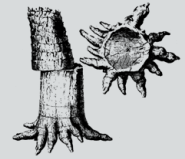


Die versteinerten Bäume des Kyffhäusers (Oberkarbon, Thüringen): Forschungshistorie, Ablagerungsraum und Alter*



**Steffen Trümper^a, Chemnitz; Birgit Gaitzsch^b und
Jörg W. Schneider^{bc}, Freiberg und Kazan; Bodo-Carlo Ehling^d, Halle &
Ronny Rößler^{ab}, Chemnitz und Freiberg**

* Dem vielseitigen Heimatforscher Paul Meyer, Tilleda,
zu seinem 80. Geburtstag in Dankbarkeit gewidmet

Kurzfassung

Seit Jahrhunderten werden in den oberkarbonischen Sandsteinen des Kyffhäusers meterlange, verkieselte Stämme gefunden, die den ältesten versteinerten Wald Deutschlands repräsentieren. Obwohl ihre wissenschaftliche Erforschung bis in die Frühzeit der Paläobotanik zurückverfolgt werden kann, blieben die Herkunft, die Versteinenumstände und das exakte Alter der fossilen Stämme ungeklärt. Mit dem Ziel, die Stratigraphie und den Ablagerungsraum der einbettenden Gesteine zu klären, wird eine hochauflösende Dokumentation der Sedimentpetrographie und -architekturen vorgestellt. Anhand der U-Pb-Datierung von Zirkonen eines bereits seit den 1960er Jahren im oberen Profilabschnitt bekannten Kristalltuffs wird zum ersten Mal ein radiometrisches Mindestalter von $299 \pm 3,2$ Ma vorgelegt. Die Ergebnisse belegen für die knapp 700 m mächtigen, Kieselholz führenden Rotsedimente eine Ablagerung in großdimensionierten, verwilderten Flusssystemen am NW-Rand des Saale-Beckens. Hyperkonzentrierte bis sedimentarme Schüttungen dominierten die Sedimentation bei hoher Akkumulationsrate und führten Stämme aus den Liefergebieten als Treibhölzer mit. Die Faziesmuster spiegeln die sukzessive Überdeckung einer Paläohochlage der Mitteldeutschen Kristallinzone wider und dokumentieren die Interaktion flusseigener Prozesse, synsedimentärer Tektonik, saisonal-wechselfeuchten Klimas und profilaufwärts abnehmenden Akkomodationsraumes. Kaolinsandsteinfazies, fluviatile Sedimentarchitekturen und Kieselholzföhrung begründen die Zuordnung der Sedimentabfolge zur Siebigerode-Formation. Durch die räumliche Analyse von Faziesarchitekturen stellt der Kyffhäuser eines der am besten untersuchten Profile der Siebigerode-Formation dar.

1 Einleitung

Besonders gut erhaltene versteinerte Pflanzen ermöglichen dreidimensionale Einblicke in ihre Zellstruktur und liefern damit grundlegende Erkenntnisse in der Anatomie, Ökologie und Evolution der Floren vergangener Erdzeitalter. Zellwände und Zellinnenräume sind dabei durch anorganische Verbindungen unterschiedlichster Färbung ersetzt oder ausgefüllt worden und zogen Wissenschaftler und Sammler gleichsam seit über 500 Jahren in ihren Bann (AGRICOLA 1545). Die häufigste Substanz in Versteinerungen ist Siliziumdioxid (SiO_2), das sowohl in kristalliner Form, z. B. als α -Quarz, Chalzedon oder Moganit, als auch in nicht-kristalliner Form als Opal auftritt. Obwohl sich zahlreiche mineralogisch-experimentelle Studien mit der Silifizierung

Anschriften der Autoren

^a Museum für Naturkunde Chemnitz, Moritzstraße 20, 09111 Chemnitz, E-Mails: steffen.truemper@hotmail.de, roessler@naturkunde-chemnitz.de

^b TU Bergakademie Freiberg, Institut für Geologie, Bernhard-von-Cotta-Straße 2, 09599 Freiberg, E-Mail: birgit.gaitzsch@geo.tu-freiberg.de

^c Department of Paleontology and Stratigraphy, Institute of Geology and Petroleum Technologies Kazan, Federal University, 420008, Kazan, Russia, Kremlyovskaya ul. 18, E-Mail: Joerg.Schneider@geo.tu-freiberg.de

^d Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, Abteilung Geologischer Dienst, Köthener Straße 18, 06118 Halle, E-Mail: ehling@lagb.mw.sachsen-anhalt.de.

beschäftigt haben (LEO & BARGHOORN 1978, GÖTZE et al. 2008, BALLHAUS et al. 2012, MUSTOE 2017), konnten die geologischen und geochemischen Prozesse, die ihre einzigartige und vielfältige Erhaltung hervorriefen, noch nicht vollends geklärt werden.

Das an Kieselhölzern reiche Oberkarbon des Kyffhäusers im Norden Thüringens zählt aufgrund seiner Ausstrichfläche und seiner Mächtigkeit zu den bedeutendsten Vorkommen verkieselter Pflanzen in Mitteleuropa. Der Jahrhunderte währende Sandsteinabbau und die Bearbeitung umliegender Felder brachten unzählige Funde zutage. Von engagierten Sammlern zusammengetragen wurden sie hier und da zu Obelisken aufgetürmt, in Vorgärten aufgestellt oder als Mauersteine verwendet. So prägen sie die Kyffhäuserregion bis heute (Abb. 1 a–c). Die dunklen, durch Hämatitkrusten charakteristisch rot überzogenen Kieselhölzer (Abb. 2, 3) sind oft stark rekristallisiert. Die meisten von ihnen zeigen in ihrem Querschnitt weniger als 1 cm große rundliche Domänen reliktilisch erhaltenen Gewebes. Unter der Bezeichnung „Punktstein“ (Abb. 4) hielt diese selektive Erhaltung seit dem 19. Jahrhundert Eingang in die paläobotanische Literatur (COTTA 1832, GÖPPERT 1880, RÖSSLER 2002) und führte wegen der suggestiven Ähnlichkeit zu Luftwurzeln wiederholt zu Verwechslungen mit versteinerten Baumfarnen (LEONHARDT 1831, COTTA 1832; Abb. 4a). Wegen des oft ungenügenden Erhaltungszustandes der fossilen Zellgewebe blieben die systematische Zugehörigkeit der Kieselhölzer, ihre Herkunft und die Umstände ihrer Einbettung und Versteinierung bis heute ungeklärt oder zumindest mehrdeutig. Man muss schon hunderte Stücke in die Hand nehmen, um unter den Bruchstücken einmal etwas Besonderes zu finden, und letztlich sind es die über Jahrzehnte gewachsenen Sammlungen lokaler Enthusiasten, die uns die Möglichkeit eröffnen, die genannten Fragen neu zu beleuchten. Auch der Kenntnisstand zur Genese der einbettenden Sandsteine soll überprüft werden.

Neukartierungen des Kyffhäuserprofils, das Studium zahlreicher privater und öffentlicher Sammlungen durch die Autoren seit 2013 und neue Analytik sollten helfen, offene Fragen mit neuen Daten zu beantworten. Im Fokus der Arbeiten stand die Kombination der drei wesentlichen Informationsquellen – das einbettende Sedimentgestein, die fossilen Pflanzenreste und das Mineralisationsagens SiO_2 . Dieser Ansatz hatte in den letzten 10 Jahren neue Chancen zur Entschlüsselung des Silifizierungsprozesses geboten (MATYSOVÁ et al. 2008, 2010, TRÜMPER et al. 2018). Dabei konnten die sedimentologischen Befunde durch paläobotanische und taphonomische Untersuchungen der Kieselhölzer maßgeblich erweitert werden. Gewonnen wurden diese im Aufschluss, an Sammlungsmaterial sowie durch mikroskopische Analysen der an der Verkieselung beteiligten Mineralphasen. Die Ergebnisse stellen wir aufgrund ihres Umfanges in mehreren Teilen vor: Während eine Studie die sedimentologische Analyse der Ablagerungen samt ihrer mehr oder weniger weit transportierten Treibhölzer zum Ziel hat (TRÜMPER et al. 2019) sollen hier die Forschungsgeschichte, die Rekonstruktion des Sedimentationsraumes und die Ermittlung seines Alters und stratigraphische Korrelation Gegenstand sein. Ein weiterer, abschließender Teil wird den taphonomischen Pfad der Kieselhölzer vom Baum zum Fossil erhellen (TRÜMPER et al. in Vorb.).

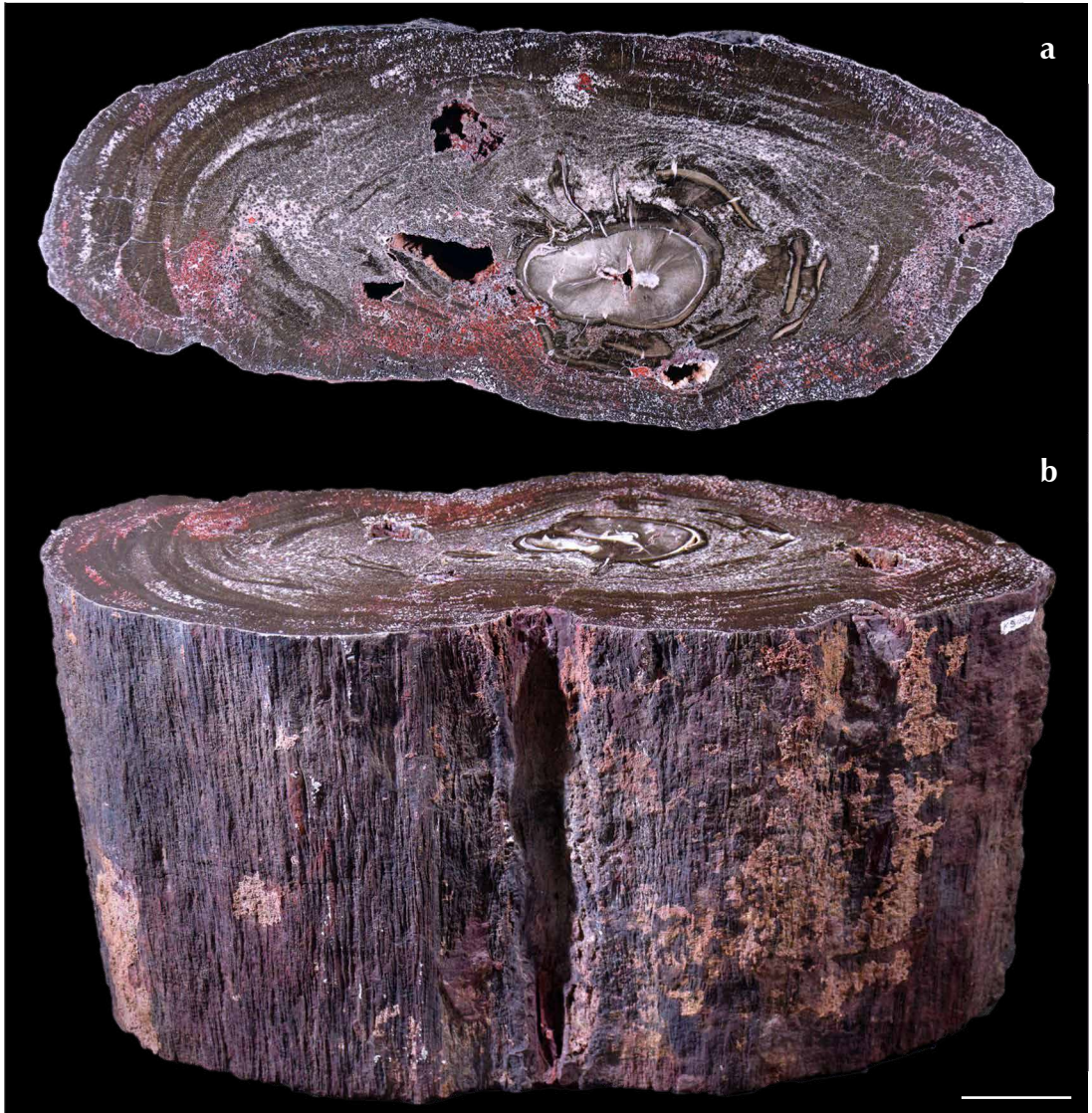
2 Von eisernen Balken und Punktsteinen: 250 Jahre geowissenschaftliches Sammeln und Forschen am Kyffhäuser

Lange vor dem Beginn ihrer wissenschaftlichen Erforschung im 18. Jahrhundert waren die oberkarbonischen Sandsteine des Kyffhäusers begehrter Bau- und Werkstein für das Umland. Der tonig-karbonatisch gebundene, oft gut sortierte Sandstein lässt sich leicht bearbeiten und diente aufgrund der Quarzdominanz für die Herstellung von Mauer- und Mühlsteinen. Noch heute ist der bewaldete Höhenzug von zahlreichen Steinbrüchen und Schutthalden übersät, die sich auf die Ausstrichbereiche mächtiger, gebankter Sandsteinabfolgen konzentrieren, z. B. in den Volpertälern SW Kelbra, am Fuße des Schweinskopfes NE Rottleben und im Kalten Tal NW Udersleben. Eine besondere Symbolkraft kam den hellroten Oberkarbonsedimenten im Mittelalter aufgrund ihrer Farbe zu, denn unter den Stauferkaisern (11. bis 13. Jahrhundert) galt rot als Aus-

Abb. 1

Kieselhölzer des Kyffhäusers. (a) Obelisk aus Kieselhölzern nahe Kelbra. (b) Heimatforscher Paul Meyer, Tilleda, in seinem aus Kieselhölzern gemauerten Hauseingang. (c) Kieselhölzer als Mauersteine, Tilleda – Ernst-Thälmann-Straße 6.

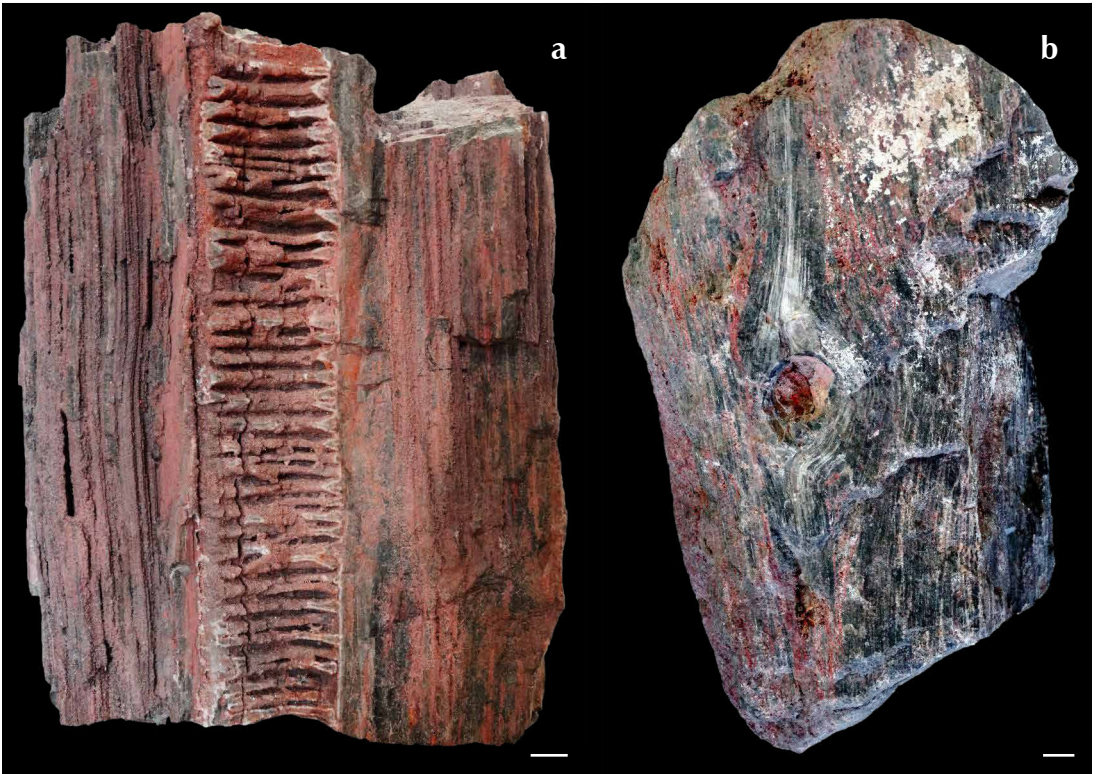


**Abb. 2**

Verkieselter Stamm (MfNC K 5001) im Querschnitt (a) und in der Seitenansicht (b). Maßstab: 5 cm. Das meist dunkelgrau-braune bis schwarze versteinerte Gewebe ist von weißem Quarz sowie Hämatit durchsetzt. Letzterer bildet zudem charakteristische rote Überzüge auf der Außenfläche der oft stark kompaktierten Stämme.

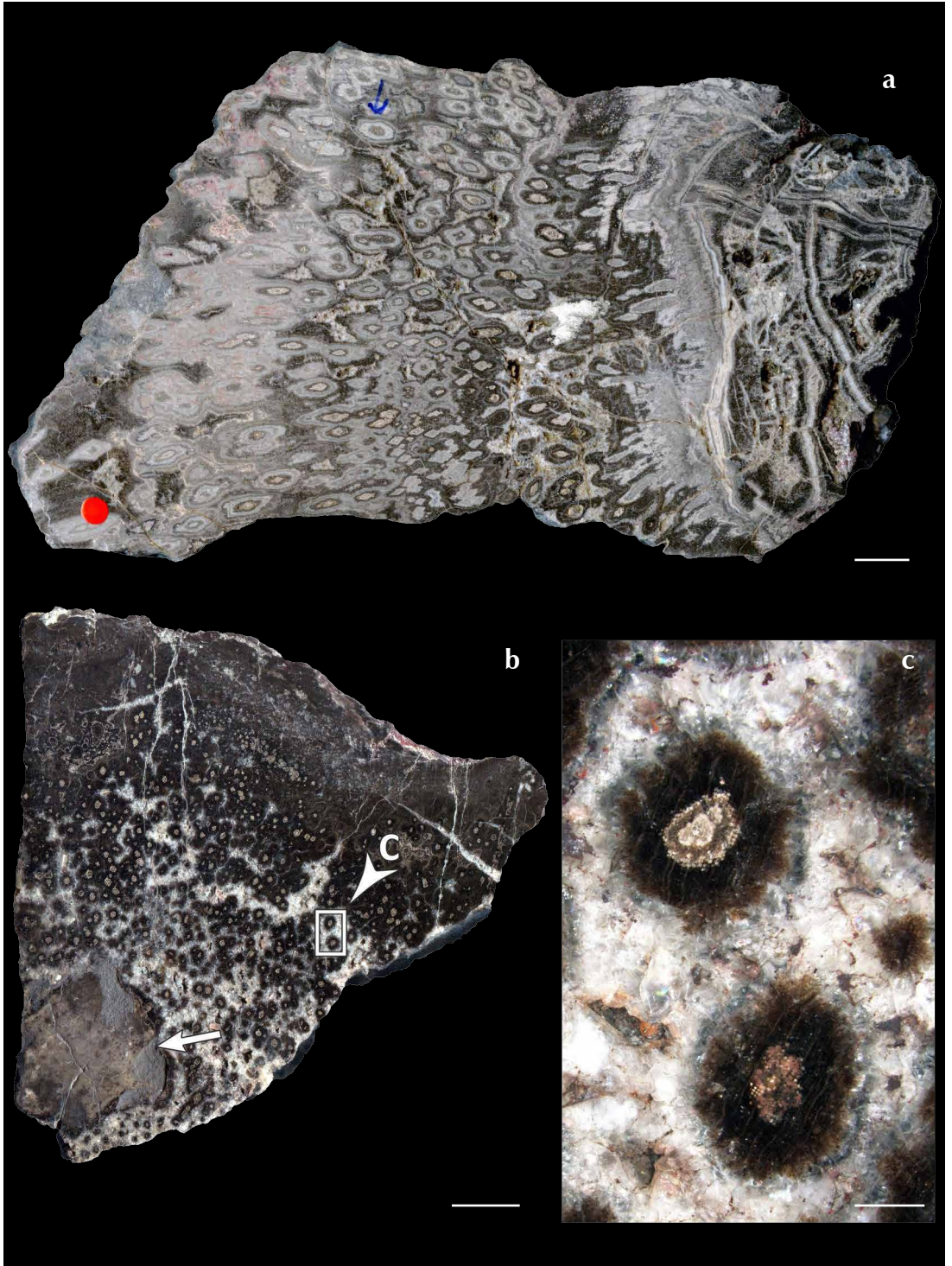
druck kaiserlicher Macht. Zusammen mit der strategisch wichtigen Lage des Kyffhäusers an der Handelsroute durch die Goldene Aue und der Nähe zur bedeutenden Königspfalz in Tilleda boten die exponierten Gipfel hervorragende Bedingungen zur Anlage imposanter Burganlagen (Reichsburg Kyffhausen SW Tilleda, Rothenburg SE Kelbra). Allerdings zeugen Funde abgeblättern roten Putzes am Fuße der Burgmauern davon, dass bereits der mittelalterliche Mensch der Natur an Ausdruckskraft nachzuhelfen versuchte.

Erste wissenschaftliche Berichte stammen aus der zweiten Hälfte des 18. Jahrhunderts und bestechen durch ihre detaillierte Beschreibung der Kieselhölzer und der Sandsteine. In seiner Naturgeschichte der Verstei-

**Abb. 3**

Kieselhölzer des Kyffhäusers. Stämme oder Fragmente treten im Anstehenden oder umgelagert in den Hangschuttdecken des Gebirges auf. Während des Pleistozäns gelangten zudem zahlreiche Kieselhölzer über die dem Kyffhäuser im Norden vorgelagerten Schuttfächer in die Helme, in deren Kiesgruben (z. B. Borxleben) sie heute gefunden werden. **(a)** In radialer Richtung aufgebrochener Cordaiten-Stamm (coll. P. Meyer, Tilleda, MfNC K 6845) mit der für den Kyffhäuser seltenen Erhaltung des quergefächerten Marks vom Typ *Artisia*. **(b)** Abgerolltes *Agathoxylon*-Stammfragment (coll. P. Meyer, Tilleda, MfNC K 6858) mit Astloch. Maßstab: 1 cm.

nerungen berichtet WALCH (1771) von den versteinerten Stämmen des Kyffhäusers, wo sie „zu vielen Zentnern schwer ausgegraben“ werden. Er betont, dass die Kieselhölzer „nicht aufrecht stehend, sondern liegend gefunden werden“ und erkannte als Erster, dass die ursprünglichen Gewebe fossilisationsbedingt eher schlecht erhalten sind: „Die Stämme haben dem Aeuserlichen nach mehr Aehnlichkeit mit dem Holze, als innwendig, und kann man an ihnen die Holzzüge, Holz-Fasern und Fibern nicht so deutlich als den andern versteinen Holz-Arten wahrnehmen.“ Als Ursache vermutete WALCH die grobe Holzstruktur, die ein Eindringen von Wässern und Sanden und damit die Gewebeerstörung begünstigt habe. Dem sächsischen Berghauptmann Johann Friedrich Wilhelm von Charpentier verdanken wir eine für jene Zeit überraschend exakte petrographische Charakteristik der Sedimente, bei denen er die Korngröße und gute Sortierung des Sandes, die weiße tonige Matrix, die Bankung und die regelmäßige Einschaltung von Kieslagen hervorhebt (CHARPENTIER 1778). Obwohl seit langem bekannt, sei den Menschen der Region nach CHARPENTIER (1778) das Vorkommen versteinerten Holzes fremd; unter den Steinbrechern des Kyffhäusers würden die Stämme aufgrund des Funkensprühens beim Hammerschlag und ihrer roten Farbe wegen lediglich als „eiserne Balken“ bezeichnet. Weitere Beschreibungen der Kieselhölzer vom Kyffhäuser finden sich bei FREIESLEBEN (1973) und VOIGT (1974). Auch Johann Wolfgang von Goethe ließ es sich nicht nehmen, den Kyffhäuser zusammen mit Herzog Carl August von Sachsen-Weimar-Eisenach im Juni 1776 zu erwandern.



Mit dem Aufkommen der Mikroskopie in der Paläobotanik verlagerte sich der wissenschaftliche Fokus im 19. Jahrhundert auf die für den Kyffhäuser so charakteristische Punktstein-Erhaltung. Obwohl deren taphonomischer Ursprung bereits bekannt war, brachten einige Autoren immer wieder eine Deutung der Punkte als verkieselte Luftwurzeln von Psaroniales-Baumfarnen ein (LEONHARDT 1831). BERNHARD VON COTTA (1832) bildete einen Fund vom Kyffhäuser sogar als *Psaronius helmintholithus* ab, der sich unter der Cotta-Katalog Nr. 3045/46 heute im Museum für Naturkunde Berlin befindet. Da Cotta im selben Werk derartige Punktsteinerhaltung anhand umgelagerter paläozoischer Kieselhölzer aus quartären Schottern bei Dresden-Pillnitz beschreibt, ist davon auszugehen, dass ihm die Holznatur der Kyffhäuser-Stämme entging. Es war vor allem Heinrich Robert Göppert, der jener durch Cotta zementierten Fehlinterpretation der Punktsteine in mehreren Publikationen entgegentrat (GÖPPERT 1839, 1856, 1880) und die Kieselhölzer vom Kyffhäuser mit *Araucarites schrollianus* bezeichnete. Ein Vierteljahrhundert vor Gothans folgenschwerem Trugschluss, in paläozoischen Hölzern existierten keine Jahresringe (GOTHAN 1905), hatte GÖPPERT (1880) in den vergleichsweise schlecht erhaltenen Kieselhölzern des Kyffhäusers bereits Zuwachszonen beschrieben. Dennoch blieb die Herkunft der Stämme besonders vor dem Hintergrund der schwierigen Unterscheidung von Koniferen- und Cordaitenholz mit Fragen behaftet.

Angestoßen durch die preußische geologische Landesaufnahme rückten das Alter und die stratigraphische Einordnung der einbettenden Sandsteine ab dem späten 19. Jahrhundert zunehmend in den Fokus. Während eine erste Flächenkartierung durch MOESTA et al. (1884) das Profil noch gänzlich in das Rotliegend stellte, parallelisierte FRITSCH (1888) die Kieselhölzer führenden Sedimente mit den stefanischen Mansfelder Schichten des Saaletals. Letzterer vermutete zudem die Existenz eines „Vertreter(s) der Wettiner (...) Schichten als taubes, rothes Gebirge“ am Kyffhäuser. Eine umfangreiche Neukartierung durch SCHRIEL & BÜLOW (1925, 1926; erläutert in SCHRIEL & FULDA, 1926a, b) detaillierte nicht nur den Profilaufbau, sondern brachte auch Abdruckfloren aus dem höheren Profilabschnitt des Steinbruchs Rottleben an das Tageslicht. Da dieser Assoziation typische Rotliegendelemente fehlten, ordneten SCHRIEL & FULDA (1926a, b) das Kyffhäuserprofil ebenfalls den Mansfelder Schichten zu. Einzig an der Basis des Zechsteins hielten sie das wenige Meter mächtige Porphyrkonglomerat, welches heute zur Eisleben-Formation gehört, als Rotliegend aus.

Nach dem Zweiten Weltkrieg initiierte der Drang nach wirtschaftlicher Unabhängigkeit in der ehemaligen DDR eine Explorationsphase paläozoischer Rohstoffvorkommen im Mitteldeutschland. In den 1960er und 70er Jahren führte diese Entwicklung zu einer regen Bohrtätigkeit und zahlreichen sedimentpetrographischen Studien, so auch am Kyffhäuser (LUDWIG 1955, HOYNINGEN-HUENE 1960, MEISSNER 1963, MEISTER 1967, SCHIRMER 1975). Vergleiche weiterer Aufschlüsse und Bohrprofile mit dem Stefan im sachsen-anhaltinisch-thüringischen Raum stützten eine Korrelation des Oberkarbons am Kyffhäuser mit den Oberen Mansfelder Schichten bzw. dem Siebigeröder Sandstein, der heute zur Siebigerode-Formation gehört. Diese Einstufung wurde durch neue fossile Florenfunde im Steinbruch Rottleben durch REMY & KAMPE (1961) bekräftigt. Zwar waren damit Argumente für eine stratigraphische Einordnung des Kyffhäuserprofils gegeben. Der Mangel hochauflösender Profildokumentationen und fazielle Unterschiede zur Typusregion der Mansfelder Schichten im südöstlichen Harzvorland hinterließen jedoch Zweifel, die sich in stratigraphischen Sonderbezeichnungen äußerten (z. B. Kyffhäuser-Schichten, STEINER & BROSIEN 1974). Die letzte umfassende Betrachtung der Kieselhölzer erfolgte durch MÄGDEFRAU (1958), der aus der Stamm-Morphologie, der Verzweigung und dem Fehlen von Walchien auf Cordaiten als Lieferanten schloss. Mit der Revision des Cottaschen Original von 1832 durch MICKLE & BARTHEL (1992) und seiner Zuordnung zur damals gebräuchlichen Gymnospermen-Sam-

Abb. 4

„Punktstein“-Erhaltung. (a) Original zu COTTA (1832) (MfNB Cotta-Katalog-Nr. 3045/46); selektiv verkieseltes *Agathoxylon*-Holz im Querschnitt. Die Gewebeerhaltung ist auf rundliche Domänen beschränkt, die von COTTA (1832) unzutreffenderweise als Querschnitte von Luftwurzeln interpretiert wurden. Maßstab: 1 cm. (b) Kieselholz (MfNC K 2097) in Punktsteinerhaltung; Querschnitt. Innerhalb der schwarzen Punkte und Areale ist das Holzgewebe reliktsch erhalten, während die umliegenden Bereiche durch makrokristallinen weißen Quarz ersetzt wurden. Selten enthalten die Kieselhölzer kompakt silifizierter Bereiche von graubrauner Farbe (Pfeil), die für die taxonomische Einordnung von Bedeutung sind. Maßstab: 1 cm. (c) Detailaufnahme aus (a). In den schwarzen Bereichen der Punkte treten die Markstrahlen als feine hellbraune Linien hervor. Maßstab: 1 mm.

melgattung *Dadoxylon* ENDLICHER 1847 wurde die Existenz fossiler Baumfarnstämme am Kyffhäuser endgültig widerlegt. Schließlich fasste GAITZSCH (2001) den Kenntnisstand zum Oberkarbon des Kyffhäusers zusammen und betonte die Notwendigkeit einer detaillierten Analyse der Faziesmuster als Schlüssel zur Klärung der exakten stratigraphischen Position und der Genese der Sedimente.

3 Regionalgeologischer Hintergrund

3.1 Eine Pultscholle als Fenster in das Oberkarbon Mitteldeutschlands

Der Kyffhäuser ist ein bis zu 474 m hohes, aber vergleichsweise kleines Mittelgebirge, das sich über eine Fläche von ca. 70 km² an der Grenze der Landkreise Kyffhäuser (Thüringen) und Mansfeld-Südharz (Sachsen-Anhalt) erstreckt (Abb. 5a). Strukturell besteht der Höhenzug aus einem nach Süden gekippten Erdkrustenblock, einer sogenannten Pultscholle, die seit der späten Kreidezeit gleichzeitig mit dem Harz angehoben wurde (ZEH et al. 2005, FRANZKE et al. 2007, Abb. 5b, c). Im Bereich der Bärenköpfe südlich Sittendorf wurde ein maximaler Hebungsbetrag von 1,5 km an der unter quartären Sedimenten der Goldenen Aue verdeckten Nordrandstörung erreicht (SCHRIEL & FULDA, 1926a). Dagegen liegt dieser Betrag entlang der Südrandstörung um Bad Frankenhausen bei nur 200 m (SCHRIEL & FULDA, 1926b). Der asymmetrischen Hebung entsprechend ist die Südseite des Kyffhäusers sanft geneigt, während die Nordflanke steil abfällt (Abb. 5c).

Hebung und Erosion führten dazu, dass das oberpermisch-mesozoische Deckgebirge, das in den umliegenden Gebieten ansteht, am Kyffhäuser bereits abgetragen wurde. Stattdessen sind hier tiefere Krustenstockwerke aufgeschlossen (Abb. 5a, b). Zuunterst ist dies das magmatisch-metamorphe Grundgebirge der Mitteldeutschen Kristallinzone, das in einem schmalen Streifen zwischen Kelbra im Westen und Tilleda im Osten austreicht. Fortsetzungen dieser Einheit finden sich unter sedimentärer Bedeckung in südwestlicher Richtung und treten außerdem im Ruhlaer Kristallin des Thüringer Waldes sowie im Spessart, im Odenwald und in den Vogesen zutage. Nach Süden wird das Grundgebirge im Kyffhäuser durch die Kieselholz führende oberkarbonische Mansfeld-Subgruppe überdeckt, die einen Großteil des Höhenzuges einnimmt (Abb. 5a). Zwischen Rottleben und Udersleben folgen mit einer ausgeprägten Schichtlücke im Unterrotliegend schließlich das Oberrotliegend der Eisleben-Formation und der marine Zechstein (SCHNEIDER et al. 2019a).

3.2 Das Saale-Becken: Senkungsraum am Außenrand des variszischen Gebirges

Die Ablagerungen des Oberkarbons und Rotliegend, die im Gebiet zwischen Halle und Gotha übertäglich als auch durch Bohrungen nachgewiesen sind, werden unter der Bezeichnung Saale-Becken zusammengefasst (KAMPE 1966, SCHNEIDER et al. 2005, Abb. 6). Paläogeographisch nahm dieses Becken im Jungpaläozoikum eine Position am Nordrand des bereits eingerumpften variszischen Gebirges ein und befand sich auf etwa 10° nördlicher Breite im Zentrum des Superkontinents Pangäa (SCOTSE & LANGFORD 1995, SCHNEIDER 1996, Abb. 6a). Im Nordwesten wurde das Saale-Becken durch die Unterharzschwelle und im Südosten durch die Schwelle von Jena-Leipzig begrenzt. Im Südwesten bestand ein Störungskontakt zu dem tektonisch stark gegliederten Thüringer-Wald-Becken (Abb. 6b). Wie andere variszische Intramontansenken auch war das Saale-Becken in ein überregional ausgedehntes Drainagesystem eingebunden, das die böhmischen Becken in den zentralen Varisziden mit den Ablagerungsräumen im Bereich des ehemaligen variszischen Vorlandbeckens im Norden verband (SCHNEIDER & ZAJIC 1994). Mit letzteren stand das Saale-Becken im Nordosten möglicherweise in direkter Verbindung, wie Bohrungen im Raum Dessau nahelegen (GAITZSCH et al. 1998, Abb. 6b). Die Anlage des Saale-Beckens erfolgte im späten Karbon, vor ca. 305 Millionen Jahren und stand mit der durch tektonische Inversion ausgelösten Absenkung der Mitteldeutschen Kristallinzone in Zusammenhang (SCHNEIDER et al. 2005). Das Saale-Becken bestand bis in das Oberrotliegend fort, ehe die fortschreitende Krustendehnung in der Entstehung der Norddeutsch-Polnische Senke kulminierte.

Die oberkarbonische Sedimentfüllung des Saale-Beckens wird nach ihrem Typusgebiet im südöstlichen Harzvorland als Mansfeld-Subgruppe bezeichnet (SCHNEIDER et al. 1995, Abb. 7). Diese besitzt einen dreiteiligen Aufbau und umfasst in Reihenfolge abnehmenden Alters die Gorenzen-Formation (Stefan A), die Rothenburg-Formation (Stefan B) und die Siebigerode-Formation (Stefan B/C). Allen gemein ist ein Aufbau aus fluvi-

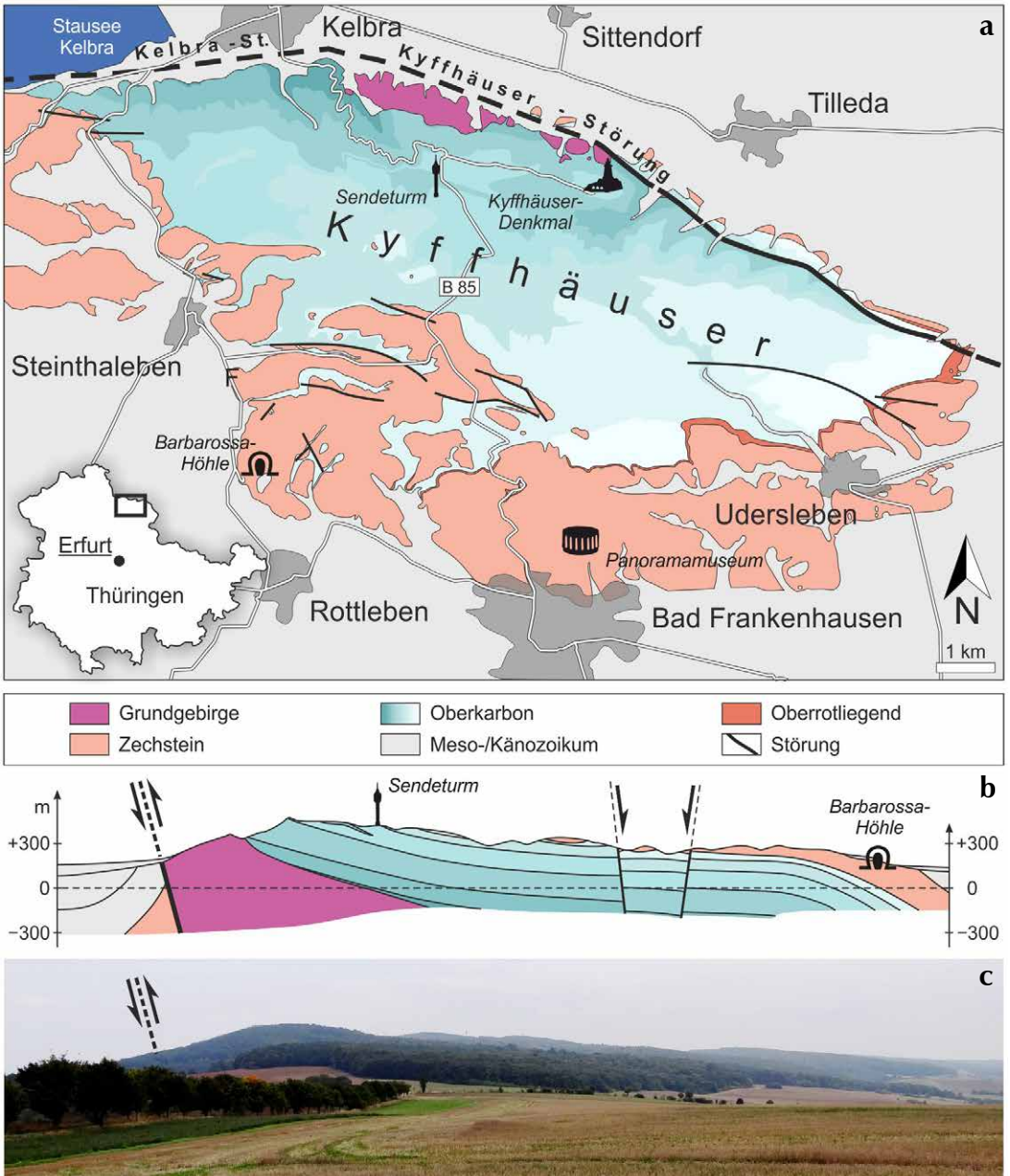
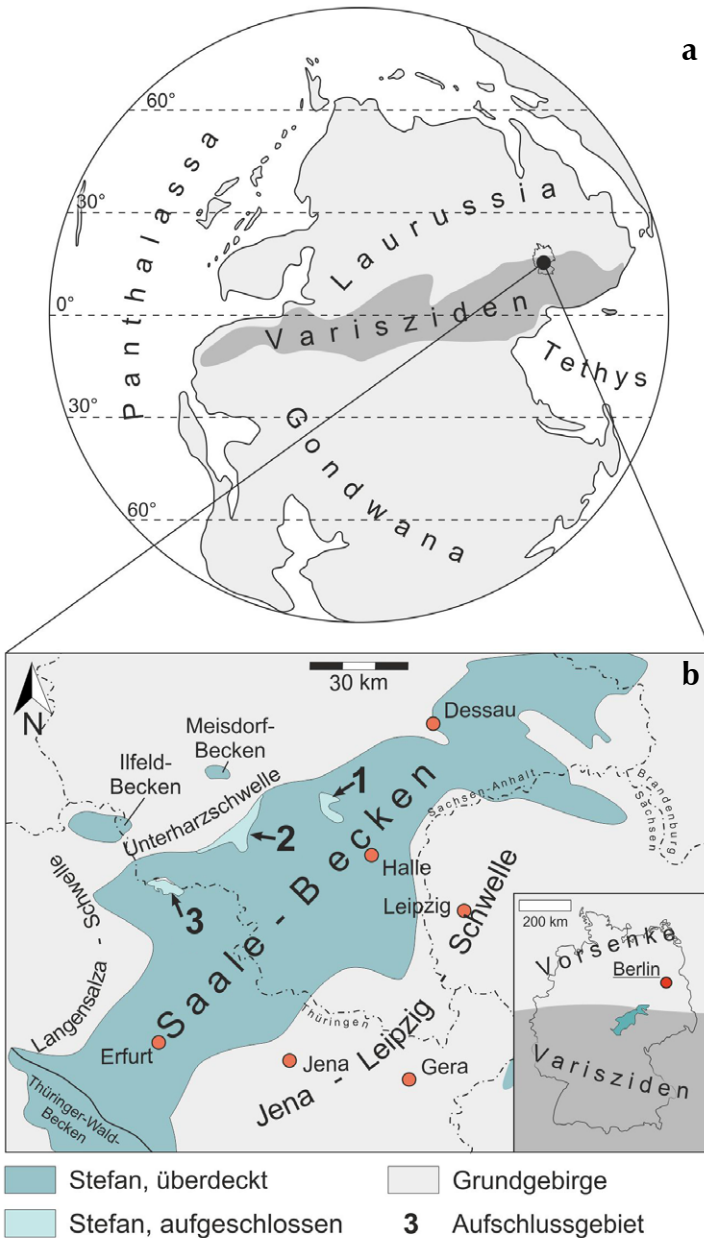


Abb. 5

Geologie und Struktur des Kyffhäusers. **(a)** Geologische Karte (zusammengestellt und verändert nach SCHRIEL & BÜLOW 1925, 1926). Während das Grundgebirge und die tiefsten Horizonte der Mansfeld-Subgruppe nahe Kelbra austreichen, dominiert der Zechstein den Süden des Untersuchungsgebietes. **(b+c)** Kyffhäuser-Pultscholle im geologischen Schnitt **(b)** und im Gelände **(c)**. Hebung und die im Vergleich zu den oberkarbonischen Sedimenten höhere Witterungsresistenz des Grundgebirges sind für den steilen Nordhang verantwortlich, der durch tief eingeschnittene Täler und Schwemmfächer reich gegliedert ist.

**Abb. 6**

Paläogeographie, Größe und Begrenzung des Saale-Beckens. **(a)** Superkontinent Pangäa zur Zeit des frühen Perms; für Deutschland wird eine Lage am Nordrand des variszischen Gebirges in subtropischen Breiten rekonstruiert. **(b)** Heutige Verbreitung von Sedimenten des höheren Oberkarbons (Stefan) in Mitteldeutschland. Die in Bohrungen und übertäglich nachgewiesenen Vorkommen zeichnen das Saale-Becken als NO–SW-streichende Struktur zwischen Dessau und dem Thüringer Wald nach. Aufschlussgebiete: (1) Saaletal zwischen Wettin und Rothenburg; (2) Südöstliches Harzvorland; (3) Kyffhäuser. Zusammengestellt und verändert nach SCHNEIDER et al. (2005).

atilen bis alluvialen Sedimenten, die im Beckenzentrum zwischen Querfurt und Halle auch Ablagerungen von Seen und Mooren einschließen. Letztere werden in der heutigen stratigraphischen Gliederung als Subformationen aufgefasst und bildeten u. a. die Grundlage für den Jahrhunderte zurückreichenden Steinkohlenbergbau im Raum Wettin-Löbejün-Plötz (FRITSCH 1888, SCHNEIDER et al. 1995, SCHNEIDER et al. 2005, BARTHEL 2005). Die meist roten und im Beckenzentrum auch grauen Sedimente der Mansfeld-Subgruppe zeigen mit meso- bis hygrophilen Florengemeinschaften, Calcisol- und Vertisol-Paläoböden und Kohlebildungen ein wechselfeucht-(sub)tropisches Klima an. Letzteres löste gegen Ende des mittleren Karbons (Westfal) die immerfeuchten Bedingungen im europäischen Teil Äquatorialpangäas ab und leitete eine Phase zunehmender Saisonalität und Aridisierung ein, die im späten Perm in der Ausbreitung von Playas und Wüsten gipfelte (CHUMAKOV & ZHARKOV 2002, ROSCHER & SCHNEIDER 2006, SCHNEIDER et al. 2006). Allerdings verlief diese Entwicklung nicht linear. Erkennbar ist der übergeordnete Trend einer Aneinanderreihung von insgesamt sieben feuchteren und acht trockeneren Phasen (Abb. 7). In der Konsequenz wurden die Gorenzen-Fm. und die Siebigerode-Fm. in den spätkarbonischen Feuchtphasen B und C abgelagert, während die Rothenburg-Fm. die dazwischenliegende Trockenphase repräsentiert (ROSCHER & SCHNEIDER 2006).

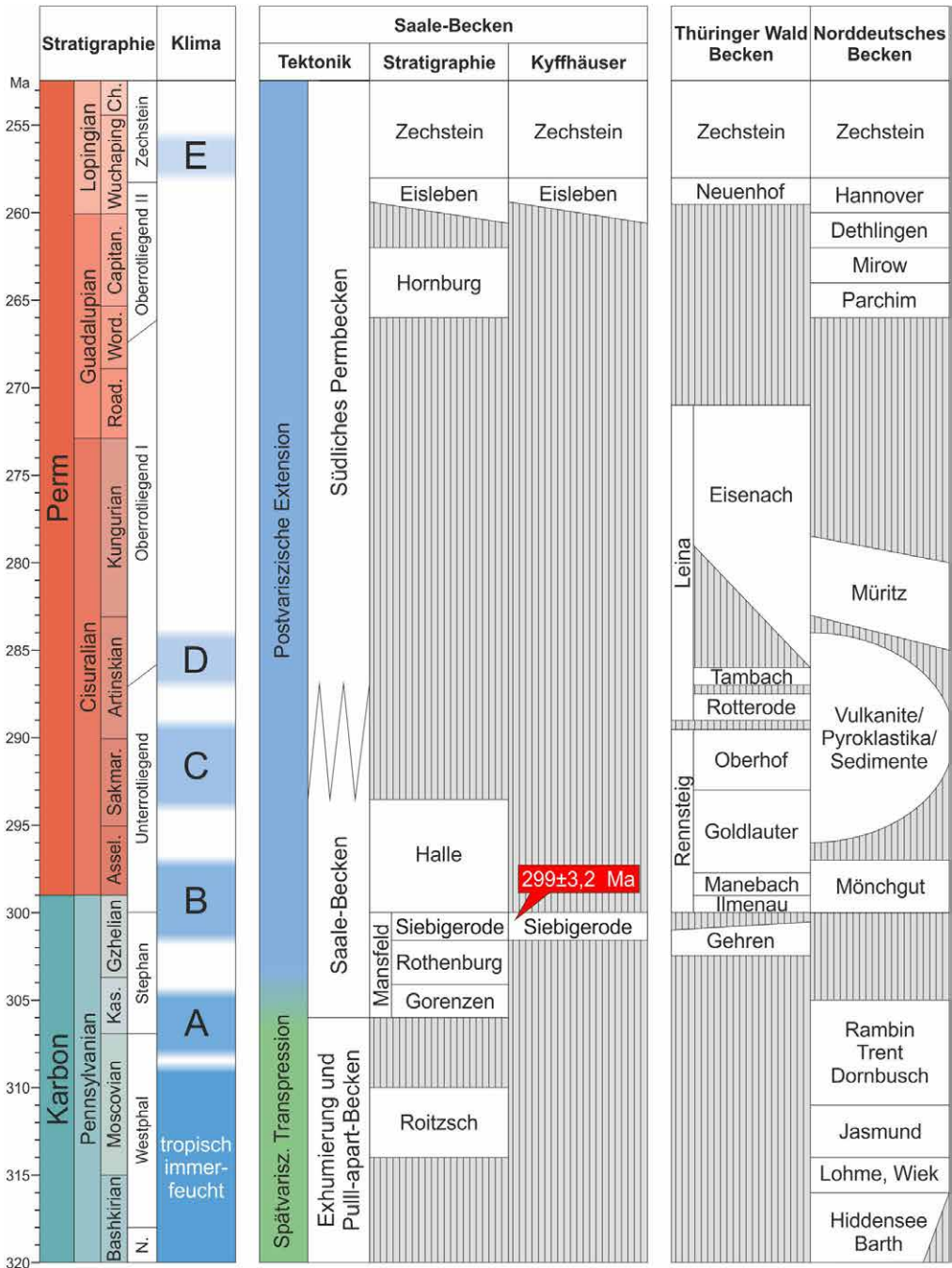


Abb. 7

Stratigraphie des Jungpaläozoikums im Saale-Becken und der Referenzprofile Thüringer Wald und Norddeutsches Becken. Zusammengestellt und verändert nach SCHNEIDER et al. (1995), ROSCHER & SCHNEIDER (2006), SCHNEIDER et al. (2006), KRONER & ROMER (2013) und SCHNEIDER et al. (2015).

4 Sedimentologie

4.1 Lithofaziesanalyse: Sedimentarchitekturen verstehen

Seit den Anfängen geowissenschaftlicher Forschung gilt die Dokumentation geologischer Profile als die klassische Methode zur Erfassung von Gesteinsabfolgen. Dieser Ansatz geht auf das von NICOLAUS STENO (1669) formulierte stratigraphische Prinzip zurück, wonach Gesteine an der Erdoberfläche als lateral aushaltende Horizonte abgelagert werden. Die fortwährende Sedimentation resultiert folgerichtig in einem geschichteten Aufbau des geologischen Untergrundes vom Ältesten an der Basis zum Jüngsten am Top. Diese vereinfachte Vorstellung wich schon bald der Erkenntnis lateraler Änderungen in den Gesteinseigenschaften bzw. der Lithofazies, wie sie vor allem am Auskeilen von Steinkohleflözen oder dem seitlichen Vertauben des Kupferschiefers in den Bergbaurevieren bekannt wurde (z. B. LASPEYRES 1875). Wie stark diese Faziesgradienten ausgeprägt sind, hängt vom betrachteten Maßstab, vom Ablagerungsraum und seiner tektonischen Situation ab. Unter den kontinentalen Ablagerungen zeigen insbesondere fluviatile Abfolgen stark ausgeprägte horizontale und vertikale Fazieswechsel und daher ein breites Spektrum von Sedimentgesteinen. Dies wird bereits in rezenten, vom Menschen weitgehend unberührten Flussstälen deutlich, die aus einem komplexen Mosaik u.a. von Gerinnen, bewachsenen Überflutungsebenen und Stehendgewässern, wie z. B. Altarmen oder Tümpeln bestehen. Aktive Flussrinnen schneiden sich entweder neu ein (Avulsion) oder wandern seitwärts (Mäandrieren) und gestalten das Flusssystem ständig um. Ein klassisches, lineares, geologisches Profil durch derartige Ablagerungen würde nicht nur die Gesamtheit an Gesteinen lückenhaft erfassen. Auch blieben Sedimentarchitekturen ausgeblendet, die für die Rekonstruktion des Flusstyps von entscheidender Bedeutung sind. Aus diesem Grund etablierte sich seit den 1970er Jahren die Methode der Lithofaziesanalyse, die fluviatile Sedimente als hierarchisch aufgebaute Abfolgen betrachtet, in denen geometrisch fassbare Gesteinskörper zu komplexeren Einheiten zusammentreten (MIALL 1977, 2006, Abb. 8). Diesem Prinzip folgend werden im ersten Schritt Lithofaziestypen als die kleinsten Einheiten definiert, die sich durch ihre Korngröße und Anlagerungsgefüge voneinander unterscheiden und ein bestimmtes Strömungsregime repräsentieren. Der Lithofaziestyp „planar schräg geschichteter Sandstein“ weist z. B. auf die Ablagerung von Sanddünen bei gerichteter, turbulenter Strömung und geringem Sedimentgehalt im Transportmedium hin. Diese zunächst rein auf den Transportprozess und die damit verbundenen Sedimentgefüge begrenzte Ansprache vermeidet bewusst eine weiterführende Deutung des Ablagerungsraumes und öffnet die Lithofaziesanalyse auch für Anwendungen in nicht-aquatischen Ablagerungssystemen. Im zweiten Schritt werden Vergesellschaftungen von Lithofaziestypen dokumentiert und ihnen eine Geometrie zugeordnet. Diese Lithofaziesassoziationen können daher als fluviatile Architekturelemente aufgefasst werden (Abb. 8). Eine Flussrinnenassoziation zeigt typischerweise eine rinnenförmige Geometrie und kann aus zahlreichen Einheiten verschiedentlich geschichteter Sandstein- und Konglomerat-Lithofaziestypen bestehen. Die räumlich-stratigraphische Zusammenkunft dieser Lithofaziesassoziationen bildet den dritten Schritt der Lithofaziesanalyse und liefert Aussagen zur Morphologie, Dimensionierung, Sedimentation und damit zur Art eines Flusssystems (Abb. 8). Im vierten und letzten Schritt folgen Ableitungen zum Relief sowie zu den beckenweit wirksamen Faktoren Klima und Tektonik.

4.2 Lithofaziestypen und Sedimentpetrographie

Im Kyffhäuser treten insgesamt 15 Lithofaziestypen auf, von denen hinsichtlich der dominierenden Korngröße drei feinklastisch, fünf sandig und sieben kiesig sind (Abb. 9, 10, für Beschreibungen siehe Tab. 1+2). Obwohl selten Gerölle von bis zu 17 cm Durchmesser auftreten, bleibt die Klastgröße meist bei unter 10 cm. Die meisten Lithofaziestypen fallen durch eine mäßige Sortierung auf, was mit einer undeutlichen Ausprägung von Schichtgefügen einhergeht (Abb. 11a). Die fast ausschließlich kräftig roten Feinklastite sind mit tonig-feinsandigen Schluffsteinen verhältnismäßig grob; reine Tonsteine treten nicht auf. Sekundäre Überprägungen durch initiale Bodenbildung und Grabspuren sind weit verbreitet. Die meist mittelsandigen, oft kiesführenden Lithofaziestypen zeigen eine hellrote Farbe (Abb. 11b, c) und werden durch kantengerundete Komponenten charakterisiert. In den kiesigen Lithofaziestypen hingegen reicht das Korngrößenspektrum vom Feinsand bis zur Mittelkiesfraktion, wobei die Gerölle kantengerundet bis gut gerundet sind.

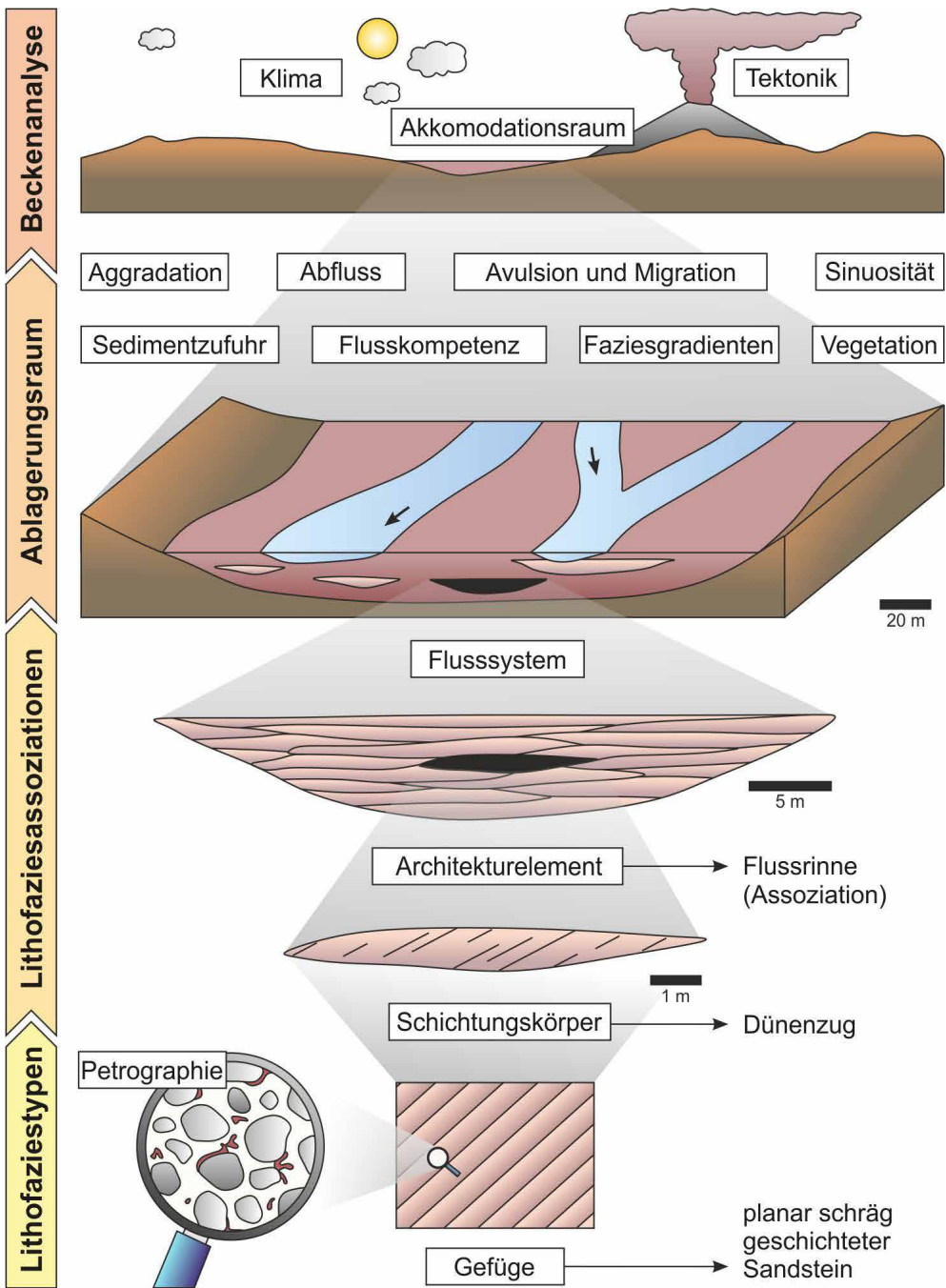
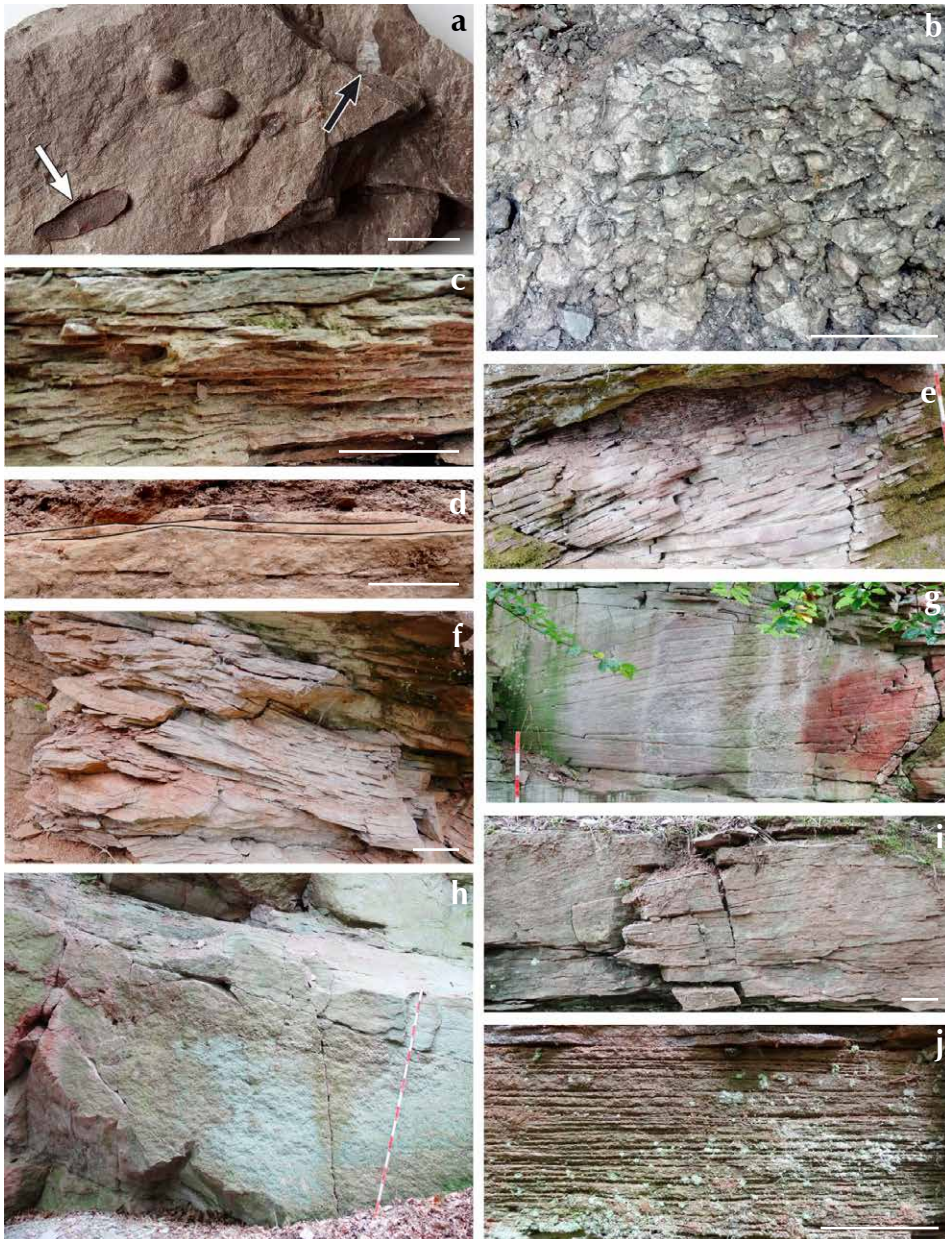


Abb. 8
 Ablauf der Lithofaziesanalyse. Einem hierarchischen Ansatz folgend spannt diese Methode einen Bogen von der Dokumentation der Sedimentpetrographie im Dünnschliff über die Kartierung von Sedimenttypen im Profil bis hin zur Rekonstruktion der Beckenentwicklung.

**Abb. 9**

Feinklastische und sandige Lithofaziestypen. **(a)** Vertisol mit Toneisenstein-Konkretionen (weißer Pfeil) und sedimentären Harnischen (schwarzer Pfeil). Maßstab: 2 cm. **(b)** Calcisol mit knolligen Calcit-Konkretionen. Maßstab: 5 cm. **(c)** Horizontal fein- und rippelschichtiger Schluffstein. Maßstab: 5 cm. **(d)** Rippelschichtiger Sandstein mit Wellenrippeln (schwarze Linien). Maßstab: 5 cm. **(e)** Planar schräg geschichteter Sandstein. **(f–h)** Trogförmig schräg geschichteter Sandstein. In Reihenfolge zunehmender Mächtigkeit der Schrägschichtungssets: kleindimensioniert (f), mitteldimensioniert (g) und großdimensioniert (h). Maßstab: 5 cm. **(i)** Flachwinklig schräg geschichteter Sandstein. Maßstäbe: 5 cm. **(j)** Horizontal laminiertes Sandstein. Maßstab: 5 cm.

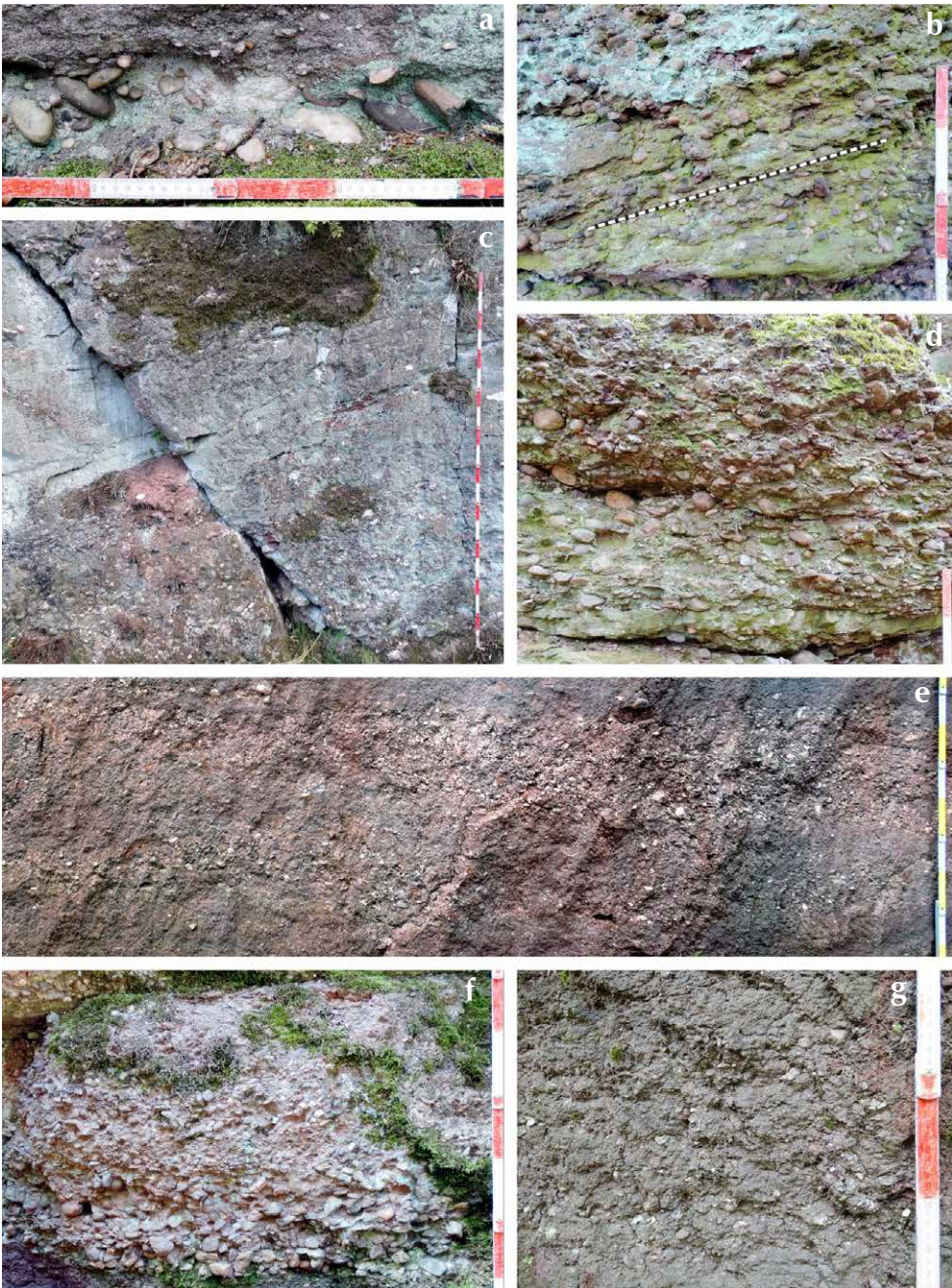


Abb. 10

Kiesige Lithofaziestypen. **(a)** Konglomerat mit dachziegelartiger Lagerung der Gerölle. **(b)** Planar schräg geschichtetes Konglomerat. **(c)** Trogförmig schräg geschichtetes Konglomerat. **(d)** Horizontal geschichtetes Konglomerat. **(e)** Invers gradiertes Konglomerat. Beachte die zum Top hin zunehmende Geröllgröße. **(f)** Normal gradiertes Konglomerat. **(g)** Massives, matrixgestütztes Konglomerat.

Tabelle 1 Charakteristik und Genese feinklastischer und sandiger Lithofaziestypen.

Lithofaziestyp Lithologische Charakteristik	Entstehung
Vertisol (Abb. 9a) Schluffstein, hellgrün bis –rot, tonig, undeutlich horizontal stratifiziert, häufig sedimentäre Harnische und bis 2 cm große ellipsoide bis kugelige Toneisensteinkonkretionen führend	Paläoboden, subaerisch entstanden durch wiederholte Durchfeuchtung und Austrocknung
Calcisol (Abb. 9b) Schluffstein, hellgrau-rot, tonig, ungeschichtet, häufig 1 bis 2 cm große, knollige Calcitkonkretionen führend	Paläoboden, subaerisch entstanden durch Karbonatfällung aus aufsteigenden Porenwässern
Horizontal fein geschichteter Schluffstein (Abb. 9c) Schluffstein, rot, feinsandig, selten tonig, im 0,5-cm-Maßstab undeutlich horizontal geschichtet mit Einschaltungen von Rippelschrägschichtungen	Subaquatische Ablagerung, die zwischen Stehendwasserbedingungen und sehr schwach strömenden Verhältnissen schwankt
Rippelschichtiger Sandstein (Abb. 9d) Feinsandstein, hellrot, rippelschichtig mit Wellen- und/oder Strömungsrippeln	Subaquatische Ablagerung bei schwacher Strömung oder bei Wellengang im Stehendgewässer
Planar schräg geschichteter Sandstein (Abb. 9e) Feinsandstein, hellrot, planar schräg geschichtet	Subaquatische Ablagerung bei turbulenter Strömung (2D-Dünen)
Trogförmig schräg geschichteter Sandstein (Abb. 9d) Fein- bis Grobsandstein, hellrot bis rötlich-grau, schwach kiesig bis kiesig, trogförmig schräg geschichtet mit drei Subtypen hinsichtlich der Mächtigkeit der Schrägschichtungssets: kleindimensional (<20 cm), mitteldimensional (20–200 cm) und großdimensional (>200 cm)	Subaquatische Ablagerung bei turbulenter Strömung (3D-Dünen; Strömungsgeschwindigkeit höher als bei planarer Schrägschichtung. Die Setmächtigkeit ist proportional zur Wassertiefe
Flachwinklig schräg geschichteter Sandstein (Abb. 9e) Feinsandstein, hellrot, flachwinklig schräg geschichtet (Neigungswinkel <20°)	Subaquatische Ablagerung bei turbulenter Strömung (3D-Dünen; Strömungsgeschwindigkeit höher als bei trogförmiger Schrägschichtung)
Horizontal laminiertes Sandstein (Abb. 9f) Fein- bis Mittelsandstein, hellrot, horizontal im Millimetermaßstab laminiert	Subaquatische Ablagerung bei laminarer Strömung und sehr hohen Strömungsgeschwindigkeiten

Im Modalbestand der sandig-kiesigen Lithofaziestypen dominiert mit Anteilen von 40 bis 90 Vol-% Quarz (Abb. 11d), gefolgt von Quarzit (<5 bis 40 Vol-%) und grünlich-grauen Schluff- und Sandsteinlithoklasten (0 bis 30 Vol-%, MEISTER 1967, SCHIRMER 1975, TRÜMPER et al. 2013). Insbesondere der Lithoklastanteil schwankt je nach Profilposition und kann auch aufgearbeitete pedogene Hämatit- und Karbonatkonkretionen sowie Phyllite umfassen. Glimmerschüppchen sind vor allem in den feinklastischen und sandigen Lithofaziestypen vorhanden; ihr Anteil bleibt aber mit <5 Vol-% gering. Es dominiert Muskovit (Abb. 11d) neben chloritisiertem Biotit, der stellenweise gehäuft vorkommt. Benachbarte Körner stehen punktuell oder flächig miteinander im Kontakt. Der Zusammenhalt des Sediments wird durch ein Gemisch aus weißen Tonmineralen, fein dispers verteiltem Hämatit und Calcit gewährleistet, deren Verhältnis über die Intensität der Rotfärbung entscheidet (Abb. 11c). Die Tonminerale repräsentieren nach röntgendiffraktometrischem und rasterelektronenmikroskopischem Befund Dickit, der in Form 20 µm großer, tafelförmiger Kristalle ausgebildet ist (Abb. 11e). Nadelförmiger Illit bildet eine untergeordnete Komponente. Auffällig ist eine in den Sandsteinen verbreitete Korrosion, die sich in Löchern und Einbuchtungen in Quarzkörnern und an Calcitkristallen des Zements äußert (Abb. 11d). Diese lösungsbedingten Räume werden durch Tonminerale ausgefüllt.

Tabelle 2 Charakteristik und Genese kiesiger Lithofaziestypen.

Lithofaziestyp Lithologische Charakteristik	Entstehung
Imbrikiertes Konglomerat (Abb. 10a) Fein- bis Grobkieskonglomerat, grau, klastgestützt, gut sortierte Mittelsandmatrix, Imbrikation zeigend	Dachziegelartige Übereinanderlagerung von Geröllen am Gewässerboden im strömenden Wasser
Planar schräg geschichtetes Konglomerat (Abb. 10b) Konglomerat, grau, sandig, schlecht sortiert, matrix- bis klastgestützt, undeutlich planar schräg geschichtet	Subaquatische Ablagerung als Vorschütthang an Barren
Trogförmig schräg geschichtetes Konglomerat (Abb. 10c) Konglomerat, grau, sandig, schlecht sortiert, matrix- bis klastgestützt, undeutlich trogförmig schräg geschichtet mit Häufung der Gerölle an der Basis	Subaquatische Ablagerung durch Buckeldünen, über die die Kiesklasten hinüberrollen und sich auf der Leeseite ablageren („gravel overpassing“)
Horizontal geschichtetes Konglomerat (Abb. 10d) Konglomerat, grau, sandig, schlecht sortiert, matrix- bis klastgestützt, undeutlich horizontal geschichtet	Suspension von Kies und Sand bei sehr hohen Strömungsgeschwindigkeiten und Ausrichtung der Gerölle mit ihrer Längsachse parallel zur Strömung während des Transports und der Ablagerung
Invers gradiertes Konglomerat (Abb. 10e) Konglomerat, grau, sandig, klastgestützt, invers gradiert	Subaquatischer Körnerstrom, in dem während des Transports Sand zwischen den Geröllen nach unten durchsortiert wird („kinetisches Sieben“)
Ungeschichtetes bis normal gradiertes Konglomerat (Abb. 10f) Konglomerat, grau, sandig, schlecht sortiert, ungeschichtet bis normal gradiert	Subaquatische Ablagerung bei moderaten bis hohen Sedimentgehalten; größere Gerölle werden gravitativ nach unten durchsortiert
Ungeschichteter Diamiktit (Abb. 10g) Konglomerat, dunkelgrau, sehr schlecht sortiert mit einer schluffigen bis grobsandigen Matrix, Gerölle kantig bis kantengerundet, ungeschichtet	Subaquatische Ablagerung bei sehr hohen Sedimentgehalten (Schuttstrom), die die Dichte des Wassers erhöhen und so große Klasten in Schwebelagerung halten

4.3 Lithofaziesassoziationen

Im Kyffhäuserprofil treten fünf Architekturelemente auf (Abb. 12): Auensedimente (floodplain elements), Sandformen (sandy bedforms), longitudinale Sandbarren (downstream-accretion forms), Kiesbarren (gravel barforms) und Rinnenelemente (channels). Die Kombination dieser Architekturelemente liefert acht Lithofaziesassoziationen, die im Folgenden beschrieben und genetisch gedeutet werden.

Überflutungsebenen-Assoziation (Abb. 13a–c)

Typlokalität: Steinbruch Rottleben NO Rottleben ca. 750 m nördlich der L 1172 (51°24'7.20" N, 11°2'13.60" E), Horizont β_7 nach SCHRIEL & FULDA (1926)

Beschreibung: Ausstrichbereiche dieser Assoziation sind wegen des hohen feinklastischen Anteils von tonigen Böden überdeckt (Abb. 13a) und bilden sanft geneigte Hänge. Die wenigen Aufschlüsse konzentrieren sich auf Anschnitte im Zuge des Wege- und Straßenbaus. Die Überflutungsebenen-Assoziation wird durch Überflutungsebenen-Sedimente aufgebaut und zeigt eine tafelförmige Architektur (Abb. 13c). Zentimeter bis Dezimeter mächtige und lateral über einige Meter aushaltende Horizonte unreifer Calcisole, Vertisole, horizontal- und rippelschichtiger Schluffsteine bestimmen die Lithologie. Die Schichtung der Schluffsteine ist durch Spurenfossilien vom Typ *Scoyenia* (Abb. 13b) und Durchwurzungen überprägt bis zuweilen ausgelöscht.

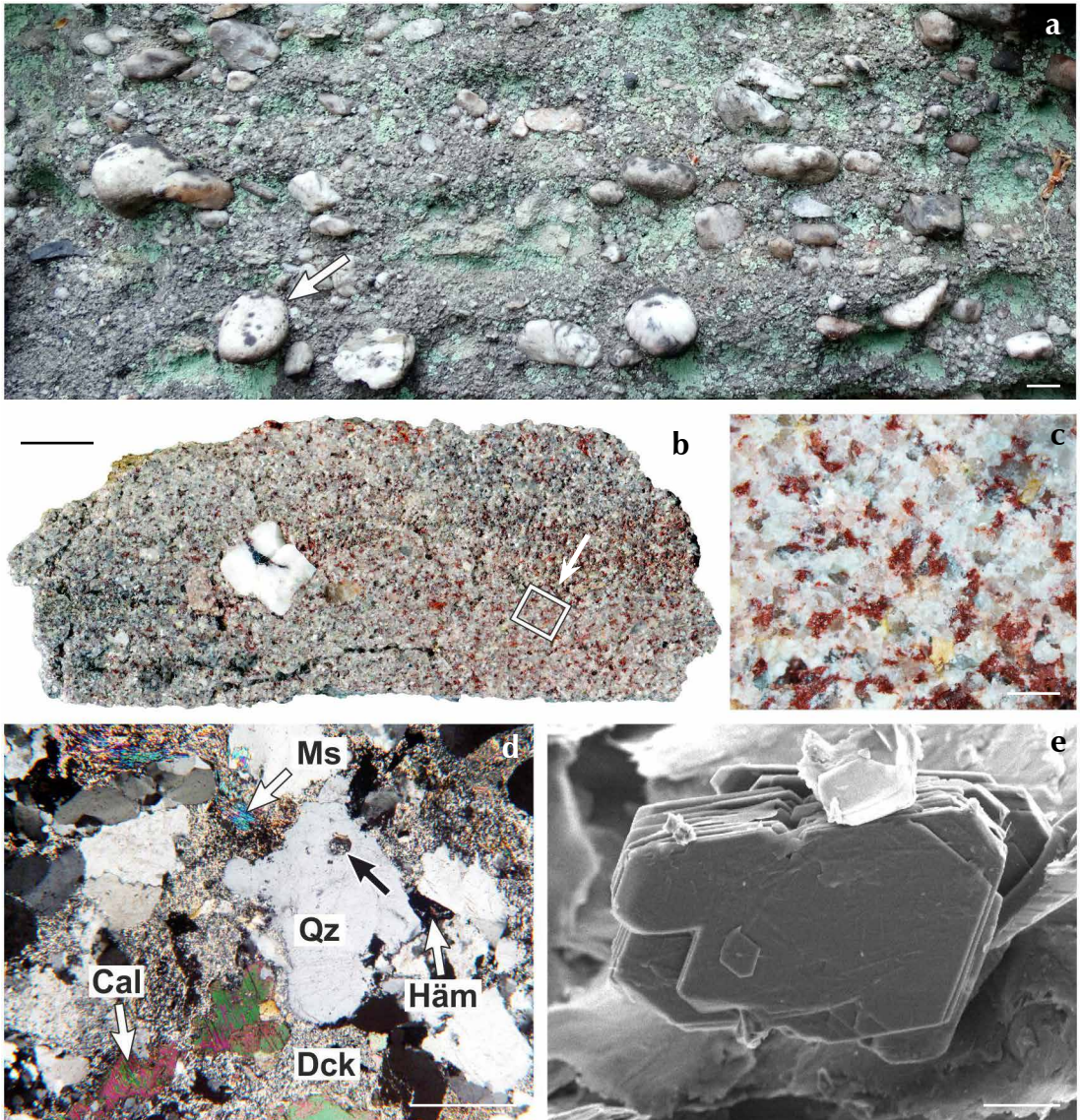


Abb. 11

Petrographie der Sedimente des Kyffhäusers. **(a)** Schlechte Sortierung in einem horizontal stratifizierten Konglomerat. Beachte die Rundung der Gerölle (Pfeil). Maßstab: 1 cm. **(b)** Typisch hellroter Sandstein (MfNC P 4122). Maßstab: 1 cm. **(c)** Detailaufnahme aus (b) mit grauem bis transparentem Quarz, rotem Hämatit und weißen Tonmineralen. Maßstab: 500 μm . **(d)** Sandstein im gekreuzt-polarisiertem Durchlicht. Die Korrosion der Quarzkörner und Calcitkristalle zeigt sich durch mit Tonmineralen gefüllten Löchern (schwarzer Pfeil) und randlichen Einbuchtungen. Maßstab: 500 μm . **(e)** Gestapelte Dickitkristalle, rasterelektronenmikroskopische Aufnahme. Maßstab: 2 μm . Abkürzungen: Cal: Calcit; Dck: Dickit; Häm: Hämatit; Ms: Muskovit; Qz: Quarz.

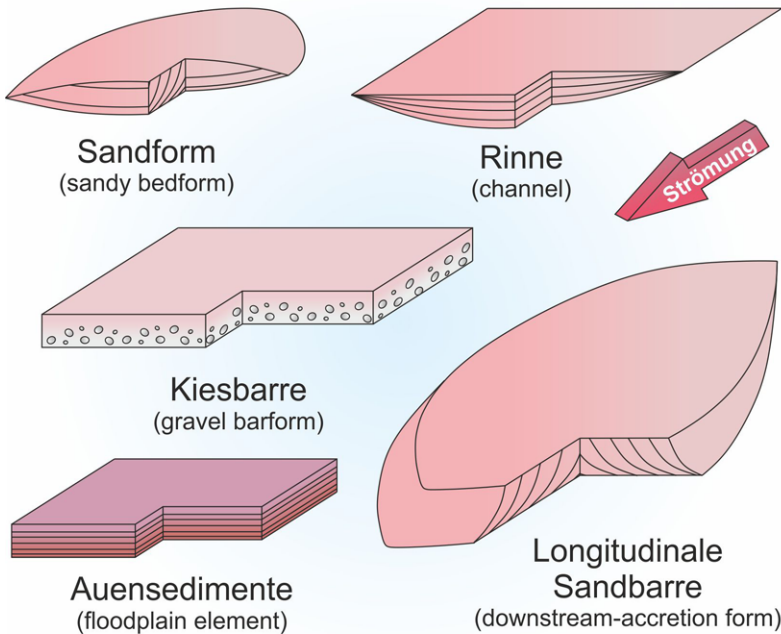


Abb. 12
Fluviatile Architekturelemente
des Kyffhäuserprofils.

Das Ausmaß der Bodenbildung und Bioturbation nimmt zum Top hin zu, während die Korngröße geringfügig abnimmt (Abb. 13a). Vertikale Übergänge in der Schichtfolge sind oft fließend, selten scharf ausgebildet. Im Steinbruch Rottleben ist von der Basis eines Kristalltuffs eine Abdruckflora aus fragmentierten Resten bekannt, die nach SCHRIEL & FULDA (1926b), REMY & KAMPE (1961) und eigenen Aufsammlungen vorwiegend aus folgenden Formen besteht: *Cordaites* UNGER 1850 und *Dicksonites pluckenitii* (SCHLOTHEIM ex BRONGNIART) STERZEL. Selten treten *Scolecopteris arborescens* (SCHLOTHEIM ex BRONGNIART) STUR 1883, *Pecopteris bredovii* GERMAR 1893, *Calamitenachsen*, *Asterophyllites equisetiformis* (SCHLOTHEIM ex STERNBERG) BRONGNIART 1828, *Annularia sphenophylloides* (ZENKER) GUTBIER 1837, nicht näher bestimmbar neuropteridische und sphenopteridische Pteridophyllen und Walchienkurztriebe auf.

Interpretation: Schwach bewachsene Überflutungsebene. Wiederholte Überschwemmungen durch schwach strömendes, sedimentreiches Wasser lagerten die schlecht sortierten Feinklastite flächig ab. Die Überflutungsereignisse wechselten mit Phasen des Trockenfallens, in denen die Sedimente durch grabende Organismen besiedelt werden konnten (*Scoyenia*, KEIGHLEY & PICKERILL 2003, SCHNEIDER et al. 2010). Phasen längerer Sedimentationsruhe begünstigten die Etablierung einer spärlichen Vegetation und die Bodenbildung. Erstere bestand wahrscheinlich vorwiegend aus kletternden bzw. bodenbedeckenden Farnsamern vom Typ *Dicksonites pluckenitii* sowie untergeordnet Baumfarne/Farne und Calamiten. Cordaitenblätter könnten sowohl der flussbegleitenden Flora als auch den Liefergebieten entstammen, während Walchienkurztriebe wahrscheinlich aus der flussfernen Vegetation abzuleiten und vom Wind eingetragen sind.

Feinkörnige Rinnen-Assoziation (Abb. 13d–f)

Typlokalität: Steinbruch im unteren Keltal ca. 800 m NO Steinhaleben (51°24'7.20" N, 11°2'13.60" E), Horizont f nach SCHRIEL & FULDA (1926)

Beschreibung: Die Faziesarchitektur wird durch gestapelte, 2 bis 4 m mächtige und bis 15 m breite Rinnenkörper bestimmt (Abb. 13e, f). Jeder dieser Körper ist aus mehreren Bänken aufgebaut, wobei die Korngröße und Bankmächtigkeit von der untersten Bank, der Rinnenbasis, zur obersten, dem Rinnentop hin abnimmt (Abb. 13d, e). In vertikal aufsteigender Richtung umfasst diese Reihenfolge Dezimeter mächtige trogförmig und planar schräg geschichtete Sandsteine, flachwinklig schräg bis horizontal geschichtete Sandsteine, Dezi-

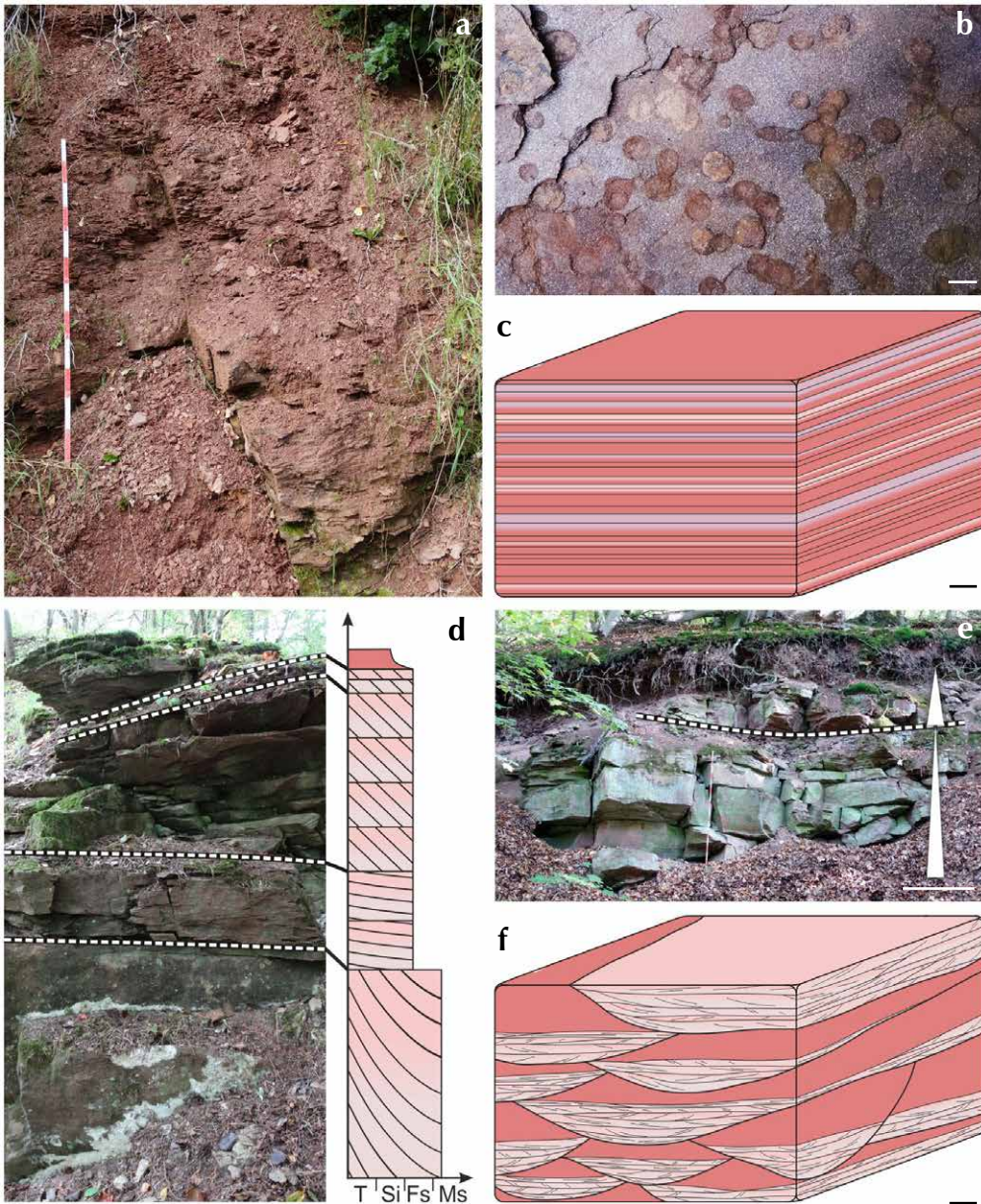


Abb. 13

Überflutungsebenen- (a–d) und feinkörnige Rinnen-Assoziation. (a) Typisch für die schlecht sortierten Feinklastite sind die ziegelrote Farbe und eine undeutliche bis unebene horizontale Schichtung. Beachte das mit der nach oben abnehmenden Korngröße feinplattigere Absondern. (b) *Scolymia*-Spuren, Blick senkrecht zur Schichtung. Maßstab: 1 cm. (c) Faziesarchitektur der Überflutungsebenen-Assoziation mit flächigen Schichtkörpern. (d) Sandig-feinklastische Rinnenfüllung mit zum Top hin abnehmender Schichtmächtigkeit und Korngröße. (e) Gestapelte, sich erosiv (gestrichelte Linie) überlagernde Rinnenkörper. Die Rinnenauffüllung wird durch bioturbate Feinklastite repräsentiert, die gegenüber den bankigen Sandsteinen stärker zurückwittern. (f) Faziesarchitektur der feinkörnigen Rinnen-Assoziation. Beachte die nach unten konvexe Basis und den scharfen, aber unregelmäßigen Top der Rinnenelemente. Maßstäbe: c–f 1 m.

meter bis Zentimeter mächtige planar schräg- und rippelschichtige Sandsteine sowie im Zentimetermaßstab horizontal fein- bis rippelschichtige Schluffsteine; letztere können von *Scoyenia*-Grabgängen durchsetzt sein (Abb. 13d).

Interpretation: Von Rinnen durchzogene Überflutungsebene. Die Sedimentation in den Rinnen wurde durch sedimentarme Strömungen (Einzelkornttransport) bestimmt, deren Fließgeschwindigkeiten nur den Transport von Sand zuließen. Die vertikale Abfolge innerhalb einer Rinne spiegelt eine sukzessive abnehmende Strömungsgeschwindigkeit und Wassertiefe im Zuge der fortschreitenden Auffüllung wider. Bioturbate Feinklastite am Top zeigen phasenweises Trockenfallen und dadurch ein Inaktivwerden der Rinnen an.

Rinnen-Überflutungsebenen-Assoziation (Abb. 14a–e)

Typlokalität: Steinbruch im unteren Langen Tal ca. 500 m WSW der Abzweigung der Lindenallee vom Ichstedter Weg (51°23'34.9" N, 11°10'54.9" E), Horizont k nach SCHRIEL & FULDA (1926)

Beschreibung: Diese Lithofaziesassoziation enthält 0,5 bis 2,0 m mächtige Überflutungsebenen-Sedimente, die aus horizontal fein- bis rippelschichtigen Schluffsteinen und bis 0,4 m mächtigen, ungeschichteten Calcisolen zusammengesetzt werden (Abb. 9b, Abb. 14a, b). Letztere bestehen aus dicht gepackten, bis 3 cm großen Calcitkonkretionen. Die Überflutungsebenen-Sedimente werden von 0,5 bis 1,8 m mächtigen und lateral einige Meter bis Dekameter aushaltenden Sandsteinrinnen erosiv überlagert oder lateral abgeschnitten (Abb. 14a, b, e). Intern zeigen die Rinnenkörper einen komplexen Aufbau aus sich gegenseitig schneidenden, trogförmig schräg geschichteten Einzelementen meist kiesiger, schlecht sortierter, selten gut sortierter Sandsteine. Im Gegensatz zu allen weiteren Lithofaziesassoziationen treten im Geröllbestand aufgearbeitete pedogene Hämatit- und Calcit-Konkretionen mit Anteilen deutlich über 50% häufig auf (Abb. 14c, d).

Interpretation: Von Rinnen durchzogene Überflutungsebene mit intensiver Sedimentaufarbeitung. Die fortgeschrittene und verbreitete Bodenbildung zeigt länger anhaltende Phasen von Sedimentationsruhe an. Zudem überwog die durch Verdunstung abgegebene Wassermenge gegenüber der durch Niederschläge hinzugewonnenen. Flussrinnen schnitten sich in die Überflutungsebenen-Sedimente im Zuge episodischer Überschwemmungen ein und arbeiteten diese intensiv auf.

Sandformen-Assoziation (Abb. 14f–i)

Typlokalität: Alter Stadtsteinbruch am Kalhen Berg 1,2 km SSW Zentrum Kelbra (51°25'29.6" N, 11°02'25.3" E), Horizont b nach SCHRIEL & FULDA (1926)

Beschreibung: Die Sandsteine dieser Lithofaziesassoziation waren das Hauptziel des Mühl- und Werksteinabbaus am Kyffhäuser und sind daher in zahlreichen Steinbrüchen aufgeschlossen. Die Faziesarchitektur wird durch meist 0,5 bis 2 m mächtige, lateral über mehrere Meter bis wenige Dekameter aushaltende, kiesarme Sandsteinkörper bestimmt, die im vertikalen Anschnitt einen annähernd linsenförmigen Umriss aufweisen (Abb. 14f–i). Top und Basis der Sandkörper sind erosiv und können von horizontal eingebetteten, verkieselten Stämmen begleitet sein. Intern bestehen die Sandkörper entweder aus einem trogförmig schräg geschichteten Sandstein (Abb. 14g) oder aus mehreren, Dezimeter mächtigen und sich gegenseitig schneidenden Schrägschichtungseinheiten. Der letzte Fall geht mit einer Abnahme der Korngröße von Grobsand an der Sandformbasis auf Feinsand am Sandformtop einher, begleitet von einem Übergang von planaren und trogförmigen hin zu flachwinkligen Schräg- und Horizontalschichtungen.

Interpretation: Dünenzüge am Grund breiter Rinnen sowie Sandbarren. Abfolgen einfach trogförmig schräg geschichteter Sandsteinkörper bildeten sich aus der Akkumulation von 3D-Dünen am Grund von Gerinnen. Der komplexe Internbau und die vertikale Änderung von Korngröße und Schichtungstyp in anderen Sandsteinkörpern deuten dagegen auf eine Bildung als Sandbarre hin. Während die metermächtigen Dünenzüge und Sandbarren Ausdruck hoher Wasserführung sind, zeugen mit Kieselhölzern assoziierte erosive Grenzen von zeitweisen Niedrigwasserständen (TYLER & ETHRIDGE 1983, MIALL 2006). Letztere waren von der Ablagerung von Treibhölzern begleitet.

Rinnen-Sandformen-Kiesbarren-Assoziation (Abb. 15)

Typlokalität: Steinbruch hinter dem Burghof unterhalb des Kyffhäuserdenkmals (51°24'47.9" N, 11°06'31.9" E), Horizont e nach SCHRIEL & FULDA (1926)

Beschreibung: Auffälligstes Merkmal dieser Lithofaziesassoziation ist ein beträchtlicher Wechsel der Lithofa-

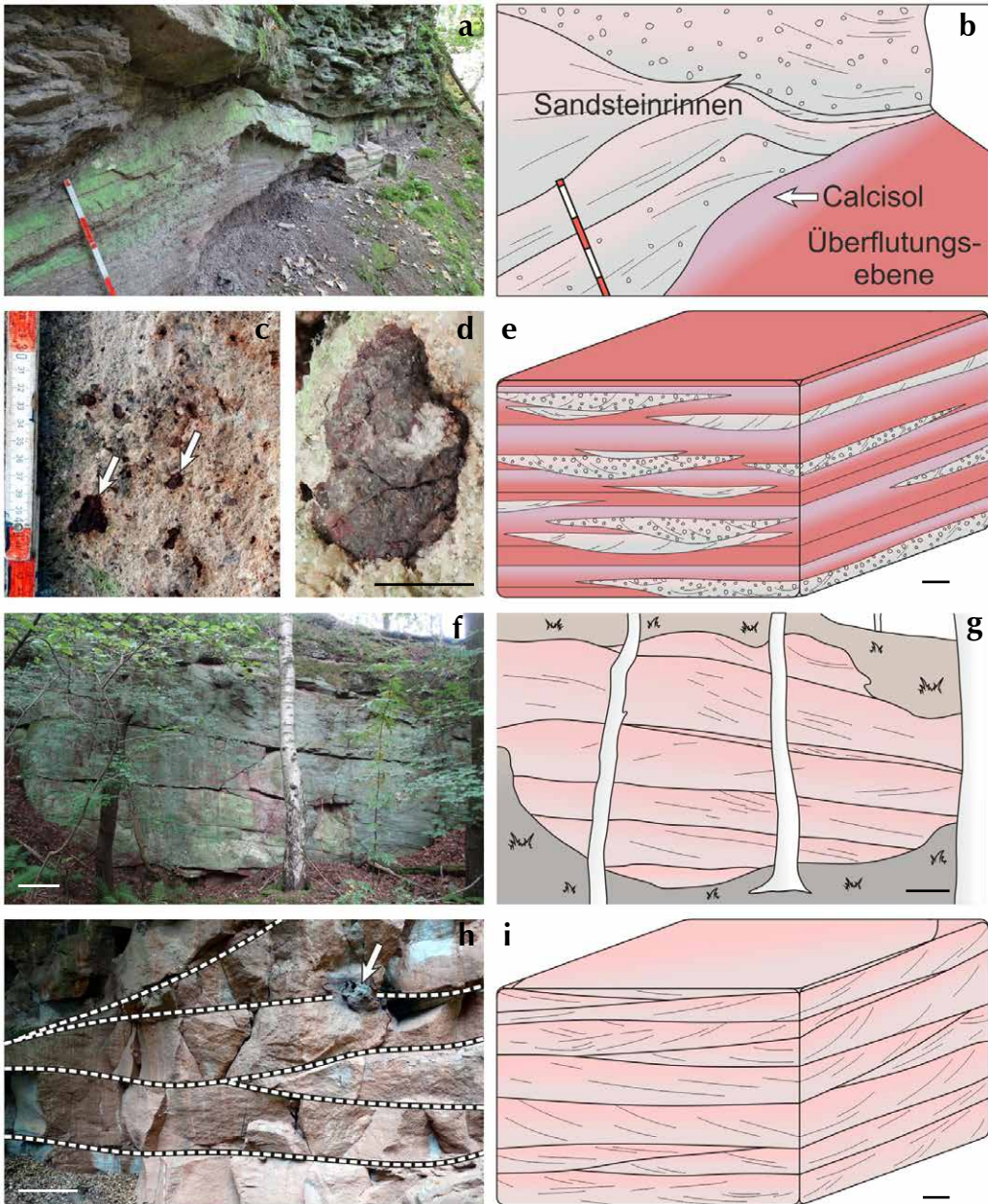


Abb. 14

Rinnen-Überflutungsebenen- (a-e) und Sandform-Assoziation (f-i). (a+b) Lateral auskeilende Sandsteinrinnen auf Feinklastiten der Überflutungsebene. Beachte den erosiven Top des Calcisols. (c+d) Aufgearbeitete pedogene Hämatitkongkretionen. Maßstab: 1 cm. (e) Faziesarchitektur der Rinnen-Überflutungsebenen-Assoziation mit flächig ausgebildeten Feinklastiten und darin eingeschalteten Rinnenkörpern. (f+g) Abfolge bankiger, trogförmig schräg geschichteter Sandsteine (Sandformen/sandy bedforms). (h) Linsenförmiger Umriss der Sandformen im Vertikalschnitt mit Kieselholz (Pfeil). (i) Faziesarchitektur der Sandform-Assoziation. Typisch sind monotone Sandsteinabfolgen mit linsenförmiger Geometrie. Maßstäbe: e-i 1 m.

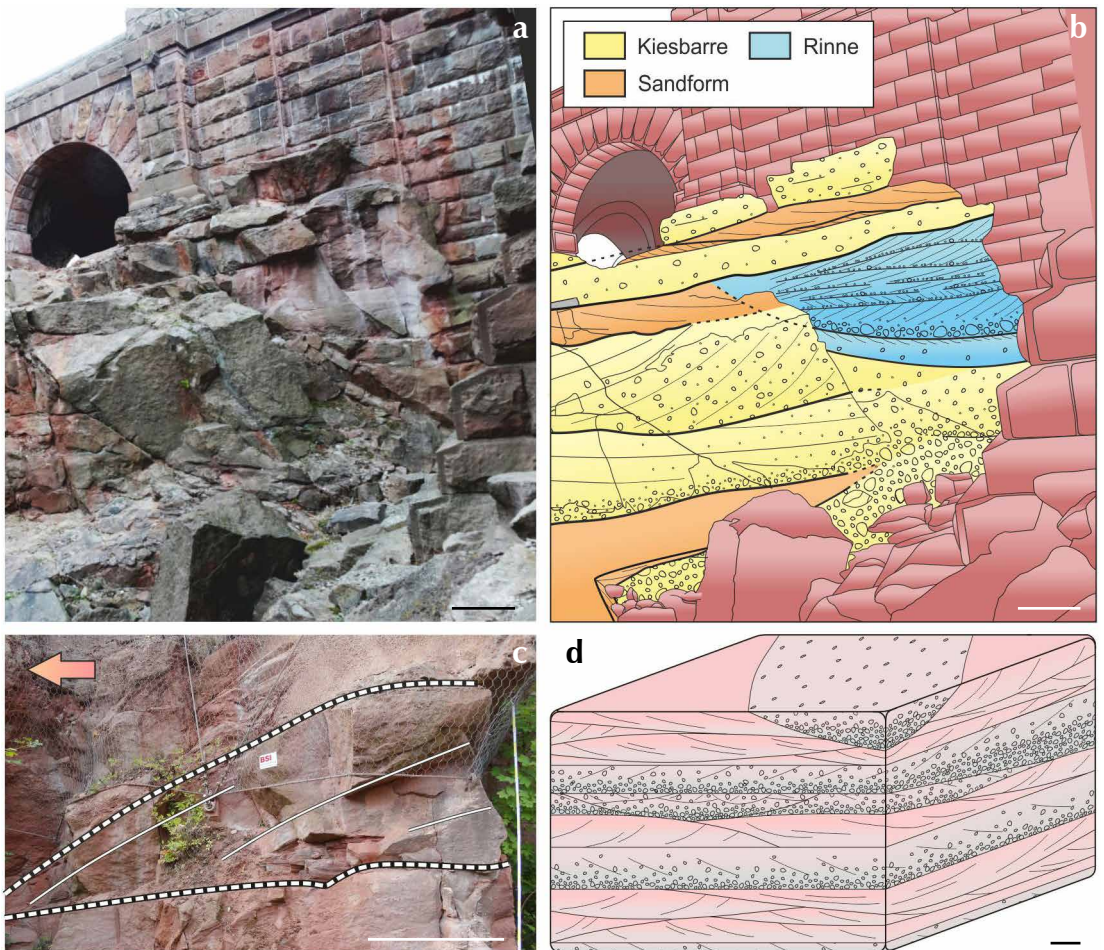


Abb. 15

Rinnen-Sandformen-Kiesbarren-Assoziation. **(a+b)** Abfolge verschiedener Architekturelemente in der Grube unterhalb des Kyffhäuser-Denkmal. **(c)** Längsschnitt durch eine longitudinale Sandbarre zwischen zwei Kiesbarren. Die Schichtung zeigt das Vorbauen der Sandbarre in stromabwärtiger Richtung (Pfeil). **(d)** Faziesarchitektur mit deutlichen vertikalen und lateralen Fazieswechseln. Maßstäbe: 1 m.

zies in vertikaler und lateraler Richtung (Abb. 15a, b). In Aufschlüssen dominiert eine vertikale Stapelung von bis zu 2 m mächtigen, normal oder invers gradierten Barrenkonglomeraten, ebenso mächtigen meist trogförmig schräg geschichteten Sandformen und longitudinalen Sandbarren (Abb. 15b–d). An den Grenzflächen dieser Körper schalten sich weniger als 0,2 m mächtige, horizontal geschichtete schluffige Feinsandsteine oder bis 1 m mächtige und lateral mehrere Meter aushaltende Rinnenkörper ein (Abb. 15b). Letztere werden durch mehrere Einheiten schräg geschichteter, teils kiesiger Sandsteine bis sandiger Konglomerate verfüllt und zeigen zum Top hin eine Abnahme der Korngröße. Vereinzelt treten bis 3 m mächtige Rinnenelemente auf. **Interpretation:** Normal gradierte Konglomeratbarren dokumentieren episodische Flutereignisse mit sedimentreichen, hochenergetischen Schüttungen – sog. hyperkonzentrierte Strömungen. Die Aufarbeitung von Kiesen führte lokal zur Bildung von massigen Körnerströmen, vertreten durch invers gradierte Konglomerate (NEMEC et al. 1980, LEGROS 2002). Diese Phasen wechselten mit solchen niedrigerer Wasserführung und/oder

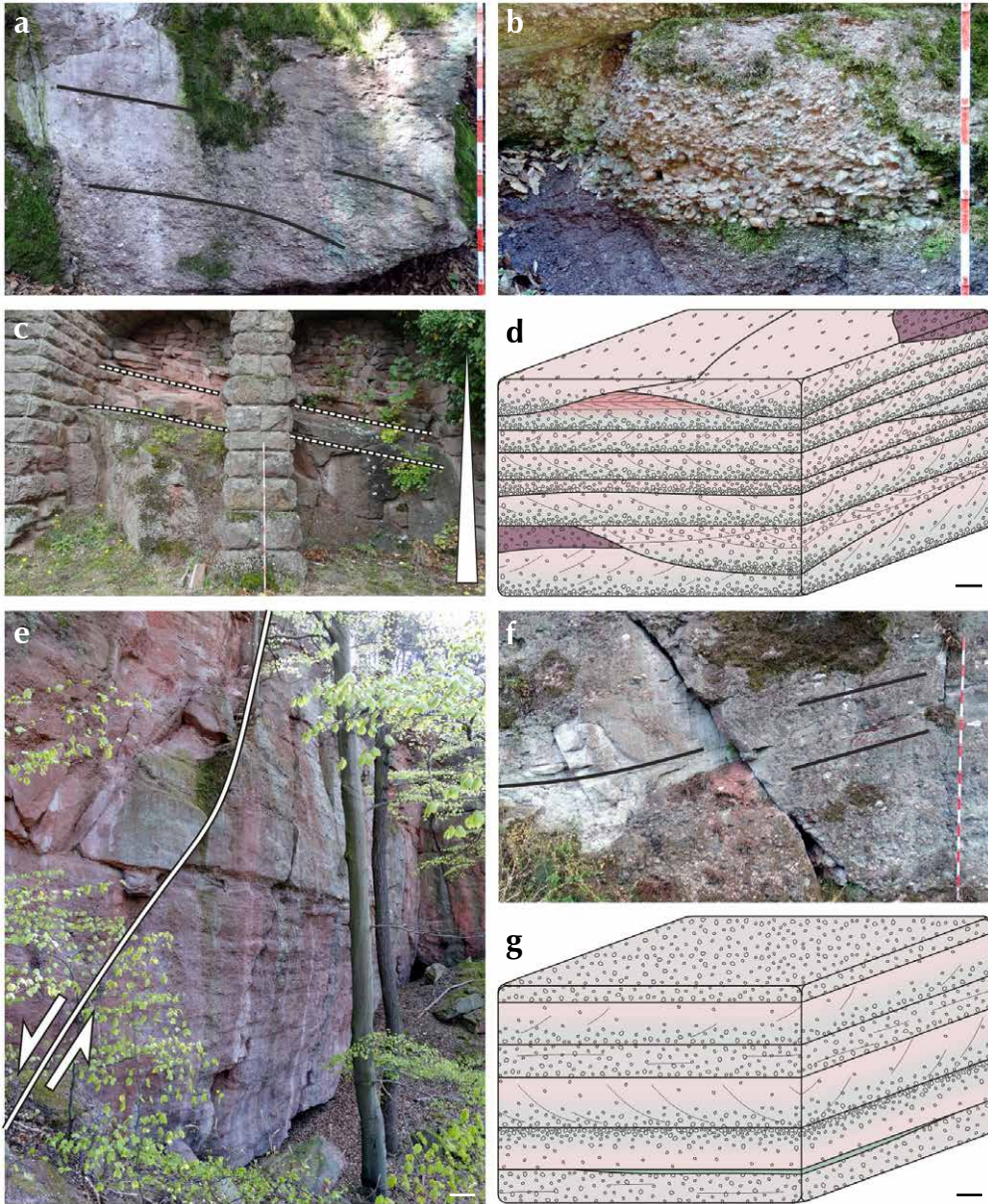


Abb. 16

Rinnen-Kiesbarren- (a–d) und einfache Kiesbarren-Assoziation (e–g). **(a)** Trogförmig schräg geschichtetes Konglomerat mit normaler Gradierung und steilerem Einfallswinkel der Schichtung im basalen, kiesigen Abschnitt. **(b)** Ungeschichtete rotbraune Massenstromablagerung, erosiv überlagert von einem besser sortierten, normal gradierten, sandigen Konglomerat. **(c)** Rinnenfüllung mit nach oben abnehmender Korngröße und Schichtmächtigkeit. **(d)** Faziesarchitektur der Rinnen-Kiesbarren-Assoziation. Beachte die durchschnittlich geringere Bankmächtigkeit im Vergleich zu den anderen Lithofaziesassoziationen. **(e)** Monotone Stapelung vorwiegend horizontal geschichteter Kiesbarren. **(f)** Großdimensioniertes (Bankmächtigkeit ≥ 2 m) trogförmig schräg geschichtetes Konglomerat. **(g)** Faziesarchitektur der einfachen Kiesbarren-Assoziation. Maßstäbe d, e, g: 1 m.

Strömungsgeschwindigkeit, in denen in ausreichend tiefen Rinnen stromabwärts vorbauende longitudinale Sandbarren gebildet wurden. In Abhängigkeit davon, wie hoch der Wasserstand und die Transportenergie nachfolgender Überschwemmungen waren, wurden entweder kleine Rinnen auf Kiesbarren angelegt oder geringmächtige Sandablagerungen auf dem Barrentop abgelagert.

Rinnen-Kiesbarren-Assoziation (Abb. 16a–d)

Typlokalität: Steinbruch im Mönchsholz an der B 85 oberhalb des Haingartens (51°25'38.5"N, 11°03'15.1"E), Horizont a nach SCHRIEL & FULDA (1926).

Beschreibung: Aufgrund der meist konglomeratischen, schlecht sortierten Sedimente, denen bankige Sandsteine fehlen, ist diese Lithofaziesassoziation für den Werksteinabbau ungeeignet und daher schlecht abgeschlossen. Typisch ist eine vertikale, meist 2 bis 4 m mächtige Abfolge aus bis 1,5 m mächtigen, trogförmig schräg geschichteten sandigen Konglomeraten, denen im Hangenden Dezimeter mächtige Einheiten aus trogförmig schräg geschichteten kiesigen Sandsteinen und planar schräg geschichteten Sandsteinen auflagern (Abb. 16c). Am Top können wenige Zentimeter mächtige, im 1-cm-Maßstab horizontal geschichtete, feinsandige hellglimmerreiche Schluffsteine folgen. Die basalen Konglomerate zeigen intern eine Trennung zwischen einem kiesreichen basalen und einem sandigen oberen Abschnitt (Abb. 16a). Die Schrägschichtungsblätter durchziehen beide Abschnitte, nehmen aber, vom Top ausgehend, am Übergang zur kiesigen Basis abrupt im Einfallswinkel zu („Schichtungsbrechen“). Selten enthält diese Lithofaziesassoziation Einschaltungen rotbrauner ungeschichteter, schwach schluffiger, matrixgestützter Konglomerate (Debrite, Abb. 16b).

Interpretation: Hochenergetische Rinnen und Kiesbarren. Die Abnahme von Bankmächtigkeit und Korngröße von der Basis zum Top ist Ausdruck abnehmender Strömungsgeschwindigkeiten und Wassertiefen und zeigt daher die sukzessive Auffüllung von Rinnen an. Lateral aushaltende Bänke repräsentieren Kiesbarren. Schlechte Sortierungen, das Vorherrschen kiesiger Korngrößen und schlecht ausgebildete Schichtungen spiegeln die Dominanz sedimentbeladener Schüttungen, sog. hyperkonzentrierter Ströme bis Schuttströme, wider. Schräg geschichtete Konglomerate werden aufgrund der vertikalen Korngrößentrennung und der durchgehenden Schrägschichtung mit „Schichtungsbrechen“ als Ablagerungen sog. Buckeldünen (humpback dunes) interpretiert (ALLEN 1983, vgl. Tab. 2).

Einfache Kiesbarren-Assoziation (Abb. 16e–g)

Typlokalität: Steinbruch am Tannenberg im unteren Kirchtal 1,3 km SSO vom Zentrum Kelbra (51°25'26.0" N, 11°02'49.2" E), Horizont b nach SCHRIEL & FULDA (1926).

Beschreibung: Charakteristisch ist eine tafelförmige, monotone Abfolge von Dezimeter mächtigen bis über 2 m mächtigen und lateral über 50 m aushaltenden Konglomeratbänken (Abb. 16e, g), die intern ungeschichtet, undeutlich horizontal oder trogförmig schräg geschichtet oder normal gradiert (Abb. 16f) sind. Bis 0,2 m mächtige Linsen horizontal feingeschichteter, feinsandiger Schluffsteine lagern den Kiesbarren als linsenförmige erosive Reste selten auf. Meist wird die Grenze einer Konglomeratbarre zu der darüber folgenden durch eine Gerölllage gebildet, in der die Längsachsen der Klaster subhorizontal orientiert sind.

Interpretation: Kiesbarren. Die Konglomeratbänke spiegeln mit ihrer tabularen Geometrie, Korngröße, schlechten Sortierung und undeutlich ausgebildeten Schichtung hochenergetische, flächige Schüttungen mit erhöhten Sedimentgehalten (hyperconcentrated flows) wider. Diese werden als Flutereignisse interpretiert. Bei fallendem Wasserspiegel resultierte die zunehmend flachere Überströmung der Kiese in der Ausbildung feinklastischer Ablagerungen (bar-top fine-clastics) oder – bei hoher Strömungsgeschwindigkeit – in der Entstehung von Kieslagen (lag deposits) durch Ausspülen der Sandfraktion (FERGUSON & WERRITTY 1983, WOOLDRIDGE & HICKIN 2005, MIALI 2006).

Komplexe Kiesbarren-Assoziation (Abb. 17)

Typlokalität: Altendorfer Klippen am Rennweg (51°25'08.7" N, 11°02'35.1" E), Horizont e nach SCHRIEL & FULDA (1926).

Beschreibung: Ähnlich der einfachen Kiesbarren-Assoziation ist auch die komplexe Kiesbarren-Assoziation aus gestapelten, bis über 2 m mächtigen Konglomeratkörpern aufgebaut, die lateral über 30 bis 40 m zu verfolgen sind (Abb. 17d). Intern bestehen diese Körper aus gestapelten, meist unter 0,5 m, selten bis 1,0 m, mächtigen, vorwiegend horizontal geschichteten Konglomeratbänken. Planare Schrägschichtungen und

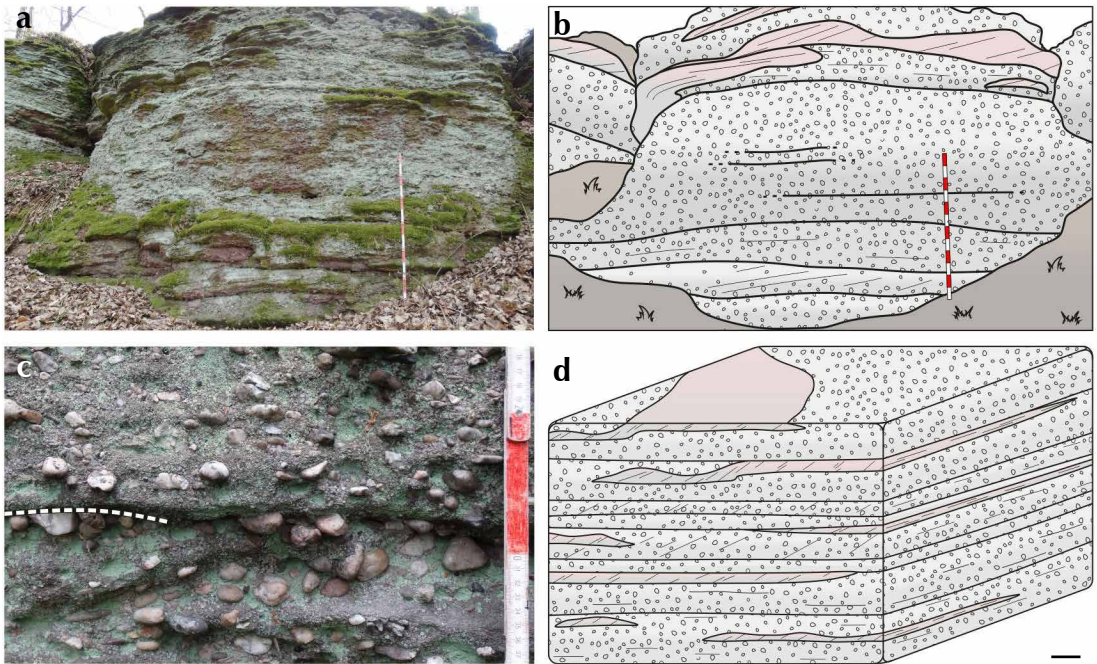


Abb. 17

Komplexe Kiesbarren-Assoziation. (a+b) Detaildokumentation einer Kiesbarre mit einer Wechsellagerung aus horizontal geschichteten, planar schräg geschichteten Konglomeraten (grau) und planar schräg geschichteten Sandsteinen (hellrot). (c) Planar schräg geschichtetes Konglomerat uneben erosiv überlagert (gestrichelte Linie) von einem horizontal geschichteten Konglomerat. (d) Faziesarchitektur mit häufig eingeschalteten, geringmächtigen und lateral auskeilenden Sandsteinhorizonten. Maßstab: 1 m.

Imbrikationsgefüge treten seltener auf. Von ihrem Liegenden und Hangenden werden die Konglomeratbänke durch ebene Erosionsflächen abgegrenzt, an denen häufig bis 0,3 m mächtige und wenige Meter breite Linsen planar schräg geschichteter Sandsteine eingeschaltet sind (Abb. 17a, b).

Interpretation: Komplex aufgebaute Kiesbarren. Während die Konglomeratbänke auf wiederholte Flutereignisse zurückzuführen sind, stellen die linsenförmigen Sandsteine erosive Relikte von Ablagerungen dar, die während des fallenden Wasserspiegels gebildet wurden (MIALL 2006). Im Gegensatz zur einfachen Kiesbarren-Assoziation deutet die geringere Mächtigkeit der Konglomeratbänke im Zusammenspiel mit dem höheren Anteil von Sandsteinen und Konglomeraten mit Imbrikationsgefügen und planaren Schrägschichtungen auf eine geringere Flutamplitude und weniger stark sedimentbeladene Schüttungen hin.

4.4 Profilaufbau und Zyklizitäten

Die Rekonstruktion des Ablagerungsraums und der ihn steuernden Faktoren erfordert das Verständnis des stratigraphischen Vorkommens der Lithofaziesassoziationen. Für letzteres eignet sich das Oberkarbonprofil des Kyffhäusers besonders, da es aufgrund seiner Mächtigkeit, seiner Ausstrichfläche und der Vielzahl an Steinbrüchen die seltene Gelegenheit bietet, die sedimentären Faziesmuster in Raum und Zeit zu erfassen. Dafür wurden die Lithofaziesassoziationen entlang mehrerer Transsekte (AB bis OP) kartiert, die dem generellen Einfallen der Abfolge entsprechend mit einer Ausnahme in NO–SW-Richtung orientiert sind (Abb. 18a). Jeder Transsekt lieferte ein Profil, sodass insgesamt acht Profile dokumentiert und anhand lateral verfolgbarer Horizonte miteinander korreliert wurden (Abb. 18b).

Im Ergebnis dominieren grobklastische Ablagerungen das von beträchtlichen Mächtigkeitsschwankungen gekennzeichnete Oberkarbonprofil. Die maximale Mächtigkeit wird mit 670 m im Profil KL zwischen Tilleda und Bad Frankenhausen erreicht (Abb. 18b). Angesichts der diskordanten Auflagerung des Oberrotliegend bzw. des Zechsteins mit erosiver Schichtlücke ist allerdings von primär höheren Mächtigkeiten auszugehen. Im Oberkarbon liegt ein rhythmischer Aufbau aus neun Fein-aufwärts-Zyklen vor; jeder beginnt mit einem 20 bis maximal 150 m mächtigen sandig-konglomeratischen Grobklastithorizont und geht am Top in einen meist unter 30 m mächtigen Feinklastithorizont über (Abb. 18b, d). Letzterer wird durch die Überflutungsebenen-Assoziation aufgebaut (Abb. 18c). Die Korngrößenabnahme innerhalb der Zyklen geschieht nicht gleichmäßig, sondern erfolgt relativ abrupt innerhalb eines wenige Meter bis unter einem Meter mächtigen Bereichs. Mit leichten Abwandlungen wurde dieser zyklische Aufbau bereits von mehreren Autoren thematisiert (SCHRIEL & FULDA 1926a, b, MEISTER 1967, SCHIRMER 1975, GAITZSCH 2001) und hier bestätigt. Die von SCHRIEL & FULDA (1926a, b) eingeführte Nomenklatur der zehn Grobklastit- (a bis k; j nicht vergeben) und sieben Feinklastithorizonte (β_1 bis β_7) wird im Folgenden übernommen.

Durch Ergänzen der stratigraphischen Verbreitung der sandig-kiesigen Lithofaziesassoziation zeigt sich, dass die Fein-aufwärts-Zyklen, im Folgenden Zyklen III. Ordnung genannt, von einer Zyklizität II. Ordnung überlagert werden (Abb. 18c, d). Bei letzterer handelt sich um zwei Fein-aufwärts-Trends, die jeweils basal mit Konglomeraten beginnen und zum Hangenden in Sandsteine übergehen. Der untere, maximal 220 m mächtige Zyklus II. Ordnung umfasst die Horizonte a bis c (Abb. 18d, oberer Abschnitt); der 450 m mächtige obere setzt wenig unterhalb des Tops von Horizont c ein und umfasst alle folgenden Horizonte. Folglich weichen die Grenzen der Zyklen III. Ordnung von jenen der Zyklen II. Ordnung geringfügig ab.

Schließlich zeigt der untere Zyklus II. Ordnung einen höheren Anteil konglomeratischer Ablagerungen als der obere, sodass das Kyffhäuserprofil insgesamt einen Fein-aufwärts-Trend widerspiegelt (Zyklus I. Ordnung, Abb. 18d).

4.5 Rekonstruktion und Entwicklung des Ablagerungsraumes

Im Allgemeinen repräsentieren die Sedimente Ablagerungen bodenfracht-dominierter, verwilderter Flusssysteme, was aus der Dominanz sandig-kiesiger Kornfraktionen und dem Nachweis von Kiesbarren und longitudinalen Sandbarren abzuleiten ist (Abb. 15). Die Mächtigkeit und laterale Erstreckung dieser Architekturelemente zeichnen das Bild voluminöser, wasserreicher Schüttungen in großdimensionierten Rinnen nach. Faziesarchitektonische Hinweise auf laterale Akkretion, wie sie durch Sedimentation am Gleithang von Mäanderbögen auftritt, sind dagegen nicht vorhanden. Zudem lassen die Korngrößenspektren, Sortierungen und Schichtungen (Abb. 9, 10) auf ein Vorherrschen hyperkonzentrierter und wässriger Strömungen (hyperconcentrated/water flows) schließen; Massenstromablagerungen – darunter die für alluviale Systeme typischen Schuttstrom- und Schichtflutbildungen – sind am Kyffhäuser sehr selten.

Wie die vertikale und laterale Faziesdifferenzierung belegt, unterlag das verwilderte Flusssystem räumlichen und zeitlichen Veränderungen. Im Folgenden werden diese getrennt für die beiden Fein-aufwärts-Zyklen II. Ordnung beschrieben und genetisch interpretiert.

Stadium 1: Auffüllung des Paläoreliefs (Abb. 19a, b)

Stratigraphische Reichweite: Unterer Zyklus II. Ordnung, Horizonte a bis oberer c nach SCHRIEL & FULDA (1926)
Beschreibung: Charakteristisch für diesen Abschnitt sind starke laterale Faziesgradienten mit Faziesgürteln, die das Grundgebirge allseitig ummanteln (Abb. 18c). Während das Oberkarbon im Nahbereich des Kyffhäuser-Kristallins durch die sandig-kiesige Rinnen-Kiesbarren- und einfache Kiesbarren-Assoziationen eingenommen wird (Profile EF bis KL, Abb. 18c), beschränkt sich die Sandformen-Assoziation auf entferntere Profilabschnitte (Profile AB und CD, Abb. 18c). Einen Bruch in der faziellen Entwicklung stellt der Horizont c dar. Beginnend mit letzterem geht die laterale Faziesdifferenzierung profilaufwärts sukzessive verloren und die Sandformen-Assoziation breitet sich auf Kosten der grobklastischen Lithofaziesassoziationen über den gesamten Kyffhäuser aus (Abb. 18c). Außerdem stellt sich die dominierende Paläoströmungsrichtung um, wie umfangreiche Messdaten von MEISTER (1967) belegen: von Sedimentanlieferungen aus NW bis untergeordnet WSW in den Horizonten a und b auf S bis SW im Horizont c.

Interpretation: Die lateralen Faziesgradienten und ihre Abnahme profilaufwärts lassen auf eine Paläohochla-

ge des Kyffhäuser-Kristallins schließen, das durch aufsteigende Sedimentation allmählich überdeckt wurde. Während der Bildung der Horizonte a+b strömte das Flusssystem aus nordwestlicher bis westsüdwestlicher Richtung kommend an dieser Erhebung vorbei (Abb. 19a). Gestützt wird diese Interpretation zusätzlich durch Phyllitgerölle, die auf die nordwestlich liegende Nördliche Phyllitzone wie z. B. die Wippraer Zone des Harzes zurückgeführt werden können. Die laterale Faziesdifferenzierung weist darauf hin, dass das Flusssystem in einen hochenergetischen Bereich nahe der Grundgebirgserhebung (Hauptrinne; Rinnen-Kiesbarren-, einfache Kiesbarren-Assoziationen) und einen niedrigerenergetischeren Bereich weiter fernab (Nebenrinne; Sandformen-Assoziationen) gegliedert war (Abb. 19a). Vergleichbare Unterteilungen des Flussbettes sind auch von heutigen verwilderten Flüssen in Gebirgsregionen bekannt wie z. B. dem bis 3 km breiten Tal des Murchison bei Mount Cook/Neuseeland (Abb. 20). Welcher Bereich des Flusstales von der Hauptrinne eingenommen wird, richtet sich nach hydrologischen, eigengesetzlichen Prozessen des Flusssystems, wie z. B. Abfluss und Strömungsgeschwindigkeit und nach externen Faktoren. Zu letzteren zählen die Morphologie des Tales, synsedimentär aktive Störungszonen, Zuflüsse sowie das Vorhandensein und die Art einer flussbegleitenden Vegetation. Nebenrinnenareale sind topographisch erhöhte Bereiche, die bei Hochwasser nur flach überströmt werden (MIALL 1977). Diese Charakteristik könnte die gegenüber der einfachen Kiesbarren-Assoziation deutlich geringere Bankmächtigkeit in der Sandformen-Assoziation erklären. Zudem sind in letzterer Assoziation flachwinklig schräg und horizontal geschichtete Sandsteine häufig, die flache, schnell strömende Gewässer widerspiegeln.

In Abhängigkeit vom Gefälle und der Höhe des umgebenden Reliefs werden rezente Flusssysteme insbesondere in gebirgigen Regionen randlich von alluvialen Fächern begleitet. Im Oberkarbon des Kyffhäusers sind seltene Massenstromablagerungen in der Rinnen-Kiesbarren-Assoziation (Abb. 10g, 16b) möglicherweise Ausdruck dieses vom Grundgebirge ausgehenden alluvialen Einflusses.

Mit Umstellung der Paläoströmungsrichtung im Horizont c, der ersten über das Kristallin hinwegreichenden Einheit, zeigt sich, dass die Grundgebirgshochlage morphologisch nicht mehr wirksam war. Die anschließende Ausbreitung der Sandformen-Assoziation über das Untersuchungsgebiet hinweg belegt einen Kompetenzverlust des Flusssystems. Eine Ursache könnte u.a. in der aus der Überdeckung des Paläoreliefs folgenden Verbreiterung des Flussbettes liegen (Abb. 19b): Unter Annahme eines konstanten Abflusses führt ein vergrößerter Durchflussquerschnitt zu einer Verminderung der Strömungsgeschwindigkeit und damit zu reduzierter Transportkraft.

Stadium 2: Synsedimentäre Tektonik und Reorganisation (Abb. 19c–e)

Stratigraphische Reichweite: Oberer Zyklus II. Ordnung, Horizonte oberer c bis k nach SCHRIEL & FULDA (1926)

Beschreibung: Wie zuvor im Horizont c bleibt ein Sedimentantransport aus südlichen bis südwestlichen Richtungen über alle folgenden Horizonte erhalten. Die Basis dieses Zyklus beginnt mit dem abrupten Wiedereinsetzen grobklastischer Lithofaziesassoziationen im oberen c- und e-Horizont und einer deutlichen Zunahme lateraler Faziesgradienten (Abb. 18c). Anders als beim unteren Zyklus II. Ordnung werden die maximalen Mächtigkeiten in diesem Zyklus weiter im Südosten zwischen Tilleda und Bad Frankenhausen erreicht (Profil KL, Abb. 18c). Diese Umbrüche sind auch durch Änderungen der Sedimentpetrographie charakterisiert: Nach SCHIRMER (1975) erreichen Magmatitgerölle, wie z. B. Granite und Rhyolithe, ihr Häufigkeitsmaximum in diesem stratigraphischen Niveau.

Mit dem Horizont f stellen sich im gesamten Kyffhäuser niedrige Faziesgradienten und ein Vorherrschen sandiger Lithofaziesassoziationen ein. Rundung und kompositionelle Reife nehmen in den folgenden Horizonten g bis i kontinuierlich zu: Während der Quarzanteil in der Kiesfraktion der Konglomerate im Horizont c noch bei 40 bis 50 % liegt, beträgt er im Horizont i über 70% (SCHIRMER 1975). Ab dem Horizont h verarmt auch das bisher durch Zirkon, Turmalin, Rutil und Epidot gekennzeichnete Schwermineralspektrum auf eine von Zirkon und Turmalin dominierte Assoziation. Im obersten aufgeschlossenen Horizont k nimmt die kompositionelle Reife durch aufgearbeitete pedogene Konkretionen der Rinnen-Überflutungsebenen-Assoziation deutlich ab.

Interpretation: Korngrößenzunahme, Häufung von Magmatitgeröllen und stärkere laterale Faziesgradienten lassen auf eine Reliefbelebung bzw. eine Zunahme des Gefälles und der Transportkraft zu Beginn des Stadiums 2 schließen. Diese Änderungen standen wahrscheinlich mit synsedimentären differenziellen Block-

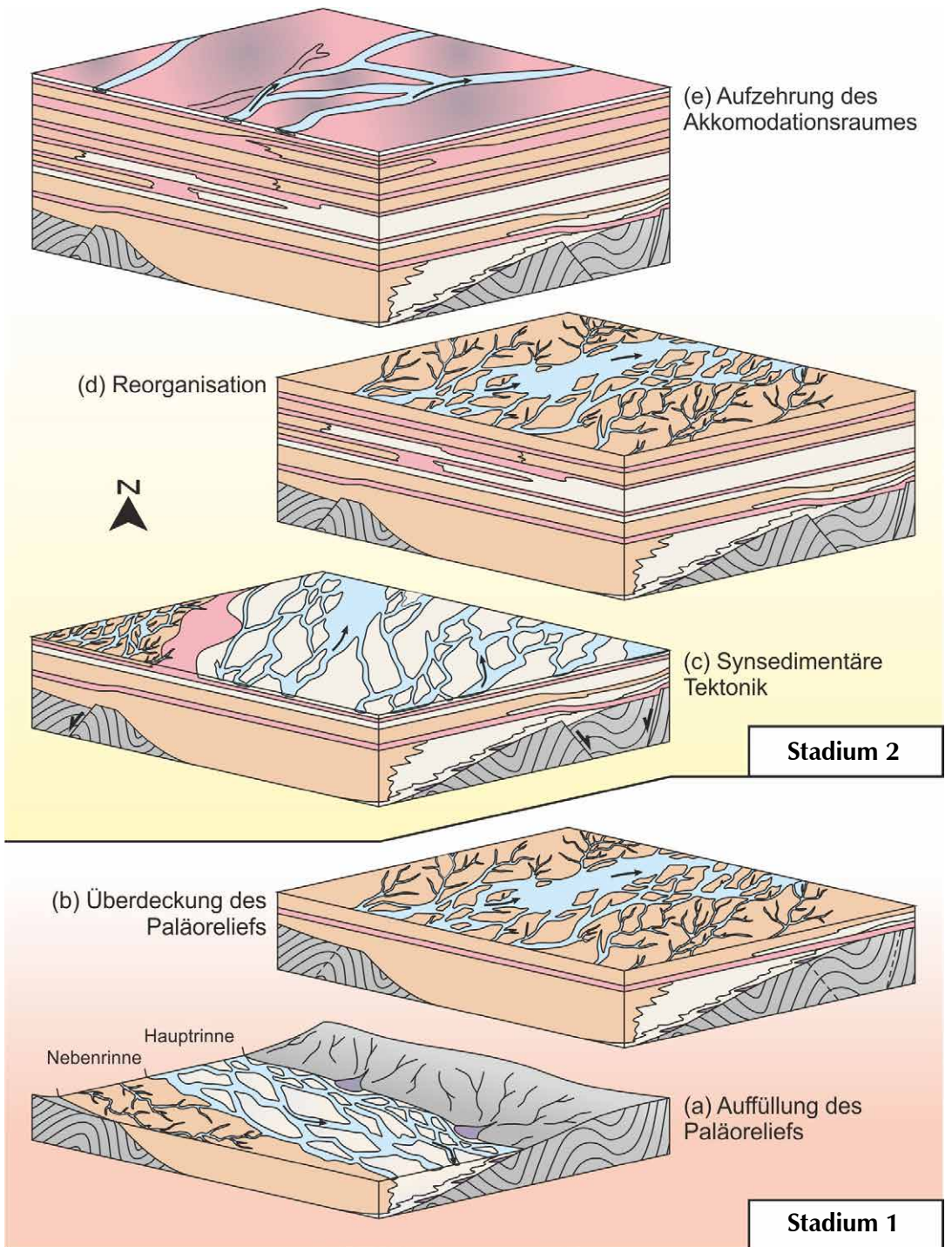


Abb. 19 Entwicklung des Ablagerungsraumes am Kyffhäuser.



Abb. 20

Laterale Faziesdifferenzierung des Murchison/Neuseeland; Blick stromaufwärts nach NO. Beachte das scharfe Aufeinandertreffen von kiesiger Haupttrinne und Grundgebirge (Metagrauwacken des Torlesse-Terrans) am rechten Talrand. Verändert nach AVENUE (2009); Lizenz: <https://creativecommons.org/licenses/by-sa/3.0/legalcode>.

bewegungen des variszischen Untergrundes im Zusammenhang, wie die Verlagerung des Depotzentrums nach SO andeutet (Abb. 19c). FRANZKE et al. (2007) wiesen im Kyffhäuser-Kristallin stark in ihrer Orientierung streuende (Schräg-)Abschiebungen nach, deren Anlage „räumlich und zeitlich an die oberkarbonisch-unterpermischen Molassererien gebunden“ war.

Ab dem Horizont f abnehmende Korngrößen und laterale Faziesgradienten deuten auf ein Nachlassen des Einflusses synsedimentärer Tektonik hin (Abb. 19d). Die profilaufwärts zunehmende kompositioneller Reife und Rundung sowie abnehmende Schwermineraldiversität sind Ausdruck verstärkter intraformationeller Aufarbeitung und/oder längerer Transportwege. Ein klimatischer Grund wie z. B. intensivere Verwitterung ist eher unwahrscheinlich, da die petrographischen Veränderungen auch in tieferen Profilabschnitten mit gleicher Lithofazies, z. B. im oberen Abschnitt des Horizonts c (Fig. 17c), hätten auftreten müssen. Angesichts der kontinuierlichen Korngrößenabnahme im oberen Zyklus II. Ordnung (oberer Horizont c bis i, Abb. 18d) und intensiver intraformationeller Aufarbeitung in der Rinnen-Überflutungsebenen-Assoziation des Horizonts k (Abb. 14c, d), ist von einer profilaufwärts zunehmenden Aufzehrung des Akkomodationsraumes auszugehen (Abb. 19e). Wird ein Sedimentbecken aufgefüllt, besteht kein Raum mehr für die Akkumulation von Sedimenten und erodiertes Material wird nur noch durchtransportiert oder beckenintern umgelagert.

Für die Flusssysteme des Kyffhäuser-Oberkarbons zeigt die Prozessfolge, dass ihre Massebilanz, d. h. die Summe aus eingetragenen und abtransportiertem Material, meist positiv war, da die Beckenabsenkung genügend Akkomodationsraum bot. Mit der am Top des Kyffhäuserprofils erkennbaren Auffüllung des Saale-Beckens bewegte sich diese Massebilanz in Richtung 0, sodass sich im Flusssystem zunehmend ein Gleichgewicht zwischen Erosion und Sedimentation einstellte.

Genese der β -Horizonte: Rinnenverlagerung oder Einschnitte in der Flussentwicklung?

Das regelmäßige Auftreten feinklastischer, geringmächtiger Überflutungsebenen-Sedimente im Profil, der sog. β -Horizonte, steht im starken Kontrast zu den sandig-kiesigen Horizonten a bis k, welche die hochenergetische Rinnenfazies repräsentieren (Abb. 18c). Zwei Modelle können diese zyklische Abfolge (Zyklen II. Ordnung) erklären:

1. Die β -Horizonte markieren eine zeitweise Umstellung des Flusssystems und spiegeln die Abnahme von Transportkraft und Rinnengröße sowie die Zunahme der Suspensionsfracht wider.
2. Die β -Horizonte repräsentieren die zur Rinnenfazies (sandig-kiesige Horizonte a bis k) gehörende Überflutungsebenenfazies. Ihr stratigraphisches Auftreten zeigt die seitliche Verlagerung der aktiven Rinnen an.

Aus der Lithofaziesanalyse ergeben sich mehrere Argumente gegen Model 1. Zum ersten ist dies die laterale Verzahnung der β -Horizonte mit der sandig-kiesigen Rinnenfazies, z. B. β_1 und der Horizont e (Abb. 18c), sodass auf eine gleichzeitige Bildung von Überflutungsebenen- und Rinnensedimenten zu schließen ist. Zweitens fehlen den β -Horizonten – obwohl über mehrere Kilometer lateral aushaltend (Abb. 18b, c) – größerklastische, rinnenfazielle Einschaltungen. Letztere müssen allerdings vorhanden sein, sollten die β -Horizonte die Ablagerungen eigenständiger Flusssysteme repräsentieren. Zum dritten würde Model 1 einen beträchtlichen Umbruch des Flusssystems implizieren mit abruptem Wechsel von hochenergetisch und Bodenfracht-dominiert hin zu niedrig-energetisch und Suspensionsfracht-dominiert. Derart starke Umwälzungen im Beckenrandbereich (Abb. 6) sollten auch in beckenzentraleren Profilen erkennbar sein. In anderen Profilen, wie z. B. im Saaletal N Halle der der Bohrung Querfurt 1/64, sind ähnlich ausgeprägte Umbrüche allerdings nicht erkennbar.

Deutlich höhere Wahrscheinlichkeit besitzt daher Model 2, sodass die β -Horizonte als feinkörnige Ablagerungen im Bereich inaktiv gewordener Rinnen interpretiert werden. Letztere wurden bei Hochwasser nur flach und niedrigenergetisch überströmt und empfingen daher die Suspensionsfracht. In rezenten Flusssystemen gebirgiger Regionen wie dem Donjek, Yukon-Territorium, Kanada, bilden solche inaktiv gewordenen Rinnenbereiche topographisch erhöhte Areale, ausgelöst durch feinklastische Sedimentation und gleichzeitig phasenweises Einschneiden der benachbarten, aktiven, hochenergetischen Rinnen (MIALL 1977). Am Kyffhäuser fügen sich die β -Horizonte aufgrund ihrer Ausdehnung, Mächtigkeit und Lithofazies in das Bild eines großdimensionierten Flusssystems.

Diese Diskussion zeigt, dass die Zyklen III. Ordnung (Abb. 18d) das Ergebnis eigengesetzlicher, durch die Flussdynamik bedingter Prozesse widerspiegeln.

5 Stratigraphische Einordnung in die Mansfeld-Subgruppe

Seit dem ausgehenden 19. Jahrhundert wurden die Kieselholz führenden Rotsedimente des Kyffhäusers wiederholt mit den Mansfelder Schichten des südöstlichen Harzvorlandes und des Saaletals parallelisiert (FRITSCH 1888, SCHIEL & FULDA 1926a, b, MEISTER 1967, SCHIRMER 1975, GAITZSCH 2001). Allerdings blieb die exakte stratigraphische Stellung ungeklärt, wie bereits FRITSCH (1888) in zwei Punkten zusammenfasste:

„Ist am Kyffhäuser eine Vertretung der „unteren Mansfelder Schichten“ [=Rothenburg-Fm.] vorhanden oder nur der oberen Mansfelder Schichten, d. h. der Stufe der Siebigeröder Sandsteine [=Siebigerode-Fm.]?“

„Erscheinen am Kyffhäuser auch Vertreter der „Wettiner oder obersten Ottweiler Schichten“ [=Wettin-Subformation] als taubes, rothes Gebirge und erstreckt sich die [...] Schichtenfolge etwa gar bis ins untere Rothliegende?“

Die Fragen ergaben sich aus dem Mangel detaillierter Profile der Mansfeld-Subgruppe, sodass lithostratigraphische Korrelationen innerhalb des Saale-Beckens unpräzise blieben. Neben der Lithologie bildeten Abdruckfloren (REMY & REMY 1958a, b, REMY & KAMPE 1961, KAMPE & REMY 1962), später Sporomorphen (DÖRING & KAMPE 1973, KAMPE & DÖRING 1993) die wesentliche Grundlage für stratigraphische Arbeiten. Ab den 1980er Jahren traten die Überlieferungen von Conchostraken, Insekten, Haien und Amphibien hinzu (SCHNEIDER 1982, MARTENS 1983a, b, SCHNEIDER 1985, WERNEBURG 1989, SCHNEIDER & WERNEBURG 2006, WERNEBURG & SCHNEIDER 2006, SCHNEIDER & SCHOLZE 2016), sodass die Mansfeld-Subgruppe heute gut mit anderen jungpaläozoischen Becken weltweit korreliert ist (ROSCHER & SCHNEIDER 2006, SCHNEIDER et al. 2015, SCHNEIDER et al. 2019b). Das Vorkommen dieser Fossilgruppen ist aus Erhaltungsgründen an die Ablagerungen von Seen, Mooren und Überflutungsebenen gebunden. Die oberkarbonischen Rotsedimente des Kyffhäusers hingegen belegen eine Entstehung in hochenergetischen, verwilderten Flusssystemen bei hoher Sedimentzufuhr in beckenrandlicher Position. Zudem sind die Überflutungsebenen-Sedimente sandig, schlecht sortiert und bioturbat, sodass auch hier nur mäßig gute Erhaltungsbedingungen gegeben sind. Einzig die Abdruckflora des Steinbruches Rottleben im oberen Profilabschnitt (Horizont β_7 , Abb. 18c) liefert nach SCHRIEL & FULDA (1926b) und REMY & KAMPE (1961) eine für die Wettiner Schichten (=Wettin-Subformation) typische Assoziation.

Durch die Lithofaziesanalyse des Kyffhäuserprofils sowie erneute Dokumentationen weiterer Profile der Mansfeld-Subgruppe (Bohrung Querfurt 1/64, GEBHARDT 2006, GEBHARDT & HIETE 2011, Saalehang nördlich Dobis, FISCHER 2006) ist nun die Möglichkeit gegeben, die von FRITSCH (1888) aufgeworfenen Fragen mit neuen Indikationen zu beantworten. Zudem werden die Ergebnisse der radiometrischen Altersdatierung des Kristalltuffs vorgestellt, der bereits seit den 1960er Jahren als sogenannter Graupentonstein bekannt ist (MEISSNER 1963).

5.1 Lithologie

Die Rotsedimente der Rothenburg-Formation unterscheiden sich petrographisch und faziesarchitektonisch deutlich von denen der Siebigerode-Formation, was sich seit dem 19. Jahrhundert in den Bezeichnungen „Quarzitkonglomerat mit Kalkknauerlagen“ bzw. „Buntes Konglomerat“ für die Rothenburg-Fm. und „Kaolinsandstein“ für die Siebigerode-Fm. manifestierte (FRITSCH 1888, BEYSLAG & FRITSCH 1899, SCHIRMER 1975). Entsprechend charakterisiert die Grobklastika der Rothenburg-Fm. nach LÜTHKE (1967), KUNERT (1967) und SCHIRMER (1975) ein breites Geröllspektrum aus Quarz, unterschiedlich gefärbten Quarziten, grünen Tonschiefern, roten Tonsteinen und bunten metamorphen Schiefern. Selten treten Sandsteine und Lydite hinzu. Typisch sind Millimeter starke hämatitische Überzüge auf den Klasten. Die Aufschlüsse am Saalehang südlich Rothenburg sowie im Harzvorland lassen in den Konglomeraten schlechtere Sortierungen und Rundungen im Vergleich zur Siebigerode-Fm. erkennen (HÄNEL 1967); zudem fehlt den Sedimenten der Rothenburg-Fm. der für die Siebigerode-Fm. charakteristische Kaolingehalt. Die Faziesarchitektur in der Rothenburg-Fm. wird von 15 bis 30 m mächtigen Zyklen dominiert; jeder beginnt mit einem wenige Meter mächtigen Rinnenkörper und geht profilaufwärts zunächst in sandig-schluffige, an *Scoyenia*-Grabsuren reiche Feinklastite der Überflutungsebene über (SCHNEIDER et al. 2005). Am Top folgen unter 0,2 m mächtige lakustrine Karbonate oder Meter mächtige, mature Cacisole. Allgemein weist die Rothenburg-Fm. einen deutlich höheren Karbonatgehalt auf als die Siebigerode-Fm. (SCHIRMER 1975). Die Sedimente zeichnen das Bild eines verwilderten Flusssystems mit kurzzeitig aktiven, später trockenfallenden Rinnen und ausgedehnten Überflutungsebenen

bei geringem Sedimentangebot. Randlich bauen sich Schuttfächer in das Becken vor (HÄNEL 1967, GAITZSCH 2001).

Die deutlich besser sortierten, glimmerreichen und kiesarmen Sandsteine der Siebigerode-Fm. werden durch Quarz dominiert (SCHIRMER 1975). Der charakteristische Kaolingehalt ist offenbar nur in obertägigen Aufschlüssen vertreten; in den Bohrungen Querfurt 1/64 und Schladebach führen die Sandsteine stattdessen serizitisierte Feldspäte (BEYSLAG & FRITSCH 1899, HAGENDORF & SCHWAHN 1967). Typisch sind 10 bis 15 m mächtige Fein-aufwärts-Zyklen, die mit mehrere Meter mächtigen Abfolgen bankiger, intern schräg geschichteter Sandsteine beginnen und profilaufwärts in Feinklastite der Überflutungsebenen übergehen (SCHNEIDER et al. 2005). Letztere enthalten Calcisol- und Vertisol-Paläoböden, deren Reifegrad deutlich unter dem in der Rothenburg-Fm. liegt. Die Lithofaziesmuster sprechen für ein verwildertes Flusssystem mit großdimensionierten Rinnen mit hohem Abfluss und dazugehörigen Überflutungsebenen (SCHNEIDER et al. 2005).

Diese Merkmale zugrunde legend ist das gesamte Kyffhäuserprofil lithologisch in die Siebigerode-Formation einzuordnen und repräsentiert deren grobe beckenrandliche Ausprägung. Insbesondere die Sandformen-Assoziation, die sich profilaufwärts über das gesamte Kyffhäusergebiet sukzessive ausdehnt (Abb. 18c), ist den Aufschlüssen der Siebigerode-Fm. im Saaletal in Petrographie und Faziesarchitektur gleich. Der für die Rothenburg-Fm. typische, ausgesprochen ephemere Charakter der Sedimentation mit geringem Sedimentangebot ist am Kyffhäuser nicht belegt. Sortierung und Rundung sind selbst in den kiesigen Lithofaziesassoziationen deutlich besser ausgeprägt als in den Konglomeraten der Rothenburg-Fm.

Als weiteres lithostratigraphisch verwertbares Argument gilt die Kieselholzföhrung, die auf die Siebigerode-Fm. beschränkt und sowohl übertägig als auch in Bohrungen nachgewiesen ist (LASPEYRES 1875, BEYSLAG & FRITSCH 1899). Bisher war ihr stratigraphisch frühestes Auftreten im Kyffhäuserprofil aus dem Horizont c dokumentiert (SCHIRMER 1975). Im Rahmen dieser Arbeit können Kieselhölzer bereits aus der Sandformen-Assoziation des Horizonts b belegt werden (Abb. 18c).

5.2 Korrelation mit weiteren Profilen der Mansfeld-Subgruppe

Größtes Problem für stratigraphische Korrelationen innerhalb des Saale-Beckens bleibt der unterschiedliche Bearbeitungsstand der über- und untertägigen Profile. Mit umfangreichen sedimentpetrographischen Daten (SCHRIEL & FULDA 1926a, b, SCHRÖDER 1935, MEISTER 1967, SCHIRMER 1975) und der nun vorhandenen räumlichen Analyse von Faziesarchitekturen stellt der Kyffhäuser eines der am besten untersuchten Profile der Siebigerode-Fm. dar. Ein ähnlicher Stand ist unter den übertägigen, beckenzentralen Profilen seit FISCHER (2006) auch im Saaletal zwischen Rothenburg und Dobis gegeben. Für die Ausstriche im südöstlichen Harzvorland liegen zwar zahlreiche sedimentpetrographische Studien vor (KUNERT 1959, HOYNINGEN-HUENE 1960, HÄNEL 1967, KUNERT 1967, LÜTHKE 1967), ein detailliertes oder vollständiges Profil einschließlich der Erfassung der Sedimentarchitekturen fehlt jedoch bislang. Unter den untertägigen Profilen sind die Bohrungen Schladebach und Querfurt 1/64 die bedeutendsten und gelten als Typusprofile der Mansfeld-Subgruppe (SCHNEIDER et al. 2005). Von der bis auf das Grundgebirge abgeteufte Bohrung Schladebach liegt eine grobe lithologische Charakteristik durch BEYSLAG & FRITSCH (1899) vor; Kernmaterial ist nach GEBHARDT (2006) nur noch in wenigen Resten vorhanden. In der Bohrung Querfurt 1/64 sind neben lithologischen Beschreibungen auch bohrlochgeophysikalische Messungen publiziert (HAGENDORF & SCHWAHN 1967). GEBHARDT (2006) und GEBHARDT & HIETE (2011) erweiterten diese Daten um faziesarchitektonische Interpretationen und zyκλοstratigraphische Hypothesen, sodass die Bohrung Querfurt 1/64 einen dem Kyffhäuser vergleichbaren Bearbeitungsstand erreicht hat. Weitere Bohrungen, wie die Tiefbohrungen Döbel, Domnitz und Dürrenberg 1, sind mit groben Profilbeschreibungen bei BEYSLAG & FRITSCH (1899) zusammengefasst.

In der Konsequenz ist eine detaillierte Korrelation des Kyffhäusers mit weiteren Profilen der Mansfeld-Subgruppe derzeit nicht möglich. Da die β -Horizonte autozyklisch durch Verlagerung der aktiven Rinne gebildet wurden, bleiben für zukünftige Korrelationen die in den grobklastischen Profilateilen nachgewiesenen Trends übrig (Zyklen I.+II. Ordnung, Abb. 18d). Besondere Bedeutung als stratigraphischer Markerhorizont am Kyffhäuser besitzt ein durch synsedimentäre Tektonik ausgelöster Umbruch, der in der Sedimentpetrographie und Faziesarchitektur zu Beginn des oberen Zyklus II. Ordnung erkennbar wird, sich aber möglicherweise auch in anderen Beckenarealen nachweisen lassen könnte.

6 Radiometrische Altersdatierung des Kristalltuffs

6.1 Radioaktiver Zerfall als natürliche Uhr

Heute sind über 3000 Isotope bekannt. Das sind Atomarten mit gleicher Protonenzahl und Elektronenzahl und daher gleichen chemischen Eigenschaften, aber unterschiedlicher Neutronenzahl und damit unterschiedlicher Masse. Davon wird nur ein Bruchteil, weit weniger als ein Zehntel, als stabil angesehen. Oberhalb der Ordnungszahl 82, dem Blei, gibt es keine stabilen Isotope mehr. Die Elemente 83–92, Wismut bis Uran, kommen in der Natur nur vor, weil sie entweder durch radioaktiven Zerfall anderer Isotope laufend neu gebildet werden oder ihre Halbwertszeiten im Bereich mehrerer Milliarden Jahre liegen. Die Halbwertszeit des langlebigsten bekannten Uran-Isotops ^{238}U entspricht mit 4,468 Milliarden Jahren in etwa dem Alter der Erde. Darüber hinaus hat auch der Mensch in den vergangenen Jahrzehnten durch Nukleartechnik zur Erzeugung und Verbreitung instabiler Isotope wie beispielsweise denen des Plutoniums beigetragen.

Die radiometrische Altersdatierung magmatischer Gesteine macht sich den natürlichen Zerfall instabiler Isotope zunutze. Da sich die verschiedenen Isotope eines Elements in ihrem chemischen Verhalten nicht unterscheiden, kommt es in einer abkühlenden Schmelze zum Einbau unterschiedlicher Isotope in chemische Verbindungen, wie z. B. in das Kristallgitter eines Minerals. Nur kernphysikalische Methoden gestatten es nun, die Isotope voneinander zu unterscheiden und daher auf die Verhältnisse in einem ursprünglichen Magma zu schließen. Unterhalb einer mineralspezifischen Temperatur, der Schließungstemperatur, sind Minerale samt ihrer Fremdeinschlüsse stabil, d. h. die Isotope innerhalb eines Kristalls werden nicht gegen neue ausgetauscht und der radioaktive Zerfall verläuft ungestört. Dieser Schritt wird durch das Abkühlen eines Magmas erreicht. Voraussetzung für ein verwertbares Ergebnis ist allerdings, dass das Isotopensystem nach Unterschreiten der Schließungstemperatur nicht erneut geöffnet wurde, d. h. keine Erhitzung über die Schließungstemperatur stattfand. Eine Datierung wird deshalb möglich, weil sich die Zerfallsraten nach heutigem Wissen zeitlich nicht ändern, also vor 4 Mrd. Jahren dieselben waren wie heute.

In sauren Tuffen wie dem im oberen Kyffhäuserprofil aufgefundenen Kristalltuff wird bevorzugt Uran genutzt, das in dem chemisch und physikalisch weitgehend resistenten Zirkon (ZrSiO_4) auftritt. Der Vorteil des Urans ist es, dass es zwei natürlich vorkommende, sehr langlebige Isotope besitzt, die verschiedene Halbwertszeiten aufweisen ($^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$; $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$).

6.2 Von der Probe zum Alter: Methodik und Ergebnisse

Allgemein erfordert die Ermittlung von Isotopenverhältnissen in mikrometergroßen, akzessorisch in Tuffen vorkommenden Zirkonen einen hohen präparativen und laborativen Aufwand, dessen Umfang von der Gesteinsbeschaffenheit, d. h. der mineralischen Zusammensetzung und Festigkeit abhängt. Für den festen, sehr glimmerreichen Kristalltuff des Kyffhäusers ist eine mehrstufige Aufbereitung mit verschiedenen physikalischen und chemischen Verfahren gewählt worden, um die Zirkone schrittweise anzureichern. Entsprechend wurden ca. 5 kg des Tuffs mittels Hammer zunächst auf eine Stückgröße <3 cm zerkleinert. Im Anschluss erfolgte die Feinfragmentierung auf eine Körnung $<0,1$ mm mittels Hochspannungsentladungen (selfFrag-Technik am Institut für Geologie der TU Bergakademie Freiberg). Aus dem dabei erzeugten Gemisch aus Mineralen und Gesteinsfragmenten wurde die Korngrößenfraktion $80\text{--}250\ \mu\text{m}$ ausgesiebt, da Zirkone vorwiegend darin auftreten. Die Separation der Zirkone von anderen Mineralen und Gesteinsfragmenten beruhte auf einer Kombination von Dichte-Separation in einer Waschschüssel, magnetischer Separation über einem Magnetscheider und Schwereretrennung unter Verwendung von Bromoform. Aus dem übrig gebliebenen Mineralgemisch konnten lichtmikroskopisch 103 Zirkone extrahiert werden, von denen sich wiederum 60 aufgrund ihrer Größe und ihres Internbaus für die Messungen eigneten. Zur Erfassung der Isotopenverhältnisse wurde die Laserablations-Massenspektrometrie mit induktiv gekoppelter Plasma-Ionenquelle (LA-ICP-MS) genutzt und an den Senckenberg Naturhistorischen Sammlungen Dresden durchgeführt. Bei diesem Verfahren werden die Zirkone durch einen Laserstrahl punktuell verdampft. Der Durchmesser des Schusspunktes beträgt $30\ \mu\text{m}$ und die freigesetzten Isotope, darunter die für die Datierung wichtigen Uran- und Blei-Isotope, werden anschließend durch eine Ionenquelle ionisiert. Innerhalb des Massenspektrometers werden die Isotope im Vakuum beschleunigt. Durch Anlegen eines magnetischen Feldes werden die

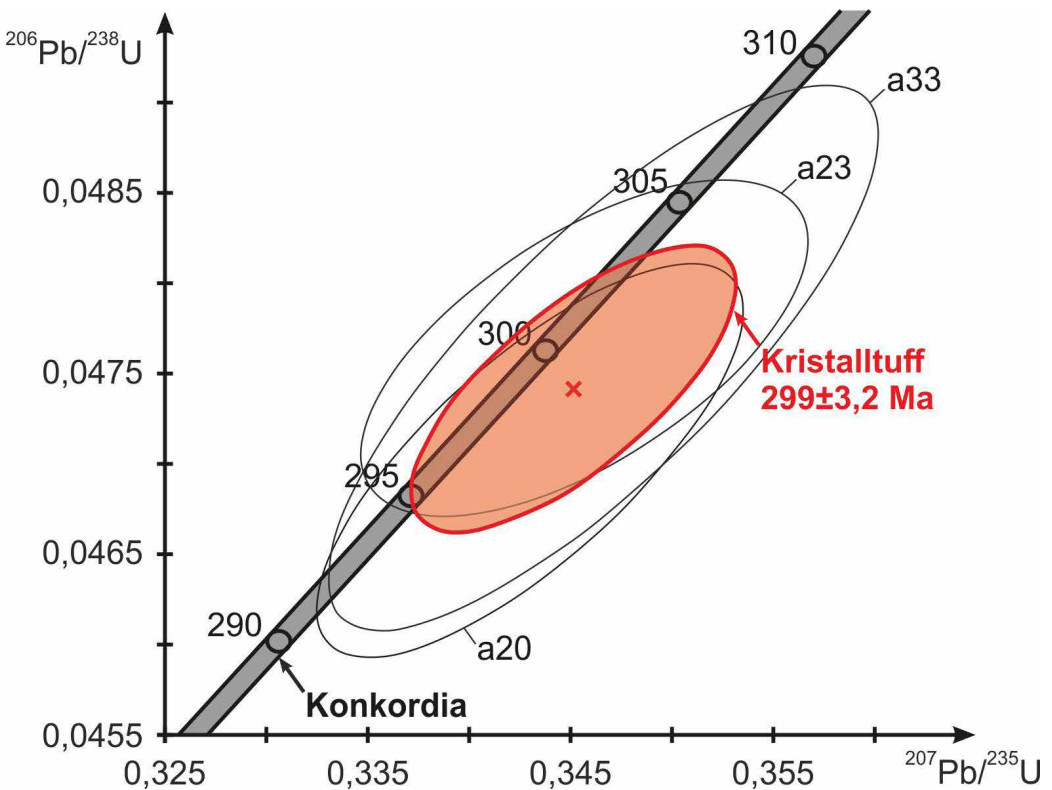


Abb. 21

Kinkordia-Diagramm nach WETHERILL (1956) mit den drei für die Berechnung des Isotopenalters verwendeten Zirkon-Datensätzen (a20, a23 und a33). Die Isotopenverhältnisse jedes Zirkons werden aufgrund ihres messbedingten Fehlers als schwarze Ellipsen dargestellt. Aus ihnen ergibt sich ein Isotopenalter von $299 \pm 3,2$ Ma (zugehörige Fehlerellipse in rot). Die mittlere, gewichtete Standardabweichung beträgt 3,1 bei einer Wahrscheinlichkeit der Konkordanz von 0,077.

Isotope durch ihre verschiedenen Massen unterschiedlich stark von ihrer Bewegungsbahn abgelenkt und so voneinander getrennt.

Für die Fehlerkorrektur wird gegen Standardzirkone bekannter Isotopenzusammensetzung, z. B. GJ 1 mit ca. 609 Ma, Plešovice-Zirkon mit ca. 337 Ma gemessen (JACKSON et al. 2004, SLÁMA et al. 2008). Seit einigen Jahren sind zwei unterschiedliche Standard-Zirkone obligatorisch (HORSTWOOD et al. 2016). Da die hier vorgestellte Messung bereits 2013 erfolgte und nur mit einem Standardzirkon korrigiert wurde, entspricht das ermittelte Alter nicht mehr den heutigen Anforderungen. Bevor die Messung einschließlich der aufwändigen Aufbereitung des Tuffs im Kyffhäuser-Profil wiederholt werden kann, soll das mit der nötigen Zurückhaltung interpretierte Ergebnis hier dennoch mitgeteilt werden. Es liefert neben den biostratigraphischen Indikationen (SCHNEIDER et al. 2015) ein erstes radiometrisches Alter für das Profil am Kyffhäuser.

Für jeden Schusspunkt bzw. jeden Zirkon ergeben sich zwei Daten, die aus den Isotopenverhältnissen der Uran-Zerfallsreihen $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ und $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ ermittelt werden (Tab. 3). Welche Zirkone bzw. Daten in die Berechnung des Alters einbezogen werden, hängt zum einen davon ab, inwieweit die Daten innerhalb des gewählten Konfidenzintervalls liegen. Ein Konfidenzintervall von 90% bedeutet, dass der gemessene Wert zu 90% dem tatsächlichen Wert entspricht und mit 10%iger Wahrscheinlichkeit unzutreffend ist. Zum zweiten entscheidet die geologische Plausibilität eines Wertes, ob er in die Kalkulation einbezogen wird: In Tab. 3 lieferte z. B. der Zirkon a54 zwar konkordante, allerdings präkambrische Einzelalter ($^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ -Datum:

1559±40 Ma; $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ -Datum: 1568±27 Ma). Derart hohe Alter entstehen z. B. beim Beschuss älterer Zirkone, die durch das Magma während des Aufstiegs aus dem älteren Nebengestein aufgenommen wurden. Das Konkordia-Diagramm mit 2 σ Fehlerellipsen und Konkordia-Alter (Abb. 21) wurde erstellt mit Isoplot 3.75 (LUDWIG 2012). Es wurde ein Konfidenzintervall von 87 % bis 113 % zugrunde gelegt. In dieses Intervall fallen 11 Zirkone, von denen wiederum drei (a20, a23 und a33, Tab. 3) mit ihren jeweiligen Altersdaten in den für die Siebigerode-Formation wahrscheinlichen Bereich fallen. Die Isotopenverhältnisse dieser drei Zirkone flossen in die Kalkulation ein und ergaben ein Schließungsalter des Zirkons im Kristalltuff von 299±3,2 Ma. Das entspricht etwa der Epochengrenze Gzhelium/Asselium, die gleichzeitig die Karbon-Perm-Grenze markiert. Aufgrund der Lage des Tuffs im höheren Profilabschnitt, Steinbruch Rottleben (s. Abb. 18c), gilt das berechnete Isotopenalter als Mindestalter der Ablagerung des Kyffhäuserprofils, sodass von einer Bildung hauptsächlich im späten Gzhelium auszugehen ist.

7 Zusammenfassung

Seit 250 Jahren gilt das Kieselhölzer führende Oberkarbonprofil des Kyffhäusers als klassisches Ziel von Geowissenschaftlern, Paläontologen und Sammlern. Die zahlreichen, über Jahrhunderte angelegten Steinbrüche ermöglichen bis heute einzigartige, dreidimensionale Einblicke in den Aufbau der Gesteine und ihrer Beziehungen zu den versteinerten Bäumen. Dennoch blieben der Ablagerungsraum der roten Sedimente sowie die Herkunft, das exakte Alter und die Versteinering der fossilen Stämme weitgehend unverstanden. Im Rahmen eines seit 2013 laufenden Forschungsprojektes werden die offenen Fragen durch Geländearbeiten mit Neukartierungen, die Auswertung umfangreichen Sammlungsmaterials und Analytik mit neuen Daten beantwortet. Die Veröffentlichung der Resultate erfolgt in mehreren Schritten. Während hier die Forschungshistorie, der Ablagerungsraum und das Alter betrachtet werden, wird eine zukünftige Studie auf die Herkunft, die systematische Zugehörigkeit und die Fossilisation der Kieselhölzer fokussieren.

Die Ergebnisse belegen für die Kieselhölzer führenden Sedimente eine Ablagerung durch großdimensionierte, verwilderte Flusssysteme am Nordwestrand des Saale-Beckens – einem Becken am Nordrand des variszischen Gebirges im Zentrum des Superkontinents Pangäa. Die Sandsteine und Konglomerate spiegeln Rinnenfüllungen sowie Sand- und Kiesbarren wider, die unter einem tropisch-wechselfeuchten Klima durch wiederholte Hochwässer gebildet und aufgearbeitet wurden. Mit dem Flusssystem assoziierte Überflutungsebenen repräsentierten kurzlebige, dynamische Habitate, die von einer spärlichen Vegetation gekennzeichnet waren. Die laterale und vertikale Verteilung von Sedimentarchitekturen im Kyffhäuser dokumentiert die sukzessive Überdeckung einer Grundgebirgsschwelle und resultiert aus der Wechselwirkung von Klima, Tektonik und Vegetation. Anhand eines U-Pb-Zirkon-Alters aus einem Kristalltuff im höheren Profilabschnitt erfolgte die Sedimentation im ausgehenden Karbon vor ca. 299 Millionen Jahren.

Dank

Ein besonderer Dank gilt den zahlreichen Fachkollegen und Sammlern, die diese Arbeit durch Zugang zu umfangreichem Sammlungsmaterial ermöglicht haben. Dazu zählen: Matthias Borchardt, Steinhaleben, Dr. Mathias Fruth, Landratsamt Sondershausen, Dr. Ulrich Hahnemann und Antje Kuchenbecker, Regionalmuseum Bad Frankenhausen, Dr. Angelika Hesse, Museum für Naturkunde und Vorgeschichte Dessau, Dr. Eberhard Mey, Naturhistorisches Museum Schloss Heidecksburg Rudolstadt, Paul Meyer, Tilleda, Dr. Stephan Schultka, Museum für Naturkunde Berlin, Bernd Tunger, Chemnitz und Dr. Ralf Werneburg, Naturhistorisches Museum Schleusingen. Catrin Auerbach vom Burghof am Kyffhäuser und Jens Lüdecke von der Kur & Tourismus GmbH Bad Frankenhausen gewährten uns freundlicherweise Zugang zu Aufschlüssen am Kyffhäuser-Burgberg. Wir danken Dr. Matthias Franz, Georg-August-Universität Göttingen, Prof. Dr. Robert Galstado, Colby College/USA, und Dr. Alexandra Hellwig, Museum für Naturkunde Chemnitz, für wertvolle Diskussionen des Ablagerungsraumes. Prof. Dr. Ulf Linnemann, Senckenberg Naturhistorische Sammlungen Dresden, und Prof. Dr. Klaus Stanek, TU Bergakademie Freiberg, führten die Isotopenaltersdatierung durch. Weiterer Dank gilt Dr. Reinhard Kleeberg, Dr. Michael Magnus und Anja Obst für röntgendiffraktometrische

und rasterelektronenmikroskopische Analysen sowie für die Herstellung von Dünnschliffen. Frank Löcse danken wir für Korrekturhinweise zum Manuskript.

Literatur

- AGRICOLA, G. (1545): Kempnicii VIII. Cal. Novemb 1545 Lib. II.
- ALLEN, J. R. L. (1983): Gravel overpassing on humpback bars supplied with mixed sediment: examples from the Lower Old Red Sandstone, southern Britain. – *Sedimentology*, **30**: 285–294.
- BALLHAUS, C.; GEE, C. T.; BOCKRATH, C.; GREEF, K.; MANSFELDT, T. & RHEDE, D. (2012): The silicification of trees in volcanic ash – An experimental study. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **84**: 62–74.
- BARTHEL, M. (2018): Steinkohle und Paläobotanik. Gedanken zum Ende des deutschen Steinkohlenbergbaus. – *Veröff. Museum für Naturkunde Chemnitz*, **41**: 161–174.
- BESLY, B. M. & TURNER, P. (1983): Origin of red beds in a moist tropical climate (Etruria Formation, Upper Carboniferous, U.K.). In: Wilson, R. C. L. (Hrsg.): Residual deposits. – *Spec. Publ. Geol. Soc.*, **2**: 131–147.
- BEYSCHLAG, F. & FRITSCH, K. v. (1899): Das Jüngere Steinkohlengebirge und das Rothliegende in der Provinz Sachsen und den angrenzenden Gebieten. – *Abh. Preuß. Geol. Landesanst., N.F.*, **10**: 1–263.
- CHARPENTIER, J. F. W. v. (1778): Mineralogische Geographie der Chursächsischen Lande mit Kupfern. – 432 S.; Leipzig (Siegfried Lebrecht Crusius).
- CHUMAKOV, N. M. & ZHARKOV, M. A. (2002): Climate during Permian–Triassic Biosphere Reorganizations, Article 1: Climate of the Early Permian. – *Stratigr. Geol. Correl.*, **10**: 686–602.
- COTTA, B. (1832): Die Dendrolithen in Bezug auf ihren inneren Aufbau. – 89 S.; Dresden und Leipzig (Arnoldische Buchhandlung).
- DÖRING, H. & KAMPE, A. (1973): Zur mikro- und makrofloristischen Alterseinstufung der Wettiner Schichten (höchstes Stephan) in der nördlichen Saalesenke. – *Z. geol. Wiss.*, **1**: 619–649.
- FERGUSON, R. I. & WERRITTY, A. (1983): Bar development and channel changes in the gravelly river Feshie, Scotland. – *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, **6**: 181–193.
- FISCHER, J. (2006): Detail-Kartierung 1 : 5 000 des Saalehangs zwischen Werderbruch bei Rothenburg und Dobisgrund bei Dobis. – unveröff. Diplomkartierung, TU Bergakademie Freiberg, 55 S.
- FRIELESLEBEN, J. C. (1793): Geognostisch-bergmännische Beobachtungen auf einer Reise durch Saalfeld, Camsdorf und einen Theil Thüringens. – *Mag. für die Bergbauk.*, **10**: 3–114.
- FRITSCH, K. v. (1888): Das Saaletal zwischen Wettin und Cönnern. – *Z. für Naturw.*, **61**: 114–142.
- GAITZSCH, B. (2001): Das Oberkarbonprofil der Saale-Senke am Kyffhäuser – eine Diskussion. – *Beitr. Geol. Thür.*, **8**: 43–66.
- GEBHARDT, U. (2006): Neuaufnahme Permokarbon-Bohrung Querfurt 1/64 (Teil 1: Karbon, E. T. bis 2199 m). – unveröff. Bohrerndokumentation, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, 48 S.
- GEBHARDT, U. & HIETE, M. (2011): Continental Upper Carboniferous red beds in the Variscan intermontane Saale Basin, central Germany: orbital forcing detected by wavelet analysis. – In: Gąsiewicz, A. & Słowakiewicz, M. (Hrsg.): Palaeozoic climate cycles: Their evolutionary and sedimentological impact. – *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **376**: 177–200.
- GÖPPERT, H. R. (1839): Über die Bildung der Versteinerungen auf nassem Wege. – *N. Jb. Min. Geogn. Geol. Petr.*, **10**: 370–374.
- GÖPPERT, H. R. (1865): Die fossile Flora der permischen Formation. – 316 S.; Kassel (Theodor Fischer).
- GÖPPERT, H. R. (1880): Ueber die versteinerten Hölzer des Kyffhäuser. – *N. Jb. Min.*, **1**: 89–92.
- GOTHAN, W. (1905): Zur Anatomie lebender und fossiler Gymnospermenhölzer. – *Abh. Königl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F.* **44**: 108 S.; Berlin.
- GÖTZE, J.; MÖCKEL, R.; LANGHOF, N.; HENGST, M. & KLINGER, M. (2008): Silicification of wood in the laboratory. – *Ceramics – Silikáty*, **52**: 268–277.
- HAGENDORF, U. & SCHWAHN, H.-J. (1967): Sedimentpetrographische und paläontologische Untersuchungen des Permosiles im Untergrund der Querfurter Mulde. – *Hall. Jb. f. Mitteldt. Erdg.*, **9**: 40–74.
- HÄNEL, M. (1967): Fazies, Sedimentation und Paläogeographie der Grillenberger und Mansfelder Schichten

am SE-Rand des Harzes. – Hall. Jb. f. Mitteldt. Erdg., **9**: 93–109.

HORSTWOOD, M. S. A.; KOŠLER, J.; GEHRELS, G.; JACKSON, S. E.; MCLEAN, N. M.; PATON, C.; PEARSON, N. J.; SIRCOMBE, K.; SYLVESTER, P.; VERMEESCH, P.; BOWRING, I. F.; CONDON, D. J. & SCHOENE, B. (2016): Community-derived standards for LA-ICP-MS U-Th-Pb geochronology – uncertainty propagation, age interpretation and data reporting. – *Geostand. Geoanal. Res.*, **40**: 311–332.

HOYNINGEN-HUENE, E. V. (1960): Das Permokarbon im östlichen Harzvorland. – *Freiberger Forschungshefte*, **C 93**: 1–116.

JACKSON, S. E.; PEARSON, N. J.; GRIFFIN, W. L.; BELOUSOVA, E. A. (2004): The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U- Pb zircon geochronology. *Chem. Geol.* **211**: 47–69.

KAMPE, A. (1966): Stratigraphie und Fazies des Permokarbon im nördlichen Saaletrog. – unveröff. Dissertation, Humboldt-Universität Berlin, 197 S.

KAMPE, A. & DÖRING, H. (1993): Zum mikrofloristischen Alter der tiefsten Molassesedimente in der Altbohrung Schladebach 1880, südwestlich von Leipzig. – *Z. geol. Wiss.*, **21**: 397–402.

KAMPE, A. & REMY, W. (1962): Ausbildung und Angrenzung des Stephanien in der Halleschen Mulde. – *Mber. Dt. Akad. Wiss.*, **4**: 54–68.

KEIGHLEY, D. G. & PICKERILL, R. K. (2003): Ichnocoenoses from the Carboniferous of eastern Canada and their implications for the recognition of ichnofacies in nonmarine strata. – *Atl. Geol.*, **39**: 1–22.

KRONER, U. & ROMER, R. L. (2013): Two plates – Many subduction zones: The Variscan orogeny reconsidered. – *Gondwana Res.*, **24**: 298–329.

KUNERT, R. (1967): Lithofazielle und tektonische Untersuchungen im Permokarbon des Harzvorlandes. – *Jb. Geol.*, **3**: 57–120.

LASPEYRES, H. (1875): Geognostische Darstellung des Steinkohlengebirges und Rotliegenden in der Gegend nördlich von Halle an der Saale. – *Abh. geol. Spezialkarte Preussen Thüring. Staaten*, **1**: 261–603.

LEGROS, F. (2002): Can dispersive pressure cause inverse grading in grain flows? – *J. Sed. Res.*, **72**: 166–170.

LEO, R. F. & BARGHOORN, E. S. (1976): Silicification of wood. – *Bot. Mus. Leafl., Harv. Univ.*, **25**: 1–47.

LEONHARDT, K. C. v. (1831): Grundzüge der Geologie und Geognosie. Lehrbuch für öffentliche Vorträge, besonders auch in Gymnasien und Regelschulen, sowie zum Selbststudium. – 308 S.; Heidelberg (Joseph Engelmann).

LUDWIG, G. G. (1955): Neue Ergebnisse der Schwermineral- und Kornanalyse im Oberkarbon und Rotliegenden des südlichen und östlichen Harzvorlandes. – *Beih. Zeitschr. Geol.*, **14**.

LUDWIG, K. R. (2012): User's manual for Isoplot 3.75. Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. No. **5**: 1–75.

MÄGDEFRAU, K. (1958): Die Kieselhölzer im obersten Oberkarbon des Kyffhäusergebirges. – *Ber. Dt. Bot. Ges.*, **71**: 133–142.

MARTENS, T. (1983a): Zur Taxonomie und Biostratigraphie der Conchostraca (Phyllozoa, Crustacea) des Jungpaläozoikums der DDR, Teil I. – *Freib. Forsch.-H.*, **C382**: 7–105.

MARTENS, T. (1983b): Zur Taxonomie und Biostratigraphie der Conchostraca (Phyllozoa, Crustacea) des Jungpaläozoikums der DDR, Teil II. – *Freib. Forsch.-H.*, **C384**: 24–48.

MATYSOVÁ, P.; LEICHMANN, J.; GRYGAR, T. & RÖSSLER, R. (2008): Cathodoluminescence of silicified trunks from the Permo-Carboniferous basins in eastern Bohemia, Czech Republic. – *Eur. J. Min.*, **20**: 217–231.

MATYSOVÁ, P.; RÖSSLER, R.; GÖTZE, J.; LEICHMANN, J.; FORBES, G.; TAYLOR, E. L.; SAKALA, J. & GRYGAR, T. (2010): Alluvial and volcanic pathways to silicified plant stems (Upper Carboniferous–Triassic) and their taphonomic and palaeoenvironmental meaning. – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **292**: 127–143.

MEISSNER, B. (1963): Vorläufiger Bericht über einen Kristalltonstein aus dem Oberkarbon (Stefanien B, C) im Kyffhäuser. – unveröff. Manuskript, Berlin (Zentrales Geologisches Institut Berlin).

MEISTER, J. (1967): Sedimentpetrographische und lithologische Untersuchungen im Siles des Kyffhäusers. – *Hall. Jb. Mitteldt. Erdgeschichte*, **9**: 75–92.

MIALL, A. D. (1977): A review of the braided-river depositional environment. – *Earth Sci. Rev.*, **13**: 1–62.

MIALL, A. D. (2006): The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology. – 582 S.; Berlin, Heidelberg (Springer).

MICKLE, J. E. & BARTHEL, M. (1992): *Psaronius*-Stämme im Oberkarbon des Kyffhäusers? – *Abh. Ber. Mus. Natur Gotha*, **17**: 11–14.

- MOESTA, F.; BEYRICH, E. & SCHLÜTER, A. (1884): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten. Blatt Frankenhausen. – Berlin (Preußische Geologische Landesanstalt).
- MUSTOE, G. E. (2017): Wood petrification: a new view of permineralization and replacement. – *Geosci.*, **7**: 119.
- NEMEC, W.; POREBSKI, S. J. & STEEL, R. J. (1980): Texture and structure of resedimented conglomerates: examples from Książ Formation (Famennian–Tournaisian), southwestern Poland. – *Sedimentology*, **27**: 519–538.
- REMY, W. & KAMPE, A. (1961): Ausbildung und Abgrenzung des Autunien in der Halleschen Mulde. – *Mber. Dt. Akad. Wiss.*, **3**: 394–408.
- REMY, W. & REMY, R. (1958a): Über die Möglichkeit der Flözparallelisierung im Plötz–Löbejüner Raum. – *Z. Angew. Geol.*, **4**: 311–312.
- REMY, W. & REMY, R. (1958b): Die Verteilung der Pflanzenfossilien auf die Flöze des Plötz–Löbejüner Stefan. – *Z. Angew. Geol.*, **4**: 522–524.
- ROSCHER, M. & SCHNEIDER, J. W. (2006): Permo-Carboniferous climate: Early Pennsylvanian to Late Permian climate development of central Europe in a regional and global context. – *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **265**: 95–136.
- RÖSSLER, R. & SCHNEIDER, J. W. (1996): Litho- und Biofaziesmuster des kontinentalen Oberkarbon und Rotliegend in Norddeutschland – Grundlagen für die stratigraphische Interpretation von Tiefbohrungen. DGMK-Berichte, Forschungsbericht 459-3/3.1. – 97 S.; Hamburg.
- RÖSSLER, R. (2002): Die steinernen Bäume vom Kyffhäuser, Deutschland. – In: DERNBACH, U. & TIDWELL, W. D. I. (Hrsg.): Geheimnisse versteinertes Pflanzen. S. 48–53; Heppenheim (D'ORO).
- SCHIRMER, H. (1975): Lithologisch-geochemische Faziesuntersuchungen im Permosiles des nördlichen Saale-troges unter besonderer Berücksichtigung der Rotfärbung. – unveröff. Diplomarbeit, Freiberg (TU Bergakademie Freiberg).
- SCHNEIDER, J. W. (1982): Entwurf einer biostratigraphischen Zonengliederung mittels der Spiloblattinidae (Blattoidea, Insecta) für das kontinentale euramerische Permokarbon. – *Freib. Forsch.-H.*, **C375**: 27–47.
- SCHNEIDER, J. W. (1985): Elasmobranchier–Zahntypen (Pisces, Chondrichthyes) und ihre stratigraphische Verbreitung im Karbon und Perm der Saale–Senke (DDR). – *Freib. Forsch.-H.*, **C400**: 90–100.
- SCHNEIDER, J. W. (1996): Biostratigraphie des kontinentalen Oberkarbon und Perm im Thüringer Wald, SW-Saale-Senke. – Stand und Probleme. – *Beitr. Geol. Thür.*, N. F., **3**: 121–151.
- SCHNEIDER, J. W.; KÖRNER, F.; ROSCHER, M. & KRONER, U. (2006): Permian climate development in the northern peri-Tethys area — The Lodève basin, French Massif Central, compared in a European and global context. – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **240**: 161–183.
- SCHNEIDER, J. W.; LUCAS, S. L.; WERNEBURG, R. & RÖSSLER, R. (2010): Euramerican Late Pennsylvanian/early Permian arthropleurid/tetrapod associations — implications for the habitat and paleobiology of the largest terrestrial arthropod. – *Bull. New Mexico Mus. Nat. Hist. Sci.*, **49**: 49–70.
- SCHNEIDER, J. W.; RÖSSLER, R. & GAITZSCH, B. (1995): Stratigraphy and facies of the Middle European continental Carboniferous and Permian. Exkursionsführer zum 13. International Congress on the Carboniferous and Permian. – 13 S.; Krakow.
- SCHNEIDER, J. W.; RÖSSLER, R.; GAITZSCH, B.; GEBHARDT, U.; KAMPE, A. & BREITKREUZ, C. (2005): Saale-Senke. – *Cour. Forsch. Senck.*, **254**: 419–440.
- SCHNEIDER, J. W. & SCHOLZE, F. (2016): Late Pennsylvanian – Early Triassic conchostracan biostratigraphy: a preliminary approach. – In: Lucas, S. G. & Shen, S. Z. (Hrsg.): The Permian Timescale. Geological Society, London, Special Publications, **450**: 365–386.
- SCHNEIDER, J. W. & WERNEBURG, R. (2006): Insect biostratigraphy of the Euramerican continental Late Pennsylvanian and Early Permian. – In: Lucas, S. G.; Cassinis, G. & Schneider, J. W. (Hrsg.): Non-Marine Permian Biostratigraphy and Biochronology. Geological Society, London, Special Publications, **265**: 325–336.
- SCHNEIDER, J. W.; WERNEBURG, R.; RÖSSLER, R.; VOIGT, S. & SCHOLZE, F. (2015): Example for the description of basins in the CPT Nonmarine–Marine Correlation Chart Thuringian Forest Basin, East Germany. – *Permophiles*, **61**: 29–35.
- SCHNEIDER, J. W. & ZAJIC, J. (1994): Xenacanthiden (Pisces, Chondrichthyes) des mitteleuropäischen Oberkarbon und Perm – Revision der Originale zu Goldfuss 1847, Beyrich 1848, Kner 1867 und Fritsch 1879–1890. – *Freib. Forsch.-H.*, **C 452**: 101–151.
- SCHNEIDER, J. W.; WOTTE, T.; GAITZSCH, B.; WERNEBURG, R.; ZEIBIG, S. & SCHOLZE, F. (2019a): The classical Central

- European Permian: Continental "Rotliegend", marine Zechstein", and the Permian-Triassic Transition in Germany. 19th Int. Congr. Carbonif. Permian, Cologne, Field trip A3. – Kölner Forum Geol. Paläont., **24**: 81–142; Köln.
- SCHNEIDER, J. W., LUCAS, S. G., SCHOLZE, F., VOIGT, S., MARCHETTI, L., KLEIN, H., OPLUŠTIL, S., WERNEBURG, R., GOLUBEV, V. K., BARRICK, J. E., NEMYROVSKA, T., RONCHI, A., DAY, M. O., SILANTIEV, V. V., RÖSSLER, R., SABER, H., LINNEMANN, U., ZHARINOVA, V., SHEN, S.-Z. (2019b): Late Paleozoic–early Mesozoic continental biostratigraphy — links to the Standard Global Chronostratigraphic Scale. – *Palaeoworld*. <https://doi.org/10.1016/j.palwor.2019.09.001>.
- SCHRIEL, W. & BÜLOW, K. v. (1925): Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Kelbra. – Berlin (Preußische Geologische Landesanstalt).
- SCHRIEL, W. & BÜLOW, K. v. (1926): Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Frankenhausen. – Berlin (Preußische Geologische Landesanstalt).
- SCHRIEL, W. & FULDA, E. (1926a): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Kelbra. – 56 S.; Berlin (Preußische Geologische Landesanstalt).
- SCHRIEL, W. & FULDA, E. (1926b): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Frankenhausen. – 63 S.; Berlin (Preußische Geologische Landesanstalt).
- SCOTSE, C. R. & LANGFORD, R. P. (1995): Pangea and the paleogeography of the Permian. – In: Scholle, P. A., Peryt, T. M., Ulmer-Scholle, D. S. (Hrsg.): *The Permian of Northern Pangea*. S. 3–19; Berlin, Heidelberg (Springer).
- SLÁMA, J.; KOŠLER, J.; CONDON, D. J.; CROWLEY, J. L.; GERDES, A.; HANCHAR, J. M.; HORSTWOOD, M. S. A.; MORRIS, G. A.; NASDALA, L.; NORBERG, N.; SCHALTEGGER, U.; SCHOENE, B.; TUBRET, M. N. & WHITEHOUSE, M. J. (2008): Plešovice zircon – a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chem. Geol.* **249**: 1–35.
- STEINER, W. & BROSI, P. (1974): Siles und Rotliegendes nördlich des Thüringer Waldes. – In: Hoppe, W. & Seidel, G. (Hrsg.): *Geologie von Thüringen*. S. 449–515; Gotha, Leipzig (H. Haack).
- STENO, N. (1669): *De solido intra solidum naturaliter content dissertationis prodomus* [Vorläufiger Diskurs zu einer Dissertation über einen Festkörper, der natürlich in einem Festkörper enthalten ist]. – Florenz, 114 S.
- TRÜMPER, S.; GAITZSCH, B. & SCHNEIDER, J. W. (2013): Kartierung und Isotopenaltersdatierung der Mansfeld-Subgruppe im sachsen-anhaltinischen Anteil des Kyffhäusers unter Einbezug von WISMUT-Bohrungen. – unveröff. Bericht, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, 102 S.
- TRÜMPER, S.; RÖSSLER, R. & GÖTZE, J. (2018): Deciphering silicification pathways of fossil forests: Case studies from the Late Paleozoic of Central Europe. – *Minerals*, **8**: 432.
- TRÜMPER, S.; GAITZSCH, B.; SCHNEIDER, J. W.; & RÖSSLER, R.; EHLING, B.-C.; KLEEBERG, R. & RÖSSLER, R. (2019): Late Paleozoic red beds elucidate architecture and origin of large woody debris in the seasonal tropics of central Palgaea. – *Sedimentology*, <https://doi.org/10.1111/sed.12692>.
- TRÜMPER, S.; (in Vorb.): Die versteinerten Bäume des Kyffhäusers: Herkunft, Fossilwerdung und paläoklimatisch-ökologische Konsequenzen. – *Z. Dtsch. Geol. Ges.*
- VOIGT, J. C. W. (1794): *Mineralogische Reisen durch das Herzogthum Weimar und Eisenach*, 1. Teil. – 151 S.; Leipzig (Gräff).
- WALCH, J. E. I. (1771): *Naturgeschichte der Versteinerungen*, 3. Teil. – 235 S.; Nürnberg (Paul Jonathan Fel-Becker).
- WERNEBURG, R. (1989): Labyrinthodonte Amphibia aus dem Oberkarbon und Unterperm Mitteleuropas – Systematik, Phylogenie und Biostratigraphie. – *Freib. Forsch.-H.*, **C436**: 7–57.
- WERNEBURG, R. & SCHNEIDER, J. W. (2006): Amphibian biostratigraphy of the European Permo-Carboniferous. – In: Lucas, S. G., Cassinis, G. & Schneider, J. W. (Hrsg.): *Non-Marine Permian Biostratigraphy and Biochronology*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **265**: 201–215.
- WETHERILL, G. W. (1956): Discordant uranium-lead ages, I. - *Trans. Am. Geophys. Union*, **37**: 320-326.
- WOOLDRIDGE, C. L. & HICKIN, E. J. (2005): Radar architecture and evolution of channel bars in wandering gravel-bed rivers: Fraser and Squamish rivers, British Columbia, Canada. – *J. Sed. Res.*, **75**, 844–860.

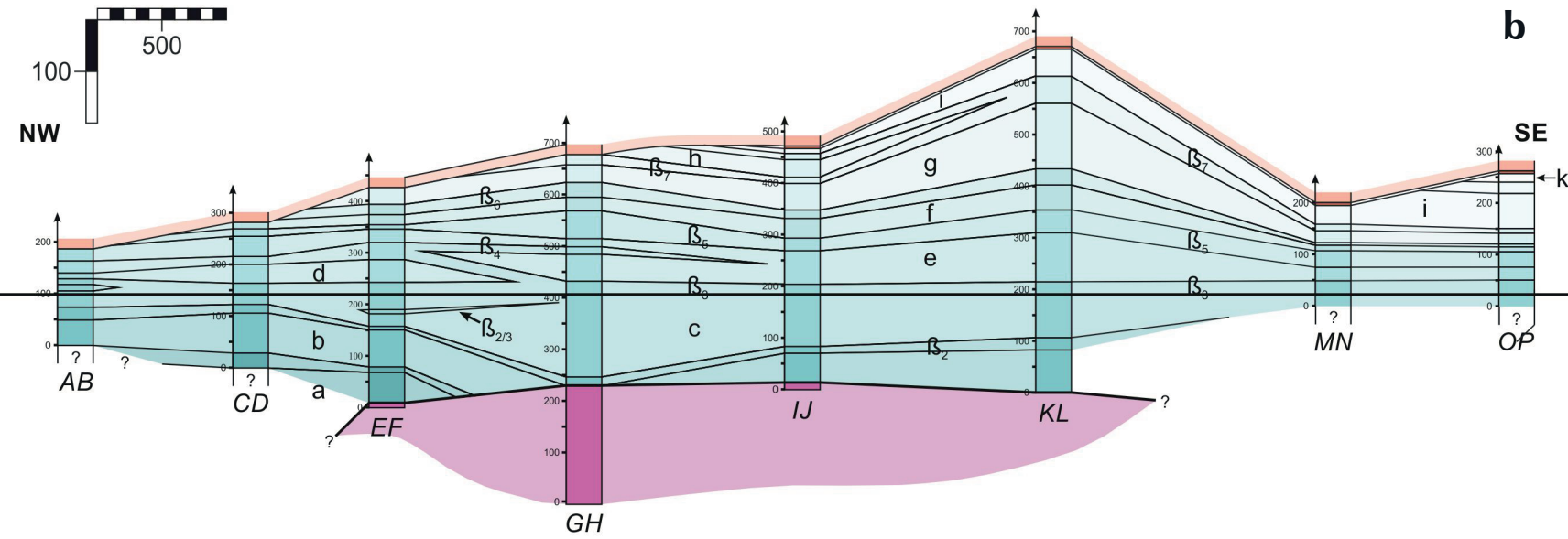
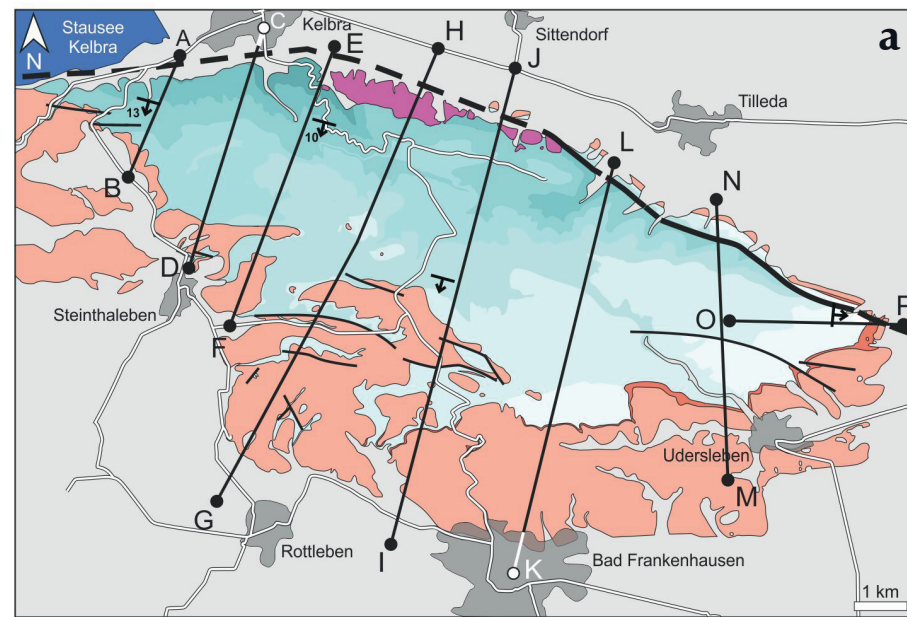
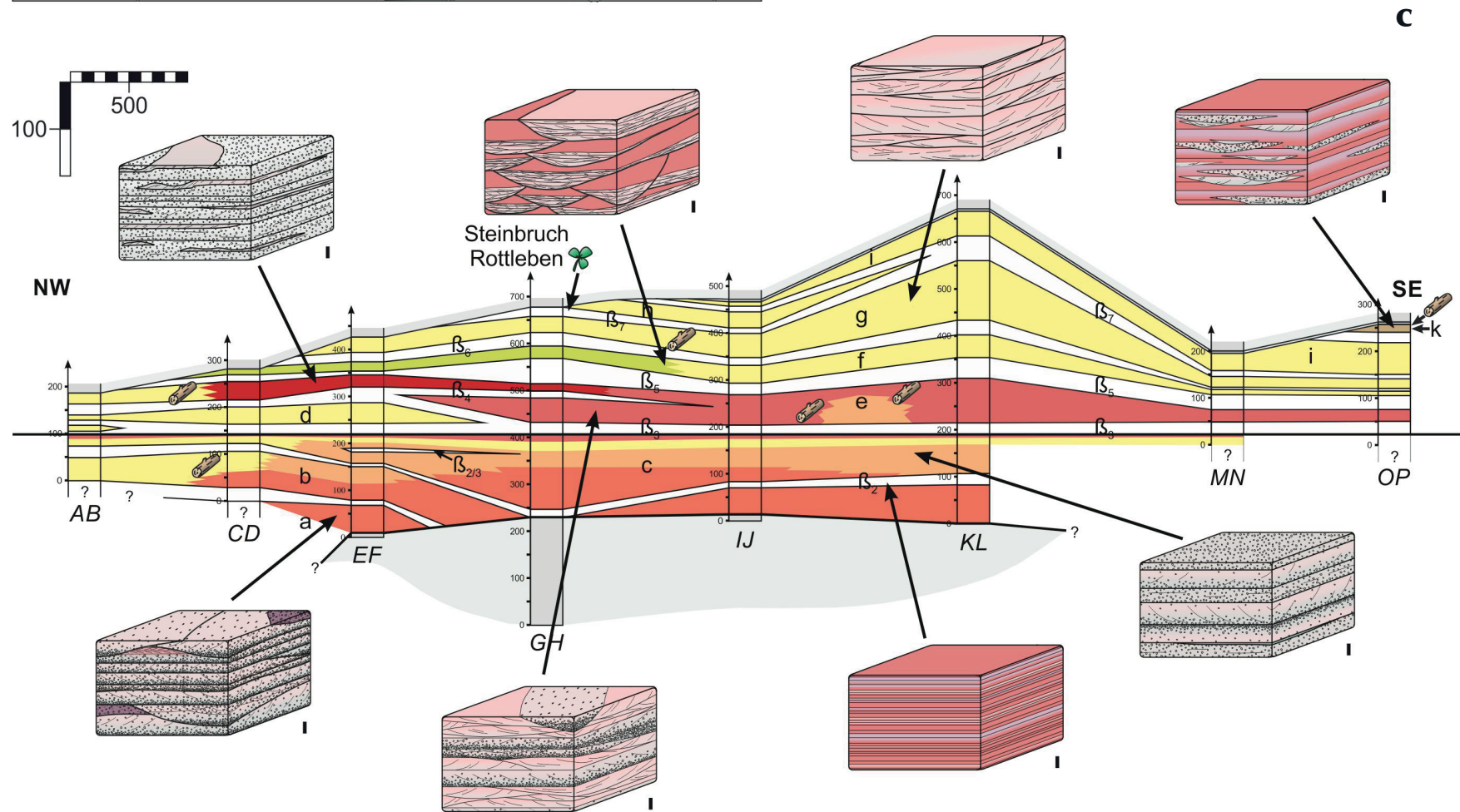
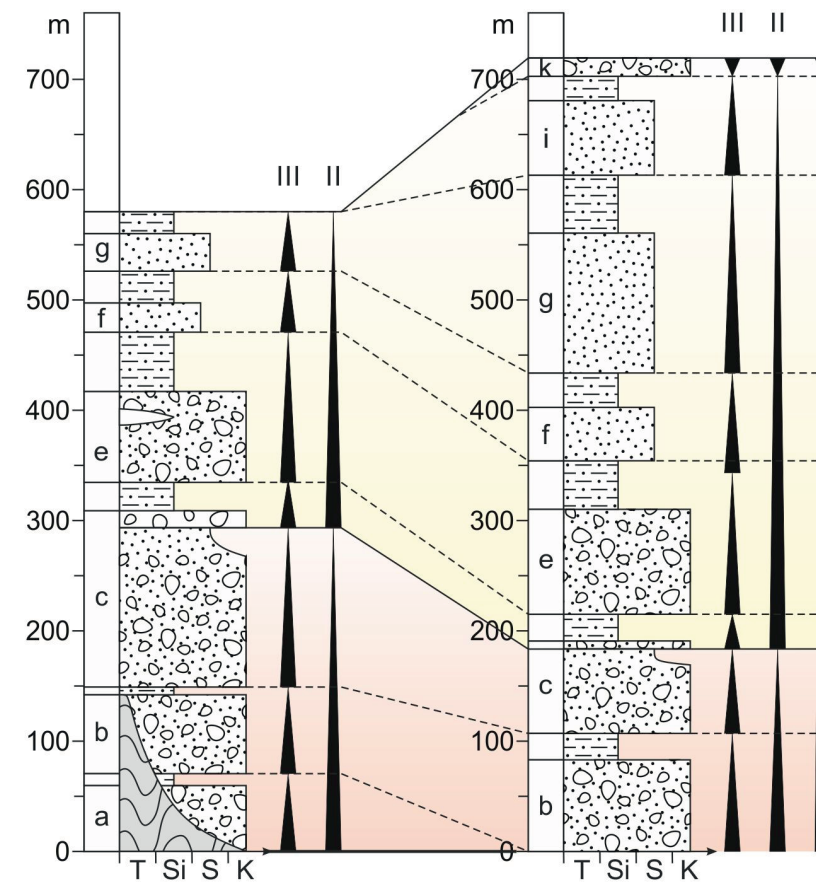


Abb. 18
 Lithofaziesarchitektur des Kyffhäuserprofils.
 (a) Lage der dokumentierten Profile (AB bis OP).
 (b) Lithostratigraphische Korrelation der dokumentierten Profile. Die feinklastischen β -Horizonte lassen sich als lithologische Marker im Gelände zwischen den Profilen verfolgen. Als Nulllinie ist die Basis des Horizonts β_2 gewählt worden, da dieser in allen Profilen vorkommt und nahe der Grenze der zwei Fein-aufwärts Zyklen II. Ordnung liegt.
 (c) Stratigraphische Verbreitung der Lithofaziesassoziationen. Beachte die lateralen Faziesgradienten in den Horizonten b und c und die abrupte Zunahme der Korngröße am Top des Horizonts c.
 (d) Normalprofile des Kyffhäuser Oberkarbons. Das Normalprofil für den westlichen Kyffhäuser ist aus den Profilen EF und GH zusammengestellt worden; das für den östlichen Kyffhäuser resultiert aus den Profilen KL bis OP.



Westlicher Kyffhäuser **Östlicher Kyffhäuser**



a + b Lithostratigraphie

- Postpaläozoikum (Trias, Quartär)
- Mansfeld-Subgr. (Stephan)
- Zechstein-Gruppe (Oberperm)
- Grundgebirge
- Eisleben-Fm. (Oberrotliegend)
- Horizonte (β_2 bis β_7) (Schriell & Fulda, 1926a, b)

c Lithofaziesassoziationen

- Überflutungsebenen-Assoziation
- Feinkörnige Rinnen-Assoziation
- Rinnen-Überflutungsebenen-Ass.
- Sandformen-Assoziation
- Rinnen-Kiesbarren-Assoziation
- Einfache Kiesbarren-Assoziation
- Komplexe Kiesbarren-Assoziation
- Grundgebirge + Deckgebirge
- Abdruckflora
- Kieselholz

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Veröffentlichungen des Museums für Naturkunde Chemnitz](#)

Jahr/Year: 2019

Band/Volume: [42](#)

Autor(en)/Author(s): Trümper Steffen, Gaitzsch Birgit, Schneider Jörg W., Ehling Bodo-Carlo, Rößler Ronny

Artikel/Article: [Die versteinerten Bäume des Kyffhäusers \(Oberkarbon, Thüringen\): Forschungshistorie, Ablagerungsraum und Alter 5-44](#)