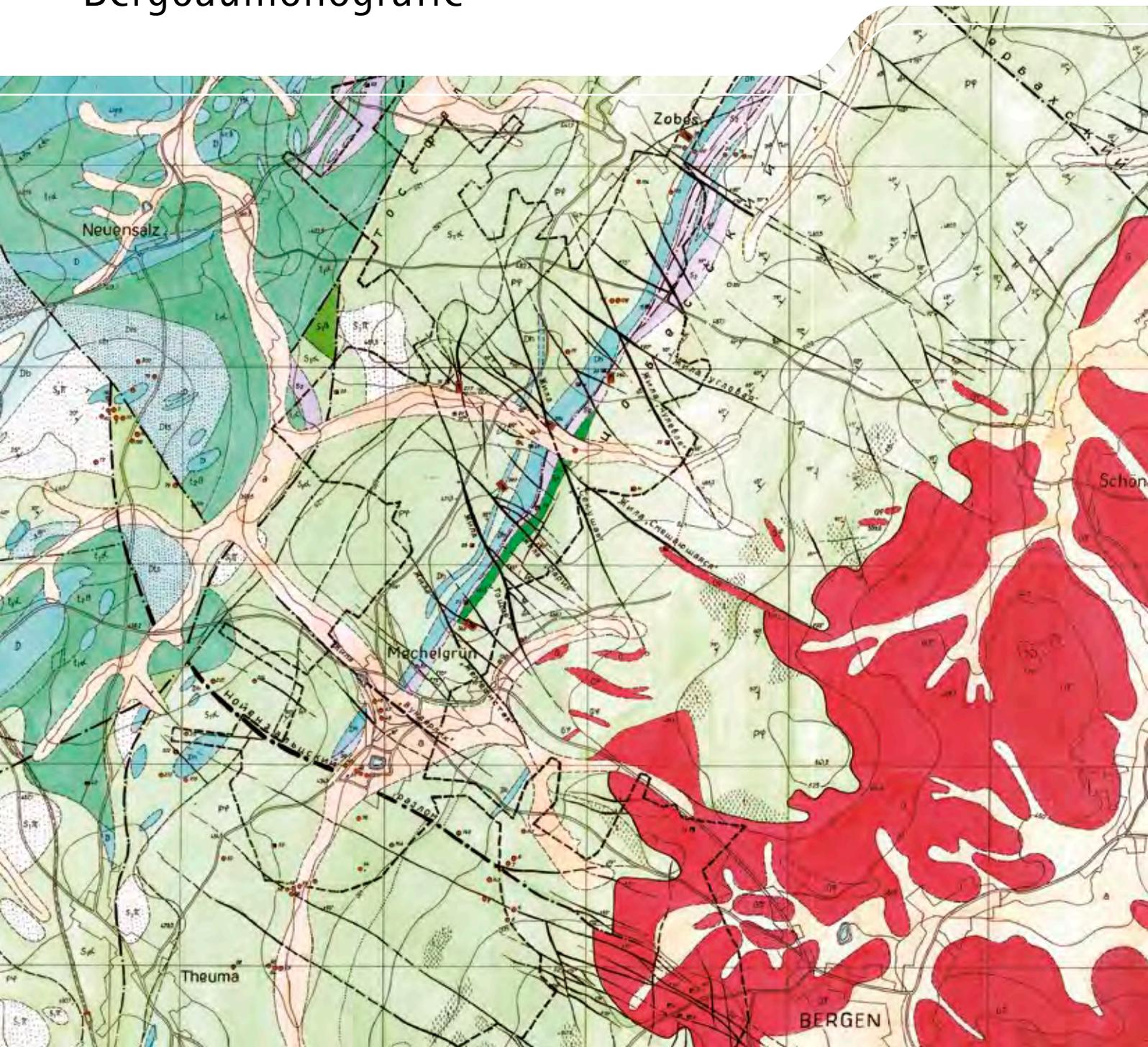


Das Lagerstättengebiet Zobes-Bergen im Vogtland

Bergbau in Sachsen, Band 18
Bergbaumonografie



Bergbau in Sachsen, Band 18

Das Lagerstättengebiet Zobes–Bergen im Vogtland und benachbarte Uranvorkommen im Bereich des Bergener Granitmassivs

Axel Hiller und Werner Schuppan

Bergbaumonografie

Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie
Oberbergamt

Freiberg 2016

Vorwort

Nach den Arbeiten zu den Lagerstätten von Niederschlag bei Bärenstein, Königstein, Pöhl-Globenstein, Schneeberg, Schlema-Alberoda und Tellerhäuser-Hämmerlein erfährt mit der Region Zobes-Bergener Granit ein weiteres Lagerstättengebiet aus dem zurückliegenden Uran-Bergbau der einstigen SAG/SDAG Wismut eine zusammenfassende Beschreibung. Im Gegensatz zu den meisten Uranbergbau-Revieren des erzgebirgisch-vogtländischen Raumes erfolgte hier im Vorfeld nur ein sporadischer Altbergbau ohne größere wirtschaftliche Bedeutung.

1949 begannen am Bergener Granit die ersten umfangreicheren Erkundungsarbeiten durch die SAG. Noch im gleichen Jahr wurden die ersten Schächte bei Zobes und bei Bergen geteuft. Die letzten in dieser Monografie beschriebenen Lagerstätten bzw. Vorkommen standen etwa bis 1970 in der bergmännischen Erkundung. Spätere Such-Kartierungsarbeiten endeten zumeist ohne positiven Befund.

Bei der Suche nach Uran lieferten die Arbeiten der SAG/SDAG Wismut neben den lagerstättenkundlichen Ergebnissen auch grundlegende Erkenntnisse zum geologischen Aufbau der gesamten Region. Sie sind somit auch heute von grundsätzlicher Bedeutung für die Regionale Geologie, Rohstoffgeologie, Hydrogeologie oder für die Umweltgeologie. Mit dieser Bergbaumonografie wird künftigen Generationen von Geowissenschaftlern, Geobüros und geo- wie bergbauinteressierten Bürgern ein einzigartiges Informationsmaterial zur Geologie, Mineralogie, zum Bergbau und zur Sanierung der Lagerstätten übergeben.

Den Autoren dieses Bandes gilt ein herzlicher Dank für die gründliche Recherche und fachkundige Aufbereitung der Materie. Gleichzeitig danken wir der Wismut GmbH, die als Rechtsnachfolger und Sanierer der Bergbauhinterlassenschaften diese Arbeiten ermöglichte und unterstützte.



B. Cramer

Prof. Dr. Bernhard Cramer

Oberberghauptmann
Präsident des Sächsischen Oberbergamtes



N. Eichkorn

Norbert Eichkorn

Präsident des Sächsischen Landesamtes
für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie

Inhalt

Vorwort	03	3 Die Lagerstätte Zobes	40
Zusammenfassung Summary	06	3.1 Geologische Struktur	40
1 Allgemeiner Überblick	09	3.2 Nebengesteine	40
1.1 Geografische Lage, Klima und Wirtschaft	09	3.3 Tektonischer Bau	45
1.2 Geschichte des Bergbaus und der geologischen Untersuchung	11	3.4 Mineralisation	50
2 Regionalgeologischer Überblick	14	3.4.1 Schichtgebundene Vererzung	50
2.1 Geologische Position	14	3.4.2 Gangmineralisation	50
2.2 Sedimentär-metamorphe Gesteine	17	3.4.3 Zonalität in der Lagerstätte Zobes	60
2.3 Magmatische Gesteine	20	3.4.4 Nebengesteinsveränderungen	60
2.4 Granitoberfläche und Kontaktmetamorphose	22	3.5 Lokalisation der Uranvererzung, erzkontrollierende Faktoren	61
2.5 Quartäre Ablagerungen	25	3.6 Zur Genese der Lagerstätte Zobes	65
2.6 Tektonischer Bau	25	3.7 Rohstoffcharakteristik	66
2.6.1 Faltenbau	25	3.7.1 Uranerze	66
2.6.2 Bruchtektonik	28	3.7.2 Begleitkomponenten	68
2.7 Hydrogeologie	33	3.8 Bergmännische Arbeiten	71
2.7.1 Allgemeine hydrogeologische Verhältnisse und Grundwasserleiter	33	3.8.1 Aufsuchung und Ersterkundung der Lagerstätte	71
2.7.2 Hydrochemische Übersicht	34	3.8.2 Aufschluss, Ausrichtung, Vorrichtung und Abbau	75
2.8 Uranführung (für das Gesamtgebiet des Vogtlands)	36	3.9 Technologie der Gewinnung und Verarbeitung der Uranerze	75
2.8.1 Lagerstättentypen	36	3.9.1 Gewinnung der Uranerze	75
2.8.2 Uranpotenzial und Verteilung nach Lagerstätten	36	3.9.2 Verarbeitung der Uranerze	77
2.8.3 Uranvorräte und Produktionsumfänge	37	3.10 Bemusterung und Vorratsberechnung	78
		3.10.1 Methodik der Probenahme	78
		3.10.2 Vorratsberechnung	79
		3.10.3 Ergebnisse der Vorratsberechnungen	81

3.11	Geophysikalische Untersuchungen	82	5 Sonstige Uranvorkommen	102
3.11.1	Radiometrische Betreuung der Bergarbeiten	82	5.1 Uranvorkommen Tirpersdorf	102
3.11.2	Geophysikalische Feldarbeiten	83	5.2 Uranvorkommen Theuma-Süd	107
3.12	Hydrogeologie	86	5.3 Uranvorkommen Lottengrün	108
3.12.1	Wasserführung und Wasserhaltung	86	5.4 Uranvorkommen Rebesgrün/Dorfstadt	108
3.12.2	Bemerkenswerte Einzelzuflüsse	87	5.5 Uranvorkommen Werda	110
3.12.3	Hydrochemische Verhältnisse	87	5.6 Sonstige Uran-Mineralisationspunkte	111
3.13	Verwahrung/Sanierung	88	5.6.1 Uran-Mineralisationspunkt Theuma-Nord	112
4 Die Lagerstätte Bergen	92		5.6.2 Uran-Mineralisationspunkt Lottengrün-Ost	114
4.1	Geologische Struktur	92	5.6.3 Uran-Mineralisationspunkt Brotfeld	114
4.2	Nebengesteine	93	5.6.4 Uran-Mineralisationspunkt Galgenberg	114
4.3	Tektonischer Bau	94	5.6.5 Uran-Mineralisationspunkt Altmannsgrün	115
4.4	Gangmineralisation	94	5.6.6 Uran-Mineralisationspunkt Schreierngrün	116
4.5	Bergmännische Arbeiten	97	5.6.7 Uran-Mineralisationspunkt Oberlauterbach	116
4.6	Uranvererzung (einschließlich Gewinnung und Verarbeitung)	98	5.6.8 Uran-Mineralisationspunkt Ellefeld	117
4.7	Hydrogeologie	100		
4.7.1	Wasserführung und Wasserhaltung	100		
4.7.2	Hydrochemische Verhältnisse	100		
4.8	Verwahrungsarbeiten	101		
			Nachwort	118
			Danksagung	119
			Literaturverzeichnis	120
			Anhang	126
			Beilagen	148

Zusammenfassung | Summary

Das Lagerstättengebiet Zobes-Bergen ist im Rahmen der systematischen Sucharbeiten der SAG/SDAG Wismut nach dem 2. Weltkrieg entdeckt worden. Dabei hat sich im Verlauf der Erkundung und des Abbaus die Lagerstätte Zobes als die zweitgrößte Uran-Ganglagerstätte in Sachsen erwiesen.

Das Lagerstättengebiet Zobes-Bergen und benachbarte Uranvorkommen befinden sich im Bereich des Bergener Granitmassivs im östlichen Vogtland. In regionalgeologischer Sicht liegt dieses Gebiet an der südöstlichen Flanke des Vogtländischen Synklinoriums, im Kreuzungsbereich des SW-NO streichenden Zentralsächsischen Lineaments mit der NW-SO gerichteten Tiefenstörung Zeulenroda-Zobes/Bergen-Mariánske Lázne und der N-S-Struktur Greiz-Triebel als Teil der Leipzig-Vogtland-Regensburg-Zone.

In diesem Abschnitt des variszisch konsolidierten Grundgebirges dominieren schwach regionalmetamorphe ordovizische Schieferserien mit grünschieferfazieller Überprägung. Eingelagert in den überwiegend aus Phylliten bestehenden unterordovizischen Schieferkomplex finden sich hier zwei langgestreckte, schmale fragmentarische Synklinalzonen, die Gesteine des oberen Ordoviziums, Silurs und Devons enthalten. In diesen Gesamtkomplex sind die spätvariszischen Granite des Bergener Massivs intrudiert und haben um das Massiv einen ca. 2 – 3 km breiten Kontakthof ausgebildet. Überwiegend in Gesteinen dieses Kontakthofs ist eine durch tektonische und lithologische Faktoren kontrollierte Gangmineralisation ausgebildet (Uranlagerstätte Zobes, Uranvorkommen Tirpersdorf u. a.); ein geringerer Teil der Mineralisation wurde auf Gängen im Granitmassiv selbst abgesetzt (Lagerstätte Bergen).

Mit der Orientierung des regionaltektonischen Bauplanes hängen auch die wesentlichsten Elemente der geologisch-tektonischen Struktur des Lagerstättengebietes zusammen. So entspricht die Lage der tektonischen Störungen mit SSW-NNO- bis SW-NO-Streichen der hiesigen Ausprägung des variszischen Falten- und Schuppenbaus. Besonders zahlreiche tektonische Strukturen verlaufen allerdings in etwa NW-SO-Richtung, und auch die hydrothermale Gangmineralisation ist meist hieran geknüpft.

Am intensivsten ausgeprägt (und entsprechend auch am umfassendsten untersucht) war diese Gangmineralisation in der Uranlagerstätte Zobes. In einer Synklinalzone mit kohlenstoff-

The Zobes-Bergen deposit area was discovered after World War II within the scope of systematic prospecting for uranium by the joint-stock company »Wismut«. As a result of its exploration and exploitation, the Zobes deposit was proved to be the second largest vein-type uranium deposit in Saxony.

The Zobes-Bergen deposit area and the surrounding uranium occurrences are situated in the region of the Bergen granite massif in the eastern Vogtland, at the south-eastern flank of the Vogtland syncline. Its geological settlement is controlled by the intersection of the SW-NE striking central Saxon lineament with the NW-SE trending Zeulenroda-Zobes/Bergen-Mariánske Lázne fault zone and the N-S orientated Greiz-Triebel fault as a part of the Leipzig-Vogtland-Regensburg fault zone.

Two narrow long-stretched fragmentary synclinal zones containing Upper Ordovician, Silurian, and Devonian rocks are folded into the mainly Lower Ordovician schist series. Granites of the Bergen massif intruded into the schist complex during Late-Variscan time and formed a contact metamorphic aureole of 2 – 3 km width. The distribution of vein mineralization (Zobes deposit, Tirpersdorf occurrence etc.) is tectonically and lithologically controlled and occurs mainly in the contact metamorphic aureole. A minor part of this mineralization is situated within the granites of the Bergen massif (Bergen deposit).

The main elements of regional geological-tectonic structure are aligned with the spatial orientation of the above-mentioned regional tectonic elements and their intersection. Consequently, the orientation of faults with SSW-NNE to SW-NE striking is connected to the orientation of the Variscan fold and imbricate structure. However, numerous NW-SE striking faults are detected which host and control the hydrothermal vein mineralization.

The vein mineralization was most intensively marked (and hence most extensively investigated) in the Zobes uranium deposit. Uranium ores were detected in many NW-striking veins at the western contact of the Bergen massif where the contact metamorphic aureole contains carbon-rich schists, meta-carbonates and meta-diabases. Furthermore, a strata-bounded disseminated scheelite-sulfide-mineralization, which is proofed as non-economic, occurs within this rock complex.

The vein mineralization is considered the result of a long-term multiphase hydrothermal sequence formed by a series of min-

führenden Schiefen, Metakarbonaten und -diabasen im westlichen Kontakthof des Bergener Granitmassivs ist hier auf einer Vielzahl von überwiegend NW-streichenden Gangstrukturen eine Uranvererzung angetroffen worden. Außerdem kommt in diesem Gesteinskomplex eine schichtgebundene Scheelit-Sulfid-Vererzung vor, die aber als nicht bauwürdig bewertet worden ist.

Die Gangmineralisation ist als Resultat eines langdauernden und vielphasigen hydrothermalen Prozesses anzusehen, der in eine Reihe von Mineralisationsstadien bzw. daraus hervorgegangenen Gangformationen (oder Folgruppierungen) verschiedenen Alters gegliedert werden kann. Die ältesten uranföhrnden Gänge stellen die Quarz-Pechblende-Calcit-Gänge der spätvariszischen kku-Formation (qu-Folgruppierung) dar. Durch tektonisch-metasomatische Überprägung solcher Gänge sind postvariszisch einige andere uranföhrnde Gangformationen entstanden, die neben korrodierten Relikten und Bruchstücken älterer Bildungen neugebildete umgelagerte Pechblende enthalten. Im Zusammenhang mit einer Mg-Metasomatose wurden so die dolomitischen Erzgänge der mgu-Formation (krsfsb-Folgruppierung) gebildet.

Weiter verbreitet als die genannten Quarz-Pechblende-Karbonat-Gänge sind in Zobes arsenidische Gänge insbesondere der biconi-Formation (qas-Folgruppierung). Einer selektiven Gewinnung von Kobalt-Nickel-Erzen stand aber ihre häufige Überlagerung mit der Uranvererzung entgegen. Die meisten und bedeutendsten Uranerzgänge der Lagerstätte stellen allerdings die durch eine jüngere Quarzmetasomatose entstandenen Quarz-Pechblende-Gänge mit Hämatit dar, die die überwiegende Menge des Uranerzes der Lagerstätte enthielten.

Die Vielphasigkeit der Gangmineralisation föhrte in Zobes vor allem auf den größeren Gängen zu einem ausgeprägten Teleskopieren. Andererseits verursachte diese Vielphasigkeit mehrfache Veränderungen in der Ausbildung und Verteilung dieser Mineralisation, die eine Zonalität verwischen bzw. überprägen. Letztere ist insgesamt gesehen am ehesten noch bei den Gangarten zu erkennen in der Zunahme von Quarz mit der Teufe und damit zum Granitkontakt zu, gegenüber einem höheren Anteil von Karbonaten und Baryt auf den oberen Sohlen und in den Flankenbereichen der Gänge.

Bezüglich ihrer Genese ist bei der Lagerstätte Zobes unter anderem auf ihre Lage an der Tiefenstörung Zeulenroda-Zobes/Bergen-Mariánske Lázne, einer Parallelstruktur zur Gera-Jáchymov-Störungszone, sowie auf die Ähnlichkeit mit der Lagerstätte Schlema-Alberoda hinzuweisen. Damit ergeben sich auch für die Herkunft der Erzsubstanz und die physikochemischen Bedingungen beim Absatz dieser Vererzung vergleichbare Verhältnisse. Der Absatz der Pechblende und der anderen Gangminerale aus mineralisierten Lösungen ging bei Änderungen des umgebenden physikochemischen Milieus vor sich, wie an den Grenzen bzw. dem Wechsel geochemisch unterschiedlicher Nebengesteine, besonders der lithologisch bunten »produktiven« Serie der Zobeser Synklinale, oder bei Änderungen der Morphologie der Gangspalten.

eralization stages or mineral associations (or sequential groups) of different age.

The primary uranium-bearing veins are the quartz-pitchblende-calcite veins of the late-Variscan kku-formation (qu-sequential group). Post-Variscan tectonic-metasomatic overprint transformed them into veins with several younger uranium-bearing mineral associations. They contain mobilized and re-deposited pitchblende as well as corroded relics and fragments of older vein material. Dolomitic uranium ore veins of the mgu-formation (krsfsb-sequential group) were formed in this way by magnesium-metasomatism.

Arsenide veins, predominantly of the biconi-formation (qas-sequential group), are more abundant in the Zobes deposit than the above-mentioned quartz-pitchblende-carbonate veins. However, a selective exploitation of cobalt-nickel ore was prevented by the superimposition with uranium ore.

The most common and most important uranium-bearing veins of the Zobes deposit are hematite-bearing quartz-pitchblende veins from a younger quartz metasomatism. Most of the uranium reserves were concentrated in these veins.

The multiphase vein mineralization caused a strongly developed telescoping especially in large veins. On the other hand, the multiphase development led to several changes in form and distribution of the mineralization. Thus the zoning of mineralization is covered up or overprinted respectively. The latter is best observed for gangue materials by increasing amount of quartz in the depth and coming closed to the granite contact. In contrast, the proportion of carbonates and baryte in the upper part and flanks of the deposit is elevated.

The position at the Zeulenroda-Zobes/Bergen-Mariánske Lázne fault zone, a parallel zone to the Gera-Jáchymov fault zone, and the similar geological setting compared with the Schlema-Alberoda deposit seem to be important for the genesis of the Zobes deposit. Thus the origin of uranium and the physicochemical conditions of ore deposition should be comparable too. The pitchblende and other vein minerals were precipitated by mineralized solutions under conditions of changing physicochemical environment. Such conditions occur at contacts between geochemically different country rocks, predominantly within the so called »productive« rock series of the Zobes syncline, or else resulting from morphologic changes of vein fissures.

A total of about 200 ore veins are unequally distributed over 4 km in strike of the Zobes syncline and clustered in three ore knots. The uranium mineralization was traced from surface in the central part of the deposit over a 800 – 1000 m down to the end of the »productive« rock series at the granite contact. The main ore concentration was detected between 200 m and 650 m depth.

Uranium recovery was carried out usually by cut-and-fill stoping. During 1950 to 1963, the Zobes deposit has delivered 4673 metric tons of uranium in total. The deposit was worked out almost completely except some small non-economic reserves at the deepest horizons and at the flanks.

Die insgesamt ca. 200 Erzgänge der Lagerstätte Zobes sind im Streichen der Zobeser Synklinale über ca. 4 km verteilt, allerdings recht ungleichmäßig bei einer Häufung bzw. Gruppierung in drei Erzknöten. Dabei reichte die Uranvererzung von der Tagesoberfläche im Zentralteil über insgesamt ca. 800 – 1.000 m Erstreckung bis zum Ausklingen der Vererzung am Granitkontakt, wo die »produktive« Serie durch die Granitoberfläche abgeschnitten wird. Die Hauptvererzung lag zwischen etwa 200 m und 650 m Teufe.

Der Abbau der Uranvererzung erfolgte allgemein im Firstenstoßbau. Insgesamt sind von 1950 bis 1963 in Zobes 4.673 t Uran gewonnen worden. Die Lagerstätte ist bis auf nicht bauwürdige (oder nicht gewinnbare) Restvorräte im Lagerstätten-tiefsten und an den Flanken als abgebaut zu bewerten.

Die uranerzführenden Braunquarzgänge der sich südlich anschließenden intragranitischen Lagerstätte Bergen entsprechen den obengenannten jüngeren Quarz-Pechblende-Gängen mit Hämatit von Zobes. Allerdings ist hier durch intensive hypergene Prozesse in der die gesamte Lagerstätte erfassenden Oxidationszone die primäre Pechblende weitgehend in sekundäre Uranminerale, vor allem Uranglimmer, umgewandelt. Insgesamt wurden auf den meist NW-streichenden Gängen dieser wesentlich kleineren Lagerstätte 162 t Uran gewonnen; auch sie ist als abgebaut anzusehen.

Im südlichen Teil der Synkinalzone von Zobes-Tirpersdorf sind in kleineren Blöcken mit »produktiven« Gesteinen wie in der Lagerstätte Zobes ebenfalls meist NW-streichende Quarz-Pechblende-Karbonat-Gänge angetroffen worden. Wegen der relativ geringen Ausdehnung und Verbreitungsdichte dieser Vererzung wurde das Uranvorkommen Tirpersdorf als nicht bauwürdig bewertet.

Auch einige andere Vorkommen einer Uranmineralisation, so in den Untersuchungsgebieten Theuma-Süd und Lottengrün auf der Westseite des Bergener Granitmassivs sowie Rebesgrün, Dorfstadt und Werda auf seiner Ostseite, sind im Ergebnis der durchgeführten Erkundungsarbeiten als nicht bauwürdige Uranvorkommen eingestuft worden. Weitere, noch kleinere Vorkommen einer nur geringfügigen Uranmineralisation, wie z. B. in den Untersuchungsgebieten Theuma-Nord, Altmanngrün und Oberlauterbach, wurden als Uran-Mineralisationspunkte deklariert.

Nach der Einstellung der Arbeiten an den Bergbau- und Erkundungsstandorten der SDAG Wismut im Bereich des Bergener Granitmassivs erfolgten zeitnah Arbeiten zur Stilllegung und Wiedernutzbarmachung dieser Standorte. Da diese damalige Sanierungstätigkeit in ihren Ergebnissen nicht immer heutigen Anforderungen gerecht wird, sind hier noch weitere Maßnahmen zur langzeitstabilen Verwahrung der Grubenbaue und der über-tägigen Hinterlassenschaften des Uranbergbaus erforderlich.

The uranium-bearing brown quartz veins of the adjacent (in south) Bergen deposit are comparable with the above-mentioned younger hematite-bearing quartz-pitchblende veins in the Zobes deposit. However, primary pitchblende is extensively altered by intense hypergenetic processes to secondary uranium minerals, mostly uranium phosphates. In total this substantially smaller deposit produced 162 tons of uranium and was extracted almost completely too.

Several quartz-pitchblende-carbonate veins were detected in south part of the Zobes-Tirpersdorf synclinal zone in smaller blocks of »productive« rocks similar to the Zobes deposit. So the Tirpersdorf occurrence was valued unprofitable because of relative small extent and low density of these veins.

Some other occurrences of uranium mineralization like the Theuma-Süd and Lottengrün areas on the West side of the Bergen massif as well as Rebesgrün, Dorfstadt and Werda on the East side, are valued as unprofitable according to the results of realized exploration work. Furthermore, smallest occurrences of insignificant uranium mineralization, as the Theuma-Nord, Altmanngrün and Oberlauterbach locations, were classed as points of uranium mineralization.

Decommission and rehabilitation work was carried out after shutdown of mining and exploration sites in the Bergen massif region. However, former remediation activities do not always meet present-day requirements. Therefore it is necessary to take further measures to ensure appropriate handling of the remains of the uranium mining.

1 Allgemeiner Überblick

1.1 Geografische Lage, Klima und Wirtschaft

Das Bergener Granitmassiv liegt im Südwesten des Freistaates Sachsen, östlich der Kreisstadt Plauen. Das Areal ist Teil des Vogtlandkreises, der seinerseits dem Direktionsbezirk Chemnitz zugeordnet ist. Das Lagerstättengebiet Zobes-Bergen selbst erstreckt sich vom Ortsteil Zobes der Gemeinde Neuensalz über den Ortsteil Mechelgrün bis an den Südwestrand der Gemeinde Bergen (siehe Abb. 1-2).

Das Granitmassiv bedeckt eine Fläche von 28 km²; einschließlich Kontakthof sind es sogar ca. 80 km². Dieser Landschaftsbereich gehört zu den mittleren Lagen des oberen Vogtlands und weist Geländehöhen von 400 m NN bis maximal 630 m NN auf. Das geomorphologische Bild widerspiegelt den geologischen Bau des Untergrundes in auffälliger Weise. Im Verbreitungsgebiet der Granite, das als flachwellige Senke ausgebildet ist, sind geringere Höhen zu verzeichnen. Der erosionsbeständigere Kontakthof umgibt dieses Areal wallartig. Morphologisch auffällig ist der Kontakthof in seinem Verlauf zwischen Theuma und Treuen als Geländestufe ausgebildet, die hier die Grenze zum mittleren Vogtland bildet.

Das Bergener Granitmassiv ist fast vollständig Bestandteil des Naturparks Erzgebirge-Vogtland. In unmittelbarer Nachbarschaft liegen die Landschaftsschutzgebiete Oberes Göltzschtal, Görnitztal und Talsperre Pöhl, es bestehen jedoch keine Naturschutzgebiete. Das allgemeine Landschaftsbild ist durch häufige Wechsel von Acker- und Weideflächen mit Beständen von Misch- und Nadelwäldern geprägt.

Das Klima ist bedingt durch die NW-exponierte Lage im Luvbereich der Kammregionen des oberen Vogtlandes relativ feucht und kühl. Die langjährigen Mittelwerte der Lufttemperatur und des Jahresniederschlags liegen bei 7,7 °C bzw. 780 mm (Station Treuen des Deutschen Wetterdienstes).

Das gesamte Territorium gehört zum Einzugsgebiet der Weißen Elster und wird von deren rechten Nebenflüssen Trieb und Görnitzbach entwässert. Die Trieb entspringt südöstlich des Bergener Massivs und führt gemeinsam mit ihrem Zufluss Treba (oder Treuener Wasser) nahezu den gesamten Oberflächenabfluss des Gebietes nach Nordwesten ab. Bei Werda wird die Trieb in der gleichnamigen Talsperre (früher Geigenbachtalsperre genannt; Fassungsvermögen 4,9 Mio. m³) zur Trinkwassergewinnung angestaut. Nordwestlich vom Betrachtungsgebiet, nahe der Mündung in die Weiße Elster, erfolgt ein weiterer



Abb. 1-1: Blick von Südwesten über die Ortslage Mechelgrün zu den Halden von Schacht 362

Aufstau durch die Talsperre Pöhl. Diese hat mit 69 Mio. m³ Stauraum große Bedeutung für die Wasseraufhöhung in der Weißen Elster und den Hochwasserschutz sowie als Erholungsgebiet. Aus dem südlichen Randbereich des Gebietes fließen kleinere Bäche dem Görnitzbach zu, die in geringem Umfang die südlichen Randbereiche des Kontakthofes entwässern.

Das betrachtete Gebiet ist relativ dicht besiedelt. Es erstreckt sich ganz oder teilweise über die Gemarkungen der Ortschaften Treuen, Rodewisch, Auerbach/V., Falkenstein, Neuensalz, Bergen, Theuma, Tirpersdorf, Werda und Neustadt/V. mit den seit 1990 eingemeindeten Ortsteilen. Die Einwohnerzahl dieser Kommunen beläuft sich insgesamt auf nahezu 51.000 (Stand Ende 2012), wobei der Hauptanteil auf die Städte Auerbach/V. (19.300 Einwohner), Falkenstein und Treuen (beide über 8.000 Einwohner) entfällt.

Das eigentliche Bergbauzentrum von Zobes-Mechelgrün liegt nur 8 km östlich der Kreisstadt Plauen. Die Entfernung nach Oelsnitz/V. im Südwesten beträgt 10 km. Falkenstein und Auerbach/V. liegen 10 km bzw. 12 km östlich.

Das Gebiet weist eine sehr gute Verkehrsanbindung auf. Unmittelbar westlich verlaufen die BAB 72, die über die Anschlussstellen Treuen, Plauen-Ost oder Plauen-Süd zu erreichen ist, und die Bundesstraße 173. Von Plauen aus verläuft die Bundesstraße 169 über Bergen und Falkenstein in Richtung

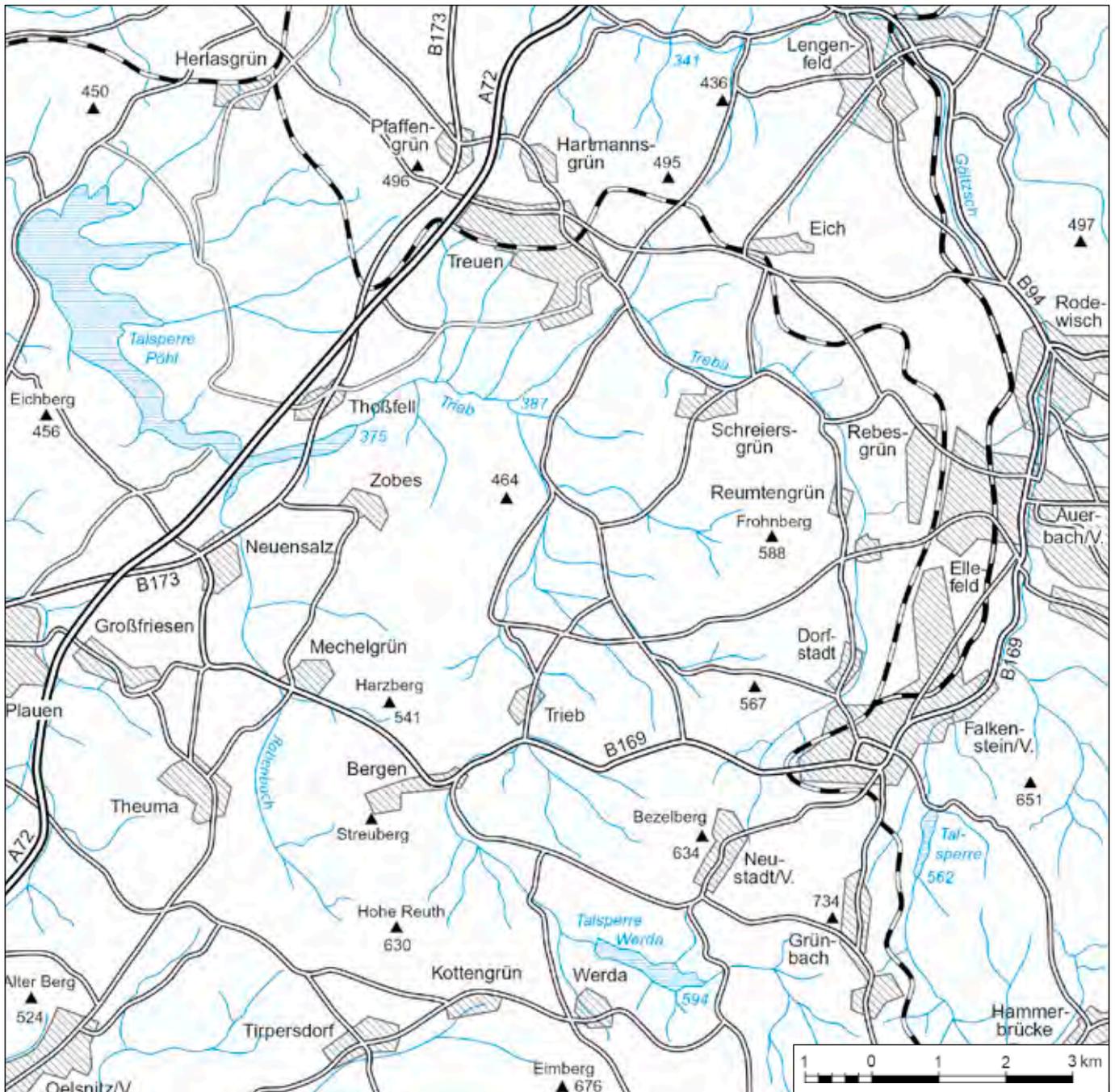


Abb. 1-2: Topografische Übersicht zum Gebiet des Bergener Granitmassivs

Rodewisch, wo die B94 beginnt. Alle Ortschaften sind über befestigte Straßen erreichbar.

Die Stadt Auerbach verfügt über einen Flugplatz für Privat- und Geschäftsflieger.

Wichtigste Eisenbahnverbindung ist die Sachsen-Franken-Magistrale der Deutschen Bahn (Dresden-Hof), die durch Plauen verläuft. Als regionaler Anbieter betreibt die Vogtlandbahn die Strecke Zwickau-Klingenthal (-Kraslice) mit Stationen in Rodewisch, Auerbach und Falkenstein. Die Strecke Plauen-Falkenstein der Vogtlandbahn verläuft über Thoßfell, Treuen und Auerbach.

Die wichtigsten Erwerbszweige stellen die Landwirtschaft und die Leichtindustrie dar. In den Gewerbegebieten sind größere Zulieferer der Automobilindustrie, Unternehmen der Elektroindustrie und der Informatik sowie Bau- und Logistikbetriebe ansässig. Traditionelle Branchen wie die Spitzenherstellung, der Maschinenbau, Textil- und die Lebensmittelindustrie haben an Bedeutung verloren.

Ein Teil der Bevölkerung ist in den Ballungsräumen des benachbarten Freistaates Bayern erwerbstätig und pendelt zwischen Wohn- und Arbeitsort.

1.2 Geschichte des Bergbaus und der geologischen Untersuchung

Im Gegensatz zu den meisten Uranbergbau-Revieren des erzgebirgisch-vogtländischen Raumes ist im Gebiet des Bergener Granitmassivs nur ein sporadischer Altbergbau ohne größere wirtschaftliche Bedeutung zu konstatieren. Die bis zum 19. Jahrhundert unternommenen Bergbauversuche waren auf die Gewinnung von Kupfer- und Eisenerzen ausgerichtet (SCHURIG 1875), wobei bekanntermaßen die Quellenlage zu den Eisenerzgruben sehr dürftig ist. In den Extraheften zur Oryktografie von Sachsen werden für das Betrachtungsgebiet mit dem Wilhelmine Flachen und dem Tannebaum Morgengang bei Zobes lediglich zwei Gänge der Eisen-Kupfererz-Formation namentlich erwähnt (FREIESLEBEN 1845).

Erwähnenswert sind die Goldseifen in der Göltzsch bei Rodewisch und Auerbach, die wiederholt Anlass zur Suche nach den primären Goldquellen im Anstehenden gaben, deren bisherige Ergebnisse jedoch weiterhin kontrovers diskutiert werden (SCHADE 2004; LEHMANN 2010).

Unmittelbar südlich von Tirpersdorf auftretende Quarz-Wolframit-Gänge gaben wiederholt Anlass für bergmännische Arbeiten. Die 1907 gemutete Gertrud Fdgr. wurde bis zur Werkschließung 1920 mit maximal 320 Mann Belegschaft betrieben (WEISE & UHLEMANN 1924), die kumulative Produktion betrug nahezu 150 t WO_3 im Konzentrat. Spätere Erkundungsaktivitäten im Zeitraum 1938 – 1939 (nur Bohrungen) sowie 1952 – 1956 (BOLDUAN 1964) zogen keine neuen Gewinnungsarbeiten nach sich. Im Vorkommen Eich bei Treuen wurden während des 1. Weltkrieges zwei Quarz-Wolframit-Gänge abgebaut (BAUMANN et al. 2000).

Bedingt durch die geringe wirtschaftliche Bedeutung des hiesigen Bergbaus blieb auch die geologische Erforschung des Vogtlandes bis ins späte 19. Jahrhundert vergleichsweise schwach entwickelt. Frühe Kartendarstellungen von CHARPENTIER (1778) bzw. NAUMANN (1835) zeigen das Vogtland entweder als einheitliches Schieferareal oder mit der Unterteilung in Phyllit-, Tonschiefer- und Granitgebiete. Daneben sind Mineralbeschreibungen aus dem Vogtland und die Darstellung hier gefundener Fossilien aus dieser Zeit erwähnenswert.

Als erste eingehende geologische Untersuchungen sind im Vogtland die im Zuge der Sächsischen geologischen Landesaufnahme vorgenommenen Kartierungen im Maßstab 1:25.000 zu nennen. Für das Gebiet des Bergener Granitmassivs betrifft das die Blätter mit den zugehörigen Erläuterungen: Falkenstein (SCHRÖDER 1885), Auerbach (DALMER 1885), Treuen-Herlasgrün (DALMER 1886) und Oelsnitz-Bergen (WEISE & SCHRÖDER 1890). Den damit erreichten Wissenstand fasste CREDNER (1910) in der Geologischen Übersichtskarte des Königreichs Sachsen im Maßstab 1:500.000 zusammen (siehe Abb. 1-3).

Die jeweiligen Revisionskartierungen zu diesen Kartenblättern, um die sich SCHRÖDER (Blatt Falkenstein 1915) und WEISE & UHLEMANN (übrige Blätter) verdient gemacht haben, brachten einen bedeutenden Erkenntniszuwachs, der u. a. Eingang in die

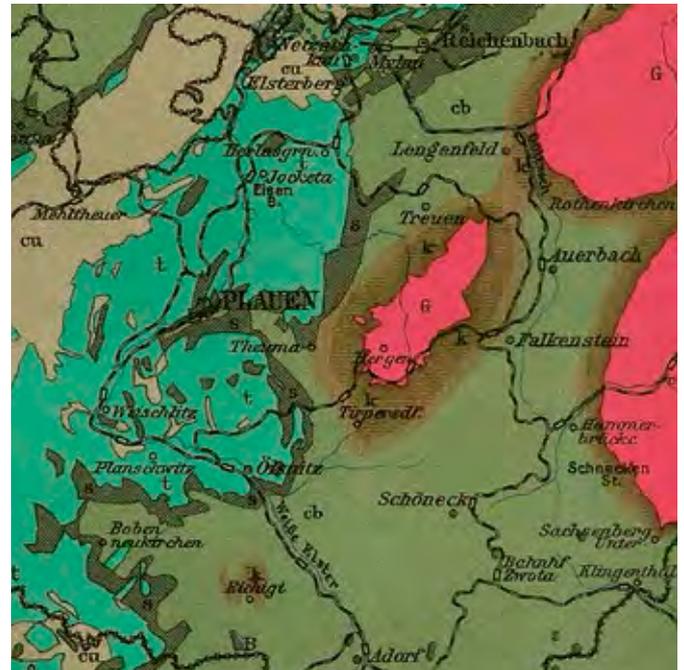


Abb. 1-3: Ausschnitt aus der Geologischen Übersichtskarte des Königreichs Sachsen (CREDNER 1910)

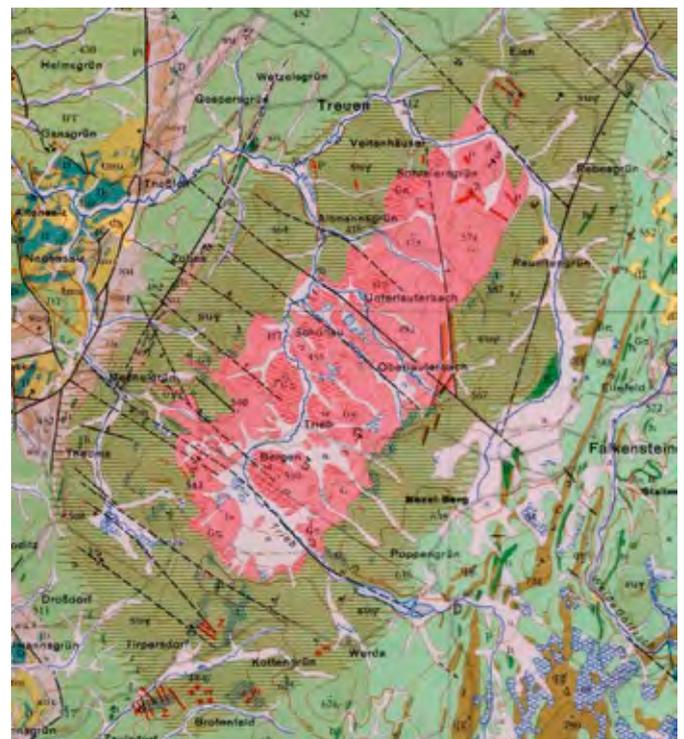


Abb. 1-4: Geologische Karte für den Bereich der Bergener Granitmassivs (WATZNAUER & WEISER 1951)

Geologische Karte von Sachsen (PIETZSCH 1930) und die Kartenedition im Maßstab 1:100.000 (WATZNAUER 1951) fand (siehe Abb. 1-4).

Die Aktivitäten zur Uransuche im Vogtland begannen Ende 1946, noch vor der Bildung der SAG Wismut, mit einer kurzen

Revisionskampagne nördlich von Klingenthal, am Westkontakt des Eibenstocker Granitmassivs. Im Februar 1947 wurden die Arbeiten zunächst ergebnislos abgebrochen und die Arbeitstrupps der Sächsischen Bergverwaltung nach Marienberg verlegt.

Erst im August 1948 kam es hier zu erneuter Prospektionstätigkeit durch eine Erkundungsgruppe beim Objekt 32 (Aufbereitung Tannenbergesthal) der mittlerweile gegründeten SAG Wismut (DEMMLER in HAGEN & SCHEID 1999). In den Folgemonaten wurde die Uranlagerstätte Schneckenstein aufgefunden und erkundet (ILGNER & HAHN 1998). Zwischenzeitlich hatte eine Begutachtung der bekannten Uranglimmervorkommen bei Bergen (SCHIFFNER 1911) stattgefunden, so dass sich das Augenmerk auch auf das übrige Vogtland richtete. Im Februar 1949 begann das neu gegründete Objekt 25 mit systematischen Erkundungsarbeiten im Kontaktbereich der vogtländischen Granite einschließlich des Bergener Massivs (SESKUTOV 1961). Hauptmethoden waren detaillierte Emanationsaufnahmen und begleitende geologische Kartierungsarbeiten mit Schürftätigkeit zur Bewertung der angetroffenen Anomalien. Im Februar 1949 begann man in Bergen mit der Teufenerkundung positiv bewerteter Anomalien durch das Anlegen von Tiefschürfen und ab August 1949 auch in Zobes. Bereits im September bzw. im November 1949 wurden dann die Teufarbeiten für die Schächte 254 (Bergen) und 277 (Zobes) aufgenommen. 1950–1951 folgten die Zobeser Schächte 294, 320 und 354.

Zum 01.01.1950 wurde das Erkundungsobjekt 25 in das Objekt 6 umbenannt, das für Erkundungs- und Gewinnungsarbeiten im gesamten Vogtland zuständig war. Zum Objekt gehörten die Schachtverwaltungen 254 (Bergen), 277 (Zobes), 241 (Schneckenstein) und 181 (Gottesberg-Grummetstock). Außerhalb der Lagerstättenbereiche waren Geologische Such- und Erkundungsabteilungen und eine Geophysikalisch-topografische Abteilung für die Prospektionstätigkeit zuständig. Detaillierte Arbeiten mit untertägigen Auffahrungen aus Tiefschürfen konzentrierten sich an den Lagerstättenflanken und in den Bereichen Schreiersgrün, Rebesgrün-Reumtengrün, Vogelsgrün-Schnarrtanne, Hammerbrücke-Friedrichsgrün, Bad Brambach und Hauptmannsgrün-Neumark.

Im Jahre 1952 arbeitete in Zobes die Schachtverwaltung 277 mit den Schächten 277, 294, 320 und 354. In der Lagerstätte Bergen war die Schachtverwaltung 254 tätig, zu der neben dem Hauptschacht 254 noch die Schürfe 1 und 3 gehörten. Bis 1953 realisierte das Objekt 6 eine flächendeckende Emanationsaufnahme seines gesamten Arbeitsgebietes sowie umfangreiche radiohydrogeologische, geomagnetische und gravimetrische Erkundungsarbeiten. Im Ergebnis dieser Untersuchungen konnten eine geologische Karte im Maßstab 1:10.000 für das Kerngebiet und eine Karte der Granitoberfläche im Maßstab 1:50.000 erstellt werden.

1954 wurden an der Nord- und Südflanke der Lagerstätte Zobes die Erkundungsschächte 364 bzw. 362 geteuft. Noch im



Abb. 1-5: Ansicht des Schachtes 294 mit Halden und übertägigen Anlagen (um 1955, ©Archive Wismut)

gleichen Jahr kam es zu Bildung der Schachtverwaltung 362, um die Vorräte der Südflanke der Lagerstätte Zobes gezielt zu erkunden und abzubauen, während die Arbeiten an der Nordflanke weniger erfolgreich verliefen und der Schacht 364 als Material- und Wetterschacht nachgenutzt wurde.

Zum 01.11.1957 erfolgte die Restrukturierung des Objektes 6 zur Schachtverwaltung 6. Von den verbliebenen drei Grubenrevieren bearbeitete der Schacht 277 den Zentralteil der Lagerstätte Zobes und der Schacht 362 den Südteil der Lagerstätte mit dem Grubenfeld Bergen. Schacht 241 führte bis 1959 die Restarbeiten im Raum Schneckenstein aus.

Nach der vollständigen Erschöpfung der Vorräte in Bergen und auf den oberen Sohlen der Lagerstätte Zobes wurde der Schacht 362 Mitte 1959 als Struktureinheit aufgelöst. Die Restarbeiten unterhalb der +127 m-Sohle erfolgten ab 01.01.1960 unter der Bezeichnung Grubenverwaltung Zobes und sollten zunächst bis 1962 abgeschlossen sein. Positive Erkundungsergebnisse in der Folgezeit ermöglichten es, die Gewinnungsarbeiten noch bis Mitte 1963 weiterzuführen. Danach übernahm die Grubenverwaltung Verwahrungsarbeiten im Raum Zobes-Bergen, bevor sie am 30.06.1964 in das in Aue ansässige Objekt 09 der SDAG Wismut eingegliedert wurde.

Parallel zu den Arbeiten der Schachtverwaltung 6 wurde ab 1958 mit der Sächsischen Such- und Schürfexpedition (später Sächsische Geologische Erkundungsgruppe, abgekürzt SSSE bzw. SGEG) eine weitere Struktureinheit der SDAG Wismut im Vogtland aktiv. Gestützt auf moderne Prospektionsverfahren und wissenschaftliche Erkundungskonzepte sollten zunächst die Verbreitungsgebiete uranproduktiver Gesteine nochmals mit größerer Eindringtiefe untersucht werden. Ab 1959 wurden auch Ergebnisse der beginnenden aeroradiometrischen und aeromagnetischen Vermessungen in die Untersuchungen einbezogen. Im Revier »Vogtland« konzentrierten sich die Arbeiten dabei zunächst im Südteil des Vogtländischen Synklinoriums und im Kontakthof des Bergener Granitmassivs. Beginnend mit einzelnen Such-Kartierungsbohrungen wurden die hoffigen Bereiche durch Bohrungen und Schurfgräben systematisch eingegrenzt und eingehend untersucht.

Detaillierte Erkundungsarbeiten mit bergmännischen Auffahrungen folgten in den Gebieten Theuma (PŠENNIKOV et al. 1966) und Tirpersdorf-Werda (PŠENNIKOV et al. 1967).

Ab 1963 nahm die SGEG in Zusammenarbeit mit dem Wissenschaftlich-technischen Zentrum (WTZ) der 3. Verwaltung der SDAG Wismut spezielle Such-Kartierungsarbeiten im Maßstab 1:25.000 im Westerzgebirge und Vogtland auf. Es entstanden dabei neue geologische Karten u. a. für die Blätter Oelsnitz-Bergen (RYBALOV et al. 1968), Auerbach (HERRMANN et al. 1968) und Falkenstein (SIMONOVA et al. 1969). Die Arbeiten an Blatt Treuen blieben unvollendet.

In Auswertung der neuerlichen Kartierungen kam es zur weiteren Intensivierung der Bohrerkundung im Vogtländischen Synklinorium (Gebiet Greiz-Cainsdorf) mit dem Nachweis der kleinen Uranlagerstätte Hauptmannsgrün-Neumark (TIŠUKOV et al. 1973). Am Ostkontakt des Bergener Granitmassivs wurde



Abb. 1-6: Blick vom Forellenbachtal über Schacht 354 und 320 zum Schacht 362 (um 1955, ©Archive Wismut)

die Rebesgrüner Zone einer nochmaligen Teufenerkundung unterzogen, die jedoch mit einer negativen Bewertung abschloss (GORÄEV et al. 1971).

Die Ergebnisse der langjährigen Uransuche im Vogtland wurden Anfang der 1970er Jahre systematisch zusammengefasst und abschließend bewertet (VETROV 1971; RYBALOV et al. 1972). Die Perspektiven für das Auffinden neuer Uranlagerstätten waren hier erschöpft, so dass sich die Aktivitäten der SDAG Wismut in der Folgezeit auf die Lagerstätte Hauptmannsgrün-Neumark beschränkten.

Abschließend ist auf die aero-gammaspektrometrischen Arbeiten im Westerzgebirge/Vogtland zu verweisen, deren Auswertung vorrangig bei der Zustandserfassung für die Sanierung der Hinterlassenschaften des Uranbergbaus und der -aufbereitung genutzt werden konnte (RUHL 1990).

Im Zusammenhang mit dem jüngsten Aufleben rohstofforientierter Forschungen erhielt die Beak Consultants GmbH Freiberg am 04.01.2012 die Erlaubnis zum Aufsuchen von Zinn, Wolfram, Molybdän, Kupfer, Silber, Gold, Blei, Kupfer, Tellur, Flussspat und Schwerspat im Feld »Oelsnitz«, das auch das Gebiet des Bergener Granitmassivs einschließt. Bisher vorgestellte Untersuchungen konzentrierten sich vorrangig auf schichtgebundene Zinnmineralisationen im Raum Oelsnitz/V.

2 Regionalgeologischer Überblick

2.1 Geologische Position

Betrachtungsgebiet dieser Monografie ist das Bergener Granitmassiv mit seinem Kontakthof; folglich ist die Abgrenzung wegen des Einfallens mit Unschärfen behaftet. Der Bereich des Bergener Granitmassivs mit dem Lagerstättengebiet Zobes-Bergen ist Teil der saxothuringischen Zone des variszischen Grundgebirges am NW-Rand der Böhmisches Masse (siehe Abb. 2-1). Das Gebiet befindet sich an der südöstlichen Flanke des Vogtländischen Synklinoriums, das sich im NW an die Südvogtländisch-Westerzgebirgische Querzone der Fichtelgebirgisch-Erzgebirgischen Antiklinalzone anschließt.

Dieses Synklinorium, früher als Vogtländische Mulde bzw. Hauptmulde bezeichnet, wird im Wesentlichen aus variszisch gefalteten, vulkanogen-sedimentären paläozoischen Bildungen aufgebaut. Seine südöstliche Flanke bilden überwiegend ordovizische Schiefer, die schwach regionalmetamorph grünschieferfaziell überprägt sind. In der vorliegenden Arbeit wird im Wesentlichen der Abschnitt der Südostflanke betrachtet, dessen Westgrenze durch die überwiegend N-S verlaufende Thoßfeller Störung markiert wird. Neben geringmächtigen quarzitischen Einlagerungen sind in diesen meist phyllitischen Schiefer gelegentlich auch Diabase als meist linsenförmige Körper anzutreffen. Außerdem sind in den Schiefererien dieses Flankenabschnitts zwei langgestreckte schmale, fragmentarische Synklininalzonen mit Gesteinen des oberen Ordoviziums, Silurs und Devons, darunter Kiesel- und Alaunschiefern, Metakarbonatgesteinen und Diabasen ausgebildet (Zobes-Tirpersdorfer und Rebesgrüner Synklininalzone). Die genannten Gesteine bilden in diesen Zonen teilweise geschlossene Streifen (sogenannter Zobes- und Rebesgrüner Horizont); teilweise sind sie auch nur in reliktschen Blöcken an einer durchgehenden Störungszone erhalten (Bereich Tirpersdorf). Das allgemein SW-NO gerichtete Schichtstreichen im Vogtländischen Synklinorium wird hier an der Südostflanke durch ein überwiegendes SSW-NNO-Streichen abgelöst; nur im Südwesten des Gebietes wird dies wiederum durch die NW-SO orientierte sattelartige Aufwölbung des Tauschwitzer Querelements ausgelenkt.

Die Granite des Bergener Massivs bilden im Zentralteil dieses Gebietes einen im allgemeinen Schichtstreichen, d. h. in SW-NO-Richtung gestreckten batholitischen Körper. Dieser Körper

scheint hier den Kern einer Aufwölbungszone zu bilden, worauf der Verlauf bzw. das Streichen der umgebenden Schiefererien hindeuten. Inwieweit dabei diese Aufwölbung eine prägranitisch, bei der variszischen Faltung angelegte Antiklinalstruktur oder eine durch die Granitintrusion bewirkte domartige Aufbeulung darstellt, lässt sich nicht sicher belegen. Das Bergener Granitmassiv wird heute als Bestandteil des spätvariszischen West-erzgebirgischen Teilplutons angesehen (FÖRSTER et al. in PÄLCHEN & WALTER 2008); früher wurde es der älteren Intrusionsphase des variszischen Zyklus (OIC) bzw. den Gebirgsgraniten zugerechnet. Um das Granitmassiv ist in den umgebenden Schiefen ein ca. 2 – 3 km breiter Kontakthof ausgebildet, der im inneren Bereich durch Glimmerfelse, im äußeren durch Frucht-, Fleck- und Knotenschiefer gekennzeichnet ist. Die Umgrenzung des Granitmassivs selbst verläuft oft unregelmäßig, gebuchtet oder gezackt, bedingt durch Granitapophysen bzw. -aufstülpungen oder durch tektonische Störungen. Im Granitmassiv und seinem Kontakthof kommen außerdem Gänge von Mikrograniten, Apliten, Pegmatiten und Lamprophyren vor.

Regionaltektonisch befindet sich das Gebiet im Kreuzungsbe- reich des SW-NO streichenden Zentralsächsischen Lineaments (PIETZSCH 1962) mit der NW-SO gerichteten Tiefenstörung Zeu- lenroda-Zobes/Bergen-Mariánske Lázně sowie der N-S-Struktur Greiz-Triebe (BAUMANN et al. 2000) als Teil der Leipzig-Vogtland- Regensburg-Zone. Mit dieser Überlagerung mehrerer Beanspru- chungsrichtungen dürfte auch der teilweise wechselnde Verlauf einiger der Hauptstörungen des Gebietes, wie der Thoßfeller und der Zobes-Tirpersdorfer Störung im Zusammenhang stehen. Be- sonders zahlreiche tektonische Strukturen sind in NW-SO-Rich- tung ausgebildet. Als Hauptvertreter dieser Richtung im Gebiet ist die Neuensalzer Störung anzusehen, wie es übrigens weiter südöstlich im Lagerstättenrevier Schneckenstein-Brundöbra die ähnlich verlaufende Baryt- oder Hauptstörung (H) ist. Fast immer kam es auf solchen NW-Strukturen zum Absatz einer mehrphasigen hydrothermalen Gangmineralisation.

Diese Gangmineralisation ist überwiegend in Gesteinen des Kontakthofs des Bergener Granitmassivs ausgebildet, wobei neben tektonischen auch lithologische Faktoren den Absatz der Gangsubstanz bestimmten. Ein kleinerer Teil der Minerali- sation befand sich auf Gängen im Granitmassiv selbst (Lager- stätte Bergen).

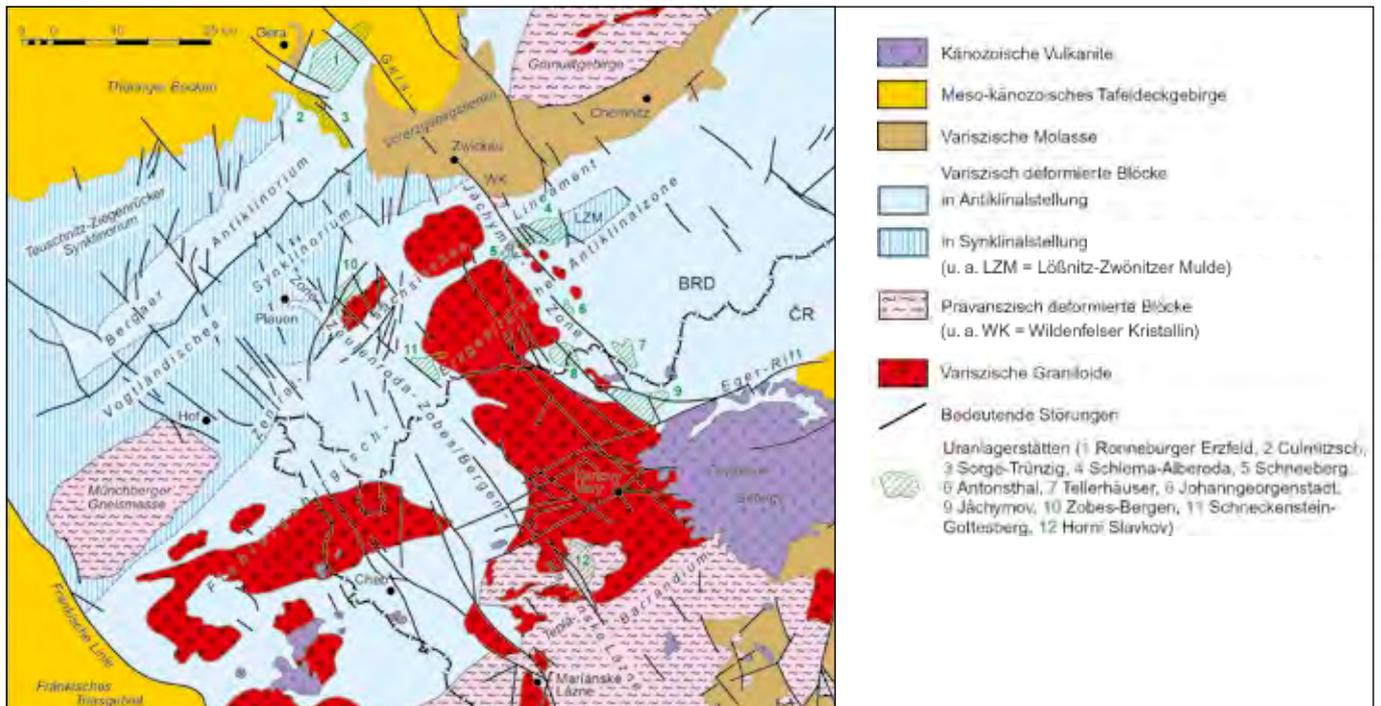


Abb. 2-1: Übersichtsschema der Tiefenstörung Zeulenroda-Zobes/Bergener Mariánské Lázně

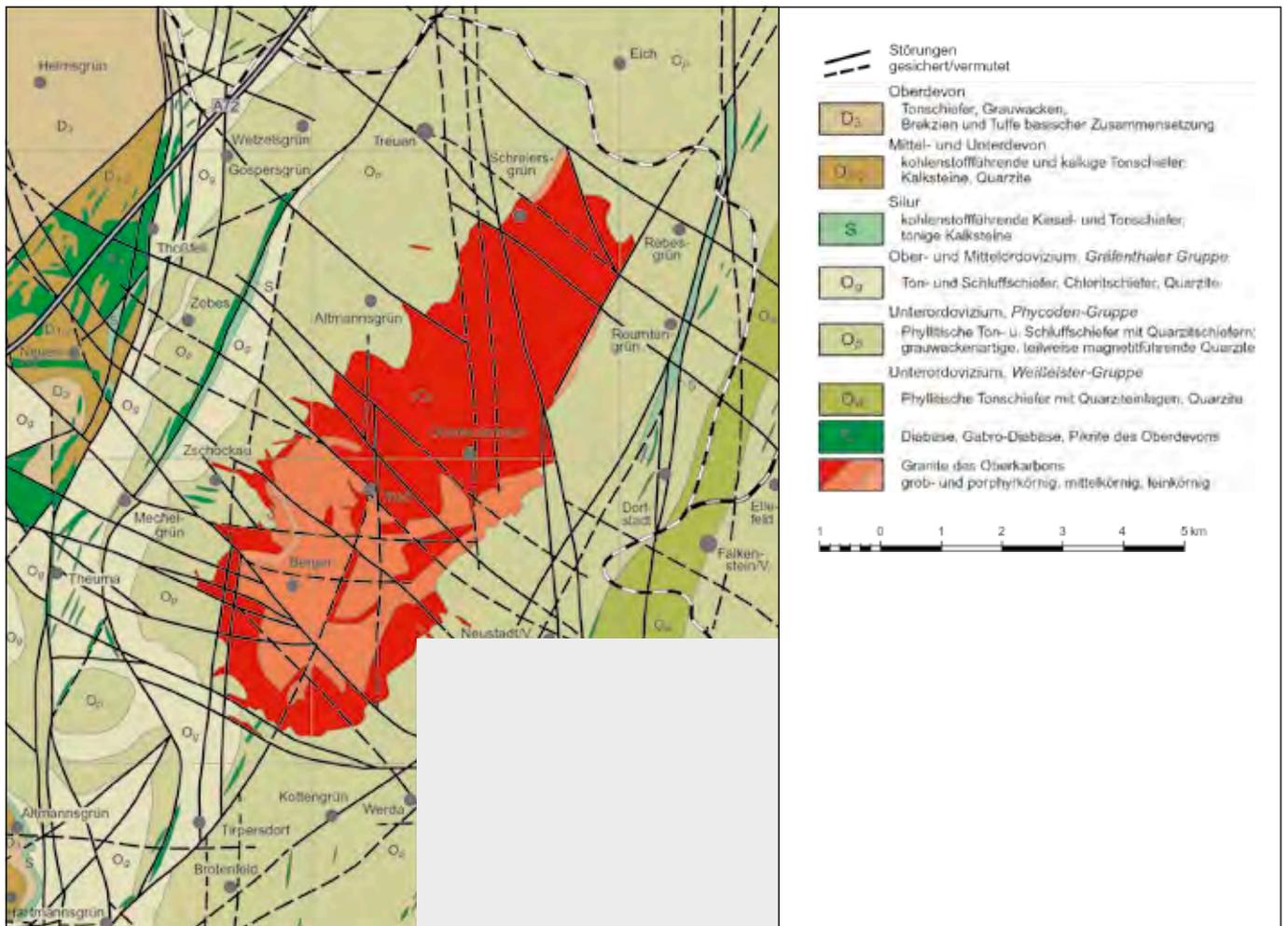


Abb. 2-2: Geologische Karte vom Bergener Granitmassiv

System	Serie bzw. Stufe	Gruppe	Index	Mächtigkeit	Schematisches Profil	Lithologisch-petrografische Gesteinscharakteristik	
Devon	Oberdevon		D ₃	bis 200 m		Tonschiefer, Grauwacken, Konglomerate, Diabase, Mandelsteine, Pikrite, basische Tuffe, Brekzien, Quarzkeratophyre und ihre Tuffe	
	Unter- und Mitteldevon		D ₁₋₂	bis 175 m		Dunkelgraue bis schwarze Tonschiefer mit organischer Substanz und Kieselschieferlagen („Schwärzschiefer“); graue Tonschiefer mit Quarztlagen, rote und grüne gebänderte oder kalkige Tonschiefer mit Kalklinsen („Tentakulitenschiefer“); Kalk-Ton-Schiefer und Knotenkalke („Tentakulitenkalk“)	
Silur			S	bis 100 m		Alaunschiefer („Obere Graptolithenschiefer“); tonige Kalke mit Schieferlagen, z. T. mit organischer Substanz und Pyrit („Ockerkalk“); Kiesel- und Alaunschiefer („Untere Graptolithenschiefer“)	
Ordovizium	Arenig bis Ashgill	Gräfenthaler Gruppe	O _g	150 - 450 m		Dunkle Ton- und Schluffschiefer mit etwas organischer Substanz und klastischem Glimmer, teilweise geröllführend („Lederschiefer“); hellgraue Quarzite, teilweise in Wechselagerung mit dunklen Tonschiefern, lokal Eisenerze („Hauptquarzit“); dunkle Ton- und Schluffschiefer mit wenig organischer Substanz und lokal eingelagerten oolithischen Eisenerzen („Griffelschiefer“)	<u>Magmatische Gesteine</u> Oberkarbon: Lamprophyrgänge (K) und gangförmige feinkörnige Aplite (A), überwiegend mittelkörnige porphyrische Zweiglimmergranite (γC ₂) Oberdevon: Intrusive Diabase (β)
	Tremadoc	Phycodengruppe	O _p	900 - 1200 m		Graue, grünlich-graue und violett-graue phyllitische, teilweise psammitische Ton- und Schluffschiefer, oft in rhythmischer Abfolge mit magnetitführenden Quarziteinlagerungen im hangenden Teil und grauwackenartigen magnetitführenden Quarziten an der Basis	
Kambroordovizium		Weißelster-Gruppe	O _w	> 500 m		Violette und graugüne phyllitische Schiefer, gelegentlich mit Quarztlagen im Hangenden und helle Quarzite mit Lagen grünlicher phyllitischer Schiefer im Liegenden	

Abb. 2-3: Stratigrafisch-magmatisches Schema für den Bereich des Bergener Granitmassivs

Es lassen sich variszische und postvariszische Mineralisationen feststellen, die einer ganzen Reihe von Gangformationen zuzuordnen sind. Die meisten davon sind äquivalent denen der anderen sächsisch-erzgebirgischen Uran- und Wolframlagerstätten. Als Eigenheit wird hier – wie auch im Revier Schneckenstein–Brunndöbra – eine Überlagerung durch eine äußerst intensive Quarz–Metasomatose angesehen. Ein Teil der variszischen Mineralisation (Scheelit, z. T. Sulfide) ist in den Skarnen des Zobes–Horizonts ausgebildet; der andere Teil (Wolframit, Uranerze, z. T. Sulfide) sowie die postvariszische Mineralisation sind an Gänge gebunden. Durch Überlagerung verschiedener Gangformationen (Teleskopung) und teilweise Umlagerungen kommt es nicht selten zu komplizierten Mineralisationsverhältnissen auf einzelnen Gängen. Außerdem verursachten häufig jüngere alpidisch–känozoische Bewegungen tektonische Durchbewegungen der Gangbildungen und z. T. tiefgreifende hypergene Veränderungen.

2.2 Sedimentär–metamorphe Gesteine

Im Gebiet um das Bergener Granitmassiv sind Gesteine des Ordoviziums, Silurs und Devons anzutreffen. Jüngere, z. B. unterkarbonische Schichten kommen außerhalb, südwestlich des betrachteten Gebietes vor.

Die stratigrafische Einordnung der Gesteine ist infolge des weitgehenden Fehlens von Fossilien, der tektonisch–dynamischen Beanspruchung und der regional– und vor allem kontaktmetamorphen Überprägung sehr erschwert. Außerdem machen die oft zu erkennenden intensiven Verfaltungen Mächtigkeitsangaben sehr problematisch. Nur für die Kiesel– und Alaunschiefer im Zobes– wie auch im Rebesgrüner Horizont ist durch die Funde von Graptolithen die silurische Einstufung faunistisch gesichert. Ansonsten ist die Einordnung nur durch lithostratigrafischen Vergleich mit gesicherten Profilen des weiteren vogtländisch–thüringischen Raumes möglich.

Die ältesten Gesteine sind am äußersten Ost– bzw. Südost–Rand des Gebietes (bei Werda bis Rebesgrün) zu finden. Das sind violett– bis grüngraue phyllitartige Schiefer, z. T. mit sandig–quarzitischen Lagen, die nach heutiger Ansicht (u. a. BERGER & LEONHARDT in PÄLCHEN & WALTER 2008) der kambroordovizischen Schöneck–Formation bzw. Weißelster–Gruppe zugeordnet werden. Diese Gesteine leiten damit zum Phyllitgebiet der nach SO an das Vogtländische Synklinorium anschließenden Süd–vogtländischen Querzone über.

Weite Bereiche der Umrandung des Bergener Granitmassivs werden von Schiefen der unterordovizischen Phycoden–Gruppe eingenommen, die in Phycodendachschiefer–Formation und Phycodenschiefer–Formation untergliedert wird. Diese schwachmetamorphen Gesteine bestehen allgemein aus Quarz, Chlorit (z. T. als kleine Porphyroblasten), Serizit, seltener auch Albit, dazu akzessorisch Magnetit, Rutil, z. T. Zirkon und Turmalin. Der Phycodendachschiefer–Formation können dabei graue, bisweilen auch grün– oder violettgraue, oft sandstreifige schluffige phyllitähnliche Schiefer zugerechnet werden. In den höher, in die Phycodenschiefer–Formation einzuordnen–



Abb. 2–4: Griffelschiefer; Tirpersdorf, Schacht 386, +422 m–Sohle, Querschlag 4 bei 213,4 m

den, überwiegend grüngrauen Schieferfolgen ist eine allmähliche Abnahme des sandigen und schluffigen Anteils zu beobachten und ein Übergang zu teilweise geschichteten Varietäten mit quarzitischen Lagen, deren Mächtigkeit bis in den Millimeterbereich zurückgeht. An der östlichen Granit– Umrandung wurde darin auch ein Horizont quarzitischer Schiefer mit Quarzitlinsen kartiert. Hier wie auch auf der West– bzw. Südwestseite, im Streifen zwischen der Zobes–Tirpersdorfer Störung und dem Granitmassiv, wurde bei der Magnetik–Aufnahme eine im allgemeinen Schichtstreichen verlaufende Zone von Schiefen mit erhöhter magnetischer Suszeptibilität bzw. Gehalt an fein verteilter Erzsubstanz (vermutlich Magnetit, z. T. auch Fe–Hydroxide) festgestellt (PŠENNIKOV et al. 1967). Darüber folgen graue, oft dunkelgraue schluffige, feinsandig linsig gestreifte Schiefer. Diese Schiefer sind sowohl an der östlichen Umrandung, hier westlich des Rebesgrüner Horizonts, als auch auf der Westseite des Massivs, hier im Liegenden der Zobes–Tirpersdorfer wie auch der Thoßfeller Störung ausgehalten worden (GORÄEV et al. 1971 bzw. PŠENNIKOV et al. 1967).

Schichtglieder des höheren Ordoviziums, d. h. der Gräfenthal–Gruppe, sind deutlich weniger im Gebiet verbreitet, wobei sie oft nur einzelne Formationen repräsentieren.

Als Griffelschiefer sind meist dunkelgraue feinschiefrige gerunzelte Tonschiefer bzw. deren kontaktmetamorphe Äquivalente eingestuft worden. Sie kommen auf der Westseite des Granitmassivs im Liegenden und Hangenden der Thoßfeller und im Liegenden der Zobes–Tirpersdorfer Störung vor; auf der Ostseite fehlen sie meist, vermutlich tektonisch bedingt, und sind nur am Nord– und Südeinde des Rebesgrüner Horizonts ange­troffen worden.

Sichere Nachweise von Bildungen bzw. Äquivalenten eines Erzhorizontes in der Gräfenthal–Gruppe liegen nur aus entfernteren Gebieten des Vogtländischen Synklinoriums, z. B. am NO–Rand des Tauschwitzer Querelements bei Großfriesen vor. Allerdings geben vereinzelt Beobachtungen, wie die von ooidähnlichen Strukturen in einer verskarnten Lage vermutlich



Abb. 2-5: Quarzit im mikroskopischen Bild; Rebesgrün, Schacht 404, +328 m-Sohle, Strecke Süd bei 230 m; Bildbreite 4 mm

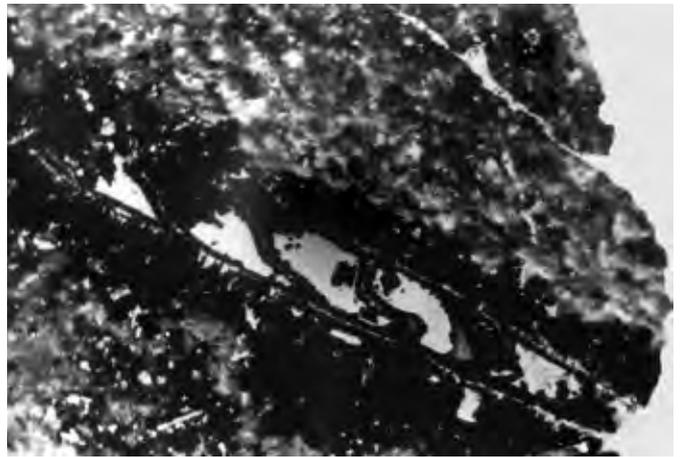


Abb. 2-7: Fragment eines Graptolithen; Zobes, Haldenfund (?); Bildbreite 1 cm

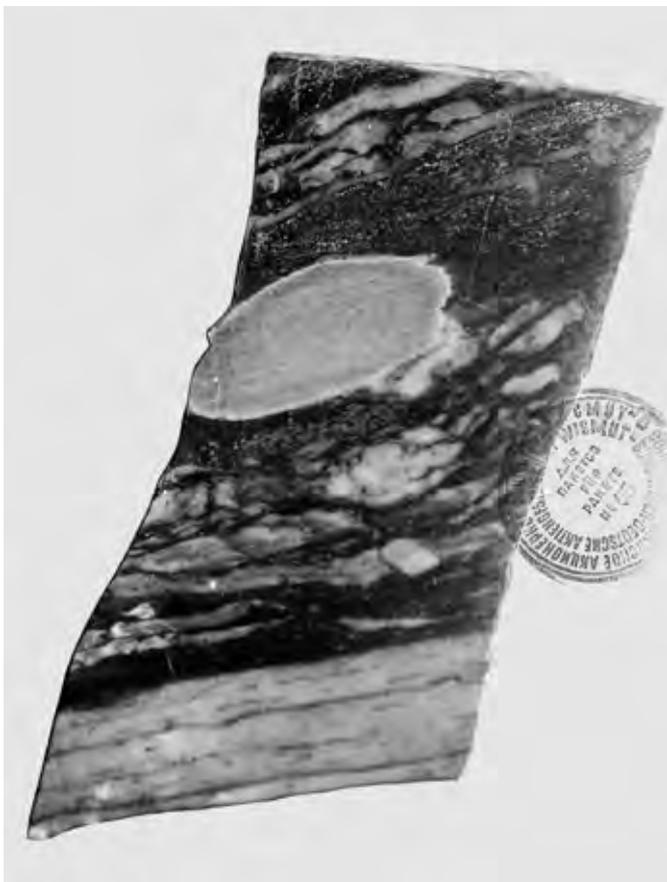


Abb. 2-6: Stark verquarzter Lederschiefer mit Quarzitlagen und -geröllen; Tirpersdorf, Schacht 386, +422 m-Sohle, Strecke 353 bei 25,4 m; Anschliff 7×13 cm



Abb. 2-8: Kieselschiefer mit Fältelung; Tirpersdorf, Schacht 386, +302 m-Sohle, Querschlag 25 bei 80 m; Anschliff 15×20 cm

im Grenzbereich Phycodenschiefer/Griffelschiefer in einer Bohrung bei Tirpersdorf (SCHUPPAN 1968), durchaus Hinweise auf ihre mögliche Existenz im Gebiet.

Hauptquarzit, d.h. Lagen und Bänke von z.T. sandsteinartigen Quarziten im Wechsel mit dunklen schluffig-sandigen Schiefen, wurde vor allem in einem Streifen im Liegenden der Thoßfeller Störung von Thoßfell selbst bis Theuma kartiert. Im Bereich der Zobes-Tirpersdorfer Störung, genauer in deren Liegenden sind

nur lokal in untertägigen Auffahrungen in der Lagerstätte Zobes und in Schurf 1 bei Tirpersdorf vergleichbare metapsammitische Gesteine angetroffen worden. Im Bereich des Rebesgrüner Horizonts, sind graue, oft geschieferte, z.T. auch sandsteinartige Quarzite mit Zwischenlagen von dunklen Tonschiefern zur Hauptquarzit-Formation zu rechnen. Über normalem, relativ gleichkörnigem Hauptquarzit folgt hier als hangender Teil eine Wechsellagerung von feinkörnigen sandig-quarzitischen und

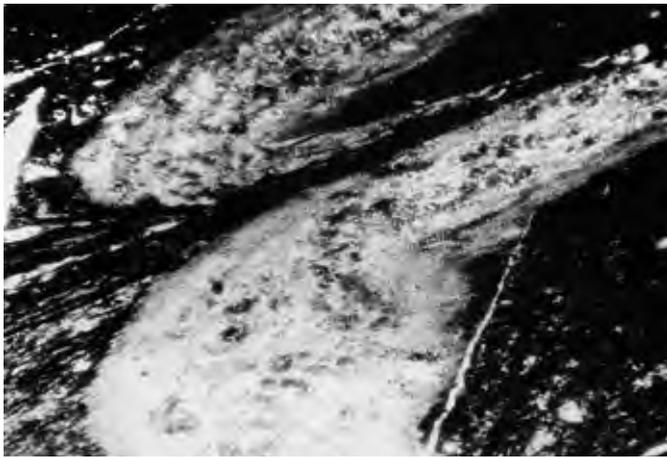


Abb. 2-9: Mikrofältelung im Kieselschiefer; Tirpersdorf, Schacht 386, +422 m-Sohle, Querschlag 4; Bildbreite 4 mm



Abb. 2-10: Phosphoritkonkretion im kieseligen Alaunschiefer; Tirpersdorf, Schacht 386, +422 m-Sohle, Strecke 353

tonigen Lagen mit einzelnen größeren Geröllquarzen. Die Gesamtmächtigkeit des Hauptquarzits beträgt hier etwa 30 m. Der Lederschiefer als oberster Teil der Gräfenthal-Gruppe entwickelt sich im Rebesgrüner Horizont aus der sandig-tonigen Wechsellagerung des Hauptquarzits. Im unteren Teil der Formation besteht er aus einer tonig-schluffigen Matrix mit kleinen Geröllquarzen und eingelagerten quarzitischen Linsen und Lagen. Darüber folgt normal ausgebildeter Lederschiefer, d. h. dunkelgrauer sandiger, geröllführender Schluffschiefer mit etwas kohligter Substanz (0,3–0,6 % C nach GORÁEV et al. 1971) und Pyrit. Die Gerölle erreichen selten über 1 cm Durchmesser. Das größte hier gefundene hatte ca. 10 cm Durchmesser; es besteht aus Quarzit, der ebenso wie der umgebende Lederschiefer eine kontaktmetamorphe Beeinflussung in Form von kleinen braunen Knötchen aufweist. Insgesamt sind hier Gerölle von Quarz, Sandstein und Quarzit (z. T. mit Pyrit) festgestellt worden. Wegen der allgemein gestörten Lagerung im Rebesgrüner Horizont sind keine sicheren Angaben zur Mächtigkeit, die hier in den Bohrungen und untertägigen Aufschlüssen mit unter 20 m anzutreffen war, möglich. Auf der Westseite des Granitmassivs kommt Lederschiefer im Liegenden, aber auch im Hangenden der Thoßfeller Störung (an der NO-Flanke des Tauschwitz-Querelements) im Raum Theuma-Großfriesen vor, wo er bis 60 m Mächtigkeit erreicht. Auch an der Zobes-Tirpersdorfer Störung ist Lederschiefer vorhanden. Im Nordabschnitt ist er in den oberen Teilen der sogenannten »hangenden« und »liegenden« Schiefer des Zobes-Horizonts in den dortigen dunklen, schwach C-führenden Chiastolithschiefern enthalten (RYBALOV et al. 1968). Südlich der Neuensalzer Störung, wo von diesem Horizont nur noch einzelne reliktsche Teilblöcke im Liegenden der Zobes-Tirpersdorfer Störung übrig sind, ist er auch darin mit seinen üblichen Merkmalen angetroffen worden, d. h. dunkelgrau, mit geringem C-Gehalt, gröberkörnig als Griffelschiefer und durch zahlreiche Glimmerblättchen, Sandkörner und meist kleine Gerölle gekennzeichnet (PŠENNIKOV et al. 1967). Bildungen des Silurs sind sowohl westlich als auch östlich des Bergener Granitmassivs vorhanden. Westlich, im Zobes-Horizont, sind Kiesel- und Alaunschiefer sowie Kalke und daraus

entstandene Skarne in einer etwa 30–40 m mächtigen Abfolge in mehrfacher Wechsellagerung bzw. tektonischer Verschuppung und Beanspruchung angetroffen worden. Bei der Untersuchung von Phosphoritknollen aus den Alaunschiefern wurde ein Graptolith geschnitten, der nach A. MÜNCH (MIHAJEVSKIJ et al. 1960 und CARIUS 1961) wahrscheinlich *Monograptus/Neodiversograptus nilssoni* und damit dem unteren Ludlow zuzuordnen ist. Insgesamt erscheinen somit hier Untere Graptolithenschiefer und letztlich auch Ockerkalk belegt. Dies gilt offensichtlich auch für schwarze, kohlenstoffführende Schiefer mit Phosphoritkonkretionen und die mehr oder weniger verkarnten Kalke in den nach Süden zu bis Tirpersdorf an der Zobes-Tirpersdorfer Störung aufgeschlossenen »Produktiv«-Gesteinsblöcken. Hier sind lokal auch schwarze bituminöse Kalke festgestellt worden. Faunistisch belegtes Silur mit Kiesel- und Alaunschiefern sowie Ockerkalk gibt es weiterhin im Hangenden der Thoßfeller Störung im Raum Theuma/Revier Theuma (PŠENNIKOV et al. 1966), der bereits zum Schollengebiet von Neuensalz des Vogtländischen Synklinoriums gehört.

Im Rebesgrüner Horizont leitet schwarzer kohlenstoffführender, quarzitischer gebänderter bankiger Schiefer über normalem Lederschiefer zum Silur über. Seine wechselnd gröber- und feinerkörnigen sandig-schluffigen Lagen sind durch einen auffälligen Anteil an größeren rundlichen Geröllquarzen in einer ohnehin quarzreichen Grundmasse gekennzeichnet. Kohlige Substanz bildet hier feine Züge um Flasern und Linsen von Quarz. Dieser ca. 0,5–2 m mächtige Bereich bildet das unmittelbare Liegende der darüber folgenden Wechsellagerung von Kiesel- und Alaunschiefern. Diese schwarzgrauen bis schwarzen Gesteine sind meist intensiv verfaultet und oft stark geklüftet. Sie enthalten außer bis zu 10 % C häufig Pyrit, der z. T. fein im Gestein verteilt ist, teilweise auch würfelige Metakristalle oder auch Quarz-Pyrit-Konkretionen bildet. Neben dieser Kiesel-Alaunschiefer-Wechsellagerung kommen auch kompakte kieselige Alaunschiefer mit pyritreichen Lagen vor, sowie relativ milde, feinschiefrige Alaunschiefer, z. T. als Chiastolithschiefer. Mehrmals wurde ein ca. 0,5–1 m mächtiger Horizont mit 2–7 cm großen Phosphoritknollen angetroffen. Darin sind

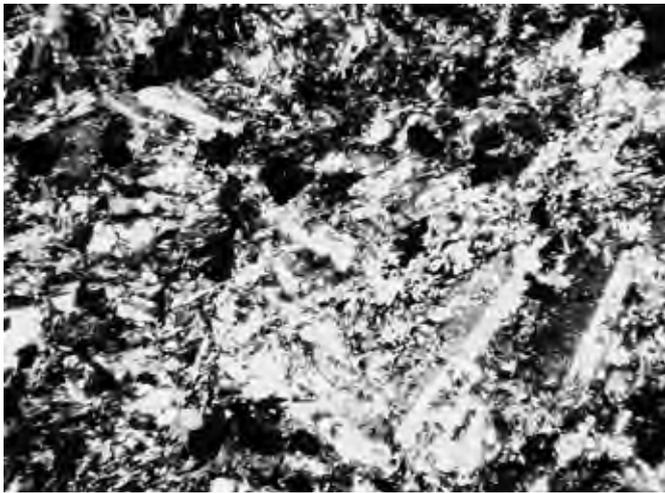


Abb. 2-11: Metadiabas; Tirpersdorf, Schacht 386, +302 m-Sohle, Querschlag 25; Bildbreite 4 mm, Nic. +



Abb. 2-13: Aplitgang; Zobes, Blindschacht 362/1, -143 m-Sohle, Querschlag 610^N



Abb. 2-12: Porphyrkörniger Zweiglimmergranit; Zobes, -203 m-Sohle, Querschlag 703; Handstück 6 x 12,5 cm

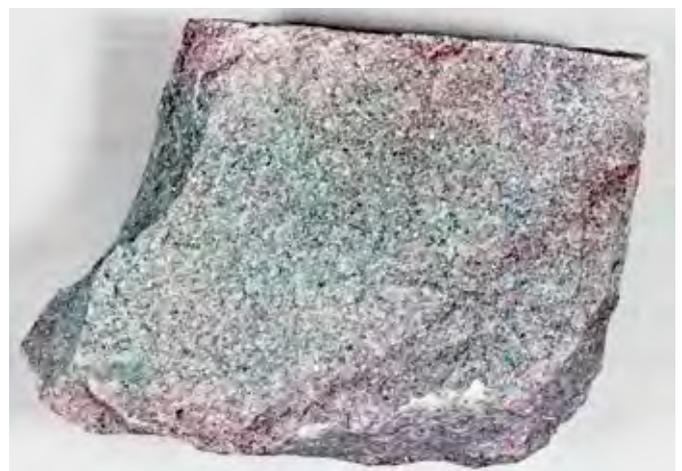


Abb. 2-14: Aplit; Zobes, -83 m-Sohle, Querschlag 519; Handstück 7,5 x 9 cm

neben »Orthoceren«-Resten Graptolithen-Siculae (Fragmente) und vollkörperlich erhaltene Exemplare von *Monograptus/Pristiograptus dubius* SUESS (nach frdl. Mitteilung von H. MALZAHN) gefunden worden (GORÄEV et al. 1971). Kalkige Bildungen des Silurs und andere, jüngere Sedimentite konnten nicht nachgewiesen werden. Das Silur beschränkt sich hier also auf den Unteren Graptolithenschiefer und ist ca. 30 m mächtig. Devonische Schichten lassen sich nur westlich, d.h. im Hangenden der Thoßfeller Störung im Schollengebiet von Neuensalz belegen (u. a. Revier Theuma) wie auch südlich des Tauschwitz-Querelements im Schollengebiet von Oberlosa und Altmannsgrün. Ihre Existenz im Bereich des Zobes-Horizonts oder in den »Produktiv«-Gesteinsblöcken an der Zobes-Tirpersdorfer-Störung als mutmaßliche Diabastuffe oder andere Schiefer ist zwar diskutiert worden (z. B. PŠENNIKOV et al. 1967), blieb aber vor allem infolge der starken tektonischen und metamorphen Überprägung dieser Gesteine unbewiesen.

2.3 Magmatische Gesteine

An Magmatiten sind im Gebiet Diabase, Granite, Aplit, Pegmatite, Mikrogranite und Lamprophyre anzutreffen. Diabase stellen die ältesten Bildungen dar und sind im gesamten Verbreitungsbereich sedimentär-metamorpher Schichtfolgen anzutreffen, also innerhalb der beschriebenen altpaläozoischen Gesteine. Sie werden allgemein dem oberdevonischen Vulkanismus zugerechnet und als Intrusivkörper aufgefasst; diabatische Extrusiva sind erst westlich der Thoßfeller Störung, im Schollengebiet von Neuensalz wie auch weiter südwestlich in dem von Oberlosa und Altmannsgrün sicher zu belegen. Im Bereich des Zobes-Horizonts kommen Diabase hauptsächlich im unmittelbaren Hangenden der C-führenden Schiefer und Metakarbonate des Silurs vor. Ob diese hangenden Diabase als getrennter Gesteinskomplex gegenüber den meist als Zobes-Horizont im engeren Sinne angesehenen silurischen Bildungen betrachtet werden (BEZGUBOV et al. 1958 u. a.) oder als Bestandteil dieses Horizonts, erscheint nicht sonderlich erheb-

lich. Faktisch sind auch Diabaskörper im Zobes-Horizont im engeren Sinne sowie in seinem Liegenden vorhanden; außerdem bilden sie praktisch zusammen mit den silurischen Schichten die »produktive« Gesteinsserie der Uranlagerstätte Zobes. Sie wurden als dunkle, massige, unterschiedlich körnige oder dichte Metadiabase beschrieben (MIHALEVSKIJ et al. 1960), die vor allem aus gemeiner Hornblende, Aktinolith, Plagioklas (Andesin), Chlorit, Ilmenit und Pyrit bestehen, wobei mineralogische und chemische Zusammensetzung in weiten Grenzen schwanken. Manchmal sind sie auch geschiefert und chloritisiert. Sie liegen allgemein als linsen- bzw. lagenförmige Körper mit Mächtigkeiten bis zu 25 – 40 m, maximal 70 m konkordant in den umgebenden Schiefen, gelegentlich aber auch deutlich diskordant. Adinol- und Spilositsäume bis maximal 1 m Breite belegen ihren Intrusivcharakter. Auch weiter südlich an der Zobes-Tirpersdorfer Störung sind in den »produktiven« Gesteinsblöcken von Tirpersdorf solche Gesteine verbreitet. Hier in den ordovizischen und silurischen Bildungen angetroffene geringmächtige (0,1–0,25 m) linsenartige Körper teilweise gebänderter metadiabasischer Gesteine sind von RYBALOV et al. (1968) als Tuffe deklariert, aber mangels nachvollziehbarer Belege wohl zwangloser als veränderte Intrusivbildungen zu erklären.

Auch auf der Ostseite des Bergener Granitmassivs sind von Werda bis Rebesgrün diabasische Gesteine angetroffen worden. Sie bilden linsen- bzw. sillartige, überwiegend konkordante, einige Dezimeter bis Meter mächtige Körper in den umgebenden ordovizischen und silurischen Schichten. Die Intrusivnatur dieser dunkelgraugrünen, meist feinkörnig-dichten, massigen, teilweise geschieferten Gesteine war auch hier des Öfteren an Kontaktsäumen zu erkennen. Ihre Zusammensetzung entspricht prinzipiell der der Diabase auf der Westseite, abhängig u. a. auch von kontaktmetamorpher Beeinflussung und vom Nebengestein. In silurischen Schiefen sind sie meist verändert, d. h. gebleicht, pyritisiert oder hämatitisiert (GORÄEV et al. 1971).

Granite des Bergener Massivs sind im Zentralteil des Gebietes auf 28 km² Fläche anzutreffen. Sie bilden hier einen in SW-NO-Richtung gestreckten batholitischen Körper von ca. 10 km Länge und ca. 2 – 4 km Breite.

Weitaus überwiegend handelt es sich um hellgraue, mittel- bis grobkörnige Zweiglimmergranite. Teilweise sind sie auch porphyrisch ausgebildet mit ca. 2 – 5 cm, selten bis über 10 cm großen Orthoklas-Einsprenglingen. Neben ca. 30 % Orthoklas (z. T. als Mikroklin) enthalten diese Granite 20 – 30 % Plagioklas (meist saurer Oligoklas), 30 – 35 % Quarz, ca. 5 % Biotit, 2 – 3 % Muskovit (z. T. primär, häufiger sekundär gebildet) und als Akzessorien Turmalin, Apatit, Zirkon, Magnetit, selten Pyrit und lokal Cordierit. Häufig weisen die Granite Veränderungen auf in Form einer Serizitisierung der Feldspäte und Chloritisierung der Biotite. Manchmal ist auch eine als autometasomatisch angesehene Turmalinisierung zu beobachten, die nicht selten auch Schiefer des Kontakthofs mit erfasst.

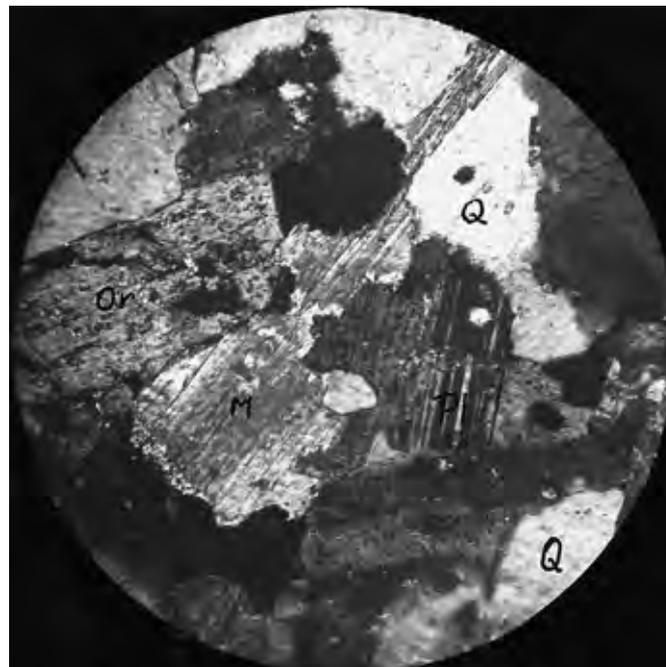


Abb. 2-15: Aplit mit Plagioklas (Pl), Orthoklas (Or), Quarz (Q) und Muskovit (M); Zobes, -83 m-Sohle, Querschlag 519; Bildbreite 1 mm, Nic. +

Neben diesem auf fast 99 % der Verbreitungsfläche vorkommenden sogenannten Normalgranit treten feinkörnige Varietäten auf. Ihr Mineralbestand entspricht im Wesentlichen dem des Normalgranits, nur der Anteil des Biotits liegt unter dem des Muskovits. Sie bilden geradlinige, allgemein WNW-OSO bis NW-SO verlaufende Gänge im Kontakthof und im Granitmassiv selbst, in letzterem im Bereich der Lagerstätte Bergen auch stockartige Körper. Ihre scharfe Abgrenzung gegen den Normalgranit belegt ihr relativ jüngeres Alter.

Allgemein wurden die Granite des Bergener Massivs früher als ältere bzw. Gebirgsgranite (OIG) eingestuft; heute werden sie aufgrund ihrer geochemisch-mineralogischen Merkmale und räumlichen Lage als fluorarme Zweiglimmergranite und Teil des Westerzgebirgischen Teilplutons gewertet. Ihr Alter wird nach isotopengeochronologischen Untersuchungen im IGEM Moskau (RYBALOV et al. 1968) mit 325 ± 10 Millionen Jahren (Ma), bei FÖRSTER et al. (in PÄLCHEN & WALTER 2008) mit 325 – 320 Ma angegeben.

Aplite bilden Gänge unterschiedlicher Richtungen sowohl im Granitmassiv selbst (vorzugsweise im Endkontaktbereich) als auch in seinem inneren Kontakthof. Ihre Mächtigkeit beträgt meist wenige Dezimeter bis Meter. Es sind allgemein feinkörnige hellgraue Gesteine, die aus Plagioklas (Albit-Oligoklas), Orthoklas (Mikroklin), Quarz und wenig Muskovit bestehen; dazu kommen oft Turmalin und etwas Biotit. Nach MIHALEVSKIJ et al. (1960) durchschlagen sie manchmal sogenannte »ältere« Quarzgänge. Ihr Alter wurde mit 284 ± 12 Ma bestimmt (RYBALOV et al. 1968).

Pegmatite bilden Schlieren, Linsen und gangähnliche Körper im Granit, häufig neben Apliten. Die Mächtigkeit dieser Körper liegt allgemein zwischen einigen Zentimetern und Dezimetern. Ihr Mineralbestand entspricht etwa dem der Aplite.



Abb. 2-16: Lamprophyr; Zobes, -143 m-Sohle, Querschlag 616; Handstück 8×13 cm

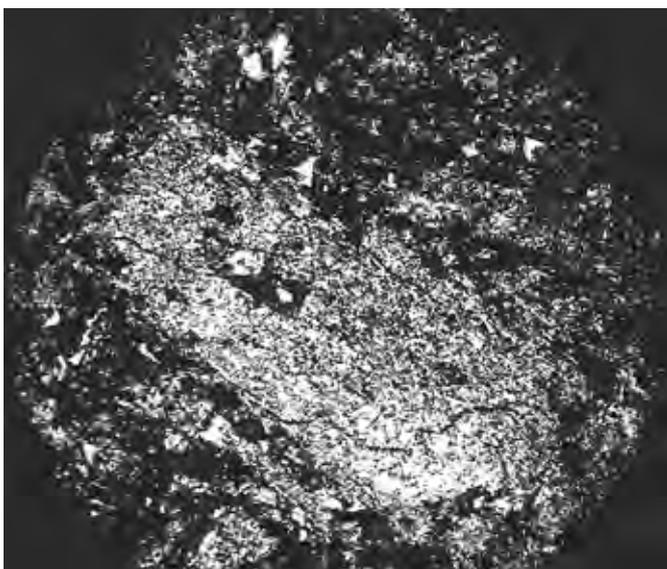


Abb. 2-17: Lamprophyr; Zobes; Bildbreite 1 mm, Nic. +

Mikrogranite – früher als Quarz- oder Granitporphyre kartiert und so auch bis vor kurzem weiterbezeichnet – treten sowohl im Granitmassiv als auch in seinem Kontakthof auf. Auch ein von WEISE & UHLEMANN (1924) beschriebener Granitaplitporphyr ist wohl hier einzuordnen. Sie bilden vor allem im nördlichen Teil, vereinzelt auch an der östlichen Umrandung gangförmige Körper mit überwiegend NW-SO-, gelegentlich auch knickartig auf SW-NO wechselndem Streichen. In einer feinkörnig-dichten Grundmasse enthalten sie Orthoklas- und Quarzeinsprenglinge, wobei die ersteren oft zersetzt und oberflächennah ausgewittert sind. Manchmal verleihen die Einsprenglinge dem Gestein Fluidaltextur. Auch vereinzelte Graniteinschlüsse sind in diesen Ganggesteinen beobachtet worden.

Lamprophyre, von den meisten Bearbeitern als Kersantite beschrieben (z. B. SCHÜTZEL & KUTSCHKE 1964, RYBALOV et al. 1968, GORÁEV et al. 1971), bilden vereinzelt Gänge im Granitmassiv und westlich und östlich davon auch bis über seinen Kontakthof hinaus. Diese Gänge weisen überwiegend NW-SO- bis submeridionales, teilweise auch SSW-NNO-Streichen und allgemein

steiles Einfallen auf. Das Streichen wechselt auch manchmal, wobei die Gänge mit ihrer Richtung oft tektonische Störungen nachzeichnen. Gelegentlich trümmern sie auf oder fiedern mit Apophysen in das Nebengestein hinein. Ihre Mächtigkeit liegt oft unter 2–3 m und reicht gelegentlich bis 7–8 m. In untertägigen Aufschlüssen konnten sie bis über mehrere hundert Meter im Streichen und Fallen verfolgt werden. Es sind meist dunkelgrünlichgraue bis braungraue porphyrische Gesteine mit kleinen Einsprenglingen von Plagioklas (Andesin) und oft chloritisiertem Biotit, z. T. auch zersetztem Pyroxen. Außer diesen Mineralen enthält die sehr feinkörnige Grundmasse noch Quarz, in kleinen Mandeln neben Quarz und Chlorit auch Karbonat (Calcit) und bei zersetzten Lamprophyren Chlorit, Serizit, Epidot und Zoisit; akzessorisch kommen noch Apatit, Magnetit und Pyrit dazu.

Etwa 2 km nördlich von Thoßfell war längs der Störung gleichen Namens von WEISE & UHLEMANN (1913) ein Glimmerporphyrit-Gang beschrieben worden. Das dunkle, porphyrisch struierte Gestein enthält kleine Einsprenglinge von Plagioklas (Oligoklas) und Biotit sowie Quarz in einer kryptokristallinen Grundmasse dieser Minerale mit Apatit und Magnetit. Im Einklang von makroskopischer Ansprache mit der Darstellung auf der Geologischen Karte 1:100.000 (HOTH et al. 1980) erscheint eine Einstufung als kersantitischer Lamprophyr hier zutreffend.

2.4 Granitoberfläche und Kontaktmetamorphose

Die Ausbildung der Granitoberfläche nach der Teufe zu ist am Bergener Granitmassiv mit bergmännischen Auffahrungen und Bohrungen in unterschiedlichem Maße untersucht worden.

Am intensivsten ist der Granitkontakt am Westrand, im Bereich der Lagerstätten Zobes und Bergen auf ca. 7 km Länge und durch zahlreiche Auffahrungen und Bohrungen bis in über 1 km Teufe aufgeschlossen (siehe Abb. 2-18). Seine Intrusivnatur war dabei fast immer deutlich zu erkennen. Er fällt oberflächennah relativ flach, mit 10–20° NW ein, danach in der Tiefe mit 40–50°, z. T. bis 60°, wobei er lokale flache und steilere Biegungen, Stufen, gelegentlich sogar zungenartige Absätze mit umgekehrtem Einfallen bildet. Die Granitoberfläche weist hier auch Absätze an tektonischen Störungen auf sowie kammartige Aufstülpungen, die überwiegend in NW-SO- oder SW-NO-Richtung verlaufen. Granitapophysen wie auch zahlreiche Aplitgänge sind meist NW-SO orientiert. So bildet der Granitkontakt zwischen den Gängen Wunderlich und Nr. 31 im Südtail der Lagerstätte Zobes einen nach NW vorgelagerten Rücken und etwas weiter nördlich davon, nordöstlich Gang Maria, eine weitere Apophyse in dieser Richtung, mit gleichem Gesamt-Einfallen von 40–50°. Von diesem Bereich setzt sich in der Tiefe, wie bei TISCHENDORF et al. (1965) dargestellt, eine breitere hypothetische Granitaufwölbung bis etwa Jocketa nördlich von Plauen fort. Darauf liegt auch der Bereich des Uran-Mineralisationspunktes Theuma-Nord jenseits, d. h. westlich der Thoßfeller Störung. Amphibolitisierte Diabase in dortigen Bohrungen bei 300 m Teufe könnten ein Hinweis auf kontaktmetamorphe Beeinflussung sein.

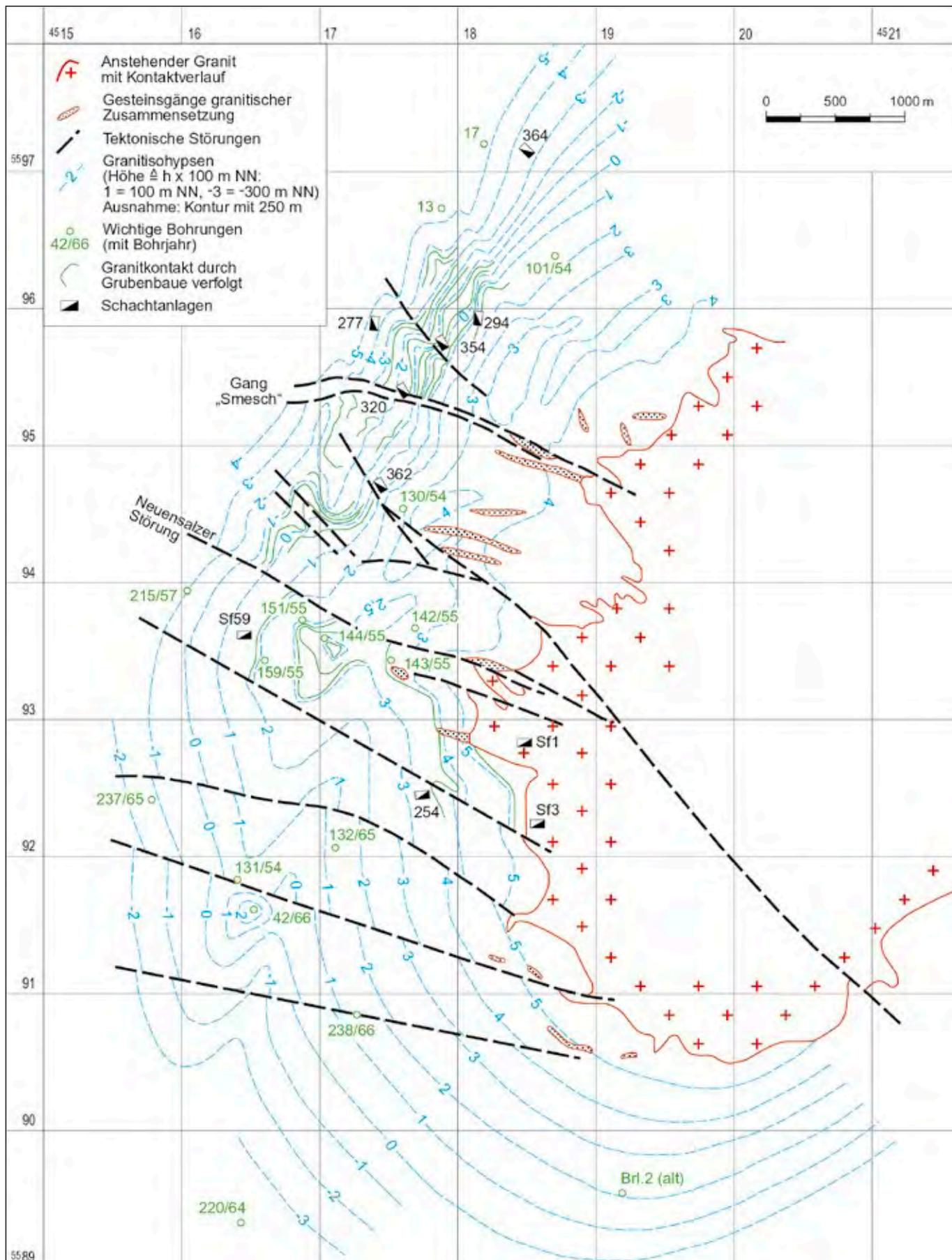


Abb. 2-18: Karte der Granitoberfläche am Westrand des Bergener Massivs



Abb. 2-19: Glimmerfels im Anstehenden; Zobes, Blindschacht 294/1, -143 m-Sohle, Querschlag 610 bei 110 m; Bildbreite 50 cm

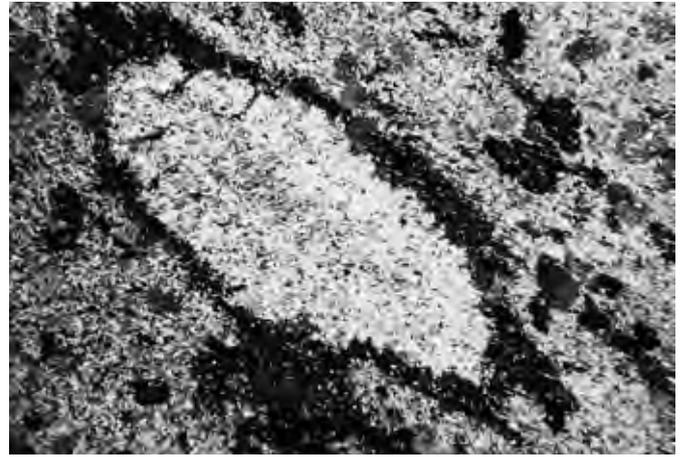


Abb. 2-21: Cordierit-Porphyroblast im Fruchtschiefer; Tirpersdorf, Schacht 386, Querschlag 21; Bildbreite 4 mm, Nic +

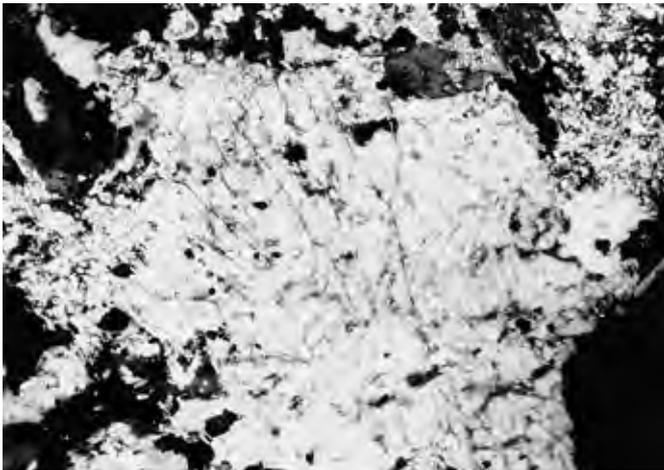


Abb. 2-20: Andalusit-Porphyroblast im Glimmerfels; Tirpersdorf, Bohrung 220/1964 nahe am Granitkontakt; Bildbreite 1,5 mm

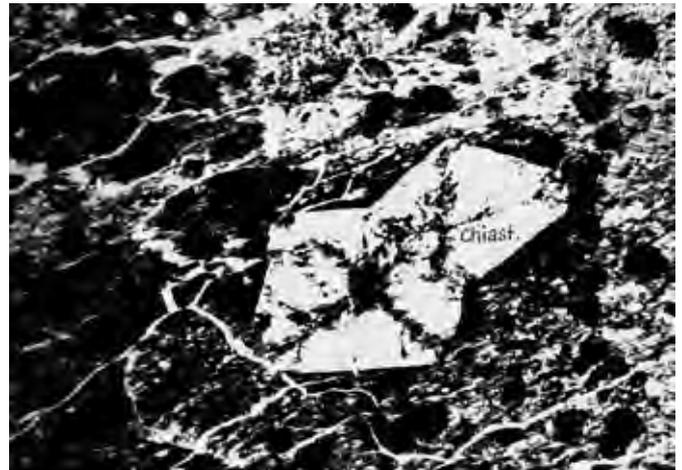


Abb. 2-22: Chiaistolithschiefer mit typischen Andalusitblasten; Theuma-Nord, Bohrloch 222/1965; Bildbreite 3 mm

Der östliche Granitrand ist weniger intensiv untersucht und nur in einzelnen Bohrungen bei Oberlauterbach und Rebesgrün durchörtert worden. Danach und entsprechend der Breite des Kontakthofs ist hier ein Einfallen des Granitkontakts von 25–45° nach SO, z.T. auch steiler anzunehmen. Besondere Verhältnisse liegen bei Lauterbach vor, wo der Kontakt auf ca. 1,5 km Erstreckung tektonisch ausgebildet ist. Nach den Ergebnissen von Bohrungen bildet er hier mit steilem Einfallen (75–90°) nach Westen bis in mehr als 360 m Teufe eine Stufe an der N-S verlaufenden Oberlauterbacher Störung. Im Süden fällt die Granitoberfläche nach Bohrlochangaben allgemein mit ca. 15–20° nach SW, im Norden mit ca. 20° nach NO ein.

Um den Granitkontakt herum ist in den umgebenden Gesteinen ein ca. 800–900 m mächtiger Kontakthof ausgebildet, der entsprechend dem unterschiedlichen Einfallen dieser Grenzfläche eine horizontale Breite von 2–3 km aufweist. Diese Aureole wird nach WEISE & UHLEMANN (1913 und 1924) in den überwiegend schiefrigen Gesteinen in einen äußeren Kontakthof mit schiefrig bis plattig spaltenden Knoten- und Fruchtschiefern und einen inneren Kontakthof mit dickbankig-massigen Glim-

merfelsen unterteilt. Dabei werden im äußeren Kontakthof von außen nach innen zu noch Knoten- und Fruchtschiefer mit unveränderter bzw. nur wenig veränderter Schiefermasse, bestehend aus Quarz, Chlorit, Serizit/Muskovit, wenig Biotit und Akzessorien (Zirkon, Rutil, Turmalin) mit kleinen knoten- oder getreidekornförmigen Blasten (aus Chlorit-Serizit-Substanz) unterschieden von glimmerreichen Fruchtschiefern. Die letzteren enthalten neben Cordierit-Porphyroblasten auch mehr Biotit und Muskovit an Stelle von Chlorit und z.T. Serizit. Solche glimmerreichen Fruchtschiefer stehen in den Brüchen südlich von Theuma an und werden wegen ihrer hohen Festigkeit und Witterungsbeständigkeit hier als Werkstein abgebaut. Die Glimmerfelse des inneren Kontakthofs weisen eine schwächer schiefrige Textur, dafür eine stärker granoblastische Struktur auf. Sie bestehen aus Cordierit, Andalusit, Biotit, Muskovit, Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat, lokal auch Sillimanit, dazu akzessorisch Turmalin, Rutil, Zirkon, Apatit, Magnetit und anderen Erzmineralen.

Die Gliederung des Kontakthofs nach WEISE & UHLEMANN wurde von SCHUPPAN (1968) mit der Fazies-Gliederung der Kontaktmetamorphose nach WINKLER (1967) verglichen. Danach ent-

sprechen die Knoten- und Fruchtschiefer mit nicht oder wenig veränderter Schiefermasse etwa der Albit-Epidot-Hornfelsfazies, die glimmerreichen Fruchtschiefer der Hornblende-Hornfelsfazies und die kalifeldspatführenden Glimmerfelse des inneren Kontakthofs der beginnenden Kalifeldspat-Cordierit-Hornfelsfazies. Für die Hornblende-Hornfelsfazies wurden etwa 600 m Mächtigkeit ermittelt, während die innersten ca. 100 – 250 m vor dem Granit der beginnenden Kalifeldspat-Cordierit-Hornfelsfazies zuzurechnen sind.

Im Unterschied zu den oben beschriebenen und allgemein für die unterordovizischen Schiefer des Gebietes zutreffenden Verhältnissen sind die jüngeren, meist durch einen, wenn auch nur geringen C-Gehalt gekennzeichneten dunklen Tonschiefer in sogenannte Chistolithschiefer umgewandelt worden. Meist handelt es sich hier um Griffelschiefer, in denen im äußeren Kontakthof im Metamorphosebereich der Hornblende-Hornfelsfazies die kennzeichnenden Chistolith-Porphyroblasten gebildet worden sind. Solche Schiefer kommen u. a. im Liegenden der Thoßfeller wie auch der Zobes-Tirpersdorfer Störung bei Mechelgrün, Theuma und Lottengrün vor.

Die stärker C-führenden silurischen Kiesel- und Alaunschiefer liegen im Kontakthof meist als sehr dichte massige, hornfelsartige, verquarzte graphitisierte Gesteine vor, manchmal im Wechsel mit dunklen Fruchtschiefern bzw. Chistolithschiefern. Kalksteine sind z.T. in Marmor umgewandelt worden; zum größten Teil liegen sie allerdings als Skarne (mit Granat, Pyroxen, Wollastonit, Vesuvian und anderen Mineralen in verschiedenen Kombinationen) bzw. Kalksilikathornfelse vor. Auf diese, im Wesentlichen im Zobes-Horizont und seinen relik-tischen Blöcken bei Tirpersdorf angetroffenen Bildungen wird noch bei der Beschreibung von Zobes und Tirpersdorf eingegangen.

Diabatische Gesteine, die wie bei 2.3 beschrieben, linsen- bzw. gangförmige Körper in ordovizisch-silurischen Gesteinen bilden, sind im äußeren Kontakthof meist amphibolitisiert worden. Dabei wurde die bei der vorhergehenden schwachen Regionalmetamorphose gebildete gemeine Hornblende verdrängt durch Aktinolith, z.T. auch Tremolit; der Plagioklas erscheint teilweise umkristallisiert und albitisch. Daneben sind auch Epidot, Chlorit, Quarz, Calcit, Leukoxensubstanz, Ilmenit und Apatit zu beobachten. Solche amphibolitisierten Metadiabase kommen z. B. bei Zobes, südöstlich Theuma und im Rebesgrüner Horizont vor. Im inneren Kontakthof sind die Metadiabase biotitisiert, d. h. umgewandelt in Biotitglimmerfelse. Der Biotit ist hier Hauptbestandteil neben Plagioklas; akzessorisch sind vor allem Sulfide wie Pyrit und Pyrrhotin festzustellen (SCHUPPAN 1968). Manchmal sind Metadiabase auch verskarnt bzw. in Kalksilikathornfelse umgewandelt worden und enthalten u. a. Granat, Vesuvian und andere Skarnminerale. Auch darauf wird noch bei Zobes und Tirpersdorf (siehe 3.2 und 5) eingegangen.

2.5 Quartäre Ablagerungen

Die paläozoischen Gesteine des Gebietes werden von quartären Ablagerungen mit meist nur 2 – 5 m Mächtigkeit überdeckt. Als vermutlich frühpleistozäne Bildungen werden fluviatile Schotterterrassen z. B. am Hang des Triebtals bei Thoßfell angesehen. Sie bestehen aus Kiesen und Sanden mit wechselnden Anteilen an tonig-lehmigem Bindemittel. Als etwas jünger werden Schotter- und Lehmlager näher an der Trieb wie auch an einigen kleineren Bächen sowie Ablagerungen von Gehängelehm und die weit verbreiteten Hangschuttböden aus steinigem und lehmigem Material eingestuft.

Dem Holozän zuzurechnen sind die fluviatilen Ablagerungen in den Talauen von Trieb, Treba/Treuener Wasser und den kleineren Bächen. Sie bestehen allgemein aus basalen Schottern, Kiesen und Sanden, z. T. vermengt mit Lehm bzw. zum Hangenden hin in die eigentlichen Auenlehme übergehend. Diese Gerölle bzw. Gesteinsschutt führenden Auenlehme dominieren vor allem in den kleineren Bachtälern, insbesondere an den oberen Talenden bzw. Talmulden. Dort kommt es dann zur Bildung von Staugley-Böden. Die flacheren Hanglagen und z. T. muldenartigen Hochflächen, wie große Teile des Bergener Granitmassivs und seiner Umrandung, werden durch eluvial-deluvialen lehmigen Verwitterungsschutt bedeckt, auf dem sich überwiegend Braunerde-Böden ausgebildet haben. Vereinzelt ist es auch zur Bildung kleiner Vorkommen von Torfmoor gekommen, so im Tal der Trieb bei Unterlauterbach, Altmanngrün und Thoßfell und an der Treba bei Dorfstadt.

2.6 Tektonischer Bau

2.6.1 Faltenbau

Das Vogtländische Synklinorium ist gekennzeichnet durch einen ausgeprägten variszischen Falten- und Schuppenbau mit SW-NO-Orientierung und SO-Vergenz, der durch vor allem NW-SO streichende Bruchtektonik weitgehend in Sattelzonen und Schollengebiete sowie spornartig von SO hineinragende Querelemente insgesamt mosaikartig untergliedert wird.

Während im Hauptbereich des Synklinoriums devonisch-unterkarbonische Gesteine überwiegen, dominieren an seiner SO-Flanke ordovizische Schiefer. Diese Schiefer bilden bei allgemein relativ flacher Lagerung linear gestreckte, meist asymmetrisch gebaute Synklinal- und Antiklinalfalten. Deren Streichen ist hier überwiegend SSW-NNO (ca. 20 – 30°) orientiert mit östlicher Vergenz. Auch die Schieferung weist in der Regel dieses Streichen bei einem allgemeinen westlichen Einfallen mit ca. 35 – 50° auf; entsprechend der unterschiedlichen Lage der Schichtung in den Faltegebilden ist damit sehr häufig Transversalschieferung anzutreffen.

Insgesamt deutet sich für das östlich der Thoßfeller Störung befindliche Betrachtungsgebiet ein SO-vergenter Falten-schuppenbau mit einer an tiefreichenden Längsstörungen verschuppten, gestaffelten Folge von relativ breiten antiklinalen und sehr schmalen synklinalen Falten-schuppenzonen an. Im Zentrum dieses Gebietes ist das Bergener Granitmassiv aufge-



Abb. 2-23: Parallel- und Transversalschieferung im Fruchtschiefer; Tirpersdorf, Bohrloch 220/1964 bei 509 m

drungen. Auf diesen grundsätzlichen Bauplan weisen die schmalen Synklinalzonen von Zobes-Tirpersdorf und Rebesgrün wie auch die sich wiederholenden Pakete magnetitführender Schiefer auf der West- und der Ostseite des Granitmassivs hin. Zu bemerken ist hierbei, dass die seitlichen Randstörungen dieser Faltenschuppenzonen nicht gleichartig durch Überschieben älterer Schichten auf jüngere gekennzeichnet sind, wie das im Bereich des Zentralsächsischen Lineaments an der Münchberger Masse, am Wildenfels und

Frankenberger Zwischengebirge der Fall ist (siehe PIETZSCH 1962 und BERGER, KRENTZ & LAPP in PÄLCHEN & WALTER 2008). So sind an der Thoßfeller Störung jüngere Schichten auf ältere überschoben, an der nach Osten nächstfolgenden großen Struktur, der Zobes-Tirpersdorfer Störung hingegen ältere auf jüngere Schichten. Damit ist hier der ursprüngliche Gesteins- bzw. Schichtenverband zwar intensiv verfaultet und an Längsstörungen aufgebrochen und verschoben worden, der Verband ist dabei aber im gleichen Stockwerk verblieben.

Den westlichsten Teil dieses gesamten Faltenschuppenbaus (»Bergener Antiklinale« nach ŠUTOV et al. 1953 und BEZGUBOV et al. 1958) bzw. dieser Folge von Faltenschuppenzonen bildet der Streifen ordovizischer Schiefer zwischen Thoßfeller und Zobes-Tirpersdorfer Störung. Er erstreckt sich von Gopersgrün westlich an Zobes und Mechelgrün vorbei über Theuma, Lottengrün westlich an Tirpersdorf vorbei in Richtung Zaulsdorf. Dieser Schieferstreifen besteht (von West nach Ost) aus Gesteinen der Gräfenthaler und des oberen Teils der Phycoden-Gruppe. Ihr Streichen variiert bei relativ monoklinalem westlichem Einfallen von SSW-NNO über ein submeridionales (bei Theuma) zurück auf etwa SSW-NNO und deutet so ein Umfließen des SW-Bereichs des Bergener Granitmassivs an.

Der zweite, sehr schmale Streifen wird durch die Synklinalzone von Zobes-Tirpersdorf gebildet. Er verläuft längs der sigmoidal, fast s-förmig verbogenen und nach Westen einfallenden Zobes-Tirpersdorfer Störung, an der die Gesteine des erstgenannten Streifens auf die der Synklinalzone bzw. deren Liegendes im Osten überschoben worden sind. Er enthält oberordovizisch-silurische Sedimentite und oberdevonische Intrusiva und erstreckt sich von nördlich von Zobes über Mechelgrün, östlich von Theuma und Lottengrün bis südwestlich von Tirpersdorf. Seinen bis Mechelgrün reichenden Nordteil bildet eine tiefe, SSW-NNO streichende, nach Osten überkippte Synklinalfalte bzw. Grabensynklinalfalte, häufig als Zobes-Horizont oder Zobeser Synklinalfalte bezeichnet. Den Kern dieser stark verschuppten und zerscherten Synklinalzone stellen Linsen und Schichtpakete von silurischen Kiesel- und Alaunschiefern und Metakarbonaten von ca. 15–60 m Mächtigkeit dar. Dazu kommen dunkle Schiefer vermutlich der Gräfenthaler Gruppe und, vor allem im Hangenden der silurischen Gesteine, linsen- und gangförmige Körper von Metadiabasen von 25–40 m, maximal 65 m Mächtigkeit. Zahlreiche große und kleine tektonische Längs- und Querstörungen zerstückeln die Zobeser Synklinalfalte, die bei ca. 300 m Breite und über 6 km Erstreckung bis etwa 800–1.000 m und mehr in die Tiefe reicht, wo sie vom flacher einfallenden Granitmassiv abgeschnitten wird. Die streichende Hauptstörung mit zerruschelten, mylonitisierten Schiefen von bis zu 20 m Mächtigkeit befindet sich meist im Hangenden der silurischen Gesteine; durch jüngere flache, z.T. aber auch steil fallende Störungen wird sie wiederum des öfteren verworfen. Auch im Liegendes der silurischen Gesteine und im Hangenden des Metadiabas-Komplexes sind Längsstörungen angetroffen worden (siehe Abb. 2-24).

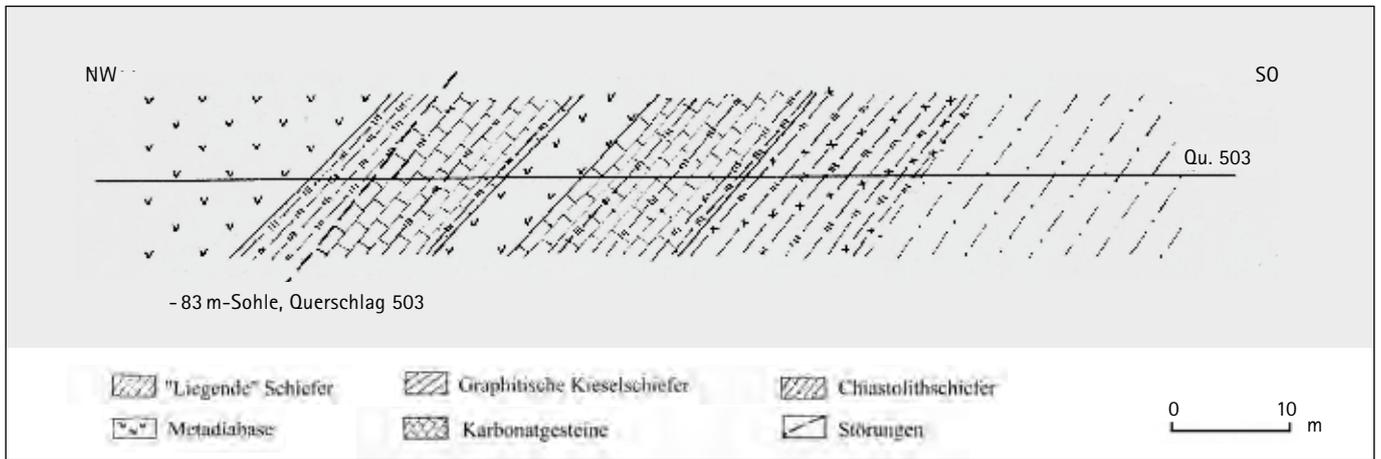


Abb. 2-24: Profil des Zobes-Horizontes; Zobes, -83 m-Sohle, Querschlag 503

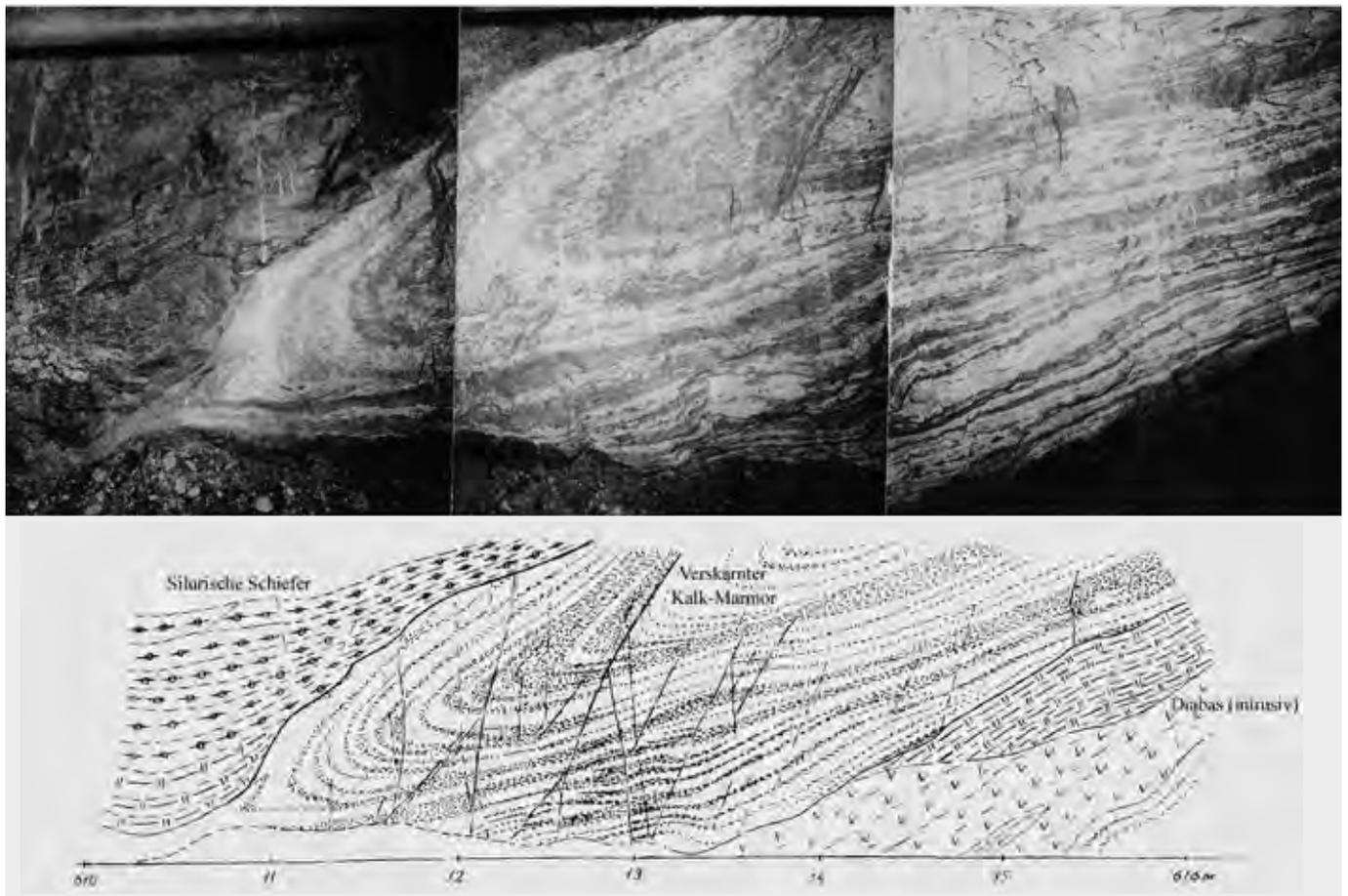


Abb. 2-25: Verskarnter Kalk im Kern einer liegenden Falte – Foto und zugehörige Dokumentation; Tirpersdorf, Schacht 386, +422 m-Sohle, Querschlag 4, Oststoß

Mit über- und untertägigen Such-Aufnahmearbeiten (Schurfgräben, Schürfe, Bohrungen) ist die Fortsetzung dieser Synklinalzone einschließlich der Zobes-Tirpersdorfer Störung nach Süden verfolgt und nachgewiesen worden. Sie folgt südlich von Mechelgrün in einem s-förmigen Bogen etwa dem Lauf des Rabenbachs Richtung Lottengrün-Tirpersdorf (siehe 2.6.2). Dabei sind in diesem Abschnitt nur noch einzelne isolierte reli-

tische Teilblöcke mit oberordovizisch-silurisch-devonischen Gesteinen im Liegenden der (Haupt-)Störung ausgebildet. Die Begrenzungen dieser manchmal perlschnurartig an der Störung aufgereihten, nahezu dreieckigen Blöcke stellen meist kleinere tektonische Störungen unterschiedlicher Richtungen dar. Bemerkenswert ist hier, dass auch bei unterschiedlichem, z. B. von NNW-SSO auf NNO-SSW schwenkendem Streichen der Haupt-

störung die Lagerung der Gesteine in diesen Teilblöcken gleichbleibt, d. h. das Streichen bleibt SSW-NNO bei 30 – 50° Einfallen nach WNW. Auch die Faltung höherer Ordnung ist in diesen Blöcken genauso kompliziert wie in allen Arealen des Gebietes. So sind im Schacht 386 in verskarnten Kalken enge Fächerfalten mit Ausmaßen der Faltschenkel von einigen Metern, aber auch viel feinere Faltung beobachtet worden.

Zwischen den Synklinalzonen von Zobes-Tirpersdorf und Rebesgrün liegt der breiteste Streifen des Betrachtungsgebietes, wengleich er abgesehen von Magmatiten, insbesondere des Bergener Granitmassivs, fast nur Schichtfolgen der Phycoden-Gruppe aufweist. Er erstreckt sich von Treuen-Rebesgrün im Norden über Altmannsgrün nach SSW bis Tirpersdorf-Kottengrün-Werda im Süden. Hier sind allgemein Schiefer der Phycodenschiefer-Formation in relativ ruhiger, meist flachwelliger bis monoklinal in sich gefalteter flacher Lagerung anzutreffen mit wiederholten, im Streichen oft langgestreckten, nach OSO überkippten Faltenzügen, die mehrfach auch durch faltungsparallele Störungen etwas versetzt bzw. verschuppt erscheinen. Die Schiefer weisen meist SSW-NNO-Streichen auf, das nur im SW durch das Tauschwitzer Querelement etwas sigmoidal verbogen wird; sie fallen vorwiegend mit ca. 25 – 40° nach WNW ein.

Den östlichsten und schmalsten, aber separat zu behandelnden Streifen bildet die Synklinalzone von Rebesgrün-Reumtengründorfstadt, des öfteren auch als Rebesgrüner Horizont bezeichnet. Gelegen im nordöstlichen äußeren Kontakthof des Bergener Granitmassivs, stellt sie ähnlich wie die Synklinalzone von Zobes-Tirpersdorf das Fragment einer SSW-NNO streichenden Synklinalfaltenzone mit oberordovizisch-silurischen Gesteinen innerhalb von unterordovizischen Schiefen dar.

Im Zentralteil, im Raum Rebesgrün-Reumtengrün, hat die Synklinalzone eine Breite von ca. 100 – 200 m, weiter nach Norden und Süden zu bis zu ca. 50 m und keilt dann in der Fortsetzung im Norden nordwestlich von Rodewisch bzw. im Süden nahe Dorfstadt bei Falkenstein aus. Sie erreicht im Zentralteil ca. 250 m Teufe und wird dort durch flach einfallende Störungen abgeschnitten. Dabei wird sie im Allgemeinen durch steilfallende subparallele Störungen seitlich begrenzt als auch intern in mehrere Schuppen unterteilt. Neben den NNO-Störungen sind nicht selten auch NW- und submeridionale Störungen anzutreffen, auf die der intensive Blockbau der Synklinalzone überwiegend zurückzuführen ist. Die Hauptstörung liegt hier am Ostrand der Zone. Nach Süden zu, bei Reumtengrün und Dorfstadt, sind auch Abschnitte mit normaler, zweiflügliger Synklinalfalte mit ungestörtem Ost-Flügel festgestellt worden.

Innerhalb der Synklinalzone sind Schichtpakete von Leder-schiefer und Hauptquarzit sowie Kiesel- und Alaunschiefer, d. h. Unterer Graptolithenschiefer, einschließlich oberdevonischer Intrusivdiabase dazwischen angetroffen worden. Infolge der Einwirkung der zahlreichen Störungen unterschiedlicher Richtungen sind diese Gesteine häufig stark tektonisch beansprucht und durchgehende Schichtprofile ebenso wenig wie im Zobes-Horizont nachweisbar.

Außerhalb der Synklinalzone lagern beiderseits Phycodenschiefer, wobei die jüngeren Bildungen westlich davon festgestellt worden sind. Weiter nach Osten zu folgen immer ältere Schichtserien, zuerst des unteren Teils der Phycoden-Gruppe und dann die der Weißelster-Gruppe.

2.6.2 Bruchtektonik

Der geologisch-tektonische Bau des Gebietes wird bestimmt durch ein kompliziertes Netz großer und kleiner tektonischer Störungen verschiedener Richtungen (siehe Abb. 2-26). Diese kann man nach ihrer Verbreitung und Bedeutung im Wesentlichen zu folgenden drei Gruppen zusammenfassen:

- SSW-NNO bis SW-NO (allgemein ca. 20 – 40°) streichende
- NW-SO bis W-O (ca. 270 – 320°) streichende
- submeridional, d. h. annähernd N-S (ca. 350 – 10°) streichende Störungen

Diese Einteilung erscheint zwar etwas weit gefasst; sie berücksichtigt dabei aber, dass insbesondere Störungen der ersten beiden Gruppen in Abhängigkeit von den konkreten geologischen Bedingungen in einzelnen Bereichen (Kompetenz der Gesteine, Faltenbau, Vergitterung von Störungen) variable Orientierungen aufweisen bzw. bei großen, aushaltenden Störungen sich dementsprechend deren Lagerungselemente verändern. Am Beispiel der bedeutendsten Störungen der drei Gruppen wird dies nachfolgend näher beschrieben.

SSW-NNO bis SW-NO streichende Störungen

Die Lage der Störungen dieser Gruppe entspricht dem variszischen Falten- und Schuppenbau und es ist davon auszugehen, dass sie zum großen Teil etwa gleichzeitig mit der Faltung oder unmittelbar danach entstanden sind. Sie liegen also im Streichen der Faltenachsen und sind meist Überschiebungen. Dabei handelt es sich wie bei der Faltung auch hier überwiegend um SSW-NNO gerichtete Strukturen und nur im Süden bzw. im Südwesten des Gebietes erfolgt ein Übergang auf ein SW-NO-Streichen. Im Bergener Granitmassiv folgen die S-Klüfte dieser Richtung (HÖPFNER 1929). Einige solcher Strukturen stellen tiefengelegte Längsstörungen dar, die als Teilstrukturen des Zentralsächsischen Lineaments bzw. NW-Rand-Strukturen des Adorfer Teilblocks im Sinne von BRAUSE (1993) anzusehen sind und z. T. schon vor der variszischen Hauptfaltung entstanden sind, worauf auch die oft in dieser Richtung kulissen- oder kettenartig angeordneten Intrusivkörper von Diabasen hinweisen.

Große tektonische Störungen mit NNO- bis NO-Streichen sind die Zobes-Tirpersdorfer, die Kottengrüner, Werdaer und Rebesgrüner Störung. Dazu kommt eine Vielzahl kleinerer Störungen dieser Richtung, die manchmal kulissenartig angeordnet sind oder mit ähnlichem Verlauf spitzwinklig zusammenlaufen. Veränderungen der (Haupt-)Richtungen einiger dieser Störungen ergeben sich durch den Einfluss anders gerichteter Strukturen oder geologischer Baelemente, wie z. B. bei der Zobes-Tirpersdorfer Störung.

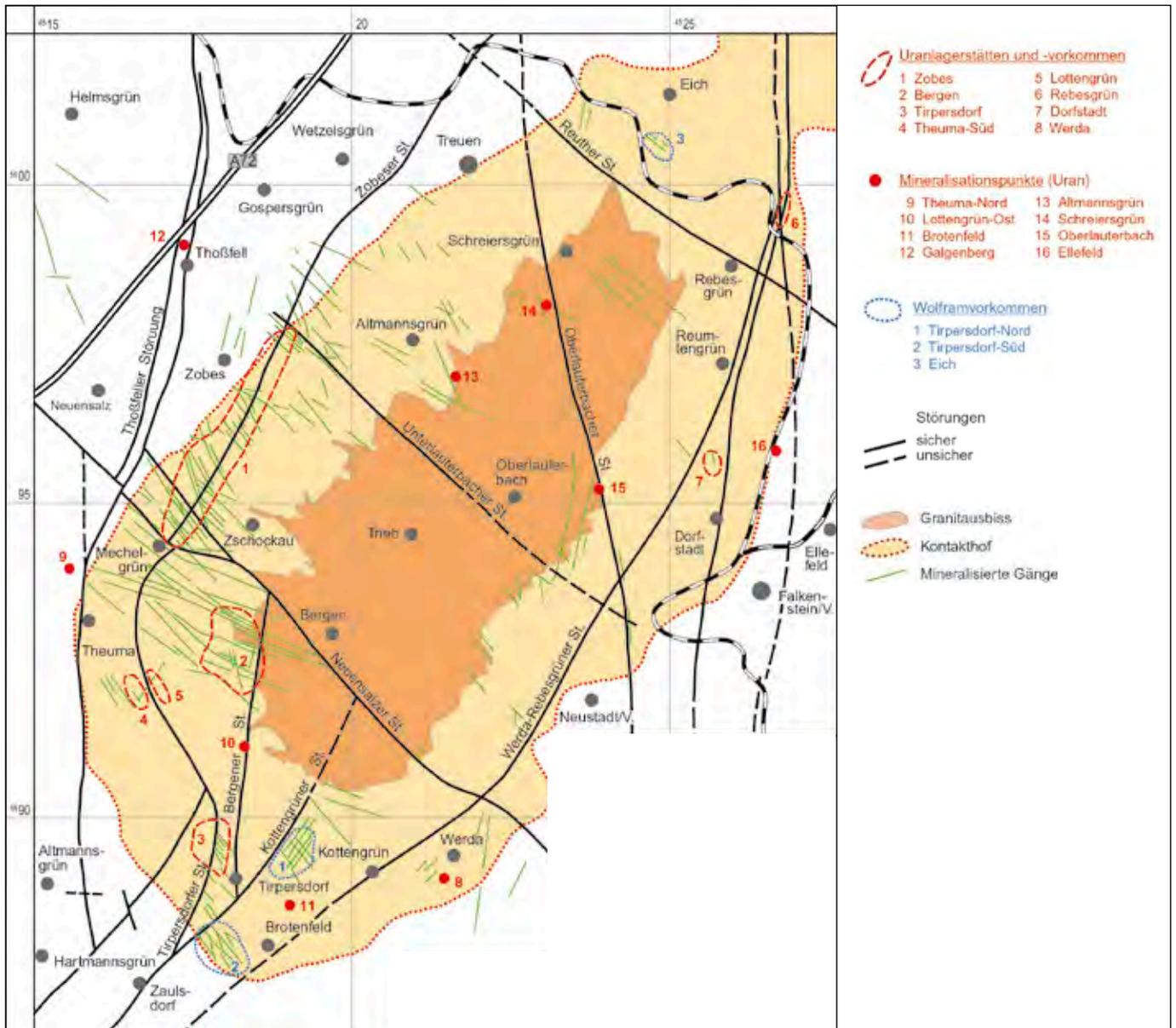


Abb. 2-26: Strukturkarte des Bergener Granitmassivs mit Vererzungszonen

Die Zobes-Tirpersdorfer Störung erstreckt sich über etwa 14 km vom Raum westlich von Treuen in SSW-Richtung bis Mechelgrün, biegt südlich davon längs des Rabenbaches um auf SSO-Richtung, um dann bei Lottengrün wieder auf SSW einzuschwenken und südlich von Tirpersdorf an die SW-NO streichende Kottengrüner Störung anzuscharen. Die sigmoidale Verbiegung wird auf NW-SO streichende Strukturen in der SO-Fortsetzung des Tauschwitz Querelements zurückgeführt (RYBALOV et al. 1968). Das Einfallen der Zobes-Tirpersdorfer Störung ist nach Westen gerichtet, in der Nordhälfte mit allgemein 45–60°, und flacher, mit 25–45°, im Südteil. Im Nordteil, in der Lagerstätte Zobes, ist die Störung durch Auffahrungen und Bohrungen auf vielen Sohlen fast 5 km im Streichen und auf 500 m bis über 1.000 m im Einfallen aufgeschlossen worden. Sie bildet hier eigentlich eine ca. 200–300 m breite Störungszone mit unterschiedlichen und verschieden

deformierten Gesteinen. Im Liegenden befinden sich dunkle Schiefer, vor allem graphitisierte Kiesel- und Alaunschiefer und Metakarbonatgesteine, die oft an tektonischen Störungen durchbewegt und boudiniert oder linsenartig in einzelne Blöcke zerschert sind. Auf der Hangendseite lässt sich über der Hauptstörung ein Streifen geschieferter und amphibolitisierte Metadiabaskörper mit gang- oder linsenartiger Form verfolgen, die kulissenartig im Streichen und Fallen aufeinander folgen und nicht selten auch längs tektonischer Störungen durchbewegt sind. Insgesamt sind in der Störungszone zahlreiche große und kleine Längs- und Querstörungen mit Letten, Gesteinsbrekzien und Fältelung kompetenterer Schiefervarietäten zu beobachten. Besonders auf den unteren Sohlen sind manchmal in oder nahe der Zone in ihrem Streichen verlaufende Quarz-, Sulfid- und Uranerzgänge und -trümer sowie Streifen mit jüngerer Quarzmetasomatose anzutreffen. Daneben wird

die Zone einschließlich der umgebenden Gesteine von zahlreichen Quer- und Diagonalstörungen und Gängen mit NW- und submeridionalen Streichen durchsetzt.

Im südlichen, Tirpersdorfer Teil sind im Liegenden der sigmoidal gebogenen Störung nur einzelne, etwa keilförmig ausgebildete Restblöcke mit Gesteinen prinzipiell wie bei Zobes, nur in geringerer Mächtigkeit, Erstreckung und tektonischer Beanspruchung vorhanden. Auch hier ist im Hangenden ein ausgehnter Streifen von Diabasen zu verfolgen. Allerdings ist in diesem Teil eine deutlicher ausgebildete Hauptstörung festzustellen, die die genannten Gesteinsblöcke im Liegenden von den Schiefen der Phycoden-Gruppe im Hangenden trennt. Die Störung ist im Streichen an der Oberfläche durch Schurfgräben und im Einfallen durch zahlreiche Auffahrungen auf mehreren Sohlen im Schurf 5 und Schacht 386 sowie durch eine Reihe von Bohrungen aufgeschlossen worden. Sie zeigte sich als ausgeprägte tektonische Naht mit Letten und Mylonit von 0,1–1 m Mächtigkeit und ca. 1–3 m breiter Streifen tektonisch durchbewegter Gesteine. In einigen Abschnitten sind die Nebengesteine, speziell dunkle Schiefer, Metakarbonatgesteine, Hornfelse und Amphibolite, verskarnt worden oder albitisiert, gebleicht und verquarzt. Außer der tektonischen Hauptstruktur treten beiderseits kleinere Parallel- und Diagonalstrukturen auf. Die längs der Zobes-Tirpersdorfer Störung aufgereihten Metadiabaskörper (z. T. auch in den Umbiegungsbereichen) sprechen für eine ältere Anlage dieser Struktur. Während der variszischen Faltung erfolgten dann an ihr Überschiebungsbewegungen mit Amplituden von wahrscheinlich ca. 1.000 m im Nordteil und 500–700 m im Südteil. Bei der damit verbundenen Durchbewegung der Gesteine der Synklinalzone wurde insbesondere ihr W-Flügel, teilweise aber auch der O-Flügel abgeschnitten und ausgepresst. Auch später traten Bewegungen an ihr auf, z. T. auch quer dazu mit deutlichem Verwurf.

Die bereits erwähnte Kottengrüner Störung verläuft etwas abseits der gleichnamigen Ortslage von ihrem Scharungsbereich mit der Zobes-Tirpersdorfer Störung südlich von Tirpersdorf zuerst mit SW-NO-Streichen und ca. 50–60° NW-Einfallen in Schiefen der Phycoden- und Gräfenthal-Gruppe, um etwa östlich Tirpersdorf allmählich auf NNO-Richtung einzuschwenken. Diese durch geophysikalische und geologische Aufnahmenachgewiesene Störung durchzieht im weiteren Verlauf den Zentralteil des Bergener Granitmassivs, um etwa bei Trieb an eine submeridionale Störung anzuscharen.

Im SO-Teil des Betrachtungsgebietes bzw. der Umrandung des Bergener Granitmassivs ist in den 1960er Jahren eine weitere große SSW-NNO streichende Störung nachgewiesen worden. Diese als Werdaer Störung beschriebene Struktur (RYBALOV et al. 1968) erstreckt sich von Werda in NNO-Richtung (20–40°, bei 40–70° W-Einfallen) bis westlich Falkenstein, wo sie in den gleichartig streichenden Störungen der Rebesgrüner Synklinalzone ihre Fortsetzung findet. Aufgeschlossen wurde sie in Schurfgräben, Schürfen (westlich Werda), Kartierungsbohrungen und in der Lehmgrube Falkenstein-Siebenhitz. In letzterer war sie als 30–50 m mächtige Hämatitisierungszone mit Störnun-

gen und Quarzgängen auszumachen; bei Werda besteht sie aus einer Reihe von tektonischen Störungen mit durchbewegten Schiefen der Phycoden-Gruppe mit Letten- und Mylonitbahnen von 1–2 cm Mächtigkeit, begleitet durch Turmalinisierung, Verquarzung und intensive Hämatitisierung der Schiefer. Manchmal wird der Störungsbereich auch von einem Streifen linsen- bis lagenförmiger Metadiabaskörper begleitet.

Als Rebesgrüner Störung werden hier die SSW-NNO streichenden tektonischen Störungen zusammengefasst, die die Synklinalzone von Rebesgrün-Reumtengrün-Dorfstadt (Rebesgrüner Horizont) begrenzen oder subparallel in ihr verlaufen. Sie können als Fortsetzung der tektonischen Strukturen der Werdaer Störung angesehen und damit insgesamt als Rebesgrün-Werdaer Störung (oder Störungszone) zusammengefasst werden, analog der in der Zobes-Tirpersdorfer Störung vereinigten, früher getrennt betrachteten Zobeser und Tirpersdorfer Störung. Die insbesondere im Zentralteil ausgebildeten Randstrukturen fallen bei ca. 25° Streichen etwa subvertikal ein. Die Hauptstruktur liegt hier am Ostrand der Synklinalzone; weiter im Süden liegt sie inmitten der oberordovizisch-silurischen Gesteine. Flacher, z. T. mit 45–50° nach Osten einfallende Störungen verursachen synklinalinternen Blockbau oder begrenzen die Synklinalzone in der Teufe. Sie führen allgemein lettiges und tektonisch durchbewegtes, brekziiertes Gesteinsmaterial. Der vertikale Versatz an der Rebesgrüner Störung wird entsprechend den unterschiedlichen Schieferserien der Phycodenschiefer-Formation westlich bzw. östlich ihres Zentralteils auf maximal einige hundert Meter geschätzt (GORÄEV et al. 1971).

NW-SO bis W-O streichende Störungen

Störungen dieser Gruppe sind im Gebiet sehr zahlreich, wobei WNW-OSO streichende steilfallende Strukturen überwiegen. Sie schneiden den variszischen Faltenbau, oft auch die Intrusiva, und treten als Quer- oder Diagonalstrukturen meist jüngerer Entwicklung im Kartenbild deutlicher hervor als die Störungen mit NNO- bis NO-Streichen. Im Bergener Granitmassiv entspricht die Q-Klüftung dieser Richtung. Manchmal ist allerdings auch bei ihnen von einer prägranitischen Anlage auszugehen. Häufig erscheinen sie auch als Bruchränder von Schollen und Querelementen bzw. in deren Fortsetzungen. Sie sind recht unregelmäßig im ganzen Gebiet verteilt, wobei sie manchmal breite Zonen oder Bündel bzw. Knoten oder auch Trümer von größeren Strukturen bilden. Sehr ausgeprägt zeigt sich dies an der bedeutendsten Störung dieser Gruppe im Gebiet, der nachfolgend beschriebenen Neuensalzer Störung.

WNW- bis NW-Störungen sind die Hauptträger der hydrothermalen Gangmineralisation (mit Uran- und Wolframerzen, Fluorit, Baryt u. a.) des Gebietes und seiner Umgebung (Lagerstätten Zobes, Bergen, Tirpersdorf, Schönbrunn, Schneckenstein-Brunndöbra).

Die Neuensalzer Störung wurde bei den Arbeiten in der Lagerstätte Zobes festgestellt (BEZGUBOV et al. 1958). Sie ist als große regionale Störung und Teilstruktur der Tiefenstörung Zeulen-

roda-Zobes/Bergen-Mariánske Lázně anzusehen und verläuft von nördlich Großfriesen über Mechelgrün und Bergen Richtung Talsperre Werda. Sie ist von der Oberfläche aus geophysikalisch sowie mit Schurfgräben und Bohrungen fixiert und über eine bedeutende Entfernung im Streichen und Fallen auch mit Auffahrungen in den Lagerstätten Zobes und Bergen sowie im Schurf 59 zwischen Mechelgrün und Theuma aufgeschlossen worden. Dabei durchsetzt sie die Faltenstrukturen der Schichtserien dieses Gebietes ebenso wie die Granite des Bergener Massivs. Ihr Streichen liegt allgemein bei ca. 310° ($280 - 320^\circ$) und das Einfallen bei ca. 80° ($70 - 85^\circ$) nach NO. Nordwestlich des Granitkontakts trübert sie zur Thoßfeller Störung hin zu einem ganzen Fächer von Störungen und Gängen mit NW-SO- bis fast W-O-Streichen auf. Diese Strukturen, vor allem die Hauptstörung und der nördlichste Flügel, der Gang Wunderlich, versetzen dabei die Zobes-Tirpersdorfer Störung. Die meisten Teilstrukturen werden von der Thoßfeller Störung begrenzt oder keilen vorher aus; nur einige davon, darunter die Hauptstörung, setzen anscheinend hindurch. Andererseits schneiden und versetzen junge Teilstrukturen der Thoßfeller Störung einige Zweige der Neuensalzer Störung (ZENIN & TIĀONOV 1957 und RYBALOV et al. 1968). Am Granitkontakt ist der nördliche, hangende Block der Neuensalzer Störung um ca. 100–120 m in der Horizontalen gegenüber dem südlichen, liegenden Block nach Osten verschoben bzw. um über 100 m abgesenkt. Interessant ist, dass am Gang Wunderlich der horizontale Versatz am Granitkontakt mit 50–100 m, an der Zobes-Tirpersdorfer Störung mit ca. 150 m ermittelt worden ist. Außerdem ist längs dieses Ganges ein NW-streichendes, ca. 20–30 m mächtiges und 200–230 m langes Metadiabaslager festgestellt worden. Das spricht für eine Anlage dieser Störung vor den Diabasen und mehrere weitere, darunter noch prägranitische Bewegungen an ihr. Auf der SO-Seite des Granitmassivs ist der Granitkontakt in der gleichen Richtung, d. h. nach Osten versetzt.

Im Unterschied zu den meist mit tektonisch durchbewegtem Material ausgefüllten Längs- und Diagonal-Störungen der anderen Streichrichtungen ist die Neuensalzer Störung durch einen oder mehrere recht mächtige (1–2 m, maximal 5–10 m) Quarzgänge verheilt, die durch eine Serie kleinerer paralleler oder diagonaler Gänge und Trümer begleitet werden. Dabei sind mehrere Mineralisationsstadien auszuhalten. An der Südflanke der Lagerstätte Zobes (+277 m-Sohle) sind in diesen Quarzgängen gelegentlich auch eingesprengt Uranligner bzw. kleine Uranerzkörper angetroffen worden. Das Liegende bildet eine Zone tektonisch durchbewegten Gesteins mit Lettenbahnen. Außerdem ist an der Oberfläche und auf einigen Sohlen in Zobes und Bergen eine ganze Schar von Apophysen und Gängen von Graniten und Apliten festgestellt worden, die sich im Liegenden und Hangenden parallel der Neuensalzer Störung erstrecken. Südlich der Hauptstörung ist in der Lagerstätte Bergen in einem ca. 500–700 m breiten Streifen eine ganze Serie subparalleler Quarzgänge verfolgt worden, deren größte den Hauptteil der Uranvererzung dieser Lagerstätte enthielten.

Weiter nach SO zu ist die Neuensalzer Störung im Granitmassiv nicht mehr aufgeschlossen worden, allerdings nach verschiedenen Kriterien zu vermuten (Täler von Trieb und Geigenbach, radiohydrogeologische und Emanations-Anomalien, NW-streichende Granit-, Aplit- und Quarzgänge sowie Hämatitisierungszonen, letztere auch in den Schieferaufschlüssen an der Talsperre Werda).

Insgesamt gesehen ist also von einer – zumindest in Teilen – relativ alten, prädiabatischen Anlage der Neuensalzer Störung auszugehen. Weitere Bewegungen an ihr dürften entsprechend dem unterschiedlichen Versatz an Zobes-Tirpersdorfer Störung und Granitkontakt bereits prägranitisch erfolgt sein, ehe sie bei der Granitintrusion als vermutliche Schwächezone neu belebt wurde, die in Details die Morphologie der Granitoberfläche (Vorsprünge, Apophysen und Gänge von Graniten und ähnliches) bestimmt. Auch die späteren hydrothermalen Prozesse waren mit mehrfachen Bewegungen an ihr verbunden. Sie stellt die wohl wichtigste uranerkontrollierende Störung des Gebietes dar, ist manchmal selbst erzführend und begrenzt in der Lagerstätte Zobes die Uranerzverbreitung im Süden.

Auch südlich der Neuensalzer Störung sind sowohl im Granitmassiv als auch in den umgebenden Schiefnern größere und kleinere NW-SO bis W-O streichende Störungen verbreitet, z. T. mit Apophysen und Gängen von Graniten oder Apliten, mit Quarzgängen verschiedener Generationen oder Hämatitisierungszonen. Einige davon führen radioaktive und Emanations-Anomalien bzw. auch die Uranvererzung der Erzkommen Lottengrün, Tirpersdorf und Theuma-Süd. Auch die wolframitführenden Quarzgänge von Tirpersdorf weisen NW-Streichen auf.

Nördlich der Neuensalzer Störung folgen mit überwiegend ähnlichem Streichen (vereinzelt bis NNW-SSO) die Uranerzgänge der Lagerstätte Zobes. Auch im Granitmassiv selbst und in seiner Umrahmung sind im nördlichen Teil des Gebietes eine ganze Reihe größerer und kleinerer NW-Störungen festgestellt worden oder zu vermuten. Zu den größeren sind hier die vom SW-Rand des Greizer Querelements (Halbhorst von Netzschkau) zum NO-Rand des Granitmassivs verlaufende Reuther Störung sowie die Lauterbacher (z. B. RYBALOV et al. 1968), besser Unterlauterbacher Störung (ZENIN & TIĀONOV 1957) im Zentralteil des Granitmassivs zu rechnen. Als SO-Fortsetzung der letzteren wird die Baryt- oder Hauptstörung (H) des Lagerstättenreviers Schneckenstein-Brunndöbra am SW-Rand des Eibenstein-Granitmassivs angesehen (VETROV in RYBALOV et al. 1972). Weitere ähnliche Strukturen sind südwestlich davon bei Schönaun und Trieb angetroffen worden. Durch Auftrümmung im Streichen verursachen sie ein kompliziertes Netz, das das Massiv in Blöcke zerlegt. Teilweise machen sie sich durch Hämatitisierungszonen, Quarzgänge, seltener durch Gänge feinkörniger Granite oder Apliten bemerkbar. An solche Störungen sind viele Emanationsanomalien im Granit gebunden.

Submeridionale Störungen

Submeridionale, d. h. etwa N-S streichende Störungen sind im Betrachtungsgebiet in geringerem Maße verbreitet, wobei sie nicht selten Streifen bzw. Zonen von Einzelbrüchen bilden. Sie werden als Teilstrukturen der Leipzig-Vogtland-Regensburg-Zone angesehen, einige auch als altangelegte Trennfugen im tieferen Fundament (RYBALOV et al. 1972). Teilweise bilden sie auch Diagonalstrukturen, die den variszischen Faltenbau und die darin ausgebildeten Diabasstreifen schneiden und stellen jüngere Brüche dar; sie enthalten hier Lamprophyrgänge, junge Quarz- und andere Mineralgänge. Mit solchen Strukturen werden in ihrer Fortführung nördlich des Gebietes ein vermutliches Maar-Diatrem bei Greiz-Waldhaus mit Trias-Schollen inmitten unterkarbonischer Phyllite des Vogtländischen Synklinoriums sowie weitere Diatreme bei Zwickau in Verbindung gebracht (NICKSCHICK et al. 2014). In ihrer südlichen Fortsetzung liegen einige der tertiären Basaltschlote des Südvogtlandes. Der überwiegende Teil der Erdbebenaktivität in Westsachsen, für den insbesondere die vogtländischen Schwarmbeben stehen, konzentriert sich ebenfalls auf die Strukturen dieser N-S-Zone (KRENTZ in PÄLCHEN 2009) und belegt damit deren rezente geotektonische Bedeutung.

Die Thoßfeller Störung ist die bedeutendste meridionale Störung des Gebietes und grenzt hier das Schollengebiet des Vogtländischen Synklinoriums einschließlich Tauschwitz Querement gegen die Schiefer seiner SO-Flanke ab. Sie erstreckt sich von Hartmannsgrün bei Oelsnitz über Droßdorf, Theuma, Thoßfell bis Limbach, wo sie von der NW-streichenden Reuther Störung scheinbar abgeschnitten, vermutlich aber nur versetzt wird; in ihrer Nord-Fortsetzung liegt ca. 10 km weiter die obengenannte »Triasscholle« von Greiz-Waldhaus (siehe auch HEMPEL 2006). Ihr Streichen beträgt, von kürzeren NNO- und NNW-Abbiegungen abgesehen, allgemein 350–10°, das Einfallen 40–80° nach Westen. Sie verläuft überwiegend in Schiefen der Phycoden- und Gräfenthal-Gruppe oder trennt diese von silurisch-devonischen Gesteinen, wobei sie deren Faltenbau unter verschiedenen Winkeln schneidet.

Die Thoßfeller Störung war bereits bei der geologischen Landesaufnahme in wesentlichen Teilen kartiert worden (WEISE & UHLEMANN 1913 bzw. 1924); im Rahmen der jüngeren Arbeiten wurde sie geophysikalisch (Magnetik, Elektrik) als auch mit zahlreichen Bohrungen und Schurfgräben weiterverfolgt und mit untertägigen Auffahrungen aus der Lagerstätte Zobes (Querschlag 207 und Feldstrecke 879a auf der +97 m-Sohle) und dem Schurf 57 an ihrer Nordflanke sowie dem Revier Theuma-Nord (Schacht 391, Querschlag 1 und Strecke 853a auf der +300 m-Sohle) detailliert untersucht. Sie fiedert des öfteren in mehrere Teilstrukturen auf, so südlich Droßdorf, und wird fast immer von kleineren Parallel- und Diagonalstrukturen (meist NO-streichend) begleitet, ebenso von Linzen bzw. Gängen von Intrusivdiabasen, besonders bei Theuma und Lottengrün-Tirpersdorf. Westlich der Lagerstätte Zobes

sind an ihr Gänge von Apliten und feinkörnigen Graniten angetroffen worden, weiter im Norden und Süden auch Lamprophyre. Die Störung selbst zeigt sich oberflächennah, z. B. in Schurfgräben, als 5–20 m mächtige Durchbewegungszone mit Lettenbahnen und Myloniten. Die begleitenden Diabase sind oft gestört und verändert; auch Quarzgänge und -trümer (in Schurf 57 mit Baryt und Fluorit) sind enthalten. In den untertägigen Auffahrungen war die Mächtigkeit der Störungszone deutlich geringer und bei teilweiser Auffiederung in mehrere Teilstrukturen, z. T. mit graphitisierten Störungen, sehr wechselhaft.

Die Thoßfeller Störung selbst ist nicht uranerzführend; allerdings sind längs bzw. nahe von ihr kleinere Anreicherungen von Uranerzen (Gänge Gebiet Thoßfell) sowie Emanations- und radiohydrogeologische Anomalien (Gebiet Theuma und Thoßfell) festgestellt worden.

Die zahlreichen Intrusivdiabaskörper längs der Störung wie auch ihre Trennfunktion unterschiedlicher tektonischer Blöcke sprechen für eine alte Anlage dieser Struktur. Dabei belegen sowohl ihre räumliche Orientierung wie auch ihre Merkmale eine mehrfache spätere Reaktivierung und Bewegungen an ihr. Nach den im Liegenden und Hangenden der Störung anzutreffenden Gesteinen ist insgesamt von Verwerfungsbeträgen mit einer Amplitude von ca. 100–300 m auszugehen mit den größeren Werten nach Norden zu. Auch die Gänge granitoider Gesteine einschließlich von Lamprophyren auf der Störung weisen auf Aktivitäten an ihr hin, wie auch die Quarzgänge und die erwähnten Anzeichen von Uranmineralisation einen Einfluss der Störung auf das Auftreten hydrothermalen Prozesse vermuten lassen. Auf mögliche rezente Bewegungen an ihr wurde oben bereits im Zusammenhang mit der Erdbebenaktivität hingewiesen.

Im südwestlichen Randbereich des Bergener Granitmassivs mit der Lagerstätte Bergen ist auch eine submeridional streichende Zone mit tektonischen Störungen, Quarzgängen sowie Gängen von feinkörnigen Graniten, Apliten und Lamprophyren festgestellt worden. Deren Streichen beträgt 340–10°, das Einfallen 60–80° nach Westen. Mit untertägigen Auffahrungen und mit Schurfgräben ist diese Zone nach Norden in die Lagerstätte Zobes, nach Süden bis in den Raum Tirpersdorf verfolgt worden. Die größte Struktur dieser Zone ist mit meridionalen Streichen und subvertikalem Einfallen als Bergener Störung ausgehalten worden (ŠUTOV et al. 1953); auch einige der uranerzführenden Gänge der Lagerstätte Bergen (Gänge Nr. 5, Nr. 11 u. a.) weisen submeridionales Streichen auf.

Eine weitere submeridional streichende Zone durchsetzt das Bergener Granitmassiv von Oberlauterbach am Ostrand bis etwa Schreiersgrün am Nordwestrand. Die tektonische Hauptstruktur ist hier die den Granitkontakt versetzende Oberlauterbacher Störung (siehe 2.4). Diese wird vor allem am östlichen Rand von weiteren tektonischen Störungen, Quarzgängen und einem Lamprophyrgang begleitet. Die

Quarzgänge führen hier teilweise eine Uranmineralisation. Die Fortsetzung der Zone nach Süden bis etwa Poppengrün lässt sich an Hand von Streifen hämatitisierter und verquarzierter Schiefer verfolgen.

Auch im Bereich der Rebesgrüner Synklinalzone sind des Öfteren steil fallende submeridionale Störungen angetroffen worden. Sie schneiden die Synklinalzone spitzwinklig und tragen so zu deren intensivem Blockbau bei. Manchmal führen diese Strukturen auch hier Lamprophyrgänge.

2.7 Hydrogeologie

2.7.1 Allgemeine hydrogeologische Verhältnisse und Grundwasserleiter

Die hydrogeologischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet waren zu Beginn des Uranbergbaus kaum erforscht. Die anfänglichen Aktivitäten des hydrogeologischen Dienstes des Objektes 6 (bzw. 25) waren zunächst von pragmatischen Zielstellungen wie der Suche nach radioaktiven Wässern und der Sicherstellung der Wasserhaltung geprägt. So wurde in den Jahren 1949 bis 1950 eine weitgreifende radiohydrogeologische Aufnahme realisiert, auf deren Grundlage Gebiete für detaillierte geologische Erkundungsarbeiten ausgewählt wurden. In den entstehenden Grubenbetrieben wurden alle Wasserzutritte dokumentiert und beprobt, um einerseits die Wasserhaltung ausreichend dimensionieren zu können und andererseits Hinweise auf verborgene Uranerzanreicherungen zu gewinnen.

Die allgemeinen hydrogeologischen Bedingungen des Untersuchungsgebietes erlangten erst im Zug der detaillierten geologischen Kartierungsarbeiten ab 1953–1954 stärkere Beachtung. Die radiohydrogeologische Aufnahme im ca. 1.050 km² umfassenden Arbeitsgebiet des Objektes kam dabei zum Abschluss. In den Grubenbetrieben wurden hydrogeologische Arbeiten kontinuierlich fortgeführt, um die Wasserversorgung und die Betriebssicherheit zu gewährleisten.

In der Folgezeit gehörten die Unterhaltung eines hydrogeologischen Messnetzes an den Vorflutern und verschiedenen Wasserfassungen sowie hydrogeologische Dokumentations- und radiohydrogeologische Aufnahmearbeiten in den Grubenbauen zum Routinebetrieb im Bergbaugebiet Zobs-Bergen.

Eine nochmalige Intensivierung der hydrogeologischen Untersuchungen war mit den Such-Kartierungsarbeiten der SGEG

im Maßstab 1:25.000 im Zeitraum 1960 bis 1969 verbunden (RYBALOV et al. 1968, HERRMANN et al. 1968 und SIMONOVA et al. 1969).

Das Gebiet des Bergener Granites wird im Wesentlichen durch die Trieb und ihre Zuflüsse zur Weißen Elster hin entwässert. Die stärkste Wasserführung weisen diese Gewässer im März–April, zur Zeit der Schneeschmelze, und während der regenreichen Sommermonate auf. In Folge der Stauwirkung der nahegelegenen Kammregion des Oberen Vogtlandes schwanken die jährlichen Niederschlagsmengen in dem eng begrenzten Raum teilweise erheblich (siehe Tab. 2-1).

Die Speisung der Fließgewässer, aber auch der Grundwässer erfolgt durch atmosphärische Niederschläge, die überwiegend als Regen niedergehen. Das ruhige, hügelige Relief und die starke Bewaldung im Bereich des Bergener Granitmassivs ermöglichen eine gute Versickerung der Niederschläge. Der Anteil des unterirdischen Abflusses, der zur Grundwasserneubildung beiträgt, ist mit 35–40 % einzuschätzen.

Im gesamten Untersuchungsgebiet sind metamorphe und magmatische Gesteine verbreitet, die im unverwitterten Zustand als Wasserstauer ausgebildet sind. Eine Wasserführung dieses Gesteinskomplexes ist deshalb an die Auflockerungs- und Verwitterungsbereiche oder an tektonisch beanspruchte Abschnitte dieser Bildungen gebunden, die sich durch eine lokal begrenzte Verbreitung und absetzige Ausbildung auszeichnen. Flächenhafte Grundwasserleiter sind im Gebiet des Bergener Granitmassivs nicht ausgebildet.

Es können drei Typen von Grundwässern unterschieden werden:

- Porengrundwässer der alluvialen Ablagerungen an den Fließgewässern,
- Poren-Kluft-Grundwässer der eluvial-deluvialen Bildungen in der Auflockerungszone von Festgesteinen und
- Kluft-Spalten-Grundwässer in tektonisch beanspruchten Festgesteinskomplexen.

Die Porengrundwässer der Alluvialablagerungen, die maximal 4–5 m Mächtigkeit erreichen, sind in ihrer Verbreitung auf die Auenbereiche der Bachtäler beschränkt. Sie sind an sandig-kiesige und schotterartige Ablagerungen gebunden und vorrangig in den mittleren und unteren Abschnitten der Bachläufe entwickelt. Wegen des häufigen Auskeilens der wasserführenden Ablagerungen sind sie nicht durchgängig ausgebildet. Der

Tab. 2-1: Langjähriges Mittel der monatlichen Niederschlagsverteilung im Untersuchungsgebiet (nach KAŠKOVSKIJ 1962) (Angaben für die Jahre 1881–1930 in mm)

Station	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr
Plauen	42	34	38	55	70	83	87	82	55	49	40	41	676
Auerbach	59	46	56	72	92	104	121	98	73	65	65	56	896

Grundwasserspiegel liegt aufgrund der direkten hydraulischen Koppelung an die Fließgewässer gewöhnlich nicht tiefer als 0,5 m unter der Geländeoberkante. Die Wasserführung unterliegt geringen Schwankungen mit Schüttungsraten von 0,05 – 0,2 l/s (KAŠKOVSKIJ 1962). Folglich ist eine breite Nutzung dieser Wässer für die Trink- und Brauchwasserversorgung der örtlichen Bevölkerung zu konstatieren.

Die Poren-Kluft-Grundwässer zeigen eine sehr begrenzte Entwicklung in den blockig-lehmigen Bildungen der eluvial-deluvialen Schuttdecken und der Auflockerungszone verschiedener Festgesteine. Die Auflockerung reicht gewöhnlich bis in Tiefen von 30 – 40 m. Der Grundwasserspiegel verläuft gewöhnlich in Tiefen bis zu 3 m, selten bis 6 m. Im Bereich lokaler Wasserscheiden können diese Grundwässer saisonal gänzlich fehlen. Poren-Kluft-Grundwässer werden durch atmosphärische Niederschläge gespeist. Sie tragen ihrerseits entweder zur Speisung der anderen Grundwassertypen bei oder entlasten in Form von Quellen. Diese Quellen finden sich in den unteren Hangbereichen. Sie weisen deutliche niederschlagsabhängige Schwankungen der Ergieblichkeit bei durchschnittlichen Schüttungen von einigen Zehntel l/s auf. Es findet eine begrenzte

Nutzung zur lokalen Wasserversorgung in Form von Wasserfassungen mit bis zu 3 m Tiefe statt.

Die Kluft-Spalten-Grundwässer des Festgesteinskomplexes sind vorzugsweise in Bereichen erhöhter tektonischer Beanspruchung ausgebildet. Sie sind entweder an die großen regionalen Störungszonen oder an die mineralisierten Gangsysteme der erkundeten Lagerstätten gebunden. Wasserführende Kluft-Spalten-Zonen können bis in mehrere hundert Meter Tiefe verfolgt werden. Ihre Ergieblichkeit wird in den Graniten geringer eingeschätzt als in den kontaktmetamorphen Schiefern. Üblicherweise werden an Quellaustritten recht gleichmäßige Schüttungen von 0,1–0,6 l/s gemessen, Spitzenwerte liegen bei 2–3 l/s.

2.7.2 Hydrochemische Übersicht

Vom hydrochemischen Standpunkt aus sind die Grundwässer des Bergener Granitmassivs überwiegend dem Calcium-Natrium/Hydrogenkarbonat-Sulfat-Typ zuzuordnen. In Teilen des Granitmassivs tritt das Hydrogenkarbonat zurück, so dass der Sulfatcharakter überwiegt. Im Raum Theuma-Neuensalz sind deutliche Chlorid-Anteile in den Grundwässern zu vermerken. Die Gesamt-

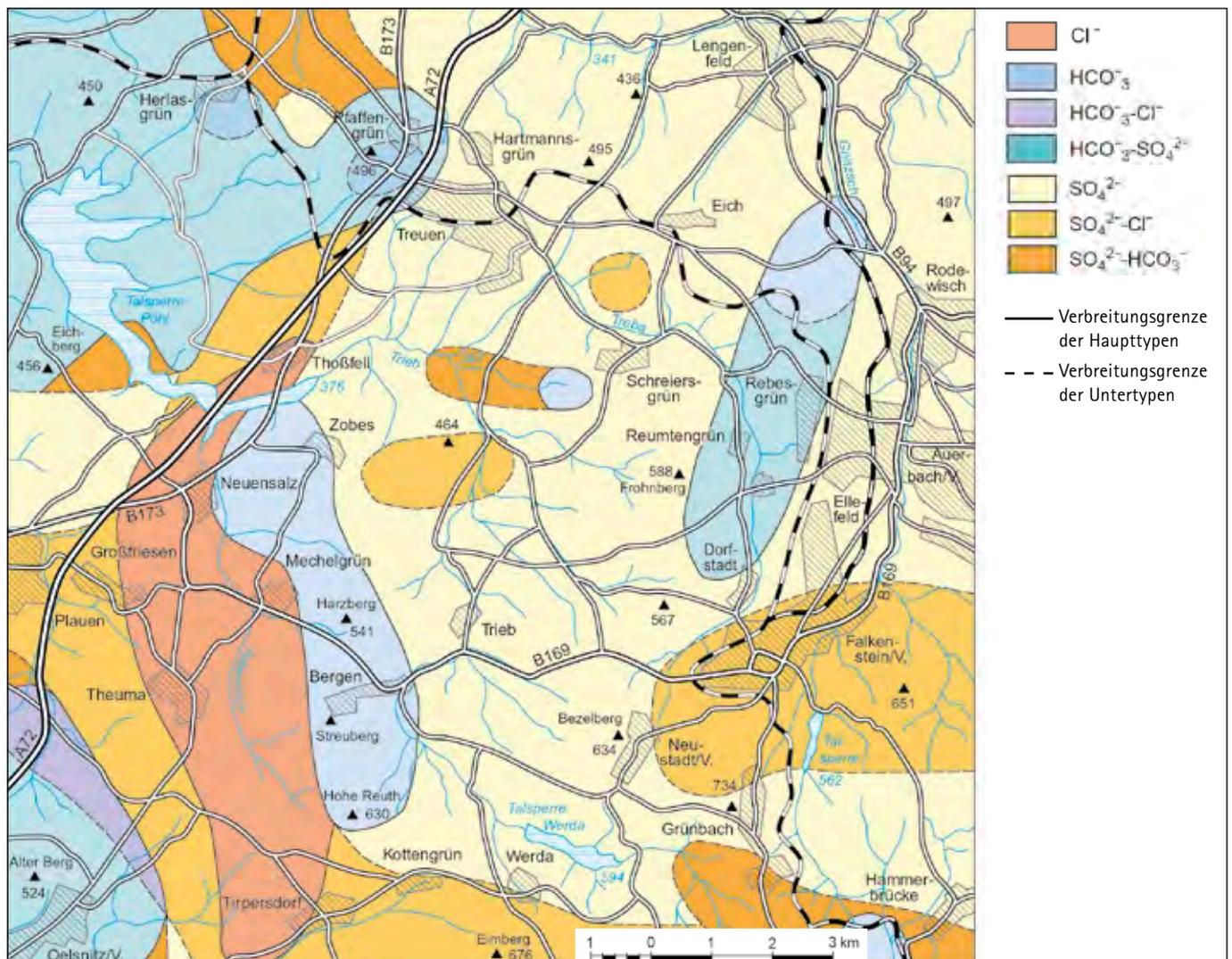


Abb. 2-27: Ausschnitt aus der hydrochemischen Übersichtskarte des Vogtlandes (KAZINCEV 1957)

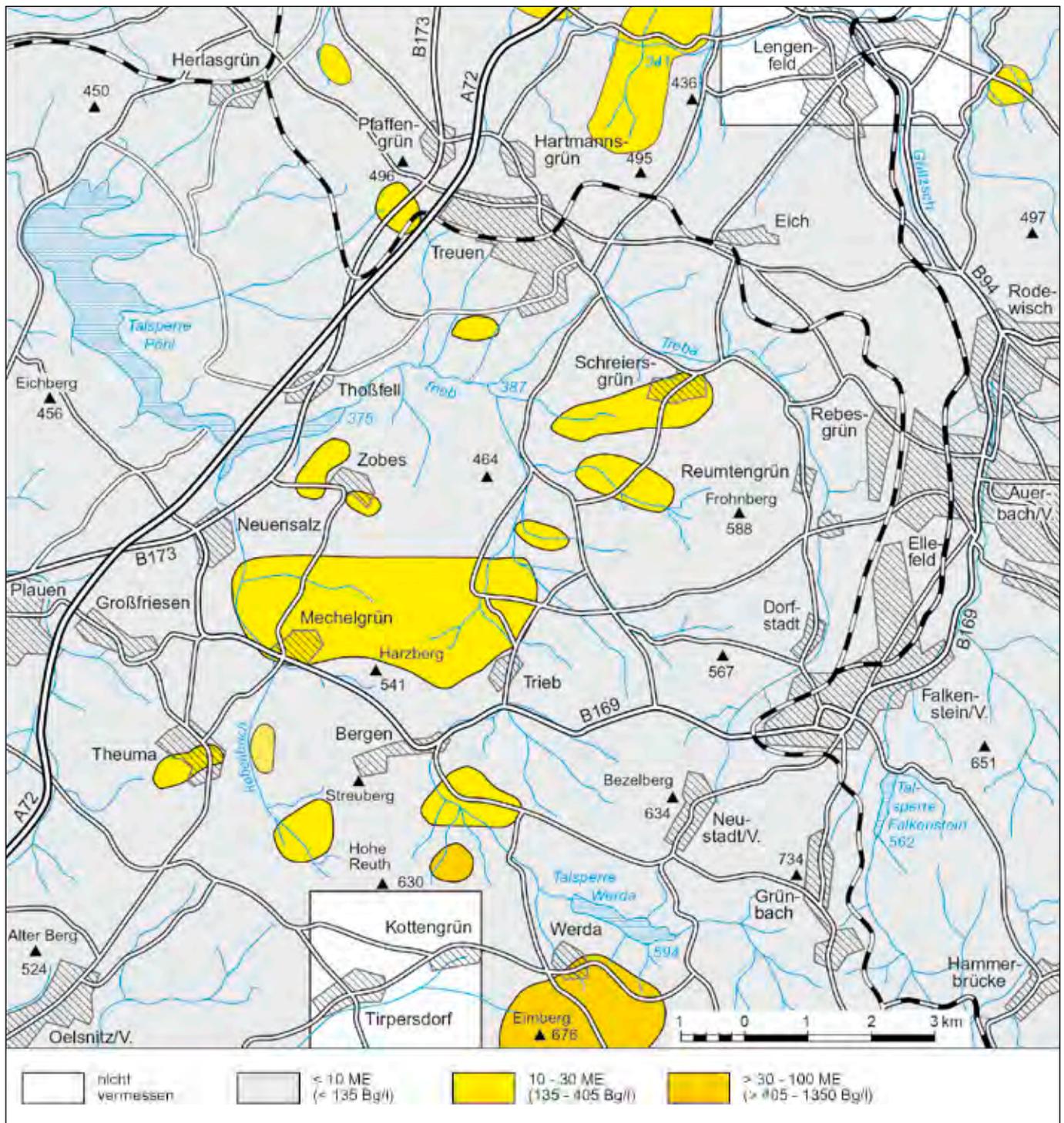


Abb. 2-28: Ausschnitt aus der radiohydrochemischen Übersichtskarte des Vogtlandes (KAZINCEV 1957)

mineralisation ist allgemein gering; sie schwankt zwischen 100 mg/l und 300 mg/l. Die pH-Werte liegen mit 5,8–6,3 im schwach sauren Bereich (SEREBRENNIKOV 1969).

Die Hintergrundwerte radioaktiver Komponenten zeigen eine Abhängigkeit von den Nebengesteinen. Im eigentlichen Granitareal betragen die Urangelhalte 1–2 µg/l und die Aktivitätskonzentrationen von Radon 120–220 Bq/l. Im Verbreitungsgebiet der sedimentär-metamorphen Gesteine liegen die Werte um

eine Größenordnung tiefer: 0,1–0,3 µg/l Uran und 40–110 Bq/l für Radon (SEREBRENNIKOV 1969). Die Radium-Aktivitätskonzentrationen werden mit 3,7–18,5 Bq/l für alle Nebengesteine angegeben (KAZINCEV 1955).

2.8 Uranführung (für das Gesamtgebiet des Vogtlands)

2.8.1 Lagerstättentypen

Das im Rahmen der Uranprospektion ausgehaltene Untersuchungsgebiet Vogtland umfasst aus regionalgeologischer Sicht den SO-Flügel des Vogtländischen Synklinoriums und den SW-sächsischen Anteil des Fichtelgebirgs-Erzgebirgs-Antiklinoriums. Es reicht von den westlichen Randbereichen des Eibenstocker und Kirchberger Granitmassivs bis zum Ostrand des Verbreitungsgebietes der Kulmsedimente. Der lithologisch monotone Kern der Kulmmulde wurde wegen fehlender Vererzungsindikationen frühzeitig aus den detaillierten Betrachtungen ausgeklammert.

Ausgehend von der geotektonischen Position des Vogtlands in der saxo-thuringischen Zone der Varisziden am NW-Rand der Böhmisches Masse und seiner geologischen Entwicklungsgeschichte sind die Uranvererzungen hydrothermalen Ganglagerstätten in den Kontaktbereichen variszischer Granite und eingesprengt-trümerartige Uranimprägnationen in paläozoischen Schwarzschieferen als wichtigste Lagerstättentypen anzusehen. Dabei können die Ganglagerstätten sowohl im Endkontaktbereich der Granitmassive als auch im Exokontakt, hier vorzugsweise in geochemisch kontrastreichen Profilabschnitten, ausgebildet sein.

Zusätzlich wurden in kurzzeitigen Untersuchungskampagnen die Torfablagerungen von Mooren in den höheren Gebirgslagen auf infiltrative Uranvererzungen und das Eibenstocker Granitmassiv auf Albit-Chlorit-Zonen mit Uraninit-Coffinit-Vererzungen (Typ Vitkov) hin untersucht, ohne dass wirtschaftlich interessante Urananreicherungen dieser Typen nachgewiesen werden konnten.

2.8.2 Uranpotenzial und Verteilung nach Lagerstätten

Im Ergebnis der langjährigen, intensiv geführten Prospektionsarbeiten der SAG/SDAG Wismut ist es möglich, die Uranhöflichkeit des Vogtlands insgesamt für einen Teufenbereich von ca. 1.000 m abschließend zu bewerten. Im Verlauf der Prospektionsarbeiten wurden fünf Lagerstätten aufgefunden, die sich bezüglich ihrer Größe wie folgt gruppieren lassen:

- Uranlagerstätten mittlerer Größe (mit > 5.000 t Uraninhalt)
 - Zobes
 - Hauptmannsgrün-Neumark
- Kleine Uranlagerstätten
 - Schneckenstein
 - Bergen
 - Gottesberg-Grummetstock

Daneben existieren 18 Uranvorkommen und zahlreiche Mineralisationspunkte.

Nach genetischen Gesichtspunkten sind die meisten Lagerstätten und Vorkommen entweder den hydrothermalen Ganglagerstätten oder den imprägnativen Vererzungen in Schwarzschiefern vom Typ Ronneburg zuzuordnen. Für eine Reihe kleinerer Objekte konnte die Genese in Anbetracht intensiver sekundärer Überprägung durch Oxidationsprozesse nicht abschließend

Tab. 2-2: Uranlagerstätten, Uranerzvorkommen und Mineralisationspunkte im Vogtland (nach RYBALOV et al. 1968, ergänzt)

Uranlagerstätten	Uranerzvorkommen	Mineralisationspunkte
Hydrothermale Gänge		
Zobes	Friedrichsgrün	Oberlauterbach
Schneckenstein	Hammerbrücke	Brotenfeld
Bergen	Mühlleithen-I	Lottengrün-Ost
Gottesberg-Grummetstock	Vogelsgrün	Altmannsgrün
	Lottengrün	Schreiersgrün
	Tirpersdorf	Jägersgrün
	Dorfstadt	Mühlleithen-II
	Rebesgrün	Wernesgrün
	Morgenröthe	
	Bad Brambach	
	Theuma-Süd	
	Brunndöbra	
	Werda	
Schwarzschiefer		
Hauptmannsgrün-Neumark	Planitz	Cainsdorf
	Stenn	Dröda
	Plauen	
	Geilsdorf	
	Schwand	
Unklare Genese		
	Teichwolframsdorf	Voigtsgrün
		Pechtelsgrün
		Ellefeld
		Altmannsgrün
		Obermarxgrün
		Tauschwitz
		Kürbitz
		Schönbrunn
		Lauterbach
		Theuma-Nord
		Jocketa
		Jöbnitz
		Galgenberg
		Limbach
		Ruppertsgrün
		Schneidenbach
		Brockau
		Schneidenbach-I
		Reichenbach
		Waltersdorf
		Cunsdorf
		Unterheinsdorf
		Lengenfeld

geklärt werden. Die Gruppierung der einzelnen Lokationen nach ihrer Größe und den genetischen Typen wurde in der Tabelle 2-2 zusammengefasst.

Naturgemäß konzentriert sich das Uranpotenzial des Vogtlandes in den genannten fünf Lagerstätten. Die wirtschaftlich wichtigste Uranlagerstätte des Vogtlands war aufgrund ihrer Gesamtvorräte und der Qualität der Erze die im Weiteren (siehe 3.8 bis 3.10) eingehend beschriebene Lagerstätte Zobes. Die Lagerstätte Schneckenstein, unweit Klingenthal gelegen, beinhaltet bei vergleichbaren Nebengesteinen wie in Johanngeorgenstadt und einer weniger komplizierten tektonischen Situation immerhin ein Viertel der Uranvorräte dieser »klassischen« Uranlagerstätte. Bergen und Gottesberg-Grummetstock stellten mit ihren durchaus beachtlichen Ausmaßen die größten intragranitischen Uranvorkommen in Sachsen dar, hätten unter marktwirtschaftlichen Bedingungen jedoch kaum Abbauwürdigkeit erlangt. Diese vier Ganglagerstätten wurden in den 1950er und 1960er Jahren vollständig abgebaut und bildeten die Vorratsbasis für das Objekt 6 der SAG/SDAG Wismut.

Die Lagerstätte Hauptmannsgrün-Neumark stellt die zuletzt im Vogtland aufgefundene Uranlagerstätte dar. Sie weist in ihrem geologischen Bau viele Parallelen zum benachbarten Ronneburger Erzfeld auf, ist jedoch bei geringerer Mächtigkeit der uranproduktiven Schichtenfolge durch ein steileres Einfallen und eine weniger intensive tektonische Zerblockung gekennzeichnet (FRITSCH in HAGEN & SCHEID 1999). Ihre Erkundung mittels übertägiger Bohrungen erfolgte von 1968 bis 1973. Dabei wurde ein geologischer Vorrat von 5.401,6 t Uran berechnet.

Insgesamt wurde im Vogtland ein Uranpotenzial von 11.917,8 Tonnen nachgewiesen. Der größere Teil davon entfällt mit einem Anteil von ca. 55 % auf die abgebauten hydrothermalen Ganglagerstätten. Darüber hinaus ist zu beachten, dass vom Abbau ausgeschlossene geringproduktive Vorräte in Zobes und Schneckenstein sowie die Restvorräte des Vorkommens Tirsperdorf keinen Eingang in diese Zusammenstellung fanden. Das im Vogtland verbliebene Uranpotenzial von ca. 5.400 t Uran ist vollständig in der Lagerstätte Hauptmannsgrün-Neumark lokalisiert. Es handelt sich dabei um geologische Vorräte, die mit einem cut-off von 0,03 % U berechnet wurden. Daneben wurden noch 29,8 Mio. t Außerbilanzenerze mit einem Urangehalt von 0,016 % nachgewiesen, deren Uraninhalt mit 4.831,6 t angegeben wird. Eine ökonomische Bewertung dieser Ressourcen ist bisher nicht erfolgt.

2.8.3 Uranvorräte und Produktionsumfänge

Die Vorräte aller Uranlagerstätten des SAG/SDAG Wismut unterlagen einer äußerst genauen und sorgfältigen Nachweisleitung. So wurden nicht nur die abzubauenen und damit zu löschenden Vorräte exakt geplant, sondern auch jährliche Pläne zum Vorratszuwachs durch gezielte Erkundungsarbeiten aufgestellt und umgesetzt. Die Vorräte jedes Betriebes wurden jährlich zum 01.01. für alle Abbaublöcke neu berechnet, wobei sich die Werte für das Ausbringen aus der kumulativen Gewinnung ergaben und die Uranmenge aus der Multiplikation des Ausbringens mit der verbliebenen Gangfläche. Der alte und neue Vorratsstand wurde gemeinsam mit Vorratszuwachs und -löschung des abgelaufenen Jahres sowie sonstigen Korrekturen (sogenannten Vorratsabschreibungen) als Vorratsbewegung in den Tätigkeitsberichten dargestellt. Diese Abrechnungen geben einen Überblick über die Grundlage der betrieblichen Entwicklung. Eine Zusammenstellung zu den Kennziffern der geometrisierten Vorräte der Klasse C₁ ist in der Tabelle 2-4 enthalten.

Zu Beginn der 1950er Jahre bestand im Rahmen der Zielstellung einer maximalen Uranproduktion die Aufgabe, eine stabile Vorratsbasis für das Objekt 6 nachzuweisen und diese möglichst zu erweitern. Die anfangs vorrangig in Schneckenstein konzentrierten Ressourcen wurden schrittweise durch den Nachweis höherwertiger Vorräte in der Lagerstätte Zobes erweitert. Trotz anwachsender Produktionsumfänge konnte die steigende Vorratslöschung dank intensiv geführter geologischer Erkundungsarbeiten durch den Vorratszuwachs überboten werden. So ergab sich bis zum Jahr 1955 parallel zur Produktionsausweitung ein kontinuierliches Anwachsen der Ressourcen sowohl für die Gangfläche als auch für die Uranmenge bei leicht steigender Produktivität. Für das Jahr 1955 ist dann ein spürbarer Produktionseinbruch im Objekt 6 zu vermerken, der vorrangig durch die Nichterfüllung der Abbaupläne in der Lagerstätte Zobes bedingt war und sich in dem gesunkenen Ausbringen der gelöschten Vorräte manifestiert. In der Folgezeit wurden mehrfache Neubewertungen an der Vorratsbilanz notwendig, die als Korrekturen offensichtlich überbewerteter Gangflächen zu verstehen sind. Dabei wurden auch geringproduktive Gangteile aus der Bilanz ausgeschlossen (abgeschrieben), deren Gewinnung aus ökonomischer Sicht nicht sinnvoll erschien.

Ab 1957 widerspiegelt die Vorratssituation die Betriebsverhältnisse in äußerst anschaulicher Weise. Vor dem Hintergrund

Tab. 2-3: Zusammenfassung des nachgewiesenen Uranpotenzials für das Vogtland

	Uran in t	Gangfläche/Erztonnage	Ausbringen/Gehalt
Uran-Gesamtpotenzial	11.917,8		
Abgebaute Vorräte (hydrothermale Ganglagerstätten)	6.516,2	4.069,8 × 10 ³ m ²	1,601 kg/m ²
Geologische Restvorräte (Hauptmannsgrün-Neumark)	5.401,6	6,905 Mio. t	0,078 %
davon als prognostische Ressourcen berücksichtigt	2.270,0		

Tab. 2-4: Entwicklung der Uranvorräte der Klasse C₁ im Objekt 6 nach Jahren

Jahr	Vorratsstand zum 01.01.			Vorratszuwachs			Vorratslöschung		
	Gangfläche 10 ³ m ²	Ausbringen kg/m ²	Uran in t	Gangfläche 10 ³ m ²	Ausbringen kg/m ²	Uran in t	Gangfläche 10 ³ m ²	Ausbringen kg/m ²	Uran in t
1950	59,2	0,110	6,5	147,1	0,487	71,7	104,6	0,333	34,9
1951	101,7	0,426	43,3	333,4	0,512	170,9	181,5	0,485	88,29
1952	253,6	0,632	125,9	451,9	0,806	365,3	301,5	0,634	191,9
1953	404,0	0,898	362,7	761,5	1,415	1.078,9	375,9	1,382	519,6
1954	789,6	1,167	921,2	762,4	1,207	919,9	497,5	1,284	638,9
1955	1.054,5	1,140	1.202,3	724,3	0,515	373,1	547,2	1,038	568,1
1956	1.101,4	0,889	979,0	814,0	0,797	648,9	676,0	1,001	677,0
1957	995,1	0,904	899,1	162,8	3,657	595,3	515,8	1,399	721,7
1958	337,9	2,017	681,6	191,6	3,472	665,2	326,6	2,278	744,1
1959	147,2	3,791	558,3	186,7	3,702	691,2	230,4	3,269	753,3
1960	103,5	4,793	496,2	112,1	4,707	527,7	148,1	4,308	638,0
1961	67,5	5,717	385,9	66,0	4,036	266,4	88,5	5,201	460,3
1962	37,0	5,178	191,6	17,2	4,849	83,4	44,7	5,159	230,6
1963	6,2	6,516	40,4	4,4	24,318	107,0	10,6	13,906	147,4

Kursiv gesetzte Werte für 1950 – 1952 beziehen sich auf gewinnbare Uranvorräte, alle anderen auf in-situ-Vorräte

Tab. 2-5: Jährliche Urangewinnung und auflaufende Vorratslöschung in den Lagerstätten des Vogtlands (Angaben in Tonnen)

Jahr	Summe Vogtland	Zobes	Bergen	Schneckenstein	Gottesberg-Grummetstock	Tirpersdorf
1949	5,8		<0,1	5,4	0,4	
1950	35,9	5,3	1,1	25,8	3,7	
1951	90,8	23,8	2,3	60,9	3,8	
1952	197,2	65,0	7,7	112,6*	11,9	
1953	464,8	305,4	7,9	134,7	16,8	
1954	572,3	402,9	12,6	142,8	14,0	
1955	498,6	344,2	12,7	135,9	5,8	
1956	594,9	456,2	29,2	109,5		
1957	640,6	508,7	32,0	99,9		
1958	651,1	522,2	46,0	82,9		
1959	704,1	644,3	11,0	48,8		
1960	603,1	603,1				
1961	432,1	432,1				
1962	218,6	218,6				
1963	142,1	141,5				0,6
1964	9,5					9,5
1965	1,7					1,7
1966	0,4					0,4
Summe	5.863,6	4.673,3	162,5	959,2	56,4	12,2
auflaufende Löschung	6.516,2	5.135,2	162,5	1.136,3	68,6	13,6

*einschließlich 416 kg aus den Uranvorkommen Hammerbrücke und Vogelsgrün

der Erschöpfung der kleineren Lagerstätten wird die Vorratsbasis des Betriebes durch die Lagerstätte Zobes dominiert. Dabei fällt das kontinuierliche Anwachsen des Ausbringens in den Vorräten besonders ins Auge und zeugt von einer Vorratsbewertung auf der Grundlage verbesserter Erkenntnisse zur Erzverteilung auf den bekannten Gängen. Vor dem Hintergrund einer nachlassenden Erzführung der tieferen Sohlen konnte der Vorratszuwachs die Löschung durch den Abbau jedoch nicht mehr kompensieren. Das führte zur allmählichen Erschöpfung der verfügbaren Ressourcen.

Die Uranvorräte der Ganglagerstätten Zobes, Bergen, Schneckenstein und Gottesberg-Grummetstock stellten über 15 Jahre hinweg die Grundlage für den planmäßigen Uranbergbau im Vogtland dar. Auch das Erzvorkommen Tirpersdorf lieferte im Zuge der Erkundung geringe Uranmengen. Die Verteilung der Urangewinnung ist dabei äußerst ungleichmäßig, wie aus der Tabelle 2-5 hervorgeht.

Die Lagerstätte Zobes leistete mit einem Anteil von ca. 80 % an der Gesamt-Uranproduktion des Vogtlandes den größten Beitrag. Die restliche Gewinnung fand vorrangig in der Lagerstätte Schneckenstein statt (16 % des Gesamtumfangs). Die kleineren Objekte Bergen, Gottesberg-Grummetstock und Tirpersdorf lieferten zusammen weniger als 4 % der Uranproduktion des Vogtlands.

3 Die Lagerstätte Zobes

3.1 Geologische Struktur

Die Lagerstätte Zobes liegt im westlichen Kontakthof des Bergener Granitmassivs im Bereich der Zobeser Synklinale, einer nach Osten überkippten Grabensynklinale an der Zobes-Tirpersdorfer Störung. Die oberordovizisch-silurisch-devonischen Gesteine dieser Synklinale lagern hier mit SSW-NNO-Streichen und WNW-Einfallen innerhalb unterordovizischer Schiefer in ihrem Hangenden und Liegenden. In etwa 1–2 km Abstand tritt östlich davon das Bergener Granitmassiv zutage, das bei ähnlich orientierter Längsachse und mit etwas flacherem Einfallen seines Westkontaktes diese Synklinale unterlagert und in ca. 1 km Tiefe abschneidet.

Die Zobeser Synklinale liegt damit größtenteils im Kontakthof des Granitmassivs. Sie wird durchsetzt von einer Vielzahl überwiegend NW-streichender tektonischer Störungen in räumlich sehr ungleichmäßiger Verteilung, wobei die Neuensalzer Störung die Hauptstruktur am Südrand der Lagerstätte Zobes darstellt. Auf zahlreichen dieser Strukturen ist eine hydrothermale Gangmineralisation ausgebildet. Dort, wo innerhalb des Kontakthofs diese Gangstrukturen die sogenannten »produktiven« Gesteine der Zobeser Synklinale (dunkle, in unterschiedlichem Maße kohlenstoffführende Schiefer, Metakarbonatgesteine, Metadiabase) durchsetzen, führen die Gänge Uranvererzung. Die Lagerstätte Zobes ähnelt so in ihrem geologischen Bau in starkem Maße der Lagerstätte Schlema-Alberoda, wenngleich sie aufgrund der vergleichsweise weniger umfassenden Ausbildung der erzkontrollierenden Faktoren, vor allem

- des kleineren Volumens der »produktiven« Gesteinsserie innerhalb des Kontakthofs wie auch
- der geringeren Dichte und Ausdehnung des Gangnetzes

bei weitem nicht die Größenordnung dieses unikalen Objektes erreichte.

Die Grenze der Vererzung in der Lagerstätte Zobes bildet im Süden bzw. SSW die Neuensalzer Störung, im Norden bzw. NNO die Unterlauterbacher Störung. Seitlich, im Hangenden und Liegenden der Zobeser Synklinale, vertauben die meisten Erzgänge im umgebenden Schiefer oder Granit recht schnell; letz-

terer bildet so auch die untere Grenze der Lagerstätte. Die Neuensalzer Störung grenzt damit auch die Lagerstätte Zobes von der südlich davon im Granitmassiv ausgebildeten Lagerstätte Bergen ab. Beide Lagerstätten werden aufgrund ihrer gemeinsamen oder ähnlichen Merkmale, ihrer räumlichen und genetischen Beziehungen auch als Erzfeld Zobes-Bergen zusammengefasst. Ihre getrennte Beschreibung ist allerdings für die Darstellung und das Verständnis des Komplexes der spezifischen Merkmale der einzelnen Lagerstätten von Vorteil.

3.2 Nebengesteine

Die nachfolgende Beschreibung umfasst die Gesteine der Zobeser Synklinale einschließlich deren hangende und liegende Schiefer. Die Granite des Bergener Massivs und die assoziierten Ganggesteine werden im Rahmen der Lagerstätte Bergen beschrieben. Bezüglich ihrer mineralogisch-petrografischen Merkmale wird auf die Abschnitte 2.2 bis 2.4 verwiesen.

Im Liegenden der Zobeser Synklinale sind in dem Keil zwischen der steiler einfallenden Synklinale und dem flacher fallenden Granitkontakt Fruchtschiefer und Glimmerfelse (überwiegend Andalusit-Cordierit-Biotit-Glimmerfelse) ausgebildet. Sie sind hervorgegangen aus allgemein relativ monotonen grauen, meist schluffig-sandig gestreiften bzw. gebänderten Schieferrn der Phycodenschiefer-Formation. In den obersten Teilen, in den Flügeln der Synklinale, kommen auch dunkle Schiefer vor, meist als Chiastolithschiefer, deren Edukte als Griffelschiefer, z. T. auch als Lederschiefer eingestuft werden. Ihre dunkle Färbung ist auf einen geringen Kohlenstoffgehalt (um 0,5 %), z. T. auch auf ihre Biotitführung zurückzuführen. Lokal wurden hier auch quarzitische Gesteine angetroffen, die dementsprechend dem Hauptquarzit zuzurechnen sind (siehe BEZGUBOV et al. 1958). Über diesem üblicherweise als »liegende« Schiefer bezeichneten Gesteinskomplex lagern konkordant, wenngleich oft mit tektonischem Kontakt, die Gesteine des Zobes-Horizonts. Auf dessen Einstufung in das Silur ist bereits in 2.2 eingegangen worden. Dieser Komplex besteht zu mehr als der Hälfte aus Metakarbonatgesteinen einschließlich Skarnen, die überwiegend in seinem mittleren Teil lagern; d. h. darunter und darüber folgen allgemein kohlenstoffführende Schiefer, gelegentlich auch als Zwischenlagen. Alle diese Gesteine können mehrfach

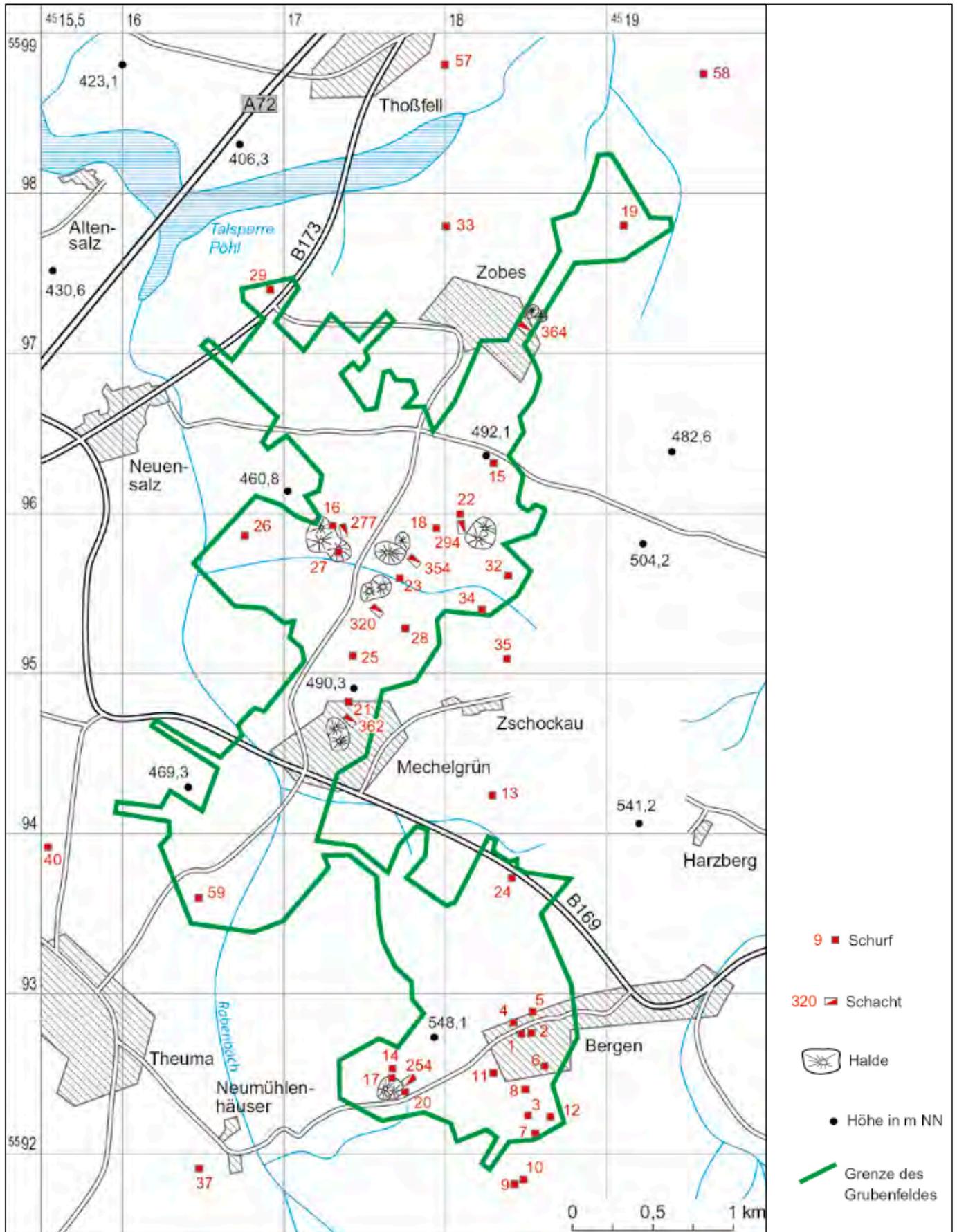


Abb. 3-1: Topografische Karte des Lagerstättengebietes Zobes-Bergen



Abb. 3-2: Geologischer Grundriss der +340 m-Sohle

miteinander wechsellagern. Die Mächtigkeit des Zobes-Horizonts liegt allgemein bei 25–30 m und kann von ca. 15 m bis 60 m schwanken. Nach der Teufe verringert sie sich auf 15–20 m. Der Horizont wird von vielen mineralisierten und nichtmineralisierten tektonischen Störungen unterschiedlicher Orientierung geschnitten, an denen Bewegungen z.T. mit Blockverschiebungen und Schichtenverdopplungen erfolgten (vor allem im Südteil der Lagerstätte).

Bei den kohlenstoffführenden Schiefen überwiegen im unteren Teil Kiesel- und Alaunschiefer mit 1–10 cm mächtigen Kieselschieferlagen, während im oberen Teil Alaunschiefer dominieren, die des Öfteren Phosphoritknollen enthalten. Die Alaunschiefer weisen oft graphitisch glänzende Schieferungsflächen und Graphitharnische auf Bewegungsbahnen auf. Sie enthalten reichlich Pyrit, z. T. dispers eingesprengt oder in feinen Trümchen. Auch dunkle Schiefer mit geringerem Kohlenstoffgehalt (ca. 1–2 %), dafür mit mehr Chlorit, sind im Zobes-Horizont angetroffen worden, vor allem im Nordabschnitt der Lagerstätte (MIRJALEVSKIJ et al. 1960). Ihre Zuordnung zur Gräfenthaler Gruppe ist denkbar, aber nicht gesichert.

Die Metakarbonatgesteine schließen Kalke, die z. T. als zuckerkörniger Marmor vorliegen, und verschiedenartige Skarne ein. Sie bilden Linsen unterschiedlicher Mächtigkeit und Erstreckung im Zobes-Horizont, die z. T. auch tektonisch bedingt übereinander liegen und oft von kohlenstoffführenden Schiefen begleitet werden. Hierbei gehen karbonatische Gesteine gelegentlich im Streichen in Skarne über. Es ist aber für die Verteilung der verskarnten Abschnitte in den Metakarbonaten des Horizonts keine gesetzmäßige Beziehung zu erkennen. So sind bei gleicher Entfernung vom Granitkontakt sowohl Skarne als auch unveränderte Karbonatgesteine angetroffen worden. Vermutlich spielten verschiedene Faktoren eine Rolle, wie der Grad der Klüftung in einzelnen Abschnitten und die Ausbildung von Schieferungsflächen oder Unterschiede in den Ausgangsgesteinen, wie z. B. der Gehalt an toniger Substanz. Daraus resultiert auch die verbreitete Lagentextur, primär der Karbonatgesteine (überwiegend calcitisch, seltener dolomitisch) und sekundär der Skarne mit vielfältigem Lagenwechsel, mit Lagen der Skarnvarietäten von 1 mm bis 0,1–0,5 m Mächtigkeit, die gelegentlich noch durch Faltungerscheinungen weiter verdeutlicht wird.

Die Verskarnung beginnt mit der Bildung von Diopsid, Granat und Vesuvian, die die Karbonate verdrängen. Als weiteres Skarnmineral wurde Wollastonit festgestellt. Daraus ergaben sich Diopsid-Granat-Wollastonit-Vesuvian-Skarne sowie Pyroxenskarne, Granatskarne, Pyroxen-Granat- und Granat-Vesuvian-Skarne. An die Pyroxen-Granat- und Granat-Vesuvian-Skarne ist eine Scheelitvererzung geknüpft, in der letzteren Varietät verbunden mit Sulfiden (Sphalerit, Chalkopyrit u. a.). Während die bisher genannten Mineralbildungen einer ersten, höher temperierten Etappe des Skarnprozesses zugerechnet werden, wird die anschließende Bildung von Epidot, der teilweise Vesuvian und Granat verdrängt, von Quarz, Chlorit und

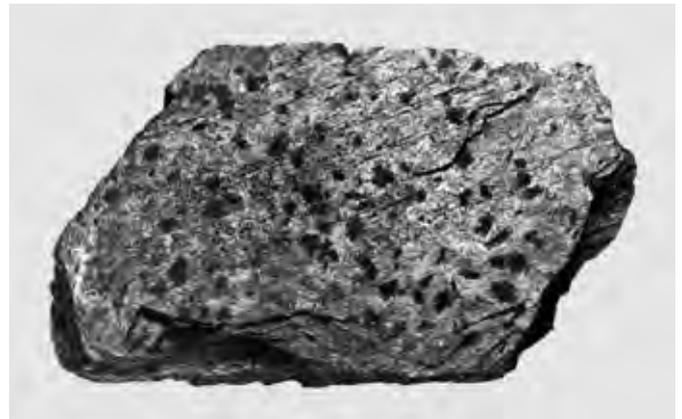


Abb. 3-3: Fruchtschiefer des Liegendblockes; Zobes, Nordflanke, -83 m-Sohle, Querschlag 509^N; Handstück 6 × 9 cm



Abb. 3-4: Alaunschiefer mit Phosphoritknollen; Zobes, Bohrung 13 bei 169 m; Kernstück 12 × 22 cm



Abb. 3-5: Kristalliner Kalk (Marmor); Zobes, -203 m-Sohle, Querschlag 714, 20 m vom Granitkontakt; Handstück 9 × 9 cm

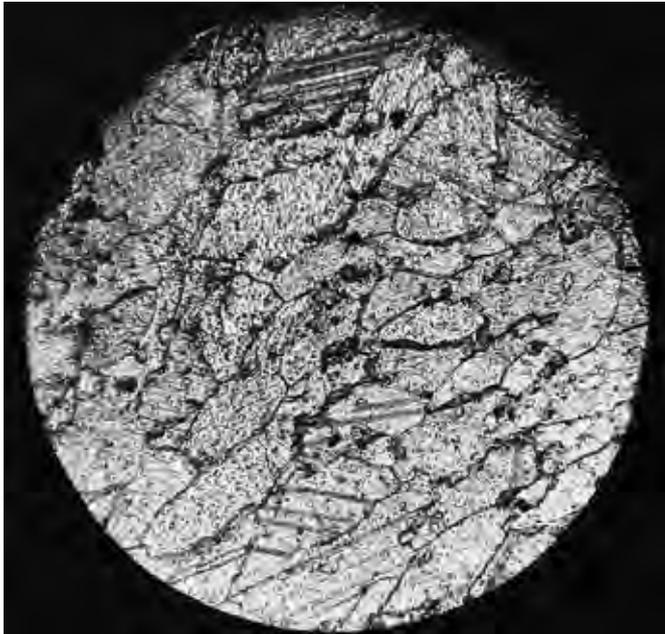


Abb. 3-6: Calcit-Blasten im Marmor; Zobes, Nordflanke, -203 m-Sohle, Querschlag 710; Bildbreite 1 mm



Abb. 3-7: Verschiedene Skarnvarietäten; Zobes, -203 m-Sohle, Querschlag 714, 20 m südlich Strecke 5930, S0-Stoß



Abb. 3-8: Gebänderter Granat-Pyroxen-Wollastonit-Skarn; Zobes, -113 m-Sohle, Strecke 39614; Handstück 8 x 14,5 cm

regeneriertem Calcit einer zweiten, tiefer temperierten Etappe zugeordnet (BEZGUBOV et al. 1958 und KURDÜKOV & FEIRER 1963). Diese jüngeren Bildungen finden sich sowohl eingesprengt zwischen den älteren Skarnmineralen als auch auf kleinen Trümmern. Der Skarnbildungsprozess erfasste aber nicht nur die Metakarbonatgesteine. So beschreiben KURDÜKOV & FEIRER (1963) Pyroxen-Plagioklas-Hornfelse zwischen Skarn/Marmor und Biotit-Andalusit-Cordierit-Glimmerfelsen. Diese Pyroxen-Plagioklas-Gesteine ähneln den Erlanen im Schwarzenberg-Pöhlauer Raum, die dort die Skarnlager in den Schiefen umschließen. Sowohl solche Pyroxen-Plagioklas-Hornfelse als auch die Biotit-Andalusit-Cordierit-Glimmerfelse, nicht selten auch Metadiabase, sind in Kontaktbereichen mit Metakarbonatgesteinen in Skarne umgewandelt worden.

Wie damals (BEZGUBOV et al. 1958) aus wenigen chemischen Analysen von Marmor und Skarnen der Lagerstätte Zobes abgeleitet wurde, war die Skarnbildung in den Metakarbonatgesteinen mit der Zufuhr von Si und Al sowie der Wegfuhr von C, Ca und Mg verbunden. Während der C-Verlust sich aus der Verdrängung der Karbonate durch Silikate erklärt, dürften die Verschiebungen bei den anderen Komponenten im Wesentlichen aus einem Austausch zwischen den Karbonat- und den benachbarten Alumosilikatgesteinen, d. h. Schiefen und Metadiabasen resultieren und so deren Verskarnung erklären.

Metadiabase sind in der Lagerstätte Zobes weit verbreitet. Sie bilden zusammen einige (meist zwei bis drei) lagerartige Gänge von 25–40 m, maximal ca. 75 m Mächtigkeit in einem über ca. 5 km aushaltenden, ca. 200–250 m breiten Streifen im Hangenden des Zobes-Horizonts. Daneben kommen hier auch kleinere Metadiabaskörper, evtl. Apophysen der großen Gänge, mit 1–3 m Mächtigkeit vor. Abschnittsweise fehlen diese hangenden Metadiabase auch; dann begrenzt eine mächtige tektonische, meist stark wasserführende Störung den Zobes-Horizont gegen die »hangenden« Schiefer (BEZGUBOV et al. 1958). Allgemein lagern die Metadiabase konkordant in den umgebenden Schiefen, es sind aber auch deutlich diskordante Kontakte angetroffen worden. Auch Adinol- und Spilositbildungen belegen ihren Intrusivcharakter. Neben diesen hangenden Metadiabasen sind wie bereits erwähnt auch in den »liegenden« Schiefen und im Zobes-Horizont selbst kleinere Metadiabaskörper festgestellt worden.

Die Metadiabase sind meist dunkelgrüngraue massige, fein- bis mittelkörnige Gesteine (mit Hornblende-Kristallen bis 5 mm Querschnitt). In der Nähe großer tektonischer Störungen und bei geringer Mächtigkeit sind sie oft auch geschiefert. Neben Granitgängen sind sie durch Biotitbildung noch dunkler gefärbt, neben Uranerzgängen rot durch Hämatitisierung, hingegen neben jüngeren Gängen oft stark gebleicht. Die mineralische und chemische Zusammensetzung der Metadiabase schwankt in weiten Grenzen, wobei weder nach der Teufe zu noch im Streichen tendenzielle Veränderungen bzw. Unterschiede festgestellt werden konnten, wenn man von den generellen Veränderungen im Kontakthof (siehe 2.4) absieht.

Als »hangende« Schiefer wurde im betrieblichen Sprachgebrauch der Komplex der Gesteine im Hangenden der Meta-



Abb. 3-9: Feinkörniger Metadiabas; Zobes, -203 m-Sohle, Querschlag 710^N; Handstück 6,5 × 8 cm



Abb. 3-10: Dunkler Schiefer des Hangendblockes; Zobes, -23 m-Sohle, Strecke 21539; Handstück 7,5 × 11 cm



Abb. 3-11: Gebänderter Fruchtschiefer des Hangendblockes; Zobes, -23 m-Sohle, Strecke 21955; Handstück 7 × 11 cm

diabasgänge über dem Zobes-Horizont, d. h. im Hangenden der Zobeser Synklinale bis zur Thoßfeller Störung bezeichnet. Dieser Komplex entspricht damit dem bei 2.6.1 beschriebenen westlichsten Teil der Faltschuppenzonen des Betrachtungsgebietes im Bereich der Lagerstätte. Er ist mit einigen Auffahrungen auf den Sohlen +340 m, +217 m, +97 m und -23 m durchörtert worden und hat ca. 1,5 km Breite. Die hier angebotenen Schiefer sind ähnlich wie die im Liegenden des Zobes-Horizonts lithologisch relativ monoton ausgebildet; verlässliche Leithorizonte fehlen. Entsprechend der zunehmenden Entfernung vom Granitkontakt sind sie schwächer kontaktmetamorph verändert, ganz im Nordwesten gar nicht. Auch nach ihrer chemischen Analytik unterscheiden sich die »hangenden« nicht von den »liegenden« Schiefen. Sie weisen meist keine Streifung oder Bänderung auf. Gestreifte bzw. gebänderte Schiefer mit dem Wechsel dunkler schiefrig-toniger mit hellen sandig-quarzitischen Lagen sind selten. Ihr Streichen entspricht dem der Zobeser Synklinale, also SSW-NNO. Das Einfallen variiert etwas, wie insbesondere im Querschlag 207 auf der +97 m-Sohle beobachtet: Im unteren, östlichen Teil liegt es bei ca. 60–65° WNW, im Zentralteil verflacht es auf 20–10° und im oberen, westlichen Teil wird es mit 30–50° wieder steiler. Dabei sind besonders die im unteren Teil als Fruchtschiefer vorliegenden Gesteine sehr ähnlich den »liegenden« Schiefen. Nach oben folgen Knotenschiefer und nur noch schwach regionalmetamorphe, fast phyllitähnliche Schiefer mit seidigem Glanz auf den Schieferungsflächen und nur selten mit geringmächtigen Zwischenlagen gestreifter Schiefer und feinkörniger grauer Quarzite. Den obersten Teil bilden dunkle, relativ viel Chlorit und etwas kohlige Substanz führende Schiefer ohne Bänderung oder ähnliche Schichtungsmerkmale. Wie bereits bei 2.6.1 erwähnt, werden diese »hangenden« Schiefer dem oberen Teil der Phycoden-Gruppe und, zur Thoßfeller Störung zu, der Gräfenthaler Gruppe zugerechnet.

3.3 Tektonischer Bau

Wesentliche Züge des tektonischen Baus der Lagerstätte Zobes sind schon in den Abschnitten 2.1 und 2.6 dargelegt worden. Ihre geologisch-tektonische Grundposition ist bedingt durch

- die Bindung an eine langgestreckte schmale und tief eingepresste SSW-NNO streichende ost-vergente Synklinalstruktur mit silurischen Metasedimenten und devonischen Metadiabasen in ordovizischen Schiefen, die in der Teufe vom Bergener Granitmassiv abgeschnitten wird,
- die Lage an der Zobes-Tirpersdorfer Störung als Teilstruktur des Zentralsächsischen Lineaments und
- die Lokalisation im Kreuzungsbereich mit der Neuensalzer Störung und zahlreichen weiteren meist NW-streichenden Störungen als Teilelemente der Tiefenstörung Zeulenroda-Zobes/Bergen-Mariánske Lázne.

Das Einfallen der Gesteine im Kern der Synklinalstruktur liegt bei 45–60° nach Westen; weiter im Hangenden und Liegenden,

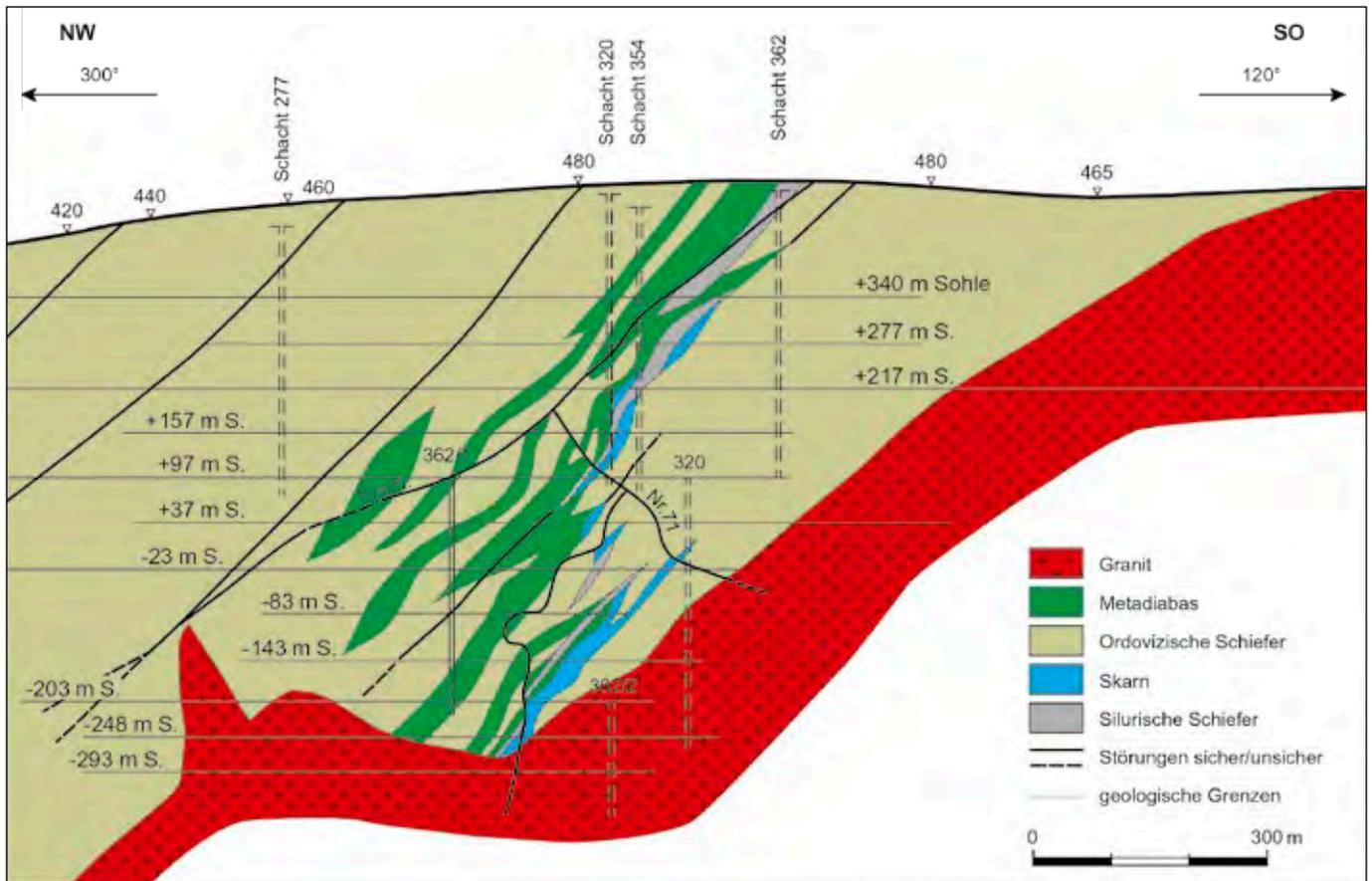


Abb. 3-12: Schematischer geologischer Querschnitt durch die Lagerstätte Zobes

d. h. nach Westen bzw. Osten zu, wird es flacher. Die Schieferung fällt in der Synklinale allgemein parallel der Schichtung ein und behält dieses Einfallen auch außerhalb bei.

Die bruchtektonischen Elemente werden nachfolgend im Wesentlichen entsprechend ihrer Altersabfolge beschrieben. NNO-Störungen, also Längsstörungen, gehören als Teilstrukturen der Zobes-Tirpersdorfer Störung zu den ältesten Störungen im Lagerstättenbereich. Mit ca. 30° Streichen und WNW-Einfallen bilden sie schichtparallele Störungen in und am Rand der Synklinalzone und bewirkten unter anderem die Überschiebung ordovizischer Schiefer über jüngere, vor allem silurische Gesteine. Auch die Längsachse des Bergener Granitmassivs liegt in dieser Richtung.

Auf NW-Störungen sind häufig Gesteinsgänge und vor allem die hydrothermale Mineralisation ausgebildet. Auf schon relativ früh angelegte Störungen dieser Hauptrichtung weisen neben den Gesteinsgängen auch die intensiv strukturierte Granitoberfläche mit ihren Aufstülpungen bzw. Einbuchtungen und Apophysen hin. Im Laufe der weiteren geologischen Entwicklung wurden solche Störungen teilweise wieder belebt bzw. genutzt oder neue daneben angelegt.

Postgranitisch, aber noch vor dem Absatz der Vererzung bzw. der hydrothermalen Mineralisation, erfolgten weitere tektonische Bewegungen auf meridionalen und NNO-Störungen. Die meridionalen Störungen fallen meist steil (mit 70–85°) nach Westen ein und sind wenig aushaltend (einige 10 m) und relativ geringmächtig (1–10 cm). So zerteilen sie spitz-

winklig Metadiabase wie auch Schiefer und führen gelegentlich zu Schichtverdopplungen. Die NNO-Störungen fallen relativ flach (meist mit ca. 30°, manchmal bis 45°) westlich ein und weisen eine größere Mächtigkeit (0,5–1 m) und Erstreckung (bis einige hundert m) auf. In ihrer Lage erinnern sie an die »Schwebenden« in einigen erzgebirgischen Lagerstätten. Sie verwerfen die Gesteine der Zobeser Synklinale stufenartig mit Amplituden von einigen Dekametern, was auch zu Schichtverdopplung und zu einer gewissen Versteilung der Synklinale führte.

Die hydrothermale Gangmineralisation mitsamt Uran- und begleitender Vererzung ist im Wesentlichen auf den NW-Strukturen ausgebildet, die jüngere, d. h. Quarz- und Quarz-Baryt-Mineralisation, auf NNO-Strukturen.

Als strukturelle Hauptelemente für die Kontrolle der Uran-Gangvererzung der Lagerstätte werden im Süden die Neuensalzer und im Norden die Unterlauterbacher Störung angesehen. Die Neuensalzer Störung wurde zwischen Schacht 362 und Schurf 59 mit Auffahrungen auf den Sohlen +340 m, +217 m und +97 m aufgeschlossen. Ihr Streichen beträgt hier ca. 310°, das Einfallen 80–85° nach NO. Sie besteht aus einem System nahe beieinander liegender Gleitstrukturen, mineralisiert durch Quarz mehrerer Generationen. Lokal vereinigen sich diese Quarzgänge zu einem mächtigen Gang. Insgesamt nimmt die Mächtigkeit der Störung mit der Tiefe zu: In Schurfgräben bei Mechelgrün lag sie bei 5–10 m, auf der +340 m-Sohle bei 10–15 m und auf der +217 m-Sohle

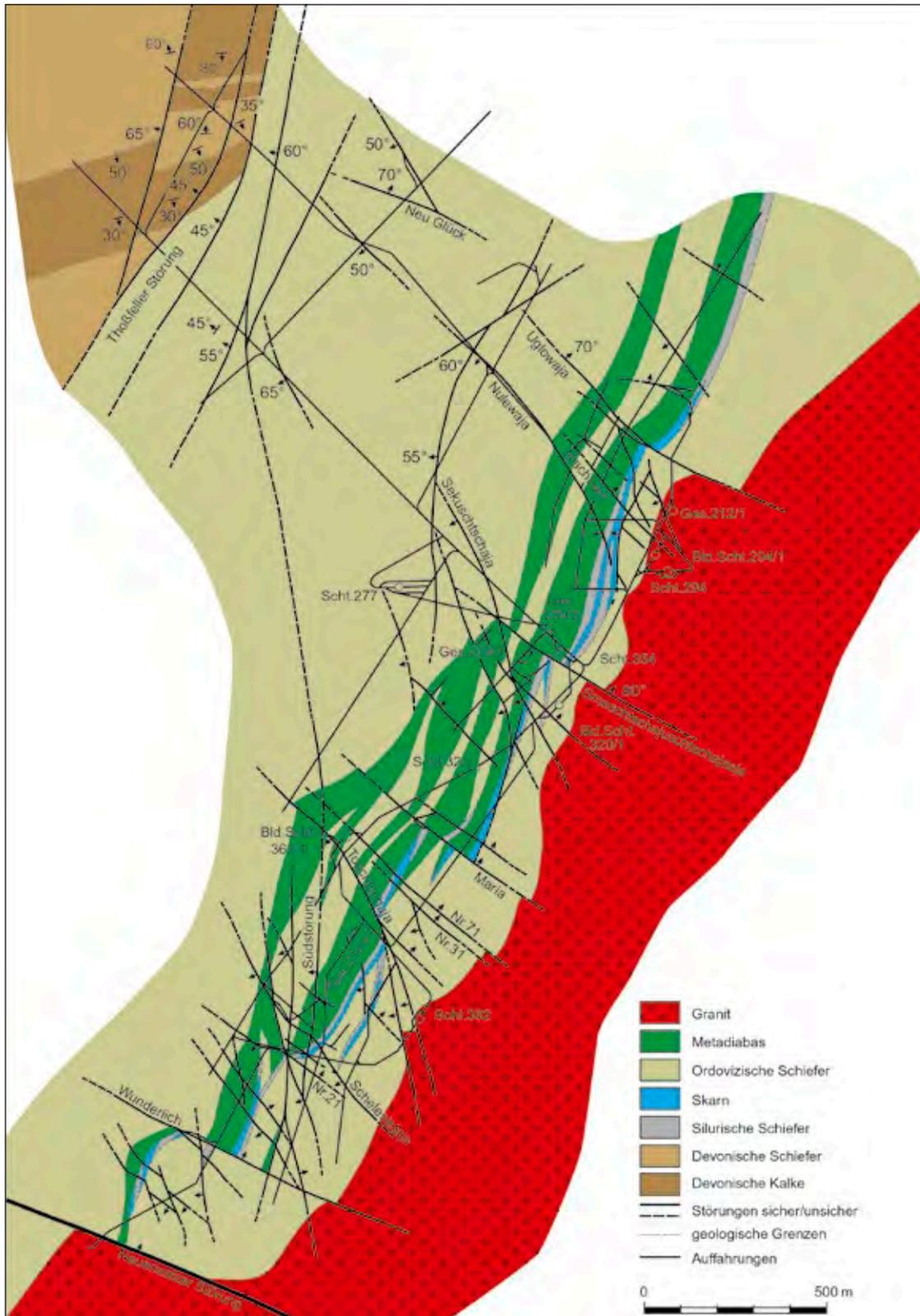


Abb. 3-13: Geologischer Grundriss der +97 m-Sohle

bei 15–20 m. Die an der Nordflanke der Lagerstätte zwischen Schacht 364 und Schurf 19 mit einzelnen Auffahrungen aufgeschlossenen Teilstrukturen der Unterlauterbacher Störung ähneln denen der Neuensalzer und führen ebenfalls eine Quarzmineralisation; sie sind aber nicht so mächtig und fallen steil nach NO, z.T. aber auch nach SW ein.

Auf den zwischen diesen beiden Hauptelementen liegenden NW-Strukturen sind die Erzgänge der Lagerstätte ausgebildet. Diese kann man noch differenzieren in

- WNW-Gänge (ca. 290–310°) mit überwiegend SSW-, einige aber auch mit NNO-Einfallen, und
- NW- bis NNW-Gänge (320–340°), durchweg mit SW-Einfallen.

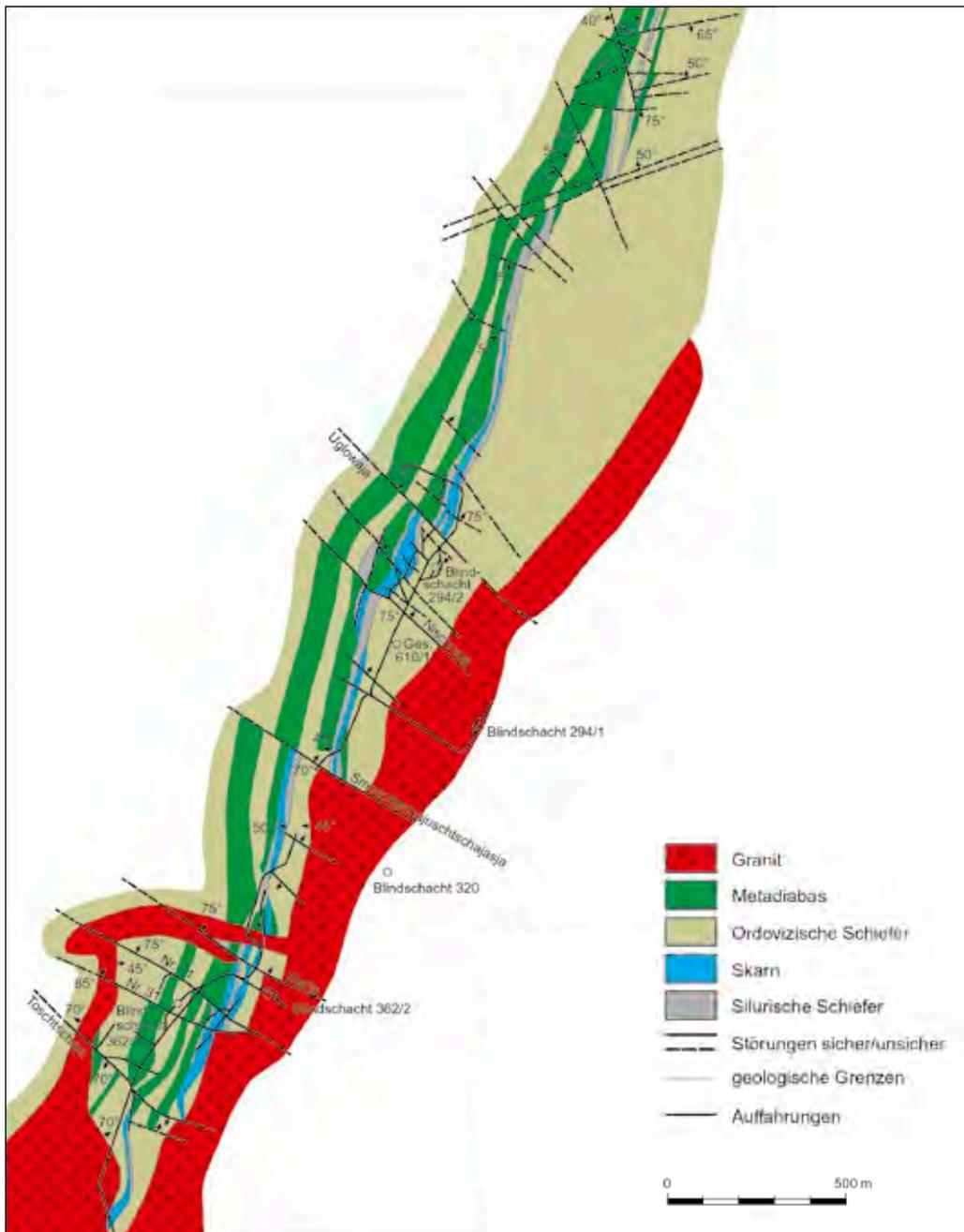


Abb. 3-14: Geologischer Grundriss der -203 m-Sohle

Dabei ist die Hauptmenge der bauwürdigen Gänge in drei sogenannten Gangknoten konzentriert, dem Süd-, Zentral- und Nordknoten. Diese Knoten stellen Häufungen von Gängen in Kreuzungs- und Scharungsbereichen von Störungszonen dar und werden jeweils im Norden von einem NNO einfallenden WNW-Gang, im Süden von einem NNW-Gang begrenzt (siehe Tab. 3-1). Diese randlichen bzw. Haupt-Gänge zeichnen sich durch bedeutende Mächtigkeit (1–3 m) und Erstreckung (bis 1 km) aus und verleihen den Knoten eine keilförmige Konfiguration. Die meisten kleineren Gänge, die dazwischen liegen, sind WNW-Gänge, die steil nach SSW einfallen. Dort, wo sich insbesondere die jeweiligen Hauptgänge spitzwinklig kreuzen, ist in den Knoten ein dichtes Netz kleiner Gänge und Apophysen angetroffen worden, die vor allem auf den oberen Sohlen

Tab. 3-1: Gangknoten und Hauptgänge der Lagerstätte Zobes

Gangknoten	N-Randstruktur	S-Randstruktur	weitere wichtige Gänge
Nordknoten	Uglowaja	Nulewaja	Nischnaja
Zentralknoten	Smesch	Sekuschtschaja	Tonkaja, Posdnaja
Südknoten	Maria	Toschtschaja	Nr. 31, Nr. 71

Die Gänge in Zobes wie auch in den anderen Uranlagerstätten erhielten deutsche oder häufig auch russische Namen. »Smesch« z. B. ist die betrieblich verwendete Kurzform für »Smeschtschajuschtschajasja« (= »der sich verschiebende« bzw. verschobene [Gang]). Die hier angewandte Schreibweise entspricht der auf dem bergamtlichen Risswerk verwendeten.

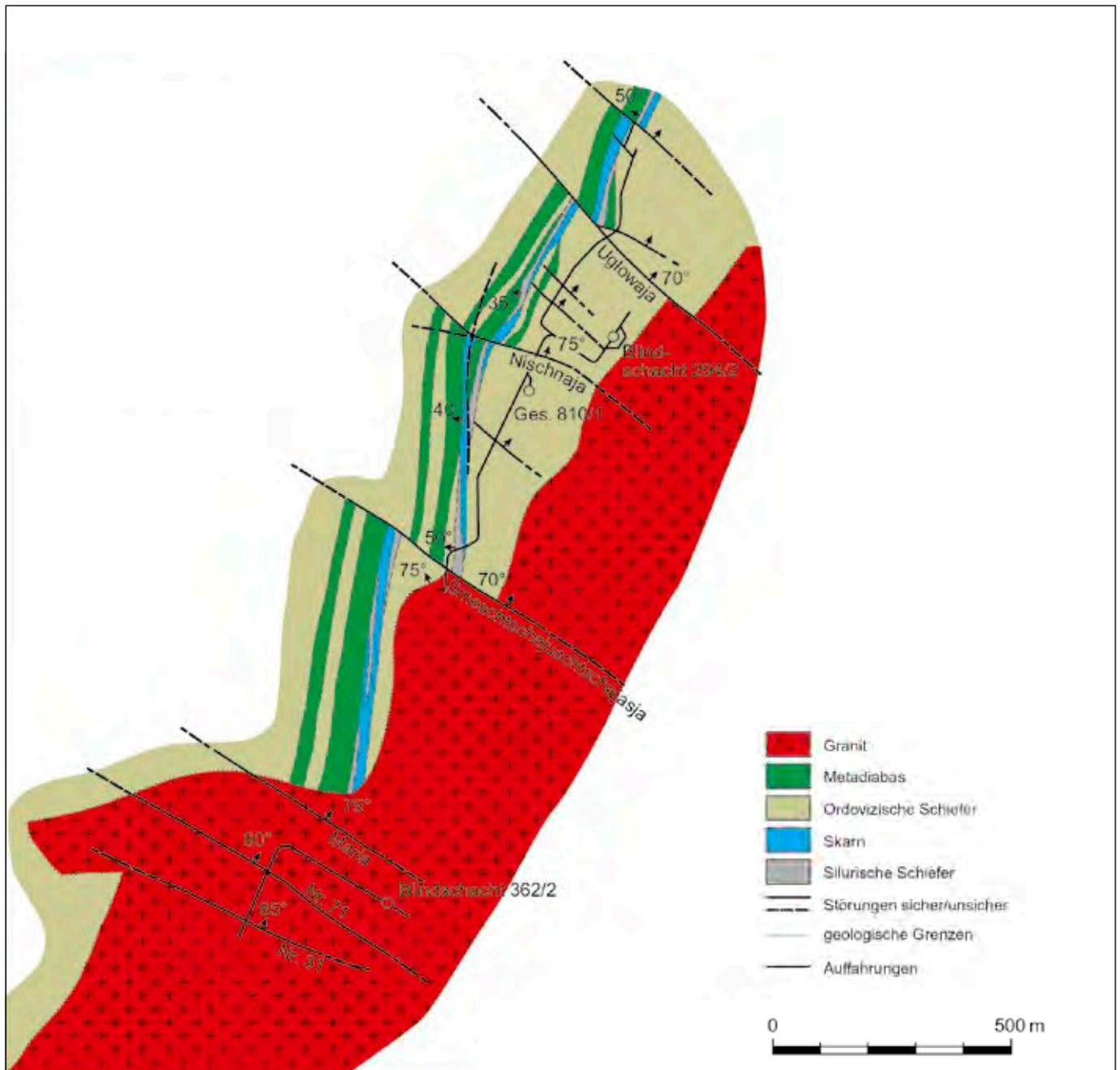


Abb. 3-15: Geologischer Grundriss der -293 m-Sohle

und in besonderem Maße im Nordknoten stockwerkartig konzentriert sind. Auch die anderen WNW-Gänge werden oft von kleinen Gängen, Fiedertrümmern und Apophysen mit NNW- oder auch anderem Streichen begleitet, auf denen manchmal eine durchaus bedeutsame Uranvererzung vorkam.

Diese Beziehungen in der Anordnung der Gänge deuten auf ihre annähernd gleichzeitige Bildung im Zusammenhang mit Blockbewegungen hin, was auch für die Mineralisation der Uranerzgänge gilt. In der weiteren Entwicklung nach dem Absatz der Uranvererzung gibt es allerdings Unterschiede zwischen verschiedenen Gängen. So ging auf den großen Bruchstrukturen, wie z. B. der Neuensalzer Störung, eine wesentliche Neubelebung und Mineralisation in späterer Zeit vor sich, wobei auch etliche Gänge wieder aufrissen und die jüngere

Quarz-Mineralisation auf die älteren Gangbildungen aufgeprägt wurde. Andererseits entstanden im biconi-Stadium auch einige selbständige Gänge ohne Uranvererzung, während einige Uranerzgänge nachfolgend nicht mehr verändert wurden und z. B. keine biconi-Mineralisation aufweisen.

NNO-Gänge sind in der Lagerstätte Zobes nur auf den oberen Sohlen (um die +340 m-Sohle) erkundet worden. Sie sind weniger mächtig (0,1–0,3 m) und aushaltend (50–100 m) und fallen steil ein (70–80°), meist nach WNW. Sie führen eine jüngere Quarz-Baryt-Mineralisation. Da einige dieser Gänge in Kreuzungsbereichen mit NW-streichenden Uranerzgängen auch eine Uranführung aufweisen, ist zumindest bei diesen von einer entsprechend älteren Anlage auszugehen. Gesichert ist wiederum, dass die jüngere Mineralisation Spalten ausfüllt, die bei

jüngeren Bewegungen auf NW-streichenden Uranerzgängen, aber auch auf flachen NNO-Störungen entstanden sind. Durch die Reaktivierung der flachen Störungen kam es an einigen Erzgängen zu Verwürfen von über 10 m.

Jüngere postvariszische Bewegungen wirkten natürlich nicht nur auf die Gänge der Lagerstätte ein, sondern auch auf nicht mineralisierte Störungen, und ließen solche auch neu entstehen. Diese jungen Störungen weisen recht unterschiedliche Orientierung auf und durchsetzen alle im Bereich der Lagerstätte bekannten Strukturen und Gänge und verwerfen sie mit unterschiedlichen Amplituden. Die größte jung aktivierte Struktur stellt die Thoßfeller Störung dar (siehe 2.6.2) mit durchbewegten und brekzierten Gesteinen, ohne wesentliche Mineralisation, mit Harnischflächen und anderen Merkmalen von Bruchbewegungen. In den bergmännischen Auffahrungen zwischen der Thoßfeller Störung und der Zobeser Synklinale sind noch weitere größere und kleinere jüngere nichtmineralisierte Störungen angetroffen worden, überwiegend mit gesteinsparallelem, also NNO-Streichen und unterschiedlich steilem WNW-Einfallen. Ebenso sind in der Zobeser Synklinale selbst teilweise remobilisierte, teilweise junge selbständige Störungen in großer Anzahl ausgebildet. Sie versetzen z.T. Erzgänge und Gesteinsgrenzen oder verändern die Lagerung der Gesteine, wobei die Amplituden dieser Bewegungen im Einzelnen kaum bestimmbar sind.

3.4 Mineralisation

3.4.1 Schichtgebundene Vererzung

1962, also in einer relativ späten Phase des Bergbaus in der Lagerstätte Zobes, als bereits mehr als die (obere) Hälfte des Grubenraums abgeworfen war, ist in Skarnen und verskarnten Gesteinen des Zobes-Horizonts eine Scheelitvererzung festgestellt worden. Diese Scheelitvererzung fand sich insbesondere in Pyroxen-Granat- und Granat-Vesuvian-Skarnen, in letzteren teilweise mit Sulfiden assoziiert. Diese Skarne liegen in größeren Marmor/Skarn-Linsen oder am Kontakt von Biotit-Andalusit-Cordierit-Glimmerfelsen oder amphibolitisierten Diabasen zu Marmor/Skarn-Linsen.

Die Scheelitanreicherungen, für deren Bewertung seinerzeit ein Schwellengehalt von 0,1 % WO_3 zugrunde gelegt worden war, sind sehr absätzig ausgebildet und bilden ohne Zusammenhang untereinander in den genannten Skarnvarietäten schichtkonkordante Linsen. Der Abstand vom Granitkontakt beträgt in diesem Bereich z.T. nur 80 m, bisweilen mehrere hundert m. Der Scheelit ist hier überwiegend körnig eingesprengt, in Form isometrischer Körner von 0,05–5 mm Größe zwischen den Skarnmineralkörnern, begleitet von Quarz, Chlorit, Hämatit, z.T. Sphalerit, Chalkopyrit, Pyrit, gediegen Wismut, Bismuthinit und Emplektit, die den Scheelit gelegentlich durchtrümmern und korrodieren (RENTZSCH et al. 1963). Scheelit wurde auch in quarzführenden Trümmern mit Biotit, Chlorit, Calcit, Pyrit und Apatit angetroffen, meist in Metadiabasen. Wolframit kam wesentlich seltener vor, meist reliktsch als Einschlüsse im Scheelit. Sphalerit ist das am häufigsten vorkommende Sulfid und extensiv in den Granat-Vesuvian-Skarnen

verbreitet. Er durchtrümmert und verdrängt die silikatischen Skarnminerale und den Scheelit. Der Sphalerit ist meist schwarz und enthält Entmischungen und Einschlüsse von Chalkopyrit, seltener Cobaltin, Pyrrhotin und Cubanit und wird z.T. von Pyrit und Hämatit durchtrümmert. Chalkopyrit ist das häufigste Kupfersulfid in den Skarnen und durchtrümmert und verdrängt wiederum Sphalerit. Seltener wurden noch Bornit, Digenit und Covellin festgestellt. Gediegen Wismut ist in geringer Menge relativ weit verbreitet, auch als Einschlüsse und Trümer in Sulfiden, sonst auch zwischen Skarnmineralen und in Trümmern mit Quarz und Calcit. Hauptsächlichstes Wismutmineral ist allerdings Bismuthinit. An weiteren Erzmineralen wurden bei der Scheeliterkundung noch Molybdänit, Arsenopyrit, Tennantit, Vallerit, Markasit, Galenit und Magnetit festgestellt.

In genetischer Hinsicht wurde aus den angetroffenen geologisch-lagerstättenkundlichen Verhältnissen abgeleitet, dass die Skarnbildung jünger ist als die Kontaktmetamorphose. Die Scheelitvererzung hängt möglicherweise mit der Intrusion der jüngeren Stockgranite bzw. den damit verknüpften metasomatischen Veränderungen (siehe 3.2) zusammen. Dabei ist der Scheelit nur unwesentlich jünger als die Skarnminerale und älter als die Sulfide in den Granat-Vesuvian-Skarnen. Die Sulfide wiederum werden als hydrothermale, d. h. kata- bis mesothermale Bildung angesehen. Darauf weisen ihr Entmischungsreichtum wie auch der hohe Fe-Gehalt und In-Gehalt (30 ppm) des Sphalerits hin. Insgesamt weisen diese Verhältnisse und Schlussfolgerungen damit große Ähnlichkeiten auf mit den Ergebnissen aus der Untersuchung der Sn-W-Skarnlagerstätten im Westerzgebirge, insbesondere denen im Raum Pöhla-Tellerhäuser (HÖSEL et al. 2003 und SCHUPPAN & HILLER 2012).

Außer dieser Scheelit-Sulfid-Vererzung, die entsprechend ihrer Größe und Verteilung nicht als bauwürdig und damit nur als Vorkommen bewertet worden ist, konnte in Zobes keine weitere schichtgebundene Vererzung nachgewiesen werden. Abgesehen von dem allgemein in den C-führenden Schiefen und Kalken des Silurs verbreiteten Pyrit ist nur nahe an Erzgängen des Öfteren eine schwache Chalkopyrit-Imprägnation festgestellt worden, in gangfreien Bereichen nicht. Mit spektrochemischen Untersuchungen an Gängen und ihrem Nebengestein wurde hier das Verhalten von Sn, Ni, Pb, Bi, Mo, Cu, Ag, Zn, As, Co, Mn, V, Ti, Cr, Ba, Sb und Sr betrachtet. Dabei wurde für Bi, Ni und Co allgemein eine Migration aus dem Nebengestein (speziell bei Metadiabas) in den Erzgang und umgekehrt bei Cu und Mn aus dem Gang in das Nebengestein ermittelt (CARIUS & SEIDEL 1961).

3.4.2 Gangmineralisation

Im Rahmen der Erkundungs- und Bergbautätigkeit ist die Mineralisation auf den Gängen im Bereich der Lagerstätte Zobes ausgiebig untersucht worden. Kürzere Darstellungen dazu lieferten PURIK et al. (1955) und ZENIN & TIĀONOV (1957; mit einer allgemeinen Mineralisationsetappen-Gliederung für die sächsischen Uran-Ganglagerstätten nach ДУМКОВ). Danach erfolgte eine sehr detaillierte Beschreibung durch BEZUGOV et al. (1958). Hier findet sich eine erste ausführliche Gliederung nach dem

Mineralbestand der Gänge der Lagerstätte in 10 Typen, dazu der Einschub eines Stadiums der Quarzmetasomatose zwischen biconi- und ags-Formation (bzw.-Stadium). Durch ERMOLAEV (1958) wurde diese Darstellung ergänzt. Dabei und mit der nachfolgenden Bearbeitung durch MIHALEVSKIJ et al. (1960) wurde eine Aufteilung der Karbonat-Pechblende-Gänge in kku- und mgu-Formation, andererseits die Vereinigung von biconi- und ags-Bildungen in einem Arsenid-Stadium vor der Quarzmetasomatose vorgenommen; ein früher ausgehaltenes selbständiges Fe-Mn-Stadium wurde in Frage gestellt und seine Mineralbildungen als möglicherweise hypergen, d. h. als Produkt einer tiefreichenden Oxidationszone erklärt. Durch RYBALOV et al. (1968) wurden die bisherigen Ergebnisse und Interpretationen größtenteils übernommen, dabei aber die Mg-Metasomatose (mgu-Formation) mit der biconi-Formation in ein (Magnesiumkarbonat-Arsenid-)Stadium gestellt. VETROV (1971) trennte, wie seitdem üblich, Mg-Metasomatose (mgu-Formation) und Arsenid-Karbonat-Gänge (biconi- und ags-Formation). Außerdem hob er die besondere Rolle der Quarzmetasomatose hervor, die zu einer intensiven Überprägung eines großen Teils der Gänge der Lagerstätte führte. Später erfolgte durch KUSCHKA (u. a. 1997) eine Neubearbeitung des Mineralisationsschemas der Lagerstätte auf der Grundlage von Lesesteinen, ohne Verwendung der bisherigen betrieblichen Bearbeitungen, wobei die vorgenommene Gliederung in Folgegruppen die Gangarten herausstellt und weniger die Erzminerale berücksichtigt.

Insgesamt betonen nahezu alle Bearbeiter, dass die Gangbildungen der Lagerstätte das Ergebnis eines langdauernden und vielphasigen Prozesses sind. In dessen Verlauf kam es häufig

zur Überlagerung verschiedener Bildungen, d. h. Teleskopung, auf einzelnen, insbesondere den größeren Gängen oder Abschnitten davon, mit unterschiedlichsten Anteilen der einzelnen Formationen, sowie zu Umlagerungen, bisweilen in andere Teufenniveaus und Gangabschnitte. Die Zuordnung der Mineralbildungen und Gliederung, gestützt im Wesentlichen auf die damaligen Bearbeitungen, bleibt dabei mit Unsicherheiten behaftet. Nachfolgend wird versucht, die traditionelle bzw. in der betrieblichen Praxis verwendete Gliederung in Mineralisationsstadien und Gangformationen mit der in Folgegruppen zu verknüpfen (siehe Tabelle 3-2).

Bei aller Fülle hydrothermalen Prozesse lassen sich recht klar vier Mineralisationsstadien trennen:

- Quarz-Wolframit-Sulfid-Stadium
- Quarz-Pechblende-Karbonat-Stadium
- Arsenid-Stadium
- Quarz-Hämatit-Sulfid-Stadium

Innerhalb dieser Stadien, vor allem in den jüngeren, sind verschiedene Gangtypen ausgebildet, die sowohl durch ihre unterschiedliche Verbreitung im Lagerstättenraum als auch durch erheblich differierenden Mineralbestand gekennzeichnet sind. Inwiefern hier Effekte der Zonalität und der Umlagerung älterer Mineralsubstanz zur Definition der Gangtypen beigetragen haben, ist aus heutiger Sicht schwer zu beurteilen. Dem Arsenid-Stadium beispielsweise können Karbonat-Arsenid-Gänge, arsenidische Fluorit-Baryt-Gänge, Quarz-Arsenid-Gänge und sulfarsenidführende Karbonat-Sulfid-Gänge zugeordnet werden. Dabei ist für die drei ersten Gangtypen eine gemeinsame

Tab. 3-2: Mineralbildungen in den Gängen der Lagerstätte Zobes

Stadium		Quarz-Wolframit-Sulfid		Quarz-Pechblende-Karbonat		Arsenid		Quarz-Hämatit-Sulfid	
Formation/Folgegruppe		q/qw-qs	kb/qs	kku/qu	mgu/krsf	biconi/qas	ags/krsfas	Quarzmetasomatose und Umlagerung/flbaq-sfkru	e/Fe-Mn/qlmmn
Gangarten	häufige	Quarz	Quarz	Quarz	Dolomit-Ankerit	Dolomit Quarz	Calcit	Quarz Calcit	Quarz Siderit
	verbreitete	Turmalin Feldspat	Chlorit	Fluorit Calcit	Fluorit	Fluorit Baryt Calcit		Baryt Fluorit Dolomit	Dolomit
	seltene	Muskovit Chlorit Biotit	Calcit	Adular		Siderit		Siderit	
Erzminerale	häufige		Pyrit	Pechblende Hämatit	Pechblende Chalkopyrit Hämatit	Co-Ni-Arsenide Arsenopyrit Löllingit ged. Bi	Chalkopyrit	Chalkopyrit Pechblende Hämatit	Hämatit Psilomelan
	verbreitete	Wolframit Scheelit Pyrit	Chalkopyrit Pyrrhotin Sphalerit Arsenopyrit	Coffinit Chalkopyrit Pyrit	Pyrit	Pechblende Bismuthinit Chalkopyrit Fahlerz	Pyrit ged. As	Pyrit Galenit Aikinit	Goethit Manganit
	seltene	Pyrrhotin Arsenopyrit Chalkopyrit Molybdänit	Galenit		Selenide (?)	ged. As Breithauptit Galenit Sphalerit	Proustit Pyrrargyrit ged. Ag	Co-Ni-Arsenide ged. Bi, As, Ag Fahlerz Löllingit	



Abb. 3-16: Idiomorpher Arsenopyrit in Fluorit; Zobes, -53 m-Sohle, Strecke 26006, Gang Maria; Bildbreite 1,5 mm

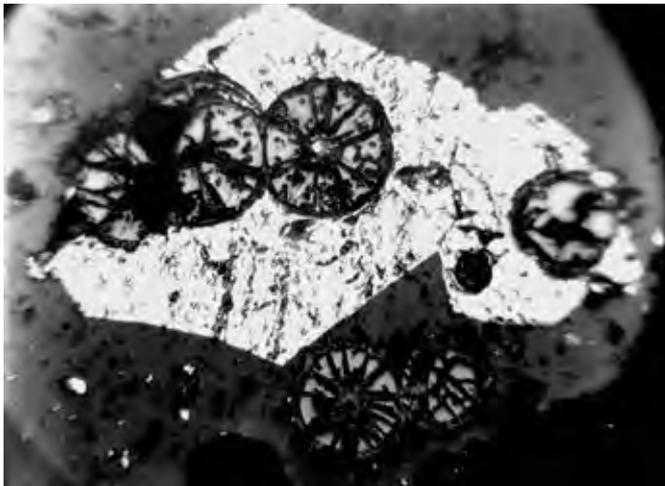


Abb. 3-17: Pyritkristalle mit eingewachsenen Pechblende-Sphärolithen; Zobes, -53 m-Sohle, Gang Nr. 31; Bildbreite 1,5 mm

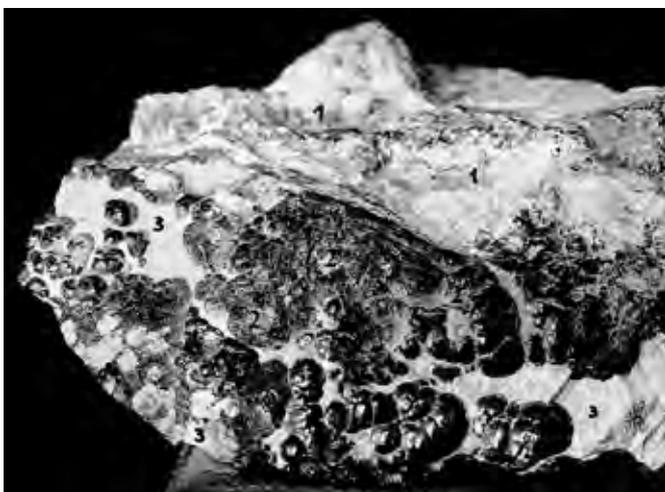


Abb. 3-18: Nierig-traubige Pechblende-Aggregate; Zobes, -23 m-Sohle, Querschlag 410^s bei 1215,6 m (am Granitkontakt); Handstück 8 x 6 cm

zeitliche Entstehung mit unterschiedlichem Mineralbestand aufgrund von Zonalitätseffekten, der Nebengesteinsauslaugung und der Umlagerung älterer Gangmineralisationen vorstellbar.

Als älteste Gänge sind im Lagerstättenbereich **Quarzgänge mit Turmalin, Wolframit, Feldspat und Sulfiden** anzusehen (q-Formation bzw. qw und qs nach KUSCHKA). Sie werden von allen nachfolgend beschriebenen Gangbildungen geschnitten und sind allgemein im kontaktnahen Bereich im Endo- wie auch im Exokontakt des Bergener Granitmassivs angetroffen worden, überwiegend im Südteil der Lagerstätte. Meist handelt es sich um NW-streichende, selten um NO-gerichtete Gänge von 3–15 cm, ausnahmsweise bis 25 cm Mächtigkeit. Überwiegend enthalten sie weißen bis grauen derben Quarz; dazu kommt vor allem Turmalin, dessen Anteil gelegentlich 25 %, vereinzelt bis 90 % erreicht. Untergeordnet treten noch Feldspat, Muskovit, Biotit und Chlorit auf, dazu als Erzminerale ferberitischer Wolframit, Scheelit und Sulfide, hauptsächlich Pyrit, Pyrrhotin und Chalkopyrit. Auch die sogenannten tauben bzw. reinen Quarzgänge des betrachteten Bereichs sind wohl hier mit einzuordnen.

Quarz-Sulfid-Gänge (kb-Formation bzw. qsf-Folgenreihe) sind mit gleichem Streichen wie die bereits genannten Quarzgänge, aber über den gesamten Kontakthof verbreitet ausgebildet. An Sulfiden enthalten sie meist Pyrit, weniger Chalkopyrit und Pyrrhotin, manchmal auch Arsenopyrit. Der Gesamt-Sulfidanteil beträgt bis ca. 15 %. Nesterartig ist noch Chlorit im Quarz anzutreffen, im Zentralteil der Gänge manchmal auch Calcit mit wenig Pyrit und Chalkopyrit. Wegen des ähnlichen Mineralinhaltes und der gleichen Gangrichtung ist es schwierig, diese Quarz-Sulfid-Gänge von den obengenannten anderen alten Quarzgängen zu trennen; eventuell sind sie zumindest teilweise auch etwas später auf diese aufgelagert worden. Deshalb wurden sie von BEZGUBOV et al. (1958) und auch von VETROV (1971) alle einem einheitlichen Mineralisationsstadium zugerechnet.

Quarz-Pechblende-Karbonat-Gänge sind in der Lagerstätte Zobes nur begrenzt verbreitet. Sie sind ebenfalls auf NW-Gängen der beiden erwähnten Streichrichtungen um 300–310° und 330–340° ausgebildet. Angetroffen wurden sie vor allem im Nordteil der Lagerstätte, zwischen den großen Gängen Nischnaja und Uglowaja in den Metadiabasen im Hangenden des Zobes-Horizonts, wo zahlreiche meist kurze (weniger als 20 m lange) Gänge etwas unterschiedlicher Richtung und von 2–3 cm bis maximal 30 cm Mächtigkeit teilweise stockwerkartige Systeme bilden. Dabei sind unveränderte Gänge der kku-Formation bzw. qu-Folgenreihe allgemein nur geringmächtig oder Trümmer größerer Gänge. Es sind einfache gerade Gänge, gelegentlich auch ein Gangsystem aus mehreren 0,5–3 cm mächtigen subparallelen Trümmern. Das Salband besteht aus Kammquarz von 2 mm bis 1 cm Stärke, manchmal mit Adular, etwas Chalkopyrit und Hämatit. Darauf folgt sphärolithisch-kollomorphe Pechblende oder zwischengeschaltet dunkler würfelig-kristalliner Fluorit, abschließend im Zentralteil noch wenig Calcit. Die Pechblende



Abb. 3-19: Pechblende-Sphärolith in Quarz; Zobes, -23 m-Sohle, Querschlag 410^s; Bildbreite 0,4 mm

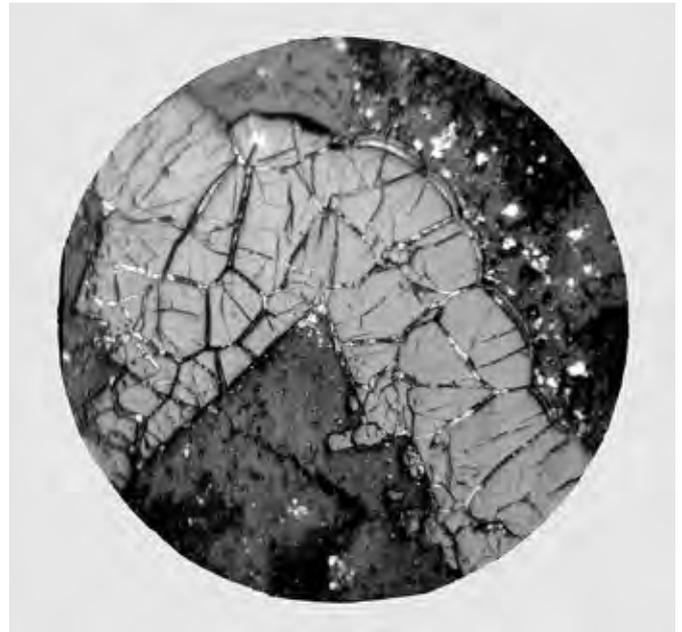


Abb. 3-21: Pechblende, aufgewachsen auf Fluorit; Zobes, +217 m-Sohle, Gang Alex, Block 85; Bildbreite 1 mm



Abb. 3-20: Dolomit, pseudomorph nach Calcit; Zobes, -83 m-Sohle, Querschlag 509^N, Strecke 31314; Handstück 4 x 5 cm

bildet dabei teilweise millimeterdünne Trümer und bis 10–15 cm mächtige Linsen von 2–5 m und mehr Erstreckung, abgesetzt in zonaren Lagen bzw. Rhythmen mit dünnen Chalkopyrit-Zwischensäumen oder im Wechsel von hochglänzender härterer und mattglänzender weicherer Pechblende. Bei den mattglänzenden Lagen dürfte es sich teilweise um veränderte, d. h. oxidierte bzw. hydratisierte Pechblende handeln, wie sie in dieser Ausbildung bei späteren Untersuchungen im benachbarten Uranvorkommen Tirpersdorf bestimmt worden ist. Auch Coffinit ist neben der Pechblende in Zobes festgestellt worden (ERMOLAEV 1965 und RYZOV 1976). Teilweise ist er im rhythmischen Wechsel mit Pechblende, teilweise auch gleichzeitig mit dieser abgesetzt worden. In den nierig-krustigen, manchmal fast stalagmitisch aussehenden Absätzen der Pechblende, manchmal auch im Coffinit, sind in konzentrischen und radialen Rissen Pyrit und Chalkopyrit, seltener Karbonat und Fluorit beobachtet worden. Gelegentlich

fand sich auch Hämatit in konzentrischem Wechsel mit der Pechblende; manchmal sind die Sulfide auch eingesprengt in der Pechblende enthalten.

Viele der Quarz-Pechblende-Karbonat-Gänge, insbesondere die größeren, sind später tektonisch-metasomatisch überprägt worden. In den so entstandenen Gängen der mgu-Formation bzw. krsfsb-Folgenreihe kam es dabei zu einer Kataklyse vor allem der Pechblende und des Kammquarzes sowie zu einer Mg-Metasomatose des Calcits. Bruchstücke von Krusten oder nierenförmigen Sphärolithen von Pechblende und von Kammquarz schwimmen hier in einer körnig-kristallinen Masse aus Dolomit-Ankerit. Diese Karbonatmasse ist weiß, rosa bis fleischrot oder braun gefärbt durch feindispersen Hämatit. Die Rotfärbung ist vor allem um Uranerzlinien ausgeprägt und erfasst oft auch das gangnahe Nebengestein. Neben dem dispers eingesprengten Hämatit kommt dieser auch als feinschuppig-weiche Masse oder blättriger Specularit vor. Feine Hämatitsäume zeichnen nicht selten dolomitische Pseudomorphosen nach Calcit-Skalenoedern nach. Auch Sulfide, meist Chalkopyrit, weniger Pyrit, sind in der Karbonatmasse anzutreffen. Die in mgu-Gängen westerzgebirgischer Uranlagerstätten verbreitet angetroffenen Selenide sind von Zobes nicht beschrieben worden. Allerdings weisen Clausthalit-Funde in mgu-Dolomit von Tirpersdorf auf seine auch für Zobes anzunehmende Anwesenheit hin.

Insgesamt weiter verbreitet als die oben beschriebenen Quarz-Pechblende-Karbonat-Gänge sind in Zobes Gänge der biconi-einschließlich der ags-Formation bzw. des damals hier ausgehaltenen Arsenid-Stadiums. Dabei sind sie allerdings häufig auf ältere Gänge aufgelagert und nur selten als »reine« arsenidische Gänge ausgebildet. Überwiegend handelt es sich um WNW-streichende Gänge (oft mit Uranführung), seltener um annähernd W-O streichende Gänge. Ähnlich wie in der Lagerstätte Schlemalberoda sind sie auch hier nach ihrer hauptsächlichen Gangart untergliedert worden.



Abb. 3-22: Quarz-Karbonat-Gang mit Braunquarz und rosa Dolomit, pseudomorph nach Calcit; Zobes, -53 m-Sohle, Gang Ingrid

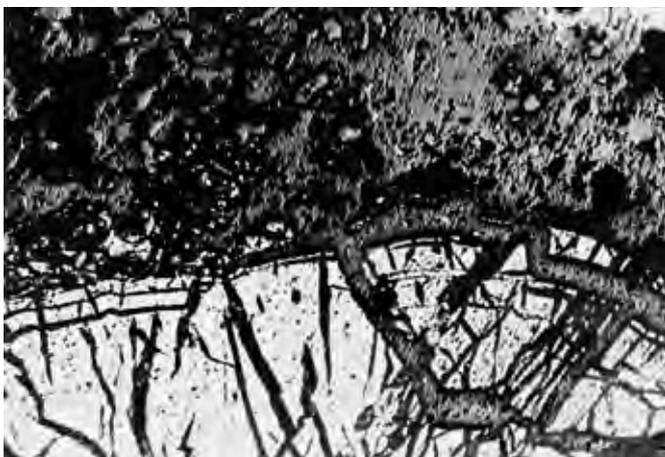


Abb. 3-23: Pechblende-Sphärolithe in Karbonatmatrix mit Chalkopyrit und Hämatit; Zobes, -203 m-Sohle, Querschlag 710, Strecke 7113; Bildbreite 1 mm



Abb. 3-24: Pechblende in Karbonatmatrix mit Chalkopyrit und Quarzeinschlüssen; Zobes, -83 m-Sohle, Querschlag 509, Strecke 31082; Bildbreite 1 mm

Als deren relativ früheste Bildungen wurden von den damaligen Bearbeitern (BEZGUBOV et al. 1958 und MIHALEVSKIJ et al. 1960) die **Karbonat-Arsenid-Gänge** angesehen. Ihre Mächtigkeit beträgt allgemein 15 – 30 cm, seltener bis 0,5 – 0,8 m; sie sind also oft mächtiger als die eigentlichen Uran-Karbonat-Gänge. Es sind in der Regel einfache Gänge, selten aufgetrümert, und vereinzelt sind an ihnen tektonische Verwürfe (bis mehrere m) beobachtet worden. Gangart ist hauptsächlich weißer Dolomit. Anfangs tritt selten auch etwas Siderit auf und abschließend in kleinen Drusen rhomboedrischer Calcit. Der Dolomit verdrängt manchmal den unter der Pechblende von kku-Gängen ausgebildeten Fluorit und bildet Pseudomorphosen nach ihm. An Erzmineralen werden vor allem rhombische oder kubische Co-Ni-Arsenide angetroffen, nie aber rhombische und kubische nebeneinander (BEZGUBOV et al. 1958). Dabei überwiegen Safflorit-Rammelsbergit-Aggregate wechselnder Zusammensetzung mit Zonarbau, wobei außen stets Safflorit vorliegt. Skutterudit, ebenfalls mit Zonarbau, kommt in geringeren Mengen vor. Daneben tritt Nickelin auf, z.T. in rhythmischen Folgen mit Rammelsbergit; vereinzelt wurde analytisch auch Breithauptit festgestellt. Öfters wurde gediegen Wismut angetroffen, manchmal in rechtwinkligen Kristallskeletten, die verdrängtes gediegen Silber vermuten lassen (wie in Schlema-Alberoda, siehe LIPP 2003). Gediegen Wismut wird teilweise durch Bismuthinit verdrängt, der es oft als Saum umgibt. Außerdem kommen Arsenopyrit und Löllingit vor, selten auch dispers eingesprengter Chalkopyrit, Galenit und Sphalerit. Pechblende liegt in korrodierten Bruchstücken, seltener als kollomorphe Neubildung meist im Dolomit vor. Recht weit verbreitet insbesondere auf den oberen Sohlen der Lagerstätte Zobes (bis etwa +37 m-Sohle) sind **arsenidische Fluorit-Baryt-Gänge**. Sie haben allgemein 10 – 20 cm, manchmal bis 0,5 m und vereinzelt auch 1,5 m Mächtigkeit (Gänge Nischnaja, Nulewaja). Die Mineralisation beginnt hier meist mit Kammquarz am Salband; der Quarz kann allerdings auch fehlen oder ist nur als dünner Belag am Salband vorhanden. Fluorit ist überwiegend als grobkristalline Masse mit weißer, gelblich-grüner bis gelegentlich violett-schwarzer Färbung (neben Pechblende) vorhanden, selten in würfelförmigen Kristallen. Manchmal verdrängt er frühere Karbonate. Bei der Untersuchung von Probenmaterial vom Gang Maria von der +67 m-Sohle wurde ein kleiner Kristall von dunklem Fluorit mit Rhombendodekaederform gefunden. Diese hier für Fluorit ungewöhnliche Form wurde damals als mögliche Pseudomorphose nach Uraninit gedeutet (BEZGUBOV et al. 1958). Uraninit wiederum konnte in dieser Form in den hydrothermalen Uranerzgängen Sachsens bisher nicht nachgewiesen werden. Baryt ist nach Fluorit abgesetzt worden, im Inneren des Ganges als weiße bis fleischrote, meist grobkristalline Masse, teilweise in tafelig-fächerartigen Aggregaten oder als tafelige, rosa gefärbte Kristalle auf Fluoritwürfeln. Gelegentlich verdrängt Baryt auch den vorher gebildeten Fluorit oder den Dolomit der Karbonat-Arsenid-Folge, wie von Gang Roland auf der +247 m-Sohle beschrieben. Generell ist Baryt in diesen Gängen weiter verbreitet als Fluorit. An Erzmi-

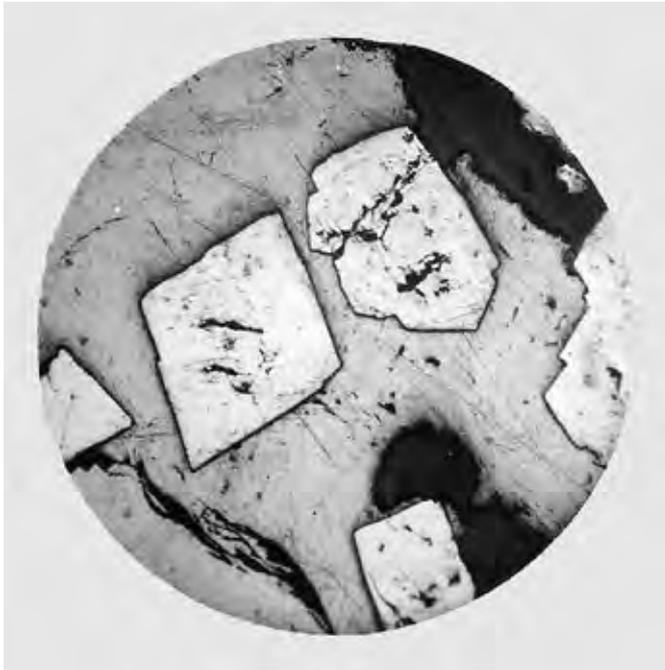


Abb. 3-25: Skutterudit mit Fluorit in Galenit; Zobes, -53 m-Sohle, Strecke 26006, Gang Maria; Bildbreite 1,5 mm



Abb. 3-27: Saffloritdrillinge in Fluorit; Zobes, -53 m-Sohle, Strecke 26006, Gang Maria; Bildbreite 1,5 mm



Abb. 3-26: Skutterudit mit Rammelsbergitsaum in Fluorit; Zobes, -53 m-Sohle, Strecke 26006, Gang Maria; Bildbreite 1,5 mm

neralen sind Co-Ni-Diarsenide, z.T. auf Nickelin, angetroffen worden, entweder derb als Linsen oder eingesprengt im Baryt. Untergeordnet treten auch Sulfide auf, meist Chalkopyrit, dazu Galenit und dispers eingesprengt Hämatit. Pechblende kommt auch hier in Bruchstücken (in Fluorit und Baryt) vor und als Neubildung zusammen mit Sulfiden in Fluorit in Form von Krusten oder Trümmern. Abschließend ist im Zentralteil gelegentlich Calcit zu finden. Diese arsenidischen Fluorit-Baryt-Gänge zeigen

Ähnlichkeiten mit der barytischen Abfolge der biconi-Formation bzw. der gas-Folgenreihe, wie sie von LIPP (2003) aus der Lagerstätte Schlemma-Alberoda beschrieben wurde.

Etwas problematisch ist die Einordnung der in der Lagerstätte verbreitet angetroffenen **Quarz-Arsenid-Gänge**. Bei gleicher räumlicher Orientierung und den gleichen Erzmineralen wie die anderen Arsenidgänge enthalten sie als Hauptmineral meist weißen zuckerkörnigen Quarz, der Co-Ni-Arsenide, gediegen Wismut und Bismuthinit sowie etwas Chalkopyrit enthält. Seltener, wenn Pechblende in der Nähe ist, weist der Quarz eine bräunliche Färbung auf. Die Ausbildung als Kastenquarz oder von porös bzw. löchrig erscheinenden Formen deutet auf Umlagerungsvorgänge, evtl. von Karbonaten, hin. In seinen Hohlräumen sind gelegentlich kleine Calcit rhomboeder zu finden. Die Erzminerale sind eingesprengt oder in feinkörnigen Massen und Streifen im weißen Quarz enthalten. Die Co-Ni-Arsenide, d.h. zonar gebauter oder feinkörniger Skutterudit, Rammelsbergit, Safflorit, dazu Löllingit und Arsenopyrit, sind teilweise brekziiert und korrodiert, teilweise Neubildungen. Damit können die Quarz-Arsenid-Gänge einerseits der arsenidisch-quarzigen Abfolge der biconi-Formation nach LIPP (2003) bzw. auch der gas-Folgenreihe zugeordnet werden; andererseits ist hier mindestens bei einem Teil dieser Gänge eine jüngere Überprägung bei der weiter unten beschriebenen Quarzmetasomatose anzunehmen.

Eine ähnlich unsichere Situation ist bei **sulfarsenidführenden Karbonat-Sulfid-Gängen** zu konstatieren. In Zobes sind solche Bildungen nur schwach entwickelt. Angetroffen wurden sie gelegentlich auf teleskopierten älteren Gängen bzw. Gangabschnitten, z. B. auf den Gängen Thomas und Maria. Dabei folgen auf einem Kammquarzsäum zuweilen Fluorit und Baryt, dann meist Calcit oder weißer Dolomit, verwachsen mit reich-



Abb. 3-28: Kastenquarz (Pseudomorphose nach Baryt); Zobes, +97 m-Sohle, Gang Smesch; Handstück 15 × 12 cm

lich Chalkopyrit, wenig Rammelsbergit und Löllingit, Tennantit, gediegen Arsen und Silber (»Silberlocken«) sowie Proustit und Pyrrargyrit. Den Abschluss bildet drusiger Calcit, manchmal mit einem Belag von Pyrit oder Markasit. Denkbar erscheint hier eine Einordnung entsprechend der karbonatisch-sulfidischen Abfolge in die biconi-Formation nach LIPP (2003) oder in die anschließende ags-Formation; substanziiell sind sie etwa mit der krsfas-Folgenreihe vergleichbar. Nicht auszuschließen ist allerdings auch hier eine noch jüngere Überprägung.

Ein besonderes Charakteristikum von Zobes – wie anscheinend auch der anderen vogtländischen Uran-Ganglagerstätten – ist das häufige Auftreten von Quarzgängen, die im Vergleich mit der oben beschriebenen Uran- und arsenidischen Vererzung als jünger eingeordnet worden sind. Solche durch eine Quarzmetasomatose gekennzeichneten Gänge bzw. Gangbereiche sind entweder auf älteren Gängen, d. h. in diesen oder neben ihnen ausgebildet oder sie schneiden diese. Sie weisen oft NW- oder W-O-Streichen, gelegentlich aber auch NNO-, selten auch NO- oder N-S-Streichen auf bei veränderlicher Ausbildung im Streichen und Fallen auf einzelnen Gangstrukturen. Dabei zeigen sie manchmal Merkmale vorheriger tektonischer Bewegungen an ihnen, wie durchbewegtes Material oder Brekzien von Gangmasse und Nebengestein. Neben ihrer Häufigkeit ist ihnen auch eine allgemein größere Mächtigkeit als die der vorherigen Gänge eigen. Am intensivsten sind sie nahe der Neuensalzer Störung ausgebildet, d. h. im Bereich des Südknotens der Lagerstätte. Nach Norden zu nehmen diese verquarzten Gänge tendenziell ab, und im Nordknoten ist die Verquarzung nur noch im Bereich seiner größten Gänge anzutreffen. Der verbreitetste Typ davon sind (die jüngeren) **Quarz-Sulfid-Gänge**. Neben meist milchig weiß-grauem, teilweise auch rosa bis bräunlichem, allgemein mittelkörnigem Quarz führen sie relativ reichlich Sulfide, vor allem Pyrit oder Markasit, Chalkopyrit, Galenit und Aikinit. Die Sulfide sind meist im Quarz eingesprengt oder bilden körnige Ansammlungen bzw. Linsen bis 10–15 cm Mächtigkeit und bis 10–20 m Erstreckung im Zentralteil. Nach der Teufe zu nimmt die Sulfidmenge in diesen

Gängen allgemein zu. Teilweise ist auch Kastenquarz (mit relativ wenig oder ohne Sulfide) anzutreffen, der Kristall-Negative von Baryt, manchmal auch von Karbonaten (Gang Sekuschschaja) oder Fluorit (Schurf 19, +340 m-Sohle) abbildet. Manchmal ist im Quarz noch reliktscher Baryt eingeschlossen oder Fluorit, wobei der Quarz scheinbar von den Rändern in das Zentrum der würfeligen Kristalle wächst.

Die meisten Uranerzgänge der Lagerstätte sind **Quarz-Pechblende-Gänge** mit Hämatit. Dazu gehören die bedeutendsten Gänge aller drei Erzknotten, d. h.

- Maria, Toschtschaja, Nr. 31, Nr. 71 und Wunderlich im Südknoten,
- Smesch, Sekuschschaja, Parallelnaja und Posdnaja im Zentralknoten und
- Uglowaja, Nischnaja und Nulewaja im Nordknoten.

Es handelt sich also meist um NW-streichende Gänge, dazu einige kurze W-O- und mehrere schichtparallele, d. h. NNO-Gänge (z. B. Quarzewaja und Zonalnaja). Die Gangbereiche mit dieser Paragenese enthalten die überwiegende Menge des Uranerzes der Lagerstätte. Sie bestehen oft aus mehreren Trümmern, mit Bogentrümmern bzw. Apophysen, wobei manchmal durch jüngere Störungen die Lagerungsverhältnisse weiter kompliziert werden. Dabei kommt es zu Verwürfen von einigen Metern bis über 10 m. Solche Störungen sind auch auf anders streichenden Strukturen in der Nähe dieser oben genannten großen Gänge zu finden. Die Mächtigkeit dieser Gänge liegt im Mittel bei 0,5–0,6 m und kann fast 2 m erreichen; für den Gang Smesch wurde auf der +67 m-Sohle eine Gesamtmächtigkeit aller Trümer von 9 m ermittelt. Die Gänge haben meist ein Salband aus sogenanntem Braunquarz; darauf bzw. darin befindet sich Pechblende und darauf wieder braungrauer, selten auch amethystartiger kristalliner Quarz, auf dessen Endflächen kleine Chalkopyrit- und Calcitkristalle sitzen. Der Braunquarz stellt eine meist rötlich braune dichte, hornstein- bzw. chalcedonartige kryptokristalline Quarzmasse dar mit Hämatit, eingesprengt in feinen Flöckchen oder als Specularit in kleinen Hohlräumen. Gelegentlich ist hier auch Kastenquarz anzutreffen. Auch Sulfide, meist Chalkopyrit und Pyrit, kommen als korrodierte Bruchstücke und als Neubildungen eingesprengt vor, häufig neben Pechblende. Die Pechblende ist in diesen Gängen meist bruchstück- bzw. brekzienartig und wie korrodiert schwimmend im Quarz zu finden, der teilweise auf Spaltrissen in sie eindringt. Ein kleinerer Anteil (ca. 15 %) ist neugebildete Pechblende, anzutreffen überwiegend im feinkörnigen grauen bis bräunlichen, durchscheinenden Quarz. Diese Pechblende liegt in kleinen Sphärolithen und manchmal auch größeren kolloidomorphen krustigen Abscheidungen vor. Insgesamt ergeben sich so in einigen dieser Quarz-Pechblende-Gänge äußerst reiche Erzlinsen. Auf dem Gang Nr. 31 wurde auf den Sohlen -23 m und -53 m eine Gesamtmächtigkeit der Pechblende-Vererzung von 1,8 m angetroffen (BEZGUBOV et al. 1958).

Als weitere Variante solcher quarzmetasomatisch veränderter Gänge sind in Zobes **Quarz-Fluorit-Baryt-Gänge** ausgehalten

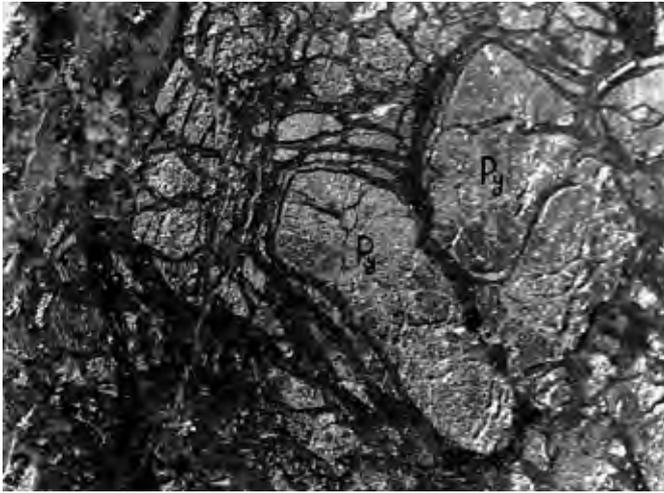


Abb. 3-29: Pyrit, von Pechblende umwachsen; Zobes, -53 m-Sohle, Gang Nr. 31; Bildbreite 15 mm

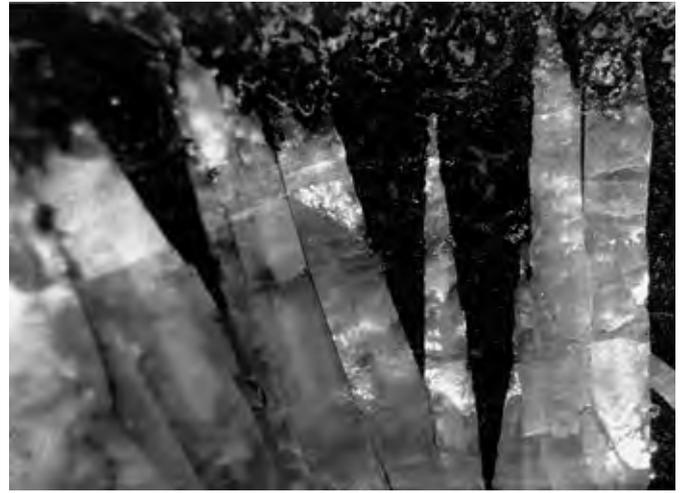


Abb. 3-32: Barytkristalle in Fluorit; Zobes, +217 m-Sohle, Gang Alex, Block 85; Bildbreite 4 mm

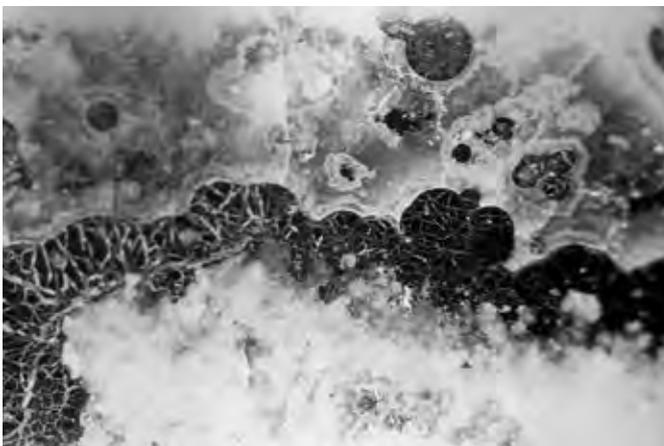


Abb. 3-30: Pechblende-Sphärolithe in Quarz; Zobes, +310 m-Sohle, Gang Dezember; Bildbreite 3,5 mm

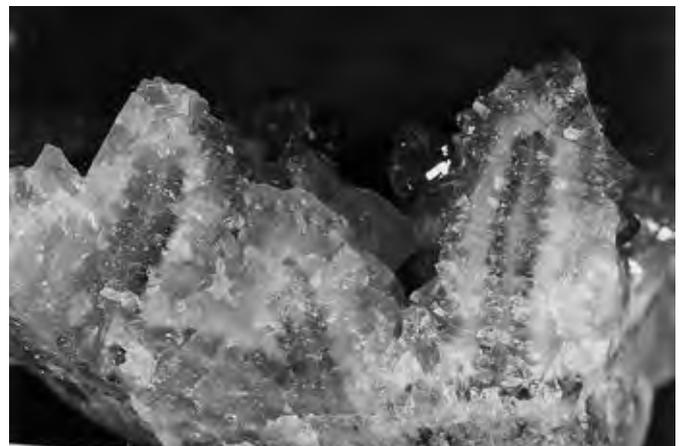


Abb. 3-33: Quarz, pseudomorph nach Baryt (Kastenquarz); Zobes, -203 m-Sohle, Gang Nr. 31; Bildbreite 5 cm



Abb. 3-31: Pechblende mit Coffinitzsaum in Quarz; Zobes, +7 m-Sohle, Strecke 17970, Gang Maria; Bildbreite 1,5 mm

worden. Auch sie sind hier recht weit verbreitet, weisen annähernd die gleiche Morphologie auf, sind allerdings nicht mächtiger als einige Dezimeter. Am Salband enthalten sie grauweißen durchscheinenden stängligen Quarz; darauf folgt heller z.T. grünelber und violetter würfelig Fluorit, anschließend noch Baryt in grobkristallinen, tafeligen oder strahligen Aggregaten in weißer oder rötlicher Farbe. Manchmal sind in Drusen in aufgetrübten Gangbereichen auch gut ausgebildete, glänzende braune, meist tafelige Barytkristalle angetroffen worden, die nicht nur in Sammlerkreisen sehr begehrt waren. Ein solches Vorkommen ist auf einem NNO-Gang auf der +217 m-Sohle einige Zeit gezielt bebaut worden (WEBER 1992). Die Barytkristalle tragen teilweise einen dünnen Markasitüberzug und sind nicht selten mit prismatisch-rhomboedrischen Calciten besetzt. Auch neugebildete kolloidale Pechblende ist auf solchem Baryt (wohl deshalb gelegentlich als »Radio-baryt« bezeichnet) zu finden, wie das eine Stufe in der Lagerstättenammlung der Wismut GmbH zeigt. Der Baryt- bzw. Fluoritanteil in diesen Gängen ist sehr unterschiedlich; oft fehlen auch entweder Fluorit oder Baryt. Der Quarz ist teilweise auch als zelliger bzw. Kastenquarz ausgebildet und bildet Pseudomorphosen sowohl nach Baryt als auch tafelige

Negative, z. T. mit Restsubstanz, von Baryt oder mit kubischen Negativen von Fluorit. An Sulfiden sind Chalkopyrit, Galenit, Markasit und Pyrit festgestellt worden, teils auf Baryt oder Fluorit, teils eingesprengt (in Quarz z. T. auch als korrodierte Relikte, z. B. von Pyrit).

Als jüngere Bildung gegenüber den beschriebenen Varietäten von metasomatischen Quarzgängen ist in Zobes ein Teil der **Karbonat-Sulfid-Gänge** eingestuft worden. Er ist in der Lagerstätte weit verbreitet, besonders auf den oberen Sohlen und nach den Flanken zu, während er nach der Teufe zurücktritt. Diese Karbonat-Sulfid-Gänge kommen oft mit oder neben komplizierten Quarzgängen vor, aufgelagert auf diese oder in Apophysen davon, meist in NW-Strukturen, teilweise auch in W-O gerichteten. Ihre Mächtigkeit ist mit 10 – 20 cm allgemein relativ gering. Dabei werden als Untertypen unterschieden:

- Calcitgänge mit Fluorit, Sulfiden, Co-Ni-Arseniden sowie gediegen Arsen und Silber,
- Karbonat-Chalkopyrit-Gänge.

Die Calcitgänge sind immer aufgelagert auf Braunquarz- bzw. einfache Quarzgänge, mit sehr deutlichen texturellen Durchkreuzungen. Neben Calcit kommt, allerdings sehr untergeordnet, etwas Dolomit vor. Das ist eine weiße, graue, rötliche oder etwas grünliche grobkristalline Masse, teilweise ein Aggregat großer grauer zonarer Kristalle, oft verwachsen mit würfeligem violetter Fluorit. Sulfide, d. h. Chalkopyrit, Galenit, Pyrit und Markasit, manchmal auch Tennantit und Tetraedrit (Gang Neu-Glück, +97 m-Sohle) kommen meist körnig eingesprengt vor, seltener in aufsitzenden Kristallen. Zuweilen ist auf solchen Gängen auch gediegen Arsen in kolloidmorphen Knollen zusammen mit Löllingit, Co-Ni-Arseniden und gediegen Wismut in geringen Mengen angetroffen worden. Nur an einigen Stellen sind auf den oberen Sohlen (bis zur +137 m-Sohle) auch Proustit, Pyrargyrit und gediegen Silber als »Silberlocken« aufgetreten. Als jüngstes Erzmineral ist ansonsten hier Markasit anzusehen, der in kolloidmorpher Form in feinen Überzügen oder tropfenförmigen Gebilden in Drusen im Calcit auftritt. Außerdem wird als einmaliger Fund Millerit als radialstrahliges Aggregat (neben Calcit, Chalkopyrit und Tetraedrit) beschrieben.

Karbonat-Chalkopyrit-Gänge bilden selbständige Gangbereiche oder Trümer in einer größeren Gangzone, vor allem in den tieferen Bereichen der Lagerstätte. Sie bestehen meist aus Calcit, untergeordnet auch Dolomit und selten Siderit, die allgemein als hellgelblich-rosafarbene, mittel- bis grobkörnige Masse, seltener in Kristallen, z. B. von flachrhomboedrischem Siderit vorliegen. Eingesprengt finden sich darin vor allem Chalkopyrit, seltener Pyrit.

Die Einstufung dieser Karbonat-Sulfid-Gänge erscheint besonders problematisch. Nach ihren Paragenesen sind sie kaum von ähnlichen Karbonatgängen mit Sulfiden zu unterscheiden, wie sie oben als vermutliche Bildungen der Arsenid- bzw. biconi/ags-Formation beschrieben worden sind. Aufgrund ihrer häufigen Verknüpfung mit dem als jünger angesehenen metasomatischen Quarz sind sie von den meisten Bearbeitern allerdings als



Abb. 3-34: Silber-Locken auf Baryt-Fluorit-Matrix; Zobes, +340 m-Sohle, Gang Alex; Bildbreite 4 mm

jüngere, im Gefolge der Quarzmetasomatose entstandene Neubildung bzw. Umlagerung von verdrängtem Gangmaterial dargestellt worden. Die insbesondere im Südteil der Lagerstätte erfolgte Quarzmetasomatose war danach mit einer Neuzufuhr von Quarz und Sulfiden aus der Tiefe verbunden. Sie führte zu einer Verdrängung und Umlagerung eines Teils der älteren Gangsubstanz. Insgesamt ist aus der Untersuchung der dabei entstandenen oder veränderten Gänge für die unterschiedliche Mobilisierbarkeit bzw. (die zunehmende) Beständigkeit der Gangminerale, die hauptsächlich in die Verdrängung und Umlagerung einbezogen worden sind, folgende Reihe aufgestellt worden:

Karbonate → Fluorit → Baryt → Pyrit → Co-Ni-Arsenide → Pechblende (BEZGUBOV et al. 1958)

Die Stoffumlagerung erfolgte meist nur über relativ kurze Distanz. Die Verbreitungskontur dieser Um- und Neubildungen ist deshalb nur wenig breiter als die der vorherigen Uran- und Arsenidmineralisation, wobei die Konturen für die genannten Gangarten entsprechend der Mobilisierungsreihe unterschiedlich sind, d. h. bei Karbonaten reicht sie am weitesten in die Flankenbereiche und nach oben. Erzminerale, vor allem Pechblende und Arsenide, z. T. auch Sulfide (außer den mit Quarz neu zugeführten) wurden nicht weit umgelagert und überwiegend in den Zentralteilen der betroffenen Gänge wieder abgesetzt. Hier bzw. im Südteil der Lagerstätte finden sich deshalb hauptsächlich die (jüngeren) Quarz-Sulfid-Gänge und die Quarz-Pechblende-Gänge mit Hämatit, weiter nach außen und nach oben dann die Quarz-Fluorit-Baryt-Gänge und die Karbonat-Sulfid-Gänge. Außer zu dieser allgemeinen, tendenziellen Zonalität im Einflussbereich der Quarzmetasomatose haben die mit ihr verbundenen Vorgänge der Verdrängung/Umlagerung manchmal auch zu recht komplizierten Assoziationen geführt. So werden bei BEZGUBOV et al. (1958) Fälle beschrieben, wo in metasomatischem Quarz neben Pechblende-Bruchstücken auch eingesprengter Chalkopyrit auftritt, der durch Pyrargyrit verdrängt wird, oder auch korrodierte Bruchstücke von Skutterudit, der durch Tennantit verdrängt wird.

Als jüngste Gangbildungen sind in Zobes **Quarz-Karbonat-Gänge mit Eisen- und Manganmineralen** ausgehalten worden.

Innerhalb der Lagerstätte sind sie eigentlich selten; nur auf den obersten Sohlen (bis zur +277 m-Sohle) und an der SW- und NO-Flanke sind sie häufiger anzutreffen, auch außerhalb der Lagerstättenkontur und mit dem Abstand vom Granitkontakt zunehmend. Sie kommen auf NW-Strukturen vor als einfache Gänge auf einer, selten zwei parallelen Spalten und sind allgemein geringmächtig (5–10 cm). Des Öfteren sind sie auf ältere Gänge aufgeprägt, z. B. Quarz-Sulfid-Gänge, und schneiden strukturell Bildungen aller vorher beschriebenen Mineralisationsstadien. BEZGUBOV et al. (1958) unterscheiden dabei zwei Untertypen:

- Karbonatgänge mit Hämatit und
- Quarz-Eisen-Mangan-Gänge.

Die Karbonatgänge enthalten als hauptsächliche Gangart Siderit, in geringem Maße Dolomit, anfangs als mittel- bis grobkörnige Masse und abschließend in flachrhomboedrischen Kristallen. Der Hämatit tritt als blättrig-sphärolithischer Specularit auf.

In den Quarz-Eisen-Mangan-Gängen sitzen auf Kammquarz oder auch anderem, z. B. metasomatischem Quarz kolloidale Absätze von Goethit und/oder Manganit. Gelegentlich erfolgten vor dem Absatz der Fe-Mn-Mineralen tektonische Bewegungen, worauf Brekzien von Kammquarz mit Fe-Mn-Zement hinweisen. Als Mn-Mineral liegt hier fast immer Psilomelan vor. Der Goethit ist teilweise als glaskopfförmige Bildung anzutreffen. Manchmal bilden die Fe- und Mn-Mineralen nur feine Trümer oder krustige Überzüge.

Die Quarz-Karbonat-Gänge mit Eisen- und Manganmineralen wurden von BEZGUBOV et al. (1958) als Produkte eines (letzten) selbständigen Mineralisationsstadiums interpretiert, das mit der im Erzgebirge und Vogtland weit verbreiteten e- oder Fe-Mn-Formation bzw. der qlmmn-Folgenreihe parallelisiert werden kann. Von anderen Bearbeitern, wie MIHÁLEVSKIJ et al. (1960) und RYŽOV (1976) wurden diese Bildungen hingegen als gut ausgeprägte Oxidationszone angesehen, in der auf metasomatisch oder noch später umgelagertem Quarz oder Karbonaten bei vermutlich hypergenen Oxidationsprozessen die oben genannten Fe- und Mn-Mineralen abgesetzt worden sind. Eine etwas andere Interpretation kann darin bestehen, die Bildungen aus Quarzmetasomatose/Verdrängung/Umlagerung und Fe-Mn-Formation einem gemeinsamen abschließenden Mineralisationsstadium zuzuordnen (siehe Tab. 3-2). Solche Vorstellungen sind recht ausgeprägt bereits bei ДУМКОВ (1960) zu finden. Die von ihm verwendete Bezeichnung »Quarz-Hämatit-Sulfid-Stadium« wurde deshalb auch in die Tabelle 3-2 übernommen. Auch BARSUKOV et al. (1963: »komplizierte Quarzgänge«), HARLASS & SCHÜTZEL (1965: »Quarz-Stadium«), BARSUKOV et al. (1967: »kleinkörnige Quarzgänge«) und LIPP (2003: »Verquarzungsstadium/e-Formation«) fassen diese Bildungen ähnlich zusammen. Im Sinne der Gliederung nach KUSCHKA (u. a. 1998) lassen sich diese als känozoisch-neoid eingestuftes Bildungen relativ gut folgendermaßen zuordnen:

- Die (jüngeren) Quarz-Sulfid-Gänge, die Quarz-Pechblende-Gänge mit Hämatit und Quarz-Fluorit-Baryt-Gänge dürften der flbaq-Folgenreihe bzw. auch »fba II«-Formation entsprechen. Am klarsten ist die Übereinstimmung bei den Quarz-Fluorit-Baryt-Gängen zu sehen, die wiederum gut vergleichbar sind mit der fl-ba-Abfolge von Tellerhäuser (HILLER 1995).
- Die (umgelagerten) Karbonat-Sulfid-Gänge ähneln sehr der sfkru-Folgenreihe. Solche Umlagerungen scheinen im Erzgebirge/Vogtland nicht selten zu sein. Genannt werden sollen hier die »BiCoNi II«-Bildungen nach BAUMANN (1992); auch mindestens ein Teil der Gänge der 1970 von LIPP (LIPP 2003) beschriebenen k-Formation ist vermutlich hiermit in Verbindung zu bringen.
- Die Quarz-Karbonat-Gänge mit Eisen- und Manganmineralen entsprechen wie bereits erwähnt der qlmmn-Folgenreihe bzw. der e- oder Fe-Mn-Formation. Auf die Problematik der Abtrennung von Oxidationszonenbildungen wurde wie schon von KUSCHKA (1998) auch oben hingewiesen.

Nicht auszuschließen ist allerdings auch, dass die Quarzmetasomatose bereits in die biconi-Formation bzw. das Arsenid-Stadium gehört – insbesondere die dort beschriebenen Quarz-Arsenid-Gänge können als Hinweis auf diese Verknüpfung angesehen werden. Damit wäre natürlich die Einordnung der jüngeren Umlagerungen gleichfalls in Frage gestellt, die dann zeitlich von postvariszisch-mesozoisch bis känozoisch-neoid denkbar wäre. Als sicher einem känozoisch-neoiden Stadium zuordenbar verblieben dann nur die Quarz-Karbonat-Gänge mit Eisen- und Manganmineralen. Wünschenswert wären in diesem Zusammenhang geeignete analytische Untersuchungen an entsprechendem Probenmaterial, z. B. Altersbestimmungen, unter anderem von der neugebildeten Pechblende der Quarz-Pechblende-Gänge mit Hämatit.

Insgesamt ist auf den Gängen der Lagerstätte Zobes eine sehr unterschiedliche Teufenreichweite hypergener Veränderungen, abhängig von verschiedenen Einflussfaktoren, wie geologisch-mineralogischen, tektonischen, hydrologisch-hydrochemischen und anderen, festgestellt worden. Von ZENIN & ТИШОНОВ (1957) sind auf ausbeibenden, tektonisch ungestörten Quarzgängen eine oberflächennahe, allgemein 50–80 m mächtige Auslaugungszone, darunter eine ca. 50–70 m mächtige Oxidationszone sowie eine ca. 50–100 m mächtige Zementationszone ausgehalten worden, unter der dann vor allem die primären, unveränderten Uranerze folgen. In Zobes bildeten sich bei der Hydratisierung und Oxidation der Pechblende vor allem Uranschwärze, aber auch Gummit, mit Curit, Clarkeit und anderen Sekundärmineralen, wie Soddyit, Uranophan, auch Zippeit. Im Weiteren entwickelten sich hier auch Uranglimmer, vor allem Torbernit, weniger Autunit. Auf tektonisch gestörten Gängen reichte die unter anderem durch das weitgehende Fehlen von Karbonaten, Pechblende und Sulfiden gekennzeichnete Auslaugungszone ca. 100–150 m tief, und die Zementationszone, in der die hier ausgebildete Uranschwärze auf anteilige Oxi-



Abb. 3-35: Cuprit mit Malachit auf Chrysokoll; Zobes, -203 m-Sohle, Gang Nr. 71, Block 338; Bildbreite 12 mm

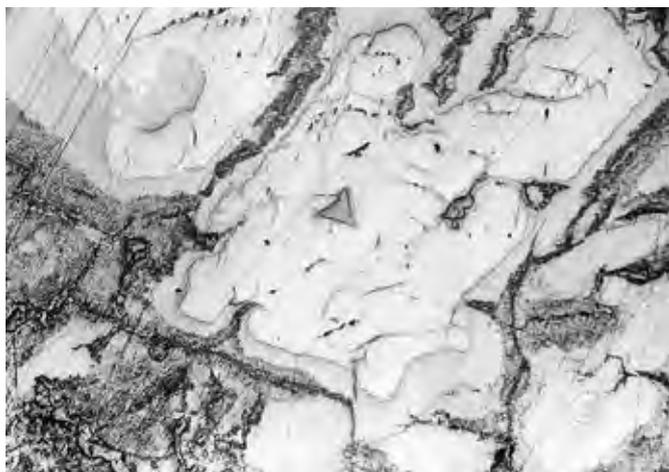


Abb. 3-36: Chalkosin verdrängt Chalkopyrit, daneben Limonit; Zobes, -203 m-Sohle, Gang Nr. 71, Block 338; Bildbreite 1,5 mm

dationsprozesse hinweist, kann bis über 300 m Tiefe erreichen. So ist auf dem Gang Smesch noch bis unter 0 m NN, d. h. in ca. 450 m Teufe, Uranschwärze angetroffen worden. Auch auf dem Gang Nr. 71 im Südknoten sind noch auf den Sohlen -23 m und -83 m einerseits eine starke Wasserführung und andererseits oxidierte erdig-mürbe Pechblende (sogenanntes »Mulmerz« und Gummit) sowie grünlich-gelbe Sekundärminerale wie Torbernit, Autunit und Uranophan aufgetreten. Auf dem benachbarten Gang Nr. 31 sind auf der -53 m-Sohle ebenfalls solche Sekundärbildungen angetroffen worden. Auf Gang Nr. 71 ist noch auf der -203 m-Sohle, also ca. 650 m unter der Tagesoberfläche, eine Kupfererzlinse mit reliktschem Chalkopyrit in Chalkosin, mit Limonit, Chrysokoll, Malachit und Cuprit festgestellt worden (CARIUS & SEIDEL 1961).

3.4.3 Zonalität in der Lagerstätte Zobes

Die in der Lagerstätte Zobes abgelaufenen Mineralisationsprozesse, mit Metasomatose, Verdrängung, Umlagerung und Auslaugung, lassen kaum noch eine primäre Zonalität insbesondere der älteren Mineralassoziationen bzw. Gangformationen erkennen, da sie zu einer erheblichen Veränderung in der Ausbildung und Verteilung der Gangmineralisation geführt haben.

In den erhalten gebliebenen Gängen bzw. Gangbereichen des Quarz-Pechblende-Karbonat-Stadiums sind von den oberen Sohlen (+340 m, +127 m u. a.) bis zu den tiefen Sohlen (-203 m, vereinzelt bis -383 m), also über ca. 700 m Teufe, keine wesentlichen Veränderungen im Mineralbestand festgestellt worden. Die namensgebenden Paragenesen sind mit Fluorit so beispielsweise von den obersten bis zu den tiefsten Aufschlüssen von Gang Nischnaja im Nordknoten und in Apophysen von Gang Nr. 71 im Südknoten noch angetroffen worden (BARTH et al. 1963).

Im Arsenid-Stadium finden sich die entsprechenden Bi-Co-Ni-Minerale (u. a. Co-Ni-Arsenide und gediegen Wismut) im Bereich von der Oberfläche bis in ca. 450 – 550 m Teufe, nur selten tiefer. Nach diesen Bildungen verschwindet auf den tieferen Sohlen dann auch Baryt, und es verbleiben bis ca. 650 m Teufe (-203 m-Sohle) noch weißer bis cremefarbener Dolomit und Chalkopyrit.

Bei den durch Quarzmetasomatose überprägten Gängen bzw. Gangteilen sind mit der Teufe weniger qualitative, sondern mehr quantitative Veränderungen durch Zunahme von Quarz, Chalkopyrit (bis zu lokal bauwürdigen Konzentrationen, so auf den Gängen Nr. 31, Nr. 71 und Nischnaja) und Pyrit sowie die Abnahme von Galenit zu verzeichnen. Umgekehrt sind auf den oberen Sohlen mehr umgelagerte Karbonate, Fluorit und Baryt anzutreffen, ebenso in den Flankenbereichen dieser Gänge, wie bereits unter 3.4.2 für solche Gänge beschrieben.

3.4.4 Nebengesteinsveränderungen

Der Absatz der hydrothermalen Mineralisation auf den Gängen der Lagerstätte war auch mit Veränderungen in den angrenzenden Nebengesteinen verbunden, deren Art und Intensität hängen von den hydrothermalen Lösungen bzw. Gangtypen sowie vom Nebengestein ab. Die Vielphasigkeit bzw. Überlagerung verschiedener Gangbildungen verkomplizieren diese Alterationsbereiche und damit deren Analyse.

Hier werden nachfolgend einige Angaben gemacht zu den seinerzeit festgestellten Nebengesteinsveränderungen an den hauptsächlich unterschiedenen Gangtypen bzw. Hauptarten von Gängen (nach MIHAILEVSKIJ et al. 1960).

An den alten Quarzgängen waren bei fast allen Nebengesteinen geringmächtige Verquarzungsaureolen (allgemein nur 2 – 5 cm) sowie eine unbedeutende Serizitisierung zu beobachten. In Karbonatgesteinen kam es zu einer geringfügigen Verskarnung durch Bildung von andraditischem Granat; an Kiesel- und Alaunschiefern war keine Alteration sichtbar.

Ähnliche Veränderungen, meist mit Quarz- und Serizitneubildung, wurden an Quarz-Sulfid-Gängen festgestellt, oft auch eine grünliche Färbung durch Chloritbildung. In Metadiabasen zeigte sich eine hellgrünliche Färbung, also Aufhellung, sowie eine geringe Pyritimprägung. Die Mächtigkeit der Aureolen war auch hier gering (allgemein wenige cm) und proportional der Mächtigkeit der Gänge.

Neben Uranerzgängen waren die Veränderungen schon farblich meist deutlicher. In Metadiabasen, in denen mehr als die Hälfte aller Erzkörper der Lagerstätte ausgebildet war, aber auch in den

umgebenden Schiefen zeigte sich eine Braun- bis Rotfärbung, deren Intensität mit der Entfernung vom Gang abnahm. Verursacht wurde sie vor allem durch Hämatit bzw. Hydrohämatit und Biotit. Die Feldspäte waren hier in ein feinschuppiges Aggregat aus Serizit, Chlorit und Epidot umgewandelt. Die Veränderungen waren natürlich entsprechend der unterschiedlichen Zusammensetzung insbesondere der Gangart der Erzgänge (karbonatisch/quarzig/barytisch) verschieden. Dabei waren oft drei Alterationszonen festzustellen:

- eine innere Zone, ca. 2–10 cm mächtig, mit Chlorit, Hämatit und Serizit
- eine Übergangszone von 1–30 cm Mächtigkeit, mit Hämatit, Biotit, z.T. Epidot
- eine äußere Zone, bis maximal über 1 m mächtig, mit Biotit, Epidot und Hämatit

In kohlenstoffführenden Schiefen waren Aureolen einer deutlichen Aufhellung bzw. Bleichung von 1–2 cm, selten von über 5–6 cm Breite (bei gut ausgebildeten Pechblendegängen) kennzeichnend. Sie enthielten feinschuppigen Muskovit, Serizit und wenig Chlorit; die vormals vorhandene kohlige Substanz fehlt hier (evtl. durch Oxidation und Migration bei der Uran-Reduk-

tion). Neben Gängen mit dolomitischer oder Karbonat-Baryt-Gangart, d. h. Gängen der mgu- und biconi-Formation, trat meist eine Grün-Grau-Färbung auf, die nahe am Gang am intensivsten war. Hier fanden sich im Nebengestein, z. T. auch auf feinen Trümmern, Mg-Karbonate, Chlorit und Quarz, z.T. auch Fluorit und Baryt. Die Veränderungsbereiche waren meist 5–10 cm, manchmal bis 30–40 cm breit.

An Gängen komplizierter, vielphasiger Zusammensetzung (teleskopierte Gänge, meist mit Quarzmetasomatose) sind entsprechend komplizierte Aureolen entstanden, überwiegend intensiv gebleicht, mit grünlicher Tönung und ca. 10–70 cm Breite. Allgemein sind hier die gesteinsbildenden Minerale oft verdrängt durch feinkörnigen Quarz, Serizit und Chlorit. Teilweise scheinen auch Serizit und Chlorit noch sekundär durch Quarz verdrängt worden zu sein; teilweise sind sie auch kaolinisiert worden.

3.5 Lokalisation der Uranvererzung, erzkontrollierende Faktoren

Grundsätzlich ist zu vermerken, dass die hydrothermale Uran-Gangvererzung gebunden ist an NW-streichende Gangspalten in den »produktiven« Gesteinen der Zobeser Synklinale im Kontakt-hof des Bergener Granitmassivs. Als ganz allgemeine Tendenz ist hierbei festzustellen, dass die Intensität der Vererzung auf den

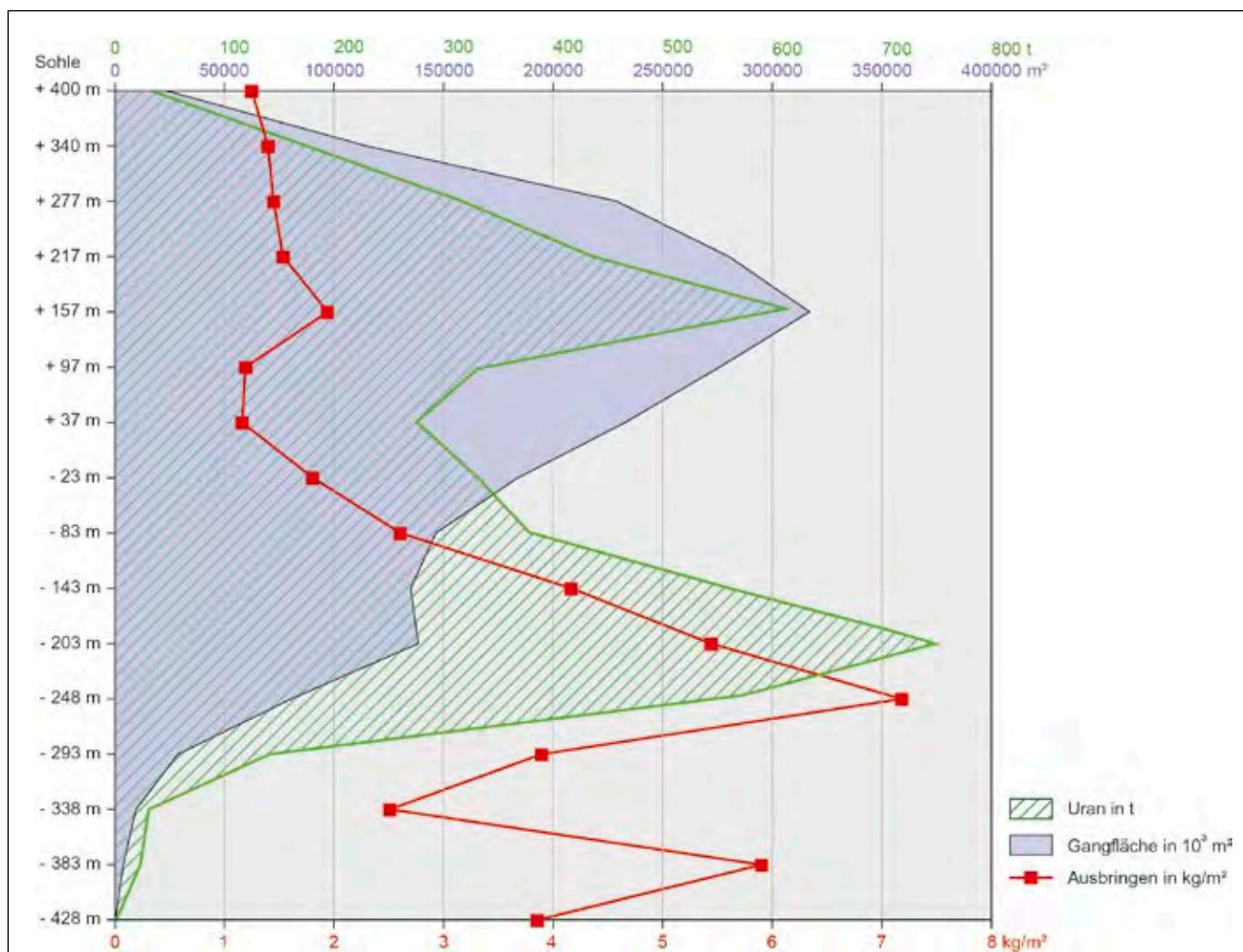


Abb. 3-37: Teufenverteilung der Uranvererzung in der Lagerstätte Zobes

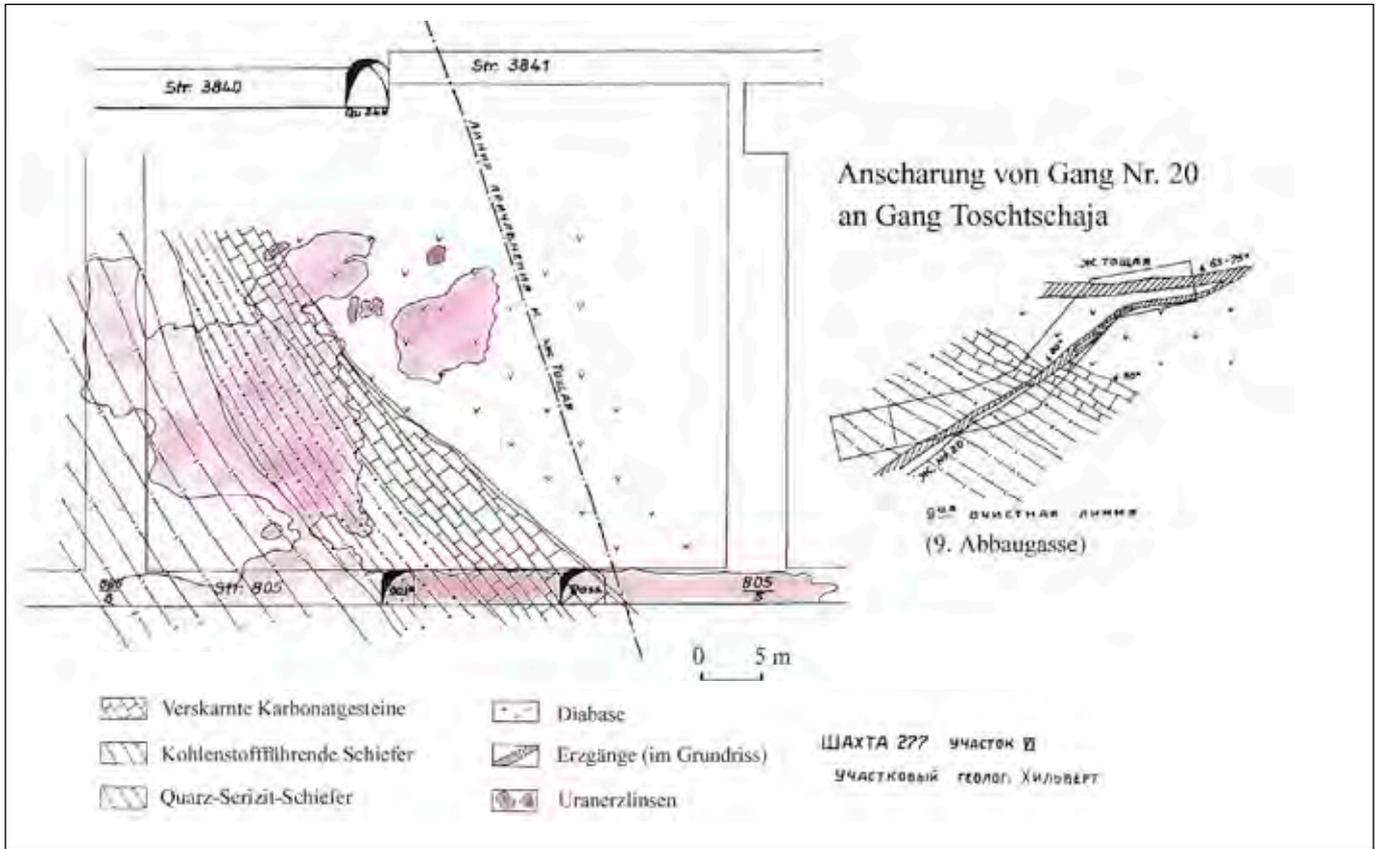


Abb. 3-38: Seigerriss-Ausschnitt von Gang Nr. 20

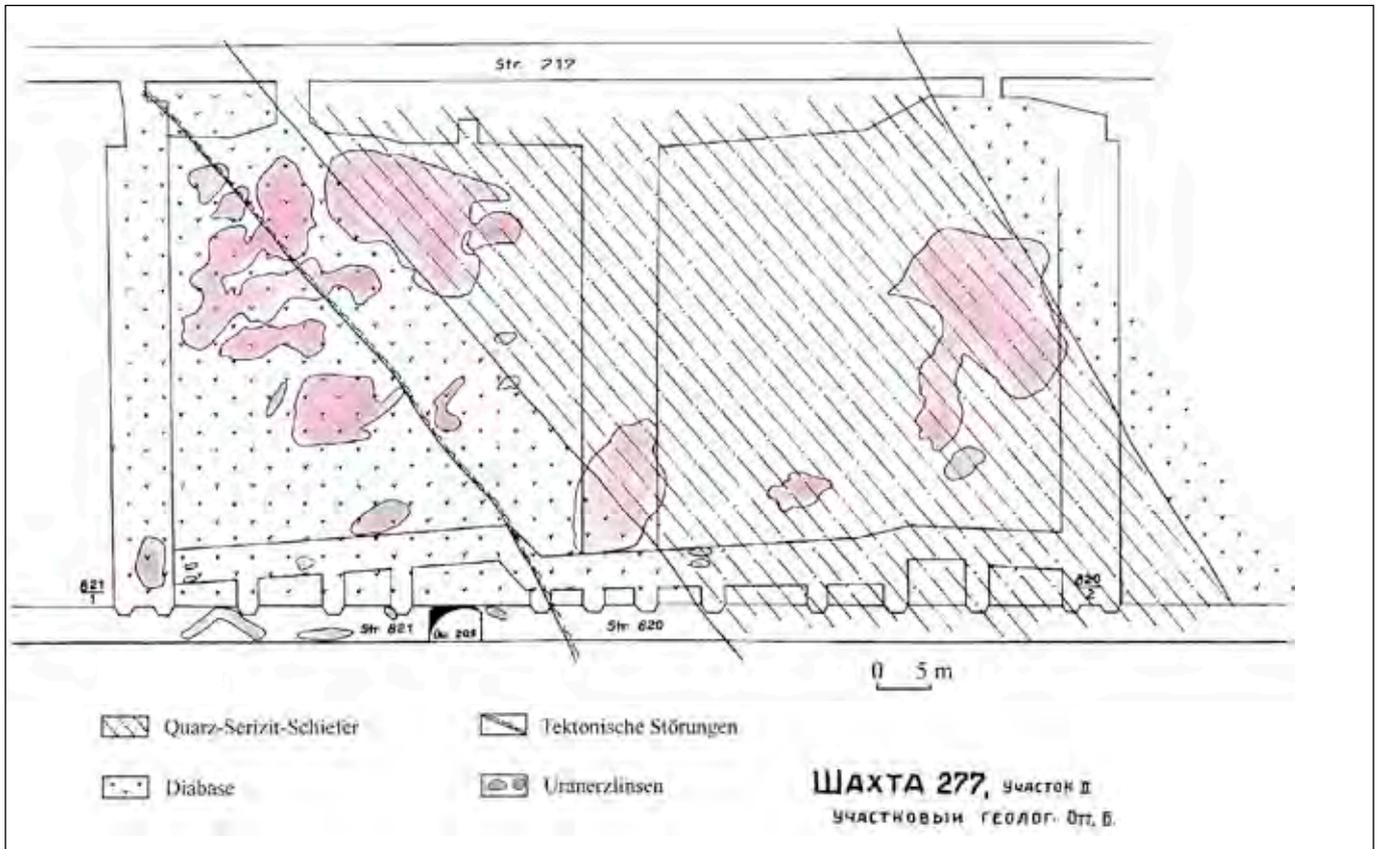


Abb. 3-39: Seigerriss-Ausschnitt von Gang Parallelnaja

großen Gängen und vor allem die Anzahl der Erzgänge in der Lagerstätte mit der Teufe erst zu- und dann zum Granitkontakt hin bis zum Auskeilen wieder abnimmt. Die Darstellung in Abbildung 3-37 bringt diese Entwicklung deutlich zum Ausdruck. Dabei zeigt sich eine recht ungleichmäßige Verteilung in der Horizontalen entsprechend den strukturell-tektonischen Bedingungen, Aufwölbungen bzw. Einbuchtungen der Granitoberfläche usw., die sich in einer Anhäufung der Gänge in Erzknoten äußert. Die Obergrenze der bauwürdigen Vererzung lag im Zentralteil der Lagerstätte am höchsten und erreichte hier die Erdoberfläche (Gang Smesch u. a.). Nach Süden zu senkte sie sich auf etwa 150 m unter die Oberfläche ab, in geringerem Maße auch nach Norden zu, und folgte dabei annähernd der Morphologie der Granitoberkante. Im Bereich der mittleren Sohlen, etwa der +157 m-Sohle, war die vererzte Gangfläche in der »produktiven« Serie am größten, und mit einem ersten Maximum des Ausbringens von dieser Gangfläche wurde auch ein erstes Maximum in der Uranmenge erreicht. Tiefer nahm mit der Zahl der Gänge auch die vererzte Gangfläche kontinuierlich ab; dabei stiegen mit stärkerer Bindung der Vererzung an die Gesteine des Zebes-Horizonts und teilweise zunehmender Mächtigkeit der verbleibenden Gänge das Ausbringen und auch die Uranmenge auf ein zweites Maximum im Bereich der Sohlen -203 m/-248 m. Darunter erfolgten mit weiterer Abnahme der Anzahl der Erzgänge und damit der vererzten Gangfläche bis

zum Aufsetzen des Zebes-Horizonts auf die Granitoberfläche ein starker Abfall und letztlich das Ausklingen der Uranvererzung am Granitkontakt. Nur auf wenigen Gängen, wie Paula, Nr. 31, Nr. 71 und Wunderlich, reichte die Vererzung 3–5 m, maximal 10 m in den Granit hinein. Insgesamt ergab sich damit eine vertikale Erstreckung der Uranvererzung in den Teilgebieten bzw. Gangknoten von 600–800 m und von ca. 900–1.000 m für die Gesamtlagerstätte. In der Horizontalen, d. h. im Streichen der »produktiven« Serie, verteilen sich die vererzten Gänge über annähernd 4 km. Die Gesamtzahl der Erzgänge der Lagerstätte beträgt ca. 200, davon 88 im Nordknoten, 25 im Zentralknoten und 70 im Südknoten (SESKUTOV 1961).

Wie bereits erwähnt befindet sich die Hauptmenge der bauwürdigen Uranerzgänge in den Gesteinen des Zebes-Horizonts und der hangenden Metadiabase. Nur auf den größten Gängen, wie Sekuschschaja, Smesch, Uglowaja, Wunderlich und anderen, reicht die Vererzung deutlich über diesen Gesteinskomplex hinaus: nach BEZGUBOV et al. (1958) hier bis maximal ca. 200 m in seinem Hangenden und ca. 70 m im Liegenden. Die Gesteine dieses »produktiven« Komplexes, insbesondere die Metadiabase und die Skarne, sind prädestinierter für eine Spaltenbildung als z. B. die relativ monotonen Schiefer in seinem Hangenden und vor allem geochemisch günstig für den Absatz einer Uranvererzung (kohlenstoffführende Schiefer, Metadiabase, Metakarbonate, möglichst in Wechsellagerung). Dabei ist die Mäch-

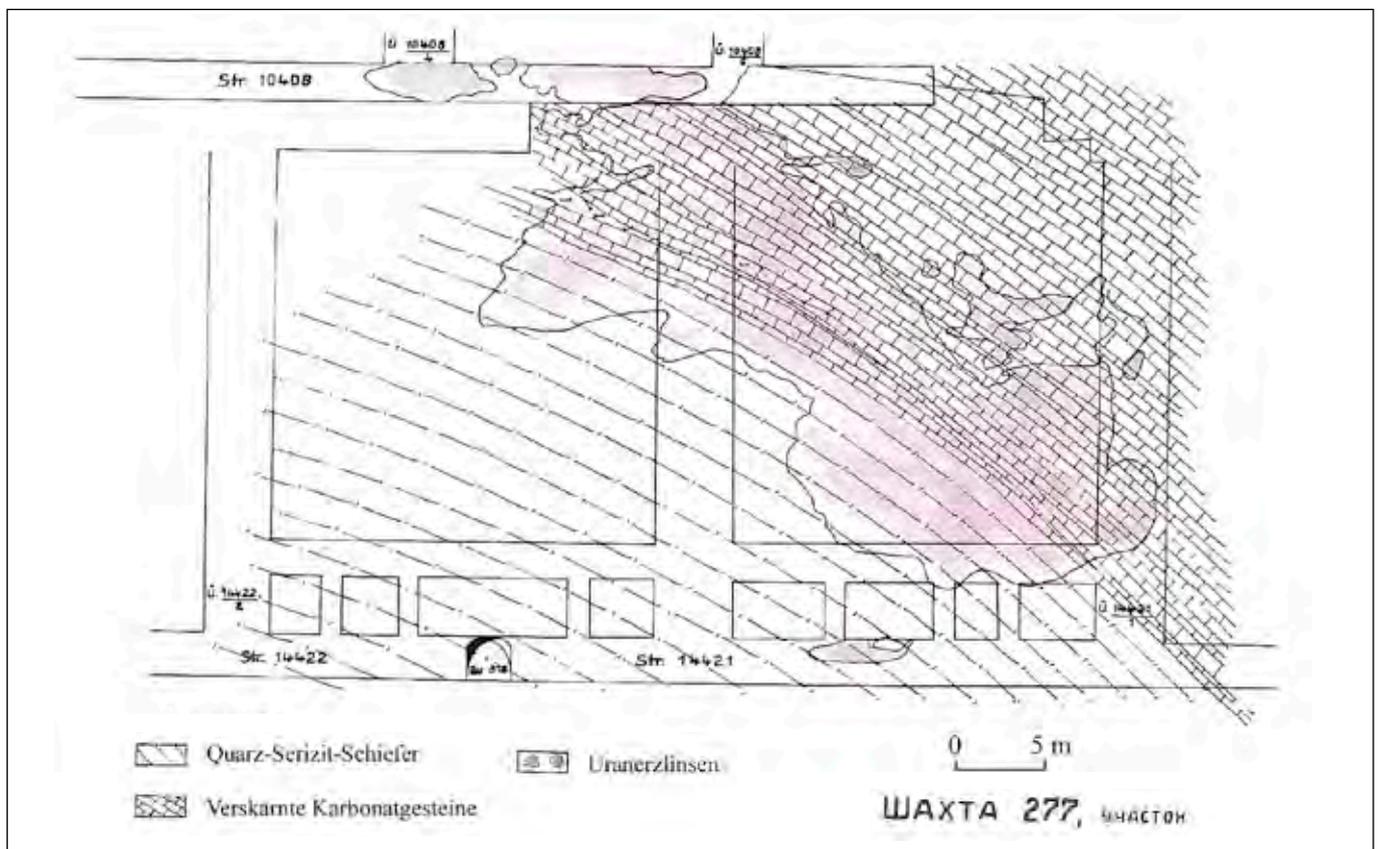


Abb. 3-40: Seigerriss-Ausschnitt von Gang Nr. 10

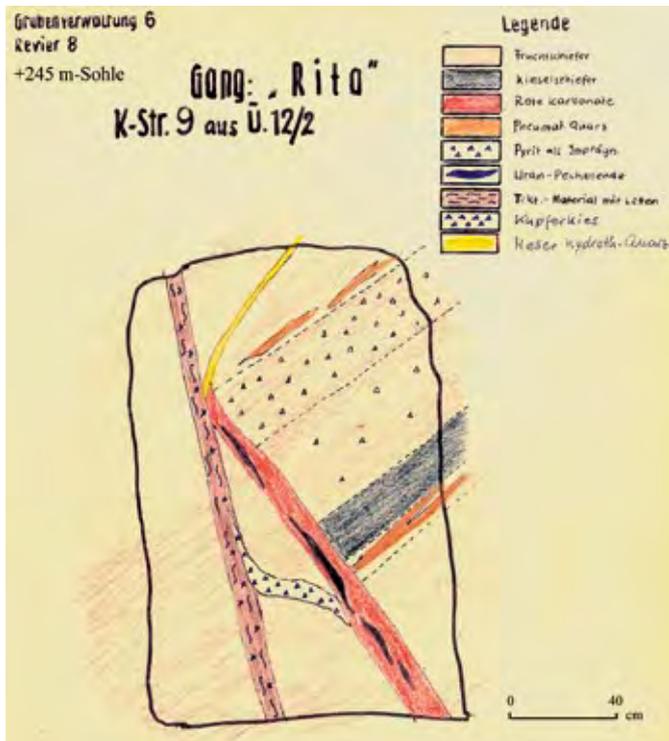


Abb. 3-41: Absetzige Uranvererzung im Gang Rita

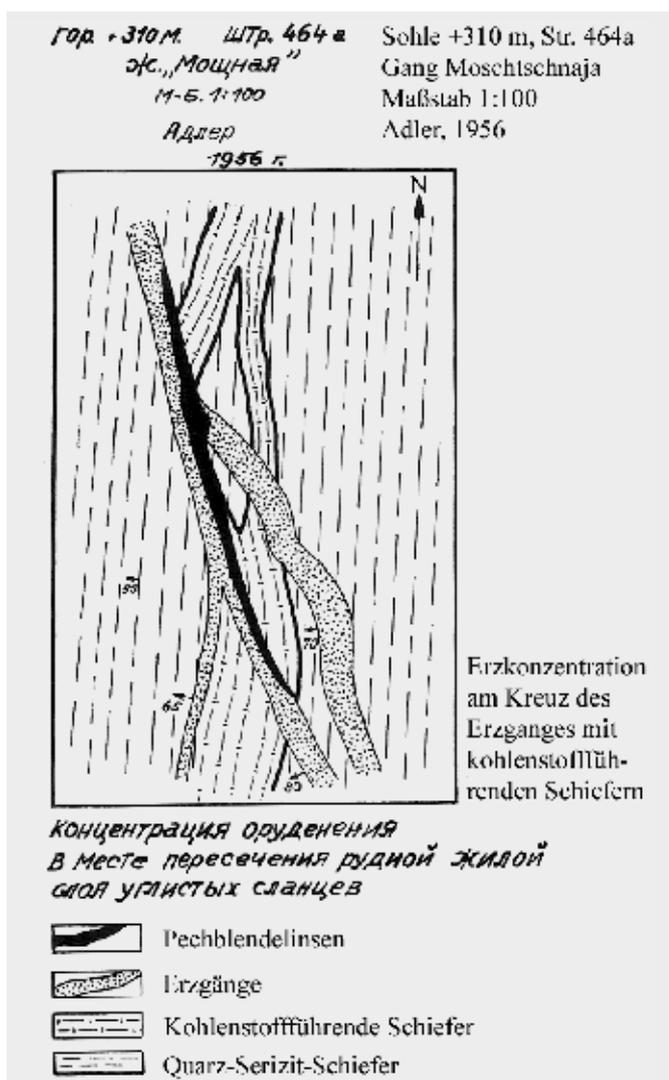


Abb. 3-42: Dokumentationen eines uranföhrnden Gangabschnittes

tigkeit der Quarz-Pechblende-Karbonat-Gänge (kku und mgu) nicht besonders groß, und die der überprägten, regenerierten Erzgänge ist allgemein größer, ebenso ihre Erstreckung (z. B. Gang Sekuschtschaja, Uglowaja und Schelesistaja), wobei die weiteren Flanken dieser Gänge meist uranerzfrei verblieben. Auf den Gangflächen selbst ist die allgemein aus Pechblende bzw. Uranschwärze bestehende Uranvererzung sehr absetzig ausgebildet. So bilden vererzte Flächen unregelmäßige, fleckenartige Gebilde, sogenannte Erzlinsen, die durch taube, unvererzte Flächen begrenzt bzw. durch diese von anderen Erzlinsen abgetrennt werden. Die einzelnen Erzlinsen weisen Flächen zwischen einigen cm² bis hunderte m² auf, meist betragen sie 5–20 m². Die Mächtigkeit der Linsen lag zwischen 1 mm und 0,3 m, selten höher. Die größte Erzlinse wurde auf dem Gang Smesch angetroffen und erstreckte sich mit wechselnder Mächtigkeit über mehrere Sohlen, insgesamt über ca. 100 m im Streichen und ca. 200 m im Fallen. Auf den Gängen Nr. 71 und Nr. 31 erreichten die größten Linsen 1.000 m² bzw. 1.200 m² Fläche. Unter günstigen lithologisch-geochemischen Bedingungen oder strukturell-tektonischen Verhältnissen (Kreuzungen mit anderen Gängen, Störungen u. a.) häuften sich die Erzlinsen in sogenannten Erzfällen auf der Gangfläche. Die Konturen dieser Erzfälle wiederum sind recht unregelmäßig und nur bedingte Grenzen infolgedessen, dass ein solcher Erzfall in der Regel ja eigentlich eine Anhäufung von zahlreichen einzelnen Erzlinsen darstellt. Aus dem Verhältnis zwischen der Fläche der Erzlinsen und der (Gesamt-)Fläche eines Erzfalls wurde für letzteren ein Erzführungskoeffizient ermittelt, der lt. BEZUGOV et al. (1958) zwischen 2,5 % und 28,4 % lag. Solche Erzfälle bzw. überhaupt eine reiche Vererzung waren oft nahe der Grenze des Zobes-Horizonts zu den »liegenden« Schiefem konzentriert, wo auch häufig noch Längsstörungen hindurchsetzen. Auf manchen Gängen waren auch mehrere Erzfälle ausgebildet (Gänge Paula, Nischnaja, Smesch, Maria, Nr. 71, Nr. 31), gebunden an die Schnittbereiche mit Metadiabasen, den Zobes-Horizont oder begleitende dunkle Schiefer, manchmal auch nur an deren Gesteinsgrenzen. Bei kleineren Gängen sind die Erzfälle in der Regel an Schnittlinien mit anderen Gängen oder die Grenzen unterschiedlicher Gesteine gebunden. Die Erzfälle in den Schnittbereichen der meist NW-streichenden Gänge mit dem »produktiven« Gesteinskomplex fallen somit entsprechend dem Einfallen der Gänge (nach SW oder NO) und des Komplexes (nach WNW) ein, wobei sie nur selten über dessen Kontur hinausgehen. Erzfälle hatten oft Flächen von 6.000 m² bis 25.000 m². Die größten Flächen nahmen sie auf den Gängen Smesch (28.600 m²) und Nr. 31 (45.000 m²) ein. Einen besonderen Typ stellt in Zobes im oberen Lagerstättenbereich eine Stockwerksvererzung dar, d. h. ein dichtes System relativ kleiner Gänge und Trümer unterschiedlicher Richtung, die im Keil unter dem spitzwinkligen Kreuzungsbereich der begrenzenden Hauptgänge der drei Gangknoten der Lagerstätte ausgebildet sind. Am deutlichsten ist ein solches Stockwerk im Nordknoten, zwischen den Gängen Nulewaja und Uglowaja ausgeprägt. Die Vererzung weist hier eine äußerst unregelmäßige, stark aufgetrümerte Form auf.

3.6 Zur Genese der Lagerstätte Zobes

Die allgemeinen Grundzüge der geologischen Position und des Baus der Lagerstätte Zobes als wichtige Voraussetzungen einer Erzkonzentration sind bereits in 2.1 und 3.1/3.3 genannt worden. Dabei war auch ihre Lage an der Tiefenstörung Zeulenroda-Zobes/Bergen-Mariánske Lázně erwähnt worden. Diese Tiefenstörung ist als regionale Parallelstruktur zur Gerajáchymov-Störungszone anzusehen. Ebenso wie letztere durch große Urankonzentrationen gekennzeichnet ist (Ronneburger Erzfeld, Lagerstätten Schlema-Alberoda, Johanngeorgenstadt, Jáchymov, Příbram u.a.), sind auch an der erstgenannten Tiefenstörung mehrere Uranlagerstätten ausgebildet (Zobes, Bergen, Schneckenstein, Gottesberg-Grummetstock, Horni Slavkov u.a.).

Auch die Vergleichbarkeit mit Schlema-Alberoda ist bereits erwähnt worden, insbesondere die ähnliche »produktive« Serie mit kohlenstoffführenden Schiefen, Metakarbonaten und Metadiabasen im Kontakthof eines variszischen Granitmassivs. Dabei sprechen in Zobes einige Faktoren für eine Verknüpfung mit den jüngeren »Stock«-Graniten (siehe 4.2).

Damit ergeben sich auch für die Herkunft der Erzsubstanz der Lagerstätte vergleichbare Varianten:

- magmatische Herkunft, d. h. die »klassische« Hypothese von uranhaltigen Fluida aus Restdifferentiaten der Granitschmelze,
- intrakrustale Herkunft, verbunden mit einer Mobilisation des Urans durch Fluida aus den unteren Teilen der Oberkruste im Bereich von tiefreichenden regionalen Störungszonen,
- lokale Herkunft im Bereich »produktiver« Nebengesteine mit ausgeprägter Spaltenbildung im Kontakthof und der Wirkung von Kompressions-/Dekompressionsprozessen in zirkulierenden Fluiden.

Zu den grundsätzlich vergleichbaren physikochemischen Bedingungen beim Absatz dieser Vererzung sei auf die Darstellung zur Lagerstätte Schlema-Alberoda in HILLER & SCHUPPAN (2008) verwiesen. Leider liegen zu den spezifischen Verhältnissen in Zobes keine neueren substantziellen (isotopen-geochemischen, thermobarometrischen u.a.) Untersuchungen vor, die präzisere Angaben zu dieser Lagerstätte ermöglichen würden.

Bei kritischer Betrachtung der Herkunft, des Transports und des Absatzes der Uranerzsubstanz tritt besonders die Diskrepanz zwischen Granitalter und der zeitlichen Einordnung der primären Uranmineralisation auffällig zu Tage. Neuere Altersdatierungen (TICHOMIROVA & LEONHARDT 2010) an erzgebirgischen Graniten mittels Zirkon-Evaporation liefern Werte um 329 Ma für die mit dem Bergener Massiv vergleichbaren Granite um Aue-Schwarzenberg und ca. 320 Ma für das Eibenstocker Massiv. Das Alter der primären Pechblende-Mineralisation von Schlema-Alberoda wurde jedoch von verschiedenen Autoren unabhängig und relativ unstrittig mit ca. 275 Ma ermittelt (vergl. HILLER & SCHUPPAN 2008), was eher gegen eine Verknüpfung mit den Intrusionsereignissen spricht.

In diesem Zusammenhang erlangen die Untersuchungen von BARSUKOV et al. (1996 und 2006) an Bedeutung, mit denen am Beispiel von Schlema-Alberoda eine Ableitung der Erzsubstanz der hydrothermalen Gänge aus Top-Bereichen der Granitmasse diskutiert wird. Der Austrag von Metallen, Arsen und Schwefel wird dabei mit einer schwachen Alteration in Verbindung gebracht. Ähnliche Beziehungen stellt FÖRSTER (2010) mit einer Mobilisierung des Urans aus dem akzessorischen Uraninit des Auer Biotitgranits bei Einwirkung oxidierender Wässer und seiner Akkumulation in der Lagerstätte Schlema-Alberoda her. Der plausiblen geochemischen Betrachtung stehen jedoch die ungeklärten Fragen zur geochemischen Spezialisierung der einzelnen Mineralisationsstadien und nach dem Mechanismus der Ausbildung der Hydrothermalsysteme entgegen. Außerdem widerspricht eine generelle Entkoppelung von magmatischen Prozessen und hydrothermalen Gangmineralisation dem allgemeinen Verteilungsmuster der Lagerstätten und den Beobachtungen an rezenten Hydrothermalfeldern.

Auch eine Herleitung der Uranerzsubstanz aus dem Eibenstocker Massiv durch Mobilisierung leicht löslicher Uraninite (FÖRSTER et al. 1998) ist kritisch zu betrachten. Die Migrationswege in Richtung der Haupt-Lagerstätten Schlema-Alberoda bzw. Zobes querren mit der Neustädter Mulde bzw. der Grabensynklinale von Rebesgrün-Dorfstadt jeweils potenzielle geochemische Fallen, in denen es trotz günstiger geologischer Strukturen zu keiner vergleichbaren Ausfällung von Uranerzen gekommen ist. Näherliegend, auch im wörtlichen Sinne, erscheint hier für Zobes-Bergen die bereits von BEZUBOV et al. (1958) vermutete Beziehung zwischen der hydrothermalen Uranvererzung und den insbesondere im südwestlichen Teil des Bergener Massivs angetroffenen jüngeren feinkörnigen »Stock«-Graniten (siehe auch 4.2).

Folglich bleibt abzuwarten, ob künftige komplexe Untersuchungen die zeitliche Lücke zwischen Granitintrusion und primärer Uranmineralisation schließen können oder zu plausiblen Modellen einer selektiven Wirkung und zeitlichen Evolution von Fluiden in den hydrothermalen Prozessen führen.

Allgemein ist davon auszugehen, dass mit der variszischen Tektonogenese die wesentlichen tektonisch-strukturellen Voraussetzungen für die Lagerstättenbildung geschaffen worden sind in Form der Faltenstrukturen und streichenden Störungen in NNO- bis NO-Richtung und Querstörungen (z. T. auch intrusiv und kontraktionsbedingt) in NW-Richtung. Das heißt, die Bildung eines Großteils der Gangspalten der Lagerstätte erfolgte vor dem Absatz der Uranvererzung, und der Ablauf des Mineralisationsprozesses insgesamt war mit mehrfacher Remobilisierung verknüpft, was zur Bildung komplizierter teleskopierter Gänge führte. Dabei ist bis hin zur Quarzmetasomatose die Tendenz einer wachsenden Gangmächtigkeit zu erkennen.

Der primäre Uranerzabsatz aus den unter anderem mit Uranylkarbonatkomplexen mineralisierten Lösungen erfolgte in der kku-Formation; später, in der mgu- und biconi-Formation sowie bei der Quarzmetasomatose und Umlagerung, kam es nur noch zu einer teilweisen Umverteilung der Erzsubstanz auf den Gängen innerhalb der Lagerstätte. Durch die Überprägung mit jüngeren Mineralisationen ist die Pechblende mit unterschied-

lichen anderen Erzmineralen und Gangarten assoziiert, ist mit ihnen aber eigentlich nur räumlich, nicht direkt genetisch verknüpft. So ergibt sich z. B. aus der Überlagerung der älteren Uranerzgänge durch das Arsenid-Stadium die oft beschriebene Fünf-Metall-Formation (Bi-Co-Ni-Ag-U). Bei der Überprägung kam es auch zur Umlagerung eines Teils der Uransubstanz, d. h. neugebildete Pechblende kann in Paragenese mit Karbonaten, aber auch mit Quarz (sowie Hämatit und Sulfiden) und selten auch mit Fluorit oder Baryt (und Sulfiden) vorkommen.

Die vor der Quarzmetasomatose in Zobes abgelaufenen älteren Mineralisationsstadien entsprechen denen in den anderen sächsischen Uran-Ganglagerstätten. Andererseits entstand mit dieser Überprägung in allen vogtländischen Uranlagerstätten westlich des Eibenstocker Granitmassivs, an der Tiefenstörung Zeulenroda-Zobes/Bergen-Mariánske Lázne, ein etwas spezieller Lagerstättentyp, mit Braunquarz- und Quarz-Arsenid-Uranerzen sowie ausgeprägter Mineralumlagerung.

Der Absatz der Pechblende, wie auch der Co-Ni-Arsenide, von Hämatit, Fluorit und anderen Mineralen erfolgte aus mineralisierten Lösungen unter physikochemischen Bedingungen, die vergleichbar mit denen in der Lagerstätte Schlema-Alberoda gewesen sein dürften. Der Absatz der Erze usw. ging bei Änderungen des umgebenden physikochemischen Milieus vor sich, wie an den Grenzen bzw. dem Wechsel geochemisch unterschiedlicher Nebengesteine, insbesondere der lithologisch »produktiven« Serie von Zobes-Horizont und Metadiabasen, oder bei Änderungen der Morphologie der Gangspalten, Verzweigungen und ähnlichem.

Die jüngsten Prozesse in der Lagerstätte wurden mit der Bildung eines Systems nichtmineralisierter Störungen eingeleitet, die in der Regel früheren Gangstrukturen folgten. Durch tektonische Blockbewegungen ausgelöst, wurden dabei Gangmaterial und Nebengestein kataklasiert, wodurch günstige Bedingungen für das Eindringen sauerstoffhaltiger Wässer in große Tiefe und damit für entsprechend tiefreichende hypergene Veränderungen geschaffen wurden.

3.7 Rohstoffcharakteristik

3.7.1 Uranerze

Abgesehen von den kurzzeitigen und letztlich erfolglosen Versuchen zur Gewinnung von Begleitkomponenten (siehe 3.7.2) lässt sich konstatieren, dass in Zobes fast ausschließlich Uranerze gewonnen wurden. Diese monometallischen Uranerze stellten also den alleinigen industriell nutzbaren Erztyp der Lagerstätte dar. Aufgrund der tiefreichenden Oxidationszone und der intensiven Umlagerung der Mineralsubstanz waren neben der primären Uranpechblende auch Uranschwärze und sekundäre Uranminerale (Uranglimmer u. a.) in beträchtlichen Mengen ausgebildet. Mit wachsender Teufe stieg der Anteil der Pechblende jedoch kontinuierlich. In den Jahren 1953 – 1954 wurden 40 – 45 % der Fördererze als Pechblendeerze, ca. 55 % als Mulmerze (Uranschwärze) und bis zu 5 % als Uranglimmererze eingestuft. Für die tieferen Sohlen wurde der Anteil der sekundären Uranminerale (»Gummit«, Uranylsilikate und -sulfate, jedoch kaum noch Uranglimmer) mit ca. 1 % angegeben, eine stärkere Verbreitung



Abb. 3-43: Pechblende mit Chalkopyrit, Calcit und Quarz; Zobes, +245 m-Sohle, Gang Parallelnaja; Handstück 8 x 10 cm

der Uranschwärze auf den oberen Sohlen und die allgemeine Dominanz von Pechblende betont (BEZGUBOV et al. 1958).

Die Pechblendeerze bildeten die hochwertigsten Erzanreicherungen mit massigen oder gebänderten Texturen. Als Begleiter der Uranpechblende traten Minerale verschiedener hydrothormaler Mineralisationsphasen auf. Unter speziellen mineralogischen Gesichtspunkten wurden die Pechblendeerze deshalb in Abhängigkeit von der vorherrschenden Gangart eingeteilt. Es wurden karbonatische, quarzige und barytische Pechblendeerze unterschieden (BEZGUBOV et al. 1958). Karbonatische Uranerze waren bis zur +67 m-Sohle mit einem Anteil von ca. 40 % anzutreffen. In diesen Erzen bildet Pechblende bis zu 10 cm mächtige Trümer innerhalb von rosa oder weißen Karbonaten (Calcit und Dolomit-Ankerit) zusammen mit Hämatit (bis 5 %) und Sulfiden (bis 10 %, überwiegend Chalkopyrit). Quarzige Uranerze waren typischerweise an die großen Gänge mit Quarzmetasomatose gebunden und dominierten mengenmäßig. Sie führten ebenfalls bis 10 cm mächtige Pechblendetrümer mit Chalkopyrit, Pyrit und Galenit im Braunquarz. Barytische Uranerze waren eher selten und nur mit 2 – 3 % am Gesamt-erzaufkommen beteiligt.

Mulmerze bildeten sich im Ergebnis einer teilweisen Oxidation und Umlagerung von Pechblendeerzen. Die übrigen Minerale der primären Vererzung waren in unterschiedlichem Maße von Umlagerungen betroffen, wobei die ursprünglichen Erztexturen zumeist erhalten blieben. Die Uranschwärze zeigte oft die konzentrische Form der von ihr verdrängten Pechblende-Aggregate oder enthielt im Kern unveränderte Pechblendereликte. In ihrer wirtschaftlichen Bedeutung traten die Mulmerze gegenüber den Pechblendeerzen etwas zurück.

Uranglimmererze entstanden durch vollständige Oxidation der Erzsatzanz unter oberflächennahen Bedingungen. Diese als erdig-porige, teilweise pulvrige Massen ausgebildeten Erze bestanden hauptsächlich aus sekundären Uranmineralen wie Autunit, Torbernit, Uranocircit, Saleeit, »Gummit«, Clarkeit, Curit, Becquerelit, Zippeit und Uranylsilikaten sowie Quarz, Limonit und verwitterten Nebengesteinen, in denen Karbonate

und Sulfide nahezu vollständig fehlen. Sie lieferten die qualitativ geringwertigsten Fördererze.

Die ausgebrachten Erze wiesen beträchtliche Anteile an Nebengesteins-Bruchstücken auf, die in den Armerzen die Hauptkomponente darstellten. Unter den Gangarten dominierte in dem als Gemisch aus verschiedenen Abbauorten ausgebrachten Material Quarz verschiedener Generationen. Karbonate traten dagegen deutlich zurück. Fluorit und Baryt traten eher

sporadisch auf. Bei den Erzmineralen waren nahezu gleiche Anteile an Pechblende bzw. Uranschwärze, oxydischen Eisenerzen und Sulfiden zu verzeichnen.

Tabelle 3-3 zeigt die typische mineralogische Zusammensetzung der Erze anhand von Haufwerksproben aus dem Jahr 1954. Bemerkenswert ist das Fehlen von Co-Ni-Arseniden in den untersuchten Erzproben, das auch durch die nachfolgend angeführten chemischen Analysen bestätigt wird. Damit relativ-

Tab. 3-3: Mineralogische Zusammensetzung von Erzproben der Lagerstätte Zobes in Gew.-% (PURIK et al. 1955)

Komponente	Erzprobe, Sorte I	Haufwerksprobe aus den Gängen Smesch, Dekabrskaja, Toschtschaja und Uglowaja
Nebengestein (Amphibol- und Fruchtschiefer)	36,39	-
Quarz	34,09	53,40
Karbonate	5,67	8,93
Hämatit und Limonit	8,88	13,91
Fluorit	0,40	0,65
Sulfide (Pyrit, Chalkopyrit, Galenit, Arsenopyrit)	6,26	9,80
Pechblende	8,04	12,60
sekundäre Uranminerale	0,45	0,71
Magnetit und Eisenteile	0,03	-
Summe	100,21	100,00

Tab. 3-4: Vergleich der chemischen Zusammensetzung von Uranerzproben aus Zobes und Niederschlema-Alberoda

Komponente in %	Zobes		Niederschlema-Alberoda	
	Warenerz, Sorte I	Fabrikerz, Sorte I	Warenerz, Sorte I	Warenerz, Sorte II
SiO ₂	54,470	62,600	34,34	44,580
TiO ₂	1,260	0,580	1,20	1,170
Al ₂ O ₃	8,760	15,540	8,78	11,260
Fe ₂ O ₃	7,690	4,950	7,44	8,730
FeO	1,720	2,010	1,15	1,140
MnO	0,260	0,025	0,53	0,490
MgO	1,540	1,370	5,35	3,470
CaO	4,690	0,980	9,82	8,410
(K, Na) ₂ O	4,800	6,400	3,88	3,890
NiO	Spuren	0,034	0,13	0,200
CoO	0,013	0,001	Spuren	0,040
BaO	Spuren	Spuren	0,94	0,190
CuO	0,760	0,001	0,06	0,009
U ₃ O ₈	5,530	0,640	11,29	1,870
PbO	0,260	0,134	0,48	0,360
Bi ₂ O ₃	Spuren	0	0	0
As ₂ O ₃	0	0,090	1,48	0,990
Cr ₂ O ₃	0,200	0	0	0
P ₂ O ₅	0,460	0,460	0,31	0,590
V ₂ O ₅	0	0	0,16	0,100
H ₂ O	1,050	0,920	0,77	0
SO ₃	2,610	0,350	2,20	2,030
Glühverlust	4,140	3,160	10,11	9,950
Summe	100,203	100,240	100,42	99,470

ren sich manche Aussagen zur Verbreitung von Co-Ni-Erzen (WEBER 1992), die offensichtlich faktisch keinerlei wirtschaftliche Bedeutung besaßen.

Die vollständige chemische Charakteristik der Uranerze aus Zobes lässt sich nur exemplarisch am Beispiel einzelner Analysen aus dem Jahr 1954 darstellen. Systematische Untersuchungen fehlen, da letztlich nur der Urangehalt von Interesse war und permanent durch radiometrische und chemische Analysen überwacht wurde. Tabelle 3-4 dokumentiert die chemische Zusammensetzung von zwei Zobeser Uranerzproben (PURIK et al. 1955) im Vergleich mit entsprechenden Erzen aus dem Lagerstättenbereich Niederschlema-Alberoda.

Bei der Gegenüberstellung der Analysenwerte fällt der durch die hohen Quarzgehalte bedingte SiO_2 -Anteil in den Zobeser Erzen ebenso ins Auge wie die deutlich höheren MgO- und CaO-Gehalte in den Erzen aus Niederschlema-Alberoda, die zusammen mit den erheblich größeren Glühverlusten von der Dominanz der Karbonatminerale (Calcit, Dolomit-Ankerit) unter den dort verbreiteten Gangarten herrühren.

Allgemein wurden die Erze der Lagerstätte Zobes als radiometrisch kontrastreich und damit gut aufbereitbar eingestuft. Die Feuchtigkeit in den handsortierten Stufenerzen lag bei 2,5–5,5 %. Für die als Schüttgut geförderten Fabrikerze werden Werte von 5–10 % angegeben (RUMÄNCEVA 1952).

3.7.2 Begleitkomponenten

Gangvererzung

Systematische Untersuchungen zum Auftreten von Begleitkomponenten in den Uranerzgängen von Zobes wurden vom November 1957 bis zum Juni 1958 durchgeführt. Eine zusammenfassende Darstellung der Ergebnisse erfolgte durch BEZGUBOV et al. (1958).

Besonderes Augenmerk wurde dabei den Kobalt-Nickel-Erzen in den uranführenden Gängen zuteil. Vor allem im Nord- und Zentralfeld führten mehrere große Gänge im Bereich des Zobes-Horizontes und in seinem Hangenden (bis in eine Entfernung von 100–150 m) Co-Ni-Arsenide in nennenswerter Menge. Darunter waren namhafte Strukturen wie Gang Smesch, Parallelnaja, Toschtschaja, Sekuschschaja, Pozdnaja, Nojabrskaja, Alex, Dimitri, Nischnaja, Nulewaja, Uglowaja und Martowskaja, alle im Zentral- und Nordteil der Lagerstätte gelegen. Im Übergangsbereich zum Südfeld waren die Gänge Maria und Thomas in ähnlicher Weise vererzt. Die Mineralisation bestand vorrangig aus Skutterudit und Nickelin in karbonatischer Gangart mit geringen Anteilen von rhombischen Diarseniden, ged. Wismut, Bismuthinit und weiteren Sulfiden. Die Erzminerale bildeten derb eingesprengte Massen oder feinkörnige Imprägnationen in der Gangmasse. Mit Gehalten bis zu 10 % dominierte die Nickelkomponente in den Erzen gegenüber den Kobaltgehalten; die Wismutgehalte lagen meist deutlich unter 1 %. Häufig überlagerten sich die Konturen der Kobalt-Nickel-Vererzung mit Uranerzfällen, so dass in der Regel Komplexerze ausgebildet waren, die eine selektive Gewinnung unmöglich machten. Diese uranführenden Komplexerze

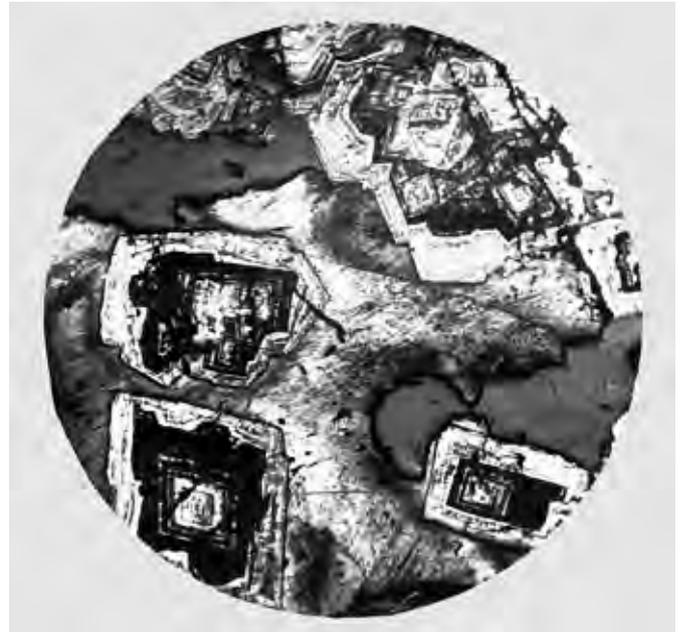


Abb. 3-44: Zonar gebauter Skutterudit im Fluorit (geätzt mit FeCl_3); Zobes, -53 m-Sohle, Strecke 26006, Gang Maria; Bildbreite 1,5 mm

gelangten zusammen mit den »normalen« Uranerzen in die Aufbereitungsbetriebe des SDAG Wismut, ohne dass sie auf die Begleitrohstoffe hin verarbeitet wurden. Eine nennenswerte Produktion von Co-Ni-Erzen kam deshalb nicht zustande.

Abschnittsweise wurde in einigen der Hauptgänge wie Smesch, Sekuschschaja, Nischnaja, Pozdnaja und Nulewaja im Nord- und Zentralteil auch Buntmetallvererzungen angetroffen. In quarzreicher Gangmasse fanden sich eingesprengte Massen von Chalkopyrit, Bornit, Chalkosin und Galenit sowie weitere Sulfidminerale. Es dominierten Kupfererze mit Cu-Gehalten zwischen 2 % und 8 % (im Mittel 3,78 % bei 9 Proben) und Bleigehalten unter 2,5 %. In einem Fall wurden Bleierze mit ca. 5 % Pb angetroffen.

Im oberflächennahen Bereich traten bis zur +157 m-Sohle in den Gängen Alex, Thomas und Smesch gelegentlich Silberminerale (Proustite und ged. Silber) in calcit- oder fluoritreicher Gangmasse auf. Aufgrund ihrer beschränkten Verbreitung und ihres sporadischen Auftretens waren diese Bildungen nur von mineralogischem Interesse.

Erste Mengen von Begleitkomponenten fielen 1958 als Nebengewinnung aus Auffahrungen zur Vorrichtung von Uranerzen an. Am 10.12.1958 wurde eine spezielle Brigade zur Gewinnung von Begleitkomponenten gebildet, die bis zum 15.05.1960 tätig war. Die Förderung konzentrierte sich dabei auf Kupfererze, da die Kobalt-Nickel-Erze nur selten selektiv zu gewinnen waren.

1959 beliefen sich die Gewinnungsumfänge auf 139,39 t Kupfererze und 4,67 t Co-Ni-Erze und erreichten damit ihr Maximum. Im ersten Halbjahr 1960 wurden noch 53,457 t Kupfererze in der Nordflanke (Sohle -203 m) gewonnen und weitere 5,076 t in anderen Lagerstattenteilen. Danach erfolgte die Einstellung dieser Arbeiten.

Die jährlichen Umfänge der Förderung von Begleitkomponenten sind in Tab. 3-5 zusammengestellt.

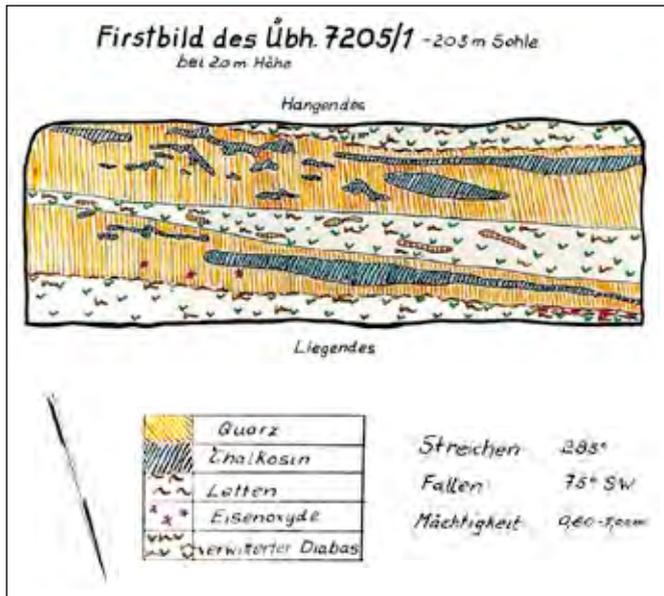


Abb. 3-45: Dokumentation von Kupfererzen in einem Überhauen

Tab. 3-5: Förderumfänge an Begleitrohstoffen nach Jahren

Jahr	Kupfererze in t	Kobalt-Nickel-Erze in t	Bleierze in t
1958	3,750	1,962	3,07
1959	139,390	4,671	
1960	58,533		
1958 – 1960	201,673	5,633	3,07

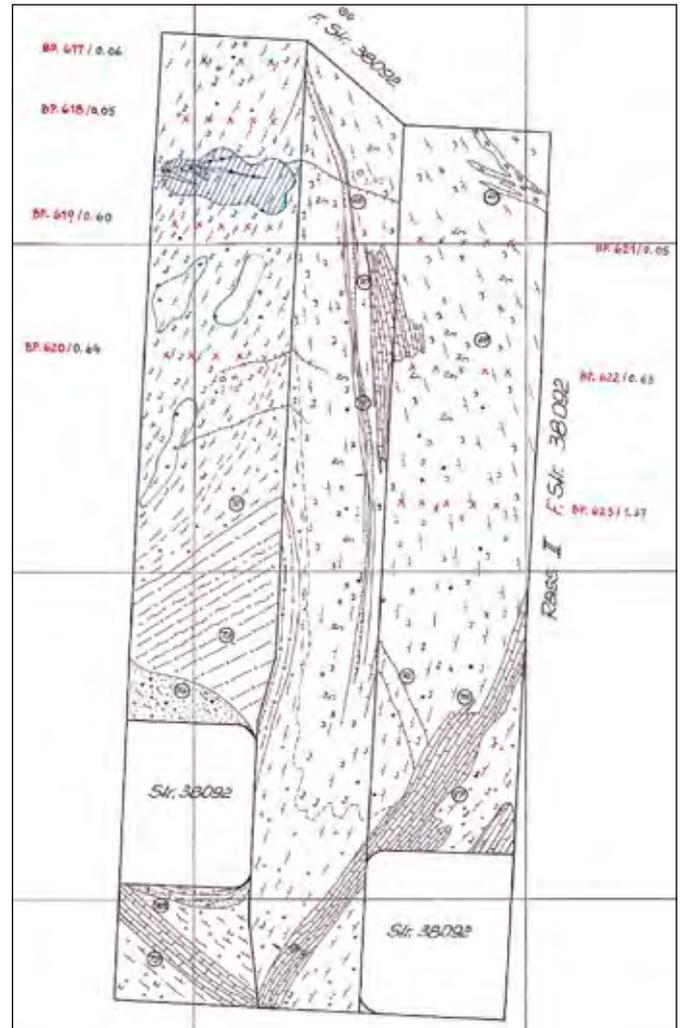


Abb. 3-46: Dokumentation der Scheelitführung im Ort II aus Feldstrecke 38092; Zobes, -113 m-Sohle

Problematisch erwiesen sich einerseits die hohen Selbstkosten der Produktion und andererseits die Qualitätsanforderungen der belieferten Hüttenbetriebe, die eine nachträgliche Handkläubung der Erze erforderten. Im Ergebnis der Abbauersuche kam man zu der Einschätzung, dass die Erze der Begleitkomponenten keine bauwürdigen Konzentrationen aufweisen und nicht kostendeckend zu gewinnen sind.

Scheelitvererzung in Skarnen

Anlässlich eines Besuches in der Grubenverwaltung Zobes wies der sowjetische Geologe A. A. Kurdjukow im Januar 1962 auf die mögliche Scheelitführung der Skarne des Zobes-Horizontes hin. Unverzüglich wurden seitens des geologischen Dienstes entsprechende Untersuchungen aufgenommen, mit denen eine Scheelitmineralisation tatsächlich nachgewiesen wurde. Mehrere Mitarbeiter wurden für Probenahmen, Bemusterungen mittels UV-Lampen und Dokumentationsarbeiten in den befahrbaren Grubenbauen und an bestehenden Halden abgestellt. Von 24 Sohlen mit Aufschlüssen des Skarnhorizontes waren 1962 noch 10 Sohlen zugänglich. Außerdem wurden auf 6 Sohlen insgesamt 25 Bohrungen mit einer Gesamtlänge von 961,75 m eingebracht.

Im Ergebnis dieser Untersuchungen wurde eine unerwartet weite Verbreitung der Scheelitmineralisation im Südteil der Lagerstätte bis hin zu den abbeschriebenen oberen Sohlen nachgewiesen. Erste euphorische Einschätzungen gipfelten alsbald in dem Slogan der Bergleute: »Scheelit – macht Zobes wieder fit!«

Die intensivsten Anreicherungen von Scheelit fanden sich schichtgebunden in Pyroxen-Granat- und Granat-Vesuvian-Skarnen als Imprägnationen körniger Aggregate in Vergesellschaftung mit jüngeren Sulfiden (Sphalerit, Chalkopyrit, Bornit, Bismuthinit, Emplektit u. a.) und ged. Wismut. Vereinzelt wurde auch Wolframit beobachtet. Den daneben festgestellten geringmächtigen Scheelit-Quarz-Trümmern in Metadiabasen wurde keine wirtschaftliche Bedeutung zugemessen. Innerhalb des Skarnhorizontes erwies sich die Scheelitverteilung als äußerst absetzig. Die Erzkörper, d.h. Bereiche mit WO_3 -Gehalten über 0,1 %, zeigten streichende Erstreckungen von maximal 5 m bei Mächtigkeiten um 2 m. Eine Ausnahme bildete der Skarnbereich in der Nähe des Ganges Sonja, der auf der -203 m-Sohle auf 80 m streichende Länge bei 2 m Mächtigkeit zusammenhängend vererzt war. Auch auf der -143 m-Sohle ließ sich in diesem Abschnitt eine

ca. 6 m mächtige Vererzungszone auf 18 m Länge verfolgen. In einer Berechnung nach der Methode der horizontalen Schnitte wurden hier ca. 250 t WO_3 als Vorrat in einem eng umgrenzten Gebiet, das als Block 1 bezeichnet wurde, ermittelt.

Vor dem Hintergrund der auslaufenden Urangewinnung strebte die SDAG Wismut eine Übergabe der Grube Zobes an die staatlichen Organe der DDR an. In diesem Zusammenhang sollten die bis dahin festgestellten Scheelitvorkommen durch weitere Erkundungsarbeiten in C_2 -Vorräte überführt werden, um die wirtschaftliche Nutzbarkeit der Wolframerze im Vorfeld zu klären. Deshalb nahm am 01.06.1963 die Arbeitsgruppe »Scheelit Zobes« des VEB Geologische Erkundung Süd (Freiberg) im Auftrag der Staatlichen Plankommission der DDR Arbeiten zur geologisch-lagerstättenkundlichen Einschätzung der angetroffenen Vererzung auf. Neben der Sichtung und Auswertung der vorhandenen Unterlagen sollten neue Ergebnisse zur Umgrenzung von Vorratsblöcken erzielt und ein Projekt für den Nachweis von mindestens 5.000 t WO_3 -Vorrat bei einem Durchschnittsgehalt von 0,3 % im Erz erarbeitet werden.

Zunächst wurden die seitens der SDAG Wismut erarbeiteten Dokumentationen überprüft und neu bewertet. Dabei stellte man kritisch fest, dass die Bemusterungen der SDAG Wismut mit unterschiedlichen Beprobungsverfahren erfolgt und teilweise äußerst unregelmäßig über die höffigen Flächen verteilt waren. Bezüglich der Vorratsbewertung von Block 1 wurde bemängelt, dass nur eine begrenzte Anzahl von Proben Eingang in die Berechnungen der mittleren Gehalte gefunden hatte und die Vorratsfläche entsprechend einem Schwellengehalt von 0,1 % WO_3 konturiert worden war. Eine Neuberechnung des Blockes mit einer Vorratskontur, die den gesamten scheelitführenden Skarnhorizont umfasste, und unter Einbeziehung sämtlicher Proben ergab einen geologischen WO_3 -Vorrat von 360 t. Verständlicherweise sank der WO_3 -Gehalt im Block dadurch auf 0,14 % ab.

Die praktischen Arbeiten der Arbeitsgruppe »Scheelit Zobes« konzentrierten sich auf die Dokumentation rekonstruierter bzw. neu geschaffener Aufschlüsse (Grubenbaue und Untertage-Bohrungen), während die SDAG Wismut die Berg- und Bohrarbeiten erbrachte. Eine Zusammenstellung der physischen Umfänge zeigt die Tabelle 3-7.

Ungünstig wirkten sich die fortgeschrittenen Demontearbeiten in der Grube aus, die die Befahrbarkeit einiger Sohlen einschränkte, so dass man nur noch im Sohlenbereich von -83 m bis -383 m tätig werden konnte. In der Mehrzahl wurden auf allen befahrbaren Sohlen bekannte Scheelitvorkommen hinsichtlich ihrer streichenden Erstreckung durch Bohrungen untersucht. Dabei wurden Bohrlochabstände von 40–80 m realisiert.

Auf der -383 m-Sohle wurde ein neuer Skarnaufschluss im Bereich von Gang Nischnaja intensiv untersucht. Hier trat Scheelitvererzung mit 16 m streichender Erstreckung und 0,5–6 m Mächtigkeit auf (»Untersuchungsfläche -383 m-Sohle«). Da eine Fortsetzung der Erzzone auf der -338 m-Sohle nicht nachzuweisen war, konnte hier keine Vorratsberechnung erfolgen. Bereits im Juli 1963 zeigte sich, dass die Scheelitvererzung deutlich geringere Dimensionen aufwies als ursprünglich an-

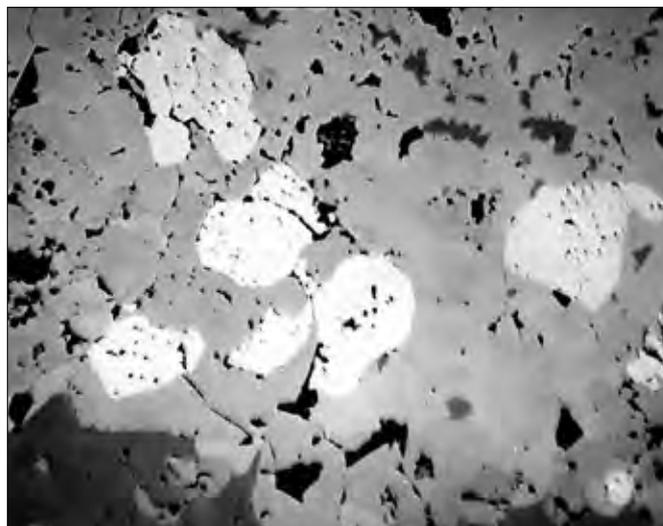


Abb. 3-47: Scheelitkörner im Skarn; Zobes, -203 m-Sohle, Strecke 5884; Bildbreite 4 mm

Tab. 3-6: Vergleich der Vorratsberechnungen von SDAG Wismut und VEB GE Süd

	SDAG Wismut	VEB GE Süd (Freiberg)
Schwellengehalt in % WO_3	0,10	nicht festgelegt
Anzahl der Proben	63,00	361,00
Vererzte Fläche (auf drei Sohlen) in m^2	521,00	2.056,00
Mittlerer Gehalt in % WO_3	0,46	0,14
Erzvorräte in t	52.830,00	257.590,00
Metallinhalt in t WO_3	243,00	360,00

Tab. 3-7: Umfänge der Arbeiten zur Scheeliterkundung vom Juni bis Oktober 1963

Sohle	Rekonstruktion in m	Neuauffahrungen in m	Bohrungen in m
-83 m	656,5	-	128,0
-143 m	405,5	-	89,6
-203 m	605,5	102,4	233,8
-248 m	231,5	-	300,5
-293 m	157,0	-	-
-338 m	227,0	-	203,6
-383 m	348,5	-	246,0
Summe	2631,5	102,4	1201,5

genommen (und erhofft). Ab 01.08.1963 wurden zunächst die bergmännischen Arbeiten abgebrochen und nur noch Bohrungen von den bereits vorbereiteten Betriebspunkten aus gestoßen. Der am 16.10.1963 vorgelegte Abschlussbericht (RENTZSCH et al. 1963) fasst die Arbeitsergebnisse wie folgt zusammen:

- Die im Grubenfeld Zobes angetroffene Scheelitmineralisation ist aufgrund ihrer geringen WO_3 -Gehalte nur als Vorkommen einzustufen.
- Die Vererzung ist extrem absetzig ausgebildet und zusammenhängende Erzkörper sind nicht nachweisbar.

Unter diesen Umständen wurden die Untersuchungsarbeiten mit negativer Bewertung abgebrochen.

Zusammenfassend ist zu konstatieren, dass die späte Entdeckung der Scheelitmineralisation die Bemühungen um ihre wirtschaftliche Nutzbarmachung von vornherein erschwerte. Der begrenzte Umfang der Arbeiten war nicht geeignet, eine umfassende Einschätzung der Vorratsperspektive zu liefern. Vielmehr konnten nur wenige lokale Scheelitanreicherungen bemustert und teilweise bewertet werden. Unzureichende erkundungsmethodische Erfahrungen, die sich in fehlenden Vorgaben zur Netzdichte, zur Beprobungsmethodik und zu verbindlichen Konditionen manifestierten, subjektive Bewertungen und offensichtliche Unstimmigkeiten zwischen den beteiligten Institutionen behinderten das gesamte Vorhaben. Andererseits zeigten die Arbeiten der 1970er und 1980er Jahre in der Lagerstätte Pöhla-Globenstein, dass die Scheelitvererzung in Skarnen einen Lagerstättentyp mit großem Vorratspotenzial und beherrschbaren erkundungsmethodischen Herausforderungen bildet (HÖSEL et al. 2003).

3.8 Bergmännische Arbeiten

3.8.1 Aufsuchung und Ersterkundung der Lagerstätte

Die Sucharbeiten auf Uranlagerstätten im sächsischen Vogtland wurden ab 1948 unter Nutzung der ersten Erfahrungen aus der Uransuche im Erzgebirge intensiviert. Zu diesem Zeitpunkt waren die Arbeiten einzig auf den hydrothermalen Lagerstättentyp ausgerichtet. Räumlich konzentrierte man sich vorrangig auf die Kontaktzonen der variszischen Granitmassive. Anders als im erzgebirgischen Raum waren jedoch im Bereich des Bergener Massivs keine nennenswerten Grubenbaue des Altbergbaus vorhanden, in denen man hätte Revisionsarbeiten ansetzen können. So kam bei der Uransuche flächendeckend die Emanationsmethode, d. h. die Beprobung der oberflächennahen Bodenluft mit Bestimmung ihres Ionisationspotenzials (als Maß für den Radongehalt) zum Einsatz. Am Westrand des Bergener Granites wurde man dabei sowohl im Granitmassiv westlich der Ortslage Bergen als auch im Schieferareal zwischen Mechelgrün und Zobes fündig. Die aufgefundenen Anomalien wurden umgehend mittels Schurfgräben aufgeschlossen, in denen eine Reihe von klar ausgebildeten Gangstrukturen festgestellt werden konnte. Die Aufschlüsse wurden geologisch dokumentiert, radiometrisch bemustert und auf ihre potenzielle Uranführung hin bewertet. Auf den uranhöflichen Strukturen wurden ab Juli 1949 als (Tief-) Schürfe bezeichnete Erkundungsschächte abgeteuft, die im Raum Zobes durchweg seiger niedergebracht wurden (siehe Tabellen-Anhang 1). Üblicherweise erfolgte in 30 m Teufe der Anschlag einer Erkundungs-

sohle, in Einzelfällen auch eine Weiterteufe bis zu 60 m Tiefe mit Anschlag einer zweiten Sohle (z. B. Schurf 22). Nur die Schürfe 19 und 59 an der äußersten NNO- bzw. SSW-Flanke der Lagerstätte waren mehr als 100 m tief, da sie zur Klärung strukturgeologischer Fragestellungen beitragen sollten.

Mit den horizontalen Auffahrungen aus den Schürfen wurde die Erkundung der Gangstrukturen fortgesetzt. Alle Grubenbaue wurden bemustert und dokumentiert, um die Entwicklung der einzelnen Gänge mit zunehmender Teufe beurteilen zu können. In Einzelfällen, wie im Schurf 23, wurden in 30 m Teufe bereits Gänge mit bauwürdigen Urangelhalten angetroffen. Schnell bestätigte sich auch die günstige Entwicklung des gesamten Gangnetzes, so dass schon im November 1949 die Teufarbeiten am Schacht 277 aufgenommen wurden. Somit begann der Aufschluss der neu entdeckten Lagerstätte zu einem Zeitpunkt, als die Ersterkundung noch im vollen Gange war.

Mit den Schürfen im Ausbissbereich der Lagerstätte Zobes wurden insgesamt 209 Gangstrukturen untersucht, von denen sich 10 Gänge als uranführend erwiesen. Im Zeitraum von 1949 bis 1951 wurden für diese Erkundungsarbeiten 19.836,7 m Grubenbaue aufgeföhren, darunter 837,3 m Schachtröhren (Schürfe mit Querschnitten von 5,7–6,0 m²), 6.085,6 m Querschläge und 7.759,6 m Strecken, 2.165,6 m Untersuchungsorte und 1.451,3 m Überhauen (PURIK et al. 1955). Der Umfang der ausgehobenen Schurfgräben im Raum Zobes belief sich auf 9.210 m³ (RUMÄNCEVA 1952).

3.8.2 Aufschluss, Ausrichtung, Vorrichtung und Abbau

Der vertikale Aufschluss des Grubengebäudes erfolgte in mehreren Etappen ausschließlich über Schächte. Dazu wurden in der Lagerstätte insgesamt 6 Tagesschächte angelegt, die in der für die SAG/SDAG Wismut typischen Weise nur mit Nummern bezeichnet waren. Von NNO beginnend waren das die Schächte 364, 294, 354, 277, 320 und 362. Der horizontale Aufschluss wurde dann über gleisgebundene Sohlen realisiert, die einen Abstand von 60 m aufwiesen. Entsprechend der Lage der Schachtansatzpunkte in 436–480 m Höhe und der verfügbaren Fördertechnik konnte zunächst nur der Teufenbereich bis zur +97 m-Sohle erschlossen werden. Die Sohlen +400 m, +340 m, +277 m, +217 m, +157 m und +97 m waren als Hauptförder-sohlen entwickelt. Die Teufarbeiten in den Schächten erfolgen dabei nicht durchgehend. Infolge zwischenzeitlicher Unterbrechungen zugunsten von Ausrichtungsarbeiten auf den oberen Sohlen konnten die ersten Schächte (354, 320 und 294) die +97 m-Sohle erst Mitte 1953 erreichen (DEMMLER in HAGEN & SCHEID 1999). Die Teufarbeiten an den Schächten 364 (bis zur +217 m-Sohle) und 362 begannen erst 1953–1954 im Zuge der Erkundung der Nord- bzw. Südflanke der Lagerstätte.

Aus technologischen Gründen wurden zwischen den Hauptförder-sohlen jeweils im Abstand von 30 m zusätzliche Zwischen-sohlen angelegt. Deren Aufschluss erfolgte durch kurze Blind-schächte, die im betrieblichen Sprachgebrauch als Gesenke bezeichnet wurden. Ihre Teufe betrug üblicherweise 30 m zzgl. Schachtsumpf. Die zu fördernden Massen gelangten über die



Abb. 3-48: Teilansicht der Anlagen von Schacht 277 um 1955 (©Archive Wismut)

Gesenke von den Zwischensohlen auf die Hauptfördersohlen und dann über Tagesschächte nach über Tage. Die Zwischensohlen befanden sich in den Niveaus von +310 m, +247 m, +187 m und +127 m.

In der zweiten Jahreshälfte 1954 begannen die Vorbereitungsarbeiten zum weiteren (Teufen-) Aufschluss der Lagerstätte. Dazu wurde zunächst der Schacht 277 zur +97 m-Sohle vertieft, auf ein Profil von 20,6 m² nachgerissen und mit modernen Koepe-Förderanlagen ausgerüstet. Gleichzeitig wurden ein neues Stahl-Fördergerüst gestellt, die Förderbrücke komplett erneuert und zwei Skip-Anlagen eingebaut, um den Schacht als zentralen Förderschacht auszustatten (DEMMLER in HAGEN & SCHEID 1999). Der Teufenbereich bis zur -203 m-Sohle wurde von der +97 m-Sohle aus mit den Blindschächten 294/I, 320/I und 362/I (gelegentlich auch als 294^b, 320^b und 362^b bezeichnet) aufgeschlossen. Blindschacht 320 reicht sogar bis zur -248 m-Sohle, hat jedoch keinen Anschluss an die Sohle -203 m. Auch in diesem Teufenabschnitt beträgt der Sohlenabstand 60 m, und die Zwischensohlen sind durch Gesenke aufgeschlossen. Als Hauptsohlen waren die Niveaus von +37 m, -23 m, -83 m, -143 m und -203 m entwickelt, die Zwischensohlen waren bei +67 m, +7 m, -53 m, -113 m und -173 m angeschlagen. Die tiefsten Sohlen der Lagerstätte Zobes wurden ab 1959 von der -203 m-Sohle aus über die Blindschächte 294/2 und 320/2

erschlossen. Die Sohlen sind hier im Abstand von 45 m ohne Zwischensohlen angeschlagen: -248 m, -293 m, -338 m und -383 m. Aufgrund der Lage der Granitoberfläche sind bis zur -293 m-Sohle mit dem Nord- und Südgebiet faktisch zwei getrennte Teilgrubenfelder ausgebildet. Die beiden tiefsten Sohlen sind nur im Nordgebiet am Blindschacht 294/2 entwickelt, wo über die Gesenke 610/I und 810/I ein zweiter Zugang bestand. Für die Ausrichtung der Lagerstätte auf den einzelnen Sohlen wurde jeweils ein Netz von Querschlägen und Richtstrecken (in der SAG/SDAG Wismut meist als Feldstrecken bezeichnet) geschaffen. Auf den oberen Sohlen fand in der Anfangszeit der Bergarbeiten noch die schachbrettartige Anordnung von N-S gerichteten Feldstrecken und O-W verlaufenden Querschlägen mit Abständen von 150 – 250 m Anwendung. Da Feldstrecken und Querschläge auch als Erkundungsgrubenbaue große Bedeutung besaßen, wurden sie beginnend mit der +277 m-Sohle nach einem optimierten System aufgefahren. Die Mehrzahl der Ausrichtungsgrubenbaue wurde mit NNO-SSW-Streichen im Hangenden oder Liegenden des Zobes-Horizontes (und damit zwangsläufig querschlägig zu den Gangstrukturen) angelegt und wenig konsequent als Feldstrecke oder Querschlag bezeichnet. Beginnend mit der +7 m-Sohle beschränkte sich die Ausrichtung auf den tiefsten Sohlen nur noch auf einen kapitalen Querschlag im Hangenden des Zobes-Horizontes. Technisch

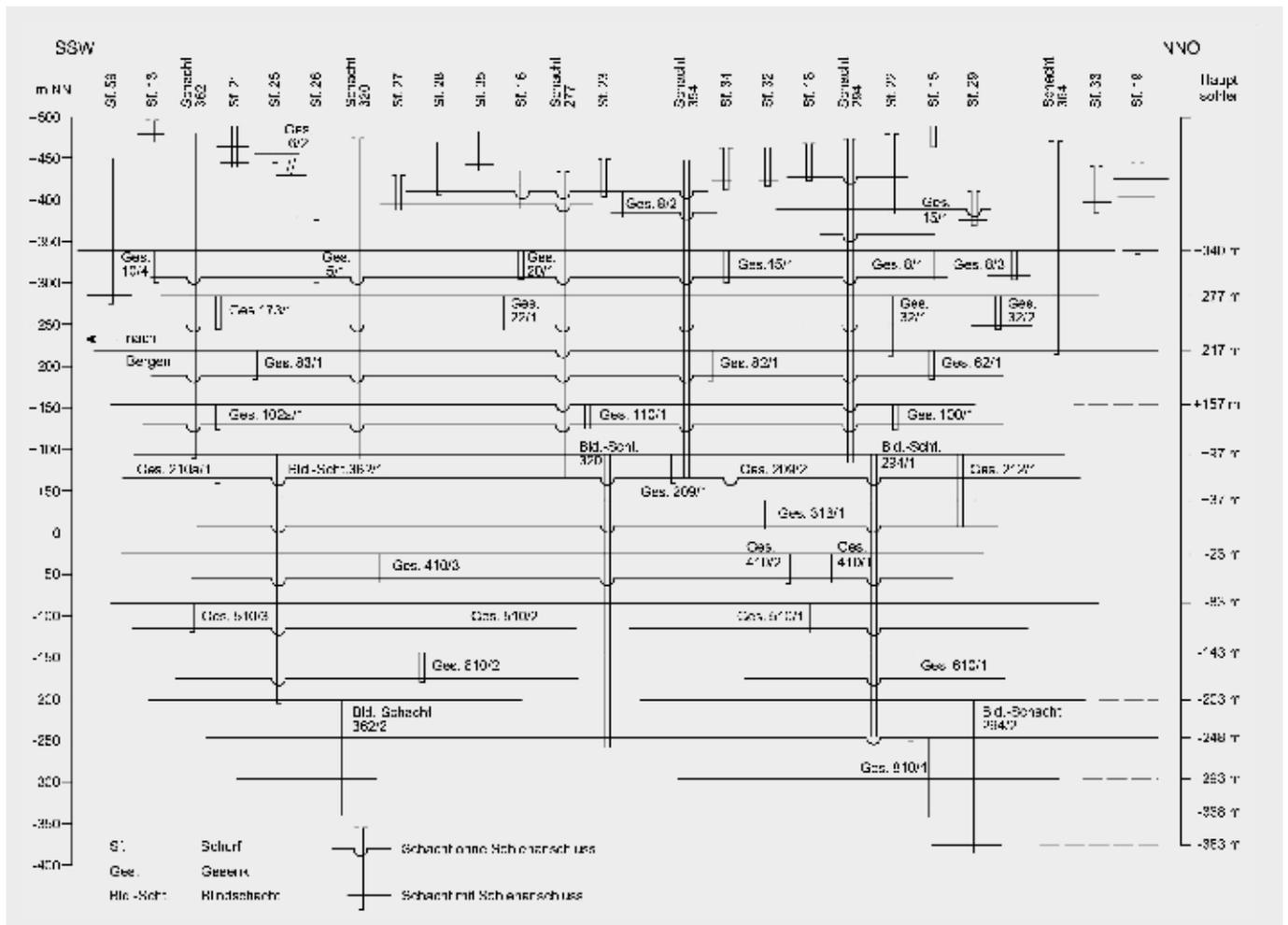


Abb. 3-49: Aufschlusschema der Lagerstätte Zobes

notwendige Verbindungen erfolgten mit weiteren Querschlägen. In die bekannten Gangknoten hinein wurden dann bei Bedarf spezielle Erkundungsquerschläge vorgetrieben.

Den nächsten Schritt der Bergarbeiten stellte die Auffahrung von Gangstrecken dar, die den einzelnen Gangstrukturen in ihrem Streichen bis zur Vertauung, zum Verschwinden der Mineralisationen oder zum Auskeilen folgten. Ausgehend von der angetroffenen Vererzung in diesen Gangstrecken wurde dann über die Zweckmäßigkeit einer vertikalen Erkundung entschieden. War die Bauwürdigkeit der Gänge zweifelsfrei gegeben, wurde meist unverzüglich der Abbau begonnen. Die Vorrichtung begann mit dem Hochbrechen eines Überhauens bis zur Kopfstrecke auf der darüber liegenden Sohle. Danach konnten weitere Überhauen angeschlagen und mit Teilsohlenstrecken verbunden werden, um das Ausgangsniveau für die zu gewinnenden Abbaubänder herzustellen.

Beim Abbau der Uranerzgänge in der Lagerstätte Zobes kam vorzugsweise Firstenstoßbau in verschiedenen Varianten zur Anwendung. In der Anfangszeit wurde dabei gewöhnlich im Abstand von ca. 3 m eine Teilsohle oberhalb der Grundstrecke aufgeföhren, von der im Abstand von 5 – 6 m angeordnete Förderrollen mitgenommen wurden (SESKUTOV 1961). Anschließend erfolgte der Abbau der Blockfläche im streichenden Verhieb von einem vorausgeföhrenen Zentralüberhauen aus. Dabei kam

es nicht selten vor, dass der gesamte Versatz abgezogen und wegen der verbliebenen Urangelhalte der Aufbereitung zugeführt wurde. Mit Einführung von Schrappern im Abbau ab 1953 – 1954 ging man dazu über, im Abbauband nur noch eine Förderrolle für den Armerztransport mitzuziehen (DEMMLER in HAGEN & SCHEID 1999).

In der Folgezeit ging man in gut vererzten Gängen zum vollständigen Abbau der Blockfläche über, indem man zunächst die Firste der Grundstrecke drückte und die Streckenkontur dann mit Rahmenausbau sicherte (SESKUTOV 1961). Anschließend konnte man den offenen Firstriss versetzen und weitere Abbaubänder in Angriff nehmen. Die vererzten Gangteile wurden dabei selektiv gewonnen und taube Gangabschnitte sowie Hangendes und Liegendes für Versatzzwecke genutzt.

Ab Mitte der 1950er Jahre gelang es auf der Grundlage verbesserter Kenntnisse zur Erzlokalisierung, die Abbaukonturen dem Verlauf der Erzfälle anzupassen und somit den Anteil der Taubintervalle sukzessive zu verringern.

Zeitweise wurden auch in Zobes magazinierte Versatzmassen mit geringen Urangelhalten nachträglich leergezogen. Insgesamt erreichte der Massenabzug aber bei Weitem nicht die Ausmaße wie in Oberschlema oder in Johanngeorgenstadt, wo als Folge dieser Aktivitäten dramatische Schäden an Tagesoberfläche und an Gebäuden auftraten.

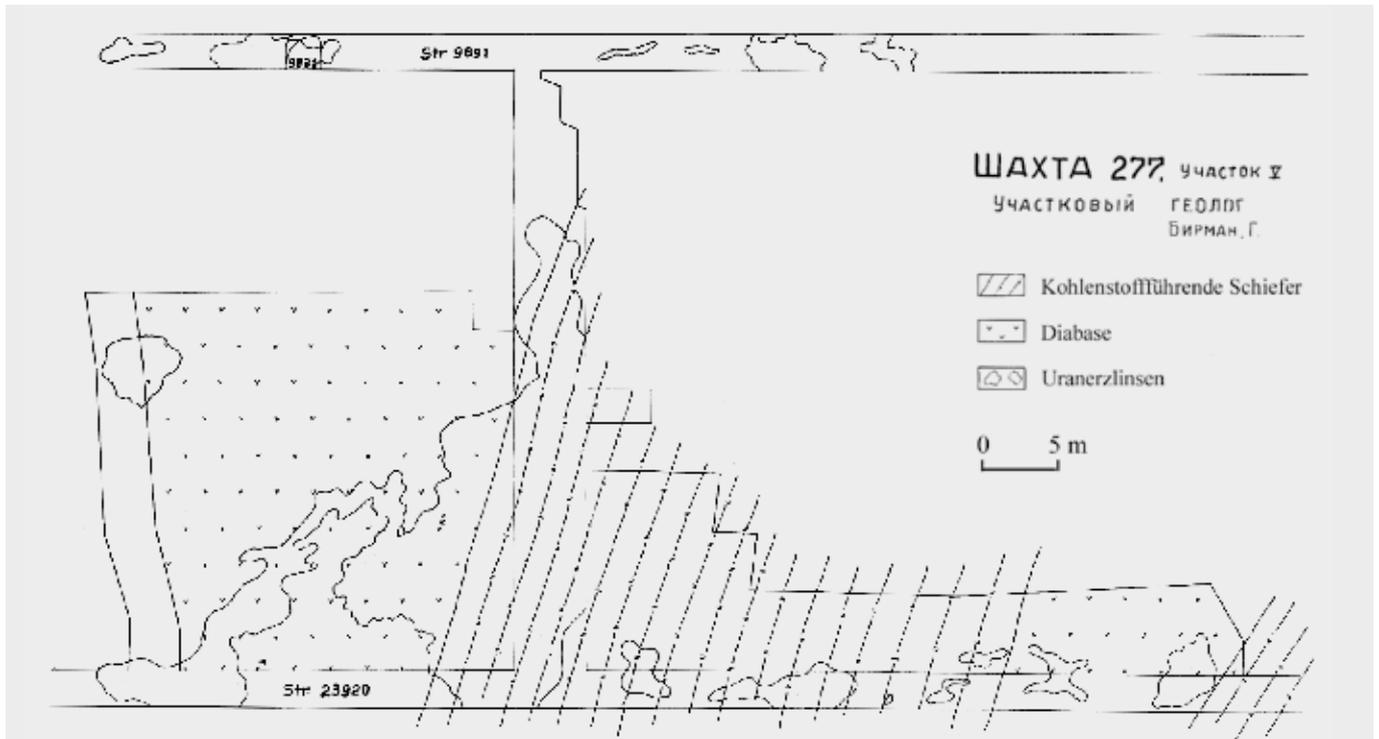


Abb. 3-50: An die Vererbung angepasster Firstenstoßbau im Gang Matthias, Block 661

Tab. 3-8: Verteilung der Bergumfänge auf die Sohlen zum Stand vom 01.04.1963 (nach SESKUTOV 1961 und BARTH et al. 1963)

Sohle	Vortrieb in m	davon Schächte in m	Kammern in m ³	Abbau in m ²	Löschung in m ²	Bergemasse in m ³
+340 m	41.312,2	2.314,0	0	28.031	95.363	214.200
+310 m	32.692,5	0,0	0	42.813	99.130	169.358
+277 m	45.945,0	0,0	1.070	44.671	132.034	221.916
+247 m	39.552,0	0,0	278	44.514	143.563	191.674
+217 m	74.783,2	39,2	2.093	64.535	184.053	381.028
+187 m	47.549,0	0,0	198	69.967	162.868	254.338
+157 m	55.365,3	20,5	4.123	62.674	166.076	289.393
+127 m	40.490,1	0,0	721	63.349	146.359	225.650
+97 m	57.820,1	1.061,5	6.698	31.323	124.437	29.5111
+67 m	33.100,7	0,0	114	49.061	111.200	186.881
+37 m	35.253,7	27,2	2.623	37.815	103.424	194.190
+7 m	23.588,8	0,0	0	33.775	85.011	131.016
-23 m	37.141,3	59,6	1.014	40.905	108.275	215.428
-53 m	20.537,8	0,0	0	33.881	80.337	130.588
-83 m	30.381,1	129,8	3.500	31.270	89.300	183.273
-113 m	16.006,4	0,0	99	33.729	71.520	119.061
-143 m	18.852,1	169,9	2.686	26.660	61.021	135.342
-173 m	14.370,2	0,0	36	28.222	65.818	106.660
-203 m	20.755,5	279,6	3.756	28.107	69.659	148.832
-248 m	20.592,6	124,3	2.652	37.723	80.367	153.831
-293 m	9.074,1	0,0	317	10.127	28.836	59.276
-338 m	3.859,6	0,0	25	3.028	9.621	24.679
-383 m	1.804,0	0,0	0	1.926	4.092	13.285
Summe	720.827,3	4.225,6	32.003	848.106	2.222.364	4.045.010

In der Aufstellung fehlen die Restleistungen des Jahres 1963 im Umfang von 209,1 m Vortrieb und 3.469 m² Abbau mit 6.427 m³ Bergemasse, die schwerpunktmäßig auf den Sohlen -203 m und -248 m erbracht wurden.

In geringproduktiven Blöcken mit isolierten kleinen Erzlinsen erfolgte der Abbau durch ein System von Teilsohlen und Steigorten mit nachfolgendem Abbohren der stehen gelassenen Gangteile. In diesen Pfeilern angetroffene Erzlinsen wurden mit kleinen Aufbrüchen und lokalen Profilerweiterungen hereingewonnen. Der Anteil dieser Abbaulariate erreichte maximal 10 %.

Durch den nur 15 Jahre währenden Uranbergbau in der Lagerstätte Zobes wurden bedeutende bergmännische Leistungen vollbracht, die sich in folgenden Kennziffern der Gesamtumfänge widerspiegeln:

- Vortrieb 721.036,4 m, davon 4.225,6 m Schachtröhren
- Abbau 851.575 m²
- Bergemasse 4.051.437 m³

Aus den Archivunterlagen der Wismut GmbH ist auch die Verteilung der Umfänge auf die einzelnen Sohlen weitestgehend nachvollziehbar (siehe Tabelle 3-8). Sie belegt die maximale Entwicklung der Bergarbeiten im Teufenniveau von der +217 m-Sohle bis zur +97 m-Sohle.

3.9 Technologie der Gewinnung und Verarbeitung der Uranerze

3.9.1 Gewinnung der Uranerze

Die Technologie der Erzgewinnung in der Grube Zobes wird von einem Zeitzeugen wie folgt beschrieben: »Die Gewinnung des Erzes erfolgte grundsätzlich mit dem Pickhammer auf eine speziell dafür hergerichtete Bühne (einplaniertes Haufwerk oder Streckensohle, durchgehende Pfostenlage, darüber eine Plane - ein derber Stoff), darüber nochmals mehrere Pfosten zum Schutz der Plane, und zum vollständigen und sauberen Trennen des gewonnenen Erzes vom darunter befindlichen Haufwerk. Von dieser Erzbühne wurde das gewonnene Erz handsortiert (nach Urangehalt) vom Hauer zusammen mit dem Geophysiker in Erzkisten gefüllt... Das angefallene Armerze, oder auch Fabrikerz genannt, musste getrennt vom Haufwerk zu den Erzrollen mit Schubkarren oder mit dem Schrapper gefördert werden. Aus den Rollen wurde es dann mit Förderwagen nach über Tage transportiert. Die Hunte wurden mit den Ortsbezeichnungen (Zettel) versehen und über Tage registriert.« (DEMMLER IN HAGEN & SCHEID 1999).

Bei der Gewinnung der Uranerze war man in allen Betrieben der SAG/SDAG Wismut bemüht, durch selektive Gewinnung des Erzganges, sorgfältige Sortierung des Haufwerkes und Vermeidung unnötiger Vermischung möglichst hohe Gehalte im Fördererz zu erzielen. Diese Bemühungen wurden durch ein effektives Prämiensystem unterstützt. Schon im Abbau wurden die Reicherze wie beschrieben ausgeklaut und in speziellen Erzkisten getrennt abgefördert. Auf diesem Weg gelangten die Stufenerze in die schachteigenen Erzbunker. Die Sortiergrenzen für die einzelnen Erzsorlen zum Stand von 1954 sind in der folgenden Tabelle 3-9 zusammengefasst.

Die Zobeser Uranerze traten gewöhnlich in hoch konzentrierter Form auf, so dass der überwiegende Teil des ausgebrachten Urans

Tab. 3-9: Sortiergrenzen für die einzelnen Erzsorlen, Stand 1954 (PURIK et al. 1955)

Erzsorte	Stufenerz, Sorte I	Stufenerz, Sorte II	Fabrikerz, Sorte I	Fabrikerz, Sorte II
Urangehalt in %	> 3	1-3	0,1-1	0,017-0,1

Tab. 3-10: Anteile der Erzsorlen (in %) am Gesamturanaufkommen für die einzelnen Betriebsjahre

Jahr	Stufenerze		Fabrikerze	
	Sorte I	Sorte II	Sorte I	Sorte II
1950	keine Angaben		keine Angaben	
1951	55,0	24,0	13,0	8,0
1952	61,9	12,6	13,0	12,5
1953	82,0	8,3	5,7	4,0
1954	89,8		10,2	
1955	keine Angaben		keine Angaben	
1956	81,5		18,5	
1957	91,6		8,4	
1958	87,3		12,7	
1959	85,9		14,1	
1960	83,0		17,0	
1961	85,6		14,4	
1962	85,6		14,4	
1963	88,6		11,4	

in einer relativ geringen Menge an Reicherzen, den so genannten Stufenerzen mit über 1 % Urangehalt, konzentriert war. Ihr Anteil an der Erztonnage lag nur in der Größenordnung von 5-15 %. Die darüber hinaus gewonnenen Armerze stellten den Hauptanteil an der Erzmenge dar. Ihr Anteil am Fördererz betrug 85-95 %, sie enthielten jedoch nur ca. 10-20 % des gewonnenen Urans. Armerze fielen beim Abbau geringmächtiger Uranerzgänge bzw. geringproduktiver Gangteile oder im Ergebnis der Erzverdünnung beim Gewinnungsprozess an. Eine weitere Quelle waren die aus den Versatzmagazinen abgezogenen uranhaltigen Massen und die radiometrische Auskläubung der Haldenmassen.

In der Tabelle 3-10 sind die Anteile der Erzsorlen am Gesamturanaufkommen für die einzelnen Betriebsjahre nach Angaben der Jahresberichte zusammengestellt.

Durch die selektive Gewinnung und die sorgfältige Handkläubung des Haufwerkes konnten sehr hohe Urangehalte in den ausgebrachten Erzen erzielt werden. Die folgende Tabelle 3-11 gibt einen Überblick über die Entwicklung der Gehalte der einzelnen Erzsorlen während der Betriebszeit der Lagerstätte Zobes.

Bei den bergmännischen Gewinnungsarbeiten treten zwangsläufig Verluste der Erzsubstanz auf. Diese Verluste wurden in den

Tab. 3-11: Urangehalte (in %) im Erz nach Sorten und Jahren

Jahr	Stufenerze		Fabrikerze	
	Sorte I	Sorte II	Sorte I	Sorte II
1950	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.
1951	5,5	2,00	0,20	k. A.
1952	7,4	1,96	0,14	0,03
1953	5,2	k. A.	k. A.	k. A.
1954	keine Angaben		keine Angaben	
1955		3,94		0,051
1956		4,20		0,051
1957		4,40		0,056
1958		5,56		0,062
1959		6,54		0,069
1960		7,98		0,081
1961		9,03		0,071
1962		8,84		0,069
1963		3,47		0,075

monatlichen, quartalsweisen und jährlichen Abrechnungen genau erfasst. Sie wurden dabei je nach Ursache wie folgt gegliedert:

- Verluste in der »tauben« Masse, die auf die Halde gelangt,
- Verluste im Versatz, der in den Abbauen verbleibt,
- Verluste durch unvollständige Gewinnung (von kleinen Erz-linsen, Nebentrümmern, in abgebohrten Pfeilern usw.) und
- Transportverluste bei der Förderung.

Für die beiden letztgenannten Verlustarten kamen Normative zur Anwendung. Diese waren in der Höhe von 0,3 % für die Transportverluste bzw. 3,7 % für Verluste durch unvollständige Gewinnung festgelegt, jeweils bezogen auf die Vorratslöschung. Die Verluste in den Versatzmassen und in der Halde wurden ständig durch Beprobungen der Versatzoberflächen und der Förderwagen überwacht. Je nach Umfang der Magazinierung von uranhaltigen Massen bzw. Armerz und nach Urangehalt in der Haldenmasse ergaben sich in der Betriebszeit beträchtliche Schwankungen der Gesamtverluste (siehe Tabelle 3-12). Die im Versatz und in der Halde enthaltenen Uranmengen wurden

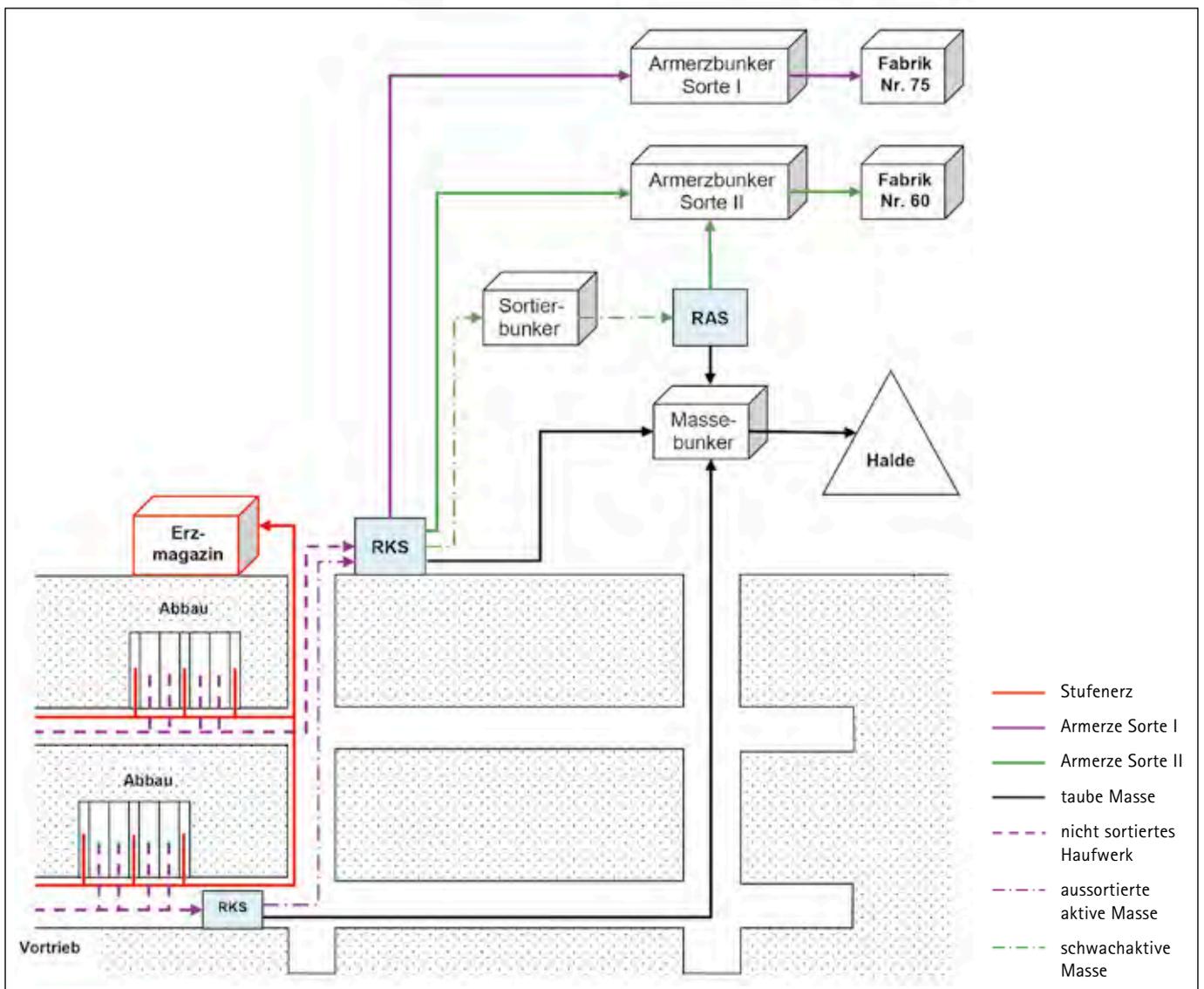


Abb. 3-51: Sortierschema für die Erze der Lagerstätte Zobes, Entwurf: Hiller/Reinhold

als zeitweilige Verluste betrachtet, da sie durch Massenabzug aus den Versatzmagazinen und nochmalige radiometrische Sortierung der Halden wenigstens teilweise zurückgewonnen werden konnten.

Bemerkenswert ist die Tatsache, dass für den Zeitraum bis 1958 die ausgewiesenen Verluste nicht mit den Werten der Gewinnungskoeffizienten korrespondieren. Die Ursache liegt in der damals üblichen Abrechnungsmethodik, die auch das Uranausbringen der Aufbereitungen für Fabrikerze berücksichtigte. Somit charakterisiert der Gewinnungskoeffizient in diesem Zeitraum nicht nur die Effektivität der bergmännischen Gewinnungstechnologie, sondern auch den technologischen Stand der Aufbereitungsbetriebe. Ab 1959 wurde der Gewinnungskoeffizient ausschließlich auf Grundlage der bergmännischen Verluste ermittelt.

3.9.2 Verarbeitung der Uranerze

Bekanntlich erfolgte die Lieferung der bei der SAG/SDAG Wismut gewonnenen Reicherze (Stufenerze) direkt in die UdSSR, also ohne weitere Verarbeitung. Das Material wurde nur zerkleinert und beprobt, bevor es per Eisenbahn abtransportiert wurde. Die Erze aus den vogtländischen Lagerstätten einschließlich Zobes wurden in der Probezeche 58 (Breitenbrunn) und in der Zeche 50 auf dem Brünlasberg bei Aue versandfertig gemacht (REIBER et al. 1994).

Die Verarbeitung der Zobeser Fabrikerze erfolgte in den vogtländischen Aufbereitungsbetrieben Tannenbergesthal (Objekt 32 bzw. Fabrik 60, bis 1957) und Lengenfeld (Objekt 31 bzw. Fabrik 75, bis 1961) bis zu deren Stilllegung, danach in Crossen bei Zwickau (Aufbereitungsbetrieb 101). Die vergleichsweise reicheren Fabrikerze der Sorte I gelangten zur Aufbereitung nach Lengenfeld, die Sorte II wurde in Tannenbergesthal aufbereitet.

Beim Aufbereitungsprozess nutzte man die hohe Dichte der Uranmineralien, ihre radioaktiven Eigenschaften und die Fähigkeit zur Auflösung in Sodalösungen bzw. in Säuren aus. Das Aufbereitungsverfahren war daher ein komplexes Schema aus Zerkleinerungsoperationen, Klassier- und Sortierprozessen, Dichtentrennungen und abschließenden Laugungsstufen.

Der Transport des Erzes zur Aufbereitung erfolgte mit Kippern nach Tannenbergesthal oder per Bahn über die Erzverladung am Bahnhof Großfriesen nach Lengenfeld. Das angelieferte Erz wurde in den Aufbereitungsbetrieben zunächst mittels Backen- und Symonsbrecher auf Korngrößen <100 mm zerkleinert. Danach erfolgte die Siebklassierung in drei Größenklassen: +50 mm, -50/+25 mm und -25 mm (PURIK et al. 1955).

Bei der anschließenden radiometrischen Sortierung lieferte die Grobfraktion ein Konzentrat und ein Mittelprodukt für die weitere Verarbeitung. Aus dem Fabrikerz Sorte II wurden in Tannenbergesthal auch taube Massen abgetrennt, die auf eine Halde im Betriebsgelände gelangten. Die analoge Sortierung der mittleren Fraktion ergab ein Konzentrat und ein Mittelprodukt. Das Feinkorn wurde nicht radiometrisch sortiert, sondern gelangte zusammen mit dem Mittelprodukt zur weiteren Ver-

Tab. 3-12: Gesamtverluste und Gewinnungskoeffizienten nach Jahren

Jahr	Anteil in %	Gewinnungskoeffizient
1950		0,720
1951	11,8	0,839
1952	6,1	0,863
1953	4,8	0,913
1954	5,6	0,921
1955	6,7	0,881
1956	6,9	0,857
1957	5,2	0,899
1958	7,1	0,895
1959	7,4	0,926
1960	6,2	0,938
1961	6,9	0,931
1962	6,0	0,940
1963	4,6	0,954

arbeitung. Das gewonnene radiometrische Konzentrat entsprach mit seinen Urangelhalten den Stufenerzen aus der bergmännischen Gewinnung.

In der nass-mechanischen Aufbereitungsstufe wurden die groben Fraktionen (-25, -5, -2 und -1 mm) stufenweise über Setzmaschinen und die feinstkörnigen Anteile (Schlamm) auf Stoßherden weiter verarbeitet. Im Ergebnis entstanden ein Konzentrat (Schwerfraktion), sandige Abgänge für die saure Laugung (nur in der Aufbereitung Lengenfeld) und Schlammmaterial (-0,2 mm) für die Sodalaugung. In Tannenbergesthal wurden die sandigen Abgänge wegen ihrer geringen Urangelhalte nicht gelaugt, sondern aufgehaldet. Das anfallende Konzentrat musste noch getrocknet werden.

Zum Abschluss der Aufbereitung erfolgte die chemische Laugung der sandigen Abgänge und der Schlammanteile. Während das sandige Material sauer gelaugt wurde (Perkolation), wurde der Schlamm einer Sodalaugung unterzogen. Die mit Uran beladenen Lösungen wurden filtriert, gemischt und gelangten zur Fällung mit nachfolgender Reinigung des Konzentrates. Die Rückstände der Laugung wurden über ein Rohrleitungssystem in Absetzanlagen (Schlammteiche) eingespült.

Somit wurden aus den Zobeser Uranerzen drei Aufbereitungsprodukte hergestellt:

- ein Konzentrat der radiometrischen Kläubung,
- ein gravitatives Konzentrat und
- ein chemisches Konzentrat (»yellow cake«).

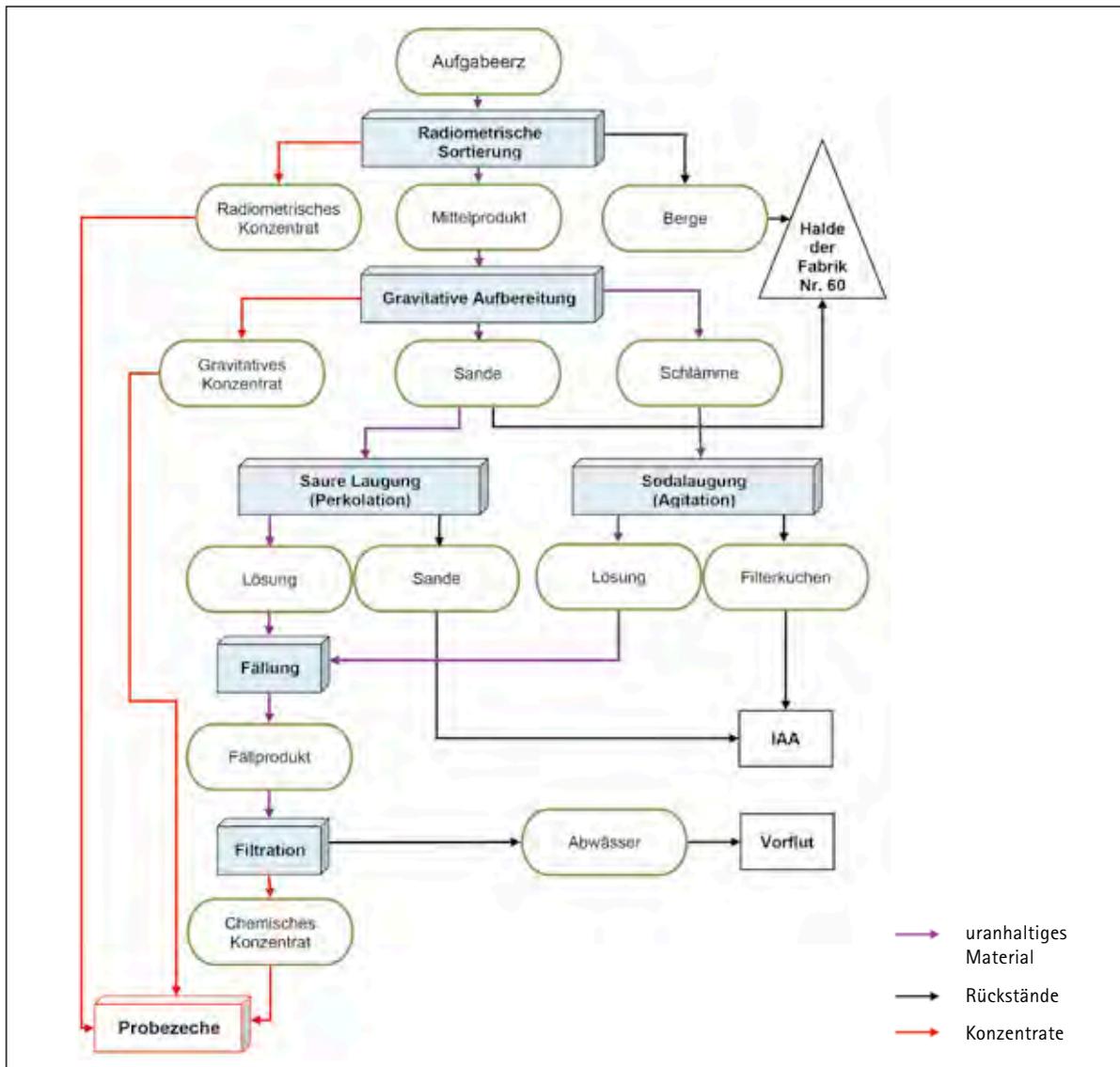


Abb. 3-52: Schema der Aufbereitung für die Fabrikeze, Entwurf: Hiller/Reinhold

Das Ausbringen der Aufbereitung lag für Fabrikeze der Sorte I bei 80 – 85 % und bei Fabrikezen der Sorte II bei ca. 65 %; daraus ergab sich ein durchschnittliches Aufbereitungsausbringen von ca. 70 %.

3.10 Bemusterung und Vorratsberechnung

3.10.1 Methodik der Probenahme

In Abhängigkeit von den konkreten Zielstellungen kamen im Prozess der Erkundung und des Abbaus der Lagerstätte Zobes und der anderen vogtländischen Uranlagerstätten unterschiedliche Arten von Probenahmen zur Anwendung. Dabei dominierte die im erzgebirgischen Uran-Gangerzbergbau allgemein übliche Haufwerksbeprobung, während phasenweise und für spezielle Aufgaben auch Schlitzproben, Schälproben und Klaubproben entnommen wurden.

Im Stadium der Erkundung, bei der die Gangstrukturen nur durch einzelne, meist quer zum Streichen verlaufende Aufschlüsse durchörtert waren, wurden überwiegend Schlitzproben

entnommen. Parallel dazu erfolgte die radiometrische Bemusterung der Strukturen. Bei geringmächtigen Gängen mit Mächtigkeiten unter 10 cm wurden Schälproben gewonnen, um eine ausreichende Probenmenge zu gewährleisten. Die Probenahme in Strecken erfolgte aus der Firste, in Schurfgräben aus der Sohle und in Schürfen bzw. Überhauen aus den Stößen (PURIK et al. 1955). Im Stadium des Lagerstättenabbaus kamen Schlitzproben für den Nachweis disperser Uranvererzung im Nebengestein und bei der Beprobung auf Begleitkomponenten zum Einsatz. Insgesamt ist jedoch einzuschätzen, dass Schlitz- und Schälproben nur zur vorläufigen Einschätzung der Uran-Erzkörper geeignet sind, da sie sich beim vorliegenden extrem absetzigen Vererzungstyp mit außergewöhnlich hohen Uragehalten in den Erzlinsen als nicht repräsentativ erwiesen und häufig zur Überschätzung der Vererzungsparameter führten.

Mit Beginn der Gewinnungsarbeiten wurde die Bemusterung vollständig auf die bewährte und deutlich zuverlässigere Haufwerksbeprobung umgestellt. Dabei erfolgte die Bewertung der Gänge auf der Grundlage der gewonnenen Uranmenge beim

Abbau einer markscheiderisch erfassten Gangfläche (HILLER & SCHUPPAN 2008). Diese Methode war in den Uranlagerstätten Oberschlema und Johanngeorgenstadt bereits seit 1947 im Einsatz. Ihre Vorteile liegen im statistischen Effekt, der die absetzige Verteilung der Erzlinsen in der Gangfläche berücksichtigt und somit repräsentative Ergebnisse für die Bewertung der Produktivität der einzelnen Gänge und Ausgangsdaten für die operative Berechnung der Vorräte liefert. Die wichtigste Voraussetzung für die Haufwerksbeprobung besteht in der vollständigen Erfassung der anfallenden Uranmenge für jedes Gewinnungsort. Folglich war die Dokumentation der Herkunft aller Erzpartien obligatorisch. Die Kisten mit den ausgeklauten Stufenerzen wurden mit Begleitscheinen versehen, die Förderwagen (Hunte) mit den Armerzen mit Huntezetteln. Alle Erzboxen und Erzhunte wurden gewogen und mit ihrem Urangehalt in Listen erfasst. Bei der Gehaltsbestimmung kamen vorläufige radiometrische Messungen und chemische Analysen zum Einsatz. Im monatlichen Turnus erfolgte dann die betriebspunktbezogene Abrechnung der Urangewinnung und parallel das markscheiderische Aufmaß der abgebauten Gangfläche. Zur Einschätzung der Produktivität wurden Uranmenge und Gangfläche ins Verhältnis gesetzt und ergaben das Ausbringen in kg/m^2 .

Beim Abbau der Gänge wurden aus dem im Block verbleibenden Versatz Klaubproben entnommen, um den unerwünschten Verbleib von Armerz zu verhindern und die Resturangehalte (Verluste im Versatz) zu bestimmen. Dazu wurden aus jedem zweiten Abbauband im Abstand von ca. 5 m jeweils mehrere Teilproben in einem Netz von $0,5 \text{ m} \times 0,5 \text{ m}$ aus kleinen Vertiefungen von 10–15 cm entnommen und zu einer Probe von ca. 10 kg für die radiometrische Analyse vereinigt. Jede Probe charakterisierte somit einen Bereich von ca. 20 m^2 abgebauter Gangfläche.

Auch die aussortierte taube Masse wurde regelmäßig beprobt, um zufällig fehlgeleitetes Uranerz aufzufinden und die Resturangehalte (Verluste in der Haldenmasse) zu bestimmen. Dazu wurden den Förderwagen nach Durchlaufen der radiometrischen Kontrollstationen (RKS) Teilproben von ca. 1–1,5 kg entnommen und zu einer Tagesprobe zusammengeführt. Aus den Massebunkern wurden die Teilproben in bestimmten zeitlichen Abständen entnommen und im Verlauf einer Arbeitsschicht vereinigt. Die Bestimmung des Urangehaltes erfolgte nach Kürzung der Probemenge auf radiometrischem Wege.

3.10.2 Vorratsberechnung

Vorratsberechnungen dienen der Einschätzung des Rohstoffpotenzials geologischer Objekte. Sie nehmen einen zentralen Platz in der geologischen Erkundung von Lagerstätten und im Prozess ihrer planmäßigen Abarbeitung ein, da sie die Ergebnisse des zurückliegenden Erkundungszeitraums abbilden und die Grundlage für die Ausrichtung der weiteren Bergarbeiten schaffen. Deshalb erfolgten Vorratsberechnungen in regelmäßigen Abständen, und zwar jeweils zum Stand vom 01.01. jedes Jahres und quartalsweise als operative Berechnung.

Zum Stand vom 01.07.1954 wurde eine spezielle Vorratsberechnung mit einer Bewertung der Gesamtressourcen der Lagerstätte Zobes durchgeführt, die als Grundlage für die

Projektierung des weiteren Aufschlusses und Abbaus diente. Eine ähnliche Bedeutung kam der Vorratsberechnung vom 01.01.1960 zu, auf deren Grundlage die Varianten des Restabbaus untersucht wurden und die Entscheidung fiel, den Teufenbereich unterhalb der -383 m-Sohle nicht mehr in den Abbau einzubeziehen. In beiden Fällen wurden neben den geometrisierten auch prognostische Vorräte berechnet. Die Berechnungsmethodik der Vorratsberechnung zum 01.07.1954 ist im Archivgut der Wismut GmbH detailliert beschrieben (PURIK et al. 1955) und wird hier in ihren wesentlichen Schritten dargestellt. Zum Vorgehen bei der Berechnung zum 01.01.1960 liegen keine ähnlich detaillierten Informationen vor, jedoch ist von vergleichbaren methodischen Ansätzen auszugehen. Unterschiede ergaben sich in Abhängigkeit von dem im Lagerstättentiefsten veränderten Sohlenabstand, der sich auf die Extrapolationsweiten der Vorratskonturen auswirkte. Außerdem wurden keine Außerbilanzvorräte mehr berechnet.

Die Uranvorräte der hydrothermalen Gänge der Lagerstätte Zobes wurden ausschließlich mit der statistischen Methode ermittelt, die in der Praxis des SAG/SDAG Wismut in allen Lagerstätten dieses Typs zur Anwendung kam. Die Auswahl dieser Methode resultiert aus den strukturell-morphologischen Besonderheiten der äußerst absetzigen Uranvererzung sowie dem praktizierten System von Erkundung und Abbau. Die statistische Methode ermöglicht eine Vorratsbewertung mit hinreichender Genauigkeit und die Einstufung der Vorräte in Vorratsklassen bis zu C_1 . Als Vorteile dieser Methode sind die geringen Aufwendungen für die Beprobung, der geringe Umfang von notwendigen grafischen Unterlagen und der Wegfall komplizierter Berechnungsalgorithmen anzusehen. Als Nachteile gelten die relativ aufwändigen Umrechnungen der Urangewinnung in die Vorratslöschung und die Fehler bei der Bewertung einzelner Vorratsblöcke, die jedoch im Maßstab der Gesamtlagerstätte durch den statistischen Effekt ausgeglichen werden. Andere Berechnungsmethoden wurden während der Betriebszeit nicht eingesetzt, so dass sich entsprechende Vergleiche erübrigen. Das Grundprinzip der statistischen Methode besteht in der Ermittlung der durchschnittlichen Produktivität der Gänge anhand der von einer abgebauten Gangfläche bereits gewonnenen Uranmenge und der nachfolgenden Extrapolation auf die verbliebenen uranhöflichen Gangabschnitte. Diese Berechnung erfolgt blockweise für Gangabschnitte mit relevantem Uranausbringen. Als cut-off (im betrieblichen Sprachgebrauch: Bortgehalte) galten bezogen auf gewinnbare Vorräte $0,100 \text{ kg U}/\text{m}^2$ für Bilanzintervalle und $0,050 \text{ kg U}/\text{m}^2$ für Außerbilanzintervalle. Für in-situ-Vorräte erfolgte eine entsprechende Umrechnung in $0,108$ bzw. $0,054 \text{ kg U}/\text{m}^2$. Die Berechnungsergebnisse für die Einzelblöcke wurden anschließend zu Summen für die jeweiligen Sohlen und die Gesamtlagerstätte zusammengefasst. Als Ausgangsdaten gingen die betriebspunktbezogene Abrechnung der Urangewinnung (in Liefererzen und Konzentraten) sowie die gelöschte Gangfläche von Abbaublöcken und konturierenden Grubenbauen in die Vorratsberechnung ein. Im Prozess der Berechnung wurden dann folgende Unterlagen erstellt bzw. verwendet:

- Abrechnung der Urangewinnung für die Betriebspunkte und die zugehörigen Blockkarten
- die monatsbezogene Abrechnung der Verluste für den Schacht und die Gesamtlagerstätte
- die markscheiderische Abrechnung zum Abbau und zur Löschung der Gangfläche
- Gangseigerrisse mit eingetragener Gangfläche und Urangewinnung
- geologische Sohlengrundrisse Maßstab 1:2.000 mit eingetragenen Bilanzintervallen der Gänge
- geologische Quer- und Längsschnitte
- Granit-Isohypsenkarte im Maßstab 1:5.000

Der erste Arbeitsschritt der Vorratsberechnung bestand in der Ermittlung des Blockausbringens, also für jeden erkundeten oder in Abbau stehenden Gangabschnitt. Dazu wurde zunächst unter Verwendung der abgerechneten Urangewinnung eine Tabelle der Vorratslöschung erstellt, die die Verluste der einzelnen Jahre berücksichtigte. Eine zweite Tabelle diente anschließend zur Bestimmung des mittleren Ausbringens, indem die Summe der Vorratslöschung durch die gesamte abgearbeitete Fläche (einschließlich abgebohrter Taubintervalle = Karottagefläche) geteilt wurde. Bei der Vorratslöschung wurde auch die Uranmenge der kleinen Apophysen, Nebentrümer und Scharungsbereiche berücksichtigt, die im Normalprofil der Blöcke (Abbaubreiten bis 1,10 m) mit hereingewonnen werden konnten. Große Apophysen und Bogentrümer, die einen separaten Abbau erforderten, wurden bei der Vorratsberechnung als selbständige Gänge behandelt. Trotz gelegentlich auftretender Reicherzintervalle mit extremen Uraninhalten wurde auf eine Korrektur des berechneten Ausbringens hinsichtlich eingeschlossener Mammutwerte verzichtet, weil die Bemusterung und Vorratsberechnung schon durch ihre Methodik einen glättenden Effekt bewirkt. In einigen ungenügend erkundeten Blöcken wurde das gemittelte Ausbringen benachbarter Blöcke bzw. Sohlen zur weiteren Berechnung verwendet.

Als zweiter Schritt der Vorratsberechnung erfolgte die Extrapolation des ermittelten mittleren Blockausbringens auf die verbliebene Blockfläche und die Nachbarbereiche. Für die in Abbau stehenden Blöcke stellte das eine einfache Multiplikation von Restfläche und mittlerem Blockausbringen dar. Die entscheidende Frage bei diesem Vorgehen bestand daher in der Festlegung der Extrapolationsgrenzen jenseits der aufgeschlossenen Gangabschnitte. Klar definiert waren dabei die Fälle, in denen geologisch-strukturelle Faktoren wie Gangscharungen, Endschaften oder das Auskeilen produktiver Nebengesteine die Gangfläche bzw. ihren uranhöflichen Anteil begrenzen.

Bei der Vorratsberechnung zum 01.07.1954 wurden die C₁-Vorräte in Abbaublöcken von 30–50 m Länge berechnet. Im Anschluss daran wurden C₁-Konturen (Vorratsblöcke) im Streichen bis zu 50 m vom letzten Grubenbau ausgewiesen. Im Einfallen erfolgte der Ausweis von C₁-Vorräten für Gangflächen jeweils 30 m oberhalb und unterhalb der erkundeten Sohle,

also entsprechend der Höhe einer Abbauetage. C₂-Vorratsblöcke wurden im direkten Anschluss an die C₁-Blöcke in alle Richtungen für weitere 60 m Gangerstreckung ausgewiesen, wenn es sich um große, aushaltende Strukturen handelte. Bei kleineren Gängen blieb die Bemessung der C₂-Konturen auf 30 m begrenzt, falls sich nicht aus geologisch-strukturellen Gründen kleinere Vorratskonturen ergaben. Das Ausbringen wurde für C₁- und C₂-Vorräte gleich dem der benachbarten erkundeten Gangteile angenommen. Die Blockflächen wurden auf den Seigerrissen mittels Lineal und Planimeter mehrfach (zwei Bearbeiter je drei Messungen) gemessen, gemittelt und nachfolgend bezüglich Gangeinfallen und Streichdifferenz zwischen Gangverlauf laut Blockkarte und Seigerriss-Ebene korrigiert. Bei Kontrollen wurden Geometrisierungsfehler <±3 % festgestellt (PURIK et al. 1955). Alle bei der Berechnung verwendeten Flächen- und Winkeldaten wurden auf den Seigerrissen vermerkt.

Deutlich komplizierter gestaltete sich die Berechnung der nicht geometrisierten, also prognostischen Vorräte. Das Herangehen unterschied sich dabei für die bereits erschlossenen und die nicht aufgeschlossenen Sohlen.

Für die erschlossenen Sohlen wurde als erster Eingangsparameter die mittlere Produktivität der Perspektivgänge mit 50 % des Mittelwertes der bereits gelöschten und geometrisierten Vorräte C₁+C₂ angenommen. Da die besten (reichsten) Gangstrukturen als abgebaut und erkundet galten, musste vom Verbleib weniger produktiver Restvorräte ausgegangen werden. Der zweite Eingangsparameter, die Gangfläche, wurde mit einem statistischen Verfahren ermittelt. Dazu bestimmte man für die gut erkundeten Sohlen zunächst das Verhältnis von Erzgängen zur Gesamtzahl der erkundeten Gänge. Dieses Verhältnis wurde auf die nicht erkundeten Gänge übertragen, deren Anzahl anhand der Sohlen-Grundrisse ermittelt wurde. Die durchschnittliche Länge der Perspektivgänge ergab sich in Analogie zu den erkundeten Strukturen. Geologische Faktoren wie Scharungen, Endschaften und das mögliche Auskeilen von Gängen galt es dabei nicht zu berücksichtigen, da die große Gangdichte eine gewisse Austauschbarkeit der Strukturen nahe legte. Zur Berechnung wurde die Anzahl der Perspektivgänge mit ihrer mittleren Länge, der Sohlenhöhe und dem Koeffizienten für das mittlere Gangeinfallen multipliziert. In der mathematischen Berechnung ergaben sich die prognostischen Vorräte als Produkt von mittlerer Produktivität und prognostischer Gangfläche.

Für die nicht erkundeten Sohlen stellen die prognostischen Vorräte zum Berechnungszeitpunkt die Gesamtvorräte dar. Ihre mittlere Gangproduktivität wurde anhand einer Grafik ermittelt, die speziell für diese Zwecke erstellt worden war. Diese Grafik zeigte die faktische Entwicklung des Ausbringens in Abhängigkeit von der Teufe bis zur +157 m-Sohle, also für den gut erkundeten Teil der Lagerstätte, und eine Extrapolation bis zur -203 m-Sohle. Letztere wurde als Untergrenze der Vererzung angesehen, da nach Ergebnissen von Kernbohrungen das endgültige Abschneiden des uranhöflichen Nebengesteinspaketes am Granitmassiv im Bereich der -263 m-Sohle zu erwarten

war und ein 60-m-Intervall am Granitkontakt als nicht bauwürdig angesehen wurde. Als Grundlage dafür wurde angeführt, dass beim Abbau von 3.750 m² Gangfläche unmittelbar an der Granitgrenze in fünf bauwürdigen Gängen das Ausbringen auf durchschnittlich 0,112 kg/m² gesunken war. Deshalb wurde für die -203 m-Sohle eine Produktivität von 0,108 kg/m² angenommen und die Produktivität der anderen Sohlen aus der bis zur +157 m-Sohle linear verlaufenden Kurve abgegriffen. Auch die Gangfläche für die Sohlen unterhalb +157 m wurde nach einer Extrapolation ermittelt. Aus der Isohypsenkarte ließ sich ableiten, dass die Granitoberfläche im Liegenden der Zobeser Störung mit der -23 m-Sohle und im Hangenden mit der -263 m-Sohle erreicht wird. Ausgehend von den Verhältnissen auf der +157 m-Sohle war bekannt bzw. zu erwarten, dass drei Viertel der bauwürdigen Gangfläche im Hangenden der Zobeser Störung liegen. Dementsprechend wurde für den Teufenbereich bis zur -23 m-Sohle ein linearer Rückgang der Gangfläche gegenüber der +157 m-Sohle auf 75 % prognostiziert. Darunter wurde dieser Wert bis hin zur -203 m-Sohle für jede Berechnungssohle übernommen. Auch für die nicht aufgeschlossenen Sohlen wurden dann die prognostischen Vorräte als Produkt von mittlerer Produktivität und prognostischer Gangfläche ermittelt.

Als Besonderheit der Vorratsberechnung zum 01.07.1954 ist noch zu erwähnen, dass als abschließender Schritt eine Umrechnung der als Gangfläche ausgewiesenen Vorräte in das Erzvolumen und seine Masse erfolgte. Dieses Vorgehen ist in den übrigen Ganglagerstätten der SAG/SDAG Wismut nicht nachweisbar.

Offensichtlich diente es zur Grundlagenermittlung für die Dimensionierung der zu schaffenden Förderkapazitäten.

3.10.3 Ergebnisse der Vorratsberechnungen

Im Ergebnis der Berechnung zum 01.07.1954 wurden geologische Gesamtvorräte von 2.940,44 t Uran (C₁+C₂ in situ einschließlich Außerbilanzvorräte) ausgewiesen. Der Umfang der Bilanzvorräte belief sich auf 2.919,63 t (davon 940,99 t in der Klasse C₁ und 1.978,64 t in der Klasse C₂).

Kritisch ist zu vermerken, dass in die Klasse C₂ sowohl geometrisierte als auch statistisch ermittelte Ressourcen im Sinne prognostischer Vorräte eingestuft wurden. Eine Unterteilung entsprechend den später in der SDAG Wismut üblichen Prinzipien würde zu folgender Klassifizierung führen:

Zusammenfassend lässt sich einschätzen, dass mit der Vorratsberechnung zum 01.07.1954 eine erste umfassende und hinreichend genaue Bewertung der Gesamtressourcen der Lagerstätte Zobes erfolgte. Als Grenzen der Lagerstätte wurden dabei angenommen:

- die 50–80 m mächtige Oxidationszone mit vollständiger Auslaugung nahe der Tagesoberfläche
- die Granitoberkante mit einem angrenzenden Intervall ohne Bauwürdigkeit in der Teufe
- die mit Grubenbauen nachgewiesene NNO-SSW-Erstreckung von ca. 3 km
- das Hangende bzw. Liegende der ca. 200–250 m breiten Zobeser Synklinale

Tab. 3-13: Ergebnisse der Vorratsberechnung zum 01.07.1954 in der Lagerstätte Zobes

Klasse		Gangfläche, 10 ³ m ²	Ausbringen kg/m ²	Uran in t
Löschung (01.01.1950 – 01.07.1954)		213,30	3,285	700,65
Vorratsstand zum 01.07.1954	C ₁	410,37	2,293	940,99
	C ₂	198,50	2,114	419,64
	Δ ₁	1476,09	1,056	1559,00
	C ₁ +C ₂ +Δ ₁	2084,96	1,429	2919,63
Einschätzung (Löschung+C ₁ +C ₂ +Δ ₁)		2298,26	1,575	3620,28

Tab. 3-14: Ergebnisse der Vorratsberechnung zum 01.01.1960 in der Lagerstätte Zobes

Klasse		Gangfläche, 10 ³ m ²	Ausbringen kg/m ²	Uran in t
Löschung (01.01.1950 – 01.01.1960)		1913,04	1,977	3782,59
Vorratsstand zum 01.01.1960	C ₁	101,62	4,863	494,18
	C ₂	142,38	3,041	432,91
	Δ ₁ *	80,00	3,369	269,51
	C ₁ +C ₂ +Δ ₁	324,00	3,811	1196,60
Einschätzung (Löschung+C ₁ +C ₂ +Δ ₁)		2237,04	2,226	4979,18

* Vorräte des nicht aufgeschlossenen Teufenintervalls unterhalb der -293 m-Sohle

Trotz des frühen Erkundungsstadiums gelang es dabei, die Gangfläche für die Gesamtlagerstätte mit bemerkenswerter Genauigkeit (Abweichung von 2 %) zu prognostizieren. Die Einschätzung des Uraninhaltes fiel dagegen im Vergleich zu den Abbauergebnissen um ca. 40 % zu niedrig aus. Dies ist ausschließlich auf die nicht vorhersehbare positive Entwicklung des mittleren Ausbringens in der Teufe zurückzuführen. Durch den nachfolgenden Abbau im zweiten Halbjahr 1954 konnte der Fehler bei der Bewertung der C₁-Vorräte <2,4 % ermittelt werden (PURIK et al. 1955).

Die Autoren der Vorratsberechnung wiesen ausdrücklich darauf hin, dass die Konturierung der Lagerstätte Zobes wegen der laufenden Flankenerkundung und des Teufenaufschlusses noch nicht abgeschlossen war. Besonderes Potenzial für eine Erweiterung der Vorratsbasis sahen sie dabei im Bereich der Südflanke und im Übergangsbereich zur Lagerstätte Bergen. Abgesehen von der fundierten Bewertung zum 01.07.1954 zeigte sich beim Vergleich der Ergebnisse mit den Resultaten der Vorratsberechnungen zum 01.01.1953 und 01.01.1954 eine hohe Dynamik des Vorratsstandes, die vor allem auf das hohe Tempo von Erkundung und Abbau zurückzuführen ist. Zum Zeitpunkt der Berechnung war die Gangstruktur Smesch mit einer auflaufenden Vorratslöschung von 298 t und ca. 344 t Uranvorrat der mit Abstand wichtigste Erzgang der Lagerstätte Zobes.

Durch die **Berechnung zum 01.01.1960** wurden Bilanzvorräte in Höhe von 1.196,60 t Uran (324x10³ m² Gangfläche mit einem Ausbringen von 3,811 kg U/m²) ermittelt und in die Klassen C₁ und C₂ eingestuft. Auch hier waren in der Klasse C₂ wieder geometrisierte und statistisch ermittelte (prognostische) Vorräte enthalten. Eine Gliederung gemäß den sonst in der SDAG Wismut verwendeten Klassen ist in Tabelle 3-14 dargestellt.

Entsprechend dem fortgeschrittenen Erkundungsstand stellte die zum 01.01.1960 gegebene Einschätzung der Gesamtlagerstätte eine äußerst genaue Bewertung für Gangfläche und Uraninhalt dar, die durch den späteren Abbau mit nur 1 bzw. 2 % Abweichung bestätigt wurde. Mit ca. 626 t Uran war der Großteil der Vorräte der Lagerstätte zu diesem Zeitpunkt in den Gängen Nr. 31 und Nr. 71, also im Südteil des Grubenfeldes konzentriert. Im Nordfeld kam dem Gang Nischnaja mit 124,2 t Uranvorrat die größte Bedeutung zu.

3.11 Geophysikalische Untersuchungen

Geophysikalische Arbeiten kamen im Bereich der vogtländischen Uranlagerstätten sowohl im Zusammenhang mit geologischen Such- und Erkundungsarbeiten als auch als selbständige Methoden zum Einsatz. Im Anfangsstadium der Prospektion und bei der Betreuung der bergmännischen Gewinnungstätigkeit wurden ausschließlich radiometrische Verfahren angewendet. Ab 1952 wurden im Zug geologischer Kartierungsarbeiten schrittweise Methoden der Geomagnetik, der Geoelektrik und der Gravimetrie eingesetzt. Die geologischen Untersuchungen im Rahmen der Revisionskartierung in den 1960er Jahren

wurden dann durch komplexe geophysikalische Aufnahmen begleitet. Parallel dazu und gegen Ende der 1980er Jahre kamen aerogeophysikalische Methoden zum Einsatz.

3.11.1 Radiometrische Betreuung der Bergarbeiten

Die radiometrische Betreuung der Bergarbeiten stellte einen zentralen Kontrollmechanismus dar und umfasste eine ganze Reihe von Aufgabenfeldern:

- Gamma-Profilierung aller bergmännischen Auffahrungen,
- Gamma-Karottage sämtlicher Bohrungen (kernloser Erkundungs-, Kontroll- und Sprengbohrlöcher sowie Kernbohrungen),
- kontinuierliche Kontrolle und Einschätzung der Uranerzföhrung von Abbauorten,
- Vor-Ort-Sortierung von Stufenerz, Kontrolle der Vollständigkeit der Gewinnung des Uranerzes, gegebenenfalls der Nach-Bereinigung des Abbauortes,
- Bemusterung der Förderwagen mit Bergmasse zur Trennung von Arm- bzw. Fabrikerz Sorte I und II, schwach aktiver Bergmasse und tauben Gesteins an radiometrischen Kontrollstationen (RKS),
- Sortierung der schwach aktiven Bergmasse sowie des tauben Gesteins zur Abtrennung von Arm- bzw. Fabrikerz Sorte II in übertägigen radiometrischen Sortieranlagen (RAS),
- radiometrische Analysen von Proben aus Versatz- und Haldenmasse zur Kontrolle einer sauberen Erzgewinnung in den Abbaublöcken sowie der störungsfreien Arbeit der Sortieranlagen,
- radiometrische Bemusterung des Stufenerzes und der Erz-kisten zur Bestimmung des Uragehaltes und der -menge.

Die Aufgaben im untertägigen Bereich wurden von Radiometristen im Schichtdienst wahrgenommen. Diese profilieren alle Grubenbaue durch das Bewegen des Radiometer-Messkopfes entlang ihrer Mittelachse und auf einer spiralförmigen Bahn, um die Konturen der Auffahrungen zu bemustern. Die angetroffenen radiometrischen Anomalien wurden detailliert vermessen und dokumentiert.

Andererseits waren die Radiometristen im Rahmen der Überwachung der Bergarbeiten dafür zuständig, die vollständige Urangewinnung in möglichst hochwertigen Erzen sicherzustellen. Auf Grundlage der Gamma-Karottage von Sprengbohrlöchern wurden die Sprengungen im Vortrieb und Abbau so gestaltet, dass sie eine selektive Gewinnung der Uranerzlinen ermöglichten. Die Sortierung des anfallenden Haufwerks erfolgte dann ebenfalls in Anwesenheit der Radiometristen. Bei der Abarbeitung von Gangflächen wurden in taube Gangintervalle sowie in das Hangende und Liegende des Ganges Bohrungen eingebracht und radiometrisch kontrolliert, um mögliche vererzte Apophysen bzw. die Vollständigkeit des Abbaus nachzuweisen. Die Gamma-Karottage aller untertägigen Kernbohrungen war allgemein übliche Praxis.

Auch das Bedienpersonal der radiometrischen Kontrollstationen bzw. Sortieranlagen trug eine hohe Verantwortung für die qualitätsgerechte Erzgewinnung. Mit der Kontrolle der Förderwagen wurde die gehaltsabhängige Sortierung und Sortentrennung der Bergemasse gewährleistet. Wie auch bei den anderen genannten Aufgaben erfolgte hierzu die regelmäßige Eichung der eingesetzten Messgeräte mittels Kontrollproben bekannter Gamma-Aktivität bzw. Urangelhalte, sogenannter Etalons.

Die radiometrischen Analysen wurden als Expressverfahren mit geringfügig reduzierten Anforderungen an die Genauigkeit zu meist dann eingesetzt, wenn die Bemusterung auf einen Vergleich mit vorgegebenen Schwellengehalten ausgerichtet war. Die Genauigkeit von quantitativen radiometrischen Bestimmungen wurde durch chemische Analysen von Vergleichsproben regelmäßig überprüft. Damit erfolgte indirekt auch der Nachweis, dass das radioaktive Gleichgewicht in den Uranerzen der Lagerstätte Zobes in der Summe keine nennenswerten Verschiebungen aufweist.

Durch seine Tätigkeit leistete der geophysikalische Dienst einen bedeutenden Beitrag, die Vermischung bzw. Verdünnung der Erze und die Verluste im Gewinnungsprozess zu minimieren.

3.11.2 Geophysikalische Feldarbeiten

Ein erster Höhepunkt beim Einsatz geophysikalischer Felduntersuchungen der SAG/SDAG Wismut im Vogtland ist für den Zeitraum von 1949 bis ca. 1956 zu konstatieren. Das Repertoire der Methoden wurde in dieser Zeit schrittweise erweitert, so dass neben der anfangs üblichen Emanationsaufnahme ab 1952 auch andere Methoden zur Anwendung kamen. Ab 1953 nahm auch der VEB Geophysik Leipzig Arbeiten im Bereich des Bergener Massivs auf. Eine zweite Periode intensiver geophysikalischer Feldarbeiten von 1960 bis 1967 wurde durch die SDAG Wismut im Zusammenhang mit der Detailerkundung einiger Erzvorkommen und der geologischen Suchkartierung im Maßstab 1:25.000 initiiert.

Als spezielle Variante **radiometrischer Sucharbeiten** kamen Emanationsmessungen im Arbeitsgebiet von 1949 bis 1964 zum Einsatz. Ihre Methodik und die Vorgehensweise beim Aufschluss der angetroffenen Anomalien sind bereits an anderer Stelle eingehend beschrieben worden (KOMISSAROV 1955; HILLER & SCHUPPAN 2008). Neben der einfachen Methodik besteht der Vorteil der Emanationsaufnahme in der Auswertung des Radongehaltes der Bodenluft, der direkte Hinweise auf das Vorhandensein radioaktiver Substanzen im Untergrund geben kann. Als Nachteile gelten die schlechte Reproduzierbarkeit und die

geringe Tiefenreichweite. Außerdem wies die von der SAG/SDAG Wismut praktizierte Feldvariante eine geringe Genauigkeit auf, die jedoch durch das vergleichende Prinzip der Auswertung kompensiert wurde und für das Erkundungsziel keinen Nachteil bildete. Im Gebiet des Bergener Granitmassivs und seines Westkontaktes erfolgten bereits 1949–1950 Aufnahmearbeiten im Netz von 100 m × 5 m bzw. 50 m × 5 m. In den Folgejahren wurden Verdichtungen bis hin zu einem Messpunktnetz von 20 m × 5 m realisiert (PURIK et al. 1955) und auch am Ostkontakt des Granitmassivs flächendeckende Messungen mit schrittweiser Verdichtung des Messnetzes ausgeführt. Angaben zum Gesamtumfang dieser bis 1956 laufenden Untersuchungen sind nicht verfügbar.

Eine Intensivierung radiometrischer Sucharbeiten ergab sich in der Folge der 1960 vorgenommenen kombinierten **aerogamma-magnetischen Untersuchungen** im Vogtland. Bei diesen Vermessungen wurden im Bereich der Kartenblätter 5439, 5440, 5539 und 5540 25 radiometrische Anomalien festgestellt (BURCEV et al. 1969) und hinsichtlich ihrer Genese bewertet. Die stärksten Registrierungen konnten den Halden des Bergbaureviers Zobes zugeordnet werden. Insgesamt 16 Anomalien wurden in Verlauf der nachfolgenden Such-Kartierungsarbeiten näher untersucht.

Von 1960 bis 1964 wurden nochmals Emanationsmessungen im Arbeitsgebiet, speziell im Bereich der Uranvorkommen Theuma, Tirpersdorf und Werda durchgeführt. Die Arbeiten erfolgten im Maßstab 1:5.000 bzw. 1:2.000 mit Detailmessungen im Maßstab 1:1.000 (RYBALOV et al. 1968). 1964 erfolgte letztmalig eine flächenhafte Emanationsaufnahme, die zwar eine Reihe von Anomalien im Bergener Granit ergab, jedoch ohne dass sich damit neue Erkenntnisse ableiten ließen.

In der Folgezeit erlangten die **Flach- und Tiefen-Gamma-Aufnahme** (letztere in Spurlöchern, von Hand gebohrt oder mit einem speziell ausgerüsteten Traktor) als radiometrische Suchverfahren in der SDAG Wismut zunehmend an Bedeutung, da sie das Strahlungsfeld der Festgesteine direkt abbilden. Allein auf dem Kartenblatt Oelsnitz-Berge wurden bis 1967 über 127.000 Punkte und 56.873 lfd. m Bohrungen vermessen (RYBALOV et al. 1968).

Besondere Erwähnung verdienen noch die **gammaskpektrometrischen Feldarbeiten** der Jahre 1968–1971, die auf die radio-geochemische Charakterisierung der magmatischen Gesteine im Südtteil der DDR ausgerichtet waren (BOLOTNIKOV et al. 1972). Im Rahmen dieses Programmes erfolgten 71 Messungen an Graniten des Bergener Massivs, deren Ergebnisse in Tabelle 3-15

Tab. 3-15: Ergebnisse gammaskpektrometrischer Untersuchungen an Graniten des Bergener Massivs (BOLOTNIKOV et al. 1972)

Granittyp und -phase	Messpunkt-Anzahl	Uran in g/t		Thorium in g/t		Kalium in %		Th/U-Verhältnis
		von bis	Ø	von bis	Ø	von bis	Ø	
porphyrisch, Hauptphase	21	5–15	10,0	10–15	12,7	4,0–5,0	4,5	1,27
mittelkörnig, 1. Zusatzphase	46	5–18	10,9	3–11	6,7	3,0–5,0	4,2	0,62
feinkörnig, 2. Zusatzphase	4		7,0		4,0		4,1	0,57



Abb. 3-53: Karte der Magnetfeldanomalien (Isodynamen ΔZ) für das Gebiet des Bergener Granitmassivs

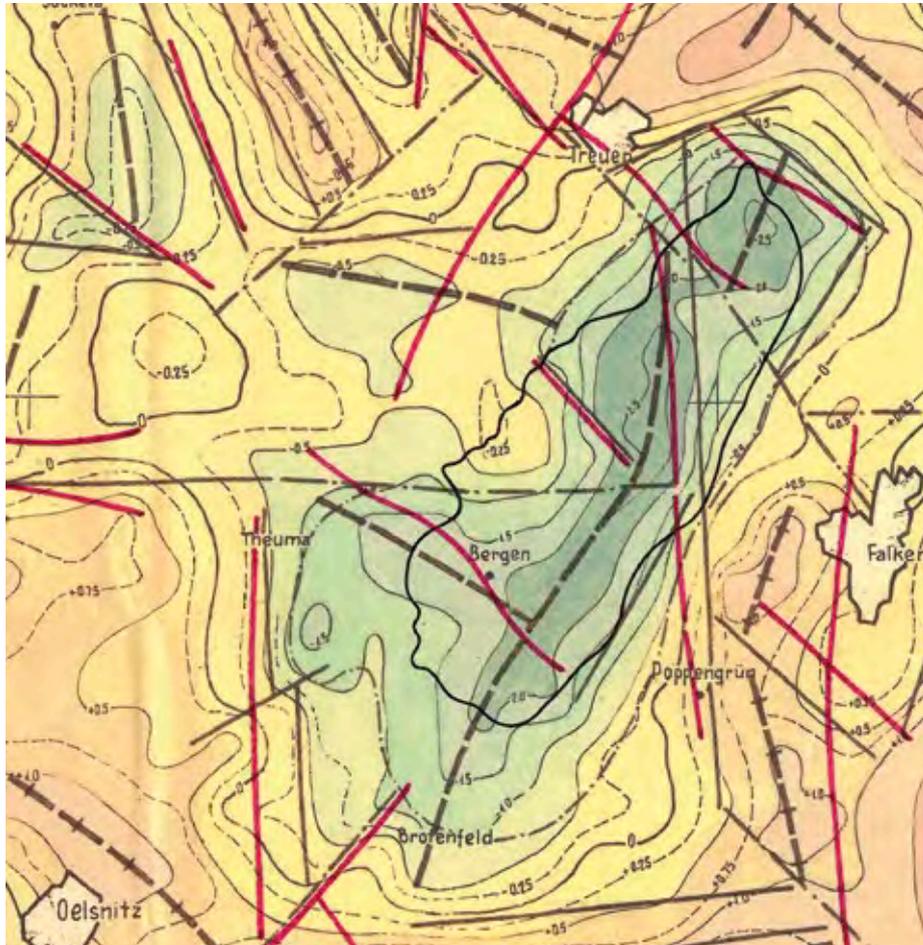


Abb. 3-54: Karte der Restfeldanomalien des Δg -Feldes für das Gebiet des Bergener Granitmassivs

zusammengestellt sind. Die ermittelten Th/U-Verhältnisse lassen eine relative Urananreicherung in den jüngeren Phasen der magmatischen Tätigkeit erkennen.

Geoelektrische Untersuchungen fanden im Arbeitsgebiet ab 1953 zunächst fast ausschließlich in Form von Widerstandsmessungen auf Profilen statt. Bis 1956 wurden im Kontakthof des Bergener Granitmassivs 87.000 Punkte auf einer Fläche von 54 km² vermessen. Im Zuge der Arbeiten konnten für die hier verbreiteten Gesteine charakteristische Werte des spezifischen Widerstands ermittelt werden (siehe Tabelle 3–16).

Diese Ergebnisse dienten als Grundlage für die Abgrenzung von Verbreitungsgebieten der Gesteinskomplexe und die Verfolgung tektonischer Strukturen. Als ein wesentliches Resultat geoelektrischer Messungen wird das Auffinden der Rebesgrüner Zone auf Grundlage einer auffälligen negativen Anomalie gewertet (HOFFMANN 1957).

Bei der Reaktivierung der geophysikalischen Arbeiten ab 1960 kamen geoelektrische Messungen in den Varianten Eigenpotential, symmetrische Profilierung und Dipolprofilierung (letztere ab 1963) zur Anwendung. Die Verfahren wurden einerseits für flächenhafte Vermessungen im Maßstab 1:25.000 und andererseits als Detailmessungen (1:2.000 bzw. 1:5.000) für strukturelle Untersuchungen an radiometrischen Anomalien eingesetzt. Ihre Ergebnisse fanden Eingang in die Auswertungen zum geologischen Bau der Arbeitsbereiche.

1964–1965 realisierte der VEB Geophysik Leipzig im Auftrag der SDAG Wismut Turam-Messungen im Bereich Tirpersdorf-Theuma. Diese Versuchsarbeiten lieferten verwertbare Ergebnisse zur Verbreitung einzelner Gesteinstypen, konnten jedoch tektonische Störungszonen nicht klar genug nachweisen (LANGE 1966).

Geomagnetische Messungen wurden im Bereich des Bergener Granitmassivs seitens der SAG/SDAG Wismut zunächst von 1952 bis 1955 durchgeführt. Es kamen dabei Messungen der Vertikalkomponente (ΔZ) im Maßstab 1:10.000 bis 1:50.000 zur Anwendung (HOFFMANN 1957). Entsprechend dem Wesen der Methode lieferte die Geomagnetik vorrangig Hinweise auf die Verbreitungsgebiete basischer Gesteine mit erhöhten Suszeptibilitätswerten. So konnte einerseits die Verbreitung von Diabasen in der Zobeser Synklinale im Raum Zobes-Mechelgrün durch die Messungen bestätigt werden und andererseits ergaben sich Informationen über die Reichweite der Muldenstruktur in nordöstlicher Richtung.

1958 begann der VEB Geophysik Leipzig mit Geomagnetik-Messungen (ΔZ) im Maßstab 1:25.000 bzw. 1:50.000 am Südrand des Bergener Granitmassivs. Diese Arbeiten leiteten zu einer Aufnahme mit regionalem Charakter (bis Maßstab 1:100.000) im Bereich des gesamten Massivs (BORMANN & LEHMANN 1962) über.

Ab 1962 wurden auch seitens der SDAG Wismut die geomagnetischen Untersuchungen in Form von detaillierten ΔZ -Messungen in Anomaliebereichen wiederbelebt. Im Jahr 1967 folgten dann nochmals flächenhafte Aufnahmearbeiten am West- und SW-Kontakt des Bergener Granitmassivs mit dem Magnetometer KPM-11, das eine Messung des Totalvektors des Magnetfeldes ermöglichte. Die Ergebnisse waren zur Ge-

Tab. 3–16: Spezifische Widerstände wichtiger Gesteinsvarietäten im vogtländischen Raum (HOFFMANN 1957)

Gesteinsvarietäten	Spezifischer Widerstand in Ωm
Granite	500 – 2.000
Amphibolite und Diabase	200 – 300
Kalke	200 – 300
Alaunschiefer	800 – 1.400
Kontaktschiefer	1.500 – 5.000
Phyllite	600 – 700
Quarzite	500 – 1.500
Tektonische Zonen und Gänge	10 – 100

steinsabgrenzung geeignet und mit hoher Genauigkeit reproduzierbar; sie flossen in die geologischen Kartierungen ein.

Gravimetrische Aufnahmearbeiten wurden ab 1954 als Übersichtsmessungen im Netz von 500 m x 500 m realisiert. Im gesamten Vogtland wurden dabei vom Objekt 6 auf einer Fläche von 1.114 km² 7.695 Punkte vermessen. Als Ergebnisse der Arbeiten galten Informationen zur Lage der Granitoberfläche und Hinweise auf tektonische Großstörungen mit bedeutenden vertikalen Amplituden (HOFFMANN 1957). Analoge Untersuchungen führte der VEB Geophysik Leipzig in einem Netz mit Punktabständen von 300–400 m durch (HERTWIG 1955).

Nach längerer Unterbrechung realisierte die SDAG Wismut weitere gravimetrische Untersuchungen im Betrachtungsgebiet, so in den Messgebieten Plauen und Greiz (1972), Teichwolframsdorf (1979) und Eibenstock (1987–1988). Die Ergebnisse flossen vorrangig in regionalgeologische Bearbeitungen ein.

An dieser Stelle sei noch auf die Aktivitäten im Rahmen der **Bohrlochgeophysik** verwiesen. Während der 1950er Jahre kam bei der Bohrlochmessung im Objekt 6 ausschließlich die Gamma-Karottage zur Anwendung. Bei der Weiterführung der Prospektionsarbeiten wurden ab 1966 auch geoelektrische Verfahren in den Varianten Eigenpotential und scheinbarer Widerstand mit verschiedenen Messgeometrien eingesetzt.

Im Jahr 1984 erfolgten im Gebiet Thüringisch-Vogtländisches Schiefergebirge aerogeophysikalische Untersuchungen des VEB Geophysik Leipzig als Beitrag zur Ressourceneinschätzung fester mineralischer Rohstoffe im Südtteil der DDR. Als Verfahren wurden dabei Magnetik, Gammasspektrometrie und VLF eingesetzt (RUHL 1985). Diese Arbeiten wurden seitens der SDAG Wismut nicht mehr rohstoffbezogen ausgewertet, bildeten jedoch nach der politischen Wende von 1989 einen Baustein für die Bewertung radioaktiver Kontaminationen durch Uranbergbau und -aufbereitung und somit die Grundlage für nachfolgende Sanierungsarbeiten im vogtländischen Raum.

3.12 Hydrogeologie

3.12.1 Wasserführung und Wasserhaltung

Das Gebiet der Lagerstätte Zobes wird durch den Rabenbach, seinen rechten Zufluss Haarbach (auch als Forellenbach bezeichnet) und den Lohbach zur Trieb hin entwässert. Für die Wasserführung der Lagerstätte sind vor allem die Kluft-Spalten-Grundwässer der Festgesteine von Bedeutung. Poren-Grundwässer der Alluvialablagerungen wurden nur gelegentlich bei Teufarbeiten (z. B. Schacht 354) angeschnitten und problemlos abgedämmt.

Die Wasserführung der Lagerstätte Zobes ist insgesamt als moderat einzuschätzen. Bei einer maximalen Ausdehnung des Grubengebäudes von 6 km² und einer erreichten Teufe von ca. 800 m betrug der Gesamt-Wasserzulauf 700–760 m³/h. Selbst die Monatsmittelwerte während der Abflussspitzen überstiegen nicht den Wert von 1.000 m³/h.

In der zeitlichen Entwicklung des Wasserzulaufs widerspiegelt sich der Verlauf der Bergarbeiten mit fortschreitendem Aufschluss des Grubengebäudes und Erkundungsarbeiten an den Flanken (siehe Tabelle 3-17). Während in den ersten beiden Jahren der Bergarbeiten noch weniger als 300 m³/h gehoben werden mussten, stieg der Wasserzulauf bis 1956 kontinuierlich auf Werte über 700 m³/h an, um sich in der Folgezeit auf diesem hohen Niveau zu stabilisieren. Die später ermittelten Schwankungen im Zulauf sind als direkte Folge der Niederschlagsverhältnisse zu interpretieren. Für die Zeit nach 1960 liegen keine Messwerte vor.

Ein direkter Einfluss des Niederschlagsgeschehens ist zumindest bis zur +97 m-Sohle nachweisbar. Die Wasserzuläufe erreichten hier während der Abflussspitzen im Frühjahr das 1,5-2fache der Normalwerte.

Die vertikale Verteilung der Wasserzuläufe entwickelte sich in Abhängigkeit von den Infiltrationsverhältnissen und den Aufschlussverhältnissen im Grubengebäude. Eine Analyse zum Jahr 1956 zeigt als allgemeine Tendenz ein deutliches Nachlassen der Zulaufraten mit steigender Teufe (siehe Tabelle 3-18). Der geringe Zulauf auf den beiden oberen Sohlen ist die Folge rückläufiger Auffahrungsumfänge und der erreichten Durchbauung in diesem Lagerstättenabschnitt. Der Haupt-Wasserzufluss ist damit auf der +217 m-Sohle konzentriert, da hier der Infiltrationseinfluss und die horizontale Erstreckung des Grubenfeldes am größten sind.

Auch in der Folgezeit wurden durchweg mehr als 50 % der Wasserzuflüsse oberhalb der +97 m-Sohle registriert. Die Wasserführung des Teufenabschnitts bis zur -203 m-Sohle nahm dabei tendenziell zu. Auf den tiefsten Sohlen (unter -203 m) blieben die kumulierten Zuläufe unter 50 m³/h.

Das System der Wasserhaltung wurde entsprechend dem Fortschritt der Bergarbeiten permanent umgebaut. Eine zentrale Rolle spielten dabei die Pumpenkapazitäten auf der +97 m-Sohle. Anfangs bestanden Hauptwasserhaltungen an den Schächten 277, 294 und 320. Ab Januar 1953 wurde die Wasserhaltung zunächst am Schacht 277 zentralisiert, wodurch die anderen Schächte nur noch geringe Wassermengen ausförderten.

Tab. 3-17: Zusammenstellung der monatlichen Wasserzuläufe der Grube Zobes-Bergen (in m³/h) nach KAŠKOVSKJI 1962 (ergänzt)

Jahr	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Ø	N
1951	205	211	213	219	193	221	219	218	232	234	240	248	221	495
1952	215	230	244	265	259	251	248	242	252	274	289	305	256	626
1953	413	419	416	405	401	418	415	413	426	423	404	414	414	529
1954	465	481	481	490	492	509	565	582	610	597	602	607	540	727
1955	k. A.	k. A.	k. A.	604	514	380	384	800	790	540	530	575	569	648
1956	688	802	723	945	598	670	776	662	783	794	660	773	739	670
1957	627	734	922	875	k. A.	k. A.	k. A.	692	858	716	728	680	750	627
1958	665	695	712	722	698	698	686	832	k. A.	778	762	736	759	555
1959	775	775	837	842	837	k. A.	k. A.	770	666	772	691	553	750	451
1960	551	534	580	630	570	605	612	575	586	636	595	600	590	k. A.

Ø - Jahresdurchschnitt; N - Jahres-Niederschlagssumme in mm; k. A. - keine Angaben

Tab. 3-18: Wasserzuläufe zu den Hauptsohlen der Grube Zobes-Bergen im Jahr 1956 (nach KAZINCEV 1957)

Sohle in m	+340	+277	+217	+157	+97	+37	-23	-83
Zulauf, m ³ /h	62	38	180	120	50	75	60	20

Im Zusammenhang mit der Rekonstruktion des Schachtes 277 mussten ab 1955 die Schächte 320 und 354 zur Wasserhebung von der +97 m-Sohle nach über Tage genutzt werden. Auf allen höher gelegenen Sohlen, die nachfolgend stillgelegt wurden, erfolgte die schrittweise Demontage der Wasserhaltungen und Wasserableitung über Bohrlöcher bzw. Fallleitungen. Die auf den tieferen Sohlen anfallenden Wässer wurden über Blindschächte und Gesenke stufenweise zur +97 m-Sohle gehoben und den Sümpfen von Schacht 320 bzw. 354 zugeleitet. Die Wasserführung der Festgesteine ist durchweg an Klüfte und tektonische Störungen gebunden. Klufflächen und schieferungsparallele Trennflächen sind dabei mit Schüttungen deutlich unter 0,1 l/s gering wasserführend und äußern sich in Form von Tropfstellen. Den Hauptanteil am Grubenwasserzulauf bilden die Wasserzutritte aus den tektonischen Störungszonen und Mineralgangsystemen. Die wichtigsten Strukturen sind dabei die Thoßfeller und die Neuensalzer Störung, die Zobes-Störung sowie die Gänge Sekustschaja und Quarzewaja. Auf den tieferen Sohlen kommen noch die Gänge Schmesch, Wunderlich, Maria, Nr. 31 und Nr. 71 dazu.

Die Zuläufe aus den tektonischen Strukturen waren zumeist nicht gespannt und lagen in den ersten Tagen nach dem Abschluss im Bereich von 30–40 m³/h. In Einzelfällen wurden gespannte Wässer angetroffen und extreme Schüttungen von maximal 300–360 m³/h gemessen. Die Zulaufmengen verringerten sich im Verlauf von einigen Wochen bis Monaten kontinuierlich. Aus den Hauptstörungen verblieben nach der Drainage der statischen Wasservorräte noch Zuflüsse von 15–35 m³/h. Die Zuläufe aus kleineren Störungen versiegten in der Regel im Verlauf von 3–4 Wochen vollständig.

3.12.2 Bemerkenswerte Einzelzuflüsse

Nach Angaben von KAZINCEV (1957) wurde die Zobes-Störung mehrfach stark wasserführend angetroffen. Auf den Sohlen +400 m und +340 m waren starke Wasserzutritte aus dieser Zone wiederholt mit größeren Firstausbrüchen verbunden. Im Mai 1955 wurde bei einer Durchörterung auf der +340 m-Sohle ein Zulauf von 120 m³/h registriert. Am 20.08.1955 fuhr man südlich von Schacht 320 mit dem Querschlag 102a auf der +157 m-Sohle eine liegende Begleitstörung der Zobes-Störung in kohlenstoffführenden Schiefen an. Es erfolgte ein Wassereinbruch von ca. 300 m³/h mit einem Druck von 7,5 atm, während Wasserzutritte auf darüber liegenden Sohlen in diesem Gebiet kurzfristig versiegten. Das austretende Wasser hatte eine Temperatur von 17 °C. Es wurde ein Damm errichtet und der Abfluss auf 80–100 m³/h eingeregelt. Schüttung und Druck des Wassereinbruchs gingen in der Folgezeit kontinuierlich zurück (1,8 atm am 15.03.1956; 95 m³/h, ungespannt am 28.07.1956), und schließlich fiel der Zulauf gänzlich trocken. 1956 wurde die Zobes-Störung nochmals auf den +277 m-Sohle angefahren und erbrachte temporär bis 90 m³/h Zulauf. Auf der +217 m-Sohle wurde die Neuensalzer Störung wiederholt angefahren. Dabei trat Mitte Mai 1956 im Querschlag 83 ein starker Wasserzutritt aus einer Serie von drusigen Quarz-

gängen mit offenen Klüften auf. Der anfängliche Zulauf von 40 m³/h sank zum 25.06.1956 auf 17 m³/h, betrug am 14.08.1956 noch 4 m³/h und war am 20.09.1956 gänzlich versiegt.

Mit Querschlag 293 wurde die Neuensalzer Störung am 24.11.1956 im Granit angefahren. Aus einem Sprengbohrloch trat ein 6 m langer Wasserstrahl aus, der Gesteinsstücke mit sich riss. Die Schüttung wurde für den 26.11.1956 mit 73 m³/h und am 30.01.1957 mit 20 m³/h angegeben.

Die Thoßfeller Störung war Gegenstand bergmännischer Erkundungsarbeiten auf der +97 m-Sohle. Aus der Liegendstörung wurde zunächst ein Zulauf von 30–45 m³/h registriert. Bei 1.900 m Auffahrungslänge trat dann im Februar 1957 ein Wasserzutritt von 150 m³/h auf, der über offene Klüfte und Sprengbohrlöcher erfolgte. Im März 1957 war ein Rückgang der Schüttung auf 120 m³/h und Mitte Mai eine weitere Reduzierung auf 82 m³/h zu verzeichnen. Das Wasser wies eine Temperatur von 16 °C auf.

Aus dem Gang Nr. 71 trat im Querschlag 610^N auf der -143 m-Sohle am 31.08.1957 ein gespanntes warmes Grundwasser (26 °C) aus. Die Schüttung betrug 15–18 m³/h.

3.12.3 Hydrochemische Verhältnisse

Die hydrochemischen Verhältnisse der Lagerstätte Zobes erwiesen sich im Zug ihrer fortschreitenden Untersuchung als äußerst interessant. Der Einfluss von Oberflächenwässern ließ sich bis zur +340 m-Sohle verfolgen. Bis in diese Teufe traten durchweg Wässer mit geringer Gesamtmineralisation auf, die zuweilen erhöhte pH-Werte und auffällige Nitratgehalte aufwiesen. Darunter zeigte sich eine deutliche Zweiteilung der hydrochemischen Bedingungen.

Im Nordteil der Lagerstätte wurden Calcium-Natrium/Hydrogenkarbonat-Wässer mit gelegentlichen Sulfatanteilen angetroffen, die Gesamtmineralisationen bis 0,3 g/l aufweisen. Auch die Wässer der Thoßfeller Störung waren dem Calcium-Hydrogenkarbonat-Typ zuzurechnen. Eine Teufenzonalität konnte im Nordteil nicht nachgewiesen werden.

Im Südbereich der Lagerstätte, beginnend im Gebiet von Schacht 320, stieg bei wachsender Teufe und Annäherung an die Neuensalzer Störung der Einfluss chloridischer Komponenten im Grundwasser. So waren hier Hydrogenkarbonat-Chlorid- oder Chloridwässer mit wechselnden Sulfatanteilen ausgebildet. Der Kationenbestand war durch wechselnde Anteile von Natrium, Calcium und Magnesium geprägt. Die Gesamtmineralisation zeigte sich deutlich erhöht und erreichte in Einzelfällen bis ca. 6 g/l. Die höchsten Werte wurden dabei mit 5,9 g/l, 5,39 g/l und 6,16 g/l an den Wasserzuflüssen in den Querschlägen 102a (+157 m-Sohle), 83 (+217 m-Sohle) und 319 (+37 m-Sohle) gemessen. Auch im Querschlag 293 und aus einer Bohrung im Querschlag 410^S traten mit 5–6 g/l mineralisierte Natrium-Calcium/Chlorid-Wässer aus, am Gang Nr. 71 (Querschlag 610^N) wurden bis zu 10 g/l gemessen. Bemerkenswert waren gelegentliche Gehalte von freier Kohlensäure in den chloridreichen Grundwässern. In Einzelfällen (z. B. Querschlag 102a) wurden H₂S-Gehalte wahrgenommen. Beobachtungen

Tab. 3-19: Ergebnisse der radiohydrogeologischen Spezialuntersuchung im Einzugsgebiet der Trieb (LENK & HARTIG 1960)

Messpunkt	Rabenbach vorm Langen Teich	Forellenbach westlich Schacht 277	Trieb vor Einmündung Rabenbach	Rabenbach vor Mündung in die Trieb	Trieb nach Einmündung Rabenbach
Durchfluss, m ³ /h	17,50	529,00	2.960,00	617,00	3.440,00
Radon, Bq/l	5,50	17,80	11,50	12,60	11,50
Radium, Bq g/l	9,60	17,00	5,60	12,20	15,90
Uran, mg/l	0,09	1,31	0,08	0,97	0,58
Uran im Sediment, mg/kg	1,00	8,25	1,62	2,75	2,37
TR, mg/l	76,00	2.236,00	208,00	2.052,00	564,00
Anionenvormacht	Sulfat-Chlorid	Chlorid-Sulfat	Sulfat-Hydrogenkarbonat	Chlorid-Sulfat	Chlorid-Sulfat

TR - Trockenrückstand

an einem Wasserzufluss im Querschlag 210 (+97 m-Sohle) zeigten einen zeitabhängigen Rückgang der Gesamtmineralisation bei ansteigendem Hydrogenkarbonat-Anteil und rückläufigem Chloridanteil (KAZINCEV 1957).

Somit zeigt sich im Südteil der Lagerstätte Zobes eine lokale hydrochemische Anomalie, die mit einer sehr hohen Verbreitungsgrenze hochsalinärer Wässer verbunden ist. Bei Altensalz sind diese Wässer bereits in geringster Teufe anzutreffen. Die Koppelung zwischen den Einzelvorkommen scheint in erster Linie über die Neuensalzer und die Zobes-Störung gegeben zu sein. Chloridreiche Solewasservorkommen sind auch von den tiefen Sohlen der Uranlagerstätte Schlema-Alberoda und der Fluoritlagerstätte Schönbrunn bekannt sowie im Zwickauer Steinkohlenbecken – letztere allerdings mit hohen Sulfatan-teilen – aufgetreten. Die Ableitung dieser Wässer aus den Salinarkomplexen des Thüringer Beckens, wie sie zumindest für Zwickau diskutiert wurde, wird durch die beschriebenen Verhältnisse nicht gestützt. Vielmehr sind diese Wässer als Tiefenwässer anzusehen (KUSCHKA & HAHN 1996).

Die Gehalte der radioaktiven Wasserinhaltsstoffe sind innerhalb der Lagerstätte Zobes gegenüber der Umgebung auf das 3 – 5fache erhöht. So wurden durchschnittliche Aktivitätskonzentrationen von ca. 400 Bq/l für Radon und 5,2 – 130 Bq/l für Radium (letztere vorzugsweise in radonreichen Wässern) gemessen. Einige Wasserzutritte wiesen extreme Radon-Werte und Urangelhalte über 10 g/l auf. Die maximal gemessenen Werte wurden mit 56.000 Bq/l Radon bzw. 18,731 g/l Uran angegeben (KAZINCEV 1957). Diese Wasserzuläufe sind eng mit hochproduktiven Uranerzgängen verknüpft. Wässer mit Radon-Aktivitätskonzentrationen von 1.350 bis 4.000 Bq/l galten als lokales Suchkriterium für Uranerzlinen in Entfernungen von 10 – 15 m.

Spezielle radiohydrogeologische Arbeiten wurden im 1. Halbjahr 1959 ausgeführt, um die Auswirkungen der Einleitung von Schachtwässern auf die Wasserqualität der Vorfluter und damit der im Bau befindlichen Talsperre Pöhl zu untersuchen. Anhand einer umfassenden radiohydrogeologischen Detailaufnahme im Einzugsgebiet der Trieb wurde nachgewiesen, dass

durch die Grubenwässer ein deutlicher Uraneintrag in den Rabenbach und die Trieb erfolgt. Für die Trieb ergab sich eine Erhöhung der Urankonzentration von 0,08 mg/l vor der Einmündung des Rabenbachs auf 0,58 mg/l. Außerdem wurde anhand von Schlammproben der Nachweis für Urankontaminationen der Bachsedimente erbracht. Die Radium- und Radonwerte zeigten nur eine moderate bzw. keine Zunahme (siehe Tabelle 3-19).

In Auswertung dieser Untersuchung wurden die Zobeser Grubenwässer vor dem Beginn des Einstaus der Talsperre Pöhl in eine Rohrleitung gefasst und in den Friesenbach abgeschlagen, der bei Umgehung des unteren Triebtals eine Einleitung in die Weiße Elster ermöglichte.

3.13 Verwahrung/Sanierung

Mit der Betriebseinstellung im Jahr 1963 war für den Bergbaustandort Zobes eine zumindest teilweise geordnete Stilllegung gesichert. Die rechtliche Grundlage bildete das Abkommen vom 07.12.1962 zwischen der DDR und der UdSSR über die Fortsetzung der Uranproduktion bis 1973, in dem auch die Kostenbeteiligung der SDAG Wismut bei der Wiedernutzbarmachung stillgelegter Uranbergbaustandorte geregelt war. An eine umfassende Sanierung des Bergbaustandortes, wie sie nach 1990 an den Liegenschaften der Wismut GmbH erfolgte, war Mitte der 1960er Jahre zwar noch nicht zu denken, jedoch erfolgte zumindest eine Gefahrenabwehr zur Gewährleistung der öffentlichen Sicherheit und eine Beseitigung der augenscheinlichen Hinterlassenschaften an Produktionsanlagen.

Die Verwahrung der Grube Zobes stellte sich relativ einfach dar, da es an Tagesöffnungen nur die Schächte sowie Schürfe zu beachten galt und tagesnahe Grubenbaue (Abbaue bzw. Überhauen) nur in Einzelfällen eine potenzielle Gefährdung darstellten. Im Anschluss an die untertägige Demontage erfolgte die Verfüllung der Schachtröhren (mit Ausnahme der Schächte 277 und 354) mittels Haldenmassen; alle Schachtköpfe wurden mit Betonbühnen gesichert (DEMMLER in HAGEN & SCHEID 1999). In der Folgezeit realisierte Kontrollen ergaben,



Abb. 3-55: Gebäudereste am ehemaligen Schacht 277

dass an den meisten Schacht- und Schurföffnungen die Verfüllsäulen nachgesackt waren und eine langzeitstabile Verwahrung nicht gegeben war. Der Handlungsbedarf wurde zuletzt in einem Planungskonzept zusammengefasst (RIEDEL et al. 2008). Im Jahr 2010 wurde am Schacht 277 die Schachtabdeckung mittels Stahlbeton erneuert, ein Notwasserüberlauf errichtet und gleichzeitig eine geordnete Anbindung der hier austretenden Flutungswässer an die Vorflut hergestellt. Die Schächte 320 und 362 wurden 2013–2014 nach Stand der Technik mit Betonscherplomben verwahrt. Somit besteht derzeit noch Handlungsbedarf für die Schächte 294 und 364 sowie für die Schürfe 15, 18, 19, 21, 22, 25, 26, 28, 29, 32, 33, 34, 35, 57, 58 und 59.

Tagesnahe Grubenbaue wurden zunächst nicht verfüllt. Bergsicherungsarbeiten erfolgten erst beim Auftreten von Tagesbrüchen, so z. B. 1964 nahe Schacht 354. Ein Tagesbruch ereignete sich auch auf dem Mannschaftsstollen am Schacht 277, der im Jahr 2005 verwahrt wurde. Mit dem erwähnten Planungskonzept (RIEDEL et al. 2008) wurden 26 tagesnahe Überhauen der Grube Zobes bergschadenskundlich bewertet. 5 Überhauen weisen ausreichende Überdeckung auf, 10 weitere (jeweils auf den Gängen Tonkaja und Sekuschschaja aufgeföhren) sind von einer Deponie überdeckt, die zeitweilig im Haldengelände zwischen Schacht 320 und 354 betrieben wurde und mittlerweile abgedeckt ist. Somit sind noch 7 Überhauen zu verwahren und für 4 Überhauen besteht noch Erkundungsbedarf.

Das Grubengebäude der Lagerstätte Zobes wurde nach der Produktionseinstellung auf natürliche Weise, durch Einstellung der Wasserhaltung geflutet. Die Flutung verlief damit ungesteuert und wurde nur anfangs überwacht. Für den 20.02.1964 ist im Aufsichtsgrubenbild ein Flutungsstand von -100 m NN vermerkt; zum weiteren Verlauf liegen keine belastbaren Daten vor. Ab Mai 1966 wurden verschiedene Wasserschäden in der Gemeinde Mechelgrün gemeldet, die als Folge des Aufstaus der Flutungswässer bis zur Tagesoberfläche gedeutet wurden. Der Flutungswasserübertritt erfolgte im Bereich des Schachtes 277 auf diffussem Weg in die alluvialen Ablagerungen des Forellen-

bachtals. Die austretende Wassermenge wird mit 300 m³/h eingeschätzt (PINKA 2001).

Die chemisch-physikalische Beschaffenheit der Flutungswässer rückte erst seit dem Jahr 1998 in den Fokus, als die Wismut GmbH Untersuchungen an gefluteten Erzgruben in Sachsen zur Gewinnung von Vergleichsdaten durchführte bzw. beauftragte. Mit einer Bohrung durch die Betonbühne im Schacht 277 wurde im Jahr 2000 eine Möglichkeit zur regelmäßigen Probenahme und zu Sondierungen im Flutungsraum geschaffen. Quartalsweise entnommene Proben aus verschiedenen Teufen im Schacht 277 zeigten eine nahezu homogene Beschaffenheit über ca. 340 m Wassersäule. Die Flutungswässer wiesen eine gelbbraunliche bis hellbraunliche Färbung und einen stark fauligen Geruch auf. Der pH-Wert lag im Neutralbereich und das Redoxpotenzial war intermediär bis schwach reduzierend. Die Wassertemperatur schwankte unwesentlich um 18 °C. Das Flutungswasser war mit 0,4 mg/l nur schwach mineralisiert und wies eine Leitfähigkeit von 0,5 mS/cm auf (PINKA & HARTSCH 2000). Die makrochemische Zusammensetzung bedingt eine Einstufung als Erdalkali-hydrogenkarbonatische Wässer mit gutem Puffervermögen. Der Sauerstoffgehalt lag mit 0,1 mg/l nahe der Nachweisgrenze. Die Arsenkonzentration betrug ca. 0,1 mg/l, dürfte aber ursprünglich höher gelegen haben und deutet auf einen langfristigen Arsenausstrag aus dem Flutungsraum hin. Urangehalte wurden in der Größenordnung von 0,01 mg/l detektiert. Hingegen betrug die Radium-Aktivitätskonzentration 2,6 Bq/l (PINKA 2001).

Ähnlich wie in der Grube Pöhla herrschen somit in der Grube Zobes reduzierende Bedingungen, die einerseits einen Schwermetallausstrag hemmen und andererseits zur Mobilisierung des Arsen- und Radiuminventars der Grube führen. Die Uranbelastung der Grubenwässer, die für den Produktionszeitraum dokumentiert ist (siehe 3.12), dürfte infolge der fortschreitenden Sauerstoffzehrung nach Abschluss der Flutung schnell nachgelassen haben. Darauf deuten auch die nicht mehr nachweisbaren Sulfatkonzentrationen im Grubenwasser hin. Trotz vorhandener Bariumgehalte kommt es nicht mehr zur Barytfällung,

Tab. 3-20: Mittlere Gehalte ausgewählter Komponenten im Flutungswasser der Grube Zobes im Zeitraum 1998 bis 2014

Komponente	FTR	Na	Ca	Mg	Cl	SO ₄	HCO ₃	Fe	As	Ba	U	Ra-226
Einheit	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	Bq/l
mittlerer Gehalt	334	24	55	26	38	<5	307	8,7	0,27	0,58	0,01	2,4

FTR - Filtertrockenrückstand

Tab. 3-21: Geschätzter Schadstoffinhalt der abgesetzten Schlämme

Objekt	Fläche in m ²	Schlamm in m ³	Uran in kg	Arsen in kg	Kupfer in kg	Nickel in kg
Absetzbecken 1	250	125	436,0	265	723	497
Absetzbecken 2	14.400	43.200	5.944,0	47.806	40.867	32.314
Forellenteich	900	900	17,8	110	110	82

die einen wirksamen Mechanismus bei der Fixierung von Radium im Grubenraum darstellen könnte.

Seit 2002 werden von der Wismut GmbH Messungen und Probenahmen an den Flutungswässern im halbjährigen Rhythmus weitergeführt, bei denen sich die beschriebenen Verhältnisse weiterhin bestätigen. Die Tabelle 3-20 gibt einen Überblick über die Gehalte ausgewählter Komponenten im Flutungswasser nach Messungen der Wismut GmbH im Zeitraum 1998 bis 2014.

Da das mit Arsen und Radium belastete Flutungswasser die vermoorte Talaue westlich von Schacht 277 durchströmt, wird hier ein Großteil der Schadstoffe in einem natürlichen Wetland zurückgehalten, so dass der Forellenbach an der Mündung in den Rabenbach als kaum belastet einzustufen ist. Jedoch sind die Bachsedimente des Forellenbachs aufgrund der langjährigen Grubenwassereinleitungen mit Uran, Arsen, Kobalt, Nickel, Kupfer, Zink, Blei und vor allem Mangan belastet.

Die nicht mehr benötigten Betriebsanlagen an den abgeworfenen Schächten wurden nach der Produktionseinstellung abgerissen, die zugehörigen Betriebsflächen erfuhren durch Planierarbeiten eine Geländeregulierung. Dabei erfolgte in der Regel auch eine Überdeckung radioaktiv kontaminierter Bereiche. Einzig für eine Fläche von ca. 60 m² am ehemaligen Schacht 277 wurde wegen erhöhter Werte der Ortsdosisleistung eine Sanierung in Erwägung gezogen (RIEDEL et al. 2008). Eine Reihe von Büro- und Verwaltungsgebäuden, in denen kein Umgang mit Uranerzen stattgefunden hatte, wurden einer Nachnutzung durch ortsansässige landwirtschaftliche Betriebe zugeführt. Allerdings zeigten sich in Einzelfällen erhöhte Radonkonzentrationen in der Raumluft, die eine Sanierung (Radondämmung) der Gebäudesubstanz erforderten (SCHRÖTER 1991). Außerdem existieren noch einige ungenutzte, einsturzgefährdete Gebäude an den ehemaligen Schächten 277, 320 und 362, für die ein Abriss im Rahmen der Sanierung der Wismut-Altlasten geplant ist.

Im Kerngebiet hatten die Schächte 277, 294, 320, 354 und 362 12 Kegelhalden und 2 kleinere Tafelhalden hinterlassen, die ursprünglich eine Aufstandsfläche von ca. 25 ha aufwiesen (WEISE 1966). Daneben existierten noch der Doppelkegel am Schacht 364 nördlich Zobes und einige kleinere Schurfhalden.

Bereits 1963–1965 wurden an sechs Kegelhalden Bepflanzungen ausgeführt. Dazu wurden in den oberen Bermenbereichen, die einen ausreichenden Feinkornanteil aufwiesen, 0,3 m bis 0,5 m breite Pflanzbermen im Abstand von 2–3 m angelegt (WEISE 1966). Hier wurden Erle, Pappel, Kiefer, Schwarzkiefer, Lärche, Roteiche, Goldjohannisbeere und Weißdorn ohne Mutterbodenzugabe oder vorherige Düngung gepflanzt und Weißer Steinklee eingesät. Trotz geringer standortbedingter Ausfälle, vorzugsweise an den südexponierten Lagen, und selektiven Wildverbisses konnten sich speziell Erle, Pappel und Steinklee gut etablieren. An den beiden verbliebenen Kegelhalden von Schacht 362 ist der Erfolg dieser Maßnahmen auch aktuell sichtbar, wo sich durch Sukzessionswirkung ein überraschend artenreicher Baum- und Strauchbestand entwickelt hat, der nachhaltig zur Stabilisierung der steilen Böschungen beiträgt.

Ungeachtet der eingeleiteten Aufforstungsmaßnahmen betrieb der VEB Hartsteinwerke »Vogtland« an den Zobeser Halden von Mitte der 1960er Jahre bis 1985 eine intensive Baustoffgewinnung (Schotter- und Splittproduktion). Im Verlauf dieser Arbeiten wurden die Halden der Schächte 277, 354 und 364 faktisch vollständig sowie die Halden der Schächte 294 und 320 bis auf geringe Reste abgetragen. Der Rest der Halde 320 wurde einschließlich einer verbliebenen Armerzschüttung der SDAG Wismut im Jahr 2008 abgedeckt. Die Haldenreste am Schacht 294 weisen übersteilte Böschungen auf, deren Sanierung noch aussteht. Auch für die bewaldete Halde 362 wurde eine Sanierung ins Auge gefasst, da durch mehrfache Materialentnahmen im Böschungsbereich die Standsicherheit nicht

mehr gegeben ist. Die Mehrzahl der Schurfhalden im Raum Zobes wie auch im Gesamtbereich des Bergener Granitmassivs ist derzeit noch unverändert vorhanden, da für sie weder aus radiologischer noch aus geotechnischer Sicht Sanierungsbedarf besteht.

Bei der Haldenaufarbeitung durch den VEB Hartsteinwerke »Vogtland« wurde für den Waschprozess Flutungswasser aus dem Schacht 277 entnommen. Zur Sedimentation der anfallenden Schlämme und Schwebstoffe wurden im Tal des Forellenbachs westlich von Schacht 277 zwei Absetzbecken eingerichtet. Auch der abstromseitig gelegene Forellenteich ist durch Schwebstoffeintrag kontaminiert, da er während der Betriebszeit der Grube Zobes als Absetzbecken für die gehobenen Grubenwässer genutzt wurde und dadurch teilweise verlandete.

Beide Absetzbecken und der Forellenteich enthalten größere Schlammablagerungen mit einem markanten Schwermetallinventar, das für Uranbergbaustandorte typisch ist. Für die einheitliche Herkunft der Kontaminationen spricht auch die Korrelation zwischen den Gehalten aller untersuchten Kom-

ponenten. Im Zug einer Bestandsaufnahme zur Umweltsituation im Raum Zobes-Bergen wurde der Schadstoffinhalt der abgesetzten Schlämme grob abgeschätzt (SCHRÖTER 1991). Die Ergebnisse sind in der Tabelle 3-21 zusammengefasst.

Das radioaktive Gleichgewicht ist im Absetzbecken 2 zugunsten von Radium, im Forellenteich jedoch zum Uran hin verschoben. Das deutet auf einen signifikanten Radiumeintrag aus dem aktuell austretenden Flutungswasser in das Absetzbecken hin, während die Kontamination im Forellenteich durch die hohen Urangehalte der Grubenwässer während der Abbauezeit zu erklären ist. Am Absetzbecken 2 wurde ein Versuch unternommen, mittels Klärschlammabdeckung die erhöhte Gamma-Ortsdosisleistung zu verringern. Die hohen Zinkgehalte des verwendeten Klärschlamm bewirkten jedoch eine weitere Erhöhung der Schwermetallbelastung. Eine endgültige Abdeckung steht hier noch aus, kann aber aufgrund der Eigentumsverhältnisse nicht aus öffentlichen Mitteln finanziert werden.

Abschließend ist die 2011–2012 erfolgte Sanierung der ehemaligen Erzverladung Großfriesen zu erwähnen, von der die Zobeser Erze per Bahn in die Aufbereitung gelangten. Hier wurden die durch Rieserverluste kontaminierten Gleisbereiche ausgeladen, die Verladerampen zurückgebaut und aus der Bergbauzeit verbliebene, nicht mehr nutzbare Gebäude abgerissen.



Abb. 3-56: Haldenreste und Betriebsfläche am Schacht 362



Abb. 3-57: Halde Schurf 33 an der Butterleite nördlich Zobes

4 Die Lagerstätte Bergen

4.1 Geologische Struktur

Die Lagerstätte Bergen liegt im südwestlichen Randbereich des Bergener Granitmassivs, im Kreuzungsbereich der NW-streichenden Neuensalzer Störung mit der meridional streichenden Bergener Störung. Ihre Erzgänge befinden sich fast vollständig im Granit, nur ein unbedeutender oberflächennaher Teil in Schiefen des inneren Kontakthofs dieses Massivs. Der Granitkontakt ist hier relativ kompliziert ausgebildet, mit zahlreichen Aufstülpungen und Einsenkungen sowie zungenförmigen, 15–100 m mächtigen Apophysen. Sein allgemein nach Westen gerichtetes Einfallen ändert sich dabei oft und wird gelegentlich sogar gegenläufig.

Das Nebengestein der Gänge wird von verschiedenen Granitvarietäten gebildet, hauptsächlich jedoch von porphyrischem Zweiglimmergranit (Normalgranit). Daneben spielen Lamprophyr- und Aplitgänge noch eine besondere strukturelle Rolle. Die Aplitgänge streichen allgemein um 300–320° und fallen steil nach NO, seltener auch nach SW ein. Ein Lamprophyrgang im Osten der Lagerstätte weist ein zwischen 330° und 355° wechselndes Streichen mit knickartigen Wechseln zwischen beiden Richtungen und bei ca. 70° liegendem Einfallen nach Osten auf. Zwischen diesem Lamprophyrgang im Osten und einem relativ mächtigen (ca. 6 m) Aplitgang im Südwesten befinden sich auf ca. 0,5 km² Fläche alle Uranerzgänge der



Abb. 4-1: Geologischer Grundriss der +336 m-Sohle

Lagerstätte Bergen. Für ihre Vererzung sind im Wesentlichen tektonisch-strukturelle Faktoren von Bedeutung, d. h. Änderungen im Streichen oder Fallen, Gangkreuzungen, Auftrümmungen bzw. Scharungen und ähnliches.

4.2 Nebengesteine

Wie bereits erwähnt, bilden im Wesentlichen die Granite des Bergener Massivs das Nebengestein der Erzgänge der Lagerstätte. Neben dem porphyrischen Normalgranit wurden auch eine metasomatisch veränderte Varietät (Turmalingranit) und feinkörnige Stockgranite angetroffen.

Am weitesten verbreitet und damit auch dominierend als Nebengestein der Bergener Gänge ist der mittel- bis grobkörnig-porphyrische Zweiglimmergranit, der Normal- bzw. Hauptgranit des Bergener Massivs. Bezüglich seiner petrografischen Ausbildung sei auf den Abschnitt 2.3 verwiesen. Die Dominanz des Biotits an seinem Glimmergehalt führte des Öfteren auch zur Einstufung als Biotitgranit, z. B. bei BEZGUBOV et al. (1958) oder auch z. T. bei PIETZSCH (1962).

Der metasomatisch veränderte Granit unterscheidet sich makroskopisch wenig vom normalen Hauptgranit. Er führt immer Turmalin in bedeutender Menge, so als unregelmäßige Anhäufungen und radialstrahlige Aggregate, oder auch in Trümmern. Außerdem enthält er mehr Quarz als der Normalgranit, teilweise in Form einer zweiten Generation, deren Körner eng mit den Turmalinabscheidungen verbunden sind. Der Biotit ist in dieser Varietät fast vollständig durch Muskovit verdrängt. Manchmal enthält der veränderte Granit pegmatitähnliche Schlieren; außerdem sind Gänge mit feinkörnigem Granit und Aplit anzutreffen. Hauptsächlich ist dieser veränderte Granit im kontaktnahen Teil um einen Stock jüngerer feinkörniger Granite (siehe unten) verbreitet. Nach BEZGUBOV et al. (1958) hängt deshalb diese Metasomatose des Hauptgranits genetisch vermutlich eng mit der Intrusion des jüngeren Stockgranits zusammen und stellt eine schwache pneumatolytische Veränderung dar mit Bildung von Quarz, Turmalin, Topas u. a.

Feinkörnige Stockgranite wurden in Auffahrungen in den Lagerstätten Bergen und Zobes angetroffen, wo sie Gänge und stockartige Aufwölbungen bilden. Die größte Aufwölbung befindet sich an der Südflanke der Lagerstätte Zobes bzw. der NW-Flanke von Bergen mit dem Apikalteil unmittelbar südlich der Neuensalzer Störung. Sie reicht hier bis ca. 70–80 m unter die Tagesoberfläche (Brl. 144/55). Der Teil dieser Aufwölbung nördlich der Neuensalzer Störung liegt ca. 50 m tiefer, bei einem horizontalen Versatz von ca. 450 m (nach O). Im Osten folgt nach eindeutigen Intrusivkontakt der Hauptgranit, der im kontaktnahen Bereich metasomatisch verändert ist (verquarzt, mit vielen pegmatitähnlichen Schlieren und Quarz-Turmalin-Trümmern). Dieser Kontakt war auf der +366 m-Sohle (von Schacht 254 aus) und der +217 m-Sohle (von Schacht 362 aus) aufgeschlossen. Aus der Feststellung, dass innerhalb dieses Granitstocks kein einziger Aplitgang angetroffen worden ist, während sein Exokontaktbereich ge-



Abb. 4-2: Feinkörniger Granit; Schurf 59, +344 m-Sohle

radezu »überfüllt« ist damit, lässt sich ebenfalls ein enger genetischer Zusammenhang zwischen Granitstock und den Aplitgängen ableiten.

Ein weiteres, kleineres Vorkommen solcher feinkörniger Granite war unmittelbar südwestlich Schacht 254 als WNW-OSO gestreckter gangartiger Körper auf der +366 m-Sohle aufgeschlossen.

Charakteristisch für diese feinkörnigen Granite ist ihre Gleichkörnigkeit, das Fehlen porphyrischer Feldspäte, was sie aplitähnlich aussehen lässt, sowie ihr scheinbar frisches Aussehen, ohne makroskopisch sichtbare sekundäre Veränderungen. Mikroskopisch unterscheiden sie sich außer in der Korngröße durch ihre xenomorph-körnige Struktur von der hypidiomorph-körnigen des Hauptgranits. Ihre mineralische Zusammensetzung ist der des metasomatisch veränderten Granits am nächsten, mit sehr wenig Biotit (z. T. verdrängt durch Muskovit oder Chlorit), einer zweiten Quarzgeneration, die mit Turmalin oder Topas assoziiert ist, mit Mikroklin und teilweise serizitisiertem Plagioklas (besonders die inneren Kornanteile) und als Akzessorien relativ viel Turmalin oder Topas, dazu nur wenig Apatit, Zirkon und Erzminerale. Diese Eigenheiten der feinkörnigen Granite bekräftigen die bereits genannte Vermutung, dass von ihnen die metasomatische Veränderung des Hauptgranits in ihrer Umgebung ausging, und dass wahrscheinlich auch die in annähernd dem gleichen Gebiet ausgebildete hydrothermale Uranvererzung mit ihnen in Beziehung steht.

Übrigens wurden von BEZGUBOV et al. (1958) zwei chemische Analysen von Proben feinkörniger Granite von Trieb bei Bergen (aus SCHÜLLER 1949) verglichen mit solchen von feinkörnigen Graniten aus der (Wismut-)Bohrung 20/1953 im Eichigt-Schönbrunner Massiv. Dabei wurden sehr ähnliche geochemische Merkmale und Werte für diese beiden Vorkommen festgestellt und daraus ihre genetische Verwandtschaft abgeleitet. Der Lamprophyr im Osten der Lagerstätte ist ein dunkles Gestein mit porphyrischen Einsprenglingen von Plagioklas (Andesin), Biotit und zersetztem Pyroxen in kryptokristalliner Grundmasse, mit Mandelsteintextur und teilweise kugeligem Absonderung. Gelegentlich sind xenolithische Einschlüsse von Granit

angetroffen worden. Die weitgehende Veränderung dieses als porphyrischer Kersantit eingestuftes Gesteins (SCHÜTZEL & KUTSCHKE 1964), d. h. die Zersetzung des Pyroxens, Saussuritisierung des Feldspats und Chloritisierung des Biotits, wird als hypogene Überprägung angesehen; evtl. steht sie ebenfalls mit der Intrusion der jüngeren feinkörnigen Stockgranite im Zusammenhang.

In der Lagerstätte Zobes sind einzelne Lamprophyrgänge auf den oberen Sohlen angetroffen, jedoch nicht näher untersucht worden; aus dem tieferen Bereich ist nur ein Vorkommen auf der -143 m-Sohle (Querschlag 616) bekannt geworden. Dort liegt ein ca. 0,4 m mächtiger Gang konkordant in kohlenstoffführenden Schiefen des Zobes-Horizonts. Das grünlichgraue Gestein ist stark zersetzt und besteht aus Chlorit, Serizit, Calcit und Quarz, wobei in seiner Grundmasse manchmal noch die Umriss kleiner (ca. 1 mm langer) Plagioklaseinsprenglinge zu erkennen waren. Es erinnert damit an die Chloritkersantite des Reviers Schlema-Alberoda. Auch hier wird ein jüngeres Alter gegenüber den Aplitgängen angenommen (MIHALEVSKIJ et al. 1960).

Aplite bilden in der Lagerstätte Bergen allgemein unter 1 m, maximal bis 6 m mächtige Gänge (in Zobes 0,1–1,4 m) überwiegend mit NW-Streichen und steilem Einfallen nach NO. Aus ihren oben beschriebenen Beziehungen zu den umgebenden Gesteinen kann man ableiten, dass sie vermutlich etwa gleichaltrig mit den jüngeren feinkörnigen Stockgraniten sind. Aus den Beobachtungen an den beiden randlichen Gesteinsgängen in Bergen (siehe 4.1) ist von BEZGUBOV et al. (1958) ein jüngeres Alter des Aplitgangs gegenüber dem Lamprophyrgang abgeleitet worden.

Die im oberflächennahen Lagerstättenbereich aufgeschlossenen Schiefergesteine sind aufgrund der Kontaktwirkung des Granitmassivs als Glimmerfelse bzw. Hornfelse ausgebildet. Als Edukte sind die Phyllite der ordovizischen Phycodenschiefer-Formation anzusehen.

4.3 Tektonischer Bau

Der Kreuzungsbereich von Neuensalzer und Bergener Störung gibt das tektonische Muster der Lagerstätte Bergen vor. Die allgemein NW-streichende und mit ca. 80° NO einfallende Neuensalzer Störung stellt die größte Struktur der Lagerstätte dar. Auf ihren überwiegend WNW-OSO streichenden Fiederstörungen sind die meisten der Bergener Erzgänge ausgebildet. Ähnlich den Richtungen der oben beschriebenen Gesteinsgänge sind in der Lagerstätte auch zwei hauptsächliche Richtungen der hydrothermalen Gänge ausgeprägt. Die meisten Strukturen verlaufen annähernd parallel der Neuensalzer Störung; die Hauptgänge weisen ca. 290–300° Streichen und 65–70° Einfallen nach NO auf. Dazu gehören die Gänge Parallelnaja, Osnownaja/Nr. 151 (entspricht dem SO-Teil bzw. -Abschnitt von Osnownaja), Venus und andere. Sie verlaufen relativ geradlinig und werden oft von Brekzienzonen begleitet. Neben diesen Hauptgängen existieren zahlreiche Apophysen und Fiedertrümer mit 320–325° Streichen und gleichem Einfallen wie die Hauptgänge.

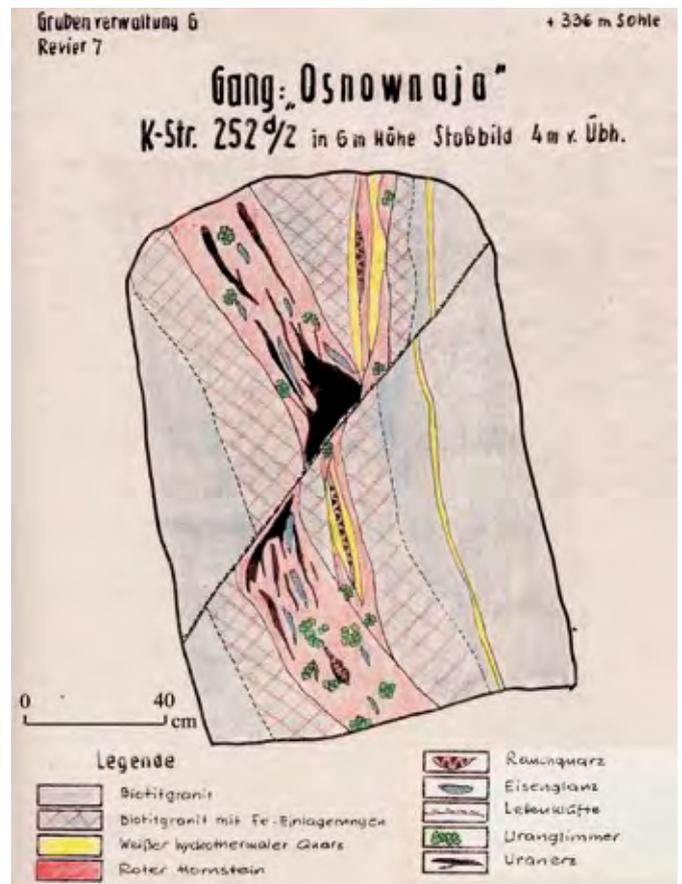


Abb. 4-3: Erzintervall im Gang Osnownaja mit jüngeren tektonischen Verwurf; Bergen, +336 m-Sohle

Einem zweiten System sind submeridionale Gänge zuzurechnen mit etwas wechselndem Streichen (355° bis 20°) und steilem, z.T. vertikalem Einfallen. Dazu gehören die Gänge Nr. 1, Nr. 5 und einige kleinere. Die submeridionalen Gänge werden als die älteren Bildungen angesehen, da NW-Gänge an ihren Gangkreuzen die Mächtigkeit ändern oder auftrümmern. Andererseits sind submeridionale Gänge nur uranerzführend im Kreuz mit NW-Gängen, wobei die Vererzung hier wie in einem Erzfall angereichert erscheint (Gangkreuz Nr. 5/Nr. 151). Mit zunehmender Teufe nimmt die Vererzung ab.

Postmineralisch sind bei tektonischen Bewegungen an submeridionalen Gängen wie Gang Nr. 5 und anderen die NW-Gänge geschnitten und mit Verwerfungsbeträgen von 5–7 m versetzt worden.

4.4 Gangmineralisation

Die Gänge der Lagerstätte Bergen weisen bei weitem nicht die Vielfalt im Mineralbestand und an Gangtypen auf wie die der Lagerstätte Zobes. Wie die mehrjährigen Untersuchungen hier ergeben haben, ist dies allerdings nicht auf eine primäre »Armut« und Einförmigkeit des Mineralabsatzes zurückzuführen, sondern auf eine sehr intensiv ausgeprägte Quarzmetasomatose in diesem Bereich. Grundsätzlich ist davon auszugehen, dass in Bergen, bei grundsätzlich gleicher Genese vermutlich etwa die

gleichen Mineralisationsstadien vorstatten gingen wie in Zobes, wenn auch in anderer Ausprägung.

So deuten Brekzien bzw. Bruchstücke von Milchquarz in jüngeren Quarz-(Fluorit-)Baryt-Gängen und spektralanalytisch in der Gangquarzmasse nachgewiesene geringe Wolframgehalte auf ältere Quarzgänge hin. Bezüglich des weitgehenden Fehlens von Karbonaten ist zum einen auf die angetroffenen geringmächtigen Quarz-Karbonat-Trümer hinzuweisen. Zum anderen ist aus der Lagerstätte Zobes bekannt, dass bei der Verquarzung karbonatführender Gänge kryptokristalliner, chalcedonartiger Quarz entsteht, der je nachdem, ob die Karbonatsubstanz Hämatit enthielt oder nicht, braun oder hell gefärbt ist. »Gehackter« bzw. »Kastenquarz« mit grobzelliger Textur ist auf die Verdrängung von früherem grobkristallinem Baryt zurückzuführen, feinzelligporöser bzw. kaverner Quarz mit sehr kleinen kantigen Zellen dagegen auf Fluorit. Die Quarzmetasomatose kann so Quarz-Pechblende-Karbonat-Gänge durch vollständige Verdrängung und Umlagerung der Karbonate und des Fluorits sowie teilweise Umlagerung der Pechblende in Quarz-Pechblende-Gänge mit Hämatit umwandeln. Spektralanalytisch festgestellte geringe Gehalte an Nickel und Wismut in der Quarzmasse von Gängen sowie der makroskopische Nachweis von Co-Ni-Arseniden 1957 in der Quarzmasse von Gang Osnownaja auf der +217 m-Sohle (BEZGUBOV et al. 1958) sprechen ebenfalls deutlich für ein Arsenid-Stadium, wenn auch mit schwacher Bi-Co-Ni-Mineralisation. Als Hinweis auf seine üblichen Gangarten, insbesondere den hierfür charakteristischen Baryt, kann die große Menge an Kastenquarz, d. h. Quarzpseudomorphosen nach Baryt, in Bergen angesehen werden.

Im Wesentlichen sind in dieser Lagerstätte (nur) zwei Gangtypen ausgebildet, die im Prinzip bereits bei der Beschreibung von Zobes vorgestellt worden sind:

- Quarz-Pechblende-Gänge mit Hämatit (Braunquarz-Gänge),
- Quarz-(Fluorit-)Baryt-Gänge.

Diese beiden Typen können auf einer Gangstruktur im Streichen und Fallen ineinander übergehen, wobei die Morphologie der Gänge recht einfach ist. Sie verlaufen oft schlingen- bzw. bogenförmig. Die Länge dieser Bögen liegt zwischen 1–2 m und 10–15 m. Die Gangmächtigkeit schwankt von 15–20 cm bis annähernd 2 m und liegt im Mittel bei 20–30 cm. Das Nebengestein ist Granit, der auf jeweils etwa 20 cm Breite verquarzt und hämatitisiert ist. Hellgrauer durchscheinender Kammquarz von 1–1,5 cm Mächtigkeit bildet das Salband der Gänge. Allerdings endet dieser Kammquarz hier nicht wie üblich nach innen mit Kristallspitzen, sondern seine lanzettförmige Zeichnung mit zonalen Enden wird durch die buchtig-zackige Ausbildung einer kryptokristallinen chalcedonartigen Quarzmasse mit muscheligen Bruch abgelöst.

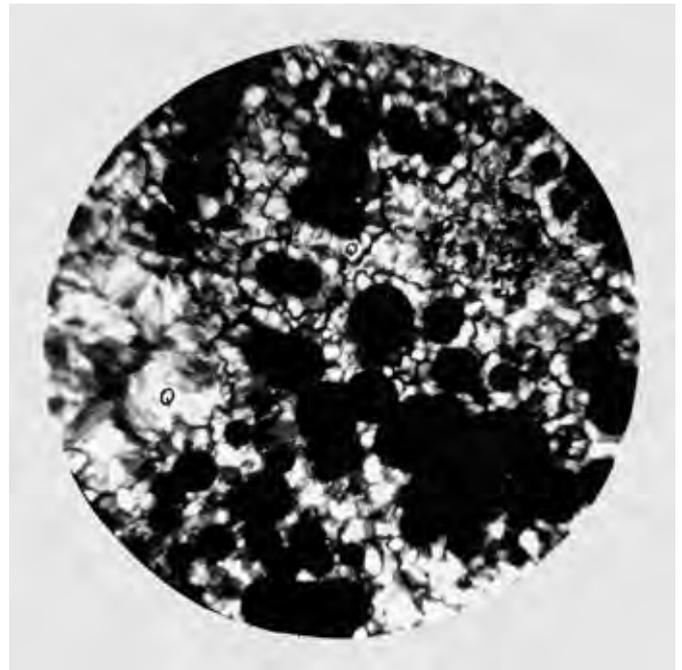


Abb. 4-4: Pechblendekügelchen von Quarz (Q) umkrustet und zementiert; Bergen, +366 m-Sohle, Gang Nr. 151; Bildbreite 1,5 mm

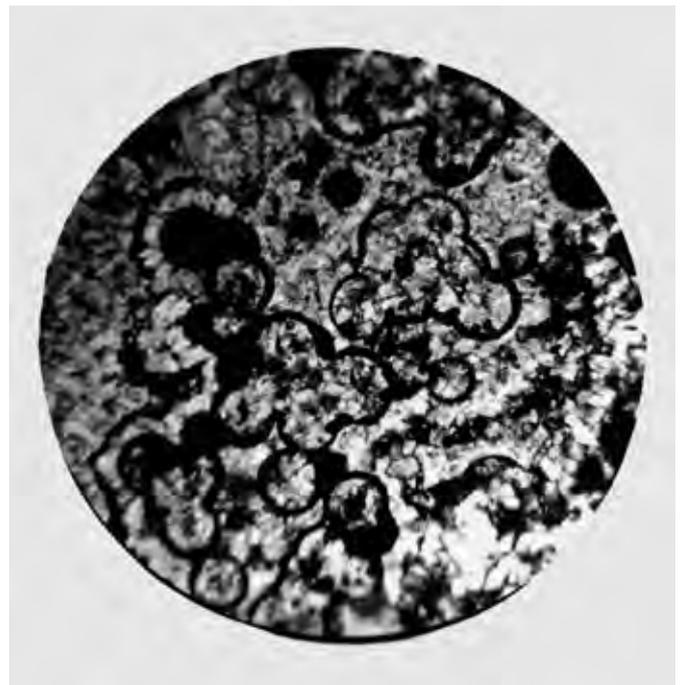


Abb. 4-5: Pechblendekügelchen von Quarz umkrustet und teilweise verdrängt; Bergen, +366 m-Sohle, Gang Nr. 151; Bildbreite 1,5 mm

Bei den Quarz-Pechblende-Gängen mit Hämatit ist diese kryptokristalline Quarzmasse durch feine Hämatiteinschlüsse bräunlich-rötlich gefärbt (Braunquarz). Als Besonderheit weist sie kleine, ca. 1–3 mm große Hohlräume auf, deren Wände mit Hämatit überzogen sind. Im Zentralteil mancher Gänge geht solcher Braunquarz in säuligen, drusigen Quarz mit rauchfarbe-

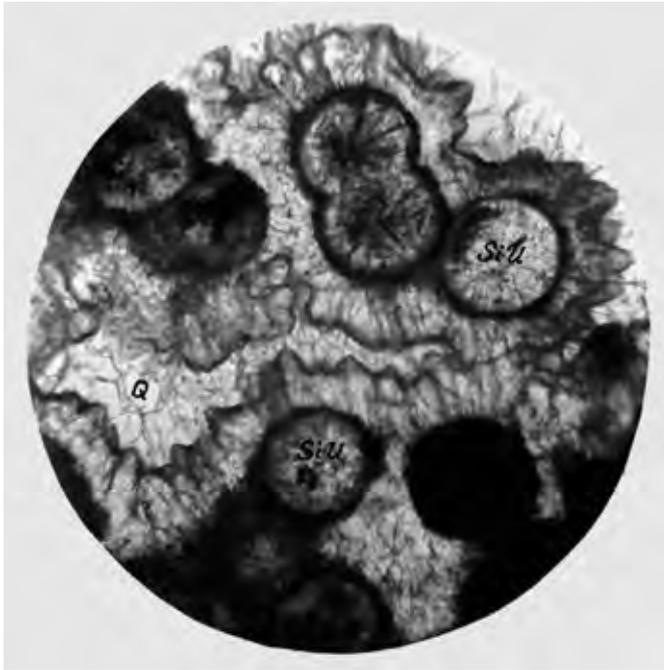


Abb. 4-6: Pechblende (U) wird von Coffinit (SiU) verdrängt und von Quarz umkrustet; Bergen, +366 m-Sohle, Gang Nr. 151; Bildbreite 1 mm

nen oder rotbraunen Kristallenden von 0,5–2 cm Länge über. Oft sind auch sekundäre Uranminerale in den Hohlräumen zu finden. Die Pechblende befindet sich im Braunquarz oder unmittelbar auf dem Kammquarz. Häufig ist sie oxidiert bzw. hydratisiert und hat eine samtig-matte Tönung sowie geringere Härte. Sulfide fehlen meist darin. Sehr charakteristisch für diese Bergener Pechblende ist ihr »zerfressener«, korrodierter Habitus im Braunquarz. Neben ihr ist auch älterer, z. T. korrodierter Pyrit zu finden, ebenso wie Chalkopyrit. Auch deutliche krustige Säume von feinstem Hämatit um diese Pechblendegebilde sind typisch. Daneben tritt im Quarz auch neugebildete härtere, glänzende Pechblende in Form winziger (allgemein unter 1 mm großer) Sphärolithe bzw. von Verwachsungen davon auf, die vermutlich gleichzeitig mit dem Quarz entstanden ist. Auf Spaltrissen enthält sie Sulfide, meist Chalkopyrit. Der Anteil dieser Pechblende an ihrer Gesamtmenge ist mit 15–20 % eingeschätzt worden.

Bei den noch häufigeren Quarz-(Fluorit-)Baryt-Gängen folgt auf den randlichen Kammquarz eine sehr helle graue bis weiße, porzellanartige kryptokristalline Quarzmasse. Am weitesten ist hier allerdings heller körnig-kristalliner Quarz verbreitet, der manchmal Drusen Hohlräume mit säuligen Kristallen enthält. Nicht selten bildet er Krusten mit rauchfarbenen, dunklen oder weißen Kristallenden. Recht oft war auf solchen Gängen auch eine Brekzie anzutreffen, die bisweilen spitzwinklige Bruchstücke von porzellanartigem Quarz, manchmal aber auch von Braunquarz in einer hellen körnig-kristallinen Quarzmasse enthielt. Körnig-kristalliner Quarz ist in Bergen auch als Kastenquarz, also in Pseudomorphosen nach Baryt verbreitet, wobei er Gangbereiche von 10–20 m Länge bildet.

Baryt kommt auf diesen Gängen in zwei Generationen vor. Der ältere Baryt ist in grobkristallinen, oft radialstrahligen Aggregaten in fleckenartigen Gebilden im Gang oder reliktsch im Kastenquarz zu finden, ist also älter als der (metasomatische) Quarz. Dieser rötliche Baryt enthält feinverteilten Hämatit, so auf den Spaltflächen, oder als winzige Sphärolithe. Der jüngere Baryt bildet Drusen weißer Kristalle und kristalline Massen auf Quarzkristallkrusten, manchmal auch selbständige Trümer. Vor diesem jüngeren Baryt ist gelegentlich noch gelblich-grüner Fluorit in kleinen Würfeln abgeschieden worden. Sulfide sind in diesen Gängen nur selten zu finden; vereinzelt wurden neugebildeter Chalkopyrit und Galenit auf Quarz oder mit dem jüngeren Baryt beobachtet.

Die Lagerstätte Bergen ist durch eine ausgeprägte und über die gesamte Aufschlusstiefe ausgedehnte Oxidationszone gekennzeichnet. In Verbindung damit, dass in den ersten Jahren des Abbaus hier ausschließlich Uranglimmererze abgebaut worden sind, waren daraus Vorstellungen einer infiltrativen Genese dieser Uranvererzung abgeleitet worden. Erst Ende 1954 wurden im Kreuz von Gang Nr. 151/Nr. 5 auf der +366 m-Sohle eine Erzlinse mit primärer Pechblende angetroffen und danach auch weitere Pechblendelinsen auf den Gängen Parallelnaja und Osnownaja/Nr. 151 abgebaut, was als Beleg für die hydrothermale Genese der Lagerstätte gilt. Die Pechblende in diesen Linsen ist allerdings auch oft durch Oxidationsprozesse verändert. Teilweise hat sich Uranschwärze gebildet, teilweise wird die Pechblende durch Uransilikate verdrängt (»Gummit«), wobei oft ein Randsaum von Pechblende deren sphärolithisch-kollomorphe Struktur nachzeichnet. Tiefer folgten unter diesen Linsen mit Pechblende auch wieder Uranglimmer. Das Hauptmineral der Uranglimmer von Bergen ist Uranocircit; geringe Anteile machen Autunit, Salecit, Uranospinit, Uranopilit und Zippeit aus. Der Uranocircit bildete bemerkenswert schöne Drusen mit grünlichgelben blättrigen Kristallen. Insgesamt waren die Uranglimmer meist in Spalten Hohlräumen innerhalb von Gängen konzentriert, in geringerem Maße auch im umgebenden Granit. Besonders gehäuft waren sie in Gangbereichen, die aus porösem Kastenquarz bestanden, wobei sie auf die Quarzkrusten in teilweise großer Menge aufgewachsen waren.

An Erzmineralen enthalten diese Gänge außerdem reichlich Eisen- und Manganoxide und -hydroxide. Frische Sulfide sind wie bereits erwähnt selten, d. h. sie sind meist umgewandelt oder ausgelaugt worden. Dass angesichts der vollständigen Lage der Lagerstätte Bergen in der Oxidationszone überhaupt noch Linsen mit Pechblende vorhanden waren, lässt sich mit einem Verschließen von Gangteilen durch toniges Material erklären, das in den Erzgängen auch in großer Menge vorhanden ist.

Insgesamt gesehen erstreckte sich die Uranvererzung in Bergen von der Tagesoberfläche bis in ca. 450 m Teufe (nach der Vorratsberechnung vom 01.07.1959 bis zur +67 m-Sohle), erwies sich jedoch unterhalb der +157 m-Sohle als nicht bauwürdig. Darüber hinaus wurde in einer Bohrung auf Gang Parallelnaja



Abb. 4-7: Scheibenbild Gang Osnownaja; Bergen, +266 m-Sohle, Block 89a

in 650 m Teufe noch eine einer Vererzung entsprechende Gamma-Aktivität festgestellt (SESKUTOV 1961).

Überwiegend wurde die Vererzung aus Uranglimmern gebildet, vereinzelt fanden sich dazwischen Linsen mit Pechblende. Die Uranglimmer-Vererzung war am intensivsten auf den oberen ca. 200 m verbreitet; darunter war sie nur noch auf den Gängen Osnownaja/Nr. 151 und Parallelnaja bauwürdig. Auf Osnownaja/Nr. 151 wurden noch in ca. 450 m Teufe Torbernit und wenig Autunit nachgewiesen (BEZGUBOV et al. 1958). Die Pechblende-Vererzung ist häufig auf den Apophysen bzw. Fiedertrümmern der beiden genannten Hauptgänge angetroffen worden.

Die Vererzung war in dieser Lagerstätte noch absetziger ausgebildet als in Zobes: Während dort die vererzte Gangfläche im Mittel 15–18 % der erkundeten Gangfläche ausmachte, betrug sie in Bergen lediglich 5–10 %. Hier wurde nur in wenigen Gängen bzw. Erzfällen eine horizontale Erstreckung der Vererzung von 20 m erreicht (LANGE in HAGEN & SCHEID 1999).

Insgesamt sind in Bergen 12 bauwürdige Uranerzgänge angetroffen worden: Nr. 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9 und 10, Osnownaja/Nr. 151 und Parallelnaja. Davon waren Osnownaja/Nr. 151 und Parallelnaja die wichtigsten Gänge. Gang Osnownaja/Nr. 151 mit seinen Begleittrümmern enthielt ca. 60 % der Gesamtvorräte der

Lagerstätte. Auf die NW-Gänge entfielen zusammen 95 % des Uraninhaltes der Lagerstätte; 5 % sind in den submeridionalen Gängen, überwiegend in Gang Nr. 5 ermittelt worden.

4.5 Bergmännische Arbeiten

Der Aufschluss der Lagerstätte Bergen entwickelte sich ohne Unterbrechungen aus den Erkundungsarbeiten heraus. Zur untertägigen Untersuchung der mit Schurfgräben nachgewiesenen Gangstrukturen waren zunächst 16 Schurfschächte und ein Stollen angelegt worden. Von ihnen wurden Schurf 17 und 20, vor allem aber Schurf 1 und 3 für den Aufschluss der Lagerstätte bis in den Teufenbereich der +420 m- bzw. +405 m-Sohle genutzt. Bei der Erkundung der Lagerstätte wurden von 1949 bis 1951 folgende Umfänge an Bergarbeiten realisiert:

- Schurfgräben 2.140 m³
- Schürfe 509 m
- Horizontale Grubenbaue 16.450 m
- Vertikale Grubenbaue 1.705 m
- Kammern 565 m³

Der auf dem Streuberg abgeteuft Schacht 254 erschloss neben dem Niveau +426 m speziell die +366 m-Sohle, deren Auffahrungen die größte horizontale Erstreckung im gesamten Grubenfeld erreichten. Von der +366 m-Sohle aus wurden die tieferen Sohlen über kurze Blindschächte, die Gesenke 11/1, 12/1 und 14/1, bis zum Niveau von +234 m aufgeschlossen. Hier bestand über den Querschlag 293 eine söhlige Verbindung zur +217 m-Sohle der Lagerstätte Zobes (Grubenfeld Schacht 362). Die tiefsten Sohlen im Grubenfeld Bergen waren über das Gesenk 16/1 zu erreichen. Ihre absoluten Höhen liegen ca. 15 m über den nominellen, vom Schacht 362 übernommenen Sohlenbezeichnungen +187 m, +157 m, +127 m und +97 m.

Die horizontale Ausrichtung erfolgte wie allgemein im Gangerzbergbau üblich mit Querschlägen, die vorzugsweise NO-SW orientiert waren. Gelegentlich wurden in NW-SO-Richtung verlaufende Feldstrecken parallel zu den großen Gangstrukturen aufgefahren. Zur Durchörterung der Gänge dienten NO-SW orientierte (Erkundungs-)Querschläge mit Abständen von 200–300 m. Aus diesen heraus wurden dann die Gangstrecken aufgefahren, mit deren Hilfe die Bauwürdigkeit der Strukturen bewertet wurde. Teilweise wurden auch Gangteile mit Überhauen erkundet, bevor die Entscheidung zur Vorrichtung von Abbaublöcken fiel.

Der Abbau der Gänge erfolgte im klassischen Firstenstoßbau mit streichendem Verhieb (DEMMLER in HAGEN & SCHEID 1999). Die Gewinnungstechnologie wich in Bergen nicht von den üblichen Standards der SAG/SDAG Wismut ab. Der Anteil an Blöcken, die mittels Bohrungen in der Gangfläche aus Etagenstrecken und Steigorten heraus erkundet und durch lokale Erzentnahme abgebaut wurden, lag im einstelligen Prozentbereich.

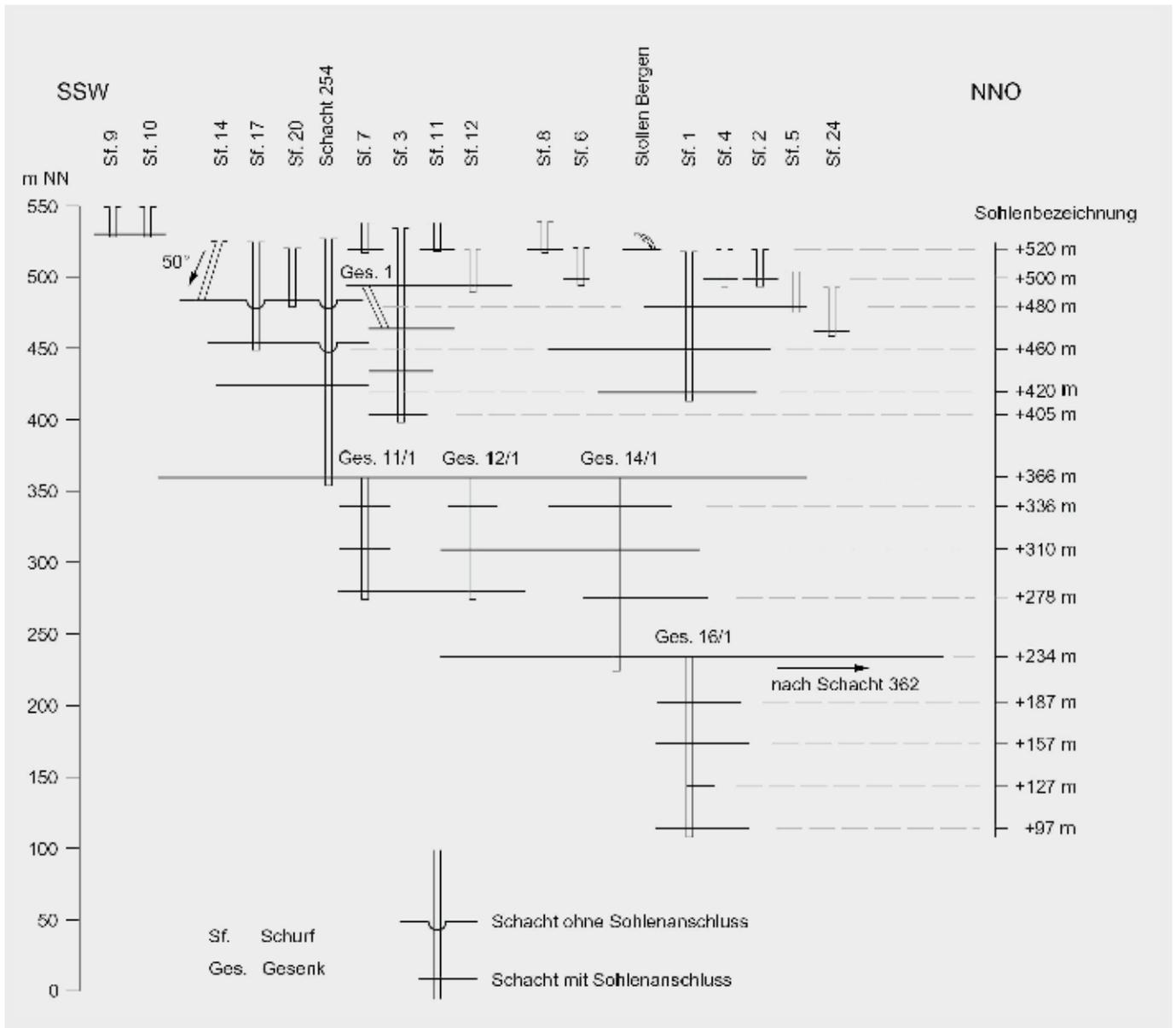


Abb. 4-8: Aufschlusschema des Grubenfeldes Bergen

Folgende Umfänge an Bergarbeiten wurden in der Lagerstätte Bergen ausgeführt (Kuz'MIN 1960):

- Schächte und Gesenke 495,7 m
- Kammern 12.329 m³
- Horizontalvortrieb 52.336,1 m
- Überhauen 7.205,2 m
- Abbau 58.935 m²

Es ist jedoch davon auszugehen, dass die Bergeumfänge auf den Sohlen unterhalb der +266 m-Sohle keinen Eingang in diese Zusammenstellung fanden, sondern in den Angaben für Zobes enthalten sind.

4.6 Uranvererzung (einschließlich Gewinnung und Verarbeitung)

Bis 1954 wurden in Bergen fast ausschließlich Uranglimmer-Erze gefördert, nur Gang 7 führte etwas Uranschwärze (Block 22, +420 m-Sohle). Erst in der Folgezeit kamen Pechblende-Erze dazu, die vorrangig vom Gang Osnownaja/Nr. 151 anfielen. Aus dem Mineralbestand der Gänge ist zu folgern, dass die Erze zum überwiegenden Teil aus Quarz bestanden. Außer Granitbruchstücken und den erwähnten Uranmineralen waren noch Baryt, Eisen- und Manganoxide sowie geringe Mengen an Sulfiden in den Erzen vorhanden. Über die technologischen Eigenschaften der Bergener Erze liegen kaum Angaben vor. Lediglich die Feuchtegehalte werden mit 2,5 – 5,5 % für Stufenerze und 5,0 – 8,0 % bzw. 6,0 – 10 % für Fabrikerze der Sorte I und II angegeben (RUMANCEVA 1952).

Tab. 4-1: Anteile der Erzsorten (in %) am Gesamturanaufkommen für die einzelnen Betriebsjahre

Jahr	Stufenerze		Fabrikerze	
	Sorte I	Sorte II	Sorte I	Sorte II
1950	keine Angaben		keine Angaben	
1951	3,0	44,0	17,0	36,0
1952	8,8	34,1	23,1	34,0
1953	18,7	43,0	9,9	28,4
1954		62,3		37,7
1955		56,1		43,9
1956		58,1		41,9
1957		73,4*		26,6*
1958		70,0*		30,0*
1959	keine Angaben		keine Angaben	

* Angabe für Schacht 362

Die Sortiergrenzen der Erzsorten stimmten in der Lagerstätte Bergen mit den für Zobes gültigen Werten überein. Der Anteil der Stufenerze war dabei deutlich geringer und lag gewöhnlich bei 40 – 65 %, bezogen auf den Uraninhalt der Erze. In Tabelle 4-1 sind die Anteile der einzelnen Erzsorten am Uranaufkommen der Lagerstätte für die Betriebsjahre zusammengefasst. Dabei ist zu beachten, dass für 1957 – 1958 nur die Gesamtwerte für den Schacht 362 bekannt sind, zu dem auch der Südteil der Lagerstätte Zobes gehörte. Daraus erklärt sich auch der Anstieg des Stufenerzanteils im Vergleich zu den Vorjahren. Die Angaben zu den Urangelhalten der gefördert Erze sind für Bergen zwar nur lückenhaft überliefert, jedoch zeigen sich bei den Stufenerzen vergleichsweise geringe Werte. Die Tabelle

Tab. 4-2: Urangelhalte (in %) im Erz nach Sorten und Jahren

Jahr	Stufenerze		Fabrikerze	
	Sorte I	Sorte II	Sorte I	Sorte II
1950	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.
1951	4,5	2,000	0,20	k. A.
1952	4,7	1,680	0,14	k. A.
1953	k. A.	k. A.	k. A.	k. A.
1954	keine Angaben		keine Angaben	
1955		1,742		0,045
1956		4,551		0,053
1957		3,200*		0,053*
1958		2,720*		0,060*
1959	keine Angaben		keine Angaben	

* Angabe für Schacht 362

4-2 gibt einen Überblick über die Entwicklung der Gehalte der einzelnen Erzsorten während der Betriebszeit der Lagerstätte Bergen.

Bezüglich der Verluste gelten für Bergen dieselben grundsätzlichen Aussagen wie für Zobes (siehe 3.9.1). Verluste durch unvollständige Gewinnung und Transportverluste wurden in der Summe mit 4 % der Vorratslöschung angenommen. Die Verluste im Versatz und auf der Halde wurden durch Beprobungen ermittelt. Erwähnenswert ist die Tatsache, dass in Bergen faktisch keine Armerze in die Versatzmagazine gelangten. Somit erübrigte sich das in anderen Ganglagerstätten angewendete Abziehen aktiver Versatzmassen. Die verfügbaren Angaben zu den Verlusten und Gewinnungskoeffizienten während der einzelnen Betriebsjahre sind in Tabelle 4-3 zusammengefasst, jedoch sind für die letzten Jahre keine lagerstättenbezogenen Erhebungen vorhanden.

Die Verarbeitung der Bergener Fabrikerze erfolgte in den beiden vogtländischen Uran-Aufbereitungsbetrieben Tannenbergstal (Objekt 32 bzw. Fabrik 60, bis 1957 in Betrieb) und Lengelfeld (Objekt 31 bzw. Fabrik 75).

Die Technologie der Aufbereitung umfasste folgende Schritte (RUMĂNCEVA 1952):

- Abtrennung von Stufenerz durch radiometrische Klaubung mit 2 – 4facher Nachreinigung
- Zerkleinerung auf <20 mm und grobe Setzarbeit (Setzmaschinen)
- Zerkleinerung auf <2 mm und feine Setzarbeit (Schwingherde) zur Abtrennung von gravitativem Konzentrat
- Laugung der Abgänge (im sauren oder alkalischen Milieu)
- Fällung von chemischem Konzentrat mit Na- bzw. Ca-Reagenzien und
- Trocknung des Konzentrats

Tab. 4-3: Gesamtverluste und Gewinnungskoeffizienten nach Jahren

Jahr	Anteil in %	Gewinnungskoeffizient
1950	35,6	keine Angaben
1951	11,2	keine Angaben
1952	8,2	0,767
1953	11,2	keine Angaben
1954	9,4	keine Angaben
1955	8,5	0,835
1956	4,4	0,848
1957	8,0*	0,853*
1958	14,1*	0,776*
1959	keine Angaben	keine Angaben

* Angabe für Schacht 362

Für die reicheren Fabrikerze mit Urangelhalten um 0,15 % wurde in Lengenfeld ein Aufbereitungsausbringen von ca. 85 % erzielt. Die ärmeren Erze mit 0,03–0,033 % Uran wurden in Tannenbergesthal mit einem Ausbringen von 65–70 % verarbeitet (RUMÄNCEVA 1952).

4.7 Hydrogeologie

4.7.1 Wasserführung und Wasserhaltung

Die Geländeoberfläche der Lagerstätte Bergen liegt bei ca. 520 m NN. Durch die Lage auf der Wasserscheide zwischen Rabenbach und dem Mittellauf der Trieb ist die Wasserführung der Grubenbaue im Wesentlichen durch zutretende Kluft-Spalten-Grundwässer der Festgesteine bestimmt. Poren-Kluft-Grundwässer der eluvial-deluvialen Bedeckung spielen eine untergeordnete Rolle.

Die Klüftigkeit und damit auch die Wasserführung der Nebengesteine ist allgemein gering. Die spezifischen Zuläufe pro m² aufgeschlossener Fläche beliefen sich für Granite und Kontaktschiefer auf 0,7 bzw. 0,6 l/h. Submeridionale und NW-SO streichende Störungen, die teilweise mit Aplit- und Lamprophyr- und mineralisierten Gängen belegt sind, stellen die wichtigsten wasserführenden Strukturen dar. Sie generieren Wasserzuläufe mit Schüttungen bis ca. 2 l/s.

Die Wasserführung der Lagerstätte Bergen ist als gering einzuschätzen. Insgesamt zeigte sich eine langsame Zunahme der Zuflüsse entsprechend der Ausdehnung des Auffahrungsnetzes. Belastbare Daten zur Wasserhebung liegen nur für die Jahre 1951–1952 vor, danach wurde zur Wasserhaltung im Komplex mit der Lagerstätte Zobes berichtet. Die Gesamtzuläufe schwankten nur unwesentlich um 100 m³/h, wobei ca. 40 % des Wasseranfalls über den Schacht 254 gehoben wurden und weitere Wasserhaltungen an den Schürfen 1 und 3 installiert waren.

Nach der Produktionseinstellung wurde die Wasserhebung in Bergen eingestellt, und die anfallenden Grubenwässer gelangten über den Querschlag 293 auf der +217 m-Sohle ins Zobeser Wasserhaltungssystem. Im 2. Halbjahr 1960 wurde im Querschlag ein Damm errichtet, um die Bergener Wässer vom Zobeser Grubenfeld fernzuhalten.

Deutliche Infiltrationseffekte nach Starkniederschlägen oder der Schneeschmelze wurden nicht beobachtet. Mit zunehmender Teufe waren die Wasserzuläufe rückläufig. Eine für den Schurf 3 durchgeführte Analyse ergab bei einem Vergleich zwischen der +495 m-Sohle und der +405 m-Sohle einen Rückgang der spezifischen Zuläufe auf ein Zehntel (KALYGIN 1953).

Erwähnenswert ist ein starker Wasserzutritt aus einer Gangstruktur, die mit Querschlag 14 auf der +366 m-Sohle geschnitten wurde. Vermutlich handelte es sich um den Gang Dalnaja, die südöstliche Fortsetzung der Neuensalzer Störung. Hier traten Wässer mit einer Schüttung von 50–60 m³/h, gemischt mit Gesteinsbruchstücken und Schlamm pulsierend aus.

4.7.2 Hydrochemische Verhältnisse

Die Grundwässer in der Lagerstätte Bergen sind mit Trockenrückständen von 60–190 mg/l durchweg schwach mineralisiert. Nach ihrem Anionenbestand sind sie als Hydrogenkarbonat-Wässer, in einigen Fällen als Hydrogenkarbonat-Sulfat-Wässer einzustufen. Gelegentlich festgestellte Nitratgehalte zeugen vom Düngemittel-Eintrag durch die Landwirtschaft. Unter den Kationen dominiert Calcium, gefolgt von Magnesium und Natrium. Die pH-Werte liegen überwiegend im neutralen bis leicht sauren Bereich und schwanken zwischen 6,0 und 7,7. Die Gesamthärte ist mit Werten von 2–4 °dH, selten bis 10 °dH sehr gering. Die Gehalte der radioaktiven Komponenten in den Grundwässern sind gegenüber den Hintergrundwerten deutlich, jedoch nicht extrem erhöht. Sie unterscheiden sich je nach Nebengestein, wobei im Granit die höheren Werte ermittelt wurden (Tab. 4-4).

Aus radiologischer Sicht wurden die auffälligsten Wasserzuflüsse im Bereich von Gang Nr. 5 angetroffen. Die gemessenen Maximalwerte im Grubenfeld betragen 2.278 ME = 30.750 Bq/l Radon, 339 Bq/l Radium und 2,4 mg/l Uran (KALYGIN 1954).

Die Konzentrationen der radioaktiven Komponenten zeigten eine deutliche Abhängigkeit von der Teufe. Das absolute Maximum der Gehalte von Radon, Radium und Uran entfiel auf die +366 m-Sohle, wo auch die qualitativ hochwertigste Uranvererzung angetroffen wurde. Darüber und darunter waren die Radioaktivitätsverhältnisse weniger auffällig, jedoch gegenüber den Hintergrundwerten deutlich erhöht.

Tab. 4-4: Konzentrationen radioaktiver Komponenten in den Grundwässern der Lagerstätte Bergen

Gestein	Radon in Bq/l	Radium in Bq/l	Uran in mg/l
Granit	740	81,4	0,08
Kontaktschiefer	675	51,8	0,06

Tab. 4-5: Vertikale Verteilung radioaktiver Komponenten in den Grundwässern der Lagerstätte Bergen (nach KALYGIN & NIKOLAEVA 1954)

Komponente	Einheit	+480 m	+366 m	+276 m
Radon	Bq/l	297	1.080 (12.150)	270
Radium	Bq/l	33	148 (777)	56 (81)
Uran	mg/l	0,04 (0,06)	0,12 (0,68)	0,06 (0,10)

(Maxima in Klammern)



Abb. 4-9: Halde von Schurf 24 an der B 169 zwischen Bergen und Mechelgrün

4.8 Verwahrungsarbeiten

Nach der Anfang 1960 erfolgten Betriebseinstellung im Grubenfeld Bergen wurden hier nur Sicherungsarbeiten und unvermeidbare Gebäudeabbrüche realisiert.

Das Grubenfeld Bergen wurde auf der +217 m-Sohle mit einem Druckdamm im Querschlag 293 von der Grube Zobes abgetrennt und der unkontrollierten Flutung durch natürliche Wasserzuläufe überlassen. Angaben zum Verlauf der Flutung und zum letztendlichen Flutungswasserübertritt sind nicht dokumentiert. Aufgrund der topografisch-hydrografischen Verhältnisse ist davon auszugehen, dass ein diffuser Wasseraustritt in nordwestliche Richtung über alluviale und eluvial-deluviale Lockersedimente in den Rabenbach erfolgt.

Der Schacht 254 wurde mit Haldenmassen verfüllt und mit einer Betonabdeckung gesichert (DEMMLER in HAGEN & SCHEID 1999). Die Schurfschächte wurden ebenfalls verstürzt und weisen mittlerweile in aller Regel Setzungen der Füllsäulen auf. Im Jahr 2004 erfolgte im Rahmen der Wismut-Altlastensanierung die langzeitsichere Verwahrung von Schurf 3.

Die Halden von Schacht 254 und den zahlreichen Schürfen blieben zunächst unsaniert. Im Laufe der Jahre wurden von der Halde 254 wiederholt Massen entnommen und für Wegebauzwecke in der näheren Umgebung verwendet. Dadurch blieb von den ursprünglich vorhandenen zwei Doppelkegeln nur noch eine flache Tafelhalde übrig. Erhöhte Werte der Ortsdosisleistung sind an den Halden von Schurf 3, 7 und 12 sowie an der Halde 254 festgestellt worden (SCHRÖTER 1991), ohne dass sich aus den Expositionsszenarien ein konkreter Sanierungsbedarf ableiten lässt.

Von der vorhandenen Bausubstanz wurden nur die kontaminierten Gebäude und ausgedienten Anlagen abgerissen bzw. demontiert. Alle anderen Gebäude wurden über die Abteilung Wismutangelegenheiten beim zuständigen Rat des Bezirkes Karl-Marx-Stadt an einen Textilbetrieb übergeben und zu einer betrieblichen Ferieneinrichtung umgestaltet (DEMMLER in HAGEN & SCHEID 1999). Die ehemalige Schachtverwaltung 254 beherbergt noch heute die Gaststätte und Pension »Streuberg«.

5 Sonstige Uranvorkommen

5.1 Uranvorkommen Tirpersdorf

Das Uranvorkommen Tirpersdorf liegt ca. 5 km nordöstlich von Oelsnitz/V., zwischen der Gemeinde Tirpersdorf und ihrem nordwestlich gelegenen Ortsteil Lottengrün. Es ist somit nicht identisch mit der abgebauten Wolframitlagerstätte ca. 1 km südlich von Tirpersdorf. Geologisch liegen beide Objekte im südlichen Kontakthof des Bergener Granitmassivs, aufgebaut überwiegend aus Schieferenserien des Ordoviziums in einem zwar allgemein SSW-NNO orientierten, im konkreten Verlauf

aber quasi das Granitmassiv umfließenden Streichen und westlichen Einfallen. Wesentlichste tektonische Struktur im Gebiet des Uranvorkommens ist die Zobes-Tirpersdorfer Störung (siehe 2.6.2), genauer deren südlicher, als Tirpersdorfer Störung bezeichneter Teil mit einem gleichartig umfließenden, sigmoidal gebogenen Verlauf bei flachem Einfallen (28°) nach Westen. Im unmittelbaren Liegenden dieser Struktur sind separat, d. h. im Abstand von ca. 50–250 m voneinander angeordnete tektonische Blöcke mit oberordovizisch-silurisch-devonischen

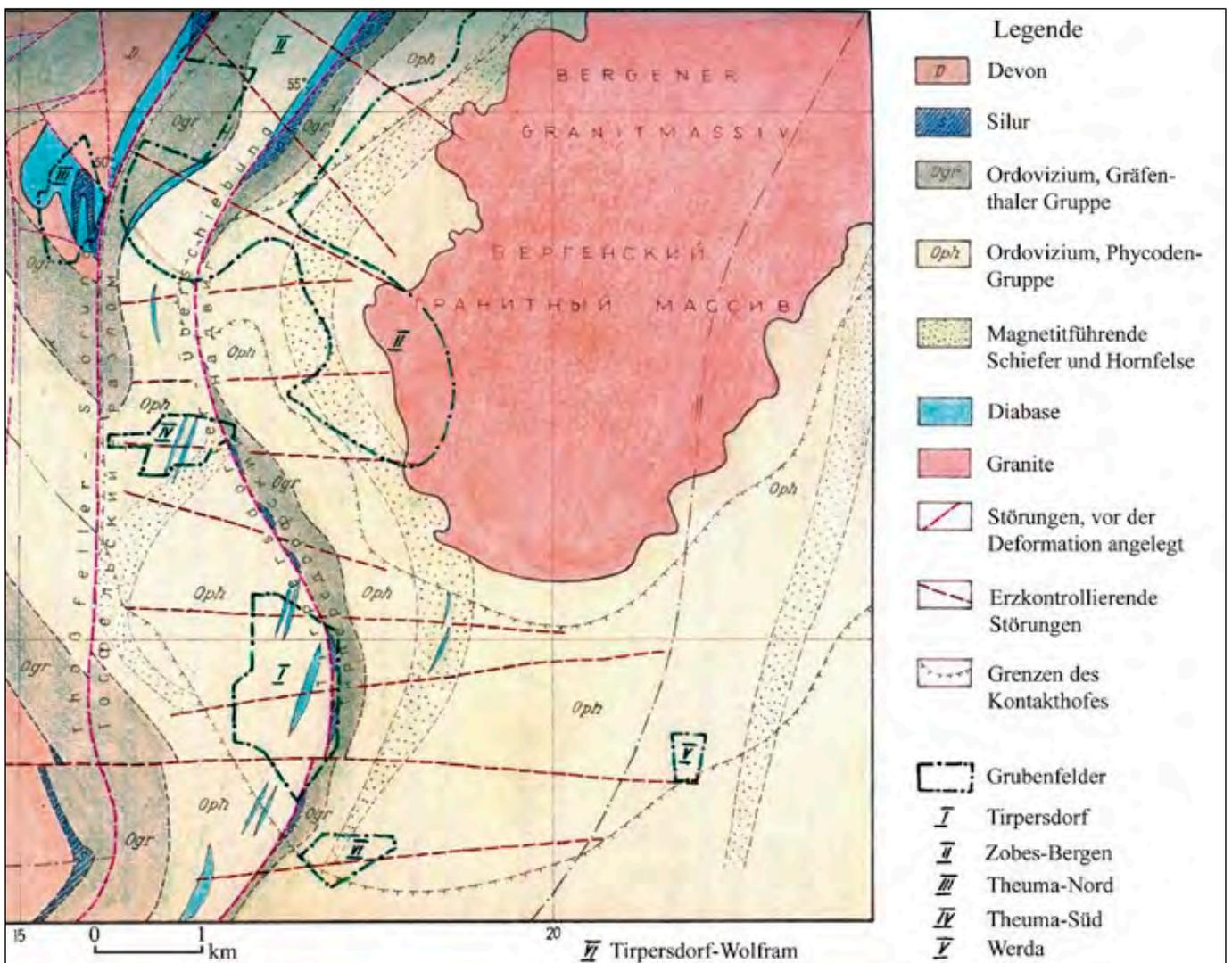


Abb. 5-1: Geologische Karte des Gebietes Tirpersdorf-Werda (nach PŠENNIKOV et al. 1967)

Gesteinen ausgebildet. Sie werden oft durch Fieder- bzw. Begleitstrukturen der Tirpersdorfer Störung begrenzt. Mit Auf- fahrungen und Bohrungen sind neun solcher Blöcke auf- geschlossen worden. Die Größe dieser Blöcke (ca. 100–300 m Länge und 20–80 m Breite) und ihre Eintauchtiefe an der Störung (bis über 400 m) scheinen von Norden, von der Zobeser Synklinale her nach Süden zu abzunehmen. An einigen kreuzenden NW-Störungen ist ein Versatz der Tirpersdorfer Störung beobachtet worden. An NW-Strukturen ist in der Regel auch die hydrothermale Gangmineralisation dieses Gebietes gebun- den. Daneben sind auch fast W-O sowie SW-NO streichende Störungen vorhanden.

Die ältesten Bildungen im lithostratigrafischen Profil sind graue bis grünlichgraue, teilweise feinstreifige Phycoden- schiefer, die als Fruchtschiefer vorliegen. Sie sind vor allem westlich der Tirpersdorfer Störung anzutreffen, aber auch östlich davon, wo sie meist jüngere Gesteine unterlagern. Die darüber folgenden, meist schiefrigen Schichten der Gräfen- thal-Gruppe bilden häufig das Liegende der Tirpersdor- fer Störung, d. h. an letzterer sind also unterordovizische auf oberordovizische und jüngere Gesteine aufgeschoben worden. Dabei handelt es sich überwiegend um dunkle, relativ mono-

tone Fruchtschiefer, die als Griffelschiefer angesprochen wur- den. Nur an einer Stelle (in Schurf 1) sind im Liegenden der Störung auch sandig-quarzitische Gesteine als Hauptquarzit ausgehalten worden. Lederschiefer, gegenüber dem Griffel- schiefer deutlich gröberkörnig und häufig geröllführend, wurde in den obengenannten Blöcken an der Tirpersdorfer Störung des Öfteren festgestellt. Die Gerölle waren am besten nach Bleichung dieser primär dunklen Schiefer auf der Halde zu erkennen. Ansonsten war eine sichere Einordnung solcher dunkler kontaktmetamorpher Schiefer als Lederschiefer oder silurische Schiefer nicht immer möglich. Auch silurische Bil- dungen – wenn auch ohne eindeutigen faunistischen Beleg – sind an die genannten Gesteinsblöcke gebunden. Das sind schwarze pyritführende Kiesel- und Alaunschiefer, manchmal mit Phosphoritkonkretionen, sowie teilweise umkristallisierte oder verskarnte Kalke, im Südteil des Gebietes auch schwarze bituminöse Kalke. Bei den Skarnen überwiegen Granat-Pyroxen-Wollastonit-Varietäten; sie führen oft Sulfide, z. T. auch Scheelit. Für als Diabastuffe angesprochene und einige an- dere Schiefer in den Gesteinsblöcken an der Tirpersdorfer Störung ist eine devonische Einordnung seinerzeit diskutiert worden (PŠENNIKOV et al. 1967). Sie blieb aber umstritten und



Abb. 5-2: Granitkontakt; Tirpersdorf, Bohrung 238/1966 bei 385,5 m; Bildbreite 10 cm



Abb. 5-3: Kieselschiefer mit pyritisierten Lagen; Tirpersdorf, Schacht 386, +422 m-Sohle, Horizontalbohrung 60 bei 310 m; Bildbreite 15 cm

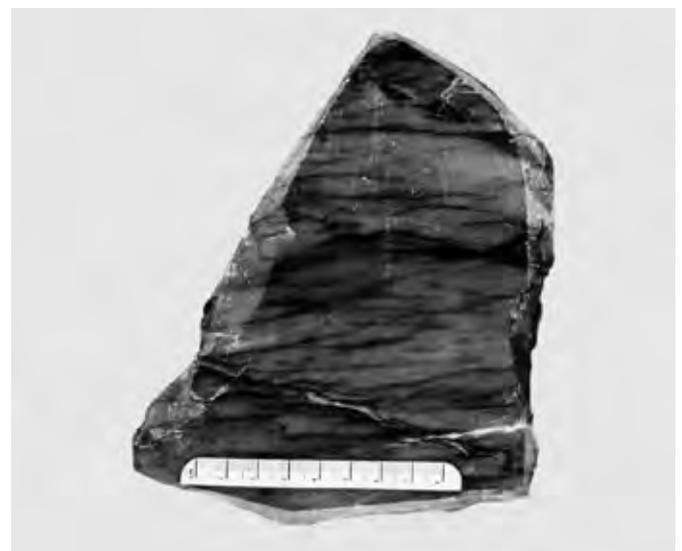


Abb. 5-4: Kalk-Marmor; Tirpersdorf; Schacht 386, +422 m-Sohle, Querschlag 4



Abb. 5-5: Granat-Pyroxen-Wollastonit-Skarn; Tirpersdorf, Schacht 386, +422 m-Sohle, Querschlag 4

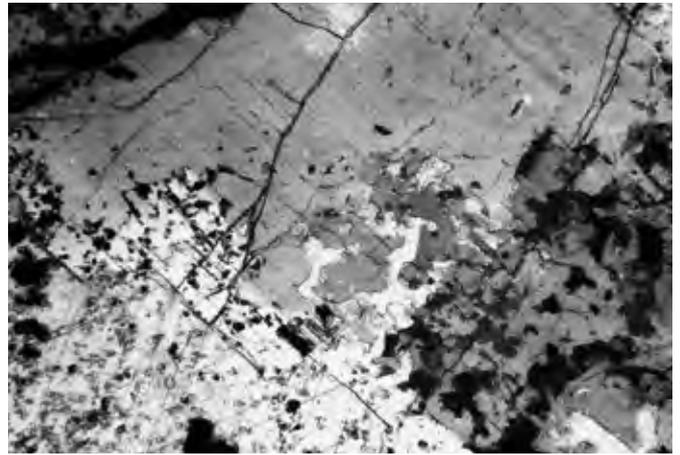


Abb. 5-7: Vesuvian mit Calcit (hell) im Skarn; Tirpersdorf, Schacht 386, +302 m-Sohle, Querschlag 25; Bildbreite 4 mm, Nic. +

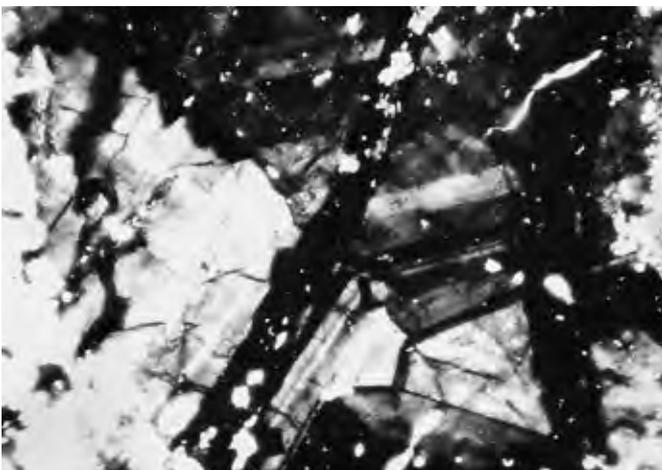


Abb. 5-6: Zonar gebauter Granat im Skarn; Tirpersdorf, Schacht 386, +302 m-Sohle, Querschlag 25; Bildbreite 4 mm, Nic. +



Abb. 5-8: Metadiabas mit langprismatischem Amphibol; Tirpersdorf, Schacht 386, +422 m-Sohle, Querschlag 4; Bildbreite 1,5 mm, Nic. +

ohne sicheren Beleg, wie auch das Aushalten von Diabastuff-Linsen in den dortigen ordovizischen Bildungen durch RYBALOV et al. (1968).

Intrusivdiabase sind über die gesamte Fläche des Gebietes verbreitet. Insbesondere in den Phycodenschiefen im Hangenden der Tirpersdorfer Störung, ca. 200–300 m westlich von ihr, bilden sie in kulissenförmiger Anordnung größere linsenförmige Körper, oft mit einem Adinolsaum.

Entsprechend ihrer Lage im Kontakthof liegen sie überwiegend als amphibolitisierte Metadiabase vor; manchmal sind sie auch verskarnt bzw. in Kalksilikathornfelse umgewandelt. Auch in den Blöcken »produktiver« Gesteine sind Diabase anzutreffen. Die Granite des Bergener Massivs unterlagern das Gebiet des Uranvorkommens Tirpersdorf in ca. 500 m Tiefe mit relativ flachem Einfallen (ca. 20°) nach Südwesten. Zu den mit ihnen verknüpften kontaktmetamorphen Veränderungen gilt wie zur Verskarnung sowie zur schichtgebundenen und Gang-Mineralisation prinzipiell das beim Raum Zoben-Bergen Gesagte. Ergänzend ist zu bemerken, dass die lokal angetroffene Scheelitmineralisation auch hier nicht bauwürdig war. Wolframit wurde nur sporadisch auf einzel-

nen Quarzgängen in Skarnen festgestellt. Die primäre Uranvererzung besteht aus Pechblende und Coffinit und ist immer mit Quarz (überwiegend Kammquarz) verknüpft. Arsenidische Gänge mit Quarz und Dolomit führen vor allem Skutterudit, solche mit Quarz und Baryt dagegen mehr Safflorit und Rammelsbergit. Sulfide spielen eine eher untergeordnete Rolle. Die Überprägung durch eine Quarzmetasomatose ist auch hier intensiv verbreitet. In der in ihrer Ausdehnung nicht untersuchten Oxidationszone kommen sekundäre Uranminerale vor, wie Uranschwärze, Sklodowskit, Uranophan, Curit, Zeunerit und Torbernit, dazu sekundäre As-, Co-, Ni-, Fe- und Mn-Minerale und Hyalit (TANANAeva 1963).

Arbeiten des Objektes 6 der SAG/SDAG Wismut begannen im Gebiet Tirpersdorf im Zeitraum 1950–1952 mit einer Gamma- und Emanationsaufnahme, wovon bekannt ist, dass dabei eine Radon-Anomalie mit über 25 ME ($340 \times 10^3 \text{ Bq/m}^3$) festgestellt worden war. Genauere Untersuchungen dazu waren seinerzeit vermutlich nicht vorgenommen worden.

Weitere Arbeiten erfolgten hier von 1961 bis 1967 durch die SGEg mit einer erneuten Emanationsaufnahme und Magnetikmessungen, wobei letztere mit den seit der geologischen

Landesaufnahme bekannten Vorkommen von Kalksilikatfelsen und Amphiboliten (WEISE ET UHLEMANN 1924) bei Tirpersdorf begründet wurden. Daraus ist eine gewisse Analogie zu den Verhältnissen im Bereich der Lagerstätte Zobes abgeleitet worden. Die Emanationsaufnahme ergab zwei Anomalien mit Maximalwerten der Radonkonzentration in der Bodenluft bis 110–130 Eman ($410 - 480 \times 10^3 \text{ Bq/m}^3$), die Magnetikaufnahme einige nach NO gestreckte Anomalien mit einer Intensität bis zu 900 Gamma. In einem danach festgelegten, 5 km² großen Untersuchungsgebiet folgten nun Kartierungsbohrungen und Schurfgräben. Damit wurden mehrere annähernd linsen- oder keilförmige Körper uranhöflicher »produktiver« Gesteine mit kohlenstoffführenden Schiefen, Skarnen und Metadiabasen innerhalb der hier sonst dominierenden Fruchtschiefer festgestellt. Gelegentlich wurden auch tektonische Störungen angetroffen.

Der weiteren Untersuchung dienten tiefere Bohrungen und eine Reihe von Schürfen von 15–45 m Teufe. Von diesen Bohrungen trafen allerdings nur wenige »produktive« Gesteine an. Damit und auch mit den Ergebnissen aus den Schürfen deutete sich die Existenz einzelner isolierter Produktivgesteinsblöcke an. In Schurf 1 wurden scheelitführende Skarne und dunkler kontaktmetamorpher Lederschiefer nachgewiesen. Die erfolversprechendsten Ergebnisse erbrachte der Schurf 5 mit dem Aufschluss einer bauwürdigen Uranvererzung im Gang Hoffnung. Bereits beim Abteufen des Schurfes wurde bei 16 m eine Kluftzone mit Uranglimmer und reliktscher Pechblende durchörtert, für die ein mittlerer Urangehalt von 0,46 % festgestellt wurde. Mit den Horizontalauffahrungen in 35 m Teufe wurden neben der bauwürdigen Vererzung im Gang Hoffnung noch die Gänge 1. Diagonalnaja und Apophyse Hoffnung mit einer Uranvererzung in »produktiven« Gesteinen angetroffen.

Zur tieferen und detaillierteren Untersuchung dieses Gebietes wurde 1963 der Schacht 386 angelegt. Mit den folgenden Auffahrungen in ca. 120 m Teufe (+422 m-Sohle) wurde mehrfach die hier meridional streichende und relativ flach nach Westen einfallende Tirpersdorfer Störung durchörtert, in deren Liegendem die erwähnten Produktivgesteinsblöcke ausgebildet sind. Mit den Berg- und Bohrarbeiten auf dieser Sohle wurden vier solcher Blöcke aufgeschlossen; zwei weitere sind gleichzeitig südlich davon an der Oberfläche mit Schurfgräben nachgewiesen worden. Für die Erkundungsarbeiten wurde noch die Zwischensohle +467 m aufgefahren. Die untertägigen Auffahrungen erschlossen insgesamt 39 Gänge, davon 31 NW-Gänge. Darunter waren 7 Gänge mit einer Uranvererzung, die jeweils an die genannten »produktiven« Gesteine gebunden war. Auf dem Gang Erfolg wurde eine bauwürdige primäre Uranvererzung vorgefunden. Der auch hier aufgeschlossene Gang Hoffnung wurde mit Strecken und Überhauen nach oben bis zur Tagesoberfläche erkundet und auf den beiden Blöcken 1 und 21 Abbau durchgeführt. Dieser NW-streichende und mit 65° nach NO einfallende Gang besteht aus Quarz- und Baryttrümmern in einer insgesamt 0,5–2,5 m mächtigen Störungszone. Typisch für

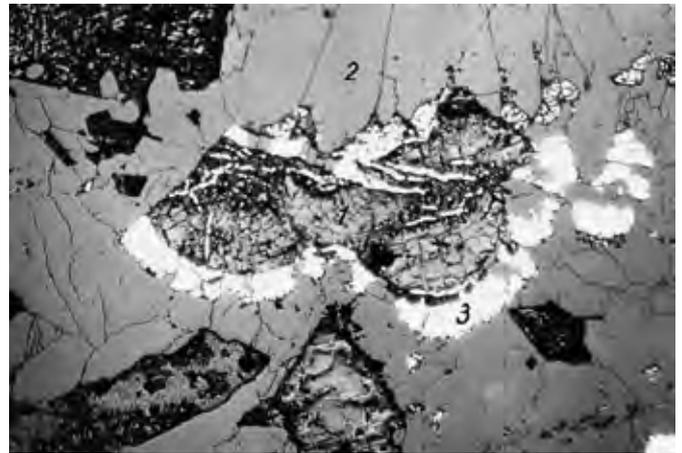


Abb. 5-9: Pechblende (1) auf Quarz (2) mit aufgewachsenem Löllingit (3) und Karbonat in den Schwundrissen; Tirpersdorf, Schacht 386; Anschliff 3553, Bildbreite 5 mm

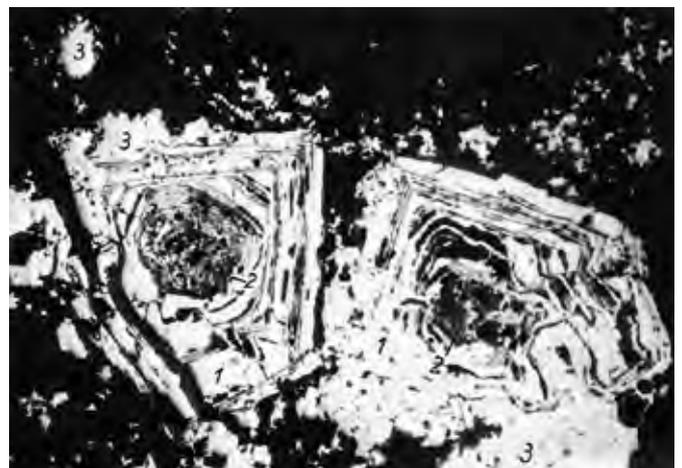


Abb. 5-10: Zonar gebauter Skutterudit (1) wird von Quarz (2) und teilweise von Safflorit (3) verdrängt; Tirpersdorf, Schacht 386; Anschliff 3553, Bildbreite 5 mm

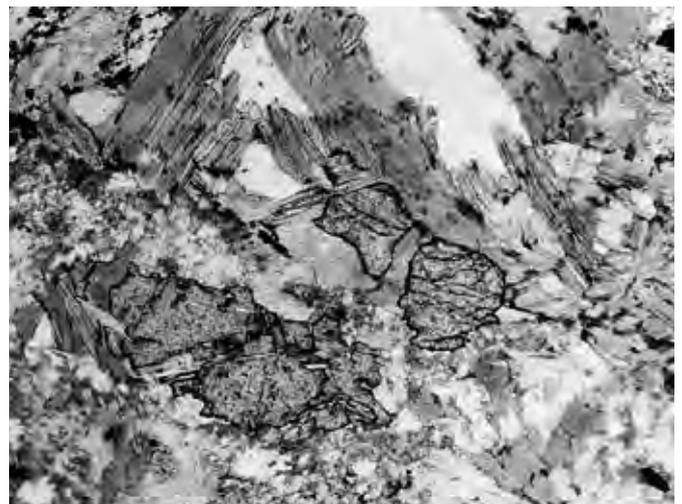


Abb. 5-11: Scheelitkörner im verskarnten Fruchtschiefer; Tirpersdorf, Schacht 386, Sohle +302 m, Querschlag 25; Bildbreite 1,5 mm, Nic.

diesen wie auch für etliche andere Gänge des Gebietes sind deutliche Knick im Streichen, verknüpft mit starken Mächtigkeitsänderungen. Sie dürften mit einer Überlagerung von annähernd meridional bis fast W-O gerichteten tektonischen Beanspruchungen zusammenhängen.

Außerdem wurden aus der begründeten Hoffnung einer Intensivierung der Gangmineralisation mit der weiteren Annäherung an das Bergener Granitmassiv 1964–1965 der Schacht 368 bis 250,1 m weitergeteuft und auf der +302 m-Sohle die Erkundungsarbeiten fortgesetzt. Diese erfolgten hauptsächlich längs der Tirpersdorfer Störung nach Süden und Norden. Hier wurden aber im Wesentlichen nur Fruchtschiefer angetroffen, »produktive« Gesteine nur im Südteil des untersuchten Gebietes in Form kleinerer und geringmächtiger Blöcke. Auch die in einem westlich gelegenen Streifen auf der +422 m-Sohle angetroffenen Metadiabaskörper wiesen auf der tieferen Sohle nur noch viel geringere Größen auf.

Die von den oberen Sohlen bekannten Gangstrukturen, wie Erfolg, Hoffnung und andere, wurden hier auch untersucht. Dabei zeigte sich auf dem Gang Hoffnung lediglich an einer Stelle noch eine geringfügige Erhöhung der Radioaktivität in Fruchtschiefern. Etwas Pechblende wurde auf einem Quarzgang im Südteil angetroffen. Im Nordteil wurde an vier Stellen eine Uranvererzung aufgeschlossen. Diese trat meist in NW-streichenden Gängen auf, die Quarz, Dolomit, z.T. Calcit und Baryt enthielten, dazu Pechblende oder Uranschwärze, gelegentlich auch Coffinit und mehrfach auch eine biconi-Mineralisation mit gediegen Wismut, Nickelin, Skutterudite und Safflorit.

Die Umfänge der 1962–1967 neben geophysikalischen Untersuchungen realisierten Such-Erkundungsarbeiten zeigt die nachfolgende Aufstellung. Zu beachten ist hier, dass sie auch die Umfänge der im gleichen Zeitraum im benachbarten Gebiet Lottengrün (siehe 5.3) durchgeführten Arbeiten mit einschließt.

- Kartierungsbohrungen 12.817 m
- Schurfgräben 25.540 m³
- Tiefbohrungen 13.580,7 m
- Teufe Schacht 386 und Schürfe 611,1 m
- Streckenauffahrungen 9.781,4 m
- Überhauen 212,8 m
- Abbauarbeiten 851 m²
- untertägige Bohrungen 10.914,5 m

Insgesamt gesehen wurde bei den durchgeführten Arbeiten im Uranvorkommen Tirpersdorf nur der Gang Hoffnung detailliert erkundet. Lediglich auf diesem Gang wurden zwei größere Uranerzlinien mit ca. 200 m² bzw. 100 m² Fläche angetroffen; sonst waren sie selten größer als einige m². Hier und anderenorts wurden alle angetroffenen Uranerzkörper abgebaut, wobei reiche Stufenenerze in Erzketten geklaubt wurden. Aus der restlichen Bergemasse wurden an der übertägigen RKS die Hunte mit gemessenen Gehalten über 0,02 % Uran abgetrennt und diese Arm- bzw. Fabrikerze vor ihrer Weiterverarbeitung zeitweilig separat aufgehaldet. Von 1963 bis 1966 sind in Tirpersdorf insgesamt 12,2 t Uran gewonnen worden.

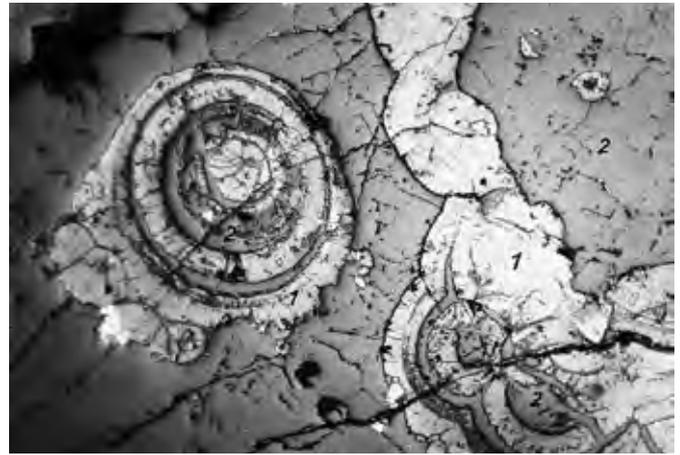


Abb. 5-12: Konzentrisch-schalige Pechblendeaggregate (1) mit Schwundrissen, darin Quarz (2); Tirpersdorf, Schacht 386; Anschliff 3591, Bildbreite 5 mm

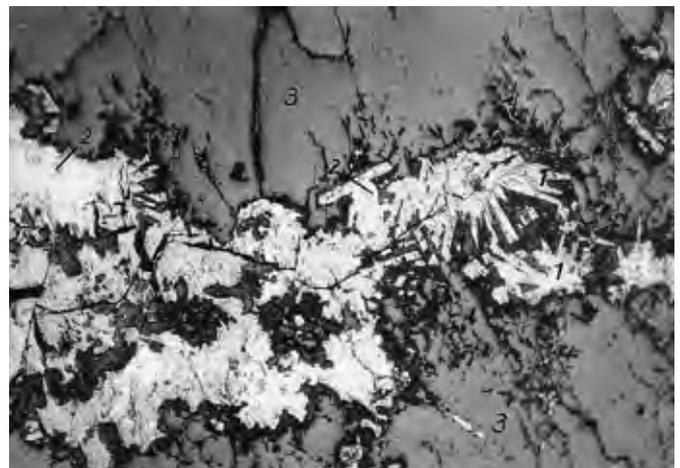


Abb. 5-13: Radial-strahlige Coffinitaggregate (1) mit feinen Sulfideinschlüssen (2) in Quarz (3); Tirpersdorf, Schacht 386; Anschliff 3591, Bildbreite 3 mm

In eine abschätzende Vorratsberechnung wurden insgesamt 13 Berechnungsblöcke einbezogen, deren Konturen nach der bebauten Vererzung und der Verbreitung »produktiver« Gesteine festgelegt wurden. Vorräte in bebauten oder mit 1 bis 3 Auffahrungen erkundeten Blöcken wurden in die Klasse C₁ eingeordnet; daran wurden gegebenenfalls C₂-Vorräte angehängt. Das jeweilige Uranausbringen wurde aus den für jede Auffahrung ermittelten faktischen Werten abgeleitet. Die Ergebnisse dieser Berechnung sind aus der nachfolgenden Tabelle ersichtlich. Dazu wurden noch 40 t prognostische Vorräte für den schwach erkundeten Südteil abgeschätzt (Tab. 5-1).

Nach den ermittelten Vorräten und den festgestellten geologischen Verhältnissen ihrer räumlichen Verteilung ist die im Gebiet Tirpersdorf angetroffene Uranvererzung letztendlich als Vorkommen eingestuft worden. Die dortigen, meist nicht großen Erzkörper bzw. Erzlinien weisen zwar durchaus ansprechend hohe Gehalte bzw. ein hinreichendes Ausbringen auf; sie sind allerdings aufgrund der Spezifik des geologischen Baus, insbesondere der Beschränkung der »produktiven« Gesteine auf einzelne räumlich voneinander getrennte Teilblöcke sehr stark in

Tab. 5-1: Vorratsstand im Uranvorkommen Tirpersdorf zum 01.07.1966 nach PŠENNIKOV et al. (1967)

	Gangfläche in m ²	Ausbringen in kg/m ²	Uran in kg
Löschung	4.534	3,007	13.632
Vorräte C ₁	24.804	0,796	19.754
Vorräte C ₂	26.452	0,857	22.679
Vorräte C ₁ +C ₂	51.256	0,828	42.433
Gesamteinschätzung (Löschung+C ₁ +C ₂)	55.790	1,005	56.065

diesem Gebiet verstreut. Für ihre Erkundung und den Abbau sind deshalb so umfangreiche Bergarbeiten erforderlich, dass dies in Anbetracht der relativ geringen Vorräte der einzelnen Erzkörper als nicht wirtschaftlich bewertet wurde. Diese in ihrer Gesamtheit unbefriedigenden Ergebnisse veranlassten 1966 dazu, die Arbeiten im Schacht 386 einzustellen.

Der Schacht 386 ist nach der Einstellung der Erkundungsarbeiten nur unzureichend verwahrt, vermutlich mit Haldenmaterial verfüllt und eingezäunt worden. In der Folge bildete sich darüber ein Setzungstrichter. 2011 wurde deshalb eine langzeitsichere Verwahrung des Schachtes mittels einer Betonplombe vorgenommen. Das Betriebsgelände wird von einem landwirtschaftlichen Unternehmen nachgenutzt.

5.2 Uranvorkommen Theuma-Süd

Das Uranvorkommen Theuma-Süd liegt im südwestlichen Kontakthof des Bergener Granitmassivs, ca. 1 km südöstlich der Ortschaft Theuma, d. h. zwischen der Ortschaft selbst und den bekannten Fruchtschieferbrüchen, nahe dem Ortsteil Neumühlenhäuser. Die hier anstehenden Fruchtschiefer sind dem oberen Teil der Phycoden-Gruppe und der Gräfenthal-Gruppe zuzuordnen. Sie werden von tektonischen Störungen unter-

schiedlicher Richtungen durchsetzt, deren Hauptstrukturen die Zobes-Tirpersdorfer Störung als östliche Begrenzung und die Thoßfeller Störung westlich dieses Untersuchungsgebietes darstellen.

Bei der Emanationsaufnahme des Gebietes der Südflanke des Erzfeldes Zobes-Bergen 1950 waren einige Bereiche mit Radonanomalien in der Bodenluft von 25–100 ME ($340 - 1.350 \times 10^3 \text{ Bq/m}^3$) ermittelt worden. Auf einer davon 0,9 km südöstlich von Theuma wurden in Schurfgräben 6 NW-streichende Quarzgänge aufgeschlossen. Proben aus diesen Gängen zeigten Urangelhalte von 0,012–0,022 %. Zur weiteren Untersuchung wurden deshalb hier 1951 der Erkundungsschurf 37 mit 100 m Projektteufe und im Weiteren auch Schrägbohrungen niedergebracht. Der Schurf wurde im Liegenden, d. h. östlich zweier geringmächtiger Metadiabaslagergänge in den ordovizischen Schiefen angesetzt und zuerst bis 106,5 m geteuft; später wurde das Grubengebäude mittels eines Gesenks noch um 60 m vertieft. Auf drei Sohlen (bei +438 m, +378 m und +318 m NN) wurden dann neun der in querschlägigen Auffahrungen angetroffenen Quarzgänge mit Strecken und Überhauen weiter erkundet. Die meisten dieser Gänge wiesen ein Streichen von 300–340° bei überwiegend südwestlichem, selten nordöstlichem Einfallen mit 60–85° auf und führten Quarz mit Baryt, seltener auch mit Fluorit. Als älteste Bildungen wurden hier Quarz mit Molybdänit angesehen, als spätere Bildung chaledon- bzw. hornsteinartiger Quarz, z. T. mit Hämatit (Braunquarz), untergeordnet auch Kammquarz, auf einigen Gängen auch mit Pechblende und manchmal Pyrit und Chalkopyrit. Weit verbreitet waren noch jüngere Paragenesen von Quarz mit Fluorit und Baryt, manchmal auch mit Sulfid-Relikten im Quarz bzw. deren Auslaugungshohlräumen. Die späteren und die jüngeren Paragenesen ähneln den beiden Gangtypen der Lagerstätte Bergen. Die angetroffene Pechblende war meist hydratisiert bzw. unter Erhaltung ihrer kollomorphen Ausbildung in Uranschwärze umgewandelt. In dieser Form ist sie auf der mittleren und



Abb. 5-14: Halde von Schurf 37 von der Straße zu den Neumühlenhäusern

tiefsten Sohle in drei der neun erkundeten Gänge festgestellt worden (meist in Kreuzungsbereichen der Gänge mit Metadiabasen oder an Auftrümmungen). Aus der Vererzung in Gang Nr. 1 sind insgesamt 24 kg Uran gewonnen worden. Auf der obersten Sohle ist nur auf zwei anderen Gängen eine geringfügige Uranglimmer-Mineralisation angetroffen worden. Allgemein zeigten die meisten der erkundeten Gänge eine deutliche tektonische Überprägung (Kataklyse, Lettenbildung, insbesondere an den Salbändern) sowie eine hypergene Veränderung ihrer Mineralisation; nicht selten waren sie auf den Erkundungssohlen auch wasserführend. Die Veränderung betraf neben dem Uran auch die anderen Erzminerale: Hämatit und Sulfide sind teilweise in eine ockerige limonitische Substanz umgewandelt. Diese Veränderungen waren selbst noch in großer Tiefe festzustellen, wie die Durchörterungen dieser Gänge auch in einigen Schrägbohrungen seitlich und bis in etwa 300 m Teufe ergaben.

Da nur eine geringfügige, nicht bauwürdige Uranvererzung angetroffen worden war, wurden die Erkundungsarbeiten 1955 eingestellt und der Schurf 37 verfüllt.

5.3 Uranvorkommen Lottengrün

Dieses Gebiet stellt die nördliche Fortsetzung des Gebietes Tirpersdorf dar und liegt zwischen Lottengrün und dem Theumaer Ortsteil Neumühlenhäuser. Es befindet sich wie das Uranvorkommen Theuma-Süd im südwestlichen Kontakthof des Bergener Granitmassivs, wobei die Zebes-Tirpersdorfer Störung die Grenze zwischen diesen beiden Gebieten bildet. Das Gebiet Lottengrün liegt also östlich, im Liegenden dieser Störung, in kontaktmetamorphem, überwiegend ordovizischen Gesteinen.

Im Rahmen der Such-Aufnahmearbeiten der SGEG im südwestlichen bis südlichen Kontakthof, die bereits für das Gebiet des Uranvorkommens Tirpersdorf beschrieben worden sind, waren auch in dem nördlich davon an der Tirpersdorfer Störung gelegenen Gebiet Lottengrün einige radioaktive Anomalien mit bis 0,034 % Uranäquivalent festgestellt worden. Neben geophysikalischen Arbeiten, die außer radiometrischen Verfahren auch Elektrik und Magnetik umfassten, wurden daraufhin 1966 auch hier Kartierungsbohrungen, Schurfgräben, kleine Schürfe und Bohrungen bis 150 m und 300 m Teufe zur weiteren Untersuchung eingesetzt. Dabei konnten östlich, also im Liegenden der Tirpersdorfer Störung, drei relativ große Blöcke »produktiver« Gesteine wie im Gebiet Tirpersdorf nachgewiesen werden. Sowohl an der Oberfläche als auch in Bohrungen wurden darin radioaktive Anomalien entsprechend bauwürdigen Urangelalten fixiert. Die angetroffenen Anomalien waren meist an Störungszonen oder Gänge gebunden. Der nördlichste und größte Block davon liegt nur einige 10 m von den Auffahrungen des Schurfs 37 im Uranvorkommen Theuma-Süd auf der Hangendseite der Tirpersdorfer Störung entfernt. Zur näheren untertägigen Untersuchung sollte 1967 der Schurf 37 wieder in Betrieb genommen und der Bereich der Tirpersdorfer Störung bis zur Lagerstätte Zebes mit Bohrungen auf weitere

solche uranhöfliche Blöcke abgesucht werden. Aufgrund der negativen Ergebnisse im Gebiet Tirpersdorf wurde allerdings davon Abstand genommen und die Arbeiten in diesem Gebiet eingestellt. Eine seinerzeit vorgenommene Abschätzung möglicher, d. h. potenziell prognostischer Vorräte hatte für dieses Gebiet anhand des größeren Volumens der Blöcke »produktiver« Gesteine und bei Übernahme des Ausbringens von Tirpersdorf eine Spanne von 150 t bis 600 t Uran ergeben (PŠENNIKOV et al. 1967).

5.4 Uranvorkommen Rebesgrün/Dorfstadt

Die Uranvorkommen Rebesgrün und Dorfstadt liegen beide im nordöstlichen Kontakthof des Bergener Granitmassivs, in der Synklinalzone von Rebesgrün-Reumtengrün-Dorfstadt, die auch als Rebesgrüner Horizont bezeichnet worden ist (siehe auch 2.6.1 und 2.6.2). Sie werden deshalb hier auch gemeinsam beschrieben.

Die durch das Objekt 6 in den frühen 1950er Jahren in seinem Tätigkeitsbereich im Vogtland durchgeführte Emanationsaufnahme hatte hier einen schmalen, NNO-gerichteten Streifen von Radon-Anomalien in der Bodenluft und in Quellwasser längs der Ausstriche von kohlenstoffführenden Schiefen bei Rebesgrün von bis zu 10–40 ME (135–540 Bq/l) ergeben. Bei einer Elektroprofilierung zeigte sich dieser Streifen als Teil einer Zone niedriger Widerstandswerte (10–100 Ω m). Mit Schurfarbeiten wurden in dieser Zone zwei tektonische NNO-Strukturen aufgeschlossen, die ein Paket kohlenstoffführender Schiefer begrenzen. In diesen Störungen konnten Urangelhalte von bis zu 0,025 % ermittelt werden. Für Sucharbeiten auf uranführende Gänge wurden 1955–1956 längs dieser Störungszone vier Erkundungsschürfe von 60–140 m Teufe niedergebracht (Nr. 60 bis 63). Das umgebende Gebiet wurde einer geologischen Aufnahme im Maßstab 1:10.000 unterzogen und Bohrarbeiten zur Präzisierung der Lage der Granitoberfläche durchgeführt.

Schurf 62 (nahe der Randsiedlung Rodewisch) wurde am Nordende der Synklinalzone westlich von ihr angelegt und hat nur in untertägigen Bohrungen kohlenstoffführende Schiefer angetroffen. Schurf 60 (südöstlich Rebesgrün) und Schurf 61 (östlich Reumtengrün) befinden sich im Zentralteil der Synklinalzone und haben in Auffahrungen und Bohrungen unter anderem kohlenstoffführende Schiefer durchörtert. Allerdings wurden in diesen Schürfen lediglich einige geringmächtige Quarzgänge mit überwiegend NO-Streichen und weißem jüngeren Quarz angetroffen, allgemein mit Urangelalten unter 0,002 %. Auch Wasserproben und die Gamma-Profilierung zeigten das Fehlen einer Uranmineralisation.

Schurf 63 (am Nordrand von Dorfstadt) wurde nahe am Südeinde östlich der Synklinalzone angelegt. Die hier an der Oberfläche anstehenden kohlenstoffführenden Schiefer waren in den untertägigen Auffahrungen nur noch in geringer Mächtigkeit (3–4 m) anzutreffen; neben anderen Schiefen wurden noch Metadiabase und ein seinerzeit als Quarzporphyr (vermutlich Mikrogranit) bezeichneter Gesteinsgang aufgeschlos-

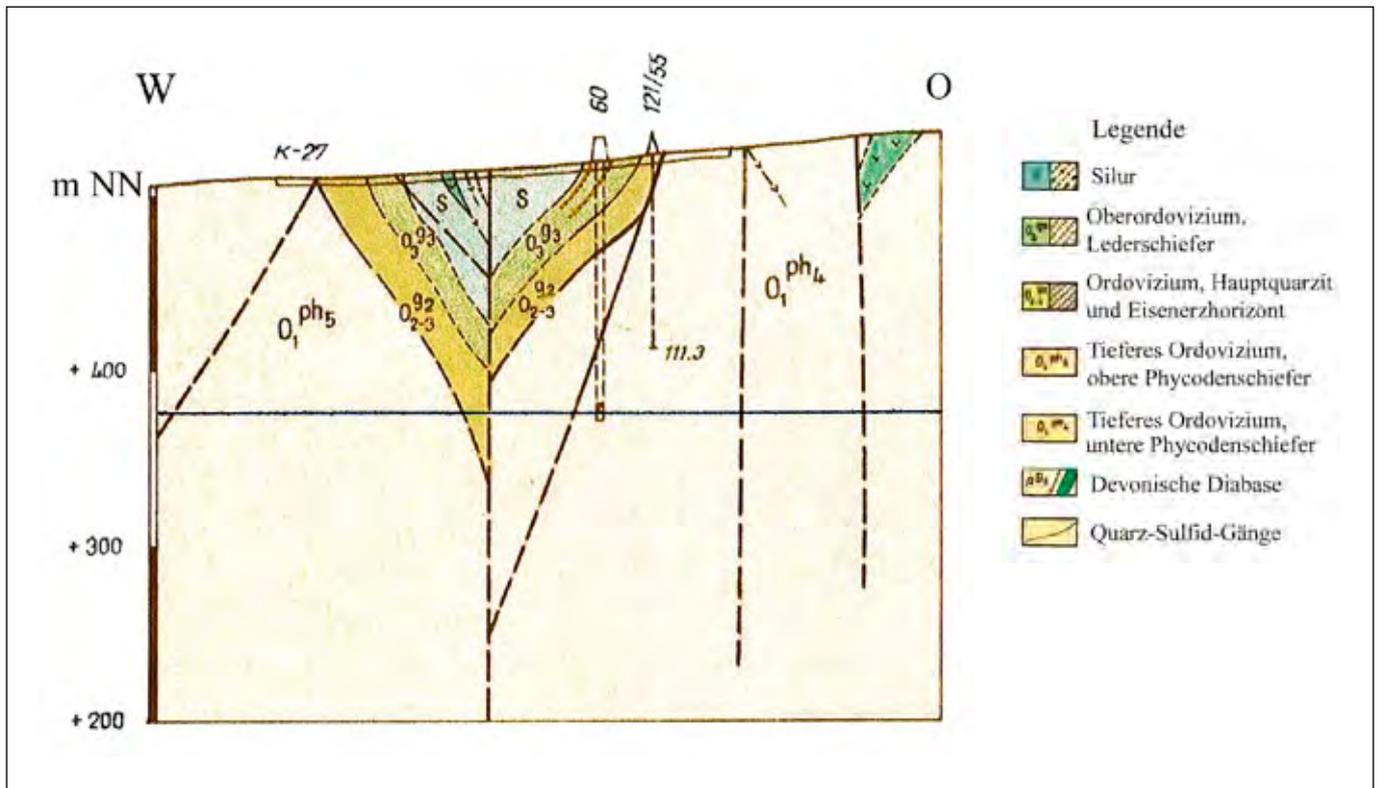


Abb. 5-15: Geologischer O-W- Schnitt durch die Rebesgrüner Synklinalzone im Bereich von Schurf 60

sen. Südlich von Schurf 63 keilen die Synklinalzone und die beiden Randstörungen allmählich aus. In den aufgeschlossenen Gesteinen wurde eine Reihe von NW-streichenden Quarz-Baryt-Gängen festgestellt, von denen sieben im Streichen und Fallen weiter erkundet worden sind. Auf diesen Gängen sind Quarz (verschiedener Varietäten), Fluorit, Baryt, Co-Ni-Arsenide, ged. Wismut, Fe- und Cu-Sulfide, Hämatit, Siderit sowie hydratisierte Pechblende und Uranschwärze, Chrysokoll, Azurit und Limonit gefunden worden. Des Öfteren waren die Gänge tektonisch durchbewegt, wasserführend und wiesen Auslaugungshohlräume auf. Eine erwähnenswerte Uranführung ist lediglich auf einem Gang (Nr. 1) mit Gehalten von bis zu 4,77 % Uran in Haufwerksproben in einem insgesamt 14 m langen Intervall festgestellt worden; auf den übrigen Gängen war sie unbedeutend. Auch die höchsten Radonkonzentrationen mit Werten von 100–300 ME (1.350–4.050 Bq/l) sind in Wasserproben aus dem genannten Gangbereich ermittelt worden. Mit zusätzlichen unter- und übertägigen Bohrungen konnte weder unterhalb dieses Bereichs noch seitlich davon eine Uranführung nachgewiesen werden (ZENIN ET TIĀONOV 1957). Insgesamt wurde aus den Untersuchungsergebnissen im Gebiet der Synklinalzone von Rebesgrün-Dorfstadt, insbesondere der geringen Ausbildung von Gängen und der unbedeutenden, nur lokalen Uranmineralisation, eine negative Bewertung bezüglich einer Uranführung abgeleitet.

1965–1966 erfolgte durch HERRMANN et al. (1968) eine spezialisierte geologische Kartierung des Blattes Auerbach, einschließlich geophysikalischer Untersuchungen (Elektroprofi-

lierung, Magnetik, Gamma-Aufnahme), Schurfgräben und Kartierungsbohrungen. Auch hierbei wurden radioaktive Anomalien in der Rebesgrüner Synklinalzone festgestellt und in den kohlenstoffführenden Schiefen Urangelhalte bis 0,1 % ermittelt. Ausgehend von

- diesen positiven Indikationen,
- der günstigen geologisch-strukturellen Position des Gebietes (tektonisch geprägte Synklinalzone mit uranhöffigen, »produktiven« Gesteinen im Kontakthof eines variszischen Granitmassivs),
- dem ähnlichen geologischen Bau wie die Lagerstätte Zobes und
- der optimistischen Annahme, dass mit zunehmender Teufe, mit Annäherung an den Granitkontakt und geringerem hypergenem Einfluss sich auch die Perspektiven für den Nachweis einer Uranvererzung erhöhen,

wurden deshalb 1967 detaillierte Einschätzungsarbeiten begonnen. Sie konzentrierten sich im Wesentlichen auf den Abschnitt zwischen den früheren Schürfen 61 und 62, d. h. südlich und nordöstlich Rebesgrün.

Neben einer Tiefen-Gamma-Aufnahme und Dipol-Elektroprofilierung umfassten diese 1967–1970 realisierten Arbeiten:

- Kartierungsbohrungen (bis 10 m) 2.620 m
- Schurfgräben 8.162 m³
- Tiefbohrungen 8.371 m



Abb. 5-16: Fördergerüst des Schachtes 404, Rebesgrün

- Teufe Schurf 22 und Schacht 404 215,9 m
- Streckenauffahrungen 1.713,1 m
- untertägige Bohrungen 3.289,5 m.

Mit den Schurfgräben wurde die Rebesgrüner Synklinalzone in voller Breite aufgeschlossen und darin radioaktive Anomalien nachgewiesen. Eine davon wurde anschließend mit Streckenauffahrungen aus dem kleinen Schurf 22 überprüft und eine lokale Uranmineralisation (bis 0,146 % Uran auf 0,15 m Mächtigkeit) an einem Lamprophyrgang in kohlenstoffführenden Schiefen angetroffen. Auch in den tieferen Bohrungen wurden Anomalien festgestellt, vereinzelt auch Karbonat- und Quarz-Sulfid-Gänge. Für die weitere Untersuchung der Synklinalzone in größerer Teufe wurden deshalb im nördlichen Abschnitt der Schacht 404 angelegt und hier in ca. 190 m Teufe umfangreiche bergmännische Auffahrungen und Bohrungen vorgenommen. Die durchörterten Gesteine (Phycodenschiefer, Gräfenenthal-Gruppe, Untere Graptolithenschiefer, Intrusivdiabase) erwiesen sich häufig als tektonisch gestört und metasomatisch-tiefthermal sowie hypergen verändert in Form hämatitisierter oder gebleichter Bereiche mit Bildung von Tonmineralen, Chlorit und Hämatit. Hydrothermale Gänge mit Quarz (z.T. als Kammquarz), Karbonaten (Dolomit-Ankerit, z.T. mit Hämatit, manchmal auch Sulfiden [meist Chalkopyrit]) und vereinzelt Baryt waren nicht selten, aber allgemein schwach ausgebildet, d. h. nur einzelne Gänge mit unbedeutender Mächtigkeit (0,5–2 cm). Im Hauptquer-

schlag auf der +328 m-Sohle wurde im Kieselschiefer ein geringmächtiges (0,8 cm) Chalkosin-Trum angetroffen. Der derb-massige Chalkosin könnte aus Chalkopyrit oder Bornit entstanden sein und ist wiederum teilweise in Cuprit übergegangen. Eine gelegentlich an Gesteinsgrenzen in der »produktiven« Serie angetroffene Uranmineralisation war meist an tektonische Störungen bzw. dort an kleine Spalten geknüpft; dabei handelte es sich um feine Beläge und Nester oder Linsen geringer Ausdehnung mit Uranschwärze, Uranocker und Uranlimmer. Eine primäre Uranvererzung wurde nicht gefunden.

Ende 1970 wurden die Erkundungsarbeiten im Schacht 404 eingestellt und 1971 der Schacht mittels einer Betonplombe verwahrt, wobei die Möglichkeit zur Wassernutzung daraus erhalten und späterhin auch wahrgenommen worden ist. Das Betriebsgelände wurde der Stadt Rodewisch zur Nachnutzung übergeben.

Insgesamt musste damit für die ganze Synklinalzone von Rebesgrün-Dorfstadt bzw. den Rebesgrüner Horizont konstatiert werden, dass hier zwar eine günstige geologisch-strukturelle Situation und Ähnlichkeiten mit der Lagerstätte Zobes bzw. dem Zobes-Horizont bestehen, dass auch Anzeichen für eine Uranmineralisation in diesem Gebiet recht verbreitet sind, diese Mineralisation aber nur lokal und unbauwürdig ausgebildet ist. Das Gebiet Rebesgrün wurde deshalb als nicht hoffig für den Nachweis einer bauwürdigen Uranvererzung bewertet (GORÁEV et al. 1971).

5.5 Uranvorkommen Werda

Das Uranvorkommen Werda liegt südwestlich der gleichnamigen Ortschaft am Hang des Eimberges. Geologisch befindet es sich am Südostrand des Kontakthofs des Bergener Granitmassivs, ca. 2 km südöstlich der Granitgrenze an der Oberfläche. Es liegt in schwach kontaktmetamorphen Phycodenschiefern in einem Kreuzungsbereich von Störungen unterschiedlichen Streichens. Hier stehen überwiegend graue bis grüngraue Schiefer mit meist geringmächtigen quarzitischen Lagen an, die der Phycoden-Gruppe zugerechnet werden und als Fruchtschiefer vorliegen. In diesen Fruchtschiefern wurden des Öfteren Lagergänge und Linsen von Metadiabasen angetroffen, seltener auch Lamprophyrgänge. Letztere waren allgemein an NW- oder NNO-streichende tektonische Störungen geknüpft. Überwiegend weisen tektonische Störungen im Gebiet Werda NNO-SSW- bis submeridionales Streichen oder NW-SO-Streichen auf. Sie enthalten nur tektonisch durchbewegtes, meist lettiges Material, gelegentlich auch Lamprophyrgänge. Quarz- und Quarz-Turmalin-Gänge als früh-hydrothermale Mineralisationen sind in den Fruchtschiefern recht häufig anzutreffen, spätere hydrothermale Bildungen sind selten.

1955–1956 ist durch das Objekt 6 auf der Ostseite des Bergener Granitmassivs, im Gebiet von Rodewisch über Oberlauterbach-Dorfstadt bis Werda, eine geologische Aufnahme im Maßstab 1:10.000 mit Schurfgräben und Kernbohrungen

durchgeführt worden. Dabei sind hier im Abschnitt zwischen Dorfstadt und Werda lediglich einige NW-streichende Quarzgänge mit Turmalin, ohne jegliche andere Mineralisation, angetroffen worden. Auch die hier 1960 durchgeführte Emanationsaufnahme ergab nur unbedeutende Anomalien bis 20 Eman ($75 \times 10^3 \text{ Bq/m}^3$). Mit der radiohydrogeologischen Aufnahme waren Radonanomalien bis immerhin 132 Eman (500 Bq/l) ermittelt worden; ihre weitere Untersuchung mit Bohrungen und Schurfgräben erbrachte allerdings keine positiven Anhaltspunkte für eine Uranvererzung (FRITSCH in HAGEN & SCHEID 1999). Bei der spezialisierten Kartierung des Blattes Oelsnitz-Bergen (RYBALOV et al. 1968) ist von 1963 bis 1965 auch das Gebiet Werda mit erfasst worden. Dabei ist 1964 in einem Schurfgraben (Nr. 126) eine an eine submeridionale Störung gebundene intensive sekundäre Uranmineralisation angetroffen worden. Durch detailliertere Emanationsaufnahme, Tiefen-Gamma-Aufnahme und weitere Schurfgräben wurden an dieser Störung weitere Anomalien festgestellt und die Untersuchungsarbeiten daraufhin ausgeweitet. Insgesamt wurden von 1964 bis 1967 im Gebiet Werda neben geophysikalischen Untersuchungen folgende Arbeiten realisiert:

- Kartierungsbohrungen 239,0 m
- Schurfgräben 2.001,0 m³
- Tiefbohrungen bis 150 m Teufe 1.331,1 m
- Teufe (Schürfe) 65,4 m
- Streckenauffahrungen 766,1 m
- untertägige Bohrungen 893,1 m

Aus Schurfgraben 126 wurden der ca. 15 m tiefe Schurf 11 geteuft und dabei bis in 12 m Teufe aus der oben genannten Störungszone Reich- bzw. Stufenerz einer sekundären Uranmineralisation mit insgesamt 105,6 kg Uran gewonnen. Bei 12 m wurden in der Störung nach Norden und Süden Strecken gefahren, aber nur auf dem ersten Meter der Nordstrecke noch eine Vererzung in der Firste angetroffen und daraus 5,3 kg Uran gewonnen. Die festgestellte Uranmineralisation besteht aus Uranophan, Autunit und Torbernit, die Beläge auf Klüften in Quarz und im störungsnahen Nebengestein bilden. Mit dem 20 m weiter nördlich angesetzten, ca. 50 m tiefen Schurf 12 wurde in einer Streckenauffahrung im Scharungsbereich zweier Strukturen dieser Störungszone in turmalinisierten und limonitisierten Fruchtschiefern eine vererzte Stelle vorgefunden und daraus 21,2 kg Uran gewonnen. Weitere Vererzungen konnten nicht festgestellt werden, lediglich einige radiometrische Anomalien. Gleiches trifft auch für die getätigten über- und untertägigen Bohrungen zu. Insgesamt ergab die Untersuchung des Gebietes Werda nur eine sehr beschränkte Verbreitung »produktiver« Gesteine für die Ausbildung einer Uranvererzung (hier von Metadiabasen und Lamprophyren). Trotz einer dokumentierten Gewinnung von 132,1 kg Uran muss resümiert werden, dass eine mit Uran-Paragenesen verknüpfte hydrothermale Gangmineralisation nur sehr schwach ausgebildet ist. Auf NW-Strukturen wurde



Abb. 5-17: Fruchtschiefer mit Cordierit-Porphyroblasten; Werda, Bohrung 232/1965 bei 30 m



Abb. 5-18: Quarzreicher Fruchtschiefer mit welliger Schieferung; Werda, Schurf 12

keine Vererzung festgestellt, und auf den submeridionalen Störungen besitzt sie lediglich lokalen Charakter und ist nicht bauwürdig. Die hier angetroffenen Uran-Sekundärminerale stammen evtl. aus der Umlagerung von Uransubstanz aus erodierten, ehemals uranführenden NW-Gängen.

5.6 Sonstige Uran-Mineralisationspunkte

Nach den bisher beschriebenen Uranlagerstätten und Uranvorkommen (letztere mit nachgewiesener, aber nicht bauwürdiger Uranvererzung) werden in diesem Abschnitt noch einige Untersuchungsgebiete angeschlossen, in denen kleine Vorkommen einer Uranmineralisation festgestellt worden sind, die

wegen ihrer geringen Menge und Konzentration keine Bauwürdigkeit erlangt haben oder nur durch radiometrische Untersuchungen festgestellt worden sind. In Anlehnung an Untergliederungen wie bei RYBALOV et al. (1972) werden sie hier als Mineralisationspunkte von Uran bezeichnet.

5.6.1 Uran-Mineralisationspunkt Theuma-Nord

Das Untersuchungsgebiet bzw. der Bereich des Mineralisationspunktes Theuma-Nord liegt nördlich der Ortschaft Theuma. In geologischer Hinsicht befindet es sich westlich des Bergener Granitmassivs, bereits außerhalb seines Kontakthofs, unmittelbar westlich der Thoßfeller Störung im südöstlichsten Teil des Schollengebiets von Neuensalz am Nordostrand des Tauschwitzer Querelements.

Im genannten Schollengebiet sind vor allem silurische und devonische Gesteine einschließlich Diabase, untergeordnet auch oberordovizische Schiefer anzutreffen, die ein kompliziertes System tektonischer Blöcke und Scherkörper bilden. Im Unterschied dazu dominieren östlich der Thoßfeller Störung und im Tauschwitzer Querelement unter- bis oberordovizische Bildungen. In tektonischer Hinsicht sind neben der annähernd konkordant mit den umgebenden Schichtfolgen nach Westen einfallenden Thoßfeller Störung weitere submeridional bis NNO-streichende Strukturen von Bedeutung, die hier meist von NW-Störungen gekreuzt werden. Die Thoßfeller Störung selbst ist hier aufgetrümert in mehrere N-S bis SSW-NNO streichende Strukturen. Bewegungen an den Störungen der genannten Richtungen führten hier, am Süden des Schollengebiets von Neuensalz, zur Absenkung eines Blocks silurisch-devonischer Gesteine, der im Westen, Süden und Osten von meist älteren, allgemein ordovizischen Gesteinen umgeben wird. Nach Norden setzen sich die jüngeren Gesteine mit zunehmender Breite weiter fort. Die anstehenden Gesteine streichen überwiegend submeridional mit 20–50° Einfallen nach Westen, während weiter südlich und nördlich davon NW-Streichen vorliegt. Die Schieferung weist generell NO-Streichen mit 40–60° Einfallen nach NW auf. Die silurischen Bildungen umfassen graptolithenführende Kiesel- und Alaunschiefer und flasrig-knotige Kalke mit Alaunschieferlagen, also Untere Graptolithenschiefer und Ockerkalk. Die seinerzeit aufgefundene Graptolithenfauna wurde von SCHAUER (PŠENNIKOV et al. 1966) untersucht. Das Unterdevon ist durch Kalke und Schiefer der Tentakulitenknollenkalk- und der Tentakulitenschiefer-Nereitenquarzit-Formation vertreten, das Mitteldevon durch teilweise gebänderte Schwärzschiefer. Oberdevonische Bildungen, allerdings ohne faunistische Belege, stehen vor allem im Nordteil des Gebietes an und umfassen dunkle Tonschiefer in Wechsellagerung mit Grauwacken, basische Tuffe, Tuffite und Mandelsteine, dazu unterschiedliche Effusiv- und Intrusivdiabase. Die äußere Grenze des Kontakthofs des Bergener Granitmassivs fällt an der Erdoberfläche in diesem Gebiet etwa mit der Thoßfel-

ler Störung zusammen, wobei der westlichste Granitaufschluss in Bohrloch 215/57 bei ca. 520 m Teufe vorliegt, das ca. 370 m östlich der Thoßfeller Störung angesetzt ist.

Bereits 1950–1951 waren bei der Emanations- und radiohydrogeologischen Aufnahme durch das Objekt 6 in diesem Gebiet Radonanomalien in der Bodenluft und in Quellwasser (bis über 100 ME bzw. 1.350 Bq/l) nachgewiesen und weiter untersucht worden. Nach den angelegten Schurfgräben ergab sich eine Bindung der Anomalien an Silur-Ausstriche. Darin wurden auch erhöhte Urangehalte festgestellt, aber keine Uranvererzung. Analoge Ergebnisse zeitigten auch später darin angesetzte Bohrungen. Zur weiteren Teufenerkundung war damals auch der Schurf 40 angelegt worden, mit ca. 900 m horizontaler Auffahrungen (in ca. 40 m Teufe, auf +422 m NN) in W-O-Richtung, teilweise auch auf angetroffenen Gängen mit Quarz und Baryt. Dabei sind auf einem solchen NW-streichenden Gang »hohe«, an einer Gesteinsgrenze Metadiabas/kohlenstoffführende Schiefer »erhöhte Radioaktivität« festgestellt worden; genauere Angaben dazu sind nicht erhalten (PŠENNIKOV et al. 1966). Zwischen 1955 und 1958 wurden östlich bzw. nordöstlich des Gebietes Theuma-Nord, aus der Lagerstätte Zobes, genauer aus dem Bereich Schacht 362, mehrere Auffahrungen im Bereich der Neuensalzer Störung (+217 m-Sohle und -23 m-Sohle) vorgetrieben, erreichten diese aber nicht und erbrachten dort auch keine bauwürdige Vererzung.

Weitere Arbeiten wurden im Gebiet Theuma-Nord ab 1960 durch die SGEG durchgeführt; sie umfassten anfangs wiederum eine Emanationsaufnahme, dazu Elektroprofilierung und Bohrungen. Dabei wurde eine Radonanomalie in der Bodenluft mit bis zu 220 Eman ($800 \times 10^3 \text{ Bq/m}^3$) festgestellt, die sich über ca. 1 km Länge und bis 100 m Breite in meridionaler Richtung erstreckte. Erzführende Strukturen wurden allerdings nicht gefunden und deshalb die Arbeiten zwischenzeitlich wieder eingestellt.

Im Zusammenhang mit der spezialisierten Kartierung des Blattes Oelsnitz-Bergen ab 1963 (RYBALOV et al. 1968) erlangte auch das Gebiet Theuma-Nord wieder Interesse und die Sucharbeiten wurden fortgesetzt. Mit kurzen Kartierungsbohrungen und Schurfgräben wurden die geologischen Oberflächenverhältnisse, insbesondere die Verbreitung kohlenstoffführender Schiefer, weiter präzisiert und eine geologische Karte des Gebietes im Maßstab 1:2.000 erstellt. Außerdem wurden die Kontur der 1966 festgestellten Radonanomalie weiter präzisiert und Anomaliepunkte mit bis zu 294 Eman ($1.060 \times 10^3 \text{ Bq/m}^3$) ermittelt. Als wesentliche Indikatoren für eine Uranhöflichkeit des Gebietes wurden angesehen:

- Existenz von »produktiven« Gesteinen, wie kohlenstoffführenden Schiefern, Kalken und Diabasen, analog der »produktiven« Serie der benachbarten Lagerstätte Zobes,

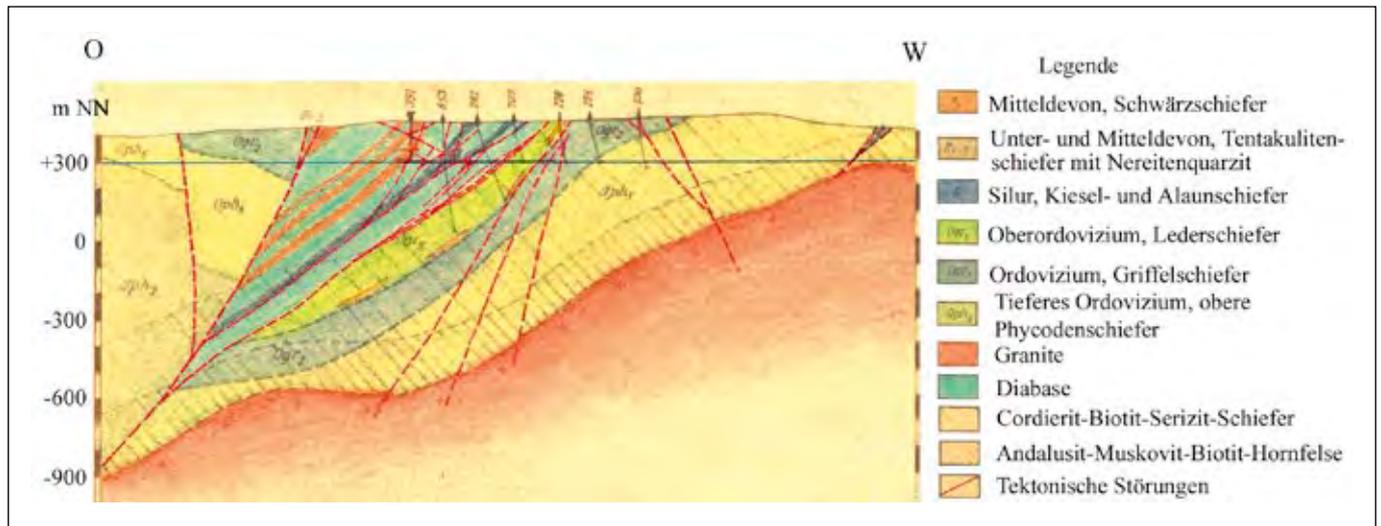


Abb. 5-19: Geologischer O-W-Schnitt durch das Uranvorkommen Theuma-Nord im Bereich von Schacht 391 (PŠENNIKOV et al. 1966)

- Ausbildung tektonischer Zonen, darunter solcher mit NW-Streichen, in denen im Kreuzungsbereich mit »produktiven« Gesteinen eine bauwürdige Uranvererzung erwartet werden kann,
- Lage des Gebietes am Kontakthof eines variszischen Granitmassivs (vermutet wurde hier ein flaches Einfallen der Kontakthofgrenze und damit die Ausbildung kontaktmetamorpher Gesteine auch westlich, d. h. im Hangenden der Thoßfeller Störung in relativ geringer Teufe),
- Ausbildung einer hydrothermalen Mineralisation in Form von Quarz-, Quarz-Karbonat- und Barytgängen und -trümmern,
- radioaktive Anomalien an der Oberfläche und im Schurf 40.

Zur Einschätzung der Uranführung wurden 1964–1965 vor allem umfangreiche Bohrarbeiten vorgenommen und nahe dem Bahnhof Großfriesen der Schacht 391 angelegt. Mit Auffahrungen und Bohrungen auf der Sohle +300 m NN wurde die geologische Situation in ca. 160 m Teufe näher untersucht. Neben Emanationsaufnahme und Elektroprofilierung wurden damit im Gebiet Theuma-Nord folgende Such-Erkundungsarbeiten realisiert:

- Kartierungsbohrungen (bis 50 m) 7.100 m
- Schurfgräben 4.441,0 lfd. m
- Tiefbohrungen bis 300 m 6.371,3 m
- Teufe Schürfe und Schacht 391 217,5 m
- horizontale Auffahrungen 3.086,8 m
- untertägige Bohrungen 2.560 m

Auch mit den Auffahrungen und Bohrarbeiten im Schacht 391 wurden keine bedeutsamen, d. h. größeren mehrphasigen Gänge, insbesondere solche mit Bildungen der bekannten ur-

anführenden Gangformationen angetroffen. Im nördlichen und nordöstlichen Teil des untersuchten Gebietes überwogen geringmächtige NW-streichende Quarz-Karbonat-Gänge mit Sulfiden (Pyrit, Chalkopyrit, Galenit, Sphalerit, Fahlerz, Bornit, Chalkosin). Im südwestlichen und westlichen Teil dominiert Calcit in der Gangfüllung; Quarz fehlt hier meist. Auf einem solchen Gang wurde wegen des erhöhten Radongehaltes im austretenden Tropfwasser (bis 357 Eman bzw. 1.340 Bq/l) eine Untersuchungsstrecke gefahren. Der Gang erwies sich allerdings als sehr absetzig und geringmächtig. Im südlichen Teil wurden auch die meisten radioaktiven Anomalien angetroffen, gebunden überwiegend an tektonisch gestörte Kontaktbereiche von Alaunschiefern mit Diabasen. Hier sind in den Randbereichen der Diabase kleine Linsen bzw. Schlieren mit Quarz, Calcit, Pyrit und in geringer Menge Pyrrhotin und Pechblende festgestellt worden. Einige Anomalien liegen im Bereich der Thoßfeller Störung.

Insgesamt wurde im Revier Theuma-Nord nur eine äußerst geringfügige, absolut nicht bauwürdige Uranmineralisation festgestellt. Als eine Ursache dafür ist die Lage außerhalb des Kontakthofs des Bergener Granitmassivs anzusehen. Sichere Kennzeichen einer Kontaktmetamorphose (Auftreten von Cordierit und Andalusit) wurden im untersuchten Gebiet seinerzeit nicht festgestellt und daraus gefolgert, dass die äußere Grenze des Kontakthofs vermutlich bis in etwa 500 m Teufe ungefähr mit der Lage der nach Westen einfallenden Thoßfeller Störung zusammenfällt und erst darunter vermutlich flacher, d. h. in den durchaus uranhöflichen Gesteinen im Hangenden dieser Störung verläuft. Die Möglichkeit des Nachweises einer bauwürdigen Uranvererzung erscheint dort denkbar, allerdings wären dafür aufwändige Sucharbeiten (mit unsicherem Ausgang) erforderlich.

Für das Gebiet Theuma-Nord wurde damals deshalb – bis zumindest 500 m Teufe – eine negative Einschätzung bezüglich einer Uranvererzung gegeben (PŠENNIKOV et al. 1966).

5.6.2 Uran-Mineralisationspunkt Lottengrün-Ost

Dieses Untersuchungsgebiet liegt zwischen Lottengrün und Bergen, im südwestlichen inneren Kontakthof des Bergener Granitmassivs. In Glimmerfelsen ist hier ein Streifen mit erhöhter magnetischer Suszeptibilität, vermutlich infolge ihrer Magnetitführung (siehe 2.2), ausgebildet. Vereinzelt sind auch Metadiabaslinsen angetroffen worden. Die meridional verlaufende Bergener Störung durchsetzt das Gebiet. An ihr ist eine Serie von Gängen und Trümmern mit Quarz, z.T. Baryt und Hämatit festgestellt worden, überwiegend mit NW-Streichen, aber auch submeridional oder W-O streichend. Auch Gänge feinkörniger Granite kommen vor.

Anfang der 1960er Jahre wurden hier eine Radonanomalie und danach auch Gamma-Anomalien festgestellt, die 1966 – 1967 mit Schurfgräben und zwei kleinen Schürfen (Nr. 17 und 18) weiter untersucht worden sind. Die erhöhte Radioaktivität war an Gänge und Störungen mit NW- oder submeridionalen Streichen gebunden. In Proben aus solcher gestörter, z.T. ockerig verwitterter Gangmasse sind Urangelhalte von 0,012 – 0,024 % ermittelt, jedoch keine sichtbare Uranmineralisation angetroffen worden (RYBALOV et al. 1968). Aufgrund dieser wenig bedeutsamen Ergebnisse erfolgten keine weiteren Arbeiten mehr.

5.6.3 Uran-Mineralisationspunkt Brotenfeld

Das Untersuchungsgebiet liegt nordöstlich des Tirpersdorfer Ortsteils Brotenfeld in Phycodenschiefern/Fruchtschiefern des südlichen Kontakthofs des Bergener Granitmassivs. Zwischen Kottengrüner und Werdaer Störung gibt es hier mehrere annähernd parallel verlaufende, NO-streichende und mit 50 – 80° nach NW einfallende tektonische Störungen, die eventuell Begleit- bzw. Teilstrukturen dieser oben genannten Störungen darstellen. Auch NW-streichende und submeridionale Störungen sind ausgebildet. Die häufig quarzitstreifigen und teilweise vermutlich magnetitführenden Fruchtschiefer sind an diesen Störungen tektonisch durchbewegt, hämatitisiert und enthalten zahlreiche Quarzlinsen und -trümer.

Mitte der 1960er Jahre sind hier Emanations- und Gamma-Anomalien festgestellt und in einigen Kartierungsbohrungen eine erhöhte Radioaktivität gemessen worden. In einem Schurfgraben fand man im Kreuzungsbereich eines Quarzganges mit einer NW-Störung in 1,5 – 2 m Tiefe eine Anhäufung von Uranglimmer. Daraus entnommene Schlitz- und Einzelproben wiesen Urangelhalte von 0,018 % bis 9,0 % auf. Ein 5 m tiefer Schurf zeigte ein schnelles Ausklingen dieser Uranmineralisation (RYBALOV et al. 1968). Weitergehende Untersuchungen erfolgten im Raum Brotenfeld nicht mehr.

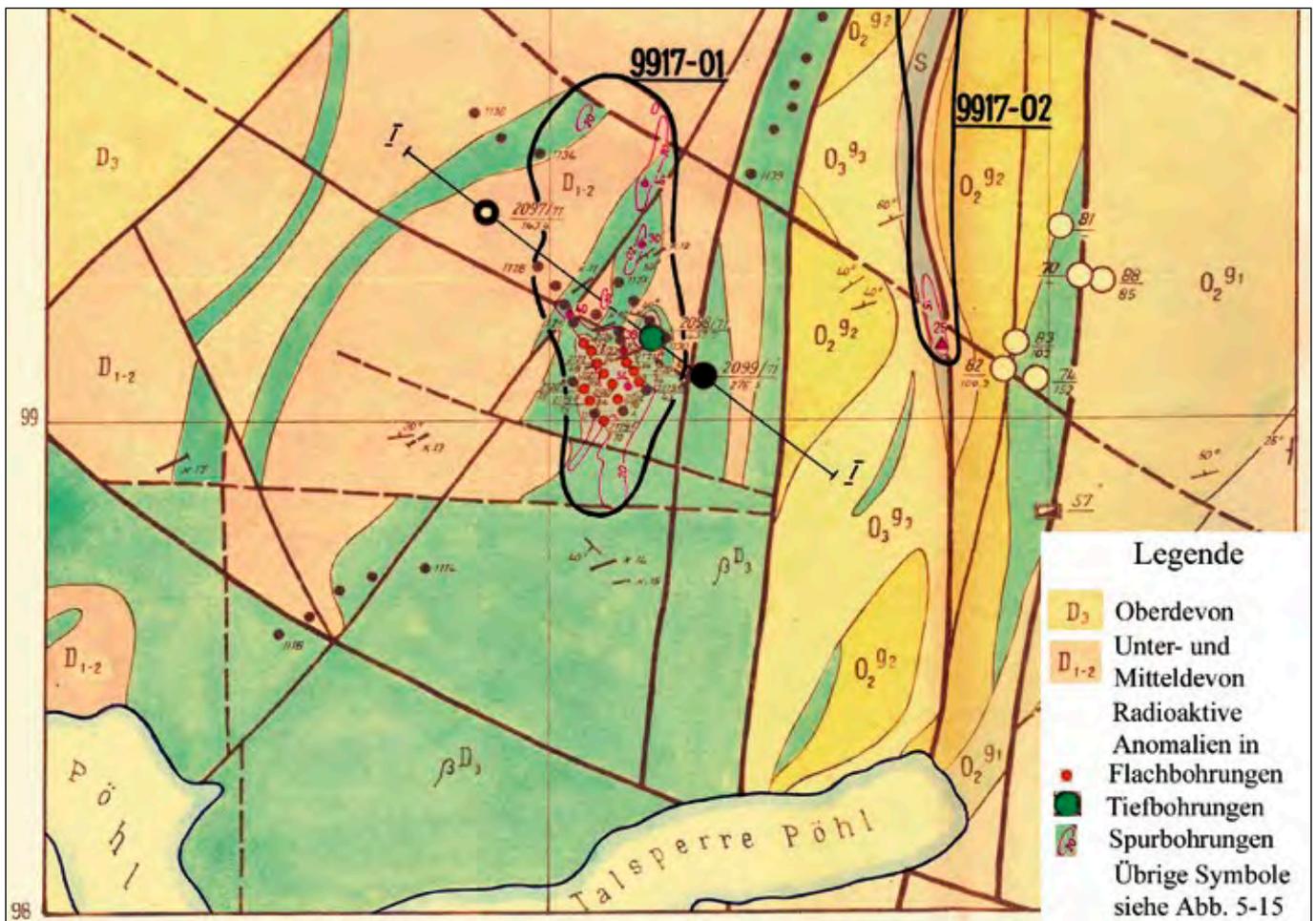


Abb. 5-20: Geologische Karte des Uran-Mineralisationspunktes Galgenberg bei Thoßfell (VINIČENKO et al. 1973)

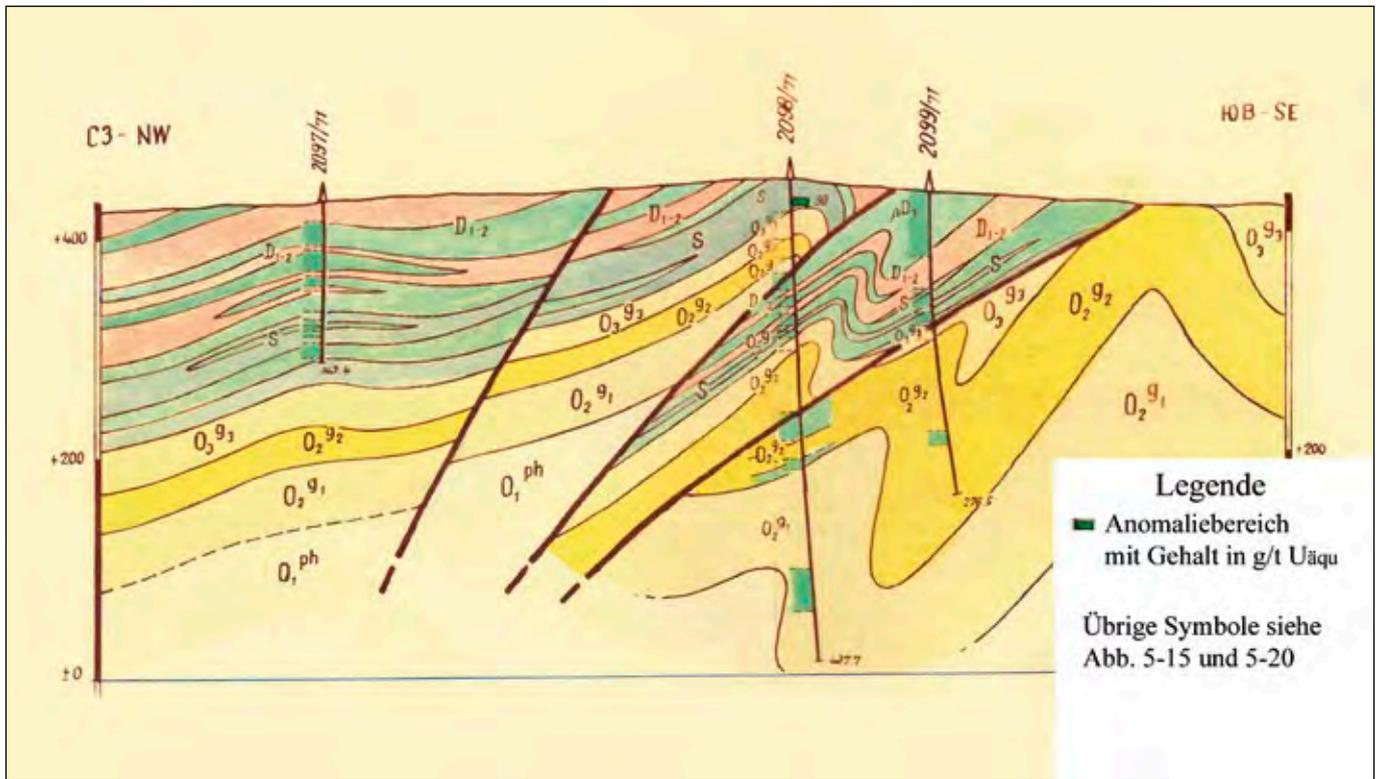


Abb. 5-21: Geologischer Schnitt I-I durch den Uran-Mineralisationspunkt Galgenberg bei Thoßfell (Viničenko et al. 1973)

5.6.4 Uran-Mineralisationpunkt Galgenberg

Hierbei handelt es sich um ein kleines Untersuchungsgebiet (<1 km²) am Galgenberg nordwestlich von Thoßfell, am Ostrand des Schollengebietes von Neuensalz im Hangenden der Thoßfeller Störung. Ähnlich dem Gebiet Theuma-Nord ist es aus silurischen und devonischen Gesteinen einschließlich oberdevonischen diabasischen Bildungen aufgebaut; darunter, im Liegenden der Thoßfeller Störung, folgen unter- bis oberordovizische Schiefer. Die submeridionale (0–20°), hier relativ flach mit 30–50° nach Westen einfallende und aus mehreren Teilrümern bestehende Thoßfeller Störung ist die tektonische Hauptstruktur des Gebietes. Quer dazu verlaufen einige NW-Störungen, die als NW-Fortsetzung der Unterlauterbacher Störung anzusehen sind.

Bereits Anfang der 1950er Jahre waren hier bei der Emanationsaufnahme einige Radonanomalien festgestellt, aber nicht weiter untersucht worden. 1965 wurden dann bei einer Traktor-Gamma-Aufnahme die früheren Anomalien bestätigt. Daraufhin wurde das Gebiet 1966–1967 mit Schurfgräben und Kartierungsbohrungen näher untersucht. Die höchste Radioaktivität war an Kontaktbereichen silurischer Schiefer mit Diabaskörpern gebunden, wo in einzelnen Proben Urangelhalte bis 0,012 % ermittelt wurden.

1971 wurden in diesem Anomaliebereich noch drei Bohrungen von 140–440 m Teufe niedergebracht. Sie ergaben eine relativ unbedeutende Verbreitung »produktiver«, vor allem silurischer Gesteine bei abnehmender Teufenreichweite (von ca. 150 m auf ca. 70 m) und Mächtigkeit (von ca. 50 m auf 10–20 m) nach Osten, zur Thoßfeller Störung hin. Nur in einer dieser Bohrungen wurde eine unbedeutende radiometrische

Anomalie in silurischen Schiefen in 21 m Teufe festgestellt, hingegen keine Uran- und auch keine Gangmineralisation. Daraus wurde gefolgert, dass die radioaktiven Oberflächenanomalien dieses Gebietes lediglich Sekundärkonzentrationen von Uran infolge seiner Umverteilung und lokalen Konzentration in der Verwitterungszone silurischer Gesteine darstellen. Perspektiven für den Nachweis einer bauwürdigen Uranvererzung bestehen hier also nicht (Viničenko et al. 1973).

5.6.5 Uran-Mineralisationspunkt Altmannsgrün

Im Rahmen von Sucharbeiten an den Flanken der Lagerstätte Zobes wurden 1955–1956 auch geologische Aufnahmearbeiten an ihrer Ostflanke, im westlichen bzw. nordwestlichen Kontakthof des Bergener Granitmassivs und in seinem Endokontaktbereich im Gebiet Altmannsgrün-Schönau durchgeführt. Hier stehen im kontaktnahen Bereich Glimmerfelse und teilweise vermutlich magnetitführende Schiefer an, in denen gelegentlich geringmächtige Metadiabas- sowie Granitoidgänge angetroffen wurden. Neben einer ganzen Reihe nichtmineralisierter Störungen und Klüftzonen wurden in dem ansonsten relativ gangarmen Gebiet mit Schurfgräben etliche, meist NW-streichende Quarzgänge aufgeschlossen. Nur selten waren darin auch andere Minerale, wie Turmalin oder weitgehend ausgelagte Sulfide und Hämatit zu finden; eine Uranmineralisation wurde nicht festgestellt (Zenin & Tišonov 1957).

Weitere Untersuchungen erfolgten zwischen 1963 und 1967. Nach wiederholter Emanations- und Gamma-Aufnahme wurden 1966–1967 im Gebiet Altmannsgrün-Mahnbrück nachgewiesene Anomalien überprüft, unter anderem mit Bohrungen von 115 m bis 200 m Teufe. In den oberflächennah intensiv

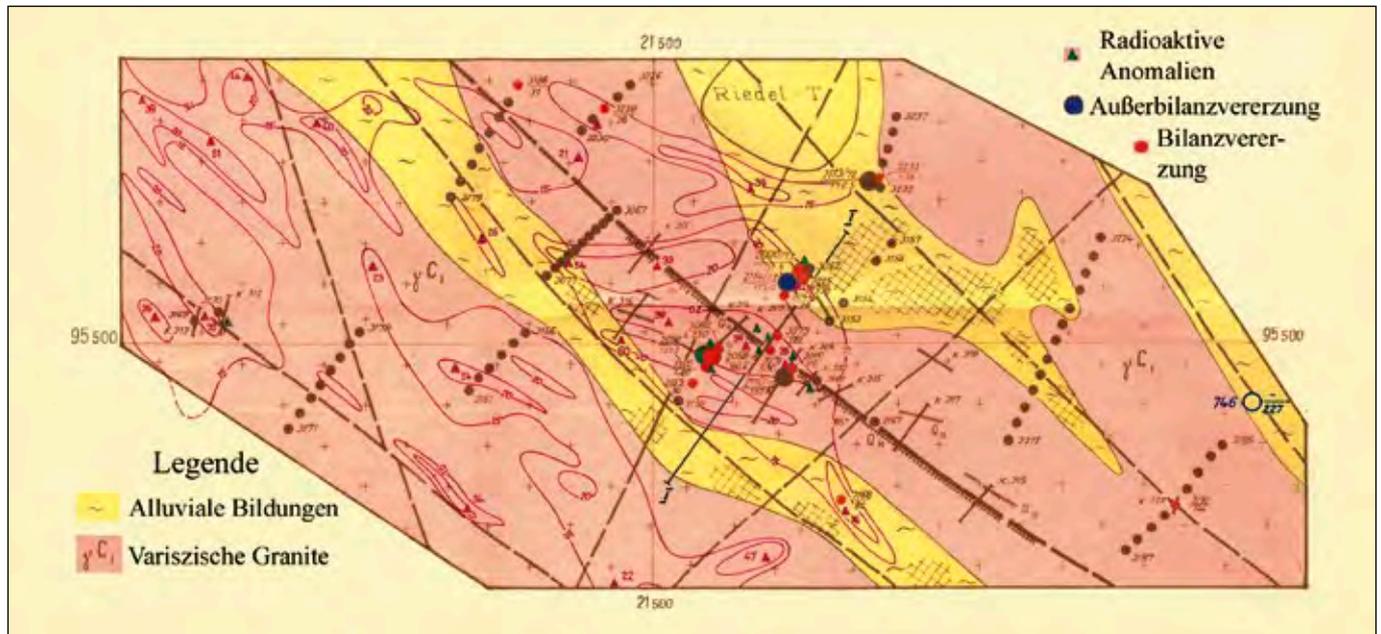


Abb. 5-22: Geologische Karte des Uran-Mineralisationspunktes Altmannsgrün/Bereich Schönau (Viničenko et al. 1973)

limonitisierten Kluftzonen mit NW-Streichen wurden Uran-gehalte bis 0,046 % bestimmt, die Anomalien letztendlich aber als negativ bewertet (Viničenko et al. 1973).

Auch im Granitgebiet selbst waren Anomalien festgestellt worden. Hier wurden 1972 bei Schönau und Bergen noch einmal Einschätzungsarbeiten auf langgestreckte Anomalien an NW-streichenden Störungen (d.h. Lauterbacher und Neuen-salzer Störung) vorgenommen. Mittels Schurfgräben und Bohrungen (bis ca. 150 m Teufe) wurden hier Quarzgänge mit Hämatit auf Teilstrukturen der beiden genannten Störung-zonen aufgeschlossen, die eine sichtbare sekundäre Uran-mineralisation mit Torbernit und Zeunerit führen. Diese Mineralisation reicht wie auf den Erzgängen in der benachbarten Lagerstätte Bergen bis in den umgebenden klüftigen, oft veränderten und hämatitisierten Granit hinein. Die Urangelhalte von Gangproben betragen hier bis zu 0,2 %; oft waren damit auch erhöhte Gehalte an Cu, Pb und As verknüpft. Ungeklärt blieb die Teufenreichweite dieser Uranmineralisation und damit letztlich auch ihre Genese, insbesondere im Hinblick darauf, dass in der Lagerstätte Bergen eine primäre Pechblende-Vererzung erst ab ca. 200 m Teufe angetroffen worden war. Eine oberflächennahe Infiltrationskonzentration im Grundwasser-zirkulationsbereich könnte auch zwanglos aus der Umlagerung von Uran aus den Graniten des Bergener Massivs selbst erklärt werden (Viničenko et al. 1973).

5.6.6 Uran-Mineralisationspunkt Schreiersgrün

Der Mineralisationspunkt Schreiersgrün liegt in unmittelbarer Nähe der gleichnamigen Ortslage (Demmler in Hagen & Scheid 1999).

Ausgangspunkt der Untersuchungen, die im Jahresverlauf 1948 erfolgten und 1949 abgeschlossen wurden, waren vermutlich im Endo- und Exokontakt des Bergener Granitmassivs aufgefundene Emanationsanomalien. Daraufhin begann das

Ausheben mehrerer Schurfgräben, gefolgt von bergmännischen Erkundungsarbeiten. Im Steinbruch Ehrhardt wurde Schurf 1 geteuft und daraus eine Erkundungssohle im Niveau +435 m angelegt sowie ein kurzer Stolln im Niveau +455 m aufgefahren. Auf einer im Granitareal angetroffenen, um 330–360° streichenden und steil nach Westen einfallenden Gangstruktur (bezeichnet als Gang Nr. 1) erfolgte dann Abbau in geringem Umfang, über dessen Ergebnisse keine Informationen vorliegen. Über die morphologische Ausbildung des Ganges und seine Mineralisation ist ebenfalls nichts Näheres bekannt.

Aus dem ca. 300 m nördlich, im inneren Kontakthof des Granit-massivs gelegenen Schurf 2 wurden Erkundungsgrubenbaue auf der +465 m-Sohle angelegt, die eine NNO-SSW streichende Struktur, offensichtlich ohne Uranführung, erschlossen haben. In der Folgezeit wurden 1957 und 1967 nochmals Bohrarbeiten im Raum Schreiersgrün, jedoch ca. 1–1,5 km südlich des oben beschriebenen Bereiches realisiert, aus denen sich keine weiteren Anzeichen auf bauwürdige Uranvererzungen ergaben. Mit den Bohrungen wurden ausschließlich Granite und Granitoid-gänge des Bergener Massivs in stark differenzierter struktureller und mineralogischer Ausbildung angetroffen (Zenin & Tišonov 1957 und Viničenko et al. 1973).

5.6.7 Uran-Mineralisationspunkt Oberlauterbach

Dieses Untersuchungsgebiet liegt zwischen Oberlauterbach und Dorfstadt im östlichen Endokontaktbereich des Bergener Granitmassivs. Nach Osten schließen sich aus ordovizischen Phycodenschiefern entstandene Glimmerfelse und Fruchtschiefer mit quarzitischen Einlagerungen an.

Auch dieses Gebiet war in die Anfang der 1950er Jahre durch das Objekt 6 durchgeführte Emanationsaufnahme und radiohydrogeologische Aufnahme sowie die geologische Aufnahme im Maßstab 1:10.000 einbezogen worden.

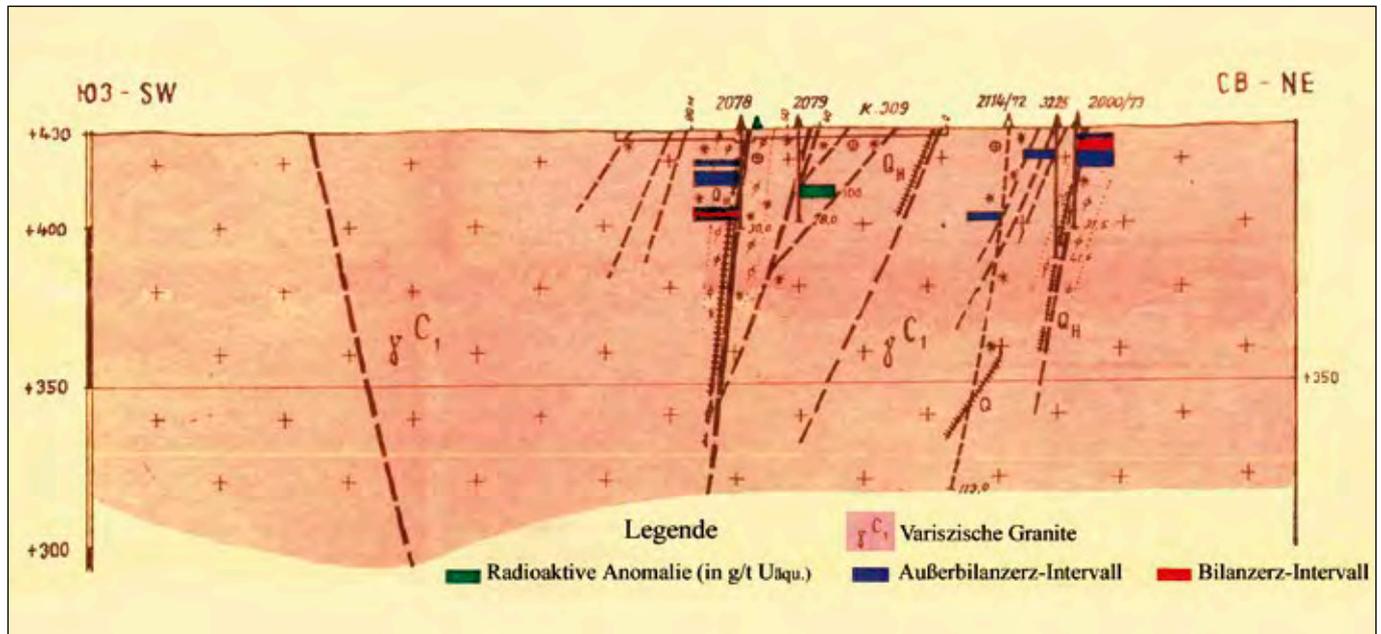


Abb. 5-23: Geologischer Schnitt I-I durch den Uran-Mineralisationspunkt Altmannsgrün/Bereich Schönau (Viničenko et al. 1973)

Im Randbereich Granit/Glimmerfels erstreckt sich hier eine meridionale Störungszone, die Oberlauterbacher Störung (siehe 2.4 und 2.6.2). Dort war 1955 in Schurfgräben ein Quarzgang mit Uranglimmern angetroffen worden. Deshalb erfolgten 1955–1956 weitere Untersuchungen mittels Schurfgräben und Bohrungen von 100–360 m Teufe in einem ca. 1,5 km langen und 0,5 km breiten Gebiet. Der Granit wird hier von einigen meridional verlaufenden Quarzgängen durchzogen, deren drei größte nahe beieinander gelegene damals als Oberlauterbacher Störung im engeren Sinne bezeichnet worden sind (ZENIN & TIĀONOV 1957). An diesen mit älterem weißem derbem Quarz mit etwas Turmalin ausgefüllten Strukturen mit steilem Einfallen (80–85°) nach Osten waren Verwerfungen mit Sprunghöhen von einigen zehn Metern festgestellt worden. Diese Gänge wiesen feste, ungestörte Kontakte zum randlich verquarzten Granit auf. Nachfolgende tektonische Bewegungen verursachten in diesem Gebiet weitere submeridional bis NNW-streichende und steil (75–90°) nach Westen einfallende Bruchstörungen, die Gänge mit Quarz, Sulfiden (reliktischer Pyrit und Chalkopyrit) und Baryt enthalten. Solche Bruchstrukturen (vor allem Gang Kontaktnaja) versetzen hier auf 1 km Länge und mit über 360 m Sprunghöhe den Granitkontakt stufenartig. Von ihnen gehen zahlreiche Fiedertrümer ab und ihre Salbänder sind durch jüngere tektonische Bewegungen kataklasiert. Auf diesen Gängen sind außer den bereits genannten Mineralen gelegentlich auch Fluorit, Safflorit und Rammelsbergit, des Öfteren auch Uranglimmer (Uranocircit, Autunit, Torbernit) und einmal, direkt am Granitkontakt, Uranschwärze festgestellt worden. Analytisch wurden allerdings in den Proben aus Schurfgräben und Kernbohrungen nur geringe Urangelhalte (0,001–0,007 %, einmal 0,072 %) bestimmt. Diese Gangstrukturen waren wasserführend und Oxidations- und Auslaugungsprozesse auf ihnen bis in Tiefen von ca. 250 m nachweisbar (ZENIN & TIĀONOV 1957). Aufgrund dieser nicht

sonderlich günstigen Bedingungen und der nur unbedeutenden Uranmineralisation sind hier keine weiteren Arbeiten mehr durchgeführt worden.

5.6.8 Uran-Mineralisationspunkt Ellefeld

Das Untersuchungsgebiet liegt nördlich von Falkenstein bzw. nordwestlich von Ellefeld, ca. 1 km östlich der Rebesgrüner Synkinalzone in phyllitähnlichen, z.T. ganz schwach kontaktmetamorphenen Schiefen des unteren Ordoviziums mit quarzitischen Linsen und Lagen sowie Metadiabaseinlagerungen. Bei der Untersuchung von Anomalien aus der Emanations- und Gamma-Aufnahme, unter anderem mit Kartierungsbohrungen und Schurfgräben, wurde hier 1967 in einem Schurfgraben ein als Quarzporphyr (evtl. Mikrogranit) bezeichneter Gesteinsgang mit tektonischen Kontakten in submeridionaler Richtung und steilem östlichem Einfallen in den umgebenden Schiefen aufgeschlossen. In den am intensivsten gestörten, hier fast lettenartig ausgebildeten Gesteinsbereichen wurden mit bis zu 0,4 % auch die höchsten Urangelhalte ermittelt; eine sichtbare Uranmineralisation wurde indes nicht festgestellt (SIMONOVA et al. 1969). Deshalb erfolgten hier auch keine weiteren Arbeiten mehr.

Nachwort

Die vorgelegte Darstellung über die Suche, Erkundung und den Abbau von Uranerzen im Bereich des Bergener Granitmassivs versteht sich nicht nur als Monografie zum Lagerstättenkomplex Zobes-Bergen, sondern auch als Dokumentation über den Ablauf und die Methodik der Explorationstätigkeit der SAG/SDAG Wismut in einer größeren regionalgeologischen Einheit wie dem Vogtland.

Unter Nutzung der gesammelten Erkenntnisse beim Nachweis von bauwürdigen Urananreicherungen in den klassischen hydrothermalen Ganglagerstätten des Erzgebirges wurden Ende der 1940er Jahre auch im Vogtland die Kontaktbereiche spätvariszischer Granitmassive systematisch auf die Existenz uranführender Gangmineralisationen hin untersucht. Ein erstaunliches Tempo ist dabei speziell bei der Umsetzung der Erfahrungen zu verzeichnen, die man erst ein bis zwei Jahre zuvor im Westerzgebirge gesammelt hatte. Auf der Grundlage von Informationen zum Altbergbau wurden komplexe geologische, geophysikalische und radiohydrogeologische Sucharbeiten angewendet, um radiologische Anomalien aufzufinden und nach dem bergmännischen Aufschluss hinsichtlich ihrer Perspektiven zu bewerten. So konnten vier – zumindest unter damaligen Bedingungen – bauwürdige Lagerstätten nachgewiesen werden. Unter ihnen stellte die Lagerstätte Zobes sowohl nach ihrer Größe als auch bezüglich der Qualität der angetroffenen Erze das herausragende Objekt dar. Die Erfolge bei der Exploration mündeten in eine kurze, aber äußerst intensive Periode bergmännischer Gewinnungsarbeiten, die im Jahr 1963 ihr Ende fand. Sie war einerseits verbunden mit komplizierten, oft gesundheitsschädigenden Arbeits- und Lebensbedingungen und andererseits mit außergewöhnlichen Leistungen der Bergarbeiter sowie gelungenen technologischen Lösungen. Detaillierte geologische Erkundungsarbeiten leisteten dabei einen stetigen Beitrag zur Konturierung des Verbreitungsgebietes bauwürdiger Uranerze, zur lokalen Erzprognose in den Gängen und zur zuverlässigen Bewertung der Vorratsbasis für die Absicherung der laufenden bzw. geplanten Gewinnungstätigkeit. Neben dem geologisch-strukturellen Bau der Lagerstätte stellten die Mineralisation der Uranerzgänge, angetroffene Begleitkomponenten und die hydrogeologischen Verhältnisse weitere Untersuchungsschwerpunkte dar.

Zum Zeitpunkt der Schließung der Lagerstätte Zobes war bereits eine weitere Etappe von Such- und Erkundungsarbeiten auf Uran angelaufen, die auf moderneren Konzepten der Lagerstättenprognose basierten. Unter breiter Nutzung neuartiger geophysikalischer und geochemischer Methoden sowie mit umfangreichen Kartierungs- und Bohrarbeiten wurde das gesamte Vogtland mit erweiterter Teufenreichweite nochmals systematisch bearbeitet. Neben den ganggebundenen Uranmineralisationen wurden dabei auch imprägnative Vererzungen des Ronneburger Typs untersucht. Die wichtigsten Ansätze lagen in der spezialisierten Neukartierung der geologischen Kartenblätter 1:25.000 und in der regionalgeologisch orientierten Datenanalyse. Alle angetroffenen Anomalien wurden unter Berücksichtigung ihrer strukturellen und lithologisch-stratigraphischen Position bewertet und einer eingehenden Erkundung unterzogen, um eine ausreichende Datenbasis für die abschließenden Bewertungen zu schaffen. Die Erkundung von Objekten wie Tirpersdorf oder Rebesgrün ist Beleg für die Systematik und Sorgfalt des Vorgehens. Mit der Uranlagerstätte Hauptmannsgrün-Neumark wurde im nördlichen Vogtland ein weiteres wirtschaftlich interessantes Objekt aufgefunden und erkundet, jedoch nicht bergmännisch erschlossen. Obwohl Uranbergbau und -erkundung heutzutage nicht nur im Vogtland als ein seit geraumer Zeit abgeschlossenes Kapitel betrachtet werden, sind doch die daraus resultierenden Erkenntnisse und Erfahrungen insbesondere auf geowissenschaftlichem Gebiet durchaus von bleibendem Interesse und können als Grundlage für künftige regionalgeologische Forschungen und rohstofforientierte Untersuchungen dienen.

Danksagung

Die Autoren bedanken sich bei allen Einrichtungen und Helfern, die zum Entstehen der vorliegenden Monografie beigetragen haben. In erster Linie gilt unser Dank der Geschäftsführung der Wismut GmbH, die den Zugang zu den Archiven und damit zu den Informationsquellen ermöglichte, sowie dem Sächsischen Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie, das die organisatorischen und finanziellen Rahmenbedingungen für die Bearbeitung und Veröffentlichung geschaffen hat. Besonders zu danken ist Dr. Harald Walter, der das Gesamtprojekt seitens des LfULG betreute, sowie Dr. Peter Wolf und Dietmar Leonhardt (beide Freiberg) für die kritische Durchsicht des Manuskriptes und zahlreiche Hinweise.

Die sorgfältige Erstellung der Abbildungen ist Bärbel Schmidt und Astrid Engelhardt vom LfULG zu verdanken, aber auch Eileen Reinhold von der Wismut GmbH. Besondere Erwähnung verdient auch Peter Großer (Bad Schlema), der die hochwertigen Farbaufnahmen von Mineralstufen anfertigte. Abschließend danken wir unseren Ehefrauen, die uns die nötigen zeitlichen Freiräume ermöglichten, um die Arbeit zu bewältigen.

Literaturverzeichnis

- ALEKSANDROV, A. L.; ČESNAKOV, N. I. (1955): Erfahrungen aus dem Abbau der Uranerzlagerstätten der SDAG Wismut im Zeitraum 1946–1955. – SDAG WISMUT, Karl-Marx-Stadt; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. G-312 f. (russ.).
- BALDAUF, R.; BIERMANN, G.; BLEYL, K.; HILBERT, K.; OTT, B.; REINISCH, A. (1957): Die Erzlagerstätte Zobes/Vogtland. Vorträge der ersten geologischen Betriebskonferenz der SDAG Wismut. – SDAG Wismut, Abt. Techn. Inform.; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. 55198.
- BARSUKOV, V. L.; NAUMOV, G. B.; SOKOLOVA, N. T. (1963): Das Verhalten des Urans bei der Bildung hydrothermalen Ganglagerstätten. Kap. VI von »Grundzüge der Geochemie des Urans« – AN SSSR, Moskau; dt. Übersetzung: Wiss.-Techn. Erk. b. d. Uranerkundung i. d. SU, H. 5/6, 1965/66.
- BARSUKOV, V. L.; BELÂEV, Ū. I.; SERGEEVA, E. I.; SOKOLOVA, N. T. (1967): Über die Herkunft einiger Komponenten, die Uran in den Lagerstätten der sogen. Bi-Co-Ni-Ag-U-Formation begleiten. – AN SSSR, Moskau; gekürzte dt. Übersetzung: Z. angew. Geol. 14, H. 10, S. 512–519, Berlin.
- BARSUKOV, V. L.; SOKOLOVA, N. T.; IVANICKIJ, O. M. (1996): Distribution of U, Th, and K in Granites of the Aue and Eibenstock Massifs, Erzgebirge, Germany. – *Geochem. Int.* 34, S. 1041–1056.
- BARSUKOV, V. L.; SOKOLOVA, N. T.; IVANICKIJ, O. M. (2006): Metals, Arsenic and Sulfur in the Aue and Eibenstock Granites, Erzgebirge. – *Geochem. Int.* 44, No. 9, S. 896–911.
- BARTH, D.; DEMMLER, K.; KRAUSS (1963): Bericht zur Abschreibung der Sohlen -173 m, -203 m, -248 m, -293 m, -338 m und -383 m der Lagerstätte Zobes. – SDAG Wismut, Grubenverwaltung Zobes; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. G-659.
- BAUMANN, L. (1992): Zur Metallogenie des Erzgebirges sowie Darstellung einiger seiner bedeutender Lagerstätten. – *Schriften. GDMB, H. 64 (Lagerstättenforschung in Deutschland)*, 1–30, Clausthal-Zellerfeld.
- BAUMANN, L.; KUSCHKA, E.; SEIFERT, TH. (2000): Lagerstätten des Erzgebirges. – ENKE im Georg Thieme Verlag, Stuttgart.
- BEZGUBOV, A. J.; ÊRMOLAEV, N. P.; CARIUS, S.; KUDLAEV, A. P.; KULIČKIN, G. A.; LÖTZSCH, F. (1958): Geologischer Bericht der Kameralabteilung des Objektes 6 für den Zeitraum von 1948 bis 1957 (Band I und II). – SDAG Wismut, Schachtverwaltung 6 Zobes; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. 54055 und 54565 (russ.).
- BOLDUAN, H. (1964): Mineralogisch-lagerstättenkundliche Verhältnisse der Wolframitgänge von Tirpersdorf i. V. – *Freiberger Forschungshefte C* 181, S. 57–79.
- BORMANN, W.; LEHMANN, M. (1962): Ergebnisbericht Erdmagnetische Erkundung Ostthüringen und Vogtland. – VEB Geophysik Leipzig; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. B-2924.
- BOLOTNIKOV, A. N.; HERRMANN, G.; CONRAD, L. (1972): Einschätzung der radiogeochemischen Besonderheiten der magmatischen Gesteine im Südteil der DDR auf Grundlage der Anwendung der Feldgammasspektrometrie. – SDAG Wismut, ZGB; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr.: G-1492 (russ.).
- BRAUSE, H. (1993): Fragen zum Basement im Vogtland. – *Z. Geol. Wiss.* 21, H. 1/2, S. 21–26, Berlin.
- BURCEV, V. V.; BRÄUER, H. (1966): Geologischer Bau des Blattes Eibenstock. – SDAG Wismut, WTZ; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. G-821f.
- BURCEV, V. V.; KESSLER, W. OVČINNIKOV, L. (1969): Bericht über die aerogamma-magnetische Aufnahme in den Jahren 1959–1966. – SDAG Wismut, ZGB; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. G-1088ff. (russ.).
- CARIUS, S. (1961): Einige Ergebnisse neuerer geologischer Untersuchungen an der Nordwestflanke des Bergener Granitmassivs (Vogtland). – *Geologie* 10, H. 3, S. 358–361, Berlin.

- CARIUS, S.; SEIDEL, W. (1961): Bericht der Kameralabteilung der Schachtverwaltung Zobes für das Jahr 1960. – SDAG Wismut, Schachtverwaltung Zobes; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. G-289.
- CREDNER, H. (1910): Geologische Übersichtskarte des Königreichs Sachsen i. M. 1:500.000. – Leipzig.
- DALMER, K. (1885): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Blatt Auerbach. – 1. Aufl., Königl. Geol. Landesuntersuchung.
- DALMER, K. (1886): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Blatt Treuen-Herlasgrün. – 1. Aufl., Königl. Geol. Landesuntersuchung.
- DENISOV, A.; ZINOV'EV, G.; BRÄUER, H.; BAUER, W.; GEBAUER, H.; KÖRNER, D.; LÖTZSCH, F.; MIHÁLEVSKIJ, V. I.; PIGULISKIJ, V.; ROCKHAUSEN, E.; TONNDORF, H.; HERRMANN, G.; SCHUBERT, G.; VOROB'EV, B. V.; ZINOVKIN, A. D.; IVANOVA, V. M.; POLIKARPOVA, V. A.; RYBALOV, B. L.; CYBUL'SKAÄ, M. S. (1964): Metallogenetische und Prognosekarte für Sachsen und Thüringen. – SDAG Wismut, WTZ; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. G-702 f. (russ.).
- DYMKOV, Ů. M. (1960): Die Uranmineralisation des Erzgebirges. – Atomizdat, Moskau; dt. Übersetzung als Manuskript gedruckt, SDAG Wismut 1961; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. B-304.
- ĚRMOLAEV, N. P. (1958): Ergänzungsbericht zu den Untersuchungsergebnissen des Stoffbestands der Gänge der Lagerstätten des Vogtlandes. – SDAG Wismut, Geologische Verwaltung; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. G-107 (russ.).
- ĚRMOLAEV, N. P. (1965): Analyse der Bedingungen der hydrothermalen Erzbildung in sauren Gesteinen. – AN SSSR, GEO I, Moskau; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. G-736 (russ.).
- FAHR, G.; HÖSEL, G. (1964): Bentonitisierte Tuffe im Silur des südwestlichen Vogtlandes. – Geologie 13, H. 4, S. 429–438, Berlin.
- FEIRER, K.; KURDŮKOV, A. A.; OELSCHLEGEL, S. (1962): Ergebnisse der Voruntersuchung und Vorerkundung der Scheelitskarne in der Lagerstätte Zobes. – SDAG Wismut; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. 55205.
- FÖRSTER, H.-J.; TISCHENDORF, G.; SELTMANN, R.; GOTTESMANN, B. (1998): Die variszischen Granite des Erzgebirges: neue Aspekte aus stofflicher Sicht. – Z. geol. Wiss. 26, H. 1/2, S. 31–60, Berlin.
- FÖRSTER, H.-J. (2010): Late-Variscan granites of the Aue-Schwarzenberg Zone (western Erzgebirge, Germany): Composition of accessory minerals and mineralogical mass balance of the lanthanides and actinides. – Z. geol. Wiss. 38, H. 2–3, S. 125–144, Berlin.
- FRANKE, D. (1967): Zu den Varisziden und zum Problem der Kaledoniden im nördlichen Mitteleuropa. – Ber. dt. Ges. geol. Wiss. A, Geol. Paläont. 12, H. 1/2, S. 83–140, Berlin.
- FRANZ, R.; RENTZSCH, H.-J.; WASTERNAK, J. (1963): Zwischenbericht zur Scheeliterkundung Zobes. – Erkundungsgruppe Scheelit/Zobes; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. 55205.
- FREIESLEBEN, J.C. v. (1845): Die Sächsischen Erzgänge in einer vorläufigen Aufstellung ihrer Formationen. – Mag. f. Oryktogn. v. Sachs., III. Extraheft.
- FRENZEL, A. (1874): Mineralogisches Lexicon für das Königreich Sachsen. – Leipzig.
- FREYER, G. (1995): Geologie des Vogtlandes. – Vogtland Verlag, Plauen.
- FRÖHLICH, H.; BERNHARDT, A.; FREYER, G.; HECKER, T.; HELLFRITZSCH, V.; HEROLD, H.; KRAMER, G.; NAUMANN, H.; RICHTER, J.; WEBER, R.; WEISS, F. (1986): Plauen und das mittlere Vogtland. Werte unserer Heimat Bd. 44. – Akademie-Verlag Berlin.
- GORÄEV, Ů. P.; GOLOVIN, V. A.; RYŽOV, B. I.; ULÄNOV, Ů. V.; SCHUPPAN, W. (1971): Bericht über die Ergebnisse der geologischen Erkundungsarbeiten im Gebiet Rebesgrün im Zeitraum 1967 bis 1970. – SDAG Wismut ZGB, BA Schlema; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. G-1353 (russ.).
- HAGEN, M.; SCHEID, R. [Hrsg.] (1999): Chronik der Wismut. – WISMUT GmbH, Chemnitz (CD-ROM)
- HARLASS, E.; SCHÜTZEL, H. (1965): Zur paragenetischen Stellung der Uranpechblende in den hydrothermalen Lagerstätten des westlichen Erzgebirges. – Z. angew. Geol. 11, S. 569–582, Berlin.
- HEMPEL, G. (2006): Das nördliche Vogtland um Greiz. – Werte der deutschen Heimat, Bd. 68, Böhlau Verlag Köln, Weimar, Wien.
- HERRMANN, G.; BOLOTNIKOV, A. N.; POPOV, S. A.; SEREBRENNIKOV, V. S. (1968): Geologischer Bau und Uranperspektive im Bereich des Kartenblattes Auerbach (Erläuterungen zur geologisch-strukturellen Spezialkarte 1:25.000 Blatt Auerbach). – SDAG Wismut, ZGB; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. G-1084.
- HERTWIG, H. (1955): Abschlussbericht über gravimetrische Untersuchungen im Gebiet Vogtland. – VEB Geophysik Leipzig; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. B-3012.
- HILLER, A. (1995): Geologischer Bau der Lagerstätten Hämmerlein und Tellerhäuser im Westerzgebirge. – Z. geol. Wiss. 23, H. 5/6, S. 599–608, Berlin.

- HILLER, A.; SCHUPPAN, W. (2008): Geologie und Uranbergbau im Revier Schlemma-Alberoda. – Bergbau in Sachsen 14, Freiberg.
- HOFFMANN, R. (1957): Überblick über die bei der GSA des Objektes 6 zur Auffindung neuer Lagerstätten angewendeten geophysikalischen und geologischen Methoden und die bis zum Jahre 1957 durchgeführten Arbeiten. Vorträge der ersten geologischen Betriebskonferenz der SDAG Wismut. – SDAG Wismut, Abt. Techn. Inform.; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. 55198.
- HÖPFNER, W. (1929): Tektonik der Granite der Vogtländischen Zone. – Abh. Math.-phys. Kl., Sächs. Akad. Wiss. XLI, Nr. 1, Leipzig.
- HÖSEL, G.; BÜDER, W.; FRITSCH, E.; LEONHARDT, D.; SCHUPPAN, W. (2003): Die polymetallische Skarnlagerstätte Pöhla-Globenstein. – Bergbau in Sachsen 8, Freiberg.
- HÖLMIN, V. I. (1949): Bericht über die geophysikalischen Arbeiten der Geologischen Verwaltung der Militäreinheit Feldpost-Nr. 27304 für das Jahr 1948. – Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. M- 68 (russ.).
- HOTH, K.; WASTERNAK, J.; BERGER, H.-J. (1980): Metallogenetisches Kartenwerk Erzgebirge/ Vogtland 1:100.000, Geologische Karte. – ZGI Berlin.
- ILGNER, E.-M.; HAHN, W. (1998): Die Schwespatlagerstätte Brunndöbra und das Schwespatvorkommen Schnarrtanne im Ostvogtland/Westerzgebirge. – Bergbau in Sachsen 5, Freiberg.
- KAZINCEV, E. A. (1955): Hydrogeologische Charakteristik des Gebietes (Objekt 118). – SDAG Wismut, Obj. 118; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. 54019 (russ.).
- KAZINCEV, E. A. (1957): Hydrogeologische Charakteristik des Gebietes von Objekt 6 und hydrogeologische Bedingungen in den Lagerstätten Zobes-Bergen und Schneckenstein. – SDAG Wismut, Geologische Verwaltung; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. G-51 (russ.).
- KALYGIN, P. V. (1953): Hydrogeologischer Abschlussbericht zum Objekt 118 für die Jahre 1949 – 1952. – SAG Wismut, Obj. 118; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. 54020 (russ.).
- KALYGIN, P. V. (1954): Radiohydrogeologische Aufnahme bei den Sucharbeiten 1949 – 1950 und 1953 im Objekt 118. – SDAG Wismut, Obj. 118; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. G-298 (russ.).
- KALYGIN, P. V.; NIKOLAEVA, I. N. (1954): Hydrogeologische Charakteristik der hydrothermalen Uranlagerstätten des Objektes 118. – SDAG Wismut, Obj. 118; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. G-298 (russ.).
- KAŠKOVSKIJ, G. N. (1962): Hydrogeologische Bedingungen und Wasserführung in den bergmännischen Aufschlüssen der Uranlagerstätten Sachsens und Thüringens. – SDAG Wismut, Obj. 90; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. G-1890 (russ.).
- KOMISSAROV, B. I. (1955): Anwendung geophysikalischer Methoden bei der Suche und Erkundung von Uranlagerstätten. – SDAG Wismut; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. 54737 (russ.).
- KUNICKIJ, N. I.; STARILOV, G. V.; KESSLER, E.; WASKOWIAK, R.; DÜTSCH, M. (1980): Bericht über die Ergebnisse im Gebiet Eibenstock 1973 – 1977. – SDAG Wismut, ZGB; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. 54483 (russ.).
- KURDŪKOV (KURDJUKOW), A. A.; FEIRER, K. (1963): Scheelitvererzung in Skarnen des Exokontaktes des Bergener Granitmassivs. – Z. angew. Geol. 9, H. 2, S. 57 – 61, Berlin.
- KUSCHKA, E. (1972): Über Ergebnisse einer Neubearbeitung hydrothermalen Gangmineralisationen des Erzgebirges, Granulitgebirges und Vogtlandes. – Z. angew. Geol. 18, S. 97 – 108, Berlin.
- KUSCHKA, E. (1997): Atlas der Hydrothermalite des Vogtlandes, Erzgebirges und Granulitgebirges. – Geoprofil 7, Freiberg.
- KUSCHKA, E. (1998): Neoide hydrothermale Gangmineralisationen im Vogtland-Erzgebirge. – Geoprofil 8, S. 50 – 61, Freiberg.
- KUSCHKA, E., HAHN, W. (1996): Flussspatlagerstätten des SW-Vogtlandes: Schönbrunn, Bösenbrunn, Wiedersberg. – Bergbau in Sachsen 2, Freiberg.
- KUZ'MIN, A. (1960): Mitteilung Nr. 2 (über die Lagerstätte Bergen). – SDAG Wismut, Geologische Verwaltung; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. D-177 (russ.).
- LANGE, H. (1966): Technisches Gutachten Geoelektrische Erkundung Oelsnitz. – VEB Geophysik Leipzig; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. B-2521.
- LEHMANN, U. (2010): Gold in Sachsen – primäre und sekundäre Verbreitung. – Glückauf 146, Nr. 11, S. 551 – 559.
- LENK, G. (1959): Vorläufiger Bericht über radiohydrogeologische Untersuchungen im Einzugsgebiet der Trieb im Bergener Granitgebiet. – SDAG Wismut, Schachtverwaltung 6 Zobes; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. G-193.
- LENK, G.; HARTIG, K. (1960): Ergebnisbericht der hydrogeologischen Abteilung der Grubenverwaltung Zobes für den Zeitraum 1957 – 1960. – SDAG Wismut, Grubenverwaltung Zobes; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. G-271.

- LIPP, U. (2003): Wismut-, Kobalt-, Nickel- und Silbererze im Nordteil des Schneeberger Lagerstättenbezirkes. – Bergbau in Sachsen 10, Freiberg.
- LITUS, V. I. (1950): Faktenmaterial der hydrogeologischen Arbeiten 1949 im Objekt 25. – SAG Wismut; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. 54280 (russ.).
- MIĤALEVSKIJ, V. I.; CARIUS, S.; KULIČKIN, G. A. (1960): Bericht der Kameralgruppe der Schachtverwaltung Zobes für das Jahr 1959 zum Thema »Besonderheiten der Vererzung auf den tiefen Sohlen und der Nordflanke der Lagerstätte Zobes«. – SDAG Wismut, Grubenverwaltung Zobes; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. 54566 (russ.).
- NICKSCHICK, T.; KÄMPF, H.; JAHR, T. (2014): The »Triasscholle« near Greiz, Germany – a volcanic origin? – Bull. Volcanol. 76: 806, S. 1–20.
- OELSNER, O. W. (1952): Die pegmatitisch-pneumatolytischen Lagerstätten des Erzgebirges mit Ausnahme der Kontaktlagerstätten. – FFH 9 (C4), Berlin.
- PÄLCHEN, W.; WALTER, H. [Hrsg.] (2008): Geologie von Sachsen. Geologischer Bau und Entwicklungsgeschichte. – E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller) Stuttgart.
- PÄLCHEN, W. [Hrsg.] (2009): Geologie von Sachsen II. Georesourcen, Geopotenziale, Georisiken. – E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller) Stuttgart.
- PELYMSKIJ, G. A. (1959): Über den Einfluss des Nebengesteins auf die Prozesse der Erzausscheidung in hydrothermalen Uranlagerstätten. – Geol. rudn. mestorozd. 7, S. 39–51, Moskau (russ.).
- PIETZSCH, K. (1962): Geologie von Sachsen (Bezirke Dresden, Karl-Marx-Stadt und Leipzig). – Dt. Verl. Wiss. Berlin.
- PINKA, J. (2001): In-situ-Detailuntersuchungen in historisch gefluteten Schächten sächsischer Urangruben. – G.E.O.S. Freiberg Ingenieurgesellschaft mbh; Wismut GmbH, Abt. Archive/Dokumentation.
- PINKA, J.; HARTSCH, J. (2000): In-situ-Untersuchungen in gefluteten Schächten sächsischer Urangruben sowie zur Relevanzabschätzung von Schadstoffretardationen. – G.E.O.S. Freiberg Ingenieurgesellschaft mbh; Wismut GmbH, Abt. Archive/Dokumentation.
- PŠENNIKOV, V. A., FAHR, G.; WILDNER, G.; POPOV, S. A. (1966): Bericht über die geologischen Sucharbeiten im Gebiet Theuma der Jahre 1963 bis 1965. – SDAG Wismut, ZGB, BA Schlema; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. G-877 (russ.).
- PŠENNIKOV, V. A., BARTH, D.; WILDNER, G.; KOSTIN, N. E.; NÜNDEL, N. A.; POPOV, S. A.; URALOV, V. A.; FRÖHLICH, H. (1967): Bericht über die geologischen Erkundungsarbeiten in den Gebieten Tirpersdorf und Werda der Jahre 1962 bis 1967. – SDAG Wismut, ZGB, BA Schlema; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. G-876 (russ.).
- PUFF, P. (1970): Die Triasscholle bei Greiz. Ein Beitrag zur post-variszischen Entwicklung des Ostthüringischen Schiefergebirges. – Geologie 19, H. 10, S. 1135–1142, Berlin.
- PURIK, I. A.; VARUŠIN, A. A.; ŠEPETIL'NIKOV, A. G.; ALEKSEEV, E. A. (1955): Geologischer Bericht zur Vorratsberechnung für die Lagerstätte Zobes zum Stand vom 01.07.1954. – SDAG Wismut, Objekt 118; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. M-304f. (russ.).
- REIBER, H.; LEHMANN, F.; LUTZE, H.; PETTER, W.; RICHTER, S. (1994): Forschungsprojekt »Belastung durch ionisierende Strahlung im Uranbergbau der DDR«, Teilbericht: Strahlenexposition in den Aufbereitungsbetrieben und Beprobungszechen der SAG/SDAG Wismut. – Bergbau-Berufsgenossenschaft Gera.
- RENTZSCH, H.-J.; WASTERNAK, J.; FRANZ, R. (1963): Bericht über die Untersuchungsarbeiten auf Scheelit-Skarne im Grubenfeld Zobes der SDAG Wismut – Geol. Erkundung Süd, Freiberg; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. G-615.
- RIEDEL, W.; TUNGER, B.; ROTHER, A. UHLIG, TH. (2008): Erstellung eines Planungskonzeptes zur Sanierung von ausgewählten über- und untertägigen Objekten des Wismutaltbergbaus am Altstandort Zobes. – C&E Consulting und Engineering GmbH Chemnitz; Wismut GmbH, Projektträger Altstandorte.
- RUHL, A. (1985): Dokumentationsbericht Aero-geophysik Thüringisch-Vogtländisches Schiefergebirge. – VEB Kombinat Geophysik Leipzig. Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. 54442.
- RUHL, A. (1990): Dokumentationsbericht Aero-geophysik Mittel-erzgebirge. – VEB Geophysik Leipzig; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. 55392.
- RUMÂNCEVA, A. V. (1952): Paßport der Lagerstätten Zobes, Bergen, Schneckenstein und Gottesberg. – SDAG Wismut, Obj. 118; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. M-225 (russ.).
- RYBALOV, B. L.; KUZMIN, G. I.; MARKOV, V. I.; URALOV, V. A.; POPOV, S. A. (1968): Geologischer Bau und Perspektiven der Uranführung des Blattes Oelsnitz-Bergen (Nr. 143) Vogtland, Südwestsachsen (Bericht über die Ergebnisse geologischer Aufnahmearbeiten M 1:25.000, durchgeführt 1963–1965). – SDAG Wismut, ZGB, SGEG, Schlema/IGEM; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. 54107 (russ.).

- RYBALOV, B. L.; VETROV, V. I.; ŪDAKOV, A. N. (1972): Geologischer Bau und Perspektiven der Uranföhrung des Vogtlands (Erläuterungen zur geologischen und metallogenetischen Prognosekarte M 1:50.000, erstellt nach den Ergebnissen der spezialisierten Kartierung 1963–1970). – SDAG Wismut, ZGB, BA Schlema/IGEM; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. U-3417 (russ.).
- RYŽOV, B. I. (1976): Die Erzformationen des sächsisch-thüringischen Gebietes. – AN SSSR, IGEM, Moskau; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. 54915 (russ.).
- SCHADE, M. (2004): Gold im Vogtland. – Goldmuseum Theuern.
- SCHIFFNER, C. (1911): Uranmineralien in Sachsen. – H. Köhler, Freiberg.
- SCHMIDT, W.; BERNHARDT, A.; FREYER, G.; WEBER, R.; VOGEL, F.; RICHTER, J. (1998): Das östliche Vogtland. – Werte der deutschen Heimat, Bd. 59, Verlag H. Böhlau Nachfolger Weimar.
- SCHRÖDER, M. (1885): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Blatt Falkenstein. – 1. Aufl., Königl. Geol. Landesuntersuchung.
- SCHRÖDER, M. (1915): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Blatt Falkenstein. – 2. Aufl., Königl. Geol. Landesuntersuchung.
- SCHRÖTER, H. (1991): Einschätzung der Strahlungssituation im ehemaligen Wismut-Bergbaugebiet Zobes/Mechelgrün/Bergen. – SDAG Wismut, Büro für Umweltschutz; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. 54934.
- SCHÜLLER, A. (1949): Die Granite der Deutschen Demokratischen Republik. – Geol. Landesanstalt Berlin; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. 3085a.
- SCHÜTZEL, H.; KUTSCHKE, D. (1964): Ein Lamprophyrgang im Granitmassiv von Bergen-Lauterbach. – Geologie 13, H. 1, S. 37–45, Berlin.
- SCHUMACHER, F. (1947): Uranvorkommen im Bezirk von Gottesberg und an der W-Flanke des Eibenstocker Granitmassives. – Bergakademie Freiberg; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. 55193.
- SCHUPPAN, W. (1968): Die kontaktmetamorphe Veränderung der ordovizischen Serien im südwestlichen und westlichen Bereich des Bergener Granits. – Unveröff. Diplomarbeit, Bergakademie Freiberg.
- SCHUPPAN, W.; HILLER, A. (2012): Die Komplexlagerstätten Tellerhäuser und Hämmerlein. Uranbergbau und Zinnerkundung in der Grube Pöhla der SDAG Wismut. – Bergbau in Sachsen 17, Freiberg.
- SCHURIG, K. (1875): Beiträge zur Geschichte des Bergbaus im sächsischen Vogtlande. – Verlag von A. Hohmann, Plauen.
- SEREBRENNIKOV, V. S. (1969): Bericht über die radiohydrogeologischen Untersuchungen in Südwestsachsen in den Jahren 1966–1969. – SDAG Wismut, ZGB, SGEG, Schlema; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv. Nr. U-1184f. (russ.).
- SESKUTOV, I. S. (1961): Einige Angaben zu Erkundung und Abbau der Lagerstätte Zobes. – SDAG Wismut; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. 54793 (russ.).
- SIMONOVA, L. I.; BARANOV, V. D.; KUZMIN, G. I.; MARKOV, B. I.; SEREBRENNIKOV, V. S. (1969): Geologischer Bau und Perspektiven der Uranföhrung des Territoriums des Blattes Falkenstein (Nr. 144) im Vogtland (Bericht über die Ergebnisse der spezialisierten geologischen Aufnahme im Maßstab 1:25.000, durchgeführt 1965–1969). – SDAG Wismut, ZGB, SGEG, Schlema/IGEM; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. 54147 (russ.).
- STRECKER, R.; JANOSKE, H. (1962): Scheeliterkundung Zobes 1962 (Beschreibung der Dokumentation Maßstab 1:50). – SDAG Wismut; WISMUT GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. 55205.
- ŠUTOV, L. S.; PELYSKIJ, G. A.; TIĤONOV, N. D.; RUMĀNCEVA,, A. V. (1953): Geologischer Bau, strukturelle Besonderheiten und Charakteristik der Vererzung der »Wismut«-Lagerstätten am Westkontakt des Eibenstocker Granitmassivs (Bericht über die Arbeiten im Zeitraum 1948–1952 im Objekt 118. – SDAG Wismut, Obj. 118; WISMUT GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. M-297ff. (russ.)
- TANANAeva, G. A. (1963): Mineralogie des Erzvorkommens Tirsersdorf (Vorläufiger Bericht zu den Feldarbeiten für 1963). – SDAG Wismut, SGEG, Schlema; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. G-630 (russ.).
- TICHOMIROVA, M.; LEONHARDT, D. (2010): New age determinations (Pb/Pb zircon evaporation, Rb/Sr) on the granites from Aue-Schwarzenberg and Eibenstock, Western Erzgebirge, Germany. – Z. geol. Wiss. 38, H. 2–3, S. 99–123, Berlin.
- TISCHENDORF, G.; WASTERNAck, J.; BOLDUAN, H.; BEIN, E. (1965): Zur Lage der Granitoberfläche im Erzgebirge und Vogtland mit Bemerkungen über ihre Bedeutung für die Verteilung der endogenen Lagerstätten. – Z. angew. Geol. 11, H. 8, S. 410–423, Berlin.

- TIŠUKOV, M. N.; SCHULZ, W.; MÄRTENS, S.; GLAGOLEV, N. A.; BAUER, W.; ULÁNOV, Ů. V.; USOL'CEV, Ů. S.; GOLOVIN, V. A. (1973): Bericht über die auf der Lagerstätte Hauptmannsgrün-Neumark von 1968 bis 1973 durchgeführten Such- und Erkundungsarbeiten mit Vorratsberechnung (Stand 01.07.1973). – SDAG Wismut, ZGB, BA Schlema; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. U-3415f.
- VETROV, V. I. (1971): Besonderheiten des geologischen Baus und Perspektiven der Uranführung des Vogtlandes (Arbeitsmaterialien). – SDAG Wismut, ZGB, BA Schlema; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. 54573 (russ.).
- VINIČENKO, P. V.; MAKAREVIČ, V. K.; SCHUPPAN, W.; JUNG, H.; ANDRONENKOV, V. F. (1973): Bericht über die Ergebnisse von Such- und Such-Einschätzungsarbeiten in den Gebieten Greiz-Cainsdorf und Plauen-Kauschwitz 1969–1972. – SDAG Wismut, ZGB, BA Schlema; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. 54263 (russ.).
- WATZNAUER, A.; WEISER, M. (1951): Geologische Karte 1:100.000, Blatt Eibenstock. – Dt. Buch- und Landkartendruckerei Leipzig.
- WEBER, H. (1992): Der »Wismut«-Bergbau in den zwei Uranerzbezirken von Bergen und Zobes im Vogtland. – LAPIS 17, H. 7/8, S. 34–50, München.
- WEISS, P.; ANTONENKO, A.; SESKUTOV, I. S. (1959): Geologischer Produktionsbericht der Schachtverwaltung 6 für das Jahr 1958. – SDAG Wismut, Schachtverwaltung 6 Zobes; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. G-119 (russ.).
- WEISE, A. (1966): Bodengeologisches Gutachten über die Grobbergelände bei Zobes-Mechelgrün und Vorschläge zu ihrer Wiedernutzbarmachung. – Rat des Bezirkes Karl-Marx-Stadt; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. A-325.
- WEISE, E.; SCHRÖDER, M. (1890): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Blatt Oelsnitz-Bergen. – 1. Aufl., Königl. Geol. Landesuntersuchung.
- WEISE, E.; UHLEMANN, A. (1912): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Blatt Auerbach. – 1. Aufl., Königl. Geol. Landesuntersuchung.
- WEISE, E.; UHLEMANN, A. (1913): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Blatt Treuen-Herlasgrün. – 2. Aufl., Königl. Geol. Landesuntersuchung.
- WEISE, E.; UHLEMANN, A. (1924): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Blatt Oelsnitz-Bergen – 2. Aufl., Königl. Geol. Landesuntersuchung.
- WINKLER, H. G. F. (1967): Die Genese der metamorphen Gesteine. – Springer-Verlag Berlin/Heidelberg/New York (2. Aufl.).
- ZENIN, M. F.; TIĀONOV, N. D. (1957): Geologische Ergebnisse der Such-Erkundungsarbeiten für 1955–1956. – SDAG Wismut, Objekt 6; Wismut GmbH, Geologisches Archiv, Inv.-Nr. 54564 (russ.).
- Anonym: Jahresberichte und -projekte, Halbjahres- und Quartalsberichte der SAG/SDAG Wismut, des Objektes 6, der Schachtverwaltung 6 und der Grubenverwaltung Zobes aus dem Zeitraum 1949–1963. – Wismut GmbH, Geologisches Archiv

Anhang

Anhang 1: Verzeichnis der Schächte und Schürfe der SAG/SDAG Wismut im Untersuchungsgebiet

Bezeichnung	Örtlichkeit	TK25	Hochwert X in m	Rechtswert Y in m	Höhe in mNN	Teufe in m	Betriebszeitraum
Haupt- und Förderschächte							
Schacht 254	Bergen	5539	⁵⁵ 92440,3	⁴⁵ 17750,1	527,2	169,2	1949 bis 1963
Schacht 277	Zobes	5439	⁵⁵ 95888,2	⁴⁵ 17359,8	436,4	367,2	11/1949 bis 1963
Schacht 294	Zobes	5439	⁵⁵ 95931,5	⁴⁵ 18111,0	477,7	388,0	3/1950 bis 1963
Schacht 320	Zobes	5539	⁵⁵ 95389,7	⁴⁵ 17576,9	474,1	385,0	8/1950 bis 1963
Schacht 354	Zobes	5539	⁵⁵ 95700,9	⁴⁵ 17811,2	447,4	378,7	8/1951 bis 1963
Schacht 362	Mechelgrün	5539	⁵⁵ 94691,5	⁴⁵ 17427,7	480,7	387,1	12/1953 bis 1963
Schacht 364	Zobes	5439	⁵⁵ 97152,3	⁴⁵ 18497,1	472,5	256,3	11/1954 bis 1963
Schacht 386	Tirpersdorf	5539	⁵⁵ 89580,0	⁴⁵ 17519,9	544,2	250,1	2/1963 bis 6/1966
Schacht 391	Theuma	5539	⁵⁵ 94198,9	⁴⁵ 15212,5	457,3	163,8	3/1964 bis 8/1965
Schacht 404	Rebesgrün	5440	⁵⁶ 00175,5	⁴⁵ 27028,5	518,1	200,3	7/1968 bis 12/1970
Erkundungsschürfe des Objektes 6							
Schurf 1	Schreiersgrün	5439	⁵⁵ 99220,5	⁴⁵ 24312,6	454,7	22,0	3/1949 bis 9/1949
Schurf 2	Schreiersgrün	5439	⁵⁵ 99686,5	⁴⁵ 23636,5	479,8	17,0	4/1949 bis 10/1949
Schurf 1	Bergen	5539	⁵⁵ 92746,8	⁴⁵ 18462,6	520,9	105,0	2/1949 bis 9/1955
Schurf 2	Bergen	5539	⁵⁵ 92736,1	⁴⁵ 18514,2	520,7	23,0	2/1949 bis 6/1949
Schurf 3	Bergen	5539	⁵⁵ 92208,7	⁴⁵ 18509,6	534,6	135,0	4/1949 bis 1/1954
Schurf 4	Bergen	5539	⁵⁵ 92794,1	⁴⁵ 18418,2	519,2	21,2	3/1949 bis ?
Schurf 5	Bergen	5539	⁵⁵ 92865,8	⁴⁵ 18540,0	508,1	30,3	4/1949 bis 8/1949
Schurf 6	Bergen	5539	⁵⁵ 92541,2	⁴⁵ 18625,9	520,8	22,0	4/1949 bis 8/1949
Schurf 7	Bergen	5539	⁵⁵ 92110,7	⁴⁵ 18557,3	540,6	22,5	4/1949 bis ?
Schurf 8	Bergen	5539	⁵⁵ 92485,4	⁴⁵ 18492,8	540,0	22,5	4/1949 bis 7/1949
Schurf 9	Bergen	5539	⁵⁵ 91784,7	⁴⁵ 18424,3	549,9	22,5	4/1949 bis 1/1950
Schurf 10	Bergen	5539	⁵⁵ 91805,1	⁴⁵ 18467,1	549,7	22,7	4/1949 bis 1/1950
Schurf 11	Bergen	5539	⁵⁵ 92486,1	⁴⁵ 18296,9	540,7	22,5	5/1949 bis 8/1949
Schurf 12	Bergen	5539	⁵⁵ 92204,5	⁴⁵ 18626,5	522,2	30,2	6/1949 bis 10/1949
Schurf 13	Zobes	5539	⁵⁵ 94238,4	⁴⁵ 18222,3	492,9	17,0	6/1949 bis 9/1949
Schurf 14	Bergen	5539	⁵⁵ 92499,8	⁴⁵ 17665,5	525,6	41,0	8/1949 bis 8/1950
Schurf 15	Zobes	5439	⁵⁵ 96301,7	⁴⁵ 18297,2	492,2	23,7	7/1949 bis 1/1950
Schurf 16	Zobes	5539	⁵⁵ 95914,9	⁴⁵ 17311,9	434,2	42,5	9/1949 bis 8/1950
Schurf 17	Bergen	5539	⁵⁵ 92442,6	⁴⁵ 17668,9	523,5	70,5	8/1949 bis 9/1951
Schurf 18	Zobes	5539	⁵⁵ 95908,1	⁴⁵ 17949,4	471,3	42,5	8/1949 bis 8/1950

Bezeichnung	Örtlichkeit	TK25	Hochwert X in m	Rechtswert Y in m	Höhe in mNN	Teufe in m	Betriebszeitraum
Schurf 19	Zobes	5439	⁵⁵ 97799,6	⁴⁵ 19092,5	444,1	104,0	10/1949 bis 10/1954
Schurf 20	Bergen	5539	⁵⁵ 92365,9	⁴⁵ 17751,7	521,3	38,2	9/1949 bis ?
Schurf 21	Zobes	5539	⁵⁵ 94808,1	⁴⁵ 17411,4	487,4	43,5	9/1949 bis 9/1950
Schurf 22	Zobes	5539	⁵⁵ 95985,2	⁴⁵ 18076,5	479,7	90,5	9/1949 bis 10/1953
Schurf 23	Zobes	5539	⁵⁵ 95598,5	⁴⁵ 17717,0	450,1	42,0	10/1949 bis 2/1956
Schurf 24	Bergen	5539	⁵⁵ 93686,7	⁴⁵ 18526,2	495,4	31,5	12/1949 bis ?
Schurf 25	Zobes	5539	⁵⁵ 95093,6	⁴⁵ 17432,2	484,5	33,5	9/1949 bis 8/1950
Schurf 26	Zobes	5539	⁵⁵ 95859,3	⁴⁵ 16779,8	419,6	42,5	11/1949 bis 7/1950
Schurf 27	Zobes	5539	⁵⁵ 95750,1	⁴⁵ 17340,5	430,8	38,0	12/1949 bis 10/1951
Schurf 28	Zobes	5539	⁵⁵ 95295,3	⁴⁵ 17758,9	470,0	60,8	5/1950 bis 9/1950
Schurf 29	Zobes	5439	⁵⁵ 97391,3	⁴⁵ 16906,4	408,1	34,0	4/1950 bis 10/1950
Schurf 32	Zobes	5539	⁵⁵ 95614,6	⁴⁵ 18400,1	465,1	43,0	6/1950 bis 9/1950
Schurf 33	Zobes	5439	⁵⁵ 97786,5	⁴⁵ 18012,1	437,8	42,5	5/1950 bis 10/1950
Schurf 34	Zobes	5539	⁵⁵ 95390,7	⁴⁵ 18214,6	463,6	42,5	6/1950 bis 1/1951
Schurf 35	Zobes	5539	⁵⁵ 95091,5	⁴⁵ 18388,1	485,2	45,0	6/1950 bis 1955
Schurf 37	Theuma	5539	⁵⁵ 91890,8	⁴⁵ 16458,3	478,5	104,0	1951 bis 9/1955
Schurf 40	Theuma	5539	⁵⁵ 93899,2	⁴⁵ 15536,8	462,7	43,5	7/1950 bis 10/1951
Schurf 57	Thoßfell	5439	⁵⁵ 98820,9	⁴⁵ 17998,9	431,9	105,0	9/1953 bis 12/1954
Schurf 58	Zobes	5439	⁵⁵ 98762,8	⁴⁵ 19584,1	416,8	104,5	9/1953 bis 3/1955
Schurf 59	Mechelgrün	5539	⁵⁵ 93584,1	⁴⁵ 16462,7	449,8	170,5	6/1950 bis 9/1955
Schurf 60	Rebesgrün	5540	⁵⁵ 98127,6	⁴⁵ 26472,9	517,8	140,5	11/1954 bis 11/1955
Schurf 61	Rebesgrün	5540	⁵⁵ 97168,6	⁴⁵ 26132,8	501,4	63,5	11/1954 bis 9/1955
Schurf 62	Rodewisch	5540	⁵⁶ 00813,2	⁴⁵ 26888,3	460,9	83,5	12/1954 bis 9/1955
Schurf 63	Dorfstadt	5540	⁵⁵ 95876,9	⁴⁵ 25603,1	519,4	143,0	12/1954 bis 8/1963
Erkundungsschürfe der Sächsischen Geologischen Erkundungsgruppe							
Schurf 1	Tirpersdorf	5539	⁵⁵ 89140,7	⁴⁵ 17730,2	521,8	14,5	8/1962 bis 3/1963
Schurf 2	Tirpersdorf	5539	⁵⁵ 89565,0	⁴⁵ 17842,7	547,0	5,5	8/1962 bis 10/1962
Schurf 3	Tirpersdorf	5539	⁵⁵ 89205,6	⁴⁵ 17722,1	525,1	23,6	9/1962 bis 4/1963
Schurf 4	Tirpersdorf	5539	⁵⁵ 89987,8	⁴⁵ 17848,8	551,6	39,9	11/1962 bis 6/1963
Schurf 5	Tirpersdorf	5539	⁵⁵ 89538,4	⁴⁵ 17813,6	545,2	39,4	12/1962 bis 6/1964
Schurf 6	Tirpersdorf	5539	⁵⁵ 89964,2	⁴⁵ 17663,6	541,7	30,2	3/1963 bis 5/1963
Schurf 7	Tirpersdorf	5539	⁵⁵ 89020,6	⁴⁵ 17740,2	512,1	23,7	4/1963 bis 7/1963
Schurf 8	Tirpersdorf	5539	⁵⁵ 89290,4	⁴⁵ 17733,6	529,4	11,0	4/1963 bis 6/1963
Schurf 9	Tirpersdorf	5539	⁵⁵ 89260,5	⁴⁵ 17392,0	536,2	45,2	9/1963 bis 2/1964
Schurf 10	Theuma	5539	⁵⁵ 94080,1	⁴⁵ 15565,1	452,5	10,2	5/1964
Schurf 11	Werda	5539	⁵⁵ 88937,3	⁴⁵ 21266,6	638,9	14,6	11/1964 bis 1/1965
Schurf 12	Werda	5539	⁵⁵ 88957,7	⁴⁵ 21267,6	637,8	51,4	6/1965 bis 3/1966
Schurf 14	Lottengrün	5539	⁵⁵ 91105,6	⁴⁵ 17261,6	496,4	1,5	3/1966
Schurf 15	Lottengrün	5539	⁵⁵ 91352,1	⁴⁵ 17145,4	483,5	16,1	6/1966 bis 7/1966
Schurf 16	Theuma	5539	⁵⁵ 91618,8	⁴⁵ 17023,3	472,3	7,8	7/1966 bis 8/1966
Schurf 17	Lottengrün	5539	⁵⁵ 91205,1	⁴⁵ 18279,9	549,1	16,4	11/1966 bis 3/1967
Schurf 18	Lottengrün	5539	⁵⁵ 91176,8	⁴⁵ 18251,6	546,3	11,0	11/1966 bis 12/1966
Schurf 20	Schreiersgrün	5439	⁵⁵ 98025,7	⁴⁵ 23099,7	467,1	16,1	4/1967 bis 5/1967
Schurf 22	Rebesgrün	5440	⁵⁵ 99886,0	⁴⁵ 26888,6	535,1	15,6	5/1967 bis 6/1967

Anhang 2: Verzeichnis der Tiefbohrungen der SAG/SDAG Wismut im Untersuchungsgebiet

Bohrloch- Nummer	Bohr- betrieb	Jahr	TK25	Hochwert (X)	Rechtswert (Y)	Höhe (NN)	Endteufe in m	Örtlichkeit bzw. Arbeitsgebiet	Dokumentation
3	Obj. 6	1952	5539	⁵⁵ 92323,4	⁴⁵ 17592,0	513,5	200,0	Bergen	keine Dok.
4	Obj. 6	1952	5539	⁵⁵ 95566,7	⁴⁵ 17673,5	454,0	311,0	Zobes	keine Dok.
12	Obj. 6	1952	5539	⁵⁵ 95607,0	⁴⁵ 17662,7	450,5	276,2	Zobes	keine Dok.
15	Obj. 6	1952	5439	⁵⁵ 96079,1	⁴⁵ 17907,2	470,3	488,0	Zobes	Säulenprofil
25	Obj. 6	1953	5439	⁵⁵ 98595,4	⁴⁵ 19429,0	431,6	103,6	Zobes	Säulenprofil
26	Obj. 6	1953	5439	⁵⁵ 99516,8	⁴⁵ 19959,4	423,3	106,2	Zobes	Säulenprofil
31	Obj. 6	1953	5439	⁵⁵ 98595,1	⁴⁵ 19379,6	432,7	102,1	Zobes	Säulenprofil
34	Obj. 6	1953	5439	⁵⁵ 99387,9	⁴⁵ 20056,8	427,7	95,8	Zobes	Säulenprofil
35	Obj. 6	1953	5439	⁵⁵ 99501,2	⁴⁵ 20051,6	429,7	86,3	Treuen	Säulenprofil
37	Obj. 6	1953	5439	⁵⁵ 99403,7	⁴⁵ 20020,5	426,7	119,9	Pirk	Säulenprofil
38	Obj. 6	1953	5439	⁵⁵ 98782,1	⁴⁵ 19510,5	419,4	255,0	Thoßfell	Säulenprofil
39	Obj. 6	1953	5439	⁵⁵ 99420,6	⁴⁵ 19985,3	424,4	90,1	Pirk	Säulenprofil
40	Obj. 6	1953	5539	⁵⁵ 98978,7	⁴⁵ 15943,0	520,8	113,0	Lottengrün	Säulenprofil
41	Obj. 6	1953	5539	⁵⁵ 90416,1	⁴⁵ 17164,2	542,1	103,7	Lottengrün	Säulenprofil
42	Obj. 6	1953	5539	⁵⁵ 91321,0	⁴⁵ 16375,2	498,4	104,5	Theuma	Säulenprofil
43	Obj. 6	1953	5539	⁵⁵ 92311,0	⁴⁵ 15575,8	485,0	187,0	Theuma	Säulenprofil
44	Obj. 6	1953	5439	⁵⁵ 99900,4	⁴⁵ 20318,1	436,7	200,0	Treuen	Säulenprofil
45	Obj. 6	1953	5539	⁵⁵ 94310,7	⁴⁵ 16957,0	419,9	?	Mechelgrün	keine Dok.
45A	Obj. 6	1953	5539	⁵⁵ 94231,9	⁴⁵ 16992,3	421,4	53,4	Zobes	Säulenprofil
46	Obj. 6	1953	5539	⁵⁵ 93998,5	⁴⁵ 16812,5	433,7	52,8	Zobes	Säulenprofil
47	Obj. 6	1953	5539	⁵⁵ 94272,3	⁴⁵ 16981,5	420,8	61,3	Mechelgrün	Säulenprofil
55	Obj. 6	1953	5539	⁵⁵ 93950,1	⁴⁵ 16907,3	426,7	56,5	Mechelgrün	Säulenprofil
61	Obj. 6	1953	5539	⁵⁵ 92311,0	⁴⁵ 15695,8	494,9	394,0	Theuma	Säulenprofil
62	Obj. 6	1953	5539	⁵⁵ 92311,0	⁴⁵ 15985,8	493,9	159,0	Theuma	Säulenprofil
14	Obj. 6	1954	5539	⁵⁵ 95645,3	⁴⁵ 15779,2	432,4	100,0	Neuensalz	Säulenprofil
51	Obj. 6	1954	5439	⁵⁵ 97978,8	⁴⁵ 18514,6	437,1	385,0	Zobes	keine Dok.
52	Obj. 6	1954	5439	⁵⁵ 97726,0	⁴⁵ 19355,9	430,3	440,0	Zobes	keine Dok.
53	Obj. 6	1954	5539	⁵⁵ 93484,8	⁴⁵ 16189,6	466,9	414,3	Mechelgrün	Säulenprofil
54	Obj. 6	1954	5539	⁵⁵ 93485,1	⁴⁵ 16887,2	445,4	191,4	Theuma	Säulenprofil
68	Obj. 6	1954	5539	⁵⁵ 92311,0	⁴⁵ 16105,8	486,3	152,4	Theuma	Säulenprofil
70	Obj. 6	1954	5439	⁵⁵ 99285,3	⁴⁵ 18058,4	451,8	100,0	Thoßfell	Säulenprofil
72	Obj. 6	1954	5439	⁵⁵ 98511,6	⁴⁵ 19376,3	429,4	60,0	Zobes	Säulenprofil
73	Obj. 6	1954	5539	⁵⁵ 95513,1	⁴⁵ 15578,0	445,3	96,0	Neuensalz	Säulenprofil
74	Obj. 6	1954	5439	⁵⁵ 99086,1	⁴⁵ 17976,6	442,2	152,1	Thoßfell	Säulenprofil
76	Obj. 6	1954	5439	⁵⁵ 97058,6	⁴⁵ 18746,2	475,8	?	Zobes	keine Dok.
77	Obj. 6	1954	5439	⁵⁵ 97050,4	⁴⁵ 18787,6	473,9	?	Zobes	keine Dok.
78	Obj. 6	1954	5439	⁵⁵ 97052,9	⁴⁵ 18704,2	477,5	?	Zobes	keine Dok.
79	Obj. 6	1954	5539	⁵⁵ 95399,7	⁴⁵ 15976,5	420,3	100,0	Neuensalz	Säulenprofil

Bohrloch- Nummer	Bohr- betrieb	Jahr	TK25	Hochwert (X)	Rechtswert (Y)	Höhe (NN)	Endteufe in m	Örtlichkeit bzw. Arbeitsgebiet	Dokumentation
81	Obj. 6	1954	5439	⁵⁵ 99384,7	⁴⁵ 18022,8	457,0	100,0	Thoßfell	Säulenprofil
82	Obj. 6	1954	5439	⁵⁵ 99101,2	⁴⁵ 17915,7	441,9	?	Thoßfell	keine Dok.
83	Obj. 6	1954	5439	⁵⁵ 99155,3	⁴⁵ 17944,8	446,3	103,3	Thoßfell	Säulenprofil
84	Obj. 6	1954	5439	⁵⁶ 00607,5	⁴⁵ 18056,2	462,6	102,0	Thoßfell	keine Dok.
85	Obj. 6	1954	5439	⁵⁶ 00778,4	⁴⁵ 18029,7	458,6	102,5	Thoßfell	Säulenprofil
88	Obj. 6	1954	5439	⁵⁵ 99283,4	⁴⁵ 18103,5	449,6	83,0	Thoßfell	keine Dok.
89	Obj. 6	1954	5439	⁵⁶ 00233,0	⁴⁵ 17401,1		100,0	Thoßfell	Säulenprofil
90	Obj. 6	1954	5539	⁵⁵ 95726,1	⁴⁵ 15709,2	436,8	102,0	Neuensalz, Thoßfell	Säulenprofil
100	Obj. 6	1954	5439	⁵⁵ 98869,9	⁴⁵ 17998,3	449,7	659,5	Thoßfell, Zobes	Säulenprofil
101	Obj. 6	1954	5439	⁵⁵ 96421,9	⁴⁵ 18703,5	472,7	319,0	Zobes	keine Dok.
103	Obj. 6	1954	5439	⁵⁵ 96870,9	⁴⁵ 18421,2	476,5	64,5	Zobes	Säulenprofil
104	Obj. 6	1954	5439	⁵⁵ 96922,8	⁴⁵ 18259,2	463,7	109,5	Zobes	Säulenprofil
105	Obj. 6	1954	5539	⁵⁵ 95827,1	⁴⁵ 15630,3	437,7	94,2	Neuensalz	Säulenprofil
109	Obj. 6	1954	5539	⁵⁵ 95290,6	⁴⁵ 16066,0	416,5	105,0	Schloditz	Säulenprofil
110	Obj. 6	1954	5439	⁵⁵ 98520,1	⁴⁵ 19371,8	430,4	63,0	Zobes, Theuma	Säulenprofil
120	Obj. 6	1954	5439	⁵⁵ 97070	⁴⁵ 18540		?	Zobes	keine Dok.
120a	Obj. 6	1954	5439	⁵⁵ 97080	⁴⁵ 18490		?	Zobes	keine Dok.
121	Obj. 6	1954	5440	⁵⁵ 98170	⁴⁵ 26510		?	Rebesgrün	keine Dok.
122	Obj. 6	1954	5440	⁵⁵ 97040	⁴⁵ 26065		?	Reumtengrün	keine Dok.
130	Obj. 6	1954	5539	⁵⁵ 94514,6	⁴⁵ 17579,9	456,1	228,0	Zobes	Säulenprofil
131	Obj. 6	1954	5539	⁵⁵ 91787,1	⁴⁵ 16396,2	482,6	430,3	Theuma, Schurf 37	Säulenprofil
133	Obj. 6	1954	5540	⁵⁵ 97340	⁴⁵ 25880		439,5	Reumtengrün	Säulenprofil
135	Obj. 6	1954	5440	⁵⁵ 98934,3	⁴⁵ 26183,3	508,7	594,2	Rebesgrün	Säulenprofil
U 1	Obj. 6	1955	5539	⁵⁵ 95768,5	⁴⁵ 15640,2	438,7	92,0	Neuensalz	keine Dok.
U 2	Obj. 6	1955	5539	⁵⁵ 95735,3	⁴⁵ 15666,3	438,4	96,0	Neuensalz	Säulenprofil
U 3	Obj. 6	1955	5539	⁵⁵ 95771,3	⁴⁵ 15650,9	438,6	111,3	Neuensalz	Säulenprofil
U 4	Obj. 6	1955	5539	⁵⁵ 93287,8	⁴⁵ 17647,6	495,1	78,8	Mechelgrün	Säulenprofil
U 5	Obj. 6	1955	5539	⁵⁵ 93237,8	⁴⁵ 17616,2	496,9	93,0	Mechelgrün	Säulenprofil
U 6	Obj. 6	1955	5539	⁵⁵ 93537,7	⁴⁵ 17647,5	481,8	64,5	Mechelgrün	Säulenprofil
U 7	Obj. 6	1955	5539	⁵⁵ 93510,0	⁴⁵ 17620,9	483,1	72,9	Neuensalz, Bergen	Säulenprofil
U 8	Obj. 6	1955	5539	⁵⁵ 93346,4	⁴⁵ 17496,4	485,1	53,0	Bergen	keine Dok.
U 9	Obj. 6	1955	5540	⁵⁵ 95435	⁴⁵ 25355	543	101,0	Dorfstadt	keine Dok.
U 10	Obj. 6	1955	5540	⁵⁵ 95350	⁴⁵ 25495	542	104,0	Dorfstadt	keine Dok.
U 11	Obj. 6	1955	5540	⁵⁵ 95075	⁴⁵ 25625	536	100,0	Dorfstadt	keine Dok.
U 12	Obj. 6	1955	5540	⁵⁵ 95205	⁴⁵ 26130	527	101,0	Dorfstadt	keine Dok.
U 13	Obj. 6	1955	5440	⁵⁵ 99320	⁴⁵ 26625		87,0	Rodewisch	keine Dok.
U 14	Obj. 6	1955	5540	⁵⁵ 95235	⁴⁵ 23810	532	100,0	Dorfstadt	keine Dok.
U 20	Obj. 6	1955	5540	⁵⁵ 95140	⁴⁵ 23840		102,0	Lauterbach	keine Dok.

Bohrloch- Nummer	Bohr- betrieb	Jahr	TK25	Hochwert (X)	Rechtswert (Y)	Höhe (NN)	Endteufe in m	Örtlichkeit bzw. Arbeitsgebiet	Dokumentation
U 22	Obj. 6	1955	5540	⁵⁵ 95125	⁴⁵ 24005	544	101,0	Oberlauterbach	keine Dok.
132	Obj. 6	1955	5539	⁵⁵ 92032,8	⁴⁵ 17137,3	476,1	347,8	Theuma	keine Dok.
134	Obj. 6	1955	5440	⁵⁵ 97150,2	⁴⁵ 26190,6	501,0	735,0	Reumtengrün, Schurf 61	Säulenprofil
138	Obj. 6	1955	5440	⁵⁶ 00952,2	⁴⁵ 26770,0	453,8	701,2	Rodewisch, Schurf 62	Säulenprofil
139	Obj. 6	1955	5540	⁵⁵ 95875,7	⁴⁵ 25673,0	511,6	525,0	Dorfstadt, Schurf 63	Säulenprofil
140	Obj. 6	1955	5540	⁵⁵ 95641,6	⁴⁵ 25275,2	526,7	411,0	Dorfstadt, Schurf 63	Säulenprofil
142	Obj. 6	1955	5539	⁵⁵ 93657,1	⁴⁵ 17699,7	476,2	324,8	Mechelgrün	Säulenprofil
143	Obj. 6	1955	5539	⁵⁵ 93418,3	⁴⁵ 17536,7	484,4	257,8	Mechelgrün	Säulenprofil
144	Obj. 6	1955	5539	⁵⁵ 93597,6	⁴⁵ 17048,3	446,6	310,2	Mechelgrün	Säulenprofil
145	Obj. 6	1955	5539	⁵⁵ 93657,7	⁴⁵ 17349,6	459,5	302,4	Mechelgrün	keine Dok.
150	Obj. 6	1955	5539	⁵⁵ 91827,3	⁴⁵ 16253,7	489,9	336,8	Theuma, Schurf 37	Säulenprofil
151	Obj. 6	1955	5539	⁵⁵ 91931,3	⁴⁵ 16406,1	480,3	323,5	Theuma, Schurf 37	Säulenprofil
152	Obj. 6	1955	5539	⁵⁵ 91766,6	⁴⁵ 16292,2	486,8	354,5	Theuma, Schurf 37	Säulenprofil
153	Obj. 6	1955	5539	⁵⁵ 91857,1	⁴⁵ 16475,8	476,6	263,7	Theuma, Schurf 37	Säulenprofil
154	Obj. 6	1955	5539	⁵⁵ 91926,4	⁴⁵ 16308,4	489,1	354,9	Theuma	Säulenprofil
155	Obj. 6	1955	5539	⁵⁵ 91858,4	⁴⁵ 16341,6	484,5	344,1	Theuma	keine Dok.
156	Obj. 6	1955	5539	⁵⁵ 91902,8	⁴⁵ 16447,9	478,3	274,5	Theuma	keine Dok.
159	Obj. 6	1955	5539	⁵⁵ 93424,7	⁴⁵ 16652,9	435,7	284,3	Theuma	keine Dok.
160	Obj. 6	1955	5539	⁵⁵ 95732,1	⁴⁵ 15600,5	440,2	284,9	Neuensalz	keine Dok.
161	Obj. 6	1955	5539	⁵⁵ 93735,3	⁴⁵ 16876,1	429,7	170,7	Mechelgrün	keine Dok.
U 24	Obj. 6	1956	5540	⁵⁵ 94760	⁴⁵ 23965	532	102,0	Oberlauterbach	Säulenprofil
173	Obj. 6	1956	5540	⁵⁵ 94720,1	⁴⁵ 24296,9	548,8	354,5	Dorfstadt	Feldbuch
174	Obj. 6	1956	5540	⁵⁵ 94828,2	⁴⁵ 24420,8	546,0	355,6	Dorfstadt	Säulenprofil
175	Obj. 6	1956	5540	⁵⁵ 94601,4	⁴⁵ 24176,4	549,1	331,7	Dorfstadt	Feldbuch
176	Obj. 6	1956	5540	⁵⁵ 94941,3	⁴⁵ 24543,8	550,6	260,8	Dorfstadt	Feldbuch
177	Obj. 6	1956	5540	⁵⁵ 95542,0	⁴⁵ 25239,8	531,4	223,9	Dorfstadt	Säulenprofil
178	Obj. 6	1956	5539	⁵⁵ 94550,4	⁴⁵ 18297,8	483,0	218,0	Zschockau	keine Dok.
179	Obj. 6	1956	5540	⁵⁵ 95059,4	⁴⁵ 24668,9	553,4	353,0	Dorfstadt	Säulenprofil
180	Obj. 6	1956	5540	⁵⁵ 95936,8	⁴⁵ 25430,5	512,4	327,6	Dorfstadt	Säulenprofil
181	Obj. 6	1956	5540	⁵⁵ 95179,2	⁴⁵ 24789,1	550,5	332,6	Dorfstadt	Säulenprofil
182	Obj. 6	1956	5540	⁵⁵ 95012,4	⁴⁵ 23796,8	525,5	252,6	Dorfstadt, Oberlauterbach	Feldbuch
184	Obj. 6	1956	5540	⁵⁵ 94892,5	⁴⁵ 23781,9	509,9	133,2	Dorfstadt, Oberlauterbach	Feldbuch
185	Obj. 6	1956	5540	⁵⁵ 94607,6	⁴⁵ 23917,7	526,8	201,5	Oberlauterbach	Feldbuch
188	Obj. 6	1956	5540	⁵⁵ 95302,5	⁴⁵ 24910,6	547,8	309,5	Dorfstadt	Feldbuch
190	Obj. 6	1956	5439	⁵⁵ 96450	⁴⁵ 15080		219,4	Neuensalz	keine Dok.
192	Obj. 6	1956	5540	⁵⁵ 94780,9	⁴⁵ 23893,5	524,0	208,7	Oberlauterbach	Säulenprofil
193	Obj. 6	1956	5540	⁵⁵ 95143,9	⁴⁵ 23790,9	530,0	250,4	Oberlauterbach	Säulenprofil
194	Obj. 6	1956	5540	⁵⁵ 95092,9	⁴⁵ 23713,7	520,2	360,3	Oberlauterbach	Feldbuch

Bohrloch- Nummer	Bohr- betrieb	Jahr	TK25	Hochwert (X)	Rechtswert (Y)	Höhe (NN)	Endteufe in m	Örtlichkeit bzw. Arbeitsgebiet	Dokumentation
196	Obj. 6	1956	5540	⁵⁵ 94885,2	⁴⁵ 23845,6	515,0	230,8	Oberlauterbach	Säulenprofil
197	Obj. 6	1956	5540	⁵⁵ 95247,1	⁴⁵ 23780,4	530,7	264,0	Oberlauterbach	Feldbuch
198	Obj. 6	1956	5540	⁵⁵ 95468,4	⁴⁵ 23695,1	534,9	274,5	Oberlauterbach	Säulenprofil
199	Obj. 6	1956	5539	⁵⁵ 95629,8	⁴⁵ 15739,8	434,0	211,0	Neuensalz	keine Dok.
200	Obj. 6	1956	5539	⁵⁵ 95942,8	⁴⁵ 15852,1	429,2	967,2	Neuensalz	keine Dok.
202	Obj. 6	1956	5440	⁵⁵ 98020	⁴⁵ 23880		215,0	Schreibersgrün, Schönau	Säulenprofil
204	Obj. 6	1956	5540	⁵⁵ 95131,5	⁴⁵ 23895,9	539,9	270,0	Oberlauterbach	keine Dok.
206	Obj. 6	1956	5539	⁵⁵ 95864,0	⁴⁵ 15753,2	438,9		Neuensalz	keine Dok.
207	Obj. 6	1956	5540	⁵⁵ 95447,7	⁴⁵ 23624,1	539,3	311,6	Oberlauterbach	keine Dok.
210	Obj. 6	1957	5539	⁵⁵ 94417,8	⁴⁵ 16154,2	448,8	492,8	Theuma-Nord, Beyers Pöhl	Säulenprofil
211	Obj. 6	1957	5539	⁵⁵ 94159,8	⁴⁵ 16018,9	466,1	417,4	Theuma-Nord, Beyers Pöhl	Säulenprofil
212	Obj. 6	1957	5539	⁵⁵ 94073,0	⁴⁵ 15973,3	467,7	568,7	Theuma-Nord, Beyers Pöhl	Säulenprofil
213	Obj. 6	1957	5539	⁵⁵ 93949,2	⁴⁵ 15907,8	468,9	316,8	Theuma-Nord, Beyers Pöhl	Säulenprofil
214	Obj. 6	1957	5539	⁵⁵ 94418,7	⁴⁵ 16392,9	463,1	317,1	Theuma-Nord, Beyers Pöhl	Säulenprofil
215	Obj. 6	1957	5539	⁵⁵ 93927,1	⁴⁵ 16021,6	470,1	560,7	Theuma-Nord, Beyers Pöhl	Säulenprofil
219	SGEG	1958	5439	⁵⁵ 99264,1	⁴⁵ 18545,8	420,0	1277,4	Thoßfell	Säulenprofil
281	SGEG	1960	5539	⁵⁵ 94457,5	⁴⁵ 15484,8	442,9	297,9	Oelsnitz, Theuma	Säulenprofil
282	SGEG	1960	5539	⁵⁵ 94218,9	⁴⁵ 15477,2	443,3	303,4	Oelsnitz, Theuma	Säulenprofil
680	SGEG	1960	5539	⁵⁵ 92402,8	⁴⁵ 15940,7	495,2	97,6	Oelsnitz, Theuma	Säulenprofil
681	SGEG	1960	5539	⁵⁵ 92933,0	⁴⁵ 15059,0	470,4	168,6	Oelsnitz, Theuma	Säulenprofil
700	SGEG	1960	5539	⁵⁵ 94173,7	⁴⁵ 15526,2	447,4	65,6	Oelsnitz, Theuma	Feldbuch
706	SGEG	1960	5539	⁵⁵ 94016,2	⁴⁵ 15647,5	459,5	146,2	Oelsnitz, Theuma	Säulenprofil
707	SGEG	1960	5539	⁵⁵ 94184,4	⁴⁵ 15608,4	449,3	157,3	Oelsnitz, Theuma	Säulenprofil
708	SGEG	1960	5539	⁵⁵ 94361,1	⁴⁵ 15636,6	441,1	156,9	Oelsnitz, Theuma	Säulenprofil
709	SGEG	1960	5539	⁵⁵ 92633,8	⁴⁵ 15388,6	485,2	171,9	Oelsnitz, Theuma	Säulenprofil
758	SGEG	1962	5539	⁵⁵ 87282,2	⁴⁵ 20626,9	589,1	151,9	Oelsnitz, Werda	Säulenprofil
761	SGEG	1962	5539	⁵⁵ 88579,3	⁴⁵ 21077,8	624,8	51,1	Oelsnitz, Werda	Säulenprofil
762	SGEG	1962	5539	⁵⁵ 88544,3	⁴⁵ 21088,5	627,1	50,9	Oelsnitz, Werda	Säulenprofil
763	SGEG	1962	5539	⁵⁵ 87165,6	⁴⁵ 20710,8	587,0	155,6	Oelsnitz, Werda	Säulenprofil
771	SGEG	1962	5539	⁵⁵ 89222,5	⁴⁵ 17673,4	527,2	243,8	Oelsnitz, Tirpersdorf	Säulenprofil
778	SGEG	1962	5539	⁵⁵ 89125,6	⁴⁵ 17690,8	521,1	93,4	Oelsnitz, Tirpersdorf	Säulenprofil
779	SGEG	1962	5539	⁵⁵ 89355,6	⁴⁵ 17722,3	533,1	161,9	Oelsnitz, Tirpersdorf	Säulenprofil
781	SGEG	1962	5539	⁵⁵ 89984,2	⁴⁵ 17811,1	549,5	138,5	Oelsnitz, Tirpersdorf	Säulenprofil
787	SGEG	1962	5539	⁵⁵ 89583,0	⁴⁵ 17796,4	546,8	84,5	Oelsnitz, Tirpersdorf	Säulenprofil
788	SGEG	1962	5539	⁵⁵ 89613,0	⁴⁵ 17711,3	546,7	143,8	Oelsnitz, Tirpersdorf	Säulenprofil
789	SGEG	1962	5539	⁵⁵ 89644,0	⁴⁵ 17625,1	546,4	155,2	Oelsnitz, Tirpersdorf	Säulenprofil

Bohrloch- Nummer	Bohr- betrieb	Jahr	TK25	Hochwert (X)	Rechtswert (Y)	Höhe (NN)	Endteufe in m	Örtlichkeit bzw. Arbeitsgebiet	Dokumentation
790	SGEG	1962	5539	⁵⁵ 89080,4	⁴⁵ 17601,2	527,0	143,7	Tirpersdorf	Säulenprofil
792	SGEG	1962	5539	⁵⁵ 90032,7	⁴⁵ 17829,7	549,9	60,0	Tirpersdorf	Säulenprofil
201	SGEG	1963	5539	⁵⁵ 89802,4	⁴⁵ 17711,6	548,8	156,1	Tirpersdorf	Säulenprofil
203	SGEG	1963	5539	⁵⁵ 90065,9	⁴⁵ 17611,0	538,8	148,9	Tirpersdorf	Säulenprofil
204	SGEG	1963	5539	⁵⁵ 90146,7	⁴⁵ 17738,9	544,1	142,8	Tirpersdorf	Säulenprofil
791	SGEG	1963	5539	⁵⁵ 89669,2	⁴⁵ 17552,4	545,2	176,1	Tirpersdorf	Säulenprofil
793	SGEG	1963	5539	⁵⁵ 90040,3	⁴⁵ 17777,5	547,7	156,1	Tirpersdorf	Säulenprofil
794A	SGEG	1963	5539	⁵⁵ 89663,6	⁴⁵ 17809,3	550,4	65,8	Tirpersdorf	Säulenprofil
795	SGEG	1963	5539	⁵⁵ 89370,0	⁴⁵ 17641,2	536,0	149,1	Tirpersdorf	Säulenprofil
796	SGEG	1963	5539	⁵⁵ 89576,6	⁴⁵ 17544,7	544,4	176,9	Tirpersdorf	Säulenprofil
797	SGEG	1963	5539	⁵⁵ 90047,7	⁴⁵ 17726,9	544,3	140,0	Tirpersdorf	Säulenprofil
798	SGEG	1963	5539	⁵⁵ 89449,4	⁴⁵ 17722,9	539,2	136,3	Tirpersdorf	Säulenprofil
799	SGEG	1963	5539	⁵⁵ 89607,9	⁴⁵ 17367,9	542,1	279,2	Tirpersdorf	Säulenprofil
1	SGEG	1964	5539	⁵⁵ 88970,4	⁴⁵ 21226,0	638,7	158,2	Oelsnitz, Werda	Säulenprofil
205	SGEG	1964	5539	⁵⁵ 94169,6	⁴⁵ 15461,8	448,3	189,2	Oelsnitz, Theuma	Säulenprofil
206	SGEG	1964	5539	⁵⁵ 93959,8	⁴⁵ 15475,6	457,8	171,8	Oelsnitz, Theuma	Säulenprofil
207	SGEG	1964	5539	⁵⁵ 94200,3	⁴⁵ 15233,9	454,6	213,6	Oelsnitz, Theuma	Säulenprofil
208	SGEG	1964	5539	⁵⁵ 89289,8	⁴⁵ 17321,0	534,4	296,7	Oelsnitz, Tirpersdorf	Säulenprofil
209	SGEG	1964	5539	⁵⁵ 94300,2	⁴⁵ 15440,5	442,8	211,9	Oelsnitz, Theuma	Säulenprofil
210	SGEG	1964	5539	⁵⁵ 88734,7	⁴⁵ 17296,8	518,5	304,0	Oelsnitz, Tirpersdorf	Säulenprofil
211	SGEG	1964	5539	⁵⁵ 89064,2	⁴⁵ 17274,3	531,2	304,5	Oelsnitz, Tirpersdorf	Säulenprofil
212	SGEG	1964	5539	⁵⁵ 94079,0	⁴⁵ 15533,4	451,6	151,2	Oelsnitz, Theuma	Säulenprofil
213	SGEG	1964	5539	⁵⁵ 94426,9	⁴⁵ 15628,9	435,6	156,3	Oelsnitz, Theuma	Säulenprofil
214	SGEG	1964	5539	⁵⁵ 94087,7	⁴⁵ 15419,7	451,5	157,8	Oelsnitz, Theuma	Säulenprofil
215	SGEG	1964	5539	⁵⁵ 94442,5	⁴⁵ 15211,5	460,8	600,0	Oelsnitz, Theuma	Säulenprofil
216	SGEG	1964	5539	⁵⁵ 88649,0	⁴⁵ 17509,6	505,4	150,9	Oelsnitz, Tirpersdorf	Säulenprofil
217	SGEG	1964	5539	⁵⁵ 88453,4	⁴⁵ 17235,5	495,0	299,5	Oelsnitz, Tirpersdorf	Säulenprofil
218	SGEG	1964	5539	⁵⁵ 89865,7	⁴⁵ 17379,4	535,4	296,5	Oelsnitz, Tirpersdorf	Säulenprofil
219	SGEG	1964	5539	⁵⁵ 89339,2	⁴⁵ 16816,7	517,3	518,6	Oelsnitz, Tirpersdorf	Säulenprofil
220	SGEG	1964	5539	⁵⁵ 89337,0	⁴⁵ 16425,0	491,8	989,2	Oelsnitz, Tirpersdorf	Säulenprofil
221	SGEG	1964	5539	⁵⁵ 88113,5	⁴⁵ 16996,9	485,9	300,4	Oelsnitz, Tirpersdorf	Säulenprofil
222	SGEG	1964	5539	⁵⁵ 90486,9	⁴⁵ 17477,5	529,7	303,7	Oelsnitz, Tirpersdorf	Säulenprofil
853	SGEG	1964	5539	⁵⁵ 94200,5	⁴⁵ 15334,8	449,3	409,1	Oelsnitz, Theuma	Säulenprofil
1	SGEG	1965	5439	⁵⁵ 97083,6	⁴⁵ 21631,6	439,6	115,4	Treuen, Altmanngrün	Säulenprofil
1	SGEG	1965	5539	⁵⁵ 87918,1	⁴⁵ 22288,9	580,6	104,0	Werde	Feldbuch
223	SGEG	1965	5539	⁵⁵ 88139,4	⁴⁵ 16604,9	489,3	661,3	Oelsnitz, Tirpersdorf	Säulenprofil
224	SGEG	1965	5539	⁵⁵ 93939,2	⁴⁵ 15112,2	456,8	618,3	Oelsnitz, Tirpersdorf	Säulenprofil
225A	SGEG	1965	5539	⁵⁵ 88266,6	⁴⁵ 17156,5	492,4	166,1	Tirpersdorf	Feldbuch

Bohrloch- Nummer	Bohr- betrieb	Jahr	TK25	Hochwert (X)	Rechtswert (Y)	Höhe (NN)	Endteufe in m	Örtlichkeit bzw. Arbeitsgebiet	Dokumentation
226	SGEG	1965	5539	⁵⁵ 90194,7	⁴⁵ 17300,0	532,2	306,6	Oelsnitz, Tirpersdorf	Säulenprofil
227	SGEG	1965	5539	⁵⁵ 88730,7	⁴⁵ 16863,2	510,7	538,6	Oelsnitz, Tirpersdorf	Säulenprofil
228	SGEG	1965	5539	⁵⁵ 94198,9	⁴⁵ 15787,7	452,9	158,8	Oelsnitz, Theuma	Säulenprofil
229	SGEG	1965	5539	⁵⁵ 94197,8	⁴⁵ 15898,3	456,6	158,9	Oelsnitz, Theuma	Säulenprofil
230	SGEG	1965	5539	⁵⁵ 94206,3	⁴⁵ 16086,0	462,2	192,9	Oelsnitz, Theuma	Säulenprofil
231	SGEG	1965	5539	⁵⁵ 94609,4	⁴⁵ 16020,0	425,5	298,7	Oelsnitz, Theuma	Säulenprofil
232	SGEG	1965	5539	⁵⁵ 89099,2	⁴⁵ 21167,0	638,6	699,6	Oelsnitz, Werda	Säulenprofil
233	SGEG	1965	5539	⁵⁵ 94556,7	⁴⁵ 15798,8	426,3	182,9	Oelsnitz, Theuma	Säulenprofil
234	SGEG	1965	5539	⁵⁵ 90488,0	⁴⁵ 17134,6	540,2	455,3	Oelsnitz, Tirpersdorf	Säulenprofil
236	SGEG	1965	5539	⁵⁵ 90160,4	⁴⁵ 18500,3	588,2	296,4	Oelsnitz, Tirpersdorf	Säulenprofil
237	SGEG	1965	5539	⁵⁵ 92402,5	⁴⁵ 15792,9	496,7	596,0	Oelsnitz, Tirpersdorf	Säulenprofil
2	SGEG	1966	5439	⁵⁵ 97059,8	⁴⁵ 21587,1	442,2	119,0	Treuen, Altmannsgrün	Säulenprofil
3	SGEG	1966	5439	⁵⁵ 97049,8	⁴⁵ 21564,3	443,4	200,9	Treuen, Altmannsgrün	Säulenprofil
6	SGEG	1966	5539	⁵⁵ 88908,9	⁴⁵ 21204,0	638,8	161,9	Werde	Säulenprofil
7	SGEG	1966	5539	⁵⁵ 88828,5	⁴⁵ 21167,3	638,4	149,2	Werde	Säulenprofil
8	SGEG	1966	5539	⁵⁵ 88730,5	⁴⁵ 21223,6	638,0	162,6	Werde	Säulenprofil
12	SGEG	1966	5539	⁵⁵ 91177,4	⁴⁵ 18013,7	526,2	149,5	Tirpersdorf	Säulenprofil
14	SGEG	1966	5539	⁵⁵ 91122,4	⁴⁵ 17188,1	493,9	160,0	Lottengrün	Säulenprofil
16	SGEG	1966	5539	⁵⁵ 91019,9	⁴⁵ 17086,8	501,4	217,4	Lottengrün	Säulenprofil
23	SGEG	1966	5539	⁵⁵ 90864,7	⁴⁵ 16946,8	517,0	249,1	Lottengrün	Säulenprofil
24	SGEG	1966	5539	⁵⁵ 91200,8	⁴⁵ 17002,0	491,4	152,3	Lottengrün	Säulenprofil
25	SGEG	1966	5539	⁵⁵ 91584,6	⁴⁵ 16795,9	472,0	159,9	Lottengrün	Säulenprofil
26	SGEG	1966	5539	⁵⁵ 90741,3	⁴⁵ 17359,3	518,8	146,4	Lottengrün	Säulenprofil
27	SGEG	1966	5539	⁵⁵ 90955,4	⁴⁵ 17297,9	503,5	70,3	Lottengrün	Säulenprofil
28	SGEG	1966	5539	⁵⁵ 90991,4	⁴⁵ 17197,8	502,1	105,3	Lottengrün	Säulenprofil
32	SGEG	1966	5539	⁵⁵ 91640,2	⁴⁵ 16721,1	470,8	153,7	Lottengrün	Säulenprofil
33	SGEG	1966	5539	⁵⁵ 91331,0	⁴⁵ 17056,4	483,3	70,9	Lottengrün	Säulenprofil
34	SGEG	1966	5539	⁵⁵ 91367,3	⁴⁵ 16899,1	483,0	166,5	Lottengrün	Säulenprofil
35	SGEG	1966	5539	⁵⁵ 91706,0	⁴⁵ 16638,2	470,0	162,0	Lottengrün	Säulenprofil
36	SGEG	1966	5539	⁵⁵ 91812,6	⁴⁵ 16642,2	469,0	156,9	Lottengrün	Säulenprofil
39	SGEG	1966	5539	⁵⁵ 91114,3	⁴⁵ 17046,0	496,3	141,0	Lottengrün	Säulenprofil
40	SGEG	1966	5539	⁵⁵ 91451,9	⁴⁵ 16784,9	478,4	154,0	Lottengrün	Säulenprofil
42	SGEG	1966	5539	⁵⁵ 91603,2	⁴⁵ 16522,7	477,5	298,4	Lottengrün	Säulenprofil
43	SGEG	1966	5539	⁵⁵ 92191,8	⁴⁵ 16563,1	468,5	146,8	Lottengrün	Säulenprofil
45	SGEG	1966	5539	⁵⁵ 91759,5	⁴⁵ 16624,7	470,1	169,5	Lottengrün	Säulenprofil
46	SGEG	1966	5539	⁵⁵ 90906,2	⁴⁵ 17236,6	507,2	135,6	Lottengrün	Säulenprofil
47	SGEG	1966	5539	⁵⁵ 91779,8	⁴⁵ 16708,6	467,9	165,4	Lottengrün	Säulenprofil
48	SGEG	1966	5539	⁵⁵ 91281,1	⁴⁵ 16949,8	487,6	170,8	Lottengrün	Säulenprofil

Bohrloch- Nummer	Bohr- betrieb	Jahr	TK25	Hochwert (X)	Rechtswert (Y)	Höhe (NN)	Endteufe in m	Örtlichkeit bzw. Arbeitsgebiet	Dokumentation
49	SGEG	1966	5539	⁵⁵ 91746,4	⁴⁵ 16548,7	472,7	156,9	Lottengrün	Säulenprofil
238	SGEG	1966	5539	⁵⁵ 90826,1	⁴⁵ 17269,7	511,1	417,8	Tirpersdorf	Säulenprofil
23	SGEG	1967	5440	⁵⁵ 99466,3	⁴⁵ 26744,0	538,1	268,5	Rebesgrün	Säulenprofil
24	SGEG	1967	5440	⁵⁵ 99639,2	⁴⁵ 26824,0	539,7	177,7	Rebesgrün	Säulenprofil
25	SGEG	1967	5440	⁵⁵ 99904,6	⁴⁵ 26923,9	535,1	165,1	Rebesgrün	Säulenprofil
28	SGEG	1967	5440	⁵⁶ 00149,1	⁴⁵ 26925,1	517,7	155,8	Rebesgrün	Säulenprofil
29	SGEG	1967	5440	⁵⁵ 99104,9	⁴⁵ 26619,6	523,8	186,4	Rebesgrün	Säulenprofil
30	SGEG	1967	5440	⁵⁶ 00360,2	⁴⁵ 26834,8	494,5	149,1	Rebesgrün	Säulenprofil
31	SGEG	1967	5440	⁵⁵ 99464,2	⁴⁵ 26781,6	540,7	330,2	Rebesgrün	Säulenprofil
32	SGEG	1967	5440	⁵⁵ 98437,3	⁴⁵ 26402,9	503,3	162,3	Rebesgrün	Säulenprofil
33	SGEG	1967	5440	⁵⁶ 00316,7	⁴⁵ 26912,8	501,0	186,1	Rebesgrün	Säulenprofil
34	SGEG	1967	5440	⁵⁵ 99893,5	⁴⁵ 26879,6	533,4	308,8	Rebesgrün	Säulenprofil
35	SGEG	1967	5440	⁵⁵ 99635,8	⁴⁵ 26799,3	538,1	180,6	Rebesgrün	Säulenprofil
36	SGEG	1967	5440	⁵⁵ 99104,7	⁴⁵ 26519,6	519,3	180,5	Rebesgrün	Säulenprofil
37	SGEG	1967	5440	⁵⁵ 98640,2	⁴⁵ 26455,6	507,1	183,2	Rebesgrün	Säulenprofil
38	SGEG	1967	5439	⁵⁵ 98002,8	⁴⁵ 23101,1	466,6	146,1	Schreiersgrün	Säulenprofil
39	SGEG	1967	5439	⁵⁵ 97988,4	⁴⁵ 23089,6	465,8	168,2	Schreiersgrün	Säulenprofil
40	SGEG	1967	5440	⁵⁵ 99105,5	⁴⁵ 26479,7	517,7	334,0	Rebesgrün	Säulenprofil
52	SGEG	1967	5440	⁵⁵ 99891,0	⁴⁵ 26808,4	531,7	319,6	Rebesgrün	Säulenprofil
64	SGEG	1967	5440	⁵⁵ 99640,5	⁴⁵ 26744,5	536,6	273,6	Rebesgrün	Säulenprofil
65	SGEG	1967	5440	⁵⁵ 99806,7	⁴⁵ 26840,8	536,3	155,6	Rebesgrün	Säulenprofil
1	SGEG	1968	5440	⁵⁵ 99463,1	⁴⁵ 26578,0	530,0	151,3	Rebesgrün	Säulenprofil
1A	SGEG	1968	5440	⁵⁵ 99463,1	⁴⁵ 26578,0	530,0	566,0	Rebesgrün	Säulenprofil
2	SGEG	1968	5440	⁵⁶ 00149,2	⁴⁵ 26899,0	516,8	183,8	Rebesgrün	Säulenprofil
3	SGEG	1968	5440	⁵⁵ 99505,5	⁴⁵ 26757,0	538,8	186,5	Rebesgrün	Säulenprofil
4	SGEG	1968	5440	⁵⁵ 98643,0	⁴⁵ 26361,2	502,0	335,6	Rebesgrün	Säulenprofil
5	SGEG	1968	5440	⁵⁵ 99971,1	⁴⁵ 26882,6	529,7	181,1	Rebesgrün	Säulenprofil
6	SGEG	1968	5440	⁵⁶ 00324,1	⁴⁵ 26811,9	497,5	349,3	Rebesgrün	Säulenprofil
8	SGEG	1968	5440	⁵⁵ 99358,5	⁴⁵ 26681,6	533,7	186,7	Rebesgrün	Säulenprofil
9	SGEG	1968	5440	⁵⁵ 98429,8	⁴⁵ 26443,2	505,9	187,3	Rebesgrün	Säulenprofil
10	SGEG	1968	5440	⁵⁶ 00185,3	⁴⁵ 26956,8	516,0	163,6	Rebesgrün	Säulenprofil
18	SGEG	1968	5440	⁵⁶ 00176,1	⁴⁵ 26836,4	514,7	301,9	Rebesgrün	Säulenprofil
21	SGEG	1968	5440	⁵⁶ 00165,3	⁴⁵ 27029,1	518,6	312,1	Rebesgrün	Säulenprofil
22	SGEG	1968	5440	⁵⁵ 99541,7	⁴⁵ 26869,6	545,2	308,9	Rebesgrün	Säulenprofil
22A	SGEG	1968	5440	⁵⁵ 99541,7	⁴⁵ 26869,6	545,2	469,5	Rebesgrün	Säulenprofil
30	SGEG	1968	5440	⁵⁵ 99891,6	⁴⁵ 26993,9	540,5	790,4	Rebesgrün	Säulenprofil
2053	SGEG	1969	5440	⁵⁵ 99475,7	⁴⁵ 26860,8	545,8	751,4	Rebesgrün	Säulenprofil
2097	SGEG	1971	5439	⁵⁵ 99423,2	⁴⁵ 16868,9	432,0	143,4	Thoßfell	Säulenprofil
2098	SGEG	1971	5439	⁵⁵ 99163,0	⁴⁵ 17199,8	446,2	437,7	Thoßfell	Säulenprofil
2099	SGEG	1971	5439	⁵⁵ 99090,8	⁴⁵ 17303,5	440,8	276,5	Thoßfell	Säulenprofil

Bohrloch- Nummer	Bohr- betrieb	Jahr	TK25	Hochwert (X)	Rechtswert (Y)	Höhe (NN)	Endteufe in m	Örtlichkeit bzw. Arbeitsgebiet	Dokumentation
2058A	SGEG	1972	5539	⁵⁵ 95484,4	⁴⁵ 21564,3	434,0	123,2	Bergen, Unterlauterbach	Säulenprofil
2058	SGEG	1972	5539	⁵⁵ 95484,3	⁴⁵ 21570,0	434,0	100,5	Bergen, Unterlauterbach	Säulenprofil
2082	SGEG	1972	5539	⁵⁵ 92526,3	⁴⁵ 19173,7	474,6	144,0	Bergen	Säulenprofil
2105	SGEG	1972	5539	⁵⁵ 92435,6	⁴⁵ 19134,8	478,5	148,2	Bergen	Säulenprofil
2110	SGEG	1972	5539	⁵⁵ 95459,0	⁴⁵ 21659,2	439,0	152,8	Bergen	Säulenprofil
2111	SGEG	1972	5539	⁵⁵ 92568,1	⁴⁵ 19192,8	472,8	151,8	Bergen	Säulenprofil
2112	SGEG	1972	5539	⁵⁵ 92353,1	⁴⁵ 19299,1	471,5	123,7	Bergen	Säulenprofil
2113	SGEG	1972	5539	⁵⁵ 95700,3	⁴⁵ 21764,4	431,7	116,5	Bergen	Säulenprofil
2114	SGEG	1972	5539	⁵⁵ 95577,6	⁴⁵ 21668,5	434,0	113,0	Bergen	Säulenprofil
2115	SGEG	1972	5539	⁵⁵ 92375,0	⁴⁵ 19304,9	470,9	90,9	Bergen	Säulenprofil

kursiv = Bohrjahr unsicher

Anhang 3: Chemische Zusammensetzung der Hauptgesteine

Komponente in %	Granit, feinkörnig	Granit, mittelkörnig	Granit, porphyrkörnig	Metadiabas	Metadiabas, dicht	Feldspat-Metadiabas, grobkörnig	Metadiabas, feinkörnig, alteriert	
Probenummer	1.134/30	3.458	5	20	7.845	7.878	7.938	
SiO ₂	74,32	73,76	72,47	49,05	43,36	55,60	41,61	
TiO ₂	0,1	0,22	0,11	1,60	2,80	1,51	2,36	
Al ₂ O ₃	13,15	11,90	14,26	12,97	12,55	13,08	14,17	
Fe ₂ O ₃	0,36	2,31	0,67	6,82	4,32	2,05	4,49	
FeO	1,54	1,15	1,37	8,48	10,41	9,48	10,34	
MnO	0,05	0,06	0,06	0,18	0,16	0,17	0,28	
MgO	0,37	0,52	0,50	5,38	7,79	4,23	9,50	
CaO	0,73	1,61	0,84	5,10	4,45	5,12	3,01	
Na ₂ O	3,20	3,88	4,09	4,70	4,89	5,48	1,66	
K ₂ O	2,60	3,08	4,14	0,64	0,74	0,30	2,49	
H ₂ O	0,35	0,32	0,20	0,40	0,72	0,27	1,02	
P ₂ O ₅	0,32	0,17	0,17	0,57	0,44	0,46	0,22	
U ₃ O ₈	0,014	0,003	0,005	0,012	0,022	0,005	0,007	
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0,25				
CuO	0	Sp.	Sp.	-		0,011	Sp.	
SO ₃	Sp.	0	Sp.	1,10	0,26	0,77	0,09	
S/S ²⁻			0		0,36			
V ₂ O ₅	0	0	-					
As ₂ O ₃	0	0	Sp.		0,06	Sp.	Sp.	
Glühverl.	0,86	1,57	0,88	1,87	6,84	1,11	8,60	
Summe	97,97	100,55	99,77	99,17	100,18	99,64	99,85	
Fundort	Schacht 320, +277 m-Sohle, Querschlag 20 bei 552,5 m	Schacht 354, +157 m-Sohle, Strecke 415 bei 90 m, Bohrloch 24 bei 101 m	Schacht 294, +97 m-Sohle, Querschlag 201 bei 43 m	Schacht 294, +277 m-Sohle, Querschlag 34 bei 37 m	Schacht 320, Gesenk 110/1, +127 m-Sohle, Querschlag 21 bei 154 m	Schacht 354, Gesenk 209/2, +97 m-Sohle, Querschlag 316 bei 40 m	Schacht 294, +97 m-Sohle, Querschlag 204, Strecke 874 bei 30-32 m	
Quelle								

	Metadiabas, feinkörnig, alteriert	Metadiabas, stark alteriert	Andalusit- Cordierit- Glimmerfels	Andalusit- Cordierit- Glimmerfels	Biotit- Cordierit- Fruchtschiefer	Andalusit- Cordierit- Biotit- Glimmerfels	Andalusit- Cordierit- Biotit- Glimmerfels	Fruchtschiefer (»Liegende« Schiefer)
	7.940	1.642a	362I/ 710N/1	703/7	710N/ 06	97S/2	97S/3	7.843
	45,55	43,39	62,28	60,15	44,17	59,00	60,50	60,34
	4,07	3,79	1,20	1,10	1,15	1,20	1,00	0,72
	12,95	11,12	19,39	18,62	24,30	21,80	24,40	19,66
	4,49	5,78	0,58	2,13	2,62	0,90	1,40	1,97
	13,94	8,90	5,20	5,54	9,86	7,50	3,50	5,03
	0,14	0,18	0,02	0,04	0,11	<0,10	<0,10	0,04
	8,12	5,97	1,89	1,96	4,13	2,20	1,10	2,07
	0,95	5,12	0,61	2,29	0,97	1,10	0,70	0,56
	1,28	2,21	1,06	0,74	0,09	1,70	1,60	2,73
	1,33	2,93	4,52	4,22	5,22	1,70	2,10	3,42
	0,86	1,45	0,42	0,50	0,89	0,10	0,40	0,17
	0,33	0,47	0,06	0,09	0,15	0,10	0,10	0,26
	0,001	0,004	0,004	-	-			0,006
		Sp.						-
	Sp.	Sp.						-
	0,05	0,23	0,23	-	-	0,20	0,10	0,05
			-	0,22	0,06	0	0,20	0,30
			-					-
	Sp.							0,05
	5,26	9,31	3,06	3,39	6,83	2,40	3,00	3,51
	99,62	100,87	100,29	100,79	100,55	100,00	100,20	100,89
	Schacht 294, +97 m-Sohle, Querschlag 204, Strecke 876	Schacht 294, +157 m-Sohle, Überhauen 669/1 bei 3 m	Blindschacht 362/1, -203 m- Sohle, Quer- schlag 710N, 22,6 m vor Um- fahrung Blind- schacht 362/2	Blindschacht 294/1, -203 m- Sohle, Quer- schlag 703, 26 m vom Querschlag 710N	Blindschacht 294/1, -203 m- Sohle, Quer- schlag 710N vor Neuanschuss	Schacht 362, +97 m-Sohle, Querschlag 224, 20 m südlich der Schachtum- fahrung	Schacht 362, +97 m-Sohle, Querschlag 224, 20 m östlich von Querschlag 225	Schacht 294, +277 m-Sohle, Querschlag 31 bei 118 m
		Anonym			MiřALEVSKIJ et al. 1960		BEZGUBOV et al. 1958	Anonym

Komponente in %	Fruchtschiefer (»Hangende« Schiefer)	Fruchtschiefer (»Hangende« Schiefer)	Quarz-Serizit-Schiefer, kohlig	Quarz-Serizit-Schiefer, kohlig	Kieselschiefer	Kohliger Schiefer (Lydit)	Quarz-Chlorit-Serizit-Schiefer (Phyllit)	
Probenummer	7.844	7.872	2.689	7.846	7.935	17	18	
SiO ₂	60,36	51,68	70,52	65,60	81,55	55,10	52,80	
TiO ₂	0,73	0,22	0,76	0,19	0,32	0,70	0,66	
Al ₂ O ₃	19,44	23,14	13,15	7,71	6,67	21,90	11,78	
Fe ₂ O ₃	2,10	1,98	2,81	3,99	1,12	1,77	5,84	
FeO	4,81	6,18	2,16	-	2,59	1,29	7,76	
MnO	0,04	0,05	0,06	0,04	0,06	0,02	0,28	
MgO	2,12	2,37	2,43	2,08	1,40	1,32	4,03	
CaO	0,77	1,02	0,63	0,98	0,71	0,68	4,97	
Na ₂ O	2,45	2,34	0,40	0,44	0,97	1,24	2,43	
K ₂ O	3,45	3,30	1,25	2,20	2,00	3,80	3,30	
H ₂ O	0,19	1,08	0,37	0,60	0,12	0,43	Sp.	
P ₂ O ₅	0,42	0,22	0,32	0,46	0,39	0,35	0,12	
U ₃ O ₈	0,007	0,021	0,004	0,006	0,006	0,007	0,004	
Cr ₂ O ₃	-	-	Sp.	-	-	0,007	0,15	
CuO	-	-	0,002	0,06	0,002	Sp.	0	
SO ₃	0,15	0,32	1,64	0,45	0,09	1,29	1,52	
S/S ²⁻	0,36	0,42		0,45	-	-	-	
V ₂ O ₅	-	-	0	0,75	-	0	0	
As ₂ O ₃	0,06	0,06	0	0,06	Sp.	-	-	
Glühverl.	3,15	5,36	3,62	13,90	1,87	9,36	3,43	
Summe	100,61	100,31	100,12	100,00	99,88	99,31	99,07	
Fundort	Schacht 294, +277 m-Sohle, Querschlag 29 bei 65 m	Schacht 354, +217 m-Sohle, Bohrung 27 bei 123 m	Schurf 29, aus der Schachtröhre	Schacht 294, +217 m-Sohle, Querschlag 62 bei Strecke 325	Schacht 294, +97 m-Sohle, Querschlag 204 bei Kreuz mit Strecke 780a	Schacht 294, +277 m-Sohle, Feldstrecke 31 bei 160 m	Schacht 294, +277 m-Sohle, Querschlag 35 bei 30 m	
Quelle								

	Dolomit-Marmor	Kalk-Marmor	Kalk-Marmor	Granat-Pyroxen-Skarn	Granat-Pyroxen-Skarn	Skarn	Skarn
	7.842	714/ 17	710N/ 07	362I/ 710N/3	710N/ 08	97-10	16
	11,42	16,23	15,78	43,72	39,84	30,50	49,88
	0,17	0,42	0,42	1,15	0,64	0,50	0,89
	1,92	6,04	5,28	18,30	5,77	4,20	20,35
	3,37	2,79	1,81	2,79	2,05	8,20	7,12
	2,00	1,08	1,23	5,39	5,70	2,40	0,71
	0,50	0,11	0,11	0,28	0,42	0,30	Sp.
	19,29	1,99	2,57	2,39	3,95	2,60	4,06
	23,28	42,67	41,62	20,80	33,22	34,40	1,08
	0,80	0,31	0,22	0,31		1,50	}5,84
	0,72	1,90	0,64	1,90		0,10	
	0,44	0,16	0,41	0,33	0,35	1,60	2,47
	0,22	0,10	0,10	0,15	0,08	0,30	0,20
	0,009			0,005			
	Sp.	0,23	0,24	0,17	-		
	1,29	0,42	-	-	0,09	0,10	
	34,40	28,01	30,72	3,32	9,06	13,60	5,56
	99,83	101,08	100,74	100,01	100,82	100,30	97,16
	Schacht 294, +97 m-Sohle, Querschlag 206 bei 93 m	Blindschacht 362/1, -203 m-Sohle, Querschlag 714, 53 m SW von Strecke 5930	Blindschacht 294/1, -203 m-Sohle, Querschlag 710N im Knick vor Neuanschuss	Blindschacht 362/1, -203 m-Sohle, Querschlag 710N, 7 m vor Querschlag 711	Blindschacht 294/1, -203 m-Sohle, Querschlag 710N, 23 m vor Neuanschuss	Schacht 362, +97 m-Sohle, Querschlag 226 bei 45 m	Schacht 294, +217 m-Sohle, Querschlag 34 bei 17 m
	MIŘÁLEVSKU et al. 1960						

Anhang 4: Mineralstufen aus dem Lagerstättengebiet am Bergener Granit aus dem Bestand der Lagerstättensammlung der Wismut GmbH sowie aus den Privatsammlungen der Autoren (Fotos Peter Großer, Bad Schlema)



Abb. A-1: Epidotskarn mit Calcit und Scheelit von Zobes (Bildbreite 10 cm)

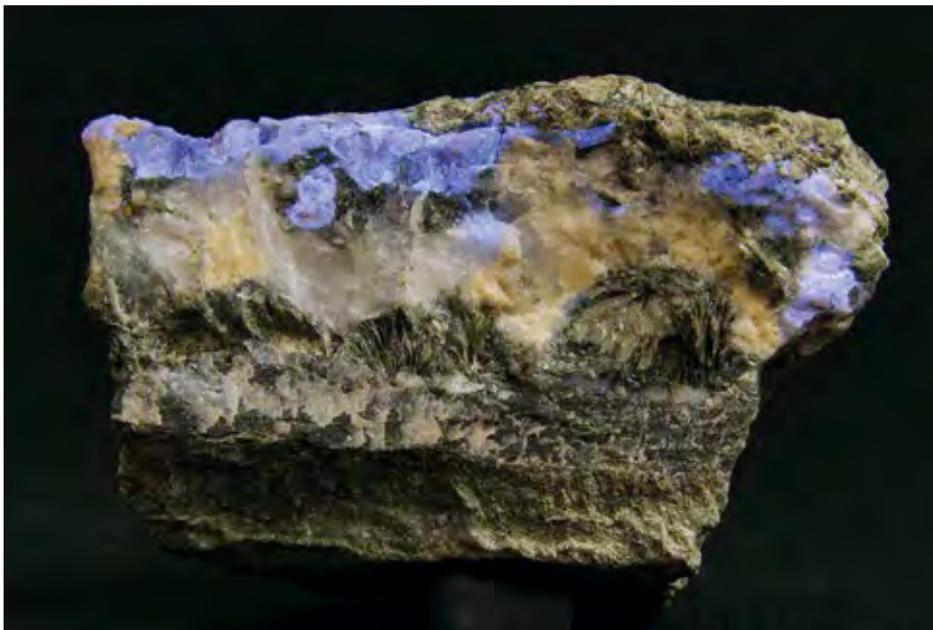


Abb. A-2: Das oben gezeigte Stück im UV-Licht



Abb. A-3: Gebänderter Skarn mit Wollastonit, Pyroxen, Granat und Epidot von Zobes (Bildbreite 15 cm)



Abb. A-4: Fluorit-Dolomit-Gang von Zobes (Bildbreite 20 cm)



Abb. A-5: Dolomit mit Chalkopyrit und Chalkosin von Rebesgrün (Bildbreite 10 cm)



Abb. A-6: Calcit mit Pyrit-Anflug von Zobes (Bildbreite 12 cm)



Abb. A-7: Dolomit mit Chalcopyrit von Zobes (Bildbreite 7 cm)



Abb. A-8: Calcit mit Pyrit-Anflug von Zobes (Bildbreite 14 cm)



Abb. A-9: Tafeliger Baryt mit Calcit und Pyrit-Anflug von Zobes (Bildbreite 11 cm)



Abb. A-10: Fluorit mit Chalkopyrit von Zobes (Bildbreite 9 cm)



Abb. A-11: Baryt mit Pyrit-Anflug von Zobes (Bildbreite 10 cm)

Abb. A-12: Säuliger Baryt auf Quarz
von Tirpersdorf (Bildbreite 6 cm)



Abb. A-13: Tafeliger Baryt von Zobes
(Bildbreite 7 cm)





A-14: Cuprit mit Malachit auf Chrysokoll von Zobes (Bildbreite 12 cm)



Abb. A-15: Uranpechblende mit sekundären Uranmineralen (Becquerelit, Soddyit, Curit u. a.) von Zobes (Bildbreite 10 cm)



Abb. A-16: Autunit auf Quarz von Bergen (Bildbreite 15 cm)

Abb. A-17: Torbernit auf Quarz von Bergen
(Bildbreite 16 cm)



Abb. A-18: Uranocircit von Bergen
(Bildbreite 18 cm)



Abb. A-19: Wavellit von Rebesgrün
(Bildbreite 11 cm)



Beilagen

Beilage 1: Geologische Karte Gebiet Zobes-Bergen



Geologische Karte des Erzfeldes
Zobes-Bergen

nach БЕЗУБОВ, А. И. & ТИХОНОВ, Н. Д. (1958)

Bearbeiter: A. Hiller, B. Schmidt

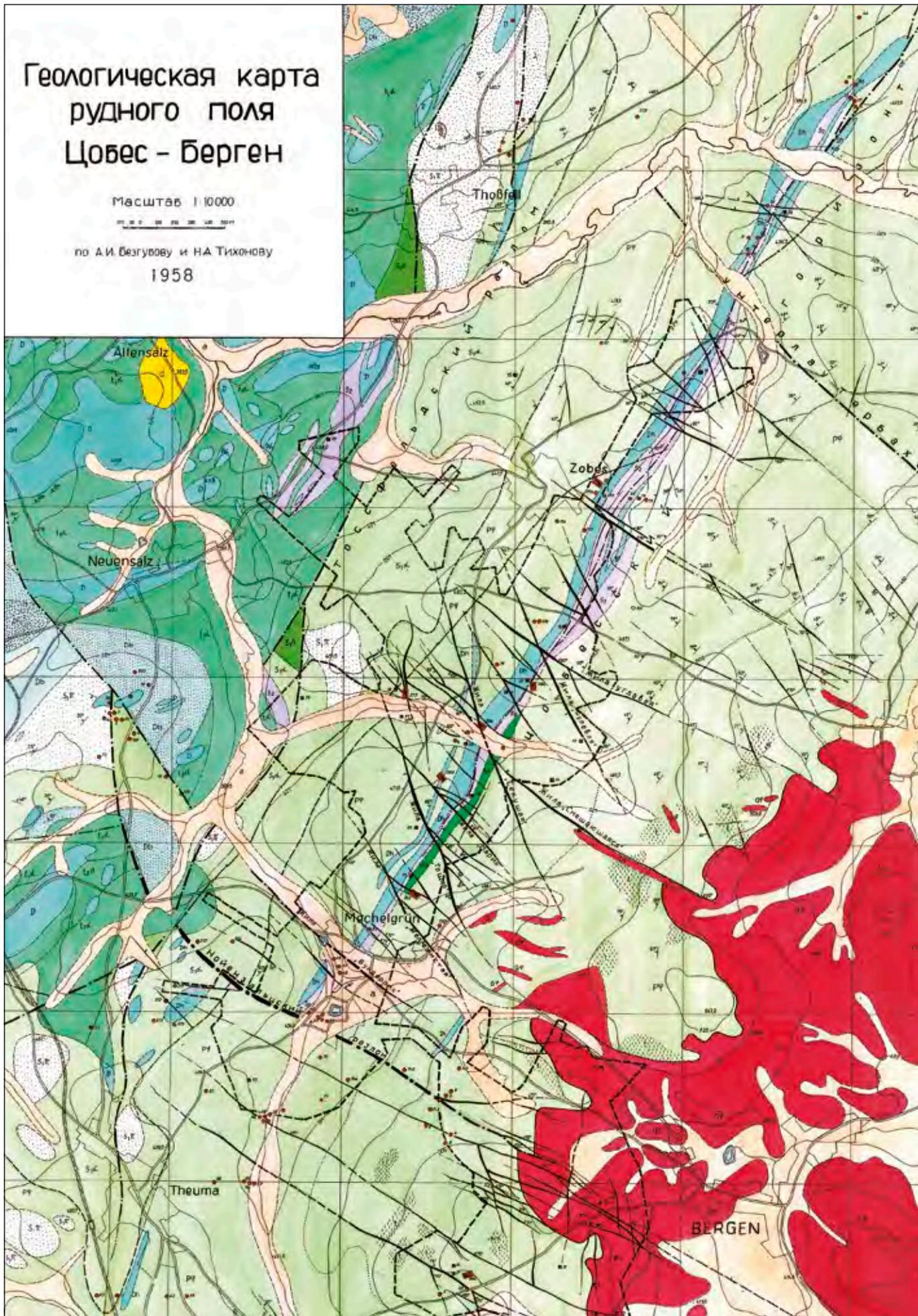
Bergbau in Sachsen Band 18: Zobes-Bergen

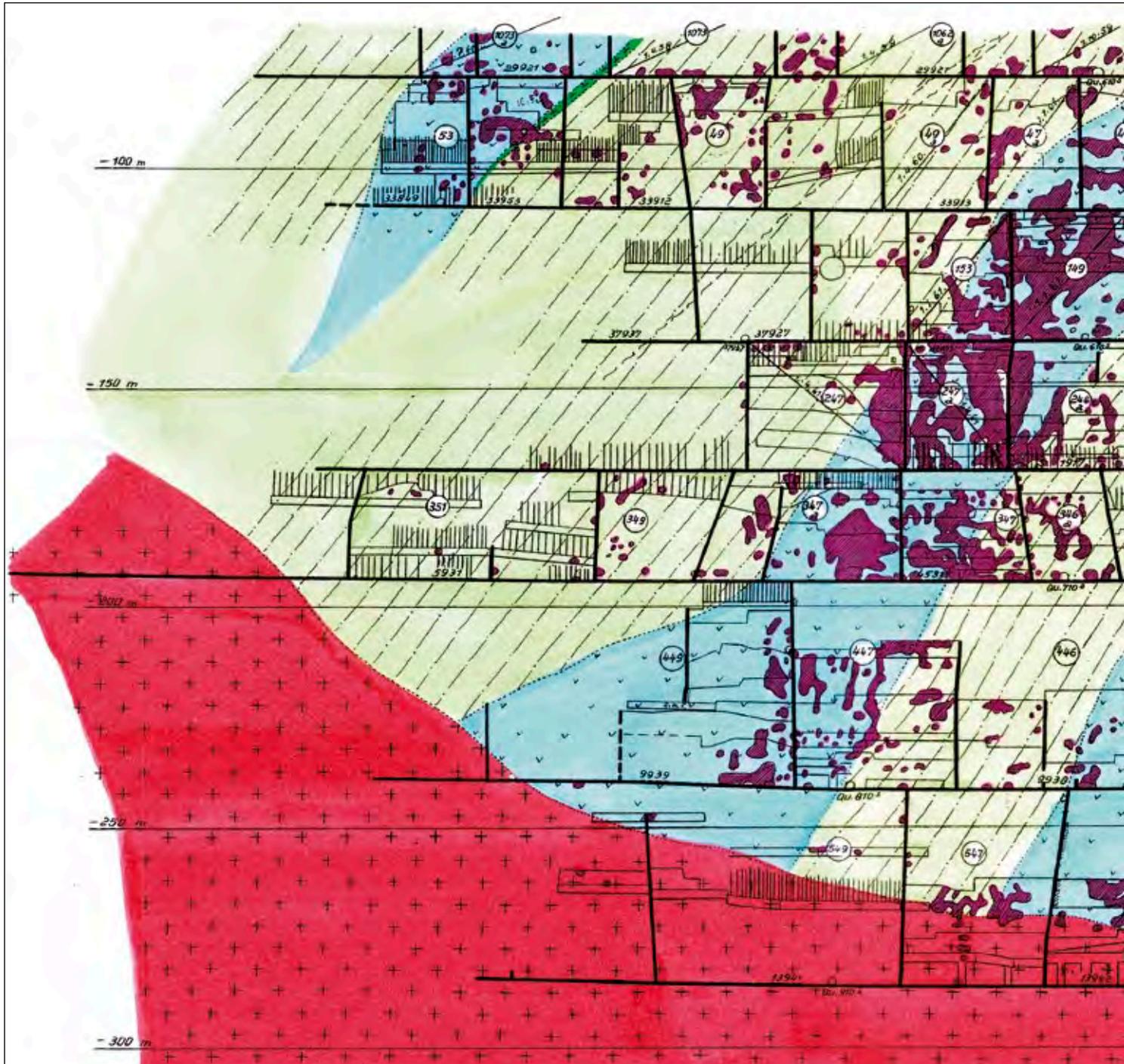
Геологическая карта рудного поля Цобес - Берген

Масштаб 1:10000



по А.И. Безугову и Н.А. Тихонову
1958



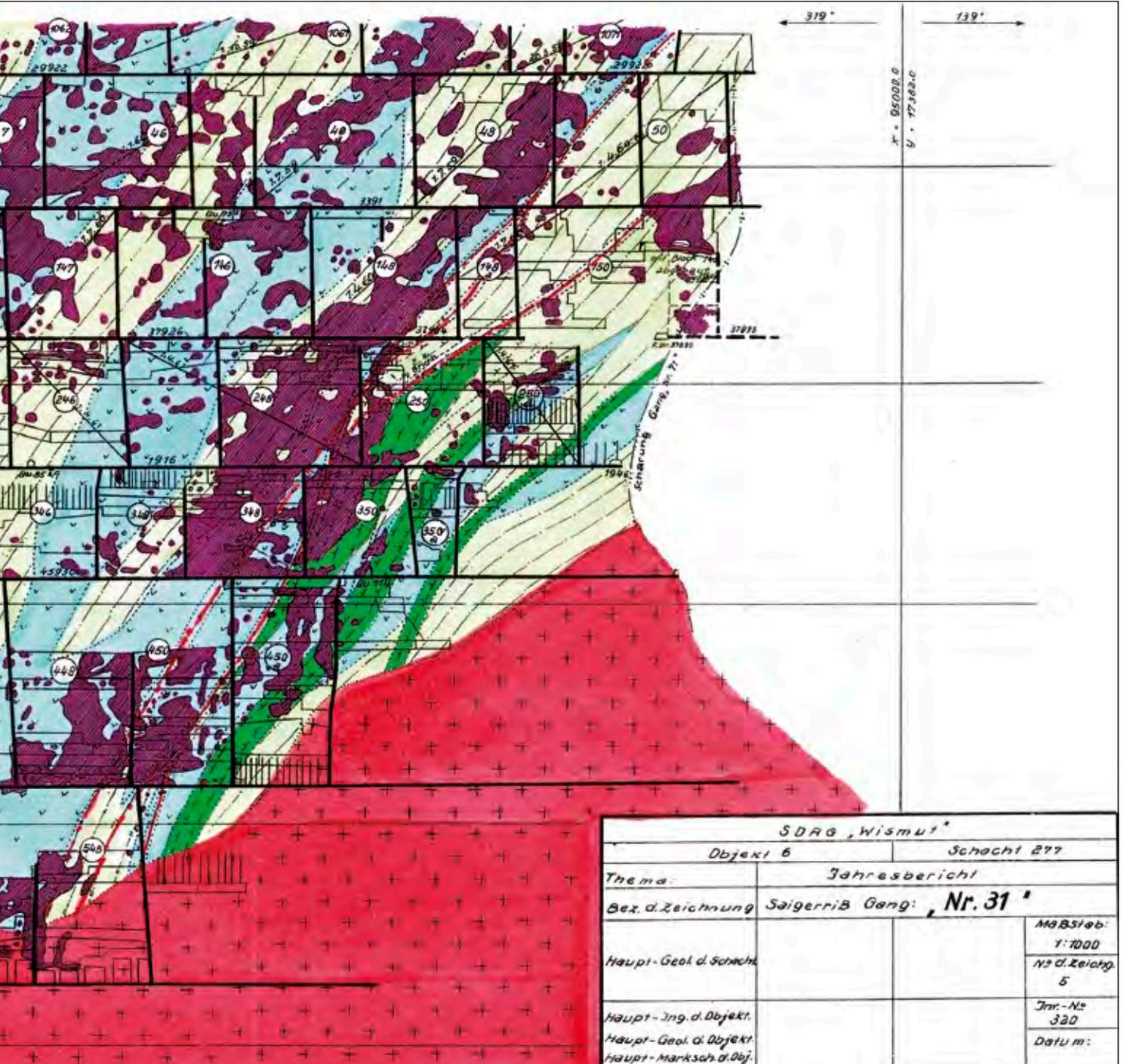


- Silurische Kalks. z. T. verkümmert
- Silurische Schiefer (Schwarzschiefer)
- Ordovizische Schiefer
- Metadiabase
- Granite
- Uranerzinseln
- Störungen
- Scharungen
- Gesteinskontakte

Seigerriss Gang Nr. 31
Lagerstätte Zobes

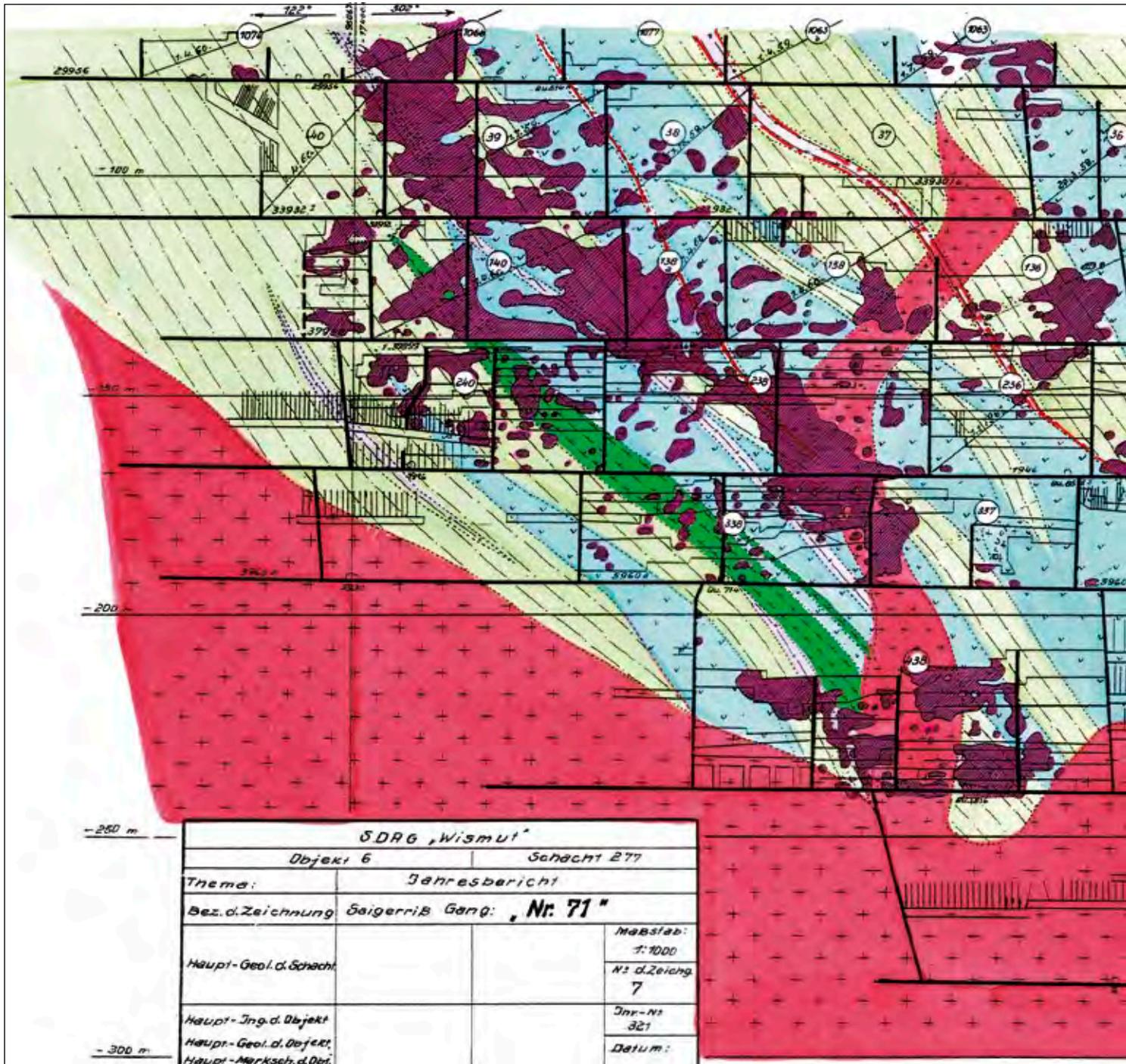
Bearbeiter: A. Hiller, W. Schuppan, B. Schmidt
nach Unterlagen der Wismut GmbH

Bergbau in Sachsen Band 16: Zobes-Berge



<i>SDAG „Wismut“</i>	
<i>Objekt 6</i>	<i>Schacht 277</i>
<i>Thema:</i>	<i>Jahresbericht</i>
<i>Bez. d. Zeichnung</i>	<i>Seigerriss Gang: Nr. 31</i>
<i>Haupt-Geol. d. Schacht</i>	<i>Maßstab:</i> 1:1000 <i>Nr. d. Zeichn.</i> 5
<i>Haupt-Ing. d. Objekt</i>	<i>Jnr.-Nr.</i> 320
<i>Haupt-Geol. d. Objekt</i>	<i>Datum:</i>
<i>Haupt-Marksch. d. Obj.</i>	

Beilage 3: Seigerriss-Ausschnitt Gang Nr. 71, Zobes



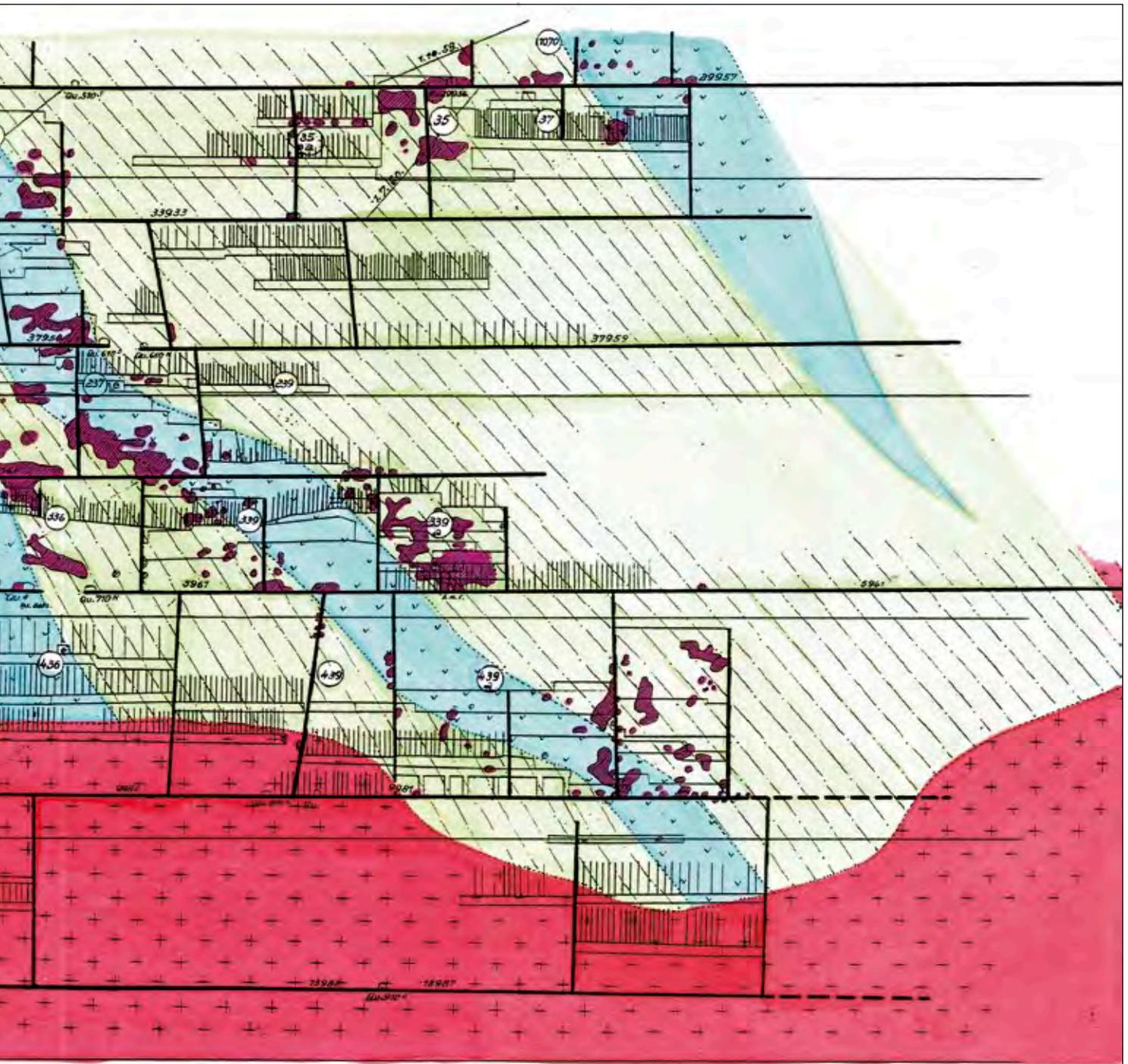
- Silurische Kalks. z. T. verkarst.
- Silurische Schiefer (Schwarzschiefer)
- Ordovizische Schiefer
- Metadiabase
- Granite
- Uranerzläszen

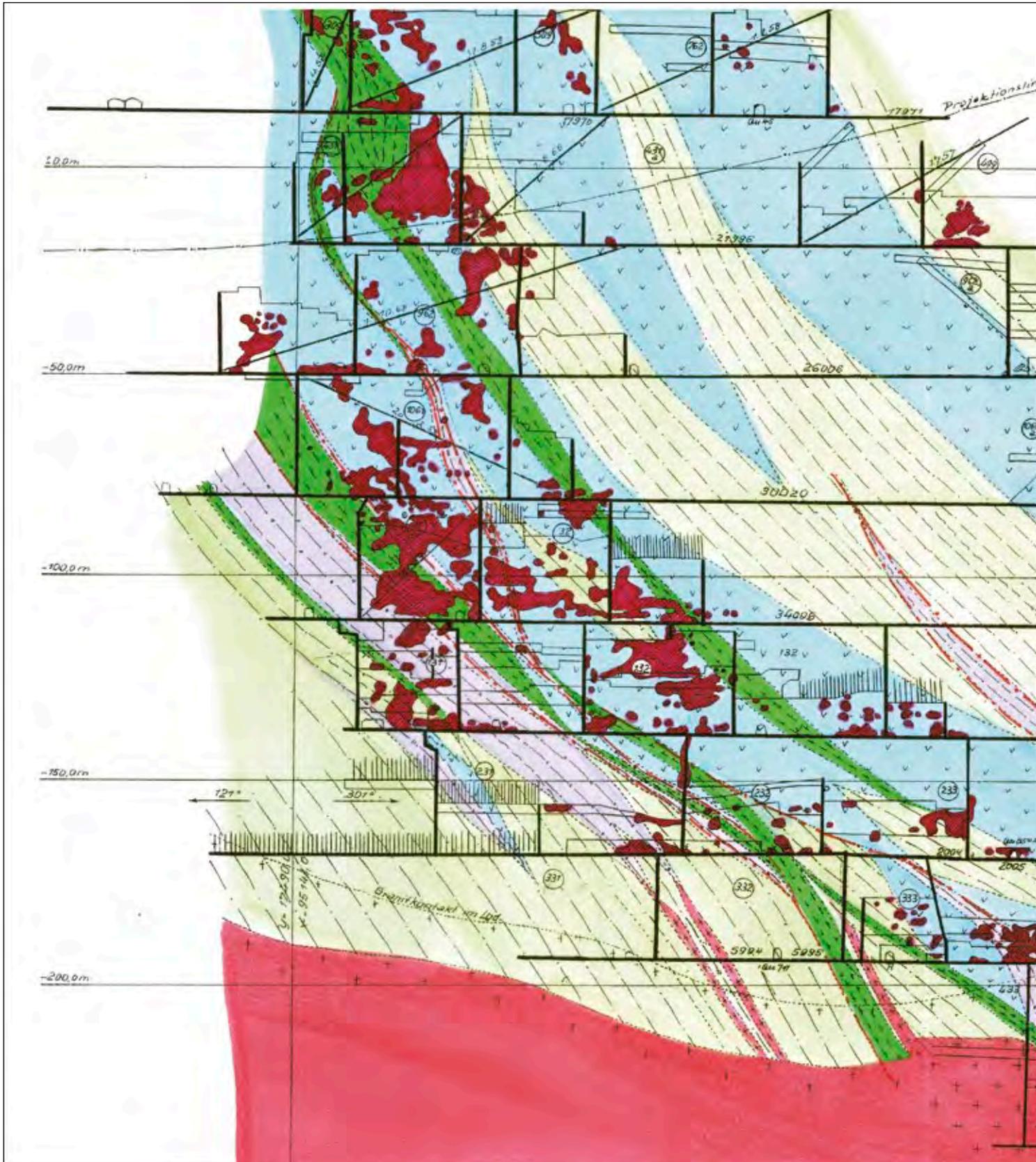
- Störungen
- Scharungen
- Gesteinskontakte

Seigerriss Gang Nr. 71
Lagerstätte Zobes

Bearbeiter: A. Hiller, W. Schuppan, B. Schmidt
nach Unterlagen der Wismut GmbH

Bergbau in Sachsen Band 18: Zobes-Berge



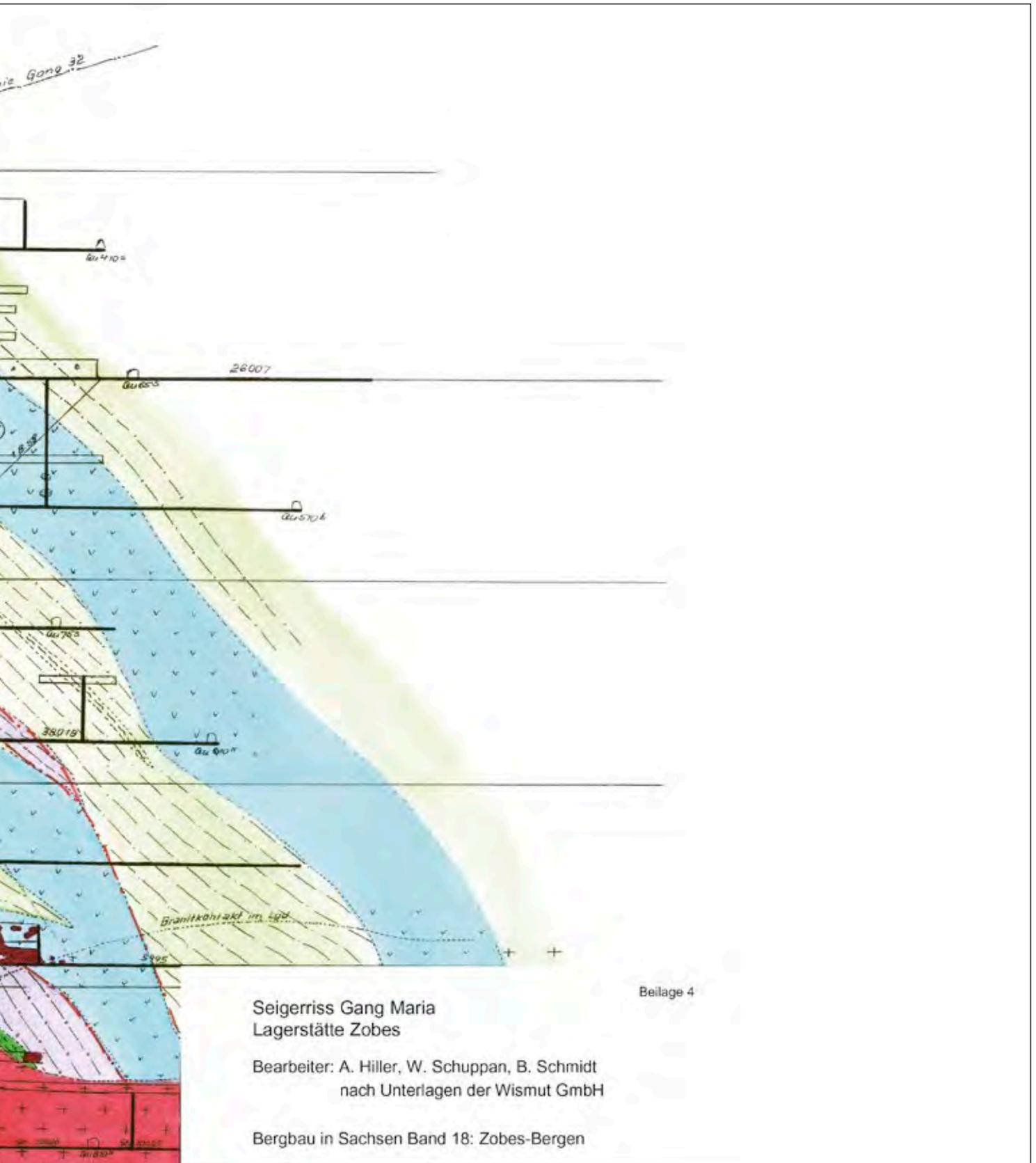




Seigerriss Gang Maria
Lagerstätte Zobes

Bearbeiter: A. Hiller, W. Schuppan, B. Schmidt
nach Unterlagen der Wismut GmbH

Bergbau in Sachsen Band 18: Zobes-Bergen

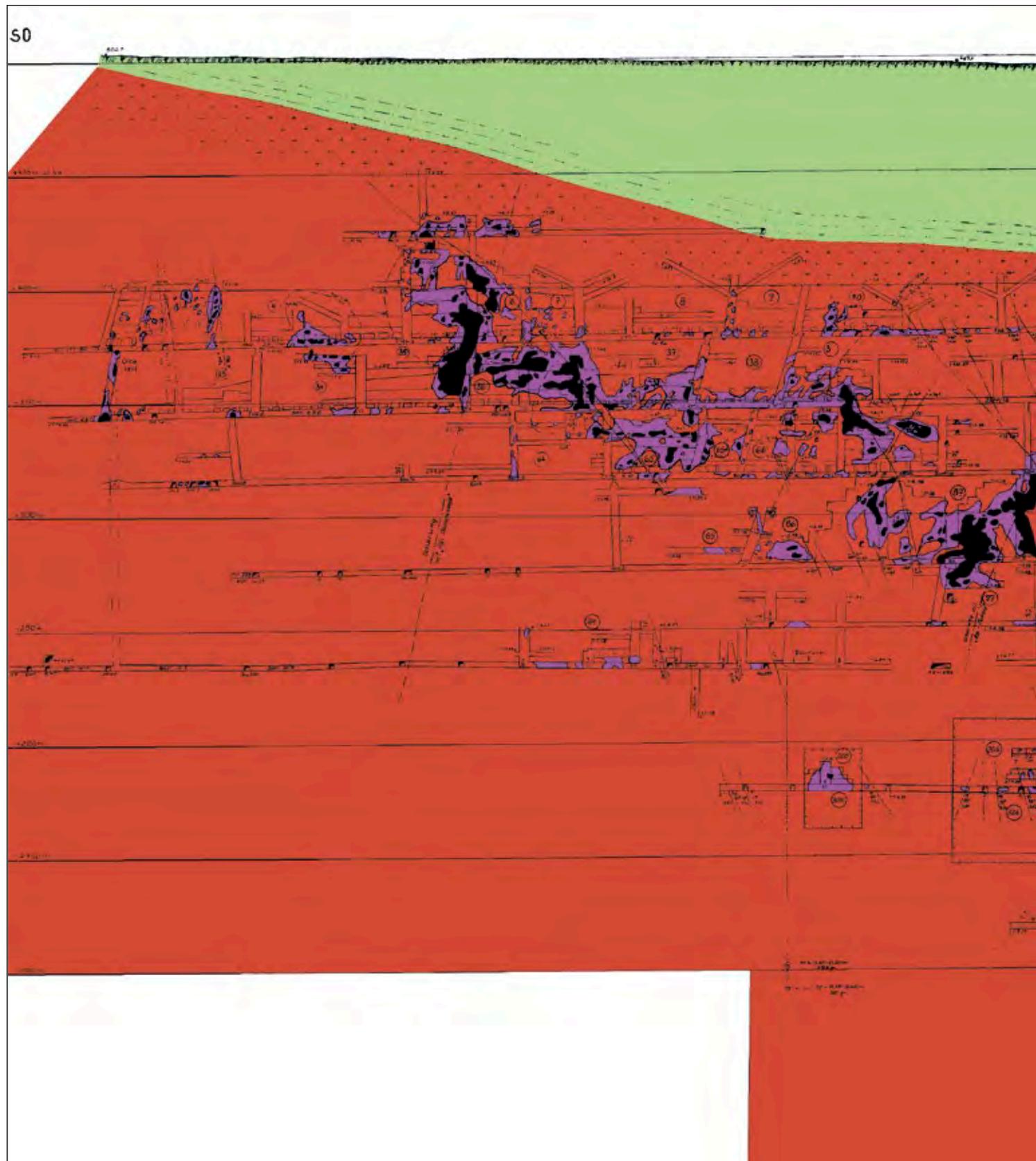


Beilage 4

Seigerriss Gang Maria
Lagerstätte Zobes

Bearbeiter: A. Hiller, W. Schuppan, B. Schmidt
nach Unterlagen der Wismut GmbH

Bergbau in Sachsen Band 18: Zobes-Bergen



- Ordovizische Schiefer
- Granit
- Erzlinsen: Fabrikez, Stufenerz
- Grenzen der Vorratsblöcke
- Blocknummern

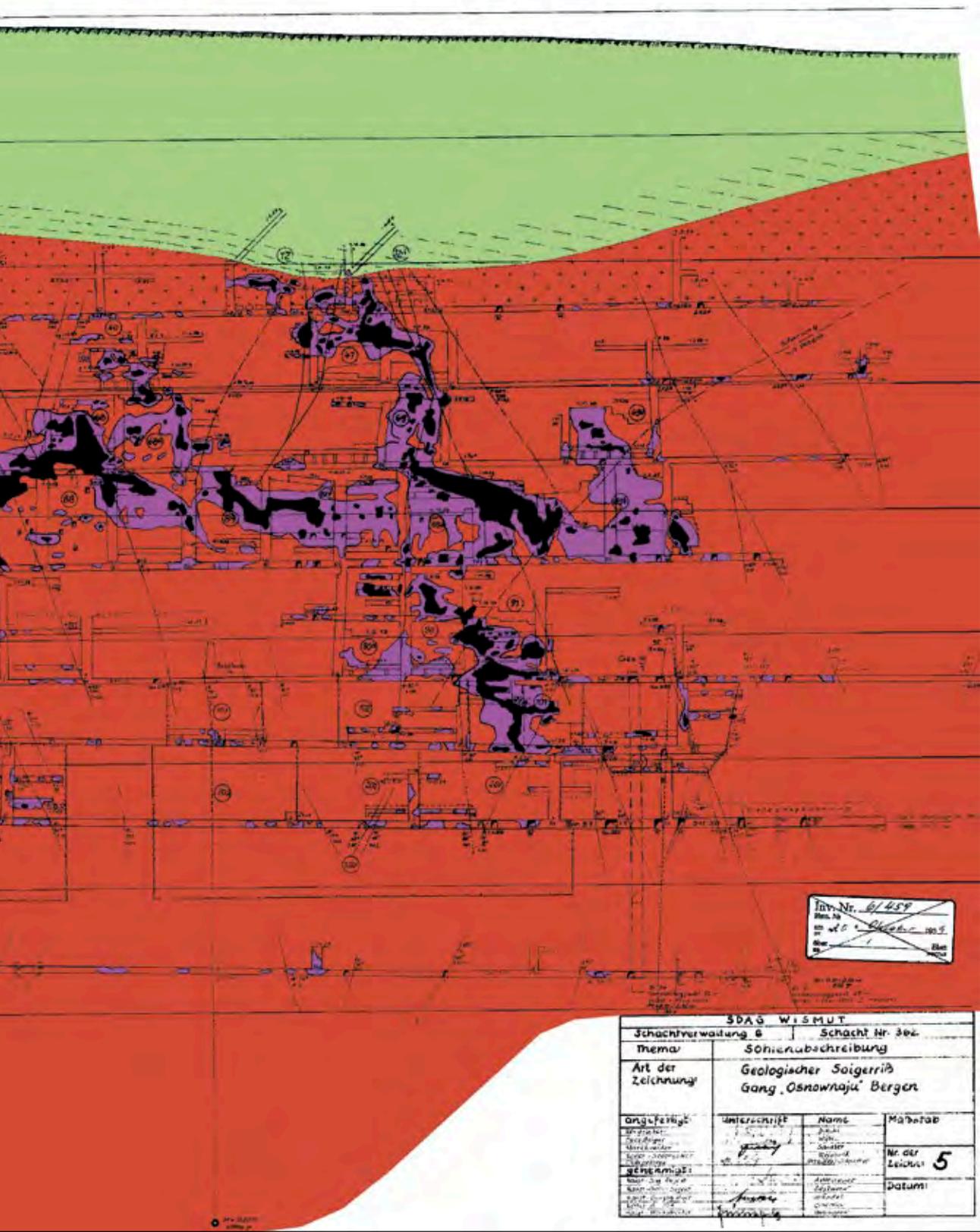


Geologischer Seigerriss Gang Osnownaja
Lagerstätte Bergen

Bearbeiter: A. Hiller, W. Schuppan, B. Schmidt
nach Unterlagen der Wismut GmbH

Bergbau in Sachsen Band 18: Zobes-Bergen

Vertraulich NW



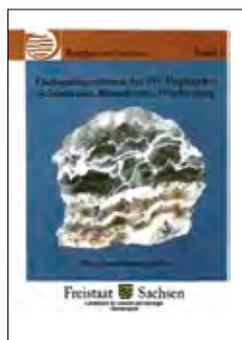
Inv. Nr. 61459
Bl. Nr. 5
Bl. Nr. 1
Bl. Nr. 2

SDAG WISMUT			
Schachtverwaltung 6		Schacht Nr. 36a	
Thema: Schnitzausschreibung			
Art der Zeichnung: Geologischer Seigerriss Gang „Osnownaja“ Bergen			
Angestellter:	Unterschrift:	Name:	Maßstab:
Gezeichnet:	<i>[Signature]</i>	Hiller	Nr. der Zeichnung: 5
Gezeichnet:	<i>[Signature]</i>	Schuppan	
Genehmigt:	<i>[Signature]</i>	Datum:	
Gezeichnet:	<i>[Signature]</i>		

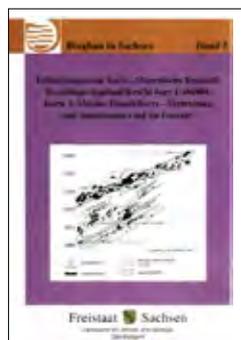
Bisher in dieser Reihe erschienene Bergbaumonografien



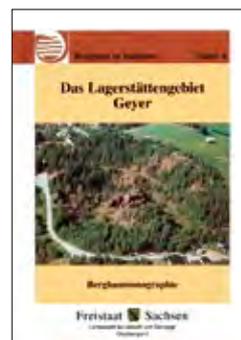
1
Das Zinnerz-Lagerstättengebiet
Ehrenfriedersdorf/Erzgebirge
1994



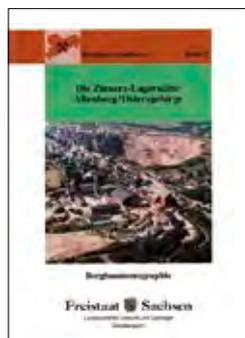
2
Flussspatlagerstätten des
Südwestvogtlandes: Schönbrunn,
Bösenbrunn, Wiedersberg
1996



3
Erläuterungen zur Karte »Mineralische
Rohstoffe Erzgebirge-Vogtland/
Krusne Hory 1:100.000, Karte 2:
Metalle, Fluorit/Baryt-Verbreitung
und Auswirkungen auf die Umwelt«
1994



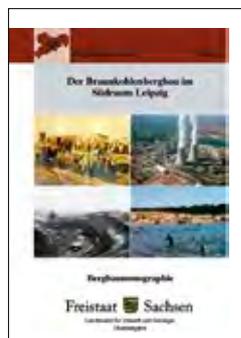
4
Das Lagerstättengebiet
Geyer
1998



9
Die Zinnerz-Lagerstätte
Altenberg/
Osterzgebirge
2002



10
Wismut-, Kobalt-, Nickel- und
Silbererze im Nordteil des Schnee-
berger Lagerstättenbezirkes
2003



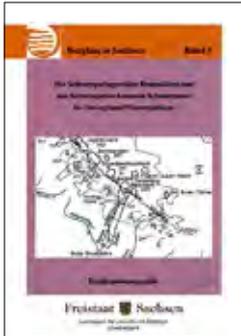
11
Der Braunkohlenbergbau
im Südraum Leipzig
2004



12
Das Döhlener Becken bei
Dresden – Geologie und Bergbau
2006



17
Die Komplexlagerstätten
Tellerhäuser und Hämmerlein
2012



5
Die Schwespatlagerstätte
Brunnödra und das Schwespatvorkommen Schnarrtanne
im Ostvogtland/Westerzgebirge
1998



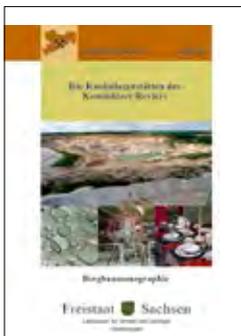
6
Die Uranerz-Baryt-Fluorit-Lagerstätte
Niederschlag bei Bärenstein
und benachbarte Erzvorkommen
2000



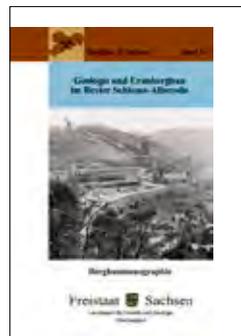
7
Die Uranlagerstätte Königstein
2000



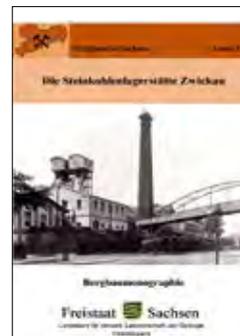
8
Die polymetallische Skarnlagerstätte
Pöhl-Globenstein
2002



13
Die Kaolinlagerstätten
des Kemmlitzer Reviere
2007



14
Geologie und Uranbergbau
im Revier Schlema-Alberoda
2008



15
Die Steinkohlenlagerstätte
Zwickau
2009



16
Marmor im Erzgebirge
2010

Herausgeber:

Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie (LfULG)

Pillnitzer Platz 3, 01326 Dresden

Telefon: +49 351 2612-0

Telefax: +49 351 2612-1099

E-Mail: lfulg@smul.sachsen.de

www.smul.sachsen.de/lfulg

Sächsisches Oberbergamt

Kirchgasse 11, 09599 Freiberg

Telefon: +49 3731 372-0

Telefax: +49 3731 372-1179

E-Mail: Poststelle@obafg.smwa.sachsen.de

www.bergbehoerde.sachsen.de

Redaktion:

Dr. Harald Walter, Astrid Engelhardt

LfULG, Abteilung Geologie

Telefon: +49 3731 294-1219, -1205

E-Mail: harald.walter@smul.sachsen.de, astrid.engelhardt@smul.sachsen.de

Redaktionsschluss:

31.05.2016

Titel:

Ausschnitt aus der Geologischen Karte vom Gebiet Zobes-Bergen

Auflage:

400 Exemplare

Gestaltung und Satz:

Sandstein Kommunikation GmbH

Druck:

Union Druckerei Dresden GmbH

Papier:

Gedruckt auf 100 % Recycling-Papier

ISBN:

978-3-9811421-5-0

Bezug:

Diese Druckschrift kann gegen eine Schutzgebühr

von 30,00 Euro bezogen werden bei:

Zentraler Broschürenversand

der Sächsischen Staatsregierung

Hammerweg 30, 01127 Dresden

Telefon: +49 351 2103-671

Telefax: +49 351 2103-681

E-Mail: publikationen@sachsen.de

www.publikationen.sachsen.de

Verteilerhinweis

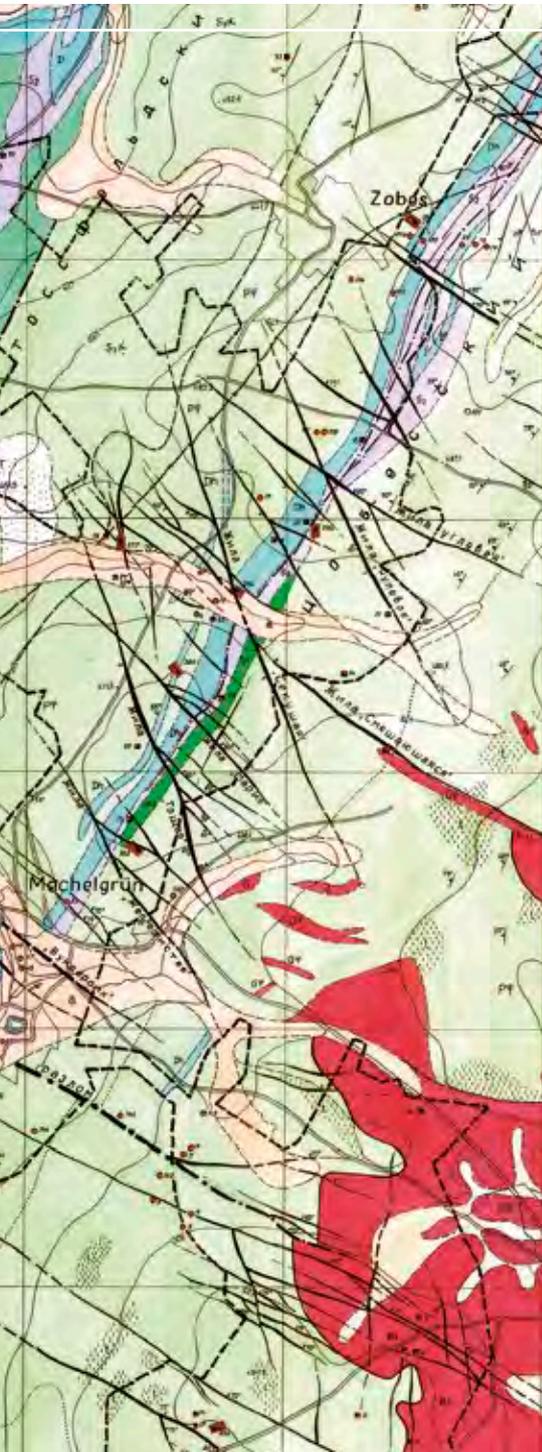
Diese Informationsschrift wird von der Sächsischen Staatsregierung im Rahmen ihrer verfassungsmäßigen Verpflichtung zur Information der Öffentlichkeit herausgegeben. Sie darf weder von Parteien noch von deren Kandidaten oder Helfern im Zeitraum von sechs Monaten vor einer Wahl zum Zwecke der Wahlwerbung verwendet werden. Dies gilt für alle Wahlen.

Missbräuchlich ist insbesondere die Verteilung auf Wahlveranstaltungen, an Informationsständen der Parteien sowie das Einlegen, Aufdrucken oder Aufkleben parteipolitischer Informationen oder Werbemittel. Untersagt ist auch die Weitergabe an Dritte zur Verwendung bei der Wahlwerbung. Auch ohne zeitlichen Bezug zu einer bevorstehenden Wahl darf die vorliegende Druckschrift nicht so verwendet werden, dass dies als Parteinahme des Herausgebers zugunsten einzelner politischer Gruppen verstanden werden könnte.

Diese Beschränkungen gelten unabhängig vom Vertriebsweg, also unabhängig davon, auf welchem Wege und in welcher Anzahl diese Informationsschrift dem Empfänger zugegangen ist. Erlaubt ist jedoch den Parteien, diese Informationsschrift zur Unterrichtung ihrer Mitglieder zu verwenden.

Copyright

Diese Veröffentlichung ist urheberrechtlich geschützt. Alle Rechte, auch die des Nachdruckes von Auszügen und der fotomechanischen Wiedergabe, sind dem Herausgeber vorbehalten.



Herausgeber:

Sächsisches Landesamt für Umwelt,
Landwirtschaft und Geologie (LfULG)
Pillnitzer Platz 3, 01326 Dresden

Telefon: +49 351 2612-0

Telefax: +49 351 2612-1099

E-Mail: lfulg@smul.sachsen.de

www.smul.sachsen.de/lfulg

Sächsisches Oberbergamt

Kirchgasse 11, 09599 Freiberg

Telefon: +49 3731 372-0

Telefax: +49 3731 372-1179

E-Mail: Poststelle@obafg.smwa.sachsen.de

www.bergbehoerde.sachsen.de

Redaktion:

Dr. Harald Walter, Astrid Engelhardt

LfULG, Abteilung Geologie

Telefon: +49 3731 294-1219, -1205

E-Mail: harald.walter@smul.sachsen.de,

astrid.engelhardt@smul.sachsen.de

Redaktionsschluss:

31.05.2016

Titel:

Ausschnitt aus der Geologischen Karte vom Gebiet Zobes-Berge

Auflage:

400 Exemplare

Gestaltung und Satz:

Sandstein Kommunikation GmbH

Druck:

Union Druckerei Dresden GmbH

Papier:

Gedruckt auf 100 % Recycling-Papier

ISBN:

978-3-9811421-5-0

Bezug:

Diese Druckschrift kann gegen eine Schutzgebühr

von 30,00 Euro bezogen werden bei:

Zentraler Broschürenversand

der Sächsischen Staatsregierung

Hammerweg 30, 01127 Dresden

Telefon: +49 351 2103-671

Telefax: +49 351 2103-681

E-Mail: publikationen@sachsen.de

www.publikationen.sachsen.de