



Bergbau in Sachsen

Band 9

Die Zinnerz-Lagerstätte Altenberg/Osterzgebirge



Bergbaumonographie

Freistaat  Sachsen

Landesamt für Umwelt und Geologie
Oberbergamt

Impressum

Bergbau in Sachsen, Band 9

Die Zimmerz-Lagerstätte Altenberg/Osterzgebirge



Titelbild:

Blick auf den Bergbau- und Aufbereitungsbetrieb Zimmerz Altenberg, auf die Pinge der Lagerstätte und die Stadt Altenberg. Stand: 08/1992

Foto: Luftbild-Service R. Büschel, Schlema/Erzgebirge

Herausgeber:

Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie
Öffentlichkeitsarbeit
Zur Wetterwarte 11, D-01109 Dresden
E-Mail: Abteilung2@ifug.smul.sachsen.de

Sächsisches Oberbergamt
Kirchgasse 11, D-09599 Freiberg

Autor:

Dr. Günter Weinhold
Maxim-Gorki-Str. 96, 09599 Freiberg

Redaktion:

Dr. P. Wolf
Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie
Abteilung Boden und Angewandte Geologie
Referat Rohstoffgeologie
Halsbrücker Str. 31a, D-09599 Freiberg
E-Mail: Abteilung6@ifug.smul.sachsen.de

Redaktionsschluss: Dezember 2001

Gestaltung:

Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie
Abteilung Geologische Landesaufnahme und Archive
Referat Deckgebirgskartierung, Kartographie
E-mail: Abteilung7@ifug.smul.sachsen.de

Werbeagentur Friebe
Pillnitzer Landstr. 37, D-01326 Dresden

Union Druckerei Dresden
Prießnitzstr. 39, D-01099 Dresden

Versand:

Sächsische Druck- und Verlagshaus AG
Tharandter Str. 23-27, D-01159 Dresden
Fax: 0351/4203186 (Versand)
E-Mail: versand@sdv.de

Auflage: 400

Bezugsbedingungen:

Diese Veröffentlichung kann von der Sächsischen Druck- und Verlagshaus AG gegen 12,50 EUR bezogen werden.

Hinweis:

Diese Veröffentlichung wird im Rahmen der Öffentlichkeitsarbeit des Sächsischen Landesamtes für Umwelt und Geologie (LfUG) sowie des Sächsischen Oberbergamtes herausgegeben. Sie darf weder von Parteien noch von Wahlhelfern im Wahlkampf zum Zwecke der Wahlwerbung verwendet werden. Auch ohne zeitlichen Bezug zu einer bevorstehenden Wahl darf die Druckschrift nicht in einer Weise verwendet werden, die als Parteinahme der Ämter zugunsten einzelner Gruppen verstanden werden kann. Den Parteien ist es gestattet, die Druckschrift zur Unterrichtung ihrer Mitglieder zu verwenden.

Für die fachlichen Inhalte der Beiträge sind die Autoren verantwortlich

Copyright:

Diese Veröffentlichung ist urheberrechtlich geschützt. Alle Rechte, auch die des Nachdrucks von Auszügen und der fotomechanischen Wiedergabe, sind den Herausgebern vorbehalten.

Gedruckt auf 100 % Recyclingpapier

November 2002

Artikel-Nr.: L VI-4-1/9

Das Sächsische Landesamt für Umwelt und Geologie ist im Internet (www.umwelt.sachsen.de/lflug).

Die Zinnerz-Lagerstätte Altenberg/Osterzgebirge

Günter Weinhold

unter Mitarbeit von Martin Becker, Heinz Bernhardt,
Maïke Kühn und Johannes Siegert

Freiberg, Juni 2002

Die Einstellung des Erzbergbaues am Ende des Jahres 1991 bedeutete eine tiefe Zäsur in der Bergbaugeschichte Sachsens. Nicht nur dieser Bergbau selbst, auch die damit verbundenen geologischen und bergmännischen Erkundungsarbeiten, die bis zur politischen Wende in bedeutendem Umfang betrieben wurden, waren damit zu Ende. Die Standorte mit aktivem Erzbergbau sowie Bergbaufolgebetriebe wurden zu Altlasten.

Für die Erkundung und Bewertung der bergbaulichen Altlasten und vielmehr noch für die Sanierung und Revitalisierung der ehemaligen Bergbaugebiete sind die Daten und Fakten der letzten Bergbauperiode und der Lagerstättenerkundung von unschätzbarem Wert, zumal der überwiegende Teil der Informationen unveröffentlicht ist und ihre Aufarbeitung Insiderwissen voraussetzt.

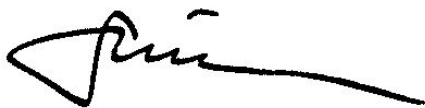
Mit den „Bergbaumonographien“, von denen hiermit der neunte Band vorgelegt wird, erhalten vor allem Fachleute aus Ingenieur- und Planungsbüros wichtige Sachinformationen für ihre Tätigkeit bei der Sanierung und Wiedernutzbarmachung von bergbaulich geprägten Flächen und Räumen. Andererseits sind sie

wissenschaftlich und historisch bedeutsame geologisch-bergbauliche Abschlussdokumentationen über Lagerstätten, die auf absehbare Zeit nicht wieder erkundet oder abgebaut werden.

Die Lagerstätte Altenberg war die bedeutendste Zinnerzlagerstätte der DDR außerhalb des Wismutbereiches. Für die Erweiterung und Sicherung ihrer Vorratsbasis wurden insbesondere in den achtziger Jahren verstärkt Erkundungsarbeiten im Osterzgebirge durchgeführt.

Der Autor der vorliegenden Veröffentlichung war mehr als 15 Jahre mit erkundungs- und montageologischen Arbeiten in dieser Lagerstätte befasst und konnte sich auf die dabei erworbene Sach- und Detailkenntnis stützen. Ergänzt und unterstützt wurde diese Zusammenschau durch die Gesellschaft zur Verwahrung und Verwertung von stillgelegten Bergwerksbetrieben (GVV mbH), für die die Veröffentlichung gleichzeitig ein wesentlicher Bestandteil ihres geologisch-montanistischen Abschlussberichtes nach dem Bundesberggesetz ist.

Allen Beteiligten sei für das Zustandekommen dieses Bandes gedankt.



Prof. Reinhard Schmidt
Präsident des Sächsischen Oberbergamtes



Prof. Dr.-Ing. habil. Michael Kinze
Präsident des Sächsischen Landesamtes
für Umwelt und Geologie

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Kurzfassung	8
Summary	8
1 Einleitung	9
2 Überblick	9
2.1 Geographische Lage	9
2.1.1 Topographisch-morphologische Situation	9
2.1.2 Klimatische Situation und Vegetation	10
2.1.3 Territoriale Erschließung	11
2.2 Zur Geschichte des Bergbaus in Altenberg	11
2.2.1 Die Anfänge des Bergbaus und seine erste Blüte bis zum großen Pingenbruch 1620	11
2.2.2 Niedergang und Stagnation von 1620-1662 und die frühkapitalistische Wiederbelebung von 1663-1849	16
2.2.3 Die Periode der technischen Erneuerung seit 1850 bis zur Stagnation 1930	18
2.2.4 Die Wiederaufnahme der Produktion 1934 und die Entwicklung von 1946-1991	18
2.3 Etappen der geologisch-lagerstättenkundlichen Erforschung	24
2.4 Überblick zu den bergbaulichen Aufschlüssen der Lagerstätte	27
3 Regionalgeologische Position, Bau und metallogenetische Situation des Erzfeldes	28
4 Geologie der Zinnerzlagerstätte Altenberg	35
4.1 Rahmen und Bau der Lagerstätte	35
4.2 Charakteristik der am Bau der Lagerstätte beteiligten Gesteine	41
4.2.1 Proterozoische Gneise	41
4.2.2 Oberkarbonische Sedimentite	41
4.2.3 Quarzporphyr	41
4.2.4 Granitporphyr	42
4.2.5 Syeno- und Monzogranit-Typ Schellerhau-G 1	43
4.2.6 Monzogranit-Typ Altenberg-G 2 („Außengranit“)	44
4.2.6.1 Älterer Aplitgranit vom Typ G 2a	44
4.2.6.2 Monzogranit vom Typ G 2b	45
4.2.6.3 Monzogranit vom Typ G 2c	46
4.2.6.4 Jüngerer Aplitgranit vom Typ G 2d	46
4.2.7 Albitgranit-Typ Altenberg-G 3 („Innengranit“)	46
4.2.8 Stockscheider-Bildungen an den Graniten	47
4.2.9 Basalt	47
5 Tektonik der Lagerstätte	47
5.1 Regionaler tektonischer Rahmen und Werdegang	47
5.2 Kluftinventar des magmatisch-vulkanischen Komplexes um Altenberg	51
5.3 Kluftinventar der Lagerstätte	53
5.4 Beziehungen zwischen Klüftung, Greisentrümmern und Greisenmineralisation	55
5.5 Zur relativen Altersstellung der Greisentrümmern	55
5.6 Störungsinventar der Lagerstätte	56
6 Mineralisation der Lagerstätte	58
6.1 Stockscheider und äquivalente überkritische Bildungen (Spätmagmatische Prozesse in der Lagerstätte)	58
6.1.1 Stockscheider des Monzogranits vom Typ G 2b (Altenberger Außengranit)	59
6.1.2 Stockscheider des Monzogranits vom Typ G 2d (Nachschub des Altenberger Außengranits)	59
6.1.3 Stockscheider des Albitgranits vom Typ G 3 (Altenberger Innengranit)	59

6.1.4	Weitere spätmagmatische Prozesse in den Graniten.....	60
6.2	Greisenbildung und Vererzung (Postmagmatische Prozesse in der Lagerstätte).....	60
6.2.1	Prämonzogranitische Greisentrümer.....	61
6.2.2	Greisenerztypen im Bereich des Monzogranits („Außengranit“).....	62
6.2.2.1	Vergreister Monzogranit, sog. „Schnittmuster-Granit“.....	62
6.2.2.2	Topas-Glimmer-Greisen (TGZ-Dunkelgreisen).....	63
	metamonzogranitischer TGZ.....	
	metagranitporphyrischer TGZ.....	
	metaquarzporphyrischer TGZ.....	
6.2.2.3	Quarz-Topas-Greisen (QTZ-Hellgreisen).....	65
6.2.3	Metasomatostypen im Bereich des Albitgranits (Innengranit).....	67
6.2.3.1	Pyknitzone.....	67
6.2.3.2	“Graue Zone”.....	70
6.2.3.3	Metaalbitgranitischer Topas-Glimmer-Greisen.....	70
6.2.3.4	Albitisierung des Innengranits (Feldspatite).....	70
6.2.3.5	Quarz-Topas-Greisen und Quarzgreisen im Exokontaktbereich des Innengranits.....	71
6.3	Trümer- und Gangmineralisation.....	71
6.3.1	Glimmer-Serizit-Quarz Trümerparagenese.....	72
6.3.2	Glimmer-Feldspat-Quarz Gangparagenese.....	72
6.3.3	Lithiumglimmer (Protolithionit)-Topas-Quarz-Trümerparagenese.....	72
6.3.4	Quarz-Topas-Trümerparagenese.....	73
6.3.5	Quarz-Sulfid-Trümerparagenese.....	74
6.3.6	Quarz-Hämatit-Trümerparagenese.....	74
6.3.7	Karbonat-Sulfid-Trümerparagenese.....	75
6.3.8	Quarz-Hämatit-Baryt-Fluorit-Gangparagenese.....	75
6.4	Zusammenfassende Darstellung der Mineralisationstypen und Mineralisationsetappen.....	75
7	Der geologisch-genetische Werdegang der Lagerstätte (Lagerstättenmodell).....	78
8	Angrenzende Erzreviere im unmittelbaren Umfeld der Zinnerzlagestätte Altenberg.....	84
8.1	Revier Rote Zeche/Neufang.....	85
8.1.1	Geographische und geologische Position.....	85
8.1.2	Altbergbau und bergmännischer Aufschlussgrad.....	85
8.1.3	Geologische Untersuchungsarbeiten.....	89
8.1.4	Geologisch-tektonische Charakteristik.....	92
8.1.5	Erzrevier und Mineralisation.....	94
8.1.6	Bewertung des Reviers.....	98
8.2	Revier Raupennest.....	99
8.2.1	Geographische und geologische Position.....	99
8.2.2	Altbergbau und bergmännischer Aufschlussgrad.....	100
8.2.3	Geologische Untersuchungsarbeiten.....	100
8.2.4	Geologisch-tektonische Charakteristik.....	101
8.2.5	Erzrevier und Mineralisation.....	103
8.2.6	Bewertung des Reviers.....	105
8.3	Revier Zinnkluft.....	105
8.3.1	Geographische und geologische Position.....	105
8.3.2	Altbergbau und bergmännischer Aufschlussgrad.....	106
8.3.3	Geologische Untersuchungsarbeiten.....	106
8.3.4	Geologisch-tektonische Charakteristik.....	107
8.3.5	Erzrevier und Mineralisation.....	108
8.3.6	Bewertung des Reviers.....	109

9	Geochemie	
	Zum quantitativen Stoffbestand der Gesteine und Erze sowie zum Verteilungscharakter einiger Elemente in der Lagerstätte	110
9.1	Modaler Mineralbestand der Gesteine und Greisenerztypen.....	110
9.2	Makrochemismus der Gesteine und Greisenerztypen	113
9.3	Mikrochemismus der Gesteine und Greisenerztypen	114
9.4	Elementanreicherungen in den Graniten und Greisenerztypen	118
9.5	Zum Verteilungscharakter einiger Elemente in der Lagerstätte	121
9.5.1	Zinn	121
9.5.2	Wolfram	126
9.5.3	Wismut	127
9.5.4	Molybdän	127
9.5.5	Lithium und Rubidium	128
9.6	Korrelative Beziehung zwischen den Elementen	128
9.7	Pedogeochemische Untersuchungen	130
9.8	Temperaturbestimmungen an Mineralen der Zinnerzformation.....	131
9.9	Verteilung der natürlichen Radioaktivität in den Gesteinen und Erzen sowie Aufbereitungsprodukten	131
10	Rohstoffcharakteristik	132
10.1	Roherztypen	132
10.2	Erz- und Begleitminerale.....	133
10.3	Rohdichte der Gesteine und Greisenerztypen.....	135
10.4	Korngrößen des Kassiterits und Verwachsungen	135
10.5	Charakteristik weiterer Mineralkomponenten in den Greisenerzen	137
11	Geophysik	138
12	Hydrologie und Hydrogeologie im Bereich der Lagerstätte, Wasserhaltung	140
12.1	Hydrologische Verhältnisse.....	140
12.2	Hydrogeologische Eigenschaften des Gebirges und Grundwasserdynamik, Wasserhaltung der Grube	140
12.3	Hydrochemische Verhältnisse	142
12.4	Wasserwirtschaft	143
13	Ingenieurgeologie	145
13.1	Petrophysikalische und geomechanische Eigenschaften sowie Verbandsverhältnisse des Gebirges	145
13.2	Standfestigkeit und Bruchwinkel der freien Pingenböschungen	146
13.3	Ingenieurgeologisch-geomechanische Aussagen und Maßnahmen zur Gewährleistung der territorialen und Bergbausicherheit.....	148
13.3.1	Charakter und Umfang der Gebirgsentfestigung infolge Absenkung des Bruchmassenspiegels und Unterschrägung durch den Festerzabbau.....	149
13.3.2	Untersuchungen zum Ausmaß der Einwirkungen der Gebirgsentfestigung auf die Standsicherheit an der Tagesoberfläche	151
13.3.3	Untersuchungen zum Ausmaß der Einwirkungen der Gebirgsentfestigung auf die Standsicherheit im unmittelbaren Abbaubereich und im Erzabzugssystem 6. Sohle.....	152
14	Bergbautechnik, Bergbautechnologie, ausgewählte Haupt-, Hilfs- und Nebenprozesse	153
14.1	Grubenzuschnitt (Aus- und Vorrichtung).....	153
14.1.1	Ringstrecken auf der 5. und 7. Sohle orientierten auf den Schubortabbau: 1951-1957.....	153
14.1.2	Vorbereitung und Inbetriebnahme des Zentralschachtes: 1958-1963	153
14.1.3	Übernahme des Betriebes nach der Havarie auf der Tiefenbachhalde durch das Bergbau- und Hüttenkombinat „Albert Funk“ in Freiberg: 1963-1968	154
14.1.4.	Mit dem geomechanischen Großversuch beginnt die Planung für ein neues Abbauverfahren und ein Versuchsabbau: 1969-1972	156
14.1.5	Übergang vom Versuchsabbau zu den ersten Ladeorten: 1973-1978	156
14.1.6	Auslaufen des Schubortabbaus und volle Einbeziehung des neuen Abbauverfahrens: 1979-1982.....	157

14.1.7	Jahrestonnage von 1 Mio. t wird erreicht! - Schließung des Betriebes Zinnerz Altenberg: 1983-1991	160
14.1.8	Überblick über die Betriebszeiten einiger wichtiger Produktionsanlagen	162
14.2	Abbautechnologien	162
14.2.1	Frühere Abbautechnologien.....	162
14.2.1.1	Seifen in Bächen	162
14.2.1.2	Tiefbau.....	162
14.2.1.3	Seifen in Flutwerken	162
14.2.1.4	Weitungsbau durch feurgesetzte Brennrorte	162
14.2.1.5	Tagebau	162
14.2.1.6	Bruchortbau und Getriebezimmerung.....	162
14.2.1.7	Schubortabbau mit Getriebezimmerung	162
14.2.1.8	Rollörter aus dem Festen	163
14.2.1.9	Schuborte aus dem Festen.....	163
14.2.1.10	Schubortabbau mit Schubaufbruch, Rost und Rolle	163
14.2.1.11	Schubortabbau mit Schubaufbruch, Hydraulikrost und Rolle	163
14.2.1.12	Schubortabbau mit Schubaufbruch, Schlitzrost und Rolle.....	165
14.2.1.13	Sonstige Verfahren	165
14.2.2	Moderne Abbautechnologien für kombinierte Gewinnung Festerz-Brucherz	166
14.2.2.1	Teilsohlenbruchbau.....	166
14.2.2.2	Kammerpfeilerbruchbau (modifizierter Teilsohlenbruchbau)	166
14.3	Ausgewählte Haupt-, Hilfs- und Nebenprozesse	168
14.3.1	Streckenförderung.....	168
14.3.2	Brecheranlagen	168
14.3.3	Bandanlagen/Bandförderung untertage (Stand 1988).....	169
14.3.4	Abzugselemente auf Hauptband (Stand 1988).....	170
14.3.5	Schachtanlagen	170
14.3.6	Wettertechnik.....	173
14.3.7	Wasserhaltung Grube (Stand 1988).....	173
14.3.8	Energieversorgung Grube	173
14.3.9	Verdichterstationen (Stand 1988)	174
14.3.10	Werkstätten untertage (Stand 1988).....	174
14.3.11	Sprengwesen	174
14.3.12	Transporteinheiten (mechanisiert)	175
14.3.13	Bohr- und Ladetechnik	175
15	Aufbereitung im Altenberger Bergbauegebiet	178
15.1	In alten Zeiten.....	178
15.2	Entwicklung eines nassmechanisch-flotativen Verfahrens	180
15.3	Neubeginn nach 1945	182
15.4	Rekonstruktion der Aufbereitungsanlagen in drei Etappen – Schwerpunkte der technologischen Vorbereitung	183
15.4.1	Zerkleinerung.....	183
15.4.2	Flotation.....	183
15.4.2.1	Reagenzienregime.....	183
15.4.2.2	Chemische Erzvorbehandlung	183
15.4.2.3	Kontrolle des Flotationsprozesses.....	184
15.4.2.4	Feinstkornaufbereitung	184
15.4.2.5	Schaltung der Flotationszellen und Hydrodynamik.....	184
15.4.3	Dichtesortierung	185
15.4.4	Konzentratbehandlung.....	185
15.4.5	Zinn aus Haldensand.....	185
15.5	Die Rekonstruktion der Aufbereitungsanlagen in drei Etappen – Realisierung.....	185
15.5.1	Die erste Etappe der Rekonstruktion bis 1977	185
15.5.2	Die zweite Etappe der Rekonstruktion bis 1982.....	192
15.5.3	Die dritte Etappe der Rekonstruktion bis 1990.....	192

15.5.3.1	Technologischer Umfang	192
15.5.3.2	Baulicher Umfang der 3. Etappe	197
15.6	Betriebserfahrungen mit den neuen Anlagen	198
15.6.1	Baukonzeption.....	198
15.6.2	Bunkerung und Zerkleinerung.....	198
15.6.2.1	Bunkerung	198
15.6.2.2	Zerkleinerung	202
15.6.3	Fördermittel.....	205
15.6.4	Flotation	205
15.6.5	Kontrolle des Prozesses.....	206
15.6.6	Chemische Erzvorbehandlung.....	207
15.6.7	Feinstkornaufbereitung.....	207
15.6.8	Dichtesortierung	210
15.6.9	Konzentratbehandlung.....	211
15.6.10	Zinn aus Haldensanden	211
15.7	Zinnkonzentrate und Nebenelemente	211
15.7.1	Zinnreichkonzentrat.....	211
15.7.2	Zinnarmkonzentrat	212
15.7.3	Arsenkonzentrat	213
15.7.4	Wismut	213
15.7.5	Molybdän	214
15.7.6	Wolfram	214
15.7.7	Glimmer	215
15.7.8	Lithium.....	215
15.8	Zusammenfassung.....	215
16	Vorratswirtschaft und Zinnproduktion	
	Lagerstättenpotenz und Zinnverluste	217
16.1	Bemusterung der Lagerstätte (Probenahme)	217
16.1.1	Probenahme in bergmännischen Auffahrungen	217
16.1.2	Bemusterung mittels Bohrungen	217
16.1.3	Bemusterung der Brucherze	218
16.2	Probenuntersuchung und Analysenkontrolle.....	218
16.3	Lagerstättenkonditionen	220
16.3.1	Konditionsparameter „industrieller Minimalgehalt“.....	221
16.3.2	Konditionsparameter „geologischer Schwellengehalt“	221
16.3.3	Konditionsparameter „Mindestmenge an Bilanzvorräten“.....	222
16.4	Vorratsberechnung und Vorratsstand	222
16.4.1	Methodik der Vorratsberechnung.....	222
16.4.2	Ergebnis der Vorratsberechnung vom 01.01.1981	223
16.4.3	Ergebnis der Vorratspräzisierung vom 01.01.1988 und Vorratsstand zum Zeitpunkt der Produktionseinstellung am 31.03.1991	224
16.5	Roherzförderung und Zinnproduktion.....	228
16.5.1	Roherzförderung und Zinnkonzentrat-Gewinnung im Zeitraum 1947-1991.....	228
16.5.2	Die Zinnproduktion in den Bergbauperioden von Altenberg – Versuch einer Gesamtbilanz	229
16.6	Versuch zur Ermittlung der Gesamtpotenz der Zinnerzlagerstätte.....	229
16.7	Verluste an Zinn aus der Lagerstätte durch geogene und anthropogene Wirkungen	231
17	Betriebswirtschaftliche Entwicklung und Charakteristik von 1946-1991	234
17.1	Umfang und Struktur der Beschäftigten sowie durchschnittlicher Lohn/Gehalt pro Jahr und Beschäftigtem	234
17.2	Entwicklung der Leistungen in der Erzgewinnung (Tonnen Erz/Mann und Schicht) während der Schubort- und Ladeortära.....	236
17.3	Investitionsumfänge und -maßnahmen.....	236
17.4	Elektroenergieverbrauch	237
17.5	Kostenstruktur des Bergbau- und Aufbereitungsbetriebes	238

17.6	Entwicklung der Selbstkosten in Mark pro Tonne Zinn im Konzentrat	238
18	Umweltbelastung und Sanierung	240
18.1	Altlasten	240
18.2	Verwahrung, Sanierung und Rekultivierung.....	242
18.2.1	Verwahrung und Sanierung untertage.....	242
18.2.2	Verwahrung, Sanierung und Rekultivierung übertage.....	245
18.2.3	Geomechanische Umweltbeeinflussung durch die Pinge	248
18.2.3.1	Stand der Bergarbeiten bei Einstellung der Produktion am 31. März 1991	248
18.2.3.2	Zu erwartende geomechanische Auswirkungen auf die Tagesoberfläche	249
18.2.3.3	Ergebnisse der Deformationsmessungen	250
18.2.3.4	Monitoring zur Pingenbeobachtung.....	250
18.2.3.5	Entwicklung des Pingenrandes	251
18.2.3.6	Entwicklung des Pingenmassenspiegels	251
18.2.3.7	Bruchentwicklung in der Beobachtungsstrecke	252
18.2.3.8	Prognose für die Entwicklung am Rand der Pinge	252
19	Nachwort	252
	Literaturverzeichnis	252
	Abbildungsverzeichnis	268
	Tabellenverzeichnis	271
	Abkürzungsverzeichnis.....	272
	Beilagenverzeichnis	273

Kurzfassung

Nach einem kurzen geographischen Überblick wird die fast 550jährige (1446-1991) Bergbaugeschichte der bedeutendsten Zinnerz-Lagerstätte des Erzgebirges in Altenberg/Ostertagebirge in einzelnen Etappen dargestellt. Besondere Erwähnung findet die umfassende geologisch-lagerstättenkundliche Erforschung der Lagerstätte in den letzten 50 Jahren des ausgehenden 20. Jh.

Einem einführenden Überblick zur regionalgeologischen Position, zum Bau und zur metallogenetischen Situation des Erzfeldes folgen ausführliche Abhandlungen zur Geologie, Tektonik und Mineralisation der Lagerstätte. Der geologisch-genetische Werdegang der Lagerstätte wird als Lagerstättenmodell charakterisiert.

Die angrenzenden Erzreviere (Teilfelder) Rote Zeche/ Neufang, Raupennest und Zinnkluft werden entsprechend den erzielten geologischen Untersuchungsergebnissen charakterisiert und bewertet.

Der Makro- und Mikrochemismus der Gesteine und Erze wird auf der Basis eines umfangreichen Datenfundus dargestellt, ebenfalls der Verteilungscharakter der einzelnen Elemente in der Lagerstätte. Eine Rohstoffcharakteristik gibt Antwort auf Aufbereitungsverfahren - relevante Problemstellungen.

Es folgen Kapitel zur Rohstoffcharakteristik, Geophysik, Hydrologie/Hydrogeologie und Ingenieurgeologie.

Bergbau- und Aufbereitungstechnik sowie die dazugehörigen Technologien aus den einzelnen Zeitepochen werden dargestellt. Schwerpunkte dabei sind insbesondere die in Altenberg eingeführten weltstandstragenden und -bestimmenden Technologien seit den 70er Jahren des 20. Jh.

Die Vorratswirtschaft wird umfassend dargelegt; gleichzeitig wird der noch vorhandene Vorratsstand zum Zeitpunkt der Produktionseinstellung am 31.03.1991 dokumentiert.

Die Zinnproduktion (Zinn im Konzentrat) der letzten Epoche von 1947-1991 wird umfassend belegt. Darüber hinaus wird der Versuch unternommen, die Gesamtproduktionsbilanz an Zinn in der fast 550jährigen Bergbauära zu erfassen. Es wird gleichfalls versucht, die Gesamtpotenz der Zinnerz-Lagerstätte sowie die durch geogene und anthropogene Wirkungen eingetretenen Verluste an Zinn aus der Lagerstätte zu erfassen.

Die betriebswirtschaftliche Entwicklung der Etappe 1947-1991 wird dargelegt.

Im letzten Kapitel werden Umweltbelastung und -sanierung sowie Verwahrung und Rekultivierung dargestellt. Die geomechanische Umweltbeeinflussung durch die Pinge sowie Beobachtungen und Prognosen zur Entwicklung am Rand der Pinge sind für das unmittelbar angrenzende Territorium von Belang.

Die Monographie verweist auf über 400 Literaturquellen. Diese wurden i. w. bis zum Jahr 2000 erfasst. Der Band enthält 190 Abbildungen, 50 Tabellen und 7 Beilagen.

Summary

550 years of mining history (1491-1991) are traced of the largest tin deposit in the Erzgebirge at the town of Altenberg. In particular, the thorough geological and mineralogical research into the deposit after 1950 has been of major importance.

After a general outline of the regional geological setting and having reviewed the metallogenic situation of the Altenberg ore district, geology, structure, and mineralization of the deposit and of neighbouring ore allotments are described in more detail.

Macro- and microchemistry of wall-rock and ore, as well as the distribution pattern of individual elements within the deposit are characterised.

Chapters follow on the properties of the ore, geophysics, hydrology/hydrogeology and engineering geology.

Mining and beneficiation methods are explained as well as the techniques introduced in the 1970ies that were state of engineering at their time.

Resources, tin production, and economic development of the mine are documented.

Environmental hazards and rehabilitation are finally touched on.

The monograph quotes some 400 references and includes 190 figures, 50 tables and 7 attachments.

1 Einleitung

In der zweiten Hälfte des 16. Jahrhunderts waren nach bereits über 100 Jahre vorangegangenen Bergbau in Altenberg zahlreiche Schächte den reichen Zinnvererzungen bis in Teufen von über 200 m gefolgt. Intensiver unregelmäßiger Weitungsbaub brachte große Teile des Berggebäudes 1620 durch einen gewaltigen Bruch zum Einsturz; es entstand das Wahrzeichen der Bergstadt: die Altenberger Pinge. Die weitere Bergbautätigkeit in den folgenden Jahrhunderten und insbesondere die intensivste Bergbautappe in der 2. Hälfte des 20. Jh. ließen den Pingenbruch von ursprünglich 1,5 ha auf ca. 12 ha Ende des 20. Jh. anwachsen (350 x 450 m Fläche und zeitweilig bis 130 m Tiefe). Damit ist angedeutet, dass es sich um eine auf relativ kleinem Raum konzentrierte kompakte Zinnerzlagerstätte handelt.

Geologische Erkundungs- und Forschungsarbeiten in der zweiten Hälfte des 20. Jh. ließen erkennen, dass die Lagerstätte Altenberg vom Greisenerztyp die größte Zinnlagerstätte im Erzgebirge und gleichzeitig in Europa darstellt.

Durch die umfangreiche geologisch-bergmännische Aufschlussstätigkeit im Zeitraum 1950-1990 wurde das Wissen über den Aufbau, die Zusammensetzung und insgesamt zum geologischen Werdegang der Lagerstätte grundlegend erweitert. Weit über hundert wissenschaftliche Bearbeitungen und Veröffentlichungen in diesem Zeitraum zur Lagerstätte Altenberg sind Zeugnis außergewöhnlich hoher Interessen an der Rohstofferschließung und -gewinnung in dieser Zeit.

Die nachgewiesenen bedeutenden Zinnerzvorräte führten ebenfalls in diesem Zeitraum zu den umfassendsten Investitionsumfängen und -tätigkeiten auf dem Sektor Bergbau und Aufbereitung in der DDR. Auf diesen Gebieten wurden Weltstandsniveau tragende und bestimmende Technologien entwickelt und realisiert. Das Ergebnis dieser technisch-wissenschaftlichen Anstrengungen war ein Roherzumsatz von über 1 Mio. Tonnen/Jahr und eine Gewinnung von über 2 000 Tonnen Zinn im Konzentrat pro Jahr seit der zweiten Hälfte der 80er Jahre des 20. Jh. Diese aus Altenberger Erzen hüttenseitig ausgebrachte Zinnmenge deckte etwa zu 75 % den Bedarf an Zinn in der Wirtschaft der DDR.

Mit der im November 1989 vollzogenen politischen Wende und der 1990 wiederhergestellten staatlichen deutschen Einheit waren frühere wirtschaftspolitische Gesichtspunkte nicht mehr relevant. Der gegenüber dem Weltmarktpreis mehrfach höhere Aufwand für Zinn aus Altenberg ließ aus marktwirtschaftlichen Gründen eine Fortführung des Bergbaues nicht zu.

Nach der Bergbautappe von 1947-1991 verbleibt in der Zinnerzlagerstätte Altenberg ein bedeutendes Rohstoffpotential: 27 Mio. t Bilanzvorräte (nachgewiesen, erkundet) mit 72 000 t Zinn sowie weiteren Mengen an As, Li, Rb, Bi, Mo und W. Neben einigen Lagerstättenfeldern im Randbereich der Altenberger Zentrallagerstätte, die in ersten Erkundungsetappen nur in einer Teillagerstätte (Zinnkluft) positive Ergebnisse zeigten, wurden durch geophysikalisch-geochemische Prospektionsarbeiten in NW-licher Fortsetzung der Zentrallagerstätte und der Zinnkluft Anomalien lokalisiert, die lagerstättenperspektive Gebiete anzeigen und damit untersuchungswürdig sind.

Mit der Monographie wird ein Versuch unternommen, insbesondere all die in den letzten 50 Jahren der bedeutendsten Bergbautappe gesammelten Fakten, Erkenntnisse, Ergebnisse, also das Wissen über die Zinnerzlagerstätte Altenberg und die damit verbundenen relevanten Technikgebiete zu dokumentieren, um es späteren Generationen zu erhalten.

2 Überblick

2.1 Geographische Lage

2.1.1 Topographisch-morphologische Situation

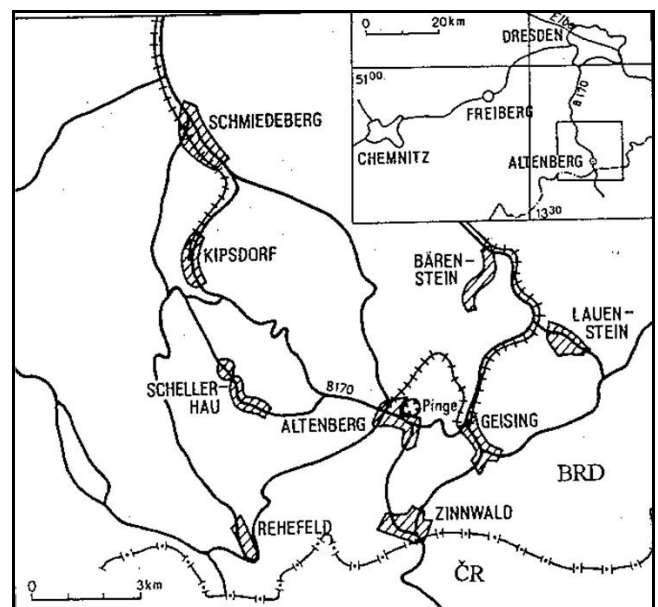


Abb. 1: Topographische Übersichtskarte

Die Stadt Altenberg, ca. 35 km in SSO-Richtung von Dresden entfernt, liegt auf der Kammfläche des Osterzgebirges (Abb. 1). Unmittelbar am Ostrand der Stadt befindet sich

die Zinnerzlagerstätte, die durch den Jahrhunderte währenden Bergbau im Gelände durch einen gewaltigen Einbruchstrichter - die Pinge - markiert ist und eine Fläche von etwa 12 ha einnimmt.

Wie das gesamte Erzgebirge stellt auch der östliche Teil eine breite Pultscholle dar, die sich vom Gebirgskamm nach Norden abdacht.

Die Morphologie des Osterzgebirges wird von Hochflächen geprägt (Abb. 2). Deutlich heben sich die verschiedenen Gesteinstypen je nach ihrer Resistenz gegen die Verwitterung heraus. Das Areal aus Quarzporphyr, Granitporphyr und Granit schiebt sich wie eine randlich stark zertalte Platte in einem Niveau über 600 m NN von SE nach NW vor. Tektonisch begrenzt im sich anschließenden nordöstlichen Gebiet (Raum Bärenstein) und auch im nordwestlichen Bereich (Raum Schmiedeberg) ist die aus Gneisen aufgebaute Landschaft morphologisch deutlich tiefer (<500 m über NN) gelagert.

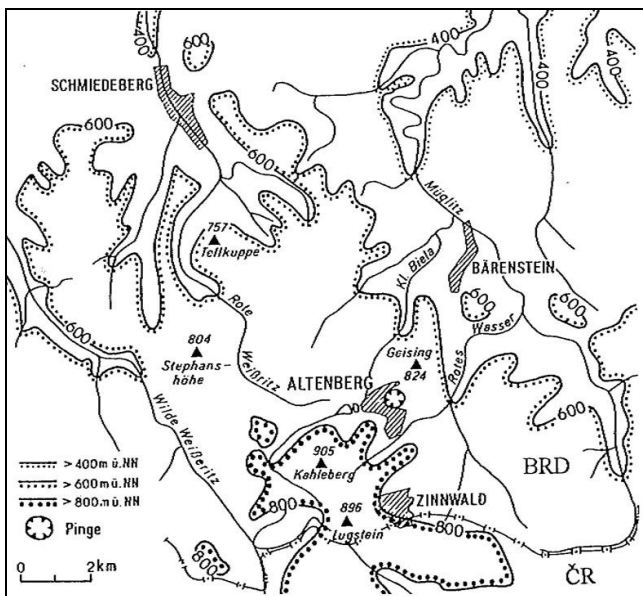


Abb. 2: Morphologische Situation Raum Altenberg

Im Kambereich des Raumes Altenberg-Zinnwald hebt sich nochmals der sehr resistente Quarzporphyr als Hochfläche etwa 150-200 m höher gegenüber der Umgebung ab (Kahleberg 905 m ü. NN, Lugstein 896 m ü. NN). Landschaftsbildend ragt auch die tertiäre Basaltkuppe (Geisingberg 824 m ü. NN) in der nördlichen Umgebung von Altenberg hervor.

Tief eingekerbte und lang zertalte Flußläufe entwässern in ausgeprägter Richtung von SE nach NW (Rote und Wilde

Weißeritz sowie Müglitz) und SW nach NO (Rotes Wasser, Kleine Biela) - durch tektonische Störungszonen vorgeprägt - die Hochflächen im Raum von Altenberg.

2.1.2 Klimatische Situation und Vegetation

Großklimatisch gesehen gehört der osterzgebirgische Raum um Altenberg zum deutschen Mittelgebirgsklima. Der Höhenlage entsprechend trägt bei Kaltluftzufuhr aus Nordwesten im Herbst und Frühjahr das obere Osterzgebirge oft eine Schneedecke, während man im Elbtal noch nicht an den Winter denkt oder bereits der Frühling seinen Einzug gehalten hat. Andererseits erwärmt sich bei Hochdruckwetter in der kalten Jahreszeit das höhere, offene Gebirge schneller als die von Kaltluft überdeckten Tallagen.

Die Niederschläge erreichen zwar nicht die Höhe wie im Westerzgebirge, jedoch verursachen sie in der Kammregion um Zinnwald mit 1 100 mm Jahressumme starke Moor- und Quellbildungen. Bei West- und Nordwestwinden stauen sich die Luftmassen und bewirken anhaltende Niederschläge; aber auch Nebel tritt auf, der im Winter von starker Raureifbildung begleitet wird. Sommerliche, feuchte Luftmassen aus dem Mittelmeergebiet mit lokalen durch das Relief ausgelösten Luftverwirbelungen bringen in den Flußgebieten von Weißeritz, Müglitz und Gottleuba immer wieder katastrophale Unwetter (1897, 1927, 1957). In Tabelle 1 wird das Klima im Raum Altenberg charakterisiert.

Tab. 1: Klimacharakteristik Altenberg (750 m ü. NN)

Mittlere Jahrestemperatur	5,4	°C
Mittlere Temperaturen im Juli	14,7	°C
Mittlere Temperaturen im Januar	-3,7	°C
Zahl der Frosttage im Jahr (<0°C)	146	Tage
Zahl der Nebeltage im Jahr	190	Tage
Min. im August	9	Tage
Max. im November und Dezember	45	Tage
Mittlere Sonnenscheindauer pro Jahr	1619	Stunden
Max. im Juni	225	Stunden
Min. im Dezember	42	Stunden
Mittlere Niederschlagsmenge pro Jahr	825,0	mm
Max. im Juli	95,0	mm
Min. im Februar	55,0	mm
Verteilung der Häufigkeit der Windrichtung		
Maximum Westwind	22,0	%
Nordwest- und Südwind	je 8,0	%
Minimum Ostwind	(2,0)	%

Die Vegetation der Landschaft ist abhängig von der Höhenlage und der geologischen Beschaffenheit (Gesteine) des Untergrundes.

Ausgedehnte Gebiete mit nährstoffarmen Böden der vulkanischen Gesteine (Quarzporphyr) sind meist dem Wald überlassen.

In den verschiedenen Höhenlagen sind folgende Waldbestände charakteristisch:

300-500 m ü. NN	Laubmischwald (Buchen, Eichen)
500-800 m ü. NN	montaner Bergmischwald (Fichten, Buchen, Eschen, Birken)
800-900 m ü. NN	Fichtenwald, Latschenkiefern, Moorbirken

Die flachwellige aus Gneis bestehende Vorgebirgsrumpflfläche brachte nährstoffreiche Böden hervor, die eine landwirtschaftliche Nutzung erlaubten.

2.1.3 Territoriale Erschließung

Von Dresden über Dippoldiswalde kommend führt die Bundesstraße 170 durch Altenberg nach Zinnwald an die Staatsgrenze. Gleichzeitig ist diese Strecke mit der Transitverbindung Berlin-Dresden-Prag als E 55 identisch. Außerdem münden in Altenberg die Straße von Heidenau und die Landstraße I. O. von Frauenstein in die B 170.

Neben der guten straßenmäßigen Einbindung der Stadt Altenberg ist sie gleichzeitig Kopfstation der Bundesbahnstrecke Dresden-Heidenau-Altenberg.

2.2 Zur Geschichte des Bergbaus in Altenberg (siehe dazu auch Tab. 2)

2.2.1 Die Anfänge des Bergbaus und seine erste Blüte bis zum großen Pingenbruch 1620

Der Beginn des Bergbaues auf Altenberger Fluren ist zeitlich nicht exakt nachweisbar. Unter Berücksichtigung verschiedener Bearbeitungen (LINDNER 1500, FLASCH 1757, VOIGT 1882 und TRAUTMANN 1928) dürfte er um 1440 seinen Anfang genommen haben. Auf böhmischer Seite wurde Zinnstein nachweislich seit etwa 1230 aus den Erzgebirgsbächen ausgewaschen. Größere Zinnsteinkörner, sog. „Zinngraupen“, wurden ausgelesen, sie gaben dem Ort Graupen (Krupka, Tschechien) den Namen. Seit 1305 ist man von der Seifengewinnung in der Nähe der Freien Bergstadt Graupen zur Zinnerzgewinnung im Tiefbau übergegangen.

Böhmische Seifner kamen über den Gebirgskamm und wuschen auch auf sächsischer Seite Zinnstein aus Bachläufen aus. Zinnseifen reichten im Tal bis Lauenstein hinab, die wohl schon im 14. Jahrhundert durchgekuttet wurden. Den Zinnseifen bergwärts folgend werden böhmische (Graupener-) Bergleute und sächsische (Freiberger-?) Bergleute die übertage anstehenden Zinnerze der Lagerstätte Altenberg um 1440 in Bearbeitung genommen haben.

Akten aus dem Wittenberger Archiv (ENDERLEIN, 1931) berichten von einem neuen Bergwerk „auf dem Bernsteinschen“ (Herrschaft Bärenstein) von 1446. Zwischen 1449-1452 treten erstmals Nennungen einzelner Gruben auf, wie „Reiche Zeche“, „Rote Grube“, „Zeche am faulen Weg“. Die Grubennamen „Commothauer Zeche“ und „Graupener Zeche“ weisen auf das Wirken böhmischer Bergleute hin. Reichlich verwitterter Zinnerz-blockschutt und reiche anstehende Zinnerze, die im Tagebau gewinnbar waren, haben rasch viel Bergvolk aus verschiedensten Gegenden angelockt. So erhält am 19.11.1451 die Siedlung der „Zinner uffm Geussingberg“ (später Altenberg, 1489) Stadtrecht. Ein Stadtwappen von Altenberg aus früheren Zeiten zeigt Abbildung 3.



Abb. 3: Siegel „DER FREUEN BERGSTADT AUFM ALTEN BERGE“ (Stadtwappen von Altenberg aus dem Jahr 1676, zurückgehend auf das erste Wappen von vor 1544 - Meißnerische Chronik) Foto: H. Bernhardt

Mitte des 15. Jahrhunderts sind als Besitzer von Altenberger Gruben Graupener Unternehmer, wie Gensshals, Glacz, Holkro und Kölbel sowie Freiberger, wie Monhaupt, Münzer, Röhling und Alnpeck bekannt.

Auch der sächsische Kurfürst Friedrich II. war an neuen Bergbauflecken interessiert. Er kaufte ein Viertel der Herrschaft Bärenstein samt Bergwerke und läßt die Bergbeamten von Ehrenfriedersdorf und Geyer nach dem dortigen Zinnerz-Recht fragen, um es auf die Bärensteiner (d. h. Altenberger) Gruben zu übertragen.

Aus den zahlreichen Tagebau-Löchern ist man, den reichen Zinnerzbereichen folgend, zum Tiefbau mittels Feuersetzen übergegangen. In den Weitungen wurden die zinnhaltigen Erze von den tauben Massen durch Klaubung sofort getrennt und mit Karren sowie über Haspelschächte gefördert.

In Altenberg gab es anfangs keine Gewerkschaft auf der Basis von Kuxen als ideellen Grubenanteilen, sondern die Gruben waren in acht Teile untergliedert. Die Zinner (Zinnherren) arbeiteten teils selbst mit, teils beschäftigten sie Lohnarbeiter. Jeder Teilhaber bekam seinen Teil an gefördertem Zwitter, bereitete ihn selbst auf und schmolz das Zinn selbst aus oder ließ es in Pochhütten und Schmelzen gegen Bezahlung verarbeiten. Ein Streik der Bergleute von 1469 deutet darauf hin, dass eine Trennung in Kapital und Lohnarbeit entwickelt war.

Für das Betreiben des Bergbaues und der Aufbereitung der Erze war besonders in der Gebirgskammgegend, in der Altenberg liegt, die Erfassung und der Stau des Wassers bereits in früher Produktionszeit von großer Bedeutung. Sachzeugen aus dieser ersten Etappe sind der **Aschergaben** (1452-1458), der das Wasser aus den Böhmisches Hochmooren über 7 km nach Altenberg an die Pochwerke heran führte und die **Walkteiche**, die Aufschlagwasser für die Gruben zur Wasserhebung lieferten. Zur Deckung des steigenden Bedarfs an Betriebswasser legte man zwei Dämme für die **Galgenteiche** (1530-1553) an und zog den **Neugraben und Quergraben** (1550-1559) zur Heranführung des Wassers westlich und östlich vom Kahleberg. In den Jahren 1730, 1855-1865 und 1940-1944 vergrößerte man die Galgenteiche durch Dammerhöhungen auf ihr heutiges Volumen. Sie sind die höchst gelegenen Kunstteiche im Erzgebirge und waren bis in jüngste Vergangenheit für die Versorgung des Betriebes Zinnerz Altenberg mit Betriebswasser von eminenter Bedeutung.

Das ständige Vordringen der Gruben nach der Teufe forderte Maßnahmen zur Beseitigung der Grubenwässer. Erste technische Einrichtungen wurden mit dem Bau einer Wasserhebekunst 1473 und dem Bau eines Schöpfwerkes 1481, ausgeführt durch den Nürnberger Niklas STAUDE, in den Altenberger Gruben dazu angelegt.

Zur rationelleren Abführung der Grubenwässer legte man zwischen 1491-1543 einen fast zwei Kilometer langen Entwässerungsstollen an, den **Zwitterstocks Tiefen Erbstolln** (Abb. 4). Der Kurfürst erzwang die Finanzierung des Erbstolln durch die Städte Freiberg, Dresden, Leipzig sowie durch die Domhospital bzw. Klöster von Freiberg, Meißen und Altzella. Die so entstandene Gewerkschaft von Zwitterstocks Tiefem Erbstolln mit eigenem zugehörigen Grubenfeld Rothe Zeche und Gruben am Neufang - separat vom Zwitterstock Altenberg - bestand bis 1889. Die Leitung des Stollnbetriebes hatte ein meist vom Freiburger Rat

vorgeschlagener und in Altenberg ansässiger Stollnfaktor, so z. B. 1663-1673 BALTHASAR RÖSLER. Nach Durchschlag des Erbstolln in die Gruben des Zwitterstockes im Jahre 1543, der etwa 150 m Teufe einbrachte, erhielt die Stollngewerkschaft jeweils ein Neuntel des Nettoertrages an Ausbeute, das sog. „Stollneuntel“. In der Entwässerung der Gruben im Zwitterstock trat somit seit Mitte des 16. Jahrhunderts eine spürbare Erleichterung ein. Die zusitzenden Wässer in den tiefen Grubenbauen brauchten nur noch bis auf das Stollnniveau gehoben zu werden. Was vorher 160 Wasserknechte schöpften, vollbrachten ab 1566 nunmehr zwei Kunstgezeuge.

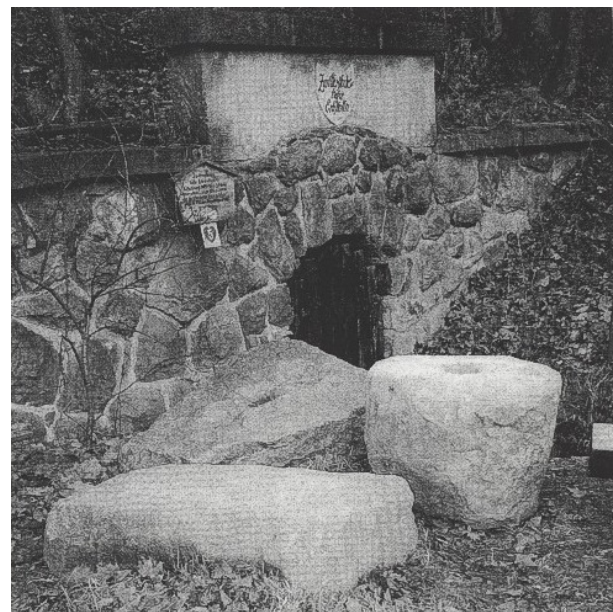


Abb. 4: *Mundloch des Zwitterstocks Tiefer Erbstolln im Tal des Roten Wassers unterhalb Geising*
Foto: H. Bernhardt, 1999

Das notwendige Kapital für die nun immer dringender erforderlichen technischen Einrichtungen liehen den „Altenberger Zinnern“ u. a. Nürnberger und Augsburger Zinnkaufsgesellschaften, die dafür Zinn unter dem Handelspreis erworben haben (Verlegersystem bis 1570).

Sichtbar wurden in dieser Zeit auch immer deutlicher die Bestrebungen der Fürsten das kurfürstliche Bergregal - juristisch fundiert später im sächsischen Direktionsprinzip - auch im Altenberger Zinnbergbau mehr und mehr durchzusetzen.

Durch Kauf der gesamten Herrschaft Bärenstein werden Herzog Albrecht und Herzog Georg 1491 Grund- und Bergherren von Altenberg. Gleichzeitig wird eine neue Bergordnung geschaffen. Für die Bergleute treten Erleichterungen ein; der Lohn wird nicht mehr in Graupen, sondern in Altenberg ausgezahlt.

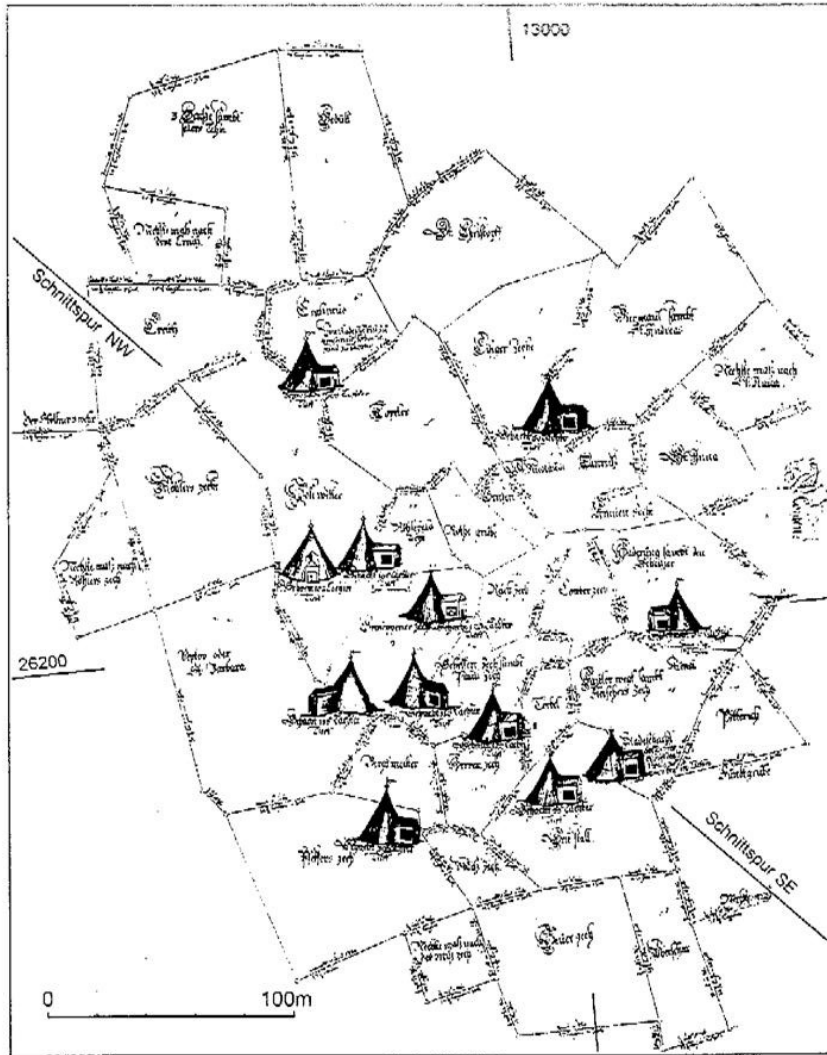


Abb. 5: Riss vom Altenberger Zwitterstock, östliche Hälfte (1574)
 Es ist eine der ältesten Rissdarstellungen aus dem Altenberger Raum. Der Riss stellt Grubenfelder dar und führt ihre Namen auf (vgl. Abb. 6). Die Entfernung der Feldeckpunkte ist in Lachter und Zoll, das Streichen der Grenzlinien in Stunden angegeben. Die Schächte sind durch Schachtkauen mit Tragrahmen und beigefügten Teufenangaben angedeutet. Titel und Maßstab des Risses sowie Name des Verfassers sind nicht angegeben (Maßstab und Koordinatenlage eingepasst – Weinhold, 1992).

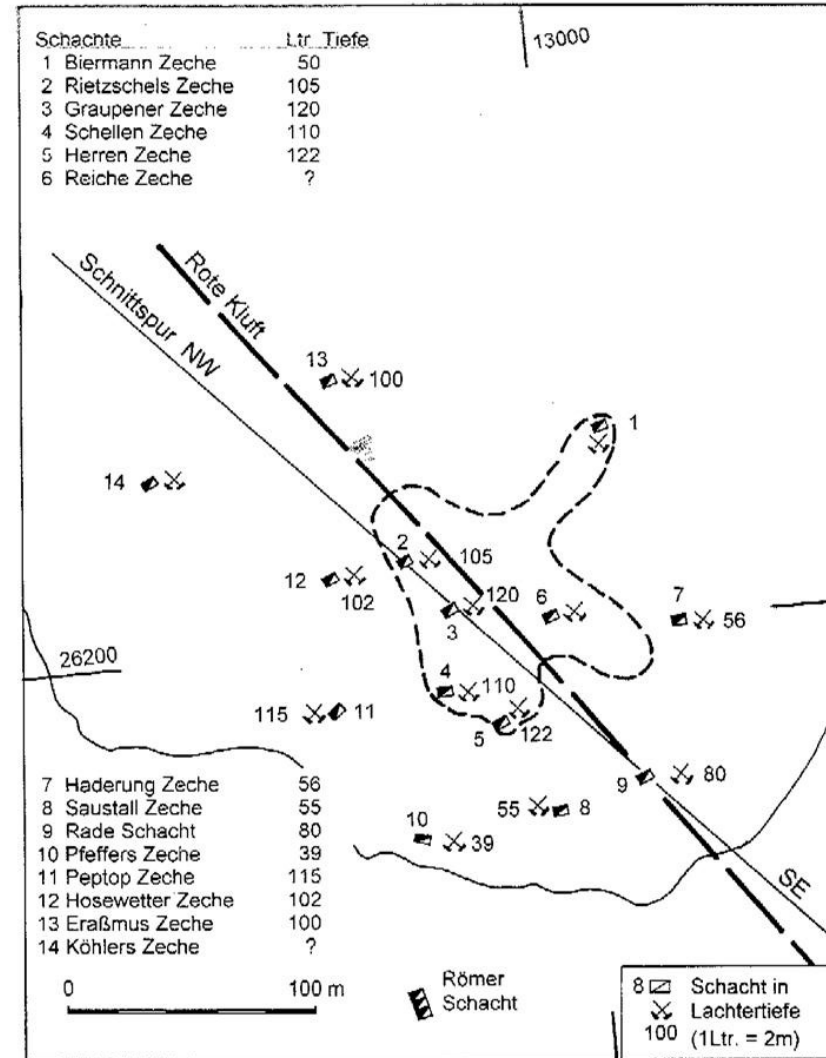


Abb. 6: Lage und Teufe einiger Schächte aus dem Riss vom Altenberger Zwitterstock (1574)
 ----- Pingenbruch 1620 ——— Pinge 1989

Ende des 15. Jahrhunderts und im 16. Jahrhundert war der Bergbau in Altenberg zu einer bedeutenden Blüte gekommen. Um 1480 sollen etwa 3.000 Bergleute in Altenberg tätig gewesen sein. In 100jähriger Bergbautätigkeit wurden bis 1546 etwa 19 100 Tonnen Zinn gewonnen.

Der Bergbau wurde so intensiv betrieben, dass 1576 auf einer Fläche von knapp 5 Hektar 124 Grubenfelder standen. Die Oberfläche des Zwitterstockes war somit in viele kleine Grubenfelder eingeteilt (Abb. 5), deren Besitzer Schächte niederbrachten, von diesen aus seitlich und nach der Tiefe zu Weitungen durch Feuersetzen anlegten und die gewonnenen Zwitter mit Handhaspeln und Pferdegöpeln zutage förderten. Somit wurde der Zwitterstock durch eine Vielzahl von Weitungen bis zu 20 m Durchmesser und bis zu einer Teufe von etwa 200 m ausgehöhlt (Abb. 6-9).

Die Pfeilerstärke zwischen den Weitungen betrug oftmals kaum einen Meter. Infolge der unregelmäßigen Weitungsbaue mit stark geschwächten Pfeilern kam es am 15.11.1545 zu einem ersten Zusammenbruch, bei dem 10 Gruben unmittelbar betroffen waren. Es entstand somit das wichtigste seitdem sich ständig vergrößernde Altenberger Bergbaudenkmal des 16. Jahrhunderts, die **Pinge** (Abb. 10).

Neben der fortschreitenden Gewinnung von Erzen durch Feuersetzen in den Weitungsbauen wurden nach dem ersten Bruch auch die sog. „Brucherze“ in die Gewinnung mit einbezogen.

Ein zweiter Bruch erfolgte 1578, bei dem wiederum 4 Zechen betroffen waren. Da Verdacht bestand, dass „die Schächte absichtlich zum Gehen gebracht wurden“, um leichter den Zinnreisen gewinnen zu können, wurden die hiesigen Bergbeamten ihres Dienstes enthoben.

In den Jahren 1583-1619 folgten weitere Pingenbrüche, wobei 12 Zechen in Mitleidenschaft gezogen wurden. Chronist MEISSNER berichtet 1747 unter Berufung auf ältere Quellen anschaulich:

„1619, den 10. März ging allhier ein Gebirge in der Grube nieder, dass die Leute nicht anders gemeint, es wäre ein Erdbeben, und besorget haben, dass etliche Häuser dieses Orts mit hinein fallen würden, maßen Häuser und alles gebebet, die Fenster geschirret und die zinnernen Schüsseln, Teller und dergleichen auf den Brettern und Gesimsen zusammen gelauffen.“ Und über die nächsten beiden Brüche: „1619, den 1. Dezember hat sich ... abermals ein Bruch im Bergwerk erreget, so dass die Herrenzeche, ein mächtiges Gebirge, in der Höhe los geworden und sich mit großer Macht heruntergesetzt. Drei junge Bergleute waren zur selben Zeit unter dem Schachte, die der Bruch traf, doch so, dass es Zacharias Wernern zwischen den Wänden

und Gestein erdrückt, die beiden andern, Christoph Richter und Hans Oelschlägel, unter dem Gestein gelegen und so viel Flucht gefunden, dass ihnen kein Schade widerfahren, sondern frisch, gesund und lebendig, wiewohl nicht ohne Gefahr anderer Bergleute, errettet und herausgebracht worden.“

Der dritte und **größte Pingenbruch** ereignete sich am **24.01.1620** über eine Fläche von 3.822 Quadratklafter (etwa 15.100 m², \triangle ca. Ø 140 m) (REYER, 1879), es wurden 24 Zechen unmittelbar durch Brucherscheinungen beeinträchtigt.

Chronist MEISSNER 1747 gibt aus älteren Quellen wieder folgendes Bild:

„1620, dem 24. Januar früh zwischen 4 und 5 Uhr hat sich der dritte und allergrößte Bruch ereignet, wodurch nicht nur die schon vorhin gewesene Pinge weiter und tiefer eingegangen, sondern auch nebst 4 Göbeln als Graupener Zeche, Rietzschels Zeche, Herrenzeche und Schellenzeche, Holz und Zwitter versunken, wie nicht weniger eines Bergschmieds Caspar Dietzens, Wohnhaus mit allem Handwerkzeug und der Biermülerschacht. Hosewetter aber und Peptopf soll stehen geblieben sein. Ob nun schon dadurch der meiste Teil dieser Bergstadt überaus heftig erschüttert worden ist, so ist es durch das Allmächtigen Gottes Fürsorge noch so abgegangen, dass nicht der ganze Ort zu Grunde gegangen. Zwanzig Personen haben sich auf den St. Erasmusschacht salvieret (gerettet), welche in einer Tonne zwei und zwei herausgetrieben (emporgefördert) worden sind. Vier Bergleute aber, als Christoph Ansoerge, Christoph Bellmann, Caspar Gössel und George Oelschlägel, sind auf einem Brennorte (Feuersetzort) in (der Grube) Drei Vetter Maßen, wohin sie Holz gelaufen (gebracht), auch verschoben worden, allwo sie ganze drei Tage und drei Nächte ohne Speisen außer, dass sie Wasser getrunken, sich beholfen, bis man am dritten Tage aus dem Rauche, welcher von dem von Ihnen gemachten Feuer aufstieg, geurteilt, wo sie etwa sein möchten, und Fahrten in den Creutzerschacht gerichtet (eingebaut), auch mit unablässiger Arbeit gesucht, bis man sie endlich auch gesund und unbeschädigt herausgebracht hat. Allein ein gar alter Bergmann von 79 Jahren, namens David Eichler, ... ist nicht zu finden gewesen, auf welchen die meiste Schuld hernach sitzen geblieben, dass er nämlich aller Warnung ungeachtet alle Bergfesten weggehauen habe.“

„Alle diese Weitungen sind eine Folge der Verbreitung des Zinnsteins durchs ganze Stockwerk und der Gewinnungsart desselben... Hat man in einer Weitung den guten Zinnstein ausgefeuert, so treibt man ein Ort aus derselben nach irgendeiner Weltgegend, sucht neue reichhaltige Erzpunkte und verfährt wie vorher“ (SCHÜTZ, 1789).

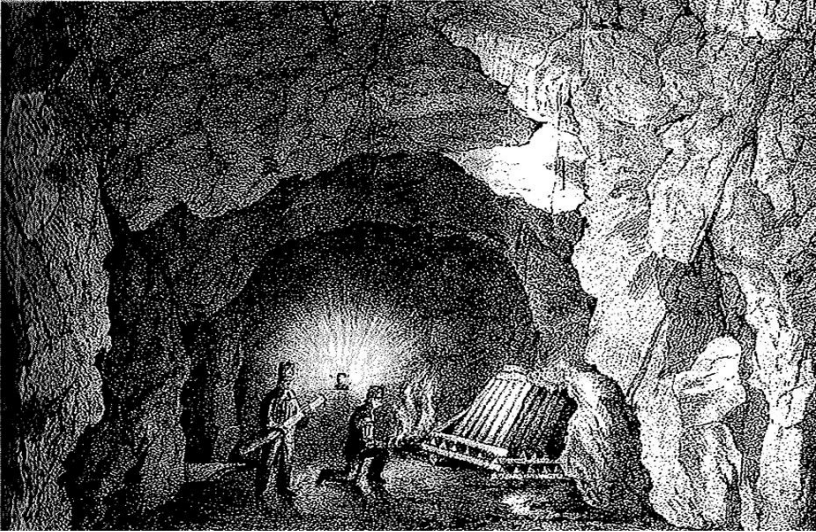


Abb. 7: Ein Brennort im Zwitterstockwerk Altenberg (Quelle: Saxonia, Museum für sächsische Vaterlandskunde, Bd. V Dresden 1940, 13. Lieferung Blatt III)

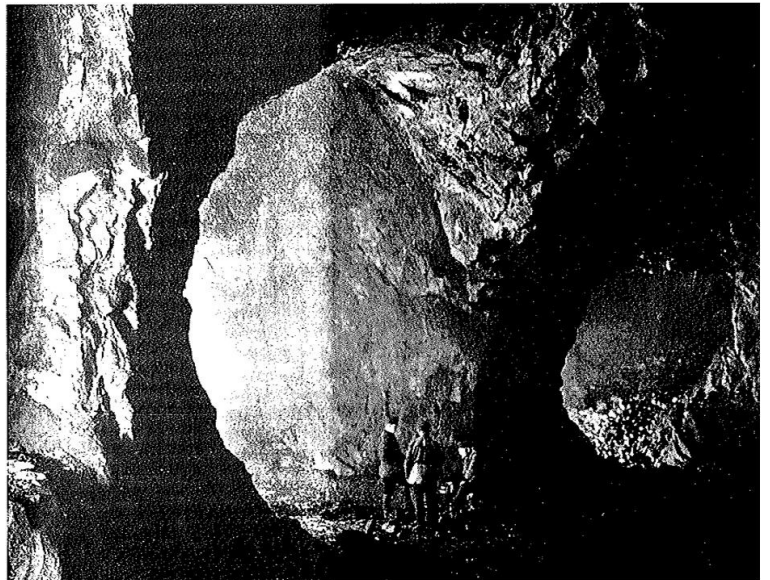


Abb. 8: Weitungen bis 9 m Höhe auf der Heinrich-Sohle
Foto: Schumann, 1930

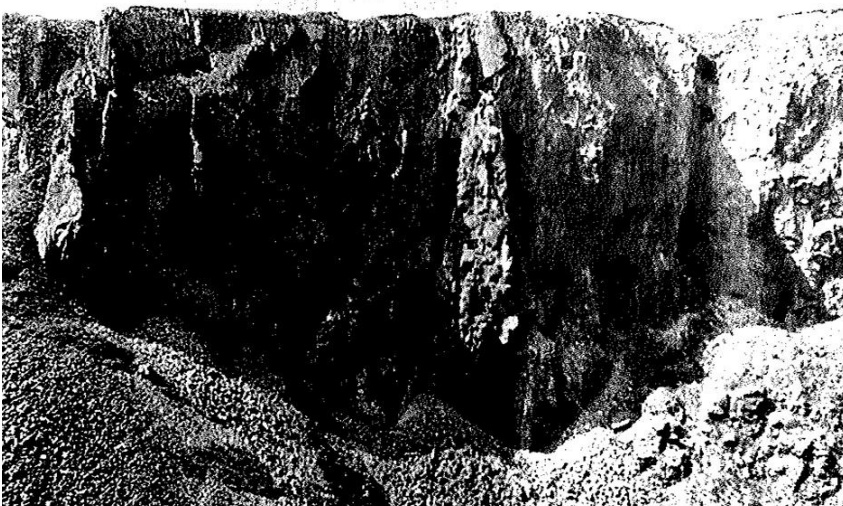


Abb. 9: Süd-Pingenwand im Jahr 1930 mit zahlreichen angerissenen Weitungen und Strecken, Bildmitte ehemaliger Herrenzechen-Schacht
Foto: Schumann, 1930

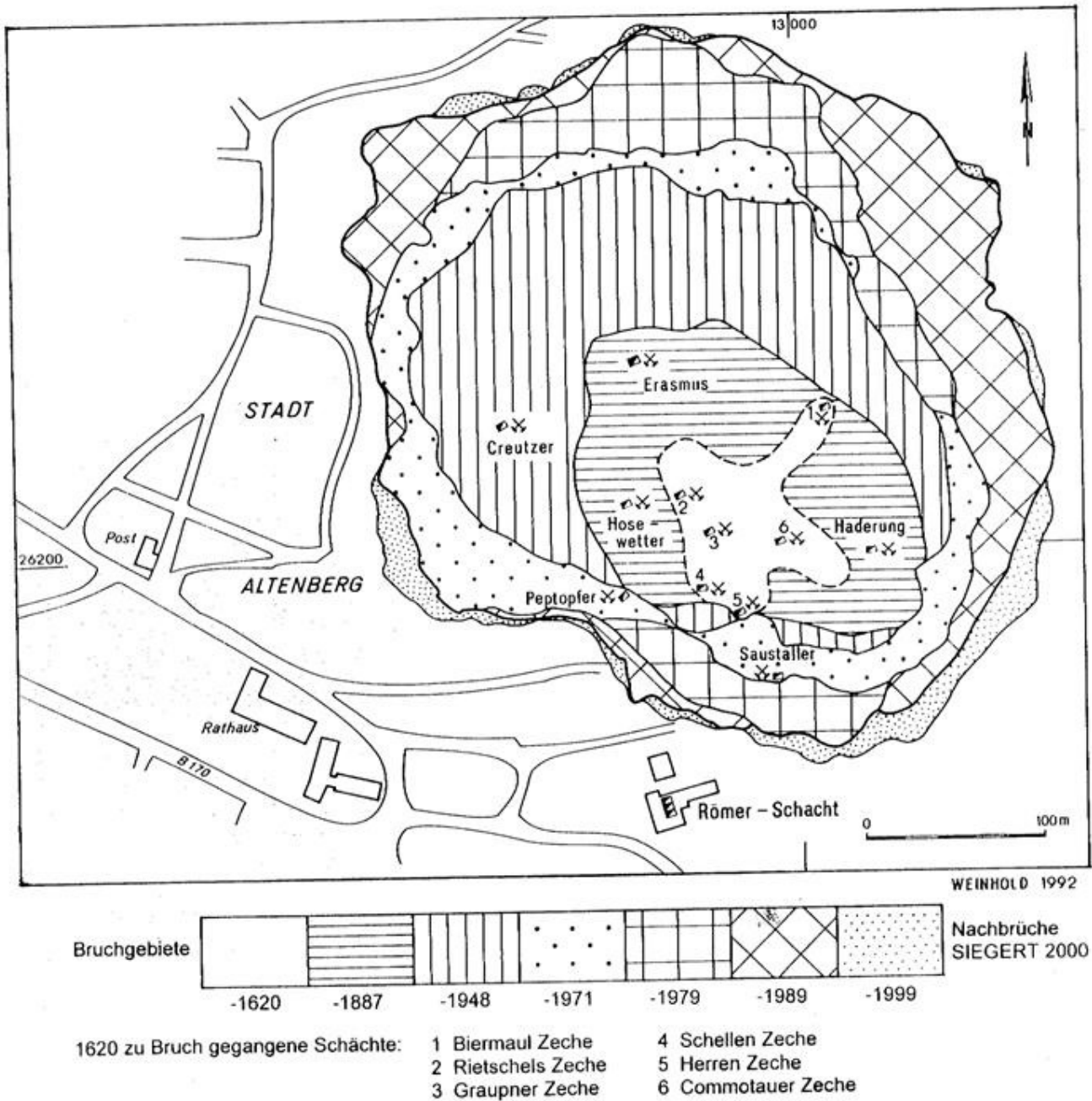


Abb. 10: Zeitliche Entwicklung der Pinge

Der große Pingenbruch von 1620 machte einen weiteren Bergbau zunächst nahezu unmöglich. Zwischenzeitlich verlagerte sich der Bergbau auch etwas in die nähere Umgebung von Altenberg, wo etwa 40 Zechen in Betrieb waren.

2.2.2 Niedergang und Stagnation von 1620-1662 und die frühkapitalistische Wiederbelebung von 1663-1849

Nicht nur die gewaltigen Schäden, die der große Pingenbruch für den Bergbau in Altenberg anzeigte, sondern auch die Gebrechen der Zeit, wie Vernichtung, Krankheit

und Teuerung durch den Dreißigjährigen Krieg, brachten für mehrere Jahrzehnte den Menschen und dem Land eine schwere Zeit.

Eine Zwittergewinnung war bis auf wenige förderfähige Randgruben von untertage kaum möglich. In geringem Umfang förderte man tagebaumäßig Erze aus der Pinge. 1638 wurde die Zwitterförderung gänzlich eingestellt. Die Bergleute fordern die Lohnrückstände und Lohnerhöhung wegen der Teuerung. Kaiserliche Truppen (1632) und schwedische Truppen (1639) bedrängen Altenberg. Pochwerke und Wasserkünste wurden zerstört. Die Pest grassierte 1633 in Altenberg. 1633, 1648 und 1653 kommt es zu Verbrüchen im Tiefen Erbstolln, so dass das Wasser bis 80 m über den Stolln steigt.

Im Jahre 1660 war der Umbruch im Tiefen Erbstolln abgeschlossen, doch zwei Jahre dauerte allein die Entwässerung des brüchigen Grubengebäudes mit seinen zahlreichen Weitungen.

Nach erfolgter Wasserlösung konnte im Jahr 1663 die Zwittergewinnung wieder aufgenommen werden.

Maßgeblich für die Belebung des Bergbaues zu dieser Zeit agierte der Bergmeister BALTHASAR RÖSLER. Die Pingenbrüche zogen entscheidende Wandlungen sowohl in der Altenberger Bergbautechnik als auch in den Produktionsverhältnissen nach sich. Die Fortführung des Bergbaus zur Gewinnung der Zwitterbruchmassen aus der Pinge zwang die vielen Kleinbetriebe (Zechen) zu einer Vereinigung, die schon in den Jahren 1620 (36 Zechen) und 1645 (51 Zechen) angestrebt wurde. Am 04.08.1663 bildete sich aus diesem Komplex von Zechen unter Einbeziehung der Pochmühlen, Hütten, Wäldern und wasserwirtschaftlichen Anlagen die große „Gewerkschaft des Zwitterstocks zu Altenberg“. Sie verfügte über 26 Pochwerke mit 301 Stempeln, über den Aschergraben und 5 Teiche, erwarb 1697 Rittergut und Eisenwerk in Schmiedeberg und besaß viele Waldungen. Sie stellte für das 17.-18. Jahrhundert bereits eine außergewöhnlich große Kapitalgesellschaft dar.

In der Erzgewinnung wurden neben dem Weitungsbaue durch Feuer setzen besonders der Bruchort-, der Rollort- und Schubortbetrieb zur Gewinnung der Brucherze eingeführt. Bohr- und Sprengarbeit wurden erstmalig 1668 in Altenberg genannt, setzten sich jedoch wegen der hohen Kosten nur zögernd in Streckenauffahrungen durch.

Zur Verbesserung der Wasserhaltung wurde 1686 ein Kunstzeug mit einem 13,6 m hohen Kunstrad in der Nähe des Saustaller Schachtes auf der Erbstolln-Sohle eingerichtet, so dass ein Abbau unter dieser Sohle wieder erfolgen konnte (Abb. 11).

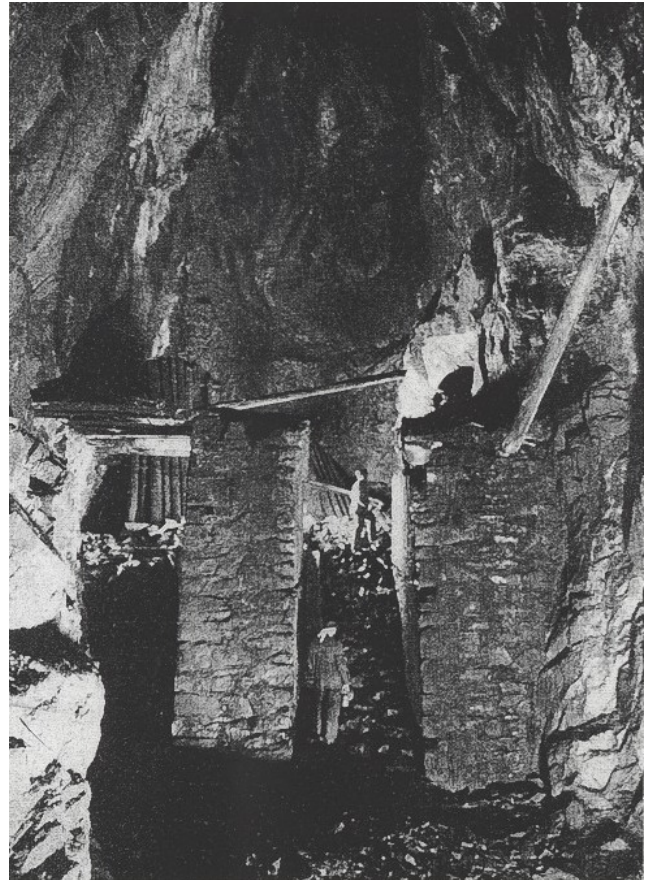


Abb. 11: Radstube auf der Erbstolln-Sohle in der Nähe des Saustaller Schachtes, Auffahrung seit 1675 (Höhe 16 m, Breite 8 m, Länge 20 m), Einhängung des 13,6 m hohen Kunstrades 1686
Foto: Schumann, 1930

Nach DAUBREE (1841) zählte man 1806 im Altenberger Bergwerk 130 Bruchbauörter und nur noch 4 Weitungsbaue, in denen man Feuer setzte. Im Jahre 1845 erfolgte letztmalig die Anwendung des Feuer setzens im Zwitterstock.

Der Umbau der alten Pferdegöpel auf dem Saustaller- und Kreuzer Schacht (1696-1699) in Wassergöpel brachte Kontinuität in die Förderung. Durch die Einführung der Freiburger Langstoßherde im Jahr 1781 wurde nun auch in der Aufbereitung der Erze eine bessere Effektivität sichtbar. Zur Zerkleinerung der Zwitter waren um 1840 15 Pochwerke mit je 90 Stempel in Betrieb. Der Bergbau in Altenberg hatte nun eine neue Blüte erreicht. Im Jahr 1840 waren in Altenberg insgesamt 560 Bergleute und Aufbereiter tätig. Die Zinnausbeute erreichte mit 117 Tonnen pro Jahr einen neuen Höchststand.

Das Altenberger Zinn war durch den Importstopp von englischem Zinn im Rahmen der Kontinentalsperre im Kurs

bedeutend gestiegen. Die Prosperität des Zinns hatte zur Folge, dass die Gewerkschaften in Altenberg bis zu 100 Taler Ausbeute pro Kux im Jahr zahlen konnten.

Durch die steigende untertägige Brucherzgewinnung blieben Bewegungen und Erweiterungen des Pingenraumes nicht aus. Zu Pingenbrüchen und Pingenrandabbrüchen kam es auch nach dem großen Bruch von 1640, besonders in den Jahren 1688, 1714, 1716, 1776 (Peptöpfer Schacht vernichtet), 1785, 1817, 1829 (Saustaller Schacht gefährdet) und 1844 (Wassergöpel des Creutzer Schachtes vernichtet).

2.2.3 Die Periode der technischen Erneuerung seit 1850 bis zur Stagnation 1930

Die fortschreitende Vergrößerung der Pinge und die damit verbundene Beeinträchtigung und Zerstörung von Schächten mit ihrer Förderung und Wasserhaltung zwangen zur Anlage eines neuen Schachtes im nicht bruchgefährdeten Bereich südlich des bis dahin wichtigen Saustaller Schachtes. Durch den von 1837-1850 getauften Römerschacht - benannt nach dem von 1804-1828 tätigen Bergkommissionsrat und Zwitterstockinspektor Jobst Christoph von Römer - konnte die Produktion wesentlich gesteigert werden. Der Einbau einer Wassersäulenmaschine als Ersatz für das Kunstrad am Saustaller Schacht von 1686 erfolgte im Jahr 1862. Sie stellte ein wichtiges Zeugnis der Maschinenteknik im 19. Jahrhundert dar. An Stelle des Kehrrades wurde 1907 im Römerschacht eine Dampffördermaschine eingebaut, die Wassersäulenmaschine wurde 1909 bereits wieder durch eine Turbine mit einem 100 kW-Generator ersetzt.

Zur Streckenförderung führte man Eisenschienenbahnen mit Förderwagen ein; das maschinelle Bohren untertage fand ab 1916 Anwendung.

Nach dem durch Brandstiftung gelegten Großbrand im Jahr 1889, bei dem 7 Pochwäschen, eine Schmelzhütte und das Brennhaus vernichtet wurden, errichtete man 1892 eine neue Zentralwäsche, die ab 1909 mit modernen Humboldt-Schnellstoßherden ausgestattet wurde. Seit der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts gewann man aus dem Altenberger Zinnerz auch Wismut (1854) und Arsenmehl (1861), im Zuge der Kriegswirtschaft des 1. Weltkrieges wurden auch verstärkt Maßnahmen zur Wolframgewinnung getroffen.

Im Jahr 1905 wurden die letzten Altenberger Zinnschachtofen durch Flammöfen ersetzt, gleichzeitig ging man von Holzkohle auf Stein- und Braunkohle über.

Unter den spezifischen Altenberger Bedingungen der sich immer mehr erweiternden Pinge brachten die seit 1850 mit

finanziellen Belastungen durchgesetzten technischen Neuerungen eine Steigerung der Arbeitsproduktivität; insgesamt trat jedoch durch zahlreiche äußere Umstände bedingt, bald ein gravierender Rückgang des Altenberger Zinnbergbaues ein.

Mit der Aufhebung des Direktionsprinzips (1868/69) im sächsischen Bergbau durch eine liberale staatliche Berggesetzgebung bekamen gleichzeitig die Wirkprinzipien einer freien kapitalistischen Wirtschaft für den Bergbau zunehmend Bedeutung. Durch den Import großer Mengen Zinn aus England und Indonesien sank der Zinnpreis ab 1870 stetig. Durch die harte Konkurrenz konnte letztmalig 1872 in Altenberg Ausbeute gezahlt werden. Weder die 1889 neugegründete „Altenberger Zwitterstockgewerkschaft“ noch die 1890 vollzogene Vereinigung der Zwitterstockgewerkschaft mit der Gewerkschaft Erbstilln beziehungsweise die Bildung einer Aktiengesellschaft 1923 brachten den erwünschten wirtschaftlichen Aufschwung. Dem Altenberger Bergbau drohte bereits 1893 der Konkurs. Aufgrund der seit 1884 wirkenden Absatzkrise für Zinn orientierte der Staat Ende des 19. Jahrhunderts auf eine planmäßige Abrüstung des Bergbaues. Staatliche Zuschüsse seit 1893 retteten den Zinnbergbau über die Depression hinweg. Die ab 1898 steigenden Zinnpreise, vor allem aber der Metallbedarf im ersten Weltkrieg, sicherte die Existenz des Zwitterstockes bis zur Weltwirtschaftskrise 1930 (Verfall des Zinnpreises um 40 %). Zunächst wurde die Zwitterstockgewerkschaft durch den seit 1908 von der Strohfabrik Dohna aufgezwungenen Prozess wegen Verunreinigung des Müglitzwassers bedrängt. Aufgrund massierter gerichtlicher Klagen der Papier- und Pappenfabrik im Müglitztal wegen Wasserverunreinigung (Rotfärbung durch feindispersen Hämatit) wurde durch behördliche Anordnung die Betriebseinstellung bei Vereinigt Feld im Zwitterstock Altenberg im Jahr 1930 wirksam.

2.2.4 Die Wiederaufnahme der Produktion 1934 und die Entwicklung von 1946-1991

Die faschistischen Kriegsvorbereitungen sanktionierten eine Wiederaufnahme der Zinnerzförderung in Altenberg. Durch die Beilegung des Wasserrechtsstreites war eine Betriebsaufnahme im April 1934 gegeben.

Technische Verbesserungen gegenüber früheren Jahren wurden getroffen, so der Einbau einer elektrischen Fördermaschine sowie eines Vorbrechers untertage im Römerschacht. Mit der Anlage eines Klärbeckens bzw. einer 18 m hohen Spülhalde im Tiefenbachtal und der Errichtung der Schwarzwasser-Aufbereitung wurde eine wechselseitige Verarbeitung Altenberger und Zinnwalder Erze von 1937-1940 betrieben. Letztmalig wurde 1937 „Altenberger Feinzinn“ in der Zwitterstocker Schmelzhütte geschmolzen. Die

Zinnkonzentrate wurden seit dieser Zeit in der neuerrichteten Zinnhütte in Freiberg verarbeitet.

Im Jahr 1944 erfolgte der Anschluß der Zwitterstock-Aktiengesellschaft an den Staatskonzern der Sachsenzbergbau-Aktiengesellschaft.

Durch Kriegshandlungen, Bombenangriffe, Brandstiftungen und Brandschatzung um den 8. Mai 1945 erlitt Altenberg schwere Zerstörungen, u. a. wurde die alte Faktorei mit ihrem wertvollen Archiv des Zwitterstockes ein Opfer der Flammen.

Nach dem Krieg wurden wichtige Teile der Römeranlagen und der Schwarzwasser-Aufbereitung demontiert.

Im Jahr 1946 begann der Wiederaufbau des Bergwerkes und der Aufbereitung. Der Römerschacht wurde wieder hergerichtet (Abb. 12), die alten Aufbereitungsanlagen setzte man gleichfalls in Gang. Mit 30 Pochstempeln und einigen Langstoßherden in der Wäsche IV lief die Produktion im Oktober 1946 wieder an. Nach Wiederaufbau der Schwarzwasser-Aufbereitung 1947-1949 und Umbau der Wäsche am Römerschacht konnten 1951 die alten Pochwerke und Langstoßherde endgültig musealen Zwecken übergeben werden.

Am 01.01.1951 erfolgte die Gründung des volkseigenen Betriebes VEB „Zinnerz Altenberg“.

Mehrere Brandherde in betrieblichen Anlagen, die sich am 21.10.1951 zu einem Großbrand entwickelten, deuten auf Brandstiftung oder elektrotechnische Defekte hin.

Der im Krieg stark zerstörte Marktbereich von Altenberg wurde durch den Neubau von Wohnhäusern und einem Verwaltungsgebäude des Betriebes, das gleichzeitig als Rathaus diente, mit seinem Vorplatz, dem „Platz des Bergmannes“, zu einem zweckentsprechenden Ensemble umgestaltet.

In den 50er Jahren wurden die alten Anlagen leistungsfähiger gemacht bzw. durch neue Anlagen ersetzt. Der Römerschacht bekam eine neue Fördermaschine und einen höheren Seilscheibenstuhl. Mit der Einführung von Lademaschinen wurde die Vortriebsarbeit effektiver. In der 5. Sohle fuhr man 1953/54 eine Ringstrecke um die gesamte Pingge auf, von der man den aus den Schubörtern der 4. Sohle über Rollen gewonnenen Zwitter zum Schacht förderte. Das ließ eine Steigerung von 11 Schubörtern 1955 auf 36 Schubörter 1959 zu. Gleichzeitig legte man auf der 5. Sohle 19 Schuborte mit der zugehörigen Ringstrecke auf der 7. Sohle zur Förderung der Erze an. Eine Steigerung der Förderung von 500 t Roherz pro Tag 1954 auf 1.000 t Roherz pro Tag 1959 wurde somit möglich. Konform dazu erfolg-

ten Erweiterungen der Aufbereitungskapazitäten mit dem Neubau eines Aufbereitungsgebäudes samt Flotation am Römerschacht (1955) und einer neuen Flotation in der Schwarzwasser-Aufbereitung. Eine neue große Spülhalde ging 1953 in Betrieb (Tiefenbachhalde), die in den Folgejahren eine 60 m hohen Steinschüttdamm erhielt.



Abb. 12: Römerschacht, Förderturm mit Holzverstrebung und mit erhöhtem Seilscheibenstuhl
Foto: 1983

Geologische Untersuchungsarbeiten in den 60er Jahren unterstrichen die wirtschaftliche Bedeutung des großen Vorratspotentials der Zinnerzlagstätte Altenberg.

Den wirtschaftlichen Möglichkeiten und Zwängen folgend wurden eine Reihe staatlicher Festlegungen getroffen, die bis Ende der 80er Jahre die Realisierung mehrerer Investitionsetappen zur Folge hatten. Sie umfaßten die gesamte Zinnlinie - Bergbau, Aufbereitung und Verhüttung (in Freiberg). Zielstellung war die Eigenversorgung der DDR mit Zinn, wobei - neben der Zinnerzlagstätte Ehrenfriedersdorf - der Hauptanteil von Altenberg mit einer Roherzförderung von 1 Mio Tonnen pro Jahr (~ 2.100 t Zinn im Konzentrat) ab 1985 konzipiert wurde.

Zur Umsetzung dieser Konzeption mit ihren umfangreichen Vorhaben von der Forschung bis zur Investitionsrealisierung war die Eingliederung des VEB Zinnerz Altenberg in das volkseigene Bergbau- und Hüttenkombinat „Albert Funk“ Freiberg im Jahr 1967 für den Betrieb eine förderliche Maßnahme. Für den Bergbau in Altenberg mit seinem ganzen sozialen Umfeld fand eine sehr bedeutende Entwicklung statt. Wesentliche Voraussetzungen zur Steigerung der Roherzförderung waren die Anlegung des Arno-Lippmann-Schachtes (296,7 m) als neuer Hauptschacht (1952-1963, Abb. 13) und des Schachtes III (260,4 m) von 1973-1979 für Materialtransporte und Zwischenseilfahrten zur Entlastung des Hauptschachtes. Der gemeinsame Abbau von Brucherzen und den randlich gelagerten umfangreichen Festerzen zwang zu Forschungsarbeiten und zur Durchsetzung neuer Abbauverfahren, die gleichzeitig Erzverdünnungen durch taube Massen und die Bruchgefährdungen im Übertage-Bereich minimierten. Ein modifiziertes Teilsohlenbruchbau-Verfahren wurde, beginnend in den 70er Jahren, in den 80er Jahren erfolgreich flächenwirksam. Die Förderung der Erze wurde durch Inbetriebnahme von Breitgurtförderbändern auf der 7. Sohle für 50 % der Gesamttonnage im starken Maß rationalisiert. Die letzten Schuborte wurden 1982 stillgelegt; der Römerschacht diente nach 1982 nur noch zur Wetterführung; sein Förderturm wurde vollständig und das Gebäude teilweise zwischen 1989 und 1991 wegen Pingenbruchgefahr abgerissen.

Die Unterbringung der großen Mengen von Aufbereitungsbergen wurde mit der Anlegung des 2,1 km langen Trübestollns und des Spülteiches im Bielatal (1961-1964 – Inbetriebnahme Industrielle Absetzanlage am 01.07.1966) vorbereitet. Der Durchsatz der Erzmenge von 1 Mio t pro Jahr wurde in der 1986 fertiggestellten zentralen Aufbereitung am Arno-Lippmann-Schacht erstmalig realisiert.

Mit der im November 1989 vollzogenen politischen Wende und der 1990 wiederhergestellten staatlichen deutschen Einheit waren frühere wirtschaftspolitische Gesichtspunkte nicht mehr relevant. Der gegenüber dem Weltmarktpreis mehrfach höhere Aufwand für Zinn aus Altenberg ließ aus marktwirtschaftlichen Gründen eine Fortführung des Bergbaues nicht zu.

Im Mai 1990 wurde der volkseigene Betrieb Zinnerz Altenberg in die Zinnerz GmbH Altenberg umgewandelt. Betriebsorganisatorische Maßnahmen (ausschließlich Reichkonzentratproduktion, Reduzierung Arbeitskräfte) führten zwar zu einer ca. 30 %igen Effektivitätsverbesserung, doch bedeutete dies immer noch eine monatliche Bezuschussung von 1,6 Mio DM und damit keine Weltmarktfähigkeit.

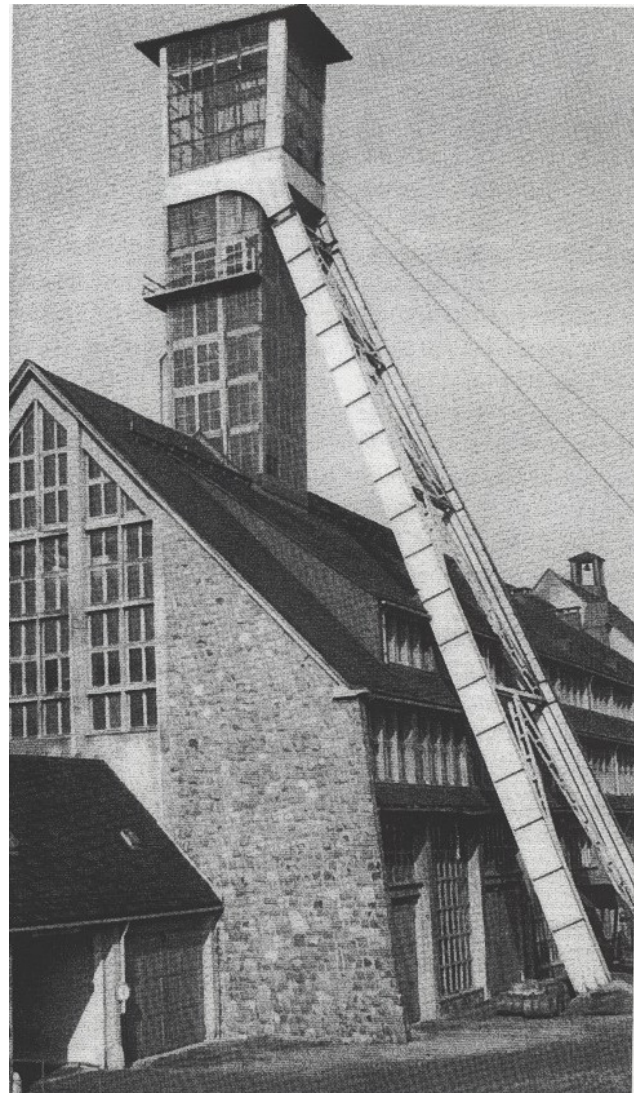


Abb. 13: Arno-Lippmann-Schacht, Schachtgebäude von SW mit Förderturm (Skipförderung und Seilfahrt) Foto 1975

Am 31.03.1991 wurde die Stilllegung der Produktion vollzogen. Gleichzeitig wurde die Auflage zur Verwahrung und Sanierung der Grube und weiterer Anlagen bis Ende 1993 erteilt.

Gleichnishaft ausgedrückt stellt die Produktionseinstellung wieder einmal eine schwere betriebswirtschaftliche Krankheit im 550jährigen Bergbauleben der Lagerstätte dar. Mit dem endgültigen „Aus“ für die Nutzungsmöglichkeit der Lagerstätte Altenberg, also dem Tod der Lagerstätte mangels Substanz, ist sie natürlich nicht identisch.

Überblick

Tab. 2: Zeittafel zur Geschichte des Bergbaus in Altenberg

1230	Erste Anfänge der Zinngewinnung aus Seifen bei Krupka/ČR (Graupen, Böhmen)
1305	Zinnsteingewinnung im Untertagebetrieb bei Graupen nachgewiesen
1378	Zinnsteinfunde bei Böhmischem Zinnwald
1402	Auf der Meißnischen Seite des Gebirges bei Graupen werden Zinnseifen und –gruben verliehen
1436-1440	Beginn des Bergbaues bei Altenberg durch Graupener und Freiburger Bergleute
1445	Gründung der Bergmannsbruderschaft der Heiligen Dreifaltigkeit
1446	Akte über ein neues Bergwerk „auf dem Bernsteinschen“; Kurfürst Friedrich II von Sachsen kauft ein Viertel der Herrschaft Bärenstein samt Bergwerke und lässt bei Bergbeamten von Ehrenfriedersdorf und Geyer nach dem dortigen Zinner-Recht fragen, um es auf die Bärensteiner (d. h. Altenberger) Gruben zu übertragen.
1449-1452	Erstmals Nennung einzelner Gruben in Altenberg: Reiche Zeche, Rote Grube, Zeche am faulen Weg
1449	Kurfürst Friedrich II von Sachsen erwirbt die Herrschaft Lauenstein samt einem Achtel der Roten Grube in Altenberg
1451 19.11.	Siedlung der „Zinner uffm Geussingberg“ erhält Stadtrecht (ab 1489 Stadt Altenberg genannt)
1452-1458	Bau des Aschergrabens für die Altenberger Pochwerke
1460	Anlage zweier Kunstteiche (Walkteiche) oberhalb der Stadt zum Antrieb der Pochmühlen
1464	Hans Münzer verkauft den Aschergraben für 30 Zentner Zinn an die Altenberger Zinner; Kurfürst Friedrich II verkauft die Herrschaft Lauenstein an den Ratsherrn Münzer in Freiberg, behält aber die zugehörigen Bergwerke
1469	Bergleute streiken gegen Unternehmer, ein Schiedsgericht des Landesherrn erfüllt die Lohnforderungen der Bergleute
1470	Erste Gedanken zur Anlage eines Wasserlösungsstolln bei Geising (später Zwitterstocks Tiefer Erbstolln)
1472	Gruben am Neufang östlich Altenberg werden fündig
1473	Plan einer Wasserhebekunst für die Altenberger Gruben auf Kosten des Kurfürsten
1480	Blüte des Bergbaues (ca. 3000 Bergleute)
1481	Bau eines Schöpfwerkes durch Niklas Staude aus Nürnberg
1489	Die Stadt erstmals „Altenberg“ genannt.
1489 11.11	Erlass der 1. Bergordnung für Bergwerke am Geisingberg
1491	Herzog Albrecht und Herzog Georg werden Grund- und Bergherren von Altenberg durch Kauf der gesamten Herrschaft Bärenstein; Schaffung einer neuen Bergordnung: der Lohn wird den Bergleuten nicht mehr in Graupen, sondern in Altenberg ausgezahlt; Gründung Gewerkschaft „Zwitterstocks Tiefer Erbstolln“, an der Finanzierung beteiligen sich u. a. die Städte Freiberg, Dresden, Leipzig sowie Domkapitel und Klöster
ab 1498	Nürnberger und Augsburger Zinnkaufsgesellschaften leihen den Altenberger Zinnern Kapital und erhalten dafür Zinn unter dem Handelspreis (Verlegersystem bis 1570)
1519	Vertrag Sigismund von Maltitz mit den Zwitterstockwerken über die Anwendung von Nasspochwerken
1530-1553	Bau des großen und kleinen Galgenteiches
1543	Zwitterstocks Tiefer Erbstolln bringt mit Durchschlag (1878 m Länge) in die Altenberger Gruben die ersehnte Wasserlösung in ca. 150 m Teufe
1545 15.11	Erster Pingenbruch: 10 Gruben sind unmittelbar betroffen, Bruch bis 50 Klafter (ca. 90 m) Tiefe; Beginn der Förderung von Brucherzen
1550-1559	Anlegung des Neugrabens und des Quergrabens zur Betriebswassererschließung
1554/1566	Bau von zwei Kunstgezeugen zur Wasserhebung aus den Tiefbauten auf das „Tiefer Erbstolln“-Niveau (vorher waren 160 Wasserknechte beschäftigt)
1568	Kurfürst August erlässt neue Bergordnung für Altenberg (Direktionsprinzip)
1571	Hauptgewerken im Altenberger Zwitterstock sind die sächsischen Beamten Kammermeister Hans Harrer und Münzmeister Hans Biener
1576	Intensiver Bergbau in Altenberg: 124 Grubefelder auf 5 Hektar
1578 22.04.	Zweiter Pingenbruch: 4 Zechen sind betroffen; Bergbeamte wurden ihres Dienstes enthoben, da sie absichtlich die Schächte zum Gehen gebracht hätten, um leichter Zinnreisen zu gewinnen
1583, 1587, 1619	Weitere Pingenbrüche: 12 Zechen sind betroffen
1620 24.01.	Dritter (größter) Pingenbruch: 24 Fundgruben und Zechen sind unmittelbar betroffen über eine Fläche von 3822 Quadratklafter (ca. 15 100 m ²). Zu Bruch gehen u. a. 4 Göpel, 1 Wohnhaus, 1 Bergschmiede, 1 Kunstschacht. Starke negative Beeinträchtigung für die Weiterführung des Bergbaues. Die betroffenen 36 Gruben beschließen künftig gemeinsamen Grubenbetrieb. Zwittergewinnung nur aus einigen förderfähigen Randgruben und geringfügig tagebaumäßig aus der Pinge.
1623	Bergleute fordern wegen Teuerung höhere Löhne
1632	Im Dreißigjährigen Krieg bedrängen kaiserliche Truppen Altenberg
1633	Pest in Altenberg

Überblick

1633, 1648, 1653	Verbrüche im tiefen Erbstolln
1636	Erstmals Zubeßzahlung beim Zwitterstock
1638	Gänzliche Einstellung der Zwitterförderung; Bergleute fordern Lohnrückstände
1639	Die Schweden bedrängen Altenberg, Pochwerke und Wasserkünste werden zerstört.
1652	Tiefer Erbstolln erneut verbrochen: Wasser steigt bis 80 m über Stolln, Betrieb ruht erneut bis 1663.
1660	Umbruch des Tiefen Erbstolln beendet; zwei Jahre Grubenentwässerung
1663	Wiederaufnahme der Zwittergewinnung; Bergmeister Balthasar Rösler bringt den Bergbau in Altenberg wieder in Schwung
1663 04.08.	Gründung „Gewerkschaft des Zwitterstocks zu Altenberg“ (Zechen, Pochmühlen, Hütten, Wälder, wasserwirtschaftliche Anlagen)
1668	Erster Hinweis auf vereinzelte Bohr- und Sprengarbeiten
1675	Stadtbrand in Altenberg
1675/1725	Zinnzehntenstreit: die Kurfürsten fordern von den Gewerken höhere Abgaben, aufgrund verschiedener Rechtsgutachten verlieren sie die Prozesse gegen die Gewerken
1686	Inbetriebnahme des seit 1608 geplanten, nun durch Adam Unger aus Freiberg gebauten Kunstzeuges mit einem 13,6 m hohen Kunstrad in der Nähe des Saustaller Schachtes. Wiederbeginn des Abbaues unter der Stollnsohle
1688 02.11.	Erneuter Bruch an der Pinge
1696/1699	Auf dem Saustaller- und Kreuzer Schacht wurden die Pferdegöpel in Wassergöpel umgebaut (Wasser aus dem Galgenteich)
1714 18.12.	Erneute Pingenbrüche
1716	Weiterer Pingenrandabbruch
1719	„Cementquelle“ entdeckt (Zementation von Kupfer mittels eingelegten Eisens in das kupferhaltige Grubenquellwasser)
1776	Erneuter Pingenbruch (Peptöpfer Schacht vernichtet)
1781	Steigerung des Ausbringens in der Aufbereitung durch Einführung der Freiburger Langstoßherde (Langstoßherde verdrängten bis 1825 die Planherde vollständig)
1783	Vereinigung der Bergämter Glashütte und Berggießhübel mit Altenberg
1785	Erneuter Pingenbruch an der Südwand
1786-1871	Die Zwitterstockgewerkschaft gründet und unterhält eine „Berg- und Zeichenschule“
1806/1812	Englisches Zinn ist durch die Kontinentalsperre auf dem europäischen Kontinent ausgeschaltet. Altenberger Zinn steigt im Kurs, die Gewerkschaft zahlt bis 100 Taler pro Kux Ausbeute im Jahr.
1809	Napoleon übernachtet in der Faktorei des Altenberger Zwitterstockes
1817	Erneut Pingenrandabbrüche
1829	Pingenbruch am Saustaller Schacht
1837	Beginn der Teufarbeiten im Römerschacht als neuem Förderschacht (Ersatz für Saustaller Schacht)
1844	Brüche am nördlichen Pingenrand, Wassergöpel des Creutzer Schachtes zerstört
1845	Letztmalige Anwendung des Feuersetzens im Zwitterstock
1850	Römerschacht (167 m Teufe) nimmt Förderung auf
ab 1854	aus Altenberger Zinnerz wird Wismut als Nebenprodukt gewonnen
ab 1861	Arsenmehl wird als weiteres Nebenprodukt gewonnen
1862	Eintragung der Zwitterstockgewerkschaft in das Handelsregister; Einbau einer Wassersäulenmaschine in den Römerschacht als Ersatz für das Kunstrad am Saustaller Schacht von 1686
1868/1869	Die Aufhebung des Direktionsprinzips mit Hilfe des sächsischen Berggesetzes von 1869 leitet die volle Entfaltung kapitalistischer Produktionsverhältnisse ein. Das Unternehmen erhält den Namen „Altenberger Zwitterstockgewerkschaft“. Die Zwitterstockgewerkschaft verkauft ihren großen Waldbesitz an den Staat und ermöglicht damit die weitere Zahlung von „Ausbeute“.
ab 1870	Der Zinnpreis sinkt in Deutschland durch den Import großer Mengen Zinn aus Indonesien.
1872/1873	Letzte Ausbeutezahlung der Zwitterstockgewerkschaft vor dem 1. Weltkrieg.
1876	Großbrand in Altenberg, u. a. werden Renaissance-Rathaus, kurfürstliche Zinnwaage und Kirche zerstört. Zwitterstockgewerkschaft verkauft das Rittergut in Schmiedeberg.
1877	Handelsrechtliche Benennung der Altenberger Grube: Vereinigt Feld im Zwitterstock
1884	Absatzkrise für Altenberger Zinn
1885	Einstellung der seit 1757 auf der roten Weißeritz betriebenen Flößerei, die Zwitterstockgewerkschaft wird damit einziger Nutzer der Galgenteiche. Verkauf des Eisenhüttenwerkes in Schmiedeberg durch die Zwitterstockgewerkschaft
1889 23.-24.05.	Durch Großbrand (Brandstiftung) wurden 7 Pochwäschen der Zwitterstockgewerkschaft, 2 Pochwäschen der Stollngewerkschaft sowie deren Schmelzhütte und Brennhaus vernichtet
1889	Neugründung als „Altenberger Zwitterstockgewerkschaft“
1890 01.11.	Vereinigung der Gewerkschaften vom Zwitterstock und Erbstolln
1892	Inbetriebnahme einer „Zentralwäsche“ als Aufbereitung
1893	Drohender Konkurs der Zwitterstockgewerkschaft wird durch staatliche Zuschüsse verhindert

Überblick

1898	Steigende Zinnpreise sichern Existenz der Zwitterstockgewerkschaft
1905/1907	Der letzte Altenberger Zinn-Schachtofen wird stillgelegt. Ersatz durch Flammöfen, Ersatz von Holzkohle durch Stein- und Braunkohle
1907	Im Römerschacht wird an Stelle des Kehrrades eine Dampffördermaschine eingebaut.
1908	Prozess der Strohfabrik Dohna gegen die Zwitterstockgewerkschaft wegen Verunreinigung des Müglitzwassers
1909	Im Römerschacht wird an Stelle der Wassersäulenmaschine eine Turbine mit 100 kW-Generator installiert, in der Aufbereitung (Zentralwäsche) werden Humboldt-Schnellstoßherde aufgestellt.
1916	Verstärkte Gewinnung von Wolfram als kriegswichtiges Metall; Einführung des maschinellen Bohrens untertage
1923	Die Altenberger Zwitterstockgewerkschaft wird Aktiengesellschaft
1928	Eröffnung des Schaubergwerkes „Heinrichssohle“ im Zwitterstock (in 85 m Tiefe werden 15 durch Feuersetzen entstandene Weitungsbaue gezeigt).
1930	Zinnpreis fällt durch die Weltwirtschaftskrise um 40 %; behördliche Anordnung zur Betriebseinstellung bei Vereinigt Feld im Zwitterstock Altenberg aufgrund gerichtlicher Klage der Papier- und Pappenfabrik im Müglitztal wegen Verunreinigung des Müglitzwassers
1934 04.04.	Wiederaufnahme der Produktion im Zwitterstock nach Beilegung des Wasserrechtsstreites Anlegung eines Klärbeckens für Aufbereitungsabgänge im Tiefenbachtal Einbau einer elektrischen Fördermaschine im Römerschacht
1936-1937	Bau der Schwarzwasser-Aufbereitung mit Zinnstein-Wolframit-Flotation für Altenberger und Zinnwalder Erze
1937	„Altenberger Feinzinn“ wird in der Zwitterstocker Schmelzhütte letztmalig geschmolzen; Abbruch der Hütte; Verarbeitung der Zinnkonzentrate in der Zinnhütte in Freiberg; Schaubergwerk „Heinrichssohle“ erhält einen separaten Zugang über Stolln und 50 m tiefen Blindschacht; Einführung von Elektroloks für Streckenförderung; Installierung eines Vorbrechers am Schacht untertage
1938	Anlage einer 15-18 m hohen Aufbereitungsspülhalde im Tal des Tiefenbaches
1941	Aus der Spülhalde der Schwarzwasser-Aufbereitung brechen 150 000 m³ Sand bis zum Bahnhof Geising aus
1942	Schaubergwerk „Heinrichssohle“ wird für Besucherverkehr geschlossen. Einbau einer Rüstungsproduktion von Sachsenwerk Dresden-Niedersedlitz
1944	Anschluss der Zwitterstock-Aktiengesellschaft an den Staatskonzern Sachsenenerz-Bergbau AG
1945	Zerstörungen zum Ende des 2. Weltkrieges in Altenberg (u. a. alte Faktorei zerstört, Archiv des Zwitterstocks verbrannt)
1945	Nach Ende des 2. Weltkrieges und im Ergebnis des Potsdamer Abkommens Demontage eines Teils der Römerschacht-Anlage und der Schwarzwasser-Aufbereitung. Die „Heinrichssohle“ wird laut Anordnung der sowjetischen Militär-Administration nicht gesprengt, nach Liquidierung der Einrichtungen zur Rüstungsproduktion soll sie wieder Schaubergwerk werden.
1946 Okt.	Wiederaufnahme der Zinnerz-Aufbereitung mit 30 Pochstempeln (von den 180 vorhandenen) und den Langstoßherden der Wäsche IV
1947/1949	Wiederaufbau der Schwarzwasser-Aufbereitung
1949 Okt.	Wiedereröffnung des Schaubergwerkes „Heinrichssohle“
1951 01.01.	Gründung des volkseigenen Betriebes Zinnerz Altenberg; 21.10. Großbrand; Stilllegung der Pochwerke, Umbau der Wäsche am Römerschacht
1952/1953	Rekonstruktion Römerschacht (neues Fördermaschinenhaus, neue Fördermaschine, höherer Seilscheibenstuhl). Stilllegung der letzten Langstoßherde, Umbau der Gleise untertage von 450 mm auf 600 Spurweite
1952/1959	Wäsche IV wird zum technischen Denkmal der Zinnerz-Aufbereitung ausgebaut
1952/1963	Neuer Zentralschacht „Arno-Lippmann-Schacht“ (Tiefe 296,7 m) abgeteuft und in Betrieb genommen (Erfüllung einer Voraussetzung zur erheblichen Steigerung der Roherzförderung mit dem Ziel 1 Mio. t pro Jahr)
1953	Anlage der großen Spülhalde im Tiefenbachtal als 60 m hoher (1966) Steinschüttdamm
1953 01.10.	Schließung des Schaubergwerkes „Heinrichssohle“ wegen Heranrückens der Pingenbruchwand. Seit 1949 50 000 Besucher
1954	Fertigstellung der Ringstrecke auf 5. Sohle, Abzug des Brucherzes aus 11 Schuborten der 4. Sohle, Tagesförderung 500 t Roherz
1955	Bau eines neuen Aufbereitungsgebäudes mit Flotation am Römerschacht
1956	Lademaschinen untertage eingeführt. Einbau einer neuen Flotation in die Schwarzwasser-Aufbereitung
1955-1975	Umfangreiche systematische geologisch-mineralogisch-tektonische Untersuchungen zur Bewertung des bedeutenden Rohstoffpotentials der Zinnerzlagerstätte
1959	Fertigstellung der Ringstrecke auf 7. Sohle mit Anlegung von 19 Schuborten auf 5. Sohle. Tagesförderung aus insgesamt 36 Schuborten auf 1000 t Roherz pro Tag gesteigert.
1961-1964	Auffahrung Trübestolln (2,1 km) vom Gelände des Römerschachtes ins Bielatal und Anlegung Spülteich Bielatal für Aufbereitungsabgänge (Probetrieb ab 01.07.1966)
1966 09.10.	Bruch der Wölbschleuse unter der Sandhalde im Tiefenbachtal (Schlammstrom bis Geising) - Einstellung Spülbetrieb im Tiefenbachtal, 1967 Spülbetrieb IAA Bielatal aufgenommen
1967	Betrieb VEB Zinnerz Altenberg wird in den VEB Bergbau- und Hüttenkombinat „Albert Funk“ Freiberg eingegliedert

1971	Schaubergwerk „Neubeschert Glück Stolln“ wird eröffnet
1971-1977	Probeweise Einführung des modifizierten Teilsohlenbruchbaues“ als neues Abbauverfahren in Teilen der Baufelder 1 und 2
1975-1989	Vertiefende lagerstättengenetische Untersuchungen in der Zentrallagerstätte und geologische Erkundungen in den Randgebieten
1973-1979	Teufe und Inbetriebnahme des Schachts III (Tiefe 260,4 m) als Material und Zwischenseilfahrtschacht
1980	Einführung von Breitgurt-Förderbändern untertage in den Baufeldern 1 und 2 auf der 7. Sohle (= 50 % der Erzförderung)
1982	Einstellung des Abbaues mittels Schubortbetrieb; Einführung des Teilsohlenbruchbaues (gemeinsamer Fest- und Brucherzabbau in den Baufeldern 1-3; Einstellung der Schachtförderung im Römerschacht (nur noch Wetterschacht)
1986	Inbetriebnahme der Neuen Aufbereitung – 3. Etappe Erstmals Roherzförderung und Aufbereitungsdurchsatz von 1 Mio. t Roherz pro Jahr
1989-1991	Demontage und Abriss Römerschacht
1990 Mai	Wandlung des volkseigenen Betriebes Zinnerz Altenberg in Zinnerz GmbH im Zusammenhang mit der politisch-wirtschaftlichen Wende DDR/BRD
1991 31.03	Produktionseinstellung aufgrund zu hoher Kosten gegenüber dem Weltmarktpreis; anschließend Verahrungs- und Sanierungsarbeiten

2.3 Etappen der geologisch-lagerstättenkundlichen Erforschung

Während der Altenberger Bergbau bereits in der älteren Literatur häufig Erwähnung findet, sind Angaben über geologisch-mineralogische Verhältnisse der Altenberger Lagerstätte bis fast Mitte des 20. Jahrhunderts seltener.

Das mag folgende Gründe haben:

- das Vorhandensein großer Erzmassen in einem stark konzentrierten Raum (stockförmiger Lagerstättenkörper) forderte nicht die Bearbeitung der Lagerstätte mit dem Ziel einer Neuerkundung von Erzen heraus;
- der frühzeitig in der Lagerstättennutzung eingetretene Zusammenbruch (großer Pingenbruch 1620) erschwerte bzw. machte eine Aufnahme und Diagnose der geologischen Situation fast unmöglich;
- die Monotonie in der Lagerstättensubstanz selbst, insbesondere die Zwitter in ihrer schwer definierbaren Zusammensetzung, regten, bis auf die exotische Ausbildung des sogenannten Pyknits (Stängeltopas), wenig zur Bearbeitung an.

Aus den wirtschaftlichen Zwängen nach dem 2. Weltkrieg heraus und nicht zuletzt durch die erkannte Größe und Bedeutung der Zinnlagerstätte erfuhr der Bergbau in Altenberg nach 1950 einen beachtenswerten Aufschwung, der sich fördernd und fordernd auf die geologische Erforschung der Lagerstätte und des gesamten Umfeldes ausgewirkt hat.

Etwa 120 geologische Bearbeitungen und Veröffentlichungen im Zeitraum 1955-1990 zur Lagerstätte Altenberg sind Zeugnis außergewöhnlich hoher Interessen an der Rohstofferschließung in dieser Zeit.

Nach den zeitlichen Schwerpunkten beziehungsweise einer Bearbeitung aufgrund bergwirtschaftlicher Erfordernisse lassen sich vier Etappen der Erforschung der Zinnerzlagertstätte skizzieren:

1. Mineralogisch-geologische Betrachtungen zur Lagerstätte Altenberg bis Ende des 19. Jahrhunderts
2. Untersuchungen von 1900-1945
3. Systematische geologisch-mineralogische und tektonische Untersuchungen im Zeitraum 1955-1975
4. Vertiefende lagerstättengenetische Untersuchungen in der Zentrallagerstätte und geologische Erkundungen in den Randbereichen im Zeitraum 1975-1989

1. Etappe: Erste Darstellungen zur Lagerstätte Altenberg stammen von AGRICOLA (1530, 1556), U. R. v. CALW (um 1500) und RÖSLER (1700). Geologisch-mineralogische Bearbeitungen der Altenberger Lagerstätte durch CHARPENTIER (1778), BUCHHOLZ (1804), KLAPROTH (1808 und 1810) und OELSCHLAEGEL (1813) beschäftigten sich speziell mit dem Pyknit (Stängeltopas). Dem reichlichen Vorkommen von Topas wandten sich auch GROTH (1870), DALMER (1887) und ZINKEISEN (1888) zu. Erste Analysen des Zwittergesteins und des Granits von Altenberg liegen von SCHMIDHUBER (1833) und RUBE (1862) vor.

Geologisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen begannen durch v. WEISSENBACH (1823), BREITHAUPT (1858) und v. COTTA (1860). Im Rahmen der geologischen Landeskartierung erfolgten detaillierte lagerstättenkundliche Arbeiten durch DALMER (1890, 1894), BECK (1896) und REYER (1879, 1881). Von MUELLER (1889) ist ein erstes Gutachten über den Zeitwert des Zwitterstockes in Altenberg bekannt.

2. Etappe: Ende des 19. Jahrhunderts bis zum Anfang der dreißiger Jahre dieses Jahrhunderts machte - wie bereits

dargelegt - der Altenberger Bergbau eine schwere krisenhafte Entwicklung durch, so dass unmittelbare geologische Bearbeitungen der Zinnlagerstätte Altenberg aus dieser Zeit auch nicht vorliegen. Eine regionalgeologische Bearbeitung der Altenberger Scholle wurde von SEIDLITZ (1926) vorgenommen. Petrochemische Untersuchungen osterzgebirgischer Granite legte FRITZSCH (1928) vor. In seiner Lagerstättenklassifikation ordnete CISSARZ (1928) die Altenberger Zinnlagerstätte als pegmatitisch-pneumatolytische Zinn-Wolfram-Molybdän-Lagerstätte ein.

Nach der Wiederaufnahme des Bergbaues im Jahr 1934 standen zahlreiche Fragen unmittelbar zur Lagerstätte und zur Verbesserung produktionstechnischer Prozesse. Eine Großbemusterung des Zwitterstockes (1939-1941) mit einer ersten Berechnung der Zwittererzvorräte erfolgte durch SCHENDERLEIN (1944). REH (1927) und OELSNER (1942) nahmen Korngrößenuntersuchungen des Zinnsteins in den Altenberger Erzen zur besseren Beherrschung des Aufbereitungsprozesses vor.

Erkundungsarbeiten wurden seit 1936 von der Lagerstättenforschungsstelle des Oberbergamtes in Freiberg durchgeführt. Im unmittelbaren nördlichen Gebiet des Zwitterstockes wurden 1937/38 vier Bohrungen auf der sogenannten „Zinnkluft“ vorgenommen, die jedoch ein negatives Resultat brachten. Oelsner (1952) legte neue lagerstätten-genetische Kenntnisse zur Lagerstätte vor.

3. Etappe: Mit der Auffahrung von Ringstreckensystemen auf der 5. und 7. Sohle in den 50er Jahren zur Steigerung der Erzförderung wurden zahlreiche geologische Neuaufschlüsse geschaffen (PRZYBYLSKI und HEDRICH, 1956, 1958), die zu einer ersten lagerstätten-genetischen Bearbeitung des Zwitterstockes führten (SACK, 1958).

Die Lagerstätte Altenberg wurde aufgrund ihres noch vorhandenen Rohstoffpotentials in den 60er Jahren als wichtigste Zinnrohstoffquelle der DDR-Wirtschaft erkannt. Das forderte eine detailliertere geologisch-mineralogische und tektonische Bearbeitung der Lagerstätte geradezu heraus.

Dokumentationsarbeiten ganzer Streckensysteme konnten die Geologie der Lagerstätte, die tektonische Situation und den Vererzungscharakter weiter klären (SCHLEGEL 1966, 1967; BAUMANN und SCHLEGEL, 1967). Forciert wurde die komplexe geologische Bearbeitung durch eine Reihe thematischer Untersuchungen durch den Betrieb „Geologische Forschung und Erkundung“ in Freiberg.

So konnten durch Pingenrand- und Tiefbohrungen 1965 die petrographischen Verhältnisse im Rand- und Teufenbereich der Lagerstätte präzisiert werden (OSSENKOPF, 1967).

Arbeiten zur Abgrenzung Brucherz-Festerz-Nebengestein

(Arbeitsgemeinschaft Zinnerz Altenberg 1968) und eine komplexe tektonische Bearbeitung der Lagerstätte waren Voraussetzung für die Entwicklung und Einführung moderner Abbauverfahren mit dem Ziel einer gemeinsamen Gewinnung von Bruch- und Festerz. Untersuchungen zur Mineralverteilung und zur Verteilung der Rohstoffarten - Greisentypen - (HELBIG und OSSENKOPF, 1969; SIPPEL, 1971; SCHLEGEL, 1972) hatten für die Klärung aufbereitungstechnologischer Fragestellungen große Bedeutung. Eine wichtige Rolle zur Effektivitätsverbesserung der Aufbereitungsprozesse (Steigerung Ausbringen aus feinverwachsenen Zinnerzen) spielten dabei zunächst detaillierte Untersuchungen zum Auftreten des Zinnsteins und der Zinnverteilung in den Altenberger Erzen (WAWRA und KALWEIT, 1969; KRUTAK, 1968; RECKNAGEL, 1969; SANSONI, 1973).

Erzvorratsberechnungen (ROHRLACK und SCHLEGEL, 1968; SCHLEGEL 1975) führten zu qualitativen und quantitativen Präzisierungen der Ressourcen. Mangels Vorgabe einer staatlichen Aufwandsgröße waren die ermittelten Lagerstättenkonditionen als Richtwerte zu betrachten, wonach insgesamt Investitionen zur Steigerung der Zinnproduktion realisiert werden konnten.

Auch der Untersuchung und Berechnung der Neben- und Spurenelemente in der Lagerstätte wurde erhöhte Aufmerksamkeit geschenkt (TIMMLER, 1969; BOLDUAN, 1970). Die Altbergbaugebiete in den unmittelbaren Randbereichen (Rote Zeche/Neufang) der Zentrallagerstätte wurden neu dokumentiert und auf Untersuchungswürdigkeit geprüft (BOLDUAN und HELBIG, 1970; BERGER, 1972).

Insgesamt wurde in dieser Zeit von staatlicher Seite der Erkundung des osterzgebirgischen Raumes (TISCHENDORF, 1964; SCHULZE, 1969) mit dem Ziel der „verstärkten Nutzung einheimischer Rohstoffe“ ein sehr hoher Stellenwert beigemessen.

4. Etappe: Der Zeitraum nach 1975 war gekennzeichnet durch vertiefende Untersuchungen zu einer Reihe vielfältiger noch offener geologischer Fragestellungen und der geologischen Erkundung in den Randbereichen der Zentrallagerstätte. Nach der Zusammenstellung von geologischen Themenkatalogen mit Fünfjahresfristen kam es zur fruchtbringenden Bearbeitung dieser Themen vorwiegend im Rahmen von Qualifizierungsarbeiten insbesondere durch die Bergakademie Freiberg und die E. M. Arndt-Universität Greifswald. Spezielle tektonische Arbeiten führten zur Klärung der Erzverteilung (SUESSMILCH, 1980; STRUTH, 1982; FOERSTER 1982; MOEBUS, 1984 u. a.). SCHOENEBECK (1983) und SCHILKA (1986, 1987) wandten sich paragenetisch-tektonisch orientierten Untersuchungen zu. Speziellen Mineraluntersuchungen (Pyknit, Glimmer) widmeten sich FIEBIGER (1980), GOTTESMANN und

TISCHENDORF (1980) sowie FÖRSTER (1981, 1982). Geochemisch betonte Arbeiten zur Verteilung von Begleit- und Spurenelementen in der Lagerstätte bzw. in bestimmten Gesteinen, Erzen und Mineralen liegen von MAI (1980), THOMAS und BAUMANN (1980), LEIPE (1982), MATTHES (1983), Autorenkollektiv Greifswald (1984), FELIX u. a. (1985) sowie JUST (1987) vor.

Auf der Basis eines im Jahr 1980 staatlich vorgegebenen Aufwandslimits (vVA - volkswirtschaftlich vertretbarer Aufwand) wurden die Konditionen und die Erzvorratsberechnung (Autorenkollektiv Zinnerz Altenberg und BHK Freiberg 1980 und 1981) erarbeitet und von staatlicher Stelle bestätigt. Danach war auf der Basis eines jährlichen Roherzdurchsatzes von 1 Mio Tonnen eine jährliche Produktion von ca. 2.100 Tonnen Zinn im Konzentrat bis etwa zum Jahr 2005 konzipiert.

Die seit 1986 realisierte Gewinnung von 1 Mio t Roherz pro Jahr mittels eines modernen Abbaufahrens zum gemeinsamen Abbau der Fest- und Brucherze erforderte umfangreiche geomechanische Untersuchungen und Beobachtungen zur Beherrschung der untertägigen Standsicherheit sowie der übertägigen Bruchvorgänge im Pingenvorfeld. Die Ergebnisse verschiedenster Meßprogramme und Simulationen wurden in Forschungsberichten niedergelegt (Autorenkollektiv des Institutes für Bergbausicherheit Leipzig, 1982, 1984, 1987, 1988, 1989; SCHMIDT, 1988; HAKE und WUESTE 1990).

Trotz der langfristig gesicherten Produktionsperspektive wurden in den 80er Jahren Konzeptionen entwickelt und Realisierungsetappen zur Erkundung des unmittelbaren und des erweiterten Umfeldes der Lagerstätte Altenberg durchgesetzt. Ziel war es, nach erfolgtem Nachweis von sogenannten kleineren Satellitenlagerstätten im unmittelbaren Umfeld selbige parallel im Zuge des Abbaues der Zentral-lagerstätte zu nutzen und anderenfalls genügend Zeit für die Vorbereitung einer Nachfolgelagerstätte nach Altenberg zu haben.

Die Arbeiten im unmittelbaren Umfeld konzentrierten sich auf die durch Altbergbau bekannten Gebiete Raupennest, Zinnkluft und Rote Zeche/Neufang. Während die Sucharbeiten im Gebiet Raupennest negativ verliefen (KÜHNE u. a., 1985), konnten durch den Erkundungsbetrieb „Geologische Forschung und Erkundung“ in Freiberg die Sucharbeiten im Revier Zinnkluft mit dem Ausweis und der Bestätigung von Zinnerzvorräten positiv abgeschlossen werden (SEIDEL u. a., 1988).

Das unmittelbar an das Grubengelände von Altenberg angrenzende Grubenfeld Rote Zeche/Neufang wurde von 1980-1989 in einem tiefen Niveau (7. Sohle) von einer Lehrlingsbrigade unterfahren. Erhoffte verborgene Grei-

senkörper konnten nicht festgestellt werden, angetroffene Gangstrukturen ließen keine bauwürdigen Zinnvererzungen erkennen.

Im Zeitraum 1937-1987 wurden im Gebiet Messtischblatt Altenberg 93 Bohrungen zur Klärung der geologisch-lagerstättenkundlichen Situation mit einem Gesamtumfang von 21 444 m niedergebracht (Tab. 3; Bohrungen zur geomechanischen Überwachung des Pingensandes und UT-Bohrungen mittels Kleinbohrgerät sind hier nicht mit erwähnt).

Tab. 3: Bohrungen auf Messtischblatt Altenberg

Jahr	Anzahl Bohrungen	Bohrmeter	Bohrgebiete/Bemerkungen
1937/38	4	ca. 200	Zinnkluft
1958	1	309	
1965	12	2064	Pingensandbohrungen
1966	2	471	Ersatzbohrung und UT-Bohrungen
1969	2	302	
1970	11	1360	(SDAG Wismut)
1971	22	3559	Bereich Kahleberg
1972	4	712	
1978	4	1591	
1983	5	2203	Zinnkluft (Suche)
1984	2	704	Raupennest (Suche)
1985	11	3201	Raupennest, Rote Grube
1986	11	3485	Zinnkluft (Suchbewertung)
1987	2	1283	Zinnkluft (Suchbewertung)
Summe	93	21444 m	

Angaben zusammengefasst aus „Abbruch-Dokumentation Zinn Altenberg I und II“, Autorenkollektiv GFE Freiberg 1989/90.

Nach zunächst regional flächenhaft durchgeführten geologischen Neukartierungen sowie geochemischen und geophysikalischen Arbeiten konzentrierten sich die weiteren Sucharbeiten auf die seit alters her bekannten Lagerstättengebiete wie Zinnwald und Sadisdorf.

Nach Realisierung eines Bohrprogrammes in Zinnwald wurde mangels einigermaßen zusammenfügbarer Erzkonturen auf weitere Untersuchungsarbeiten verzichtet.

Die im alten Lagerstättenbereich Sadisdorf durchgeführten übertägigen Bohrarbeiten sowie untertägigen Revisionsarbeiten waren von positiven Ergebnissen gekennzeichnet, Nachfolgebohrprogramme wurden 1989 abgebrochen.

2.4 Überblick zu den bergbaulichen Aufschlüssen der Lagerstätte

Die Lagerstätte ist durch drei Schächte, zwei Blindschächte und insgesamt 9 Sohlen sowie 9 Teilsohlen aufgeschlossen (Abb. 14).

Schächte:

Römerschacht	721,2-485,0 m ü. NN
Arno-Lippmann-Schacht	748,0-451,3 m ü. NN
Schacht 3	723,5-463,5 m ü. NN
Blindschacht	545,6-484,4 m ü. NN
befahrbares Überhauen 193/194	631,5-527,0 m ü. NN

Von den älteren Schächten existiert lediglich noch der ab 1837 geteufte **Römerschacht**, alle anderen alten Schächte sind im Pingenbruch niedergegangen. Aus dem Römerschacht sind 9 Sohlen zur Lagerstätte angeschlagen. Durch das Näherrücken des Pingenbruches - geomechanische Beeinträchtigung der Schachtröhre - musste der Römerschacht als Förderschacht 1982 außer Betrieb genommen werden. 1990 wurde auch der Seilscheibstuhl demontiert. Bis 1991 fungierte er noch als nicht befahrbarer Wetterschacht.

Der **Arno-Lippmann-Schacht**, in ca. 500 m SSW Entfernung von der Lagerstätte, wurde im Jahre 1963 als Förder- und Seilfahrtschacht in Betrieb genommen. Auf der 5. und 7. Sohle sind Verbindungen zur Lagerstätte vorhanden.

Der **Schacht 3** wurde 1973-1979 als Material- und Zwischenseilfahrtschacht einschließlich einer Lastenwinde angelegt. Angeschlossen sind die 5. und 7. Sohle an die Lagerstätte.

Der **Blindschacht** zwischen 5. und 7. Sohle hatte 1961-1973 Versorgungsfunktion zwischen Erzabzugshorizont (Schubortbetrieb) und Fördersohle.

Mit der Erprobung und Einführung neuer Abbaumethoden zur gemeinsamen Gewinnung der Bruch- und Festerze (modifizierter Teilsohlenbruchbau) wurde 1972 das **Überhauen 193/194** fahrbar ausgestaltet und daran 9 Teilsohlen angeschlagen.

An weiteren Tagesöffnungen sind zwei Frischwetterüberhauen (Überhauen 20 und 32) vorhanden, die das Grubengebäude mit „Überdruck“ bewettern, so dass die Abwetter durch die Bruchmassen der Pinge und den Römerschacht auswettern.

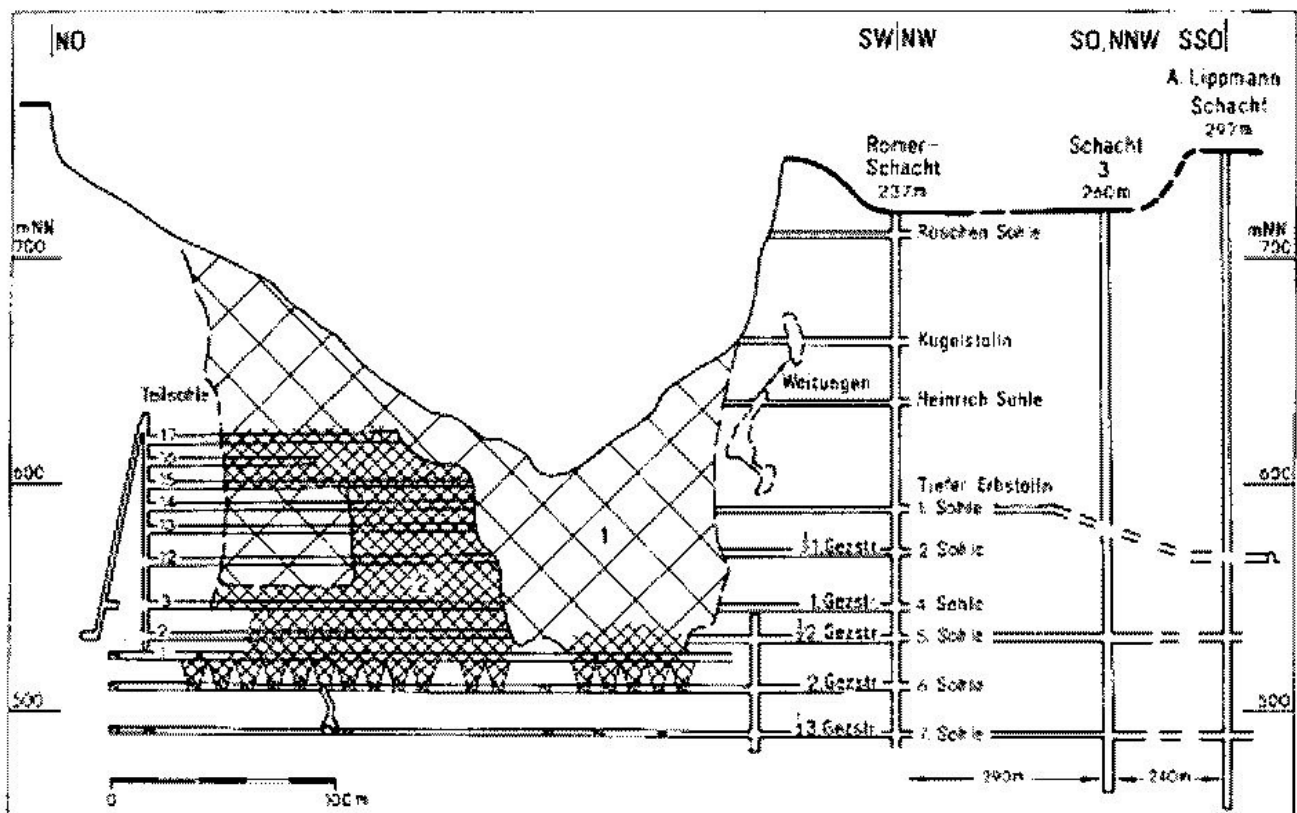


Abb. 14: Übersicht bergmännischer Aufschlüsse in der Zinnerzgrube Altenberg (Weinhold 1992)
1 – natürlicher Bruch; 2 – zu Bruch geworfen

Sohlen und Teilsohlen

Teufe m ü. NN	Sohlenbezeichnung		
	alt		neu
710,5	Röschensohle		
663,4	Kugeltollnsohle		
636,0-650,0	Heinrichssohle		
618,1			Teilsohle 17
608,1			Teilsohle 16
598,1			Teilsohle 15
585,0-590,0	Tiefer Erbstolln	1. Sohle	Teilsohle 14
578,1			Teilsohle 13
569,1	½ 1. Gezeugstrecke	2. Sohle	
564,1			Teilsohle 12
544,0-549,0	1. Gezeugstrecke	4. Sohle	Teilsohle 3
530,5	½ 2. Gezeugstrecke	5. Sohle	Teilsohle 2
522,5			Teilsohle 1
509,0		6. Sohle	
488,4	½ 3. Gezeugstrecke	7. Sohle	
482,2		Hauptwasserhaltung	

Die oberen alten Sohlen bis zur 2. Sohle sind auf Grund des fortgeschrittenen Pingenbruches nur noch in Resten vorhanden und damit kaum befahrbar. In den 60er Jahren wurden jedoch auch hier nochmals geologische Dokumentations- und Bemusterungsarbeiten durchgeführt.

Mit der Förderung der Grubenwässer durch den Schacht 3 nach übertage seit 1983 verlor der „Zwitterstocks Tiefer Erbstolln“ als Wasserhaltungsstolln in der Neuzeit seine Bedeutung.

Mit den Auffahrungen auf der 4. und 5. Sohle wurde die Lagerstätte mit dem Ziel durchörtert, den Pingenbruch durch ins Zentrum gerichtete Strecken (Schuborte) zu erreichen. Durch jeweils ein inneres und äußeres Ringstreckensystem (äußerer Durchmesser etwa 400 m) verbesserte man in den 50er Jahren die Förderung. Die geologisch-lagerstättenkundliche Situation konnte durch diese Auffahrungen besser geklärt werden.

Mit den Auffahrungen auf der 7. Sohle erkannte man die bereits in zunehmendem Maße eingetretene Endschaft des Greisenerzkörpers nach der Teufe. Damit war auch gleichzeitig die Festlegung zu treffen, diese Sohle als Hauptfördersohle auszurichten.

Mit der Erprobung und Einführung effektiverer Abbauverfahren unter der Zielstellung eines gemeinsamen Abbaues von Fest- und Brucherzen wurden seit den 70er Jahren die Teilsohlen 12-17 und 1-3 sowie die 6. Sohle als Erzabzugshorizont angelegt. Besonders in der NO-Hälfte der Lagerstätte (Baufelder 1 und 2) konnte durch die Teilsohlenauffahrungen der geologische Bau der Lagerstätte präzisiert werden.

Alle Streckensysteme wurden geologisch dokumentiert und auch bemustert, soweit es nach der geologischen Situation (Vererzungsindizien) erforderlich war.

3 Regionalgeologische Position, Bau und metallogenetische Situation des Erzfeldes

Der Bau und die Entwicklung einer Lagerstätte wird geprägt von ihrem geologischen Umfeld. Das Erzgebirgskristallin und die von Bruchstrukturen und durch intensiven intrusiven und extrusiven subsequenten variszischen Magmatismus gekennzeichnete „Altenberger Scholle“ mitsamt ihren Zinnlagerstätten charakterisieren den geologischen Rahmen des Erzfeldes.

Das Erzgebirge stellt einen Teil der Fichtelgebirgisch-erzgebirgischen Antiklinalzone dar, die zum südlichen Gebiet der Saxothuringischen Zone des variszischen Orogens gehört (KOSSMAT, 1916; STILLE 1951).

Nach DOUFFET und HOTH (1966) sowie HÖSEL (1972) lassen sich im erzgebirgischen Teil der Antiklinalzone, der Erzgebirgs-Zentralzone, folgende Teilstrukturen aushalten (Abb. 15):

- der Annaberg-Marienberger Block,
- das Flöha Querelement (Flöhazone),
- der Freiberg-Fürstenwalder Block.

Dieses Erzgebirgsantiklinorium wird aus proterozoischen Gneisen aufgebaut, die im Mittel- und Westerzgebirge von einer altpaläozoischen Glimmerschiefer-Phyllit-Hülle umrahmt werden. Die NO-SW-Achse des Antiklinoriums taucht nach SW ab, so dass im heutigen Anschnittsniveau im Osterzgebirge die ältesten und am stärksten metamorph beanspruchten Gesteine aufgeschlossen sind (Grundgebirgsstockwerk).

Das Osterzgebirge - geologisch identisch mit dem Freiberg-Fürstenwalder Block - wird durch folgende tektonische Strukturen von Lineament- und Tiefenstörungscharakter begrenzt (Abb. 15):

- im Südwesten durch die Flöhazone (synklinale NW-SO-Querzone mit metamorphen Gesteinen)
- im Norden durch paläozoische Baueinheiten (Nossen-Wilsdruffer Schiefergebirge, Frankenberger Zwischengebirge) im Bereich des zentralsächsischen Lineaments
- im Nordosten und Osten durch die Mittelsächsische Störung und die Elbezone zum Döhlener Rotliegendebcken und paläozoischen Elbtalschiefergebirge

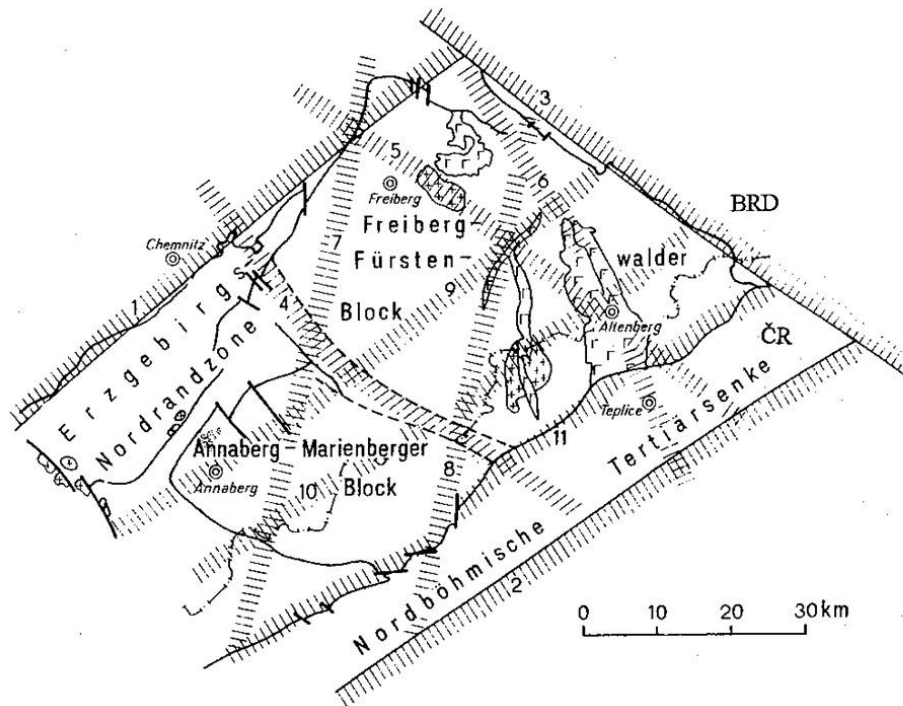


Abb. 15: Regionalgeologische Position und tektonische Strukturen des Freiberg-Fürstenwalder Blocks (Osterzgebirge) (nach HÖSEL 1972)

1 Zentralsächsisches Lineament; 2 Nordböhmisches Lineament; 3 Elbe-Lineament; 4 Flöhatal-Tiefenstörung (Flöhazone); 5 Tiefenstörung von Niederbobritzsch-Schellerhau-Krupka; 6 Tiefenstörung von Meißen-Teplice; 7 Tiefenstörung von Nosse-Marienberg-Jöhstadt; 8 Tiefenstörung von Frauenstein-Seiffen; 9 Mittelerzgebirgische Tiefenstörung; 10 Süderzgebirgische Tiefenstörung; 11 Erzgebirgsrand-Tiefenstörung

– im Süden durch den Erzgebirgsabbruch (Tiefenbruchsystem des Ohře-Lineaments) zum nordböhmischen Tertiärbecken.

Zwischen den regionalen NW-SO-verlaufenden Großstrukturen (Flöhazone und Elbelineament) wird der engere, durch syn- bis postorogene Bruchzonen begrenzte Raum um Altenberg nach SEYDLITZ (1926) als Altenberger Scholle angesprochen (Abb. 16).

Geprägt wird dieses Gebiet besonders durch das Auftreten saurer Magmatite und Vulkanite des Subsequenz-Stadiums der variszischen Ära (Übergangsstockwerk). Damit sind gleichzeitig die osterzgebirgischen Zinnlagerstätten verbunden, wobei die Zinnerzlagerstätte Altenberg die bedeutendste darstellt.

Die tiefsten Teile der Grundgebirgsstockwerk bildenden Antiklinalzone sind im Osterzgebirge in Form von präkambrisch konsolidierten hochmetamorphen Gneiskomplexen aufgeschlossen. Die oberproterozoischen Paragneis-Metamorphite (Gneise der Almandin-Amphibol-Fazies einer im Osterzgebirge temperaturbetonten Regionalmetamorphose) wurden von HOFMANN (1971, 1974) als

– Untere monotone Biotitgneis-Serie (lokal migmatitisch und anatexitisch) und
– Obere osterzgebirgische Serie (Muskovit-Biotitgneis mit vielfältigen Einschaltungen: Leptinite, Gneisglimmerschiefer, Metagrauwacken und -konglomerate, Amphibolite und Metakarbonate) bezeichnet.

Der untere monotone Komplex kann mit der vorsplitischen Stufe des böhmischen Proterozoikums parallelisiert werden. HOFMANN und LORENZ (1975) und HOTH (1979) parallelisierten die obere Osterzgebirgische Serie mit der Preßnitzer Serie als Grauwacken-Vulkanit-Komplex und mit der Niederschlagser Serie als Grauwackenkomplex. Mit gewissen Einschränkungen ist eine Identität mit der böhmischen splitischen und postsplitischen Stufe nachvollziehbar und eine Zuordnung zur assyntischen Ära gegeben.

Im Südwest-Bereich des Freiberg-Fürstenwalder Blockes (Saydaer Struktur) und auch im Gebiet der Altenberger Scholle treten Orthogneise (Rotgneise) auf, die SCHEUMANN (1932) als Deformationsprodukte alter intrusiver Granite verstand. LANGE u. a. (1972) interpretierten sie als variszisch synkinematische Reliktgranite, während WEINHOLD (1977) darin auch extrusive und intrusive Glieder

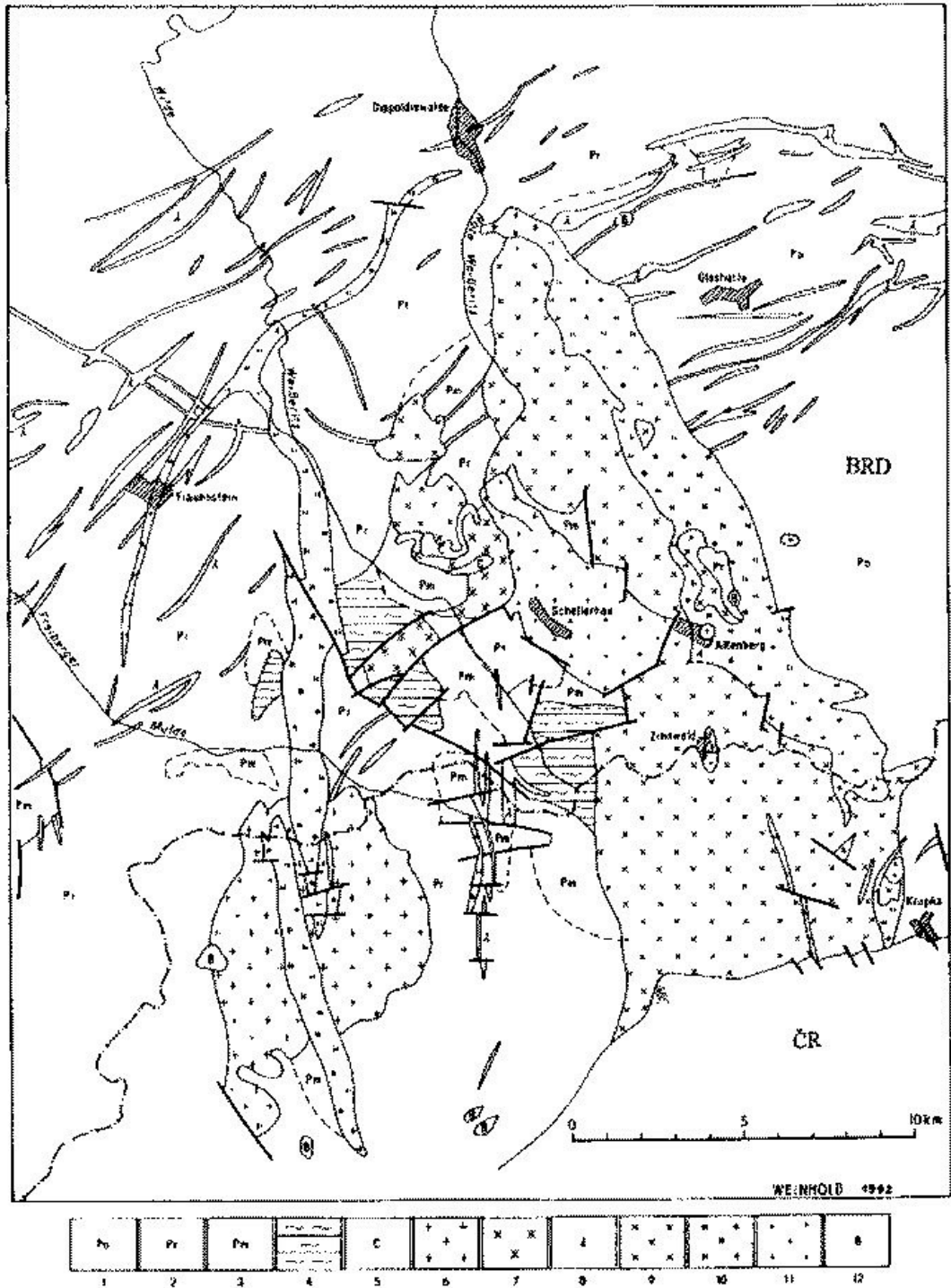


Abb. 16: Geologische Übersicht „Altenberger Scholle“
 Proterozoikum: 1 Gneise der Osterzgebirgischen Serie (= Freiburger-, Brander-, Annaberger Folge - PR 30); 2 Zweiglimmergneise der Růžová Folge (PR 3 Pr) in der Preßnitzer Serie; 3 Bunte Měděnec Folge (PR 3 Pm) in der Preßnitzer Serie
 Kambrium: 4 Kambrische Phyllite
 Karbon-Unterrotliegend: 5 Molasse-Sedimente; 6 Granit-Flaje des Älteren Intrusivkomplexes (OIC-Typen); 7 Quarzporphyre von Schönfeld; 8 Porphyrgänge; 9 Quarzporphyr von Teplice; 10 Granitporphyr; 11 Granit (Schellerhau, Altenberg, Sachsenhöhe, Zinnwald, Krupka) des Jüngeren Intrusivkomplexes (YIC)
 Tertiär: 12 Basalt

eines alten (assyntischen) sauren Magmatismus sieht. Insgesamt müssen zeitlich unterschiedliche „Rotgneisintrusionen“ angenommen werden, die von einer pulsierenden proterozoischen (BANKWITZ und BANKWITZ, 1982) bis prävariszischen (ordovizischen) Entwicklung (FRISCHBUTTER, 1980) laufen.

Im westlichen Bereich des Altenberger Senkungsfeldes überlagern als Schiefergebirgsstockwerk bei Hermsdorf-Rehefeld in Grünschieferfazies Phyllite, Metakarbonate und Lydite diskonform die amphibolitfaziellen Gneise der Preßnitzer Serie. Die dem Kambro-Ordovizium zugeordneten Ablagerungen in postassyntischen Muldenstrukturen (miogeosynklinale kaledonische Entwicklung im Bereich Mitteleuropa - WEINHOLD, 1977) wurden variszisch deformiert und metamorphosiert (BRAUSE u. a., 1968).

Im Verlauf der sudetischen Phase (Wende Dinant-Siles) entwickelte sich in Mitteleuropa das variszische Faltengebirge. Das Erzgebirge mit seinem assyntisch-prävariszischen Sockel war im Dinant ein bereits konsolidiertes, in Hebung und damit in Abtragung befindliches Gebiet.

Ablagerungen in innerkratonischen Senken (Becken von Borna und Hainichen - Frühmolassen im Visé) wurden jedoch von der erzgebirgischen Phase erfaßt, also eingefaltet und diskordant überlagert.

Mit dem Abschluß der erzgebirgischen Phase und des bereits langfristig währenden Metamorphoseprozesses setzte die für das Erzgebirge bedeutungsvolle spätvariszische Entwicklung mit ihrem ausgeprägten subsequesten Magmatismus und Molassestadium ein.

Der oberkarbonische (silesisch) eingeleitete und im Unterrotliegend (Autun) endende Magmatismus (Dauer ca. 60 Mio. Jahre) umfaßt im Erzgebirge plutonische, subvulkanische und vulkanische Vorgänge.

Die gesamte Fichtelgebirgisch-erzgebirgische Antiklinalzone wird nach WATZNAUER (1954) von einem zusammenhängenden granitoiden Körper variszischen Alters unterlagert, der sich durch Hybridisierungsvorgänge tiefgelagerter Bereiche des Kristallins während der variszischen Orogenese bildete. Aus ihm erheben sich drei NW-SO gerichtete Teilplutone, der West-, Mittel- und Osterzgebirgische, mit zahlreichen lokalen Apikalintrusionen (TISCHENDORF u. a., 1965). Altersmäßig werden die Granite des Erzgebirges zwei Intrusiv-Komplexen zugeordnet (LAUBE, 1876; HERRMANN, 1967; LANGE u. a. 1972 und TISCHENDORF, 1987):

Granit-Intrusivkomplex	zeitl. Einstufung	Vertreterlokalitäten im Osterzgebirge
älterer (ÄG) (OIC-Typ)	NAMUR	Niederbobritzsch Flaje u. Telnice
jüngerer (IG) (YIC-Typ)	AUTUN	Schellerhau, Altenberg, Sadsdorf, Zinnwald, Sachsenhöhe, Schenkenshöhe, Hegelshöhe, Krupka

Beide Intrusivkomplexe unterscheiden sich auch stofflich von einander, wobei besonders die Granite des jüngeren Intrusivkomplexes eine ausgeprägte geochemische Spezialisierung auf F, Li, Sn, Rb, Cs, Ta und andere Elemente erfahren haben (TISCHENDORF, 1987).

Der polystadiale subsequeste variszische Magmatismus des Osterzgebirges hat einen ausgeprägten sauren Charakter (Syeno-, Monzo- Albitgranite), wodurch der hohe Reifegrad, die Spezialisierung und die große Mächtigkeit der kontinentalen Kruste zum Ausdruck kommen (PÄLCHEN u. a. 1984). Mit den Graniten des jüngeren Intrusivkomplexes ist räumlich und genetisch die Zinnmineralisation verbunden.

Zeitlich zwischen beiden Granitkomplexen drangen entlang der spätsynkinematisch entstandenen NNW-SSO streichenden calderaähnlichen Einbruchsstörungszone von Teplice bis Dippoldiswalde/Meißen (CADA und GÖTZ, 1978) nacheinander gewaltige Mengen Paläorhyolithe (Quarzporphyre) vom Typ Teplice (vulkanisch) und Granitporphyr von Altenberg und Flaje (subvulkanisch) auf, die fast das gesamte Terrain des Altenberger Senkungsfeldes von der Verbreitung dieser beiden Gesteine bestimmen (Abb. 16).

Das im Osterzgebirge stark ausgeprägte vulkanische Stockwerk ist regional-tektonisch bedingt (Altenberger Senkungsfeld, Eruptivspalte Teplice-Meißen). Prä- bis postkristalline tektonische Strukturen im osterzgebirgischen kristallinen Antiklinalsockel wurden im Rahmen der variszischen Orogenese wieder belebt und an den Rändern des aufsteigenden osterzgebirgischen Teilplutons neu ausgestaltet. Die „Altenberger Scholle“, besser als Altenberger Senkungsfeld bezeichnet, ist eine Bruchstruktur im Freiberg-Fürstenwalder Gneisblock, die sich im Übergang vom variszischen Orogen - zum Molassestadium gebildet hat. Sie ist durch eine intensive Zerblockung in steilherzynisch und erzgebirgisch verlaufende Grabenbruchsysteme und einen starken, mehraktigen intrusiv-extrusiven Magmatismus charakterisiert, der hauptsächlich an die Randbrüche gebunden ist. Den Beginn dieser spätsynkinematischen bis früh postkinematischen vulkanischen Aktivitäten leiteten die Gangporphyre von Sayda-Berggießhübel ein. WETZEL (1983) konnte drei zeitlich (Westfal B/C bis Autun) und zum Teil räumlich getrennte Aktivitätsphasen nachweisen.

Die feinkörnigen Quarzporphyre mit mikrokristalliner Grundmasse, teils als einsprenglingsreiche bzw. -arme Typen, umranden das Altenberger Senkungsfeld besonders im westlichen Bereich (N-S-Gänge der 1. Phase) und im nordwestlichen bis nordöstlichen Bereich (SW-NO-Gänge schwenkend bis O-W-Gänge der 2. Phase und NW-SO-Gänge der 3. Phase).

Verbunden mit den magmatischen Gangaufüllungen waren nach WETZEL (1983) beträchtliche Dehnungsraten und Verwerfungsbeträge des Gebirges.

Zeitlich parallel zur 1. Phase der Gangporphyre bzw. etwas früher kam es im erweiterten Raum des Osterzgebirges zur Bildung gering-mächtiger oberkarbonischer Sedimente und Vulkanite in isolierten Becken und Senken. Derartige intramontane Molassebildungen sind im Osterzgebirge von Schönfeld, Hermsdorf, Bärenburg, Altenberg, Rehfeld und Mikulov (ČR) bekannt; die Schichten von Flöha und Olbernhau/Brandov (ČR) sind parallelisierbar.

Geht man von der gegenwärtig nur noch reliktschen Natur dieser Vorkommen aus, so wird deutlich, dass ihre ursprüngliche Verbreitung wesentlich größer war, besonders auch unter dem Aspekt einer Überdeckung durch den osterzgebirgischen Vulkanitkomplex. Diese gegenwärtig bekannten Silesvorkommen sind offenbar becken tiefste Relikte. Petrographisch-lithofaziell stellen die einzelnen Silesvorkommen bunte Serien vom Molassetyp dar, für die zwischengelagerte geringmächtige Kohleflözchen sowie Lagen von Porphyrtuff und Quarzporphyr charakteristisch sind. Ein relativ vollständiges Profil ist von PIETZSCH (1963) aus dem Becken von Schönfeld bekannt, welches im Osterzgebirge das größte Areal dieser Art einnimmt und wo auch ein Kohlebergbau im geringen Umfang bis 1937 stattfand.

Silesprofil Schönfelder Becken (PIETZSCH, 1962)

Nachporphyrische Stufe:	Schiefertone Kohleflöze im Porphyrtuff Quarzsandstein, Arkosen Gneis-Porphyrkonglomerat
Porphyrische Stufe:	Quarzporphyr, felsitisch, grau/grün
Vorporphyrische Stufe:	Glanzkohleflözchen kohlige Schiefertone Arkosen Gneiskonglomerat

Zwei geologisch wesentliche Momente beinhaltet das Schönfelder Silesprofil

- mit dem Quarzporphyrerguß setzt im Erzgebirge der variszisch subsequente Magmatismus mit der Förderung eruptiver Massen ein,
- eine biostratigraphische Fixierung des Schönfelder

Rhyolithoids ist ins Westfal B/C zu setzen (WOLF, 1960).

In den übrigen Silesvorkommen des Osterzgebirges ist meist nur die vorporphyrische Stufe unvollständig entwickelt.

Entscheidenden Einfluss auf die Gesamtentwicklung des Osterzgebirges übten, wie bereits erwähnt, bruchtektonische Ereignisse und die daran geknüpften vulkanisch-magmatischen Aktivitäten aus. Alt angelegte Tiefenstörungen, wie z. B. von Meißen-Dippoldiswalde-Teplice und Frauenstein-Seiffen, wirkten als Dehnungsbrüche und damit als Aufstiegsbahnen für Effusionen von Quarzporphyren und von subvulkanischem Granitporphyr.

Über die im Westfal aktivierte Tiefenstörung Teplice-Dippoldiswalde gelangten in Form eines NNW-SSO gerichteten Spaltenvulkans in zwei Effusionsserien die Quarzporphyre vom Typ Teplice zutage. Diese Quarzporphyr-Decken-ergüsse sind großflächig (ca. 100 km² auf dem Territorium BRD und Tschechiens) im Osterzgebirge innerhalb der Konturen des Altenberger Senkungsfeldes verbreitet (Abb. 16). Während die zentralen Gebiete des Quarzporphyrreals eine einförmig, monotone Ausbildung erkennen lassen, sind speziell die Randbereiche zu den Metamorphiten des Grundgebirges und zum nur unbedeutend jüngeren Granitporphyr erkennbar gegliedert. Die anteilig geringfügig ausgeprägten Quarzporphyre der älteren Effusion sind mehr am Westrand des Verbreitungsgebietes zu den Metamorphiten zu finden. Die weitverbreiteten Quarzporphyre der jüngeren Effusionsfolge am Ostrand leiten im äußeren Habitus und auch im Chemismus z. T. bereits zu den Granitporphyren über. Beide Quarzporphyreffusionen sind durch einen Tuffhorizont mit Andeutungen einer schwachen limnischen Sedimentation (Ton-Schluffstein, sandiger Schiefer, kohleführender Tuff) voneinander getrennt (SCHALCH, 1888; SCHREITER, 1930; PIETZSCH, 1962). Paläontologische Untersuchungen der pflanzenführenden tuffitischen Schichten durch LOBIN (1983) ermöglichten eine Einstufung ins Westfal C/D - damit war gleichzeitig eine wichtige zeitliche Einstufung der Teplicer Quarzporphyre gegeben.

Nach SCHILKA (1985) lässt sich der Quarzporphyr Typ Teplice einschließlich Tuff in sieben Faziestypen unterscheiden (Tab. 4).

Im Gesamtkomplex Quarzporphyr Typ Teplice im Osterzgebirge wird somit eine zeitliche sowie strukturell-stoffliche Entwicklung sichtbar. Im Bereich der von O-W-Dehnungen beanspruchten vorgezeichneten NNW-SSO-streichenden Tiefenstörung von Teplice-Dippoldiswalde kam es zunächst zur Förderung vorwiegend tuffogen-

Regionalgeologische Position

Tab. 4: Charakteristik der Effusionsfolgen und vulkanische Faziestypen des Quarzporphyrs Typ Teplice (zusammengestellt nach SCHILKA, 1985)

	Charakteristik Einsprenglinge		Struktur und Textur	Farbe	Verbreitung, typ. Lokalitäten
	Anteil im Gestein (%)	Häufigkeit und Ausbildung			
- Hangendes -					
Typ IIIb grobporphyrische Fazies	>50	Q<F Q idiom. Dihexaeder bis 4 mm F Phänokristalle bis 1 cm ² , verzwilligt nach Karlsbader Gesetz	grobporphyrisch	rotbraun	vermittelnde Stellung zwischen QP und Granitporphyr, im Kontaktbereich zum Granitporphyr Hirschsprung (Bielatal, Rauschermühle, Waldidylle)
Typ IIIa einsprenglingreiche Fazies	-50	Q<F Q idiom. Dihexaeder F tafelige Aggregate verzwilligt nach Karlsbader Gesetz	hiatialporphyrisch klein- bis mittelkörnig mit z. T. quasi-granitischen Habitus	gelbrot	Nähe Kontaktbereiche zu Granitporphyr im östl. Randbereich (zeitl. Differenzierungsprodukt innerhalb der jüngeren Effusionsfolge Zinnwald (Lugstein), Altenberg, Falkenhain, Dönschten)
Quarzporphyr Typ Teplice III					
Typ IIb einsprenglingarme Fazies	-25	Q>F Q idiom. Dihexaeder 3-4 mm F xenomorph bis leistenförmig	hiatialporphyrisch	gelbbraunrotbraun	sehr große Verbreitung! zentraler Bereich der QP-Decke. Mikulov, Zinnwald Altenberg (Raupennest) Hirschsprung (Rüstmeisterberg) Oberbärenburg (langer Grund) Kipsdorf
Typ IIa konglomeratische Fazies	<20	Q>F Q als Dihexaeder F als xenomorphe Aggr.	nuss- bis kopfgroße Gerölle von QPIa in QPIIa, sonst hiatial porphyrisch	grau, grün, rotbraun	keine geschlossene Verbreitung, untere Lavahorizont der 2. Effolge überdeckt terrest. Verwitterungslagen des QPIa bzw. Gneis. Altenberg (Heidehübel, Rote Zeche-Wolfer Sohle, Tiefer Erbstolln) Oberbärenburg (Friedrichshöhe, B 170) Schmiedeberg (Hochofengrund), Niederpöbel (Höllengrund)
Quarzporphyr Typ Teplice II					
2. Effusionsfolge (jüngere)					
Quarzporphyrtuff und Sedimente limnisch-tuffitische Fazies	<5	Q>F Q xenomorphe Bruchstücke F kaolin. Fragmente	streifigparallel, dichtmassig im Wechsel mit sandigen Schiefer, toniger Schluffstein kohlige Schichten	grau, grün	nördl. und zentr. Areal Oberfrauendorf (Kohlberg) Hirschsprung (Riesengrund)
Zwischenfolge					
Typ Ib ignimbritische Fazies	<20	Q fragmentartig xenomorph	heterogen, felsitisch, porös tuffogen, glasige Fetzen	grau, rotbraun	geringe Verbreitung Schmiedeberg (Buschmühle)
Typ Ia felsitisch-tuffige Fazies	5-20	Q>F Q isometr. Körner F z. T. leistenförmig	hiatialporphyrisch, parallel streifig Bimsfetzen bis 10 mm	grau, grün, rötl. braun	Westrand auf Gneis Mikulov, Zinnwald, Rehefeld (Wüster Teich), Altenberg (Kahleberg), Schellerhau, Dönschten, Schmiedeberg (Brandberg), Oberfrauendorf (Kohlberg)
Quarzporphyr Typ Teplice I					
1. Effusionsfolge (ältere)					
- Liegendes -					

ignimbritischen Materials (1. Effusionsfolge) mit einem Wechsel zu einer limnisch sedimentären tuffitischen Ablagerung in lokalen Senken (Westfal C/D).

Durch erneute magmatisch-tektonische Aktivitäten wurde die in Öffnung befindliche Tiefenstörung weiter zur Eruptionsspalte geweitet und der anfänglich mit konglomeratisch aufgearbeiteten älteren Quarzporphybruchstücken gemischten Lava folgte der extensiv weitverbreitete einsprenglingsarme Quarzporphyr-IIb-Erguss. Diese gesamte Tuff-Lava-Folge zeichnet sich durch relative Einsprenglingsarmut im Gestein aus, gleichzeitig ist der Anteil der Quarzeinsprenglinge stets größer als der der Feldspäte.

Die relativ zähen sauren Schmelzen neigten zur Ausbildung von Quellschloten bzw. Quellschloten. Weitere aufsteigende Lavamassen werden den vulkanisch-extrusiven Bereich nicht mehr erreicht haben und subvulkanisch, wiederum in mehreren pulsierenden Aufstiegsakten stecken geblieben sein. Die zum Granitporphyr neigenden einsprenglingsreichen und grobporphyrischen Quarzporphyre Typ Teplice III zeigen dabei deutliche Unterschiede im Kristallisationsverhalten zu den Quarzporphyren I und II; markant sind hier die hohen Anteile an Einsprenglingen im Gesamtgestein und insbesondere das Überwiegen von Feldspat - gegenüber den Quarzeinsprenglingen.

Mit der bedeutenden Quarzporphyreffusion u. a. im Ost-erzgebirge (Größenordnung 100 km²) im mittleren Westfal und einem im Untergrund sich damit auswirkenden „Massendefizit“ kam es durch vulkanogen-tektonische Aktivitäten zu einer weiteren bruchschollenartigen Ausbildung des Altenberger Senkungsfeldes. Im subvulkanischen Niveau wurden die NNW-SSO-gerichtete Eruptionsspalte Teplice-Dippoldiswalde weiter ausgestaltet sowie die westlich das Altenberger Senkungsfeld begrenzende N-S-Störungsstruktur neu angelegt bzw. wiederbelebt und als mächtige Granitporphyrgänge fixiert. Die altersmäßige Stellung des Granitporphyrs innerhalb des osterzgebirgischen Vulkanitkomplexes wird durch Apophysen im Quarzporphyr und durch eingeschlossene Quarzporphygerölle deutlich gekennzeichnet. Der Granitporphyr ist eindeutig jünger als der Quarzporphyr. Übergangstypen (PQ IIIb) im Kontaktbereich beider Vulkanite lassen jedoch einen geringen zeitlichen Abstand der Effusionen vermuten. Dem intensiven und extensiven Quarzporphyr-Vulkanismus im Osterzgebirge folgte nach weiteren O-W-Dehnungsvorgängen der Kruste und damit verbundenen Einbruchvorgängen zunächst ein Aufstieg etwas undifferenzierten Magmas, das subvulkanisch als Granitporphyr in den mächtigen Gangquellschloten stecken blieb.

In seiner Ausbildung ist der Granitporphyr über große Areale homogen, die Monotonie wird lokal durch Varietäten

untergeordneter Bedeutung unterbrochen. Der Normaltyp Granitporphyr II ist als einsprenglingsreicher Granitporphyr mit groß- bis mittelkörnigen Einsprenglingen (Orthoklas, Quarz, Plagioklas, selten Hornblende und Biotit-Korngrößen 05-40 mm) und graphophyrisch-körniger Quarz-Orthoklas-Grundmasse entwickelt. Einen älteren einsprenglingsarmen Granitporphyr, als kantengerundete Gerölle im Granitporphyr II am Hohen Busch bei Geising vorliegend, wurde von SCHILKA (1986) als Granitporphyr I deklariert. Es ist jedoch nicht ausgeschlossen, dass es sich hier um ein vulkanogenes Breccienmaterial von Quarzporphyr handelt.

Ein aplitisch-granitischer Typ (Granitporphyr III) kann als Produkt einer Magmadifferentiation während der subvulkanischen Extrusion bei nachfolgender Ausfüllung von Spalten bzw. neuer Extrusionsbahnen im Granitporphyreareal angesehen werden. Nur lokal ist diese Varietät im Steinbruch Bielatal und Tiefenbachtal bei Altenberg getroffen worden.

Ein pegmatitisch-riesenkörniger Typ, Granitporphyr IV, ist lokal als Randzone am Gneiskontakt im Gebiet Kesselhöhe-Sachsenhöhe bei Bärenstein durch Lesesteinfunde bekannt. Die äußerst riesenkörnige Varietät weist Kalifeldspat-Idioblasten bis 10 cm Korngröße auf.

Wie bereits dargelegt, sind mit den porphyrischen Effusionen des variszischen Magmatismus im Erzgebirge granitische Intrusionsphasen im Untergrund eng verbunden. Eine altersmäßige und stoffliche Entwicklung der Granitkörper ist dabei ganz offensichtlich.

Der aus dem erzgebirgischen granitischen Tiefenkörper (unteres Stockwerk) hervorgegangene osterzgebirgische Teilpluton (mittleres Stockwerk) wird - alten Bruchstrukturen folgend - in drei herzynisch streichende Granitstrukturen mit zusätzlichen Apikalintrusionen (oberes und oberstes Stockwerk) gegliedert (TISCHENDORF, 1964):

- westlicher Rücken: Struktur Flaje-Holzhausen-Nassau-Frauenstein. Im SO im Gebiet Flaje (Tschechien) als größeres Granitareal von der Erdoberfläche angeschnitten. In NW-Richtung taucht der Granit ab.
- mittlerer Rücken: Struktur Zinnwald-Schellerhau-Sadisdorf. Eine größere oberflächlich angeschnittene Apikalintrusion bildet dabei der Schellerhauer Granit. Lokale jedoch bedeutende Granitintrusionen aufgrund ihrer Verbindung mit Zinn-Wolfram-Vererzungen sind weiterhin die von Altenberg, Zinnwald und Sadisdorf. Die Intrusionsachse taucht ebenfalls nach NW ein.
- östlicher Rücken: Struktur Krupka-Löwenhain-Dippoldiswalde. Auf deutscher Seite ist die kleine Apikalstruktur von Sachsenhöhe oberflächlich angeschnitten, während bei Hegelshöhe und Schenkenhöhe ver-

borgene Granitaufwölbungen durch Bohrungen bekannt wurden. Auch auf dieser Struktur ist ein Abtauchen der Intrusionsachse nach NW erkennbar.

Der auf der westlichen Granitstruktur gelegene Flajer Granit ist dem älteren Intrusivkomplex zuzuordnen (Namur); er leitet die magmatektonische Entwicklung des Variszikums im Osterzgebirge ein. Durch den oberkarbonischen Granitporphyrgang von Flaje-Frauenstein wird dieser Granitkörper regelrecht in zwei Teilschollen getrennt.

Die Granite auf der mittleren und östlichen Struktur gehören dem jüngeren Intrusivkomplex an (Stefan-Auton) und zeichnen sich durch eine größere stoffliche Differenziertheit bzw. einen höheren Reifegrad aus. Aus dem leukokraten Anteil der weiter differenzierten Magmenkammer nach der Effusion des Quarz- und Granitporphyrs kam es im Osterzgebirge zu drei Granitintrusionsphasen. Die Syeno-, Monzo- und Albitgranite konnten dabei z. T. in weit voneinander entfernten aber tektonisch vorgezeichneten Gebieten intrudieren. Der mehraktige, pulsierende Magmatismus hatte in den einzelnen Granitkörpern oftmals zwei ineinander geschachtelte Granitintrusionen zur Folge. In dem relativ großen Areal des Schellerhauer Granits ist ein älterer porphyrischer Syenogranit und ein jüngerer mittelkörniger Monzogranit unterscheidbar. Der Syenogranit vom Typ Schellerhau ist in unterschiedlicher Tiefe auch in weiteren isolierten Granitkörpern des Osterzgebirges angetroffen worden, so dass die Verbreitung dieses Granittyps vermutlich ein wesentlich größeres Areal einnimmt, als es gegenwärtig nachweisbar ist. Durch den Nachweis von Apophysen des Schellerhauer Granits im Quarzporphyr Typ Teplice von HELBIG und BEYER (1970) konnte seine Altersstellung belegt werden. Sein Intrusionsalter wird von SEIM, EIDAM und KORICH (1982) mit unterpermisch angegeben.

Die Monzo- und Albitgranite treten als echte kleine Intrusivkörper im Vulkanit- (Krupka, Zinnwald, Altenberg, Schenkenshöhe) oder Metamorphitkomplex (Sachsenhöhe, Sadisdorf) auf. Typische Vertreter für die nacheinander erfolgte Intrusion von Albitgranit (Innengranit) in Monzogranit (Außengranit) sind Altenberg, Sadisdorf, Sachsenhöhe und Krupka (OELSNER, 1952; SCHRÖCKE 1952). Altersmäßig sind sie ins Unterrotliegende (Autun) zu stellen.

Diese Granite sind stets mehr oder weniger postmagmatisch beeinflusst (Vergreisung, Feldspatisierung, Chloritisierung und zinnerzführend). Die räumliche und genetische Beziehung zwischen Granit und Zinnerzlagerstätten kommt im Osterzgebirge besonders durch die stark ausgeprägte Quarz-Kassiterit-Greisen-Formation in Form von Stöcken, Stockwerken und Kontaktgreisen sowie geringfügig als Gangbildungen und Vergreisungszonen im Exokontaktbereich zum Ausdruck.

Alt angelegte Bruchstrukturen wurden in postvariszischer Zeit mehrfach wiederbelebt. Gangmineralisationen des jüngeren Zyklus (saxonische Bildungen) mit Baryt, Fluorit, Quarz (Achat) auf vorwiegend herzyn streichenden Strukturen sind im Osterzgebirge gelegentlich verbreitet.

Den Abschluss vulkanischer Tätigkeit im Erzgebirge bilden tertiäre Basalteffusionen (Wende Oligozän/Miozän) die in Form von Kuppen, Schlot- und kurzen Spaltenfüllungen auftreten. Markante Vertreter im Osterzgebirge sind die Olivin-Augit-Nephelinite vom Geisingberg bei Altenberg und Luchberg nordwestlich Glashütte. Die Basaltdurchbrüche folgen dabei erzgebirgisch streichenden Strukturen, die in der Folgezeit wiederum belebt wurden (Erzgebirgsabbruch) und auch im Altenberger Raum als jüngste Störungen mit horizontalen und vertikalen Verschiebungsbeträgen bekannt sind.

4 Geologie der Zinnerzlagerstätte Altenberg

4.1 Rahmen und Bau der Lagerstätte (Anlagen 1-8)

Die Zinnerzlagerstätte Altenberg liegt im östlichen Teil des von oberkarbonischen Vulkaniten geprägten Bruchschollenfeldes (Altenberger Senkungsfeld - Abb. 16). Die im unmittelbaren Lagerstättenrevier dominierenden Granitporphyre und Quarzporphyre sind Produkte des Teplitzer Spaltenvulkans, der an die bereits prävariszisch angelegte Tiefenstörung Teplice-Meißen gebunden ist (Abb. 15).

Im Bereich der Lagerstätte ist der **Quarzporphyr** im nördlichen Exokontaktbereich zum Altenberger Monzogranit (Außengranit) stark verbreitet (Abb. 17, Beilage 1.1). Nach der Teufe nimmt er dann auch nach Osten und Westen größere Bereiche ein (Beilage 1.2 – 2.2).

Es dominiert die einsprenglingsreiche Varietät der jüngeren Quarzporphyr-Folge vom Typ PQ IIIa (vergleiche dazu Tab. 4). Lokal tritt im Gebiet nördlich und östlich von Altenberg (Heidehübel, Rote Zeche und Tiefer Erbstolln) auch die konglomeratisch, geröllführende Fazies der jüngeren Quarzporphyr-Folge vom Typ IIa und südwestlich von Altenberg (Raupennest) die einsprenglingsarme Fazies der jüngeren Folge vom Typ IIb auf. Während in den mittleren und östlichen Gebieten um Altenberg also die jüngeren Quarzporphyr-Folgen vorhanden sind, wird im westlichen Terrain (Kahleberg) vorwiegend die ältere Quarzporphyr-Folge in ihrer felsitisch-tuffitischen Fazies vom Typ PQ Ia beobachtet.

In der Lagerstätte selbst sind die Aufschlussverhältnisse des Quarzporphyrs nicht besonders günstig. Im Norden ist

Geologie der Zinnerzlagerstätte

der Quarzporphyr im Bereich der Nordstörung tektonisch stark zerrüttet und zersetzt. Die Kontakte zum Monzogranit sind vergreist. Die exzentrische Lage des Greisenkörpers im NW-Bereich des Außengranits umfasst auch Teile des Quarzporphyrs, die metasomatisch z. T. bis auf 60 m Breite vergreist wurden (Beilage 1.3 – 2.2). Frischer ungestörter Quarzporphyr wurde auf der 7. Sohle (Erkundungsstrecke 723 zur Roten Zeche/Neufang) angetroffen. Der Monzogranit vom Typ G 2b weist gegen den Quarzporphyr einen 5-15 cm breiten Plagioklas-Stockscheider auf.

Der **Granitporphyr** bildet im übertägigen Lagerstättenbereich weitverbreitete Flächen im westlichen, südlichen und östlichen Exokontakt des Monzogranits (Abb. 17). Auf der

tiefsten Sohle (7.) ist er nur noch im süd- und südwestlichen Bereich vorhanden. Im Lagerstättengebiet ist der Granitporphyr einsprenglingsreich als Normaltyp II entwickelt. Besonders im nördlichen Feld ist der an den vergreisten Außengranit angrenzende Granitporphyr auch intensiv vergreist (Beilage 1.2 – 2.1).

Ein sehr differenziertes Bild zeigen die unterschiedlichen Monzogranitvarietäten im Kontakt zum Granitporphyr. Der Aplitgranit 2a bildet stets einen ca. 10-20 cm mächtigen Feldspat-Quarz-Glimmer-Stockscheidersaum. Hingegen bildet der Haupttyp Monzogranit G 2b stets einen scharfen Kontakt zum Granitporphyr.

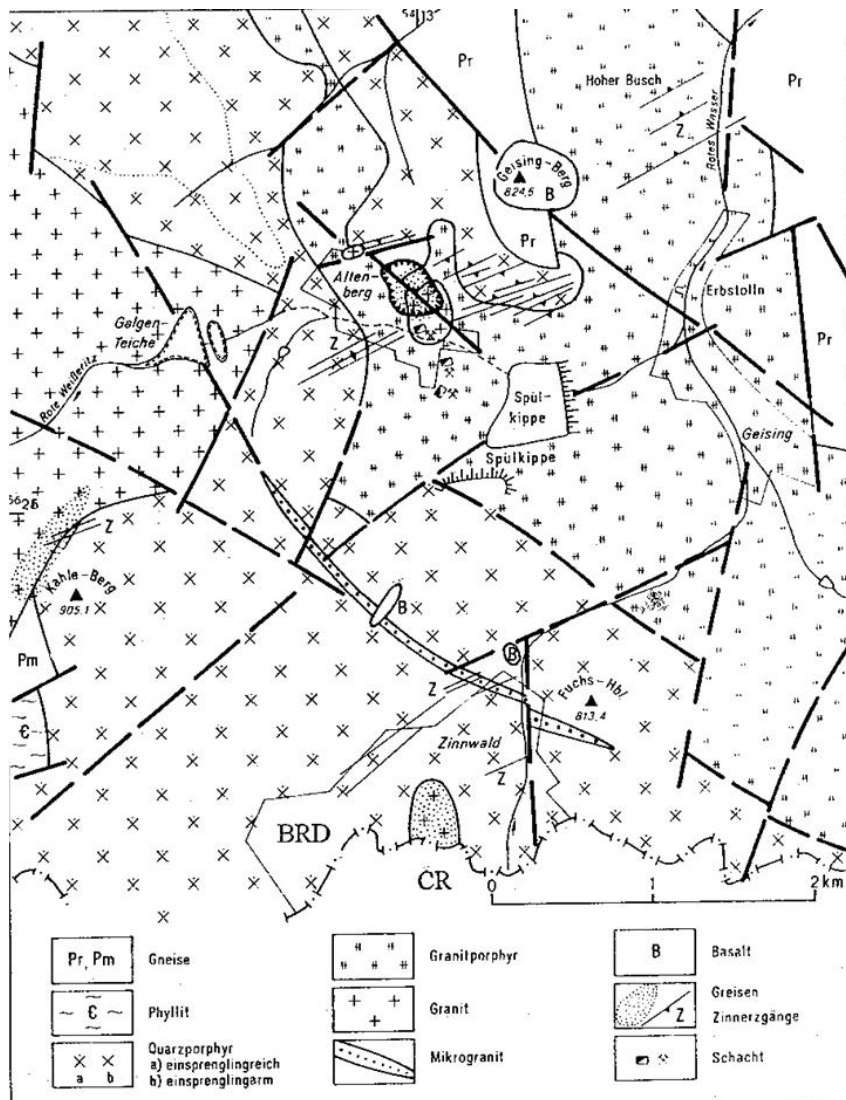


Abb. 17: Geologische Karte Raum Altenberg

Im nordöstlichen Vorfeld der Lagerstätte „schwimmt“ mehr oder weniger in den Vulkaniten des Spaltenvulkans eine 2,5 km lange, NW-SO-gerichtete und 500 m breite Scholle aus **proterozoischen Gneisen** des Freiberg-Fürstenwalder Blocks, die in ihrer Schieferung steil aufgerichtet ist ($\sim 0^\circ/80^\circ$ W). Übertägige Gneisaufschlüsse sind nordöstlich von Altenberg zwischen Heidehübel und Geisingberg vorhanden. Untertägig wird Gneis vom Tiefen Erbstolln ca. 300 m östlich und im Trübestolln bei ca. 800 m nördlich des Granitstocks durchörtert. Die gesamte Gneisscholle wurde im Entwässerungsstollen auf der 7. Sohle zur Kleinen Biela (12/91-8/93) durchfahren.

Oberkarbonische Sedimente kommen in einem kleinen reliktschen Vorkommen untertägig im „Zwitterstocks Tiefen Erbstolln“ und seinen Flügelerörtern (GEINITZ, 1856) vor. Sie liegen direkt dem Gneis auf und werden vom Quarzporphyr überdeckt (s. auch Kap. 8.1.4).

Etwa 1 km westlich von der Altenberger Lagerstätte lagert mit ca. 12 km² Oberflächenanschnitt der **Schellerhauer Granit** (Typ G 1). Seine NW-SO-gerichtete Form weist auf das Gebundensein an die Tiefenstörung von Niederbobritzsch-Schellerhau-Krupka hin. Kartierungsarbeiten lassen erkennen, dass das Massiv im wesentlichen in seinen zentralen Teilen aus einem älteren porphyrischen Syenogranit und in seinen westlichen bis südöstlichen Randbereichen aus homophanem Monzogranit aufgebaut ist. Geophysikalische Schweremessungen und Bohrungen weisen darauf hin, dass das Granitmassiv von Schellerhau in der Teufe bedeutend an Fläche zunimmt und den gesamten erweiterten Altenberger Raum in unterschiedlichem Niveau unterteuft. Die Altersstellung des Schellerhauer Granits wurde durch HELBIG und BEYER (1970) durch den Nachweis von Granitapophysen im Teplitzer Quarzporphyr geklärt. Das Intrusionsalter des Granits sprechen SEIM, EIDAM und KORICH (1982) als unterpermisch, WETZEL (1984) als Stefan bis Unterperm (300-290 Mio. a) an.

Die **Zinnlagerstätte Altenberg** selbst ist an einen relativ kleinen im Granitporphyr aufsitzenden **Monzogranitkörper** vom Typ II (Außengranit) in einem tektonisch vorgezeichneten Gebiet gebunden (Knotenpunkt hercynische Tiefenstörungen Niederbobritzsch-Schellerhau-Krupka und Meißner-Teplice mit erzgebirgisch streichender süderzgebirgischer Tiefenstörung sowie Altenberger Querzone). An der Tagesoberfläche zeigt der stockförmige Altenberger Granit einen Anschnitt von etwa 330 m Durchmesser. Die Flanken fallen steil zwischen 70-90° ein, wobei die NW-Flanke das flachere Einfallen und die SO-Flanke sehr steiles Einfallen aufweist. In etwa 250 m Teufe flachen die Flanken stark ab, so dass dieser Stock mehr oder weniger auf dem nach Osten geneigten Granitrelief von Schellerhau aufsitzt bzw. als eine nachfolgende apikale Intrusion aus dem Schellerhauer Granit herausdringt.

In seinem oberen Teil ist der Granitstock - etwas exzentrisch nach Nordwesten versetzt - bis in eine Teufe von etwa 200 m stark vergreist. Diese kompakten Greisenzonen stellen den eigentlichen Zinnerzgreisenkörper dar. Der exzentrischen Vergreisung im Granitstock folgend, sind insbesondere die im NW-Gebiet verschobenen Kontakte in den Granitporphyr und Quarzporphyr hinein vergreist. So sind etwa 25 % als metagranitporphyrische und 10 % als metaquarzporphyrische Greisen neben dem eigentlichen monzogranitischen Greisen (ca. 65 %) vorhanden.

Der **Altenberger Monzogranitstock Typ 2b (Normaltyp)** zeigt ähnlich wie weitere osterzgebirgische Apikalgranitstöcke - Sadisdorf, Horni Krupka, Schenkenshöhe bei Falkenstein und Sachsenhöhe bei Bärenstein - eine Mehrphasigkeit. Im SE-Teil des monzogranitischen Außengranits haben sich lokal jüngere Granitvarietäten als Apophysen im Granitendo- und -exokontakt (Granit G 2c und G 2d nach SCHILKA, 1987) gebildet, die auf eine pulsierende Mobilität im erstarrenden Magmenkörper hindeuten. Diese Monzogranit-Restmobilisate nehmen nach dem Liegenden an Mächtigkeit und Verbreitung zu.

Im Hangendbereich des „Außengranitkörpers“ ist **der Typ G 2c** auf den SE-Teil beschränkt.

Der jüngere Aplitgranit vom Typ G 2d ist auf der 7. Sohle östlich des Römerschachtes (Kreuzungsbereich der Strecken 707/708/753) in Form einer Kuppel und von abzweigenden Apophysen im Normalgranit G 2b aufgeschlossen (Beilage 2.2). OSSENKOPF und HELBIG (1969) beschrieben diesen Granit als eigenständige Intrusion vom Typ „G III“. Im Randbereich hat der Granit einen Feldspatstockscheider (Randpegmatit) ausgebildet, der ihn vom Granit G 2a deutlich unterscheidet. Der größte Teil dieser Aplitgranitkuppel im Niveau der 5. Sohle liegt als porphyrischer Topas-Glimmergreisen vor. Der Granit G 2d weist eindeutig postmonzogranitisches Alter auf. Indizien aufgrund seines Chemismus, insbesondere die Seltenen Erden, lassen eine Zugehörigkeit des aplitischen G 2d-Typs mehr zu den jüngeren Albitgraniten vermuten.

Die eigentlichen Wurzeln des normalen Altenberger Monzogranits vom Typ G 2b wurden durch bergmännische Grubenaufschlüsse und Tiefbohrungen nicht eindeutig erreicht. Im Niveau der 7. Sohle in der Grube Altenberg treten vereinzelt im Monzogranit Typ G 2b Xenolithe eines Granits mit großen Kalifeldspateinsprenglingen auf, der als Typ G 1 (Schellerhauer Granit) anzusprechen ist. Bereits in der Sumpfstrecke 760 und weiter in Tiefbohrungen nimmt Anzahl und Größe dieser Granit-G 1-Xenolithe zu. In der Tiefbohrung UT 14/66 von der 7. Sohle (+488 m NN) wurde ab 145 m Bohrteufe (= +343 m NN) bis zur Endteufe bei 300 m (= +188 m NN) nur Schellerhauer Granit (Typ G 1) angetroffen (Beilage 2.2, 3.1, 3.7). Dieses Indiz deutet

darauf hin, dass sich der Altenberger Außengranit vom Typ G 2b nach der Teufe an Flächenausdehnung wieder verkleinert. Im Kreuzungsbereich von Tiefenstörungen intrudierte er als schlauch- bis keulenförmiger Körper aus dem älteren Schellerhauer Granit heraus bis in das dichte Dach aus Quarzporphyr und Granitporphyr.

Ältere Aplitgranite vom Typ G 2a treten lokal als eigenständig erhaltene Körper (Strecke 2001) im Kontaktbereich zum Granitporphyr und als Trümer im Granitporphyr auf. Als relatives Altersindiz ist wichtig, dass Vergreisungen im Typ G 2a vom Monzogranit Typ G 2b abgeschnitten werden. Die prämonzogranitischen Aplitgranite samt ihrer Vergreisung sind somit möglicherweise Abkömmlinge des Schellerhauer Granits mit einer daran gebundenen älteren Vergreisungsphase.

Das Kluftsystem des Monzogranites ist dem der umgebenden Eruptiva angepasst und als deutliches Diagonalkluftsystem ausgebildet. Nach SUESSMILCH (1980) herrschen folgende Maxima-Belegungen bei steilem Einfallen vor: 30°, 50°, 150° und 160°. Der Monzogranitkörper wird von zwei großen Störungen im Grubenfeld durchzogen: das Nordstörungssystem (90°/80° N) und die Rote Kluft (140°/85° NE). Beide Störungen stellen gegenwärtig Ausbildungsformen alter Tiefenstörungen dar, auf denen sich die Granitintrusionen ihren Weg bahnten. Im Kreuzungsbereich „Rote Kluft“ und Nordstörungssystem kam es zu weiteren Granitintrusionen.

Ein kleinerer mittel- bis feinkörniger, teilweise schwach porphyrisch ausgebildeter **Albitgranitkörper** Typ G 3 (Innengranit) wurde im Grubenfeld zwischen 7. und 4. Sohle innerhalb des Altenberger Monzogranits (Außengranit) und kompakten Greisen aufgeschlossen (Beilage 1.3 – 2.2 und 3.1 – 3.2 und Abb. 18). Während er auf der 7. Sohle einen Durchmesser von 100x150 m aufweist, hat er in einem ca. 60 m höheren Niveau auf der 4. Sohle nur noch einen Durchmesser von 20x35 m. Die Lage des Gipfelpunktes dieses Albitgranits ist nicht bekannt, da er im Pingenbruchfeld liegt. Tiefbohrungen inmitten der Albitgranitkuppel erbrachten das liegende Ende des Innengranits bereits wenige Meter unter der 7. Sohle, so dass der zentrale Teil des Innengranits eine lakkolithförmige Gestalt aufweist und im NW-lichen Bereich nach der Teufe abtaucht (Kreuzung „Rote Kluft“/ Nordstörung).

Als tektonischer Wegbereiter kann die im nördlichen Teil des Albitgranits befindliche 50-60 m mächtige Explosionsbrekzie gewertet werden, die ca. 180 m unter der heutigen Oberfläche stecken blieb. Auf der 7. bis 5. Sohle (Beilage 2.1, 2.2) wurde jeweils wiederum nördlich von dieser Explosionsbrekzie ein weiterer intrusiver beulenförmiger Albitgranit-Körper aufgeschlossen, der mit dem ebenfalls schlauchförmigen Albitgranit in der ca. 400 m nordwestli-

chen von der Zentrallagerstätte gelagerten Randlagerstätte mit Namen „Zinnkluft“ identisch ist (siehe auch Kap. 8.3).

Der Innengranit hat kleintektonisch ein eigenständiges Kluftsystem ausgebildet. Im orthogonalen Kluftsystem treten die Richtungsmaxima mit 50° und 140° auf. Postalbitgranitische Tektonik durchtrennt den Albitgranitkörper entlang der immer wieder tektonisch belebten „Roten Kluft“, so dass der NO-Teil ca. 25 m nach Südosten versetzt ist.

Der **Scheitelbereich des Innengranits** wird von intensiven kleintektonischen und metasomatischen Erscheinungen gekennzeichnet (Abb. 18). So weist der Albitgranit in seinem Exokontaktbereich eine mächtige Zerrüttungszone auf, die vorwiegend aus außengranitischen Dunkelgreisen (meta-granitischen Topasglimmer-Greisen) und lokal über dem Topbereich des Innengranits aus Hellgreisen (metagranitischen Quarz-Topas-Greisen und Topas-Greisen) besteht. Diese tektonisch beanspruchte Zone wird von einer Vielzahl mächtiger Quarz- und Quarz-Glimmer-Trümer durchzogen, die beträchtliche Gehalte an Kassiterit und Wolframit führen.

Der **Endokontaktbereich des Innengranits** ist mehr oder weniger vollkommen als klassisch zonierter „Stockscheider“ ausgebildet (Abb. 18 und Beil. 1.3 - 2.2, 3.1). Berühmt geworden ist dieser „Stockscheider“ besonders durch die Auffälligkeit des Pyknitgesteins in seiner einmalig schönen Ausbildung innerhalb dieses Komplexes. Besonders intensiv wurde die „Pyknitkuppe“ von OSSENKOPF und HELBIG (1975), FIEBINGER (1980) und SCHILKA (1987) bearbeitet. Vom Exokontakttrand in den Innengranit ist folgende zonare Entwicklung des „Stockscheideners“ ausgebildet:

- Feldspatstockscheider mit Kappenquarz
- Pyknitgesteinszone
- „Graue Zone“
- Albitgranit kalifeldspatisiert bis albitisiert.

Der **Feldspatstockscheider** bildet die äußere Zone der Innengranitkuppel. Seine Mächtigkeit schwankt zwischen maximal 2 m im Kuppelbereich und 0,2 m in den peripheren Randbereichen. Im Niveau der 6. Sohle, wo gegen Albitgranit nur noch schwach vergreister Monzogranit grenzt, besteht der Feldspatstockscheider nur noch aus einem wenige Zentimeter starken Kalifeldspatband.

Die Grenzen des Feldspatstockscheideners sind weder zum Hangenden noch zum Liegenden ganz scharf. Lokal setzt er in Form einer Durchtrümerung oder leichten Feldspatisierung in den Dunkelgreisen des Exokontakts ein. Im Liegenden setzt er gelegentlich mit ährenförmigen Quarz-Feldspatneubildungen in die Pyknitgesteinszone hinein. Durchschlagen wird der Feldspatstockscheider von fein-

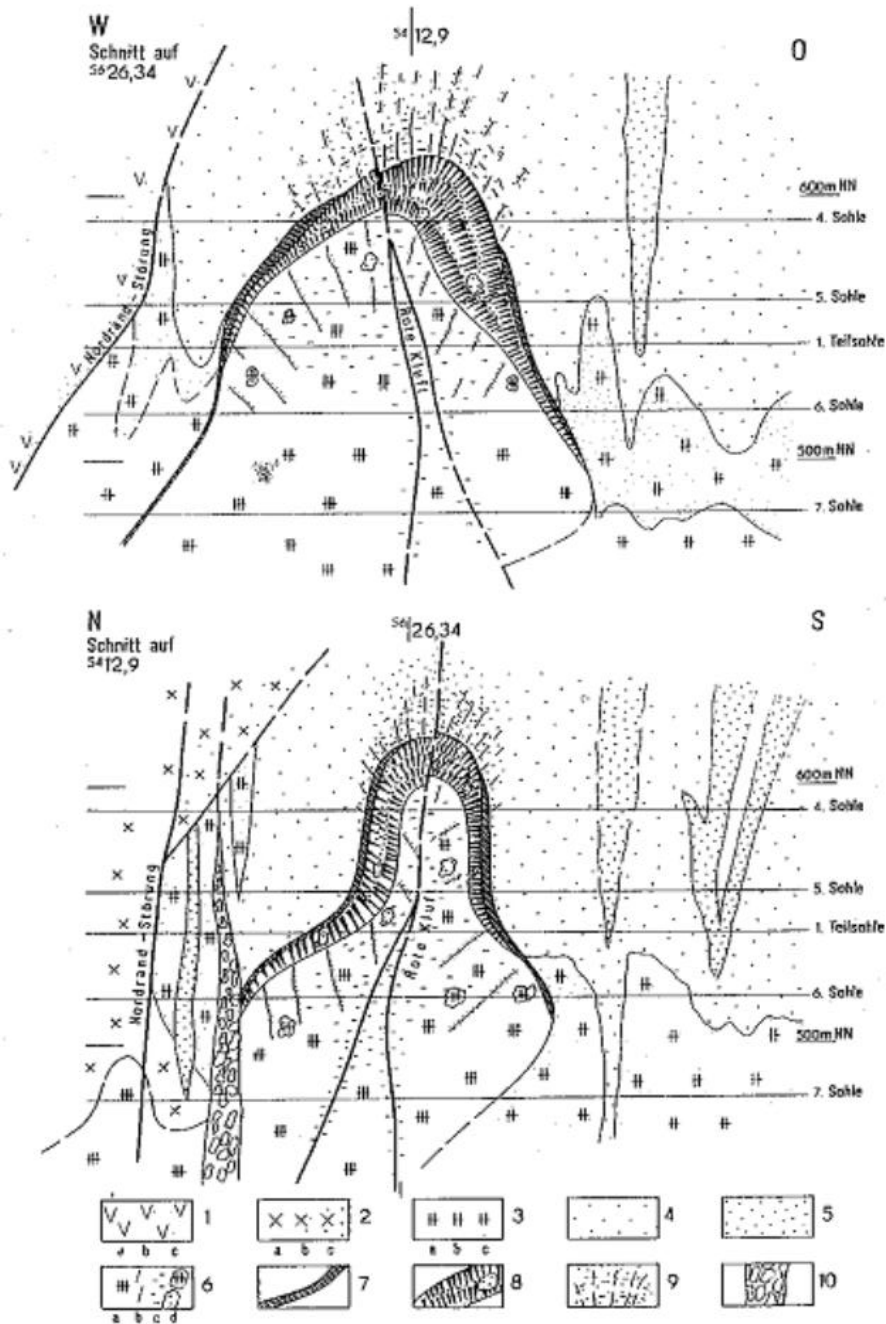


Abb. 18: Profilschnitte durch den Albitgranit Typ G 3 (Innengranit) samt Feldspat-Stockscheider- und Pyknitzone (W-O- und N-S-Schnitt) (WEINHOLD, 1992)

1a) Quarzporphyr, b-c) schwach bis stark vergreist; 2a) Granitporphyr, b-c) schwach bis stark vergreist; 3a) Monzogranit (Altenberger Außengranit), b-c) schwach bis stark vergreist; 4 Topas-Glimmer-Greisen (TGZ); 5 Quarz-Topas-Greisen (QTZ); 6a) Albitgranit (Altenberger Innengranit), b) mit Greisenrümern, c) kaolinisiert, d) mit Schollen von Monzogranit und TGZ-Greisen; 7 Feldspat-Stockscheider; 8 Pyknitzone mit eingelagerten Greisenbändern und TGZ-Schollen; 9 Breccien- und Klüftungszone, intensiv vergreist (QTZ) und Reicherzonen mit Kassiterit; 10 Explosionsbreccie

körnigen Greisenrümern (Material der „Grauen Zone“). Im SW-Bereich der 5. Sohle treten an die Stelle der Feldspäte auch Kappenquarzbildungen. Gelegentlich „schwimmen“ auch reliktsche Dunkelgreisenbrocken des Exokontakts im

Feldspatstockscheider.

Die **Pyknitgesteinszone** schließt sich teils im Liegenden des Feldspatstockscheiders an und teilweise durchbricht sie

ihn diskordant besonders im NO-Teil. In Abhängigkeit von der Morphologie der Albitgranitkuppel sind die Mächtigkeiten der Pyknitgesteinszone und das Pyknitgestein selbst differenziert entwickelt. Die hercyn streichende „Rote Kluft“ stellt mehr oder weniger eine Grenzlinie zwischen zwei „Varietäten“ dar.

Die Pyknitgesteinszone im NO-Bereich der Roten Kluft weist über dem Top des Innengranits seine mächtigste Ausbildung auf. Im Hangendbereich (4. Sohle) besteht die Pyknitgesteinszone zunächst aus fein- bis feinkörnigen Greisen mit girlandenförmigen Stengeltopasbildungen (Pyknit) bis 5 cm Mächtigkeit. Der riesenkörnige Pyknitanteil nimmt im Niveau der Teilsohle 1 stark zu und erreicht eine Mächtigkeit von 10 m. Nach der 7. Sohle wird die Mächtigkeit der Pyknitzone geringer.

Im SW-Bereich der Roten Kluft ist überwiegend der riesenkörnige Typ des Pyknits ausgebildet; auch seine farblich und strukturell schönsten Ausbildungen wurden hier angetroffen (Pyknitort 4. Sohle). Die Pyknitzone keilt jedoch an der SW-Flanke bereits in einem höheren Niveau als an der NO-Flanke aus.

Die von FIEBINGER (1980) erstmals beschriebene „**Graue Zone**“ schließt sich unter der Pyknitgesteinszone an und zeigt durch den hohen feinblättrigen Glimmeranteil eine dunkelgraue Färbung. Die Mächtigkeit der Zone liegt im Topbereich des Innengranits bei nur 4 cm und steigt nach den Rändern und zunehmender Teufe etwa auf 30 cm an. Die Grenze zum hangenden Pyknitgestein ist im wesentlichen scharf, vereinzelt reichen Apophysen der „Grauen Zone“ durch die Pyknitzone bis in den Feldspatstockscheider. Unschärf und fließend ist hingegen die Grenze zwischen „Grauer Zone“ und liegendem Albitgranit.

Von JÄGER (1984) und SCHILKA (1986, 1987) wurden aus der Lagerstätte Altenberg erstmalig eigenartige brekziöse Gesteinspartien lokaler Art beschrieben, die als **vulkanische Explosionsbrekzien** aufgefasst werden können. Aufgrund der Verbandsverhältnisse und brekzienartigen Einschlüsse sind sogar zwei altersunterschiedliche Explosionsbrekzien unterscheidbar.

Eine **ältere Brekzie** ist auf den östlichen Randbereich der Lagerstätte beschränkt. Sie wurde erstmalig mit der Auf-fahrung einer geomechanischen Beobachtungsstrecke im Niveau 695 m ü. NN bekannt. Nachträglich wurde dieses schlotförmige, steil nach S bis SE einfallende Vorkommen auch im Übertage-Bereich am nordöstlichen Pingrand und in einer tieferliegenden Sohle (Niveau 530 m ü. NN Strecken 2004) nachgewiesen. Die Brekzie, die aus Quarzporphyr-, Granitporphyr- und Aplitgranitbruchstücken (Typ G 2a) mit feiner Brekzienmatrix besteht, hat ihren Kontakt zwischen Monzogranit Typ G 2b und Typ G 2c

sowie Granitporphyr. Eine in die Brekzie hineinragende Monzogranitapophyse vom Typ G 2b deutet daraufhin, dass diese Brekzie ein prämonzogranitisches Alter besitzt.

Ein weiterer und gleichzeitig **jüngerer Brekzienkörper** wurde im Niveau der 7., 6. und 5. Sohle im unmittelbaren nördlichen Kontaktbereich bzw. in der Nähe des Albitgranits (Typ G 3) und unvergreisten Granitporphyr aufgeschlossen (Beilage 2.1, 2.2, Abb. 18 N-S-Schnitt). Dabei ist eine Verkleinerung des Brekzienkörpers von der unteren zur oberen Sohle erkennbar:

7. Sohle 80x20 m NW-SE orientierter Körper
6. Sohle 25x20 m Körper
5. Sohle 5 m breite NW-SE-Zone

Die Lage der Brekzie befindet sich in einem tektonisch stark beanspruchten Raum. Der Kreuzungsbereich „Rote Kluft“ und „Nordrandstörung“ war gleichzeitig auch Intrusionsbahn des Albitgranits, der der vulkanischen Explosionsbrekzie folgte. Das Brekzienmaterial besteht aus scherbigen, kantengerundeten Bruchstücken von Quarzporphyr, Granitporphyr und Monzogranit. Der Albitgranit schneidet unter Kontaktwirkung (geringmächtiger Pyknitkörper und „Graue Zone“) die Brekzie deutlich ab, daraus leitet sich ein postmonzogranitisch bis präalbitgranitisches Alter ab.

Die Brekzie im Erkundungsgebiet „Zinnkluft“ wurde in 11 Tiefbohrungen nachgewiesen. Innerhalb des Quarzporphyrkomplexes setzt in der tektonisch prädestinierten Position (Kreuzung „Rote Kluft“ und Nordrandstörungssystem) ein steil (80°) nach Südost einfallender, stockförmiger Brekzienkörper auf (Beilage 1.3 und 3.1). Die Grenzen zum intakten Nebengestein sind verhältnismäßig scharf ausgebildet.

Der elliptische Querschnitt beträgt etwa 100x180 m.

Von der Brekziierung wurden der Quarzporphyr und auch Teile der „nördlichen und südlichen Greisenzone“ erfasst. Die Brekzie ist größtenteils als fest „verschweißter“ Verband von cm- bis dm-großen meist kantigen Bruchstücken aus Quarzporphyr, trümmervergreistem Quarzporphyr (ältere Vergreisung!) und metaquarzporphyrischem Greisen zu charakterisieren.

Die Brekzien sind arm an Matrix, die - wo vorhanden - aus dem gleichen mylonitisierten Material besteht.

Mehrfach wurden in den Bohrungen auch unregelmäßig verlaufende Albitgranit-Apophysen angetroffen, die als Zufuhrkanäle für den schlauch- bis blasenförmigen Zinnklufter Albitgranit angesehen werden können. Die Explosionsbrekzien sind somit als Vorläufer der Albitgranitintrusion zu werten. In höheren Niveaus treten vor allem

an den Flanken von Brekzien und Granit verstärkt trüme-
rartige unregelmäßige metablastische Glimmergreisen auf.
Sie sind in Verbindung mit den postalbitgranitischen Ver-
greisungen und Überprägungen zu sehen.

Als ein weiteres Gestein im Umfeld der Lagerstätte soll der
Basalt des Geisingberges in ca. 700 m nordöstlicher Ent-
fernung nicht unerwähnt bleiben (Abb. 17). In der Nach-
barschaft von Altenberg sind weitere kleine Basaltvor-
kommen bekannt: Zwei Vorkommen in südlicher Richtung
zwischen Altenberg und Zinnwald, ein weiteres nordwest-
lich von Altenberg bei Hirschsprung.

Im untertägigen Bereich wurde der Basalt vom Geisingberg
im Trübestolln (ca. 50 m Teufe) in etwa 800 m nördlicher
Entfernung vom Mundloch an der Römer-Aufbereitung als
eine Apophyse im Gneis angetroffen. Es handelt sich ins-
gesamt um olivinreiche Olivin-Augit-Nephelinite aus der
Oligozän-Miozän-Zeit.

Eine stoffliche Einflussnahme der tertiären Vulkanite auf
die benachbarten Gesteine und Zinnvererzungen ist nicht
erkennbar. Mit dem Basaltvulkanismus im Zusammenhang
stehende tektonische Bewegungen sind als jüngste Bewe-
gungen in der Lagerstätte Altenberg an der Nordstörung
nachweisbar (Versetzung Rote Kluft - STUTH, 1981).

4.2 Charakteristik der am Bau der Lagerstätte beteiligten Gesteine

4.2.1 Proterozoische Gneise

Im nördlichen und nordöstlichen Vorfeld der Lagerstätte
„schwimmt“ im vulkanogenen Quarzporphyr-Granitpor-
phyrkomplex eine Gneisscholle, die dem Proterozoikum
zugeordnet werden kann. Es handelt sich um glimmerrei-
che Zweiglimmerparagneise, die auch den Charakter von
Zweiglimmerschiefer annehmen können. Vereinzelt sind
Lagen von Metabasit und Metarhyolithoid zwischenge-
schaltet. Die gesamte Gneisscholle wurde im Entwässe-
rungsstollen auf der 7. Sohle zur kleinen Biela durchfahren.

Insgesamt sind diese Gneise als Äquivalente der Růžová
(Reischdorfer) Folge innerhalb der Preßnitzer Serie (Pr 2-
3) aufzufassen.

4.2.2 Oberkarbonische Sedimentite

Die im „Zwitterstocks Tiefen Erbstolln“ und seinen Flügel-
örtern aufgeschlossene oberkarbonische Sedimentitfolge
kann nach der Silesfolge im Schönfelder Becken (westlich
Altenberg) der vorporphyrischen Stufe zugeordnet werden.

Das Schichtenprofil im „Zwitterstocks Tiefen Erbstolln“

stellt sich wie folgt dar (siehe auch Kap. 8.1.4):

Hangendes

Sandstein und Konglomerat	100-150 cm
Steinkohle	2-3 cm
Sandstein	30 cm
Steinkohle	2-5 cm
Schieferton	8-10 cm
Sandstein	50 cm
Konglomerat/Brekzie aus Gneis	150 cm

Liegendes

Die Konglomerate bestehen hauptsächlich aus Gneis. Die
Packung im sandigen Milieu ist locker bis dicht, wobei die
einzelnen Gerölle rundliche, scheibenförmige und kanten-
gerundete Gestalt besitzen. Die Größe der Gerölle
schwankt zwischen Erbsen- bis Faustgröße. Die Sandsteine
sind zum Teil etwas feldspatführend. Der graue sandige
Schieferton ist teilweise durch Kohlenstoff schwarz gefärbt
und führt häufig helle Glimmerschüppchen. Die gering-
mächtigen Kohleschmitzen stellen eine Art anthrazitische
Glanzkohle dar.

Die Quarz-Kassiteritgänge des „Neufang“ setzen nur weni-
ge Dezimeter in die Siles-Ablagerungen hinein und zer-
schlagen sich vollkommen.

Die metasomatische Beeinflussung der Schichten durch die
pneumatolytischen Gänge ist sehr gering und untypisch.

4.2.3 Quarzporphyre

Der Teplitzer Quarzporphyr, auch als Paläorhyolith zu be-
zeichnen, tritt nach neuen Kartierungsergebnissen im Be-
reich von Altenberg in verschiedenen, rasch wechselnden
Typen auf. Sie unterscheiden sich vor allem durch die
Korngröße der Einsprenglinge und deren Häufigkeit (Kap.
3, Tab. 4).

Im allgemeinen zeigt der Quarzporphyr in einer rötlich-
braunen bis grau-grünlichen dichten Grundmasse porphyri-
sche Einsprenglinge von Quarz, Kalifeldspat und selten
Biotit wechselnder Menge und Größe.

Der im Lagerstättenbereich dominierende einsprenglings-
reiche Quarzporphyr vom Typ IIIa zeichnet sich neben den
stets reichlich vorhandenen Quarzeinsprenglingen durch
einen relativ großen Anteil an porphyrischen Kalifeldspä-
ten (ca. 15-20 %) aus. Der Gesamtanteil der Einsprenglinge
kann bis zu 45 Vol.-% betragen. Dieser Petrotyp ist ge-
kennzeichnet durch eine hiatalporphyrische Struktur, bei
einer klein- bis mittelkörnigen Größe der Einsprenglinge.

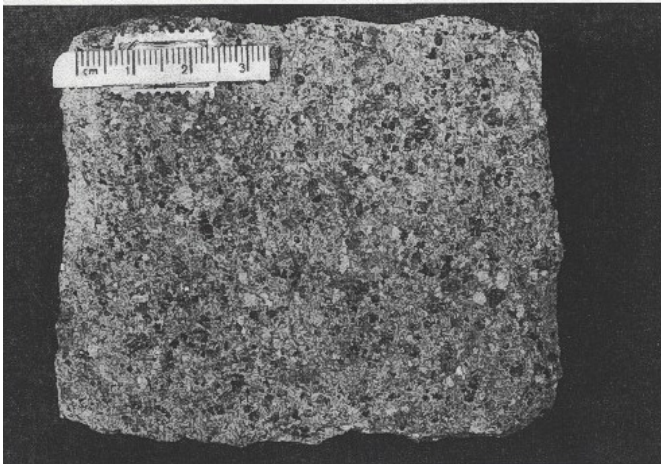


Abb. 19a: Quarzporphyr - Makrobild - Einsprenglingreicher Faziestyp IIIa, Erkundungsstrecke 723

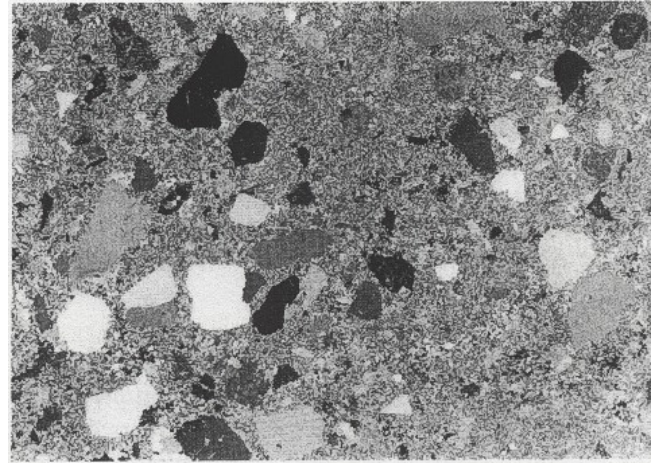


Abb. 19b: Quarzporphyr - Mikrobild (Vergrößerung ca. 5fach) - Einsprenglingreicher Faziestyp IIIa, Erkundungsstrecke 723, Quarzeinsprenglinge in dichter porphyrischer Grundmasse

Die Grundmasse ist mikro- bis kryptokristallin. Fluidaltex- turen sind dem Quarzporphyr im Lagerstättenrevier nicht eigen (Abb. 19a und 19b).

Die Porphyrquarze stellen den überwiegenden Anteil der Einsprenglinge, sie machen bis zu 20 % des Gesteins aus. Überwiegend sind sie als idiomorphe Dihexaeder mit lokalen Korrosionsbuchten ausgebildet, doch treten auch gerundete isometrische Formen und auch Quarzsplitterchen auf.

Vereinzelt umschließen Porphyrquarze Biotitschüppchen und Zirkone.

Die tafeligen Kalifeldspateinsprenglinge bilden häufig Zwillinge, vorwiegend nach dem Karlsbader Gesetz. Sie überwiegen bei weitem gegenüber dem Plagioklas, den sie mitunter umschließen. Auffällig ist, dass die Kalifeldspäte überwiegend perthitfrei sind. Auch der Plagioklas (Oligoklas) bildet vorwiegend idiomorphe polysynthetisch verzwilligte Einsprenglinge, die sich vereinzelt zu mehreren Aggregaten zusammenlegen. Gelegentlich treten Biotitschuppen als Einsprenglinge auf, selten sind Glimmernester. Der grünbraune Biotit wird bei hydrothermalen Umwandlungen am ehesten verändert (Bleichung unter Abscheidung von Hämatit auf Spaltflächen).

Das am häufigsten anwesende akzessorische Mineral ist Zirkon, der oft neben Leukoxen oder isoliert im Glimmer und Quarz aber auch in der Quarzporphygrundmasse auftritt. Die meist idiomorphen Zirkone bis 0,2 mm Größe verursachen im Glimmer pleochroitische Höfe. Selten wird Apatit im Quarzporphyr beobachtet.

Die dichte Grundmasse, bestehend aus Quarz-Feldspat-Glimmer, wird am ehesten hydrothermal umgewandelt und dabei seriziti- siert und fleckig hämatitisiert. Bei weiterer Zersetzung werden die

porphyrischen Feldspäte durch Glimmer, Karbonat, Kaolin und Fluorit ersetzt.

Im östlichen Feld der Lagerstätte, so im Grubenbereich der Roten Zeche und im „Zwitterstocks Tiefen Erbstolln“, treten im Quarzporphyr Fremdbestandteile in Form chloritisierte Gesteinsbruchstücke bzw. porphyrische Bruchstücke mit Fluidalgefüge (vermutlich vom Typ PQ II) auf. Nach SCHILKA (1986) handelt es sich um die konglomeratische, geröllführende Fazies des jüngeren Quarzporphyrs vom Typ IIa.

4.2.4 Granitporphyr

Im Grubenbereich tritt der Granitporphyr in durchgehend homogener Ausbildung als einsprenglingsreiche Varietät des Normaltyp II auf (Abb. 20). Er hat in einer dunklen rötlichschwarzen, fein- bis mittelkörnigen mikrograniti- schen Grundmasse zahlreiche rötliche Feldspateinspreng- linge bis zu mehreren Zentimeter Größe und wenige milli- metergroße Quarzeinsprenglinge. Seine Struktur ist hiatal- porphyrisch. Die großen, oft idiomorphen Kalifeldspa- teinsprenglinge, mit häufiger Verzwilligung nach dem Karlsbader Gesetz, werden bis zu 6 Zentimeter groß. In den oft flecken- bis spindelperthitischen Kalifeldspäten sind häufig Biotite, Plagioklase und selten Hornblenden einge- schlossen. Gelegentlich sind auch vom Plagioklas umhüllte Orthoklase zu finden. Die Quarzeinsprenglinge treten hinter denen des Orthoklas stark zurück. Es sind meist rundli- che, seltener eckig begrenzte und buchtig korrodierte Kör- ner.



Abb. 20: Granitporphyr - Makrobild - Normaltyp II, Orthoklas-Idioblasten mit z. T. oligoklasreichen Randzonen in einer porphyrischen Grundmasse von Glimmer, Feldspat und Quarz
5. Sohle, Strecke 550 (Verbindungsstrecke Arno-Lippmann-Schacht mit Lagerstätte)

Die Grundmasse besteht aus einem graphophyrisch-körnigen (mikrogranitischen) Quarz-Alkalifeldspat-Pflaster mit wenig Plagioklas und Glimmer. Der hohe Anteil an Quarzkörnern ist meist undulös auslöschend und gelegentlich in Quarztrümmern verheilt. Die hypidiomorphen bis idiomorphen säuligen Plagioklaskörner (Oligoklas) sind meist polysynthetisch verzwillingt. Der Glimmer tritt in typisch nesterartigen Zusammenballungen auf. In den Anhäufungen der bis 0,2 mm großen Biotitschüppchen konzentrieren sich die Akzessorien Titanit, Apatit und Zirkon.

Lokal tritt im Granitporphyr grüne Hornblende mit deutlicher Spaltbarkeit nesterförmig auf.

Bei der hydrothermalen Umwandlung werden zuerst der Plagioklas und dann der Kalifeldspat durch Serizit, Karbonat und Fluorit ersetzt. Die Biotite werden gebleicht und lamellar chloritisiert, wobei oft Hämatit und Leukoxen in den Spaltflächen ausgeschieden werden. Vereinzelt bildet sich in den Feldspäten Epidot. Bei weiterer Beanspruchung entsteht eine Tonmineralgrundmasse mit einer netzartigen Hämatitdurchtrümmung.

4.2.5 Syeno- und Monzogranit -Typ Schellerhau-G 1

Das nordwestlich von Altenberg lagernde Schellerhauer Granitmassiv baut sich aus einem älteren porphyrischen Syenogranit (Typ G 1, Abb. 21) und einem überwiegend randlich gelagerten jüngeren homophanen Monzogranit auf.

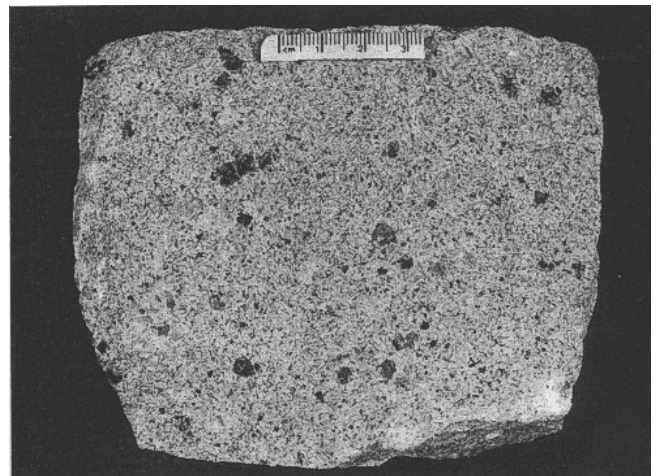


Abb. 21: Syenogranit, porphyrisch - Typ Schellerhau G1 - Makrobild - Gebiet Wasserspeicher Altenberg

Aus stofflicher Sicht könnte der homophane Schellerhauer Monzogranit ein Äquivalent des Altenberger „Außengranits“ vom Typ G 2 sein.

Im Grubenbereich im Niveau der 7. Sohle treten im Altenberger Monzogranit (Außengranit) vom Typ G 2b Schollen bis 5 m Größe eines fremden Granits mit großen Kalifeldspateinsprenglingen auf. Diese Xenolithe nehmen an Häufigkeit und Größe unter der 7. Sohle in der Sumpfstrecke und in Bohrungen (UT 13/66-16/66) zu.

Stofflich und strukturell sind die Granitxenolithe mit dem porphyrischen Syenogranit vom Typ Schellerhau - G 1 identisch.

Die Kontakterscheinungen um die Schollen des Granits G 1 sind geprägt von einem feinen bis groben Feldspatsaum mit Hämatitisierung. Gelegentlich werden die Xenolithe von aplitischen Granitvarietäten durchschlagen (jüngere monzogranitische Granitvarietät vom Syenogranit G 1 - evtl. auch Monzogranit G 2a).

Makroskopisch ist der Syenogranit G 1 als feinkörnig-porphyrisch mit hiatalporphyrischer Struktur anzusprechen. In der feinkörnigen Grundmasse treten rötliche idiomorphe porphyrische Feldspäte von 0,5-2 cm Größe und Porphy Quarze mit starker Neigung zur Idiomorphie von etwa 0,1-0,5 cm Größe regellos eingestreut auf.

Gesteinsbildende Minerale sind Quarz (30 %), Kalifeldspat (35 %), Plagioklas (25 %, Oligoklas-Albit) und Biotit (5 %). Akzessorisch treten Topas, Zirkon, Fluorit, Rutil, Leukoxen und opale Minerale auf.

Quarz zeigt neben den porphyrischen Einsprenglingen und dem xenomorphen Grundmassequarz manchmal auch blastisches Wachstum. Um Plagioklas sind sehr selten myrmekitische Randsäume vorhanden. Der Kalifeldspat ist meistens trüb und perthitisch entmischt. Als Grundmasseanteil ist er stets xenomorph. Von Plagioklas sind zwei Generationen vorhanden. Plagioklas I (Oligoklas) ist allgemein etwas grobkörniger als Plagioklas II (Albit). Beide kommen jedoch stets als idiomorphe Leisten vor, wobei die Albitleisten frischer erhalten sind als die Oligoklasleisten. Zum weitaus größeren Teil sind die Plagioklase polysynthetisch verzwilligt. Von den Akzessorien sind Fluorit und Topas am häufigsten vertreten. Fluorit tritt im Biotit selbst und auf Korngrenzen auf. Topas ist oft idiomorph ausgebildet und manchmal im Plagioklas eingeschlossen. Rutilnadeln sind im Biotit und teilweise auch im Quarz enthalten. Kassiterit wurde nicht gefunden.

4.2.6 Monzogranit-Typ Altenberg-G 2 („Außengranit“)

Für die Ausbildung der Lagerstätte ist der Altenberger Monzogranit das wesentlichste Gestein. Bei detaillierter Betrachtung weist er jedoch keinen einheitlichen Aufbau auf, vielmehr lässt er mehrere Gefüge und Strukturtypen erkennen, die auf eine Mehrphasigkeit der Intrusion des Altenberger Außengranits hinweisen. So sind mindestens folgende vier Granittypen innerhalb des Monzogranit-Stockes aushaltbar, wobei auch noch weitere Untertypen ansprechbar wären:

- Älterer Aplitgranit vom Typ G 2a
- Monzogranit feinkörnig vom Typ G 2b
- Monzogranit feinkörnig vom Typ G 2c
- Jüngerer Aplitgranit vom Typ G 2d



Abb. 22a: Älterer aplitischer Monzogranit vom Typ G2a (linke Bildhälfte) im Kontakt mit Monzogranit vom Typ 2b - Normaltyp - (rechte Bildhälfte) - Makrobild - 7. Sohle, Strecke 723)

Diese Typen sind Zeichen einer magmatischen Differentiation und Pulsation in einer zeitlichen Folge innerhalb eines Granitkörpers während der Platznahme, Abkühlung und Kristallisation. Das in einer tektonischen Schwächezone (Kreuzung von Tiefenstörungen) intrudierende granitische Magma führte zu einer differenzierten Abkühlung und zeitlich unterschiedlich beginnenden Auskristallisation. Für den Altenberger Außengranitstock kann festgestellt werden, dass der NW-Teil des Granitkörpers bereits auskristallisierte, durch Tektonik Klüftungsinventar annahm und Absatz postmagmatischer Lösungen erfuhr, als der SE-Teil noch mobile granitische Restmobilisate aufwies, die als jüngere Apophysen den Endo-Exokontakt durchschlagen.

4.2.6.1 Älterer Aplitgranit vom Typ G 2a

Wie bereits im Punkt 4.1 dargelegt, bildet dieser Typ eigenständige Körper im Kontaktbereich zum Granitporphyr und sendet Apophysen in den Granitporphyr.

Weiterhin treten derartige strukturierte aplitische Granite als Xenolithe im Hauptmonzogranitkörper Typ G 2b auf. Dieser ältere Aplitgranit zeigt auch Vergreisungen, die vom Monzogranit G 2b abgeschnitten werden (Abb. 22a und 22b).

Typisch ist für den feinkörnigen-hiatalporphyrischen Aplitgranit seine Glimmerarmut. Die bis zu 0,8 mm großen Quarzeinsprenglinge sind z. T. idiomorph. Die überwiegend albitisierten Feldspäte sind als längliche Leisten ausgebildet.

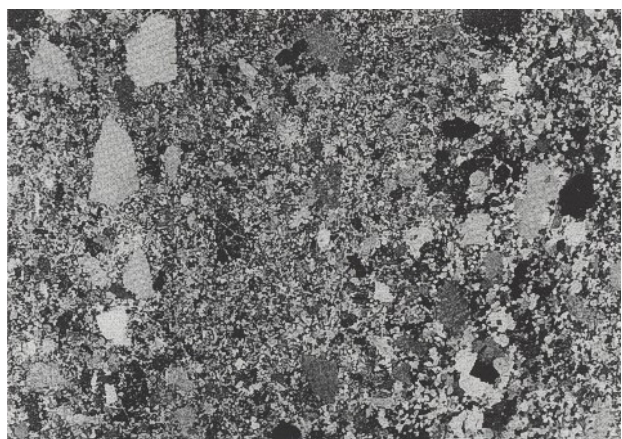


Abb. 22b: Älterer aplitischer Monzogranit vom Typ G2a in feinkörnig-hiatalporphyrischen Strukturen - Mikrobild (Vergrößerung ca. 5-fach)

Die Grundmasse besteht aus einem dichten Pflaster von Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Fluorit, Topas und Glimmer.

4.2.6.2 Monzogranit vom Typ G 2b

Der Granit vom Typ G 2b nimmt den weitaus größten Teil der Zinnerzlagerstätte Altenberg ein, er wird auch als „Außengranit“ von Altenberg bezeichnet. In seiner Struktur ist er jedoch heterogen, so dass mehrere Unterarten ausgehalten werden können.

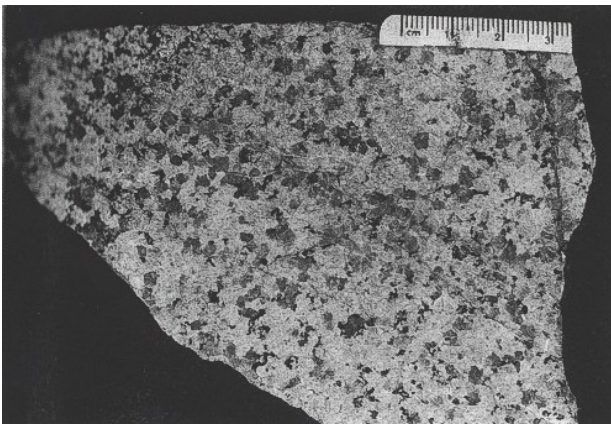


Abb. 23a: Monzogranit vom Typ G2b (Normaltyp) mit feinkörniger Struktur - Makrobild - 5. Sohle, Strecke 539

Der **Normaltyp** ist feinkörnig mit serialporphyrischem Gefüge, bei einem mittelkörnigen Plagioklas-Quarz-Einsprengling-Anteil von 25-50 %. Bei Einsprengling-Vergrößerung und damit Zunahme auf 60-80 % vom Gesteinsvolumen entsteht ein feinkörnig, hiatalporphyrischer Monzogranit. Die xenomorphe Grundmasse besteht aus Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas und Biotit. Akzessorisch sind Topas, Fluorit, Hämatit, Zirkon, Rutil, Kassiterit und Apatit vertreten (Abb. 23a und 23b).

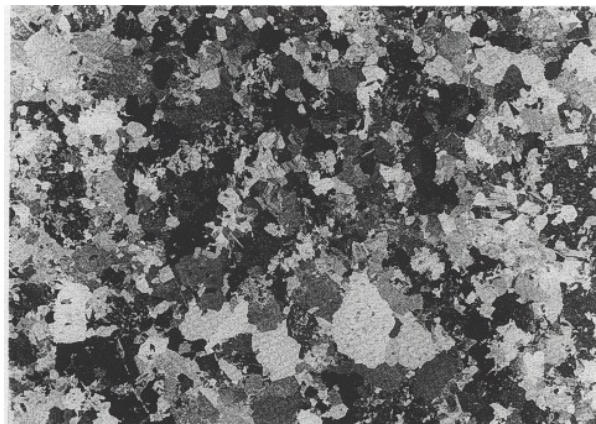


Abb. 23b: Monzogranit vom Typ G2b (Normaltyp) mit feinkörniger Struktur – Mikrobild (Vergrößerung ca. 5-fach) 5. Sohle, Strecke 539

Der perthitische Kalifeldspat, Plagioklas und Biotit werden vom Quarz korrodiert. Der seltener vertretene Albit verdrängt Kalifeldspat, Plagioklas und Biotit. In den Biotiten treten reichlich Zirkon (pleodoitische Höfe) und selten Rutilnadelchen auf, auch Fluorit ist mit Biotit assoziiert.

Im Durchschnitt enthält der Monzogranit G 2b 35 % Quarz, 40 % Kalifeldspat, 20 % Plagioklas und 5 % Biotit.

Am Südrandbereich des „Außengranits“ treten **kalifeldspatisierte Unterarten** auf. Besonders der Kalifeldspat ist von blastischem Wachstum gekennzeichnet. Gleichzeitig ist für die Kalifeldspatisierung des Granits charakteristisch, dass sie vor der Hauptvergreisung eintrat.

Erfolgt nur eine monomineralische Quarzblastese, so entsteht die **quarzblastoporphyrische Unterart**.

Aus den südlichen Hangendbereichen (oberhalb 1. Sohle) sind **albitisierte Monzogranite** bekannt geworden. Albit verdrängt dabei hauptsächlich Orthoklas und Plagioklas.

Damit deutet sich gleichzeitig an, dass die zentrale Vergreisungszone des Monzogranitkörpers im Hangenden und Liegenden von Feldspatisierungen erfasst wurde.

4.2.6.3 Monzogranit vom Typ G 2c

Der feinkörnig-serial bis hiatalporphyrische Monzogranit vom Typ G 2c bildet geringmächtige Apophysen im Monzogranit G 2b und schneidet Greisentrümer im Monzogranit G 2b ab. Während er im Hangenden des „Außengranitstockes“ auf den SE-Teil beschränkt bleibt, nimmt seine Verbreitung nach dem Liegenden zu (Abb. 24).

4.2.6.4 Jüngerer Aplitgranit vom Typ G 2d

Der kuppel- und apophysenförmig auftretende jüngere Aplitgranit vom Typ G 2d ist feinkörnig bis dicht und von homogener Ausbildung. Quarzeinsprenglinge bis 1 mm treten gelegentlich auf. Durch Kalifeldspatanteil ist er größtenteils rötlich gefärbt (Abb. 25).

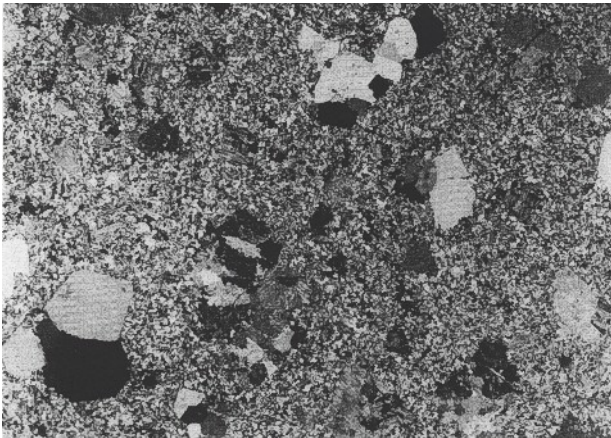


Abb. 24: Monzogranit vom Typ G2c in feinkörnig-hyaloporphyrischer Ausbildung – Mikrobild (Vergrößerung ca. 5-fach) - Strecke 2001

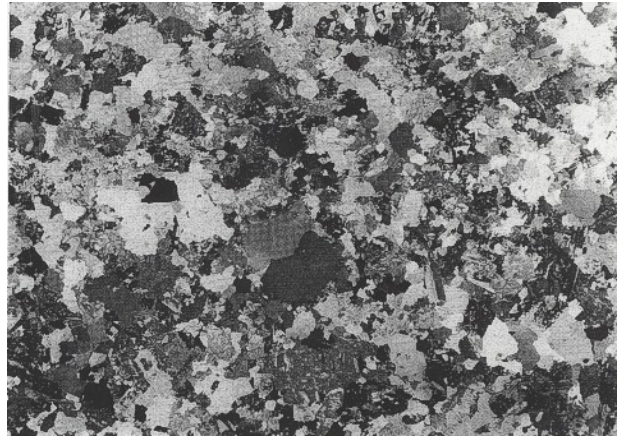


Abb. 25: Jüngerer aplitischer Monzogranit vom Typ G2d in feinkörniger Ausbildung - Mikrobild (Vergrößerung ca. 5-fach) - Strecke 760

Der Aplitgranit besteht hauptsächlich aus Quarz (25 %), Kalifeldspat (60 %) und Plagioklas (30 %). Untergeordnet kommen gebleichter Biotit und Muskovit (-3 %) vor. Die Plagioklase sind deutlich verzwillingt. Albitisierungen, wie im Granit G 2a, sind im jüngeren Aplitgranit nicht erkennbar.

Akzessorien treten sehr stark zurück. Relativ häufig tritt Fluorit auf, weit seltener sind Topas, Zirkon und Hämatit.

4.2.7 Albitgranit-Typ Altenberg-G 3 („Innengranit“)

Der Albitgranit Typ G 3 ist durch umfangreiche Aufschlüsse zwischen 4-7. Sohle und UT-Bohrungen (UT 13/66-16/67) belegt und nach dem Monzogranit Typ G 2b am weitesten verbreitet.

Makroskopisch ist dieser Granit als relativ homophon und fein- bis mittelkörnig anzusprechen, wobei seine Farbe von weiß, hellgrau oder auch bis rötlich variiert. Er besteht vorwiegend aus Plagioklas (Oligoklas, Albit) und Quarz. Untergeordnet führt er auch Orthoklas sowie Biotit und Muskovit in Schlieren. Akzessorisch treten Fluorit, Topas, Zirkon und opale Minerale auf (Abb. 26a und 26b).

Quarz ist xenomorph (Quarz I) und oft blastoporphyrisch (Quarz II) gewachsen.

Quarz I korrodiert Kalifeldspat, Oligoklas und Glimmer, Quarz II korrodiert außerdem noch Topas.

Kalifeldspat ist häufig idiomorph, tritt jedoch auch als Zwickelfüller auf. Oligoklas wird von Kalifeldspat korrodiert (Kalifeldspatisierung). Plagioklas bildet zwei Generationen: polysynthetisch verzwillingter Oligoklas und ophitisch strukturiertes idiomorphes Leistengewirr von Albit. Letzterer verdrängt Oligoklas, Orthoklas

und Glimmer.

Der größtenteils stark metasomatisch veränderte Granit G 3 hat entsprechend seinem Umwandlungsgrad eine sehr unterschiedliche strukturelle Ausbildung. Quarze liegen dann häufig als Porphyroblasten vor, während die „Grundmasse“ durch ein feines Albitleistengewirr (Albitisierung) einen ophitischen Eindruck hinterlässt. Die postmagmatischen Prozesse haben weiterhin zu Bleichungen der Glimmer (Muskovit- und Serizitneubildungen), damit verbunden zu einer Hämatitisierung (Rotfärbung des Granit) und vielerorts auch Fluoritisierung geführt.

Die äußeren, besonders die apikalen Partien des Granits sind häufig durch hydrothermale Prozesse vorwiegend mürbe. Die Feldspäte sind dabei meist kaolinisiert und serizitisiert.

Durch Albitisierung und Quarzblastese sind die Mineral-komponenten in sehr wechselnden Anteilen vertreten, so dass neben der Normalausbildung des Albitgranits Typ G3

- schwach albitisierte Albitgranite,
- schwach kalifeldspatisierte Albitgranite und
- extrem albitisierte Albitgranite (sog. Feldspatit)

unterschieden werden können.

Charakteristisch für die ersten beiden Typen ist Quarzar-mut und Feldspatreichtum, wobei eine schwache Albitisierung bzw. Kalifeldspatisierung in Erscheinung tritt. Die metasomatische Beeinflussung der Glimmerkomponenten (Biotit → Muskovit → Serizit) führte zu Hämatitausscheidungen, die dem Gestein eine rötliche Färbung verleihen.

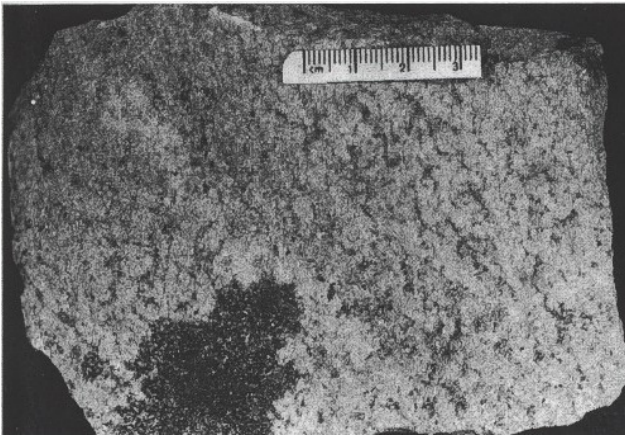


Abb. 26a: Albitgranit vom Typ G3 (Innengranit) mit Hämatitisierungszonen - Makrobild - 7. Sohle, Strecke 710

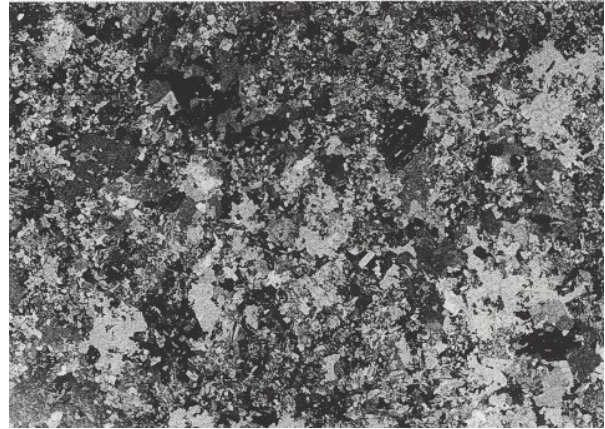


Abb. 26b: Albitgranit vom Typ G3 in feinkörniger Ausbildung - Mikrobild (Vergrößerung ca. 5-fach) - 7. Sohle, Strecke 721

Im extrem albitisierten Albitgranit dominieren Plagioklas und insbesondere Albit. Charakteristisch ist das völlige Zurücktreten von Quarz und Kalifeldspat. Dieses fast monomineralische grauweiß-gelbliche Gestein, der sog. Feldspatit, nimmt auf der 5. und 6. Sohle große Teile und auf der 7. Sohle den NO-Teil des „Innengranits“ ein.

4.2.8 Stockscheider-Bildungen an den Graniten

Die in der Zinnerzlagerstätte Altenberg sehr ausgeprägten Stockscheider-Bildungen - insbesondere der Stockscheider des Albitgranits G 3 (Innengranit) zum Monzogranit G 2 (Außengranit) - werden als spezifische Gesteinsausbildungen, doch vielmehr als postmagmatisch umgewandelte Gesteine betrachtet.

Sie sind als eine spezifische Form der Mineralisation im Lagerstättenbildungsprozess zu betrachten und werden daher im Abschnitt 6.1 behandelt.

4.2.9 Basalt

Der im nördlichen Vorfeld der Lagerstätte am Geisingberg und im Trübestolln aufgeschlossene Basalt ist seinem Charakter nach ein Olivin-Augit-Nephelinit. Sein Olivinreichtum wird durch lokales Auftreten von Zentimeter großen Einsprenglingen bis Dezimeter großen Knollen (bis 50 cm) von Olivin hervorgehoben. gelegentlich sind auch schlierenförmige Glaseinschlüsse und Biotitneubildungen zu erkennen.

Auch Xenolitheneinschlüsse (Karbonatknollen) sind lokal zu

beobachten.

Kontakterscheinungen des Basaltes auf die Umgebungsgesteine und auf die Zinnvererzung sind nicht erkennbar.

5 Tektonik der Lagerstätte

5.1 Regionaler tektonischer Rahmen und Wergang

Der Zusammenhang zwischen tektono-magmatischer Aktivierung eines Gebietes und der Lagerstättenbildung wird erst transparent durch die Analyse der Art und zeitlichen Folge der wesentlichen paläotektonischen Verformungs- und Bewegungsphasen im unmittelbaren und regional erweiterten Lagerstättenumfeld.

Im Osterzgebirge wurden die spätvariszischen Bruchentwicklungen, die für eine intrusive und extrusive Wegsamkeit der Gesteine sowie für die Lagerstättenbildung von Bedeutung sind, bereits im Flächengefüge der proterozoischen und variszischen Faltungsetappen vorgezeichnet (BANKWITZ und BANKWITZ, 1982).

Das Präkambrium des Erzgebirges (Gneis-Grundgebirge) weist einen großräumigen Sattel- und Muldenbau der Gesteine auf. Dieser Anlage entspricht der Hauptstrukturplan der Kristallisationsschieferung, jedoch auch gleichzeitig einer präkristallinen Schichtfaltung. Alle diese O-W-Großstrukturen wurden in späteren Deformationsetappen mehrfach durch N-S, NW-SO und NO-SW streichende Teilstrukturen unterbrochen (Abb. 27).

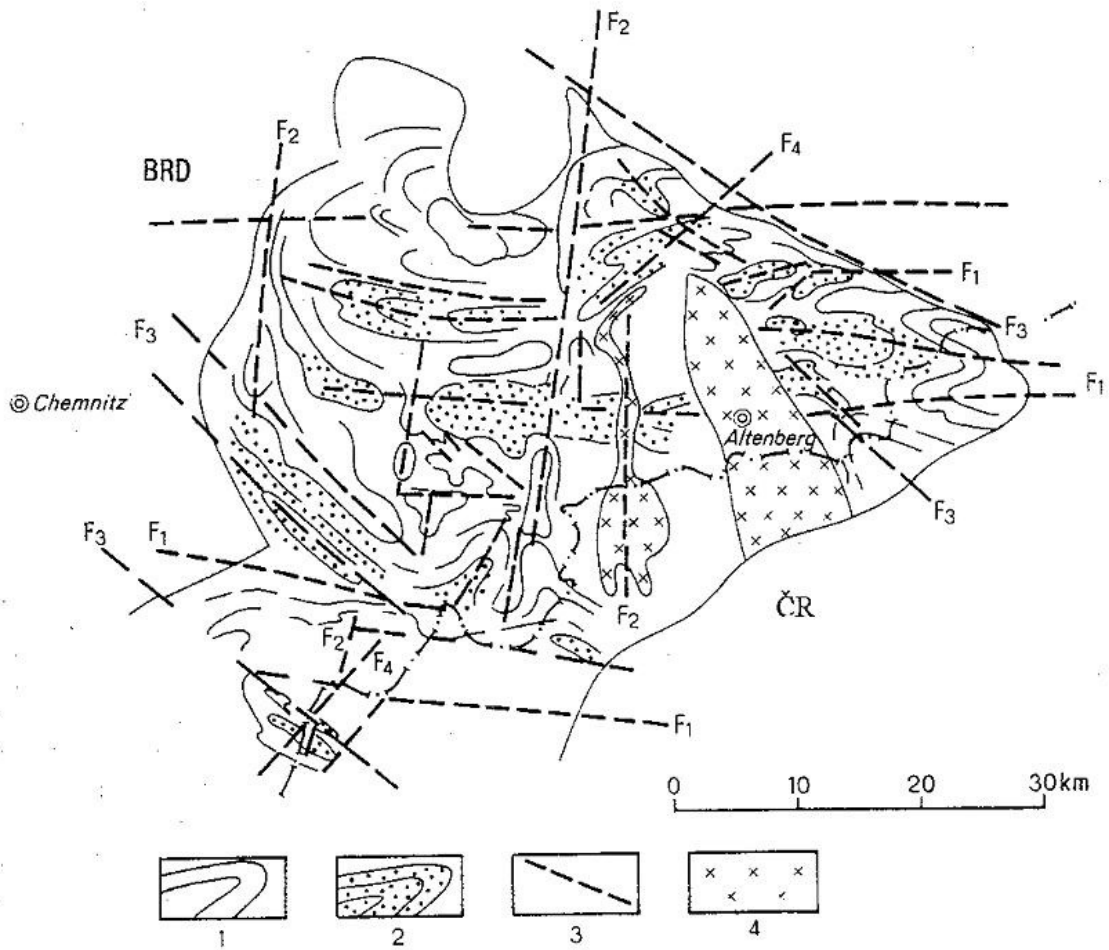


Abb. 27: Deformationen im proterozoischen Erzgebirgskristallin nach Bankwitz, P. u. E. (1982)
 1 - Streichlinien der Kristallisationsschieferung in Antiklinalbereichen; 2 - dito in Synklinalbereichen; 3 - Faltenachsen F_1 - F_4 ; 4 - varistische „Rahmenvulkanite“ des Altenberger Senkungsfeldes

Das Deformationsregime des proterozoischen Erzgebirgskristallins, welches im Oberproterozoikum bis Altpaläozoikum ablief, wird von oben genannten Autoren wie folgt charakterisiert:

1. Stadium

- Herausbildung von O-W streichenden Sattel- und Muldenstrukturen (Anlage von F_1 -Achsen)

2. Stadium

- Zerlegung der O-W-Antiklinalen durch N-S streichende Synklinalen (Anlage von F_2 -Achsen) und damit Herausbildung von kuppelartigen Strukturen

3. und 4. Stadium

- Überfaltung der älteren O-W- und N-S-Strukturen

durch NW-Elemente (Anlage von F_3 -Achsen) und durch NO-Elemente (Anlage von F_4 -Achsen)

Für das Osterzgebirge war im fortgeschrittenen ersten Deformationsstadium durch Herausbildung einer Scharnierachse die Hebung des N-Teiles der O-W-Antiklinale (Raum Freiberg-Glashütte) und damit die Bildung des Freiberg-Fürstenwalder-Blockes von Bedeutung. Während der 2. Deformation kommt es im Erzgebirge besonders zur Ausweitung der Hauptsynklinalen in N-S-Richtung vor allem zwischen den beiden Granitporphyrvorkommen Flaje-Frauenstein und Altenberg-Dippoldiswalde, die die Ränder dieser Einmündung nachzeichnen.

Die vorordovizisch angelegten NW-Faltenachsen F_3 wurden als Kompressionszonen zum Teil zu Großstrukturen ausgestaltet (Elbtalzone, Flöha-Querzone). Die ebenfalls prävariszisch angelegten F_4 -Achsen wurden besonders in variszischer Zeit reaktiviert und weiter herausgebildet.

Mit der Anlage der oberproterozoisch bis altpaläozoischen Sattel- und Muldenstrukturen war die Entstehung etwa gleich alter Bruchzonen (Mylonitisierungsbahnen) verbunden. Diese wurden im Laufe der Zeit durch überregionale Beanspruchung zu tektonischen Lineamenten und durch regionale Beanspruchung zu Tiefenstörungen und Strukturlinien ausgeprägt. Nach HÖSEL (1972) sind u. a. für das Osterzgebirge folgende von Bedeutung (Abb. 15):

Lineamente

- Nordböhmisches Lineament (NO-SW)
- Elblineament (NW-SO)

Tiefenstörungen

- Tiefenstörung von Niederbobritzsch-Schellerhau-Krupka (NW-SO)
- Tiefenstörung von Meißen-Teplice (NNW-SSO)
- Tiefenstörung von Frauenstein-Seiffen (NNO-SSW)
- Mittleregebirgische Tiefenstörung (NO-SW)
- Südergebirgische Tiefenstörung (NO-SW)
- Erzgebirgsrand Tiefenstörung (NO-SW)

Die Lineamente sind für das Erzgebirge großräumig rahmende Strukturzonen I. Ordnung. Die durch die präordovizischen Krustenverformungen vorgeprägten Tiefenstörungen wurden durch die spätvariszische Bruchentwicklung aktiviert und weiter ausgestaltet (lokale Strukturlinien) und somit u. a. für das „Altenberger Senkungsfeld“ konturformend. Gleichzeitig stellen die Tiefenstörungen und die sie begleitenden Strukturlinien wichtige Magmatismus-Vulkanismus- und Erz-kontrollierende Faktoren dar.

Die proterozoischen und insbesondere postproterozoischen Krustendeformationen brachten unter dem Vorherrschen lokaler Wärmeanomalien Krustenaktivitäten mit sich. Prozesse der Migmatisierung, Anatexis und Palingenese führten im Erzgebirge in variszischer Ära zur Bildung eines das metamorphe Grundgebirge unterlagernden zusammenhängenden granitoiden Körpers (WATZNAUER, 1954). Gebunden an Strukturelemente und geschient durch Tiefenstörungen bildeten sich die NW-SO gerichteten Teilplutone (West-, Mittel-, Osterzgebirgische) des Erzgebirges. Dabei zeigt sich der osterzgebirgische Teilpluton als eine relativ tief steckengebliebene Intrusion. Im Osterzgebirge ist, durch die NNW-SSO orientierte Eruptivspalte von Teplice-Meißen und das damit in Verbindung stehende Altenberger Senkungsfeld regionaltektonisch bedingt, das vulkanische Stockwerk stark ausgeprägt.

Die spätvariszische Bruchtektonik und die sie begleitenden vulkanisch-magmatischen Prozesse im Osterzgebirge (Altenberger Schollenfeld) werden dirigiert von einem Pulsie-

ren des Spannungsfeldes (WETZEL, 1982, 1984, 1985).

Der Wechsel des tektonischen Kräftespiels in dem osterzgebirgischen „Schollenmosaik“ war verbunden mit einer Vielzahl magmatisch-vulkanogener Ereignisse und mit deren stofflichen Produkten (Tab. 5).

Insgesamt sind die bruchtektonischen Vorgänge durch bereits im Proterozoikum-Präordovizium vorgeprägte Tiefenstörungen im Osterzgebirge vormarkiert (Abb. 28).

Durch die in Zentraleuropa N-S orientierte Einengungstektonik (Anlage von O-W-Faltenachsen) in variszischer Ära wurde das metamorphosierte Osterzgebirge bevorzugt bruchtektonisch beansprucht. Sowohl aus der Richtungsanalyse der aktivierten großtektonischen Elemente (Abb. 28 vorgeprägte Tiefenstörungen) als auch aus dem regionalen und lokalen Klüftungsplan im Altenberger Raum (Abb. 29). lässt sich ein Paläospannungsplan für den variszisch syn- bis postkinematischen Zeitraum darstellen (Abb. 28 unten). Zu analogen Ergebnissen kamen auch WETZEL (1982) und MÖBUS u. a. (1984). Die N-S orientierte Pressung (Einengung) erzeugte Schervorgänge auf den NO-SW und NW-SO vorgeprägten Tiefenstörungen und aktivierte sie somit. Diese Schervorgänge lassen sich bis in den Maßstab der Feld- und Grubengeologie verfolgen: horizontale und (vertikale) Versetzung der Gesteinspakete (z. B. NW-SO gerichtete Rote Kluft, Lagerstätte Altenberg) und keine bzw. sehr geringe Öffnung der vergreisten NO-SW gerichteten Zinnerzgänge im Umfeld der Lagerstätte Altenberg.

Die mit der O-W orientierten Weitung des Raumes einhergehenden Zug- bzw. Zerrungsvorgänge auf den NNO-SSW und NNW-SSO vorgeprägten Tiefenstörungen korrespondieren mit den mächtigen Vulkanitgesteinsgängen.

Den entscheidenden Einfluss auf das tektonische Gesamtbild des Osterzgebirges übte die Aktivierung der alten Tiefenstruktur Teplice-Meißen aus. Mit den Quarzporphyrextrusionen aus einem NW-SO gerichteten Spaltenvulkan bildete sich eine gewaltige vulkanische Einbruchstörungszone (Einbruchscaldera), die bis in die NO-SW gerichtete Querdehnungszone mit ihrem Gangporphyrschwarm reichte. Die weitere Ausprägung der Dehnungsbrüche ließ die granitporphyrischen subvulkanischen Spaltenvulkane an der Ostflanke, an der Westflanke (Flaje-Frauenstein) und NW-Flanke entstehen.

Ein enger Zusammenhang zwischen fortschreitender Dehnungsbruchtektonik und sich entleerenden Magmenkammern ist dabei zu sehen. Bedingt durch die Massenumverteilung des Lavastromes aus krustalen in Oberflächenbereiche wird die Entwicklung des Altenberger Senkungsfeldes erklärlich.

Tektonik der Lagerstätte

Tab. 5: Generalisiertes Schema zur tektonischen Entwicklung des Osterzgebirges

Einstufung	Tektonischer Charakter	Strukturrichtung	Elemente, Ereignisse im Osterzgebirge, Altenberger Senkungsfeld und in der Lagerstätte Altenberg	Altersstellung	
Saxonisch-alpidisch					
	geringe Dehnungsbrüche im Kreuzungsbereich von aktivierten Tiefenstörungen (TS) und Strukturlinien	orthogonal N-S	Basaltintrusionen (z. B. Geisingberg bei Altenberg)	Tertiär	
	Bruchstrukturen mit vertikalen und horizontalen Versetzungen kontrolliert durch Nordböhmisches Lineament	diagonal ONO-WSW OW	Erzgebirgsabbruch, Nordrandstörung in der Lagerstätte Altenberg		
	Bildung von Bruch- und Scherzonen kontrolliert durch Tiefenstörungen Niederbobritzsch-Schellerhau-Krupka und Teplice-Meißen mit horizontalen und vertikalen Versetzungen	(orthogonal), diagonal NW-SO	Roteisen-Quarz (Achat) - Fluorit-Baryt-Mineralisation z. B. Rote Kluft in der Lagerstätte Altenberg, Bruchstrukturen der Müglitz, Wilde und Rote Weißeritz		
Variszisch					
	Strukturlinien lokal im Bereich von Granitintrusionen zu Schergangzonen entwickelt	diagonal (orthogonal) NO-SW	Greisengangzonen Raupennest, Rote Zeche/Neufang, Zinnkluft bei Altenberg und vereinzelt lokale polymineralische Mineralisationen	Autun	
	Dehnungsbeulen im Kreuzungsbereich von Tiefenstörungen und Strukturlinien, z. T. mit Explosionsbrekzien	diagonal NW-SO	Intrusion der jüngeren Granite: Syenogranit (Typ G1) und Monzogranit (Typ G2 von Schellerhau) Monzogranit von Altenberg (Typ G2) „Außengranit“, Albitgranit (Typ 3) von Altenberg „Innengranit“ und Zinnkluft	Stefan C bis tiefes Autun	
	Dehnungsrisse kontrolliert durch Süderzgeb. TS Niederbobritzsch-Schellerhau-Krupka TS	diagonal NW-SO, NO-SW	jüngere Granitporphyre (Gangschwarm von Sayda-Berggießhübel und Gangschwarm von Frauenstein-Freiberg-Halsbrücke)	Tiefes Autun	
spät- bis postkinematisch	Herausbildung der Einbruchsstörungszone des Altenberger Senkungsfeldes	diagonal NW-SO, NO-SW	Anlage des Diagonalkluftsystems im Rahmengenbiet zur Altenberger Lagerstätte	Stefan	
	Dehnungsbrüche kontrolliert durch Tiefenstörung Frauenstein-Seiffen, Mittel- erzgebirge-TS und TS Teplice-Meißen	diagonal und orthogonal N-S, NO-SW und NW-SO	Spaltenvulkan Granitporphyr von Altenberg und Flaje-Frauenstein	Stefan A-C	
	Dehnungsbruch kontrolliert durch Tiefenstörung Teplice-Meißen	diagonal NW-SO	Spaltenvulkan Teplicer Quarzporphyr und Tuffite	Westfal D	
	Herausbildung von Bruchfeldern (Dehnungsrisse) kontrolliert durch Mittel- erzgebirgische und Süderzgebirgische Tiefenstörung	diagonal NO-SW (NW-SO)	ältere Gangporphyre I (Gangschwarm von Sayda-Berggießhübel)	Westfal C	
	Aufbeulungs- und Senkungsstrukturen		NW-SO	Schellerhau-Niederbobritzsch „Aufbeulungsbruch“	
			N-S, O-W	Senkungsbrüche mit Porphyreffusionen, intramontane Senken mit Arkosen, Schiefer, Steinkohle bei Schönfeld	Westfal B/C
	Herausbildung von Brekzierungszonen im Gneis und verstärkte Anlage der Tiefenstörungen	orthogonal N-S (diagonal, NO-SW und NW-SO)	älterer Intrusivkomplex „Gebirgsgranite“ vom Typ Flaje	Namur B/C (BOLDUAN 1970) bis Namur/Visé (GERSTENBERGER u. a. 1983)	
Proterozoisch-prävariszisch					
postkinematisch	Anlage von Lineamenten und Tiefenstörungen	N-S NW-SO	Tiefenstörung Frauenstein-Seiffen Elbelineament; parallel dazu Tiefenstörung Niederbobritzsch-Schellerhau-Krupka		
synkinematisch	Antiklinalen-Synklinalen Diagonalstrukturen	F ₄ -Achsen NO-SW F ₃ -Achsen NW-SO	Anlage zu Spezial-Synklinalen mit Andeutung später dominierender Strukturrichtungen für das Altenberger Senkungsfeld		
	Sattel- und Muldenstrukturen	F ₂ -Achsen N-S F ₁ -Achsen O-W	Kuppenbildungen Heraushebung Osterzgebirge	Präordovizium Proterozoikum	

In bruchtektonisch wiederum vorgezeichneten Gebieten kam es an mehreren Orten zum Durchschlagen bzw. Aufdringen von Explosionsbrekzien im Porphyrareal. Die Brekzien sind dabei jeweils als Vorläufer zu zahlreichen Monzogranit- und Albitgranitintrusionen zu sehen.

Die Intrusion des relativ großen Areals des Schellerhauer Syeno- und Monzogranits Typ G 1 der jüngeren Granitgeneration folgte dabei wiederum den altangelegten, aktivierten Tiefenstörungen von Teplice-Meißen und Niederbobritzsch-Schellerhau-Krupka.

Die Kreuzungsbereiche von Tiefenstörungen und Strukturlinien hingegen waren im Osterzgebirge als tektonische Schwächezonen für den Aufstieg zahlreicher kleinerer Granitintrusionen (Granite von Altenberg, Sachsenhöhe, Hegelshöhe, Schenkenshöhe, Sadisdorf, Zinnwald, Krupka) und den damit verbundenen Erzlösungen prädestiniert. Diesen Strukturen kommt als granit- und erzverteilenden Faktoren eine besondere Bedeutung zu.

Weitere Aktivitäten alter NW-SO gerichteter Bruchstrukturen durch Scherbewegungen, sowie die Neuanlage jüngerer Rupturen erfuhr das Osterzgebirge in postvariszischer (saxonischer) Zeit (mineralisierte Gänge: Roteisen, Baryt, Fluorit, Quarz, Achat). Ein markantes Beispiel ist die besonders mit Roteisen und Quarz mineralisierte „Rote Kluff“ in der Lagerstätte Altenberg.

Eine erneute Belebung alter Bruchstrukturen (ONO-WSW-Nordböhmisches Lineament, Erzgebirgsrand-Tiefenstörung) im Tertiär ging einher mit der Heraushebung des Erzgebirges. Die tiefreichenden Bruchvorgänge bewirkten ein Anzapfen basaltischer Magmen und eine lokale Verteilung von Basalteffusionen auf N-S orientierten Zerrspalten.

Abschließend soll noch festgestellt sein, dass auch im rezenten geomorphologischen Oberflächenbild des oberen Osterzgebirges sich die in ältester geologischer Vergangenheit angelegten tektonischen rupturellen Strukturen, die dann mehrfach bis ins Tertiär wechselnd aktiviert wurden, in ihren markanten Strukturrichtungen immer wieder zu erkennen sind (geomorphologische Analyse, SCHILKA, 1985).

Insbesondere aus der Richtungsanalyse des Gewässernetzes sowie der Ausbildung der Tallagen sind folgende markante tektonische Richtungselemente, geordnet nach abnehmender Häufigkeit, dominant: NW-SO, NO-SW, N-S, NNW-SSO, NNO-SSW, O-W.

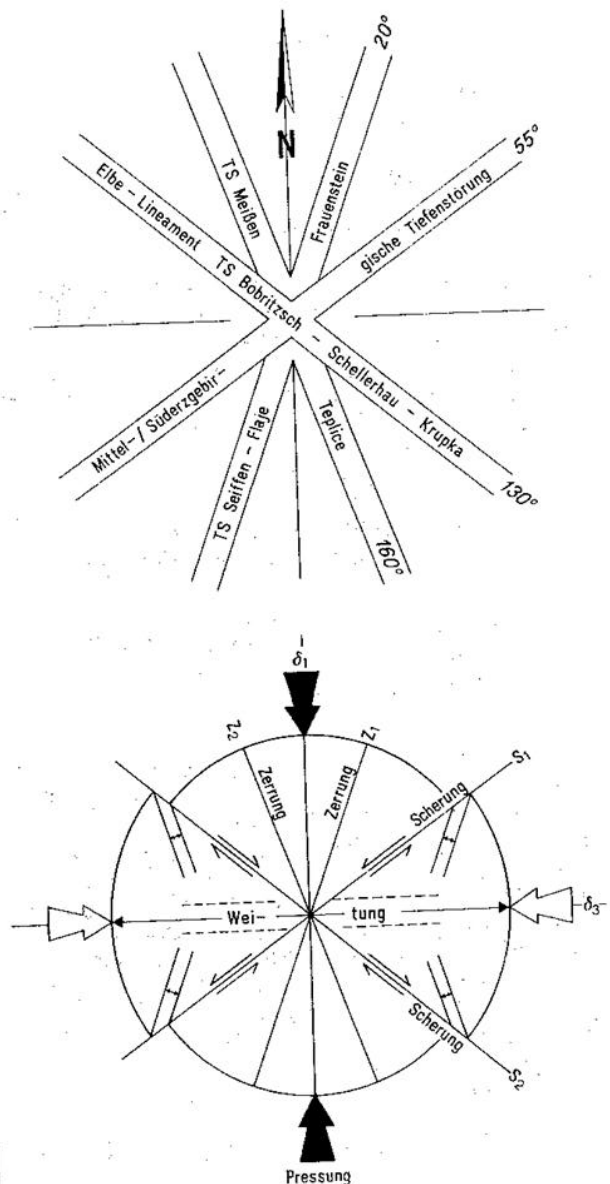


Abb. 28: Tektonische Schemata Osterzgebirge
oben - Streichrichtung der Tiefenstörungen (TS) im Osterzgebirge
unten - Paläospannungs- und tektonischer Strukturplan des magmatisch-vulkanogenen Komplexes im Osterzgebirge im Zeitraum Oberkarbon-Unterrotliegendes

5.2 Kluffinventar des magmatisch-vulkanischen Komplexes um Altenberg

Der tektonische Rahmen der Lagerstätte Altenberg wird durch das Kluffinventar des umgebenden Vulkanitkomplexes bestimmt. Neben den großen regionalen Bruchstrukturen ist besonders die Kleinklüftung für die tektonische Entwicklung und Verzung im Bereich der Lagerstätte von großer Bedeutung.

Grundlage der Diskussion des Klüftinventars der verschiedenen Gesteinskomplexe im weiteren Umfeld der Lagerstätte Altenberg sind aus synoptischen Darstellungen hervorgegangene Abbildungen des Streichens der Hauptklüftscharen (Abb. 29). Folgende Maximallagen der Gesteinsklüftung wurden ermittelt:

Gesteins-symbol	Gestein	Maximallagen der Klüftscharen (in °)				
Pr	Gneis		55	130	155	170
PQ	Quarzporphyr		15	65		155
			20	50	125	150
			40	60	135	155
		∅	25	60	130	155
PG	Granitporphyr		10	60	140	
			20	65	110/130	
			35	65	145	
			10	60	130	155
			20		140	
			30		110/140	
			35		120	150
			20	50	130	145
			30	50	135	155
			25	55	130	150
			∅	25	55	130
G 1	Schellerhauer Granit		30	50/95	125	150
			20	50	125	150
		∅	25	50	125	160
G 2	Altenberger Granit		10/25/30	70	110	145
		∅	25	55	130	155

Die Klüftscharenverteilung im erweiterten Lagerstättenraum wird somit charakterisiert durch die Ausbildung von Diagonalklüftsystemen. Ein vollständiges Diagonalklüftsystem weisen große Bereiche des Quarzporphyrs und der Schellerhauer als auch der Altenberger Granit aus; auch dem Gneis ist dieses Klüftsystem über weite Bereiche eigen. Besonders in dem Granitporphyr ist dagegen nur ein unvollständig entwickeltes Diagonalklüftsystem mit drei Klüftscharen entwickelt. Typisch für alle Klüftscharen ist das steile Einfallen mit einem Pendeln in der Einfallrichtung. Die Belegungsdichte der einzelnen Klüftscharen in den Lokalgebieten ist unterschiedlich.

Auffällig und damit wesentlich zugleich ist die Tatsache, dass die Richtungen aller Klüftscharen das variszisch postkinematische tektonische Strukturbild im osterzgebirgischen Raum widerspiegeln. Die sich kreuzenden Richtungen der langlebigen Tiefenstörungen im Osterzgebirge, die Ausdruck des Paläospannungsplanes sind, finden sich im Klüftungsplan des Umfeldes der Altenberger Lagerstätte wieder. Auch die intrudierten Granite unterlagen dem Paläospannungsfeld und ordneten sich in ihrem Klüftungsbild dem Umfeld ein. Interessant ist dabei, dass die Ränder des großen Schellerhauer Granitmassivs und der kleine Altenberger Granitstock vom differenziert ausgebildeten Klüftungsplan der Rahmengesteine intensiver geklüftet wurde

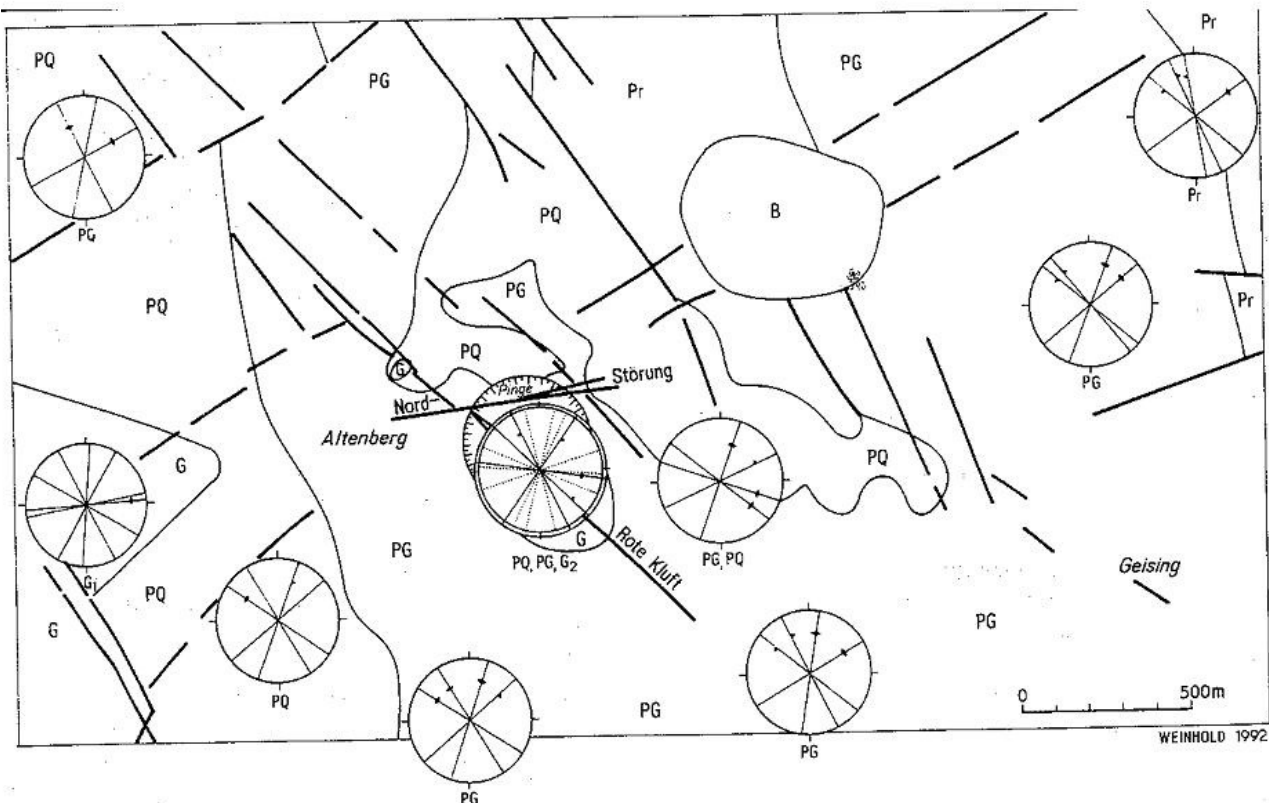


Abb. 29: Hauptklüftscharen der Gesteine im Raum Altenberg; Legende: G = Granit, undifferenziert; G₁ = Schellerhauer Granit; G₂ = Altenberger Granit; PG = Granitporphyr; PQ = Quarzporphyr; Pr = Gneis; B = Basalt

als der zentrale Teil des großen Schellerhauer Granits, der eine monotone (einfachere) Klüftung zeigt. Hier stellte sich, von dem Spannungsfeld der Rahmengesteine gedämpft, die graniteigene, durch Abkühlungsspannung geformte Klüftung dar.

5.3 Kluffinventar der Lagerstätte

Der Erfassung und Darstellung der Klüftung der Gesteine in der Lagerstätte und ihre Beziehung zur Mineralisation wurde durch eine Vielzahl von Bearbeitungen großes Augenmerk geschenkt (LOHSE, 1966; SCHLEGEL, 1966, 1967; BAUMANN & SCHLEGEL, 1967; BARSCH, 1969; HELBIG & KÜHNE, 1971). Besonders von BARSCH sowie HELBIG & KÜHNE wurde eine große Anzahl von Kluffmessungen, gleichmäßig in der gesamten Grube über alle Sohlen verteilt, realisiert. Die Darstellung erfolgte mittels Schmidt'schen Netzes als Lagenkugeldiagramme und als Kluffrichtungsdiagramme. Ein daraus auf die gesamte Lagerstättenfläche projiziertes generalisiertes Bild der Kluffflächenscharen und Störungen zeigt Abb. 30. Beim ersten Anblick vermittelt die Übersicht zunächst ein recht irreguläres Bild, eine Art „Schnittmuster-Struktur“. Die vermeintliche Wirrnis der Klüftung lässt sich jedoch nach den tektonischen Strukturen entflechten wie sie bereits dem Rahmen der Lagerstätte eigen sind.

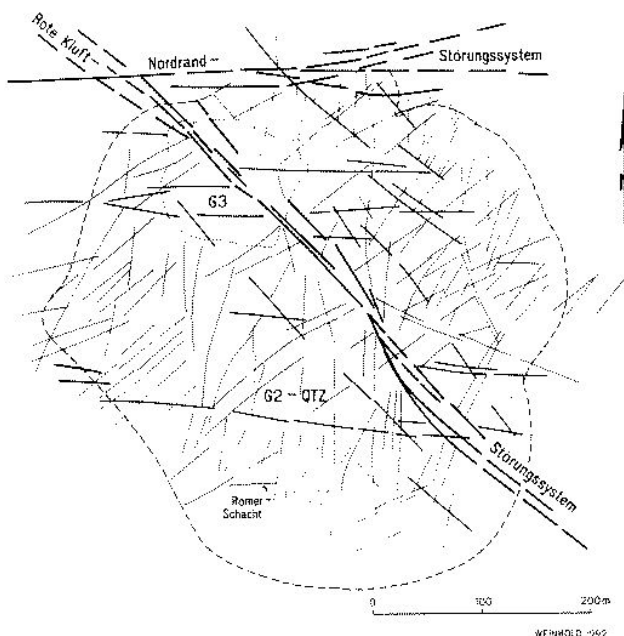


Abb. 30: Generalisiertes Kluffscharen- und Störungsbild der Lagerstätte (4-7. Sohle)
 G3 = jüngerer (Innen-) Granit von Altenberg,
 G2 = älterer (Außen-) Granit von Altenberg
 QTZ = Quarz-Topas-Greisen

Folgende Richtungen sind danach markant diagnostizierbar:

1. NW-SO (herzyn)
2. SW-NO (erzgebirgisch)
3. N-S bzw. NNW-SSO bis NNO-SSW (steil herzyn bis rheinisch)
4. O-W

Das Fallen der Klüfte ist durchweg steil (>75°) und häufig divergierend um die Vertikale.

Charakteristisch für die Lagerstätte Altenberg ist die intensive richtungsverschiedene Kleinklüftigkeit bis in den Dezimeter- und Zentimeterbereich. Markant hierfür ist der sog. „Schnittmuster-Granit“, in dem die Vielzahl der Klüfte durch intensive Vergreisungsvorgänge - farblich herausstehend durch Dunkelglimmer - gekennzeichnet sind (Abb. 31).

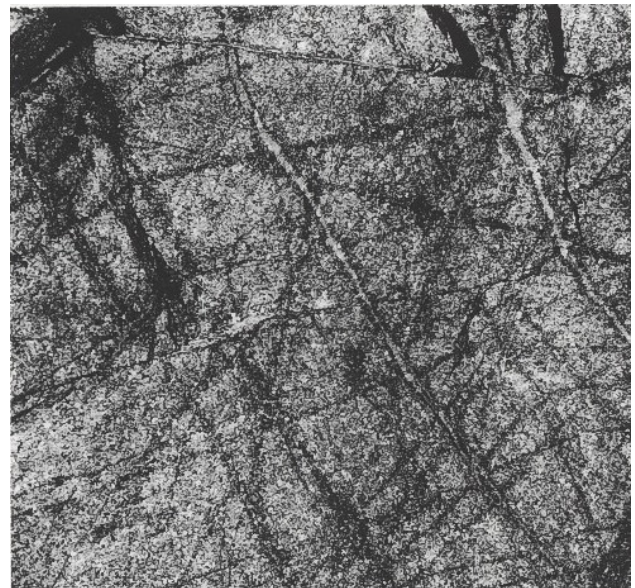


Abb. 31: Greisentrümergewirr im sog. „Schnittmustergranit“ 4. Sohle, Nähe Römerschacht

Die Klüftungsvielfalt der Lagerstätte lässt sich in gesetzmäßige tektonische Strukturbilder sezieren (Abb. 32).

Den unmittelbaren Rahmengesteinen (Quarzporphyr, Granitporphyr) ist der Klüftungsplan der weiteren Umgebung der Lagerstätte eigen. Entsprechend dem oberkarbonisch-unterrotliegenden Paläospannungsplan (Abb. 28.) sind die in Tabelle 6 dargestellten Kluffrichtungen entwickelt.

Das Kluffgefüge in den unmittelbar randlichen Lagerstättenbereichen zeichnet sich somit durch ein im wesentlichen vollkommenes Diagonalkluffsystem aus.

Tab. 6: Klüftungsplan der Rahmengesteine (Quarzporphyr, Granitporphyr)

Intensität	Maximum	Streubreite
stark	55°, 60°	50° - 65° Scherklüfte S ₁
mittel	130°	110° - 140° Scherklüfte S ₂
sehr stark	25°	10° - 40° Zug-/Zerrklüfte Z ₁
sehr stark	150°, 155° 170°	Zug-/Zerrklüfte Z ₂
sehr gering	83°, 97°	Druckklüfte D ₁ , D ₂

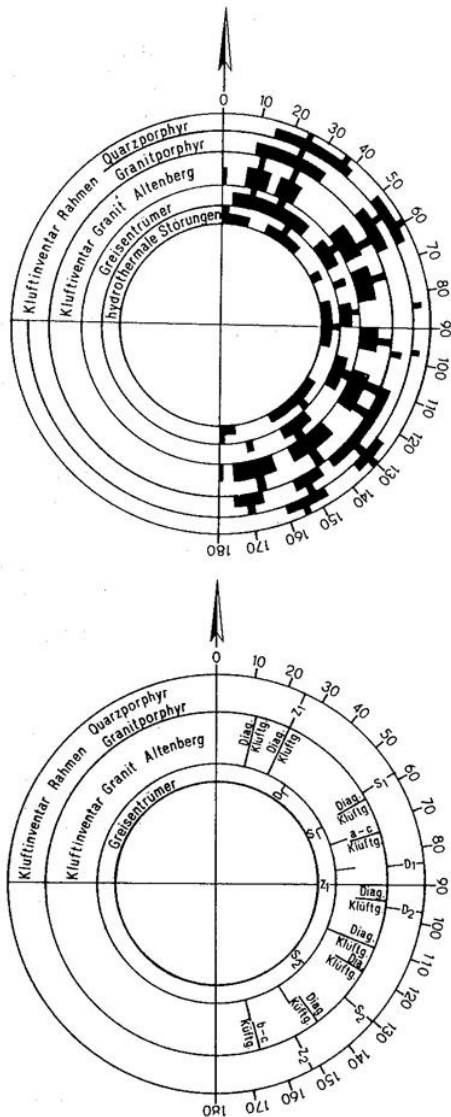


Abb. 32: Richtungsverteilung der Klüftflächen in den Rahmengesteinen und im Granit von Altenberg sowie Richtungsverteilung der Greisentrümer und hydrothermalen Störungen oben - Streubereiche und Maxima-Streichrichtung (schwarz) unten - Generalisiertes Klüftungsschema Abkürzung Klüftungsart s. Tab. 6, 7 und 8

Der Altenberger Monzogranit vom Typ G 2 (Außengranit) wird durch eine große Vielfalt von Kluftrichtungen charakterisiert. Die Anzahl von Maximalbelegungen (10) ist fast doppelt so hoch wie die in den Rahmengesteinen, d. h. aber gleichzeitig, der Spannungsplan, der für die Anlage der Klüftflächen verantwortlich war, war vielfältiger, von mehreren Faktoren abhängig. Das orthogonale Klüftgefüge im Granit kommt mit den Kluftrichtungen in Tab. 7 zum Ausdruck. Diese Kluftrichtungen sind nur dem Granit immanent, denn sie sind im Klüftplan der Rahmenneben- gesteine nicht vorhanden. Sie sind somit Zeichen eines graniteigenen Spannungsplanes im Rahmen der Abkühlung des erstarrenden Magmas und des sich abkühlenden Gesteinskörpers.

Tab. 7: Orthogonale Klüftung im Altenberger Granit

Intensität	Maximum	Streubreite
stark	73°	70° - 80° ac Klüfte
stark	165°	160° - 174° bc Klüfte

Die weitere Vielzahl der Granitklüftungen, als Diagonalklüfte ausgebildet, ordneten sich dem im Umfeld des Granits wirkendem Spannungsfeld unter, so dass die Richtung dieser Granitklüfte mit der Richtung der Klüfte in den Rahmengesteinen weitgehend identisch ist (Tab. 8).

Tab. 8: Diagonale Klüftung im Altenberger Granit

Intensität	Maximum	Streubreite	
mittel	13°	9° - 15°	Diagonalklüfte
sehr stark	25°	22° - 29° hol	Diagonalklüfte = Z ₁ im Rahmen
stark	60°	50° - 62° hol	Diagonalklüfte = S ₁ im Rahmen
mittel	95°	90° - 97°	Diagonalklüfte = D ₁ im Rahmen
stark	111° 119°	110° - 120° hko	Diagonalklüfte
stark	145°	133° - 150° hko	Diagonalklüfte = (Z ₂ im Rahmen)
gering	180°	170° - 185°	Diagonalklüfte (sehr schwach belegt)

Charakteristisch für einen relativ kleinen Granitkörper, wie den Altenberger, ist somit die weitgehende Anpassung seines Klüftbildes an das Kräftefeld seiner Umgebung. Das Einbringen eines arteigenen orthogonalen Klüftungsanteils ist Zeichen dafür, dass die Stressbedingungen im Rahmen- Umfeld keine außerordentliche Dominanz aufwiesen. Der ausklingende subseque- nte variszische Magmatismus- Vulkanismus im Osterzgebirge wird sich in einem Pulsieren der Abkühlungs- und Spannungsherde befunden haben.

Die Vielzahl der Kluftsysteme konnte sich entsprechend dieser regionalen und lokalen Spannungspulsation sehr wohl miteinander durchkreuzen und gegenseitig absetzen, was das eigenartige engständige netzartige Altenberger Klüftungsmosaik zur Folge hatte. Man kann dabei davon ausgehen, dass besonders die verschiedenen Kluftrichtungen im Granit keine wesentlichen Altersunterschiede aufweisen.

5.4 Beziehungen zwischen Klüftung, Greisenrümern und Greisenmineralisation

Die für die Zinnlagerstätte Altenberg charakteristische Vererzung in Form von Greisen zeigt deutlich den Entwicklungsprozess der Mineralisation über das ausgeprägte Kluftsystem. Überkritische Fluida entgasten über das Kluftnetz, wandelten metasomatisch das unmittelbare Nebengestein der Klüfte um - es bildeten sich sog. Greisenrümer, Greisenrümerscharen, der sog. Schnittmustergranit (Abb. 31) - und bei starker Intensität des Vergreisungsprozesses entstand aus dem Gewirr der Greisenrümer im Gestein ein kompakter Greisen. Mit dieser Charakteristik wird gleichzeitig deutlich, dass der Greisen teils Erz aber auch teils noch Gestein (Granit, Granitporphyr, Quarzporphyr) sein kann, damit wurde gleichzeitig der Begriff „Zwitter“ zum Synonym des Altenberger Bergbaus (Zwitterstock, Altenberger Zwitterstock AG).

Hier soll zunächst das räumliche Angebot für die Mineralisation, für den Vergreisungsprozess, beleuchtet werden; die Darstellung des eigentlichen stofflichen Prozesses der Vergreisung erfolgt im Kapitel 6.2.

Zur Klärung der Frage, welche Kluftbildungen für den Vorgang der Vergreisung und Vererzung ausschlaggebend gewesen sind, wurden separat die Greisenrümer, insbesondere die im Schnittmustergranit, in ihrer Raumlage im Grubengebäude erfasst und in Abb. 32 summarisch dargestellt.

Auffällig ist zunächst die große Richtungsfülle der Greisenrümer (s. Tabelle 9).

Interessant ist die Tatsache, dass die Greisenrümer einen wesentlichen Teil der Granitklüftung übernehmen und nur zum Teil Klüfte aus dem Paläokluftplan des regionalen Umfeldes der Nebengesteine benutzen. Dies demonstriert somit die Anlage eines greisenrümereignen Kluftsystems im thermisch abklingenden Lagerstättenbereich.

Die Vergreisung des Altenberger Außengranits erfolgte im Lagerstättenbereich besonders nach seinem Diagonalklüftungssystem. Das orthogonale Kluftsystem ist von der Vergreisung nur untergeordnet erfasst worden.

Tab. 9: Richtungen der Greisenrümer (Angaben in Altgrad)

Intensität	Maximum	Streubreite	identisch mit Klüften im Gestein
mittel	15	5 - 20	Granit 15
stark	25	20 - 45	Granit 25 Granitporphyr 25 Quarzporphyr 25
sehr stark	55	50 - 60	(Granit 60) Granitporphyr 55 Quarzporphyr 60
schwach	70		Granit 72 (orthogon. Kl.-Richt.)
mittel	83	80 - 90	Quarzporphyr 83
mittel	110	105 - 115	Granit 110
stark	145	140 - 150	Granit 145
schwach	165		Granit 165 (orthogonale Kluftrichtung)

Bis auf die 95°- und 180°-Klüftung im Granit werden alle anderen Granitkluftrichtungen für die Greisenrümerbildung benutzt. Das zeigt sich besonders in Richtung Zentrum des Granitstockes, wo die Vielfalt der Greisenrümerrichtungen sich zu kompakten Vergreisungen verdichtet.

Dominant sind und markieren sich auch in den Rand- und Teufenbereichen der Lagerstätte mehr und mehr die Richtungen 25° und 55° sowie 145°. Besonders die ersten beiden Richtungen sind als ausgeprägte Greisenrümerrichtungen im Granit- und Quarzporphyr bekannt. Diese erzgebirgisch streichenden Scher- und Zugspaltenklüfte sind im Rahmengesteinsbereich lokal als richtungsorientierte Greisenrümerscharen und Greisengänge konzentriert.

Die in beiden Rahmengesteinen ebenfalls dominierende herzyne Scherkluftrichtung 130° stand für eine Greisenrümerentwicklung so gut wie nicht zur Disposition, was mit dem regionalen Kräfteplan zur Lagerstättenbildungszeit im Zusammenhang steht.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass sich die greisenrümereigene Klüftung in der Lagerstätte Altenberg im wesentlichen aus dem graniteigenen Kluftanteil und dem erzgebirgisch orientierten Klüften der Rahmengesteine addiert. Bemerkenswert ist weiterhin die Beobachtung, dass die Greisenrümer bevorzugt die etwas flach fallenden Klüfte im Granit (70°) benutzen, wobei die Einfallrichtung nach NW überwiegt.

5.5 Zur relativen Altersstellung der Greisenrümer

Die Vielzahl der Greisenrümer im Altenberger Granit und in den vulkanischen Rahmengesteinen wirkt natürlich die

Frage des relativen Alters der verschiedenen Greisentrümmerrichtungen auf. Das totale Greisenkluftgewirr im Schnittmustergranit lässt dabei keinen Schlüssel zur Beantwortung der Frage finden. In dem zentralen intensiv vergreisten Lagerstättenbereich kann man dabei auch davon ausgehen, dass - wie im vorangegangenen Kapitel skizziert - ein pulsierender Spannungsplan durch die Abkühlung des Granitkörpers und des einwirkenden Rahmen-spannungsplanes die Klüfte im Lagerstättenbereich wechselnd geöffnet haben und die durchflutenden Fluida Greisentrümmere bilden konnten.

Indizien über relative Altersunterschiede der Greisentrümmerebildungen sind jedoch im Kontaktbereich Außengranit-Granitporphyr sowie in externen Einschaltungen im Außengranit und in der Brekzie zu finden (SUESSMILCH, 1980; JÄGER, 1984; SCHILKA, 1985). So durchziehen einerseits Greisentrümmere im Monzogranit (Außengranit) auch die darin schwimmenden metergroßen älteren, porphyrischen Schellerhauer Syenogranitschollen (postmonzogranitische Greisentrümmere), andererseits sind verschiedene Glimmergreisentrümmere in den Syenogranitschollen vorhanden, die nur auf den Schollenkörper begrenzt sind und damit auf eine postsyenogranitische bzw. prämonzogranitische Vergreisung von Klüften hinweisen.

Weiterhin wurden in den Brekzienkörpern Granitbruchstücke mit Greisentrümmern gefunden, die auf eine prämonzogranitische Vergreisung hinweisen, da diese Granitbruchstücke mit dem Altenberger Monzogranit nicht zu vergleichen sind und letztlich aus der Tiefe aufgeschleppte Schollen sind (Granit Typ Schellerhau).

Auf prämonzogranitische Vergreisung weisen auch erzgebirgisch streichende Glimmergreisentrümmere im Granitporphyr hin, die von Monzogranitapophysen abgeschnitten werden (z. B. Strecke 761/1).

Der Hauptanteil der Greisentrümmere und der kompakten Greisen ist auf den postmonzogranitischen Zeitabschnitt konzentriert. Diesem Zyklus ist auch die Hauptvererzung der Lagerstätte zuzuordnen. Es gibt jedoch zahlreiche Hinweise, dass die postmonzogranitische Hauptvergreisungsphase kein einheitlicher Akt war, sondern von Mehrphasigkeit gekennzeichnet ist. Unvergreiste Apophysen des Granits Typ G 2c schneiden Topas-Glimmer-Greisentrümmere im Granit vom Typ G 2b ab. Ebenfalls werden Topas-Glimmer-Greisentrümmere im Granit Typ G 2a vom Typ G 2b und G 2c abgeschnitten. STUDE (1985) bemerkte auch, dass NNO-SSW streichende Greisentrümmere die NO-SW-streichenden Trümmere verwerfen. Die mit geringen Altersunterschieden behafteten Greisentrümmere weisen nach MATTHES (1983) keine geochemischen Unterschiede auf. Man kann daher davon ausgehen, dass sie analog zu den Monzogranitvarietäten mit der Pulsation eines gemeinsa-

men tieferen Herdes in Verbindung stehen.

Mit der Intrusion des Albitgranits (Typ G 3) und seinem vor sich hergeschobenen thermischen Schild wurde die Mineralisation der postmonzogranitischen Vergreisung z. T. verdaut und als postalbitgranitische Vergreisung wieder gezeugt (Endokontakt: Pykinit, Exokontakt: Starkvergreisung und Reichvererzung). Greisentrümmerebildungen wie im Monzogranit sind jedoch nicht typisch. Im Albitgranit selbst treten nur flach einfallende Klüfte mit Quarz-Glimmer-Bildungen und weiteren hydrothermalen Mineralisationen auf.

Eine generalisierte Alterseinstufung der Vergreisungsetappen vermittelt die Übersicht Tab. 10.

Tab. 10: Relatives Alter der Vergreisungsetappen (Greisentrümmere) in der Zinnerzlagerstätte Altenberg

Granittyp	Greisentrümmere	relatives Alter
Typ Schellerhau G 1 (Syenogranit)	Vergreisung 1 im G 1 und Granitporphyr	postsyeno-granitisch (prämonzogranitisch)
Typ Außengranit Altenberg G 2 (Monzogranit) Teilintrusion Typ G 2a	Vergreisung 2.1 im G 2a und Granitporphyr	postmonzogranitisch
Hauptintrusion Typ G 2b	Hauptvergreisung 2.2 in G 2a, G 2b, PG, PW	postmonzogranitisch
Teilintrusion Typ G 2c	keine eigene Vergreisung; schneidet Vergreisung 2.1 und 2.2 ab	
Aplitgranit Typ G 2d	keine eigene Vergreisung	
Typ Innengranit Altenberg G3 (Albitgranit)	Vergreisung 3 Pykinitkuppe und Greisentrümmere im Exokontakt; im Innengranit selbst geringe Vergreisung	postalbitgranitisch

5.6 Störungsinventar der Lagerstätte

Als Störungen werden hier ruptuell geöffnete größere Klufscharen verstanden, die eine Sperrweite von mehr als 5 cm Mächtigkeit aufweisen und mit tonig-mylonitischem Material gefüllt bzw. mineralisiert (Hämatit, Quarz, Baryt, Fluorit) sind.

In den Auffahrungen wurden pro Sohle etwa 50-70 derartige „Großklüfte“ aufgeschlossen.

Die Spalten weisen meist Mächtigkeiten von 5-15 cm auf, vereinzelt wurden bis zu 60 cm Mylonitmächtigkeit gemessen. Auf einer Hauptstörung, der sog. „Rote Kluff“, wurden auch mylonitisierte und mineralisierte Mächtigkeiten von

bis zu 2 Meter bekannt.

Die Lage der Spalten und Störungen weisen dabei deutliche Beziehungen zum Kluftgefüge der Lagerstätte auf (Abb. 30 und Abb. 32). Folgende Hauptrichtungen (bei vorwiegend steilem Einfallen, $>74^\circ$) treten in Erscheinung

0°	(175° - 15°)	Zerrspalten
35°	(30° - 40°)	Zerrspalten
60°		Scherspalten
90°	(80° - 105°)	Zerrspalten
130°	(125° - 155°)	Scherspalten

Die Anlage der Störungen wurde nach diesen Ergebnissen durch das regionale Spannungsfeld des Rahmens der Zinnerzlagerstätte Altenberg geprägt. Alle diese Störungen wurden postgranitisch und nach der Vergreisung gebildet. Dabei wird jedoch deutlich, dass die Störungsanlage oftmals auf alte tektonische Strukturen „durchpausend“ zurück geht. Neben den zahlreichen geringmächtigen und häufig nur über relativ kurze Distanz (Dekameterbereich) verfolgbarer Störungen, sind in der Lagerstätte zwei stark ausgeprägte Störungen vorhanden, die sog. „Rote Kluft“ und die „Nordrand-Störung“.

Die „**Rote Kluft**“ stellt einen herzyn streichenden ($130^\circ/85^\circ$ NO), 0,5-2 m mächtigen Störkörper dar, der mehrmals tektonisch beansprucht und mineralisiert wurde. Parallel streichende Störungen (Abb. 30) deuten daraufhin, dass sich die Rote Kluft in ein etwa 200 m mächtiges Störungssystem einfügt, welches der Tiefenstörung Bobritzsch-Schellerhau-Krupka entspricht. Die alt angelegte und mehrmals wiederbelebte Struktur hat für die Granitintrusionen und Mineralisationen der Lagerstätte wesentliche Bedeutung.

Die „Rote Kluft“ selbst weist einen relativ einfachen tektonischen Bau auf. Sie durchquert den gesamten Monzo- und Albitgranit sowie den Greisenkörper. An- und abscharende Trümer zerteilen die Störung gelegentlich in 2-3 Störungssäste. Eine Versetzung der NO-Scholle in Richtung SO- und der SW-Scholle in Richtung NW um ca. 20 m konnte in Grubenaufschlüssen nachgewiesen werden.

Strukturell ist sie ein stark verruschelter Brekziengang mit mehreren Mineralisationsetappen.

Die Gangfüllung besteht aus Gesteins- und Greisenbruchstücken, die lokal bis zur Mylonitisierung und Verletzung aufgearbeitet sind. Dieses Brekzienmaterial ist verkitet mit Quarz und rotem Hornstein, so dass die gesamte Störung, insbesondere auch durch weitverbreitete Roteisenführung (Hämatit, Glaskopf) durch kräftige Rotfärbung markiert wird. Lokale Bereiche der „Roten Kluft“ sind mit Kassiterit vererzt (DALMER, 1890 ordnete die „Rote Kluft“

als Gang der Zinnerzformation ein). Neben diesen postmonzogranitischen Mineralisationen treten lokal auch Baryt, Fluorit, Karneol, Jaspis und Uranglimmer auf, die auf jüngere Mineralisationen (saxonische) hinweisen.

Das Nebengestein ist meist auf mehrere Meter weit zerlegt, wobei tonig-lettige Störungen zusätzlich das Gebirge in Auffahrungen sehr mobil werden lassen.

Für den Bergmann im frühen Mittelalter war der Bereich der „Roten Kluft“ aufgrund der leichten bergmännischen Vortriebsmöglichkeit der Ausgangspunkt für die Gewinnung der Greisen. So weisen die auf einem alten Reiß von 1578 eingetragenen Grubenfelder „Alte Fundgrube“ und „Rothe Grube“ auf den Ausgangspunkt des Bergbaues und auf die Richtung der „Roten Kluft“ eindeutig hin.

Im Gegensatz zur Lagerstätte durchquerenden „Roten Kluft“ begrenzt **die Nordrandstörung** den Zwitterstock tangential im Norden.



Abb. 33: Nordrand-Störungsbereich (Blickrichtung nach W), zerlegt sich durch forcierten Erzabzug in zahlreiche nach Süden (Pinge) driftende Schollen (Aufnahme 1984)

Die Nordrandstörung stellt nach geophysikalischen Vermessungen (Störungsnachweis) ein ganzes Bündel von Störungen in einer ca. 120 m breiten Zone dar, die generell in O-W-Richtung streichen und steil nach Norden (80°) einfallen. Übertage äußert sich der Nordrand-Störungsbereich insbesondere durch den starken untertägigen Erzabzug in den 80er Jahren durch ein nach Süden in die Pinge abgleitendes staffelförmiges Schollenmosaik (Abb. 33, 34, 35). Mit den Auffahrungen in der Grube wurden im wesentlichen die südlichen Störungselemente aufgeschlossen. Während in den westlichen Grubenauffah-

rungen die Nordrand-Störung sich als eine bis zu 1,5 m mächtige Störung präsentiert, fiedert sie in den östlichen Grubenbereichen bis in vier mehrere Dezimeter starke Störungsäste auf. Auch südlich von dieser Nordrandstörung sind im zentralen Lagerstättenfeld O-W-gerichtete Klüftungszone vorhanden (Abb. 30). STUTH (1982) weist daraufhin, dass die Nordrandstörung von einer Nebengesteinsbezogenen (rahmenbedingten) Störungs-Klüftung geprägt wird, d. h., dass die Klüftung im Gesteinsverband vor der Ausbildung der Störung vorhanden war und von dieser benutzt wurde. N-S orientierte Sonderprofilardarstellungen lassen ein vertikales Abrutschen der nördlichen gegenüber der südlichen Gesteinsscholle um ca. 50 m erkennen.



Abb. 34: Ast der Nordrand-Störung, nach O bis 1 m Breite aufgerissen durch in die Pinge abdriftende S-Scholle (rechte Bildseite) (Aufnahme 1982)

Horizontale Bewegungen sind zu erwarten, doch bisher nicht eindeutig belegbar.

Offensichtlich sind tektonische Reaktivierungen des O-W orientierten prämonzogranitischen Störungssystems mit dem Erzgebirgsabbruch im Tertiär zu verbinden (Zerrspaltenbildung).

Die Füllung der Störung besteht hauptsächlich aus brekziösem und verletztem Material. Typisch sind Mylonitisierung und Chloritisierung, selten treten Limonitisierung und Hämatitisierung auf; so dass graue und gelb-grüne Färbun-

gen - im Gegensatz zur „Roten Kluff“ - der Störungszone markant sind. Weitere störungseigene Mineralisationen sind nicht bekannt.

Die prämonzogranitische Anlage der beiden Störungsstrukturen hat für die Intrusion der Granite (Monzogranit, Albitgranit) sowie für die Vergreisung und Vererzung der Lagerstätte entscheidenden Einfluss gehabt. Sie sind als Teilstücke weit- und tiefreichender Tiefenstörungen aufzufassen, die besonders im Kreuzungsbereich funktionale Bedeutung für die Magmen-, Fluida- und Lösungszufuhr hatten. Dabei stehen mit den mehrmaligen Aktivierungen der Störungssysteme jeweils auch eigene Stoffzufuhren (Magmen, Mineralisationen, hydrothermale Umwandlungen) in Verbindung.

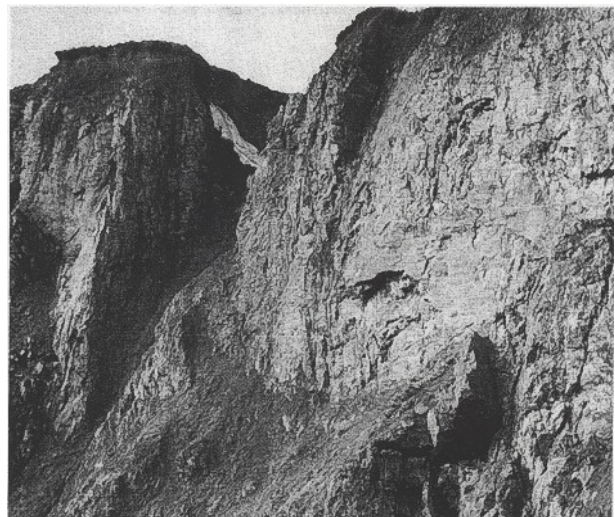


Abb. 35: Nordrand-Störung (rechts nach links O-W) im Kreuzungsbereich mit der „Roten Kluff“-Störung (keilförmiger Einschnitt - Richtung NW) (Aufnahme 1982)

6 Mineralisation der Lagerstätte

6.1 Stockscheider und äquivalente überkritische Bildungen (Spätmagmatische Prozesse in der Lagerstätte)

Als „Stockscheider“ werden grob pegmatitische Partien am Rande des Granitendokontaktes aus Feldspat, Quarz und Glimmer in größerer Ausbildung als das umgebende Gestein verstanden. Meist sind es die apikalen Teile der Granitintrusion, die eine Dezimeter bis Meter mächtige Kappe bilden. Jedoch auch schmale, nur einige Zentimeter breite, am Endokontakt entstandene metasomatische Bildungen mit eigenartiger, typischer Form sollen als Äquivalente darunter verstanden werden.

6.1.1 Stockscheider des Monzogranits vom Typ G 2b (Altenberger Außengranit)

Wenige Zentimeter mächtige Stockscheideräquivalente sind lokal am Kontakt des Außengranits (Typ G 2b) zum Granitporphyr ausgebildet. In feinkörniger Grundmasse sind mehrere Zentimeter lange ährenförmige Kalifeldspataggregate ausgebildet, die als unterentwickelte metasomatische Produkte aufgefaßt werden können. Mächtige Stockscheider an dem apikalen Teil des Außengranits sind aufgrund des starken Oberflächenanschnitts nicht bekannt.

6.1.2 Stockscheider des Monzogranits vom Typ G 2d (Nachschub des Altenberger Außengranits)

Im Kuppel- und Flankenbereich des teils aplitgranitisch bis porphyrischen eigenständigen Granitnachschiebers vom Typ G 2d im östlichen Bereich vom Römerschacht auf 5. und 7. Sohle sind Zenti- bis Dezimeter mächtige Zonen aus grobporphyrischen Kalifeldspäten mit niedrig wuchernden Quarzaggregaten ausgebildet. Auch die Kalifeldspatblasten zeigen ähnlich dem Quarz ein vom Kontakt abwärts gerichtetes Wachstum (Abb. 36).



Abb. 36: Stockscheider aus Palisadenfeldspäten des Monzogranit Typ G 2d im Kontakt zum Monzogranit Typ G 2b
7. Sohle, Strecke 710 W, 6 m N Rolle 799, Bildhöhe ca. 1 m

6.1.3 Stockscheider des Albitgranits vom Typ G 3 (Altenberger Innengranit)

Der Apikalbereich des „Innengranits“ von Altenberg stellt einen der interessantesten und exotischsten Aufschlüsse im Bereich erzgebirgischer Granitintrusionen mitsamt ihren

postmagmatischen Erscheinungen dar (Abb. 18 und Beilage 3.1). Sowohl der Feldspat-Kappenquarz-Stockscheider, als auch insbesondere die Auffälligkeit des Pykmitgesteins in seiner einmalig schönen Ausbildung waren Gegenstand zahlreicher Bearbeitungen. Während ältere Bearbeitungen (DALMER 1896, OELSNER 1952, SCHRÖCKE 1952, SACK 1958, HEDRICH 1958 und BAUMANN & SCHLEGEL 1967) noch unter ungünstigen Aufschlußverhältnissen entstanden, konnten entsprechend der umfangreichen Aufschlüsse seit 1970 sehr umfassend die Verhältnisse im Bereich des Albitgranit-Endokontaktes erfaßt werden (OSSENKOPF & HELBIG 1975, FIEBINGER 1980, SCHILKA 1985). Die genetische Interpretation dieser phänomenalen Bildung ist bis in jüngste Tage unterschiedlich.

Augenscheinlich wird jedoch der mehrphasige Charakter der Bildungen unter Veränderung der p-t-x-Bedingungen immer deutlicher.

Der **Quarz-Feldspat-Stockscheider** bildet den äußeren Grenzbereich des Albitgranits gegen den völlig vergreisten Monzogranit vom Typ G 2b (Außengranit) (Abb. 37). Er wurde zwischen der 4.-7. Sohle an zahlreichen Stellen in wechselnder Mächtigkeit und Ausbildung aufgeschlossen. Während er im Niveau der 4. Sohle bis zu 5 m mächtig ist, nimmt er an den Flanken der Granitkuppel nach der Teufe an Mächtigkeit ab und keilt nach etwa 120-150 m Flankenlänge im Niveau der 6. und 7. Sohle aus. Die mächtigeren oberen Bereiche dieser Pegmatitzone bestehen aus Palisaden-Feldspäten (bis zu 10 cm lange Orthoklaskristallbildungen) mit Quarz-(Glimmer)-Zwickelfüllungen. Albitisierung des Orthoklases weist auf eine nachträgliche Natriumzufuhr hin (siehe Pkt. 6.1.4). Im Wechsel mit den Feldspatlagen treten auch Kappenquarzpartien (Dezimeter große Aggregate) auf. Häufig sind die Feldspatpartien serizitisiert und hydrothermal kaolinisiert. Im Niveau der 6. und 7. Sohle ist der Stockscheider durch eine Blastese grober Kalifeldspäte bis zu mehreren Zentimetern Größe gekennzeichnet. Niedrige, ährenförmige Glimmer-Quarz-Verwachsungen in feinkörniger Matrix kennzeichnen hingegen den nördlichen Kontakt auf der 7. Sohle.

Diese kappenförmige Quarz-Feldspat-(Glimmer)-Pegmatitzone des Albitgranits grenzt scharf gegen den bis total vergreisten Monzogranit (Dunkelgreisen). In den tieferen Bereichen (6.-7. Sohle) geht die liegende Ausbildung in den feinkörnigen Innengranit über. Die erste Phase der postmagmatischen Entwicklung der Albitgranitintrusion - Pegmatit-Stockscheiderbildung - war damit abgeschlossen. Auf den oberen Sohlen (4. und 5. Sohle) grenzt im Liegenden des Stockscheiders mit scharfem Kontakt die Pykmitgesteinszone an. Auf der 4. Sohle im östlichen Kuppelbereich grenzt die Pykmitzone direkt an den total vergreisten Außengranit (Topas-Glimmer-Greisen); ein Feldspat-Quarz-Stockscheider existiert in diesem Gebiet als Kon-

taktbegrenzung nicht mehr (Abb. 18). Trotz des Fehlens weiterer Aufschlüsse oberhalb der 4. Sohle sind somit Zeichen im Niveau der 4. Sohle gesetzt, dass die jüngere Pykmitbildung die oberste Scheitelzone des Feldspat-Quarz-Stockscheiders durchbrochen (aufgezehrt) hat und bis in den total vergreisten Außengranit vorgestoßen ist. Diese durch ein verändertes p-t-x-Regime gesteuerte Gesteinsbildung weist auf eine weitere Phase des postmagmatischen Entwicklungsprozesses des albitgranitischen „Innengranits“ hin.



Abb. 37: Stockschneider des Albitgranits Typ G 3 (rechte untere Bildhälfte) im Kontakt zu Topas-Glimmergreisen (linke obere Bildhälfte) Kappenquarz, Palisadenfeldspat, Glimmer – Paragenesetyp 2 - 4. Sohle, Str. 423a, Bildhöhe ca. 1,5 m (SACK 1958)

6.1.4 Weitere spätmagmatische Prozesse in den Graniten

Nach der Bildung von pegmatischen Stockscheidern wurde im spätmagmatischen Stadium sowohl der Monzogranit als auch besonders der Albitgranit von einer umfangreichen Na-Zufuhr erfaßt. Dabei kam es zu einer weitgehenden Albitisierung der Granite, die von einer fleckenhaften Albitsprossung, randlichen Durchdringung von Albit in Orthoklas im Monzogranit bis hin zum kompakten Albitgestein (Albitit) im Albitgranit führte.

Diese spätmagmatischen Prozesse können als autometasomatische bzw. frühmetasomatische Prozesse im Endokontakt aufgefaßt werden (BEUS u. a., 1962; BEUS & SOBOLEV, 1964). Möglicherweise noch vor dem Stadium der Klüftung der Granite sind durch Diffusion hochtemperierter Fluida auf Intergranularen diese frühmetasomatischen Vorgänge abgelaufen. Diese Umwandlungen sind Ausdruck

physikalisch-chemischer Veränderungen – vor allem des pH-Wertes – im System Granitoid/Fluida-Lösungen im Verlauf des Abfallens von Temperatur und Druck.

In dieses frühe Autometasomastadium (Frühaltbitisierung) ist zunächst eine schwache Mikroklinisierung der Feldspäte sowie randliche Glimmersprossung im Granit einzuordnen (Frühmikroklinisierung bzw. –muskovitisierung).

Auch die Akzessorien, wie Topas, Turmalin und der sog. „magmatische Kassiterit“ stehen mit diesem spätmagmatischen Prozeß in Verbindung. Bereits OELSNER (1952) machte in diesem Zusammenhang auf eine bevorzugte Kassiteritausscheidung im Rahmen der metasomatischen Hochtemperaturphase aufmerksam (sog. „magmatischer“ bzw. deuterischer Kassiterit – Zinngehalt des Monzogranits unvergreist bzw. unvererzt = 0,07 % Sn!). Dieser deuterische Kassiterit I ist – wie auch Topas I – unregelmäßig in schlierenförmigen Anreicherungen im Monzogranit akzessorisch verteilt. Durch die folgende starke postmagmatische pneumatolytische Phase wurde Topas I und Kassiterit I im Rahmen des Vergreisungsprozesses korrodiert.

6.2 Greisenbildung und Vererzung (Postmagmatische Prozesse in der Lagerstätte)

Der lagerstättenrelevante Teil in Altenberg sind die Greisen bzw. im alten bergmännischen Sprachgebrauch auch „Zwitter“ genannt, da sie sowohl vom Erz- als auch vom Gesteinscharakter bestimmt sein können.

Greisenbildungen stellen hochtemperatur-metasomatische Umwandlungen von Gesteinen durch saure (F, Si) Fluida im überkritischen Zustand dar. Grundsätzlich werden die Feldspäte instabil, an ihre Stelle treten Topas, Glimmer und Quarz. Entsprechend der Vergreisungsintensität sind Greisen mit unterschiedlicher Ausbildung und Mineralkomposition entstanden.

Die Vergreisung, als ein Teil postmagmatischer Prozesse in sauren Intrusivkörpern (Granite), erfasst dabei in starkem Maße den Granit selbst als auch die ummantelnden Nebengesteine. In Altenberg können entsprechend dem Ausgangsgestein **nach steigender Vergreisungsintensität folgende hauptsächliche Greisentypen** unterschieden werden:

- schwach vergreister und ± auf einzelnen Klüften vererzter Granit
- „Schnittmustergranit“, intensiv auf Klüften und Trümmern verschiedener Richtungen vergreist und ± vererzt
- metagranitischer Topas-Glimmer-Greisen (TGZ - sog. „Dunkelgreisen“, weitgehend stark umgewandelter,

- vergreister Granit mit z. T. ± starker Vererzung)
- metagranitischer Quarz-Topas-Greisen (QTZ - sog. „Hellgreisen“, total umgewandelter, vergreister Granit mit z. T. ± starker Vererzung)

Auch die Rahmengesteine Granit- und Quarzporphyr sind lokal bis zum metagranitporphyrischen bzw. metaquarzporphyrischen Topas-Glimmer-Greisen umgewandelt und dann ± gut vererzt.

Im Kapitel 9.1 (Tab. 19, Abb. 70) ist der Modalbestand Quarz/Glimmer/Feldspat + Topas der Greisen und ihrer Ausgangsgesteine (Granit, Feldspatit) (nach KÜHNE u. a., 1972) dargestellt. Auffällig ist im Feld IV und V die große modale Variabilität der weit verbreiteten Topas-Glimmer-Greisen und die auf kleinere Variabilitätsflächen beschränkten untergeordneten Quarz-Topasgreisen in den Feldern II und III. Von den fast monomineralischen Greisen ist der Quarzgreisen noch der häufigste, hingegen treten Glimmergreisen und Topasgreisen nur sehr selten auf.

Die Vergreisung der Gesteine (Mineralzerstörung: Feldspäte, Biotit → Mineralneubildung: Topas, Protolithionit, Quarz) ist in ihrer Intensität und Extensität nicht mit der Vererzung (Kassiterit, Wolframit, ged. Wismut, Molybdänit, Arsenopyrit u. a.) konform; d. h. Vergreisung kann sein, Vererzung braucht nicht zu sein.

Die Vererzung ist im Greisen insgesamt sehr feinkörnig, intergranular dispersiv und mit dem bloßen Auge nur selten sichtbar. Auf den Greisentrümmern bzw. „Zwitterbändern“ kommt es gelegentlich zu makroskopisch sichtbaren Kassiteritanhäufungen.

Der Kreuzungsbereich von Tiefenstörungen, wie z. B. im Altenberger Raum die Kreuzung der bereits alt angelegten Roten Kluft und der Nordrandstörung, ist als fokussierte Aufstiegszone für weiter sich spezialisierende Magmen- und Mineralisationsspezies aufzufassen. Die sehr mobilen und mit relativ hoher Intrusionsgeschwindigkeit aufsteigenden monzogranitischen lokalen Spezialintrusionen schleppten aus tieferen Bereichen Schollen von älterem Granit (Syenogranit) hoch, ohne dass an dem randlichen Gesteinskontakt der Xenolithe Assimilationserscheinungen zu sehen sind.

Ausgelöst durch tektonische Aktivitäten ist die Granitintrusion durch eine Mehrphasigkeit (z. B. Monzogranit Typ G 2a-d) gekennzeichnet. Die Granitvarietäten der einzelnen Intrusionsetappen erstarrten relativ schnell und erzeugten im erstarrten Granitkörper sowohl aufgrund der von außen auf den Granit wirkenden tektonischen Kräfte (Rahmenspannungsplan), als auch aufgrund von Wärme-Abkühlungs-Spannungen im Granitkörper selbst durch Überschreitung der Bruchfestigkeit das bereits beschriebene

ne Kluftgefüge mit den sowohl diagonal als auch untergeordnet orthogonalen Trennflächen-Trümerscharen.

Parallel zur Bildung des Kluftgefüges ist die postmagmatische Etappe durch eine starke Fluidzirkulation aus großer Tiefe im Gebiet des tektonischen Kreuzungsbereiches, also im Granitintrusionskanal, gekennzeichnet. Da das aus Vulkaniten (Quarzporphyr, Granitporphyr) bestehende Dach der Granitintrusion relativ dicht auch gegen fluide hochgespannte „Lösungen“ war, vollzog sich der Vergreisungsvorgang II durch diese Fluida insbesondere im geklüfteten Monzogranitkörper selbst und im unmittelbaren Bereich des Nebengesteinsdaches. In den äußeren randlichen Vergreisungsbereichen der Lagerstätte sind die Vergreisungsprodukte auf die Klüfte und ihre unmittelbaren Kontaktbereiche im Millimeterbereich beschränkt. Zum Zentrum und im Apikalbereich der stockförmigen Granitintrusion erfasst der Vergreisungsprozess von den Zufuhrkanälen und Klüften mehr und mehr den gesamten Granit und wandelt ihn total in Greisentypen um, die sich in stofflich unterschiedlicher Zusammensetzung entsprechend der steigenden Vergreisungsintensität äußern. Die fluide Stoffwanderung erfolgte über die Klüfte und Mikrorisse im Gestein weiter vorwiegend intergranular.

Im Verlauf der Greisenbildung wurden vorwiegend die Feldspäte vollständig zerstört, umgewandelt und ersetzt durch lithiumhaltigen Glimmer (Protolithionit) Quarz, Topas, Fluorit sowie Kassiterit II, Wolframit, Molybdänit, ged. Wismut und Hämatit.

Dem pneumatolytischen Vergreisungsprozess schloss sich bei abnehmenden Drücken und Temperaturen eine relativ umfangreiche hydrothermale Nachphase mit verschiedensten Mineralen (Sulfiden, Quarz, Karbonate) und Umbildungsmineralen (Tonminerale) an.

6.2.1 Prämonzogranitische Greisentrümmern

In verschiedenen Aufschlüssen im Granitporphyr (z. B. Strecke 550) sind Greisentrümmern aufgeschlossen, die am Kontakt zum Monzogranit abgeschnitten werden, d. h. also eindeutig älter als der Monzogranit sind.

Bekannt sind weiterhin Greisentrümmern begrenzt in xenolithischen Syenogranit-Schollen vom Typ G 1 (Schellerhauer Granit), die im Monzogranit Typ G 2b (Altenberger Außengranit) „schwimmen“. Diese Millimeter starken Trümmern bestehen vorwiegend aus Quarz, Glimmer und Serizit (Paragenesetyp 1).

Diese Aufschlussverhältnisse deuten auf eine **prämonzogranitische Vergreisungsetappe I** hin, sie ist als postsyenogranitische Vergreisung des Schellerhauer Gra-

nits aufzufassen. Die Greisentrümer verkörpern eine Mineralisation mit Glimmer-Serizit-Quarz (Paragenese 1 – Tabellen im Kap. 7) und einer relativ geringen Vererzung mit Kassiterit, Arsenopyrit und Chalkopyrit.

6.2.2 Greisenerztypen im Bereich des Monzogranits („Außengranit“)

Die Greisen des Außengranits stellen in der Lagerstätte Altenberg das eigentliche Erz dar, in denen der Kassiterit, das wirtschaftlich interessanteste Erzmineral, feinverteilt eingesprengt ist.

Der massive Greisenerzkörper, in den der Monzogranit bis hinein ins etwas flachere nordwestliche Dach samt Granit- und Quarzporphyr umgewandelt wurde, bildet einen birnenförmigen Körper mit einem Durchmesser von ca. 200 m im Anschnitt der Tagesoberfläche, bei steilen Flanken nach der Teufe bis ins Niveau der 4. Sohle auf einen Durchmesser ca. 300-350 m zunehmend. Die Teufenerstreckung des kompakten Greisenerzkörpers beträgt somit etwa 240 m. Im Niveau zwischen 5. und 6. Sohle geht der kompakte Greisenkörper in fast horizontaler Front in den „Schnittmustergranit“ und schließlich in vergreisten Granit über – siehe hierzu Beilagen 1.1 bis 3.2.

Dabei löst sich – in der horizontalen Ebene dieses Niveaus betrachtet – der Greisenkörper in mehrere Teilflächen auf und nach der Teufe setzen mehrere Greisenerzschläuche (\varnothing 20-50 m) über die 6. und 7. Sohle weiter fort. In diesen Greisenerzschläuchen sind die eigentlichen „Kanäle“ der hochfluiden postmagmatischen Stoffzufuhr zu sehen.

6.2.2.1 Vergreister Monzogranit, sog. „Schnittmuster-Granit“

In den Randbereichen des Monzogranits zum Greisen – also im Dekameter-Entfernungsbereich vom kompakten Greisenkörper – treten nur gelegentlich, z. T. schwarmartig, Millimeter starke Greisentrümchen auf. Die Mehrzahl der Klüfte blieb dort jedoch unvergreist.

Zum Greisenzentrum zu häufen sich die vergreisten Klüfte im Granit in einer mehrere Meter bis Dekameter breiten Zone um den kompakten Greisen, so dass der Eindruck eines „Schnittmuster-Granits“ entsteht (Abb. 38 und 39). Dieses zunächst in den Richtungen chaotisch wirkende Greisentrümergewirr folgt jedoch – wie im Kapitel 5.4 bereits dargelegt – bestimmten tektonischen Anlagen aus dem Rahmenspannungsplan des regionalen Nebengesteinsverbandes (Scher- und Zugklüfte) sowie des Abkühlungs-Spannungsplanes des Granits (bevorzugt Diagonales-, untergeordnet orthogonales Klufsystem) (SÜSSMILCH, 1980).

Sehr deutlich wird hier der direkte Zusammenhang zwischen den Bruchphasen (Klüftungsphasen) im Granit und der Vergreisung; d. h. mit der Anlage Mikroöffnung der Klüfte konnten die hochfluiden „Lösungen“ eindringen, im Millimeter-Kontaktbereich eine Vergreisung (Ausscheidung von Protolithionit, Topas, Quarz, Kassiterit) des Granits bewirken und letztlich die Klufnaht selbst noch mit diesen Mineralen füllen.

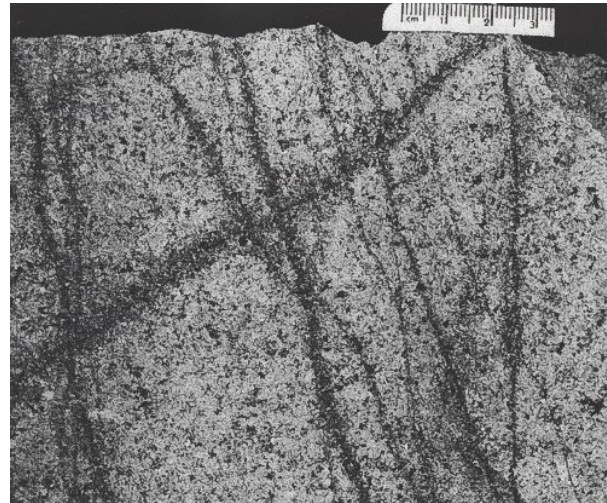


Abb. 38: Sog. „Schnittmustergranit“-Greisentrümer im Monzogranit Typ G 2b (Normaltyp) – Paragenesetyp 3 - 5. Sohle, Str. 542, nördlich Römerschacht

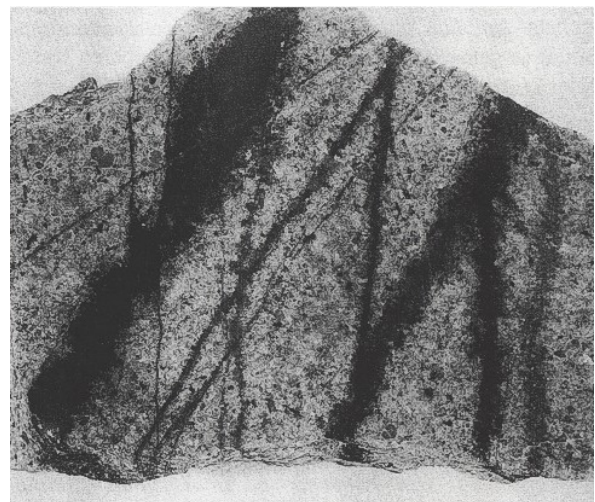


Abb. 39: Sog. „Schnittmustergranit“-Greisentrümer im Monzogranit Typ G 2b (Normaltyp) – Paragenesetyp 3 - 7. Sohle, Str. 723

Die tektonischen Spannungszustände und die damit verbundenen Klufbeanspruchungen als auch die Lösungszufuhr werden über einen längeren Zeitraum pulsierend ge-

wirkt haben, denn es gibt eine Vielzahl von sich gegenseitig durchsetzenden Trümmern mit unterschiedlichem relativen Alter. Dass die postmonzogranitische Hauptvergreisung nicht als ein einheitlicher Zyklus abgelaufen ist, zeigt sich durch unvergreiste Apophysen der Granitphase vom Typ G 2c, die Greisentrümmern im Granit G 2b abschneiden. Ebenfalls werden geringmächtige Greisentrümmern im Granit G 2a vom Granit G 2c abgeschnitten. Es tritt also eine pulsierende Mehrphasigkeit beim Absatz der postmonzogranitischen fluiden Lösungen in Abhängigkeit von der Erstarrungsfolge der einzelnen Monzogranitvarietäten auf.

Im Niveau der Endschaft des kompakten Greisenkörpers im Liegenden als auch in den Randgebieten schließen sich an die schnittmusterartige Vergreisung Zonen mit parallelen Greisentrümmern an (erzgebirgisch, steilerzgebirgisch). Diese Richtung ist wiederum identisch mit den regional im engeren und weiteren Umfeld vorkommenden Greisentrümmern-Gangzonen.

6.2.2.2 Topas-Glimmer-Greisen (TGZ-Dunkelgreisen)

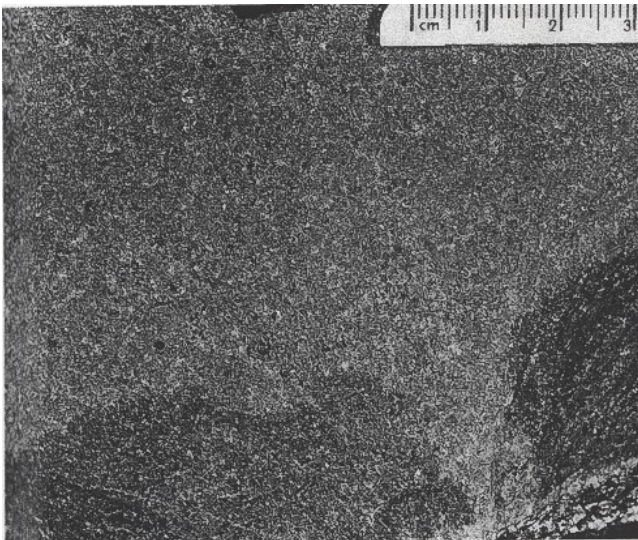


Abb. 40: *Metagranitischer Topas-Glimmer-Greisen (Dunkelgreisen) mit Hämatitisierungszonen (dunkel) – Paragenesetyp 3 – 4. Sohle, Schubort*

Der metamonzogranitische Topas-Glimmer-Greisen ist der mengenmäßig häufigste Greisenerztyp in der Lagerstätte. Zwischen der 1.-5. Sohle weist der kompakte TGZ-Erzkörper mit bis 300-350 m seinen größten Durchmesser auf. Unterhalb der 5. Sohle zieht sich der kompakte Greisenkörper zu mehreren schlauchförmigen Gebilden nach der Teufe zusammen (Beilage 1.1 – 3.2). Während im NW-Teil der TGZ im Monzogranit in dunkler kompakter Aus-

bildung vorliegt, geht im SE-Teil der TGZ in schnittmuster- bzw. trümmertartige Topas-Glimmervergreisungen im Monzogranit über.

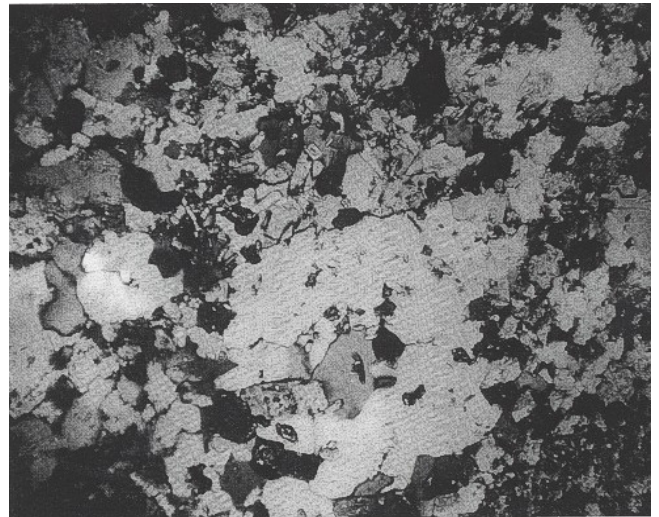


Abb. 41: *Dünnschliffaufnahme zu Abb. 40 Feinkörniger Kassiterit umgeben von feinblättrigem Glimmer, z. T. idiomorphen Topas und xenomorphen Quarz Maßstab 60 : 1, + Nic.*

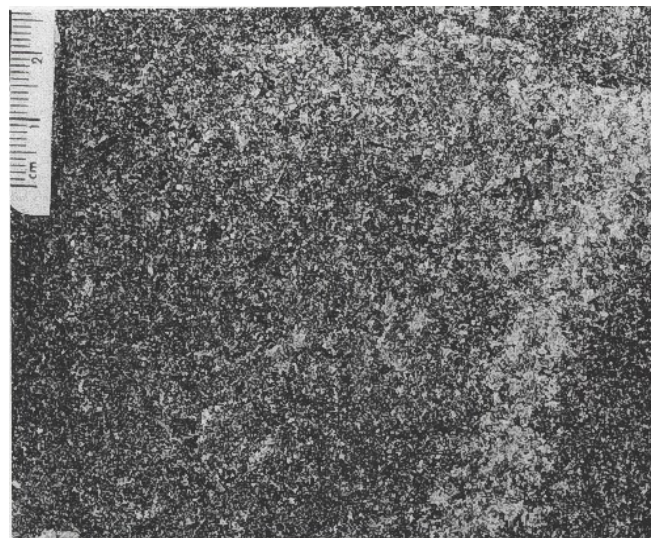


Abb. 42: *Metagranitischer Topas-Glimmer-Greisen (Dunkelgreisen) – Paragenesetyp 3 - 5. Sohle, Str. 510*

Der **metamonzogranitische TGZ** ist von schwarzer, gelegentlich grünlich-grauer Farbe. Sein Gefüge ist dicht bis feinkörnig, örtlich auch blastoporphyrisch (Abb. 40-43). Integrationsanalysen charakterisieren die pauschale quantitative mineralische Zusammensetzung wie folgt: Quarz 60-

77 %, Glimmer 11-27 %, Topas 11-15 %, akzessorische Bestandteile, Erz 1-3 %. Die mineralische Variabilität weist auf den heterogenen Aufbau der metasomatisch gebildeten Greisen hin.

Neben vereinzelt blastoporphyrischen Quarzkörpern tritt der Quarz in der Grundmasse als ein verzahntes Körnermosaik (Zehntelmillimeter-Bereich) auf. Sie verdrängen dabei Glimmer und Topas I und II und umschließen Kassiterit.

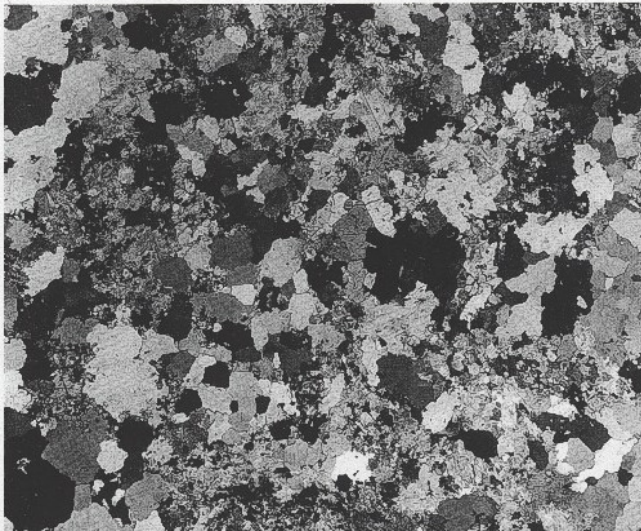


Abb. 43: Dünnschliffaufnahme zu Abb. 42
Feinkörniges Quarzplaster mit Protolithionit-Anhäufungen und Topaskörnchen
Maßstab 10 : 1, + Nic.

Der Glimmer tritt in zwei Generationen auf. Der größere Glimmer I stellt den noch reliktschen Biotit des Granits dar. Der Glimmer II ist ein typischer feinblättriger Dunkelglimmer (namensgebend Dunkelgreisen), der nach RECKNAGEL (1969) einen Lithiumgehalt von 1,2 % Li_2O aufweist und somit als Protolithionit anzusprechen ist. Mit feinkörnigem Topas bildet er enge nesterförmige Anhäufungen im granoblastischen Quarzgefüge.

Topas erscheint im TGZ in drei Generationen. Der grobsäulig, z. T. idiomorph ausgebildete Topas I entstammt primär dem Monzogranit, er korrodiert den Glimmer I (Biotit) und wird von Quarz II und Glimmer II korrodiert.

Die größte Topasmenge stammt aus der II. Generation. Die feinkörnigen bis säuligen Aggregate verdrängen in Pflasterstruktur Glimmer II (Protolithionit). Der feinstrahlige Topas III tritt besonders im topasreichen TGZ auf, wobei er poikilitisch Quarz durchspießt.

Ein weiterer Bestandteil der Greisen ist Fluorit (< 1 %), der z. T. sekundär eindrang, doch auch schon primär mit

Glimmer I vorkommt.

Kassiterit tritt in unterschiedlichen Aggregaten und Verwachsungen auf. Sehr selten treten kleine gedrungene Kassiterit I-Körnchen auf, die als akzessorischer Stoffbestand des primären Monzogranit zählen. Die Hauptmenge des Kassiterits ist mit Glimmer II und Topas II in feinkörnigen, filzigen Nestern vereinigt. Die feinkörnig isometrisch, selten gedrungene säuligen Aggregate von Kassiterit II (0,01-0,04 mm) verdrängen Glimmer I und werden von Quarz II korrodiert und häufig von diesem umschlossen. In den Glimmer-Topas-Kassiterit-Nestern treten auch opake Minerale, wie Arsenopyrit, Wolframit und Molybdänit auf.

Der Kassiterit ist gelb bis dunkelbraun gefärbt und zeigt gelegentlich zonares Wachstum mit dunklem Kern. Etwas gröbere nadlig-stenglige Kassiterit-III-Aggregate (< 1 mm) liegen in Quarz III-Topas III-Trümmern im Greisen vor. Netzwerkartige Trümer von Quarz-Topas-Greisen sind bereichsweise zahlreich im Topas-Glimmer-Greisen festzustellen, ähnlich wie im „Schnittmustergranit“, nur farbenvertauscht (Hellgreisentrümer).

Vereinzelt sind im TGZ Zirkon, Rutil und Apatit als akzessorische Bestandteile aus dem Altbestand des Granits noch vorhanden. Hämatitfalterchen sind mit Glimmer II verwachsen.

Die Mineralbildungsfolge im TGZ kann abschließend wie folgt zusammengefaßt werden:

Aus Altbestand Monzogranit übernommen – Glimmer I (Biotit), Quarz I, Kassiterit I, Topas.

Vergreisung des Granits – Glimmer II (Protolithionit), Fluorit, Kassiterit II, Topas II, Quarz II, Hämatit. Trümerfüllung im TGZ – Kassiterit III, Quarz III, Topas III, Fluorit, Sulfide.

Gelegentlich kommt es im TGZ zu bis fast extremen modalen Mineralzusammensetzungen. So treten in den kompakten Dunkelgreisen lokal metamonzogranitische **Glimmergreisen** auf, die zu 90 % aus Glimmer (Protolithionit) bestehen. Häufungen dieser Greisen treten im Südtel des TGZ-Körpers auf der 7. Sohle auf. Fast reine **Quarzgreisen** bzw. **Topasgreisen** sind auf den Exokontaktbereich des Albitgranits (G 3) beschränkt. Letztere sind jedoch eher aus den Quarz-Topas-Greisen (Kapitel 6.2.2.3) hervorgegangen.

Der exzentrisch in NW-Richtung zum Monzogranit gelagerte kompakte Topas-Glimmer-Greisen-Körper hat in diesen Bereichen auch eine Vergreisung der Nebengesteine Granitporphyr und Quarzporphyr hervorgebracht.

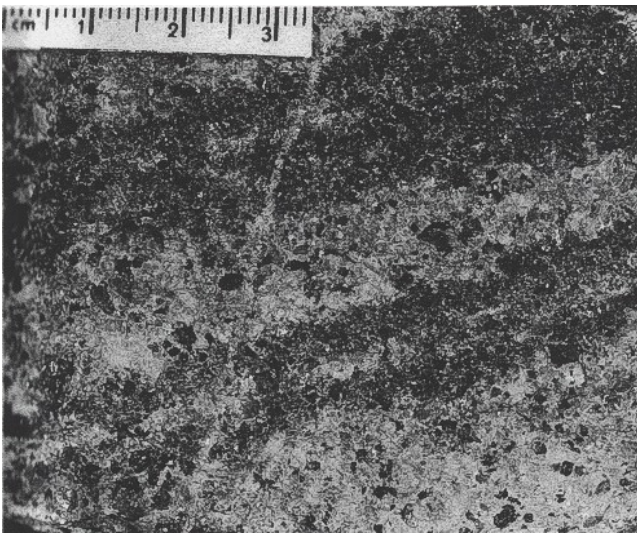


Abb. 44: Greisentrümer in metaquarzporphyrischen Topas-Glimmer-Greisen übergend
7. Sohle, Str. 723

Der **metagranitporphyrische TGZ** tritt besonders im westlichen sowie im nördlichen Bereich (Nordrandstörung) auf. Die porphyrische Grundmasse ist ganz zu einem dichten Filz von Glimmer II-, Topas II- und Quarz II-Verwachsungen umgewandelt, in dem körnig-säulige Kassiterit II-Aggregate nesterweise auftreten. Während die Orthoklaseinsprenglinge gelegentlich nur teilweise zersetzt (kaolinisiert) und vergreist (Glimmer, Topas) sind, werden die Plagioklasblasten restlos in feinfilzige Greisenmineralverwachsungen umgewandelt.

Die im nördlichen Lagerstättenbereich untergeordnet auftretenden **metaquarzporphyrischen TGZ** sind dem äußeren Charakter nach den Granitgreisen ähnlich. Auch hier zeichnen schnittmusterartige Greisentrümer einerseits das ehemalige Primärkluftsystem der Effusiva nach (Abb. 44) bzw. in dem kompakten TGZ-PG sind noch die zahlreichen porphyrischen Quarzeinsprenglinge bei der Vergreisung erhalten geblieben.

6.2.2.3 Quarz-Topas-Greisen (QTZ-Hellgreisen)

Der Quarz-Topas-Greisen ist in seiner Verbreitung ausschließlich auf den kompakten Dunkelgreisenkörper beschränkt. Seine Hauptverbreitung lag im hangenden östlichen Teil – oberhalb der 1. Sohle – mit einer N-S-Erstreckung von ca. 200 m und O-W-Erstreckung bis zu 50 m. Unterhalb der 1. Sohle bis zur 5. Sohle löst sich dieser länglich gestreckte Körper in zahlreiche nach der Teufe auslaufende Greisenschläuche auf (Beilage 1.1-1.3 und 3.1,

3.2). Auf der 6. und 7. Sohle sind lediglich noch zwei kleinere (10 m Ø) QTZ-Vorkommen ca. 30 m nordöstlich der Roten Kluft im zentralen Teil der Lagerstätte vorhanden. Auf den mittleren Sohlenbereichen in der Lagerstätte sind an Zonen stärkerer Klüftung auch zahlreiche Quarz-Topasgreisen-trümerscharen gebunden, die vorherrschend steilerzgebirgisch streichen. Da der Quarz-Topas-Greisen das am intensivsten umgewandelte hochtemperatur-metasomatische Produkt darstellt, liegt der Schluß nahe, dass die aus der Teufe aufsteigenden schlauchförmigen Gebilde und Trümerzonen die unmittelbaren Zufuhrkanäle für Fluida darstellten.

Das relativ dichte Dach aus Vulkaniten bewirkte, dass im Apikalteil des Monzogranits die Fluida eine intensive Vergreisung im Zentrum zu Hell- und Dunkelgreisen bewirkten, in den Randbereichen dann nur noch schnittmusterartige Vergreisungen hinterließen.

Der Quarz-Topas-Greisen ist ein helles – Hellgreisen! –, grau bis gelblichweiß oder rötlich geflecktes Gestein und besteht aus Quarz und Topas sowie Dickit, Hämatit, ferner Fluorit, reliktschem Protolithionit und Zirkon (Abb. 45-47). Integrationsanalysen an zahlreichen Dünnschliffen erbrachten 80-85 Vol.-% Quarz, 10-15 Vol.-% Topas und – 6 Vol.-% Ton- und akzessorische Minerale. Damit unterscheidet sich der QTZ vom TGZ mineralisch einzig und allein durch das fast völlige Fehlen von Glimmer im QTZ. Während der Topasanteil annähernd in beiden Greisentypen gleich ist, steigt der Quarzanteil im QTZ stark an, gelegentlich extrem bis fast 100 % im Quarzgreisen. Übergänge bzw. Reste von Topas-Glimmer-Greisen in/im Quarz-Topas-Greisen sind gelegentlich zu beobachten. Dieses Phänomen ist erklärbar durch die Annahme, dass die heißen extrem sauren Fluidaströme schon durch geringe tektonische Ereignisse in der Lagerstätte ihre Strömungswege änderten und in Bereiche gelangten, in denen vorher Topas-Glimmer-Greisen gebildet worden war und nunmehr hier eine Quarz-Topas-Greisen-Bildung stattfand. Diese pneumatolytische Überprägung zersetzt den Dunkelglimmer unter Eisenabscheidung. Auf Klüften und im kompakten Gestein selbst kommen Hämatitanreicherungen vor. Dieser Prozeß der Zerstörung des Topas-Glimmer-Greisen fand insbesondere über dem Apikalbereich der Albitgranitintrusion statt. Die extremen Bedingungen führten dort zur Entstehung von Quarz-Topas-Greisen bis fast zu einem 100 %igen Quarzgreisen mit beachtlichen Kassiteritvererzungen (Abb. 48).

Der überwiegende Bestandteil Quarz im QTZ tritt teils als reliktsche Körner (ehemals Granitquarze-Quarz I) auf mit deutlichen Anwachszone (Quarz III) und vor allem grundmassebildend als ein gleichkörniger xenoblastischer Quarz II. Quarz III verdrängt immer Topas I und umschließt reliktschen Glimmer, Topas II und Kassiterit I.



Abb. 45: Quarz-Topas-Greisen (Hellgreisen)
– Paragenesetyp 4 –

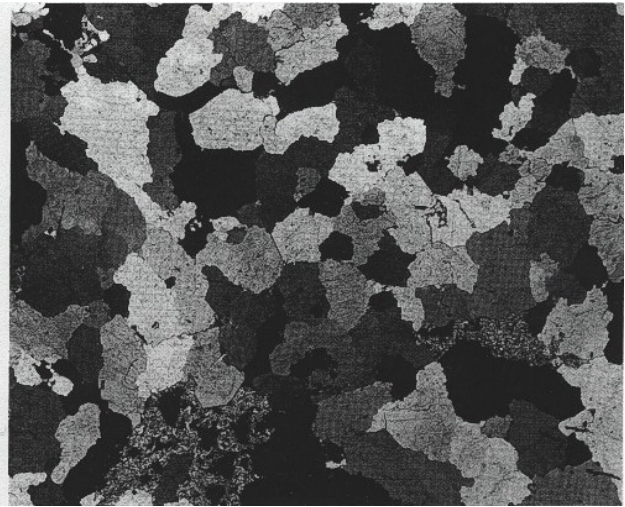


Abb. 46: Dünnschliffaufnahme zu Abb. 45
Maßstab 10 : 1, + Nic, Quarzpflaster mit
Topaskörnern, feinfilzige Glimmerzwickel mit
opaken Mineralen

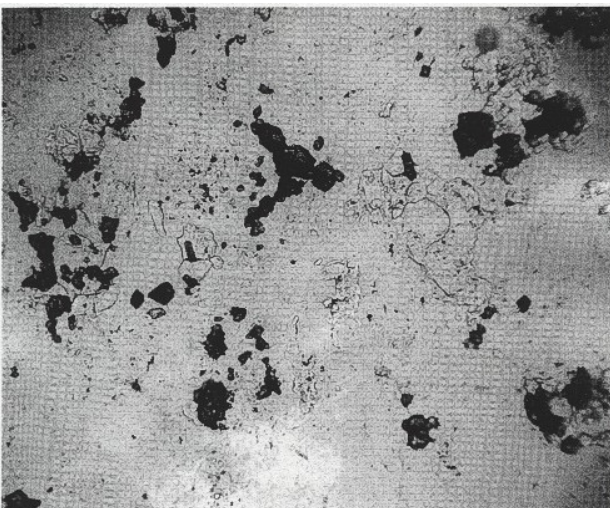


Abb. 47: Dünnschliffaufnahme zu Abb. 45
Maßstab 10 : 1 = Nic. Quarz (weiß)
Topas (hohes Relief), Kassiterit (schwarz)



Abb. 48: Reiche Kassiteritvererzung im
Quarz-Topas-Greisen (Hellgreisen)
mit Quarz-Specularit-Druse

Topas ist auch in drei Generationen mikroskopisch identifizierbar. Der grobsäulige Topas I ist als akzessorischer Bestandteil des ursprünglichen Granits als ein Autometasomatoseprodukt aufzufassen und wird von Quarz III korrodiert. Der feinkörnige Topas II ist von den drei Topasgenerationen als Greisentopas am stärksten vertreten. Er bildet häufig nesterförmige Anreicherungen, wobei er den restlich vorhandenen Protolithionit stark korrodiert. Topas III fällt durch die nadlige Form (hydrothermal ?!) in Assoziation mit Chlorit, Tonmineralen und Hämatit auf. In Rosettenform durchspießt Topas III häufig poikilitisch Quarz.

Der Kassiterit tritt in verschiedenen Verwachsungsverhältnissen auf. Er liegt vor allem in den Topas II-(Glimmer II)-Inseln; stammt also aus der Vergreisung I. Die feinkörnigen Aggregate werden meist von Quarz umschlossen und von Topas III korrodiert. Auch größere (max. 1 mm) zonale und verzwilligte Kassiteritkörner treten auf, die als Neuzufuhr/Umlagerung (Vergreisung II) gedeutet werden können.

Fluorit ist ebenfalls zugeführt worden und dringt in die Spaltflächen des Restglimmers ein sowie umschließt und korrodiert Topas.

6.2.3 Metasomatostypen im Bereich des Albitgranits (Innengranit)

Wie bereits im Kapitel 6.1.3 angedeutet, weist der Endo-Exokontaktbereich der Albitgranitintrusion sehr mannigfaltige bis exotische postmagmatische Erscheinungen auf. Dies ist auf die Tatsache zurückzuführen, dass ein stofflich hoch spezialisierter Albitgranit in einen bereits stofflich spezialisierten Monzogranit mit seinen spezifischen metasomatischen verzerrten Greisenprodukten intrudierte und im überkritischen bis hydrothermalen Stadium wiederum seine unikaten Metasomato- und Mineralisationsprodukte hinterließ.

Den generalisierten Aufbau des Endo-Exokontaktbereiches des Albitgranits vermittelt Abb. 18 und Tabelle 11.

Tab 11: Schematischer Aufbau des Endo- und Exokontaktbereiches des Albitgranits

Gesteins- und Greisenbereiche	Mächtigkeit	Zugehörigkeit zum Granittyp
Hangendes		
Topas-Glimmer-Greisen		
Quarz-Topas-Greisen/ Quarzgreisen mit Quarz- und Quarz-Topas-Glimmer-Trümmern, Kassiterit-Reicherz	max. 15 m	Monzogranit „Außengranit“ Typ G2
Kontaktgrenze		
Feldspat-Kappenquarz-Stockscheider Apikalbereich: Fehlt z. T./reliktisch, resorbiert durch Pyknitzone und feinkörnigen Greisen Flankenbereich: typische Entwicklung	max. 1 m	Apikalbereich des Albitgranits Typ G 3
Pyknitgesteinszone Apikalbereich: große Mächtigkeit, typisch, scharfe Grenze im Hangenden Flankenbereich: Mächtigkeitsabnahme, lose Pyknitstängel, unscharfe Begrenzung	max. 15 m	
Graue Zone feinkörniger Greisen mit Apophysen und Trümmern im Quarz-Feldspat-Stockscheider und in der Pyknitgesteinszone	max. 0,3 m	
Innengranit lokale metaalbitgranitische Topas-Glimmer-Greisenzonen und -Trümer, Albitisierung, bis hin zur extremen Feldspatisierung (Feldspatit)		Albitgranit „Innengranit“ Typ G 3

Während die stofflichen Produkte der Bereiche 1, 3 und 6 in den Abschnitten 6.1.2.2, 6.1.3 und 4.2.7 gekennzeichnet wurden, stellen im Endokontaktbereich die Pyknitgesteinszone, die Graue Zone und Greisenbildungen im Innengranit sowie im unmittelbaren Exokontaktbereich Quarz-Topas-Greisen typische postmagmatische Hochtemperaturprodukte im Zusammenhang mit der Intrusion des Albitgranits dar.

6.2.3.1 Pyknitzone

Das Pyknitgestein zog aufgrund der exotischen, langstängigen Ausbildung des Topases schon frühzeitig die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich.

Eine erste Beschreibung gab CHARPENTIER in seiner 1778 erschienen „Mineralogischen Geographie der Chursächsischen Lande“. So oft, wie der Pyknit in der ersten Zeit nach seiner Entdeckung von den verschiedensten Geologen bearbeitet wurde, so oft wechselte wohl auch seine Bezeichnung. So nannte WERNER ihn „schörlartigen Beril“, KARSTEN dagegen „Stangenstein“, auf die äußere Form Bezug nehmend. Aber auch die Namen „weißer Stangenschörl“ und „Leucolithe d' Altenberg“ waren gebräuchlich. Nach HÄBERLE (1804) prägte HAUY die noch heute gültige Bezeichnung „Pycnite“, welche aus dem Griechischen abgeleitet ist (pycnos = dicht) und zeigen soll, dass der Pycnit aufgrund der höheren Dichte eben nicht mit dem Beryll identisch ist. Die ersten Identifizierungen des Pyknits als Topas vollzogen auf chemischem bzw. kristallographischem Wege BUCHHOLZ (1804), BERNHARDT (1807) und KLAPROTH (1810), wobei KLAPROTH ihn noch 1808 als „Stangenstein“, 1810 aber als „schörlartigen Topas“ bezeichnete. 1890 erwähnt DALMER bei seiner Beschreibung der Lagerstätte Altenberg auch eine Auffahrung in das Pyknitgestein.

1933 führte JANSEN röntgenographisch den Beweis der Identität des Pyknits mit Topas. Denselben Beweis wiederholte 1963 OMORI u. a., allerdings ausführlicher unter Anwendung noch anderer gebräuchlicher Analysemethoden, so durch röntgenographische Auswertung und Bestimmung der Gitterkonstanten, durch das Infrarotabsorptionsspektrum, durch die Röntgenfluoreszenzanalyse und am Elektronendiffraktometer.

Je besser die Aufschlußverhältnisse in der Grube Altenberg wurden, desto intensiver beschäftigte man sich in Verbindung mit der Genese der Lagerstätte natürlicherweise auch mit der des Pyknitgesteins. SCHRÖCKE (1952) erklärte die Entstehung dieses Gesteins durch ein „primäres Wachsen aus einer Restschmelze mit hoher Beteiligung flüchtiger Stoffe“. Für die Annahme einer primär pneumatolytischen Bildung sprechen seiner Meinung nach das gerichtete



Abb. 49: Pyknitgesteinszone mit scharfem Kontakt zum Topas-Glimmer-Greisen, bis 80 cm lange Stängeltopaskristalle, dazwischen Quarz und Glimmer 4. Sohle, Str. 423, Bildhöhe 2,2 m

Wachstum der Topasstängel, das Fehlen von Reliktstrukturen und die für Greisen anormale Riesenkörnigkeit. SACK (1958) und OELSNER (1952) sahen im Pyknit eine Pseudomorphose nach Stockscheider-Feldspat, entstanden durch die teilweise, pneumatolytische Verdrängung des Stockscheiders. PRZYBYLSKI und HEDRICH deuteten 1956 die Pyknitgesteinszone als eine extrem vergreiste, große Pegmatitschliere. 1958 drückte HEDRICH es als eine pneumatolytische Umwandlung primärer, aus pegmatitischen Restlösungen entstandener Palisadenfeldspäte aus. Aufgrund der reliktschen Palisadenfeldspäte innerhalb der Pyknitgesteinszone schlussfolgerten auch BAUMANN und SCHLEGEL (1967) eine Genese des Pyknitgesteins durch pneumatolytische Umwandlung des Stockscheiders.

Die wohl bisher umfassendste Arbeit über das Pyknitgestein lieferten OSSENKOPF und HELBIG (1975). Neben einer sehr detaillierten Beschreibung des Gesteins, sowohl makroskopisch als auch mikroskopisch, lieferten sie eine auf metasomatische Sammelkristallisation basierende Geneseutung.

Auch FIEBINGER (1980) bearbeitete sehr eingehend die Pyknitzone. Er sieht den Pyknit als ein Produkt einer topomineralischen Sammelkristallisation des Topas-Glimmer-Greizens (Dunkelgreisen) im Gefolge der Albitgranitintrusion.

Das Pyknitgestein ist als eine bis zu 15 m mächtige Kappe in den oberen Bereichen des Albitgranits ausgebildet (Abb. 49). Die Lage des kompakten Pyknitgesteinskörpers ist nicht mit der Lage des Feldspat-Kappenquarz-Stockscheiders identisch, sondern exzentrisch zu diesem platziert (Beilage 1.3 und 2.1 sowie Abb. 18). Das Pyknitgestein verdrängt teilweise den Feldspatstockscheider, ist aber an anderen Stellen auch nur darunter durch schmale Bänder im schwach vergreisten Innengranit vertreten. Der Pyknit keilt kurz unter der 5. Sohle aus, während der Feldspat-Stockscheider noch bis zur 7. Sohle reicht. Im kompakten Pyknitgestein, das nur in den West-, Südwest-, Süd- und Südostpartien der Kuppe entwickelt ist und in den anderen Bereichen der Innengranit-Kuppe durch schlängelförmig gewundene Bänder ersetzt wird, liegen einzelne Schollen von Topas-Glimmer-Greisen und große Feldspatrelikte.

Das Pyknitgestein besteht im wesentlichen aus den Komponenten Topas, Glimmer und Quarz. Die Topase sind als gelblich, trübe Stängel ausgebildet, die oft mehr als 30 cm lang wurden und mehrere Zentimeter dick sein können (Abb. 50).

Auffallend ist eine Quergliederung der Topasstängel durch geringmächtige Zwischenlagen von Quarz mit feinblättrigem Glimmer, die sich fast regelmäßig im Abstand von 2-3 cm wiederholen (Abb. 51). Die Topasstängel werden von dunklen Glimmern, in der Regel als etwa 1 cm große Blätterbündel, rosettenartig umhüllt. Milchweißer oder grauer Quarz tritt als Zwickelfüllung auf. Durch sekundäre Zufuhr ist mitunter auf den Glimmerpaketen ein dünner Fluoritüberzug oder ein Tonmineralbelag entstanden. Kassiteritvererzung im Pyknitgestein ist äußerst selten.

Der Pyknit ist substanziiell mit dem Topas-Glimmer-Greisen identisch. Mit verstärkter Aufnahme und Resorption von außengranitischen Topas-Glimmer-Greisen (Dunkelgreisen) durch die Intrusion des Innengranits ist eine relativ schnelle Verschiebung der Zusammensetzung der extrem fluidreichen Schmelze in Richtung auf erhöhte F-, Si- und Al-Gehalte zu verzeichnen, d. h. die Schmelze verarmte an K und Na. Aufgrund der extremen Zusammensetzung der Schmelze, insbesondere durch die Übersättigung mit Fluor kam es unter hohen Druckbedingungen (dichtes Gesteinsdach) und leicht sinkenden Temperaturen zu einem pegmatitähnlichen primären Wachsen von Stängeltopasbüscheln.

