| PHILIPPIA | 11/3 | S. 167-182 | 2 Abb. / 3 Tab. | Kassel 2004 |
|---|---|---|---|---|

**Frank N. Schäfer**

# Eine geologische Betrachtung des spätmittelalterlichen Eisenerzabbaus im nördlichen Habichtswald bei Kassel

**Abstract**

Based on the description of late medieval iron ore mining in the northern Habichtswald near Kassel by SIPPEL (1994) the nature, origin and genesis of this ore was investigated. As the source of iron the abundant and widespread basaltic rocks of the Habichtswald can be considered which due to weathering have released the iron. The amount of primary, i.e. magmatic, iron ore minerals (magnetite, ilmenite) within the basalts is too small to be possible as a deposit even in late medieval times. The secondary iron ore resulting from weathering processes is composed of limonite, a mixture consisting mainly of the iron oxide minerals goethite, lepidocrocite, hematite and a variable content of adsorbed water and accessory minerals or small rock inclusions, respectively. In the area considered here limonite occurs to the east of Wurm- and Hühnerberg in shape of concretions with diameters up to 19 mm. It is assumed that this limonite is be attributed to an oxidative precipitation of iron from (1) soil solutions flowing down along slopes and from (2) capillary rising ground- and backwater. By using these findings a model is proposed which can explain the unequal distribution of limonite in the viewed area. Finally this model is discussed with regard to early iron mining within the Habichtswald.

**Zusammenfassung**

Ausgehend von der Beschreibung spätmittelalterlichen Eisenerzabbaus im nördlichen Habichtswald bei Kassel durch SIPPEL (1994) wurde untersucht, um was für Erz es sich dort handelt und wie es entstanden ist. Als Ursprung des Eisens können die im Habichtswald sehr häufig auftretenden Basalte und Basalttuffe betrachtet werden, die bei ihrer Verwitterung das Eisen freisetzen. Die im Basalt enthaltene Menge an primären, also magmatisch entstandenen, Eisenerzmineralen (Magnetit, Ilmenit) ist zu gering, um selbst in spätmittelalterlicher Zeit als Lagerstätte in Frage zu kommen. Bei dem infolge von Verwitterungsprozessen entstandenen sekundären Eisenerz im Habichtswald handelt es sich um Limonit, ein Gemenge, das sich überwiegend aus den Eisenoxidmineralen Goethit, Lepidokrokit und Hämatit zusammensetzt und unterschiedliche Gehalte an Wasser und Fremdmineralen bzw. Gesteinseinschlüssen enthalten kann. Der Limonit tritt im betrachteten Gebiet östlich des Wurm- und Hühnerberges in Form von Konkretionen mit Durchmessern von bis zu 19 mm auf und ist vermutlich auf die oxidative Ausfällung von Eisen aus (1) hangabwärtsströmenden Verwitterungslösungen sowie (2) kapillar aufsteigendem Grund- und Stauwasser zurückzuführen. Darauf aufbauend wird ein Modell vorgeschlagen, das die ungleiche Verteilung des Limonits in diesem Bereich erklären kann, und im Hinblick

auf die frühe Eisengewinnung im Habichtswald diskutiert.

**Einleitung**

Der Abbau und die Verhüttung von Eisenerz im Bereich des nördlichen Habichtswaldes bei Kassel sind bisher Gegenstand nur weniger Veröffentlichungen gewesen. Das liegt naturgemäß an den nur geringen Vorräten und der schlechten Beschaffenheit des hier anzutreffenden Eisenerzes (RÖSING 1969), so dass zumindest seit der frühen Neuzeit eine länger andauernde bergbauliche Ausbeutung nicht bekannt ist. Als Ausnahme hiervon kann die nördlich von Kassel im Bereich der Gemeinde Espenau gelegene, ehemalige Brauneisensteingrube Hohenkirchen gelten, die mindestens seit der Regierungszeit von Landgraf Wilhelm IV. im späten 16. Jahrhundert genutzt wurde (WICK 1910), den Betrieb jedoch wegen Unwirtschaftlichkeit im Jahr 1918 endgültig eingestellt hat (RÖSING 1969).

Weitere, aber deutlich ältere Hinweise auf den Abbau und die Verhüttung von Eisenerz liefern die Erkenntnisse von SIPPEL (1994). Sowohl die Existenz, als auch der Standort einer spätmittelalterlichen Eisenhütte am Bachlauf der Ahne[1], die bereits 1390 urkundlich als Waldschmiede zu Weimar erwähnt wird[2], konnten von ihm belegt werden. Die zusätzliche Lokalisierung von wahrscheinlichen Abbaustellen (Pingenfelder) des Erzes an den nur wenige Kilometer südlich im Habichtswald gelegenen Abhängen von Wurmberg und Hühnerberg zeigt, dass trotz der geringen Erzkonzentration wohl bereits in spätmittelalterlicher Zeit eine bergbauliche Ausbeutung von Eisenerz im nördlichen Habichtswald stattgefunden hat. Die beiden genannten Pingenfelder stellen nach SIPPEL (1994) dabei möglicherweise nur einen Teil der ursprünglich vorhandenen Gruben dar. Hierzu zählt auch ein Schacht auf der Firnskuppe, einem am Nordwestrand vom Kasseler Stadtteil Harleshausen gelegenen, markanten Basalthärtling, in welchem sich ein senkrechter Schacht befindet[3], der von SIPPEL (1994) als spätmittelalterlicher Versuchsschacht auf Eisenerz gedeutete wurde.

Eine Betrachtung der Eisenerze des Habichtswaldes aus geologischer Sicht, welche Bezug auf den spätmittelalterlichen Bergbau nimmt, und damit für das Verständnis der frühen lokalen Eisengewinnung wesentlich ist, fehlt bisher jedoch. Die vorliegende Arbeit will daher einen Beitrag hierzu leisten.

**Geologischer Rahmen**

Der Habichtswald wird von einem Mittelgebirgsmassiv gebildet, welches sich im Westen der Stadt Kassel erhebt und mit Gipfelhöhen von bis zu 615 m ü.NN („Hohes Grass“) das östlich anschließende Kasseler Becken (am historischen Ortszentrum von Kassel, dem Altmarkt, 142 m ü.NN.) markant überragt. Das von Wald dominierte Massiv überlagert und verdeckt dabei die tektonische Struktur des Kasseler Grabens, welche sich nahezu in Ost-West Richtung streichend durch das Stadtgebiet von Kassel erstreckt und westlich des Habichtswaldes wieder zutage tritt, um sich bei Wolfhagen nach Nordwesten abbiegend mit dem übergeordneten NW-SE streichenden Wolfhagen-Volkmarsener Störungssystem zu vereinigen (RÖSING,1969, WALTER 1995). Diese tektonischen Störungen wurden bereits am Ende des Jura angelegt (MEIBURG 1982) und dienten dann später im Tertiär als Wegsamkeiten für aufsteigende basaltische Magmen.

Der geologische Unterbau des Habichtswaldes und des ihn umgebenden Gebietes besteht aus den sehr mächtigen Schichten des Buntsandsteins (um 1000 m) und dem im Hangenden folgenden unteren Muschelkalk, auch Wellenkalk genannt, welcher im Bereich der Stadt Kassel vornehmlich die Höhenrücken bildet. Die großräumige Lagerung dieser etwa 240-250 Mio. Jahre alten Sedimente[4] ist annähernd söhlig. Auf dem Muschelkalk wurden schließlich im Tertiär mit nur geringer Diskordanz Lockersedimente (Tertiärsedimente) abgelagert, die aus einer Abfolge von Tonen, Sanden und Kiesen bestehen, in die vereinzelte Braunkohlenflöze eingeschaltet sind (RÖSING 1969).

Der obere Bereich der Tertiärsedimente wurde von basaltischen Vulkaniten intrudiert und überdeckt, denen das Habichtswaldmassiv selbst, sowie die meisten Berge in seiner Umgebung ursächlich ihre Entstehung verdanken. Die vulkanischen Ereignisse begannen wohl im mittleren Miozän und dauerten bis in das obere Miozän an. Nach K-Ar Datierungen von WEDEPOHL (1982) weisen die dabei im Bereich des Habichtswaldes geförderten Basalte Alter von ca. 14-7 Mio. Jahren auf. Die schützende Überdeckung durch die vulkanischen Gesteine verhinderte weitgehend, dass die Tertiärsedimente im Bereich des Habichtswaldes abgetragen wurden, so wie das in seiner Umgebung der Fall war. Daher dominieren in der den Habichtswald umgebenden Landschaft an der Oberfläche die Tonsteine des Röt und in den etwas höher gelegenen Bereichen die Kalk- und Mergelgesteine des unteren Muschelkalks. Diese Gesteinsarten stellen dort das Ausgangsmaterial für die Bodenbildung dar und können in Form von Lesesteinen allgegenwärtig beobachtet werden.

Die nach RÖSING (1969) schon vor der vulkanisch aktiven Phase großräumig einsetzende und im Anschluss daran weiter fortschreitende Abtragung erfasste nicht nur die morphologisch besonders herausragenden Oberbauten der Vulkane, sondern natürlich gleichzeitig auch die tiefer und weiter entfernt liegenden Tertiärsedimente.

Heute sind von den ehemaligen Vulkanen zumeist nur noch die Schlot- und Gangfüllungen übrig geblieben, die teilweise mit den Berggipfeln des Habichtswaldes übereinstimmen, aber auch als auffällige Härtlinge ins Auge fallen (z.B. Hohlestein, Helfensteine, Firnskuppe). Da diese basaltischen Gesteine eng mit der Eisenerzbildung verknüpft sind, sollen sie im folgenden Kapitel etwas näher betrachtet werden.

**Die vulkanischen Gesteine des Habichtswaldes und ihre Minerale**

Bei dem im Habichtswald auftretenden Gesteinsmaterial mit vulkanischem Ursprung handelt es sich ausschließlich um Basalte und Basalttuffe, die teilweise Fremdgesteinseinschlüsse (Xenolithe) beinhalten. Die Förderung der Magmen erfolgte vermutlich aus einer Tiefe von ca. 75-90 km (WEDEPOHL 1985), wobei die früher angelegten tektonischen Störungen des Kasseler Grabens wohl als Wegsamkeiten für den Aufstieg an die Oberfläche gedient haben dürften. Insgesamt unterscheidet HENTSCHEL (1969), der in den 1950er Jahren im Rahmen der geologischen Neuaufnahme des Blattes 4622 Kassel-West die vulkanischen Gesteine bearbeitet hat, anhand von Mineralbestand, Gefüge und Korngröße der Fragmente im Habichtswald jeweils 6 verschiedene Typen von Basalt und Basalttuff.

Bezüglich ihrer chemischen und damit auch mineralischen Zusammensetzung gehören die Basalte mehrheitlich[5] zur Gruppe der Alkali-Olivin-Basalte, die sich geochemisch vorwiegend durch ihre vergleichsweise höheren Gehalte an $Na_2O$ und $K_2O$ und einem geringeren Gehalt an $SiO_2$ von den tholeiitischen Basalten unterscheiden. Letztere bilden die weltweit umfangreichsten Eruptivgesteine, die vor allem an den mittelozeanischen Rücken entstehen (WILSON 1989) und generell aus geringeren Tiefen aufsteigen als die alkalireichen Basaltmagmen, wie sie im Habichtswald vorkommen.

Die chemische Zusammensetzung von zwei Basalttypen des Habichtswaldes, deren Vorkommen in unmittelbarer Nähe zu den vermuteten Pingenfeldern liegen, und die daher sicherlich ursächliche Beziehungen zu den dort abgebauten Eisenerzen haben, gibt Tabelle 1 wider.

Die übrigen Basalttypen des Habichtswaldes sind in ihrer chemischen Zusammensetzug denjenigen aus Tab. 1 prinzipiell recht ähnlich. Lediglich der doleritische Basalt des Bühls, einem ehemaligen Steinbruch nordwestlich von Kassel beim Ort Weimar gelegen, unterscheidet sich chemisch dahingehend von den anderen Basalten, dass er eine eher tholeiitische Zusammensetzung aufweist. Demnach fällt vor allem sein $SiO_2$-Gehalt höher aus.

| Anteil in Gew. % | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $P_2O_5$ | $H_2O$+* | Σ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Hühnerberg Essexitbasalt vom Gipfelkamm | 45,75 | 2,50 | 12,12 | 4,89 | 5,92 | 0,20 | 9,42 | 10,42 | 2,84 | 2,08 | 0,73 | 2,17 | 99,04 |
| Seeberg Nephelinbasanit vom SE-Hang | 41,63 | 2,66 | 10,75 | 4,20 | 6,30 | 0,19 | 15,77 | 10,73 | 1,67 | 3,43 | 0,89 | 0,95 | 99,17 |
| *$H_2O$+ bezeichnet den Kristallwasseranteil, der erst oberhalb von 110°C freigesetzt wird. | | | | | | | | | | | | | |

Tabelle 1: Chemische Analysen von zwei Basaltvorkommen, in deren Nähe ein Abbau von Eisenerz angenommen wird. (Analysen aus HENTSCHEL 1969)

**Zum Mineralbestand der Basalte[6]**

Als mineralische Bestandteile aller basaltischen Gesteine des Habichtswaldes treten neben Feldspat (meist Plagioklas) und Feldspatvertretern (meist Nephelin) hauptsächlich Pyroxen (meist Augit), Olivin, Magnetit und vor allem in den $SiO_2$-ärmeren Typen (Limburgite, Olivinnephelinite) häufig auch Glas anstelle von Feldspat und Feldspatvertretern auf. Der Glasanteil umfasst in diesen Fällen den potentiellen Feldspat- und Nephelingehalt des Gesteins. Untergeordnet finden sich in den unterschiedlichen Basalttypen die Mine-

| Mineral | Formel | Mineralogische Zuordnung |
|---|---|---|
| Olivin | $(Mg,Fe)_2[SiO_4]$ | Inselsilikat. Bildet eine Mischkristallreihe zwischen Forsterit ($Mg_2SiO_4$) und Fayalit ($Fe_2SiO_4$). |
| Plagioklas | $(Na,Ca)[Al_{1-2}Si_{2-3}O_8]$ | Gerüstsilikat. Mineral der Feldspatgruppe. Bildet eine Mischkristallreihe zwischen Albit ($NaAlSi_3O_8$) und Anorthit ($CaAl_2Si_2O_8$). |
| Alkali-feldspat | $(Na,K)[AlSi_3O_8]$ | Gerüstsilikat. Mineral der Feldspatgruppe. Bildet eine Mischkristallreihe zwischen Albit ($NaAlSi_3O_8$) und Kalifeldspat ($KAlSi_3O_8$) |
| Nephelin | $Na_3(Na,K)[Al_4Si_4O_{16}]$ | Gerüstsilikat. Mineral der Feldspatvertretergruppe. Bildet eine Mischkristallreihe. |
| Augit | $(Ca,Mg,Fe,Ti,Na,Al)_2[(Si,Al)_2O_6]$ | Kettensilikat. Mineral der Pyroxengruppe. Bildet Mischkristallreihen. |
| Magnetit | $Fe_3O_4$ | Oxid. Mineral der Spinellgruppe. Endglied mehrerer Mischkristallreihen. |
| Ilmenit | $FeTiO_3$ | Oxid. Endglied von Mischkristallreihen. Enthält zusätzlich meist etwas Mg und Mn. |
| Biotit | $K_2(Mg,Fe)_{3-2}(Fe,Al,Ti)_{0-1}[Si_{6-5}Al_{2-3}O_{20}](OH)_4$ | Schichtsilikat. Mineral der Glimmergruppe. Bildet Mischkristallreihen. |
| Apatit | $Ca_5(PO_4)_3(F,Cl,OH)$ | Phosphat. Minerale der Apatitgruppe bilden Mischkristallreihen. |
| Zeolith | $(Na_2,K_2,Ca,Ba)[(Al,Si)O_2]_n \cdot xH_2O$ | Gerüstsilikat. Minerale der Zeolithgruppe bilden Mischkristallreihen. Die Kristallstruktur beinhaltet Hohlräume, die Wasser und Ionen aufnehmen können. |
| Calcit | $CaCO_3$ | Karbonat. Enthält anstelle von Ca oft etwas Mg. |
| Hornblende | $(K,Na)Ca_2(Mg,Fe,Ti,Al)_4Al[Si_6Al_2O_{22}](OH,F)_2$ | Doppelkettensilikat. Mineral der Amphibolgruppe. Bildet eine Mischkristallreihe . |

Tab. 2: Chemische Zusammensetzung der Minerale, aus denen die Basalte des Habichtswaldes bestehen. Die Elemente in Klammern geben für das jeweilige Mineral den Variationsbereich der chemischen Zusammensetzung an. In den eckigen Klammern befinden sich die Anionenkomplexe. (Nach DEER et al. 1992)

rale Ilmenit, Biotit, Apatit, Zeolith und ganz vereinzelt auch einmal Calcit und Hornblende. Zusätzlich können immer auch Verwitterungsprodukte dieser Minerale beobachtet werden. Die chemische Zusammensetzung der genannten Minerale sowie ihre mineralogische Zuordnung gibt Tab. 2 als Übersicht wider.

Der allgegenwärtigen Olivin ist in den basaltischen Gesteinen des Habichtswaldes als Mg-reicher Forsterit (Fo) mit nur ca. 10 Mol% Fayalitanteil (Fa) ausgebildet ist (=> $Fo_{90}Fa_{10}$). Er findet sich dort in der Grundmasse und als olivgrüner Einsprengling mit Korndurchmessern von selten mehr als 3 mm.

Der recht häufig vorkommende Plagioklas-Feldspat tritt in den Alkali-Basalten, welche den Pingenfeldern benachbart sind, meist als Andesin auf, d.h. mit einem Anorthitanteil von 40-50 Mol%. Der nicht ganz so häufige Alkalifeldspat liegt in der Ausbildung Anorthoklas vor.

Als Feldspatvertreter werden Minerale bezeichnet, die sich lediglich durch ihren geringeren $SiO_2$-Gehalt von den Alkalifeldspäten unterscheiden und diese deshalb in Gesteinen mit entsprechend kleinem $SiO_2$-Anteil ersetzen. Ein typischer Vertreter ist der in den hier besprochenen Basalten meist in beträchtlicher Menge vorkommende Nephelin.

Sowohl die Feldspäte, als auch die Feldspatvertreter enthalten in begrenztem Ausmaß auch Ionen anderer Elemente (Ba, Ti, Mn, Mg, Fe, Sr), wobei aber z.B. der Eisenanteil gewöhnlich deutlich unter 1 % liegt.

Von der Pyroxengruppe sind es die Augite, welche in den hier interessierenden Alkalibasalten z.T. als Hauptbestandteil in der Grundmasse (30-50 %), aber auch als schwärzlich, opake Einprenglingskristalle hervortreten. Bei den hier auftretenden Pyroxenen handelt es sich nach HENTSCHEL (1969) um Titanaugit, der typischerweise 3-6 % $TiO_2$ beinhalten kann (DEER et al. 1992), und Aegirinaugit, dessen Kationenplätze von Na und Fe dominiert werden (DEER et al. 1992).

Der zur Spinellgruppe gehörende Magnetit ($Fe_3O_4$) ist das eisenreichste Endglied dieses Multikomponenten-Mischkristallsystems. Die korrekte chemische Formel lautet: $Fe^{2+}\,Fe_2^{3+}O_4$, bzw. $FeO.Fe_2O_3$. Das Verhältnis von $Fe^{2+}$ zu $Fe^{3+}$ beträgt im Idealfall also 1:2. Magnetit kann geringe Mengen von zahlreichen anderen Metallionen aufweisen (z.B. Al, Ca, Mn, Mg, Ti, Cr), was für das Mischkristallsystem der Spinellgruppe typisch ist. Seinem Namen entsprechend hat Magnetit starke magnetische Eigenschaften, die z.B. im Vergleich zu Hämatit ($Fe_2O_3$) etwa das 100fache betragen (HUNT et al. 1995). Magnetit ist in unseren Basalten reichlich vorhanden und meist gleichmäßig in der Grundmasse verteilt. Er erreicht jedoch nur geringe Körngrößen, die 100 µm nur manchmal überschreiten, so dass er kaum ins Auge fällt. Begleitet wird Magnetit teilweise von dem Mineral Ilmenit ($FeTiO_3$), das nur untergeordnet und auch nicht in allen Basalttypen vorkommt. Ilmenit tritt nur selten in reiner Form auf, sondern ist meist mit $Fe_2O_3$, $MgTiO_3$ und $MnTiO_3$ vermischt. Aufgrund der geringen Korngröße und ähnlichen Farbe (dunkelgrau bis tiefschwarz, nur auf frischem Bruch Metallglanz) sind die beiden Minerale Magnetit und Ilmenit mit dem unbewaffneten Auge nicht zu unterscheiden. Zusammen bilden sie die primäre Eisenerzkomponente der Basalte des Habichtswaldes.

Das Glimmermineral Biotit kommt in den Basalten des Habichtswaldes nur in bestimmten Typen vor, und auch dort nur untergeordnet in Form von winzigen dunklen Blättchen und Flittern. Seine Bedeutung für die Eisenerzbildung ist daher sehr gering.

Minerale der Apatitgruppe sind die Hauptträger von Phosphor nicht nur in unseren basaltischen Gesteinen. Im Habichtswald ist der Apatit in allen Basalttypen mit unterschiedlicher Menge und Ausbildung vertreten. Zumeist ist er jedoch nur mikroskopisch in der Grundmasse erkennbar.

Die Zeolithgruppe umfasst ungefähr 45 natürlich auftretende Minerale mit mehr als 25 unterschiedlichen Kristallstrukturen (DEER et al. 1992). Für die Mineralogie der Basalte im

Habichtswald spielen sie wegen ihres nur gelegentlichen Auftretens in sehr geringen Mengen keine Rolle und werden deshalb lediglich der Vollständigkeit halber genannt.

Gleiches gilt für die beiden Minerale Calcit und Hornblende. Dabei ist die Herkunft des vereinzelt auftretenden Calcits vermutlich größtenteils auf die durchdrungenen Muschelkalkgesteine zurückzuführen.

**Die Eisenerze des Habichtswaldes**

Bei der Betrachtung der im Habichtswald auftretenden Eisenerze erscheint es ratsam, diese entsprechend ihrer Entstehung in zwei Gruppen einzuteilen. Während zur ersten Gruppe die magmatisch entstandenen Erzminerale als primäre Erze gezählt werden sollen, würde die zweite Gruppe diejenigen Erze umfassen, welche erst später durch sekundäre Prozesse (z.B. Verwitterung) gebildet wurden. Als auffälligster Unterschied zwischen den beiden Erzgruppen kann im Hinblick auf ihre Verwertbarkeit schon vorab genannt werden, dass sich die primären Erze nicht für eine solche eignen, wohingegen die sekundären Erze zwar prinzipiell verhüttet werden können, ihre Beschaffenheit zusammen mit der nur geringen Menge einem wirtschaftlichen Abbau in größerem Umfang jedoch entgegensteht.

**Primäre Erze**

Wie im vorigen Kapitel schon erwähnt, bilden die beiden Minerale Magnetit ($Fe_3O_4$) und Ilmenit ($FeTiO_3$) die primäre Eisenerzkomponente in den Basalten des Habichtswaldes, wobei der Anteil des Magnetits hier deutlich überwiegt. Trotz des recht hohen Gehaltes der Basalte an diesem Eisenoxidmineral kann davon ausgegangen werden, dass eine Verhüttung des Gesteins als Erz selbst mit heutigen Methoden völlig unwirtschaftlich wäre. Die untere Grenze der Abbauwürdigkeit für Eisenerze liegt heute bei einem Fe-Gehalt von 32 %, wobei jedoch meist Erze mit mehr als 60 % Fe abgebaut werden (POHL 1992). Den Analysen in Tab. 1 zufolge errechnet sich der Fe-Gehalt des Essexitbasaltes vom Hühnerberg zu etwa 8,0 Gew.% und der des Nephelinbasanits vom Seeberg zu etwa 7,8 Gew.%, was deutlich unter dieser Grenze liegt. Damit erfüllen diese Gesteine nicht einmal annähernd die Anforderungen für eine wirtschaftliche Gewinnung von Eisen. Auch eine theoretisch denkbare Separation der magnetischen Erzminerale[7], durch die nach POHL (1992) auch bei niedrigeren Fe-Gehalten des Gesteins ggf. eine relativ billige Anreicherung zu hochwertigen Erzkonzentraten möglich erscheint, würde kaum in Frage kommen. Denn einerseits muss davon ausgegangen werden, dass nicht der gesamte Eisengehalt der Basalte, wie ihn die Analysen in Tab. 1 angeben, allein in den beiden Erzmineralen Magnetit und Ilmenit vorliegt. Vielmehr wird zumindest ein Teil des Eisens auch in den Kristallgittern der Minerale Biotit (wegen der geringen Menge im Gestein eher unerheblich), Olivin (hier in der ca. 10%igen Fayalitkomponente) und vor allem Pyroxen (in der Ferrosilitkomponente des Augit) eingebaut sein[8], wodurch sich die theoretisch gewinnbare Fe-Menge entsprechend verringert. Zudem wäre aufgrund der geringen Korngrößen von Magnetit und Ilmenit sowie ihrer gleichmäßigen Verteilung in der Grundmasse ein hoher Aufwand für die Zerkleinerung des Gesteins nötig, der in keinem Verhältnis zur Erzausbeute stehen würde.

Im Hinblick auf die spätmittelalterliche Eisengewinnung im Habichtswald mit ihren vergleichsweise einfachen technischen Möglichkeiten kann davon ausgegangen werden, dass ein Abbau der primären Eisenerze Magnetit und Ilmenit aufgrund der Unwirtschaftlichkeit ihrer Aufbereitung nicht stattgefunden hat. Dies gilt auch bei Berücksichtigung des in damaliger Zeit sicherlich bescheidener definierten Aspekts der Abbauwürdigkeit für eine Metalllagerstätte.

**Sekundäre Erze**

Durch die bei der Verwitterung auftretenden physikalischen und chemischen Prozesse, können die geringen Erzmengen eines ursprünglich minderwertigen Armerzes zu einer abbauwürdigen Lagerstätte konzentriert werden. Im Prinzip geschieht eine solche Konzentration entweder in Form einer Rückstands-

bildung unter Abtransport des wertlosen Materials (residuale Lagerstätte), oder durch Lösung, Transport und Wiederabscheidung des Wertstoffes (z.B. POHL 1992). Die Verwitterung in ihrer Gesamtheit führt neben den hier interessierenden Vorgängen der Eisenerzbildung generell zur Bildung des Bodens, weshalb die Eisenerzbildung eng mit der Bodenentwicklung verbunden ist.

Die wichtigsten Prozesse der physikalischen Verwitterung[9] in unseren Breiten sind der Zerfall von Gesteinen und Mineralen als Folge von Druckentlastung[10], Eissprengung, Sprengung durch Pflanzenwurzeln und einem häufigen Feuchtewechsel und damit verbundenem Quellen und Schrumpfen von bestimmten Sulfat- und Tonmineralen[11]. Diese Form der Verwitterung bewirkt auf natürliche Weise eine Zerkleinerung des Gesteins und somit eine extreme Vergrößerung der reaktionsfähigen Oberfläche. Dadurch wächst das Ausmaß der chemischen Verwitterung – also derjenigen Prozesse, durch welche die Minerale in ihrem Chemismus verändert werden – beträchtlich, da sie an großen Oberflächen deutlich effektiver wirken kann. Während die physikalische Verwitterung also gewissermaßen eine optimale Reaktionsfläche schafft, sind es die im Rahmen der chemischen Verwitterung ablaufenden Prozesse, welche zur Bildung der hier interessierenden sekundären Eisenerze geführt haben.

Als Agenzien der chemischen Verwitterung fungieren vor allem Sauerstoff und Wasser. Die Wirkung von Wasser als Medium der chemischen Verwitterung besteht vor allem darin, Minerale hydrolytisch[12] zu zersetzen und wird durch anorganische und organische Säuren sowie durch steigende Temperatur verstärkt. Eine weitere Wirkung des Wassers ist die Auflösung von Mineralen, ohne dass dabei chemische Reaktionen stattfinden (= Hydratation). Sie spielt aber nur in Gebieten mit Salz- und Gipsgesteinen eine Rolle, und hat deshalb für den Bereich des Habichtswaldes keine Bedeutung.

Im vorliegenden Fall stellen die basaltischen Gesteine des Habichtswaldes minderwertige Armerze dar, durch deren Verwitterung sich sekundäre Eisenerze gebildet haben. Dabei spielt die Oxidationsstufe von Eisen eine entscheidende Rolle[13]. In Abhängigkeit von den herrschenden Redoxbedingungen kann es als $Fe^{3+}$, $Fe^{2+}$ oder auch als gediegen $Fe^{0}$ vorliegen. Grundsätzlich ist zweiwertiges reduziertes Eisen ($Fe^{2+}$) löslich und daher mobilisierbar, dreiwertiges oxidiertes Eisen ($Fe^{3+}$) dagegen sehr schwer löslich und daher immobil. Ändern sich die Redoxbedingungen von oxidierenden zu reduzierenden Bedingungen können die recht stabilen $Fe^{3+}$-Oxide jedoch wieder gelöst und als $Fe^{2+}$-Ionen transportiert werden. Umgekehrt wird das gelöste $Fe^{2+}$ unter oxidierenden Bedingungen rasch zu $Fe^{3+}$ oxidiert.

Mit einsetzender Verwitterung unserer basaltischen Gesteine wird zunächst das in den Mineralen Biotit, Pyroxen und Olivin gebundene Eisen ($Fe^{2+}$) freigesetzt und der größte Teil[14] davon nach mehr oder weniger langem Transport unter aeroben Verhältnissen zu $Fe^{3+}$ oxidiert. Gleichzeitig unterliegen auch die primären Erzminerale Magnetit und Ilmenit der Verwitterung und werden oxidiert, da sie $Fe^{2+}$ enthalten. Es entstehen so die Oxidminerale Goethit ($\alpha$-FeOOH), Hämatit ($\alpha$-$Fe_2O_3$) und einige weitere Eisenverbindungen, die sich bei gleicher chemischer Zusammensetzung nur durch abweichende Kristallstrukturen von den erstgenannten Mineralen unterscheiden[15] und in Tabelle 3 dargestellt sind.

Der wegen seiner hohen chemischen Stabilität (unter oxidierenden Bedingungen) sehr häufige und weit verbreitete Goethit gibt den Böden in Abwesenheit von Hämatit die typische gelb- bis rostbraune Farbe. Überwiegt der ebenso stabile Hämatit, dessen Entstehung im Boden auf die Entwässerung von Goethit zurückgeführt wird (DEER et al. 1992), nehmen die roten Farbtöne zu. Im Goethit und Hämatit von Böden wird sehr häufig ein Teil der Fe-Ionen durch Al- und Mn-Ionen ersetzt (DEER et al. 1992; SCHACHTSCHABEL et al. 1992). Dabei kann der Al-Ersatz beim Goethit bis zu $^1/_3$, beim Hämatit bis zu $^1/_6$ des Eisens ausmachen. Durch den Einbau von Al wird die thermodynamische Stabilität des Goethits

| Mineral | Formel | Eigenschaften |
|---|---|---|
| Goethit | $\alpha$-FeOOH | Gelbbraun. Meist nadelförmig ausgebildet. Größe der Kristalle als Bodenbildung im Nanometerbereich. Sehr häufig. Bei Entwässerung entsteht Hämatit. |
| Hämatit | $\alpha$-$Fe_2O_3$ | Stahlgrau mit Metallglanz, Blutrot als Pulver. Kristallisiert in sechseckigen Blättchen. Größe der Kristalle als Bodenbildung im Nanometerbereich. Sehr häufig. |
| Lepidokrokit | $\gamma$-FeOOH | Braunorange. Korngröße als Bodenbildung im Nanometerbereich. Wandelt sich langsam in Goethit um. Bei Entwässerung entsteht Maghemit. |
| Maghemit | $\gamma$-$Fe_2O_3$ | Rotbraun. Gehört zur Spinellgruppe und ist magnetisch. Entsteht u.a. durch Oxidation von Magnetit ($Fe_3O_4$). |
| Limonit | FeOOH•$n$$H_2O$ | Kryptokristallines Mineralgemisch. Besteht überwiegend aus Goethit, daneben Lepidokrokit, Hämatit und Wasser. Gelbbraun bis schwarz. Es können zahlreiche andere Elemente bzw. Minerale in größeren Limonit-Aggregaten enthalten sein. |

Tab. 3: Chemische Zusammensetzung der häufigsten $Fe^{3+}$-oxidminerale, die bei der Verwitterung von eisenhaltigen Gesteinen entstehen (nach SCHACHTSCHABEL et al. 1992 und DEER et al. 1992)

erhöht, so dass seine Umwandlung in Hämatit aussetzen kann.

**Prozesse der Erzanreicherung**

Die Anreicherung der beschriebenen Eisenoxide, die zunächst als winzige Kristalle bzw. Aggregate (Ø ca. 2-100 nm) sehr fein verteilt im Boden vorliegen, bis zu einer abbauwürdigen Eisenerzlagerstätte, ist eng mit den Prozessen der Bodenentwicklung verknüpft und wird von den lokalen klimatischen und hydrogeologischen Bedingungen bestimmt. Als eigentliches Erz entsteht dabei Limonit (FeOOH•$n$$H_2O$; ältere Bezeichnung Brauneisenstein), ein Gemenge das hauptsächlich aus kryptokristallinem Goethit oder Lepidokrokit, etwas Hämatit und adsorbiertem Wasser besteht. Der Eisenanteil von Limonit kann nach dem Austreiben des adsorbierten Wassers (sog. Rösten) im Idealfall, also wenn keine Verunreinigungen durch andere Elemente oder Minerale vorhanden sind, maximal rund 62 Gew.% betragen, was jedoch die Ausnahme darstellt. Die Form, in der Limonit vorliegt, hängt wesentlich von seiner Bildungsweise ab, so daß im Boden alle Übergänge zwischen winzigen Aggregaten bzw. Konkretionen und durchgehend verfestigten Limonithorizonten möglich sind. Wie bereits erwähnt, kommen für den Vorgang der Anreicherung zwei grundsätzlich Bildungsabläufe in Betracht.

Zum einen ist dies die residuale Anreicherung, wobei unter oxidierenden Bedingungen die leichter löslichen Bestandteile der verwitternden Minerale mit dem Sickerwasser abtransportiert werden, die schwerlöslichen Eisenoxide dagegen zurückbleiben und sich dadurch in bestimmten Bodenhorizonten, oder auch an der Oberfläche anreichern können. Dazu zählen z.B. die Bohnerze (rundliche Gebilde aus Fe-Oxiden) der Schwäbischen Alb und anderer Gegenden, die als Rückstandsbildungen durch Verwitterung des anstehenden Kalkgesteins entstanden sind. Eine wesentliche Voraussetzung für die residuale Anreicherung von Eisen ist die Durchlässigkeit des Untergrundes für Wasser, verbunden mit einem entsprechend tief liegenden Grundwasserspiegel. Begünstigend wirken zudem nicht zu geringe pH-Werte der Verwitterungslösung, da im sauren Umfeld das Eisen in seiner leicht löslichen Oxidationsstufe ($Fe^{2+}$) stabil ist und abtransportiert würde. Durch die Anwesenheit von Kalk als Puffersubstanz[16] wird das Absinken des pH-Wertes im Boden verhindert.

Für die zweite Bildungsweise sind zumindest zeitweise reduzierende Bedingungen nötig, damit das Eisen entweder direkt aus den verwitternden Mineralen, oder durch Reduktion der feinverteilten Eisenoxide, als $Fe^{2+}$ in Lösung gehen kann. Reduzierende Bedingungen in Böden sind an niedrige pH-Werte in der Bodenlösung gekoppelt und werden gemeinsam mit dem sie kennzeichnenden Sauerstoffmangel meistens durch $O_2$-verbrauchende Organismen verursacht und durch Wassersättigung begünstigt. In der Regel liegt $Fe^{2+}$ in der

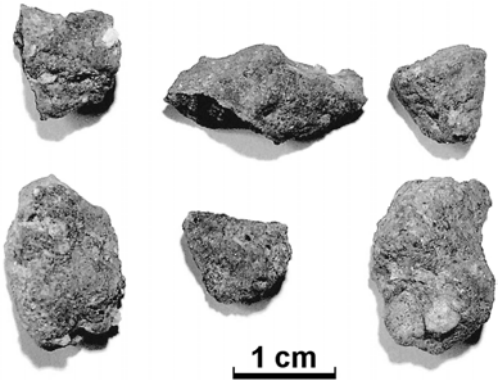



Abb. 1: Limonitkonkretionen aus dem nord-östlichen Habichtswald. Im dem Stück unten rechts befindet sich deutlich erkennbar ein rundlicher Basalteinschluss. Fundlage um R: $^{35}$27786, H: $^{56}$88886 (Waldwiese „Vor dem Hühnerberg“)

Bodenlösung dann als metallorganischer Komplex vor und kann in dieser Form leicht im Boden verlagert werden. Der Geländemorphologie entsprechend erfolgt die Verlagerung des Eisens mit dem Grund- und Sickerwasser solange in tiefere Lagen bis wieder Bereiche mit oxidierenden Bedingungen die Ausfällung des Eisens bewirken. Bleiben die entsprechenden Abläufe über längere Zeit erhalten, können sich dort Konkretionen aus Eisenoxiden oder auch durchgehend verfestigte Anreicherungshorizonte bilden.

Letztere sind unter der Bezeichnung Raseneisen, Raseneisenstein bzw. Raseneisenerz bekannt, da die entsprechenden Horizonte meist nur wenig unterhalb der Grasnarbe zu finden sind. Mineralogisch handelt es sich bei diesen Bildungen überwiegend um Limonit, wobei oft aber auch Manganoxide beteiligt sind. Je nach Bildungsweise können die Konkretionen bzw. das Raseneisen auch bis zu 80 % aus eingeschlossenen Silikaten (z.B. Quarz, Ton) bestehen, was ihren Wert als Eisenerz natürlich deutlich mindert. Raseneisensteinhorizonte kommen typischerweise in den durch hohe Grundwasserstände gekennzeichneten Böden (Gleye) Norddeutschlands vor. Sie entstehen dort durch den kapillaren Aufstieg des sauerstoffarmen und daher mit $Fe^{2+}$-Ionen beladenen Grundwassers nach oben in die durchlüfteten Bodenbereiche, wo das Eisen oxidiert wird.

Entsprechende Bodenverhältnisse, bei denen der geschlossene Kapillarsaum des Grundwassers dauerhaft bis wenige Dezimeter unter die Bodenoberfläche reicht[17], sind im Habichtswald zwar keinesfalls auszuschließen, dürften aber eher die Ausnahme bilden. Überdies wären sie gemeinsam mit den ggf. zugehörigen Eisenanreicherungen – in Form von typischem Raseneisenerz – vorrangig in Senken zu erwarten. Eine oberflächennahe Eisenanreicherung kann prinzipiell aber auch im Hangbereich stattfinden, wenn das von weiter oben stammende und mit gelöstem Eisen beladene Hangwasser dort auf Bodenverhältnisse trifft, die eine Oxidation des Eisens ermöglichen. Das wäre z.B. durch eine hohe Wasser- und Luftleitfähigkeit der oberen Bodenhorizonte verwirklicht, wodurch die Diffusion des gelösten Eisens zum Ort hohen $O_2$-Partialdrucks oder umgekehrt bei Austrocknung das Vordringen des Luftsauerstoffs zum $Fe^{2+}$ und dessen Oxidation sehr rasch erfolgen könnte. Natürlich besteht überdies die Möglichkeit, dass sich die geschilderten Prozesse dort, wo geeignete Bodenbedingungen vorliegen, abwechseln und überlagern können.

**Eigene Beobachtungen**

Die Form und Beschaffenheit von Limonitkonkretionen, die vom Verfasser auf Waldwiesen des nordöstlichen Habichtswaldes gefunden wurden[18] (Abb. 1), lässt eine solche Bildung durch sich abwechselnde Vorgänge vermuten. Dabei ist die Entstehung der Konkretionen wahrscheinlich auf eine oxidative Ausfällung des Eisens einerseits direkt aus der oberflächlich hangabwärtsströmenden Verwitterungslösung, andererseits aus dem kapillar aufsteigenden Anteil der Verwitterungslösung infolge erhöhter Verdunstung an der Bodenoberfläche (Sonneneinstrahlung) zurückzuführen, wobei die Übergänge zwischen diesen beiden Formen wohl fließend sein dürften.

Die rost- bis gelbbraunen Konkretionen weisen maximale Durchmesser von bis zu 19 mm

auf und treten direkt unter der Grasnarbe auf, was sehr gut an Stellen beobachtet werden kann, die von Wildschweinen aufgegraben wurden. Ihr Inneres ist teils massig unstrukturiert, teils porös mit unvollkommen konzentrischer Schalenstruktur ausgebildet und zeigt auf frischen Bruchflächen oft einen schwarzen unregelmäßigen Metallglanz, der die Anwesenheit von Hämatit verrät. Häufig haben sich die Limonitkonkretionen auf der Oberfläche von kleinen Basalt- oder Tuffbröckchen abgeschieden und umkrusten diese mitunter komplett. Schon mit der Lupe, und noch deutlicher unter dem Mikroskop, können in den Konkretionen Einschlüsse erkannt werden, bei denen es sich meist um Quarzkörner (Ø von <10 bis ca. 50 µm) handelt. Häufig sind auch größere Quarz- und Basalteinschlüsse vorhanden, die aus den Konkretionen herausragen und bis zu mehreren Millimetern Durchmesser erreichen können (Abb. 1). Die Limonitkonkretionen und Überzüge finden sich größtenteils in Bereichen, deren Untergrund nach Angabe der geologischen Karte[19] weder von anstehendem Basalt oder Tuff, noch von deren Schuttmassen gebildet wird, sondern vielmehr von eisenfreien Tertiärsedimenten mit nur relativ dünner Basaltschuttüberdeckung. Daher muss das Eisen in gelöster Form von den weiter oben gelegenen Stätten der Basalt- und Tuffverwitterung mit dem hangabwärts strömenden Wasser bis dorthin transportiert und dann oxidiert worden sein. Das häufige Auftreten von Hämatit in den Konkretionen deutet auf Entwässerungsreaktionen hin, welche die Umwandlung des primär gebildeten Goethits in Hämatit ermöglichten. Dies lässt auf eine zumindest zeitweilige Bodenerwärmung schließen.

Im Bereich der Pingenfelder am Wurm- und Hühnerberg, der heute vollständig bewaldet ist, konnten in den vereinzelten Aufschlüssen (Grabspuren von Maulwürfen und Wurzeltöpfe umgestürzter Bäume) oberflächlich keine Limonitkonkretionen beobachtet werden. Deshalb wurden vom Verfasser mehrere Kleinschürfe zur Klärung der Art und Weise des Auftretens von Limonit in diesem Bereich angelegt[20]. Der hieraus gewonnene Befund wird im folgenden Kapitel behandelt.

**Zum Eisenerzabbau im Habichtswald**

Nachdem im vorigen Kapitel die Art und die möglichen Entstehungsweisen des Eisenerzes im Habichtswald dargelegt wurden, sollen hier nun diese Erkenntnisse mit weiteren Geländebeobachtungen verglichen und im Hinblick auf den frühen Erzabbau diskutiert werden. Verständlicherweise stehen dabei die Pingenfelder als Abbauorte des Erzes im Vordergrund.

**Die Situation im Bereich der Pingenfelder**

Auffällig ist vor allem die morphologische Lage dieser beiden von SIPPEL (1994) an den Ost- bzw. Nordosthängen des Wurm- und Hühnerberges beschriebenen Pingenfelder (Abb. 2), die von zahlreichen flach bis muldenförmigen Vertiefungen (Ø 2-5 m; Tiefe um 0,5 m) und dazugehörigen, hangabwärts gelegenen, kleinen verflachten Halden gebildet werden[21]. Sie befinden sich in relativ geringer Entfernung (200-300 m) unterhalb der jeweiligen Gipfelgrate im Hanggelände auf etwa 420-440 m ü.NN, weshalb als Lagerstättentyp eine typische Raseneisenerzlagerstätte nicht in Frage kommen kann. Wahrscheinlich handelt es sich hier vielmehr um eine Lagerstätte, bei deren Bildung sich mehrere Anreicherungsprozesse überlagert haben, so wie es im vorigen Kapitel geschildert worden ist. Dafür spricht die relativ steile Hanglage der Pingenfelder zusammen mit der im Habichtswald recht hohen jährlichen Niederschlagsmenge, welche nach SCHÖNHALS (1969) um 800 mm beträgt und damit begünstigend auf die Verwitterung und Bodenentwicklung (Verlagerungsvorgänge) einwirkt. In jedem Fall ist die Herkunft des Eisens auf die Verwitterung des in unmittelbare Nähe anstehenden Basaltes (Tab. 1) und eine anschließende Anreicherung in den oberen Bodenbereichen zurückzuführen. Das kann allein schon aus der Abbauweise des Erzes geschlossen werden, welche in der Anlage der erwähnten oberflächlichen Schürfgruben bestand, die über eine recht große Fläche verteilt sind. Ein Abbau von primärem Eisenerz hätte sich dagegen auf die entsprechenden erzführenden Bereiche (Erzgänge) beschränkt und wäre diesen in die Tiefe gefolgt. Das ist aber aus den im vorigen

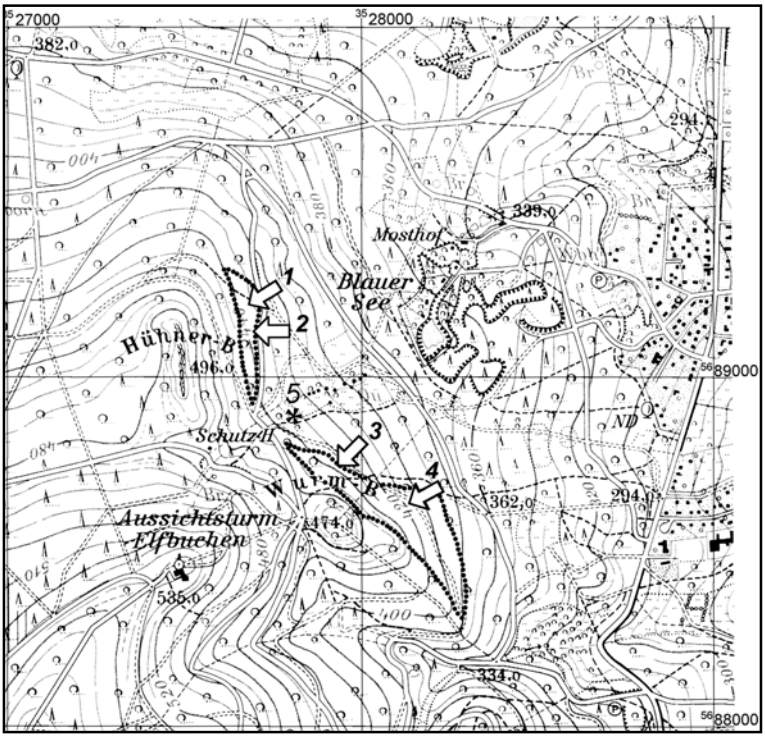



Abb. 2: Lage der im Text erwähnten Kleinschürfe an den Osthängen von Wurm- und Hühnerberg im nördlichen Habichtswald bei Kassel (Pfeile). Ungefähre Lage der Kleinschürfe:
***1***: um R: $^{35}$27677 H: $^{56}$89191
***2***: um R: $^{35}$27682 H: $^{56}$89142
***3***: um R: $^{35}$27918 H: $^{56}$88747
***4***: um R: $^{35}$28087 H: $^{56}$88648
Punkt **5** gibt den Fundbereich der in Abb. 1 gezeigten Limonitkonkretionen an. Die umpunktete Fläche bezeichnet die von SIPPEL (1994) beschriebenen Pingenfelder. (Vergrößerter Ausschnitt aus der Topographischen Karte von Hessen, Blatt 4622 Kassel-West, 1:25000. Der Gitterabstand beträgt 1 km)

Kapitel dargelegten Gründen für die Basalte des Habichtswaldes ausgeschlossen. Auch die Tertiärsedimente, welche nach Angabe der geologischen Karte[22] an den hier betrachteten Hängen von Hühner- und Wurmberg unter dem bodenbildenden Basaltschutt folgen und überwiegend aus Quarzsanden mit stellenweise eingelagerten dünnen Tonlagen bestehen, scheiden als Ursprung des Eisens aus.

Am Osthang des Hühnerberges liegt in diesen untermiozänen Sedimenten, ca. 15-20 m über dem Kasseler Meeressand[23] (also auf etwa 410-415 m ü.NN), ein geringmächtiges Braunkohleflöz, was auch abgebaut wurde (RÖSING, 1969: 56). Die zugehörigen Pingen und Halden sind heute noch deutlich in diesem Bereich des Osthanges zu erkennen. Im Unterschied zu den flächigen Schürfgruben des Eisenerzabbaus weiter oben am Hang, handelt es sich bei den Resten der Braunkohlengewinnung um grabenförmige Vertiefungen, die möglicherweise zum Teil auch verstürzte Stollen nachzeichnen[24].

**Eigene Beobachtungen**

Um die Art und Beschaffenheit des Eisenerzes im Bereich der Pingenfelder am Wurm- und Hühnerberg untersuchen zu können, wurden dort vom Verfasser vier Kleinschürfe zur Probenentnahme angelegt[25], deren Lage aus Abb. 2 hervorgeht. Dies war wegen des bereits im vorigen Kapitel erwähnten Fundmangels von Limonit in oberflächlichen Aufschlüssen erforderlich.

Die entnommenen Bodenproben stammen aus Tiefen von maximal ca. 40 cm unter der Streuauflage (Wald) und hatten jeweils etwa 2 kg Gewicht. Nach dem Naßsieben der Proben wurde der getrocknete Siebrückstand (Fraktion mit Ø > 1,5 mm) auf Limonitkonkre-

tionen untersucht. Die Auswertung der Bodenproben lieferte ein zunächst überraschendes Ergebnis: In keiner der Proben waren größere Limonitkonkretionen, d.h. mit mehr als 7 mm Durchmesser, vorhanden. Die meisten der zudem nur in sehr geringem Umfang auftretenden Konkretionen weisen sogar nur mittlere Durchmesser von weniger als 4 mm auf, wobei die von Schurf 4 stammende Probe keinerlei Limonitkonkretionen im Siebrückstand enthielt. Auch eine gezielte Nachsuche in Wurzeltöpfen von umgestürzten Bäumen im Bereich der Pingenfelder brachte kein anderes Ergebnis.

Die gefundenen Konkretionen haben rundliche Formen und zeigen eine typisch rostbraune bis gelbliche Farbe. Sie sind teilweise mit Basalt- oder Tuffmaterial verbacken, bzw. haben sich an diesen abgeschieden. Unter dem Mikroskop wird deutlich, dass in den meisten Konkretionen Quarzsandkörner und andere, nicht näher bestimmbare Körner mit dunkler Farbe, eingeschlossenen sind. Es könnte sich dabei zumindest teilweise um Hämatit handeln, da an kantendurchscheinenden Stellen ein tiefdunkelroter Farbton sichtbar wird. Die Form und Beschaffenheit dieser Konkretionen stimmt also bis auf die deutlich geringere Größe und Anzahl weitgehend mit den im vorigen Kapitel beschriebenen Konkretionen überein, welche von verschiedenen Waldwiesen aufgesammelt wurden.

Bemerkenswert ist nun, dass ein Teil dieser im vorigen Kapitel beschriebenen Limonitkonkretionen, und zwar die in Abb. 1 dargestellten, aus einer Geländehöhe von etwa 435 m ü.NN. stammen, was mehr oder weniger der Höhenlage unserer Pingenfelder entspricht. Der Fundort liegt zwischen den beiden Pingenfeldern am obersten Rand einer Waldwiese (Flurbezeichnung: „Vor dem Hühnerberg“) direkt unter der Grasnarbe und ist in Abb. 2 als Punkt 5 eingezeichnet. Aufgrund der recht hohen Anzahl und Größe der dort auftretenden Limonitkonkretionen erscheint ein spätmittelalterlicher Erzabbau also auch in diesem Bereich naheliegend.

**Das Fehlen von Limonit im Bereich der Pingenfelder**

Fraglich ist jedoch der beschriebene Mangel an Limonitkonkretionen an den sich nördlich und südlich daran anschließenden Hangflächen, auf welchen sich die Pingenfelder befinden. Wahrscheinlich ist diese Armut an Eisenerz auf die dortigen Bodenverhältnisse zurückzuführen. Denn wie bereits erwähnt, ist das gesamte Gelände der Pingenfelder bewaldet, woraus ein relativ geringer pH-Wert des Bodens resultiert. Mit abnehmendem pH-Wert des Bodens steigt jedoch gleichzeitig die Löslichkeit von $Fe^{2+}$ an. Zusätzlicher Sauerstoffmangel verstärkt diesen Vorgang, so dass Eisen mobil wird und mit der Bodenlösung abtransportiert werden kann. Zusätzlich hemmen der Baumbestand und die Streuauflage die Wasserverdunstung an der Bodenoberfläche und damit den kapillaren Aufstieg von eisenhaltigem Grund- und Stauwasser in den gut durchlüfteten Oberboden, so dass sich die Neubildung von Limonit dort, im Gegensatz zum Wiesengelände, verzögert oder auch ganz ausbleiben kann.

Es wäre demnach also interessant herauszufinden, ob und wann das Gelände um den Wurm- und Hühnerberg waldfrei war. Die in BAUMBACH (1974) an verschiedenen Stellen enthaltenen Hinweise auf eine Nutzung dieses Bereiches durch die Einwohner von Harleshausen als Weideland und Hute in mittelalterlicher Zeit sind zum Teil zeitlich und räumlich recht unbestimmt, jedoch rechtfertigen sie die Annahme von sehr viel lichteren bzw. völlig waldfreien Bereichen für das Mittelalter und die frühe Neuzeit. Darauf deutet auch der kolorierte Stich der Stadt Kassel von Braun und Hogenberg aus dem Jahr 1572 hin[26], welcher im Hintergrund der von Osten dargestellten Stadt die scheinbar nur sehr dünn bewaldeten Höhen des Habichtswaldes zeigt.

Würde diese Annahme zutreffen, könnte das heutige Fehlen einer Limonitanreicherung am Wurm- und Hühnerberg durch die Aufforstung der zuvor unbewaldeten Abbauflächen des Eisenerzes erklärt werden.

Darüber hinaus erscheint es denkbar, dass bei entsprechend hohen Neubildungsraten von Limonit auf solchem Freiland schon einige Zeit nachdem die vorhandenen Erzreserven (Limonitkonkretionen) erschöpft waren eine Wiederaufnahme des Abbaus an denselben Stellen möglich wäre.

**Wiederaufnahme des Eisenerzabbaus am Wurmberg 1581**

Tatsächlich wurde das am Wurmberg gelegene Pingenfeld während der Regierungszeit von Landgraf Wilhelm IV. im späten 16. Jahrhundert nochmals für kurze Zeit genutzt (WICK, 1910: 45ff.). Für die 1581 neu begründete Eisenhütte in Vaake, das ca. 7 km nördlich von Hann.Münden an der Weser liegt (Gde. Reinhardshagen), sind damals mehrere Bergwerke rund um Kassel (wieder?) in Betrieb gesetzt worden, da in der direkten Umgebung der Hütte kein Erz zu finden war. Nach WICK (1910: 48f.) hat wahrscheinlich auch der Abbau bei Hohenkirchen zu diesem Zeitpunkt begonnen, möglicherweise sogar schon früher, so dass eine Belieferung der 1390 genannten Waldschmiede zu Weimar[27] auch mit Erz aus Hohenkirchen denkbar erscheint. In diesem Zusammenhang wird für 1581 ein Eisenbergwerk „unterm Wormbergk am Habichtswalde“ genannt (WICK, 1910: 50f.), das SIPPEL (1994) zufolge eine Wiederaufnahme der älteren Schürfe am Wurmberg darstellt. Aufgrund der zu geringen Ergiebigkeit hielt der Abbau dort jedoch nicht lange an (WICK, 1910: 51). Hieraus ergibt sich vielleicht ein Hinweis auf die entsprechende Neubildungsrate des Limonits, welche offensichtlich zu klein war, um in den ein bis zwei Jahrhunderten zwischen dem vermuteten spätmittelalterlichen Abbau und der Wiederaufnahme 1581 genügend Erz entstehen zu lassen.

Die ebenfalls in diesem Zusammenhang erwähnte Bezeichnung „Grasser Eisenstein“ könnte entgegen der Meinung von Wick, der als Erklärung die heutige Ortsbezeichnung ‚Hohes Gras‘[28] nennt, vielleicht auch mit dem heute üblichen Begriff „Raseneisenstein“ übereinstimmen. Der Abbau und die Verhüttung von Raseneisenerz im norddeutschen Flachland war bereits in der Römischen Kaiserzeit verbreitet und nahm nach einer Pause im 8.-11. Jahrhundert seit dem Mittelalter wieder deutlich zu (JÖNS 1993). Das dort verbreitete Raseneisenerz findet sich in geringer Tiefe unter der Humusdecke in einem 20-40 cm mächtigen Anreicherungshorizont, meist als linsenförmige Körper mit Durchmessern von 3 bis 10 m. Auch wenn es sich bei dem am Wurmberg (und auch am Hühnerberg) gefundenen Eisenerz der Entstehung und Ausbildung nach nicht um typisches Raseneisenerz handelt, so ist doch im Hinblick auf die geringe Fundtiefe und die mineralogische Zusammensetzung (Limonit) eine sehr große Ähnlichkeit damit vorhanden. Eine entsprechende Erwähnung würde um so mehr Sinn machen, als die Eisenerze in den übrigen landgräflichen Bergwerken meist von Untertage gefördert werden mussten, während am Wurmberg im Tagebau gearbeitet werden konnte. So wurde z.B. in Hohenkirchen das Erz aus einer Tiefe von mehr als „6 Lachter“ (ca. 12 m) gefördert und hatte dort eine Mächtigkeit von „6 bis 7 Fuß“ (ca. 1,7-2,0 m), wie aus einem in WICK (1910) zitierten Bericht des CANCRINUS (1767: 45-67) hervorgeht.

**Hinweise zur Erzqualität**

Über die geochemische Zusammensetzung und damit die Qualität des am Wurmberg (und auch am Hühnerberg) abgebauten Limonits kann z.Z. nichts Genaues ausgesagt werden, da entsprechende Untersuchungen fehlen. Wie der mikroskopische Befund jedoch gezeigt hat, weisen die Limonitkonkretionen meist zahlreiche Einschlüsse auf oder sind mit Basalt- bzw. Tuffbröckchen verbacken, was natürlich eine Verminderung der Eisenausbeute pro gefördertem Erzvolumen bedeutet hat.

Einen indirekten Hinweis auf die Qualität des Eisenerzes könnte der Ende des 16. Jahrhunderts pro Fuder[29] Erz bezahlte Stücklohn liefern, welcher für die einzelnen Bergwerke unterschiedlich ausfiel (WICK, 1910: 51). So wurden für das Fuder Erz vom Wurmberg 16 Albus[30] bezahlt, während ein Fuder des aus Hohenkirchen stammenden Erzes ledig-

lich $7^1/_2$ Albus einbrachten. Dies könnte vielleicht mit der Qualität des Erzes zusammenhängen, d.h. dem Anteil an störenden Beimengungen im Limonit, welcher demzufolge im Erz vom Wurmberg geringer als in demjenigen aus Hohenkirchen gewesen wäre.

**Eisenerz in der Firnskuppe?**

Zum Ende kommend soll noch kurz auf den von SIPPEL (1994) ausführlich behandelten Schacht auf der Firnskuppe eingegangen werden. Bei diesem Schacht könnte es sich trotz des Fehlens einer abbauwürdigen Vererzung im anstehenden Basalttuff dennoch um einen spätmittelalterlichen Versuchs- bzw. Suchschacht auf primäres Eisenerz handeln, so wie es von SIPPEL (1994) bereits angenommen worden ist. Das leicht verwitterbare Tuffmaterial, das sich ja prinzipiell chemisch nicht von den Basalten unterscheidet, zeigt im verwitterten Zustand vielfach rostig braune Bereiche, die ganz offensichtlich auf das Vorhandensein von Eisenerz (Brauneisenstein) hinweisen und tatsächlich ja auch durch sehr dünne Überzüge aus Limonit hervorgerufen werden. Die ursächlichen Zusammenhänge werden den spätmittelalterlichen Bergleuten kaum bekannt gewesen sein, so dass sie wohl erfahrungsgemäß davon ausgegangen sind, in der Tiefe des anstehenden Gesteins auf eine primäre Erzader zu stoßen. Vorausgesetzt diese Vermutung wäre zutreffend, würde es sich bei dem Suchschacht auf der Firnskuppe in gewisser Weise um einen „historischen Irrtum“ handeln.

**Literatur**


BAUMBACH, W. (1974): Harleshausen. Eine siedlungsgeschichtliche Studie. – Selbstverlag; Kassel

BRINKMANN, R. (1991): Abriß der Geologie. Bd. 2. Historischen Geologie, 14. Aufl. – Enke Verlag; Stuttgart

CANCRINUS, F.L. (1767): Beschreibung der vorzüglichsten Bergwerke in Hessen, in dem Waldeckischen, an dem Harz, in dem Mansfeldischen, in Churſachsen und in dem Saalfeldischen. – Frankfurt a.M.

DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1992): Introduction to the rock-forming minerals, 2nd ed – Longman Group Ltd.

HENTSCHEL, H. (1969): Die vulkanischen Gesteine. – Kapitel VI. in: Rösing, F.: Erläuterung zur geologischen Karte von Hessen, 1:25000, Blatt 4622 Kassel-West. – Hess. Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden

HUNT, C.P., MOSKOWITZ, B.M. & BANERJEE, S.K. (1995): Magnetic properties of rocks and minerals. – In: Ahrens, T.J. [ed.] Rock physics and phase relations. A handbook of physical constants. – AGU Reference Shelf **3**: 189-204

INTERNATIONAL STRATIGRAPHIC CHART der IUGS (2000). – International Union of Geological Sciences und Division of Earth Sciences UNESCO.

JÖNS, H. (1993): Eisengewinnung im norddeutschen Flachland. – In: Steuer, H. & Zimmerman, U. (Hrsg.): Alter Bergbau in Deutschland (Sonderheft der Zeitschrift „Archäologie in Deutschland“): 63-69; Hamburg

MEIBURG, P. (1982): Saxonische Tektonik und Schollenkinematik am Ostrand des Rheinischen Massivs. – Geotektonische Forschungen, Band **62**

POHL, W. (1992): Lagerstättenlehre, 4. Auflage. – E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung; Stuttgart

RÖSING, F. (1969): Erläuterung zur geologischen Karte von Hessen, 1:25000, Blatt 4622 Kassel-West. – Hess. Landesamt für Bodenforschung; Wiesbaden

SCHACHTSCHABEL, P., BLUME, H.-P., HARTGE, K.-H. & SCHWERTMANN, U. (1992): Lehrbuch der Bodenkunde, 13. Auflage. – Enke Verlag; Stuttgart

SCHÖNHALS, E. (1969): Die Böden. – Kapitel X. in Rösing, F.: Erläuterung zur geologischen Karte von Hessen, 1:25000, Blatt 4622 Kassel-West. – Hess. Landesamt für Bodenforschung; Wiesbaden

SCHULTZE, J. (Hrsg.) (1913): Klöster, Stifter und Hospitäler der Stadt Kassel und Kloster Weißenstein. Regesten und Urkunden. – Veröff. der historischen Kommission für Hessen und Waldeck IX, Bd. 2; Marburg

SIPPEL, K. (1994): Der Schacht auf der Firnskuppe. Zur Deutung eines ehemaligen Bergwerksschachtes und zur mittelalterlichen Eisengewinnung im Habichtswald. – In: Jahrbuch des Landkreises Kassel 1994: 23-32

WEDEPOHL, K.H. (1982): K-Ar-Altersbestimmungen an basaltischen Vulkaniten der nördlichen Hessischen Senke und ihr Beitrag zur Diskussion der Magmengenese. - Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, **144**: 172-196

WEDEPOHL, K.H. (1983): Die chemische Zusammensetzung der basaltischen Gesteine der nördlichen Hessischen Senke und ihrer Umgebung. – Geologisches Jahrbuch von Hessen, **111**: 261-302; Wiesbaden

WEDEPOHL, K.H. (1985): Origin of the Tertiary basaltic volcanism in the northern Hessian Depression. – Contributions to Mineralogy and Petrology, **89**: 122-143

WICK, W. (1910): Die landesherrlichen Eisenhütten und Hämmer im ehemaligen Kurhessen bis zum Ende des XVII. Jahrhunderts. – Zeitsch. d. Ver. f.

hess. Gesch. u. Landeskunde, Neue Folge, Supplement 16
WILSON, M. (1989): Igneous Petrogenesis. – Chapman & Hall; London.

## Anmerkungen

1 Tritt nach Norden aus dem Habichtswald und mündet im Stadtgebiet von Kassel schließlich in die Fulda. Fließt ca. 1 km südöstlich an dem nordwestlich von Kassel gelegenen Ort Weimar vorbei.
2 Regest Nr. 309 in SCHULTZE (1913: 126)
3 Eine ausführliche Beschreibung der Anlage sowie der örtlichen Begebenheiten findet sich in dem Aufsatz von SIPPEL (1994).
4 International Stratigraphic Chart der IUGS (2000) sowie BRINKMANN (1991)
5 Eine Ausnahme stellt der doleritische Basalt des Bühls bei Weimar dar (siehe Text).
6 Die Beobachtungen und Untersuchungsergebnisse von HENTSCHEL (1969) wurden für die in der vorliegenden Arbeit gebrachte Beschreibung der modalen Basalt- und Basalttuffmineralogie als Grundlage benutzt, ohne im einzelnen darauf hinzuweisen.
7 Während Magnetit sehr starke magnetische Eigenschaften besitzt (ein Maß dafür ist die dimensionslose magnetische Suszeptibilität *k*, für Magnetit = 1,0 - 5,7), ist Ilmenit mit deutlich geringerer Suszeptibilität ($k = 2{,}2 \cdot 10^{-3}$ - 3,8) entsprechend schwächer magnetisch (Werte aus HUNT et al. 1995).
8 Für die Bestimmung der tatsächlichen Verteilung wären entsprechende geochemische Untersuchungen nötig.
9 Sowohl die hier und im folgenden dargestellten Reaktionen bei der Verwitterung, als auch die Prozesse, die zur Bildung der sekundären Eisenerze und schließlich zu deren Anreicherung führen, sind weitgehend nach SCHACHTSCHABEL et al. (1992) zitiert, ohne im einzelnen darauf hinzuweisen.
10 Durch Ausdehnung von Gesteinen infolge der sukzessiven Abtragung überlagernder Gesteinsmassen bilden sich Risse, in die Wasser und/oder Wurzeln eindringen können.
11 Durch Einbau von Wasser in den Zwischenschichtraum von quellfähigen Tonmineralen, bzw. der Hydratisierung von Anhydrit zu Gips, können erhebliche Quelldrücke entstehen.
12 Nach der Definition von SCHACHTSCHABEL et al. (1992: 13ff.) werden unter Hydrolyse die chemischen Reaktionen der mineralischen Bestandteile mit den $H^+$ und $OH^-$ Ionen des dissoziierten Wassers verstanden.
13 Entsprechend seiner Elektronenkonfiguration besitzt Eisen mehrere Oxidationszahlen (in Verbindungen maximale Oxidationsstufe +6), die aber keine praktische Bedeutung haben.
14 Ein kleiner Teil des Eisens wird in die bei der Verwitterung neugebildeten Tonmineralen eingebaut.
15 Daneben finden sich aber auch zahlreiche Ti- und Mn-Oxide.
16 Nach der Reaktion $CaCO_3 + H^+ \leftrightarrow Ca^{2+} + HCO_3^-$
17 Definition nach SCHACHTSCHABEL et al. (1992: 426)
18 Bei mehreren im Frühjahr 2003 durchgeführten Geländebegehungen
19 Geologische Karte von Hessen 1:25000, Blatt 4622 Kassel-West
20 Die Kleinschürfe sowie die damit verbundene Probennahme wurden am 25.03.2003 mit freundlicher Genehmigung des Hessischen Forstamtes Kassel durchgeführt, wofür dem Forstamtsleiter THEODOR AREND und dem zuständigen Revierförster DIETER KÖNIG an dieser Stelle sehr herzlich gedankt sei.
21 Wie Anm. 3
22 Wie Anm. 19
23 Der Kasseler Meeressand diente für die im Habichtswald bis in die Neuzeit abgebauten Braunkohleflöze als Bezugshorizont.
24 Darauf deutet zumindest eine größere Halde hin, welche einem relativ kurzen Graben hangabwärts direkt vorgelagert ist und sich nicht allein aus dem Abraum der sichtbaren Vertiefungen erklärt.
25 Wie Anm. 20
26 Der Stich stammt aus Band I der „Civitates Orbis Terrarum“, die von GEORG BRAUN zwischen 1572 und 1618 in 6 Bänden herausgegeben wurden.
27 Wie Anm. 2 und 3
28 Das Hohe Gras ist mit 614,8 m ü.NN. die höchste Erhebung des Habichtswaldes und wird von dem gleichen Basalttypus gebildet, wie er am Hühnerberg zu finden ist (Essexitbasalt).
29 Altes Hohlmaß, dessen Größe regional unterschiedlich war (In der Größenordnung von etwa 1000 Liter)
30 Alte hessische Silbermünze

Manuskript bei der Schriftleitung eingegangen
am 10. September 2003

**Anschrift des Verfassers**
Dr. Frank N. Schäfer
Blauer See
34128 Kassel
eMail: fnsch@gmx.de

# ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Philippia. Abhandlungen und Berichte aus dem Naturkundemuseum im Ottoneum zu Kassel

Jahr/Year: 2003-2004

Band/Volume: 11

Autor(en)/Author(s): Schäfer Frank N.

Artikel/Article: Eine geologische Betrachtung des spätmittelalterlichen Eisenerzabbaus im nördlichen Habichtswald bei Kassel 167-182