

# Der Wettin-Rhyolith - Beitrag zur Oberflächenverbreitung und Entstehung eines Halleschen Quarzporphyrs

Mark EXNER und Max SCHWAB

12 Abbildungen und 1 Tabelle

## ABSTRACT

EXNER, M.; SCHWAB, M.: The Wettin-Rhyolite – contribution to superficial distribution and origin of a Halle Quartz Porphyry. – Hercynia N.F. 33 (2000): 173–190.

The Halle-Volcanite-Complex originated in the Saale Trough in the period between Upper Carboniferous and Rotliegend. This area is composed of several differently large volcanic units of which the Wettin-Rhyolite is the westernmost situated. This rhyolite distinguishes itself through his well recognizeable structural characteristics. From its origin in form could be concluded an intrusive emplacement of lava by a laccolite. After his eruption and uplift the rhyolite was eroded for first time in the Rotliegend. During the Mesozoic Era the rhyolite unit was covered by sediments. In the Tertiary Period a renewed uplift took place and the Halle-Volcanite-Complex was uncovered by erosion. In the course of the Quaternary Period the present relief emerged.

*Keywords:* rhyolith; emplacment; Rotliegend; laccolith, Halle-Vulcanite-Complex

## 1 EINLEITUNG

Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich nördlich von Halle auf der östlichen Seite der Saale in der Umgebung von Wettin (Abb. 1). Hier treten überwiegend permokarbone Gesteine neben Ablagerungen des Zechsteins, Buntsandsteins, Tertiärs und Quartärs zutage. Die Geländearbeiten – Kartierungen und Gefügeuntersuchungen – galten vor allem dem sich zwischen Wettin – Neutz – Gimritz und Döblitz erstreckenden Wettin-Rhyolith (Abb. 5) mit dem Ziel, neue Kenntnisse zur Genese des Vulkanites zu gewinnen. Eine der diskutierten Fragen ist, ob der Wettin-Rhyolith durch Intrusion im subvulkanischen Niveau oder effusiv unter subaerischen Bedingungen entstand.

## 2 MORPHOLOGIE, TALBILDUNG UND HYDROGRAPHISCHER ÜBERBLICK

Das Untersuchungsgebiet bildet morphologisch den südwestlichen Abhang einer weitgespannten Hochfläche zwischen dem Fuhne- und Saaletal. Die als Rumpffläche ausgebildete Hochfläche (130 - 150 m über NN) weist eine bis zu 20 Meter mächtige Bedeckung von tertiären und quartären Lockerseimenten (Tone, Sande, Geschiebemergel und Löß)

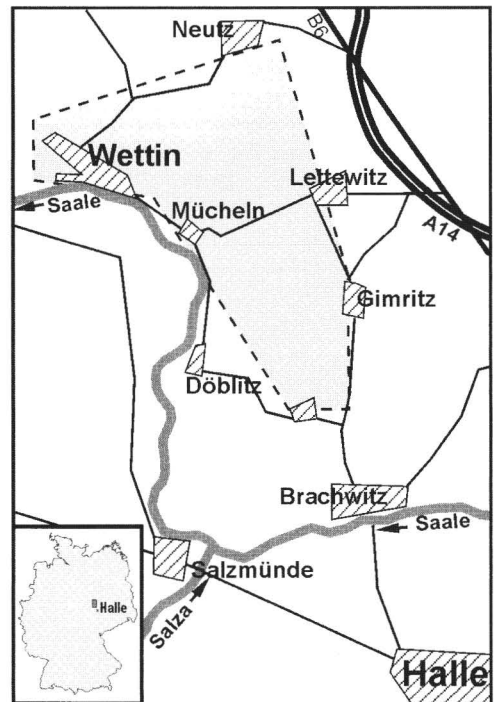


Abb. 1: Lage des Arbeitsgebietes

auf (VILLWOCK et AL-CHAAL 1990, KUNERT et WANSA 1997). Geschiebemergel dominiert auf weiten Teilen der Hochfläche. Er überlagert tertiäre Sedimente oder auch direkt den älteren Untergrund mit permokarbonen Sedimenten bzw. Rhyolithen. Bedeckt wird der Geschiebemergel von weichselkaltzeitlichem Löß, der an den Talflanken nur geringmächtig und lokal begrenzt verbreitet ist. Erst auf dem Plateau sind größere zusammenhängende Bereiche mit Lößbedeckung vorhanden. Vereinzelt treten kleinere Rhyolithkuppen mit Trockenrasenbewuchs auf der Hochfläche aus den quartären Sedimenten hervor.

Weite Teile der Hochfläche, ihr westlicher Abfall zum Saaletal und die Saaleaue zwischen Friedrichswerz und Mücheln gehören zum Landschaftsschutzgebiet "Unteres Saaletal". Zur Saale hin erstrecken sich eine Vielzahl von kleinen Tälern (Teichgrund etc.), welche sich in den Rhyolith eingeschnitten haben. In diesen Gründen fließen kleine Bäche, teilweise mit periodischer Wasserführung, zur Saale hin. Die Taleinschnitte können morphographisch in Sohlentäler, Kerbtäler und Muldentäler gegliedert werden. Die größeren Täler setzen sich aus mehreren Talformen zusammen. Viele Täler beginnen flach dellenförmig und gehen im Bereich des oberflächlich anstehenden Rhyoliths in zwischen 15 und 30 m eingetiefte Sohlen- und Sohlenkerbtäler über. Aus ihnen entwickeln sich zur Saale hin Muldentäler (Abb. 2, Lauchengrund, Teichgrund, Pfaffenmagd). Die Reliefformung wurde im Zusammenwirken von glazialen, glazifluvialen, fluvialen und periglazialen Prozessen erzeugt (VILLWOCK et AL-CHAAL 1990). Die Täler wurden von LAATSCH (1934) als die Abflüßbahnen der Schmelzwässer in subglazialen Tunneltälern beschrieben, eine Deutung, die WANSA (1997) nicht teilt.

Die Voraussetzungen für die Talbildung wurden bereits im Tertiär geschaffen. Ausgangsniveau der tertiären und quartären Reliefentwicklung war die alttertiäre Landoberfläche mit ursprünglich mächtiger, durch tropische Verwitterung entstandener Kaolinbedeckung. Mit der Hebung des Halle-Vulkanitkomplexes setzte bei flächiger Abtragung des Kaolins die pliozäne bis frühpleistozäne Talbildungsphase ein.

Im Frühpleistozän war die Entwässerung nach Osten gerichtet, d.h. zum Beginn der Elstereiszeit flossen die Saale über Leipzig und die Salza (auch Salzke) über Bitterfeld ins Norddeutsche Tiefland. Dieser Verlauf wird durch Terrassenschotter der Salza am Schlossberg nordöstlich von Brachwitz in Höhenlagen von 120 bis 130 Metern dokumentiert (Abb. 2). Nach der Elstervereisung änderte sich das Entwässerungsregime. Die Saale floß nun östlich von Halle und die Salza im heutigen Saaletal (RUSKE 1963/64, LEHMANN et LEHMANN 1930). Die schlecht aufgeschlossenen Terrassenschotter der Salza sind in Höhenlagen von 95 – 107 m NN zwischen Döblitz und Wettin zu finden (LAATSCH 1934). Der Raum Halle wurde somit im Westen von der Salza und im Osten von der Saale entwässert. Im später einsetzenden Saaleglazial kam es zu einer vollständigen Überdeckung durch Geschiebemergel und -lehme (SCHULZ 1961). Nach dem Rückschmelzen des Eises setzte eine räumlich differenzierte und intensive Abtragung sowie Ausräumung durch glazifluviale und fluviale Prozesse ein. Es bildete sich das heutige Entwässerungsnetz (KUGLER et MÜCKE 1979, KUGLER 1989). Die Schotterterrassen der Saale zwischen Döblitz und Mücheln reichen bis zu 80 m NN. Seit dem Ende der Saalevereisung kam es zu keiner weiteren Änderung in der Fließrichtung der Gewässer oder zur Bildung neuer Bach- und Flußläufe (RUSKE 1963/64). Die Hauptentwässerung erfolgt bis heute durch die Saale, die im Bereich zwischen Brachwitz und Friedeburg das durch den Ausstrich des Zechsteins entstandene Salzpiegeltal nutzt (VILLWOCK et JOHN 1982). Dieses Salzpiegeltal erreicht über einen Kilometer Breite, verursacht durch die Subrosion des an der Halle-Störung aufgerichteten Zechsteinsalinars (KUNERT et WANSA 1997).

### 3 BÖDEN UND VEGETATION

Im Bereich der Saaleaue haben sich Auenböden (Vegen, Gleye, Tschernitzen u.a.) aus Auenmergeln entwickelt. Auf den meisten permokarbonen Gesteinen (Magmatite: Wettin- und Löbejün-Rhyolith; Sedimente: Halle- und Wettin-Formation) kommen Ranker und Regosole vor. Es sind meist schwach

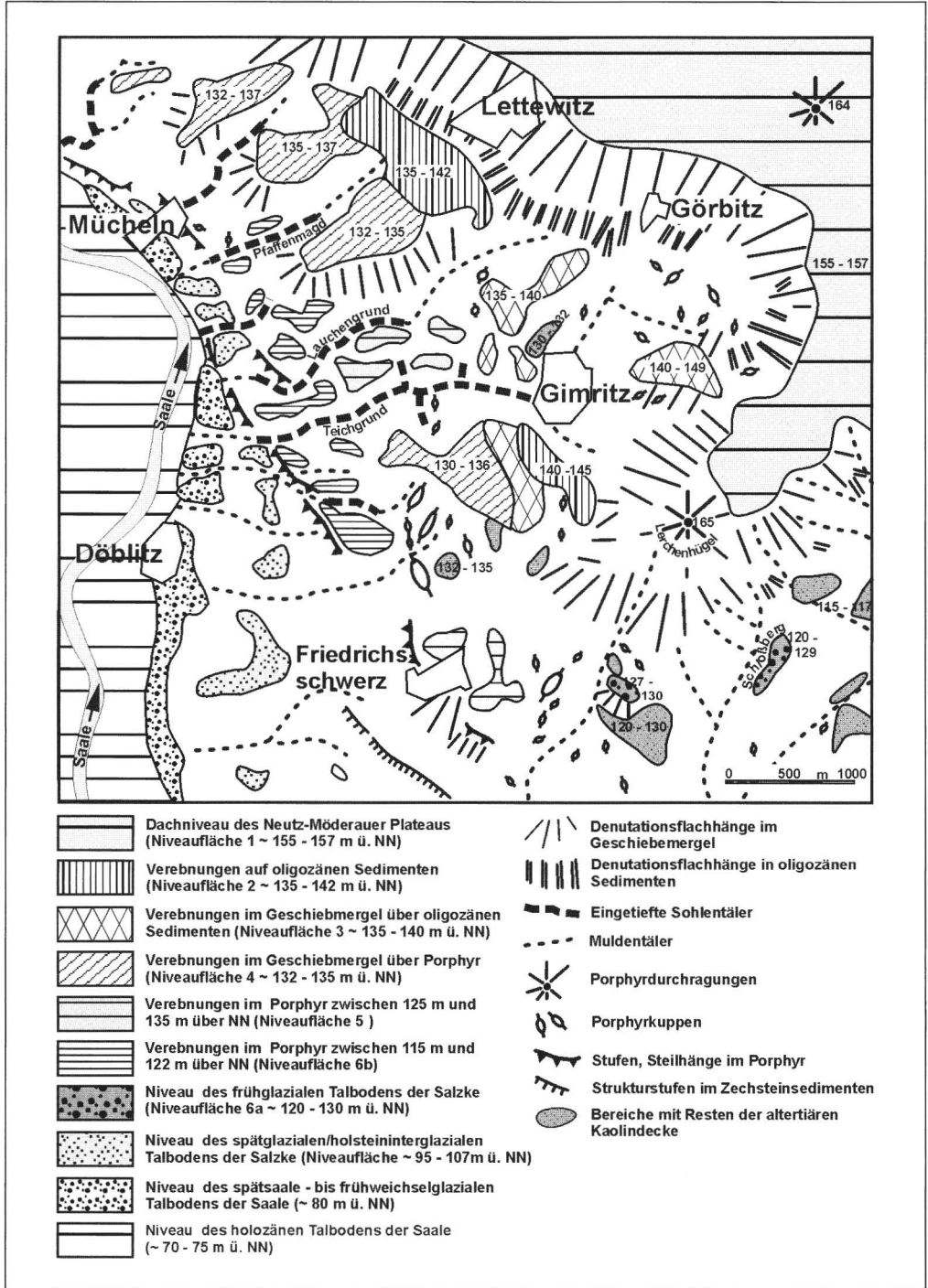


Abb. 2: Morphogenetische Karte für des Gebiet nördlich von Wettin (nach VILLWOCK et AL-CHAAL 1990)

entwickelte Böden. In dem niederschlagsarmen Gebiet ( $< 500 \text{ mm/a}$ ) kam es auf dem Rhyolith zur Ausbildung von Trocken- und Magerrasen. Aus den mit Löß bedeckten Arealen entwickelten sich Tschernoseme (Schwarzerde) und ihre Variationsformen (Braunerde-Tschernoseme). Auch die Talböden sind häufig Tschernoseme, welche sich aus Kolluviallöß gebildet haben. Ein weiterer wichtiger Bodentyp sind die Rendzinen und Pararendzinen. Sie sind typische Erosionsanzeiger und kommen an Kuppenbereichen des Lößplateaus und an Hanglagen von kleinen und großen Tälern vor (KUNERT et WANSA 1997).

#### 4 GEOLOGISCHER ÜBERBLICK

Im Oberkarbon (Stefan/Wettin-Formation) lagerten sich in der Umgebung von Wettin grau und rot gefärbte Sedimente (Konglomerate, Sandsteine, Tonsteine und limnische Kalksteine) ab. In lokal begrenzten Senken entstanden Steinkohlensümpfe. Im reduzierenden Milieu unter Wasserbedeckung wurden die Sedimente grau gefärbt. Die oxidierenden Bedingungen an der Oberfläche erzeugten rotgefärbte Ablagerungen, z.B. westlich von Wettin, nachweisbar (SCHNEIDER et al. 1984, RÖLLIG 1991). Die Wettin-Formation wird von klastischen Sedimenten und Vulkaniten der rotliegenden Halle-Formation (Konglomerate, Sandsteine, Tonsteine und Rhyolithe) überlagert.

Der ebenfalls rotliegende Wettin-Rhyolith gehört zum etwa  $360 \text{ km}^2$  umfassenden Halle-Vulkanitkomplex (SCHWAB 1963/64), welcher sich aus verschiedenen vulkanischen Einheiten – Andesite und Rhyolithe – zusammensetzt (Abb. 3). Die vulkanische Tätigkeit begann bereits im höheren Oberkarbon (Stefan) (REMY et KAMPE 1961) und umfaßte einen Zeitraum von ca. 30 Millionen Jahren. Neueste

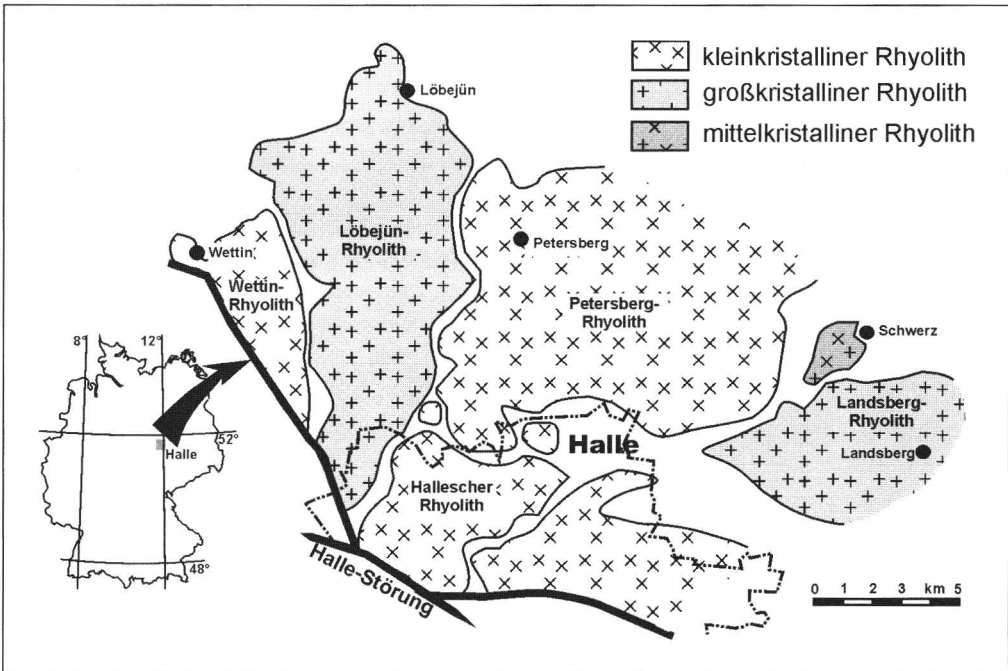


Abb. 3: Übersichtskarte der Rhyolith-Einheiten des Halle-Vulkanitkomplexes

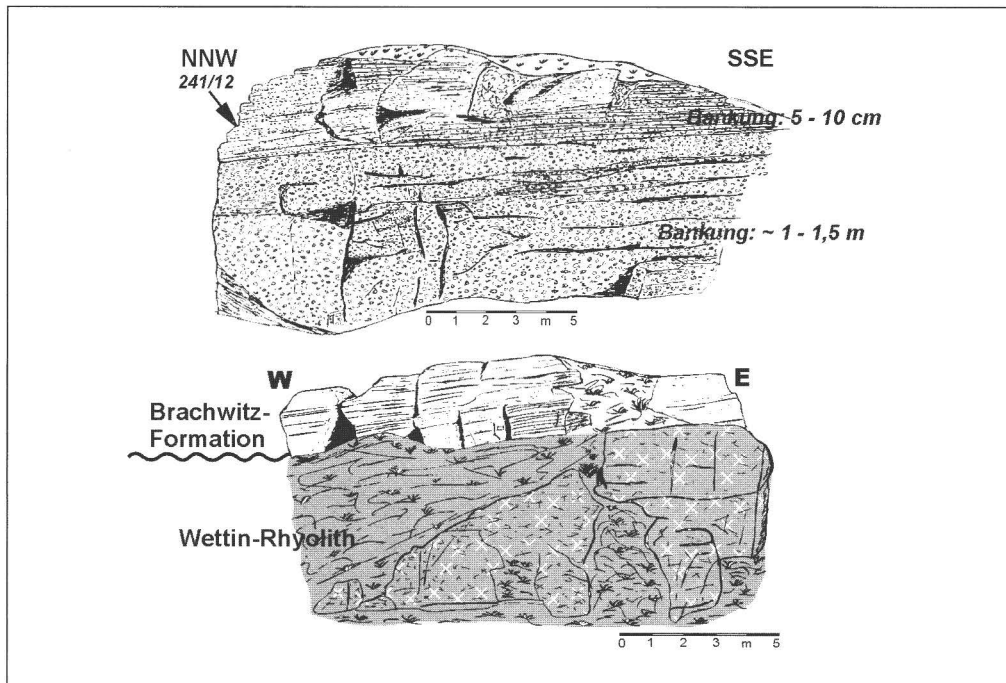


Abb. 4: Sedimente der Brachwitz-Formation im Steinbruch am Teichgrund (oberes Bild), diskordant dem Wettin-Rhyolith auflagernd (unteres Bild)

radiometrische Altersdatierungen an zeitgleich mit der Erstarrung der Rhyolithschmelzen entstandenen Zirkonkristallen erbrachten für den Wettin-Rhyolith ein Alter von  $297 \pm 3$  Millionen Jahren und für den benachbarten Löbejün-Rhyolith ein Alter von  $298 \pm 3$  Millionen Jahren (BREITKREUZ et KENNEDY 1999). Dies bedeutet, daß die Rhyolithschmelzen an der Wende vom Oberkarbon zum Rotliegenden entstanden. Zunächst herrschte ein mafischer bis intermediärer Vulkanismus (Andesite), der sich zu einem ausgeprägten felsischen rhyolithischen bis rhyodazitischen Vulkanismus entwickelte. Am Ende des Unterrotliegenden (Autun) erlosch die vulkanische Tätigkeit mit Tufferuptionen in der Sennewitz-Formation (FALK et al. 1979).

Die Ursache für die Magmenbildung und den damit verbundenen Vulkanismus war die Inversion der Mitteldeutschen Kristallinzone. Die daraus resultierende Absenkung führte unter anderem zur Bildung der Saale-Senke. Durch die damit verbundene Krustenausdünnung erfolgte eine Aufschmelzung von Krustenmaterial, das zur Zeit der oberen Halle- und der Sennewitz-Formation intrudierte (KUNERT et WANSA 1997).

Im höheren Oberrotliegenden wurde der Halle-Vulkanitkomplex als NE-SW verlaufende Vulkanit-schwelle zum Abtragungsgebiet (HOYNINGEN-HUENE 1960). Die Schüttung der fluviatilen Sandsteine und Konglomerate (Brachwitz-Formation) erfolgte nach Westen in das Gebiet des damaligen Hornburg-Beckens (die heutige Mansfelder Mulde), wobei die Rhyolithe nur randlich von den jüngeren Sedimenten bedeckt wurden (FALK et al. 1980). Nur vereinzelt sind übertage Konglomerate und Sandsteine der Brachwitz-Formation, die dem Wettin-Rhyolith direkt auflagert, erhalten geblieben (Abb. 4). An ihrer Basis wurden einzelne Spalten, die in den Rhyolith hinein reichten, mit Sediment verfüllt. Zur Zeit der das Rotliegende abschließenden Eisleben-Formation entstand eine durchgehende Verbindung aus der Saale-Senke (Südliches Permbecken) zur Mitteleuropäischen Senke. Die kontinental-

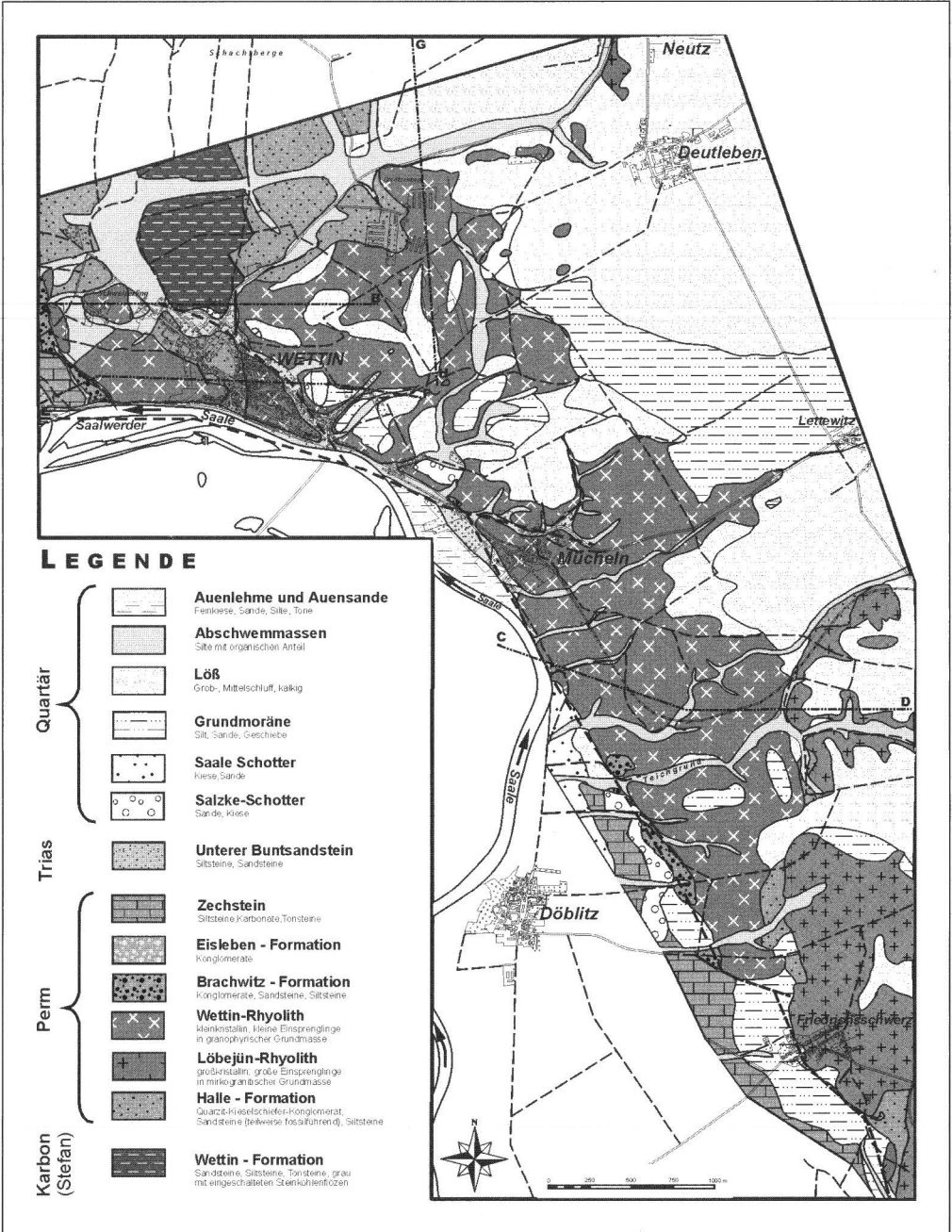


Abb. 5: Geologische Karte des Untersuchungsgebietes (Neukartierung EXNER 1998)

aride Sedimentation griff von Norden nach Süden über. Sie wurde im Oberperm (Zechstein) durch die Ingression des flachen Kupferschiefermeeres abgelöst.

In der Trias lag der Wettin-Rhyolith im Süden des Norddeutschen Teilbeckens. Heute ist von der sedimentären Bedeckung nur der Untere Buntsandstein erhalten. Der Hallesche Raum befand sich von der Trias- bis zur Kreidezeit vermutlich unter marinem Einfluß. An der Wende Kreide/Tertiär wurden die im Mesozoikum abgelagerten Sedimente wieder abgetragen und es kam unter kontinentalem tropischen Wechselklima zur Lateritisierung und Kaolinbildung der nun das Festland bildenden Rhyolithe und auch zur Entstehung von Braunkohlensümpfen. Diese alttertiären Sedimente sind im wesentlichen limnisch-fluviatile Sande mit eingeschalteten Braunkohlenflözen. Im Mitteloligozän wurde das Gebiet erneut marin überflutet. Im Miozän wurde die tertiäre Sedimentation mit der Ablagerung kontinentaler Bildungen abgeschlossen, vorher noch vorhandene Reliefunterschiede wurden ausgeglichen (STÖWE 1933, STÖRR 1982). Nach erneuten Hebungen im Miozän/Pliozän erfolgten im Pleistozän glaziale Akkumulation und Abtragung. Die Tertiärsedimente und Kaoline wurden bis auf in Senken lagernde Reste zerstört.

Das quartäre Geschehen, vgl. Abschnitt 2, wird durch den wiederholten Wechsel von Warm- und Kaltzeiten charakterisiert. In der Umgebung des Untersuchungsgebietes sind Ablagerungen der Elster- und Saalekaltzeit (Grundmoränen und Schmelzwassersande), der Holstein- und Eemwarmzeit (Terrassenschotter) sowie der Weichselkaltzeit (Löß und Fließerden) vertreten. Die jüngsten Ablagerungen (Holozän) sind Auenlehme und -sande der Saale, sowie Abschwemmassen, die oft ältere Taleinschnitte auffüllen (HERRMANN 1926, LAATSCH 1934, SCHULZ 1961, WANSA 1997).

## 5 ABGRENZUNG ZUM NACHBARGESTEIN

Der Wettin-Rhyolith wird an seinem West- und Südwestrand vom Halle-Störungssystem begrenzt. Dieses Störungssystem bildet ein strukturgeologisches Trennelement zwischen den herausgehobenen Sedimenten und Vulkaniten des Permokarbons im Osten (Halle-Vulkanitkomplex) gegen die Sedimente des Zechsteins und der unteren Trias (Mansfelder Mulde) im Westen (Abb. 6 E-F). Westlich der Störung wurden keine Vulkanite erbohrt oder nachgewiesen (KUNERT 1970). Bei der Verwerfung handelt es sich wahrscheinlich schon um ein alt angelegtes Störungssystem, welches im Zeitraum Oberkreide – Tertiär reaktiviert wurde. Die Störung streicht abschnittsweise in NW-SE-Richtung ( $130^\circ - 140^\circ$ ) und in WNW-ESE-Richtung ( $100^\circ - 110^\circ$ ).

Im Norden wird der Wettin-Rhyolith von Sedimenten der Halle- und Wettin-Formation begrenzt bzw. unterlagert (Abb. 6 G-H). Zirka 200 m nördlich des Ausstriches des Wettin-Rhyolithes wurden in einem Versuchsstollen (Neutzer Stollenflügel) Sedimente der Halle- und Wettin-Formation erschlossen. In unmittelbarer Nähe zum Rhyolith lagern die Schichten nahezu flach und ungestört (SCHWAB 1963). Sie fallen flach unter den Rhyolith ein, wie nordöstlich des Steinbruches Liebecke an rotbraunen Siltsteinen der Halle-Formation mit einem Einfallen von  $12^\circ$  beobachtet werden konnte.

Westlich des Steinbruches Liebecke wird der Rhyolith durch eine N-S-verlaufende Randstörung begrenzt und um etwa 150 m abgesenkt (RÖLLIG et SCHWAB 1981). Westlich der Störung stehen graue Sandsteine (Thierberg-Sandstein) der steinkohlenführenden Wettin-Formation an (Abb. 6 A-B). Die kohlenführenden Schichten waren im Zuge des bis 1883 umgehenden Bergbaus sehr gut erschlossen. Auch nahe des Steinbruches Liebecke (nordwestlicher Teil) wurden Versuchsschächte abgeteuft. In einem Schacht war die scharfe Kontaktzone vom Wettin-Rhyolith zu den Sedimenten aufgeschlossen. In der ca. 1,3 cm mächtigen Zone wechselten sich dunkelgrüne bis braune "Hornsteine" ab. Inwieweit es sich dabei um Sedimente oder Rhyolithe handelt, konnte nicht den Unterlagen entnommen werden. Auch kleinere Apophysen in das Nebengestein wurden von den Bergleuten beobachtet (VELTHEIM 1940).

Der zum Wettin-Rhyolith gerechnete Rhyolith des Schweizerlings bildet den westlichen Abschluß des Wettin-Rhyolithes. Etwa ein Kilometer nordwestlich des Schweizerlings wurde in einem Schurf ein stark gestörter, 20 m breiter Rhyolithgang erschlossen (KOCH 1964). Unterhalb des Schweizerling-Rhyolithes befinden sich Sedimente der Halle- und der Wettin-Formation, die hier wie unter dem Wettin-Rhyolith nordöstlich des Steinbruches Liebecke annähernd flach lagern.

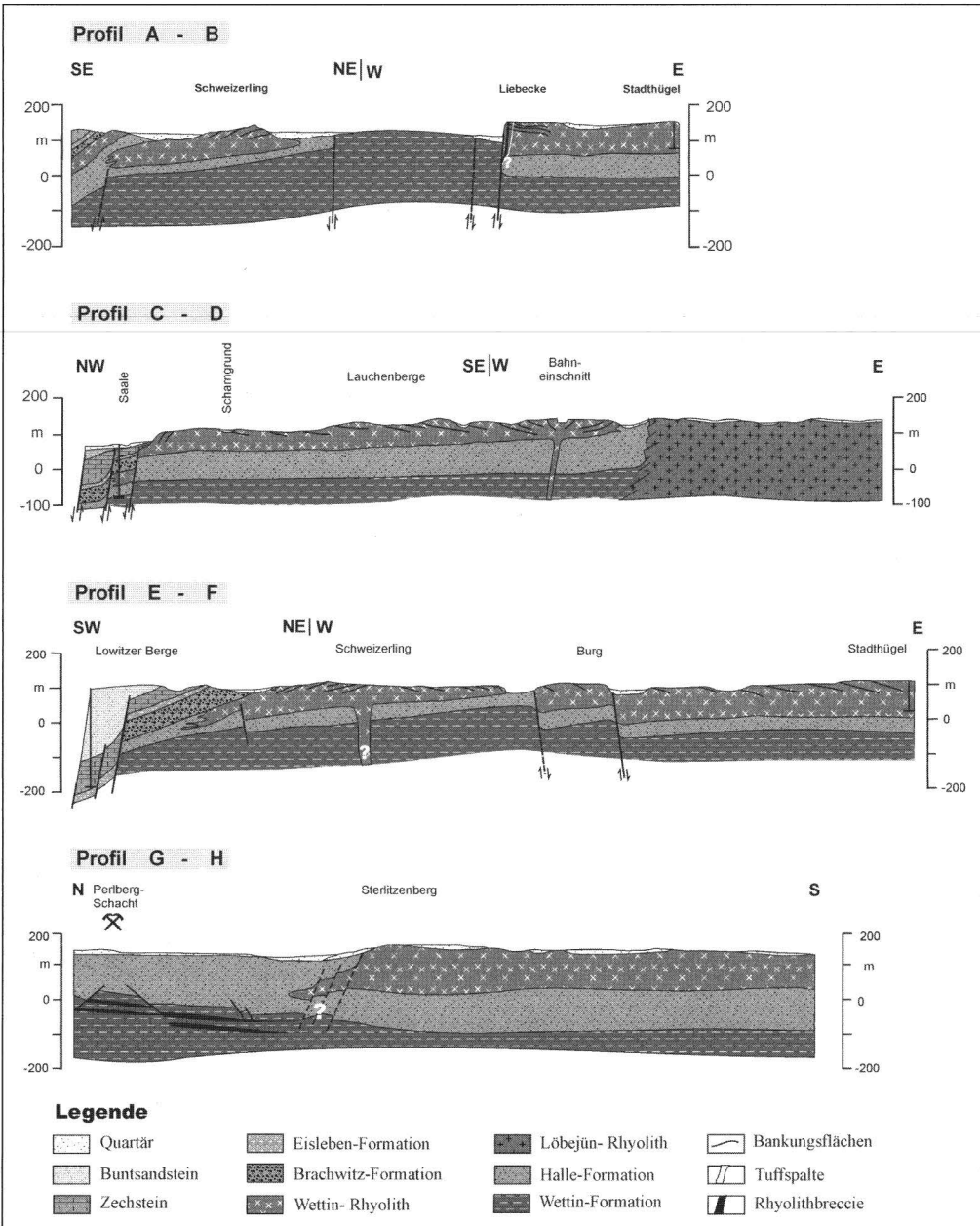


Abb. 6: Profilschnitte durch den Wettin-Rhyolith und seiner angrenzenden Sedimente

Im Osten wird der Wettin-Rhyolith durch Sedimente der Halle-Formation begrenzt. Diese Sedimente stellen nur einen schmalen Ausstrich zwischen dem Wettin-Rhyolith und dem benachbarten Löbejün-Rhyolith dar (Abb. 6 C-D). In unmittelbarer Nähe zum Löbejün-Rhyolith wurden die Schichten der Halle-Formation durch den Aufstieg des Intrusivkörpers aufgeschleppt. Sie stehen unterschiedlich steil,



wobei sie stets vom Löbejün-Rhyolith weggerichtet und unter den Wettin-Rhyolith einfallen (WEIGELT 1923, SCHWAB 1965). Es wurden Apophysen des Löbejün-Rhyolithes beschrieben, die in das Sediment eindringen und zum Teil durch Wasserdampfaufnahme (Transvaporisation) chemisch verändert wurden. Ebenso wurde der Kontaktbereich zwischen den Sedimenten der Halle-Formation und dem Wettin-Rhyolith thermisch beeinflusst. Oberhalb des Teichgrundes sind Chloritisierungs-, Vergrünungs- und Bleichungsspuren (Propylitisierung) an den Gesteinen zu beobachten. Der Bereich der kontaktmetamorphen Beeinflussung überschreitet selten 2 – 3 m.

Zirka 500 m südlich von Lettewitz sind noch Teile einer Halde des Friedrich-Wilhelm-Schachtes zu erkennen, wo Steinkohlen der Wettin-Formation abgebaut wurden (BEYSCHLAG et SCHRIEL 1923).

## 6 AUFBAU DES WETTIN-RHYOLITHS

Der Wettin-Rhyolith (Quarzporphyr) gehört zu den feinkristallinen Rhyolithen. In seiner vorherrschend rotbraunen bis rotvioletten Matrix sind Einsprenglinge (Phenokristen) eingebettet, die bis auf wenige Ausnahmen nur geringe Unterschiede in Größe und Aussehen aufweisen. Der Anteil der Einsprenglinge im Wettin-Rhyolith schwankt zwischen 15 – 23 Vol.-% bei genereller Feldspatbetonung. Die Einsprenglinge (Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas und Biotit) sind überwiegend regellos in der Matrix verteilt (Abb. 7a). Seltener sind Einregelungen der Feldspäte, hauptsächlich der Kalifeldspäte (Orthoklasen), zu beobachten. Der rötliche Kalifeldspat hat eine durchschnittliche Kristallgröße von 2 – 5 mm. Eine Zonierung ist nur selten zu beobachten. Die Größe der weißlichen, zum Teil mit einem Stich ins grünliche gehenden Plagioklaskristalle liegt zwischen 1 – 4 mm. Die Quarze sind mit durchschnittlich 1 – 3 mm etwas kleiner als die Feldspäte.

Lokal kann es zur Abweichung der Größe der Einsprenglinge kommen, wie östlich von Mücheln in einem kleinen auflässigen Steinbruch festzustellen ist. Hier steigt in einem Bereich von wenigen Metern die Größe der Einsprenglinge um das Doppelte bis Dreifache der normalen Größe an (Abb. 7b). Dieser Bereich zieht sich über mehr als 15 Meter hin. Die Größe der Kalifeldspatkristalle schwankt hier zwischen 3 – 13 mm und diejenige der Plagioklasen zwischen 2 – 8 mm. Die Größe der Quarze variiert zwischen 1 – 4 mm. Die Grundmasse dagegen zeigt keine Unterschiede zum benachbarten feinkristallinen Rhyolith.

Die quarz- und feldspatbetonte Grundmasse des Wettin-Rhyolithes ist granophyrisch ausgebildet. In ihr treten feine, meist inhomogen verteilte Hämatitkügelchen auf, die dem Gestein die rötliche Farbe verleihen. Eine Vielzahl der in der Grundmasse eingebetteten Quarze ist zerbrochen und gegeneinander verdreht (Abb. 7c). In den so entstandenen Hohlräumen befindet sich Grundmasse. Andere Quarze weisen als Korrosionsphänomene Einbuchtungen, Schläuche und Löcher auf (Abb. 7d). Diese Quarze sind auch oftmals angeschmolzen. Es handelt sich dabei um Resorptionserscheinungen, die rasche Druckänderungen in der Schmelze und damit verbundene Ungleichgewichte zwischen Schmelze und Einsprenglingen widerspiegeln. Andere Feldspäte sind als Folge einer allmählichen Verwitterung (Kaolinisierung) löchrig.

Die Grundmasse weist im Randbereich des Wettin-Rhyolithes ebenfalls Inhomogenitäten auf. Hier wechseln sich Bereiche von granophyrischer Grundmasse mit einer in Schlieren auftretenden mikrogranitischen Grundmasse ab (Abb. 7e). Seltener sind Sphärolithe in der Grundmasse vertreten. Sie sind zumeist vollständig entglast (devitrifiziert) und zu Quarz rekristallisiert. Radialstrahlige Sphärolithe sind nur vereinzelt zu finden (Abb. 7f). Es sind annähernd kugelförmige Gebilde, die aus Ansammlungen faseriger Kristalle bestehen, welche radial vom Zentrum ausgehen.

Im Wettin-Rhyolith entstanden eine Vielzahl von sekundären Mineralen auf Drusen und Spalten. Dazu gehören neben Varietäten von Quarz (Achat und Karneol), Opal, Anatas, Albit, Fluorit, Calcit, Baryt, Siderit und Goethit (HAASE 1938).

Das Gefüge des Wettin-Rhyolithes wird durch eine von Fugen begrenzte Bankung gegliedert (Abb. 10). Die Mächtigkeit der einzelnen Abkühlungseinheiten variiert von wenigen Zentimetern bis zu über

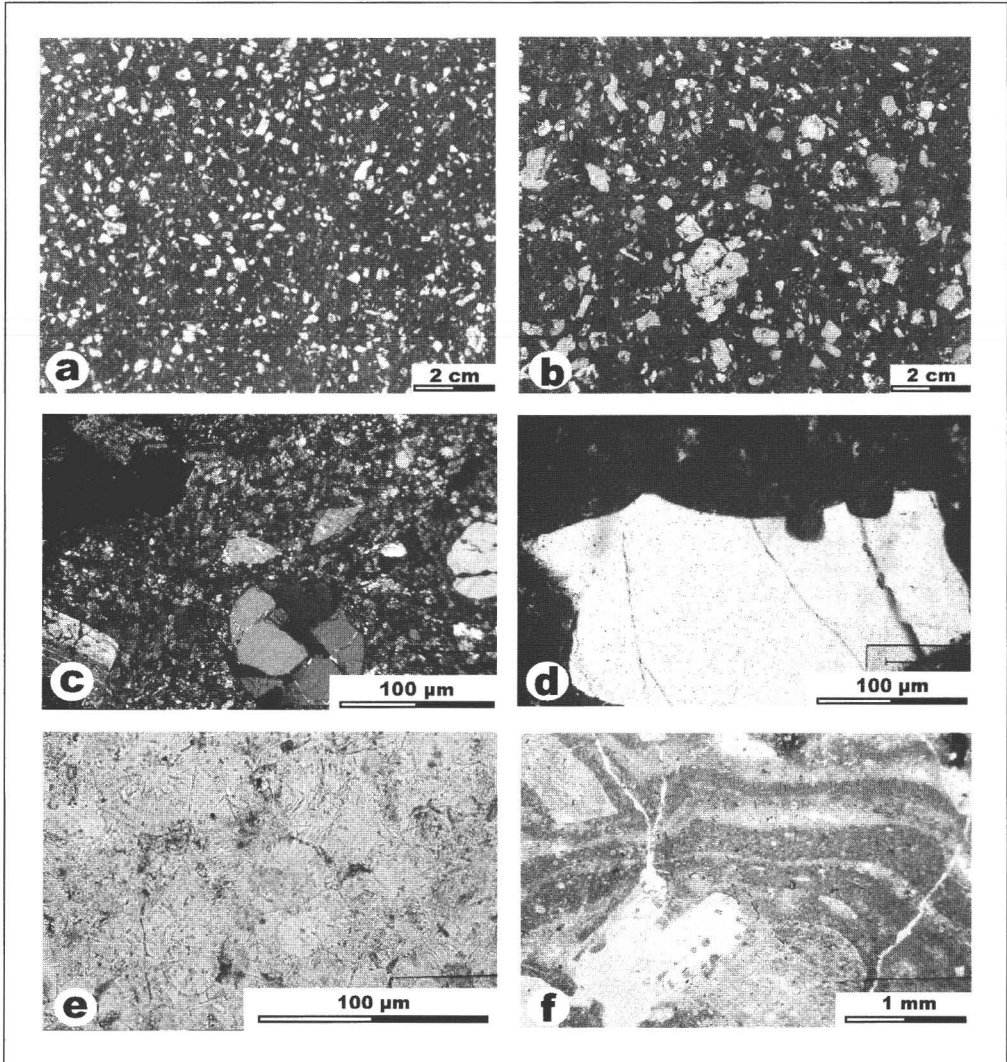


Abb. 7: Der feinkristalline Wettin-Rhyolith (a) im Vergleich zu einer grobkristallinen Phase bei Mücheln (b). Dünnschliff von zerbrochenen und gegeneinander verdrehten Quarzen (c), und Quarzen mit Resorptionserscheinungen (d). Im Randbereich des Rhyoliths auftretende Sphärolithe (e) und Schlieren (f).

einem Meter. Die Bankung bildet die inneren Lagerungsverhältnisse im Rhyolith ab. Die Verteilung des Gefüges im Gesamtbereich des Rhyolithes zeigt die Karte in Abb. 12. Die Signaturen lassen im Südtel des Rhyolithverbreitungsgebietes eine beckenförmige Einsenkung und im Gebiet des Schweizerlinges eine Aufwölbung des Rhyolithes erkennen. Am Beispiel der im Steinbruch Liebecke ange-troffenen Lagerungsverhältnisse wird erläutert wie mit Hilfe der flächigen Gefügemerkmale (Klüftung) vulkanotektonische Strukturen rekonstruiert werden können.

Am NW-Rand des Wettin-Rhyolithes, im Steinbruch Liebecke, liegen die Bankungsfugen mit generell nach E gerichtetem Einfallen von  $5 - 20^\circ$  weitgehend flach und an seiner NW-Flanke fallen sie mit  $35^\circ - 40^\circ$  steiler zum Bruchinneren ein (Abb. 8a). Die Bankungsfugen sind nicht immer eben, sondern sind

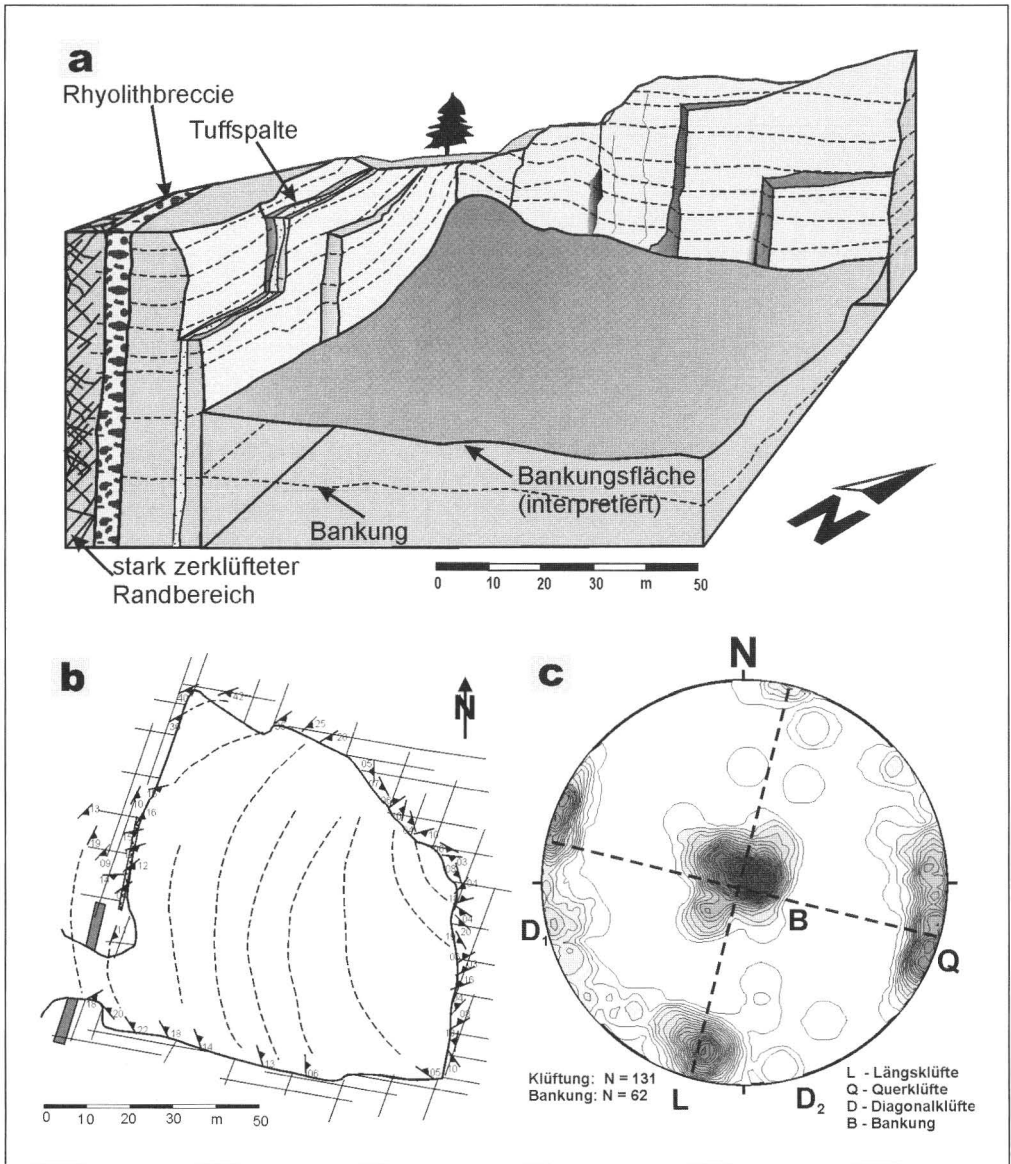


Abb. 8: Schematische räumliche Darstellung der Lage der Bankungsfugen (Bankung) im Steinbruch Liebecke (a), Streich- und Fallwerte der Bankungsfugen und Klüfte in der Aufsicht (b) und die räumliche Verteilung aller Klüfte im Lagenkugeldiagramm (c)

auch gebogen oder gewellt, was sich in Änderungen ihres Streichens ausdrückt. So streichen die Bankungsfugen im Nordteil des Bruches etwa NE-SW und fallen nach SE ein. Im Südteil biegt das Streichen in die N-S-Richtung um (Abb. 8 b).

Der Wettin-Rhyolith ist intensiv geklüftet. Man unterscheidet die mit der Erstarrung der Schmelze verbundenen orthogonal angelegten primären Klüfte von den später im Zusammenhang mit tektoni-

schen Bewegungen entstandenen sekundären Klüften. Zu den primären Klüften zählen die Bankungsfugen und ihre rechtwinkligen Begleiter. Diese primären Längs-, Quer- und Diagonalklüfte lassen sich im Steinbruch Liebecke sehr gut ermitteln. Sie treten nur innerhalb der Abkühlungseinheiten auf. Die sekundären Klüfte bilden häufig große, die Abkühlungseinheiten durchsetzende Flächen, welche störungsparallel verlaufen. Wie in Abschnitt 5 erwähnt, wird die Umgebung des Steinbruches durch N-S und NW-SE streichende Verwerfungen begrenzt. Diesen tektonischen Richtungen folgende Klüfte finden sich in größeren Abständen im Steinbruch wieder. Die räumliche Verteilung aller Klüfte ist im Lagenkugeldiagramm (Abb. 8c) dargestellt.

Die Bankungsfugen im Rhyolith des Schweizerlings fallen bei umlaufendem Streichen mit 10 – 40° voneinander weg ein. Dadurch bildet sich das oben erwähnte vulkanotektonische Gewölbe im Schweizerling-Rhyolith ab. An seinem West- und Ostende sind Fließfalten zu beobachten. Im Umkreis des Lauchengrundes variieren Einfallen und Streichen der Bankungsfugen stark. Bei umlaufendem Streichen fallen sie mit 10 – 30° flach aufeinander zu und bilden die beckenförmige Einsenkung ab (Abb. 12).

### 7 CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG DES WETTIN-RHYOLITHES

Die chemische Zusammensetzung des Wettin-Rhyolithes ist homogen. Die Abweichungen voneinander in der Gesamtgesteinszusammensetzung sind gering. Sie entsprechen denen der anderen Halle-schen Rhyolithe, z.B. derjenigen des Löbejün-Rhyolithes (Tab. 1). Die hohen SiO<sub>2</sub>-Gehalte von über 70% bewirken eine extreme Zähflüssigkeit der Schmelze. Ähnlich hohe SiO<sub>2</sub>-Gehalte wurden auch von permischen Rhyolithen des Saar-Nahe-Beckens beschrieben (THEUERJAHR 1973).

Zur Klassifizierung der Rhyolithe wird die chemische Zusammensetzung des Gesamtgesteins herangezogen. So lassen sich im Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub>-Diagramm die Analyseergebnisse bestimmten Rhyolithschmelzen (Modalbestand) zuordnen (Abb. 9a). Anhand der Berechnung des theoretischen Mineralbestandes (CIPW-Norm) nach den erzielten Analyseergebnissen ergab sich im Q-A-P-Dreieck (Abb. 9b) eine Zuordnung zu den Rhyolithtypen im engeren Sinne, wobei vier der Proben zu den Rhyodaciten und eine zu den Rhyolithen gestellt werden müssen.

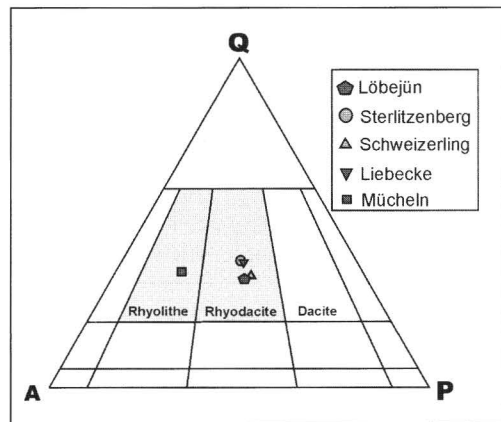
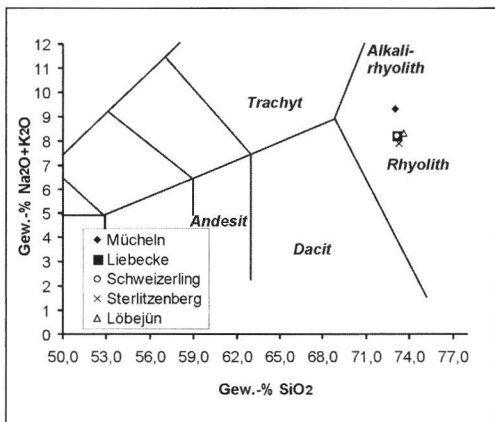


Abb. 9a: Einstufung der Proben im binären Diagramm Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub>

Abb. 9b: Modaler Mineralbestand im Q-A-P-Dreieck für den Wettin-Rhyolith und Löbejün-Rhyolith (Q – Quarz; A – Alkalifeldspat (Orthoklas); P – Plagioklas)

Tab. 1: Chemische Analysen von verschiedenen Lokalitäten des Wettin-Rhyoliths und des Löbejün-Rhyoliths  
 [\*) Analysewerte aus KUNERT et WANSCHA 1997; °) Analysewerte aus HAASE 1938].

Oxide	Mücheln *)	Liebecke *)	Schweizerling *)	Sterlitzberg *)	Löbejün °)
SiO <sub>2</sub>	73,0	73,1	73,1	73,3	73,63
TiO <sub>2</sub>	0,2	0,3	0,2	0,2	0,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,1	13,9	12,7	13,2	13,31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,7	2,6	2,0	2,1	2,65
MnO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,005
CaO	0,2	0,2	0,2	0,2	1,19
MgO	0,3	0,2	0,4	0,5	0,26
K <sub>2</sub> O	7,9	5,0	4,9	4,9	5,1
Na <sub>2</sub> O	1,4	3,2	3,3	3,0	3,2
H <sub>2</sub> O /GV	1,7	1,6	1,9	2,2	0,79
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,1	0,1	0,1	0,1	-
<b>SUMME</b>	<b>99,6</b>	<b>100,2</b>	<b>98,8</b>	<b>99,7</b>	<b>100,235</b>

## 8 PLATZNAHME DER RHYOLITHE

Fließgeschwindigkeit, Porosität und Dichte kennzeichnen das Fließgefüge von Laven, das laminar oder turbulent struiert sein kann. Die Bewegung im Inneren von zähflüssigen, hochviskosen Lavaströmen ist im allgemeinen ein laminares Fließen, dabei ist die Fließgeschwindigkeit im Inneren der Einheit am größten und nimmt zum Rand hin ab. Fließgeschwindigkeit und Fließmechanismus werden durch den Chemismus der Schmelzen, insbesondere den SiO<sub>2</sub>-Gehalt, und die Temperaturen der Schmelzen bestimmt. Vor allem bei den hochviskosen, SiO<sub>2</sub>-reichen (> 70% SiO<sub>2</sub>) Rhyolithen bilden sich an Stellen, an denen die Geschwindigkeitsdifferenz der Laminen am höchsten ist, Schergleitbahnen aus. An diesen Schergleitbahnen, die auch die Grenzen von Abkühlungseinheiten (z.B. Bankungsfugen) markieren, sammeln sich und entweichen fluide Phasen bzw. Gase. Besonders charakteristisch sind parallel zu den Bankungsfugen angeordnete Züge ehemals gasgefüllter Hohlräume, sogenannte Blasenzüge, die bis zu mehrere Zentimeter Durchmesser erreichen können. Sie sind besonders typisch im Steinbruch Liebecke und an den Felsen im Stadtbereich von Wettin ausgeprägt (Abb. 10). In den relativ rasch abkühlenden Teilen von rhyolithischen Lavaströmen bilden sich Fluidaltexturen bzw. Parallelt Texturen aus, die überwiegend durch Einregelung der Feldspäte gekennzeichnet sind. Diese Texturen entsprechen den primären Fließ- und Bewegungsbahnen. Deutlich ausgeprägte Fluidaltexturen und Blasenzüge sind Anzeichen einer Randfazies der Abkühlungseinheiten. Im massigen Inneren mächtigerer Bänke sind die Fluidaltexturen seltener nachweisbar.

Bei der Platznahme der Rhyolithe kam es zu Kontakten mit dem Nebengestein, welches durch thermische Beeinflussung durch Transvaporisierung bzw. Propylitisierung (Vergrünung durch Neubildung von Chlorit, Epidot, Calcit und Quarz) metamorph verändert wurde. Im feuchten Nebengestein wurde Wasserdampf erzeugt, der im Kontaktbereich von wenigen Metern bis Dezimetern sowohl in der erstarrten Schmelze, dem Rhyolith, als auch im umgebenden Sediment zu den Mineralneubildungen führte. Der Kontaktbereich ist auch an der Vergrünung der Gesteine zu beobachten. Vereinzelt bildeten



Abb. 10: Bankungsflächen und Blaseszüge im Wettin-Rhyolith (Steinbruch Liebecke)

sich kleine Apophysen ins Nebengestein oder es kam zur Peperitbildung. Peperit ist ein Gestein, welches aus der Vermischung von einer Schmelze mit einem noch wasserhaltigen Sediment entstand. Solche Bildungen wurden unter anderem von KLAUS (1964) aus dem Löbejün-Rhyolith beschrieben und im Wettin-Rhyolith beobachtet. Primär ist in einer geringmächtigen Abkühlungszone am Rande der erstarrenden Schmelze die Matrix des Rhyolithes durch Abschreckung glasig ausgebildet, d.h. nicht auskristallisiert. Typisch sind in diesen Kontaktzonen kugelförmige  $\text{SiO}_2$ -Aggregate, sog. Sphärolithe in der Grundmasse.

Diese Textur-, Gefüge- und Kontaktmerkmale sowie Bewegungsmechanismen treffen nicht nur auf subaerische Laven zu, sondern sind auch auf subvulkanische Einheiten, so vom Typ der Lagergänge (Sill), übertragbar. Diskussionen, ob die Vulkanite intrusiv oder effusiv sind, spielen eine bedeutende Rolle. Bislang wurde der großkristalline Löbejün-Rhyolith intrusiv und der kleinkristalline Wettin-Rhyolith effusiv gedeutet. Diese Annahmen resultierten unter anderem aus der Tatsache, daß durch das allmähliche Abkühlen der zähflüssigen Rhyolithschmelzen im subvulkanischen Niveau sich die Einsprenglinge großkristallin und die Grundmasse mikrogranitisch entwickeln. Dagegen nehmen die Einsprenglinge der kleinkristallinen Rhyolithe infolge rascher Abkühlung in Erdoberflächennähe nur kleine Dimensionen an. Die Grundmasse wurde granophyrisch bis dicht. SCHWAB (1965) verglich den Löbejün-Rhyolith mit den klassischen Lakkolithen in den Henry-Mountains in Utah, eine Vorstellung, die BREITKREUZ aufgrund neuerer Kenntnisse vertieft hat (vgl. BREITKREUZ et al. 1998). KUNERT (1978) stellte heraus, daß die Rhyolitheinheiten des Halle-Vulkanitkomplexes, so auch der Wettin-Rhyolith, nach ihren physikalischen Eigenschaften unter Sedimentbedeckung in Oberflächennähe sillförmig platznahmen, also subvulkanisch entstanden. BREITKREUZ et al. (1998) interpretierten alle Halleschen Rhyolitheinheiten aufgrund ihrer räumlichen Verteilung und unter Einbeziehung von Modellen, die die Fließverhältnisse der rhyolithischen Schmelzen erklären, als Intrusionen vom Typ der Lakkolithe. Für eine derartige Deutung sprechen nach BREITKREUZ et al. das Fehlen von Hinweisen auf ursprünglich vorhandene Vulkanbauten, die Begrenzung der Rhyolitheinheiten durch aufgeschleppte Liegendsedimente, deren Ausbisse die Rhyolithe weitgehend umgeben, und das besonders am Wettin-Rhyolith zu beobachtende Fließverhalten der Schmelzen. Letzteres kam als Ergebnis der Kartierung und Gefügeuntersuchungen im Rahmen der vorliegenden Arbeit zum Ausdruck (Karte Abb. 12 und die Schnitte Abb. 6).

Problematisch für jede vulkanotektonische Interpretation ist die unvollkommene Kenntnis der Paläomorphologie. Das heutige Anschnittniveau der Rhyolithe liegt erosionsbedingt zumeist weit unter ihrer ursprünglichen Oberfläche. Nur dort wo die Rhyolithe von Pyroklastika überlagert werden, z.B. im Verbreitungsgebiet der Sennewitz-Formation im nördlichen Stadtgebiet von Halle, kann man die tatsächlichen paläomorphologischen und paläovulkanischen Verhältnisse rekonstruieren. So sind am Riveufer in Halle-Giebichenstein sowohl die randlichen Breccien an der Flanke von Lavamassen (v. HOYNINGEN-HUENE 1963) als auch die Abtragungsprodukte der Rhyolithe in Form von Schutt- und Konglomeratfä-

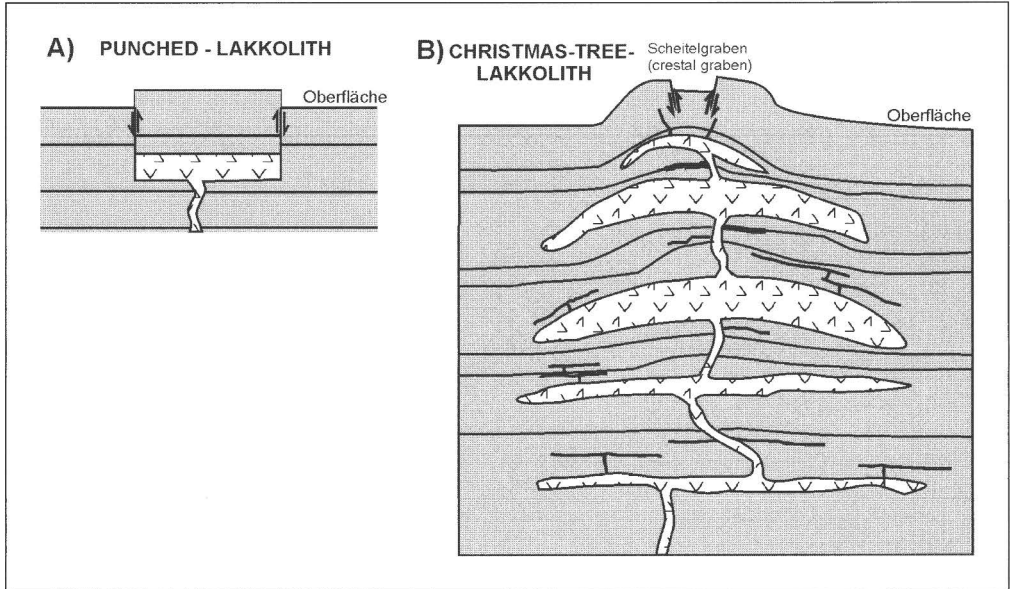


Abb. 11: Zwei mögliche Endglieder einer Lakkolithintrusion (verändert nach CORRY 1988)

chern erhalten. In temporären Aufschlüssen finden sich häufig die Pyroklastika der im heutigen Saaleal angeschnittenen Rhyolitheinheiten (z.B. BÜCHNER et KUNERT 1997). Für diese paläovulkanische Situation ist das von CORRY (1988) dargestellte Modell eines Lakkolithen vom “Christmas-tree-Typ” anwendbar (Abb. 11). CORRY (1988) unterschied zwei Endglieder einer Lakkolith-Intrusion: Punched-Lakkolithe und Christmas-tree-Lakkolithe. Punched-Lakkolithe werden charakterisiert durch größere Störungen an ihrer Peripherie, die bei ihrer Platznahme in Sedimenten der obersten Erdkruste (Löbejün-Rhyolith) entstanden. Christmas-tree-Lakkolithe setzen sich aus mehreren kleinen übereinanderlagernden sillförmigen Intrusionen zusammen. Nach ihrem gemeinsamen Aufdomen bildet sich an der Oberfläche ein Scheitelgraben. Gemeinsam ist diesen Lakkolithen bei ihrer Platznahme in vier Phasen:

1. der vertikale Aufstieg des Magmas
2. die Reorientierung des Magmas vom vertikalen Aufstieg zur horizontalen Ausbreitung in Form von kleinen Sills oder Protolakkolithen
3. die horizontale Ausbreitung bis zur maximalen Ausdehnung in Kilometerdimensionen
4. die Anhebung des überlagernden Gesteins durch Aufwölbung der Schmelzen.

In der Regel setzt unmittelbar nach der Entstehung der domförmigen Strukturen die Erosion ein.

## 9 SCHLUSSFOLGERUNGEN

Aus den Untersuchungen am Makrogefüge im Wettin-Rhyolith kann für den Schweizerling ein kuppel- bzw. domförmiges Gewölbe mit randlichen Fließfalten ermittelt werden (Abb. 12). Anzeichen eines Zufuhrkanals wurden nicht gefunden, sind aber durchaus möglich. Diese domförmige Erhebung läßt die Deutung auf eine lakkolithische Intrusion zu, wobei man annehmen kann, daß es sich bei dem Schweizerling um eine eigenständige Rhyolith-Einheit handelt.

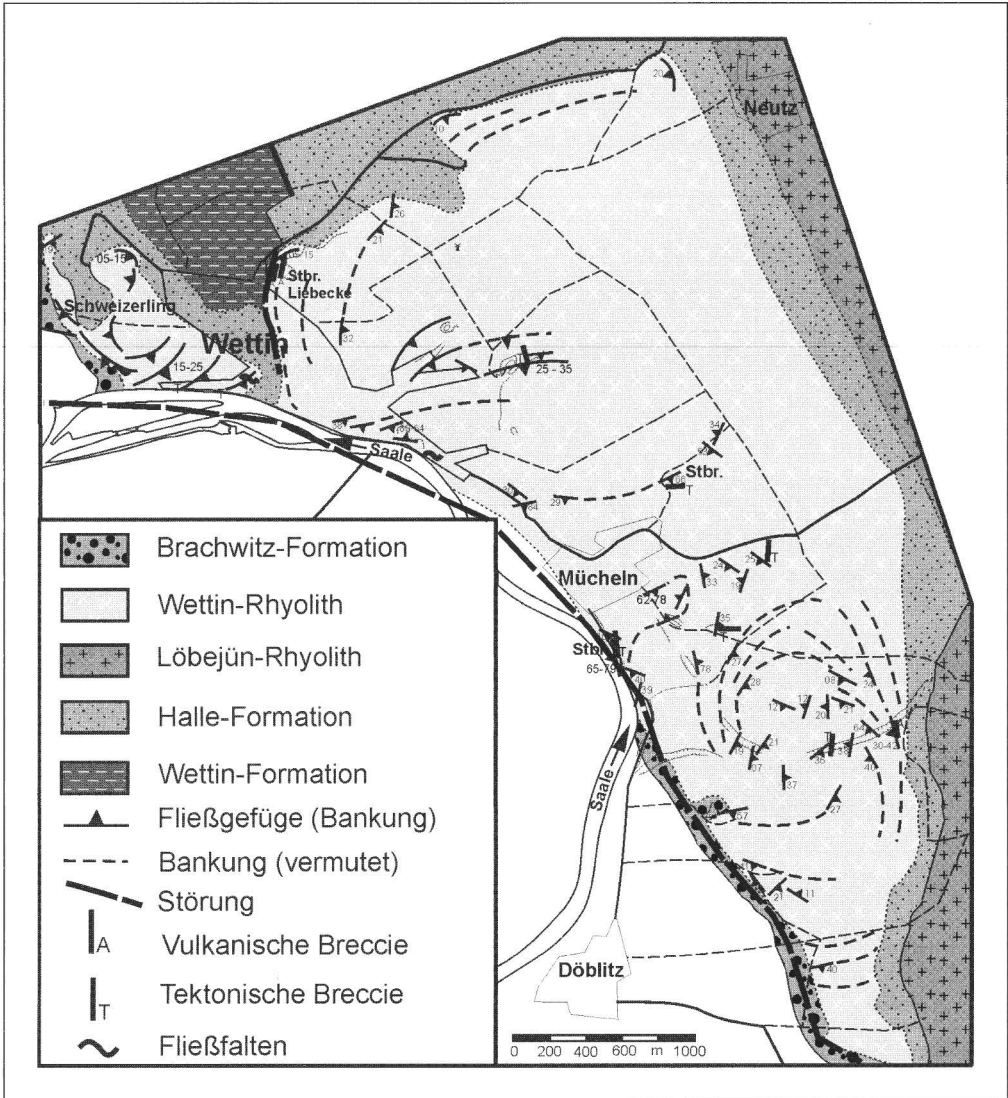


Abb. 12: Abgedeckte Geologische Karte mit den ermittelten Bankungsflächen im Wettin-Rhyolith und deren Interpretation

Dagegen deutet sich im Lauchengrund eine beckenförmige Vertiefung mit einem rundum laufenden Streichen an. Im Inneren ist das Einfallen des Fließgefüges relativ steil, was auf einen möglichen Zufuhrkanal hinweisen könnte. Eine vertikal stehende magmentektonische Rhyolithbreccie am Ausgang des Lauchengrundes bestärkt diese Vermutung noch. Am Westrand, im Bereich des Steinbruches südlich von Mücheln, ist das Bankungsgefüge steil ausgebildet. Auch am Ortsausgang von Mücheln nach Wettin wurde eine steile Zone kartiert. Dieser steile Bereich setzt sich wahrscheinlich bis in den Steinbruch NE von Mücheln fort, in der eine großkristalline Phase des Wettin-Rhyoliths ansteht. Womöglich handelt es sich um ein Spaltensystem und die großkristalline Phase steht mit diesem im genetischen Zusammenhang.



Der Löbejün-Rhyolith wird dagegen schon seit langem als Lakkolith-Intrusion gedeutet. Dieser wird an seinen Rändern durch Störungen von seinem Nebengestein abgegrenzt. An diesen Störungen wurden die Sedimente aufgeschleppt (SCHWAB 1965). Die Störungen wurden möglicherweise schon syngenetisch angelegt und entstanden mit der Platznahme des Rhyolithes. In Kontaktnähe kam es zur kontaktmetamorphen Beeinflussung der Sedimente. Diese Tatsachen – insbesondere seine große Mächtigkeit (bis zu 800 m) – sprechen für eine Intrusion eines zentralen Körpers, wie dieser unter anderem bei CORRY (1988) für die Punched-Lakkolithe beschrieben wurde.

## 10 ZUSAMMENFASSUNG

EXNER, M.; SCHWAB, M.: Der Wettin-Rhyolith - Beitrag zur Oberflächenverbreitung und Entstehung eines Halleschen Quarzporphyrs. – *Hercynia N.F.* 33 (2000): 173–190.

Im Zeitraum zwischen Oberkarbon und Rotliegend kam es im Saaletrog zur Entstehung des Halle-Vulkanitkomplexes. Dieses Gebiet setzt sich aus mehreren unterschiedlich großen Vulkaniteinheiten zusammen. Der Wettin-Rhyolith ist davon die am westlichsten gelegene Einheit. Dieser Rhyolith zeichnet sich durch seine gut erkennbaren Struktur- und Gefügemerkmale aus. Daraus ließ sich auf eine intrusive Genese in Form eines Lakkolithen schließen. Nach seiner Platznahme und Heraushebung wurde der Rhyolith erstmals im Oberrotliegenden erodiert. Im Mesozoikum lag er unter sedimentärer Bedeckung. Erst im Tertiär setzte die erneute Heraushebung und Freilegung durch Erosion des Halle-Vulkanitkomplexes ein. Im Verlaufe des Quartärs entstand das heutige Relief.

## 11 LITERATUR

- BEYSCHLAG, F.; SCHRIEL, W. (1923): Beitrag zur Kenntnis der Steinkohlebildungen im Saalegebiet bei Halle. – *Jb. Preuß. Geol. Landesanstalt*, **Bd. XLII**, 307 – 341.
- BREITKREUZ, C.; EXNER, M.; SCHWAB, M. (1998): Quantitative Erfassung des Platznahme- und Kristallisationsgefüges rhyolithischer Lakkolithe am Beispiel des oberkarbonen Wettiner Porphyrs bei Halle/S. – *Terra Nostra* **98/2**: 34 – 36.
- BREITKREUZ, C.; KENNEDY, A. (1999): Magmatic flare-up at the Carboniferous/Permian boundary in the NE German Basin revealed by SHRIMP zircon ages. – *Tectonophysics* **302**, 307 – 326.
- BÜCHNER, C.; KUNERT, R. (1997): Pyroklastische Äquivalente der intrusiven Halleschen Rhyolithe. – *Mitt. Geol. Sach.-Anhalt*, **3**: 37 – 57.
- CORRY, C. E. (1988): Laccoliths; Mechanics of emplacement and growth. – *GSA Special paper* **220**, 1-110.
- EXNER, M. (1998): Kartierung des Verbreitungsgebietes des Wettiner Rhyolithes und seines näheren Umfeldes. – Unveröff. Diplomkartierung Univ. Halle.
- FALK, F.; ELLENBERG, J.; GRUMBT, E.; LÜTZNER, H. (1979): Zur Sedimentation des Rotliegenden im Nordteil der Saale-Senke – Halleschen – Hornburger Schichten (Teil 1). – *Hall. Jb. Geowiss.* **4**, 3 – 22.
- FALK, F.; ELLENBERG, J.; GRUMBT, E.; LÜTZNER, H. (1980): Zur Sedimentation des Rotliegenden im Nordteil der Saale-Senke – Brachwitz und Eislebener Schichten (Teil 2). – *Hall. Jb. Geowiss.* **5**, 77 – 88.
- HAASE, E. (1938): Die hallischen Porphyre. – *Jb. Hall. Verband N.F.* **16**, 77 – 116.
- HERRMANN, R. (1926): Aufbau und Entwicklungsgeschichte der Halle-Hettstedter Gebirgsbrücke. – *Jb. Hall. Verband N.F.* **5**: 12 – 57.
- HOYNINGEN-HUENE, E. v. (1960): Das Permokarbon im östlichen Harzvorland. – *Freib. F.-Hefte C* **93**, 1-116.
- HOYNINGEN-HUENE, E. v. (1963): Das Rotliegende im Nordteil der Stadt Halle an der Saale und seine Position im Saaletrog. – *Hall. Jb. mitteldt. Erdgesch.* **5**: 18-23.
- KLAUS, D. (1964): Neue endogene Kontakte aus dem Westteil des Halleschen Porphyrkomplexes. – *Ber. Geol. Ges. DDR* **9**, 259 – 267.
- KOCH, R. A. (1964): Der Dobiser Quarzporphyrgang im Schurfschacht Wettin. – *Ber. Geol. Ges. DDR, Sonderheft* **2**, 63 – 73.
- KUGLER, H. (1989): Beiträge zur Rekonstruktion der quartären Reliefentwicklung des Halleschen Raumes. – *Wiss. Beiträge MLU Halle-Wittenberg* **34 (Q 22)**, 42 – 67.
- KUGLER, H.; MÜCKE, E. (1979): Geomorphologische Skizze des halleschen Raumes. – *Wiss. Beiträge MLU Halle-Wittenberg* **45 (Q 5)**, 42 – 67.

- KUNERT, R. (1970): Lithofazielle und tektonische Untersuchungen im Permokarbon des östlichen Harzvorlandes. – Jb. Geol. **3**, 57 – 120.
- KUNERT, R. (1978): Zur Platznahme rhyolithischer Laven. – Z. geol. Wiss. **6/9**, 1145 – 1160.
- KUNERT, R.; WANSA, S. (Ed.) (1997): Geol. Karte 1: 25.000 v. Sachsen-Anhalt, Bl. 4436 Wettin und Erläuterungen. – 2. Neubearb. Aufl., 1 – 197, Halle.
- LAATSCH, W. (1934): Die Bodentypen um Halle (Saale) und ihre postdiluviale Entwicklung. – Jb. Hall. Verband N.F. **13**, 57 – 112.
- LEHMANN, H.; LEHMANN, R. (1930): Die diluvialen Flussterrassen in der Umgebung von Halle a.d.S. – Nova Acta Leopoldina **6**, 233 – 308.
- REMY, W.; KAMPE, A. (1961): Ausbildung und Abgrenzung des Autuniens in der Halleschen Mulde. – Monatsber. Dt. Akad. Wiss. **3**, 394 – 408.
- RÖLLIG, G. (1991): Beiträge zur Regionalgeologie und Metallogenie im Grundgebirge Ostdeutschlands. – Habil-Schrift Univ. Halle, math.-nat. Fak.
- RÖLLIG, G.; SCHWAB, M. (1981): Eine tuffgefüllte Spalte im Oberen Halleschen Porphyry (Wettiner Porphyry). – Hall. Jb. Geowiss. **6**, 51 – 56.
- RUSKE, R. (1963/64): Zur Entstehung des Gewässernetzes in der Umgebung von Halle/Saale. – Hercynia **1**, 40-50.
- SCHNEIDER, J.; SIEGESMUND, S.; GEBHARDT, U. (1984): Paläontologie und Genese limnischer Schill- und Algenkarbonate in der Randfazies der kohleführenden Wettiner Schichten (Oberkarbon, Stefan C) des NE-Saaletroges. – Hall. Jb. Geowiss. **9**, 35 – 51.
- SCHULZ, W. (1961): Das Pleistozän zwischen Weißer Elster, Saale und Wethau und seine Stellung im Pleistozän Mitteldeutschlands. – Unveröff. Diss. Univ. Halle.
- SCHWAB, M. (1963): Bemerkungen zu den Lagerungsverhältnissen in der Steinkohlenlagerstätte Wettin bei Halle/Saale). – Hall. Jb. mitteldt. Erdg. **5**, 34 – 43.
- SCHWAB, M. (1963/64): Der geologische Aufbau des Halleschen Porphyrykomplexes. – Hercynia, **1**, 167-185.
- SCHWAB, M. (1965): Tektonische Untersuchungen im Permokarbon nördlich von Halle/Saale. – Freib. F.-Hefte **C 139/1-2**, 1 – 109.
- SCHWAB, M. (1968): Zur Vulkanotektonik im Permokarbon. – Freib. F.-Hefte **C 219**, 109 – 125.
- STÖRR, M. (1982): Die Kaolinlagerstätten der Deutschen Demokratischen Republik. – Schriftenreihe geol. Wissens. **18**.
- STÖWE, W. (1933): Das marine Mittel- und Oberoligozän auf der Halle-Hetstedter Gebirgsbrücke. – Jb. Hall. Verband N.F. **12**, 35 – 167.
- THEUERJAHN, A.K. (1973): Geochemisch-petrologische Untersuchung an den jungpaläozoischen Rhyolithen des Saar-Nahe-Gebietes. – Diss. Uni. Mainz.
- VELTHEIM, F. W. W. v. (1940): Geognostische Betrachtung der alten Sandsteinformation am Harz und in den nördlich und östlich davon belegenen Landstrichen (Manuskript 1821 – 1829). – Jb. Hall. Verband N.F. **18**, 15 – 292.
- VILLWOCK, G.; AL-CHAAL F. (1990): Die Reliefverhältnisse des Gebietes Gimritz-Friedrichsschwerz (Saalkreis). – Wiss. Z. Univ. Halle **XXXIX'90 / 1**, 59 – 70.
- VILLWOCK, G.; JOHN, K.-H. (1982): Zur geowissenschaftlichen Interpretation kosmischer Aufnahmen aus dem östlichen Harzvorland. – Hall. Jb. Geowiss. **7**, 3 – 18.
- WANSA, S. (1997): Die Schotterterrassen der Saale und Salza nordwestlich von Halle. – Leipziger Geowiss. **5**, 135– 149.
- WEIGELT, J. (1923): Sind die mitteldeutschen Steinkohlenvorkommen schon genügend erforscht? – Jb. Hall. Verband N.F. **4/1**.

*Manuskript angenommen: 16. Juli 2000*

Anschrift der Autoren:

Mark Exner, Leopoldstr. 8, 06114 Halle/S.

Prof. Dr. Max Schwab, Talstr. 37c, 06120 Halle/S.