

**B E R I C H T E D E R N A T U R F O R S C H E N D E N
G E S E L L S C H A F T D E R O B E R L A U S I T Z**

Band 13

Ber. Naturforsch. Ges. Oberlausitz 13: 35-48 (2005)

ISSN 0941-0627

Manuskriptannahme am 23. 11. 2004
Erschienen am 8. 12. 2005

Vortrag zur 14. Jahrestagung der Naturforschenden Gesellschaft der Oberlausitz am 3. April 2004 in Zittau

Die Toneisensteine des Lausitzer/Zittauer Gebirges und ihre Entstehung

Von PETR K Ü H N

Mit 5 Abbildungen und 1 Tabelle

Einleitung

Im nördlichen Teile des böhmischen Kreidebeckens, nahe an der sächsisch-böhmischen Landesgrenze, ging in der weiteren Umgebung von Česká Lípa vor Zeiten ein nur lokal bedeutender Eisenerzbergbau um (Abb. 1), dessen auch heute noch ziemlich auffallenden Überreste in den hiesigen Wäldern weit verbreitet sind. Da der Bergbau und die Verhüttung der gewonnenen Erze nur in handwerklichem Maßstabe betrieben wurde, sind historische Angaben darüber eine große Seltenheit.

ZIMMERMANN (1923), der sich eingehend mit der Geschichte dieses Bergbaus beschäftigte, unterschied drei deutlich voneinander getrennte Perioden:

1. Eine ältere, auf die heute nur aus vereinzelt Nachrichten geschlossen werden kann
2. Eine mittlere von 1550 (oder 1570 ?) bis gegen das Ende des 30-jährigen Krieges (wenigstens bis 1627)
3. Die jüngste Periode von etwa 1768 bis zum Ende des 18. Jahrhunderts (1790, 1792).

Als vierte Periode könnte man die von der Herrschaft Hartig in Mimoň um 1909 und sogar noch um 1920 vorgenommenen Versuche zu einer Neubelebung dieses Bergbaus betrachten. Man hat damals, wahrscheinlich auf Grund eines Artikels von LOWAG (1909) über die hiesigen, angeblich äußerst reichen und leicht zu gewinnenden Erzvorräte die Umgebung des Děvín südlich von Hamr mit Freischürfen belegt, obwohl bereits WURM & ZIMMERHACKEL (1882), später MÜLLER (z. B. 1915) und ZIMMERMANN (1923) auf die Aussichtslosigkeit aller solcher Versuche hingewiesen hatten. Leider haben sich in den hiesigen Archiven keine Schriftstücke mit Anhaltspunkten über die dabei durchgeführten Arbeiten erhalten.

Die Erwähnung der Burg Hamrštejn an der Neiße (die aber bereits außerhalb des hier behandelten Gebietes liegt) in einer Urkunde aus dem Jahre 1357 weist darauf hin, dass schon zu dieser Zeit hier ein Eisenhammer bestand; er war bis 1562 im Betrieb (ŠŤOVÍČEK 1976). Die älteste, ausdrückliche Erwähnung des Eisenerzbergbaus in dem uns hier interessierenden Gebiete ist der Vertrag, in dem "Am Freitage nach Sct. Barbara (15. Dezember) 1516 ... Johann v. Wartenberg auf Eyche die Burg Dewin, ein neues Städtchen sammt Eisenhammer ..." an Agnes v. Landstein, die Gemahlin des Joachim v. Bieberstein auf Mimoň, verkaufte (FEISTNER 1878, VOJTÍŠEK 1974). VOJTÍŠKOVÁ (1978) stellt aber diese Urkunde erst in das Jahr 1544. Im Jahre 1550 ließ nämlich die Stadt Zittau zum Neubau des Turmes der Johanniskirche eiserne Anker bei "Meister Peter Greyen, Hammermeister uffen neuen Hammer unterm Deben" schmieden (FEISTNER 1878). Man hätte einen fast 30 Jahre lang arbeitenden Hammer kaum mehr als "neuen

Hammer“ bezeichnet, so dass die spätere Datierung des Verkaufs die richtigere zu sein scheint. Dieser Hammer war bis zum Ende des Dreißigjährigen Krieges in Betrieb.

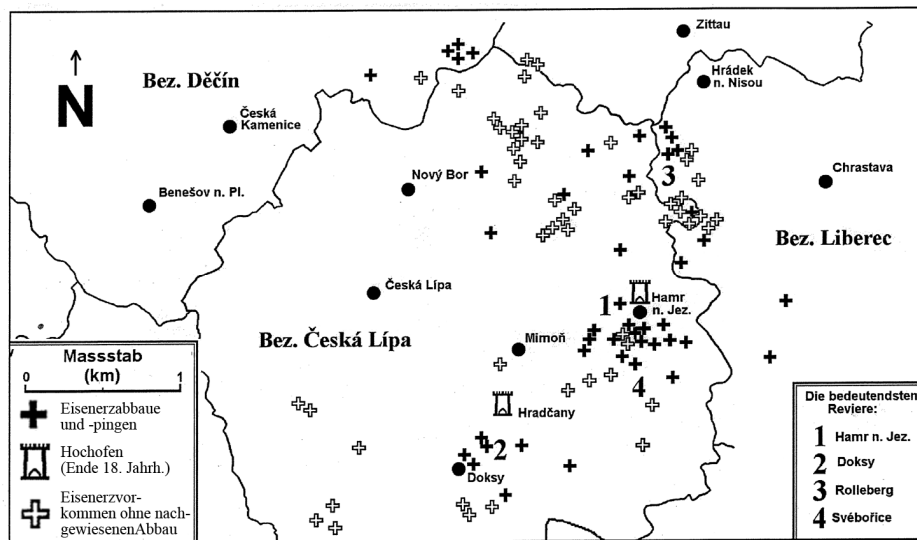


Abb. 1 Schematische Kartenskizze der wichtigsten Abbaufelder

In der dritten Periode arbeiteten seit 1786 auf der Herrschaft Mimoň ein Hochofen in Hamr und fünf Eisenhämmer: Hamr, Břevniště, Chrastná (REUSS 1797, TILLE 1902). Ungefähr zur gleichen Zeit war auf der Waldsteinschen Herrschaft Doksy ein Hochofen am Držník-Teich in Hradčany im Betrieb, in dem das Erz aus den um den “Máchovo jezero”-Teich bei Doksy liegenden Gruben verhüttet wurde. Darauf weist außer den Resten der Schlackenhalde auch ein vom Havířský vrch bei Doksy stammender, im Heimatkunde-Museum in Česká Lípa ausgestellt Sandsteinblock mit dem Monogramm I. K. und der Jahreszahl 1792 hin (KÜHN 1998).

Außerdem soll schon vor 1516 ein Hammerwerk am sogenannten Höllenschlund in Noviny pod Ralskem gearbeitet haben, das aber noch im 16. Jahrhundert einging (ŠTŮVÍČEK 1976). Von 1550 stammt auch eine Nachricht über einen Hammer in Žibřidice (ŠTŮVÍČEK 1976), der aber später nirgends mehr erwähnt wird. Einzelne Nachrichten und Schlackenfunde weisen auch auf Hammerwerke bei Naděje, westlich von Jablonné v P., in Lindava, am Hraniční rybník u. a. hin, die wahrscheinlich nur kurze Zeit im Betrieb waren und über deren Tätigkeit keine näheren schriftlichen Angaben bekannt geworden sind (siehe z. B. bei REUSS 1797, TILLE 1902, MÜLLER 1915, 1925).

Die heute noch sichtbaren Reste bergmännischer Arbeiten

Die Reste der alten Abbaue sind entweder langgestreckte, im Tagebau ausgeschachtete Gräben mit senkrechten Wänden oder mehr oder weniger lange Reihen flacher Gruben, die meistens verstrüzte Schächte darstellen.

An den Wänden der Baue, also an den Kontaktflächen zwischen dem (jetzt verschwundenen) Vulkanit und dem Sandstein treten auch heute noch Bestege von “Brauneisenerz” und Zonen von stark mit Eisenoxidhydroxiden imprägniertem Sandstein auf. Die Erhaltung der Tagebaue ist durch die große Widerstandsfähigkeit beider “Eisenerzbestege” der Verwitterung gegenüber bedingt.

REUSS (1797), der die Gruben kurze Zeit nach ihrem Auflassen besuchte, schreibt:
“Die Schächte, die zugleich Fahr- und Förderschächte sind, haben eine verschiedene Teufe von 3 bis 18 Lachter. ... Die Erze brechen eigentlich gangweise in einem thonigen Sandsteine. Die Gänge haben gewöhnlich eine Mächtigkeit von 5 Fuss, doch ist dieses nicht beständig, da sie oft verdrückt werden und an Mächtigkeit bis auf 3 Fuss abnehmen.” ... Es sind seiger niedersetzende stehende Gänge (ihr Streichen ist zwischen St. 2 und 3).”

Am Havříský vrch bei Doksy und in der Brenner Heide westlich von Mimoň sind noch heute offene Schächte, die bei einem Querschnitt von etwa 0,75 x 1,5 m eine Teufe von etwa 6 bis 8 m aufweisen. Die Reste der Tagebaue und verstürzten Schächte erreichen nur selten eine Tiefe von von mehr als einem Meter. Der bekannteste und tiefste, teilweise verstürzte Tagebau am Schächtenstein südlich von Hamr weist aber noch heute eine Tiefe von 18 m auf.

Unter der Burgruine auf dem Děvín sind zwei offene Stollen; REUSS (1797) untersuchte den oberen, damals noch 20 Lachter langen und mit vom Einsturz bedrohten Stollen. Es schien ihm unbegreiflich, warum man ihn so hoch oben, nur wenige Meter unter dem Gipfel, in den Berg getrieben hatte. Da ihn aber niemand mehr über den Zweck der Stollen aufklären konnte, ist wahrscheinlich, dass beide hier in den Berg getriebenen Stollen schon aus dem 16. bis 17. Jahrhundert stammen. Schriftliche Nachrichten darüber sind nicht bekannt geworden.

MÜLLER (1915) gab eine heute bereits klassische Beschreibung der oberflächennahen Teile eines Eruptivgesteinsganges mit Eisenerzbestegen am Beispiel des sogenannten Schießstätten-ganges südöstlich von Doksy, den man aber nicht auf Eisenerz, sondern zur Schottergewinnung abgebaut hat (Abb. 2):

“In der Mitte des Ganges steht ein schwarzes, ...basaltisches Gestein an, ... (1). Dann folgen nacheinander weissgraue (2), gelbliche (3), rötliche (4) und violette (5) Verwitterungsprodukte. Vom mittelturonen (8a) und Emscher-Quadersandstein (9) wird das Eruptivgestein durch zwei eisenschüssige Schichten getrennt. Die innere (6) ist ein blättriger Brauneisensinter, der zahlreiche Konkretionen enthält und grosse Ähnlichkeit mit Kiefernrinde hat, wobei die Konkretionen Astansatzstellen vortäuschen. Die äussere Schicht besteht aus stark eisenschüssigem und hartem Sandsteine (7). ... Der Sandstein ausserhalb der mit Eisenverbindungen imprägnierten Zone ist dabei oft in eine Entfernung von einigen Zentimetern oder Metern weiter mit Karbonat- oder Opalzement verfestigt.”

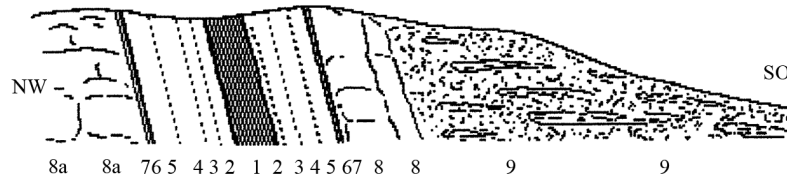


Abb. 2 Profil des Schießstätten-ganges bei Doksy nach MÜLLER (1915). 1 - schwarzes, an Hornblende-Einsprenglingen reiches basaltisches Gestein; 2 - weissgraues, 3 - gelbliches, 4 - rötliches und 5 - violettes Verwitterungsprodukt; 6 - Blättriger Brauneisensinter des “inneren Eisenerzbesteges”; 7 - eisenschüssiger harter Sandstein (“äusserer Eisenerzbesteg”); 8 - mittelturonener Quadersandstein; 8a - Emscher-Quadersandstein; 9 - weisser toniger Sand mit rötlichen Sandlinsen.

MÜLLER (1915, 1925) fand auch, dass in vielen Gängen, hauptsächlich an den Enden ihres Streichens, kein Eruptivgestein aufgeschlossen war und die Gangfüllung ausschließlich aus “Eisenerz” bestand. In seinen Karten unterschied er deshalb Gänge basaltischer Gesteine und “Eisenerzgänge”. Darauf, dass gewisse Teile mancher Gänge nur mit Erz gefüllt waren, konnte allerdings auch Müller nur aus der Tatsache schließen, dass die Alten das eigentliche Eisenerz,

auf das sie es abgesehen hatten, und wahrscheinlich das mit ihnen auftretende zersetzte vulkanische Gestein vollständig ausgeräumt haben, so dass man heute in den Gängen keine Spuren des damals abgebauten Erzes findet.

Verhüttung der Erze

In der zweiten Abbauperiode wurden die Erze in handwerklich betriebenen Hammerwerken verhüttet, von denen sich keine wesentlichen Überreste erhalten haben. Erst später, im 18. Jahrhundert, baute man zur Verhüttung des Erzes zwei Hochöfen. Eine Beschreibung des Hochofens bei Hradčany und der Verhüttung der hier abgebauten Erze stammt von REUSS (1797) und wurde später von TILLE (1902) und MÜLLER (1915) wiederholt.

Die Schlacken dieser Hochöfen sind vielfach zur Schotterung von Wegen und anderen Zwecken verwendet worden, unterhalb des Damms des Držník-Teiches sind aber kleine Reste der Schlackenhalde noch heute zu sehen.

Das früher hier abgebaute Eisenerz

Der erste Versuch einer mineralogischen Beschreibung der hier abgebauten Erze stammt von REUSS (1797), der sich aber auf Proben aus den nach dem Auflassen der Gruben zurückgebliebenen Vorratshalden stützen musste. Er bezeichnete das Erz als "Thoneisenstein" und beschrieb es als eine tonartig weiche bis halbharte Masse von ocker- bis dunkelbrauner oder schwärzlicher Farbe mit erdigem bis flachmuscheligen Bruch. Er unterschied zwei Arten, die er den "gemeinen thonartigen Eisenstein" und den "linsenförmigen (schuppenförmigen, blättrigen) thonartigen Eisenstein" nannte, wobei er den schuppenförmigen Toneisenstein, dessen Oberfläche an Baumrinde erinnert (Abb. 3) und der leicht in blattförmige oder schuppige Lagen zerfällt, schon früher aus Schwabitz (südöstlich von Mimoň) als eine selbstständige neue Mineralart beschrieben hatte (REUSS 1796).

Müller (1915) konnte bei seiner geologischen Kartierung in den von ihm untersuchten Vorkommen keine Eisenerzvorräte mehr finden, er beschreibt aber von den Wänden der verlassenen Abbaue eine Auskleidung, in der er einen als Brauneisensinter charakterisierten "inneren Eisenerzbesteg" vom "äußeren Eisenerzbesteg" unterscheidet. Dieser stellt einen eisenschüssigen Sandstein dar, der mit wachsender Entfernung von der Kontaktfläche an Eisen ärmer wird, dadurch allmählich in einen silifizierten und endlich in einen normalen Sandstein übergeht. Beide Eisenerzbestege sind sehr hart und verwitterungsbeständig und bilden die bis heute stehengebliebenen senkrechten Wände der Baue.

Dabei fand er, dass sowohl die Ausbildung, als auch die Zusammensetzung dieser eisenreichen Produkte von der Art des basaltischen Gesteins (Polzenit, Nephelinit, Basalt, Monzonit u. a.) unabhängig ist, und dass sich die gleichen Eisenerzbestege auch an Gängen eisenarmer alkalischer Gesteine (Trachyte, Phonolithe usw., wie z. B. am Mlýnský vrch bei Břehyně) gebildet haben.

Im älteren deutschen und insbesondere im tschechischen geographischen Schrifttum wird wiederholt darauf hingewiesen, dass man hier die in großen Mengen auf der Oberfläche vorkommenden Bruchstücke eisenschüssiger Sandsteine verhüttet hat (siehe z. B. LOWAG 1909). Dabei wird keine Rücksicht darauf genommen, dass sie heute auf dem Boden der hiesigen Wälder in Mengen vorkommen, die seit dem Abschluss des bergmännischen Abbaus vor etwa 200 Jahren (um 1792) durch Verwitterung aus dem Sandstein nicht freigesetzt werden konnten. Außerdem kann man sich an allen heute bekannten alten Abbauen davon überzeugen, dass die Bergleute diese eisenschüssigen Sandsteine (Müllers "äußerer Eisenerzbesteg") stehen gelassen haben. Ihr hoher Quarz- und niedriger Eisengehalt ließ keine ökonomische Verhüttung zu.



Abb. 3 Zum Eruptivgestein gerichtete „baumrindenartige“ Oberfläche des inneren Eisenerzbesteges aus dem Abbau am Südwestfusse des Hamerský Špičák

Geologische Position der Erze

Die früher hier abgebauten Eisenerze kommen ausschließlich in der Quadersandstein-Fazies der Jizera-Schichtenfolge des böhmischen Kreidebeckens vor. Ihr Vorkommen ist immer an den unmittelbaren Kontakt mit gangartigen, jüngeren, den Sandstein durchbrechenden und meist basaltischen Eruptivgesteinen gebunden. Diese Bindung der Erze an Vulkanitgänge war schon früher bekannt (z. B. MÜLLER 1915) und ist auch aus der linearen Anordnung der Abbaue und Pingen ersichtlich (siehe z. B. KÜHN et al. 2001). Verschieden stark mit Eisenoxidhydroxiden imprägnierte Sandsteine, die diese Vorkommen begleiten und die oft auch als das hier gewonnene und verhüttete Eisenerz bezeichnet worden sind, kommen aber auch in größeren Entfernungen von diesen Eruptivgesteinen vor (siehe weiter unten).

Im Oligozän bis Miozän stiegen in Nordböhmen meistens basische und ultrabasische Vulkanite (ADAMOVIČ & COUBAL 1999) zur Oberfläche, die zu ihrem Aufstiege die mit den anfänglichen Phasen der Entwicklung des Ohře-Rifts zusammenhängenden Störungen benutzten. Sie treten deshalb in plattenförmigen, meist E-W streichende Spalten (echte Gänge) oder in Schichtfugen (Lagergänge) auf, und nur selten füllen sie auch mehr oder weniger zylinderförmige Schloten (Explosionsröhren).

Diese Gesteine gehören der zweiten und dritten vulkanischen Phase des Böhmischen Mittelgebirges nach KOPECKÝ (1978) an und bilden nach ULRYCH & PIVEC (1997) zwei magmatischen Serien: eine unimodale ultramafische und ultra-alkalische (Alter 79–50 Mill. Jahre), deren hauptsächliche Vertreter die Gesteine der Polzenit-Reihe (SCHEUMANN 1913) sind, und eine bimodale alkalische, basanit-phonolitische Serie (40–18 Mill. Jahre). Das radiometrische Alter des Polzenites des Děvín-Ganges, der enge Beziehungen zu den hiesigen Eisenerzen hat, beträgt 77 Millionen Jahre (Oberkreide) (PIVEC et al. 1998). Die jüngsten nordböhmischen Vulkanite, kleine basaltische Ergüsse an der Lausitzer Störung, ergaben ein Alter von nur 4 Mill. Jahren (ŠIBRAVA & HAVLÍČEK 1980).

Manche der älteren, an der Grenze zwischen Kreide und Tertiär aufgestiegenen Vulkanite haben wahrscheinlich die damals einige Hundert Meter höher liegende Erdoberfläche nicht erreicht und blieben in größerer Tiefe stecken. Aber auch bei den Produkten der späteren Phasen

kann im Gebiete um Česká Lípa oft nicht entschieden werden, ob und welche Vulkanite bis zur Oberfläche vorgestoßen sind, da die früher eventuell vorhandenen oberflächennahen Teile der Eruptionen meistens vollständig der Erosion zum Opfer gefallen sind.

Aktuelle geologische Arbeiten über die Eisenkonzentrationen im Kreidesandstein

Bereits ZIMMERMANN (1906) versuchte, die mit Eisenoxid oder Eisenhydroxid (Hämatit, oder Limonit usw.) angereicherten Bildungen im hiesigen Sandstein zu klassifizieren, wobei er annahm, dass die mit Basalten in Verbindung stehenden Eisensteine nur eine untergeordnete Rolle spielen.

Später beschrieb MÜLLER (1915) aus den ausgeschachteten Vulkanit-Gängen die bereits weiter oben genannten "Eisenerzbestege", von denen er den äußeren als "...Sandstein mit hämatitischem bis limonitischem Bindemittel", den inneren als eine „... nicht scharf begrenzte, sondern baumrindenartige Bestegplatte zwischen dem gewöhnlichen Bestege und dem Eruptivgesteine“ charakterisiert. Weil diese Bestege "Apophysen" in den Sandstein entsenden, kann ihre Entstehung nur durch juvenile eisenhaltige Lösungen erklärt werden. Aus der Tatsache, dass beide Bestege deutlich gegeneinander abgegrenzt sind, folgert MÜLLER (1915), dass ihre gleichzeitige Entstehung völlig ausgeschlossen ist und das Eisenerz nur jünger sein kann als das Eruptivgestein.

Neuerdings hat Adamovič (ADAMOVIČ et al. 2001, ADAMOVIČ 2002a, b, c) mit einer Reihe von Mitarbeitern eine Bestandsaufnahme der Eisenkonzentrationen in den Sandsteinen des böhmischen Kreidebeckens ausgearbeitet und einen Auswahlkatalog ihrer Vorkommen zusammengestellt (ADAMOVIČ & ČÍLEK 2002).

Er unterscheidet dabei in den vorhandenen Aufschlüssen zwei grundsätzliche, strukturell verschiedene Typen von Eisenimprägnationen, die aber eine kontinuierliche, durch allmähliche Übergänge verbundene Reihe bilden:

- a) einen quarzarmen Eisenstein (quartz-poor ironstone, QPI), ein dunkel ockerbraunes bis schwarzes, blättriges, nur äußerst selten Quarzkörner einschließendes, an Eisenoxidhydroxid reiches Mineral-Aggregat mit verhältnismäßig niedrigen Gehalten an silikatischen Nebenbestandteilen, ("innerer Eisenerzbesteg" nach Müller 1915), und
- b) einen massiven, quarzreichen Eisenstein (quartz-rich ironstone, QRI), allgemein als eisenschüssiger Sandstein bezeichnet, in dem alle oder nur ein Teil der Intergranularräume mit sekundärem, oxydische oder hydroxydische Eisenminerale enthaltendem Bindemittel gefüllt sind und der Müllers äusserem Eisenerzbesteg entspricht (ADAMOVIČ 2002a).

Dabei unterscheidet Adamovič (l. c.) folgende fünf morphologische Grundtypen der Verteilung der Eisenoxidhydroxid-Konzentrationen im Sandstein:

1. subvertikale planare, einige Zentimeter dicke, an Kontakte mit Eruptivgesteinsgängen gebundene oder offene Brüche und Spalten ausfüllende Körper
2. dünne gewellte, oft röhren- oder futternförmige Krusten von Eisensandstein, die meist einige Meter bis einige zehn Meter breite subvertikale Zonen bilden
3. subhorizontale, bis 6 m dicke, an die Schichtung der Sandsteine gebundene Körper von Eisensandstein
4. kleine isolierte Körper von Eisensandstein, z. B. einschichtige Konkretionen ("Gewitterkugeln") oder isolierte Einschlüsse von Goethit-Bindemittel im Sandstein
5. große, einige bis einige zehn Meter mächtige Körper von rotem oder purpurrotem Sandstein zwischen Doksy und Stráž pod Ralskem.

Für die subvertikalen Eisenoxydhydroxid-Auscheidungen des morphologischen Grundtyps 1 ist charakteristisch, dass in ihnen beide strukturellen Typen (QPI und QRI) gemeinsam vorkommen.

Die Eisenimprägnationen des morphologischen Typs 2 sind an Intrusivbrekzien und manchmal an Zerrüttungszonen gebunden, die nur in bestimmten Teilen ihres Verlaufes mit dem Magma in Kontakt gekommen waren, und ihr Zusammenhang mit Vulkaniten wurde früher meistens nur vorausgesetzt. Die Körper des Typs 3 folgen meist plattenförmigen, der Schichtung parallelen, relativ durchlässigen Lagen im Sandstein und können eine Ausdehnung von bis zu mehreren Quadratkilometern erreichen. Die einschichtigen Konkretionen des Typs 4 sind nur aus Verwitterungsrückständen oder umgelagerten Sedimenten bekannt. Ihre ursprüngliche Stellung

konnte bisher nicht bestimmt werden. Ihre Entstehung könnte auch durch die Oxydation von Schwefelkies oder durch Zufuhr von Eisen aus einer hangenden Vulkanitdecke erklärt werden. Die hämatitisierten Sandsteine des Typs 5 stellen höchstwahrscheinlich Sedimente des red-bed-Typs dar, die durch Dehydratation schwach goethitführender toniger Sandsteine bei ihrer tieferen Absenkung entstanden. Zugunsten dieser Vorstellung spricht die Tatsache, dass es sich immer um Sandsteine des tiefsten Zyklus der Iersschichten handelt und die Intensität der Hämatitisierung zum Hangenden hin nachlässt.

Die detaillierte geomagnetische Kartierung konnte regelmässig eine räumliche Bindung der Eisenimprägnationen der Typen 1–3 an basaltoide Intrusivkörper auch dort feststellen, wo man früher keine solche gefunden hatte. Übereinstimmend mit MÜLLER (1915, 1925) wurden an einigen gangförmigen Vorkommen (z. B. Husí cesta – Gansweg im Kokořínér Gebiet) die größten Konzentration der Eisenerzprägnationen in Sandsteinen an den Enden der Vulkanitgänge festgestellt. Außerdem konnte auch eine höhere Intensität der Eisenimprägnationen in Zonen festgestellt werden, die die tiefreichenden Brüche der Lausitzer Überschiebung und des Erzgebirgsabbruchs begleiten (ADAMOVIČ 2001).



Abb. 4 Aus Eisenerzröhren bestehende Sandsteinklippe bei Borek

Eine Ausnahme bilden allerdings z. B. das klassische Vorkommen dichtgepackter röhrenförmiger Eisenvererzungen bei Borek (Regersdorf) (MÜLLER 1925) und bei Jestřebí (ADAMOVIČ 2001) südlich von Česká Lípa (Abb. 4), wo auch geophysikalische Messungen keinen Eruptivkörper festgestellt haben, und die Vorkommen im Bergland von Broumov

(Braunau) in Nordostböhmen. Einzelne Vorkommen von schichtungsgebundenen Eisenimprägnationen im Sandstein kommen auch an anderen Orten des böhmischen Kreidebeckens vor, ohne dass in ihrer Nähe Basaltoide bekannt sind.

Durch die bei der Inventarisierung gewonnenen Erkenntnisse wurde durch ADAMOVIČ (2000c) nachgewiesen, dass der Ursprung der Eisenerzimpregnationen höchstwahrscheinlich mit dem Transport von Verbindungen des zweiwertigen Eisens in warmen, postmagmatischen Lösungen mit niedrigem Eh-Wert zusammenhängt. Als wichtigste Quelle des Eisens bezeichnet er die neovulkanischen Gesteine mit ihren relativ hohen Anteilen von Mineralen, die leicht mobilisierbares Eisen enthalten (Olivin, Biotit, Pyroxene, Magnetit usw.). Dadurch erklärt sich auch die räumliche Bindung der Eisenimprägnationen an die Vorkommen von Neovulkaniten. Die verschiedenen Formen der Eisenimprägnationen sollen dabei von der chemischen Bindungsform abhängen, in welcher sich das Eisen in dem Augenblicke befand, in dem die örtlichen Bedingungen eine Weiterbewegung in gelöster oder kolloider Form nicht mehr gestatteten. Die für einen solchen hydrothermalen Transport sprechenden Gründe fasst er folgendermaßen zusammen:

1. Die Eisenoxidhydroxid-Aggregate treten als Bindemittel in Sandsteinen auf und wirken korrodierend auf deren klastische Bestandteile (vor allem Quarz und Feldspat) ein.
2. An einer ganzen Reihe von Proben sind Übergänge zwischen Eisenoxyhydroxyden und Opal im Bindemittel beobachtet worden.
3. Es gibt Anzeichen einer Stauung der eisenführenden Lösungen unter weniger durchlässigen Strukturen im Hangenden.
4. Es ist eine häufige Assoziierung der Eisenoxyhydroxid-Anreicherungen mit Vorkommen epithermaler sulfidischer oder Fluorit-Baryt-Mineralisationen festgestellt worden.

In manchen Fällen soll dabei ein gewisses Ausmass einer Umlagerung durch kalte Wässer nicht ausgeschlossen sein.

Aus den Ergebnissen dieser Inventarisierung schliesst ADAMOVIČ (2002 b, c), dass die Eisenimprägnierung der Sandsteine im Böhmischen Kreidebecken höchstwahrscheinlich das Resultat eines polygenen Prozesses darstellt, von dem ein primärer Impuls hydrothermalen Charakters überprägt wurde. Dieser Prozess kann mit Hilfe einer Mobilisierung von Lösungen als Folgeerscheinung einer Aufheizung der tieferen Teile des böhmischen Kreidebeckens durch einen verborgenen magmatischen Herd, dessen Gipfelpartien die vulkanischen Erscheinungen im Gebiete des Ohře-Riftes und der Elbezone darstellen, erklärt werden.

Obwohl die heute zur Verfügung stehenden Daten zur Ausarbeitung eines hydraulischen Modells dieser Mineralisation im böhmischen Kreidebecken nicht ausreichen, müssen folgende Tatsachen in Betracht gezogen werden (Adamovič 2002 b, c):

1. Die beiden zeitlich getrennten Phasen (KOPECKÝ 1978) der spätkretazischen und postkretazischen magmatischen Aktivität (die Vorrift-Serie und Rift-Serie nach ULRÝCH & PIVEC, 1997, ADAMOVIČ & COUBAL 1999) müssen wegen ihrer unterschiedlichen geometrischen und tektonischen Pläne durch zwei sich überlagernde Modelle ausgedrückt werden.
2. Die heute nur beschränkte vertikale Kommunikation zwischen dem Cenoman-Kollektor und den höher liegenden Kollektoren im Becken musste auch früher sehr beschränkt sein (PAZDÍREK 1991, HERČÍK et al. 1999). Der Aufstieg warmer Lösungen konnte deshalb vor allem an den Kontakten der Intrusivkörper oder an solchen Stellen stattfinden, an denen der unterturone Isolator fehlte oder gestört war (so z. B. an der Lausitzer Störung und an Kontaktzonen von Intrusivbrekzien).

Mineralogische und chemische Zusammensetzung der "Eisenerzbestege"

Zur Ergänzung der weiter oben erwähnten Bestandsaufnahme der eisenschüssigen Sandstein-Vorkommen wurden in den letzten zwei Jahren erzmikroskopische und röntgenographische Analysen einiger Proben von Eisenerzbestegen aus abgebauten Erzgängen und einigen nicht unmittelbar an basaltische Gänge gebundenen eisenschüssigen Sandsteinen durchgeführt (ADAMOVIČ & KÜHN, in prep.), die eine ziemlich gleichförmige qualitative Zusammensetzung aller dieser Eisensteine ergaben. Unter den klastischen Bestandteilen kommen Quarz, selten Quarzit, Feldspat, Glimmer und Chlorit vor, in dem rostbraunen Bindemittel wurden Goethit, seltener Lepidokrokit, Hämatit, ausserdem Kaolinit, Montmorillonit, Rektorit, Chalcedon und Opal nachgewiesen. Untergeordnet wurden auch Anatas und Phosphate (Al-Vivianit, Al-Strengit, Hydroxylapatit) festgestellt. Manchmal kommt als wichtige Komponente auch Pyrolusit in leistenförmigen, einzelne klastische Partikel einschließenden Krystallen vor. Außerdem sind unter dem Mikroskop einzelne Körner von Apatit, Magnetit, Ilmenit, Zirkon und Titanoxiden (Leukoxen) festgestellt worden.

Im äußeren Eisenerzbesteg (QRI, siehe oben) überwiegt die klastische, fast ausschließlich aus Quarz bestehende und nur vereinzelt Quarzit oder Feldspat, sehr selten Glimmer enthaltende Komponente. Die Oberfläche der gut gerundeten bis kantigen Körner des ursprünglichen Sandsteins weist dabei deutliche Anzeichen einer unterschiedlich intensiven Silifizierung und oft tiefgreifenden Korrosion durch das Bindemittel auf.

Das zwischen den Klasten ausgeschiedene Bindemittel weist alle Übergänge von einem überwiegend aus eisenhaltigen Mineralen bestehenden Aggregat bis zu einem verschiedentlich stark rostbraun bis rotbraun gefärbten, anisotropen Aggregat mit überwiegender silikatischer Komponente (Kaolinit, Montmorillonit und/oder Chalzedon und Opal) auf. Im Anschliff zeichnet sich dieses Bindemittel durch starke, rotbraun gefärbte Innenreflexe aus.

Oft kann man zwischen den Klasten das Goethit-Bindemittel in zwei "Generationen" ausgeschieden beobachten, deren eine radialstrahlige, aus mehr oder weniger senkrecht auf der Oberfläche der Klasten aufsitzenden feinen Fasern bestehendes Aggregat mit glaskopfartiger Oberfläche bildet, während die zweite als wirrstrahlig-faseriges Aggregat die übriggebliebenen Hohlräume ausfüllt. Weniger häufig sind Goethit-Auskleidungen mit zwei oder drei radialstrahligen Zonen.

Das mikroskopische Bild zeigt also eindeutig, dass es sich dabei nicht um eine einfache Füllung der Hohlräume zwischen den Körnern der Sandsteine durch Aufwachsen der Bindemittel-Komponenten auf ihre Oberfläche handelt, sondern dass die Ausscheidung der Goethit-Matrix mit deutlichen Anzeichen einer in manchen Fällen sogar sehr weitgehenden Korrosion der klastischen Komponente des Sandsteins verbunden ist.

Der innere Eisenerzbesteg (QPI, siehe oben) unterscheidet sich von dem QRI nur durch das fast vollständige Fehlen der klastischen Bestandteile. Sein Goethitgehalt ist allgemein ziemlich hoch, es kommen in ihm aber trotzdem immer verschieden hohe Anteile von Kaolinit (Montmorillonit?) und/oder Opal vor, die sich im Dünnschliff als verschieden stark rostbraun gefärbte lichtdurchlässige Flächen manifestieren. Oft treten in ihm auch geringmächtige Trümchen auf, die von beiden Salbändern aus mit einem, manchmal auch aus zwei bis drei Zonen bestehendem radialstrahligen Goethit-Aggregat mit nierenförmiger Oberfläche (umgelagerter Goethit II nach Adamovič 2001) gefüllt sind. Diese Trümchen verlaufen meistens mit den Ablösungsflächen des blättrigen Gefüges ungefähr parallel, seltener setzen sie schief zu den Ablösungsflächen des blättrigen Gefüges auf. Ihre Grenzen zum umgebenden Goethit-Aggregat sind dann weniger scharf und wie zerfasert. In den vom Goethit freigelassenen Stellen der Trümchen sind manchmal auch jüngere Bildungen von Kalzit oder Opal ausgeschieden, die kleine Schüppchen von Lepidokrokit einschließen. Sie sind wahrscheinlich bei der Dehydratation und Rekrystallisation begleitende Kontraktion des Goethit-Aggregates und also unabhängig von der Abkühlung des magmatischen Gesteins entstanden und wurden später mit umgelagerten Goethit II gefüllt oder ausgekleidet.

In den Anschliffen des goethitischen blättrigen "inneren Eisenerzbesteges" (QPI) konnten aus einigen Abbauen charakteristische Reliktgefüge des basaltischen Ausgangsgesteins festgestellt werden, so typische Umrissformen von durch Goethit verdrängten oder gefärbten Pseudomorphosen

nach automorphen Einsprenglingen von Olivin und Augit, Fließstrukturen von Feldspat- oder Melilithleisten-Aggregaten der basaltischen oder polzenitischen Grundmasse, und häufig auch Pseudomorphosen von Perowskit-, Chromit- und Magnetitkrällchen. Daraus ist ersichtlich, dass die untersuchten QPI-Bestege durch vollständige Umwandlung der dem Sandsteinkontakt unmittelbar anliegenden Zone eines basaltoiden Ganggesteins entstanden sind.

In einigen Anschliffen, die die unmittelbar an der gemeinsamen Grenze liegenden Teile beider Bestege (QPI und QRI) enthielten, waren die Quarzkörner des Sandsteins in einer bis zu ungefähr einen Millimeter starken Zone am unmittelbaren Kontakt mit diesem als verändertes Basaltgestein bestimmten "inneren Eisenerzbesteg" (QPI) vielfach in scharfkantige, scherbenartige Bruchstücke zersprengt oder in Haufen kleiner rundlicher Körner zerlegt. Sowohl die Scherben als die abgerundeten Körner waren vollständig vom goethitischen Bindemittel umgeben. Daraus folgt, dass es sich hier um die Kontaktfläche Vulkanit/Sandstein handelt.

Das mikroskopische Bild mancher Proben und einige Handstücke der eisenschüssigen Sandsteine weisen darauf hin, dass das dünnflüssige ultrabasische Magma im Sandstein auch nur einige Millimeter mächtige Gänge oder Lagergänge, die ziemlich weit vom Hauptkörper reichen können (siehe auch z. B. PAZOUREK 1992, ANTON et al. 1995) oder korrodierend zwischen die kontaktnahen Quarzkörner des Sandsteines eindringen, bilden konnte. Es ist also möglich, dass der magmatische Ursprung dieser gering mächtigen Adern tonartiger Zersetzungsprodukte nicht immer erkannt worden ist.

Bei diesen Beobachtungen handelt sich nur um vorläufige Ergebnisse, denn es konnte nur eine sehr beschränkte Anzahl von Proben aus nicht weit von einander entfernten Vorkommen untersucht werden. Auch befinden sich unter den bisher untersuchten Schliffen keine Proben von vertikalen Goethit-Krusten aus Vorkommen, an denen durch geomagnetische Messungen kein Vulkanit nachgewiesen worden ist. Es bleibt also weiterhin fraglich, ob diese Feststellungen auch auf andere Vorkommen ausgedehnt werden können.

Die chemische Zusammensetzung einiger der hier vorkommenden "Erze" und der sie begleitenden Gesteine zeigt Tabelle 1.

Tabelle 1: Ausgewählte Analysen eisenhaltiger Gesteine aus dem böhmischen Kreidebecken

Analyse	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	27,52	31,80	35,98	33,49	10,50	20,72
TiO ₂	2,67	2,23	4,38	4,64	1,27	1,87
Al ₂ O ₃	9,48	7,68	14,22	14,63	9,44	5,79
Fe ₂ O ₃	13,37	4,45	19,81	27,35	68,10	57,97
FeO	-	6,26	0,74	-	0,50	<0,030
MnO	-	0,22	0,071	0,066	0,0445	0,588
MgO	16,64	19,63	4,74	1,650	0,11	0,360
CaO	16,75	15,66	6,88	1,18	0,10	0,230
Na ₂ O	2,38	2,41	0,60	0,030	0,50	0,030
K ₂ O	-	1,69	0,63	0,30	0,22	0,090
P ₂ O ₅	1,19	1,45	1,93	0,318	1,55	0,505
S _{tot}	0,10	0,14	0,105	-	2,00	-
H ₂ O	3,37	0,20	8,35	8,46	2,56	1,540
Glühverl.	-	-	10,14	7,14	7,62	9,410
F	-	-	0,065	-	0,014	-
Summe	100,00	99,10	108,64	99,25	102,51	99,110

Analysen:

- No. 1 Polzenit des Děvín Ganges vom Stollenmundloch (SCHEUMANN 1913).
- No. 2 Polzenit, Hamr (Děvín) (SHRBENÝ & MACHÁČEK 1974)
- No. 3 Hell ockerbraunes, tonartiges Produkt aus dem Kontakt Polzenit-Sandstein vom ehemaligen Ort der nordöstlichen Strecke des unteren Stollens am Děvín (Analyse UNS Kutná Hora)
- No. 4 Tonartiges Zersetzungsprodukt des Vulkanits, Stollen unter der Burg Lemberk (Lämberg) (HAVRÁNEK, persönl. Mitteilung)
- No. 5 Sogenannter "innerer Eisenerzbesteg" (QPI) aus dem Schächtenstein südlich vom Děvín bei Hamr (KÜHN 1999)
- No. 6 Kontakt des Eruptivgesteins mit dem Sandstein ("innerer Eisenerzbesteg"?), Stollen unter der Burg Lemberk (HAVRÁNEK, persönl. Mitteilung)

Die unter No. 3 angeführte Analyse charakterisiert ein 1992 entnommenes hellbraunes, tonartig weiches Material vom Kontakte des Polzenits am NE-Abbau des unteren Stollens an der Burgruine Děvín (dieser Aufschluss ist leider seitdem von Amateur-"Bergleuten" vollständig zerstört worden). Ein Vergleich der chemischen Zusammensetzung dieses "Toneisensteins" (Tab. 1, Analyse 3), mit der des Ganggesteins (Tab. 1, Analyse 1, 2) weist zwar einen wesentlichen Anstieg der Gehalte von SiO_2 und Fe_2O_3 im Toneisenstein auf, sein Eisengehalt ist aber trotzdem zu niedrig, um eine wirtschaftliche Verhüttung zu gewährleisten. Vielleicht war das auch der Grund, weshalb die alten Bergleute beide Stollen am Děvín verlassen haben, da sie keine abbauwürdigen Erze aufgeschlossen hatten. Auch der im Stollen unter der Burg Lemberk entnommene tonartige "Eisenstein" (Tab. 1, Analyse 4) konnte aus demselben Grunde nicht als Eisenerz abgebaut werden.

Die letzten beiden Analysen (Tab. 1, Analysen 5, 6) zeigen, dass der Eisengehalt der bis heute in fast allen alten Abbauen erhaltenen schalen- bis schuppenförmigen goethitischen Umwandlungsprodukte des basaltischen Gesteins eine erfolgreiche Verhüttung zuließen. Warum haben die alten "Bergleute" diese Erze („innerer Eisenerzbesteg“ nach Müller 1915) nicht abgebaut? Die Eigenschaften dieses "Eisensteins" entsprechen aber nicht denen des von REUSS beschriebenen "Toneisensteines", denn er ist äusserst hart und schwer von der Sandsteinwand abzulösen. Vielleicht ist das auch der Grund, warum er noch heute die Wände der vollständig ausgeschachteten Gänge auskleidet. Soweit man heute beurteilen kann, hat sich in den Abbauen kein auch noch so kleiner Rest des früher abgebauten Erzes erhalten.

Schlussfolgerungen

Die Frage nach dem Charakter und der Zusammensetzung der früher hier abgebauten Eisenerze kann heute wahrscheinlich nicht mehr eindeutig beantwortet werden. In keinem der zugänglichen Abbaue sind Reste des ursprünglich abgebauten Eisenerzes erhalten geblieben.

REUSS (1797) beschrieb zwar einen "thonartigen Eisenstein" als das hier abgebaute Erz, er hatte aber nur Handstücke aus den Vorratskammern zur Verfügung; seine Beschreibung entspricht mit Ausnahme der Härte und Festigkeit dem "inneren Eisenerzbesteg" (QPI) nach MÜLLER (1915), den man noch heute an den Wänden der zugänglichen Abbaue reichlich vertreten vorfindet.

Auch die Ergebnisse der großangelegten Inventarisierung der Vorkommen von Eisenimprägnationen in Sandsteinen des gesamten böhmischen Kreidebeckens (ADAMOVIČ & CÍLEK 2002) geben keine Erklärung für einen einheitlichen Entstehungsmechanismus, da nicht einmal bewiesen ist, dass die Eisenerzprägnationen aller beschriebenen Typen auf die gleiche Art und Weise entstanden sind.

Wie schon früher MÜLLER (1915, 1925), erklärt auch ADAMOVIČ (2000b,c) die Eisenerzprägnationen im hiesigen Sandstein als durch Einwirkung von hydrothermalen, postmagmatischen, von einem hypothetischen Magmenherd ausgehenden Lösungen verursacht. Klassisch ist auch die Argumentation MÜLLERS (1915), dass die Eisenerzbestege, obwohl sie an den Wänden von Gängen neovulkanischer, meistens basaltischer Gesteine vorkommen, kein

Produkt einer Zersetzung des Eruptivgesteins darstellen können, da ihre Dicke der Mächtigkeit der basaltischen Gänge nicht proportional ist und sie in diesem Falle nicht auch an Gängen eisenarmer phonolithischer Gesteine beobachtet werden konnten. Dem entspricht aber nicht das Vorkommen von Restgefügen vulkanischer Gesteine im "inneren Eisenerzbesteg", der also aus dem Eruptivgestein entstanden sein muss.

Im klassischen Vorkommen von dichtgepackten röhrenförmigen Eisenkonkretionen bei Borek (Abb. 4) südlich von Česká Lípa versagt sowohl Müllers Erklärung ihrer Entstehung durch Verkittung von in eine Spalte gefallenem Sand durch aufsteigende eisenhaltige Lösungen (MÜLLER 1925), als auch die vulkanische Hypothese, da gerade in diesem Gebiet durch geomagnetische Messungen kein basaltischer Vulkanit nachgewiesen werden konnte. Auch im ausgedehnten Vorkommen von Eisenimprägnationen im Sandsteingebiet um Broumov in Nordostböhmen konnte kein Zusammenhang der Eisenanreicherungen mit Eruptivgesteinsgängen nachgewiesen werden (ADAMOVIČ 2002b,c).

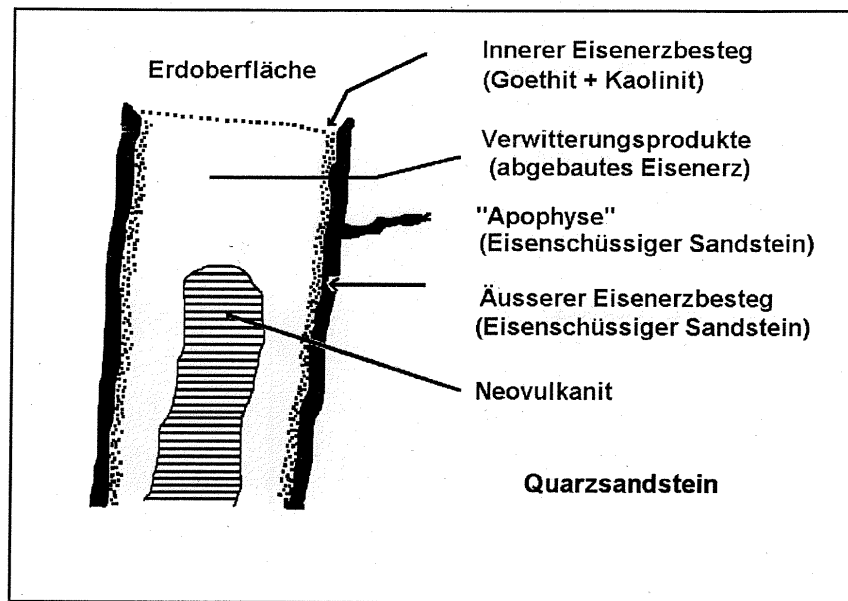


Abb. 5 Schematischer Querschnitt durch einen Eisenerz-Tagebau

Der idealisierte Querschnitt durch einen abgebauten "Eisenerzgang" (Abb. 5) und der Nachweis von Gefügeresten vulkanischer Gesteine im "inneren Eisenerzbesteg" weisen darauf hin, dass die hier abgebauten Eisenerze, der sog. "tonartige Eisenstein", aus dem Vulkanit selber oder aus seinen Zersetzungsprodukten entstanden sein musste. Es ist aber nicht nachgewiesen, ob die abgebauten Toneisensteine ein Bestandteil der Folge allmählicher Verwitterungs- oder Umwandlungsprozesse im Eruptivgestein selbst waren (siehe z. B. Müllers Profil durch den Schießstättengang, Abb. 2). Es konnte auch bisher nicht nachgewiesen werden, ob Müllers Eisenerzbestege, und zwar sowohl der innere als auch der äußere (QPI, bzw. QRI nach Adamovič l.c.), durch den gleichen Prozess entstanden sind wie die flächenhaften und mehr oder weniger ausgedehnten Eisenerzimpregnationen, bzw. die Anhäufungen von röhrenförmigen Eisenoxidhydroxid-Konzentrationen im Sandstein ausserhalb der Eruptivgesteinsgänge.

Nach den bisher gewonnenen Erkenntnissen folgt, dass als Eisenerz ein tonartiges (weiches!) Umwandlungsprodukt der Eruptivgesteine oder seiner Verwitterungsprodukte abgebaut wurde, welches allerdings in den heute zugänglichen Abbauen vollständig ausgeräumt ist. Ein direkter Beweis für diese Annahme konnte deshalb bisher nicht erbracht werden.

Literatur

- ADAMOVIČ, J. (2001): Ferruginization in sandstones of the Bohemian Cretaceous Basin. – Dissertation. Geol. Inst. d. Akad. d. Wissensch. d. ČR: 1-148; Prag.
- ADAMOVIČ, J. (2002a): Occurrences of Fe-oxyhydroxides in sandstones of the Bohemian Cretaceous Basin. In ADAMOVIČ, J. & V. CÍLEK (eds.): Pseudokrasový sborník 2 – Železivec. – Knih. Čes. speleol. spol. **37**: 7-40; Prag.
- ADAMOVIČ, J. (2002b): Přehled stylů proželesnění v pískovcích CHKO Kokořínsko. In ADAMOVIČ, J. & V. CÍLEK (eds.): Pseudokrasový sborník 2 – Železivec. – Knih. Čes. speleol. spol. **37**: 41-46; Prag.
- ADAMOVIČ, J. (2002c): Shrnutí nových poznatků: co nám říkají o genezi železivců v české křídě. In ADAMOVIČ, J. & V. CÍLEK (eds.): Železivec české křídové pánve. – Knih. Čes. speleol. spol. **38**: 146-160; Prag.
- ADAMOVIČ, J. & V. CÍLEK (eds.) (2002): Železivec české křídové pánve. – Knih. Čes. speleol. spol. **38**; Praha.
- ADAMOVIČ, J. & M. COUBAL (1999): Intrusive geometries and Cenozoic stress history of the northern part of the Bohemian Massif. – Geolines **9**: 5-14; Prag.
- ADAMOVIČ, J. & P. KÜHN (in prep.): Textures of ferruginization products of sandstones and volcanics in the BCB.
- ADAMOVIČ, J., J. ULRYCH & J. Peroutka (2001): Geology of occurrences of ferruginous sandstones in N Bohemia: famous localities revisited. – Geol. Saxonica, Abh. Staatl. Mus. Miner. Geol. Dresden **46/47**: 105-123. Dresden.
- ANTON, J., J. PEROUTKA & O. PAZDÍREK (1995): Geologické a geofyzikální mapování jihozápadního předpolí ložiska Stráž, etapa 1995. Díl I. Geofyzikální práce. MS DIAMO Stráž p. Ralskem
- FEISTNER, W. (1878): Die Burg Dewin. – Mittheilungen des Nordböhmisches Excursions-Clubs **1**: 4-51; Böhmisches Leipa.
- HERČÍK, F., Z. HERMANN & J. VALEČKA (1999): Hydrogeologie české křídové pánve. – Čes. geol. Úst., 115 pp. Prag
- KOPECKÝ, L. (1978): Neoidic tafrogenic evolution and young alkaline volcanism of the Bohemian Massif. – Sbor. Ústř. úst. geol. **G 31**, 91-107. Prag
- KÜHN, P. (1998): Příspěvek k datování těžby železných rud na Českolipsku. – Terra **4**, 3-6 Jeseník
- KÜHN, P. (1999): Pozůstatky po železorušném dole na Schächtensteine u Hamru na Českolipsku. – Rozpr. NTM v Praze 162 - Studie z dějin hornictví **28**, 24-31. Prag
- KÜHN, P., P. HAVRÁNEK & J. ADAMOVIČ (2001): Geologische Aspekte des Eisenerz-Bergbaus in den Sandsteinen der Lausitzer Kreide. – Geologica Saxonica. Abh. Staatl. Mus. Miner. Geol. Dresden **46/47**, 125-137. Dresden
- LOWAG, J. (1909): Die Brauneisenvorkommen in der Gegend bei Gabel im Jeschkengebirge (Böhmen). – Montan-Zeitung für Österreich-Ungarn und die Balkanländer **16**, 446-447; Leoben.
- MÜLLER, B. (1915): Der geologische Aufbau des Hirschberger Teichgebietes mit petrographischen Gesteinsbeschreibungen von Dr. Georg Irgang. – In: Der Großteich bei Hirschberg in Nordböhmen. Monographien und Abhandlungen zur Internat. Revue der gesamten Hydrobiologie und Hydrographie. Band **5**: 1-81. Verlag Dr. W. Klinkhardt, Leipzig.
- MÜLLER, B. (1925): Die geologische Sektion Hohlen des Kartenblattes Böhm.-Leipa-Dauba in Nordböhmen. – Sbor. Stát. geol. úst. ČSR **5**, 111-174. Prag
- PAZDÍREK, O. (1991): Syntéza poznatků o tektonické stavbě strážského bloku s posouzením jejich vlivu na hydrogeologické poměry. – MS. DIAMO, Stráž p. Ralskem
- PIVEC, E., J. ULRYCH, P. POVONDRÁ & J. RUTŠEK (1998): Melilitic rocks from northern Bohemia: geochemistry and mineralogy. – N. Jb. Miner., Abh. **173**, **2**: 119-154; Stuttgart.
- REUSS, F. A. (1796): Der schuppenartige thonartige Eisenstein, eine neue Art. – In: Sammlung naturhistorischer Aufsätze mit vorzüglicher Hinsicht auf die Mineralgeschichte Böhmens. Prag
- REUSS, F. A. (1797): Mineralogische Geographie von Böhmen. Band II. Mineralogische Beschreibung des Bunzlauer Kreises in Böhmen. – 498 pp., Dresden.
- SCHEUMANN, K. H. (1913): Petrographische Untersuchungen an Gesteinen des Polzengebietes in Nord-Böhmen. – Abh. Sächs. Ges. Wiss., Mat.-phys. Kl. **32**, 607-776. Leipzig
- SHRBENÝ, O. & MACHÁČEK, V. (1974): Microelements in melilitic rocks of northern Bohemia. – Čas. pro miner. geol. **19**, 15-25. Prag
- ŠIBRAVA, V. & P. HAVLÍČEK (1980): Radiometric age of Plio-Pleistocene volcanic rocks of the Bohemian Massif. – Věst. Ústř. úst. geol. **55**: 129-139; Prag.
- ŠŤOVÍČEK, J. (1976): Železářství na česko-lužickém pomezí v 16. století. – Rozpr. Nár. tech. Muz. v Praze – Z dějin hutnictví **3**: 13-41; Prag.

- TILLE, J. (1902): Eisenbergbau. – Mittheilungen des Nordböhmisches Excursions-Clubs **25**, 195; Böhmisches Leipa.
- ULRYCH, J. & E. PIVEC (1997): Age-related contrasting alkaline volcanic series in North Bohemia. – Chem. Erde **57**, 311-336; Jena.
- VOJTÍŠEK, B. (1974): Zemědělská a průmyslová výroba oblasti Hamru u České Lípy. – TIS Prag.
- VOJTÍŠKOVÁ, M. (1978): Osídlení českolipského okresu ve světle archivních dokladů. Okresní archiv v České Lípě, Böhmisches Leipa.
- WURM, F. & F. ZIMMERMANN (1882): Die Basalt- und Phonolithkuppen in der Umgebung von B.-Leipa. – Programm der Communal-Ober-Realschule zu B.-Leipa
- ZIMMERMANN, K. (1906): Geologische Streifzüge zwischen Mittelgebirge und Jeschken. – Mittheilungen des Nordböhmisches Exkursions-Klubs **29**, 321-356 Böhmisches Leipa.
- ZIMMERMANN, K. (1923): Die "Eisenerze" in der Umgebung von Niemes, ihre Entstehung und ehemalige Verhüttung. – Mitteil. Nordböh. Ver. f. Heimatforschung u. Wanderpflege **46**, 116-138; Böhmisches Leipa.

Anschrift des Verfassers:

Dr. Petr Kühn
Okružní 2173
ČR-47001 Česká Lípa