

Bearbeitungsstand: 01.12.2024, V. 8

Forschungsprojekt FluviMag: Fluviatiler Transport von Magneto-Mineralen

Michael Pirrung

Institut für Geowissenschaften, Friedrich-Schiller-Universität Jena,
Burgweg 11, D-07749 Jena, E-Mail: michael.pirrung@uni-jena.de

mit Geländemodellen erstellt von Jörn Engelhardt, Friedrich-Schiller-Universität Jena

Für Brigitte und Emil

5.4. Bergbau an der Saar

Aufgrund der intensiven Kohleförderung in der Vergangenheit bietet sich das Saarland dafür an, Untersuchungen über den Einfluss des Steinkohlenbergbaus auf Magnetominerale in Sedimenten von Fließgewässern anhand magnetischer Suszeptibilitäts-Messungen durchzuführen, unter Berücksichtigung des Einflusses von Liefergesteinen.

[5.4.1 Bergbau im Saarland](#)

[5.4.2. Flusslauf Saar](#)

[5.4.3. Geologie der Gesteine im Liefergebiet](#)

[5.4.4. Magnetominerale im Liefergebiet](#)

[5.4.5 Magnetische Suszeptibilität im Liefergebiet](#)

[5.4.6. Magnetische Suszeptibilität von fluviatilen Gesamtgesteinsproben](#)

[5.4.7. Schwermetallgehalte](#)

[5.4.8 Zusammenfassung, Ausblick](#)

[5.4.9. Zitierte Literatur](#)

5.4.1 Bergbau im Saarland

Die teilweise entlang der Saar an einander grenzenden Regionen „Lorraine“ bzw. Lothringen in Frankreich und Saarland in Deutschland sind durch den Steinkohlenbergbau und die Stahlverhüttung stark geprägt worden, siehe [Abb. 5.4-1](#). Das Weltkulturerbe Völklinger Hütte, siehe z.B. unter <http://www.voelklinger-huette.org>, ist als Dokument der Erzverhüttung im 20. Jahrhundert nahezu vollständig erhalten geblieben und kann besichtigt werden. Die Führung durch einen Zeitzeugen ist sehr informativ! Während des Betriebes war die Staubbelastung der Luft in der Umgebung des Stahlwerkes eine der höchsten in Deutschland. Heute findet – unter viel strengeren Umweltauflagen - immer noch Stahlherstellung an den Traditions-Standorten Dillingen und Völklingen statt, siehe z.B. unter <https://www.dillinger.de/> und <http://www.saarstahl.com>. Hier soll perspektivisch die Umstellung von Kohle und Koks auf grünen Wasserstoff eine nachhaltigere Produktion von Stahl einläuten. Aus der Umgebung von Dillingen und Völklingen liegen in dieser Studie bisher nur vereinzelte Proben vor.

Erz-Bergbau spielte – anders als im benachbarten Lothringen, siehe unten - im Saarland nur eine geringe Rolle. Im nordöstlichen Saarland gibt es in unterdevonischen Metasedimenten des Hunsrücks Eisen-Mangan-Barium-reiche hydrothermale Gangvererzungen (SCHNEIDER & JUNG 1991), heute noch erkennbar z.B. auf den Halden der ehemaligen Grube Korb bei Eisen durch Limonit-Krusten und Baryt (SCHNEIDER & JUNG 1991), S. 183. Einige Horizonte in oberkarbonischen Sedimenten des Saarbrücker Hauptsattels führen bankige oder knollige Toneisensteine (SCHNEIDER & JUNG 1991), S. 18, ihre Verhüttung erfolgte offenbar bereits in vorchristlicher Zeit. Konkretionäre sideritische Eisenerze, die sogenannten Lebacher Eier, finden sich in einem Horizont unterrotliegender Sedimentite zwischen Lebach und Otzenhausen (SCHNEIDER & JUNG 1991), S. 205. Die meisten ehemaligen Erzbergwerke der Prims- und Nahe-Mulde im nördlichen Saarland und westlichen Rheinland-Pfalz liegen im Hochwald etwa zwischen Nohfelden und Nonnweiler und sind genetisch mit permischem Vulkanismus verknüpft. Im Wesentlichen sind dies Kupfererze, z.B. bei Düppenweiler (SCHNEIDER & JUNG 1991), S. 223, wo die Gewinnung in einem Schaubergwerk betrachtet werden kann, siehe <https://www.kupferbergwerk.saarland/>, und Manganvererzungen, z.B. bei Krettnich, wo auf Halden noch Mn-Erze zu finden sind (SCHNEIDER & JUNG 1991), S. 198. Außerdem gibt es Horizonte mit Kupfererzen im Voltziensandstein des obersten Buntsandsteins (SCHNEIDER & JUNG 1991), S. 216-217, westlich der Saar bei Wallerfangen westlich von Saarlouis, ebenfalls als Besucherbergwerk zu besichtigen, siehe unter <https://www.saarland.de/mbk/DE/portale/industriekulturportal/industriekultur/OrteIndustriekulturSaarland/besucherbergwerke/emilianusstollen/emilianusstollen>.

Eine vom Oberbergamt des Saarlandes zur Einsicht bereitgestellte Liste von Erzbergwerken auf Eisen, Kupfer, Mangan und Schwefelkies nennt 45 Abbaustellen und eine zur internen Verwendung übermittelte Datenbank zeigt ehemalige Konzessionsbereiche auf Erze. Diese Daten wurden genutzt um im Bereich Von der Heydt nördlich von Saarbrücken gezielt Sedimente des Burbaches und seiner Zuflüsse, zwischen Riegelsberg und Burbach im An- und Abstrom der ehemaligen Bergwerke Schneiderswies und Hellenbuchen, zu beproben, N = 10. Auch wenige km weiter östlich wurde südlich von Forsthaus Neuhaus, zwischen Hubertusdiele und Riegelsberg, ein Zulauf des Fischbaches um das ehemalige Eisenerzbergwerk Neuhäuserstangen beprobt, im Bereich etwa zwischen Wetterschacht Neuhaus und Neuhausschacht II, N = 4. Tatsächlich treten in diesem Gebiet in mehreren Proben erhöhte Werte auf, so dass ein lokaler Einfluss des Erz-Bergbaus wahrscheinlich ist. Auf eine Kartendarstellung nicht veröffentlichter Erzgewinnungsstellen wurde in dieser Studie jedoch verzichtet, um die Urheberrechte zu respektieren. In Abb. 5.4-1 sind nur öffentlich zugängliche Informationen, siehe u.a. <https://www.mineralienatlas.de>, zu ehemaligen Erzbergwerken verwendet worden.

Interessanterweise liegen nahe einer gedachten Linie Wallerfangen – Grube Korb insgesamt 6 der 7 hier recherchierten Erzvorkommen, siehe Abb. 5.4-1, so dass eine tektonische Ursache, z.B. Zirkulation erzeicher hydrothermalen Lösungen auf einer tiefeichenden postvariskischen Störungszone, zumindest denkbar wäre.

Bei den bisher genannten Erzvorkommen handelt es sich um Bildungen, die überwiegend im Zusammenhang mit dem variskischen Gebirge und der folgenden Absenkung der permotriassischen Sedimentbecken zusammenhängen, wobei die genauen Bildungsalter sicher nicht immer bestimmbar sind. Im Saarland sind posttriassische mesozoische Ablagerungen, des Juras und der Kreide, aufgrund von Hebungsprozessen vollständig abgetragen worden (SCHNEIDER & JUNG 1991). Dagegen sind in Lothringen und im südlichen Luxemburg Ablagerungen der 'Minette', oder 'Formation ferrifère oolithique', verbreitet, wo bis etwa Mitte des 20. Jahrhunderts der Abbau von Eisenerzen erfolgte. Es handelt sich um Schelfablagerungen im obersten Toarcien, Lias ζ , *Jurensis*-Schichten bei (FRAAS 1910) und im Aalénien, Dogger α , *Opalinus*-Ton, und Dogger β , *Murchisonae*-Schichten, siehe u.a.

[http://de.wikipedia.org/wiki/Minette_\(Erz\)](http://de.wikipedia.org/wiki/Minette_(Erz)). In Frankreich finden sich ehemalige Eisenerz-Bergwerke in den Départements Moselle und Meurthe-et-Moselle: nördlich und westlich Thionville, bei Longwy sowie westlich von Metz, siehe u.a. (ANONYMUS o.a.), (ROGER 2007), und bei Nancy und Briey (JOLY 1911). Im südlichen Luxemburg liegen über- und untertägige ehemalige Gewinnungsstellen zwischen Rumelange und Esch-sur-Alzette, wo Aufschlüsse zugänglich sind, und bei Differdange (GÉOLOGIQUE 1998). Petrographisch handelt es sich um Eisen-reiche Ooide, mit Goethit, Chlorit oder Siderit, in einer Eisen-armen Matrix aus Kieselsäure oder Calcit sowie einer Eisen-reicheren Matrix aus Chlorit oder Siderit, sowie aus detritischem Quarz (LUCIUS 1946), S. 134-135. In zwei Tagebauen wenige hundert Meter westlich des Ortsrandes von Rumelange in dieser Studie beprobte Erze an den Lokationen 'Vor Hasselt' und 'Winterfeld', dargestellt in Karte 1 im Atlas von (LUCIUS 1946), bestehen aus Pseudoolithen: frühdiagenetisch Eisen-imprägnierten dunkelbraunen bis schwärzlichen relativ grobkörnigen Kalkareniten mit glänzenden schwarzen bis ockerfarbenen gut gerundeten Klasten bis 2 mm Durchmesser und calcitischen Fossilresten. Es könnte sein, dass diese Erze ursprünglich auch im Bereich des heutigen Saarlands ausgebildet waren und aufgrund von Verwitterung und Abtragung einen Einfluss auf tertiäre Flusssysteme und Sedimentbecken hatten.

Auf die Steinkohleflöze-führenden Sedimente des Oberkarbons, vor allem des Westfals, erfolgte im Saarland im Bereich des Saarbrücker Hauptsattels und in dessen südwestlicher Fortsetzung in Lothringen, dort z.T. unter mesozoischer Bedeckung, intensiver Steinkohlenbergbau, siehe z.B. (SAARBERG 1987); (SLOTTA 2011). Mit der Einstellung des Abbaus im Bergwerk Saar bei Ensdorf, zwischen Völklingen und Dillingen, kam der Steinkohlenbergbau im Saarland im Jahr 2012 zum Erliegen (SLOTTA & REINHARDT 2012), nachdem er in Lothringen bereits 2004 eingestellt worden war (GIGAULT o.a.). Es finden sich noch zahlreiche Fördertürme im Saarland, die auf diese Bergbau Geschichte hinweisen. In mehreren Besucherbergwerken, eine Übersicht gibt dazu <https://www.saarland.de/mbk/DE/portale/industriekulturportal/industriekultur/OrteIndustriekulturSaarland/besucherbergwerke>, so beispielsweise Rischbachstollen der Grube Sankt Ingbert, www.rischbachstollen.de, Lehrstollen der Grube Velsen, <http://www.erlebnisbergwerkvelsen.de/>, und Saarländisches Bergbaumuseum Bexbach, <http://www.bbm-bexbach.de/>, wird die untertägige Abbautechnik vorgestellt. Solange sich ehemalige Bergleute dort engagieren kann dies noch authentisch nacherlebt werden.

Für die Einschätzung, ob fluviatile Sedimente Bergbau-beeinflusst sind, ist eine Lokalisierung von Bergbau-Anlagen zwingend erforderlich. Jedoch gibt es zu den Standorten ehemaliger und noch zur Bewetterung bzw. Wasserhaltung genutzter Schächte und Stollen des Steinkohlenbergbaus im Saarland keine im Internet frei verfügbaren vollständigen Übersichten, Informationen finden sich unter <http://geoportal.saarland.de/portal/de/startseite/geowissenschaften/bergbau-und-geologie.html>, http://de.wikipedia.org/wiki/Liste_der_Fördertürme_im_Saarbergbau, und <http://www.saarlandbilder.net/gruben.htm#links>, sowie für Lothringen http://fr.wikipedia.org/wiki/Puits_des_houillères_de_Lorraine. Außerdem gibt es umfangreiche Literatur zum Saar-Bergbau, z.B. (ANONYMUS 2006) und (SLOTTA & REINHARDT 2012), siehe auch www.delfslotta.de, und zahlreiche detaillierte Studien zu Gewinnungsanlagen in der Reihe „Stollen und Schächte im Steinkohlenbergbau an der Saar“, herausgegeben von RUTH, K.H., leider ohne Koordinatenangaben und ohne moderne topographische Grundlage.

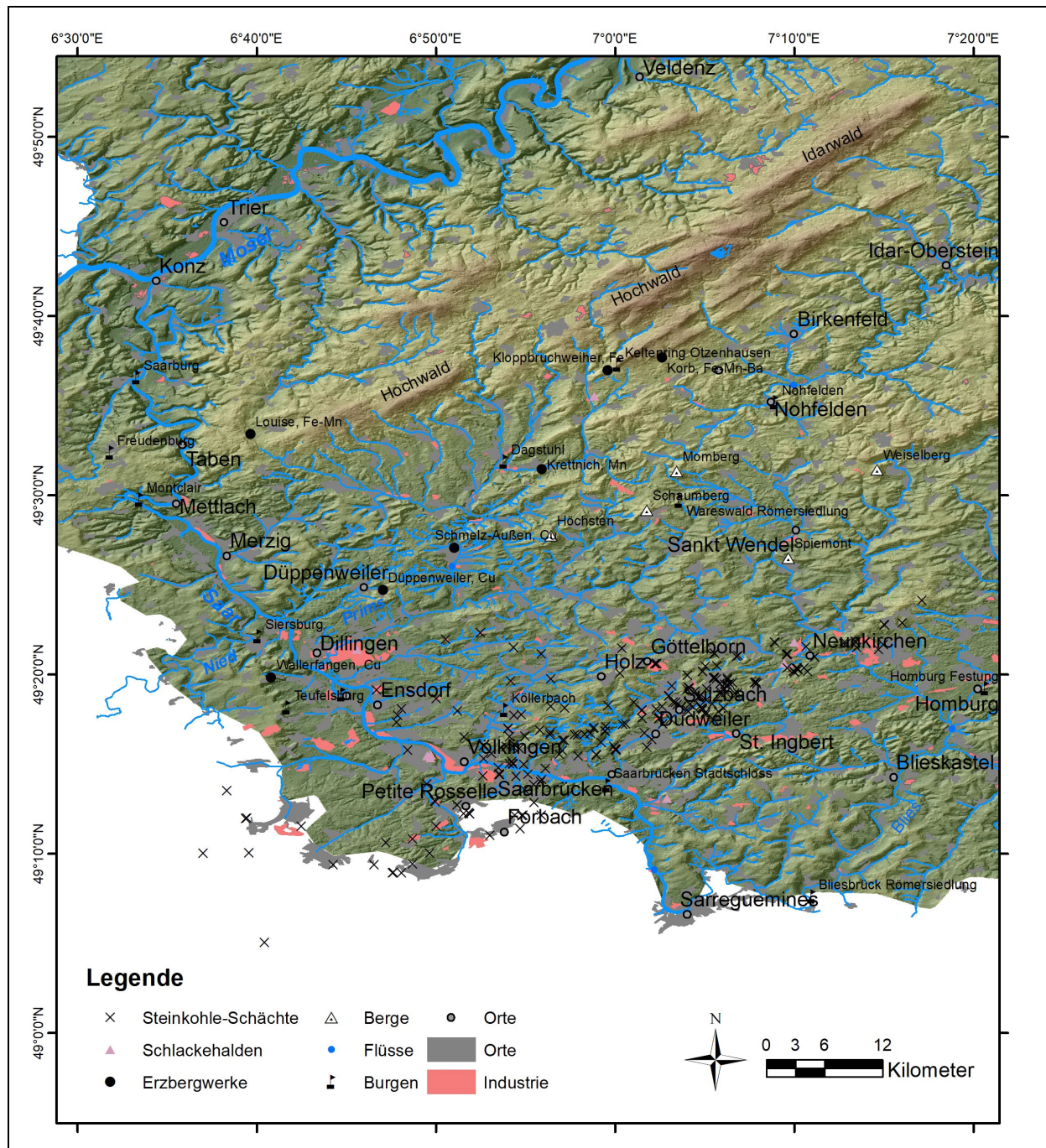


Abb. 5.4-1: Topographie des Saarlandes und des westlichen Teils von Rheinland-Pfalz. Bergehalden des Steinkohlenbergbaus und Schlackehalden der Eisenerzverhüttung kartiert nach Google Earth, www.google-earth.de, u.a. (KONZAN, et al. 1981), <http://de.geoview.info>, <http://www.saarlandbilder.net/gruben.htm#links>, <http://www.saargruben.de/neu/sgde/index.php/bergwerke/34-bw-saar>, http://de.wikipedia.org/wiki/Liste_der_F%C3%B6rderer_im_Saarbergbau und topographischen Karten. Es wurden nur Halden ausgewählt, die im Luftbild eindeutig erkennbar waren. Ehemalige Erzbergwerke nach öffentlichen Quellen wie z.B. <https://www.mineralienatlas.de>. Darstellung auf einem digitalen Geländemodell, erstellt von JÖRN ENGELHARDT aus SRTM Daten der NASA, http://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2_1/SRTM3/, mit etwa 30 m Gitterweite und 6 m Höhenauflösung. Siedlungs-, Industrie-/Hafen-Gelände und Flüsse nach <http://download.geofabrik.de/europe/germany>, ursprünglich bezogen vom Bundesamt für Kartographie und Geodäsie. Nur ausgewählte Ortsnamen mit Bezug zu Textpassagen sind dargestellt.

Im Rahmen dieses Projektes wurde versucht, aus Internetquellen, herkömmlicher Literatur und Karten, insbesondere vom (LANDESAMT_FÜR_KATASTER-_VERMESSUNGS-_UND_KARTENWESEN_SAARLAND 2010), und mit Hilfe von www.google-earth.de, eine eigene Übersicht der Bergbau-Anlagen zu gewinnen, siehe [Abb. 5.4-1](#). Dabei wurden web-basierte Koordinaten soweit möglich überprüft durch die Lokalisierung von Schachtgerüsten bzw. –abdeckungen in Luftbildern von Google Earth. Vor dem modernen Tiefbau existierte bereits ab etwa dem 14. Jahrhundert (SLOTTA 2011) eine Reihe von Pingen und kleinen Tagebauen, z.B. der ehemalige Alaun Bergbau am Brennenden Berg in Dudweiler, siehe u.a. <http://www.brennenderberg.de/>. Für 197 von 262 bisher recherchierten Schächten im Saarland und für 26 von 55 Schächten in Lothringen konnten in dieser Studie Koordinaten bestimmt oder zumindest grob geschätzt werden, ebenso für 28 von 45 nach Literatur recherchierten Stollenmundlöchern im Saarland. Die tatsächliche Anzahl ehemaliger Schächte und Stollen liegt aber deutlich höher. So nennt z.B. (SLOTTA 2011) für den Zeitraum Ende erster Weltkrieg 166 aktive, im Jahr 1932 153 aktive, im Jahr 1958 99 aktive Schächte, sowie für das Jahr 1773 45 Stollen. Eine Größenordnung von um die 400 Schächten im Saarland erscheint durchaus vorstellbar. Das unterirdische Grubengebäude im Saarland muss mehrere hundert Kilometer Strecken- bzw. Stollenlänge besessen haben.

Die überwiegend öffentlich zugänglichen Steinkohle-Bergehalden (SLOTTA 2006) bieten die Möglichkeit, Liefergesteine verschiedener stratigraphischer Stellung zu beproben, in der Regel jedoch ohne genauere Einstufung über z.B. die Aussage „Westfal C“ hinaus. Durch häufiger auftretende Haldenbrände ist das meist pelitische Bergematerial oft thermisch oxidiert, „gefrittet“. Infolge der Flotation der kohlehaltigen Berge können Flotations-Zusätze in der Berge noch enthalten sein, was gelegentlich durch ockergelbe tonige Überzüge der Klasten mit zum Teil anhaftenden Magnetiten, die als Flotationszusatz verschiedentlich erwähnt werden, erkennbar ist. Aus Google Earth wurden Koordinaten von 42 Bergehalden im Saarland und 5 Bergehalden in Lothringen ermittelt, bei bewaldeten Halden auch mithilfe von Karten des (LANDESAMT_FÜR_KATASTER-_VERMESSUNGS-_UND_KARTENWESEN_SAARLAND 2010). Bei mehreren Kohlekraftwerken sind ausgedehnte Kohlelagerplätze, z.T. auf ehemaligen Halden, angelegt worden, u.a. in Sulzbach und Neunkirchen im Saarland sowie Carling und L'Hôpital in Lothringen.

Bei vielen Weihern, die im Umfeld von Schächten liegen, ist eine ehemalige Nutzung als Absetz- oder Flotations-Weiher nach verschiedenen Internet- oder Literaturquellen bekannt oder zumindest zu vermuten. Im Rahmen dieser Studie konnten 24 Absinkweiher, z.T. zur selben Grube gehörig, im Saarland und 7 in Lothringen mit Hilfe von Google Earth und Google Maps lokalisiert werden. (SLOTTA & REINHARDT 2012) führen bereits für 1914 24 Kohlewäschchen an, so dass die Gesamtzahl solcher Weiher noch deutlich höher sein muss.

Außerdem wurden Standorte von einer aktiven Kokerei im Saarland, in Dillingen, und in Lothringen, L' Hôpital, sowie 3 ehemalige Betriebe im Saarland erfasst, auch muss es deutlich mehr Standorte gegeben haben.

[Zurück zur Übersicht](#)

5.4.2. Flusslauf Saar

Die Saar ist der bedeutendste Zufluss der Mosel, die wiederum ein bei Koblenz mündender Zufluss des Rheins ist. Der Saar-Kohle-Kanal, auch „Canal des houillères de la Sarre“ genannt, wurde südlich bzw. südwestlich „Sarreguemines en Lorraine“ bzw. Saargemünd in Lothringen mit zahlreichen Schleusen in seinem nördlichen Abschnitt parallel zur Saar geschaffen. Ziel war es, eine Anbindung an den Rhein-Marne-Kanal für den Transport von Kohle, Erz und Stahl zwischen Saarland und Lothringen zu schaffen. Stromab Sarreguemines

ist die Saar durch mehrere Schleusen mit Stauhöhen von ca. 4 bis 14 m zur Großschiffahrtsstraße als Verbindung zur Mosel bei Konz ausgebaut worden (ANONYMUS 1987). Das mittlere und untere Saartal und die weitere Umgebung bieten viele kulturhistorisch bedeutsame Stätten, von denen in [Tab. 5.4-1](#) und [Abb. 5.4-1](#) nur eine subjektive Auswahl gezeigt wird.

Tabelle 5.4-1: Auswahl von Fluss Abschnitten, Siedlungen und kultur- und industriehistorisch bedeutenden Bauwerken im Einzugsgebiet der Saar, sowie in benachbarten Bereichen von Rheinland-Pfalz, Luxemburg und Lothringen.

	Unter der Straßenbrücke Merzig-Hilbringen auf dem linken Ufer der Saar sind pelitische Hochwasser Sedimente auf den Quarziten der Uferbefestigung erhalten geblieben, die andernorts durch Regen längst abgewaschen worden sind. Durch die Schleuse bei Mettlach, etwa 13 km stromab gelegen, wird die Fließgeschwindigkeit stark vermindert, so dass sogar wenige dm neben dem Ufer der Saar bei Normalwasserstand siltige und tonige Partikel liegen bleiben, sofern der Wasserstand nach dem Hochwasser so tief liegt, dass Wellenschlag durch Schiffe die Sedimente nicht mehr erreichen kann.
	Saarschleife bei Mettlach, gesehen in SE-Richtung von Orscholz auf der linken Flussseite aus. Die Gesteine des Schiefergebirges bestehen aus dem harten Taunusquarzit der Siegen-Stufe des Unterdevons, in den der Fluss sich tief eingeschnitten hat. Der Gleithang in Bildmitte ist mäßig ansteigend, der gegenüberliegende Prallhang dagegen sehr steil. Burgruine Montclair liegt etwa in der Bildmitte. Seit 2016 gibt es nahe des Aufnahmepunktes einen riesigen Aussichtsturm. Dies ist wohl eine der am meisten fotografierten Lokationen im Saarland.
	In einer weiteren Saarschleife bei Hamm nahe Serrig ist der Bereich des im unteren Abschnitt sehr flachen Gleithanges ausgedehnter. Der Mäander hat sich in relativ junger Vergangenheit in einem gegenüber dem heutigen Fließniveau nur wenige Meter höheren Niveau prallhangwärts verlagert. Rechts hinten liegt die Klause bei Kastel-Staadt, am Rand der Hochflächenlandschaft aus Mittlerem Buntsandstein, auflagernd den Schiefergebirgs-Gesteinen aus Hunsrück-Schiefern des Unterdevons (KONZAN, et al. 1981).



Vom Bergfried der Burgruine Saargruine aus sieht man, dass der nördliche, neuere Ortsteil von Saarburg auf einer schmalen Aue der unteren Saar liegt. Der von Resten der Stadtmauer umzogene mittelalterliche Stadtkern liegt deutlich höher. Einige der recht steilen Hänge auf Hunsrückschiefer, tw (FIRTION & ROST 1964), werden für den Weinanbau genutzt. Durch Flur Bereinigung sind leider viele der ursprünglich sicher vorhandenen Trockenmauern verschwunden. Infolge erhöhten Gefälles läuft dadurch Oberflächenwässer schneller als zuvor zum Vorfluter.



Die im Bild von rechts kommende Saar mündet bei Konz in die wesentlich breitere Mosel. Hier befindet sich der 0-Punkt der deutschen Saar Strom-Kilometrierung. Wellenschlag der Schifffahrt verhindert im Uferbereich die Ablagerung feinkörniger Sedimente, so dass diese nur als Hochwasser-Ablagerungen einige Meter vom Ufer entfernt beprobt werden konnten.



Bei Bliesbruck-Reinheim ist im französisch-deutschen Grenzgebiet eine römische Siedlung ausgegraben worden. Die Reste der Handwerkerhäuser geben Zeugnis von Berufen wie Bäcker, Schmied und weiteren. Das Erz stammte nach einer Informationstafel von der Oberfläche des umgebenden Kalkplateaus. Hierbei dürfte es sich um Böhnerze des Tertiärs handeln. Diese entstanden als Anreicherung schwer löslicher Komponenten in lateritischen Böden bei tropischer Verwitterung von Karbonaten z.B. des Oberen Muschelkalks (SCHNEIDER & JUNG 1991).



Ca. 1 km E' Düppenweiler können Stollen des ehemaligen Kupferbergwerks, das Pochwerk und die Schmelze, beide aufwendig restauriert, besichtigt werden, siehe <https://www.kupferbergwerk.saarland/>. Ratsam ist eine Voranmeldung! Bachabwärts lädt eine Kneipp-Anlage zum Wassertreten ein. Halden der Erzaufbereitung sind hier nicht mehr erkennbar. Zur Geologie der Lagerstätte im Rhyolith-Massif E' Düppenweiler siehe z.B. (MÜLLER, G. 1970), S. 161-163.



Der Eisenerz-Bergbau auf Toneisenstein-Konkretionen lakustriner Sedimentite des Oberkarbons und Unterrotliegenden wurde schon von den Kelten betrieben. Am Kloppbruchweiher bei Otzenhausen erfolgte noch im 19. Jahrhundert (SCHNEIDER & JUNG 1991) Erzgewinnung in einem Tagebau. Die Abflussrinne des Weiher zeigt Fe-reiche Ausfällungen. Durch die Flutung des Tagebaus bestehen kaum noch Möglichkeiten vererztes Material zu finden.



Abgedeckte Halden mit Abraum-Material der ehemaligen Uranerz-Aufbereitungsanlage bei Ellweiler, aufgenommen im Juli 2017. Auch Material des ehemaligen Uranbergbaus in Menzenschwand im Schwarzwald liegt hier. Das Gelände ist frei zugänglich. Die Steinau fließt rechts des Bildausschnittes bzw. hinter der Halde. Die Hänge im Hintergrund bestehen aus Rhyolith des Nohfelder Massivs, Var. B nach (ARIKAS 1986).



Saarhafen Saarlouis/Dillingen. Per Schiff werden Kohle und Eisenerz angelandet. Unter Zugabe von Stahlschrott zum Eisenerz wird in der Dillinger Hütte Stahl hergestellt. Bei Völklingen, etwa 14 km weiter im SSE, wird ebenfalls noch Stahl hergestellt. Zunächst erfolgte dies vorwiegend aus lothringischem Minette Erz, später zunehmend durch Stahl-Recycling.



Schacht Wendel III bei Petite-Rosselle, im lothringisch-saarländischen Bergbaugebiet Stiring Wendel / Warndt am SW-Ende des Saarbrücker Hauptsattels. Im „Musée Les Mineurs Wendel“ wird ein Eindruck von der Lebensweise der Bergleute – Männer und Frauen – vermittelt. Im saarländischen Velsen, wenige km nordöstlich gelegen, ist in einem ehemaligen Lehrbergwerk, dessen Strecken in „unkritischen“ Buntsandstein-Ablagerungen vorgetrieben worden sind, nach Anmeldung die Untertage-technik zu besichtigen.



Eine moderne Form einer Schachthanlage und zugleich die teuerste und am kürzesten betriebene des Saarreviers ist der im unteren Bereich rundum verkleidete und weithin sichtbare „Weiße Riese“ der Grube Göttelborn. In den Sommermonaten kann der Turm an einzelnen Tagen mit etwas Geduld besichtigt werden.



Schleuse Saarlouis, Teil der in den 1980er Jahren erbauten Großschiffahrtsstraße Saar. Stromauf der Schleusen bleiben feinkörnige Sedimente liegen, stromab finden sich grob- bis mittelsandige Sedimente an den Ufern. Bis auf den Bereich unmittelbar stromab der Schleusen ist die Strömungsgeschwindigkeit erheblich niedriger als zuvor, so dass bis in einige km Entfernung stromauf der Schleusen kaum noch grobsandige oder kiesige Partikel am Ufer abgelagert werden. Diese bleiben im Flussbett der Saar liegen bis sie bei Hochwässern mobilisiert werden.



Einige der schon länger stillgelegten Bergehalden des Steinkohle-Bergbaus an der Saar sind aufgrund der Bewaldung nur aus der Nähe oder in digitalen Geländemodellen noch als solche erkennbar durch die Steilheit der Hänge, große Blöcke und fehlende Bodenbildung. Ein Beispiel hierfür ist die bewaldete Halde des ehemaligen Neuhaus-Schachtes südlich Forsthaus Neuhaus, nördlich von Saarbrücken. Nicht abgebildet aber sehr ähnlich wäre die kaum noch zu erkennende Halde der Grube Hirschbach, unmittelbar östlich der Sulzbachtalstraße zwischen Dudweiler und Sulzbach.



Weithin sichtbar ist dagegen die Bergehalde Ensdorf SE' Saarlouis. Das Bergwerk Saar mit einem Schacht und Schrägstollen bei Ensdorf und dem etwa 7 km nordöstlich gelegenen Nordschacht bei Reischbach war das letzte, bis Juni 2012 betriebene, Steinkohle-Bergwerk im Saarland. Seit 2016, nach dieser Aufnahme, krönt die Metallkonstruktion eines Aussichtsturmes die Halde, das Saarpolygon. Es würdigt die Tradition des Bergbaus in Kombination mit moderner Stahlfertigung im Saarland. Von hier aus sind bei guter Sicht große Areale des Saarlandes zu sehen.



Kraftwerk Ensdorf. Durch die Einstellung der Kohleförderung im Bergwerk Saar wird dieses Kraftwerk nun per Bahn und Schiff mit Importkohle versorgt, ähnliches gilt für die übrigen Steinkohlekraftwerke: Fenne zwischen Saarbrücken und Völklingen, Quierschied am Ostrand des Saarkohlenwaldes, und Bexbach bei Neunkirchen. In den Sommermonaten sind nicht alle in Betrieb. Als Garanten für zuverlässige Stromversorgung stehen sie in Konkurrenz mit Windkraft und Photovoltaik. Sie bleiben umstritten, auch wenn sie aufwendige Abluftreinigungssysteme besitzen.



Das Gelände um die Grube Heinitz bei Neunkirchen lässt infolge erfolgreicher Renaturierung kaum erkennen, dass hier im zwanzigsten Jahrhundert intensiver Steinkohle-Bergbau betrieben wurde. Auch die Bergehalden sind mittlerweile teilweise stark bewaldet. Ein Wanderpfad verbindet mehrere Weiher miteinander. Auch im „Saarbrücker Urwald“ sind heute die Anzeichen bergbaulicher Aktivitäten kaum noch zu finden. Das ergrünte Saarland besitzt für andere Regionen mit ehemaligem Bergbau durchaus Vorbild-Charakter.



Die vermutlich im 2. Jahrhundert vor der Zeitenwende, siehe Infotafeln vor Ort, mit großem Aufwand errichtete Ringwall-Anlage N' Otzenhausen gehört zu den eindrucksvollsten Festungsbauwerken der Kelten. Auf der topographisch problematischen Nordseite wurde der mächtigste Teil der Mauer errichtet, die nach Verrotten der ursprünglich wohl vorhandenen Balkenversteifungen heute noch etwa 40 m breit und 10 m hoch ist. Das Baumaterial ist Taunusquarzit, der von Blockmeeren an den Hängen gewonnen und auf annähernd einheitliche Blockgröße gebracht wurde.



In Trier sind zahlreiche römische Bauwerke sehenswert, so beispielsweise die Barbara-Thermen. Hier wurden Kalksteine in mehreren Lagen im Wechsel mit rot gebrannten Ziegelsteinen verbaut, so dass abwechslungsreiche Fassaden entstanden. Einfache und bis zu vierfache Bögen bestehen aus Ziegeln im Wechsel mit Mörtellagen, die zerkleinerten Ziegelstein anstelle der heute üblichen Kiesel in Beton enthalten. Einzelne radiale Ziegellagen werden durch konzentrische Ziegelsteine getrennt. Erstaunlich ist die lange Haltbarkeit dieser Bauwerke!



Die Pfeiler der Römerbrücke über die Mosel stammen möglicherweise z.T. noch aus der Römerzeit. Dunkle Gesteine sind Tephrite aus der Eifel, helle im unteren Abschnitt der Pfeiler sind wohl Kalksteine des Muschelkalks, und die rötlichen Quader der Bögen stammen aus dem unmittelbar nördlich, oberhalb des linken Ufers, aufgeschlossenen Buntsandstein. Einigen starken Hochwässern hat diese Konstruktion bisher erfolgreich widerstanden. Im Vordergrund sind kiesige Ablagerungen mit einer Wasserstandsmarke zu sehen. Hinter dem Bauwerk wurden diese im Strömungsschatten abgelagert.



Die Porta Nigra als römisches Prunktor mit Verteidigungsfunktion ist erstaunlicherweise als Stadttor auch in der mittelalterlichen, geschrumpften Stadt bestehen geblieben. Die Pracht dieses Baues hängt mit der zeitweiligen Rolle von Trier als Hauptstadt des römischen Reiches zusammen.



Im vor einigen Jahren mit viel finanziellem Aufwand vorbildlich restaurierten Château de Malbroug, auf deutsch Meinsberg, in Lothringen zwischen Mosel und Unterlauf der Saar gelegen, sind Gesteine des Oberen Muschelkalks vermauert worden. Der Donjon links hinten besitzt die dicksten Mauern der Anlage. Architektonisch ähnelt er den ostwärtigen Türmen der Burgruine Montclair, Saarschleife bei Mettlach, welche von denselben Edelherren in Auftrag gegeben wurde. Leider sind bedeutende Teile letzterer Anlage nicht mehr im Originalzustand erhalten.



Innerhalb der römischen Stadt Augusta Treverorum, heute Trier, lag die mittelalterliche Stadtmauer. Hier ist zwischen Barbara- und Kaiserthermen ein Turm zu sehen, dessen Schießscharten, oben Maulscharten, die spätmittelalterliche Adaption an Feuerwaffen zeigt. Der obere Bereich feldseits hängt über, was auf Setzungsprobleme und folgende Korrektur in die Lotrechte während des Baus hindeutet. Dies dürfte auf die Kompaktion ton-, ggfs. organikreicher, Auesedimente als Folge wechselnder Grundwasserstände und ggfs. auf Wasserförderung in Brunnen zurückgehen.



Die im 18. Jahrhundert im Barock Stil errichtete Fassade der Ludwigskirche ist aus Sandsteinen des Buntsandsteins errichtet worden. Die sorgfältige und Detail-reiche Bauausführung ist Beleg für die damalige Strahlkraft der Stadt Saarbrücken. Die vor allem auf dem Bergbau und der verkehrsgünstigen Lage basierende wirtschaftliche Blüte reichte bis etwa Mitte des 20. Jahrhunderts, seitdem steht die Stadt vor den Herausforderungen der Anpassung an den Niedergang von Stahl- und Kohle-Industrie. Heute ist die Landeshauptstadt eine moderne Universitätsstadt.

[Zurück zur Übersicht](#)

5.4.3. Geologie der Gesteine im Liefergebiet

Die am Nordrand der Vogesen entspringende und bei Konz in die Mosel mündende Saar entwässert devonische und karbonische Gesteine des „Grundgebirgs“-Stockwerkes, permokarbonische Gesteine des „Molasse“-Stockwerkes sowie mesozoisches „Tafeldeckgebirge“, siehe [Abb. 5.4-2](#). Das im Rahmen diese Studie betrachtete Gebiet umfasst im Wesentlichen den saarländischen Anteil am Einzugsgebiet der mittleren Saar, zwischen Sarreguemines und Merzig, sowie den saarländischen und rheinland-pfälzischen

Anteil der unteren Saar zwischen Merzig und Konz. Informationen zu Aufschlüssen im Saarland geben u.a. <https://www.mineralienatlas.de/lexikon/index.php/Deutschland/Saarland> sowie (SCHNEIDER & JUNG 1991).

Stromab Sarreguemines durchfließt die Saar triassische Sedimente des Bliesgaus, bei Saarbrücken erreicht sie den westlichen Rand des Saarbrücker Hauptsattels mit oberkarbonischen Siliziklastika und folgt diesem bis etwa Dillingen, von dort nach Ostnordosten schließt sich die Prims-Mulde mit Vulkaniten und Sedimentiten des Rotliegenden an. Die Saar durchfließt dann bis Merzig triassische Sedimentite, weiter stromab dominieren zunehmend die zunächst noch darunter liegenden Quarzite und Schiefer des Unterdevons des südwestlichen Hunsrücks, bis kurz vor der Mündung in die Mosel (FIRTION & ROST 1964); (KONZAN, et al. 1981). Im Westen des mittleren Saartals bilden die triassischen Gesteine den östlichen Ausläufer des Pariser Beckens. Nördlich und östlich des Saarbrücker Hauptsattels liegen permische, genauer: rotliegende, Sedimentite und Vulkanite des Saar-Nahe-Beckens (DREYER, et al. 1983); (HENK 1993); (SCHÄFER 1989); (SCHNEIDER & JUNG 1991). Das Saar-Nahe-Becken wird zwischen Nohfelder Rhyolith Massiv und Saarbrücker Hauptsattel durch den etwa NNW-SSE streichenden Sankt Wendeler Graben zwischen Oberthal und Ottweiler (KONZAN, et al. 1981) in die südwestlich gelegene Prims-Mulde und die nordöstlich gelegene Nahe-Mulde getrennt.

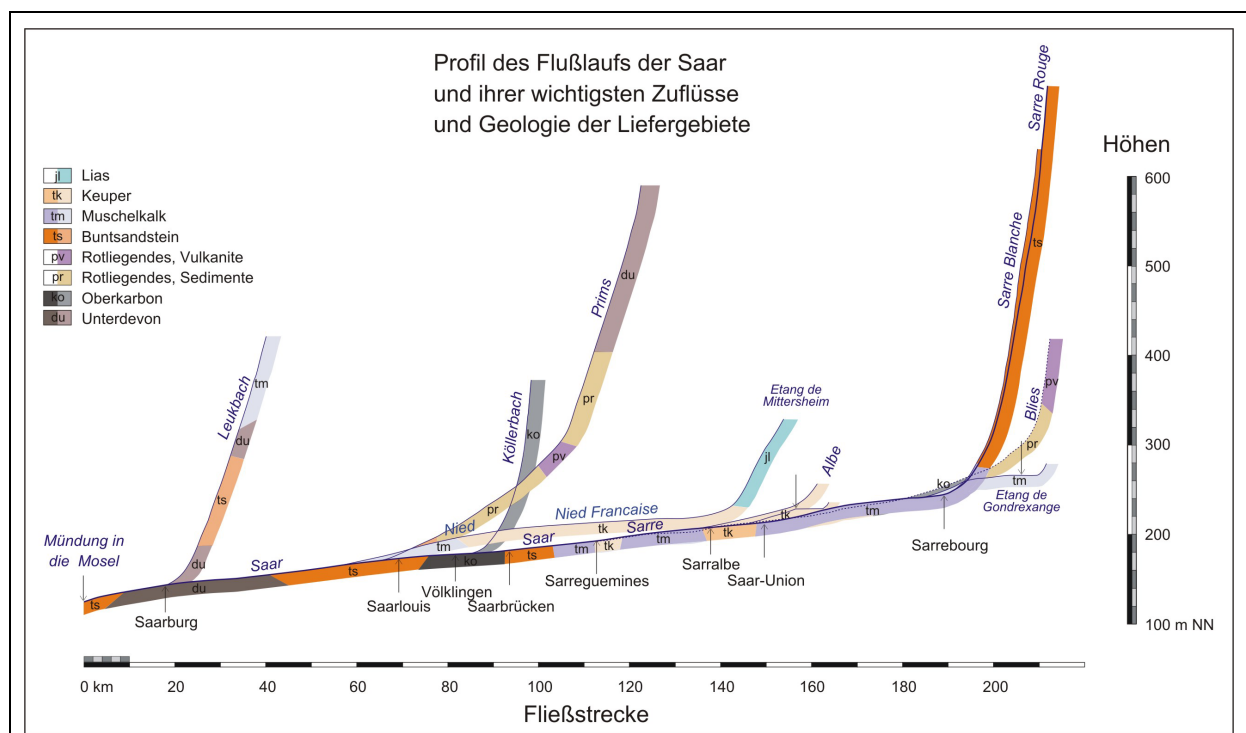
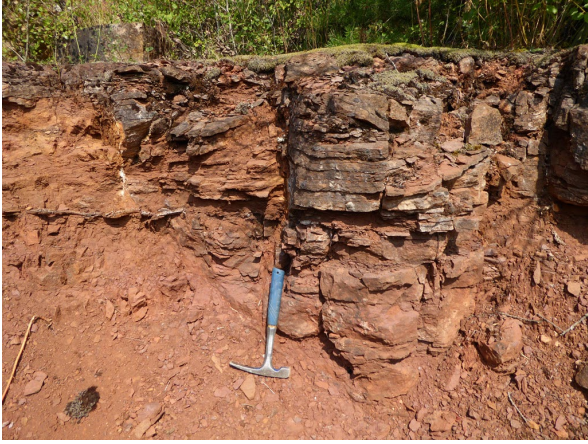


Abb. 5.4-2: Gefälle der Sarre stromauf Sarreguemines / Saargemünd bzw. der Saar stromab davon vor der Flusslaufregulierung, und das Gefälle wichtiger Zuflüsse mit Andeutung der Liefergesteine, transparent dargestellt bei Zuflüssen. Der Mittellauf der Saar und der Mittel- und Unterlauf der bei Sarreguemines einmündenden Blies verlaufen annähernd mit gleichem Gefälle, obwohl die Saar im Wesentlichen über triassischen und die Blies vor allem über rotliegenden bis oberkarbonischen Gesteinen fließt. Dies zeigt, dass beide Flusssysteme eine längere gemeinsame Talentwicklung aufweisen. Umgezeichnet nach (JOLY 1911); ergänzt für die Blies nach Gewässerdarstellung und Höhenlinien der topographischen Karte 1 : 25 000 (LANDESAMT_FÜR_KATASTER-_VERMESSUNGS-_UND_KARTENWESEN_SAARLAND 2010); Geologie z.T. verändert nach (KONZAN, et al. 1981).

Die drei wichtigsten Zuflüsse in die Saar sind: rechtsseitig die Blies bei Sarreguemines mündend, die Prims bei Dillingen zufließend, und die nördlich von Dillingen linksseits mündende Nied. Die Blies fließt neben triassischen Gesteinen im Unterlauf hauptsächlich durch Vulkanite und Sedimente des Rotliegenden, die Prims bis auf unterdevonische Gesteine im Oberlauf ausschließlich durch Gesteine des Rotliegenden und die Nied ausschließlich in triassischen bis jurassischen Gesteinen, siehe [Abb. 5.4-2](#). Die Fotos in [Tab. 5.4-2](#) vermitteln Geländeeindrücke der Liefergesteine im Einzugsgebiet der mittleren und unteren Saar, beginnend mit rezenten und endend mit devonischen Gesteinen.

Tabelle 5.4-2: Geländeeindrücke potentieller Liefergesteine fluviatiler Sedimente im Saarland und in angrenzenden Regionen.

	N' Keuchingen bei Mettlach reichen Blockmeere aus grauem Taunusquarzit, ds (KONZAN, et al. 1981), mit über 30° Hangneigung bis an das Ufer der Saar. Das Fehlen von Vegetation deutet auf Schwerkraft bedingte aktive Bewegungen der Blöcke hin, vor allem aufgrund von Frost-Tau-Wechseln im Winter. Trockenstress-resistente Pflanzen können hier überleben und zeigen bewegungs-inaktive Bereiche an.
	Mitteljurassische Kalkarenite, Bajocien inférieur, zwischen Rochonvilliers und Nondkeil im Département Moselle, Straßenanschnitt der D59b. Die unteren schlecht gebankten Kalksteine enthalten neben Schalendetritus Korallenreste, so dass hier offenbar flache Riffkörper, Biostrome, existierten. Die deutlichere Bankung im oberen Bereich deutet Änderungen der Strömungsverhältnisse an. Die gut gerundeten Komponenten zeigen häufige Umlagerung, z.B. durch Gezeitenströmungen, an. Solche Sedimentite waren ursprünglich wohl auch im Gebiet des heutigen Saarlandes verbreitet.
	Aufschluss silikatischer, lagenweise karbonatischer, Eisen-reicher Sedimentite in einem ehemaligen Tagebau westlich Rumeldange in Luxemburg. Hier wurde die sogenannte Minette abgebaut. Die z.T. schräggeschichteten Pseudo-Oolithe, aus der Nähe erkennbar in der obersten Lage rechts des Hammers, enthalten Fe-reiche Klasten, eventuell aus der Aufarbeitung Toneisenstein-führender Ablagerungen in Schwellenregionen oder von Flüssen eingetragene abgeschwemmte Böden. Sie sind zusätzlich durch frühdiagenetische Fe-reiche Lösungen oder Porenwässer vererzt worden.



Ablagerungen des Unteren Keupers finden sich im Saarland nur unmittelbar an der Grenze zu Lothringen. Hier zeigt in Bildmitte die Rotfärbung des Ackers bei Hestroff, Lorraine, im Untergrund anstehende braunrote Feinsandsteine des Mittleren Keupers an, t7a = Marnes à sel gemme et à gypse, Notice explicative de la Carte géologique de la France, feuille 0139N Boulay-Moselle. Aufgrund des erhöhten Tonanteils sind Sedimentite des Keupers häufig landwirtschaftlich genutzt, Aufschlüsse sind meist auf Baugruben oder Straßenanschnitte beschränkt.



Der dickbankige, sparitische Stielglieder von Crinoiden führende Trochitenkalk des Oberen Muschelkalkes, mo1, bildet bei Gräfinthal im Bliesgau eine Steilstufe gegenüber den unterlagernden, d.h. liegenden, Mergelsteinen des Mittleren Muschelkalkes. In diesem Steinbruch ist über dem dargestellten Bildausschnitt die Überlagerung durch die Ceratitenschichten, mo2, des Oberen Muschelkalkes annähernd aufgeschlossen, siehe (SCHNEIDER & JUNG 1991), S. 162, Nr. 8. Der mo2 stellt die jüngsten im Saarland flächenhaft erhaltenen präquartären Ablagerungen dar.



Entwässerungsgraben im Saarbrücker Stadtwald. Die im Saarland selten aufgeschlossenen Sedimentite des Mittleren Muschelkalkes, mm, bestehen hier (KONZAN, et al. 1981) aus grauen Mergelsteinen, die in einer pedogenen, durch Verwitterungs- und Bodenbildungsprozesse gebildeten, Matrix aus entfestigten beige-farbigem Mergeln vorliegen. Diese Ablagerungen sind schlecht wasserdurchlässig.



Muschelsandstein des Unteren Muschelkalkes, mu1 (KONZAN, et al. 1981a), SW' der Teufelsburg. Der relativ weiche, karbonatisch zementierte, Sandstein wurde in diesem Bereich in mehreren Brüchen gewonnen. Zwischen schräggeschichteten Mittelsandstein-Bänken liegt etwa einen Meter über der Basis der Aufschlusswand eine siltige Bank vor, die zeitweilig ruhigere Sedimentationsbedingungen in einem Flachmeer anzeigt. Am westlichen Rand des Germanischen Beckens wurden Siliziklastika abgelagert, während in zentraleren Bereichen karbonatische Sedimentation dominierte.



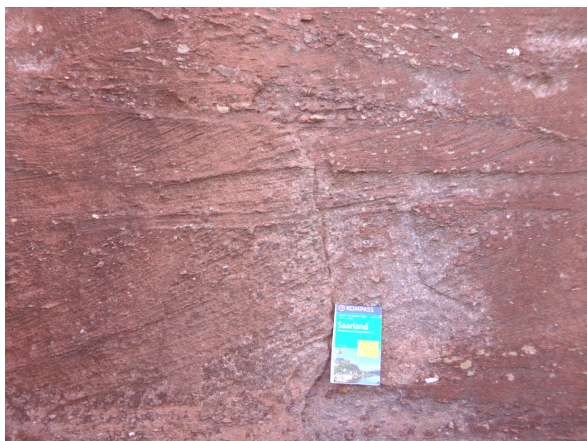
Wenige Meter vom letzten Aufschluss nach N entfernt findet sich ein stehen gebliebener „Pfeiler“ aus der Werksteinzone des Voltziensandsteins des Oberen Buntsandsteins, so2 (KONZAN, et al. 1981a). Die Basis des Unteren Muschelkalks, mu, läge wenige Meter darüber. Der Voltziensandstein enthält marine und terrestrische Fossilreste. Die Feinsandsteine im Liegenden sind schräggeschichtet, mit einem Einfallen der Leeblätter hier nach SW, und wenig verwitterungsresistent. Die hangende dickbankige Sandsteinbank ist deutlich härter.



Astabdruck und oberhalb der 1 € Münze Abdruck einer Muschelschale im Voltziensandstein des so2, Steinbruch auf der Ostseite des Berges „Die Kappe“, nördlich Beckingen. Hier handelt es sich um deltaische, vermutlich in Brackwasser entstandene, Ablagerungen, s.a. (SCHNEIDER & JUNG 1991), S. 111.



Straßenaufschluss an der Bushaltestelle „An der Heringsmühle“ in Saarbrücken-Bischmisheim. Die Ablagerungen des Oberen Buntsandsteins, so (KONZAN, et al. 1981), bestehen hier aus etwa 1 m mächtigen Sandsteinbänken im Wechsel mit geringmächtigen pelitischen Lagen. Die Sandsteinbänke sind vermutlich fluvialer Entstehung, dafür spricht die z.T. trogförmige Schrägschichtung. Die Hohlräume deuten auf ehemals karbonatische Konkretionen oder Zementationen hin, die wohl pedogen, also durch Bodenbildungs-Prozesse, entstanden sind.



Unterhalb der nördlichen Außenmauer der Burgruine Freudenburg stehen schräg geschichtete Sandsteine des Mittleren Buntsandsteins, sm (KONZAN, et al. 1981), an. Diese bilden hier eine Felszone. Die Schrägschichtung mit sigmoidalen Leeblättern deutet auf Ablagerungen von Strömungsrippeln eines verflochtenen Flusslaufes hin. Die Einfallrichtung der Leeblätter weist hier auf Schüttungen aus SW hin. Die unterschiedlichen Gehalte an Geröllen zeigen wechselnde Strömungsgeschwindigkeiten an.



An der Freudenburg findet sich in einer Konglomerat-Lage des sm ein kantengerundetes Geröll aus Quarzit, vermutlich Taunusquarzit der Siegen-Stufe des Unterdevons. Außerdem treten Milchquarz-Klasten aus dem Unterdevon auf. Diese Klasten deuten an, dass Teile des Hunsrücks zur Zeit des Mittleren Buntsandsteins Abtragungsgebiet waren, woraus Rückschlüsse auf die paläogeographischen Verhältnisse gezogen werden können. Die Häufigkeit größerer Klasten zeigt hier die Nähe zu diesem Liefergebiet hin, siehe auch (SCHNEIDER & JUNG 1991), S. 98.



Auf dem Kamm E' der Burgruine Montclair sind über dem Taunusquarzit schräggeschichtete fluviatile Sandsteine des Mittleren Buntsandsteins, sm (KONZAN, et al. 1981), aufgeschlossen. Letztere bilden weiter östlich jeweils kleine Plateaus. Die in Steinbrüchen für den Bau der Burg gewonnenen Sandsteine weisen eine kompakte, harte Bank auf, die sich dort allerdings heute kaum noch finden lässt. E' der Burg ist sie am Nordhang aufgeschlossen. Aus der unterschiedlichen Höhenlage der Auflagerungsfläche der Sandsteine auf den Taunusquarzit kann man auf ein stark zertaltes Gelände zur Zeit der Ablagerung schließen. (SCHNEIDER & JUNG 1991), S. 235, beschreiben den Bereich als Nr. 8.



Wurzelballen wenige hundert Meter SW' des Ortsrandes von Klarenthal. An der Basis des Mittleren Buntsandsteins, sm (KONZAN, et al. 1981), auflagernd auf Sedimenten des Oberrotliegenden, ist ein Konglomerat aus gut gerundeten Quarziten ausgebildet. Die Grenzziehung zwischen Rotliegendem und Mittlerem Buntsandstein ist aufgrund ähnlicher Gesteinsmerkmale teilweise schwierig.



Am Fuß des Rengesperges bei Schmelz sind als äolisch gedeutete Mittelsandsteine des Oberrotliegenden, ro3, Kreuznacher Schichten, aufgeschlossen. Die schlechte Rundung der Quarzkörner spricht hier allerdings nicht für äolische Genese. Erstaunlich ist das Auftreten bis 4 cm großer Rhyolith-Gerölle. Die partielle Bleichung der ursprünglich roten Ablagerungen könnte durch hydrothermale Lösungen von einer benachbarten Rhyolith- bzw. Trachyt-Intrusion verursacht sein, alternativ wäre auch frühdiagenetische Dolomitisierung entlang von Spalten bei starker Verdunstung plausibel.



NW' der Höhe 291,5, Ameltsberg, zwischen Köllerbach und Sprengen, findet sich eine 2 cm mächtige vererzte Mittelsandstein-Schicht des Oberrotliegenden, ro3 (KLINKHAMMER & KONZAN 1970). Die gute Sortierung, der hohe Fe-Anteil, die dunkle Färbung und zahlreiche Glas-Klasten sprechen für eine Asche-Lage. Im Saar-Nahe Becken wurden mehrere Aschelagen in Sedimenten des Oberrotliegenden beschrieben, siehe u.a. (KÖNIGER & LORENZ 2002).



Bei Krettnich fand bis Mitte des 20. Jahrhunderts Bergbau auf Mn-Erze in konglomeratischen Sandsteinen des Oberrotliegenden, ro2, statt, beschrieben von (SCHNEIDER & JUNG 1991) als Nr. 2 auf S. 198. Hier gezeigt ist ein Beispiel für die Vererzung in Geröll-armem Sandstein, vermutlich handelt es sich bei den stengeliggen metallisch-grauen Kristallen um Manganit.



Etwa 150 m SW' der Lutwinus-Kapelle bei Keuchingen, gegenüber Mettlach, sind bis mehrere 10er Meter im Durchmesser große Blöcke aus Taunusquarzit von einer roten vermutlich rhyolithischen Breccie, hier im Bereich des Hammers erkennbar, umgeben: eine Schlotfüllung? Die Breccie führt auch wenige Millimeter große eckige Gesteinsbruchstücke. (SCHNEIDER & JUNG 1991) beschreiben diesen Bereich als Waderner Fanglomerat-Schutt, ro2, mit eckigem Quarzit in feinerer Grundmasse, als Nr. 1 auf S. 232; (KONZAN, et al. 1981) stimmen mit dieser stratigraphischen Einstufung überein.



Blick vom Wackenberg bei Habach nach NNW Richtung Höchsten bei Thalexweiler. Im Hintergrund sichtbar sind die Höhen des Hunsrücks, die aus devonischen Sedimentiten bzw. Metasedimenten bestehen. Die schräg nach links bzw. WSW abfallende Hochfläche des Höchsten im Mittelgrund zeigt generelles Schichteinfallen im östlichen Teil der Prims-Mulde. Der Höchsten besteht aus einem intermediären Intrusivkörper (KONZAN, et al. 1981), nach (SCHNEIDER & JUNG 1991), S. 205, ein Andesit-Lagergang, der in Sedimentite des Unterrotliegenden eingedrungen ist.



Postmagmatisch erfolgte eine hydrothermale Bleichung des Nohfelder Rhyoliths, Var. B nach (ARIKAS 1986), bzw. ,R (KONZAN, et al. 1981), hier im ehemaligen Steinbruch an der Hahnelsheck NE' Türkismühle. Dieses Material mit hohem Feldspat- bzw. Kaolin-Gehalt ist für die Steinzeug-, Keramik- und Glasindustrie interessant (ARIKAS 1986), S. 20, aufgrund der Fe-Abfuhr und der Serizitisierung und Kaolinisierung der Feldspäte.



Nohfelder Rhyolith, Var. A, am Momberg, in einem Straßenaufschluss SW' des Gipfels zwischen Oberthal und Selbach, ein intrusiver Dom des Rotliegenden (LORENZ & HANEKE 2004). Das stark geklüftete, teilweise plattige, feinkörnige, blasenarme Gestein ist etwas alteriert in Folge von Verwitterung oder hydrothermalen Umwandlung. Selten sind frische Biotite erkennbar. Die Klüftung geht auf die Kontraktion bei Abkühlung der Schmelze zurück. Die Lokation liegt etwa 115 m SSW' Probe 2 von (ARIKAS 1986), S. 17.



Im ehemaligen Steinbruch am NW-Rand des Momberges findet sich im Rhyolith, Var. A nach (ARIKAS 1986), Aufschluss 1 auf S. 17 bzw. 279, ein steil nach NW einfallendes Fließgefüge aus gelblichen und rötlichen Lagen, jeweils mit Mächtigkeiten von mehreren Millimetern. Genannter Autor nennt das Fließgefüge als typisches Merkmal der Variante A. Die Klüftung streicht parallel zum Rand des Intrusivkörpers NE-SW. Bemerkenswert sind bis >1 cm große Biotit-Einsprenglinge, die unmittelbar benachbart zum Entnahmeort dieses Handstücks auftreten.



Im SE-Randbereich des Nohfelder Rhyoliths, Var. Var. C, gibt es E' des Leißberges, in der Nachbarschaft des Steinbruchs NW'Güdesweiler, eine Brekzie aus eckigen, blasenarmen bis – freien, feinkörnigen, hellgrauen Klasten mit Fließgefüge in einer Matrix aus kleineren hellgrauen Klasten und rötlichem, feinkörnigem Material. Dies deutet auf die Top- oder Basis-Brekzie eines zähflüssigen Lavastromes hin, siehe (ARIKAS 1986), (LORENZ & HANEKE 2004).



An der Teufelskanzel am Leistberg bei Oberthal wurde Rhyolith abgebaut, Nohfelder Rhyolith Typ C, Lokation 15 nach (ARIKAS 1986), S. 17. Rot-weiße Farbwechsel zeigen ehemalige, durch autometamorphe, hydrothermale Prozesse kaolinisierte, durch Fließbewegungen abgerundete Feldspatkristalle an, die von roter, vermutlich Hämatit-durchstäubter, ehemals wohl glasiger Matrix umgeben werden. Benachbarte rötliche Bereiche in mürben Bereichen zeigen schlierig-lagige Fließgefüge.



N' Ellweiler treten im nördlichen Randbereich des Nohfelder Rhyoliths, (KONZAN, et al. 1981), am Nordhang des Bühlskopfes mit Fe-Mn-Oxiden vererzte braune Adern bzw. Bereiche mit disperser Verteilung derselben auf. Nach (BÜLTEMANN 1970) sind diese besonders reich an Uranerzen. Diese wurden über- und untertage versuchsweise abgebaut. Nicht imprägnierte Bereiche außerhalb des hier zu sehenden Ausschnitts sind demgegenüber deutlich heller rosafarben. Die Lokation entspricht Aufschluss 41 von (ARIKAS 1986), S. 17, Rhyolith Var. B.



Am Kahleberg bzw. Binscheidt NE' Düppenweiler liegt ein aktiver Steinbruch in einem intrusiven intermediären Vulkanit des Oberrotliegenden, „A intr (KONZAN, et al. 1981). Nach (SCHNEIDER & JUNG 1991), S. 224, Aufschluss 6, handelt es sich um Trachyt. Das dunkelgrau-rosafarbene Gestein sondert relativ dünnplattig ab. Es ist blasenarm. Die feinkörnige Grundmasse führt helle Feldspat-Einsprenglinge.



Andesit der Grenzlagergruppe, ro1, ist im frei zugänglichen Steinbruch am Hellerberg östlich Freisen aufgeschlossen. (SCHNEIDER & JUNG 1991), Lokation 27 auf S. 84-85, 188, beschreiben Chemismus und Lokation. Das graue dicksäulige, z.T. plattige Gestein ist ausgesprochen hart. Offensichtlich wurde extra für Sammler am Ende der Abbautätigkeit noch einmal gesprengt, so dass im Haufwerk am Fuß der unteren Abbauwand Gesteine angeschlagen werden können.



Am Hellerberg findet sich neben der kompakten Gesteinsausbildung des Andesits, die Ziel des Abbaus war, auch eine ehemals blasenreiche Variante, sicherlich der Randbereich eines Lavastroms. Die Hohlräume ehemaliger Blasen Hohlräume wurden durch vermutlich kieselensäure-reiche grünliche Minerale zu Mandeln gefüllt, solche Mandelsteinzonen erwähnen (SCHNEIDER & JUNG 1991) auf S. 188, ebenso Achate, die in größeren Blasen Hohlräumen auftreten.



NE' Marpingen steht ein Kuselit des Oberrotliegenden, Ku (KONZAN, et al. 1981), an. (SCHNEIDER & JUNG 1991), S. 177, beschreiben den Aufschluss als Nr. 4. Kuselite sind hydrothermal veränderte intermediäre Intrusivgesteine des Saar-Nahe-Gebietes. Das relativ dunkle Gestein sondert dicksäulig ab. Die Grundmasse ist relativ gleichkörnig und feinkörnig, größere Einsprenglinge fehlen.



Der Schaumberg mit seinem weithin sichtbaren Aussichtsturm bildet eine Stufe, die hervorgerufen wird durch die Verwitterungsresistenz des Tholeyit-Lagergangs. Dieser fällt wie auch die umgebenden, von ihm intrudierten, Sedimentite des Rotliegenden nach NW ein, zur Achse der Prims-Mulde hin (SCHNEIDER & JUNG 1991), S. 178. Im Vordergrund weist die Rotfärbung auf dem sanften Gipfel des Wünschenberges bei Lebach auf wenig verwitterungsresistente konglomeratische Sedimentite der Lebacher Gruppe des Unterrotliegenden, ru2, hin.



Tholeytit, ,Th (KONZAN, et al. 1981), bzw. Latit auf einer kleinen Kuppe SE' des Gipfels vom Schaumberg bei Tholey. Das Gestein des Lagergangs bildet hier gut erkennbar eine Rippe, es tritt als Härtling hervor. Das Gefüge ist einsprenglingsreich, porphyrisch-serial, der makroskopisch erkennbare Mineralbestand sehr Plagioklas-reich, untergeordnet tritt Biotit auf, die Grundmasse ist feinkörnig. Dieser Bereich wird bei (SCHNEIDER & JUNG 1991) auf S. 179 als Nr. 6b beschrieben.



Am Weiselberg bei Oberkirchen stehen am W-Rand des Gipfels säulige Vulkanite, ,W (KONZAN, et al. 1981), an. Die in frischem Zustand schwarzen, glasreichen Gesteine mit seltenen Feldspat-Einsprenglingen sind namensgebend für Weiselbergit bzw. Dazit. Aus der Stellung der zum Zentrum des Vorkommens hin einfallenden Säulen, senkrecht zur ursprünglichen Kontaktfläche des Magmas zum Nebengestein orientiert, ergibt sich hier eine relativ steil nach W einfallende Kraterwand. Zur Petrographie siehe (SCHNEIDER & JUNG 1991), S. 68-69, Nr. 26.



Der auf der Kuppe Spiemont etwa 1 km N' Niederlinxweiler anstehende sehr harte Kuselit, ein spät- bis postmagmatisch alteriertes intermediäres Intrusivgestein, ist gangförmig in die Breitenbacher Schichten des Stefan C eingedrungen. Das porphyrisch-seriale Gestein ist fester und geringer magnetisierbar als die Gesteine im nördlich gelegenen, nicht öffentlich zugänglichen Steinbruch - höchste Werte der Suszeptibilität in permischen Vulkaniten -, was auf lokale Materialunterschiede hinweist. Dieser Bereich wird bei (SCHNEIDER & JUNG 1991) auf S. 190 als Nr. 30 beschrieben.



Am Klopbruchweiher bei Otzenhausen stehen tonige lakustrine Sedimentite der Lebacher Schichten, ru2, des Unterrotliegenden an. In diesen treten die „Lebacher Eier“, bis mehrere dm große, oft diskusförmige, Konkretionen aus v.a. Siderit, einem Fe-Karbonat, auf. Dieser Aufschluss bzw. die Abraumhalde Klopbruchwiesen wird als Nr. 13 auf S. 182 bei (SCHNEIDER & JUNG 1991) erläutert. Der Haldenbereich ist Naturschutzgebiet und dies wird nach der ungestörten Vegetation zu urteilen von Sammlern offenbar auch respektiert, ein Kunstwerk am Seeufer mit einem schlafenden Drachen im Stein-Ei soll ihrem Schutz dienen.



Von umgebenden dunkelgrauen Tonsteinen unterscheiden sich die „Lebacher Eier“ durch Farbe und Härte. Deren äußerer, oft mehrschaliger, Bereich ist ockerfarben, der Kern dunkelbraun und von „Schrumpfrissen“ durchzogen. In diesen Konkretionen, oftmals Koprolithen von Tetrapoden (SCHNEIDER & JUNG 1991), wurden zahlreiche Fossilreste gefunden, weshalb die „Eier“ in Paläontologen-Kreisen bekannt sind, mehr dazu kann man im Museum Geoskop auf Burg Lichtenberg bei Kusel erfahren.



Am Wünschenberg E' Lebach sind auf der ausgedehnten Hügelkuppe isolierte gut gerundete Quarzit-Gerölle zu finden, auf rötlichem lockerem sandigem Oberboden. Da es sich nach (KONZAN, et al. 1981) um Lebacher Schichten des Unterrotliegenden handelt, muss die wahrscheinlich eiszeitliche Verwitterung die Konglomerate aufgelockert und in einzelne Kiesel aus Taunusquarzit zerfallen lassen haben. Denkbar wäre Frost-Tau-Wechsel-Verwitterung, mit unterschiedlicher temperaturabhängiger Ausdehnung/Schrumpfung von Geröllen und feinerer Matrix, sowie Frostsprengung der Matrix.



Auf dem Kaltenstein-Pfad im Jabacher Wald bei Zollstock, SW' Lebach, sind Quarz-reiche konglomeratische Sandsteine des Unterrotliegenden, das Hoxberg-Konglomerat, ru1, zu finden. Diese wurden früher teilweise in kleinen Steinbrüchen als Werksteine gewonnen, das Gestein ist allerdings nicht besonders verwitterungsresistent. So besteht die 2 m mächtige Überlagerung aus wohl nur geringfügig umgelagerten Kiesen aus diesen Ablagerungen. Dieser Aufschluss wird bei (SCHNEIDER & JUNG 1991) auf S. 202 als Nr. 2 beschrieben.



Das Dirminger Konglomerat im Bereich Steinrausch zwischen Dirmingen und Eppelborn, (KONZAN, et al. 1981) wurde früher als Basis des Rotliegenden, ru1, definiert. (BOY, et al. 2012) legen selbige unterhalb eines älteren Konglomerats. Die gut gerundeten grauen Quarzite, bis 40 cm im Durchmesser, stammen aus dem Taunusquarzit, der als besonders stabile Komponente auf alluvialen Schuttfächern durch Fließgewässer oder Schichtfluten über mehrere 10er km Horizontaldistanz transportiert wurde. Die Matrix besteht aus wenig zementierten roten Sanden, so dass keine ausgeprägte Steilstufe entstanden ist.



Die Basis der oberen Heusweiler Schichten des Stephan C (KONZAN, et al. 1981a), cstH2 bzw. cst5 nach (KONZAN, et al. 1981a), ist in einem durch rückschreitende Erosion des Wiesbaches zunehmend steil eingeschnittenen Tal NE' Habach aufgeschlossen: einige dm mächtige Bänke aus intern homogenem Mittelsandstein, etwas violett-stichig rotbraun mit rostfarbenen Flecken, und Helglimmer-führend. Etwa hundert Meter N' davon können Lesesteine eines Flözes gefunden werden.



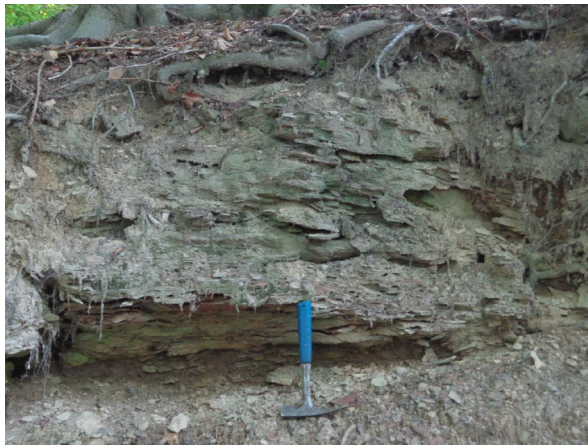
Wurzelballen W' Holz, nahe der Autobahn A1. Die Ablagerungen der Stefan Stufe des Oberkarbons (KONZAN, et al. 1981) bestehen aus rötlichen Sandsteinen in einer durch Bodenbildungs-Prozesse entfestigten Matrix aus rotem feinsandigem Material. Die primäre Rotfärbung deutet auf relativ trockenes, arides Klima hin im Vergleich zu den liegenden Sedimentiten (SCHNEIDER & JUNG 1991). Diese Färbung setzt sich in den jüngeren Ablagerungen des Rotliegenden fort, wie ja der Name schon andeutet.



Am Zimmermannsfels zwischen Wiebelskirchen und Hangard nahe der Oster ist das Holzger Konglomerat an der Basis des Stefan A aufgeschlossen. Die etwa 7 m mächtigen, grob gebankten Konglomerate fallen hier mit etwa 15° flach nach S, hier links, ein. Das Gestein tritt aufgrund des kieseligen Zements morphologisch als Härtling hervor. Dieses Naturdenkmal wird bei (SCHNEIDER & JUNG 1991) auf S. 155 als Nr. 6 beschrieben.



Wenige hundert Meter SW' des Ortsrandes von Holz, am locus typicus des Holzger Konglomerats, weist dieses auf eine tektonische Schrägstellung der liegenden Ablagerungen und gleichzeitige Erosion der Erhebung des Saarbrücker Hauptsattels mit Bildung grobklastischer Schuttfächer hin. Die Grobfraction besteht v.a. aus sehr gut gerundeten hellen Quarziten, die dem Taunusquarzit ähneln, außerdem kommen Gangquarze und vereinzelte Lydite unbekannter Herkunft vor. Dieser Aufschluss wird bei (SCHNEIDER & JUNG 1991) auf S. 150 als Nr.2 beschrieben.



Im Urwald NE' Saarbrücken, am Westhang des Releeberges bei Fischbach, sind die siltigen bis tonigen Sedimentite des Westfals C (KONZAN, et al. 1981) grau gefärbt aufgrund ihres Pyrit- und Organik-Gehaltes. Dies weist auf Ablagerung in anoxischem Milieu sumpfiger Bereiche hin, in solchen Bereichen kam es andernorts zur Kohlebildung. Sie sind relativ wenig verwitterungsresistent, wenn man von einzelnen etwas sandigeren und vermutlich durch Quarz zementierten Sandstein Lagen absieht.



Steinbruch am SW-Hang des Brennenden Berges bei Saarbrücken-Dudweiler. Aufgeschlossen sind fluviatile sandige Ablagerungen des Westfal C, Sulzbacher Schichten. Die Neigung der Schichten mit etwa 20-30° nach NW zeigt an, dass der First des Saarbrücker Hauptsattels weiter im SE, im Bild rechts, liegt. Die Mächtigkeit der meist eben gebankten, verkieselten Fein- bis Mittelsandsteine, z.T. auch geröllführenden Grobsandsteine, nimmt nach NW zu. Sie wurden früher zur Gewinnung von Werksteinen abgebaut. Dieser Aufschluss wird bei (SCHNEIDER & JUNG 1991) auf S. 170 als Nr. 1 beschrieben.



Am SW-Hang des Brennenden Berges bei Dudweiler findet man pelitische limnische Sedimente der Westfal-Stufe des Oberkarbons (KONZAN, et al. 1981). Diese ursprünglich sicher Organik-reichen Sedimentite hatten aufgrund der Ablagerung in Sümpfen unter anoxischem Milieu erhöhte Pyrit-Anteile. Die Selbstentzündung durch exotherme Reaktion bei der Pyritoxidation führte zu Haldenbränden in Gebieten des Altbergbaus. Dies ist erkennbar an der Rotfärbung der Matrix und eines großen Teils der Klasten, die z.T. im Inneren noch dunkelgrau gefärbt sind.



Ehemaliger Steinbruch auf dem Gipfel des Brennenden Berges bei Saarbrücken-Dudweiler. Die unterirdische Selbstentzündung von vermutlich Organik- und Pyrit-reichen Tonsteinen muss bereits im 17. Jahrhundert erfolgt sein. Schon Wolfgang von Goethe besuchte diesen Aufschluss. Die von einem schwelenden Alaunschiefer, so die Informationstafel, aus aufsteigende heiße Luft kondensiert an der Erdoberfläche. Der Luftstrom ist bei niedrigen Temperaturen bzw. hoher relativer Luftfeuchtigkeit durch Dampfwölkchen zu erkennen. Dieses Naturdenkmal wird bei (SCHNEIDER & JUNG 1991) auf S. 170 als Nr. 2 beschrieben.



In der tektonischen Schuppe von Düppenweiler, in streichender SW-Verlängerung der Hunsrück-Südrand-Störung, gibt es Phyllite des Oberkarbons, ph (KONZAN, et al. 1981), links im Bild. Sie stellen die einzigen etwas höher metamorphen oberflächlich aufgeschlossenen Gesteine des Saarlandes dar. Diese liegen über schwach oder nicht metamorphen Sandsteinen des Unterkarbons, siehe (SCHNEIDER & JUNG 1991) und rechts im Bild. Beide Gesteine werden von zahlreichen Mn-Mulm-führenden Milchquarz-Gängen durchsetzt, die eine hohe mechanische Beanspruchung des Materials anzeigen.



Unweit des erhaltenen Kauen-Gebäudes der Schwerspat-Grube Korb bei Eisen, (SCHNEIDER & JUNG 1991), Lokation 18, S. 183, nahe Birkenfeld finden sich auf Halden nach längerer Suche noch Hinweise auf die gangförmige Mineralisation und deren Nebengesteine: weißer relativ grobkristalliner Baryt, links; ocker-braune Fe-Mn-Erze, oben; weiß-grau gestreifte Milchquarz-Adern in grauen kieseligen Siltsteinen, oben rechts; gebleichte helltürkisgraue und frische graue Hunsrückschiefer, rechts; graue verkieselte Siltsteine mit Hämatit-Imprägnation, unten rechts; hellgraue unterdevonische Quarzite, unten links.



Mäander-Prallhang in unterdevonischen Gesteinen bei Hamm. Rechts besteht der Höhenzug mit steilen Hängen aus Taunusquarzit (KONZAN, et al. 1981), unmittelbar nördlich des Steinbruchs bei Taben. Nach links fällt das Gelände ab zu einem etwas tiefer gelegenen Plateau, das sich auf den weniger verwitterungsresistenten Hunsrückschiefern gebildet hat. Die nach S, hier rechts, einfallende Überschiebung zwischen beiden Gesteinseinheiten liegt am Fuß des Steilhangs rechts der Bildmitte. Zu den Gesteinen siehe Bilder weiter unten. Saarschleife bei Serrig.



An der Bahnstrecke Mettlach-Saarburg bei Hamm, rechtes Ufer der unteren Saar. Die Hunsrückschiefer, dz (KONZAN, et al. 1981), im tieferen Schelfbereich abgelagerte, metamorph überprägte Tonsteine (SCHNEIDER & JUNG 1991), sind durch ihre ausgeprägte Schieferung anfällig für physikalische Verwitterung. Zur Sicherung der Bahnstrecke Saarbrücken-Trier erfolgten hier zum Zeitpunkt der Aufnahme im Sommer 2015 Maßnahmen zur Böschungsstabilisierung.



Am Prallhang der Saarschleife bei Serrig sind entlang des Weges vom Parkplatz „Schöne Aussicht“ nördlich der Überschiebung intensiv gefaltete blaugraue, oberflächlich beige-farben gebleichte Tonschiefer der Hunsrück-schiefer, dz (KONZAN, et al. 1981), aufgeschlossen. Die Bleichung könnte auf die Verwitterung zur Zeit des Rotliegenden oder des Buntsandsteins zurückgehen, oder aber – wahrscheinlicher – auf die mesozoisch-tertiäre Verwitterung, siehe z.B. (FELIX-HENNINGSSEN 1990).



Südlich der Überschiebung bei Serrig sind rötlichgraue Quarzite des Taunusquarzits, ds (KONZAN, et al. 1981), intensiv gefaltet und geklüftet, hier die SE-Flanke eines Kleinsattels mit störungsbedingt unterdrückter NW-Flanke. Im Bereich der Überschiebung gibt es von Gangquarzen verkittete Brekzien wenige 10er Meter N' des Bildausschnitts. Die metamorph rekristallisierten Sandsteinbänke, an dieser Stelle nicht übermäßig hart, sind teilweise im mm-Bereich planar geschichtet, als Folge von Strömungen in relativ flachem Wasser (SCHNEIDER & JUNG 1991).



Ehemaliger Abbaubereich im aktiven Steinbruch bei Taben, etwa 8 km SSW' Saarburg. Taunus-quarzit der Siegen-Stufe des Unterdevons, ds (KONZAN, et al. 1981), wird als Hartgestein abge-baut, u.a. für den Uferschutz an Flüssen und als Schotter im Verkehrswege-Bau. Die Schichten fallen flach nach SSE hin ein. Die rote Färbung ist durch Kluftbeläge, weniger durch Kornüberzüge, aus Hämatit zu erklären. Mehrere 10er Meter mächtige Bänke stellen sandige Schüttungen auf dem ehemaligen Schelf dar (SCHNEIDER & JUNG 1991), die unter vermutlich recht stabilen Bedingungen gebildet wurden.

Im folgenden Text sollen die im Saargebiet und seiner Umgebung auftretenden Gesteine in der Reihenfolge abnehmenden Alters kurz charakterisiert werden. Die unterdevonischen Metasedimente des Hochwaldes, ein Teil des südwestlichen Hunsrücks, bestehen im Wesentlichen aus Hunsrück-schiefer, einer tonreichen Tiefwasserfazies mit Tonschiefern, und Taunusquarzit, einer sandigen Schwellenfazies mit gering metamorphem Quarzit, der aus Flachmeer-Sanden hervorging (SCHNEIDER & JUNG 1991). Der Taunusquarzit wird stratigraphisch in die Siegen-Stufe, die Hunsrück-schiefer werden in die untere Ems-Stufe des Unterdevons gestellt (MENNING & HENDRICH 2002). Eine nach SSE einfallende Über-schiebung etwa bei Hamm, zwischen Mettlach und Saarburg, trennt zwischen Taunusquarzit im SE, und Hunsrück-schiefer, hier die Kauber Schichten des Unterems (STETS 1962), im NW. Dies wird u.a. durch den Wechsel in der Landnutzung von Wald auf steilen Hängen im

Taunusquarzit zu Weinbergen auf sanfter geneigten Hängen im Hunsrückschiefer im unteren Saartal deutlich, siehe [Tab. 5.4-2](#).

Mittel- und Oberdevonische Sedimente sind im Saarland zumindest nicht offensichtlich aufgeschlossen, ebenso wenig Ablagerungen des Unterkarbons, die daher bei der Vorstellung der Magnetominerale, s.u., in dieser Arbeit vernachlässigt werden. In der Bohrung Saar 1 südlich Neunkirchen sind die angesprochenen Gesteine jedoch unter den Sedimentiten des Oberkarbons nachgewiesen worden (SCHNEIDER & JUNG 1991); (KELCH & REIBLE 1976); (HERING, et al. 1976).

Ablagerungen des mittleren bis höheren Oberkarbons finden sich im Bereich des ENE-streichenden Saarbrücker Hauptsattels (VEIT 1976); (KNEUPER 1960), zwischen Völklingen im WSW und Neunkirchen im ENE, zwischen Eppelborn im N und Sankt Ingbert im S. Die älteren Ablagerungen des Namur sind nicht oberflächlich aufgeschlossen. Die austreichenden Sedimentite des Oberkarbons setzen sich einerseits aus überwiegend grauen Silt- und Tonsteinen mit einer schwach ausgeprägten Schieferung, als Flöz-begleitende limnische Sedimente, und Kohleflözen des Westfal zusammen (FALKE & KNEUPER 1972), nur untergeordnet sind Sandsteine oder Konglomerate. Andererseits bestehen sie, oberhalb einer Winkeldiskordanz unter dem Holzer Konglomerat (BECKER, et al. 1968), aus gelegentlich Flöz-führenden, grün- und rotbunt gefärbten, weiterhin limnischen Sedimenten des Stefan. Tonsteinhorizonte offenbar vulkanischer Genese, vermutlich handelt es sich um alterierte rhyolithische Aschen, treten im Westfal B-D und Stefan A-B (BURGER 1990); (STÖFFLER 1963) auf. Über die graue Färbung lassen sich Sedimente des Westfals von rot gefärbten Sedimentiten des Stefans recht gut unterscheiden.

Zur Pflanzenwelt und zum Ablagerungsraum Flöz-führender Schichten während des Oberkarbons siehe z.B. (REMY & REMY 1977); (TRUNKÓ 1962). Eine Auswahl von Pflanzenfossilien zeigt [Abb. 4.4-3](#).

Die Achsenkulmination, d.h. der Bereich der am stärksten emporgebogenen Faltenachse, des Saarbrücker Hauptsattels liegt mit Sedimentiten des unteren Westfals zwischen Saarbrücken-Dudweiler im WSW und Neunkirchen im ENE. Nach SE wird der Sattel durch eine nach NNW einfallende Überschiebung begrenzt (SCHNEIDER & JUNG 1991), S. 34. Nahe zum Ausbiss dieser Überschiebung verläuft eine ähnlich streichende, nach S einfallende, offenbar bis posttriassisch aktive, synsedimentäre Abschiebung, südlich derer Ablagerungen des Buntsandsteins verbreitet sind. Die Nähe zur Abschiebung ist im Rischbachstollen bei Sankt Ingbert durch steil gestellte Sandstein Schichten erkennbar, die Störung selbst ist aus Sicherheitsgründen nicht zugänglich.





Abb. 5.4-3: Pflanzenfossilien aus dem Oberkarbon, Westfal C, die in den 1970er Jahren beim Bau der Autobahn bei Neunkirchen gefunden wurden. Oben links: *Cordaites* cf. *borasifolius*, oben rechts: *Sigillaria* sp., unten links: *Lepidophloios* cf. *laricinus*, unten rechts: *Imparipteris* cf. *tenuifolia*.

Die vorwiegend siliziklastischen Sedimentite des Oberrotliegenden sind meist als sandige bis konglomeratische Rotfazies ausgebildet. Diese sind zusammen mit den oberkarbonischen Sedimenten schwach gefaltet worden (SCHNEIDER & JUNG 1991). Sie sind nördlich an den Saarbrücker Hauptsattel angrenzend zwischen Dillingen und Sankt Wendel in der Prims-Mulde und weiter nordöstlich im südwestlichen Teil der Nahe-Mulde verbreitet. Die Stratigraphie der Ablagerungen des Rotliegenden im Saar-Nahe-Becken ist gegenüber der hier verwendeten und im folgenden Text angewendeten Bezeichnung nach (SCHNEIDER & JUNG 1991) neu festgelegt worden durch z.B. (MENNING & HENDRICH 2002): Kuseler Gruppe, ru1; Lebacher Gruppe, ru2; Untere bis Mittlere Tholeyer Gruppe, ru3 z.T., entsprechen heute der Glan Subgruppe; Obere Tholeyer Gruppe, ru3 z.T.; Grenzlagergruppe, ro1; Waderner Gruppe, ro2; und Kreuznacher Gruppe, ro3; die beiden letztgenannten werden heute in der Nahe Subgruppe zusammengefasst und lithostratigraphisch nach Formationen, die in der Nahe-Mulde definiert sind, feiner gegliedert, siehe (BOY, et al. 2012).

Oberrotliegend Vulkanite treten vor allem an der Basis des Oberrotliegenden in Form der Grenzlager-Gruppe auf. Vulkanite sind im Saar-Nahe-Becken weit verbreitet (DREYER, et al. 1983); (ARIKAS 1986); (SCHNEIDER & JUNG 1991), in geschlossener Verbreitung vor allem zwischen Nohfelden und Baumholder, mit einzelnen Vorkommen nach NE bis Bad Kreuznach und nach E bis zum Donnersberg, und mit vereinzelt Vorkommen bis an die Saar reichend, im Norden gibt es südlich Veldenz ein isoliertes Vorkommen im Hunsrück (NEGENDANK 1983a), S. 128. Die westlichsten Vulkanite finden sich nach (KONZAN, et al. 1981) in Form von Melaphyr, nach heutiger Nomenklatur Olivin-Andesite (SCHNEIDER & JUNG 1991), bei Dreisbach, etwa 7 km NW' Merzig. Auch weiter nördlich bei Keuchheim, unmittelbar W' Mettlach, etwa 6 km NNW' Merzig, treten Melaphyre auf. In dieser Studie wurden alle in (SCHNEIDER & JUNG 1991), S. 84-85, und (NEGENDANK 1983a), S. 128, mit geochemischen Analysen aufgeführten Vorkommen permischer Vulkanite beprobt. Zusätzlich aufgesucht wurden ausgewählte Lokationen rhyolithischer Gesteine, erwähnt in (ARIKAS 1986) und weitere in (SCHNEIDER & JUNG 1991) beschriebene bzw. in (KONZAN, et al. 1981) dargestellte.

Auf der geologischen Karte von (KONZAN, et al. 1981) nicht eingetragene hier beprobte Vulkanite sind: Kuselit in Ablagerungen vermutlich um das Flöz 7 süd, Rothell Schichten der Saarbrücker Gruppe, Westfal C, auf einer Halde der Grube Hirschbach, siehe auch (SCHNEIDER & JUNG 1991), S. 28; 150 m SW' der Lutwinuskapelle bei Keuchheim

NW Mettlach eine rhyolithische? Breccie mit großen Blöcken von Taunusquarzit; zwei auf der Bergehalde Reden entdeckte Vulkanite vermutlich aus Ablagerungen des Westfal D.

Die Ablagerungen des Oberrotliegenden sind ähnlich zusammengesetzt wie diejenigen des Unterrotliegenden. Sie sind nördlich zwischen Dillingen und Nohfelden in der Prims-Mulde verbreitet, sowie in nicht zusammenhängenden Gebieten diskordant auf oberkarbonischen Sedimenten im SW und W des Saarbrücker Hauptsattels zwischen Saarbücken-Dudweiler und Saarlouis (KONZAN, et al. 1981). Ob sich Ablagerungen des Zechsteins als jüngste, z.T. dolomitische, Ablagerungen in den bisher in das Oberrotliegende gestellten Abfolgen befinden ist aufgrund fehlender biostratigraphischer Befunde nicht gesichert (SCHNEIDER & JUNG 1991).

Die Grenzziehung zwischen Rotliegendem und Buntsandstein ist im Saarland aufgrund der Fossil-Armut der Ablagerungen unsicher, siehe (SCHNEIDER & JUNG 1991), (MÜLLER, E. 2013). So stufen (DREYER, et al. 1983) konglomeratische und sandige siliziklastische Ablagerungen zwischen Winterbach und Mainzweiler, westlich von Sankt Wendel am Westrand der Nahe-Mulde, in den Unteren Buntsandstein, su, ein, während diese von (KONZAN, et al. 1981) ins Oberrotliegende, ro3, Kreuznacher Schichten, gestellt wurden. (MENNING & HENDRICH 2002) stellen die Kreuznach Formation in die Nahe-Subgruppe des Rotliegenden, dieser Ansicht wird in [Tab. 5.4-2](#) gefolgt. Ablagerungen des Unteren Buntsandsteins, su, die weiter östlich im Pfälzer Wald verbreitet sind, fehlen nach (KONZAN, et al. 1981) und (SCHNEIDER & JUNG 1991) im Saarland. Auch die lithostratigraphische Korrelation der Ablagerungen des sm zwischen westlichem und östlichem Saarland und darüber hinaus bis in den Trierer Raum (NEGENDANK 1983a) ist problematisch, einige Formationen keilen vermutlich nach W aus (SCHNEIDER & JUNG 1991). Für das südliche Saarland ist eine Korrelation des sm mit Ablagerungen in Lothringen und in der Pfalz einigermaßen gesichert (MÜLLER, E. 2013).

Petrographisch handelt es sich bei den Sedimentiten des Mittleren Buntsandstein, sm, überwiegend um Sandsteine, oft mit Schrägschichtung, mit Bankung häufig im Meter-Bereich und in Felszonen bankweise stärker verfestigt durch kieseligen Zement, nur sehr untergeordnet gibt es Pelit-Horizonte (DACHROTH 1985). Basal treten Konglomerate auf. Die Sandkorngrößen liegen meist im Bereich Mittelsand. Beeindruckende Aufschlüsse des sm finden sich NE' der Kaiser-Wilhelm-Brücke in Trier am Prallhang der Mosel unterhalb des Fichtenberges, durch Werksteingewinnung ist das steile Relief noch stärker betont (NEGENDANK 1983a). Auch östlich der Festungsrue Homburg an der Saar in der Umgebung des Ortsteils Rabenhorst finden sich lagenweise Geröll-führende Felszonen im sm (SCHNEIDER & JUNG 1991). Sedimentite des Oberen Buntsandsteins, so, sind im Gegensatz dazu meist etwas feinkörniger und Hellglimmer-führend (SCHNEIDER & JUNG 1991), Aufschlüsse bieten z.B. Steinbrüche nahe der Teufelsburg bei Beaumarais.

Die vorwiegend karbonatischen Sedimente des Muschelkalks zeigen eine reduzierte Mächtigkeit gegenüber zentraleren Bereichen des germanischen Beckens (SCHNEIDER & JUNG 1991). Da im Unteren Muschelkalk, mu, sandig-tonige und mergelige Schichten neben Kalksteinen auftreten, ist diese Abfolge Plateau-bildend. Der Mittlere Muschelkalk, mm, ist mergelig mit wenig verwitterungsresistenten Anhydriten und Dolomiten, er tritt hangbildend auf, Aufschlüsse sind rar. Erst der Trochitenkalk des Oberen Muschelkalks, mo1, ist Steilstufenbildend und wird von Hang- bis Plateau-bildenden Ceratiten-Schichten, mo2, mit Kalkstein-Mergelstein-Wechselfolgen überlagert. Lokal wurde Kalkstein zum Aufreinigen bei der Stahlherstellung abgebaut, z.B. der hier beprobte mo1 südlich Hemmersdorf an der Nied für die Dillinger Hütte.

Ablagerungen des Unteren Keupers, ku, finden sich im Saarland an der Grenze zu Lothringen, sie sind im restlichen Saarland nur schlecht aufgeschlossen (SCHNEIDER & JUNG 1991). Vom

Mittleren Keuper, km, konnten pelitische Proben bei Remich in Luxemburg und eine sandige Probe im Niedtal in Lothringen gewonnen werden.

Jurassische Sedimentite sind im Saarland, wie oben erwähnt, nicht mehr vorhanden. Jurassische Ablagerungen wurden in Frankreich im Département Moselle und im südlichen Luxemburg bei Rumelange beprobt, siehe [Tab. 5.4-2](#).

Tertiäre, nach heutiger Stratigraphie paläogene und neogene, Ablagerungen treten im Saarland nur sporadisch auf (SCHNEIDER & JUNG 1991), Proben wurden hier bisher nicht genommen. Quartäre Terrassen sind an der Saar in mehreren Niveaus ausgebildet (SCHNEIDER & JUNG 1991). Angaben zur Schwerineralführung der Weichsel-zeitlichen Niederterrasse finden sich bei (MÜLLER, M.J. & NEGENDANK 1974) sowie (MÜLLER, M.J., et al. 1983).

[Zurück zur Übersicht](#)

5.4.4 Magnetominerale im Liefergebiet

Eine Vielzahl von Magnetomineralen wird in der Literatur für Gesteine im Untersuchungsgebiet angegeben. So wird Magnetit im Liefergebiet der mittleren und unteren Saar für Rotsedimente des Rotliegenden im Saarland erwähnt (DACHROTH 1976). Hohe Werte der magnetischen Suszeptibilität, MS, von 3700 bis $10800 \cdot 10^{-9} \text{ [m}^3\text{kg}^{-1}\text{]}$ von drei Proben dieser Arbeit aus grauem Feinsandstein bzw. Siltstein der Bergehalde Steinbachschacht mit Material aus dem Oberkarbon, Westfal C, weisen aufgrund der Höhe der Werte entweder auf Magnetit, Pyrrhotit, oder Maghemit hin, vergl. (THOMPSON & OLDFIELD 1986), wobei die Graufärbung gegen Maghemit spricht. Es könnte sich hierbei um Schwermineralseifen handeln. Eine MS von $7270 \cdot 10^{-9} \text{ [m}^3\text{kg}^{-1}\text{]}$ in einem Quarzit des Westfal D auf der Halde Steinbachschacht deutet ebenfalls auf Magnetit-Führung hin.

Bei der Aufbereitung von zuvor durch Siebung nach Korngrößen aufgetrennter Steinkohle wurde bei der Kohlenwäsche zur Schwerentrennung von Kohle geringer Dichte einerseits und Bergematerial höherer Dichte andererseits neben Wasser entweder Öl, das sich bei der Flotation an die Kohle anhaftet und mit anhaftenden Luftblasen nach oben steigt, oder gemahlener Magnetit im Schwertrübescheider zugeführt, siehe <http://www.foerdergerueste.de/glossar.htm>. Nach der Abschöpfung der leichteren Kohle wurde durch Abspülen von der Kohle und Berge der Magnetit größtenteils wieder zurückgewonnen. Auf den Bergehalden Camphausen N' Dudweiler, Reden bei Göttelborn, und Grühlingstraße bei Hubertusdiele wurden ockergelbe Überzüge, z.T. mit mm-großen Erz-Kristallen, auf Kohle- und Siltsteinklasten beobachtet. Die gelbe Farbe könnte durch Oxidation von Magnetit zu Limonit und dadurch Verfärbung toniger Trübe verursacht worden sein. Somit stellen Bergehalden des Steinkohlenbergbaus potentiell Liefermaterial mit Magnetit bereit.

Hämatit ist durch rote Kluftbeläge und z.T. rötliche Färbung als Überzug von Klüften im Taunusquarzit vorhanden, siehe [Abb. 5.4-4](#). Rotsedimente des Stefans (ZIMMERLE 1976a) im Saarbrücker Hauptsattel und des Unter- und Oberrotliegenden der westlichen Nahe-Mulde und der Prims-Mulde im Saarland sind ebenfalls Hämatit-führend (DACHROTH 1976), (SCHNEIDER & JUNG 1991). Im Grenzbereich Karbon-Perm treten im Saar-Nahe-Becken rotviolette Tuffite auf. (GEIS 1959) erwähnt Hämatit aus mehreren Lokationen der Nahemulde, und zwar in Barytgängen, im Kontakthof eines Tholeyit-Stocks, in Quarzgängen nahe eines Kuselits, in Hämatit-Gängen in Rhyolith, sowie in verquarztem Kuselit. In den roten Sandsteinen des Mittleren und Oberen Buntsandsteins tritt ebenfalls Hämatit als Kutanzement auf Quarzkörnern auf. Insbesondere in der Violetten Grenzzone zwischen Mittlerem und Oberem Buntsandstein erfolgte pedogene Bildung von Hämatit (SCHNEIDER & JUNG 1991).

Limonit kommt im Nahe-Becken im eisernen Hut von Quarz-Karbonat-Baryt-Gängen in alteriertem Tholeyit vor (GEIS 1959). Limonit tritt im Mittleren Buntsandstein auf Klüften und als unregelmäßige Platten, sogen. „Eisenschwarten“, auf, die lokal verhüttet wurden (SCHNEIDER & JUNG 1991), S. 102, (MÜLLER, G. 1970), S. 168. Limonit aus umgelagerter und alterierter lothringischer Minette des Doggers tritt umgelagert an der Mosel in quartären Sanden auf, siehe (MÜLLER, M.J. & NEGENDANK 1974).

In Zusammenhang mit Vulkanismus wurde Siderit in der Bohrung Saar 1 bei Neunkirchen in alterierten basaltischen Laven von Tonsteinhorizonten des Westfal D beschrieben (ZIMMERLE 1976a). Auch die vermutlich rhyolithischen, schwarzgrauen, bräunlich grauen, graubräunlichen oder hellbeigen Kohlentonsteine des Westfal B-D und Stefan A-B, deren Mächtigkeit im Bereich des Saarbrücker Hauptsattels bis zu 1.4 m beträgt, enthalten häufig sekundären Siderit (BURGER 1990). Weiterhin tritt Siderit, zusammen mit Hämatit und Pyrit, in Toneisenstein-Konkretionen sandig-toniger Sedimente des Westfals auf. Diese wurden in historischer Zeit verhüttet (SCHNEIDER & JUNG 1991). Nach (MÜLLER, G. 1970) wurden früher auch Toneisensteine in der Westfal-Stufe des Oberkarbons in Form von Bänken oder Knollen abgebaut. Insbesondere im Saarbrücker Urwald finden sich zahlreiche archäologische Hinweise auf eine Eisenverhüttung, siehe Linn & Kreuter zitiert in http://www.saar-urwald.de/urwaldgeschichte/Seite/htm/ui_08_01.htm. In drei Toneisenstein Konkretionen des Westfal C und D wurden relativ hohe Werte der MS von $750-870 \cdot 10^{-9} \text{ [m}^3\text{kg}^{-1}\text{]}$ beobachtet. Siderit wurde außerdem in der Bohrung Saar 1 in Feinsandsteinen und Feinsandstein-Tonstein Wechselfolgen des Oberkarbons, Stefan A+B, sowie in Sandsteinen und einigen Tonsteinhorizonten des Westfal C+D beschrieben, auch in Kalksteinen des Stefan B (ZIMMERLE 1976a).

Darüberhinaus wurden im Saar-Nahe-Becken Toneisenstein-Konkretionen innerhalb der Lebacher Gruppe des Unterrotliegenden früher zur Eisengewinnung abgebaut (SCHNEIDER & JUNG 1991). Die MS zweier Lebacher Eier liegt bei $480-580 \cdot 10^{-9} \text{ [m}^3\text{kg}^{-1}\text{]}$.

Pyrit wurde in pelitischen Schiefern und Feinsandstein-Tonstein Wechselfolgen des Oberkarbons, Stefan A+B, in basischen Ganggesteinen im Westfal B, in Sandsteinen des Westfal A-D und unterkarbonischen Alaunschiefern mit Sandsteinbänken in der Bohrung Saar 1 beschrieben von (ZIMMERLE 1976a); (ZIMMERLE 1976b). (MÜLLER, G. 1970) erwähnt Pyrit und Markasit aus dem Mittleren Buntsandstein von Altforweiler bei Saarlouis. Nicht durch Haldenbrände veränderter Pyrit ist magnetisch nahezu ohne Bedeutung.

Rutil wurde in Lithoklast-reichen Sandsteinen und Feinsandstein-Tonstein-Wechselfolgen des Oberkarbons, Stefan A+B, in Sandsteinen des Westfal A-D (ZIMMERLE 1976a), sowie in einem Konglomerat des Namur (GHAZANFARI, et al. 1976) in der Bohrung Saar 1 beobachtet.

Spinell tritt in Lithoklast-reichen Sandsteinen und Feinsandstein-Tonstein-Wechselfolgen des Oberkarbons, Stefan A+B, und in Sandsteinen des Westfal B+C in der Bohrung Saar 1 auf (ZIMMERLE 1976a).

Leukoxen ist enthalten in Lithoklast-reichen Sandsteinen und Feinsandstein-Tonstein Wechselfolgen des Oberkarbons, Stefan A+B, in Sandsteinen des Westfal A+B+C+D (ZIMMERLE 1976a), sowie in einem Konglomerat des Namur (GHAZANFARI, et al. 1976) und in Alaunschiefern mit Sandsteinschichten des Unterkarbons (ZIMMERLE 1976b) in der Bohrung Saar 1.

Ilmenit findet sich in Alaunschiefern mit Sandsteinschichten des Unterkarbons (ZIMMERLE 1976b).

Ankerit kommt im Nahe-Becken in Kalzit-Ankerit-Flußspat-Gängen im Donnersberg Rhyolithstock vor (GEIS 1959).

In unterdevonischen Gesteinen N' Mettlach erwähnt (MÜLLER, G. 1970) Gangvererzungen mit Hämatit und Limonit/Goethit und Mn-Erzen. Bei Eisen nahe Meckenbach beschreibt (MÜLLER, G. 1970) in Tonschiefern und Dolomiten des Unterdevons die Vererzungen der Grube Korb, ein Baryt-Gang mit metasomatischen Überprägungen; Erzminerale sind hier u.a. Pyrit, Fe-Mn-haltige Karbonate, Zinnober, Kupferkies, Zinkblende, Bleiglanz, Mischfahlerz und Kupferglanz; Limonit dieser Grube hat eine MS von $300 \cdot 10^{-9} \text{ [m}^3\text{kg}^{-1}\text{]}$.

In einem verkieselten Konglomerat des Unterrotliegenden am Litermont SE' Düppenweiler beschreibt (MÜLLER, G. 1970) Bleiglanz, der allerdings nicht magnetisch ist. Im Oberrotliegenden S' Krettnich wurde ein Calcit-Baryt-Gang mit Mn-Erzen abgebaut (MÜLLER, G. 1970), der mit $250 \cdot 10^{-9} \text{ [m}^3\text{kg}^{-1}\text{]}$ zumindest erhöhte MS Werte liefert.

Vererzungen in intermediären Vulkaniten des Oberrotliegenden kommen im Saar-Nahe-Becken häufiger vor, so dass für diese Gesteine erhöhte Werte der MS zu erwarten sind, siehe [Kap. 5.4.5](#). (SCHNEIDER & JUNG 1991) beschreiben Titanomagnetit und Ilmenit in Tholeyiten, heute als basaltische Andesite, Andesite und Latite klassifiziert. Gleiches gilt für die Weiselbergite, heute meist als Dazite zu bezeichnen. In Kuseliten, die heutige Bezeichnung für die meisten Gesteine wäre Latit, treten Hämatit und Ilmenit auf. In Mandelfüllungen von basaltischen Andesiten, Andesiten und Latiten treten Goethit und Hämatit sowie Siderit auf. Durch die Abtragung dieser Vulkanite im Oberrotliegenden sind diese Minerale auch in den grobklastischen Sedimenten der Waderner Gruppe, ro2, und der Kreuznach Gruppe, ro3, zu erwarten. In dem alterierten Tholeyt des Landsberges bei Obermoschel beschreibt (GEIS 1959) Quarz-, Baryt- und Kalzit-Gänge mit Siderit. Im oberrotliegenden Rhyolith von Nohfelden zwischen Prims- und Nahe-Mulde nennt (ARIKAS 1986) Rutil und Fe^{3+} -Oxide als Pseudomorphosen nach Pyroxen und Amphibol, entstanden durch spät- und postmagmatische Fe-Verlagerung. Weitere nicht magnetische Vererzungen: In „Basalten“ der Grenzlagerdecke des Oberrotliegenden, Olivin-Andesiten nach (KONZAN, et al. 1981), existieren bei Walhausen, SE' des Nohfelder Rhyoliths, Bergbauspuren auf Calcit-Gänge mit Kupferglanz und Bleiglanz (MÜLLER, G. 1970).

Kupferminerale wie Malachit, die keine besonderen magnetischen Eigenschaften aufweisen, treten im Bereich zwischen St. Barbara und Wallerfangen W' Saarlouis im Voltziensandstein des obersten Buntsandsteins (SCHNEIDER & JUNG 1991), S. 111, (MÜLLER, G. 1970), S. 163-auf. In Gängen des karbonatisierten Rhyoliths von Düppenweiler finden sich Kupferkies und Malachit und weitere Kupferminerale sowie Pyrit, siehe (SCHNEIDER & JUNG 1991), S. 224, (MÜLLER, G. 1970), S. 161-167. Weitere Vorkommen werden z.B. durch Flurnamen wie „Kupferkaul“ zwischen Walhausen und Wolfersweiler in der Prims-Mulde angezeigt, wenige km südlich davon wurden sie am Grubenberg in Andesiten auch abgebaut (SCHNEIDER & JUNG 1991), S. 184, Nr. 25. (MÜLLER, G. 1970) nennt Pingen auf Kupfererze am Gischberg zwischen Düppenweiler und Außen sowie weitere kleine Vorkommen in Gesteinen des Rotliegenden, auch einige im Buntsandstein.

Fällungen aus hydrothermalen Lösungen führten zu den Uranmineralisationen bei Ellweiler. Auch ein Fallbeispiel im Donnersberg Rhyolith Massiv der Nahe-Mulde, östlich des hier betrachteten Untersuchungsgebietes, ist bekannt, wo es zu Uran-haltigen Vererzungen entlang von Klüften gekommen ist (KÄMMERER 1990). Uranerze, die nicht zu den Magnetomineralen zu rechnen sind, wurden in einem heute verfüllten Tagebau im Nohfelder Rhyolith NE' Ellweiler im westlichen Rheinland-Pfalz am N-Hang des Bühlkopfes ober- und unterirdisch abgebaut, siehe (BÜLTEMANN 1970). Messungen zur Radioaktivität finden sich z.B. bei <http://www.opengeiger.de/GeigerCaching/EllweilerBericht.pdf>. Heute befindet sich nahe des Ortes der im Jahr 1989 stillgelegten Uranerz-Aufbereitungsanlage die Landessammelstelle für radioaktive Abfälle Rheinland-Pfalz, <https://mueef.rlp.de/de/themen/energie-und-strahlenschutz/strahlenschutz/vollzug-im-strahlenschutz/landessammelstelle/>. Informationen zur 2000 abgeschlossenen Sanierung und zum Monitoring der Uranerz-Aufbereitungsanlage

finden sich bei <https://mueef.rlp.de/en/themen/energie-und-strahlenschutz/strahlenschutz/vollzug-im-strahlenschutz/urananlage-ellweiler/>. (SCHNEIDER & JUNG 1991), S. 224, erwähnen außerdem Uran-Anreicherungen im Voltziensandstein des obersten Buntsandsteins bei Erbringen, NNW' Düppenweiler; (MÜLLER, G. 1970), S. 169-170, nennt Vorkommen im Mittleren und Oberen Buntsandstein vom Haustadter Tal und bei Kirkel.

[Zurück zur Übersicht](#)

5.4.5 Magnetische Suszeptibilität der Liefergesteine

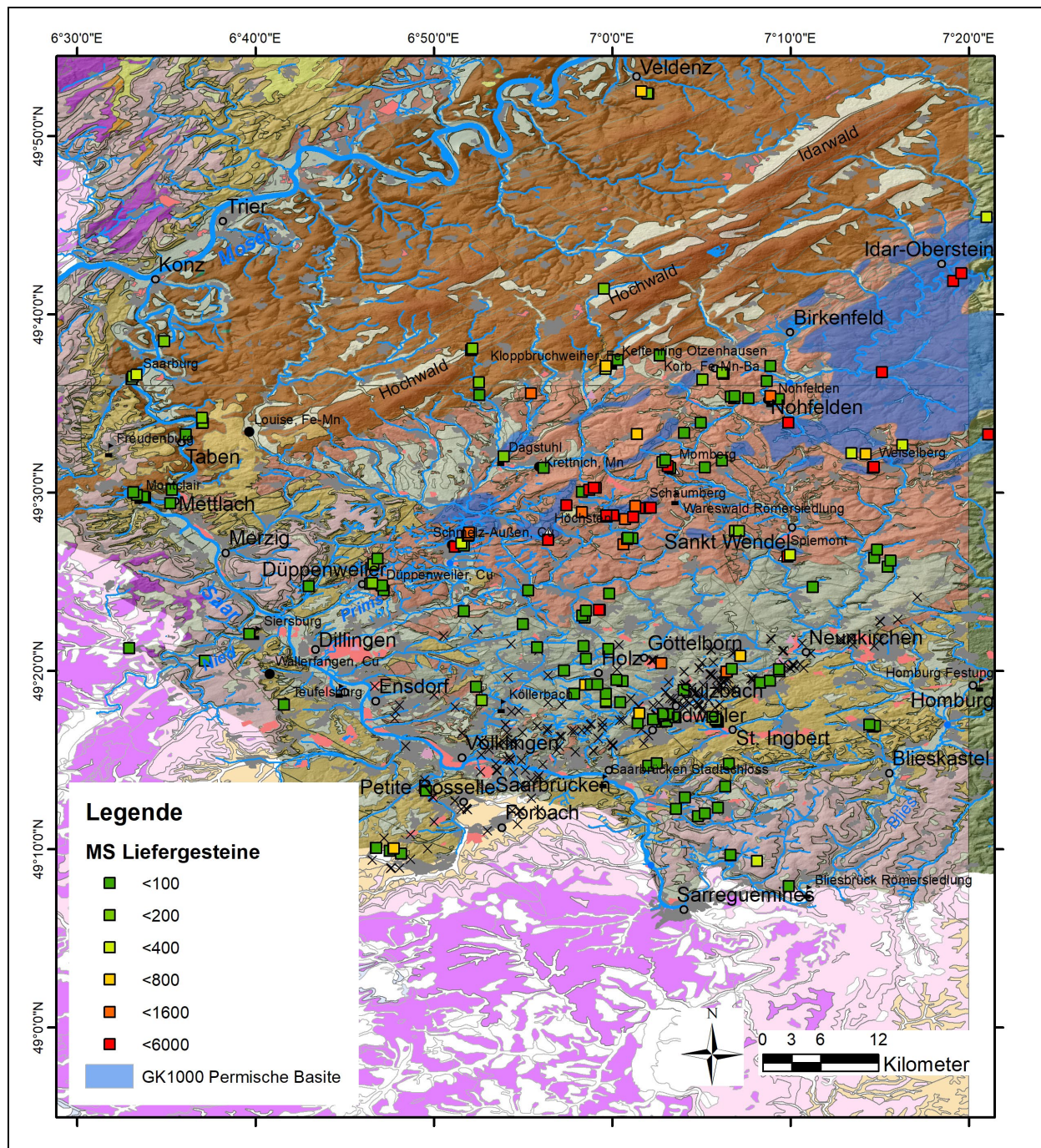


Abb. 5.4-4: Darstellung der masse-spezifischen magnetischen Suszeptibilität [$10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$] von Liefergesteinen. Intermediäre und basische Rotliegend Vulkanite nach GK1000, © Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover 2007. Zusätzlich – ohne

Legende – Gesteine in **mittelbraun** Unterdevon, **hellgrau** Oberkarbon, **hellbraun** Rotliegend, **orange** Buntsandstein, **rosa** Muschelkalk, vereinfacht nach: GÜK 200, Blatt Trier und Saarbrücken, (BINTZ, et al. 1979), (ZITZMANN, et al. 1987), © Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe. Referenzen zu weiteren Signaturen und zur Kartengrundlage siehe Unterschrift zu [Abb. 5.4-1](#).

[Abb. 5.4-4](#) bzw. [Tab. 5.4-3](#) zeigen die masse-spezifische MS der Liefergesteinsproben nach der räumlichen Verteilung im untersuchten Gebiet bzw. nach der Lithologie bzw. Stratigraphie. Hohe Werte $>1600 [10^{-9} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}]$ in [Abb. 5.4-4](#) im nordöstlichen Untersuchungsbereich charakterisieren intermediäre Vulkanite des Rotliegenden. Deutlich erhöhte Werte zwischen 800 und 1600 $[10^{-9} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}]$ im südlichen Bereich sind Koks, Glas, oder Haldenbrand Material des Steinkohle-Bergbaus, weiter nördlich sind es intermediäre Vulkanite. Mittlere Werte der MS von 400-800 $[10^{-9} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}]$ stehen meist für Erze. Die masse-spezif. MS der meisten Proben von Sedimentiten und sauren Vulkaniten liegt unter einem Wert von 200 $[10^{-9} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}]$. Insgesamt deuten die erheblichen Unterschiede zwischen Mittelwerten und Medianen in [Tab. 5.4-3](#) die große Variabilität der MS in ähnlichen Lithologien an.

Tab. 5.4-3: Masse-spezifische magnetische Suszeptibilität von Liefergesteinen im Einzugsgebiet der Saar und im südlichen Luxemburg $[10^{-6} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}]$, dabei sind für das Rotliegende nur Proben aus der Prims-Mulde und vom Nohfelder Rhyolith verwendet worden, nicht jedoch aus der Nahe Mulde. Abkürzungen der stratigraphischen Einheiten nach (KONZAN, et al. 1981). In *kursiv* sind anthropogen beeinflusste Gesteine gesetzt. Die Petrographie bezieht sich auf die genommenen Proben, auch andere Lithologien sind in den stratigraphischen Einheiten vorhanden. Die Angabe Median, Mittelwert, Standardabweichung und Anzahl bezieht sich auf Proben einheitlicher Lithologie in einem Aufschluss; eine Probe besteht jeweils im Mittel etwa 5 Unterproben = individuell gemessene Stücke, insgesamt >1000 Stücke. Mit * gekennzeichnet sind Mediane von Liefergebietseinheiten, die in [Abb. 5.4-8](#) denen fluviatiler Sedimente gegenübergestellt sind.

{Sub-} Formation	Petrographie	Median	Mittelwert	Std.abw.	Anzahl
Anthropogen beeinflusste Proben Kohle-/Glas-Gewinnung		924	2008	2426	15
<i>Steinkohlen-Bergehalde</i>	<i>Ton-, Silt-, Sandst., Westfal C+D, Haldenbrandmaterial</i>	3283	3352	4328	8
<i>Steinkohlen-Bergehalde</i>	<i>Steinkohle mit Flotationston</i>	5	17	24	3
<i>Steinkohlen-Bergehalde</i>	<i>Sandstein mit Flotationston</i>	263			1
<i>Koks</i>	<i>z.T. blasig, schwarz – d.grau</i>		1224		1
<i>historisches Glas</i>	<i>Schwarz bis grüngrau, glasig</i>		887		2
vererzte natürliche Gesteine		487	1085	2066	11
Jura, Mittlerer, Toarcien sup. – Aalénien, Minette	Rotbrauner Fe-reicher Pseudooolith	226	226	21	3
Oberrotliegendes, ro 2	Mn-imprägnierter kongl. Sandst.		248		1
Unterrotliegendes, ru 2	„Lebacher Ei“, siderit. Konkret.	487	433	181	3
Oberkarbon, cw3	Toneisenstein		811		2
Oberkarbon, cw2	Toneisenst., mt-Quarzit		4010		2
Unterdevon, dz	Fe-Mn-Imprägnation		302		1
Sedimente ohne Erze, einschließlich Tonschiefer		30	59	151	146
Quartär, Grobklastika	Sande bis Kiese	74	133	118	3
Quartär, Hanglehm und Verwitterungszone	Hanglehm, aufgelockertes Festgestein	1121	960	703	13
Jura, Mittlerer, Bajocien inf. (E-Rand Pariser Becken)	Karbonatische Oolithe		11		2
Keuper, Mittlerer, km	Siltstein, Tonstein, z.T. weich		90		2
Muschelkalk, mu-mo		7*			

Muschelkalk, Oberer, mo2	Kalkst.		8		2
Muschelkalk, Oberer, mo1	sparit. Schillkalk, Oolith	1	4	5	5
Muschelkalk, Mittlerer, mm	Mergelstein		38		1
Muschelkalk, Unterer, mu	Mergelstein, Kalkstein, Siltst.		50		1
Buntsandstein, sm-so		24*			
Buntsandstein, Oberer, so	Sandstein mit Hellglimmer	25	23	6	8
Buntsandstein, Mittlerer, sm1-2	Sandstein, z.T. konglomerat., rötlich	8*	34	42	19
Oberrotliegendes, ro3/su	Mittelsandst., feins., mürbe, grau	13	62	68	7
Oberrotliegendes, ro2	Breccie; Einspr.-arm bis feink., Waderner Fanglomerat, z.T. Aschentephra	78*	84	54	5
Unterrotliegendes, ru1-3		9*			
Unterrotliegendes, ru 3	konglom. Arkosen, Tonsteine	10	4		2
Unterrotliegendes, ru 2	Sandst., Kongl., Tonsteine	39	10	16	5
Unterrotliegendes, ru1	Konglomerat, rötlich	7	246	635	7
Oberkarbon, Stefan A-C		35*			
Oberkarbon, Stefan C	Sandstein, rot, mürbe	49	51	8	4
Oberkarbon, Stefan B	Sandstein, Tonstein, rot, mürbe	26	37	31	9
Oberkarbon, Stefan A	Konglomerat, Sandst., rötl. Grau	5	22	37	4
Oberkarbon, Westfal C-D		49*			
Oberkarbon, Westfal D	Kohle, Tonst. Bis Konglom., Magnetitquarzit, Toneisenstein	47	79	137	21
Oberkarbon, Westfal C	Kohle, Tonst. Bis Konglom., Toneisenst.	49	50	39	24
Unterdevon, Unterems, Hunsrückschiefer, dz	Tonschiefer, grau	116*	113	19	8
Unterdevon, Siegen, Taunusquarzit, ds	Quarzit, grau	8*	9	5	7
Unterdevon, Gedinne	Tonschiefer, Quarzit	96	90	27	3
Vulkanite		696	1993	2591	54
Rotliegendes, Rhyolithe, intrusiv bis extrusiv	porphyr.-hiatal, meist alteriert	23	188	561	19
Rotliegendes, Trachyte, intrusiv incl. ein Aplit	porphyr.-hiatal bis -serial	247	2534	4072	5
Rotliegendes, intermed. Laven, z.B. basalt. Andesit, Andesit, Latit, Weiselbergit	porphyr.-hiatal, Einspr.-reich	1581	2299	2710	14
Rotliegendes, intermed.-basische Intrusiva., z.B. Kuselit, Tholeyt	porphyr.-serial, grau, z. T. schw. blasig	3994	3700	2268	16
Plutonite					
Unterdevon, „Diabas“	feinkörnig	278			1
Metamorphite, höhergradig als Tonschiefer			555		2
Kontaktzone Tholeyt	Pyroxen-Hornfels	1055			1
Metam. Zone Düppenw.	Phyllit	55			1
Insgesamt	aus allen Proben bestimmt	61	711	1656	246

Eventuell könnte die magnetische Suszeptibilität helfen, eine lithologische Grenzziehung ro zu sm in sandigen Ablagerungen zu ermöglichen: mit MS Werten meist $<30 [10^{-6} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}]$ im Buntsandstein aufgrund des quarzreichen Materials niedriger MS aus unterdevonischen Quarziten gegenüber variableren Werten im Rotliegenden mit 5 bis 160 $[10^{-6} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}]$ als Folge der Führung häufiger Vulkanit-Klasten.

Insgesamt deutet sich an, dass – von kohlereichen Ton-Siltsteinen abgesehen - die Gesteine, die hohe Tongehalte haben, auch etwas erhöhte Werte der masse-spezifischen MS besitzen. Dies beschreiben auch zahlreiche umweltmagnetische Studien, z.B. von (OLDFIELD 1991); Zitate in (THOMPSON & OLDFIELD 1986); (EVANS & HELLER 2003). Zur Diskussion der Kohlentonsteine siehe [5.4.4](#).

Die Werte der MS in den Steinkohleflöz-begleitenden kohligen Ton- und Siltsteinen sind dagegen nur gering positiv und in inkohlte Pflanzenreste führenden Sandsteinen z. T. etwas erhöht. Organik ist nach (THOMPSON & OLDFIELD 1986) diamagnetisch. In Organik-reichen Gesteinen sind also niedrige bis negative MS Werte auch zu erwarten. Noch niedriger sind MS Werte für Steinkohle, die je nach Reinheit schwach negative bis leicht positive Werte aufweist. Daher würde sich eventuell eine kontinuierliche Messung der MS, z.B. bei Transport durch ein Kunststoff-Rohr das von einem Ringsensor umgeben ist, für die Prüfung der Kohle auf siliziklastische Verunreinigungen eignen.

Vulkanite des Rotliegenden aus der Prims-Mulde und vom Übergangsbereich in die Nahe-Mulde, etwa zwischen Düppenweiler im WSW und Nohfelden im ENE, zeigen höhere Werte der masse-spezifischen MS bei intermediären Kuseliten/Latiten und Tholeyiten mit SiO₂-Gehalten zwischen 52 und 63 Gew.-% gegenüber niedrigeren Werten bei Rhyolithen als Vertreter saurer Gesteine mit >63 Gew.-% SiO₂. Basische Gesteine mit <52 Gew.-% SiO₂ sind im Saarland in geochemischen Daten von (SCHNEIDER & JUNG 1991) nicht vertreten. Die Spanne der MS reicht von 8 in einem Rhyolith bis zu 10354 [10⁻⁹ m³kg⁻¹] in einem basaltischen Andesit. Innerhalb eines intermediären Vulkanit-Körpers gibt es mitunter große Unterschiede, so z.B. im Kuselit am Spiemont, mit einem MS Wert von 232 in Blöcken am Rand des Steinbruchs und einem Wert 1941 [10⁻⁹ m³kg⁻¹] am Gipfel, bei makroskopisch ähnlichem Gefüge. Das gilt auch für verschiedene Lokationen im größten Rhyolith-Intrusivkörper des Untersuchungsbereichs, dem Massiv von Nohfelden, mit Werten von 8 bis 2448 [10⁻⁹ m³kg⁻¹], siehe unten. Zwischen der MS von intermediären Laven - Melaphyr, Andesit, Weiselbergit – und intrusiven basischen Gängen bzw. Stöcken - Kuselit, Tholeyit - besteht nach den Werten in [Tab. 5.4-3](#) kein grundsätzlicher Unterschied. Fünf Proben intermediärer Laven aus der Nahe-Mulde, in [Tab. 5.4-3](#) nicht enthalten, ergaben mit im Mittel 1774 [10⁻⁹ m³kg⁻¹] ähnliche Werte wie die für intermediäre Vulkanite in der Prims-Mulde.

Im Nohfelder Rhyolith Massiv, zu dem auch der Bereich um den Momberg zählt, treten sehr unterschiedliche Werte der MS auf, so dass auf diesen näher eingegangen werden soll. Es handelt sich um einen intrusiv-extrusiven Dom am Übergang von der Prims- zur Nahemulde, in nördlicher Verlängerung des Sankt Wendeler Grabens. Er gehört zu den jüngsten Vulkaniten im Saar-Nahe-Becken (LORENZ & HANEKE 2004). Die umgebenden Gesteine am W-Rand des Momberges bestehen nach (KONZAN, et al. 1981) aus Lebacher Schichten des Unterrotliegenden, ru2. Die Lebacher Schichten sind nach Falke, 1954 in (SCHNEIDER & JUNG 1991), S. 44, vorwiegend aus grauen sandigen Tonsteinen, rötlichen bis gelblichen Sandsteinen, z.T. konglomeratisch, lokalen Kalkbänken und „Papierschiefern“ = bitumenreichen Seeablagerungen, zusammengesetzt. Interessant ist, dass im Randbereich des Nohfelder Rhyoliths lokal deutlich erhöhte Werte der MS auftreten, so im Straßenaufschluss NW' des Momberges zwischen Oberthal und Selbach, entsprechend (ARIKAS 1986) „Rhyolith A“, mit 2450 [10⁻⁹ m³kg⁻¹], ähnlich Werten intermediärer Vulkanite, und nahebei an der Bliesquelle, ebenfalls „Rhyolith A“, immerhin noch 153 [10⁻⁹ m³kg⁻¹]. Diese erhöhten Werten steht gegenüber ein Wert von 24 [10⁻⁹ m³kg⁻¹] am Gipfelbereich des Momberges, „Rhyolith A Variante K“ nach (ARIKAS 1986). Makroskopisch ist eine Ursache hierfür in den feinkörnigen, blasenfreien Gesteinen nicht erkennbar. „Rhyolith A“ nach (ARIKAS 1986) ist die SiO₂-ärmere Ausbildung im Nohfelder Rhyolith Massiv, „Variante K“ ist Kalifeldspat- und Titan-reich.

Mögliche Ursachen für die auffällige Variabilität der MS im Nohfelder Rhyolith Massiv sind:

1. eine Aufschmelzung von Nebengestein, z.B. vom erzreichen Horizont mit den Lebacher Eiern; gegen diese erste Variante spricht, dass am Momberg makroskopisch keine Xenolithe, also Fremdgesteine, im Vulkanit beobachtet werden konnten, dies kann allerdings für andere Lokationen in diesem Bereich nicht ausgeschlossen werden.

2. Zirkulation von Lösungen, die den primären Mineralbestand im Nohfelder Rhyolith pneumatolytisch-hydrothermal stärker alteriert haben, so wurden insbesondere Plagioklase durch Na-Abfuhr verändert (ARIKAS 1986). Reduzierende Lösungen hätten vermutlich einen Einfluss auf die Stabilität von Magnetomineralen. Während nach (ARIKAS 1986) in einigen Bereichen postmagmatisch Eisen aus der Zersetzung von Mafiten: Pyroxen, Amphibol, Biotit und „Gesteinserz“, aufoxidiert und aus dem Gestein abgeführt wurde, sichtbar an gebleichten Gesteinspartien, soll an anderen Stellen Eisen-reicher Hämatit oder Goethit das Gestein pigmentieren bzw. imprägnieren. Im SiO₂-reicheren Rhyolith Variante B führte dies bei Ellweiler zu erheblichen Schwankungen der Fe₂O₃-Gehalte im Meterbereich (ARIKAS 1986), S. 43. In zwei hier untersuchten Proben aus diesem Gebiet wurden keine größeren Schwankungen der MS beobachtet. Fe-Mn-reiche Mineralisationen von Klüften waren bei der Beprobung dieser Studie an vielen Lokationen im Nohfelder und auch im Düppenweiler Rhyolith zu beobachten, führen aber nur z.T. zu erhöhten Werten der MS.

3. lokale Einschübe weniger differenzierten Magmas im Randbereich von Rhyolith-Stöcken und Mischung mit dem Wirtsmagma. So beobachtete (ARIKAS 1986) bei der Dünnschliff-Mikroskopie das Auftreten von Xeno-Apatiten im „Rhyolith A“, was auf eine Teilschmelze mit Beteiligung relativ basischen Magmas spricht. Für diese Variante spricht auch, dass von (LORENZ & HANEKE 2004) z.B. für den Kreuznacher Rhyolith Dom gezeigt wurde, dass ein trachytisches Wirtsmagma durch von unten nachschiebendes basisches Magma angehoben und mit diesem vermischt wurde.

Da Magnetit ein häufiges Magnetomineral ist, liegt es nahe zu vermuten, dass die MS im Untersuchungsgebiet wesentlich von Gehalten an Magnetit abhängig ist. Um dies zu prüfen wird in [Abb. 5.4-5](#) die masse-spezifische MS gegen nach der CIPW-Norm berechnete Magnetit-Gehalte gezeigt für in dieser Studie beprobte Vulkanite der Prims-Mulde des Saar-Nahe-Beckens sowie der Rhyolith-Vorkommen bei Düppenweiler und Velden, zur Grundlage der Geochemie Daten siehe die Unterschrift der Abbildung. Die auffällig starke Streuung der Datenpunkte und die z.T. großen Differenzen zwischen Punkten eines Vulkanit-Typs deuten an, dass die in dieser Studie untersuchten Proben offensichtlich nicht immer der Zusammensetzung der analysierten Proben entsprechen, offenbar aufgrund hoher Variabilität der Zusammensetzung innerhalb eines Vorkommens! Stark vom Trend abweichend sind zwei Tholeyt Proben und ein Aplit. Betrachtet man das von (SCHNEIDER & JUNG 1991), S. 179 Lokation C, als Aplit beschriebene Gestein mit einer MS von 9570 [10⁻⁹ m³kg⁻¹], Gipfel 515,1 m NN des Schaumbergs, so weist dieses einen normativen Magnetit-Gehalt von „0“ auf. Eine derart hohe MS natürlicher Gesteine kann jedoch nur von den Mineralen Magnetit, Titanomagnetit, Maghemit oder Pyrrhotit stammen, siehe Tabellen der mineral-spezifischen MS, z.B. bei (THOMPSON & OLDFIELD 1986). Zumindest Maghemit ist aufgrund der grauen Farbe der gemessenen Probe auszuschließen. Um dieser Frage nachzugehen wären umweltmagnetische und geochemische Analysen einiger untersuchter Proben notwendig. In einer Probe des Aplits vom Schaumberg lässt sich aus der Curie-Temperatur ausschließlich auf Titanomagnetit als Träger der Magnetisierung schließen, weitere Details hierzu sollen einer künftigen Arbeit vorbehalten sein.

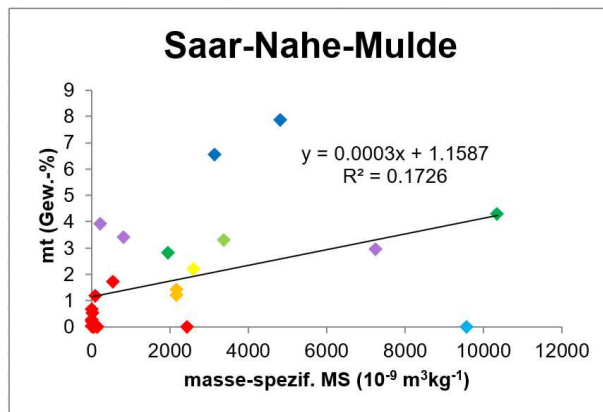


Abb. 5.4-5: Masse-spezifische magnetische Suszeptibilität [$10^{-9} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$] gegen normative Magnetit-Gehalte aufgetragen für Vulkanite der Untersuchungsgebietes, für die geochemische Analysen vorliegen. Farbcodierung: Rhyolith; Trachyt & Quarz-Trachyt; Weiselbergit; Andesit; basaltischer Andesit; Kuselit; Aplit; Tholeyit. Für Proben, die sich in einer maximalen Entfernung von 380 m zu Probenahmelokationen von (ARIKAS 1986) und (SCHNEIDER & JUNG 1991), in der Regel aber nur in wenigen Metern bis 10er Metern Entfernung, befinden, und für die Fe_2O_3 - und FeO -Gehalte publiziert sind, wurden Magnetit-Gehalte nach der CIPW-Norm berechnet mit einer Excel-Tabelle von KURT HOLLOCHER, Geology Department, Union College, Schenectady, NY, 12308, hollochk@union.edu. Dabei wurde das $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ -Verhältnis der Analysen unverändert übernommen.

Brände durch Selbstentzündung von Kohleflözen oder kohlereichen Begleitgesteinen auf Halden entstehen bei Sauerstoffzutritt durch Pyrit-Oxidation und stellen ein globales Phänomen dar, siehe z.B. http://www.idc-online.com/technical_references/pdfs/civil_engineering/Underground_Coal_Fires.pdf. Durch Haldenbrände werden die primären Minerale des Bergematerials vom Steinkohlenbergbau gefrittet, d.h. thermisch oxidiert. Dies führt z.B. dazu, dass oberflächlich nicht sichtbare Bereiche von Bränden der Kohle-führenden Schichten durch Messungen der magnetischen Totalintensität mit einem Magnetometer an der Erdoberfläche oder von Flugobjekten aus nachgewiesen werden können, siehe z.B. (SCHAUMANN, et al. 2008). An Handstücken erkennbar sind Auswirkungen ehemaliger Brände auf einigen Bergehalden des Saarlandes durch randliche, fleckenförmige oder vollständige rötliche Färbung ursprünglich grauer Silt- und Tonsteine, auch bei Silt-führenden Sandsteinen kann dies beobachtet werden. Dies resultiert in gegenüber unveränderten Gesteinen stark erhöhten Werten der masse-spezif. MS, siehe Abb. 5.4-6. Im Mittel sind gefrittete Gesteine etwa 45 x so hoch magnetisierbar wie das ungefrittete Ausgangsmaterial. In der Bergehalde des ehemaligen Steinbachschachtes im Saarbrücker Urwald wurden Werte bis 27600 [$10^{-9} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$] beobachtet, was einen sehr hohen Wert darstellt. (DE BOER, et al. 2001) beschrieben Werte der volumen-spezifischen MS von 10000-100000 * 10^{-6} [SI] für durch Kohlebrände gefrittete Sedimente in China. Die Frittung dürfte zur Bildung von Maghemit geführt haben: unter oxidierenden Bedingungen zeigt kein anderes ferrimagnetisches Mineral so hohe MS Werte (THOMPSON & OLDFIELD 1986). Ähnliche Effekte können Waldbrände hervorrufen. In der Studie von (DE BOER, et al. 2001) wurden Magnetit, Maghemit, Hämatit und komplexe Spinelle als Magnetominerale beobachtet, mit trotz geringem Anteil besonders starkem magnetischem Effekt von Maghemit. Auch hier würden Bestimmungen der Curie-Temperatur Informationen zur Magnetomineralogie liefern.

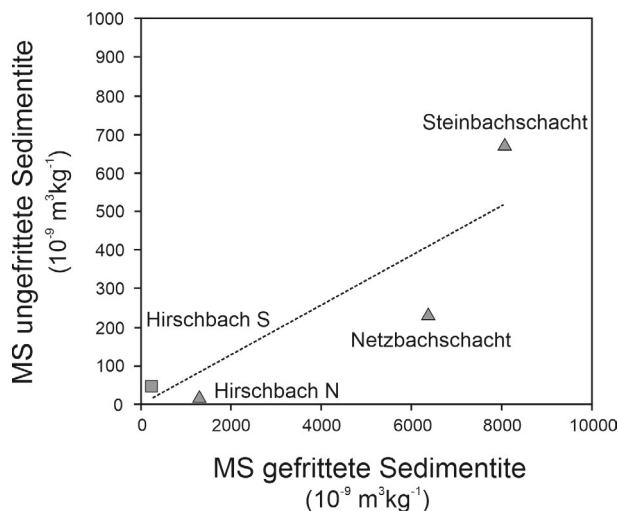


Abb. 5.4-6: Vergleich der Mittelwerte der masse-spezifischen magnetischen Suszeptibilität von Bergematerial des Steinkohlenbergbaus, Dreieck für pelitische, Quadrat für sandige Sedimentite, einmal Proben ohne Frittung und einmal mit Frittung durch Haldenbrand. Stratigraphisch umfasst die Berge der Grube Hirschbach das Westfal C, die von Netzbach- und Steinbachschacht Westfal D. Hirschbach N liegt N' des Sulzbachs und E' des ehem. Gesundheitszentrums Grube Hirschbach, Hirschbach S liegt S' des Sulzbachs und W' des Goethebruchs. Zur Probenanzahl siehe [Tab. 5.4-3](#) und zur Lage der Bergehalden siehe [Abb. 5.4-10](#).

Eisenerze in unterdevonischen bis mittelljurassischen Sedimentiten weisen durchweg erhöhte Werte auf, siehe [Tab. 5.4-3](#). Die höchsten Werte wurden für Toneisensteine und einen vermutlich Magnetit-reichen Quarzit des Oberkarbons bestimmt.

Die beprobten Liefergesteine bieten die Möglichkeit, potenzielle Maximalwerte für die geogene MS im Umfeld von Erzlagerstätten und Vulkanit Vorkommen und für anthropogene Quellen wie Haldenbrand-Material und Halden des Erz-Bergbaus zu ermitteln. Diese MS Werte können dann mit denen von Flussablagerungen im Hinblick auf mögliche anthropogene Quellen verglichen werden, s.u.. Als generellen geogenen Hintergrundwert der masse-spezifischen Suszeptibilität im Einzugsgebiet der Saar könnte man für nicht vom Menschen veränderte Liefergesteine, ohne Erze, in [Tab. 5.4-3](#) den Bereich 1. bis 3. Quartil der MS, 8 bis 67 für Sedimentite und 26 bis 2033 [$10^{-9} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$] für Vulkanite, ansehen.

[Zurück zur Übersicht](#)

5.4.6. Magnetische Suszeptibilität von fluviatilen Gesamtgesteinsproben

In der MS fluviatiler Sedimente im Untersuchungsgebiet spiegelt sich die Summe 1. anthropogener Einflüsse: aus Bergbau, Industrie, Siedlungen, Landwirtschaft und Kanalisierung der Fließgewässer sowie 2. geogener Einflüsse: vor allem der Abtrag lokaler Vorkommen von Rotliegend Vulkaniten wieder. In [Tabelle 5.4-4](#) sind die MS und Frequenzabhängigkeit der MS, MS_{fd} , fluviatiler Proben im Untersuchungsgebiet als Mittelwerte aufgeführt. Zumindest die Mittelwerte der MS fluviatiler Proben der Saar liegen sowohl für sandige als auch pelitische Proben höher als die meisten Mittelwerte der potentiellen Liefergesteine in [Tab. 5.4-3](#).

Tab. 5.4-4: Mittelwerte für MS und Frequenzabhängigkeit der MS rezenter fluvialer Sedimente im Untersuchungsgebiet; in {} Anzahl der Proben, bei <5 Werten *kursiv* gesetzt. Zuflüsse der Saar, in deren Einzugsgebieten permische Vulkanite liegen, liegen rechtseitig zwischen Blies- und Nied-Mündung. Zuflüsse aus oberkarbonischen kohle-führenden Schichten erfolgen überwiegend rechtsseitig zwischen Blies- und Nied-Mündung, linksseitig nur zwischen den Mündungen des Aschbachs stromab Saarbrücken und der Bist gegenüber Völklingen.

Gewässer	MS Sande [10 ⁻⁹ m ³ kg ⁻¹]	MS Pelite [10 ⁻⁹ m ³ kg ⁻¹]	MS _{fd} [%]
Mosel zw. Perl & Saar-Mündung, Kristallin, mesoz Sed.	491 {1}		2.8 {1}
Mosel Saar-Mündung bis Mündg. in den Rhein, zusätzl. Liefergeb. mit Rotliegend Vulkaniten	940 {3}	1168 {5}	1.2 {6}
Nahe stromauf Idarbach-Mündg., mit Rotliegend Vulkaniten	1077 {4}	839 {1}	2.5 {4}
Nahe-Zuflüsse bis einschl. Glan-Mündg., mit Rotliegend Vulkaniten	392 {22}	390 {5}	1.8 {21}
Saar gesamt	1170 {17}	1107 {13}	1.7 {27}
Saar, stromauf Blies-Mündung, Liefergeb. paläo- bis mesozoische Gesteine	554 {2}	1342 {2}	1.1 {4}
Saar, Blies-Mündung bis Nied-Mündung, Liefergebiete zusätzl. mit Oberkarbon und Rotliegend Gesteinen	1265 {14}	1364 {5}	1.3 {16}
Saar-Zuflüsse Blies-Mündung bis Nied-Mündung, Liefergebiete Gesteine des Oberkarbon und Rotliegend	585 {153}	578 {40}	1.6 {155}
davon erkennbar natürliche Zuflüsse	608 {62}	554 {22}	1.7 {59}
davon mit Erz-Bergbau / -Verhüttung	394 {6}	367 {3}	2.0 {7}
davon aus Steinkohlenbergbau-Gebieten	917 {17}	745 {8}	1.9 {21}
davon nach Passage von Siedlungen, ohne Bergbau	502 {69}	547 {9}	1.3 {70}
Saar, Nied-Mündung bis Mündung in die Mosel, Liefergeb. vorwiegend devon. Metasedimente	1069 {1}	816 {6}	2.9 {7}
Saar-Zuflüsse Nied-Mündung bis Mündung in die Mosel, Liefergebiete devon. Metased. und mesozoische Sed.	300 {23}	313 {6}	2.2 {21}
davon aus natürlichen bzw. naturnahen Oberläufen der Zuflüsse	172 {7}	276 {1}	1.7 {4}

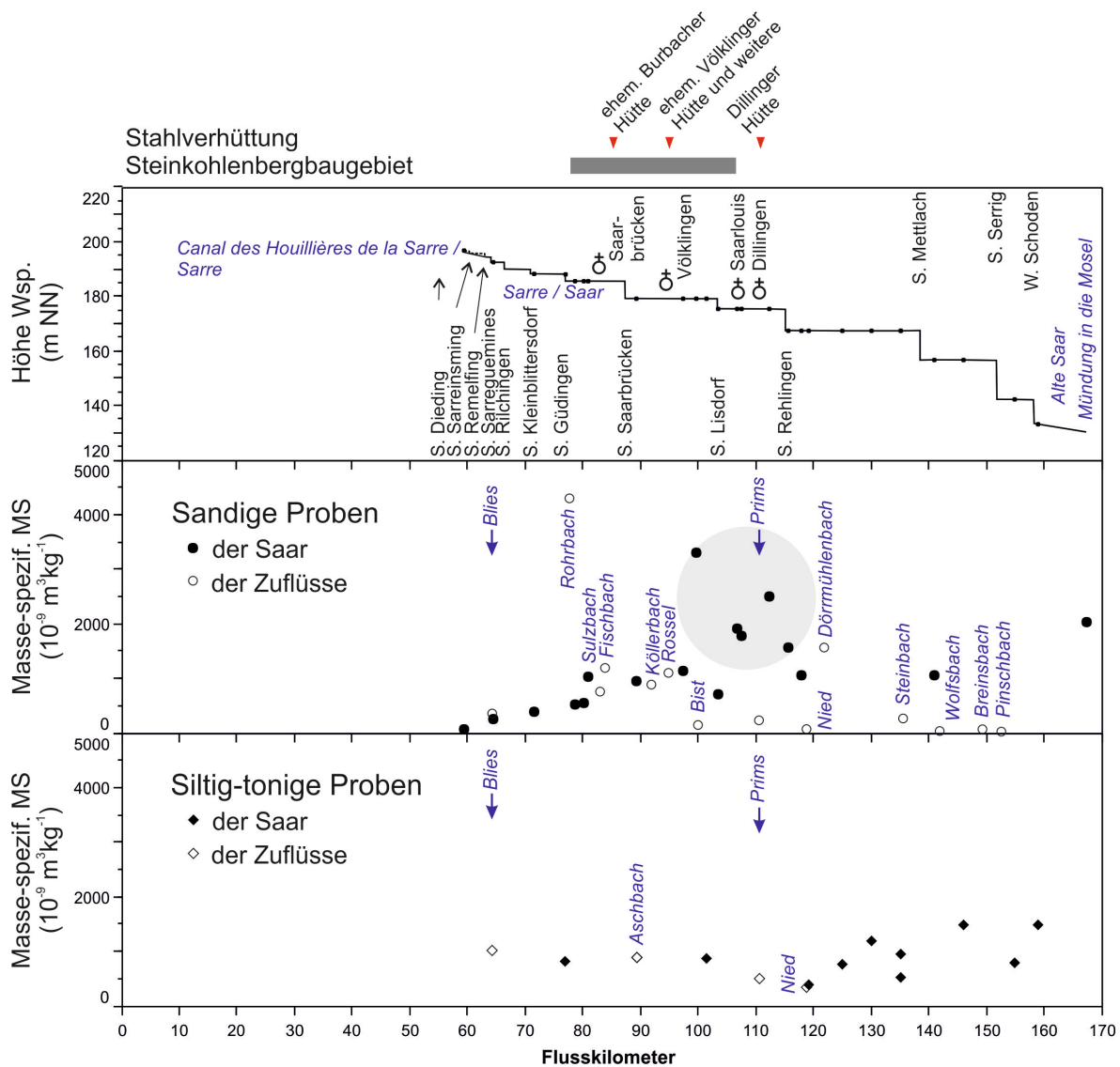


Abb. 5.4-7: Masse-spezif. magnet. Suszeptibilität entlang der Saar, in rezenten sandigen und siltig-tonigen Sedimenten. Höhen des Wasserspiegels der Saar nach (LANDESAMT_FÜR_KATASTER-_VERMESSUNGS-_UND_KARTENWESEN_SAARLAND 2010) und (ANONYMUS 1987). Beim Wasserspiegel bedeutet die Abkürzung „S“ Staustufe mit Schleuse. Bei Zuflüssen ist nur die jeweils der Mündung in die Saar nächstgelegene Probe dargestellt. Die Flusskilometer wurden aus einer Kombination der französischen und deutschen Kilometrierung berechnet, mit 75.5 km Fließstrecke in Frankreich und 94.063 km in Deutschland. Die hellgraue Kreisfläche kennzeichnet Sedimente der Saar mit stärkerem anthropogenem Einfluss: Bereiche von Bergehalden des ehemaligen Steinkohlenbergbaus im lothringisch-saarländischen Revier, mit Schwerpunkt im Saarbrücker Hauptsattel zwischen Saarbrücken und Neunkirchen, und Schlackehalden ehemaliger oder noch aktiver Stahlwerke, im Bereich zwischen Saarbrücken und Dillingen, sind mit grauem Balken oben hervorgehoben.

Im Folgenden soll die MS der fluviatilen Sedimente entlang der Saar und ihrer Zuflüsse diskutiert werden, siehe [Abb. 5.4-7](#). Die wichtigsten Zuflüsse der Saar sind Blies, Prims und Nied, siehe [Kap. 5.4.3](#), [Abb. 5.4-2](#) und [Abb. 5.4-8](#). Die Werte der MS für pelitische Proben in [Abb. 5.4-7](#) zeigen im Vergleich zu sandigen Proben geringere Schwankungen.

Für das Einzugsgebiet der Saar und die Sedimente der Saar, siehe [Abb. 5.4-7](#), lassen sich zusammen mit [Tab. 5.4-3](#) und [Tab. 5.4-4](#) folgende generelle Aussagen treffen, die weiter unten näher betrachtet werden:

1. Die MS sandiger Proben der Saar und ihrer Zuflüsse im Untersuchungsgebiet liegt meist in derselben Größenordnung wie die pelitischer Proben.
2. Die MS sandiger und pelitischer Sedimente der Saar liegt zwischen Blies-Mündung und Nied-Mündung höher als stromauf und stromab. Die mittlere MS der Sedimente aus Zuflüssen in die Saar liegt stromab der Nied-Mündung deutlich niedriger als die der Saar insgesamt.
3. Die mittlere MS in Sedimenten aus dem Oberlauf vieler Zuflüsse in die Saar liegt signifikant über der mittleren MS für die meisten natürlichen Liefergesteine.

Zu 1.: Bezogen auf die hier vorgenommene Unterteilung in sandige und siltig-tonige fluviatile Sedimente ergibt sich kein prinzipieller Unterschied der mittleren MS der beiden Fraktionen. Es gibt hier also keine Dominanz feinkörniger Magnetominerale, wie sie nach den meisten umweltmagnetischen Untersuchungen von Sedimenten vorliegt, siehe u.a. (BOOTH, et al. 2005). Dagegen spricht auch die insgesamt niedrige Frequenzabhängigkeit der MS, die ein Indiz für den Gehalt an sehr feinkörnigen, d.h. maximal etwa 0,03 µm großen, superparamagnetischen Partikeln (DEARING, et al. 1996) ist. Werte über 7 % treten nur in zwei pelitischen Proben im Saarbrücker Urwald, an Steinbach und Netzbach zwischen Holz, Dudweiler und Saarbrücken, in Oberkarbon Sedimenten auf. In näherer Umgebung dieser Probelokationen liegen Schachtanlagen des ehemaligen Steinkohle-Bergbaus. Da benachbarte Proben keine erhöhten Werte zeigen ist der Bergbau als Ursache hierfür nicht belegbar aber auch nicht auszuschließen. Insgesamt spielen superparamagnetische Partikel im überwiegenden Teil des Untersuchungsgebietes keine Rolle, deshalb hier ohne Abbildung.

Zu 2.:

A. Die masse-spezifische MS sandiger Sedimente der Saar zeigt vom Saar-Kohlen-Kanal stromauf der Blies Mündung bis zum Stadthafen Saarbrücken eine nur geringe Zunahme der noch relativ niedrigen Werte. Ein Grund dafür dürfte sein, dass sie mit ihren beiden Quellflüssen in permokarbonischen sauren Vulkaniten entspringt und nach wenigen Kilometern durch die Buntsandstein-Vogesen verläuft, ohne Kristallin basischer Zusammensetzung zu passieren (ANONYMUS 1980b).

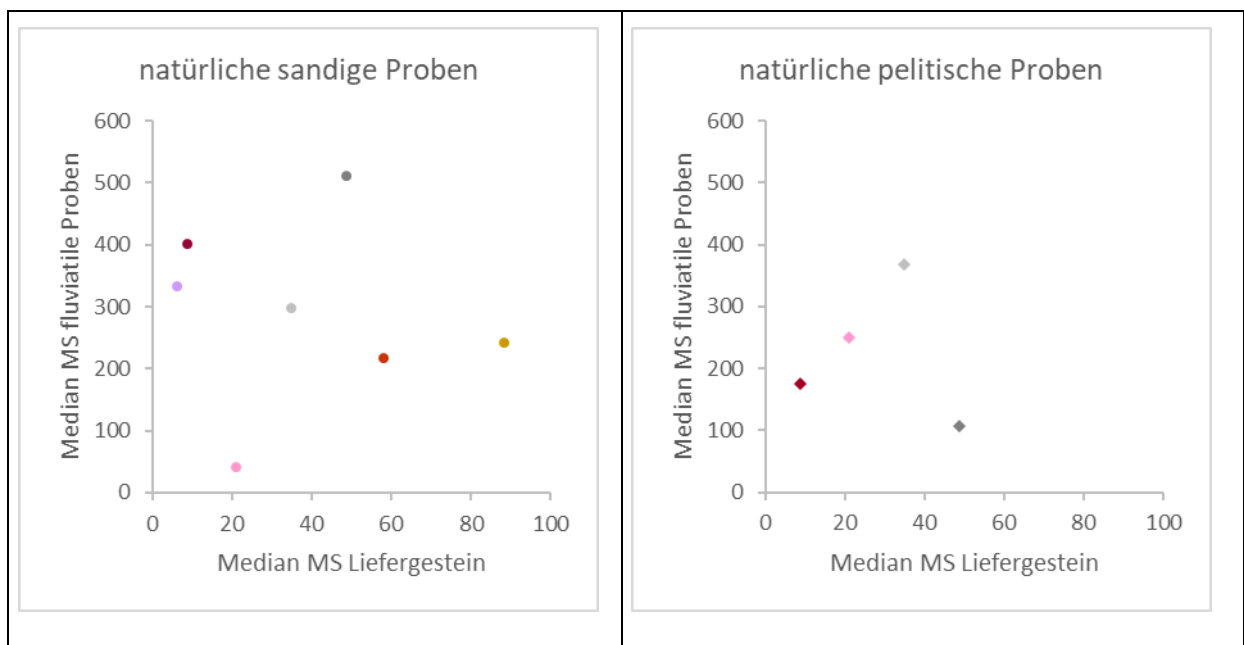
B. Unmittelbar im Stadtbereich von Saarbrücken als größte Ansiedlung entlang der Saar erfolgen, einhergehend mit dem Ausbiss oberkarbonischer Sedimente des Saarbrücker Hauptsattels, Zuflüsse mit hoch magnetisierbaren Sedimenten, und auch die Sedimente der Saar sind von hier an recht hoch magnetisierbar. Dies bleibt so bis in den Bereich um Dillingen mit der Prims-Mündung, die zu einem großen Teil in Gebieten mit Rotliegend Vulkaniten verläuft. In Ausstrich-Bereichen von Rotliegend Vulkaniten treten generell erhöhte MS Werte in fluviatilen Sedimenten auf. Weiter stromab nehmen die MS Werte der Saar Sedimente zunächst leicht ab und dann wieder zu, die der Zuflüsse nehmen deutlich ab. Offenbar wird stärker magnetisierbares Material von den beiden Staustufen Lisdorf und Rehlingen großenteils zurückgehalten. Darüberhinaus weisen sandige Proben der mittleren Saar meist höhere Werte der MS auf als Proben der Zuflüsse in diesem Abschnitt. Zwischen Blies- und Nied-Mündung gibt es verglichen mit den Gebieten stromauf und stromab dichtere Besiedlung, ehemaligen Steinkohlen-Bergbau, Stahlindustrie in unmittelbarer Nähe zur Saar. Der hier erhöhte Gehalt von Magnetomineralen resultiert offensichtlich sowohl geogen aus Vulkaniten des Rotliegenden mit erhöhter MS als auch aus punktuellen Einträge durch Aktivitäten des Menschen.

C: Für die Nied, mit triassischen bis liassischen Sedimente im Einzugsgebiet (FIRTION & ROST 1964), (KONZAN, et al. 1981), sind die niedrigen Werte der MS plausibel. Stromab der Nied-Mündung muss eine Verdünnung des Magnetomineral-Gehaltes der Saar Sedimente durch Abtrag mesozoischer sowie zunehmend auch unterdevonischer Gesteine niedriger MS aus Zuflüssen erfolgen. Stromab Merzig verlaufen die Unterläufe der Zuflüsse in Kerbtälern des Schiefergebirges mit starkem Gefälle, so dass hier bisher keine Proben siltig-toniger Sedimente gewonnen werden konnten. Sandige Sedimente der Mosel unmittelbar stromauf der Mündung der Saar haben eine niedrigere MS als die der unteren Saar, da die Mosel bis hier weder kristalline noch permische Vulkanite im Einzugsgebiet durchfließt.

Zu 3.: Vergleicht man den Median fluviatiler naturnaher Proben aus dem Oberlauf der Vorfluter von etwa $245 [10^{-9} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}]$ in [Tabelle 5.4-4](#) mit dem Median der Liefergesteine in [Tab. 5.4-3](#) von $56 [10^{-9} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}]$, so ergibt sich ein etwa 5-fach höherer MS-Wert der fluviatilen Proben gegenüber dem potentieller Liefergesteine!

In [Abb. 5.4-8](#) ist die MS von fluviatilen Proben derjenigen der Liefergesteine im Einzugsgebiet gegenübergestellt. Hierfür wurden nur diejenigen fluviatilen Proben herausgesucht, in deren Einzugsgebiet eine einzige lithostratigraphische Einheit sedimentärer Gesteine verbreitet ist, und bei denen ein anthropogener Einfluss zumindest nicht offensichtlich ist, in der Regel handelt es sich um Liefergebiete mit überwiegend forstwirtschaftlicher Nutzung. [Abb. 5.4-8](#) links zeigt, dass der Gehalt an Magnetomineralen im sandigen Gewässersediment mindestens 3-mal so hoch ist wie im Liefergestein, in einer Probe zu 50-mal, wenn man nur die Sedimente betrachtet; bei Hinzunahme von Tholeyit ergibt sich allerdings ein ähnlicher Gehalt in fluviatilen und Ausgangsgesteins Proben. Für pelitische fluviatile Sedimente liegt in [Abb. 5.4-8](#) rechts eine Anreicherung von Magnetomineralen auf das mindestens 2-fache gegenüber dem Liefergestein vor, in einer Probe 25-mal; nimmt man den Tholeyit hinzu dann ist der Gehalt in letzterem höher.

Für fluviatile Sedimente ohne Rotliegend Vulkanite im Einzugsgebiet können die in naturnahen Gewässerablagerungen vorhandenen magnetischen Partikel ganz überwiegend nicht nur aus Erosion, Transport und Ablagerung von den im Einzugsgebiet anstehenden Liefergesteinen stammen. Es muß hier also weitere „Quellen“ für ferrimagnetisches Material geben.



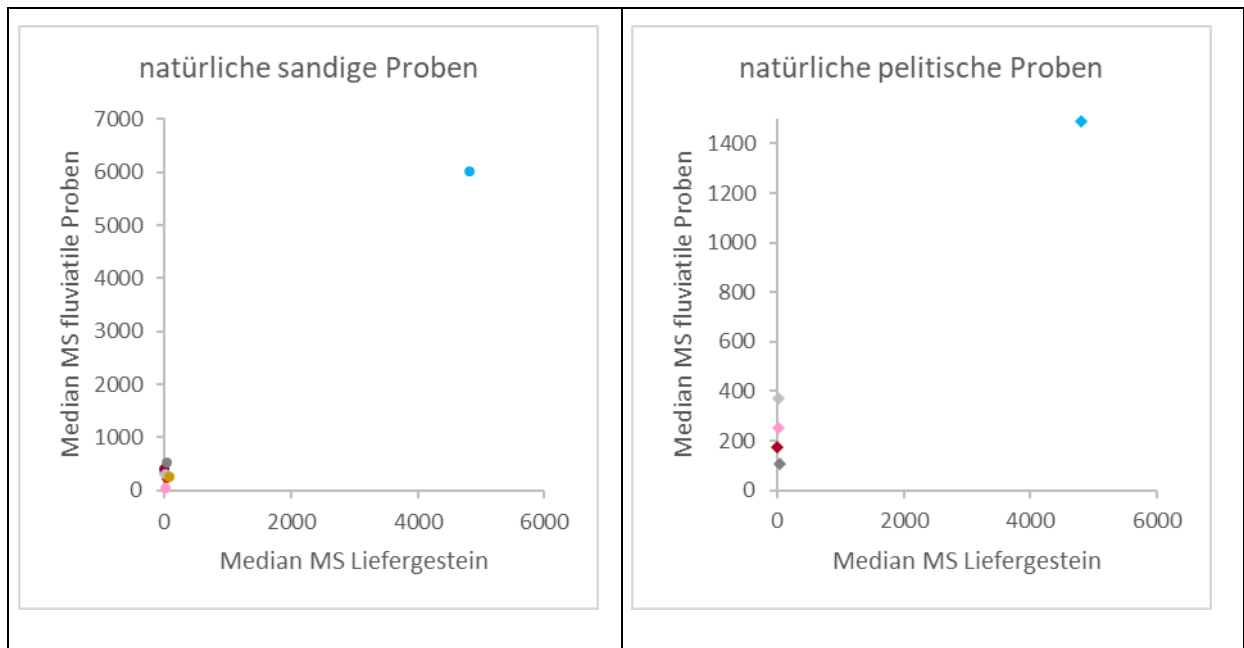


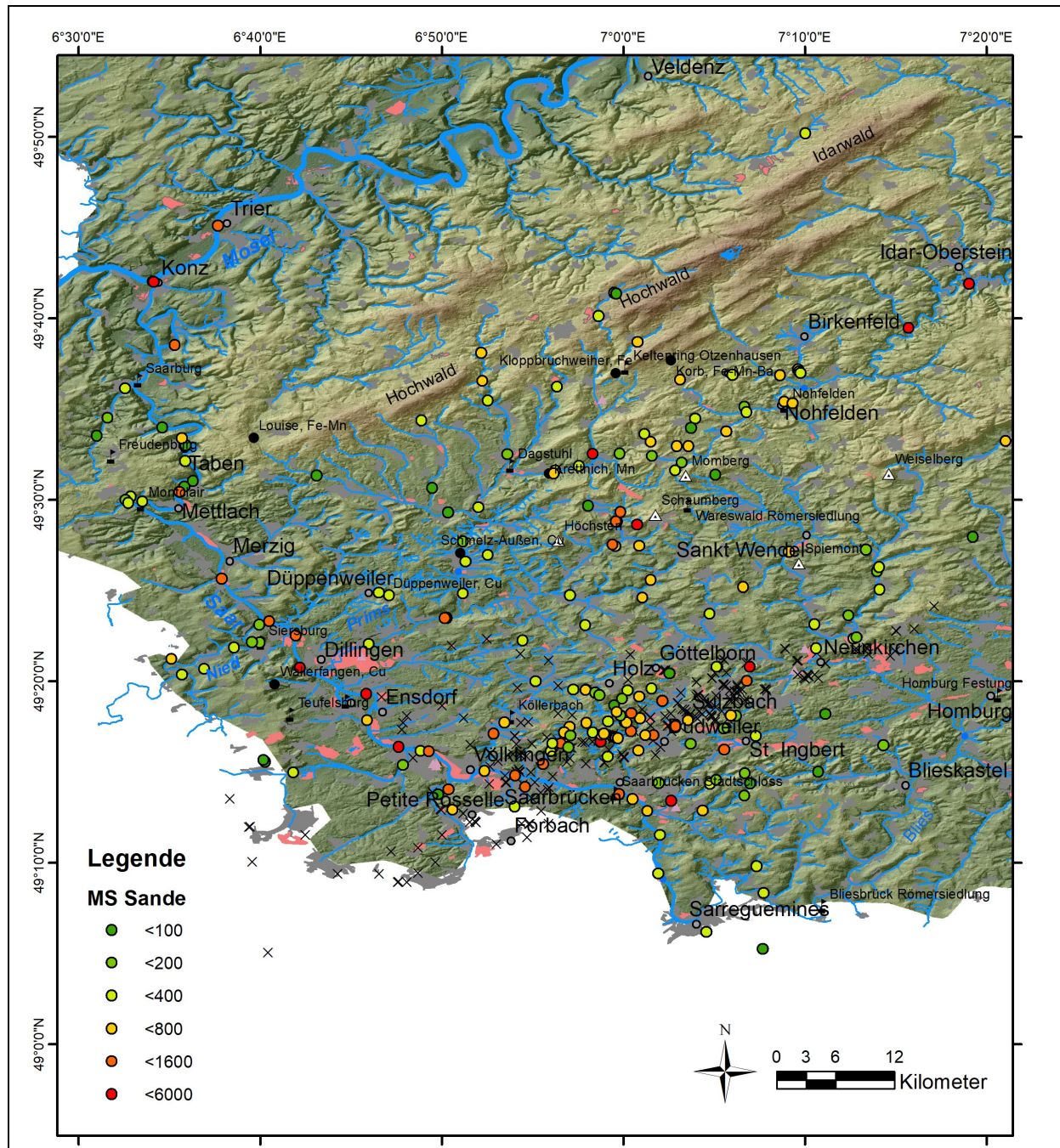
Abb. 5.4-8: Gegenüberstellung der Mediane der MS in $[10^{-9}\text{m}^3\text{kg}^{-1}]$ von fluvialen Sedimenten pelitischer und sandiger Korngröße aus naturnahen Bereichen und ihrer potentiellen Liefergesteine. Es sind nur Proben dargestellt, die aus einem Liefergebiet mit einer einzigen übergeordneten stratigraphischen Einheit stammen, und zwar **Taunusquarzit**, **Hunsrückschiefer**, **Westfal**, **Stefan**, **Unterrotliegend Sedimente**, **Rotliegend Tholeyite** – nur unten dargestellt, **Oberrotliegend Sedimente und Rhyolithe**, **Buntsandstein** oder **Muschelkalk**.

Welche weiteren „Quellen“ kommen in Betracht?

- Proben aus Handlehm oder verwittertem Ausgangsgestein weisen deutlich erhöhte MS-Werte im Vergleich zu den lokalen Liefergesteinen auf. Allerdings spricht die niedrige Frequenzabhängigkeit der MS gegen feinkörnige Magnetominerale, die für pedogene Prozesse zu erwarten wären: Pedogene, also durch Bodenbildungs-Prozesse neu entstandene, Fe-haltige Minerale des Oberbodens sind in der Regel sehr feinkörnig (DEARING, et al. 1996).
- Magnetische Kügelchen, 'magnetic spherules', aus der Verbrennung fossiler Energieträger in Fahrzeugen (BOURLIVA, et al. 2016), Haushaltsheizungen, Industrieanlagen oder Kraftwerken (HELLER, et al. 1998), (JORDANOVA, et al. 2006) oder kosmischen Ursprungs (GRIGORESCU & BALTRES 1981) sind u.a. in Flusssedimenten der Donau (JORDANOVA, et al. 2004) nachgewiesen worden. Sie dürften vor allem vor dem Hintergrund mehrerer Kohlekraftwerke auch im Untersuchungsgebiet verbreitet sein, was z.B. durch Untersuchungen von Moosen betrachtet werden könnte. Dies ist im Rahmen dieser Arbeit nicht vorgesehen. Auf Usedom konnten solche Kügelchen nach Extraktion aus litoralen Sedimenten nachgewiesen werden (PIRRUNG, et al. 2020) und auch in einer Abschlussarbeit im Rahmen des Biogeowissenschaftlichen Geländeseminars des Instituts für Geowissenschaften der Friedrich-Schiller-Universität Jena wurden sie in Torf im Erzgebirge (SINZ 2020) beobachtet, nahe zu den südlicher gelegenen Braunkohlekraftwerken des Eger Grabens. Die Kügelchen liegen mit mehreren 10er μm Durchmesser deutlich über der Korngröße für superparamagnetische Körner und haben daher keinen Einfluss auf die Frequenzabhängigkeit der MS.
- Vergleicht man Werte der MS der Liefergesteine in [Abb. 5.4-4](#) mit denen von nahegelegenen fluvialen Sedimenten in [Abb. 5.4-9](#), so liegen erstere meist deutlich niedriger, von wenigen Ausnahmen abgesehen. Dies trifft auch für Bereiche zu, in

denen es keinen dokumentierten ehemaligen Steinkohlen- oder Erz-Bergbau gibt. Weiterhin macht sich offenbar bereits in vielen Oberläufen der Einfluss des Menschen z.B. durch Metallfragmente oder Backsteinbruchstücke bemerkbar, dies ist aber nicht immer im Gelände erkennbar, insbesondere bei kleiner Korngröße der Sedimente oder wenn der Zeitraum der Kontamination länger zurück liegt. In diesem Fall sollte eine generelle Zunahme der MS mit zunehmender Fließlänge des Gewässers zu beobachten sein.

In [Abb. 5.4-9](#) ist die masse-spezifische MS fluviatiler Sedimente im Untersuchungsgebiet für sandige und pelitische Proben getrennt dargestellt.



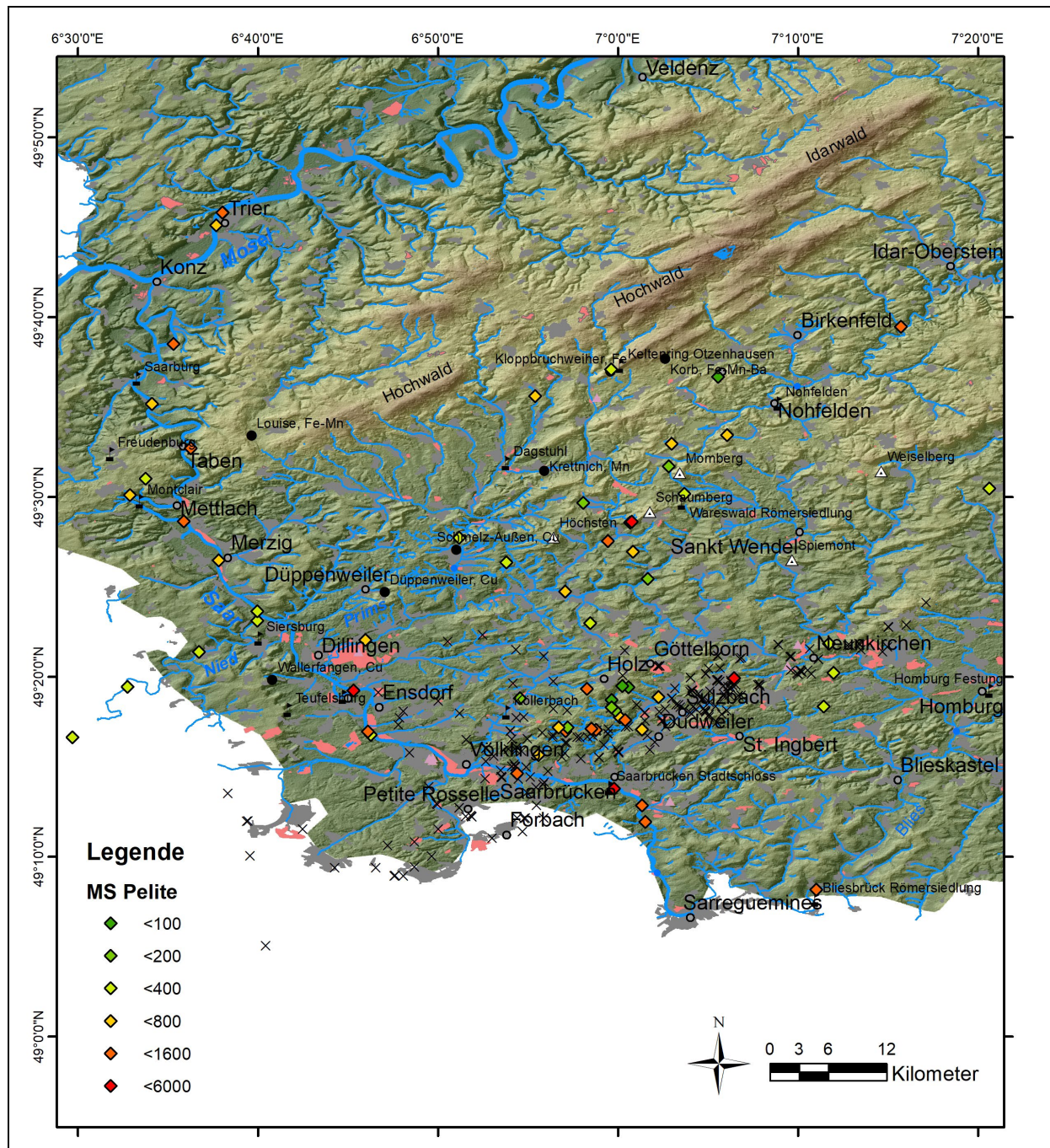


Abb. 5.4-9: Oben mit Kreisen dargestellt ist die magnetische masse-spezifische Suszeptibilität [$10^{-9} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$] von sandigen fluviatilen Sedimenten im Einzugsgebiet der mittleren und unteren Saar, unten in gleicher Farbcodierung mit Rauten dargestellt diejenige von siltig-tonigen Proben. Zu Referenzen für Bergehalden des Steinkohlenbergbaus, Schlackehalden der Eisenerzverhüttung, Siedlungs- und Industrieflächen sowie zur Kartengrundlage siehe [Abb. 5.4-1](#).

Um den Einfluss des Steinkohlenbergbaus auf fluviatile Sedimente mit Hilfe der MS zu untersuchen bietet sich das nicht bzw. kaum besiedelte Gebiet Saarbrücker Urwald NW' Dudweiler an, siehe [Abb. 5.4-10](#). Hier fallen für fluviatile Sedimente häufig höhere Werte der MS gegenüber in der Nähe anstehenden Liefergesteinen auf, dies gilt sowohl für sandige als auch siltig-tonige Bachsedimente. Insbesondere im Steinbachtal ist ein Zusammenhang mit Schächten des Steinkohlenbergbaus und einer Bergehalde evident. Auffällig sind hohe Werte im Steinbach am Wiederaustritt des Baches unmittelbar unter der Bergehalde mit

Haldenbrandmaterial, sowie auch bachaufwärts der Bergehalde im Bereich ehemaliger Schächte. Im Netzbachtal ist stromab der Halde am Netzbachschacht, ebenfalls mit gefrittetem Bergematerial, eine Zunahme der MS bis hin zum Einlauf in den oberen Netzbachweiher zu beobachten. Außerdem kann bergbaulich bedingte Eisenockerbildung an Sickerwasseraustritten beobachtet werden. Im Bereich oberkarbonischer Sedimente des Saarbrücker Urwaldes, siehe [Abb. 5.4-11](#), zeigen tonig-siltige Proben eine ähnliche Variation der MS wie die sandigen Proben, was auf geringe Transportsonderung wegen kurzer Transportwege zurückgehen dürfte.

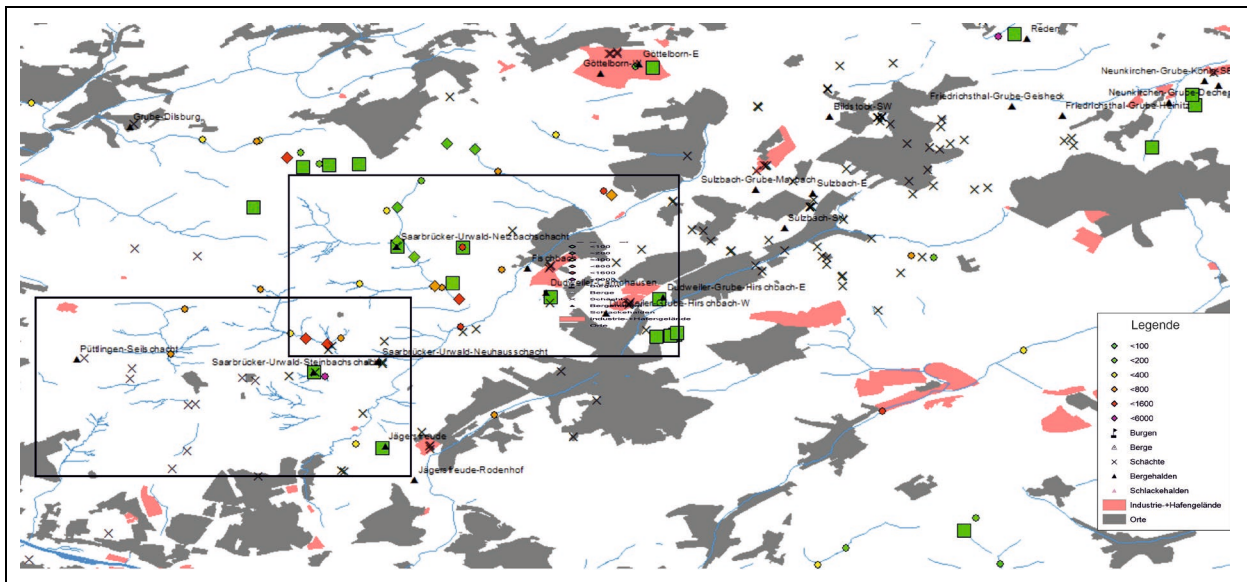


Abb. 5.4-10: Masse-spezifische magnetische Suszeptibilität [$10^{-9} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$] von mit Kreisen dargestellten sandigen und mit Rauten dargestellten pelitischen Bachsedimenten sowie von natürlichen Liefergesteinen im Zentralbereich des Saarbrücker Sattels, zur Verdeutlichung ohne digitales Geländemodell und geologische Informationen. Zu Referenzen zu Bergehalden des Steinkohlenbergbaus, Schächten, Orten, Industriegelände sowie zur Kartengrundlage siehe [Abb. 5.4-1](#). Dudweiler ist die größte Siedlung knapp unterhalb der Bildmitte, der Urwald liegt WNW' davon. Der Sulzbach fließt durch Dudweiler in WSW-Richtung und der Fischbach fließt nördlich davon etwa parallel dazu am Südrand des Urwaldes ebenfalls in Richtung WSW. Umrahmt sind die beiden in der nächsten [Abb. 5.4-11](#) dargestellten Bereiche.

Bei den meisten Vorflutern im Saarbrücker Urwald nimmt in [Abb. 5.4-11](#) die masse-spezifische MS mit zunehmender Fließstrecke zu, was auf überwiegend geogene Quellen im Oberlauf und bergbau-bedingte Quellen im Unterlauf zurückzuführen sein dürfte. Aufgrund des generell höheren Gefälles im Oberlauf und stärkerer Gewässerdynamik bei Starkregenereignissen ist es nicht immer möglich, Sedimente maximal sandiger Korngröße im oberen Einzugsgebiet zu beproben.

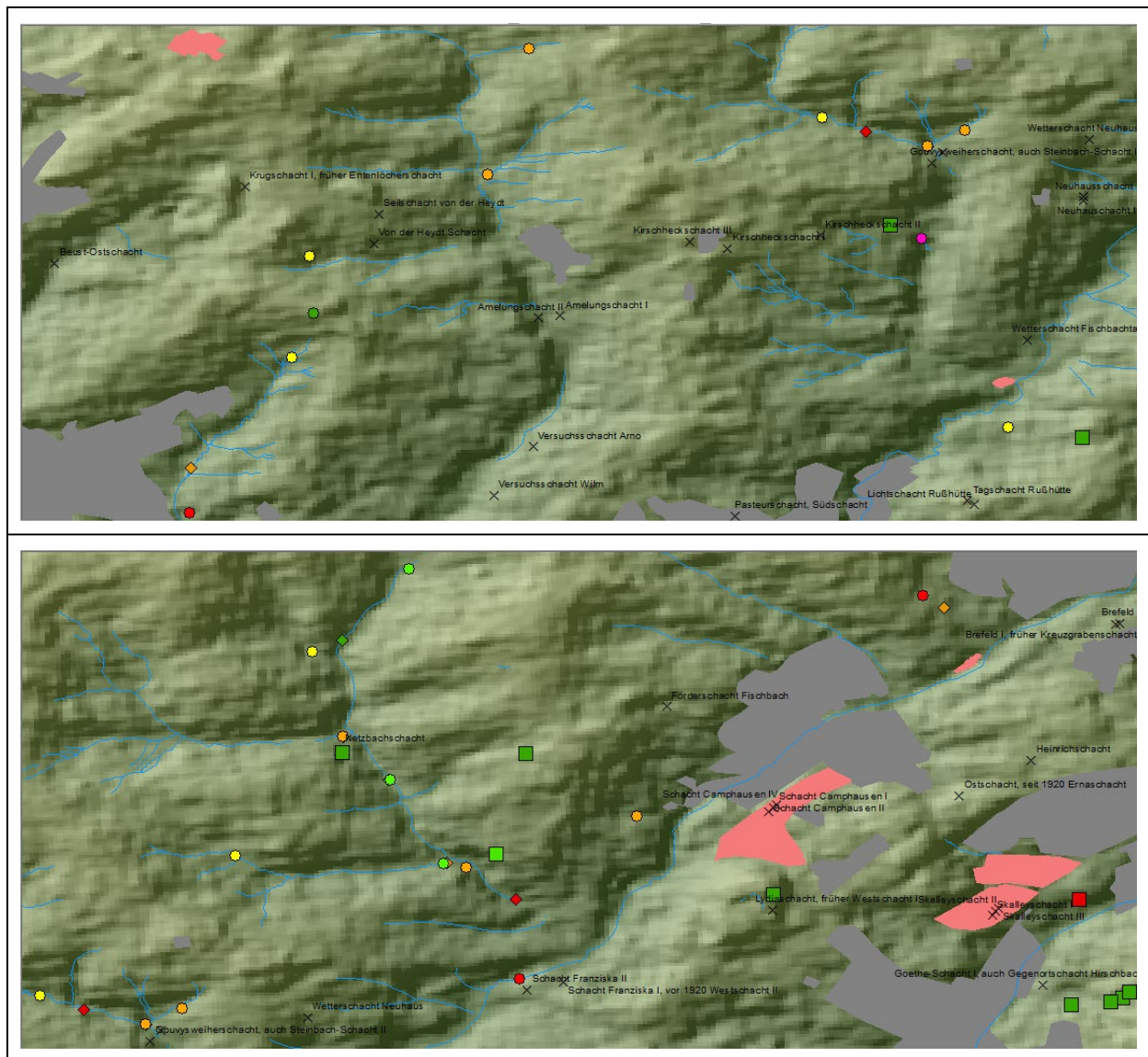


Abb. 5.4-11: Ausschnitt des vorherigen Bereichs im Saarbrücker Urwald, mit ehemaligem Steinkohlen- und Eisenerz-Bergbau: Oben Grube von der Heydt bis Neuhaus Schächte, unten Steinbachschacht bis Skalleys Schächte. Die Erzabbau sind aus urheberrechtlichen Gründen nicht dargestellt. Das Gewässernetz weist leider Lücken im verwendeten Datensatz auf.

Zusammenfassend läßt sich aussagen, dass der Vergleich von Messungen der magnetischen Suszeptibilität an Liefergesteinen und fluviatilen Sedimenten deutlich den Einfluss des Menschen auf das fluviatile System erkennen läßt. Ein bedeutender Anteil dabei ist wohl das Auftreten stark magnetischer Komponenten als Folge von Bränden auf Bergehalden und Eintrag dieses Materials in die Gewässer. Den wahrscheinlich ebenfalls bedeutenden regionalen Eintrag von Partikeln aus der Kohleverbrennung über den Luftpfad mit nachfolgender Abspülung aus den Oberböden in die Gewässer könnte man mit weitergehenden Untersuchungen klären.

[Zurück zur Übersicht](#)

5.4.7. Schwermetallgehalte

In Sedimenten der Saar finden sich in einer Probe stromab Saarbrücken erhöhte Gehalte an Cd, Cu, Pb, Zn, letzteres ist auch vor der Mündung in die Mosel erhöht (FAUTH, et al. 1985). Ni- und Zn-Gehalte der Sedimente in Zuflüssen sind im Gebiet zwischen Saarbrücken und Neunkirchen erhöht. Für Cu- und Pb-Gehalte standen Daten aus (FAUTH, et al. 1985) zur Verfügung.

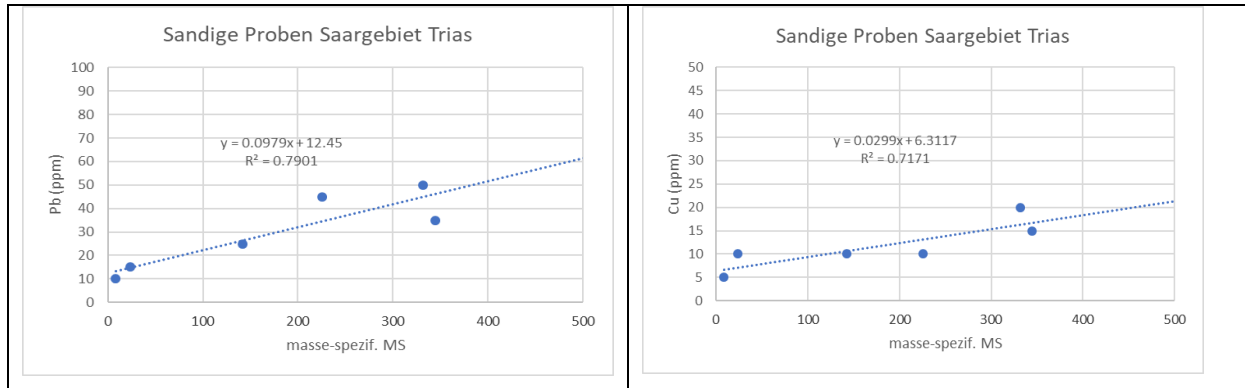


Abb. 5.4-12: Pb- und Cu-Gehalt [ppm] von Bachsedimenten der Fraktion $<200 \mu\text{m}$ nach (FAUTH, et al. 1985) aufgetragen gegen masse-spezifische magnetische Suszeptibilität [$10^{-9} \text{m}^3\text{kg}^{-1}$] in dieser Studie beprobter sandiger Bachsedimente mit ausschließlich oder überwiegend triassischen Gesteinen im Liefergebiet. Zwischen Entnahmelokationen beider Datensätze liegt jeweils weniger als 200 m Horizontalabstand.

Vermutlich kommen beide Schwermetalle in Schwermineralen vor, zu denen ja auch Magnetit gehört. Ein Zusammenhang zwischen Pb- bzw. Cu-Gehalt einerseits und MS sandiger Proben andererseits ist allerdings nicht signifikant, wenn alle 26 Probenpaare im Arbeitsgebiet betrachtet werden. Verwendet man die Werte nach Formationen getrennt, ergibt sich für Gesteine aus Unterdevon, Oberkarbon und Rotliegendem keine signifikante Korrelation beider Parameter. Anders ist dies jedoch für 6 Proben mit Gesteinen aus Buntsandstein und Muschelkalk, siehe [Abb. 5.4-12](#). Eine mögliche Erklärung hierfür könnte sein: Gebiete mit triassischen Gesteinen sind außerhalb von Siedlungen überwiegend landwirtschaftlich genutzt, so dass hier geogene Faktoren überwiegen. Dagegen gab es in Gebieten mit unterdevonischen bis rotliegenden Gesteinen früher häufiger bergbauliche Aktivitäten, so dass neben geogenen auch lokal wechselnde anthropogene Einflüsse vorliegen.

Für Proben pelitischer Sedimente ergibt sich weder für die 9 Proben insgesamt noch für Gesteine aus Oberkarbon bzw. Rotliegendes getrennt eine signifikante Korrelation zwischen Pb- bzw. Cu-Gehalt und MS.

[Zurück zur Übersicht](#)

5.4.8 Zusammenfassung und Ausblick

- Geogene Einträge von Magnetomineralen in Fließgewässer spielen sicherlich eine wesentliche Rolle im Bereich der Verbreitung intermediärer Vulkanite des Rotliegenden im Bereich der Prims- und Nahe-Mulde, siehe [Abb. 5.4-4](#). Hier ist es aufgrund der erhöhten geogenen MS Werte schwierig, anthropogene Quellen zu identifizieren, wobei in diesem Bereich punktuell Erz- aber kein bedeutender Steinkohlenbergbau erfolgte.

- Hinweise auf einen Beitrag der Stahlerzeugung zur magnetischen Suszeptibilität fluviatiler Sedimente ergeben sich aus der deutlich erhöhten MS rezenter fluviatiler Sedimente der mittleren Saar zwischen Saarbrücken und Dillingen [Abb. 5.4-7](#).
- Eintrag von gefrittetem Bergematerial des Steinkohle-Bergbaus in Gewässer ist eine sichere Quelle erhöhter MS-Werte fluviatiler Sedimente, siehe [Abb. 5.4-6](#). Magnetit-Flotation der Kohlewäschen könnte eine weitere Quelle hierfür darstellen.
- Die räumliche Nähe von Halden und Sickerwasseraustritten mit Fällung von Fe-Ocker im Saarbrücker Urwald in [Abb. 5.4-11](#) spricht in diesem Bereich für eine Beeinflussung der Sedimentfracht der Fließgewässer durch den inzwischen eingestellten Steinkohlenbergbau.
- Es zeigt sich in [Abb. 5.4-11](#), dass auch in scheinbar naturnahen Gewässern eine unerwartet hohe Fracht an ferrimagnetischem Material auftritt. Die niedrige Frequenzabhängigkeit der MS spricht hier gegen einen größeren Beitrag pedogener Magnetominerale. Neben unerkannten länger zurückliegenden punktuellen Einträgen durch den Menschen ist ein Eintrag von magnetischen Kügelchen aus der Verbrennung fossiler Energieträger vorstellbar, dies ist aber für das Untersuchungsgebiet bisher nicht näher betrachtet worden.
- Die magnetische Suszeptibilität weist bei erhöhten Kupfer- und Blei- Gehalten erhöhte Werte auf, siehe [Abb. 5.4-12](#), allerdings nur in Gebieten mit triassischen Liefergesteinen ohne ehemaligen Erz- oder Steinkohle-Bergbau.
- Weitergehende Untersuchungen zur Curie-Temperatur und Extraktion und Mikroskopie ferrimagnetischer Partikel sind geplant.

Herrn Dipl.-Ing. Thomas Neu, CBM Gesellschaft für Consulting, Business und Management mbH, Bexbach, danke ich für einige Korrekturen zu sozioökonomischen Aspekten im Saarland in einer früheren Version dieses Berichtes und für anregende Diskussionen. Ohne meine Schwiegereltern Emil und Brigitte wären die vorliegenden Untersuchungen nicht möglich gewesen und durch manchen gemütlichen Abend bei ihnen habe ich die Saarländische Lebensart „Hauptsach gud gess - geschafft hann mir schnell“ schätzen gelernt.

[Zurück zur Übersicht](#)

5.4.9. Zitierte Literatur

- ANONYMUS (o.a.): 90-113 Longwy - Audun - Le-Romain. – Bureau de Recherches Géologiques et Minières; Orléans.
- ANONYMUS (1987): Ausbau der Saar - eine Dokumentation. – 62 S.; Hamburg (Wasser- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes/Wasser- und Schifffahrtsdirektion Südwest – Wasser- und Schifffahrtsamt Saarbrücken).
- ANONYMUS (1980b): Carte géologique de la France et de la marge continentale à l'échelle de 1/1 500 000, Notice explicative. – Bureau de Recherche Géologique et Minière (BRGM); Orléans.
- ANONYMUS (2006): Denkmäler des Steinkohlenbergbaus im Saarland. – 60 S.; Saarbrücken (Ministerium für Umwelt, Energie und Verkehr - Landesdenkmalamt).
- ARIKAS, K. (1986): Geochemie und Petrologie der permischen Rhyolithe in Südwestdeutschland (Saar-Nahe-Pfalz-Gebiet, Odenwald, Schwarzwald) und in den Vogesen. – POLLICHIA-Buch, 8: 1-321;

- BECKER, H., KNEUPER, G. & SCHALL, A. (1968): Zur Paläomorphologie im Jungvariszikum des Saarlandes. – Geologische Rundschau, **58**: 128-144;
- BINTZ, J., KLINKHAMMER, B., VINCENT, P.L., GRIGO, K.-J., HAMMERSCHMIDT, M. & RADEMACHER, C. (1979): Blatt CC 7102 Saarbrücken. – Bundesanst. Geowiss. Rohstoffe; Hannover.
- BOOTH, C.A., WALDEN, J., NEAL, A. & SMITH, J.P. (2005): Use of mineral magnetic concentration data as a particle size proxy: A case study using marine, estuarine and fluvial sediments in the Carmarthen Bay area, South Wales, U.K. . – Sci. total Environm., **347**: 241 – 253; Amsterdam.
- BOURLIVA, A., PAPADOPOULOU, L. & AIDONA, E. (2016): Study of road dust magnetic phases as the main carrier of potentially harmful trace elements. – Sci. total Environm., **553**: 380-391; Amsterdam. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.02.149>
- BOY, J.A., HANEKE, J., KOWALCZYK, G., LORENZ, V., SCHINDLER, T., STOLLHOFEN, H. & THUM, H. (2012): Rotliegend im Saar-Nahe-Becken, am Taunus.Südrand und im nördlichen Rheingraben. – Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, **61**: 254-377; Hannover.
- BÜLTEMANN, H.-W. (1970): Die Uranlagerstätte Bühlkopf bei Ellweiler. – Aufschluss S.H., **19**: 129-134; Heidelberg.
- BURGER, K. (1990): Vulkanogene Glasscherben-Relikte in Kohlentonsteinen des Saar-Lothringer Oberkarbons sowie Herkunft und Menge der Pyroklastika. – Geologische Rundschau, **79**: 659-691;
- DACHROTH, W. (1985): Fluvial sedimentary styles and associated depositional environments in the Buntsandstein west of River Rhine in Saar area and Pfalz (F.R. Germany) and Vosges (France). – In: MADER, D. (Hrsg.): Aspects of fluvial sedimentation in the Lower Triassic Buntsandstein of Europe. 197-248; Berlin (Springer).
- DACHROTH, W. (1976): Gesteinsmagnetische Marken im Perm Mitteleuropas - ein Beitrag zur Anwendung gesteinsmagnetischer Daten in der Stratigraphie. – Geologisches Jahrbuch E, **10**: 1-71;
- DE BOER, C., DEKKERS, M.J. & VAN HOOF, T.A.M. (2001): Rock-magnetic properties of TRM carrying baked and molten rocks straddling burnt coal seams. – Phys. Earth Planet. Interiors, **126**: 93-108;
- DEARING, J.A., DANN, R.J.L., HAY, K., LEES, J.A., LOVELAND, P.J., MAHER, B.A. & O'GRADY, K. (1996): Frequency-dependant susceptibility measurements of environmental materials. – Geophys. J. Int., **124**: 228-240; Oxford. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1996.tb06366.x>
- DREYER, G., STAPF, K.R.G., FALKE, H. & SCHNUR, M. (1983): Geologische Karte des Saar-Nahe-Berglandes und seiner Randgebiete 1 : 100 000. – Johannes-Gutenberg Univ. , Geol. Landes-A. Rheinland-Pfalz; Mainz.
- EVANS, M.E. & HELLER, F. (2003): Environmental magnetism - principles and applications of enviromagnetics. – 299 S.; Amsterdam, Boston etc. (Academic Press).
- FALKE, H. & KNEUPER, G. (1972): 2. Das Karbon in limnischer Entwicklung. – In: (Hrsg.): Septième Congrès International de Stratigraphie et du Géologie du Carbonifère. Krefeld
- FAUTH, H., HINDEL, R., SIEWERS, U. & ZINNER, J. (1985): Geochemischer Atlas der Bundesrepublik Deutschland - Verteilung von Schwermetallen in Wässern und Bachsedimenten. – 79 S.; Hannover (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe).
- FELIX-HENNINGSSEN, P. (1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge - Aufbau, Genese und quartäre Überprägung. – Relief, Boden, Paläoklima, **6**: 1-192

- FIRTION, R. & ROST, F. (1964): Geologische Karte des Saarlandes 1 : 100 000. – Geologisches Institut des Saarlandes; Saarbrücken.
- FRAAS, E. (1910): Der Petrefaktensammler. – 249+72 Taf. S.; Stuttgart (K.G. Lutz Verlag).
- GEIS, H.-P. (1959): Minerallagerstätten der Saar-Nahe-Senke. – Geologische Rundschau, **48**: 83-91; Stuttgart.
- GÉOLOGIQUE, S. (1998): Carte géologique du Grand-Duché de Luxembourg V.2.2. – Service Géologique
- GHAZANFARI, A., WEBER, G. & ZIMMERLE, W. (1976): Das Basis-Konglomerat des flözführenden Oberkarbon (Namur?). – Geologisches Jahrbuch A, **27**: 113-117;
- GIGAULT, L. (o.a.): Wegweiser durch das Musée Les Mineurs Wendel. – 15 S.; Petite-Rosselle (Musée Les Mineurs Wendel).
- GRIGORESCU, D. & BALTRES, A. (1981): Magnetic spherules of possibly extraterrestrial origin in Vranconian-Lower Cenomanian shales (Black Shale Unit, East Carpathians). – Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie, **23**: 117-121;
- HELLER, F., STRZYSZCZ, Z. & MAGIERA, T. (1998): Magnetic record of industrial pollution in forest soils of Upper Silesia, Poland – J. Geophys. Res., **103**: 17767-17774; Washington, D.C.
- HENK, A. (1993): Late orogenic basin evolution in the Variscan Internides: the Saar-Nahe Basin, southwest Germany. – Tectonophysics, **223**: 273-290;
- HERING, O., ZIMMERLE, W., GHAZANFARI, A., WEBER, G., KREBS, W., TAN, C.L., NICKEL, E. & REIBLE, P. (1976): Petrographische Beschreibung und Deutung der erbohrten Schichten. – Geologisches Jahrbuch A, **27**: 91-305;
- JOLY, H. (1911): Géographie physique de la Lorraine et de ses enveloppes. – 350 S.; Paris (Dunod).
- JORDANOVA, D., HOFFMANN, V. & FEHR, K.T. (2004): Mineral magnetic characterization of anthropogenic magnetic phases in the Danube river sediments (Bulgarian part). – Earth Planet. Sci. Lett., **221**: 71-89; Amsterdam. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(04\)00074-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(04)00074-3)
- JORDANOVA, D., JORDANOVA, N. & HOFFMANN, V. (2006): Magnetic mineralogy and grain-size dependence of hysteresis parameters of single spherules from industrial waste products. – Phys. Earth Planet. Interiors, **154**: 255–265; Amsterdam.
- KÄMMERER, D. (1990): Zur Geologie, Geochemie und Umweltrelevanz von Uran/Thorium Anomalien im Donnersberggebiet (Rheinland-Pfalz). – 134 S.; Diplom, Johannes-Gutenberg-Universität; Mainz.
- KELCH, H.-J. & REIBLE, P. (1976): Beschreibung der Spülproben und Kerne der Bohrung Saar 1. – Geologisches Jahrbuch A, **27**: 29-89;
- KLINKHAMMER, B.F. & KONZAN, H.P. (1970): Blatt 6607 Heusweiler. – Geol. Landesamt des Saarlandes; Saarbrücken.
- KNEUPER, G. (1960): Schollen und Schollenränder im Saarkarbon. – Geologische Rundschau, **50**: 442-449; Stuttgart.
- KÖNIGER, S. & LORENZ, V. (2002): Geochemistry, tectonomagmatic origin and chemical correlation of altered Carboniferous-Permian fallout ash tuffs in southwestern Germany. – Geol. Mag. Cambridge, **139**: 541-558;
- KONZAN, H.P., MÜLLER, E., KLINKHAMMER, B.F. & HEIZMANN, G. (1981a): Blatt 6606 Saarlouis. – Geol. Landesamt des Saarlandes; Saarbrücken.
- KONZAN, H.P., MÜLLER, E.M. & MIHM, A. (1981): Geologische Karte des Saarlandes 1 : 50 000. – Geol. Landesamt des Saarlandes; Saarbrücken.
- LANDESAMT_FÜR_KATASTER-_VERMESSUNGS-_UND_KARTENWESEN_SAARLAND (2010): CD 25 Saarland. – Landesamt für Kataster-, Vermessungs- und Kartenwesen Saarland; Saarbrücken.

- LORENZ, V. & HANEKE, J. (2004): Relationship between diatremes, dykes, sills, laccoliths, intrusive-extrusive domes, lava flows, and tephra deposits with unconsolidated water-saturated sediments in the late Variscan intermontane Saar-Nahe Basin, SW Germany. – Geol. Soc. London Spec. Publ., **234**: 75-124; London.
- LUCIUS, M. (1946): Die Luxemburger Minetteformation. – Beiträge zur Geologie von Luxemburg, **4**: 1-350, 6 Taf., Beilagenband mit 11 Karten, 3 Profilen;
- MENNING, M. & HENDRICH, A. (2002): Stratigraphische Tabelle von Deutschland. – Deutsche Stratigraphische Kommission; GeoForschungsZentrum Potsdam; Potsdam.
- MÜLLER, E. (2013): Buntsandstein im Saarland. – Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **69**: 515-523; Hannover.
- MÜLLER, G. (1970): Mineralogie und Lagerstätten des Saarlandes. – Aufschluss S.H., **19**: 153-172; Heidelberg.
- MÜLLER, M.J. & NEGENDANK, J.F.W. (1974): Untersuchung von Schwermineralien in Moselsedimenten. – Geologische Rundschau, **63**: 998-1035; Stuttgart.
- MÜLLER, M.J., SCHRÖDER, D., URBAN, B. & ZÖLLER, L. (1983): Zur weichselzeitlichen Entwicklungsgeschichte der unteren Saar (Rheinisches Schiefergebirge) - Eine geomorphologische, pedologische und palynologische Untersuchung. – Eiszeitalter und Gegenwart, **33**: 79-94;
- NEGENDANK, J. (1983a): Trier und Umgebung. – 195 S.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- OLDFIELD, F. (1991): Environmental magnetism - a personal perspective. – Quat. Sci. Rev., **10**: 73-85; Amsterdam.
- PIRRUNG, M., BÖHM, M., MERTEN, D. & KUNZ-PIRRUNG, M. (2020): Zur Petrographie und magnetischen Suszeptibilität rezenter litoraler Ablagerungen auf der Insel Usedom – Brandenburg. Geowiss. Beitr., **2020**: 33-46; Potsdam.
https://lbgr.brandenburg.de/sixcms/media.php/9/BGB-1_2_2020_Pirrung%20et%20al._33_46.pdf
- REMY, W. & REMY, R. (1977): Die Floren des Erdalters. – 468 S.; Essen (Verlag Glückauf).
- ROGER, J. (2007): Carte géologique harmonisée du Département Moselle, Rapport géologique, BRGM/RP-55492-FR. – Bureau de Recherches Géologiques et Minières; Orléans.
- SAARBERG (1987): Steinkohlenbergbau im Saarland 1 : 100 000. – Saarberg; Saarbrücken.
- SCHÄFER, A. (1989): Variscan molasse in the Saar-Nahe Basin (W-Germany), Upper Carboniferous and Lower Permian. – Geologische Rundschau, **78**: 499-524; Stuttgart.
- SCHAUMANN, G., SIEMON, B. & CHANGCHUN, Y. (2008): Geophysical Investigation of Wuda Coal Mining Area, Inner Mongolia: Electromagnetics and Magnetism for Coal Fire Detection –In: VOIGT, S., RÜTER, H., JIAHONG, L., JING, L. AND JAYAKUMAR, R. (Hrsg.): Spontaneous coal seam fires: Mitigating a global disaster. 336-350; Beijing (UNESCO).
- SCHNEIDER, H. & JUNG, D. (1991): Saarland. – 271 S.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- SINZ, R. (2020): Hydrogeologische, geochemische und (mikro-)biologische Untersuchungen einer Zinnbergbaufolgelandschaft am Beispiel Altenberg/Zinnwald (Erzgebirge). – 119 S.; M.Sc. Biogeowiss., F.-Schiller-Univ. ; Jena.
- SLOTTA, D. (2011): Das Steinkohlerevier an der Saar - eine Zeitreise durch mehr als 250 Jahre Industrie- und Landesgeschichte. – 35 S.; Saarbrücken (RAG Aktiengesellschaft Kommunikation Saar).
- SLOTTA, D. (2006): Der Saarkohlenwald und der neue Haldenrundweg. – 20 S.; (www.delfslotta.de).
- SLOTTA, D. & REINHARDT, T. (2012): Gruben und Bergbaulandschaften im Saarland - Letzte Seilfahrt - Fotografien von Fördertürmen, Bergehalden und Absinkweihern. – 335 S.; Dillingen (Krüger Druck + Verlag).

- STETS, J. (1962): Zur Geologie der Dhrontal Schichten und Hunsrückschiefer (Unterdevon) im Gebiet von Bernkastel-Neumagen-Thalfang (Hunsrück, Rheinisches Schiefergebirge). – Notizblatt des hessischen Landesamtes für Bodenforschung, **90**: 132-159;
- STÖFFLER, D. (1963): Neuere Erkenntnisse in der Tonsteinfrage auf Grund sedimentpetrographischer und geochemischer Untersuchungen im Flöz Wahlschied der Grube Ens Dorf (Saar). – Beitr. Min. Petrol., **9**: 285-312; Berlin.
- THOMPSON, R. & OLDFIELD, F. (1986): Environmental magnetism. – 227 S.; London (Allen & Unwin).
- TRUNKÓ, L. (1962): Zur Fossilführung der Flöze 1-11 der Sulzbacher Schichten (Westfal C) im Saarkarbon. – Paläontologische Zeitschrift, **36**: 239-243;
- VEIT, E. (1976): Geophysik und Bau des Untergrundes des Saarbrücker Hauptsattels. – Geologisches Jahrbuch A, **27**: 409-428;
- WILSON, M. (1989): Ingenious petrogenesis - a global tectonic approach. – 466 S.; London, etc. (Chapman & Hall).
- WIMMENAUER, W. (1985): Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine. – 382 S.; Stuttgart (Enke).
- ZIMMERLE, W. (1976b): Die karbonischen Alaunschiefer. – Geologisches Jahrbuch A, **27**: 117-122;
- ZIMMERLE, W. (1976a): Die oberkarbonische Grauwacken-Folge. – Geologisches Jahrbuch A, **27**: 95-112;
- ZITZMANN, A., GRÜNIG, S., MEYER, W., STETS, J. & HAMMERSCHMIDT, M. (1987): Blatt CC 6302 Trier. – Bundesanst. Geowiss. Rohstoffe; Hannover.