Mitt. POLLICHIA	69	6–26	10 Abb.	1 Tab.	Bad Dürkheim/Pfalz 1981
					ISSN 0341–9665

Ralf KRUPP

Die Geologie des Moschellandsberg-Vulkankomplexes (Pfalz) und seiner Erzvorkommen

Kurzfassung

KRUPP, R. (1981): Die Geologie des Moschellandsberg-Vulkankomplexes (Pfalz) und seiner Erzvorkommen. – Mitt. POLLICHIA, **69:** 6–26, Bad Dürkheim/Pfalz.

Das Moschellandsberggebiet liegt im Nordpfälzer Bergland, ca. 50 km südwestlich Mainz und wurde schon frühzeitig wegen seiner Quecksilberlagerstätten bekannt. Das Gebiet wird von einer vulkanotektonischen Domstruktur, der Moschellandsbergkuppel, aufgebaut, die einen Teil der Pfälzer Sattelzone im permokarbonischen Saar-Nahe-Becken darstellt. Die limnisch-fluviatil gebildeten Gesteinsschichten des Untersuchungsgebietes gehören der Kuseler und Lebacher Gruppe (Unterrotliegendes) an. Diese wurden von olivinbasaltischen Lagergängen und von einem rhyolithischen Lakkolithen im Norden (Bauwald-Massiv) intrudiert. Die Intrusion eines Andesit-Lakkoliths führte zur Bildung der Moschellandsbergkuppel, die anschließend, begleitet von pyroklastischen Prozessen, calderaartig einbrach. Hierbei wurden ca. 0,25 km^3 Andesitmagma gefördert. Als Spätfolge der vulkanischen Tätigkeit zirkulierten innerhalb der Caldera hydrothermale Lösungen, die zur Bildung niedrigtemperierter Hg-Sb-Cu Vererzungen im Moschellandsberg und höhertemperierten, silberhaltigen Cu-Pb-Zn-Sb Vererzungen im benachbarten Seelberg führten.

Abstract

KRUPP, R. (1981): Die Geologie des Moschellandsberg-Vulkankomplexes (Pfalz) und seiner Erzvorkommen [The geology of the Moschellandsberg volcanic complex and its ore deposits]. – Mitt. POLLICHIA, **69:** 6–26, Bad Dürkheim/Pfalz.

The Moschellandsberg area is situated in the Nordpfälzer Bergland (Northpalatinian mountain range), some 50 km SW of Mainz. This area has been reknown for its quicksilver deposits for centuries. Geologically, the area is made up of a subvolcanic dome constituting part of the Pfälzer Sattelzone, a large-scale anticline like structural feature in the Permocarboniferous Saar-Nahe-Basin. The country rocks of the area are composed of fluvio-lacustrine deposits of the lower Permian Kusel and Lebach Groups. These country rocks were intruded by sills of olivine basaltic composition and by a laccolithic rhyolite body in the north (Bauwald complex). The formation of the Moschellandsberg dome was initially due to an andesitic laccolite which has not yet been exposed by erosion. Subsequently, a part of the dome collapsed into a caldera, accompanied by simultaneous pyroclastic activities. Some 0.25 km^3 of andesitic magma must have erupted in order to account for the observed caldera subsidence. In the final stage of the volcanic activity, low temperature Hg-Sb-Cu mineralizations were formed at the Moschellandsberg and high temperature silverbearing Cu-Pb-Zn-Sb ores were deposited at the Seelberg, situated nearby.

Résumé

KRUPP, R. (1981): Die Geologie des Moschellandsberg-Vulkankomplexes (Pfalz) und seiner Erzvorkommen [La géologie du complexe volcanique de Moschellandsberg (Palatinat) et son gisement en minerais]. – Mitt. POLLICHIA, **69:** 6–26, Bad Dürkheim/Pfalz.

Le territoire de Moschellandsberg se trouve dans la partie montagneuse du Nord-Palatinat, à environ 50 km au sud-ouest de Mayence. Il est déjà connu pour ses gisements de mercure. Le territoire est composé d'une structure vulcano-tectonique en dôme du Moschellandsberg. Cette structure représente une partie de la zone anticlinale du Palatinat dans le bassin permo-carbonifère du Sarre-Nahe. Les couches de ce territoire, formées de limnique-fluviatile, appartiennent au groupe de Kusel et de Lebach (Autunien). Des sills olivino-basaltiques et, dans le nord, un laccolit rhyolitique furent introduits dans ces couches (Massif de Bauwald). L'intrusion d'une laccolite andésitique conduisit à la formation du dôme du Moschellandsberg qui, par la suite, s'effondra de manière caldératique, accompagnée de processus pyroclastiques. Simultanément, environ 0,25 km^3 de magma andésitique fut projeté à la surface. La conséquence tardive de cette activité volcanique fut la circulation, à l'intérieur du caldéra, de solutions hydrothermales, qui conduisirent à des minéralisations Hg-Sb-Cu, faiblement tempérées dans le Moschellandsberg et à des minéralisations à teneur en argent Cu-Pb-Zn-Sb tempéré plus haute dans le Seelberg avoisinant.

Einführung

Das bearbeitete Gebiet liegt im Nordpfälzer Bergland, ca. 50 km südwestlich von Mainz und ca. 8 km östlich von Meisenheim (siehe Abb. 1). Es umfaßt die weitere Umgebung des Moschellandsberges und Seelberges, mit dem kleinen Städtchen Obermoschel im Zentrum.

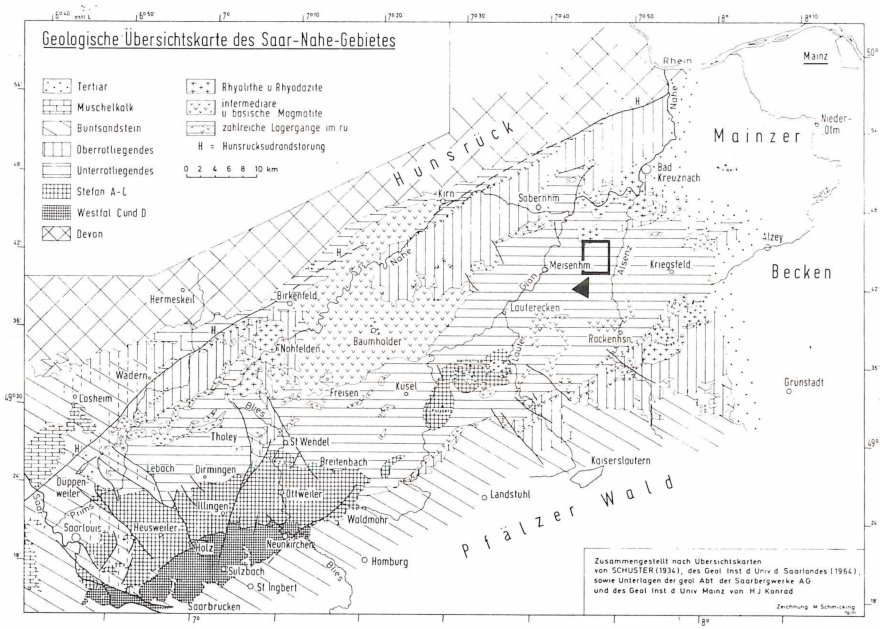


Abb. 1: Geographische Lage und geologische Position des Moschellandsberggebietes.

Das Gebiet wurde besonders durch seine Quecksilber- und Silbererzvorkommen bekannt, die einst bedeutend waren. Regionalgeologisch befindet sich das Gebiet in der sogenannten „Pfälzer Sattelzone" des Saar-Nahe-Beckens, die eine axiale Aufwölbungszone innerhalb des variskisch streichenden, permokarbonen Beckens darstellt. Der geologische Aufbau wird von der Moschellandsberg-Kuppel bestimmt, einer flachen, domartigen, vulkanotektonischen Aufwölbung der mittleren und oberen Kuseler Schichten, deren Zentrum etwa im Osten des Ortes Obermoschel liegt. Eine detaillierte Neukartierung ergab, daß die Moschellandsbergkuppel nach ihrer Aufwölbung im Nordostteil in Form einer großen Caldera eingebrochen ist. Dieser Vorgang wurde von pyroklastischen Prozessen begleitet. Durch die vulkanotektonischen Ereignisse wurde der Gesteinsverband tektonisch stark gestört, so daß mangels zusammenhängender Gesteinsprofile die Erarbeitung einer Stratigraphie nur mit Schwierigkeiten möglich war. Auf eine stratigraphische Beschreibung kann aber trotzdem nicht verzichtet werden, da sich durch die Klärung der tektonischen Verhältnisse auch für bisher geltende stratigraphische Auffassungen neue Aspekte ergaben.

Frühere geologische Bearbeitungen des Gebietes erfolgten besonders durch Habicht (1952, 1954).

Die vom Verfasser durchgeführten Untersuchungen sind Teil eines Projektes zur lagerstättenkundlichen Untersuchung pfälzischer Quecksilbervorkommen, das von der Deutschen Forschungsgemeinschaft gefördert wird.

Stratigraphie

Die stratigraphische Gliederung der im Moschellandsberggebiet aufgeschlossenen Gesteinsserien (Abb. 2) erfolgte im wesentlichen nach Falke (1974).

Aufgrund der kuppelartigen Struktur des Gebietes um den Moschellandsberg treten die ältesten Gesteinsserien im Zentrum der Aufwölbung, also östlich und nordöstlich Obermoschel, am Fuße des Seelberges auf. Es handelt sich um eine Wechselfolge dunkelgrauer bis braungrauer Silt- und Feinsandsteine, seltener Tonsteine, die hier eine etwas über einen Meter mächtige, unreine Kalksteinbank beinhalten, welche früher an dieser Stelle auch abgebaut wurde. Stratigraphisch werden diese Gesteine in die sogenannten „Übergangsschichten", also den oberen Teil der mittleren Kuseler Gruppe des Unterrotliegenden gestellt, da sie einerseits ca. 150 m im Liegenden des Feistkonglomerates (das ist die Basis der oberen Kuseler Gruppe) auftreten, aber andererseits die Wahnweger Schichten (das ist der untere Abschnitt der mittleren Kuseler Gruppe), insbesondere das an deren Top befindliche Grenzkonglomerat, nicht mehr zu Tage treten.

Im Hangenden dieser Serie, in der feinklastische Gesteinstypen dominierten, schließt sich eine insgesamt etwas stärker sandige Abfolge an, die etwa 60–70 m mächtig ist. Es handelt sich wiederum um eine Wechselfolge von oft mehrere Meter mächtigen, mittel- bis feinkörnigen, glimmerführenden Sandsteinen und ebenso mächtigen Ton- und Siltsteinpaketen mit geringen Kalkanteilen. Während die Sandsteine meist hellbraune bis braungraue, seltener rötliche Farbtöne besitzen, sind die feinkörnigen Teile der Serie öfters intensiv rot gefärbt, ansonsten grau und graubraun. Bemerkenswert ist, daß die Rotfärbung weder horizontbeständig noch lateral aushaltend ist. Gesteine dieses Abschnitts treten besonders am nordöstlichen

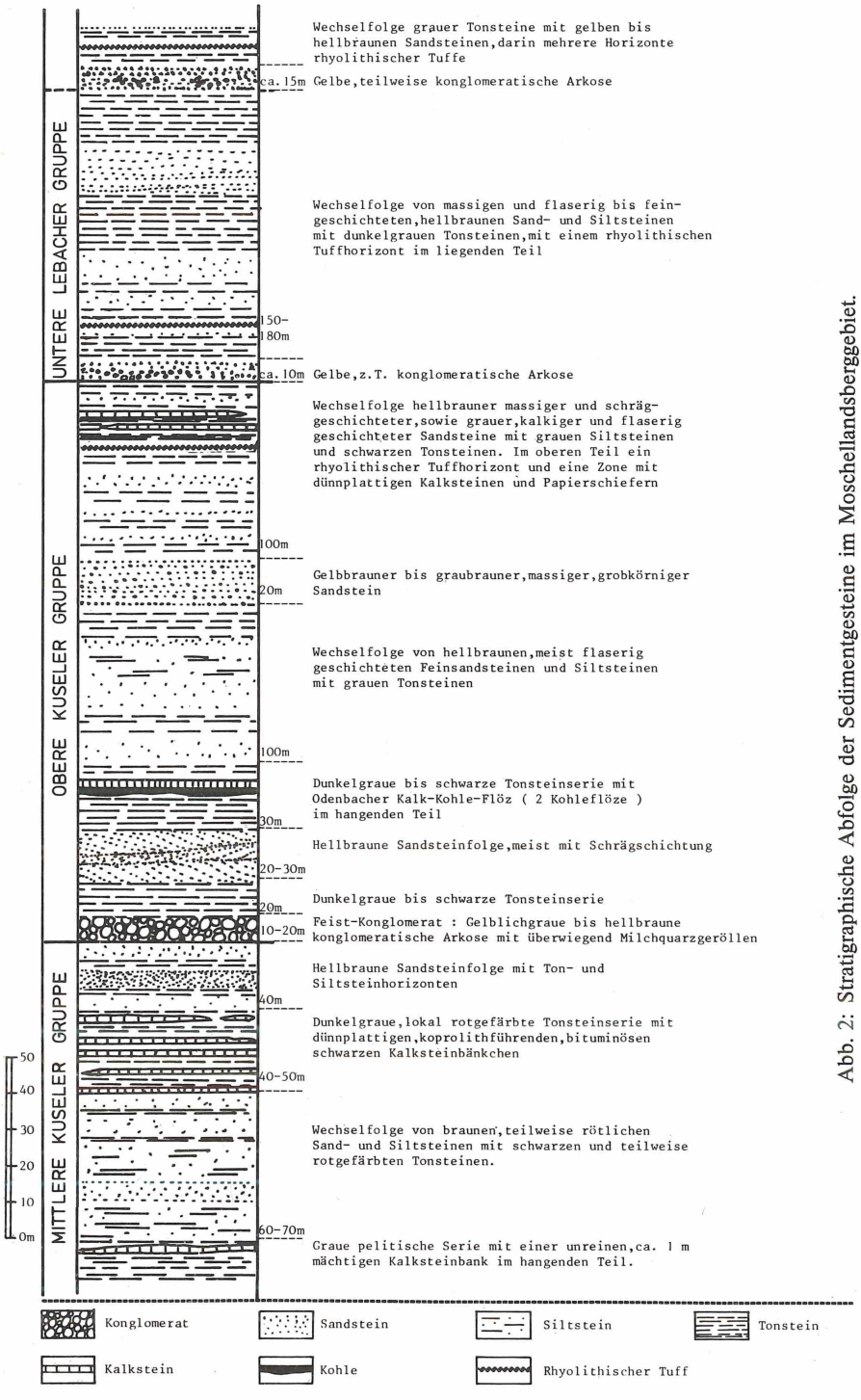


Abb. 2: Stratigraphische Abfolge der Sedimentgesteine im Moschellandsberggebiet.

und östlichen Fuß des Kahlforster Berges, sowie nördlich und nordöstlich von Obermoschel auf.

Diese Gesteinsserie leitet über zu einer 40–50 m mächtigen pelitischen Abfolge von teilweise mergeligen, grauen Siltsteinen und dunklen Tonsteinen, die vor allem durch das häufige Auftreten von Kalksteinbänken charakterisiert ist. Es kommen teilweise recht unterschiedliche Kalksteintypen vor: Am charakteristischsten sind, selten über 30 cm anschwellende, dunkelgraue bis schwarze, etwas bituminöse, feingeschichtete und plattige Kalksteine, die häufig größere Mengen von Koprolithen und Fischschuppen enthalten. Daneben treten auch fossilfreie, dunkelgraue, teilweise etwas massigere Kalksteinbänkchen auf. Eine dritte Variante bilden massige, helle, grau bis gelbgrau melierte, fossil- und bitumenfreie Kalksteine, die stellenweise über 50 cm mächtig werden können (Seelberg Westseite). Lokal treten auch in diesem Niveau rötlich gefärbte, feinklastische Gesteinspartien auf. Diese Gesteinsabfolge ist, lückenhaft, in einem Wassergraben am Abhang westlich des Haberfeldes, nördlich Sitters, aufgeschlossen.

Den Abschluß der Übergangsschichten und damit der mittleren Kuseler Gruppe, bildet eine überwiegend sandig-siltige Folge. Es kommen bankige bis dickplattige und häufig schräggeschichtete, glimmer- und pflanzenhäckselführende, feldspatreiche Sandsteine von gelblichweißer bis ockergelber Farbe vor, die mit grauen, schlecht geschichteten Siltsteinen wechsellagern. Die Mächtigkeit dieser Einheit beträgt ca. 40 Meter.

Insgesamt zeichnet sich der aufgeschlossene Teil der Übergangsschichten (ca. 180–200 m) besonders durch die, wenn auch nur lokal ausgebildete Rotfärbung und durch die kalksteinführende Zone aus.

Die obere Kuseler Gruppe beginnt mit dem wichtigsten Leithorizont des Moschellandsberggebietes, dem Feistkonglomerat.

Das Feistkonglomerat ist ein zwischen 10 und 20 m dickes, teilweise recht grobkörniges Konglomerat mit einem hohen kaolinisierten Feldspatanteil. Die bis zu 4 cm großen Gerölle treten, meist lagenweise angehäuft, in einer sehr grobsandigen Matrix auf. Die Gerölle bestehen fast ausschließlich aus gut gerundeten Milchquarzen, ferner aus bis 1 cm großen Feldspatfragmenten und, sehr untergeordnet, grauen Quarziten. Die Matrix ist tonig gebunden und besteht aus grobem Quarzsand mit geringem Glimmeranteil. Im Bereich der Kahlforster Höhe scheint das Feistkonglomerat in einen liegenden und einen hangenden Teil aufzuspalten, mit einem bis max. 10 m mächtigen Sandsteinpaket dazwischen.

Die Existenz von zwei Feistkonglomeraten (Habicht 1954), oder gar drei Feistkonglomeraten (Habicht 1966), konnte hingegen nicht bestätigt werden. Vielmehr tritt das Feistkonglomerat einmal durch umlaufendes Streichen in der Umrandung der Moschellandsbergkuppel auf und zum anderen innerhalb eingebrochener Schollen in der Caldera.

Im Hangenden des Feistkonglomerates folgen dunkelgraue bis schwarze Ton- und Siltsteine in einer geschlossenen Abfolge von ca. 20 m Mächtigkeit. Es schließen sich ca. 20–30 m eines hellbraunen, glimmer- und pflanzenhäckselführenden, mittelkörnigen Sandsteins an, der wieder von einer pelitischen Serie überlagert wird und selbst pelitische Zwischenlagen enthält.

Die anschließende feinklastische Serie wird, bei einer Mächtigkeit von ca. 30 m aus schwarzen Tonsteinen und ganz vereinzelten, max. 1 cm dicken, dunklen, laminierten Kalksteinlagen aufgebaut.

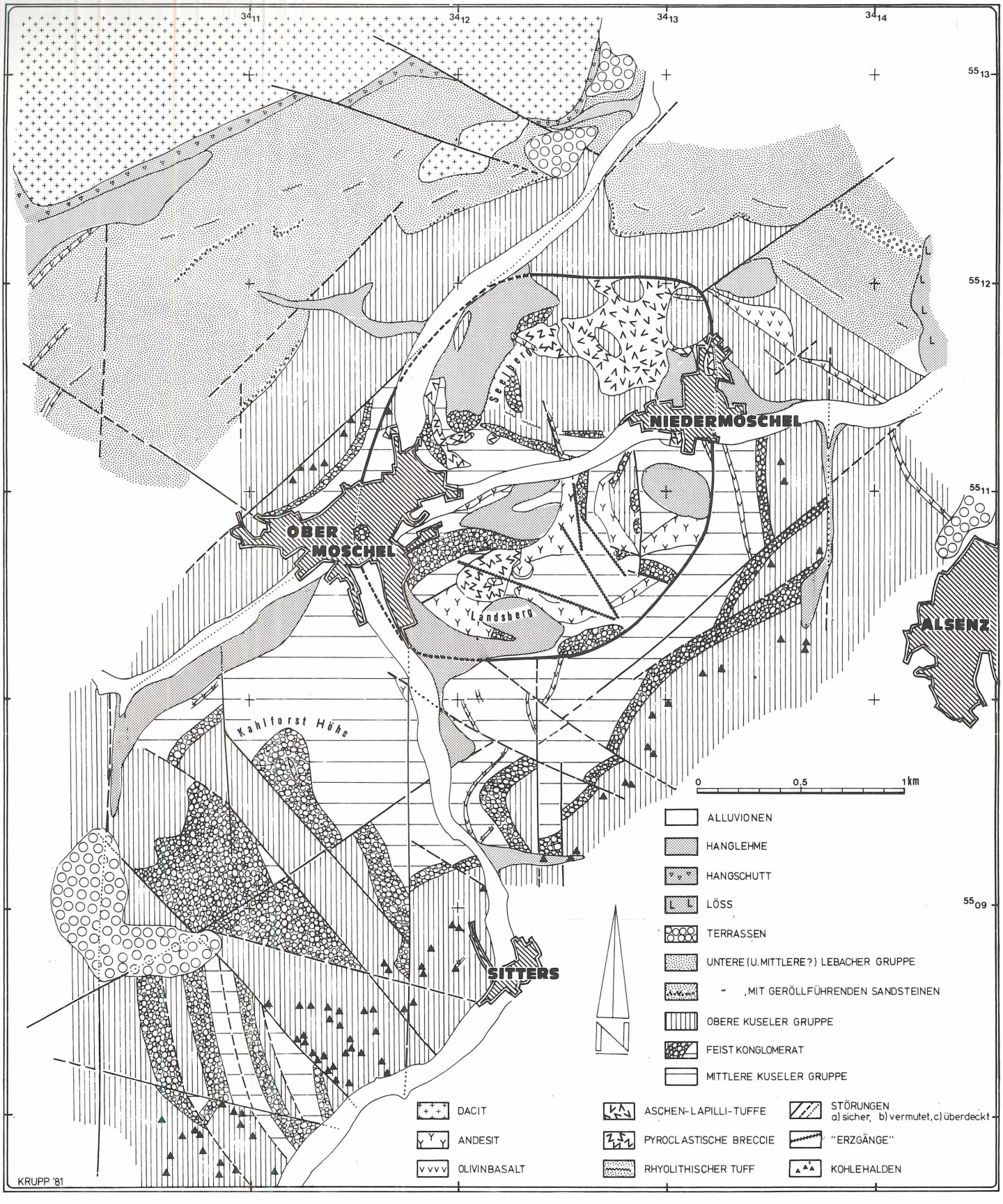


Abb. 3: Geologische Karte des Moschellandsbergkomplexes.

Am Top dieser Serie folgt dann das sogenannte Odenbacher Kalk-Kohle-Flöz, welches im Gelände zwar nirgendwo aufgeschlossen ist, aber gut anhand der zahlreichen alten Bergbauhalden zu verfolgen ist (siehe Abb. 3). Nach HABICHT (1952) sollen im Raum Obermoschel zwei Flöze von je ca. 20 cm Dicke in 30 cm Abstand übereinander vorgekommen sein. Das obere Flöz wurde von einer ca. 10 cm dicken, teilweise stromatolithischen, dickplattigen Kalksteinbank überlagert.

Zum Hangenden hin schließen sich relativ mächtige und monotone Wechselfolgen von Feinsand- und Siltsteinen an, die häufig eine flaserige Schichtung erkennen lassen, teilweise reichlich Pflanzenhäcksel und Glimmer führen und eine braungraue bis ockergelbe Farbe besitzen. Ihre Mächtigkeit wird auf ca. 100 m geschätzt.

Es folgt ein etwas gröberes Sandsteinpaket von hellbrauner Farbe, welches ab und zu rötliche Verwitterungsfarben zeigt und ca. 20 m mächtig sein dürfte.

Den Abschluß der Kuseler Gruppe bildet schließlich eine etwa 100 m mächtige Wechselfolge von dunkelgrauen Siltsteinen mit Sandsteinen. Diese enthält mehr im oberen Teil dünne Einschaltungen von Papierschiefern und dünnplattigen, tonigen Kalksteinen mit Fischresten. Außerdem treten lokal auch dünne, rhyolithische Aschentufflagen in diesem Niveau auf. Im obersten Teil dieser Abfolge treten schließlich noch recht typische graue, feinkörnige Kalksandsteine mit flaseriger Rippelschichtung auf, die zur Grenzziehung bei der Kartierung wichtig sind.

Die Grenzziehung zwischen der Kuseler und Lebacher Gruppe ist im Moschellandsberggebiet nicht unproblematisch, da weder ein signifikanter petrographisch-sedimentologischer Wechsel, noch ein kartierbarer Leithorizont vorliegt. Die sogenannte „Alsenzer Rotfolge" HABICHTs (1952) erwies sich zur Grenzziehung als ungeeignet, da keine durchgängige Rotzone, sondern nur stellenweise eine mehr oder weniger deutlich sichtbare rötliche Verwitterungsfarbe von Sandsteinen vorliegt, die überdies nicht auf einen einzelnen Sandsteinhorizont beschränkt ist, sondern in verschiedenen stratigraphischen Niveaus auftreten kann. Es wurde stattdessen der zweite Grobhorizont im Hangenden des Feistkonglomerates, ein teilweise konglomeratischer, grober Sandstein als Basis der Lebacher Gruppe auskartiert, eine Konvention, die auch bei der Erstellung der neuen geologischen Karte des Saar-Nahe-Gebietes (DREYER †, STAPF & FRANKE 1982, FRANKE pers. Mitt.) getroffen wurde. Die Grenze wurde hier mehr aus historischen als aus faktischen Gründen beibehalten.

Wegen der fehlenden eindeutigen Unterscheidungskriterien zwischen Oberer Kuseler und unterer Lebacher Gruppe und der tektonisch stark gestörten Verhältnisse im Bereich des Moschellandsbergkomplexes, ist die Festlegung dieser Grenze im Gelände stellenweise schwierig.

Die Lebacher Gruppe beginnt mit einer groben, häufig geröllführenden bis konglomeratischen Arkose von ockergelber bis hellbrauner Farbe. Die unteren Lebacher Schichten können zusammenfassend als Folge von gelben bis hellbraunen, oft feldspatführenden, bankigen bis feingeschichteten Sandsteinen, wechsellagernd mit grauen Ton- und Siltsteinpaketen dargestellt werden.

Etwa 150–180 m im Hangenden der Basis der Lebacher Gruppe folgt ein zweites Niveau mit teilweise konglomeratischen Sandsteinen, welches eventuell bereits die Basis der mittleren Lebacher Gruppe markiert.

Auch innerhalb der Gesteinsschichten, die der Lebacher Gruppe zugerechnet werden, konnten in mehreren stratigraphischen Niveaus rhyolithische Aschentuff-

lagen nachgewiesen werden (siehe geol. Karte und Abb. 2), die teilweise auch schon von HABICHT (1952) beobachtet und als „sogenannte Tonsteine" beschrieben wurden.

Die gesamte aufgeschlossene Sedimentgesteinsabfolge der Kuseler und Lebacher Gruppe spiegelt einen ständigen Wechsel limnischer und fluviatiler Sedimentationsverhältnisse wider.

Die Liefergebiete für die meist feldspatreichen und glimmerführenden Sandsteine und Konglomerate und wohl auch für die zwischengelagerten Pelite, sind überwiegend im Bereich abgetragener Kristallingebiete mit granitoiden Gesteinen zu suchen, also vor allem südlich und südöstlich des heutigen Saar-Nahe-Gebietes (vgl. RAST & SCHÄFER 1978, SCHÄFER 1980).

Magmatite und Pyroklastite

Im Moschellandsberggebiet treten verschiedene subvulkanische Gesteine auf, die aber nur in einem Fall unmittelbar mit der Entstehung des Moschellandsbergkomplexes zu tun haben.

Es sind dies:
1. Ein Andesit, der im Zentralteil des Moschellandsbergkomplexes auftritt
2. Olivinbasalte, die meist als Lagergänge (Sills), seltener als Dikes (diskordante Gänge), in die Sedimentgesteine intrudiert sind und
3. der Rhyolith des Bauwaldes, einer lakkolithischen Intrusion im Norden des Gebietes.

Andesit:

Das Auftreten des Andesits ist hauptsächlich auf eine ca. 1,5 km durchmessende Intrusion im zentralen Teil der Moschellandsbergkuppel konzentriert. Das Gestein ist dort teils lagergangartig, teils lakkolithförmig in den Schichtverband, vor allem im unmittelbaren Liegenden des Feistkonglomerates, intrudiert (siehe Abb. 4). Die Dicke der einzelnen intrusiven Magmatitlagen nimmt von der Mitte der Intrusion, etwa im Bereich westlich des Moschellandsberggipfels, wo diese mehrere 10 m dick sein können, nach außen hin rasch ab. Dort am Außenrand wurden die Sediment-

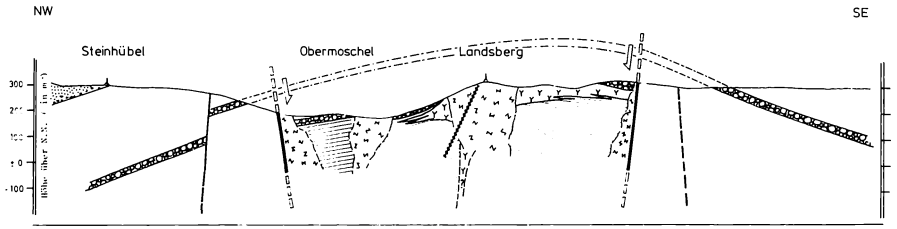
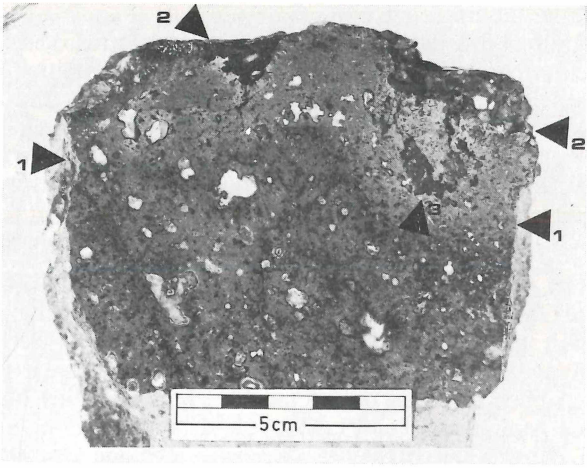
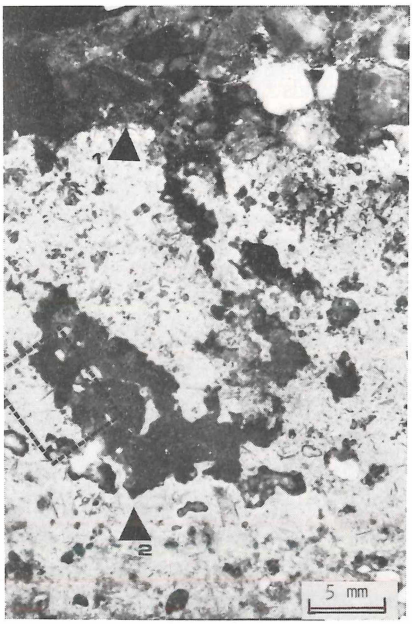


Abb. 4: Geologisches Querprofil durch die Moschellandsbergkuppel und die Caldera, vom Steinhübel (299,6 m) im Nordwesten, über den Moschellandsberg und den Galgenberg im Südosten. Die ungefähre Lage des Feistkonglomerates vor der Calderabildung ist gestrichelt dargestellt. (Symbole s. Legende der geologischen Karte, Abb. 3.)





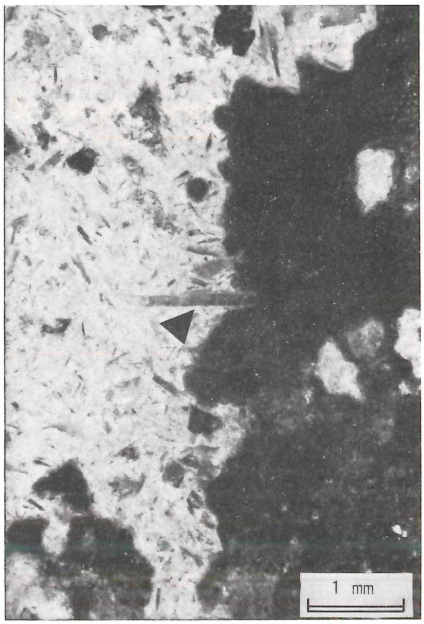


Abb. 5 a–c: Blasenreicher Andesit vom Westfuß des Seelberges (r3411850, h5511480).

5 a (oben) Andesit im Kontakt mit Pyroklastiten.
1: Grenze der Abschreckungszone im Andesit.
2: Kontaktfläche, mit anhaftenden Resten von pyroklastischem Material.
3: Einschluß von pyroklastischem Material in das Andesitmagma.

5 b (links unten) Ausschnitt aus 5 a.
1: Kontakt Magmatit-Pyroklastit.
2: Einschluß von pyroklastischem Material, mit Bildausschnitt 5 c.

5 c (rechts unten) Vergrößerung aus 5 b (Auflicht).
Ein Plagioklaskristall der Einsprenglingsgeneration wurde aus dem noch weichen Magmatit heraus in das pyroklastische Material eingedrückt.

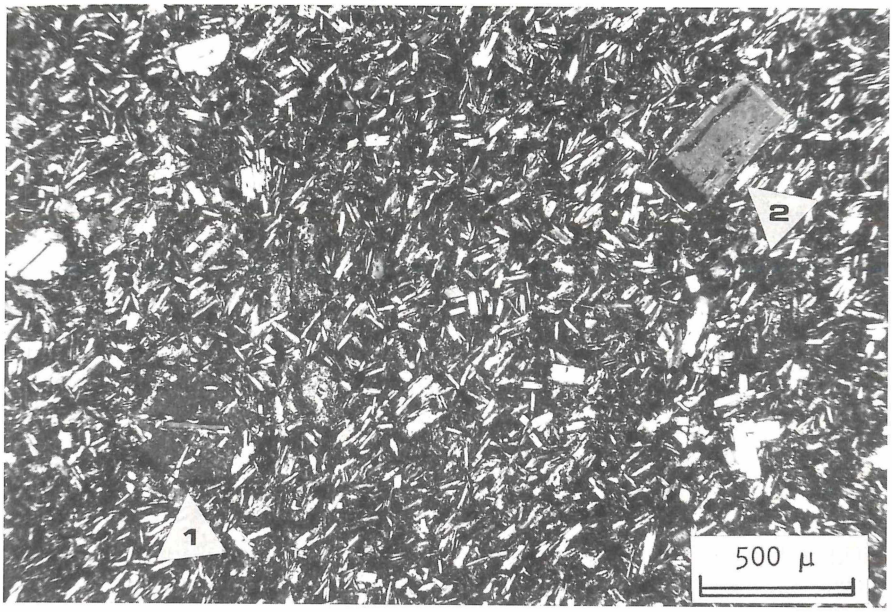
gesteine durch das vordringende Magma immer stärker entlang der Schichtfugen aufgeblättert, bis die Intrusion zum Stillstand kam. Das Intrusivgestein ist in diesen Bereichen auch reich an Nebengesteinsfragmenten der unmittelbaren Nachbarschaft. Das rasche Auskeilen des Intrusivkörpers zur Seite hin und die relativ weit fortgeschrittene Kristallisation der Schmelze bei der Platznahme (hoher Einsprenglingsanteil, s. u.), lassen vermuten, daß das Magma bei der Intrusion schon ziemlich zähflüssig war. Da der Andesit als Fragmente in den pyroklastischen Breccien vorkommt und auch bei der Absenkung der Caldera in einzelne Schollen zerlegt wurde, muß er hier bereits vor der Calderabildung als Intrusion platzgenommen haben.

Andesitische Gesteinskörper wurden auch nördlich Obermoschel in den pyroklastischen Breccien und Tuffen gefunden. Diese zeigen am anpolierten Handstück den Kontakt zu den Pyroklastiten (Abb. 5, a–c). Man erkennt, daß pyroklastisches Material in den noch flüssigen oder zumindest noch weichen Magmatit eingeschlossen wurde. Außerdem ist eine randliche Abschreckungszone zu erkennen (ca. 2–3 cm breit), die sich durch kleinere oder ganz fehlende Grundmassefeldspäte auszeichnet und dabei weniger und zudem deutlich kleinere Gasblasen enthält als die Innenzone des Andesits. Überhaupt ist der hohe Blasengehalt für sich schon auffällig, da diese dem Andesit der Intrusion am Landsberg weitgehend fehlen.

Die Beobachtungen an den verschiedenen Andesiten zeigen also, daß andesitisches Magma vor oder zu Beginn der Calderabildung als zähe Schmelze intrudierte und daß auch während der Calderaabsenkung andesitische Schmelze gefördert wurde und dabei entgaste. Die Entgasung der Schmelze dürfte gleichzeitig auch die Ursache für die Bildung der Pyroklastite sein.

Der Andesit hat unter dem Mikroskop (Abb. 6 a, b) ein porphyrisches Gefüge mit Einsprenglingen von Plagioklas, Augit und einem weiteren Mineral, welches nur noch als Pseudomorphosen erhalten ist, vermutlich ehemaliger Olivin, wie die Kristallumrisse vermuten lassen. Die Grundmasse besteht aus Plagioklasen und Viridit. Die bis 4 mm großen Plagioklaseinsprenglinge zeigen einen sehr starken, teilweise oszillierenden Zonarbau mit magmatisch korrodierten, ehemals wohl sehr anorthitreichen Kristallkernen. Oft sind mehrere Individuen durch komplexe Zwillingsbildungen miteinander verwachsen. Augit tritt in bis 2 mm großen, xenomorphen Körnern auf und zeigt Einschlüsse von Grundmassefeldspäten. Der fragliche Olivin zeigt Kristallformen von gedrungenem Habitus und ca. 3 mm Größe. Die Pseudomorphosen zeigen meistens einen randlichen Erzsaum und sind vor allem in Calcit und Chlorit umgewandelt.

Die Grundmassefeldspäte sind Labradorite mit Anorthitgehalten von 55–65%, so daß aufgrund der Feldspatzusammensetzung eher ein Basalt vorliegen würde. Der Kieselsäuregehalt, der nach neuerer Nomenklatur Priorität hat (Streckeisen, 1978), weist das Gestein jedoch als Andesit aus (Tab. 1). Durch spätere hydrothermale Prozesse wurde der Andesit in weiten Teilen außerordentlich stark umgewandelt, besonders im Bereich des Hangendkontaktes und in der Nähe von Störungen und Erzgängen. Das Endprodukt dieser Umwandlungen ist ein helles, verkieseltes Gestein, das von Geib (1972) sogar als Rhyolith angesehen wurde, welches aber aus sekundärem Quarz und Tonmineralen (Dickit, diffraktometrisch bestimmt), sowie etwas Hämatit und wenig Anatas (erzmikroskopisch beobachtet), besteht. Alkalien, Erdalkalien, sowie ein Teil des Eisens und der Kieselsäure sind also durch die hydrothermalen Lösungen weggeführt worden. Die hangenden Sedimentgesteine wurden ebenfalls ausgelaugt und kräftig verkieselt.



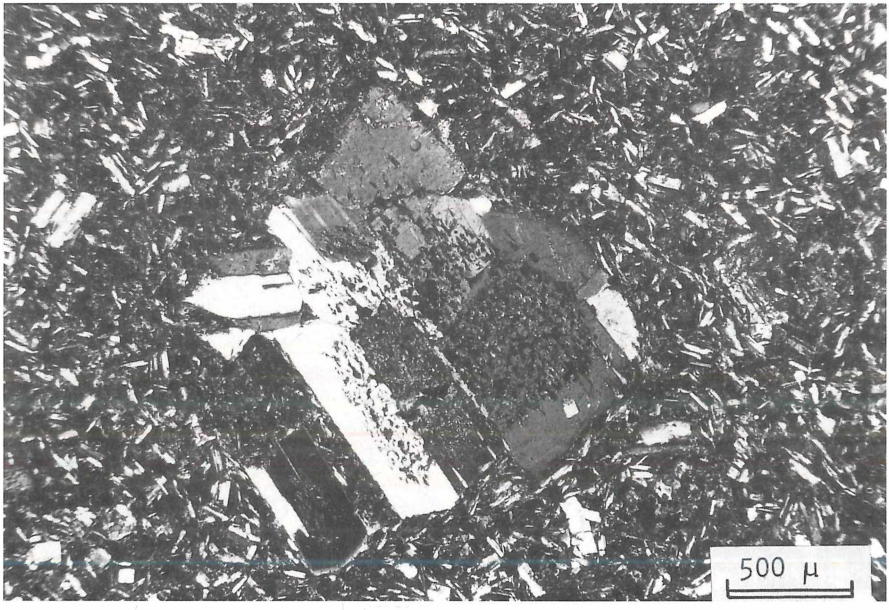


Abb. 6: Andesit des Moschellandsberges (Grube Carolina).

6 a Dünnschliffaufnahme, gekreuzte Nicols.
1: Augitkorn mit Einschlüssen von Grundmassefeldspäten.
2: Plagioklaseinsprengling.

6 b Dünnschliffaufnahme, gekreuzte Nicols. Plagioklaseinsprengling mit magmatisch korrodiertem An-reichen Kristallkern.

Olivin-Basalt:

Olivinbasalte treten im gesamten Gebiet um den Moschellandsberg und darüber hinaus als 2–5 m mächtige Lagergänge (Sills), selten auch als diskordante Gänge (Dikes) in den Sedimentgesteinen des Unterrotliegenden auf. Die Basalte sind immer recht grobkörnig und zeigen die typische Kugelverwitterung. Die Lagergänge sind fast ausschließlich im Niveau von Ton- und Siltsteinhorizonten intrudiert, die aber hierdurch kaum kontaktmetamorph verändert wurden. Die wenigen diskordanten Gänge zeigen eine intensive hydrothermale Zersetzung, was beweist, daß nach der Platznahme des Magmatits dessen Aufstiegsweg auch von heißen Lösungen benutzt wurde. Die Umwandlungen, die die Lagergänge erfahren haben, sind weniger stark. Sie wurden karbonatisiert, d. h., die Anorthit-Komponente der Plagioklase ist häufig zugunsten von neugebildetem Calcit oder Dolomit zerstört worden. Die Olivine sind praktisch immer vollständig serpentinisiert und der Augit ist oft teilweise oder ganz zu Chlorit und Karbonaten zerfallen.

Die Olivinbasalte sind in jedem Fall älter als die Calderabildung und wohl auch älter als die Aufdomung der Moschellandsbergkuppel, da sie von der Kuppeltektonik betroffen wurden und in eingebrochenen Schollen in der Caldera vorliegen.

Unter dem Mikroskop zeigen die Olivinbasalte ein sperriges Gerüst aus bis 1 cm großen, tafeligen Plagioklaskristallen, die mit rundlichen, serpentinisierten Olivkörnern verwachsen sind (Abb. 7). Der verbleibende Zwischenraum wird von Augit eingenommen (intergranulares Gefüge). Bei den Plagioklasen handelt es sich um zonargebaute Labradorite (An 50 – An 67), die stark nach dem Albitgesetz verzwillingt sind.

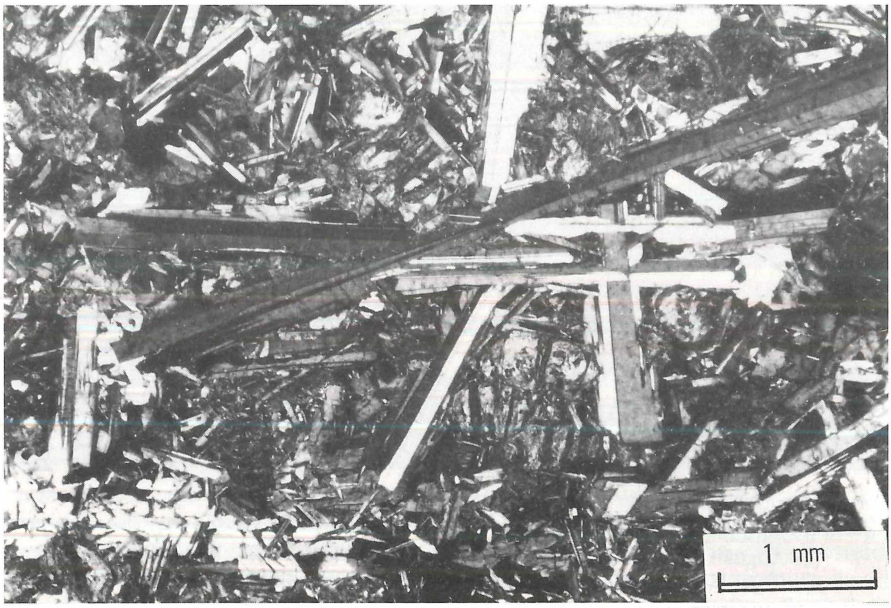


Abb. 7: Olivinbasalt vom Söößenhübel. Dünnschliffaufnahme, gekreuzte Nicols.

In der chemischen Analyse (Tab. 1) fallen besonders die hohen Al-gehalte auf, die den Basalt als "High alumina basalt" erscheinen lassen, einen Basalttyp, der für Kalkalkaline Gesteinsprovinzen typisch ist.

Tab. 1: Chemische Zusammensetzung des Olivinbasaltes und des Andesits.

Chem. Analyse*)	Olivinbasalt, Söβenhübel N Obermoschel	Andesit, Grube Carolina, Landsberg
	Gew. %	Gew. %
SiO_2	50,39	55,50
Al_2O_3	16,42	16,91
Fe_2O_3	3,56	1,80
FeO	5,52	2,57
MgO	5,57	1,47
CaO	9,68	8,40
Na_2O	2,73	4,06
K_2O	0,97	2,67
H_2O	2,76	1,92
TiO_2	1,27	1,20
P_2O_5	0,19	0,21
MnO	0,10	0,13
CO_2	0,95	3,91
Σ	100,11	100,75

*)Analytiker: T. KOST

Rhyolith:

Der nördlich an das Moschellandsberggebiet anschließende Bauwald wird von sauren Intrusiva eingenommen. Es handelt sich um eine ca. 7 km^2 große Intrusion, die besonders in der nördlichen Umrandung an ihrem Hangendkontakt Schichten des Unterrotliegenden domartig aufgewölbt hat. Am Südrand des Bauwaldes ist der direkte Kontakt zwar nirgends aufgeschlossen, es scheint sich aber um den Liegendkontakt zu handeln, da die Gesteinsschichten dort unter den Bauwaldmagmatit nach Norden hin einfallen.

Das fleischfarben bis hellgrau gefärbte Gestein zeigt gelegentlich Fluidalgefüge und führt häufig, besonders aus Hornfels bestehende Xenolithe.

Untersuchungen des Bauwaldgesteines wurden von GÖPEL (1977) durchgeführt. Danach hat das Gestein einen Chemismus, der zwischen Rhyolith und Dazit steht. Petrographisch setzt sich das Bauwaldgestein aus einer feinkörnigen, meist zersetzten Grundmasse zusammen, mit Einsprenglingen von Biotit, Hornblende, Alkalifeldspat, Plagioklas und teilweise resorbiertem Quarz.

Pyroklastische Breccien:

Im Innern der Moschellandsberg-Caldera treten in vielen Teilen pyroklastische Breccien und Tuffe auf, die neben den eingebrochenen Gesteinsschollen die Füllung des Schlotes ausmachen. Zwischen den pyroklastischen Breccien einerseits und den Tuffen andererseits existieren alle Übergänge. Die Breccien bestehen überwiegend aus nicht zugerundeten, groben Nebengesteinsfragmenten, die bis mehrere Meter Durchmesser haben können, während die Tuffe aus einer feinkörnigen Matrix von aufgearbeitetem Nebengesteinsmaterial und juvenilem Material besteht. Diese Matrix schließt bis zu einige dm große, meist zugerundete Nebengesteinsbruchstücke ein (Asche-Lapilli-Block-Tuffe).

Die Entstehung der Tuffe geht auf Fluidisationsprozesse zurück, d. h., nach der Fragmentierung des Gesteins wurden die Gesteinsfragmente durch heiße, turbulente Gase in einer Gas-Festkörper-Suspension durcheinander gewirbelt, was zu einer gegenseitigen Zurundung bis hin zur völligen Aufarbeitung der Gesteinsfragmente führte, bei gleichzeitiger Durchmischung der einzelnen Komponenten. Ähnliche Vorgänge wurden von Lorenz (1967, 1968, 1971 a, b) auch für andere Vulkanschlote im pfälzischen Rotliegenden beschrieben.

Die stärkste Aufarbeitung der Gesteinsfragmente fand im Nordostteil der Caldera statt, so daß dort eventuell mit länger oder stärker wirksamen pyroklastischen Prozessen gerechnet wird.

Als Komponenten der Breccien finden sich alle Nebengesteinstypen, die in der Umgebung vorkommen. In den stärker aufgearbeiteten Tuffen blieben nur mechanisch resistente Gesteine als Lapilli oder Blöcke erhalten, wie zum Beispiel der Andesit, Kalksteine oder häufig isolierte Quarzgerölle, die aus dem Feistkonglomerat herausgearbeitet wurden.

Tektonik, Vulkanotektonik und Altersbeziehungen

Einen guten Überblick über das Bruchmuster des Moschellandsberggebietes ergab die Auswertung von Luftbildmaterial durch die photogeologische Linearanalyse (Abb. 8). Man erkennt im wesentlichen vier tektonische Hauptrichtungen, die auch bei der statistischen Auswertung der Photolineationen zum Ausdruck kamen (Abb. 9).

Es sind dies die Nord-Süd-Richtung, die Nordost-Südwest-Richtung, eine Ost-Südost-Richtung und die Nordwest-Südost-Richtung. Das Moschellandsberggebiet wird von Störungen der gleichen Richtungen durchzogen, an denen teilweise durch die Kuppelbildung bedingte tektonische Bewegungen erfolgten.

Moschellandsbergkuppel:

Der tektonische Aufbau der Moschellandsbergkuppel wird am besten deutlich, wenn man den Verlauf und die Verbreitung des Feistkonglomerates betrachtet (siehe geol. Karte, Abb. 3) und dabei die Vorkommen innerhalb der Caldera zunächst beiseite läßt. So läßt sich das Konglomerat fast um die ganze Kuppel herum verfolgen, bis auf zwei Lücken, südwestlich Obermoschel, wo das Feistkonglomerat

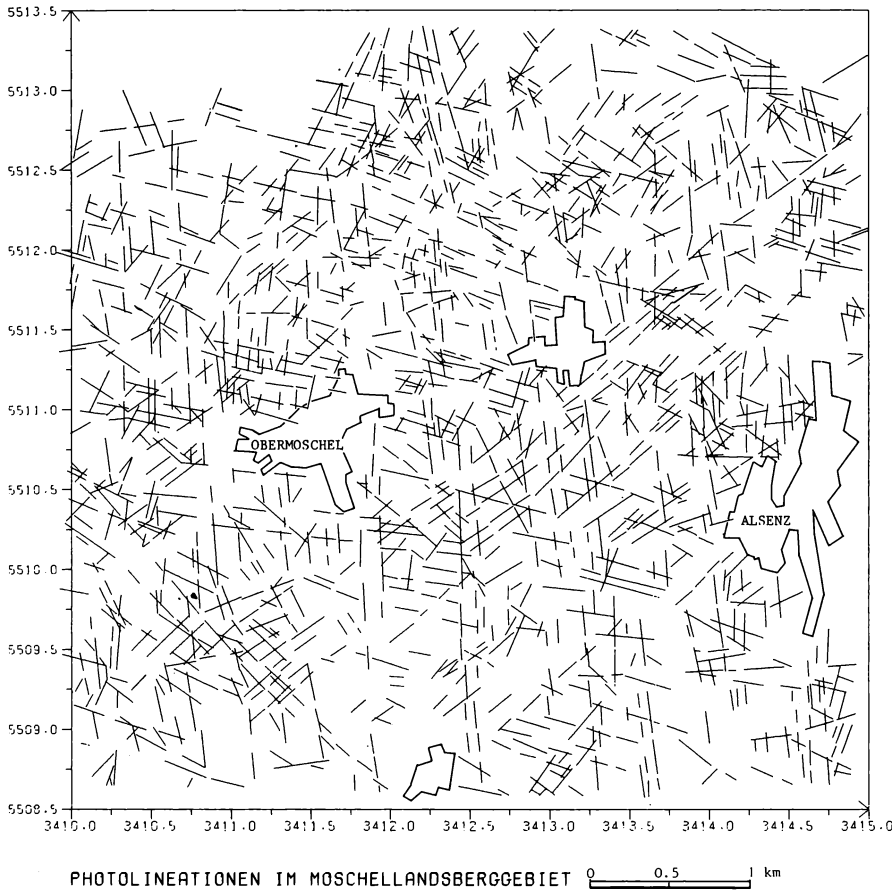


Abb. 8:
Photogeologische Linearanalyse des Moschellandsberggebietes. Die Photolineationen spiegeln das tektonische Bruchmuster des Gebietes wider.

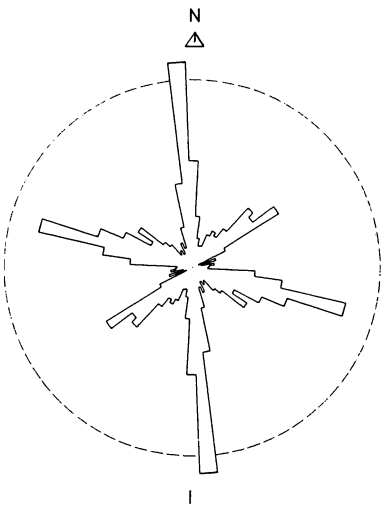


Abb. 9:
Richtungsverteilung der 1606 Photolineationen der Abb. 8. (Der Kreisradius entspricht einer Häufigkeit von 10%.)

an mehreren Störungen tektonisch unterdrückt wurde, und am Nordrand der Kuppel, wo die Caldera über die ehemalige Ummantelung der Kuppel durch das Feistkonglomerat hinausgreift, so daß dieses auch dort unterbrochen ist.

Das Einfallen der Gesteinsschichten von der Kuppel nach außen, liegt im allgemeinen etwa um 15 Grad, selten steiler und dann meistens von unmittelbar benachbarten Störungen beeinflußt. Die Aufwölbung ist also relativ flach, verglichen mit anderen vulkanotektonischen Kuppeln im Saar-Nahe-Gebiet, wie dem Königsberg, dem Donnersberg, oder dem Lemberg.

Störungen:

Bei der Aufdomung wurden die Gesteinsschollen entlang präexistenter Störungen gegeneinander verstellt und von der Kuppel nach außen weggekippt, so daß schließlich ein umlaufendes Streichen der Schichten um die Kuppel herum resultierte.

An der NE-SW-streichenden Störung z. B., die südlich der Caldera verläuft und außerhalb des Kuppelbereiches nur relativ kleine Sprunghöhen hat, erfolgten Rotationsbewegungen und Verkippungen angrenzender Gesteinsschollen gegeneinander.

Schollenrotation fand z. B. südlich Niedermoschel statt, wie man auf der geologischen Karte am Verlauf und an der Wiederholung des Feistkonglomerates mit dem darüberliegenden Odenbacher Kohleflöz (Halden!) gut erkennen kann. Weiter im SW, nordwestlich Sitters, scheinen an der gleichen Störungszone die Gesteinsschichten eher gegeneinander verkippt zu sein, um eine Achse parallel zur Störungszone. Ein Vergleich mit den Photolineationen in Abb. 8 zeigt, daß entlang der Störung ein ganzes Band von parallel dazu orientierten Lineationen verläuft, so daß man vermuten kann, daß es sich um eine breite Störungszone handelt, nicht um einen einfachen Bruch. Die NE-SW-Störungen sind vermutlich bereits bei der tektonischen Ausgestaltung des Saar-Nahe-Beckens im Oberkarbon und Unterrotliegenden angelegt worden und wurden bei der Kuppelbildung nur reaktiviert.

Auch an den Nord-Süd-Störungen fanden bei der Kuppelbildung Schollenverkippungen statt, wie z. B. an den beiden Störungen nördlich und nordwestlich Sitters am Verlauf des Feistkonglomerates zu erkennen ist. Innerhalb der Caldera konnten verschiedentlich N-S verlaufende Störungen als Grenze zwischen eingebrochenen Schollen festgestellt werden. Am Seelbergsüdhang, zwischen Obermoschel und Niedermoschel, hat auf einer N-S-Störung, die das Feistkonglomerat versetzt, ein Olivinbasalt-Dike platzgenommen, der von einem von Osten herankommenden Lagergang aus in die Störung intrudierte. Der diskordante Teil des Magmatitganges wurde bei späteren Bewegungen an der gleichen Störung, vermutlich während der Absenkung der Gesteinsschollen in der Caldera, stark zerbrochen und hydrothermal zersetzt. Die N-S-Störung muß daher älter sein als der olivinbasaltische Magmatismus, also auch älter als die Kuppeltektonik, so daß man annehmen muß, daß auch die tektonische N-S-Richtung bereits vorhanden war und bei der Kuppelbildung und Calderaeinsenkung nur reaktiviert wurde.

Auch einige Quecksilbervererzungen des Moschellandsberges, wie z. B. das Lazarus-Trum, sind an Nord-Süd verlaufende Störungen gebunden.

Nordwest-Südost-Störungen treten als Teil eines überregionalen Bruchsystems auch im Moschellandsberggebiet auf. Das sicherlich schon variskisch (als Querstörungen) angelegte Bruchmuster war zumindest in Teilen während des Rotliegenden aktiv (synsedimentäre Bewegungen an der Lautertalstörung und Odenbachtalstörung (HANEKE et al., 1979) und bewirkte postpermisch noch Versetzungen des unteren Buntsandsteins, z. B. im Bereich der südlichen Triasüberdeckung des Saar-Nahe-Beckens. Eine größere Störungszone dieses Systems durchquert das Moschellandsberggebiet im SW, im Gebiet der Kahlforster Höhe. Diese besteht dort aus mehreren parallelen Störungsästen, wodurch lokal ein kompliziertes Bruchschollensystems erzeugt wurde, zumal noch weitere, quer dazu verlaufende Störungen in diesem Gebiet hinzukommen (JÄHNE, 1981). Weitere kleine Störungen der gleichen Richtung wurden auch an anderen Stellen im Moschellandsberggebiet nachgewiesen.

Innerhalb der Caldera treten Quecksilbervererzungen auf, die an NW-SE streichende Verwerfungen gebunden sind. Es sind dies der Speyerer Gang und der Schwarze Gang im Ostteil des Moschellandsberges. Diese Störungen sind also älter als die hydrothermalen Hg-Vererzungen.

Ostsüdost-Störungen (110–120^0) treten südlich der Kahlforster Höhe und am Südrand des Bauwaldmassivs auf.

Innerhalb der Caldera ist eine ca. 110^0-streichende Störung mit Quecksilbererzen mineralisiert und als „Gottesgaber Gang" bekannt. Dieser sogenannte Gang versetzt in der Grube Gottesgabe pyroklastische Breccien gegeneinander und fällt mit ca. 65^0 nach Norden ein. Harnische zeigen vertikale Bewegungen an. Diese Störung wurde also nach der Calderabildung, aber noch vor bzw. während der letzten Ausscheidung von Quecksilbererzen angelegt. Kleinstörungen mit der gleichen Richtung und ebenfalls vertikaler Harnischstriemung wurden auch in der Grube Carolina im östlichen Teil des Moschellandsberges beobachtet, auch dort mit Quecksilbervererzungen.

Caldera:

Der Caldera Ringbruch hat im heutigen Erosionsniveau einen ovalen Umriß, der in NE-SW-Richtung ca. 2,2 km, in NW-SE-Richtung ca. 1,6 km durchmißt und eine Fläche von ca. 2,6 km^2 umfaßt. Innerhalb dieses Ringbruches sind die Gesteinsschollen abgesenkt worden, teilweise über 200 m, wie am Beispiel des Feistkonglomerates aus dem geologischen Querprofil, Abb. 4, ersichtlich ist.

Legt man eine durchschnittliche Absenkung von ca. 100 m zugrunde, die auf die Gesamtfläche der Caldera bezogen realistischer ist, so kann man ein Volumendefizit von rund 0,25 km^3 errechnen. Aufgrund des Volumendefizits unterhalb der Caldera, welches im wesentlichen durch Verdrängung von Magma in der Magmenkammer entstanden sein dürfte, muß man auch mit der Förderung von Magma in der angegebenen Größenordnung rechnen. Parallel zur Einsenkung der Caldera liefen die pyroklastischen Prozesse ab, die zur Breccisierung und teilweise zur Fluidisation des Gesteins führten und an der Erdoberfläche vermutlich die Förderung von Tuffen bewirkten.

Entstehung des Moschellandsbergkomplexes:

Ein grundsätzliches Problem, welches sich für die Entstehung des Moschellandsbergkomplexes ergibt, ist die Frage nach dem Magma bzw. nach der Magmakammer, die zunächst für die Kuppelbildung, nachfolgend für die Einsenkung der Caldera und schließlich auch für die Entstehung der Vererzungen verantwortlich ist.

Unter den Magmatittypen, die im Moschellandsberggebiet auftreten, scheiden die Olivinbasalte aufgrund ihres höheren Alters, ihrer über das Moschellandsberggebiet weit hinausgehenden Verbreitung und auch wegen der niedrigen Viskosität basaltischer Schmelzen, die daher nicht in der Lage sind Dome zu bilden, aus. Rhyolithe wie der des Bauwaldes bilden zwar häufig sehr ausgeprägte Kuppelstrukturen, jedoch liegen keinerlei Hinweise für genetische Zusammenhänge zwischen dem Bauwaldmassiv und dem Moschellandsbergkomplex vor. Es wurden auch innerhalb der Pyroklastite der Caldera keinerlei Rhyolithfragmente oder dergleichen gefunden, so daß ein rhyolithisches Magma als Ursache für die Kuppelbildung zumindest sehr unwahrscheinlich ist. Dagegen scheint der Andesit ursächlich für die Bildung des Moschellandsbergkomplexes verantwortlich zu sein: Andesitisches Magma wurde sowohl vor als auch während der Calderabildung gefördert und dieses war bereits relativ weitgehend kristallisiert und daher zähflüssig, so daß die Aufwölbung der vergleichsweise flachen Landsbergkuppel auf einen andesitischen Lakkolith im Untergrund zurück gehen könnte. Dieser Lakkolith wäre gleichzeitig die Magmakammer im Untergrund, in welche die Gesteinsschollen innerhalb der Caldera eingesunken sind.

Unter der Annahme einer andesitischen Magmakammer kann zusammenfassend folgendes Modell für die Entstehung des Moschellandsbergkomplexes entworfen werden (vgl. Abb. 10):

1. In die Sedimentsgesteine, die zuvor im Saar-Nahe-Becken zur Ablagerung kamen, intrudierten basaltische Gänge und das Gebiet wurde von Störungen zerblockt.
2. In einem tieferen stratigraphischen Niveau intrudierte ein andesitisches Magma in Gestalt eines Lakkoliths und wölbte dabei die überlagernden Gesteinsschichten zu einer Kuppelstruktur auf. Auch in höheren Niveaus wurden kleine Andesitintrusionen gebildet.
3. Durch den calderaartigen Einbruch des Daches der Intrusion an einem Ringbruch sanken Gesteinsschollen in die Magmakammer, d. h. in die lakkolithische Intrusion im Untergrund ein. Von vulkanotektonischen Störungen innerhalb der Caldera ausgehend, fanden pyroklastische Prozesse statt, die zu einer Breccisierung des Gesteins und zu Fluidisationsprozessen führten und die zumindest teilweise in der Entgasung andesitischer Schmelze ihre Ursache hatten.
4. Als Spätfolge der vulkanischen Aktivität zirkulierten innerhalb der Caldera hydrothermale Lösungen, die zur Umwandlung des Nebengesteins und zur Bildung subvulkanischer Erzvorkommen führten.

Die Erzvorkommen des Moschellandsberges und Seelberges

Obwohl die Quecksilbervererzungen des Moschellandsberges und die silberhaltigen Buntmetallvererzungen des Seelberges schon seit langer Zeit bekannt sind und

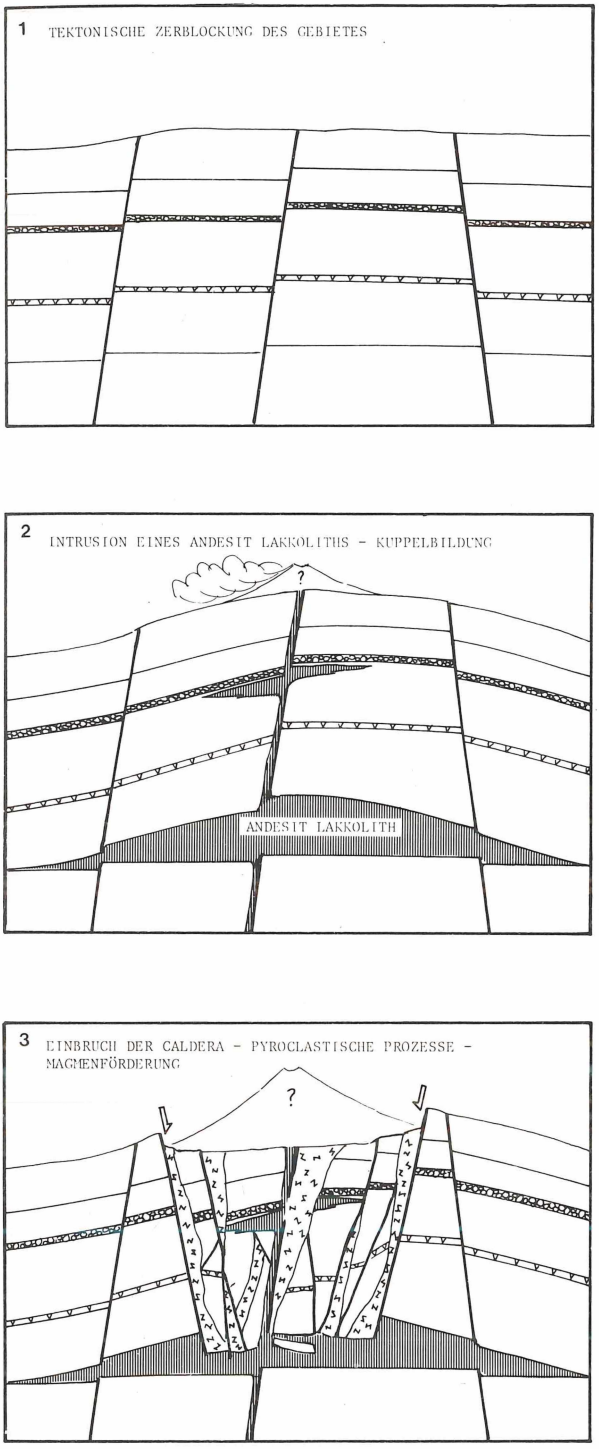


Abb. 10:
Modell der Entstehung des Moschellandsberg-komplexes.
(Erläuterungen s. Text.)

seit vielen Jahrhunderten bergmännisch ausgebeutet wurden, blieben die geologischen und genetischen Zusammenhänge der beiden Erzvorkommen bislang unklar. Im folgenden sollen daher einige Aspekte der Erzvorkommen dargestellt werden, wie sie sich aus den Geländearbeiten und der vorläufigen Untersuchung von Probenmaterial ergeben haben. Eine detaillierte Beschreibung der Einzelvorkommen und die Ergebnisse weiterer, vor allem erzpetrographischer Untersuchungen, sollen einer eigenen Publikation vorbehalten bleiben.

Die genannten Vererzungen liegen ohne Ausnahme innerhalb der Caldera, jedoch sind die Quecksilbervererzungen des Landsberges auf den südlichen Teil der Caldera begrenzt, etwa auf den Bereich der von dem andesitischen Intrusivkörper eingenommen wird. Die Buntmetallvererzungen des Seelberges treten hingegen nur im nördlichen Teil der Caldera auf.

Moschellandsberg:

Die Quecksilbererze sind strukturell häufig an vulkanotektonisch reaktivierte oder neugebildete Verwerfungen geknüpft, die im Bereich der Andesitintrusion innerhalb der Caldera auftreten. Die Erze kommen in der Nachbarschaft dieser Störungen als Imprägnation und als Kluftbeläge im Nebengestein vor und als stark absätzige Spaltenfüllungen auf der Störungsfläche, zusammen mit Gesteinszersatz und Kluftletten. Die stärksten Vererzungen treten da auf, wo der Andesit entlang von Störungen an tonige Gesteine grenzt, wie z. B. beim Lazarustrum. Die impermeablen Tonsteine haben dort die Erzlösungen aufgestaut und damit eventuell eine länger andauernde Reaktion, vor allem mit dem Andesit ermöglicht. In solchen Bereichen ist der Andesit stark hydrothermal verändert. Die Bezeichnung dieser Vererzungsform als „Gänge" wie sie in der Literatur gebraucht wird, ist also streng genommen nicht ganz korrekt.

Quecksilbervererzungen finden sich auch auf breiten Breccienzonen, welche sich an Störungen entwickelt haben, wie z. B. am NW-Ende des Speyerer Ganges. Diese Breccienzonen sind häufig sehr breit (über zehn Meter), so daß es sich eventuell nicht um reine tektonische, sondern eventuell um pyroklastische Breccien zwischen zwei Gesteinsschollen handelt. Wegen der intensiven hydrothermalen Zersetzung des Materials ist eine Unterscheidung praktisch unmöglich.

In der Erzparagenese dominiert eindeutig der Zinnober. Untergeordnet treten Fahlerze, Antimonit, Kupferkies, Bornit (die letzten beiden teilweise gelförmig!), Metacinnabarit, gediegenes Quecksilber, Amalgame, Pyrit, Markasit, Nickel- und Kobaltsulfide und -arsenide und eine Reihe weiterer Erzminerale auf (Dreyer, 1973, 1975; Seeliger 1956). Auf Klüften im Andesit und als Zement in Breccien, kommt gelegentlich Siderit in größeren Mengen als Gangart hinzu. Man kann von einer Hg-Sb-Cu-Paragenese mit Ag,Ni,Co,As-Gehalten sprechen.

Seelberg:

Am Seelberg treten an verschiedenen Stellen, z. T. silberhaltige Cu-Pb-Zn-Erze auf, die bereits sehr früh (vor 1429!) durch zwei Bergwerke ausgebeutet wurden. Die Erze scheinen teils gangähnlich auf Verwerfungen, teils als Imprägnation in Breccien

und in Sedimentgesteinsschollen (hier teilweise schichtförmig), teilweise auch als Verdrängungen, vorzukommen.

Die Haupterzminerale in den Vorkommen sind Kupferkies (z. T. transformierte Hochtemperatur-Kupferkiese!), Zinkblende, Bleiglanz und silberhaltige Fahlerze (Tetraedrit).

Lokal treten Bournonit und Löllingit in größeren Mengen auf, neben Fluorit und Turmalin (letzterer mikroskopisch in umgewandelter pyroklastischer Breccie). Calcit ist als Gangart zwar weit verbreitet, aber nie in größeren Mengen.

In den Erzparagenesen des Seelberges dominieren die Elemente Cu, Pb, Zn, Sb, untergeordnet kommen Ag und As hinzu.

Vergleicht man die Paragenesen von Moschellandsberg und Seelberg, so erkennt man deutliche Gemeinsamkeiten hinsichtlich der Metallinhalte, der tektonischen Position und der Form der Erzkörper.

Das Vorherrschen von Quecksilber in den Vererzungen des Moschellandsberges und andererseits von Blei/Zink in denen des Seelberges ist vermutlich in erster Linie auf unterschiedliche Bildungstemperaturen zurückzuführen. Dies beweisen die typischen niedrigtemperierten Sulfidgele in den Quecksilbererzen des Landsberges und die Hochtemperatur-Kupferkiese in den Vererzungen des Seelberges.

Danksagung

Die durchgeführten Arbeiten sind Teil eines von der Deutschen Forschungsgemeinschaft geförderten Projektes zur Untersuchung pfälzischer Quecksilbervorkommen.

Für zahlreiche Diskussionen danke ich meinen Kollegen.

Literaturverzeichnis

DREYER, G. (1973): Neue Mineralien der Rheinpfalz. – Mitt. POLLICHIA, III. Reihe, **20:** 113–136, Bad Dürkheim.

– (1975): Neue Mineralien in der Rheinpfalz. – Mitt. POLLICHIA, **65:** 5–9, Bad Dürkheim.

DREYER, G. †, STAPF, K. & FRANKE, W. (1982): Geologische Karte des Saar-Nahe-Berglandes und seiner Randgebiete 1:100 000, Mainz (im Druck).

ERMANN, O. (1958): Zur Geschichte der Blei-Zink-Erzlagerstätten der Pfalz. – Der Aufschluß, **9** (11): 277–283, Göttingen.

FALKE, H. (1974): Das Rotliegende des Saar-Nahe-Gebietes. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **56:** 1–14, Stuttgart.

FUCHS, K. (1966): Der Quecksilberbergbau in der Pfalz von 1403–1942. – Der Anschnitt, **18:** 30–34.

GEIB, K. W. (1972): Vulkanische Schlote mit Breccien und Eruptivgesteinen in der Umgebung des Lem-Bergs, des Kreuznacher Rhyolithmassivs und im Bereich des Blattes Waldböckelheim (Nahe-Bergland). – Mainzer geowiss. Mitt., **1:** 59–69, Mainz.

GÖPEL, C. (1977): Mineralogische und geochemische Untersuchungen am Vulkanitkomplex des Bauwaldes/Saar-Nahe-Gebiet. – Unveröffentlichte Dipl.-Arbeit Fachbereich Geowissenschaften, 69 S., Mainz.

HABICHT, H. (1952): Stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Bereich der Lemberg- und Obermoscheler Kuppeln (Nordost-Pfalz). – Z. dt. geol. Ges., **104:** 379–421, Hannover.

– (1954): Zur Stratigraphie des Oberkarbons und des Unterrotliegenden im Bereich des Pfälzer Sattels. – Mitt. POLLICHIA, III. Reihe, **2:** 94–112, Bad Dürkheim.

– (1966): Die permo-karbonischen Aufschlußbohrungen der Nahe-Senke, des Mainzer Beckens und der Zweibrücker Mulde. – Z. dt. geol. Ges., **115:** 631–649, Hannover.

HANEKE, J., GÄDE, C.-W. & LORENZ V. (1979): Zur stratigraphischen Stellung der Rhyolithischen Tuffe im Oberrotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes und der Urangehalt des Kohlen-Tuff-Horizontes an der Kornkiste bei Schallodenbach/Pfalz. – Z. dt. geol. Ges., **130:** 421–438, Hannover.

HELLBACH, R. (1961): Der Pfälzer Quecksilberbergbau. – Bergbau, **12:** 446–451.

JÄHNE, G. (1981): Zur Geologie im Raum Obermoschel – Unkenbach – Sitters. – Unveröffentl. 2monatige Kartierung, 37 S., Universität Mainz.

LORENZ, V. (1967): Zur Genese neuentdeckter Vulkanschlote in der Umgebung des Donnersberges/Pfalz. – Geol. Rdsch., **57:** 189–198.

– (1968): Zur Geologie einiger Vulkanschlote im Rotliegenden der Umgebung des Donnersberges/Pfalz. – Unveröffentl. Diss., 124 S., Mainz.

– (1971 a): Collapse structures in the Permian of the Saar-Nahe-Area/SW Germany. – Geol. Rdsch., **60:** 924–948.

– (1971 b): Vulkanische Calderen und Schlote am Donnersberg/Pfalz. – Oberrhein. geol. Abh., **20:** 21–41.

RAST, U. & SCHÄFER, A. (1978): Delta-Schüttungen in Seen des höheren Unterrotliegenden im Saar-Nahe-Becken. – Mainzer Geowiss. Mitt., **6:** 121–159, Mainz.

ROSENBERGER, W. (1971): Beschreibung rheinlandpfälzischer Bergamtsbezirke, Bd. **3:** Bergamt Bad-Kreuznach. – 376 S., Bad Marienberg.

SCHÄFER, A. (1980): Sedimenttransport im Permokarbon des Saar-Nahe-Beckens (Oberkarbon und Unterrotliegendes) – Konsequenz für die Entwicklung des Ablagerungsraumes. – Z. dt. geol. Ges., **131:** 815–841, Hannover.

SCHÄFER, A. & RAST, U. (1976): Sedimentation im Rotliegenden des Saar-Nahe-Beckens. – Natur und Museum, **106:** 330–338, Frankfurt a. M.

SCHNEIDERHÖHN, H. (1941): Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde, Bd. 1 – 858 S., Jena.

SEELIGER, E. (1956): Untersuchungen an Quecksilbererzen der Pfalz. – Fortschr. Mineral., **34:** 26–27, Stuttgart.

STRECKEISEN, A. (1978): Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilitic Rocks. – N. Jb. Miner. Abh.: **134,** 1–14, Stuttgart.

(Bei der Schriftleitung druckfertig eingegangen am 11.12.1981)

Anschrift des Verfassers:

Dr. Ralf Krupp, Institut für Geowissenschaften (Geologie), Johannes Gutenberg-Universität, Saarstraße 21, D-6500 Mainz.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Mitteilungen der POLLICHIA

Jahr/Year: 1981

Band/Volume: 69

Autor(en)/Author(s): Krupp Ralf

Artikel/Article: Die Geologie des Moschellandsberg-Vulkankomplexes (Pfalz) und seiner Erzvorkommen 6-26