

Fossilien in Metamorphiten: Ein Rekonstruktionsversuch am Beispiel Anglmühle bei Rittsteig (Landkreis Cham)

Von Michael Schmidt

Einleitung

Dass sich die Welt schneller ändern kann, als man denkt, zeigte das vergangene Jahr 2020. Dass sie sich auch so laufend ändert, zeigt die Erdgeschichte. Diese beiden Binsenweisheiten für sich allein braucht uns allen nicht weiter ausgeführt werden. Doch scheint es mir besonders markant, ja fast schon etwas makaber, dass sowohl der akute als auch der chronische Wandel sich fast brennglasartig in einem bestimmten Datum kondensieren – zumindest in meiner persönlichen Wahrnehmung und Erinnerung – nämlich dem 10. Dezember 2019. Kurz vor der Wende zu jenem unseligen 2020 hatte die Mineralogische Staatssammlung München zur Vernissage einer ganz herausragenden Sonderausstellung ins „Museum Mineralogia München“ (früher „Reich der Kristalle“) geladen, die den schlichten Titel „Metamorphose“ trug. Und was für den am Eingang unbedarft vorbeiflanierenden Spaziergänger wohl ziemlich mystisch oder gar kryptisch geklungen haben mag, war für den Erdgeschichtsfreund eine der wunderseltenen Gelegenheiten, eine zwar weitverbreitete, aber nichtsdestotrotz nur wenig museal behandelte Gesteinsart aus der Nähe zu studieren. Das auch noch in großer Vielfalt und in handverlesener Pracht: die Metamorphite, durch genügend Druck und Temperatur im großen Tiefen umgewandelte Gesteine sedimentären oder magmatischen Ursprungs. Kaum war die Schau eröffnet, schon überzog Corona das Land und die Welt. Unsicherheit, zögerliche Vorsicht, Lockdown. Ein zweiter Besuch der wunderbaren Ausstellung blieb mir verwehrt. Dazu kam die geographische Entfernung. Da auch ich wie so Viele ins Homeoffice verbannt wurde und mich bei dieser Gelegenheit aus dem geschäftigen Alltagsgedränge Münchens „aufs Land“ geflüchtet hatte, war die Ausstellung in noch weitere Ferne gerückt. Die Dauer der Pandemie tat ihr Übriges. Doch ergab sich aus eben dieser Lage die Gelegenheit, in meiner Heimat im Bayerischen Wald ausgiebig den gerade dort so weitverbreiteten Metamorphiten nachzuspüren – in einem der kristallinen Kernbereiche des einst weltumspannenden Variszischen Gebirges.

„Urgebirge“, so hieß es damals im Erdkundeunterricht, als die Frage nach Alter, Werden und Wesen des Bayerwalds behandelt wurde. Ein so geheimnisvoller wie schwammiger Begriff, der sich zuhauf in der Regionalliteratur des 20. Jahrhunderts findet – fast wie eine Art Folklore. An der Schultafel stand damals nicht recht viel mehr. Nur, dass er eben uralte sei, dieser eingerumpfte Gebirgsstock mit seinen komplex verwurschtelten Gesteinen. Tatsächlich waren mir diese Gesteine lange ein Rätsel, auch wenn wir sie als Kinder früh schon fleißig aus dem Hang-Lehm der benachbarten Baugrubenwand herausschürften und zerklopften und wegen ihrer so schön gebändert-lagigen Textur (Abb. 1) dachten, wir würden darin eines Tages einen Saurierknochen oder sonst irgendein spannendes Fossil finden. „Nein, das ist ganz unmöglich“, klärte mich einer meiner Lehrer dann auf: Ja, das seien wirklich einmal Sedimente gewesen. Das stimme schon. Allerdings hätten die extremen Bildungsbedingungen alles ausgelöscht und weggewischt, was an Fossilien einmal darin eingebettet war. Oder vielmehr: sofern jemals etwas darin eingebettet war. Die Enttäuschung war groß, die Einsicht setzte sich unabänderlich in mir fest. Bis zu dem Tag, an dem mir fast zufällig ein Aufsatz von Erhard REITZ in die Hände kam und mich sprichwörtlich vom Hocker kippen ließ: Man hatte in diesen Metamorphiten des Bayerwaldes also doch Fossilien gefunden.



Abb. 1: Migmatischer Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneis, wie er typisch ist für die sogenannte „Monotone Gruppe“ – die metamorphen Haupttrahmengesteine des mittleren Bayerischen Waldes, die unter anderem am Kaitersberg anstehen (vgl. GLASER et al. 2007: 69). Der Wechsel aus hellen und dunklen Partien täuscht eine verfaltete sedimentäre Schichtung vor. Tatsächlich handelt es sich bei den hellen (= leukokraten) Bereichen um mobilisierte und wiedererstartete Teilschmelzen aus (vorwiegend) Quarz und (untergeordnet) Kalifeldspäten, die unter Druck-Temperatur-Bedingungen von 3,5 bis 6 Kilobar und 650 bis 800 °C von den dunklen (= melanokraten) Lagen getrennt wurden (vgl. Hauner 2015: 10). Als vormetamorphe Ausgangsgesteine werden vor allem Grauwacken und anderweitige Siliziklastika genannt. Diese Gneise gelten wegen ihrer extremen Bildungsbedingungen gemeinhin als fossilifer. Das hier zu sehende Stück stammt von der Halde des historischen Schwefelkies-Bergwerks Rotkot bei Zwiesel. (Foto / Sammlung: M. Schmidt).

Resistenz gegen Metamorphose

REITZ hatte vor rund dreißig Jahren aus einem quarzitischem Biotit-Glimmerschiefer (Abb. 2) von Anglmühle, einem Weiler östlich von Rittsteig in der Oberpfalz, mit aufwendigen Verfahren Mikrofossilien gewonnen, die er als pflanzliche Sporen identifizierte. Klar, mit einem Durchmesser zwischen 22 und 47 µm alles andere als ein Saurier oder dergleichen. Die eigentliche Sensation liegt darin, dass überhaupt ein Fossilnachweis im kristallinen Grundgebirge Ostbayerns gelungen war. Denn wenn man bedenkt, dass die einstigen tonigen Sedimente, aus denen die Biotit-Glimmerschiefer von Anglmühle durch Metamorphose hervorgingen, den extremen Bedingungen im Temperatur-Druck-Bereich der Grünschieferfazies, das heißt, bei möglicherweise bis zu 5 Kilobar, umgerechnet bis zu 17 km Tiefe und Temperaturen von ≤ 500 °C (metapelitische Biotit-Zone des Barrow-Typs) sowie einer damit einhergehenden Umkristallisation unterworfen waren, ist es äußerst überraschend, dass sich in einem derartigen taphonomischen Milieu noch irgendwelche fossile Biostrukturen erhalten können (vgl. OKRUSCH & MATTHES 2005: 328 und 390 f.).

Nicht allerdings, wenn man sich den biochemischen Bau der Sporen vor Augen führt: Die Widerstandsfähigkeit ihrer Fossilien gegenüber metamorpher Einwirkung ist auf das in den Sporen-Wandungen verbaute Sporopollenin zurückzuführen. Dieser hochpolymere biologische Baustoff ist maßgeblich für das enorme Erhaltungspotential fossiler Pollen und Sporen verantwortlich (vgl. GENSEL 2008: 463). Da Sporen bereits im Paläophytikum gemäß ihrer evolutionären Zweckbestimmung durch das Transportmedium Luft weit verbreitet wurden, eignen sie sich hervorragend als Leitfossilien für die Biostratigraphie.



Abb. 2: Lesefund aus einem Waldstück bei Anglmühle: Ein Biotit-Glimmerschiefer mit engständiger Schieferung. In den 1980ern fand REITZ in diesem Gestein Sporen aus dem Silur. Das schieferungsparallel in die eingeschaltete Quarzband ist Exsudationsquarz, ein wohl durch Drucklösung entstandenes Entmischungsprodukt, das bereits in den niedriger metamorphen Chlorit-Glimmerschiefern und Phylliten der Umgebung von Anglmühle oft zu beobachten ist. (Foto/Sammlung: M. Schmidt).

Mikrofossilien – wichtige stratigraphische Marker

So ist es auch im Fall Anglmühle: Die Sporenfossilien wurden von REITZ (1992: 356) herangezogen, um die Sedimentation des tonigen Ausgangsmaterials (GLASER et. al. 2007: 66) der dort anstehenden Biotit-Glimmerschiefer ins mittlere bis obere Silur zu stellen. Vor allem der Nachweis von nicht näher klassifizierten bzw. klassifizierbaren Sporen mit rugulat skulpturierten (= „runzeligen“) Wandungen lässt REITZ im Abgleich mit BURGESS & RICHARDSON (1991) darauf schließen, dass die Sedimentation stratigraphisch nicht älter sein kann als die obere *Cyrtograptus lundgreni*-Graptolithen-Zone, ja sogar noch etwas jünger sein dürfte. Nach heutigen Standards gerät dadurch die Zeit unmittelbar nach dem silurischen Übergang vom Sheinwoodium zum Homerium (Wenlock-Epoche) in den Fokus, der durch das Erstauftreten von *Cyrtograptus lundgreni* als Leitfossil gekennzeichnet ist und den die International Chronostratigraphic Chart (2021/05) bei 430.5 ± 0.7 Millionen Jahren datiert (vgl. a. MALETZ 2006: 30). Allerdings steht dies in einem gewissen Widerspruch zu einigen Publikationen zur Stratigraphischen Tabelle von Deutschland (= STD) 2018 von KEMNITZ et al. (2018: 432 f.) sowie schon zur STD 2002 von LEONHARDT et al. (2005). Die Tabellen-Illustrationen aus diesen Veröffentlichungen siedeln nämlich die Sporenfunde in der unteren Llandovery-Epoche an und ordnen sie damit um rund 10 Millionen älter ein. Auf einen Bezug auf REITZ' Forschungen verzichten beide Publikationen leider genauso wie auf einen Rekurs auf dessen geochronologische Erwägungen. Insofern ist den Deutungen von REITZ (1992) wohl eher der Vorzug zu geben. Tatsächlich war Erhard REITZ mit Kollegen Hans D. PFLUG und Rudolf HÖLL maßgeblich daran beteiligt, dass die in den 1980er und 1990er Jahren gemachten Funde solcher superresistenten und stratigraphisch höchstbedeutenden Mikrofossilien in zuvor für „steril“ erachteten Metamorphiten (vgl. PFLUG &

REITZ 1987; REITZ & HÖLL 1989) für große Furore in Fachkreisen sorgten. Ihre Ergebnisse erweiterten den fachlichen Horizont beträchtlich und wirkten sich regelrecht prägend auf nachfolgende stratigraphische Forschungen aus. Neben Sporen erwiesen sich auch Acritarchen (= phytoplanktonische Mikrofossilien, vgl. MONTENARI & LEPPIG 2003: 173 f.) und die immer noch recht obskuren Chitinozoen als außergewöhnlich erhaltungsfähig unter den genannten metamorphen Bedingungen, so dass diesen Fossilgruppen (zusammen allgemein Palynomorphe genannt) als stratigraphische Marker in der Folgezeit eine ganze Flut von Publikationen gewidmet wurde. Zu nennen sind etwa die Aufsätze von HANN, SAWATZKI & VAIDA (1995) sowie von MONTENARI & MAASS (1996) zu den mittelpaläozoischen Palynomorphen-Vergesellschaftungen aus den metamorphen Schieferen der Badenweiler-Lenzkirch-Zone (Südschwarzwald), die Funde von Lycophyten-Sporen in hochdruck-metamorphen Gesteinen aus der Trias der französischen Alpen durch BERNARD et al. (2007) sowie – als eher willkürlich gewähltes Beispiel jüngerer außereuropäischer Forschungen – die Ergebnisse von CHIGLINO et al. (2015) aus ediacarischen Metamorphiten der Frecheirinha-Formation in Nordost-Brasilien.

Sporen aus dem Silur – Zeugen früher Landpflanzen

Wie gesagt, es ließe sich noch eine schiere Unzahl von Publikationen nennen, die die immense stratigraphische Bedeutung der Palynomorphen für die Forschung unterstreichen. Und dennoch erscheinen gerade vor diesem Hintergrund alle weiteren Beschäftigungen mit den Sporen von Anglmühle als sehr überschaubar. Dabei genügt es zumeist, auf den gelungenen Nachweis des silurischen Alters der dort auftretenden Glimmerschiefer zu verweisen, um, von dieser Erkenntnis ausgehend, Überlegungen zur stratigraphischen Stellung und/oder den tektonometamorphen Bedingungen der benachbarten Gesteine anzustellen. Auf eine mögliche Zuordnung der fossilen Sporen wurde – soweit recherchiert (Stand: Juni 2021) – noch nicht weiter eingegangen – mit Ausnahme der noch eher vagen Deutung von REITZ selbst, wonach es sich dabei um Vermehrungszellen von „frühen Landpflanzen“ handle (REITZ 1992: 357) beziehungsweise REITZ' konkretere Interpretation eines nahezu analogen Sporen-Spektrums (pers. Mitteilung) aus dem Vorspessart als „Pteridophyten-Sporen“ (REITZ 1987: 701). Mehr ist dazu bislang nicht bekannt. Dabei lassen sich gerade durch jüngere paläobotanische Erkenntnisse einige Überlegungen zur genaueren Abkunft der silurischen Sporen anstellen. Kann also durch die Sporen von Anglmühle auf die „Urheber“-Pflanzen und von hier aus auch auf die Paläo-Umwelt des heutigen Anglmühle geschlossen werden?

***Cooksonia* als konkreter „Verdachtsfall“**

REITZ (1992: 354 f.) konnte einen Großteil des Fundguts aus Anglmühle spezifischen Formtypen von silurischen Sporen zuordnen: *Archeozonotriletes* [= a.a.O. *Archeozonotriletes*] *chulus* (CRAMER) *var. chulus* RICHARDSON & LISTER 1969, *Ambitisporites dilutus* (HOFFMEISTER) RICHARDSON & LISTER 1969 und *Ambitisporites avitus* HOFFMEISTER 1959 (vgl. a. BURGESS & RICHARDSON 1991; RICHARDSON & MCGREGOR 1986: 7 f.). Daneben wurden noch nicht klassifizierte Exemplare mit rugulater Skulpturierung aufgefunden, die – wie oben gesagt – die stratigraphische Einordnung ermöglichten. Von Interesse sind hier allerdings vor allem die zugeordneten Formtypen.

Die erst- und zweitgenannte Sporenform entdeckte REITZ bereits Mitte der 1980er Jahre in Glimmerschiefern des Vor-Spessart und führte sie wegen ihrer charakteristischen triletten („Y-förmigen“) Strukturmarken (= Tetradenmarken; s. Abb. 3) auf frühe landlebende Gefäßpflanzen (= Tracheophyten), genauer gesagt, auf Gefäßsporenpflanzen (= „Pteridophyten“) zurück (REITZ 1987: 701 ff.). Seit der Abtrennung der Bärlappe von den Farnen ist der Begriff „Pteridophyta“ zwar aus Paraphylie-Gründen weitgehend entfallen (vgl. SCHUETTPELZ et al. 2016: 565), aber den Blick auf das

Gemeinte verstellt dies dennoch nicht. Die hypothetische Frage kann nämlich nach wie vor folgendermaßen zugespitzt werden: Gab es eine Gesellschaft von landlebenden, bereits aufrechtstehenden, also mit Stütz- und Leitgeweben ausgestatteten „höheren“ Pflanzen in einer Ur-Landschaft, dort, wo sich heute der Bayerwald-Weiler Anglmühle befindet?

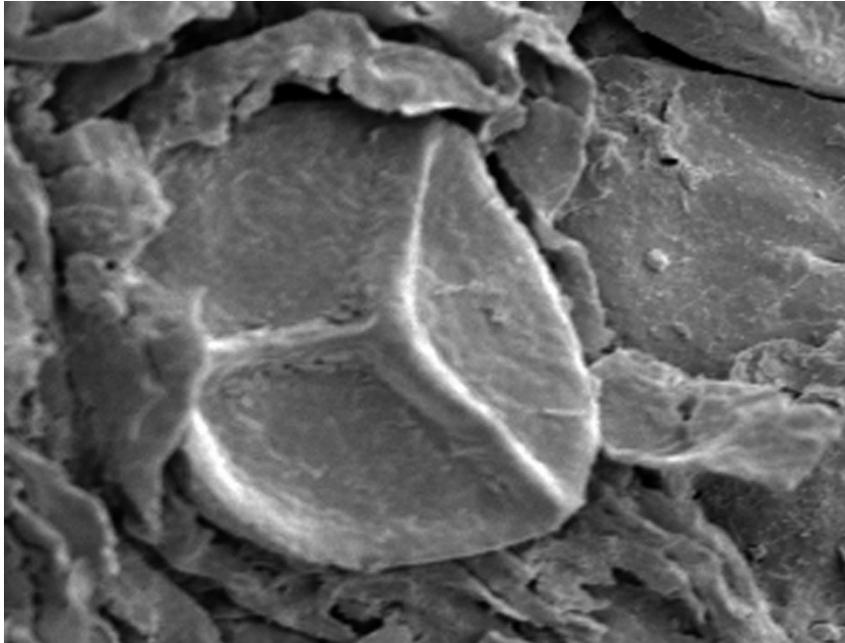


Abb. 3: Eine typische trilete Sporenform: Wie das fossile Fundgut von Anglmühle zeigt auch diese Spore vom Typ *Scylaspora* das Merkmal der „Y-förmigen“ Strukturmarke (= Tetradenmarke). Spätes Silur, Burgsvik beds, Schweden. Durchmesser: ca. 30-35 µm. (Foto: Smith609, Bildausschnitt, via Wikimedia Commons, siehe Internetquellen).

So faszinierend dieser Gedanke auch ist, es gelten bestimmte Einschränkungen. Trilete Sporenformen können nämlich prinzipiell auch von nicht-vaskulären Pflanzen produziert werden. Einige Vertreter der rezenten Laubmoose (Bryophyta: Sphagnales) und der rezenten Hornmoose (Anthocerotophyta: Anthocerotales und Notothyladales) sind hierfür ein Beispiel (vgl. a. VILLARREAL & RENZAGLIA 2006: 423, Fig. 11). Übrigens werden Letztere nach neueren Erwägungen auch als eine stammesgeschichtliche (phylogenetische) Schwesterngruppe der Gefäßpflanzen erachtet (QIU et al. 2007: 691).

Dass es sich also bei den Funden von Anglmühle zwingend um Sporen von landlebenden Gefäßpflanzen handelt, scheint daher nur auf den ersten Blick unzweifelhaft. STEEMANS et al. (2006) weisen zwar darauf hin, dass trilete Sporenformen, die nur bei einer geringen Anzahl heutiger Bryophyten vorkommen, wohl eher eine konvergente Entwicklung sein dürften. Ein umkehrschlüssiger „Beweis“ für die Abkunft der Anglmühle-Sporen von Gefäßpflanzen ist das natürlich bei Weitem nicht.

Umso spannender wird es dafür bei der drittgenannten bei Anglmühle aufgefundenen Sporenformen, denn sie erlaubt noch weitere Interpretationen: *Ambitisporites avitus* kann nach HABGOOD, EDWARDS & AXE (2002) mit der Pflanze *Cooksonia banksii* in Verbindung gebracht werden. Dieser im ordovizisch-silurischen Fossilbericht ansonsten sehr disperse und isoliert anzutreffende Sporentyp wurde nämlich aus unterdevonischen Schichten in Shropshire, England, zusammen (in situ) mit *Cooksonia banksii* aufgefunden. Allerdings geben die Autoren auch zu bedenken, dass – umgekehrt – isolierte aufgefundenene Sporen des Typs *Ambitisporites avitus* nicht pauschal der Art *Cooksonia banksii* zugerechnet werden sollten. Denn eine derart einfache Morphologie, wie sie *Ambitisporites avitus* aufweist, könne auch von einer ganzen Reihe von Taxa

hervorgebracht worden sein (HABGOOD, EDWARDS & AXE 2002: 358). Bei aller Vorsicht scheint zumindest eine engere Beziehung zwischen dieser Sporenform und *Cooksonia* (Abb. 4) dennoch gegeben, wie sich etwa auch an der Zuordnung von *Ambitisporites* zu *Cooksonia pertoni* zeigt (vgl. GONEZ & GERRIENNE 2010: 211; EDWARDS et. al. 1995: 153).



Abb. 4: *Cooksonia* selbst war von noch sehr geringer Größe. Nicht höher als wenige Zentimeter dürfte ihre dünnstängelige Gestalt emporgeragt haben, die einem horizontalen Kriechstamm entspross. Auf den verzweigten, blattlosen Sprossachsen saßen – je nach Art – knollige, ovale, halbkugel-, nieren-, kelch- oder trichterförmige Sporangien (vgl. GONEZ & GERRIENNE 2010: 200, Fig. 2; KENRICK & CRANE 1997: 324 f.; EDWARDS & KENRICK 2015, LIBERTÍN et. al. 2018a). (Bild: Matteo De Stefano/Museo delle Scienze (MUSE), Trento, Italy, via Wikimedia Commons, siehe Internetquellen).

Jenseits der laufenden phylogenetischen und taxonomischen Erwägungen zu den einzelnen Sporentypen lässt sich festhalten, dass ein wenigstens ein Teil der Sporenfunde von Anglmühle aller Wahrscheinlichkeit nach auf terrestrische Pflanzen verweist, die zu den höheren, schon über Leitgefäße verfügenden Formen gehörten (vgl. GENSEL 2008: 466 und 470; KERP & HASS 2009: 111). Das Taxon *Cooksonia* stellt eine Paradeform dieser neuen botanischen Baupläne dar. Es wird den Rhyniophyta zugeordnet (TAYLOR, TAYLOR & KRINGS 2009: 246 f.) und dokumentiert eine basale Gruppe landlebender Sporenpflanzen, von der – zumindest artspezifisch – Leitgewebe (Abb. 5) nachweisbar sind (EDWARDS, DAVIES & AXE 1992). Obwohl solche Leitsysteme auch als entwicklungsgeschichtlich eigenständige, konvergente Anatomien entstanden (und wieder verschwunden) sein könnten, liegt es zumindest im Bereich des gut Möglichen, dass das Taxon

Cooksonia mit am phylogenetischen Ursprung der Gefäßpflanzen steht. KENRICK & CRANE (1997: 129 ff. und 136) gehen sogar noch weiter, indem sie einige *Cooksonia*-Arten (*C. caledonica*, *C. pertoni*, *C. cambrensis*) in die Stammgruppe der Bärlapppflanzen (Lycophyten) stellen (vgl. a. GONEZ & GERRIENNE 2010: 200). Auch wenn *Cooksonia* und ihre nähere Verwandtschaft also noch recht viele stammesgeschichtliche Problematiken aufwerfen (vgl. TAYLOR, TAYLOR & KRINGS 2009: 246 f.), ist die Bedeutung derartiger Pflanzengruppen für die Paläobotanik im Speziellen und für die Erdgeschichte im Allgemeinen unzweifelhaft hoch. Sie waren diejenigen Formen, die den Trend zur späteren Radiation und Dominanz der Gefäßpflanzen vorzeichneten. Und dies wiederum markiert den Beginn einer neuen erdatmosphärischen Entwicklung: von der Steigerung der Verwitterungsraten über die großflächige Bodenbildung bis hin zur langfristigen Etablierung des phanerozoischen Kohlenstoffkreislaufes (STANLEY 2001: 262 ff.; BERNER 2006: 5662; GENSEL 2008: 460).



Abb: 5: *Cooksonia* sp. aus der Region um Kielce, Heiligkreuzgebirge, Polen. Der inkohlte, etwa 1,1 cm messende Stängel lässt das mittige Leitgewebe erahnen. Die Gesteinsmatrix selbst ist offensichtlich terrigenen Ursprungs, worauf auch der hohe Gehalt an detritischem Hellglimmer-Komponenten hindeutet. Ablagerungsraum war vermutlich ein küstennaher Meeresbereich (vgl. BODZIOCH et al. 2003). Spätes Silur, Ludlow/Přídolí. – Foto: Andrzej Gorski / Sammlung: M. Schmidt.

Der Vollständigkeit halber sei noch vermerkt, dass *Cooksonia* höchstwahrscheinlich nicht das Prädikat der „allerersten“ landlebenden Gefäßpflanzen zukommt. STEEMANS et al. (2009) etwa geben zu bedenken, dass laevigate (= glattwandige) trilete Sporen (ähnlich dem als *Ambitisporites* klassifizierten Fundgut von Anglmühle) bereits im Hirnantium (= oberes Ordovizium) der Türkei nachgewiesen wurden. Dass es also bereits weit vor den Produzenten der Anglmühle-Sporen Landpflanzen mit ähnlichen Merkmalskombinationen wie *Cooksonia* gegeben haben mag, ist keineswegs auszuschließen. STEEMANS et al. führen sogar explizit an, dass die trileten Sporen aus dem späten Ordovizium als ein Hinweis auf eine weitaus frühere Diversifikation von Gefäßpflanzen in Gebiet des Südkontinents Gondwana gewertet werden könnten. Diesem paläogeographischen Umfeld wird auch der Ablagerungsraum der silurischen Sedimente zugeordnet, aus denen die Biotit-Glimmerschiefer der Anglmühle-Einheit hervorgegangen sind (vgl. GLASER et al. 2007: 24 ff.; LINNEMANN & ROMER 2006). Die Zweifel an *Cooksonias* Pionier-Charakter untermauern auch jüngere Gendaten-Analysen mittels „molekularer Uhren“, die den Ursprung der Gefäßpflanzen sogar im Unterordovizium, also vor rund 470 Millionen Jahren, vermuten lassen (MORRIS et al. 2018: E2278 f.). Die prominente Stellung von *Cooksonia* selbst geht vor allem auf den Makrofossilbericht zurück: Sie erlaubt uns, salopp gesagt, eine recht gute Vorstellung darüber, wie frühe Pflanzengruppen morphologisch ausgesehen haben.

Bilder einer silurischen Landschaft?

Nimmt man nun an, dass die Sporen von Anglmühle tatsächlich auf *Cooksonia* bzw. auf *Cooksonia*-artige Pflanzen zurückgehen, so tut die Fantasie den nächsten Schritt, und man stellt sich eine fast stereotype Szenerie vor, wie sie aus einem Biologie-Schulbuch der 1980er Jahre stammen könnte: von diesen krautigen Gewächsen umsäumte Gewässer in einer ansonsten kargen Landschaft, wo im fernerer Hintergrund irgendein Vulkan vor sich hin brodelte. Wird diese Vorstellung auch den nachweisbaren Gegebenheiten im Raum des heutigen Anglmühle gerecht? Es ist anzunehmen, dass die *Cooksonia*-Pflanzen – wie heutige Moose und Farne – allein schon wegen der Erfordernisse für den Befruchtungsvorgang an gewässernahe oder zumindest feuchte Standorte gebunden waren.

Doch ist es richtig, wenn man sich bei den besagten Gewässern kleinere, lokal begrenzte Wasserkörper wie Tümpel oder Seen ausmalt? Petrographische Aspekte sowie der fossile Befund selbst lassen es ebenso plausibel erscheinen, die Habitate von *Cooksonia* und Konsorten in Küstennähe zu vermuten. Denn auffälligerweise sind die makrofossilen Pflanzen-Relikte (a) oftmals in marine Lithologien eingebettet und (b) dort mit marinen Lebensformen wie Fischen, Trilobiten, Acritarchen oder Graptolithen vergesellschaftet, welche selbst wiederum als Leitfossilien für eine stratigraphische Einordnung der *Cooksonia*-Funde herangezogen werden (EDWARDS & RICHARDSON 2004: 377 ff.; STANLEY 2001: 388 f.; vgl. a. BODZIOCH et al. 2003; LIBERTÍN et al. 2018b, 2018c; WELLMAN et al. 2013). Wie diese makrofossilen Pflanzenreste in das marine Einbettungsmilieu gelangt sein mögen, ist eine andere Frage. Grundsätzlich kann auch ein längerer Transportweg aus weiter im Landesinneren gelegenen Standorten infrage kommen – etwa durch extreme Wetterereignisse wie Starkregen oder Stürme, die die Pflanzen aus ihren Habitaten rissen und über Fließgewässer oder direkt ins Meer verfrachteten. So nennt etwa die Auflistung der Fundsituationen von silurischen und devonischen makrofossilen Pflanzenresten im Anglo-Welsh Basin durch EDWARDS & RICHARDSON (2004: 377 ff.) nicht nur (teils küstennahe) marine, sondern ebenso fluviatile Sedimentgesteine des Old Red Sandstone (ORS), in denen Fossilien von *Cooksonia banksii* und *C. pertoni* nachgewiesen wurden.

Für Mikrofossilien hingegen gelten generell noch einmal andere Faktoren der räumlichen Streuung, Einbettung und der Erhaltung für den Fossilbericht. Vor allem Sporen sind an sich hochdispers. Ihre Verbreitung geschieht durch Suspension in den Transportmedien Wasser und Wind, wodurch sie,

salopp gesagt, so gut wie überall landen können (WELLMAN & GRAY 2000: 721; GENSEL 2008: 464). Auch die Biostratonomie folgt eigenen Gesetzmäßigkeiten. So merken MONTENARI & LEPPIG (2003: 181) an, dass sich die meisten Palynomorphen „hydrodynamisch so wie anorganische Sedimentpartikel entsprechender Größe“ verhalten. Somit kommen auf den Schelf verdriftete Sporen vorwiegend in feinklastischen Faziesbereichen der Ton- bis Schluff-Fraktion zum Absatz, werden dort konzentriert und synsedimentär eingebettet. Es ist also nicht verwunderlich, dass auch die Sporen von Anglmühle in ehemaligen pelitisch-psammitisch betonten Sedimenten angetroffen wurden. Ihre Durchmesser liegen zwischen 22 und 47 μm (REITZ 1992: 354 ff.) und fallen somit in die Korngrößenordnung von Grob-Schluff (Korn- \varnothing 20 μm – 63 μm , vgl. OKRUSCH & MATTHES 2005: 286).

Konkret nimmt REITZ (1992: 357) ein „flachmarines, küstennahes Ablagerungsmilieu“ an, eine Interpretation, die objektiv gut nachvollziehbar ist: Da es sich bei der Matrix um Glimmerschiefer handelt, die gemäß der metamorphen Reihenfolge von Tonsteinen abgeleitet werden können (WIMMENAUER 1985: 295 f.) und die außerdem mit stratiformen (?) Quarzit-Zügen (metamorphen Quarz-Sandsteinen) sowie mit punktuell auftretenden Marmoren (metamorphen Kalksteinen) in topographischer Nachbarschaft stehen (Abb. 6), deutet sehr vieles auf einen marinen Sedimentationsrahmen hin. STETTNER, ROHRMÜLLER & HIRSCHMANN (1997: 380 f.) folgen dieser Ansicht, indem auch sie die Biotit-Glimmerschiefer der Anglmühle-Einheit nicht nur abstrakt als vormals marine Sedimente deuten, sondern die Fazies- und Sedimentationsbedingungen konkret in einem „flachmarine[n], küstennahe[n] Ablagerungsmilieu“ verorten – unter nur indirekter Bezugnahme auf REITZ' Interpretation.

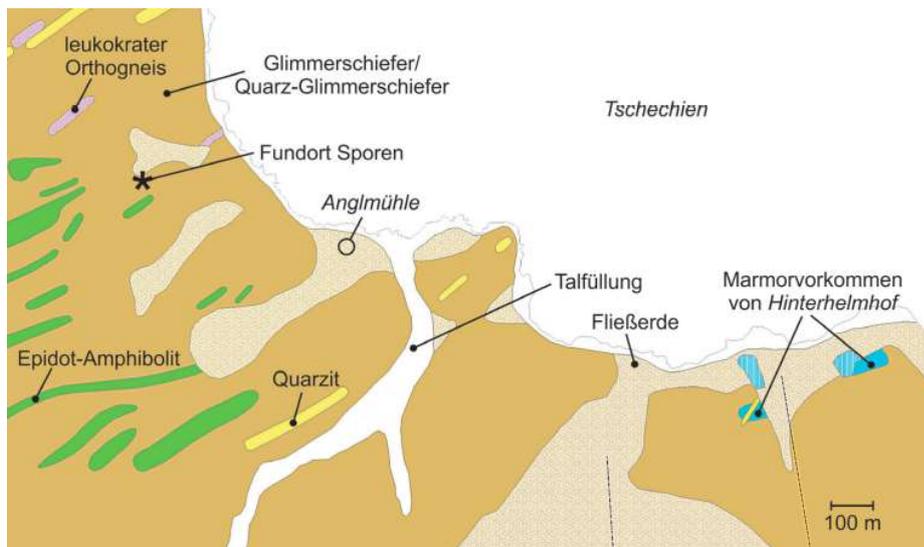


Abb. 6: Ausschnitt aus der Geologischen Karte von Bayern, Blatt 6744 Rittsteig. Der Weiler Anglmühle liegt inmitten der „bunten“ Gesteinsabfolgen des Osser-Gebiets, auch „Künisches Gebirge“ genannt (vgl. GLASER et al. 2007: 66 f.). In topographischer Nachbarschaft des Fundorts der silurischen Sporen finden sich parallelstreichende Einschaltungen von Quarzit-, Amphibolit- und leukokraten Orthogneis-Zügen. Bei Letzteren nimmt TEIPEL (2003: 67 ff.) ein vulkano-sedimentäres Alter von ca. 485 bis 475 Millionen Jahren an. Die Amphibolite und Orthogneise dürften somit rund 50 Millionen Jahre älter sein als die Anglmühle-Sporen. Die Rahmengesteine stellen ehemalige terrigene Klastika der tonig bis schluffigen Korngrößenfraktion. Diese wohl einst in einem randmarinen Bereich abgelagerten Sedimente wurden grünschieferfaziell, d.h. mittelgradig metamorph, umgewandelt und liegen heute als (teilweise phyllitische) Glimmerschiefer vor. Beim kleinen Marmorvorkommen von Hinterhelmhof könnte es sich hypothetisch um eine silurische Lagunen- oder Riff-Fazies handeln. Da dort aber bislang keine Fossilien nachgewiesen werden konnten, ist auch die Altersstellung dieser metamorphen Kalke unbekannt. Tektonogenetisch wird die Osser-Gruppe der Drosendorf-Einheit zugerechnet (vgl. Rohrmüller et al. 2017). Die Anglmühle-Einheit selbst ist möglicherweise ein Äquivalent zur Wetzldorf-Gruppe (STETTNER 2006: 127) (Geologische Karte: Bayerisches Landesamt für Umwelt. Bearbeitung/Beschriftung: M. Schmidt / M. Moser).

Besonders interessant für dieses Szenario erscheinen die Quarzite (Abb. 7). Aus Quarz-Sandsteinen hervorgegangen, zeugen sie wahrscheinlich von einem höher-energetischen Strömungsregime, das für die gute Sortierung der Lockerkomponenten sorgte. Sie streichen schwarmartig und wohl parallel zum Lagenbau durch die Glimmerschiefer, beißen lokal aus und sind auch den Sporen-führenden Biotit-Glimmerschiefern fast unmittelbar benachbart (vgl. Sternchen auf Kartenbild). Eine derartige Anordnung lässt über die Fazies spekulieren: Handelt es sich dabei um Strand-, Strandwatt-Fazies oder gar um metamorphe Nehrungsbarren einer Hochenergie-Küste (vgl. SCHÄFER 2005: 224 ff.)?



Abb. 7: Quarzit aus dem Waldstück „Geschwend“, ca. 0,4 km nördlich der Sporen-Fundstelle. Der Lesefund zeigt typische Merkmale dieser metamorphen Sandsteine in der Rittsteiger Gegend: eine engständige, laminare Foliation und nur mikroskopisch erkennbare Korngrenzen. Die augenscheinlich feinlagige Textur erweckt den Anschein einer reliktschen Sedimentschichtung. Tatsächlich aber ist dieses Gefüge im Längsbruch wie im Hauptbruch zu beobachten. Es liegen hier (mindestens) zwei Foliationsebenen vor, was den Quarzit beim Anschlagen in stengelige Scheite brechen lässt. Eine derartige metamorphe Überprägung erklärt sich wohl auch mit der Nähe zur Zentralböhmischeschen Tiefenstörung. (Foto / Sammlung: M. Schmidt).

Genauere Untersuchungen könnten darüber Aufschluss geben, wobei sedimentäre Indikatoren wie Schrägschichtungsblätter unzweifelhaft ausgelöscht worden sein dürften – und das auch bei einem so geringen Metamorphosegrad wie in Anglmühle. Bei genauerer Betrachtung geben diese metamorphen Sandsteine sogar ein noch diffuseres Bild ab (vgl. Abb. 6). Sie zeigen deutliche tektonische Beeinflussung in ihrer flächenhaften bis linearen, engständigen Parallel-Textur mit teils mehreren Foliationsebenen. Im Gegensatz zu einer statischen Metamorphose, wo selbst Quarzite noch sedimentäre Gefüge bewahren können (VINX 2011: 362 f.), sind hier höchstwahrscheinlich keine Sedimentationsstrukturen mehr zu erwarten. Und sollte tatsächlich einmal etwas Derartiges nachgewiesen werden, ist noch der stratigraphische Bezug zu den Sporen-führenden Glimmerschiefern zu klären. Die geologische Nachbarschaft der Einheiten ist nicht aussagekräftig. Die Möglichkeit einer Fossilführung in den Quarziten schließt REITZ (1992: 353) kategorisch aus.



Abb. 8: Leukokrater Orthogneis vom Stierberg bei Hinterschmelz, Lam. Diese Gesteine ziehen sich auffällig durch die Rahmengesteine der Glimmerschiefer und wurden von TEIPEL (2003) als saure, metamorphe Vulkanite gedeutet. (Foto/Sammlung: M. Schmidt)

Weitere Gesteine der „bunten“ Abfolgen – metamorphe Vulkanite und Kalke

Zu den wechselvollen, lithologisch „bunten“ Gesteinsabfolgen (GLASER et al. 2007: 66; STETTNER et al. 1997: 379 ff.) zählen außerdem teils über weite Strecken ausbeißende, den Quarzit-Zügen parallellaufende Amphibolit- und (saure) Orthogneis-Züge (Abb. 8), die in die Rahmengesteine (Glimmerschiefer) eingeschaltet sind (vgl. Abb. 6). TEIPEL (2003) hat den Nachweis erbracht, dass es sich dabei um metamorphe Vulkanite mit andesitischer und rhyolitische Zusammensetzung handelt. Die vulkanische Aktivität und die damit verbundenen vulkano-sedimentären Vorgänge siedelt er allerdings im Unterordovizium an – in einem geochronologischen Zeitrahmen von ca. 485 bis 475 Millionen Jahren (TEIPEL 2003: 67 ff.). Das hieße: Obwohl diese Metamorphite heute topographisch nahe beieinanderliegen, so wurden ihre Ausgangsgesteine doch in gänzlich verschiedenen Epochen sedimentiert. Zwischen den silurischen Sporen und den ordovizischen Vulkaniten würde damit eine beträchtliche Zeitlücke von rund 50 Millionen Jahren klaffen.

Dieser Umstand lässt wiederum Zweifel darüber aufkommen, ob die benachbarten Marmore (Abb. 9), genauer gesagt, das Vorkommen bei Vorder- und Hinterhelmhof (vgl. Abb. 6), mit den Sporen-führenden Einbettungsgesteinen in mehr oder weniger synchroner Verbindung stehen. REITZ (mündl. Mitteilung) hält es für möglich, dass es sich bei diesen Marmoren um einen einstigen Riff- oder Lagunenbereich handelt. Ein silurisches Bildungsalter schließt er zumindest nicht aus. Dagegen werden diese Marmore samt ihren Glimmerschiefer-Rahmengesteinen von der Deutschen Stratigraphischen Kommission als eigene Einheit („Helmhöfe-Einheit“) innerhalb der „Osser-Gruppe“ definiert und ebenfalls ins Ordovizium gestellt, wobei auch hier ein silurisches Bildungsalter nicht gänzlich ausgeschlossen wird (STETTNER et al. 1997: 382). Interessant ist, dass STETTNER neun Jahre später in einem Nachtrag die potenzielle Zugehörigkeit beider Einheiten bei Anglmühle und Helmhöfe noch einmal ins Spiel bringt, indem er (eher vage) auf die mittel- bis obersilurischen Kalke des benachbarten tschechischen Barrandiums verweist (STETTNER 2006: 127 f.).



Abb. 9: Marmor-Handstück aus dem Vorkommen bei Hinterhelmhof. Die dunkle Bänderung geht auf noch unbestimmte, wohl siliziklastische Einlagerungen zurück. Eine silurische Sedimentation dieses metamorphen Schelf-Karbonats ist nicht auszuschließen. Fossilien konnten darin bislang nicht nachgewiesen werden, was wegen der grobkristallinen Ausprägung nicht weiter verwundert. (Foto/Sammlung: M. Schmidt)

Ausblick – Noch viele Fragen offen

Lässt sich also tatsächlich annäherungsweise ein silurisches Landschaftsbild von dem rekonstruieren, wo sich heute der Weiler Anglmühle befindet? Trotz aller Euphorie über den gelungenen Fossilnachweis muss man sagen: leider nein. Zumindest nicht konkret. Zugegeben: Die lithologische Vielfaltigkeit der „bunten“ Gesteinsfolgen aus einstigen Vulkaniten, Kalken und klastischen Schelfsedimenten mag die Fantasie beflügeln – dazu noch, wenn die erdgeschichtliche Vergangenheit durch Fossilien dort noch greifbarer wird, wo man lange nicht damit gerechnet hatte: in metamorph höhergradig umgewandelten Gesteinskomplexen. Wenn dann noch neuere Erkenntnisse zusätzlichen Interpretationsspielraum geben, nehmen längst vergangene Lebensräume schon fast konkrete Konturen an. Dass ein Teil der Sporen von Anglmühle auf *Cooksonia*-Pflanzen oder wenigstens sehr ähnliche paläobotanische Formen zurückgehen, ist – vorsichtig ausgedrückt – zumindest sehr wahrscheinlich.

Dagegen lassen die Begleitgesteine der Sporen-führenden Biotit-Glimmerschiefer bislang keine direkten Rückschlüsse auf den silurischen Landschaftsrahmen zu. Diese „bunten“ Gesteinsfolgen sind trotz ihrer kleinräumlichen Überschaubarkeit genetisch zu heterogen, tektonisch zu verzerrt und damit stratigraphisch zu komplex, als dass sich pauschal ein genaueres Bild ableiten ließe. So etwa beträgt der zeitliche Abstand zwischen den Sporen-führenden Biotit-Glimmerschiefern und den metamorphen Vulkaniten (Orthogneise) nach heutigem Kenntnisstand rund 50 Millionen Jahre, obwohl diese Gesteine topographisch ziemlich nahe beieinanderliegen. Das Alter der benachbarten

Marmore liegt sogar fast völlig im Dunkeln. Eine Fossilführung konnte hier bislang nicht nachgewiesen werden. Und eben wegen dieser Feststellung, dass der Faktor der topographischen Nachbarschaft allein keine unmittelbare Ableitung der jeweiligen Altersstellung erlaubt, müssen verschiedene Fragen noch ungeklärt bleiben.

Konkreteres lässt sich hingegen über die fossilführenden Glimmerschiefer selbst sagen: Gemäß der metamorphen Reihe des Barrow-Typs gehen sie auf tonig-schluffige Sedimente zurück. Das Fazies-Bild eines flachen und küstennahen Meeresbereichs, wie es REITZ annimmt, wird auch untermauert durch sehr ähnliche sedimentologische Verhältnisse aus nicht-metamorphen Fundstätten von silurischen Gefäßpflanzen-Sporen und -Makrofossilien. Dabei sollte am Ende nicht unerwähnt bleiben, dass REITZ in seinem Beitrag von 1992 den starken Zufallscharakter der Funde betont. Die Fossilien-Erhaltung sei nämlich der Tatsache zu verdanken, dass die Sporen im geschützten Bereich eines etwa einen Zentimeter breiten Faltenkerns verborgen waren. Eine intensive Beprobung des Umfelds erbrachte dagegen keine Funde mehr (REITZ 1992: 353).

Danksagung

Ganz herzlich bedanken möchte ich mich an dieser Stelle bei Herrn Dr. Markus Moser (BSPG) für die begleitenden Ratschläge und die Redaktion zu diesem Beitrag. Außerdem bei Herrn Dr. Erhard Reitz (früher Universität München, dann Universität Marburg, z.Zt. für die Lahn-Dill-Akademie in Dillenburg tätig) für seine Beratung und die mir zugesandte Literatur.

Adresse des Autors

Michael Schmidt, M.A.
Gufidauner Str. 14
81547 München
E-Mail: schmidt.mich@freenet.de
Tel.: 0151 / 23 55 81 80

Quellenverzeichnis:

Quellen im Internet

https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Cooksonia_sp._-_MUSE.jpg (Bild Cooksonia, letzter Zugriff: 25.3.2021)
https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Trilete_spores.png?uselang=de (Foto-Bild Scylaspora, letzter Zugriff: 5.6.2021)
<https://palynology.org/palynomorphs/> (letzter Zugriff: 25.3.2021)
<https://paleobotany.ru/palynodata/species/26346> (letzter Zugriff: 14.3.2021)
<https://paleobotany.ru/palynodata/species/62273> (letzter Zugriff: 14.3.2021)
<https://paleobotany.ru/palynodata/species/100323> (letzter Zugriff: 14.3.2021)
<https://paleobotany.ru/palynodata/publication/17302> (letzter Zugriff: 14.3.2021)

http://www.stratigraphie.de/std/STD_index.pdf (letzter Zugriff: 19.3.2021)

<https://stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2021-05.pdf> (letzter Zugriff: 2.6.2021)

Verwendete und weiterführende Literatur

*Mit * gekennzeichnete Referenzen sind im Internet als frei zugängliches Digitalisat zu finden.*

Bernard S., Benzerara, K., Beyssac O., Menguy N., Guyot F., Brown G. E. & Goffé B. (2007): Exceptional preservation of fossil plant spores in high-pressure metamorphic rocks. – *Earth and Planetary Science Letters* **262** (1-2): 257-272.*

Berner R. A. (2006): GEOCARBSULF: A combined model for Phanerozoic atmospheric O₂ and CO₂. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **70**: 5653–5664; Cambridge.*

Blumenstengel H., Hansch W., Heuse T., Leonhardt D., Maletz, J., Meisel S., Samuelsson J., Sarmiento, G.N., Sehnert M., Tröger K.-A., Verniers J. & Walter H. (2006): Fauna und Flora im Silur Deutschlands. – In: Heuse T. & Leonhardt D. (Red.): *Stratigraphie von Deutschland VII: Silur.* / Deutsche Stratigraphische Kommission – Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften **46**: 130-152; Hannover.

Blümel, P. (1977): Stoffbestand und Metamorphose im Bayerischen Moldanubikum, insbesondere der progressiv-metamorphen Serie des nördlichen Bayerischen Waldes („Arber-Osser-Serie“). – *Colloqu. Internat. C.N.R.S., Rennes (La Chaine Varisque)*: 349-357.

Bodzioch A., Kozłowski W. & Popławska A. (2003): A *Cooksonia*-type flora from the Upper Silurian of the Holy Cross Mountains, Poland. – *Acta Palaeontologica Polonica*, **48** (4): 653-656.*

Burgess N. D. & Richardson J. B. (1991): Silurian cryptospores and miospores from the type Wenlock area, Shropshire, England. – *Palaeontology*, **34** (3): 601-628; London.*

Chiglino L., Gaucher C., Sial A. N. & Ferreira V. P. (2015): Acritarchs of the Ediacaran Frecheirinha Formation, Ubajara Group, Northeastern Brazil. – *Anais da Academia Brasileira de Ciências (Annals of the Brazilian Academy of Sciences)* **87** (2): 635-649.*

Cocks L. R. M. & Torsvik T. H. (2006): European geography in a global context from the Vendian to the end of the Palaeozoic. – *Geological Society London Memoirs* **32** (1): 83-95.

Edwards D., Davies K. L. & Axe L. (1992): A vascular conducting strand in the early land plant *Cooksonia*. – *Nature* **357**: 683–685.

Edwards D., Davies K. L., Richardson J. B. & Axe L. (1995): The ultrastructure of spores of *Cooksonia pertoni*. – *Palaeontology* **38**: 153–168.*

Edwards D. & Richardson J. B. (2004): Silurian and Lower Devonian plant assemblages from the Anglo-Welsh Basin: a palaeobotanical and palynological synthesis. – *Geological Journal* **39**: 375-402.*

Edwards, D. & Kenrick, P. (2015): The early evolution of land plants, from fossils to genomics: a commentary on Lang (1937) ‘on the plant-remains from the Downtonian of England and Wales’. – *Philosophical transactions of the Royal Society of London*, **B 370**: 20140343.*

Gensel P. G. (2008): The Earliest Land Plants. – *Annual Review of Ecology Evolution and Systematics* **39** (1): 459-477.*

Glaser S., Keim G., Loth G., Veit A., Bassler-Veit B. & Lagally U. (2007): Geotope in der Oberpfalz. – *Erdwissenschaftl. Beitr. z. Naturschutz* **5**: 136 S. Augsburg (Bayerisches Landesamt für Umwelt).*

Gonez P. & Gerrienne P. (2010): A New Definition and a Lectotypification of the Genus *Cooksonia* Lang 1937. – *International Journal of Plant Sciences* **171** (2): 199-215.*

Gümbel C. W. (1868): *Geognostische Beschreibung des Königreichs Bayern – Zweite Abtheilung. Geognostische Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges oder des bayerischen und oberpfälzer Waldgebirges.* – viii, 968 S. Gotha (J. Perthes) 1868. Nachdruck München (F. Pfeil) 1998.

Habgood K. S., Edwards D. and Axe L. (2002): New perspectives on *Cooksonia* from the Lower Devonian of the Welsh Borderland. – *Botanical Journal of the Linnean Society*, Volume **139** (4): 339–359.*

Hann, H. P., Sawatzki, G. & Vaida, M. (1995): Chitinozoen und Acritarchen des Ordoviziums aus metamorphen Grauwacken der Zone von Badenweiler-Lenzkirch, Schwarzwald, SW-Deutschland. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **6**: 375-383; Stuttgart.*

Hauner U. (2015): *Innerer Bayerischer Wald. – Wanderungen in die Erdgeschichte* **31**: 167 S. München (F. Pfeil).

Kemnitz H., Ehling B.-C., Elicki O., Franzke H.-J., Geyer G., Linnemann U., Leonhardt D., Plessen B., Rötzer J., Rohrmüller J., Romer R. L., Tichomirowa M. & Zedler H. (2018): Proterozoikum–Silur in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2016. – *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* **168** (4): 423–446; Stuttgart (E. Schweizerbart).

Kenrick P. & Crane P. R. (1997): *The Origin and Early Diversification of Land Plants: A Cladistic Study.* – 441 S. Washington (Smithsonian Institution Press).

Keim G., Glaser S. & Lagally U. (2004): Geotope in Niederbayern. – *Erdwissenschaftl. Beitr. z. Naturschutz* **4**: 172 S. München (Bayerisches Landesamt für Umwelt).*

Kerp H. & Hass H. (2009): Ökologie und Reproduktion der frühen Landpflanzen. – *Berichte der Reinhold-Tüxen-Gesellschaft* **21**: 111-127; Hannover.*

Leonhardt D., Heuse T., Hoth K., Tröger K.-A. & Maletz J. (2005): Der Zeitabschnitt Proterozoikum - Silur in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002. – *Newsletters on Stratigraphy* **41** (1-3): 25-42.*

Libertín M., Kvaček J., Bek J., Žárský V. & Štorch P. (2018 a): Sporophytes of polysporangiate land plants from the early Silurian period may have been photosynthetically autonomous. – *Nature Plants* **4**: 269–271.*

Libertín M., Kvaček J., Bek J., Žárský V. & Štorch P. (2018 b): Sporophytes of polysporangiate land plants from the early Silurian period may have been photosynthetically autonomous. – **Supplementary Information**.*

Libertín M., Kvaček J., Bek J. & Štorch P. (2018 c): Plant Diversity of The Mid Silurian (Lower Wenlock, Sheinwoodian) Terrestrial Vegetation Preserved in Marine Sediments from The Barrandian Area, The Czech Republic. – *Fossil Imprint*, **74** (3-4): 327-333.*

Linnemann U. & Romer R. L. (2006): Das Silur Deutschlands – geotektonische Position. – In: Heuse T. & Leonhardt D. (Red.): *Stratigraphie von Deutschland VII: Silur. / Deutsche Stratigraphische Kommission – Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften 46*: 17-62; Hannover.

Maletz J. (2006): Die Graptolithenbiostratigraphie im Silur und Unterdevon Deutschlands. – In: Heuse T. & Leonhardt D. (Red.): *Stratigraphie von Deutschland VII: Silur. / Deutsche Stratigraphische Kommission – Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften 46*: 27-31; Hannover.

Mielke, H. (1996): *Metamorphe Gesteine des Paläozoikums und Präkambriums. – Erläuterungen zur Geologische Karte von Bayern. 4. neubearbeitete Auflage. 329 S.; München (Bayerisches Geologisches Landesamt): 50 – 54.**

Montenari M. & Maass R. (1996): Die Metamorphen Schiefer der Badenweiler-Lenzkirch-Zone / Südschwarzwald – Paläontologische Altersstellung (Acritarchen und Chitinozoen) und Tektonik. – *Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br.* **84/85**: 33-79; Freiburg [i. Br.]. *

Montenari M. & Leppig, U. (2003): Die Acritarcha: ihre Klassifikation, Morphologie, Ultrastruktur und paläoökologische/paläogeographische Verbreitung. – *Paläontologische Zeitschrift* **77**: 173–193 (Springer).

Morris J. L., Puttick M. N., Clark J. W., Edwards D., Kenrick P., Pressel S., Charles H. Wellman C. H., Yang Z., Schneider H. & Donoghue P. C. J. (2018): The timescale of early land plant evolution. – *PNAS* **115** (10): E2274-E2283.*

Okrusch M. & Matthes S. (2005). *Mineralogie – Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde. 7. Auflage. – xvii, 526 S. Berlin, Heidelberg, New York (Springer).*

Pflug H.D. & Reitz E. (1987): Palynology in metamorphic rocks: Indication of early land plants. – *Naturwissenschaften* **74**: 386–387.

Pflug H.D. & Reitz E. (1992): Palynostratigraphy in Phanerozoic and Precambrian Metamorphic Rocks. – In: Schidlowski M., Golubic S., Kimberley M. M., Mckirdy D. M. & Trudinger P. A. (Hrsg.): *Early Organic Evolution: Implications for Mineral and Energy Resources: 509-518, Berlin (Springer).*

Qiu Y.-L., Li L., Wang B., Chen Z., Dombrowska O., Lee J., Kent L., Li R., Jobson R. W., Hendry T. A., Taylor D. W., Testa C. M. & Ambros M. (2007): A nonflowering land plant phylogeny inferred from nucleotide sequences of seven chloroplast, mitochondrial, and nuclear genes. – *International Journal of Plant Sciences* **168** (5): 691–708.*

Reitz E. (1987): Silurische Sporen aus einem granatführenden Glimmerschiefer des Vor-Spessart, NW-Bayern. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Monatshefte* (**11**): 699–704; Stuttgart.

Reitz E. (1991): Acritarchen des Unter-Tremadoc aus dem westlichen Frankenwald, NE-Bayern. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Monatshefte* (**2**): 97–104; Stuttgart.

Reitz E. (1992): Silurische Sporen aus einem Biotit-Glimmerschiefer bei Rittsteig, Nördlicher Bayerischer Wald. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Monatshefte (**6**): 351–358; Stuttgart.

Reitz E. & Höll R. (1989): Unterordovizische Acritarchen aus der Nördlichen Grauwackenzone (Ostalpen). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt **132** (4): 761 – 774.

Richardson J. B. & McGregor D. C. (1986): Silurian and devonian spore zones of the Old Red Sandstone Continent and adjacent regions. – Geological Survey of Canada, Bulletin **364**. 79 S.*

Rohrmüller J., Mielke H. & Gebauer D. (1996): Gesteinsfolge des Grundgebirges nördlich der Donau und im Molasseuntergrund. – Erläuterungen zur Geologische Karte von Bayern. 4. neubearbeitete Auflage. 329 S.; München (Bayerisches Geologisches Landesamt): 16 – 54.

Rohrmüller J., Gebauer D. & Mielke H. (2000): Die Altersstellung des ostbayerischen Grundgebirges. – Geologica Bavarica **105**: 73-84.*

Rohrmüller J., Artmann C. & Teipel U. (2017): Das kristalline Grundgebirge des Moldanubikums von der Donau bis zur Pfahlzone (Exkursion L am 21. April 2017). – Geologische Exkursionen in die Region um Straubing (Ostbayern); Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins **99**: 345–370; Stuttgart.

Schäfer A. (2005): Klastische Sedimente – Fazies und Sequenzstratigraphie. – 414 S. München (Spektrum).

Schuettpelz E., Schneider H., Smith A., Hovenkamp P., Prado J., Rouhan G., Salino A., Sundue M., Almeida T., Parris B., Sessa E., Field A., de Gasper A., Rothfels C., Windham M., Lehnert M., Dauphin B., Ebihara A., Lehtonen S., Zhou X., (2016): A community-derived classification for extant lycophytes and ferns. – Journal of Systematics and Evolution **54** (6): 563–603.*

Stanley S. M. (2001): Historische Geologie. 2. dt. Auflage. – 710 S. Heidelberg, Berlin (Spektrum).

Stemans P., Hérissé A., Melvin J., Miller M., Paris F., Verniers J. & Wellman C. (2009): Origin and Radiation of the Earliest Vascular Land Plants. – Science **324**: 353; New York.*

Stettner, G., Rohrmüller J. & Hirschmann G. (1997): Bayerischer Wald/Oberpfälzer Wald (14). – In: Hoth, K., Berger H.-. & Mund G. (Red.): Stratigraphie von Deutschland II: Ordovizium, Kambrium, Vendium, Riphäikum. / Stratigraphische Kommission Deutschlands. Teil 1: Thüringen, Sachsen, Ostbayern – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **200**: 373–399; Frankfurt a. M.

Stettner, G. (2006): Oberpfälzer Wald/Bayerischer Wald. – In: Heuse T. & D. Leonhardt D. (Red.): Stratigraphie von Deutschland VII: Silur. / Deutsche Stratigraphische Kommission – Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, **46**: 126–128; Hannover.

Taylor T. N., Taylor E. L. & Krings M. (2009): Paleobotany – The Biology and Evolution of Fossil Plants. – xxi + 1230 S. Burlington MA, London, San Diego CA, New York NY (Elsevier/Academic Press Inc.).

Teipel U. (2003): Obervendischer und unterordovizischer Magmatismus im Bayerischen Wald: Geochronologische (SHRIMP), geochemische und isotopengeochemische Untersuchungen an Metamagmatiten aus dem Westteil des Böhmisches Massivs. – 81 S. Münchner Geologische Hefte, Reihe A (**33**).*

Teipel U., Galadi-Enriquez E., Glaser S., Kroemer E. & Rohrmüller J. (2008): Erdgeschichte des Bayerischen Waldes - Geologischer Bau, Gesteine, Sehenswürdigkeiten. – Geologische Karte des Bayerischen Waldes, 1:150.000 mit Erläuterungen. 21 S., 1 Geol. Kt.; Augsburg (Bayerisches Landesamt für Umwelt).

Villarreal J. C. & Renzaglia K. S. (2006): Sporophyte structure in the Neotropical hornwort *Phaeomegaceros fimbriatus*: implications for phylogeny, taxonomy and character evolution. - *Int. J. Plant Sci.* **167** (3): 413–427.*

Vinx R. (2011). Gesteinsbestimmung im Gelände. 3. Auflage – 480 S. Heidelberg (Spektrum).

Wellman C. H. & Gray J. (2000): The microfossil record of early land plants. – *Philos. Trans. R. Soc. London Ser. B* **355**: 717–732.*

Wellman C. H., Steemans P. & Vecoli M. (2013): Palaeophytogeography of Ordovician-Silurian Land Plants. – In: Harper D. & Thomas Servais (Hrsg.): *Early Palaeozoic Biogeography and Palaeogeography - Geological Society London Memoirs* **38** (1): 461-476.*

Wimmenauer W. (1985): Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine. – 382 S. Stuttgart (Enke).*

Yardley B. W. D., MacKenzie W. S., Guilford C. (1992): Atlas metamorpher Gesteine und ihrer Gefüge in Dünnschliffen – 120 S. Stuttgart (Enke).

Yardley B. W. D. (1997): Einführung in die Petrologie metamorpher Gesteine. – 253 S. Stuttgart (Enke).