

Paläovulkanismus in der Elbe-Zone

Paleovolcanism in the Elbe Zone

Mit 7 Abbildungen und 4 Tabellen

CARL-DIETRICH WERNER

Zusammenfassung: Die Elbe-Zone zwischen Döhlener Becken im NW und der Landesgrenze im SE (Elbtalschiefergebirge) besteht aus drei unterschiedlichen, tektonisch zusammengeschobenen Baueinheiten mit schichtgebundenen, submarinen Meta-Vulkaniten in jeder Einheit. Die oberproterozoische Weesensteiner Gruppe enthält ±primitive tholeiitische Tuffe und Laven. In der ordovizischen Mühlbach/Häselich-Nossener Gruppe ist ein bimodaler Magmatismus entwickelt mit rhyolithischen Serizitgneisen bzw. subvulkanischen Turmalingraniten, rhyodazitischen Chloritgneisen und ±normalen tholeiitischen Tuffen und Laven, die geochemisch identisch mit den Metabasiten im Ordovizium der Wippraer Zone sind. Das tiefe Oberdevon ist charakterisiert durch mächtige tholeiitische Vulkanite. In der hangenden Karbonat-Serie auftretende Metaandesite mit hohen Gehalten an inkompatiblen Elementen leiten petrogenetisch zu den Magmatiten des Meißner Massivs über. Die stratigraphisch unklare Bahre Folge (Oberdevon oder Kambrium) ist überwiegend vulkanisch ausgebildet mit liegenden Tuffen und hangenden Laven, die eigenständige geochemische Züge aufweisen und zu den Transitional-Basalten gehören. Alle vier Vulkanit-Einheiten sind an Dehnungsbereiche im kontinentalen Intraplatten-Milieu gebunden.

Abstract: The Elbe Zone between Döhlen Basin in the NW and the Czech border in the SE consists of three different and tectonically compressed units with strata-bound submarine metavolcanics in each. The Upper Proterozoic Weesensteiner Group contains more or less primitive tholeiitic tuffs and lavas. Within the Ordovician Mühlbach/Häselich-Nossen Group bimodal igneous rocks are developed, starting with rhyolitic sericite gneisses and tourmaline granites, followed by rhyodacitic chlorite gneisses, and finally more or less normal tholeiitic tuffs and lavas. The latter are geochemically identical with the Ordovician metabasites of the Wippra Zone in the Harz Mountains. The lower Upper Devonian is characterized by tholeiitic tuffs, lavas and dikes. Within the overlying limestones small meta-andesite flows with high contents of incompatible elements occur, which are petrogenetically transitional to the igneous Meissen complex. The predominantly volcanic Bahre sequence of uncertain stratigraphy (Upper Devonian or Cambrian) contains a lower tuff and an upper lava unit. They have special geochemical features, and belong to the transitional basalts. All four volcanic units are associated with extensional zones in continental intra-plate environment.

1 Zur Geologie der Elbe-Zone

1.1 Vorbemerkung

Während seiner Dresdener Zeit hat sich HANS GALLWITZ mit dem Bau und vor allem der Tektonik des Elbtalschiefergebirges - und seiner Fortsetzung im Jeschken - befaßt (GALLWITZ 1929, 1934, 1935). Dieser Themenkomplex beschäftigte ihn auch nach dem Kriege weiter (GALLWITZ 1955) und einer seiner hoffnungsvollsten Schüler, der leider früh verstorbene PETER ENGERT hat Wesentliches zur Stratigraphie, besonders des Devons, in einer Diplomarbeit beigetragen (ENGERT 1956).

Nachstehend sollen neue Ergebnisse unter Einbeziehung jüngster Freiburger Arbeiten (KÜHRT 1991, WAGNER 1996) an den Metavulkaniten unterschiedlicher Altersstellung mitgeteilt werden. Sie sind eingebunden in das in den letzten Jahren von Kollegen des Freiburger Instituts für Geologie

erarbeitete lithostratigraphische Konzept (LINNEMANN, KURZE). Metavulkanite treten in vier verschiedenen Litho-Sequenzen auf. Sie sind überwiegend basischen Charakters. Nur im Ordovizium findet sich ein bimodaler Vulkanismus mit sauren und basischen Magmatiten, worauf bereits KURZE et al. (1992) hingewiesen haben.

1.2 Das Grundgebirgsstockwerk der Elbe-Zone

Die Elbe-Zone zwischen Döhlener Becken im NW und der Landesgrenze im SE (Elbtalschiefergebirge der geologischen Kartenblätter Kreischa, Pirna und Berggießhübel) besteht aus drei völlig unterschiedlichen geologischen Einheiten, die durch

markante Störungszonen getrennt sind. Die klassische Gliederung nach PIETZSCH (1962) wurde durch KURZE et al. (1992) präzisiert.

Ältestes Element ist die bis 2000 m mächtige „Weesensteiner Grauwackenformation“, heute als **Weesensteiner Gruppe** bezeichnet, die nach LINNEMANN (1991) in den mittleren Abschnitt des Oberproterozoikums einzuordnen ist. Sie besteht fast ausschließlich aus unterschiedlichen Klastiten, deren Sedimentation besonders im mittleren Abschnitt glazieustatisch gesteuert wurde. Untergeordnet auftretende Metabasite gehen auf synsedimentäre stratiforme Effusiva zurück und sind z.T. mit Metakieselschiefern verknüpft. Der Komplex wurde altcadomisch deformiert und hochgrünschieferfaziell metamorphosiert. Anschließend erfolgte die mit einer ersten Kontaktmetamorphose verbundene Intrusion des Dohnaer Granodiorits mit einem Pb/Pb-Alter der Zirkone von 538 ± 38 Ma und 553 ± 7 Ma (WENZEL et al. 1993). Jüngste Messungen mit verbessertem Standardbezug im gleichen Labor ergaben 538 ± 4 Ma (Gehmlich et al. 1997). Die Weesensteiner Gruppe gehört originär zum Westlausitzer Zug des Lausitzer Blockes und wurde erst variszisch mit den paläozoischen Einheiten der Elbe-Zone durch Kollision und partielle Überschiebung an der Westlausitzer Störung vereinigt. Mehrere Teilintrusionen des Meißner Plutons führten zu einer zweiten kontaktmetamorphen Überprägung, deren Intensität nach S hin abnimmt.

Die „Phyllitische Gesteinsgruppe“ bildet den SW-Teil der Elbezone und wird heute als **Mühlbach/Häselich-Nossener Gruppe** bezeichnet. Über dem oberkambrischen Basisquarzit folgen ca. 1000 m mächtige psammitisch-pelitische Gesteine des Ordoviziums. In der nordwestlich des Döhlener Beckens gelegenen Fortsetzung, im Nossen-Wilsdruffer Schiefergebirge, erreicht ihre Mächtigkeit rund 2000 m. Charakteristisch sind synsedimentäre Vulkaniteinschaltungen. Sie beginnen im unteren Teil, den Langenbrückenberg-Schichten, mit dem rhyolithischen Serizitgneis des Nossen-Wilsdruffer Schiefergebirges, dessen Position in der Elbe-Zone der subvulkanische Turmalingranit einnimmt. In den darauf folgenden Blankenstein-Schichten tritt der rhyodazitische Chloritgneis auf, im Hangenden verknüpft mit unreinen Calcit-Marmoren und Kieselschiefern. Der Vulkanismus erreicht sein Maximum in den Seidewitz-Mohorn-Schichten, in deren Phylliten zahllose dm bis m mächtige basische Tuff-/Tuffit-Lagen eingeschaltet sind, die von FANDRICH (1965) erstmalig beschrieben wurden. Die Intensität dieses Tuff-Vulkanismus nimmt von unten nach oben deutlich zu, und zum Abschluß treten bis 1.80 m mächtige Metabasalte auf, die von Metatuffen abgedeckt werden. Die Mühlbach/Häselich-Nossener Gruppe ist an der Mittelsächsischen Überschiebung dem Kristallin des Erzgebirges aufgeschoben.

Die „Altpaläozoische Gesteinsgruppe“ im zentralen Teil der Elbe-Zone besteht aus drei

Schuppen und ist sowohl gegen das „Liegende“, die Mühlbach/Häselich-Nossener Gruppe, wie gegen das „Hangende“, die Weesensteiner Gruppe, durch Störungen begrenzt. Sie zeigt ausgeprägte fazielle Differenzierungen und umfaßt Schichtglieder vom oberen Ordovizium bis zum Unterkarbon, möglicherweise auch Kambrium, wobei die drei Faziesbereiche jeweils durch Störungszonen getrennt sind. Die SW-Schuppe, der **Profiltyp I**, ist in Thüringischer Fazies ausgebildet mit Silur und gering mächtigem Unter- und Mitteldevon (D1 und D2). Darüber folgt die rund 500 m mächtige oberdevonische „Diabas-Kalkstein-Serie“ mit basischen Tuffen und Laven, sowie der Karbonatfolge. Die mittlere Schuppe, der **Profiltyp II**, ist auf die SW-Schuppe aufgeschoben und weitgehend in Bayerischer Fazies ausgebildet. Die Schichtenfolge beginnt mit dem Äquivalent des Döbra-Sandsteins, gefolgt von silurischen Kieselschiefern. Das Devon ist charakterisiert durch eine 250-300 m mächtige Hornstein-Ausbildung zwischen pelitischen Sedimenten. Die darüber liegenden (Kalk-)Grauwacken leiten zum Unterkarbon über, das durch Olisthostrom-Sedimente im Profil abgeschlossen wird. Basische Vulkanite fehlen in dieser Faziesausbildung vollständig.

Als Problematikum muß der zwischen der mittleren Schuppe des Altpaläozoikums und der Weesensteiner Gruppe tektonisch eingeklemmte Profiltyp III des Altpaläozoikums, die **Bahre Folge**, angesehen werden. Über gering mächtigen Tonschiefern folgen zunächst Marmore, dann setzt eine bis über 500 m mächtige Serie basischer Vulkanite mit Laven und Tuffen sowie untergeordneten pelitischen bis mergelig-kalkigen Sedimenteinschaltungen ein. Sie werden von Marmoren überlagert und als Abschluß folgen Tonschiefer. Der Gesteinsverband wurde regionalmetamorph im Grenzbereich Grünschiefer-Amphibolit-Fazies und später kontaktmetamorph durch die Ausläufer des Meißner Massivs überprägt. Eine Zuordnung zum Oberdevon ist aus lithologischen wie geochemischen Gründen höchst fraglich. Möglicherweise handelt es sich um eine kambrische Serie, die aber in jedem Fall in einem ursprünglich deutlich weiter östlich gelegenen Becken am Rande des Lausitzer Blocks zur Ablagerung kam und im Variszikum nach W verfrachtet wurde.

2 Petrographie und Geochemie der Metabasite

2.1 Oberproterozoische Metabasite (Weesensteiner Gruppe, PR3W)

Im höchsten Teil der Weesensteiner Gruppe, den Röhrsdorfer Schichten (LINNEMANN 1991) sind bis zu 80 m mächtige Metabasit-Körper schichtgebunden eingelagert. Sie bilden eine Wechsellagerung von basaltischen Laven und Tuffen und grenzen an den

variszischen Granodiorit von Weesenstein. Dadurch wurden sie noch einmal stärker kontaktmetamorph überprägt (Hornblende-Hornfelsfazies), nachdem sie vorher bereits mit ihrem Rahmen in den Kontakthof des spätcadomischen Dohnaer Granodiorits einbezogen waren. Das Gefüge der Metabasite ist mosaikartig ausgebildet. Ihr Mineralbestand umfaßt basischen Plagioklas (An 50-55 %), grüne Hornblende und Ilmenit, vereinzelt tritt reliktscher diopsidischer Klinopyroxen auf. Übergemengteile sind Epidot, Titanit und Apatit.

Ein zweiter, überwiegend tuffogener Metabasit-Komplex von rund 35 m Mächtigkeit tritt im Spargrund nordwestlich Falkenhain in den Falkenhainer Schichten auf. In den oberen 10 Profilm Metern sind den Metatuffen Basaltlagen von 25-75 cm Mächtigkeit eingeschaltet, die heute als Amphibolite vorliegen. Die durchweg feinkörnigen Gesteine mit verbreiteter Mandelsteintextur bestehen aus einer Grundmasse von partiell zoisitisiertem Plagioklas (An um 50 %) sowie grüner und brauner Hornblende, die randlich in Aktinolith ausfasern kann und zum Teil Diopsid-Kerne enthält. Untergeordnet treten variierende Diopsidanteile, Zoisit/Klinozoisit, Apatit, fein verteilte Opakminerale (Ilmenit, Magnetit) und vereinzelt Titanit auf. Gelegentlich treten kleinere oder größere Calcit-Aggregate zwischen den Silikaten auf, dazu kommen zahlreiche Calcit-Klüftchen mit wechselnden Zoisitanteilen. Größere idiomorphe Plagioklas-Einsprenglinge sind gewöhnlich stark saussuritisert. Die in einigen Lagen vorkommenden und stets ausgelängten Mandeln sind mit Plagioklas (~ An 50 %) gefüllt, der von einem Saum grüner Hornblende umgeben ist.

In Tab. 1 sind die Mittelwerte von zwei Gesteinstypen aufgeführt (W-1, W-2). Die Mandelsteinbasalte enthalten deutlich mehr CaO, bei gleichzeitiger Verarmung an FeO und MgO gegenüber den mandelfreien Metabasalten als Folge einer intensiveren, niedrig-temperierten submarinen Hydrothermalmetamorphose im Anschluß an die Platznahme. Nach ihrer Geochemie handelt es sich bei diesen proterozoischen Metabasiten um primitive (hohe Gehalte an Mg, Ni, Co und Cr) kontinentale Intraplattenbasalte mit einer gewissen MORB-Tendenz ohne auffällige krustale Beeinflussung.

2.2 Ordovizische Metavulkanite (Mühlbach/Häselich-Nossener Gruppe)

2.2.1 Metabasite

Im Müglitztal bei Mühlbach treten neben den dominierenden Tuffen auch Metabasalte auf. Diese bestehen aus einer klein- bis feinkörnigen Matrix grob verzwilligter Plagioklas (An 40-60 %, z.T. mit Zoisitnadeln), Hornblende (randlich z.T. aktinolithisch) oder Aktinolith und Epidot sowie wechselnden Ilmenitgehalten und Calcit. Als Einsprenglinge treten Hornblende-Aggregate und unregelmäßig geformte Quarz-„Knauern“ (xeno-

morphe Quarzkörner mit Epidot-Nadeln und bemerkenswert vielen Flüssigkeitseinschlüssen sowie Calcit, Albit und Hornblenderesten) auf. Diese „Knauern“ sind wohl als Füllung vormaliger Mandelhohlräume zu interpretieren. In den Metabasalttuffen aus dem Müglitztal dominiert eine sehr feinkörnige, geschichtete Grundmasse aus Plagioklas, Aktinolith, Chlorit und auffällig viel Opakmineralen (große, idiomorphe Magnetite, kleine Ilmenit-Kristallskelette mit partieller Leukoxenisierung). Darin schwimmen Lapilli von Albit- bzw. Albit-Chlorit-Aggregaten, z.T. mit Epidot. Seltene Klüftchen sind mit Calcit gefüllt.

Metabasalttuffe aus dem Seidewitztal nahe der Schneckenmühle besitzen eine außerordentlich feinkörnige, gut geschichtete Grundmasse aus Albit, Chlorit, Aktinolith, Epidot und reichlich Ilmenit. Als Klasten bzw. Lapilli treten bis 100 µm große Plagioklas mit Zoisit-Albit-Füllung und einzelne in Epidot umgewandelte Hornblenden auf. Dazu kommen diskenförmige Quarz-Kornlagen und -Aggregate.

In Tab. 1 sind die Mittelwerte der Metabasalte (MH-1) und Metatuffe (MH-2, MH-3) aufgeführt. Gemeinsam sind beiden extrem niedrige Gehalte an K und Rb und hohe Ti-, P-, Cu- und Li-Werte. Die Basalte sind ebenso Cr-reich wie die oberproterozoischen Gesteine. Dennoch unterscheiden sich Laven und Tuffe deutlich in einer Reihe von Komponenten. Die hohen Al₂O₃-Gehalte des Korundnormativen MH-2 gehen auf detritischen Kaolinit zurück, während MH-3 quarznormativ ist (Verdünnung durch Quarzdetritus). Die hohen Li-Gehalte sind aus dem Meerwasser aufgenommen worden, während gleichzeitig Teile von Mg, Ca, Ni und Cr gelöst und abgeführt wurden. Der Metabasalt MH-1 ist nach den geochemischen Diskriminanzkriterien ein normaler kontinentaler Intraplattenbasalt mit partieller MORB-Tendenz. Im übrigen soll hier noch besonders darauf hingewiesen werden, daß ihre gesamte geochemische Charakteristik weitgehend mit derjenigen der ordovizischen Metabasite der Wippaer Zone im Unterharz übereinstimmt (WERNER 1995).

2.2.2 Metaazidite

Seit der petrographischen Bearbeitung durch WIEDEMANN (1958) wurden diese Gesteine nicht wieder untersucht. Insbesondere fehlten geochemische Daten, die erst kürzlich erarbeitet wurden (WAGNER 1996). In der Mühlbach/Häselich-Nossener Gruppe der Elbe-Zone nimmt der dunkelgraue bis graugrüne **Chloritgneis** nahezu die gesamten Blankenstein-Schichten ein. Er kann 150 m Mächtigkeit erreichen. Vom Gefüge her ist er als Mylonit-Augengneis anzusprechen, der dünne phyllitische Einlagerungen enthält. Die bis cm-großen kataklastischen Augen bestehen teils aus Plagioklas, teils aus Kalifeldspat und schwimmen in einer fein- bis mittelkörnigen, flaserigen bis dünnlagigen Matrix aus Quarz-Feldspat-Mörtel und

Chloritfetzen und -lagen. Der Wechsel zwischen quarz-feldspatreichen Lamellen und chloritreichen Lagen führt zu einem deutlichen Zeilengefüge. Die Einsprenglings-Plagioklase sind im Regelfall Albit mit An 0-5 %, untergeordnet An ~10 % oder An ~30 %. Sekundär treten Schachbrettalbite und Albitsäume auf. Primärer Kalifeldspat ist stets perthitisch ausgebildet, teils Orthoklas, teils Mikroklin. Sekundär tritt nur Mikroklin auf. Die ursprünglichen, strähnigen Biotite sind vielfach in Chlorit umgewandelt, daneben finden sich Serizit und Epidot/Klinozoisit, als Akzessorien Apatit, Zirkon und Magnetit sowie wenig Titanit. Im Kontakthof des Markersbacher Granits wird Chlorit in Biotit umgewandelt ohne daß sich dabei im Haupt- und Spurenelementspiegel irgendwelche Stoffverschiebungen nachweisen lassen.

Nach ihrem Chemismus handelt es sich bei den Chloritgneisen um K-reiche Rhyodazite, die sich in zwei Typen untergliedern lassen (Tab. 2: Chl-1, Chl-2). Obwohl nicht völlig auszuschließen ist, daß der Typ Chl-2 einer stärkeren Na-Metasomatose unterlag, dürfte eine primäre Anlage wahrscheinlicher sein. Der gesamte Chloritgneiskomplex dürfte auf alternierende submarine Tuff-Ablagerungen zurückgehen, wobei es zwischen einzelnen Förderphasen zur Sedimentation dünner Pelitlagen kam. Eine gewisse Änderung des Chemismus im Zeitablauf des Vulkanismus ist dabei durchaus üblich.

Der **Serizitgneis** soll in diesem Zusammenhang kurz behandelt werden, obwohl sein Auftreten auf das Nossen-Wilsdruffer Schiefergebirge beschränkt ist. Das maximal 25 m mächtige Gestein tritt schichtgebunden zwischen Quarziten bzw. Quarzphylliten im mittleren Teil der Langenbrückenberg-Schichten auf. Auffallend ist das körnig-flaserige bis langflaserige Gefüge mit gelängten Feldspatäugen und kataklastischen Quarzen in einer mylonitischen Quarz-Feldspat-Matrix, deren Körner durch Quarz verkittet sind. Muskovit/Serizit, z.T. in Schuppen zerlegt, markiert die Bewegungsbahnen. Die Feldspäte sind sowohl Mikroklin als auch Albit, selten Oligoklas, akzessorisch treten Epidot/Klinozoisit, Apatit, Zirkon und Magnetit auf.

Der Normaltyp der Serizitgneise wird etwa durch den Mittelwert Ms-1 (Tab. 2) geochemisch charakterisiert, während Ms-2 extrem K-betont und SiO₂-reicher ist. Damit dürfte die Bandbreite der Edukte etwa erfaßt sein. Gesteine mit z.T. wesentlich höheren SiO₂-Gehalten - die hier nicht aufgeführt sind - verdanken diese mit Sicherheit späterer Einkieselung, zusätzlich vielleicht auch einer Verdünnung der submarinen Tuffe durch Quarz-Detritus. Pb/Pb-Altersdatierungen an Zirkonen (GEHMLICH et al. 1997) ergaben 489 ± 2 Ma, was mit der stratigraphischen Position hervorragend übereinstimmt. Reliktische Zirkone mit Pb/Pb-Altern von 1732 bzw. 1965 Ma weisen auf ein mittel- bis unterproterozoisches Edukt der Anatexis hin. Als Äquivalent des Serizitgneises tritt in der Elbe-Zone der **Turmalingranit** auf. Seine Platznahme

erfolgte noch zur Zeit der Ablagerung der Langebrückenberg-Schichten, sehr wahrscheinlich in subvulkanischem Niveau. Ein Teil der in der Literatur beschriebenen feinkörnigen und geringmächtigen „Lagen“ könnten durchaus auch deformierte Effusiva sein. Der „normale“ Turmalingranit ist ein mittel- bis fein-, gelegentlich auch grobkörnig-porphyrisches helles Gestein das jedoch bis zu einem Mylonitgneis deformiert sein kann. Quarze treten in der Regel als milchige, einschlußreiche Einsprenglinge auf, der adperthitische und teilweise schachbrettalbitisierte Kalifeldspat ist teils Orthoklas, teils Mikroklin, Plagioklas überwiegend Albit, teilweise Oligoklas. Biotit und Chlorit sind selten, lokal treten Muskovit und Epidot/Klinozoisit auf, als Akzessorien Zirkon und Apatit. Der namengebende, jedoch sehr stark zurücktretende Turmalin ist äußerst unregelmäßig verteilt und fehlt vielfach ganz.

Ein Vergleich der Analysendaten des Turmalingranits (Tab. 2: TurG) mit denen der Muskovitgneise, insbesondere mit Ms-1, zeigt eine gute Übereinstimmung sowohl bei Haupt- als auch bei Spurenelementen. Hohe Rb- und relativ geringe Ba-Gehalte im TurG weisen auf eine etwas fortgeschrittenere Fraktionierung hin. Pb/Pb-Datierungen an Zirkonen (GEHMLICH et al. 1997) ergaben 477 ± 9 Ma, was mit seiner stratigraphischen Position wie mit dem geochemischen Muster widerspruchsfrei zu vereinbaren ist. Auch hier liegt eine Zirkon-Altbestand vor, der Werte von 1651 und 1719 Ma erreicht.

2.3 Metabasite des Oberdevons (Profiltyp I des Altpaläozoikums)

Das vulkanogene Oberdevon ist im NW der Elbe-Zone (Blatt Kreischa) neben Tuffen und einigen Basalten vor allem durch die mächtigen Diabase von Maxen charakterisiert, während im SE (Blatt Berggießhübel) Tuffe dominieren. Im Mittelabschnitt (Blatt Pirna) treten überwiegend vergrünte basaltische Tuffe bis Tuffite mit wenigen Basalteinschaltungen und einzelnen Diabasen auf.

Die pyroklastischen Gesteine gehen meist auf Aschen- und Kristalltuffe mit unterschiedlichen Detritusbeimengungen zurück. „Bombentuff“-Einschaltungen sind nach FANDRICH (1972) auf von Vulkanhängen ausgehende Schlammstromablagerungen zurückzuführen. Der Mineralbestand der Pyroklastite umfaßt in der Matrix Albit bzw. saussuritisierte Plagioklase, Aktinolith, Chlorit, Ilmenit/Leukoxen und Pyrit sowie stark schwankende Anteile von Calcit und Quarz. Einige Lagen sind von Hämatit durchsetzt, was auf oberflächennahe, evtl. sogar subaerische Platznahme hinweisen könnte. Als Klaster treten Plagioklase und randlich aktinolithisierte Klinopyroxene mit Orthopyroxen-Entmischungslamellen auf. Die geringmächtigen Basalte mit weitgehend äquivalentem Mineralbestand

sind z.T. als Pillowlaven, zum anderen als Mandelstein-Hyalobasalte ausgebildet.

Die körnigen Diabase weisen in der Regel eine ausgezeichnete ophitische bis subophitische Textur auf mit Plagioklasleisten (fast reiner Albit bis An 55-60 %) und teilweise ganz frischem Klinopyroxen, der randlich auch partiell in Hornblende umgewandelt sein kann, an deren Rändern sich wiederum nadelige Aktinolith-Säume entwickelt haben. Verschiedentlich ist an den Klinopyroxenrändern auch Chlorit neu gebildet worden. Nebengemengteile sind Ilmenit mit unterschiedlich intensiver Umwandlung in Leukoxen, Magnetit, Pyrit und Klinozoisit/Epidot, gelegentlich Hämatit.

Geochemisch entsprechen die Diabase (Tab. 3: D-1 bis D-3) und Basalte (D-4) dem üblichen Muster der oberdevonischen Initialite des Saxothuringikums zwischen Elbe-Zone und Fränkischer Linie (WERNER 1986): K-arme Intraplatten-Tholeiite kontinentaler Provenienz. Eine Tuffanalyse (D5) zeigt die starke Veränderung des Ausgangsmaterials durch Meerwassereinwirkung (Mg-Verlust, Ca-Aufnahme) und Detritus-Verdünnung (überwiegend Quarz).

Eine Sonderstellung nehmen drei Andesit-Proben aus dem Kalkwerk Borna ein (Tab. 3: D-6), die zwei geringmächtigen, spilitisierten Lavaströmen innerhalb des Kalklagers, also einem stratigraphisch etwas höheren Niveau, entstammen. Mit ihrer spezifischen geochemischen Charakteristik - neben deutlicher Si-Anreicherung insbesondere hohe Gehalte an inkompatiblen Elementen wie K, Rb, Sr, Ba, Y, Zr und P, aber auch Seltenen Erden, Th und U (WERNER et al. 1985) sowie niedrige Gehalte an Fe, Mg, Ni, Co und Cr - stellen sie ein Übergangsglied zwischen den oberdevonischen Initialiten und den Magmatiten des Meißner Massivs dar (WERNER & SCHMIDT 1991).

2.4 Metabasite der Bahre Folge

Die Metabasite der Bahre Folge zeigen eine deutliche Zweiteilung in eine liegende Abfolge mit betont vulkanoklastischer Ausbildung und eine hangende Abfolge aus einem Stapel von submarinen Lavaströmen. Die im Bahretal nördlich Friedrichswalde anstehenden oberen Metabasite sind durch den Hornblende-Granodiorit von Weesenstein kontaktmetamorph überprägt worden. Offensichtliche Stoffverschiebungen lassen sich jedoch nicht nachweisen. Merkwürdigerweise wurden diese eigentümliche und hervorragend aufgeschlossene Gesteinsfolge seit der amtlichen Kartierung (Blatt Pirna) nie wieder untersucht. Neue Daten hat erst eine Freiburger Diplomarbeit geliefert (KÜHRT 1991). Am östlichen Bahrehang beginnt das Profil im Liegenden mit grobkörnigen Varietäten und endet mit fast dichten Gesteinen bei insgesamt weitgehend identischem Mineralbestand. Dieser ist charakterisiert durch eine zu feinkörnig-filziger Matrix aus Chlorit (Klinochlor) und Albit rekristallisierte vormalige Glasbasis, die mitunter intersertal wirkt. Dazu kommen im oberen Lavastrom Klinozoisit, Aktinolith

und Hornblende sowie viel feinkörniger Ilmenit in Bahnen, die das Fließgefüge nachzeichnen. Der untere Strom enthält reichlich Einsprenglinge von zum Teil grob verzwilligten Plagioklas-Leisten und -Aggregaten (An 50-55 %, teils auch An 15-25 %), Hornblende mit häufigen Klinopyroxen-Kernen, die randlich zu Aktinolith ausfasert, und zahlreiche große Ilmenit-Kristallskelette. Darüberhinaus kommen vereinzelte Calcit-Flatschen oder rundliche Calcit-Aggregate vor, die wohl wenigstens teilweise als vormalige Gasblasen (Mandeln) zu deuten sind. Im mittleren Bereich des Profils treten mitunter auch einzelne, fast frische Diopside mit Orthopyroxen-Entmischungslamellen auf. Im oberen Strom sind wesentlich weniger und durchweg kleinere Einsprenglinge enthalten, vor allem randlich in Aktinolith umgewandelte Hornblendens ohne Klinopyroxen-Kerne, daneben Hornblende-Plagioklas/Albit-Aggregate (z.T. mit Klinozoisit/Epidot) oder verzwilligte Plagioklase mit Saussuritfüllung und Chlorit-Butzen, die wohl Pseudomorphosen nach Orthopyroxen darstellen.

Das Profil im ehemaligen „Grünsteinbruch“ am Westhang des Bahretals beginnt im Liegenden mit einem ursprünglichen Hyalobasalt ohne Einsprenglinge, der zu einer feinfilzig-lagigen, fluidal struierten Matrix aus Albit und z.T. büschelartigem Chlorit mit zahlreichen kleinen, eingeregeltten Ilmenit-Kristallskeletten und einzelnen Aktinolith-Nädelchen rekristallisiert ist. Darüber folgen auffallend porphyrisch ausgebildete Metabasalte mit zahlreichen Einsprenglingen von teils frischen, grob verzwilligten (An ~50 %), teils weitgehend in Klinozoisit und Calcit umgewandelten Plagioklasen, Hornblende (mit und ohne Klinopyroxen-Kern, randlich zu Aktinolith ausgefasert, mitunter auch vollständig umgewandelt), Apatit und relativ wenigen Opakmineralen, zu denen neben Ilmenit-Kristallskeletten auch Magnetit gehört. Bereichsweise kommen bis 2 mm große korrodierte, häufig verzwilligte Diopsidkristalle vor sowie vereinzelte, mehr oder minder zu Chlorit und Magnetit zersetzte idiomorphe Olivine. Die Grundmasse ist im unteren Bereich des Zentralteils relativ grobkörnig mit Tendenz zu intersertalem Gefüge aus Chlorit und Albit bzw. saurem Plagioklas ausgebildet. Weiter oben im Profil führt sie zusätzlich Biotit mit grünlichen Interferenzfarben und Albit/Oligoklas. Am bemerkenswertesten ist jedoch eine reichliche Übersprossung des Gefüges durch lichtbraune, z.T. zonar gebaute, 0.5-1 mm große Biotit-Täfelchen und -Scheite. Sie treten innerhalb der Matrix auf, aber auch an den Korngrenzen von Klinopyroxenen, Hornblendens und Plagioklasen sowie in Verwachsung mit Chlorit. Den Abschluß des Profils bildet wiederum ein feinkörniges Gestein mit Fluidaltextur und ausgezogenen Mandeln in einzelnen Bahnen. In der feinkörnigen Matrix aus Aktinolith, Chlorit und Albit ist viel Ilmenit (gelegentlich mit Leukoxen-Säumen) sowie Magnetit und Apatit eingeschichtet, aber kein Biotit. Als Einsprenglinge treten meist stark zersetzte Plagioklase (die wenigen frischen zeigen An

Tab. 1: Metabasite der Weesensteiner und Mühlbach/Häselich-Nossener Gruppe
(Hauptelemente in M-%, Spurenelemente in ppm)

n	W-1	W-2	MH-1	MH-2	MH-3
	2	2	2	2	2
SiO ₂	45.0	46.65	45.6	43.6	47.6
TiO ₂	1.15	1.05	2.0	3.95	3.8
Al ₂ O ₃	13.5	12.5	15.1	19.2	16.6
Fe ₂ O ₃	0.4	0.35	2.7	3.05	2.75
FeO	9.65	8.8	7.65	10.75	9.6
MnO	0.14	0.14	0.16	0.32	0.22
MgO	11.55	9.05	8.65	5.4	5.4
CaO	12.6	15.2	9.45	5.8	6.9
Na ₂ O	2.7	3.05	3.9	3.55	3.2
K ₂ O	0.65	0.6	0.04	0.04	0.04
P ₂ O ₅	0.18	0.15	0.32	0.41	0.45
CO ₂	0.7	0.95	1.95	0.3	0.55
H ₂ O ⁺	1.55	1.4	2.05	3.3	2.8
H ₂ O ⁻	0.16	0.16	0.22	0.17	0.18
	99.93	100.05	99.79	99.84	100.09

Tab. 2: Leukokrate Magmatite der Elbe-Zone

n	Ms-1	Ms-2	TurG	CH-1	CH-2
	3	2	4	9	3
SiO ₂	77.6	79.15	76.3	69.1	69.15
TiO ₂	0.083	0.16	0.11	0.6	0.55
Al ₂ O ₃	12.3	10.6	12.4	14.1	14.05
Fe ₂ O ₃	0.32	0.4	0.7	4.55	4.4
FeO	0.37	0.9	0.10	-	-
MnO	0.032	0.033	0.034	0.06	0.09
MgO	0.12	0.18	0.11	0.7	0.9
CaO	0.32	0.27	0.6	0.95	1.35
Na ₂ O	3.2	0.55	3.3	2.85	3.8
K ₂ O	4.75	6.55	4.9	4.95	3.35
P ₂ O ₅	0.075	0.05	0.21	0.19	0.19
H ₂ O ⁺	0.7	0.7	0.6	1.5	2.0
H ₂ O ⁻	0.13	0.11	0.12	0.2	0.2
F			0.03		
	100.05	99.69	99.51	99.75	100.01

B	10	10	10	11	8
Li	22	22	57	148	92
Rb	17	27	3	2.5	2.5
Sr	300	355	400	210	390
Ba	105	91	43	73	58
Ga	16	14	27	34	18
Pb	21	13	10	16	12
Cu	68	88	125	115	105
Y	15	18	25	42	36
Nb	7	9	21	45	30
Zr	72	105	145	320	235
Ti	6780	6420	11850	23650	22700
Mn	1100	1050	1240	2480	1710
V	190	200	255	315	210
Ni	150	480	160	39	48
Co	38	55	45	45	36
Cr	405	460	450	28	50

Rb	180	220	295	225	95
Sr	45	~1	49	91	86
Ba	500	700	49	650	545
Ga	16	17	22	~4	22
Cu	<3	-	-	26	10
Pb	17	10	10	7	7
Zn	39	44	35	112	78
Y	11	24	15	45	32
Nb	7	6	9	24	18
Zr	69	94	83	395	335
Ti	500	960	660	3700	3280
Mn	250	255	265	440	560
V	<3	18	<4	26	33
Sc	5	4	6	7	13
Th	15	4	16	22	21

W-1: Metabasalte Spargrund, ca. 25 m über Basis
 W-2: Metamandelsteinbasalte Spargrund, ca. 33-34 m über Basis
 MH-1: Metabasalte, Mühlbach
 MH-2: Metabasaltuffe, Mühlbach
 MH-3: Metabasaltuffe, N Schneckenmühle

Ms-1, Ms-2: Muskovitgneise
 TurG: Turmalingranite
 CH-1, CH-2: Chloritgneise

Tab. 3: Metabasite Profiltyp I Altpaläozoikum (Oberdevon)

n	D-1		D-2		D-3		D-4		D-5		D-6	
	2	3	3	1	1	1	2	1	2	1	3	
SiO ₂	46.4	48.3	46.8		47.45	56.3					53.6	
TiO ₂	1.5	1.8	3.45		2.0	1.0					0.9	
Al ₂ O ₃	17.8	16.0	15.8		14.95	13.35					15.3	
Fe ₂ O ₃	1.3	2.9	3.35		3.85	1.2					3.1	
FeO	6.95	8.25	9.0		7.25	4.2					4.1	
MnO	0.11	0.22	0.27		0.20	0.07					0.14	
MgO	6.7	7.0	5.2		7.8	4.2					3.9	
CaO	12.0	7.3	7.4		8.8	13.9					6.4	
Na ₂ O	3.45	4.1	5.0		3.75	3.5					3.3	
K ₂ O	0.4	0.75	0.25		0.6	0.30					2.5	
P ₂ O ₅	0.20	0.25	0.49		0.30	0.13					0.63	
CO ₂	1.7	0.4	0.3		0.4	0.65					1.8	
H ₂ O [*]	1.35	2.65	2.6		2.7	1.2					3.8	
H ₂ O [°]	0.25	0.2	0.26		0.15	0.11					0.18	
	100.11	100.12	100.17		100.20	100.11					99.65	

B	10	8	7		8	11					16
Li	33	59	36		40	15					33
Rb	15	27	12		24	2					100
Sr	420	500	235		275	390					770
Ba	55	285	175		130	22					1690
Ga	22	20	21		13	23					13
Pb	6	~5	12		~5	9					14
Cu	79	29	140		72	31					18
Y	18	24	31		25	18					30
Nb	9	9	25		8	8					14
Zr	96	110	235		102	90					215
Ti	9100	10900	20700		12000	5900					5420
Mn	850	1700	2090		1580	540					1090
V	260	280	430		260	195					120
Ni	82	62	38		185	63					10
Co	34	46	38		59	29					20
Cr	200	285	34		360	365					30

D-1: Metadiabase, Maxen,
 D-2: Metadiabase, Biensdorf
 D-3: Metadiabas Maxen, fraktioniert
 D-4: Metabasalte, Kalkwerk Nennmamsdorf
 D-5: Tuff, Steinhübel Maxen
 D-6: Meta-Andesite, Kalkwerk Borna

Tab. 4: Metabasite der Bahre Folge

n	B-1		B-2		B-3		B-4		B-5		B-6		B-7		B-8	
	2	2	2	2	3	3	3	3	1	1	2	1	1	2	2	
SiO ₂	41.7	43.4	48.4	48.05	44.6						45.9	47.7	37.5			
TiO ₂	3.2	3.05	1.8	0.95	2.6						1.8	2.05	2.65			
Al ₂ O ₃	12.6	13.7	14.4	13.6	18.0						13.8	8.4	12.3			
Fe ₂ O ₃	1.6	0.5	0.7	0.65	0.6						1.35	0.45	1.4			
FeO	12.35	10.5	8.95	5.7	8.15						10.45	5.0	6.5			
MnO	0.17	0.12	0.12	0.09	0.12						0.22	0.07	0.11			
MgO	14.5	8.7	9.05	11.0	7.3						11.1	4.5	4.8			
CaO	7.2	13.6	9.45	7.95	10.1						10.2	21.3	20.6			
SrO	0.02	0.04	0.05	0.05	0.08						0.04	0.03	0.04			
BaO	0.01	0.02	0.01	0.12	0.03						0.02	0.01	0.02			
Na ₂ O	1.25	2.8	3.7	2.2	2.9						2.6	4.05	4.15			
K ₂ O	0.32	0.7	0.45	2.75	1.7						0.7	0.6	0.6			
P ₂ O ₅	0.44	0.50	0.28	0.36	0.54						0.24	0.34	0.35			
CO ₂	0.2	0.6	0.3	0.3	0.4						0.15	4.0	5.2			
H ₂ O ⁺	3.8	1.8	2.0	5.7	2.6						1.45	1.4	3.7			
H ₂ O [°]	0.55	0.17	0.20	0.45	0.18						0.17	0.20	0.16			
	99.91	100.20	99.86	99.92	99.90						100.13	100.10	100.08			

B	13	10	7	6	8						9	5	8		
Li	78	26	25	95	77						45	14	13		
Rb	10	14	18	109	43						24	14	20		
Sr	150	350	390	405	665						350	280	330		
Ba	90	180	130	1080	265						185	56	160		
Ga	18	31	19	13	18						18	12	17		
Pb	~5	8	7	20	5						6	5	6		
Cu	65	58	49	62	43						57	41	102		
Y	24	30	22	19	18						21	18	18		
Nb	16	24	15	18	14						12	6	8		
Zr	195	240	125	455	135						120	100	140		
Ti	19050	18300	10700	5570	15500						10850	12300	15800		
Mn	1290	890	930	675	700						1700	540	850		
V	210	370	265	135	170						200	225	255		
Ni	275	205	225	490	105						230	59	140		
Co	48	52	44	36	32						46	25	34		
Cr	460	450	365	560	160						445	155	225		

B-1 bis B-5: Profil Bahretal vom Liegenden zum Hangenden
 B-6: Metabasalte Seidewitztal
 B-7, B-8: Pyroklastite Seidewitztal

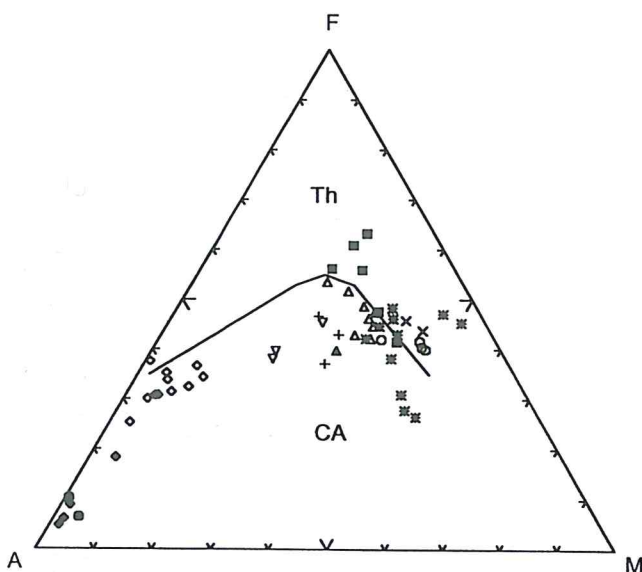


Abb. 1: AFM-Diagramm Paläovulkanite Elbezone. (nach IRVINE & BARAGAR 1971)

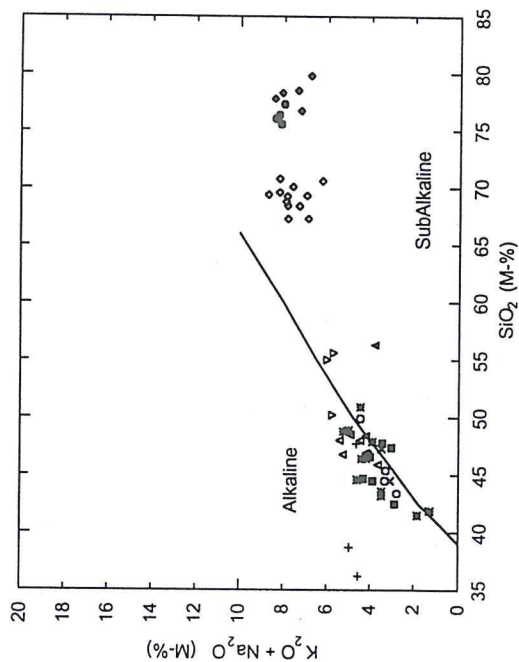


Abb. 2: SiO₂-Alkali-Diagramm Paläovulkanite Elbezone. (nach IRVINE & BARAGAR 1971)

Erläuterungen zu den Abb. 1 bis 7:

- Metabasite PR
- ▲ Diabase + Basalte D3
- ▼ Metaandesite D3
- × Basalte Seidewitztal
- ◆ Serizitgneise
- ◇ Chloritgneise
- Metabasite O
- ▲ Tuffe D3
- ⌘ Basalte Bahretal
- + Pyroklastite Seidewitztal
- Turmalingranit

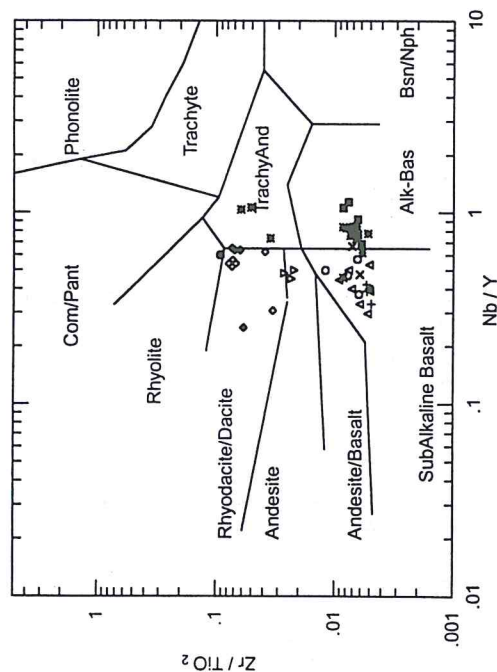


Abb. 3: Geochemische Gesteinstypisierung Paläovulkanite Elbezone. (nach WINCHESTER & FLOYD 1977)

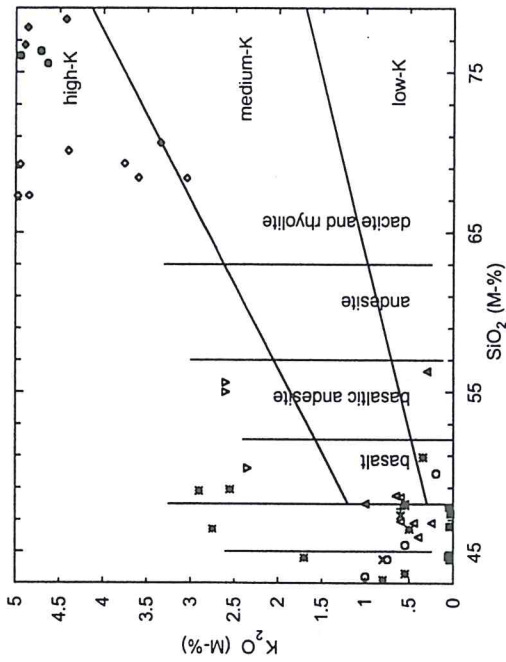


Abb. 4: K-Charakteristik Paläovulkanite Elbezone. (nach LE MAITRE 1989)

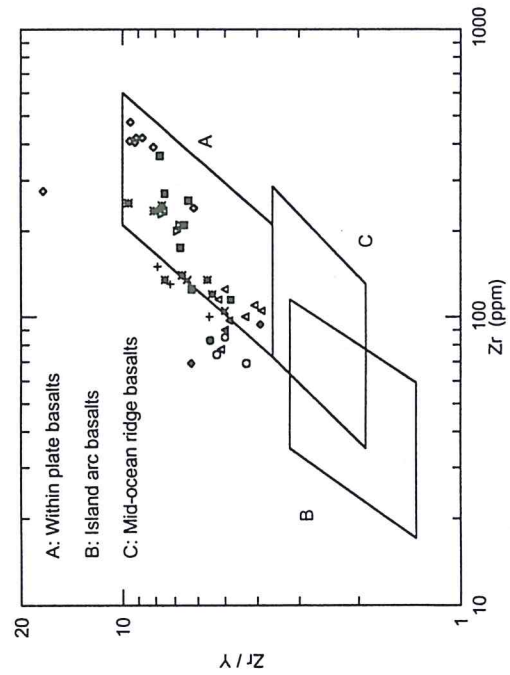


Abb. 5: Zr-Y-Diskriminanzdiagramm Paläovulkanite Elbezone. (nach PEARCE & NORRY 1979)

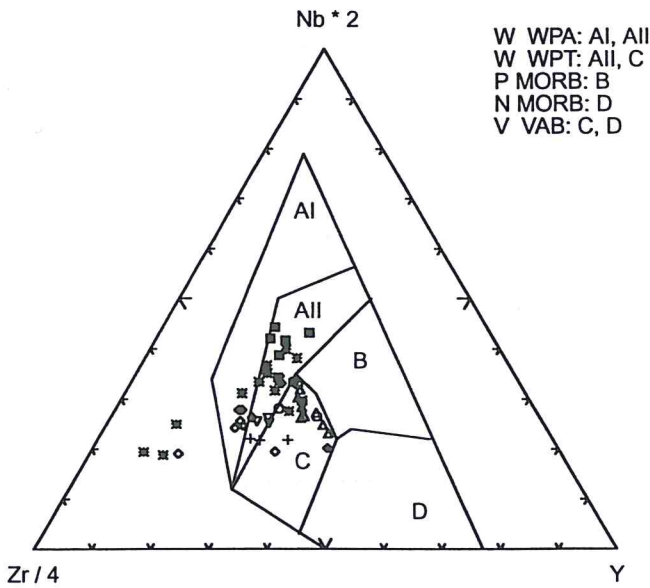


Abb. 6: Tektonomagmatisches Diskriminanzdiagramm Paläovulkanite Elbezone. (nach MESCHÉDE 1986)

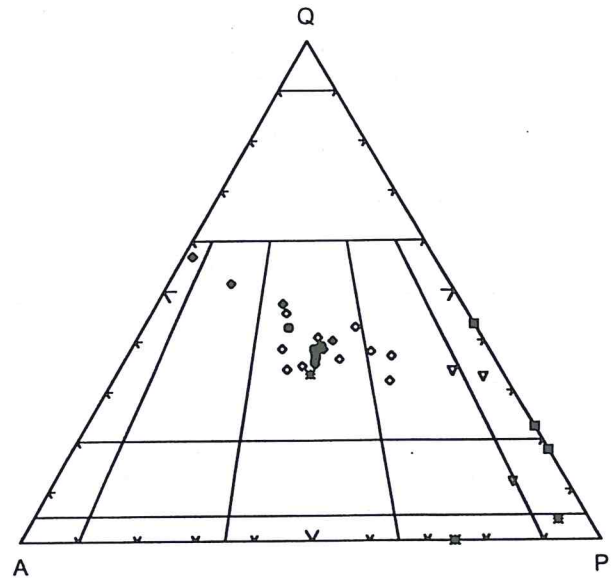


Abb. 7: Q-A-P Dreieck (normativ) Paläovulkanite Elbezone. (nach STRECKEISEN 1967)

~50 %), Hornblenden (vielfach in Aktinolith übergehend) und Calcit in Flecken und Flatschen auf. Einzelne Klüftchen sind mit Quarz und Albit gefüllt. Klinopyroxen, Olivin und Biotit fehlen.

Aus dem Mineralbestand und den zu beobachtenden Mineralreaktionen ergibt sich für die Metabasalte des Bahretales ein auffälliges petrogenetisches Ungleichgewicht mit vier Stadien. Die ursprünglich augitophyrischen bis feldspatophyrischen Basalte mit den magmatischen Relikten Diopsid, Plagioklas, Ilmenit, Olivin wurden zunächst durch subsea-floor-Metamorphose spilitisiert: Chlorit-Albit aus der Glasbasis, Calcit, Leukoxen und Olivin-Zersetzung. Später erfolgte eine regional-metamorphe Überprägung im Grenzbereich Grünschiefer- zu Amphibolit-Fazies mit Bildung von Hornblende aus Klinopyroxen, z.T. Saussuritisierung der Plagioklase, Sprossung von Biotit I in der Matrix. und schließlich eine kontaktmetamorphe Beanspruchung in Albit-Epidot-Hornfelsfazies (partielle Umwandlung von Hornblende in Aktinolith \pm Chlorit, z.T. Saussuritisierung der Plagioklase und Sprossung von Biotit II).

Nach NW hin klingen die hangenden Metabasite aus oder sind tektonisch unterdrückt, während die liegenden Tuffe bis in das Müglitztal bei Weesenstein reichen. In einem großen Steinbruch im Seidewitztal ist der tuffogene Verband hervorragend aufgeschlossen. Die Pyroklastite führen in einer feinkörnigen, geschieferten Grundmasse aus Plagioklas und Aktinolith stark schwankende Ilmenit-Gehalte (z.T. in Lagen aus zerbrochenen Kristallskeletten) und Calcit in Butzen und Lagen. Dazu kommen unterschiedliche Anteile an „Klasten“ von Plagioklasen, Hornblenden mit Aktinolithsaum und gelegentlichen Pyroxenkernen, Augiten und Quarzen sowie vor allem Lapilli, Flatschen und Brocken ursprünglicher Hyalobasalte, die sehr feinkörnig zu Plagioklas, Aktinolith, Calcit und einem feinkörnigen Hornblende/Biotit-Plagioklas-Filz rekristallisiert sind.

Die geochemischen Verhältnisse zeigen eine erhebliche Bandbreite (Tab. 4). Die Reihe B-1 bis B-5 stellt ein zusammengefaßtes Metabasit-Profil aus dem Bahretal vom Liegenden zum Hangenden dar. Bei durchweg hohen Gehalten an Cr und Ni steigen Rb, Sr, Ba, Zr und insbesondere K in den mittleren und höheren Profiltteilen stark an. Diese Elemente waren primär vorhanden und sind nicht etwa durch Kontakteinwirkung später zugeführt worden. Im Laufe der Eruption der submarinen Lava-Ströme hat im Herd (oder Zwischenherd) der Magmen eine deutliche Fraktionierung stattgefunden: Die Summe Px+Ol (normativ) nimmt von 55 auf 35 % ab, die felsischen Normminerale steigen von 35 auf 60 % an. Die Metabasalte aus dem nur geringmächtig ausgebildeten oberen Vulkanithorizont im Seidewitztal (Tab. 4: B-6) fügen sich in den Trend ein. Analysen aus dem liegenden Teil der Vulkanit-Serie, den Pyroklastiten aus dem Seidewitztal (Tab. 4: B-7, B-8), zeigen naturgemäß ein etwas anderes Bild

mit wenig MgO, reichlich Na₂O und extrem viel CaO+CO₂ als Folge ihrer intensiveren Überprägung durch aufgeheiztes Meerwasser. Nach dem geochemischen Diskriminanztest [Nb/Y-Ti/Y] (PEARCE & NORRY 1979) gehören die Metabasite B-1 bis B-6 - veränderte Tuffe sind dafür nur bedingt oder gar nicht geeignet - zum sog. Transitional-Typ kontinentaler Intraplattenbasalte. Damit - und einer Reihe anderer geochemischer Besonderheiten einschließlich der Cluster-Analyse - unterscheiden sie sich grundlegend von allen oberdevonischen Geosynklinalmagmatiten des Saxothuringikums am Nordrand der Böhmisches Masse (WERNER 1986).

3 Geochemische Charakteristik und Interpretation der Metavulkanite

Einen allgemeinen Überblick über die petrochemischen Verhältnisse aller Paläovulkanite der Elbe-Zone vermittelt zunächst das AFM-Diagramm (Abb. 1). Der Kalkalkali-(CA-)Charakter der Metaazidite war ohnehin zu erwarten. Im Gegensatz dazu sind die oberproterozoischen und ordovizischen Metabasite durchweg tholeiitisch (TH), dazu etwa eine Hälfte derjenigen aus der Bahre Folge. Die andere Hälfte und alle oberdevonischen Initialite fallen in das CA-Feld, in dem jedoch auch die Alkaligesteine liegen. Abb. 2 ergibt für die meisten Projektionspunkte der Metabasite tatsächlich einen Alkalicharakter oder zumindest eine derartige Tendenz. Da die Metabasite auf Grund ihrer submarinen Platznahme jedoch gewisse Veränderungen ihrer originären Alkaligehalte und/oder -verhältnisse erlitten haben dürften, ist eine Charakterisierung mit Hilfe inkompatibler Elemente zweifellos aussagekräftiger (Abb. 3). Hier fallen die Gesteine des oberen Teils der Bahre Folge (Bahretal) - und die ordovizischen Metavulkanite - durchweg in das Feld der Alkalibasalte und -andesite (siehe auch Abb. 6), lediglich diejenigen aus dem liegenden Teil (Seidewitztal) sind subalkalisch zusammen mit den oberproterozoischen und oberdevonischen Vulkaniten.

Generell gilt für die Platznahme aller hier diskutierten basischen Vulkanite, daß sie an Dehnungs/Riftungs-Vorgänge gebunden sind, die im Falle der Bahre Folge in ihrer Entwicklung von der liegenden zur hangenden Vulkanit-Serie am ausgeprägtesten waren, was schließlich zu dem oben bereits erwähnten Transitional-Charakter führte. Die Lage der Projektionspunkte der Metabasite aus der Bahre Folge in den Diagrammen zeigt ihre eigenständige Position an, die deutlich von derjenigen der „normalen“ oberdevonischen Vulkanite abweicht. Gegenüber den letzteren sind sie vielfach an inkompatiblen Elementen angereichert, ein Teil fällt durch extrem hohe - primäre - K-Gehalte aus dem Rahmen (Abb. 4). Damit liegt der Schluß nahe, daß beide nicht dem gleichen stratigraphischen Verband angehören. Hier müssen weitere Arbeiten zu einer Klärung führen.

In keiner der vier untersuchten altersverschiedenen Baueinheiten hat die Dehnung zur Ausbildung ozeanischer Kruste geführt. Daran ändert auch eine gewisse geochemische MORB-Tendenz der Metabasite im Oberproterozoikum und Ordovizium nichts, wie die Abb. 5 und 6 zeigen. Es handelt sich also generell um kontinentale Intraplattenbasalte. Von besonderem Interesse sind die beiden Metaandesit-Lagen innerhalb der Kalke über der oberdevonischen Vulkanit-Serie (Tab. 3: D-6). Infolge ihrer geringen Mächtigkeit und Platznahme während der Karbonatsedimentation sind sie natürlich relativ intensiver hydrothermalen Alteration ausgesetzt gewesen, wie etwa die vergleichsweise höheren CO₂-Gehalte und die stärkere B-Aufnahme bei merklicher Mg- und Ni-Verarmung ausweisen. Insgesamt kann aber der Chemismus als praktisch unverändert in bezug auf die inkompatiblen Elemente angesehen werden, deren Gehalte gegenüber den „normalen“ Oberdevon-Initialiten kräftig erhöht sind (WERNER et al. 1987). Besonders auffällig ist die Anreicherung der Seltenen Erden (REE; z.B. 61 ppm La gegenüber 14 ppm in den Metabasalten und -Diabasen des Oberdevons der Elbe-Zone) sowie von Th (21,2 ppm gegenüber 1,45 ppm) und U (4,25 ppm gegenüber 0,77 ppm). Der Quotient La/Yb = 36 ist typisch für den streng alkalischen Bereich, während er in den tholeiitischen Oberdevon-Metabasiten bei etwa 10 liegt, Th/U beträgt 5 gegenüber 2. Eine derartige Entwicklung von tholeiitischer zu alkalischer Magmenförderung ist nur mit einer Änderung der Schmelzbedingungen im Mantel-peridotit und seiner Zusammensetzung zu erklären. Für die tholeiitischen Schmelzen (dies gilt cum grano salis für alle hier diskutierten Gesteine) kommen vergleichsweise seichte Bereiche der partiellen Anatexis (30-40 km Tiefe) in einem verarmten Mantel infrage, während alkalibasaltisch-/andesitische Mobilisate einen durch Metasomatose partiell angereicherten Mantel erfordern und entweder aus größeren Tiefen (60-90 km) stammen oder an eine Plume-artige Asthenosphärenaufbeulung gebunden sind.

Der Biotit-Pyroxen-Diorit von Bärwalde (nördlich Moritzburg), eine der frühesten Teilintrusionen des Meißener Massivs, zeigt eine den oberdevonischen Metaandesiten nahezu identische Anreicherung inkompatibler Elemente und besitzt damit auch weitgehend ähnliche Elementquotienten und ein völlig vergleichbares Spidergramm mit z.B. Nb-Ta- und Ti-Absenkung (WERNER & SCHMIDT 1991). Die Zirkon-Kristallisationsalter in diesen frühen Intrusionen liegen bei 360 Ma, was gut zu der stratigraphischen Stellung der Metaandesite von Borna paßt. Damit kann ein gewissermaßen

„gleitender Übergang“ vom initialen Vulkanismus zu den intrusiven syn- bis spätorogenen Magmatiten innerhalb der Elbe-Zone im weiteren Sinne belegt werden.

Die Metaazidite im Ordovizium sind nach ihrer Petrographie und Geochemie kalkalkalische (subalkalische), jedoch K-betonte anatektische Mobilisate (Abb. 1, 2 und 4) aus der tieferen kontinentalen Kruste. Das Vorhandensein relik-tischer Zirkone mit Pb/Pb-Altern bis knapp 2 Ga belegt eindeutig eine derartige Abkunft. Dementsprechend weisen sie nur sehr niedrige, in der Regel unter der Nachweisgrenze liegende Gehalte an kompatiblen Spurenelementen (Ni, Co, Cr) auf. Die Anatexis dürfte durch das Eindringen basischer Schmelzen in die Unterkruste erfolgt sein, zusätzlich unterstützt vielleicht durch eine gewisse Aufdomung der Asthenosphäre. Die frühesten Magmen bildeten die rhyolithischen, submarin-effusiven Serizitgneise und die subvulkanischen (bis untergeordnet möglicherweise tuffogenen) Turmalingranite. Beide sind in ihrem Chemismus nahezu identisch, auch wenn der Turmalingranit gegenüber Ms-1 (Tab. 3) bereits eine erkennbare Fraktionierung aufweist (Rb-, Y-, Nb-, Zr-Zunahme, Ba-Abnahme). Etwas später erfolgte in einem etwas höheren stratigraphischen Niveau die Platznahme der Chloritgneise mit deutlich größerer Mächtigkeit. Der konkordante Verband und die häufigen pelitischen Einschaltungen belegen auch hier eindeutig eine intraformationelle Ablagerung als ursprüngliche Tuffe. Darüberhinaus ist die Existenz submariner Laven mit SiO₂-Gehalten zwischen 65 und 70 % ohnehin kaum realisierbar. Nach Mineralbestand und Chemismus handelt es sich um Rhyodazite (Abb. 2, 3 und 4). Die Projektion der CIPW-Normen im STRECKEISEN-Diagramm (Abb. 7) ergibt eine etwas breitere Streuung der Metaazidite, vor allem weil der modale Kalifeldspat stets merkliche Albitanteile enthält, die bei dieser Darstellung ausschließlich im Plagioklas verrechnet werden und damit dessen Anteil auf Kosten von K-Na-Feldspat erhöhen. Die Mehrzahl der Chloritgneise fällt in das Feld der Rhyodazite, einige wenige sind dazitisch. Die Serizitgneise streuen zwischen rhyodazitisch, rhyolithisch und alkalifeldspat-rhyolithisch, während die Turmalingranite eindeutig als Monzogranite (Rhyodazite) ausgewiesen werden. Im Ordovizium liegt somit ein schichtgebundener bimodaler Vulkanismus vor, der sauer beginnt (Serizitgneise, Turmalingranit) und sich nach einer Pause in den Chloritgneisen mit etwas verminderter Azidität fortsetzt. Nach einem größeren Hiatus folgen schließlich tholeiitische Pyroklastite und untergeordnet Basalte.

Literatur

- ENGERT, P. (1956): Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik des Elbtalschiefergebirges.- Geologie, **Bh. 16**; Berlin.
- FANDRICH, K. (1965): Über voroberdevonische (hochordovizische?) basische Tuffe im Mittelsächsischen Zug der Elbtalzone.- Geologie, **14**: 1201-1214; Berlin.
- FANDRICH, K. (1972): Zur Paläovulkanologie und Petrologie des varistischen Geosynklinalvulkanismus in der Elbtalzone.- Freiburger Forsch.-H., **C 277**; Leipzig.
- GALLWITZ, H. (1929): Der Quarzit der Weesensteiner Grauwacke im Elbtalschiefergebirge südlich Pirna.- Sitz.-Ber. Abh. Naturwiss. Ges. ISIS, **22**: 52-59; Dresden.
- GALLWITZ, H. (1934): Die Altersfolge der Intrusionen in der Elbtalzone.- Ber. Verh. math.-phys. Kl. Sächs. Akad. Wiss., **86**: 351-382; Leipzig.
- GALLWITZ, H. (1935): Die spätvariszische Tektonik und das Magma in Sachsen.- Geol. Rdsch., **26**: 141-143; Stuttgart.
- GALLWITZ, H. (1955): Stratigraphie und tektonische Stellung der Elbtalzone.- Z. dt. geol. Ges., **105**: 208-213; Hannover.
- GEHMLICH, M., LINNEMANN, U., TIKHOMIROVA, M., LÜTZNER, H. & BOMBACH, K. (1997): Datierung und Korrelation neoproterozoisch-frühpaläozoischer Profile des Schwarzbürger Antiklinoriums und der Elbezone.- Z. geol. Wiss., **25**: 191-201; Berlin.
- Geologische Spezialkarte von Sachsen 1 : 25.000. Blatt 82: Kreischa (1912), Blatt 83: Pirna (1913), Blatt 102: Berggießhübel (1913).
- IRVINE, T. N. & BARAGAR, R. A. (1971): A guide to the chemical classification of common volcanic rocks.-Canad. J. Earth Sci., **8**: 523-548; Ottawa.
- KÜHRT, S. (1991): Geochemie der Metabasite des Elbtalschiefergebirges.- Dipl.-Arbeit, BA Freiberg, Institut für Mineralogie; Freiberg.
- KURZE, M., LINNEMANN, U. & TRÖGER, K.-A. (1992): Weesensteiner Gruppe und Altpaläozoikum in der Elbtalzone (Sachsen).- Geotekt. Forsch., **77**; Stuttgart.
- LEMAITRE, R. W. [ed.] (1981): A classification of igneous rocks and glossary of terms.- 193 S.; Oxford (Blackwell Scientific Publications).
- LINNEMANN, U. (1992): Glazieustatisch kontrollierte Sedimentationsprozesse im Oberen Proterozoikum der Elbezone (Weesensteiner Gruppe/Sachsen).- Zbl. Geol. Paläont. Teil I: 2907-2934; Stuttgart.
- MESCHEDÉ, M. (1986): A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram.- Chem. Geol., **56**: 207-218; Amsterdam.
- PEARCE, J. A. & NORRY, M. J. (1979): Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks.- Contr. Mineral. Petrol., **69**: 33-47; Berlin-Heidelberg-New York.
- PIETZSCH, K. (1962): Geologie von Sachsen.- Leipzig.
- STRECKEISEN, A. L. (1967): Classification and Nomenclatures of Igneous Rocks. - N. Jb. Miner. Abh., **107**: 144-240; Stuttgart.
- WAGNER, R. (1996): Zur Petrographie und Geochemie von Gesteinen der Elbtalzone sowie ausgewählter Epigneise des Fichtelgebirges.- Studienarbeit, BA Freiberg, Institut für Mineralogie; Freiberg.
- WENZEL, T., HENGST, M. & PILOT, J. (1993): The plutonic rocks of the Elbe valley-zone (Germany): Evidence for the magmatic development from single zircon evaporation and K-Ar age determination.- Chem. Geol., **104**: 75-92; Amsterdam.
- WERNER, C.-D. (1986): Präkinematische variszische basische Magmatite.- Freiburger Forsch.-H., **C 406**: 47-73, 118-156; Leipzig.
- WERNER, C.-D. (1995): Basische Magmatite im Unter- und Mittelharz.- Zbl. Geol. Paläont. Teil I: 1257-1283; Stuttgart.
- WERNER, C.-D. & SCHMIDT, W. (1991): Mantelbezogener Magmatismus in der Elbezone.- DEKORP-Workshop Freiberg, Proceedings Teil 2: 170-172; Freiberg.
- WERNER, C.-D., LOOS, G. & NIESE, S. (1987): Seltene Elemente in Initialiten der DDR.- Chem. Erde, **47**: 129-166; Jena.
- WIEDEMANN, F. (1958): Geologische und petrographische Situation der Serizit- und Chloritgneise der Elbtalzone.- Freiburger Forsch.-H., **C 55**; Leipzig.
- WINCHESTER, J. A. & FLOYD, P. A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements.- Chem. Geol., **20**: 325-343; Amsterdam.

Anschrift des Autors:

Prof. Dr. Carl-Dietrich Werner
TU Bergakademie Freiberg
Institut für Mineralogie
Brennhausgasse 14
09596 Freiberg