







Magmatische Gesteine im GeoPark Ruhrgebiet

Magmatische Gesteine im Ruhrgebiet? Bei dieser Frage werden auch viele Kenner der Ruhrgebietsgeologie passen. Doch es gibt sie! In diesem Themenheft wollen wir diese "Unbekannten" vorstellen, zu deren Entstehung, Alter und geologischer Einordnung noch viele Fragen ungeklärt sind.

Magmatit – was ist das?

Als Magmatite bezeichnet man Gesteine, die durch das Abkühlen und anschließende Erstarren von Gesteinsschmelzen entstehen. Sie werden daher auch als Erstarrungsgesteine bezeichnet.

Tiefen- und Ergussgesteine

Je nachdem, ob das Magma innerhalb der Erdkruste erstarrte, oder erst nachdem es als Lava an der Erdoberfläche ausgeflossen ist, unterscheidet man Tiefengesteine (Intrusivgesteine oder Plutonite) und Ergussgesteine (Vulkanite, Extrusiv-, oder Effusivgesteine). In Oberflächennähe herrscht weniger Auflastdruck durch das Gebirge und die Temperatur nimmt ab, sodass dort das Magma schneller ausgasen und abkühlen kann als im tiefen Untergrund. Deshalb unterscheiden sich die jeweiligen Tiefen- und Ergussgesteine voneinander, obwohl sie chemisch gleich zusammengesetzt sind. So bildet quarzreiches Magma, das innerhalb der Erdkruste erstarrt, Granit-Plutone. Fließt dieses Magma dagegen an der Erdoberfläche aus, bildet sich ein Gestein, das als Rhyolith oder Quarzporphyr bezeichnet wird. Ebenso entspricht dem Ergussgestein Basalt das Tiefengestein Gabbro.

Die Ganggesteine (Subvulkanite) bilden den Übergang zwischen den Plutoniten und Vulkaniten: Sie entstehen, wenn Gesteinsschmelzen in Klüfte oder Spalten des Nebengesteins eindringen und dort erstarren. Die Gänge wurzeln in Plutonen

im Untergrund und können bis zur Erdoberfläche oder dem Meeresboden reichen, wo sie dann die Vulkane speisen.

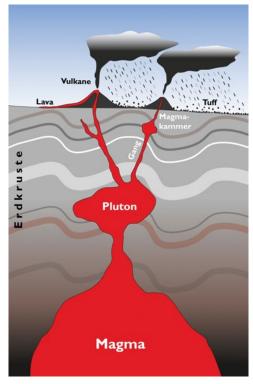


Abb. 1: Schematische Darstellung der Entstehung von Magmatiten

Basalte, die vor oder während der variscischen Gebirgsbildung in der Karbonzeit vor ca. 296 Mio. Jahren entstanden sind, haben sich im Regelfall nachträglich verändert: Bei dieser noch sehr schwachen Metamorphose wandelten sich die Feldspäte und das Mineral Augit in die Minerale Chlorit und Hornblende um. Als Folge hiervon veränderte sich die Farbe des Gesteins von annähernd schwarz zu grün. Das Gestein wird dann als Metabasalt oder Diabas bezeichnet. Wegen der grünen Farbe wurde früher auch der Begriff "Grünstein" benutzt.



Abb. 2: Diabas im Dünnschliffbild. Breite des Bildausschnitts 6,2 mm. Oben in normalem, unten in polarisiertem Licht. Große Olivinkristalle liegen in einer Grundmasse aus kleinen, leistenförmigen Feldspatkristallen und büschelartigen Klinopyroxen-Aggregaten. Feldspäte und Klinopyroxen sind zu Chlorit umgewandelt (blassgrüne Farbe im Normallicht, dunkel im polarisierten Licht)

Chemische Zusammensetzung

Gesteinsschmelzen unterscheiden sich stark in ihrer chemischen Zusammensetzung, dementsprechend gibt es sehr viele verschiedene magmatische Gesteine. Ihr wichtigstes Unterscheidungsmerkmal ist der Gehalt an Kieselsäure (SiO₂). Sie tritt als eigenes Mineral in Form von Quarz auf, ist aber auch am Aufbau der meisten anderen magmatisch gebildeten Mineralien (den Silikaten) beteiligt.

Nach dem Gehalt an Kieselsäure lassen sich vier Hauptgruppen von Magmatiten unterscheiden:

- saure Magmatite, z. B. Granit, Rhyolith mit einem SiO₂-Gehalt größer 65 %
- intermediäre Magmatite, z. B. Syenit, Trachyt mit einem SiO₂-Gehalt von 65 52 %
- **basische Magmatite**, z. B. Gabbro, Basalt, mit einem SiO₂-Gehalt von 52 45 %.
- ultrabasische Magmatite, z. B. Harzburgit, Pyroxenit, mit einem SiO₂-Gehalt kleiner 45 %.

Die chemische Zusammensetzung der Magmatite sagt etwas aus über ihre Herkunft: Da Kieselsäure vor allem in der kontinentalen Erdkruste angereichert ist, entstehen saure, quarzreiche Gesteine bevorzugt durch die Aufschmelzung von Material der kontinentalen Erdkruste. Dies kann zum Beispiel bei der Kollision von Kontinentalplatten geschehen, wenn sich die Platten übereinander schieben und die kontinentale Kruste der versenkten Platte aufschmilzt. Basische Magmatite stammen dagegen eher von tief versenkter ozeanischer Kruste, z. B. bei der Kollision von ozeanischen und kontinentalen Krustenplatten, oder sie werden über tiefreichende Spalten direkt aus dem Kieselsäue armen Erdmantel an die Oberfläche gefördert.

Tuffe und Tuffite

Neben den Magmatiten im engeren Sinn, die aus erstarrter Gesteinsschmelze bestehen, gibt es auch noch die Tuffe und Tuffite, die aus den Aschewolken von Vulkanausbrüchen hervorgehen. Die ausgestoßene Asche kann kilometerhoch aufsteigen und wird vom Wind oft über sehr weite Entfernung transportiert, ehe sie sich als Sediment ablagert. Beispielsweise bedecken die Aschenablagerungen des Ausbruchs des Tambora-Vulkans in Indonesien aus dem Jahr 1815 zusammenhängend eine Fläche mit einem Radius von 1300 km. Die Asche des Ausbruchs gelangte als feiner Staub bis in die Stratosphäre und wurde über die gesamte Erde verteilt. In Europa kam es damals zu merklichen Klimaänderungen. Maler wie beispielsweise W. Turner in England dokumentierten dieses "Jahr ohne Sommer" in farbigen Sonnenuntergängen.

Die Ablagerungen vulkanischer Aschen werden auch als "Tephra" bezeichnet. Ihre Korngrößen reichen von feinem Staub über kiesartige Lapilli bis zu großen Felsbrocken, die als vulkanische Bomben bezeichnet werden. Besteht ein Sedimentgestein zu mehr als 75 % aus vulkanischen Bestandteilen ("Pyroklasten"), so wird es als Tuff bezeichnet, Gesteine mit 25 – 75 % vulkanischem Anteil als Tuffit. Tuffite

entstehen oft, wenn sich Vulkanaschen in Gewässern mit dem "normalen" Sediment mischen oder wenn bereits abgelagerte Tuffe wieder abgetragen und zusammen mit anderen Sedimenten umgelagert werden.

Geologisch gesehen ist die Bildung von Tephra ein sehr kurzzeitiger Vorgang. Unter günstigen Bedingungen lassen sich die darin enthaltenen Mineralien mit Hilfe von Isotopenuntersuchungen bestimmter chemischer Elemente datieren. Sie geben dann wichtige Hinweise zur Altersbestimmung der Gesteine, in die sie eingebettet sind.

Abb. 3: Vorkommen und Alter der Magmatite im GeoPark Ruhrgebiet, grün (basische) und rot (saure) Vulkanite.

sauer basisch

Alter (Jahre vor heute)	System	Serie
heute / 12.000 —	Quartär	Holozän Pleistozän (Eiszeitalter)
2,6 Mio. — 65 Mio. —	Tertiär	
89 Mio. — 93,5 Mio. —	Kreide	Oberkreide
98,9 Mio. —		Unterkreide
142 Mio. — 200 Mio. —	Jura	
235 Mio. — 243 Mio. —	Trias	Keuper Muschelkalk Buntsandstein
251 Mio. — 258 Mio. —	Perm	Zechstein
296 Mio. —		Rotliegend
220.44	Karbon	Oberkarbon (Pennsylvanium)
320 Mio. — 358 Mio. —		Unterkarbon (Mississippium)
338 Milo. —	Devon	Oberdevon
392 Mio. —		Mitteldevon
418 Mio		Unterdevon

Die Magmatite im Ruhrgebiet

Im GeoPark Ruhrgebiet finden wir keine Relikte von Vulkanen. Jedoch treten in Ablagerungen verschiedener Erdzeitalter saure und basische Ganggesteine sowie verschiedenartige Tuffe auf. Daneben bestehen auch viele Findlinge, die von den eiszeitlichen Gletschern aus Skandinavien in die Region des heutigen Ruhrgebiets transportiert wurden, aus magmatischen Gesteinen. Auf sie soll hier aber nicht näher eingegangen werden.

Stufe (Auswahl)	Vulkanite im GeoPark Ruhrgebiet
	Laacher-See-Tephra
Coniacium – Maastrichium	
Turonium	Tuffe
Cenomanium	
	Basalt (?)
	Basalt
	Rhyolith (?) Kaolin-Kohlen-Tonsteine
Givetium	
Eifelium	Diabas
Emsium	
Gedinnium-Siegenium	

1. Diabasgänge in Schichten des Mitteldevons

Diabas entstand aus basaltischen Schmelzen, die entlang von Gebirgsspalten und Klüften zur Oberfläche aufdrangen und dort als untermeerische Vulkane austraten

Im Gebiet südlich von Hagen und Iserlohn treten etliche Diabas-Gänge auf. Sie durchschlagen ca. 390 Mio. Jahre alte mitteldevonische Schichten, die dort zu einer großen Faltenstruktur, dem Remscheid-Altenaer Sattel, geformt sind. Die Gänge sind schmal, oft nur wenige, bis maximal ca. 10 Meter mächtig. Sie lassen sich oft über mehrere Hundert Meter im Streichen verfolgen und bilden mitunter aus mehreren Einzelgängen zusammengesetzte Gangzüge. Die Diabasgänge sind am besten in alten Steinbrüchen zu beobachten, in denen sie im 19. Jahrhundert als Schottermaterial z. B. für den Eisenbahnbau abgebaut wurden.

Im östlichen Sauerland bis zum Hönnetal sind solche vulkanischen Erscheinungen aus dem oberen Givetium (einem Zeitabschnitt innerhalb des Mitteldevons; ca. 385 Mio. J. v.h.) in größerem Umfang bekannt und bildeten dort im sog. "Hauptgrünsteinzug" vor allem auch mächtige Diabastuffe am früheren Meeresboden (den sog. Schalstein).

Im Raum südlich von Hagen sind allerdings nur mit Diabas gefüllte Gänge erhalten. Sofern das Magma in diesen Gängen die (damalige) Erdoberfläche erreicht haben sollte, wurden die Diabas-Ergüsse im Lauf der Erdgeschichte wieder abgetragen. Auffallend ist, dass die Diabasgänge südlich von Hagen nur in den Schichten des älteren Mitteldevons (Eifelium) auftreten, nicht aber in jüngeren Abschnitten des Mitteloder Oberdevons. Dies spricht für einen Zusammenhang zwischen den Gängen und dem Givet-zeitlichen Vulkanismus des Hauptgrünsteinzugs weiter östlich im Sauerland. Ähnliche Diabasvorkommen treten aber als sog. "Deckdiabas" im südöstlichen Rheinischen Schiefergebirge auch im Unterkarbon auf. Das Alter der Diabasgänge südlich von Hagen ist daher unsicher.

Die Diabase sind von grünlich-grauer Farbe und meist feinkörnig-dicht bis mittelkörnig. Je mächtiger der Diabasgang ist, bzw. je größer der Abstand des heißen Magmas zum kühleren Nebengestein war, desto grobkörniger ist das Gestein. In der langsamer abkühlenden Schmelze hatten die einzelnen Kristalle mehr Zeit zum Wachstum als bei schneller Erstarrung am Rand der Spalte. Mitunter zeigen sich auch rundliche Hohlräume im Gestein, die sogenannten "Diabasmandeln", die einige Millimeter bis Zentimeter im Durchmesser erreichen können und ehemals Gasblasen im Magma waren. Nachträglich wurden diese Hohlräume dann mit Calcit, Quarz oder Chlorit gefüllt (Abb. 4).



Abb. 4: Diabas mit Karbonat-gefüllten ehemaligen Gasblasen ("Diabasmandeln") und einer Quarzkluft; Hagen-Priorei

Als basisches Gestein setzt sich der Diabas hauptsächlich aus Feldspäten, Pyroxen, Titanomagnetit, Ilmenit und untergeordnet Biotit und Apatit zusammen. Daneben tritt auch immer ein geringer Anteil (< 10 %) Quarz auf. Durch Mineralumwandlungen bildete sich das grüne Mineral Chlorit.

Örtlich enthalten die Diabasgänge auch feinverteilten Pyrit, der in Oberflächennähe zu Brauneisenstein verwittert, und Kupferkies. Diese Erzführung verlockte im 19. Jahrhundert zu mehreren Bergbauversuchen. So wurde z.B. im Tal des Mäckingser Baches bei Hagen-Selbecke ein Diabasvorkommen von der Grube Julie mit mehreren Stollen auf seine Kupfererzführung untersucht. Weiter südlich bildete die Brauneisensteinführung eines Diabasgangs bei BreckerfeldBenscheid zwischen 1857 und 1913 die Grundlage für den letztlich wirtschaftlich erfolglosen Betrieb der Grube Espérance. Auch südlich Ennepetal-Altenvoerde waren im Ennepetal Grubenfelder auf Kupfererzvorkommen im Diabas verliehen. Die Erzmineralien gehören wohl aber nicht zum ursprünglichen Mineralbestand des Diabases, sondern sind erst nachträglich, zusammen mit Quarz und Schwerspat, in Klüften und Spalten des spröden Gesteins ausgeschieden worden

2. Tuffe in Unterkarbonschichten

Während der Unterkarbonzeit (358 – 320 Mio. J. v.h.) wurde der größte Teil des GeoPark-Gebiets von einem verhältnismäßig tiefen Meeresbecken eingenommen, in das wegen der Küstenferne nur wenig, überwiegend toniges Sedimentmaterial eingetragen wurde. Überreste von Organismen mit Kieselsäure-haltigen Skeletten, z. B. Kieselalgen oder Radiolarien wurden zusammen mit den Tonen abgelagert. Zusammen mit kalkigen Rutschmassen, die immer wieder von umliegenden untermeerischen Schwellenregionen abglitten und als Schlammströme über weite Strecken in das Meeresbecken transportiert wurden, entstanden so im Meeresbecken der Unterkarbonzeit Wechsellagerungen aus kieseligen Tonsteinen und Kalkhänken

Weit verbreitet finden sich in diesen Gesteinen meist nur wenige Zentimeter dünne Lagen aus hellen, weichen Tonen. Bei diesen Tonschichten handelt es sich ursprünglich um vulkanische Aschen. Sie wurden nach Vulkanausbrüchen vom Wind über das Meer verweht und lagerten sich dann als dünne Schicht am Meeresboden ab. Im Laufe der Gesteinsbildung wurden die ursprünglichen silikatischen Mineralbestandteile dieser Tuffe in Tonmineralien umgewandelt, die heute ein als "Metabentonit" bezeichnetes Gestein bilden. Eine derartige Tufflage fand sich auch in dem bekannten Aufschluss im Hasselbachtal bei Hohenlimburg-Reh direkt an der Devon-Karbon-Grenze. Diese konnte so mit

Hilfe von Isotopenuntersuchungen auf ein Alter von 358,9 ± 0,4 Millionen Jahre datiert werden.

Die Tuffe bzw. Tuffite aus den verschiedenen Vorkommen in Schichten des Unterkarbons sind in ihrer chemischen Zusammensetzung weitgehend ähnlich und entstammen einem sauren bis intermediären Magma. Sie stehen daher nicht in Beziehung zu den schon erwähnten (basischen) Basalten bzw. Diabasen des Unterkarbons, die im östlichen Schiefergebirge vorkommen. Die Tuffe lassen sich vielmehr von einem Vulkanismus herleiten, wie er für aktive Kontinentalränder oder Inselbögen typisch ist (heute z.B. im Westen der USA oder in Indonesien). Ein derartiger Vulkanismus ist aus dem Bereich des Rheinischen Schiefergebirges zur Zeit des Unterkarbons aber nicht bekannt. Die Vulkanaschen, aus denen die Tuffe entstanden sind, sind offenbar vom Wind über eine sehr große Entfernung transportiert worden. Hierfür spricht auch die weite Verbreitung der Tuffe, die nicht nur im Sauerland, sondern zeitgleich z.B. auch im Harz zu finden sind.

3. Kohlen-Tonsteine in den Kohleflözen des Oberkarbons

Innerhalb einzelner Kohleflöze des Ruhrkarbons fielen dünne, teils grauschwarz, teils hellgrau gefärbte Lagen auf, die aus feuerfestem Ton bestehen. Gleichartige Bildungen treten auch in vielen anderen Steinkohlerevieren auf. Wegen ihrer weiten Verbreitung und Horizontbeständigkeit wurden diese "Kohlen-Tonsteine" wichtige Leithorizonte bei der stratigraphischen Einstufung der Flöze. Die meisten dieser Tonsteinlagen enthalten das Tonmineral Kaolinit, weshalb sich der Name "Kaolin-Kohlen-Tonstein" (KKT) für sie einbürgerte. Auffällig ist, dass diese Gesteine fast ausschließlich innerhalb der Kohleflöze, aber nur selten im Nebengestein gefunden wurden.

Über die Entstehung der Kohlentonsteine herrschte lange Unklarheit. Im Detail unterscheiden sich die einzelnen Tonsteine bezüglich ihres Mineralbestandes und der Ausbildung und Struktur der Mineralien, so dass mehr als eine Ursache für ihre Entstehung möglich erschien. Es wurde zwar schon früh vermutet, dass es sich um umgelagerte und chemisch veränderte vulkanische Tuffe handeln könnte. Ein Beweis hierfür wurde aber erst mit dem Auffinden von Mineralrelikten eindeutig vulkanischer Herkunft, wie z. B. des Feldspatminerals Sanidin oder vulkanischen Gläsern, in den 1980er Jahren erbracht. Gegenwärtig stellt man sich die Entstehung der Kaolin-Kohlen-Tonsteine folgendermaßen vor:

- Vulkanische Aschen regnen in die Torfmoore der Karbonzeit. Dabei entstehen zunächst überwiegend helle Kohlentonsteine, die vorwiegend komplexe Tonminerale aus Illit und Montmorillonit enthalten und in denen sporadisch noch Relikte vulkanischer Mineralien vorhanden sind (Abb. 5). Sie werden als "Mixed-Layer-Tonsteine" bezeichnet. Im Ruhrgebiet erreichen diese Lagen in Ausnahmefällen bis zu 20 cm Mächtigkeit.
- Durch den Einfluss der Huminsäuren in den Moorwässern kommt es zu starken Veränderungen im Mineralbestand: Die ursprünglich vorhandenen Mineralien werden zersetzt und zu Kaolinit umgewandelt. Dabei nimmt das Volumen der Lagen ab und erreicht nur noch wenige Zentimeter. Die Farbe dieser "klassischen" Kaolin-Kohlen-Tonsteine schwankt zwischen hellbraun bis fast schwarz. Sehr dünne Lagen sind daher nur schwer von der Kohle zu unterscheiden.

Abb. 5:
Mixed-LayerTonstein aus
Flöz Karl 2;
Mächtigkeit ca.
1,5 cm.
Recklinghausen,
Bergwerk
General
Blumenthal



Nach diesem Modell ist auch verständlich, weshalb die Kaolin-Kohlen-Tonsteine überwiegend nur innerhalb der Kohle gefunden werden. Die Vulkanaschen, die außerhalb der Moore niedergingen, entgingen dem chemischen Umwandlungsprozess. Sie wurden mit dem übrigen Sediment der Flüsse und Bäche vermengt und umgelagert und sind von diesem dann nur schwer zu unterscheiden.

Unter dem Mikroskop lassen sich sowohl bei den Mixed-Layer-Tonsteinen wie bei den Kaolin-Kohlen-Tonsteinen weitere Unterteilungen vornehmen, die es erlauben einzelne Tonsteinlagen zu identifizieren. Insgesamt sind heute knapp 40 solcher ehemaligen Tufflagen im Ruhrgebiet bekannt.

Geologisch gesehen wurden die Kaolin-Kohlen-Tonsteine in extrem kurzer Zeit abgelagert. Vulkanische Aschenregen dauern nicht länger als einige Tage oder maximal Wochen. Sie stellen daher sehr scharfe Zeitmarken innerhalb der geologischen Schichtenfolge dar. Ändert sich die Position eines Kohlen-Tonsteins innerhalb des Flözes, so zeigt dies, dass das Moorwachstum in verschiedenen Gebieten zu unterschiedlichen Zeiten stattfand: Liegt der Tonstein in einem Aufschluss im oberen Bereich des Flözes, so fand das Hauptwachstum des Moores hier vor dem Aschenfall statt. Verlagert sich der Tonstein an die Flözbasis, so zeigt dies, dass in diesem Bereich das Moorwachstum erst nach dem vulkanischen Ereignis stattfand. Die Flöze stellen deshalb strenggenommen keine Zeitmarken dar. Ihre Wachstumsgebiete verlagerten sich im Laufe der Zeit. Da die Kaolin-Kohlen-Tonsteine darüber hinaus oft über sehr große Flächen verbreitet sind, erlauben sie es, einzelne Kohleflöze nicht nur innerhalb des Ruhrbeckens, sondern zum Teil auch bis nach Nordfrankreich und Wales oder Polen und darüber hinaus zu korrelieren.

An einigen der in den Tonsteinen enthaltenen vulkanischen Mineralen, vor allem den Zirkonen und Sanidinen, lassen sich Altersbestimmungen vornehmen. So wurde z. B. das Alter des Kaolin-Kohlen-Tonsteins aus Flöz Z1 (Horst-Formation) mit verschiedenen Verfahren auf 310,7-311,0 \pm 7,8 Mio. Jahre ermittelt.

Der Quarzporphyr von Schwelm-Delle und Wuppertal-Langerfeld

Ein sehr interessantes Vorkommen eines magmatischen Gesteins wurde schon vor langer Zeit in einem Schurf bei Schwelm-Delle freigelegt und dann 1955 in etwa 3 km Entfernung beim Bau der Autobahn A1 im Einschnitt südlich der Ehrenberger Straße in Wuppertal-Langerfeld erneut entdeckt. Dieser jüngere Aufschluss liegt zwar etwa 1,5 Kilometer außerhalb des GeoPark-Gebietes, wegen des Zusammenhangs mit dem Vorkommen von Delle soll er hier aber mit erwähnt werden. In beiden Vorkommen tritt ein saures Ergussgestein auf, ein Albit-Quarzporphyr oder Rhyolith. Der Aufschluss von Delle wurde erstmalig von A. Fuchs 1928 in den Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 25.000, Blatt Barmen, erwähnt. Der Autor war sich aber unsicher, ob das hier in einem schon damals "alten Schurf" auftretende ungewöhnliche Gestein überhaupt an Ort und Stelle ansteht oder nicht eventuell nur angefahren und abgekippt wurde. Durch den Aufschluss des Quarzporphyrs im nahegelegenen Autobahneinschnitt wurde dann aber nachgewiesen, dass derartige Gesteine hier tatsächlich anstehend vorkommen. Das magmatische Gestein ist gangartig in die vorwiegend aus Tonsteinen und einzelnen Sandsteinbänken bestehende Abfolge der mitteldevonischen Honsel-Schichten eingedrungen. Im Autobahneinschnitt waren einzelne, völlig unregelmäßig geformte Gesteinskörper von einigen Metern bis maximal Zehnermeter Ausdehnung aufgeschlossen. Das Magma war beim Aufstieg schon so weit abgekühlt, dass die Kontaktzone, in der es unter der Einwirkung der erhöhten Temperatur zu Veränderungen im Nebengestein kam, nur wenige Zentimeter breit ist. Vermutlich gehören die Vorkommen von Schwelm und Langerfeld als letzte Ausläufer zu einem wesentlich tiefer liegenden, ansonsten bislang unbekannten Magmenkörper. Die Mineralzusammensetzung der Gesteine in beiden Vorkommen ist ähnlich: Mehr als 50 % Quarz, ca. 34 % Na-Feldspat (Albit) und 9 % Sericit (Glimmer) bilden die sehr feinkörnige Grundmasse, in der

etwas größere Kristalle (bis ca. 0,5 cm) vorwiegend der gleichen Minerale eingebettet sind. Der Gesamt-SiO-Gehalt des Porphyrs von Delle beträgt etwa 76 %, es ist also ein deutlich saures Gestein. Von seiner Zusammensetzung und Struktur her gehört der Albit-Quarzporphyr von Langerfeld zum Rhyolith, dem mit den Graniten verwandten Ergussgestein. Granite treten innerhalb des nördlichen Variscischen Gebirges z B im Harz auf Für die Harzer Granite konnte ein Alter von 290 Mio. Jahren bestimmt werden, sie sind also am Ende oder kurz nach der Variscischen Gebirgsbildung aufgedrungen. Andererseits treten im Sauerland mit den sogenannten Keratophyren ähnliche Gesteine wie der Schwelmer Quarzporphyr auf. Sie sind aber deutlich älter und stammen aus dem Unterdevon. Das genaue Alter des Schwelmer Vorkommens ist bislang nicht bestimmt worden. Nach den Beobachtungen im Autobahneinschnitt waren die mitteldevonischen Schichten aber bereits gefaltet, als das Magma in sie eindrang. Der Magmenaufstieg kann deshalb frühestens am Ende der Karbonzeit erfolgt sein.

Im gesamten rechtsrheinischen Schiefergebirge sind vergleichbare rhyolithische Gesteine außer an den Fundorten Langerfeld und Delle bislang nirgends gefunden worden. Das Vorkommen ist deshalb sehr ungewöhnlich.





Abb. 6a & b: Quarzporphyr aus Schwelm-Delle; Handstück (links) und Anschnitt (rechts) mit feinkörniaer Grundmasse aus Quarz und rötlichem Feldspat sowie Glimmer als größere Kristallaggregate.

Die Basaltgänge der Zeche Friedrich Heinrich in Kamp-Lintfort

Neben den Kaolin-Kohlen-Tonsteinen am besten untersucht von allen magmatischen Gesteinen im Ruhrgebiet sind wahrscheinlich die Basaltgänge, die im Grubenfeld der Zeche Friedrich Heinrich (Bergwerk West) in Kamp-Lintfort aufgeschlossen wurden. Es handelt sich um Gänge eines ursprünglichen Olivinbasalts, der zuerst 1960 in einer Untertage-Bohrung im Bereich einer größeren Gebirgsstörung, dem Sonsbeck-Kamper-Sprung, angetroffen wurde. Das Gestein ist stark zersetzt und karbonatisiert und war nicht mehr ohne weiteres als Basalt zu erkennen. Einige Jahre später wurden dann innerhalb des Issumer Horstes beim Abbau der Flöze Girondelle 5 und Präsident eindeutig erkennbare Basaltgänge aufgeschlossen. Die Gänge sind bis ca. 1 Meter mächtig und bis zu einer Erstreckung von 900 Metern bekannt und folgen generell der Hauptkluftrichtung der Kohle nach Nord-Nord-West. Die Aufschlussbilder sind aber im Detail sehr uneinheitlich: Zum Teil drang das Magma auch in Schichtfugen des Gesteins ein und folgte ihnen. Im Flöz Girondelle 5 konnte örtlich auch beobachtet werden, dass das Magma von oben her in die Kohle eindrang. Es hat den Anschein, als ob es sich bei den beobachteten Intrusionen um die äußersten Ausläufer eines verzweigten Netzwerkes von verschiedenen Basaltgängen handelt, die das Gestein durchziehen

Durch die hohe Temperatur der basaltischen Schmelze wurde die Kohle im Kontaktbereich stark verändert. Fehlender Sauerstoff verhinderte, dass die Kohle verbrannte. Sie wurde vielmehr angeschmolzen, gab ihre gasförmigen Bestandteile ab und wurde chemisch stark verändert. Bei der Abkühlung erstarrte sie schließlich zu einem porösen Gestein, einer Art Naturkoks, wobei es öfter zur Absonderung säulenförmiger Strukturen kam, vergleichbar den bekannten Bildungen von Säulenbasalt (Abb. 7, 8).

Die Basaltgänge drangen wohl erst am Ende oder nach der Variscischen Gebirgsbildung in die Karbonschichten ein, die dort zum flachen Spellener Sattel aufgefaltet sind. Allerdings haben auch nach der Erstarrung der Basalte noch Gebirgsbewegungen stattgefunden, da der Basalt entlang von Schichtflächen abgeschnitten und versetzt wurde (Abb. 9).



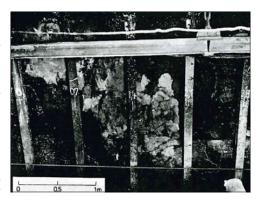
Abb. 7: Kontakt zwischen Eruptivgestein (veränderter Basalt; hell) und Steinkohle, Flöz Präsident; Zeche Friedrich Heinrich, Kamp-Lintfort

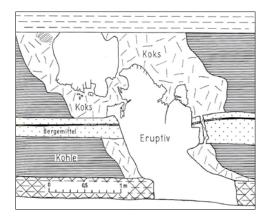


Ahh 8. Naturkoks aus der Kontaktzone des Basaltgangs der Zeche Friedrich Heinrich, Kamp-Lintfort; typisch die säulenförmige Absonderung; Größe der Stufe ca. 15 cm

Gerölle des Basalts bis zu Dezimeter-Größe wurden schließlich auch in einer Gesteinsbrekzie innerhalb des Sonsbeck-Kamper-Sprungs angetroffen, als dieser auf der 450-m-Sohle des Bergwerks, dicht unterhalb des Deckgebirges, von einem Stollen durchlöchert wurde. Neben Karbon-Gesteinen enthielt die Brekzie auch rötliche Sandsteine (aus der Rotliegend-Zeit?) und ganz vereinzelt unterkarbonische Kohlenkalkgerölle.

Abb. 9: Aufschluss des Basaltganges in Flöz Präsident der Zeche Friedrich Heinrich, Kamp-Lintfort. Der Basaltgang wird zum Hangenden hin von einer Schichtfläche abgeschnitten, an der nach der Erstarrung des Basaltes noch Bewegungen stattfanden.





Wahrscheinlich handelt es sich bei der Brekzie um ein Äquivalent des Zechstein-Basis-Konglomerates. Die Konglomeratschichten sind in einem kleinen Spezialgraben innerhalb der Störungszone des Sonsbeck-Kamper Sprungs erhalten geblieben (Abb. 10). Als das Zechsteinmeer vordrang, wurden die Karbonschichten auf dem Issumer Horst westlich des Sonsbeck-Kamper-Sprungs so weit abgetragen, dass auch die Basaltgänge freigelegt und Basaltbrocken zusammen mit anderen Geröllen am Meeresboden abgelagert wurden.

Das Alter der Basalte ist somit auf den Zeitraum zwischen dem höchsten Karbon (Ende der Gebirgsfaltung) und dem Unteren Zechstein (Bildung des Konglomerates) einzugrenzen

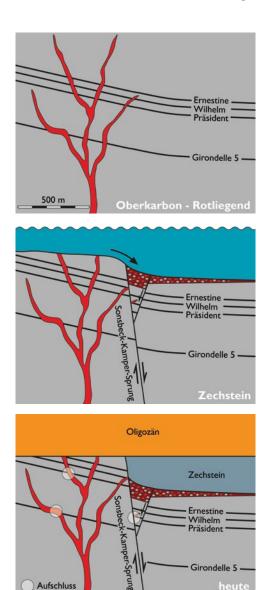


Abb. 10: Schema der Entstehung des Basalt-führenden Zechsteinkonglomerats im Sonsbeck-Kamper-Sprung. Oben: Aufstieg der Basaltgänge im Oberkarbon bis Rotliegend. Mitte: Bewegung am Sonsbeck-Kamper-Sprung während des Zechsteins führen zur Bildung des Basalt-führenden Kon-glomerats. Unten: Ablagerungen des Tertiärs (Oligozän) überdecken ungestört die Karbon- und Zechsteinschichten

und fiele damit in die Zeit des Rotliegend. Es könnte sich daher um Äquivalente zum Alkali-Olivin-Basalt-Vulkanismus handeln, der aus der Zeit des Oberrotliegend im Norddeutschen Becken bekannt ist.

6. Basaltvorkommen bei Xanten

In ihrer Natur ganz rätselhaft sind Basaltgesteine, die in zwei Bohrungen bei Xanten angetroffen wurden. Innerhalb der Schichten des Mittleren Buntsandsteins wurde hier in jeweils ca. 450 Metern Tiefe Basalt angetroffen. Es liegen allerdings keine Bohrkerne vor, sondern nur kleinstückiges Bohrklein. Das Bohrgut wird beschrieben als ein dunkelgrau-schwarzes Gestein, dicht, sehr hart und mit scharfkantigen Bruchstücken. Es enthält grünliche, z.T. stängelige Mineraleinschlüsse (Hornblende und Aktinolith?). Bei Untersuchungen des Bohrkleins wurden in der fraglichen Tiefe hohe Anteile an typischen vulkanischen Mineralen wie Klinopyroxen und Olivin nachgewiesen. Angeblich waren die unmittelbar über dem Basalt angetroffenen Tonsteine Quarz-haltig und durch die Hitze des Vulkanits "gefrittet".

Zur Deutung dieser Vorkommen bieten sich zwei Möglichkeiten an: Entweder es handelt sich tatsächlich um Basaltgänge, die von den beiden ca. 1,5 km voneinander entfernten Bohrungen angetroffen wurden. Hierfür würde die möglicherweise vorliegende thermische Beanspruchung ("Frittung") der Tonsteine im Hangenden sprechen. Diese Gänge müssten jünger als Mittlerer Buntsandstein sein und gehören dann vielleicht zum Tertiär-zeitlichen Vulkanismus entlang der Mitteleuropäischen Riftzone, die für das Einsinken der Niederrheinischen Bucht verantwortlich ist und zu dem auch der Eifel- und Siebengebirgsvulkanismus zählt. Auch in einigen Bohrungen in der Umgebung von Winterswijk (Niederlande), etwa 30 – 50 km nördlich von Xanten, wurden basische Magmatite angetroffen, deren Alter aber ebenfalls unklar ist (wahrscheinlich sind sie jünger als die Unterkreidezeit).

Andererseits wäre es auch denkbar, dass die Bohrungen Basaltgerölle innerhalb der Sandsteinabfolgen des Mittleren Buntsandsteins getroffen haben. Hierfür spricht, dass in beiden Bohrungen die Basalte in einem ähnlichen stratigraphischen Niveau, einem Sandstein etwa 20 Meter über der Grenze Mittlerer/Unterer Buntsandstein, angetroffen wurden. Diese Gerölle könnten dann ein – vielleicht mehrfach – umgelagertes Abtragungsprodukt der zuvor beschriebenen Basaltgänge von Kamp-Lintfort sein. Dann wäre die mögliche "Frittung" der hangenden Tonsteine allerdings nicht zu erklären, und vergleichbare Gerölle sind bislang sonst nirgends bekannt geworden.

7. Tuffe in den Schichten der Oberkreidezeit und des Ouartärs

Vulkanische Tuffe treten in den Schichten der Oberkreidezeit auf, und zwar in der Oerlinghausen-Formation des Turons. Aus dem Münsterland und dem nördlich angrenzenden Gebiet des Teutoburger Waldes und Niedersachsen sind einige Tufflagen beschrieben worden, die dünne, tonige Schichten zwischen den Kalksteinbänken der Turonschichten bilden. In diesen Lagen wurden vulkanische Gläser, Feldspäte, Glimmer, Olivin, Hornblende und andere vulkanogene Minerale sowie die Tonminerale Kaolinit und Smektit nachgewiesen. Außerdem zeichnen sie sich durch bestimmte Verteilungsmuster der Seltenen-Erden-Elemente aus, wodurch sie sich von normal sedimentierten Tonlagen unterscheiden.

Insgesamt vier Tufflagen lassen sich über größere geographische Räume verfolgen. Sie treten unabhängig vom örtlichen Ablagerungsmillieu auf (so z.B. ebenso im tieferen Beckenbereich des Kreidemeeres wie nahe der Küste), was eindeutig für ihre Herkunft aus eingewehtem Material spricht. Ebenso wie die Kaolin-Kohlen-Tonsteine in den Flözen des Oberkarbons stellen sie daher sehr scharfe Zeitmarken innerhalb der Schichtenfolge dar.

Bislang wurden diese Tuffe bevorzugt im östlichen Teil des Münsterländer Beckens gefunden. Das westlichste bekannte Vorkommen eines Tuffs ist durch U. Kaplan im Jahr 1998 im GeoPark-Gebiet bei Ausschachtungsarbeiten für ein Regenrückhaltebecken in Unna entdeckt worden (Abb. 11). Da die Tufflagen optisch unscheinbar und nur wenige Zentimeter mächtig sind, ist anzunehmen, dass sie gerade in Baugruben und anderen kurzzeitigen Aufschlüssen leicht übersehen werden. Unklar ist die Herkunft der Tuffe, da vulkanische Erscheinungen in der Oberkreidezeit Nordwesteuropas nicht bekannt sind. Ein mögliches Liefergebiet könnte Südschweden sein, wo in der Oberkreidezeit Basaltvulkanismus auftrat

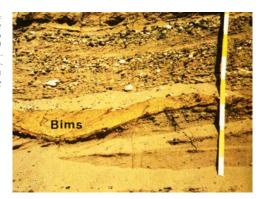
Auch die Aschenablagerungen des Laacher-See-Vulkans, der um das Jahr 10.930 v. Chr. in der Eifel ausbrach, lassen sich im GeoPark-Gebiet nachweisen. Die vorwiegend aus umgelagertem Bims bestehenden Ablagerungen der "Laacher-See-Tephra" bilden einen weitverbreiteten Leithorizont innerhalb der Niederterrasse des Rheins (Abb. 12). Zum Teil handelt es sich dabei direkt um das Auswurfmaterial des Vulkans. Der größere Teil besteht aber aus Bimsmassen, die der Rhein im Niederrheingebiet abgelagert hat. Die Auswurfmassen des Laacher Sees waren so mächtig, dass sie zeitweilig das Rheintal bei Andernach verstopften und sich dahinter ein See aufstaute. Der Rhein musste diese Barriere zunächst durchbrechen und abtragen, ehe er wieder seinen normalen Abfluss herstellen konnte. Das leichte Bimsgestein wurde dann weit nach Norden ins Niederrheingebiet verfrachtet, wo es z.B. in Kiesgruben bei Kamp-Linfort auftritt. Die vulkanischen Einlagerungen in der Niederterrasse sind eine Zeitmarke für das Alleröd. einen Zeitabschnitt am Ende der letzten Eiszeit. Auf Grund des Fehlens oder Vorhandenseins der vulkanischen Bestandteile lässt sich die Niederterrasse in einen älteren. und einen jüngeren Teil gliedern. Zur Zeit des Laacher-See-Ausbruchs lebten im GeoPark-Gebiet bereits moderne Menschen, wie aktuelle Funde z.B. aus der Blätterhöhle bei

Abb. 11: Unna, Ausschachtungen für überbautes Regenwasserrückhaltebecken östlich der Autobahn A 1 wasserrackintebecker norschichten mit Tuff-lage. (UTM 40 7430, 57 10960 Aufnahme u. Zeichnung: U. Kaplan, Gütersloh, 31.01.1998.

Lithologische Einheiten	Unter-Stufen	Ammoniten- Zonen	Inoceramen- Zonen	Zeichnung: U. Kaplan, Gütersloh, 31.01.1998, Ergänzungen 25.04.1998)
	niacium	lacium Ammoniten	Cremnoceramus Inocer deformis deformis Zonen	m Lithologie Leithorizonte & Events
Erwitte-Formation	Unterconiacium	keine leitenden Ammoniten	Cremnoceramus erectus	8 Ichnofossil-Lage Cremnoceramus
Soest-Grünsand- Subformation	Oberturonium	Subprionocyclus neptuni	Mytiloides striatocencentricus	ss deformis erectus-Lage obere Werksteinbank des Soest-Grünsands Channel-Struktur untere Werksteinbank des Soest-Grünsands basale Ichnofossil-Lage
Oerlinghausen-Formation				der Werksteinbänke des Soest-Grünsands Tuff T D

Hagen zeigen. Europaweit gesehen findet sich die Laacher-See-Tephra heute in einem Gebiet, das von Südschweden bis Norditalien reicht.

Abb. 12: Bims-führende Lage innerhalb der Sande und Kiese der Jüngeren Niederterrasse bei Kamp-Lintfort



Geologie zum Anschauen

Nicht alle Magmatite des GeoParks lassen sich an der Erdoberfläche studieren. Die Kaolin-Kohlen-Tonsteine und die Basaltgänge von Kamp-Lintfort wurden nur unter Tage aufgeschlossen und die Basalte von Xanten sind nur aus Bohrungen bekannt geworden.

Die Diabasgänge in Schichten des Mitteldevons

Die Diabasgänge in Schichten des Mitteldevons sind besonders gut zugänglich im Bereich des Volmetals zwischen Hagen-Dahl und Hagen-Rummenohl.

Folgt man unmittelbar am nördlichen Ortsende von Priorei dem "Sommerhagener Weg" und dann sofort links abbiegend am Schützenhaus vorbei dem Weg ins Stapelbachtal, liegen nach etwa 600 Metern auf der gegenüberliegenden Talseite zwei parallel zueinander verlaufende, schmale, rund 100 Meter lange, schluchtartige Steinbrüche (Abb. 13). Man erreicht sie über eine Brücke über den Stapelbach (UTM 32 398119,

56 83224). Um Schotter zu gewinnen, wurden hier im 19. Jahrhundert zwei rund 5 bis 7 Meter mächtige, annähernd senkrecht einfallende Diabasgänge abgebaut. Sie verlaufen im Abstand von nur ca. 20 Meter parallel zueinander. Beiderseits der abgebauten Gangmasse stehen Sand- und Schluffsteine der Hohenhof-Schichten an, deren nach Nordwesten einfallende Schichtung gut zu erkennen ist. Die Diabasgänge durchschneiden mit einer Streichrichtung von NNE nach SSW die hier annähernd Ost-West streichenden Schichten diagonal. Der Abbau des Diabases erfolgte stufenartig auf mehreren Ebenen. Die Diabasgänge werden ihrerseits durch Nordwest-Südost gerichtete Störungen mehrfach seitlich um jeweils mehrere Meter versetzt. Außerdem wurden sie entlang von flachen, schichtparallel verlaufenden Trennflächen zerschert. Der Diabas ist hier im frischen Bruch sehr feinkörnig und von kräftig grüner bis grau-grüner Farbe. Es treten auch Diabasmandelsteine auf

Zwischen Priorei und Rummenohl schneidet unmittelbar vor der Eisenbahnbrücke die Böschung der Bundesstraße 54 den Kern des Remscheid-Altenaer Sattels an (UTM 32 397275, 56 82509). Die Faltenstruktur in den Hohenhöfer Schichten an der Grenze zwischen Unter- und Mitteldevon ist gut zu erkennen (Abb. 14). Die Schichten werden hier von



Abb. 13: Stapelbachtal bei Hagen-Priorei; der Abbau eines Diabasganges hinterließ einen schluchtartigen Einschnitt im Nebengestein. Der Gang wird von Störungen mehrfach seitlich versetzt.

vier parallel verlaufenden, allerdings teilweise stark überwachsenen Diabasgängen durchschlagen, die sich mit SW-NE-Streichen den Berghang hinaufziehen. Sie besitzen Mächtigkeiten zwischen einigen Dezimetern und rund 5 Metern. Der südlichste der Gänge ist (am Ende des Steinschlagschutzgitters) am einfachsten zugänglich. Er besteht aus einem tiefgrünen, grau verwitternden Gestein, das von zahlreichen Quarz und Brauneisenstein führenden Klüften durchzogen wird (Abb. 15) und teilweise auch rundliche, mit Calcit gefüllte, ehemalige Gasblasen enthält ("Diabasmandelstein").

An der Stelle dieses Aufschlusses befand sich früher ein Steinbruch, in dem zwei der Gänge abgebaut wurden. Durch den Ausbau der Bundesstraße und den Bau der Eisenbahnbrücke wurde der Steinbruch weitgehend verändert. Die parallel zueinander verlaufenden, schluchtartigen Abbaue

Abb. 14:
Hagen-Piorei;
Kern des
RemscheidAltenaer Sattels in der Böschung der
Bundesstraße
54; die Schichten werden
spitzwinklig
von Diabasgängen durchschlagen



Abb. 15: Hagen-Priorei; Straßenaufschluss eines Diabasganges im Kern des Remscheid-Altenaer-Sattels mit Quarz und Brauneisenstein führenden Klüften (Bildbreite ca. 20 cm)





Abb. 16: Ehemaliger Abbau des nördlichsten Diabasgangs unmittelbar oberhalb des Straßenprofils südlich Hagen-Priorei auch hier wurde die Gangfüllung selektiv aus dem Nebengestein heraus gewonnen

der beiden Gänge ziehen sich jedoch mit einigen Unterbrechungen oberhalb der Böschung noch über mehr als 300 Meter Länge den Hang hinauf. Sie sind am einfachsten über den Wanderweg A3 des Sauerländischen Gebirgsvereins von Priorei aus (an der Straße "Alter Weg" beginnend) zu erreichen oder über einen unmarkierten Weg, der nördlich des Straßenprofils ansetzt, den Hang in südlicher Richtung hinaufführt und dort auf den Wanderweg trifft. Die verschiedenen, teils rechts, teils links des Weges gelegenen, schluchtartigen Abbaue lassen gut das parallele Streichen der Gänge erkennen, unabhängig vom Einfallen der benachbarten Schichten (Abb. 16).

Der Wanderweg A3 wurde von der Abteilung Hagen des Sauerländischen Gebirgsvereins e.V. im Gebiet zwischen Rummenohl und Priorei als etwa 8 km langer Rundwanderweg "Diabasweg" ausgewiesen. Ausgangspunkt der Wanderung ist der Parkplatz am Bahnhof Rummenohl, wo eine Wanderwegtafel des SGV über den Wegverlauf informiert. Eine Wegbeschreibung ist unter http://www.sgv-hagen.de im Internet zu finden

Von den Bergbauversuchen auf Kupfer- und Eisenerzführende Diabase haben sich nur spärliche Reste erhalten. In Hagen-Selbecke finden sich im Gelände des LWL-Freilichtmuseums Hagen und im östlich angrenzenden Tal des Dornscheider Bachs Stollenmundlöcher bzw. eine Schachtöffnung der Kupfererzgrube Julie (UTM 32 394507, 56 87396). Sie sind als Fledermausquartiere hergerichtet (Abb. 17).

Abb. 17: Schachtöffnung der Kupfererzgrube Julie II im Tal des Dornscheider Bachs bei Hagen-Selbecke



Östlich des Weilers Benscheid bei Breckerfeld-Zurstraße liegen im Tal des Eilper Bachs unscheinbare Halden und eine Pinge der Eisenerzgrube Espérance (UTM 32 394357, 56 85340). Das Stollenmundloch war bis vor wenigen Jahren noch zugänglich; es wurde beim Ausbau eines Forstweges aber verschüttet (Abb. 18).

Abb. 18: Verstürztes Stollenmundloch der Grube Espérance bei Breckerfeld-Zurstraße



Quarzporphyr von Schwelm-Delle

In Schwelm folgt man im Ortsteil Winterberg vom Kreisverkehr an der B 483 aus dem "Bandwirkerweg", bis nach links die Straße "Delle" abzweigt. Diese führt abwärts bis in das Tal der Fastenbecke. Unmittelbar vor der der Wegkreuzung an der Bachquerung (kleines Staubecken) liegt links der Straße im Wald ein unscheinbarer und verfallener, aber noch deutlich erkennbarer kleiner Schurf von etwa 15 m Länge und 10 m Breite (UTM 32 2381421, 56 81401). Von der Bergseite her wurde die Grube offenbar schon vor langer Zeit mit Fremdmaterial teilweise verfüllt. Anstehendes Gestein findet sich in dem Schurf nicht. Am Süd- und Ostrand des Schurfs liegt aber angehäufter Abraum aus der Grube, in dem sich leicht helle, blassrote Belegstücke des Quarzporphyrs aufsammeln lassen (Abb. 19). Das Vorkommen scheint auf diesen kleinen Aufschluss beschränkt zu sein, da sich in den verschiedenen kleinen Schürfen in der Umgebung nirgends entsprechendes Gestein findet



Ahh. 19: Der unscheinbare Aufschluss des Quarzporphyrs von Schwelm-

Die Böschungen im Autobahneinschnitt der A1 bei Langerfeld sind begrünt und werden teilweise von einer Stützmauer verdeckt. Ein Aufschluss des Quarzporphyrs existiert hier nicht mehr

Unterkarbon-Tuffe in Iserlohn-Letmathe

Von den Parkplätzen der Tennisanlage an der B 236 zwischen Iserlohn-Letmathe und Stübbecken aus folgt man dem Weg entlang des Flehmebachs einige Hundert Meter talaufwärts. Die Klippe liegt unmittelbar am Weg (UTM 32 403056, 56 81401). Sie erschließt die Kieselkalke der "Becke-Oese-Formation". Der Kulm-Kieselkalk setzt sich vorwiegend aus dünnbankigen, hellgrauen Kalksteinlagen zusammen, zwischen denen meist nur Dezimeter mächtige Bänke aus grauen Tonsteinen, Kieselschiefern oder schwarzen Alaunschiefern liegen. Zwischen den Kalkbänken treten in unregelmäßigen Abständen Zentimeter-dünne Lagen eines weichen, tonig-schmierigen Gesteins von grau-grüner Farbe auf (Abb. 20, 21). Es handelt sich hierbei um ehemalige vulkanische Tuffe, die zu Metabentonit umgewandelt wurden.

Abb. 20: Klippe aus unterkarbonischen Kieselkalken mit eingelagerten Tuffbändern (Pfeile); Iserlohn-Letmathe



Abb. 21: Zentimeter mächtige Tuff-(Metabentonit-) Lage im Kieselkalk (Hammerspitze)



Benutzte und weiterführende Literatur

1 Diabasgänge in Schichten des Mitteldevons:

Bärtling, R. (1913): Geologisches Wanderbuch für den Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirk. – 420 S.; Stuttgart.

Fuchs, A. (1931): Lagerungsform und Alter der sauerländisch-bergischen Diabasgänge. – Sitz.-Ber. Geol. Landes-Anst. Berlin, 6: 137 – 151; Berlin

Scherp, A. (2005): Diabase. – Erl. Geol. Kt. Nordrh.-Westf., 1 : 25.000; Bl. 4611 Hagen-Hohenlimburg: 97 – 103; Krefeld.

Sichtermann, P. (1910): Diabasgänge im Flußgebiet der unteren Lenne und Volme. – Abh. Kgl. Preuß. Geol. Landes-Anst., 28: 360- 428; Berlin.

2 Tuffe in Unterkarbonschichten:

Gursky, H.-J. (1997): Die Kieselgesteine des Unterkarbons im Rhenoherzynikum. – Geol. Abh. Hessen, 100: 117 S.; Wiesbaden

Van Ameron, H.W.J.; Heggemann, H.; Herbig, H.-G.; Horn, M.; Korn, D.; Nesbor, H.-D. & Schrader, S. (2002): Das Kulmgrauwacken-Profil (Ober-Viséum) des Steinbruchs Dainrode im Kellerwald (NW Hessen). – Geol. Jb. Hessen, 129: 2 – 25; Wiesbaden.

3 Kaolin-Kohlen-Tonsteine in den Kohleflözen des Oberkarbons:

Burger, K. (1982): Kohlentonsteine als Zeitmarken, ihre Verbreitung und ihre Bedeutung für die Exploration und Exploitation von Kohlenlagerstätten. – Z. dt. geol. Ges., 133: 201 – 255; Hannover.

Burger, K. (1996): Kohlentonsteine - pyroklastische Zeitmarken im Ruhroberkarbon. – Geol. Jb. A 144: 137-163; Hannover.

Burger, K.; Fiebig, H. & Stadler, G. (1984): Kaolin-Kohlentonsteine in den Explorationsräumen des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlenreviers. – Fortschr. Geol. Rhld. u. Westfalen, 32: 151–169; Krefeld.

4 Der Quarzporphyr von Schwelm-Delle und Wuppertal-Langerfeld:

Scherp, A. & Schröder, E. (1962): Der Albit-Quarzporphyr von Langerfeld - Delle – eine spätorogene Intrusion in das Obere Mitteldevon des Bergischen Landes. – Fortschr. Geol. Rhld. u. Westf., 3 (3): 1205 – 1224; Krefeld.

5 Die Basaltgänge der Zeche Friedrich Heinrich in Kamp-Lintfort:

Niemöller, B.; Stadler, G. & Teichmüller, R. (1973): Die Eruptivgänge und Naturkokse im Karbon des Steinkohlenbergwerks Friedrich Heinrich in Kamp-Lintfort am linken Niederrhein. – Geol. Mitt., 12: 197 – 218; Aachen.

Niemöller, B. (1989): Die ersten Eruptivgänge und Naturkokse im Rheinisch-Westfälischen Steinkohlengebiet. – Markscheidewesen, 96: 337 – 344; Essen.

Teichmüller, M. (1973): Zur Petrographie und Genese von Naturkoksen im Flöz Präsident/Helene der Zeche Friedrich Heinrich bei Kamp-Lintfort (Linker Niederrhein). – Geol. Mitt., 12: 219 – 254; Aachen.

6 Ein Basaltvorkommen bei Xanten:

Klostermann, J. (1989): Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25.000; Erl. Bl. 4304 Xanten. – 154 S.; Krefeld.

7 Tuffe in den Schichten der Oberkreidezeit und des Quartärs:

Frechen, J. (1959): Die Tuffe des Laacher Vulkangebietes als quartärgeologische Leitgesteine und Zeitmarken. – Fortschr. Geol. Rhld. u. Westf., 4: 363 – 370; Krefeld.

Klostermann, J. (1988): Quartär. – In: Geologie am Niederrhein: 40 - 63; Krefeld.

Wray, D.; Kaplan, U. & Wood, C.J. (1995): Tuff-Vorkommen und ihre Bio- und Eventstratigraphie im Turon des Teutoburger Waldes, der Egge und des Haarstrangs. – Geologie und Paläontologie in Westfalen, 37: 51 S.; Münster.

Impressum

Herausgeber:

GeoPark Ruhrgebiet e. V. Kronprinzenstraße 35 . 45128 Essen www.geopark-ruhrgebiet.de

Oktober 2018

Text:

Dr. Volker Wrede (GeoPark Ruhrgebiet e.V.)

Gestaltung und Layout:

Regionalverband Ruhr, Team Kommunikationsdesign

Druck:

SET POINT Medien GmbH, Kamp-Lintfort

Titelbild:

Kontakt zwischen karbonatisiertem Basalt (hell) und kontaktmetamorph veränderter Steinkohle (schwarz); vergl. Abb. 7.

Abbildungsnachweis:

Titelbild, 7: J. Schardinel (Geologischer Dienst NRW); Abb. 1, 9: Katrin Schüppel (GeoPark Ruhrgebiet e.V.); 2: Martin Salamon (Geologischer Dienst NRW); 8: aus: Niemöller et al. (1973); 10: Ulrich Kaplan. Gütersloh; 11: aus: Klostermann (1988); 19: Vera Bartolović (GeoPark Ruhrgebiet e.V.); alle anderen: Volker Wrede (GeoPark Ruhrgebiet e.V.); Tabelle (Abb. 3): Vera Bartolović (GeoPark Ruhrgebiet e.V.)

Bibliografische Information der Deutschen Nationalbibliothek: Die Deutsche Nationalbibliothek verzeichnet diese Publikation in der Deutschen Nationalbibliografie; detaillierte bibliografische Daten sind im Internet über http://dnb.dnb.de abrufbar.

ISBN 978-3-939234-34-0

GeoPark Themen (bisher erschienen):

- Nr. 1 Eiszeit im Ruhrgebiet
- Nr. 2 Erzbergbau im Ruhrgebiet
- Nr. 3 Karst und Höhlen im Ruhrgebiet
- Nr. 4 Grundwasser im Ruhrgebiet
- Nr. 5 Kreide-Zeit im GeoPark Ruhrgebiet
- Nr. 6 Steinkohle im GeoPark Ruhrgebiet
- Nr. 7 Salz und Sole im GeoPark Ruhrgebiet
- Nr. 8 Geothermie im GeoPark Ruhrgebiet
- Nr. 9 Erdgas und Grubengas im GeoPark Ruhrgebiet

Die Reihe wird fortgesetzt.

