Freyburg) auftreten und stark zunehmende Mächtigkeiten zeigen.

Generell sind sich die Bearbeiter des Unteren Muschelkalks einig, dass in diesem Profilabschnitt überwiegend Flachwasserbedingungen geherrscht haben (VOIGT & LINNEMANN 1995, KEDZIERSKI 2000, GÖTZ 1995). Terrestrische Bedingungen im stratigraphischen Abschnitt der Oolithbänke sind vom westlichen Beckenrand (Osnabrück, Winterswijk) durch Trockenriss-Horizonte und Reptilienfährten (DIETRICH 1998) in den Gelbkalken belegt. SZULC (2000) nimmt sogar eine mit Erosion verbundene Sequenzgrenze an.

Stopp 4: Spiriferinabank

Die Spiriferina-Bank wird in der Thüringischen Stratigraphie auch als f4 bezeichnet und liegt etwa 4m unter der Unteren Terebratelbank. Ihre Ausbildung im Steinbruch wechselt extrem schnell. Sie fällt manchmal ganz aus, spaltet in zwei getrennte Bänke auf oder ändert ihre Müchtigkeiten von 20 bis auf 40 cm. Ähnlich variabel ist die fazielle Ausbildung. In einem frühren Abbaustadium wurde sie als etwa 30 cm dicker, intensiv zerbohrter Hartgrund beobachtet. Zur Zeit ist die Bank als Konglomerat mit bis zu 15 cm großen, gerundeten Kalkstein-Klasten aufgeschlossen. Die Herkunft aus besagtem Hartgrund ergibt sich aus den teilweise erhaltenen Bohrungen in den Geröllen. Für ihre Entstehung war hohe Energie erforderlich, die auf zahlreiche Stürme oder ein Auftauchen bis an die Wellenbasis angenommen werden kann. Der namensgebende Brachiopode *Spiriferina fragilis* findet sich nicht selten auf der Oberfläche der Bank.

Stopp 5: Terebratelbänke

Die Terebratelbänke treten in einer für Ost-Thüringen typischen Fazies auf. Sie sind 1,60 m und 1,30 m mächtig und bestehen aus gelb verwitternden Schillbänken, deren Material überwiegend von Muscheln und Brachiopoden geliefert wird. An der Basis ist gelegentlich ein Hartgrund ausgebildet, der sich aufgearbeitet in großen Klasten wiederfindet. Hläufiger ist jedoch eine scharfe Grenze, und die Schillkalke füllen die eingerieften Grabgänge von Crustaceen *(Thalassinoides)*. Dir Terebratelbänke selbst bestehen aus verschiedenen Lithotypen. Rudite (Rudstones) aus zerbrochenen Schalen überwiegen deutlich, aber vor allem im jeweils oberen Teil der Bänke treten Biomikrite (Floatstones) mit ganzen Brachiopoden auf. Dort sind auch

verstärkt Muscheln enthalten, die toleranter in Bezug auf Sauerstoffgehalte und Salinität sind.

Die Bänke bestehen aus rippelartigen Körpern, die sich gegenseitig erodieren und schräggeschichteten Einheiten. Zu Beginn der neunziger Jahre war auch die gerippelte Oberfläche der Unteren Terebratelbank aufgeschlossen. Die einzelnen Lagen sind vor allem in der Oberen Terebratelbank manchmal von dünnen Mikritlagen getrennt. Vielfach kann man horizontweise Rohrgänge (Hartgründe) beobachten. Die stenohaline Fauna aus Brachiopoden und Crinoiden indiziert eine normal marine Phase im Vergleich zum Wellenkalk. Insgesamt stellen die Terebratelbänke das Ergebnis von hochenergetischen Sedimentationsereignissen dar (vermutlich eine Abfolge von Tempestiten), in denen relativ viel Zeit steckt (Hartgründe, wiederholte Aufarbeitung). Zumindest in den basalen Sedimenten der unterm Terebratelbank finden sich Ooide, die ebenfalls flaches Wasser indizieren. Das ist im direkten Gegensatz zu den Interpretationen von AIGNER & BACHMANN 1992, GÖTZ & FEIST-BURKHARDT1999 und RAMEIL et al. (2000), die den höchsten Meeresspiegelstand zur Ablagerungswie der Terebratelbänke annehmen (allerdings auf Grund von theoretischen Erwägungen und nicht auf Grund von sedimentologischen Untersuchungen). Geochemisch lässt sich allerdings bei allen drei Bankzonen (von denen Oolith- und Schaumkalkbänke von allen modernen Bearbeitern als Flachwasserbildung angesehen werden) der gleiche Trend zu kontinuierlich steigenden Karbonat/Ton-Verhältnis beobachten (LIPPMANN et al. 2005).

Die obere Terebratelbank wird von flasrigem Wellenkalk gefolgt, dem zwei deutlich sichtbare Schillhorizonte eingelagert sind, die der Unteren und Oberen Macrodon-Bank der Jenaer Straligraphie entsprechen. Die Gradierung, die Trennung der Schalen und das Auftreten von Bruchschill weist auch hier auf Stürme als entscheidendes Ablaerungsmedium hin. Wie bei der Spiriferina-Bank ist im Niveau der Unteren Macrodon-Bank zu beobachten, dass die Lagen auskeilen oder an ihre Stelle zwei oder drei dünnere Lagen treten.

Stopp 6: Schaumkalk

Die untere Schaumkalkbank (2,60 m) durchzieht als kompaktes helles Band die oberen Steinbruchwände. Sie besteht in der klassischen Aushildung aus Schaumkalk, das heißt, einem pseudo-oolithischen Kalkstein. Vermutlich handelt es sich um ehemals aragonitische Ooide, die später gelöst und sekundär mit Gips (in Bohrungen erhalten) oder Calcit ausgefüllt wurden (KOCH et al 1999). Die zahlreichen Hohlformen von Muscheln, Scaphopoden und Schnecken beweisen, dass deren Schalen ebenfalls ersetzt und gelöst wurden. An der Basis der Unteren Schaumkalkbank befindet sich häufig ein mächtier Hartgrund, der aufgearbeitet in den tieferen Lagen der Unteren Schaumkalkbank anzutreffen ist. Die dunkelgrauen, plattigen Gerölle sind durch starke Strömungen eingeregelt und zeigen Dachziegellagerung (Imbrikation). Die Schaumkalke enthalten zahlreiche Fossilien und sind meistens schräggeschichtet. Da sich Ooide und Fossilien in unterschiedlichen Ablagerungsräumen bilden, muss man Vermischung der Komponenten annehmen; ein Prozess, der auch wiederum am ehesten bei starken Stürmen abläuft. Sehr gute Rezentmodelle für die Abläufe an Ooidbarren bieten die tropischen Inseln der Bahamas. Die unter Brandungseinfluss gebildeten Ooide werden von sturminduzierten Strömungen über mehrere Kilometer verlagert und vermischt mit Molluskenschalen, die aus aufgearbeiteten Mergeln der Lagunen und des Vorstrandes stammen, in Form großer, intern schräg-

geschichteter Unterwasserdünen abgelagert. Die fast flächendeckende Verbreitung der Oolithe im Germanischen Becken spricht für die Verlagerung von Ooidbarren bei schwankenden Meeresspiegeln und ebenfalls für einen längeren Zeitabschnitt für ihre Bildung.

Die zweite Schaumkalkbank folgt nach etwa 3,5 m Wellertkalkzwischenmittel. Sie ist fast rein bioklastisch, enthält große Gerölle und erreicht nur geringe Mächtigkeiten (meist zweigeteilt, je 20-30 cm). Ooide sind nur untergeordnet enthalten. Eine dritte bioklastische Bank folgt ungefähr 2,5 m über der zweiten und ist als unscheinbarer 5 cm mächtiger Horizont ausgebildet. In ihr ist ein zeitliches Äquivalent der dritten Schaumkalkbank anzusehen, erscheint fraglich, da sie in strohgelbe, quaderförmig absondernde Dolomit-Mergel („Brikett-Schichten“) eingeschaltet ist, die faziell bereits dem Mittleren Muschelkalk entsprechen.

Stopp 7: Mittlerer Muschelkalk

Die gelblichen mergeligen Kalke des tieferen Mittleren Muschelkalks (Orbicularis-Schichten) sind als plattige, auf den ersten Blick fast strukturlose Gesteine ausgebildet. Es handelt sich um dolomitische Mergel, die dünne Feinsand- und Siltlagen enthalten. Als Schichtungstypen lassen sich Lamination und weitspannige, flache Beulenschichtung beobachten. Möglicherweise ist auch hier der Einfluss von Stürmen zu sehen, dazu fehlen aber noch detaillierte Untersuchungen. Bioturbation und Lebensspuren fehlen völlig, so dass hypersalinare Ablagerungsverhältnisse nahe liegen. Aufgrund der Schichtungstypen ist im Vergleich zum Schaumkalk ein deutlicher Anstieg des relativen Meeresspiegels anzunehmen, während der Wasseraustausch mit der Tethys stark eingeschränkt war. Einige Horizonte der plattigen Mergel im tieferen Teil enthalten massenhaft Fossilien einer einzigen Bivalvenart *(Neoschizodus orbicularis)*, die ausgedehnte Schalenpflaster bilden. Der Übergang zu noch stärker restrikten Bedingungen wird durch lagenweise angeordnete, unregelmäßige Hohlformen angezeigt. Sie gehen auf gelösten Gips oder Anhydrit zurück, der im Sediment unter Verdrängung der Mergel ausgefällt wurde. In größeren Konkretionen ist der Gips noch erhalten.

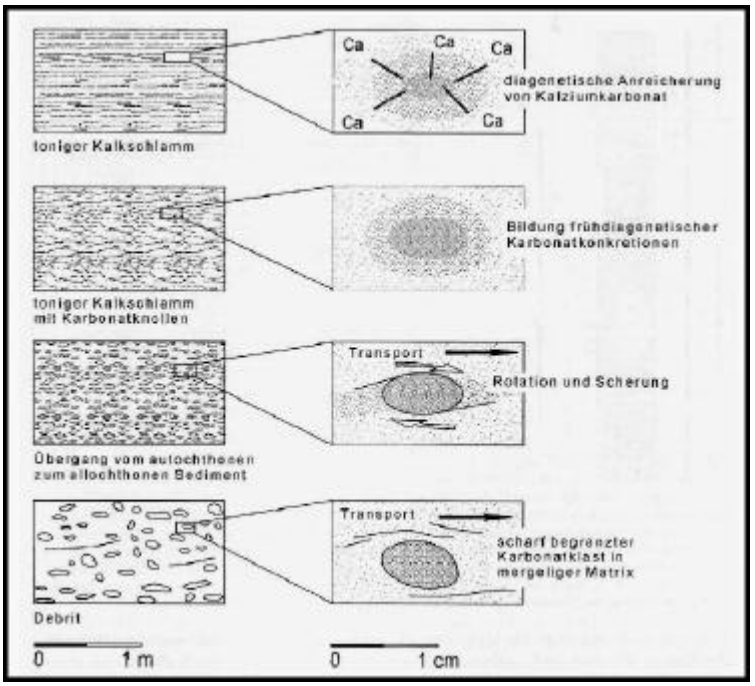

Abb.36 Die konglomeratischen Wellenkalke gehen auf Massenströme zurück, bei denen meterdicke, schwach lithifizierte Mergelpakete in Bewegung gesetzt wurden. Die bereits entstandenen Karbonatkonkretionen des späteren Wellenkalkes wurden dabei abgeschert und als Klasten transportiert (VOIGT; GAUPP & LÜTZNER 2010)

Wichtige Gesteinstypen der Wellenkalkfazies

Den Hauptanteil am Unteren Muschelkalk hat dessen Typusgestein - der Wellenkalk. Dies ist ein bröcklig verwitternder, feinkörniger Kalkstein, der von dünnen, flaserigen Mergellagen durchzogen ist. Im bergfrischen Zustand ist er blaugrau bis dunkelgrau. Die Farbe wird durch fein verteilten Pyrit und nur untergeordnet durch organische Substanz hervorgerufen. An der Erdoberfläche nimmt der Wellenkalk durch Oxydation des Pyrits rasch eine hellgraue bis weiße Färbung an. Die im Bohrkern meist nur schwach sichtbare flaserige Struktur wird durch die Verwitterung verstärkt und führt zu einer mechanischen Trennung kalkreicher Knollen und dünnschichtiger Mergel. Die Wellenkalktextur kann in verschiedener Ausprägung vorkommen (plattig, flaserig, knauerig). Die mineralogische Anlayse zeigt, daß die Struktur des Wellenkalkes stark vom Menenverhältnis Calzit zu den Tonmineralen abhängig ist: Die plattigen und grobknauerigen Kalksteintypen enthalten mehr Calzit als die dünnplattigen und flaserigen Wellenkalke. In An- und Dünnschliffen kann man erkennen, daß die Mergel nicht scharf abgegrenzt sind, sondern als ausfransende Tonsäume auftreten, die feinkörnige (mikritische) Kalkflasern mit wenigen Mikrofossilien umgeben.

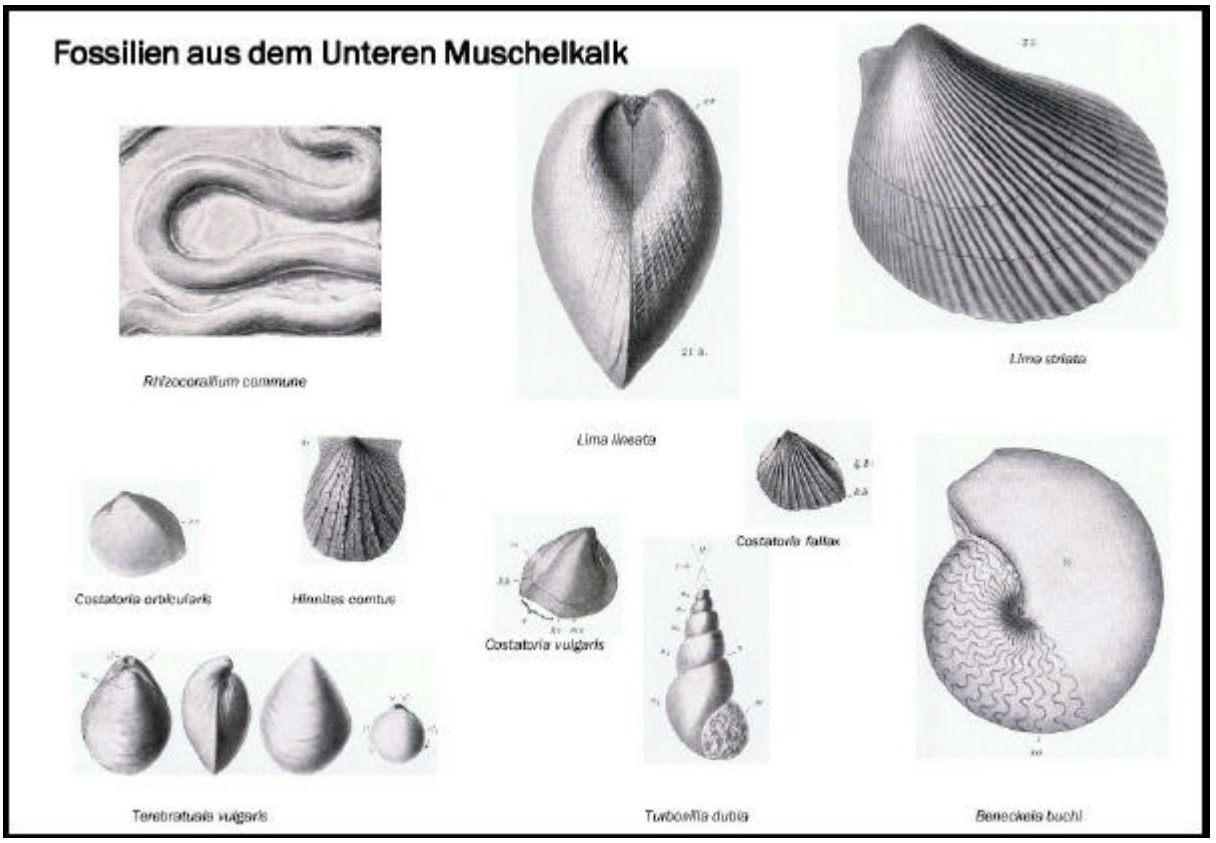

Abb.38 Fossilien aus dem Unteren Muschelkalk
Terebratuala vulgaris, Turbonilla dubia Beneckeia buchi, Rhizocorallium commune, Lima striata, Lima lineata, Costatoria fallax, Costatoria orbicularis, Hinnites comtus, Costatoria vulgaris

Es gilt als gesichert, daß der Wellenkalk im Wesentlichen das Resultat diagenetischer Karbonatumverteilung ist. Solche Gefüge sind in tonigen Kalksedimenten sehr häufig und entstehen während der frühen Gesteinsbildung. Im Idealfall kommt es zu einer vollständigen Trennung von Kalk- und Tonmineralen, wie es z.B. bei den Knol-

lenkalken des Devon typisch ist. Die ursprünglich diffuse Trennung in kalkarme und kalkreiche Phasen wird beim Wellenkalk durch Kompaktion durch überlagernde Schichten und durch die Verwitterung verstärkt. Während die Tonminerale der Mergel auf die umgebenden Liefergebiete zurückgeführt werden können, sind die großen Mengen an feinkörnigem Kalkschlamm im Muschelkalkmeer nicht sicher zu erklären. Wahrscheinlich entstand der Schlamm durch den Zerfall von Kalkalgen, durch Bioerosion (Arbeit von Muscheln, Mikroorganismen und Schwämmen) oder durch biochemische Fällung aus dem Oberflächenwasser. Auch eine anorganische Aragonit-Fällung im hochgradig übersättigten Meerwasser ist möglich. Dabei wirkten die Aragonit-Kristalle als Kristallisationskeime und wuchsen im übersättigtem Wasser weiter. Die Suspension wurde dann als Kalkschlamm ausgefällt (VOIGT; GAUPP & LÜTZNER 2010).

Weg im Wasserriß nach Dornburg

Am Ende der Buntsandsteinzeit erfolgte vom Nordrand der Tethys aus ein erstes weiträumiges Übergreifen des Meeres auf die riesigen Ebenen des Germanischen Beckens, was als Vorläufer der wenig später folgenden Transgression des Muschelkalkmeeres angesehen werden kann. Diese marinen Abfolgen erreichen in Thüringen Mächtigkeiten von 20-30 m und werden aufgrund des häufigen Vorkommens der Muschel *Myophoria vulgaris* „Myophorienschichten“ genannt.

Abb.38 Muschelkalk-Verbruch im Wasserriß am Weg nach Dornburg

Hier, unterhalb der Dornburger Schlösser, ist einer der wenigen Aufschlüsse, die das Profil vom Peliträt bis zum Unteren Wellenkalk lückenlos zeigen und deshalb als Referenzprofil vorgeschlagen wurden. Im mittleren Abschnitt der Myophorienschichten treten Lagen aus hellblauen Faser-Cölestinen auf, die in historischer Zeit wertvolle Stufen geliefert haben. Der Erstfund stammt von LENZ (1816), und selbst GOETHE widmete dem Aufschluß seine Aufmerksamkeit. Die Enstehung der Cölestine ist mit der diagenetischen Umwandlung von Aragonit zu Calzit verbunden. Im Kristallgitter des Aragonits eingebautes Strontium paßt nicht in das Calzit-Gitter und wurde deshalb aus den Porenwässern als Strontiumsulfat in offenen Klüften ausgeschieden. Häufig kommte es dabei zur Verdrängung von Fasergips. Daher ist Cölestin auch in den liegenden Röt-Gipsen vertreten.

Sedimentologisch gesehen ist im Wasserriß der Übergang von der terrestrischen Tonebenen-Fazies zur marinen Fazies aufgeschlossen. So fanden sich Sturmlagen, Erosionsrinnen, Algenmatten und fossile Böden des ariden Klimabereiches. Die Myphorienschichten enthalten Fossilien wie Muscheln, Gastropoden, Ammoniten, Fischreste und Knochen mariner Reptilien (VOIGT, 2000).

Die Dornburger Schlösser

Abb.39 Blick von Dorndorf nach Norden auf die Dornburger Schlösser und die Stadt Dornburg

Inmitten von Weinbergen, auf einem Muschelkalkfelsen über dem Saaletal, erheben sich die Dornburger Schlösser. Die Atmosphäre dieses einzigartigen Schlossensembles veranlasste bereits Goethe zu wiederholtem Aufenthalt. Das „Alte Schloss“ als östliches und ältestes der drei Schlösser ging aus dem Ausbau der einstigen Burganlage des Mittelalters hervor. Sein heutiges Aussehen erhielt es im Wesentlichen unter dem Renaissancebaumeister Nickel Gromann. Im Westen liegt das im 16.Jahrhundert für ein Rittergut errichtete „Renaissanceschloss“, später „Goethe-Schloss“ genannt. Das mittlere der drei Schlösser entstand im 18.Jahrhundert nach Plänen von Gottfried Heinrich Krohne als Rokokoschloss. Ein Landschaftsgarten vor dem Renaissanceschloss und ein geometrisch formal gestalteter Garten mit Rosenlaubengang am Rokokoschloss verbinden das Ensemble zu einer malerischen Einheit. Das Alte Schloss wird von der Friedrich-Schiller-Universität Jena als Seminar- und Begegnungsstätte genutzt. Das Renaissance- und das Rokokoschloss sind mit ihren Ausstellungen zu Johann Wolfgang von Goethe und zur Geschichte des Rokokoschlosses für Besucher geöffnet. (Quelle: Prospekt)

Abb.40 Das „Alte Schloss“

Abb.41 Das „Renaissance-Schloss“, die Einkehr Goethes

Abb.42 Das „Rokokoschlösschen“

Abb.43 Der ehem. Marstall, 1919-1925 Bauhaus-Töpferei

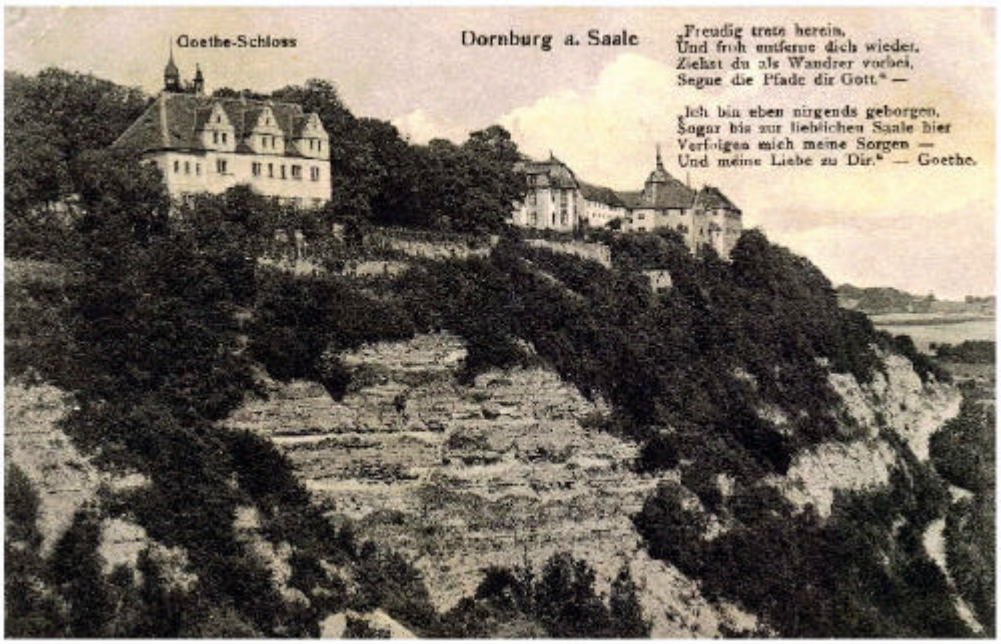

Abb.44 Das „Goethe-Schloss“ früher

HISTORISCHE DATEN

	937	**Dornburg wird erstmalig urkundlich erwähnt. Ende des 10.Jahrhunderts befindet sich eine Königspfalz der Ottonen in Dornburg.**
	1083	**Belehnung Markgrafs Wiprechts von Groitzsch mit Dornburg.**
	13./14. Jh	**Die Schenken von Vargula und die Grafen von Orlamünde und von Schwarzburg sind Besitzer der Dornburg an Stelle des Alten Schlosses.**
	1353	**Die Schwarzburger treten die Burg im Tausch gegen Sondershausen an die Wettiner ab.**
	1451	**Zerstörung des Alten Schlosses.**
	1539 – 1547	**Errichtung des heutigen Renaissanceschlosses.**
	1560 – 1574	**Errichtung des Alten Schlosses unter Beteiligung von Nickel Gromann.**
	Ab 1573	**Das Alte Schloss wird Witwensitz.**
	1736 – 1741	**Errichtung des Rokokoschlosses nach Plänen von Gottfried Heinrich Krohne.**
	1824 – 1828	**Unbau des Renaissanceschlosses und Anlage eines Landschaftsgartens.**
	Sommer 1828	**Zehnwöchiger Aufenthalt Goethes im Renaissanceschloss.**
	1921	**Verstaatlichung der Dornburger Schlösser.**
	1928	**Eröffnung einer Goethe-Gedenkstätte im Renaissanceschloss durch die Goethe-Gesellschaft.**
	2009	**Die Stiftung „Thüringer Schlösser und Gärten“ wird Eigentümerin. Das Alte Schloss ist seit 1995 im Eigentum der Stiftung.**

Abb.45 Blick von den Dornburger Schlössern ins Saaletal, rechts der Steinbruch von Dorndorf-Steudnitz

Weimar und Ehringsdorf

Abb.46 Weimar

Die "Große Parkhöhle" unter dem Park an der Ilm

Die große Parkhöhle ist ein zwischen 1796 und 1800 aufgefahrenes Stollensystem zwischen dem Ilmsteilufer am Nadelöhr bzw. an der Floßbrücke (Naturbrücke) und der Belvederer Allee. Weitere, einst ebenfalls zugängliche bergmännische Hohlräume (Stollen und größere kammerartige Auffahrungen unter und westlich der Belvederer Allee) wurden 1976-1978 verfüllt.

Der Bedarf an Lagermöglichkeit für Bierfässer sowie die Planung einer neuen Brauerei führten zwischen 1796 und 1800 zur bergmännischen Auffahrung von untertägigen Felsenkellern sowie eines Stollens zur "Ableitung übriger Flüssigkeiten" zur Ilm. J.W.v.GOETHE war zu dieser Zeit als Minister für "Bergbauangelegenheiten" im Herzogtum Sachsen-Weimar-Eisenach tätig. Große Teile dieser untertägigen Auffahrungen sind erhalten geblieben - das einzig befahrbare Objekt des goethezeitlichen Bergbaus (und dies gleich neben Residenz und Goethehaus).

In den Jahren um 1800 wurden in den Stollen für den sich erweiterten Park an der Ilm Baustoffe gewonnen. Die dabei entstandenen Weitungsbaue stellen heute eine Gefährdung für den Goethepark darüber dar. Bergtechnische Sicherungsarbeiten waren deshalb unaufschiebbar und wurden seit 1991 durchgeführt. Die wechselvolle Nutzungsgeschichte der Parkhöhle (Lagerkeller, Baustoffgewinnung, Wandelgang, Ort naturwissenschaftlicher Forschung) ist zugleich interessante Stadtgeschichte. Im 2. Weltkrieg wurden Luftschutzräume für die Bevölkerung und die Gauleitung in den Stollen eingerichtet.

GOETHE war nicht nur Dichter, sondern zugleich auch ein bedeutender Naturforscher. Diese in die Zukunft weisende, museal bislang zu wenig präsentierte Seite seines Schaffens ist in den Parkhöhlen so gut wie an keiner anderen Stelle vorzustellen: Er und sein Sohn August führten bis heute gültige geologische Untersuchungen in den Gesteinen durch, in denen die Parkhöhlen angelegt sind. Inmitten dieser eis-

zeitlichen Ilmsedimente und Travertine kann dieses Thema so gut wie an keiner anderen Stelle vorgestellt werden.

In den Parkhöhlen ist die Architektur und die Erdgeschichte des Untergrunds der Stadt Weimar zu studieren, und zwar an einer ganz wesentlichen Stelle: An der Randverwerfung eines Grabenbruchs treten seit langer Zeit Quellwässer zutage, die in eine Auenlandschaft mit Seen einmündeten. Aus ihnen schied sich Travertin ab, das charakteristische Gestein Weimars - und in dieses sind die Parkhöhlen von den Bergleuten hineingeschlagen worden. Der Besucher steht am Grunde eines zu Stein gewordenen Sees. Vor 200.000 Jahren kamen Waldelefanten und Waldnashörner hierher zur Tränke - ihre Knochenreste gerieten in den Travertin der Parkhöhlen. Schon im vorigen Jahrhundert wurden in den Travertinen der Parkhöhlen Feuersteinwerkzeuge des eiszeitlichen Menschen gefunden. An den Tränkplätzen der Großsäugetiere lagen ihre Jagdreviere und ihre Rastplätze.

Das Entstehen der für Weimar so bemerkenswerten Travertine des Ilmtals im Quartär hatte geologische, tektonische, hydrologische und klimatische Ursachen. Weimar liegt im Zentrum der Thüringer Mulde auf weitgehend flach gelagerten Gesteinen des Muschelkalkes und des Keupers. Ein schmaler Grabenbruch durchzieht diesen Raum, in dem die genannten Gesteine an Verwerfungen um 100 bis 150 Meter abgesunken sind. In diesem Ilmtalgraben liegen deshalb tonige Gesteine des Keupers, durch Randverwerfungen voneineinander getrennt, direkt neben klüftigen Felsgesteinen des Muschelkalkes. Daraus resultiert eine von diesem tektonischen Bauplan abhängige Morphologie, indem die harten randlichen Muschelkalke Erhebungen (Hochflächen) und die weichen Keupergesteine der Grabenfüllung eine Taldepression bilden, in der die Ilm ihren Lauf genommen hat. Diese Situation hatte im Eiszeitalter einen besonderen Wasserkreislauf im Untergrund zur Folge: Im klüftigen Muschelkalk versickerte einerseits das niederfallende Regenwasser auf den Hochflächen und versank andererseits Ilmwasser wenige Kilometer flußauf außerhalb des Ilmtalgrabens in der Gegend zwischen Mellingen, Öttern und Bad Berka.

Bei der unterirdischen Wanderschaft des Wassers im Muschelkalk löste sich Kalk und Gips. An den Grabenrandvertiefungen stieß das zum Vorfluter wandernde, inzwischen kalk- und gipshaltige Wasser an die wasserstauenden Tongesteine des Keupers. Durch den hydrostatischen Druck stiegen diese Wässer an dieser Sperrschicht auf und traten an den Grabenrändern als schüttungsstarke Karstquellen zu Tage. Solche Quellen bestehen auch heute noch im Stadtgebiet (z.B. Kipperquelle, Herzquelle, Leutraquellen). Besonders während der Warmzeiten im Eiszeitalter schieden sich durch chemische Fällungsvorgänge sowie durch biologische Prozesse die Kalke aus den kalkharten Karstwässern wieder aus. Derartige Prozesse der Travertinentstehung können noch heute an verschiedenen Stellen der Welt beobachtet beobachtet werden, u.a. ist dies im Pennicketal bei Jena-Wöllnitz möglich.

Auf diese Weise entstand neben den mächtigen Travertine von Taubach und Ehringsdorf auch das Travertinlager Weimar-Belvederer Allee, in dem und unter dem die Parkhöhlen angelegt wurden. Dieser Travertinkörper zwischen dem Ilmsteilhang im Goethe-Park im Osten und der Freiherr-vom-Stein-Allee im Westen, dem Hilton-Hotel im Süden und dem Goethehaus am Frauenplan im Norden ist nicht einheitlich aufgebaut. Es gibt eine west-ost-orientierte Gliederung des Travertinkörpers in drei unterschiedliche Bildungsräume mit unterschiedlicher vertikaler Schichtenabfolge und unterschiedlicher Höhenlage der Travertine.

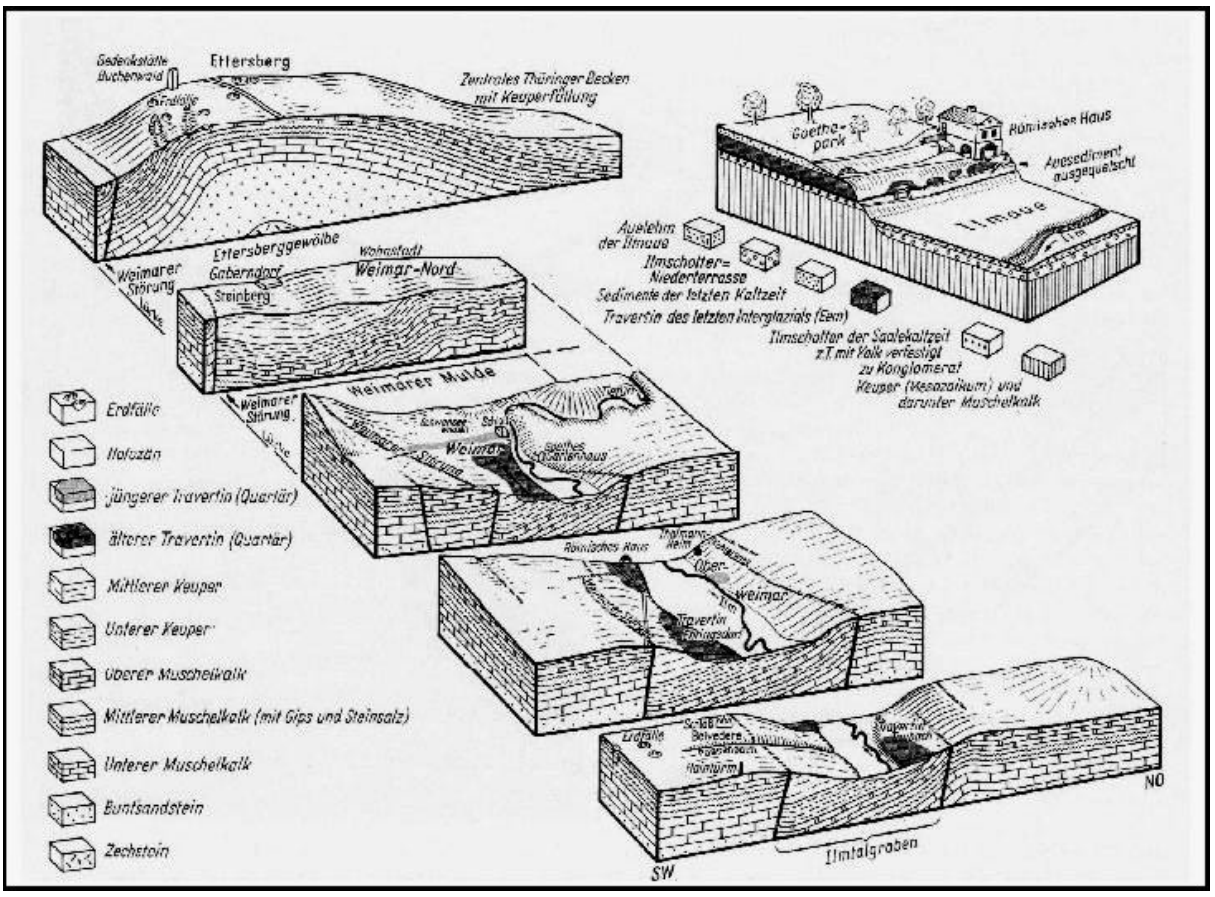

Abb.47 Geologisches Blockbild des Ilmtalgrabens in Weimar (WAGENBRETH & STEINER 1982)

Am Westrand des Travertinvorkommens, in der genauen Position unbekannt, lag jene große Karstquelle, deren mineralisiertes Quellwässer zur Travertinbildung führten. In der Nähe dieser Quelle schieden sich aus dem langsam fließenden Karstwasser vor allem an Armleuchteralgen (*Characeen*) sogenannte Characeenkalke, Characeensande und ganz oben geringmächtige Festtravertine aus. Diese Travertinabfolge lagert auf einem älteren Löß und darunterliegenden Muschelkalkschottern eines Nebenbachs der eiszeitlichen Ilm auf. In diesem "quellennahen Randbereich" wurden in einigen "Sandgruben" einst Travertinsande, sogenannte Charasande, als Scheuer- und Stubensande abgebaut.

Östlich an diesem morphologisch hochliegenden Bereich anschließend fiel das eiszeitliche Gelände relativ steil einige Meter zur damaligen Ilmaue ab. An diesem Steilhang flossen die Karstwässer schnell und durchlüfteten intensiv, so daß hier mächtige gelbe Werksteintravertine entstehen konnten, in denen die beschriebenen "Felsenkeller vor dem Frauenthore" und die für das Baugeschehen in Weimar so wichtigen Werksteinbrüche westlich der Belvederer Allee angelegt wurden. Daß sich diese festen Banktravertine des sogenannten "Hangbereiches" sehr schnell ausschieden, belegen senkrecht im Travertin eingebettete, gut erhaltene Baumstämme (die leider dem Travertinabbau zum Opfer fielen). Recht häufig wurden in diesen Banktravertinen die Hohldrucke auch jener Koniferenzapfen gefunden, die bereits erwähnt wurden.

Abb.48 Der Weg in den Parkhöhlen führt durch die liegenden Ilm-Kiese,

Räumlich am ausgedehntesten ist der östlich angrenzende, am tiefsten liegende Bereich im Niveau der damaligen Flußaue, der sich am Fuß des Steilhangs anschließt und in dem die Travertinabfolge auf den Sedimenten einer eiszeitlichen Ilm aufliegt, und zwar auf Auelehmen über Ilmkiesen. Zu Beginn der Travertinsedimentation war dieser Talboden durch stehendes Wasser geprägt, also reich an Seen. In ihnen entstanden helle Seekalke und Schilftravertine mit senkrecht erhaltenen Röhrichtgewächsen wie Schilfrohr *(Phragmites*), Rohrkolben (*Typha*) und Binsenschneide (*Cladium*). An den Stollenwänden der Parkhöhle zwischen Nadelöhr und Belvederer Allee gewinnt man den Eindruck, als würde man durch ein großes Aquariumfenster auf ein quergeschnittenes belebtes Seeufer blicken. Unter diesen Röhricht-Travertinen sieht man eine dünne schwarze Kohlelage, eine Schilf- und Algenkohle, die auf einem wenig durchlüfteten Seeboden entstand. Unter Beteiligung von Eisen- undManganbakterien bildeten sich unter reduzierenden Bedingungen im gleichen Niveau leuchtend braungefärbte Eisenocker-Bänder. Von der einstigen Schilfvegetation ausgehend drangen metertief braune Wurzelbahnen in die darunterliegenden Auelehme und Ilmschotter ein. Geologische Aufschlußbilder dieser Art gehören zu den großen Seltenheiten. Nur unter Dach, wie hier untertage, sind derartige Naturdenkmale dauerhaft zu erhalten.

Abb.49 Das Römisches Haus im Park an der Ilm wurde in auf Travertinklippen errichtet

Diese vorwiegend in stehenden Gewässern entstandenen Travertinsedimente wurden schließlich überlagert von Festtravertinen in meist mürben, gelegentlich auch sehr festen Bänken, in denen sich Laubmoose sehr gut fossil erhielten. In diesen Gesteinen des sogenannten "Talbereiches" wurden die Stollen der Großen Parkhöhle angelegt, die festen Travertinbänke an der Firste (der Decke) der Gänge, und die Seesedimente mit den darunterliegenden Auelehmen und den meist kalkverfestigten Ilmkiesen (Parkhöhlenkonglomerat) an den seitlichen Stößen. Es sind größtenteils Gesteine, die im Übertagebereich ganz schnell verwachsen und verrollen, also als geologisches Denkmal dort nicht erhaltbar sind. Hier untertage ist es möglich, die geologische Geschichte unserer Heimat in einigen wesentlichen Abschnitten vorzustellen.

Ab 1990 liefen Erschließungsarbeiten für eine Nutzung der Parkhöhlen als öffentlich zugängliches Untertagemuseum im Rahmen von unbedingt notwendigen Sicherungsarbeiten insbesonders im Bereich Mensa, Russischer Friedhof, Tempelherrenhaus und Mundloch. Da Verfüllungen oder Ausbau gleichermaßen kostenaufwendig

Abb.50 Bauwerke der Region wie die Kirche in Oberweimar 1791-98 enthalten bis zu 80% Bausteine aus Travertin

waren, wurde vom Rechtsträger „Klassik Stiftung Weimar“ und der Stadt Weimar angesichts des außerordentlich hohen Denkmalwertes entschieden, die Parkhöhlen auszubauen und Ende 1996 als Untertagemuseum zu eröffnen.

Geologie der Travertinlagerstätte Ehringsdorf

Geologie und fossile Lebewelt der Travertine von Ehringsdorf können nur richtig verstanden werden, wenn einige Ereignisse des jüngsten erdgeschichtlichen Abschnittes, des Quartärs, zuvor dargestellt sind: Das dem Quartär vorangegangene Tertiär (Braunkohlenzeit, 65 bis 2 Millionen Jahre vor heute) war wärmer als die Jetztzeit, so daß tropische bis subtropische Floren und Faunen kennzeichnend waren. Mit Beginn des Quartärs setzte eine drastische Abkühlungstendenz ein, so daß die Jahresmitteltemperaturen schließlich bedeutend tiefer als heute lagen. Es kam zur Ausbildung von Inlandeisgletschern. Ein in den skandinavischen Gebirgen entstandenes Eismassiv füllte schließlich die Ostseesenke und drang bis in das nördliche Europa vor.

In den nichtvereisten Gebieten veränderte sich das Landschaftsbild. Anstelle einstiger üppiger südlicher Vegetation bildeten sich Kältesteppen aus. Zwangsläufig änderten sich die Faunen. Das Quartär kennzeichnete neben der geschilderten Grundtendenz eine Klimazyklizität. Mehrfach wechselten Kalt- und Warmzeiten ab. Die Kaltzeiten, während denen sich das skandinavische Inlandeis vorschob, nennt man Glaziale. End- und Grundmoränen sowie Fließerden und Löß sind die Gesteinszeugen. Dreimal drang das skandinavische Inlandeis nach Mitteldeutschland vor (Elster-, Saale- und Weichselkaltzeit)

Während der Elsterkaltzeit vor ca. 450.000 Jahren erreichte der Eisrand den Raum von Weimar. Im Zeitraum zwischen der folgenden Saale-Kaltzeit und der Weichselkaltzeit bildeten sich die Gesteine der Travertinsteinbrüche von Ehringsdorf. Die Glaziale wurden durch Warmzeiten getrennt, während denen das Klima dem heutigen ähnelte, nur feuchter und wärmer war. Längere Warmzeiten nennt man Interglaziale, kürzere Interstadiale. Wärmeliebende Pflanzen und Tiere wanderten ein. Der auffälligste Prozeß in der Landschaft war eine zunehmende Bewaldung. Eichenmischwälder kennzeichneten die Höhepunkte der Warmzeiten. Waldelefanten, Waldnashörner, Hirsche und Rehe, Wildschweine, Waldbisons sowie Löwen, Panther und Hyänen lebten zu diesen Zeiten.

Das Travertinlager von Ehringsdorf mit 0,6 km² Fläche und rund 5 Millionen t Masse liegt auf einer saalekaltzeitlichen Ilmterrasse sowie auf kaltzeitlichen Solifluktionssedimente. Als die jungpleistozäne-holozäne Ilm ihr neues Bett tiefer einschnitt, wurde ein Teil des Ehringsdorfer Travertins abgetragen. Es entstand - wie beim Weimarer Travertin im Goethepark - ein Steilhang zur rezenten Aue mit zahlreichen Travertinklippen.

Bis 1950 war der Ehringsdorfer Travertin nur durch kleine Brüche punktförmig aufgeschlossen. Auf der Grundlage der geologischen Aufnahmen von WEISS und WÜST und eigenen Arbeiten konnte SOERGEL 1926 ein den damaligen Forschungsstand widerspiegelndes Standardprofil veröffentlichen. Erst die großräumigen Tagebauaufschlüsse von 1950-1975 und ein Kernbohrprogramm 1967/68 lieferten die räumliche Analyse und schließlich die Erarbeitung eines neuen, das ganze Travertinfeld erfassenden Standardprofils.

Das Standardprofil

Der geologische Schichtenaufbau ist bei räumlicher Betrachtung der gesamten Travertinplatte unterschiedlich. Erst gegen Ende der Bearbeitung wurde deutlich, daß in Analogie zum Travertin von Weimar auch in Ehringsdorf räumlich unterschiedliche Profile vorhanden sind. Der Zentralbereich des Ehringsdorfer Travertins entspricht einem zusammenfassenden Standardprofil, das in den südöstlichen Bruchwänden der Brüche Fischer und Kämpfe in den zwanziger und dreißiger Jahren und in der ilmaufwärts vorrückenden Hauptabbauwand in den Jahren 1950 - 1960 aufgeschlossen war.

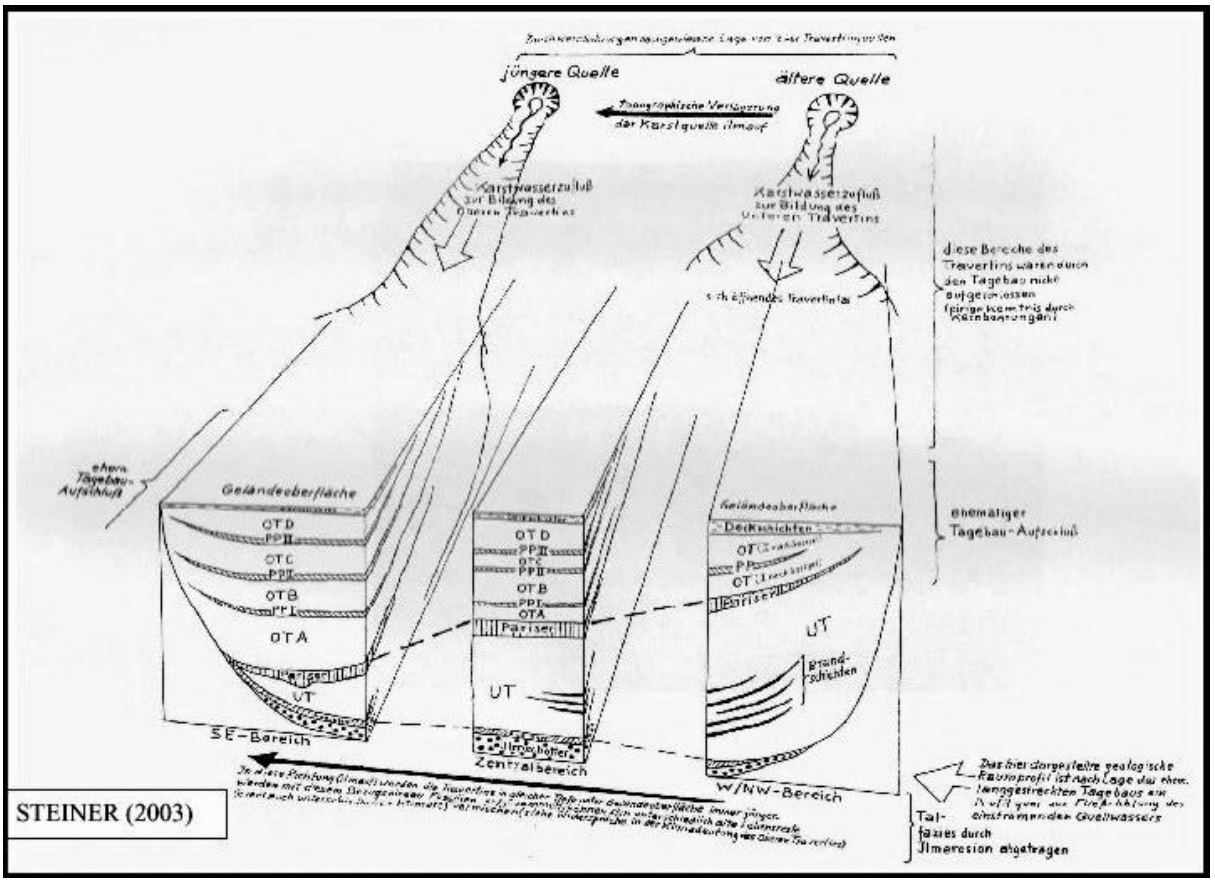

Abb.51 Standardprofil von Ehringsdorf

Dieses Standardprofil von Ehringsdorf ist wie folgt aufgebaut:

Bezeichnung	Schichtenbeschreibung	Mächtigkeit
Deckschichten	Lößlehm und Gehängelehm mit Frostspalten und anderen periglazialen Strukturen	1,0 - 2,0 m
Oberer Travertin D	grottig-knaueriger Travertin und Travertinsande	ca. 2,0 m
Pseudopariser III	oben Humuszone travertinsandige Schluffe	0,1 - 0,2 m
Oberer Travertin C	meist grottiger, undeutlich bankiger Travetin	ca. 1,0 m
Pseudopariser II	oben Humuszone travertinsandiger Schluff	0,1 - 0,2 m
Oberer Travertin B	grottig-knauerige Travertine Banktravertin und Travertinsande	2,0 - 3,0 m
Pseudopariser I	oben Humuszone travertinsandiger Schluff	0,1 - 0,2 m
Oberer Travertin A	feste Banktravertine, z. T. mit Humusbändern (lokal eng begrenzt im südöstlichen Feldteil bei größerer Mächtigkeit eine autochthone Brandschicht mit Artefakten, Holzkohle und Knochenbruchstücken)	ca. 1,0 m
Pariser Horizont	Bodenbildung: Parabraunerde bis Rendzina tonige Schluffe, z. T. geröllführend, lokal kalkverfestigt („Pariser Travertin“)	ca. 1,0 m
Unterer Travertin	meist feste Banktravertine fossilreiche Travertinsandlagen (Mollusken, Großsäuger, Artefakte), im westlichen Feldteil Auftreten von Brandschichten mit Artefakten, Großsäugerresten und menschlichen Knochenresten	6,0 - 7,0 m
„Auelehm“	toniger Schluff	ca. 1,0 m
Ilmschotter	sandige Kiese	ca. 1,5 m
Solifluktionssedimente	tonige Schluffe mit eingestreuten Kiesen und eckigen Festgesteinkomponenten	einige Meter
Keuper	vorwiegend Schluffsteine	

Abb.52 Travertin- Schaustück der Freilandausstellung

Abb.53 Forschungspfeiler im Travertinsteinbruch Ehringsdorf

Zur Entstehung der einzelnen Schichten des Ehringsdorfer Travertinprofils

Entstehung der Basisschichten

Das bis südlich Weimar vorrückende Inlandeis der Elsterkaltzeit vor etwa 450.000 Jahren hatte das von Mellingen über Süßenborn/Umpferstedt um den Kleinen Ettersberg bei Oßmannstedt nach Rastenberg führende Bett der Ur-Ilm mit Moränenmaterial verschüttet. Mit ausklingender Elsterkaltzeit - Holssteinwarmzeit - früher Saalekaltzeit entstand der neue Ilmlauf von Mellingen nach Weimar genau über dem morphologisch als Senke vorgezeichneten Ilmtalgraben. Sehr wahrscheinlich bestand hier bereits ein älteres Nebental zum mittelpleistozänen Ilmlauf. Jetzt kehrte sich das Gefälle um (eventuell unterstützt durch Anstauen von Toteis). Auf periglaziale Solifluktionssedimente lagerten sich saalekaltzeitliche Ilmkiese (mit Geröllen aus dem Thüringer Wald) und Auelehme ab. Sie verzahnten sich hangwärts mit noch immer abgleitenden Hangsedimenten. Diese Beobachtung sowie deutliche Froststrukturen (Kryoturbationen) an der Grenze Kies/Auelehm weisen auf kalte Winter hin. In der Umgbeung bestand eine Tundra, in der vereinzelt hartgrasfressende kälteresistante Großsäuger wie das frühe Mammut lebten.

Abb.54

Die Entstehung des Unteren Travertins

Über dem Auelehm wurden lokal Altwassersedimente abgelagert. Nun setzten warmzeitliche Bedingungen ein. Niederschlagsreichtum führte zum Austritt einer starken Karstspaltenquelle oberhalb des ehem. Steinbruchs Fischer. Zum Vergleich

Abb.55

sei an die heutige Herzquelle in Oberweimar mit einer Schüttung bis zu 1000 m3/h (Gesamthärte 80° dH) erinnert. In einer Talkerbe unterhalb der Quelle entstand ein Rieselfeld mit Kalkausscheidungen. Es bildeten sich vermutlich Kalkkaskaden. Die Talkerbe ging in eine durch Auslagerungsvorgänge sich ständig senkende Geländedepression mit Tümpeln und kleinen Seen über, in denen sich lockere Kalksedimente (Seekreiden, Characeensande u. a.) ablagerten, teils aus der Talkerbe eingedriftet, teils primär an Pflanzen und durch chemische Ausfällung ausgeschieden. Gewiß war auch hier - in Analogie zu den Verhältnissen im Travertin Weimar-Belvederer Allee - eine deutliche fazielle Zonierung vorhanden. Eine Randfazies in der Talkerbe in Quellennähe ist deutlich von einer Talfazies zu unterscheiden. Der starke Röhrichtbewuchs am Rande und die dichten Characeenrasen im Flachwasser der Seen im limnisch-fluviatilen Talfaziesbereich führten bald zur Ausscheidung von Festtravertin (z. B. Schulftravertine mit aufrechten Stengeln, Charakalke). Schließlich schob sich eine deltaartige Rieselfeldsedimentation der Talkerbe mit festen Moostravertinen auf die geringmächtigen basalen Ablagerungen der Talfazies über. Die Moose mit gallertartigen Aufwuchsalgen wirkten wie Reusen, fingen die mit dem fließenden Karstwasser vorbeidriftenden Kalkkristallite auf, die zum Ausgangspunkt der Kalkinkrustationen wurden, in dem angespritzte Kalkwassertropfen verdunsteten. Hohlräume konnten durch sekundäre Kalzitausscheidungen zugefüllt werden.

Abb.56

Die Umgebung des Travertinbildungsraumes war mit Buschwerk und Laubbäumen bestanden. Zweige, Blätter und Früchte drifteten ein. Nadelgehölze wie in der Umgebung des Weimarer Travertins fehlten. Es handelte sich um einen Eichen-Linden-Mischwald mit Weiden und Hasel. Die Buschvegetation war sparsam, das wärmeliebende Tertiärrelikt des Thüringischen Flieders besonders auffällig. Es muß auch ausgesprochen trockene Standorte gegeben haben, wie Blattfunde von *Quercus virgilianum* und *Ligustrum vulgare* beweisen. Aufrecht eingebettete Pflanzen wie Moose, Characeen, Pflanzen der Röhrichtzone (*Phagmites, Typha*, *Cladium* u.a.) und Baumstämme belegen eine schnelle bis sehr schnelle Ablagerung des Travertins. Die Tierwelt war in dieser im Vergleich zu heute ein wenig wärmeren Periode dem Waldbiotop angepaßt. Die blattfressenden Waldelefanten *(Palaeoloxodon antiquus),* Waldnashörner (*Stephanorhinus kirchbergensis*) und Wildschweine (*Sus scrofa*) waren neben anderen Tieren typische Vertreter der "Antiquus-Fauna".

Die fossile Flora und Fauna gestattet eine globale klimatische Aussage: Der Untere Travertin ist in einer Warmzeit entstanden, wobei allerdings bei Mollusken und Säugetieren die wärmeanspruchsvollsten Vertreter allmählich im Profil von unten nach oben verschwinden. Die Flora ist eine typische warmzeitliche Waldgesellschaft, ob-

wohl ausgesprochen atlantische Formen der mitteleuropäischen Hochinterglaziale fehlen. Nach oben nehmen Elemente der offenen Landschaft zu.

Die Entstehung der Brandschichten im Unteren Travertin

Im Einmündungsbereich der quellwasserführenden Talkerbe in den Auen- und Talbereichen bestanden auf schmalen Travertinriegeln Zugangsmöglichkeiten zu den offenen Wasserflächen und Quellbereichen, die im Winter infolge konstanter Quellwassertemperatur den Charakter „lauer“ Quellen hatten. Bei Frost standen "Rauchsäulen" über den Quellgerinnen. Die Quellwässer wurden zum Anziehungspunkt der Tierwelt. Diese Tränkplätze der eiszeitlichen Großsäuger waren zugleich die günstigsten und bevorzugten Jagdreviere der eiszeitlichen Jäger. Die erlegten großen Tierkörper konnten nicht weit transportiert werden. Auf den halbwegs trockenen Travertinriegeln im Travertinbildungsfeld wurden die Jagdtiere, zuletzt auch die Knochen, zerteilt und am Feuer zubereitet. Unter und an den Feuerstellen und in der Umgebung entstanden die Brandschichten als Zeugnis der Rastplätze mit Anhäufung von Holzkohlestücke (vorwiegend Rhizome kräutiger Pflanzen - Nahrungsreste?), zerlegten und zerschlagenen Elefanten-, Nashorn- und anderen Großsäugerknochen sowie zurückgelassenen Feuersteingeräten. Durch natürliche Sedimentverdriftung erreichten die einzelnen Brandschichten eine unterschiedlich weite Ausdehnung von einem dunklen, sehr aschereichen Zentralbereich (eigentlich Feuerstelle) zu einem allmählich undeutlich werdenden Außenrand. Im Mittelbereich um die eigentliche Feuerstelle war stets die größte Fundhäufigkeit von Großsäugerknochen und Feuersteingeräten.

Abb.57

Durch Unglücksfälle oder (auch) durch kultische kannibalische Handlungen gelangten auch Skelettreste der Ehringsdorfer Menschen in den sich bildenden Unteren Travertin. Fundbereiche waren die Brandschichten, die zwischenliegenden Travertine sowie randliche Travertine in gleichem stratigraphischen Niveau. Die bis 8 übereinanderliegenden Brandschichten können eng zusammenliegen, im Bereich stärkerer Untergrundsenkungen aber auch weiter auseinander gerückt sein. Die Brandschichten mit den zwischengeschalteten hellen Travertinlagen sind als Jahresrhythmen deutbar.

Die Entstehung des Pariser-Horizontes

Die Travertin-Bildungsbedingungen müssen relativ plötzlich gestört worden sein. Aus Molluskenuntersuchungen wissen wir, daß im obersten Unteren Travertin die Waldfaunen durch Mischfaunen der Waldsteppe und der offenen Landschaft abgelöst werden. Das ist sicher Ausdruck einer raschen klimatischen Änderung. Die Travertinsedimentation hört infolge geringerer Niederschläge, abnehmender Temperaturen und anderer veränderter Bedingungen auf. In einer nachfolgenden Sedimentationspause muß es aber noch so feucht gewesen sein, daß die Oberfläche des Unteren Travertins angelöst wurde (Mikrokarst). Danach erfolgte bei kühlfeuchtem Klima ein Abgleiten von vorwiegend schluffig-tonigen Lockergesteinen (älterer Löß, ältere Solifluktionssedimente, verwitterte Ton- und Schluffsteine der Trias) von benachbarten Hängen. Diese Tone und Schluffe legten sich weitflächig über den ganzen Unteren Travertin. Die Hauptmasse dieses meist 1-2 m mächtigen „Pariser-Horizontes“ besteht aus diesen Tonen und Schluffen. Daneben finden sich Geröll- und Grobschutt-

schichten mit Gesteinen des Thüringer Waldes (Ilmschotter) und mit Feuersteinen und Travertinstücken. Während der Pariser-Sedimentation hat offenbar die Schüttung kalkigen Karstwassers nicht ganz aufgehört. Teile dieses Horizontes wurden verkalkt, die Schluffe zu sog. "Pariser-Travertin", die Kiese zu kalkigen Konglomeraten.

Nach Ablagerung des „Pariser Horizontes“ kam es zu einer längeren Sedimentationspause mit chemischen Verwitterungsvorgängen und Bodenbildung bei allmählicher Klimaverbesserung. Die kalkverfestigten Horizonte tragen Lösungserscheinungen, auf den Schluffen und Tonen entstanden Parabraunerden und degradierte Schwarzerden, auf kalkreichem Substrat eine Rendzina und in wassergefüllten Senken Feuchtböden oder Unterwasserböden. Die Mollusken dieser Bodenzone gehören wieder zu einer warmen mitteleuropäischen Waldfauna.

Zur Bildung der Oberen Travertine

Nach Wiederherstellung der Travertinbildungsbedingungen begann in Senken erneut eine Ausscheidung von geringmächtigen Seekreiden und darüber dann von Festtravertinen. Mollusken-, Ostracoden- und Kleinsäugerfaunen weisen auf gemäßigtes bis wärmeres Klima hin. Mit sich fortsetzender Travertinbildung wurde wieder das ganze ursprüngliche Areal des Unteren Travertins und schließlich sogar ein größerer Raum von Süßwasserkalken überdeckt. Die Zufuhr des kalkigen Quellwassers erfolgte jetzt aus einer weiter südöstlich gelegenen Quelle. Da sich die Auslaugungsprozesse im Untergrund (Salze im Mittleren Muschelkalk) und damit das Zentrum der Senkungen an der Oberfläche ebenfalls in diese Richtung verlagert hatten, entstand die größte Mächtigkeit des Oberen Travertins mit über 10 Metern ebenfalls hier.

Der noch immer in der Umgebung und im Travertinbildungsfeld jagende Mensch ist durch ein einziges sicher nachgewiesenes Lagerfeuer im Oberen Travertin A belegt. Die Rastmöglichkeiten hatten sich offenbar verschlechtert. Die Umgebung ist eine buschbestandene Steppe mit mosaikartigen Inseln von Bäumen, die - ähnlich rezenten Savannenverhältnissen - von zahlreichen Großsäugetieren belebt war.

Unter der niedrigen Strauchvegetation wurden häufig Thüringischer Flieder (*Syringa sp.), Vitis*, *Ribes*, *Berberis* und *Rhamnus* gefunden. Trockene sonnige "mediterrane" Standorte belegen *Cotoneaster, Berberis, Ligustrum* und *Lonicera*. Eine dichtere Baumvegetation kam nicht wieder auf. Die insgesamt wechselnden klimatischen Bedingungen waren ungünstiger als zur Zeit des Unteren Travertins. Es war nur gemäßigt temperiert mit deutlich kontinentalem Einschlag. Interne Klimawechsel während der Zeit des Oberen Travertins drücken sich in der fossilen Tierwelt aus. Eine Großsäugergemeinschaft mit dem genügsamen Wollhaarnashorn *Coelodonta antiquitatis* und dem Mammut wechselt mit einer Lebensgemeinschaft mit dem anspruchsvolleren Nashorn *Dicerorhinus hemitoechus* ab.

Die Genese der Deckschichten

Erneute Klimaverschlechterung, nun für längere Zeit, denn eine neue Kaltzeit begann, beendet die Travertinausscheidung relativ plötzlich und endgültig, nachdem bereits in der Endphase des Oberen Travertins zunehmend poröse und lockere Travertine abgesetzt wurden. Die Umgebung wurde erneut eine Tundra. Grasfressende kältebeständige Großsäuger wie das Mammut, das Wollhaarnashorn und das Rentier besiedeln erneut die Landschaft. Ob der Mensch nach wie vor hier jagte, bleibt un-

gewiß. Es scheint viel wahrscheinlicher, daß der Ehringsdorfer Mensch der abwandernden Warmfauna folgte und in südlicheren Regionen eine neue Heimat fand.

In dieser erneuten Kaltphase entsteht eine mehrgliederige Deckschichtenabfolge aus äolischem Löß, Fließerden und Grobschuttdecken mit Eiskeilnetzen und Kryoturbationen. Mit einer längeren Sedimentationspause bei wärmeren bis warmen Klima, in der sich auf dem Löß der letzten Kaltzeit eine bereits in die Postglazialzeit einzustufende holozäne Schwarzerde bildete, endet das Ehringsdorfer Profil.

Abb.58 Prototyp einer Spaltenquelle im Ilmtalgraben – die Kipperquelle nahe der Bushaltestelle Ehringsdorf

18.Juni 2012

8.30 Uhr: Stadtführung in Jena - Busfahrt (Linie 41) nach Wöllnitz (Teufelslöcher) -11.00 Uhr: Wanderung über die mittlere Horizontale ins Pennickental (2. Geologischer Lehrpfad in Jena) - Fürstenbrunnen - Steinkreuz - Fuchsturm - Abstieg in die Stadt auf dem 1.Geologischer Lehrpfad Jena (Mittagspause: Über dem Pennickental)

Stadtführung in Jena

Die Universitätsstadt Jena liegt an der Saale zwischen Muschelkalkhängen der Ilm-Saale-Platte und ist nach der Landeshauptstadt Erfurt die zweitgrößte Stadt Thüringens und eines der drei Oberzentren des Freistaats. Die Stadt wurde im Jahre 1182 erstmals urkundlich erwähnt. In Jena befindet sich die Friedrich-Schiller-Universität Jena, die 1558 gegründet wurde und nun mit über 20.000 Studenten die größte Universität Thüringens ist.

Jena begann sich ab dem Bau der Saalbahn 1874 zu einer Industriestadt zu entwickeln. Sie ist ein Zentrum der deutschen Optik- und Feinmechanikindustrie rund um das Unternehmen von Carl Zeiss. Das Kombinat Carl Zeiss mit etwa 60.000 Mitarbeitern war seinerzeit auch das größte Kombinat der DDR. Nach der deutschen Wiedervereinigung 1990 wandelte sich Jena vom Industrie- zum Bildungs- und Wissenschaftszentrum. In Jena haben heute zahlreiche Forschungslabors und Institute ihren Sitz. Das 133 Meter (mit Antenne 149 Meter) hohe Bürohochhaus Jentower ist das zweithöchste Hochhaus der neuen Bundesländer.

Exkurs: Buntsandstein und Muschelkalk um Jena

Die im Stadtgbebiet von Jena aufgeschlossenen Schichten des Mittleren Buntsandsteins beginnen mit der Hardgesen-Folge (Thüringer Bausandstein). Gute Aufschlüsse befinden sich an der ehem. Brauerei und am Felsberg in Jena-Göschwitz. Die bis

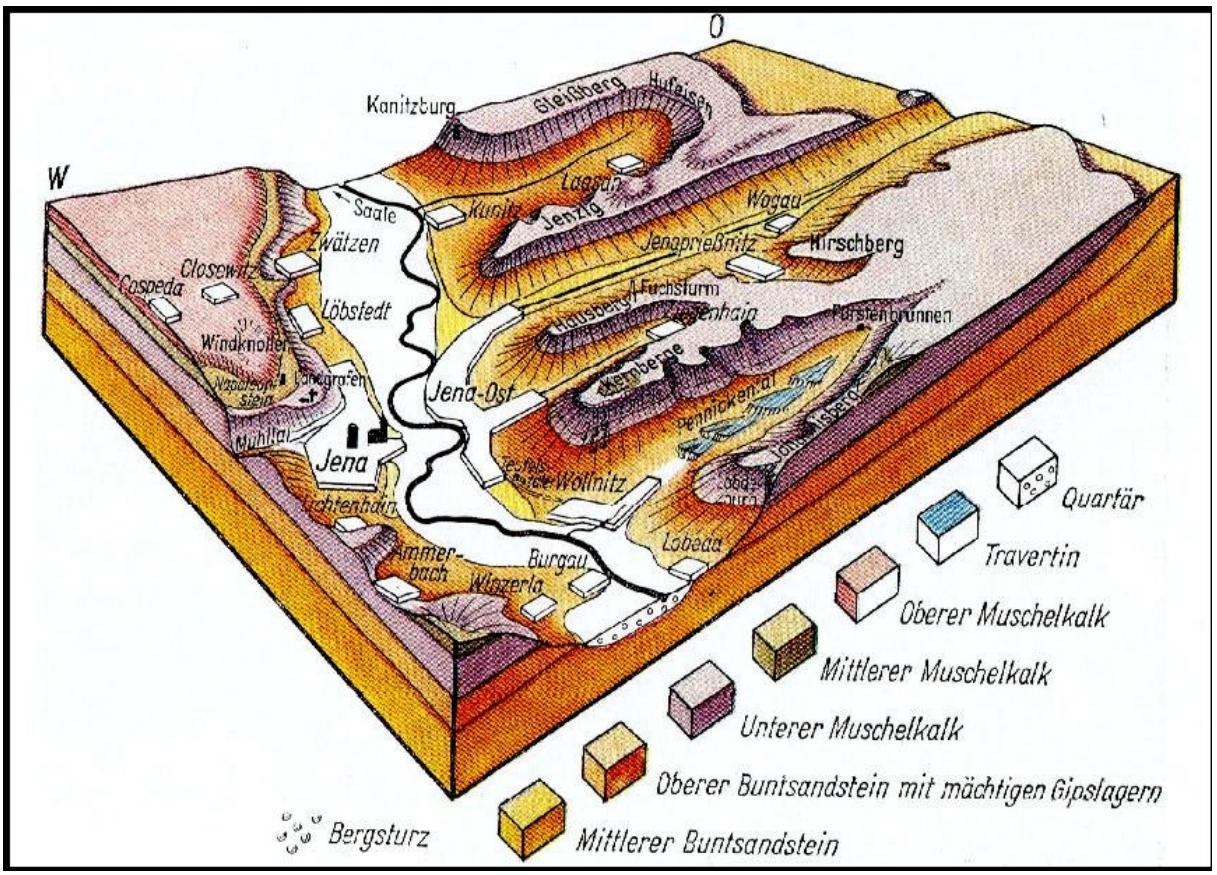

Abb.59 Geologisches Blockbild des Saaletales im Raum Jena (WAGENBRETH & STEINER 1982)

50 m mächtige Schichtenfolge besteht aus bankigen, rotbraunen und rotgrauen, fein- bis grobkörnigen Sandsteinen, die mit schmalen Tonsteinlagen wechseln. Die Solling-Folge kommt bei Jena in der Ausbildung als Chirotherien-Sandstein mit karbonatischem Bindemittel vor. Er besteht aus hellgrauen, selten rötlichen, fein- bis grobkörnigen Sandsteinen. Die hellgrauen Sandsteine weisen oft kleine braun-schwarze Flecken auf (Typ Tigersandstein). Während die Sandsteine des Chirotheriensandsteins i.d.R. dickbankig sind, kommen im obersten Teil auch dünnplattige Sandsteine vor, wie z. B. in der Sohle der Teufelslöcher. Die plattigen Sandsteine können auch Spurenfosilien von *Chirotherium barthi* enthalten.

Insgesamt ergibt sich für die Buntsandsteinzeit in Jena ein tropisch-arides Klima mit Wüsten-, Fluß- und Seen-Bildungen. Der ca. 130 m mächtige Obere Buntsandstein (Röt) tritt beim Jena in den realtiv flachen Teilen der Hänge zutage. Er wird in Salinarröt-, Pelitröt- und Myophorien-Folge gegliedert. Die Salinarröt-Folge (früher fossilfreie Gipse genannt) erreicht eine Mächtigkeit von 20-30 m. Das ehem. vorhandene Röt-Steinsalz wurde ausgelaugt. So besteht das Salinarröt aus einer Wechsellagerung von weißem, teils rötlichem Gips (meist als Fasergips) mit graugrünen Tonsteinen.

Den Hauptteil des Oberen Buntsandsteins nimmt die Pelitröt-Folge mit 90 m Mächtigkeit ein. Davon sind 35 m die Unteren Bunten Schichten mit einer Wechsellagerung von violetten, graugrünen und grauen Mergelsteinen, Gips- und Dolomitbänken, dem markanten Sauriersandstein, der Muschelbrekzie und der Rhizocoralliumbank (Spurenfossil *Rhizocorallium jenense*). Die folgenden 22 m der Roten Schichten ent-

halten den Doppelquarzit und die abschließenden 33 m der Oberen Bunten Schichten weisen eine ähnliche Ausbildungen wie die Unteren Bunten Schichten auf. Die abschließenden 16-18 m der marinen Myophorieschichten bestehen aus denn kalkigen Myophorienplatten und den Myophorientonen. Mit den strohgelben Kalken erfolgt der Übergang zum Muschelkalk, der dann mit der Gelben Grenzbank einsetzt.

Der Muschelkalk bei Jena besitzt eine Mächtigkeit von bis zu 240 m und gliedert sich in die Wellenkalk-Folge (Unterer Muschelkalk = Jena-Formation), die Anhydrit-Folge (Mittelrer Muschelkalk = Karlstadt-/Heilbronn-/Diemel-Formation) und den Oberen Muschelkalk (Hauptmuschelkalk-Folge). Die Mächtigkeiten der Einheiten im Unteren Muschelkalk betragen:

Unterer Wellenkalk	36-39 m,
Oolithzone	7-8 m,
Mittlerer Wellenkalk	22-27 m,
Terebratelbankzone	3-4 m,
Oberer Wellenkalk	19-21 m,
Schaumkalkzone	11-12 m.

Der Untere Muschelkalk ist um Jena im kompletten Profil aufgeschlossen und bildet die markanten Steilhänge. Der weichere Mittlere Muschelkalk mit einer Mächtigkeit zwischen 60-85 m bildet den flachen Hang über der Steilkante der Schaumkalkzone und die bis 60 mächtige Hauptmuschelkalk-Folge die weiten Hochflächen über dem Saaletal und ist dort vielfach schon stark abgetragen.

Die Schichten des Muschelkalkes wurden in einem flachen Binnenmeer unter ariden Klimabedingungen ausgeschieden. Es handelt sich um chemische Ausfällungen und Reste von Hartteilen der damals lebenden Tierwelt (Muscheln, Brachiopoden, Schnecken, Ammoniten, Seelilien), die in den Werkbänken des Unteren Muschelkalkes und Oberen Muschelkalkes gesteinsbildend wurden. Die Dolomite und Sulfate resp. Steinsalz belegen ein stark konzentriertes Meerwaser zur Zeit des Mittleren Muschelkalkes (SEIDEL 1993).

Zweiter Geologischer Lehrpfad in Jena

Der Lehrpfad wurde 1969 als Heimatkundlicher Lehrpfad eingerichtet, 1986-96 zum Zweiten Geologischen Lehrpfad erweiterte und 1999 in seinem Verlauf angepasst. Der Heimatkundliche Lehrpfad / Zweiter Geologischer Lehrpfad von Jena wurde 2005/06 als GL 2 markiert und es wurden 6 neue Erläuterungstafeln aufgestellt. Der Pfad sollte ursprünglich mit in den Heimatkundlichen Lehrpfad in der Version von 1969 bis oberhalb des Kalktuffbruches integriert werden. 1986 wurde eine erste Erläuterungstafel am Fürstenbrunnen aufgestellt und eine vorhandene aus dem Jahr 1969 an den Teufelslöchern erneuert (ohne geol. Skizze). Eine weitere Tafel wurde 1987 am FND „Teufelslöcher“ an einem Baum angebracht. Es folgten ebenfalls 1987 Tafeln an der Studentenrutsche, Diebeskrippe und am Kalktuffbruch. 1996 wurde der Zweite Geologische Lehrpfad (unter dem Namen "Jenaer Naturlehrpfad") schließlich noch um den Aufschluss 1 "Lichtenhainer Störung" erweitert und eine letzte Tafel nahe der Teufelslöcher in der Wöllnitzer Straße errichtet. Zwischen Fränkelsgrund und Fürstenbrunnen war es dann dem Wanderer freigestellt, über den Verlauf der Horizontale (roter Weg) oder den Heimatkundlichen Lehrpfad zu gehen.

Einige Bodenprofile wurden 1999 im Bereich der Wöllmisse angelegt. Diese wurden aber nicht in den den Zweiten Geologischen Lehrpfad in der Version von 2006 mit einbezogen, da sie sehr verfallen bzw. nicht mehr auffindbar sind. Im Jahre 2006 sind die Erläuterungstafeln des Lehrpfades nach dem Stand von 1986-96 neu angefertigt worden und es wurde die Lücke geschlossen, die bisher zwischen Fränkelsgrund und Fürstenbrunnen bestand. Außerdem wurde am vorläufigen Ende des Lehrpfades der Weg bis in den Kalktuffbruch verlängert, um einen 2005 angelegten neuenAufschluss mit einzubeziehen.

Die Teufelslöcher

Abb.60 Karsthöhlen in den gefalteten Tonsteinen und Gipsen der „Teufelslöcher“ - mit der Erstwerwähnung 1319 sind diese Großklüfte die am frühesten genannten Höhlen in Thüringen

Der Übergang vom Chirotherien-Sandstein zum Röt vollzieht sich über plattige Sandsteine, die bereits nicht mehr der Rinnenfazies des Chirotherien-Sandsteins entsprechen. Oszillationsrippeln, dünne Mergellagen und flache Schrägschichtungen deuten auf eine Strandfazies hin. Im Hangenden ist über geringmächtigen, plattigen Mergeln ein poröses, siltig-mergeliges Gestein ausgebildet. Es handelt sich dabei um den Lösungsrückstand des Steinsalzlagers im Salinarröt. Der Raumverlust im Liegenden führte zur schicht-parallelen Ablösung der Tone im Hangenden. Die massigen Gipse wurden gelöst und in den sich öffnenden Fugen der Tone als Fasergips ausgefällt. Reste der primären Gipse finden sich als meterdicke Bänke in den Aufschlüssen südlich der Teufelslöcher. In einer feinkörnigen Gipsgrundmasse kam es hier durch Sammelkristallisation zum diagenetischen Wachstum verzwillingter Gipskristalle. Die sogen. „Porphyrgipse“ (Jenaer Alabaster“) waren in der Vergangenheit ein beliebter Werkstoff, der im Innenausbau verwendet wurde.

Abb.61 Gedenktafel an den „Teufelslöchern“ in Erinnerung an einen Besuch Alexander von HUMBOLDTs im Jahre 1792

Die Teufelslöcher selbst umfassen zwei eng beieinander liegende Klufthöhlen, die in den basalen Teilen der Salinarröt-Folge des Oberen Buntsandsteins angelegt sind. Die nördliche Höhle 1 erstreckt sich über 80 m Länge, die südliche Höhle 2 über 60 m. Über den Höhleneingängen schließt sich eine etwa 10 m hohe Felswand an, die z.T. instabil ist und zu Steinschlag und Abplatzen von Gesteinsschollen neigt. Die Entstehung der Höhlen wird auf die Auslaugung der Gipse entlang vorhandener Störungen und Klüfte zurückgeführt. Die lösende Wirkung des Wassers verursachte atektonische Kluftweitungen und Schlottenbildungen. Nachträglich wurden die Höhlen durch Gips-

abbau partiell erweitert. Sie dienten als Wirtschafts- und Luftschutzkeller. Diese heutigen Fledermausquartiere, die inzwischen nicht mehr öffentlich zugänglich sind, sind seit 1963 als geologisches Naturdenkmal unter Schutz gestellt (VOIGT, 2000).

Die Mittlere Horizontale – ein abenteuerlicher Wanderweg

Abb.62 Blick von Süden von der mittleren Horizontalen ins Pennickental

Abb.63 Die Studentenrutsche an der mittleren Horizontalen: In der Steilrinne läuft einer Verwerfung, welche die markante Terebratelbank-Zone (Unterer Muschelkalk =

Jena-Formation) auf der südlichen Seite um ca. 6 m gegen die nördliche Seite abgesenkt hat. Die auffällige Störung ist im Saaletal über Jena weithin sichtbar

Das Pennickental

Abb.64 Blick von Süden von der mittleren Horizontalen ins Pennickental

Infolge der pleistozänen Eintiefung des Saaletales und seiner Nebentäler durch den Muschelkalk hinab bis in den oberen Buntsandstein gewinnt der ausgeprägte Quellhorizont an der Basis des Wellenkalkes in der Umgebung von Jena eine beträchtliche Ausdehnung und Bedeutung. Die dort zutage tretenden Sickerwässer aus dem Wellenkalk haben in den Nebentälern mehrfach nach ihrem Einlauf in die jeweiligen Bäche karbonatische Sedimente fluviatiler Herkunft entstehen lassen. Besonders im Pennickental haben sich durch den Abbau und die Nutzung dieser jungen Travertine günstige Aufschlußverhältnisse ergeben. Unter den verschiedenen Typen der Kalktuffakkumulation überwiegen im Pennickental die Blättertuffe. Unzählige Blattabdrücke geben diesem Sedimenttyp sein Gepräge und zeigen zugleich die Wandlung des örtlichen Ökosystems von den präborealen Pinus-Beständen aus der Zeit der frühesten Travertin-Ablagerung vor 8.000 bis 9.000 Jahren bis zum voll entwickelten Bergahorn-Eschen-Wald nach dem Eintritt der Buche. Zum Gehölzspektrum gehören weiterhin Hasel, Eiche, Linde, Rüster/Ulme, Erle, Birke, Weide, Espe und Weißdorn sowie der Hirschzungenfarn.

Abb.65 Wasseraustritt aus den verkarsteten Rötgipsen über der Sandsteinbank des Chirotherien-Sandsteins (Solling-Formation): Sockelbildung durch Kalkausfällung

Als typische Gastropode dieser Ablagerungen ist *Truncatellina claustralis* zu finden, die in großen Mengen auftreten kann. Durch die ständige Ablagerung von lockerem Travertin unter klimatisch günstigen Bedingungen, vor allem während und nach dem Atlantikum vor 7.000 Jahren, wurden Kalktuff-Wände mit bis zu 10m Höhe aufgebaut, wobei das Material sich verfestigte. Die flächige Sedimenation des Kalktuffe enstand dadurch, das sich der Bach in zahlreiche Arme und Rinnsale aufgelöst hatte in dessen Zwischenräumen der artenreiche Laubmischwald wuchs. Geländeunstetigkeiten am Talgrund förderten die Be-

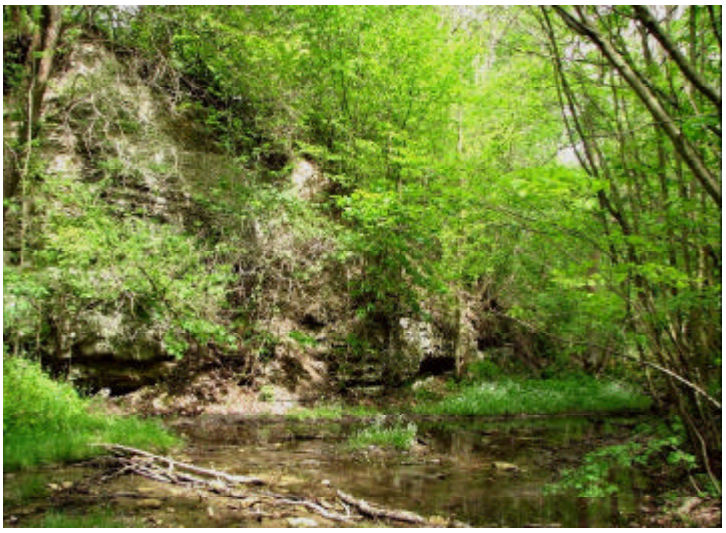

Abb.66 Beginnender Aufbau von Travertinkaskaden im unteren Pennickenal (Schafstall)

wegungsgeschwindigkeit und Durchlüftung des Wassers und damit den Kalkabsatz und die Inkrustation der organischen Reste. Die daraus gebildeten Querstufen aus Kalktuff führten im Pennickental zu einer ausgeprägten Stufenmorphologie (Taltreppe) und zur Bildung von Kaskaden und Becken. So erklärt sich die Ausbildung von Schichtdecken und Staubeckentypen des Kalktuffs.

Daß das kalkreiche Wasser nicht beständig floß, zeigen die Ausbildungen von Humusanreicherungszonen (Bodenbildungen) in den Kalktuffen. Mit der letzen Bodenbildung während der Urnenfelderbronzezeit vor ca. 3.000 Jahren wird zugleich das Ende der aktiven holozänen Karbonatakkumulation eingeleitet. Spätere Jahrhunderte haben nur noch zu gelegentlichen Kalktuffabsätzen geführt (JÄGER, 1967). Diederzeitige Klimaerwärmung führt wie im hohen Mittelalter wieder zum verstärkten Absatz von Kalktuffen in Fließgewässern.

Abb. 67 Abbau des holozänen Kalktuffs in der ehem. Blendax bzw. Chlorodont-Grube im Pennickental (1965)

Abb.68 Heutiger Zustand der Kalktuffgrube

Abb.69 Der Fürstenbrunnen am Beginn des Pennickentales

Abb.70 Subfossile Blätter im Kalktuff des Pennickentales