

Ulrich Sebastian

Die Geologie des Erzgebirges



Springer Spektrum

Die Geologie des Erzgebirges

Ulrich Sebastian

Die Geologie des Erzgebirges

Dr. Ulrich Sebastian
Obermarkt 3
09599 Freiberg/Sa.

ISBN 978-3-8274-2976-6 ISBN 978-3-8274-2977-3 (eBook)
DOI 10.1007/978-3-8274-2977-3

Die Deutsche Nationalbibliothek verzeichnet diese Publikation in der Deutschen Nationalbibliografie; detaillierte bibliografische Daten sind im Internet über <http://dnb.d-nb.de> abrufbar.

Springer Spektrum
© Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2013

Das Werk einschließlich aller seiner Teile ist urheberrechtlich geschützt. Jede Verwertung, die nicht ausdrücklich vom Urheberrechtsgesetz zugelassen ist, bedarf der vorherigen Zustimmung des Verlags. Das gilt insbesondere für Vervielfältigungen, Bearbeitungen, Übersetzungen, Mikroverfilmungen und die Einspeicherung und Verarbeitung in elektronischen Systemen.

Die Wiedergabe von Gebrauchsnamen, Handelsnamen, Warenbezeichnungen usw. in diesem Werk berechtigt auch ohne besondere Kennzeichnung nicht zu der Annahme, dass solche Namen im Sinne der Warenzeichen- und Markenschutz-Gesetzgebung als frei zu betrachten wären und daher von jedermann benutzt werden dürften.

Planung und Lektorat: Merlet Behncke-Braunbeck, Dr. Christoph Iven

Redaktion: Monika Huch, Adelheidsdorf

Fotos/Zeichnungen: vom Autor, wenn in den Abbildungsunterschriften nichts anderes angegeben ist.

Satz: klartext, Heidelberg

Einbandabbildung: Eklogitklippen im Kammgebiet des Erzgebirges mit Blick in den Egergraben, Meluzina/CZ; Foto: Dr. Ulrich Sebastian

Einbandentwurf: SpieszDesign, Neu-Ulm

Gedruckt auf säurefreiem und chlorfrei gebleichtem Papier

Springer Spektrum ist eine Marke von Springer DE. Springer DE ist Teil der Fachverlagsgruppe Springer Science+Business Media.
www.springer-spektrum.de

Vorwort

Warum noch ein Buch über das Erzgebirge?

Ist nicht schon genug über das Erzgebirge geschrieben worden?

Sicher existiert eine Vielfalt von Abhandlungen über die Traditionen im Erzgebirge, seine Geschichte und den Bergbau. Möchte man sich über die geologischen Gegebenheiten dieses Mittelgebirges informieren, dann stößt der interessierte Laie, der Anfänger der Geologie, aber auch der gestandene Fachmann schnell an Grenzen.

Gewiss, publiziert wurde viel. Die einschlägige Literatur führt jedoch ein verstecktes Dasein in Fachzeitschriften, die nur wenige Bibliotheken überhaupt führen bzw. in Büchern, die gering an Auflage meist Kompendien eines übergeordneten Themas darstellen. Abgesehen davon, dass diese Literatur für viele schwer erreichbar ist, stellt sich meist die Hürde der Lesbarkeit in den Weg. Wissenschaftler müssen ihre Forschungsergebnisse in erster Linie an den wissenschaftlichen Mann bringen. Dementsprechend hoch ist das Niveau an fachlicher Fertigkeit, aber auch an spezieller Sprache. Spätestens wenn die Fachpublikation in Englisch vorliegt, ist der Nichtfachmann schnell überfordert.

Das Dilemma wird nicht einfacher durch den Umstand, dass die Geologie der Region, nicht nur des Erzgebirges, wahrscheinlich zum Kompliziertesten gehört was unsere feste Welt zu bieten hat. Alle paar Meter ändert sich hier das Gestein, sich in ihrer Aussage widersprechende Einheiten liegen auf engstem Raum beieinander und so mancher geologische Befund scheint paradox. Der Abwechslungsreichtum macht die Region zur exklusiven Petrotypenschau für den Geologieanfänger und zum Eldorado für den Experten. Ob Laie oder Spezialist, für den der das Erzgebirge verstehen will, wird es schnell zum Albtraum.

Es ist die Absicht dieses Buches hier Abhilfe zu schaffen, dem Interessierten, egal welche Motivation ihn zum Erzgebirge brachte – sei es dienstliche Pflicht oder naturwissenschaftliche Neugier – eine Gebrauchsanweisung in die Hand zu geben. Dabei sollen nicht nur der derzeitige Stand der Fakten und die aktuellen Modellvorstellungen zur Sprache kommen, sondern auch das jeweilige Handwerkszeug der Spezialisten soll vorgestellt werden. Sicher ist es einfacher Fakten anzuerkennen, wenn man um ihre Entstehung weiß und einfacher Probleme zu verstehen, wenn man ihre Gründe kennt.

Besonders auf dem Gebiet der metamorphen Geologie erwartet den Leser also nicht nur die Präsentation von geologischen Tatsachen, sondern immer auch ein bisschen wissenschaftliche Methodik und Geschichte: Das Erzgebirge wird zum Fallbeispiel der Erforschung metamorpher Gebiete. So soll die „Geologie des Erzgebirges“ nicht nur regionalgeologisches Nachschlagewerk sondern auch ein methodisches Lehrbuch sein.

Zum Gebrauch des Buches

Ein Blick ins Inhaltsverzeichnis verrät, dass die Lagerstätten des Erzgebirges weder in Rang noch im Umfang an erster Stelle stehen. Vielmehr liegt der Schwerpunkt auf den flächenmäßigen Anteilen der Gesteine. Dem entsprechend kommen die Metamorphite am besten weg und so manche geologische Berühmtheit wird, weil gering an Fläche, etwas stiefmütterlich betrachtet.

Mit einem zweiten Blick ins Inhaltsverzeichnis erkennt man die Aneinanderreihung der Kapitel etwa in erdgeschichtlicher Reihenfolge, mit den Metamorphiten des Grundgebirges, den Magmatiten und Sedimentiten des Übergangsstockwerkes und den Vorgängen in Mesozoikum und Känozoikum. Diesem allgemeinen Teil der Erzgebirgsentstehung folgt ein regionaler Teil, der auf die Besonderheiten einzelner Landschaften des Erzgebirges eingeht. Um diese Regionen im Sinne des Wortes „begreifbarer“ zu machen schließt jedes regionalgeologische Kapitel mit einer Exkursionsempfehlung. Bei der Auswahl der Routen wurde auf maximale Diversität geachtet: Fuss-Exkursionen wechseln mit Rad- oder Autorunden, mal sind Täler, mal Gipfel abzumarschieren. Auch die Schwerpunkte sind unterschiedlich gelegt: strukturgeologische und petrologische Exkursionen gibt es ebenso wie solche zur Bergbaugeschichte und Bodenkunde.

Da ein breites Publikum, vom Einsteiger und Amateur bis zum Profi, angesprochen werden soll, werden zwar viele Fachbegriffe eingeführt und erläutert, es wird jedoch auch versucht das wissenschaftliche Niveau hoch zu halten. Den Unterschied von Basalt und Granit sollte der Leser schon kennen bzw. entsprechende Nachschlagewerke parat halten. Für das komplette Verständnis des Textes ist es sicher sinnvoll das Buch von vorn nach hinten durchzuarbeiten. Aber es ist auch ein Bilderbuch und eignet sich zum darin herum blättern.

Und hier noch einige formelle Dinge zum Gebrauch:

- Vor allem in Abbildungen, aber auch im Text werden häufig Himmelsrichtungen gebraucht, die zum Teil nur mit Kürzeln angegeben werden. Aus Westen wird „W“, aus Nord-Süd (z. B. eine Streichrichtung) wird „N-S“. Wie in der Geologie nicht unüblich, wird aber aus Osten nicht „O“ sondern „E“! Das geschieht nicht aus Liebe zum Anglizismus (E = East), sondern um Verwechslungen mit der Gradangabe „0“ zu vermeiden.
- Das Erzgebirge befindet sich nur zu einem Teil auf sächsischem Territorium, der andere befindet sich in Tschechien. In einem geeinten und vor allem modernen Europa geizt es sich nicht mehr die deutschen Namen für die Ortschaften seiner Nachbarn zu benutzen. Abgesehen von einigen Ausnahmen, wie Prag, oder aber festen regionalgeologischen Begriffen, wie dem Egergraben, werden deshalb die Lokalitäten in der Landessprache gebraucht.
- Bereits im Jahre 2000 wurde der Begriff „Tertiär“ von der *International Commission on Stratigraphy (ICS)* abgeschafft. Auch über zehn Jahre danach hat sich diese Tatsache im deutschen Sprachgebrauch kaum herumgesprochen, was zahllose Standardwerke belegen. In diesem Buch wird man das Tertiär umsonst suchen – es wurde entsprechend dem Wunsch der ICS durch Paläogen und Neogen ersetzt.

Dank

Nach bestem Wissen und Gewissen wurde recherchiert, Neues und Altes ausgesucht und so manche Publikation ausgeschlachtet und interpretiert. Von kleinen Ausnahmen abgesehen, bin ich also nicht der Schöpfer der vielen Fakten, Ideen und Abbil-

dungen, sondern lediglich der Sammler und Moderator. Ich hoffe, dass alle Vorstellungen korrekt zitiert sind und dass sich jeder genannte Wissenschaftler auch im gebührenden Kontext wiederfindet. Für alle diejenigen, die hier forschten, soll dieses Buch ein Aushängeschild ihrer Arbeit sein, das Lust macht in ihre Originalarbeiten hinein zu schauen. Es ist meine vornehmste Aufgabe, aus diesem Kreise denen zu danken, die nicht nur im besonderen Maße mein Bild vom Erzgebirge beeinflusst haben, sondern die auch in großem Umfang Teile des Manuskriptes lasen und mit Tipps, Hilfe und Diskussion nicht geizten. Das gilt insbesondere für die Kenner der Metamorphite Birgit Plessen (Geoforschungszentrum Potsdam), Uwe Kroner (TU Bergakademie Freiberg) und Ottomar Krentz (Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie). Darüber hinaus holte ich mir Rat bei den Fachleuten Silke Voigt (Goethe-Universität Frankfurt), Klaus-Peter Stanek und Thomas Seifert (TU Bergakademie Freiberg) sowie Udo Görne. Besonderer Dank geht an meinen Doktorvater Joachim Hofmann, der in mir das Interesse am Erzgebirge weckte und mir zur einen oder anderen Inspiration verhalf. Alle genannten haben ebenfalls Teile des Manuskriptes durchgesehen und kommentiert. Weitere Unterstützung erhielt ich durch Birgit Gaitzsch (TU Bergakademie Freiberg), Horst Kämpf (Geoforschungszentrum Potsdam) und meinen Kollegen Christian Busch, der die formelle Seite des Gesamtwerkes noch einmal unter seine gestrenge Lupe nahm. Allen mein herzlicher Dank!

Natürlich ist ein Autor nichts ohne seinen Verlag. Ohne den guten Willen Christoph Ivens von Springer Spektrum wäre dieses Buch nicht möglich gewesen und auch nicht ohne seine Hinweise und guten Ratschläge. Ihm gebührt mein Dank ebenso wie der Lektorin Frau Monika Huch!

Ulrich Sebastian

Inhalt

Vorwort	V	Teil III	
Verzeichnis der Kästen	IX	Gesteine des Übergangstockwerks ..	99
Teil I		5 Variszische Plutone	101
Einleitung	1	5.1 Überblick über das Übergangstockwerk	101
1 Regionale Geologie im Umfeld		5.2 Granit und Gebirgsbildung	101
des Erzgebirges	3	5.3 Feldspat, Quarz und Glimmer	103
2 Steckbrief der Geologie		5.4 Geochemie und die heutige Granitgliederung ...	104
des Erzgebirges	5	5.5 Das Alter der Granite	107
Teil II		5.6 Der große Pluton	108
Die metamorphen Gesteine	7	6 Die osterzgebirgischen Calderen	109
3 Geschichte der Erforschung		6.1 Spätorogener Vulkanismus	109
der Metamorphite	9	6.2 Regionaler Überblick	112
3.1 „Gneis, ein gebratener Sandstein“ – Die Anfänge	9	6.3 Der vulkano-plutonische Komplex des	
3.2 Das Erzgebirge und die Alpen	12	Osterzgebirges	112
3.3 Lithostratigraphie und die Zwiebel	16	7 Die Molassebecken	118
3.4 Das Erzgebirge macht mobil	20	7.1 Molasse als orogenes Sediment	118
4 Ein modernes Bild der Metamorphite		7.2 Die Erzgebirgssenke	119
des Erzgebirges	24	7.3 Die Döhlen-Senke	124
4.1 Vom Verlauf der Metamorphose – Petrologie ...	24	7.4 Senken von Olbernhau und Brandov	124
4.2 Krustenstapelung oder Krustendehnung –		Teil IV	
Strukturgeologie	36	Die Erze des Erzgebirges	127
4.3 „Es war einmal“ – Geochronologie	60	8 Lagerstättenklassifikation	129
4.4 Die Chemie stimmt – Geochemie	74	9 An den Schalenbau gebundene	
4.5 Das Gebirge bröckelt – Sedimentologie	81	Lagerstätten	132
4.6 Das Modell	86	9.1 Lagerstätten und die Zwiebel	132

9.2	Nomenklatur der foliationskonformen Lagerstätten.....	133	15	Die Eiszeit und danach	167
			15.1	Spuren der Eiszeit	167
			15.2	Böden des Erzgebirges	168
10	An Granit gebundene Lagerstätten	135	Teil VI	Regionen im Überblick	175
10.1	Granit und Lagerstätten	135	16	Die Elbezone	177
10.2	Die Zinnlagerstätten des Erzgebirges.....	135	17	Die Freiburger Kuppel	187
11	Hydrothermale Gangerzlagerstätten ...	141	18	Der Tharandter Wald	198
11.1	Tektonik der Erzgänge	141	19	Die Caldera von Altenberg-Teplice	205
11.2	Mineralführung der Gänge.....	142	20	Die mittelerzgebirgischen Rotgneise und die Flöhazone	214
11.3	Alter der Erzgänge.....	143	21	Die Annaberger Kuppel	228
12	Erzlagerstätten und Bergbau	146	22	Zwischen Schwarzenberg und Měděnec	236
12.1	Das Mittelalter.....	146	23	Die Westerzgebirgischen Granite	246
12.2	Die Moderne	148	Literatur	253	
12.3	Das Erzgebirge und das Uran	149	Karten	259	
12.4	Die Zukunft des Erzbergbaus	150	Topographische Karten	259	
Teil V	Das junge Erzgebirge	153	Geologische Karten	259	
13	Die känozoische Tektonik	155	Weitere geowissenschaftliche Karten	259	
13.1	Das Europa der Neuzeit	155	Index	261	
13.2	Markante Störungen im Erzgebirgsraum	157			
14	Der junge Vulkanismus	160			
14.1	Geologischer Rahmen	160			
14.2	Alles Basalt?	161			
14.3	Das Maar von Hammerunterwiesenthal	164			

Verzeichnis der Kästen

3.1	Gesteinsansprache der Metamorphite nach IUGS	10	4.11	K/Ar- und Ar/Ar-Datierung	71
3.2	Die Glarner Überschiebung	14	4.12	Geochemische Analysen	76
3.3	Bio- und Lithostratigraphie	17	4.13	Flysch und Molasse	82
3.4	Plattentektonik	19	5.1	Glimmer	104
3.5	Geologie der Münchberger Gneismasse	20	5.2	Der Meißener Pluton	105
4.1	Geothermometrie/Geobarometrie	27	6.1	Vulkanische Förderprodukte	110
4.2	Ultrahochdruck-Terranes der Welt	30	6.2	Calderen	111
4.3	Mylonitische Foliation – Fallbeispiel Vogeltoffelfelsen	38	6.3	Feldspäte und deren Zonierung	115
4.4	Das Schmidt'sche Netz	42	6.4	<i>Skagerrak-Centered Large Igneous Province</i> (SCLIP) und <i>Large Low Shear Velocity Provinces</i> (LLSVP)	116
4.5	Das Granulitgebirge – Ein Metamorpher Kernkomplex (MCC)	44	7	Der Zeisigwaldvulkan	122
4.6	Schersinnindikatoren und <i>Simple Shear</i>	50	10	Magmatische Abfolge	136
4.7	Massenspektrometrie	63	11	Lamprophyre	142
4.8	Geochronologie und Kreationismus	64	13	Sächsische Kreide	156
4.9	U/Pb-Datierung	66	14.1	Der Ohře-graben (Egergraben)	160
4.10	Rb/Sr-Datierung nach der Isochronenmethode ..	69	14.2	Känozoische Flüsse im Erzgebirge	164
			15	Verwitterung	170

Teil I

Einleitung

1 Regionale Geologie im Umfeld des Erzgebirges

Geologen unterscheiden zwischen Regionen des Grundgebirges und des Deckgebirges. Die Unterscheidung richtet sich danach, ob an der Oberfläche Gesteine anstehen, die eine Gebirgsbildung erlebt haben, oder solche, die erst nach der letzten Gebirgsbildung entstanden sind (Abb. 1.1). Typische Grundgebirgseinheiten Deutschlands sind der Schwarzwald, der Harz oder das Erzgebirge. Zum Deckgebirge zählen beispielsweise das Thüringer Becken oder das Süddeutsche Schichtstufenland. Für Mitteleuropa und den größten Anteil Deutschlands ist die variszische Gebirgsbildung im Karbon die entscheidende Gebirgsbildungsepoche. Dieses Gebirge zog sich von Spanien über Frankreich und Deutschland bis nach Polen und die Slowakei. Längst ist es abgetragen und ein großer Teil ist von jüngeren Sedimenten überdeckt. Dort wo Schollen der Erdkruste durch spätere tektonische Prozesse während der Kreidezeit und des Känozoikums stark angehoben wurden, ragen die Gesteine des variszischen

Gebirges jedoch heraus. Eine solche Pultscholle, einen nach Nordnordwest geneigten Block, stellt das Erzgebirge dar. Die meisten seiner Gesteine sind also alt (Karbon), seine Heraushebung als Mittelgebirge aber jung (Känozoikum).

In Sachsen und Thüringen, aber auch in Nordostbayern existieren in Nachbarschaft zum Erzgebirge noch weitere Grundgebirgsanschnitte. Schon 1927 wurden diese Gesteine von KOSMAT zum Saxothuringikum zusammengefasst. Er verstand darunter eine regionalgeologische Zone des variszischen Gebirges mit ähnlicher Entwicklung, vergleichbar mit der Flyschzone oder dem Penninikum der Alpen. Bei einem Blick auf eine geologische Karte Mitteleuropas zeigt sich aber, dass das Erzgebirge mit seinen hochmetamorphen und magmatischen Gesteinen enge Beziehungen zur Böhmischem Masse im Südosten aufweist und daher als Teil dieses riesigen variszischen Grundgebirgskolosses angesehen werden kann (Abb. 1.1).

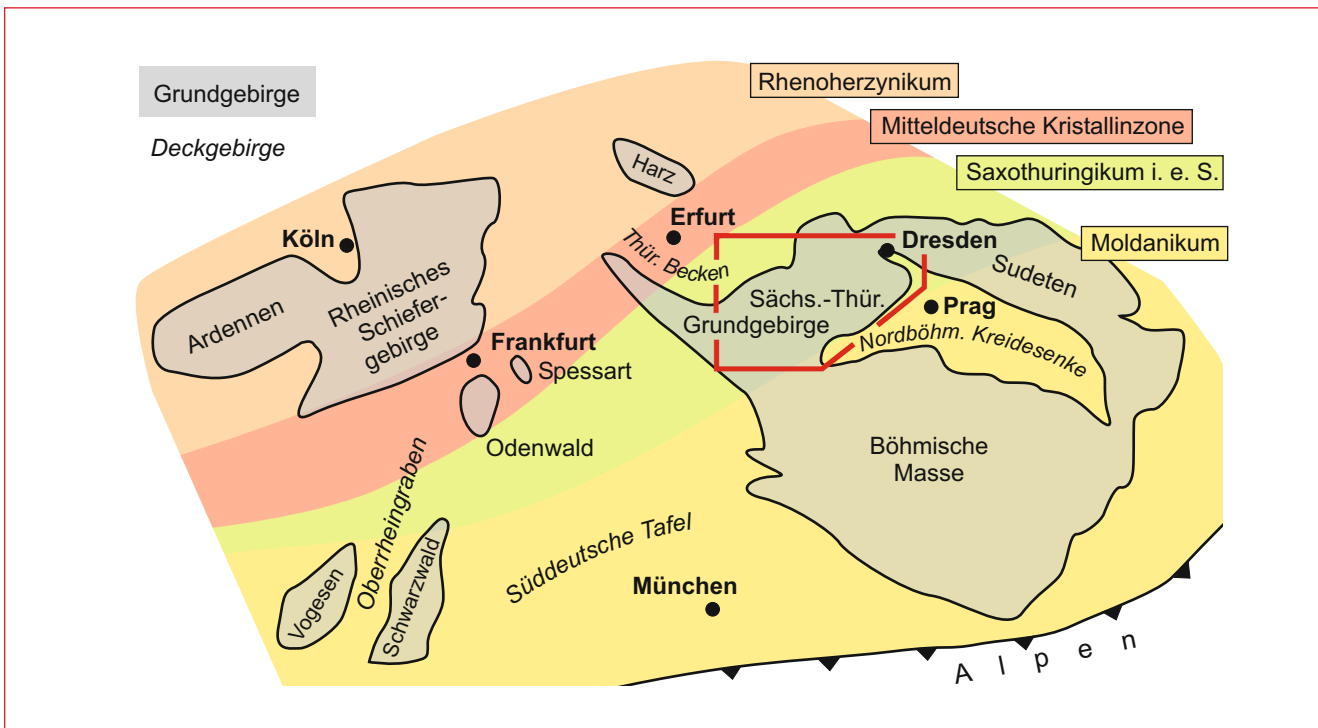


Abb. 1.1 Die variszischen Grundgebirgsanschnitte Mitteleuropas (grau) in einer Kartenskizze. Aufgrund bestimmter Ähnlichkeiten wurden sie von KOSMAT 1927 in Zonen zusammengefasst, wobei das Erzgebirge zur Saxothuringischen Zone gehört. Der rote Rahmen kennzeichnet den Kartenausschnitt von Abbildung 1.2.

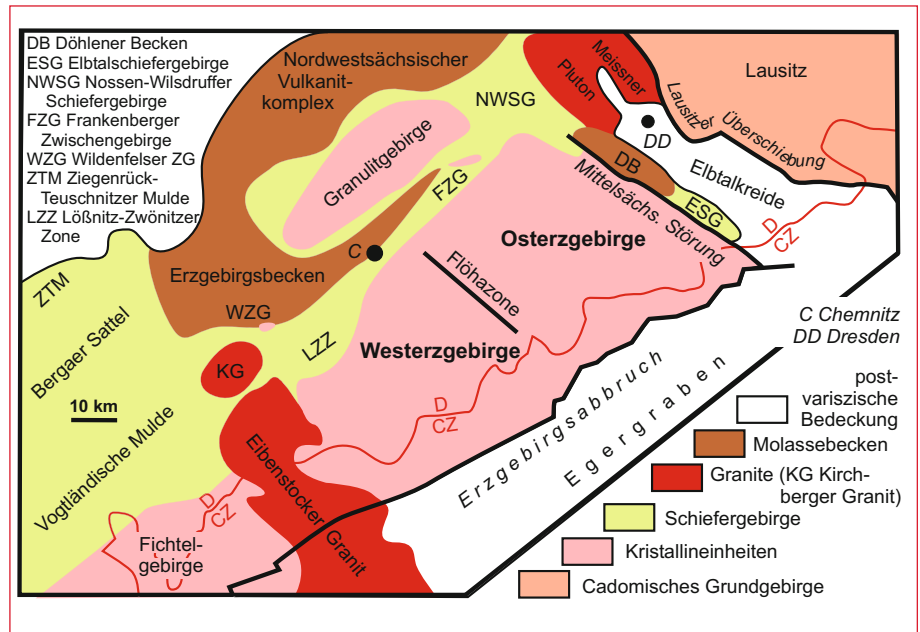


Abb. 1.2 Regionalgeologische Einheiten und wichtige Störungen des Erzgebirges und seiner Umgebung.

In südwestlicher Fortsetzung hat das Erzgebirge einen Bruder, das Fichtelgebirge, mit dem es häufig zusammen als Fichtelgebirgs-Erzgebirgs-(Antiklinal)Zone bezeichnet wird. Beiden ist gemeinsam, dass sie mit ihren kristallinen Gesteinen (Gneise, Granite, Glimmerschiefer) aus einer Matrix von schwach metamorphen Schiefen (Tonschiefer und Phyllite) des Saxothuringikums herausragen. Solche Schiefergebirge bilden die unmittelbare Umgebung des Erzgebirges. Manchmal existieren Übergänge und es ist eine Frage der Definition, wo man hier die Grenze zieht. Solche Schiefergebirge sind das Elbtalschiefergebirge (ESG) im Nordosten, das Nossen-Wilsdruffer Schiefergebirge (NWSG) im Norden, das Frankenger Zwiſchengebirge (FZG) im Nordwesten, die Löſnitz-Zwönitzer Zone (LZZ), die meist zum Erzgebirge dazu gezählt wird, und die Vogtländische Mulde des Thüringisch-Vogtländischen Schiefergebirges im Westen (Abb. 1.2). Die Grenzen des Erzgebirges sind dort am klarsten, wo Dank einer geologischen Störung eine gerade Linie gezogen werden kann: zur Elbezone im Nordosten mit der Mittelsächsischen Störung oder zum Egergraben nach Süden mit dem känozoischen Erzgebirgsabbruch. An anderen Stellen ist die Abgrenzung schwieriger, da teilweise auch ethnische und traditionelle Trennungen bestehen. Beispielsweise wird die Grenze zwischen Erzgebirge und Vogtland von der einheimi-

ſchen Bevölkerung ganz anders wahrgenommen als sie von den Geologen mit der Granitlinie Kirchberg-Eibenstock definiert wird. Und schließlich hat das Erzgebirge auch böhmische Anteile. Hier wie da wird es aber als ganzes gesehen und nur unterschiedlich bezeichnet, Erzgebirge bzw. Krušné Hory.

Während jeder Gebirgsbildungsepoche bildet sich auch der Abtragungsschutt, der in dem so genannten Übergangs-(oder Molasse-)Stockwerk teilweise überliefert ist. Auch solche Bildungen aus feinen und vor allem groben Sedimentgesteinen sowie Vulkaniten finden sich um und im Erzgebirge. Die Erzgebirgssenke im Westen und das Döhlener Becken im Nordosten liegen den Metamorphiten auf. In beiden Einheiten spielte der Steinkohlenbergbau eine große Rolle.

Intern wird das Erzgebirge in Ost- und Westergebirge gegliedert. Die Unterschiede bestehen vor allem im geologischen Befund und in Form der Flöhazone kann auch eine markante Grenze ausgemacht werden. Zuweilen wird noch ein mittleres Erzgebirge abgetrennt. Diese Unterteilung stammt eigentlich aus der Gliederung der erzgebirgischen Bergbaudistrikte und kann geologisch nicht eindeutig festgemacht werden. Wenn der Geologe vom mittleren Erzgebirge spricht, dann meint er meist das Gebiet beidseitig der Flöhazone mit den Ortschaften Sayda und Marienberg.

2 Steckbrief der Geologie des Erzgebirges

Den weitaus größten Anteil am Erzgebirge stellen die Metamorphite, also Gesteine, die durch Temperatur und Druck verändert wurden. In der Regel wird ein Gneiskern von Schiefen umhüllt (Abb. 2.1). Das geschieht nicht symmetrisch über das gesamte Erzgebirge verteilt. Im Osterzgebirge sind die Gneise klar in der Übermacht, während im Westerzgebirge der Anteil von Glimmerschiefen und Phylliten wesentlich höher ist. Der schalige

Aufbau, im Westerzgebirge deutlicher als im Osterzgebirge, setzt sich auch im Gneiskern fort. Die Zentren werden von Aufwölbungen monotoner Gneise (meist Augengneise) gebildet, den Kuppeln oder Domen von Freiberg, Fürstenwalde-Lauenstein, Reitzenhain-Katharinaberg (Hora Sv. Kateřiny) und Annaberg. Diese Anordnung der metamorphen Gesteine suggeriert einen zwiebelschaligen Aufbau des Erzgebirges. Obwohl das Gleichnis

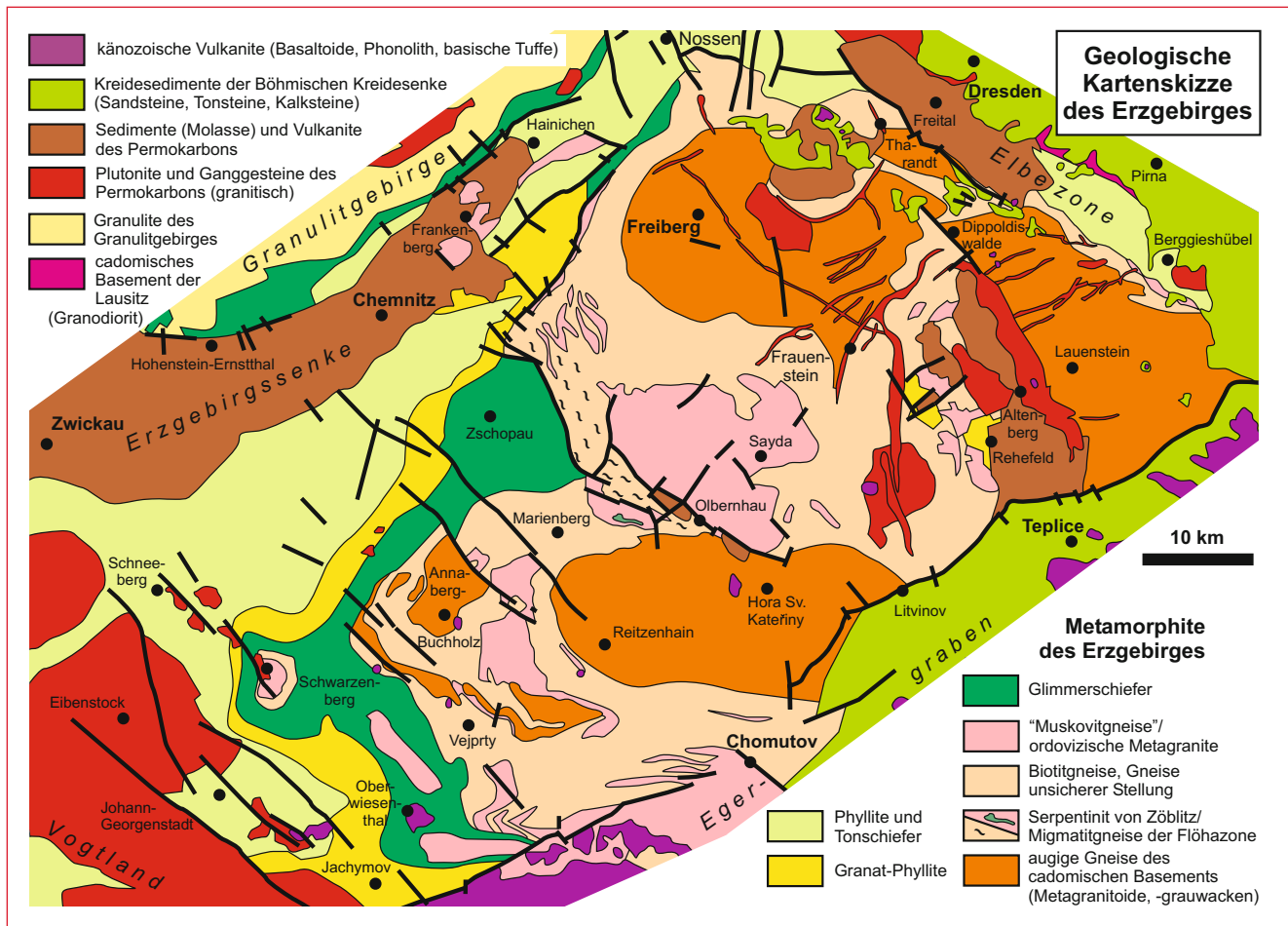


Abb. 2.1 Geologische Kartenskizze des Erzgebirges. Es handelt sich um eine sogenannte abgedeckte Karte, auf der die Sedimente des Känozoikums, wie z. B. des Egergrabens, die Bildungen der Eiszeit (Löss oder Hanglehme) oder die ganz jungen Talsedimente nicht eingezeichnet sind. Die Gliederung der Metamorphite wurde weitestgehend petrographisch gehalten, obwohl auch Modellvorstellungen zur Entstehung des Erzgebirges (wie Informationen zur Metamorphose und zu Altersdatierungen) in die Kartenredaktion eingeflossen sind.

hinkt, ist es nützlich, sich dieses Bild vor Augen zu halten, denn es bildet den roten Faden von Kapitel 4. Die äußere Zwiebelschale, hauptsächlich Phyllite (in der Abbildung 2.1 hellgrün), bildet den Übergangsbereich zu den in Abbildung 1.1 genannten Einheiten des Schiefergebirges.

Granite und Rhyolithe sind ebenfalls Spuren der variszischen Gebirgsbildung. Den größten Ausbiss haben die Granite von Eibenstock und Kirchberg im Westerzgebirge. Darüber hinaus gibt es aber eine Vielzahl weiterer kleiner Granitvorkommen, von denen das der Greifensteine vielleicht das berühmteste ist. Im Oberkarbon und Rotliegenden, dem unteren Perm in Mitteleuropa, eruptierten überall in Sachsen Vulkane mit rhyolithischem Magma. Im Erzgebirge wurden die meisten inzwischen erodiert und man erkennt im Kartenbild, besonders im Osterzgebirge, nur noch ihre Förderspalten. Zwei große Calderen mit ihren Ignimbritfüllungen – Tharandt und Altenberg-Teplice – sind aber erhalten geblieben. Etwa zeitgleich wurden die Molassebecken am Rand, aber auch innerhalb des Erzgebirges gefüllt. Die Becken von Olbernhau und Brandov zeichnen den Verlauf der Flöhazone nach.

Aus der Zeit zwischen variszischer Gebirgsbildung und Känozoikum sind nur die Sedimente der Kreidezeit erhalten. Einige Erosionsreste der in der Fläche vormals flächenmäßig größeren Elbtalkreide liegen auf dem Kristallin des Erzgebirges – vor allem im Gebiet des Tharandter Waldes und der Dippoldiswalder Heide.

Zwar sind die Erzlagerstätten die berühmtesten Bildungen des Erzgebirges, aber sie sind zu klein, um sie in die Karte der Abbildung 2.1 aufzunehmen. Nur die Basalte des Känozoikums haben gerade so den Sprung in die Karte geschafft (violett). Sie sind versprengte Zeugnisse des Vulkanismus im Egergraben südlich des Erzgebirgsabbruchs, der auch im Känozoikum entstanden ist – zusammen mit der Ankipfung der Erzgebirgspultscholle.

Nach der Einebnung im Känozoikum wurden schließlich im Quartär die heutigen Täler eingefräst, und das kalte Klima der Eiszeit führte zur Bildung charakteristischer Böden.

Teil II

Die metamorphen Gesteine

3 Geschichte der Erforschung der Metamorphite

Es existiert eine Vielfalt geologischer Begriffe, die in den ebenfalls vielfältigen Modellen über das metamorphe Erzgebirge verwendet werden. Zum besseren Verständnis dieser Begriffe ist es hilfreich, einen kleinen historischen Exkurs vorzunehmen, denn das heutige Bild des Erzgebirges fußt auf der Begriffswelt des mittelalterlichen Bergbaus und ist in Jahrhunderten wissenschaftlicher Tätigkeit gereift. Jede Epoche hinterließ ein Inventar an Fachausdrücken, das scheinbar unauslöschlich, gewissermaßen als „Altlast“, die Zeiten überdauerte. Das Wissen um diese Vorgeschichte ist Voraussetzung für ein tieferes Verständnis der Erzgebirgsgeologie.

3.1 „Gneis, ein gebratener Sandstein“ – Die Anfänge

Beim Blick auf die geologische Karte in Abbildung 2.1 wird deutlich, dass das Erzgebirge oberflächlich zu ungefähr 75 % aus metamorphen Gesteinen besteht, etwa zwei Drittel davon sind Gneise.

Wenn Gneise die Hälfte der erzgebirgischen Geologie ausmachen, dann muss ein Buch über das Erzgebirge vor allem auch ein Buch über „Gneis“ sein.

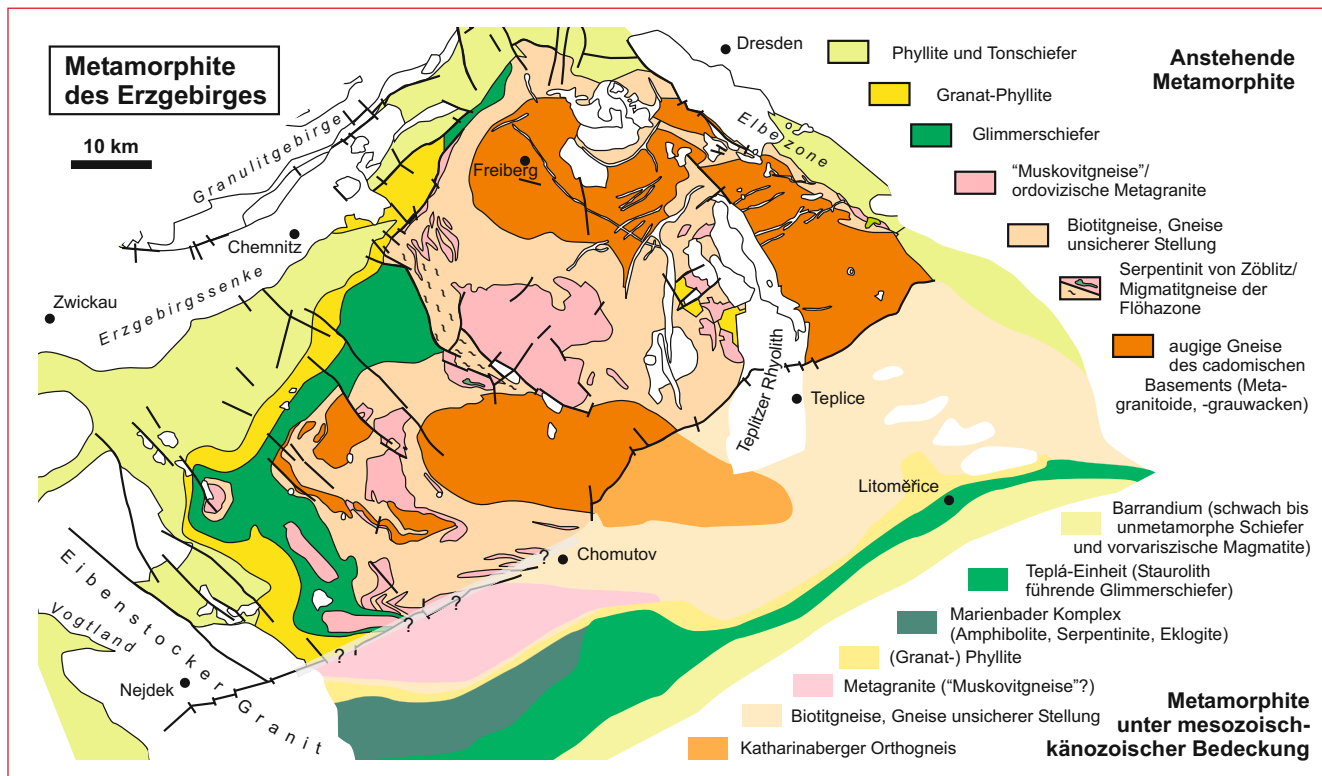


Abb. 3.1 Geologische Kartenskizze der Metamorphite des Erzgebirges und unmittelbar angrenzender Bereiche. Südlich des Erzgebirgsabbruches setzen sich die metamorphen Einheiten unter Ablagerungen der Kreide und des Känozoikums fort (nach MLČOCH & KONOPÁSEK 2010). Dieser Teil der Karte beruht auf Bohrungen, geophysikalischen Messungen und einzelnen Aufschlüssen. Nicht überall lassen sich die Gesteine des oberflächennahen Erzgebirges mit den Angaben der tschechischen Kollegen so gut korrelieren wie beim Reitzenhain-Katharinaberger Dom. Dennoch wird deutlich, dass das Erzgebirge eigentlich größer ist, als es der Anblick gängiger geologischer Karten zunächst vermuten lässt und dass sich sein schaliger Aufbau auch auf der Südflanke fortsetzt.

Es ist nicht sehr überraschend, dass der Begriff Gneis aus dem sächsischen Bergbau stammt. Bereits AGRICOLA schrieb in seinem 1556 erschienenen Werk „De re metallica“ vom „Gneus“. Womöglich ist der Begriff auf die althochdeutsche Bezeichnung für Funken oder Funkeln zurückzuführen und bezieht sich auf den Widerschein der Grubenlampe an den Glimmerbestandteilen des Gneises. Eine andere Deutung bezieht die Herkunft aus dem Slawischen. Demnach stand die Bedeutung des Gneises als Muttergestein („Nest“) der Erze für seinen Namen Pate. Denn Nest heißt im tschechischen „hnisto“ und im russischen „gnesdo“ (TOMKEIEFF 1948).

Zweihundert Jahre nach AGRICOLA definierte ABRAHAM GOTTLIEB WERNER (1787) erstmals den Gneis als Mineralgemenge aus Feldspat, Quarz und Glimmer. Bis heute gilt im wesentlichen diese Regel, wobei ein hoher Feldspatgehalt von mindestens 20 % gefordert wird, um einen Gneis von anderen Gesteinen, wie beispielsweise dem Glimmerschiefer, abzugrenzen.

Da Granit zum Beispiel häufig dieselbe Zusammensetzung hat, gehört zum Gneis zusätzlich eine Ausrichtung der Minerale – die Schieferung oder besser Foliation. Sie ist beim Gneis naturgemäß recht weitständig, da die hohen Feldspatgehalte den Gneis „kompakt“ machen und deshalb von einer echten Schieferung

Kasten 3.1

Gesteinsansprache der Metamorphite nach IUGS

Nachdem zunächst die Magmatite in einer internationalen Nomenklatur erfasst worden waren, strebte die International Union of Geological Sciences eine ähnliche Vereinheitlichung und damit Ordnung im Wirrwarr der metamorphen Gesteinsbegriffe an. FETTES & DESMONS (eds) legten 2007 eine solche Arbeit vor, die von guten Ansätzen geprägt ist. Von nun an sollen Metamorphite nach ihrem Gefüge benannt werden. Haben die Gesteine eine ausgeprägte Foliation (Schieferung), dann spricht man von Schiefer. Ist die Foliation eher weitständig, dann liegt ein Gneis vor; fehlt sie völlig, dann ist von einem Granofels die Rede. Jede weitere Unterteilung erfolgt durch Benennung der wichtigsten Mineralbestandteile. Wie dem Schema in Abbildung 3.2 zu entnehmen ist, soll vorher jedoch geprüft werden, ob

nicht ein anderer Begriff zutreffender ist. Das ist nicht ganz konsequent, aber anders als mit diesem Kompromiss lässt sich die Schere zwischen Tradition und Wunsch nach Vereinheitlichung wohl kaum überbrücken.

Nach internationaler Benennung wird der Begriff „Gneis“ also zum Sammelbegriff grob spaltender Metamorphite reduziert. Die Forderung nach 20 % Feldspat ist hier kein Kriterium mehr.

Soweit der Vorschlag für die internationale Benennung. Im deutschen Sprachgebrauch allerdings setzen sich solche Regeln bestenfalls langsam durch und ein metamorphes Gestein mit mindestens 20 % Feldspat wird in diesem Buch als „Gneis“ angesprochen.

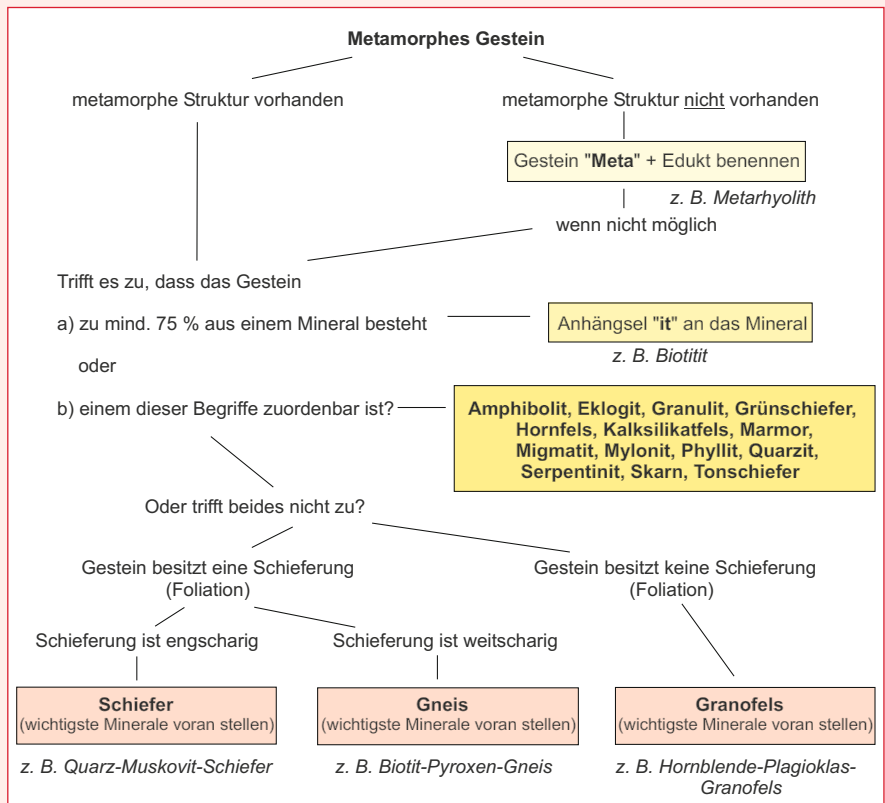


Abb. 3.2 Vereinfachtes Anspracheschema metamorpher Gesteine nach IUGS 2007 (aus SEBASTIAN 2011). Der Begriff Gneis definiert sich hier über das Gefüge und nicht über seinen Mineralgehalt.

nung nicht die Rede sein kann. Diese, bei der tektonischen Beanspruchung aufgeprägte, Eigenschaft machte man sich bei der Neudefinition des Gneises (FETTES & DESMONS 2007) im Rahmen einer internationalen Nomenklatur für metamorphe Gesteine zu Nutze (Kasten 3.1).

Dass die Gneise im Kern des Erzgebirges vorkommen und von einer Hülle aus metamorphen Schieferen umschlossen sind (Abb. 3.1), schrieb als erster CARL FRIEDRICH NAUMANN im Jahre 1844 in seiner „Geognostische(n) Beschreibung des Königreichs Sachsen“.

Allerdings erkannte man schnell, dass diese Zweiteilung nur eine sehr grobe Einteilung darstellt. Die erste Differenzierung des Gneiskerns nahm H. MÜLLER 1850 vor. Er unterschied Rotgneis von Graugneis und verband damit die Vermutung, dass der rote Gneis jünger sei als der graue. Die typische Farbe der Rotgneise wird durch winzige Hämatiteinlagerungen in den Kalifeldspatkristallen hervorgerufen – charakteristisch für SiO_2 -reiche Magmatite, wie den Granit. Folgerichtig wurde im Rotgneis ein magmatisches Gestein gesehen, das in einen Rahmen aus Graugneis hinein intrudierte. Diese Vorstellung bildete den Hintergrund der Erstkartierung der Gneise im Rahmen der geologischen Landesaufnahme Sachsens von 1872 bis 1895 unter der Leitung von HERMANN CREDNER. Dies geschah, bevor SAUER erst im Jahre 1904 die metamorphe Natur im Gneis erkannte. Frühere Autoren hatten Ideen vom Gneis als „gebratenen Sandstein“ häufig verlacht.

Das einfache Modell eines alten (vielleicht sedimentären) Graugneises und jungen magmatischen Rotgneises blieb bis Mitte des 20. Jahrhunderts das Paradigma für die erzgebirgischen Gneise (Abb. 3.3). Zuletzt wurde die Rot/Grau-Gliederung von TICHOMIROVA 2003 in modifizierter Form wieder aufgegriffen und durch geochronologische Erkenntnisse gestützt (Kapitel 4.3).

Die Unterscheidung in Rote und Graue Gneise hat zunächst den Vorteil einer neutralen Bezeichnung im Gelände, die durch jeden Kartierer und sogar durch den Laien leicht nachzuvollziehen ist. Bereits während der oben genannten Erstkartierung wurde jedoch klar, dass eine solche Einteilung zu grob ist, um die geologischen Verhältnisse im Erzgebirge im Maßstab 1:25 000 vernünftig darzustellen. Befunde in Gefüge und Mineralführung führten zur weiteren Aufsplitterung der Roten und Grauen Gneise (Tabelle 3.1).

Wie weiter unten noch erklärt wird, kann der Gneis aber nicht nur unter Aspekten betrachtet werden, die bereits im Gelände zu erkennen sind. Für die Erstellung geologischer Modelle metamorpher Gesteinskomplexe sind heute viele Laboruntersuchungen notwendig. In deren Folge können dem Gestein beispielsweise ein Alter, die Maximalbedingungen der Metamorphose oder ein Ausgangsgestein zugeordnet werden. Diese Erkenntnisse treffen allerdings nur auf die untersuchte Probe zu, sind also nur punktuell gültig und im Gelände nicht auszukartieren. Die Hoffnung, die Laborergebnisse eines Gnei-

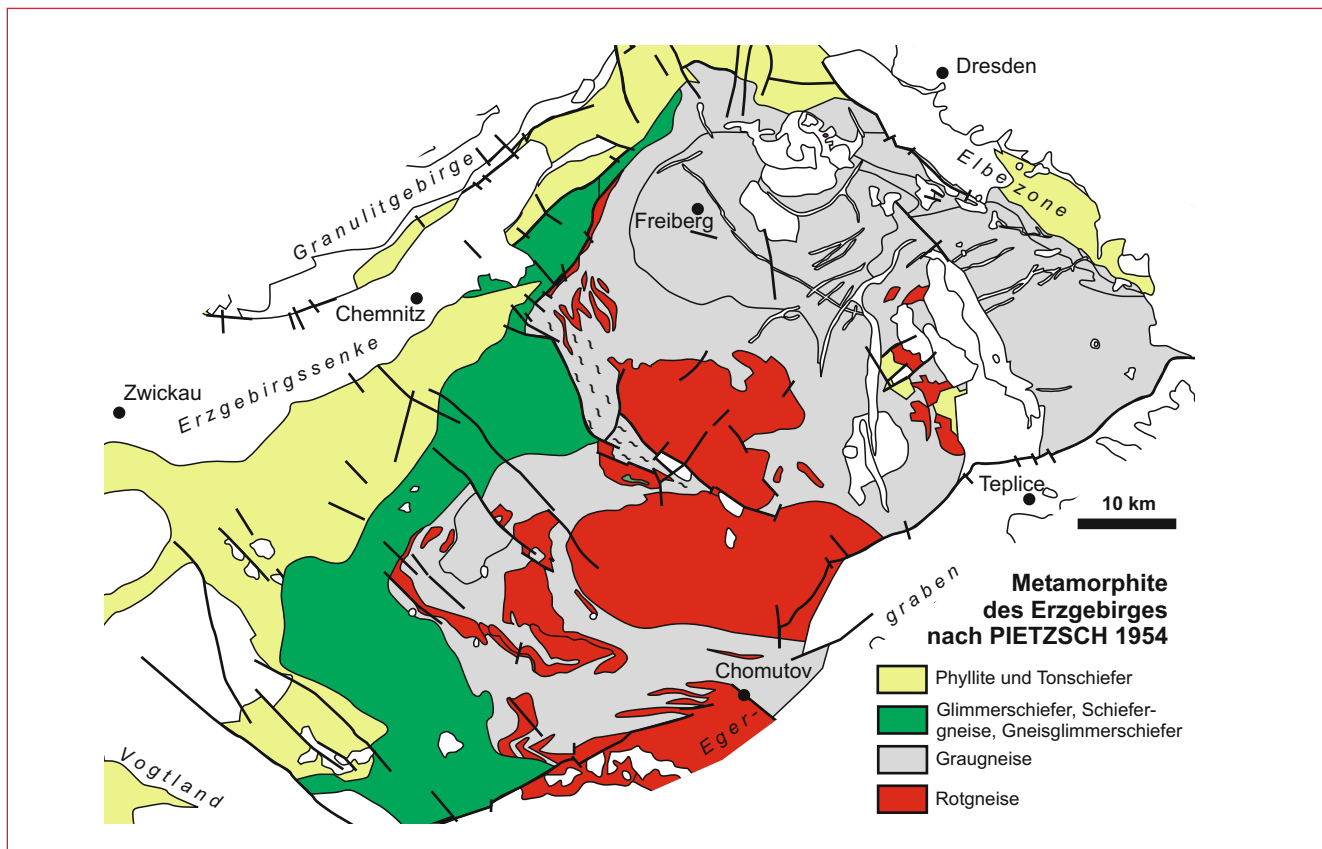


Abb. 3.3 Geologische Karte der Erzgebirgismetamorphite auf dem Stand Mitte des 20. Jahrhunderts (PIETZSCH 1954). Neben der Unterteilung in graue und rote Gneise wurde die Schieferhülle in einen schwächer (Phyllit) und einen höher metamorphisierten Teil (Glimmerschiefer) gegliedert.

Tabelle 3.1 Die Gliederung der erzgebirgischen Gneise. Ausgehend von der Grundeinteilung in rote und graue Gneise werden die von der Erstkartierung ausgehaltenen und strukturell begründeten Typen gezeigt. Zwecks Parallelisierung werden weitere Bezeichnungen der Gneise des Erzgebirges aufgeführt: Die zweite Spalte zeigt die heute vermuteten Vorgänger (Edukte) der Gneise auf. Es wird ersichtlich, dass Rotgneis nicht gleich magmatisches (Orthogneis) und Graugneis nicht gleich sedimentäres Ausgangsgestein (Paragneis) bedeutet. In der dritten Spalte ist die Übersetzung in ein stratigraphisches Modell dargestellt. (Zu beachten ist, dass die Stratigraphie der Kategorie in der ersten Spalte zugeordnet wurde und nicht umgekehrt!) Um neutrale oder genetische Bündelungen der Gneise vorzunehmen, haben verschiedene Autoren alternative Bezeichnungen der Gneisgruppen benutzt (Spalte 4): A – z. B. MINGRAM 1999, B – z. B. SEBASTIAN 1995. Mitaufgeführt sind die ermittelten Metamorphosebedingungen (p-T): HP-HT = Hochdruck-Hochtemperatur, MP-MT = Mitteldruck-Mitteltemperatur. Ma = Millionen Jahre. Weitere Erläuterungen im Text.

Kartierung 1886 bzw. 1931			Heutige Eduktvorstellung	
Farbe	Petrographie	Kürzel	Edukt	Alter (Stand 2004)
Rote Gneise	grobknotiger bis granitischer Muskovitgneis	mgn	Orthogneis	480 Ma (Ordovizium)
	streifiger Muskovitgneis	mGn		
	Granulitgneis	ggn	Orthogneis/Paragneis	540 Ma (Kambrium)
	Granatglimmerfels	mg		
	Granatglimmerfels wechsel-lagernd mit dichtem Gneis	mgδ		
	Augengneis	gnα		
	granitischer Gneis	gnγ		
Graue Gneise	plattige Gneise	gnπ	Orthogneis	540 Ma (Kambrium)
	feinschiefriger, quarzitischer, dichter Gneis	gnδ		
	körnig-schuppiger Gneis	gnκ	Paragneis	–
	Flammengneis	gni		
	lang- und dünnflasrige Gneise	gnl		
	körnig-schuppiger Gneis	gnf	Orthogneis	570 Ma (Präkambrium)
	Typ Freiburger Gneis			
	Zweiglimmergneis, Typ Marienberger Gneis	gn		
	Flasergneis	gnφ		

ses einfach auf alle Gneise des gleichen Erscheinungsbildes übertragen zu können, musste leider aufgegeben werden. Vor allem die äußerlichen Eigenschaften, wie Korngröße, Farbe oder „Schiefrigkeit“, haben keine eindeutige entstehungsgeschichtliche Entsprechung und führen bei der Parallelisierung und Zusammenfassung von Gneiseinheiten in die Irre (Kapitel 4.2).

Welcher Nomenklatur für die metamorphen Gesteine im Allgemeinen und die Gneise im Besonderen ist nun der Vorrang zu geben? Wäre eine pragmatische Nomenklatur fürs Gelände oder eine nach genetischen Gesichtspunkten für die geologischen Modelle praktikabel? Jeder Autor hat hier seine Präferenzen. Jede Aufgabenstellung erfordert eine eigene Herangehensweise. Jedes Anspracheschema hat seine Vor- und Nachteile (Tabelle 3.2).

Hier liegt der Hauptgrund für die eingangs angesprochene Vielfalt an Gesteinsbegriffen im Erzgebirge. Das Dilemma der Unvereinbarkeit von felddauglicher und genetischer Nomenklatur zeigt sich für den am drastischsten, der eine geologische Karte zeichnen muss. Praktisch alle in der heutigen Literatur abgebildeten geologischen Karten des Erzgebirges stellen daher Kompromisse dar – auch die der Abbildung 2.1!

Wer dieses Dilemma erkennt und vielleicht sogar akzeptiert, hat aber die Schlacht um das Verständnis der metamorphen Gesteine des Erzgebirges (und sicher nicht nur hier) schon zur Hälfte geschlagen.

3.2 Das Erzgebirge und die Alpen

Die Erforschungsgeschichte des metamorphen Erzgebirges spielte sich im 20. Jahrhundert vor dem Hintergrund der Entwicklung tektonischer Modelle für das Entstehen von Gebirgen allgemein ab. Bis ins späte 19. Jahrhundert wurden die Alpen, wie alle anderen Gebirge auch, fixistisch erklärt. Das heißt, sie entstanden dort, wo sie sich heute noch befinden – es sind keine Horizontalbewegungen der Erdkruste zur Erklärung ihrer Entstehung notwendig. Theoretisches Fundament der Geotektonik der damaligen Zeit ist die Kontraktionshypothese. Infolge der Schrumpfung der Erde, so die Theorie, kommt es zur Bildung von „Faltungszonen“, den globalen Gebirgsgürteln.

Gute Aufschlussverhältnisse und intensive Forschungstätigkeit prädestinierten die Alpen zum *Corpus delicti* der tektonischen Modellvorstellungen. An den geologischen Gegebenheiten der berühmten Lochseite wurde 1884 zum ersten Mal ein horizontaler Ferntransport von Gesteinen erkannt – die Glarner Überschiebung (Kasten 3.2).

Schon 1905 wurden die Westalpen nun im Sinne der neuen Deckentheorie interpretiert (LUGEON & ARGAND 1905). Eine bemerkenswerte Weiterentwicklung ist mit dem Namen Ampferers verbunden. Noch bevor WEGENER 1912 „unsere Kontinente wandern“ ließ, ging AMPFERER von Verschluckungen ganzer Krustenabschnitte aus (AMPFERER & HAMMER 1911). Damit

Lithostratigraphie 1964/1990			Moderne Modelle		
Alter	Gruppe	Formation	p-T	Vorschlag A	Vorschlag B
Neoproterozoikum	Preßnitzer Gruppe	Měděnec Formation	HP-HT	Gneis-Eklogit-Einheit	Muskovit-Gneise (Hochdruckgneise)
		Rusová Formation			
	blastomylonitischer Granit				
	Metagranit				
	Preßnitzer Gruppe	Rusová Formation	MP-MT	Cadomisches Basement	Orthogneisdome
	Osterzgebirgische Gruppe	Freiberger Folge			Untere Scherzone (Biotitgneise)
Annaberg-Wegefahrter Folge		Orthogneisdome			

Tabelle 3.2 So vielfältig die Kategorien für Gesteinseigenschaften sind, so vielfältig ist die Gneisansprache. Bis heute laufen Begriffe, wie sie in der Spalte „Beispiele“ aufgeführt sind, parallel. Das hat sowohl historische als auch pragmatische Gründe. Dem Kartierer nützen Laboruntersuchungen im Gelände relativ wenig. Andererseits verraten einfache Kriterien der Gesteinsansprache, wie beispielsweise die Mineralführung, nichts über das Alter oder Edukt der Gesteine.

Eigenschaften	Beispiele	Literatur (Beispiele)	Vorteile	Nachteile
Farbe	Rotgneis, Graugneis	MÜLLER 1850		grobe Einteilung, kaum genetisch
Struktur	Augengneis, dichter Gneis, Flasergneis	CREDNER 1887	feldtauglich	kaum genetisch, rasche lokale Schwankungen
Mineralgehalt	Muskovitgneis, Zweiglimmergneis	CREDNER 1887		felduntauglich für feinkörnige Gneise
regional	Freiberger Gneis, Marienberger Gneis	NAUMANN 1844		keine Parallelisierung
„Stratigraphie“	Preßnitzer Serie, Osterzgebirgische Serie	LORENZ & HOTH 1964, 1990	neutral	nicht genetisch, Vortäuschen einer Altersabfolge
Metamorphosebedingungen	Hochdruckgneise, Epigneise	WILLNER et al. 1997, MINGRAM & RÖTZLER 1999, SEBASTIAN 1995		
Art des Edukts	Paragneis, Orthogneis	HENNINGSEN & KATZUNG 2002	genetisch	schlecht kartierbar
Alter des Edukts	cadomisch, ordovizisch	TICHOMIROVA 2003		

Kasten 3.2

Die Glarner Überschiebung

An der Lochseite bei Schwanden im Schweizer Kanton Glarus werden Gesteine eozänen Alters von permischen, also älteren, Ablagerungen des Verrucano (ähnlich dem mitteleuropäischen Rotliegenden) überlagert. Während der große Alpengeologe ALBERT HEIM hier eine liegende Falte annahm, erklärte MARCEL BERTRAND diese zeitliche Inversion mit einem Deckenschub. Obwohl er selbst nie vor Ort war, legte BERTRAND 1884 so den Grundstein für die Deckentektonik.

HEIM ließ sich von den Argumenten seiner Gegner überzeugen. Letztendlich war seine Idee der liegenden Falte auch gar nicht so weit von BERTRANDS Vorstellung entfernt. Schließlich lässt sich eine tektonische Decke als abgescherter Hangendschenkel einer liegenden Falte erklären (Abb. 3.6).

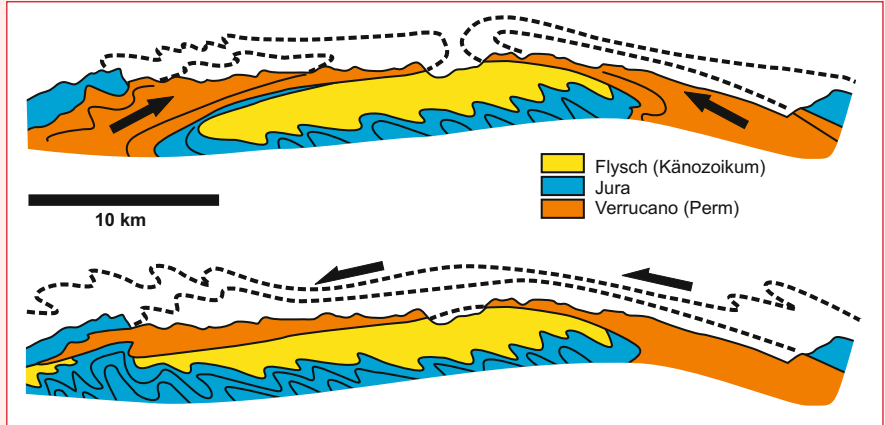


Abb. 3.4 Skizze zu den Vorstellungen der Entstehung der Glarner Überschiebung. Oben: Die Doppelfalte nach HEIM 1891 und Unten: der Deckenschub nach BERTRAND 1884.

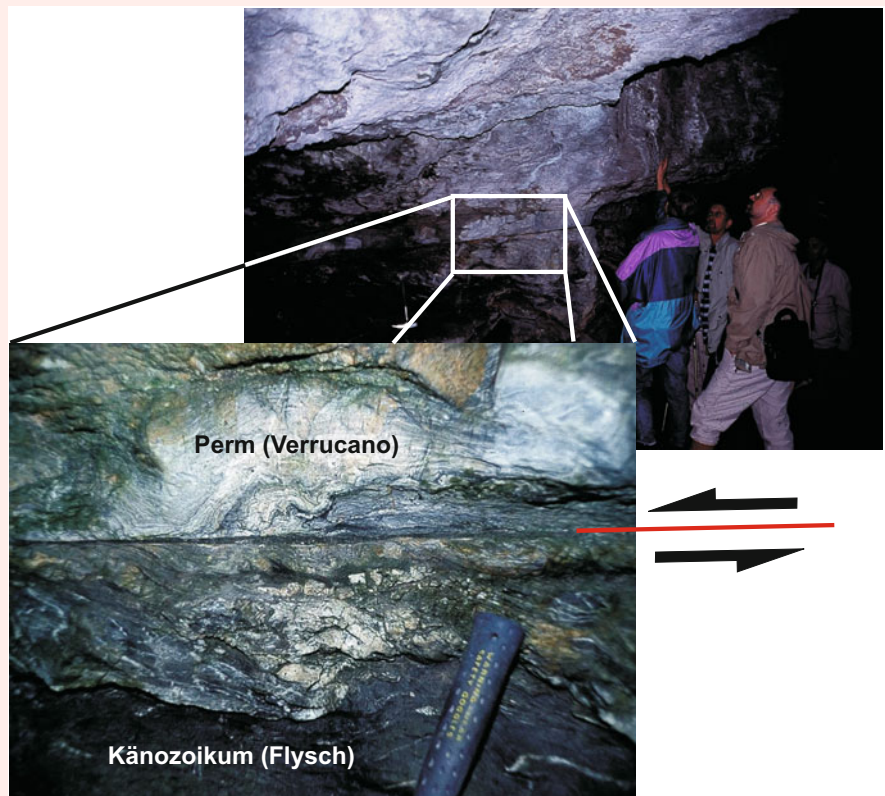


Abb. 3.5 Aufschluss der Glarner Überschiebung an der Lochseite. Mit messerscharfem Kontakt liegt hier, entgegen dem Grundgesetz der Stratigraphie, älteres (Verrucano) auf jüngerem (Eozänflysch).

Fortsetzung ▶

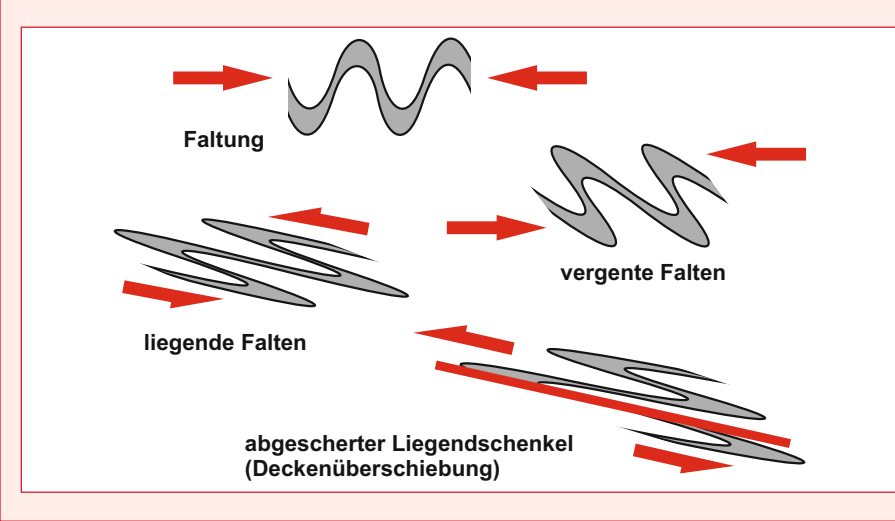


Abb. 3.6 Entstehung einer tektonischen Decke. Durch eine zunehmende Scherungskomponente (*simple shear*) werden die Faltenachsebenen zunächst geneigt (Vergenz) und soweit übersichert bis die Faltenachsebenen in eine fast horizontale Position kommen und schließlich die Schenkel an einer Scherbahn auseinander gerissen werden. Im weiteren Verlauf der Deformation kann der Hangendschenkel horizontal sehr weit verfrachtet werden – eine Decke ist entstanden.

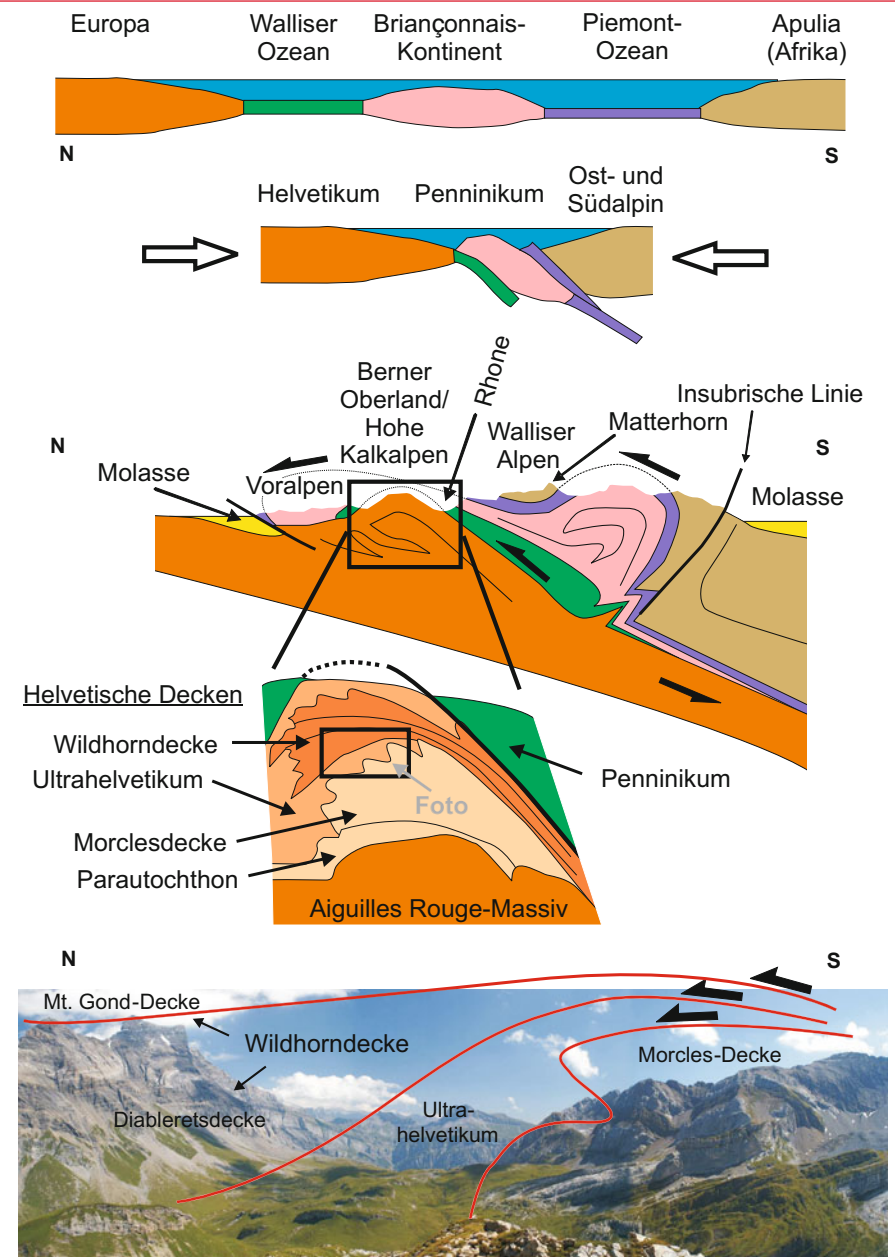


Abb. 3.7 Geologischer Schnitt durch die Westalpen an deren Aufbau verschiedene Deckenkomplexe beteiligt sind. Ganz oben ist ein schematischer Schnitt zur paläogeographischen Situation vor der Gebirgsbildung dargestellt. In der Skizze darunter wird gezeigt, dass an der alpidischen Orogenese drei Kontinente und zwei Ozeane beteiligt waren. Hier zeigen die geologischen Einheiten bereits die typische Dreiteilung der Westalpen in Helvetikum, Penninikum und Ost- bzw. Südalpin. Die Farben korrespondieren mit der Paläogeographie darüber und dem Schnitt durch die heutigen Westalpen darunter. Zur Veranschaulichung wurde weiter in die helvetischen Decken hineingezoomt und ein Ausschnitt daraus als Foto vorgestellt. Es handelt sich um einen Blick vom Haute Corde in Richtung Osten (Kanton Vaud/Schweiz). Deutlich sind die gefalteten Kalksteine der Morcles- und der Wildhorndecke zu erkennen. Der Sattlbereich dazwischen wird aus weicheren Tonsteinen des Ultrahelvetikums gebildet, die schneller verwittern.

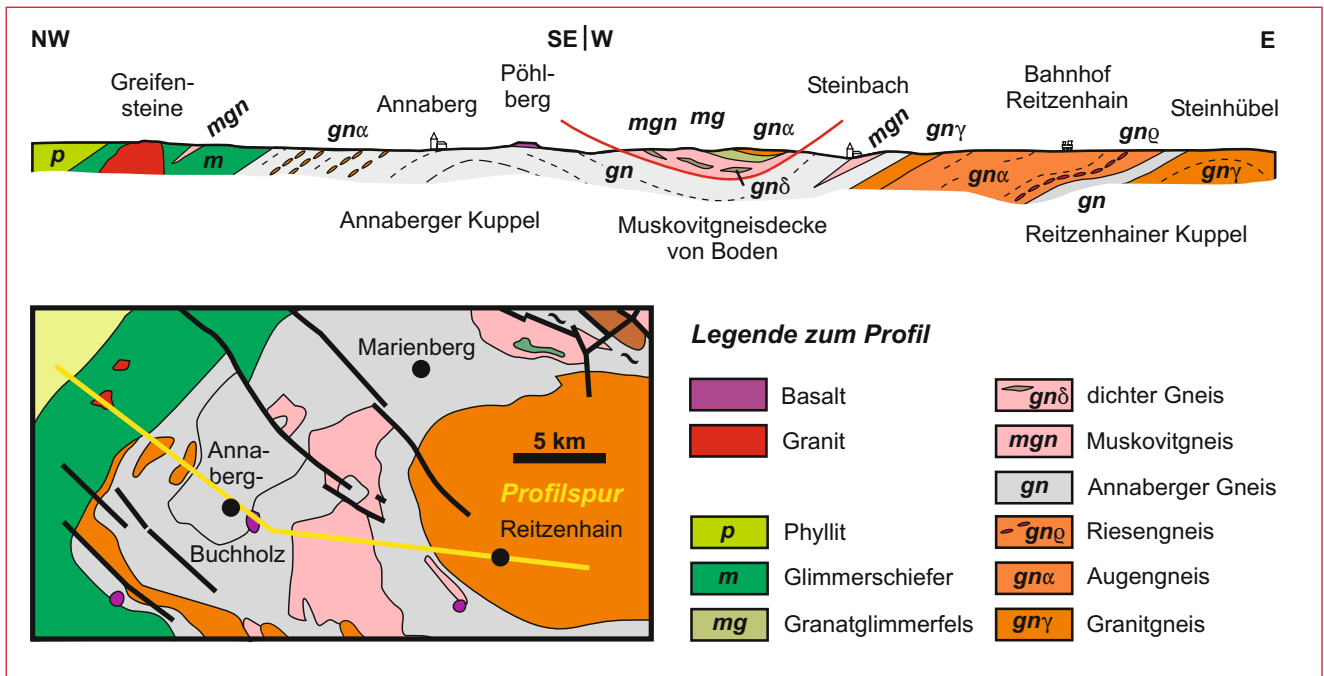


Abb. 3.8 Geologischer Schnitt durch das Westerzgebirge nach KOSSMAT 1925. Er interpretierte den Muskovitgneiszug südlich Boden (Rotgneis) als Decke, die den grauen Gneisen vom Typ Annaberg aufliegt.

nahm er die Entdeckung der Subduktionszonen vorweg. Der prinzipielle Aufbau der Alpen durch Deckenschübe kann mit der Arbeit von STAUB 1924 als erkannt gelten (Abb. 3.7).

Erstmals wurden die Alpen (und Karpaten) von KOSSMAT, der 1913 von Graz nach Leipzig gewechselt war, als Vorbild für die sächsische Geologie angesehen. Er wandte 1925 das Deckenkonzept auf die Gneisdecken von Münchberg (in Bayern), Wildenfels und Frankenberg, aber auch auf das Westerzgebirge an (Abb. 3.8).

Nachdem EDUARD SUESS 1893 in verschiedenen Gesteinen europäischer Mittelgebirge einen – heute abgetragenen – Gebirgszug erkannt hatte, der sich von Spanien über Frankreich und Deutschland bis nach Polen, die Tschechoslowakei und Österreich erstreckte, postulierte KOSSMAT 1927 eine durch das Deckenmodell für Alpen und Karpaten inspirierte Zonengliederung für dieses Gebirge, die bis heute ihre Anwendung findet. SUESS nannte diese Gebirgskette „variscisches Gebirge“, benannt nach dem lateinischen Namen für das bayerische Hof: Curia variscorum¹. Und KOSSMAT prägte den Begriff „Saxothuringikum“ für eine Zone bestimmter Gesteine, zu der auch das Erzgebirge zählt (zur Zonengliederung siehe weiter unten). Der Weg war bereitet um – ausgehend von den horizontaltektonischen Vorstellungen heutiger Gebirge – ein, wenn auch noch nicht plattentektonisches, so doch deckentektonisches Modell für das Saxothuringikum und speziell das Erzgebirge zu etablieren.

¹ Inzwischen existieren vier Schreibweisen – variscisch, varistisch, variskisch und variszisch – deren Benutzung bis in die 1990er Geschmackssache war. Um eine Vereinheitlichung zu erreichen, empfahl der Forschungsschwerpunkt „Orogene Prozesse“ der Deutschen Forschungsgemeinschaft, fortan die Variante mit „z“ zu benutzen.

3.3 Lithostratigraphie und die Zwiebel

Alle Ansätze einer progressiven horizontaltektonischen Geologie für das saxothuringische Grundgebirge, die vorerst in den Deckenvorstellungen KARL HERMANN SCHEUMANNs 1932 gipfelten, wurden im Keim erstickt, als zehn Jahre nach ALFRED WEGENERS Tod im Grönlandeis der Geologe HANS STILLE 1940 die Geosynkinaltheorie in Deutschland einführte. Der erklärte Gegner WEGENERS schloss sich einer Theorie amerikanischer Wissenschaftler an, nach der sich in großen langgestreckten Senken, den Geosynkinalen, solange Sedimente akkumulieren, bis sich der Prozess plötzlich umkehrt und die Gesteine zu Gebirgen emporgefaltet werden. Diese Anschauung löste zwar die überlebte Kontraktionshypothese ab, kam aber nach wie vor ohne nennenswerte horizontale Krustenbewegungen aus. STILLE war sehr einflussreich und seine Schüler blockierten für Jahrzehnte den Einzug des Mobilismus in die deutschen Geowissenschaften. Auch für Sachsen und das Erzgebirge bedeuteten die Arbeiten STILLES eine Restauration des Fixismus, der sich hier bis zum Ende des 20. Jahrhunderts halten sollte.

In einer bekannten Polemik von 1954 setzte sich KURT PIETZSCH, der Vater der sächsischen Geologie, kritisch mit den Deckenbaugedanken, speziell mit denen SCHEUMANNs von 1935, auseinander und beendete damit für lange Zeit die Diskussion über Horizontalschübe im Erzgebirge.

Das entstandene Modellvakuum wurde ab 1964 mit dem Konzept der Lithostratigraphie gefüllt. Ausgehend von Kartierungsarbeiten für ein Kartenwerk im Maßstab 1:200 000 kamen LORENZ und HOTH zu dem Schluss, dass sich bei weitem mehr Gesteine im Erzgebirge aufgrund ihrer petrographischen Besonderheiten parallelisieren lassen als bisher angenommen. In zahl-

Kasten 3.3

Bio- und Lithostratigraphie

Stratigraphie (= Schichtbeschreibung) verfolgt das Ziel der Korrelation und relativen Datierung von Sedimentgesteinen. NIELS STENSON, besser bekannt als STENO, erkannte bereits 1669, dass bei ungestörter Lagerung die tieferen Schichten immer älter sind als die darüber liegenden (stratigraphisches Grundgesetz).

Seit CHARLES DARWIN ist bekannt, dass diese Zeitreise von unten nach oben von der Evolution der Lebewelt begleitet wird. Schon zuvor hatte WILLIAM SMITH, der 1815 die erste geologische Karte entwarf, anhand typischer

Fossilien weit auseinander liegende Sedimentgesteine parallelisiert und deren Position in der Erdgeschichte eingeordnet. Das ist das Prinzip der **Biostratigraphie**.

Da fossile Belege häufig fehlen, existiert daneben die Methode der **Lithostratigraphie**, bei der typische sedimentpetrographische Merkmale für die Parallelisierung und Alterseinstufung herangezogen werden. Sie ergänzt oder ersetzt im Normalfall die Biostratigraphie bei der Geländearbeit in fossilarmen Gesteinen.

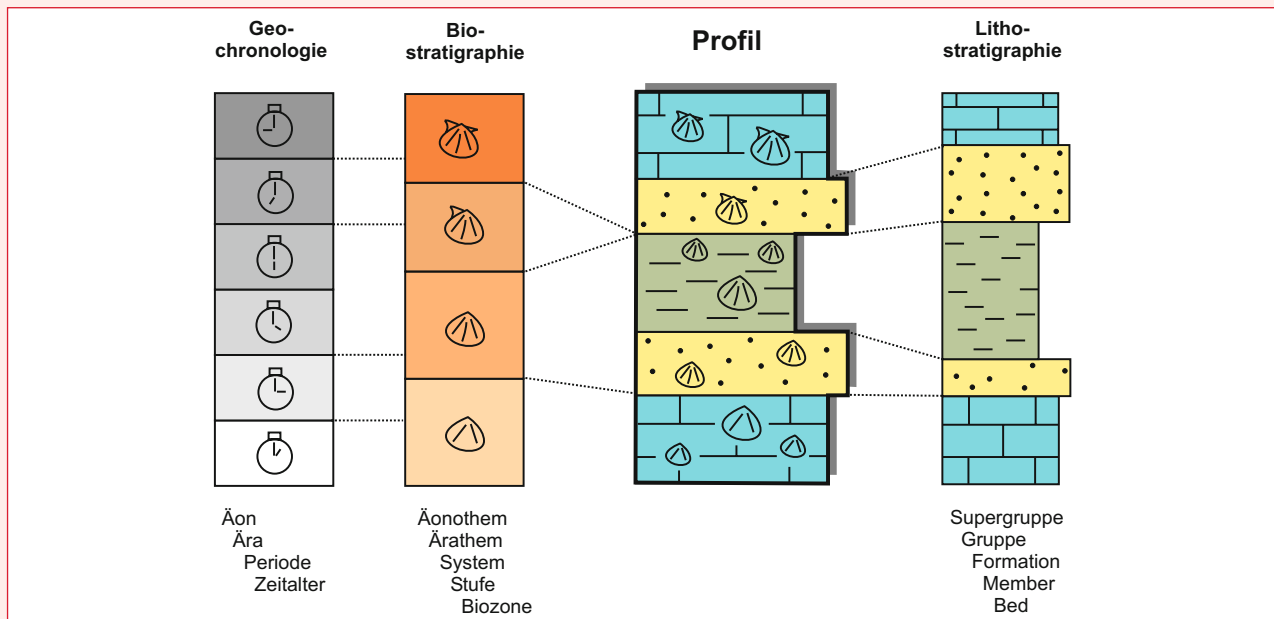


Abb. 3.9 Das Prinzip von Bio- und Lithostratigraphie. Die Biostratigraphie ist eng mit der absoluten Altersdatierung, der Geochronologie (ganz links), verbunden. Das Auftreten immer neuer Lebewesen innerhalb einer Entwicklungsreihe (hier: verschiedene Muscheln) spiegelt den evolutionären Gang der Geschichte wieder und kann durch datierbare Ereignisse wie vulkanische Zwischenlagen geeicht werden. Finden sich in den Gesteinen eines Profils (dritte Säule) entsprechende (Leit-)Fossilien, dann kann dieses Profil biostratigraphisch in der Zeit „festgenagelt“ werden. Ganz anders funktioniert die Lithostratigraphie (ganz rechts), bei der die absolute zeitliche Einordnung zunächst irrelevant ist. Was zählt sind typische petrographische Abfolgen – mit wechselnden Mächtigkeiten oder auch faziellen Wechsels und Ausfällen. Wie der Abbildung zu entnehmen ist, sind Bio- und Lithostratigraphie zwei völlig verschiedene Dinge: die Grenzen biostratigraphischer Einheiten fallen nicht unbedingt mit denen der Lithostratigraphie zusammen. Aufgrund der petrographischen Verfolgbarkeit von Gesteinen im Feld, ist die Lithostratigraphie das Instrument für die Kartierung. Dennoch verfolgt auch sie das Ziel der relativen zeitlichen Einordnung von Sedimentgesteinen. Jede Methode bedient sich einer bestimmten Hierarchie der Zeit- und Gesteinsbegriffe. Häufig werden sie, auch von Fachleuten, durcheinander gebracht und sind hier zum Nachschlagen unter den Säulen mit aufgeführt.

reichen Publikationen bis 1990 schufen sie das Fundament für das heutige Kartenbild des Erzgebirges. Das einfache Bild von Gneiskern und Schieferrahmen wurde jetzt sehr detailliert zum „Zwiebelaufbau“ des Erzgebirges verfeinert. Um die bereits bekannten Kuppeln wurden nun die im Gelände verfolgbaren foliationsparallelen Gesteinsassoziationen angeordnet. Schale für Schale wurde das Erzgebirge seziiert. Das Ergebnis ist ein Vertikalprofil, das zunächst nur für das Westerzgebirge erstellt wurde, aber nach den Arbeiten zahlreicher Autoren letztendlich vom Kern der Kuppeln im Osterzgebirge bis zu den schwach metamorphen und biostratigraphisch belegten Schiefen des Vogtlands reichte. Wie oben bereits dargelegt, hat diese Gliederung den Vorteil, dass die Bezeichnung der Schalen neutral

ist, die Definition der Schalen jedoch auf Feldbefunden beruht.

Das Problem liegt im zugrunde liegenden Modell. Wie stellen sich die Lithostratigraphen die Entstehung der Erzgebirgszwiebel vor? Sie wenden konsequent das stratigraphische Grundprinzip an, nachdem jüngere Schichten auf älteren liegen, was bedeutet, dass in den Gneiskuppeln die ältesten Gesteine zu suchen sind (Kasten 3.3). Von innen nach außen folgen dann immer jüngere Einheiten. Da die hangendsten und jüngsten Schiefer biostratigraphisch eingeordnet werden können und altpaläozoisches Alter offenbaren, wurde nun mit jeder unterlagernden Zwiebelschale die Erdgeschichte ein Stück zurückgedreht. An scheinbar markanten Metamorphosesprüngen, wie

Gruppe (vermutetes Alter)	Formation	Charakteristische Gesteine	heutige Interpretation (Alter der Edukte)
Phycoden-Gruppe (Ordovizium)	—	Phyllite	Schiefergebirge (Ordovizium)
Frauenbach-Gruppe (Ordovizium)	—	Phyllite, Quarzite	
Thumer Gruppe	Halbmeiler-Formation	Phyllite, Quarzite, Metabasite	
	Herold-Formation	Phyllite, Glimmerschiefer, Graphitschiefer, Marmore	
Jáchymov-Gruppe (Kambrium)	Breitenbrunn-Formation	„bunt“, Metabasite	Granat-Phyllit-Decke (Ordovizium)
	Grießbach-Formation	Gm-Gneise, Metagrauwacken, Metakarbonate	
Klínovec-Gruppe (Kambrium)	Fichtelberg-Formation	Quarzite	Glimmerschiefer-Eklogit-Hochdruck-Decke (Ordovizium)
	Obermittweida-Formation	Metagrauwacken, -konglomerate, -basite, Marmore	
	Raschau-Formation	Quarzglimmerschiefer, Quarzite, Marmore	
Niederschlagler Gruppe	—	Paragneise, Feldspatglimmerschiefer, Metabasite	Scherzone
Preßnitzer Gruppe (Proterozoikum)	Měděnec-Formation	Gm-Gneise, Glimmerschiefer, Metakarbonate	Gneis-Eklogit-Hochdruck-Decke (Ordovizium)
	Rusová-Formation	Metagrauwacken, graphit. Gneise, Metabasite, Metakonglomerate	Scherzone
Osterzgebirgische Gruppe (Proterozoikum)	Annaberg-Wegefarth-Formation	Paragneise, graphitische Gneise, Metagrauwacken, Metabasite	Cadomisches Basement (Orthogneisdome und Rahmen, oberstes Proterozoikum bis Kambrium)
	Brand-Formation	Brander Glimmerschiefer, Quarzit von Oberschöna-Frauenstein	
	Freiberg-Formation	Zweifeldspatgneise	

Abb. 3.10 Das lithostratigraphische Prinzip der Gliederung der Metamorphite des Erzgebirges nach LORENZ & HOTH 1990. Heutige Verfechter dieser Einteilung lassen die zeitliche Einordnung einfach weg und akzeptieren moderne tektonische Beziehungen der Einheiten zueinander. Was bleibt, ist eine Art Tektonostratigraphie, die die Vorzüge an Neutralität der Bezeichnungen und die gewisse Geländetauglichkeit in moderne Betrachtungsweisen hinüberrettet. Die rechte Spalte liefert eine vage Übersetzung in die Begriffswelt heutiger Modellvorstellungen.

zum Beispiel zwischen den Glimmerschiefern und Gneisen, wurden Gebirgsbildungen bemüht. Auf diese Weise rutschten die tiefsten Schalen unserer Zwiebel sehr schnell ins Präkambrium.

LORENZ und HOTH schrieben noch 1990: *Verschübe an horizontalen oder mehr oder weniger geneigten Scherflächen innerhalb des Erzgebirges halten sich in überschaubaren Dimensionen.* Sie gingen sogar in Angriffsposition gegen die bereits von PIETZSCH vom Tisch gefegten mobilen Vorstellungen. Bei HOTH et al. 1979 ist zu lesen: ... *die Überbetonung des Falten- und Überschiebungsbaus behinderten ...für Jahrzehnte die Entzifferung der ursprünglichen zeitlichen und räumlichen Beziehungen der Metamorphite.* Diese Verdrehung der Tatsachen scheint

umso grotesker, als die Plattentektonik zu dieser Zeit längst weltweit auf dem Vormarsch war.

Trotz des aus heutiger Sicht unzureichenden Modells war und ist die Lithostratigraphie unbestreitbar sehr erfolgreich und wird beispielsweise in der 2008 neu erschienenen Geologie von Sachsen (PÄLCHEN & WALTER, eds) in modifizierter Weise wiedergegeben. Viele Bearbeiter sind der Meinung, dass die einmal in die Wissenschaft eingebrachten stratigraphischen Bezeichnungen der Einheiten (traditionell nach Ortschaften) beibehalten werden sollten, auch wenn das „Unten=Alt und Oben=Jung“ nicht mehr aufrecht erhalten werden kann. Aus diesem Grund wird die lithostratigraphische Gliederung in Abbildung 3.10 in ihrer Vollversion von 1990 dargestellt.

Kasten 3.4

Plattentektonik

Die Plattentektonik ist eine gut fundierte Theorie zur Erklärung tektonischer Erscheinungen unseres Planeten, wie die Bildung von Gebirgen, Ozeanen, Gräben und Dehnungszonen oder von Erdbeben. Sie geht davon aus, dass sich acht große und viele kleine Platten der oberen Erdschale gegenseitig verschieben. Was WEGENER nicht wusste, ist, dass diese Schale die Erdkruste und Teile des Erdmantels umfasst – die Lithosphäre. Sie ist etwa 100 km mächtig und liegt auf einer noch dickeren Schale, die im Unterschied zur Lithosphäre plastisch ist. In dieser, Asthenosphäre genannten, Zone finden Konvektionen statt, die die überlagernden Lithosphärenplatten antreiben. Der bei WEGENER noch fehlende Motor der Kontinentaldrift basiert demnach auf einem speziellen Modell für den Schalenbau der Erde (Abb. 3.11).

Den Rändern der Platten gilt im Konzept der Plattentektonik eine besondere Aufmerksamkeit. Wie werden die Relativbewegungen zueinander realisiert? Drei prinzipielle Mechanismen sind zu unterscheiden.

- Erstens können sich Platten voneinander entfernen. Der entstehende Zwischenraum wird mit basaltischen Magmen des oberen Mantels gefüllt. So entsteht die von der granitisch geprägten kontinentalen Kruste unterschiedliche ozeanische Kruste. Beim weiteren Auseinanderdrücken der Kontinente entsteht so ein Ozean, seine Achse sind die Mittelozeanischen Rücken (Abb. 3.12).
- Dort, wo die Konvektionsströme des Erdmantels absteigen, treiben die darüber liegenden Lithosphärenplatten aufeinander zu. Eine Platte schiebt sich unter die andere – sie wird subduziert. Auf diese Weise bilden sich die Faltengebirge der Erde. Unterschiede bestehen hinsichtlich Art der kollidierenden Krustenteile: ozeanisch unter ozeanisch (z. B. Japan), ozeanisch unter kontinental (z. B. Anden) und kontinental unter kontinental (z. B. Himalaya oder Alpen). Somit werden die in den Mittelozeanischen Rücken produzierten Ozeanböden durch Subduktion recycelt.
- Drittens ergeben sich aus den di- und konvergenten Bewegungen der Platten notwendige Ausgleichsbewegungen, die zu Blattverschiebungen entlang von Transformstörungen führen. Hier knirscht es tüchtig

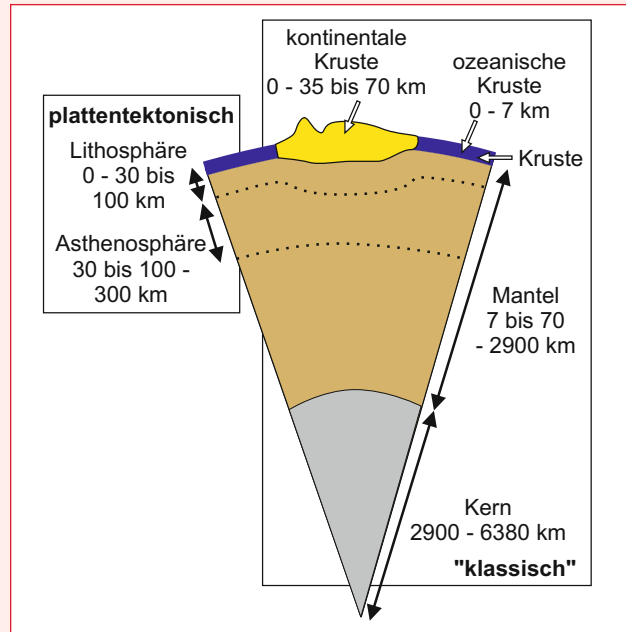


Abb. 3.11 Nomenklatur zum Schalenbau der Erde. Neben der klassischen Gliederung Kruste-Mantel-Kern existiert eine spezifisch plattentektonische Unterteilung, die auf geophysikalischen Erkenntnissen beruht (nach SEBASTIAN 2011).

und viele gefährdete Erdbebengebiete liegen auf diesen Zonen (z. B. Istanbul an der Anatolischen Verwerfung oder San Francisco an der San Andreas-Störung).

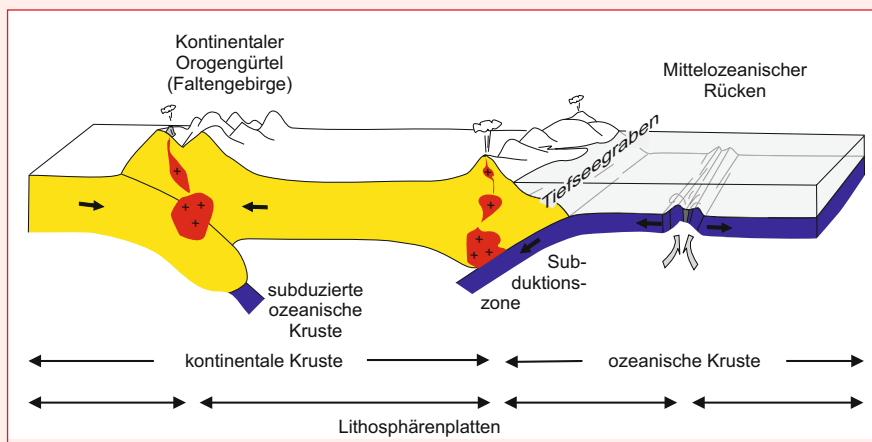


Abb. 3.12 Schema zum Grundprinzip der Plattentektonik (nach SEBASTIAN 2011). Erläuterungen siehe Text.

Fazit für die Erzgebirgsgeologie zu Beginn der 1990er Jahre: Der Aufbau des metamorphen Erzgebirges scheint geklärt (Zwiebel), nicht aber seine geologische Geschichte.

3.4 Das Erzgebirge macht mobil

Als ALFRED WEGENER am 6. Januar 1912 seinen Vortrag über die wandernden Kontinente hielt, setzte er einen Meilenstein in den Geowissenschaften. Die meisten seiner Zeitgenossen sahen das allerdings nicht so. Die Idee, dass sich die Kontinente über unseren Globus bewegen, war von den aneinander passenden Küstenlinien der heutigen Kontinente inspiriert und konnte sowohl das Entstehen von Gebirgen (dort, wo Kontinente

kollidieren) als auch die Bildung von Ozeanbecken (dort, wo sich Kontinente voneinander entfernen) erklären. Leider war der Mechanismus, den Wegener für die Bewegung vorschlug, nicht plausibel genug, um die Geowissenschaftler damals zu überzeugen. Erst durch die Entdeckungen im Zusammenhang mit der Ozeanerkundung der 1950er und 1960er Jahre erfuhr WEGENER nicht nur eine Rehabilitierung, sondern gilt heute als Wegbereiter der modernen Geowissenschaften. Speziell die Mittelozeanischen Rücken und Subduktionszonen sowie die Tatsache, dass ozeanische Kruste völlig anders aufgebaut ist als kontinentale, bildeten die Hauptindizien für sich ständig erneuernde Ozeane. Der fehlende Mechanismus zum Antrieb der wandernden Kontinente war gefunden und resultierte in der Theorie der Plattentektonik, die heute vielfach bewiesen und untermauert ist (Kasten 3.4).

Kasten 3.5

Geologie der Münchberger Gneismasse

Der geologische Aufbau der Münchberger Gneismasse in Nordostbayern war der „Knackpunkt“ für viele tektonische Modelle nicht nur der Region, sondern für das gesamte Variszikum. Wie der Karte in Abbildung 3.13 zu

entnehmen ist, befindet sich die Masse, die nicht nur aus Gneis (Abb. 3.14), sondern auch aus Amphiboliten und dem hochdruck-metamorphen Gestein Eklogit besteht, in einer Umgebung aus niedrig metamorphen

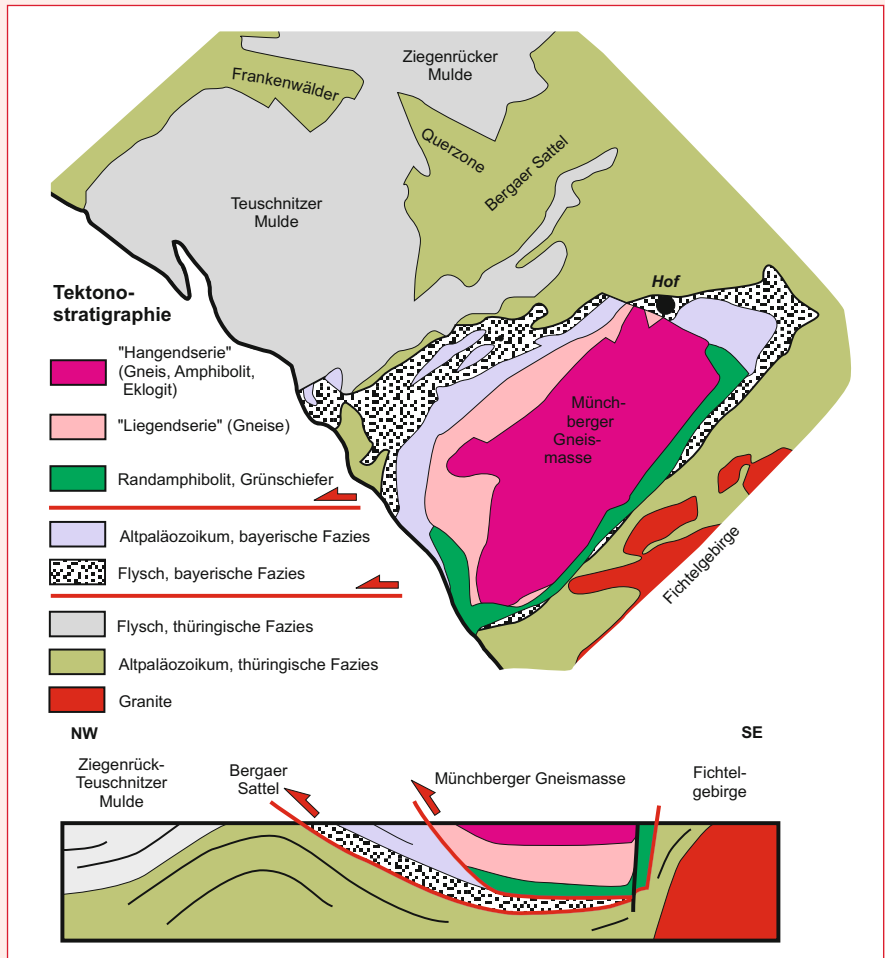


Abb. 3.13 Geologische Karte, geologischer Schnitt und tektonostratigraphisches Profil der Münchberger Gneismasse. Das Profil dient auch als Legende für Karte und Schnitt.

Mit dem Siegeszug der Plattentektonik in den 70er Jahren des 20. Jahrhunderts veränderten sich auch die Modelle für die Gebirgsbildungen länger zurück liegender Epochen der Erdgeschichte. Vor allem französische Arbeiten, wie die von PHILIPPE MATTE 1986, ließen das Variszikum jetzt im plattentektonischen Licht erscheinen. So wie man in den großtektonischen Zonen der Alpen verschiedene Schelfbereiche ehemaliger Kontinente, aber auch frühere Ozeanböden ausmachte, versuchte man nun die Zonengliederung KOSSMATS von 1927 in diesem Sinne umzudeuten (Abb. 3.16).

Dem generellen SW-NE-Streichen der Falten und Störungen im Rhenohercynikum und Saxothuringikum entsprechend vermutete man eine NW-SE gerichtete variszische Kollision, mit einem Transport des Hangenden nach Nordwest. Dort, wo exotisch anmutende Gesteine in offensichtlich fremder Umgebung

vorgefunden werden, ging man nun von Deckenschüben aus südlicher Richtung aus (rote Flecken im Blockbild der Abbildung 3.16). Dazu gehören die Südharz- und die Selkedecke des Harzes sowie die Gesteine der Giessen-Decke im Rheinischen Schiefergebirge, deren Ursprung in der Mitteldeutschen Kristallzone gesucht wurde. Aber auch Gesteinskomplexe im Saxothuringikum gerieten wieder ins horizontaltektonische Blickfeld.

Die Gneisvorkommen von Frankenberg und Wildenfels in Sachsen und die Münchberger Gneismasse in Bayern liegen allesamt in schwach metamorpher Umgebung. Schon KOSSMAT hatte 1927 eine Platznahme der Gneise durch Deckentransport angenommen. Nun wurde diese Idee wieder salonfähig und während es noch bis 1990 um das Frankenger Zwischengebirge ruhig blieb, untersuchte FRANKE 1984 die Münchberger

Schiefern. Die basischen Kristallingesteine werden heute ordovizischen Ozeanböden zugeordnet.

Die direkte Umrandung der Gneismasse wird von Schiefern einer Fazies gebildet, die von der thüringischen Abfolge in der weiteren Umgebung stark abweicht. Es ist daher naheliegend, die Sonderposition der Gneise auch auf diese, bayerisch genannte, Fazies der Schiefer zu übertragen.

Unterschiede zur thüringischen Fazies bestehen in den sedimentären Abfolgen des Ordoviziums und Devons. Typisch für die bayerische Fazies ist beispielsweise ein oberordovizischer Sandstein (Döbrasandstein) und das verstärkte Auftreten von Kieselschiefern im Devon. Die Basis dieser exotischen Abfolge wird durch einen speziellen Gebirgsschutt, dem Flysch in bayerischer Fazies gebildet (Flysch in Kasten 4.13). In FRANKES Konzept ist diese unterkarbone Bildung das sedimentäre Zeugnis der Deckenüberschiebung der Gneismasse. Es handelt sich um Tonschiefer und Grauw-

cken, in denen größere Vorkommen eines Kalksteins auftreten. Dieser Kohlenkalk wurde im Flachwasser gebildet und könnte eine ehemalige Untiefe darstellen, die durch die Deckenstapelung selbst entstand (Abb. 3.15) und später als Gleitscholle (Olistholith) in den Abtragungsschutt rutschte.

Der geologische Schnitt (Abb. 3.13) zeigt die Gesteine der Münchberger Gneismasse in einer Senkenposition zwischen dem thüringischen Bergaer Sattel im Norden und dem magmatisch geprägten Fichtelgebirge im Süden. Zwei bedeutende Überschiebungsbahnen sind für die heutige Platznahme wichtig: die Überschiebung von bayerischer auf thüringische Fazies und die Bewegungsbahn, die die metamorphen Gesteine über die Schiefer schob. Daraus ergibt sich ein tektonostratigraphisches Profil vom vermeintlich autochthonen (unbewegten) Fundament der thüringischen Fazies über die allochthonen (transportierten) Decken der bayerischen Fazies ins Hangende der Münchberger Gneismasse (Abb. 3.13).



Abb. 3.14 Gneis-massengneis. Klippe unterhalb des Schlosses Schauenstein mit Augengneis der Liegendserie der Münchberger Gneismasse. Mit grüner Farbe hat ein Tektoniker einen zerscherten Feldspatklast nachgezeichnet.

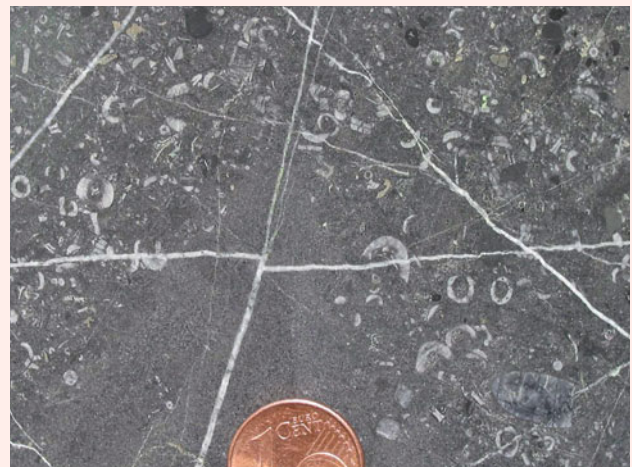


Abb. 3.15 Foto eines typischen Kohlenkalks mit Bruchstücken von Crinoiden (Seelilien) – einer speziellen Bildung des unterkarbonen Flyschs in bayerischer Fazies. Bohrkern von Doberlug, Sammlung TU Bergakademie Freiberg.

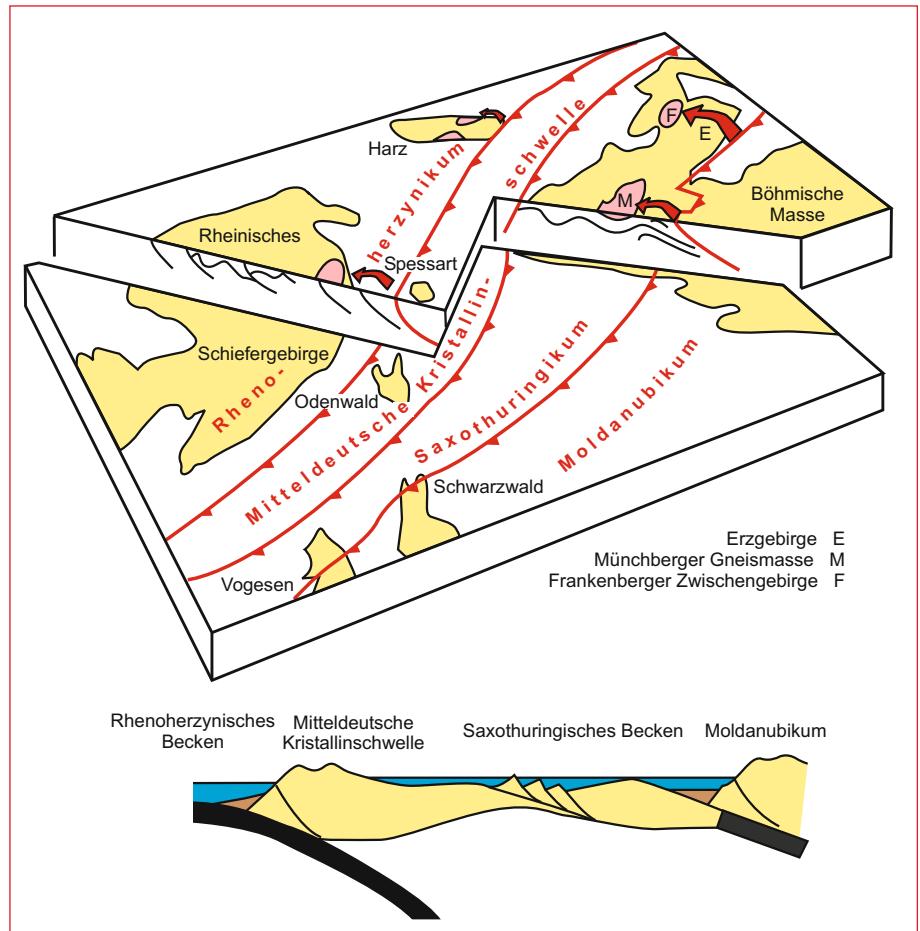


Abb. 3.16 Die Kossmat'sche Zonengliederung des variszischen Gebirges nach einem mobilistischen Modell von FRANKE 1992. Das Blockbild oben zeigt die heutige Situation mit den Grundgebirgsanschnitten des variszischen Gebirges in gelb. Der geologische Schnitt unten zeigt ein Profil über das Saxothuringikum vor der variszischen Gebirgsbildung. FRANKE geht von nach Südost einfallenden Subduktionszonen aus, an denen die Mikrokontinente oder Terranes (Kossmat-Zonen) zusammengeschoben wurden. Dieser Transport des Hangenden nach Nordwest äußert sich in Überschiebungen (rote Pfeile im Blockbild), deren Belege FRANKE 1989 in einigen Deckenresten im variszischen Gebirgen sieht (rot). Die Gesteine des Frankenberger Zwischengebirges wären demnach von Süden über das Erzgebirge geschoben worden.

Gneismasse hinsichtlich der Sedimentologie ihrer sie umgebenden Schiefer (Kasten 3.5).

FRANKE konnte zeigen, dass eine besondere Sedimentabfolge existiert, die unmittelbar mit der Deckenüberschiebung der Münchberger Gneise zusammenhängt – die seit längerem bekannte bayerische Fazies (Kasten 3.5). Einerseits spiegelt diese im Kontrast zur thüringischen Fazies stehende Sonderentwicklung einen heute scheinbar zusammenhangslosen Sedimentationsbereich wider, dessen Sedimente während der Horizontalbewegung der überlagernden hoch metamorphen Gesteine „mitgebracht“ wurden. Andererseits wird diese Entwicklung besonders in den Ablagerungen des Unterkarbons deutlich. Hier führte der nun bereits an der Erdoberfläche befindliche Deckenspan zur Schüttung sehr grober und stark unsortierter Sedimente – dem so genannten Wildflysch (Flysch in Kasten 4.13). Da die Decke aber immer noch in Bewegung war, überfuhr sie in den Augen FRANKES 1984 ihre eigenen Abtragungsprodukte.

Warum ist dieser Ausflug nach Bayern für das Verständnis des Erzgebirges wichtig? Die Münchberger Gneismasse steht stellvertretend für ähnliche Bildungen in Sachsen, die in unmittelbarer Umgebung des Erzgebirges vorkommen. Was für die Münchberger Gneismasse gilt, muss in ähnlicher Form auch hier gelten (Abb. 3.17).

Auch in der Umrandung von Wildenfels und Frankenberger Zwischengebirgsgneisen, sogar bis in die Schiefer der Elbe-

zone, lässt sich die bayerische Fazies nachweisen. Die Münchberger Gneismasse ist einfach größer, als Decke vollständiger erhalten und damit besser untersucht. Ihre Position nördlich der



Abb. 3.17 Foto vom Frankenberger Zwischengebirgsgneis im Steinbruch unterhalb der Sachsenburg. Der in einige größere Körper unterteilte Gneis legt eine kalte (oberflächennahe) Überschiebungstektonik nahe. Auch dieses hoch metamorphe Gestein liegt, wie die Münchberger Gneismasse, auf weniger metamorphen Schiefen.

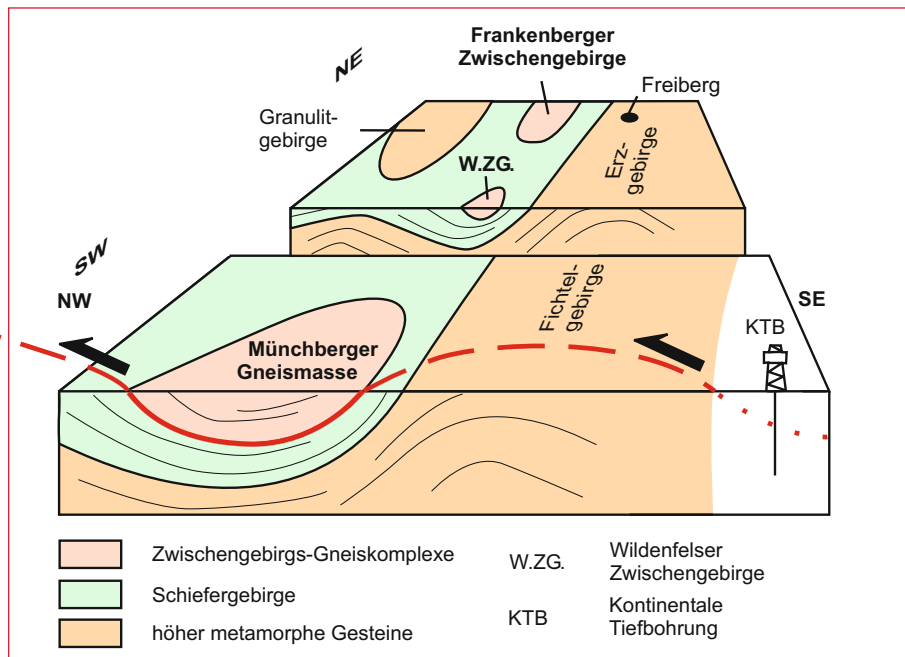


Abb. 3.18 Schematisches Blockbild der geologischen Verhältnisse im Raum Fichtel- und Erzgebirge. Es wird deutlich, dass Frankenberger und Wildenfelder Zwischengebirge eine ähnliche geologische Position einnehmen wie die Münchberger Gneismasse. Sie befinden sich in einer, von der Erosion verschonten, Muldenposition zwischen Erzgebirge und Granulitgebirge. Diese Lage führte zur Bezeichnung „Zwischengebirge“, abgeleitet von ähnlichen Verhältnissen in den Externmassiven der Alpen. Die Brisanz der Zwischengebirgsgeologie liegt in den inversen Metamorphoseprofilen an der Basis der Gneise. Untersuchungen zeigen, dass dafür nur weitspannige Überschiebungen verantwortlich sein können. Der Vermutung eines Transports von Süden folgend wurde die Kontinentale Tiefbohrung (KTB) südlich des Fichtelgebirges plaziert. Nach SEBASTIAN 2001.

Aufwölbung des Fichtelgebirges lässt sich mit der Lagerung beispielsweise des Frankenberger Zwischengebirges nördlich des Erzgebirges parallelisieren (Abb. 3.18). Offensichtlich nehmen diese Gneise eine Muldenposition ein, in der sie von der Erosion verschont geblieben sind. Sie bilden damit, wie weiter unten noch zu sehen sein wird, das Hangende eines Krustenstapels, zu dem auch die Zwiebschalen des Erzgebirges gehören.

Da die Deckenschübe der Münchberger Gneismasse im Kontext des Modells von FRANKE (Abb. 3.16) von Süden über das Fichtelgebirge geschoben wurden, war die besondere Geologie der „Müma“ indirekt auch für die Wahl des Ansatzpunktes der Kontinentalen Tiefbohrung in der Oberpfalz verantwortlich. In den Jahren von 1987 bis 1995 wurde hier durch Gesteine des Moldanubikums gebohrt, um auf die Überschiebungsbahn über dem Saxothuringikum zu stoßen (Abb. 3.18). Dabei entstand mit 9101 m Tiefe das tiefste Loch Deutschlands.

Vor dem Hintergrund der Rückkehr mobilistischer Ideen ins saxothuringische Grundgebirge fiel 1989 die Mauer. Viele deutsche und internationale Wissenschaftler stürmten die klassischen Aufschlüsse im Erzgebirge. Aber nicht nur dadurch ist der Erkenntnisprung der 1990er Jahre für die Erzgebirgsgeologie zu erklären. Zur gleichen Zeit reiften analytische Methoden, die bis dahin nur in sehr kostspieligen Einzelfällen Anwendung fanden, zur Routineuntersuchung. Vor allem Mikrosondenmessungen, die neue Erkenntnisse zum Metamorphoseverlauf und zur Altersdatierung lieferten, kamen immer häufiger zum Einsatz. Günstig waren diese Analysen immer noch nicht zu haben. Dank eines Schwerpunktprojektes der Deutschen Forschungsgemeinschaft konnten jedoch viele neue Daten akkumuliert werden und nach und nach kristallisierte sich ein ganz neues – ein modernes – Bild der Erzgebirgszwiebel heraus.

4 Ein modernes Bild der Metamorphite des Erzgebirges

Heutige schlüssige Modelle über die Entstehung des Erzgebirges entstanden aus Puzzlesteinen der Erkenntnis sehr verschiedener geologischer Disziplinen. Petrologie, Geochronologie, Strukturgeologie, Sedimentologie, Geochemie und natürlich die geologische Kartierung haben ihren Anteil daran. Jede Disziplin hat ihre eigenen Arbeitsweisen und Termini. Ein kleiner Abriss darüber, wie sich die Puzzlesteine der Erforschung des metamorphen Erzgebirges zusammenfügten, soll in die teilweise recht schwierige wissenschaftliche Materie einführen.

4.1 Vom Verlauf der Metamorphose – Petrologie

Die metamorphe Fazies

Was machte die Geologen früherer Zeiten eigentlich so sicher, dass ein Gestein höher metamorph ist als ein anderes? Der Schlüssel liegt in den charakteristischen Mineralen, die das Gestein bilden. Während Quarz und Feldspat relativ unspezifisch sind, kommen beispielsweise gut auskristallisierte Biotit-Glimmer eher in Magmatiten vor. Aus seiner, leicht im Labor zu ermittelnden, Schmelztemperatur ist auch die Mindesttemperatur der Schmelze ableitbar. Ähnliche Bedingungen müssen also auch, unter Berücksichtigung höherer Drücke, für Biotit-führende Metamorphite gelten. Noch markanter sind typische metamorphe Minerale wie der Granat. Er benötigt zur Bildung zwar eine Mindesttemperatur, zeigt aber häufig auch höhere Drücke an. Petrologen früherer Zeit nutzten also die Mineralvergesellschaftungen in verschiedenen Gesteinen und verbanden diese mit Laboruntersuchungen und ersten thermodynamischen Berechnungen.

Für den Verlauf einer Metamorphose sind bei gleicher Chemie des Ausgangsgesteins nur zwei Variablen ausschlaggebend. Diese Größen sind der lithostatische Druck, der mit der Tiefe mehr oder weniger überall gleich zunimmt, und die Temperatur, die abhängig vom geothermischen Gradienten ist. Deshalb können die verschiedenen Metamorphosezustände in einem zweidimensionalen Diagramm dargestellt werden. Der geothermi-

sche Gradient ist an Vorgänge geknüpft, die mit der Plattentektonik zusammenhängen. An Plattengrenzen, an Zonen aufsteigenden Magmas ist die Erdkruste natürlich wärmer als inmitten von Kontinenten, wo lange erdgeschichtliche „Ruhe“ herrschte (Abb. 3.12). Damit ist der Verlauf der Metamorphose nicht x-beliebig. Sehr hohe Drücke können beispielsweise nicht ohne eine gewisse Temperaturzunahme erreicht werden, da Druck lediglich durch Versenkungstiefe entsteht und mit der Tiefe immer auch die Temperatur steigt. Andersherum kann sehr wohl die Temperatur steigen, ohne dass der Druck signifikant zunimmt. In flache Krustenbereiche aufsteigende Magmen sind hierfür verantwortlich, lassen den geothermischen Gradienten steigen und führen zur Kontaktmetamorphose des umgebenden Gesteins. Abbildung 4.1 zeigt die prinzipiell möglichen Metamorphoseverläufe in Abhängigkeit vom geothermischen Gradienten und der zugrunde liegenden plattentektonischen Situation.

Für unsere Belange sind die Bereiche der Regionalmetamorphose wichtig. Man kann zwischen dem „normalen“ Weg, bei dem kontinentale Kruste unter andere kontinentale Kruste gerät und eine Kontinent-Kontinent-Kollision stattfindet, und der subduktionsbezogenen Regionalmetamorphose unterscheiden. Letztere zeichnet sich durch niedrige geothermische Gradienten aus, da bei der relativ schnell subduzierten ozeanischen Kruste die Aufheizung der Gesteine immer etwas hinterherhinkt.

Der finnische Mineraloge PENTTI ESKOLA 1920 puzzelte Gesteine mit typischer Mineralzusammensetzung von unterschiedlichen Metamorphosezuständen zu einem Faziesdiagramm zusammen. Bis heute ist dieses Diagramm oft verfeinert worden und auch die Grenzen der einzelnen Bereiche sind heute klar definiert (Abb. 4.2).

Wie funktioniert die Definition eines Metamorphosebereiches? Dazu muss man zunächst feststellen, dass jedes Mineral nur in einem bestimmten Druck- und Temperaturbereich stabil ist. Tonminerale bilden sich zum Beispiel unter den Bedingungen der Verwitterung, also an der Erdoberfläche. Bei zunehmender Metamorphose werden die Minerale instabil und wandeln sich vor allem zu Glimmern um. Deswegen entsteht aus einem Ton früher oder später der Phyllit mit seinem typischen, auf kleine Muskovitschüppchen zurückzuführenden Glanz und schließlich der Glimmerschiefer, bei dem alle Tonminerale zu Glimmer umgewandelt wurden. Glimmer haben also ihren Stabilitätsbereich in der Tiefe. Folgerichtig dürften sie also an der

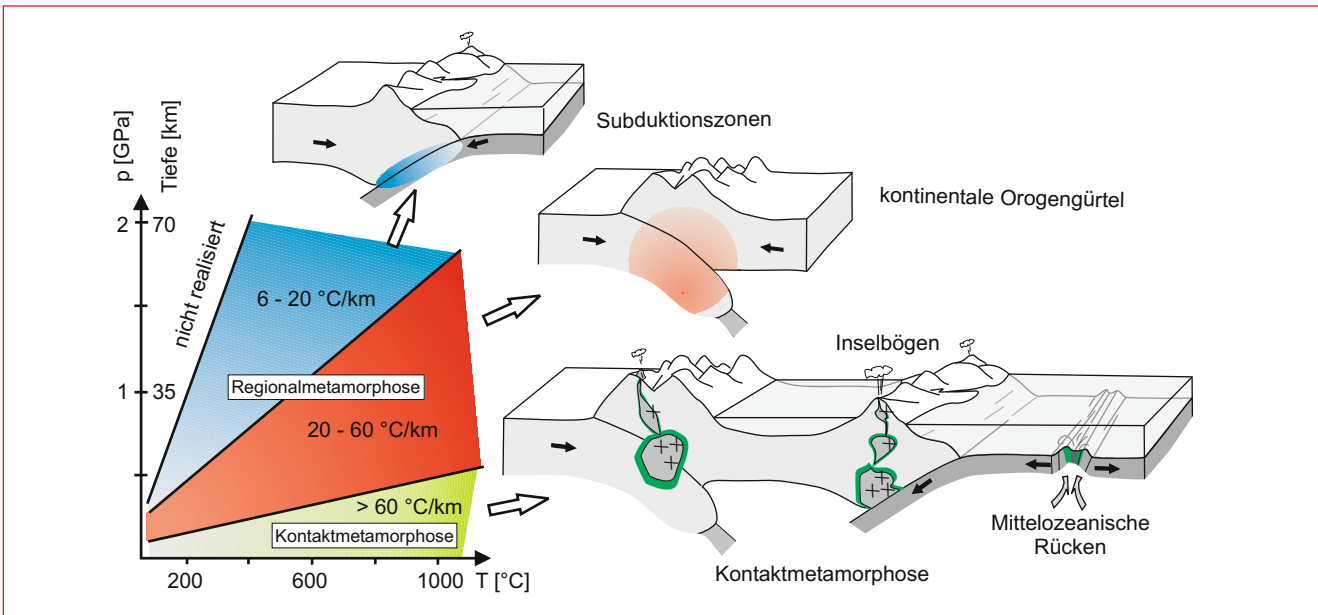


Abb. 4.1 Ob hohe oder niedrige Temperaturen (x-Achse) mit hohen oder niedrigen Drücken (y-Achse) während der Metamorphose gepaart sind, hängt vom geothermischen Gradienten ($^{\circ}\text{C}/\text{km}$) und damit von der plattentektonischen Situation ab (aus SEBASTIAN 2011).

Erdoberfläche nicht existieren können. Noch in der Tiefe sollten sie sich zurück in Tone verwandeln. Das tun sie aber nicht, und wir erkennen einen weiteren, für die Betrachtung metamorpher Vorgänge wichtigen Zustand, den der Metastabilität. Das bedeutet, dass sich Minerale über ihren eigentlichen Bildungs- und Stabilitätsbereich hinaus „halten können“. Der Grund dafür liegt in der Reaktionskinetik und der für eine Reaktion notwendigen

Aktivierungsenergie und ist relativ kompliziert. Vereinfacht könnte man sagen, dass auf dem Rückweg aus der Tiefe die Energie für das Ablaufen der Reaktionen (im Gegensatz zum Hinweg) fehlt. Damit ist ein grundlegender Unterschied zwischen progradierender Metamorphose (zunehmende p-T-Bedingungen) und retrogradierender (abnehmende p-T-Bedingungen) vorprogrammiert. Unsere metastabilen Glimmer allerdings können

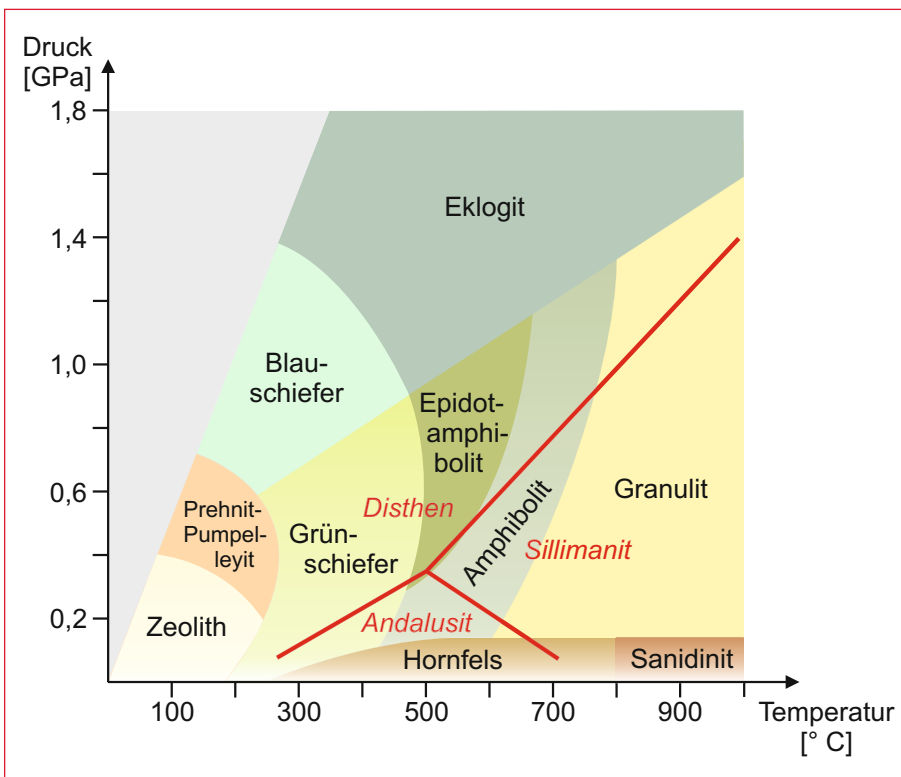


Abb. 4.2 Die metamorphen Faziesbereiche (aus SEBASTIAN 2011).

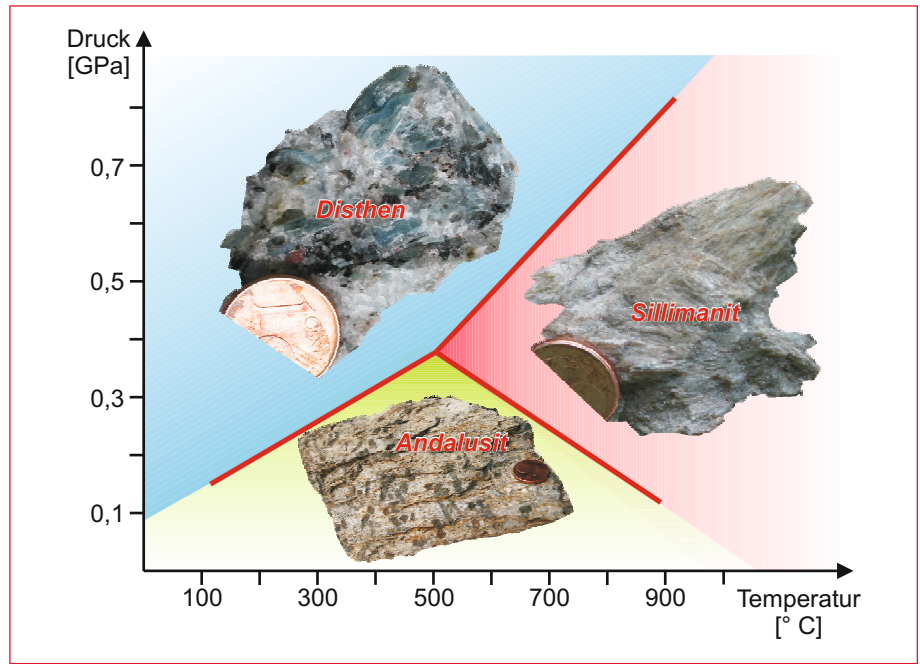


Abb. 4.3 Metamorphoseeinschätzung im Handstück. Klassisches Beispiel eines metamorphen Faziesanzeigers ist die chemische Verbindung Al_2SiO_5 , die – in Abhängigkeit von Druck und Temperatur – in drei verschiedenen Mineralphasen auftreten kann. Der Andalusit ist ein Mineral der Kontaktmetamorphose und bildet häufig die Mineralblasten der Knoten- und Fruchtschiefer. Eine entweder eher druck- oder eher temperaturbetonte Regionalmetamorphose verraten Disthen (=Cyanit) beziehungsweise Sillimanit.

über kurz oder lang nicht den Gesetzen der Thermodynamik entgehen und werden, wenn auch erst nach vielen Jahrtausenden, zu Tonmineralen verwittern, die an der Erdoberfläche stabil sind

Metamorphosepfade

Die Anpassung von Mineralassoziationen an die jeweiligen Metamorphosebedingungen führt also zur Bildung immer wieder neuer metamorpher Mineral-Vergesellschaftungen. Diese können fazieskritisch sein. Bereits die Gegenwart einzelner typischer Minerale im Handstück kann für eine grobe Abschätzung

der Druck-Temperatur-Bedingungen während der Metamorphose erhalten (Abb. 4.3).

In den ablaufenden Mineralreaktionen liegen dann die Grenzen der Metamorphosebereiche. Ein Beispiel: die Muskovit-Out-Reaktion



kennzeichnet den Übergang zur Granulitfazies.

Petrologen sammeln im Handstück und seinem Dünnschliff nun Informationen über solche Mineralreaktionen (Abb. 4.4). Dank der Metastabilität einiger Minerale können durchaus mehrere Umwandlungsphasen konserviert sein. Manche Reaktionen sind durch veränderten Druck, andere durch veränderte

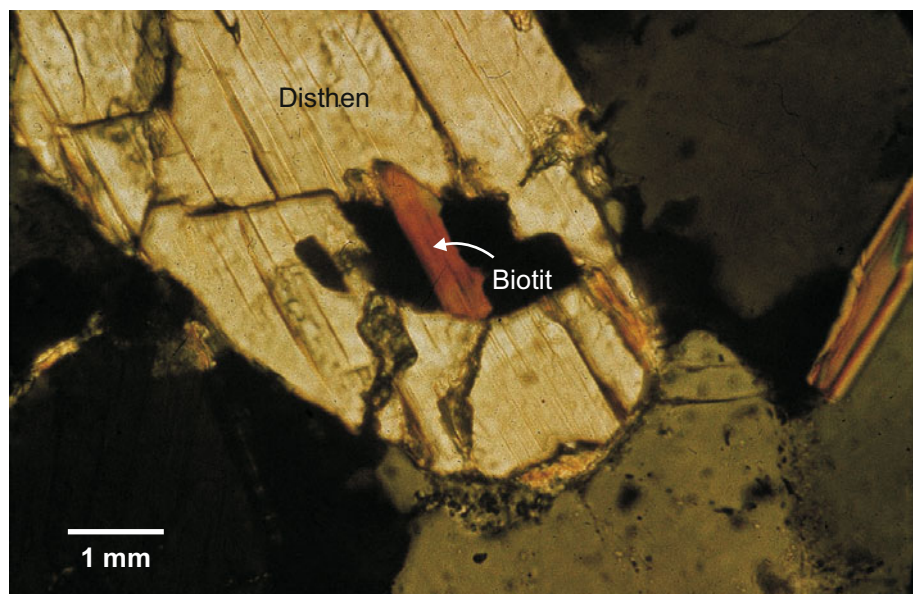


Abb. 4.4 Dünnschliffbild im polarisierten Licht. Die zwei fazieskritischen Minerale Disthen und Biotit berühren einander, wobei der Disthen den Biotit überwächst. Petrologen suchen im Gestein nach solchen eingefrorenen Metamorphosestadien. Foto: KERSTIN RÖTZLER.

Kasten 4.1

Geothermometrie/Geobarometrie

Neben fazieskritischen Mineralen sind es vor allem Austauschreaktionen, die Aufschluss über die erlittenen Druck- und Temperaturzustände eines metamorphen Gesteins geben. Man bedient sich dabei solcher Minerale, die in der Lage sind bestimmte Elemente in variablen Quantitäten einzubauen. Ein typischer Vertreter ist beispielsweise der Granat. Seine allgemeine Formel lautet



wobei der Platz A durch Kalzium, Mangan, Eisen oder Magnesium, der Platz B durch Aluminium, Eisen oder Chrom eingenommen werden kann. Wichtig ist, dass am Ende die Gesamtwertigkeit aller Komponenten des Granats gleich Null ist. Am bekanntesten und wichtigsten sind die Variationen

mit Eisen und Aluminium: $Fe_3Al_2Si_3O_{12}$ Almandin
 und mit Magnesium und Aluminium: $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ Pyrop.

Eisen und Magnesium sind auf diesen Positionen beide zweiwertig (doppelt positiv geladen) und damit beliebig austauschbar. Existiert nun ein zweites Mineral mit gleicher Austauschbarkeit von Eisen und Magnesium, dann können diese Elemente zwischen beiden Mineralen bei insgesamt

gleich bleibender Gesteinschemie hin und her diffundieren. Ein solches Mineral existiert im Biotit mit den Endgliedern Phlogopit und Annit:



Der Einbau von Eisen bzw. Magnesium jeweils in Biotit und Granat ist dabei temperaturabhängig. Mit der genauen Quantifizierung dieser Elemente zweier im Gleichgewicht stehender Minerale an der Mikrosonde lässt sich ihre Bildungstemperatur T in Kelvin berechnen:

$$\ln \frac{(Mg/Fe)_{\text{Granat}}}{(Mg/Fe)_{\text{Biotit}}} = -2109/T + 0,782$$

Bei steigender Temperatur wandert das Magnesium demnach in den Granat und das Eisen in den Biotit. Der Eisen-Magnesium-Austausch ist für die metamorphen Petrologen eines der wichtigsten Geothermometer.

Während also Geothermometer meist auf Elementaustauschreaktionen beruhen, werden in der Geobarometrie Reaktionen genutzt, die mit Volumenänderungen einhergehen.

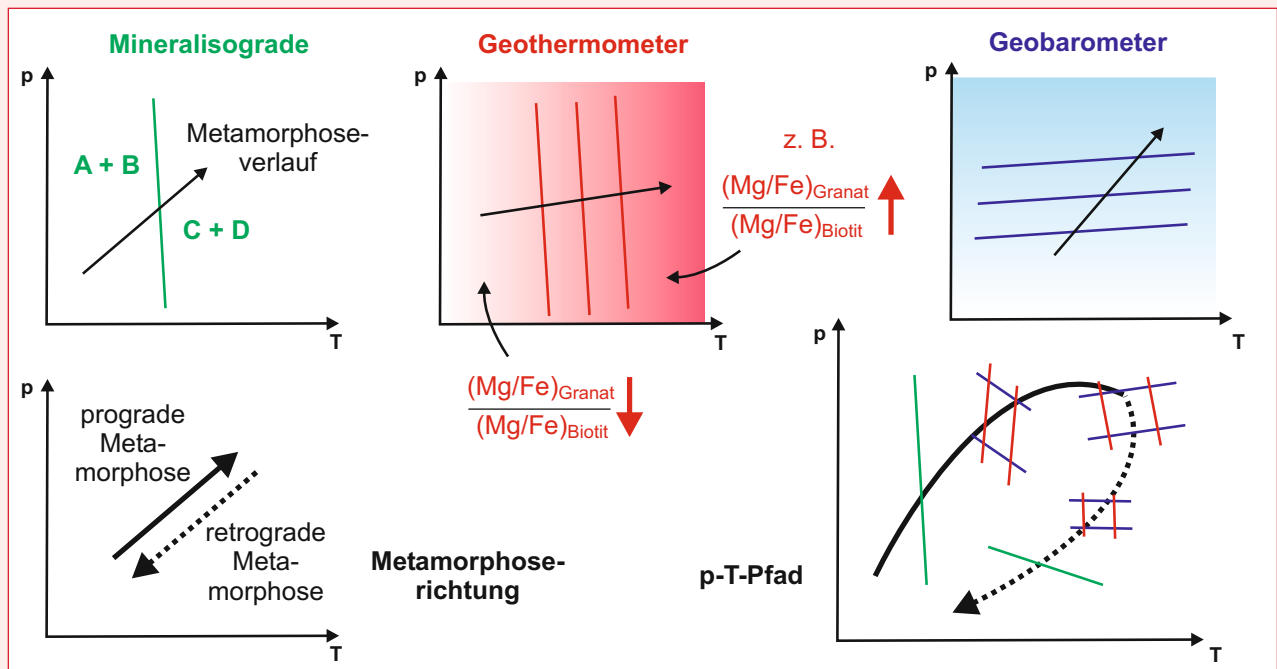


Abb. 4.5 Zusammenfassung der Nomenklatur metamorpher Petrologie. Anhaltspunkte für den Aufenthalt eines metamorphen Gesteins im p-T-Feld liefern Mineralisograden, Geothermometer und Geobarometer. Für die Geothermometrie wurde als Beispiel die im Kasten besprochene Biotit-Granat-Austauschreaktion aufgeführt. Zunehmende p-T-Bedingungen kennzeichnen einen prograden, abnehmende einen retrograden Metamorphoseverlauf. Rechts unten ist ein p-T-Pfad aufgezeichnet, wie er sich aus der Kombination mehrerer Informationen (Isograden, Geothermobarometrie) zusammensetzen lässt.

Temperatur verursacht. Manchmal sind diese Übergänge fließend, z. B. weil zwei Minerale kontinuierlich Elemente austauschen. Der Petrologe erhält dann so genannte Geobarometer bzw. Geothermometer (Kasten 4.1). Kann er für ein Gestein mehrere davon kombinieren, erhält er einen Metamorphosepfad.

Häufig zeichnen die Mineralreaktionen nur den retrograden Metamorphoseverlauf ab, der dank der Metastabilität relativ vollständig sein kann. Die radikaler ablaufenden prograden Reaktionen löschen häufig alle vorhergehenden Stadien aus. Auch im Erzgebirge kennen wir meist nur den Metamorphoseweg der Gesteine zur Oberfläche, aber nicht ihren komplizierten Weg nach unten.

Die Rosinen im Kuchen

Wie erwähnt, sind Quarz-Feldspat-Gesteine für petrologische Untersuchungen wenig ergiebig, denn der Freiheitsgrad zur Bildung möglichst verschiedener Minerale fehlt. Fazieskritische Minerale sind gesucht – das Edukt muss also schon ein hohes Elementangebot mitbringen. Erhöhte Angebote an Eisen und Magnesium, aber auch der Mangel an SiO_2 machen basische Gesteine zum Liebling metamorpher Petrologen. Das ist auch der Grund, weshalb für die Namen vieler Faziesbereiche basische Metamorphite Pate standen: Grünschiefer, Amphibolit, Eklogit.

Die Gneise des Erzgebirges bestechen jedoch durch eine „ermüdende Gleichförmigkeit“ (SCHMIDT 1959) im durch Quarz und Feldspat dominierten Mineralbestand. Nur die sporadischen Einschaltungen von meist Amphibolit, seltener Eklogit, Serpentinite oder Granulit verrietten mehr über die metamorphe Fazies. Klassische petrologische Betrachtungen, wie die von HOFMANN 1974 oder KRENTZ et al. 1984, kamen zum Schluss, dass die meisten Gneise des Erzgebirges amphibolitfaziell geprägt wurden. Höhergradige Metamorphose, so die Anschauung, ist auf bestimmte Gebiete beschränkt. Das beste Beispiel ist die Flöhazone, der als vermeintliche Tiefenscherszone die Eklogite, Serpentinite und Granulite der Umgebung in die „Schuhe geschoben“ wurden (Abb. 4.6).

Es ist verständlich, dass Petrologen diese, unbestreitbar höher metamorphen Gesteine wie die Rosinen aus dem Kuchen pickten. BEHR et al. 1965 nahmen sich beispielsweise die Granulite von Zöblitz vor, MATHÉ revidierte 1990 die Serpentinite und die Forschungen von SCHMÄDICKE zu den Eklogiten des Erzgebirges gipfelten in ihrer Arbeit von 1994.

Eklogite gelten immer als exotischste Bestandteile metamorpher Gebiete. Ihre Verbindungen zu Subduktionszonen verspricht höchste Druckbedingungen: Magnesium-Granate (Pyrop) und der Hochdruck-Pyroxen Omphacit sorgen für die Archivierung der maximalen p-T-Bedingungen.

Bereits 1991 konnte SCHMÄDICKE in einigen erzgebirgischen Eklogiten eine hochdruckmetamorphe Modifikation des Quarzes ausmachen, den Coesit (Abb. 4.7). Diese Nachricht schlug in der Fachwelt ein, wie eine Bombe. Coesit, anfangs nur aus Meteoriteneinschlägen und Autoklavenversuchen bekannt, belegt mit Mindestdrücken von 3 GPa ehemalige Versenkungstiefen von über 100 Kilometern. Einzelne Körper im Erzgebirgskristallin sollten so tief versenkt worden sein? Und dann kommen sie wieder nach oben in die scheinbar viel weniger metamorphe Umgebung der Gneise?

Allerdings stellte SCHMÄDICKE fest, dass im Erzgebirge nicht Eklogit gleich Eklogit ist. Zwar stammen fast alle Eklogite von Basalten ab, wie sie in Mittelozeanischen Rücken entstehen, jedoch können in Abhängigkeit vom regionalen Auftreten dieser Metabasite drei unterschiedliche Gruppen mit besonderen Eigenschaften und speziellen p-T-Bedingungen ausgemacht werden. Diese Unterschiede führten zur weiteren Aufspaltung der Zwiebschalen in den heutigen Modellen für das Erzgebirgskristallin (Abb.4.8).

Diamonds are forever

War der Coesit bereits eine Besonderheit, schockierte MASSONNE 1998 die Fachwelt mit dem Nachweis von Diamant in erzgebirgischen Gneisen an der Saidenbachtalsperre bei Forchheim. Die Sensation war perfekt und das Erzgebirge endgültig in den erlesenen Kreis internationaler Petrologie-„Schmankerl“ aufgenommen (Kasten 4.2).



Abb. 4.6 Blick von der Morgensternhöhe auf Ansprung und das Knesebachtal. In den isolierten Waldstücken verbergen sich alte Serpentiniteinbrüche, die das Vorkommen dieses Mantelgesteins als Scherkörper im Gneis nachzeichnen. Früher betrachtete man dieses „perlschnurartige“ Vorkommen als Ausdruck einer tief reichenden Scherszone im benachbarten Flöhatal.

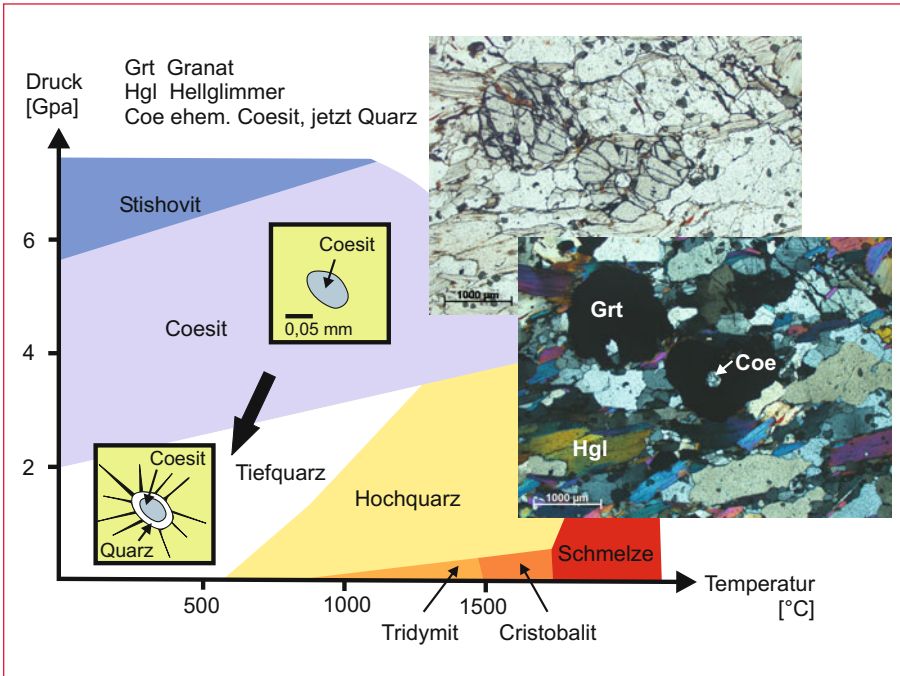


Abb. 4.7 Der Nachweis von Coesit. Unter extrem hohen Drücken kristallisiert SiO_2 nicht mehr als gewöhnlicher Quarz sondern als Coesit (oder Stishovit), der im Vergleich zum Quarz eine höhere Dichte hat und damit in einem volumeneffizienteren Kristallsystem kristallisiert. Auf dem Weg aus der Tiefe zur Erdoberfläche kristallisiert der druckentlastete Coesit zu Quarz um, der sich durch Sprengung seiner Umgebung Platz verschafft. War der Coesit in einem anderen Mineral eingeschlossen, dann führt diese Volumenvergrößerung zu charakteristischen Rissen im Wirtsmaterial. Der heute vorliegende Quarz stellt somit eine Pseudomorphose nach Coesit dar. Die Fotos zeigen einen Granat-Glimmer-Fels von der Saldenbachtalsperre bei Forchheim in ungekreuztem und gekreuztem Licht. Im rechten Granatkristall (gekreuzt: schwarz) steckt ein ehemaliger Coesit, der heute als ein charakteristisches Muster aus Quarz vorliegt. Hellglimmer und Granat „schwimmen“ in einer Matrix aus Quarz und Feldspat (gekreuzt: grau) Fotos: OLIVER FREI.

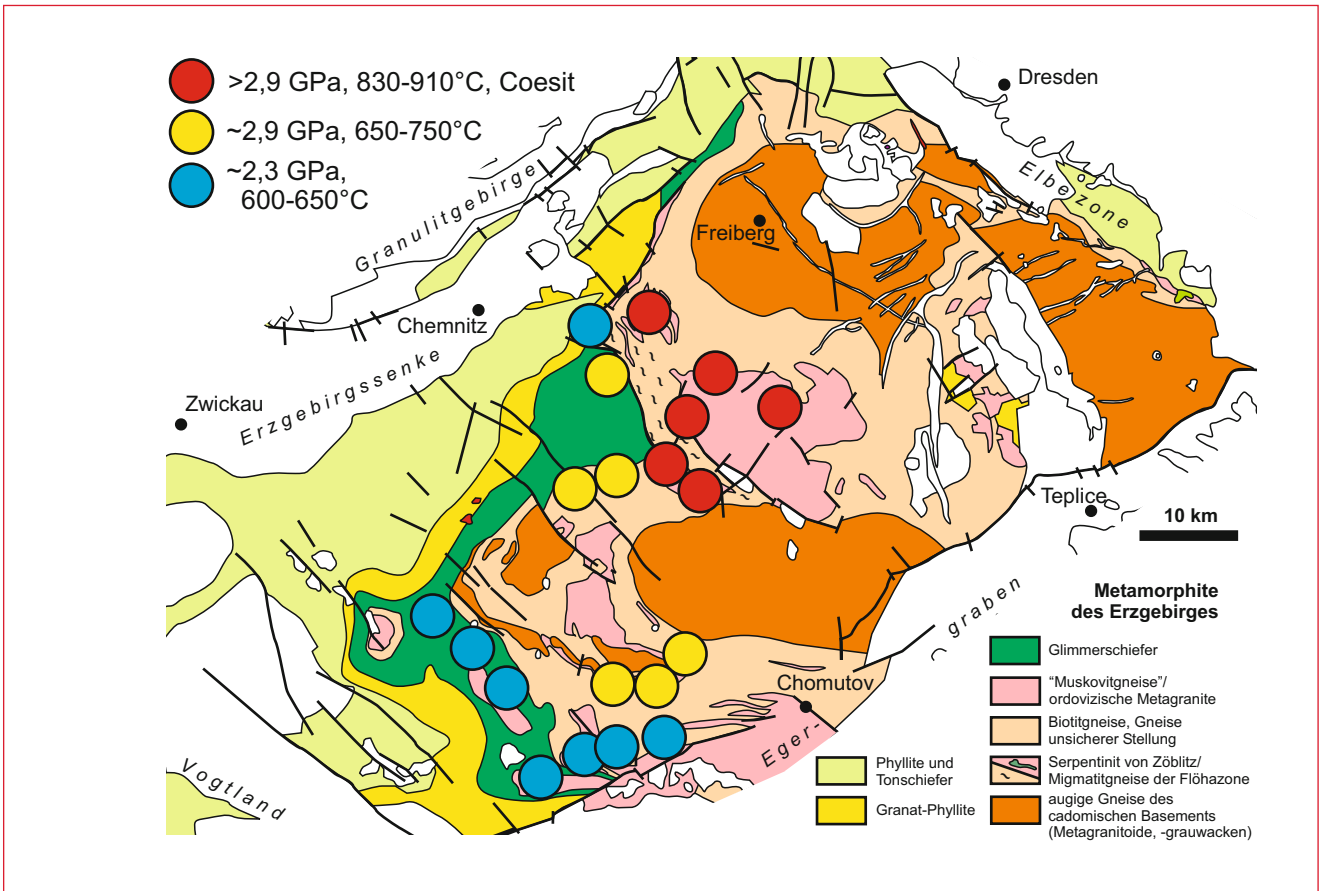


Abb. 4.8 Die Eklogite des Erzgebirges. Aufgrund der gewonnenen p-T-Daten werden im Erzgebirge drei Hochdruckeinheiten unterschieden. Die Vorkommen des mittleren Erzgebirges zeigen die höchsten Metamorphosebedingungen. Nur hier konnte Coesit nachgewiesen werden. In den Metamorphit-Schalen weiter westlich werden die nachweisbaren Temperaturen geringer. Nach SCHMÄDICKE 1991 und SCHMÄDICKE et al. 1995.

Kasten 4.2

Ultrahochdruck-Terranes der Welt

Erste Anzeichen für erhaltene Ultrahochdruck(UHP)-Stadien ($> 2,5$ GPa) in Metamorphiten kamen aus dem Dora Maira-Massiv der Westalpen (CHOPIN 1984) und dem Kokchetav-Massiv in Kasachstan. Verbesserte Analyseverfahren führten in den Jahren 1998 bis 2003 zur Entdeckung immer neuer Vorkommen, angezeigt vor allem durch das Auftreten von Coesit und/oder Diamant. Diese Funde kamen in größeren jungen und alten Orogengürteln vor. Dabei zeichneten sich die Gesteinskomplexe meist durch ähnliche Eigenschaften aus (Liou et al. 2003):

- UHP-Stadien sind vor allem in Eklogiten und Mantelgesteinen erhalten, die ihrerseits als isolierte Körper in Gneiseinheiten auftreten,
- die Geochemie ist kontinental,
- die UHP-Einheiten sind relativ dünne Späne, die im Hangenden von Abschiebungen und im Liegenden von Aufschiebungen begrenzt werden,
- es kommen spätorogene Granitintrusionen vor.

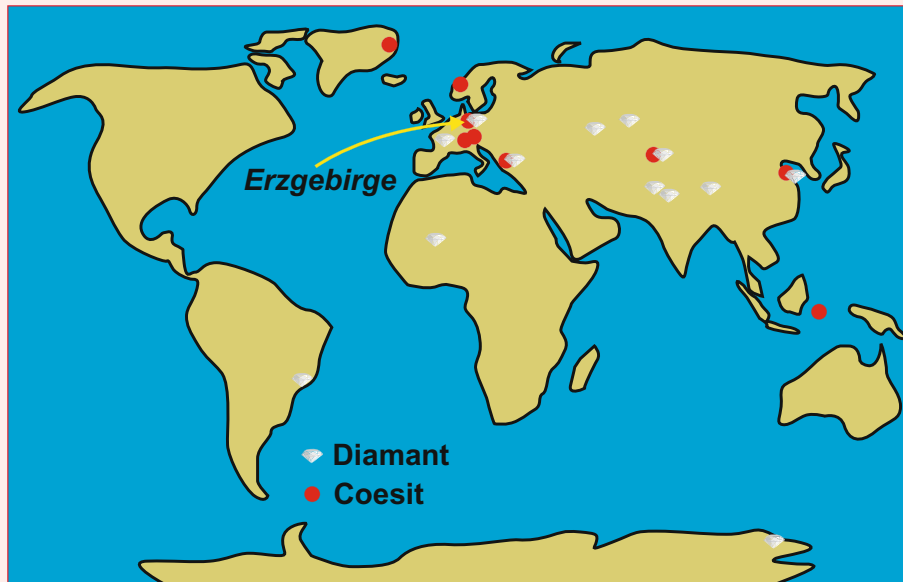


Abb. 4.9 Weltkarte der metamorphen Ultrahochdruck-Terrane. Liou et al. beschreiben 2003 zwanzig UHP-Vorkommen mit Diamant und/oder Coesit.

Als Hochdruckmineral des Kohlenstoffs entsteht Diamant in Metamorphiten nur bei Drücken über 4 GPa, das heißt in Tiefen von über etwa 140 Kilometern. Üblicherweise werden Diamanten während der magmatischen Bildung der Kimberlit-Schloten zur Erdoberfläche gebracht. Diese Gesteine bilden die Grundlage der Diamantindustrie Südafrikas und Russlands. Die explosionsartigen Eruptionen sorgen dafür, dass der Diamant sehr schnell über die Umwandlungsgrenze zum Graphit gehoben und damit in die Metastabilität geschleudert wird. Ganz so schnell können Metamorphite die Distanz von über hundert Kilometern nicht absolvieren. Wie kam es dann dazu, dass die Diamanten auf dem Weg zu uns nicht zu „Ruß“ zerfielen? Mit Durchmessern von weniger als $10 \mu\text{m}$ sind die „Edelsteine“ mit bloßem Auge nicht sichtbar (Abb. 4.10). Sie kondensierten bei sinkenden Temperaturen im Diamantstabilitätsfeld in kleinen Einschlüssen, die mit überkritischem Kohlenstoff, Sauerstoff und Wasserstoff gefüllt waren (STÖCKHERT et al. 2001). Die winzigen Kristalle verstecken sich in Millimeter großen Granaten und Zirkonen und wurden dort vorm sinkenden Druck der Umgebung geschützt.

Die eigentliche Sensation war, dass der Diamant nicht etwa im Eklogit vorkam, sondern in Glimmer- und Granat-reichen

Partien der petrologisch „langweiligen“ Quarz-Feldspat-Gesteine. Der saure Gneis, die kontinentale Kruste, musste also in diese enormen Tiefen gelangt sein und – noch viel schlimmer – wieder den Weg nach oben gefunden haben. Das Problem der exotischen Vorkommen von Eklogiten und Serpentinitten in vermeintlich niedrigmetamorphen Gesteinen schien damit geklärt. Erlebten aber wirklich bestimmte Zwiebelschalen des Erzgebirges als ganzes eine metamorphe Geschichte in großen Tiefen und nicht nur die „Rosinen“ als Einzelkörper (Abb. 4.11)?

Bisher konnten die Mikrodiamanten nicht flächendeckend nachgewiesen werden. Ihr Vorkommen beschränkt sich auf einzelne Linsen im Muskovitgneis, die durch erhöhte Muskovit- und Granatgehalte auffallen. Tatsächlich lassen petrologische Untersuchungen dieser Gesteine auch ohne den fazieskritischen Diamant auf Ultrahochdruck schließen. Theoretisch sind sogar Drücke von 8 GPa, mit Versenkungen weit über 200 km, möglich (MASSONNE & NASDALLA 2003). Interessant ist, dass in den Kernen von Zirkonen, die noch vor den Diamanten gebildet wurden, ein p-T-Stadium erhalten ist. Nicht nur die Diamanten blieben uns also erhalten, sondern auch Zeugen des prograden Metamorphoseastes. Dieses Stadium fällt etwa in den Bereich der p-T-Maximalbedingungen der Muskovitgneise (Abb. 4.13).

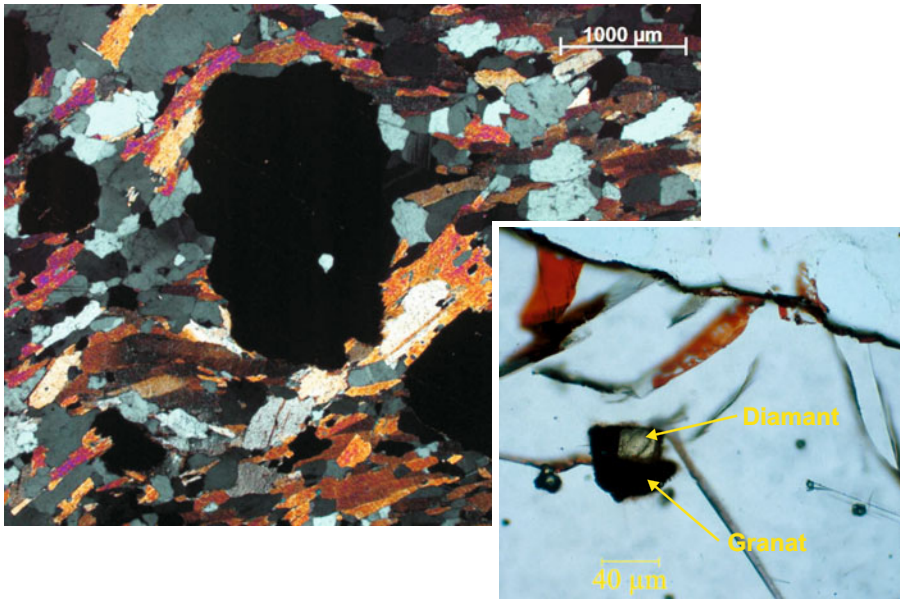


Abb. 4.10 Erzgebirgischer Diamant von der Saidenbachtalsperre, eingeschlossen in einem kleinen Granatkristall. Zum Vergleich ist ein Schliffphoto abgebildet, welches das Gestein in einem kleineren Maßstab zeigt. Hier sieht man, dass die sonst auch makroskopisch auszumachenden Granate im Millimeterbereich liegen. Im gekreuzten Licht erkennt man gut den Hellglimmer (Muskovit/Phengit) anhand der lebhaften Farben. Fotos: TOM JÁRÓKA (oben links) und HANS-PETER SCHERTL (unten rechts).

MASSONNE und NASDALA (2003) sehen hier einen Hinweis darauf, dass tatsächlich nur die exotischen, Diamant führenden Gesteinslinsen bis in UHP-Bedingungen subduziert wurden und die Muskovitgneise an der Basis der gestapelten kontinentalen Kruste bei 50–60 km Tiefe „warteten“.

Leider zeigt die zufällige Entdeckung des Diamants auch, wie stark unsere Modellvorstellungen, die sich nach der Entdeckung rapide ändern mussten, von der Erhaltung der Metamorphose-

maxima abhängen. Wir müssen akzeptieren, dass unsere Metamorphosepfade immer lückenhaft bleiben werden.

Eine Eintagsfliege ist der Diamant von Forchheim jedoch nicht, denn 2011 konnten KOKKOVÁ et al. nachlegen. Sie fanden in den Egergranuliten – südlich des Erzgebirgsabbruchs abgesenkte Äquivalente der Muskovitgneise – neben Coesit auch Diamant.



Abb. 4.11 Geologische Berühmtheit: die Aufschlüsse an der Saidenbachtalsperre. Besonders bei Niedrigwasser sind die Verbandsverhältnisse zwischen sauren Muskovitgneisen und basischen Eklogiten gut zu studieren. Wenn auch nicht direkt in diesem Aufschluss, so konnten sich doch in Gesteinen der Umgebung Diamanten im Gneis nachweisen lassen, währenddessen die Eklogite den Coesit enthielten.

Die Metamorphose der Zwiebelschalen

Nach der mühsamen Sammlung petrologischer Befunde kristallisierten sich p-T-Pfade für die einzelnen metamorphen Einheiten des Erzgebirges heraus. Dabei schien es, als ob jede Zwiebelschale ihre eigene Vergangenheit hat. Die Metamorphosemaxima können somit als ausschlaggebendes Kriterium bei der „Sortierung“ der Schalen benutzt werden, was soweit führen kann, ihnen einen entsprechenden Namen zu geben (z. B. HP-HT-Einheit = Hochdruck-Hochtemperatur-Einheit).

Die folgenden p-T-Angaben beziehen sich im Wesentlichen auf die Ergebnisse der Arbeitsgruppen um KERSTIN RÖTZLER (RÖTZLER 1995, RÖTZLER et al 1998, MINGRAM & RÖTZLER 1999) und ARNE WILLNER (WILLNER et al. 1997, 2000).

Vom Liegenden zum Hangenden bzw. vom Kern der Zwiebel zu den Außenschalen werden die ehemals lithostratigraphischen Einheiten hier petrologisch kurz vorgestellt.

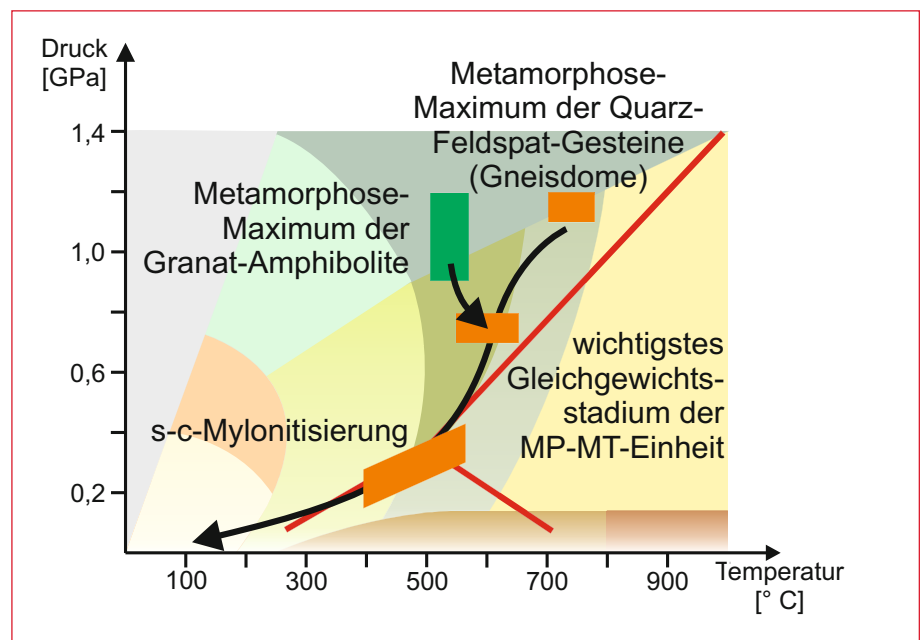
Mitteldruck-Mitteltemperatur(MP-MT)-Einheit (= Orthogneiseinheit, = Cadomisches Basement, = Rot- & Graugneiseinheit, Abb. 4.12). Die Gneiskerne des Erzgebirges haben eine mehr oder weniger granitische Zusammensetzung. Eher selten sind linsenförmige Körper von Quarzit, Amphibolit und fraglichen Metapeliten eingeschaltet. Das Druckmaximum wurde lokal mit 1,0 bis 1,2 GPa bestimmt, was einer Maximalversenkung von 30–35 km Tiefe entspricht. Das wichtigste Gleichgewichtsstadium der Gneise liegt bei ca. 0,7 bis 0,8 GPa und 550 bis 650 °C.

Hochdruck-Hochtemperatur(HP-HT)-Einheit (= Gneis-Eklogit-Einheit, Abb. 4.13). Wegen des Vorkommens zwei verschiedener Eklogite wird diese Einheit heute meist zweigeteilt. Sie ist von relativ geringer Mächtigkeit und auch nicht komplett flächenhaft nachweisbar. Versucht man, sie in die Lithostratigra-

phie einzuordnen, dann ist sie am ehesten mit der Méděnc-Folge der Preßnitzer Serie parallelisierbar. Dominiert wird diese Einheit von Muskovitgneisen, die richtiger als Phengitgneise bezeichnet werden müssten, da die Hellglimmer aufgrund ihres erlittenen Druckes verstärkt Silizium einbauten und damit eine phengitische Zusammensetzung haben. Die Klassiker sind die Vorkommen von Zöblitz (Kapitel 20) und Boden-Haßberg. In ihnen finden sich viele der oben genannten (UHP-)„Rosinen“: Eklogite, Amphibolite, Serpentine, Granulite. Die Obermantelgesteine von Ansprung belegen in Granatpyroxeniten mit einem p-T-Maximum von 4 GPa eine Bildungstiefe von 120 Kilometern bei Temperaturen von 1000 °C (MASSONNE & GROSCH 1994). Quarz-Feldspat-Gesteine (Muskovitgneis) können zwar mit maximal 830 °C und 2 GPa aufwarten, die lokal enthaltenen Diamanten belegen jedoch den doppelten Druck. Die UHP-Natur dieser Einheit offenbart sich durch die Gegenwart von Eklogiten, in denen maximale Drücke bis 3 GPa und Temperaturen um 850 °C nachweisbar sind (Abb. 4.8). Nach einem Erholungsstadium bei 0,7 bis 1,0 GPa und 660–700 °C knickt der bis dahin steile p-T-Pfad ab. Der sehr steile Abschnitt belegt viel Druckentlastung bei fast gleichbleibender Temperatur (Isothermale Dekompression). Das spricht für einen sehr schnellen Aufstieg der Gesteine und ist wichtig für die tektonischen Modelle.

Hochdruck-Niedrigtemperatur(HP-LT)-Einheit (= Glimmerschiefer-Eklogit-Einheit, Abb. 4.14). Die Glimmerschieferschale des Erzgebirges besteht nicht nur aus Glimmerschiefern. Größere Einschaltungen von Muskovitgneis beinhalten den dritten erzgebirgischen Eklogittyp. Mit >2 GPa übersteigen die Maximaldrücke der Eklogite wieder deutlich die der Hauptgesteine. Allerdings liegt die Maximaltemperatur nicht viel höher als die der Glimmerschiefer und Gneise. Alle Gesteine liegen in einem sehr steilen geothermischen Gradienten und zeigen somit eine subduktionsbezogene Metamorphose an. Ähnlich wie in den vorhergehenden Einheiten findet sich ein p-T-Stadium bei 0,2–

Abb. 4.12 Der Metamorphosepfad der Mitteldruck-Mitteltemperatur(MP-MT)-Einheit des Erzgebirges (Orthogneisdome). Offensichtlich haben eingeschlossene Amphibolite eine differenziertere p-T-Geschichte als ihr heutiges Wirtsgestein. Den farbigen Hintergrund bilden die Faziesbereiche der Abbildung 4.2. Die s-c-Mylonitisation wird in Kapitel 4.2 erklärt. Nach MINGRAM & RÖTZLER 1999 und WILLNER et al. 2000.



0,3 GPa und ca. 500 °C. In diesem Stadium finden offensichtlich die Metamorphite des Erzgebirges zueinander, nachdem sie aus unterschiedlichen Tiefen exhumiert wurden.

Bei der Findung von Kompromissen ist auch zu klären, ob die aus Gneisen bestehende Gießbachfolge der Lithostratigraphie womöglich in diese Einheit zu stellen ist.

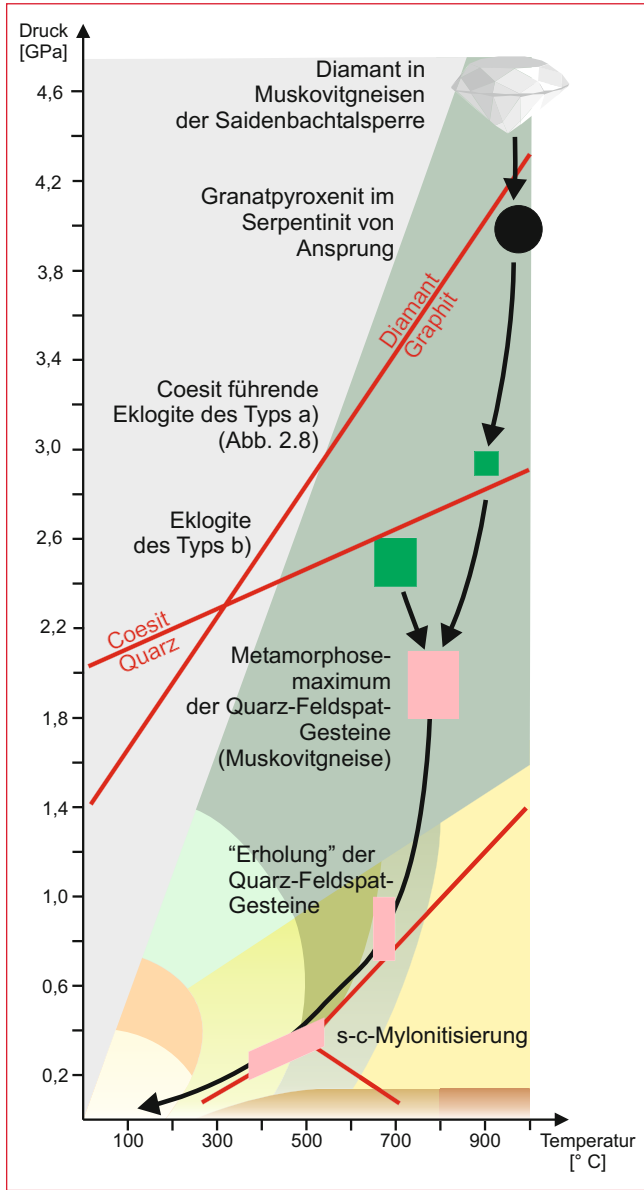


Abb. 4.13 Die Metamorphosepfade der Hochdruck-Hochtemperatur-Einheit (Gneis-Eklogit-Einheit). Um die gigantischen Druckverhältnisse zu demonstrieren, wurde die Diagramm-Skalierung der Abbildung 4.12 beibehalten. Ein Hochdruckrekord jagte den anderen: Coesitführende Eklogite (1991), Mantelgesteine (1994), Diamanten (1998). Das Feld der Maximalbedingungen für die Muskovitgneise gilt auch als progradierender Metamorphosepunkt der diamantführenden Gesteinslinsen. Zwei verschiedene Maximalbedingungen der Eklogite führten zur Unterscheidung von zwei Gneis-Eklogit-Einheiten. Besonders beeindruckend ist der sehr steile Verlauf der Metamorphosepfade, der einen extrem schnellen Aufstieg der Gesteine in flache Krustenbereiche anzeigt. Nach MASSONNE & GROSCH 1994, SCHMÄDITKE 1994, MINGRAM & RÖTZLER 1999, WILLNER et al. 2000, STÖCKHERT et al. 2001 und MASSONNE et al. 2003.

Mitteldruck-Niedrigtemperatur(MP-LT)-Einheit (= Granatphyllit-Einheit, Abb. 4.15). Die Identifizierung dieser Schale im Kartenbild ist, wie im Gelände auch, nicht einfach. Es handelt sich hauptsächlich um glimmerschieferartige Phyllite, die mal mehr Phylliten, mal mehr Glimmerschiefern ähneln und jeweils als solche kartiert wurden. KRENTZ & LAPP (unveröff.) zeigten im Westerzgebirge, dass auf Profilen über diese Schale hinweg kontinuierliche Metamorphoseübergänge existieren, ohne dass ein Sprung in den p-T-Maximalbedingungen nachweisbar wäre. Ist diese Einheit damit wirklich von benachbarten Schalen abtrennbar? Hier offenbart sich wieder das Grundproblem der Geologie metamorpher Gebiete: p-T-Daten können nur punktuell gewonnen werden. Wie weit darf man diese Daten im Kartenblatt verallgemeinern? Der Sachverhalt der kontinuierlichen Übergänge an sich ist ja kaum verwunderlich, da unsere Schalen durch Verkürzung eines dicken Krustenpakets bei plastischer Verformung entstanden (Kapitel 4.6). Damit *müssen* die Übergänge sogar fließend sein und klare Deckengrenzen, auf die man seine Hand legen kann, sind kaum zu erwarten. Die Frage lautet vielmehr: Wie viele Schalen bin ich bereit zu unterscheiden? Detailliert betrachtet existieren wahrscheinlich unendlich viele dieser Einheiten. Zukünftige Bearbeiter werden sicher noch viele Sonderentwicklungen und lokale Abweichungen in den p-T-Bedingungen und anderen Eigenschaften entdecken.

Von den Glimmerschiefern unterscheiden sich die Granatphyllite durch die Abwesenheit von Eklogiten und anderen Exoten und damit von Zeugen einer HP-Geschichte. Gegenüber den „normalen“ Phylliten führen sie eben Granat und zeigen einen höheren Druck als die Phyllite an. Selbst wenn alle Übergänge fließend wären, stünde diese Einheit stellvertretend für diesen Übergang. Es ist also nicht verwunderlich, dass der p-T-Pfad

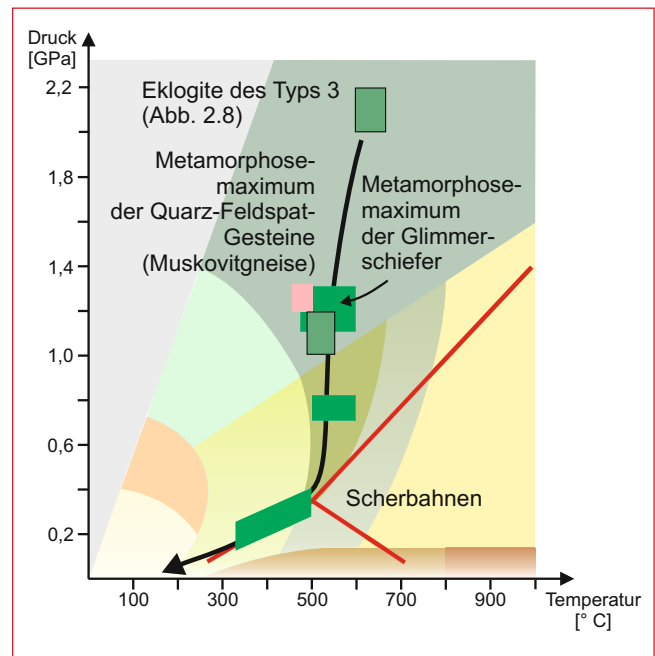


Abb. 4.14 Metamorphosepfad der Hochdruck-Niedrigtemperatur-Einheit. Im Vergleich zur HP-HT-Einheit in Abb. 4.13 findet die Druckentlastung (steiler p-T-Pfad) hier bei deutlich niedrigeren Temperaturen statt. Nach SCHMÄDITKE 1994, MINGRAM & RÖTZLER 1999, WILLNER et al. 2000.

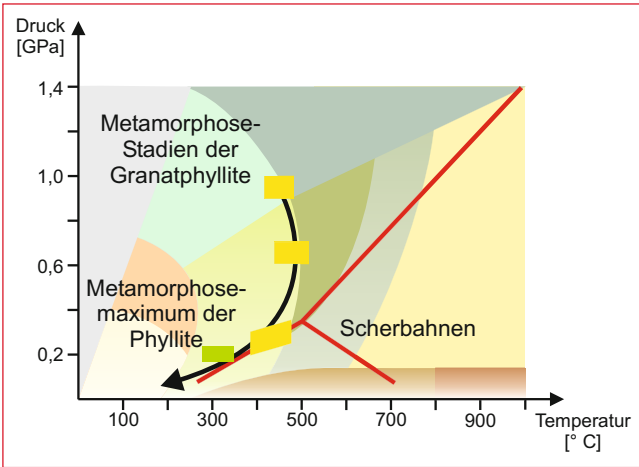


Abb. 4.15 Der Metamorphosepfad der Mitteldruck-Niedrigtemperatur-Einheit (Granatphyllite) und die Maximalbedingungen der Niedrigdruck-Niedrigtemperatur-Einheit (Phyllite). Nach MINGRAM & RÖTZLER 1999 und WILLNER et al. 2000.

ähnlich dem der HP-LT-Gesteine ist, aber eben im Maximaldruck deutlich geringer ausfällt (0,9 GPa).

Niedrigdruck-Niedrigtemperatur(LP-LT)-Einheit (= Phyllit-Einheit). Den Phylliten fehlt jedes Anzeichen einer höheren Metamorphose und das Druckmaximum liegt mit 0,2 GPa deutlich unter dem der Granatphyllite. Neben den Phylliten existiert noch eine weitere Schale, die den Übergang zu den Schiefergebirgen des Vogtlandes und Thüringens darstellt und vor allem

von Tonschiefern und phyllitischen Tonschiefern gebildet wird. Ihre Metamorphose ist bestenfalls als gering zu bezeichnen (VLP-VLT = sehr niedriger Druck-sehr niedrige Temperatur).

Die etwas andere Metamorphose

Genau genommen trifft die zuvor getroffene Zwiebschalengliederung nur für das Westerzgebirge zu. Im Osterzgebirge fallen nicht nur einige Schalen aus, wie etwa die HP-Einheiten in der Elbezone, sondern dort kommen auch andere Schalen hinzu. Besonders die Glimmerschiefer und Gneise an der NW-Flanke des Erzgebirges können mit gänzlich anderen p-T-Pfaden aufwarten (REICH 1997, MINGRAM & RÖTZLER 1999). Schon die Gegenwart der Minerale Staurolith, Sillimanit und Andalusit verrät, dass hier eine Metamorphose herrschte, die von allen anderen – Disthen dominierten – Schalen abweicht (Abb. 4.16).

Bemerkenswert ist, dass auf der gegenüberliegenden Seite des Erzgebirges, an der böhmischen SE-Flanke, ähnliche Gesteine auftreten (MLČOCH & KONOPÁSEK 2010). Die so genannte Teplá-Einheit umfasst vor allem Glimmerschiefer, die neben Disthen und Granat das Mineral Staurolith aufweisen.

Im Schalenmodell nehmen alle diese Gesteine die hangendste Position ein. Sind sie damit vielleicht zum Zwischengebirge zu zählen? Ähnlichkeiten mit dem Kristallin des Frankenger Zwischengebirges und der Münchberger Gneissmasse bestehen jedenfalls.

Oder muss in eine ganz andere Richtung gedacht werden? Explizit für das Osterzgebirge erstellte p-T-Pfade sehen ganz

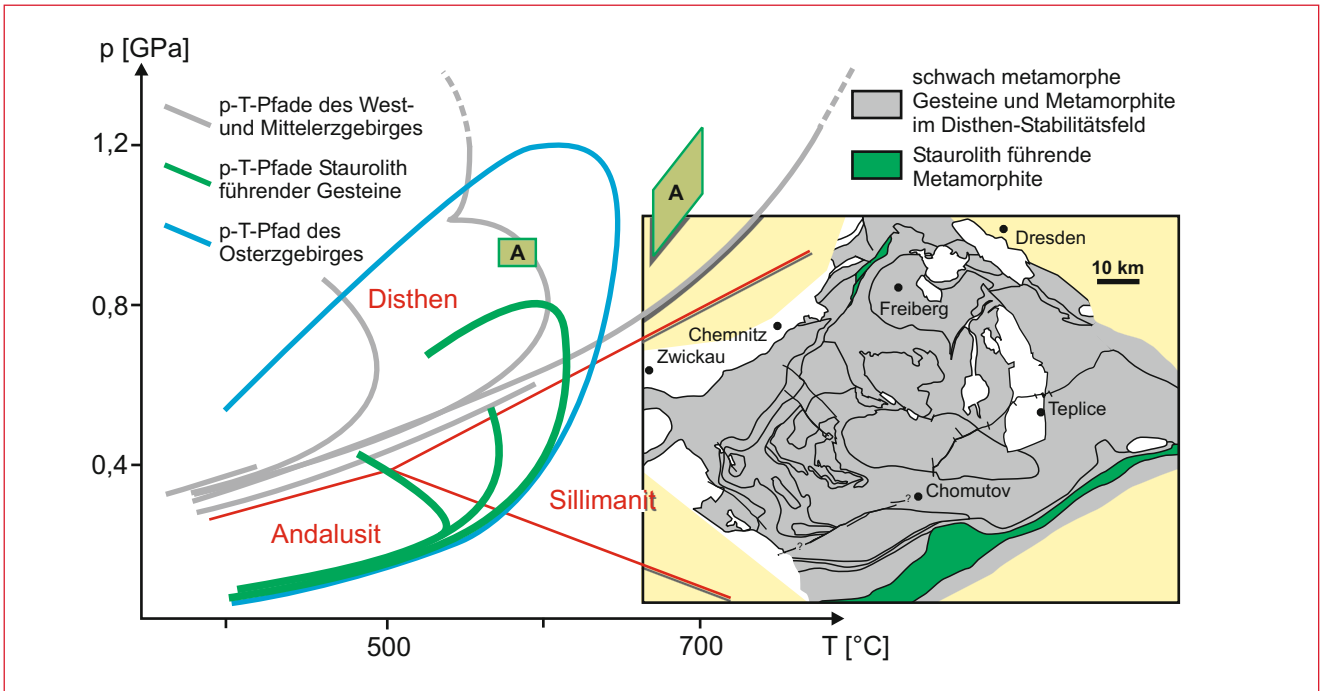


Abb. 4.16 Staurolith führende Gesteine flankieren das Erzgebirgskristallin. Die p-T-Pfade der Staurolith führenden Metamorphite am Nordrand des Erzgebirges sind in grün dargestellt (nach REICH 1997). MINGRAM & RÖTZLER 1999 bringen Maximalbedingungen für solche Metamorphite, hier in grünen Vierecken umrissen und mit A gekennzeichnet. Der Vergleich mit den in den Abbildungen 4.12 bis 4.15 beschriebenen Pfaden des Mittel- und Westerzgebirges (grau) zeigt, dass sich die Metamorphose signifikant unterscheidet. Erstaunlich ähnlich ist dagegen ein p-T-Pfad, der von KLEMM 1995 für osterzgebirgische Gesteine erstellt wurde (blau).

anders aus als solche aus dem Rest des Erzgebirges, sie verlaufen nämlich auch durch das Sillimanit- bzw. Andalusitfeld (Abb. 4.16). Leider sind solche Daten rar oder nicht publiziert, aber schon HOFMANN et al. stellen 1979 die Sillimanit führenden Gesteine des Osterzgebirges den Disthen dominierten Metamorphiten des Westerzgebirges gegenüber. Bedarf das Osterzgebirge demnach einer petrologisch getrennten Betrachtung? Oder finden sich hier nur weitere Schalen aus dem „Erzgebirgs-Komplett-Inventar“? Diese Fragen sind zur Zeit nicht zu beantworten, aber wir verfolgen hier das Schalenkonzept weiter: auch die „alternativen“ p-T-Pfade fallen in die Rubrik MP-MT!

Fazit

Die moderne Petrologie lässt den klassischen Schalenbau des Erzgebirges in einem neuen Licht erscheinen:

- Jede Schale hat eine eigene metamorphe Geschichte.
- Die Metamorphite gehören unterschiedlichen geothermischen Gradienten an (Abb. 4.17).
- Höher metamorphe Gesteine liegen auch auf niedriger metamorphen (inverse Metamorphoseprofile). Zumindest im

Kern des Erzgebirges existiert keine kontinuierliche Abnahme der p-T-Bedingungen von innen nach außen.

- Es kommen mehrere unterschiedliche Metamorphite mit Ultrahochdruck-Geschichte vor. Sie sind auf bestimmte Schalen beschränkt. Maximale Drücke liegen bei über 4 GPa, belegt durch Diamant.
- Den Hochdruckstadien folgt eine isothermale Dekompression, was bedeutet, dass diese Gesteine sehr schnell aufstiegen.
- Bei etwa 0,6 bis 0,8 GPa (ca. 20 km Tiefe) knicken die Metamorphosepfade der Hochdruck-Einheiten ab und die retrograde Metamorphosegeschichte verläuft mehr oder weniger gleich.
- Alle Metamorphosepfade finden relativ druckbetont im Stabilitätsfeld von Disthen statt. Allerdings gibt es einige markante Ausnahmen vor allem in Form von Staurolith, Sillimanit und Andalusit führenden Glimmerschiefern an der NW- und SE-Flanke des Erzgebirges (oder im gesamten Osterzgebirge?).

Knallharte Probleme entstehen allerdings bei der Betrachtung benachbarter Einheiten. Die Metamorphosehöhepunkte beispielsweise im Granulitgebirge (Kasten 4.5) passen scheinbar

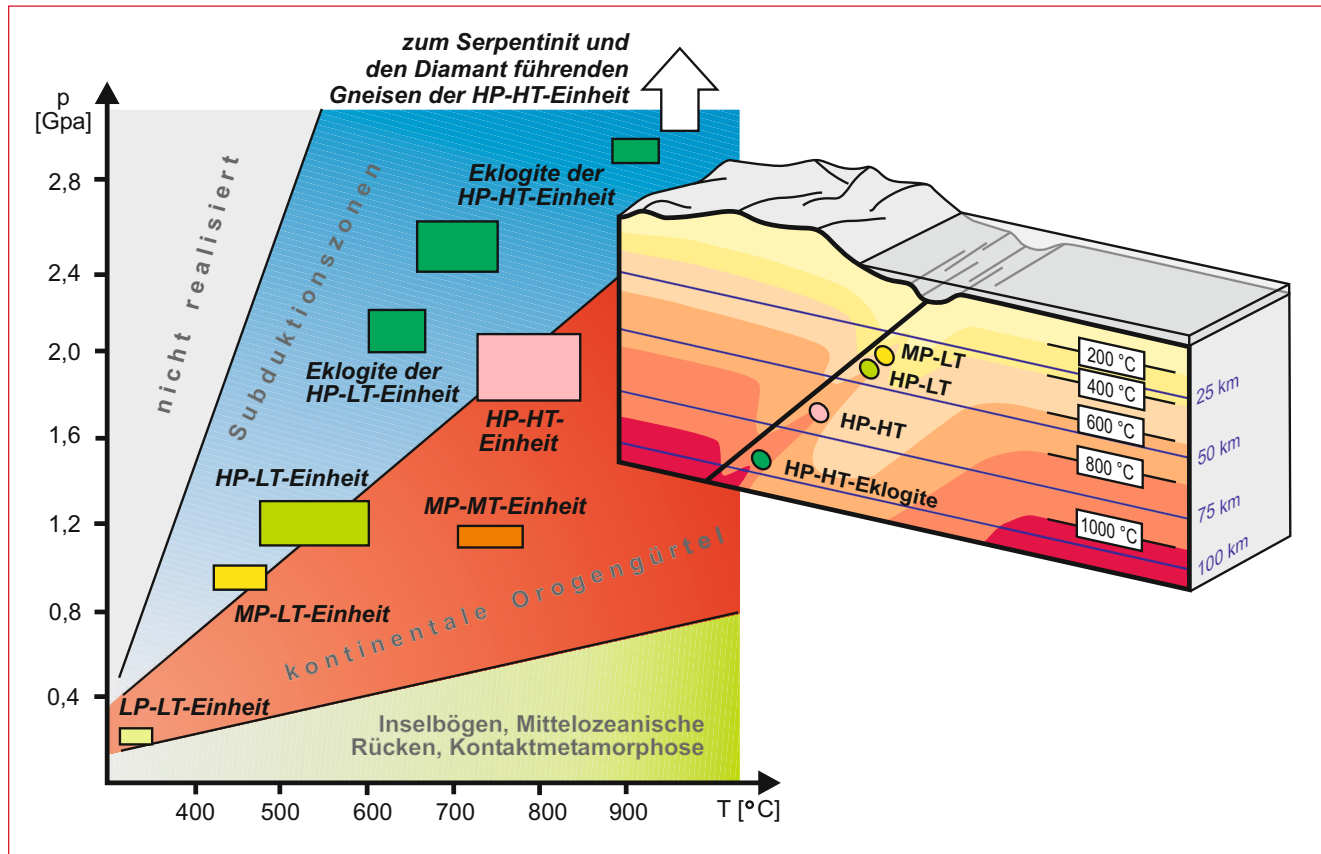


Abb. 4.17 Die Maximalbedingungen der metamorphen Einheiten des Erzgebirges in einem einzigen p-T-Diagramm. Deutlich sind die unterschiedlichen geothermischen Gradienten zu erkennen, denen die Gesteine unterworfen waren. Um das abstrakte p-T-Diagramm besser zu veranschaulichen, wurden die im Feld der Subduktionszone liegenden Einheiten in den schematischen Schnitt einer Subduktionszone gebracht. Geothermen nach einer Modellierung von KRONER & GOERZ 2010. HP-HT= Hochdruck-Hochtemperatur; HP-LT= Hochdruck-Niedrigtemperatur; MP-MT= Mitteldruck-Mitteltemperatur; MP-LT= Mitteldruck-Niedrigtemperatur; LP-LT= Niedrigdruck-Niedrigtemperatur

nicht zu den p-T-Bedingungen des Erzgebirges. O'BRIEN bringt es 2000 auf den Punkt: HT-Metamorphose in verschiedenen Tiefen und HP-Metamorphose bei verschiedenen Temperaturen – das Hauptproblem des Variszikums. Gibt es etwa mehrere Subduktionszonen mit verschiedenen Gradienten? Dazu später mehr (Kapitel 4.6).

Bei diesen spektakulären Wegen der Gesteine durch das Erdinnere sollten Spuren zurückgeblieben sein. Spuren, die darüber Auskunft geben, wie diese Gesteine nach oben kamen. Ihnen wird im nächsten Kapitel nachgegangen.

4.2 Krustenstapelung oder Krustendehnung – Strukturgeologie

Auf den Spuren der Strukturen

Nachdem die metamorphe Geschichte des Erzgebirges in groben Zügen dargestellt wurde, stellt sich die Frage, welche tektonischen Regimes zur teilweise recht unterschiedlichen Metamorphose führten. Zu jedem Druck-Temperatur-Pfad gehört auch eine Deformationsgeschichte der Gesteine. Im besten Fall lassen sich die Ergebnisse zu einem p-T-d-Pfad verbinden. Wie kommt das Gestein in die Tiefe? Wie kommt es wieder nach oben? Auf welchem Wege kommen die metamorph verschiedenen geprägten Gesteine zusammen? Und ganz wichtig: Woher und wohin wurden die Gesteine geschoben, subduziert und wieder exhumiert? Erst durch die Beantwortung dieser Fragen lässt sich ein betrachtetes Gebiet wie das Erzgebirge in seine regionale Umgebung einpassen. Der Befund muss stimmig mit den Ergebnissen der Nachbargebiete sein! Die Antworten auf alle diese Fragen, so hoffen die Strukturgeologen, liegen in der Analyse metamorpher Strukturen. Die wichtigste Struktur kennen wir bereits, es ist die metamorphe Foliation, gemeinhin als Schieferung bezeichnet. Sie legt bereits den großen Unterschied zur Petrologie und den großen Vorteil der Strukturgeologie offen: Strukturen lassen sich im Gegensatz zu p-T-Angaben kartieren! Die Foliation der Metamorphite ist fast überall deutlich zu sehen und auch zwischen den Aufschlüssen ist sie gut interpolierbar. Welche Strukturen existieren? Und kann die Aussagekraft der Strukturen mit dem wissenschaftlichen Wert der p-T-Analyse mithalten?

Was für ein Stress? – Spannung und Verformung

Zunächst muss mit zwei Begriffen aufgeräumt werden. Der mit der Tiefe zunehmende Umgebungsdruck ist allseitig und verursacht zusammen mit der Temperatur die Metamorphose. Außer einem allgemeinen Volumenverlust ist keine Deformation mög-

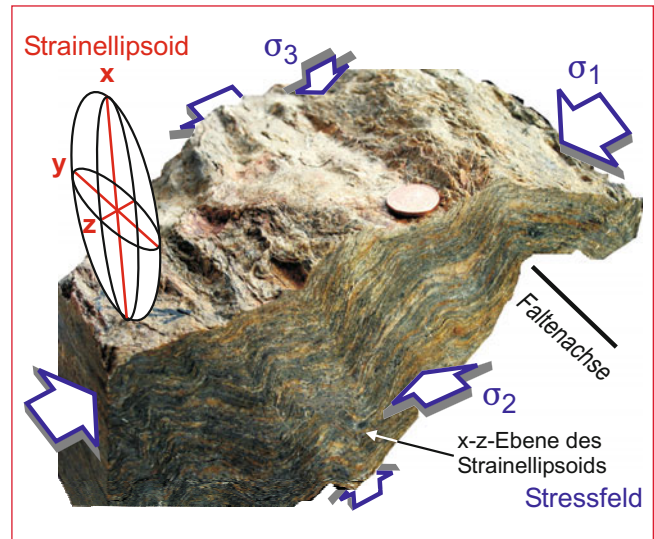


Abb. 4.18 Der Zusammenhang von Spannung und Verformung am Beispiel einer erzgebirgischen Falte. An beide Größen lässt sich ein Koordinatensystem anlegen, das die Raumlage von Stress bzw. Strain festhält. Der größte Wert für die Spannung erhält die Achse σ_1 , der kleinste die Achse σ_3 . Die σ_2 -Achse verläuft senkrecht zu beiden. Werden die Werte für alle drei Spannungsrichtungen als Achsenlänge quantifiziert dann ergibt sich das Stressellipsoid. Die Antwort des Gesteins auf Stress ist die Verformung. Häufig wird das Material, wie bei dieser Falte, in Richtung der größten Spannung am stärksten verformt (verkürzt). Die Achsen der Verformungskordinaten sind dann parallel zu denen der Spannung (koaxiale Deformation). Die kürzeste ist die z-Achse, die längste die x-Achse. Die senkrecht zu beiden verlaufende y-Achse ist häufig die Richtung in die keine Verformung stattfindet. Der x-z-Schnitt eines Strain-Ellipsoids ist also meist der interessanteste. Er wird Verformungsebene genannt und durch die Strain-Ellipse verkörpert.

lich. Für die Erzeugung von Strukturen bedarf es einer gerichteten Größe, die das Gestein gewissermaßen in die Zange nimmt. Da der Druck keine vektorielle Größe ist, kommt er nicht in Frage. Es sind Kräfte, tektonische Kräfte, die gerichtet sind und das Gestein verformen. Allerdings werden diese Kräfte in ihrer Wirkung gern auf eine Fläche bezogen und man würde wieder beim Druck landen ($p = F/A$), wenn man sich nicht eines Tricks bedienen würde. Bei diesem Trick nennt man die physikalische Größe nicht Druck p , sondern Spannung (oder Stress) σ . Kurzum, (Umgebungs-)Druck macht Metamorphose, (tektonische) Spannung macht Verformung (oder Strain). Spannung und Verformung (oder Stress und Strain) stehen in einem engen Zusammenhang (Abb. 4.18). Aus der Hauptspannungsrichtung ergibt sich die Ausrichtung der Verformung. Das Ergebnis der Verformung ist die geologische Struktur.

Strukturen sind also die Reaktion eines Gesteins auf tektonische Vorgänge. In der Kristallingeologie sind sie eingefrorene Plattenbewegung! Der Strukturgeologe dreht den Spieß um und schlussfolgert aus dem Studium der Strukturen auf die vergangene Plattentektonik.

Strukturinventar

Die Verformung, verdeutlicht durch die Strain-Ellipse (Abb. 4.18), kann sich im Gestein unterschiedlich niederschlagen. Welche Struktur entsteht, ist vor allem abhängig von

- der Gesteinsart und
- dem Verformungsstockwerk, in dem sich das Gestein befindet.

Zur Gesteinsart: Gesteine mit vielen blättchenförmigen Mineralen können besser eine Foliation bilden als Gesteine ohne solche Minerale. Letztere nehmen nur im Extremfall, beispielsweise durch das Auswalzen einzelner Quarzlagen ein metamorphes Lagengefüge an. Die echte Schieferung ist nur ein Spezialfall der Foliation, die durch Einregelung von Tonmineralen entsteht und mit einer ausgezeichneten Spaltbarkeit des Gesteins einhergeht. Schon die Glimmerschiefer entstehen durch Neuwachstum der blättchenförmigen Glimmer im anliegenden Stressfeld. Obendrein weisen kristalline Schiefer meist keine gute Spaltbar-

keit auf, weshalb hier von der Verwendung des Begriffs Schieferung abgesehen und der neutralere Begriff Foliation benutzt werden sollte. Der Mineralgehalt eines Gesteins ist noch in einer weiteren Hinsicht wichtig. Jedes Mineral verhält sich bei gegebenen p-T-Bedingungen unterschiedlich verformungsbereit (Plastizität). Das wirkt sich vor allem bei Gesteinswechsellagerungen aus. Das Stressfeld kann sich dann verschieden auf die Gesteine auswirken. Gesteine mit Gehalten hoch schmelzender Minerale verhalten sich dabei kompakter als solche mit Mineralen niedrigeren Schmelzpunktes und/oder mit Mineralen wie Graphit, Tonmineral oder Talk, die als „Schmiermittel“ fungieren. Es besteht dann ein Kompetenzkontrast, bei dem das kompetentere Material einfach zerbricht, das inkompetente Gestein die Deformation durch höhere Plastizität aber stärker aufnimmt (Abb. 4.19).

Zum Verformungsstockwerk: Nicht nur der Kompetenzkontrast ist abhängig von der wirkenden Temperatur. Auch der Befund, ob vorhandene Schichtsilikate lediglich ausgerichtet werden oder neue hinzu wachsen können, um eine Foliation zu entwickeln, ist eine Frage der Metamorphosebedingung Tempe-

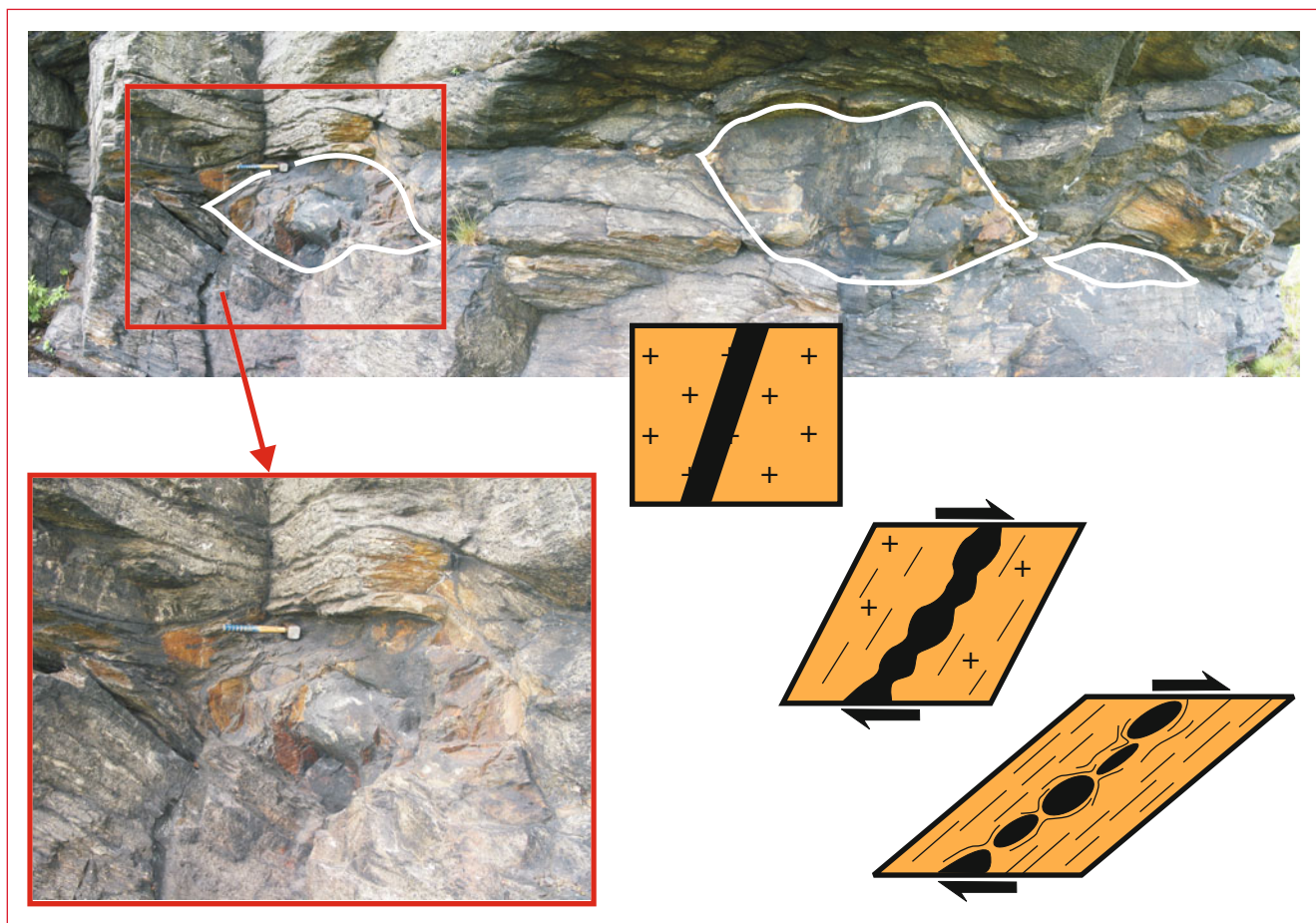


Abb. 4.19 Ein Beispiel für das Phänomen des Kompetenzkontrastes ist die Boudinage. Sie entsteht durch das Zerreißen einer kompetenten Lage inmitten inkompetenten Gesteins. In un- oder schwach metamorphen Gesteinskomplexen kann das beispielsweise Kalkstein-Tonstein-Wechsellagerungen betreffen. Im Erzgebirge spiegelt sich dieser Vorgang in den Vorkommen isolierter Körper von Amphiboliten, Marmoren und Serpentiniten wider, die als kompetente Boudins (oder Scherkörper) in einer inkompetenteren Matrix aus Glimmerschiefer oder Gneis schwimmen. Das abgebildete Beispiel zeigt Amphibolitboudins in einem Gneis des Fritzschotenbüschels am Rande der Reitzenhainer Struktur. Das Umfließen der Gneisfoliation um die Amphibolite unterstreicht den Kompetenzkontrast beider Gesteine. Charakteristisch ist auch die strenge Parallelität von Foliation des Gneises und dem Auftreten der Boudins als Folge der anhaltenden Deformation (Skizze) und nicht eines Lagengefüges des Ausgangsgesteins.

Kasten 4.3

Mylonitische Foliation – Fallbeispiel Vogeltoffelfelsen

Die Aufschlussverhältnisse am Pionierweg Vogeltoffelfelsen gelten seit REINISCH 1929 als klassischer Kontakt zwischen Rot- und Graugneisen des Erzgebirges. Während der Graugneis foliiert ist, erscheint der Rotgneis hier nahezu regellos und granitartig. Dieser Granitgneis liegt als mehrere Meter mächtiger Körper foliationsparallel im grauen Gneis (Abb. 4.20). Der klassischen Interpretation zufolge intrudierte das magmatische Rotgneisedukt hier in einen bereits „geschieferten“ Verband aus (Para-)Gneisen. Später

wurden die Graugneise in die Lithostratigraphie eingebaut und FRISCHBUTTER ging 1990 so weit, den Rotgneis als Schmelzprodukt der sedimentären Graugneise anzusehen. Die notwendige Wärme leitete er aus der Hitzeentwicklung bei foliationsparalleler Scherung ab.

SEBASTIAN und KRONER konnten aber 1992 zeigen, dass es sich beim Kontakt beider Gesteinstypen um eine Scherzonenentwicklung handelt. Beide Gesteine, mit oder ohne Foliation, haben ein und dasselbe magmatische



Abb. 4.20 Der Aufschluss am Pionierweg Vogeltoffelfelsen zeigt den Übergang von einem regellosen granitischen Gneis (oben) in einen foliierten feinerkörnigen Graugneis (unten).

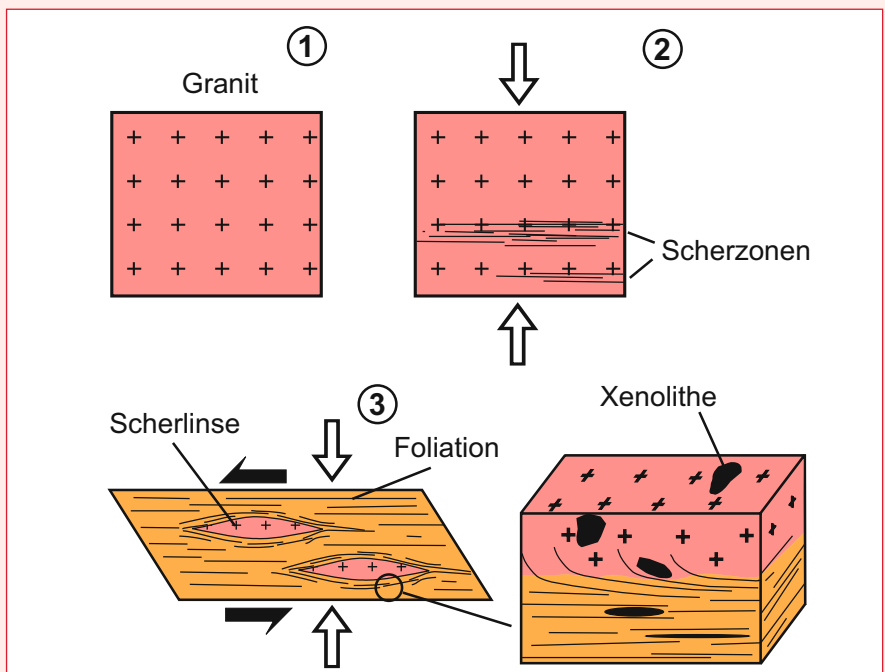


Abb. 4.21 Interpretation der Verbandsverhältnisse am Vogeltoffelfelsen als Scherzonenentwicklung. Der Gneis mit granitischem Gefüge erfährt eine scherzonengebundene Kornverkleinerung bei gleichzeitiger Foliationsanlage. Regellose Gesteinspartien werden als Scherungsrelikte interpretiert. Nach SEBASTIAN 1995 und 2001.

Ausgangsgestein, was durch Xenolithführung belegt wird. Die progressive Überscherung des Granits führt nicht nur zur Anlage einer Foliation durch Ausrichtung der Glimmer und Plättung von Feldspat und Quarz, sondern auch zur Korngrößenverkleinerung in foliationsparallelen Domänen. Die Foliation ist somit als mylonitische Foliation zu bezeichnen. Als Beweise für gleiches Edukt beider Gesteine existieren

- mesoskopisch (Handstück) und mikroskopisch (Dünnschliff) dokumentierte kontinuierliche Übergänge von einem Gestein ins andere,
- zunehmend verformte Xenolithe vom undeformierten Granitgneis in den foliierten Gneis hinein,
- nahezu deckungsgleiche chemische Analysen für die verschiedenen Mylonitstadien (in SEBASTIAN 1995; Abb. 4.22).

Dieses Fallbeispiel macht den Vogeltöffelfelsen zum *Corpus delicti* moderner Strukturgeologie und zeigt, dass

- das erste Erscheinungsbild eines Gneises nicht zwangsläufig auf sein Edukt schließen lässt,
- „rot“ nicht zwangsläufig Ortho- und „grau“ nicht zwangsläufig Paragneis heißt,

- die Genese einer Foliation relativ abrupt ein regelloses Gestein erfassen kann,
- Gneise, die aufgrund ihres Aussehens vermeintlich paragener Natur sind, durchaus granitische Edukte haben können,
- wahrscheinlich viele für „Para“ gehaltene Gneise des Erzgebirges in Wirklichkeit „Ortho“ sind,
- die Anlage der Foliation der Gneise scherzonengebunden sein kann,
- regellose Einschaltungen in den Gneisen lediglich von der Scherung geschonte Bereiche darstellen und andersherum der Erzgebirgsbau als eine mehr oder weniger stark ausgeprägte Scherzone gesehen werden kann,
- foliationsparallele Korngrößenunterschiede in Gneisen als Ergebnis von Mylonitisierung unterschiedlicher Intensität interpretiert werden können,
- die Asymmetrie der Foliationsanlage nicht-koaxiale Scherung belegt und Rückschlüsse auf das Stressfeld zulässt (Abb. 4.21).

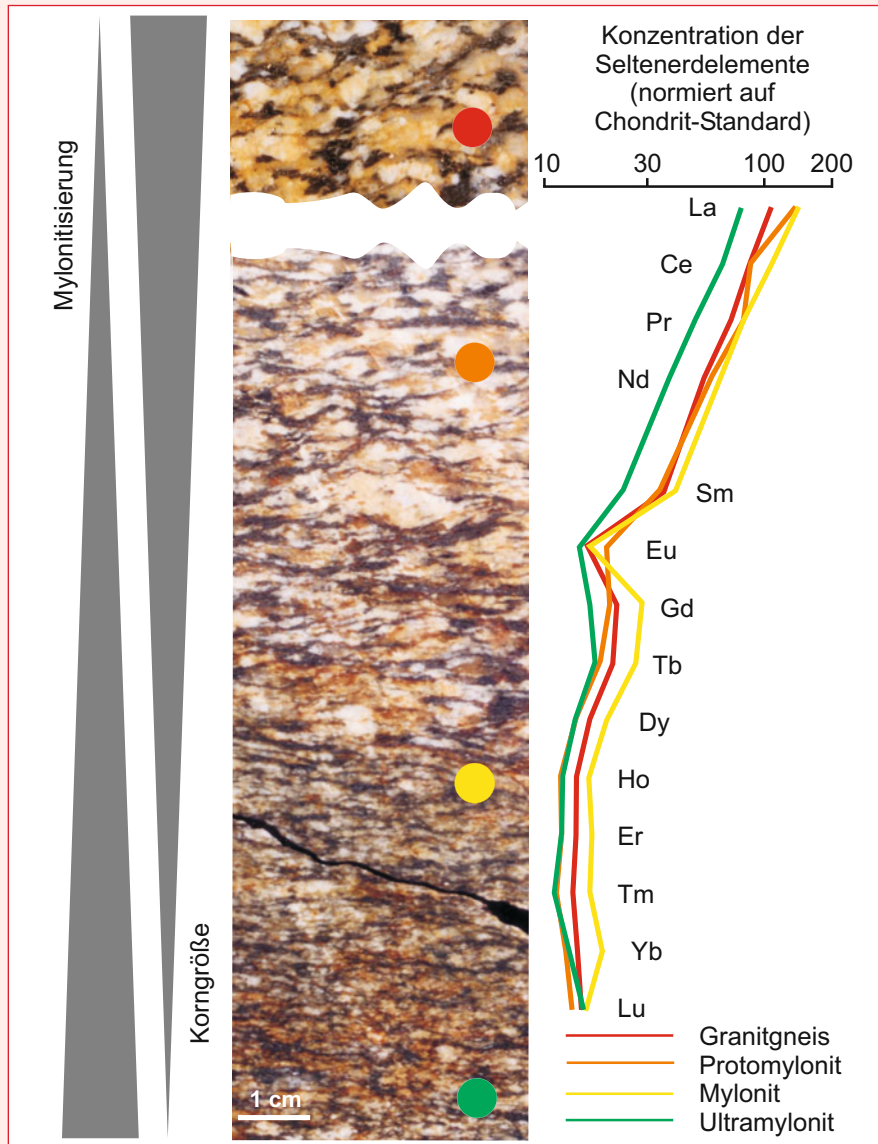


Abb. 4.22 Der Übergang von Granitoid in Protomylonit, Mylonit und Ultramylonit im Handstück. Die Elementanalyse zeigt die chemische Identität der vermeintlich unterschiedlichen Gesteine. Nach SEBASTIAN 1995.

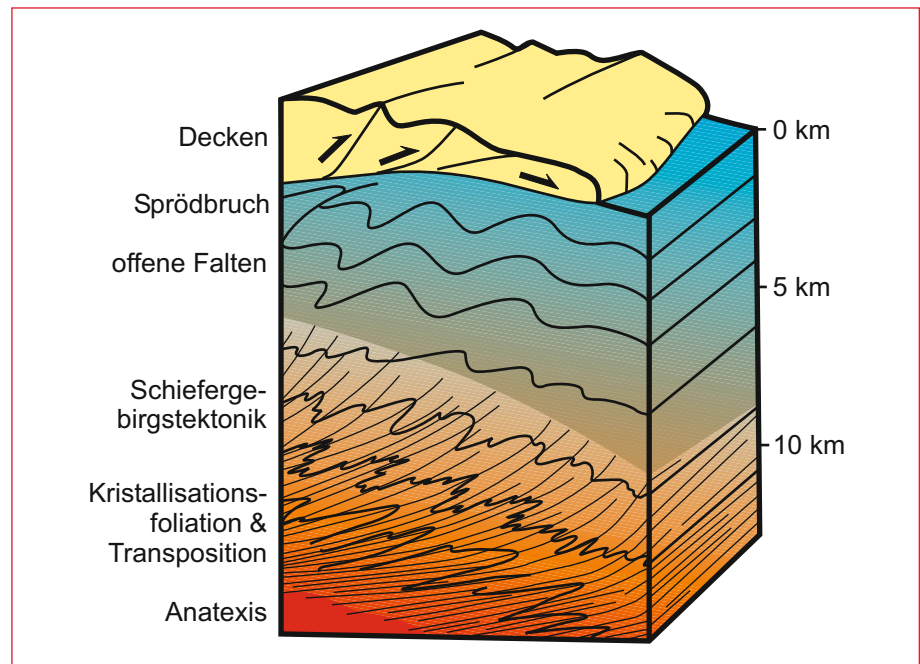


Abb. 4.23 Stockwerkbau der Verformung. Die Anlage einer Foliation im Schiefergebirgsstockwerk ist eine ganz andere als im Kristallin. Die Orientierung von Foliation oder Faltung zu den Hauptspannungsrichtungen muss damit auch in den Schalen des Erzgebirges komplett anders interpretiert werden. Vor allem ist das Auftreten duktiler oder spröder Strukturen wichtigstes Kennzeichen für die Tiefe. Nach MATTAUER 1999.

ratur. Echte Schieferungen sind also eher „oben“ zu Hause, kristalline Foliationen eher „unten“. Man kann daher einen strukturellen Stockwerkbau beobachten, der durch die Anlage unterschiedlicher Strukturen charakterisiert ist (Abb. 4.23). Von oben nach unten:

- Sedimentstockwerk: Sprödbbruch mit steilem Einfallen, Strukturen sind isoliert;
- Schiefergebirgsstockwerk: Anlage einer Schieferung als Fortsetzung der Einengung durch Faltung, Übergang von spröden zu duktilen Strukturen;
- Kristallinstockwerk: Anlage einer mylonitischen Foliation, penetrative und duktile Strukturen.

Ein wichtiges strukturelles Merkmal kristalliner Einheiten ist die Bildung von Myloniten. Mylonite entstehen durch Kornverkleinerung bei gleichzeitigem Erhalt der Kohäsion eines Gesteins. Damit ist die Mylonitisierung das duktile Pendant zur Kataklase, bei der das Gestein aufgemahlen wird. Die entstehende Korngröße hilft bei der näheren Benennung von Myloniten und Kataklasiten (von grob zu fein):

- Kataklasite (spröde Verformung): tektonische Brekzie, Reibungslehm (Lette);
- Mylonite (duktiler Verformung): Protomylonit, Orthomylonit, Ultramylonit.

Da die Ausrichtung der Mylonitbahnen dem anliegenden Spannungsregime unterworfen ist, kann sich auch hier ein Lagengefüge – eine scherungsinduzierte Foliation – ausbilden. Bei näherer Betrachtung ist die mylonitische Foliation in kristallinen Einheiten viel verbreiteter, als man zunächst glauben könnte. Das parallele Gefüge der unterschiedlichen Korngrößen suggerierte früheren Bearbeitern das Vorhandensein einer reliktschen Sedimentabfolge und war somit eine wichtige Stütze der Lithostratigraphie. Wie Fallstudien zeigen, muss davon ausge-

gangen werden, dass Gneise mit sehr unterschiedlichem Aussehen tatsächlich auf ein und dasselbe Edukt zurückzuführen sind und dass dieses Phänomen im Erzgebirge weit verbreitet ist (SEBASTIAN 1995, Kasten 4.3).

Dokumentation von Strukturen

Strukturgeologie findet in jedem erdenklichen Maßstab statt. Bereits im Kartenbild können Falten und Störungen erkennbar sein. Vom Erscheinungsbild in Aufschluss und Handstück über Strukturen im Dünnschliff bis zu kristallographischen Untersuchungen am Elektronenmikroskop sind strukturelle Analysen möglich und notwendig. Lässt sich die Gleichzeitigkeit belegen, dann ist die Megafalte auf der Karte genauso aussagekräftig wie das Fältchen unterm Mikroskop (Abb. 4.24).

Allerdings sind für eine aussagekräftige strukturgeologische Analyse viele Untersuchungsdaten notwendig. Eine einzige Falte für die Richtung der variszischen Plattenkollision heranzuziehen, ist genauso wenig sinnvoll, wie eine einzige Abschiebung als Beleg für Krustendehnung zu werten. Obwohl einzelne Indizien manchmal ganz erhebliche Konsequenzen für ein Modell nach sich ziehen können (Phyllit von Schlettau zwischen Gneisen, Kapitel 21) müssen die Messwerte für Schieferungen, Falten, Streckungslineare und Störungen statistisch halbwegs abgesichert werden. Sie geben Information über die Raumlage der Strukturen und damit über die zur Zeit ihrer Anlage geherrschten Spannungsverhältnisse. Besser als eine Liste nackter Zahlenwerte ist die Visualisierung solcher Messwerte. Die Fallrichtung (Abtauchrichtung einer geologischen Fläche oder eines geologischen Linears) und der Fallwinkel (Steilheit der Flächen oder Lineare) werden am besten im Schmidt'schen Netz dargestellt. Mit Hilfe dieser stereographischen Projektion von Flächen und

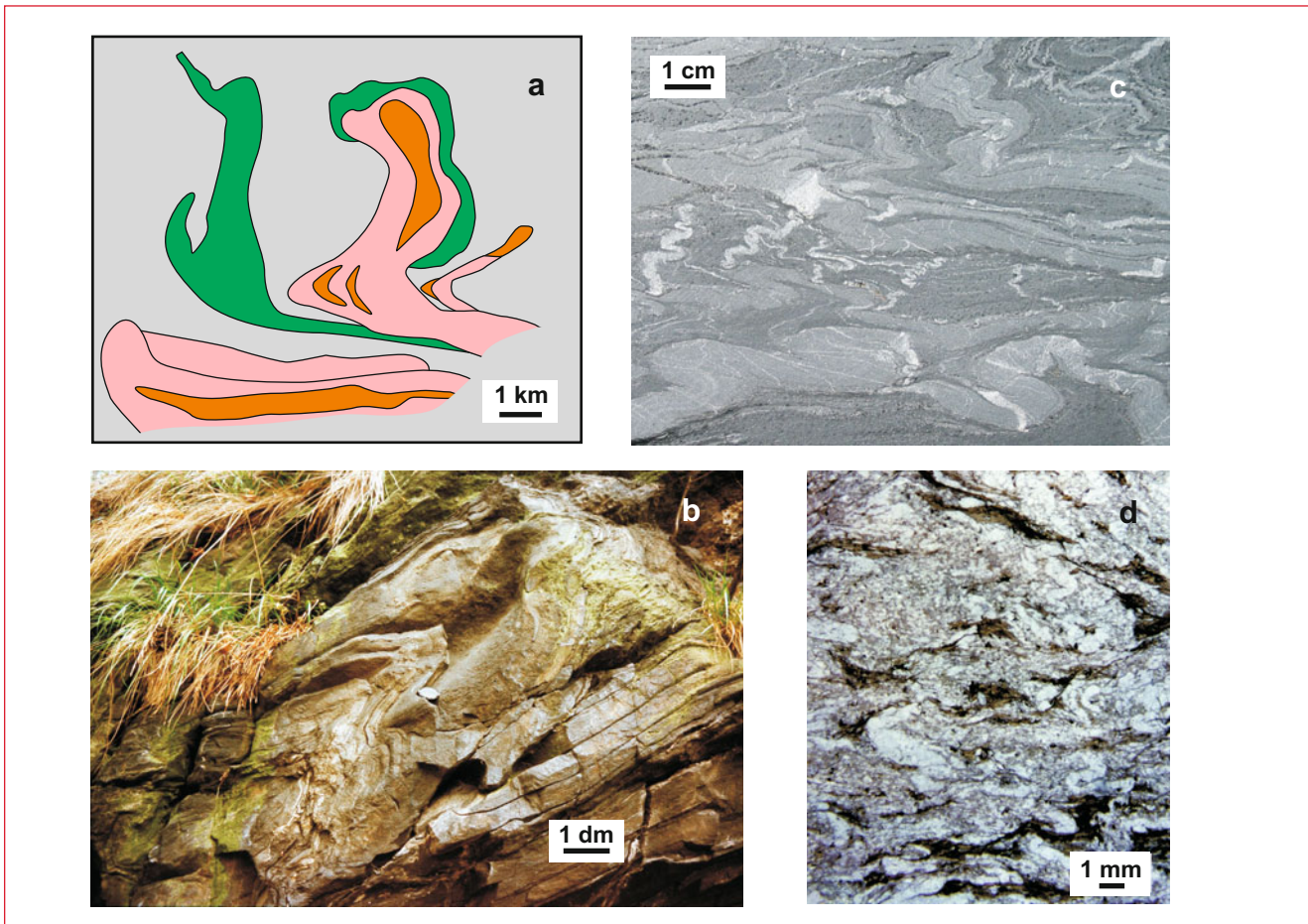


Abb. 4.24 Äquivalenz der Größenordnung: Erzgebirgische Falten verschiedener Maßstäbe. a-Ausschnitt aus einer geologischen Karte (Struktur von Mèdè nec), b-Aufschluss bei Bockendorf, c-Handstück vom Nordrand des Erzgebirges bei Rabenstein, d-Dünnschliff aus der Flöhazone bei Pockau.

Linearen in einer Halbkugel lässt sich mit etwas Übung schnell die Raumlage geologischer Strukturen darstellen und auch wieder ablesen. Um die statistische Absicherung von Messwerten zu veranschaulichen, werden im Folgenden solche Diagramme in den Abbildungen benutzt. Im Kasten 4.4 wird das Prinzip des Schmidt'schen Netzes erläutert.

Wie kommen metamorphe Gesteine zur Oberfläche?

Bei unserer Definition von Metamorphose gehen wir immer davon aus, dass ein Gestein unter erhöhten Druck und erhöhte Temperatur gerät. Mit anderen Worten, es wird versenkt. Im Rahmen der Plattentektonik ist auch schnell ein verantwortlicher Prozess gefunden – Subduktion und anschließende Kollision. Der Umstand aber, dass wir metamorphe Gesteine beobachten können, bedeutet, dass sie wieder nach oben müssen. Dafür ist es wiederum gar nicht so einfach, eine schnelle Erklärung zu finden. Abtragung des Gebirges ist eine häufige, spontan abgegebene Antwort. Das ist sicher ein wichtiger Prozess, aber im Angesicht einer Versenkung bis 150 km Tiefe scheint

auch diese Erklärung für die Erzgebirgsmetamorphite etwas lau. Bevor also die Frage beantwortet werden soll, warum Metamorphite an der Erdoberfläche vorkommen, muss etwas weiter ausgeholt werden.

Hinsichtlich der Plattentektonik können im Konzept der Plattentektonik drei grundsätzliche Regimes unterschieden werden: Konvergenz (z. B. Subduktion, Kollision), Divergenz (z. B. Mittelozeanische Rücken) und Transformstörungen (z. B. San Andreas-Verwerfung). Was im Großen funktioniert, kann auch auf jeden kleineren tektonischen Prozess angewandt werden. Konvergenz heißt Kompression und Raumeinengung, damit Faltung, Schieferung und Überschiebung. Das wiederum bedeutet, dass die lange Achse des Strain-Ellipsoids vertikal ausgerichtet ist, das Gesteinspaket verdickt wird (Abb. 4.30 rechts). Mit Divergenz ist immer eine Dehnung (Extension) der Gesteine und wie beim lang gezogenen Kaugummi eine Ausdünnung verbunden. Typische Struktur ist die Abschiebung (Abb. 4.30 links). Konservativ, was die Mächtigkeit anbelangt, ist der Prozess, bei dem Gesteine aneinander vorbei geschoben werden (Abb. 4.30 Mitte). Dieser Vorgang der Blattverschiebung wird heute meist als *Strike-Slip* bezeichnet. Die aus den Grundformen kombinierten Prozesse der Transpression und Transtension sind der Abbildung 4.30 zu entnehmen.

Kasten 4.4

Das Schmidt'sche Netz

Die Raumlage einer geologischen Fläche kann durch die Angaben Streichrichtung (Richtung der Schnittlinie der Fläche mit der Horizontalen), Fallrichtung (Richtung des stärksten Gefälles auf der Fläche) und Fallwinkel

(Neigungswinkel der Fläche zur Horizontalen) fixiert werden (Abb. 4.25 A). Da die Fallrichtung immer 90° zur Streichrichtung beträgt, genügen Fallrichtung und Fallwinkel zur Beschreibung der Raumlage aus. Die Fallrichtung

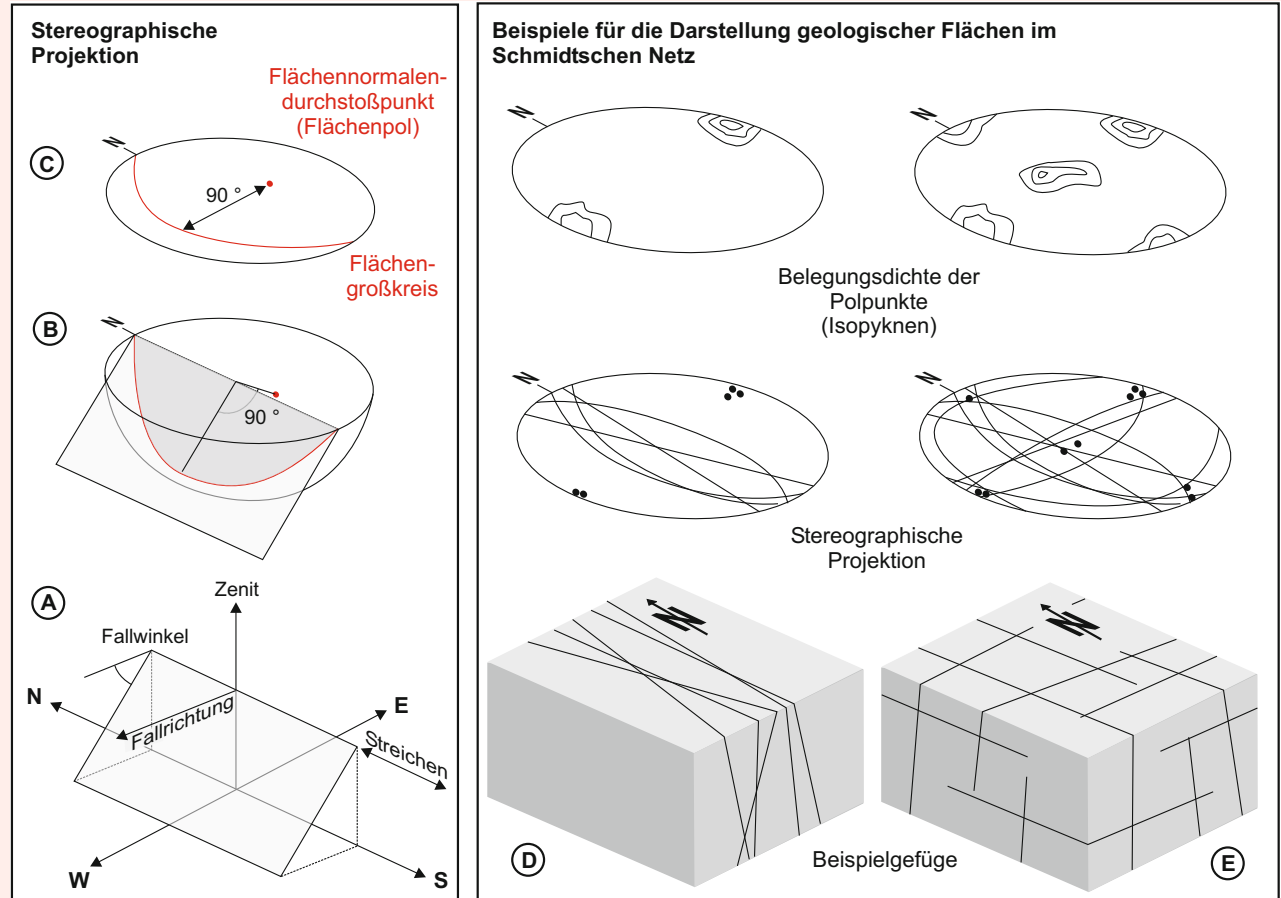


Abb. 4.25 Die Darstellung der Raumlage geologischer Flächen im Schmidt'schen Netz. A) Raumdaten einer Fläche. Darstellung der Fläche im Schmidt'schen Netz durch B) Konstruktion der Fläche und ihrer Flächennormale in eine untere Halbkugel und C) die Projektion von Schnittlinie und Flächennormalen-durchstoßpunkt auf eine Ebene. Im Beispiel D) sind N-S streichende senkrechte Flächen im Blockbild (unten), als Großkreise (Mitte) und als Polpunkte im Isopyknen-Diagramm (oben) dargestellt. Beispiel E) zeigt ein etwa orthogonales System von Flächen. Bei vielen Messwerten ist das Diagramm schnell überlastet und man beschränkt sich auf die Darstellung der Polpunkte als Isopyknen. Weitere Erläuterung siehe Text. Nach SEBASTIAN 2011.

Wenn Kompression mit Stapelung und strukturell mit Auf-schiebung verbunden ist, dann bedeutet das natürlich auch eine Zunahme der p-T-Bedingungen für die überschobenen Gesteine. Es findet eine prograde Metamorphose statt. Im umgekehrten Fall der Extension und Krustenausdünnung, zu der strukturell die Abschiebung gehört, werden tiefer liegende Gesteine von ihrer Bedeckung befreit. Damit ist schon ein sehr plausibler Prozess gefunden mit dem Gesteine zurück zur Erdoberfläche gelangen können während sie eine retrograde Metamorphose durchlaufen (Abb. 4.31).

In welchen plattentektonischen Situationen kann nun von Extension ganzer Krustenbereiche ausgegangen werden? Und

was treibt die Krustendehnung an? Im Wesentlichen existieren zwei Antriebsmechanismen. Im ersten Fall stehen spezielle plattentektonische Situationen im Mittelpunkt, die zu einer extensiven Resultierenden im Stressfeld der Kruste führen. Zum Beispiel wird in dem Maße, wie Indien die asiatische Platte staucht, etwa im rechten Winkel dazu das Gebiet zwischen Tibet und Tienschan nach Osten gedrückt. Häufig ist damit eine Hochlage der Asthenosphäre verbunden, wie sie bei allen kontinentalen Riftsystemen, auch im einheimischen Oberrheingraben, auftritt. Strukturgeologisch sehr gut untersucht ist die Basin-and-Range-Provinz im Westen der USA, die weltweit als Vorbild für Extensionsregionen gilt (Abb. 4.32). Dort ist es die schiefe unter

tung/Fallwinkel-Angabe von zum Beispiel 230/45 besagt, dass diese Fläche nach Südwesten geneigt ist und die Neigung genau mittig zwischen horizontal (Fallwinkel 0°) und vertikal (Fallwinkel 90°) liegt.

Um die Raumlage einer geologischen Fläche bequem darstellen zu können, muss die Fläche auf eine Dimension reduziert werden, so dass aus ihr eine Linie wird. Dazu wird die Fläche gedanklich (und auch mathematisch) durch eine Halbkugel gesteckt (Abb. 4.25 B). Die Schnittlinie wird dann auf den „Deckel“ der Halbkugel-„Schüssel“ projiziert und fertig ist die Darstellung beispielsweise einer Störung im Schmidt'schen Netz (Abb. 4.25 C). Die Beispiele in Abb. 4.25 D und E zeigen, dass diese Großkreisdarstellung bei vielen Flächen schnell an ihre Grenzen kommt, was Anschaulichkeit und Übersichtlichkeit anbelangt. Darum wird die Linie noch einmal um eine Dimension heruntergebrochen, so dass aus der Fläche im Schmidt'schen

Netz schließlich ein Punkt wird. Er entsteht durch das Durchspießen der Flächennormale (Senkrechte auf Fläche) durch die Halbkugel und die anschließende Projektion auf den „Deckel“ (Abb. 4.25 B und C). Auch noch 1000 solcher Polpunkte sind im Schmidt'schen Netz darstellbar und belegen als Punktwolken die schwerpunktmäßige Verteilung der geologischen Flächen im Raum. Aus solchen Punktwolken werden dann gern Isolinien der Belegungsdichte (Isopyknen) konstruiert (Beispiele in Abb. 4.25 D und E oben, Abb. 4.26).

Analog wird mit geologischen Linearen wie Faltenachsen oder Streckungslinearen verfahren. Die Reduktion um eine Dimension führt hier sofort zur Punktdarstellung im Schmidt'schen Netz. Streich- und Fallrichtung sind beim Linear identisch.

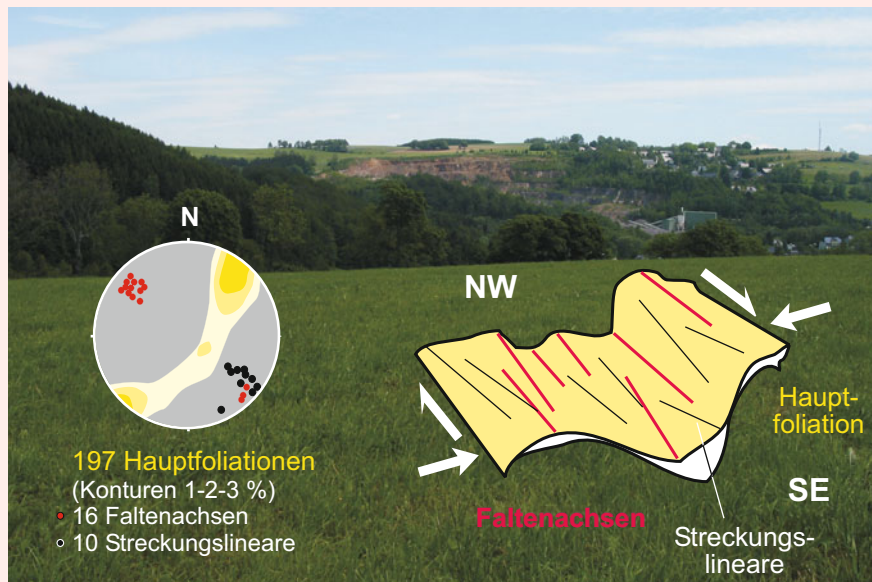


Abb. 4.26 Beispiel für ein Schmidt'sches Netz. Im Steinbruch Görzdorf stehen gefaltete Migmatitgneise an. Die Faltung wird im Zusammenhang mit der NW-SE streichenden Flöhazone gesehen. Die Messung von 16 Faltenachsen und 197 Foliationen zeigt, dass das Gefüge im Steinbruch tatsächlich der Flöhazonenausrichtung folgt: Die Projektionspunkte der Faltenachsen liegen bei NW bzw. SE. Da die Punkte dicht am Rand des Diagramms liegen, sind die Faltenachsen im Steinbruch nahezu horizontal orientiert. Wird die Foliation um diese NW-SE streichenden horizontalen Achsen gefaltet, dann ergeben sich bevorzugte Fallrichtungen der Flächen von NE und SW bei variablen Fallwinkeln. Tatsächlich finden sich entsprechende Isopyknen als Dichtekonturen der Polpunktvolken (gelb). Nach SEBASTIAN 1995.

Nordamerika abtauchende pazifische Platte, die in Utah und Nevada eine Krustendehnung verursacht. Über einer Asthenosphärenaufwölbung gleitet die Kruste auseinander. Im Sprödbereich wird die Dehnung über Abschiebungen und im duktilen Bereich der Unterkruste über einen sogenannten Abscherhorizont, das duktile *Detachment*, realisiert. Man beobachtet in solchen Regionen, dass durch die Abschiebung der überlagernden Gesteine hochmetamorphe Gesteinskomplexe zur Erdoberfläche gelangen. Die geologischen Merkmale solcher Metamorphen Kernkomplexe passen so gut auf das dem Erzgebirge benachbarte Granulitgebirge, dass FRANKE 1989 hier einen *Metamorphic-Core-Complex* (MCC) vermutete. Der

Arbeit von KRONER 1995 ist es zu verdanken, dass dieser Verdacht bis ins Detail bestätigt wurde (Kasten 4.5). Als Konsequenz dieser Entdeckung wurde das Dehnungskonzept auch ins Erzgebirge transportiert. Forscher wie KROHE und WILLNER (WILLNER et al. 1992, später z. B. WILLNER et al. 2000) wurden schnell fündig und konnten die Extension im Erzgebirge nachweisen. Allerdings zog der Antrieb mit entfernter Subduktion und Asthenosphärenhochlage in Sachsen nicht, und trotz einiger Gemeinsamkeiten ist das Basin-and-Range-Modell schon aus geometrischen Gründen nicht übertragbar.

Ein zweiter wichtiger Mechanismus für kontinentale Krustendehnung liegt im isostatischen Auftrieb einer Gebirgswurzel

Kasten 4.5

Das Granulitgebirge – Ein Metamorpher Kernkomplex (MCC)

Das Sächsische Granulitgebirge ist Typusgebiet des klassischen Weißsteins bzw. Granulits, einem hochmetamorphen Gestein, das mit der Paragenese Quarz, Kalifeldspat und Disthen durch absolute Wasserfreiheit charakterisiert ist. Diesem Umstand verdankt der Granulit seine Unversehrtheit während Metamorphosebedingungen von knapp über 1000° C (RÖTZLER & ROMER 2010). Nur ein bisschen Wasser hätte ausgereicht, um den ansonsten granitisch zusammengesetzten Granulit aufzuschmelzen. Wir würden heute nicht vom Granulit-, sondern vom Granitgebirge sprechen.

Bemerkenswert am Granulitgebirge ist aber nicht nur sein exotisches Kerngestein, sondern auch sein auffälliger Aufbau. Schon im Kartenbild ist die 20 x 50 km große Granulitbeule gut zu erkennen (4.28). Sie wird von einem inneren (Gneis, Glimmerschiefer) und einem äußeren Schieferman-

tel (Phyllite, Tonschiefer) umgeben. Dieser Aufbau ist charakteristisch für einen so genannten „*Metamorphic-Core-Complex*“, der sich aus einer Unterplatte (hochmetamorph, hier Granulit) und einer Oberplatte (schwach metamorph, hier äußerer Schiefermantel) zusammensetzt (Abb. 4.27). Zwischen beiden befindet sich der Abscherhorizont, an dem die Oberplatte von der Unterplatte abgeschoben wurde (Innerer Schiefermantel). Dieses *Detachment* fällt flach ein, und auf dieser „Rutschbahn“ wird die Unterplatte aus großen Tiefen geholt. Für das Granulitgebirge erfolgte die Exhumierung aus etwa 70 km Tiefe in etwa 5 Millionen Jahren. Das ging so schnell, dass der noch heiße Granulitkern (Unterplatte) teilweise eine Kontaktmetamorphose im äußeren Schiefermantel (Oberplatte) verursachte (Abb.4.29).

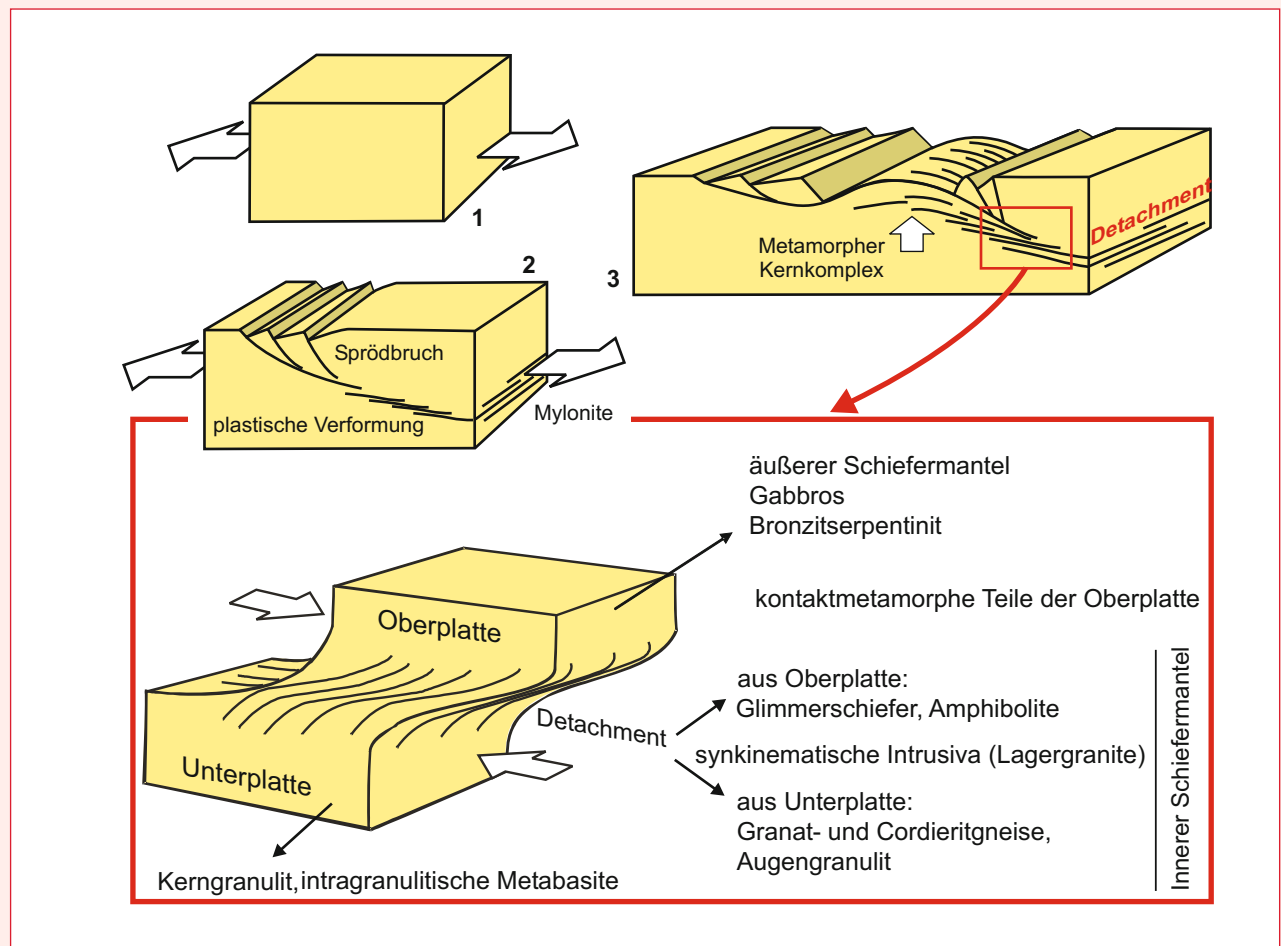


Abb. 4.27 Die Entstehung eines Metamorphen Kernkomplexes in drei Schritten. Letztendlich kann eine Ober- von einer Unterplatte unterschieden werden, die durch einen Abscherhorizont, das Detachment, getrennt werden. Aus dieser Gliederung lässt sich ein tectonisches Profil des Granulitgebirges ableiten (roter Kasten), in dem seine wichtigsten Gesteine den Gliederungspunkten zugeordnet werden. Nach DAVIS & LISTER 1988 und KRONER 1995.

(postkollisionsaler Kollaps). Die vorangegangene Kontinent-Kontinent-Kollision führte zur Verdickung der Kruste, die am Ende der Kollision metastabil auf der Asthenosphäre schwamm. Über kurz oder lang muss die kontinentale Kruste allein aus isostatischen Gründen wieder zu ihrer normalen Mächtigkeit

von 30 bis 35 km zurückkehren. Der Auftrieb führt zu einer mehr oder weniger vertikal ausgerichteten Hauptspannungsrichtung σ_1 . Im duktilen Bereich sollte sich diese Spannungsorientierung in plus/minus horizontaler Foliation und im spröden Bereich in Abschiebungen widerspiegeln. Und genau das

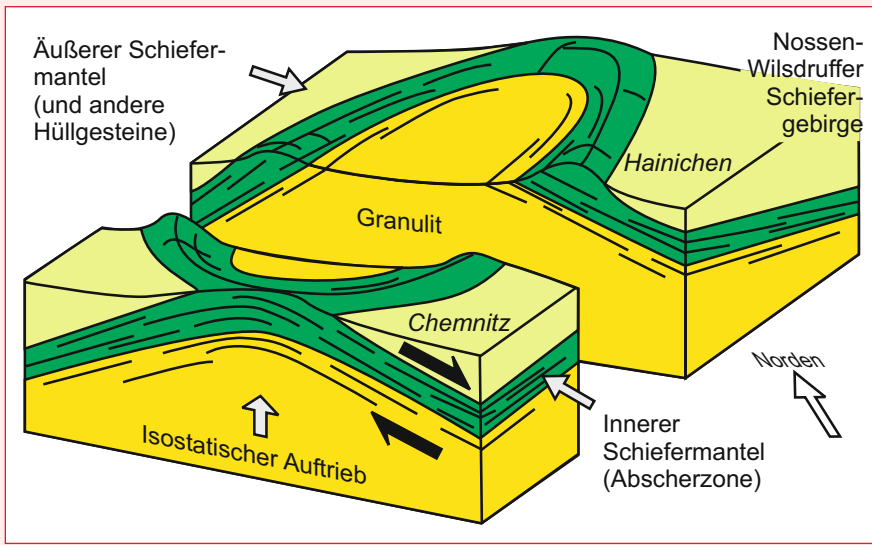


Abb. 4.28 Aufbau des Granulitgebirges in Granulitkern, inneren und äußeren Schiefermantel.

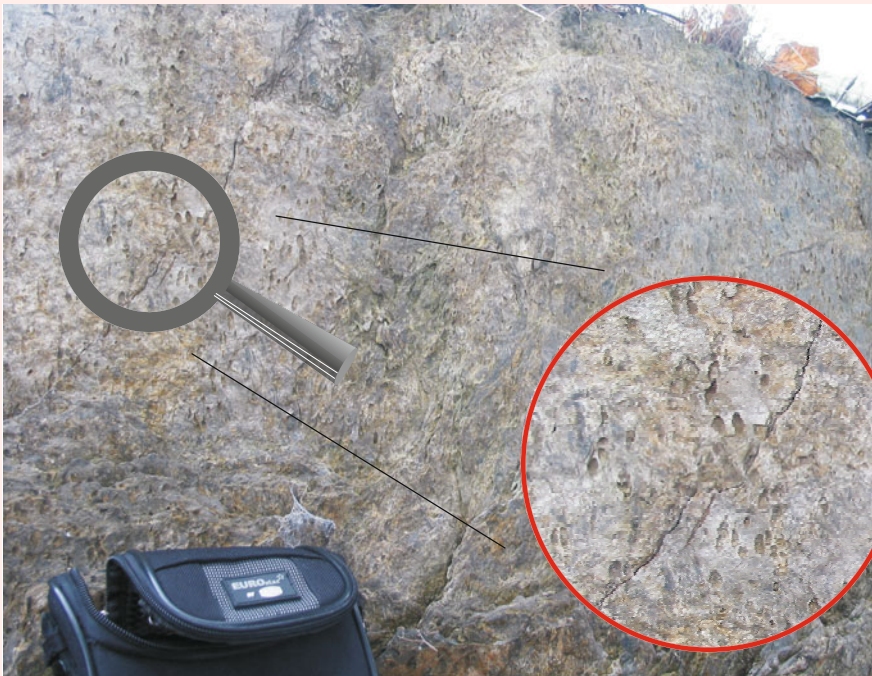


Abb. 4.29 Als der heiße Granulitkern schnell von seiner Überlagerung befreit wurde, führte das Temperaturgefälle zur kalten Oberkruste zu einer Kontaktmetamorphose in den Schiefen des äußeren Schiefermantels. Die dadurch entstandenen „Früchte“ wuchsen im Spannungsfeld der anhaltenden Aufstiegsbewegung gerichtet. Früchtschiefer an der Straße Rabenstein-Röhrsdorf.

ist es, was KROHE und WILLNER im mittleren Erzgebirge fanden (Abb. 4.33).

Zu dem Zeitpunkt, als KROHE, WILLNER und auch SEBASTIAN 1995 ihre Modelle von der postkollisionalen Extension machten, waren die Diamanten in den erzgebirgischen Gneisen

noch nicht entdeckt. Wie auch für die Exhumierung der Coesit führenden Eklogite war das Extensionsmodell hier nicht ausreichend. Keine Gebirgswurzel reicht so tief, um durch isostatischen Auftrieb 150 km tief versenkte Gesteine zur Erdoberfläche zu bringen.

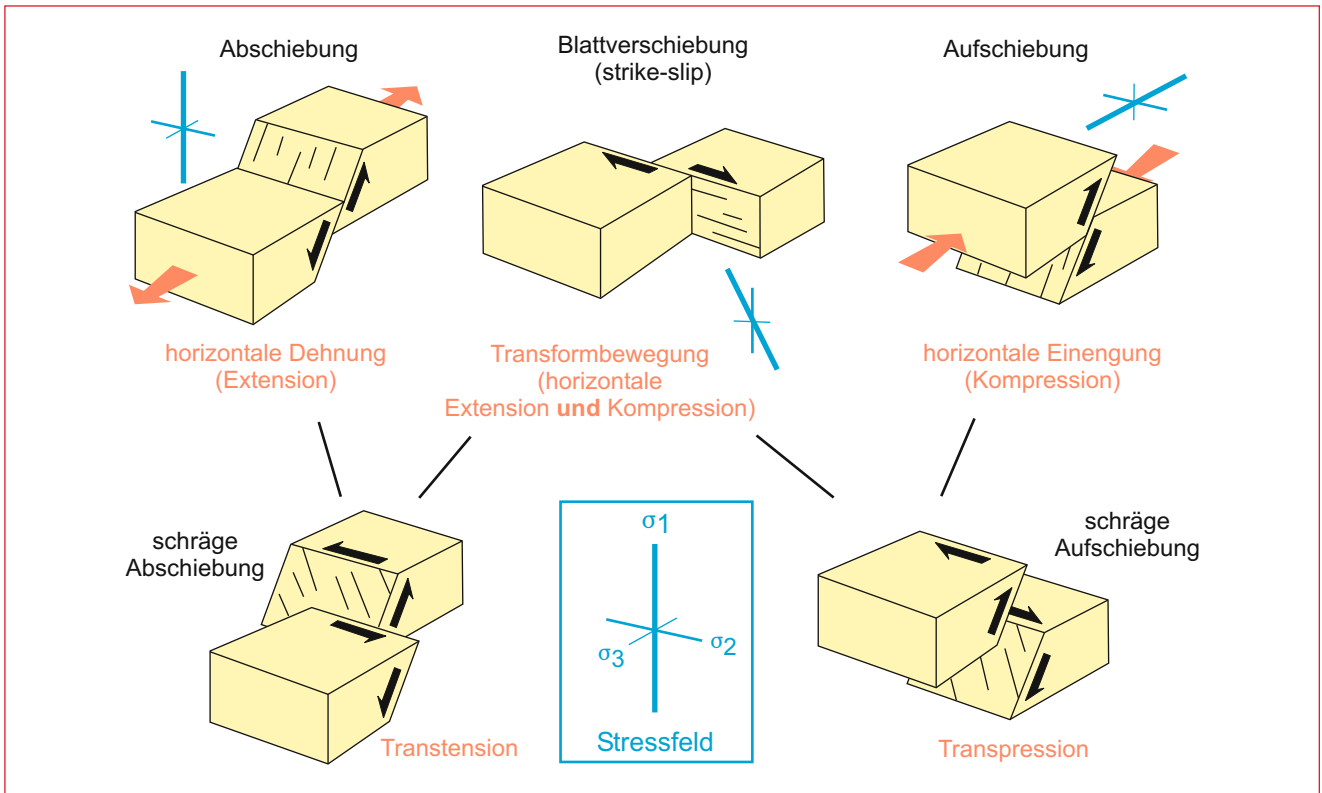


Abb. 4.30 Drei grundsätzliche tektonische Regimes (rot) mit Spannungsverhältnissen (blau) und den charakteristischen Strukturen (schwarz): Extension mit Abschiebung, Blattverschiebung (*Strike-Slip*) und Kompression mit der Aufschiebung. Es ist ersichtlich, dass die Blattverschiebung sowohl mit Dehnung als auch mit Einengung einhergehen kann. Mit der Dehnung hat sie die horizontale Hauptspannungsrichtung σ_3 gemeinsam, mit der Kompression die horizontale Orientierung von σ_1 . Der *Strike-Slip* ist somit durch eine horizontale Deformations ebene gekennzeichnet. Zwischen **Transformbewegung** und **Extension** bzw. **Kompression** bestehen Übergänge (unten), die **Transension** und **Transpression** genannt werden.

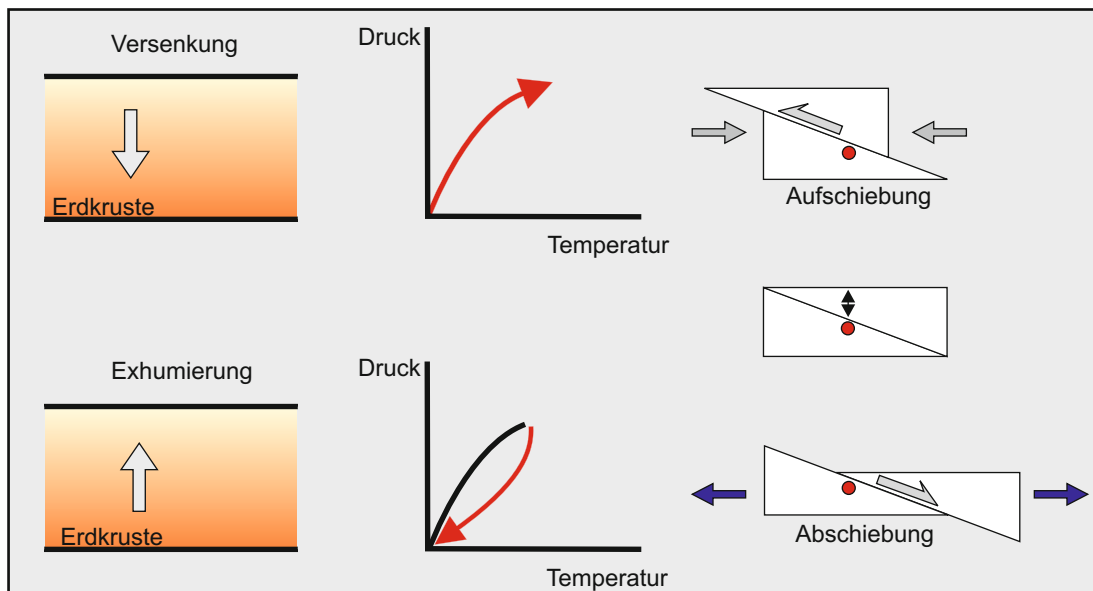


Abb. 4.31 Die Verbindung von tektonischem Regime, Petrologie und Strukturgeologie. Zur Versenkung gehört der prograde p-T-Pfad und die Aufschiebung. Mit retrograden p-T-Pfaden und Abschiebungen kann die Exhumierung metamorpher Gesteine gut verbunden werden. Häufig auftretende abschiebende Strukturen im Zusammenhang mit den steilen retrograden Metamorphosepfaden im Erzgebirge legte für viele Strukturgeologen die Extension als Exhumierungsmechanismus nahe. Natürlich geht es nicht ohne Abschiebung! Aber bedeutet das immer reine Krustendehnung?



◀ **Abb. 4.32** Krustendehnung à la Basin-and-Range. Prinzip der Krustendehnung im Westen der USA. Das große Foto vom Death Valley zeigt die typische Morphologie der Region: streng parallel ausgerichtete Horste und Gräben, die durch Abschiebungen voneinander getrennt sind (Foto rechts).

Spätestens mit der Entdeckung von Diamanten in Quarz-Feldspat-Gesteinen des Erzgebirges war klar, dass hier kontinentale Kruste subduziert worden war. Wie soll das denn gehen, fragt da jeder Geowissenschaftler. Kontinentale Kruste ist zu leicht, um mit ihrem lithosphärischen Mantelanteil in die Asthenosphäre eintauchen zu können. Betrachten wir noch einmal das Beispiel Indien und Himalaya: hier schiebt sich kontinentale Kruste unter die kontinentale Kruste der asiatischen Platte. Sie „geht“ aber nicht wirklich in der Asthenosphäre „unter“, sondern bleibt an ihrer Oberfläche. Der Auftrieb sorgt für die

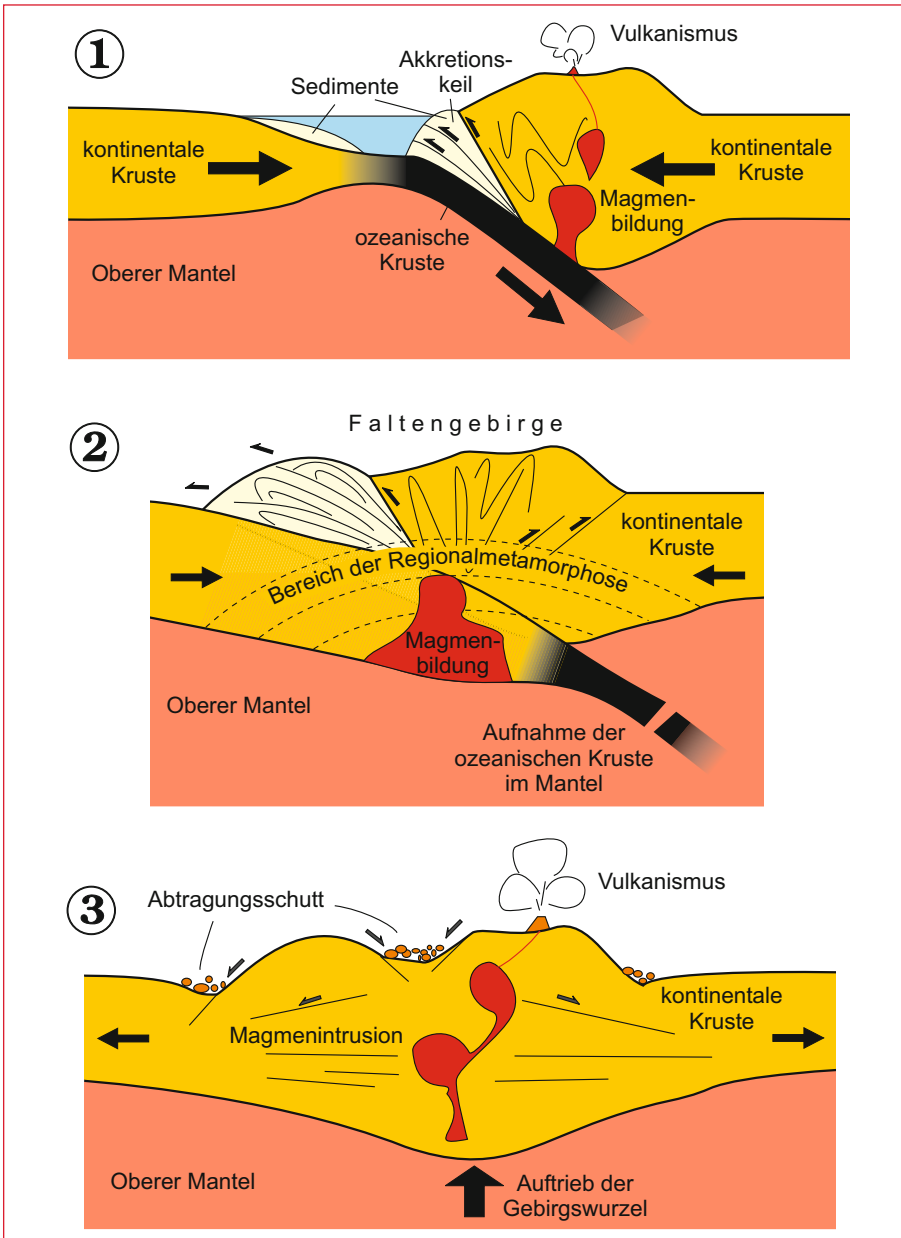


Abb. 4.33 Das Konzept der postkollisionalen Extension als logisches plattentektonisches Stadium im Anschluss an Subduktion und Kollision. Der Auftrieb der Gebirgswurzel führt zu Gefügen und Strukturen, wie sie auch im Erzgebirge zu beobachten sind: horizontale Foliation, Abschiebung, Bildung von Molassebecken.

Anhebung der überlagernden Platte und bildet so das Tibet-Hochplateau. Man kann aber berechnen, wie weit man den kontinentalen Krustenanteil einer Lithosphärenplatte herunterschrauben muss, damit die Gesamtdichte der Platte gerade noch so die der Asthenosphäre übersteigt. CLOOS hat 1993 herausgefunden, dass kontinentale Kruste bis etwa 15 km Mächtigkeit subduziert werden kann. Gedehte Schelfbereiche eines Kontinents könnten also die Vorläufer unserer Hochdruckdecken sein. Damit ist das „Hinunter“ kontinentaler Kruste geklärt.

Wie kommt sie aber, nachdem sie bis 150 km versenkt worden ist wieder nach oben? Extension und postkollisionaler Kollaps reichen hierfür als Erklärung ganz offensichtlich nicht aus. CHEMENDA et al. 1995 haben auch dafür eine Lösung parat. Auch subduziert haben die kontinentalen Anteile der Lithosphäre einen enormen Auftrieb. Modellierungen der Arbeitsgruppe haben gezeigt, dass es einzelnen Krustenspänen, die sich von der subduzierten Platte gelöst haben, möglich ist, durch den isostatischen Auftrieb getrieben und durch Fluide geschmiert auf dem Rücken einer Subduktionszone aufzusteigen (Abb. 4.34). Auf diese Weise können Metamorphite aus großen Tiefen exhumiert werden, ohne dass die Subduktion dabei zum Stillstand kommt. In einer Zusammenstellung der UHP-Terrane weltweit konnten LIU et al. 2003 (Abb. 4.9) zeigen, dass die meisten dieser Ultrahochdruck-Komplexe an ihrer Basis Aufschiebung und in ihrem Hangenden Abschiebung aufweisen.

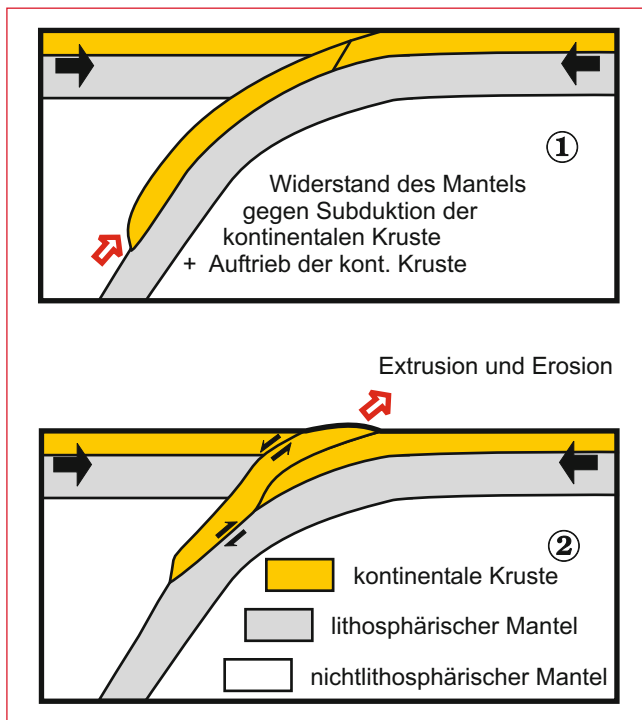


Abb. 4.34 Ist die kontinentale Kruste dünn genug, dann kann sie subduziert werden (1). Ihrem Auftrieb gehorchend kann sie jedoch auch abreißen und von der Subduktion entkoppelt nach oben steigen (2). Im Bereich des Akkretionskeils wird sie dem Krustenstapel einverleibt und mit ihm erodiert. Die Basis eines solchen UHP-Terranes sollte durch Überschiebung, das Hangende durch Abschiebung gekennzeichnet sein. Damit ist die vermeintliche Dehnungsstruktur „Abschiebung“ hier in ein kompressives Regime involviert. Nach CHEMENDA et al. 1995. UHP=Ultrahochdruck

Das passt natürlich gut zum Bild des aufsteigenden Krustensegments nach CHEMENDA in Abbildung 4.34. FRANKE und STEIN haben 2000 den CHEMENDA-Gedanken aufgegriffen und erstmals für das östliche Saxothuringikum adaptiert.

Hauptgefüge des Erzgebirges

Wie bereits erwähnt, ist die allgegenwärtige penetrative Foliation der Metamorphite das augenfälligste und wichtigste Gefügeelement im Erzgebirge. Sie bildet den Schalenbau, entlang der Foliation finden die wichtigsten Materialwechsel statt und sie gibt mit ihrem umlaufenden Streichen den kuppelförmigen Aufbau des Erzgebirgskristallins vor (Abb. 4.35). An der Nordspitze fällt die Foliation nach Norden ein, an der Nordwestflanke nach Nordwesten und so weiter. Intern wird das Hauptgefüge aufgebeult und eingedellt. Anhand der Foliation sind Gneiskuppeln (oder Dome) erkennbar, um die sich schalenförmig die hangenden tektonischen Einheiten legen.

Bemerkenswert ist, dass scheinbar alle Schalen, die ja auf eine sehr unterschiedliche metamorphe Geschichte zurückblicken können, bezogen auf die Hauptfoliation konform zueinander liegen. Das könnte bedeuten, dass ein gemeinsamer Prozess, ein alle Einheiten erfassendes Stressfeld, dieses Gefüge erzeugte. Die Anlage der Foliation müsste dann *nach* der individuellen metamorphen Geschichte der einzelnen Einheiten erfolgt sein. Lässt sich der Zeitpunkt dieser Gefügeprägung näher bestimmen? Kann man vielleicht sogar mit dem Finger auf einen Punkt im p-T-Pfad zeigen?

Schauen wir also zunächst, was die Spezialisten zur Anlage der Hauptfoliation in den einzelnen Zwiebelschalen herausbekommen haben (u. a. WILLNER et al. 2000). Ist die Foliation wirklich immer an denselben Prozess gebunden, also gleich alt?

- In den Phylliten wird die Foliation durch Hellglimmer gebildet, für die RÖTZLER et al. 1998 einen Bildungsdruck von etwa 0,2 GPa bestimmten, was einer Versenkung von gerade mal 6 km entspricht.
- Die Granatphyllite erhalten ihr Hauptgefüge bei 0,7 bis 0,8 GPa, abgebildet durch Hellglimmer.
- Nach WILLNER et al. 2000 findet die Hauptgefügeprägung der Glimmerschiefer bei etwa 0,9 GPa statt, was sich aus den Phengitgehalten der foliationsbildenden Hellglimmer ergibt.
- Auch in der Schale der Hochdruckgneise wird die Hauptfoliation durch phengitische Hellglimmer gebildet. Mit einem Druck von 1,0 bis 1,2 GPa nehmen die Gesteine dieser Schale die tiefste Position zur Zeit der Gefügeprägung ein – etwa 30 km. Neben den Schichtsilikaten bilden strenge Wechsel von Quarz- und Feldspatlagen die Foliation ab.
- Die Gneise der MP-MT-Einheit erhalten ihre Hauptfoliation durch Biotit und Hellglimmer. Letztere sprechen für eine Bildung des Gefüges zwischen 0,2 und 0,4 GPa.

Verglichen mit den Maximumbedingungen der Metamorphose wird also das Hauptgefüge in relativ flachen Krustenniveaus aufgeprägt. Auffälligerweise geht den Hochdruckeinheiten meist eine intensive Dekompression voraus, bei der die Gesteine aus

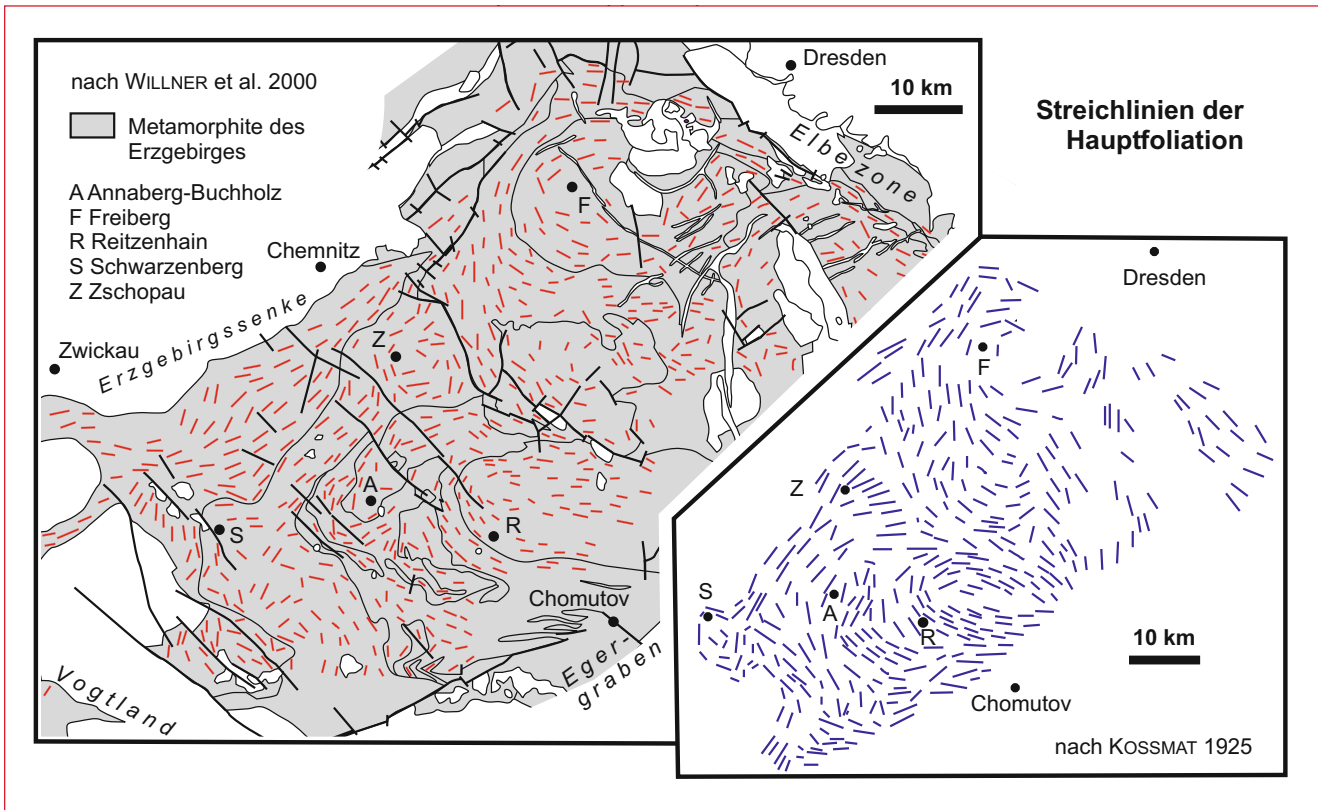


Abb. 4.35 Streichlinienkarten der Hauptfoliation des Erzgebirges im Wandel der Zeit. Erwartungsgemäß sind die Befunde von KOSSMAT 1925 und WILLNER et al. 2000 nahezu identisch und belegen die Reproduzierbarkeit strukturgeologischer Kartierungen.

der Tiefe gefördert wurden. Die Anlage der universalen Hauptfoliation scheint also zu einem Prozess zu gehören, der alle Gesteinskomplexe im Bereich zwischen 30 und 6 km Tiefe zusammenführt (Abb. 4.37).

Zum Inventar des Hauptgefüges zählt aber nicht nur die Foliation, sondern auch ein darauf häufig abgebildetes Streckungslineare. Es besteht aus Einzelmineralen oder aus gelängten Mineralaggregaten, die entlang eines tektonischen Transportes ausgerichtet sind. Es ist an *Simple-Shear*-Verhältnisse gebunden und kann gemeinsam mit asymmetrischen Strukturen für die Bestimmung der tektonischen Transportrichtung herangezogen werden (Kasten 4.6). Die Karte in Abbildung 4.38 zeigt die mit der Hauptfoliation verbundenen Streckungslineare und die Abbildung 4.39 liefert Beispiele für Schersinnindikatoren. Grundaussage: Hangendes rutscht Richtung West bis Nordwest. Das sollte also die Richtung jenes tektonischen Vorgangs sein, der die heutige Abfolge der metamorphen Einheiten festlegte.

Es sei noch einmal daran erinnert, dass die Hauptfoliation nicht nur eine Frage orientiert gewachsener Minerale, insbesondere von Glimmern, ist. Besonders die Gneise werden auch durch mylonitische Scherbahnen gekennzeichnet, die ebenfalls bei der Bildung einer Hauptfoliation mithelfen. Die intensiver mylonitisierten Bereiche belegen eine verstärkte Aufnahme von Verformung. Solche Zonen erhöhter Scherung sind vor allem im Grenzbereich der tektonometamorphen Einheiten zu erwarten. Geländebeobachtungen zeigen nicht nur, dass die Gesamtverformung (finiter Strain) dort am höchsten ist, auch die Scherungsunter-

schiede sind dort am stärksten. Während die Orthogneisdomen (Freiberg, Reitzenhain) relativ gleichmäßig durchschert wurden, vom Deformationstyp eher einem Protomylonit entsprechen, werden die Randbereiche wesentlich inhomogener in Mittelebene gezogen. Mylonite und Ultramylonite wechseln sich foliationsparallel mit nahezu undeformierten Bereichen ab, wie das Beispiel vom Vogeltoffelstein zeigt (Kasten 4.3). SEBASTIAN 1995 ist der Meinung, dass sich in solchen Scherzonenbereichen auch verstärkt Migmatite bilden, wie sie typisch für den Bereich der Flöhazone sind (mehr dazu in Kapitel 20). Der Grund dafür könnte in der zunehmenden Migrationsfähigkeit von Fluiden in den gescherten Gesteinen liegen. Typischerweise offenbaren diese Gesteine auch wenig über ihre metamorphe Vergangenheit, da ihr p-T-Gleichgewicht bei der intensiven Deformation auf ihrem Weg nach oben immer wieder zurückgesetzt wurde. Petrologen haben in solchen Fällen Schwierigkeiten, einen p-T-Pfad zu rekonstruieren.

Soviel zur Hauptgefügeprägung der Metamorphite. Aber was können die Erkenntnisse zu einem Genesemodell des Erzgebirges beitragen? Sie liefern uns das Wissen darüber, dass der Transport grob nach West gerichtet war! Die Frage ist, was das für ein Transport war – Kompression oder Extension, Krustenstapelung oder Krustendehnung?

Wahrscheinlich heißt die kürzeste Antwort: sowohl als auch. Auf der Suche nach einem strukturgeologischen Modell wurde in der Vergangenheit nach dem oben beschriebenen Muster polarisiert. Es kam entweder nur Dehnung und Abschiebung

Kasten 4.6

Schersinnindikatoren und *Simple Shear*

Störungen, Falten und Foliationen geben eine Aussage zur Orientierung von σ_1 und σ_3 zur Zeit ihrer Entstehung. Bei tektonischem Transport, wenn beispielsweise eine tektonische Decke auf einer Unterlage verschoben wird, dann zählt nicht nur die Richtung, sondern hier ist auch der Richtungssinn entscheidend. Zum Beispiel sind die nördlichen Kalkalpen von Süden über die Zentralalpen geschoben worden und nicht umgekehrt. Im für das Erzgebirge so wichtigen duktilen Bereich existiert eine Vielzahl von so genannten Schersinnindikatoren, die schnell Auskunft darüber erteilen, ob das Hangende eines Gesteinspaketes in die eine oder andere Richtung transportiert wurde. Nach ihnen hält der Strukturgeologe im Kristallin besonders Ausschau (Abb. 4.36). Voraussetzung für die Anlage solcher

asymmetrischen Strukturen ist das Wirken so genannter einfacher Scherung (*Simple Shear*). Sie beschreibt etwa das, was man sich normalerweise unter Scherung vorstellt: Deformation eines Körpers mit einem Kräfteinsatz parallel zu äußeren Flächen des Körpers. Am besten ist es, man stellt sich einen Kartenstapel vor, den man durch das Auflegen der Hand verschiebt. Im Unterschied dazu vergleicht man die symmetrische reine Scherung (*Pure Shear*) mit dem Zusammendrücken eines Gummiballs. Der Abbildung 4.36 ist auch zu entnehmen, dass das Koordinatensystem des Strain-Ellipsoids bei fortschreitender Deformation unter *Simple-Shear*-Verhältnissen rotiert (nicht-koaxiale Deformation).

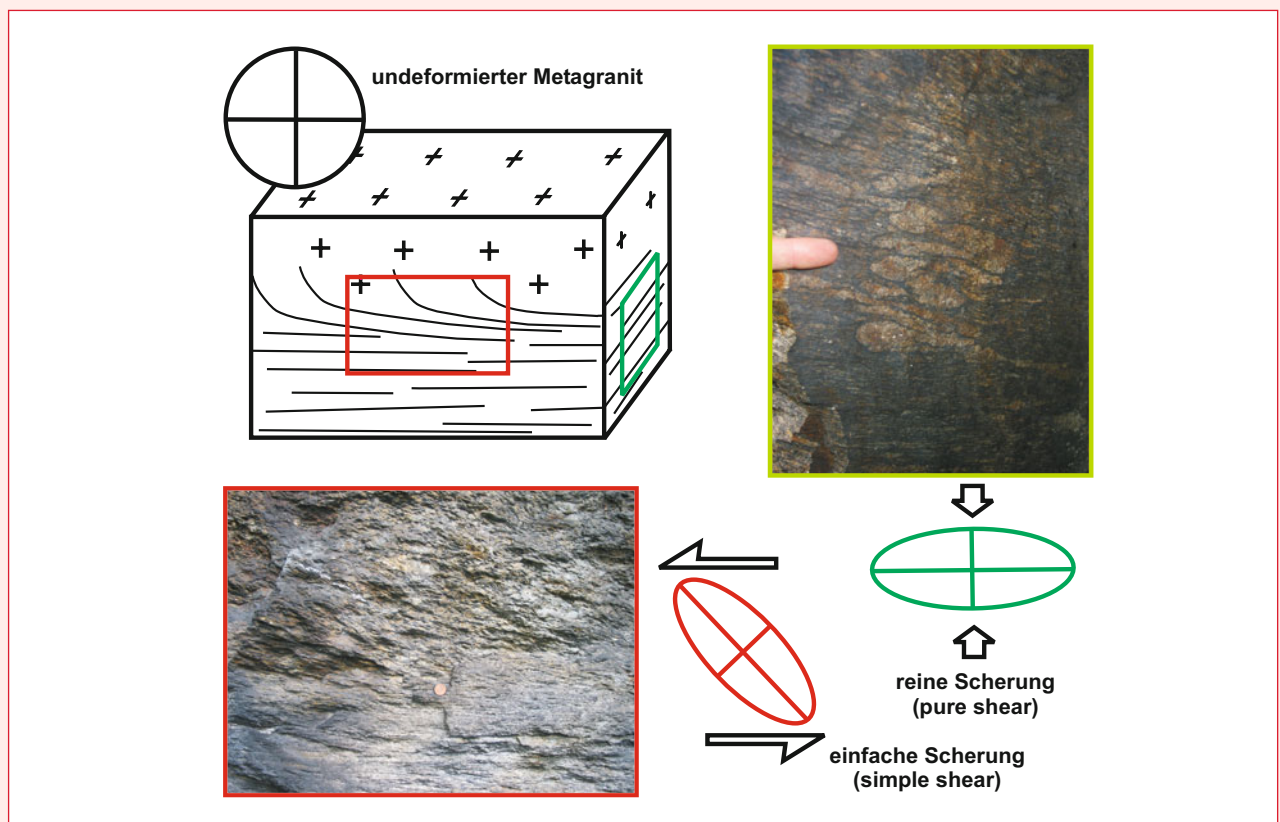


Abb. 4.36 *Pure Shear* und *Simple Shear* am Beispiel des Vogeltöffelfelsens bei Anspurgung. Die geschleppte Foliation ist eindeutig einfacher Scherung zuzuordnen (rot). Dagegen belegt die ptygmatische Falte zunächst lediglich ein vertikales Zusammendrücken, also reine Scherung (grün). Das gemeinsame Auftreten dieser Strukturen zeigt, dass meist beide Komponenten gleichzeitig wirken.

oder nur Einengung und Aufschubung in Frage. Ausgehend von Untersuchungen an den Zöblitzer Muskovitgneisen entschied sich die Arbeitsgruppe um KROHE und WILLNER zunächst für die Extension. Eine horizontale mylonitische Foliation, an die sich im mittleren Erzgebirge abschiebende Gefüge nahtlos anschließen, waren die deutlichen Belege dafür. In den Schiefen und Gneisen des Westerzgebirges arbeitende Forscher sahen eine solche Entwicklung aber nicht. Zum Beispiel wider-

sprach NEGA 1998 vehement der Meinung, die Hauptfoliation sei Ergebnis von Krustendehnung. In seinem Untersuchungsgebiet spielten extensive Strukturen nur eine untergeordnete Rolle. Die Wahrheit ist wieder einmal komplexer. Offensichtlich kann sich ein Spannungsfeld in einem Krustenstapel in unterschiedlicher Weise manifestieren. Bevor ein endgültiges Wort gesprochen werden soll, schauen wir einmal nach, was vor der Anlage der Hauptfoliation geschah.

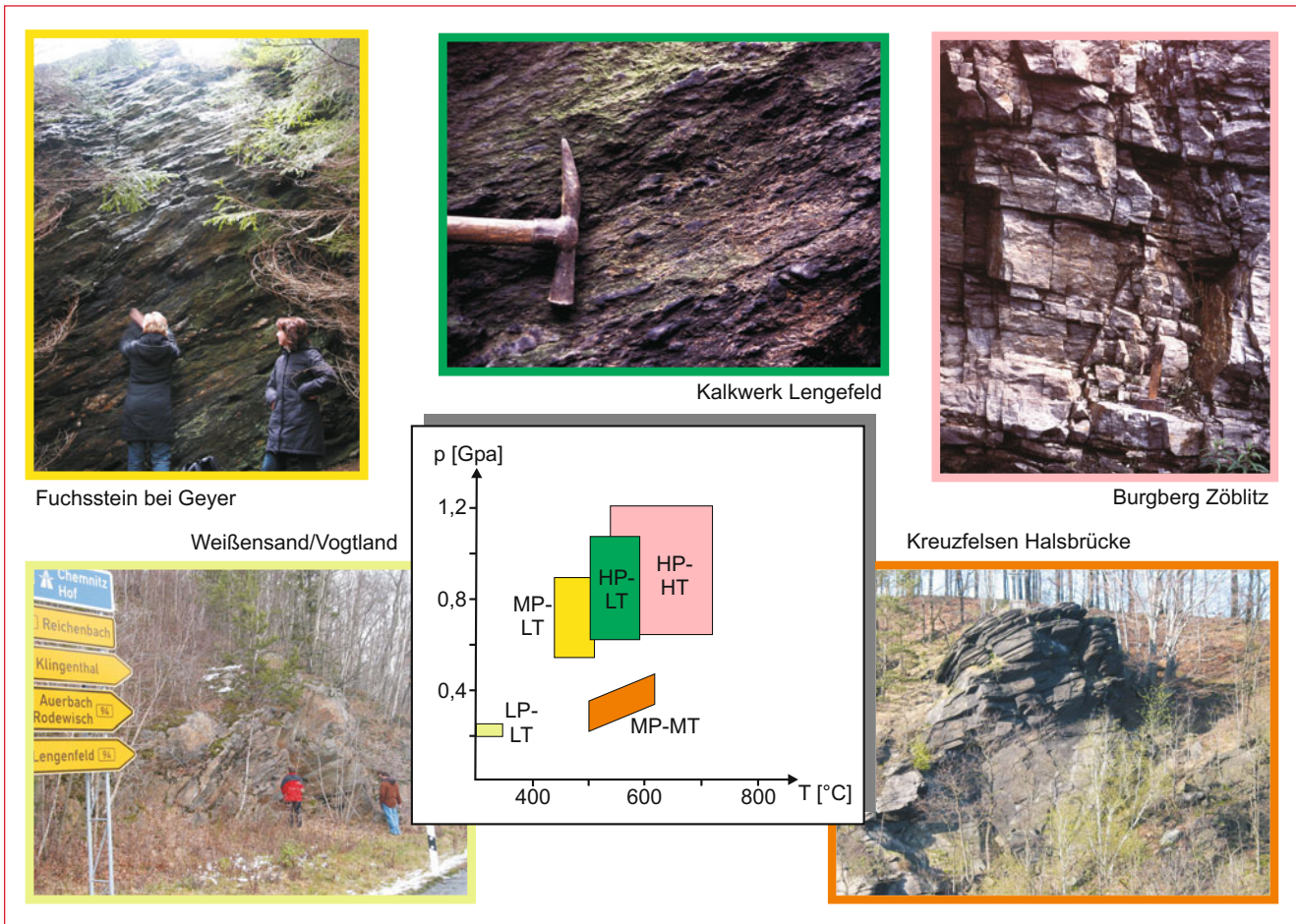


Abb. 4.37 Das p-T-Diagramm zeigt die Metamorphosebereiche, in denen die Hauptfoliation angelegt wurde (u. a. nach WILLNER et al. 2000). Für jede Einheit gibt es ein Beispielfoto, das das typische Erscheinungsbild der Foliation zeigt. Die Abkürzungen bedeuten: HP-HT-Hochdruck-Hochtemperatur; HP-LT-Hochdruck-Niedrigtemperatur; MP-MT=Mitteldruck-Mitteltemperatur; MP-LT=Mitteldruck-Niedrigtemperatur; LP-LT=Niedrigdruck-Niedrigtemperatur.

Relikte früherer Deformationen

Bestehen bei einer so durchgreifenden Anlage des Hauptgefüges, wie sie im Erzgebirge geschah, überhaupt Chancen, noch ältere Gefüge zu entdecken? Tatsächlich sind ältere Gefüge eher selten und nur als Relikte anzusehen. Sie sind allerdings auch nicht so selten, dass man sie bei eingehender Untersuchung nicht immer wieder antreffen würde. Aber sie sind eben nicht kartierbar und durch ihre Rotation bei der Hauptgefügeprägung, nicht besonders aussagekräftig.

Der Grund für das Auslöschen alter Strukturen liegt unter anderem in der ungünstigen Ausgangslage gegenüber jüngerer Überscherung. Falten, die faltenachsenparallel überscherert werden, haben ein höheres Erhaltungspotenzial als solche, die in großem Winkel zur neuen Transportrichtung liegen (Abb. 4.40). Im duktilen Deformationsbereich, wo die plastischen Gesteine sehr anfällig auf jeden Stress reagieren, werden obendrein alte Gefügeelemente in Richtung der Längsachse des finiten Strainellipsoids rotiert. Wenn nur lange genug geschert wird, liegen unterschiedliche Flächen oder Lineare, welcher Natur und Raumlage sie auch immer gewesen sein mögen, allesamt paral-

lel. Dieser „Transposition“ genannte Vorgang ist dafür mitverantwortlich, dass scheinbar exakt parallel angeordnete Materialunterschiede früher als Schichtung missinterpretiert wurden. Die Entdeckung einer intrafolialen Faltung, wie sie häufig in Form von nur reliktsch erhaltenen Faltenkernen vorkommt, schließt sofort jedes stratigraphische „oben“ und „unten“ aus.

Strukturen, die älter als das Hauptgefüge sind, finden sich in solchen Bereichen, die von der Scherung verschont wurden, etwa nach dem Vorbild der Linse am Vogeltoffelfelsen. Dort wurde jedoch ein regelloser Granit überschert und damit ist keine Aussage zu älteren Deformationen möglich. In anderen Aufschlüssen ist das anders. In den Muskovitgneisen der HP-HT-Einheit sind vielerorts ältere Foliationen und Falten erhalten, die von einer etwa West gerichteten mylonitischen Foliation überprägt werden. Ein schönes Beispiel dafür liefert der Aufschluss an der Ruine Niederlauerstein (Abb. 4.41). Auch Einlagerungen kompetenter Gesteine sind gute Kandidaten für strukturelle Relikte. Ihre Spröde und ihr Deformationsunwille prädestinieren die meist als Boudins oder Scherlinsen vorliegenden Körper zur Konservierung der „Vorgeschichte“. Das um so mehr, weil auf dem Weg aus der Tiefe die Temperatur und damit die

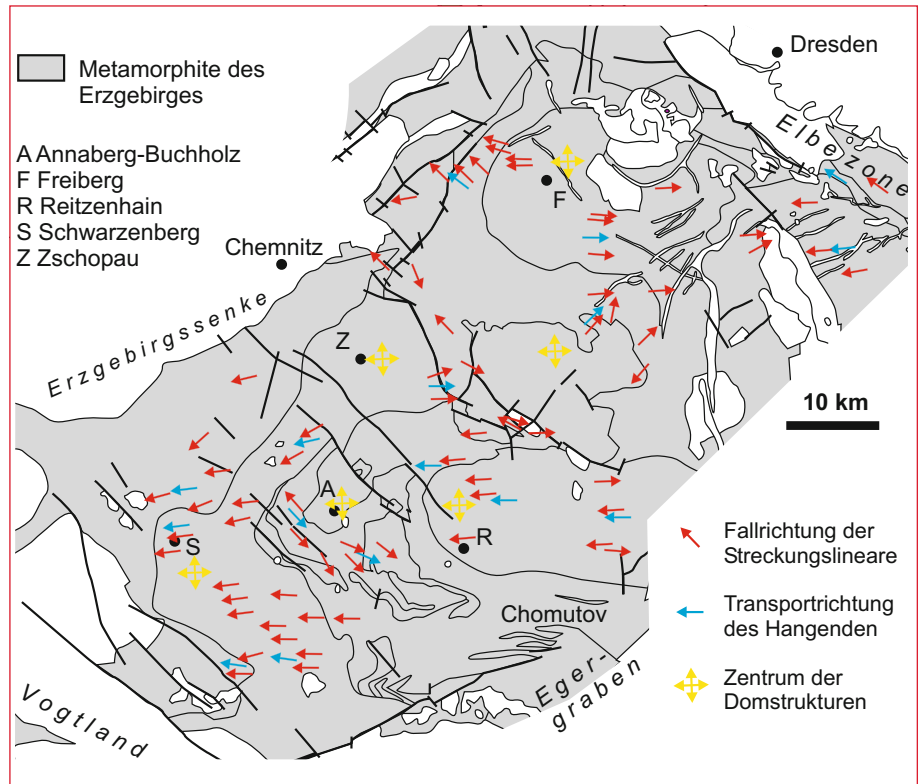


Abb. 4.38 Karte der Streckungslineare, der Transportrichtung des Hangenden und die Zentren der Domstrukturen des Erzgebirges (nach WILLNER et al. 2000).

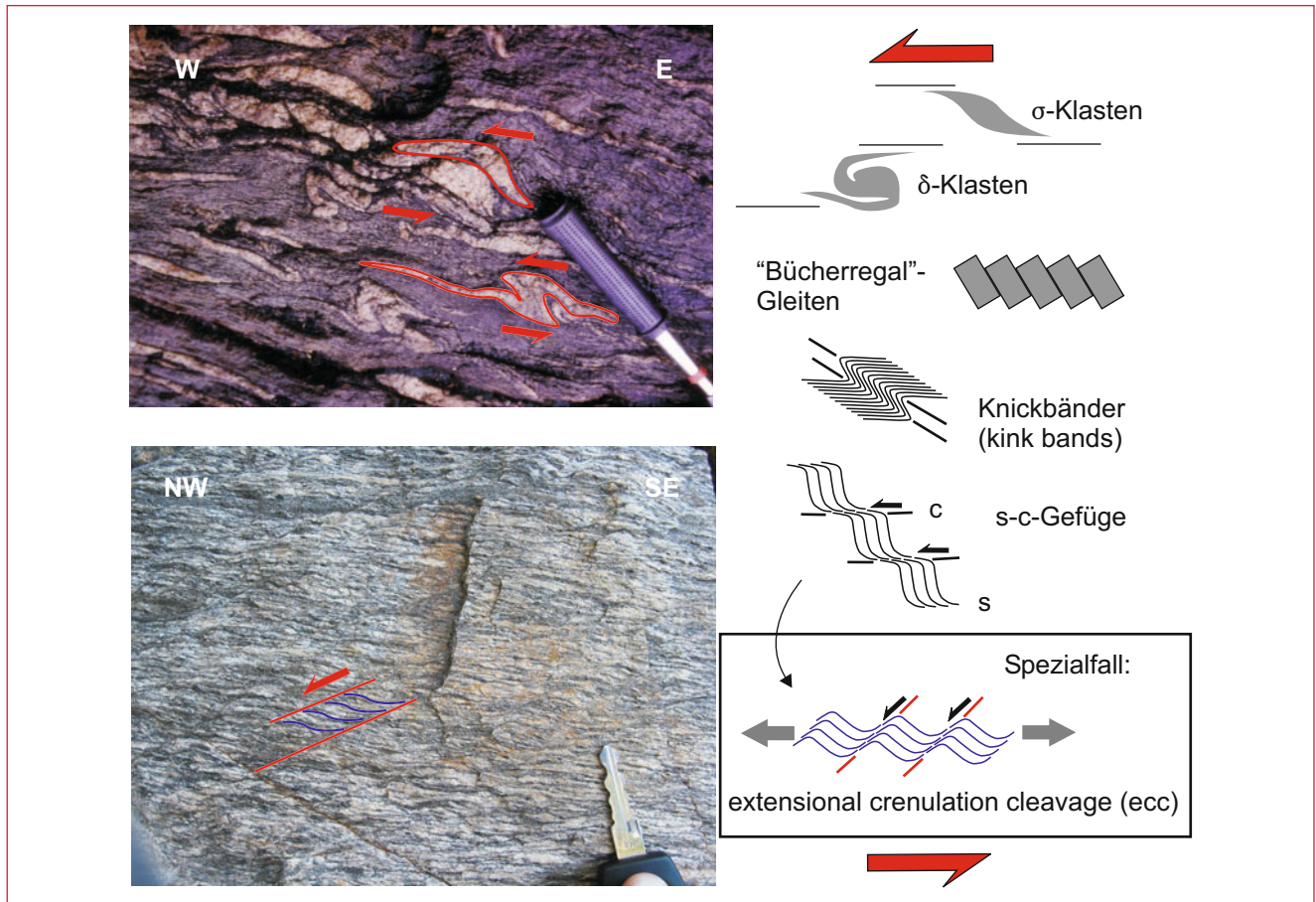


Abb. 4.39 Simple-Shear-Regimes führen zu Asymmetrien, die sich beispielsweise in Schersinnindikatoren widerspiegeln. Einige sind rechts skizzenhaft aufgeführt. Zwei Beispiele aus dem Erzgebirge belegen einen Transport des Hangenden nach W bis NW und gehören zur Anlage des Hauptgefüges.

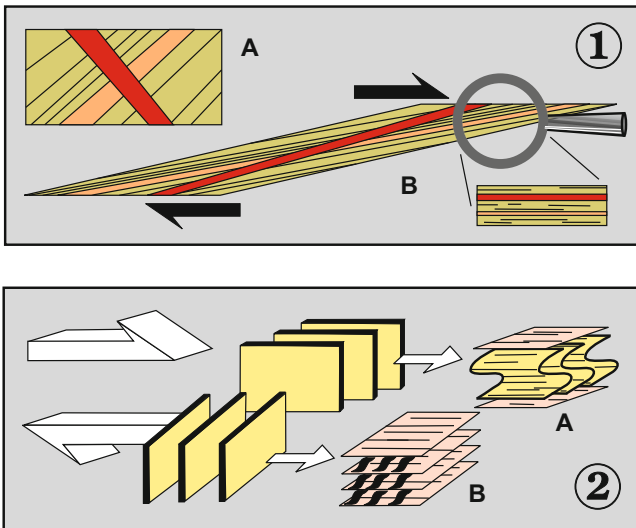


Abb. 4.40 Das Phänomen der Transposition führt zu einer Konvergenz in der Raumlage aller präexistenten Strukturen. Die beiden roten Flächen in 1A liegen am Ende intensiver einfacher Scherung nahezu parallel (1B). Das Erhaltungspotenzial einer Struktur hängt unter anderem von ihrer Orientierung gegenüber jüngerer Überscherung ab. Im Fall 2A wird eine alte vertikale Foliation geplättet und in Falten gelegt. Auch eine völlige Durchscherung würde die alte Foliation nicht völlig ausmerzen. Anders bei senkrechter Orientierung von Foliation und Scherrichtung. Hier können zunächst s-c-Gefüge entstehen, von denen jedoch bei fortschreitender Scherung c zunimmt und s verschwindet (2B). Nach KRONER & SEBASTIAN 1992.

Anfälligkeit zu duktiler Überprägung abnimmt. Solche kompetenten Scherkörper liegen in Amphibolit-, Eklogit- oder Serpentinlinsen vor. SCHMÄDICKE 1994, NEGA 1998 oder KONOPÁSEK et al. 2001 konnten Gefüge in Eklogiten beschreiben, die mit dem Metamorphosehöhepunkt verbunden werden können. Ein Gefüge, das von seiner Geschichte her noch aus dem oberen

Mantel stammt, stellt die berühmte Pyroxenitfalte im Serpentin des Lippmannschen Steinbruchs bei Zöblitz dar (Abb. 4.42).

Meist sind die von junger Deformation verschonten Bereiche allerdings wesentlich kleiner. Reliktische Falten kommen daher vergleichsweise häufig im Handstückformat und Dünnschliff vor. Dabei handelt es sich meist um ehemalige vertikale Flächengefüge, die heute etwa parallel zur Überscherung orientiert sind, also Ost-West streichen. Daraus auf das ehemalige Stressfeld zu schließen, ist aber problematisch, da – wie oben beschrieben – eine scherzonengebundene Selektion und Transposition stattgefunden haben könnte. In noch kleineren Größenordnungen suchen Petrologen nach Relikten, da man mit der alten Struktur auch hofft, alte Mineralparagenesen zu finden. Sie werden in den Einschlüssen von Mineralen fündig. Typischerweise können in Granatkristallen eingefrorene Foliationen entdeckt werden.

Alle Bearbeiter der erzgebirgischen Strukturen erkannten, dass die strukturelle Geschichte vor Anlage der Hauptfoliation eher kryptisch ist und fassten die Relikte (so unterschiedlich ihre Genese auch sein mag) unter der Deformationsphase D1 zusammen. Wir wissen heute, dass sich in D1 die Subduktion der Metamorphite und ein guter Teil ihrer Exhumierung versteckt halten. NEGA äußerte 1998 den Verdacht, dass sich die Exhumierung in einem Großteil der Gesteine gar nicht manifestieren kann, da die durch Isostasie getriebenen Krustenspäne, wie beispielsweise auch der Granulitgebirgskern, passiv aufstiegen.

Platznahme des Erzgebirges in der Oberkruste

Auch mit der Benennung der Anlage des Hauptgefüges im Erzgebirge, mit Hauptfoliation und zugehörigem Streckungslinear,

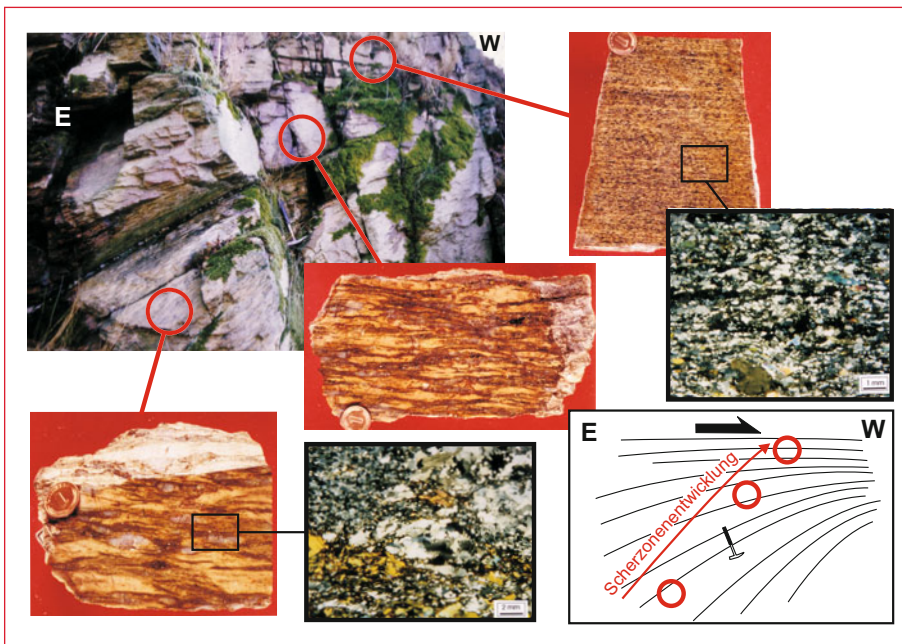


Abb. 4.41 Die scherzonengebundene Entwicklung der Hauptfoliation am Beispiel der Muskovitgneis von Zöblitz. Der Aufschluss an der Ruine Niederlauerstein zeigt, wie der mylonitische Muskovitgneis mit seiner horizontalen Foliation und einem 100° streichenden Streckungslinear aus einem Gneis mit älterer Foliation hervorgeht. Diese alte Foliation ist durch den Wechsel von Quarzsegregationen und Kalifeldspatdomänen gekennzeichnet.

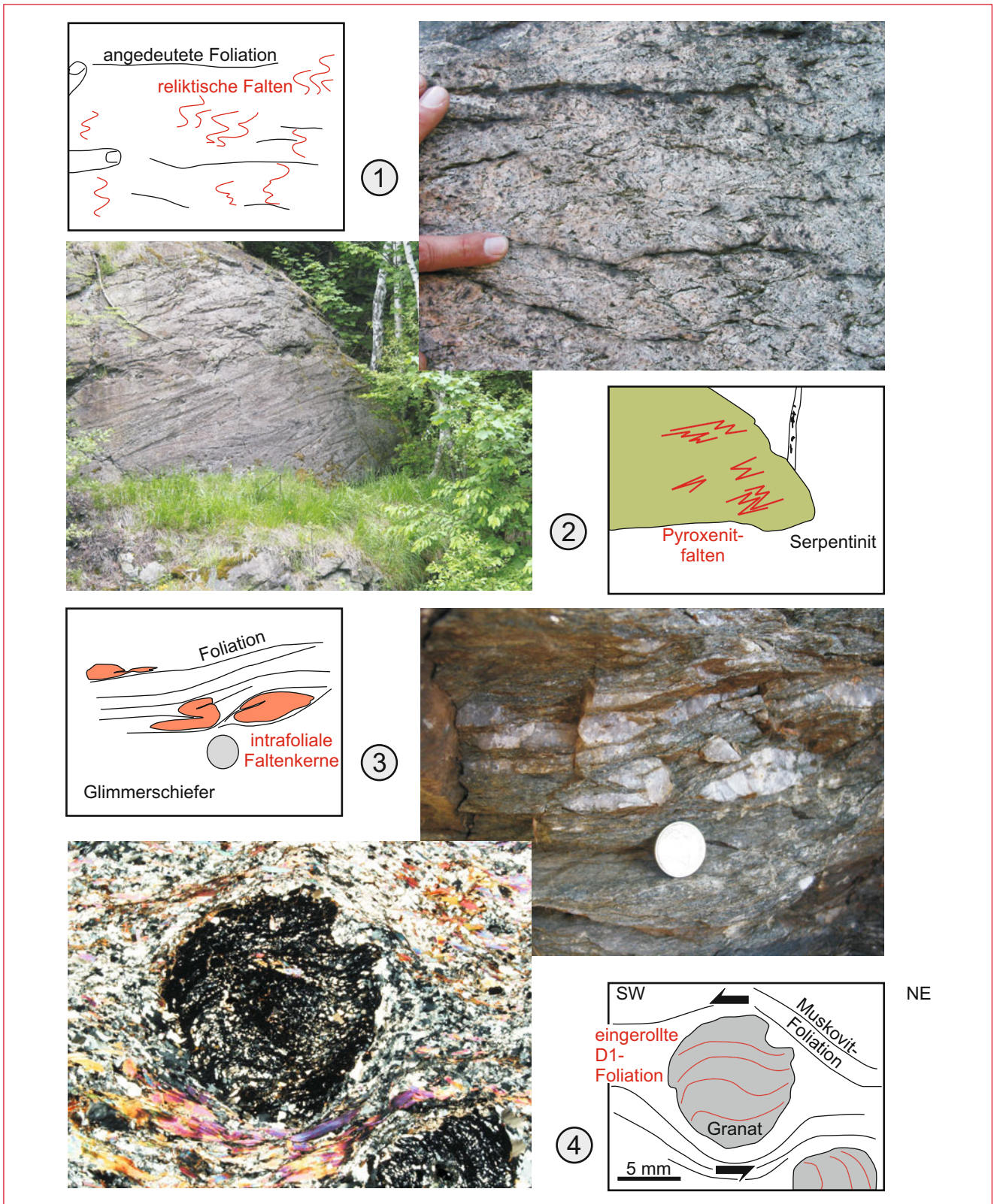


Abb. 4.42 Beispiele für reliktische Gefüge, die älter als die Hauptfoliation sind. 1) Häufiges Erscheinungsbild reliktischer Foliation in den Orthogneisen von Freiberg und Reitzenhain, Nonnenfelsen bei Pobershau; 2) Serpentinitscherkörper mit gefalteter Pyroxenitlage, Lippmannscher Steinbruch Zöblitz; 3) reliktische Faltenkerne in Glimmerschiefer, Pulverkammer Bräunsdorf; 4) so genannter Schneeballgranat, in dem eine Foliation eingefroren wurde. Die alte Foliation wurde, während der Granat unter einfacher Scherung wuchs, eingerollt. Die äußere Foliation (Hauptfoliation) steht mit diesem Vorläufer nicht mehr in Zusammenhang und ist eindeutig jünger. Das wichtigste an diesem Granat der Morgensternhöhe bei Ansprung ist seine „Rollrichtung“ nach SW. Diese Richtung gilt heute als die Stapelungsrichtung der metamorphen Decken des Erzgebirges und unser Granat stellt einen echten Kronzeugen dieser tektonischen Epoche dar.

haben die Strukturgeologen kein Problem. Ob in früheren oder neueren Arbeiten, ob im Ost- oder Westerbirge oder ob in Sachsen oder Tschechien, alle sind sich einig, das ist D2! Damit hört die Eintracht allerdings schon wieder auf. Es ist Sache des Bearbeiters, wie weit er alle jüngeren Strukturen aufgliedert oder doch lieber zusammenfasst. Vor allem aber ist es eine Frage des Arbeitsgebietes wie die Deformationspfade nach D2 aussehen.

Die Befunde im Mittleren und Osterzgebirge sprechen klar für eine mit D2 beginnende Dehnungstektonik. In allen augigen Gneisen, das sind vor allem die Orthogneise der Domstrukturen von Freiberg und Reitzenhain, entwickelt sich ein s-c-Gefüge mit der Hauptfoliation als s-Fläche und einer zweiten Foliation (c-Flächen), die steiler einfällt. Auf den c-Flächen findet Bewegung statt, was zur Schleppung der s-Fläche führt (Abb. 4.43). Diese Verbiegungen zeigen immer (!) einen eindeutig abschiebenden Charakter an, was dieses Gefüge als dehnungsbezogen

ausweist. Daher wird dieser Spezialfall des s-c-Gefüges auch ecc-Gefüge, *extensional crenulation cleavage*, genannt (PLATT 1979). Vielfach kann man im Gelände zeigen, dass sich das abschiebende Gefügeinventar nicht mit der Anlage der ecc-Strukturen erschöpft. Spröde Abschiebungen mit noch steilerem Einfallen haben bezeichnenderweise die gleiche Fallrichtung wie die c-Flächen. Damit liegt eine kontinuierliche Gefügeentwicklung vor, die den Aufstieg der Gesteine aus dem duktilen Verformungsbereich in den Bereich des Sprödrucks dokumentiert (Abb. 4.43) – und das unter anhaltenden extensionalen Bedingungen!

Tschechische Kollegen, die die Reitzenhainer Struktur als Katharinaberger Dom oder noch kürzer *Catherine dome* bezeichnen, haben sich die Mühe gemacht, die ecc-Gefüge um diese Kuppelstruktur herum zu dokumentieren (MLČOCH & SCHULMANN 1992, Abb. 4.43). Dabei zeigt sich, dass die abschiebenden Scherbänder in zwei Sektoren im Westen und im Osten

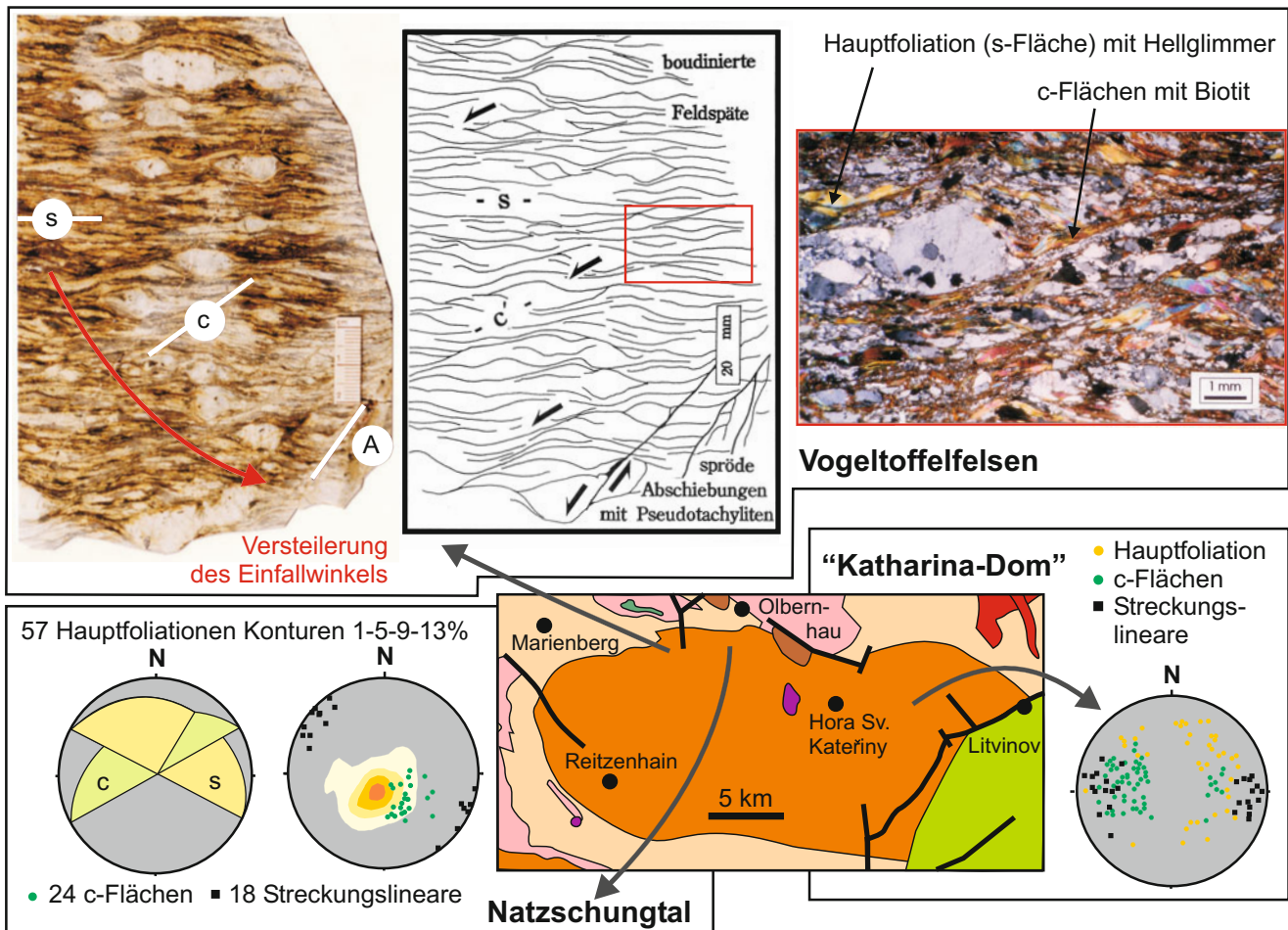


Abb. 4.43 Hauptgefüge und Krustendehnung in der Reitzenhain-Katharinaberger Struktur. Oben: Das extensionale Gefügeinventar des mittleren und östlichen Erzgebirges gespiegelt in einem Handstück vom Vogeltoffelfelsen bei Ansprung: Der Hauptfoliation folgen eine c-Flächenschar, die die Hauptfoliation abschiebend schleppt, und spröde Abschiebungen. Das Foto rechts zeigt einen Ausschnitt des Handstücks im Dünnschliff. Da die c-Flächen mit Biotit belegt sind, muss diese Foliation noch unter relativ hohen Temperaturen gebildet worden sein. Links unten sind zwei Schmidt'sche Netze für Messwerte aus dem Natzschungtal dargestellt. Während die Hauptfoliation (s) dort leicht nach NE einfällt (entsprechend der Lage der Aufschlüsse in der Struktur), belegt das Einfallen der c-Flächen einen tektonischen Transport nach NW. Das Schmidt'sche Netz rechts unten zeigt die Polpunkte der s- und c-Flächen des gesamten Reitzenhain-Katharinaberger Doms. Entsprechend der Form dieser elliptischen Kuppel existiert ein umlaufendes Streichen der Hauptfoliation (gelb). Die c-Flächen (grün) sind jedoch auf zwei Sektoren, um W und E, beschränkt und unterstreichen ein mehr oder weniger E-W gerichtetes Dehnungsregime. Nach SEBASTIAN 1995 und MLČOCH & SCHULMANN 1992.



Abb. 4.44 Im Makrogefüge des mittleren Erzgebirges finden sich zahlreiche abschiebende Störungen wie diese noch leicht duktile Abschiebung im Kneisenbachtal bei Zöblitz.

leicht radial um den Dom orientiert sind. Das belegt, dass die Dehnungsprozesse mit der Herauspräparation der erzgebirgischen Domstrukturen einhergehen. Da die „ecc’s“ im spröduktilen Übergang anzusiedeln sind, erfolgte dieser Prozess

bereits in der Oberkruste. Dort ist mit der Dehnung auch die Anlage von tektonischen Gräben verbunden, in denen sich die Abtragungsprodukte des neuen Gebirges sammeln. Solche Becken finden sich am Rand des Erzgebirges (Döhlener und Erzgebirgsbecken) aber auch im Kristallin selbst in Form der Becken von Olbernhau und Brandov. Die zugehörigen Störungen finden sich jedoch überall (Abb. 4.44).

Solche extensionalen Gefüge werden auch von NEGA 1998 im Westerzgebirge beschrieben. Auch hier sind es abschiebende Scherbänder, die anzeigen, dass den Metamorphiten im Bereich der Oberkruste ein erhöhtes Platzangebot zur Verfügung stand und sie sich ausdehnen konnten. Die Ausrichtung der Scherbänder ist nicht sehr straff geregelt, aber die Karte in Abbildung 4.45 zeigt, dass auch hier die übergeordnete x-Richtung mehr oder weniger NW-SE orientiert war.

Allerdings beobachtet NEGA dort die Anlage extensionaler Gefüge nicht im unmittelbaren Anschluss an die Bildung der Hauptfoliation. Für ihn ist das dehnungsbezogene Intermezzo erst Nummer D5. Dazwischen finden noch zwei Faltungereignisse mit mehr oder weniger NW-SE streichenden Faltenachsen statt, die belegen, dass nach der Anlage des Hauptgefüges noch eine Einengung in NE-SW-Richtung stattfand. Faltengeometrie und Streckungslinear L5 beweisen dagegen einen Hangendnach-SW-Transport (Abb. 4.46). Ähnlich orientierte Falten mit vergleichbarer Geometrie können auch im Bereich des Flöhatales im mittleren Erzgebirge beobachtet werden. Auf sie wird im Zusammenhang mit der Diskussion über die besondere Stellung der Flöhazone im Kapitel 20 eingegangen.

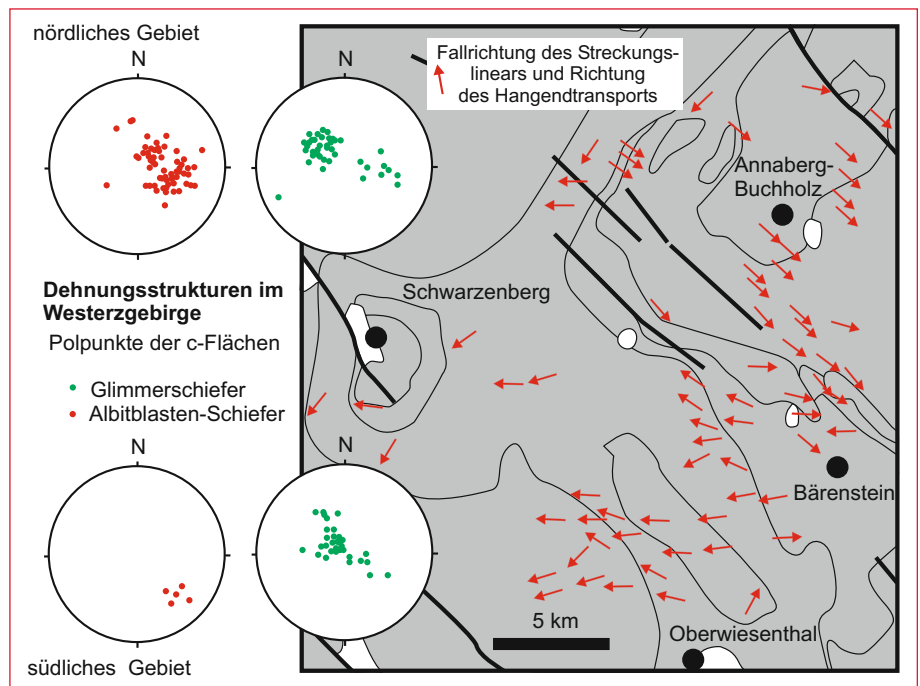


Abb. 4.45 Die Ausrichtung extensionaler Scherbandgefüge im Westerzgebirge zeigt, wie differenziert die Platznahme der metamorphen Einheiten in der Oberkruste stattfindet. Über allem scheint dennoch ein Spannungsregime mit NW-SE bis W-E gerichteter Dehnungsachse zu stehen. Nach NEGA 1998.

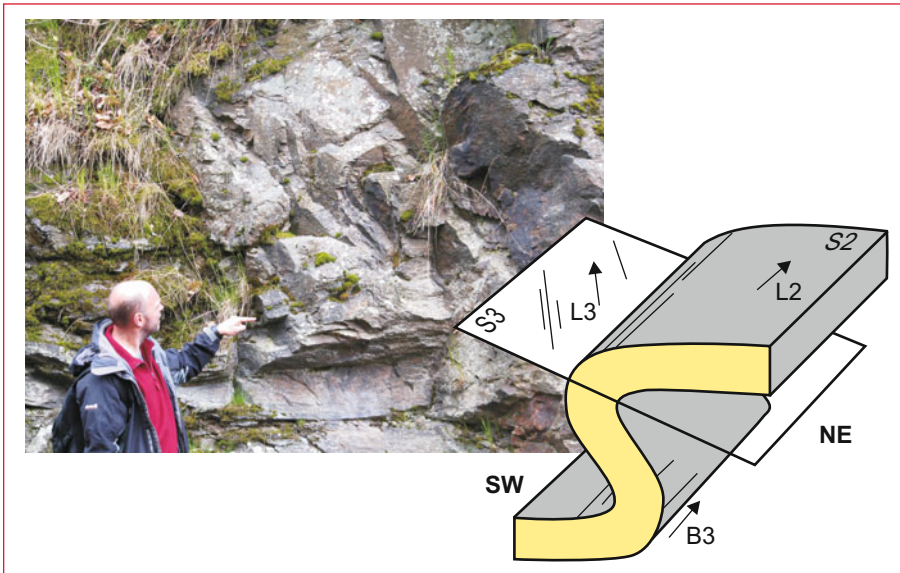


Abb. 4.46 Foto und Skizze zum Verfallungstyp D3 der westerzgebirgischen Glimmerschiefer (Skizze nach NEGA 1998, Foto: KATHRIN MANN).

Einengung zum Schluss

Mit der Dehnung der Metamorphite scheint ihre strukturelle Geschichte nicht abgeschlossen zu sein. Einige Indizien deuten auf eine kompressive Verformung am Ende der variszischen Tektonik hin, bevor die granitischen Intrusionen des Erzgebirges den Strukturbau versiegeln.

Da sind zum Beispiel Knickbänder (*kink-bands*), die eine horizontale Einengung in NW-SE-Richtung belegen. Sie werden im Westerzgebirge (NEGA 1998) und an der Nordflanke der Reitzenhainer Struktur beschrieben (SEBASTIAN 1995, Abb. 4.47). NEGA bringt sie mit weitspannigen offenen Falten in Ver-

bindung, die NE-SW streichen. Gemeinsam mit den NW-SE verlaufenden Großfalten aus D4, so vermutet NEGA, könnten sie für die Entstehung von Schwarzenberger und Annaberger Kuppel verantwortlich sein.

Auf die Bereiche zwischenzeitlich gestapelter und verdickter Kruste scheint die N-S-Kompression kaum Eindruck zu machen. In den Gneisen des West- und erst recht des Osterzgebirges sind solche N oder S gerichteten Strukturen schwer zu finden. Sporadische flache Abscherbahnen im spröduktilen Übergang mit Nord gerichtetem Versatz könnten diese Verformungsetappe repräsentieren (Abb. 4.48).

Viel weitreichender ist die mit Kompression in Verbindung stehende Gefügeprägung in den äußeren Schieferhüllen des

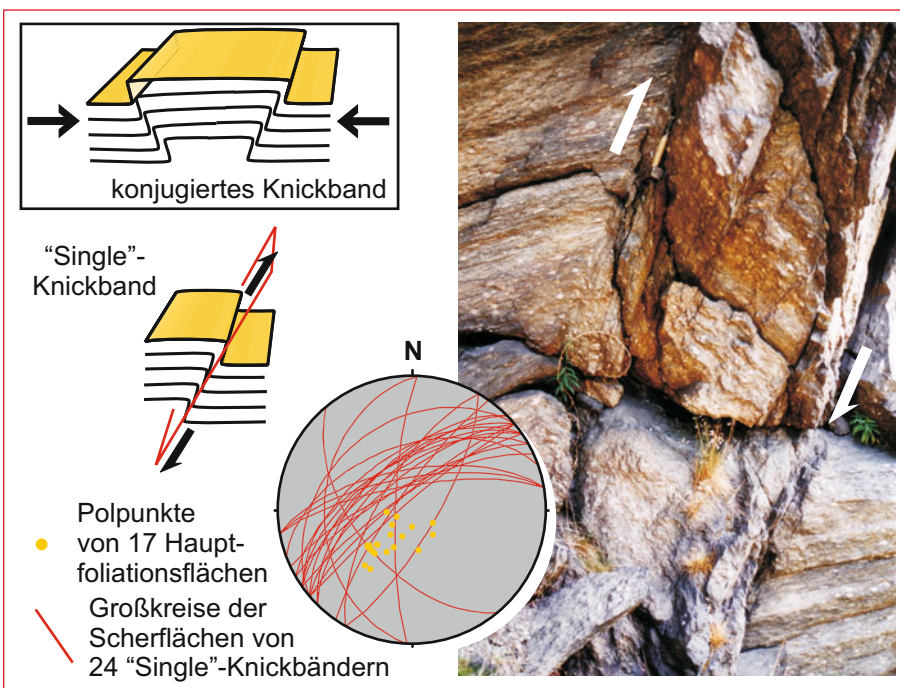


Abb. 4.47 Ein asymmetrisches Knickband (im Kasten ein symmetrisches oder konjugiertes Knickband zum Vergleich) vom Rand der Reitzenhainer Struktur bei der Lochmühle im Natzschungtal – Zeuge einer späten, hier bereits spröde wirkenden Einengung. Im Schmidt'schen Netz sind seine Brüder aus dem Natzschungtal eingetragen. Nach SEBASTIAN 1995.



Abb. 4.48 Dieser foliationsparallele Versatz einer Feldspatdomäne im Freiberger Gneiss könnte der späten Kompressionsetappe zuzuordnen sein. Grube Reiche Zeche Freiberg.

Westerzgebirges, in den Phylliten und Tonschiefern. Bei den schwach metamorphen Gesteinen ist es schwierig, eine Zuordnung zu einem Deformationsereignis vorzunehmen, da ja naturgemäß ein Großteil der Strukturen fehlen muss. Die Gesteine waren nicht so tief versenkt und mussten sich auch nicht so weit wieder nach oben quälen. Vor allem sollten duktile Ereignisse in diesen Gesteinen weitestgehend fehlen. Die NE-SW streichenden Falten der Schiefer werden aber von HAHN et al. 2010 in diesen späten Kontext gestellt.

Die Bedeutung von Blattverschiebungen

Keine tektonische Bewegung, ob kompressiv oder extensiv, ist seitlich endlos. Sie ist noch nicht einmal auf breiter Front gleichmäßig aushaltend. Für jeden Transport sind Ausgleichsbewegungen notwendig. Dafür gibt es verschiedene Gründe, zwei davon sind leicht einzusehen. Einerseits kann sich das überregionale Spannungsfeld nicht homogen im Raum behaupten. Die Komplexität der Natur wirft ihm Materialunterschiede, alte Anisotropien und vor allem Kompetenzkontraste in den Weg. Die Spannung manifestiert sich also in sehr unterschiedlichem Strain, die einzelnen Domänen werden durch vermittelnde Störungen begrenzt. Zweiter Grund ist die Deformation der Erdkruste auf einer Kugeloberfläche und das damit verbundene Platzproblem. Als Vermittler zwischen räumlich getrennten Dehnungs- oder Einengungszentren kommt der Blattverschiebung in der Tektonik eine große Bedeutung zu. Am anschaulichsten lässt sich das an den Transformstörungen der Mittelzeanischen Rücken zeigen. So kann der mittelatlantische Rücken nicht vom Nordpol bis zur Antarktis in einer geraden Linie verlaufen. Die genannten Gründe, abweichende regionale Spannungsverhältnisse, unterschiedliche Spreizungsbeträge und die Geometrie auf der Kugel führen zu einem regelmäßigen Absetzen des Dehnungszentrums an Blattverschiebungszonen. Solche Zonen schaffen den Platz für das Wirken von Kompression oder Extension.

Auch die tektonischen Bewegungen der saxothuringischen Kruste in variszischer Zeit benötigten solche Platz schaffenden Zonen. Ein Gebiet mit solch scharf kontrastierenden Gesteinseinheiten auf kleinem Raum schreit förmlich nach Blattver-

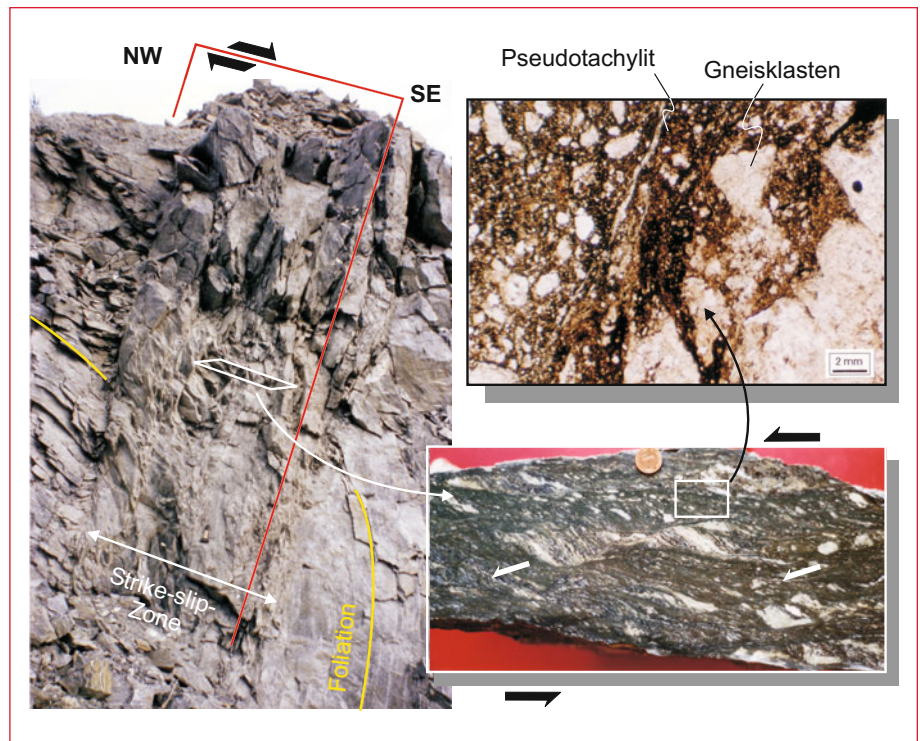


Abb. 4.49 Beispiel für eine etwa zwei Meter breite Blattverschiebungszone im Steinbruch Görzdorf. Der Blick auf das gesägte Handstück verrät in der Aufsicht einen dextralen Schersinn. Das Schliffbild zeigt die extreme Kornverkleinerung bei Anlage der Zone. Inzwischen ist dieses selten zu beobachtende tektonische Paradestück längst als Schotter in irgend einem Bauwerk gelandet. Nach SEBASTIAN 1995.

schiebungen. Mit einem Blick auf die Karte sind solche Zonen auch schnell gefunden. Die Elbezone ist der wichtigste Kandidat. Sie trennt gleich alte cadomische Gesteine zu beiden Seiten voneinander, von denen die einen unmetamorph anstehen, die der anderen Seite jedoch tief subduziert und wieder nach oben exhumiert wurden. Tatsächlich konnte RAUCHE 1991 eine komplexe *Strike-Slip*-Geschichte der Elbezone entziffern. Parallelelemente nach dem Vorbild der Mittelozeanischen Rücken sind in der Flöhazone oder einer frühen Version der Wiesenbader Störung zu vermuten. Die Details zu Elbe- und Flöhazone sind den entsprechenden Kapiteln (16 und 20) zu entnehmen.

Ungünstig für das Studium kleinerer *Strike-Slip*-Störungen ist ihre vertikale Raumlage. Als meist auch spröde angelegte Zonen unterliegen sie im besonderen Maße der Erosion und die sowieso schon schwierige Aufschlussituation unserer Breiten lässt die Blattverschiebungen schnell im Strukturinventar untergehen. Wahrscheinlich ist im Entwässerungsnetz unserer Mittelgebirge ein Großteil ehemaliger *Strike-Slip*-Zonen verborgen. Der Verlauf der Flöha könnte einem solchen Muster folgen.

Hauptsächlich werden im Erzgebirge also NW-SE bis N-S streichende Zonen gefunden. *Strike-Slip* lässt zwei grundsätzliche Bewegungen zu: die Verdrehung der gegenüberliegenden Seiten im oder gegen den Uhrzeigersinn. Dextrale, im Uhrzeigersinn verdrehte Störungen dominieren. Sie können duktil oder spröde sein und sind manchmal mit der Formation von Mikrobrekzien oder gar Pseudotachyliten (Mikroschmelzen) verbunden, was auf hohe Deformationsraten, vielleicht ein Paläoerdbeben hindeutet (Abb. 4.49). Auch wenn die genaue zeitliche Relation des *Strike-Slips* nicht ganz klar ist, passt die zugehörige Orientierung des Stressfeldes zu einer +/- N-S-Einengung.

Deformationspfade und ein Blick über den Tellerrand

Alle erkannten Deformationsphasen lassen sich natürlich auch synoptisch darstellen. Am einfachsten geht das, indem man die Ergebnisse einzelner Bearbeiter für sich betrachtet. Die Gefüge sind durchnummeriert und die Argumentationsketten nahtlos. Mit der Parallelisierung der Befunde wird es schon schwieriger. Welche Struktur wird zeitgleich zu einer anderen angelegt? Sicher existieren p-T-Analysen und Altersdatierungen, dennoch bleibt ein nicht unerheblicher Spielraum, die Gefüge „einzuhängen“.

Abbildung 4.50 zeigt die Ergebnisse struktureller Untersuchungen im West- und Mittlergebirge. Die Graphik offenbart die ganz gute Vergleichbarkeit des Gefügeinventars. Was nicht auf den ersten Blick zu erkennen ist, ist die dahinter steckende teilweise kontroverse Interpretation. Entspricht der tektonische Transport im Streckungslinear von D2 (Hauptfoliation) einer Kompression oder Dehnung? Alle Bearbeiter schlussfolgern aus der nachfolgenden Deformationsstufe. KROHE, WILLNER und SEBASTIAN erkennen ein etwa gleichgerichtetes abschiebendes Gefüge und sagen: Extension. Bei NEGA und KONOPÁSEK folgen Falten. Ihre Schlussfolgerung lautet Kompression.

Völlig egal, sagt KRONER 2010. Wichtig ist, so seine Argumentation, dass bei diesem gesamten Prozess die Metamorphite exhumiert werden. Kurzerhand fasst er das NEGA-Strukturinventar von D2 bis D5 zusammen zu D2. Damit wird lediglich noch zur Subduktion und frühen Kollision D1 und zur späten Kollision D3 abgegrenzt (Abb. 4.50). Diese Überlegungen fußen auf einem regionalen Vergleich. Im Granulitgebirgskern sind nämlich die im Erzgebirge nur reliktsch erhaltenen D1-Strukturen penetrativ angelegt und flächendeckend erhalten. Die zugehörige Einengungsrichtung ist NE-SW, Hangendes nach SW. Gleiches gilt für die Münchberger Gneismasse (Abb. 3.14) und die Zwischengebirgsgneise (Abb. 3.17) – Indizien für eine Subduktion nach NE! Die Exhumierungsstrukturen D2 mit Transportrichtungen zwischen W und NW finden sich in allen höher metamorphen Einheiten des Saxothuringikums, etwas spärlicher auch die späten Kompressionsstrukturen D3. Allerdings gibt es Gesteinseinheiten, die nur mit D3 aufwarten können. Ein Großteil der tektonischen Geschichte scheint an ihnen vorbei gegangen zu sein. Dazu gehören die Schiefer des Schwarzbürger Sattels und die nicht bis schwach metamorphen cadomischen Einheiten im Saxothuringikum. Dieser ganz neue Blickwinkel auf das Grundgebirge Sachsens und Thüringens wird für das geodynamische Modell im Kapitel 4.6 noch entscheidend sein.

Fazit

Was bleibt als Resümee der recht komplexen strukturgeologischen Betrachtungen zum Erzgebirge, wenn schon nicht alle Probleme restlos geklärt werden konnten? Eine ganze Menge:

- Es existieren strukturgeologische Konvergenzen und Divergenzen im Erscheinungsbild der Gneise. Hauptgrund ist die polyphase und jedes Mal sehr inhomogen wirkende Deformation, vor allem Mylonitisierung.
- Vielerorts ist Transposition und nicht sedimentäre Schichtung der Grund für einen straffen Lagenbau.
- Weit mehr als die Relikte früher Deformation im Erzgebirge sprechen die strukturgeologischen Indizien benachbarter Gebiete für eine NE gerichtete initiale Plattenkonvergenz (D1).
- Das Hauptgefüge ist Ergebnis der Exhumierung der Metamorphite und ihrer Platznahme im heutigen Bau. Wahrscheinlich SW bis W gerichtet kompressiv, W bis NW gerichtet extensiv (D2).
- In Abhängigkeit vom Stockwerk und Untersuchungsort differieren die Deformationspfade.
- Für die Herauspräparierung der Erzgebirgskuppel und der internen Gneisdome werden zwei Prozesse diskutiert: späte Dehnung (vielleicht als Effekt der Deformation am Rande von Megascherkörpern) und weitspannige Faltung.
- *Strike-Slip*-Störungen (NW-SE) spielen für den regionalen Zusammenhang eine große Rolle.
- Alles endet mit einer späten Einengung in N-S-Richtung (D3).

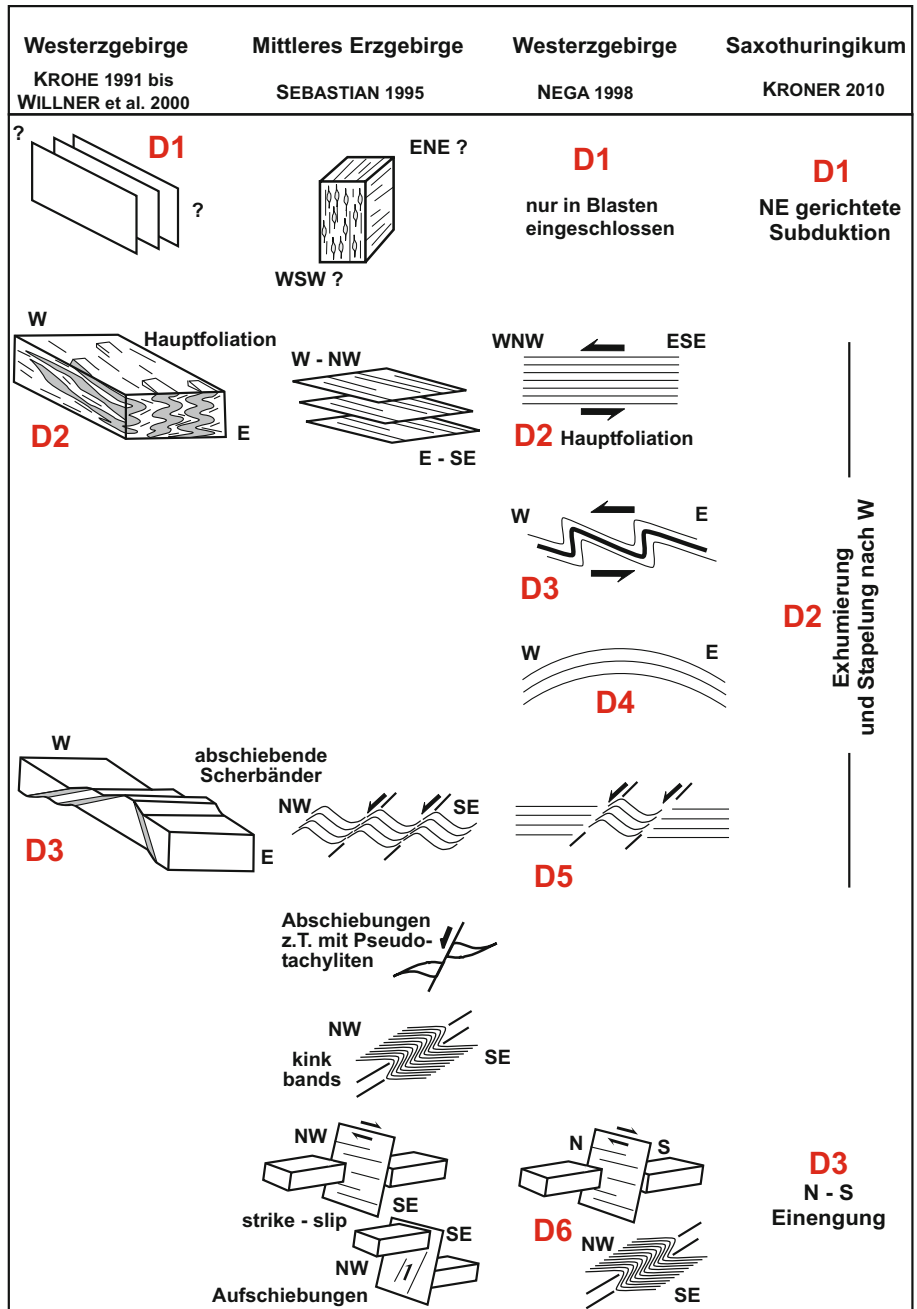


Abb. 4.50 Deformationspfade für das Erzgebirge im Lichte verschiedener Autoren. Ganz rechts die für einen überregionalen Vergleich taugliche Vereinfachung. Die Lücken im Ablauf entstehen durch die Korrelation der Deformationsereignisse zwischen den Autoren und stellen keine zeitlichen Lücken dar. Was bei KRONER D3 ist, ist bei NEGA schon D6. SEBASTIAN hat gar nicht nummeriert und KROHE und WILLNER äußern sich nicht zu dieser letzten Verformungsphase.

4.3 „Es war einmal“ – Geochronologie

Wie sich in den Forschungsprojekten der letzten zwanzig Jahre herausgestellt hat, liefern die geochronologischen Untersuchungen die entscheidenden Informationen zur Rekonstruktion der Gesteinsgeschichte. Was nutzen p-T-d-Pfade, wenn nicht klar ist, wann Metamorphose und Deformation stattfanden und in welcher relativen Zuordnung sie zueinander stehen? Wann kühlten die Metamorphite ab? Wann entstanden die Edukte der Metamorphite?

Die modernen Altersdaten gelten als „harte“ Fakten und kein Modell kommt daran vorbei. Eine einzige Datierung, die nicht passt, kann das tektonische Modell zum Scheitern verurteilen. Wie die p-T-Daten sind geochronologische Daten punktuell. Daher ist in metamorphen Terrainen eine Verallgemeinerung und Extrapolation auf die Fläche problematisch. An jeder Ecke lauern Überraschungen und es gilt: je mehr Altersdaten vorliegen, umso besser wird das Modell.

Wieder einmal geht es nicht ohne Labordaten. Zum besseren Verständnis ist es ratsam, die geologische Altersbestimmung etwas genauer zu hinterfragen.

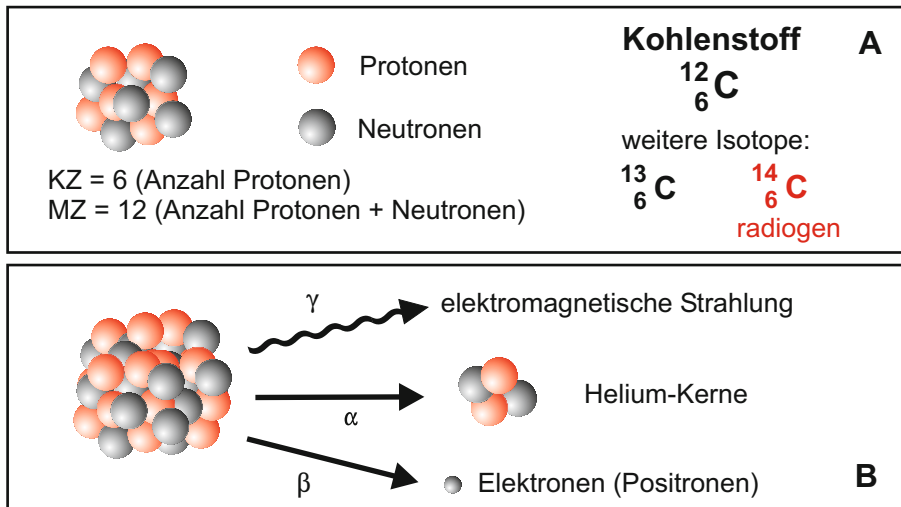


Abb. 4.51 Isotope und Strahlungsarten. A) Während jedes Kohlenstoffatom sechs Protonen hat (KZ=Kernladungszahl), ist die Anzahl der Neutronen variabel (6 bis 8). Damit existieren drei Kohlenstoffisotope, von denen das ^{12}C das häufigste und das ^{14}C das radioaktive ist (MZ=Massenzahl). B) Radioaktiv heißt, dass der Kern im Laufe der Zeit zerfällt. Das erfolgt durch verschiedene Formen von Strahlung (hier an einem schwereren Kern gezeigt).

Alles relativ?

Klassisch halten Geologen es mit ALBERT EINSTEIN: Zeit ist relativ. In erster Linie ist wichtig, wie die Alter einzelner Gesteine zueinander stehen. Das macht Gesteinsschichten auch weiträumig vergleichbar (Stratigraphie in Kapitel 3.3). Darauf beruht der Erfolg der Geologie beispielsweise bei der Suche nach Lagerstätten. Bis heute wird die Erdgeschichte eher in Begriffen wie Kambrium, Silur oder Kreide beschrieben als an nackten Jahreszahlen gemessen. Trotzdem haben sich Forscher seit jeher gefragt, wie die absolute Zeit in Jahren zur Erdgeschichte steht. Bis zur Entdeckung der Radioaktivität durch ANTOINE HENRI BECQUEREL im Jahre 1896 waren es vor allem Analogien, die für grobe Überschläge herhielten, wie zum Beispiel das Abschätzen von Sedimentationsraten. Zwar war den frühen Geologen wie JAMES HUTTON (1726–1797) oder CHARLES LYELL (1797–1875) klar, dass aus der biblischen Geschichte nicht das Erdalter hervorgeht, wie JAMES USSHER 1654 annahm (er hatte die Entstehung der Erde auf das Jahr 4004 v. u. Z. datiert), aber bis zum Durchbruch des Evolutionsgedankens konnten auch sie den wahren Informationsgehalt der Fossilien kaum deuten. Diese wurden lediglich als Spiegelbild unterschiedlicher Schöpfungsakte interpretiert. Das Problem der absoluten Zeit wurde also häufig religiös angegangen und bis heute stehen die radiometrischen Altersbestimmungen im Kreuzfeuer von Fundamentalisten. Aber auch viele andere Menschen stehen den Isotopenaltern skeptisch gegenüber.

Radiometrische Datierung

Zum besseren Verständnis ist ein Ausflug in die Isotopengeochemie bzw. Kernphysik hilfreich. Atome gehören zum gleichen Element, wenn sie die gleiche Anzahl Protonen im Kern haben, z. B. Kohlenstoff = 6. Neben den Protonen existieren im Kern Neutronen, und zwar etwa genauso viele wie Protonen. Viele Elemente haben aber mehrere Neutronenvarianten, die dann

Isotope genannt werden, z. B. Kohlenstoff = 6, 7 und 8. Die Anzahl der Masse tragenden Protonen und Neutronen wird zur Massenzahl zusammengefasst (Abb. 4.51). Sie benennt auch das Isotop. Für das Element Kohlenstoff existieren also 12er, 13er und 14er Isotope. Nicht alle Kernkonstellationen aus Protonen und Neutronen sind stabil, so dass einige Isotope zerfallen. Sie sind radioaktiv. Das gilt beispielsweise für das Kohlenstoffisotop 14 – die darauf beruhende radiometrische Methode ist die recht populäre ^{14}C -Methode (Radiokarbonmethode).

Es ist nicht etwa so, dass beim Zerfall nur lästige Neutronen abgestoßen werden, um stabile Isotope zu erzeugen. Die verschiedenen Strahlungsarten (Abb. 4.51) sorgen dafür, dass sogar Isotope anderer Elemente entstehen können. Der Zerfall findet dabei häufig über mehrere Stufen statt, und erst am Ende einer Zerfallsreihe steht dann das stabile Endprodukt. Mutterisotope zerfallen so zu Tochterisotopen. Für den Geochronologen ist nun der Umstand interessant, dass der Zerfall zwar zufällig, aber statistisch gesehen nach strengem exponentiellem Gesetz stattfindet. Man weiß also nie, was ein Kern im nächsten Moment vorhat. Zerfällt er oder zerfällt er nicht? Bei der Betrachtung sehr vieler Kerne eines Isotops, wie z. B. in Mineralen, gilt aber folgende Gleichung:

$$N(t) = N_0 \cdot e^{-\lambda t}$$

Dieses Zerfallsgesetz ist der Kern jeder radiometrischen Datierung. N_0 ist die Anzahl der Mutterisotope zu Beginn eines Zerfalls. $N(t)$ ist die Anzahl der Mutterisotope zum Zeitpunkt t . Die Zerfallskonstante λ ist spezifisch für ein Mutterisotop/Tochterisotop-System, aber als solche noch nicht sehr anschaulich. Erst die Umstellung der Gleichung nach t

$$t = \lambda^{-1} \ln (N_0/N)$$

und das Einsetzen von $N_0/N = 2/1$ ergibt mit

$$t_{1/2} = \lambda^{-1} \ln 2$$

die Halbwertszeit. Sie gibt jenen Zeitpunkt an, bei dem das Mutterisotop zur Hälfte zerfallen ist (Abb. 4.52). Mit dem Zerfall eines jeden Mutterisotops entsteht ein Tochterisotop. Die Kurve

der Entwicklung der Tochterisotope in Abbildung 4.52 ist daher spiegelbildlich zu der der Mütter. Man erkennt nun, dass zu jedem Zeitpunkt der Geschichte seit dem Beginn des Zerfalls ein charakteristisches Verhältnis von Mutter zu Tochter vorliegt, das sich nie wiederholt. Die Bestimmung dieses Isotopen-Verhältnisses mit einem Massenspektrometer (Kasten 4.7) ergibt ein radiometrisches Alter. Mathematisch ausgedrückt gilt für das Tochterisotop

$$D(t) = N_0 - N(t).$$

Für N_0 wird das umgestellte Zerfallsgesetz eingesetzt

$$D(t) = N(t) \cdot e^{\lambda t} - N(t)$$

und die Gleichung nun noch nach der Zeit umgestellt

$$t = \lambda^{-1} \ln ((D(t) - N(t))/N(t)),$$

die jetzt das geologische Alter von Gestein oder Mineral angibt.

Wie dieser Gleichung zu entnehmen ist, spielt die Ausgangskonzentration des Mutterisotops N_0 bei der Altersbestimmung keine Rolle mehr, da nur das Verhältnis von Mutter zu Tochter zählt. Dieser Vorwurf wird aber gern von Gegnern der Isotopen-Geochronologie ins Feld geführt (Kasten 4.8).

Ein anderer Einwand ist allerdings berechtigt. Was ist, wenn bereits Tochterisotope im Gestein vorhanden waren? Dieses Handicap lässt sich allerdings durch nähere Untersuchungen lösen, wenngleich die Herangehensweise von Methode zu Methode unterschiedlich ist (Kästen 4.9, 4.10 und 4.11).

Und eine weitere Frage ist natürlich noch zu klären, bevor die Datierung des Erzgebirges beginnen kann: Wann ist t_0 ? Wann beginnt die radiometrische Uhr zu ticken? Oder anders ausgedrückt: Was wird eigentlich datiert?

Datiert wird der Zeitpunkt, an dem das System aus Mutter- und Tochterisotopen geschlossen wird, also kein Austausch mit der Umgebung mehr stattfinden kann. Das ist im Normalfall das Unterschreiten einer bestimmten Temperatur. Wenn Minerale aus einer Schmelze auskristallisieren oder während einer Metamorphose neu gebildet werden, wird die Uhr mancher Systeme

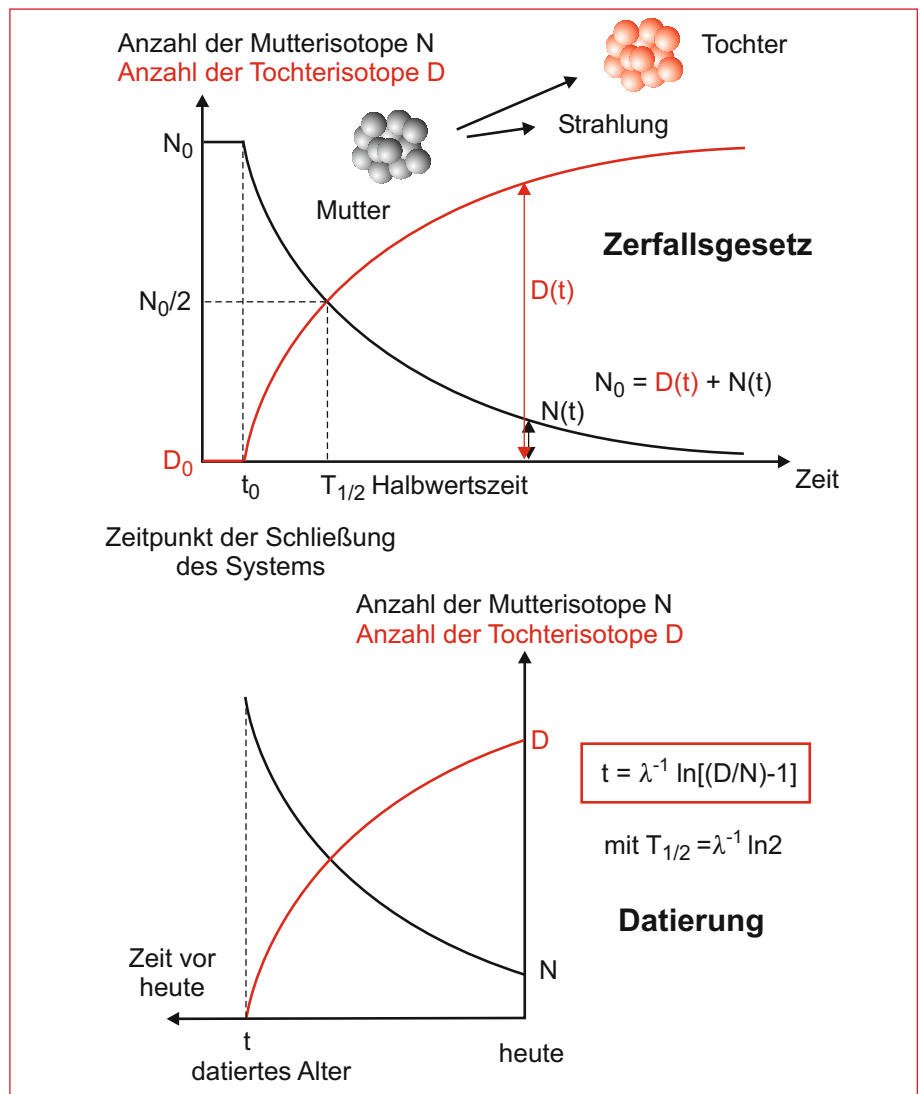


Abb. 4.52 Das Zerfallsgesetz wird hier in einer Grafik (oben) demonstriert. In dem Maße, wie das Mutterisotop durch Abgabe von Strahlung zerfällt, entsteht das Tochterisotop (rot). Der Verlauf der Kurven wird durch die Zerfallskonstante bzw. die Halbwertszeit bestimmt. Zu jeder Zeit besteht ein bestimmtes Verhältnis von Tochter $D(t)$ zu Mutter $N(t)$. Das macht man sich bei der Datierung von Gesteinen zunutze (unten). Von der Messung dieses Verhältnisses ausgehend kann man unter Zuhilfenahme der Zerfallskonstante λ den Zeitpunkt vor heute berechnen, an dem der Zerfall begann.

Kasten 4.7

Massenspektrometrie

Die Massenspektrometrie beruht auf der Messung unterschiedlich schwerer Teilchen. Da sich Isotope eines Elements in ihrer Massenzahl unterscheiden, ist diese Methode für die Analyse von Isotopenverhältnissen und somit für die Altersdatierung besonders geeignet. Aufbau und Funktionsweise von Massenspektrometern sind sehr unterschiedlich, lassen sich aber auf das folgende Grundprinzip reduzieren (Abb. 4.53).

Zunächst wird die gasförmige Probe ionisiert, also aufgeladen. Das passiert beispielsweise mit einer Plasmafackel. Im nächsten Gang erfolgt die Auftrennung des Ionenstrahls in die unterschiedlich schweren Bestandteile, es entsteht das Massenspektrum. Genau genommen ist es das Masse/Ladung-Verhältnis, das die Einzelkomponenten unterscheidet. Am einfachsten lässt sich dieser Trennvorgang mit einem Magnetsektor-Analysator

erklären. Der Ionenstrahl wird durch starke Magneten abgelenkt, allerdings nicht für alle Komponenten in gleicher Weise. Bei gleicher Ladung erfahren die leichteren Isotope logischerweise eine stärkere Ablenkung als die schwereren. Schließlich sorgt ein Detektor (Elektronenvervielfacher, Faradaybecher) für das „Einfangen“ der Massenfraktion. Hier können mehrere Detektoren nebeneinander angeordnet sein, um die verschiedenen schweren Isotope zu detektieren, oder es bleibt bei einem Detektor und die Flugbahn wird verändert, um nacheinander die verschiedenen Isotope zu analysieren. Das geschieht entweder durch unterschiedliche Beschleunigung der Ionen oder durch unterschiedlich eingestellte Feldstärken des Magneten.

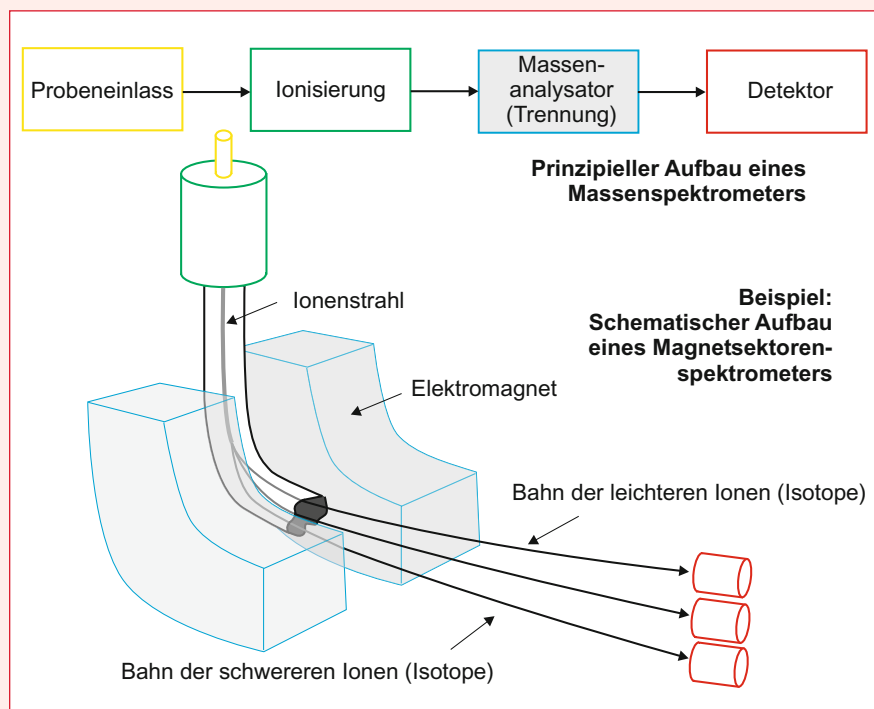


Abb. 4.53 Oben: Prinzipieller Aufbau eines Massenspektrometers. Nach diesem Grundprinzip existiert heute eine Vielzahl von Bauplänen für Massenspektrometer, die teilweise auch sehr unterschiedlich funktionieren. Unten: Am Beispiel des Magnetsektorspektrometers wird das allen Verfahren gemeinsame Auftrennen unterschiedlich schwerer Isotope gezeigt. Nach SKOOG & LEARY 1996.

auf Null gestellt. Andere Systeme schließen sich erst viel später beim Unterschreiten einer Temperatur jenseits vom magmatischen Ereignis oder Metamorphosehöhepunkt. Damit existieren Kristallisations- und Abkühlungsalter, die obendrein für jedes Mineral, abhängig unter anderem von der kristallinen Struktur, unterschiedlich sind. Das ist der Grund dafür, dass man Minerale häufig einzeln datieren muss, um zuverlässige Alter zu erlangen. Das wahllose Datieren ganzer Handstücke ergibt schnell so genannte Mischalter, die letztendlich ohne Aussage sind. Viele solcher Gesamtgesteinsbestimmungen zurückliegender Tage sind daher leider wertlos. Auch hier offenbart sich, wie in der Petrologie, die Abhängigkeit eines zuverlässigen Modells von der modernen Analysetechnik.

Für die Datierung der metamorphen und tektonischen Geschehnisse im Erzgebirge sind vor allem folgende Systeme von Bedeutung:

- U/Pb-Methode in Zirkon (Schließung bei etwa 900 °C),
- Rb/Sr-Methode an Glimmern/Gesamtgestein (Schließung bei 500 – 300 °C),
- K/Ar- und Ar/Ar-Methode an Glimmern und Amphibolen (Schließung bei 500 – 300 °C).

Zu den drei prinzipiellen Methoden findet sich im folgenden Text jeweils ein Kasten mit einer knappen Beschreibung. Eine sehr gute Einführung in diese Materie liefert MARKL 2008.

Datierung der Edukte

Zirkonkristalle (Mineral mit der Formel $ZrSiO_4$) sind ausgesprochen robuste Bildungen. Mit einem hohen Schmelzpunkt

Kasten 4.8

Geochronologie und Kreationismus

Leider sind fundamental-religiöse Eiferer und Kreationisten (Menschen die den Evolutionsgedanken ablehnen) mittlerweile auch in Europa auf dem Vormarsch. Im festen Glauben an den biblischen Zeitrahmen der Geschichte ist ihnen die Geochronologie ein besonderer Dorn im Auge: „... *Beobachtet man eine Kerze, so kann man nachmessen, wie viel diese in einer bestimmten Zeit abbrennt (z. B. 2 cm in 10 min.) Wenn man weiß, wie groß die Kerze ursprünglich war, kann man errechnen, wann sie angezündet wurde. Weiß man das nicht, kann man nur spekulieren. Genau dies tun die Evolutionstheoretiker. Ohne die Menge des ursprünglich vorhandenen radioaktiven Stoffes zu kennen, schließen sie auf den Zeitpunkt der Entstehung des untersuchten Objektes (z. B. Gestein) ...*“ (Auszug aus dem Flugblatt einer kreationistischen Sekte).

Ist dieser Vorwurf berechtigt? Wie zuverlässig sind radiometrische Altersbestimmungen? Den meisten Menschen ist die Funktionsweise dieser Methoden unbekannt. Vorausschicken muss man, dass es zwei generelle geochronometrische Verfahren gibt. Bei den sogenannten Speichermetoden werden die Mutter- und Tochterisotope gemessen (Kasten 4.7). Wie in Abbildung 4.52 gezeigt, kommt während des Zerfalls kein Verhältnis von Töchtern zu Müttern zweimal vor. Ohne die Ausgangskonzentration der Mütter zu kennen lässt sich so das geologische Alter bestimmen. Das

eigentliche Problem der Datierung, die zusätzliche Ausgangskonzentration des Tochterisotops, wird von den Kritikern meist gar nicht wahrgenommen. Dieses Problem kann aber durch zusätzliche Untersuchungen, die von Methode zu Methode variieren, gelöst werden – auch ohne Spekulation.

Das Kerzenbeispiel (Abb. 4.54) bezieht sich vielmehr auf die zweite Gruppe von Datierungen, von denen die Radiokarbonmethode die populärste ist. Im Gegensatz zu den Speichermetoden (Mutter und Tochter sind konserviert) messen die Zerfallsmethoden nur die Mutterisotope. Ein typisches Kerzenbeispiel? Mitnichten. Der springende Punkt ist, dass die Konzentration (besser: das Isotopenverhältnis) des radiogenen ^{14}C in lebender Materie immer gleich und damit die Höhe der Kerze bekannt ist. Radiogener Kohlenstoff entsteht durch den Beschuss von atmosphärischem Stickstoff mit kosmischer Strahlung. Dem Zerfallsgesetz gehorchend zerfällt das ^{14}C in der entsprechenden Halbwertszeit (5570 Jahre) wieder zu ^{14}N . Dadurch stellt sich ein gleichbleibendes Verhältnis aus Tochter zu Mutter ein. Solange Tiere und Pflanzen am Leben sind, betreiben sie Stoffwechsel, ihr Isotopensystem steht mit der Umwelt in Verbindung – es ist „offen“. Sobald das Lebewesen stirbt, schließt sich jedoch das System und die radiogene Uhr beginnt zu ticken. Dass die flüchtige Tochter, der Stickstoff, dabei abhanden kommt, spielt überhaupt keine Rolle.

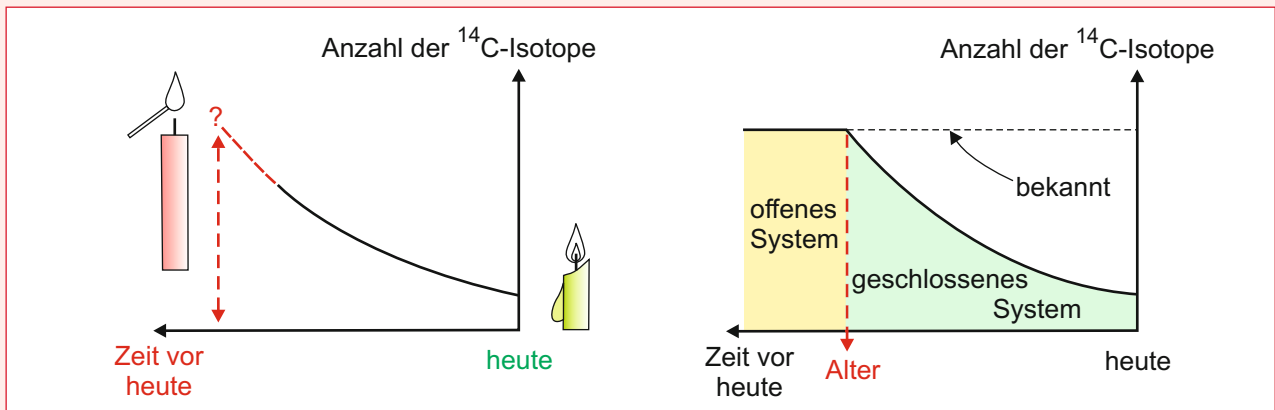


Abb. 4.54 Links das von Kritikern der Geochronologie häufig benutzte Kerzenbeispiel. Wie kann der Punkt auf dem Zeitstrahl bestimmt werden, wenn die Ausgangshöhe der Kerze nicht bekannt ist? Bei der Radiokarbonmethode (rechts) ist aber genau das der Fall: Man kennt das Verhältnis aus Tochter- und Mutterisotopen in lebender Materie. Erst mit dem Tod, der Schließung des Systems, beginnt sich dieses Verhältnis zu verändern und die Menge an ^{14}C zu verringern. Weitere Erläuterung siehe Text.

ausgestattet, überleben sie die stärksten Metamorphosen und können unter Umständen sogar in magmatischen Schmelzen bestehen. Da anstelle von Zirkon auch Uran ins Kristall eingebaut werden kann, ergeben sich vielfältige Möglichkeiten für die Geochronologie (Abb. 4.55).

Separieren wir aus den Gneisen des Erzgebirges die Zirkone, dann können sie verschiedene Altersepochen repräsentieren:

- das letzte HT-Metamorphosealter,
- das Intrusionsalter des möglichen magmatischen Eduktes,
- das Alter noch älterer Gesteinsgenerationen, wie zum Beispiel in Zirkonen, die aus der Abtragung eines Liefergebietes stammten und zusammen mit anderen Mineralen das mögliche sedimentäre Edukt unserer Gneise bildeten (detritische Zirkone).

Bevor der Datierungsexperte also seine Maschine anwirft, muss er klären, welcher Typ Zirkon vorliegt. Ausschlaggebend für die Kategorisierung sind die Morphologie und der zonare Aufbau der Kristalle. Ererbte oder metamorph überprägte Zirkone sehen naturgemäß etwas „mitgenommen“ aus. Sie sind gedrunken und wirken „abgelutscht“. Magmatische Zirkone hingegen bilden prismatische idiomorphe Kristalle. Allerdings muss man nachschauen, ob die schön ausgebildeten Kristallflächen nur in einem jungen Ereignis „aufgesetzt“ wurden und sich darunter ein ererbter Kern verbirgt. Am besten kann der Zonarbau der Zirkone mit der Kathodolumineszenz sichtbar gemacht werden. Im Extremfall sind in den Zonen einzelner Kristalle mehrere Wachstumsereignisse, inklusive U/Pb-Verhältnis, eingefroren. In solchen Fällen muss der Zir-

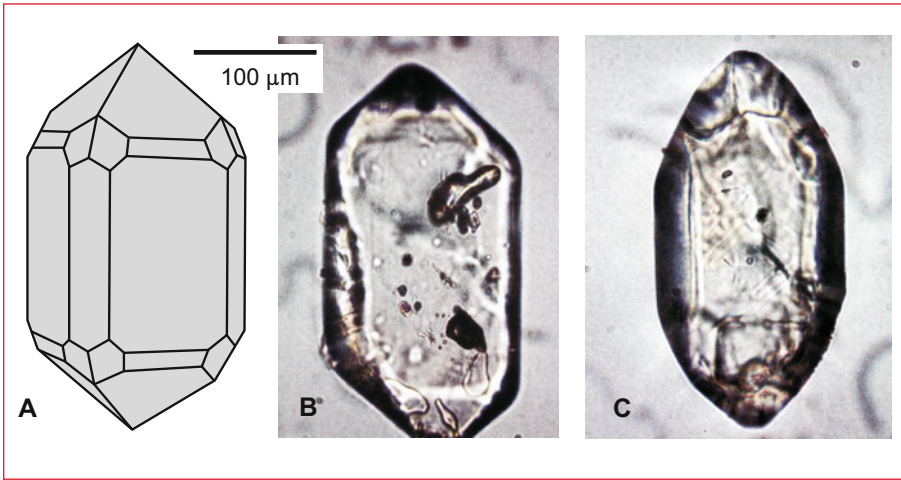


Abb. 4.55 Die Skizze zeigt einen idealen Zirkonkristall. In Abhängigkeit von seiner Entstehung können die Flächen eines solchen Kristalls aber sehr unterschiedlich stark ausgeprägt sein. Zwei Beispiele für Zirkone aus dem Erzgebirge: links aus einem Xenolith des Granitgneises von Lauenstein, rechts aus einem Augengneis des Natzschungtales. Auf den Schultern solcher Winzlinge ruhen heute die einschlägigen Modelle für die Entstehung des Erzgebirges.

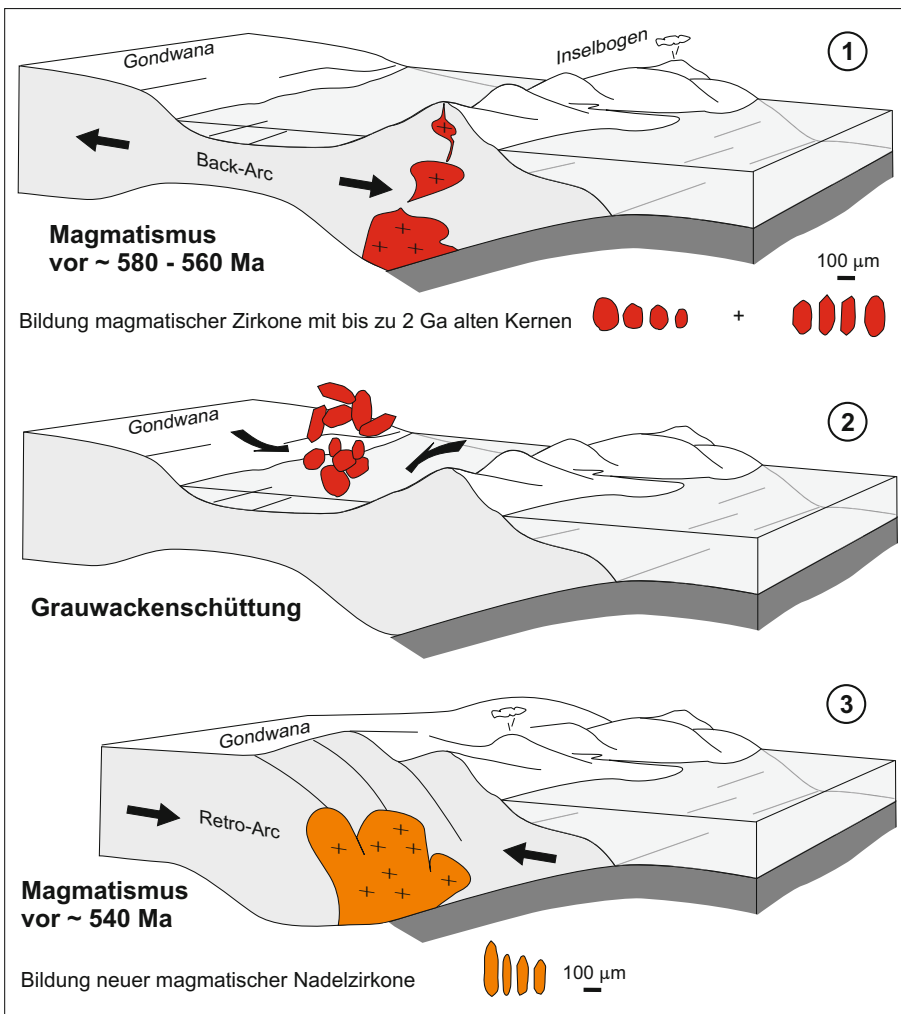
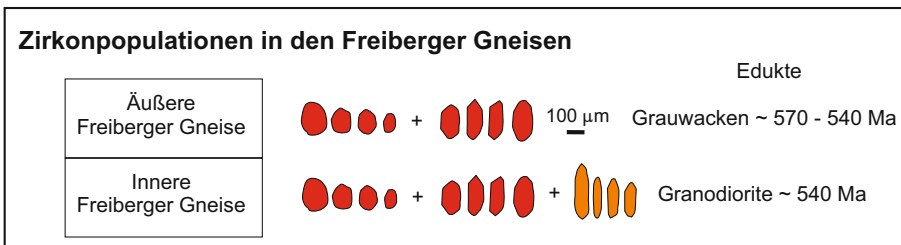


Abb. 4.56 Beispiel für das Erscheinungsbild von Zirkonpopulationen: Die Entstehung der cadomischen Ausgangsgesteine für erzgebirgische Gneise und ihre Widerspiegelung im Zirkonbild. Zwei magmatische Ereignisse prägen das Geschehen am Rand von Gondwana am Ende des Proterozoikums. Dabei wird auch der Zirkon-Altbestand recycelt. Zwischen den Schmelzereignissen wird die 580 bis 560 Millionen Jahre alte Generation inklusive Altbestand abgetragen und in Grauwacken sedimentiert. Diese Geschichte äußert sich in den Zirkonen der unteren (inneren) und oberen (äußeren) Freiburger Gneise. In den unteren Gneisen kommen zu den „alten“ Zirkonen so genannte Nadelzirkone mit 540er Altern. Sie werden damit einem magmatischen Edukt zugerechnet. Den oberen Freiburger Gneisen wird eine sedimentäre Natur zugeschrieben. Nach TICHOMIROVA 2003 und LINNEMANN et al. 2010. (Ma = Millionen Jahre, Ga = Milliarden Jahre)



Kasten 4.9

U/Pb-Datierung

Vom Uran existieren zwei radioaktive Isotope, die mit einer hinreichend langen Halbwertszeit ausgestattet sind. Das ^{238}U zerfällt bei einer Halbwertszeit von 4,5 Milliarden Jahren über nicht weniger als 13 Stationen und 9 Elemente zu ^{206}Pb . Ähnlich verhält sich das ^{235}U , das sich bei einer Halbwertszeit von 0,7 Milliarden Jahren zu ^{207}Pb umwandelt. Für eine Datierung darf kein Ausgangsblei im System vorliegen, was beim Mineral Zirkon weitestgehend erfüllt ist.

Im Gegensatz zu Uran kann Blei während der geologischen Geschichte aus dem Gitter entweichen, weshalb beide Systeme zu einer Methode gekoppelt werden. Damit erreicht man nicht nur eine Kontrolle über den Bleiverlust, sondern kann sogar bei Bleiverlust datieren. In einem Diagramm werden die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ und $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ -Verhältnisse gegeneinander aufgetragen (Abb. 4.57). Jedes $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Verhältnis gehört zu einem $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ -Verhältnis – und zu einem Alter. Damit ergibt sich ein feststehender Graph als Zeitstrahl. Er wird Konkordia genannt, da, wenn keine Diffusion stattfand, die Analyse direkt auf dieser Linie liegt und ein bestimmtes Alter angezeigt wird (konkordantes Alter).

Wenn jedoch Blei verloren ging, liegt der Punkt nicht mehr auf sondern unterhalb der Konkordia. Durch die Bestimmung mehrerer solcher Punkte erhält man eine Gerade, die Diskordia. Deren oberer Schnittpunkt mit der Konkordia repräsentiert das Bildungsalter (diskordantes Alter), der untere Schnittpunkt das Datum des Bleiverlusts.

Auf diese Weise können Mineralpräparate gleicher Morphologie (magmatisch oder metamorph) zuverlässig datiert werden. Eine verhältnismäßig junge Methode stellt die SHRIMP-Technologie dar (Sensitive High Resolution Ion Micro Probe). Dabei können einzelne Punkte eines Zirkonkristalls durch Beschuss mit einem Ionenstrahl datiert werden. Das lohnt sich vor allem dann, wenn durch Kathodolumineszenz im Kristall Zonierungen nachgewiesen werden konnten. Dann ist mit der SHRIMP-Methode die komplette Geschichte des Zirkons datierbar.

Eine weitere Variante stellt die Evaporation von Einzelzirkonen dar (KÖBER 1987). Dabei wird das Blei ausgetrieben und das $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnis, das ebenfalls das radiogene Alter widerspiegelt, bestimmt. Die Aufheizung und Verdampfung erfolgt stufenweise, die Einzel-Verhältnisse werden in ein Häufigkeitsdiagramm eingetragen (Abb. 4.58). Weil dabei aber schnell Teile eines nicht entdeckten Kerns mit verdampft werden können und Mischalter zu befürchten sind, wird diese Methode heute kritisch betrachtet.

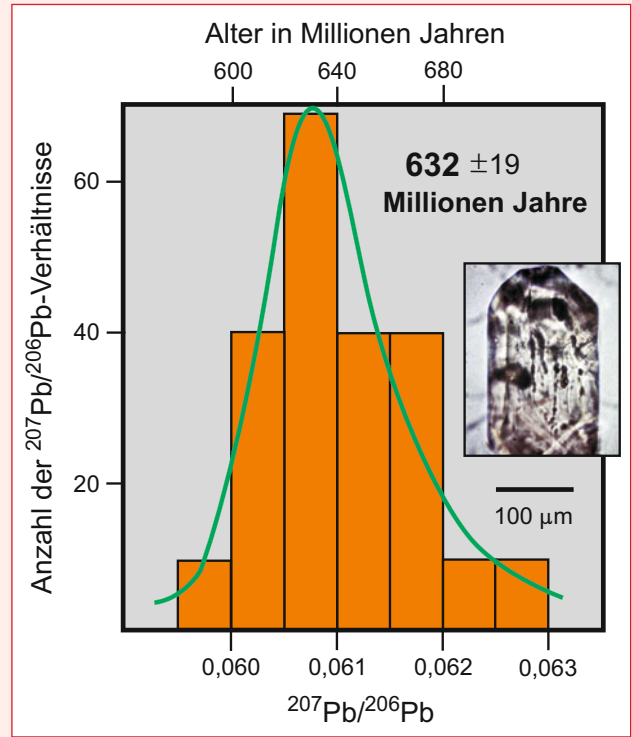
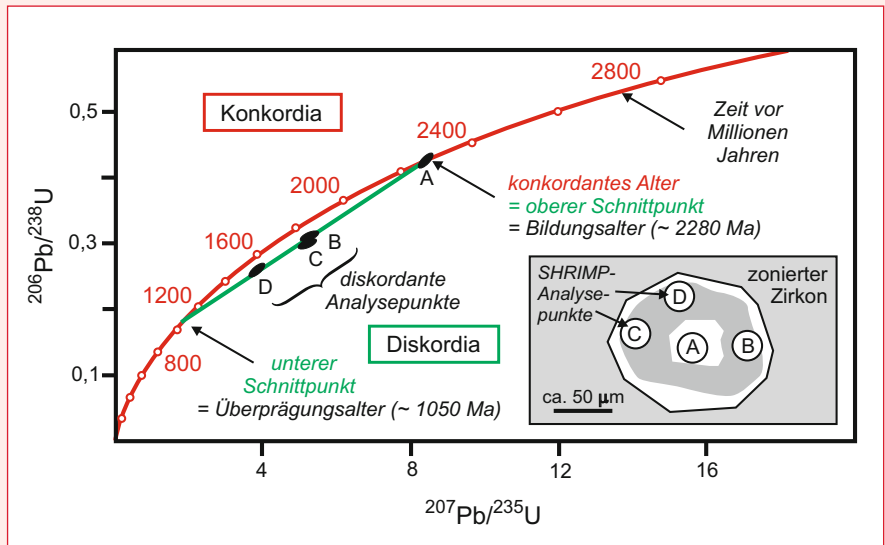


Abb. 4.58 Häufigkeit der Pb/Pb-Verhältnisse als Ergebnis der Evaporationsmethode. Der abgebildete Zirkon aus einem Gneis-Xenolith von Lauenstein/Osterzgebirge ist mit einem Alter von ca. 630 Millionen Jahren dem cadomischen Altbestand Gondwanas zuzurechnen. Die Verteilung der Isotopenverhältnisse gehorcht dem Gaußschen Gesetz (grüne Glockenkurve). Das sehr breite Spektrum der Verhältnisse spiegelt sich im ziemlich großen Fehlerbereich der Analyse wider.

Abb. 4.57 Beispiel für die Auswertung einer U/Pb-Datierung. Die rote Linie (Konkordia) stellt den feststehenden Zusammenhang zwischen $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - und $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ -Verhältnissen dar. Liegt das Ergebnis der Bestimmung der vier Isotope auf dieser Linie, dann ergibt sich ein konkordantes Alter. Durch Bleiverlust ist dieser Sachverhalt nicht immer gegeben und die Analysepunkte rutschen nach unten. Plotten alle Punkte auf einer Geraden (Diskordia), dann kann neben dem Schließungsalter auch das Alter der Überprägung ermittelt werden. Das Beispiel stammt aus einer SHRIMP-Analyse des hier skizzierten Zirkons (Freiberger Gneis). Der Kern dieses Kristalls liegt nicht nur auf der Diskordia, sondern liefert als ein Überbleibsel seiner ursprünglichen Bildung ein konkordantes Alter. Nach TICHOMIROVA 2003. (Ma = Millionen Jahre)



kon schalenweise datiert werden, um kein Mischalter zu erhalten.

Die Zirkonologie schafft auf diese Art und Weise nicht nur die Basis für eine Altersbestimmung, sondern kann auch zur Klärung beitragen, ob unsere Gneise aus sedimentärem (Paragneis) oder magmatischem Ausgangsgestein (Orthogneis) hervorgingen (Abb. 4.56). Obendrein erlaubt der überregionale Vergleich der Alter des Zirkon-Altbestandes die Zuordnung von orogenen Krustensplittern zu den damaligen Großkontinenten (Provenanceanalyse, Abschnitt 4.6).

Aus genannten Gründen eignen sich die U/Pb- bzw. die Pb/Pb-Methode (Kasten 4.9) an Einzelzirkonen also besonders zur Datierung der Ereignisse, die vor der Metamorphose lagen. Erste Ergebnisse, die von der Arbeitsgruppe um ALFRED KRÖNER nach 1990 vorgelegt wurden, ließen vermuten, dass ein Großteil der erzgebirgischen Gneise ein magmatisches Edukt hat, das vor etwa 550 Millionen Jahren intrudierte (z. B. KRÖNER et al. 1995). Besonders die granitischen bis granodioritischen Gneiskuppeln von Freiberg, Fürstenwalde-Lauenstein und Reitzenhain ergaben solche Alter. Den Forschern war dieses Alter aus anderen Regionen Europas, aber auch Nordafrikas durchaus bekannt. Solche Alter tauchen zum Beispiel im Armorikanischen Massiv in Frankreich auf und werden dort mit der Cadomischen Gebirgsbildung am Ende des Proterozoiums

in Verbindung gebracht. Der naheliegende Vergleich mit ähnlichen Altern in Nordafrika ließ den Schluss zu, dass im Erzgebirge metamorphisierte Teile des Gondwanakontinents vorliegen, der die heutigen Kontinente der Südhalbkugel umfasste. Interessanterweise lieferten Zirkondatierungen der nicht metamorphen Lausitzer Granodiorite gleiche Alter. Spätere Untersuchungen durch die Arbeitsgruppen um Romer und Linnemann (z. B. ROMER et al. 2003), TICHOMIROVA (z. B. TICHOMIROVA 2003) und MINGRAM (z. B. MINGRAM et al. 2004) konnten diese Alter bestätigen. Heute gilt es als Gewissheit, dass der sächsische Untergrund aus Gondwanakruste hervorging. In detritischen (Altbestands-)Zirkonen ist sogar noch ein bisschen archaische Geschichte dieses Urkontinents überliefert. Ein Zirkon aus den Wolkensteiner Gneisen lieferte beispielsweise ein Alter von 2,6 Milliarden Jahren (MINGRAM et al. 2004). Und den ältesten „Stein“ Sachsens stellen LINNEMANN et al. 2003 in Form eines Zirkonkristalls aus der Elbezone mit einem Alter von 3,4 Milliarden Jahren vor.

Auch die cadomische Geschichte selbst ließ sich für das Erzgebirge geochronologisch verfeinern. MARION TICHOMIROVA, die 2003 ein umfassendes Datierungswerk zu den erzgebirgischen Gneisen ablieferte, konnte das ursprünglich ermittelte 550-Millionen-Jahre-Alter durch die inzwischen verbesserte Methodik in zwei Bildungsmaxima von 575 Millionen bzw. 540

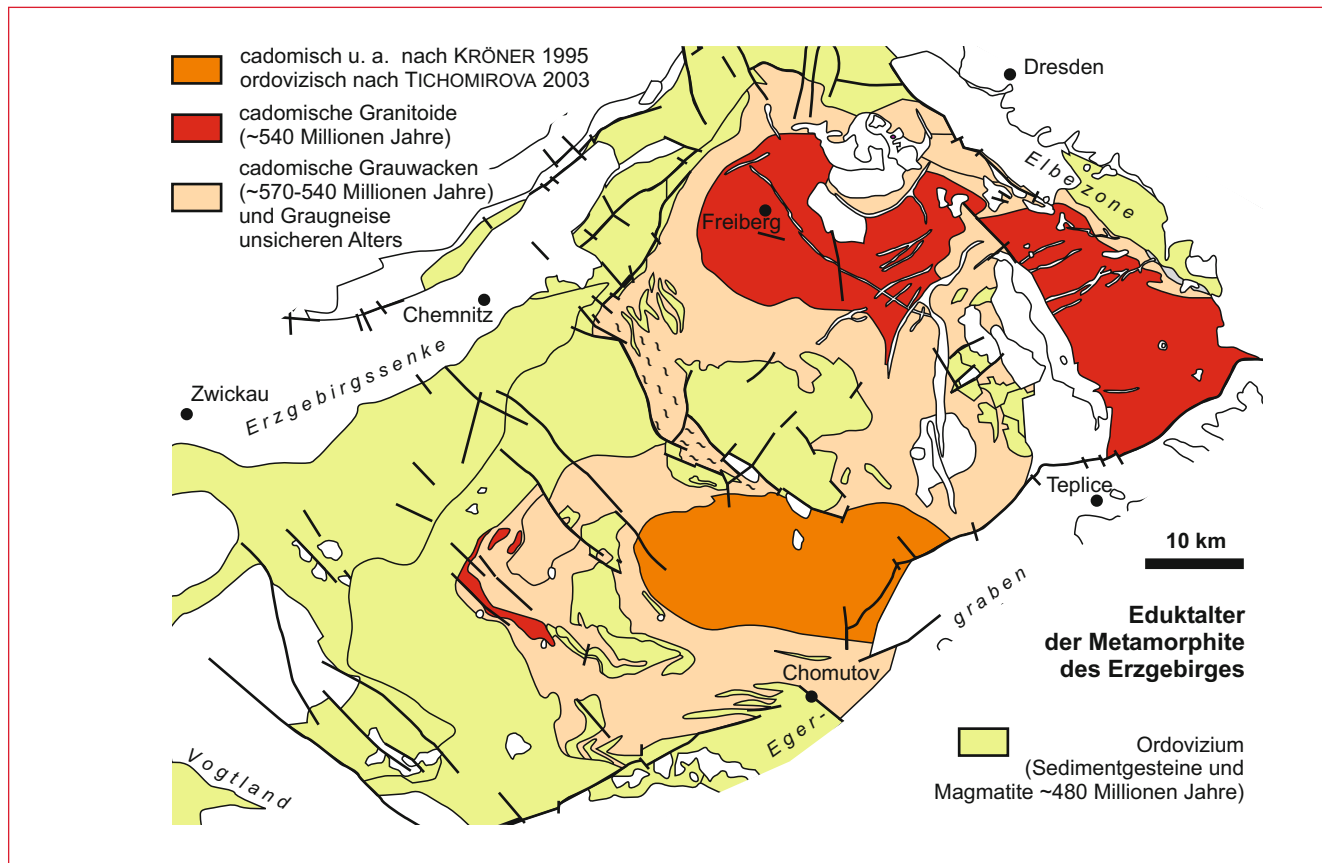


Abb. 4.59 Karte der Eduktalter der Metamorphite des Erzgebirges. Im Großen und Ganzen ist das Alter der Ausgangsgesteine des metamorphen Erzgebirges geklärt. Vereinfacht gesagt lagern auf cadomischem *Basement* Krustenspäne altpaläozoischen, vor allem ordovizischen Alters. Einige Regionen entziehen sich noch der genauen Zuordnung und an manchen Stellen existieren Widersprüche. Das Alter der Reitzenhainer Struktur beispielsweise wird kontrovers diskutiert: cadomisch oder ordovizisch? Liegt hier gar der Schlüssel für ein noch tieferes Verständnis des Erzgebirgsaufbaus?

		Zirkon-Alter/Edukt	p-T-Charakteristik	Beispiele
Rotgneise	Muskovit-plattengneise	~ 480 Ma (500 - 470 Ma) ordovizische Rhyolithe	HP-LT (Glimmersch.-Eklogit-Einheit) HP-HT (Gneis-Eklogit-Einheit)	Zöblitz, Boden, Elterlein, Sayda
	Relikt-granite	~ 480 Ma (500 - 470 Ma) ordovizische Granite	MP-MT (Rotgneis-Einheit)	Reitzenhain
Graugneise	Obere Graugneise	~ 570 Ma (580 - 540 Ma) cadomische Grauwacken und Migmatite	MP-MT (Graugneis-Einheit)	Mädè nec, Annaberg, Niederschlag, Wegefarth
	Untere Graugneise	~ 540 Ma cadomische Granodiorite	MP-MT (Graugneis-Einheit)	Freiberg, Brand

Abb. 4.60 Die genetische Neubewertung der Rot- und Graugneise nach TICHOMIROVA 2003. Zur Einordnung ins Schalenkonzept ist die p-T-Charakteristik und Benennung nach WILLNER et al. 1997 mit in die Tabelle eingebaut worden. Besonders die generelle Einordnung der roten Reliktgranite (Reitzenhainer Augengneise) ins Ordovizium ist nicht unumstritten. (Ma = Millionen Jahre)

Millionen Jahre auflösen. Beide Alter stellen cadomische Intrusionsepochen granodioritischer Magmen dar. Jedoch konnte TICHOMIROVA von Gneis zu Gneis Unterschiede feststellen. Während die unteren Freiburger Gneise Zirkone mit beiden Altern aufweisen, finden sich in den oberen Freiburger Gneisen nur die 575er Alter. Die Morphologie dieser Zirkone weist sie als detritisch aus, was bedeutet, dass sie lediglich Abtragungsprodukt der älteren cadomischen Granodiorite waren. Im oberen Freiburger Gneis liegt somit ein ehemaliges Sediment (Grauwacke) vor, das zwischen 575 und 540 Millionen Jahren am Rande Gondwanas geschüttet wurde und in das die jüngeren cadomischen Magmatite intrudierten.

Anderer Gneise, andere Alter. Die gleichen Methoden erbrachten für die muskovitführenden Rotgneise des Erzgebirges Alter von grob 480 Millionen Jahren (500–470 Millionen Jahre) – also Ordovizium (KRÖNER & WILLNER 1998, TICHOMIROVA 2003). Damit war ein weiterer Nagel in die erdgeschichtliche Zeittabelle des Erzgebirges geklopft. Auch diese Altersdaten spiegeln magmatische Ereignisse wider, deren Äquivalente in unmetamorphen Gesteinen des Saxothuringikums (Lausitz, Elbezone, Schwarzburger Sattel) wieder auftauchen.

Wie passen nun die Alter der Gneisedukte zu den Zwiebel-schalen? Alter und Zirkonmorphologie weisen die zentralen Gneisdome als cadomisches *Basement* aus. Die darüber liegenden Hochdruckeinheiten haben eine ganz andere Geschichte. Die Muskovitgneise der Gneis-Eklogit- und der Glimmerschiefer-Eklogit-Einheit entpuppen sich als metamorphisierte saure Magmatite des Ordoviziums. Das deutet darauf hin, dass zwei Einheiten mit unterschiedlicher tektonometamorpher Vergangenheit letztlich doch eine gemeinsame vormetamorphe Geschichte durchlebten.

Neben diesen zwei wichtigen Altersgruppen, cadomisch und ordovizisch, finden sich für magmatische Gesteine der Schiefergebirge devonische Alter. So gehört das Ausgangsgestein der

Chloritgneise der Elbezone zum Beispiel in diesen Zeitraum (GEHMLICH et al. 2000).

Zu erwähnen bleibt auch, dass die Datierungen selbst kontrovers diskutiert werden. Die von KRÖNER als cadomisch eingestuft Rotgneise des Reitzenhainer Gneisdomes werden von TICHOMIROVA ins Ordovizium gestellt, was für die geologischen Modelle von großer Tragweite ist. Mit dieser neuen Einschätzung verhilft TICHOMIROVA den Begriffen Rot- und Graugneis zu einer Renaissance. Grau heißt demnach cadomisch, rot heißt ordovizisch (Abb. 4.60). So verführerisch der Gedanke ist, so kritisch muss er gesehen werden. Der Neueinstufung des Reitzenhainer Domes liegen bisher lediglich zwei Zirkonpopulationen vom Rande der Struktur zugrunde. Sie stammen aus Gesteinen, die tatsächlich in den alten Karten als Muskovitgneise kartiert wurden und auch deren Chemie aufweisen (SiO_2 -reich und Zr-arm). Die Extrapolation auf die gesamte Struktur steht aber bisher auf recht dünnen Beinen.

Datierung der Metamorphose

Wie alt ist das Erzgebirge? Diese Frage kann nicht so einfach beantwortet werden, denn verschiedene Antworten sind richtig. Als Pultscholle wurde das heutige Mittelgebirge im Känozoikum herausgehoben. Geht es um die Ausgangsgesteine der im Gebirge lagernden metamorphen Gesteine, dann lautet die Antwort: sie sind viel älter und sehr verschiedenen Alters. Von Präkambrium bis Devon ist, wie oben gesehen, alles dabei. Grob betrachtet gehören alle Metamorphite aber zu *einem* Metamorphosealter.

Wie schon mehrmals angesprochen, steht heute fest, dass die Metamorphite und auch die Granite des Erzgebirges während der variszischen Gebirgsbildung entstanden. Das Erzgebirge ist

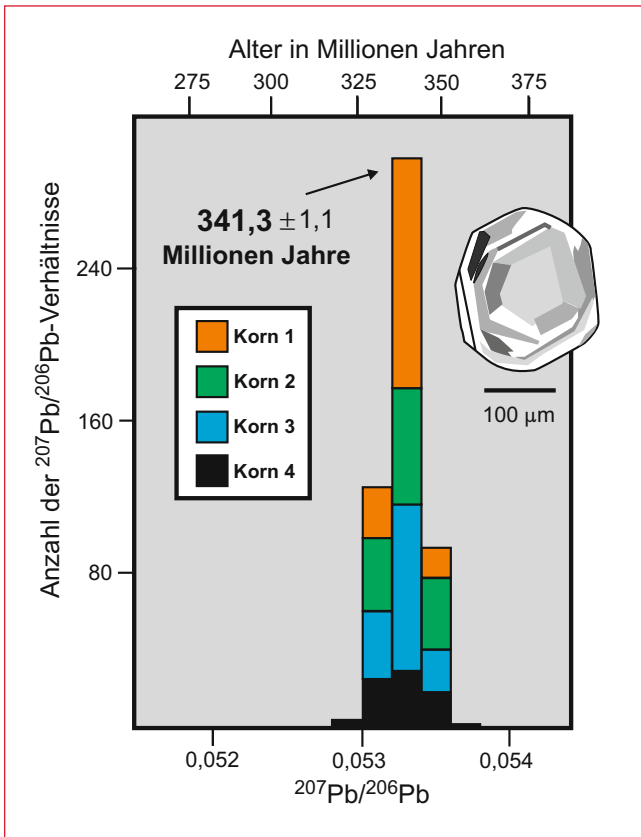


Abb. 4.61 Beispiel für die Bestimmung des Metamorphosealters von vier Zirkonen nach der Pb/Pb-Evaporationsmethode. Die Skizze zeigt die typische Fußballform der dort auftretenden Kristalle. Granat-Phengit-Fels der HP-HT-Einheit von Zöblitz. Nach KRÖNER & WILLNER 1998.

Teil eines von Spanien bis in die Slowakei reichenden Gebirgszuges, der im Karbon entstand. So wie in der Lausitz jedoch präkambrische Gesteine die variszische Gebirgsbildung unbeschadet überdauerten, so könnten ja auch Metamorphite älterer Gebirgsbildungsepochen im Erzgebirge vorliegen. Auf diesem Standpunkt beharrte lange Zeit die Lithostratigraphie. Man ging von einer proterozoischen Metamorphose für die kristallinen Schiefer der gesamten Böhmisches Masse aus. Auch wenn dieser Ansatz heute keine Bedeutung mehr hat, ist es doch wichtig, das genaue Datum der Metamorphose herauszufinden. Vor allem geht es dabei um folgende Fragen:

- Wie unterscheidet sich zeitlich das Druckmaximum der Metamorphose (Subduktion) vom Temperaturmaximum (Kollision)? Das hat Konsequenzen für den Zeitraum der Konvergenz der beteiligten Platten.
- Sind innerhalb der variszischen Zeit mehrere Metamorphosehöhepunkte festzustellen? Das ist wichtig für die Interpretation des heutigen Nebeneinanders von Gesteinen unterschiedlicher p-T-Prägung, die dann verschiedenen Exhumierungsepochen zuzuschreiben wären. Womöglich wurde nicht nur *ein* Ozean subduziert, sondern zwei oder drei, was die Kollision mehrerer Kontinente und Terrane (Mikrokontinente) zur Folge hätte.

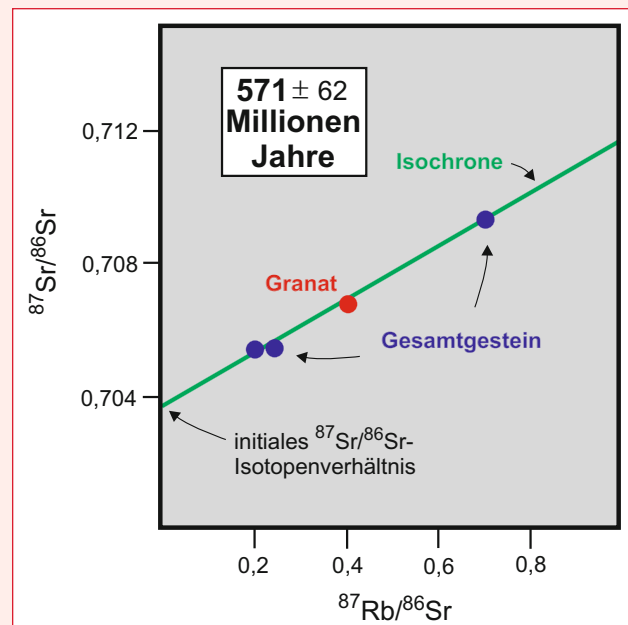
Als Datierungsmethode für die Metamorphose hat sich auch hier die U/Pb- bzw. Pb/Pb-Methode an Zirkonen durchgesetzt. HP/HT-Gesteine können durch die durchlebten extremen Bedingungen mit eigenen Zirkonen aufwarten, die in ihrem Habitus als fußballförmig beschrieben werden (Abb. 4.61). Aber auch detritische Zirkone können während der Metamorphose

Kasten 4.10

Rb/Sr-Datierung nach der Isochronenmethode

Das Rb/Sr-System funktioniert etwas einfacher als das U/Pb-System, da sich das ^{87}Rb -Isotop in einem einfachen Zerfallsprozess zu ^{87}Sr umwandelt – Halbwertszeit ca. 49 Milliarden Jahre. Rubidium und Strontium können beide nach der Schließung des Systems leicht mobilisiert werden, was zu Verlust und falschen Altern führen kann. Außerdem muss immer von vorhandenen Ausgangskonzentrationen an Strontium ausgegangen werden. Um die Methode trotzdem zuverlässig zu machen, bedient man sich der Isochronenmethode. Es wird dabei ein weiteres, und zwar stabiles Isotop (^{86}Sr) mitbestimmt und ins Verhältnis zu ^{87}Rb bzw. ^{87}Sr gesetzt (Abb. 4.62). Beide Verhältnisse werden im Diagramm gegeneinander aufgetragen. Der entstandene Punkt sagt noch nicht viel aus und es ist notwendig, durch die Analyse weiterer Minerale oder des Gesamtgesteins weitere Punkte zu liefern. Sind die Werte gut, dann liegen alle Punkte auf einer Linie, der Isochrone, deren Anstieg Ausdruck des Alters ist.

Abb. 4.62 Beispiel für eine Isochrone, hier nach der Rb/Sr-Methode erstellt. Die radiogenen Isotope werden dabei ins Verhältnis zu einem stabilen Isotop gesetzt. Einzelmineral- (hier Granat) und Gesamtgesteinsanalysen einer Probe liegen im Idealfall auf einer Geraden, deren Anstieg das radiogene Alter repräsentiert. Nach TIKHOMIROVA et al. 1994.



eine äußere Schale abbekommen, in der dann die Metamorphoseuhr zu ticken beginnt.

Eine klassischere Analyse ist die Rb/Sr-Methode, bei der Einzelminerale, Mineralpräparate und Gesamtgestein untersucht werden können und die Ergebnisse zu einer Isochrone zusammengestellt werden (Kasten 4.10). Aufgrund ihrer Anfälligkeit für Fehler und die immer besser werdende Zirkondatierung ist diese Methode etwas aus der Mode gekommen. Einige klassische Isochronen werden dennoch immer wieder zitiert (z.B. TIKHOMIROVA et al. 1994).

Es ist beruhigend, dass alle Analysen, mit welcher Methode auch angefertigt, hier ausnahmsweise einmal übereinstimmende Ergebnisse liefern. Das gesamte Erzgebirge erfuhr einen Metamorphosehöhepunkt bei etwa 340 Millionen Jahren, also im oberen Unterkarbon (u. a. KRÖNER & WILLNER 1998, von QUADT & GÜNTHER 1999, MINGRAM & RÖTZLER 1999).

In der Umgebung des Erzgebirges, und das ist wiederum für unsere Modelle wichtig, existieren sehr wohl auch andere Metamorphosealter. Es sind die Gesteine jener höher metamorphen Einheiten, die dem saxothuringischen Schiefergebirge aufliegen (Münchberger Gneismasse, Frankenberger und Wildenfelsler Zwischengebirge). Hier sind Metamorphosealter zwischen 395 und 350 Millionen Jahren gefunden worden (KLEMD 2010). Kein Wunder also, dass diese Gesteine zuoberst liegen. Sie gehören nicht zu den restlichen Metamorphiten des Saxothuringikums und waren schon „fertig“, als die erzgebirgischen Gneise ihren „Showdown“ erlebten.

Gleiches gilt für die Staurolith führenden Gesteine auf der Südseite des Erzgebirges, wo sie größtenteils unter jüngerer Bedeckung liegen. Auch ihre Metamorphose fand vor etwa 370 Millionen Jahren statt. Stammen diese Exoten nun aus einer anderen Subduktionszone als der des Erzgebirges? Diese Frage wird bei der Betrachtung der Modelle noch eine große Rolle spielen (Kapitel 4.6).

Datierung der Abkühlung

Mit dem p-T-Maximum ist die Metamorphose nicht abgeschlossen. In Kapitel 4.1 war zu lesen, dass ja vor allem die retrograden Metamorphoseverläufe im Gestein aufgezeichnet sind, die ihrem Weg durch die Kruste nach oben entsprechen. Um genau diesen p-T-d-Pfad mit Zeitmarken zu hinterlegen, werden die Abkühlalter von Gesteinen, oder besser noch, von Mineralen bestimmt. Dadurch sind Aussagen möglich

- zur Dauer des Aufstiegs (Zeit zwischen Metamorphosemaximum und finaler Abkühlung),
- zum Zeitpunkt einer Deformation (z. B. Datierung des Glimmers, der in einer Foliation neu gewachsen ist),
- zu Aufstiegsgeschwindigkeiten (Aufstiegstiefe entsprechend Schließungstemperatur und p-T-Pfad im Verhältnis zur Zeitdifferenz zweier datierter Ereignisse),
- zu differenziellen Aufstiegsgeschwindigkeiten von Gesteinseinheit zu Gesteinseinheit (Sind die Frankenberger Zwischengebirgsgneise zum Beispiel auch wirklich zuerst oben draufgestapelt worden, wo sie doch schon vor dem Rest

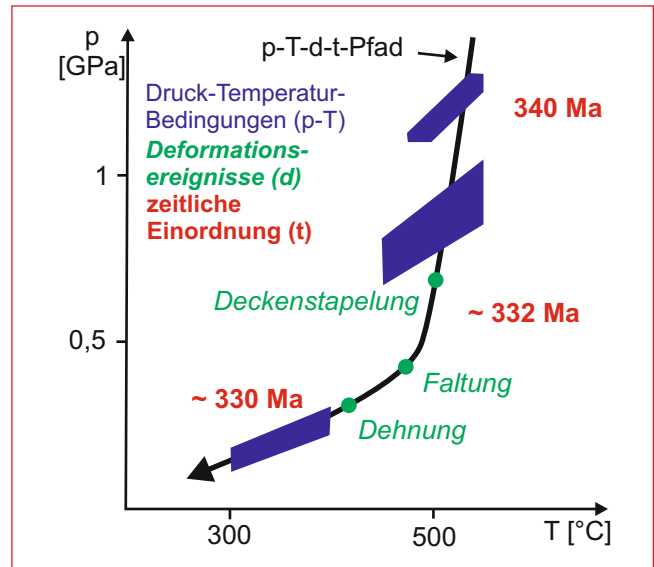


Abb. 4.63 Beispiel für einen Druck-Temperatur-Deformation-Zeit-Pfad (p-T-d-t). Dieser Pfad wurde von NEGA 1998 für die Glimmerschiefer des Westerzgebirges beschrieben. (Ma = Millionen Jahre)

metamorph wurden? Oder welche Zwiebelschale war zuerst im Niveau der Oberkruste angekommen?),

- zur Reihenfolge der Abtragung der Gesteinseinheiten (Kontrolle über Reihenfolge des Auftretens in den Molasseablagerungen, Abschnitt 4.5).

Um solche Erkenntnisse zu erlangen, werden Isotopensysteme benötigt, die sich bei relativ niedrigen Temperaturen schließen. Mit der K/Ar-Methode und ihrer Abwandlung zur Ar/Ar-Methode liegt ein geeignetes Verfahren vor (Kasten 4.11). Auch hier unterlief den Datierern der Vergangenheit der Fehler, sich nur auf Gesamtgesteinsbestimmungen zu verlassen. Jedes Mineral, das für die Datierung in Frage kommt (Kaliumminerale wie Kalifeldspat, Glimmer, Amphibole), schließt das Isotopensystem bei einer anderen Temperatur und damit Zeit. Will man Mischalter vermeiden, dann müssen die Minerale für sich getrennt untersucht werden. Der Mehraufwand für die Herstellung von Mineralpräparaten wird aber dadurch belohnt, dass nun mehrere Abkühlalter ermittelt werden können und im Extremfall ein echter p-T-d-Zeit-Pfad erstellt werden kann (Abb. 4.63).

Vor allem eine Heidelberger Arbeitsgruppe stellte sich der recht aufwendigen Methode der Ar/Ar-Datierung (u. a. WERNER & LIPPOLT 2000). Die Analysen ergaben eine Abkühlung zwischen 340 und 330 Millionen Jahren, was ja bei einem Metamorphosepeak bei 340 Millionen Jahren nicht weiter verwunderlich ist. Die geologische Aussage kommt erst mit dem Bezug zum konkreten Fall: Welches Gestein? Welche metamorphe Einheit? Der 10 Millionen Jahre währende Aufstieg aus maximaler Versenkungstiefe zur Oberkruste hat für einen Eklogit (aus 100 km Tiefe) eine andere Bedeutung als für einen Phyllit (aus 10 km Tiefe). Auch spiegeln nicht alle Ar/Ar-Alter die Abkühlungszeit wider. Bei LT- und MT-Metamorphiten kann auch die Bildungstemperatur in der Nähe der System-

Kasten 4.11

K/Ar- und Ar/Ar-Datierung

Das ^{40}K -Isotop des Kaliums zerfällt zu ^{40}Ca oder ^{40}Ar . Da Kalzium überall in Gesteinen vorhanden ist, eignet es sich nicht als Tochter für eine radiometrische Altersbestimmung. Argon stellt zwar aus dieser Sicht die bessere Wahl dar, aber als Edelgas ist es chemisch nicht fixierbar und ausgesprochen anfällig für Systemflucht. Da gleiches auch für nicht radiogene Isotope von Argon gilt, kommt eine Isochrone nicht in Frage und die Methode bleibt recht anfällig. Ihr Vorteil ist, dass sie relativ einfach und billig ist. Ein Alter wird direkt über die umgestellte Zerfallsgleichung ermittelt.

Bei der Ar/Ar-Methode wird das Problem der Argon-Mobilität durch die künstliche Schaffung eines Referenzisotops gelöst. Dabei muss mit hohem finanziellem, logistischem und sicherheitstechnischem Aufwand die Probe mit Neutronen bestrahlt werden. Ein Teil des ^{39}K wird dabei zu ^{39}Ar umge-

wandelt. Daraufhin wird die Probe aufgeheizt und die dabei frei werdenden Argon-Isotope gemessen. Das $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Verhältnis ist proportional zum Schließungsalter, allerdings muss immer mit einer Referenzprobe bekannten Alters gearbeitet werden, um die Unwägbarkeiten der Neutronenbestrahlung auszumerzen. Da das Argon stufenweise ausgetrieben wird, kann der Entgasungsfortschritt gegen das Isotopenverhältnis aufgetragen werden (Abb. 4.64). Bei einer ungestörten Probe sollten sich die Verhältnisse nicht verändern und es entsteht im Diagramm ein Plateau. Wenn aber beispielsweise im Randbereich des Minerals im Laufe der geologischen Geschichte Argon verloren ging, dann wird zu Beginn der Verdampfung ein zu junges Alter gemessen.

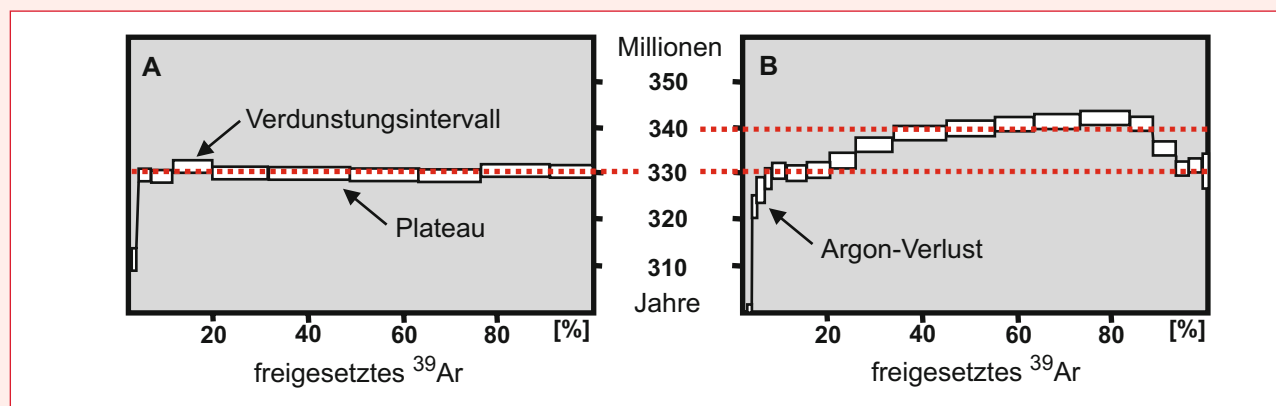


Abb. 4.64 Beispiele für Ar/Ar-Plateaus verschiedener Proben aus dem Westerzgebirge. A) Spektrum für einen Hellglimmer aus Glimmerschiefer vom Singerstein bei Hermannsdorf. Das ausgezeichnete Plateau garantiert, dass kein Argonverlust vorliegt und es konnte ein ziemlich genaues Alter von 330 Millionen Jahren berechnet werden. B) Der Hellglimmer aus einem Quarzit bei Oberwiesenthal zeigt im Kern ein Plateaulter von 340 Millionen Jahren. Offensichtlich erfuhr die Probe aber einen Argonverlust, was sich in den niedrigen Alter zu Beginn der Verdampfung äußert. Allerdings ist auch ein jüngeres Überprägungsereignis bei 330 Millionen Jahren interpretierbar. Zur geologischen Interpretation siehe Text. Nach WERNER & LIPPOLT 2000.

schließung liegen. Vorsicht und viel Fingerspitzengefühl wird daher vom Datierer verlangt.

Es können hier nicht alle Geochronologen zu Wort kommen und so wird stellvertretend die interessante Arbeit von WERNER & LIPPOLT 2000 noch einmal etwas genauer betrachtet. Sie liefert einen wichtigen Meilenstein für unser Modell und kann gleichzeitig exemplarisch für die Möglichkeiten dieser Datierungsmethode sprechen. Die Untersuchung stand vor dem Hintergrund kontroverser Diskussionen seitens der Strukturgeologen. Erinnern wir uns: KROHE, WILLNER (z. B. WILLNER et al. 2000) und SEBASTIAN 1995 sahen im Erzgebirge einen tektonometamorphen Stapel, der durch Krustenextension exhumiert und in die heutige Position gebracht wurde. NEGA 1998, KONOPÀSEK und SCHULMANN (z. B. KONOPÀSEK et al. 2001) hingegen favorisierten eine späte Deckentektonik für den Zwiebelschalenbau des Erzgebirges. Im Dehnungsfall sollten sich die einzelnen Gesteinspakete gleichmäßig nacheinander abkühlen, im Kompressionsfall könnte sich auch einmal ein heißer Span über einen kalten schieben. Zum Entsetzen der ersten Gruppe erhielten die Heidelberger tatsächlich inhomogene Ar/Ar-Alter.

Mehr noch, die Daten korrelierten gut mit den einzelnen Einheiten (Abb. 4.65). Sowohl die Gesteine der Orthogneisdomes als auch die Glimmerschiefer und Phyllite kühlten sich relativ unspektakulär vor etwa 330 Millionen Jahren ab. Leider folgte die dazwischen liegende (U)HP-HT-Einheit nicht diesem Trend. In ihr sind Abkühlungsalter von ca. 340 Millionen Jahren erhalten. Gefundene Übergangsalter an manchen Gesteinen interpretiert die Arbeitsgruppe als verjüngte 340er Alter. Das könnte ein Hinweis darauf sein, dass zunächst alle Gesteine bei 340 Millionen Jahren abkühlten (Schließung der HP-Hellglimmer bei etwa 600°C) und die Uhren im Zuge einer Stapelung bei 330 Millionen Jahren zurückgesetzt wurden. Die notwendige Hitze könnte zusätzlich aus den Granit produzierenden Schmelzprozessen stammen. Das „Einschieben“ der kälteren Gesteine in die heißeren soll in etwa 20 km Tiefe stattgefunden haben. Abgesehen davon, dass damit eine relativ späte Stapelung belegt ist, fällt auf, dass Bildung und Abkühlung für einen Großteil der Gesteine zeitlich nah beieinander liegen. Das bedeutet einen sehr schnellen Aufstieg. WERNER & LIPPOLT 2000 berechneten eine Exhumierungsrate von 5 bis 10 km in einer Million Jahre.

Der Vollständigkeit halber ist noch der letzte Zeitnagel in der Altersabfolge der Metamorphite zu nennen. Die großen Granite des Erzgebirges, die am Ende der variszischen Orogenese alle Einheiten durchdringen, versiegeln gewissermaßen den metamorphen Bau. Jede Foliation, jede Falte, der gesamte Schalenbau muss zu dem Zeitpunkt, als die ersten Granite eindringen, bereits Geschichte sein. Die Datierung dieser Magmatite (Kapitel 5) erfolgte unter der gleichen, oben genannten Methodik. Hier in aller Kürze die Quintessenz: vor 325 Millionen Jahren war Schluss mit Metamorphose. Die Metamorphite lagen zu diesem Zeitpunkt genau so zueinander, wie sie es heute tun. Der durch die Intrusionen erfolgte Wärmeschub konnte allerdings

die K/Ar-Uhren der bereits abgekühlten Metamorphite noch einmal zurückdrehen, was sich in den etwa gleichen Abkühlaltem mancher Schiefer niederschlägt.

Ein Alter, das alles verändert

Die bizarrsten Ergebnisse liefern wieder einmal die Diamanten. Wie in Kapitel 4.1 beschrieben, kommen sie im Bereich der Saidentalsperre auch in Zirkonen vor. Und die lassen sich ja bestens datieren. MASSONNE et al. erledigten das und veröffent-

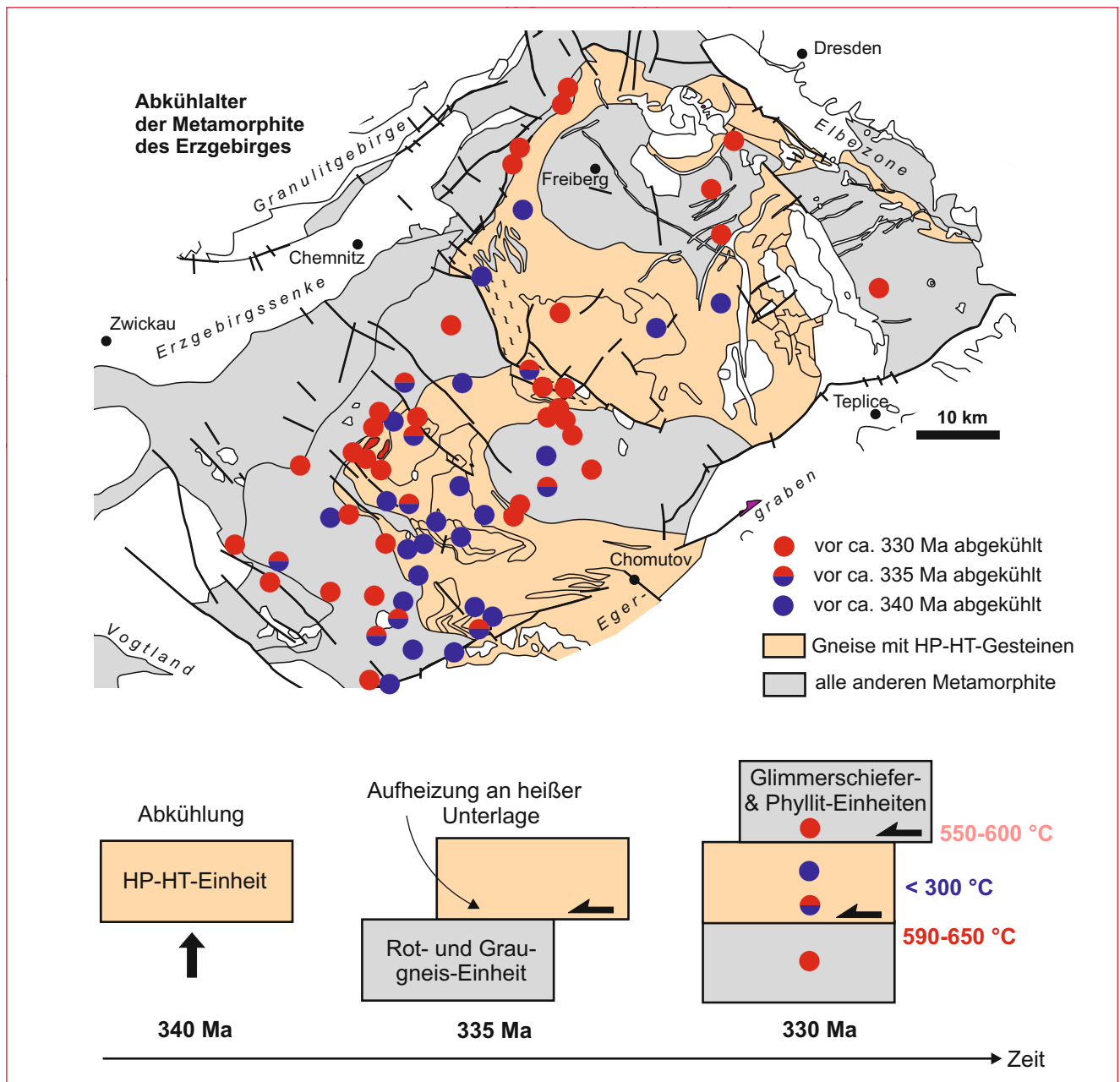


Abb. 4.65 Karte der Abkühlungsalter der erzgebirgischen Metamorphite (oben). In grober Annäherung kühlen alle Einheiten vor 330 Millionen Jahren ab – außer die HP-HT-Gesteine führende Gneiseinheit, die bereits früher erkalte. Konsequenz für den Erzgebirgsaufbau (unten): es existierte vor 330 Millionen Jahren ein Ereignis bei dem die kalte Gneis-Eklogit-Einheit zwischen wärmere Gesteinspakete gestapelt wurde. Nach WERNER & LIPPOLT 2000. (Ma = Millionen Jahre)

lichten die Ergebnisse in einem relativ unscheinbaren Paper 2001 (Tagungs-Abstract). Wen verwundert es noch, dass für die Metamorphose ein Alter von 340 Millionen Jahren entdeckt wurde? Die Forscher vermuten, dass erst danach der Abstecher der Diamant führenden Gesteine in die Tiefe von über 100 km erfolgte. Das Nebengestein, der Muskovitgneis, erlebt zu dieser Zeit aber schon seinen Höhepunkt der Metamorphose. Wie oben beschrieben kühlen aber alle Gesteine zwischen 340 und 330 Millionen Jahren wieder ab! Irrt die Geochronologie? Die Modellmacher sehen das natürlich nicht so und haben eine andere Interpretation parat. Der Vorgang von Subduktion und Exhumierung erfolgte rasend schnell. So schnell, dass die radiometrische Auflösung hier nicht ausreicht, um die Prozesse zeitlich zu trennen. Der Weg zumindest von der Unterkruste bis in eine Tiefe von mindestens 150 km und wieder zurück in die Oberkruste erfolgte im Fehlerbereich der geochronologischen Messungen!

Diese frappierende Erkenntnis gibt wenig Spielraum für die Modellvorstellung von Subduktion und Exhumierung. Wiederholte Versenkung und mehrphasige Metamorphose sind somit auszuschließen.

Fazit

Sicher ist zu Beginn dieses Kapitels nicht zu viel versprochen worden. Am Ende des Schnelldurchlaufs durch die geochronologischen Aspekte der Erforschung der Erzgebirgsmetamorphite ist eigentlich schon durch die Aneinanderreihung der ein-

zelnen Altersdaten ein kleines Modell aufstellbar. Die Datierungen erhellen das Dunkel der Erdgeschichte wie folgt:

- Alle variszischen Vorgänge der Region spielten sich auf cadomischem *Basement*, einem Kontinentalrand Gonwanas ab. Granodiorite und Grauwacken aus dem Zeitraum 575 bis 540 Millionen Jahren bilden das Ausgangsgestein des Erzgebirgskerns, speziell des Osterzgebirges.
- Vor etwa 480 Millionen Jahren erfolgte ein weiteres magmatisches Ereignis, aus dem weitere Gneisedukte hervorgingen.
- Subduktion und Kollision bilden den plattentektonischen Hintergrund für einen ersten Metamorphosehöhepunkt im Devon, aus dem Gesteine der Zwischengebirge entstanden. Wie alle anderen saxothuringischen Metamorphite erhält auch das Erzgebirge seine Peak-Bedingungen vor 340 Millionen Jahren im Karbon.
- Abkühlungsalter belegen eine Stapelung und Aufheizperiode nach der Exhumierung der Metamorphite bei etwa 330 Millionen Jahren.
- Vor 325 Millionen Jahren ist der Verband metamorpher Gesteine fertig und wird von Graniten durchdrungen.
- Abgesehen von Metamorphosegrad und Deformation stellt das Erzgebirge im saxothuringischen Umfeld nichts Besonderes dar: variszische Orogenese auf cadomisch-altpaläozoischer Kruste.

Bei allen möglichen Unwägbarkeiten die die geochronologischen Methoden mit sich bringen, ist die Datendecke für diese Altersabfolge erdrückend. Zusammenfassend werden die Häufigkeiten aller Datierungen in Abbildung 4.66 skizziert.

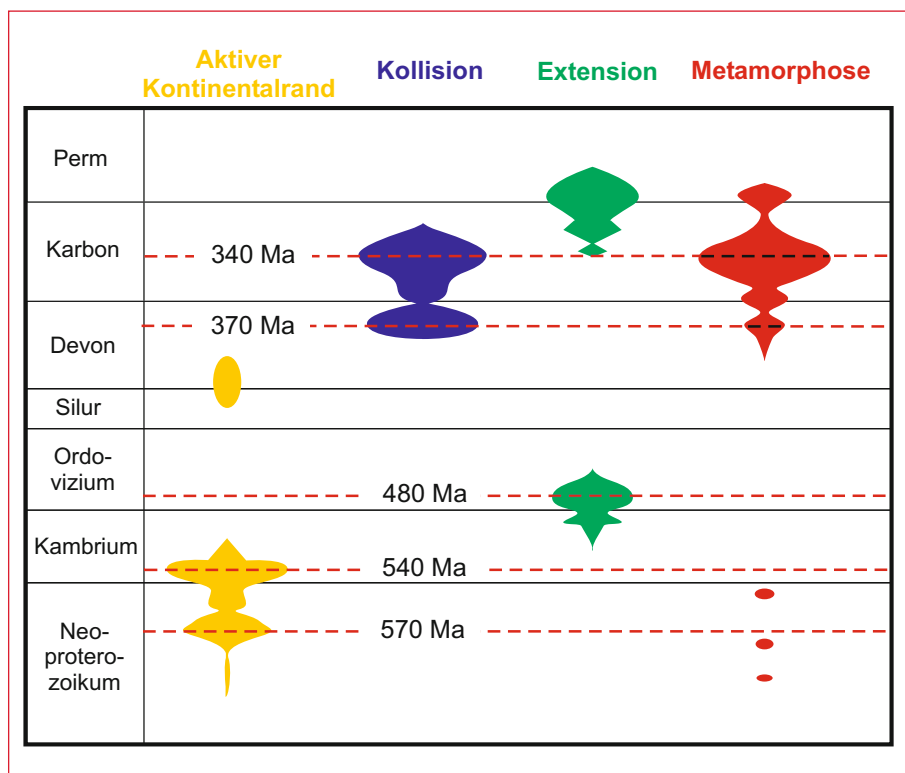


Abb. 4.66 Geschätzte Häufigkeitsverteilung für bestimmte Ereignisse der saxothuringischen Geschichte. Auf Grundlage einer Zusammenstellung von ROMER et al. 2003. (Ma = Millionen Jahre)

4.4 Die Chemie stimmt – Geochemie

Litho- versus Chemostratigraphie

Die Stratigraphie (wörtlich: Schichtbeschreibung) versucht, die verschiedenen in einem Gesteinsverband vorkommenden Schichten in eine zeitliche Beziehung zueinanderzusetzen. Ihr Ergebnis ist die geologische Zeitskala. Wie in Kapitel 3 gezeigt, existieren dazu verschiedene Hilfsmittel und Herangehensweisen. Am besten funktioniert die Biostratigraphie, da das Auftreten bestimmter Fossilien in einer sedimentären Gesteinsschicht charakteristisch ist. Damit lassen sich nicht nur voneinander entfernt vorkommende Schichten parallelisieren, sondern die Gesteine lassen sich auch in eine zeitliche Reihenfolge einordnen, da uns die Evolution der Organismen eine Rahmenhandlung in der Erdgeschichte vorgibt.

Was in schwach metamorphen Gesteinen noch funktioniert, versagt in höher metamorphen Einheiten, da sich keine Organismenreste erhalten können. Also bedient man sich der Lithostratigraphie, die lediglich die petrographische Ausbildung des Gesteins für einen regionalen Vergleich heranzieht, wie dies auch im Erzgebirge geschehen ist. Sie ist die Voraussetzung für die Entdeckung des Zwiebschalenbaus des Erzgebirges gewesen (Kapitel 3) und noch heute die Grundlage für die Kartierung der metamorphen Einheiten. Allerdings versagt die korrekte zeitliche Einordnung, wie das strukturgeologische Kapitel gezeigt hat. „Unten“ ist nicht zwangsläufig älter als „oben“. Das Gesetz von STENO funktioniert in tektonisch stark beeinflussten Gesteinskomplexen also nicht. Und die Zuordnung zu den geologischen Zeiten, wie Kambrium oder Silur, kann aus geochronologischen Erkenntnissen für die höher metamorphen Einheiten auch nicht stimmen (Kapitel 4.3). Am ehesten verspricht eine Tektonostratigraphie, den gewünschten Erfolg zu erzielen, da nur noch die Gesteine gleicher tektonometamorpher Prägung verglichen werden. Die echte zeitliche Einordnung ist dabei zweitrangig. Solche tektonostratigraphischen Gliederungen wurden beispielsweise von RÖTZLER et al. 1998 oder von SEBASTIAN 1995 vorgeschlagen und sind im Kapitel über die Metamorphose (Kapitel 4.1) erläutert.

Können die verschiedenen metamorphen Zwiebschalen des Erzgebirges nun bestimmten Zeitaltern zugeordnet werden? Und sind die Gesteine womöglich überregional mit bestehenden Zeittafeln außerhalb des Erzgebirges korrelierbar?

Ein völlig neuer Ansatz, wie ihn die Potsdamer Forscherin BIRGIT MINGRAM in den 1990er Jahren verfolgte, versprach hier Erfolg (MINGRAM 1996, 1998). Metamorphose bedeutet Umwandlung. Das heißt, dass die Strukturen des Ausgangsgesteins, ja sogar der Mineralbestand teilweise völlig verändert sind und damit das Edukt maskiert wird. MINGRAMS Ansatz geht davon aus, dass sich Austauschprozesse mit dem Nebengestein in Grenzen halten und die Gesteinschemie von Ausgangsgestein und metamorphem Endprodukt gleich ist. Damit hielt eine Stratigraphie Einzug im Erzgebirge, die ihre Korrelationsindizien aus chemischen Betrachtungen erhält. Allerdings ist die

Bezeichnung Chemostratigraphie nicht ganz richtig, da die Abgrenzung der Einheiten doch aus geologischen Gesichtspunkten heraus vorgenommen wurde.

Aber wo ist nun ein geeignetes Typusgebiet zu vermuten, das kaum metamorph ist und biostratigraphisch gut belegt, welches als Referenzprofil für die erzgebirgischen Gesteine dienen kann?

Das thüringische Profil

Nach KOSSMAT 1927 gehört das Erzgebirge zur Zone des Saxothuringikums. Vor allem waren es die Ähnlichkeiten der Gesteine des Schiefergebirges in Thüringen und Sachsen, die sich markant von solchen beispielsweise des Harzes unterscheiden, die KOSSMAT zur Definition dieser Zone veranlassten. Das vollständigste und durch Fossilien am besten untersuchte Gebiet saxothuringischer Schiefer ist der Schwarzburger Sattel im Thüringischen Schiefergebirge (Abbildung 4.67).

Diese Abfolge ist als thüringisches Profil bekannt und unterscheidet sich innerhalb des Saxothuringikums vom bayerischen Profil durch einige sedimentologische Besonderheiten. Hier verstecken sich Fazieswechsel im ehemaligen Sedimentationsgebiet eines Kontinentalschelfes (Kasten 3.5).

Der tektonische Hintergrund für das thüringische Profil ist heute weitestgehend geklärt und von LINNEMANN et al. 2004 beschrieben worden. In Abbildung 4.67 ist die thüringische Abfolge skizziert und auch der geotektonische Rahmen vermerkt. Die ältesten Gesteine, Grauwacken und saure Magmatite sind an die cadomische Gebirgsbildungsepoche gebunden. Sie dokumentieren einen aktiven Kontinentalrand Gondwanas.

Nach der Einebnung der cadomischen Kruste dienten diese Gesteine während des Zeitraums vom Ordovizium bis zum Silur als Fundament für Flachmeerablagerungen. Dass zu dieser Zeit Krustendehnungsprozesse, verbunden mit einem plattentektonischen Rifting, eine wichtige Rolle spielten, belegen ordovizische Magmatite, wie der Bäreniegel-Porphyr. Ihr geochemischer Charakter sollte für die Entschlüsselung der erzgebirgischen Edukte noch eine große Rolle spielen.

Die Krustendehnung sorgte für das Abspalten einzelner Terrane vom Gondwana-Mutterkontinent. Der Bildungsraum der saxothuringischen Gesteine befand sich ab dem Silur am Rande des sogenannten Rheischen Ozeans, der durch das nach Norden wandernde Ensemble der Gondwanakontinente geschlossen wurde und auf eine Kollision mit dem Nordkontinent Old Red zusteuerte (Paläogeographie in Kapitel 4.6). Die sedimentären Belege dieser Annäherung finden sich in den erneuten Flysch-Ablagerungen des Unterkarbons, bestehend aus Grauwacken und Tonschiefern. Damit dokumentiert das thüringische Profil einen vollständigen plattentektonischen Zyklus zwischen zwei Gebirgsbildungsepochen und dazwischen liegender Ozeanentwicklung.

Ist die Chemie der entstandenen thüringischen Gesteine nun aussagekräftig genug, um Korrelationen zu heute metamorph vorliegenden Komplexen der Nachbarschaft vornehmen zu können?

326 Ma		Variszische Diskordanz		
Unterkarbon	Ziegenrück-schichten	3000 m	Grauwacke (Turbidite)	Variszischer Flysch
	Bordenschiefer		Grauwacke, Tonschiefer (Turbidite)	
	Dachschiefer	60 m	Tonschiefer	
	Rußschiefer		C _{org} -haltiger Tonschiefer, Keratophyrtuff (352 Ma)	
338 Ma				
Devon	Saalfeld-Gruppe	230 m	Kalkstein, Tonschiefer, Quarzit Diabase im Bergaer Sattel, Vogtland	Südrand Rheischer Ozean
	Schwärzschiefer	240 m	Schwärzschiefer	
	Tentakuliten-schiefer		Tonschiefer, (Nereiten-) Quarzit	
	Tentakuliten-knollenkalk		Kalkstein	
417 Ma				
Silur	Oberer Graptolithenschiefer	100 m	Schwärzschiefer	Südrand Rheischer Ozean
	Ockerkalk		Kalkstein	
	Unterer Graptolithenschiefer		Schwärzschiefer, Kieselschiefer	
443 Ma				
Ordovizium	Gräfenthal-Gruppe	650 m	Lederschiefer-F. Diamiktit (Gondwana-Vereisung)	Gedehnter Peri-Gondwana-Schelf
			Schmiedefeld-F. Kalkstein, Quarzit	
			Griffelschiefer-F. C _{org} -haltiger Tonschiefer, Fe-Erz	
	Phycodes-Gruppe	2800 m	Schluffige Tonschiefer Quarzite	
	Frauenbach-Gruppe	830 m	Quarzit, Tonschiefer Bärentiegel-Porphyrroid (479 Ma), Wurzelberg-Tuff (484 Ma)	
Goldisthal-Gruppe	320 m	Arkose, Quarzit, Tonschiefer Tuff (488 Ma)		
495 Ma				
Kambrium	Glasbach-Granit (541 Ma) & Laubach-Granit (533 Ma)		Cadomische Diskordanz	
545 Ma				
Neo-proterozoikum	Katzhütte-Gruppe	Grauwacke, Tonschiefer, Kieselschiefer, Quarzit		Aktiver Kontinentalrand

Abb. 4.67 Vereinfachte stratigraphische Tabelle des Schwarzburger Sattels und der benachbarten Ziegenrück-Teuschnitzer Mulde (Unterkarbon). Diese Abfolge gilt als Richtprofil für die Schiefergebirge im gesamten Saxothuringikum. Die rote Hinterlegung kennzeichnet magmatische Bildungen und ihr radiometrisches Alter. Nach LINNEMANN 2004. (Ma = Millionen Jahre)

Geochemische Untersuchungen

Von der thüringischen Abfolge kommen für eine Untersuchung vor allem die ordovizischen Sedimente in Frage. Sie bilden die Masse der altpaläozoischen Gesteine, sie könnten während der variszischen Subduktion noch metamorphisiert worden sein. Auf sie konzentrierte sich BIRGIT MINGRAM in ihren Forschungen. Sie fragte sich, welche mineralogischen und geochemischen Eigenschaften im Ordoviziumprofil auszumachen sind, die sich von einer stratigraphischen Gruppe zur anderen unterscheiden. Vom Hangenden zum Liegenden sind das

- die Gräfenthalgruppe: Feldspat führend, häufiger Gehalt an organischem Kohlenstoff (Graphit), niedriges K_2O/Na_2O -Verhältnis
- die Phycodesgruppe: Feldspat führend, kaum organischer Kohlenstoff, niedriges K_2O/Na_2O -Verhältnis
- die Frauenbachgruppe: feldspatfrei (besser sortiert = matur), kaum organischer Kohlenstoff, hohes K_2O/Na_2O -Verhältnis. Die Verarmung an Feldspat (oder geochemisch gesehen an Na, Ca und Sr) deutet auf eine tiefgreifende Verwitterung im Liefergebiet hin. NOBLET & LEFORT haben diesen Zusammenhang am Nordrand von Gondwana für das untere Ordovizium bereits 1990 nachgewiesen.

Kasten 4.12

Geochemische Analysen

Gesteinsproben müssen für eine geochemische Analyse meist „aufgeschlossen“ werden. Dazu werden sie in Säuren aufgelöst, um sie in wässriger Form dem Analysengerät zuführen zu können. Hierfür ist die ICP-AES (= ICP-OES) ein gutes Beispiel (die Abkürzungen bedeuten: ICP = Induktiv gekoppeltes Plasma; AES = Atomemissionsspektrometrie; OES = optische Emissionsspektrometrie).

Atomemissionsspektrometrie klingt schwieriger als es (zumindest vom Prinzip her) ist. Grundlage bildet die Tatsache, dass Elemente im atomisierten (oder ionisierten) Zustand Energie in Form von Licht abgeben. Jeder Stoff emittiert andere Wellenlängen. Die Intensität Φ der Strahlung einer Wellenlänge verrät, in welcher Konzentration der Stoff vorliegt. Kurz gesagt benötigt ein AES-Gerät also eine Atomisierungs-/Ionisierungseinrichtung, ein Bauteil zur Selektion einer ganz bestimmten Wellenlänge und einen Detektor. Ganz einfache Geräte kommen mit einer Erdgasflamme für die Anregung aus. Die flüssige Probe wird zerstäubt, mit dem Brenngas ver-

mischt und in die Flamme gebracht. Mit einer solchen Flamme können allerdings nur Elemente geringer Ordnungszahl untersucht werden. Eine bessere Anregung der Probe mit Temperaturen bis 12 000 °C wird mit einer Argon-Fackel von induktiv gekoppeltem Plasma (ICP) erreicht.

Die Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA oder XRF) ist ebenfalls ein spektroskopisches Verfahren, bei dem aber hochenergetische Röntgenstrahlung eingesetzt wird um Elektronen aus tiefen Schalen der Atomhülle einer Probe auf höhere Niveaus zu bringen. Die auf kernnahe Schalen zurück fallenden Elektronen erzeugen die Fluoreszenzstrahlung, die hinsichtlich der Wellenlänge stoffspezifisch und hinsichtlich der Energie konzentrations-spezifisch ist. Der Aufbau der entsprechenden Geräte kann sehr unterschiedlich sein. Anders als bei anderen Analyseverfahren wird die Probe nicht aufgeschlossen, sondern entweder geschmolzen oder pulverisiert und zu einer Tablette gepresst. Analysierbar sind Elemente ab der Ordnungszahl 9 (Fluor).

Abb. 4.68 Prinzip von ICP-AES. ICP bezeichnet die Anregungsquelle, AES das Messprinzip, bei dem emittierte Strahlung aufgezeichnet wird. Die Auswertung erfolgt über die Höhe der Lichtintensität verschiedener Wellenlängen, wobei jede Wellenlänge einem Element zugeordnet werden kann.

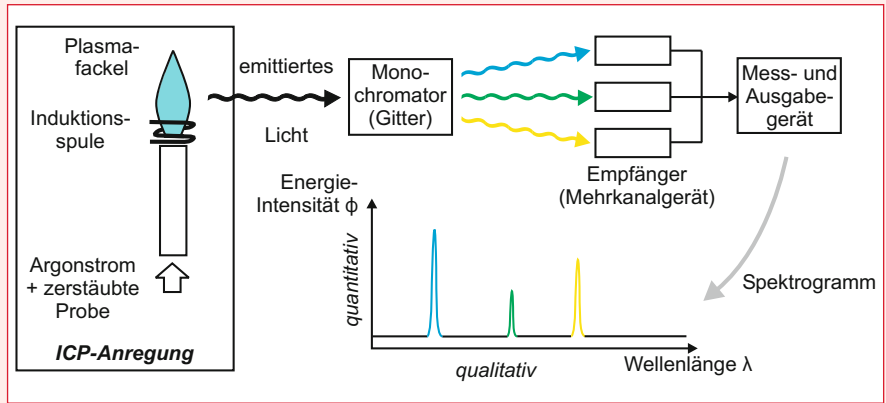
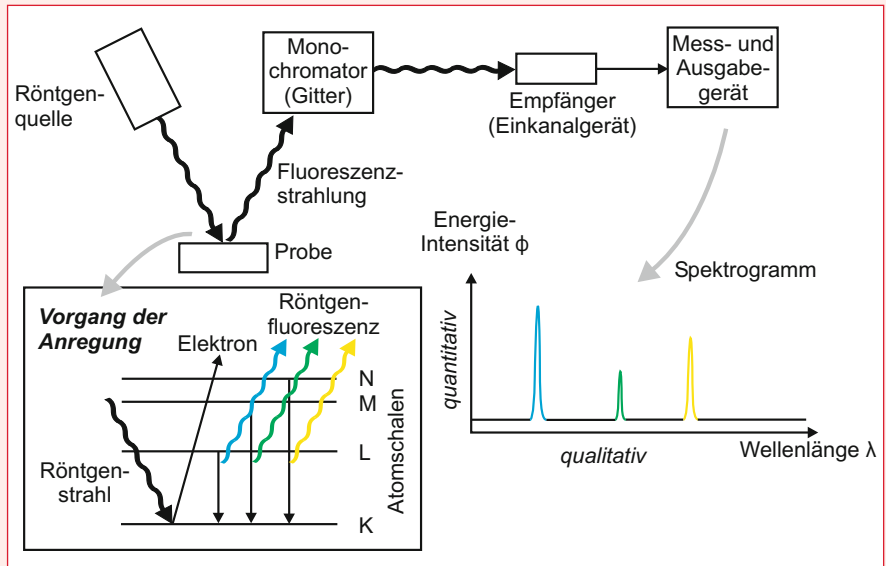


Abb. 4.69 Das Grundprinzip der Röntgenfluoreszenzanalyse – Geräteprinzip, Anregung und Messergebnis (RFA-Spektrum).



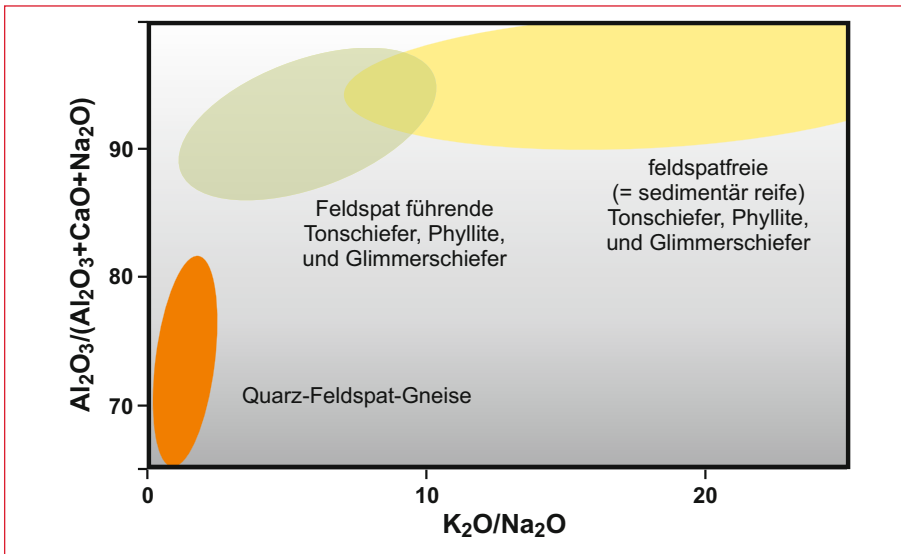


Abb. 4.70 Diagramm zur Auswertung geochemischer Analysen in Gesteinen des Westerzgebirges. Das Verhältnis $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$ drückt den Verwitterungsgrad der Komponenten eines Sediments, seine Reife oder Maturität, aus. Es wird gegen das Verhältnis $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ aufgetragen. Gut zu erkennen ist die Unterscheidung feldspatfreier und Feldspat führender ehemaliger Sedimente. Auch die Gneise unterscheiden sich deutlich vom Rest der Gesteine. Nach MINGRAM 1998.

Besonders die Eigenschaften von mineralogischer Reife (Maturität) und der Gehalt an Kohlenstoff sind auch in einem Metamorphit einfach zu bestimmen und daher für eine chemische Untersuchung heranzuziehen. Nun wurden aus allen metamorphen Einheiten (Phyllite, Glimmerschiefer) des Westerzgebirges Gesteine herausgesucht, die jeweils die genannten Eigenschaften erfüllen. Hinzu kamen

- Gesteine orthogener Natur, also Gneise, die aus den ordovizischen Magmatiten hervorgegangen sein könnten und vermutliche Metagrauwacken.

Bei geochemischen Untersuchungen spielt die Statistik eine wesentliche Rolle. Daher wurden für die Studie 250 Proben, die insgesamt über 200 Kilogramm wogen, untersucht. Nach dem Aufschluss der Gesteine, das heißt ihrem Auflösen und Überführen in einen wässrigen Zustand, wurde mit der chemischen Analyse begonnen. Neben der quantitativen Erfassung der

Hauptelemente als Oxide stand die Analyse einer Reihe von Spurenelementen im Mittelpunkt.

Die Hauptelemente und eine Anzahl der Seltenerdelemente wurden per Röntgenfluoreszenzanalyse, Wasser und CO_2 wurden mittels IR-Spektroskopie und weitere Seltene Erden wurden per ICP-AES untersucht (Kasten 4.12).

Geochemiker wissen sehr genau, welche Elemente für geologische Aussagen in Frage kommen, und es gibt einen reichen Erfahrungsschatz darüber, welche chemischen Verhältnisse heranzuziehen sind. Ein Beispiel dafür ist das in Abbildung 4.70 dargestellte Diagramm, in dem das Verhältnis von Al_2O_3 zu $(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$ gegen das Verhältnis von K_2O zu Na_2O dargestellt ist.

Mit einem solchen Diagramm kann gezeigt werden, dass Gesteine aus verschiedenen Einheiten tatsächlich miteinander vergleichbar sind und sich geochemisch von benachbarten signifikant unterscheiden. Innerhalb der Kreise befinden sich

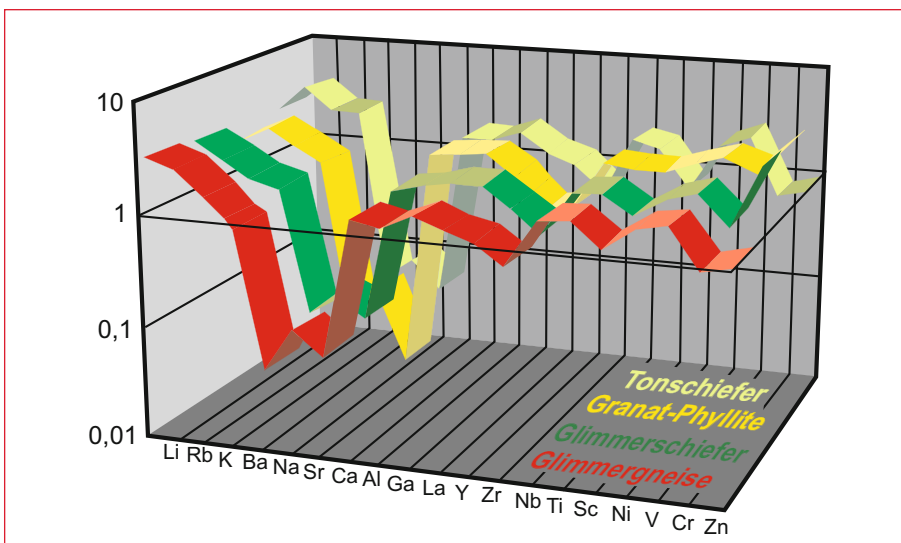


Abb. 4.71 Die Gehalte an einigen Haupt- und Seltenerdelementen exemplarisch für eine der vier untersuchten geochemischen Gruppen – die Frauenbachgesteine. Die Farben entsprechen je einer tektonometamorphen Einheit des Erzgebirges. Unabhängig davon, welche Metamorphose wirkte, ist die Chemie für alle annähernd gleich. Der Gehalt ist auf eine kalkulierte Zusammensetzung der Oberkruste normiert und logarithmisch skaliert. Nach MINGRAM 1998.

Gesteine gleicher Geochemie, aber unterschiedlicher Metamorphose. Die Unterscheidung in die vier Gruppen Graphit führende, Feldspat führende und Feldspat freie Schiefer, sowie Orthogneise/Metagrauwacken war also gerechtfertigt. (Ein Blick auf die stratigraphische Tabelle in Abbildung 4.67 verrät, dass Gesteine, die der Gräfenthaler Gruppe ähneln, auch im Silur auftreten. Die Gruppe der Graphit führenden Metamorphite kann also auch Äquivalente der silurischen Grapholithenschiefer umfassen.)

Nun kam es darauf an zu zeigen, dass nicht nur diese noch recht oberflächlichen Eigenschaften über metamorphe Grenzen hinweg übereinstimmen, sondern auch ausgefeilte geochemische Muster wiederzufinden sind. Das gut übereinstimmende Verhalten der Seltenen Erdelemente innerhalb einer geochemischen Gruppe zeigt Abbildung 4.71 am Beispiel der vermuteten Äquivalente der Frauenbachschiefer.

Verblüffend ist wiederum die Übereinstimmung innerhalb der Gruppen über die Zwiebelschalen des Erzgebirges hinweg.

Mit anderen Worten: In jeder petrologisch unterscheidbaren Einheit (Zwiebelschale) gibt es Gesteine, die chemisch entweder der Gräfenthalgruppe oder der Phycodengruppe oder der Frauenbachgruppe entsprechen. Es finden sich also im Westerzgebirge die metamorph unterschiedlichen Gesteine Tonschiefer, Phyllite und Glimmerschiefer mit gleicher Geochemie. Die Konsequenzen sind weitreichend!

Schiefe Subduktion des Kontinentalschelfs

Die Potsdamer Forschungsergebnisse zeigen, dass der Krustensattel des Erzgebirges eigentlich nur die Wiederholung ein und des selben Profils darstellt (MINGRAM 1998). Neben den geochronologischen Befunden ist die Geochemie der eindeutige Beweis gegen die Lithostratigraphie in dem Sinne, dass eine mehr oder weniger kontinuierliche Abfolge vom Ältesten im

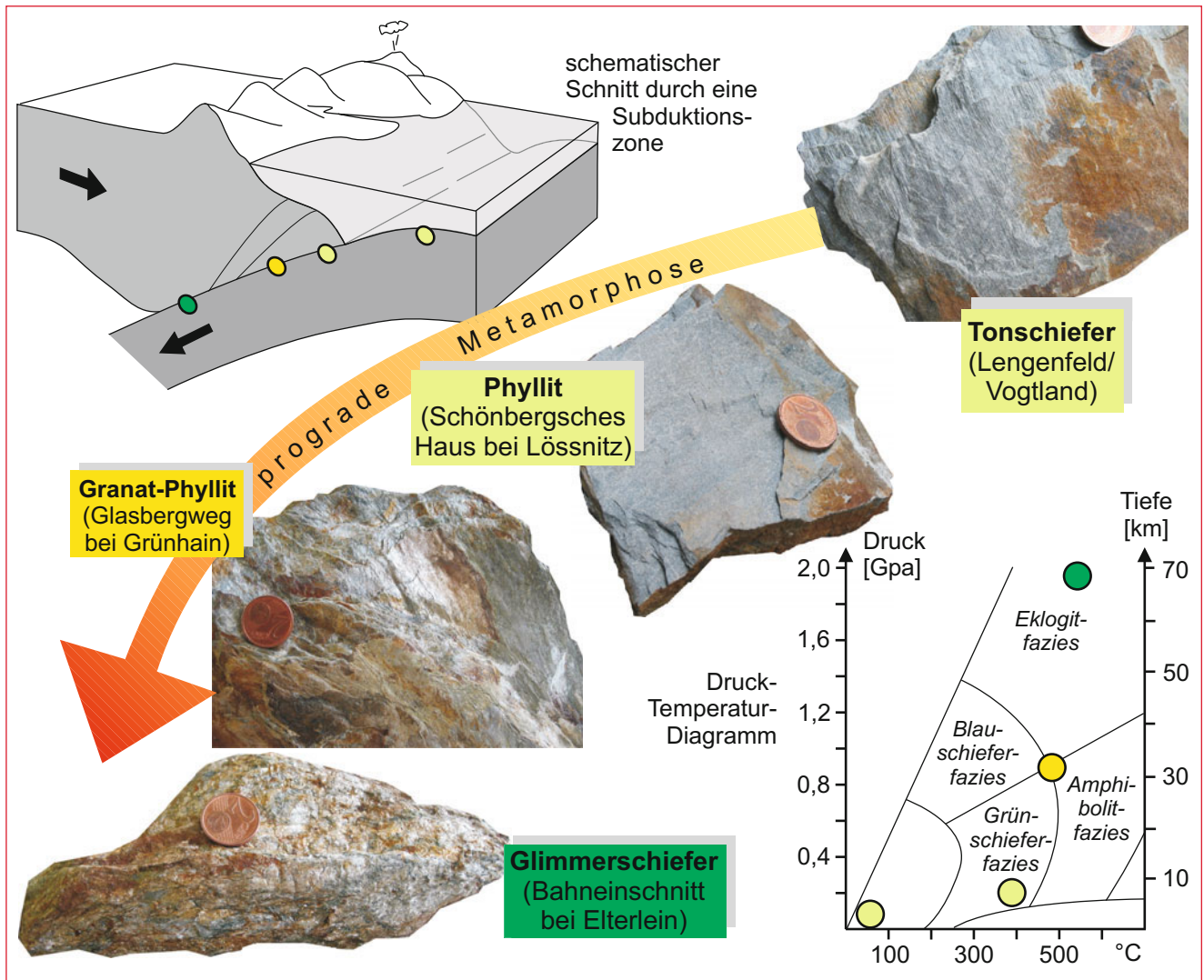


Abb. 4.72 Das Schema zeigt die prograde Metamorphose eines Tonschiefers zum Glimmerschiefer. Verschiedene Metamorphosestadien sind im Erzgebirge nebeneinander aufgeschlossen. Hintergrund ist die Subduktion ordovizischer Schelfsedimente, hier beispielhaft abgebildet der Phycodesschiefer. Da die maximalen Druck- und Temperaturbedingungen der Gesteine bekannt sind, lassen sie sich in einer fiktiven Subduktionszone plazieren. Die Farbenhinterlegung der Handstückbeschriftung entspricht den „Zwiebelschalen“ der Abbildung 4.73.

Liegenden zum Jüngsten im Hangenden vorliegt. Bis hinein in die Hochdruckdecken des Erzgebirges ist eine Wiederholung des ordovizischen Profils nach thüringischem Vorbild belegbar.

Am besten sind diese Sachverhalte durch eine schiefe Subduktion kontinentaler Kruste an einem aktiven Kontinentalrand

zu erklären (KRONER et al. 2007). So gelangen die Sedimente und Vulkanite des ordovizischen Gondwanarandes in unterschiedliche Tiefe und metamorphe Regimes. Im Stadium der variszischen Kollision werden diese Einheiten dann zusammengescho- ben, gestapelt und in den heutigen Zusammenhang gebracht.

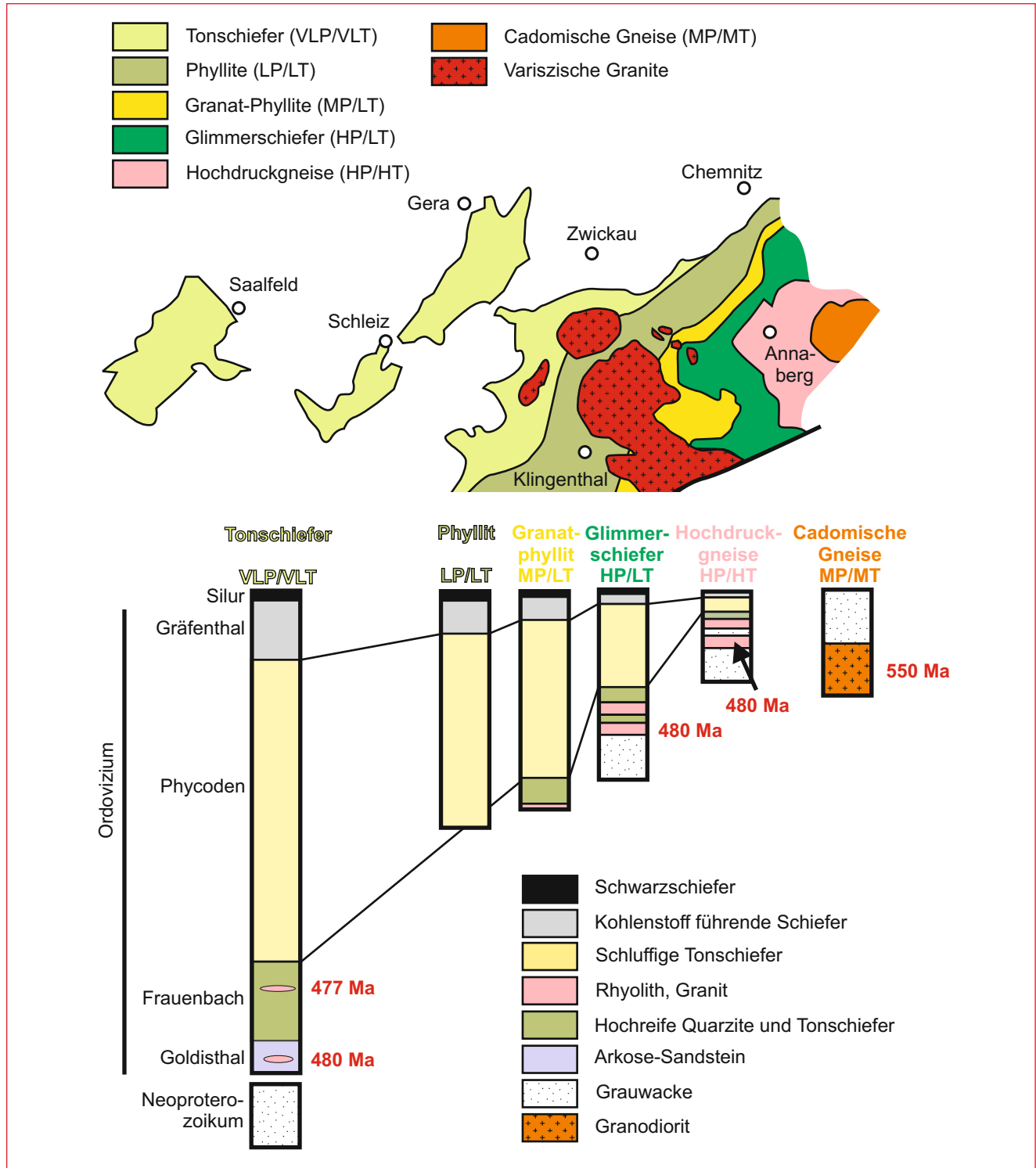


Abb. 4.73 Die tektonometamorphen Einheiten des Westerggebirges und ihre Beziehung zum Ordovizium des Thüringischen Schiefergebirges. Beschreibung siehe Text. Nach MINGRAM & RÖTZLER 1999. (Die Abkürzungen bedeuten: Ma = Millionen Jahre; VLP = sehr niedriger Druck; VLT = sehr niedrige Temperatur; LP = niedriger Druck; LT = niedrige Temperatur; MP = mittlerer Druck; MT = mittlere Temperatur; HT = hohe Temperatur)

Wer einmal eine Zeitreise in eine Subduktionszone unternehmen will, der braucht also lediglich vom vogtländischen Schiefergebirge oder den Schiefen von Lössnitz/Zwönitz aus in Richtung Annaberg zu fahren. Um die Zeit noch etwas abzukürzen, bringt Abbildung 4.72 eine Übersicht zu dieser Reise. Stellvertretend für das ordovizische Profil sind hier die Gesteine der Phycodesgruppe aufgeführt.

Neues von den Rotgneisen

In Abbildung 4.73 sind die Ergebnisse von MINGRAM zusammengefasst. Die Karte zeigt das untersuchte Gebiet im Westerzgebirge und die Ausbisse ordovizischer Gesteine im Thüringischen Schiefergebirge, namentlich dem Schwarzburger Sattel im Westen und dem Bergaer Sattel weiter östlich. Diese (hier hellgrünen) Gesteine leiten im Vogtland nordwestlich Klingenthal in den Zwiebeln des Erzgebirges über. Unter der Karte werden die petrographischen Profile der einzelnen tektonometamorphen Einheiten des Erzgebirges vereinfacht dargestellt und miteinander parallelisiert. Es fällt auf, dass die Profile mit steigendem Metamorphosegrad immer geringmächtiger werden. Vor allem die Anteile an Metasedimenten werden kleiner. Das ist auch zu erwarten, da Sedimente bei progradierender Metamorphose einem Volumenverlust unterliegen, sei es zunächst durch Kompaktion und Wasserverlust oder später vor allem durch duktile Scherung. Die liegendste Einheit dieses Aufbaus wird durch die Orthogneisdomen gebildet. Dass sie sich von den überlagernden Schalen unterscheidet, belegen petrologische (kein Hochdruck, Kapitel 4.1) und geochronologische Befunde (nur hier Alter um 540–550 Millionen Jahre, Kapitel 4.3).

Auch aus geochemischer Sicht können Unterschiede zwischen den Gneisen der Orthogneisdomen und den Muskovitgneisen der alten Literatur, die in den Hochdruckdecken vorkommen, ausgemacht werden. In den Orthogneisdomen versteckt sich offensichtlich das cadomische Fundament der variszischen Gebirgsbildung. Es bildet auch die kontinentale Unterlage für die Ablagerung der altpaläozoischen Sedimente. Dabei

handelt es sich um cadomische Granite und deren Umgebung aus Grauwacke (auch im thüringischen Profil enthalten, Abb. 4.67). Während der variszischen Stapelung der Deckeneinheiten wird zum Teil auch die Unterlage der Sedimente mit abgeschert. Dafür sprechen Gesteine an der Basis der Gneis-Eklogit- und der Glimmerschiefer-Eklogit-Einheit, die geochemisch den cadomischen Gneisen entsprechen.

Bei den Muskovitgneisen liegt der Fall anders. Glücklicherweise liegen Altersdaten für ihre Edukte vor, die sich um 480 Millionen Jahre häufen. Genauso alt sind rhyolithische Vulkanite des Schwarzburger Sattels, die den Gesteinen der Frauenbachgruppe und der Goldisthaler Gruppe (die man klassisch ins Kambrium stellte und heute auf Grund der geochronologischen Belege dem Ordovizium zuordnet) eingeschaltet sind. Es ist fast überflüssig zu erwähnen, dass auch hier die geochemischen Untersuchungen aus Potsdam die geochronologischen Tatsachen stützen (MINGRAM et al. 2004). Man kann also davon ausgehen, dass die Muskovitgneise des Erzgebirges (als eine Gruppe der klassischen Rotgneise) Zeugnis der altpaläozoischen Krustendehnung sind und metamorphe Äquivalente ordovizischer Rhyolithe darstellen. Das ist also der Grund, warum Muskovitgneise in unterschiedlicher tektonischer Position im Erzgebirge auftauchen. Sie folgen lediglich der Wiederholung des thüringischen Profils in verschiedenen Subduktionsstadien (Abb. 4.74).

Anders herum betrachtet stützt die Geochronologie der Muskovitgneise die Richtigkeit der Mingram'schen Hypothese, indem sie das Ordoviziumprofil mit „harten“ Daten „festnagelt“.

Fazit

Aus geochemischer Sicht

- lassen sich Elemente des thüringischen Normalprofils im Erzgebirge wiederfinden,
- beinhalten alle metamorphen Deckeneinheiten des Erzgebirges insbesondere sedimentäres Ordovizium,
- können folgende Gneise unterschieden werden
 1. Orthogneise des cadomischen Grundgebirges

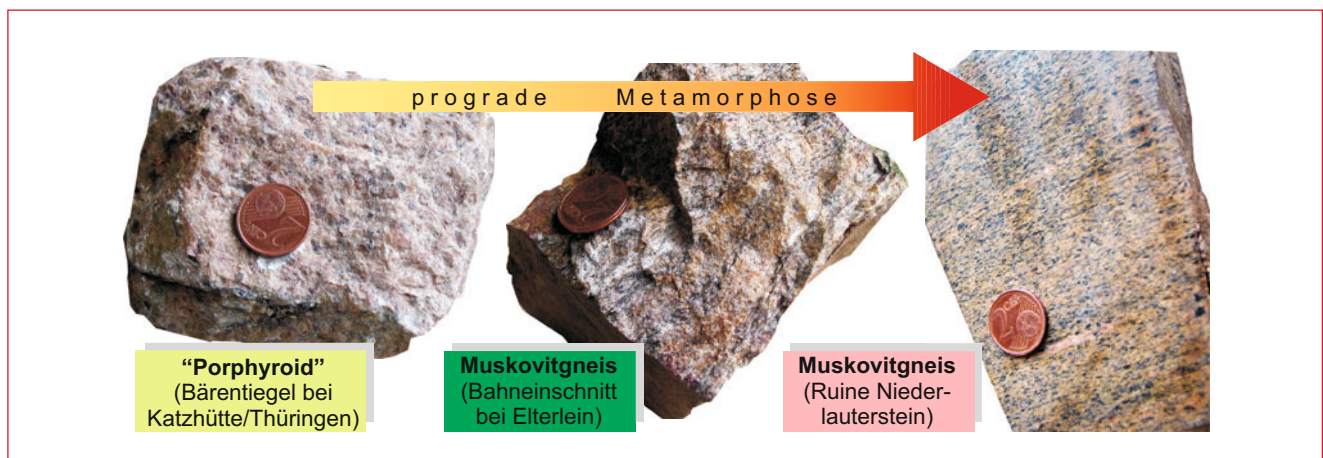


Abb. 4.74 Der Bärentiegelporphyroid des Schwarzburger Sattels und seine metamorphen Entsprechungen im Erzgebirge. Trotz unterschiedlichem Metamorphosegrad sind alle abgebildeten Handstücke gleich alt. Die Farbenhinterlegung entspricht den farbigen „Zwiebelschalen“ in Abbildung 4.73.

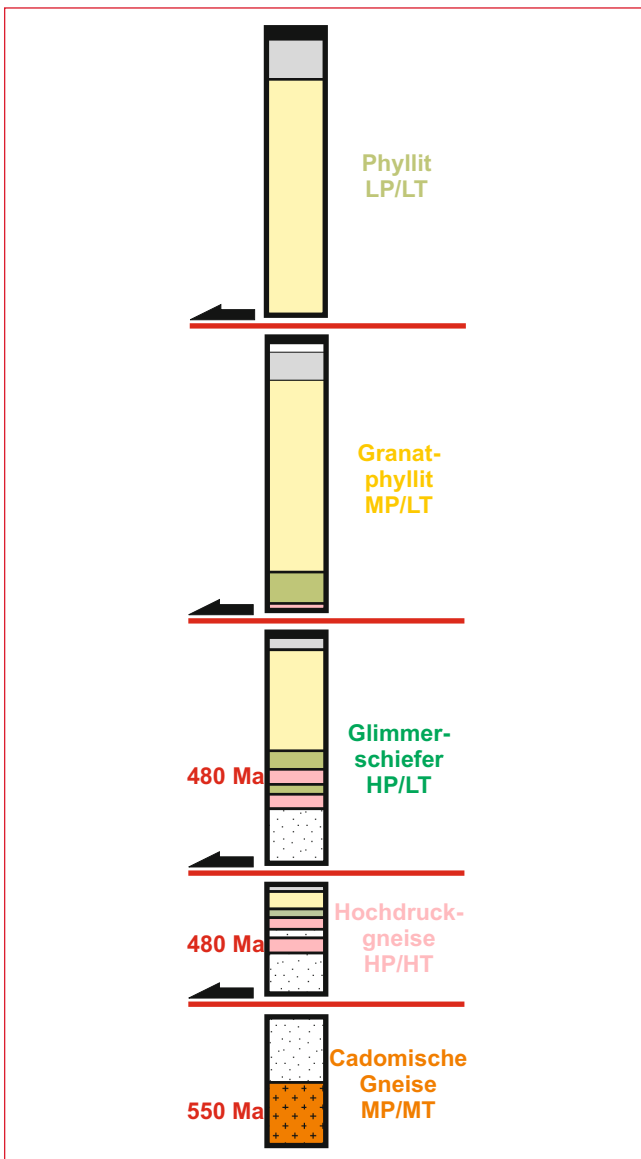


Abb. 4.75 Geochemisch inspiriertes Profil für das (West-)Erzgebirge. Die Legende für die Petrographie und Stratigraphie entspricht der in Abbildung 4.73.

- 2. Metagrauwacken des cadomischen Grundgebirges
- 3. Ordovizische Orthogneise (Muskovitgneise), gemeinsames Auftreten mit ordovizischen Metasedimenten in verschiedenen tektonometamorphen Schalen
- 4. Gneise unsicherer Stellung,
- besteht das metamorphe Erzgebirge aus einheitlichem cadomisch-frühpaläozoischem Krustenmaterial (Abb. 4.75).

4.5 Das Gebirge bröckelt – Sedimentologie

Orogene Sedimente

Nach den Rekonstruktionen mit Hilfe von Informationen aus dem endogenen Bereich stellt sich schließlich noch die Frage, ob auch die Sedimentologie einen Beitrag zur Entschlüsselung der Vorgänge in der Tiefe leisten kann. Sie kann, und zwar wesentlich umfangreicher als man zunächst denken möchte. Dabei geht es nicht um die möglichen sedimentären Eigenschaften der Edukte. Schichtungen oder fazielle Merkmale werden in den kristallinen Schiefen durch die wechselvolle tektonische Geschichte unkenntlich gemacht oder sind gänzlich ausgemerzt.

Während der Orogenese entstehen auch neue Sedimentgesteine, die die Gebirgsbildung schwach bis unmetamorph überstehen und die über den Verlauf von Tektonik und Metamorphose erzählen können. Bereits im Kapitel 3 war von solchen Sedimenten im Zusammenhang mit der Münchberger Gneismasse die Rede (Kasten 3.5). Überall dort, wo sich ein Relief bildet, kommt es zur Erosion und damit auch zur Ablagerung des abgetragenen Materials. Plattentektonisch sind für unseren Zweck zwei prinzipielle Szenarien denkbar – der Kontinentalrand mit dem verschwindenden Ozean (Subduktionszone) und das sich heraushebende Gebirge (kontinentales Orogen). Mit diesen Szenarien sind die klassischen Begriffe „Flysch“ und „Molasse“ verbunden, die bestimmte Sedimentabfolgen mit charakteristischem tektonischen Hintergrund bezeichnen: Kontinentalhang *vor* der Kollision und terrestrische Schuttbecken *nach* der Kollision (Kasten 4.13). So plakativ die zwei tektonischen Stadien sind, so schwierig ist es, sie in der Praxis zu trennen. Ein Blick auf die Anden genügt, um zu sehen, dass auch schon während der Subduktion ein Gebirge entsteht, von dem der Abtragungsschutt herunterbröckelt. Um sich im Detail nicht streiten zu müssen, ob es sich gerade um einen „späten“ Flysch oder eine „frühe“ Molasse handelt, sollte der Begriff der (syn) orogenen Sedimente benutzt werden. Viel interessanter ist sowieso die genaue Petrographie der Gesteine.

Die orogenen Sedimentabfolgen lassen folgende Aussagen zu:

- Der Zeitpunkt des Einsetzens orogener Sedimentation nach relativ ruhiger Schelfablagerung kennzeichnet den Beginn tektonischer Aktivität.
- Die Intensität der Schüttung, angezeigt durch die Korngröße (distal, proximal, „Wildflysch“) und die Sedimentationsrate, spiegelt die Intensität der tektonischen Prozesse, aber auch die Nähe der tektonischen Ereignisse, wider. Die Kollision einzelner Terrane, Deckenstapelungsereignisse oder die tektonische Einengung des Sedimentationsraumes finden ihren Niederschlag in der sedimentären Aufzeichnung.
- Die Analyse der im Sediment enthaltenen Bruchstücke (Klasten, Gerölle) verrät, welche Gesteine im Liefergebiet anstehen. Aus dem regionalen Vergleich ergibt sich auf diese Weise, welcher Kontinent (oder welches Terran) sich in Abtragung befindet. Obendrein ist auf diesem Wege rekonstr-

Kasten 4.13

Flysch und Molasse

Der Begriff „Flysch“ stammt aus den Alpen. Im 19. Jahrhundert bezeichnete ein Schweizer Dialekt damit schiefrige Gesteine. Da die betroffenen Bildungen, Tonschiefer und Sandsteine im Wechsel, fossilarm und schlecht einzu-stufen waren, warf man später ähnliche Gesteine im ganzen Alpenraum in diesen „Topf“ (HSÜ & BRIEGEL 1991). Später entdeckte man, dass sie häufig Turbidite darstellen. Das sind Gesteine, die als Trübestrom (engl. turbidity = Trübung) bei hohem Transportgefälle und Geschwindigkeiten von über 50 km/h abgelagert wurden. Typischer Ablagerungsraum ist der Fuß des Kontinentalhangs. Deshalb wird Flysch heute als orogenes Sediment des Vorlandes von Orogenen definiert. Er stellt somit eine sedimentäre Fazies mit typischer Petrographie (Turbidite = Tonschiefer und unreife Sandsteine, letztere im Paläozoikum als Grauwacken bezeichnet) und einem klaren tektonischen Bezug dar.

Ähnliches gilt für den Begriff „Molasse“. Er stammt gar aus dem 18. Jahrhundert und bezeichnete bestimmte weiche Sandsteine der Schweiz (frz. molasse = energielos). Auch hier wurde der Begriff auf ähnliche Bildungen der Alpen, und später darüber hinaus, erweitert. Auch hier handelt es sich um Vorlandsedimente eines Orogens. Der Unterschied zum Flysch ist vor allem petrographischer Natur. Charakteristisch für die Molasse sind grobe Klastika, also vor allem Konglomerate. Darüber hinaus ist der Flysch immer marin, während die Molasse terrestrisch oder flachmarin gebildet wurde. Diese Polarisierung machte man sich vor allem im Weltbild der Geosynklinale zunutze und reduzierte die beiden Begriffe auf einen tektonischen Nenner: vor der Faltung Flysch, nach der Faltung Molasse.

Ob als Faziesbegriff oder tektonische Beschreibung, die beiden Begriffe wurden weltweit auf Gebirge angewandt. Nun ist aber jedes Gebirge in Aufbau und Entwicklung ein bisschen anders und die einfache Übernahme der Begriffe bereitet vielerorts Schwierigkeiten, zumal jede Definition vor allem hinsichtlich eines Ausschlusskriteriums hinkt. Mit der ursprünglichen Bezeichnung haben sie sowieso kaum noch etwas zu tun. Wann endet der Flysch, wo beginnt die Molasse? Einigen Wissenschaftlern kommen inzwischen Zweifel, ob man diese Termini außerhalb der Alpen überhaupt noch gebrauchen sollte, und so kommen heute schon die ersten geologischen Lehrbücher ohne Flysch und Molasse aus.

ruierbar zu welchem Zeitpunkt die Exhumierung der Metamorphite beendet war. Das ist nämlich dann der Fall, wenn sie erstmals im Geröllbestand der orogenen Sedimente auftauchen. Ähnliches gilt für die ersten Granite.

- Die Richtung der Schüttung zeigt an, wo – bezogen auf das Sedimentationsgebiet – die tektonischen Prozesse stattfinden. Wo wird gestapelt, wo wird exhumiert?
- Das tektonische Inventar der orogenen Sedimente (Falten, Schieferung) liefert zusätzliche Informationen zur Kinematik (Ausrichtung des Stressfeldes) im Gebirge. Da sich die Gesteine erst im Verlauf der Orogenese bilden, erhält man zusätzliche Zeitmarken, die für die Strukturen der Metamorphite vielleicht fehlen.

Der potenzielle Erkenntnisgewinn ist also enorm. Allerdings ist auch klar geworden, dass die stratigraphische Stellung der orogenen Sedimente für eine Interpretation essenziell ist. Weil es sich meist um grobklastische Sedimente handelt, die in einem eher unwirtschaftlichen Habitat gebildet wurden (Schlammströme, Rutschungen), ist es um die Biostratigraphie der orogenen Sedimente aber leider schlecht bestellt. Lithostratigraphische Ver-

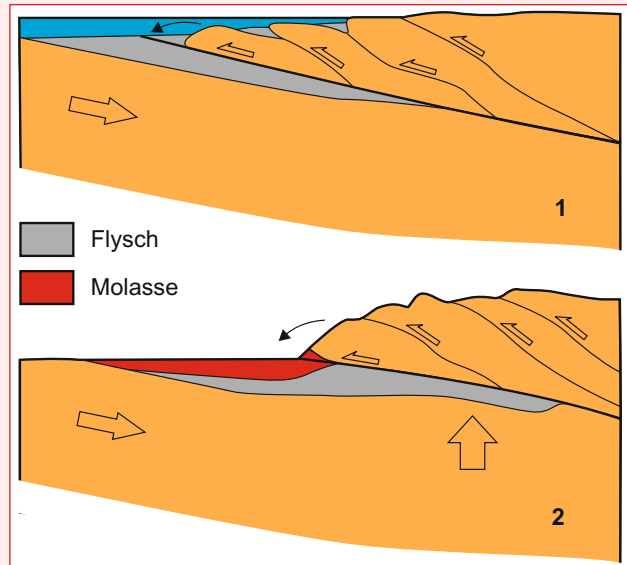


Abb. 4.76 Die Klassiker Flysch und Molasse nach FRISCH & MESCHÉDE 2009. Flysch: „Sedimentation in tiefen Rinnen vor der Deckenstirn“, Molasse: „Auf-füllung der Vorsenke mit Abtragungsschutt aus dem aufsteigenden Gebirge“. Die Abbildung macht aber klar, wie diffizil der Unterschied ist und auf was für dünnen Beinen jede Definition dieser Begriffe stehen muss. Auch das Kriterium „Meer“ (hier in blau) verliert seine Zugkraft, wenn man an die alpine Gliederung von Meeres- und Süßwassermolasse denkt.

gleiche, eingespülte Reste von Landpflanzen und die eine oder andere radiometrisch datierbare Tufflage bringen jedoch hinreichend Ordnung ins Chaos und wir werden uns diesem Problem nicht weiter zuwenden.

Das saxothuringische Becken

Was macht den klassischen „Flysch“ aus? Es handelt sich um Grauwacken und Tonschiefer, die an einem submarinen Hang abgelagert wurden. Beherrschende Transportregimes sind Trübestrome, die durch Gravitationskräfte gesteuert werden. Erdbeben können Auslöser dafür sein, dass lose im Flachwasser abgelagerter Abtragungsschutt in die Tiefe gerissen wird. Dabei werden vor allem Materialien transportiert, die gröber sind (unreife Sandsteine = Grauwacke) als die marine Hintergrund-sedimentation (Tonschiefer). Je mehr Grauwacke und je gröber die Grauwacke, desto aktiver die Tektonik. Aber auch die groben Schüttungen werden noch einmal von ihren feineren Bestandteilen getrennt. Beim Hinunterwirbeln fallen ja die Sandpartikel

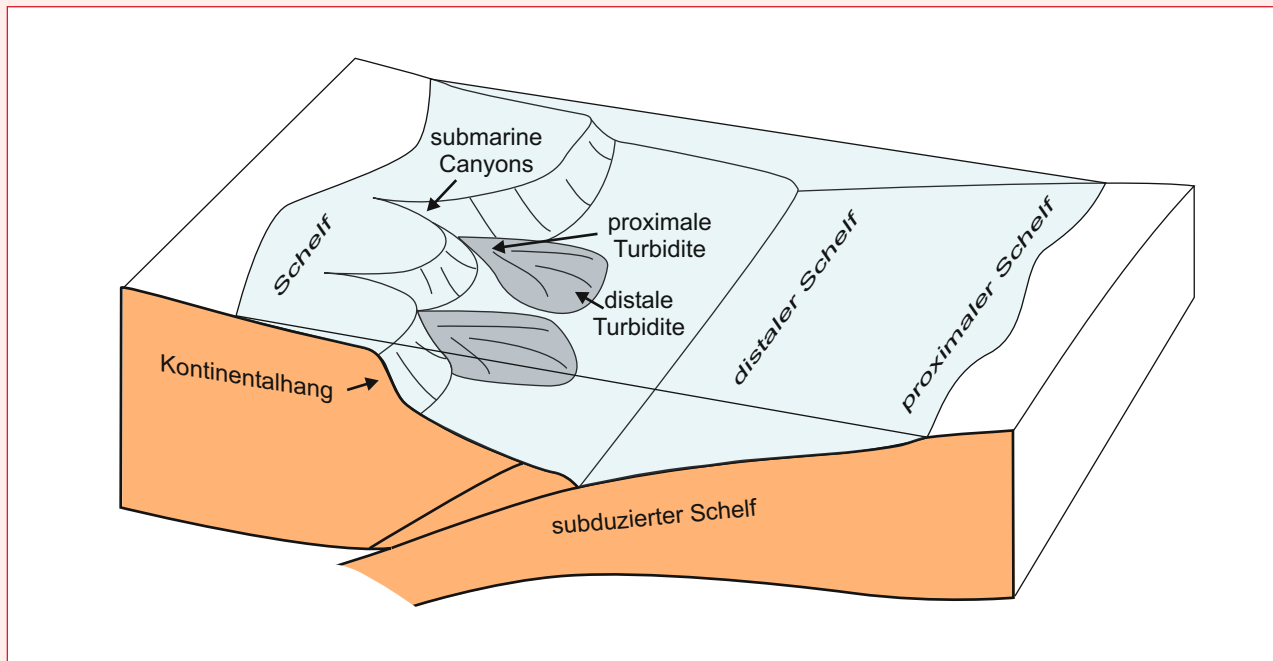


Abb. 4.77 Ein Querprofil über eine Subduktionszone, die verschiedene, auch das Saxothuringikum betreffende, sedimentäre Faziesräume zeigt. Da sind einerseits die Kontinentalhangbildungen (häufig mit „Flysch“ übersetzt) mit den Turbiditen. Proximal heißt nah und distal heißt fern, beides bezieht sich auf das Liefergebiet. Analog dazu ist rechts die gegenüberliegende Seite mit einem in Subduktion begriffenen Schelf dargestellt. Es ist ersichtlich, dass beim Verschwinden des Beckens eine Schelfsedimentation in distale Turbiditschüttung (Flysch) übergehen kann (Abb. 4.81).

viel schneller zu Boden als die Tonteilchen, welche als winzige Schichtsilikate wesentlich länger in der Wassersäule verbleiben. Die strenge Wechsellagerung von Grauwacke und Ton (später zu Tonschiefer) enttarnt das orogene Sediment als Ergebnis einer untermeerischen Lawine. Man nennt diese Bildungen Turbidite. Jede Gebirgsbildungsepoche unseres Planeten geht mit solchen Schüttungen einher.

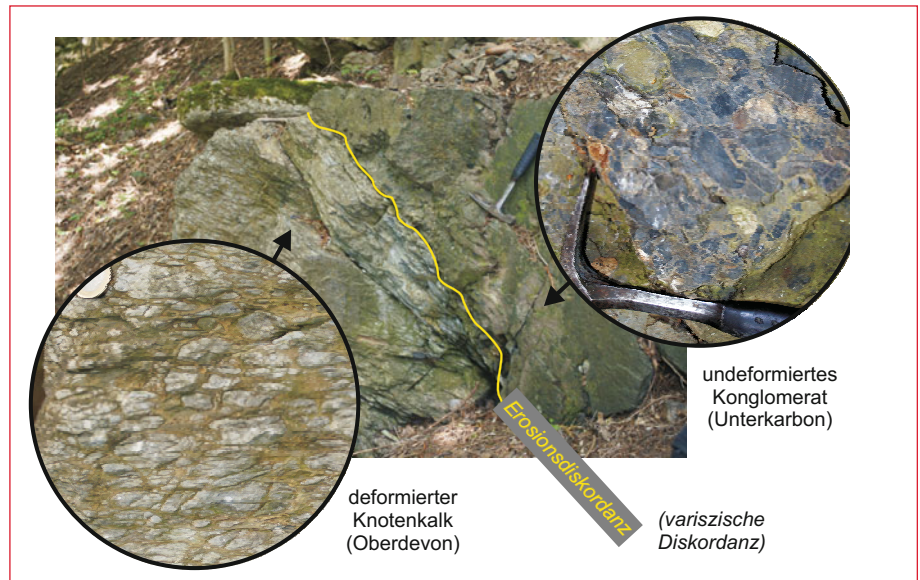
Turbidite finden sich auch in der Umrandung des Erzgebirges. Da sie unterkarbonischen Alters sind, liegen sie normalerweise im Hangenden der altpaläozoischen Schiefererien. Mit ihrer Ablagerung ist aber die Gebirgsbildung nicht zu Ende und so sind auch die orogenen Sedimente häufig durch Störungen begrenzt – besonders gut zu beobachten in der Umrandung des Frankenberger Zwischengebirges (Situation wie Münchberger Gneismasse, Kasten 3.5) oder in der Elbezone. Allerdings täuschen die dort relativ geringmächtigen Grauwacke-Tonschiefer-Einheiten über das wahre Ausmaß der orogenen Sedimentgesteine hinweg. Im Vogtländischen und mehr noch im Thüringischen Schiefergebirge liegen bis mehrere Kilometer mächtige Turbiditablagerungen vor. Ihre Verbreitung in einem NE-SW streichenden Gebiet führte zur Neudefinition des Saxothuringi-

schen Beckens und zu seiner zeitlichen Begrenzung auf das Unterkarbon (KRONER et al. 2007). Vor dem Hintergrund der Geosynklinaltheorie bezog man ursprünglich die Sedimentation des gesamten saxothuringischen Paläozoikums (Abb. 4.67) auf dieses Becken zwischen Mitteldeutscher Kristallinzone und Moldanubikum. In der klassischen plattentektonischen Interpretation bleibt die geographische Lage dieselbe, nur dass aus der Geosynklinalen ein Terran wird – das saxothuringische Becken nach FRANKE (Abb. 3.16 unten). Durch Subduktion nach SE sollte der Sedimentationsraum geschlossen, die saxothuringischen Metamorphite (einschließlich Erzgebirge) gebildet und das Rhenohertzynikum mit dem Moldanubikum vereint worden sein.

Das große Paradoxon

Während die modernen Untersuchungsmethoden, insbesondere die Petrologie und die Geochronologie, nach 1990 viele scheinbar widersprüchliche Fakten in einen logischen Zusam-

Abb. 4.78 SW-vergent überscherte Kalksteine des Oberdevons werden erosiv von unterkarbonen Konglomeraten, die KRONER & HAHN (2003) als submarine Canyonfüllung interpretieren, überlagert. Da die Konglomerate datierbare Gerölle von Kohlenkalk enthalten, muss die variszische Deformation spätestens im Visé 2a stattgefunden haben (340 Millionen Jahre). Ehemaliges Bahnwärterhaus Magwitz/Vogtland.



menhang setzen konnten, warf das FRANKE-Modell ein neues Problem auf. Zunehmend waren Forscher von dem Widerspruch, dass am selben Ort die stärkste Sedimentschüttung mit dem Höhepunkt der Metamorphose zusammen fällt, beunruhigt: entweder kontinentale Kollision mit allen uns bekannten Metamorphiten, das heißt auch Stapelung und Entstehung eines Hochgebirges – oder Kontinentalhang und Schüttung von Turbiditen in ein ozeanisches Becken! Da die geologische Situation nicht wegzudiskutieren ist, muss der Klassiker „FRANKE-Modell“ falsch sein. Ausdruck des Dilemmas, aber auch Lichtblick bei der Lösung des Problems, ist der Aufschluss am Bahnwärterhaus Magwitz im Vogtland (Abb. 4.78). Turbidite des Unterkarbons liegen dort erosiv auf deformierten oberdevonischen Kalksteinen: Gebirgsbildung *und* „Flysch“. Die Kalksteine wurden jedoch nicht nach NW oder SE überschert, sondern nach SW!

Die Indizien

Weiter oben wurden die Möglichkeiten, die uns die Untersuchung synorogener Sedimente liefert, aufgezeigt. TORSTEN HAHN, ein exzellenter Kartierer, hat auf Grundlage dieser Kriterien die auf den ersten Blick langweiligen Grauwacken und Tonschiefer des Saxothuringischen Beckens abgeklopft (HAHN et al. 2010):

- Die synorogene Sedimentation beginnt in Thüringen (Ziegenrücken und Teuschnitzer Mulde) im untersten Karbon. Im stratigraphischen Niveau des so genannten Rußschiefers (Abb. 4.67) erfolgt die allmähliche Ablösung der „friedlichen“ altpaläozoischen Schelfsedimentation. Auf Zeiten der Ruhe folgt nun erstmalig seit der cadomischen Orogenese und der magmatischen Ereignisse im Ordovizium wieder tektonische „Hektik“. Zunächst sind es nur distale Schüttungen, die noch weit vom Zentrum der Geschehnisse entfernt sind. Im Verlauf des Unterkarbons nimmt der orogene Charakter der

Sedimentation jedoch zu, was zu immer häufigeren und mächtigeren Grauwackenablagerungen führt (Abb. 4.79).

- Den Höhepunkt orogener Sedimentation stellte vor ca. 340 Millionen Jahren im mittleren Visé die Schüttung proximaler Turbidite dar (Buschteich-Formation). Die Sedimentation von Grauwacken steigert sich hin zu Sandsteinen, die einen hohen Anteil sehr grober Komponenten aufweisen. Bei dieser Gelegenheit konnte also auch der Geröllbestand untersucht werden. Das Abtragungsgebiet, so die Forscher um HAHN, liegt in gestapelten inneren Schelf-Sedimenten, der thüringischen Fazies. Aber eigentlich liegen diese Gesteine während der Turbiditschüttung ja darunter! Das führt zum nächsten interessanten Befund.
- Schon im benachbarten Vogtland (Mehltheuerer Mulde) sieht die Entwicklung ganz anders aus. Auf die Ablagerung der ersten distalen Turbidite folgt eine durchgreifende Deformation mit Deckenüberschiebungen und Faltung in Richtung WSW (Abb. 4.80). Dafür fehlen die proximalen Bildungen der Buschteich-Formation. Mit zeitlichem Versatz setzen allerdings auch hier die groben Schüttungen ein. Diese liegen nun aber auf deformiertem Untergrund!
- Eine spezielle Entwicklung stellen die groben und unsortierten Grauwacken am SE-Rand des Saxothuringischen Beckens dar. Diese bislang „Wildflysch“ genannten Gesteine belegen die unmittelbare Nähe der Deckenstapelung. Die häufig darin auftauchenden Kohlenkalke des Unterkarbons (Kapitel 3) werden jetzt aus einem flachen Sedimentationsraum im Saxothuringischen Becken abgeleitet, was dessen sehr starke Gliederung belegt.
- Auch im Bereich unserer Kristallgebiete von Sachsen und Bayern finden sich die früh-unterkarbonen distalen Turbidite. Im frühen Visé hört diese Entwicklung abrupt auf. Beim magischen Termin von vor 340 Millionen Jahren erfolgt – wie wir wissen – die Hauptdeformation im Erzgebirge, verbunden mit Subduktion bis maximal Ultrahochdruck-Metamorphose und Exhumierung. Auch hier ist die generelle Vergenz SW bis W (Kapitel 4.2).

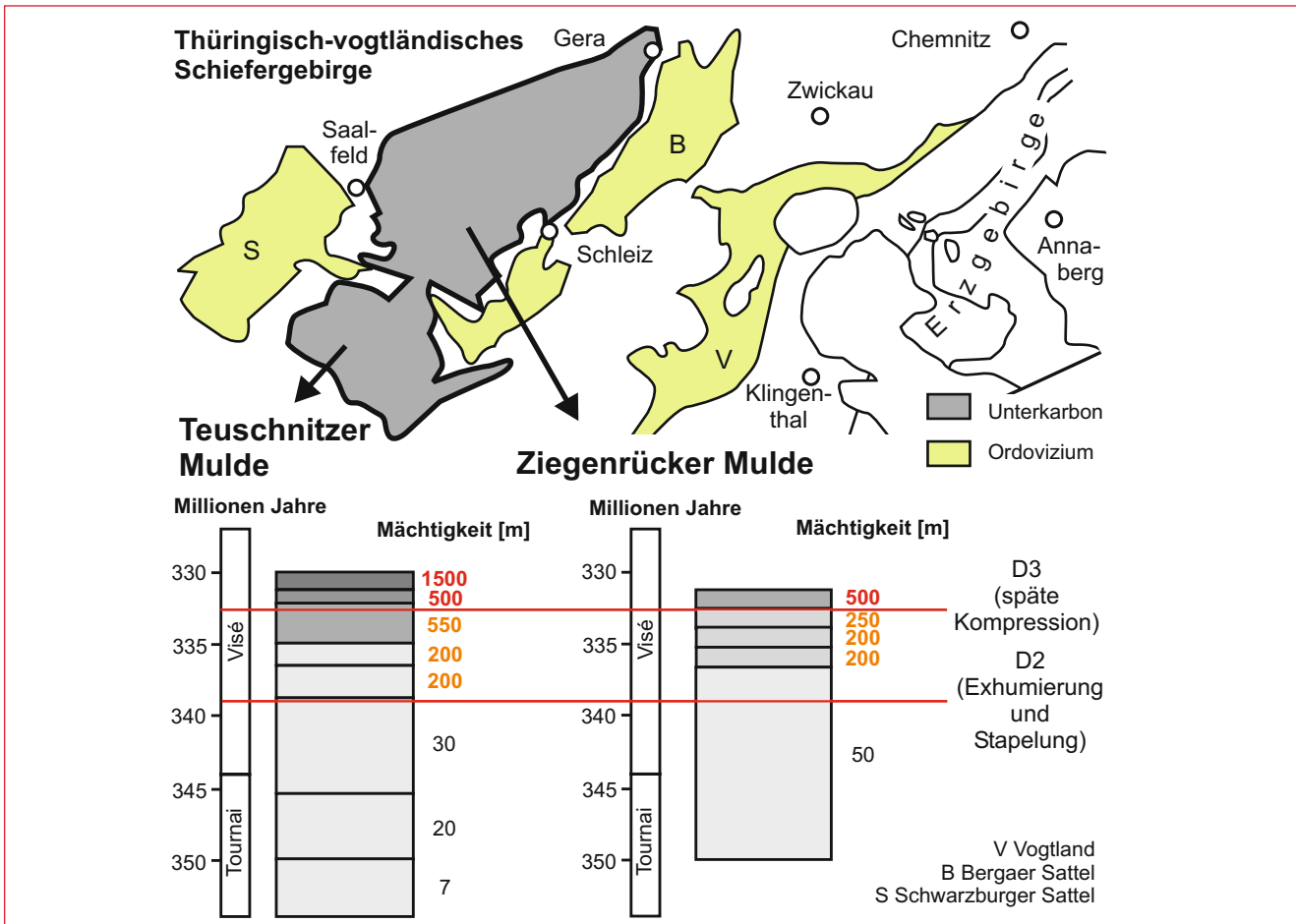


Abb. 4.79 Karte des Unterkarbons im Bereich des thüringisch-vogtländischen Schiefergebirges. Das Mächtigkeitsprofil der Teuschnitzer Mulde zeigt den sprunghaften Anstieg der Sedimentationsrate bei ca. 340 Millionen Jahren und noch einmal kurz vor ca. 330 Millionen Jahren. HAHN und Kollegen sehen darin das sedimentäre Spiegelbild von zwei ihrer Deformationen, nämlich D2 und D3 (Abb. 4.50). Nach HAHN et al. 2010.

- Nach der Auffüllung des Saxothuringischen Beckens erfolgt eine weitere Deformation, die vor allem den thüringisch-vogtländischen Sedimentationsraum in NE-SW streichende Falten legt. Auch diese NW-SE-Kompression ist bereits aus

dem Strukturinventar der Metamorphite bekannt. Im Atemzug dieser finalen variszischen Tektonik schiebt sich die Gneisdecke von Münchberg (und vielleicht auch die von Frankenberg) über die orogenen Sedimente.



Abb. 4.80 Die berühmte Falte im Göltzschtal bei Mühlwand belegt die intensive WSW gerichtete Tektonik im vogtländischen Schiefergebirge. Verfaltet wird ordovizischer Quarzit.

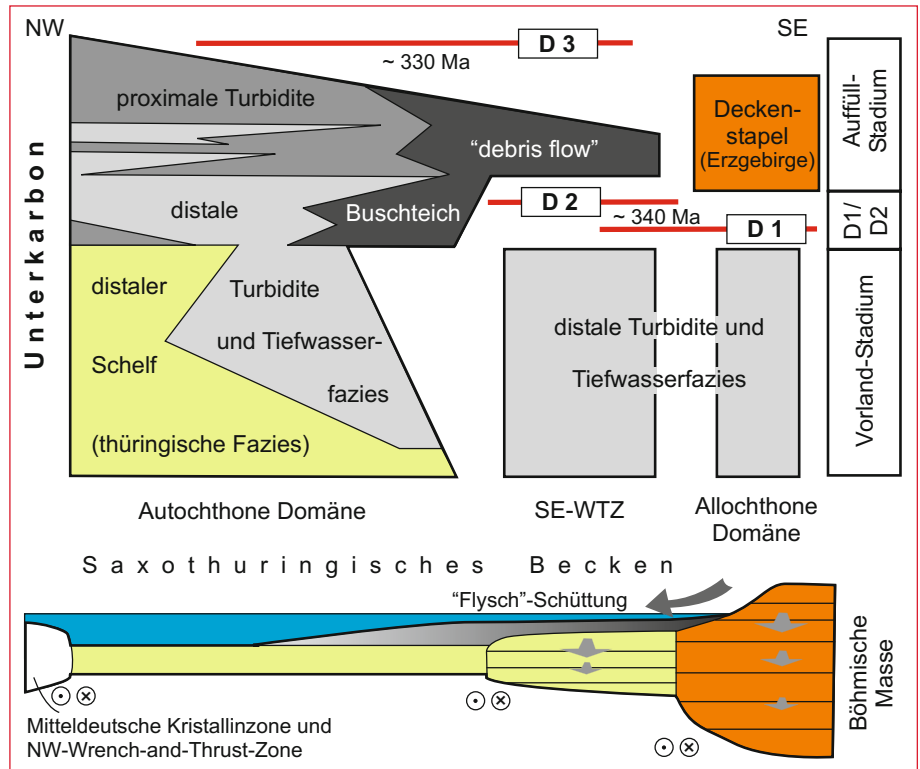


Abb. 4.81 Diagramm zur orogenen Sedimentation in einem NW-SE-Schnitt von Thüringen nach Sachsen. Neben den regionalen Sedimentationsräumen ist auch die Domänengliederung nach KRONER et al. 2007 aufgeführt. In der sogenannten autochthonen Domäne, dem Zentralteil des saxothuringischen Beckens, geht die altpaläozoische Schelfsedimentation in zunächst distale und später proximale Turbidite über. Die dahinter steckende tektonische Unruhe nimmt auch nach SE hin zu – dorthin, wo die orogenen Prozesse am intensivsten sind (u. a. Erzgebirge). Nach D1 gibt es im tektonischen „Kerngebiet“ (= allochthone Domäne) kein Becken mehr für orogene Sedimente. Hier werden die Decken gestapelt. Nach HAHN et al. 2010. (Ma = Millionen Jahre, WTZ = Wrench-and-Thrust-Zone).

Die Abbildung 4.81 stellt die Ergebnisse noch einmal zusammen und zeigt, wie eng tektonische Ereignisse mit der Bildung orogener Sedimente zusammenhängen. Diese Erkenntnisse bringen uns schon ganz dicht an ein plattentektonisches Modell heran. Unter anderem führten die offensichtlichen Unterschiede in Deformation und Sedimentation zwischen Ziegenrück-Teuschnitz, Mehltheuer und Erzgebirge zur Ausgliederung von Domänen (KRONER et al. 2007), die im Modell des nächsten Kapitels geschildert werden.

Mit den Ausführungen zu den orogenen Sedimenten soll der Exkurs in die Tiefen der einzelnen Spezialgebiete abgeschlossen werden. Bei weitem nicht alle Indizien und Belege sind vorgestellt worden. Gerade die geologischen Details der Nachbarregionen, ohne die ein Modell für das Erzgebirge nicht erstellt werden konnte, sind kaum angesprochen worden. Vor allem dem gewaltigen Areal der Böhmischen Masse mit Tepla-Barrandium oder den Sudeten würden noch weitere Abhandlungen gebühren. Methodisch fehlen darüber hinaus die Befunde der Geophysik (z. B. KRAWCZYK et al. 2000) und die Ergebnisse der digitalen Modellierung (z. B. WILLNER et al. 2002, KRONER & GÖRZ 2010).

4.6 Das Modell

„The Next Top-Model“

So unverrückbar geologische Sachverhalte auch erscheinen, so vergänglich sind die Modelle, die sich Geowissenschaftler davon

machen. In der über zweihundert jährigen Geschichte der geologischen Erforschung des Erzgebirges glaubten die Forscher schon oft, den Stein der Weisen gefunden zu haben. Modelle kamen und gingen. Besonders in den letzten zwei Jahrzehnten schienen sich aber die Ereignisse – und die Modelle – zu überstürzen. Man lernt daraus, dass auch die modernsten Modelle immer nur eine Momentaufnahme sind und lediglich den aktuellen Stand in der Erforschung unseres Planeten darstellen.

Erschwerend kommt hinzu, dass Modelle nebeneinander existieren und von ihren Vertretern ehrgeizig verfochten werden, manchmal auch dann noch, wenn die Schlacht längst verloren ist. Aber welche Vorstellung ist die richtige, wenn sich die getroffenen Aussagen widersprechen? Natürlich erhält dasjenige Modell den Vorrang, das die beobachtbaren Fakten am besten erklärt. Und hier liegt das Problem. Auch Insider der Materie können kaum noch die Vielfalt der geologischen Daten überblicken, die in so vielen verschiedenen Disziplinen gesammelt und nur annäherungsweise in den vorangegangenen Kapiteln angesprochen wurden.

Zudem kann ein geologisches Modell für das Erzgebirge nicht im Erzgebirge allein gemacht werden. Die zum Teil extrem metamorphisierten Gesteine brauchen einen entsprechenden plattentektonischen Rahmen. Deshalb sind fundierte Kenntnisse der benachbarten Regionen notwendig, was im konkreten Fall bedeutet, sich von den Sudeten im Osten bis zum Armorikanischen Massiv im Westen, also von Polen bis Frankreich, besser noch bis Spanien und Nordafrika, auszukennen.

Hier stößt das vorliegende Buch nun doch an seine Grenzen und wir konzentrieren uns auf die in den vorangegangenen Betrachtungen im Erzgebirge und seiner näheren Umgebung

aufgeworfenen Fragen. Insbesondere muss ein gutes Modell folgende Fakten erklären:

- das Nebeneinander unterschiedlich stark metamorpher Gesteine (verschiedene Metamorphosepfade),
- das Auftreten von Ultrahochdruckgesteinen mit Diamanten,
- die Tatsache, dass alle metamorphen Gesteine aus cadomischer und altpaläozoischer Kruste hervorgingen und gleich alte Gesteine in der Nachbarschaft des Erzgebirges völlig unmetamorph vorliegen,
- die Zeitgleichheit (340 Millionen Jahre) sowohl für die Metamorphosehöhepunkte von Krustenstapel (Temperaturmaximum) und Bildung der Diamanten (Druckmaximum) als auch für den Beginn der maximalen Turbiditschüttung in benachbarten Gebieten,
- die Ausrichtung (Vergenz) der Strukturen, die teilweise im Widerspruch zu denen benachbarter Gebiete zu stehen scheinen, aber die Richtung der damaligen Subduktion und Exhumierung metamorpher Gesteine verraten sollen.

Es existieren viele Modelle, aber sie lassen sich grob in drei Gruppen einordnen.

- 1) Lithostratigraphie: Wie im geschichtlichen Abriss bereits erwähnt, vermag das Konzept der Lithostratigraphie die modernen Erkenntnisse über das Erzgebirge nicht schlüssig zu integrieren. Tatsächlich ist sie nicht in der Lage, auch nur einen der oben genannten Punkte zu erklären. Trotzdem übt die Lithostratigraphie nach wie vor auf einige Betrachter eine gewisse Anziehungskraft aus. Das liegt für viele an einer Vertrautheit, da seit den 1960er Jahren regionalgeologische Bezeichnungen geprägt wurden, die heute weit in die Sekundärliteratur verwurzelt sind. Das Modell ist einfach zu verstehen und gut im Kartenbild nachzuvollziehen. Aber es bleibt, was es ist: fixistisch und falsch. Einige hilflose Versuche neue petrologische und geochronologische Erkenntnisse mit der Lithostratigraphie zu versöhnen, scheiterten.
- 2) Klassische plattentektonische Modelle: Sie gelten als Wegbereiter der geowissenschaftlichen Moderne im Variszikum – das Variszikum wurde mobil. Kontinente durften kollidieren und Ozeane verschwinden. Ausgehend vom Streichen des variszischen Gebirges in Europa und vom Vergleich mit dem streifenförmigen Aufbau jüngerer Orogengürtel wurden in den Zonengrenzen nach KOSSMAT nun plattentektonische Suturen gesehen, an denen Kontinente oder zumindest Mikroplatten (Terrane) stumpf aufeinander zuliefen und kollidierten. So gesehen kann KOSSMAT als früher Vertreter dieser Modellgruppe gelten, auch wenn er selbst noch nicht auf plattentektonischen Füßen stand. Der Plattentektonik-Klassiker ist die Arbeit von PHILIPPE MATTE 1986 mit dem aussagekräftigen Namen: *Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt in western Europe*. Etwas detaillierter für den saxothuringischen Raum und seine angrenzenden Gebiete skizziert ist das Modell von WOLFGANG FRANKE, das im Zeitraum von 1984 bis 2000 entwickelt wurde und bereits in Kapitel 3.4 (Abbildung 3.16) zur Sprache kam (u. a. FRANKE 2000). Trotz mobilistischer Vorstellung können alle diese Modelle, die von NW-SE gerichteter Kollision im östlichen Saxothuringikum ausgehen, die Widersprüche vor allem der

Gleichzeitigkeit der Ereignisse von Metamorphose und Sedimentation nicht lösen.

- 3) Moderne plattentektonische Modelle: Das Attribut „modern“ ist hier nicht ganz angebracht und lediglich aus Verlegenheit (und Mangel an alternativen Bezeichnungen) gewählt worden. „Modern“ ist, wie eingangs erwähnt, ein relativer Begriff: Was heute modern ist, ist morgen schon überholt. „Der letzte Schrei“ trifft als Umschreibung der folgenden Vorstellungen vielleicht am besten zu, geziemt sich jedoch nicht als Charakterisierung wissenschaftlicher Erkenntnisse. Gemeint sind Modelle, die mit alt hergebrachten und selbstverständlich scheinenden Vorstellungen brechen. Zum Beispiel legt das geologische Kartenbild von Deutschland, durch das strenge Streichen aller variszischen Einheiten von NE nach SW, die Konvergenz und Kollision in NW-SE-Richtung scheinbar zwingend fest. Der Bruch mit diesem „Usus“ ist typisch für die Modelle dieser Gruppe. Darüber hinaus tragen diese Modelle eine klare petrologische und geochronologische Handschrift. Um den komplizierten Randbedingungen auf diesem Gebiet Rechnung zu tragen, müssen die Modellmacher schon in so manche plattentektonische Trickkiste greifen, was die Modelle für Uneingeweihte ungewohnt, ja zuweilen bizarr erscheinen lässt.

In diesem Kapitel soll natürlich auf Modelle der letzten Gruppe eingegangen werden. So hat die vor allem petrologisch agierende Arbeitsgruppe um WILLNER (WILLNER et al. 2000, 2002) ein Modell vorgestellt, das die verschiedenen Metamorphosepfade der erzgebirgischen Einheiten berücksichtigt und auch die Exhumierung der UHP-Gesteine erklärt. Die Forscher gehen von einer devonischen Subduktion in Richtung Osten aus. Während im Unterkarbon die Kollision bereits abgeschlossen ist, reißt die subduzierte Lithosphäre unter der Gebirgswurzel ab (Delamination) und Teile der kontinentalen Kruste werden bis in 150 Kilometer Tiefe (Diamantstabilität) gezogen. Auf dem „Rücken“ der alten Subduktionszone geraten dann die durch Isostasie getriebenen und durch Fluide und Magmen geschmierten Krustensplitter wieder nach oben. Das ist ein plausibles Modell, das jedoch sehr auf das Erzgebirge fixiert ist und die Belange benachbarter geologischer Einheiten (z. B. den p-T-Pfad des sächsischen Granulitgebirges) nicht genügend integriert.

Seit einigen Jahren wirft eine Anzahl von Geowissenschaftlern, die auf dem Gebiet des Saxothuringikums forscht, seine Ergebnisse zusammen und kondensiert die Ergebnisse aus Datierung, Petrologie, Strukturgeologie, Paläontologie und Sedimentologie zu einem eigenen Modell. Unter der Federführung des Dresdner Cadomidenexperten ULF LINNEMANN entstanden so seit dem Jahr 2004 hervorragende Kompilationen zum Thema Saxothuringikum. Im jüngst (2010) von LINNEMANN und ROMER herausgegebenen Werk finden sich gleich drei Artikel aus der Arbeitsgruppe KRONER aus Freiberg, die sich mit plattentektonischen Modellen für das variszische Saxothuringikum beschäftigen (Kurzfassung der Titel: Saxothuringikum als Teil von Pangäa, Tektonisches Modell für die allochthonen Einheiten, Saxothuringikum als Spornspitze Gondwanas). Ausgehend von den geologischen Belangen des Erz- und Granu-

litgebirges wurde in den Publikationen von 2004 bis 2010 ein Modell entwickelt, das geologische Erkenntnisse aus den gesamten europäischen Varisziden berücksichtigt und zu erklären versucht. Da diese Vorstellungen „der letzte Schrei“ sind und auch alle oben genannten Fakten erklären, soll im Folgenden speziell auf sie eingegangen werden. Man könnte die Ideen als KRONER-Modell oder Sächsisches Modell zusammenfassen, aber die Bezeichnung Spornmodell erscheint etwas weniger verklärt. Und hier folgt das Spornmodell.

Cadomische Orogenese

Wie die geochronologischen Daten gezeigt haben, reicht die Geschichte des Saxothuringikums und damit des Erzgebirges bis ins Neoproterozoikum zurück. Die in dieser Zeit stattfindenden Vorgänge hat die Arbeitsgruppe LINNEMANN zuletzt 2010 zusammengefasst.

Vor WEGENERS Pangäa existierte im späten Präkambrium der Superkontinent Rodinia. Verschiedene Gebirgsbildungsepochen zwischen etwa 1000 und 600 Millionen Jahren schweißten damals alle Kontinente des Planeten zusammen. Ab etwa 700 Millionen Jahren zerbrach der Kontinent allerdings schon wieder und die Kontinente der heutigen Südhalbkugel bildeten den Kontinent Gondwana. Afrika hatte eine zentrale Position inne und an seinem heutigen Nordrand fanden in der Zeit zwischen 750 und 530 Millionen Jahren Gebirgsbildungsprozesse statt. Zuerst wurden sie in Frankreich im Armorikanischen Massiv beschrieben und nach dem lateinischen Wort für die Stadt Caen, Cadomisch genannt. Es waren vor allem Vorgänge eines aktiven Inselbogens die abliefen, ähnlich denen zwischen Eurasien und der pazifischen Platte im Bereich Japans.

Die zwei wichtigsten Gesteine, die dort zu dieser Zeit entstanden und für das Erzgebirge eine große Rolle spielen, sind Grauwacken und Granodiorite. Diese Gesteine finden sich in der Lausitz, in der Elbezone und im Schwarzbunger Sattel. Als metamorphe Äquivalente bilden sie die Unterlage der erzgebirgischen Decken. Für die großen Granodioritintrusionen sind zwei Altersmaxima bekannt, um 570 Millionen Jahre und um 540 Millionen Jahre. Das ältere Ereignis spiegelt den Inselbogen wider, der durch einen so genannten *Back-arc* von Gondwana getrennt war (Abb. 4.82). In den *Back-arc*-Bereich wurden mächtige Abfolgen von Grauwacken geschüttet, die beispielsweise bei Kamenz oder Weesenstein bewundert werden können. Als Inselbogen und Kontinent schließlich kollidierten, intrudierten die 540er Magmatite – gewissermaßen an der Zeitenwende zwischen Präkambrium und Phanerozoikum. In ihrer unveränderten Form bilden sie die Werksteinlagerstätte von Demitz-Thumitz, deren Pflastersteine und Gehwegplatten nicht nur die Straßen Sachsens zieren. Sie sind aber auch die Vorläufer beispielsweise der Gneise von Freiberg.

Mit der cadomischen Orogenese wurde auf diese Weise das Fundament einer kontinentalen Kruste geschaffen, auf dessen Schultern sich die variszische Gebirgsbildung im Saxothuringikum abspielte. Was noch fehlt sind die Sedimentabfolgen und Magmatite, die heute die Schiefergebirge und auch die erzgebirgischen Zwiebelschalen bilden.

Altpaläozoische Dehnung und Schelfentwicklung

Das zuvor am Südpol gelegene Gondwana wanderte während des Altpaläozoikums – das cadomische Perigondwana voran –

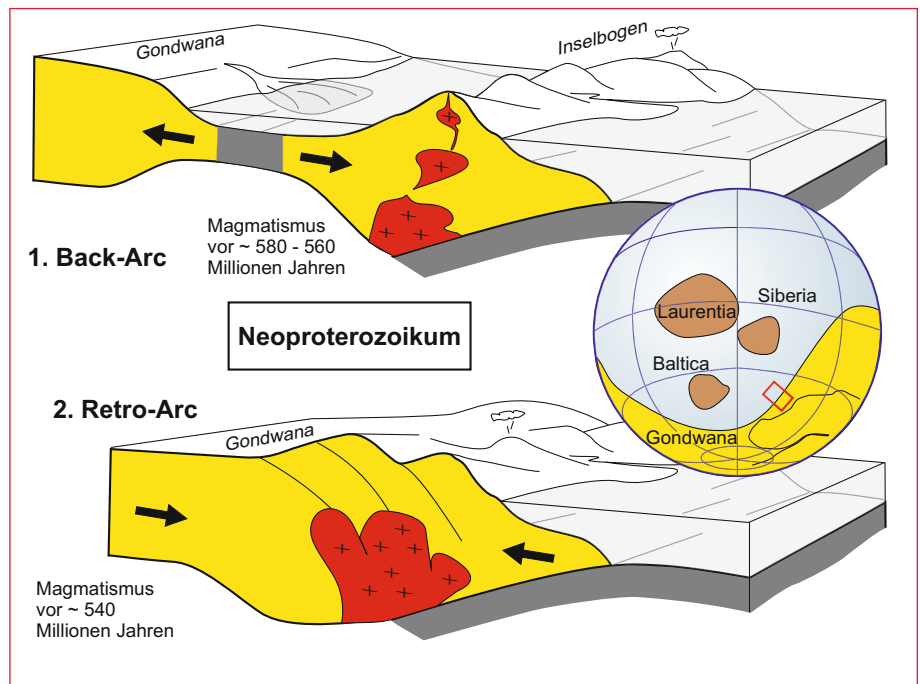


Abb. 4.82 Paläogeographie und Entwicklung der cadomischen Gebirgsbildung. Granodiorite der Zeit um 570 und 540 Millionen Jahre und Grauwacken spielen hier die wichtigste Rolle für das spätere Erzgebirge. Weitere Erläuterung im Text. Nach LINNEMANN et al. 2010a.

nach Norden. Als Überbleibsel des Superkontinents Rodinia war Gondwana weiterhin dem Zerfall unterworfen. Dabei wurde die Kruste gedehnt und es entstanden einzelne mächtigere Krustenbereiche, die durch ausgedünnte Kruste voneinander getrennt wurden. Diese Zweigliederung in dünne subduzierbare und dicke nicht subduzierbare kontinentale Kruste spielt noch eine wichtige Rolle, wie wir weiter unten sehen werden. Ging die Entwicklung bis zum Rifting, konnten sich Mikrokontinente bilden, die, von Gondwana getrennt, ihre eigenen Wege gingen. Ein Beispiel ist der Mikrokontinent Avalonia.

Am passiven Nordrand Gondwanas entstand durch Dehnung und Rifting ein stark gegliederter Raum, der mit Schelfsedimenten des Altpaläozoikums bedeckt wurde. Besonders in den gedehnten Krustenbereichen führten die antreibenden Konvektionen des Mantels zu einem Magmatismus, der Mantel- und Krustenmaterial gleichermaßen zur Quelle hatte. Für Saxothuringikum und Erzgebirge sind vor allem die ordovizischen Plutonite und Vulkanite mit granitischer Zusammensetzung wichtig. Sie bilden die 480 Millionen Jahre-Alter, die charakteristisch für die Muskovitgneise im Erzgebirge sind (Abb. 4.83).

In der Umgebung des Armorica genannten Krustensplitters entstanden auf diese Weise die in den Kapiteln 3.4 und 4.4 besprochenen Profile in thüringischer und bayerischer Fazies (Abb. 4.83). Diese lange Phase der relativen tektonischen Ruhe und Schelfsedimentation kann als Intermezzo zwischen cadomischer und variszischer Gebirgsbildung aufgefasst werden.

Variszische Kollision

Über die plattentektonische Situation des Paläozoikums ist viel geforscht worden und vieles bekannt. Schon der Vater der Kontinentaldrift, ALFRED WEGENER, ging von der Existenz eines Superkontinents am Ende dieses Zeitalters aus, in dem alle Landmassen der Erde vereinigt waren. Was er nicht wusste, ist, dass auch dieser, Pangäa genannte, Kontinent durch die Kollision einer Vielzahl kleinerer Kontinente entstanden war. Eine Reihe paläozoischer Gebirgsbildungen führte zu dieser Superkontinentsituation, von denen die variszische nur eine darstellt. Es kann inzwischen als Lehrbuchwissen angesehen werden, dass bei der Entstehung der europäischen Varisziden ein Nordkontinent (Laurussia) mit einem Südkontinent (Gondwana) kollidierte. Dabei wurde der so genannte Rheische Ozean, benannt nach der Titanin und Gaia-Tochter Rhea, geschlossen. Der Nordkontinent seinerseits wurde durch den Zusammenschluss der Kontinente Laurentia (= Nordamerika), Baltica (= Skandinavien und Russland bis zum Ural) und Avalonia (= nordamerikanische Ostküste, Britische Inseln, Nordsee) gebildet (Abb. 4.84). Im Allgemeinen wird dieser Zusammenschluss, unter Schließung des Iapetus- und des Tornquist-Ozeans, in Europa kaledonische Gebirgsbildung genannt. Laurussia, der im Ordovizium bis Silur entstand, heißt nach seinen rot gefärbten devonischen Molassesedimenten auch Old Red-Kontinent.

Der Gegenspieler auf der südlichen Seite des Rheischen Ozeans war Gondwana. Während des Paläozoikums machten sich, wie gesagt, Teile Gondwanas selbständig. So wanderte Avalonia

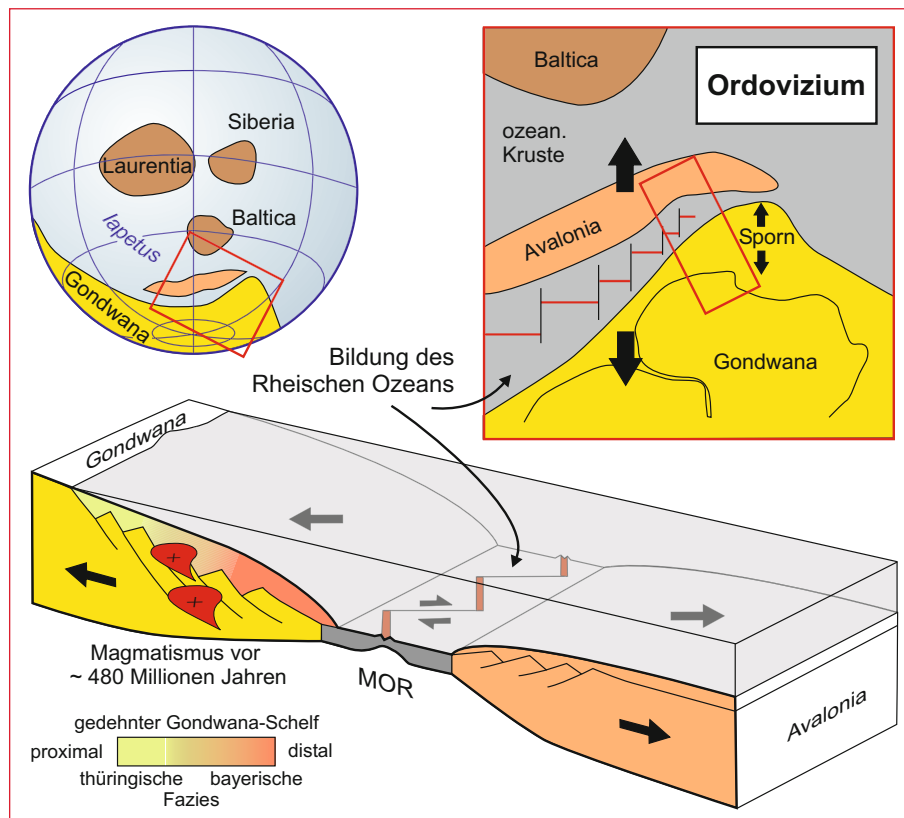


Abb. 4.83 Dehnung und Rifting Perigondwanas. Es entstand unterschiedlich mächtige kontinentale Kruste, was zu lokalen magmatischen Prozessen führte. Die abgelagerten Gesteine auf dem Schelf können einem inneren und einem äußeren Bereich zugeordnet werden, der thüringischen und der bayerischen Fazies. Die Abtrennung Avalonias führte zur Bildung des Rheischen Ozeans. Dort, wo die Dehnung nicht zur Bildung von ozeanischer Kruste und zum Rifting ausreichte, bildete sich der Gondwanasporn. In der Vergangenheit nahm man an, dass dieser Teil völlig von Gondwana getrennt war und nannte ihn Armorica-Mikrokontinent. Nach LINNEMANN et al. 2010a und KRONER & ROMER 2010.

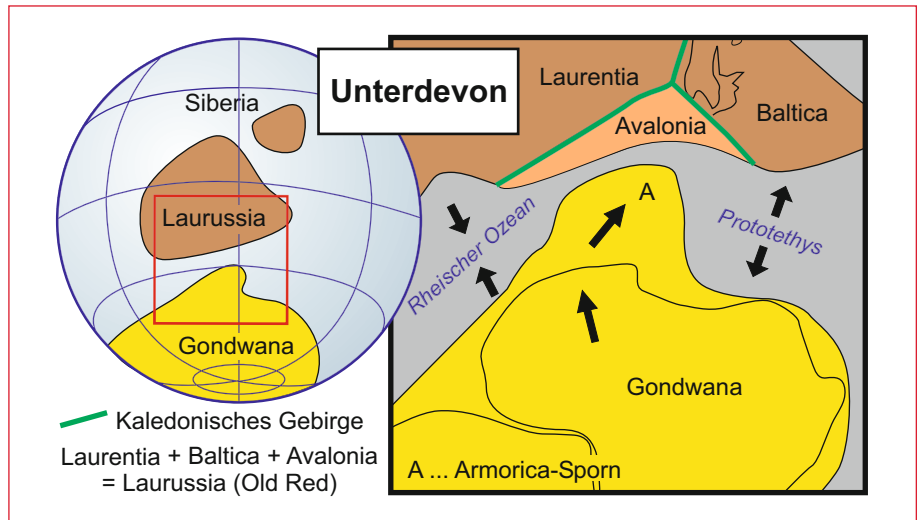


Abb. 4.84 Die paläozoische Paläogeographie. Nach der kaledonischen Gebirgsbildung im Silur und der Bildung Laurussias driftete im Unterdevon Gondwana nach Norden auf Laurussia zu. Armorica stellt einen gedehnten Bereich Nordgondwanas dar, der mit dem Rifting Avalonias und der Bildung des Rheischen Ozeans zusammenhängen könnte (Abb. 4.83). Nach KRONER & ROMER 2010.

seinem Mutterkontinent schon mal voraus und wurde Gründungsmitglied von Laurussia. In der Vergangenheit war man der Meinung, dass auch noch mehr Gondwanasplitter existierten, die ihre eigene geologische Geschichte mit in die variszische Gebirgsbildung einbrachten. Solche Splitter wurden in Iberia, Bohemica oder Lusatia, vor allem aber in Armorica gesehen,

dem für das Saxothuringikum eine große Bedeutung zukommt. Manchmal wurde auch ein eigener kleiner Kontinent kreiert – Saxothuringia. Der Zusammenschluss so vieler Mikrokontinente ließ Raum für Spekulationen über zahlreiche kleine Ozeane und Subduktionszonen, wie sie beispielsweise in den Interpretationen von FRANKE (Modellgruppe 2) vorkommen.

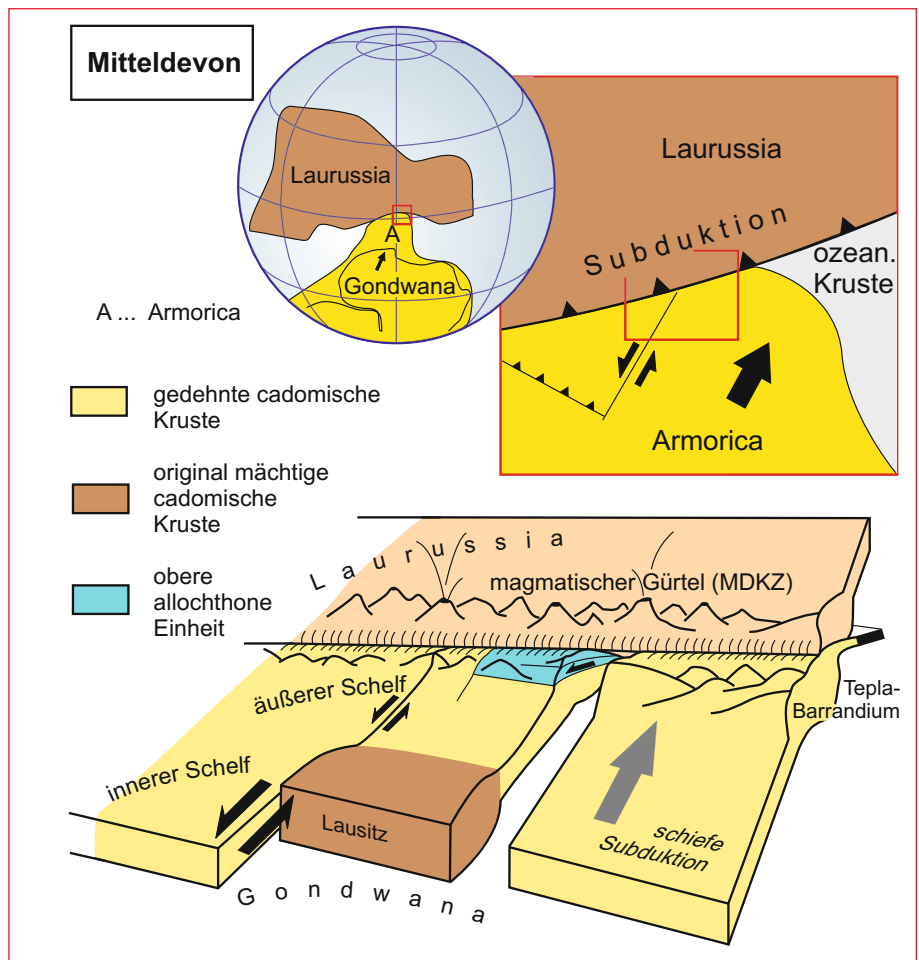


Abb. 4.85 Skizzen zur Paläogeographie der variszischen Kollision während des Mitteldevons. Der Armoricasporn Gondwanas trifft auf Laurussia. Es entsteht ein magmatischer Bogen, die spätere Mitteldeutsche Kristallinzone. Die äußeren Schelfbereiche Gondwanas werden subduziert und bereits wieder exhumiert. So entstehen die ersten variszischen Metamorphite, heute in den Zwischengebirgen und der Münchberger Gneissmasse vorliegend (Oberstes Allochthon). Nach KRONER & ROMER 2010.

Dem französischen Geologen MICHEL ROBARDET, der die paläomagnetischen und paläontologischen Daten erneut sichtet, kamen Zweifel an der Existenz Armoricas und er bezeichnete diese Mikroplatte 2003 gar als „Fiktion“. In jüngerer Zeit angestellte Provenance-Analysen, bei denen Sedimentgesteine auf ihr Liefergebiet hin untersucht wurden, bestätigten diese Vorstellungen (LINNEMANN et al. 2004, 2010, ROMER & HAHNE 2010). Damit bleiben lediglich zwei Platten, Laurussia und Gondwana, für die Erklärung der europäischen Varisziden übrig.

Die heutigen Modelle kommen aber doch nicht ganz ohne Armorica aus, und so wird der Mikrokontinent als Speerspitze des nach Norden wandernden Gondwanas aufgefasst, eben jener Sporn unserer Sporntheorie (Abb. 4.84). Man könnte sagen, dass die Dehnung und das Rifting während des frühen Paläozoikums nicht ausreichend waren, um auch Armorica nach dem Vorbild Avalonias vollständig von Gondwana abzutrennen.

Nachdem Avalonia mit Laurentia und Baltica zu Laurussia verschmolz, begann die Subduktion des Rheischen Ozeans und die Annäherung Gondwanas. Geologische Befunde in der Mitteldeutschen Kristallinzone (Spessart, Ruhlaer Kristallin, Kyffhäuser) zeigen, dass auch hier ein Inselbogensystem existierte.

Schließlich verschwand Rhea und im Devon kollidierten erste äußere Schelfbereiche Gondwanas (bayerische Fazies) mit Laurussia. Erste variszische Metamorphite entstanden, die uns die Altersdatierungen um 400 bis 370 Millionen Jahre bescheren und vor allem in den Deckenklippen von Münchberg und Frankenberg erhalten sind (Abb. 4.85). Im Unterkarbon wurde der innere Schelfbereich (thüringische Fazies) mit Turbiditen zugeschüttet. Währenddessen änderte sich das überregionale Stressfeld. In der östlichen Fortsetzung Rheas begann ein erneutes Rifting, durch das Laurussia und Gondwana wieder separiert wurden. Dieser gerade entstehende Ozean würde später als Tethys in die Erdgeschichte eingehen. Für uns ist wichtig, dass Gondwana durch diese Vorgänge in eine im Uhrzeigersinn gerichtete Rotation versetzt wurde (Abb. 4.84). Dort, wo die erste Kollision von Laurussia und Gondwana stattfand, entstand nun eine sinistrale Blattverschiebungszone, an der der Armorica-Sporn an Laurussia vorbeischrämte. (Die Mitteldeutsche Kristallinzone ist das Ergebnis dieser Bewegung.) Die eigentliche Subduktionszone verlagerte sich und die neue Verschlussungsrichtung war nun Nordost – lediglich die Spornspitze betreffend (Abb. 4.86). Von der andockenden kontinentalen Kruste konnten aber nur jene Teile subduziert werden, deren Krustenmächtigkeit das zuließ. Während dicke cadomische

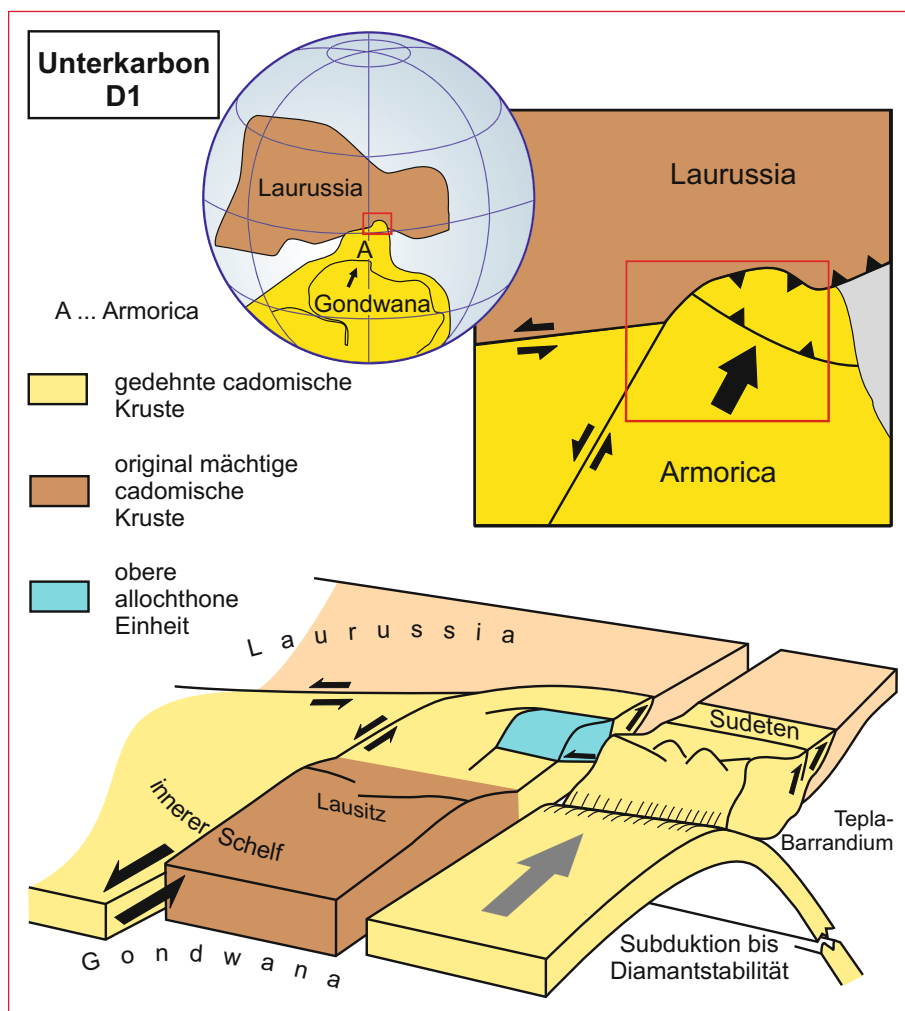


Abb. 4.86 Skizzen zur Paläogeographie während der saxothuringischen D1-Deformation (Unterkarbon, 340 Millionen Jahre). Der armorikanische Sporn bildet sich heraus und wird bei seiner Drift nach NE von Blattverschiebungen begleitet. Die schmale Subduktionszone springt im Gegensatz zum Bild 4.85 nach SW. Jetzt werden die Edukte der Hochdruckeinheiten (Erzgebirge und Granulitgebirge) subduziert. Nach KRONER & ROMER 2010.

Bereiche, wie das böhmische Tepla-Barrandium, feststeckten, konnten die im Altpaläozoikum gedehnten Krustenteile zum Teil bis ins Diamant-Stabilitätsfeld subduziert werden. Deshalb verlagerte sich die Subduktionszone von der nordöstlichen auf die südwestliche Seite des Tepla-Barrandiums. Die Nordostseite verwandelte sich in einen orogenen Retrokeil, an dem bereits subduzierte Metamorphite in Richtung Nordost exhumiert wurden. Sie bildeten Teile der heutigen Sudeten, beispielsweise das Riesengebirge (Abb. 4.86).

Natürlich brachte das Auswahlverfahren, welche Krustensplitter „oben bleiben“ und welche „nach unten dürfen“ ein nicht ganz einfaches tektonisches Muster hervor, das durch NE-SW verlaufende *Strike-slip*-Zonen und SW gerichtete Überschiebungen gekennzeichnet ist. Auf dieser Komplexität beruht die von den Arbeitsgruppen um KRONER und LINNEMANN vorgenommene Einteilung des Saxothuringikums in Domänen. Um die Kollisionsvorgänge abschließend diskutieren zu können, soll dieses Konzept kurz vorgestellt werden.

Die saxothuringischen Domänen

Erstmals wurde das Domänenkonzept von KRONER et al. 2007 vorgestellt. Es gliedert das KOSSMAT'sche Saxothuringikum in drei Bereiche (Abb. 4.87):

- das Autochthon (= kein nennenswerter tektonischer Transport),
- das Allochthon (= intensiver tektonischer Transport mit großem horizontalem Versatz und Deckenüberschiebungen),
- die *Wrench-and-Thrust-Zone* (= *Strike-slip*-und-Überschiebungszone, Übergang zwischen Autochthon und Allochthon).

Inspiriert ist diese Gliederung von der Tatsache, dass heute räumlich beieinander liegende regionalgeologische Einheiten eine unterschiedliche Deformationsgeschichte erfahren haben. Besonders augenfällig ist beispielsweise der Unterschied in der Geologie beidseitig der Elbezone. Während auf der Ostseite unmetamorphe Gesteine anstehen, sind die Gesteine westlich der Elbe zum Teil hoch metamorphisiert worden. Und das, obwohl beide Gebiete im variszischen Streichen (NE-SW) auf einer Linie liegen. Als die Geochronologie obendrein entdeckte, dass beide Seiten ein gleich altes cadomisches Fundament besitzen, war klar, dass hier ein Knackpunkt für kommende Modelle liegen muss.

Die **autochthone Domäne** hat ihre cadomische und altpaläozoische Vergangenheit fast unbeschädigt über die variszischen Zeiten hinübergerettet. Hier konnten die Modelle für den cadomischen Kontinentalrand und die altpaläozoische Dehnung (s. o.) entwickelt werden. Kaum Metamorphose und nur eine späte Deformationsgeschichte sind für diese Gebiete kenn-

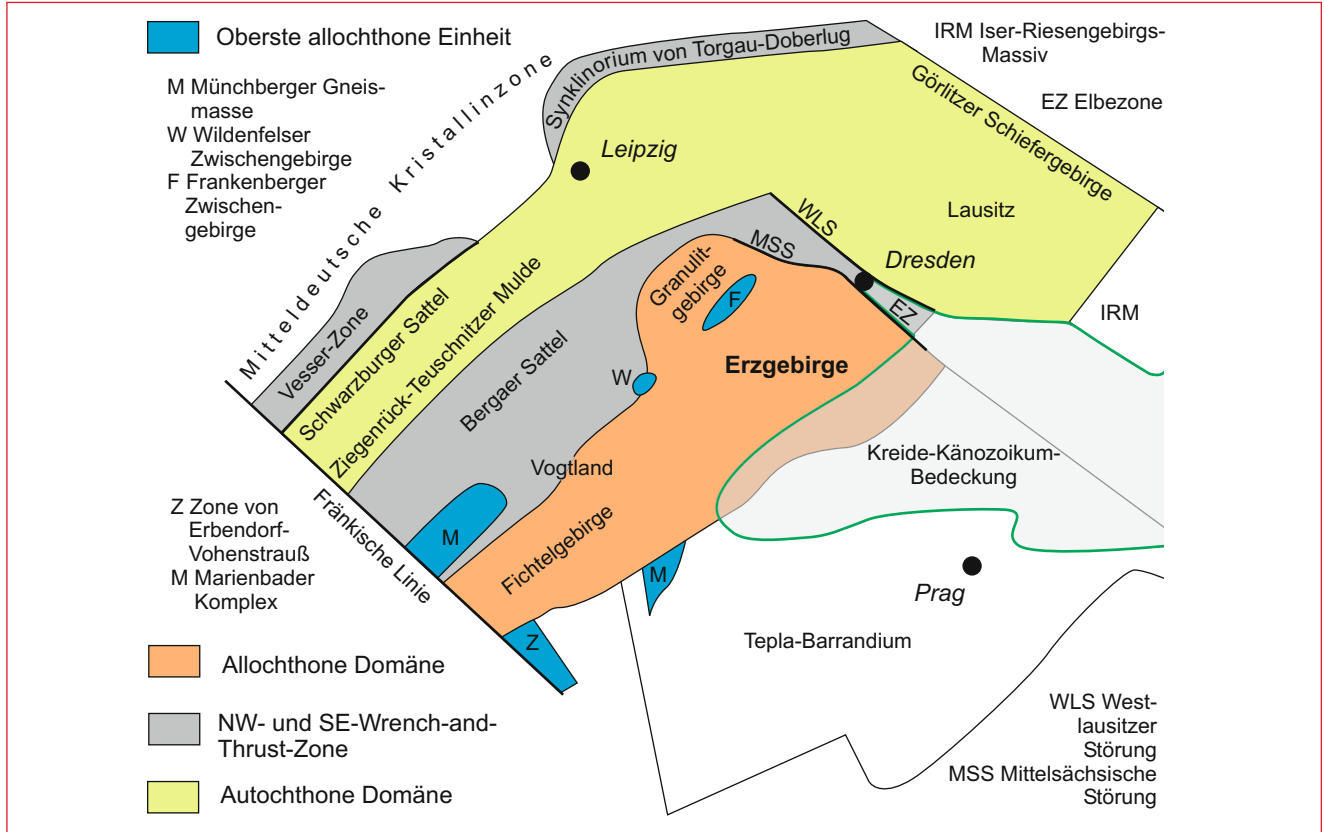


Abb. 4.87 Kartenskizze des Saxothuringikums und seiner Domänen. Die Grenzen sind nicht überall klar fassbar. So liegen allochthone Einheiten (im Sinne des Modells) auch auf der *Wrench-and-Thrust-Zone*. Das sind Einheiten des so genannten „obersten Allochthon“, wie die Münchberger Gneismasse (blaue Einheiten in der Karte). Nach KRONER et al. 2010.

zeichnend, die die Oberlausitz und die Westsudeten, das Nord-sächsische Antiklinorium (cadomische Grauwacken unter Leipzig) und den Schwarzburger Sattel umfassen. Von den Gondwana-Schelfsedimenten kommt nur der innere (thüringische) Bereich vor. Der Übergang von Schelf- in orogene Sedimentation erfolgt fließend.

Im Gegensatz dazu glänzt die **allochthone Domäne** mit intensiver Tektonik und Metamorphose, die soweit gingen, dass die cadomische Geschichte bis zur Unkenntlichkeit entstellte wurde und nur in Relikten vorhanden ist (z. B. durch Zirkondatierungen entschlüsselt). Hier konnten die variszischen Prozesse entziffert werden, da die Deformationsgeschichte vollständig abgebildet ist (p-T-d-Pfade). Auch die altpaläozoischen Gesteine haben ein größeres Spektrum. Nur hier findet sich die bayerische Fazies, die den äußeren Schelfbereich Gondwanas darstellt und, wie oben schon beschrieben wurde, bereits in den Frühphasen der variszischen Gebirgsbildung mit Laurussia kollidierte. Außerdem finden sich vor allem in der allochthonen Domäne die Magmatite ordovizischen Alters. Hierher gehören das Erzgebirge und das Granulitgebirge. Die Deckenklippen von Münchberg, Wildenfels und Frankenberg zählen nicht nur zur allochthonen Domäne, sondern werden noch einmal besonders als „Höchste allochthone Einheit“ herausgestellt („Uppermost Allochthonous Unit“ im Original).

Sicher ist unschwer zu erkennen, dass die beiden Domänen lediglich die im Altpaläozoikum unterschiedlich stark gedehnten cadomischen Krustenbereiche widerspiegeln. Wer „bleibt oben“ und „wer darf nach unten“? Die Kruste der autochthonen Domäne war mächtiger, konnte nicht subduziert werden und „blieb oben“. Die Kruste der allochthonen Domäne war extrem ausgedünnt, wurde daher von ordovizischen Magmatiten durchdrungen und schließlich subduziert und in Decken übereinander gestapelt. Als Muskovitgneise der Hochdruck-Einheiten haben die ordovizischen Magmatite im Erzgebirge ihre größte Verbreitung.

Selbstverständlich musste der mächtige Krustensplitter während der Gebirgsbildung von seiner Umgebung abgekoppelt werden, damit er auch wirklich autochthon blieb. Im Spornmodell wird die autochthone Domäne daher von der nördlichen bzw. der südlichen **Wrench-and-Thrust-Zone** (WTZ) begrenzt. Wie der Name schon sagt, wird hier nicht nur die nötige Blattverschiebung realisiert, sondern auch intensiv überschoben (Abb. 4.88). Die Überschiebung ist der Kollisionsrichtung entsprechend SW gerichtet, aber selbst nicht die Folge von Subduktion, wie in der allochthonen Domäne. Während die nördliche WTZ das Autochthon gegen die Mitteldeutsche Kristallinzone abgrenzt, trennt die südliche WTZ Autochthon und Allochthon. Vor allem gehören die sächsischen Schiefergebirge vom Vogt-

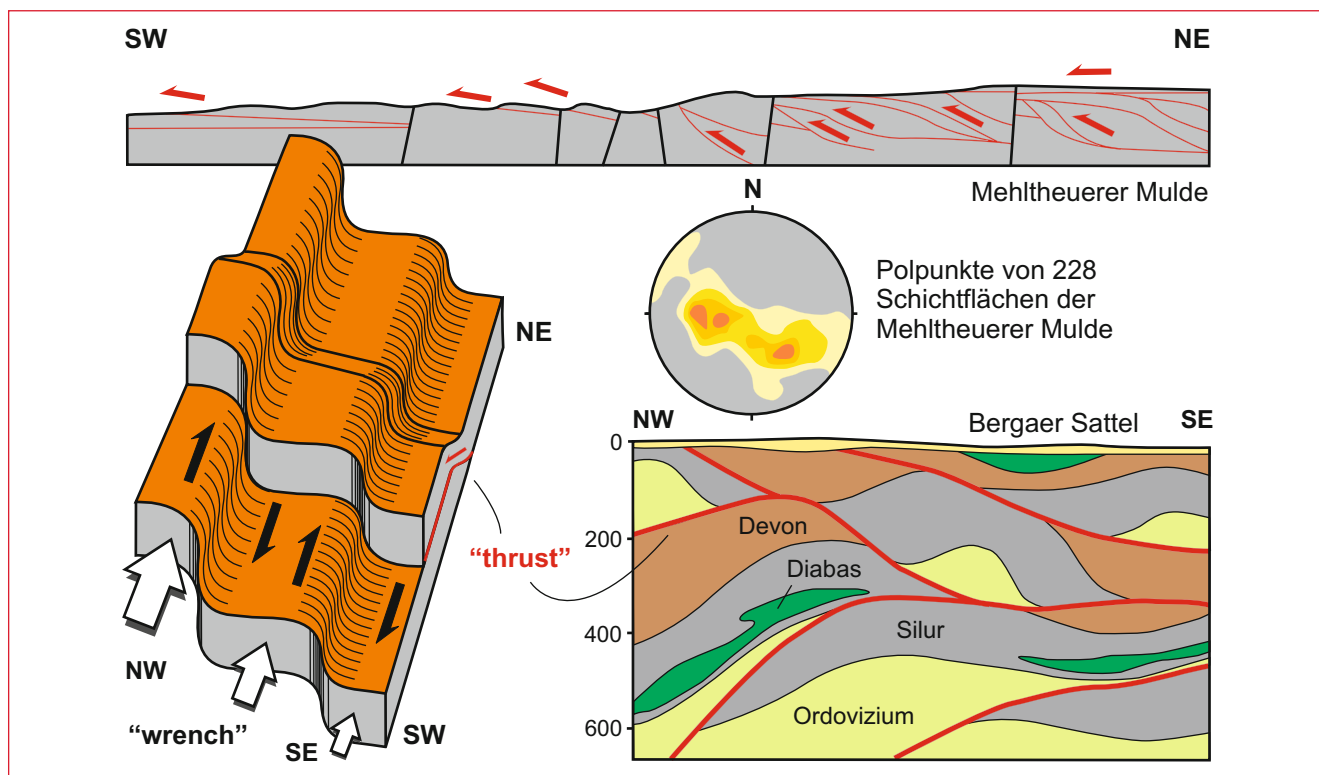


Abb. 4.88 Der Charakter der südlichen *Wrench-and-Thrust-Zone* als Verschiebungsbereich zwischen autochthoner und allochthoner Domäne. „*Wrench*“ bedeutet Blattverschiebung und ist in dem schematischen Blockbild links durch die schwarzen Halbpfleile angedeutet. Dieser *Strike-Slip* gewährt den „*Vormarsch*“ der autochthonen Domäne nach NE. Die betroffenen Schiefer werden dabei „würgeartig“ verfault. Das Resultat sind NE-SW streichende Faltenachsen, wie das Schmidt'sche Netz der Schichtflächen aus der Mehltheurer Mulde zeigt. Auch im NW-SE-Profil rechts unten (Beispiel aus der Uranlagerstätte Ronneburg) ist diese Verfaultung der altpaläozoischen Schichten erkennbar. Gleichzeitig findet jedoch „*Thrusting*“ also Überschiebung statt, verdeutlicht in der gesamten Abbildung durch rote Linien. Im SW-NE-Profil (oben) ist das Muster dieser nach SW gerichteten Tektonik gut zu erkennen. Nach HAHN et al. 2010, NW-SE-Profil nach RUSSE 1991.

land bis ins Frankenger Zwischengebirge in diese Einheit. Während ihrer Aktivität war die südliche WTZ noch unter Wasser und das intensive „Ver- und Überschieben“ führte zu einem stark gegliederten Sedimentationsraum, was die unterschiedlichen Turbiditmächtigkeiten und vielleicht auch die Bildung des Kohlenkalkes in dieser Zone erklärt.

Nach diesem kleinen Exkurs kann nun zur Plattentektonik zurückgekehrt werden, denn das Finale der variszischen Kollision steht noch aus.

Geschichte der Metamorphite des Erzgebirges

Wir kehren an den Zeitpunkt zurück, als sich der Armorikanische Sporn von Gondwana dem Old Red-Kontinent soweit genähert hatte, dass der Rheische Ozean bereits subduziert war. Dieses Ereignis, verbunden mit der Metamorphose der höchsten allochthonen Einheiten (Münchberger Gneissmasse, Frankenger Zwischengebirge) fand etwa im Zeitraum zwischen 400 und 370 Millionen Jahren statt. Für den altpaläozoischen (vor allem ordovizisch) ausgedünnten Teil der kontinentalen Gondwanakruste ging die Reise allerdings noch weiter. Auf einem wenige hundert Kilometer breiten Abschnitt, der Spitze des

Sporns, fand weiter Subduktion statt. Betroffen waren nun die inneren Schelfanteile (thüringische Fazies), was durch die Geochemie der heutigen Decken des Erzgebirges belegt wird. Wahrscheinlich fiel die Subduktionszone sehr steil, auf jeden Fall aber in Richtung NE, ein. Heutige Vorbilder für solche kontinentalen Subduktionen auf kurzer Front existieren beispielsweise im Hindukusch.

Vom Weg der Gesteine in die Tiefe, also von ihrem prograden Metamorphoseverlauf, ist nicht viel übrig geblieben. Die Überlieferung ist reliktsch, sowohl was den p-T-Pfad angeht als auch was die Deformation angeht. Die betroffenen Gesteine – weniger cadomische Grauwacken und Granodiorite, mehr ordovizische Granite, Rhyolithe und altpaläozoische Sedimente – waren mehrheitlich sauren, kontinentalen Charakters. Einige Wissenschaftler sind der Meinung, dass viele der für uns wichtigen basischen Gesteine erst auf dem Weg nach unten von der unterschobenen Platte „abgerieben“ und aufgenommen wurden (z. B. SCHMÄDCKE et al. 2010). Huckepack gelangten diese Gesteine gemeinsam mit Teilen der kontinentalen Kruste in den UHP-Bereich der Metamorphose. Die Ultrabasite von Erz- und Granulitgebirge (Serpentinite, Pyroxenite) erlebten etwa die gleiche Versenkung von ca. 100 km Tiefe. Dort mussten jedoch beide Einheiten unterschiedliche Temperaturen über sich ergehen lassen. Die Ultrabasite des Granulitgebirges erhielten mit

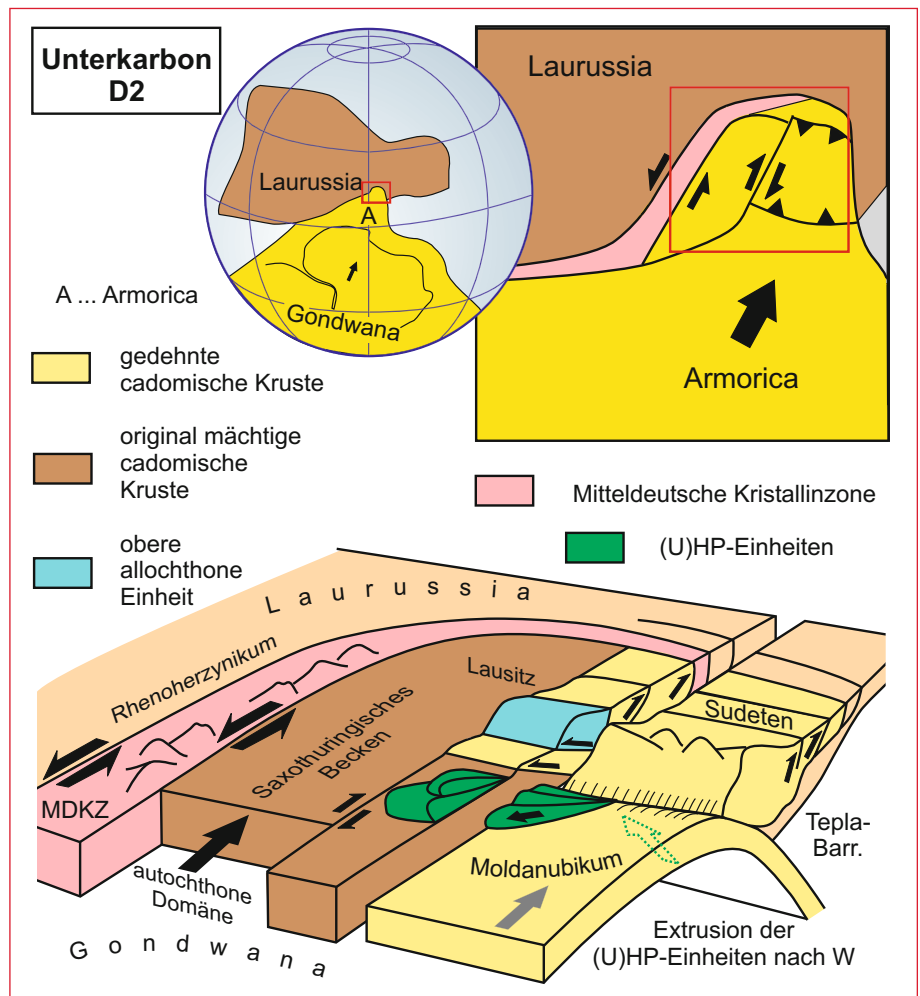


Abb. 4.89 Skizzen zur Paläogeographie während der saxothuringischen D2-Deformation (Unterkarbon, 340 Millionen Jahre). Radiometrisch ist dieses Stadium kaum von D1 der Abbildung 4.86 zu trennen. Petrologisch und strukturell ändert sich aber das Bild. Die erzgebirgischen HP-Metamorphite werden exhumiert und auf (bzw. in) MP-Gesteine der Nachbarschaft gebracht. So entsteht der Metamorphitstapel des Erzgebirges. Dem mittlerweile rotierten Stressfeld entsprechend erfolgt die Anlage der Hauptfoliation bei etwa W gerichteter Scherung. Überfahren wird der Stapel noch von Anteilen des älteren Allochthons. Nach KRONER & ROMER 2010.

1400°C einen um etwa 500°C höheren Temperatur-Peak. SCHMÄDICKE et al. vermuten, dass die Serpentine des Erzgebirges zuerst exhumiert wurden und danach die subduzierte Kruste in der Tiefe abriss. An diesem „Slab-break-off“ drang die Hitze der Asthenosphäre nach oben und gab den Ultrabasiten des Granulitgebirges ihren Wärmeschub. Zu diesem Zeitpunkt sollten alle erzgebirgischen Einheiten bereits wieder auf dem Weg zur Oberkruste gewesen sein, da ihnen dieses Wärmeereignis in allen p-T-Pfaden fehlt. Maximale Versenkung für Teile der kontinentalen Kruste war mindestens 150 km, vor allem belegt durch die berühmten Diamanten. Ob es nur einzelne Bereiche der heutigen (U)HP-Schalen des Erzgebirges waren, die den Weg nach unten fanden oder doch größere Abschnitte – oder gar die gesamten Schalen – ist noch nicht vollständig geklärt. Davon hängt zu einem großen Teil der Exhumierungsmechanismus ab. Waren es ganze Krustenspäne nach dem Vorbild CHEMENDAS oder waren nur kleinräumige Exhumierungskanäle für vergleichsweise kleine Gesteinspakete aktiv? Im Bereich der Unterkruste waren alle Gesteine, UHP, HP und Ultrabasite, wieder vereint und traten ihren Weg in den heutigen Deckenstapel an (Abb. 4.89). All diese Vorgänge fanden um die Zeit vor 340 Millionen Jahren statt und liegen im Fehlerbereich der Datierung!

Im Zuge der Schließung des Rheischen Ozeans und der kontinentalen NE-Subduktion kam die Plattendrift Gondwanas zum Stehen und nur der Raum unseres abgerifteten Sporns gab noch Platz für Einengung her. Dadurch rotierte das Spannungsfeld erneut auf eine übergeordnete N-S-Einengung, die sich in

einer W gerichteten Exhumierung der saxothuringischen Metamorphite äußerte – also schief zur Subduktionsrichtung. Jetzt wurde im Erzgebirge die Hauptfoliation mit seinem Streckungslinear angelegt. Die (U)HP-Einheiten schoben sich dabei zwischen die MP-Gesteine (cadomische Gneise, Glimmerschiefer und Phyllite), was durch die Ar/Ar-Abkühlgeschichte gestützt wird.

Die während der Stapelung zunächst noch eindeutig kompressiven Vorgänge erfuhren im Bereich der Oberkruste zunehmend auch extensive Momente. Hintergrund sind differenzielle Überschiebungsbeträge, zusätzliche vertikale Auftriebskräfte der mit MP- und HP-Gesteinen gestapelten Kruste (postorogener Kollaps) und lokale Abweichungen vom Stressfeld um größere kompetente Scherkörper. Die genannten Vorgänge führten zur Herauspräparierung der Orthogneisdome und zur Anlage abschiebender Strukturen.

Das Westerzgebirge unterschied sich schon damals vom Osterzgebirge durch die Vormacht gestapelter altpaläozoischer Sedimente. Das ist insofern von Bedeutung, als diese von vornherein wasserreicher sind als Magmatite und damit anfälliger für die Bildung von Schmelzen und auch Lagerstätten.

An der NW-Flanke des Armorica-Sporns blieben die mächtigen Krustenanteile des cadomischen Fundaments von der Subduktion verschont. Auch auf ihnen ruhten die altpaläozoischen Sedimente des inneren Gondwanaschelfs (thüringische Fazies). Im Vergleich zu den Nachbarregionen kam es zum Rückstau. Zwischen dieser autochthonen Domäne und unserer von Exhumierung und Stapelung geprägten allochthonen Domäne bil-

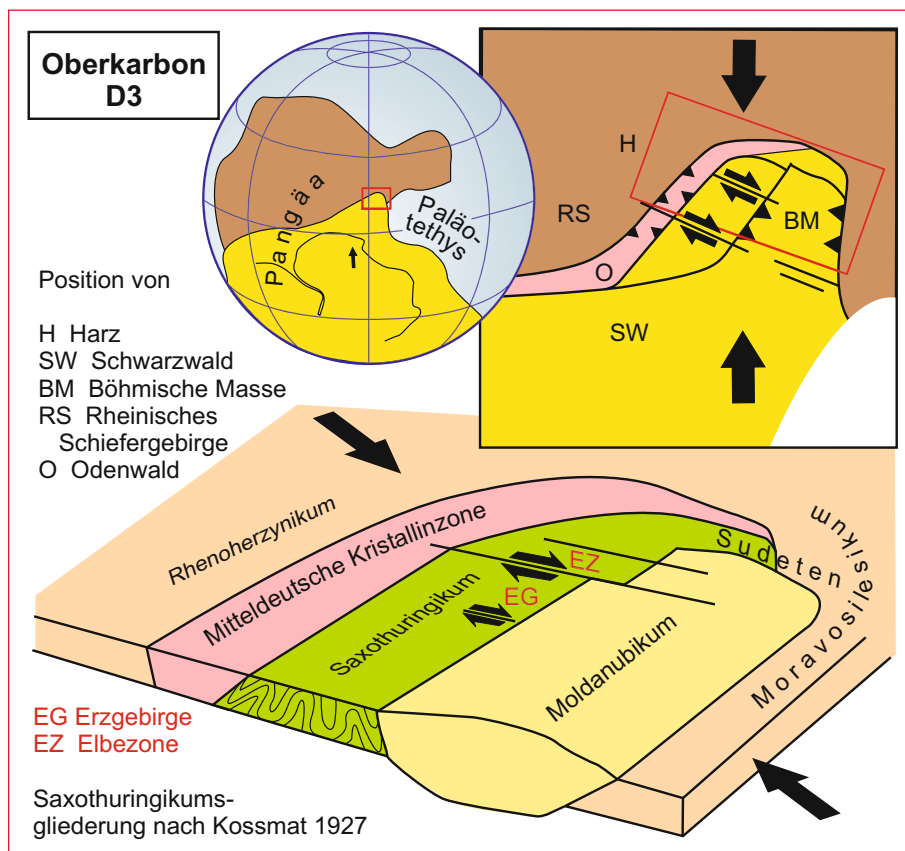


Abb. 4.90 Skizzen zur Paläogeographie während der saxothuringischen D3-Deformation (Unterkarbon/Oberkarbon). Der letzte Raum zwischen Gondwana und Laurussia wird geschlossen. Die letzte tektonische Einengung erfolgte zwischen NW-SE und N-S. Blattverschiebungen erlangten eine herausragende Bedeutung. Es bildete sich die erste „Elbezone“. Nach KRONER & ROMER 2010.

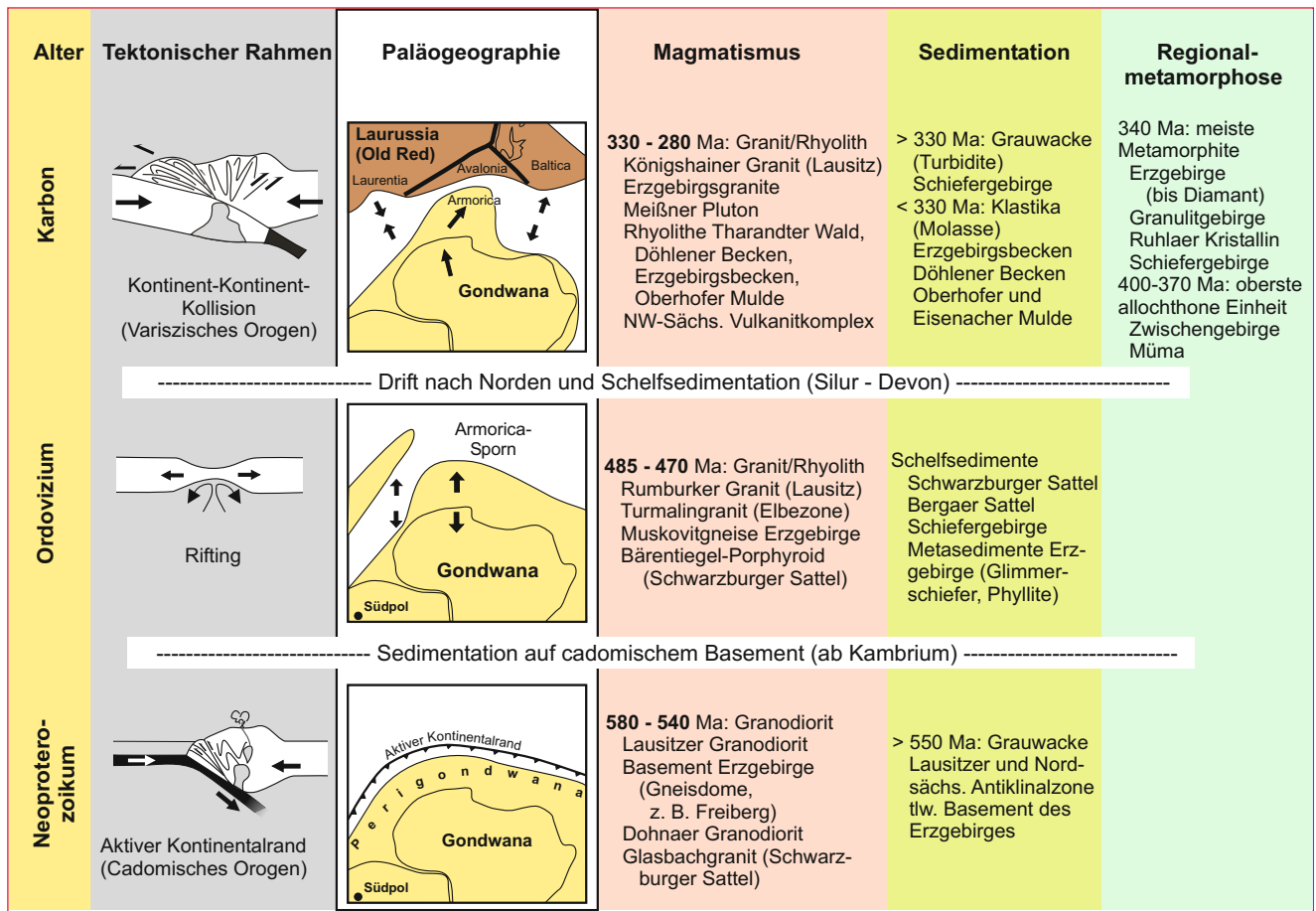


Abb. 4.91 Die Geschichte des Saxothuringikums in einer Übersicht. Zum Magmatismus, zur Sedimentation und zur Metamorphose sind wichtige Beispiele aus dem Erzgebirge und dem sächsisch-thüringischen Grundgebirge aufgeführt. (Ma = Millionen Jahre)

dete sich die so genannte *Wrench-and-Thrust-Zone* aus. Im Bereich von autochthoner Domäne und *Wrench-and-Thrust-Zone* entstand durch Absenkung im Unterkarbon das Saxothuringische Becken. Zum orogenen Höhepunkt hin entwickelte sich die Sedimentation generell von distalen zu proximalen Turbiditen. Zum Zeitpunkt der stärksten Exhumierung und Stapelung nehmen die Sedimentationsraten zu und das Becken wurde aufgefüllt („Buschteich-Kick“ bei 340 Millionen Jahre).

Im Zeitraum zwischen 340 und 330 Millionen Jahren kühlen die metamorphen Gesteine der allochthonen Zone ab. Die ersten Granite intrudierten und der Erzgebirgsverband war fast fertig. Nachdem Gondwana erfolgreich den letzten möglichen Kompressionsraum, den Armorica-Bereich, zusammengeschoben hatte, fand der letzte variszische Schubser statt – Gondwana meets Laurentia (D3). In einer letzten kompressiven Etappe kam es noch einmal zu einer NNW-SSE-Einengung mit Falten und Überschiebungen in Thüringen und im Vogtland (Abb. 4.90). Das durch Krustenverdickung und Magmenversiegelung konsolidierte Erzgebirge, besonders das cadomisch dominierte östliche, wurde von diesen Ereignissen größtenteils verschont. Allerdings kam es womöglich in diesem Stadium zum NW-gerichteten Abgleiten des obersten und ältesten Allochthons: die Münchberger und Frankenberger Gneise rutschten auf die Sedimente des saxothuringischen Beckens.

Die finale „Platzangst“ führt letztlich zu den *Strain* ausgleichenden Blattverschiebungszonen. Sie sind NW-SE orientiert und realisieren, dem Spannungsfeld entsprechend, einen Versatz im Uhrzeigersinn (dextral). Wie ein, zwei Züge am ungarischen Zauberwürfel das Gesamtbild völlig verändern können, so wird das Kartenbild des variszischen Gebirges noch einmal umgebaut. Markantestes Element im Saxothuringikum ist die Elbezone, an der sich cadomische Vergangenheit und die extremsten Teile der variszischen Geschichte die Hand reichen.

Die tektonometamorphe Geschichte des Erzgebirges ist, wie wir gesehen haben eine Geschichte des gesamten Saxothuringikums. Zur besseren Übersicht und Vergleichsmöglichkeit des Erzgebirges mit benachbarten Grundgebirgs-Einheiten wird sie in Abbildung 4.91 zusammengefasst dargestellt.

„Null Problemo“?

Keineswegs! Im Verlauf des Gangs durch die metamorphe Entwicklung des Erzgebirges und deren Erforschungsgeschichte haben sich auch schon die Lücken im Wissen, ja sogar die Perspektiven für neue Facetten eines künftigen „Modernen Modells“ aufgetan. Wichtige Probleme, die es aus heutiger Sicht noch zu

lösen gilt und die auch kommenden Forschergenerationen noch genug Herausforderung bieten, sind:

- Die Lückenhaftigkeit der nicht kartierbaren Befunde, Teil 1. In groben Zügen mag die Eduktfrage im Erzgebirge geklärt sein, aber nicht im Detail. Beispielgebend ist die Rotgneis/Graugneis-Diskussion von TICHOMIROVA 2003. Sind alle Grauen cadomisch und alle Roten ordovizisch? *Corpus delicti* ist die Reitzenhainer Rotgneis-Struktur, für die die Datendecke für eine endgültige Entscheidung noch zu dünn ist. Es existieren widersprüchliche Alter.
- Die Lückenhaftigkeit der nicht kartierbaren Befunde, Teil 2. Sind alle metamorphen Einheiten entdeckt? Wurden alle p-T-Raffinessen aufgespürt? Welche Überraschungen lauern noch? Auch hierzu ein Beispiel: RÖTZLER & PLESSEN 2010 fanden im Bereich des erzgebirgischen Zschopautals Gneise, die gar nicht in den Schalenbau der Annaberger Kuppel passen. Ihre p-T-Pfade gehören vielmehr zur obersten allochthonen Einheit, also zum Frankenberg-Zwischengebirgs-gneis. Sind sie im Zuge der D3-Deformation und finalen Überschiebung dorthin gekommen?
- Der vermeintliche Zwiebel-Schalenbau. Die Lithostratigraphie hat ihn uns scheinbar belegt. Schon heute ist klar, dass man nicht auf einer exakt gleichen Schale einmal um das Erzgebirge laufen kann. Der Glimmerschiefer im Westerzgebirge ist ein anderer als bei Langenstriegis und in der Elbezone fehlt er völlig. Kennen wir nur nicht die Einzelheiten oder ist unsere komplette Vorstellung vom Bau immer noch falsch? Statt Zwiebel eher Schalotte oder geschlossene Rosenblüte?
- Der gravierende Unterschied von Ost- und Westerzgebirge. Im Osterzgebirge dominiert der cadomische Altbestand, während im Westerzgebirge die paläozoischen Sedimente überwiegen. Liegen hier doch zwei grundlegend unterschiedliche Krustenblöcke vor? Dann stirbt auch die Zwiebelvorstellung und das Problem der Flöhazone wäre nicht geklärt.
- Die Natur der Dome. Was zunächst wie allgemeine Aufwölbungen des cadomischen Fundaments aussieht, könnte sich als sehr inhomogene Bildung entpuppen. Das Problem steht im Zusammenhang mit der Ost/West- und der Rotgneis-Problematik. Liegt im Osterzgebirge isostatisch aufgewölbt cadomisches Grundgebirge, im Reitzenhainer Dom eine Scherlinse von ordovizischem Rotgneis und im Annaberger Dom eine überfaltete Falte vor?
- Der Aufstieg der UHP-Gesteine oder die Rosinen-Problematik. UHP-Metamorphose wurde bislang nur von isolierten Lokalitäten beschrieben. Kann man die Ergebnisse für Eklogite, Ultrabasite und diamantführende Gneise auf ihre Nebengesteine verallgemeinern? Zwar waren die HP-Decken des Erzgebirges alle ziemlich tief (Unterkruste und tiefer), aber UHP schien sich auf die Rosinen zu beschränken. Inzwischen konnten Diamanten aber auch in Granuliten, also den muskovitgneisähnlichen Gesteinen, des Egergrabens nachgewiesen werden (KOTKOVÁ et al. 2011) – Einzelvorkommen oder „Rosinen“ auf kanalartigen Aufstiegsbahnen?

Teil III

Gesteine des Übergangsstockwerks

5 Variszische Plutone

5.1 Überblick über das Übergangstockwerk

Nach den Metamorphiten bilden die variszischen Magmatite den größten Anteil am Erzgebirge. Zählt man die großen Granite von Eibenstock und Kirchberg vollständig zum Erzgebirge, dann kommt der überwiegende Teil auf das Konto von Graniten. Schon seit alters her ist bekannt, dass sie jünger sind als die Metamorphite. Die Granitplutone sind regellos, das heißt sie sind nicht mehr deformiert worden und sie durchschlagen den metamorphen Bau aus Gneisen und Schiefnern. Neben diesen im Erdinneren erstarrten Intrusionskörpern existieren vulkanische Gesteine und deren Förderspalten. Beide Bildungen gehören ursächlich zusammen, wobei die Vulkanite etwas jünger (Oberkarbon/Rotliegendes) sind als die Plutonite (überwiegend Oberkarbon). Im Detail bestehen wie immer Übergänge, sowohl zeitlich als auch im Bildungsniveau. Einige Granite intrudierten sehr flach und von manchem Vulkanit sind heute nur noch die tieferen, subvulkanischen Faziesteile erhalten geblieben.

Dem Granit in der Tiefe entspricht chemisch und mineralogisch der Rhyolith an der Erdoberfläche. Dort wo das granitisch/rhyolithische Magma ausfloss oder explosiv verteilt wurde, gelangte es manchmal in die Sedimentablagerungen jener Zeit. Das sind vor allem klastische Sedimente als Abtragungsschutt des variszischen Gebirges, die Gesteine der so genannten Molasse (Diskussion des Begriffes im Kapitel 4.5, Kasten 4.13). Solche Molassebecken sind die Erzgebirgssenke und die Döhleener Senke am Rande des Erzgebirges sowie die Becken von Schönfeld, Olbernhau und Brandov (CZ), die dem Erzgebirgskristallin aufliegen (Kapitel 7).

Alle diese Bildungen – Granite, Rhyolithe und Molassesedimente – sind Folge der variszischen Kollision. Diese ist zur Zeit ihrer Bildung zwar im Wesentlichen abgeschlossen, aber der neue Zyklus von Krustenentwicklung, beginnend mit einer neuen Meeresüberflutung, hat noch nicht begonnen. Man spricht gern von einem Übergangstockwerk, das dem Grundgebirge (von Gebirgsbildung betroffen) und dem Deckgebirge (ohne Faltung und Metamorphose) zeitlich zwischengeschaltet ist. Variszische Plutonite, Vulkanite und Sedimente (Molasse) verdienen eine gemeinsame Betrachtung, da sie ursächlich zusammengehören und Überlappungsbereiche aufweisen. Sie

werden hier jeweils in eigenen Kapiteln, sortiert von „unten“ nach „oben“, vorgestellt (Abb. 5.1).

5.2 Granit und Gebirgsbildung

Die variszische Kollision der Kontinente Laurussia und Gondwana führte zur Krustenverdickung und Aufschmelzung. Wie in jeder kontinentalen Orogenese kam es dabei auch im Variszikum zur Bildung von Graniten. Die größten Vorkommen liegen im Bereich des Moldanubikums (Abb. 5.2). Der Zentralböhmisches und der Südböhmische Pluton erreichen Größenordnungen (je über 100 km lang und bis zu 50 km breit), die die großen Granite des Erzgebirges klein erscheinen lassen. Im Saxothuringikum (Zonengliederung in Kapitel 3) sind die Granite vor allem auf den Südostteil, die Fichtelgebirgs-Erzgebirgszone, konzentriert. Ihr Auftreten kennzeichnet die mächtigsten Krustenbereiche des variszischen Orogens. Dementsprechend selten sind die Granite im Rhenoharzium, wo Brocken- und Rambergpluton des Harzes die Ausnahme bilden.

In der Geochemie der Granite spiegelt sich wider was aufgeschmolzen wurde – sedimentäres oder magmatisches Ausgangsmaterial. Geochemiker können demnach I-Typ-Granite (vom englischen „igneous“ für magmatisch) und S-Typ-Granite („sedimentary“) voneinander unterscheiden. Kriterien sind unter einigen anderen die Gehalte an Aluminium, Alkalien und Erdalkalien. Für I-Typen ist eine Alkali-/Erdalkali-Vormacht (peraluminisch) und für S-Typen eine Aluminium-Vormacht (peralkalisch) charakteristisch. Chemisch exakt sieht das nach CHAPPELL & WHITE 1974, 2001 so aus:

Al_2O_3 [mol-%]/Na₂O+K₂O+CaO [mol-%] < 1,1 → peralkalisch

Al_2O_3 [mol-%]/Na₂O+K₂O+CaO [mol-%] > 1,1 → peraluminisch.

Die allochthone Domäne des Saxothuringikums – und damit das Erzgebirge – gingen aus der Stapelung altpaläozoischer Sedimentpakete auf cadomischer Kruste (Grauwacken und aus ihnen durch Aufschmelzung entstandene Granodiorite) hervor. Damit ist es nicht verwunderlich, dass die Geochemie der Vorgängergesteine auch auf die variszischen Granite übergang

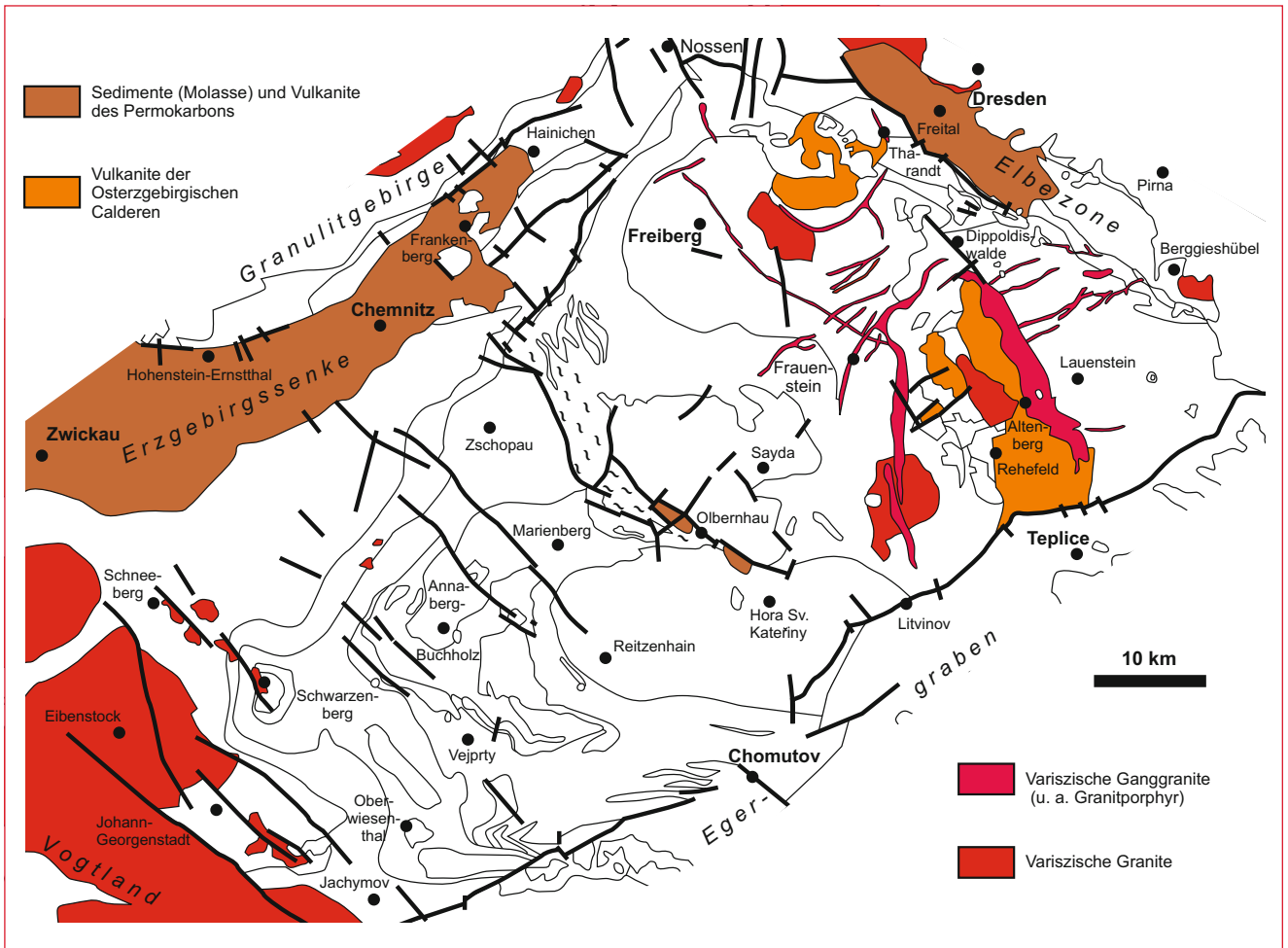


Abb. 5.1 Die Verbreitung der Gesteine des Übergangsstockwerkes in der Erzgebirgsregion. Dazu gehören die variszischen Granite, die Rhyolithe und die Molassesenken.

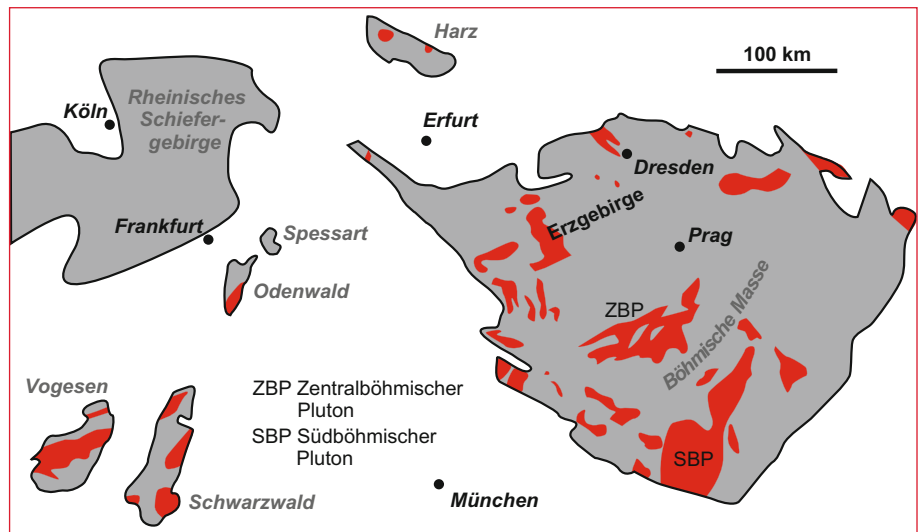


Abb. 5.2 Verbreitung von Graniten im heutigen Kartenbild des variszischen Gebirges. Vor allem nach TIMMERMANN 2008.

(FÖRSTER & ROMER 2010) und ihr überwiegender Teil eine S-Typ-Signatur aufweist (PÄLCHEN & WALTER eds, 2008).

Neben der im Erzgebirge naheliegenden Anatexis von kontinentaler Kruste werden aber auch zusätzliche Mantelquellen diskutiert (DAHM 1985), denn auch durch Differenzierung eines solchen basischen Materials können Granite generiert werden. Zumindest ist eine Kontamination reiner kontinentaler Kruste mit Mantelanteilen denkbar. Solchen Vermutungen liegen geochemische Überlegungen zur Herkunft der Erz-Elemente zugrunde. Als Wärmequelle kommt neuerdings auch eine Wärmebeule an der Kern-Mantel-Grenze in Frage, die heute in Afrika liegt (Kasten 6.4). Bevor der geochemische Faden jedoch weiter gesponnen werden soll, gehen wir erst einmal der Frage nach, was einen Granit zum Granit macht.

5.3 Feldspat, Quarz und Glimmer ...

... das vergess' ich nimmer! Gilt diese Faustregel für die Zusammensetzung von Granit auch noch heute? Sie gilt! Hauptsache, das Gefüge ist regellos, mosaikartig und die Einzelkristalle sind gut zu erkennen. Am besten ist ein magmatisches Gestein heute

über das QAPF-Diagramm definiert, das zuerst von STRECKEISEN 1976 eingeführt wurde und in der heutigen internationalen Magmatit-Gliederung weiterlebt (LE MAITRE et al. 2004). Ausschlaggebend für die Einordnung ist der Anteil der Minerale Quarz, Alkalifeldspat, Plagioklas und Foid (Feldspatvertreter), vorausgesetzt dass diese Minerale mindestens 10 % am Gesamtvolumen des Gesteins ausmachen. Der Abbildung 5.3 ist zu entnehmen, dass der Granitbegriff vor allem an den Quarzgehalt gebunden ist (20–60 %) und darüber hinaus eine Vormacht von Kalifeldspat gegenüber Plagioklas vorliegt. Die erzgebirgischen Granite liegen tatsächlich fast alle im Granitfeld, wobei hier noch einmal zwischen Monzograniten und Syenograniten unterschieden werden kann.

Natürlich führen im Erzgebirge die Granite auch mafische (dunkle) Minerale. Sie spielen zwar für die Streckeiseineinordnung keine Rolle, sind dafür aber für die geochemischen Betrachtungen ausgesprochen wichtig, weil verräterisch. Der überall präsente Glimmer kann nämlich in verschiedenen „Versionen“ auftreten. So wie in den Metamorphiten neben Biotit vor allem Muskovit/Phengit wichtig ist, gesellt sich bei den Graniten des Erzgebirges ein anderer Hellglimmer zum Biotit, der Lithium-Glimmer (Kasten 5.1). Und Lithium ist ein Element, das häufig mit dem ökonomisch bedeutsamen Element Zinn vorkommt.

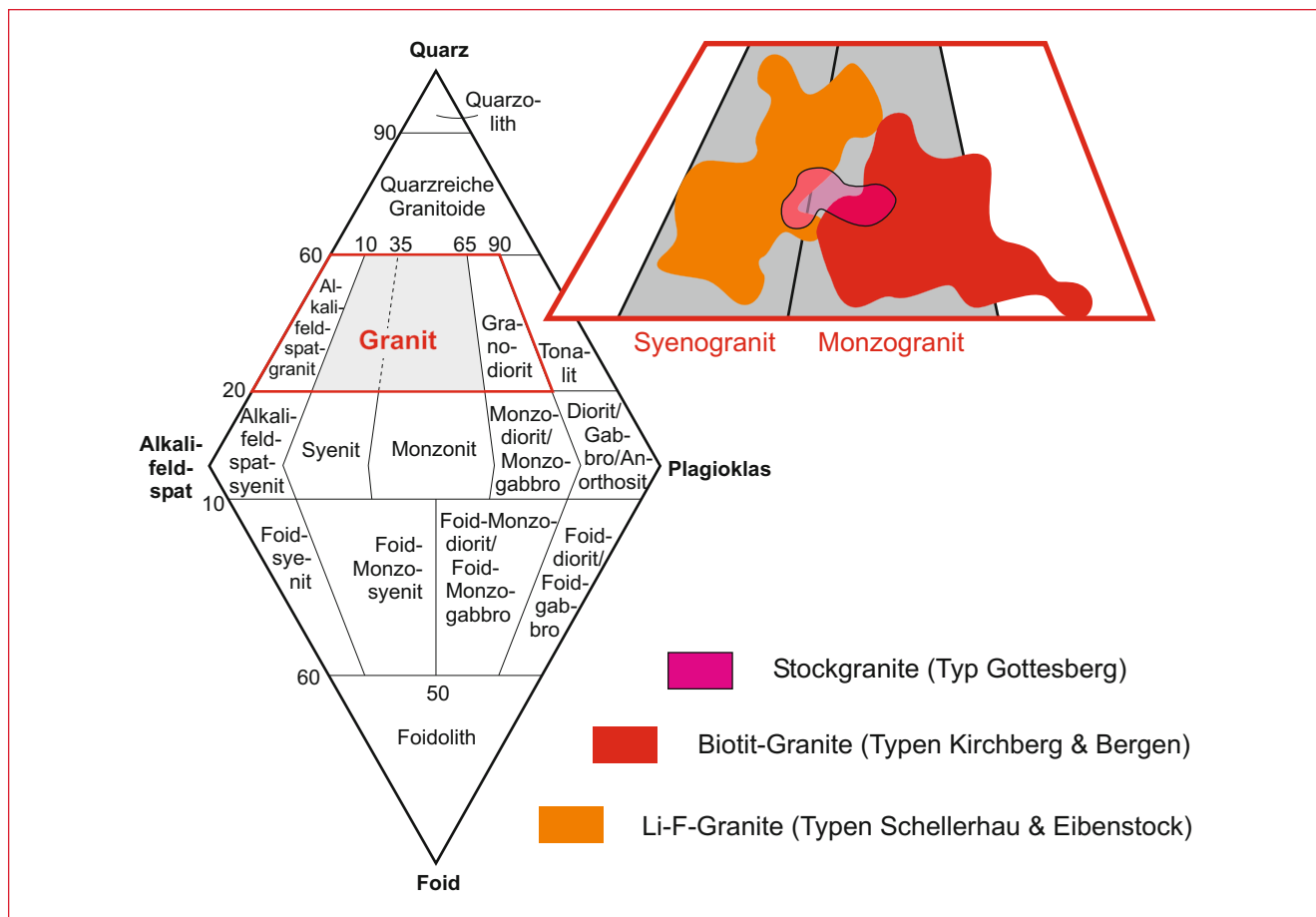


Abb. 5.3 Das QAPF-Diagramm für Plutonite ist nach seinem Erfinder als Streckeisen-Diagramm bekannt (links, nach LE MAITRE et al. 2004). Die Granite des Erzgebirges können unter geochemischem Aspekt in zwei Gruppen eingeteilt werden, die auch im Streckeisen-Diagramm mehr oder weniger genau in die zwei verschiedenen Granitfelder passen. Aus mineralogischer Sicht existieren im Erzgebirge also Syeno- und Monzogranite (nach PÄLCHEN & WALTER eds, 2008).

Kasten 5.1

Glimmer

Glimmer sind Schichtsilikate, die aus Tetraederschichten (Si, Al, ...)O₄ und Oktaederschichten (Mg, Fe, Al, ...) O₆ aufgebaut sind. Zu diesen Schichten des Aufbaus Tetraeder-Oktaeder-Tetraeder gesellen sich Kationen der ersten oder zweiten Hauptgruppe (vor allem Kalium) und Anionen (meist OH). Die T-O-T-Sandwichs sind untereinander nur sehr schwach verbunden, was die perfekte Spaltbarkeit der Glimmer erklärt.

Alle Glimmer können sich in Reihen mit bestimmten Endgliedern mischen. Einige Klassiker sind als Mischkristalle entlarvt und deshalb von der Liste der Internationalen Mineralogischen Vereinigung (IMA) gestrichen worden, so der Biotit und der Zinnwaldit:

- Biotit als Mischmineral von Annit $K Fe^{2+}_3 AlSi_3O_{10}(OH)_2$ und Phlogopit $K Mg^{2+}_3 AlSi_3O_{10}(OH)_2$

- Zinnwaldit als Mischmineral von Siderophyllit $K Fe^{2+}_2 Al_3 Si_2 O_{10}(OH)_2$ und Polyolithionit $K Li_2 Al Si_4 O_{10} F_2$.

Mit der Zudosierung von Lithium und Fluor entsteht aus dem Annit-ähnlichen Siderophyllit der im Erzgebirge wichtige und nach dem Ort im Erzgebirge benannte Zinnwaldit.

Als Protolithionit wird ein Lithium-reicher Annit oder Siderophyllit bezeichnet. Von manchen Bearbeitern wird er synonym mit dem Zinnwaldit verwendet, während ihn andere eigenständig betrachten. Von der IMA ist er nicht anerkannt.

- Der wichtigste Hellglimmer ist der Muskovit $KAl_2 AlSi_3 O_{10}(OH)_2$, von dem der Phengit eine Si-reiche (nicht IMA-anerkannte) Varietät darstellt.

5.4 Geochemie und die heutige Granitgliederung

Die Granite des Erzgebirges standen schon immer im Verdacht als Erzbringer fungiert zu haben. Zum Teil ist dieser Verdacht durchaus begründet (Abschnitt IV), denn manche Granite sind mit kostbaren Lagerstätten verknüpft. Andere hingegen erwiesen sich dem Bergmann als „taub“. Darauf aufbauend wurden die Granite des Erzgebirges in unspezialisierte, vermutlich ältere (Gebirgsgranite nach LAUBE 1876, OIC nach LANGE et al. 1972) und spezialisierte, vermutlich jüngere (Erzgebirgsgranite, YIC) unterteilt.

Diese Überlegung fußt unter anderem auf der Tatsache, dass Schmelzen und die sich aus ihnen bildenden Magmatite eine natürliche Entwicklung durchlaufen. Entsprechend der Schmelztemperatur kristallisieren die verschiedenen Mineralphasen nacheinander aus. Bevorzugt bilden Metalloxide (z. B. Magnetit) und Silikate mit Eisen und Magnesium (Amphibole, Biotit) die Erstkristallite von Schmelzen. Diese mafischen Minerale sind arm an SiO₂ und charakteristisch für basische Gesteine. Aus größeren Magmenkammern können sich demnach manchmal zuerst basische (SiO₂-arme) Gesteine bilden, während die Schmelze sich an SiO₂ anreichert und „saurer“ wird. Aus basischen Schmelzen kann zu guter letzt so immer noch ein kleiner Teil Granit gebildet werden. Als Trend ist dieser Vorgang in fast allen Plutonen zu beobachten, und mit dem Meißener Pluton gibt es in der unmittelbaren Nachbarschaft des Erzgebirges ein schönes Beispiel (Kasten 5.2). Im anhaltenden Kristallisationsprozess reichern sich nach und nach auch inkompatible Elemente an – Elemente, die keinen geeigneten Partner für die Bildung von Mineralen fanden. Neben fluiden Bestandteilen, wie Wasser oder Fluor, sind das häufig auch Lagerstätten bildende Elemente wie Zinn oder Wolfram. Die Evolution des Magmas führt dann zu einer Spezialisierung. Wenig spezialisierte Granite des Erzgebirges erbringen in der chemischen Analyse 67–77 % SiO₂ und Fluor-reiche Granite 72–77 % (PÄLCHEN & WALTER eds, 2008). Bedenkt man, dass ein Gestein mit

über 63 % SiO₂ als felsisch oder eben „sauer“ bezeichnet wird, dann kann man speziell die Zinngranite des Erzgebirges getrost „krachsauer“ nennen.

Wieder einmal sind es die Fortschritte in der Geochemie, die uns heute ein detailliertes Bild der Granite des Erzgebirges liefern. Mit den Arbeiten von FÖRSTER (u. a. FÖRSTER et al. 1998, 1999, FÖRSTER & ROMER 2010) liegt eine geochemische Gliederung vor, die auch das lagerstättenkundliche Potenzial der Granite besser abbildet. FÖRSTER und seine Koautoren fanden heraus, dass sich für eine Unterscheidung der Granite besonders der P₂O₅- und der Fluor-Gehalt eignen. Bei der Unterscheidung von S-, I- und A-Typ-Graniten hilft im Grunde schon ein P₂O₅/F-Diagramm (Abb. 5.5). A-Typen sind Granite mit einer Chemie, die nicht zwingend an eine Gebirgsbildung geknüpft ist (A steht für „anorogen“), etwa in Krustendehnungsregimes mit Mantelquelle (z. B. *Hot Spot* von Island).

Ausgehend von der P₂O₅-, F- und Glimmervormacht klassifiziert FÖRSTER die Granite des Erzgebirges in fünf Gruppen (Abb. 5.6).

Die Granitgruppen im Einzelnen:

- Biotit-Granite (Fluor-arm): Der wichtigste Glimmer, phlogopitischer Biotit (Kasten 5.1), ist Ausdruck der lagerstättenkundlichen Sterilität dieser Granitgruppe. Typuspluton ist Kirchberg, weitere Beispiele sind Niederbobritzsch und Aue (Abb. 5.7a).
- Zweiglimmer-Granite: Neben annitischem Biotit tritt Siderophyllit als Glimmer auf. Da Siderophyllit eben nur Siderophyllit ist und die potenzielle Lithium- und Fluor-Führung ausbleibt, gehört diese Granitgruppe gemeinsam mit den Fluor-armen Biotit-Graniten zu den unspezialisierten, „tauben“ Graniten des Erzgebirges. Zu den genannten Glimmern gesellt sich noch Muskovit und das Bor-Silikat Turmalin. Als Vorbild für alle seine Brüder (z. B. Schwarzenberg, Erla) wurde der Bergener Granit ausgesucht (Abb. 5.7b).
- Lithiumglimmer-Granite (Phosphor-reich): Je nach Entwicklung der Granite treten Siderophyllit, Protolithionit und Zinnwaldit auf. Dazu kommt sekundärer Muskovit. Die gruppenkritisch hohen Phosphorgehalte verbergen sich in

Kasten 5.2

Der Meißener Pluton

Der Meißener Pluton (=Meißener Massiv) ist in seiner Erstreckung auffällig an das Streichen der Elbezone gebunden (Abb. 5.4). Bei über 80 km NW-SE-Längserstreckung ist er an keiner Stelle breiter als 20 km. Man geht heute davon aus, dass seine Platznahme direkt an die spätvariszischen *Strike-Slip*-Bewegungen gebunden ist. Damit stellt dieser Magmatit ein Bindeglied zwischen den tektonischen Prozessen des Kapitels 4.6 (D3-Deformation) und dem Übergangsstockwerk dar.

Lehrbuchreif ist aber auch seine geochemische Entwicklung von intermediären zu sehr sauren Gesteinen. Die Entwicklung reicht von Dioriten über Monzonite und Granodiorite bis hin zu Graniten. THOMAS WENZEL, der sich intensiv mit dem Meißener Pluton beschäftigt hat (u. a. WENZEL 1999), nimmt an, dass sich aus einer Mantelquelle kontinentaler Lithosphäre

zunächst Diorite und später Monzonite entwickelten. Im Rahmen der dextralen Scherbewegungen in der Elbezone intrudierten diese Gesteine, was die häufig zu beobachtende Ausrichtung von Mineralen und die Anlage einer Paralleltexur belegen. Die Altersdatierung für die Monzonite zeigt, dass die D3-Tektonik zumindest in den großen Blattverschiebungszonen noch bis in den Zeitraum 330-326 Millionen Jahre aktiv war (WENZEL et al. 1997). Eine Kontamination der zuletzt monzonitischen Schmelze mit kontinentaler Kruste und andauernde Differenzierung führten zu weiterer „Versauerung“ und Bildung von Granodioriten und letztlich von Graniten, die im Extrem nur noch Quarz (30%) und Feldspat beinhalten (Riesensteingranit).

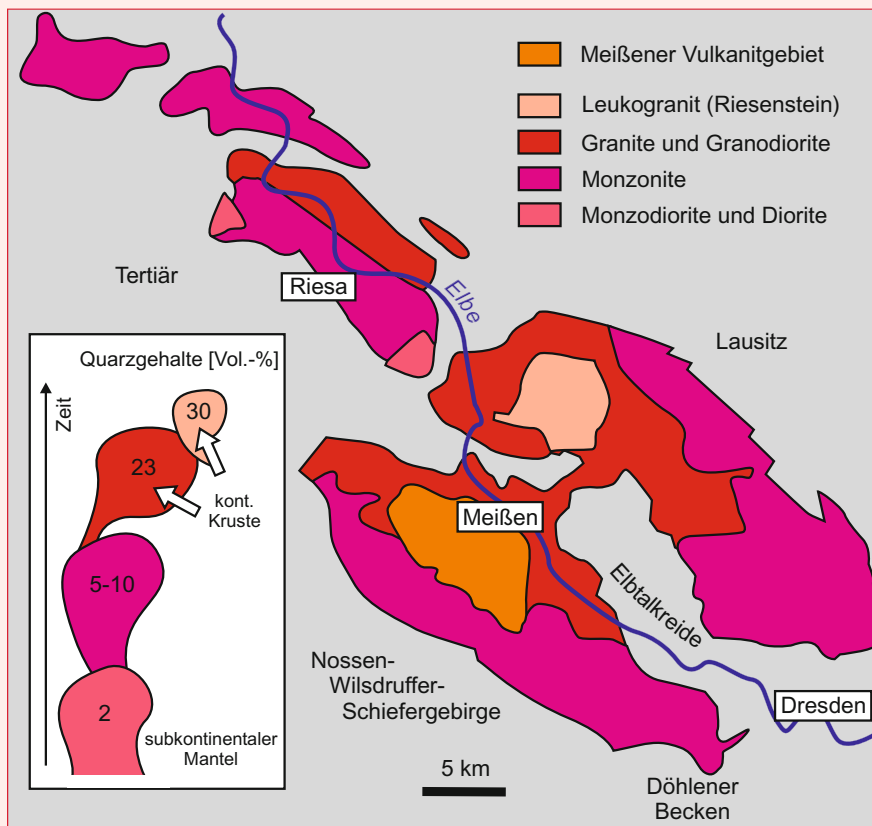


Abb. 5.4 Karte des Meißener Plutons. Die Quarzgehalte der einzelnen Schübe zeigt, dass die Magmenquelle differenzierte und zuletzt mit kontinentaler Kruste kontaminiert wurde. Nach WENZEL 1999.

den Feldspäten. Die Zinn-Wolfram-Mineraler Kassiterit, Wolframit und Scheelit im Granit belegen die Natur dieser Plutone als Erzbringer. Das P_2O_5/F -Verhältnis weist diese Gruppe als reine S-Typ-Granite aus. Flaggschiff der Lithiumglimmer-Granite ist der Eibenstocker Granit mit seinen Verwandten Greifensteine, Satzung und anderen (Abb. 5.7c).

- Lithiumglimmer-Granite (Phosphor-arm): Hier sind alle Glimmer Lithium-geladen, es treten Protolithionit und Zinnwaldit auf. Reichtum an Fluor (Lithiumglimmer, Topas, Fluorit) und Seltenen Erden belegt die Anwesenheit von Fluiden bei der Gesteinsbildung. Das Ergebnis sind spätmagmatische

Umwandlungen im Mineralbestand, die zur Greisenbildung (Teil IV) überleiten (Autometasomatose). Zu den sedimentären Quellen kommen im Gegensatz zu den Phosphor-reichen Äquivalenten bei diesem Typ wahrscheinlich magmatische Edukte (A-Typ). Granite dieser Gruppe gehören zu den wichtigsten und prominentesten Zinngraniten des Erzgebirges: Altenberg, Zinnwald oder Seiffen. Typusgestein ist der Granit von Schellerhau (Abb. 5.7d).

- Biotit-Granite (Fluor-reich): Siderophyllit aber kein Lithium. Typ Gottesberg mit den zwei weiteren Massiven Eichigt und Schönbrunn (Abb. 5.7e)

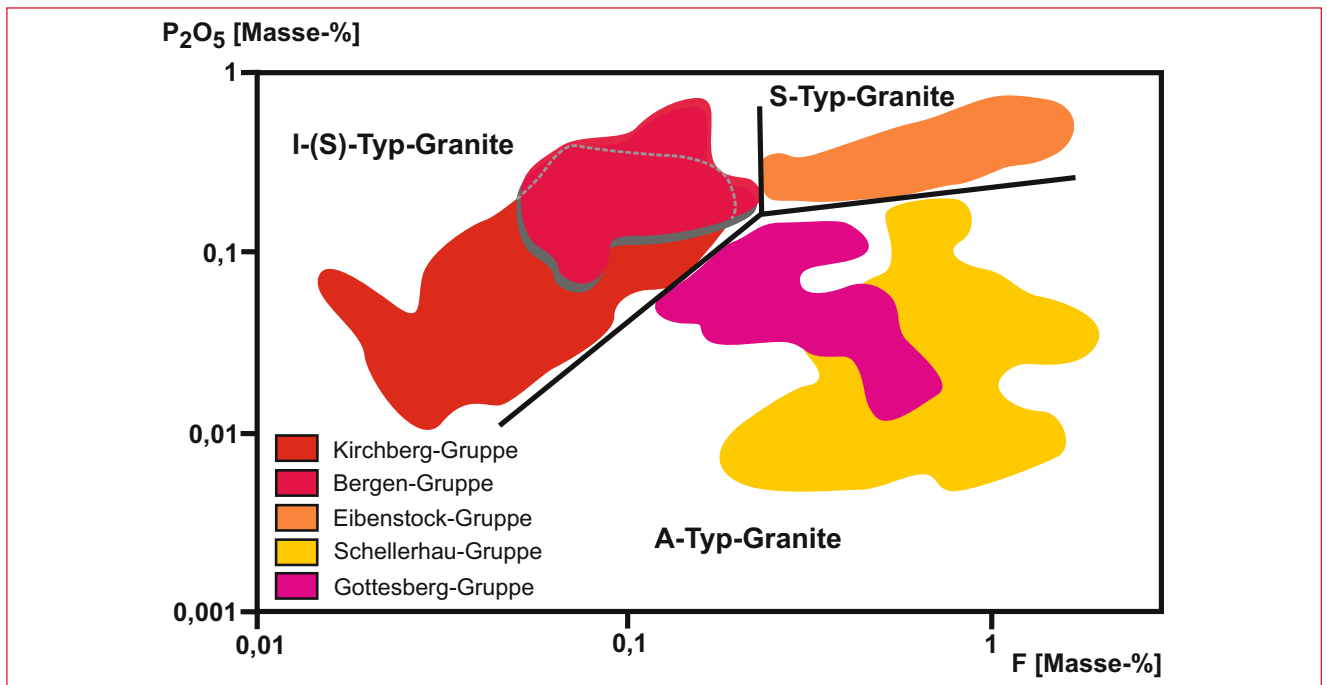


Abb. 5.5 Die fünf Gruppen von Erzgebirgsgraniten nach FÖRSTER in einem P₂O₅/F-Diagramm. Die Granite können so nicht nur in Schubladen von I-, S- und A-Chemie gepackt werden, sondern die gute Diskriminanz bildet neben anderen Indizien die Basis für ein Granit-Gliederungsschema im Erzgebirge (nach FÖRSTER et al. 1998).

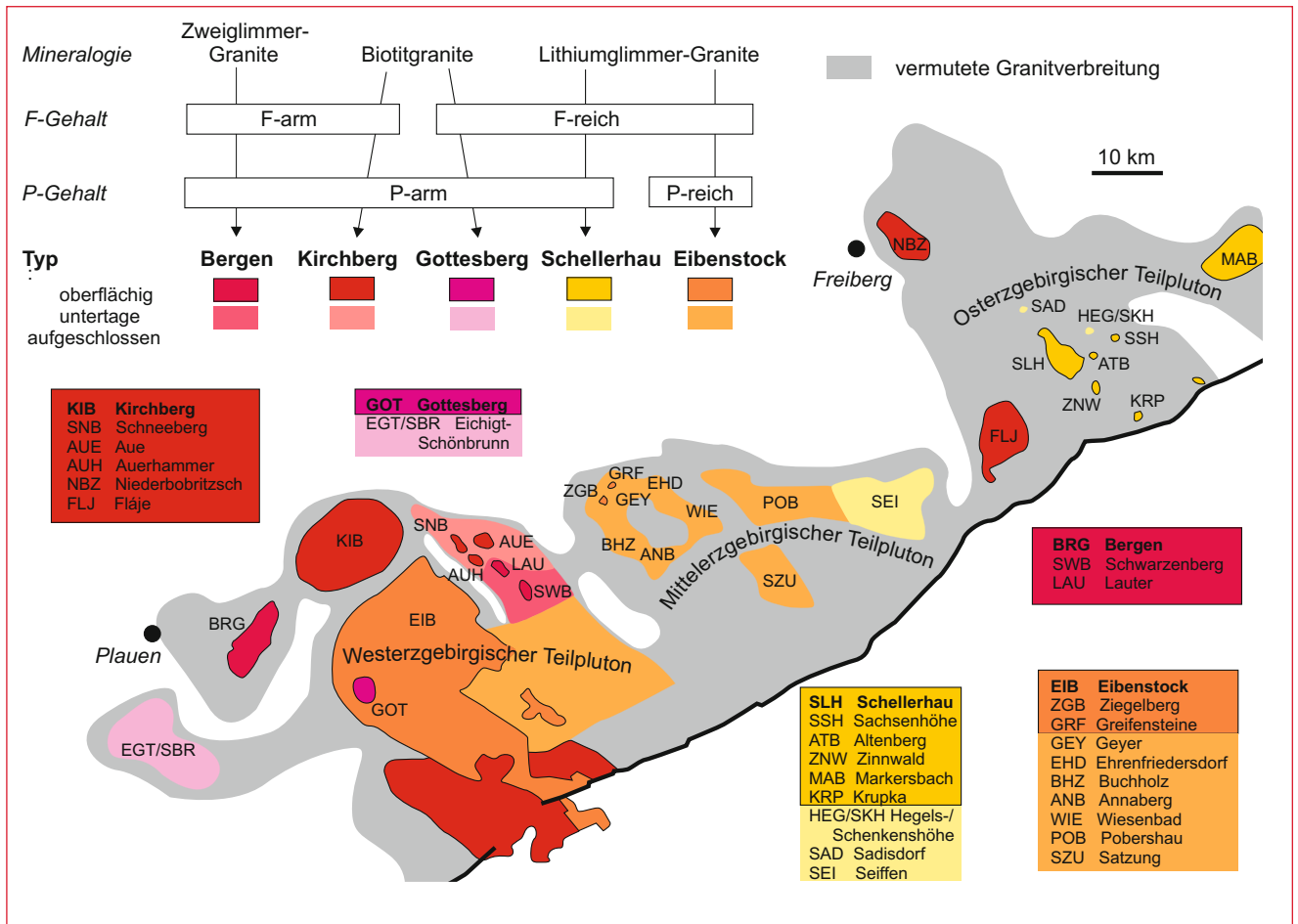


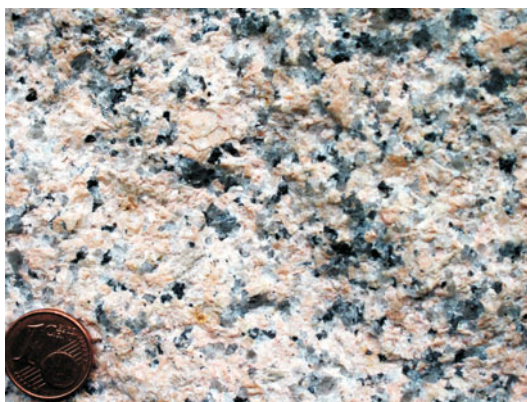
Abb. 5.6 Kartenskizze zu den Graniten des Erzgebirges. Ihre Benennung und Klassifizierung erfolgt nach FÖRSTER et al. 1998. F = Fluor, P = Phosphor



a) Biotitgranit (fluorarm): Kirchberg



b) Zweiglimmergranit: Bergen (angewittert)



c) Lithiumgranit (Phosphor-reich): Eibenstock



d) Lithiumgranit (Phosphor-arm): Schellerhau



e) Biotitgranit (fluorreich): Gottesberg

Abb. 5.7 Handstückfotos zu den fünf Granitgruppen des Erzgebirges nach FÖRSTER et al. 1998 (Abb. 5.6).

5.5 Das Alter der Granite

Sind nun die sterilen Granite tatsächlich älter als die lagerstättenkundlich interessanten? Nein.

Auch hier zeichnen neuere radiometrische Datierungen ein anderes Bild als die Rb/Sr- und K/Ar-Klassiker vergangener Tage. Analog zu den Metamorphiten wurden auch die Granite

des Erzgebirges modernen U/Pb- und Pb/Pb-Datierungen an Zirkonen und anderen Mineralen unterzogen (Methodik im Kasten 4.9).

Die meisten Granite intrudierten in der Zeit des Namurs, etwa im Zeitraum zwischen 327 und 318 Millionen Jahren (FÖRSTER & ROMER 2010, weitere Quellen dort). Auch das Alter der ersten Lamprophyrgeneration und der Redwitzite von Aberg-tamy gehört in diesen Zeitraum. Einzige Ausnahme scheinen

die Granite vom Typ Schellerhau zu sein, die erst während des Stefans, vor 305–295 Millionen Jahren erstarrten.

Die Datierungen zeigen nicht nur, dass die plutonischen Vorgänge des Spätvariszikums in einem sehr engen Zeitfenster abliefen, sondern sie runden auch das Bild der tektono-metamorphen Entwicklung ab.

- Zwischen dem Höhepunkt der Metamorphose (340 Millionen Jahre) und dem Durchbluten des Metamorphitverbandes mit Graniten liegen weniger als 20 Millionen Jahre.
- Die jüngsten Abkühlungsalter der Metamorphite (330 Millionen Jahre) fallen zeitlich mit den ältesten Granitintrusionen zusammen. Es ist zu vermuten, dass die Schmelzen teilweise die metamorphen Abkühlungsalter verjüngten.

5.6 Der große Pluton

Lange Zeit glaubte man, dass ein einheitlicher Granit relativ flach unter den Metamorphiten des Erzgebirges lagern müsste, der die Granitaufschlüsse der Oberfläche „unterirdisch“ verbindet (z. B. WATZNAUER 1954). Vor allem erfüllte dieser hypothetische Granit eine Funktion als Erzbringer, auch in jenen Gebieten, wo der Bergbau keinen direkten Zusammenhang zwischen Lagerstätte und Pluton nachweisen konnte. Gestützt wurde diese Annahme durch geophysikalische Messungen, speziell der Gravimetrie. Tatsächlich weist das Erzgebirge das markanteste Schwereminimum ganz Sachsens auf. Offensichtlich befinden sich hier im Untergrund relativ leichte Gesteine, wozu, im Vergleich zu vielen Schiefnern, der Granit gehört. Auch heute macht man granitische Gesteine für die gravimetrische Anomalie verantwortlich (PÄLCHEN ed, 2009). Die Isolinien der gravimetrischen Karte umreißen ja ganz deutlich die großen Plutone des Westerzgebirges (Abb. 5.8). Allerdings konnten der bis 800 m tiefe Bergbau von Freiberg und auch die bis 1800 m abgeteufte Bohrungen in dem Gebiet keinen Granit nachweisen. Eine unmittelbare magmatische Metallquelle für die Lagerstätte fällt also aus (BAUMANN et al. 2000).

Wie die Abbildung 5.6 zeigt, geht man heute eher von drei Teilplutonen aus, welche sehr flach lagern und die heutigen Granitanschnitte verbinden. Sie lassen sich gut mit bestimmten erzgebirgischen Erzdistrikten in Zusammenhang bringen:

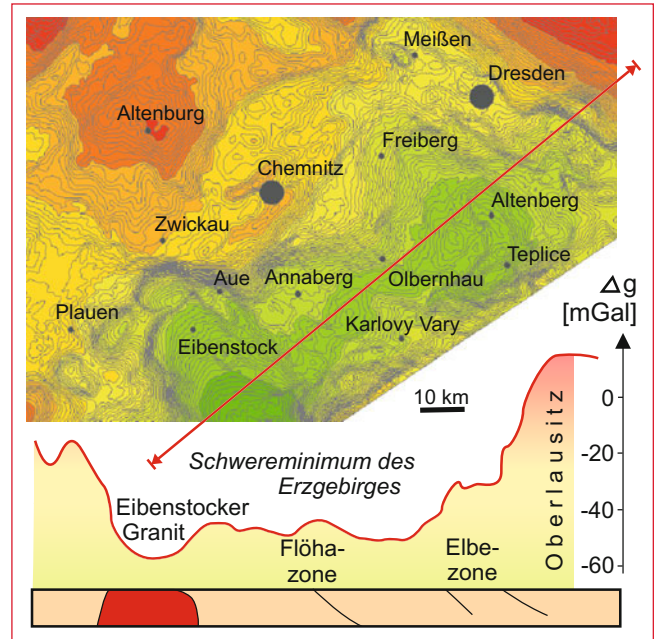


Abb. 5.8 In der gravimetrischen Karte Südsachsens und dem zugehörigen Profil ist deutlich das Schwereminimum des Erzgebirges zu erkennen (grün). Wichtigster Kandidat für eine Ursache sind die relativ leichten Granite. Da geophysikalische Messungen dem so genannten Äquivalenzprinzip unterliegen, kann jedoch nicht gesagt werden, ob die Anomalie sehr flach oder doch tiefer liegt (dafür müsste der Körper aber größer und/oder intensiver in seiner Wirkung sein). Einige magmatische Strukturen, wie Eibenstocker und Kirchberger Granit, die Altenberg-Teplice-Magmatite, aber auch der Meißener Vulkanitkomplex sind in der gravimetrischen Karte sehr gut zu erkennen. Die Bereiche der größten Anomalie (dunkelgrün) sind mit den grau gekennzeichneten Gebieten der Teilplutone in Abbildung 5.6 nahezu identisch. Nach BEHR et al. 1994.

- westerzgebirgischer Teilpluton (z. B. Uran),
- mittlerzgebirgischer Teilpluton (Zinn) sowie
- (ober)ost erzgebirgischer Teilpluton (Zinn).

Über diese Teilplutone hinaus scheint es jedoch keine oberflächennahen Intrusionen zu geben.

6 Die osterzgebirgischen Calderen

6.1 Spätorogener Vulkanismus

Die Stapelung der leicht schmelzbaren kontinentalen Kruste und die Erhöhung des geothermischen Gradienten führen zur Bildung SiO_2 -reicher Magmen. Dort, wo das Magma die Erdoberfläche erreicht, kommt es zum Vulkanismus. Dafür sind vor allem zwei Vorgänge verantwortlich:

- Magmenaufstieg (verantwortlich: der Dichteunterschied von Schmelze und Nebengestein),
- Druckentlastung durch Entfernung des überlagernden Gebirges (verantwortlich: Erosion und Krustendehnung, Abb. 4.33 unten).

Demnach ist Vulkanismus ein zwangsläufiges Ergebnis kontinentaler Kollision, der mit zeitlichem Versatz zur Kollision der Platten und zur Intrusion der Granitmagmen stattfindet. Weil dieser spätorogene Vulkanismus seine Förderprodukte häufig in die gleichzeitig aktiven Sedimentationsräume der Abtragungsprodukte des Gebirges entlässt, können die entstehenden Gesteine eindeutig ins Übergangsstockwerk zwischen Grundgebirge und Deckgebirge gestellt werden.

Die vulkanischen Bildungen spiegeln die Chemie der granitischen Äquivalente in der Tiefe wider. Nach der Streckeisensystematik (Abb. 5.3) werden solche Gesteine Rhyolithe genannt, die sich vom Granit durch ihr typisches vulkanisches Gefüge unterscheiden. Während ein plutonisches Gestein in seiner Hauptkristallisationsphase gleichmäßig auskristallisiert und sich ein mosaikartiges Gefüge ausbildet, ist das vulkanische Gestein inhomogener aufgebaut. Erste Kristallite in der Schmelze bilden gut sichtbare Einsprenglinge in einer dichten (feinkörnigen bis amorphen) Matrix, die bei der raschen Abkühlung der Restschmelze erstarrt. Dieses Gefüge wird porphyrisch genannt, weshalb die Bezeichnung Porphyry speziell für saure Vulkanite keine gute Wahl ist. „Sauer“ bedeutet bei der Beschreibung magmatischer Gesteine, dass sie SiO_2 -reich sind. Die Kieselsäure macht die Schmelze zäh. Da saure Magmen das Ergebnis der Aufschmelzung kontinentaler Kruste und damit auch wasser- und karbonatreicher Sedimentgesteine sind, sind diese Magmen auch reich an Gasen (H_2O , CO_2). Daraus folgt, dass die dazugehörigen Vulkane hoch explosiv und im Vergleich zu ihren eher harmlosen basischen Verwandten, wie z. B. auf Hawaii, gefährlich sind (Abb. 6.1). Viele Förderprodukte – auch die der Vulkane im Erzgebirge – sind deshalb keine Laven, son-



Abb. 6.1 Ähnlich wie am Unzen (Kyushu, Japan) bildeten sich auch beim Ausbruch der sächsischen Vulkanite des Permokarbons die verheerenden pyroklastischen Ströme (Foto: © ITARU TAKAHARA).

Kasten 6.1

Vulkanische Förderprodukte

Obwohl die Chemie immer dieselbe ist, können die rhyolithischen Vulkanite sehr unterschiedlich aussehen. Die Nomenklatur vulkanischer Förderprodukte ist komplex. Im Folgenden sollen nur die wichtigsten Begriffe, ohne die es auch im Erzgebirge nicht geht, vorgestellt werden (nach SCHMINCKE 2006):

- Lava: ausgeflossenes Magma (porphyrisches Gefüge, Abb. 6.2 oben rechts),
- Tephra: unverfestigtes vom Schlot wegtransportiertes Material, Eigenschaften von klastischen Sedimenten (nach Korngröße: Asche, Lapilli, Bomben),
- Tuff: verfestigte Tephra (z. B. Aschetuff, Abb. 6.2 unten rechts),
- Schmelztuff: Partikel so heiß, dass sie verschmelzen,
- Pyroklastit: vulkanische klastische Gesteine allgemein,
- *Base Surge*: Partikeltransport in dampfreichen grundnahen Wolken einer Eruption,

- Ignimbrit: Ergebnis des Kollapses einer Eruptionswolke, Gemisch aus Glaspartikeln, Asche, Kristallen und Gesteinsbruchstücken, in manchen Ländern (so häufig auch in Deutschland) auf zusammengeschmolzene Ablagerungen bezogen, oft ist das Glas rekristallisiert (Abb. 6.2 oben links).

Viele Vulkanbauten des Erzgebirges jener Zeit sind bereits erodiert und wir finden nur noch ihre Förderspalten. Das Gefüge dieser Gangmagmatite weist Merkmale der plutonischen (Mosaik) und der vulkanischen Äquivalente (porphyrisch) auf, was sich in der im Erzgebirge häufig verwendeten Bezeichnung „Granitporphyr“ widerspiegelt (Abb. 6.2 unten links). Die Abbildung 6.2 fasst die verschiedenen spätorogenen vulkanischen Bildungen zusammen und liefert Handstückbeispiele aus dem Erzgebirge.

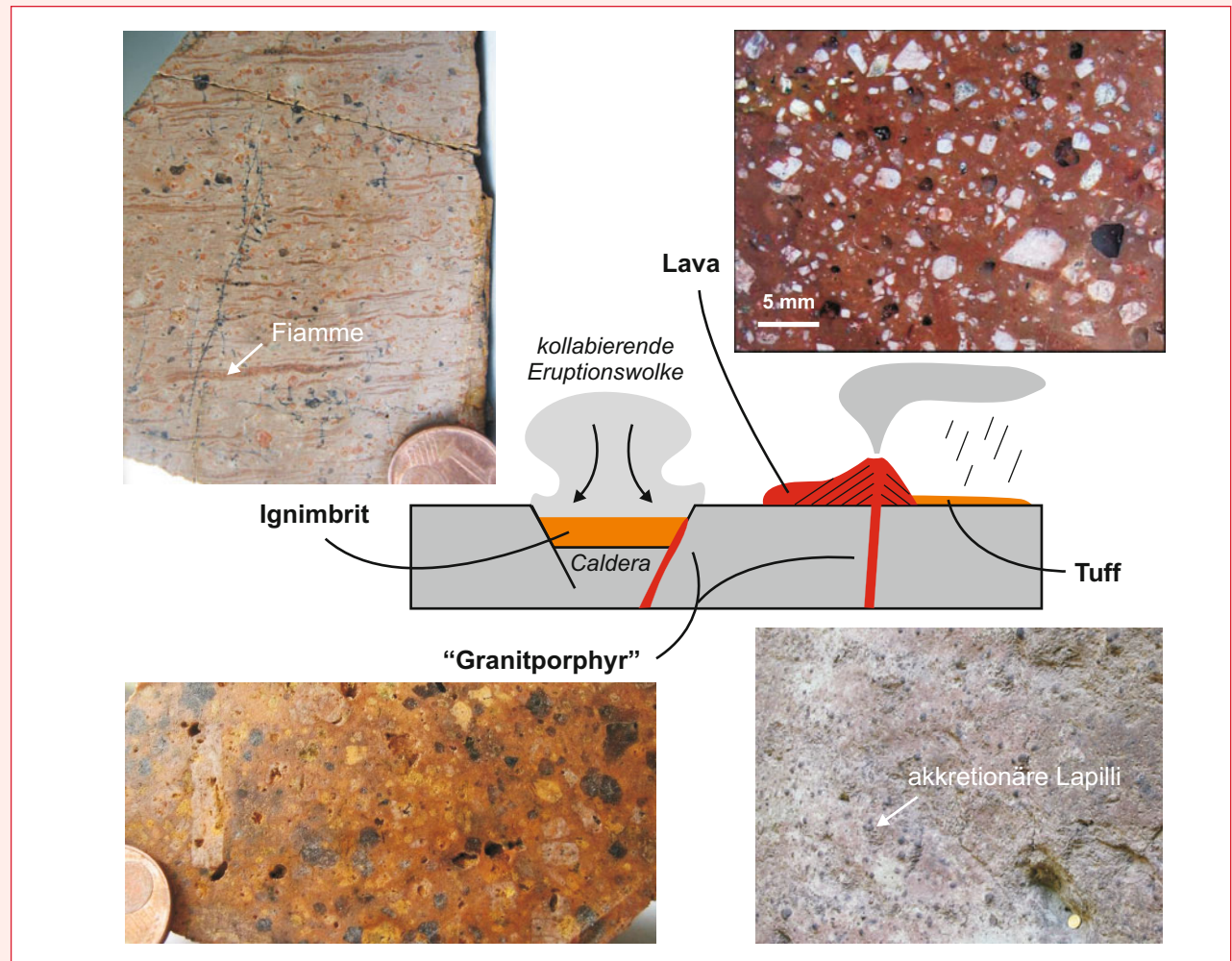


Abb. 6.2 Die Formen des spätorogenen Vulkanismus und erzgebirgische Beispiele. Es ist ersichtlich, dass nicht alle Vulkanite Laven sind. Ein großer Teil von ihnen erfuhr auch im Erzgebirgsumfeld einen Transport durch die Luft, ob als Tuff oder Ergebnis einer pyroklastischen Eruption. Manchmal sind in solchen Ignimbriten noch die ehemaligen Bimssteinfetzen als so genannte Fiamme zu erkennen. Die Granitporphyre des Osterzgebirges sind dagegen Ganggesteine, fanden also keinen Weg zur Erdoberfläche.

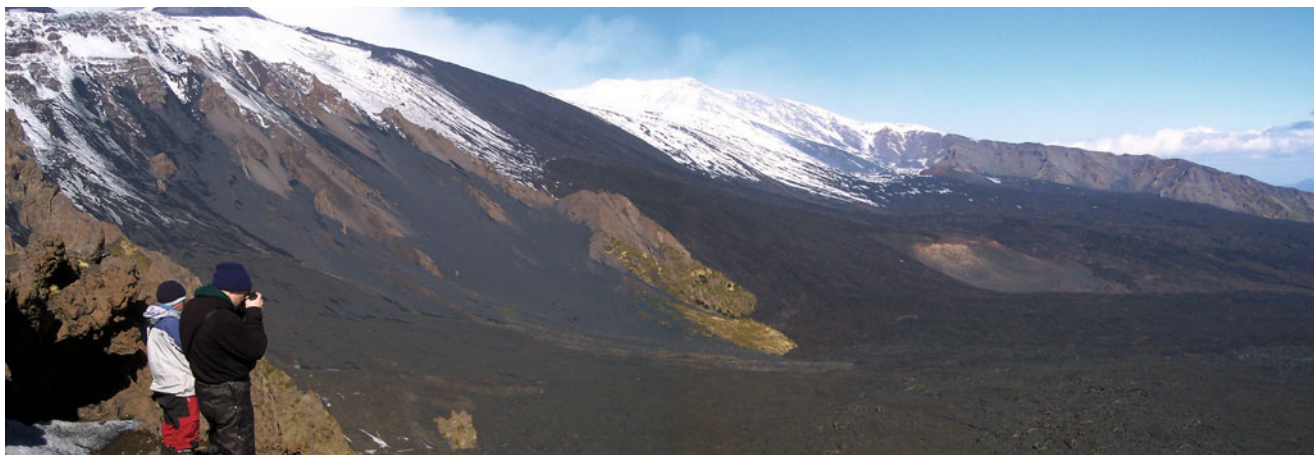


Abb. 6.3 Die Valle-del-Bove-Caldera des Ätna auf Sizilien hat einen Durchmesser von nur vier Kilometern. Die Calderen von Tharandt und Altenberg brachten es im Originalzustand auf weit über 10 km Durchmesser. Foto: THOMAS SUHR.

dem vom Gasdruck „zerspratztes“, durch die Luft gewirbeltes und schließlich sedimentiertes Material (Kasten 6.1).

Typisch für saure Magmen ist, dass sie in sehr flache Krustenniveaus intrudieren und auch die Vulkanite aus einer oberflächennahen Magmenkammer gespeist werden. Wird diese Kammer vulkanisch entleert, dann führt der Volumenverlust früher

oder später unweigerlich zum Einsturz. An der Erdoberfläche bildet sich ein Kessel, der nach der ursprünglich spanischen Bezeichnung „Caldera“ benannt wird (Kasten 6.2). Auch das Erzgebirge kennt solche Bildungen, obwohl die spektakuläre Morphologie der Calderen leider der Erosion anheimfiel (Abb. 6.3).

Kasten 6.2

Calderen

Eine Caldera ist ein „von Abschiebungen begrenzter, eingesunkener Bereich in einem Vulkankomplex, der im Zuge einer großen Eruption entstehen kann“ (MARTIN et al. eds, 2000). Calderen können bis 20 km Durchmesser erreichen, in Ausnahmefällen sogar 60 km (SCHMINKE 2006). Das an der Oberfläche gebildete Becken wird häufig synchron von geförderten Vulkaniten gefüllt.

Eine moderne Gliederung der Calderen erfolgt nach dem Mechanismus ihres Einsturzes, der gleichmäßig über den gesamten Bereich (Kolbentyp), asymmetrisch (Falltürtyp) oder in einzelnen Blöcken (*Piecemeal*-Typ) erfolgen kann (Abb. 6.4).

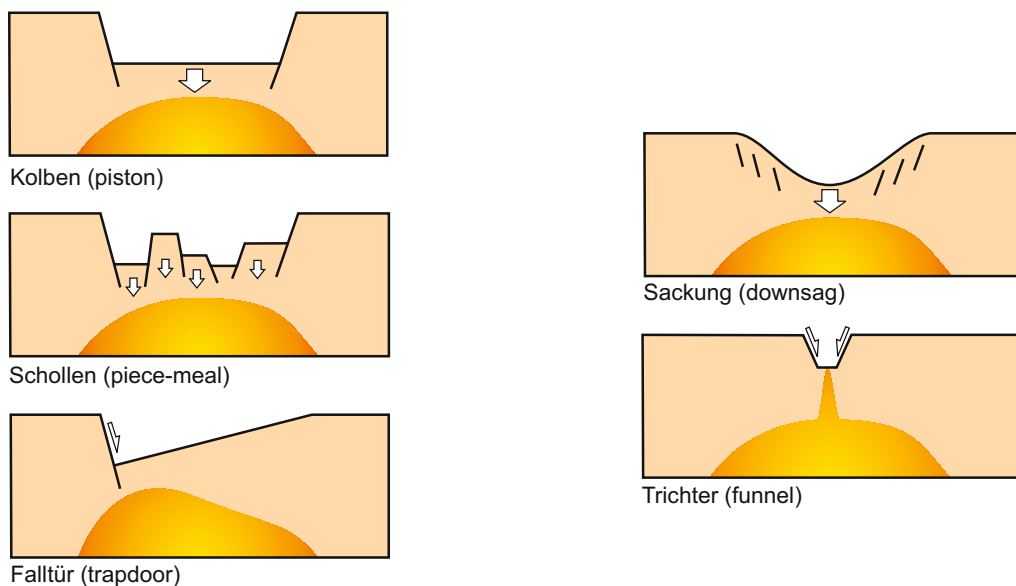


Abb. 6.4 Absenkungsmechanismen von Calderen. Nach SCHMINKE 2006.

6.2 Regionaler Überblick

Dort, wo die Gebirgsbildungsprozesse am intensivsten sind, ist auch der stärkste Magmatismus zu erwarten. Dementsprechend reich ist das Saxothuringikum an spätvariszischen Vulkaniten. Die größte Eruptiveinheit der Region ist der Nordwestsächsische Vulkanitkomplex mit geschätzten 200 km³ Förderprodukten. Aber auch das Erzgebirge und seine unmittelbare Umgebung sind reich an vulkanischen Bildungen. Besonders das Osterzgebirge besticht durch eine Vielzahl verschiedener eruptiver Gesteine des Permokarbons. Auf einer Linie von Meißen über den Tharandter Wald nach Altenberg tobte sich der spätörogene Magmatismus am stärksten aus (Abb. 6.5). Dabei bildeten sich zwei große Calderen, die neben der magmatischen Geschichte auch Informationen zum metamorphen Aufbau des Erzgebirges liefern. Das Besondere der Caldera von Altenberg-Teplice ist nämlich, dass das eingestürzte Dach der Magmenkammer in Teilen erhalten geblieben ist. Durch diesen glücklichen Umstand sind innerhalb des Erzgebirges Metamorphite konserviert, die sonst nur in der Umrandung des Kristallins oder in flacheren Krustenanschnitten des Westerzgebirges anzutreffen sind.

Neben diesen großen Eruptionszentren fällt im Kartenbild des Osterzgebirges eine Reihe von Ganggesteinen auf, die in ihrer Mehrzahl dem Streichen des Erzgebirges folgen. Die mehr

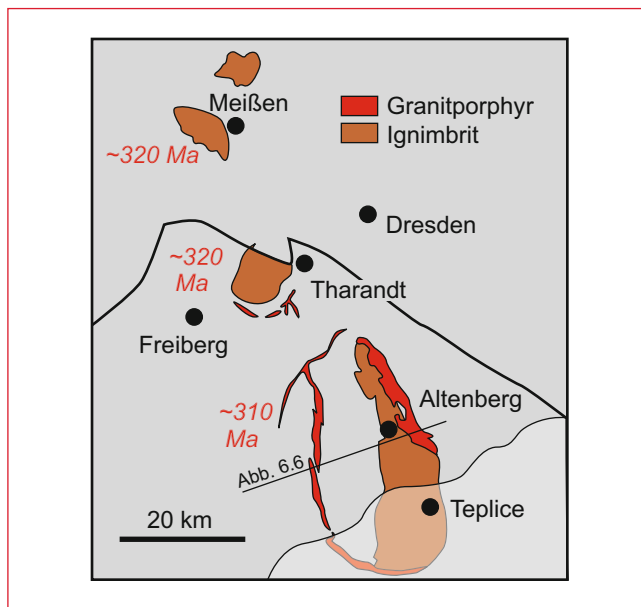


Abb. 6.5 Karte der vulkanischen Bildungen auf der Linie Meißen-Altenberg und ihre radiometrischen Alter. Am markantesten sind die beiden großen Calderen im Osterzgebirge: Tharandt und Altenberg-Teplice, deren südlicher Teil unter mesozoisch-känozoischer Bedeckung liegt. Der geologische Schnitt der Abbildung 6.6 verläuft entlang der hier abgebildeten Schnittspur. Nach PÄLCHEN & WALTER eds, 2008, MLČOCH & KONOPÁSEK 2010 und STANEK et al. in prep b. HOFFMANN et al. 2012 ermittelten für hangende Teile des Meißener Vulkanitkomplexes ein Alter von ~303 Millionen Jahren. Sie interpretieren die bisher gefundenen Zirkone mit höheren Altern als ererbtes Material des Meißener Plutons.

als 350 Gänge werden hier zum Gangschwarm von Sayda-Berggießhübel zusammengefasst. Haben sie etwas mit den Calderen zu tun?

Spätvariszische Vulkanite gibt es auch in den durch Sedimente dominierten Molassebecken der Döhlener Senke und der Erzgebirgssenke. Letztere wartet sogar mit einer kleineren Caldera bei Chemnitz auf.

6.3 Der vulkano-plutonische Komplex des Osterzgebirges

Als Ergebnis jüngerer petrologischer Untersuchungen an den variszischen Magmatiten des Osterzgebirges können jetzt die verschiedenen ehemaligen Magmen in Beziehung gesetzt werden (MÜLLER et al. 2005). Da sich die Rhyolithe wie ein Ei dem anderen gleichen, konzentrierten sich die Bearbeiter auf die Einsprenglinge in diesen Gesteinen. Die Quarze und Feldspäte weisen nämlich Zonierungen auf, die von unterschiedlichen Wachstums-, aber auch Anlösungsepochen im Magma stammen und so ihre individuelle Geschichte erzählen. Gestützt werden die Ergebnisse, wie inzwischen gewohnt, durch Geochemie. Hier werden die Ergebnisse der Arbeitsgruppen um MÜLLER, BREITER und SELTMANN, die vorerst in der Publikation MÜLLER et al. 2005 gipfelten, zusammengefasst.

Es ist schon auffällig, dass im Umfeld der großen Calderen – Tharandt und Altenberg-Teplice – auch ältere Granite auftreten. Namentlich sind dies die **Granite von Niederbobritzsch und Fläje**. Aber der direkte Zusammenhang von vulkanischen und plutonischen Gesteinen ist hier nicht gegeben. Beispielsweise konnte auch keine Verbindung der Rhyolithe von Meißen zum Meißener Pluton nachgewiesen werden. Man geht davon aus, dass sie an eine jüngere Störungszone gebunden sind, der auch die zwei Calderen des Osterzgebirges (Tharandt und Altenberg-Teplice) angehören (PÄLCHEN & WALTER eds, 2008). Und so werden die beiden Granite einer separaten Magmenkammer zugeordnet. Nach moderner Granitnomenklatur des Erzgebirges handelt es sich um die lagerstättenkundlich uninteressante Gruppe der Biotitgranite (Abb. 5.5, 5.6). Sie erstarrten vor etwa 320 Millionen Jahren als die saxothuringische Kruste noch stark verdickt war (~60 km) in einer Tiefe von etwa 10 km. Hierbei handelt es sich jedoch nur um die letzte Intrusionstiefe. Eine Vorkristallisation erfolgte, wie bei den meisten der osterzgebirgischen Magmatite, in einem tieferen Reservoir von ca. 20 km Tiefe. Hier soll auch der Löwenanteil der Quarzeinsprenglinge der rhyolithischen Gesteine gebildet worden sein (Abb. 6.6).

Aus einer anderen, aber ebenfalls etwa 10 km tief gelegenen Kammer, die womöglich aus einem noch tieferen Reservoir (25 km) gespeist wurde, wurden im Westphal B/C (~310 Millionen Jahre) zunächst der **Rhyolith** und dann der **Rhyodacit von Schönfeld** gefördert. Da gilt: je höher der SiO₂-Gehalt des Magmatits (saurer), desto weiter die Differenzierung des Magmas, folgt, dass die differenzierteren vor den undifferenzierteren erstarrten. Der Grund liegt in der Stratifizierung der Magmenkammer, wo die mafischeren Anteile im unteren Teil zurück

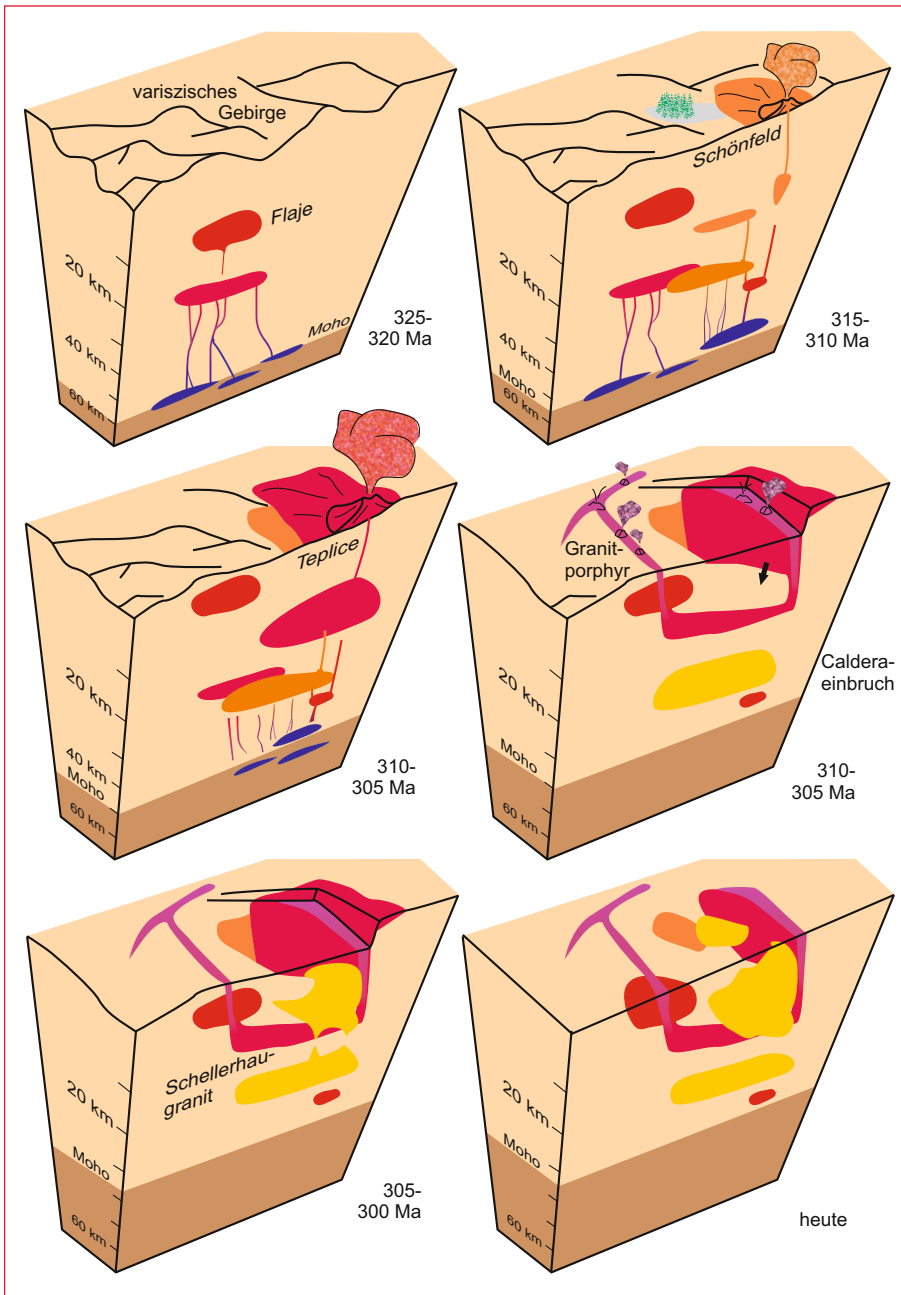


Abb. 6.6 Die Geochemie der Vulkanite, Granite und Ganggesteine im Osterzgebirge veranlassten MÜLLER et al. 2005 ein sehr ausgefeiltes Modell für die Magmenentwicklung der Region zu entwickeln. Zu beachten ist, dass die Magmenkammern nicht nur aktiv aufsteigen, sondern dass im Zuge der post-kollisionalen Krustendehnung auch die Krusten-Mantel-Grenze (Moho) steigt und sich mit ihr die Magmen passiv zur Erdoberfläche bewegen.

bleiben und die leichteren und differenzierten Magmenteile oben auf schwimmen. Die letzten sind wieder mal die ersten.

Die wichtigste vulkanische Bildung des oberen Osterzgebirges ist der **Teplice-Rhyolith**, der im sächsisch-böhmischen Grenzgebiet eine eindrucksvolle Platte von 50 km² und maximal 800 m Mächtigkeit bildet. Allein auf sächsischer Seite sollen 120 km³ Rhyolith ausgespuckt worden sein (PÄLCHEN & WALTER eds, 2008). Der Teplice-Rhyolith ist noch weiter entwickelt als die Schönfeld-Vulkanite, allerdings unterscheiden die Fachleute drei Förderphasen, die in sich wieder eine Entwicklung von stärker differenzierten zu weniger stark differenzierten zeigen. Der markante Wechsel in der Chemie von Schönfeld- zu Teplice-Vulkaniten wird mit einem Umschwung im tektonischen Regime interpretiert. Mit dem Abklingen der kompressi-

ven variszischen Deformation (D3 nach KRONER 2007) setzen sich zunehmend Dehnungsbewegungen durch, die ein Aufsteigen von Magmen aus Unter- und Mittelkruste erlauben. Man darf nicht vergessen, dass nicht allein die Magmen selbst aufsteigen, sondern dass die Kruste im Zuge der Dehnung selbst auch dünner wird. Allein dadurch geraten die Magmen schon passiv in flachere Niveaus, was sich durch Druckentlastung bemerkbar macht. Die veränderten p-T-Bedingungen wiederum ändern auch das Kristallisationsverhalten. Obendrein führen Tiefenbrüche zum Aufstieg undifferenzierter Magmen aus dem näherkommenden Grenzbereich Kruste/Mantel (Abb. 6.6), was in Magmenmischung resultiert.

Der Ausfluss der enormen Mengen des Teplicer Rhyoliths, die sich zuvor in relativ geringer Tiefe von etwa 6 bis 10 km



Abb. 6.7 Die Burg von Frauenstein steht auf Granitporphyr, der etwa den Rand der Altenberg-Teplicer Caldera umreisst und aus ausgepresstem Bodensatz der kollabierten Magmenkammer besteht.

befanden, führte zu einem Volumenverlust in der Tiefe. Dieser ließ die Kruste auf großer Fläche synchron zur Extrusion kollabieren. Radiometrische Datierungen und fossilführende Sedimente, die den Schönfelder und Teplitzer Vulkaniten eingelagert sind, lassen eine Einstufung von Teplice-Eruption und Caldera-Einbruch ins obere Westphal zu (HOFFMANN et al. 2012: ~309 Millionen Jahre). Im Tharandter Wald sprechen neuere Datierungen jedoch für eine viel ältere zeitliche Einordnung der Hauptförderung von Rhyolith und Bildung der Caldera, nämlich ~320 Millionen Jahre (STANEK et al. in prep b).

Beim finalen asymmetrischen Einbruch der Caldera von Altenberg-Teplice (*Trapdoor*, Kasten 6.2) wird das Restmagma des Reservoirs ausgequetscht, das in Form der großen **Granitporphyrgänge** von Frauenstein, Fláje und Altenberg-Bärenstein erstarrt (Abb. 6.7). Gleiche Quarzpopulationen sind der Beleg für eine identische Magmenkammer von Teplice-Rhyolith und Granitporphyren. Was die letzteren allerdings von den Rhyolithen unterscheidet, sind die charakteristischen großen Feldspatkristalle. Obwohl die Struktur der Gesteine einerseits mikrogranitisch ist, geben die bis mehrere Zentimeter großen Einsprenglinge andererseits einen porphyrischen Eindruck ab (Abb. 19.5). Das führte zum etwas widersprüchlichen Begriff des „Granitporphyrs“, der heute eigentlich besser durch „porphyrischer Mikrogranit“ zu ersetzen ist. Wie kommt es aber zu diesem rapakiviartigen Riesenfeldspat-Gefüge? MÜLLER und Kollegen vermuten, dass hier gewissermaßen der Bodensatz der Teplicer Magmenkammer ausgequetscht wurde, der zuvor jedoch von basischeren Magmen kontaminiert wurde. Diese „Verunreinigung“ ist wahrscheinlich der Grund dafür, dass die großen Kalifeldspäte von Plagioklas gesäumt werden (Kasten 6.3).

Am deutlichsten ist der Zusammenhang von Caldera und Granitporphyr-Intrusionen im Kartenbild des Tharandter Wal-

des zu beobachten, wo um die Rhyolithe ein konzentrischer Ring von porphyrischem Mikrogranit verläuft (Abb. 18.1).

Letztlich intrudierten vor etwa 300 Millionen Jahren die hoch differenzierten und Zinn führenden **Lithiumglimmer-Granite** in einem sehr flachen, subvulkanischen Niveau. Dazu gehören die Zinngranite von Schellerhau, Zinnwald und Altenberg. Sie haben mit dem Teplicer Rhyolith und den Granitporphyren eine frühe Einsprenglingsgeneration von Quarzen gemeinsam. Das belegt die Abstammung von einem gemeinsamen frühen Reservoir, das sich später ganz offensichtlich separierte.

Und was ist mit den **rhyolithischen Gangschwärmen**? Datierungen und geologische Verbandsverhältnisse weisen drei zeitlich getrennte Bildungsstadien aus (PÄLCHEN & WALTER eds, 2008):

- kurz vor oder mit dem Teplicer Rhyolith (wichtigstes Stadium, Großteil der NE-SW-Gänge des Sayda-Berggießhübeler Schwarms, Freiburger Rhyolithgang),
- nach dem Caldera-Einbruch und vor den Lithiumglimmer-Graniten (Hegelshöhe, Schenkenshöhe),
- nach den Lithiumglimmer-Graniten (geringerer Teil des Gangschwarms von Sayda-Berggießhübel, Sadisdorf).

Die Sayda-Berggießhübeler Gänge wurden in der Gegend von Burkersdorf, nördlich Frauenstein, von WINTER et al. 2008 eingehender untersucht. Sie fanden heraus, dass in den Spalten sowohl flüssige Lava erstarrte als auch Pyroklastika niederregneten, die aufgrund ihrer Hitze zu Schmelztuffen verbacken wurden (Abb. 6.9). Das belegt, dass zumindest für einen Teil der Gänge kein so großer Erosionsbetrag angenommen werden muss und sie somit keine Förderspalten abgetragener großer Vulkanbauten darstellen. Womöglich handelt es sich um Spalteneruptionen, Ventile der aufsteigenden Kammer des Altenberg-

Kasten 6.3

Feldspäte und deren Zonierung

Feldspat ist das wichtigste Mineral der Erdkruste (60 %) und hat die allgemeine Formel $X(Al, Si)_4O_8$. X steht für die Kationen K, Na und Ca, deren Mischung am besten in einem Dreieck dargestellt werden kann (Feldspatdreieck in Abb. 6.8). Die Größe der Mischungslücke ist im wesentlichen temperaturabhängig, aber sie teilt das Dreieck grob betrachtet in einen Kalifeldspat- (Orthoklas, Sanidin, Adular) und einen Plagioklasteil (Mischreihe aus Albit und Anorthit).

Bei der Auskristallisation einer Magmenkammer kommt es im Allgemeinen zu einer Ausscheidung der Minerale entsprechend ihrem Schmelzpunkt: mafische und SiO_2 -arme Minerale beginnen, am Ende steht der

Quarz. Gleichzeitig reichern sich tendenziell die Alkalien an. Durch das „Ausdem-Verkehr-ziehen“ einzelner Minerale ändert sich ständig die Chemie des Magmas. Das spiegelt sich auch innerhalb der Feldspatrie wieder (Abb. 6.8). Der normale Trend der Feldspäte in der Magmendifferenzierung verläuft vom Anorthit über Albit hin zum Kalifeldspat. Den umgekehrten Fall, dass Plagioklas einen Kern von Kalifeldspat ummantelt kann man invers nennen. Dafür braucht es besondere geologische Umstände, die meist in der Zufuhr frischen basischen und undifferenzierten Materials gesehen werden. Aber auch isothermale Druckentlastung der Magmenkammer kann Grund für Plagioklassäume sein.

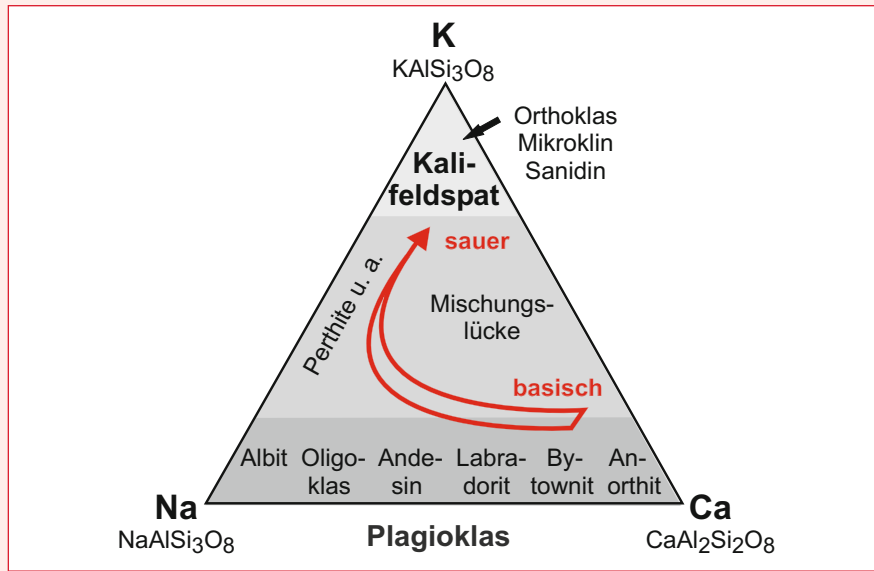


Abb. 6.8 Das Feldspatdreieck und die Tendenz der Feldspatausscheidung.

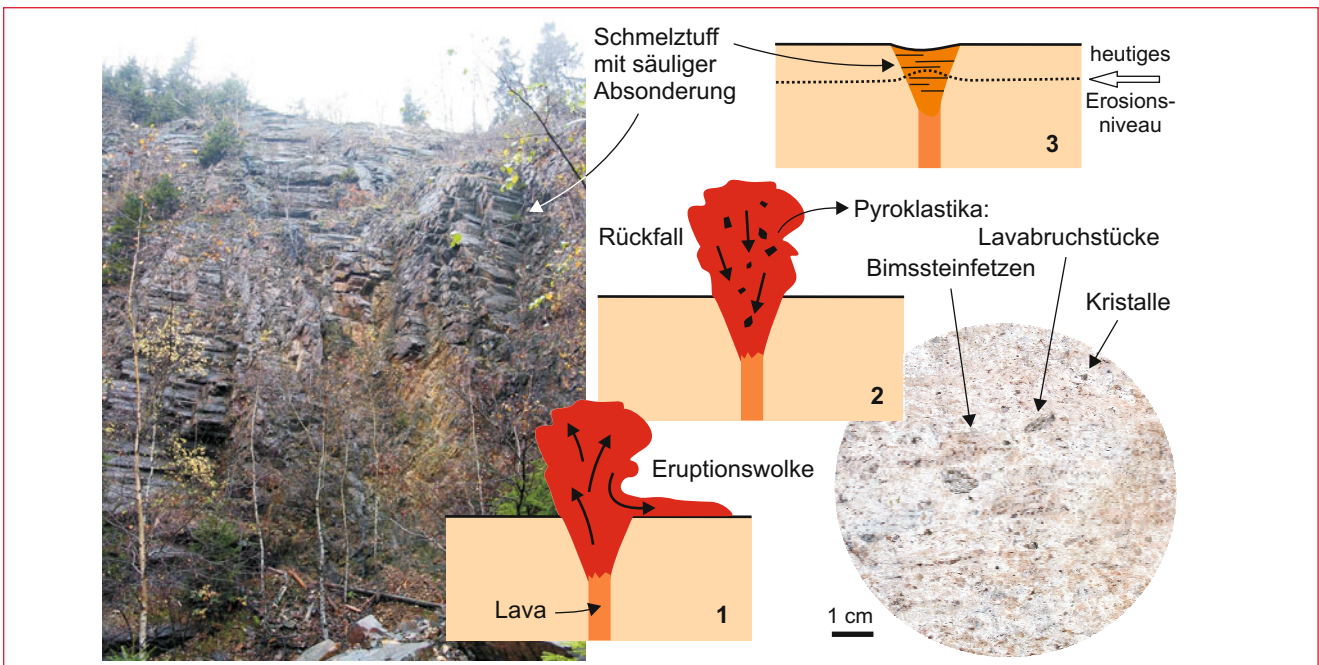


Abb. 6.9 Ehemaliger Steinbruch am Turmberg mit den horizontalen Säulen. Die Entwicklung dieser vulkanischen Bildungen im Sayda-Berggießhübeler Gangschwarm wird daneben skizziert (nach WINTER et al. 2008).

Teplice-Magmas. Die Anlage der dominanten NE-SW-Richtung wird dabei durch das herrschende Krustendehnungsregime und womöglich durch Blattverschiebungen der nahen Elbezone bestimmt.

Noch ein Wort zur wiederholten Magmenmischung nach MÜLLER et al. 2005. Leider fehlt von den für die Magmenmi-

xung notwendigen basischen Magmatiten fast jede Spur. Fast, denn es existiert eine Anzahl von **Lamprophyrgängen**, deren Platznahme nach PÄLCHEN & WALTER (eds, 2008) mit den Rhyolithgängen der zweiten und dritten Generation zusammenfallen (vor und nach Lithiumglimmer-Graniten). So ein bimodaler Vulkanismus, bei dem sowohl saures als auch basisches Material

Kasten 6.4

Skagerrak-Centered Large Igneous Province (SCLIP) und Large Low Shear Velocity Provinces (LLSVP)

Wir verbinden den sauren Vulkanismus des Perm für gewöhnlich mit der variszischen Gebirgsbildung. Der Zusammenhang ist im Saxothuringikum so offenkundig, dass hier kein Zweifel besteht. Unter känozoisch-mesozoischer Bedeckung finden sich in Norddeutschland aber noch viel mächtigere Permschichten (Bohrung Mirow: 3km!), die in ihrem Alter mit Vorkommen in der Nordsee und im Skagerrak korrelieren. Ist das allein mit entsprechender Krustenverdickung zu erklären?

Ergebnisse der seismischen Tomographie der Erde zeigen, dass es im Inneren unseres Planeten, nämlich im unteren Mantel unter Afrika und unter dem Pazifik zwei große Wärmebeulen gibt (GRAND et al. 1997, Abb. 6.10). Solche heißen Bereiche erkennt man anhand sich abschwächender S-Wellen (= Scherwellen), weshalb man von *Large Low Shear Velocity Provinces* (LLSVP) spricht. Das Erstaunliche ist, dass diese Anomalien über die Erdgeschichte hinweg scheinbar ortsunveränderlich sind. Wissenschaftler haben die Lokalitäten großer Vulkanitkomplexe (Deccan-Trap/Indien, Karoo-Basalte/Südafrika, Kerguelenplateau usw.) zur Zeit ihrer Bildung in eine

heutige Karte eingezeichnet. Sie erkannten, dass alle diese Vorkommen am Rand der LLSVP entstanden, und zwar dort, wo das Gefälle in der Differenz der Scherwellengeschwindigkeit am größten ist (Literatur in TORSVIK et al. 2008). Der Clou: auch das Vulkangebiet Nordsee-Norddeutschland-Skagerrak lag vor etwa 300 Millionen Jahren am Rand der LLSVP! TORSVIK et al. 2008 nennen diese magmatische Großregion *Skagerrak-Centered Large Igneous Province* (SCLIP). Leider gibt es für die genannten Wortungetüme noch keine deutsche Entsprechung und wir bleiben besser bei LLSVP und SCLIP. Das Maximum der Erstarrung der SCLIP-Gesteine liegt bei 297 Millionen Jahren und passt nicht nur hervorragend auf den Britischen Inseln, im Oslo-graben und in Norddeutschland, sondern auch im Halleschen Porphyry und mit kleinen zeitlichen Abstrichen auch im NW-Sächsischen Vulkanitkomplex und in der Chemnitzer Caldera. Spielt im Saxothuringikum neben der variszischen Orogenese vielleicht auch die LLSVP eine Rolle und gehören Teile unserer Rhyolithe auch ein bisschen zur SCLIP?

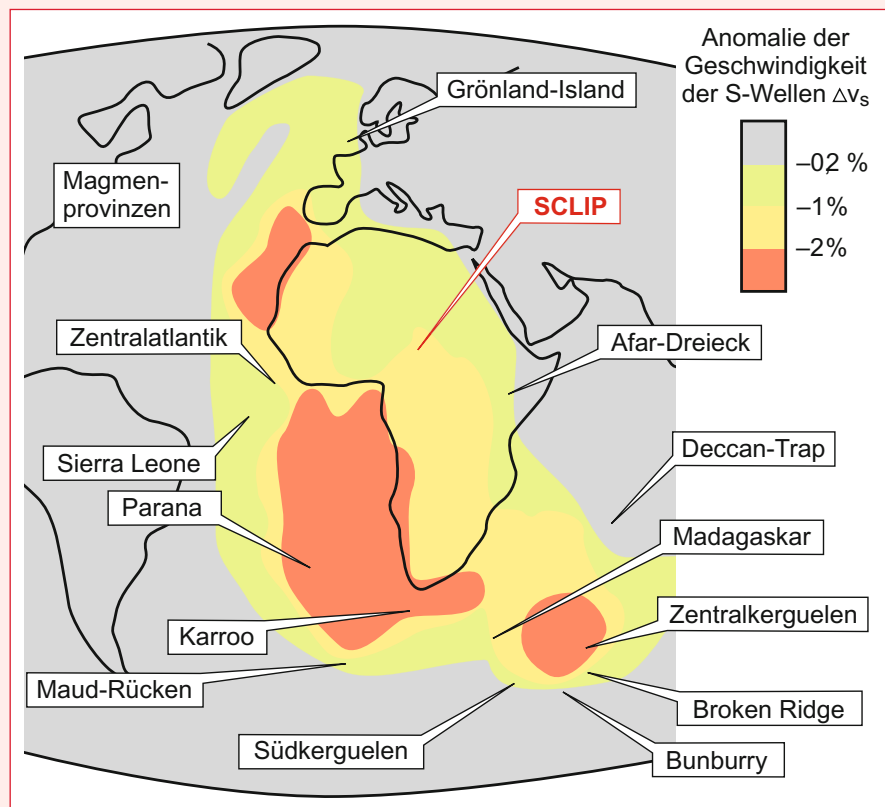


Abb. 6.10 Mit Zentrum unter Afrika befindet sich eine Wärmebeule im Bereich der Kern-Mantel-Grenze (afrikanische LLSVP). Rechnet man die plattentektonische Bewegung großer Vulkanitkomplexe zurück, dann liegt ihr Entstehungsort am Rand der LLSVP. Nach TORSVIK et al. (2008) liegt auch die vor etwa 300 Millionen Jahren (Rotliegendes) aktive Skagerrak-zentrierte Vulkanprovinz Mitteleuropas (SCLIP) auf dieser geophysikalischen „Kante“.

gefördert wird, ist wiederum typisch für die Dehnung kontinentaler Kruste. (Mehr zu Lamprophyren im Kasten 11 und zu den Vulkanregionen Tharandter Wald und Altenberg-Teplice in den Kapiteln 18 und 19.)

Als Energiequelle für die Bildung von Schmelzen wird neben der variszischen Krustenverdickung in den letzten Jah-

ren noch eine weitere Quelle diskutiert. Sie stammt gar von der Kern-Mantel-Grenze und könnte für unser Gebiet um die Zeit vor 300 bis 290 Millionen Jahren eine Rolle gespielt haben (Kasten 6.4).

7 Die Molassebecken

7.1 Molasse als orogenes Sediment

Schon mit dem Beginn der Stapelung der metamorphen Decken des Erzgebirges und der Bildung des variszischen Gebirges begann auch die Zerstörung. Zuerst entstanden ferne Trübeintröme, Turbidite, die im Laufe des Unterkarbons immer größer werden und schließlich – am Höhepunkt der variszischen Tektonik – das Saxothuringische Becken vollständig auffüllen (Kapitel 4.5). Es folgten kontinentale Bildungen, die zwischen den frisch herausgehobenen Gebirgsrücken abgelagert wurden. Dabei wechselten sich grobe Klastika (Konglomerate) mit feinkörnigen Seeablagerungen bis hin zu organischen Sedimenten, den heutigen Steinkohlen, ab. Und hin und wieder sind auch ein paar vulkanische Gesteine im Verband anzutreffen. Der Über-

gang von den marinen, Turbidit betonten Gesteinen zu den rein terrestrischen Ablagerungen ist, wie weiter unten noch zu sehen ist, fließend. Die sich daraus ergebende Diskussion über den Wert der Begriffe „Flysch“ und „Molasse“ wurde im Kapitel 4.5 geführt. Bei aller Kritik an diesen Kategorien, wird hier trotzdem der Begriff „Molasse“ gebraucht, und zwar für Ablagerungen des Übergangsstockwerks, die nach der D3-Deformation, also nach der Auffüllung des Saxothuringischen Beckens, abgelagert wurden. Der wichtigste Grund dafür ist, dass der Begriff schön kurz ist.

Streng genommen gehören die großen Molassebecken in der Umgebung der metamorphen Gesteine nicht zum Erzgebirge. Aber sie gehören in die Dynamik des Werdens und Vergehens des variszischen Gebirges in der Region, sie haben teilweise erzgebirgische Gesteine als Untergrund und zumindest für das Erz-

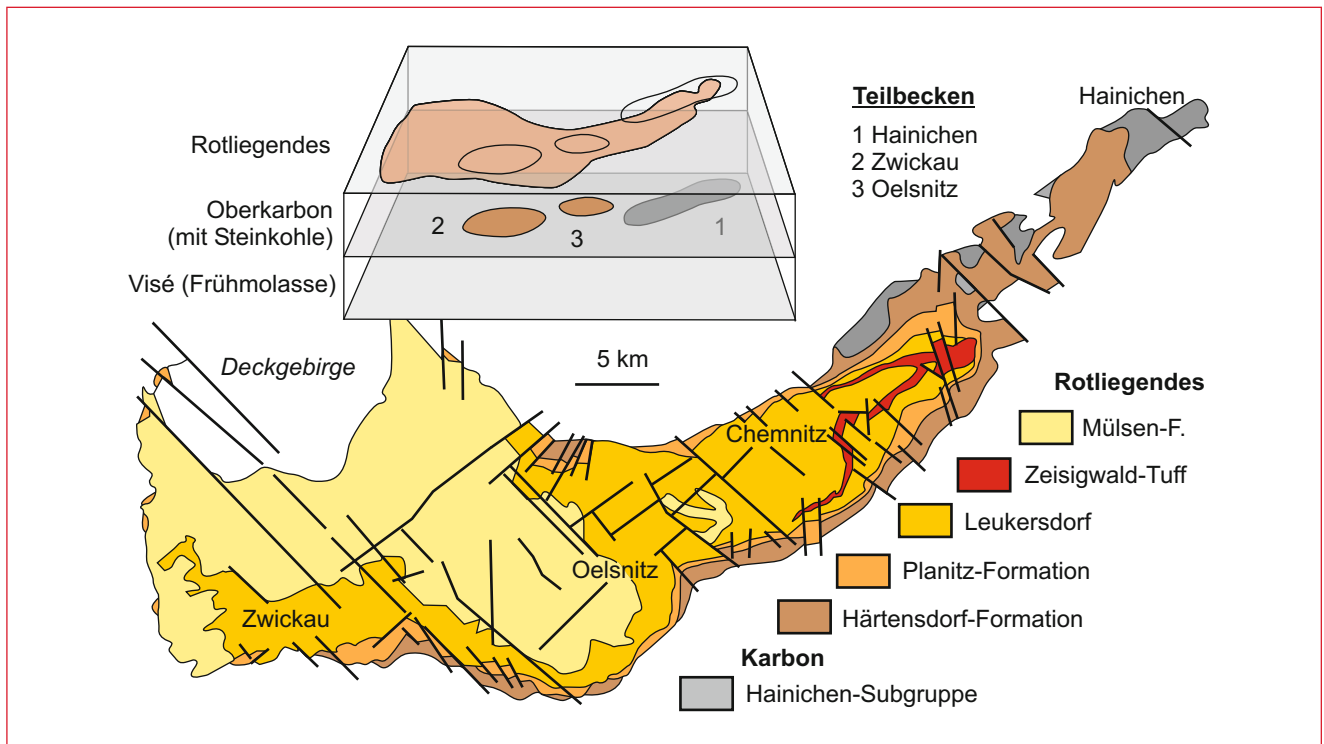


Abb. 7.1 Geologische Kartenskizze der Erzgebirgssenke. In den drei Lagen des kleinen Bildes oben sind die heutigen Verbreitungen von Unterkarbon, Oberkarbon und Rotliegendem dargestellt. Nach PÄLCHEN & WALTER (eds) 2008 und SCHNEIDER & ROMER 2010.



Abb. 7.2 Blick vom Erzgebirgsnordrand (Löbnitz-Zwönitzer Zone) über die Erzgebirgssenke nach Norden. Weil die darin enthaltenen Gesteine besser verwittern als die benachbarten Schiefer, ist die Erzgebirgssenke, hier das Zwickau-Oelsnitzer Teilbecken, auch morphologisch gut auszumachen. In der Mitte des Fotos ist das Fördergebäude des Karl-Liebnecht-Schachtes, heute Bergbaumuseum, in Oelsnitz zu sehen. Bis in über 300 m Teufe wurde hier vor 1971 Steinkohle abgebaut. Im Hintergrund ist ein Höhenzug zu erkennen, der aus dem Schiefermantel des Granulitgebirges besteht.

gebirgsbecken liegt auch eine namentliche Beziehung vor. Aus diesen Gründen werden kurz auch die Döhlen-Senke und die Erzgebirgssenke beschrieben.

30×70 Kilometern der Erosionsrest eines wiederholt aktivierten tektonischen Senkungsgebietes. Unterschiedliche Verbreitung von höherem Unterkarbon, Oberkarbon und Rotliegendem führte zur Gliederung in Teilseenen (Abb. 7.1, 7.2).

7.2 Die Erzgebirgssenke

Der amtliche Name der Erzgebirgssenke lautet Vorerzgebirgische Senke. Er spiegelt aber lediglich die sächsische Sicht wider und muss deshalb als provinzieller Terminus abgelehnt werden. Die Erzgebirgssenke ist in ihren heutigen Ausmaßen von etwa

Die Frühmolasse

Im Teilbecken von Hainichen finden sich die ältesten Teile der Erzgebirgssenke. Neben Konglomeraten und Sandsteinen kommen auch Steinkohleflözchen vor. Die enthaltenen Pflanzenfos-

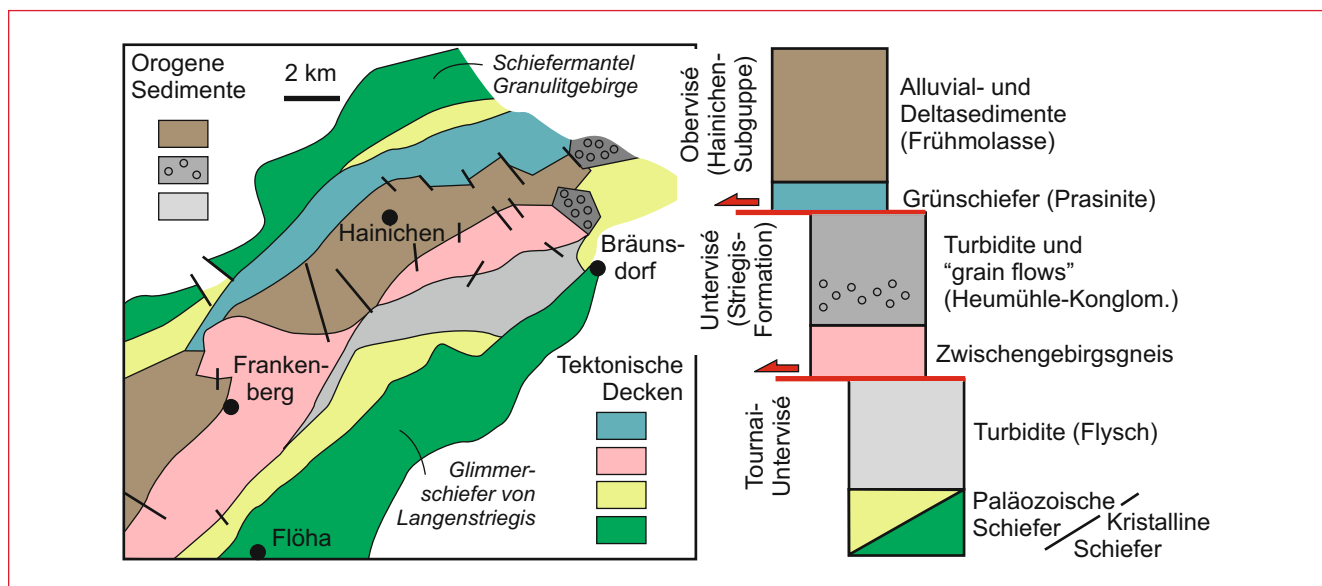


Abb. 7.3 Kartenskizze und tektonisches Profil des Hainichen-Teilbeckens und seiner Umgebung. Die Abbildung zeigt, wie orogene Sedimentation („Flysch/Frühmolasse“) und Deckenüberschiebung in Zusammenhang stehen. Nach GAITZSCH et al. 2010.



Abb. 7.4 Blick auf die steil gestellte Schichtfläche eines so genannten „Grain flow“ – ein Konglomerat mit der Korngröße von Ton bis hin zu Blöcken. Dieses Gestein sieht molassoid aus, wird aber von GAITZSCH et al. 2010 zur turbiditischen Abfolge gezählt (Abb. 7.3). So gesehen ist dieser Aufschluss an der Heumühle im Striegistal das Sinnbild für die Unzulänglichkeit der Begriffe „Flysch“ und „Molasse“.

silien führten seit 1934 zum Schluss, dass die Sedimentabfolge ins Visé, also Unterkarbon gehört (u. a. PATTEISKY 1934). Da aber schon bekannt war, dass die variszische Gebirgsbildung zur selben Zeit stattfand und man den Molassebegriff auf Abtragungssedimente nach der tektonischen Hauptphase anwandte, wurde folgerichtig die *Frühmolasse* von Borna-Hainichen definiert. Nirgendwo sonst wird die Schwierigkeit in der Flysch/Molasse-Problematik so deutlich wie in den Hainichener Gesteinen. Vor allem im Striegistal gibt es im Verband der oben genannten Sedimente auch bestimmte grobe Ablagerungen mit

Geröllgrößen bis zu einem halben Meter, dazu fein- und grobkörnige Grauwacken, denen allen gemein ist, dass sie nicht exakt datierbar und nur durch Analogien in den Gesteinsverband einzuordnen sind. Diese rätselhafte Abfolge wurde einmal zur frühen Molasse, einmal zum späten Flysch geschlagen. Interessant ist das Verhältnis dieser Sedimente zu tektonischen Einschüben. Sie bestehen aus Gneisen und Grünschiefern und werden als Deckenüberschiebungen interpretiert. Obwohl die Verbandsverhältnisse bis heute nicht vollständig geklärt sind, legen GAITZSCH et al. 2010 ein Modell vor, das salomonisch zwischen



Abb. 7.5 Die wirtelständigen Blätter des Schachtelhalms *Annularia stellata* – einer der am häufigsten abgebildeten Vertreter von der langen Liste ästhetischer Pflanzenfossilien des Zwickauer Oberkarbons.

turbiditischer Sedimentation am Rande des Saxothuringischen Beckens und dem „Molasse-Zeitalter“ vermittelt (Abb. 7.3).

Die Striegisformation, bestehend aus Grauwacken- und Ton-schiefer-Turbiditen, kennzeichnet das Ende der „Flysch“-sedimentation. Zu dieser Abfolge zählen GAITZSCH und Kollegen auch die eher molasseähnlichen groben Konglomerate in der Nähe der Heumühle (Abb. 7.4), die als ein proximaler Schuttfächer in der Turbiditsedimentation interpretiert werden. Allerdings sind sowohl die Kontakte zum Liegenden als auch zum Hangenden tektonischer Natur. An die Grünschiefer- (Prasinit-) Decke im Hangenden der Striegisformation schließen sich die eigentlichen Frühmolassen, die Hainichener Schichten an.

Wenngleich die exakte zeitliche Einordnung der Hainichener Gesteine teilweise problematisch ist, so geben die Sedimente doch wertvolle chronologische Informationen zum damaligen Stand der Exhumierung des variszischen Kristallins. Während in der Striegisformation lediglich 500 Millionen Jahre alte Granite nachgewiesen wurden (cadomisch-altpaläozoische

Decken), sind in den Hainichener Schichten schon Gerölle von Graniten enthalten, die erst vor 335 Millionen Jahren intrudierten (spät-D3-zeitliche Magmen, wahrscheinlich aus dem Gebiet des Granulitgebirges, GAITZSCH et al. 2010).

Das Oberkarbon

Bereits 1822 wurde das geologische Zeitalter des Karbons von englischen Geologen ins Leben gerufen. Namensgebend waren die vielen Steinkohle führenden Schichten Europas, speziell des Oberkarbons und vor allem am Rand des gerade gebildeten variszischen Gebirges: England, Belgien, Ruhrgebiet, Schlesien. Ein wichtiger Grund für die massive Kohleakkumulation mag gewesen sein, dass sich die variszische Kollision in Äquatornähe vollzog und damit die notwendigen Temperaturen für die Kohledschungel gegeben waren. Das notwendige Wasser kam aus

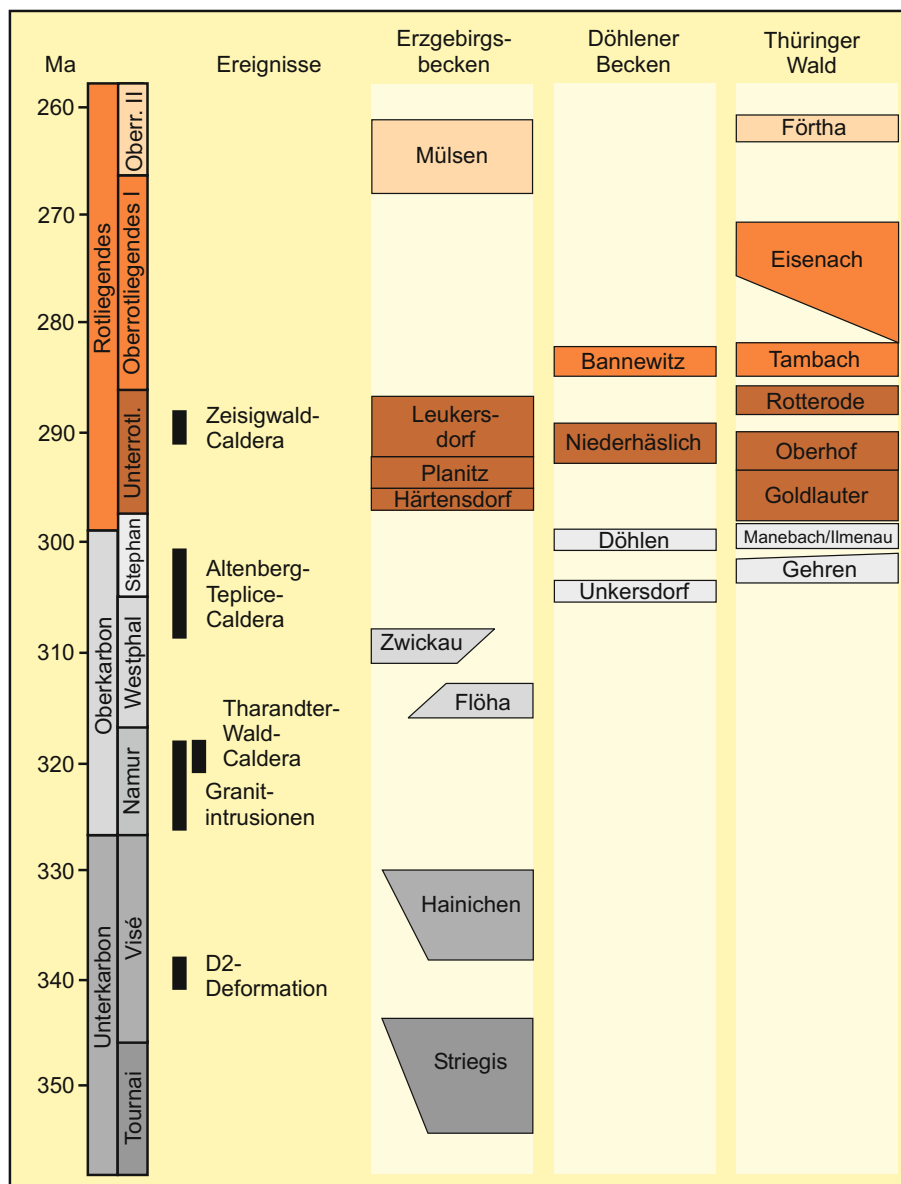


Abb. 7.6 Stratigraphie der Erzgebirgssenke, dargestellt im Vergleich zu anderen Molassebecken. Wegen des in der Region üblichen Gebrauchs erfolgt die relative Alterseinordnung nach klassischer terrestrischer Gliederung Mitteleuropas und nicht nach modernem internationalem Usus. Für die Einordnung in die bisher geschilderten geologischen Ereignisse sind diese mitaufgeführt. Nach SCHNEIDER & ROMER 2010.

Kasten 7

Der Zeisigwaldvulkan

Einer der prominentesten fossilen Vulkane Sachsens ist der Zeisigwaldvulkan, obwohl sich dessen vielleicht nur wenige bewusst sind. Berühmtheit erlangten nämlich weniger seine vulkanischen Bildungen, sondern vielmehr seine Auswirkungen auf die damalige Lebewelt. Aber der Reihe nach.

Der Ausbruch des Zeisigwaldvulkans ereignete sich im höheren Rotliegend I (Leukersdorf-Formation) vor 290 Millionen Jahren (RÖSSLER et al. 2009, STANEK et al. in prep a) und begann mit der Eruption einer hohen Aschesäule, deren Niederschlag in der gesamten Region abregnete (RÖSSLER 2001, Abb. 7.7). Nach Plinius dem Jüngeren, der den Pompeji-Aus-

bruch des Vesuvs beobachtete, wird eine solche Eruption plinianisch genannt.

Es folgte ein Glutwolkenausbruch mit einer Druckwelle gigantischen Ausmaßes. Solche *Base-Surge*-Ereignisse führen zur Verfrachtung der vulkanischen Förderprodukte und zu ihrer Ablagerung in einem Regime, das einem sedimentären sehr ähnlich ist. Die *Base-Surge*-Gesteine weisen eine gute Schichtung auf, sind teilweise schräg- und kreuzgeschichtet und sehen deshalb auf den ersten Blick wie Sandsteine aus (Abb. 7.7). Vom Zeisigwald aus, an der östlichen Stadtgrenze von Chemnitz gelegen, fegte eine Druckwelle über das damalige Erzgebirgsbecken. Für die oasengleichen

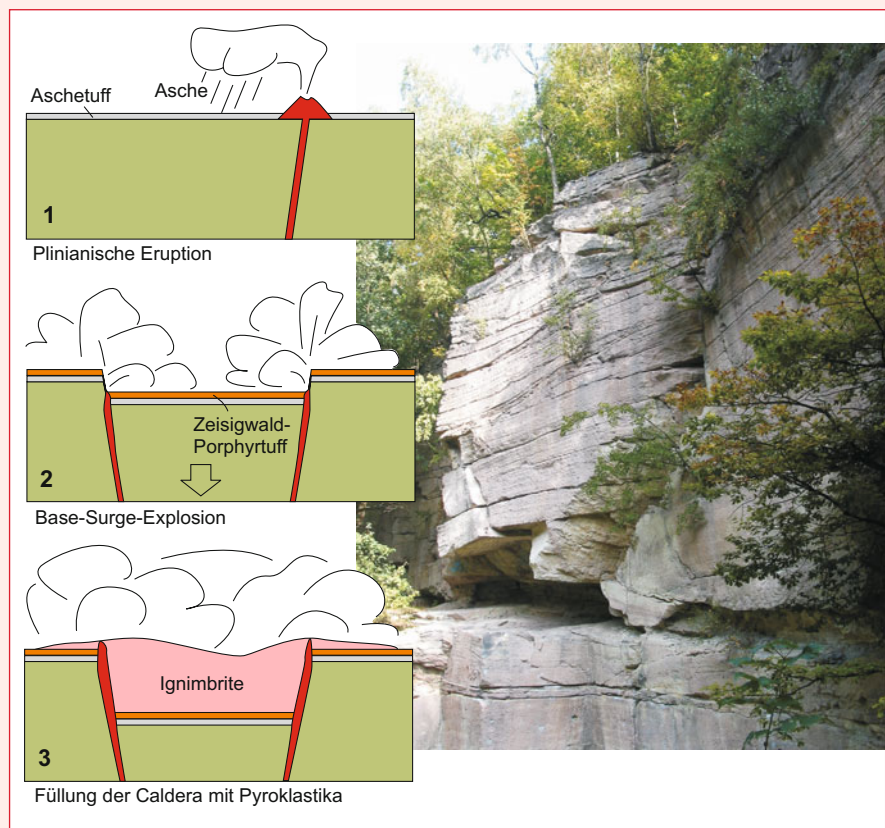


Abb. 7.7 Geologische Entwicklung des Zeisigwaldvulkans (nach RÖSSLER 2001). Im Bild sind die *Base-Surge*-Ablagerungen zu sehen, deren verheerende Druckwelle auch die Bäume des berühmten versteinerten Waldes abknickte (Abb. 7.8).

den Höhen des Gebirges. Die Produktivität der Pflanzen, zu diesem Zeitpunkt vor allem Riesenfarne, –bärlappe und –schachtelhalme (Abb. 7.5), war so hoch, dass der Sauerstoffgehalt der Atmosphäre vorübergehend bis auf 35 % anstieg (LANE 2002). Nach dem Vorbild der großen Brüder am Rand wurde in den intramontanen Senken nicht nur Abtragungsschutt akkumuliert, sondern auch Kohle gebildet. In der Erzgebirgsenke sind zwei Teilbecken dieser Zeit erhalten – Zwickau und Oelsnitz (Westphal D und womöglich jünger) –, wobei die beiden Becken ursprünglich wahrscheinlich miteinander verbunden waren (Abb. 7.1). Zu der Zeit, als das Karbon in England definiert wurde, schürfte man im Zwickauer Becken schon 400 Jahre lang

Kohle. Bis zum Ende des Bergbaus 1978 wurden dort 210 Millionen Tonnen Steinkohle abgebaut (SCHNEIDER & ROMER 2010).

Das Rotliegende

Mit der Einebnung des Variszischen Gebirges nahm die Wasserverfügbarkeit auf unserem Teil des Pangäa-Kontinents ab, die Landschaft aridisierte. In dem Maße, wie das Gebirge schrumpft, bilden sich im damaligen Europa ausgedehnte wüstenartige Senken, von denen manche den ganzen Kontinent durchzogen

Wälder aus Cordaiten und Farnbäumen schlug das letzte Stündlein. Radialstrahlig um das Ausbruchszentrum herum wurden alle Bäume abgeknickt. Als ob der Vulkan seine Verheerung wieder gut machen wollte, lieferten die sauren, SiO_2 -reichen Förderprodukte auch gleich das Material für die darauffolgende Verkieselung und gute Erhaltung der Baumstämme. Besonders im östlichen Stadtgebiet von Chemnitz (Hilbersdorf) wurden so viele davon gefunden, dass allein die besterhaltenen schon im 19. Jahrhundert

zum berühmten versteinerten Wald zusammengetragen wurden (Abb. 7.8). Jüngere gezielte Ausgrabungen der Jahre 2009/2010 bestätigten die Vermutung, dass die Bäume über ihrer Wurzel abknickten, in die dem Zeisigwald entgegengesetzte Richtung fielen und im Zeisigwald-Tuff abgelagert wurden.

Beginnend mit der *Base-Surge*-Explosion brach auch eine kleine Caldera ein, die durch pyroklastische Ströme mit Ignimbriten gefüllt wurde.



Abb. 7.8 Nach der Restaurierung des Kaufhauses Tietz fand 2004 der Versteinerte Wald von Chemnitz hier ein neues Zuhause. Kleines Foto: Im Stadtgebiet von Chemnitz, hier in einer Grabung, findet man die Bäume so, wie sie beim Vulkanausbruch vor 290 Millionen Jahren abknickten. Die Stammbasis des abgebildeten Exemplars vorn rechts zeigt zum Eruptionszentrum.

(z. B. Saar-Saale-Senke sowie Südliches und Nördliches Permbecken in Norddeutschland und im Nordseegebiet). Typisch für Wüstenklima ist das Mineral Hämatit (Fe_2O_3), das im Gegensatz zu seinem Verwandten Limonit (FeOOH) durch Verwitterung bei Wassermangel gebildet wird. Hämatit kommt vom Griechischen Wort für Blut, und wer einmal eine Baustelle südwestlich von Chemnitz erlebt und den Bodenaushub gesehen hat, der weiß, woher das Rotliegende seinen Namen hat. Eigentlich kommt er ja aus dem Mansfelder Kupferschieferbergbau, wo die Bergleute so den tauben Untergrund nannten.

Im Erzgebirgsbecken lagert das Rotliegende mit einer zeitlichen Lücke auf den zwischenzeitlich stark erodierten Oberkar-

bonschichten (Stratigraphie der Erzgebirgssenke in Abb. 7.6). Im Gegensatz zu den eher NW-SE gerichteten Oberkarbonbecken verläuft das Rotliegende-zeitliche Chemnitzer Teilbecken in NE-SW-Richtung. Während die ersten Molassebecken also eher den Transformstörungen der D3-Deformation folgen, legte sich der permische Teil der Erzgebirgssenke parallel zu den bereits herauspräparierten Grundgebirgsteilen Erzgebirge und Granulitgebirge an. Gefüllt wurde die Senke im Rotliegenden vor allem mit Sandsteinen und Konglomeraten, zum Hangenden und zum Beckenzentrum hin mit der Tendenz zu Schluff- und Tonsteinen. Kohle bildet die Ausnahme, dafür sind vulkanische Bildungen räumlich und zeitlich stärker vertreten als im Oberkarbon.

Manche Tuffe haben ihre Quelle außerhalb des Erzgebirgsbeckens (Nordwestsächsischer Vulkanitkomplex), aber mancher Vulkanit ist „hausgemacht“, wie der Chemnitzer Zeisigwaldvulkan (Kasten 7).

7.3 Die Döhlen-Senke

Die Döhlen-Senke ist das zweitgrößte Molassebecken der Erzgebirgsregion. Wie die Karte zeigt, verläuft diese Senke in NW-SE-Richtung. Tatsächlich ist die Bildung direkt an die Blattverschiebungsaktivität der Elbezone gebunden. Die anhaltende Tektonik vom obersten Oberkarbon bis zum Oberrotliegenden führte zu einer grabenartigen Einsenkung mit zugehöriger Akkumulation von etwa 1000 m Sedimenten und Vulkaniten.

Heute wird die Entwicklung der Döhlen-Senke in vier Stadien gesehen, die sich in der stratigraphischen Vierteilung widerspiegeln (Abb. 7.9).

Obwohl Pyroklastika bis zu 50% des Beckeninhalts ausmachen, gibt es einige herausragende vulkanische Ereignisse, wie den 310–300 Millionen Jahre alten Unkersdorf-Tuff an der Basis der Beckenfüllung. Die wichtigste vulkanische Bildung ist aber der Potschappel-Wilsdruff-Porphyr, der sowohl bei Wilsdruff als auch in Freital (Eichberg) abgebaut wurde. Der Begriff Porphyrit wurde früher für Vulkanite verwendet, die, anders als die Porphyre der Region (heute Rhyolithe), keinen Quarz (dafür aber Amphibole) als Einsprenglinge aufweisen. Unter heutigen nomenklatorischen Gesichtspunkten ist der Porphyrit als Phänoandesit bzw. Trachyandesit zu bezeichnen (Abb. 7.10).

Der produktive Abschnitt der Beckenfüllung ist die Döhlenformation mit ihren sieben Steinkohle-Flözkomplexen. Die zwischenlagernden Klastika und Tuffe lieferten wunderschöne Pflanzenfossilien, die dem Profilabschnitt den Namen Blumengebirge einbrachten. Aufgrund des tektonischen Typs der Senke sind die Flöze sehr aschereich und insgesamt nicht von allzu hoher Qualität. Dennoch wurde die Freitaler Kohle von 1542 bis 1967 abgebaut und war Basis der ansässigen Schwerindustrie.

Vor allem während des Oberrotliegenden erfolgte eine starke Absenkung mit Schüttung orogener grobklastischer Sedimente. Das Geröllspektrum dieser Fanglomerate zeigt, dass sich neben den exhumierten Gneisen des Erzgebirges auch die Rhyolithe des Tharandter Waldes in Abtragung befanden (Abb. 7.11). Die tektonische Kontrolle dieses Vorgangs steht im Zusammenhang mit späten Blattverschiebungsbewegungen in der Elbezone.

7.4 Senken von Olbernhau und Brandov

Wirklich im Erzgebirge befinden sich als Molassebecken nur die Senken von Olbernhau und Brandov. Verglichen mit Erzgebirgs- und Döhlenenke fallen sie recht klein aus, wobei sie heute nur noch die Erosionsreste eines ehemals viel größeren Rotliegend-Vorkommens sind. Die ursprüngliche Anlage dieses Beckens soll nach LOBIN 1986 NE-SW gewesen sein, was das Dehnungsregime der ausgehenden variszischen Gebirgsbildung widerspiegelt. Parallel zur Elbezone machten sich zunehmend auch Blattverschiebungen – verbunden mit Grabenbildung – bemerkbar, weshalb beide Becken heute dem Verlauf der Flöha-

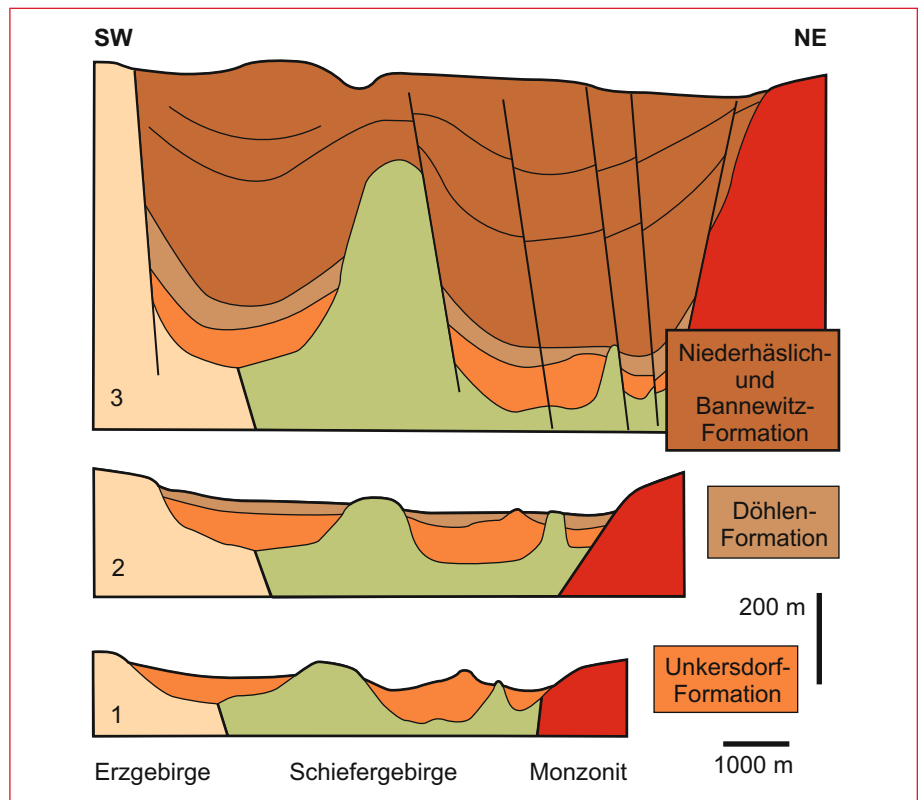


Abb. 7.9 Entwicklung der Döhlenenke in drei Stadien (zwei Formationen wurden zusammengefasst; nach REICHEL & SCHAUER 2006). Die maßstabsgerechte Skizze zeigt die Anlage des Beckens zwischen Erzgebirge und dem Monzonit des Meißener Plutons. Trotz starker Überhöhung wird deutlich, dass sich die seitliche Dehnung während des Vorgangs in Grenzen hält und dass während der Ablagerung der Niederhäslich- und der Bannewitz-Formation eine sehr starke Absenkung (700 m) erfolgte.

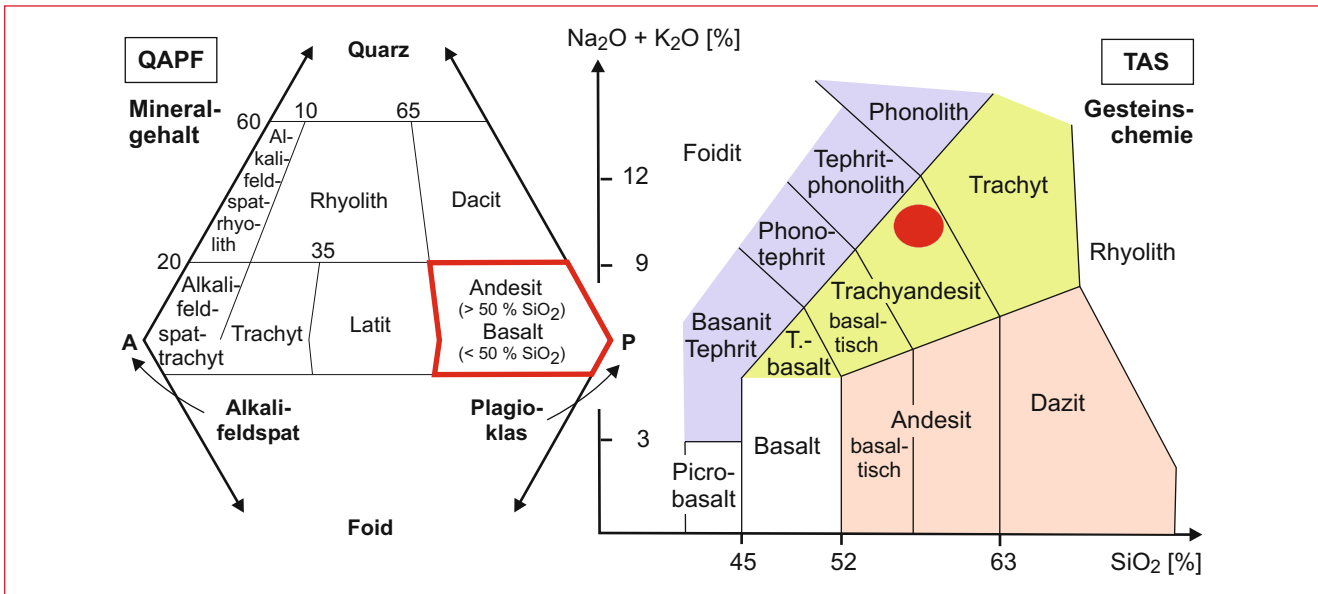


Abb. 7.10 Der Mineralbestand der Vulkanite ist bei sehr feiner Grundmasse nicht exakt bestimmbar. Die Zuordnung ins QAPF-Diagramm (Streckeisen) ist dann nur über den Einsprenglingsbestand abschätzbar und die Vulkanite erhalten den Präfix „Phäno-“. Der Potschappel-Wilsdruff-Porphyr ist aufgrund seiner Plagioklas-Einsprenglinge demnach als Phänoandesit zu bezeichnen. Die heutige IUGS-Nomenklatur sieht für solche Gesteine aber eine Einordnung auf geochemischer Basis vor. Im TAS-Diagramm werden SiO₂- und K₂O+Na₂O-Gehalt gegenübergestellt. Hier fällt der Potschappel-Wilsdruff-Porphyr ins Feld der Trachyandesite. Diagramme nach LE MAITRE et al. 2004, Analyse nach PÄLCHEN & WALTER (eds) 2008.

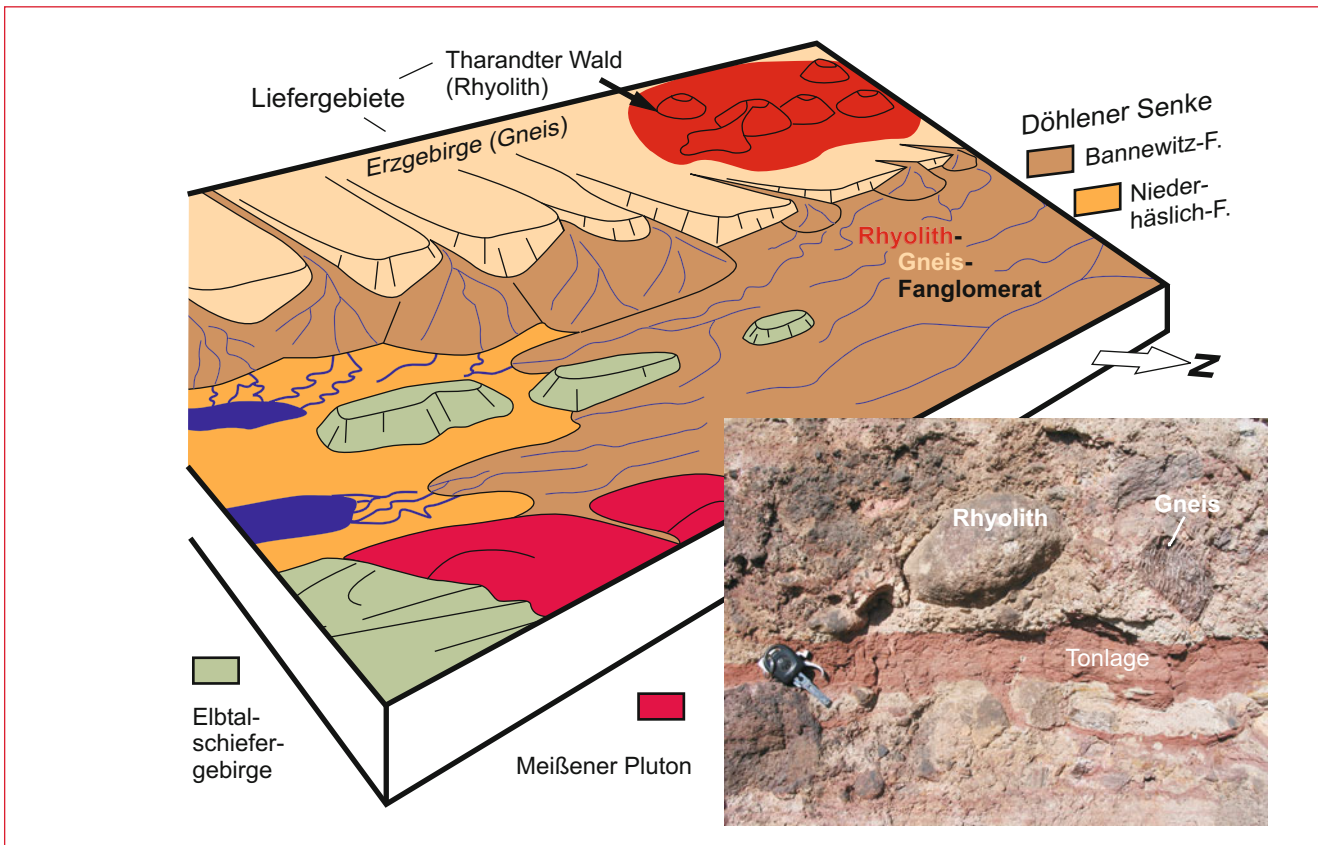


Abb. 7.11 Der Sedimentationsraum des Döhlener Beckens zur Zeit der Ablagerung der Bannewitzformation (nach SCHNEIDER in ALEXOWSKY et al. 1999). Die markanteste Bildung dieser Zeit ist der Backofenfelsen in Freital-Hainsberg. Grobe Fanglomerate (Begriff aus Fan – englisch für Schuttfächer – und Konglomerat) wechseltellagern mit Arkosen (Feldspatsandsteine) und Schluffsteinen.

zone folgen. Wäre das Alter der enthaltenen Gesteine zweifelsfrei geklärt, könnten die Alter als Zeitnägeln für die tektonische Entwicklung herangezogen werden. Tatsächlich war bisher nicht klar, ob enthaltene Tuffe womöglich mit dem Zeisigwaldtuff von Chemnitz zu parallelisieren sind oder aber, ob die gesamte Abfolge gar ins Oberkarbon gehört (LOBIN 1986). Pyroklasti-

sche Tuffe der Olbernhau-Formation datierten jetzt HOFFMANN et al. (2012) auf etwa 302 Millionen Jahren.

Neben den genannten Tuffen dominieren grobe bis feine Klastika, denen unbedeutende Steinkohleflözchen eingeschaltet sind.

Teil IV

Die Erze des Erzgebirges

8 Lagerstättenklassifikation

So mancher, der dieses Buch in die Hand genommen hat, wird dabei entweder gejubelt haben: „Au fein, ein Buch über Erze“ oder aber zerknirscht gedacht haben: „Nicht noch ein Buch über Erze“. Wer angefangen hat zu lesen und erst recht, wer bis hierher gekommen ist, hat festgestellt, dass es kein Buch über Lagerstätten ist. Diese geben zwar dem Mittelgebirge seinen Namen, waren Grundlage des Reichtums sächsischer Fürsten und sind Voraussetzung einer langen Bergbautradition, aber sie machen nur einen Bruchteil der regionalen Geologie aus. Natürlich dürfen in einer Monographie über die Geologie des Erzgebirges Aussagen zum Erz nicht fehlen. Aber gemäß ihrer geologischen und weniger aufgrund ihrer wirtschaftlichen Bedeutung finden sie ihren Platz im Rahmen des geodynamischen Gesamtmodells.

Was ist eigentlich ein Erz? Geht die Definition über den Begriff „Rohstoff“ hinaus? Ja. Im Gegensatz zum Baurohstoff, wie Kalkstein, Naturstein oder Kiessand, sowie zum Energierohstoff, wie Kohle oder Erdöl, wird mit „Erz“ ein Metallrohstoff bezeichnet. Da es sich um natürlich gebildetes und nicht um recyceltes Material handelt, stehen hinter jedem Erz eines oder mehrere bestimmte Erzminerale. Eisenerz zum Beispiel besteht meist aus den Mineralen Magnetit Fe_3O_4 oder Hämatit Fe_2O_3 . Von geringerer Bedeutung sind Limonit FeOOH und Siderit $\text{Fe}_2(\text{CO}_3)_2$. Ein weiterer klar zu umreisender Begriff ist der der Lagerstätte selbst. Eine Anhäufung von Erz wird erst zur Lagerstätte, wenn sie groß genug ist und ein Abbau wirtschaftlich sinnvoll erscheint. Alles andere sind nur Vorkommen. Der Lagerstättenbegriff ist somit eng an die Ökonomie, vor allem an den Marktpreis, gebunden. Das führte auch im Erzgebirge dazu, dass in den letzten 800 Jahren seit der Entdeckung der ersten Erze nicht ständig abgebaut wurde. Im Gegenteil, man kann einzelne Epochen relativer Blütezeit des Bergbaus unterscheiden und mit der steigenden Nachfrage nach Hochtechnologie-Metallen scheint eine neue in Sicht zu sein.

Wohl weiß man, welche Elementanreicherung zu untersuchen ist und in groben Zügen auch wo man suchen muss. Aber es scheint gar nicht so einfach zu sein, eine allgemeingültige Lagerstättenklassifikation aufzustellen. Hier existieren wieder verschiedene Herangehensweisen:

- Rein beschreibend, wie in den Anfängen zu AGRICOLAS Zeiten. Kurz: jede Lagerstätte ist ein Unikat.
- Regionale Gliederung, bei der verschiedene Lagerstättendistrikte unterschieden werden, ungeachtet von Genese und Nutzmetall (Freiberger, Marienberger usw.).

- Strukturell. Die Erzansammlung ist an Gänge, Lager oder Stöcke gebunden.
- Genetisch, das heißt die Lagerstättenbildung ist an geodynamische Prozesse, wie den der Gebirgsbildung, gebunden.
- Entsprechend ihres Zielrohstoffes erfolgt eine Gliederung nach Art des gesuchten Metalls (Zinnerz-, Eisen-, Polymetallagerstätten).

Weil eine genetische Zuordnung vieler Lagerstätten ziemlich schwierig ist und Spielraum für mancherlei wissenschaftlichen Disput zulässt, bevorzugt man bis heute meist die letztgenannte Möglichkeit der Klassifikation – so auch in der aktuellen „Geologie von Sachsen, Teil II“ (PÄLCHEN ed, 2009). Tatsächlich ist nicht einmal hinreichend bekannt, wie alt die erzgebirgischen Lagerstätten im Detail eigentlich sind. Die meisten durchschlagen den metamorphen Lagenbau, sind also jünger als die duktile variszische Prägung. Da aber jüngere Zeitmarken fehlen, kann aus dem reinen Feldbefund nicht abgeleitet werden, ob diese Bildungen noch spätvariszischen oder erst känozoischen Ursprungs sind.

Nicht nur die Geschichte der Lagerstättenkunde, sondern auch die Geschichte der Geologie als Wissenschaft ist eng mit dem Bergbau verknüpft. Zunächst interessierten nur die metallführenden Gesteins- und Mineraltypen. Mit ULRICH RÜLEIN VON CALWS „nützlich Bergbüchlein“ lag im Jahre 1518 eine erste Beschreibung von Lagerstätten vor, der 1530 die berühmte und gleichfalls beschreibende Arbeit „De re metallica“ GEORGIUS AGRICOLAS folgte. Als 1765 die Bergakademie Freiberg gegründet wurde, war die Geologie immer noch kein eigenes Lehrgebiet und lediglich Bestandteil der Bergbaukunde. ABRAHAM GOTTLÖB WERNER war der erste Professor für Geognosie, aber auch für Bergmaschinenkunde. Zu dieser Zeit präparierten sich die ersten Theorien zur Entstehung von Lagerstätten und Gesteinen heraus. WERNERS Theorie des Neptunismus stand im Gegensatz zu den Lehren des Schotten JAMES HUTTON. Nach heutiger Sichtweise sind viele Ideen WERNERS falsch, und trotzdem gilt er als einer der Väter der Geologie. Die wissenschaftliche Untersuchung der Erze des Erzgebirges (WERNER 1791) hob auch die internationale Geologie mit aus der Taufe. Neben dem eher naturphilosophischen Ansatz der Briten (HUTTON, SMITH) gilt die eher bergbaulich und stofflich orientierte Freiburger Schule zu den wichtigsten Wurzeln der Geowissenschaften.

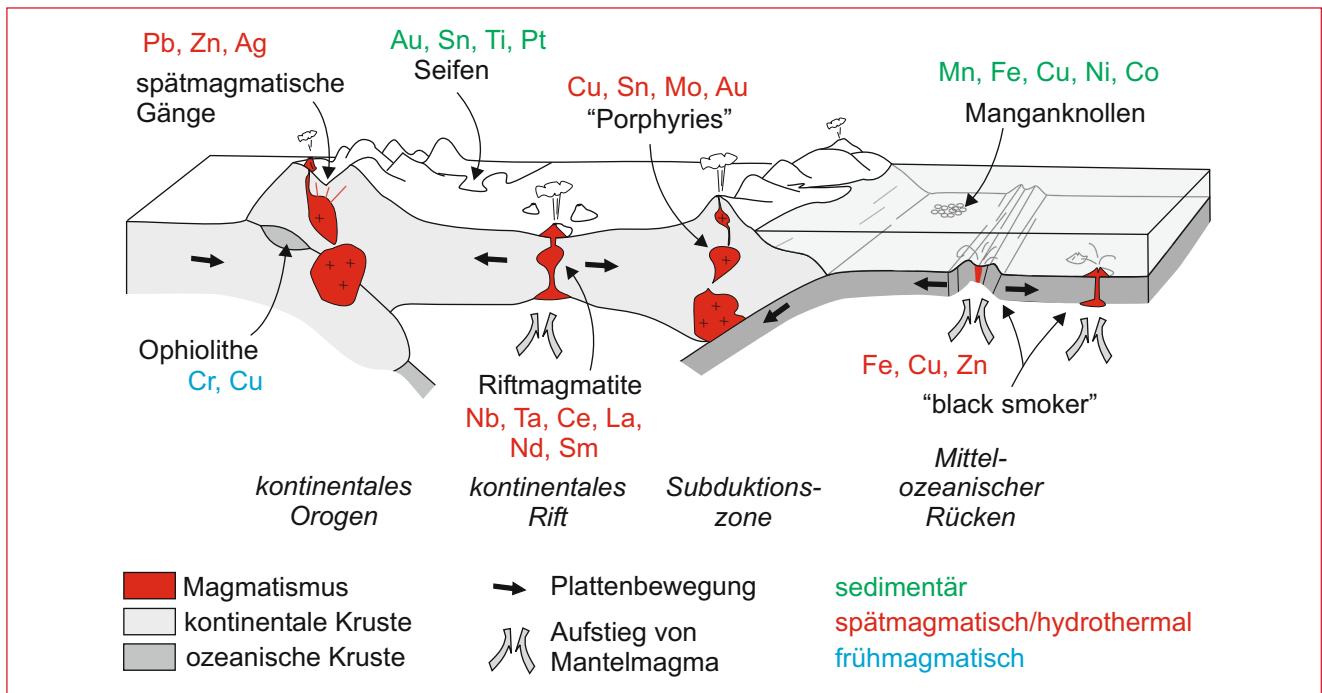


Abb. 8.1 Die Bildung bestimmter Erzlagerstätten ist unmittelbar mit der Plattentektonik verbunden. Im schematischen Blockbild sind einige typische Lagerstättenprovinzen eingetragen. Auch die Zuordnung zu früh- und spätmagmatischen sowie sedimentären Bildungsbereichen ist lediglich plakativ, da die Grenzen sehr unscharf sind.

Eine umfassende Bearbeitung erfuhren die Erzlagerstätten des Erzgebirges, insbesondere der Silber und auch Uran führenden Ganglagerstätten, seit den 1960er Jahren durch den Freiburger Professor LUDWIG BAUMANN und seine Schüler (z. B. BAUMANN 1968, zuletzt BAUMANN, KUSCHKA & SEIFERT 2000). Grundlage dieser bis heute mehrfach überarbeiteten Klassifikation sind relative Altersbeziehungen und Mineralvergesellschaftungen. Die Zuordnung zu geodynamischen Szenarien stand dabei weniger im Vordergrund, zumal sich ein zufriedenstellendes plattentektonisches Modell erst am Ende des 20. Jahrhunderts zu etablieren begann. Die geochronologischen Arbeiten der letzten Jahre waren ein Motor für tektonische Modelle des Erzgebirges (Kapitel 4.3). In ähnlicher Weise scheint im Lichte jüngster Isotopenuntersuchungen auch die Genese der Erzlagerstätten einer neuen Interpretation zu harren.

Prinzipiell erfolgt die Lagerstättenbildung, also die deutliche Anreicherung eines Stoffes (hier der Metalle) über den Durchschnitt in der Erdkruste hinaus, kaum unter anderen Bedingungen als die Gesteinsbildung – magmatisch, metamorph oder sedimentär. Jeder Prozess, der heute von Geologen beschrieben wird, muss sich ins Konzept der Plattentektonik integrieren lassen. Eine Übersicht zu generellen Lagerstättenprovinzen im plattentektonischen Rahmen zeigt die Abbildung 8.1.

Tatsächlich sind auch für das Erzgebirge magmatische, metamorphe oder sedimentäre Prozesse für die Erzentstehung verantwortlich. Für manche Lagerstättentypen müssen sogar drei bemüht werden. Der geodynamische Rahmen für das Erzgebirge wurde in den vorangegangenen Kapiteln bereits besprochen und es müsste gelingen, alle Lagerstätten einem der folgenden Szenarien zuzuordnen:

1. Dehnungstektonik am Rande Gondwanas im Ordovizium mit
 - Plutonismus und submarinem Vulkanismus,
 - Schelfsedimentation bis ins Devon (sedimentäre Stoffanreicherung);
2. Variszische Subduktion und Kollision mit
 - Metamorphose (Stoffmobilisation),
 - Magmatismus (Granite und Gänge);
3. Abtragung des variszischen Gebirges mit
 - sedimentärer Anreicherung von Metallen,
 - Kohlebildung;
4. Zerbrechen der europäischen Kruste im Zuge benachbarter Plattentektonik (Alpenorogenese, Atlantiköffnung) mit
 - Aufstieg von hydrothermalen Lösungen im Mesozoikum (Stoffmobilisation und Gangbildung),
 - Plutonismus (Delitzscher Selten-Erden-Karbonatit),
 - Intraplattenvulkanismus im Känozoikum (Basalte und Phonolithe).

Nach wie vor ist die Zuordnung mancher Lagerstätten zu einem dieser Ereignisse schwierig. Problematisch sind die nur punktuell vorhandenen Altersdatierungen und fehlenden Zeitmarken sowie die strukturelle und stoffliche Konvergenz der einzelnen Erscheinungsbilder. Auch die Metall-Inhalte helfen oft nicht weiter – es scheint als ob eine mehrfache Mobilisierung und Umlagerung des gleichen Stoffinhalts stattgefunden hat. Zum Beispiel konnten FÖRSTER & HAACK 1995 zeigen, dass Uranmineralisationen des Lagerstättendistriktes Schlema-Alberoda sowohl vor 270 Millionen Jahren als auch vor 120, 80, 30 und weniger als 15 Millionen Jahren gebildet wurden. Es liegt nahe,

dass die primäre Lieferung zur Rotliegendzeit vor 270 Millionen Jahren passierte und alle jüngeren Alter lediglich Remobilisierungen sind. Aber was bedeutet hier eigentlich „primär“? Auch das 270 Millionen Jahre alte Uran fiel nicht vom Himmel. ROMER et al. 2010 vermuten eine Herkunft aus den Graniten des Erzgebirges. Tatsächlich liegen die Urangehalte der sächsischen Fluor-Granite mit 11 ppm Uran deutlich über dem Durchschnittswert für die Erzgebirgsgneise (~ 2 ppm nach PÄLCHEN ed, 2009) und dem Clark-Wert für kontinentale Kruste mit 2,5 ppm. Spinnt man den Faden weiter, dann ließe sich das Uran der Granite durch das Aufschmelzen paläozoischer Schiefer erklären. Sie bildeten die Grundlage des ostthüringischen Uranbergbaus (Lagerstätte Ronneburg) und sind vermutlich mehrfach in den metamorphen Stapel des Erzgebirges eingebaut worden (MINGRAM 1998).

Die folgenden drei Kapitel fassen die Erzlagerstätten (inklusive derer von Spat) strukturell zusammen. Dabei lässt sich aber auch eine vage geodynamische Zuordnung treffen:

- Erzlagerstätten, die die Metamorphose der variszischen Gebirgsbildung miterlebten, müssen älter sein und zum weiter oben genannten Szenarium 1 oder zu Frühstadien von Szenarium 2 gehören. Sie gehorchen dem schaligen Aufbau des Erzgebirges.
- Gut einzuordnen sind Lagerstätten, die ganz offensichtlich mit dem Granitmagmatismus in Verbindung stehen (Szenarium 2).
- Ganglagerstätten, die den variszischen Bau durchsetzen und keinen nachweislichen Zusammenhang mit den Graniten aufweisen, gehören zu Szenarium 4.

9 An den Schalenbau gebundene Lagerstätten

9.1 Lagerstätten und die Zwiebel

Klassisch wird dieser Lagerstättentyp als stratiform oder schichtgebunden bezeichnet. Wir wissen heute mehr über den erzgebirgischen Lagerbau und würden die Erzlager besser als foliationsparallel bezeichnen. Es kann kein Zweifel darüber bestehen, dass es sich hier um die ältesten Lagerstätten des Erzgebirges handelt. Nur ist die Frage, wie alt sie wirklich sind. Der Lithostratigraphie folgend befinden sich die meisten foliationsparallelen Erzlagerstätten innerhalb der Preßnitz- und Klínovec-Gruppe. Vormalig als proterozoisch/kambrisch angesehen, gehören die Erze damit heute in den Bereich der Hochdruck-Decken. Die geochronologischen (Kapitel 4.3) und geochemischen

Untersuchungen (Kapitel 4.5) zeigen, dass diese vermeintlich präkambrisch-kambrischen Gesteine einen Krustenspan ordovizisch-silurischer Schelfsedimente darstellen, der von einem sauren, etwa 480 Millionen Jahre alten Magmatismus geprägt ist. Damit ist einerseits ein Maximalalter für die Erze festgelegt und andererseits im ordovizischen Magmatismus vielleicht auch eine erste Metallquelle gefunden. Der Umstand, dass ähnliche Vorkommen auch in weiter außen liegenden Schalen mit derselben geologischen Geschichte auftauchen, könnte eine solche, bereits altpaläozoische Anlage stützen (Abb. 9.1).

Im Zuge der variszischen Subduktion und Kollision sind dann folgende Prozesse denkbar:

- Metamorphose und Deformation der bereits existierenden Lagerstätte,

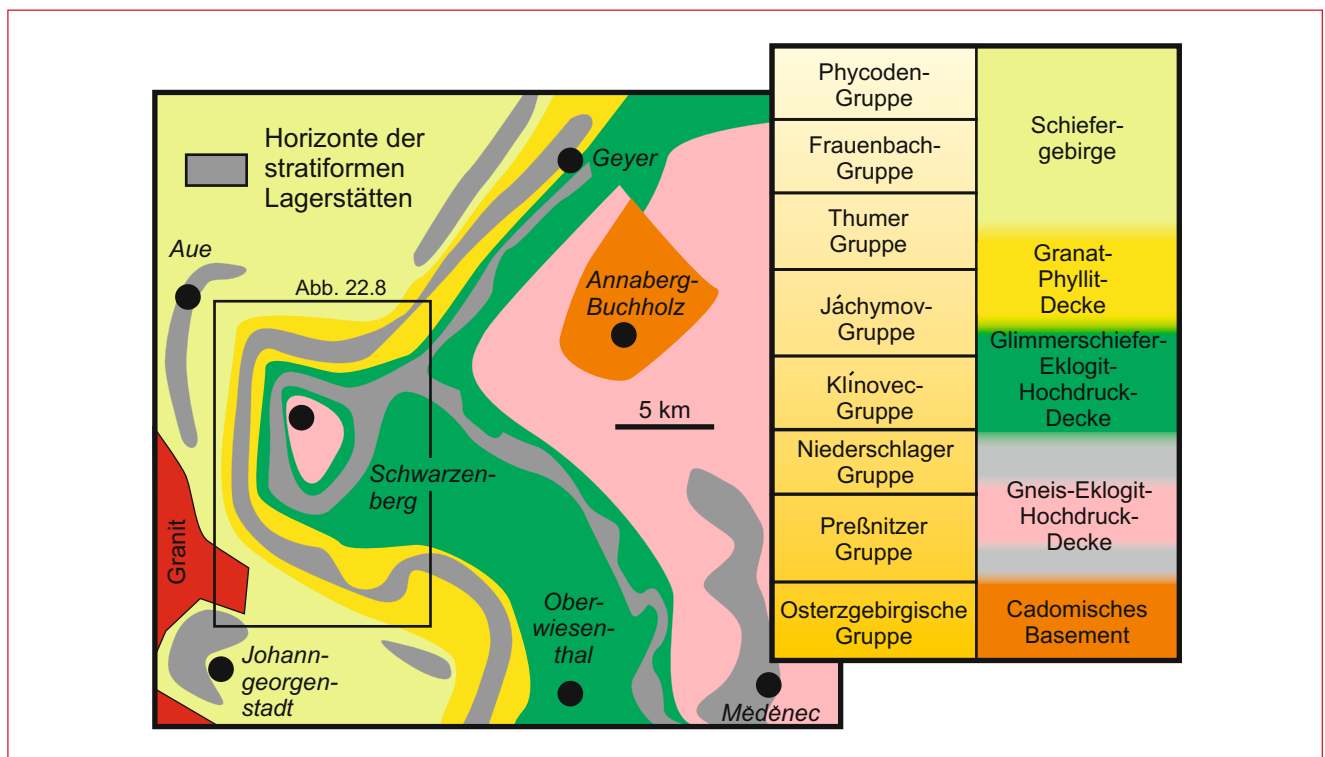


Abb. 9.1 Geologische Kartenskizze der stratiformen (schalengebundenen) Lagerstätten des Erzgebirges. Rechts ist der vertikale Aufbau des Erzgebirges in Kurzform nach Lithostratigraphie und tektonischer Vorstellung abgebildet. Die höffigen Horizonte wiederholen sich in jeder Zwiebelschale. Nach HOTH & LORENZ 1966 und BAUMANN & JOSIGER 1995.

- Mobilisierung der Stoffe und erneute Anreicherung im veränderten p-T-Feld,
- deformationsgebundene Metallanreicherung, z. B. im Bereich von Mylonitzonen, wo durch Scherung neue Migrationswege, aber durch die Kornverkleinerung auch „Erzfällen“ gebildet wurden.

Bisher sind die genaue Entstehung und vor allem die Metallquelle meist nicht geklärt, aber es liegt nahe, dass an einzelnen Lagerstättentypen einer oder gar alle drei der genannten Vorgänge nacheinander wirkten.

9.2 Nomenklatur der foliationskonformen Lagerstätten

Entsprechend des strukturellen Erscheinungsbildes und des Erztyps unterscheiden BAUMANN et al. 2000 drei prinzipielle Lagerstättentypen (Verbreitung in Abb. 9.1):

a) **Konkordante Erzlager.** Diese Vererzungen folgen straff der metamorphen D2-Foliation (Kapitel 4.2) – ist die Foliation gefaltet, dann ist es auch das Erz. Die Lager können bis über viele Kilometer verfolgt werden und mehrere Meter mächtig sein. Am bedeutendsten sind Magnetit- (Fe_3O_4) und Kupfervererzungen (Chalkopyrit CuFeS_2) im Bereich der Hochdruck-Gneis-Schale. Der Bergbau auf dieses Erz gab zunächst dem böhmischen Měděnec (Kupferberg) und später einer lithostratigraphischen Einheit innerhalb der so genannten Preßnitzer Gruppe seinen Namen (Abb. 3.10). Die „Měděnec-Formation“ beinhaltet auch die Muskovitgneise dieser Zwiebelschale, sprich die ordovizischen Magmatite. Zufall?

Weitere Beispiele aus verschiedenen Schalen sind:

- Hochdruck(HP)-Gneise: Grube Himmelsfürst/Brand-Erbisdorf, Pyrrhotinlager (FeS),
- Hochdruck(HP)-Glimmerschiefer: Pöhla-Globenstein, Polymetall
- Mitteldruck(MP)-Phyllit: Kraslice-Klingenthal (Abb. 9.2), Chalkopyrit (CuFeS_2),

- Niedrigdruck(LP)-Phyllite: Johanngeorgenstadt, Polymetall.

b) **Skarne.** Skarne entstehen durch den Kontakt von magmatischen Lösungen (Fluiden) mit Karbonatgestein. Dabei kommt es zu einem Stoffaustausch, in dessen Folge die Karbonate vererzen. Skarne sind im Erzgebirge sehr verbreitet, jedoch ist in den meisten Fällen ein Zusammenhang mit den variszischen Graniten nachweisbar und die Erzkörper folgen nicht immer der Foliation. Die hier genannten Skarne sind nicht nur foliationsparallel, sie sind auch eng mit dem unter a) genannten Typ verbunden und kommen häufig im Kontakt zu den rund 480 Millionen Jahre alten Magmatiten (Muskovitgneise) vor! Bei den meisten Lagerstätten dieses Typs handelt es sich um Magnetit-, also Eisenerze. Beispiele aus den metamorphen Schalen des Erzgebirges sind:

- HP-Gneise: Měděnec, Boden-Haßberg-Zug, Niederschmiedeberg (Abb. 9.3),
- HP-Glimmerschiefer: kleine Vorkommen in Oberscheibe,
- MP-Phyllite: Boží Dar.

c) **Felsithorizonte.** Dieser Typ fällt etwas aus dem Rahmen. Er ist zwar foliationsparallel ausgebildet, schneidet aber trotzdem verschiedene Petrographien. Seine Interpretation als Scherbahn und Mylonitzone ist daher nicht neu (LORENZ & SCHIRN 1987). Auf den fein verteilten Erz-Imprägnationen, die mal oxidisch (Magnetit Fe_3O_4 , Kassiterit SnO_2), mal sulfidisch (Pyrit FeS_2 , Chalkopyrit CuFeS_2) ausfallen, lag zu DDR-Zeiten die Hoffnung den Bergbaustandort Freiberg halten zu können. Die Felsithorizonte kommen nur am NW-Rand der Freiburger Kuppel im Hangenden der Gneis-Eklogit-Einheit vor und sind vor allem aus Untertageaufschlüssen und Bohrungen im Raum Bräunsdorf-Halsbrücke-Großschirma-Obergruna bekannt (Kapitel 17). Lithostratigraphisch ist vor allem die Niederschlagler Gruppe betroffen, die SEBASTIAN 1995 in die „obere Scherzone“ umdeutete. Damit ist die Stoffzufuhr und -ansammlung an eine wichtige Deckengrenze des Erzgebirges gebunden. Unklar ist aber, woher das Metall kommen könnte.

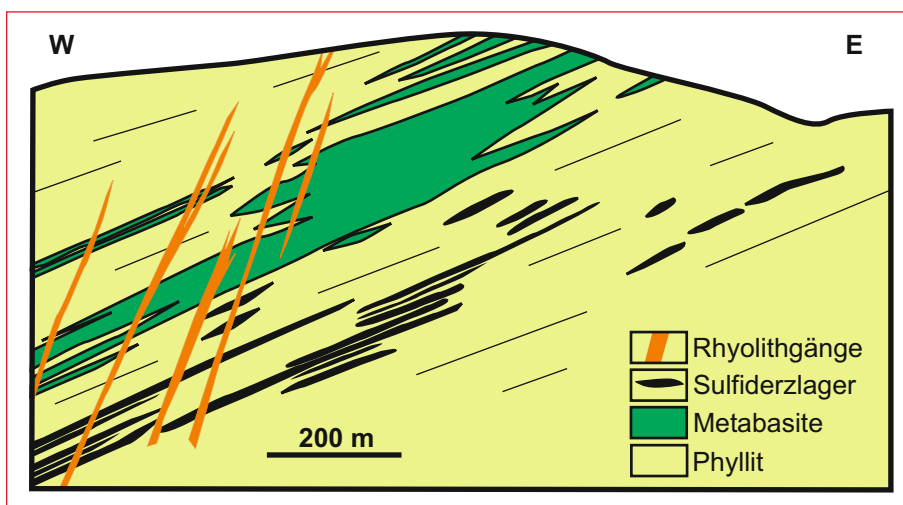


Abb. 9.2 Konkordante Erzlager am Beispiel eines Schnittes durch die Sulfidzerlagerstätte Kraslice-Tisova (CZ). Dass die Bildung spätestens zu variszischer Zeit stattgefunden hat, beweisen die Rhyolithgänge, die die Erzlager schneiden (nach BAUMANN et al. 2000).

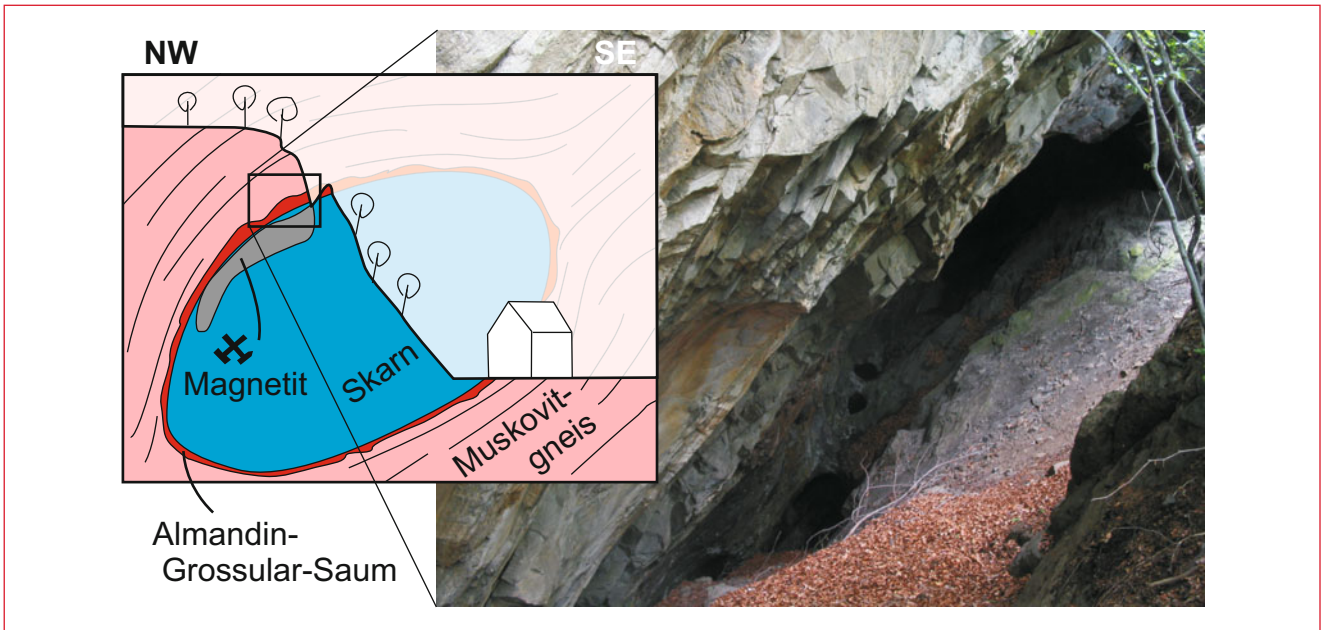


Abb. 9.3 In der Grube Emilie in Niederschmiedeberg wurde ein mit Magnetit vererzter Skarn abgebaut. Die Abbaue (Foto) liegen auf einem Privatgrundstück und können nicht besichtigt werden. Profilskizze nach LEGLER 1985.

10 An Granit gebundene Lagerstätten

10.1 Granit und Lagerstätten

Wenn hier von Graniten die Rede ist, dann sind damit jene variszischen Plutone gemeint, die in Kapitel 5 besprochen wurden. Mit ihren oberkarbonen Intrusionsaltern durchsetzen sie den metamorphen Lagenbau. Ihre Lagerstätten sind von den „stratiformen“ Bildungen gut zu trennen und als spätvariszisch einzuordnen. Jeder Lagerstättenkundler, der einen Zusammenhang mit den Graniten konstatiert, muss sich aber fragen, ob die Granite auch wirklich als Stofflieferant fungierten oder ob sie nur die Umgebung „durchkochten“ und zur erneuten Mobilisation und Anreicherung der Metalle führten. Für die meisten erzgebirgischen Lagerstätten von Zinn (Kassiterit SnO_2) und Wolfram (Wolframit $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{WO}_4$, Scheelit CaWO_4) scheint die Funktion der Granite als Lieferant gesichert.

Die Zinn-Wolfram-Assoziation ist eng mit der Anwesenheit anderer typischer Elemente verknüpft. Charakteristisch ist das Fluor, das, wie Wasser auch, bei hohen Temperaturen sehr mobil und aggressiv ist. Solche pneumatolytischen Phasen (Kasten 10) sind in der Lage, sich durch bereits erstarrten Magmatit oder sein Nebengestein regelrecht hindurchzufressen. Dass bestimmte variszische Granite tatsächlich mit Fluor angereichert sind, wurde in Kapitel 5 erwähnt und die Fluor-reichen Typen Eibenstock, Schellerhau und Gottesberg sind die Träger von Zinn, Wolfram und beispielsweise auch Lithium. Die Spezifik des pneumatolytischen Stoffnachscheses führte zur Bildung ganz eigener Gesteine, wie Greisen, Zwitter und Skarne. Der Gliederung von BAUMANN et al. 2000 folgend, werden die zugehörigen Lagerstätten gemäß ihres Strukturtyps im folgenden Abschnitt kurz beschrieben.

Woher kommt eigentlich das Zinn? Zinn ist mit einem Durchschnitt von 0,0035 % am Aufbau der Erdkruste beteiligt. Theoretisch müssen nur Magmen hinreichend großer Volumina lange genug differenzieren, um genug Zinn anzureichern. Zumindest spricht die Chemie eines Teils der Zinn führenden Granite nicht für eine langwierige Mantel-Krusten-Differenziation. Ein Teil besteht sogar aus reinen S-Typ-Graniten (Kapitel 5). War womöglich das aufgeschmolzene Sedimentgestein bereits mit Zinn angereichert? Infrage kommen dafür die ordovizischen Schelfsedimente des Altpaläozoikums, die das Erzgebirge in mehrfacher Stapelung maßgeblich aufbauen. Tatsächlich haben MINGRAMS geochemische Untersuchungen inner-

halb der Frauenbach-Gruppe Zinn-Anreicherungen ans Licht gebracht (MINGRAM 1998). Da diese ordovizischen Sedimentite „hoch matur“ sind, also vom Liefergebiet bis zur Ablagerung stark aufbereitet worden sind, könnte hier eine durch Verwitterung geprägte primäre Anreicherung vorliegen. Die Aufschmelzung der Schiefer und eine sekundäre Anreicherung in der hydrothermalen Restphase des Magmas brachte dann unsere Zinnerzlagerstätten hervor (Abb. 10.2).

10.2 Die Zinnlagerstätten des Erzgebirges

Nach dem Bergbau auf Silber und Uran ist der auf Zinn der wichtigste und vielleicht auch prominenteste des Erzgebirges. Es ist auch derjenige Erzbergbau, der in der letzten Bergbauepoche (DDR-Zeit) bis zum Wendejahr 1990 anhielt. Und inzwischen laufen in den Revieren Altenberg, Geyer und Mühlleithen wieder die Erkundungen (Abb. 10.3).

Zinn ist ökonomisch das wichtigste Metall der überkritischen hydrothermalen Phase (Kasten 10), einem Spätstadium des variszischen Magmatismus. Obwohl die Quelle des Zinns damit eindeutig in den spezialisierten Graniten des Erzgebirges zu suchen ist (SEIFERT et al. 2011), zeigen die Lagerstätten auf Zinn die höchste strukturelle Variabilität. Die Freiburger Lagerstättenkundler ordnen die Zinnlagerstätten vier prinzipiellen Strukturtypen zu, die sich wiederum in verschiedene Untertypen aufspalten lassen (Abb. 10.4, BAUMANN et al. 2000).

Stöcke

Bei den Stöcken befindet sich das Zinnerz im Granit selbst. In den Dachbereichen der Intrusionen sammeln sich die mit Zinn beladenen fluiden Bestandteile an. Der Granit wird dadurch autometasomatisch noch einmal umgewandelt. Vor allem Feldspat wird wieder aufgelöst und dafür Quarz, (Lithium-)Glimmer und Topas gebildet. Die Bergleute bezeichneten solche veränderten Granite als „vergreist“ und im besten Fall, wenn noch ein nutzbares Erz hinzukam, konnte man sich über Zinnreisen freuen. Der hohe Gasdruck der Hydrothermen konnte den erstarrten Granit aber auch in ein feines Bruchmuster zerbre-

Kasten 10

Magmatische Abfolge

Früher wurde die ideale Abscheidungsfolge von Mineralen, auch der Erzminerale, an die Differenzierung eines theoretischen Magmenkörpers geknüpft (Abb. 10.1). Vollständig ist die Abfolge dann, wenn von der Differenzierung eines Mantelmagmas ausgegangen wird:

1. Frühkristallisation → ultrabasische Magmatite
2. Hauptkristallisation → basische bis saure Magmatite (Kristallisation der gesteinsbildenden Silikate)
3. Restkristallisation der angereicherten leichtflüchtigen oder bisher nicht einbaubaren Stoffe (spätmagmatisch).

Mit dieser Abfolge verband man die magmatische Lagerstättenbildung (u. a. SCHNEIDERHÖHN 1962):

- Frühmagmatisch: liquidmagmatische Lagerstättenbildung (Abtrennung sulfidischer und oxidischer Schmelzen von den silikatischen; Bildung u. a. von Cr-, Ni-, Ti-, Pt-Lagerstätten);
- Restkristallisation: pegmatitisch (häufig Riesenwachstum; Lagerstätten u. a. der Seltenen Erden), pneumatolytisch (fluidreich; u. a. Sn-W-Lagerstätten), hydrothermal (Bildungstemperatur unter kritischem Punkt, Wasser als Dampf oder Lösung; Bildung von Polymetall-Lagerstätten, wie Pb-Zn-Ag).

Die Hauptkristallisation spielt für die Anreicherung von Metallen keine Rolle.

Soweit der Klassiker. Aktuelle Vorstellungen weichen erheblich davon ab, vor allem weil heute komplexere Vorstellungen zur Magmengenesse existieren. Letztendlich ist auch diese Entwicklung eine Folge der Entwicklung der Theorie der Plattentektonik. Insbesondere werden hydrothermale

Bildungen heute vielfach nicht mehr magmatisch interpretiert (POHL 2005), was die Befunde im Erzgebirge ja auch stützen. Damit wird in vielen Fallbeispielen auch die genetische Trennung der pneumatolytischen Bildungen (>374 °C, 0,022 GPa) von den hydrothermalen hinfällig. So werden sie heute zusammengefasst und die hydrothermale Zonierung wie folgt eingeteilt (POHL 2005):

- Epizonal (150–300 °C, 0,05–0,15 GPa → < 6 km Tiefe)
- Mesozonal (300–475 °C, 0,15–0,35 GPa → 6–12 km Tiefe)
- Hypozonal (475–700 °C, 0,3–0,6 GPa → > 12 km Tiefe)

Diese Einteilung ist nicht mit der klassischen hydrothermalen Gliederung (tele-, epi-, meso-, katazonal) zu verwechseln, die häufig im Erzgebirge Anwendung fand und lediglich den Bereich unterhalb des kritischen Punktes abdeckte.

Heute werden hydrothermale Bildungen (auch im modernen Sinne bis über den kritischen Punkt) häufig durch Mobilisierung und Transport in Fluiden und Lösungen aus Sedimenten interpretiert. Neben der früher favorisierten magmatischen Restschmelze und den metamorphen Entwässerungsreaktionen kommen folgende Systeme in Frage (nach POHL 2005):

1. Diagenetische Entwässerung von Sedimentpaketen,
2. Aufheizung von Wässern (aus Wasserkreislauf, aus 1. oder aus ozeanischem Wasser) über
 - a) magmatischen oder metamorphen Wärmequellen,
 - b) Störungszonen,
3. Mischtypen.

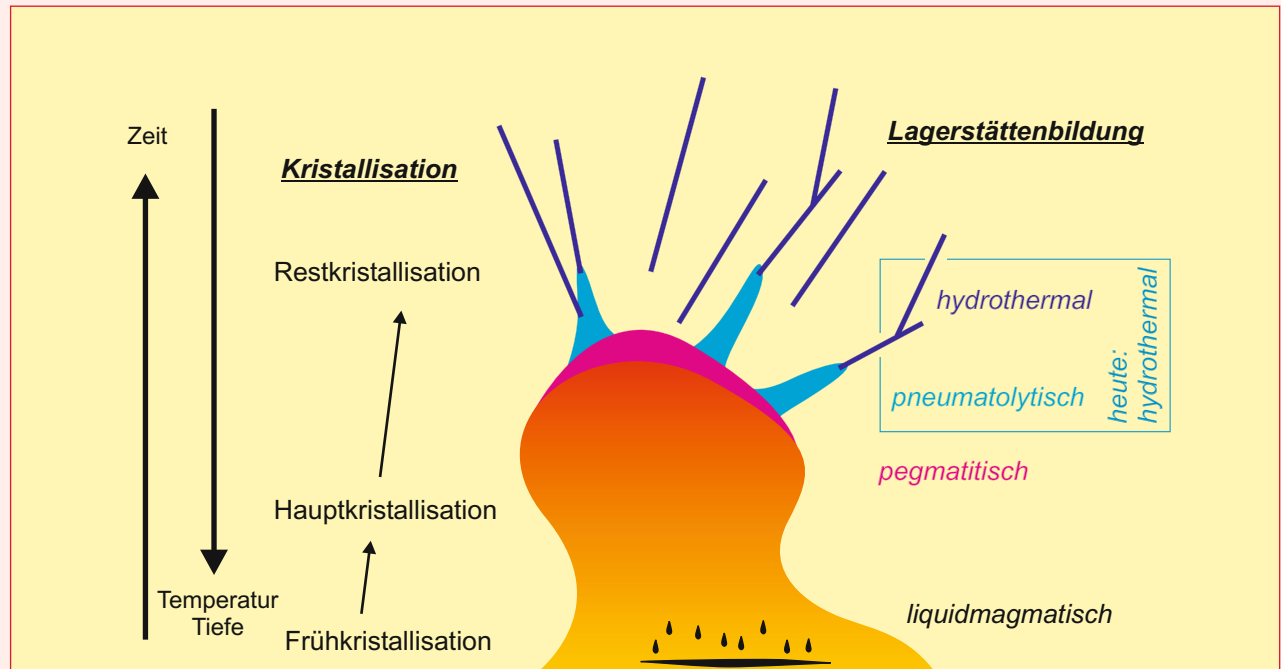


Abb. 10.1 Die magmatische Abfolge und deren Regimes der Lagerstättenbildung. Zu beachten ist, dass es sich lediglich um ein Schema handelt, das verschiedene Stadien der Kristallisation und Lagerstättenbildung zusammenfügt. Man geht heute nicht mehr davon aus, dass sich eine Magmendifferenzierung nach diesem vollständigen Muster abspielt.

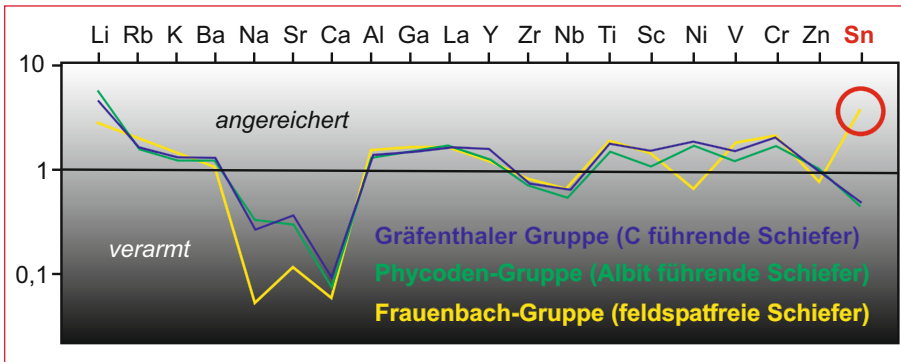


Abb. 10.2 Geochemie der Metasedimente des Westerzgebirges. Gegenüber den Äquivalenten der Phycoden- und der Gräfenenthaler Gruppe sind die feldspatfreien Schiefer der Frauenbach-Gruppe in puncto Zinn um das Zehnfache angereichert. Nach MINGRAM 1998.

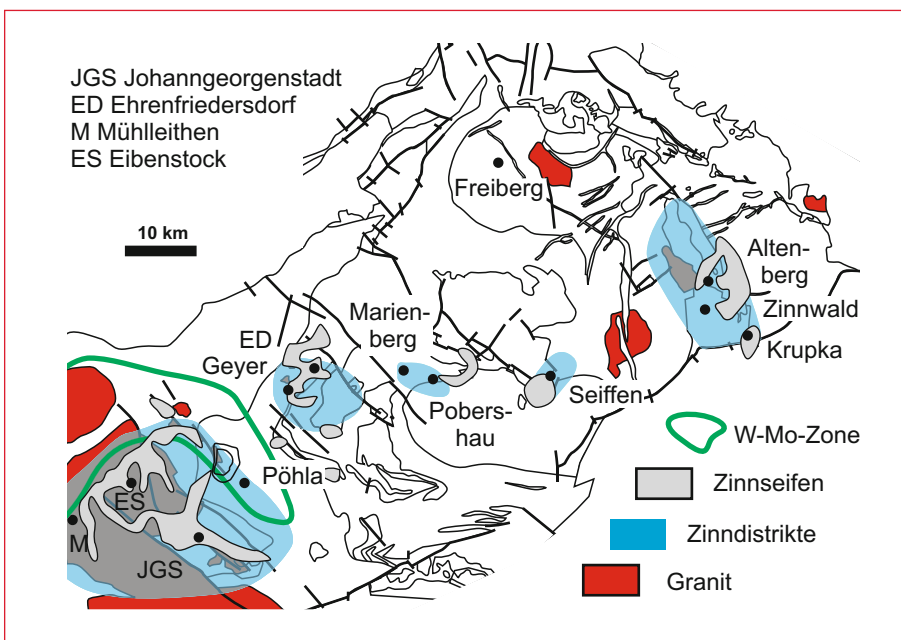


Abb. 10.3 Karte der Zinndistrikte des Erzgebirges. Die Verbreitung des Zinns ist eng an bestimmte Typen variszischer Granite gebunden. Nach BAUMANN et al. 2000.

chen. Die Vergreisung setzt dann von feinen, Zinnerz erfüllten Gängchen – Trümmern – her ein (Abb. 10.5). Das Gestein ist dann sowohl ein bisschen Granit als auch ein bisschen Gneisen – die erzgebirgischen Bergleute nannten dieses Gestein daher Zwitter. Die großen Zinnlagerstätten des Erzgebirges von Geyer und vor allem Altenberg und Zinnwald gehören in diese Gruppe, bei der der Granitkörper als Ganzes abgebaut wurde (Kapitel 19).

Gänge

Der Druck der fluiden Phase des Granites kann im Dachbereich auch zum Aufreißen des Nebengesteins führen. Dem Druckgefälle gehorchend entfliehen nicht nur Fluor und Wasser, son-

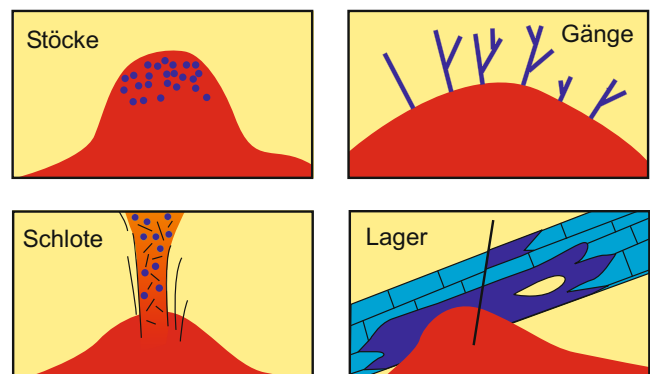


Abb. 10.4 Die Gliederung der erzgebirgischen Zinnerz-lagerstätten. In jedem der vier grundsätzlichen magmatogenen Bildungsmöglichkeiten von Zinnerz-Lagerstätten (dunkelblau) lässt sich ein Zusammenhang mit einem Granitkörper (rot) herstellen. Nach BAUMANN et al. 2000.

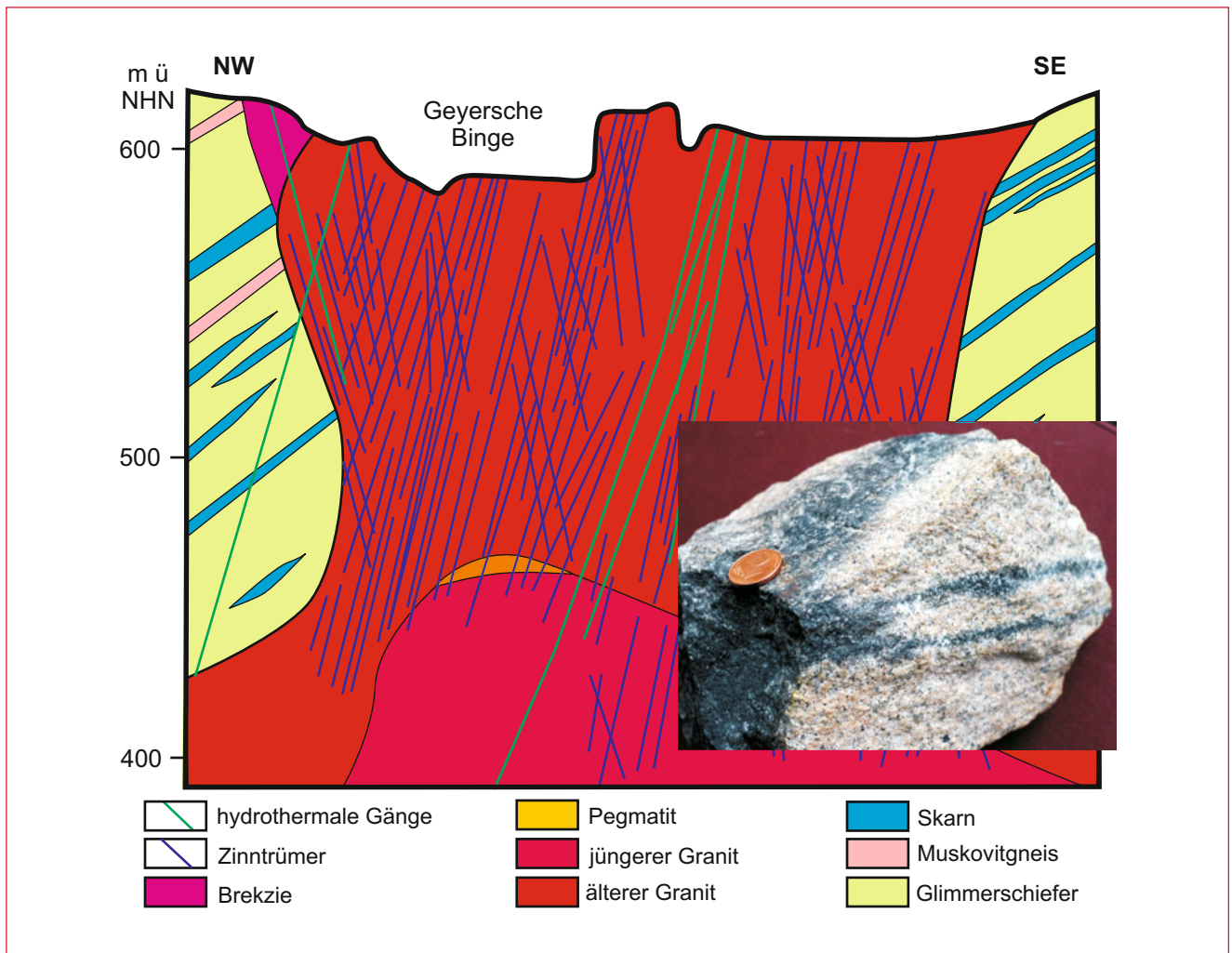


Abb. 10.5 Der vergreiste Granitstock von Geyer (nach BAUMANN et al. 2000) als Beispiel für diesen Strukturtyp und ein Handstück mit Zinn-Trümmern (Zwitter).

den auch die überkritisch angereicherten Metalle. Diese kondensieren im vergleichsweise kalten Nebengestein aber recht bald und füllen die geöffneten Spalten. Neben den reinen Stock- und Ganglagerstätten gibt es eine Vielzahl von Übergangstypen, die allein aus der Nähe beider Bildungsräume resultieren (Pobershau, Ehrenfriedersdorf, Abb. 10.6). Reine Ganglagerstätten von Zinn gibt es beispielsweise im Eibenstocker Granit (Carlsfeld, Prebuz).

Schlote

Der Schlottyp stellt die logische Fortsetzung der Greisen- und Gangbildungen dar. Der Druck der granitischen Restphase war noch höher und brach nicht nur Spalten ins Nebengestein, sondern zersprengte das überlagernde Dach gleich gänzlich. Das Ergebnis sind Schlote, so genannte *Pipes*, auf denen sich die überkritischen Fluide und Gase ihren Weg nach oben bahnten. Petrographisch handelt es sich um Brekzien aus Gneisen oder Schiefen, die je nach Stoffangebot mit Quarz, Topas (Schne-

ckenstein) und auch Zinnstein (Seiffen) verheilten. Auch dieser Lagerstättentyp kommt in Kombination mit anderen Typen vor. Oft erfolgte zum Beispiel eine Vergreisung des Schlotkörpers und damit Vererzung im Nachhinein (Krupka, Abb. 10.7).

Lager

Bei diesem Lagerstättentyp werden Partien des Nebengesteins zum Granit stofflich verdrängt. Es bestehen hier Ähnlichkeiten zu den Greisen, aber die Vererzung erfolgt außerhalb des Granits. Anfällige Gesteine sind die Karbonate, die sich bereitwillig durch silikatische und Erz-Mineralen verdrängen lassen (Metasomatose). In den foliationsparallelen Marmoren bilden sich unregelmäßige Skarnkörper (Ehrenfriedersdorf, Abb. 10.8). Damit sind sie manchmal gar nicht so einfach von den an den Schalenbau gebundenen Erzen, den „vorgranitischen“ Skarntypen, zu unterscheiden. Zinn spielt bei diesem Typ allerdings gar keine große Rolle, meist handelt es sich um Magnetit-Skarne.

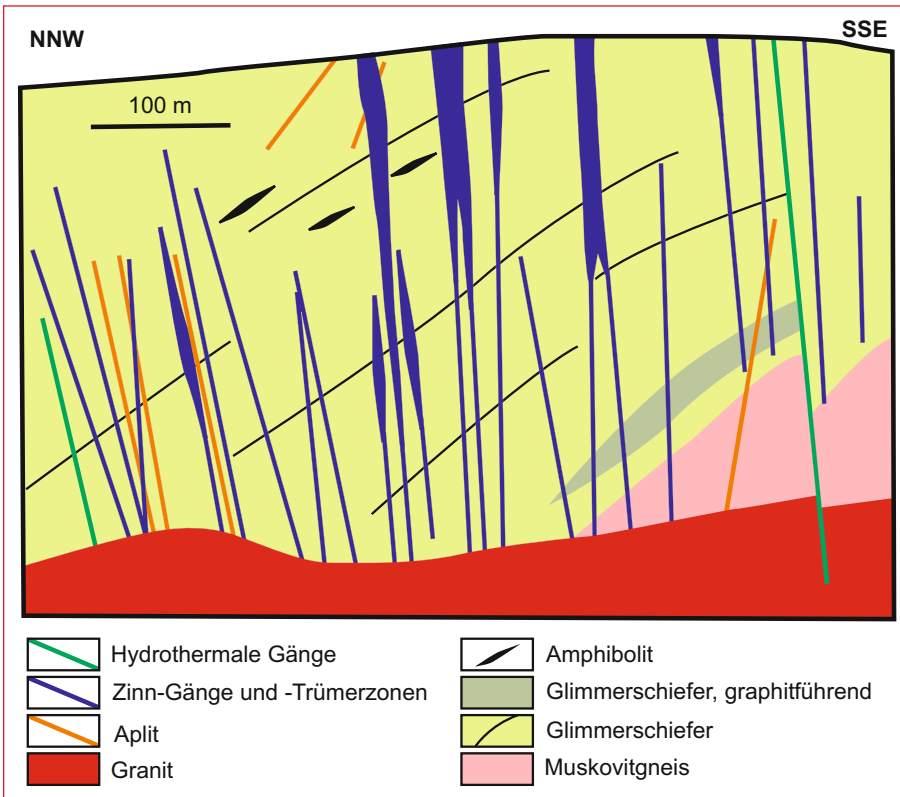


Abb. 10.6 Die Zinnerzlagerstätte Ehrenfriedersdorf gehört zwei strukturellen Typen an. Das Erz befindet sich nicht nur in flachen Greisenkörpern im Granit sondern auch in aus dem Pluton herausfingernden Gängen. Nach HÖSEL 1994.

Seifen

Neben den vier prinzipiellen Lagerstättenstrukturen Stock, Gang, Schlot und Lager existiert im Erzgebirge, wie in anderen Lagerstättenregionen der Welt auch, noch ein weiterer Typ Zinnerz. Bei ihm erfolgte nach der primären (womöglich sedimentären) und sekundären (magmatischen) Anreicherung im

Känozoikum eine weitere (wiederum sedimentäre) Selektion von Metall.

Zinnstein (SnO_2) ist mit einer Dichte von etwa 7 g/cm^3 deutlich schwerer als die gesteinsbildenden Silikate, in denen er vorkommt (Dichte von Quarz: $2,65 \text{ g/cm}^3$). Unterliegt eine Erzlagerstätte nach Millionen von Jahren der Verwitterung, so bedeutet das nicht unbedingt das Ende der Erzkonzentration. Im Gegenteil kann es durch Dichtentrennung, der sich auch der

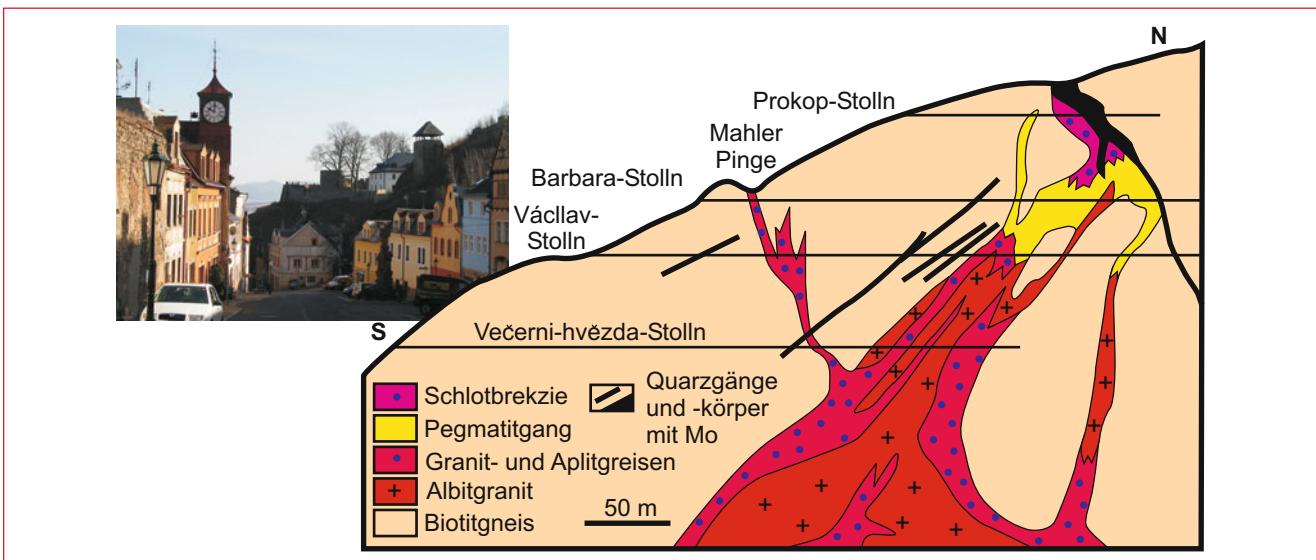


Abb. 10.7 Die Zinnerzlagerstätte von Krupka die unter anderem einen vergreisten Teil einer Explosionsbrekzie aufweist (nach BAUMANN et al. 2000). Ansicht des alten Bergbauortes Krupka (Graupen) im Bild. Mo=Molybdän

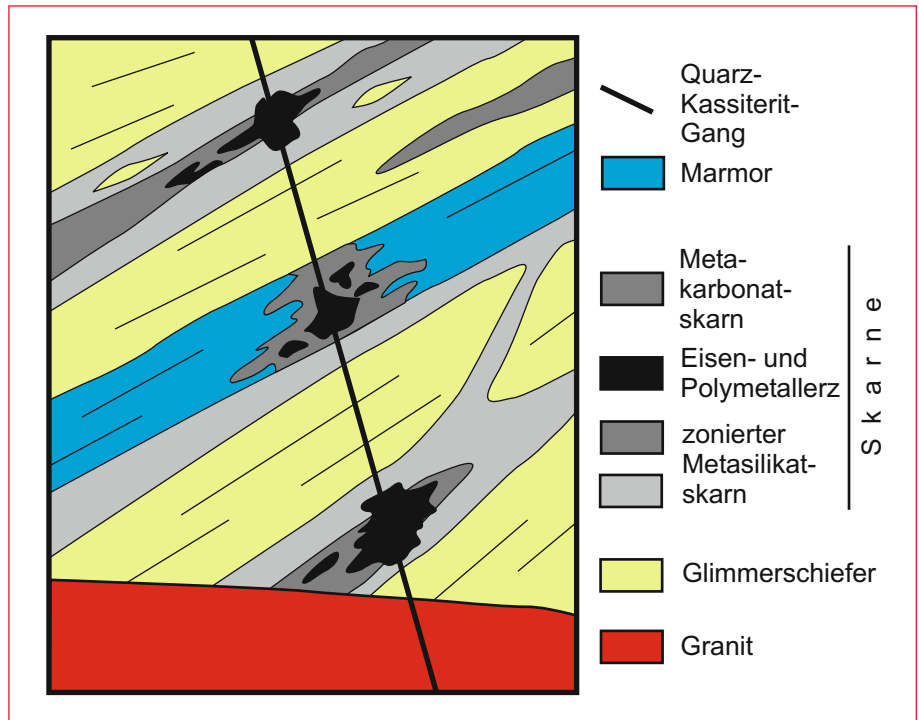


Abb. 10.8 Skarnerzlager von Ehrenfriedersdorf. Das Hauptaugenmerk lag in dieser Lagerstätte auf Eisen (Magnetit). Nach LEGLER 1995.

Mensch bedient, um Erz von taubem Gestein zu separieren, zu einer erneuten Anreicherung kommen. Beispiele sind die Innenkurven von Flussmäandern (Gleithang), in denen die Strömungsenergie abnimmt und der Fluss seine schwerere Last abwirft (Metall und Metalloxide) und das leichtere Material (Silikate) weiter transportiert. Die so entstehenden Lagerstätten heißen Seifen. Der Name kommt vom Waschen, weil die frühen Bergleute, wie die Goldsucher in Amerika, die „Nuggets“ durch eine Wäsche des Flusssediments gewannen. Einige Seifenvorkommen von Zinn erlangten auch im Erzgebirge Lagerstätten-

qualität, so bei Sadisdorf im Osterzgebirge oder in Seiffen, wo der Lagerstättentyp schon am Ortseingangsschild zu erkennen ist (Abb. 10.9). Sehr weit entfernten sich die Schwerminerale vom magmatischen Quellgestein nicht und so führten die Flusssedimente den Zinnwäscher zur Primärvererzung, wie das Nugget den amerikanischen Schürfer zur „Mother Lode“. Die exogen gebildeten Seifen sind somit Bestandteil eines mineralogischen Dispersionshofes um die variszisch-magmatischen Zinnerztypen.

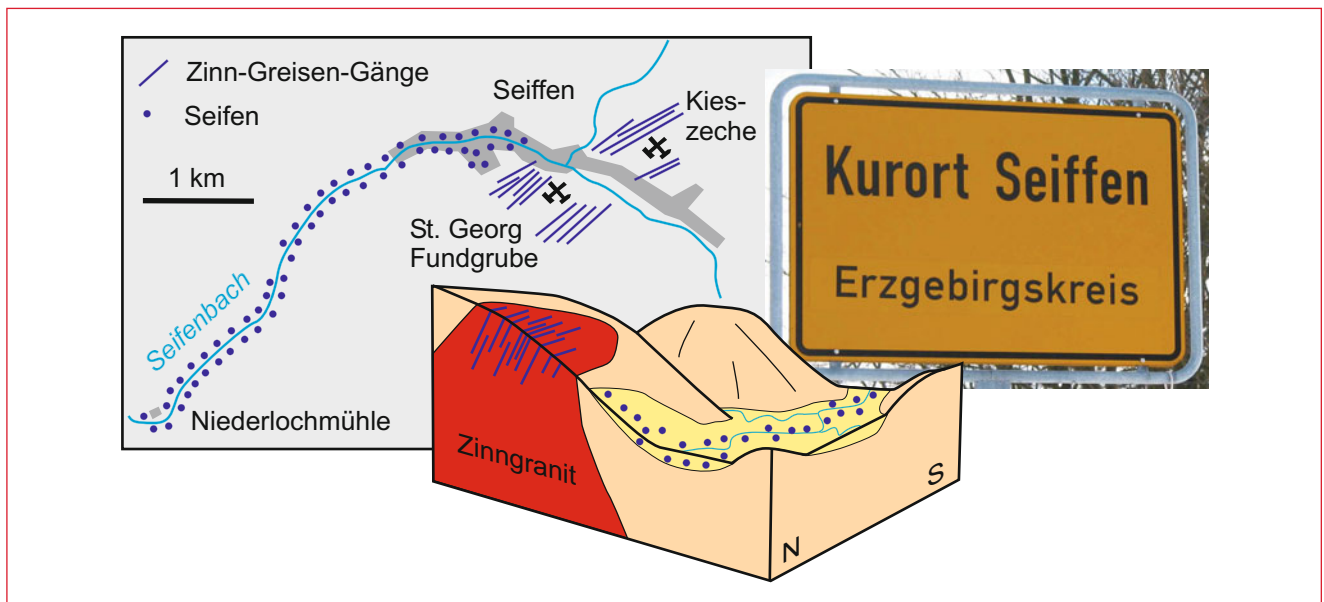


Abb. 10.9 Das Ortseingangsschild ist Programm. Blockbild und Karte zum Auftreten von Zinn-Seifen im Gebiet Seiffen. Nach WAGENBRETH & WÄCHTLER 1990.

11 Hydrothermale Gangerzlagerstätten

11.1 Tektonik der Erzgänge

Die Gänge sind die markantesten Lagerstättenbildungen des Erzgebirges. Sie prägen auch den größten und wichtigsten Lagerstättendistrikt, den von Freiberg.

Anders als die bisherigen Typen sind die Erzgänge an ein tektonisches Regime mit Spröbruch und intensiver Dehnungskomponente gebunden. Das mineralische Material füllt dann Spalten und Klüfte und bildet Gangkreuze.

Die Spannungsregimes, die zur Zeit der Bildung der Gänge herrschten, manifestierten sich in bevorzugten Ausrichtungen der Gänge. Schon die Bergleute des Mittelalters erkannten hier Gesetzmäßigkeiten und konnten so gezielter nach neuen „Erzadern“ suchen. Gemessen an der Nordrichtung fand man, dass manche Gänge steil „stehen“ oder eher „flach“ streichen. Solche Bezeichnungen wurden dann zur Abgrenzung und Katalogisie-

rung der Erzgänge für ganze Sektoren der Windrose übernommen (Abb. 11.1). Nach dem geologischen Prinzip „jung schneidet alt“ ließen sich auch Altersbeziehungen der Erzgänge zueinander herstellen. So sind im Raum Freiberg, wo mehr als 1000 Gänge bekannt sind, die so genannten Spatgänge (ESE-WNW) meist jünger als die Stehenden Gänge (NNE-SSW). Das komplizierte tektonische Muster aus Scher- und Zugspalten verschiedener Generationen rief natürlich die Strukturgeologen auf den Plan. Sie konnten sehr detaillierte Modelle für einzelne Lagerstättendistrikte entwerfen (BAUMANN & HOFMANN 1967). Im Nachhinein betrachtet half jedoch auch das bei der Beurteilung der Alter der Gänge kaum weiter.

Bei der Kartierung im kleineren Maßstab stellte sich heraus, dass auch über die Lagerstättendistrikte hinaus wichtige tektonische Richtungen zu verfolgen sind und Mineralisationen schwerpunktmäßig an überregionale Störungszonen gebunden sind (Abb. 11.2).

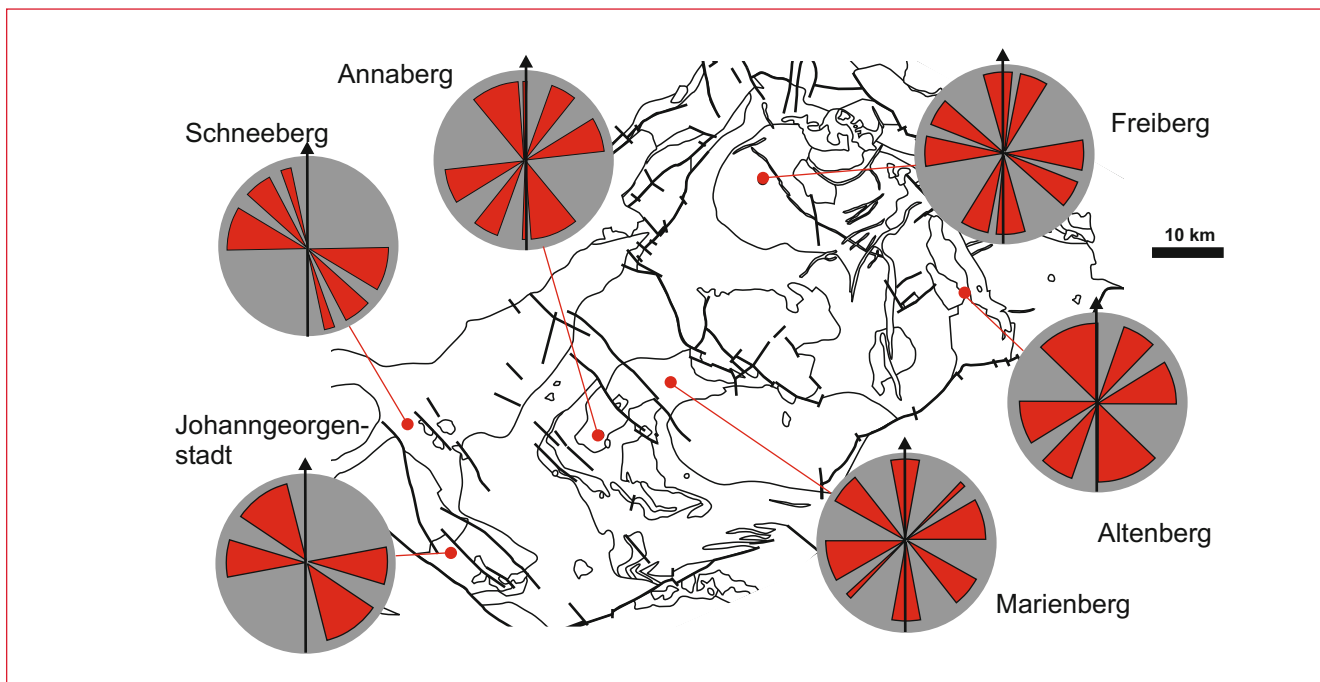


Abb. 11.1 Jeder Lagerstättenbezirk hat seine eigenen vorherrschenden Richtungen in denen die Erzgänge streichen. Hier sind sie als Kluffrosen ohne relative Häufigkeitsangabe dargestellt. Nach BAUMANN et al. 2000.

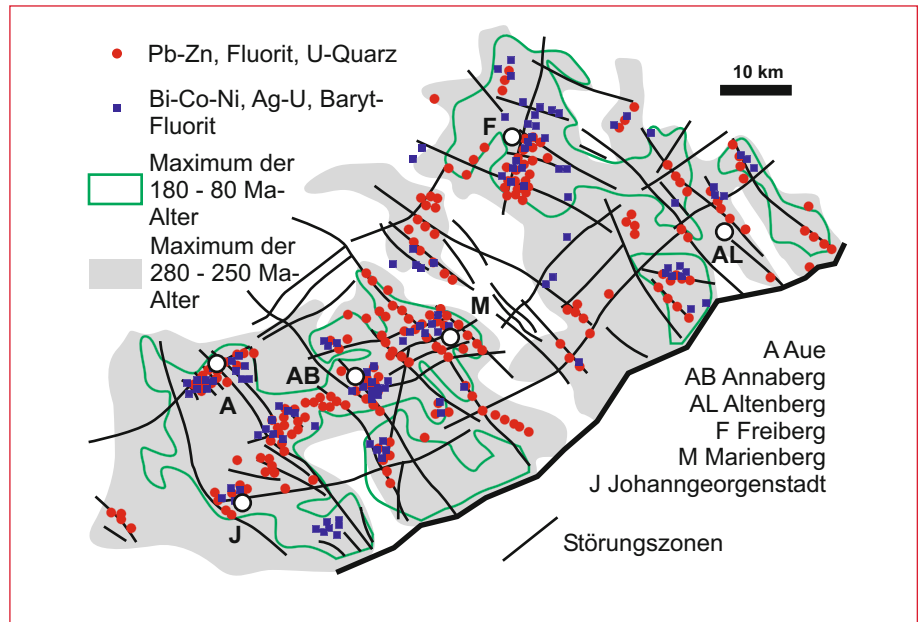


Abb. 11.2 Karte der wichtigsten Störungszonen des Erzgebirges und den zugehörigen Mineralisationen. Nach ROMER et al. 2010.

11.2 Mineralführung der Gänge

Die Erzgänge des Erzgebirges führen typische hydrothermale Minerale, so wie sie auch weltweit in ähnlichen Gesteinen vorkommen. Bezogen auf einen theoretischen Granit als Lieferanten fielen die hydrothermalen Bildungen am weitesten vom Granit weg aus (Kasten 10). In der klassischen Theorie handelt es sich also um das Restmaterial einer magmatischen Quelle. Gerade in der Paradelagerstätte Freiberg kommen aber gar keine Granite vor. Sogar in über 1800 m Teufe konnte kein Granit erbohrt werden (BERGER et al. 2011). Und auch in anderen Lagerstättendistrikten, dort wo z. B. die Gänge die Granite

schneiden, wird schnell klar, dass die Erzgänge keine Apophysen, also Anhängsel, der Granite sind.

Verschiedene Modelle und Erz-Lieferanten sind hier bemüht worden, beispielsweise die magmatischen Lamprophyre für spätvariszische Mineralisationen (SEIFERT 2008, Kasten 11). Die Wahrheit wird wohl eine Synthese aus vielen Ideen sein, deren Kern sich etwa so anhören könnte: wiederholte Mobilisation von Stoffen verschiedener Quellen. Zu diesem Thema steuern ROMER et al. 2010 ein paar interessante, wenn auch nicht unumstrittene, Beobachtungen bei.

- Polymetallgänge (Blei Pb, Zink Zn, Silber Ag) kommen vor allem in Graugneisen vor (Lagerstätten Freiberg, Annaberg). Dabei handelt es sich um cadomische Gesteine.

Kasten 11

Lamprophyre

Lamprophyre sind basische bis intermediäre Ganggesteine. Ihr Auftreten in Lagerstättenbezirken ließ vermuten, dass sie mit der Entstehung von Erzgängen in Verbindung stehen. Ein Fachmann auf dem Gebiet der erzgebirgischen Lamprophyre ist der Freiburger Forscher THOMAS SEIFERT. In seiner umfassenden Arbeit von 2008 definierte er drei Typen dieses Gesteins, die jeweils eine unterschiedliche Beziehung zu den Erzgängen haben (SEIFERT 2008).

- Typ 1: Vor den variszischen Graniten und vor den Vererzungen entstanden (speziell Typ Eibenstock). Petrographisch handelt es sich um Kersantite und Spessartite.
- Typ 2: Er bildete sich nach den Graniten und vor den Vererzungen (Glimmer-Lamprophyre).
- Typ 3: Nach den Graniten und Zinn-Mineralisationen, aber vor den Silber- und Uranvererzungen entstanden. Petrographie: Kersantite.

Mit einem Altersfenster von 315–290 Millionen Jahren ist eine Verwandtschaft der Lamprophyre mit dem regionalen Rhyolith-Vulkanismus gege-

ben, was anzeigt, dass dieser einen bimodalen (sauren und basischen) Charakter hatte. Tatsächlich ist also ein Teil des spätvariszischen Magmatismus nicht die Folge des Aufschmelzens kontinentaler Kruste, sondern von Krustendehnung. Die Lamprophyre spiegeln nämlich in ihrer Chemie ein angereichertes Mantelmaterial wider, das kaum durch Krustenmaterial kontaminiert wurde (SEIFERT 2008).

Sind Lamprophyre nun Erzlieferanten für Ganglagerstätten? Seifert vermutet: ja. Das Auftreten von Typ 2 korreliert mit reichen Silbererzvorkommen in Freiberg und Annaberg. Zwar intrudierten die Lamprophyre 20 Millionen Jahre früher, sie könnten aber dennoch eine erste Quelle unter anderem von Silber sein, die später sekundär ausgelaugt wurde. Manche Typ 2-Lamprophyre führen in Einschlüssen CO_2 , das ein gutes Laugungs- und Transportmittel für Uran ist und für dessen Lagerstättenbildung eine Rolle gespielt haben könnte.

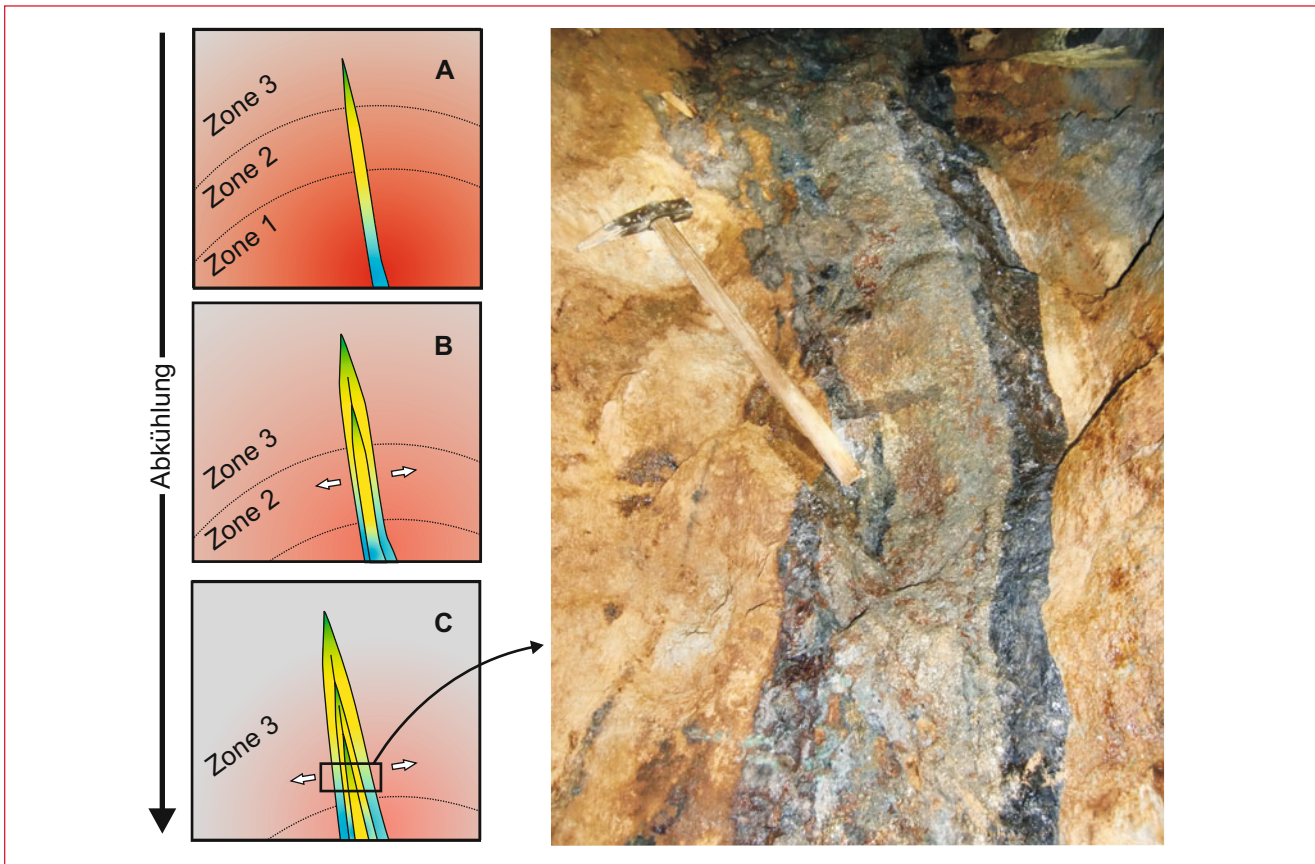


Abb. 11.3 Die Entstehung des *Teleskopings*, das heißt des Ineinanderschachtelns hydrothermaler Mineralisationen bei immer kälter werdenden Bedingungen. Im Foto ein Erzgang aus dem Freiburger Revier.

- Hingegen sind die Rotgneise selbst kaum hydrothermal mineralisiert. Nach TICHOMIROVA 2003 sind dies nur die ordovizischen Magmatite, nach RÖTZLER & PLESSEN 2008 enthalten sie auch cadomische Elemente (Reitzenhainer Dom).
- Die altpaläozoischen Metasedimente des Westerkgebirges werden von der Lagerstättenassoziation Wismut-Kobalt-Nickel(-Uran) – BiCoNi(U) – dominiert.
- Bemerkenswerterweise sind Übergangsgneise („Untere Scherzone“ nach SEBASTIAN 1995) im Osterzgebirge nicht und im Westerkgebirge hoch mineralisiert. Diese Polarisierung in Ost und West wirft auch die Frage auf, ob die Unterschiede zwischen beiden Teilen in unserem tektono-metamorphem Modell gebührend beachtet wurden.

Was steckt nun in den erzgebirgischen Gängen? Zunächst unterscheidet man zwischen der tauben Gangart (Quarz, Karbonat) und den Erzmineralen, wobei die eine oder andere Gangart durchaus von wirtschaftlichem Interesse sein kann (Fluss- und Schwespat). Innerhalb eines Gangs kann sich die Mineralisation auch ändern, und zwar meist von den Rändern (Salbändern) her nach innen. Das liegt daran, dass sich die Zusammensetzung der beliefernden Hydrothermen ändert und dass sich die selben Gänge wiederholt öffnen. Aber auch im Verlauf eines Ganges in vertikaler oder horizontaler Richtung ändert sich oft der Stoffinhalt. Hier sind es die sich im Raum ändernden physikalisch-chemischen Bedingungen, vor allem das Temperaturge-

fälle, die zu so genanntem *Zoning* und *Teleskopung* führen (Abb. 11.3).

Da bestimmte Elemente, wie bereits erwähnt, immer wieder in diversen Assoziationen auftauchen, war und ist es sehr schwierig, die einzelnen Mineralisationsphasen einander richtig zuzuordnen und zu klassifizieren. Der jeweilige Stand der Wissenschaft führte auch hier immer wieder zu eigenen Begriffen in einer zeitgemäßen Nomenklatur. Die Geschichte der Gliederung der Ganglagerstätten des Erzgebirges legten BAUMANN et al. 2000 dar, was hier nur verkürzt wiedergegeben wird (Abb. 11.4).

Klassisch wurden zwei Phasen der Gangerzbildung unterschieden, ein spätvariszischer (Permokarbon) und ein postvariszischer Zyklus (vor allem Kreide). Hält diese zeitliche Gliederung modernen Altersdaten stand?

11.3 Alter der Erzgänge

Radiometrische Datierungen von Erzgängen gestalten sich schwierig, weil es nicht einfach ist, in den hydrothermalen Mineralisationen geeignete Mutter/Tochter-Paare zu finden. Häufig weicht man auf indirekte Verfahren aus, bei denen beispielsweise die Tonmineral-Neubildungen im Nebengestein datiert werden.

Sn-W (Kassiterit)	qks/w	W-Mo/Sn-W
kb (kiesig-blendig)	qsf	Quarz-Polymetall-sulfid
uqk (Uran-Quarz-Karbonat)	qhm/qu	Uran-Quarz-Calcit
eb (Edle Braunspat)	krsfsb	Karbonat-Silber-Antimon
eba (Eisen-Baryt)	flq	Fluorit-Quarz
fba (Fluor-Baryt)	hmba	Quarziges Hämatit-Baryt
BiCoNiAg	bafI	Baryt-Fluorit
Fe-Mn	qas/krsfas	Bi-Co-Ni-As-Ag-(U)
	flbaq	Fluorit-Baryt-Quarz
	sfkru	qlmmn
Fe-Mn	Sulfid-Karbon.-Uranerz	Quarziges Fe-Mn

zeitliche Abfolge

Formation	Folengruppe	Assoziation
-----------	-------------	-------------

Abb. 11.4 Vergangene (grün, z. B. BAUMANN 1968) und heutige Gliederungen (gelb, z. B. KUSCHKA 1997) der Ganglagerstätten des Erzgebirges.

Nach Auswertung bestehender und selbst durchgeführter Untersuchungen konnten ROMER et al. 2010 keine zeitliche Beziehung zu den variszischen Graniten herstellen. Der erste Peak in der Häufigkeit der Gangalter liegt 50 Millionen Jahre nach der Intrusion der Erzgebirgsgranite.

Nach Auswertung einer großen Datenmenge (664 für Europa, 101 für das Saxothuringikum) konnten die Zeiten intensiver Mineralisation sehr gut herausgearbeitet werden. Im Ergebnis besteht kein direkter Zusammenhang mit der variszischen Orogenese, speziell seiner Magmatite. Vielmehr steht das gesamte hydrothermale Ganginventar des Erzgebirges in Verbindung mit überregionalen tektonischen Ereignissen im Zeitraum Perm bis Känozoikum. In dieser Zeit wurde die mitteleuropäische Kruste während der Alpenorogenese, der Atlantiköffnung und der Anlage der Norddeutschen Senke wiederholt gedehnt (Abb. 11.5). Nach heutigem Stand ergeben sich für die hydrothermalen Erzgänge die folgenden Bildungsepochen (ROMER et al. 2010):

- Vor ~270 Millionen Jahren (Rotliegendes). Das sind 20 Millionen Jahre nach dem Rhyolith-Vulkanismus (290 Millionen Jahre) und ist zeitgleich mit der Bildung des Norddeutschen Beckens. Dabei ist das Zeitfenster relativ groß und durch Dehnung mit verschiedener Orientierung charakterisiert (N-S, NE-SW, NW-SE). In diesem Zeitraum bildeten sich die ersten Uran-Gänge von Schneeberg, Schlema und Johanngeorgenstadt (die später alle noch einmal remobilisiert werden) sowie die Polymetallvererzungen vom Typ Freiberg und Schneeberg. Dem restlichen Europa erging es nicht anders. Die Lagerstätten in Cornwall, Uranvorkommen im französischen Zentralmassiv und im Schwarzwald, Gold-Quarz-Sulfide des Oslorifts und Quarzgänge im Taunus fallen in diesen Zeitraum.
- Vor ~190-180 Millionen Jahren (Unterjura). Tektonik, die in Verbindung mit der Tethysöffnung stand, führte im Zeitraum Trias bis Unterkreide zu Dehnungen in E-W- bis NE-SW-Richtung. Im gesamten Erzgebirge wurden Silber-Erze der klassischen „edlen Braunspatformation“ (eb nach BAUMANN 1968, heute: krsfsb nach KUSCHKA 1997; Abb. 11.4) ausgeschieden. Ähnliches passierte im französischen Zentralmassiv, im Oberharz (Pb-Zn-Gänge) und im Schwarzwald (Hämatitgänge). Nach klassischer Anschauung ist die eb-Formation spätvariszischen Alters (Abb. 11.4).
- Vor ~150 Millionen Jahren (Oberjura-Unterkreide). Der Zeitraum umfasst die Hauptaktivität der Südatlantikspaltung. Im Erzgebirge bildeten sich NE-SW-Dehnungsfugen mit Fluorit-Baryt- und Uran-Gängen, ebenso wie im Schwarzwald, im Lizard-Komplex von England und in Spanien.
- Vor ~120 Millionen Jahren (Unterkreide). Beginn der Trennung Europas von Amerika im südlichen Nordatlantik. Im Westerbirge formierten sich die BiCoNiAgU-Gänge. Im Harz und im Odenwald entstanden weitere Gangmineralisationen.
- Vor ~15 Millionen Jahren (Miozän). Aus diesem Zeitraum gibt es kaum Erzmineralisation, aber für die Neotektonik und die junge Heraushebung des Erzgebirges ist diese Epoche wichtig (Kapitel 13).

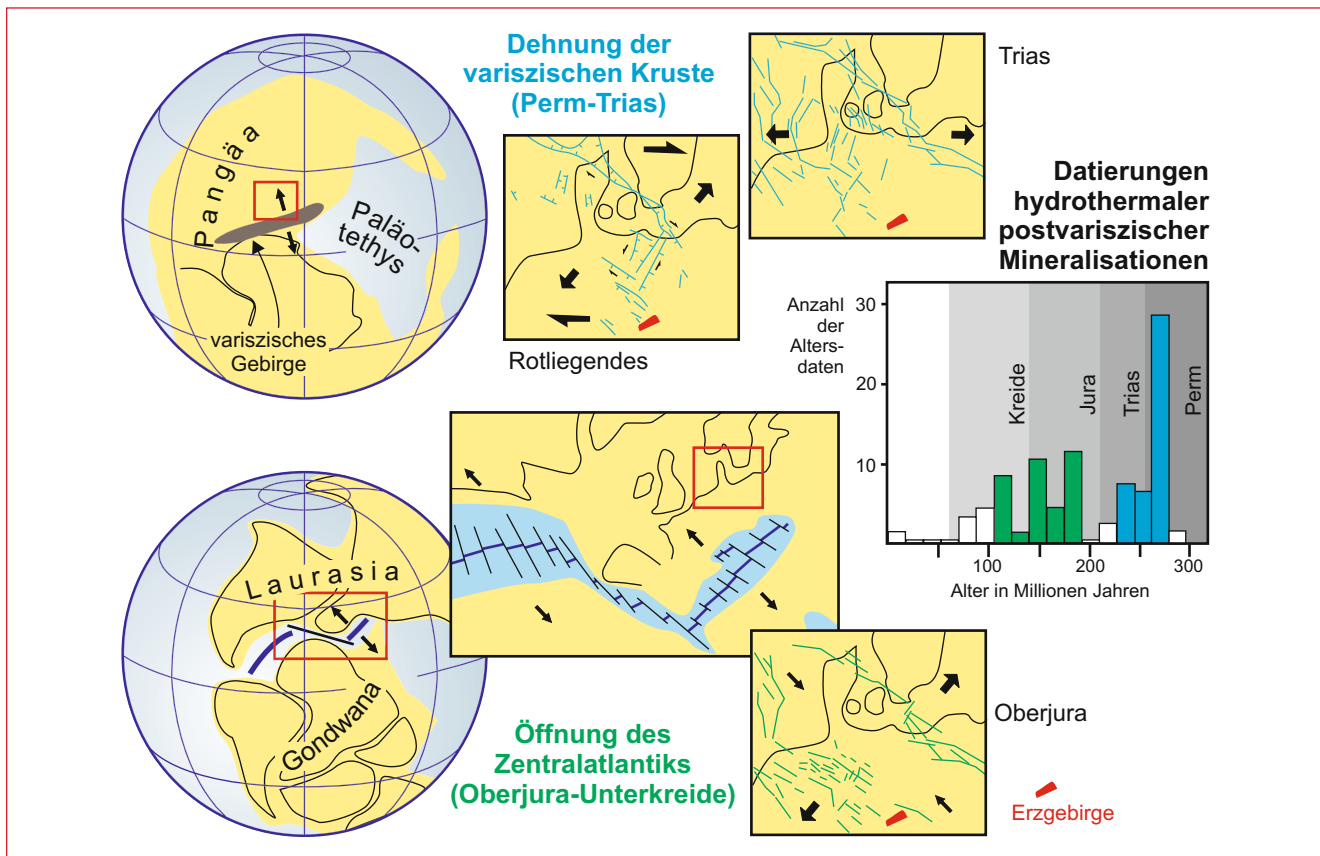


Abb. 11.5 Paläogeographie des Mesozoikums mit den zugehörigen Strukturen in Mitteleuropa. Die Farben der Strukturen (blau und grün) korrespondieren mit den Häufigkeitsbalken der Isotopenalter für hydrothermale Gänge im Saxothuringikum rechts. Die Erdbälle stellen die Fortsetzung der in Kapitel 4.6 dargestellten Karten dar. Nach ROMER et al. 2010, SCOTese & SCOTese 2000 und LITKE et al. (eds) 2008.

Zu beachten ist, dass die hier genannten Alter lediglich die Spitzen Gauß'scher Verteilungskurven repräsentieren. Das 270 Millionen-Alter steht zum Beispiel für Datierungen von 300 bis 200

Millionen Jahren (Abb. 11.5) – genug Spielraum für weitgehende Interpretationen.

12 Erzlagerstätten und Bergbau

Bergbau ist zwar nicht Thema dieses Buches, aber so ganz unter den Teppich soll dieser wichtige Aspekt des geschichtsträchtigen Erzgebirges nicht gekehrt werden. Mehr Details zu den Revieren liefern die regionalen Kapitel des Abschnittes VI.

12.1 Das Mittelalter

Der Legende nach erfolgte der erste Erzfund 1168. Am Schüppchenberg von Christiansdorf, das später zu Freiberg wurde, hat-

ten wohl durchziehende Salzhändler im natürlichen Anschnitt des Münzbachtales Silber entdeckt. Allerdings gibt es heute auch Belege für einen noch älteren Bergbau (Dippoldiswalde), wovon sogar in vorchristlicher Zeit (PÄLCHEN ed, 2009).

Schnell wurden die Gangnatur der Erze und damit ihre Fortsetzung im Streichen erkannt. Der gerissene Markgraf Otto von Meißen holte sich das Territorium von den Zisterziensern in Altzella zurück und gab, um den Zuzug von Arbeitskräften zu schüren, den Berg frei – Freiberg entstand. Jeder durfte kommen und schürfen – für die damaligen Zeiten eine fortschrittliche Vorgehensweise. Selbstverständlich ging der größte Teil des

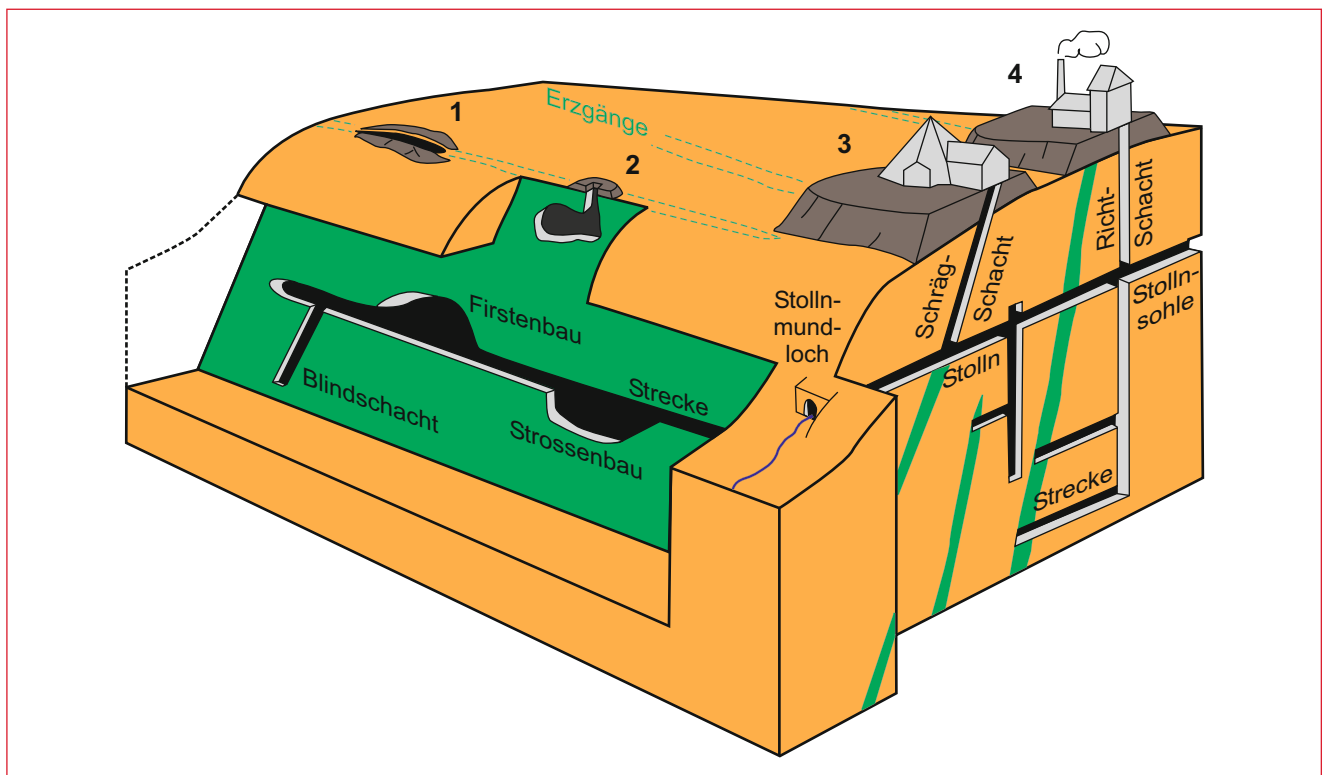


Abb. 12.1 Die Entwicklung des Bergbaus auf Erzgänge in einem Blockbild. Zunächst wurde lediglich im Streichen der Gänge geschürft (1). Mit zunehmender Abbautiefe entstanden kleine Schächte, durch die das Erz mit Handhaspeln gefördert wurde (2). Später erfolgte die Förderung mit Göpeln, die Schächte wurden tiefer und zunächst im Erzgang abgeteuft (3). Anfallendes Wasser wurde über Stolln zum nächstgelegenen Tal abgeleitet. Links im Bild sind die grundsätzlichen Abbaumethoden – ins Liegende (Strossenbau) oder ins Hangende (Firstenbau) – dargestellt. Mitte des 19. Jahrhunderts kam die Dampfmaschine ins Erzgebirge und die industrielle Revolution veränderte alle Bereiche der Bergbautechnik (4). Richtschächte wurden im Nebengestein angelegt, unter anderem, um Abbauverluste zu vermeiden. Nach WAGENBRETH & WÄCHTLER (eds) 1990.

Erlöses der Eigenlöhner an die Obrigkeit. Otto wurde deshalb später „der Reiche“ genannt.

Zunächst grub man sich im Streichen der Gänge von oben in den Berg. Nach wenigen Metern war die Oxidationszone durchörtert, in der die Sulfidminerale zu „Rost“ verwittert waren (Abb. 12.1). Im Übergangsbereich zum Grundwasser erreichte man die Zementationszone, in der die weiter oben abgeführten edlen Metalle angereichert wurden. Dieser günstige Umstand führte in den einzelnen Revieren sicher zu den ersten Blütezeiten des Bergbaus. Durch Feuersetzen und mühsame Arbeit mit Schlägel und Eisen wurde nicht nur Erz gewonnen, sondern notwendigerweise auch taubes Gestein. Über kurze Schächte, die mit Handhaspeln ausgestattet waren, gelangte das gewonnene Material nach oben.

An der Grenze zum Grundwasser wurden die Silbergehalte geringer und die erste Blütezeit des Bergbaus neigte sich dem Ende zu. Aber das schlimmere Problem war das anfallende Wasser. Zunächst wurde es noch gehoben, also über den Schacht abgeführt. Verschiedene abenteuerliche und clevere Konstruktionen, die so genannten Künste, wurden entwickelt. Nachdem die menschliche Muskelkraft nicht mehr ausreichte, wurden zur Förderung von Erz, Gestein und Wasser Pferdegöpel eingesetzt. Kurios mutet an, dass man später auch Wasser herbei schaffte, um das Wasser aus dem Berg zu bekommen. Die Wasserkünste bestanden aus großen Wasserrädern, die hintereinandergeschal-

tet sehr viele Fördergeräte antreiben konnten. Den Höhepunkt dieser Entwicklung erlebte das Freiburger Revier im 17. Jahrhundert, als eine ganze Reihe von Gräben (Kunstgräben) und Tunneln (Röschen) gebaut wurde, die das Wasser aus den Höhen des Erzgebirges zu den Bergwerken schaffte. Natürlich wurde auch daran gedacht, dass die Gruben in Trockenzeiten nicht absoffen und es wurden Staubecken (Kunstteiche) angelegt (Abb. 12.2).

Lange vor der Anlage dieser Großprojekte nutzte man noch eine weitere Möglichkeit, das Wasser los zu werden – die Ableitung ins nächst gelegene Tal. Solche Stolln erfüllten obendrein weitere Aufgaben, wie die Belüftung (Bewetterung) der Gruben. Erz wurde über die Stolln aber eher selten gefördert. So elegant das Stollnprinzip ist, so teuer ist es allerdings auch. Sich manchmal über Kilometer durch taubes Gestein zu graben, konnten sich die kleinen Gruben nicht leisten. So „spendierte“ der Landesfürst im 16. Jahrhundert um den Bergbau und seine Einnahmequellen halten zu können, den Tiefen Fürstenstolln, der den Berg bis zum Niveau der Freiburger Mulde wasserfrei hielt.

Auf den Abbau in relativ planlosen Weitungsverfahren folgte im Gangerzbergbau der Strossenbau, bei dem das Erz von der Sohle einer Strecke in die Tiefe abgebaut wurde. Später ging man hauptsächlich zum Firstenbau über, bei dem man die Gravitation ausnutzte und das gelöste Material einfach fallen lassen konnte. Die schwere Arbeit des Bergmanns mit Schlägel und

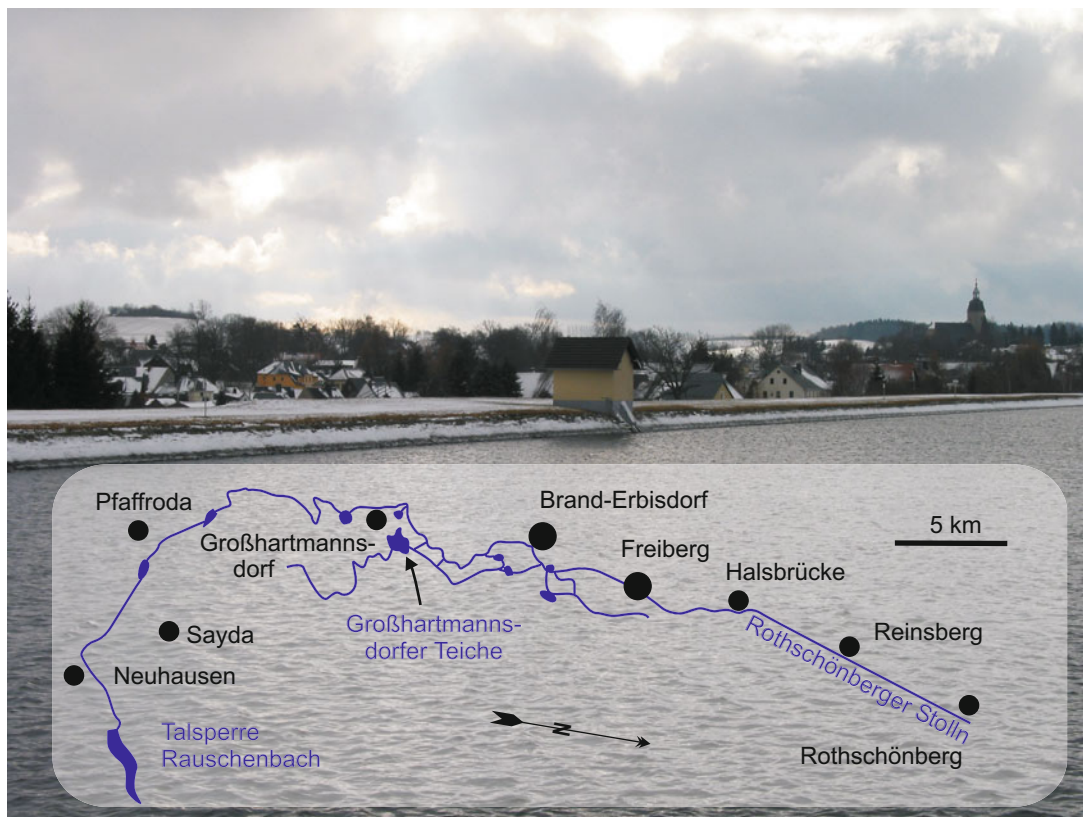


Abb. 12.2 Die Großhartmannsdorfer Teiche zeugen von der bergbaulichen Wasserwirtschaft des 18. Jahrhunderts. Noch heute sind sie Bestandteil der so genannten Revierwasserlaufanstalt der Landestalsperrenverwaltung Sachsen. Die dazugehörigen Teiche, Kunstgräben, Röschen und der ab Brand-Erbisdorf angeschlossene Rothsönberger Stolln sind in Blau skizziert. Im Bild der zwischen 1725 und 1732 angelegte Mittlere Großhartmannsdorfer Teich.

Eisen fand ihr Ende, als 1641 das Sprengen (Schießen) eingeführt wurde.

Der Zinnbergbau des Erzgebirges begann im 13. Jahrhundert. Zunächst wurden die Seifen in den Flusstälern abgebaut, denen man flussaufwärts zu den primären Erzen folgte. Krupka (Graupen) und Ehrenfriedersdorf gehören zu den ältesten Zinnrevieren. Da die großen Lagerstätten von Zinn in Stöcken und nicht in Gängen vorkommen, unterscheidet sich auch der Bergbau beispielsweise von dem in Freiberg. Der raubbauartige Weitungsbau führte zum Einsturz des Gebirges in Pingen (z. B. in Sadisdorf, Abb. 19.9 oder in Altenberg, Abb. 19.10). Das war nicht immer nur unbeabsichtigt, da ähnlich wie beim Schießen auch hierbei leicht gewinnbares Haufwerk entsteht.

Mit den Plünderungen und dem wirtschaftlichen Niedergang im Dreißigjährigen Krieg kam es im 17. Jahrhundert zum Erliegen des Bergbaus im Erzgebirge.

12.2 Die Moderne

Mitte des 18. Jahrhunderts wehte ein frischer Wind durch die Täler des Erzgebirges. Die noch verfügbaren Erze der Reduktionszone waren zwar ärmer an Silber, aber mit dem wirtschaftlichen Aufschwung wurden zunehmend auch andere Metalle interessant (z. B. Wismut, Kobalt und Nickel). Vor allem die Entwicklung neuer Verhüttungsmethoden beeinflusste die Abbauwürdigkeit auch ärmerer Erze. Am besten spiegelt sich der Einzug der Moderne in der Gründung der Freiburger Bergakademie im Jahre 1765. Fortan wurde dort nicht nur geforscht, sondern auch die Weitergabe von montanwissenschaftlichem

Know-how organisiert. Mit dem Einzug des Kapitals änderten sich Größe und Effizienz der Gruben ein weiteres Mal.

Das 19. Jahrhundert wartete mit einer Reihe von Erfindungen auf, die in der Welt gemacht wurden und im Erzgebirge vor allem in der Fördertechnik Einzug fanden: 1834 Drahtseile, 1856 Dampfkraft und 1900 die elektrische Förderung.

Auch die Wasserhaltung war weiterhin ein zentrales Thema, wenn es darum ging, den Bergbau aufrecht zu erhalten. Bis heute gilt der Bau des Rothschönberger Stollns als ingenieurtechnische Meisterleistung, die im Wesentlichen vom sächsischen Staat bezahlt wurde. In den Jahren 1844 bis 1877 wurde von acht Lichtlöchern, dem Mundloch und den Freiburger Gruben aus ein 14 km langer „Tunnel“ mit einem Gefälle von 0,6 % gegraben (mit Anschlüssen an alle Gruben bis Brand-Erbisdorf umfasst das Tunnelsystem 50 km). Er entwässert noch heute das gesamte Freiburger Revier bis in eine Tiefe von ca. 100 m unterhalb des Muldeniveaus (Abb. 12.3).

Das 20. Jahrhundert brachte dem Bergbau nicht nur im Erzgebirge turbulente Zeiten. Nach dem Chaos des 2. Weltkrieges versuchte die DDR, ihre Volkswirtschaft mit Hilfe eigener Rohstoffe zu stützen. Nach BAUMANN et al. 2000 gab es von 1949 bis 1990 im Erzgebirge folgenden Erzbergbau:

- Blei-Zink: Der VEB Bleierzgruben „Albert Funk“ wurde 1961 Bergbau- und Hüttenkombinat mit den Standorten Freiberg, Brand und Halsbrücke. Mit der Schließung des Davidschachtes in Freiberg kam für das Revier 1969 das Aus.
- Wolfram-Molybdän: Wolfram im Erzgebirge wurde erst ab dem 20. Jahrhundert im Zuge seiner Verwendung als Stahl-Zuschlagstoff abgebaut; in Pechtelsgrün/Vogtland bis 1968 (Vorratsende), in Zschorlau und Tirpersdorf bis 1956 und in Gottesberg (mit Sn) bis 1954.

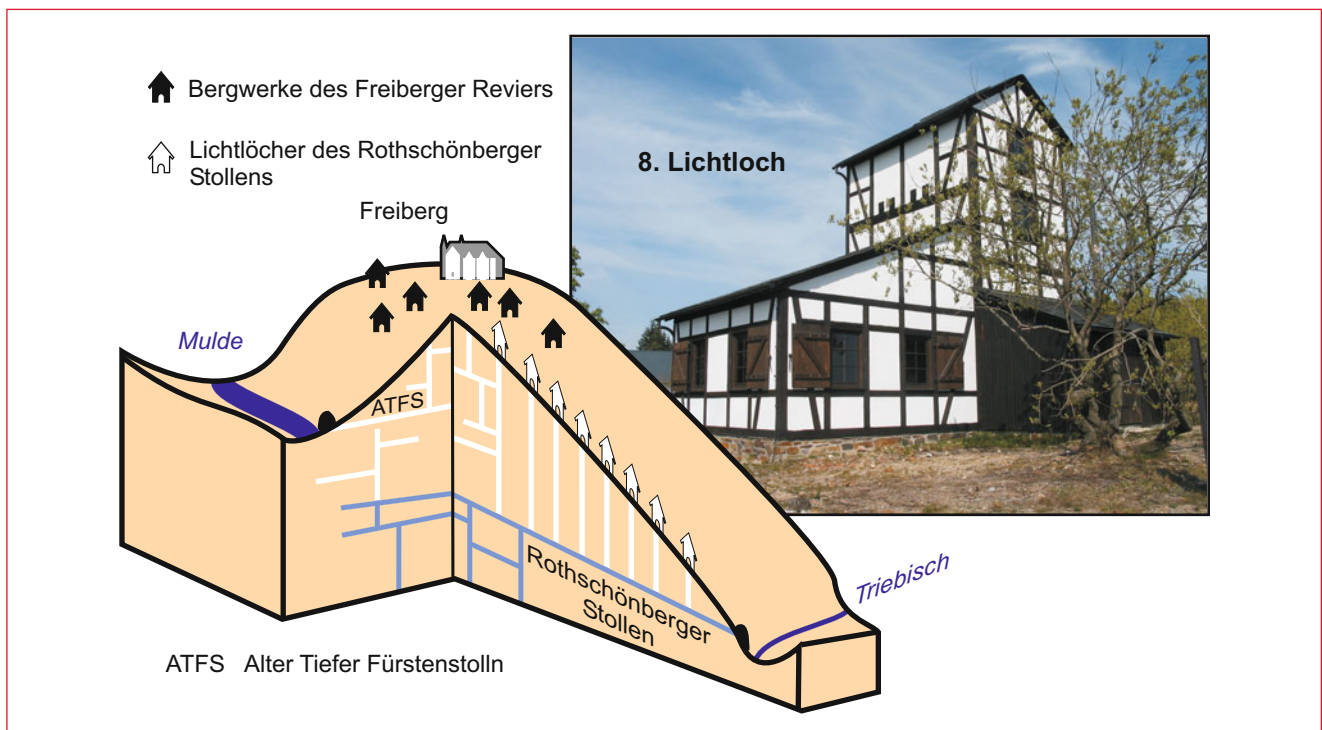


Abb. 12.3 Der Rothschönberger Stolln und seine Bedeutung für die Entwässerung des Freiburger Bergbaus (nach SEBASTIAN 2001).

- Zinn-Wolfram: Auch der VEB Zinnerz Altenberg mit Zinnwald und Sadisdorf wurde dem Bergbau- und Hüttenkombinat Freiberg zugeschlagen (1967). Bis 1990 wurde in Altenberg und auch in Ehrenfriedersdorf Zinn geschürft. Mit der Wende kam der Weltmarktpreis ins Erzgebirge und die Gruben waren unrentabel. In der Grube Tannenberg bei Mühlleithen wurde von 1954 bis 1964 Bergbau betrieben.
- Uran: Aber das ist eine Geschichte für sich.

12.3 Das Erzgebirge und das Uran

Schon die mittelalterlichen Bergleute prägten den Begriff Pechblende für ein schwarzes Mineral, für das es aber zunächst keine Verwendung gab (Abb. 12.4). Erst 1789 entdeckte KLAPROTH das Element Uran in der Johanngeorgenstädter Pechblende (UO_2). Von da an ging alles schnell. Wohl ab 1852 wurden Uranfarben für das Färben von Glas verwendet. Das Uran kam vor allem aus St. Joachimsthal (Jáchymov). 1896 entdeckte BECQUEREL bei Experimenten mit Uransalzen die Radioaktivität, aber erst MARIE CURIE benutzte den Begriff. Gemeinsam mit PIERRE CURIE entdeckte sie 1898 im Mineral Pechblende das Radium. Die heilende Wirkung radioaktiver Wässer war zwar seit dem 17. Jahrhundert bekannt, aber mit dem Wissen des „Woher“ erlangte die Ausbeutung solcher Wässer Anfang des 20. Jahrhunderts eine Blüte. 1912 wurden Radiumkurhotels in Joachimsthal und Bad Brambach (ursprünglich Radiumbad Brambach) und 1915 in Schlema gegründet. Radonbäder, Radiumhaaarwasser, Radiumzahnpaste und sogar Radiumbier erfreuten sich einer gewissen Beliebtheit.

Aber auch die schädliche Wirkung war seit dem 16. Jahrhundert bekannt und wurde schon von AGRICOLA beschrieben. Nur bezog man das Übel nicht auf die Pechblende (Uran oder

Radium waren noch nicht entdeckt), sondern benannte lediglich die physiologischen Symptome als Schneeberger Krankheit. Der Zusammenhang zwischen Uranabbau und Lungenkrebs wurde seit 1871 vermutet.

Politisch wurde es 1938. In diesem Jahr entdeckten HAHN und STRASSMANN die Kernspaltung und die damit verbundene Energiefreisetzung. Pechblende wurde zum strategischen Mineral. Nachdem die UdSSR erkannt hatte, dass Briten, Amerikaner und Deutsche an Atomprojekten arbeiteten, startete 1942 das sowjetische Atomprojekt unter der Leitung von KURTSCHATOW (nachdem vorübergehend das Element 104 benannt war, heute: Rutherfordium). Weil die Sowjetunion nach damaligem Erkenntnisstand kaum über eigene Erze verfügte, schaute man sich zu Ende des Zweiten Weltkrieges im besetzten Deutschland genauer um. 1945 startete im Erzgebirge die Erkundung auf Uran. Aus Tarngründen gab man vor, nach Kobalt und Wismut zu suchen, weshalb die 1947 gegründete Firma SAG (Sowjetische Aktiengesellschaft) Wismut hieß. Auch nach dem Abzug der sowjetischen Truppen aus Tschechien 1945 blieb Jáchymov (St. Joachimsthal) weiter besetzt. Johanngeorgenstadt und Schneeberg erwiesen sich jedoch als am höffigsten, so dass bis 1950 in Schlema 17 Schächte aufgeföhren waren. In dieser Zeit kümmerte man sich kaum um die Gesundheit von Bergleuten und Anwohnern. Arbeitskräfte waren günstiger zu haben als moderne Gewinnungstechnik und so erlebte die SAG Wismut zu dieser Zeit ihren Personalthöchststand mit etwa 200 000 Beschäftigten. Schächte und Abraum befanden sich direkt in den Ortslagen. In dieser Zeit stammten 60 % des Urans für die sowjetische Atomindustrie aus dem Erzgebirge.

Aber schon 1950 ging die Suche weiter (Abb. 12.5) und man entdeckte große Vorräte in Ostthüringen – den vererzten Schieferen des Ordoviziums bis Devons (Geraer Vorsprung des Bergaer Sattels). Die Lagerstätte Ronneburg umfasste 200 000 t Uran, von denen bis 1990 113 000 t abgebaut waren (andere Schätzungen gehen von 170 000 t Rest-Uran aus).



Abb. 12.4 Der Schacht 371 war Hauptschacht der SDAG Wismut im Auer Revier und führte bis in 1800 m Teufe. Das Objekt der Begierde hieß Pechblende, reines UO_2 (Handstück: Sammlung Wismut GmbH).

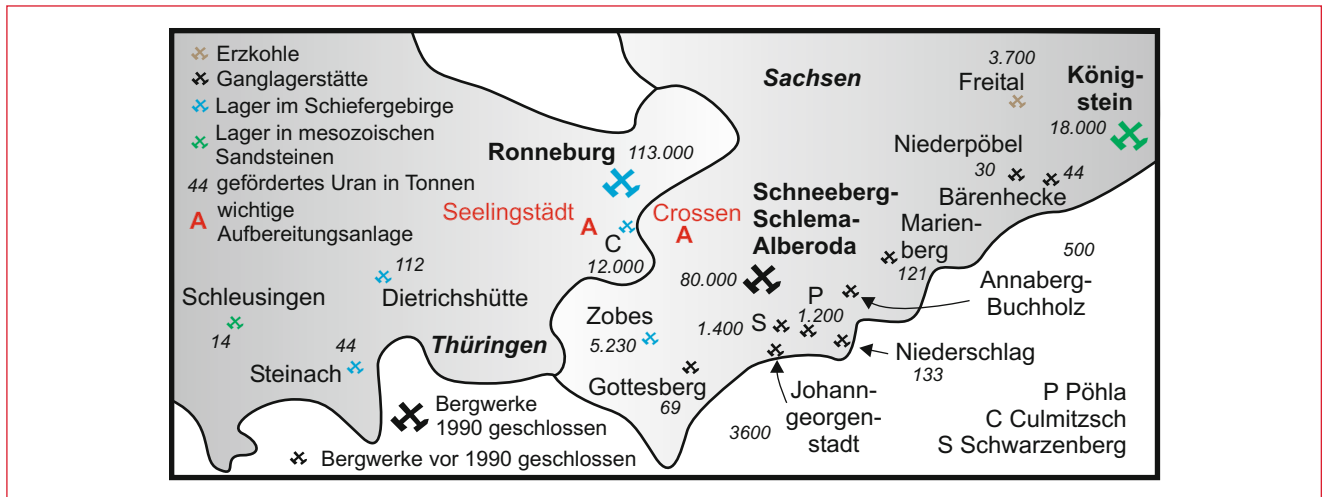


Abb. 12.5 Die Förderstätten der Wismut in Sachsen und Thüringen mit den Angaben geförderten Urans (nach verschiedenen Quellen).

1952 gingen die Kohlegruben von Gittersee in Freital an die Wismut AG, wo ab 1967 und bis zur Wende nur noch Erzkohle gewonnen wurde. 1954 wurde aus der Sowjetischen AG die Sowjetisch-Deutsche AG Wismut, womit eine beiderseitige Vorteilsnahme der Partner angedeutet werden sollte. 1966 wurde die Lagerstätte Königstein in der Sächsischen Schweiz aufgefahren und ab 1969 wurde dort der Laugungsbergbau eingeführt, zunächst auf Halden, ab 1970 im Gestein selbst. Damit beschwor man eine der größten Umweltgefahren unserer Zeit herauf, die Kontamination des Grundwassers mit Uran. Die Sanierung muss nach heutigem Stand noch bis 2030 fortgeführt werden, wobei zwangsläufig weiterhin Uran gewonnen wird. Der Verkauf des Uranzwischenprodukts wirft jährlich etwa 1 bis 2 Millionen Euro Gewinn ab. Bei insgesamt 13 Milliarden Euro für die Wismut-Sanierung im Zeitraum 1991 bis 2010 ist das ein Tropfen auf den heißen Stein – Kosten, auf denen Deutschland allein sitzen bleibt, denn nach der Wende verschenkte die Sowjetunion ihren Anteil an der SDAG an Deutschland, und damit auch die Kosten für die Sanierung – der Preis für die Einheit?

Die geologische Sensation, die früher kaum jemand ahnte, wurde nach 1990 offensichtlich. Im Zeitraum von 1946 bis 1990 wurden auf dem Gebiet der DDR 230 000 t Uran produziert und machten das Saxothuringikum damit zum drittgrößten Produzenten nach den USA und Kanada. Bis 1953 war das Uran im Rahmen von Reparationsleistungen an die UdSSR zu liefern. Danach bezahlte auch die Sowjetunion, aber die deutschen Kosten von 25 Milliarden Mark blieben für die kleine DDR ohne direkten Nutzen.

Weitere spannende Details finden sich im Buch „Uran für Moskau“ von RAINER KARLSCH, das sich wie ein Krimi liest und dem die meisten der oben genannten Fakten entnommen sind.

12.4 Die Zukunft des Erzbergbaus

Immer wieder waren Aussagen zu hören, wie „Deutschland ist ein rohstoffarmes Land“ oder „Der Bergbau in Sachsen ist tot“. Spätestens mit der Preisentwicklung für Rohstoffe auf den Welt-

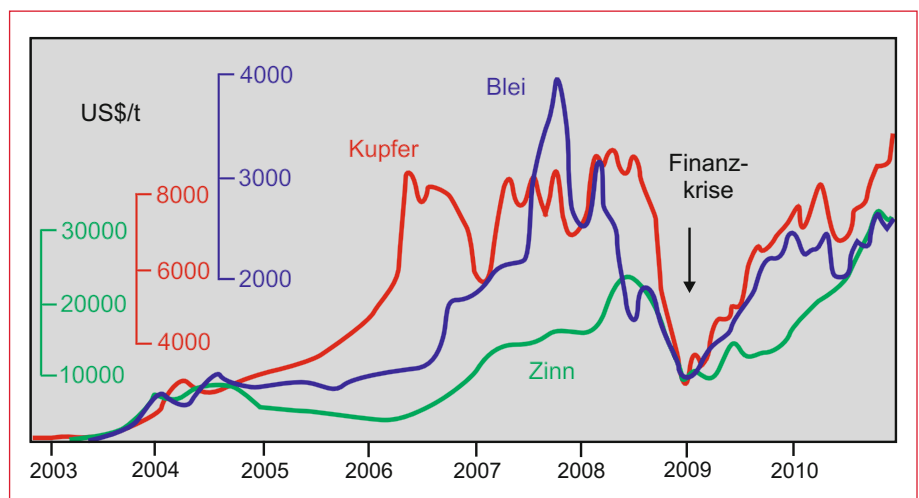


Abb. 12.6 Preisentwicklung für Buntmetalle zwischen 2003 und 2011 (www.lme.com).

märkten Anfang des 21. Jahrhunderts änderte sich diese Einstellung zusehends (Abb. 12.6). Zwar wird der dauernde Aufwärtstrend der Metallpreise durch die Finanzkrisen immer wieder unterbrochen, aber weil sich die Weltwirtschaft weiter in Richtung Hochtechnologie entwickelt, wird die Nachfrage nach entsprechenden Metallrohstoffen nicht abreißen. Im Erzgebirge ist zuweilen sogar schon von einem neuen „Bergeschrei“ die Rede. Allein im Jahr 2010 wurden vom Sächsischen Oberbergamt zehn Bergbauberechtigungen vor allem auf das Aufsuchen von Erz und Spat im Erzgebirge erteilt (SOBA 2011).

Der Vorreiter auf dem Weg zu einer erneuten Bergbauepoche im Erzgebirge ist der Abbau von Flussspat. 2012 wurde in Niederschlag durch die Erzgebirgische Fluss- und Schwespatwerke GmbH mit der Gewinnung begonnen (Abb. 12.7). Hier harren etwa 1,6 Milliarden Tonnen Flussspat – der einzige Rohstoff für das Element Fluor – und ein bisschen Schwespat ihrer Förderung (SLfULG 2010). Im Unterschied zu vergangenen Epochen

wird hier nachhaltiger Bergbau, mit Ressourcenschonung und minimalen Eingriffen in die Umwelt, betrieben.

Der nächste Kandidat für eine Renaissance des Bergbaus im Erzgebirge ist das Zinn. Die kanadische Firma Tinco plant den Abbau im Raum Altenberg mit einem Vorrat von 138 000 t Zinn, inklusive etwas Wolfram und Molybdän.

Darüber hinaus sind im Gespräch (SLfULG 2010):

- Ehrenfriedersdorf/Geyer mit 138 000 t Zinn und Zink,
- Gottesberg mit 185 000 t Zinn und Kupfer,
- Pöhl/Globenstein mit 300 000 t Zinn-Wolfram und Zink,
- Tellerhäuser-Hämmerlein mit 209 000 t Zinn und Zink,
- Breitenbrunn mit 84 000 t Zinn und Zink,
- Antonsthal mit 51 000 t Zinn-Wolfram.

Neben diesen recht aussichtsreichen Kandidaten denkt man aber auch im Freiburger Revier bereits wieder über das Schürfen von Erz (sogar von Silber) nach, so in Halsbrücke und Brand-Erbisdorf (SOBA 2011). Im Mittleren Erzgebirge rührt sich die

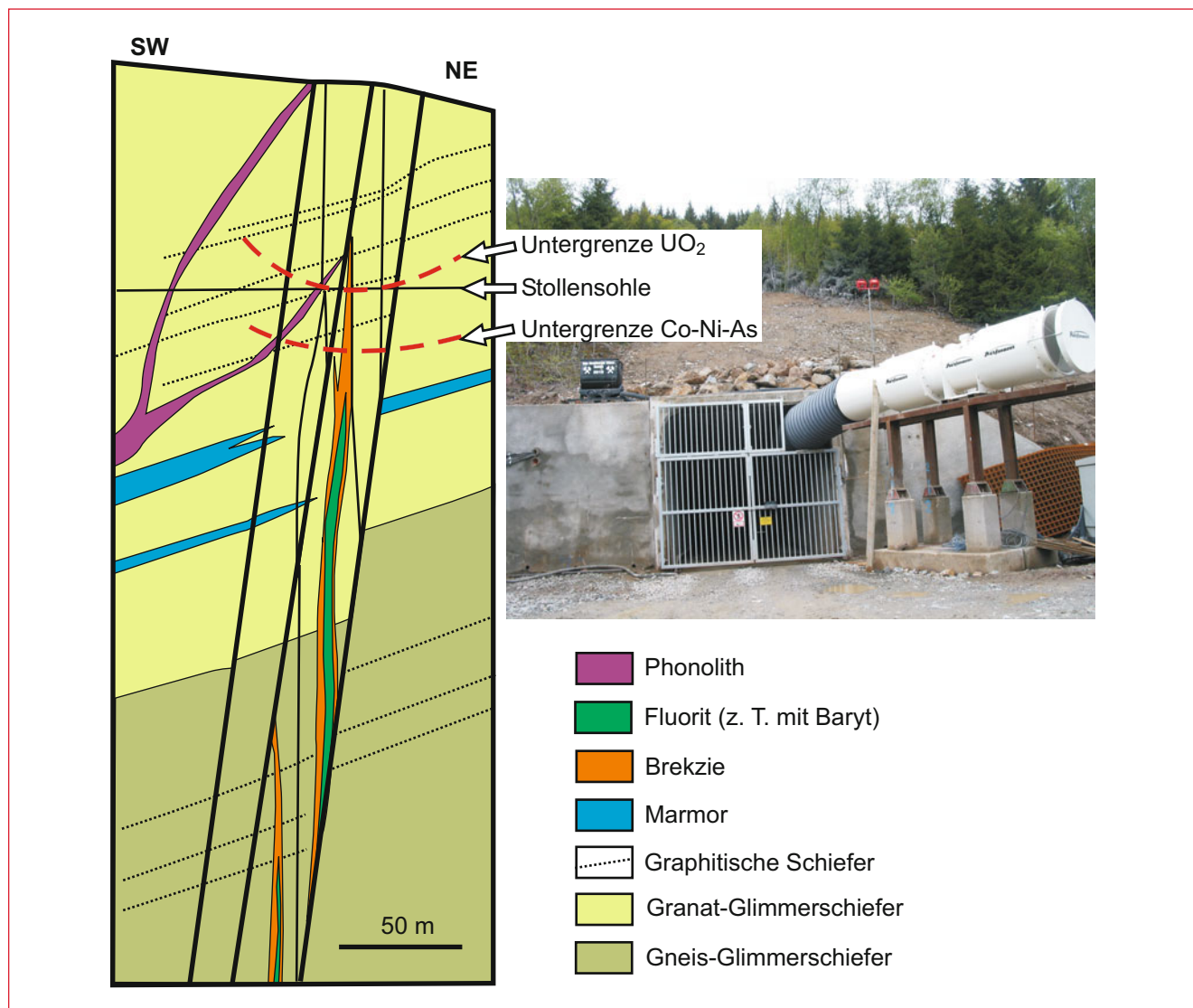


Abb. 12.7 Der Abbau von Baryt und Fluorit in Niederschlag erfolgt auf einer vertikal einfallenden Ganglagerstätte. Hier ist ein Schnitt durch den Gang dargestellt (nach KUSCHKA 2002). Daneben ein Foto vom Mundloch des neuen Bergwerkes.

Hand des Erkunders in Seiffen und Marienberg/Wolkenstein, im Westerzgebirge in Zschorlau und die Fluss- und Schwespatvorräte im Vogtland (Schönbrunn-Bösenbrunn, Brunndöbra) sind genauso vielversprechend wie in Niederschlag.

Ein ganz besonderes Metall, das in letzter Zeit die Spalten der Presse füllte, ist das Lithium. Weil man es in den Akkus nicht nur für Computer, sondern auch für Elektroautos braucht, kommt diesem Alkalimetall eine Schlüsselrolle in der Zukunftstechnologie zu. Bisher gewinnt man Lithium vor allem aus den

Eindampfungsgesteinen von Salzseen, wie dem Salar de Uyuni in Bolivien. Der Herausforderung, das Lithium der Hellglimmer (Kasten 5.1) des Zinndistriktes von Altenberg-Zinnwald gewinnbar zu machen, stellen sich derzeit Forscher aus Freiberg. Die Firma SolarWorld erhielt 2011 zusammen mit der TU Bergakademie Freiberg die Aufsuchungsrechte an Lithium im Osterzgebirge. Betrachtet man lediglich den Gehalt, dann gehört das Revier zu den zehn größten Lithium-Lagerstätten der Welt.

Teil V

Das junge Erzgebirge

13 Die känozoische Tektonik

13.1 Das Europa der Neuzeit

In diesem Kapitel geht es um jene geologischen Ereignisse, die dem Erzgebirge sein heutiges Antlitz gegeben haben. Dabei ist „jung“ immer noch im geologischen Maßstab zu sehen und betrachtet die Erdneuzeit, das Känozoikum. Um den erdgeschichtlichen Faden wieder aufzugreifen, der bei der Bildung der Gangmineralisationen fallengelassen wurde (Kapitel 11.3), müssen wir sogar noch etwas weiter – bis in die Kreide – zurückgehen. Die Tektonik in Mitteleuropa spielte sich zu dieser Zeit vor dem Hintergrund der Alpenorogenese und der Atlantiköffnung ab. Nach den NE-SW-Dehnungserscheinungen während

Jura bis Unterkreide (Abb. 11.5) wechselte das Regime in der Oberkreide. Mit gleicher Orientierung wie zuvor herrschte nun Kompression (Abb. 13.1). KLEY & VOIGT machen 2008 die NE gerichtete Bewegung von Afrika verantwortlich, wodurch Iberien und Mitteleuropa konvergierten. Im Tethysbereich kam es zur Kollision, bei der der Südpenninische Ozean (= Piemont-Ozean) geschlossen wird. Die treibende Kraft für diese Ereignisse ist wiederum die Afrikanische Platte, die sich durch die Öffnung des Südatlantiks nun nordwärts begibt.

Bemerkenswert ist, dass in Mitteleuropa dieselben NW-SE streichenden Störungen aktiviert wurden, die schon bei der vorherigen Dehnung angelegt worden waren (Abb. 11.5 unten und

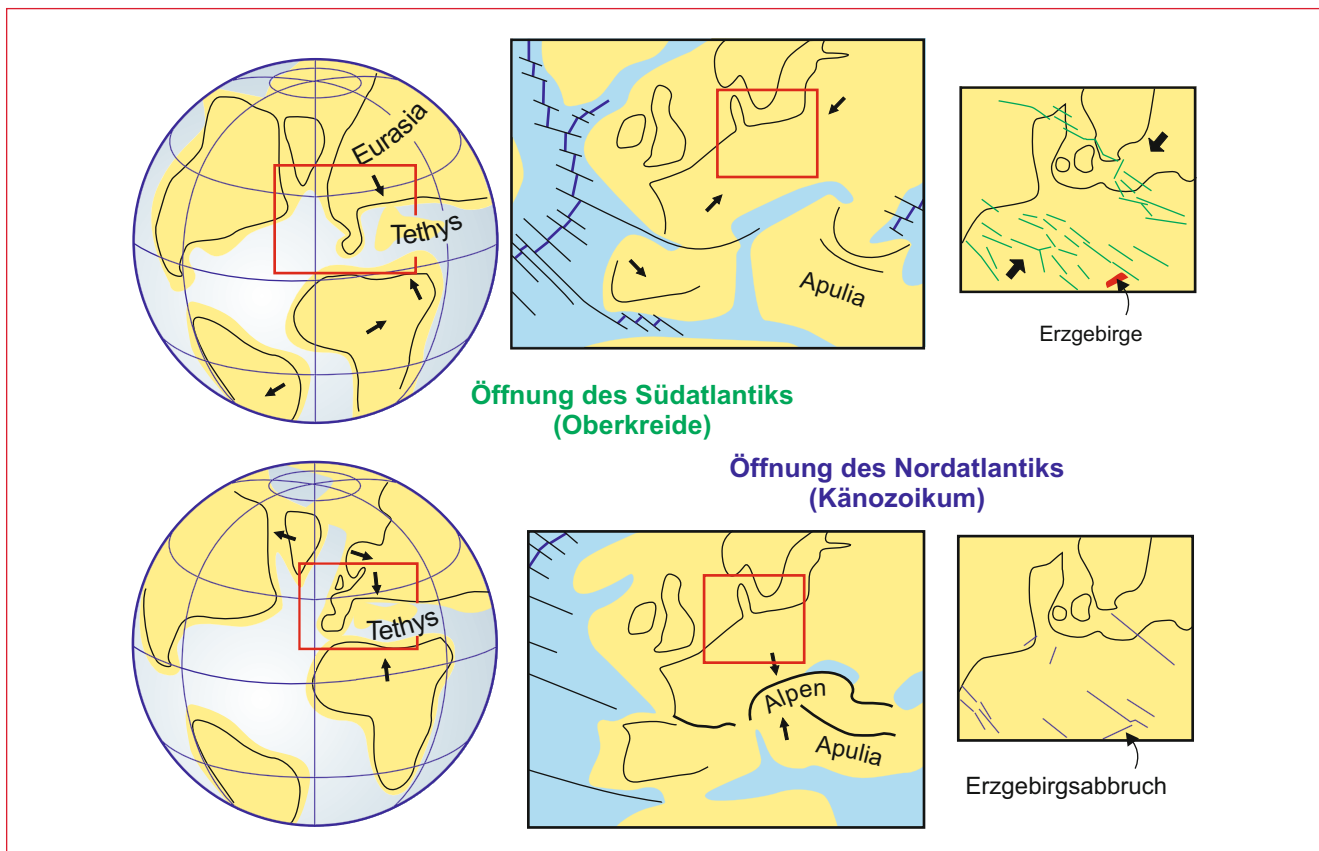


Abb. 13.1 Rahmen für die Neotektonik im Erzgebirge in zwei Zeitschnitten: Oberkreide und mittleres Känozoikum. Die Erdkugeln stellen die Fortsetzung der Paläogeographie in Abbildung 11.5 dar. Nach EVANS et al. 2003, KRENMAYR et al. 2002, Autorenkollektiv 2010 und LITKE et al. (eds) 2008.

Kasten 13

Sächsische Kreide

Das Sächsische Kreidebecken ist regionalgeologisch gesehen lediglich ein kleiner „Zipfel“ an der wesentlich größeren Nordböhmisches Kreidesenke. Es handelt sich um marine Sedimente der Oberkreide die in vermittelter Position zwischen einem nördlichen kalten (Boreal) und einem südlichen warmen Meer (Tethys) abgelagert wurden. Das besondere an den sächsischen Anteilen ist, dass hier der Charakter einer Meeresstraße am deutlichsten hervortritt. Während im größten Teil der böhmischen Anteile vor allem Mergel-, Ton- und Kalksteine vorherrschen, dominieren im Bereich der Elbe zwischen Děčín und Pirna Sandsteine. Sie sind das Indiz für ein nahes Festland in dieser Zeit. Weiter nördlich folgen wieder die küstenferneren Sedimente. Dabei ist es kein Zufall, dass dieser Meeresarm ausgerechnet dem Verlauf der Elbe folgt. Die Entwicklung des Sedimentationsraumes der Sächsischen Kreide ist nämlich eng mit der NW-SE streichenden Elbezone verbunden (Inversionstektonik, VOIGT 2009).

Die Sedimentation in der Sächsischen und Nordböhmisches Kreide startete an der Wende Unter-/Oberkreide zunächst terrestrisch (Niederschönaer Schichten, z. B. PRESCHER 1957). Auf dem Gebiet des Erzgebirges lässt sich der Verlauf eines Flusses nachweisen, den THOMAS VOIGT 1995 nach

seiner Typlokalität den Niederschönaer Fluss nannte. Mit dem Anstieg des Meeresspiegels im Cenoman wanderte die Küstenlinie auf die benachbarten Inseln von Lausitz und Erzgebirge. Im weiteren Verlauf der Oberkreide, mindestens bis Coniac, wechselten die Faziesmuster von küstennah bis küstenfern wiederholt und es kam zu einigen Faziesverzahnungen. Die küstennahen Sandsteine (hauptsächlich Turon) bilden jedoch den widerstandsfähigsten Bereich und lieferten uns nach entsprechender Verwitterung die Felsenwelt von Sächsischer und Böhmischer Schweiz.

Auf der geologischen Karte des Erzgebirges entdeckt man im östlichen Teil einige grüne Farbkleckse, die die Erosionsreste einer ehemals zusammenhängenden Kreideverbreitung darstellen (Abb. 2.1, 13.2). Sedimente aus dieser Zeit kommen vor allem im Tharandter Wald zwischen Freiberg und Dresden (Kapitel 18) und in der Dippoldiswalder Heide vor. In der Umgebung von Berggießhübel überlagert die Kreide flächig die Gesteine des Elbtalschiefergebirges (Kapitel 16) und weiter südöstlich, auf böhmischem Gebiet, auch die Gneise des Erzgebirges. Namhafte Sandsteingebilde, die auch das Herz des Kletterers höher schlagen lassen, gibt es auf Erzgebirgsterritorium nur im Bielatal.

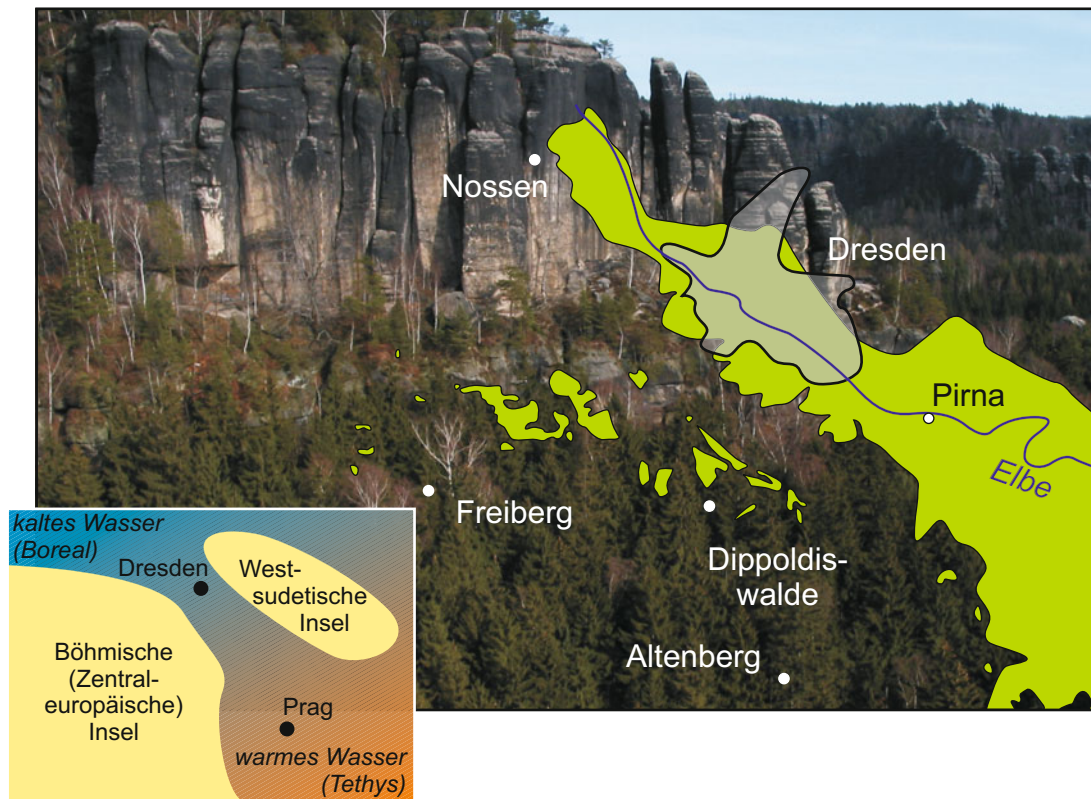


Abb. 13.2 Skizze zur paläogeographischen Lage der sächsischen Kreide im Übergangsbereich zwischen warmen und kalten Meeresströmungen und eingeklemmt zwischen terrestrischen Liefergebieten (unten links). Die heutige Verbreitung von Kreidesedimenten im Elbtal und Osterzgebirge ist rechts in grün dargestellt. Hintergrundfoto: Blick auf die Falknertürme im Schmilkaer Kessel.

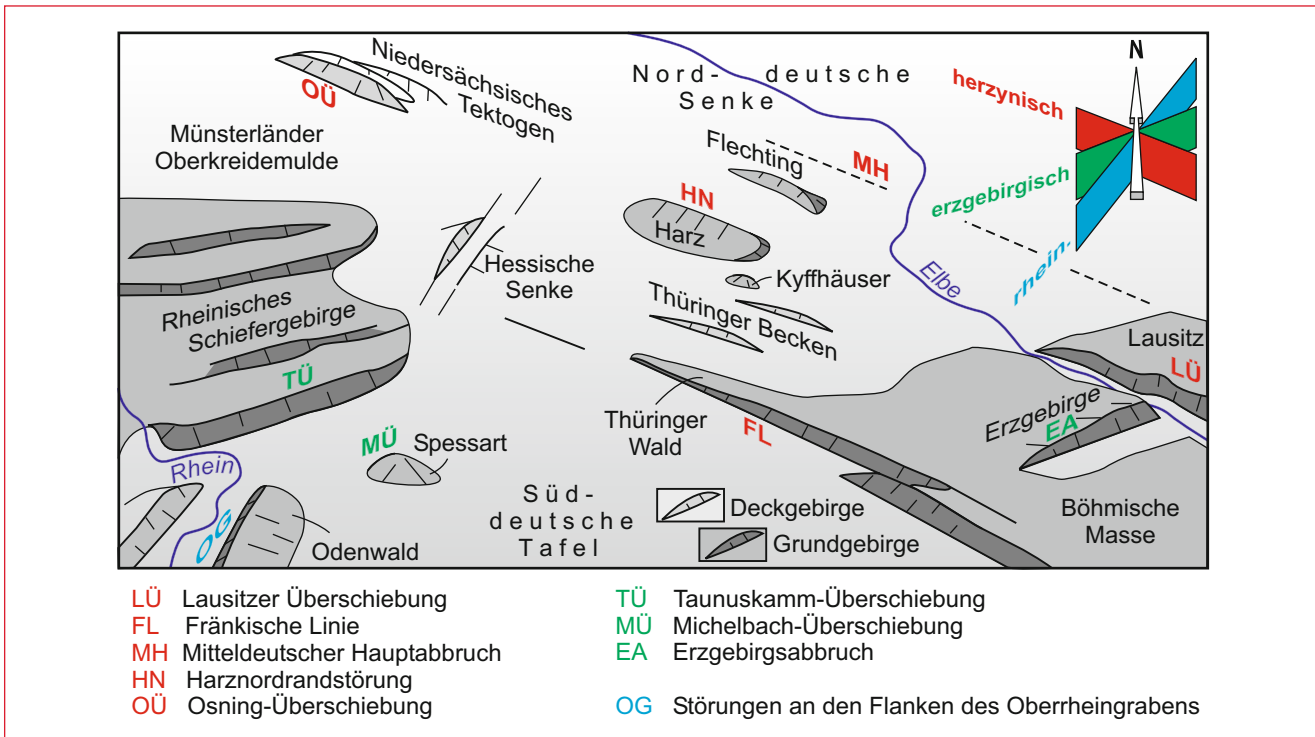


Abb. 13.3 Skizze des nordöstlichen Teils des Mitteleuropäischen Schollengebietes. Herzynische, erzgebirgische und rheinische Störungen, von denen hier nur die wichtigsten eingezeichnet sind, zerteilen Mitteleuropa in ein Mosaik aus Hoch- und Tieflagen des Grundgebirges.

Abb. 13.1 oben). Dieser Sachverhalt wurde als Inversionstektonik erkannt und in Mitteleuropa beispielsweise an der Harznordrandstörung und in nächster Nähe zum Erzgebirge an der Lausitzer Überschiebung nachgewiesen (VOIGT 2009, LITTKÉ et al. ed, 2008). Damit eng verbunden ist die Entwicklung des Sächsischen Oberkreidebeckens als Bestandteil der Nordböhmischen Kreidesenke (Kasten 13).

Ab dem Eozän kam es im Alpenraum dann noch einmal zu einer generellen Umstellung der Tektonik auf eine eher N-S gerichtete Kompression (HANDY et al. 2010). Der letzte Ozean (Nordpenninischer Ozean = Walliser Ozean) verschwand und es bildeten sich die Alpen (Abb. 13.1). Dieser Vorgang hält generell bis heute an. Gleichzeitig öffnete sich der Nordatlantik und nahm das ohnehin schon von Süden geschobene Mitteleuropa in die Zange. Es entstand ein kompliziertes Schollenmuster, das aus den sehr unterschiedlichen regionalen Spannungszuständen resultierte und die heutige Geographie des Mitteleuropäischen Schollengebietes entstehen ließ (Abb. 13.3):

- Gehobene Schollen: heutige Grundgebirgsanschnitte und höhere Mittelgebirge (Harz, Rheinisches Schiefergebirge, Schwarzwald und Erzgebirge),
- Gesenkte Schollen: heutige Deckgebirgsabschnitte und durchschnittlich niedrigeres Relief (Thüringer Senke, Süddeutsche Tafel, Hessische Senke).

Die Schollen des mitteleuropäischen Mosaiks werden von Störungen begrenzt, die entsprechend der N-S-Einspannung NW-SE (herzynisch) oder NE-SW (erzgebirgisch) streichen. Im Westen kommt noch eine weitere dominierende Richtung hinzu.

Sie wird nach dem Oberrheingraben rheinisch genannt und ist an eine WNW-ESE gerichtete Dehnung gebunden, die mit Versatz überregional vom Mittelmeer bis zum Oslograben zu beobachten ist.

Im Detail sind die Spannungszustände im jungen Europa räumlich wie zeitlich also sehr unterschiedlich. Dementsprechend haben die Störungszonen mal auf- und mal abschiebenden Charakter und meist noch eine mehr oder weniger starke Blattverschiebungs-Komponente (*Strike-Slip*). So sieht es auch bei den spröden Störungen aus, die das Erzgebirge umgeben bzw. durchschneiden (Abb. 13.4).

13.2 Markante Störungen im Erzgebirgsraum

Im Umfeld des Erzgebirges ist der **Erzgebirgsabbruch** mit Sprunghöhen bis 1000 m die markanteste Störung (Abb. 13.5). Nachdem die gesamte Böhmisches Masse bereits seit längerem gehoben wurde und der Abtragung unterlag, kam es vor etwa 30 Millionen Jahren zum Einbruch des Egergrabens. Die finale Ankipfung der Pultscholle des Erzgebirges vermutet der Neotektonik-Forscher OTTOMAR KRENTZ (in PÄLCHEN & WALTER eds, 2008) vor etwa 15 Millionen Jahren. Er trug auch die Informationen zusammen, die zu beweisen scheinen, dass das West-erzgebirge stärker herausgehoben wurde als das Osterzgebirge. Das ist verwunderlich, da doch im Osterzgebirge eigentlich die

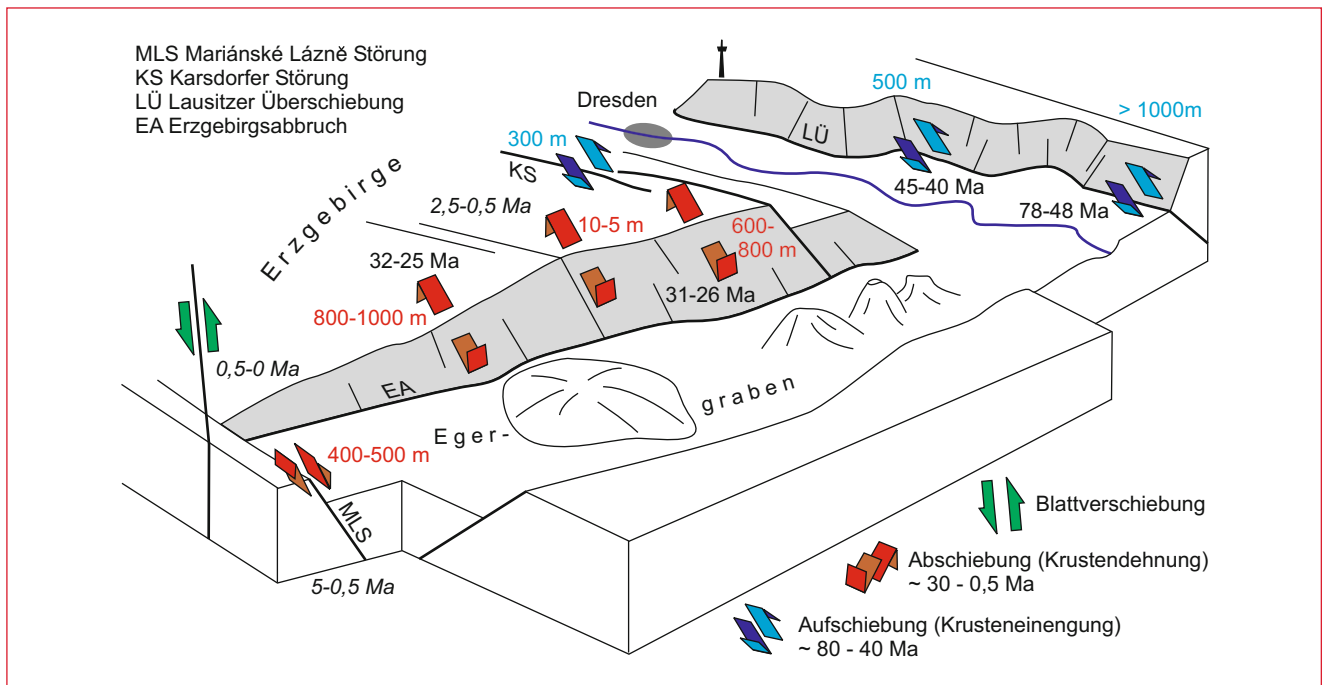


Abb. 13.4 Tektonisches Blockbild der Umgebung des Erzgebirges mit einigen wichtigen Störungen, den zugehörigen Regimes, Versätzen und Altern (nach PÄLCHEN & WALTER eds, 2008). (Ma = Millionen Jahre)

tiefen Einheiten angeschnitten sind (cadomisches Grundgebirge). Das lässt zwei Interpretationen zu:

- Die Polarisierung zwischen Ost- und Westerbirge, mit der Dominanz cadomischer Gneise auf der einen und metamorpher altpaläozoischer Schiefer auf der anderen Seite, war ursprünglich noch stärker als es uns das heutige Kartenbild zeigt. Die Grenze dazwischen, die Flöhazone, müsste demnach schon während des Variszikums diese Divergenz erzeugt haben.
- Der Unterschied von Ost und West lässt sich durch junge Hebungen östlich der Flöhazone erklären.

In beiden Fällen kommt der NW-SE streichenden **Flöhazone** eine besondere Rolle zu. Tatsächlich ist sie eine wichtige, der Elbezone parallele Störungszone. Leider gibt es hier keine zuverlässigen Altersdaten für die nachvariszische Zeit. Aber dazu mehr in Kapitel 20.

Die **Lausitzer Überschiebung** begrenzt das Erzgebirge zwar nicht direkt, ist aber Bestandteil der Elbezone, die das Erzgebirge im Osten abschneidet. Als Störung war sie wahrscheinlich bereits in der Kreide aktiv, es kam zur Absenkung und Ablagerung der Oberkreidesedimente. Noch in der Oberkreide kehrte sich der Prozess um und es kam zur Hebung der Lausitz im



Abb. 13.5 Blick vom Meluzina-Gipfel (CZ) bei Oberwiesenthal in den westlichen Eger- oder Ohře-graben (Richtung Karlovy Vary). Vor uns liegt ein Höhenunterschied von 600 Metern.

Känozoikum und letztlich zur Überschiebung der Kreideschichten (Inversionstektonik, VOIGT 2009). In ihren südöstlichen Teilen (Zittauer Gebirge, Böhmen) kann auch die Lausitzer Überschiebung mit einem vertikalen Versatz von über 1000 m aufwarten (PÄLCHEN & WALTER eds, 2008).

Parallel zur Lausitzer Überschiebung lässt sich auch jenseits der Elbe, in der **Karsdorfer Störung**, Bruchtektonik nachweisen.

Westlich der Flöhazone durchschneidet die **Wiesebader Störung** die Annaberger Kuppel bzw. trennt diese von den Marienberger Graugneisen. WATZNAUER (1954) vermutet eine Sprunghöhe von beachtlichen 1000 Metern. Auch hier lässt sich kein genaues Alter ableiten, weil die zeitlichen Marken fehlen. Auf beiden Seiten stehen Gneis und Glimmerschiefer des Variszikums an.

Besser sieht es mit der **Zone von Gera-Jáchymov** aus. Da auf ihr datierbare Mineralisationen sitzen, steht fest, dass sie über den Zeitraum vom Rotliegenden bis ins Känozoikum Lagerstätten kontrollierend wirkte. Wirtschaftlich ist sie die bedeutendste Störungszone des Erzgebirges, denn in ihrem Streichen liegen die Lagerstätten-Distrikte von Schneeberg, Schlema-Alberoda, Schwarzenberg, Johanngeorgenstadt und Jáchymov (Abb. 11.2).

Im Westen des Erzgebirges nähern wir uns einem Gebiet mit sehr junger tektonischer Aktivität. Die **Störung von Mariánské Lázně** (Marienbader Störung) entstand durch Dehnung und ist mit einem Versatz bis 400 m kein Pappenstiel (Abb. 13.4). Das Aufregende ist, dass die Abschiebungsprozesse vor gerade einmal 3 Millionen Jahren stattgefunden haben (SCHUNK et al. 2003).

Aber der tektonisch aktivste Bereich der Region liegt im Bereich der **Störung von Počátky-Plesná** (Nordwestböhmen/Vogtland) als Teil der N-S streichenden Zone von Regensburg-

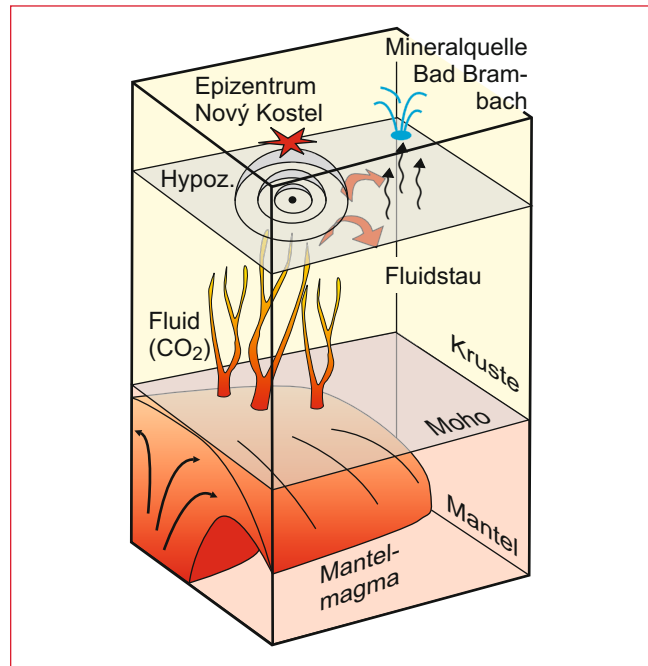


Abb. 13.6 Zusammenhang von Erdbeben und hydrothermalen Vorgängen im Raum Bad Brambach-Nový Kostel. Nach BRÄUER et al. 2002.

Leipzig. Vor allem sind es Blattverschiebungen mit bestenfalls geringen Vertikalbeträgen, die die rezenten Schwarmbeben mit Stärke 4 bis 5 der Richterskala verursachen (PÄLCHEN & WALTER eds, 2008). Diese Aktuotektonik steht auch im Zusammenhang mit vulkanischen Ereignissen im Bereich des Ohřegrabens (Abb. 13.6).

14 Der junge Vulkanismus

14.1 Geologischer Rahmen

Schon die geologischen Karten der Erstkartierung um 1900 wiesen in Sachsen zwei vulkanische Epochen aus. Die erste besteht aus einem sauren Vulkanismus mit „Porphyren“ (heute Rhyolith) und wurde schon damals als die ältere erkannt. Im Gegen-

satz dazu sind die Vulkanite der zweiten und jüngeren Epoche meist basischen Charakters, umfassen also im weitesten Sinne Basalte.

Der Basaltvulkanismus im Erzgebirge ist Spiegelbild der Tektonik im Känozoikum und direkt an die Bildung des Ohřegrabens (= Egergraben) in südlicher Nachbarschaft geknüpft. Während

Kasten 14.1

Der Ohřegraben (Egergraben)

Der Ohřegraben ist eine vor allem im Oligozän angelegte Dehnungsstruktur im Bereich der nördlichen Böhmisches Masse. Sie trennt damit das Erzgebirge vom Kerngebiet und verschleiert zum Teil die Zusammenhänge.

Der NE-SW streichende Graben wird vom Erzgebirgsabbruch und der Böhmisches Mittelgebirgs-Störung begrenzt, die mit 65° gegeneinander einfallen (PÄLCHEN & WALTER eds, 2008). Gefüllt wurde der Graben mit känozoischen Sedimenten und Vulkaniten, die sich auf verschiedene Zentren konzentrierten. Zum Teil erfolgte die Eruption auf die Sedimentplatte der Nordböhmisches Kreidesenke.

In der Fortsetzung des Streichens nach NE sind die vulkanischen Aktivitäten des Ohřegrabens bis über die Lausitzer Überschiebung hinweg in die Oberlausitz zu verfolgen.

Von NE nach SW lassen sich folgende regionalgeologische Einheiten unterscheiden (Abb. 14.1):

- České středohoří (Böhmisches Mittelgebirge): känozoischer Vulkanismus,
- Ohře-Becken (Nordböhmisches Becken): Sedimente mit Kohleflözen,

- Duppovské hory (Duppauer Gebirge): känozoischer Vulkanismus,
- Becken von Cheb und Sokolov: Sedimente mit Kohleflözen.

Neben der oligozänen Hauptphase des Riftvulkanismus gibt es eine Reihe jüngerer Bildungen. Die Schlacken des Komorní Hůrka (Kammerbühl) bei Františkovy Lázně (Franzensbad) sind nur 720 000 Jahre alt. Schon GOETHE wollte hier bei Untersuchungen die Ehre des Neptunismus retten (Kapitel 14.2). Den Vogel schießt allerdings ein winziges Vorkommen in der unmittelbaren Nähe der bayerischen Grenze bei Mýtina ab – der Železná hůrka (Eisenbühl) ist gerade mal etwa 300 000 Jahre alt. Gleich in der Nähe wurde unlängst ein Maar des gleichen Alters entdeckt (MRĽINA et al. 2009).

Auch postvulkanische Erscheinungen sind im Ohřegraben zu finden, wie die Sauerbrunnen und Mofetten des Sooser Moors. Letztendlich sind die heißen Quellen der berühmten Bäder Karlovy Vary (Karlsbad), Mariánské Lázně (Marienbad) und Františkovy Lázně (Franzensbad) eine Folge des Riftvulkanismus.

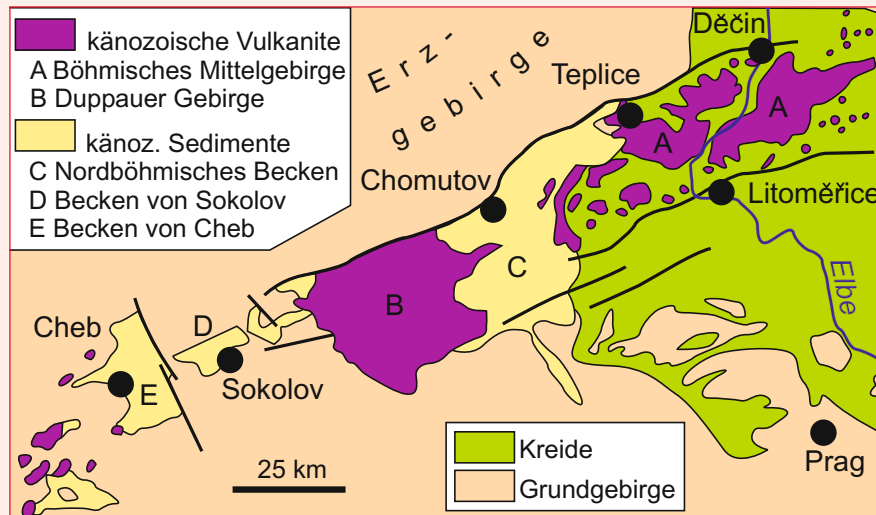


Abb. 14.1 Kartenskizze des Ohřegrabens. Geologische Bezeichnungen sind auf Deutsch eingetragen. Nach WALTER 1995.

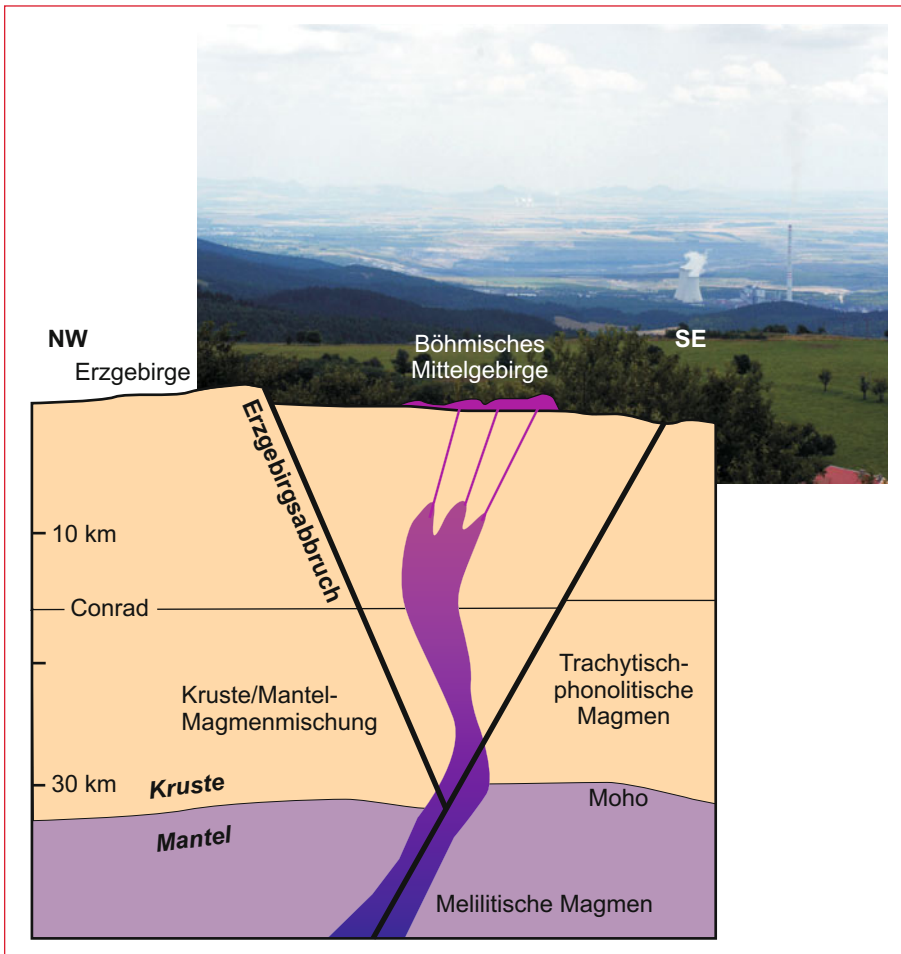


Abb. 14.2 Profil durch den Ohře Graben (nach PRESCHER ed, 1987) und Foto vom Erzgebirgskamm bei Měděnec über den Ohře Graben bei Chomutov. In der Mitte rechts befinden sich die Braunkohlentagebaue und Kraftwerke der Nordböhmischen Senke, im Hintergrund sind die Vulkangipfel des Böhmisches Mittelgebirges zu sehen.

sich das Erzgebirge im Süden anhub (mit einem „Scharnier“ an der NW-Flanke) senkte sich der Raum südlich davon deutlich ab. Wer je vom Kamm des Erzgebirges hinunter in die Tiefen des Ohře Grabens blickte, der kann erahnen, dass hier enorme Dehnungskräfte am Werk waren und es verwundert nicht, dass einige Wissenschaftler hier ein echtes Rifting sehen (Kasten 14.1).

Die känozoischen Magmatite im Erzgebirge sind also lediglich die versprengten Ausläufer des intensiven Vulkanismus im Ohře Graben (Abb. 14.2). Die dort zerbrochene und gedehnte Kruste erlaubte den Aufstieg von Magmen aus dem Mantel. Untersuchungen der Isotopenverhältnisse der basaltoiden Gesteine belegen die Mantelherkunft (PÄLCHEN & WALTER eds, 2008). Und auch die Chemie der Vulkanite zeigt die Muster eines kontinentalen Riftes.

Der Riftvulkanismus des Ohře Grabens, mit seinen Ablegern im Erzgebirge, kann in folgende Phasen unterteilt werden (ULRYCH et al. 2011):

- Vor-Riftphase: vor allem vor 70–50 Millionen Jahren bei NE-SW-Einengung
- Riftphase: vor allem vor 30–16 Millionen Jahren bei N-S- und NW-SE-Dehnung
- Nach-Riftphase: nach 16 Millionen Jahren bei wechselnden Spannungsregimes.

14.2 Alles Basalt?

Volkstümlich spricht man bei den rabenschwarzen Gesteinen des jungen Vulkanismus (überall in Europa, nicht nur im Erzgebirge) von Basalt. Von Petrologen wird man schnell berichtigt und man sieht ein: Basalt ist nicht immer Basalt.

Die Definition des Begriffs „Basalt“ ist über das QAPF-Diagramm (Quarz-Alkalifeldspat-Plagioklas-Foid, Streckeisen-Diagramm) definiert. Allerdings liegt auch der Nachteil auf der Hand: für dieses System muss der Mineralbestand bekannt sein. Die Matrix von Vulkaniten ist mineralogisch aber selten bestimmbar, und bei den gleichmäßig schwarzen basaltartigen Gesteinen sind häufig nicht einmal die Einsprenglinge ansprechbar (Abb.14.3). Der Ausweg liegt in der Gesteinschemie. Die lässt sich im Labor bestimmen und im TAS-Diagramm (Total Alkali versus Silica), wo SiO_2 -Gehalt gegen den Alkaligehalt ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$) aufgetragen wird, darstellen. Auch dieses Schema ist IUGS-konform (LE MAITRE et al. 2004) und verfügt sogar über ein ähnliches Begriffsinventar wie das QAPF-Diagramm.

Tatsächlich sind die känozoischen Vulkanite im Erzgebirge sehr alkalireich (Abb. 14.4). Am extremsten sind die Phonolithe, wie beispielsweise von Hammerunterwiesenthal, die obendrein mit den höchsten SiO_2 -Gehalten aufwarten. Nach diesem Krite-

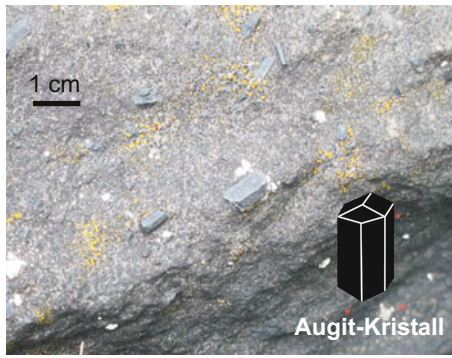


Abb. 14.3 Ausnahme von der Regel: Am Hirtstein bei Satzung sind die Einsprenglinge aus ihrer Grundmasse herausgewittert und gut zu erkennen. Sie sind auch groß genug, um als Augite identifiziert zu werden, das Gestein heißt Augit-Nephelinit.

rium sind sie als intermediär einzustufen, und sie sind auch die einzigen känozoischen Vulkanite, die nicht schwarz sind.

Die Masse der basaltischen Gesteine wird im Erzgebirge von Basaniten, Tephriten, Foiditen und wenigen echten Basalten gebildet. Die Zuordnung ist aber aus genannten Gründen schwierig und man fasst die Schwarzen am besten als Basaltoide zusammen (den Petrologen zum Trotz kann man auch mal den Basalt durchgehen lassen).

Im Gelände bilden die Basaltoide auf Grund ihrer Chemie und ihres jungen Alters markante Härtlinge, die im Erzgebirge namhafte Berge bilden (Abb. 14.5). Das sind zum Beispiel im Osterzgebirge der Landberg (~10 Millionen Jahre) oder der Gei-

singberg (~24 Millionen Jahre) und im Westerzgebirge der Pöhlberg (~24 Millionen Jahre), der Scheibenberg (~22 Millionen Jahre) oder der Bärenstein (~18 Millionen Jahre, Angaben nach PÄLCHEN & WALTER eds, 2008).

Die Basaltoidberge sind Zeugen einer Reliefumkehr, was bedeutet, dass dort, wo die heutigen Berge sind, früher die Täler waren. Die Vulkanite flossen aus dem Gebiet des heutigen Erzgebirgskammes nach Norden und nutzten dabei die Flusstäler als natürliche Fließrinnen. Mit der neogenen Einebnung (Feldspatverwitterung der Gneise) wurden die Basaltoide aus dem Gneis herauspräpariert. Bester Beweis sind die känozoischen Flusskiese, die im Erzgebirge unter vielen Vulkaniten liegen, aber besonders mächtig am Scheibenberg sind (Kasten 14.2).

Dieses schöne Indiz führte allerdings A. G. WERNER im 18. Jahrhundert aufs Glatteis (WERNER 1788):

„Ich theilte dem mineralogischen Publikum ... eine von mir gemachte wichtige Beobachtung, die ungemein viel Aufschluß über die Entstehung des Basaltes giebt, und seinen nassen Ursprung fast ausser allen Zweifel setzet, ... mit.“

WERNER vermutete, dass Vulkanite gar nicht magmatisch entstanden, sondern in Wirklichkeit sedimentären Ursprungs sind. Mit dieser Idee gründete er die Theorie des Neptunismus, der auch GOETHE anhing. Er stand damit im Gegensatz zu den Plutonisten, die die Entstehung der Vulkanite richtig deuteten. Für WERNER war zum Beispiel die typische Ausbildung der Säulen eher ein Argument gegen Vulkanismus, weil ihm solche Absonderungen von rezenten Laven nicht bekannt waren.

Wir wissen heute, dass sich die Säulen senkrecht zu den Abkühlungsflächen bilden und durch Schrumpfung entstehen.

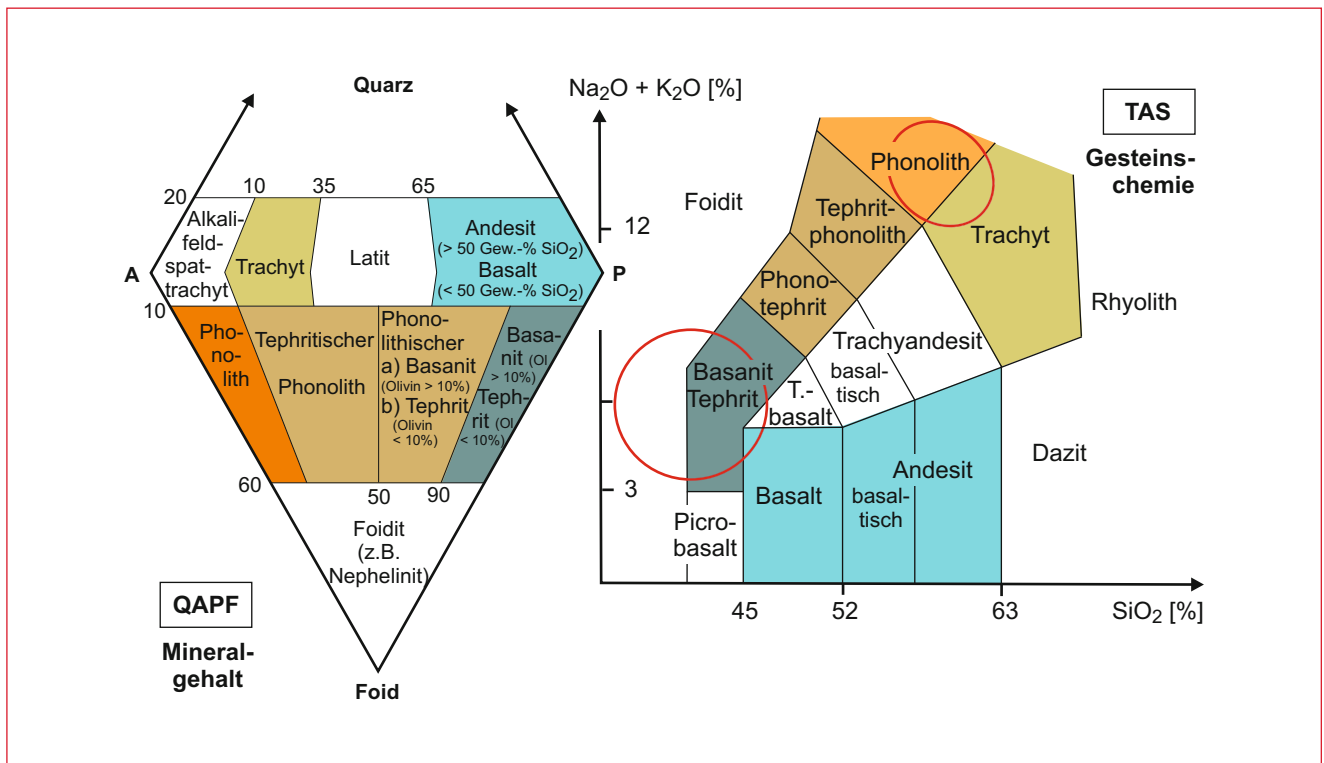


Abb. 14.4 QAPF- und TAS-Diagramm mit der schwerpunktmäßigen Platzierung der känozoischen Vulkanite des Erzgebirges (nach LE MAITRE et al. 2004 und PÄLCHEN & WALTER eds, 2008). Die Nomenklatur nach Mineralogie und Chemie deckt sich, wie zu sehen ist, nicht vollständig.

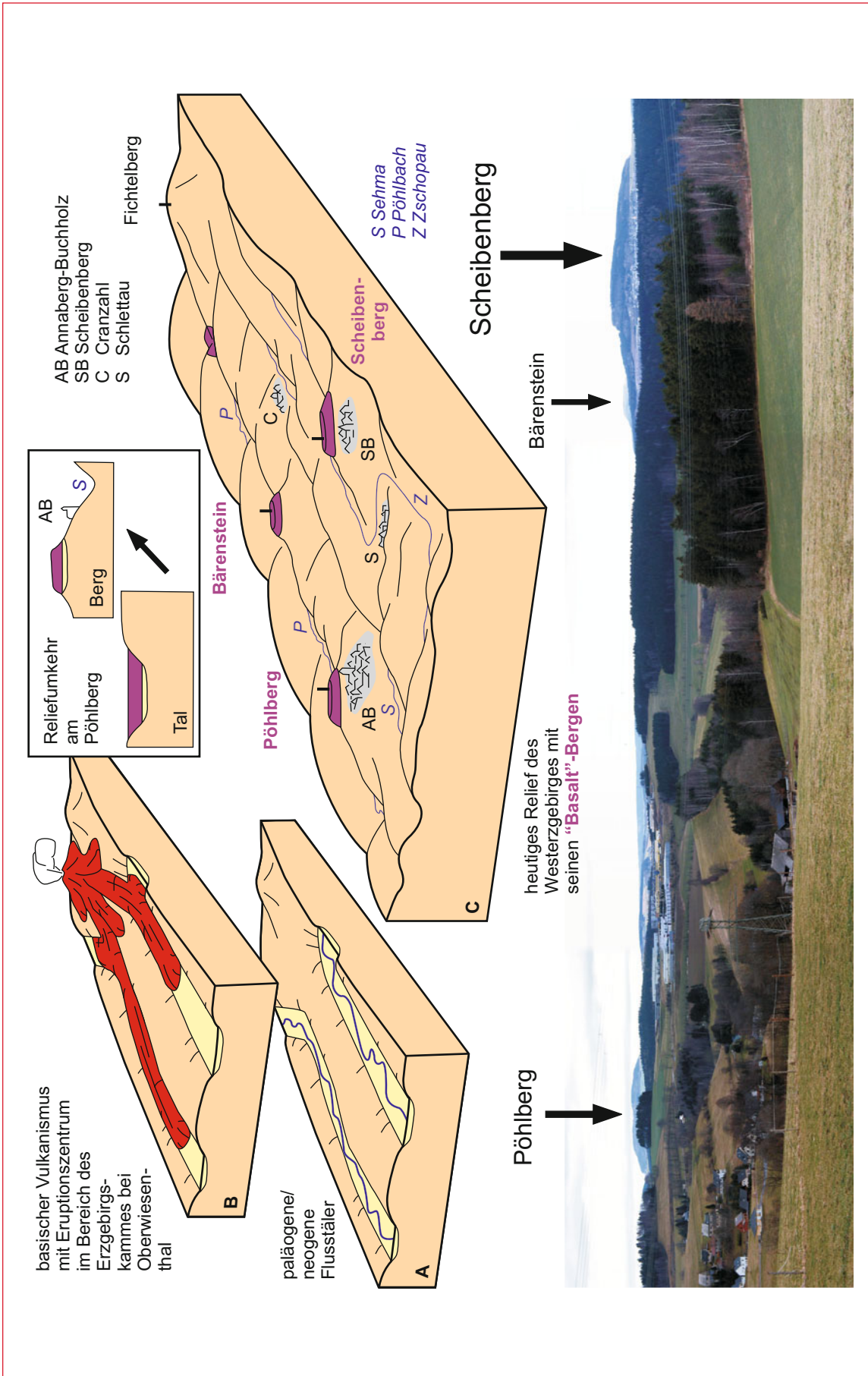


Abb. 14.5 Blick über das Westerzgebirge mit Bärenstein, Scheibenberg, Pöhlberg. Es handelt sich bei allen dreien um Nephelinit (Foidite) mit einem Alter von etwa 20 Millionen Jahren. Darüber ist in einer Skizze die Entstehung der Berge durch Relieffumkehr dargestellt. Nach WAGENBRETH & STENNER 2001.

Kasten 14.2

Känozoische Flüsse im Erzgebirge

Das Erzgebirge war während des Känozoikums immer Festland und die Flüsse entwässerten wie heute nach Norden. Sie flossen zum so genannten Altenburg-Zwickauer Fluss, einer Ur-Mulde (Abb. 14.6).

Reste dieser Flüsse sind kaum überliefert und hauptsächlich unter dem schonenden Deckel der Vulkanite anzutreffen. Somit sind das detaillierte känozoische Flussnetz und dessen Sedimentologie nur schwer zu rekonstruieren. Das beste Profil ist unter dem Nephelinit des Scheibenberges erhal-

ten und wurde in der Vergangenheit in einer Art Kiesgrube ausgebeutet. Es ist bis 40 m mächtig und besteht aus Sand, Kies und Ton. Vergleicht man das Geröllspektrum mit paläontologisch belegten Bildungen der Nachbarregionen, dann spricht es für ein obereozänes Alter der liegenden Abschnitte und ein unteroligozänes Alter für die hangenden Profildbereiche (PÄLCHEN & WALTER eds, 2008).

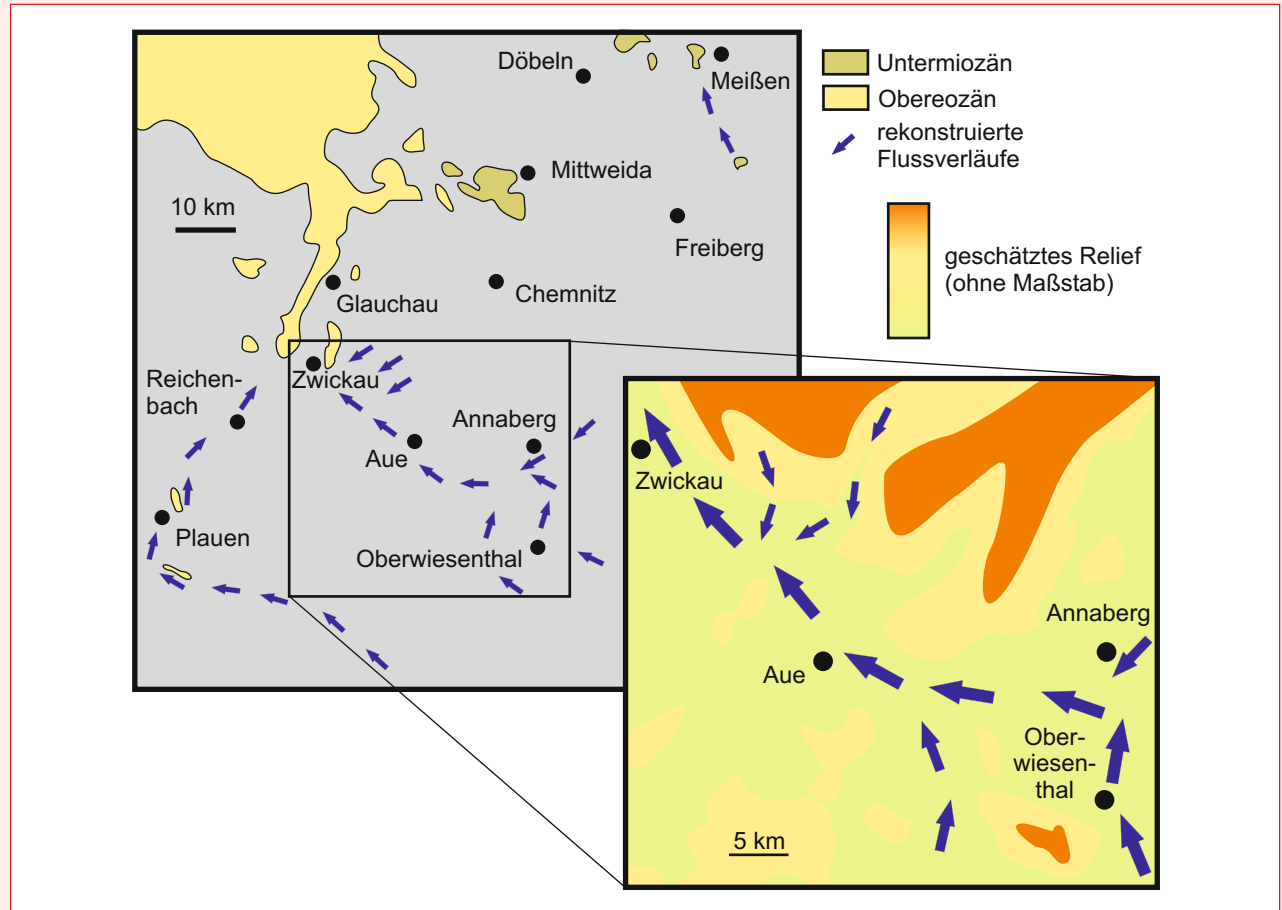


Abb. 14.6 Karte der rekonstruierten känozoischen Flussläufe im Erzgebirge. Eingetragen sind die heute erhalten gebliebenen känozoischen Sedimente im Vorland des Erzgebirges. Nach PÄLCHEN & WALTER (eds 2008) und SUHR (2003).

Sie sind ein wichtiges Hilfsmittel bei der Entscheidung, ob es sich beim jeweiligen Vorkommen um den Rest einer Lavadecke, um einen Schlotbereich oder um einen stecken gebliebenen und nicht bis zur Erdoberfläche durchgedrungenen Vulkanitstock handelt (Abb. 14.7).

14.3 Das Maar von Hammerunterwiesenthal

Der Begriff „Maar“ stammt aus der Eifel und beschreibt eine Vulkanform die im Zusammenhang mit einer Magma-Grundwasser-Eruption (phreatomagmatische Eruption) steht (MARTIN et al. eds, 2000). Eine solche Vulkanstruktur existiert mit sage und schreibe 1400 m Durchmesser bei Hammerunterwiesenthal. Obwohl ADOLF SAUER schon 1882 einen Basalttuff kar-

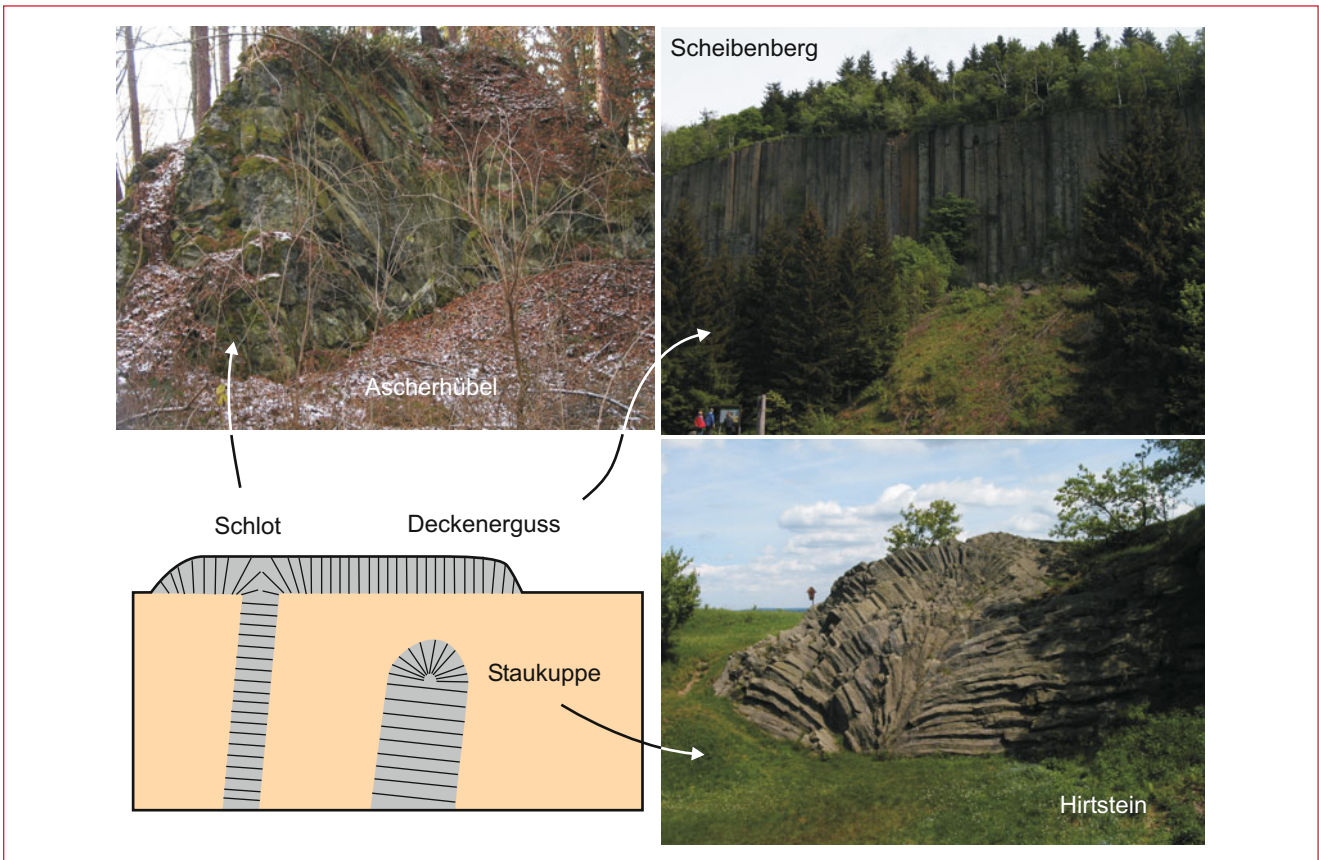


Abb. 14.7 Beispiele für säulige Ausbildung von Vulkaniten als Deckenerguss (Scheibenberg), Schlot (Ascherhübel) und Staukuppe (Hirtstein).

tierte, hat erst 1990 der Känozoikumsspezialist PETER SUHR die Maarnatur des Gebildes erkannt (SUHR & GOTH 1996).

Vor etwa 30 Millionen Jahren kam es im Bereich des heutigen Pöhlbaches zum Aufstieg basischer Magmen. Wahrscheinlich war schon damals in diesem Gebiet ein Flusstal vorhanden

(Kasten 14.2) und das Magma kochte das reichlich anfallende Grundwasser auf. Durch die Explosivität des Wasserdampfes wurde das überlagernde Gebirge gesprengt und das Magma selbst in feine Fragmente zerstäubt. Der Tuffring, der ein Maar für gewöhnlich umgibt, wurde bei der Erosion auf das

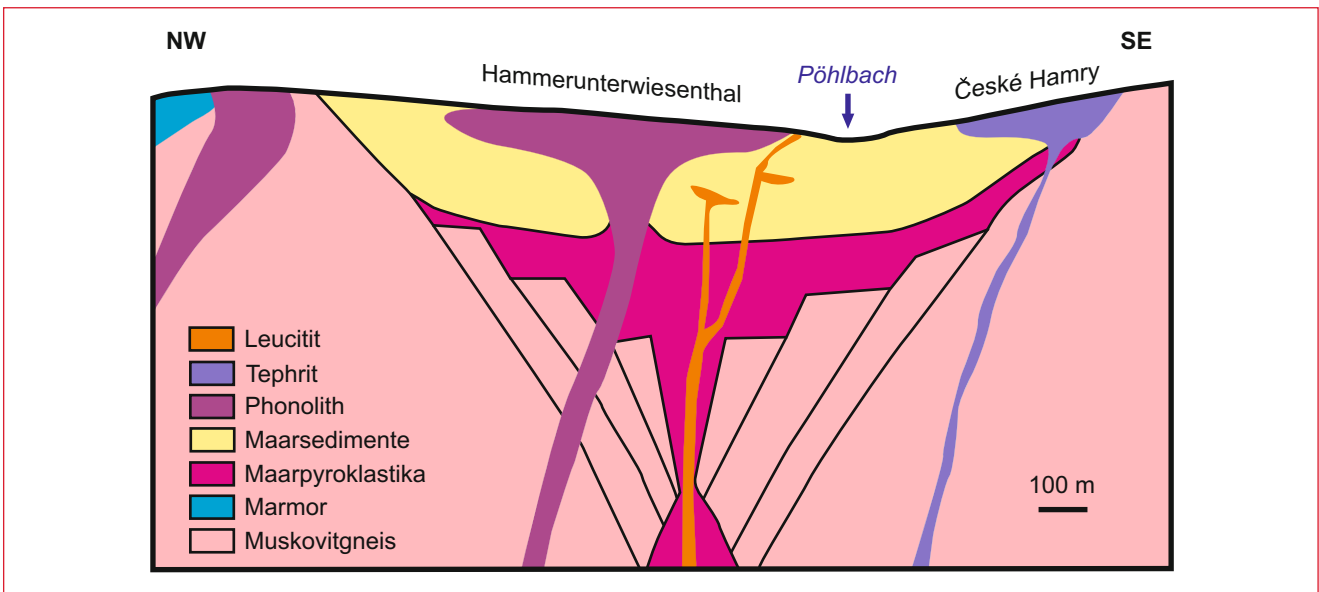


Abb. 14.8 Profil durch das Maar von Hammerunterwiesenthal. Nach SUHR 2003.



Abb. 14.9 Die Gestalt eines Maars mit Maarsee und Tuffring ist am Laacher See in der Eifel gut zu studieren.

heutige Oberflächenniveau abgetragen und ist nicht erhalten geblieben.

Aber als Brekzie füllen die Eruptionsgesteine zum Teil den trichterförmig ausgesprengten Krater (Abb. 14.8). Weil ein großer Teil der Tephra durch die Wucht des Ausbruches vom Maar wegtransportiert wurde, blieb, wie in den jungen Maaren der Eifel zu beobachten (Abb. 14.9), eine Mulde übrig, in der sich ein so genannter Maarsee bildete. Er wurde mit känozoischen Sedimenten gefüllt, wobei es sich wahrscheinlich um fluviatiles Material des damaligen Pöhlbach-Vorgängers handelt. Solche Flusssedimente sind naturgemäß relativ frei von Fossilien, was die zeitliche Einordnung erschwert. WALTER konnte 1998 unteroligozänes Alter nachgewiesen.

Der Maareruption von Hammerunterwiesenthal folgten nur wenige Millionen Jahre später weitere Vulkanausbrüche. Vor

etwa 28 Millionen Jahren entstand der Phonolith von Hammerunterwiesenthal und vor etwa 23 Millionen Jahren wurde der Tephrit von České Hamry gebildet (Abb. 14.8). Beide sind jedoch nicht phreatomagmatischer Natur.

Häufig bleiben Maare unserem Auge verborgen, weil die lockeren Auswurfmassen schnell abgetragen und die Strukturen zusedimentiert werden. Meist kommt man den Maaren erst durch Geophysik auf die Spur, wie zum Beispiel in der Oberlausitz bei Baruth (SUHR & GOTH 1999) und in Westböhmen am Železná hůrka (Eisenbühl) bei Mýtina (MRLINA et al. 2009). Letztgenanntes Maar ist mit einem quartären Alter sogar sehr jung.

15 Die Eiszeit und danach

15.1 Spuren der Eiszeit

Unter dünnem Eis

Wenn wir von Eiszeit sprechen, dann meinen wir meist die letzte der Epochen von Vereisungen, denn solche gab es in der Geschichte unseres Planeten immer wieder. Aber das letzte Eiszeitalter, das Pleistozän, ist für uns deshalb so wichtig, weil es nicht so lange zurückliegt und unsere Landschaften maßgeblich geprägt hat. Dabei ist die Erkenntnis, dass Norddeutschland von einem Eisschild mit Zentrum in Skandinavien bedeckt gewesen war, gar nicht so alt. Nachdem LOUIS AGASSIZ um 1840 die Eiszeittheorie entwickelt hatte, wies der schwedische Geologe OTTO TORELL gegen Ende des 19. Jahrhunderts die nordische Vereisung vor allem durch Gletscherschliffe nach. Aus der Zeit vor einer geologischen Interpretation stammt der Begriff Diluvium (= Überschwemmung), weil man die glazialen Sedimente als Überreste der Sintflut ansah. In alten Karten liest man ihn deshalb an Stelle des Pleistozäns.

Die zeitliche Definition des Pleistozäns erwies sich als gar nicht so einfach, weil die klassische Biostratigraphie eiszeitlicher, das heißt terrestrischer, Sedimente nicht mit denen im marinen Bereich korrelierte. Üblicherweise werden daher die jungen Abschnitte der Erdgeschichte isotopenstratigraphisch gegliedert. International hat man sich heute für den Beginn des Pleistozäns auf eine Umpolung des Magnetfeldes vor etwa 2,6 Millionen Jahren geeinigt. (Den aktuellen Stand der internationalen Gliederung der Erdgeschichte kann jeder auf www.stratigraphy.org selbst abrufen.) Zu dieser Zeit wurde es auf unserem Planeten merklich kühler und die Gletscher wuchsen. Der Startschuss für die nordische Vereisung in Deutschland fiel allerdings viel später. Die erste und weiteste Verbreitung des Inlandeises war erst vor 400 000 Jahren (Elster-Vereisung, Abb. 15.1). Weil das Eis beim Vorstoß ein ganz bestimmtes und unverwechselbares Material vom Ostseeraum mitbrachte, nennt man die Linie seines südlichsten Vorstoßes Feuersteinlinie.

Die Mittelgebirge – Harz und auch Erzgebirge – wirkten beim Vorstoß des langsam schwächernden Inlandeises als Hindernis. Bis auf etwa 400 m Höhe soll das Eis am nördlichen Erzgebirgsrand vorgedrungen sein (PÄLCHEN & WALTER eds, 2008). Im flacheren Elbtal langte die Eiszunge bis Děčín. Dabei

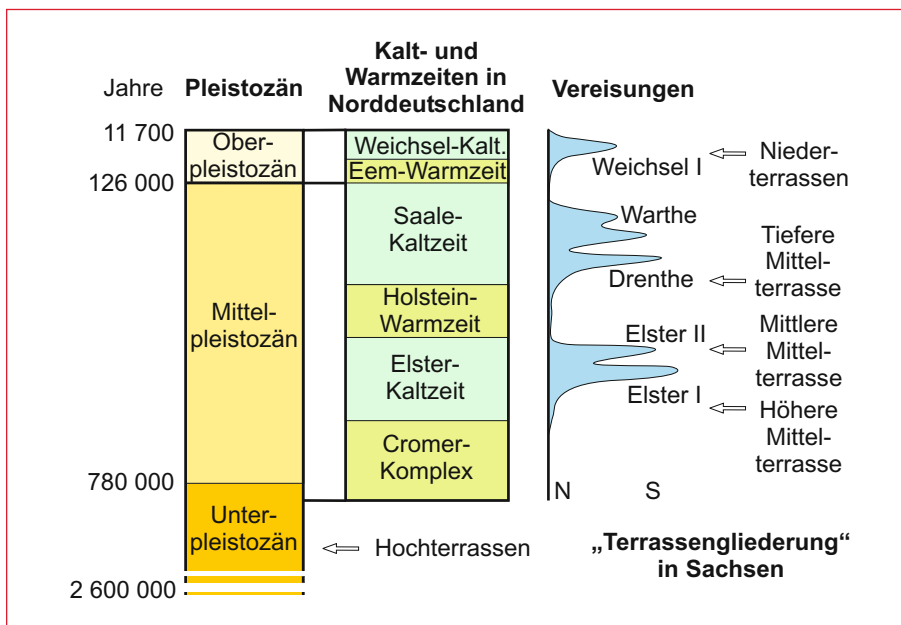


Abb. 15.1 Stratigraphie und Vereisungen des Pleistozäns sowie die sächsische Gliederung der Schotterterrassen. Nach PÄLCHEN & WALTER (eds) 2008.

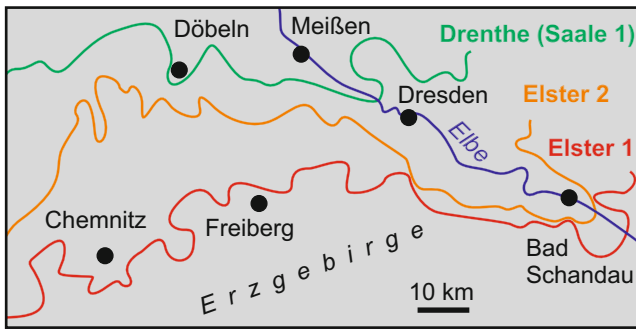


Abb. 15.2 Karte zu den Eisrandlagen Elster 1 (Feuersteinlinie), Elster 2 und Drenthe (= Saale 1). Nach PÄLCHEN & WALTHER (eds) 2008.

wird das Eis vor den Toren Freibergs nur noch sehr dünn gewesen sein, denn es fehlen jegliche Überreste einer Moräne. Alle späteren Eisvorstöße verloren bereits weiter nördlich ihren Schwung (Abb. 15.2).

Deshalb ist in (unabgedeckten) geologischen Karten von Sachsen das Erzgebirge gut zu erkennen, da, anders als beispielsweise im Granulitgebirge, das Grundgebirge nicht von pleistozänen Sedimenten bedeckt wird.

Das Erzgebirge im Periglazial

Ein paar pleistozäne Sedimente gibt es im Erzgebirge aber doch. Hierbei handelt es sich um die Ablagerungen im so genannten Periglazial (= Gletschervorland). Vor allem vom Weichsel-Eischild – der nicht mehr bis Sachsen kam – wehten die Fallwinde feinen Staub nach Süden. Im erzgebirgischen Vorland und auf seiner Nordabdachung regnete er nieder und es entstand Löss. Wegen des mergeligen Moränenmaterials ist der Löss im Originalzustand kalkig, wurde aber im Bereich des Erzgebirges später entkalkt und liegt als Lösslehm vor. In den von Dauerfrost bzw. intensiven Frost-Tau-Wechseln beeinflussten und mit geringer

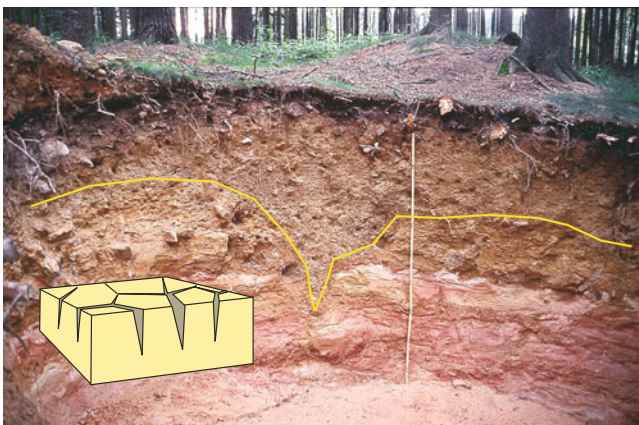


Abb. 15.3 Relikt des Periglazialklimas: ein mit Löss gefüllter Eiskeil im Tharandter Wald. Die keilförmigen Schwundrisse sind nur ein Teil eines größeren Frostmusters (Polygonboden).

Vegetation bedeckten Tälern des Gletschervorlandes kam es zu Bodenbewegungen, die zu Gehängelehmen und Schuttdecken führten. Auf Hochebenen entstanden Frostmusterböden und Eiskeile, die in Relikten erhalten sind (Abb. 15.3).

Wenn das Eis taute – die Flüsse

Im Erzgebirge sind die eiszeitlichen Vorgänge am besten in Form der Täler und mancher ihrer Schotterablagerungen manifestiert. In Schmelzperioden schnitten sich die Flüsse in die Gesteine und hinterließen immer tieferliegende Terrassen. Anders als im stratigraphischen Grundprinzip, liegt „Alt“ hier höher als „Jung“. Heute wird die kontinentale Geologie im Periglazialbereich an den Schotterterrassen zeitlich fixiert. Die Quartärgeologen haben dabei die schwere Aufgabe, verschiedene fossilfreie Kiese hauptsächlich auf der Grundlage der Geröllspektren zu parallelisieren. Für Sachsen ist die „Terrassenstratigraphie“ am besten an der Elbe festzumachen (Abb. 15.4).

Manche Erosionsreste solcher Terrassen finden sich auch im Erzgebirge und man hat versucht die pleistozänen Flussverläufe zu rekonstruieren und an die verschiedenen Vereisungs- und Abtauzeiten zu knüpfen (Abb. 15.5). Zur Zeit der höheren Hochterrasse (älteres Unterpleistozän) beispielsweise nahm die Elbe in Sachsen noch einen ganz anderen Verlauf, indem sie einen großen Bogen um Dresden machte. Die Freiburger Mulde entwässerte dementsprechend über Meißen hinaus weiter nach Norden. Während des frühen Elster-2-Stadiums mündete die Freiburger Mulde in eine Art „Elbe-Ersatzverkehr“ zwischen Dresden und Riesa in den Osterzgebirgsfluss. Im frühen Saale-Stadium bog dann die Freiburger Mulde in Richtung Döbeln ab, um sich, wie heute, mit der Zwickauer Mulde zu vereinigen.

15.2 Böden des Erzgebirges

Bodenentstehung

Geologen und Pedologen (Bodenkundler) sehen im Boden den obersten, verwitterten und belebten Teil der Erdkruste. Die Prozesse der Bodenbildung (z. B. Verlagerung und Bleichung) führen zu mehr oder weniger stark ausgebildeten Horizonten parallel zur Erdoberfläche. Die entstandene Horizontabfolge ist vielleicht das wichtigste Unterscheidungsmerkmal vom Boden im Sinne der Bodenart, die die Korngröße eines „Lockergesteins“ beschreibt. Welche Horizonte sich bilden und wie mächtig diese sind, entscheidet über den Namen des Bodens, den Bodentyp.

Ausschlaggebend für die Pedogenese ist eine Reihe von Faktoren: das Ausgangsgestein, das Klima (mit den Wasserverhältnissen in Form der Niederschlagsmenge und der resultierenden Vegetation), das Relief und schließlich auch die Einflüsse des Menschen. Das Zusammenspiel dieser Faktoren erzeugt das komplexe Gebilde „Boden“. Beispielsweise ist unser Klima von

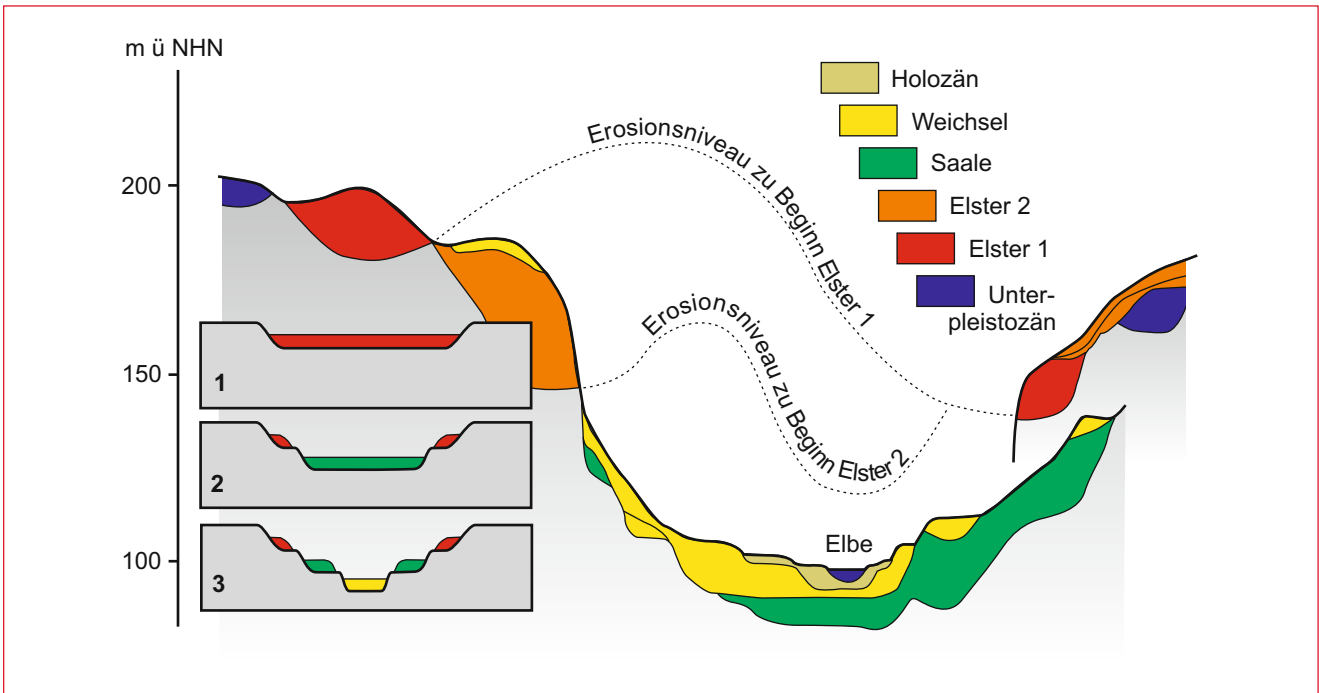


Abb. 15.4 Prinzipskizzen zur Bildung von Schotterterrassen (links), für die im allgemeinen gilt: je jünger, desto tiefer. Die große Abbildung zeigt die vereinfachte Quartärstratigraphie der Elbe und ihrer Nebenflüsse. Zu den farbig dargestellten Sedimenten gehören aber nicht nur fluviatile, sondern auch glazigene Bildungen. Nach PÄLCHEN & WALTER (eds) 2008.

einem Wasserüberschuss geprägt. Tal-Lagen und Niederungen (Faktor Relief) zeichnen sich hier durch einen hohen Grundwasserstand aus. In seinem Einflussbereich herrschen reduzierende Verhältnisse vor und der Boden erfährt eine Bleichung, charakteristisches Merkmal für die Gley-Böden. Einen weiteren wichtigen Einfluss auf den sich bildenden Bodentyp übt das

Ausgangsgestein aus. An dieser Stelle nehmen wir den roten Faden zum letzten Akt unserer geologischen Reise durch die Erdgeschichte des Erzgebirges wieder auf. Die anstehenden Gneise, Granite und Rhyolithe müssen für eine Bodenbildung jedoch noch aufbereitet werden. Das erledigt die Verwitterung (Kasten 15).

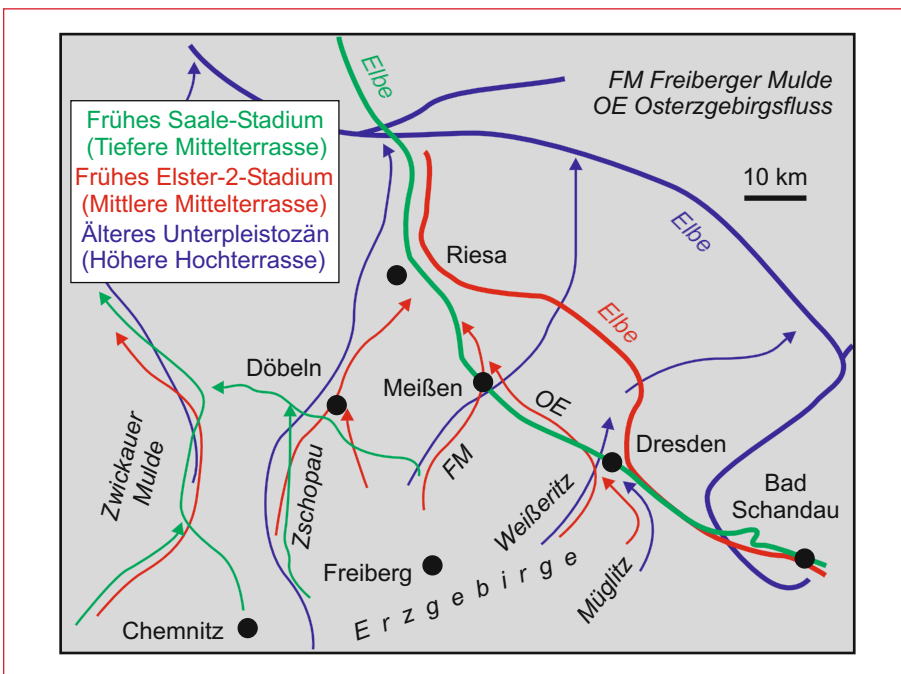


Abb. 15.5 Karte zu ausgewählten quartären Flussläufen. Man sieht deutlich, dass nicht nur die Elbe (dicke Linien) ihren Lauf verlagerte, sondern auch das Erzgebirge seinen Entwässerungsplan änderte. Zum Kamm hin laufen die Rekonstruktionen aus, unter anderem auch deshalb, weil die Bäche nahe am Quellgebiet schon primär kaum sedimentierten. Nach PÄLCHEN & WALTER (eds) 2008.

Kasten 15

Verwitterung

Verwitterung umfasst physikalische und chemische Vorgänge, die unter dem Einfluss des Klimas zu einer Zerstörung des Gesteinsverbandes führen. In der Folge zergrust das Gestein durch die sprengende Wirkung von Temperaturschwankungen und von auf Rissen gefrorenem Wasser (physikalische Verwitterung). In humiden (feuchten) Klimaten überwiegt die chemische Verwitterung und es bilden sich durch Hydrolyse vor allem der Feldspäte die Tonminerale. Sie sind die Voraussetzung für Bodeneigenschaften wie Plastizität, Wasserhaftvermögen und damit auch stauende Wirkungen.

Ein Teil der Verwitterungsprozesse im Erzgebirge fand sicher im Pleistozän statt, jedoch ist der Löwenanteil in früheren Zeiten der Erdgeschichte zu suchen. Die heutige Landschaftsform einer angekippten und eingeebneten Hochfläche ist das Ergebnis lang anhaltender chemischer Verwitterung, die gar nicht in die kalten Verhältnisse eines Eiszeitalters passt. Auch hier begegnet uns wieder das Problem der mangelnden Zeitmarken, aber einige gibt es:

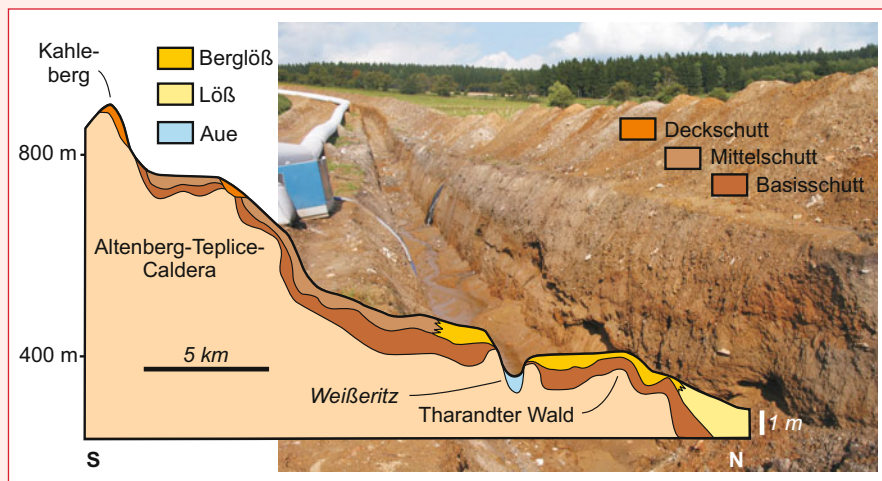
- Eine Zeitmarke für Verwitterungsprozesse sind Rotlehme, die besonders unter der kreidezeitlichen Sedimentauflage im Osterzgebirge auftreten. Weil das Meer mit dem Beginn der Oberkreide transgredierte,

werden die tropischen Verwitterungen der Unterkreide zugeordnet. Auch die durch chemischen Zersatz von Kalifeldspat-reichen Gesteinen gebildeten Kaolinlagerstätten Sachsens stellt man in dieses Alter (PALCHEN & WALTER eds, 2008).

- Vergleichsweise jung sind hingegen die Anteile der Erzgebirgseinebnung, die nach der Eruption der Basaltoide stattfand. Entsprechend der in Kapitel 14 beschriebenen Reliefumkehr fehlen vom damaligen Relief zumindest mehrere Zehnermeter. Seit der Explosion des Maars von Hammerunterwiesenthal vor 30 Millionen Jahren geht SUHR 2003 von einer Abtragung von weniger als 100 m aus.
- Die periglaziale Verwitterung des Anstehenden führte zunächst zur Bildung eines Basisschutts. Darauf entwickelten sich die Deckschuttdecken, die neben gravitativ umgelagertem Verwitterungsmaterial mit Löss durchmischt sind und so eine klare jungpleistozäne Zeitmarke liefern (Abb. 15.6).

Auf einen speziellen Verwitterungstyp soll noch eingegangen werden, die Bildung von Wollsäcken. Sie entstehen aus homogenen Gesteinen mit einer

Abb. 15.6 Profil durch das Osterzgebirge mit seinen Verwitterungsdecken (nach LIEDTKE & MARCINEK eds, 1995). Beim Bau der Ostseepipeline-Anbindungsleitung (OPAL) 2009 bis 2011 zeigte sich, warum es im Bereich der Saydaer Struktur so wenig Aufschlüsse gibt. Das Anstehende ruht unter einer mächtigen Decke aus Verwitterungslehm.



Bodenvergesellschaftungen

Von den genannten Faktoren der Bodenbildung gibt es solche, die in ähnlicher Art im gesamten Erzgebirge wirkten und damit auch zu ähnlichen Böden führten. Manche Bodentypen liegen in ihrem Entwicklungstrend zeitlich nacheinander und nur, weil die Faktoren mal stärker und mal schwächer wirkten, sind solche Böden heute nebeneinander zu beobachten. Die Abbildung 15.8 gibt einen Überblick über solche Entwicklungsreihen, die schließlich alle wichtigen Böden des Erzgebirges umfasst. Dabei werden die wichtigsten Bodentypen mit Namen vorgestellt. In der Praxis bestehen allerdings Übergänge und so erhalten die Böden häufig Doppel- oder gar Dreifachnamen, zum Beispiel Podsol-Braunerde-Pseudogley. Zu beachten ist, dass hierbei der Bodentyp, dessen Eigenschaften am ausgeprägtesten sind, am Schluss steht, im Beispiel also der Pseudogley.

Was sind die gemeinsamen Randbedingungen für die Bodenbildung im Erzgebirge? Man kann sie wie folgt zusammenfassen:

- vorwiegend silikatisches, feldspatreiches Ausgangsgestein, das bei seiner Verwitterung viel Tonminerale entstehen lässt (Braunerde);
- reiche Niederschläge, die zu Verlagerungsprozessen von oben nach unten, vor allem von Ton, führen (Parabraunerde, Pseudogley);
- an den tonigen Substraten gebildete Staunässe auf den Hochflächen (Pseudogley, Moor);
- raues Klima und spärlicher Bewuchs in den Kammlagen, mit eingeschränkter Bodenbildung (Ranker);
- hohe Grundwasserstände und häufige Überflutungen in den Tälern (Gley, Vega).

relativ weitständigen vertikalen und einer engeren, durch Entlastung gebildeten, horizontalen Klüftung. Das betrifft vor allem Granite, wie beispielsweise an den Greifensteinen. Aber auch manche Rhyolithe und Gneise zeigen das Phänomen. Erst das Zusammenspiel von chemischer und physikalischer Verwitterung führt zum langsamen Abrunden der Klüftkörper. Diese Wollsäcke werden durch die Erosion schließlich aus dem abgegrusten Material heraus präpariert (Abb. 15.7). Wie alt dieser Vorgang ist,

steht nicht ganz fest. Sicher nagte aber schon der Zahn des periglazialen Klimas an den relativ instabilen Felsgebilden (WAGENBRETH & STEINER 2001), die daraufhin zerfielen und Blockmeere bildeten.

Blöcke, Grus und Tonminerale – das sind die Ingredienzien, die die Geologie als einer der vielen Elternteile des Bodens zu seiner Entstehung beisteuert.

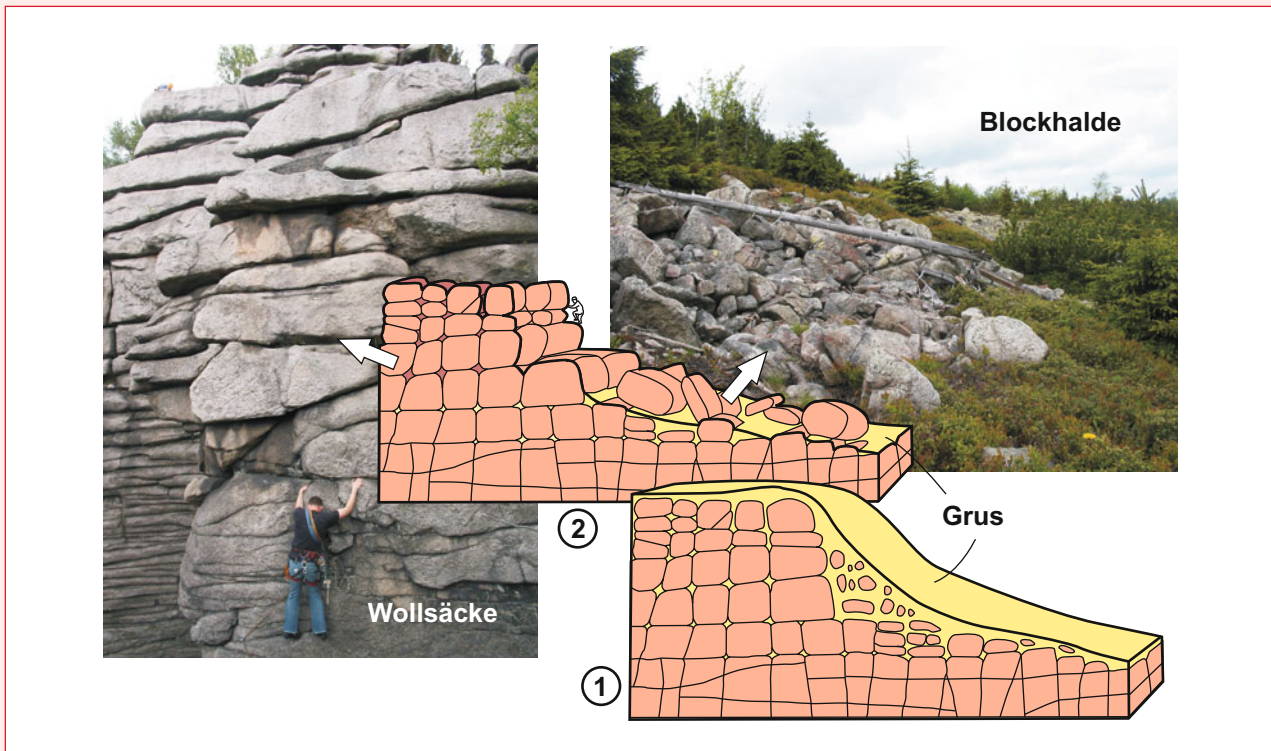


Abb. 15.7 Die Verwitterung macht aus Graniten und ähnlichen Gesteinen Wollsäcke, Grus und Blockhalden (nach WAGENBRETH & STEINER 2001). Die Fotos stammen von den Greifensteinen und dem Kahleberg.

Aus diesen Faktoren resultiert eine typische Vergesellschaftung, die Bodenkundler die „Bodenregion der Berg- und Hügelländer mit hohem Anteil an Magmatiten und Metamorphiten“ nennen (PÄLCHEN & WALTER eds, 2008). Das ist aber nur der Gipfel einer hierarchischen Pyramide, die verschiedene Ebenen kennt:

Bodenregion
 Bodengroßlandschaft
 Bodenlandschaft
 Gruppe von Bodengesellschaften
 Bodengesellschaft
 Bodentyp

Jede Bodengesellschaft wird durch ihren typischen Vertreter, den Leitboden, vertreten. Im Erzgebirge werden hauptsächlich folgende Bodengesellschaften mit ihren Leitböden kartiert (vereinfacht nach den Karten BÜK 400 und BK 50 Sachsen, Abb. 15.9):

- Bodengesellschaften im Verbreitungsgebiet von grobbodenhaltigen (Kies und Steine) Umlagerungsdecken über Festgestein
 1. Braunerde-Bodengesellschaft mit Hanglehm-Braunerde/Ranker, Hangsandlehm-Braunerde und Hanglehm-Podsol-Braunerde
 2. Braunerde-Podsol- und Podsol-Bodengesellschaften mit Hangsandlehm-Braunerde-Podsol und Hangsand-Podsol
 3. Staugley-Bodengesellschaften mit Hanglehm-Staugley und Hangschlufflehmstaugley
- Bodengesellschaften der Auen und Moore
 1. Auen-Bodengesellschaften mit Vega/Auengley
 2. Moor-Bodengesellschaften.

Eine besondere Erwähnung verdienen die Hochmoore in der Kammregion des Erzgebirges. Unmittelbar nach dem Abtauen

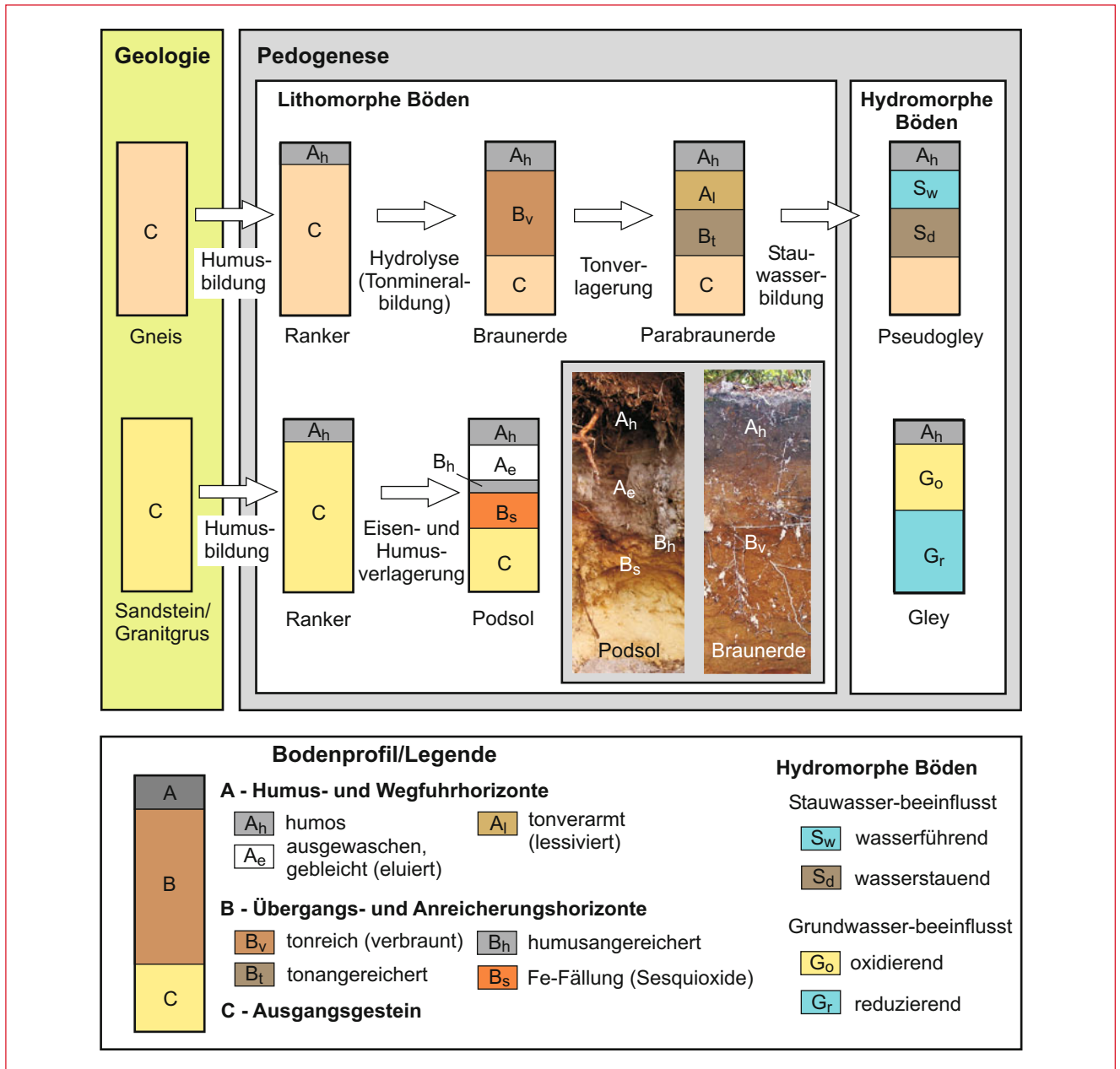


Abb. 15.8 Bodenentwicklungen, wie sie für die erzgebirgischen Verhältnisse typisch sind. Ausgehend von zwei Gesteinstypen entwickeln sich charakteristische Bodenprofile (Podsol, Braunerde, Parabraunerde, Pseudogley). Als Vertreter beider Entwicklungsreihen sind die gut unterscheidbaren Profile von Braunerde und Podsol abgebildet. Völlig unabhängig vom Ausgangsgestein sieht der Pedologe den durch Grundwasser beeinflussten Bodentyp Gley. Deswegen weicht hier die Nomenklatur der Horizonte (wie beim Pseudogley auch) vom klassischen A-B-C-Schema ab.

des Inlandeises und dem Einzug eines freundlicheren Klimas begannen sie vor etwa 10 000 Jahren, sich zu bilden. In der Vergangenheit vielfach trockengelegt, abgebaut oder zum Torfstich vorbereitet, wurden die Moore jüngst durch die Bemühungen

von Naturschutzbehörden und vom Naturpark Erzgebirge-Vogtland renaturiert. Sie spielen eine große ökologische Rolle, sowohl als Biotop als auch als Wasserspeicher (Abb. 15.10).

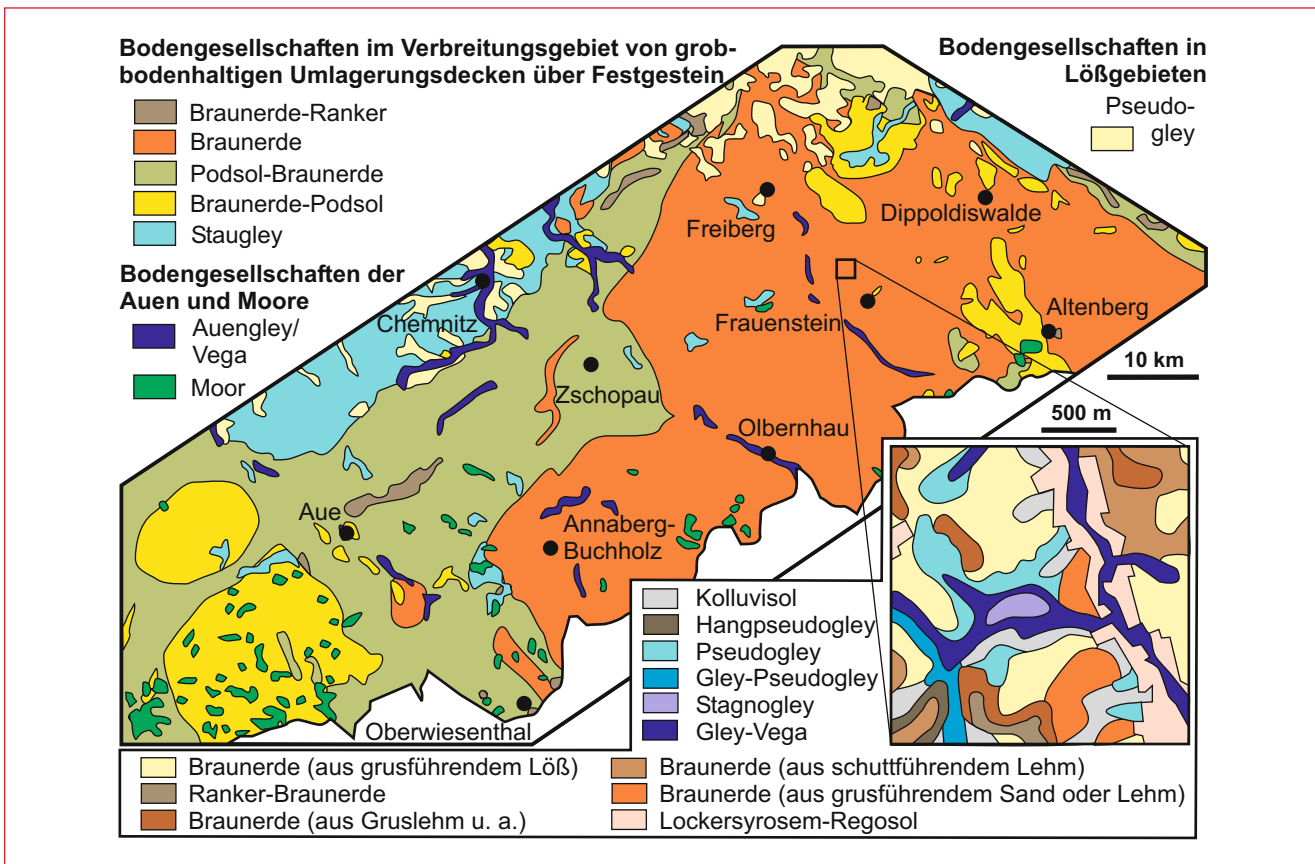


Abb. 15.9 Die Karte der Bodengesellschaften des Erzgebirges zeigt, dass die Bodenbildung maßgeblich vom Ausgangsgestein kontrolliert wird. Denn ohne große Mühe lässt sich die Verbreitung der Hauptgesteine auch aus der Bodenkarte ablesen. Auf den Gneisen bilden sich von Braunerde dominierte Gesellschaften (rotbraun), während auf den Schiefen Podsol-Braunerden (grün) vorherrschen. Podsole (gelb) entstehen auf den kargen Kreidesandsteinen (Tharandter Wald und Dippoldiswalder Heide) und auf dem grusigen Zersatz der Granite und Granitporphyre (Westerzgebirgsgranite, Altenberger Caldera und Niederbobritzcher Granit östlich von Freiberg). Im nördlichen Erzgebirge und im Raum Chemnitz zeigen Pseudogleys (hellgelb) die randliche Verbreitung des Sächsischen Lösshügellandes an. Die Farben stellen, wie erwähnt, nur Gesellschaften von Böden dar. Ein Blick in die bodenkundlich vermeintlich eintönige Osterzgebirgsregion bringt den Detailreichtum ans Licht. Allein in dem kleinen Ausschnitt von 2×2 km wechseln sich auf engem Raum zwölf Kartierungseinheiten ab. Während das Substrat das Grundthema liefert, erfolgen die Variationen entsprechend den Feinheiten im Relief (Hangneigung, Himmelsrichtung, Wölbung) und den daraus resultierenden Änderungen hinsichtlich Hydrologie, Erosion und Bewuchs. Der Mensch trägt mit künstlichem Substrat (Lockersyrosem-Regosol) und Bodenbearbeitung (Kolluvisol) sein Scherflein zur Bodenentwicklung bei. Vereinfachte Skizzen auf der Grundlage der Karten BÜK 400 Sachsen und BK 50, Blatt Freiberg.



Abb. 15.10 In den flachen Regionen des Erzgebirgskamms in Höhen um 700–800 m über dem Meer, wie hier bei Kühnhaide, fanden Moore ideale Bildungsbedingungen. Ein solches, etwa 5–6 m mächtiges Moor ist die Stengelheide bei Reitzenhain. Nachdem zwischen 1830 und 1989 Torf abgebaut wurde, werden die Restflächen heute renaturiert (kleines Foto).

Teil VI

Regionen im Überblick

16 Die Elbezone

Trennendes und Verbindendes

Beginnen wir den Rundgang durch das Erzgebirge im Osten, wo es an die sogenannte Elbezone grenzt.

Unter der Elbezone versteht der Geologe eine Struktur, die etwa senkrecht zum variszischen, also erzgebirgischen, Streichen verläuft, und die die metamorphen saxothuringischen Gesteine im Westen gegen die überwiegend unmetamorphen Gesteine der Lausitz im Osten versetzt. Mit ihr sind quer durch die mitteleuropäische Erdgeschichte Bildungen verbunden, die im heutigen Kartenbild dem auffälligen Nordwest-Südost-Verlauf folgen (Abb. 16.1). Neben dem straffen streifenförmigen Verlauf der Erzgebirgsgesteine und des Elbtalschiefergebirges sind es vor allem die sauren Magmatite des Meißener Plutons, das Molassebecken der Döhlener Senke und die Sedimentgesteine der Sächsisch-Böhmischen Kreidesenke die dieses augenscheinliche Querelement ausmachen.

Der markante Versatz im Grundgebirge ist auf eine gigantische Blattverschiebung im Oberkarbon zurückzuführen. Aber auch am Ende der Kreidezeit und im Känozoikum wird die Elbezone noch einmal tektonisch aktiviert. Und sie scheint bis in jüngste Zeit aktiv zu sein, oder wie sonst ließe sich die Grabenstruktur im heutigen Verlauf der Elbe erklären (Abb. 16.2)?

Die Erzgebirgswiebel findet nach Nordosten hin ein relativ abruptes Ende. Die Schalen erscheinen stark ausgedünnt, und wenn sie nicht vollständig fehlen, fallen sie vergleichsweise steil nach Nordosten ein. Es hat den Anschein, als ob die Erzgebirgskuppel hier abgeschnitten, abgeschert wurde. Tatsächlich kommen im Anschluss an die erzgebirgischen Gneise lediglich schwach metamorphe Schiefergebirgseinheiten vor, die biostratigraphisch belegt sind. Sie zeigen einen gewaltigen Metamorphosesprung an und von den west- und mittlerzgebirgischen Decken findet man keine Spur. Da die Schiefergebirgsgesteine meist in eine eigene regionalgeologische Einheit gepackt werden, machte man auch hier keine Ausnahme und definierte für die gesamte Elbezone: Dort, wo die Erzgebirgsgneise nach Osten hin enden, befindet sich die Mittelsächsische Störung. Nordwestlich des Döhlener Beckens gehören die Schiefer dem Nossen-Wilsdruffer Schiefergebirge an. Diese setzen sich unter dem Becken fort und tauchen als Elbtalschiefergebirge im Südosten wieder auf.

Die Mittelsächsische Störung ist jedoch nicht das einzige trennende Element im Verlauf der Elbezone (Abb. 16.3). Nach Nordosten hin wird das Elbtalschiefergebirge durch die Weesensteiner Störung begrenzt, an die sich der Dohnaer Granodiorit und die Weesensteiner Grauwacke anschließen. Diese werden wiederum durch die Westlausitzer Störung begrenzt. Wie das Profil in Abbildung 16.3 klar macht, endet die Lausitz also nicht östlich der Elbe, wie man anhand der markanten morphologischen Linie der Lausitzer Überschiebung vermuten möchte (Abb. 16.2), sondern sie setzt sich im Elbtal unter kreidezeitlicher Bedeckung fort.

Die Elbezone entpuppt sich demnach als ein Muster schmaler leistenförmiger Schollen, die während einer Vielzahl geologischer Epochen gebildet wurden (Abb. 16.4). Im letzten Akt wurden auch die Kreidesandsteine noch einmal verworfen und in ihre heutige Position gebracht. Hintergrund ist die saxonische Bruchtektonik, die, verursacht durch Alpen- und Karpatenkollision sowie die Atlantiköffnung, auch die Pultscholle des Erzgebirges an hob.

Aufbau der Elbezone

Die Gneise im Bereich der Mittelsächsischen Störung gehören dem cadomischen Grundgebirge an, sind also dem Mitteldruck-Mitteltemperatur metamorphen Kern des Erzgebirges (MP-MT) zuzuordnen. Dennoch sind in den Gneisen petrographische Unterschiede zu finden, die strikt dem Verlauf der Elbezone folgen. HOFMANN brachte diese Gesteinsabfolge 1974 in einen stratigraphischen Zusammenhang. Als Herbergen-Schichten wurden sie lithostratigraphisch mit der Rušova-Folge parallelisiert.

Das Elbtalschiefergebirge setzt sich aus verschiedenen Spänen zusammen. Einer phyllitischen Gesteinseinheit folgen nach Osten hin phyllitische Tonschiefer, die zunächst der thüringischen Altpaläozoikumsabfolge zuzuordnen sind (Kapitel 4.4). Durch eine Störung getrennt schließen sich Gesteine der bayerischen Fazies an. Wie im Kasten 3.5 gezeigt wurde, scheint das Auftreten dieser Sedimentgesteine eng mit den Deckenschüben der variszischen Gebirgsbildung verbunden zu sein. Eine „Gneismasse“ oder einen „Zwischengebirgsgneis“ gibt es hier im

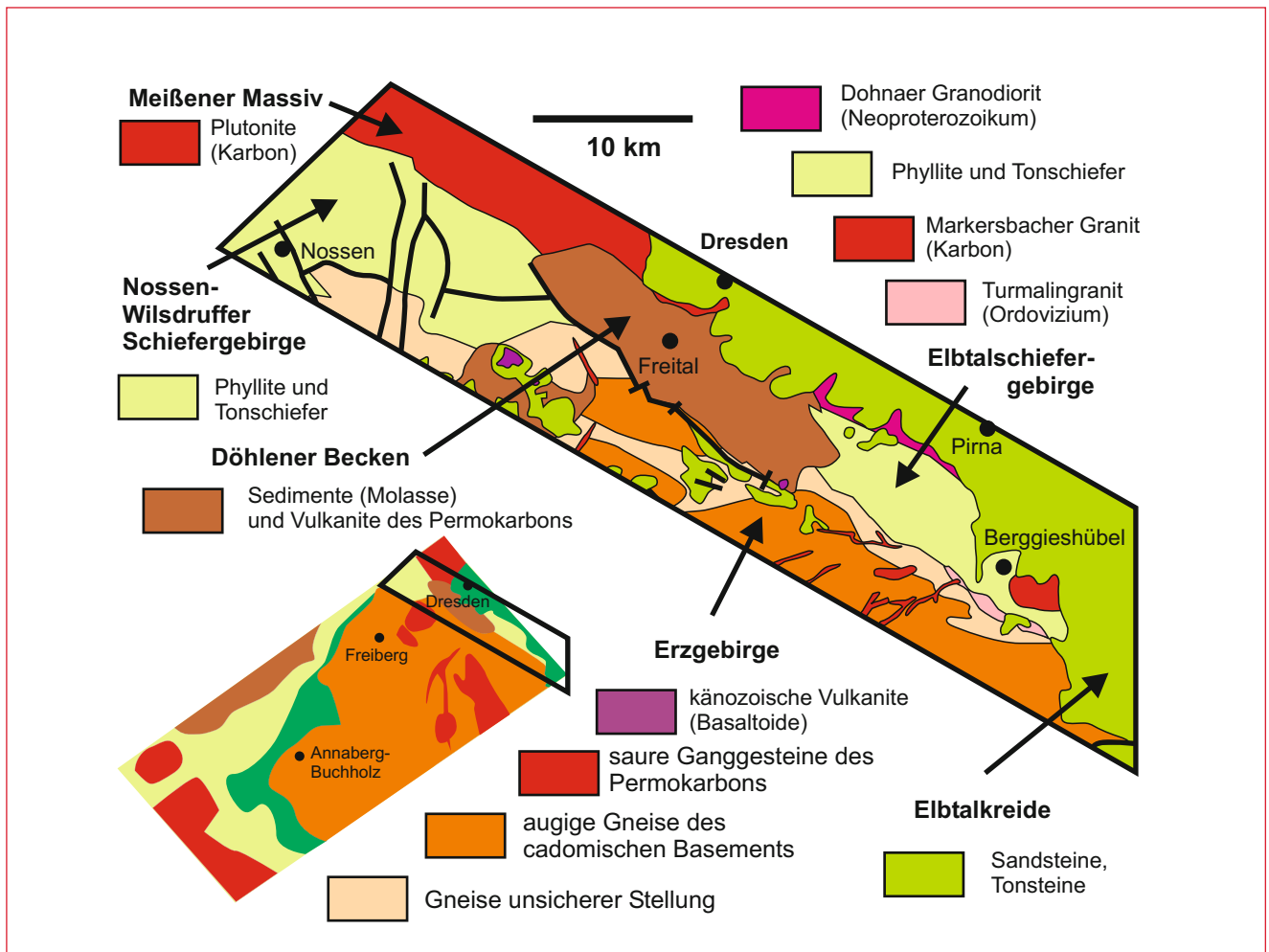


Abb. 16.1 Geologische Kartenskizze zur Geologie des Erzgebirges im Übergang zur Elbezone.



Abb. 16.2 Blick über Dresden nach Südosten. Selbst wer als Durchreisender nach Sachsen kommt, hat bei der Fahrt über die A4 schon einmal die Elbezone kennen gelernt. Den Untergrund rechts im Bild bilden die variszischen Magmatite des Meißener Plutons, während cadomische Gesteine der Lausitz den Untergrund des Dresdner Fernsehturms gegenüber ausmachen. Hinten rechts sind die Tafelberge des Elbsandsteingebirges zu sehen, charakteristische Ablagerungen der Elbezone.

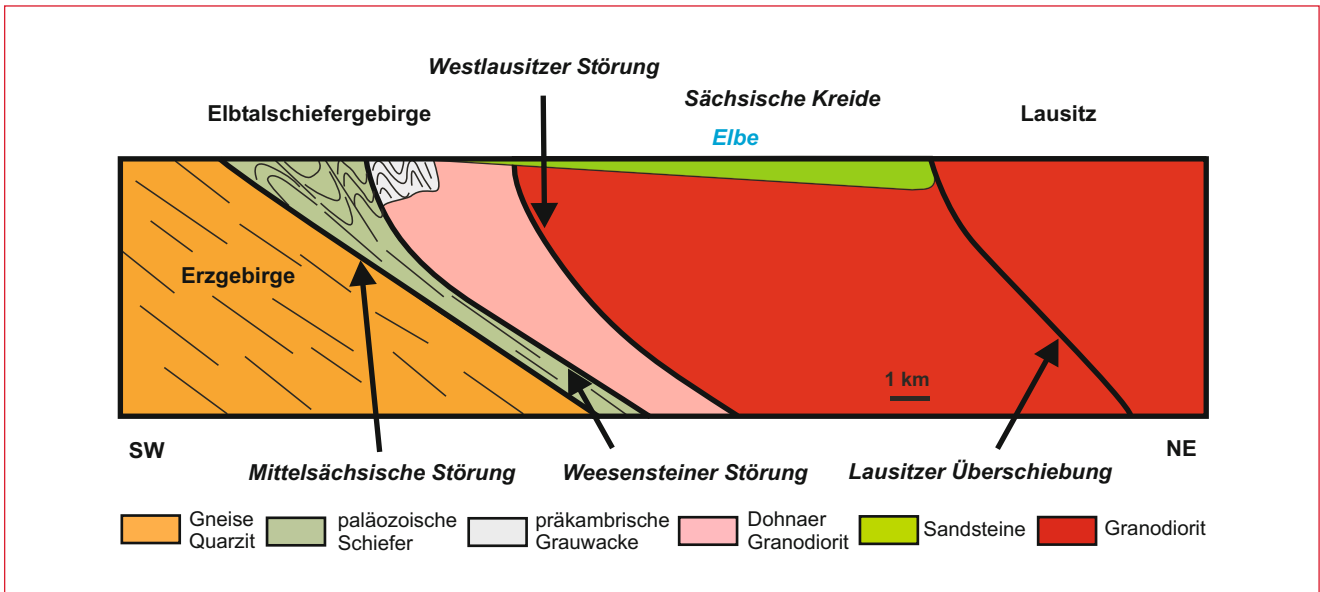


Abb. 16.3 Geologisches Querprofil über die Elbezone südlich von Dresden (nach LINNEMANN 1994). Die phyllitischen Gesteine des Elbtalschiefergebirges (hellgrün) grenzen direkt an die Erzgebirgsgneise (ockerbraun). Im Bereich der Mittelsächsischen Störung sind die Zwiebelschalen des Erzgebirges stark reduziert worden. Nach neuen Erkenntnissen der Geochronologie gehört der Dohnaer Granodiorit (rot) zu den cadomischen Gesteinen der Lausitz, weshalb die Westlausitzer Störung von manchen Autoren heute an die Stelle der hier abgebildeten Weesensteiner Störung rückt (z. B. BERGER et al. 2011).

Hangenden zwar nicht, aber das Vorkommen der bayerischen Fazies spricht für die Allgemeingültigkeit der Deckentektonik in der Umgebung des Erzgebirges. Im ohnehin reduzierten Profil der Elbezone könnten entsprechende Metamorphite einfach abgeschert sein. Die typischen Vertreter der bayerischen Fazies in der Elbezone sind Kiesel- und Alaunschiefer sowie Hornsteine. Östlichstes Glied des Elbtalschiefergebirges ist ein Span aus unterkarbonen „Flysch“gesteinen, dessen eindrucksvollste Bildung das Kieselschiefer-Hornstein-Konglomerat ist. Die in seinem Namen auftauchenden Hauptkomponenten weisen die-

ses Gestein als Abtragungsprodukt der bayerischen Fazies aus. Am Kanitzberg kann das tektonisch beanspruchte und optisch sehr ansprechende Konglomerat bestaunt werden (Abb. 16.5). Während des Ordoviziums intrudierte der an dunklen Mineralen arme Turmalingranit.

Auf die Weesensteiner Störung folgen nach Osten präkambrische Grauwacken und der Dohnaer Granodiorit (Abb. 16.3). Lange Zeit war ungeklärt wohin die Gesteine dieses tektonischen Spans gehören. Handelt es sich um Bildungen der variszischen Gebirgsbildung – unterkarbone orogene Sedimente und permokarbone Intrusion? Oder gehören sie schon zur Lausitz, die ähnliche Gesteine aufweist, aber bereits eine Gebirgsbildung eher entstand? Moderne Altersdatierungen brachten auch hier Klarheit. Der Span zwischen Weesensteiner und Westlausitzer Störung gehört ins cadomische Gebirge an der Wende Proterozoikum/Kambrium (Abb. 16.6). Damit ist die Westlausitzer Störung also gar nicht die Westbegrenzung der Lausitz.

Die Weesensteiner Grauwacke entstand im Neoproterozoikum am Rande des Südkontinents Gondwana, der zu der Zeit vergletschert war. Abtauende Eisberge brachten eingefrorenes Moränenmaterial mit, als sie in See stachen. Diese Gerölle fielen schließlich in die feineren Meeresablagerungen und die Weesensteiner Grauwacke ist damit auch ein glazimarine Sediment.

In diese Gesteine intrudierte vor etwa 540 Millionen Jahren der Dohnaer Granodiorit, der durch seine Altersdatierung mit den Lausitzer Granodioriten jenseits der Westlausitzer Störung zu parallelisieren ist (Abb. 16.6).

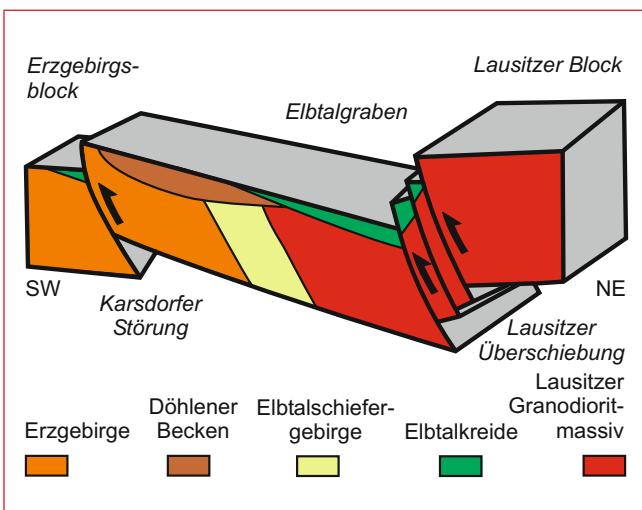


Abb. 16.4 Die heutige Lage der Gesteinseinheiten der Elbezone zueinander ist Spiegelbild einer erdgeschichtlich jungen Tektonik, die in der Oberen Kreidezeit begann und bis ins Pleistozän anhält. Rezente Bewegungen wie Erdbeben sind allerdings nicht nachweisbar. Nach VOIGT 1995.



Abb. 16.5 Der Kanitzberg bei Burkhardswalde von Westen aus. Das Kieselschiefer-Hornstein-Konglomerat bildet hier einen für das Elbtalschiefergebirge typischen Härtling, der parallel zur Elbezone streicht. In zahlreichen Lesesteinen ist die Verformung der Gerölle im Zuge der Blattverschiebung in der Elbezone zu studieren. Die Deformation längte die Kieselschiefer- und Hornsteingerölle parallel zur Scherungsrichtung aus (linkes Foto, Lesestein). Die entstandenen „Stifte“ liegen somit im Streichen des Kanitzberges. Rechtes Handstück-Foto: Anschliff senkrecht zur Scherungsrichtung.

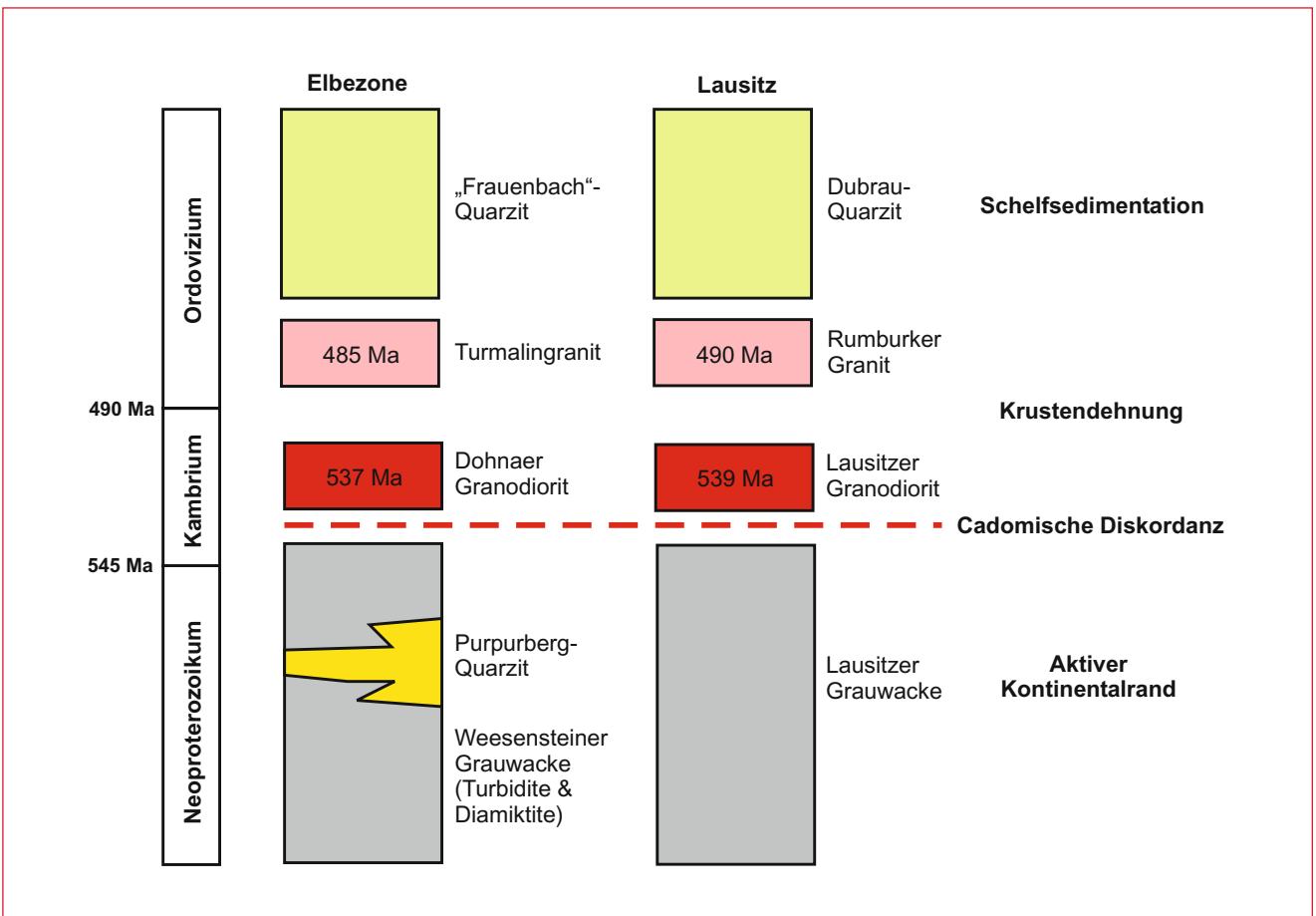


Abb. 16.6 Altersdatierungen von Gesteinen der Elbezone und ihre Parallelisierung mit den Lausitzer Äquivalenten. Auch der Turmalingranit des Elbtalschiefergebirges hat eine Entsprechung in der Lausitz, den Rumberker Granit. Die Elbezone erlaubt uns damit einen Blick nicht nur in die Geologie der benachbarten regionalgeologischen Einheit sondern auch in die Vorgeschichte unseres variszischen Gebirges. Schließlich sind die erzgebirgischen Gneise westlich der Mittelsächsischen Störung ebenfalls aus cadomischen Gesteinen hervorgegangen. Nach LINNEMANN (ed., 2004).

Die Mittelsächsische Störung

Eine geologische Grenze, die Gesteine separiert, welche sich altersmäßig nicht unterscheiden, aber hüben in ihrer ursprünglichen magmatischen Form vorliegen (Lausitzer Granodiorite) und drüben hoher Metamorphose unterlagen (Erzgebirgs-gneise), verdient eine genauere Betrachtung – zumal der Elbezone im Modell für das Variszikum eine wichtige Rolle zukommt. Diese gigantische *Strike-Slip-Zone* (Blattverschiebung) versetzt nicht nur die Fortsetzung des Erzgebirges nach Osten hin ins Riesengebirge, sondern ist auch für die hohen Exhumierungsraten in Granulit- und Erzgebirge verantwortlich (Abschnitt 4.6).

Sind diese Bewegungen heute noch in steinernen Zeugen zu beobachten? Es ist nicht immer ganz einfach, den Gesteinen ihre Verformungsgeschichte zu entlocken. Zunächst ist wichtig zu erkennen, wo diese Verformung stattfand. Sind es wirklich nur die diskreten Störungen der Abbildung 16.3? RAUCHE machte 1991 aus der Mittelsächsischen Störung eine Störungszone und sprach fortan treffend von einem „Störungsvolumen“. Dieser Raum betrifft nicht allein die Grenze zwischen Gneisen und Schiefnern, sondern auch die Gesteine auf beiden Seiten der bisherigen Störung. Da die Scherung unter duktilen Verhältnissen begann, wurden die Gesteine bis in relativ weite Entfernung von der Mittelsächsischen Störung zerschert. Beispielsweise fällt die Foliation der Gneise im Gebiet der Talsperre Malter bereits in Richtung Elbezone, nach Nordosten. Bei genauer Betrachtung fallen Scherbandgefüge auf, die einen seitlichen Versatz parallel zur Elbezone verraten (Abb. 16.7).

RAUCHE ging im Bereich der Elbezone auf Spurensuche und hat ein reiches Störungsinventar zusammengestellt. Neben den zahlreichen spröden Störungen mit unterschiedlichem Schersinn sind es vor allem duktile Scherungsindikatoren, die das wahre Ausmaß der Mittelsächsischen Störung noch in tieferen Teilen der Erdkruste erkennen lassen. Dabei wurden die Ausgangsgesteine derart zerschert, dass sie teilweise nicht mehr als deren Abkömmlinge zu erkennen sind. Die Gesteinsansprache kann sich dann vollständig ändern. An die Stelle der herkömmlichen magmatischen und metamorphen Gesteinsbegriffe tritt eine Nomenklatur für Störungsgesteine. Da sind einerseits die „Kataklasite“ für die spröde Zerstörung der Gesteine ohne ein Verheilen der Bruchstücke und andererseits die „Mylonite“ als Begriff der tektonischen Kornverkleinerung bei gleichzeitiger Rekristallisation und damit Beibehaltung des Gesteinszusammenhalts. In einem Beispielprofil über die Mittelsächsische Störung bei Mühlbach stellt RAUCHE die petrographische Ausgangssituation den resultierenden Gesteinsbegriffen gegenüber (Abb. 16.8).

Besonders krass stellt sich die duktile Gesteinszerstörung im Bereich der Elbezone beim Turmalingranit dar. Das originale magmatische Gefüge ist nur noch selten erhalten geblieben. Von den Seiten her wird seine Korngröße durch Mylonitisierung immer weiter verkleinert. Dabei wird der Turmalingranit als Ganzes zerschert und liegt im Streichen der Elbezone als Aneinanderreihung einzelner Scherkörper vor. Magmatische Relikte finden sich eher im Kern dieser Körper (Abb. 16.9).

Weil noch karbonische Gesteine in Mitleidenschaft gezogen wurden und der Übergang von duktiler zu spröder Verformung



Abb. 16.7 Entfernter Teil des Scherzonen-volumens der Mittelsächsischen Störung. Am Ufer der Talsperre Malter, unterhalb der Schmalspurbahn, befinden sich Gneisklippen, in denen deutliche Scherbandgefüge zutage treten. Der Schersinn dieser noch „warmen“ Verformung ist dextral, das heißt, dass die nordöstliche Seite gegenüber der südwestlichen in Richtung Südosten verschoben wurde.

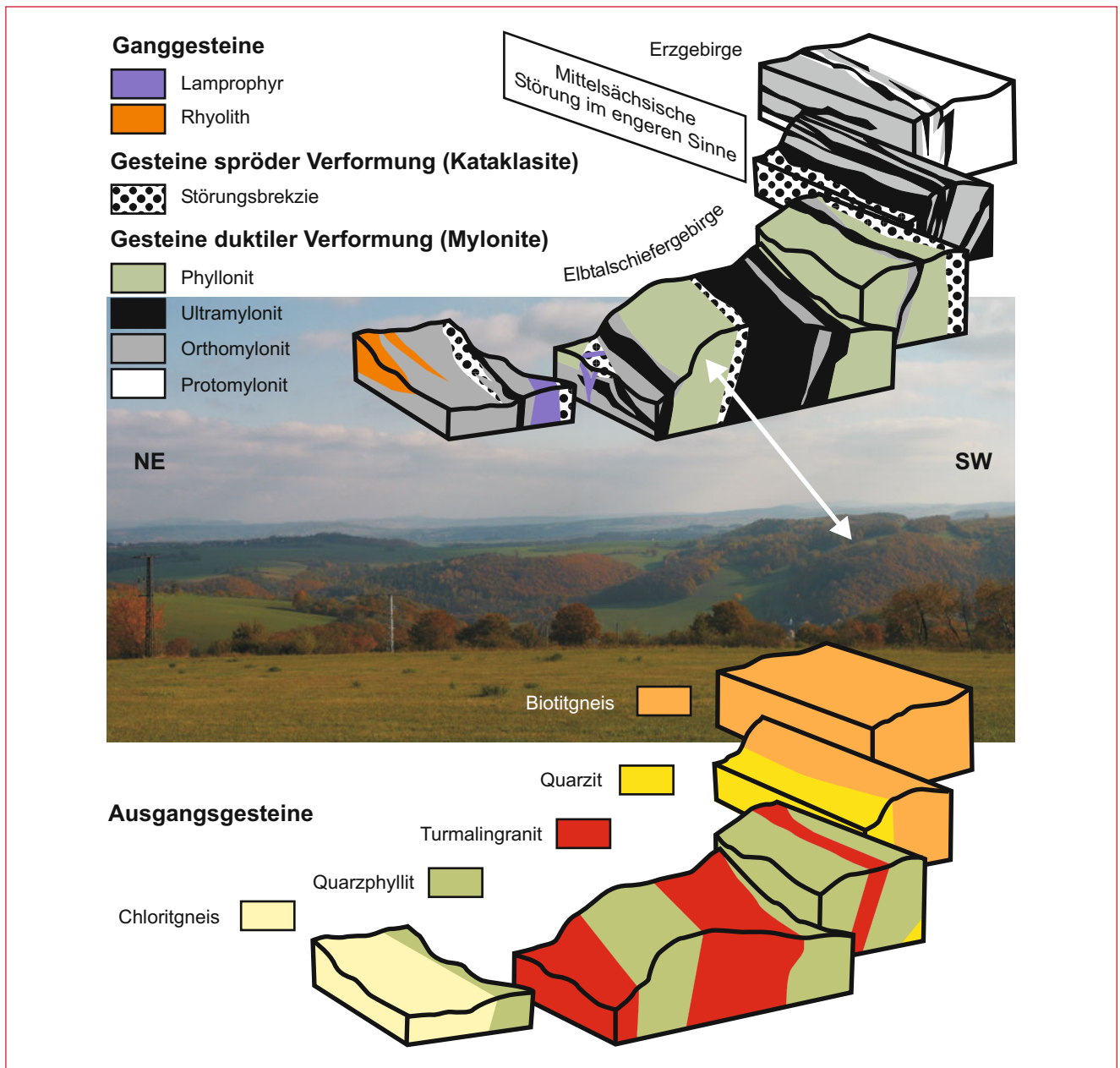


Abb. 16.8 Das Scherzonenvolumen der Mittelsächsischen Störung ist mehr als eine spröde Reibungszone. Blick vom Finkenfang über das Müglitztal bei Mühlbach. Unten sind Blockbilder zur geologischen Situation mit der üblichen Gesteinsansprache abgebildet. Ihre Orientierung entspricht der Blickrichtung im Bild nach Süden. Oben ist das 3-D-Bild noch einmal dargestellt. Allerdings stehen dort die Namen der Gesteine entsprechend ihrer Deformation im spröden und duktilen Regime. Man erkennt, dass vor allem der Turmalingranit sehr stark mylonitisiert wurde. Auch die Phyllite erfuhren eine Kornverkleinerung und wurden zu Phylloniten, einem Wortmix aus Phyllit und Mylonit. Zusätzlich kommen im oberen Bild zwei Ganggesteine hinzu. Der weiße Doppelpfeil zeigt die Lage des skizzierten Steilhanges in der Landschaft. Nach RAUCHE 1991.

bei etwa 300 Millionen Jahren stattfand (RAUCHE 1991), können die plastischen Verschiebungsprozesse im Oberkarbon angesiedelt werden. Die wichtigste Bewegungsphase der Elbezone fällt damit in den Zeitraum der späten Dehnung des variszischen Gebirges, bei dem auch die Gesteine des Erzgebirges ihren heutigen Platz einnahmen. Damit kommt ihr bei überregionaler Extension die Funktion einer Ausgleichszone zu – ähnlich den Transformstörungen an Mittelzeanischen Rücken. Solche

Blattverschiebungen unter Dehnungsregime können zur Schaffung von Raum parallel zur Scherzone führen. An der Erdoberfläche kommt es dann zur Beckenbildung, was die Ausrichtung des Molassebeckens von Döhlen erklärt. Auf ähnliche Weise wurde Millionen Jahre zuvor in größeren Tiefen Platz für das Aufsteigen von Magmen geschaffen. Auch der Meißener Pluton folgt in seinem Umriss der Elbezone.

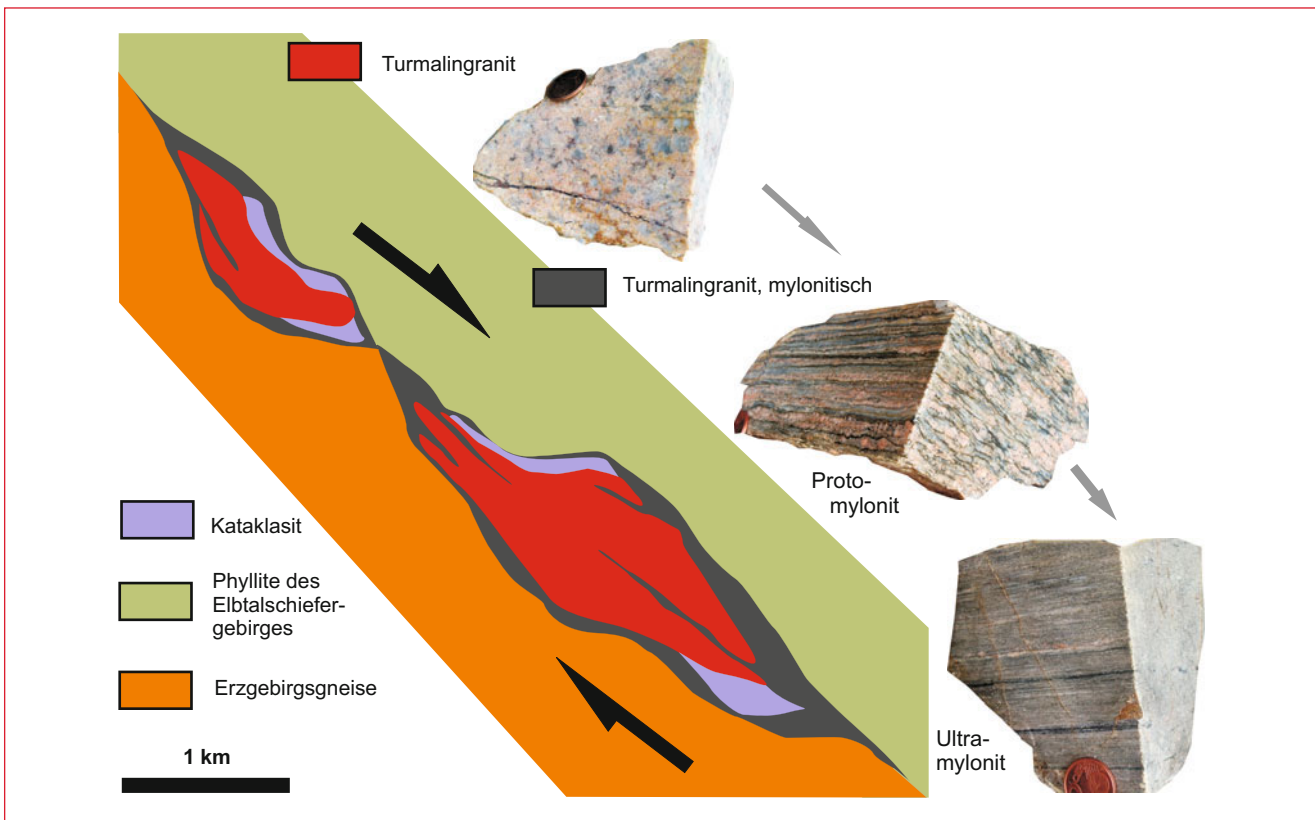


Abb. 16.9 Im Kartenbild der Elbezone fallen die Scherkörper des Turmalingranits auf, die auch in diesem Maßstab einen dextralen (Uhrzeiger-) Schersinn erkennen lassen. Das magmatische Gestein verliert bei diesem duktilen Zerreiprozess sein grobkörniges Gefüge und wird teilweise vollständig zu Ultramylonit aufgemahlen.

Exkursion Müglitz- und Seidewitztal

Die Täler der zur Elbe entwässernden Flüsse Lockwitz, Müglitz, Seidewitz, Bahre und Gottleuba bieten einen exzellenten Blick in die reduzierte und stark überscherte Nordostflanke der Erzgebirgswiebel. Für eine schnelle Einführung eignet sich eine Exkursion entlang von Müglitz- und Seidewitztal. Hier gelingt es auf wenigen Kilometern, ein Querprofil aus Gesteinsäquivalenten der Lausitz heraus über das Elbtalschiefergebirge bis hinein ins Erzgebirge zu erkunden. Als Ausgangspunkt eignet sich Dohna bzw. per Fernanreise die Autobahnabfahrt Pirna (in Abb. 16.10 eingezeichnet).

Stopp 1 Im Spargrund von Dohna (Zugang südlich des Abzweiges nach Sürßen) steht der Dohnaer Granodiorit an. Er ist ein Vertreter der Lausitz und intrudierte wie die Magmatite dort zu cadomischer Zeit im frühen Kambrium. Der Dohnaer Granodiorit ermöglicht es auch, einmal einen Blick auf das unmetamorphe Ausgangsgestein vieler Erzgebirgsgneise zu werfen.

Stopp 2 Vom Haltepunkt Weesenstein der Müglitztalbahn führt ein leicht ansteigender Weg hinauf Richtung Westen. Nach wenigen Metern tauchen kleine Klippen der Weesensteiner Grauwacke auf. Sie bildete wahrscheinlich den Intrusionsrahmen des Dohnaer Granodiorites und ist damit neoproterozo-

ischen Alters. Die Besonderheit hier sind immer wieder auftauchende kleine Gerölle in Kiesgröße, die gar nicht in die sonst wesentlich feinere Matrix der Grauwacke passen. Es handelt sich dabei um die Fracht abtauerender Eisberge. Dieser Stopp versetzt uns zurück in die Zeit der großen Gondwana-Vereisung im Präkambrium. Wer noch ein bisschen weiter geht, erreicht über einen kleinen abzweigenden Trampelpfad bald einen sehr schönen Blick auf Weesenstein (Abb. 16.11).

Stopp 3 Hinter dem Haltepunkt Mühlbach folgt man noch kurz der Straße Richtung Süden. An Garagen vorbei geht man dann zu Fuß entlang der Bahnstrecke nach Süden. Die ersten Klippen bestehen aus Chloritgneis, einem dacitischen Magmatit, der im Devon in die Schieferfolgen intrudierte. Allerdings ist von seinem magmatischen Gefüge kaum noch etwas zu erkennen. Im Scherzonenbereich der Mittelsächsischen Störung wurde er fast vollständig mylonitisiert. Dabei bildete sich das Mineral Chlorit, das uns den Grad der dabei stattfindenden Metamorphose verrät – lediglich Grünschieferfazies.

Stopp 4 Einige hundert Meter weiter stehen erneut zahlreiche Klippen an, die (wie auch Stopp 3) im Bereich der Blockbilder in Abbildung 16.8 eingezeichnet sind. Ganz ähnlich dem Chloritgneis wurde hier der Turmalingranit mylonitisiert. Mit etwas Geduld können verschiedene Mylonitisierungsstadien entdeckt werden, so wie sie in Abbildung 16.9 gezeigt werden. Mit seinem

ordovizischen Intrusionsalter liegt hier das lediglich schwach metamorphe Edukt der erzgebirgischen Muskovitgneise vor!

Stopp 5 Im Seidewitztal folgt ein kleiner Abstecher in das Erzgebirge im engeren Sinne. Nahe der Schneckenmühle führt eine für den öffentlichen Verkehr gesperrte Forststraße hinauf nach Herbergen. Nach etwa 250 Metern tauchen auf der rechten Seite Klippen im erzgebirgischen Gneis auf. Auch sie unterlagen einer

Mylonitisierung und Plättung des Gefüges. Die straffe Foliation folgt mit ihrem Streichen in NW-SE-Richtung streng dem Verlauf der Elbezone. Das gleiche gilt für die zahlreichen Klippen an der Straße südlich der Schneckenmühle.

Stopp 6 In Seidewitzthal gibt es ein kleines Seitentälchen Richtung Osten. Ihm folgt ein Fußweg hinauf und nach einigen hundert Metern steht man in einem schmalen Kalksteinvorkom-

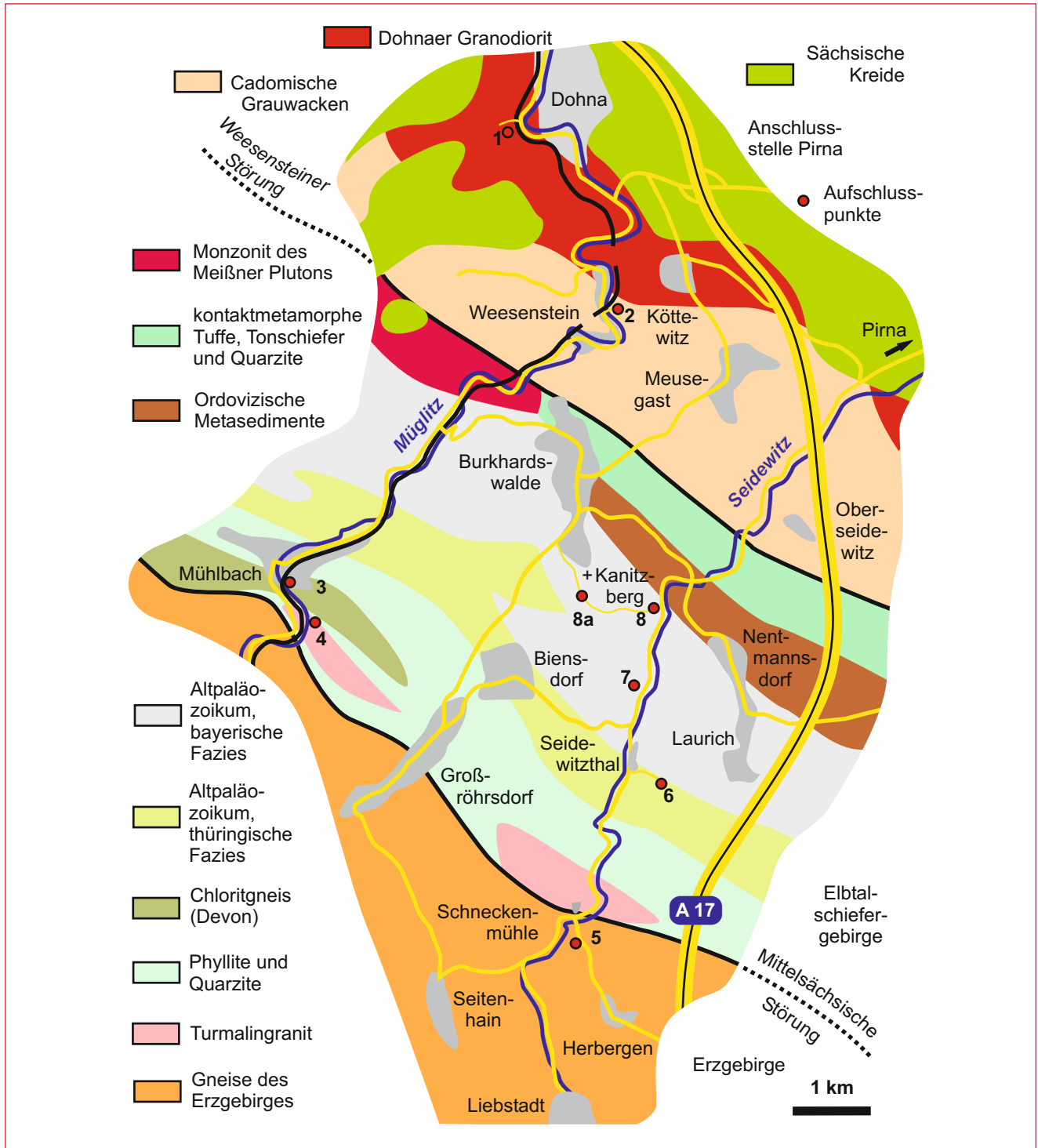


Abb. 16.10 Kartenskizze zur Exkursion durch das Müglitz- und Seidewitztal. Die hinterlegte geologische Karte wurde stark vereinfacht.

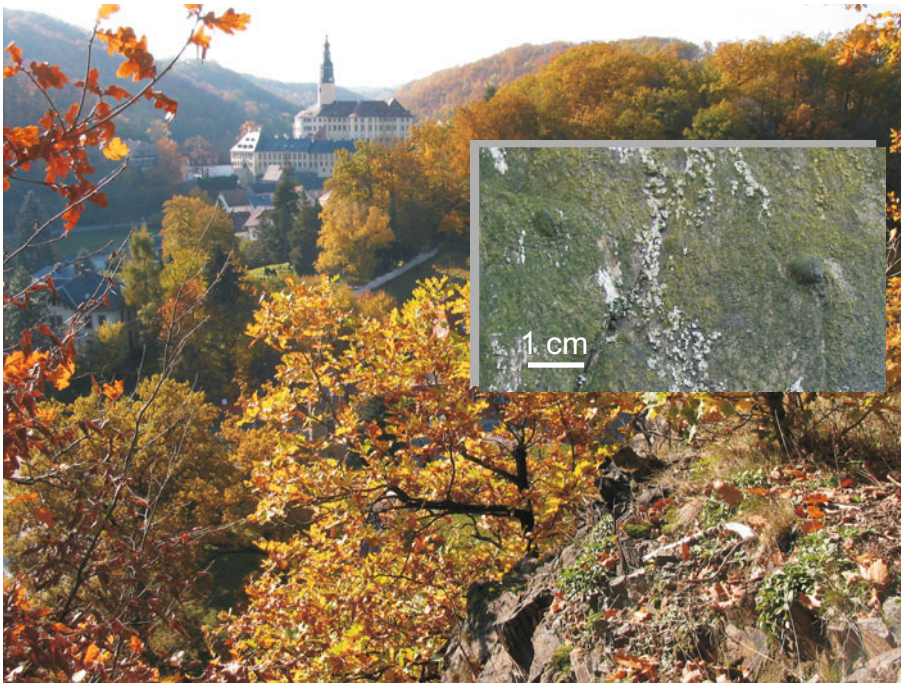


Abb. 16.11 Der Untergrund des Schlosses von Weesenstein besteht wie die Klippen im Vordergrund aus neoproterozoischen Grauwacken. Am Weg zu diesem Aussichtspunkt können auf den Schichtflächen der Weesensteiner Grauwacke Gerölle unterschiedlicher Größe ausgemacht werden. Dabei handelt es sich um Moränenmaterial, das aus Eisbergen stammt, die auf dem offenen Meer abtauten – Zeugen einer präkambrischen Eiszeit.

men, das Gegenstand bergbaulicher Tätigkeit war. Wir besuchen diesen Marmor als Vertreter der thüringischen Faziesreihe.

Stopp 7 Als ein Bestandteil der bayerischen Faziesreihe des Altpaläozoikums gelten devonische Hornsteine. Sie sind im Seidewitztal zwischen den Abzweigen nach Biensdorf und Nentmannsdorf auf der linken Talseite zu bewundern. Direkt an der Straße gelegen, ist dieser durch seine Wechsellagerung von dichten, festen Hornsteinen und besser verwitternden Tonschiefern

auffallende Aufschluss nicht zu verfehlen (Abb. 16.12). Besonders gut ist die starke NE-SW gerichtete Einengung der Elbezone in Form von isoklinalen Knickfalten zu studieren. Hornsteine enthalten weniger Kohlenstoff und sind daher hellere Kieselschiefer.

Stopp 8 Zum Schluss noch ein Abstecher in den unterkarbonischen „Flysch“ des variszischen Gebirges. Unweit nördlich von Stopp 7 erreicht ein kleines Bachtal (ebenfalls auf der westlichen



Abb. 16.12 Die oberdevonischen Hornsteine im Seidewitztal gehören der bayerischen Faziesreihe an. Deutlich ist die enge Faltung dieser Gesteine erkennbar.

Talseite) das Seidewitztal. In seinem Bett finden sich Gesteinsbrocken des Kieselschiefer-Hornstein-Konglomerats – Abtragungsprodukte der vorher besuchten Hornsteine und von schwarzen Kieselschiefern. Auffällig ist die starke Plättung des Konglomerats und die Längung der Gerölle in eine bevorzugte Richtung: abschließendes Indiz für die Blattverschiebungsvorgänge entlang der Mittelsächsischen Störung (Abb. 16.5). Wer

Zeit hat, läuft das Tälchen hinauf bis zum Kanitzberg. Am Wegesrand sind sehr schöne Handstücke zu ergattern, die durch die scharfen Sprödbrüche gute Einsicht in das relativ bunte Gestein und seine spezielle Deformation bieten (8a). Der Kanitzberg ist aber auch „von oben“ über Burkhardswalde, Ortsteil Kanitzhäuser erreichbar.

17 Die Freiburger Kuppel

Die Grauen

Die erzgebirgische Internstruktur gliedert sich in eine Anzahl domartiger Strukturen, den Kuppeln, die entweder durch graue oder rote Gneise dominiert werden (Kapitel 4.3). Als Typuslokalität für die Grauen kann die Freiburger Gneiskuppel gelten (Abb. 17.1). Durch ihre Größe und weil der Freiburger Gneis das Rahmengestein für die wichtigste Silberlagerstätte bildete, wurde in ihnen eine Art Hauptgneis für das Erzgebirge gesehen.

Das umlaufende Streichen der D2-Foliation definiert die Freiburger Kuppel mit einem Durchmesser von 40 km (Streichlinien in Abb. 4.35). Geochemisch haben die Graugneise einen granodioritischen Charakter, der Feldspatanteil ist gegenüber einem Granit hin zum Plagioklas verschoben. Neben Kalifeldspat führen die Gneise auch Oligoklas (HOFMANN 1965), einen albitischen Plagioklas (Abb. 6.8). Aber war Granodiorit auch das Edukt? HERMANN CREDNER bemängelte bereits 1887 die „ermüdende Eintönigkeit“ der Freiburger Graugneise, was, neben auftretenden Xenolithen, für eine magmatische Entstehung spricht.

Die gleiche Zusammensetzung haben aber auch Grauwacken und wer nicht gerade ein Liebhaber dieser Gesteine ist, wird auch ihre Vorkommen (Lausitz, Thüringen) als ermüdend eintönig empfinden. Betrachtet man die Grauen von Freiberg etwas näher, dann stellen sich lokale Unterschiede heraus. Die Xenolithe, Belegstücke für magmatischen Ursprung (Abb. 17.2), finden sich nämlich nicht überall, und auch die Eintönigkeit wird hier und da unterbrochen (u. a. BERGER et al. 1994).

Dass es sich wahrscheinlich noch einmal um verschiedene Schalen innerhalb der Kuppel handeln muss, erkannte schon HERMANN MÜLLER 1865, der in Innere und Äußere Freiburger Gneise unterschied – heute ein Klassiker.

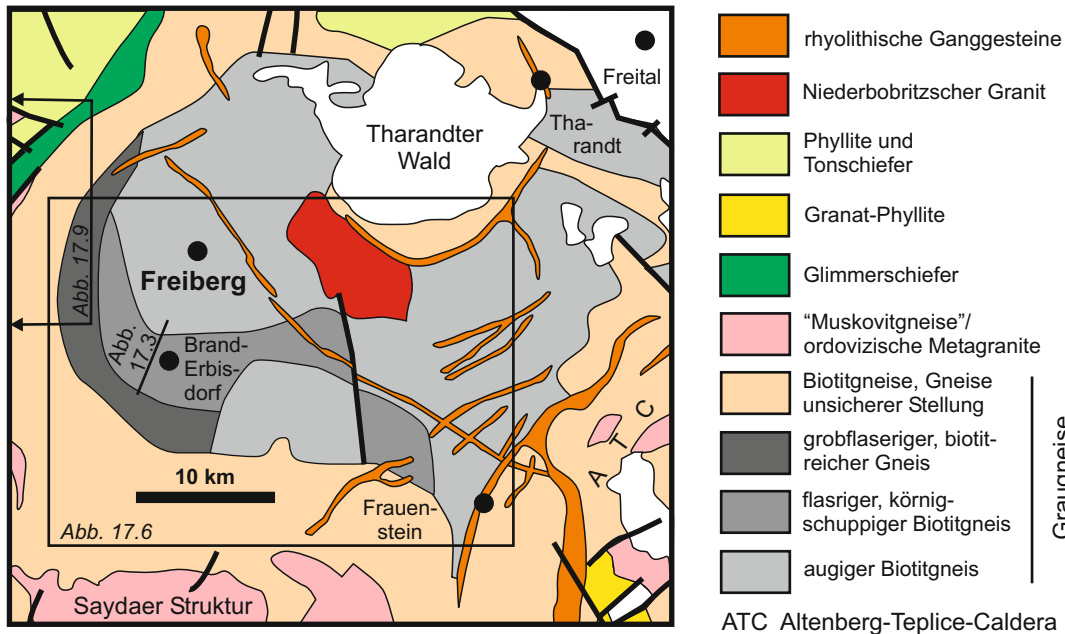
Zu den Inneren Gneisen gehören der eigentliche Freiburger und der Brander Gneis, der gegenüber dem häufig augigen Freiburger Gneis, eher flaserig und stengelig erscheint. Der Äußere oder Wegfarther Gneis (MÜLLER 1901) leitet bereits in die Graugneise der Annaberger und Marienberger Kuppeln über. Kennzeichnend für die Äußeren Gneise ist eine „bunte“ Geologie mit Einschaltungen von Marmoren, Quarziten und Metakonglomeraten. Da gibt es nicht viel zu diskutieren: hier handelt es sich um Metasedimente. Zwischen Brander und Himmelfürster Gneis (je nach Auslegung auch zwischen Innerem und Äußeren Gneis) ist gar ein Glimmerschiefer anzutreffen. Gehört

dieses Gestein mit seinem tonigen Edukt in die originale Abfolge oder ist sie eingeschert? Jedenfalls gehört der Brander Glimmerschiefer in die Faltenzone von Brand-Mulda am Südrand des Freiburger Doms (HOFMANN 1974). Petrographie und Struktur waren hier sogar für die Lagerstättenbildung, im Sinne einer Stauwirkung, von Bedeutung (BAUMANN et al. 2000, Abb. 17.3).

Mitte des 20. Jahrhunderts ging man auch in den Inneren Gneisen auf die Suche nach sedimentären Strukturen und wurde, so glaubte man, fündig (PIETZSCH 1954). Die Tendenz ging nun für die gesamte Kuppel hin zu „sedimentär“, bis GOTTE & SCHUST 1988 mit „magmatischen“ Argumenten die Diskussion neu entfachten.

Dank der Untersuchungen der Freiburger Geochemikerin MARION TICHOMIROWA, die sich auf Zirkonbefunde stützte, kann das Freiburger Eduktproblem heute als geklärt gelten (Kapitel 4.3). Die Inneren Freiburger Gneise, die TICHOMIROWA als Untere Graugneise bezeichnete, gingen aus Granodioriten hervor, die vor ~540 Millionen Jahren intrudierten (TICHOMIROWA 2003, Abb. 4.56). Diese Alter finden sich auch außerhalb der Freiburger Kuppel in allen Graugneisen des Erzgebirges und in der Lausitz, weshalb schon PIETZSCH 1954 zu Recht den Freiburger Gneis mit dem Lausitzer Granodiorit verglich.

Die Oberen Graugneise TICHOMIROWAS (Abb. 17.1) sind hingegen sehr inhomogen zusammengesetzt. Die Morphologie und die Datierung ihrer Zirkone weist die so genannten reliktschen Gneise als einwandfreie Grauwacken aus (jüngste magmatische Zirkone 570 Millionen Jahre; Alter bis 2,8 Milliarden Jahre). Die feldspat-blastischen Gneise und grauen Augengneise hingegen interpretiert TICHOMIROWA (2003) als anatektische Gneise. Die Grauwacken entstammen einer Schüttung an einem Kontinentalrand, die zeitlich durch zwei cadomische Schmelzereignisse, vor 570 und 540 Millionen Jahren eingerahmt wird (Abb. 4.56). Das letztere Ereignis legte bereits den grundsätzlichen Aufbau des Freiburger Gneisdoms mit einer Zonierung von innen nach außen vor: Schmelze, Anatexis, Grauwacke. Kein Wunder, dass die Entschlüsselung der Vorgeschichte der Grauen so schwer war, denn letztendlich hatten beide Lager Recht. Die Grenzen der chemisch ehemals gleichen Edukte verschwimmen durch die variszische Tektonik. Speziell im Hangenden ist die Überscherung besonders intensiv. Teile der oberen Graugneise sind bereits als Bestandteile der so genannten unteren Scherzone (SEBASTIAN 1995), an der die Hochdruck-Decken auf das cadomische *Basement* geschoben wurden, aufzufassen (Abb. 17.4).



MÜLLER 1864	MÜLLER 1901	LORENZ & HOTH 1990		TICHOMIROVA 2003 (*SEBASTIAN 1995)	Legende
Äußerer Freiburger Gneis	Wegefarter Gneis (gnw)	Preßnitzer Gruppe		Obere Graugneise	Untere Scherzone*
		Osterzgebirgische Gruppe	Annaberg-Wegefarter-Formation		Anatexite (~540 Ma)/ Grauwacken (< 570 Ma)
Brander Formation	Untere Graugneise		Granodiorit (~ 540 Ma)		
Freiberger Formation					

Abb. 17.1 Kartenskizze der Freiburger Graugneiskuppel. Nach HOFMANN 1974, KOCH & SCHIRN 1994 und TICHOMIROVA 2003. Die Tabelle gibt einen Überblick zur unterschiedlichen Nomenklatur der Freiburger Graugneise.

Quarzit von Oberschöna-Frauenstein

Zwischen Freiburger und Brander Gneis existiert eine weitere Einschaltung, die die Freiburger Gneiskuppel auf 20 km Länge durchzieht. Weil es sich um Quarzit handelt, widersteht dieses Material zuweilen der Verwitterung mehr als die Feldspatgesteine und tritt dann morphologisch hervor. Der Quarzitzug beginnt in Oberschöna, wo in ihm einige Streinbrüche angelegt wurden und wo man ihm häufig als Baumaterial begegnet. Südlich von Freiberg quert die Straße S 184 (Freiberg-Frauenstein) zwischen dem Abzweig nach Lichtenberg und Burkertsdorf den Quarzit. Bei Frauenstein bildet er schließlich die auffälligen Felsen der Buttertöpfe und des Weißen Steins (Abb. 17.5).

Die Ansichten über den Quarzitzug von Oberschöna-Frauenstein veränderten sich so, wie sich die Modelle über den Graugneis wandelten. Mal sah man ihn als magmatische, mal als sedimentäre Bildung. Die Verfechter der sedimentären Entstehung hatten dabei das Argument des trennenden (lithostratigraphischen) Elements zwischen zwei Graugneistypen auf ihrer

Seite (SAUER 1886, LORENZ & HOTH 1964, HOFMANN 1974). Im lithostratigraphischen Konzept liegt dieser Horizont somit konkordant zur Schichtenabfolge (Abb. 17.6). Auch die Zirkonmorphologie spricht den Lithostratigraphen zufolge für ein Paragestein. Was spricht dann für „Ortho“, also eine magmatische Entstehung? Die Zirkonmorphologie (SCHÜTZEL et al. 1963)! Paradox? Sicher, aber das zeigt, wie konträr sich manchmal geologische Befunde auslegen lassen. HUEBSCHER hat 1964 erneut die Lanze für das magmatische Lager gebrochen und unter anderem die gegenseitige Durchtrümerung von verschiedenen Quarzitarten sowie den enthaltenen adularähnlichen Orthoklas ins Feld geführt. Wie schon STUTZER 1910 beruft er sich auf die Ähnlichkeit mit dem Bayerischen Pfahl, einem hydrothermalen Gang, der auf einer Störung sitzt.

KOCH und SCHIRN führen 1994 schwere prosedimentäre Geschütze auf. Sie haben ganze Quarzitprofile beprobt und verschiedene Lithologien mit unterschiedlicher Korngröße und unterschiedlichem Gehalt an Quarz entdeckt. Diese Befunde könnten von Strukturgeologen auch leicht ins Reich der Scherung gestellt werden. Schwerwiegender im wahrsten Sinne ist da

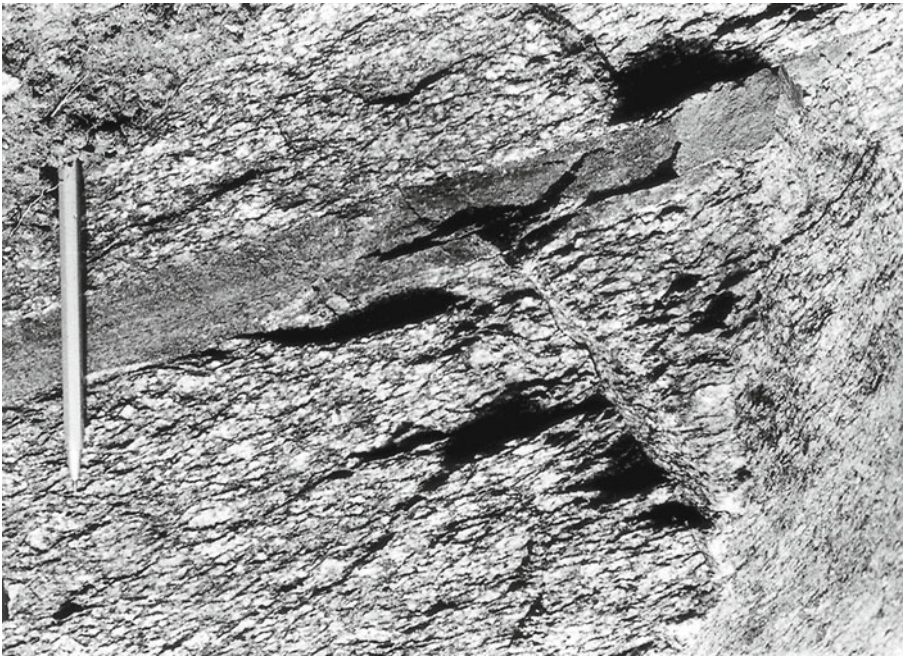


Abb. 17.2 Der deformierte Xenolith im Freiburger Gneis des Münzbachtales belegt die Orthonatur des Gesteins. Autor des historischen Fotos ist JOACHIM HOFMANN.

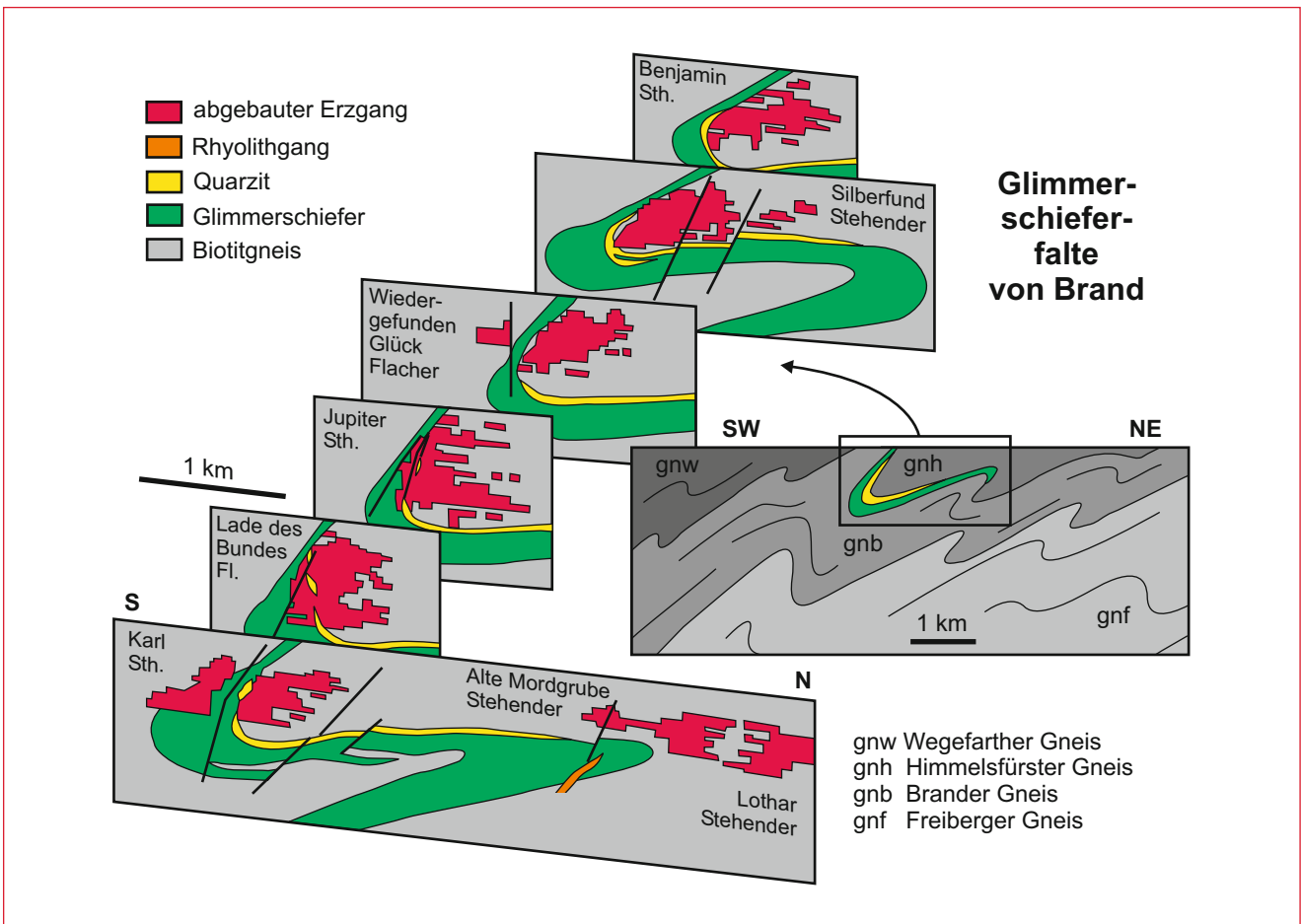


Abb. 17.3 Die Glimmerschieferfalte von Brand liegt an der Grenze von zwei Graugneisen (Profil rechts). Durch den untertägigen Bergbau ist die Struktur gut untersucht. Die N-S-Schnitte folgen „stehenden“ und „flachen“ Erzgängen. Nach BAUMANN et al. 2000.

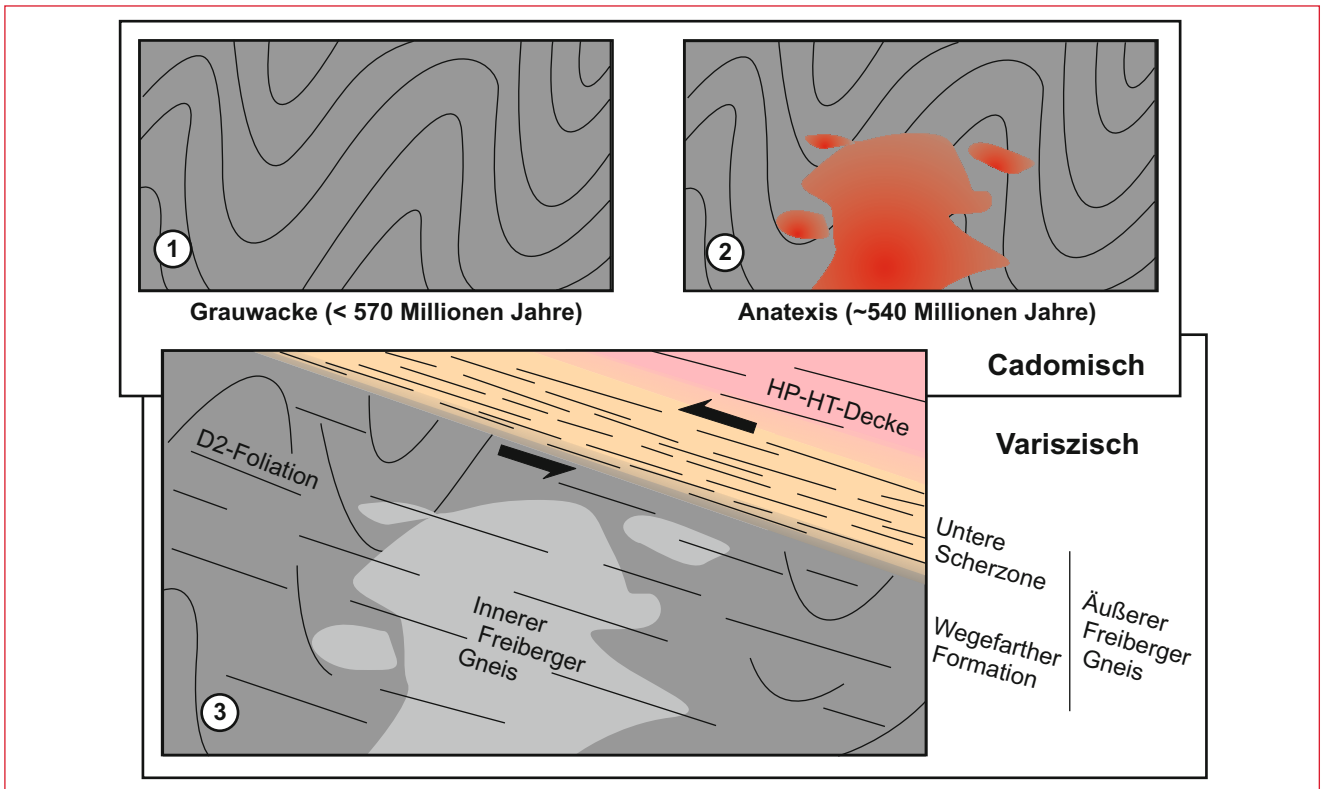


Abb. 17.4 Entwicklung der Edukte der Graugneise der Freiburger Kuppel. Nach Daten von TICHOMIROWA 2003. HP-HT = Hochdruck-Hochtemperatur

schon die unterschiedlich starke Schwermineralführung der Lithologien. Oder kann so etwas auch durch relative Anreicherung bei Quarzmobilisation erklärt werden?

Die TICHOMIROWA-Ergebnisse sprechen jedenfalls eher für magmatische Entstehung, können aber auch die sedimentäre

Bildung nicht ausschließen. Am Ende bleibt der Quarzitzug von Oberschöna-Frauenstein nach über 100 Jahren Erforschung nach wie vor ein genetisches Mysterium. Vielleicht endet auch hier die Geschichte, wie bei den Graugneisen, versöhnlich: Alle haben ein bisschen Recht.



Abb. 17.5 Fotos der Buttertöpfe bei Frauenstein. Im Detailfoto ist zu erkennen, dass der Quarzit glimmerreiche Einlagerungen enthält – Zeuge einer Schichtung?

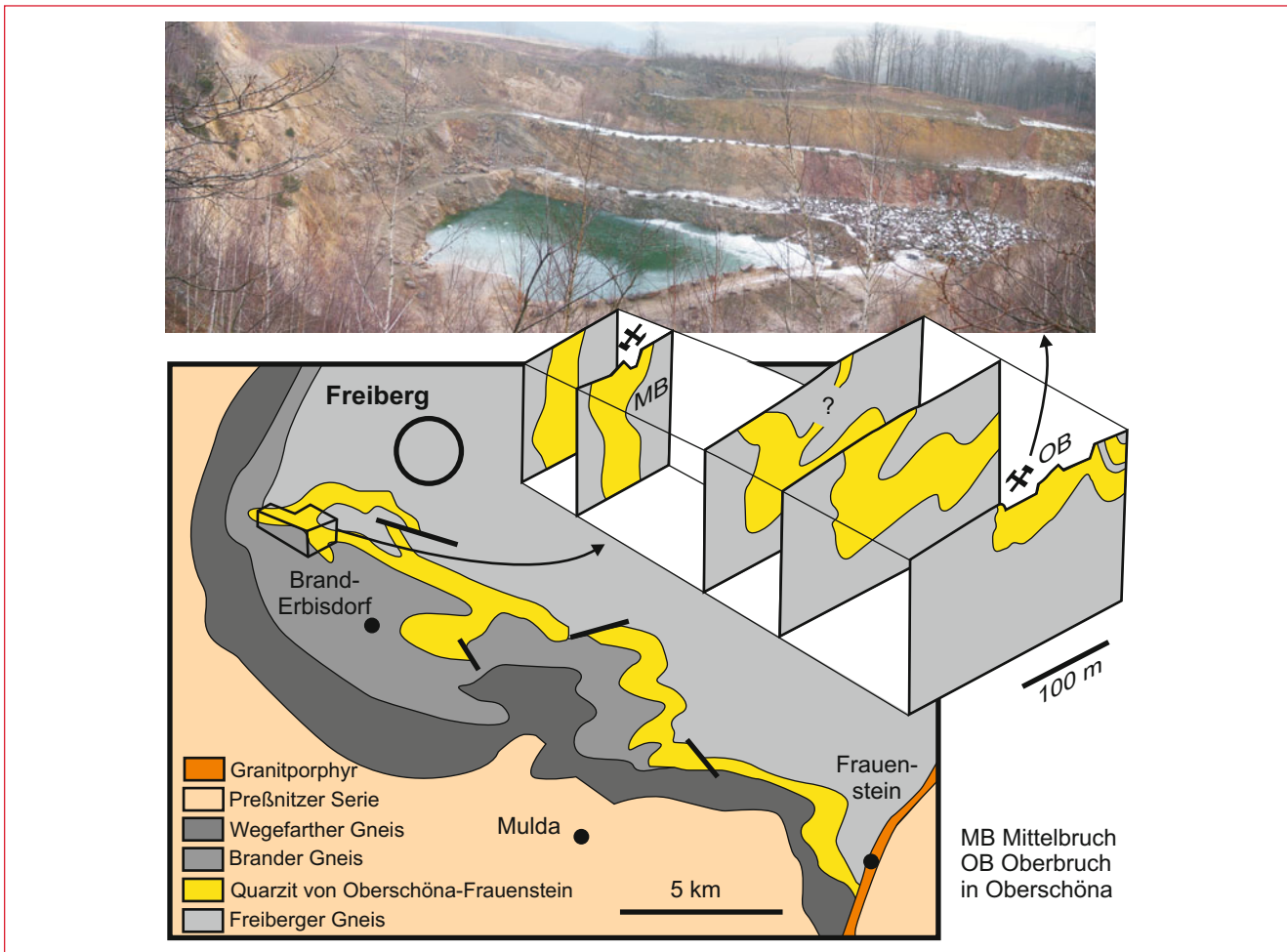


Abb. 17.6 Karte des Quarzitzuges von Oberschöna-Frauenstein (nach KOCH & SCHIRN 1994) und Blockbild eines Ausschnittes bei Oberschöna, das die Lagerungsverhältnisse des Quarzits verdeutlicht (nach HUEBSCHER 1964). Im Foto der so genannte Oberbruch.

Die bunte Nordwestflanke

Interessant wie kompliziert sind die geologischen Verhältnisse am NW-Rand des Freiburger Domes – nicht nur für die Kuppelstruktur selbst, sondern für das gesamte Erzgebirge. Hier liegen intensive Verschuppungen verschiedener metamorpher Einheiten vor. Einige davon sind im Erzgebirgsmaßstab echte Exoten wie der Glimmerschieferzug von Langenstriegis zwischen Flöha und Nossen, der zu den Staurolith führenden Abarten erzgebirgischer Metamorphite zählt (Kapitel 4.1, Abb. 17.7).

SEBASTIAN REICH hat 1997 im Profil zwischen Freiberg und Siebenlehn neben den „orthodoxen“ Mitteldruck-Mitteltemperatur-Graugneisen (MP-MT) und Hochdruck-Muskovitgneisen (HP) verschiedene Glimmerschiefer beschrieben, die in ihrer metamorphen Geschichte inkompatibel mit dem westerzgebirgischen Zwiebelbau sind (p-T-Pfade in Abb. 4.16):

- Granat-Disthen/Sillimanit-Staurolith-Glimmerschiefer und -Gneise,
- Granat-Staurolith-Andalusit-Glimmerschiefer,
- Granat-Staurolith-Chlorit-Glimmerschiefer.

Gehören diese Gesteine regional begrenzten Zwiebelschalen an oder sind sie im Zusammenhang mit dem Allochthon des Frankenger Zwihsengebirges zu sehen?

Die Muskovitgneise dieser Region, auch als Gm-Gneise (Grießbach-Formation) kartiert, werden hingegen bis ins Westergebirge bei Elterlein korreliert (LOBST et al. 1994; Abb. 17.8). Dort werden sie von MINGRAM & RÖTZLER (1999) zur Hochdruck-Niedrigtemperatur-Einheit (HP-LT) bzw. Glimmerschiefer-Decke gerechnet. Stimmen Korrelation und Zuordnung, dann liegen auch in den Gm-Gneisen des nördlichen Ostergebirges ordovizische Magmatite in einer ihrer metamorphen Wiederholungen vor. Das deckt sich prima mit den Zirkonuntersuchungen von LOBST et al. 1994, die eine vulkanische Bildung der Gm-Gneise als gesichert ansehen, und mit einer Einzelzirkondatierung von TICHOMIROVA 2003 von 480 Millionen Jahren.

Und noch eine mysteriöse Besonderheit der NW-Flanke soll erwähnt werden. JOHANN CARL FREIESLEBEN hat 1831 die „pyritimprägnierte Felsitzzone“ in die Literatur eingebracht. Er hat damit lediglich auf die feinkörnige Struktur eines Gneistyps Bezug genommen, unglücklicherweise hat sich aber der Begriff

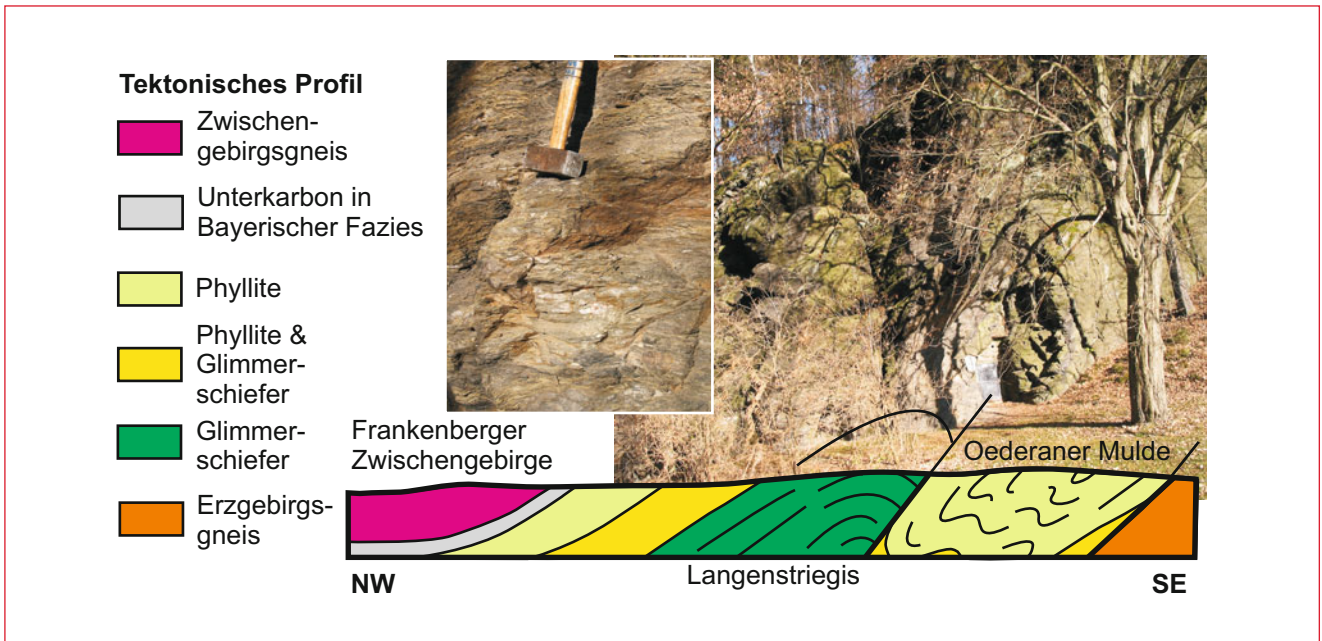


Abb. 17.7 Profil zum Glimmerschieferzug von Langenstriegis. BECKER vermutete 1928 eine Aufschubung der Glimmerschiefer auf die niedriger metamorphen Gesteine der Oederaner Mulde. An der Pulverkammer in Bräunsdorf ist der Glimmerschiefer gut zu studieren (Fotos).

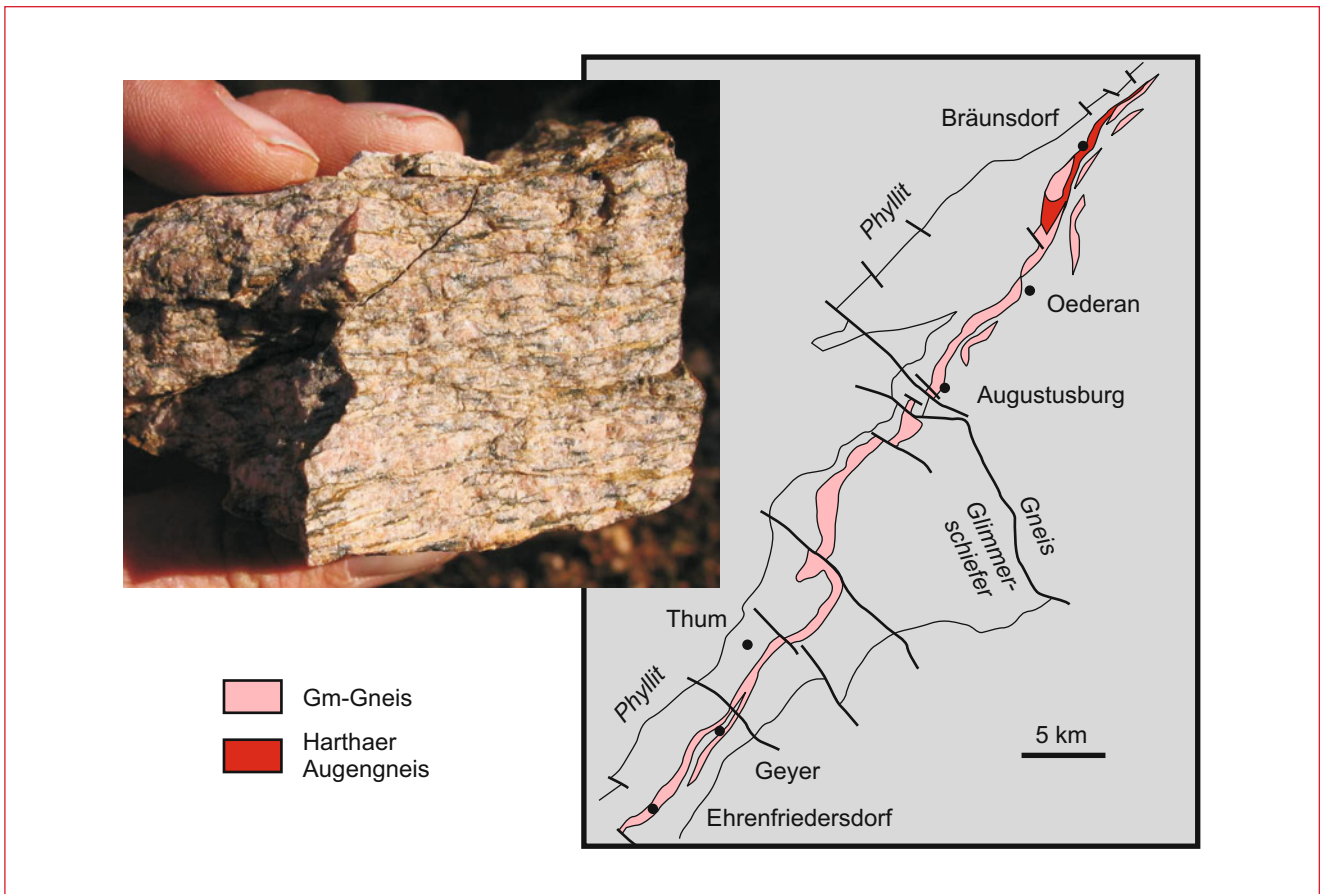


Abb. 17.8 Die so genannten Gm-Gneise, eine Version der Muskovitgneise, lassen sich entlang der gesamten NW-Flanke des Erzgebirges korrelieren (nach Lobst et al. 1994). Es handelt sich um ordovizische Vulkanite in metamorpher Hochdruck-Niedrigtemperatur-Fazies (HP-LT). Der Harthaer Orthogneis ist sicher eine grobkörnige Variante (Scherlinse?) des Gm-Gneises.

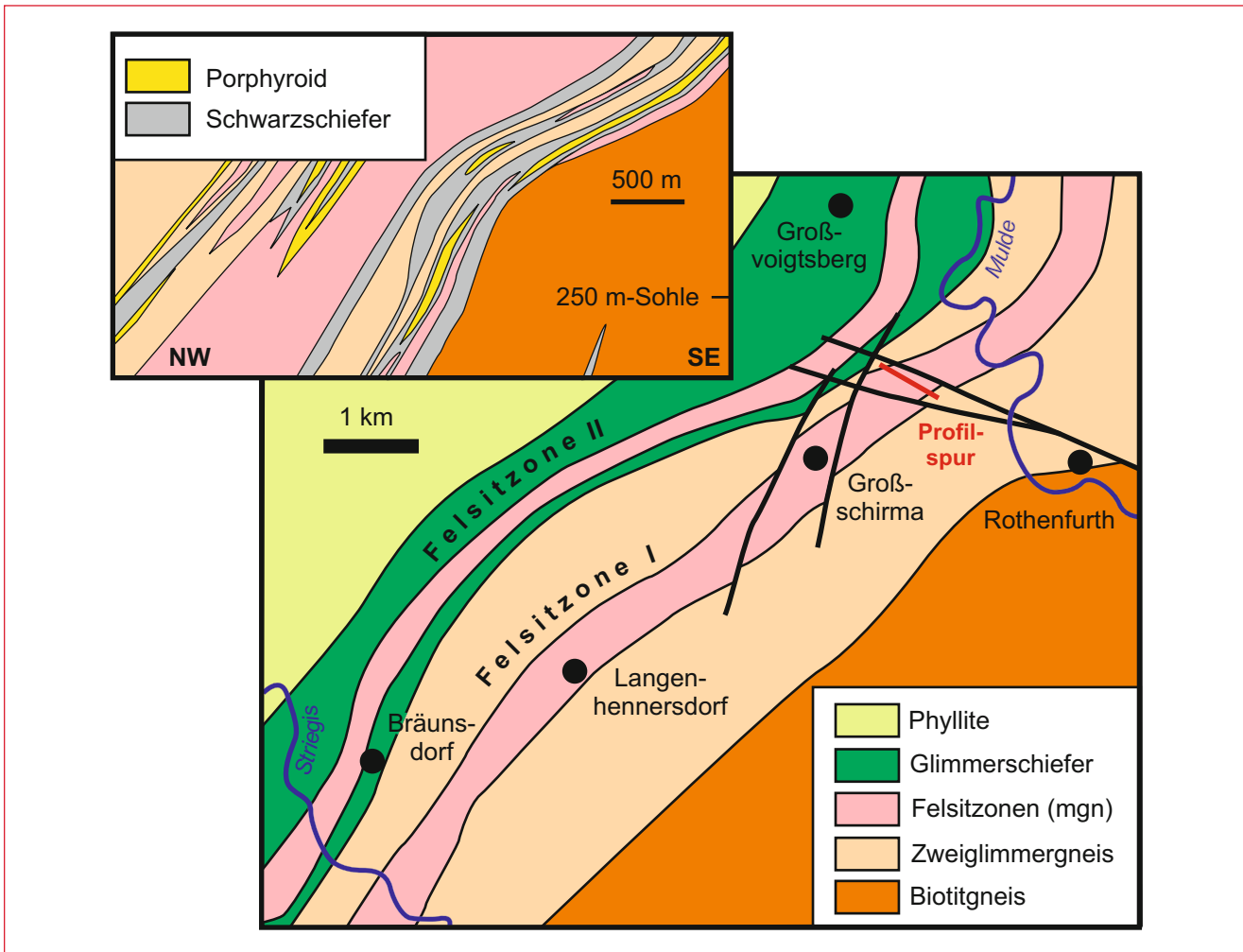


Abb. 17.9 Karte und Profil der Felsitzone an der NW-Flanke der Freiburger Kuppel (nach BAUMANN et al. 2000 und BAUMANN & WEINHOLD 1963).

„Felsit“ über fast zweihundert Jahre gehalten. Die Interpretationen spielen zwischen einer granulitischen Version der Muskovitgneise (mgn) und Scherzonengesteinen. Wir wissen heute, dass da kein Widerspruch besteht und erkennen den regulären Schalenbau des Erzgebirges. Im reduzierten Profil der NW-Flanke ist erst recht mit erhöhter Scherzonendichte zu rechnen. Durch Untertageaufschlüsse ist die starke Reduzierung des Deckenstapels relativ gut belegt (Abb. 17.9).

Als Besonderheit bleibt jedoch die gelegentliche Vererzung in der Umgebung des „Felsit-Mgn“. Zwischen Bräunsdorf und Halsbrücke sind auf 18 km Länge in graphitischen und chloritischen Schiefen Mineralisationen von Pyrit, aber auch von Zinn und Magnetit zu verzeichnen (LORENZ & SCHIRN 1987). In der DDR hoffte man – und heute hofft man wieder – auf eine Bauwürdigkeit. Allerdings ist die Geochemie hier eine andere als in den klassischen Lagerstättentypen um Freiberg (BAUMANN et al. 2000). Im Zusammenhang mit der D2-Scherung ist hier vielleicht eine primäre, tatsächlich variszische Vererzung zu vermuten.

Die Mutter der Ganglagerstätten

Die Ganglagerstätte des Freiburger Reviers ist eine der am längsten erkundeten und auch eine der berühmtesten Lagerstätten der Welt (Abb. 17.10). Sie mineralisierte nach der variszischen Gebirgsbildung und wurde bereits im Kapitel 11 besprochen. Kennzeichnend ist eine wiederholte Mobilisation der Rohstoffelemente, was zu einem komplizierten Muster von Gangparagenesen führte, die sich gegenseitig durchdringen.

Von den vielfältigen Mineralisationsfolgen sind die wichtigsten (BAUMANN et al. 2000):

- Quarz-Polymetall-Assoziation (kb-Formation) im Zentralteil, also um Freiberg. Hierher gehören die wirtschaftlich wichtigen Blei-Zink-Paragenesen: Sphalerit-Stannin-Chalkopyrit, Quarz-Galenit, Pyrit-Quarz.
- Silber-Sulfid-Assoziation (eb-Formation), vor allem im Raum Brand-Erbisdorf und Bräunsdorf. Sie ist der wichtigste Silberlieferant und führt typischerweise Karbonate als Gangart: (Braunspäte)-Freibergit-Sphalerit-Galenit, Calcit-Pyrrargit-Argentit-gediegen Silber.



Abb. 17.10 Spatgang untertage und Foto einer Gangstufe des Freiburger Reviers mit Baryt, Calcit, Siderit und Pyrit.

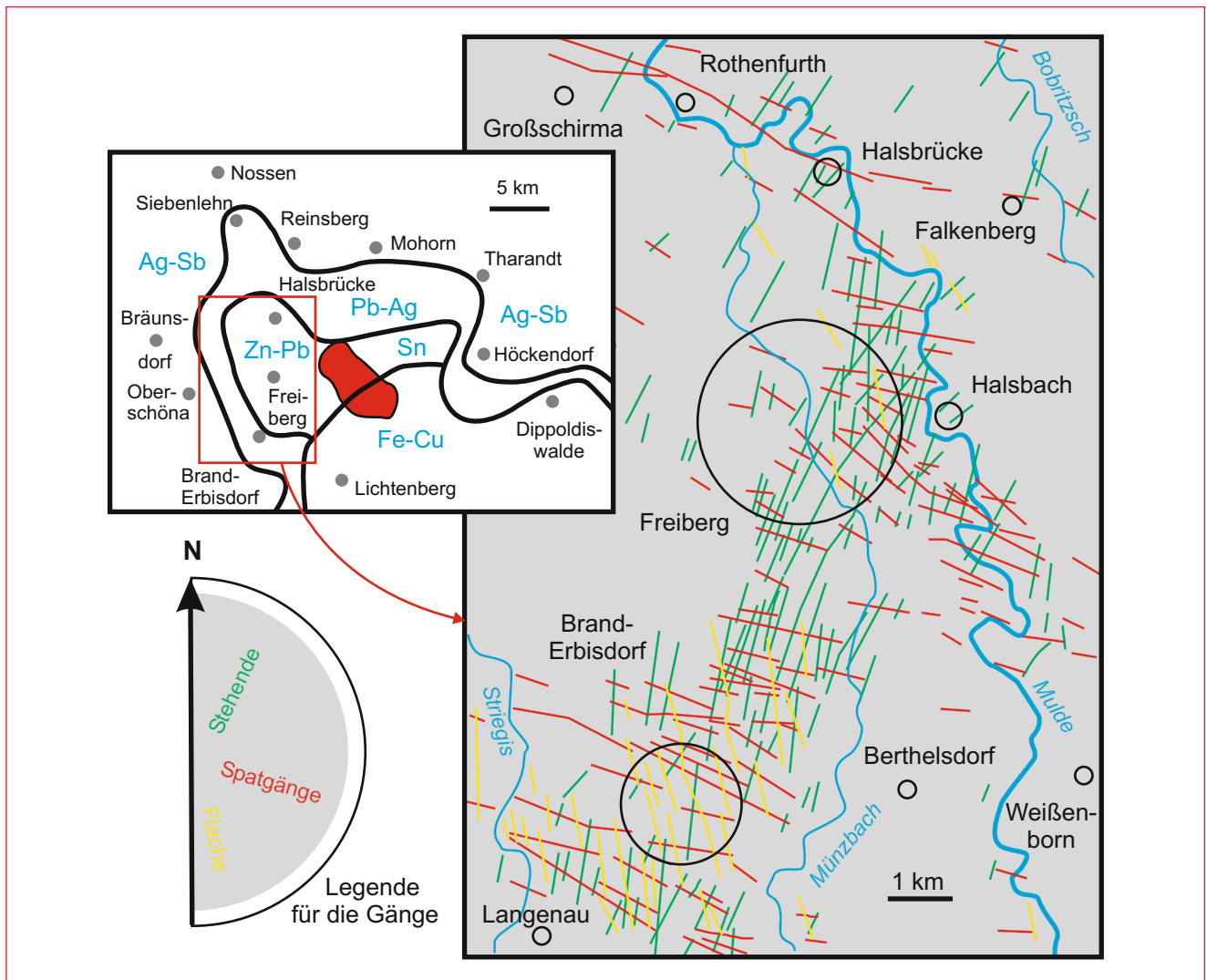


Abb. 17.11 Karte der wichtigsten Gänge des Freiburger Raums, farblich nach Hauptstreichrichtungen sortiert. Die kleine Karte zeigt die flächige Vormacht der hauptsächlichsten Metall-Rohstoffe (nach BAUMANN 2000).

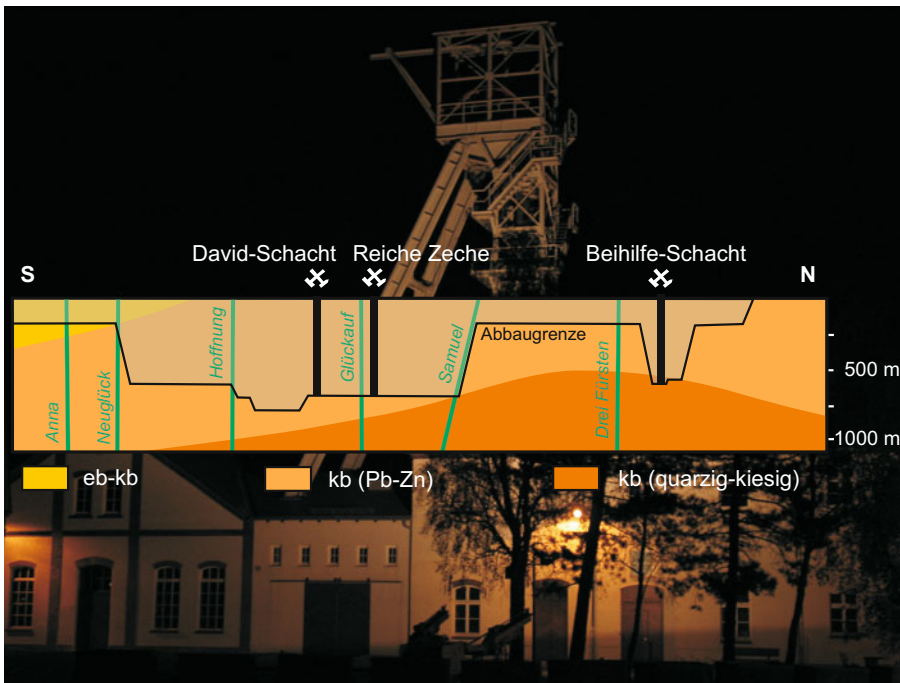


Abb. 17.12 Profil durch die Freiburger Lagerstätte, das die vertikale Zonierung der Erzgänge zeigt, und Foto des Schachtes Reiche Zeche (nach BAUMANN 2000).

- Die Fluorbarytische Bleierz-Assoziation (fba-Formation) kommt hauptsächlich in den Spatgängen (WNW-ESE), speziell von Halsbrücke, vor. Mineralvergesellschaftungen sind Quarz-Chalcedon-Fluorit-Galenit-Sphalerit und Fluorit-Baryt-Quarz-Galenit-Sphalerit.
- BiCoNiAg-Assoziation (= Formation). Im gesamten Gebiet, besonders auf Gangkreuzen N-S- und WNW-ESE-streichender Gänge. Paragenesen: Quarz-Baryt-Fluorit-Wismut-Silber, Karbonate-Pyrit-Sphalerit-Galenit-Silberminerale.

Die verschiedenen Vererzungen sind sowohl an der Oberfläche (Abb. 17.11) als auch zur Tiefe hin (Abb. 17.12) zeitlich und räumlich verteilt. Von der Mineralführung (oder dem Streichen) der Gänge auf die zeitliche Einordnung zu schließen, klappt jedoch nicht hundertprozentig, da es, wie erwähnt, zur wiederholten Mobilisierung bestimmter Elemente kam. Nach Untersuchungen von STANEK (in BERGER et al. 2011) im Bereich

der Grube Reiche Zeche kann hier von folgender zeitlicher Reihenfolge ausgegangen werden:

1. Flache Gänge (NW-SE-Streichen)
2. Stehende Gänge Typ Wilhelm Stehender (N-S-Streichen)
3. Spatgänge (E-W-Streichen)
4. Stehende Gänge Typ Hauptstollgang Stehender (NNE-SSW-Streichen).

Der Hauptstollgang Stehende gehört also geologisch gesehen der jüngsten Ganggeneration des Reviers an. Er war aber auch ökonomisch der wichtigste. Auf ihm wurde 1168 das erste Silber gefunden. Das daraufhin gegründete Freiberg hatte im Jahre 1250 bereits 3000 Einwohner und die Innenstadt Freibergs besaß schon ihre heutige Struktur innerhalb der Stadtmauern. Zunächst wurde Silber abgebaut, später folgten Blei und Zink, die neben weiteren mitgewonnenen Metallen bis 1968 die Hauptrohstoffe waren (Abb. 17.13).

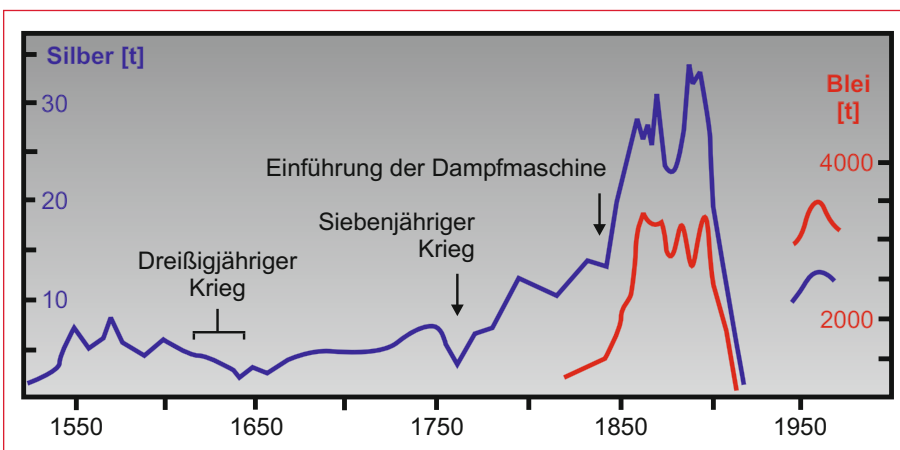


Abb. 17.13 Diagramm zum Ausbringen von Silber und Blei im Freiburger Revier zwischen 1550 und 1950 (nach BAUMANN et al. 2000).

Exkursion um Freiberg

Freiberg ist heute einer der wichtigsten touristischen Orte des Erzgebirges. Neben dem Mittelalterambiente bietet die Stadt ein breites Spektrum an bergbaulichen Sehenswürdigkeiten. Eine Einfahrt im Besucherbergwerk Reiche Zeche gehört sicher zu den intensivsten Erlebnissen eines jeden Erzgebirgstouristen. Aber auch die rein geologischen Attraktivitäten der Stadt rechtfertigen einen Besuch. Die Mineralien-Ausstellung „terra mineralia“ im Schloss Freudenstein gehört zu den größten und schönsten ihrer Art weltweit. Wer sich „indoor“ satt gesehen hat, der kann auf einer kleinen Exkursion vom Stadtgebiet aus auf bergbaulichen und geologischen Pfaden wandeln. An der unmittelbaren NE-Flanke der Stadt hat sich nämlich die Freiburger Mulde in den Gneis geschnitten, was Raum für kürzere und längere Ausflüge, direkt von den touristischen „Highlights“ aus, bietet. Da es verschiedene Möglichkeiten des „Abstieges“

ins Tal gibt, ist die Routenführung überaus variabel und individuell gestaltbar. Die Karte der Abbildung 17.14 kann dabei als kleine Planungsgrundlage dienen. In diesem Kapitel fällt die Exkursionsempfehlung bergbaulastig aus, denn der Freiburger Gneis ist ja – wie oben erwähnt – „ermüdend eintönig“. Deshalb gibt es hier ein paar Fakten zu den montanistischen Stopps für eine ganz persönliche Exkursion im Kern der erzgebirgischen Zwiebel (v. a. aus WAGENBRETH & WÄCHTLER, eds 1986):

- 1 Obermarkt: 1185 angelegt, heutige Bebauung vor allem aus dem 15./16. Jahrhundert, Brunnenndenkmal von 1897 für Otto den Reichen (Stadtgründer)
- 2 Schloss Freudenstein: auf einer Burg von 1175 entstanden, heutiger Grundriss etwa von 1570, Sächsisches Bergarchiv und „terra mineralia“ (eine der besten Mineraliensammlungen der Welt)
- 3 Dom St. Marien: seit 1480 Dom, Grabstätte sächsischer Fürsten, Silbermannorgel von 1714, neben dem Dom befindet sich das Stadt- und Bergbaumuseum

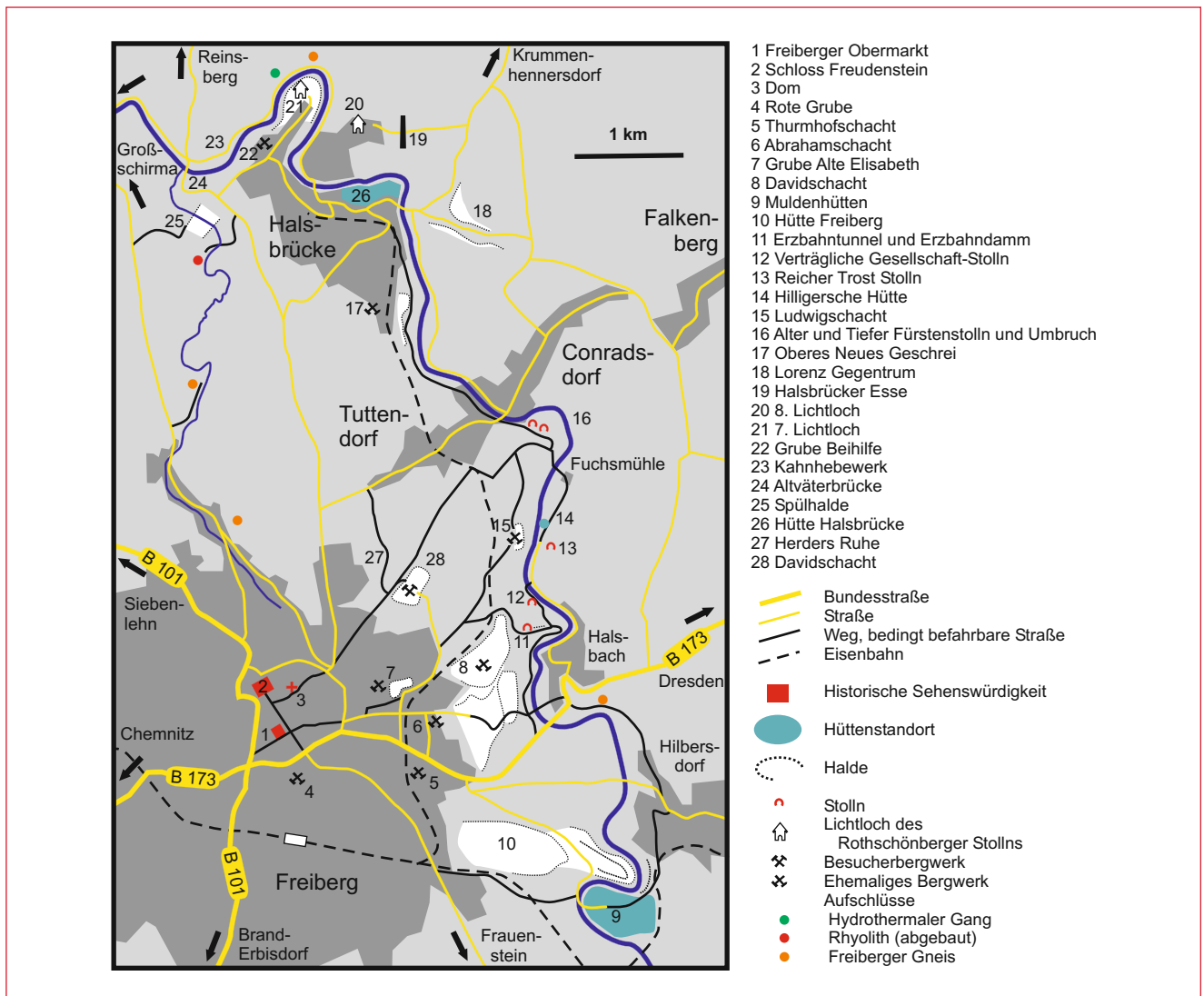


Abb. 17.14 Kartenskizze des Muldentales nordöstlich von Freiberg. Hier sind nur einige bergbauliche und geologische Punkte eingetragen, aber sie lassen bereits eine individuelle Exkursionsgestaltung zu.

- 4 Rote Grube: im Freiburger Stadtgebiet, aus dem 19. Jahrhundert, trifft in 290 m Tiefe auf den Rothschnberger Stolln
- 5 Thurmhofschacht: direkt neben einer Tankstelle, letztes erhaltenes Wasserrad (9 m Durchmesser) einer Wasserkunst von 1857
- 6 Abrahamschacht: vorübergehend Hauptschacht der Himmelfahrt Fundgrube, erhaltenes Ensemble mit Huthaus, Schmiede und Verwaltung, Tunnel der Erzbahn
- 7 Schacht Alte Elisabeth: aus dem 16. Jahrhundert, tonnläger Schacht (Schrägschacht), Betstube zu besichtigen
- 8 David Schacht: im 20. Jahrhundert Hauptschacht der Himmelfahrt Fundgrube (bis 1969), tiefster Schacht im Freiburger Revier (736 m), die größten Halden im Freiburger Revier (3 Mio. m³), Fundmöglichkeit von Sulfiden
- 9 Muldenhütten: Hütte seit dem 14. Jahrhundert, zuerst Silberhütte, heute immer noch Recycling-Hütte, drittgrößte Bleihütte Deutschlands, 200 m hohe Schornsteine
- 10 ehemalige Hütte Freiberg: Zink-, Cadmium- und Zinnhütte, auf Halden Bergbau- und Hüttenschlacken sowie Hausmüll
- 11 Erztunnel vom Davidschacht und Bahndamm zur Erzwäsche an der Mulde: 19. Jahrhundert
- 12 Verträgliche Gesellschaft Stolln: seit 1801, fließt in den Roten Graben (Aufschlagswasser für Halsbrücker Bergbau)
- 13 Reicher Trost Stolln: nicht mehr erkennbar, Fundmöglichkeit von Schwerspat
- 14 Hilligersche Hütte: 14. bis 17. Jahrhundert, Schlacke auffindbar
- 15 Ludwigschacht: 1853–1913, zur Himmelfahrtfundgrube
- 16 Alter und Tiefer Fürstenstolln: 14. Jahrhundert, entwässerte Freiburger Gruben bis zur Fertigstellung des Rothschnberger Stolln (1877), 10 km lang, innerhalb Hauptstollngang angelegt, 1822 paralleler Stolln außerhalb Hauptstollngang (Hauptstollngang Umbruch) (Abb. 17.15)
- 17 Oberes Neues Geschrei: Schacht von 1850
- 18 Lorenz Gegentrum: Halden und Tagesbrüche, Fundmöglichkeit von Sulfiden, Gangarten und Sekundärmineralen
- 19 Hohe Esse Halsbrücke: 1888/89 erbaut aus Niederlausitzer Tonziegeln, 40 Jahre lang mit 140 m höchster Schornstein der Welt (so hoch wie der Rothschnberger Stolln hier tief liegt)
- 20 8. Lichtloch des Rothschnberger Stollns: 1865–1877, 140 m tief
- 21 7. Lichtloch des Rothschnberger Stollns: 1844–1876, 123 m tief
- 22 Grube Beihilfe: ab 1861 auf älterem Bergbau, Abbau des Halsbrücker Spats, im Zeitraum 1874–1900 7 t Silber, bis 1968
- 23 Kahnhebehaus: 1789–1868 für Erzkähne in Betrieb, ältestes Schiffshebewerk der Welt, Hub von 6,80 m
- 24 Altväterbrücke: ursprünglich Aquädukt für Aufschlagswasser (im Original 24 m hoch, Bauzeit 1680–1715, oberer Teil 1893 abgerissen)
- 25 Spülhalde Münzbachtal: 1959–1969 in Betrieb, Rückstände der Halsbrücker Erzaufbereitung
- 26 Hütte Halsbrücke: seit 1612 Hüttenstandort, 1794 Amalgamierwerk, 1815 erste europäische Leuchtgasanstalt
- 27 Herdersruhe: Schachtanlage der Grube „Heilige Drei Könige“ mit Grabmal für Freiburger Oberberghauptmann HERDER (1776–1838)
- 28 Grube Reiche Zeche: Ersterwähnung 1384, später zu Himmelfahrt Fundgrube, heute Lehrgrube der TU Bergakademie Freiberg und Besucherbergwerk bis maximal 230 m Teufe



Abb. 17.15 Das Muldental bei Freiberg bildet den Rahmen für den Exkursionsvorschlag des Kapitels 17. Auf Schritt und Tritt begegnet man hier der langen Bergbaugeschichte, zum Beispiel in Form von Stollnmündlichkeiten. Im kleinen Bild ist das Tunnelloch des Umbruches des Alten und Tiefen Fürstenstollns zu sehen (Stopp 16).

18 Der Tharandter Wald

Die Erdgeschichte Sachsens en miniature

In Bezug auf seine Größe gesehen ist der Tharandter Wald eher ein kleiner Teil des Erzgebirges, und so mancher mag hier vielleicht gar nicht mehr vom Erzgebirge sprechen. An der Nordspitze unseres Gebirges gelegen bilden die Gneise der Freiburger Kuppel jedoch die Unterlage des nur 10 km im Querschnitt messenden Tharandter Waldes. Dass er einen Platz im regionalen Streifzug durch das Erzgebirge erlangt, liegt an seiner speziellen geologischen Entwicklung, in der sich die gesamte Erdgeschichte Sachsens spiegelt. Der klassische Stockwerksbau, komplett mit

Grund-, Übergangs- und Deckgebirge, kann hier stellvertretend und auf kurzem Wege studiert werden. Neben den Erzgebirgs- gneisen bilden Gesteine des Nossen-Wilsdruffer Schiefergebirges (Ordovizium bis Devon) das Grundgebirge. Wie im Elbtal (Kapitel 16) wird auch hier in phyllitische und altpaläozoische Einheiten unterschieden. Dazu treten Metabasalte und -tuffe (Diabas, Diabastuff), Kieselschiefer und Kalkstein bzw. Marmor. Die von den Klassikern als „alt“ und „jung“ bezeichneten vulkanischen Epochen (Permokarbon und Neogen) klemmen im zeitlichen Sinne kreidezeitliche Gesteine des Deckgebirges ein (Abb. 18.1).

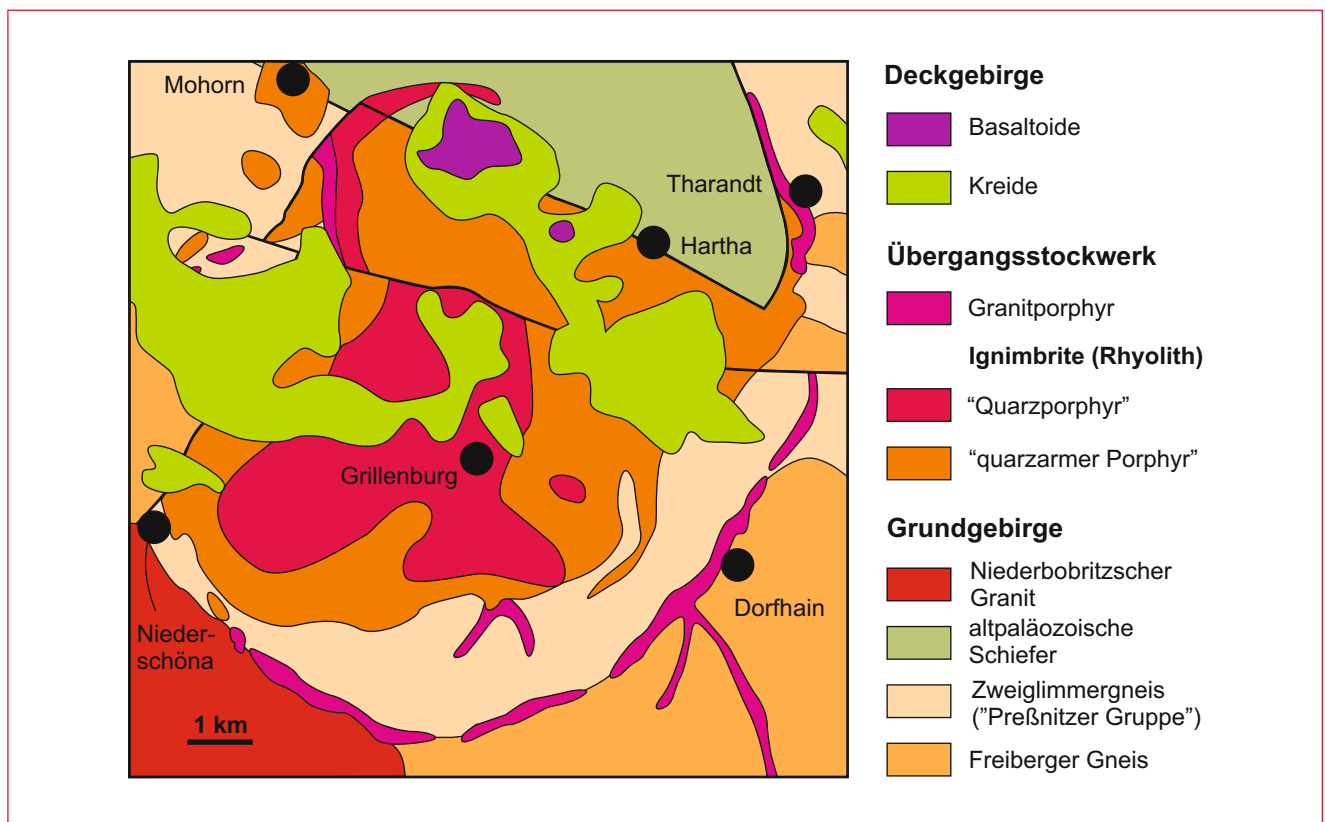


Abb. 18.1 Kartenskizze des Tharandter Waldes. Die Legende spiegelt in vereinfachter Form den geologischen Aufbau Sachsens wider – metamorphes Grundgebirge mit Gneisen und Schiefen, ein im wesentlichen magmatisch geprägtes Übergangsstockwerk, durch Sedimentite der Kreidezeit dominiertes Deckgebirge und ein junger känozoischer Vulkanismus (u. a. nach BENEK 1980 und PÄLCHEN & WALTER eds, 2008).

Die Tharandter Caldera

Auffällig ist die fast kreisrunde Form des Waldgebietes zwischen Freiberg und Freital, das seine Gestalt einer magmatischen Eruption mit nachfolgendem Calderaeinbruch verdankt. Damit reiht sich der Tharandter Wald in die Vulkanit-Linie zwischen Meißen und Altenberg-Teplice ein (Abb. 6.5). Es kam zur Bildung saurer Ergussgesteine, die nach klassischer Lesart in den älteren quarzarmen Porphyry – der zwei Drittel der flächenmäßigen Verbreitung ausmacht – und den jüngeren Quarzporphyry unterschieden werden. Wenn man sich nur an den Einsprenglingen der Vulkanite orientieren würde, erhielte man die Gesteinsbezeichnungen Phänoandesit/-alkalitrachyt und Phänorhyolith. Wie die Gesamtchemie der Vulkanite aber verrät, handelt es sich in Wahrheit bei beiden Typen um Rhyolithe/Rhyodacite (BENEK 1980). Durch Bohrungen ist obendrein ein felsitischer Porphyry (Rhyolith) aus dem Liegenden der Rhyolithplatte bekannt. Ein modernes Modell des Tharandter Waldes geht daher von einer zonierten Magmenkammer aus, in der Prozesse der Fraktionierung, Konvektion und Diffusion eine große Rolle spielten (Abb. 18.2).

Größere Eruptionsspalten des Magmas werden in Tharandt und in Mohorn-Grund vermutet. Belege hierfür sind vermehrt auftretende Xenolithe, die sich manchmal soweit häufen, dass der magmatische Anteil zurücktritt, wie bei der (rhyolithverheilten) Tonschieferbrekzie vom Talmühlengrund in Tharandt. Von den Spalten her wurden unter hohem Druck mehrere Kubikkilometer Magma in die Atmosphäre geschleudert, wo sie in Fragmente von Glas und Bimsstein zerrissen wurden und als

heiße Glutwolken niederregneten. Dass die Tharandter Rhyolithe tatsächlich das Ergebnis pyroklastischer Ausbrüche sind und damit keine erstarrte Lava, sondern Ignimbrite darstellen, belegen unter anderem so genannte Fiamme, ehemalige Glas- und Bimssteinfetzen (Abb. 6.2, oben links).

Dabei kann die gesamte Rhyolithplatte zunächst aus noch gasreichem Glas bestanden haben, das erst später rekristallisierte. Mit der Rekristallisation (Entglasung) wäre dann die heutige feinkristalline Matrix des porphyrischen Gefüges entstanden. Beleg dafür könnte der Kugelpechstein von Spechtshausen sein (mündliche Mitteilung CHRISTOPH BREITKREUZ). Obwohl er mit seiner schwarzen Farbe nicht so aussieht, ist auch er ein Rhyodacit, dessen rötliche porphyrische Kugeln (Millimeter bis Dezimeter Größe) ein eingefrorenes Stadium der „Porphyrisierung“ des ursprünglichen Glases darstellen könnten (Abb. 18.3).

Als die Pophyrplatte langsam abkühlte und rekristallisierte entwichen vielleicht noch jahrzehntelang eingeschlossene Gase. Auf den Entgasungsbahnen drang auch die Wärme stärker zur Erdoberfläche durch. Die Isothermen – Linien gleicher Temperatur – wurden auf diese Weise nach oben geschleppt. Weil sich bei der Abkühlung die Schwundrisse immer senkrecht zu den Isothermen ausbilden, erhielten die Säulen am Porphyrfächer in Mohorn-Grund womöglich ihre ungewöhnliche Stellung (Abb. 18.4).

Ein letztes geologisches Detail, das die Geschichte der Tharandter Wald-Caldera erhellt, sind die Randspalten, die die Rhyolithe in geringem Abstand „umkreisen“. Sie sind mit Granitporphyren gefüllt (ähnlich denen der Altenberg-Teplice-Caldera) und bei Dorfhain im Süden des Tharandter Waldes besonders gut zu beobachten. Mit diesen hübschen Indizien sind der Auf-

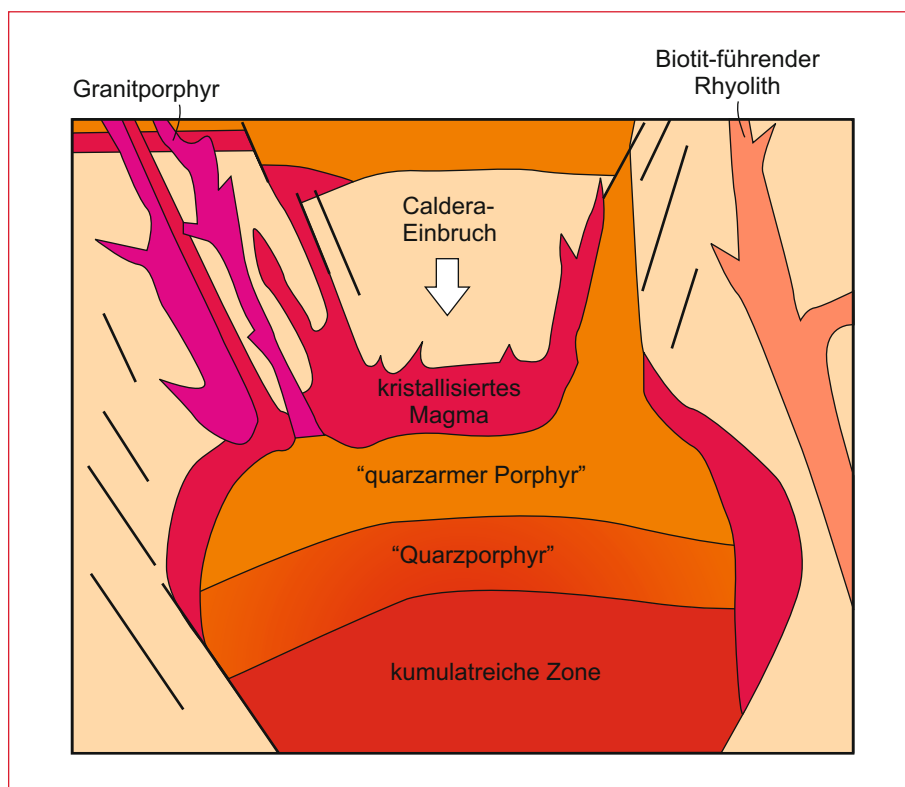


Abb. 18.2 Vorstellung über die zonierte Magmenkammer von Tharandt. Die bekannten Rhyolithvarianten, wie „Quarz-“ und „quarzarmer Porphyry“ repräsentieren verschiedene Stockwerke des Reservoirs. Nach STANEK et al. (in prep b).

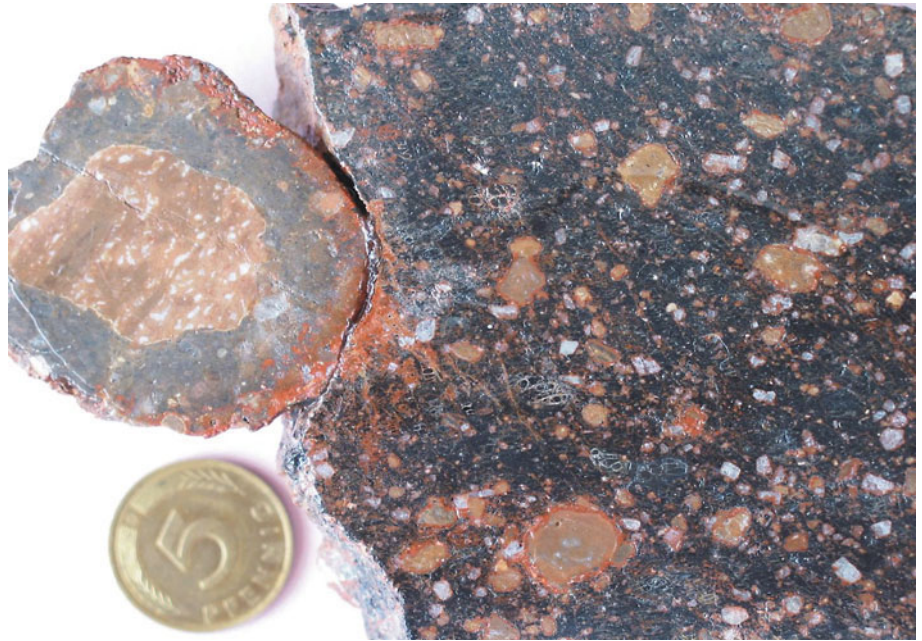


Abb. 18.3 Der Kugelpechstein von Spechtshausen besteht aus einem schwarzen rhyodacitischen Glas und roten Kugeln mit porphyrischem Gefüge (Einsprenglinge von Feldspat und Quarz in einer feinkristallinen Matrix). Auch im Glas selbst sind Einsprenglinge, also Vorkristallite der Magmenkammer, enthalten. Es liegt der Verdacht nahe, dass das Glas von einzelnen Kristallisationspunkten aus rekrystallisierte. Allerdings kam dieser Prozess vor seiner Vollendung zum Stocken und nur die Porphyrkugeln zeugen noch von diesem Stadium der Entwicklung der Tharandter Ignimbrite.

bau und die Geschichte der tief angeschnittenen Caldera des Tharandter Waldes gut zu rekonstruieren (Abb. 18.5).

Das Alter dieser Vulkanite ist mit 320 Millionen Jahren (Oberkarbon) übrigens relativ hoch und einem Großteil der Granite des Erzgebirges gleichzusetzen (STANEK et al. in prep b).

Alles im Fluss – Kreidezeit

Nach einer Pause von 220 Millionen Jahren wartete die Erdgeschichte erneut mit einer Besonderheit auf, die Dank einer gnädigen Erosion im Bereich des Tharandter Waldes erhalten blieb.

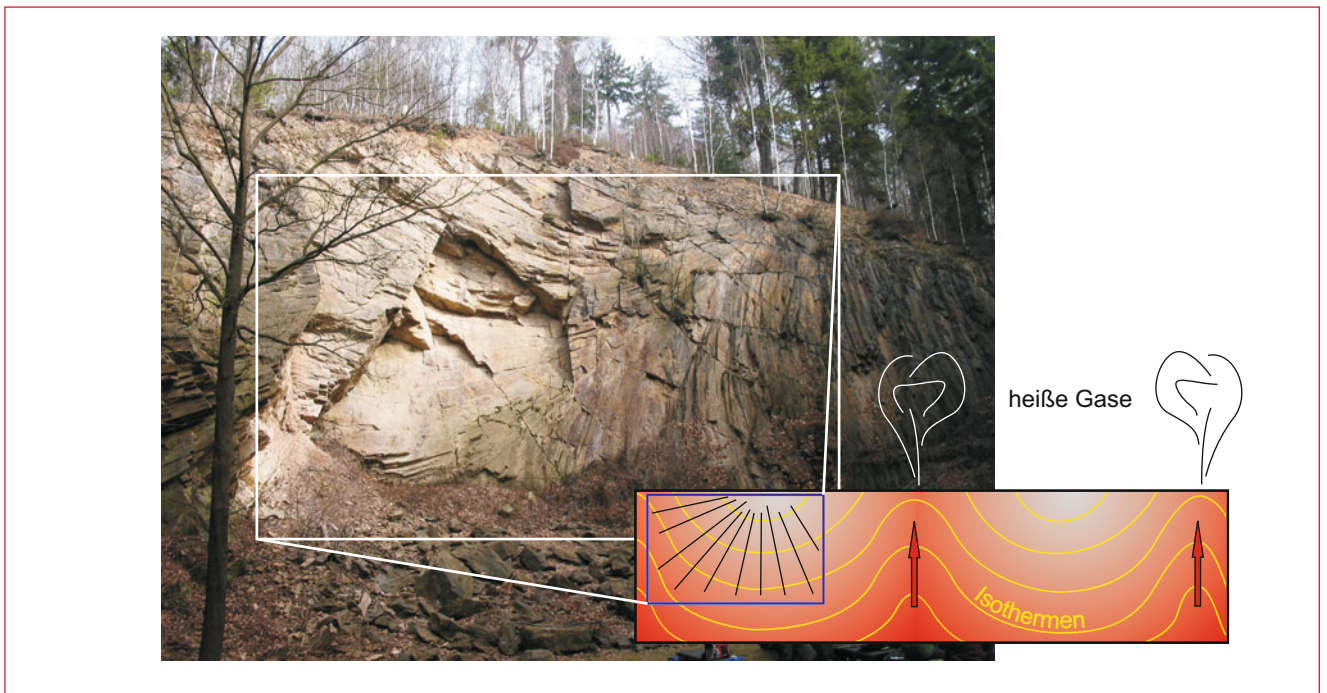


Abb. 18.4 Einer der populärsten Aufschlüsse Sachsens ist der Porphyrfächer von Mohorn-Grund. Er wurde durch Steinbrucharbeiten im 19. Jahrhundert zufällig entdeckt und schon frühzeitig unter Schutz gestellt. Ganz ungewöhnlich ist die Anordnung der Säulen, die durch den Volumenschwund bei der Abkühlung der Vulkanite entstanden. Da sie sich immer senkrecht zu den Abkühlungsflächen bilden, kann die Entstehung im Bereich eines Schlottes oder als Subvulkan ausgeschlossen werden (Abb. 14.7). Am wahrscheinlichsten ist die Bildung durch Isothermenschleppung während Abkühlung und Entgasung des Ignimbritkörpers (mündliche Mitteilung CHRISTOPH BREITKREUZ).

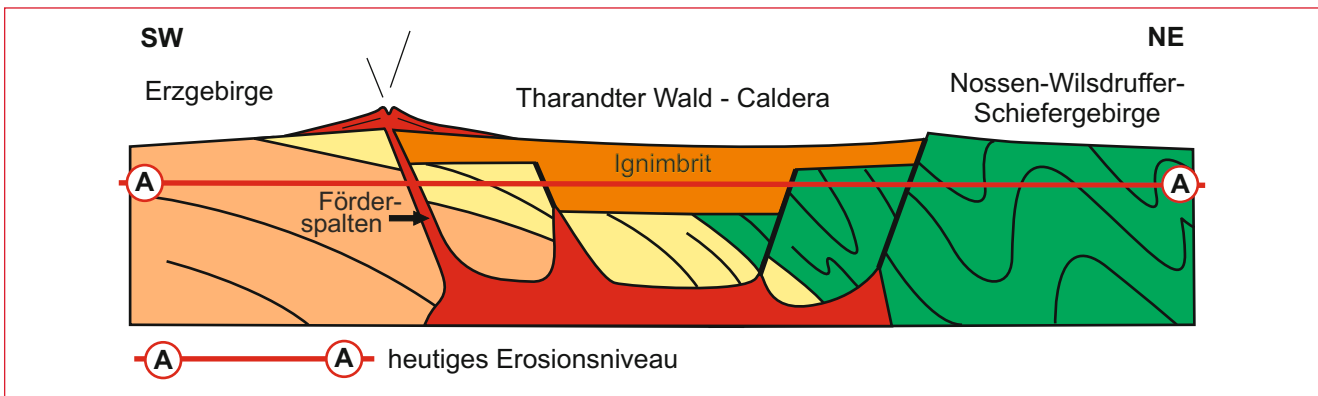


Abb. 18.5 Die Tharandter Caldera unmittelbar nach ihrer Bildung vor 320 Millionen Jahren. Das heutige Erosionsniveau (Linie A-A) verdeutlicht, dass die anstehenden Vulkanite (etwa 30 km³) nur einen Bruchteil der ursprünglichen Struktur darstellen (nach BENEK 1980).

Der bekam somit einen weiteren geologischen Ritterschlag verpasst. Auf der Rhyolithplatte sind nämlich Reste von kreidezeitlichen Gesteinen erhalten, die Teil der Sedimentation im Sächsischen Kreidebecken und damit wiederum Teil der Nordböhmisches Kreidesenke sind (Kasten 13). Im Tharandter Wald und seiner näheren Umgebung ist die anfängliche Entwicklung dieses damaligen Sedimentationsbeckens konserviert. Bevor das Meer des Cenomans über die Flanken des Erzgebirges spülte, entwässerte hier ein aus Böhmen kommender Fluss in Richtung des heutigen Elbtals. Nur hier ist er gut zu sehen und hier liegt auch seine Typuslokalität, der Niederschönaer Fluss. Anhand der sedimentologischen Eigenschaften der abgelagerten Sandsteine konnte VOIGT 1998 die Geschichte dieses 100 Millionen Jahre alten Flusses nachvollziehen. Er startete zunächst – wie andere Flüsse in Bergregionen auch – als wilder verzweigter Fluss (*braided river*). Mit steigendem Meeresspiegel, nahender Küstenlinie und nachlassender Energie verwandelte er sich dann in ein ruhigeres mäandrierendes Fließgewässer (Abb. 18.6).

Die Transgression des Oberkreidemeeres überflutete schließlich das Flussbett und es kam zur Bildung mariner Sandsteine (Unterquader mit Austern und Pläner – ein schluffig-toniger, zum Teil mergeliger Feinsandstein).

Vulkanismus Nummer zwei – Känozoikum

Die großräumigen Krustenbewegungen im Känozoikum manifestierten sich im Ohře-graben auch in einem intensiven Vulkanismus (Kapitel 13 und 14). Zu den am weitesten versprengten vulkanischen Bildungen dieser Zeit zählen die basaltoiden Gesteine von Ascherhübel, Landberg und Buchhübel im Tharandter Wald. Man geht heute davon aus, dass alle drei zu einer einheitlichen Ergussdecke mit Eruptionszentrum im Ascherhübel gehören. Mit einem Alter von etwa 10 Millionen Jahren (PÄLCHEN & WALTER eds, 2008) sind die Basalte, die eigentlich Olivin-Augit-Nephelinite sind, sehr jung.

Ähnlich den großen Basaltbrüdern im Westerzgebirge folgte der Lavastrom dem damaligen Relief, füllte die Täler und über-

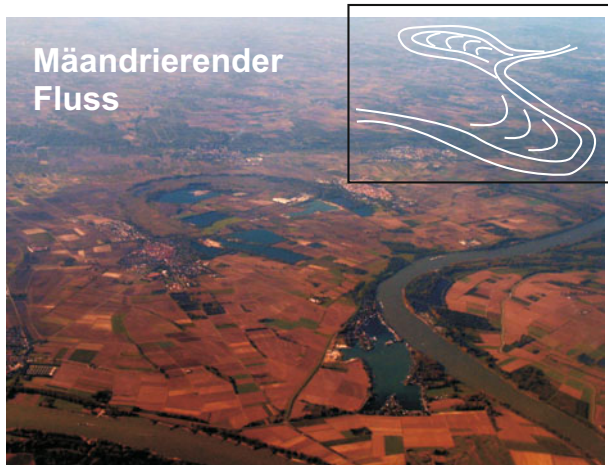
goss die älteren Flusssedimente (womöglich Oligozän). Die Sande und Kiese wurden lokal verfestigt und liegen heute als so genannte Tertiärquarzite vor. Ihr besonderes klobiges und narbiges Aussehen brachte ihnen im Tharandter Wald den Namen „Knollensteine“ ein. Sie überschütteten die unterlagernden Gesteine am Landberg und kommen an der Basis der Basalte vor (Abb. 18.7).

Geologie und Bodenkunde kompakt – Exkursion

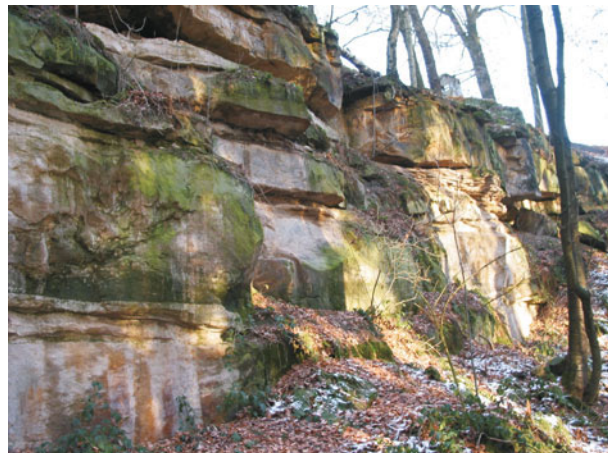
Weil im Tharandter Wald so viele verschiedene Gesteine auf engem Raum beieinander liegen, haben Geologen schon immer ein Auge auf diese klassische „Quadratmeile“ geworfen. Wegen der vielen Studenten, die von Freiberg und anderswo her durch den Tharandter Wald getrieben werden, wird er nicht umsonst auch Geologenspielfeld genannt. Aber das ist nur *eine* Klientel, die sich diesen Ausnahmefall zu Nutze macht. Die Geologie ist wichtigster Faktor für die Entwicklung eines Bodens (Kapitel 15.2). So ist, in Überlappung mit den morphologischen und hydrologischen Gegebenheiten, im Tharandter Wald auch eine Vielfalt verschiedener Bodentypen ausgebildet. Darüber freuen sich wiederum die Bodenkundler und mit ihnen diejenigen, die den Boden als Substrat betrachten – die Forstwissenschaftler. So ist es also keineswegs ein Zufall, dass 1816 in Tharandt die Königlich-Sächsische Forstakademie gegründet wurde, deren Nachfolger bis heute die unterschiedlichen Gesteins- und Bodentypen vor der Haustür als Versuchsfeld forstlicher Forschung nutzt. Tourismusverbände, Fördervereine und Ämter haben neben dem Wert der Geologie für die wissenschaftliche Lehre und Forschung die Bedeutung des Tharandter Waldes für Freizeitaktivität und als Objekt der populären Wissensvermittlung erkannt. Der Förderverein „Geologie im Tharandter Wald“ fügte um das Jahr 2000 den vorhandenen Schautafeln zum Wald und seinen Tieren einen geologischen Lehrpfad hinzu. Als „Freilichtmuseum am Porphyrfächer“ ist er entweder auf kleinen Runden (je etwa 5 km Länge) von Hartha oder Mohorn-Grund aus oder auf einer großen Tour von etwa 14 km Länge zu



3



2



1



Abb. 18.6 Rezente Beispiele (links) zur Entwicklung der Kreidesedimentation im Bereich des Tharandter Waldes (Aufschlüsse rechts). Die Entwicklung begann mit dem Niederschönaer Fluss. Zunächst war er noch ein typischer Gebirgsfluss im verzweigten Stadium mit sich gegenseitig erodierenden Rinnen. Mit dem Meeresspiegelanstieg wurde der Fluss „ruhiger“ und wechselte ins mäandrierende Stadium. Am besten ist der Fluss an seiner Typuslokalität, in den Steinbrüchen von Niederschöna, zu studieren (rechts unten und Mitte). Auf die Ablagerungen des Niederschönaer Flusses folgte eine marine Sedimentation. Das Bild links oben gibt einen Eindruck von der wahrscheinlich größten Überflutung Sachsens. So ähnlich könnte der Raum Dresden (unter Wasser) zur Zeit des Obercenomans ausgesehen haben. Das Foto oben rechts zeigt die transgressive Auflagerung cenomaner Sedimente auf Monzonit im Plauenschen Grund bei Dresden. Rezente Beispiele von unten nach oben: Westgrönland, Oberrheingraben, Kaikoura/Neuseeland.



Abb. 18.7 Die Knollensteine (hier mit Quarzitdetail) als Vertreter der paläogen-neogenen Sedimentation. Während andernorts die Flussablagerungen des Erzgebirges längst erodiert worden sind, wurden sie in Bereichen vulkanischer Aktivität durch Lavaströme abgedeckt und erhalten. Am Landberg im Tharandter Wald sind diese känozoischen Sedimente obendrein partiell verkieselt worden und können als Quarzite auch noch weitere Millionen Jahre überdauern.

erkunden. Inzwischen ist sogar eine Erweiterung im Raum Tharandt als „Geologischer Wanderweg“ hinzugekommen (etwa 5 km Länge). Der Besuch wird dringend empfohlen, zumal die instruktiven Schautafeln gewissermaßen durchs Programm führen.

Aber es gibt noch einen weiteren Grund, dem Tharandter Wald einen Besuch abzustatten. Auch die Interessensgruppe der

Bodenkundler war nicht müde und schuf 2009 unter der Leitung des Sächsischen Landesamtes für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie einen Bodenlehrpfad (in Kooperation mit der Forstwissenschaftlichen Fakultät der TU Dresden und dem Staatsbetrieb Sachsenforst). Das gibt uns die Gelegenheit, die jüngste erdgeschichtliche Etappe des Erzgebirges am Objekt unter die Lupe zu nehmen. Der Vorteil ist, dass diese Wande-

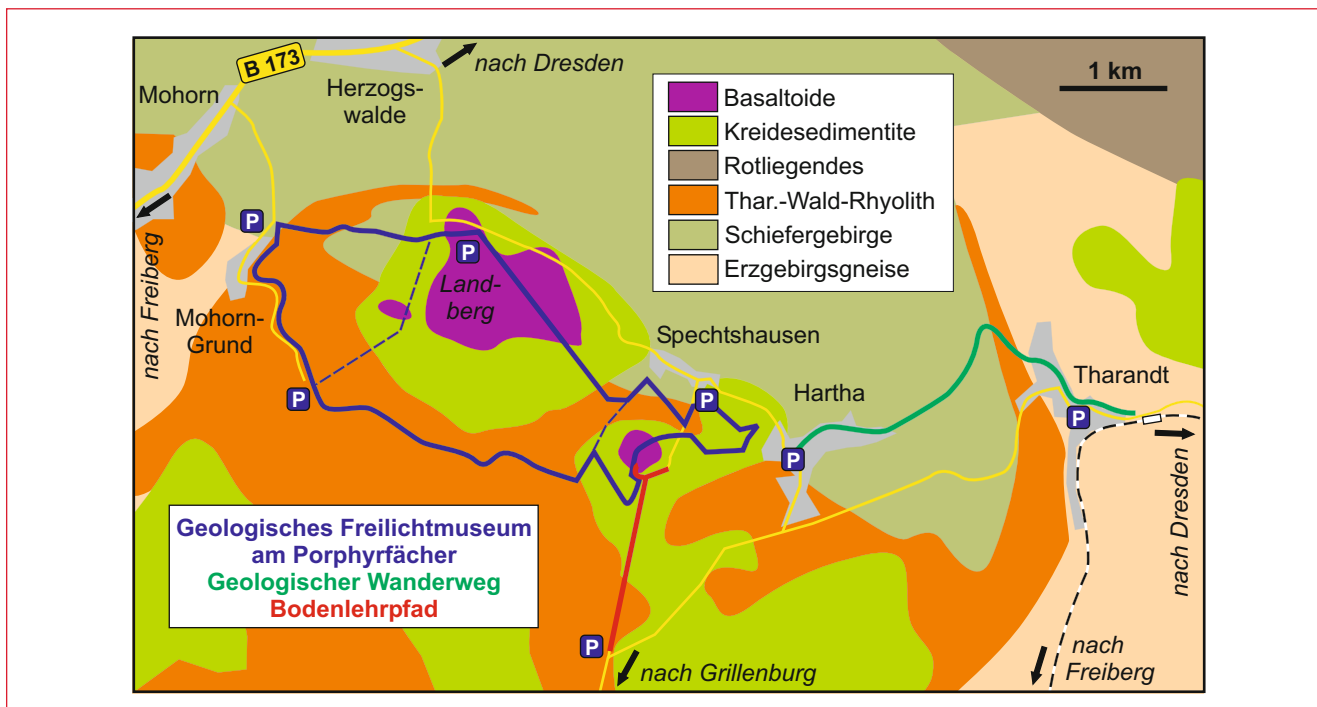


Abb. 18.8 Geologisches Freilichtmuseum, Geologischer Wanderweg und Bodenlehrpfad sind drei Magneten für eine aktive und naturwissenschaftliche Betätigung im Tharandter Wald. Die geologische Kartenskizze im Hintergrund gibt einen Vorgeschmack auf das zu erwartende Gestein.

rung unmittelbar mit dem Geologischen Freilichtmuseum zu verbinden ist und dass alles in guter Anbindung vor den Toren Dresdens und Freibergs passieren kann. Auch hier soll gar nicht so viel verraten werden, aber das Kurzprogramm der pedologischen Exkursion sei doch erwähnt (Faktoren → Prozesse → Bodentyp; zur Pedologie vgl. Kapitel 15.2):

- Tal der Triebisch → Grundwassereinfluss → Gley,
- Zersetzter Rhyolith → Stauwassereinfluss → Pseudogley,
- Lösslehm → Silikatverwitterung → Braunerde,
- Sandboden → vertikale Eisen- und Humusverlagerung → Podsol,
- Parabraunerde,
- Basaltzersatz → basenreich, eingeschränkte Bodenbildung → skelettreiche Braunerde.

19 Die Caldera von Altenberg-Teplice

Schalenbau auf dem Prüfstand

Umgeben von den großen Gangporphyren von Altenberg, Frauenstein und Fláje, dominiert die Scholle von Altenberg das obere Osterzgebirge (Abb. 19.1). Diese oberkarbone Caldera erweist sich als guter Test für den metamorphen Schalenbau (Kapitel 3.3) des Erzgebirges.

Beim Einbruch einer großen Caldera sollten Gesteine des ehemaligen Hangenden erhalten bleiben, die, nach weitgehender Erosion der vulkanischen Füllungen, in vermeintlich exotischer Umgebung anzutreffen sind. Tatsächlich finden sich Muskovitgneise der Hochdruck-Gneisschale, die aber wegen ihrer allgemein flachen Lagerung im welligen Aufbau unkritisch sind, da sie überall im Erzgebirge die Gneise cadomischen Eduktes und die Gneise der Unteren Scherzone fleckenartig überlagern.

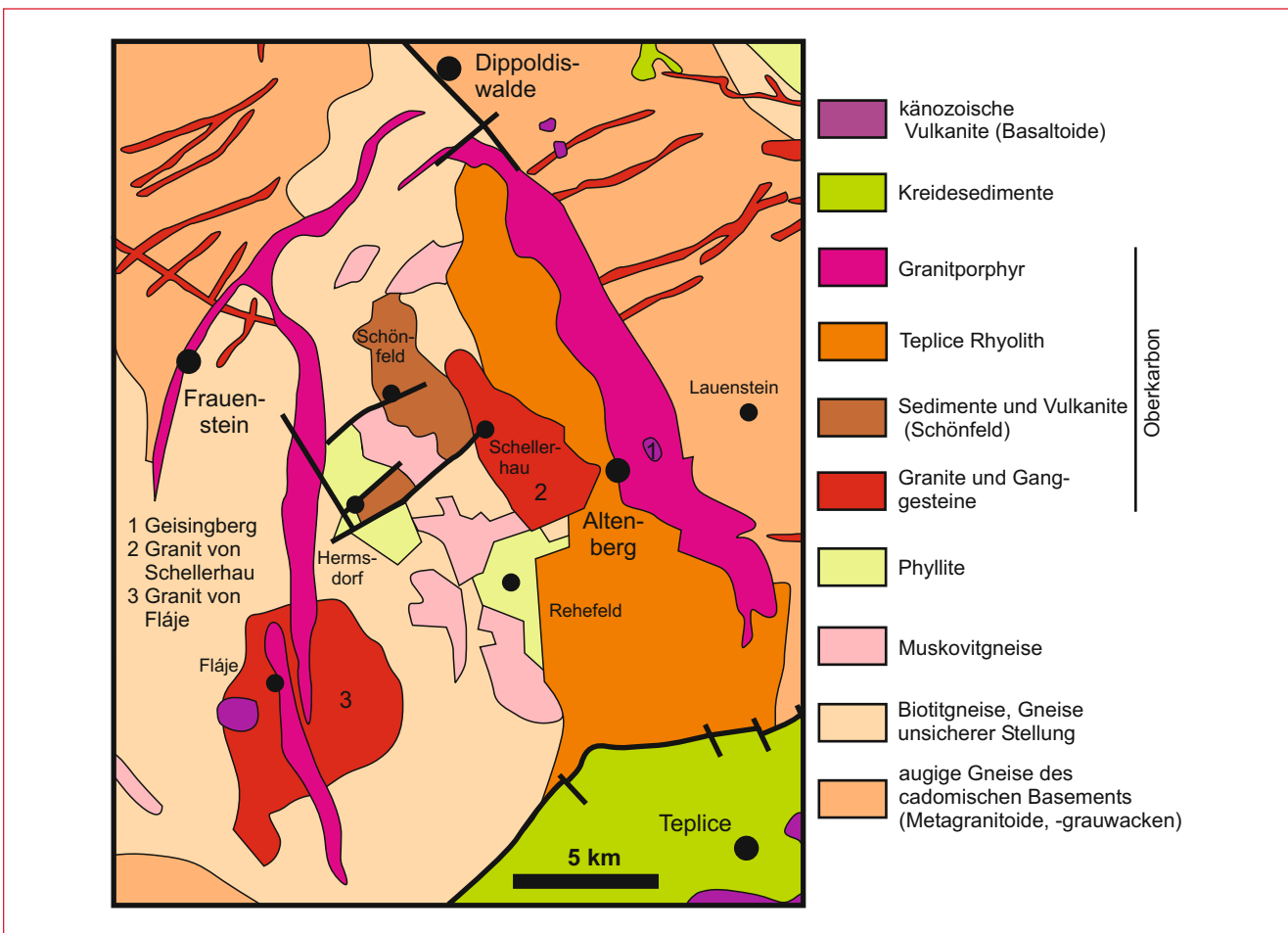


Abb. 19.1 Karte der Osterzgebirgs-Caldera. Die großen Intrusionen der Granitporphyre von Altenberg, Frauenstein und Fláje (magenta) umgrenzen die eingesunkene Scholle von Altenberg. Neben einer Anzahl weiterer Magmatite finden sich hier die faziell „exotischen“ Phyllite von Hermsdorf und Rehefeld. Die känozoischen Sedimente sind abgedeckt.

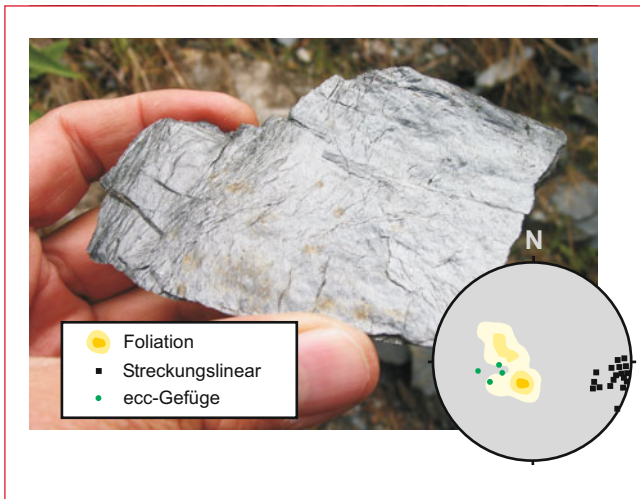


Abb. 19.2 Phyllit der Hermsdorfer Scholle und dessen tektonische Daten im Schmidt'schen Netz. Die Isolinien zeigen die mehr oder weniger horizontale (leicht nach Osten geneigte) Lagerung. Auch die Orientierung der Streckungslineare folgt dem Trend der erzgebirgischen Zwiebel und belegt den generellen E-W-Transport. Netz nach FRIEDEL & BANKWITZ 2003.

Aber es gibt zwei Vorkommen von Phylliten, die schon seit der ersten Kartierung Anlass zur Diskussion gaben (Abb. 19.2). Deren Geschichte findet sich bei GOTTE 1993:

Schon RICHARD BECK, der Erstkartierer des Gebietes, vermutete 1887 eine Einsenkung der „Phyllitformation“ in die „Gneisformation“ des Erzgebirges (Abb. 19.3 A). Eine weitere Interpretation folgte allerdings nicht und auch die Calderanatur des oberen Osterzgebirges wurde erst 1928 durch MOESTA erkannt. Im Zuge der Neukartierung interpretierte dann PIETZSCH 1914 die Phyllite als aus der Elbezone kommendes Allochthon, das er „Mittelsächsische Schubmasse“ nannte (Abb. 19.3 B). Dem Trend Mitte des 20. Jahrhunderts folgend, ging GALLWITZ 1954 weg von der tektonischen Interpretation und sah eine transgressive Auflage der Phyllitedukte auf älterem Gneis (Abb. 19.3 C).

Heute gehen wir von einer Kombination aus A und B aus: erst PIETZSCH (Deckenüberschiebung), dann BECK (Einbruch). Allerdings ist die spezielle mittelsächsische Überschiebung überflüssig, da, wie wir wissen, die Deckenüberschiebungen viel universeller sind.

Inspiziert durch die petrologischen Arbeiten von RÖTZLER (z. B. RÖTZLER 1995) in den westerzgebirgischen Metamorphit-Schalen unterzogen FRIEDEL & BANKWITZ 2003 die Phyllite einer p-T-Untersuchung. Bemerkenswerterweise können auch im Osterzgebirge Phyllite im Hangenden und Granat-Phyllite im Liegenden unterschieden werden. Die p-T-Bedingungen der Granat-Phyllite stimmen ziemlich genau mit denen im Westerzgebirge überein. Sie zeigen Maximalbedingungen von 0,9–1,0 GPa und 450–500 °C. Auch Untersuchungen tschechischer Kollegen, die sich unter anderem auf seismische Untersuchungen und Bohrungen stützen, kommen zu einer Bestätigung des generellen Erzgebirgsdeckenbaus (MLČOCH & SKÁČELOVÁ 2010).

Im Phyllit von Hermsdorf ist ein wirtschaftlich bedeutendes Marmorlager eingeschaltet (Abb. 19.4). Es besteht aus dolomitischen, aber auch rein calcitischen Marmoren und wird seit meh-

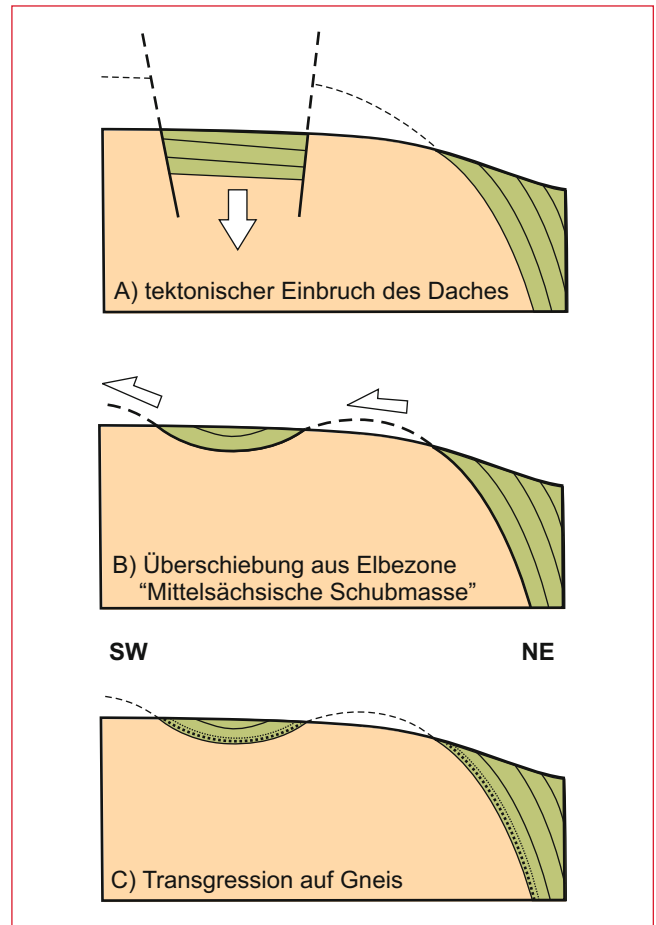


Abb. 19.3 Die historischen Modellvorstellungen zum osterzgebirgischen Phyllitvorkommen von Hermsdorf-Rehefeld. A – Einsenkung des Daches an Störungen, B – Überschiebung aus Elbezone, C – Transgressive Auflage. Nach GOTTE 1993.

renen Jahrhunderten bis heute abgebaut. Zunächst wurde der metamorphe Kalkstein im Tagebau (Walterbruch) gebrochen. Heute erfolgt der Abbau untertage im Kammer-Pfeilerbau, wo etwa würfelförmige Kammern von ca. 8 m Kantenlänge aus dem Gebirge gehöhlt werden (SCHILKA 2003). Der Gebirgsdruck wird dabei über Pfeiler übertragen – stehengelassener Marmor von etwa gleicher Breite wie die Abbaukammern.

Die metamorphen Gesteine der Altenberger Scholle werden diskordant vom Schönfelder Oberkarbon überlagert (rechts im Schnitt der Abb. 19.4). Die schlecht aufgeschlossenen Gesteine umfassen Klastika des Westphal B/C, die in einem NE-SW-streichenden Becken abgelagert wurden (PÄLCHEN & WALTER eds, 2008) und maximal wenige hunderte Meter mächtig sind. Ihnen eingeschaltet ist der maximal 160 m mächtige Schönfeld-Rhyolith. Das Ende der karbonen Entwicklung im Osterzgebirge wird mit der Eruption des Teplice-Rhyoliths markiert (Ende Westphal C). Das ist die Überleitung zu den reichlich vorhandenen Magmatiten des Osterzgebirges.

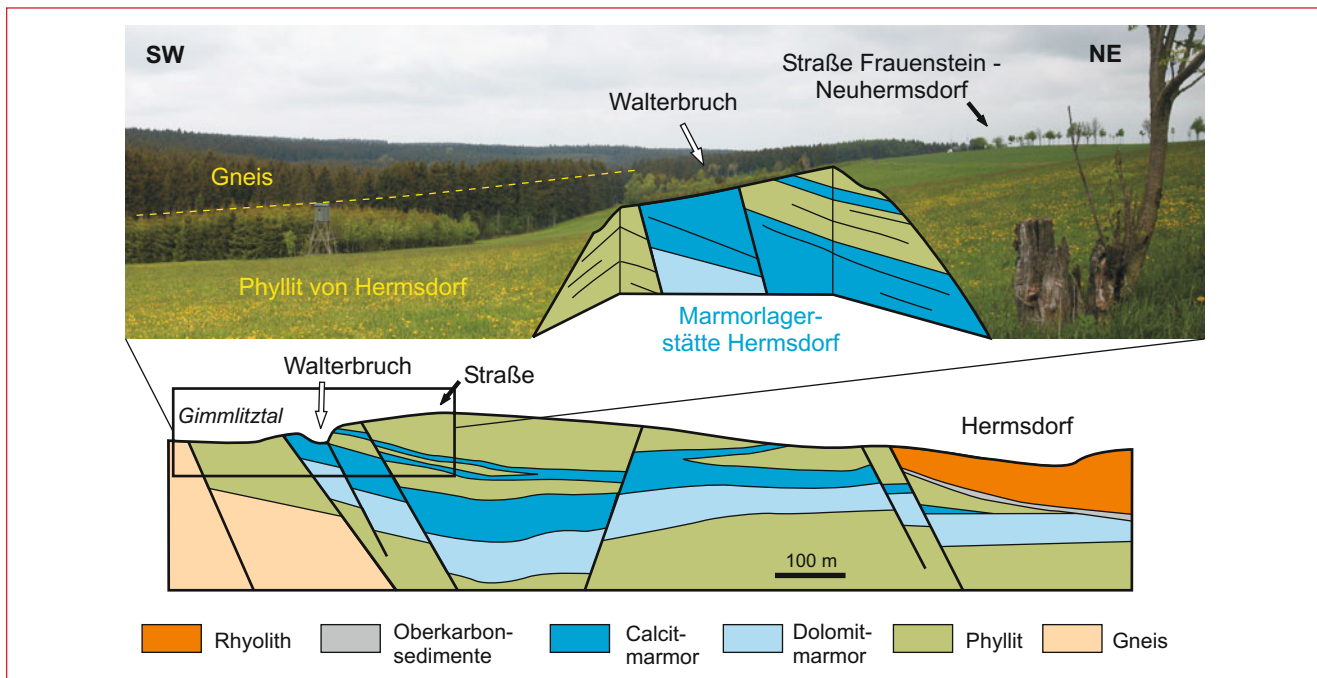


Abb. 19.4 Schnitt über die Hermsdorfer Phyllitscholle und sein Marmorlager. Oben ein Ausschnitt daraus im Landschaftsbild: Blick von der Gimmlietzquelle nach Norden mit dem Einfallen der Phyllite und dem Marmorlager. Profil nach GOTTE 1987.

Magmatitregion Osterzgebirge

Es ist gar nicht so einfach, einen Überblick über die verschiedenen Magmatite des Osterzgebirges zu bekommen. Glücklicherweise gibt es heute genügend Beobachtungen und auch moderne Altersdatierungen. Die meisten Magmatite sind saurer Natur, umfassen also Gesteine mit hohen SiO_2 -Gehalten, sind demnach grob gesagt granitischer Zusammensetzung. Sie gehören allesamt ins Oberkarbon und sind Ergebnis der variszischen Kollision.

Älteste Bildung ist der Biotit-Granit von Fláje, der lagerstättenkundlich steril ist und mit dem Niederboblitzscher Granit parallelisiert werden kann.

Von den vielen rhyolitischen Ganggesteinen des Osterzgebirges sind die Spaltenfüllungen außerhalb der Caldera die ältesten. Sie stellen die Förderkanäle von erodierten Vulkanbauten und Spalteneruptionen dar. Ihr ca. NE-SW gerichtetes Streichen, etwa senkrecht zur Caldera, könnte mit der Aufbeulung der Vulkanregion vor dem gravitativen Kollaps zusammenhängen (MLČOCH & SKÁCELOVÁ 2010). Zu diesen Rhyolithen gehört der größere Teil des Sayda-Berggießhübel-Gangschwarms (Gänge der Abbildung 19.1, Abb. 6.9).

Erste und wichtigste magmatische Bildung aus der Altenberg-Teplicer Magmenkammer ist der Teplicer Rhyolith. Hauptsächlich besteht dieser Rhyolith aus Ignimbriten, es kommen aber auch Tuffe und Laven vor (MÜLLER et al. 2005). Im Süden bei Teplice wird die vulkanische Abfolge bis 1200 m mächtig und spiegelt somit auch den Umfang der Absenkung des Altenberger Blocks wider. Prominenteste Bildungen im heutigen Erscheinungsbild sind der Kahleberg und die Lugsteine nahe

der böhmisch-sächsischen Grenze. Der Volumenverlust in der Magmenkammer während der Eruption der Rhyolithe führte zum Calderaeinbruch in Form einer Ellipse von nicht weniger als 18 x 35 Kilometern.

MLČOCH & SKÁCELOVÁ 2010 gehen davon aus, dass der Einbruch asymmetrisch erfolgte. Wie bei einer Falltür (*Trapdoor-Caldera*, Kasten 6.2) senkte sich die Ostseite stärker ein. Das deckt sich mit dem Einfallen der Metamorphite in der Caldera, wie beispielsweise die Foliation der Phyllite in Abb. 19.2 zeigt. Damit ergeben sich natürlich auch unterschiedliche Erosionsanschnitte der caldera-internen Geologie. Den Grund für die Falltürgeometrie vermuten MLČOCH & SKÁCELOVÁ in einer Konsolidierung der „Scharnierseite“ durch den Fláje-Granit.

Mit dem Calderaeinbruch wurden Restmagmen ausgequetscht, die im Westphal D die Granitporphyrint intrusionen (porphyrischer Mikrogranit) bildeten (MÜLLER et al. 2005). Das große „T“ von Frauenstein und der Zug von Fláje begrenzen die Westseite, während der Granitporphyr von Altenberg-Bärenstein die Altenberger Scholle im Osten flankiert. Auch kleinere Rhyolithspalten, die NW-SE streichen, werden im Zusammenhang mit dem Einbruch der Caldera gesehen.

Die Granitporphyre sind an ihren Zentimeter großen Feldspäten leicht zu erkennen. Auf dem Hof der Burg Frauenstein oder im Material des Steinbruchs Bärenstein sind die schön zonierte Feldspäte leicht auszumachen (Abb. 19.5). Die Zonierung kann Ausdruck von Magmenmischung oder von Druckentlastung sein, wobei MÜLLER et al. 2005 die Mix-Variante favorisieren.

Mit Ausnahme einiger jüngerer Generationen von Gängen wird die spätvariszische magmatische Epoche von der Intrusion der Lithiumglimmer-Granite abgeschlossen, von denen der



Abb. 19.5 Der Granitporphyr, hier von Bärenstein, besteht durch seine großen Kalifeldspäte mit albitreichem Rand. Sie werden von MÜLLER et al. 2005 als die Reste der entleerten Altenberg-Teplicer Magmenkammer gedeutet, die von weniger differenzierten Magmen verunreinigt war, was zum inversen Feldspatwachstum führte (Kasten 6.3).

Schellerhauer Granit an der heutigen Oberfläche die größte Verbreitung hat (Abb. 19.6). Sie intrudierten vor etwa 300 Millionen Jahren und brachten das Zinn mit.

Neben dem intensiven spätvariszischen Magmatismus existiert aber noch eine junge Eruptionsphase, die nur wenige Millionen Jahre alt ist und ins Neogen datiert. Dieser Vulkanismus gehört zu den tektonischen Vorgängen, die Mitteleuropa in Schollen zerteilten und auch das Erzgebirge anhoben. Der intensive basische bis intermediäre Vulkanismus im böhmischen Ohře-Graben hat auch im Osterzgebirge seine Spuren hinterlassen. Wichtigste Bildung ist der Geisingberg, der mit 824 m Höhe

über NHN die Region überragt. Sein Gestein wird gern als Basalt bezeichnet, aber Petrologen schwören auf die Bezeichnung Nephelinit. Nach STRECKEISEN müsste dieser Vulkanit mit seinen etwa 40 % SiO₂ und Alkalioxidgehalt von etwa 4 % (PÄLCHEN & WALTER eds, 2008) als Foidit angesprochen werden. Im Gegensatz zu anderen Basaltoiden des Erzgebirges gibt es am Geisingberg nur eine schwache säulige Absonderung, man vermutet eine vulkanische Quellkuppe. Neben Einsprenglingen von Olivin und Augit kommen häufig auch größere Olivinknollen vor, die man in der Vergangenheit für Frühausscheidungen hielt. Heute weiß man, dass es echte Xenolithe sind, die

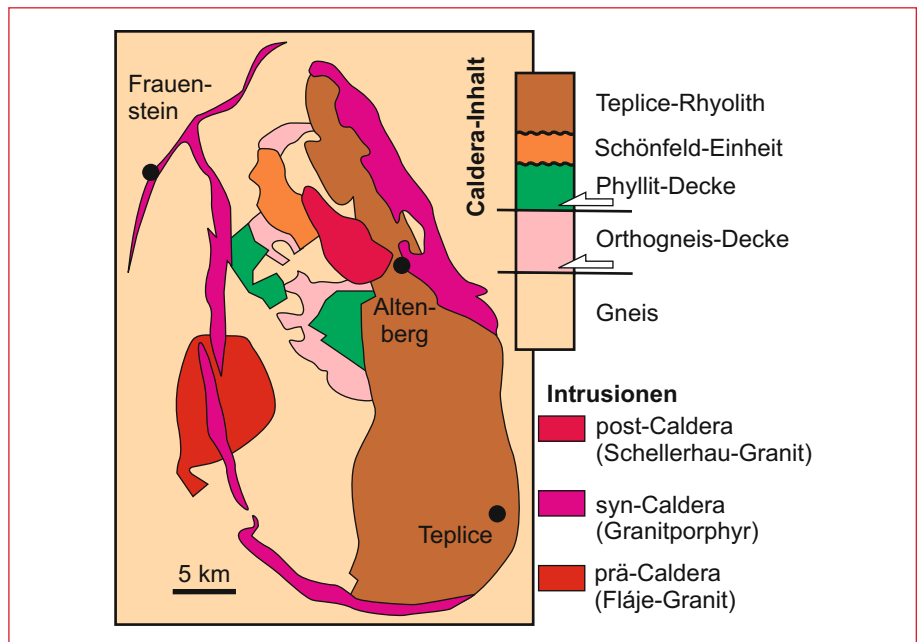


Abb. 19.6 Jüngste Vorstellung zum Bau der Altenberg-Teplice-Caldera. Die Verbreitung der Schollengesteine wird hier auch für die Gebiete mit mesozoisch-känozoischer Bedeckung dargestellt. Die Informationen dazu stammen aus seismischen Untersuchungen und aus Bohrergebnissen. Nach MLČOCH & SKÁČELOVÁ 2010.



Abb. 19.7 Blick vom Kahleberg (Karbon) über Altenberg mit seiner Pingewald zum Geisingberg (Neogen). Der karbonale Teplice-Rhyolith und der neogene Nephelinit befinden sich im selben Höhengniveau.

auch älter sind als das basaltische Wirtsgestein. Datierungen an Iherzolithischen Xenolithen (78 % Olivin, 14 % Pyroxen) erbrachten mit K/Ar 213 Millionen Jahre und mit Rb/Sr 1600 Millionen Jahre (PÄLCHEN & WALTER eds, 2008, PFEIFFER et al. 1984). Der Olivin-Augit-Nephelinit selbst stammt von vor 24 Millionen Jahren (Miozän).

Zwischen den turbulenten Eruptionszeitaltern (spätvariszisch und Neogen) liegen 280 Millionen Jahre. Trotzdem prägen die Zeugen beider Epochen das Relief im Osterzgebirge (Abb. 19.7). Zum einen sind die Erhaltung der variszischen Vulkanite in der Caldera und zum anderen die geringe Nettoerosion dafür verantwortlich.

Zinnland – die Lagerstätten

Der Distrikt Krupka (CZ)-Zinnwald-Altenberg-Sadisdorf ist die Zinnregion Nummer 1 des Erzgebirges. Das Zinn ist an die Lithiumglimmer-Granite gebunden (Kapitel 10), die in den Teplice-Rhyolith und in die Granitporphyre intrudierten (Abb. 19.8).

Es sind vor allem die Greisenlagerstätten, die im Endo- und Exokontakt der Granite das Zinn in Form von Kassiterit SnO_2 enthalten. Neben Zinn treten aber auch weitere Metallgehalte, wie Wolfram, Molybdän oder Kupfer hervor. Ein Beispiel ist die Lagerstätte Sadisdorf, in deren Teilen die Kupfererze das Zinn überwiegen, was zum Bergwerksnamen „Kupfergrube“ führte (Abb. 19.9). Um 1500 stand der Abbau von Kupfer und ab 1550 auch von Zinn in voller Blüte. Die Eisenoxide der Zinnwäsche färbten den Pöbelbach rot und die nachfolgende Rote Weißeritz erhielt auf diese Weise ihren Namen (BAUMANN et al. 2000). Im Sadisdorfer Erz wurde 1879 das Element Scandium entdeckt.

1889 kam es zum Erliegen des „regulären“ Bergbaus. Allerdings konnte die Wismut AG zwischen 1949 und 1953 noch 30 t Uran gewinnen.

Der eindrucksvollste Zeuge des Bergbaus im oberen Osterzgebirge ist die Pingewald von Altenberg. Ab 1440 erfolgte hier der Abbau von Zinn auf dem Altenberger Zwitterstock und hielt mit Unterbrechungen bis zum Wendejahr 1990 an. Der Altenberger Granit ist fast komplett vergreist, was bedeutet, dass sich viele kleine Kassiterit-Trümchen durch das Gestein ziehen. Auch hier erfolgte ein jüngerer Granitschub (Innengranit), an dessen Grenze zum Außengranit sich die berühmten Stockscheider-Pyknite (Stengeltopas) von Altenberg bildeten. Die kompakte Vererzung des Granites provozierte in den frühen Tagen des Bergbaus die planlose Anlage von Weitungsbauen. Die Folge war der wiederholte Einsturz der Grubengebäude und die Bildung der Pingewald (Abb. 19.10). Später war der geplante Einsturz des vergreisten Gesteins Bestandteil der Bergbautechnologie. Zum Schluss wurden die Bruchmassen ringförmig um den etwa 400 m breiten Granitstock aufgeföhren, unter dem Stadtgebiet Altenbergs abgezogen und im Arno-Lippmann-Schacht (heute Europark) geföhrt. Heute hat die Pingewald einen Durchmesser von etwa 450 m und ist bis zu 150 m tief. Mit 95 000 t gewonnenen Zinns gehörte Altenberg zu den größten Zinnlagerstätten Europas (BAUMANN et al. 2000).

Der älteste Bergbau der Region erfolgte allerdings nicht auf die Zinngrisen selbst, sondern auf deren Abtragungsprodukte, die Seifen. Am ältesten könnte der Bergbau von Horni Krupka (CZ) sein, der vermutlich ab 1230 umging (BAUMANN et al. 2000). Der deutsche Name Graupen stammt wahrscheinlich von den Zinngraupen (= Nuggets) der Seifenlagerstätten. Besonders die großen oberflächlichen Anschnitte der zinnführenden Granite, wie die Einebnungsflächen des Schellerhauer Granites, brachten ergiebige Zinnseifen hervor (Abb. 19.11). So wurde im

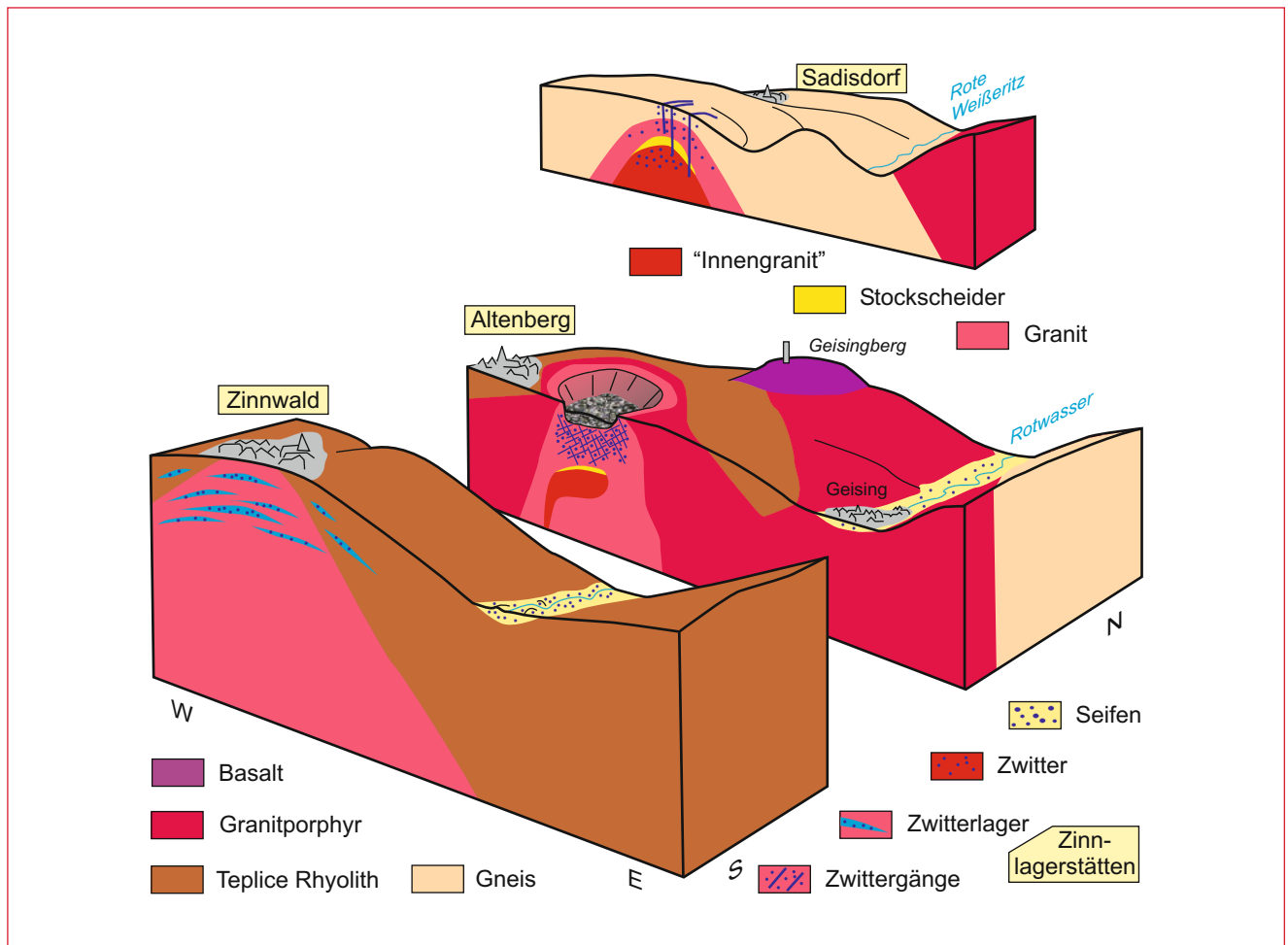


Abb. 19.8 Blockbild zu den drei wichtigsten Zinnlagerstätten des Osterzgebirges auf sächsischer Seite (nach WAGENBRETH & WÄCHTLER eds, 1990). Im Vordergrund der Zinnwalder Granit mit seinen Zwitterflözen, auf die schon 1378 Bergbau betrieben wurde.

Bereich der Schinderbrücke im Quellgebiet der Roten Weißeritz bei Schellerhau aus den Sedimenten Zinn gewaschen.

Trotz modernen Bergbaus und nagelneuer Aufbereitungsanlage kam 1990 das Aus für den Altenberger Zinnbergbau. Der auf Selbstversorgung der DDR-Wirtschaft beruhende Abbau konnte sich nicht an den Weltmarktpreisen messen. Mittlerweile hat sich das Blatt gewendet. Steigende Nachfrage an expandierenden Märkten lässt auch die Region Altenberg-Zinnwald wieder in den Fokus der Rohstoff-Strategen rücken. Im Jahre 2007 bekam die kanadische Firma Tinco vom Oberbergamt Freiberg grünes Licht für Erkundungsarbeiten im Revier. Man vermutet noch über 135 000 Tonnen Zinn im Berg. Allerdings geht es heute nicht mehr nur allein um Zinn. Viele andere wertvolle Metalle sind nicht nur nützlicher Nebengewinn. Speziell das Lithium geht auf dem Rohstoffmarkt von heute ab wie warme Semmeln. Die Abkehr von fossilen Brennstoffen verlangt nach Batterien und Akkus. In Zeitungen war gar zu lesen: „Lithium-Mangel bedroht Auto-Revolution“. Also dann „Glückauf“, denn mindestens 30 000 t des – sonst vor allem in Salzseen (Salar de Uyuni, Bolivien) vorhandenen – Metalls vermutet man in Zinnwald und Umgebung.

Exkursion: Einmal durch die Caldera

Die Mitarbeiter der Bergsteigersendung BIWAK des MDR hatten 2004 die Idee für eine außergewöhnliche Wanderung. In Anlehnung an die höchsten Gipfel der Erde sollten im Osterzgebirge 14 Achttausender in einem Ruck bestiegen werden. Natürlich handelt es sich um 8000 Dezimeter, also vierzehn 800-Meter Gipfel. Dieser hübsche Gag war ursprünglich als Skiwanderung konzipiert, wird aber heute zu allen Jahreszeiten absolviert. Zu Fuß ist die Mammuttour nicht an einem Tage zu machen, denn 67,5 km Strecke und mehr als 1500 m Höhenunterschied wollen überwunden sein. Für Sportliche bietet diese ganz spezielle Exkursion die Möglichkeit, die gesamte Caldera von Altenberg-Teplice zu durchwandern, und zwar von Granitporphyr zu Granitporphyr (Abb. 19.12). Immerhin stecken in den 14 Bergen sechs verschiedene geologische Einheiten. Dabei sind nicht alle 8000er auch Aufschlüsse, aber die interessante Morphologie und viele bergbauliche Zeugen am Wegesrand machen die Tour sicher zu einem einmaligen Geo-Erlebnis.

Und hier folgt im Telegrammstil das Exkursionsprogramm:

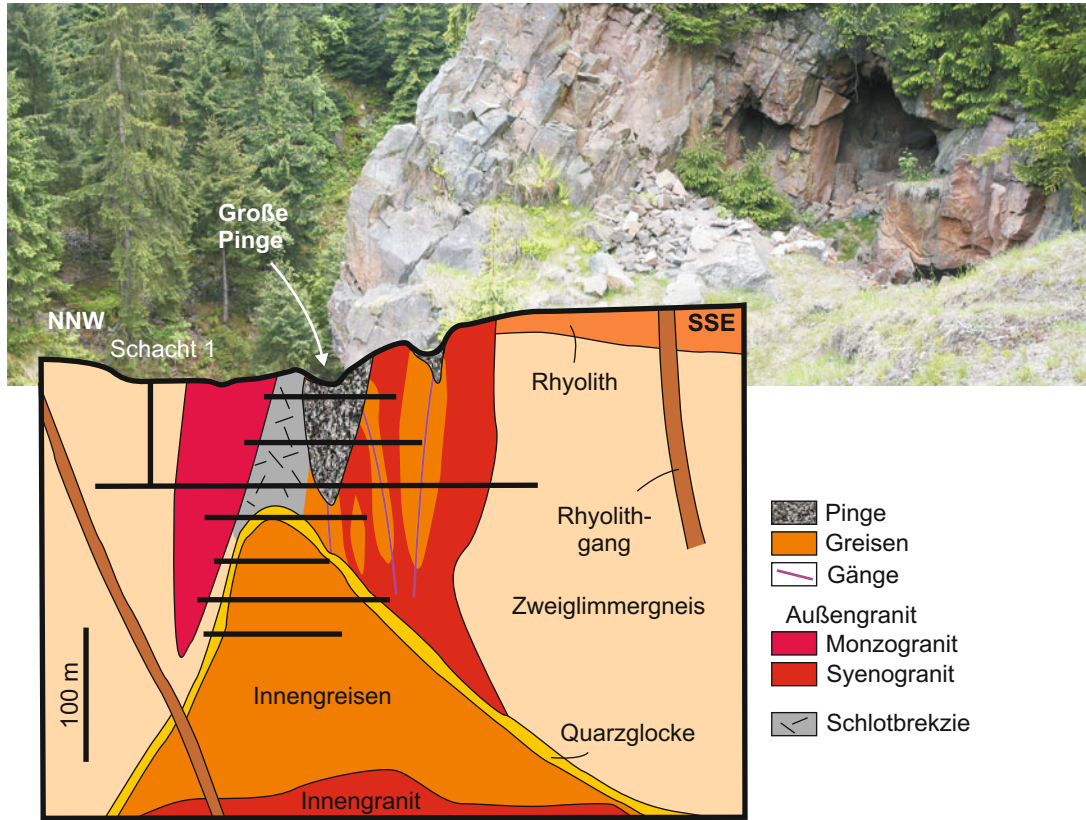


Abb. 19.9 Die Kupfergrube Sadisdorf als Beispiel für eine Stocklagerstätte. Der Sadisdorfer Granit besteht aus zwei Schüben, denen jeweils eine Brekzierung des Hangenden durch die überkritischen Lösungen voranging. Vergreisen wurden der Außengranit zonenweise mit Topas-Glimmer-Greisen, vor allem aber die Hangendbereiche des Innengranits. Dabei spielte die Stauwirkung des Randpegmatits, von Bergleuten „Quarzglocke“ genannt, eine wichtige Rolle (Geokompetenzzentrum 2010). Auf dem Foto ist die große Pinge der Kupfergrube zu sehen.

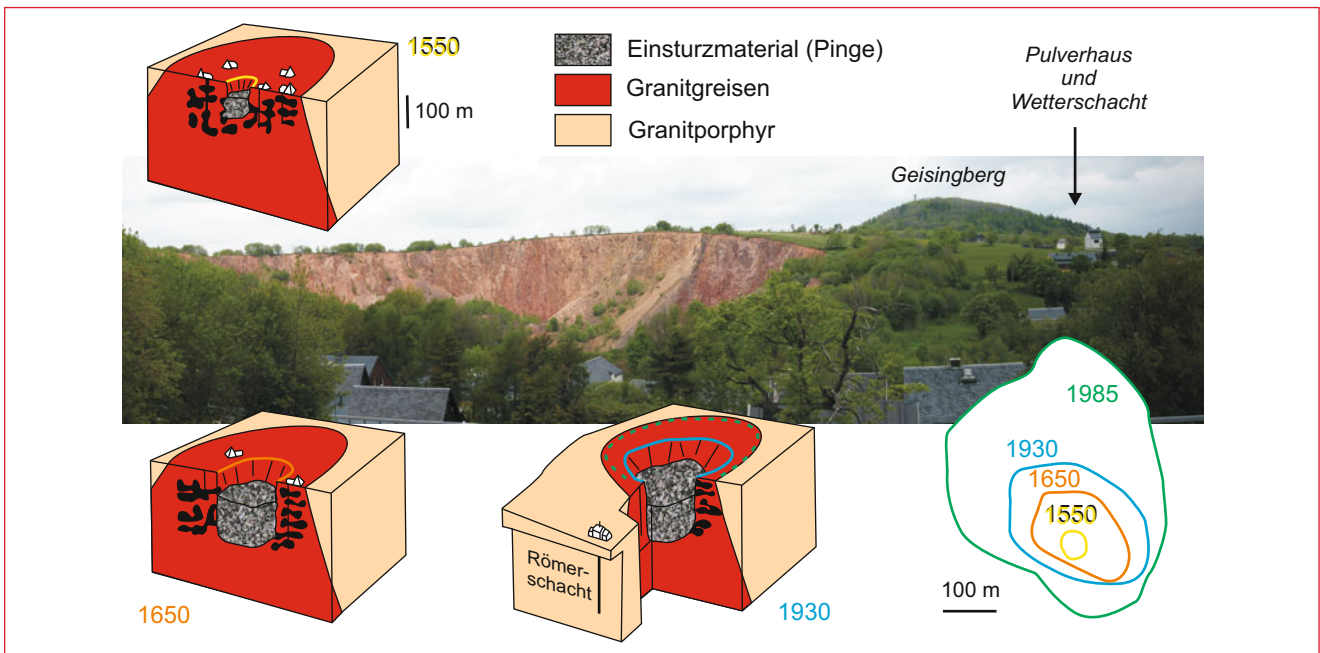


Abb. 19.10 Blick über Altenberg und Pinge zum Geisingberg. Die Ausmaße der Pinge umreißen ziemlich genau die Verbreitung des Altenberger Granits. In den Blockbildern sind einige Stadien der Entwicklung der Pinge dargestellt (nach WAGENBRETH & WÄCHTLER eds, 1990). Zum besseren Vergleich sind die Umriss der Pinge zu den entsprechenden Zeiten rechts unten noch einmal in der Draufsicht zu sehen.



Abb. 19.11 Blick über Schellerhau und das Tal der Roten Weißeritz. Im Untergrund steht flächendeckend der Schellerhauer Granit an, der teilweise mit Zinnreisen aufwarten kann. Während der Einebnung des oberen Erzgebirges wurden die Schwerminerale, wie Kassiterit, in Senken und Flusssedimenten als Seifen angereichert.

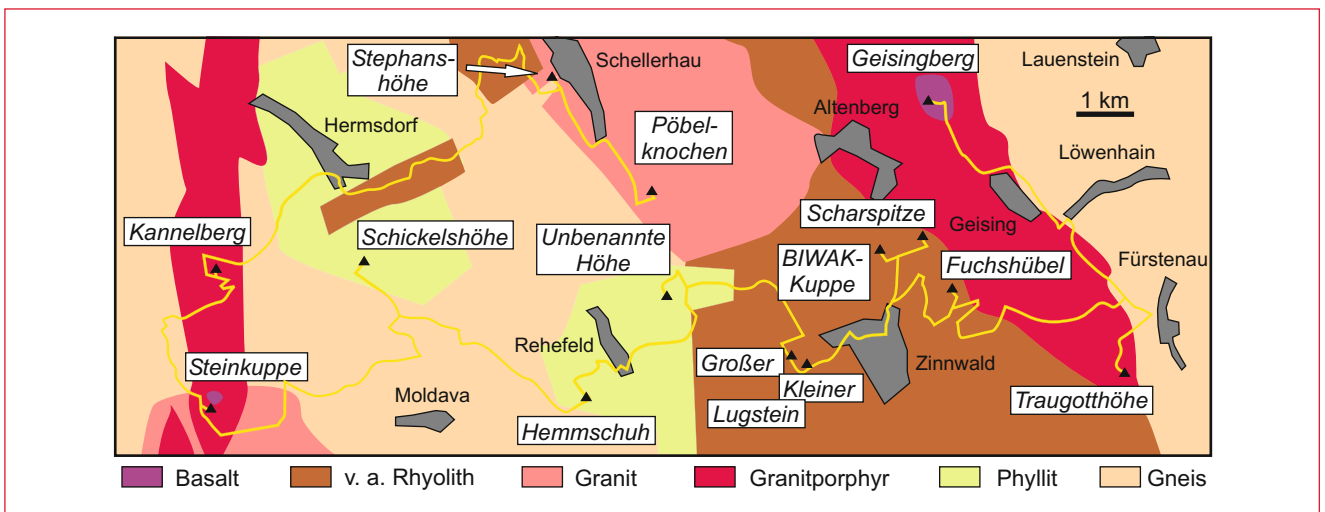


Abb. 19.12 Karte der 8000er-Exkursion durch die Caldera von Altenberg-Teplice. Für die Planung des genauen Verlaufs der Route ist eine Wanderkarte empfehlenswert, am besten die TK 25 Osterzgebirge in ihrer BIWAK 8000er Edition vom Landesvermessungsamt Sachsen.



Abb. 19.13 Blick vom Kahleberg nach NW über einen Teil der Exkursionsroute, im Mittelgrund die Hochfläche des eingeebneten Granits von Schellerhau. Hier konnten sich die verwitterungsbeständigen Minerale, wie Zinnstein, sammeln und Seifenlagerstätten bilden. Links im Hintergrund erkennt man den Höhenrücken aus Granitporphyr, der die Caldera von Altenberg-Teplice nach Westen hin begrenzt.

- Start in Altenberg (Pinge, Bergbaumuseum)

1	Geising	Basalt (Aufschluss)		8	Unbenannte Höhe	Phyllit
2	Traugotthöhe	Granitporphyr		9	Hemmschuh	Phyllit
3	Fuchshübel	Teplitzer Rhyolith		10	Schickelshöhe	Phyllit
4	Scharspitze	Teplitzer Rhyolith		11	Steinkuppe	Basalt auf Granitporphyr
5	BIWAK-Kuppe	Teplitzer Rhyolith		12	Kannelberg	Granitporphyr

- Bergbauggebiet Zinnwald (Besucherbergwerk, Museum „Hut-
haus“)

6	Kleiner Lugstein	Teplitzer Rhyolith (Aufschluss)				
7	Großer Lugstein	Teplitzer Rhyolith (Aufschluss)				

- Bergbauggebiet Schellerhau (Abb. 19.13)

				14	Pöbelknochen	Schellerhauer Granit
--	--	--	--	----	--------------	----------------------

20 Die mittlerzgebirgischen Rotgneise und die Flöhazone

Überblick

Nach klassischer Betrachtung sind die Rotgneise zum einen in Domen oder Kuppeln untergebracht, was auch die beiden im Mittlerzgebirge gelegenen Strukturen von Sayda und Reitzenhain-Katharinaberg (Hora Sv. Kateřiny) betrifft. Andere Vorkommen sind eher als isolierte Fetzen betrachtet worden, wie die Rotgneis-Scholle von Zöblitz. Die geologische Karte offenbart, dass dieses Stück der Saydaer Struktur zuzurechnen ist und lediglich durch die Flöhazone von dieser getrennt wird (Abb. 20.1). Die Flöhazone wiederum ist ein NW-SE streichendes Element, das das Erzgebirge in Ost und West teilt. In anderer Lesart wird ihre Umgebung als das Mittlere Erzgebirge definiert.

Nicht jede geologische Karte macht einen Unterschied zwischen den verschiedenen Rotgneisen, so wie es die der Abbildung 20.1 tut. Tatsächlich gibt es aber Unterschiede, die heute wieder Anlass für Diskussionen geben. Strukturell, zeitlich und petrologisch ist rot ungleich rot. Unsere Karte weist Zöblitzer und Saydaer Gneise als Hochdruck-Hochtemperatur-Gesteine (HP-HT) aus, was auch unstrittig ist. Reitzenhain hingegen wird als cadomisch interpretiert. Erwischt, wird der aufmerksame Leser aufrufen, das eine ist doch eine petrologische (HP-HT) und das andere eine zeitliche (cadomisch) Einordnung! Wir werden sehen. Und was verbirgt sich eigentlich hinter dem „Element“ Flöhazone?

Zunächst aber noch eine Bemerkung vorweg: Viele Beispiele der theoretischen Betrachtungen des Kapitels 4.2 stammen aus dem mittlerzgebirgischen Bereich. Das heißt, dass das eine oder andere Pulver bereits verschossen wurde. Um Wiederholungen zu vermeiden, wird deshalb häufiger auf vergangene Seiten verwiesen.

Mogelpackung Saydaer Kuppel?

Obwohl mit etwa 15 km Durchmesser nicht gerade klein, besticht die Saydaer Rotgneisstruktur durch bemerkenswerte Armut an Aufschlüssen. Da es kaum Bergbau gab, hilft auch das nicht weiter. Dennoch wurden durch verschiedene Autoren detaillierte Karten abgeliefert, deren tektonische Messwerte einen kuppelartigen Aufbau stützten (SCHEUMANN 1932, BEHR 1969, FRISCHBUTTER 1990). Die Falldaten der wenigen Aufschlüsse wurden

teilweise extrem inter- und extrapoliert. In klassischer Lesart wird keine reine Kuppel gesehen, sondern eher eine Art Aufbeulung, die von zwei Seiten her (eine davon ist die Flöhazone) überfaltet und überschoben wird (Abb. 20.2). KEMNITZ spricht 1988 dagegen bei Sayda lediglich von einer Struktur und vermutet in den Rotgneisen eine überprägte lakkolithartige Granitintrusion.

Das Jahr 2010 brachte im Osterzgebirge den Bau der Ostsee-Pipeline-Anbindungsleitung (OPAL) und damit Aufschlüsse entlang einer Trasse quer durch die Saydaer Struktur. Ergebnis: keine Kuppel! Streichen und Fallen stützen zumindest im Bereich der Baustelle keine domartige Aufbeulung der Rotgneise. Leider wird wohl mit weiteren temporären Aufschlüssen sobald nicht zu rechnen sein und das Problem des Detailaufbaus der Saydaer Struktur bleibt zunächst ungelöst.

Ein Aufschluss hat es dafür in sich. Die Klippen an der Saldenbachtalsperre bei Mittelsaida bestehen aus Muskovitgneisen (mgn), die intensiv mit Eklogiten verquickt sind (Abb. 4.11). Manchmal sind diese „mgn“ so arm an Muskovit, dass sie in Granulite übergehen. Daneben gibt es Glimmerfelse, die die ersten Diamanten des Saxothuringikums lieferten und damit die Geologie des Erzgebirges für immer veränderten (Kapitel 4.1).

Das breitere Spektrum an petrographischer Vielfalt liefert allein durch ihre besseren Aufschlüsse die in südwestlicher Fortsetzung liegende Scholle von Zöblitz.

Zöblitzer Scholle und die Muskovitgneise

Eine ambitionierte Kartierung führten BEHR et al. 1965 durch, deren Ergebnis in der Abbildung 20.3 dargestellt ist.

Diese Arbeit gibt uns Gelegenheit etwas genauer die Petrographie jener Gesteine anzuschauen, die die spektakulärste Zwiebelschale des Erzgebirges bilden und solche Exoten wie Serpentine und Eklogite enthalten.

Hauptgestein der HP-HT-Einheit sind saure kalifeldspatbetonte Gneise, die relativ wenig Glimmer enthalten. Die Dominanz von Hellglimmer über Biotit gibt dem Gestein den Namen Muskovitgneis – weil häufig eine straffe Foliation hinzukommt, auch Muskovit-Plattengneise genannt. Allerdings gibt es eine große Anzahl von Spielarten:

- Granulit und granulitischer Gneis (Muskovite fehlen oder treten zurück),

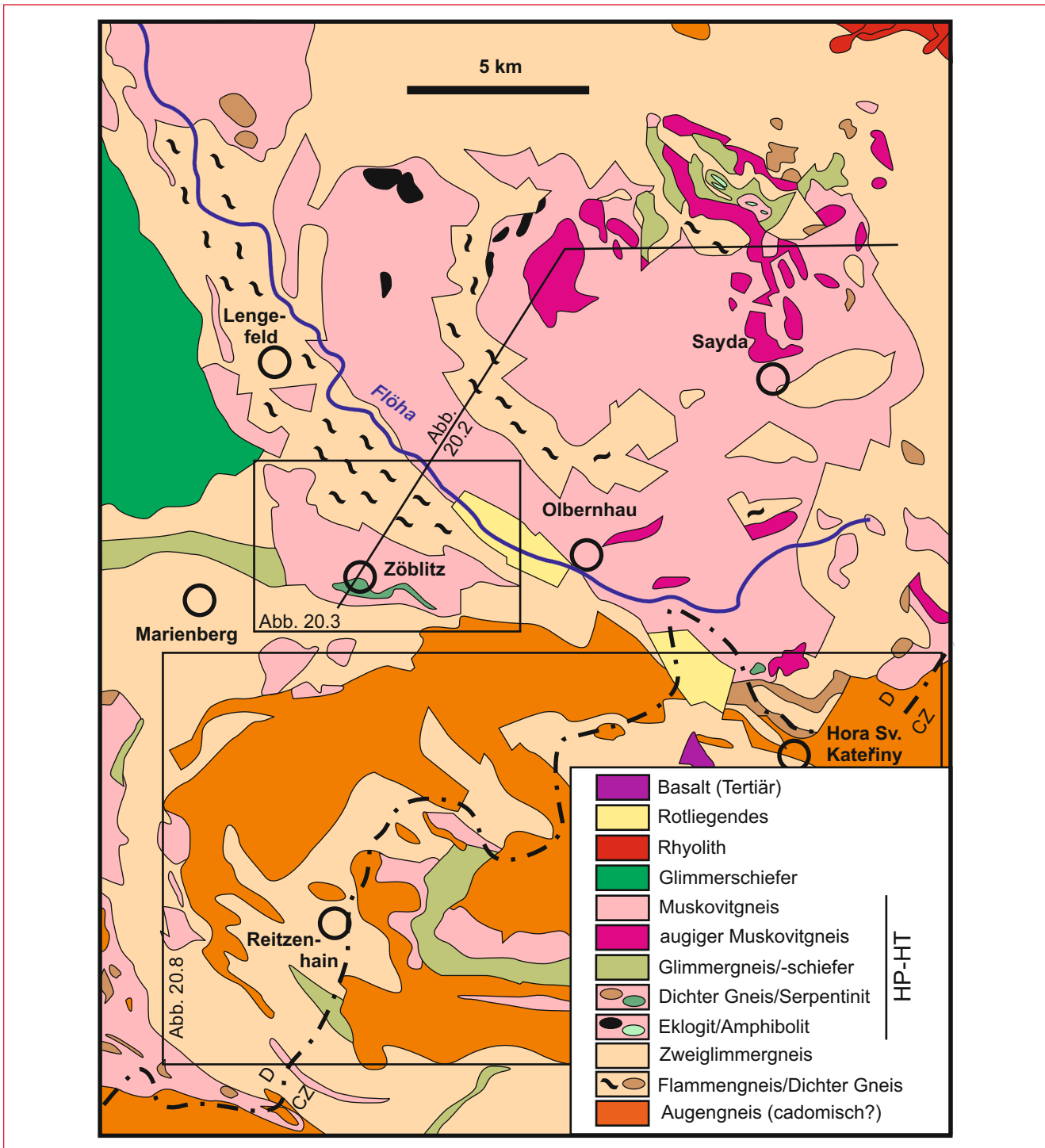


Abb. 20.1 Kartenskizze des Mittleren Erzgebirges. Zu erkennen sind die beiden großen Rotgneisstrukturen des Erzgebirges. Während die Saydaer Struktur überwiegend aus Muskovitgneisen vom plattigen Typ gebildet wird, kommen im Dom von Reitzenhain-Hora Sv. Kateřiny hauptsächlich zweiglimmerige Augengneise vor. Das etwa dem Verlauf des Flusses Flöha folgende Element der Flöhazone trennt zum einen die beiden Rotgneisgebiete, teilt andererseits aber auch die Zöblitzer Rotgneisscholle von den Saydaer Muskovitgneisen ab. Die Lage der nachfolgenden Abbildungen 20.2, 20.3 und 20.8 ist eingezeichnet.

- Metatektischer Muskovitgneis (Migmatit),
- Reliktische Rotgneise/Metagranite (Scherungsrelikte in D2-Hauptfoliation),
- Albitblastengneis (Albite überwachsen D2-Foliation).

Alle bisherigen Altersanalysen belegen für diese Gruppe eine Entstehung als Magmatit vor etwa 480 Millionen Jahren. BEHR et al. 1965 glaubten, im Zöblitzer Muskovitgneis einen separaten Scherhorizont zu sehen, was abgesehen vom „separat“ ja auch stimmt. Ausdruck der Scherung sind unter anderem die unter-

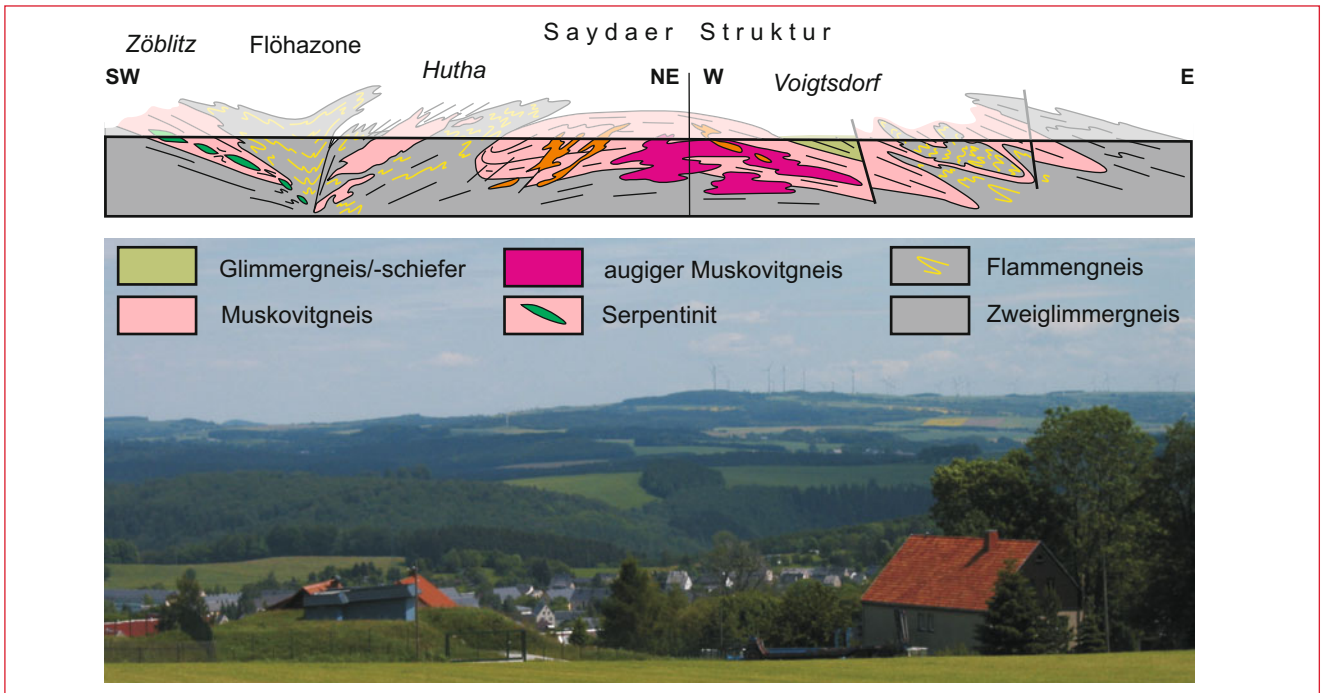


Abb. 20.2 Eine klassische Interpretation der Saydaer Struktur, mit Rotgneisen im Zentrum und seitlicher Überfaltung von Grau- und Rotgneisen. Diese Betrachtung der Flöhazone als „ausgequetschte Naht“ entspricht zwar nicht mehr dem heutigen tektonischen Modell für das Erzgebirge. Aber sie zeigt wie der auffällig ringförmige Aufbau der Saydaer Struktur erklärt wurde. Wie bei einem Dom oder einer Kuppel ging man von einem radialen Einfallen der Foliation nach außen aus (nach BEHR 1969). Das Foto blickt von Lengefeld nach Osten über die Flöhazone zur Saydaer Höhe (729 m), dem Kern der Saydaer Struktur.

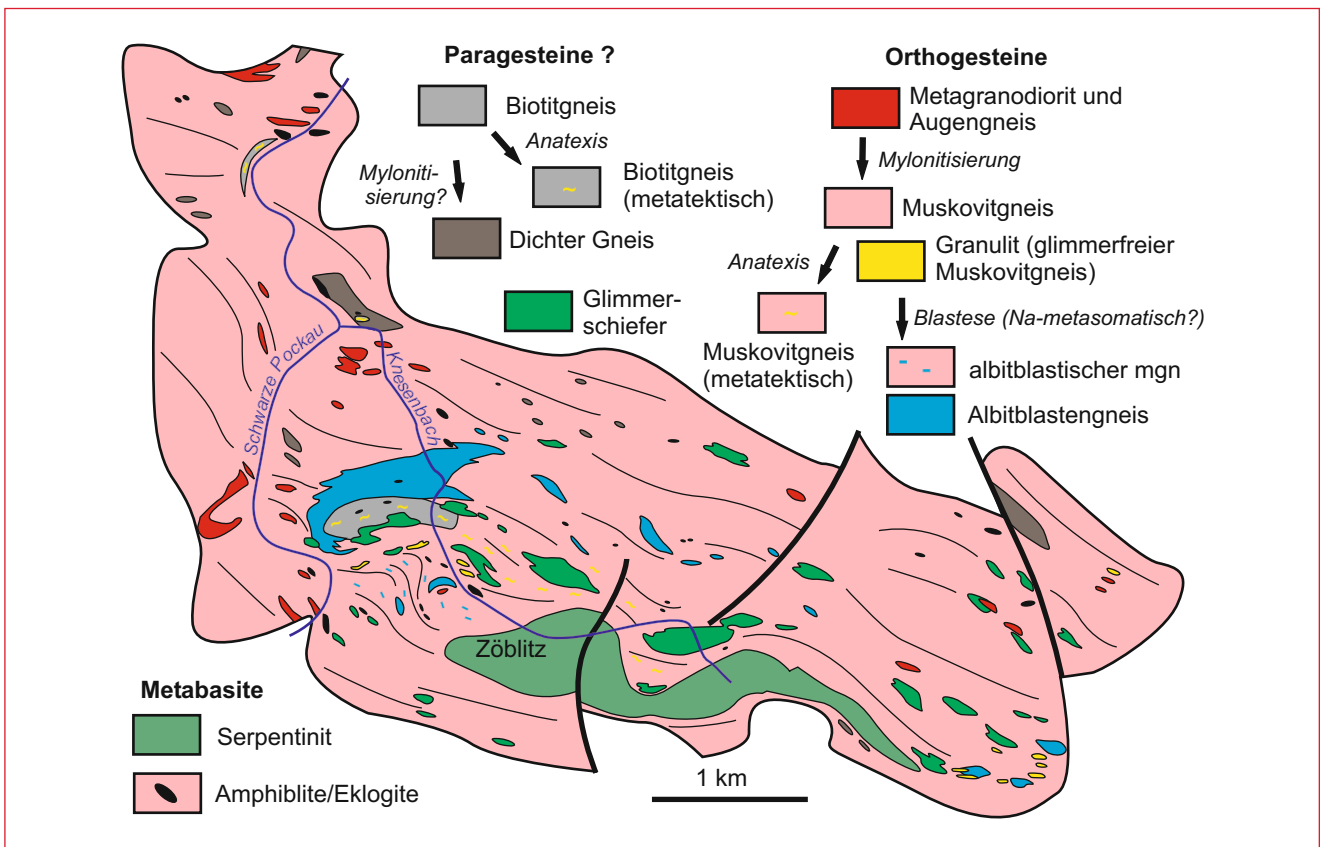


Abb. 20.3 Kartenskizze der Zöblitzer Muskovitgneisscholle mit ihrem im Detail sehr weitreichenden Spektrum an verschiedenen Petrographien. Nach BEHR et al. 1965.

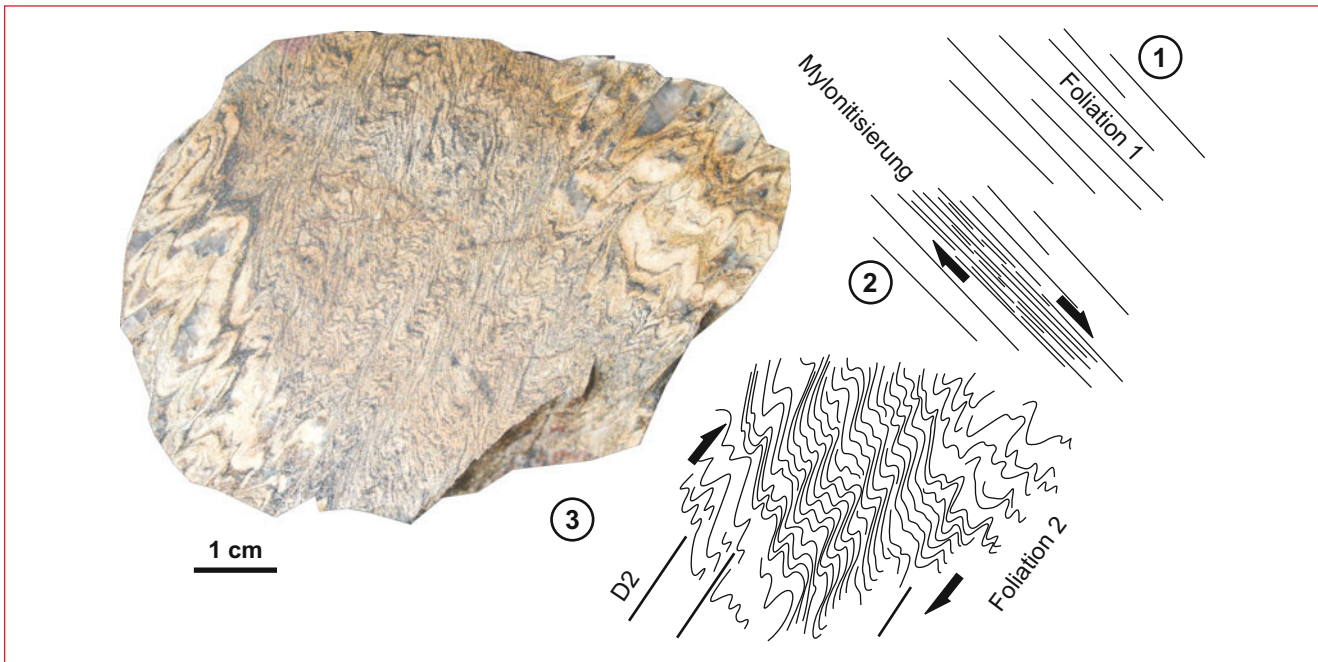


Abb. 20.4 Muskovitgneis-Handstück der Saydaer Struktur und seine Foliationsentwicklung. Das gefaltete Material rechts und links der Scherzone zeigt eine Aufteilung in Kalifeldspatdomänen und Quarzstengel, was auf eine frühe deformative oder anatektische Stofftrennung schließen lässt. Die prägende Faltung ist nur der Beginn einer einsetzenden Transposition, an deren Ende die Hauptfoliation der D2-Deformation steht.

schiedlichen Korngrößen (Mylonitisierung) und die Elementverschiebungen mit Natrium- (Albitblasten) und Aluminium-Anreicherungen (Disthenschiefer). Leider sind die von BEHR et al. 1965 kartierten Gesteine mit bis zu 17% Disthenführung trotz intensiver Suche nicht mehr auffindbar.

Zwischen der Bildung des 480 Millionen Jahre alten Magmatits und der Anlage der mylonitischen Hauptfoliation (D2) muss das Gestein eine Menge durchgemacht haben. Versenkung bis mindestens 60 km Tiefe und das ganze wieder zurück hinterlie-

ßen ihre Spuren. Dort, wo die Anlage der D2-Foliation zu beobachten ist, ist auch immer eine deutliche Gliederung des Gesteins in Quarz- und Kalifeldspat-Domänen zu erkennen (zum Beispiel Ruine Niederlauterstein, Abb. 4.41). Im Zusammenhang mit intensiver Faltung existieren Muskovitgneise mit ausgeprägten Quarzstengeln, wie sie auch typisch für die Saydaer Struktur sind (Abb. 20.4).

Die zugehörige D1-Foliation steht dabei häufig steil, was bei der vertikalen D2-Plättung zu intrafolialen Faltenachsen parallel

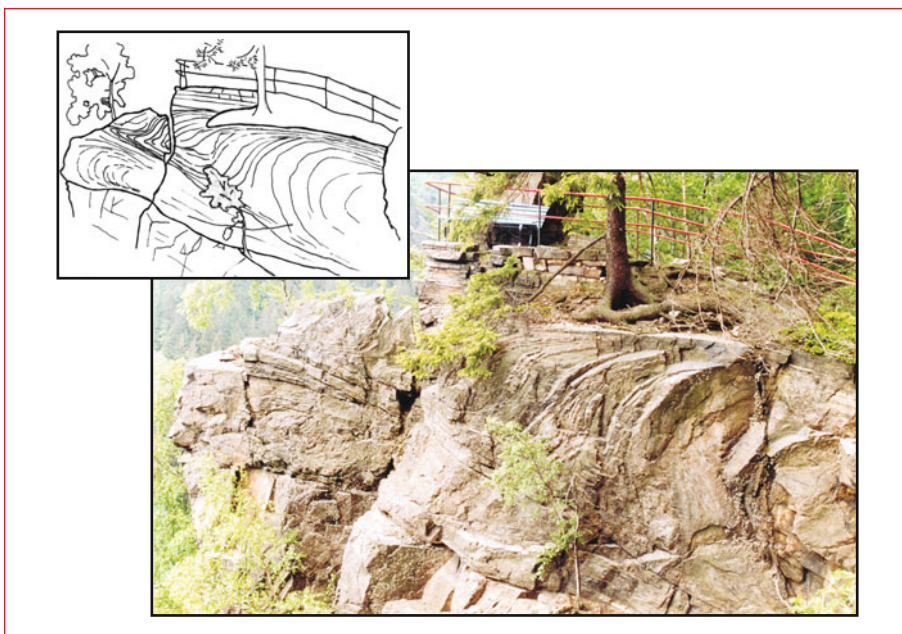


Abb. 20.5 Faltenbild der Muskovitgneise an der Talkanzel im Tal der Schwarzen Pockau. Die Achsen der Falten streichen parallel zum Streckungslinear = ca. 100°. Nach SEBASTIAN 1995.

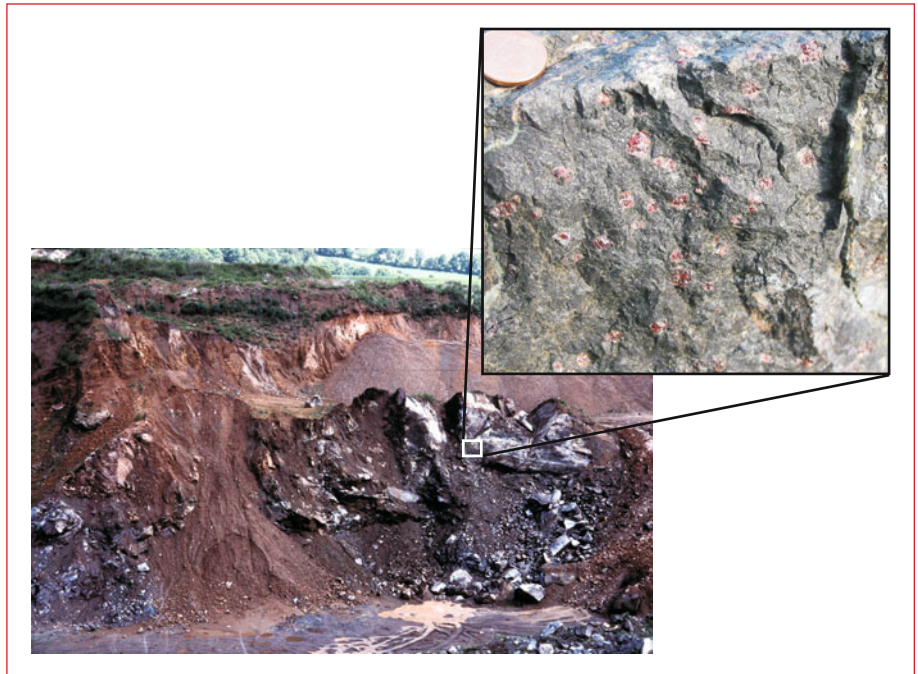


Abb. 20.6 Die Serpentinite von Ansprung kommen als mehrere Meter große Boudins (graugrün) im Muskovitgneiss (rötlich) vor. Dort, wo im Handstück noch die roten Pyrop-Granate zu erkennen sind, ist die retrograde Umwandlung weniger intensiv gewesen und der Serpentin liegt mineralogisch noch dicht bei seinem Edukt, dem Peridotit.

zum Streckungslinear führt, das hier im Mittel Erzgebirge um 100° streicht (Abb. 20.5).

So bunt der Muskovitgneiss ist, so bunt sind auch seine Einlagerungen. Womöglich schon seit dem 15. Jahrhundert für Dekorations- und kunstgewerbliche Zwecke abgebaut, ist der Serpentin von Zöblitz das am längsten bekannte Material im Verband des Muskovitgneisses. Hervorgegangen sind die schwarzgrünen Gesteine aus peridotitischem Mantelmaterial mit einer durchschnittlichen Zusammensetzung (MATHÉ 1990) von 70 % Olivin, 25 % Pyroxen und 5 % Granat (Abb. 20.6).

Bei seinem Weg zur Erdoberfläche wandelte sich vor allem der Olivin durch Druckentlastung und Wasseraufnahme in unterschiedlichem Maße in Serpentinminerale um. Am wichtigsten sind Lizardit und Chrysotil, beides Minerale der Formel $Mg_3(OH)_2Si_4O_{10}$. Mit einer geringen Härte ausgestattet, machen sie die Bearbeitbarkeit des Serpentinits aus. Aber es gab auch Partien im Peridotit die weniger oder keinen Olivin führten, damit für die retrograde Metamorphose weniger anfällig waren und ihre ursprüngliche Pyroxenitnatur bewahrt haben (Lippmannscher Steinbruch, Abb. 4.42). Wenn auch nie Zweifel an der Mantelherkunft der Serpentinite bestanden, so sprengten doch die von MASSONNE & GROSCH 1994 ermittelten p-T-Bedingungen alle bisherigen Erwartungen. Sie betragen 4 GPa (~ 120 km Tiefe) und 950°C .

Bis heute wird der Serpentin bei Zöblitz abgebaut, allerdings nur noch als Brecherprodukt verkauft.

Rotgneisstruktur von Reitzenhain-Hora Sv. Kateřiny

Die tschechischen Kollegen nennen ihn in ihren internationalen Publikationen *Catherine Dome*, abgeleitet vom böhmischen Ort

Hora Sv. Kateřiny. Wir nennen diese Rotgneisstruktur hier Reitzenhain-Katharinaberger Kuppel oder Dom. Tatsächlich legt sich die D2-Hauptfoliation lupenrein domartig um die gesamte Struktur (Fallwerte in Abb. 4.43). Jüngere Scherflächen, wie in s-c-Gefügen oder spröde Abschiebungen zeigen mit abnehmenden Temperaturbedingungen eine Versteilerung der Strukturen.

Aber was sind das für Gesteine? Die klassische Kartierung weist ein reiches Repertoire an roten, aber auch grauen Gneisen auf. Neben den roten Augen- und langfaserigen Gneisen sind der graue Riesengneiss (großfaserig), Zweiglimmergneiss und sogar Muskovitgneiss am Aufbau der Reitzenhain-Katharinaberger Kuppel beteiligt. Einerseits liegt durch die Dominanz augiger Gneise ein Vergleich mit den cadomischen Gneisen Freibergs nahe, andererseits lässt die rote Farbe eine Verwandtschaft mit den Muskovitgneisen und damit ein ordovizisches Alter vermuten (wie bereits bei BEHR 1969). Überall im Erzgebirge sind die Muskovitgneise mit einer recht bunten Suite von z. B. Amphibolit, Eklogit und Marmor ausgestattet. Solche Gesteine fehlen in der Reitzenhainer Kuppel jedoch und in den Rotgneisen selbst konnte bis heute keine Hochdruckgeschichte belegt werden.

Und die Altersdaten? Zunächst schien alles klar. KRÖNER et al. ermittelten 1995 für die Rotgneisedukte ein cadomisches Intrusionsalter (550 Millionen Jahre). TICHOMIROVA 2003 fand jedoch am Rande der Struktur, namentlich am Nonnenfelsen im Schwarzwassertal, ein ordovizisches Alter (480 Millionen Jahre, Abb. 20.7). Sie schlussfolgert: grau = cadomisch, rot = ordovizisch. Zu einfach gedacht? Die Entscheidung darüber können nur weitere Untersuchungen liefern. Vielleicht haben ja auch beide Untersuchungen recht und wir haben es mit einem Phänomen intensiver „Verquickung“ von unterlagerndem cadomischem Grundgebirge und der sie überfahrenden Hochdruck-Decke zu tun.



Abb. 20.7 Der Nonnenfels im Tal der Schwarzen Pockau befindet sich am Rand der Reitzenhain-Katharinaberger Kuppel. Hier wurden radiometrisch sowohl cadomische als auch ordovizische Alter ermittelt.

Den Aufbau des Reitzenhain-Katharinaberger Doms sehen die tschechischen Bearbeiter, wo ja auch der größere Teil der Struktur liegt, viel komplizierter. Zwar sind die 1992 getroffenen Anschauungen über einen vorvariszischen Gneis heute nicht mehr haltbar, aber die Idee über den schalenartigen Aufbau des „Catherine Domes“ scheint im Lichte der Rot/Grau- und 480/550 Millionen Jahre-Diskussion doch wieder interessant. MLČOCH & SCHULMANN (1992) glaubten nämlich, in der Reitzenhain-Katharinaberger Kuppel einen so genannten „mantled gneiss dome“ zu erkennen (Abb. 20.8). Vielleicht handelt es sich um die Verschuppung (und Verfaltung) von Grundgebirge und Decke? Tatsächlich finden sich überall ältere Foliationen als die Hauptfoliation D2 (Abb. 4.42).

Schöne Augen

Von Augengneisen war in diesem Buch schon häufig die Rede. An dieser Stelle soll etwas zu den Augen selbst gesagt werden. Woher stammen sie?

Prinzipiell sind zwei Möglichkeiten der Entstehung zu diskutieren:

- Scherungsreste (Porphyroklasten) oder
- Sprossung und Aufbeulung der Foliation (Porphyroblasten).

Nicht immer ist es ganz einfach zu entscheiden, ob es sich bei den Feldspatkristallen und -aggregaten um Porphyroklasten oder -blasten handelt. Im Natzschungtal, unmittelbar an der sächsisch-böhmischen Grenze, sind jedoch Prozesse einge-

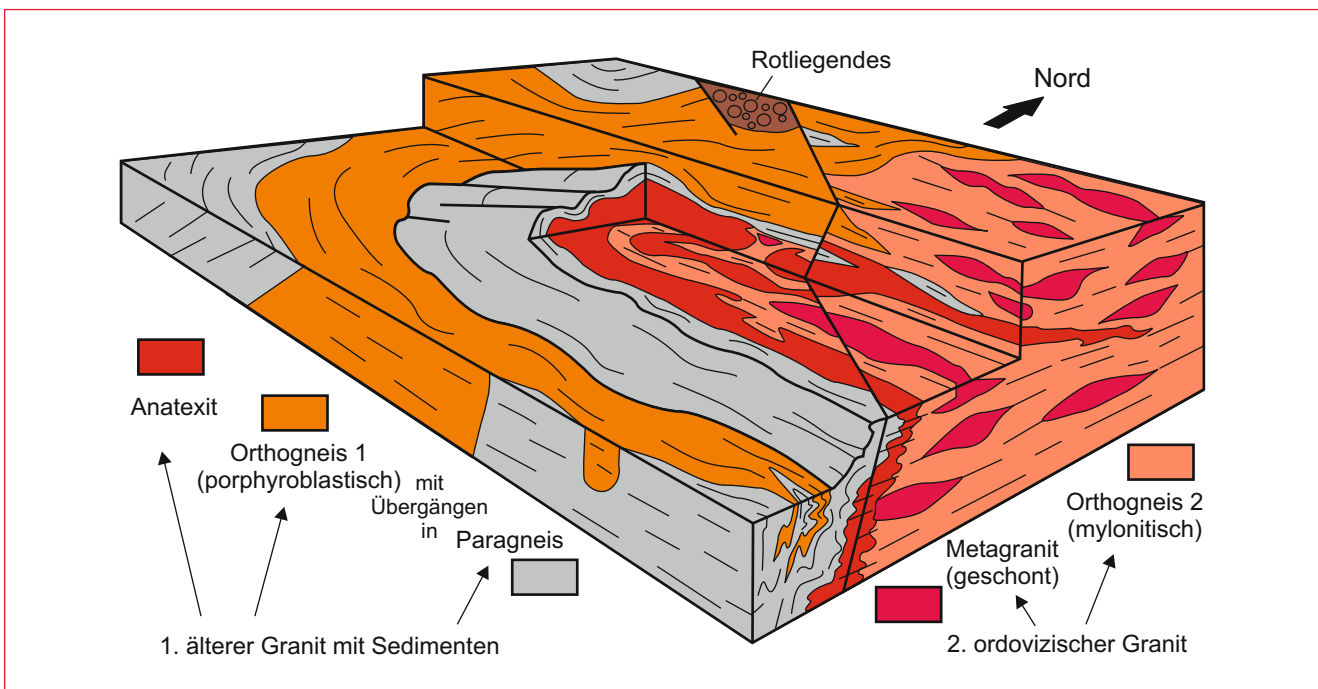


Abb. 20.8 Gemantelter Gneissdom. Die zeitliche Einordnung der Gesteine ist zwar heute nicht mehr aufrechtzuerhalten, aber der strukturelle Bau, den dieses Modell zeigt, ist im Zuge heutiger Diskussionen zu Alter und Metamorphose des Reitzenhain-Katharinaberger Doms nach wie vor interessant. Nach MLČOCH & SCHULMANN (1992).

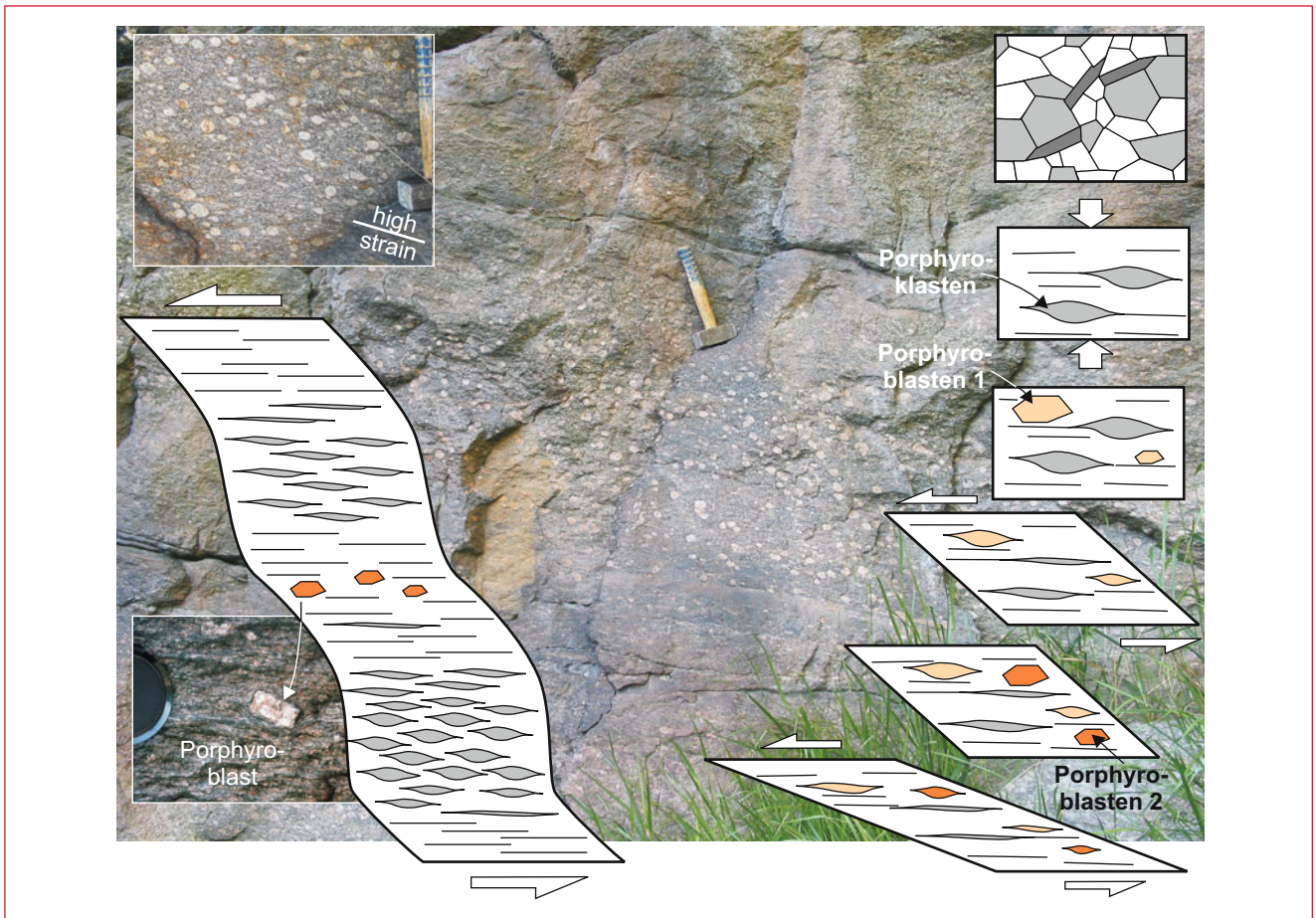


Abb. 20.9 Aus Blast wird Klast. Die sich wiederholenden Prozesse von Überscherung und Blastese. Nach SEBASTIAN 1995. Aufschluss im Natzschungtal nahe der Lochmühle.

froren worden, die hier zu beidem führten. Und hat man solche Schlüsselaufschlüsse einmal gesehen, dann sieht man die Augen buchstäblich mit anderen Augen. Offensichtlich existiert während des übergeordneten Prozesses D2 eine Art Iteration von Blastese und Scherung. Man kann beobachten, wie ein Feldspatbestand überschert wird, die Feldspäte zu Augen oder gar zu mehrere Dezimeter langen foliationsparallelen Aggregaten zerschert werden. Andererseits erholen sich die Feldspäte in Zeiten „struktureller Ruhe“, sie wachsen z. T. und verbiegen die Foliation. Formanalysen der Feldspäte brachten SEBASTIAN 1995 zu dem Schluss, dass dieser Prozess wiederholt auftrat – jedoch nicht durchgreifend im gesamten Gesteinspaket, sondern jeweils auf unbestimmte Bereiche lokalisiert (Abb. 20.9).

Flöhazone – Was ist das?

In der Flöhazone sah man in der Vergangenheit ganz verschiedene Dinge. Ein wichtiges Kriterium war ihre Nachbarschaft zu exotischen Vorkommen, zum Beispiel von Serpentin und Granulit:

Wie tiefreichend diese Struktur ist, beweisen die Pyroserpentinite von Zöblitz und Olbernhau. BEHR 1969

Die mit dem Serpentinittkörper von Zöblitz im Bereich der Flöha-Zone verknüpfte Gesteinsassoziation ist bislang nicht nur unzureichend untersucht ... WERNER & KONONKOVA 1992

An sie sind die einzigen Ultrabazitvorkommen des Erzgebirges gebunden sowie lokale Fazieserhöhung mit partieller Migmatisierung bzw. granulitischer Tendenz. KEMNITZ 1978

Die Frage nach der Kinematik und dem lokalen Auftreten der partiellen Anatexis im Bereich der Flöha-Synklinale wurde in Verbindung mit der – ebenso lokal entwickelten – Ausbildung granulitischer Paragenesen in diesem Gebiet ... zu beantworten versucht. MATHÉ & BERGNER 1977

Mittlerweile ist klar, dass Serpentinite und Granulite an die Muskovitgneise und damit an eine exklusive Hochdruck-Decke gebunden sind. Als Rutschbahn für die Exoten ist also nicht mehr die Flöhazone, sondern eine Subduktionszone weiter östlich verantwortlich. Aber die beiden letzten Zitate erwähnen, wie der folgende Auszug, ein weiteres Merkmal der Flöhazone, die Migmatite.

In den Steinbach-Schichten spielen mit Flammengneisen Deformationsprozesse, wie sie für die Flöha-Synklinale typisch sind, eine den Petrotyp bestimmende Rolle ... FRISCHBUTTER 1990

Obwohl Migmatite auch im ganzen Erzgebirge untergeordnet auftreten, so sind doch die migmatitischen Gneise mit ihren flammenartigen Metatekten (Flammengneise) tatsächlich das

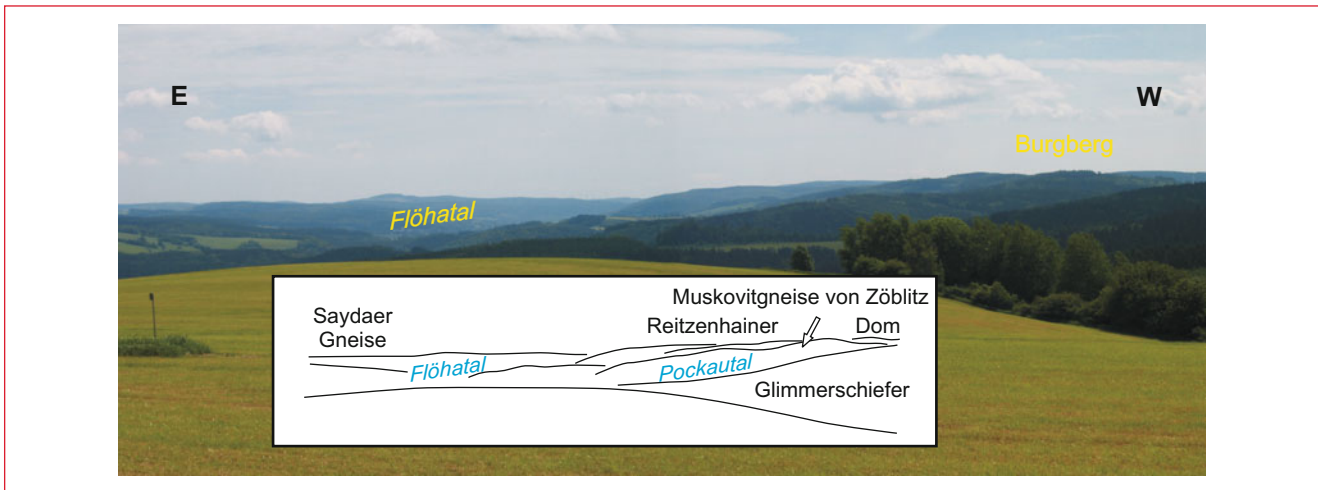


Abb. 20.10 Blick von Lengefeld über das mittlere Erzgebirge. Das Flöhatal markiert den Verlauf der Flöhazone, die die Saydaer Struktur im Osten von den Zöblitzer Rotgneisen im Westen trennt.

wichtigste petrographische Merkmal der Flöhazone. Warum häufen sie sich gerade hier?

Darüber hinaus ist die Flöhazone ein wichtiges strukturelles Element senkrecht zum Streichen des Erzgebirges:

Die Flöha-Zone stellt ein NW-SE-Querelement mit tiefreichendem Störungscharakter und mehrfacher Aktivierung dar. KEMNITZ 1978

Im SW wird die Struktur von Sayda von der Flöha-Synklinale, dem bedeutendsten NW-SE-Querelement des Erzgebirges, berührt. BEHR 1969

Das häufig benutzte Synonym zur Flöhazone, die Flöha-Synklinale, deutet an, dass zu guter Letzt auch eine Faltung für das „Querelement“ charakteristisch ist (Abb. 20.10). Was ist also die Flöhazone? Sie ist gekennzeichnet durch

- vermehrtes Auftreten von Migmatiten,
- gegenseitiges Einfallen der Foliation, verbunden mit Faltung,
- spröde NW-SE streichende Störungen.

Nähern wir uns also dem Problem anhand dieser Merkmale.

Das Erzgebirge in Flammen

Migmatite sind teilgeschmolzene Metamorphite, die teils noch Gneis und teils schon Granit sind (Abb. 20.11). Der Altbestand (hier Biotitgneis) wird als Paläosom, die „Neuankömmlinge“ im Gestein als Neosom bezeichnet. Dieses teilt sich wiederum in Melanosom, das aus höher schmelzenden Mineralen besteht und nicht mobilisiert wird (Biotitsäume im Kontakt zum Paläosom), und das Leukosom aus leichter schmelzbaren und beweglichen hellen Mineralen (Quarz und Feldspat in Metatekten, = Flammen).

Früher wurden die flammenartigen Metatekte von Injektionen eines fremden Magmas hergeleitet, weshalb die Migmatitgneise als gni, Injektionsgneise, kartiert wurden (PFALZ 1926). Heute wird diese Interpretation ausgeschlossen, zumal die Che-

mie des Paläosoms dem des Neosoms entspricht (MATHÉ & BERGNER 1977). Geht man von einer Schmelzentstehung der Migmatite aus, dann stellt sich die Frage: Warum schmolzen die Gesteine ausgerechnet hier an? Generell ist der Grund für beginnende Anatexis natürlich immer eine Temperaturerhöhung. Aber wie hoch die Temperatur sein muss, ist abhängig von

- der Mineralogie des Gesteins und
- der Gegenwart von Fluiden.

Die Flammengneise sind Graugneise der Zusammensetzung Quarz, Albit, Anorthit und Biotit. Mit dem Biotit kommt Wasser ins Spiel, das bei der Metamorphose ausgeschwitzt werden kann und als Fluid wirkt. Für Gesteine der gni-Zusammensetzung sind Temperaturen von etwa 700 °C notwendig, um Schmelzen zu generieren (Abb. 20.11).

Leider existieren von den Flammengneisen keine „harten“ p-T-Daten, da die vorherrschende Paragenese die Bestimmung von Gleichgewichtspunkten erschwert. Analoge p-T-Pfade aus benachbarten Gesteinen zeigen aber, dass zumindest für das foliationsprägende Stadium D2 der Metamorphose 700 °C nicht erreicht wurden (Kapitel 4.1). Man kann lediglich von etwa 600–650 °C ausgehen. Was nun?

Zweifel an der Schmelzentstehung von Metatekten wurden von Petrologen schon immer erhoben. YARDLEY stellte 1977 gar fest, dass in biotitführenden Gesteinen keine kalifeldspatfreien Metatekte auftreten können. Und unsere Migmatite sind Biotitgneise mit kalifeldspatfreien Flammen. Es müsste demnach geklärt werden, ob eine echte Schmelze vorlag oder ob vielmehr eine Diffusion zur Stofftrennung führte. Dummerweise ist das schwer nachweisbar. Aber ist es überhaupt wahrscheinlich?

Ein wichtiger Parameter bei der Festkörperdiffusion ist die Deformation. In mechanisch inhomogenen Gesteinen bilden sich lokale Spannungsunterschiede, die zu Drucklösung, Mobilisierung und Auskristallisation in Druckschatten führen. Damit entsteht neue Inhomogenität, weitere Diffusion und schließlich eine vollständige Separierung der Mineralphasen. Auch Quarz und Feldspat lassen sich so in lagenweise Domänen scheiden.

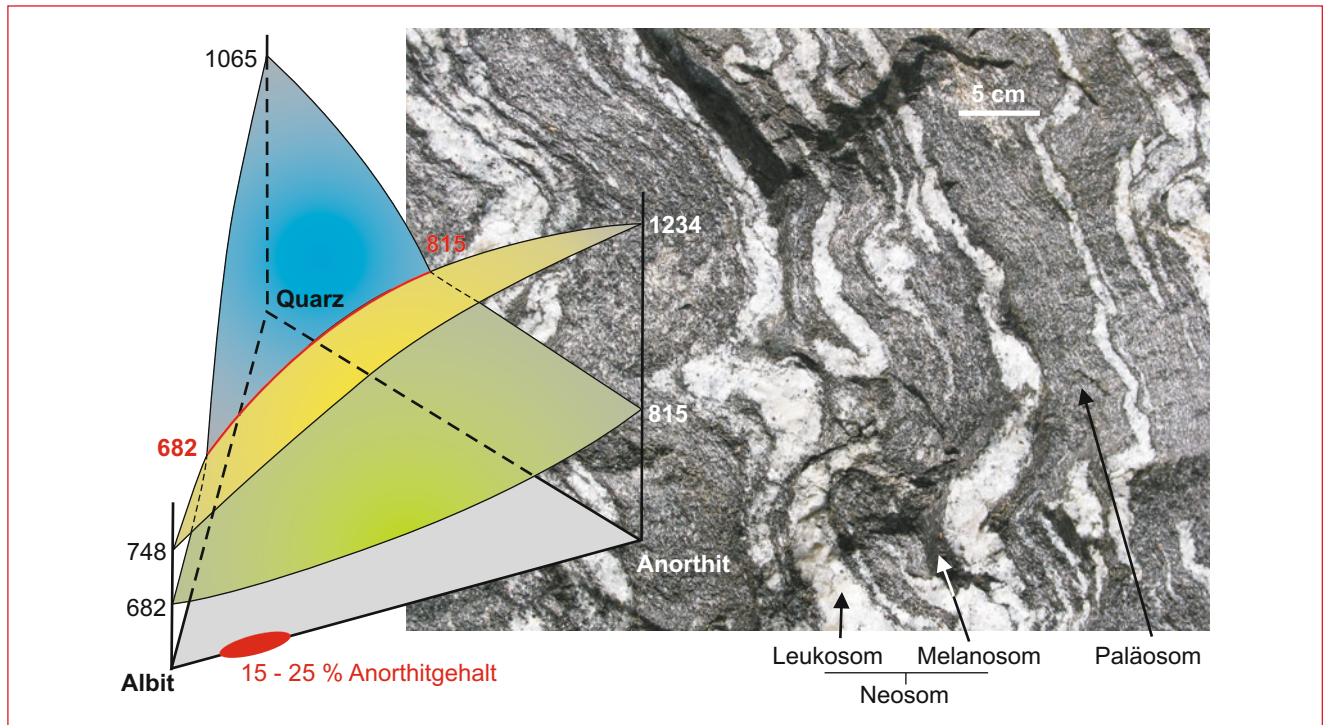


Abb. 20.11 Schmelzverhalten des Tonalitsystems Quarz-Albit-Anorthit-Wasser (nach JOHANNES 1985). Bei Anorthitgehalten des Flammengneises von 15-25 % (MATHE & BERGNER 1977) liegt die Schmelztemperatur bei etwa 700°C (nach SEBASTIAN 1995). Im Foto ein Migmatitgneis von Görzsdorf mit seinen hellen Leukosomen (Flammen).

Migmatite mit einer Zusammensetzung ähnlich den erzgebirgischen Flammengneisen, die auf schmelzfreiem Weg entstanden, sind beispielsweise im Schwarzwald beschrieben worden (FLÖTTMANN 1988).

Verfolgen wir aber auch den konventionellen Weg der Migmatitbildung weiter. Ist es nicht vielleicht möglich, eine lokale Temperaturerhöhung zu erklären und doch noch die Möglichkeit für die Schmelzentstehung der Flammen offen zu lassen? SEBASTIAN 1995 erkannte, dass die Migmatite im vertikalen Aufbau des Erzgebirges vor allem an eine Position gebunden sind. Sie befinden sich im Bereich des Übergangs zwischen liegendem cadomischem Grundgebirge und hangender HP-HT-Einheit. Er folgert daraus, dass sie eine Scherzone markieren.

Die „Untere Scherzone“

Um auf den cadomischen Mitteldruck-Gesteinen Platz nehmen zu können, mussten die Hochdruckgesteine der Gneis-Eklogit-Einheit über mehrere Kilometer Distanz transportiert werden – realisiert in einer Scherzone, die man letztendlich über das ganze Erzgebirge verfolgen kann (Abb. 20.12). Sie ist durch die Biotit- und Zweiglimmergneise mit häufig auftretenden migmatitischen Bereichen charakterisiert, wobei alle Gesteine mehr oder weniger stark von der Mylonitisierung betroffen sind. Dieses petrographische Bild deckt sich weitgehend mit dem der lithostratigraphischen Einheit der Rusová-Formation. Die ständige Durchbewegung und Kornverkleinerungen führten in die-

ser Zone wahrscheinlich zu Wegsamkeiten für Fluide. Benachbarte Minerale können so besser in Reaktion treten und es kommt während des Aufstiegs zur ständigen retrograden Anpassung an die p-T-Bedingungen der Umgebung. Das ist einer der Gründe, weshalb die Petrologen in diesen Gneisen keine p-T-Maximalbedingungen erhalten. Obendrein könnte der Fluidfluss auch für die nötige Wärmezufuhr gesorgt und letztlich zur Migmatisierung geführt haben. Aber auch für die Entstehung der Flammengneise auf Diffusionsweg wäre die „Untere Scherzone“ ein gutes Zuhause, da ja die geforderten Deformationsbeträge allemal gegeben wären.

Das Liegende der „Unteren Scherzone“ wird von Gneisen cadomischer Edukte gebildet, die im gesamten Erzgebirge domartig aufragen. Damit wirken sie an ihren Flanken wie große Scherkörper, was zu lokalen Änderungen im Spannungsfeld und zur inhomogenen Verteilung der Verformung führte. Typisch für die „Untere Scherzone“ ist daher auch eine extreme Vielfalt im Erscheinungsbild der Biotitgneise, speziell im Randbereich des Reitzenhain-Katharinaberger Domes (Abb. 20.12). Sehr starke und sehr schwache Scherung treten in vertikalem Wechsel nebeneinander auf. Ein Paradebeispiel ist bereits vorgestellt worden, der Vogeltoffelfelsen, wo geschonte granitische Gneise mit Ultramyoniten „wechsellagern“ (Kasten 4.3). Ähnliche Scherungsunterschiede sind auch wenige hundert Meter weiter am Fritzschorfenbüschel zu beobachten, mit dem Unterschied, dass hier auch Migmatisierung mit ins Strukturinventar gehört (Abb. 20.13).

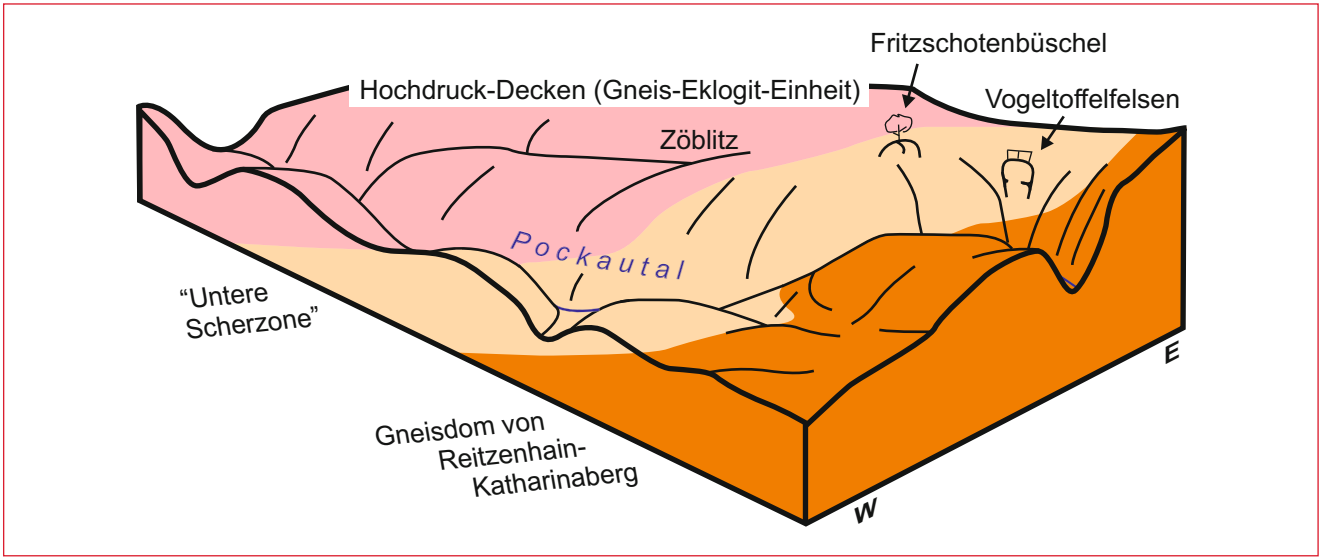


Abb. 20.12 Die „Untere Scherzone“ am Beispiel ihres „Typusprofils“ zwischen dem Tal der Schwarzen Pockau und Ansprung. Nach SEBASTIAN 1995.

Die Flöha-Synklinale

Im Bereich der Flöhazone fallen die benachbarten Gesteine zur Flöhazone hin ein (Glimmerschiefer im Westen, Saydaer Struktur im Osten). Das ist auch gar nicht verwunderlich, wenn man bedenkt, dass zu beiden Seiten Kuppelstrukturen existieren. Aber die im Flöhatal auftretenden Migmatitgneise sind selbst intensiv gefaltet. Man vermutete deshalb eine Art Quetschzone, die im Zusammenhang mit Überschiebungen auf die Saydaer und Reitzenhainer Kuppeln gesehen wurden (BEHR 1969). Bei der Gelegenheit wären dann auch beispielsweise die Granat-Serpentinite ausgequetscht worden (Abb. 20.2). Am besten sind

die Faltungen und ihre Raumlage im größten Aufschluss der Flöhazone, dem Steinbruch Görzdorf, zu studieren. (ohne Genehmigung ist jedoch keine Befahrung möglich!). Dort ist zu sehen, dass die Foliation um NW-SE streichende Achsen schwankt (Abb. 4.26). Dasselbe Inventar ist im gesamten Flöhatal, eben der Flöha-Synklinale, wieder zu finden (Abb. 20.14).

Interessant ist, dass das Streckungslinear der Flammengneise parallel zu den Faltenachsen streicht (Abb. 4.26). SEBASTIAN 1995 vermutet deshalb ein so genanntes konstriktionales Regime, bei dem NE-SW gerichtete und auch vertikale Einengung bei gleichzeitiger Dehnung in NW-SE-Richtung herrschte, also etwa so, als ob man eine Wurst auspresst.

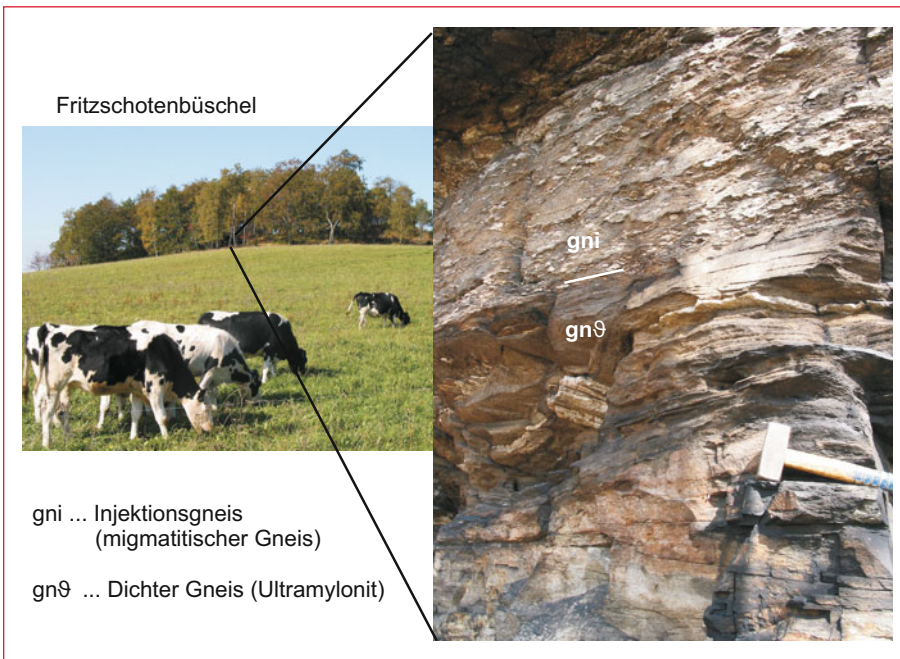
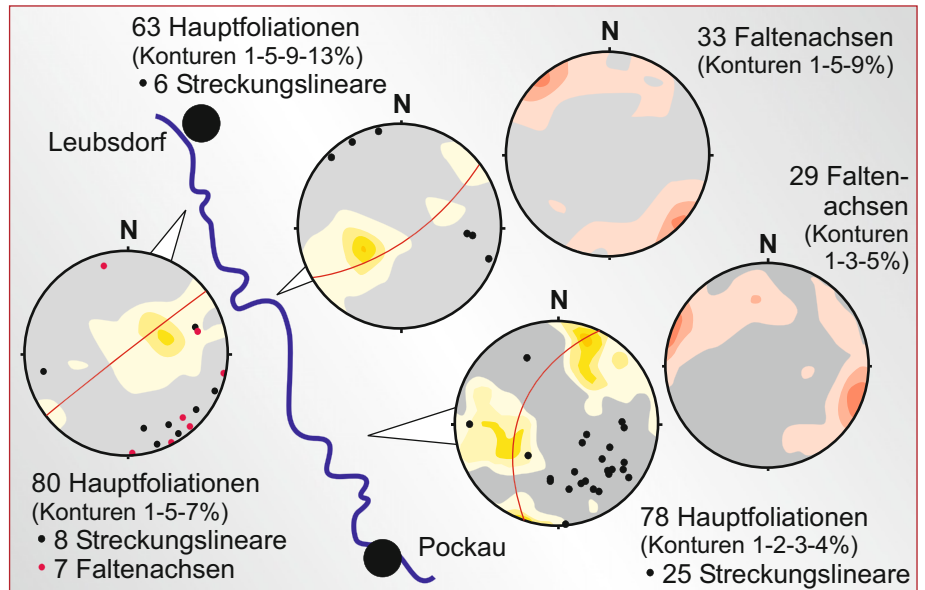


Abb. 20.13 Das Fritzschotenbüschel südlich Ansprung befindet sich im Bereich der „Unteren Scherzone“. Der kleine Steinbruch ist foliationsparallel zweigeteilt. Im Hangenden steht ein Flammengneis (gni) und im Liegenden ein dichter Gneis (gnδ) an. Erst bei sehr genauer Inspektion des Aufschlusses erkennt man im dichten Gneis einige extrem gescherte Flammen. Der dichte Gneis ist damit nichts anderes als ein Mylonit der hangenden Migmatite. Das unterschiedliche Erscheinungsbild von Hangendem und Liegendem ist nicht edukt-, sondern deformationsabhängig.

Abb. 20.14 Tektonische Messdaten aus der Flöhazone zwischen Pockau und Leubsdorf. Die Messung von Faltenachsen und Foliationen zeigt, dass das Gefüge der Flöhazone ihrer NW-SE-Ausrichtung folgt. Die Foliation wird um NW-SE streichende horizontale Achsen gefaltet. Es ergeben sich bevorzugte Fallrichtungen der Flächen von NE und SW bei variablen Fallwinkeln. Sogar die Streckungslineare folgen, anders als in den Gesteinen der Umgebung, der Ausrichtung der Flöhazone. Nach SEBASTIAN 1995.



In der gesamten Flöhazone ist weiterhin zu beobachten, dass die Metatekte foliationsparallel sind, sie wurden mitverfaltet und foliationsparallel überschert. Faltung und Migmatitisierung gehören demzufolge zum gleichen übergeordneten Prozess der Scherung (MATHE & BERGNER 1977, SEBASTIAN 1995). Wahrscheinlich bedingen sie zum Teil einander. Neben den foliationsparallelen Flammen kommen aber auch jüngere Metatekte vor, die die Hauptfaltung schneiden. Die zugehörigen Falten sind nicht symmetrisch und nicht zylindrisch. Es entstehen konische Falten, deren Kinematik für einen nahezu vertikalen Versatz mit Hebung der NE-Seite (Osterzgebirge) spricht (Abb. 20.15).

Die Flöha-Störungszone

Schließlich lässt sich in der Flöhazone eine Vielzahl von Bewegungen im Sprödbereich nachweisen, z. B. steile Störungen, z. T. mit Reibungsbrekzien und Pseudotachylithen die einen dextralen Versatz anzeigen (Abb. 4.49).

Gerade die spröden Versätze sind für das heutige Kartenbild des Erzgebirges extrem wichtig. Aber es gibt wieder zwei Probleme:

- Gerade steile Störungen sind kaum aufgeschlossen, da ihre Zerrüttungszonen meist von Flüssen ausgeräumt werden. Bemerkenswerterweise folgen die Flussverläufe von Flöha

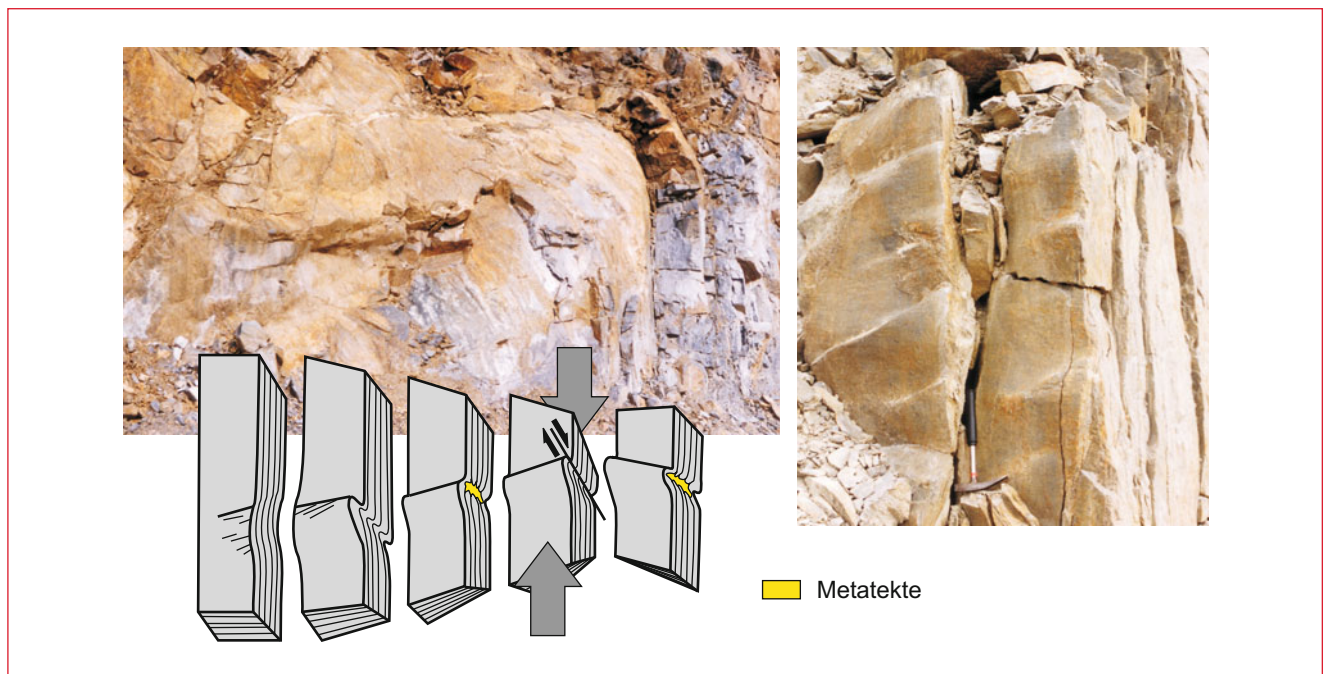


Abb. 20.15 Entstehung konischer Falten und einer jungen Metatektengeneration. Nach SEBASTIAN 1995.

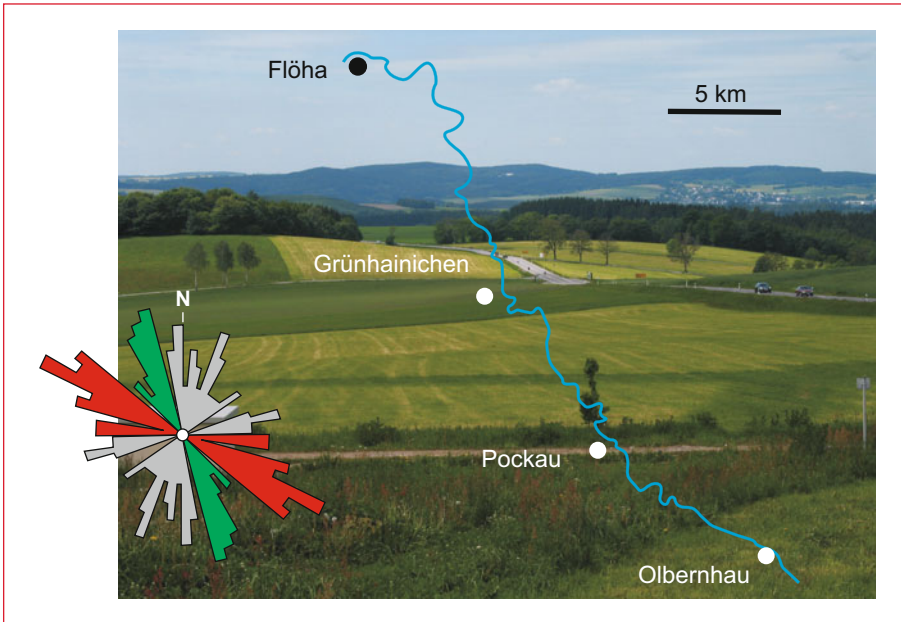


Abb. 20.16 Foto mit Blick ins Flöhatal und Kluftröse des Streichens der Flussverläufe der Flöha (nach SCHMIDT in SEBASTIAN 1995). Die Polarisierung auf wenige Hauptrichtungen – vor allem NW-SE (rot) und NNW-SSE (grün) – legt eine Nachzeichnung von tektonischen Störungen durch den Fluss nahe.

und Schwarzer Pockau statistisch gesehen festen Richtungen (Abb. 20.16).

- Hat man eine steile Störung erwischt, zum Beispiel in einem Steinbruch, dann fehlen dennoch jegliche Alterskriterien, weil ja immer nur Gneis gegen Gneis versetzt wird. Theoretisch kann das spröde Inventar in den letzten 340 Millionen Jahren gebildet worden sein.

Die Flöhazone hält aber noch einen letzten Trumpf für uns bereit. In ihrem Verlauf befinden sich die Oberkarbon-Becken von Olbernhau und Brandov (CZ). LOBIN nahm 1986 an, dass zunächst im Westphal ein NE-SW gerichtetes Becken gebildet und erst ab dem Stephan der heutige NW-SE-Verlauf des Grabens angelegt wurde. Beides lässt sich zwar mit Strukturen der Flöhazone hinterlegen, aber ihre Zuordnung ist bestenfalls vage (SEBASTIAN 1995). Geht man jedoch von einer variszischen Parallelstörung zur Elbezone und einer *pull-apart*-Anlage der NW-SE streichenden Becken aus, dann passt dieses Regime zur N-S-Einengung der D3-Deformation nach KRONER (Kapitel 4.2).

Ein abschließender Blick zeigt den Status quo der Flöhazone. Eine Erkundung im Rahmen des Deutschen kontinentalen reflexionsseismischen Programmes (DEKORP) resultierte Anfang der 1990er Jahre auch in einem NE-SW-Profil über das Erzgebirge (MVE-90). Die gefundenen Reflektoren belegen einen von der Flöhazone ausgehend nach NE einfallenden Horizont. Viele sehen hier die Zeugen der duktilen Verformung während der variszischen Deckenstapelung (Abb. 20.17).

Das ist die Flöhazone

Bis heute gibt die Flöhazone nicht alle ihre Geheimnisse preis. Auf der Haben-Seite sind folgende Indizien zu verbuchen:

- Sie ist eine im Kreuzungsbereich einer NW-SE streichenden mobilen Zone (zwischen cadomischen Krustenblöcken, späteren Domen) und einer Deckengrenze (zwischen cadomischen Gneisen und HP-HT-Decken, = untere Scherzone) auftretende Faltungszone, D2;

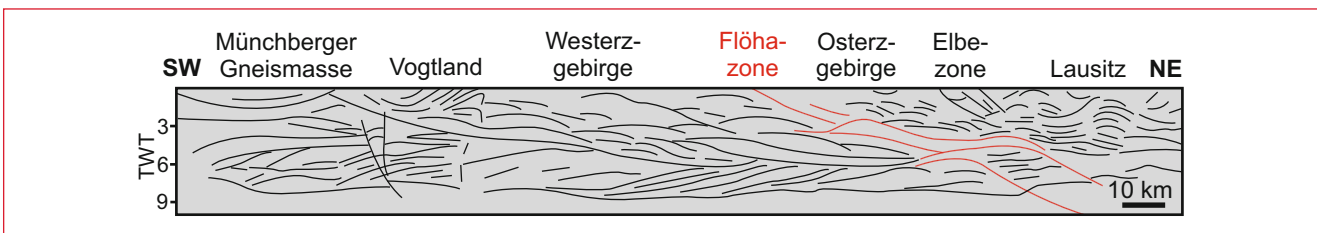


Abb. 20.17 Bereits interpretiertes seismisches NE-SW-Profil über das Erzgebirge, das im Rahmen des DEKORP-Projektes erstellt wurde. In Rot sind jene Reflektoren eingezeichnet, die mit der variszischen duktilen Tektonik der Flöhazone in Verbindung gebracht werden. Der hangende, etwas steilere Reflektor befindet sich im Sprödebruchbereich und könnte auch als solche Struktur interpretiert werden. TWT an der y-Achse bedeutet *two-way-travel-time*, also die Zeit, die die seismische Welle von der Oberfläche zum Reflektor und wieder zurück benötigt. Bei einer Laufzeit von 6 km/s deckt das Profil etwa eine Tiefe von 30 km ab. Nach BEHR et al. eds, 1994.

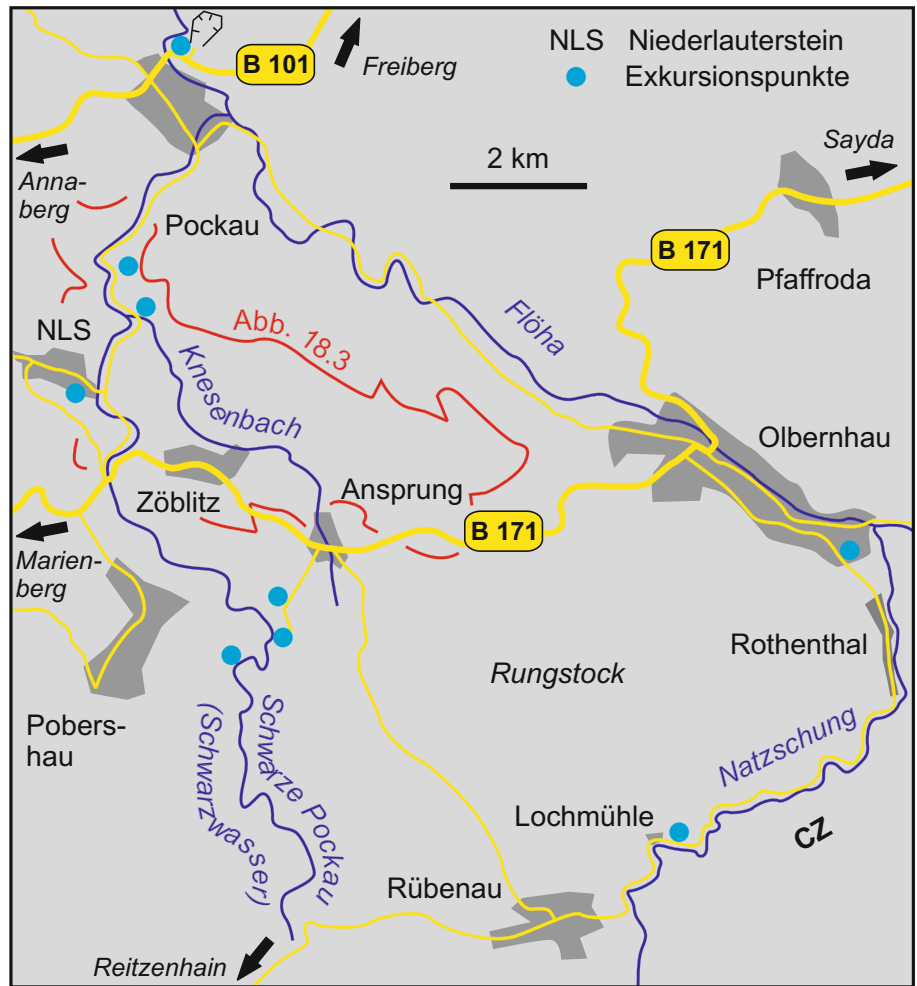


Abb. 20.18 Karte zur Mittlergebirgs-Exkursion. Zu allen Stopps wird auf Abbildungen im Buch verwiesen.



Abb. 20.19 Blick von der Morgensternhöhe auf die Landschaft über dem Schwarzwasser-tal mit dem Fritzschotenbüschel in der Mitte (Bereich der „Unteren Scherzone“).

- Im Zuge der Faltung, Mobilisation und Bildung der Migmatite knapp unter der eutektischen Temperatur sind zusätzlich auch Wärme- und Fluidzufuhr zur Schaffung echter Schmelzen nahe am Eutektikum von 700 °C möglich;
- Während D3 ist sie eine *Strike-Slip*-Zone als Parallelelement zur Elbezone.

Unklar bleiben allerdings die Unterschiede zwischen Ost- und Westergebirge im heutigen Kartenbild. Gerade das berührt ein nach wie vor bestehendes Grundproblem der Erzgebirgsgeologie. Ist das Ostergebirge geologisch etwas grundlegend anderes als das Westergebirge?

Struktur pur – Exkursion

Der Exkursionsvorschlag zum Kapitel führt zu den *Hot Spots* der mittlergebirgischen Strukturgeologie. Am besten lässt sich der Ausflug von Olbernhau aus über das Natzschung- und Schwarzwassertal (Tal der Schwarzen Pockau) nach Pockau mit dem Fahrrad unternehmen (Abb. 20.18). Dafür sollten ein ganzer, besser noch 2 Tage, eingerechnet werden. Neben den Aufschlüssen steht wieder wildromantische Natur, wie das Katzensteingebiet (Abb. 20.7) bei Pobershau, auf dem Programm.

Angefahren werden strukturgeologische Stopps, zu denen es im Buch Abbildungen gibt. Wer will, kann also die gemachten Aussagen auf Richtigkeit und Überinterpretation hin prüfen.

- Saigerhütte Olbernhau: Museum zu ehemaliger Kupferhütte und Hammerwerk
- Klippen im Wald bei der Lochmühle: Schöne-Augen-Gneise (Abb. 4.47, 20.9)
- Katzenstein: Randbereich der Reitzenhainer Struktur, D1-Foliation, geochronologischer Knackpunkt (Abb. 4.42, 20.7)
- Pionierweg am Vogeltoffelfelsen (etwa halbe Hanghöhe): „Untere Scherzone“, Deformationsabfolgen (Abb. 4.20–4.22, 4.36, 4.43)
- Fritzschotenbüschel: „Untere Scherzone“, Deformationsabfolgen, Migmatite, Boudinage (Abb. 4.19, 20.13, 20.19)
- Ruine Niederlauterstein: Scherzone in den Muskovitgneisen (Abb. 4.41)
- Klippe am Eingang zum Knesenbach: semiduktile Abschiebung (Abb. 4.44)
- Klippen an der Talkanzel: Falten und Deformationsmuster im Muskovitgneis (Abb. 20.5)
- Eingangsbereich des Steinbruchs Görzdorf: Blöcke aus Flammengneis (Abb. 20.11)

21 Die Annaberger Kuppel

Noch ein Kuppeltyp?

Nach Freiburger und Reitzenhainer Struktur ist die Annaberger Kuppel die vielleicht auffälligste Domstruktur des Erzgebirges. Mit ihrem Zentrum in der Ortslage Annaberg-Buchholz legt sich auch hier die D2-Foliation umlaufend um einen Kern (Abb. 21.1). Neben dem dominierenden Zweiglimmergneis vom Typ Annaberg, der schon von Alters her mit dem Freiburger verglichen wurde, kommen in äußeren Bereichen konzentrisch angeordnete Muskovit- und Augengneise sowie so genannte Plattengneise vor.

Die Annaberger Kuppel ist nicht kreisrund, sondern streicht leicht NE-SW. Wie überall im Erzgebirge ist die Entstehung einer solchen Beule nicht endgültig geklärt. BANKWITZ & BANKWITZ schlugen 1982 vor, die Erzgebirgsdome durch eine großräumige überfaltete Faltung zu erklären. Das zugehörige tektonische Regime ist unter heutigen Modellvorstellungen zwar nicht mehr haltbar, aber die Faltungsidee wurde unter anderem von NEGA 1998 wieder aufgegriffen. Er geht von einer NNW-SSE streichenden (D4-)Falte aus, die von NE-SW streichender Faltung überprägt wurde (D6). Zu dieser letzten Deformation passt jene späte NW-SE gerichtete Kompression, die dem Saxothuringikum sein heutiges Kartenbild gab (Abb. 21.2).

Nach Nordosten werden die Annaberger von den Marienberger Gneisen durch die Wiesenbader Störung getrennt. Dieses NW-SE streichende Element ist als variszische Parallelstörung zu Flöha- und Elbezone aufzufassen, die in ihrer heutigen Form recht jung ist, was am Auftreten von Thermalwässern deutlich wird (Thermalbad Wiesenbad).

Sowohl Annaberger als auch Marienberger Gneise sind Graugneise, die TICHOMIROVA 2003 zu den oberen grauen Gneisen zählt (Kapitel 4.3). Wie bei den Äußeren Freiburger Gneisen handelt es sich dabei um cadomische Metasedimente. Ihre Sedimentnatur wurde schon immer vermutet, vor allem durch das Auftreten so genannter reliktscher Paragneise (z. B. SCHMIDT 1959). Im Unterschied zum Freiburger Gneis weisen die Gesteine auch größere Portionen Muskovit auf (Erstkartierung von 1880: zweiglimmrige Gneise). Bei den Feldspäten dominiert der Plagioklas und manche Gneise erfuhren eine statische (ohne Deformation stattfindende) Blastese von Albit. Zuweilen ist der Anteil an Albit so hoch, dass von Albitblastenschiefern gesprochen wird (z. B. NEGA 1998).

Zwiebelschalen

Die Annaberger Kuppel bietet Gelegenheit, die petrologische Zwiebelschalentheorie des Erzgebirges auf den Prüfstand zu stellen. Dabei sticht der schalige Aufbau bereits in der Karte ins Auge (Abb. 21.1). Allerdings finden sich in der Schalenabfolge auch einige unerwartete Glieder.

Besonders in der Umrandung des Annaberger Doms kommen im SW in dem zwischen Schlettau und Bärenstein durchgehenden Gesteinszug und im NE bei Tanneberg graue Augengneise vor, die in der Vergangenheit gern zu den Rotgneisen gestellt wurden. TICHOMIROVA konnte sie 2003 endgültig als Metagranitoide entlarven. Es handelt sich um jene Granodiorite, die vor rund 540 Millionen Jahren am cadomischen Kontinentalrand Gondwanas intrudierten. Damit sind sie den Inneren Freiburger Gneisen, aber auch den Granodioriten der Oberlausitz äquivalent. Nach dem Freiburger Vorbild wären die cadomischen Intrusionen eher im Zentrum des Doms zu vermuten. Ähnlich steht es mit den Muskovitgneisen, beispielsweise von Dörfel, die einer Hochdruck-Decke zuzuordnen sind, hier aber in die grauen Gneise des cadomischen Grundgebirges eingeschaltet sind. In unmittelbarer Nachbarschaft befindet sich der Boden-Haßberg-Zug mit seinen roten Muskovitgneisen, die hier jedoch als äußere Zwiebelschale im Hangenden der Mitteldruck-Mitteltemperatur-Gesteine (MP-MT) zu interpretieren sind (Abb. 3.8). Ihnen sind Konglomeratgneise eingeschaltet, die im Erzgebirge vor allem in zwei Niveaus auftauchen (in lithostratigraphischer Lesart: Rusová und Obermittweida, Abb. 3.10). Bei manchen Vorkommen (mit fehlender Foliation und guter Erhaltung der Gerölle) ist es kaum zu glauben, dass es sich bei den Metakonglomeraten um Metamorphite handelt (Abb. 21.3).

Weiter außen, nicht nur in Bezug auf Annaberg, sondern auf das gesamte Erzgebirge setzt sich der Schalenaufbau nach Nordwesten und Westen hin mit Glimmerschiefern (Hochdruck-Niedrigtemperatur, HP-LT) und Granat-Phylliten (Mitteldruck-Niedrigtemperatur, MP-LT) fort. Im Übergangsbereich zur Schwarzenberger Kuppel befindet sich auch jenes Untersuchungsgebiet, in dem MINGRAM 1998 erkannte, dass jede Zwiebelschale lediglich eine weitere Wiederholung des thüringischen Profils (Ordovizium/Silur) darstellt, nur mit jeweils unterschiedlich erlittenen p-T-Bedingungen (MINGRAM & RÖTZLER 1999). So wegweisend diese Erkenntnis für die Erzgebirgsgeolo-

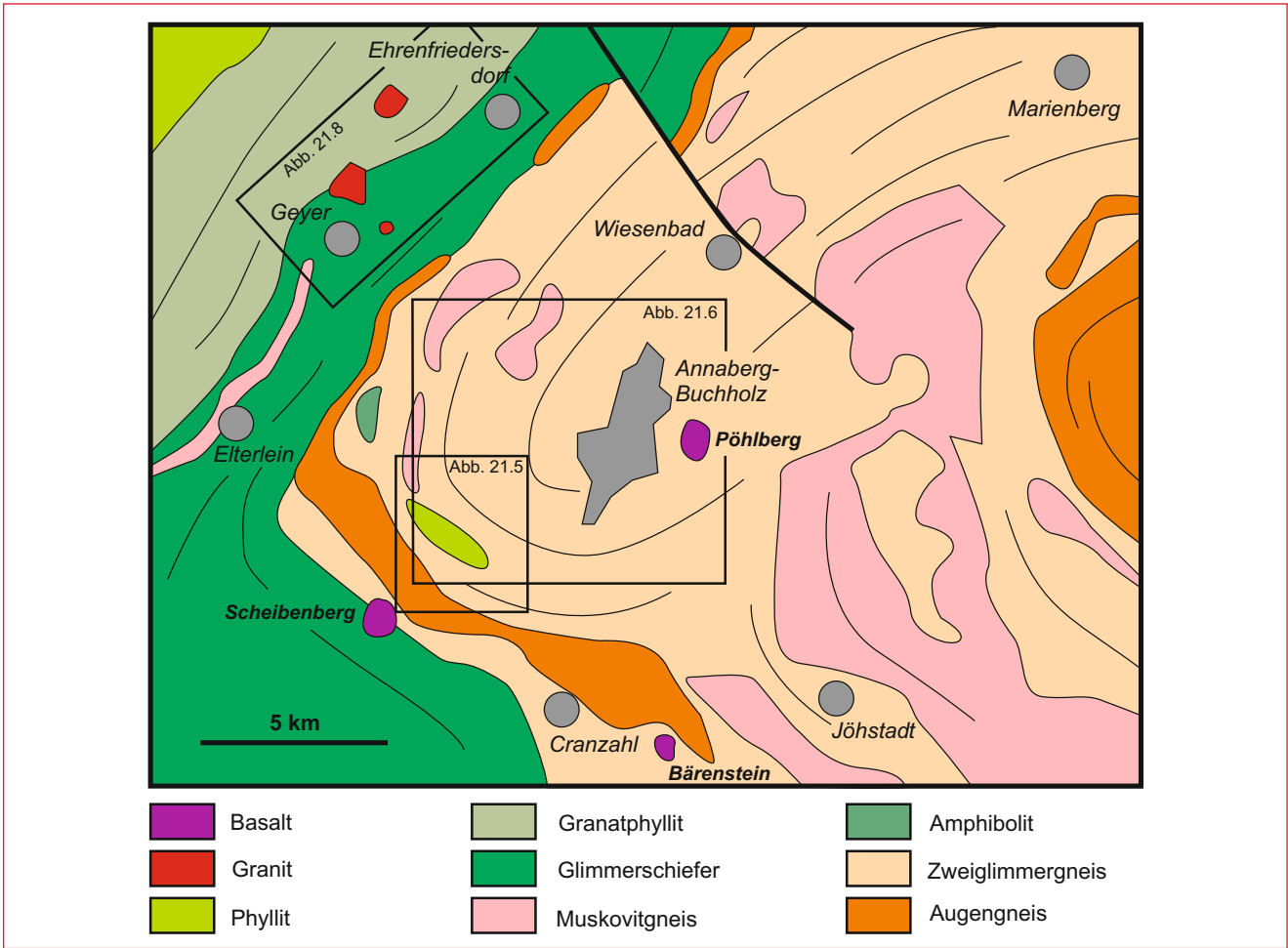


Abb. 21.1 Geologische Kartenskizze der Annaberger Kuppel. Das umlaufende Streichen der Foliation (in Strichen angedeutet) wird durch die Wiesenbader Störung im NE gekappt. Die Ausschnitte beziehen sich auf Detailkarten und Skizzen weiterer Abbildungen in diesem Kapitel.

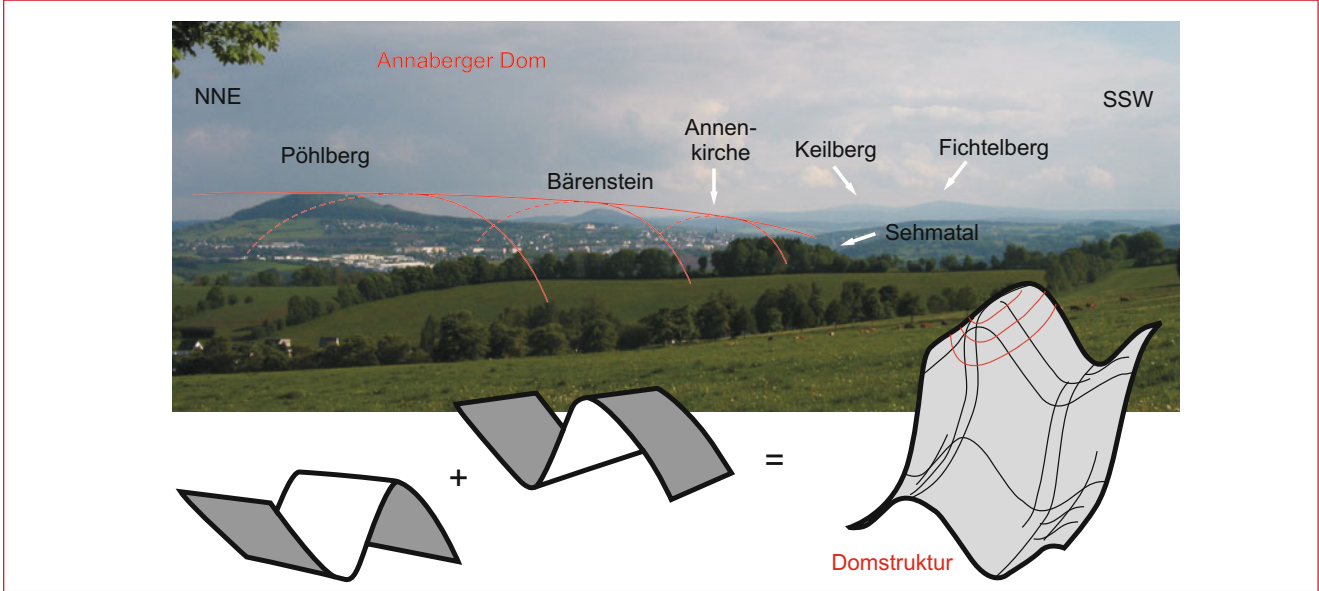
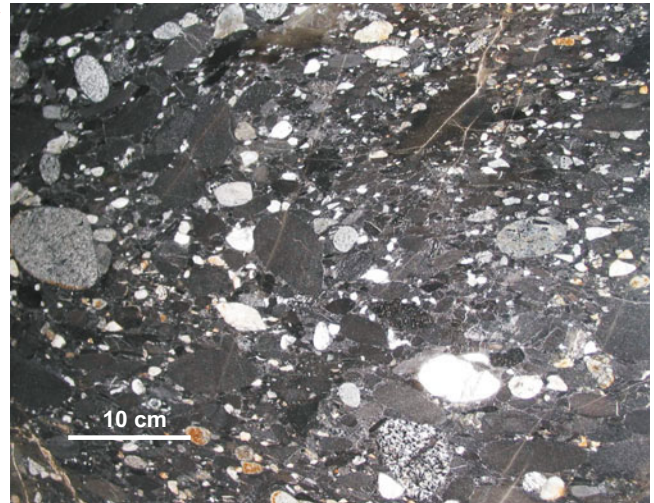


Abb. 21.2 Ein Blick auf Annaberg-Buchholz und den Annaberger Dom von Norden her (Kalter Muff). Morphologisch tritt die geologische Struktur kaum in Erscheinung und ist eher als Delle zu erkennen, weil ihre feldspatreichen Gesteine stärker verwittern als die Glimmerschiefer der Umgebung. Dominiert wird das Relief jedoch durch den Einschnitt des Sehmatal und die alles überragenden Basalthärtlinge von Pöhlberg, Bärenstein und Scheibenberg (nicht im Bild). Der lang gestreckte Rücken im Hintergrund, mit Keilberg und Fichtelberg, markiert die Glimmerschieferschale des Erzgebirges im Südwesten. Die Skizze zeigt das Prinzip der Domentstehung durch zwei Faltungseignisse, die in etwa senkrecht aufeinander stehen.

Abb. 21.3 Konglomeratgneis von Obermittweida (Sammlung TU Bergakademie Freiberg).



gie war (Kapitel 4.4), so unspektakulär sehen die Deckengrenzen in der Natur aus (Abb. 21.4).

Phyllite im Gneis? – Das Fuchsleitenproblem

Das merkwürdigste Element der Annaberger Struktur ist eine kleine Schale von etwa 3 km Länge, die komplett von Graugneisen (nach heutigem Erkenntnisstand cadomische Metasedimente) umschlossen wird – die Phyllite von Schlettau. In dieser delikaten tektonischen Position, denn ganz offensichtlich ist der Phyllit deutlich niedriger metamorph als seine Umgebung, sind Phyllite im Erzgebirge einmalig (Abb. 21.5).

Die Abfolge ist ca. 1000 m mächtig und geht an den Flanken zum Gneis mitunter in Glimmerschiefer über. Die Brisanz dieses Vorkommens war wohl schon den alten Kartierern klar, denn sie scheuten sich offensichtlich den Begriff „Phyllit“ zu verwenden und nannten das Gestein einen feinschiefrigen Gneis bzw. später Plattengneis. Tatsächlich kommen in diesem

Phyllit gröbere und plattig spaltende Partien vor, die mit Feldspatgehalten um 15 % bereits im Gelände durchaus eine Gneisansprache zulassen (Gneis: > 20 % Feldspat). MATHÉ 1975 nennt die Gesteine deshalb auch phyllitische Gneise. Sie werden gemeinhin als Metapsammite (Sandsteine) in Wechsellagerung mit Metapeliten (Tonstein) interpretiert.

Phyllit im Gneis – wie geht denn das? Es gibt zwei Erklärungen:

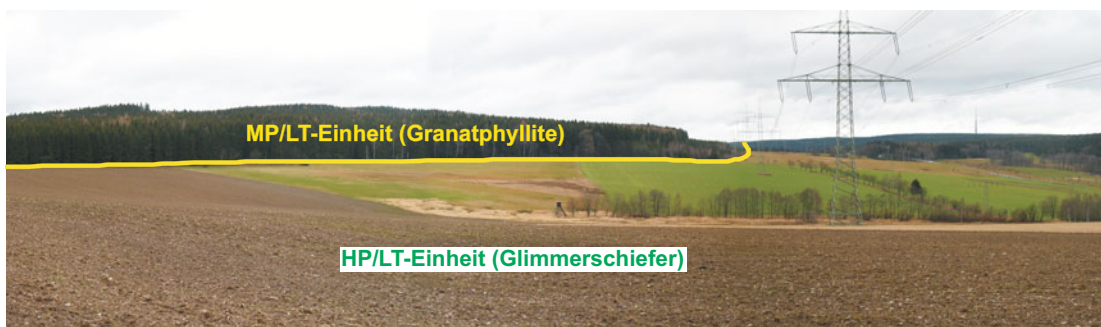
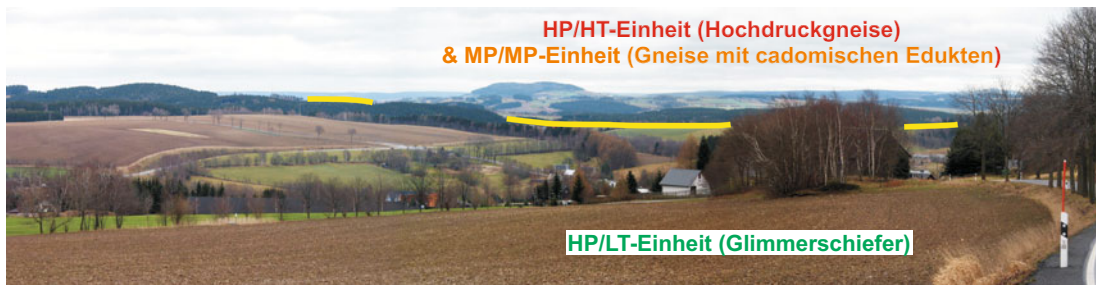


Abb. 21.4 Die Deckengrenzen im Hangenden und Liegenden der HP-LT-Einheit (Glimmerschiefer) im Gelände. Oben: der Blick über Elterlein in Richtung Süden zu den Annaberger Gneisen und zum Pöhlberg. Unten: vom selben Standplatz aus nach Nordosten geschaut.

- Die sowohl klassische als auch moderne Erklärung (NEGA 1998) ist die, dass der Phyllit im Prozess der variszischen Gebirgsbildung in die Gneise eingeschuppt wurde bzw. Bestandteil eines Überschiebungsbaues mit liegendem und hangendem Gneis ist. Das wäre im Erzgebirge ja eigentlich kein Problem. Aber die Phyllite sind eben ziemlich niedrig metamorph, was bedeutet, dass sie sehr spät bzw. in sehr flachem Krustenniveau in die Gneise gekommen sein müssen. Das will aber gar nicht so recht ins Konzept der hoch temperierten S₂-Foliation passen, welche auch die Annaberger Kuppel abzeichnet und in die die Phyllite eingeschichtet scheinen. Noch weniger passte der Phyllit in das Konzept der postkollisionalen Extension. Nachdem der Deckenstapel entstanden war, fand – diesem Modell zufolge – nur noch Zer-

gleiten statt und spätere Überschiebungen wurden von den Verfechtern ausgeschlossen (z. B. SEBASTIAN 1995). Ein Rettungsanker war da die zweite mögliche Interpretation.

- MATHÉ stellte 1975 eine Entstehung der Phyllite auf tektonischem Wege zur Diskussion. Die feinen Muskovitschüppchen könnten durch Verglimmerung von Feldspäten innerhalb einer Scherzone entstanden sein. Für solche Gesteine gibt es auch einen Namen: aus mylonitisch entstandenem **Phyllit** mach Phyllonit. Das Hauptargument gegen dieses Modell sind reliktsche Sedimentstrukturen im Phyllit, wie sie LORENZ 1988 beschrieb. Man muss aber hinzufügen, dass es in der Erforschungsgeschichte des Erzgebirges häufig vorkam, dass tektonische Merkmale als Sedimentstrukturen missverstanden wurden.

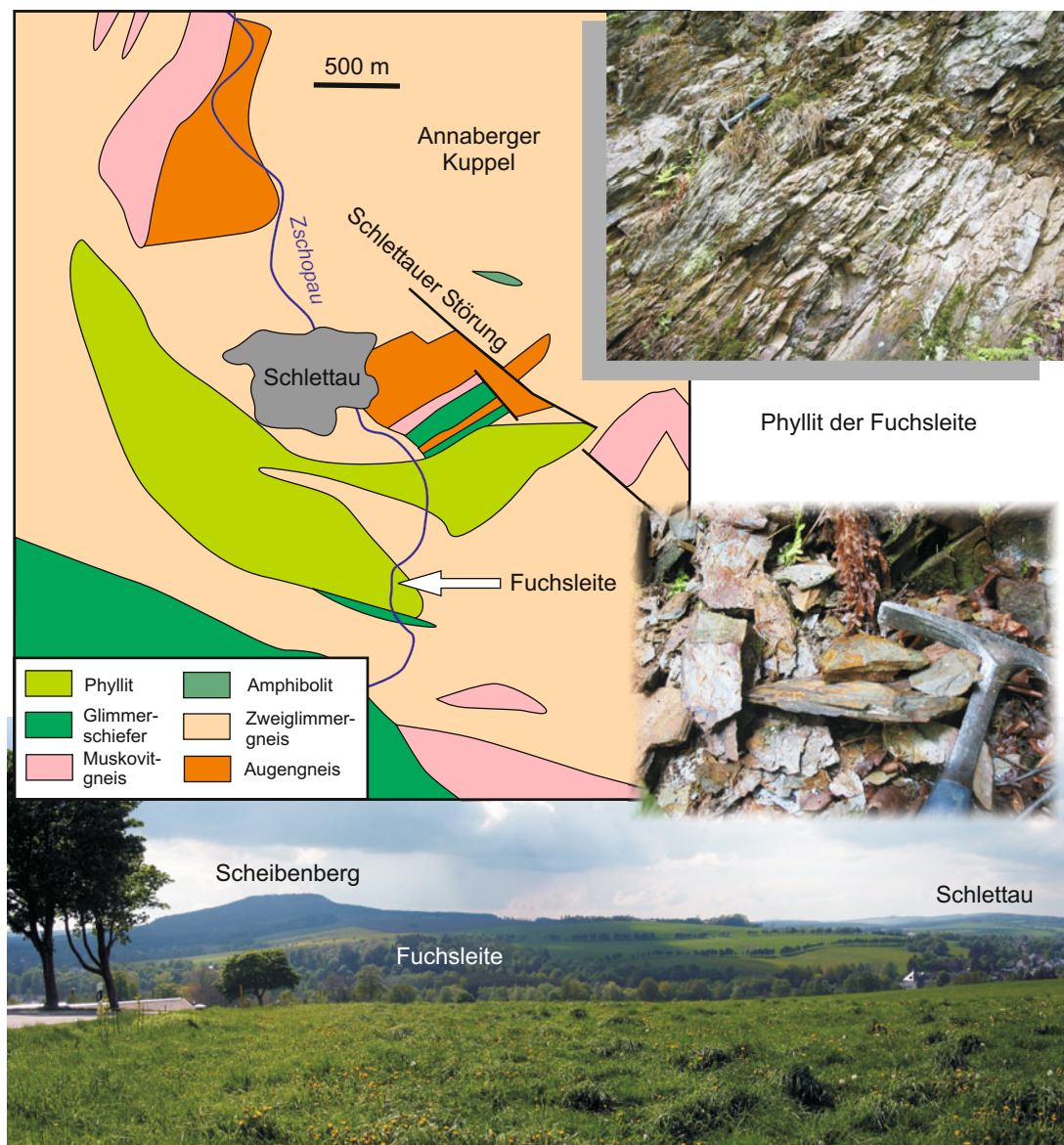


Abb. 21.5 Kartenskizze zu den Schlettauphylliten im südwestlichen Faltscheitel des Annaberger Doms. Die besten Aufschlussverhältnisse (oben rechts) befinden sich an der Fuchsleite im Zschopautal (unten). Mitte rechts: die Phyllite im Handstück.

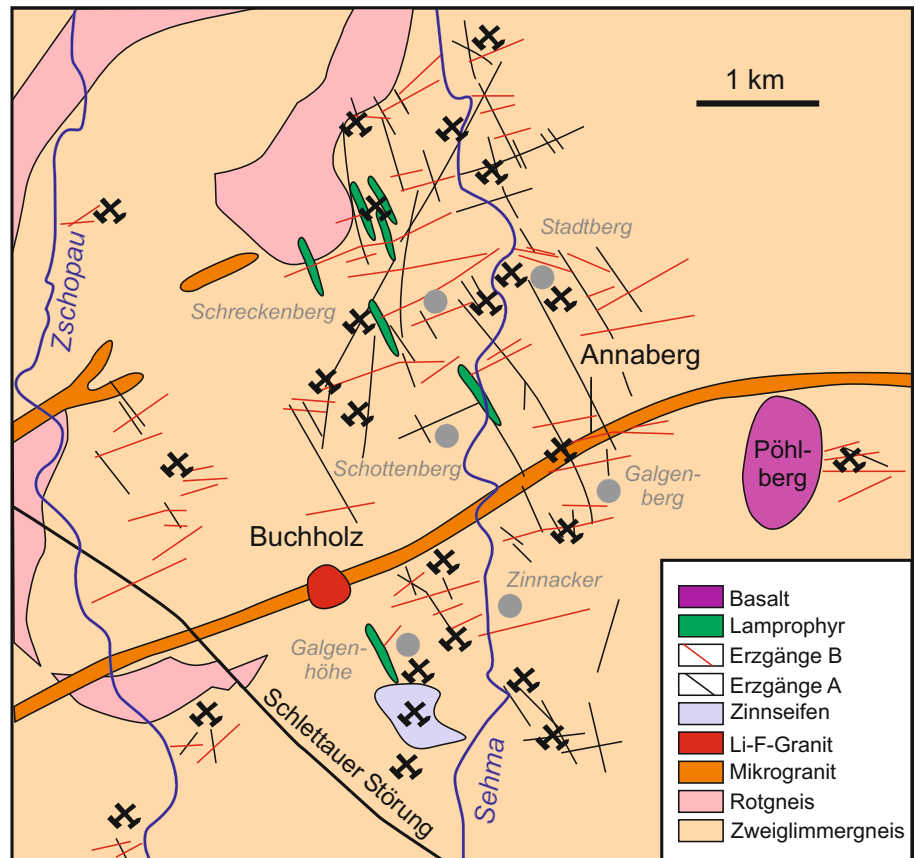


Abb. 21.6 Karte der Annaberger Erzgänge. Die NW-SE streichenden Gänge (A) sind die wichtigsten „Erzadern“ für Silber und Uran (BiCoNiAgU). Bei den roten Gängen (B) handelt es sich einerseits um Zinn-Wolfram-Vererzungen und andererseits um remobilisiertes Material beider Typen. Nach BAUMANN et al. 2000

Die Wahrheit wird wohl wie so oft dazwischen liegen. Auch die Geochemie spricht für einen sedimentären Ursprung der Phyllite, was aber eine retrograde Überscherung nicht ausschließt. Mit den heutigen Vorstellungen über eine späte (D3-)Kompression (Kapitel 4.2) steht der erstgenannten Erklärungsmöglichkeit (Sedimentnatur) sowieso kaum noch etwas im Wege, weshalb sich fast alle heutigen Autoren in diesem Punkt einig sind.

Nach Adam Ries: 350 Tonnen Silber – Lagerstättenbezirk Annaberg

Annaberg ist die Hauptstadt des Silberbergbaus im Westerzgebirge. Seit dem 15. Jahrhundert wurde hier geschürft. Der Rechenkünstler ADAM RIES war hier im 16. Jahrhundert Bergbeamter. Im Laufe der Jahrhunderte lieferte das Revier 350 t Silber, 8700 t Kobalt, 2600 t Kupfer, 205 t Zinn und 496 t Uran (BAUMANN et al. 2000).

Im Wesentlichen ähnelt die Annaberger Lagerstätte der von Freiberg. Hier wie dort sind die Erze vor allem an Gänge gebunden (Abb. 21.6), hier wie dort gibt es keinen Lieferanten für das Metall im Sinne eines tiefer liegenden Plutons und hier wie dort stecken die Gänge in Graugneisen mit cadomischem Edukt.

Ähnlich wie in Freiberg repräsentieren auch in Annaberg verschiedene Streichrichtungen der Gänge unterschiedliche Bildungsepochen mit unterschiedlicher Mineralisierung:

- Sn-Cu (Kassiterit, Chalkopyrit) auf etwa E-W streichenden Gängen,
- BiCoNiAgU auf NW-SE streichenden Gängen,
- beide zusammen (Remobilisierung) auf NE-SW streichenden Gängen.

Neben diesen Gängen sind für die Ausscheidung der Erzminerale auch petrographische Gegebenheiten des Gneises ausschlaggebend. Vor allem im Bereich von Kohlenstoff führenden Lagen im Paragneis konnten Erze, vor allem des Urans, verstärkt ausgeschieden werden. Grund dafür waren die veränderten chemischen Verhältnisse im Bereich dieser „Schwebenden“, z. B. verstärkte Reduktion, die insbesondere bei Remobilisierungen aktiv wurden. Ein Beispiel dieser Erzkonzentration zeigt die Abbildung 21.7. Die Zeugen des Annaberger Erzbergbaus können im Besucherbergwerk Markus Röhling bestaunt werden.

Hol's der Geyer – Das westergebirgische Zinn

Am Rande der Annaberger Kuppel, im Bereich der Glimmerschiefer und Granat-Phyllite, befindet sich neben Altenberg das zweite große Zinnrevier des Erzgebirges: Geyer-Ehrenfriedersdorf. Zinn kommt hier auf Gängen (Knochen), in vergreisten Graniten – so genannten Zwittern – (Geyersberg) und als Zwischending, den Zwittergängen (Sauberg) vor. Darüber hinaus gibt es Seifenlagerstätten, in denen sich der abgetragene Zinn-

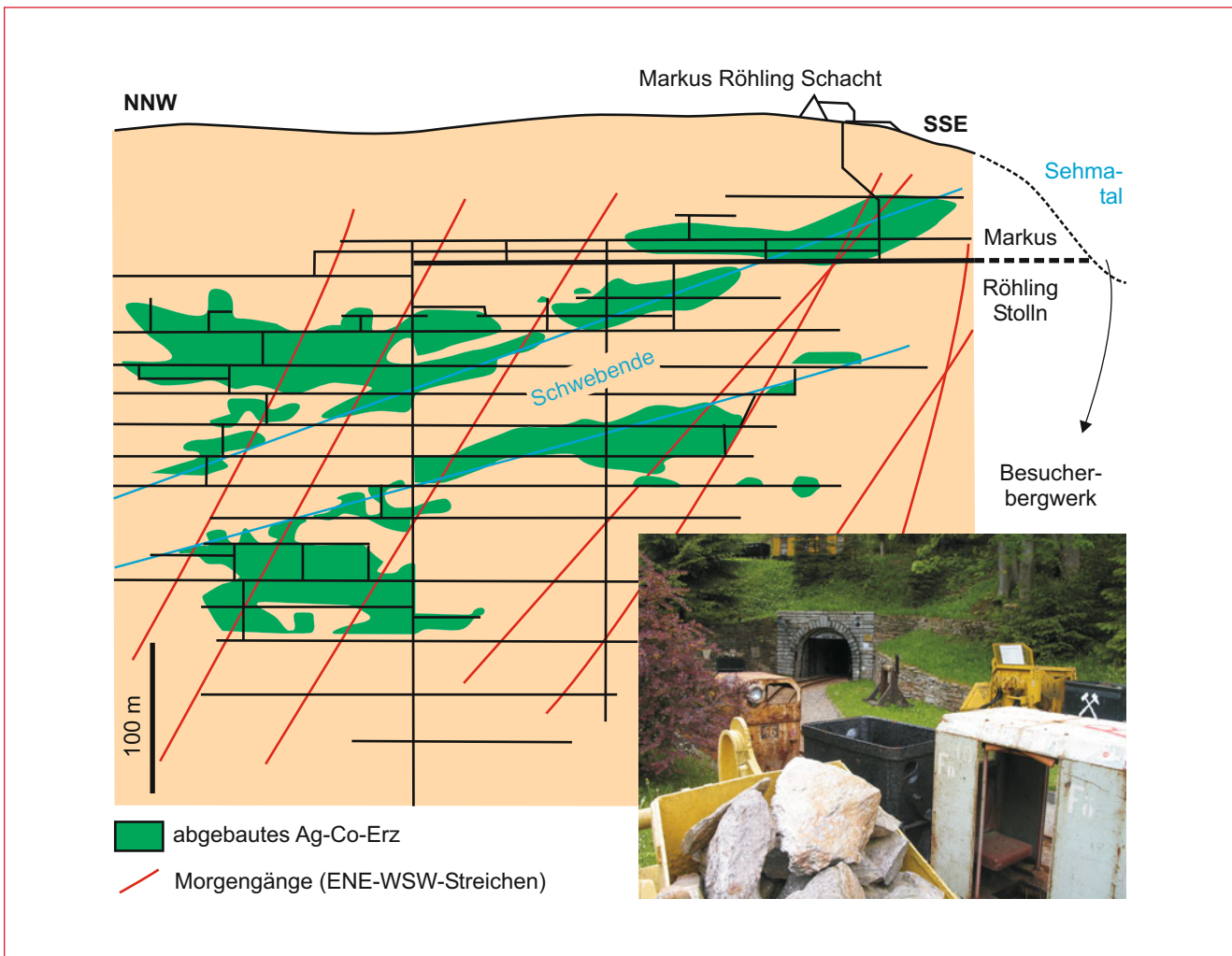


Abb. 21.7 Saigerriss (Blick auf den Gang) des Erst Neu Glück Flächen, Markus Röhling Fundgrube. Deutlich erkennbar ist die Konzentration der Erzabbaue auf die Bereiche der „Schwebenden“ – Kohlenstoff führende Lagen im Gneis. Die dicke Linie markiert den Verlauf des Markus-Röhling-Stollns. Sein Mundloch ist im Foto zu sehen, wo Freunde des Bergbaus zu den Öffnungszeiten einfahren können. Nach WAGENBRETH & WÄCHTLER (eds) 1990.

stein in Flusssedimenten anreicherte (Greifenbach). Metallogenetisch ist diese Lagerstätte ein klarer Fall; der Erzlieferant ist unmittelbar mit der Lagerstätte verknüpft. An den Greifensteinen oder in der Geyerschen Ping (hier im Dialekt: Binge) können die an Fluor und Phosphor reichen Lithiumgranite des mitel erzgebirgischen Teilplutons angesehen werden (Abb. 5.6). Aber auch sonst liegt die Oberfläche des Granites in nicht allzu großen Tiefen (Abb. 21.8). Für den Bergbauliebhaber sei das Besucherbergwerk am Sauberg in Ehrenfriedersdorf empfohlen, wo bis zur Wende Zinn gefördert wurde.

Daneben existiert im Revier noch eine Anzahl weiterer Lagerstätten aus prä- bis frühvariszischen Sulfidlagern und Skarnen und einer junger BiCoNi-Abfolge.

Exkursion: Reise durch die Subduktionszone

Die bereits im Kapitel 4.4 vorgestellten geochemischen Untersuchungen von MINGRAM Ende der 1990er Jahre basierten auf Geländeprobe und Bohrungsmaterial entlang eines Korridors etwa parallel zur Linie Lößnitz – Annaberg. Eine Halbtags-Exkursion mit dem Auto oder ein Ganztagsstrip für sportliche Radfahrer bietet auf dieser Traverse die Möglichkeit des „Zwiebelschalen-Hoppings“ (Abb. 21.9). Es werden verschiedene Elemente des Ordoviziumprofils (Frauenbach, Phycoden, Gräfenthal) in unterschiedlichen Metamorphosestadien angefahren.

Der Schiefer der Phycodengruppe kann beispielsweise in drei verschiedenen Versionen angesehen werden, die unterschiedlichen Versenkungstiefen entsprechen. Bei Lößnitz sind es Ton-schiefer/Phyllite (LP-LT), bei Grünhain Granat-Phyllite (MP-LT) und bei Elterlein Glimmerschiefer (HP-LT).

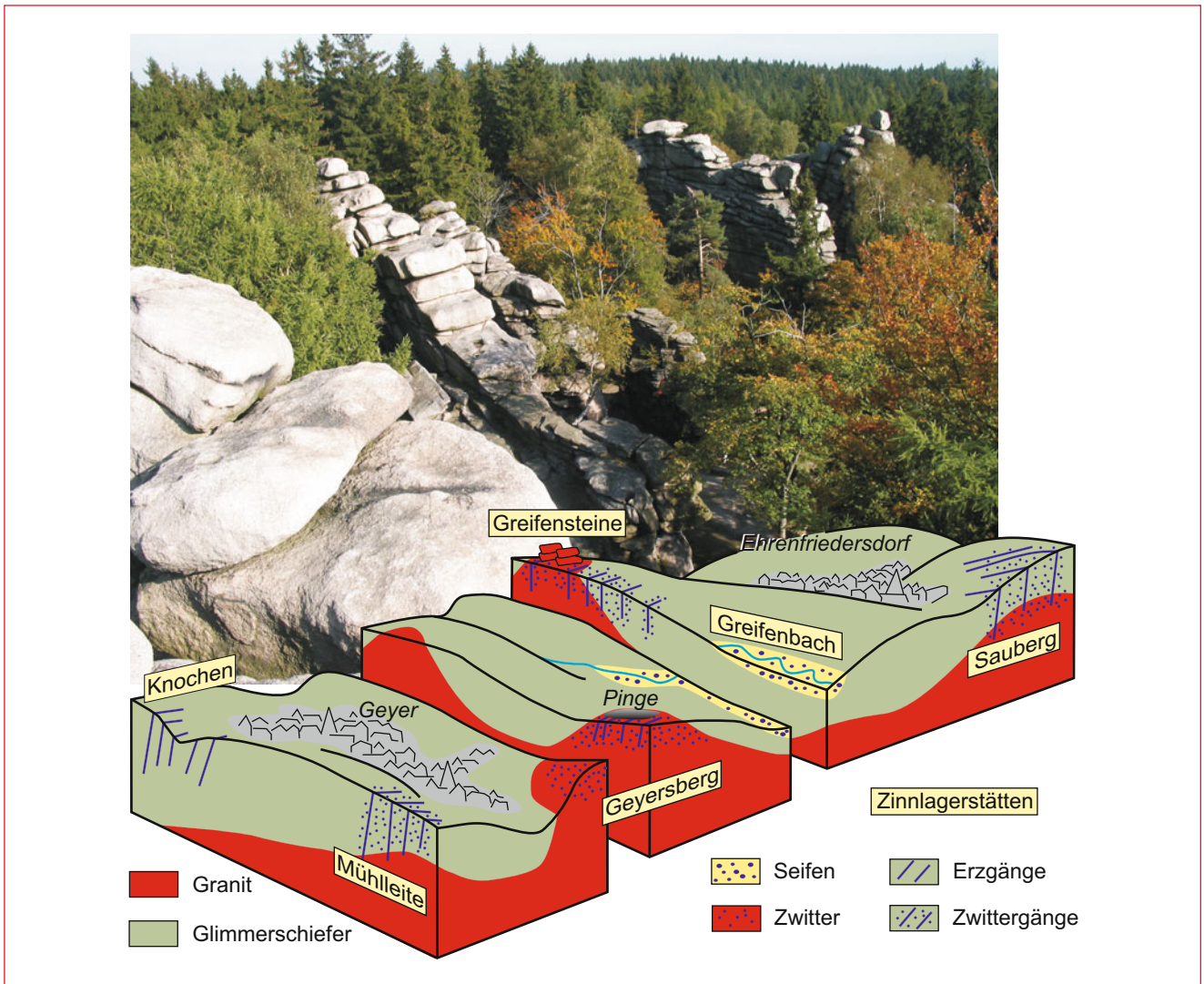


Abb. 21.8 3D-Skizze zur Vielfalt der Zinnvererzung im Gebiet Geyer-Ehrenfriedersdorf. Nach WAGENBRETH & WÄCHTLER (eds) 1990. Im Bild: die Kletterfelsen der Greifensteine.

Vergleichbar dazu sind ebenfalls drei Metamorphosestadien der Frauenbach-Gruppe zu finden, und zwar bei Grünhain als Granat-Phyllite (MP-LT), bei Elterlein als Glimmerschiefer (HP-LT; Abb. 21.10) sowie südlich von Annaberg im Wald als Glimmerfels (HP-HT).

Aus der Gräfenthal-Gruppe kann an der Straße von Affalter nach Zwönitz ein Aufschluss in Tonschiefern/Phylliten (LP-LT) angesehen werden. Die höher metamorphen Schalen der Gräfenthal-Äquivalente sind nur aus Bohrungen bekannt.

Damit ist diese Exkursion keine Zeitreise, sondern eine Reise im Raum – nämlich in die Tiefen der Subduktionszone! Leider können nicht alle Puzzlesteine oberflächlich aufgespürt werden. Die Exkursionpunkte zu dieser Geochemie-Tour sind mit Hilfe der in Abbildung 21.9 angegebenen Rechts- und Hochwerte leicht zu finden.

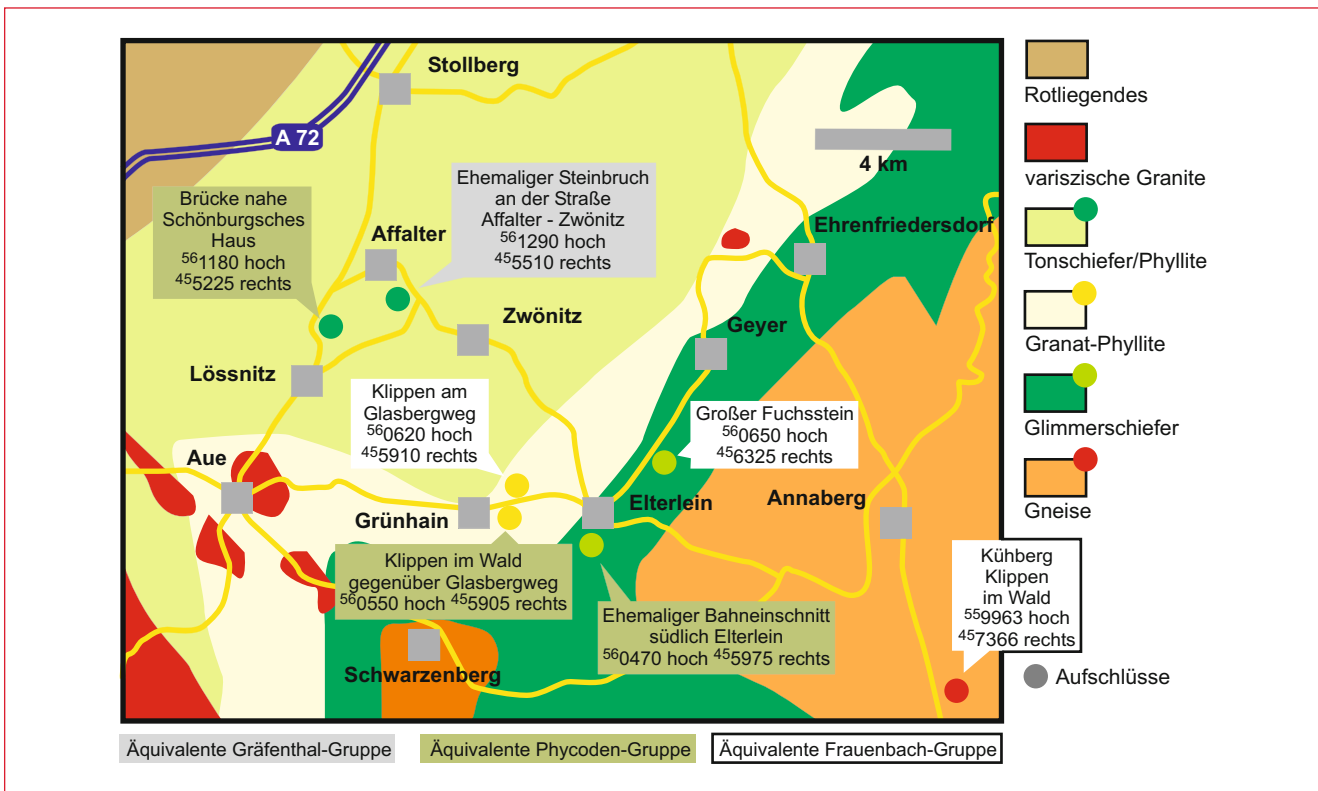


Abb. 21.9 Exkursionsvorschlag zur Geochemie-Tour „Annaberger Kuppel“. Am östlichen Ende des ehemaligen Bahneinsatzs südlich Elterlein ist auch der Muskovitgneis der Glimmerschiefer-Schale zu bewundern (Handstücke in Abb. 4.72, 4.74).



Abb. 21.10 Der Große Fuchsstein zwischen Geyer und Elterlein. Die anstehenden Granat-Chloritoid-Glimmerschiefer gehören petrologisch zur HP/LT-Einheit (Blauschiefer), während ihre geochemische Charakteristik sie als Äquivalente der Frauenbach-Gruppe Thüringens ausweist.

22 Zwischen Schwarzenberg und Měděnec

Die letzte Kuppel: Schwarzenberg

Am Ende unserer Reise durch das Erzgebirge von Nordost nach Südwest geben die Metamorphite zum Schluss noch einmal alles. Neben einer weiteren Domstruktur, der Schwarzenberger Kuppel, kommen an der südwestlichen Flanke des Erzgebirges noch einmal Hochdruck-Gesteine auf einer NW-SE-streichenden Linie vor (Abb. 22.1): Wiesenthaler Komplex, Měděnec- (Kupferberg-) und Klínovec- (Keilberg-) Komplexe (CZ).

Zunächst sehen wir uns die Schwarzenberger Kuppel genauer an, die strukturell den bisher besprochenen Aufbeulungen in den Gneisen ähnelt (Freiberg, Kapitel 17; Reitzenhain, Kapitel 20; Annaberg, Kapitel 21), sich aber hinsichtlich der beteiligten Zwiebeln von diesen unterscheidet. Dieser perfekte Dom in unmittelbarer Nachbarschaft zum Eibenstocker Granit umfasst die gesamte Schieferabfolge, also Phyllite, Granat-Phyllite und Glimmerschiefer. Aus den Glimmerschiefern lugt ein Kern aus Augengneis von gerade einmal drei Kilometern Durchmesser hervor (Abb. 22.2). Die Zugehörigkeit dieser Gneise zu

einer tektonometamorphen (früher lithostratigraphischen) Einheit war lange umstritten. Heute belegen Zirkondatierungen dieser Rotgneise ein ordovizisches Eduktalter und bestätigen den Duktus TICHOMIROWAS (rot = ordovizisch, grau = cadomisch, TICHOMIROWA 2003).

Somit unterlagert die bereits bekannte „Muskovitgneis-Einheit“ auch hier die Glimmerschiefer und der geläufige Zwiebelaufbau ist zu konstatieren. Allerdings befindet sich zwischen den Augengneisen und den Glimmerschiefern ein schmaler Ring aus grauen Gneisen (Abb. 22.1), die Eigenschaften des cadomischen Grundgebirges aufweisen und als solche manchmal auch kartiert wurden (PÄLCHEN & WALTER eds, 2008). In diesem Fall wäre die erwartete Tektonostratigraphie allerdings gestört. Sicher ist diese Zuordnung jedoch nicht, denn RÖTZLER & PLESSEN 2010 und auch TICHOMIROWA 2003 stellen diese Gneise mit in die Glimmerschieferschale. Die Lithostratigraphie fasst diese problematische Schale in einer eigenen Einheit zusammen und nennt sie Niederschlag-Gruppe. In den Niederschlag-Gesteinen sah Sebastian 1995 eine wichtige Bewegungsbahn im Hangenden der (Ultra-)Hochdruck-Hochtemperatur-Gesteine (Gneis-Eklogit-

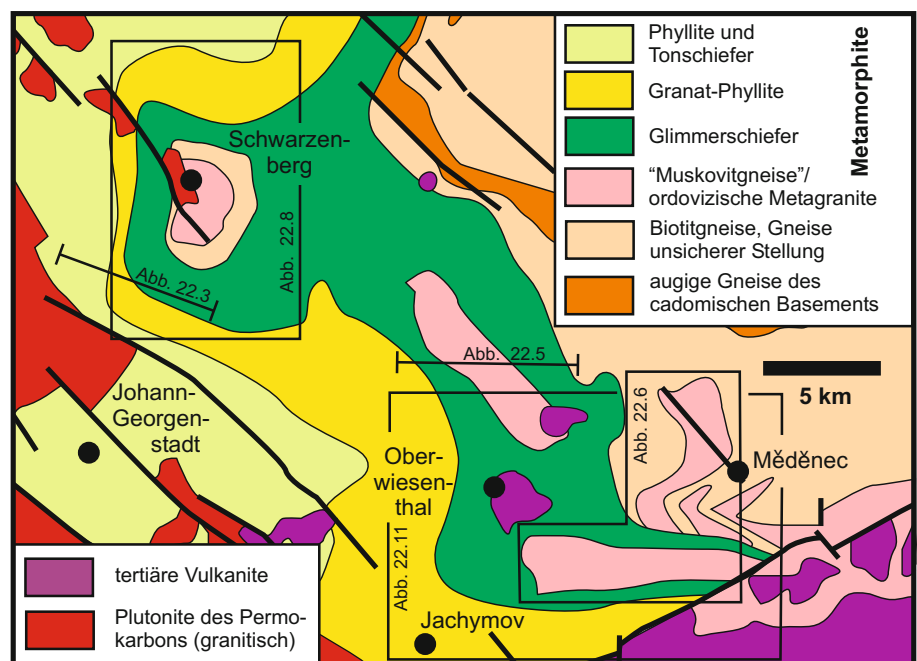


Abb. 22.1 Kartenskizze zur Zone Schwarzenberg-Oberwiesenthal-Měděnec. In der Skizze wird auf weitere Abbildungen in diesem Kapitel verwiesen.



Abb. 22.2 Schwarzenberger Augengneis als Flussgeröll.

Einheit) und gab ihr in Analogie zur unteren (Kapitel 20), ebenfalls undeutlichen, Begrenzung den Namen „obere Scherzone“.

Im Bereich der Schwarzenberger Kuppel lieferten petrologische Untersuchungen ein bemerkenswertes Ergebnis (KRENTZ & LAPP, unveröff.). Gewissermaßen als Test der petrologischen Befunde von MINGRAM 1998 wurde ein Profil über die Zwiebelschalen der Phyllite, Granat-Phyllite und Glimmerschiefer gelegt und die genommenen Proben einer p-T-Analyse unterzogen (Profilsur in Abb. 22.1). Zu erwarten wären mehr oder weniger ähnliche Druck-Temperatur-Bedingungen innerhalb einer Schale und deutliche Sprünge von Schale zu Schale. Überraschenderweise sind solche Sprünge jedoch nicht nachweisbar bzw. bestenfalls angedeutet. Dafür lässt sich ein kontinuierlicher Anstieg sowohl der Temperatur als auch des Druckes von außen ins Erzgebirge hinein beobachten (Abb. 22.3). Die Autoren sehen in diesen Ergebnissen einen Widerspruch zum bestehenden Deckenmodell. Sie weisen vor allem darauf hin, dass die zwischen Phylliten und Granat-Phylliten einerseits und den Granat-Phylliten und den Glimmerschiefern andererseits postulierten Deckengrenzen petrologisch nicht nachweisbar sind. Gibt es tatsächlich einen Fehler im System? Eigentlich nicht. Alle modernen Modellemacher sind sich bewusst, dass das hier besprochene Zwiebelschalenmodell lediglich eine starke Vereinfachung ist, die ihre Ursache darin hat, dass petrologische Daten eben nur punktuell und mit viel Aufwand zu erheben sind. Man kann die von KRENTZ & LAPP erhobenen Daten als Beleg dafür sehen, dass viel mehr petrologische Späne im Deckenbau der Erzgebirgsmetamorphite stecken als bisher entdeckt und vermutet wurden. Von Bedeutung sind natürlich auch die Fehlerbalken der p-T-Punkte in Abbildung 22.3. Sie lassen einen Interpretations-Spielraum zu, der die petrologischen Arbeiten von MINGRAM & RÖTZLER 1999 und WILLNER et al. 2000 (Abb. 4.14 und 4.15) sogar stützen kann.

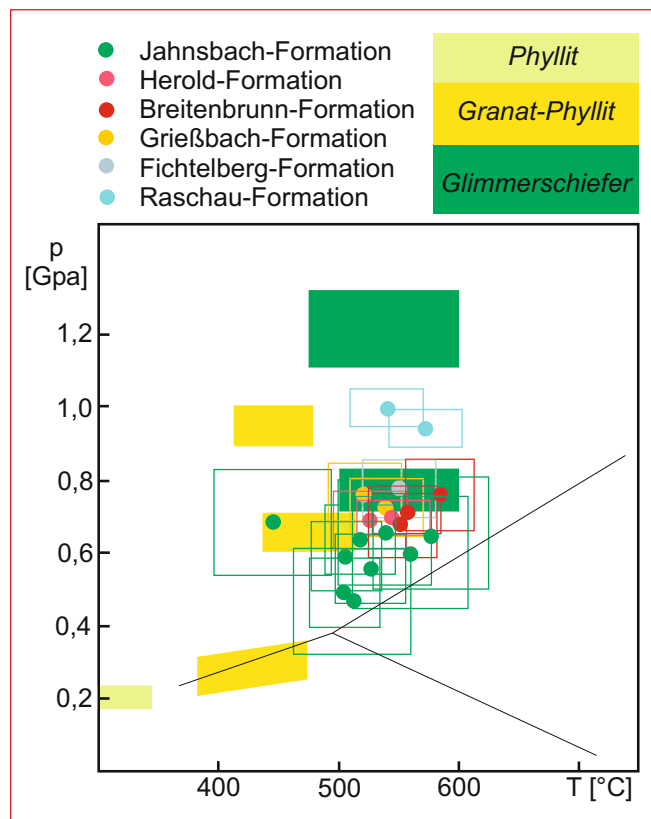


Abb. 22.3 Sind die metamorphen Zwiebelschalen des Erzgebirges tatsächlich so klar getrennt, wie heute so oft behauptet wird? KRENTZ & LAPP (unveröff.) fanden bei petrologischen Untersuchungen an der SW-Flanke der Schwarzenberger Kuppel kaum signifikante Metamorphosesprünge. Die Autoren nahmen eine Zuordnung der Proben zur Lithostratigraphie vor (Farben der p-T-Punkte). Ausnahmsweise sind die Fehlerbalken hier als Vierecke dargestellt um sie im Kontrast zu den p-T-Daten von MINGRAM & RÖTZLER 1999 und WILLNER et al. 2000 darzustellen (gefüllte Vierecke). Profilsur in Abbildung 22.1.

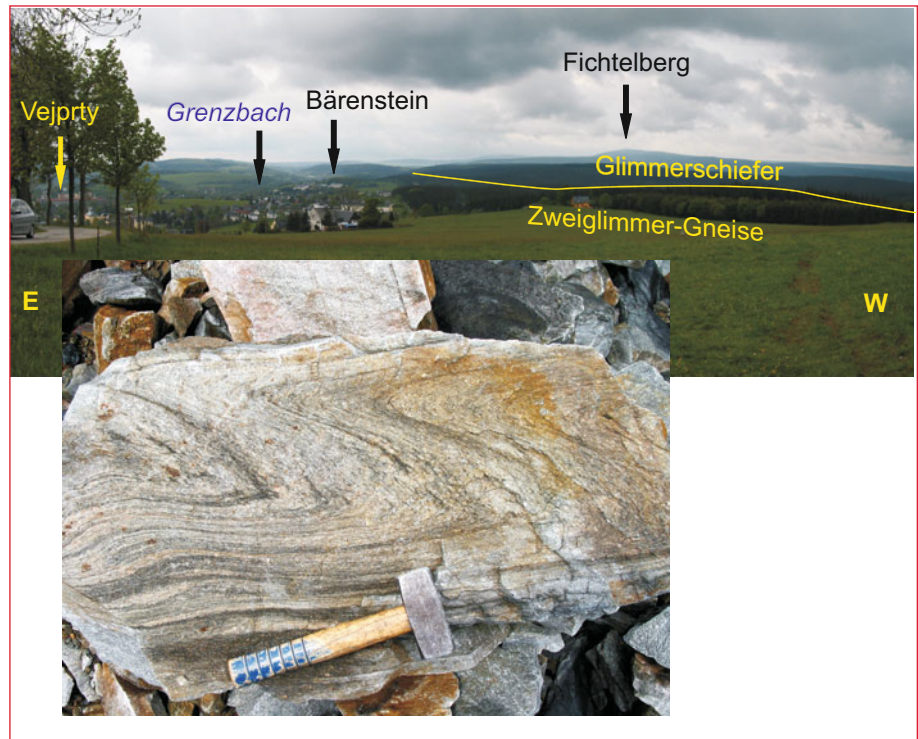


Abb. 22.4 Blick vom Bärenstein nach Süden über die Ortschaft Bärenstein in Richtung Fichtelberg. Die dunklen Fichtenwälder im rechten Bildhintergrund markieren in etwa die Verbreitung der Glimmerschiefer. Ihnen ist der Wiesenthaler Komplex mit seinen gefalteten Muskovitgneisen (Detailfoto) eingelagert.

Wiesenthaler Komplex

Der Glimmerschiefer-Einheit des Erzgebirges ist in ihrer südwestlichen Verbreitung eine etwa zehn Kilometer lange und Nordwest-Südost streichende Struktur eingelagert (Abb. 22.1). In der Hauptsache handelt es sich um Muskovit führende Rotgneise vom Typ der „mgn“, die intensiv verfaultet, aber den Glimmerschiefern konkordant eingeschaltet sind (Abb. 22.4).

Der Wiesenthaler Komplex war Gegenstand eines prominenten Disputs, in dem es darum ging ob es sich hier um eine Mulden- oder Sattelstruktur handelt (Abb. 22.5). Da im Erzgebirge unter den Glimmerschiefern weit aushaltend Muskovitgneise vorkommen, war es naheliegend, dass die Wiesenthaler Rotgneise als Sattel in die Glimmerschiefer eingefaltet wurden (PIETZSCH, KOSSMAT). Heute weiß man, dass die Muskovitgneise der Glimmerschiefer eine andere petrologische Geschichte erfahren (Hochdruck-Niedrigtemperatur) als die der unterlagernden Schale (Hochdruck-Hochtemperatur). Die „mgn“ der Wiesenthaler Struktur sind Teil unserer Glimmerschieferschale (RÖTZLER & PLESSEN 2010). Damit muss der Muskovitgneis nicht von unten eingefaltet worden sein, sondern kann auch als Muldenstruktur interpretiert werden, wie es bereits SCHEUMANN in den 1930er Jahren tat und wie es beispielsweise KONOPÁSEK et al. 2001 tun.

Gefaltete Falten

Folgt man den Glimmerschiefern weiter nach Süden, dann knickt ihr Verlauf etwa am Fichtelberg in eine Ost-West-Rich-

tung um. Auf böhmischer Seite befindet sich ein dem Wiesenthaler Komplex analoger Körper, der Klínovec (Keilberg)-Komplex (Abb. 22.1). Bemerkenswert ist jedoch ein weiterer Rotgneiskörper, der sich wiederum nordöstlich an die Klínovec-Struktur anschließt. Erstmals erkannte SAUER 1882, dass hier gefaltete Falten vorliegen, die eigentlich auch die einzigen Falten des Erzgebirges darstellen, die im Kartenmaßstab gut zu erkennen sind. KONOPÁSEK et al. 2001 sehen in den mgn-Rotgneisen Decken, die von Ost nach West auf die Glimmerschiefer geschoben wurden. Dabei kam es zunächst zu einer flachen Verfaultung mit Faltenachsen senkrecht zum Streckungslinear (Abb. 22.6).

Es folgte die Verfaultung um vertikale Achsen mit den markanten Klínovec- und Měděnec-Falten. Die Ursache für die im Erzgebirge ungewöhnlich steilen Faltenachsen ist unklar, aber da das Streckungslinear überraschenderweise bei E-W bleibt, ist nach KRONER 2010 (Abb. 4.50) die gesamte Verfaultung im Zusammenhang mit den D2-Prozessen zu sehen. Womöglich handelte es sich um stapelinterne Behinderungen, die diese strukturelle „Kuriosität“ verursachten.

Dem aufmerksamen Betrachter entgeht nicht, dass in den Karten der Abbildungen 2.1 und 22.1 im Gegensatz zu den Wiesenthaler und Keilberger Strukturen die Měděnec Struktur nicht dem Glimmerschiefer eingelagert ist. Demgegenüber wird in den Blockbildern der Abbildung 22.6 der Untergrund der Muskovitgneise komplett als Glimmerschiefer dargestellt. Tatsächlich offenbart sich hier die im Kapitel 3 schon beleuchtete Schwierigkeit der Kategorisierung der metamorphen Gesteine des Erzgebirges in ganz flagranter Weise. Andere Betrachter, andere Interpretation – andere Karten. Relativ übereinstimmend wird in deutschen Kartenwerken und in den Kartenskizzen der Modellemacher die Měděnec-Struktur in Gneisumgebung gezeichnet: Metagrauwacken und Gneisareale nicht zuor-

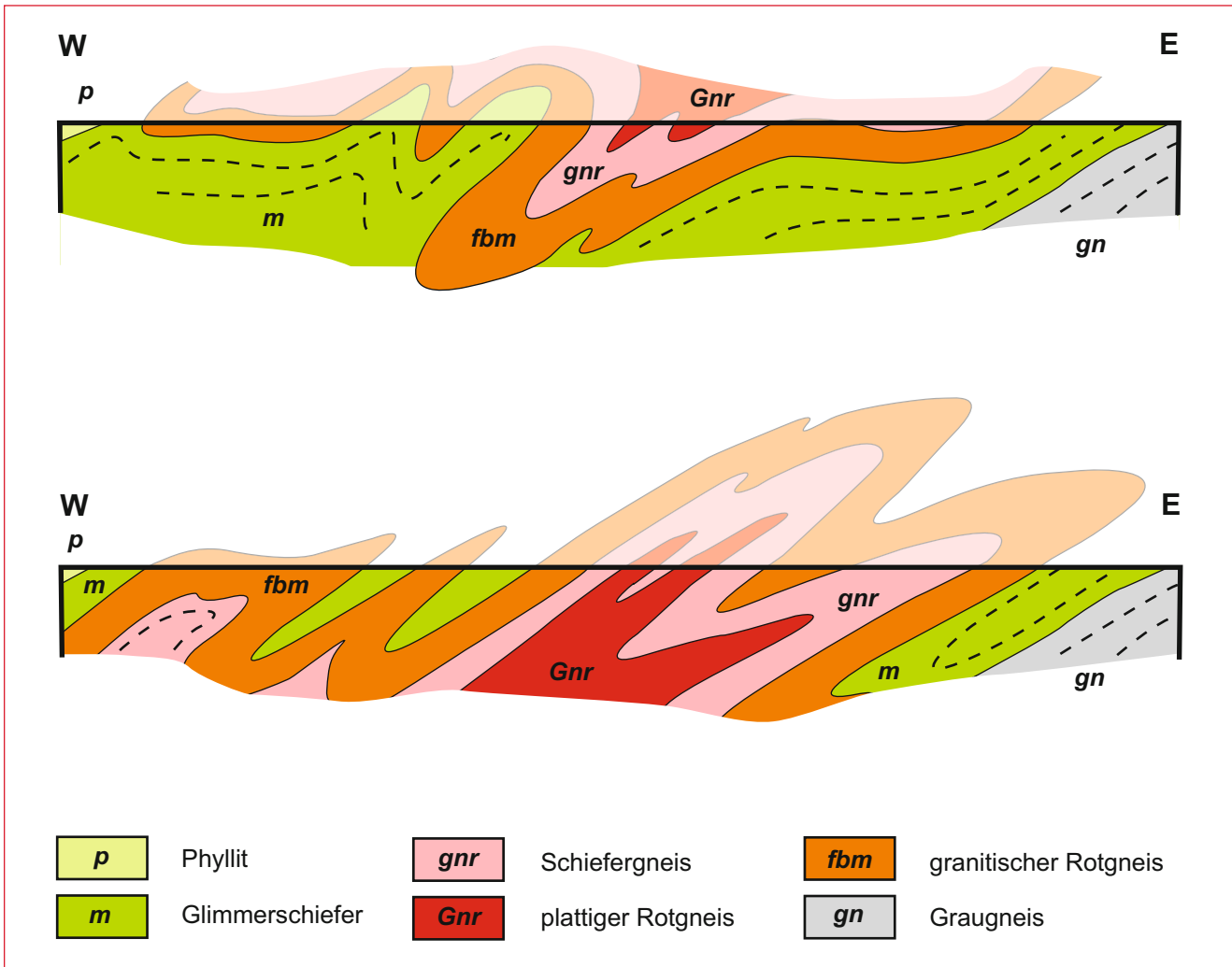


Abb. 22.5 SCHEUMANN interpretierte 1932 und 1935 die Wiesenthaler Muskovitgneise als Einfaltung des Hangenden in die Glimmerschiefer (oben). In Anlehnung an KOSSMAT lieferte PIETZSCH 1954 eine Gegendarstellung, indem er die Rotgneise ins Liegende der Glimmerschiefer verfrachtete (unten). Man beachte das völlig unterschiedliche Erscheinungsbild dieser Interpretationen bei identischer geologischer Situation an der Erdoberfläche! Heutige Interpretationen bevorzugen aufgrund der petrologischen Natur der Muskovitgneise das Muldenmodell oben (z. B. geologische Karte 1:25000, LEONHARD 1999). Profilspur in Abb. 22.1.

denbar (PÄLCHEN & WALTER eds, 2008), Gneise der Übergangszone (RÖTZLER & PLESSEN 2010), Rusová-Formation und Niederschlag-Gruppe (beides Gneise, GÜK 200). Vor allem tschechische Kollegen und Bearbeiter, die auf böhmischem Gebiet arbeiteten, sehen in der Měděnec-Struktur offenbar ein anderes Gestein, beispielsweise KONOPÁSEK et al. 2001. Darauf, dass es sich hier um ein simples Problem petrographischer Ansprache handelt, weist eine Veröffentlichung von ROST aus dem Jahre 1928 hin. Er kartierte die Nebengesteine der Rotgneise von Měděnec, aber auch von Klínovec und Wiesenthal als Schiefergneise! Ist damit die Grenze zwischen Gneisen und Glimmerschiefern im südwestlichen Erzgebirge also reine Willkür und davon abhängig, ob der jeweilige Bearbeiter im selben Gestein Glimmerschiefer, Gneis oder vermittelnd Schiefergneis erkennt?

Hochdruck der dritten Art

Die Entscheidung darüber, in welche Schale die Muskovitgneis-Komplexe von Wiesenthal, Klínovec und Měděnec zu stellen sind, wird über ihre spektakulärsten Einlagerungen getroffen, die Eklogite (Abb. 22.7). Mit Bildungstemperaturen knapp über 600 °C gehören sie zu den kühleren ihrer Art im Erzgebirge und müssen in einer Subduktionszone gebildet worden sein. Neben zwei Eklogit-Gruppen innerhalb der Hochdruck-Gneise gehören diese Gesteine nach SCHMÄDICKE 1994 zum Eklogit-Typ 3 (blaue Punkte in Abb. 4.8, p-T-Pfad in Abb. 4.14).

Solche Eklogite kommen auch in den sie umschließenden Glimmerschiefern vor, weshalb die Rotgneisstrukturen mit den Glimmerschiefern zu einer Hochdruck-Decke zusammengefasst werden können, wie RÖTZLER & PLESSEN vorschlugen (zuletzt 2010). Tschechische Kollegen vermuten hingegen eine

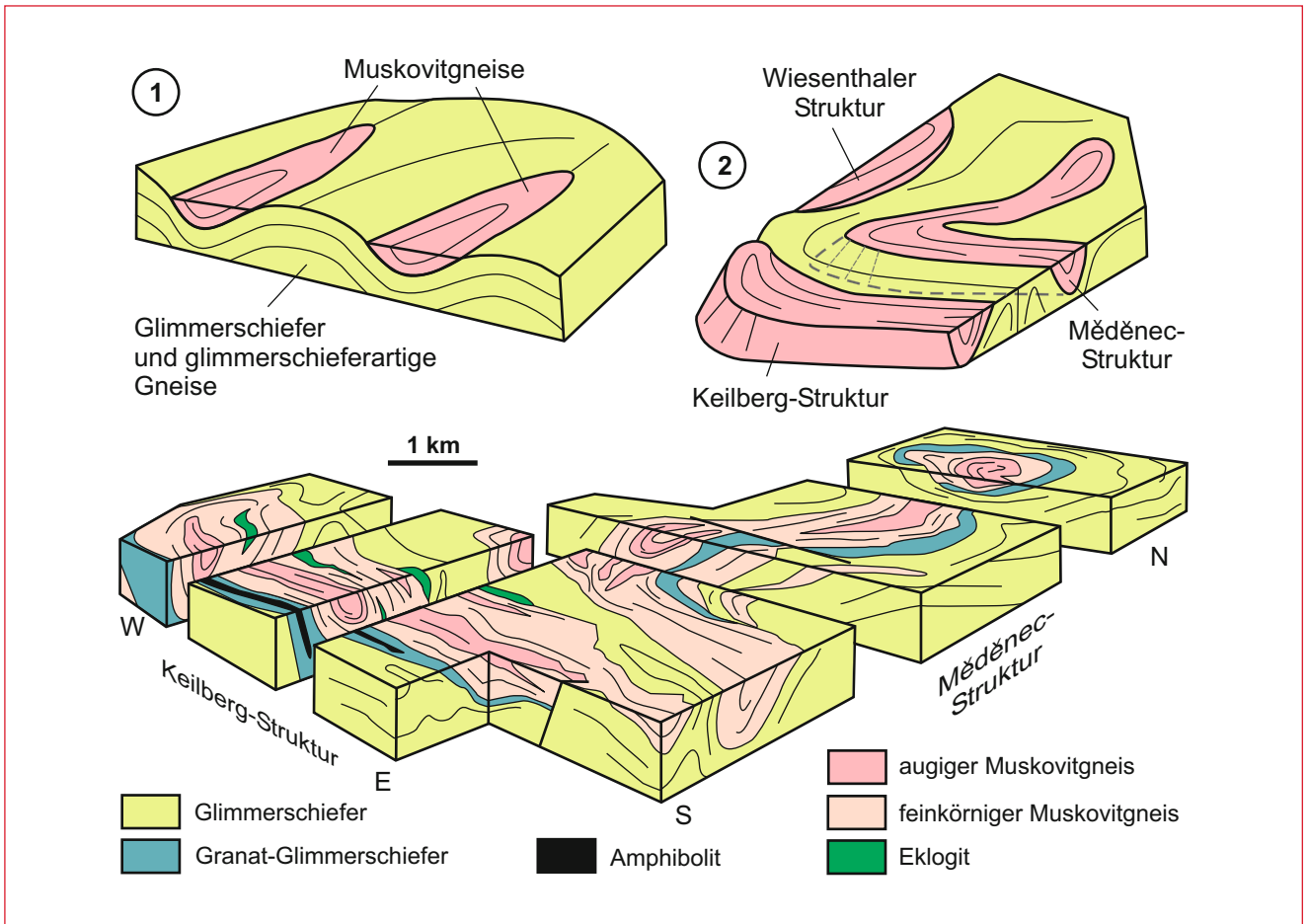


Abb. 22.6 In zwei Schritten wird die Entstehung der westerzgebirgischen Rotgneiskomplexe skizziert. Unten ist ein Blockbild zur heutigen Situation der Strukturen von Klínovec (Keilberg) und Měděnec (Kupferberg) abgebildet. Nach KONOPÁSEK et al. 2001.



Abb. 22.7 Die Eklogite liegen meist in Form von Scherkörpern (Boudins) vor, die von der Gneis- oder Glimmerschieferfoliation umflossen werden (kleines Foto, Stümpelfelsen). Ein besonders großer Eklogitkörper der Klínovec-Struktur wurde von der Erosion herauspräpariert und bildet den knapp 1100 m hohen Berg Meluzína (= Wirbelstein) in der Nachbarschaft des Keilbergs (= Klínovec). Großes Foto: Blick von der Meluzína über die Kammerregion des Erzgebirges in Richtung NE.

getrennte tektonometamorphe Entwicklung (KONOPÁSEK et al. 2001), wie bereits SCHEUMANN im Jahre 1935.

Die wahre Lagerstätte: Schwarzenberg

Die Gruppe der an den Schalenbau gebundenen Lagerstätten im Erzgebirge hat ihre größte Verbreitung im Raum Schwarzenberg. Man spricht dabei gern von Erz-Lagern, weshalb wir es hier mit echten „Lager-Stätten“ zu tun haben. Vor allem Eisen wurde hier seit dem 14. Jahrhundert abgebaut. Stratiform, also parallel zum metamorphen Lagenbau, kommen in verschiedenen Horizonten

neben Eisen aber auch Kupfer, Zinn/Wolfram und Blei/Zink vor. Bemerkenswert ist, dass – von Ausnahmen abgesehen – die Lager im Norden sulfidisch und im Süden oxidisch (oder als Mischtypen von beidem) ausgeprägt sind (Abb. 22.8).

Die meisten der eins bis sechs Meter mächtigen Erzvorkommen liegen petrographisch als Skarne vor. Das heißt, dass ehemalige, den altpaläozoischen Sedimenten eingelagerte Kalksteine durch silikatische, aber eben auch metallische Lösungen verdrängt wurden. Leider ist es dadurch schwer zu entscheiden ob sich die Vererzungen prä- oder synvariszisch bildeten. Offensichtlich existiert beides und die Lagerstättenkundler fassen beide unter ihrer Gemeinsamkeit zusammen. Sie nennen sie „Lager“.

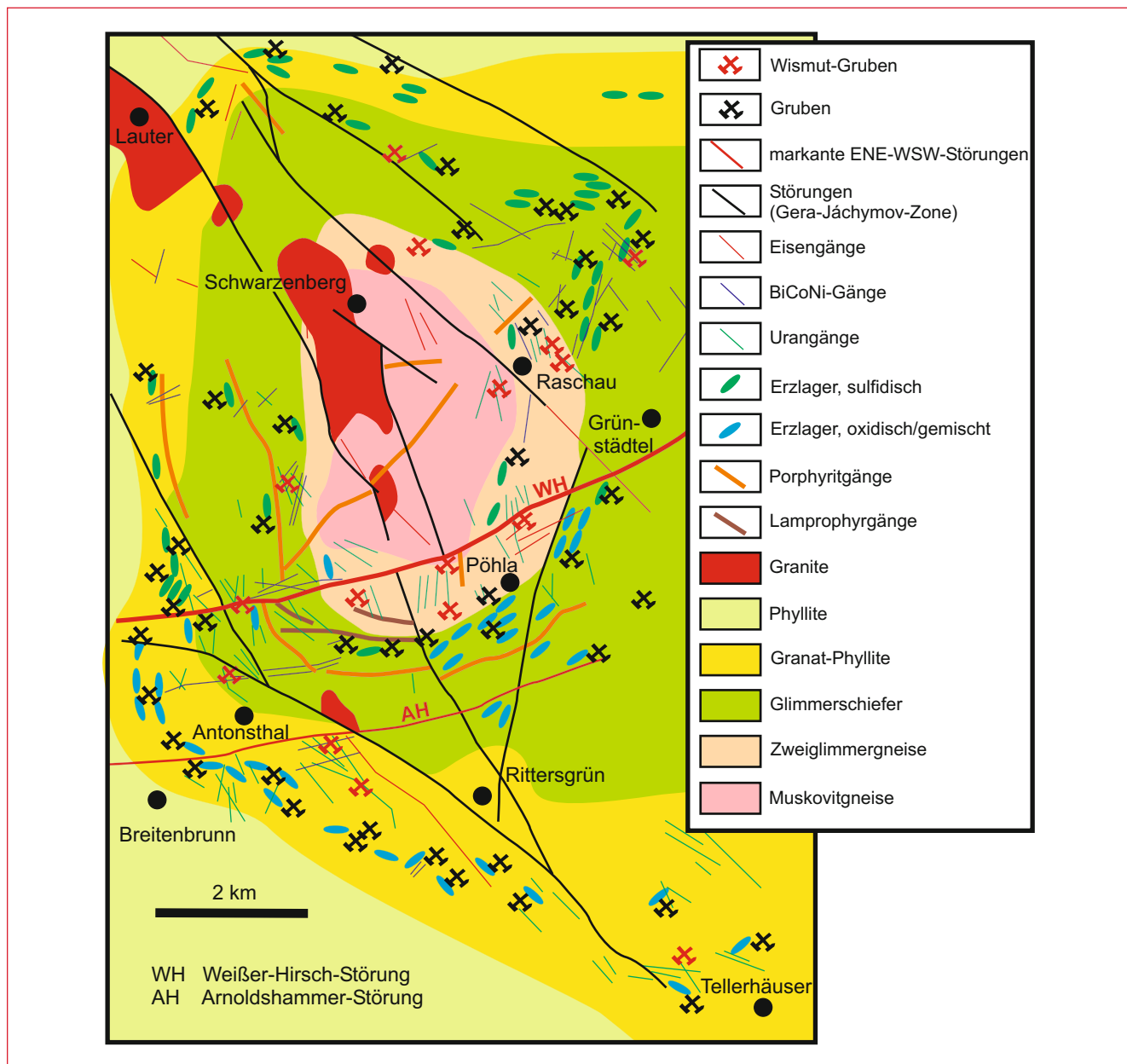


Abb. 22.8 Kartenskizze der Schwarzenberger Kuppel mit den wichtigsten Lagerstätten. Die stratiformen Erzlager sind vor allem an zwei tektonische Schalen gebunden, die Glimmerschiefer und die Granat-Phyllite. Mit wenigen Ausnahmen ändert sich ihre fazielle Ausbildung (sulfidisch oder oxidisch) abrupt mit der Störung „Weißer-Hirsch“. Nach BAUMANN et al. 2000.

Diese Lager wurden bevorzugt in zwei Schalen der Schwarzenberger „Teilzwiebel“ gefunden (WAGENBRETH & WÄCHTLER eds, 1990). Lithostratigraphisch entsprechen die Schalen etwa der Raschau- und der Breitenbrunn-Formation, also der Glimmerschiefer- und der Granat-Phyllit-Einheit in modernerer Lesart (Abb. 3.10). Aus Kapitel 4.4 wissen wir, dass die Schieferhüllen des Erzgebirges lediglich Wiederholungen ein und desselben, vor allem ordovizischen Profils in verschiedener metamorpher Fazies sind. An dieser Stelle lassen sich also die lagerstättenkundlichen Belege mit den heutigen Auffassungen zur Tektonik des Erzgebirges verbinden.

In diesem Zusammenhang kann noch auf einen prominenten Namen verwiesen werden. Die Lagerstätte Pöhla-Globenstein gehört mit ihrem Magnetitskarn in Dolomitmarmor zu den wichtigsten Lagerstätten der Region. Allein im Bereich der Neu Silberhoffnung Fundgrube wurden zwischen 1822 und 1941 27 Tausend Tonnen Magnetit abgebaut (BAUMANN et al. 2000).

Ganglagerstätten im Bereich der Störungszone von Gera-Jáchymov

Neben den Lagern der Schwarzenberger Kuppel existiert im Westerzgebirge auch eine ganze Reihe wichtiger Ganglagerstätten. Dazu gehören Fluss- und Schwerspätgänge sowie die berühmte, heute meist aufgesplittete Gruppe der Wismut-Kobalt-Nickel-Silber-Uran-Gänge (BiCoNiAgU). Je nach Entwicklungsstand der Industrie (und der Politik) war das eine oder das andere Element von bevorzugtem Interesse.

Die Ganglagerstätten sind deutlich jünger als die Erzlager. Sie schneiden den metamorphen Lagerbau und kommen vor allem in Schiefen (Phyllit, Glimmerschiefer) im Hangenden von Graniten vor, jedoch kaum im Granit selbst. Tektonisch folgen die Gänge der NW-SE streichenden Gera-Jáchymov-Störungszone, die die Schieferschalen an der Südwestflanke des Erzgebirges durchzieht.

Wir beginnen den kurzen Rundgang durch die Gera-Jáchymov-Zone im NW mit der Gangerzlagerstätte von Schlema-Alberoda, die sich südlich des so genannten Roten Kamms in der Lagerstätte Schneeberg fortsetzt.

Historisch gesehen ist der Bergbau von Schlema-Alberoda sehr jung und war erst nach 1900 von Interesse, und zwar wegen der auftretenden Radioaktivität. Zunächst war der Ort Radiumbad mit 17 000 Kurpatienten im Jahre 1943 (BAUMANN et al. 2000). Nach dem zweiten Weltkrieg wurde das Gebiet zum Schauplatz intensiver Gewinnung strategischen Urans (Abb. 22.9). Bis 1830 m Teufe wurde gegraben und bis 1990 wurden 80 600 t Uran gewonnen (BAUMANN et al. 2000).

Die Schwarzenberger Ganglagerstätte, die häufig gemeinsam mit den Johanngeorgenstädter Vorkommen betrachtet wird, liegt in ihrer Bedeutung hinter den Eisenerzlagern. Im Detail sind es auch hier vor allem NW-SE streichende Gänge, die von wenigen, aber markanten ENE-WSW streichenden Störungen und Gängen geschnitten werden (Abb. 22.8 Weißer Hirsch, Arnoldshammer).

Folgen wir der Zone von Gera-Jáchymov weiter nach SE, so treffen wir auf die Lagerstätte Niederschlag, wo seit dem 15. Jahrhundert Silber, Kobalt und Uran (südlich von Bärenstein auch Zinn) aus Gängen, die den Glimmerschiefer durchziehen, gewonnen wurden. Laut BAUMANN et al. 2000 wurden hier in

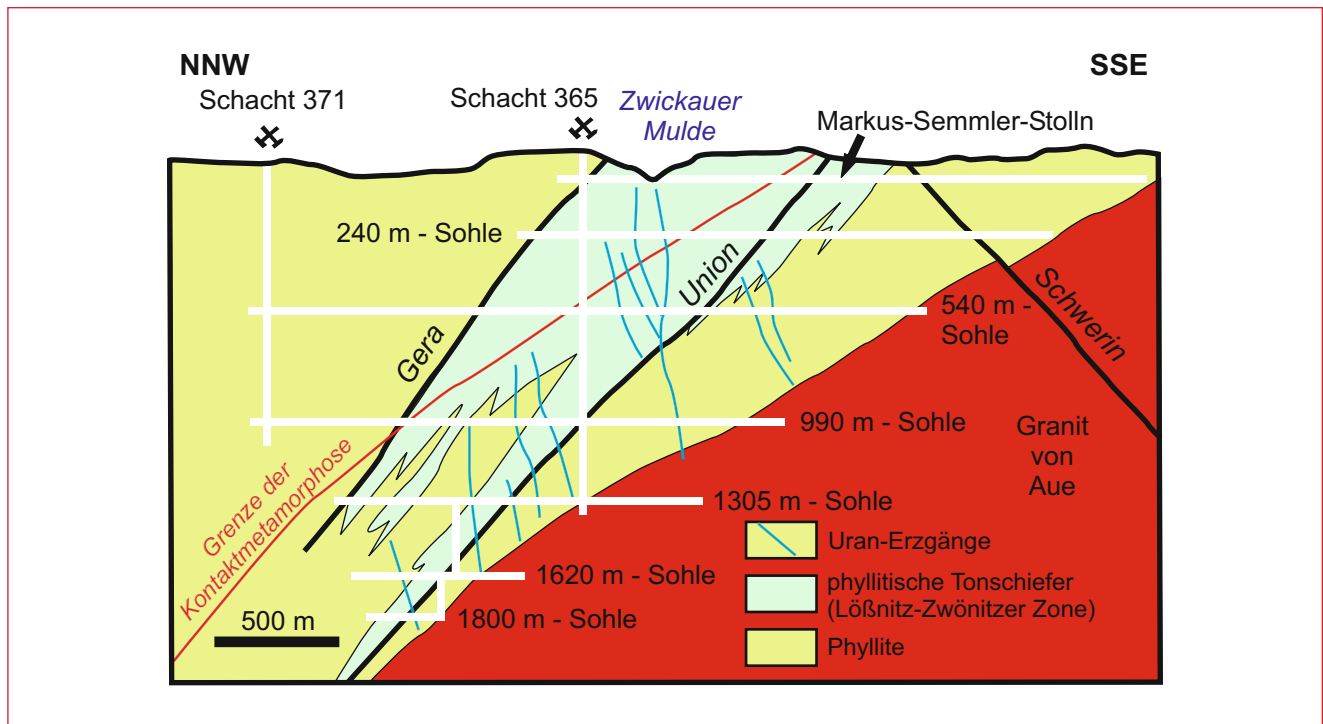


Abb. 22.9 Profil der Lagerstätte Niederschlema mit den wichtigsten Grubenbauen (nach HILLER & SCHUPPAN 2007).



Abb. 22.10 Geschichtsträchtiger Ort: Jáchymov (St. Joachimsthal) mit Schacht Svornost.

den Jahren 1947 bis 1954 220 t U gefördert. Unter der alten Uranlagerstätte lagern nach Angaben der Erzgebirgischen Fluss- und Schwerspatwerke GmbH, die derzeit den Bergbau wiederbelebt, heute noch 2,5 Millionen Tonnen Flussspat.

Das südöstliche Ende unserer Perlschnur von Ganglagerstätten bildet ein Klassiker: der Distrikt von Jáchymov, auf deutsch St. Joachimsthal (Abb. 22.10). Hier befinden sich alle im Erzgebirge nur erdenklichen hydrothermalen Paragenesen – auch im

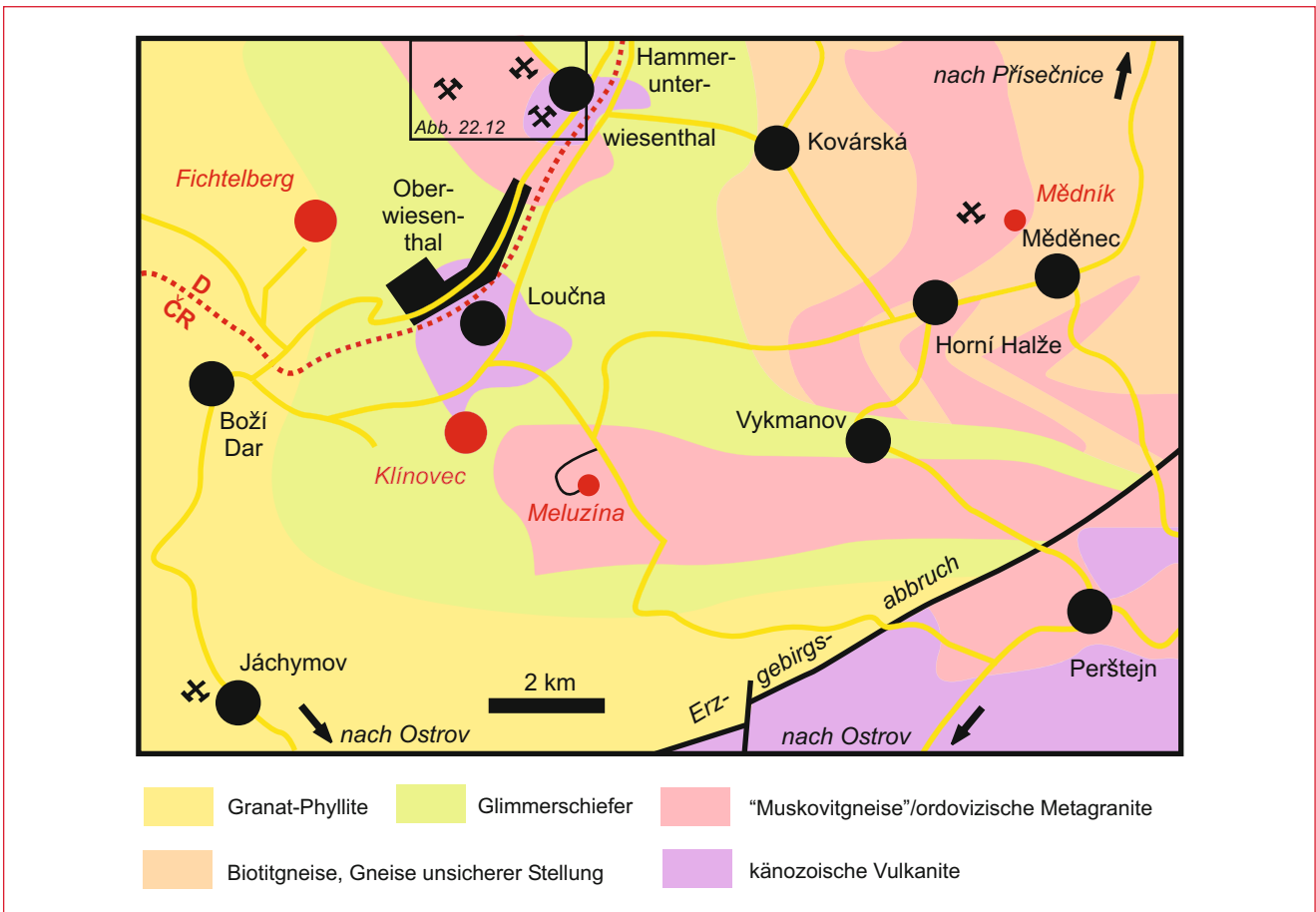


Abb. 22.11 Kartenskizze zur Exkursion „Geographisches und Historisches“.

Glimmerschiefer. Der Bergbau begann wohl um 1510 zunächst auf Silber, das im 16. Jahrhundert Münzmetall war. Schon legendär ist heute die Kette der Wortschöpfungen Joachimsthaler → Thaler → Dollar. Später erfolgte auch der Bergbau auf Zinn, der einigen böhmischen Bergstädten zu einem gewissen Ruhm verhalf (Horní Blatná = Platten, Abertamy = Abertham, Přebuz = Frühfuß, Boží Dar = Gottesgab). Der Bergbau des 18./19. Jahrhunderts konzentrierte sich zunächst auf die „BiCoNi“ und um 1900 wurde Uran für Farben und zur Radiumproduktion gewonnen. Fußnote der Wissenschaftsgeschichte: das Element Radium wurde neben dem Polonium in Pechblendekristallen aus der Joachimsthaler Lagerstätte entdeckt. Nach dem Krieg wurde noch bis 1961 Uranerz (10 000 t U) gefördert.

Geographisches und Historisches – Exkursion

Beim Besuch der zahlreichen Schaubergwerke, Technischen Denkmale und Lehrpfade kann man auf den Spuren des west-erzgebirgischen Bergbaus wandeln – beispielsweise seien die Besucherbergwerke „Zinnkammern“ in Pöhla und „Markus Semmler“ in Bad Schlema genannt. Hier wird aber eine Exkursion vorgestellt, auf der die höchsten Höhen des Erzgebirges erklommen werden können und mehrere traditionsträchtige Orte auf dem Plan stehen (Abb. 22.11).

Die Exkursion startet im Bergbaurevier Hammerunterwiesenthal mit einem Blick in den ehemaligen fiskalischen Bruch.

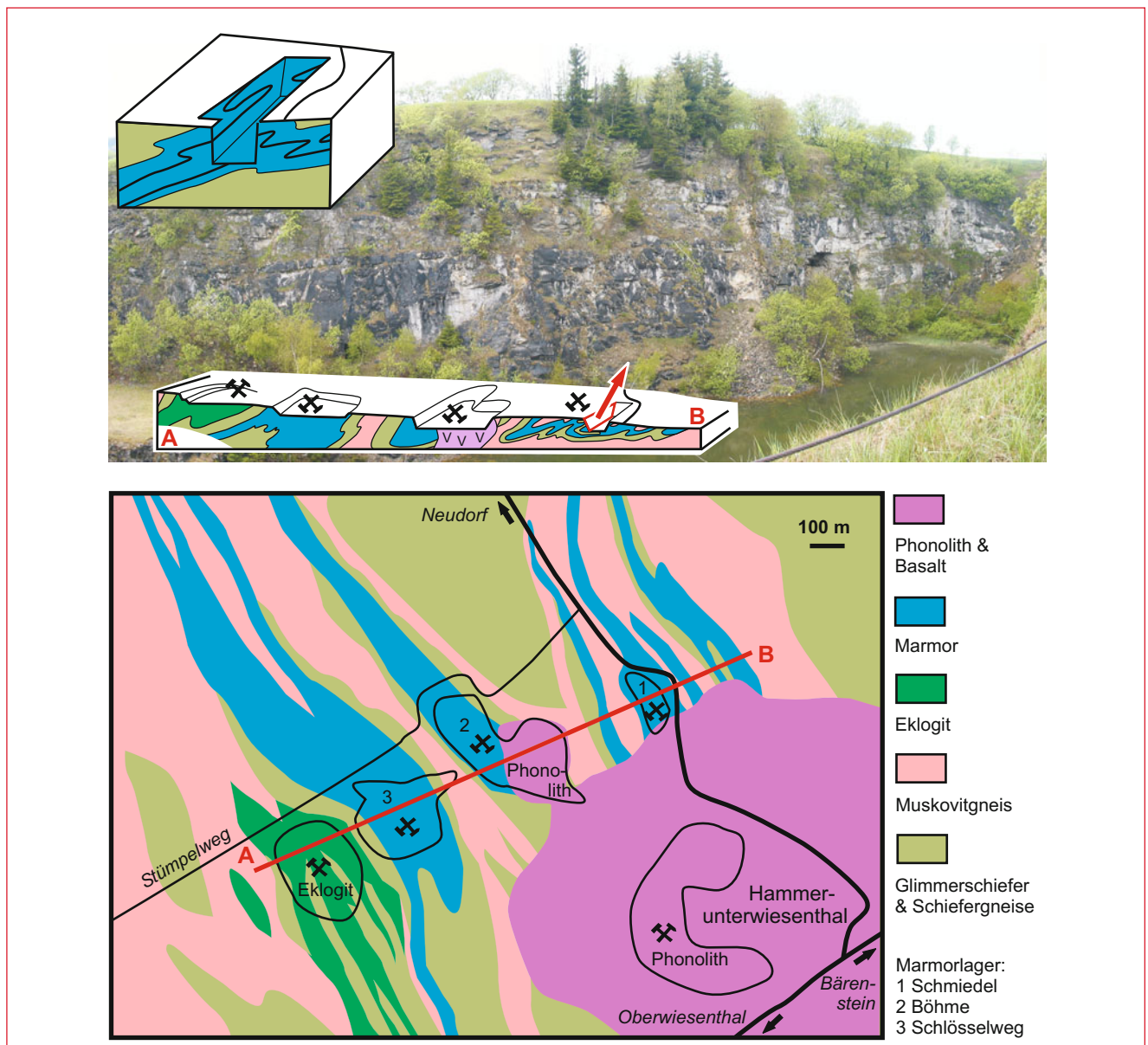


Abb. 22.12 Kartenskizze der Bergbauregion Hammerunterwiesenthal am südöstlichen Ende der Wiesenthaler Struktur. Neben Marmor wurden vor allem Phonolith und in jüngerer Zeit auch Eklogit abgebaut. Das Profil quer zum Streichen der Metamorphite zeigt noch einmal den intensiven Faltenbau mit dem der Ultrahochdruck-Komplex von Wiesenthal den Glimmerschiefern eingelagert ist (nach HOTH et al. 2010). An der westlichen Aufschlusswand des fiskalischen Bruches (Foto) sind in Schmiedels Marmorlager solche Falten (vor allem durch Metabasiteinschlüssen abgebildet) zu erkennen. Falten-skizze oben nach WAGENBRETH & STEINER 2001.

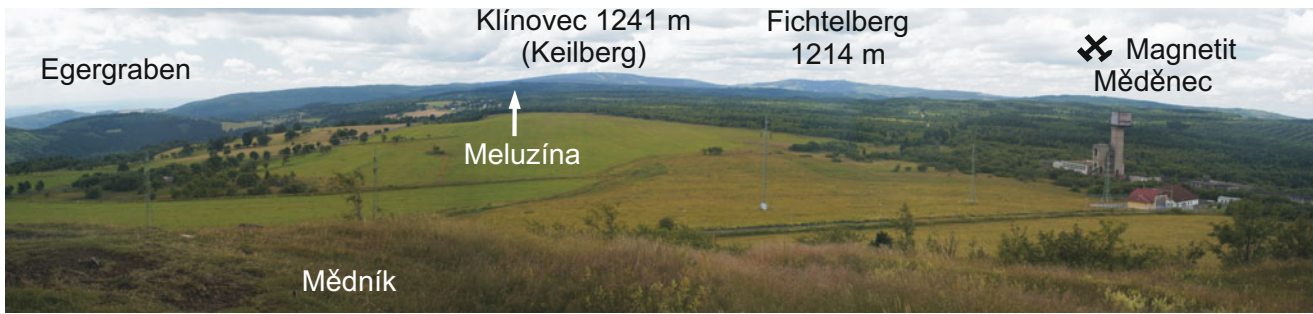


Abb. 22.13 Blick vom Mědník (Kupferberg) bei Měděnec in Richtung Westen über die Hochfläche der Kammregion.

Dem Wiesenthaler Komplex sind mehrere Marmorlager (Dolomit und Calcit) eingeschaltet, die seit 1741 Gegenstand von Bergbau waren (Abb. 22.12). Zunächst vor allem als Branntkalk genutzt, verlagerte sich die Verwendung der hochreinen Marmore unter anderem auf Düng- und Glaskalk. Heute dienen die verbleibenden Vorkommen als Reservelagerstätte der Erzbergirgischen Kalkwerke GmbH (HOTN et al. 2010). Zwar ist der alte Steinbruch im Norden Hammerunterwiesenthals, an der Straße nach Neudorf, inzwischen stark zugewachsen und die Marmore mit einer schwarzen Patina überzogen, aber mit etwas Phantasie sind die Falten in der gegenüberliegenden Wand noch zu erkennen. Es handelt sich um einen echten Klassiker, bei dem man glaubt, liegende Falten zu sehen. Wie Profil und Blockbild in Abbildung 22.12 verdeutlichen, sind die Falten zwar geneigt, die scheinbar flache Lagerung aber lediglich ein Anschnittseffekt durch das Streichen der Faltenachse subparallel zur Steinbruchwand.

Auf dem Stümpelweg kann man entlang alter und neuer Steinbrüche den Fichtelberg zu Fuß oder per Rad erklimmen. Man kann aber auch per Auto über Oberwiesenthal zum Ziel kommen. Geographisch erreicht man mit 1214 m über dem Meer den Höhepunkt des Sächsischen Erzgebirges. Zwar gibt es hier keine Aufschlüsse, aber der Rundumblick ist atemberaubend. Besonders der Blick über die Hochfläche der Kammregion weit ins Böhmisches hinein lohnt diesen Ausflug. Jenseits des Erzgebirgsabbruches fällt der Egergraben, vom Standort aus gesehen, um 800 m ab.

Weiter geht es vorbei an der alten Bergstadt Boží Dar, die 1530 als Gottesgab gegründet wurde und mit 1028 m Höhe die höchste Stadt Mitteleuropas ist, Richtung Klínovec (Keilberg), dem höchsten Berg des Erzgebirges (1241 m). Östlich des Keilberges liegt der Berg Meluzína (Wirbelstein) der in einer zwanzigminütigen Wanderung von der Straße aus erstiegen werden kann. Neben Blicken in die Abgründe des Egergrabens (400 m ü. NHN) wartet der Berg mit einem geologischen Highlight auf.

Praktisch die gesamte Felsgruppe besteht komplett aus Eklogit, das damit das größte Vorkommen seiner Art im Erzgebirge ist (Abb. 22.7).

Über Horní Halže erreicht man das kleine Örtchen Měděnec (Kupferberg), scheinbar direkt am Abhang des Egergrabens gelegen. Zwar wohnen hier nur 150 Menschen, dafür schrieb der Ort aber geologische Geschichte. Am Mědník, dem Kupferberg, wurde silberhaltiges Kupfererz vermutlich bereits ab dem 10., sicher aber seit dem 15. Jahrhundert abgebaut. Der Hügel ist mit seiner Kapelle zur unbefleckten Empfängnis kaum zu übersehen und über einen kurzen Wanderweg, vorbei am Mariahilf-Stolln, zu erreichen. Bereits WILHELM VON HUMBOLDT würdigte vor zweihundert Jahren die überwältigende Aussicht in den Egergraben und ins Duppauer Gebirge als eine der schönsten Mitteleuropas. In Richtung Westen liegen Keil- und Fichtelberg und im Vordergrund erspäht man die Schachtanlagen einer in den 1950ern entdeckten und bis 1992 tätigen Magnetitgrube (Abb. 22.13). Dabei handelt es sich um Erze, die der Struktur von Měděnec stratiform eingelagert sind. Insgesamt erbrachte die Grube 2,7 Mio. t Eisenerz (35%ig), 323 t Cu und 807 kg Ag (Euroregion Erzgebirge ed, 2000).

Wer will, kann nun einen Ausflug in den Egergraben starten. Dort schneidet man bei der Fahrt Richtung Westen über Perštejn, Stráž und Ostrov das känozoische Vulkangebiet des Duppauer Gebirges. Direkt an der Straße im Ort Stráž steht in einem kleinen Aufschluss die abgeschobene Seite des Erzgebirges an. Dabei handelt es sich um die so genannten Egergranulite. In diesen Ultrahochdruck-Gesteinen konnten KOTKOVÁ et al. 2011 in Granaten Diamant nachweisen (Kapitel 4.1).

Bevor man bei Boží Dar die Runde schließt, erreicht man einen der geschichtsträchtigen Bergbauorte des Erzgebirges – Jáchymov – das alte St. Joachimsthal. GEORGIUS AGRICOLA erhielt hier, als er im 16. Jahrhundert in dem Ort Arzt und Apotheker war, seine Inspirationen für sein Werk „De re metallica“.

23 Die Westerzgebirgischen Granite

Die großen Drei

Auch in kleinmaßstäbigen geologischen Karten, wie zum Beispiel der von Europa, ist immer noch ein rotes, leicht nach links geneigtes, kleines „i“ zu erkennen (Abb. 5.2). Es markiert die Grenze – oder besser den Übergangsbereich – zwischen Erzgebirge und Vogtland. Der Strich des „i“ wird vom Eibenstocker Granit, dem größten Pluton des Erzgebirges gebildet. Er ist etwa 56 km lang und durchschnittlich 15 km breit und bringt es damit auf ca. 850 km². Mit etwa 107 km² Fläche ist der Kirchberger Granit – das perfekt ovale Tüpfelchen auf dem „i“ – zwar deutlich kleiner, nimmt aber den flächenmäßigen Platz zwei der Erzgebirgsgranite ein. Etwas weiter westlich liegt dann noch der Bergener Granit, der in seiner Fläche sogar noch etwas unter der Größe des Granits von Fláje im Osterzgebirge liegt (ca. 29 km²), aber hier trotzdem zu den großen Drei des Westerzgebirges/Vogtlandes zählen soll (Abb. 23.1).

Alle drei Plutone gehören unterschiedlichen geochemischen Gruppen der heutigen Granit-Nomenklatur an. Und alle drei sind die Flaggschiffe (das heißt Namensgeber) für ihren Typ (Kapitel 5, Abb. 5.6). Diese sind, noch einmal der Größe nach und im Sinne von FÖRSTER & ROMER 2010 aufgezählt:

- Typ Eibenstock (Phosphor-reicher Lithiumglimmer-Granit)
- Typ Kirchberg (Fluor-arme Biotitgranit)
- Typ Bergen (Zweiglimmer-Granit).

Als echter Lagerstättenlieferant fungierte nur der Eibenstocker Granit, von dem große Teile auf tschechischem Gebiet liegen (hier wird er Granit von Nejedek genannt). Vor allem diese südlichen Teile sind geochemisch gar nicht „Eibenstock“, sondern gehören zum Typ Kirchberg.

Den Intrusionsrahmen für die Granite bildeten Phyllite der metamorphen Mitteldruck-Niedrigtemperatur- und der Niedrigdruck-Niedrigtemperatur-Einheit (MP-LT, LP-LT). Diese Gesteine tauchen generell nach SW zum Vogtländischen Synklinorium hin ab und leiten somit aus dem Kristallin ins Stockwerk des Schiefergebirges über. Eine große NW-SE streichende Störung teilt den Eibenstocker Granit in seinem Nordteil und begrenzt ihn im Mittelteil nach Osten hin (Abb. 23.1). Strukturell existieren vom Eibenstocker Granit verschiedene Varianten, wobei vor allem unterschiedliche porphyrische Gefüge genannt werden müssen. Den großwüchsigen Kristallanteil bilden die

Kalifeldspäte, die an einigen Lokalitäten die berühmten Karlsbader Zwillinge bilden, wie zum Beispiel im böhmischen Loket (Ellbogen).

Metamorphose mal anders

Im Kapitel 4 gibt es umfassende Informationen zum Thema Metamorphose im Erzgebirge. Immer handelt es sich dabei aber um den „regionalmetamorphen“ Teil des p-T-Diagramms. Bei diesen Umwandlungen spielten Druck und Temperatur in gleichem Maße (manchmal sogar ein bisschen mehr Druck) eine Rolle. Es ist also Zeit, einen Blick auf die andere Form der Metamorphose zu werfen. Die Kontaktmetamorphose ist Temperatur-betont (Abb. 4.1) und auf den Wärmeschub eines aufsteigenden magmatischen Körpers zurückzuführen. Damit beeinflusst sie bei weitem nicht so viel Gesteinsvolumen wie die Regionalmetamorphose. Plutone, auch die westerzgebirgischen Granite, umgeben sich mit einer Kontaktaureole aus speziellen Metamorphiten (Abb. 23.1). Anders als bei Regionalmetamorphiten fand keine Versenkung und damit keine Deformation statt, deshalb sprossen die charakteristischen Mineralneueinkömmlinge (Porphyroblasten) statisch. Sie überwuchsen, je nach Temperaturgefälle und Stoffangebot, mehr oder weniger stark das vorhandene Gefüge. Es entstanden Flecken, Knoten und „Früchte“, die dem Gestein dann auch seinen Namen gaben. Im Extremfall bleibt vom Ausgangsgestein nicht viel übrig und die Mineralneubildung führt zu einem homogenen dunklen Gestein, dem Hornfels. So weit ging es im Westerzgebirge meist nicht und es herrschen Fleck- und Fruchtschiefer vor, bei denen die Porphyroblasten aus den typischen Kontaktmineralen Chialolith (Kohlenstoff führender Andalusit, Abb. 4.3) und Cordierit gebildet werden.

Durch seine Verwendung als Naturstein ist der Theumaer Fruchtschiefer der bekannteste Kontaktmetamorphit des Erzgebirges (Abb. 23.2). Bei seinen dunklen Cordierit- und Andalusitblasten handelt es sich um „Hitzepickel“, die der in der Nähe aufsteigende heiße Bergener Pluton verursachte. Zudem wird das Gestein als glimmerreich und quarzitstreifig beschrieben – nicht alles nur Merkmale der Kontakt-, sondern auch der vorangegangenen Regionalmetamorphose.

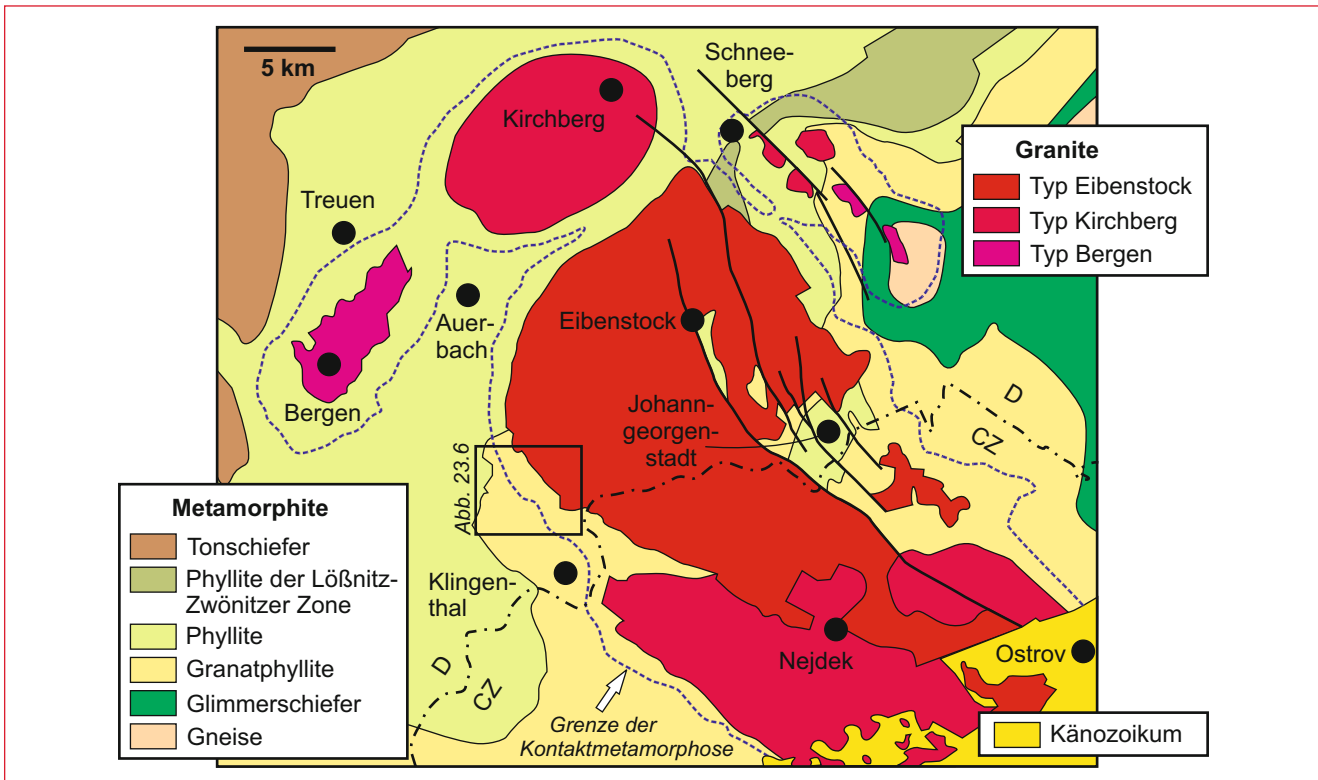


Abb. 23.1 Übersichtskarte zu den westerzgebirgischen Graniten und ihrer Umgebung. Nach heutiger Lesart handelt es sich bei den Graniten um Angehörige von drei geochemisch unterschiedlichen Gruppen.

Verwitterung und Landschaft

Kontaktschiefer verwittern schlechter und treten deshalb morphologisch eher hervor. Am besten ist das am Bergener Granit zu beobachten, wo die Kontaktaureole einen bewaldeten Ring um den stärker eingeebneten Granit bildet (Abb. 23.3).

Eine Kombination aus physikalischer und chemischer Verwitterung lässt den Granit im Wesentlichen zu sandig-kiesigem Material zergrusen. Felsen mit dem typischen Wollsack-Erscheinungsbild, wie sie häufig im Harz zu beobachten sind, bilden die Ausnahme. Die auf dem kargen Substrat entstandenen Braunerde-Podsole sind relativ arm an Tonmineralen und lassen kaum Landwirtschaft zu. Neben der großen durchschnitt-



Abb. 23.2 Handstück des Theumaer Frucht-schiefers. Zwei Domänen mit unterschiedlich großen Früchten (Änderung im Ausgangsgestein), im Hintergrund typisches Erscheinungsbild des berühmten Verkaufsproduktes.

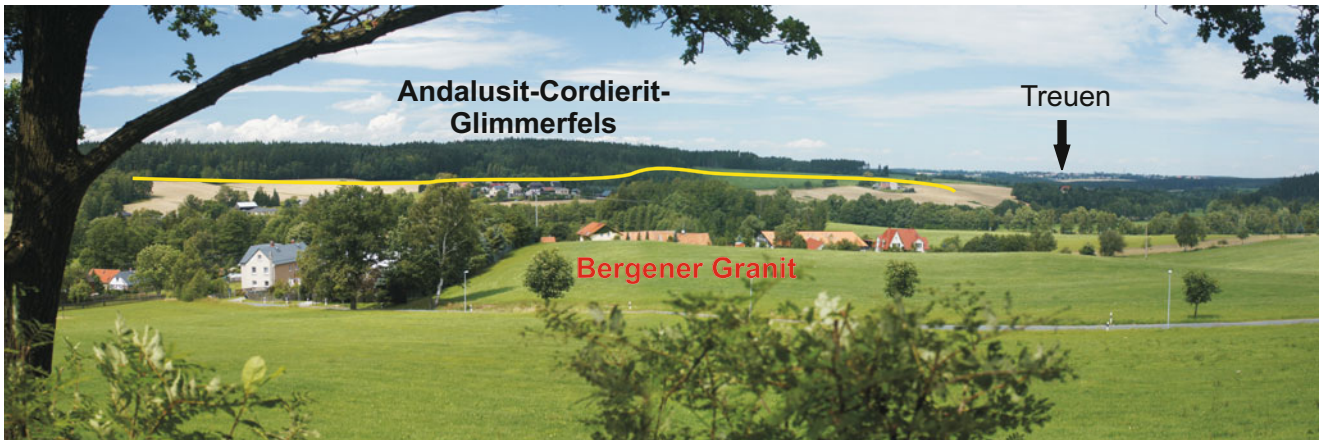


Abb. 23.3 Der Bergener Granit und sein kontaktmetamorpher Rahmen bei Schönau, südlich von Treuen.

lichen Höhenlage ist das ein Grund, weshalb im Granit-Westerzgebirge in der Landnutzung der Wald vorherrscht (Abb. 23.4).

In der kuppigen Landschaft wurden die Tonminerale örtlich aber auch zusammengespült und es kommt zur Wasserstauung. Das führte zur Anlage von Hochmooren. Im Erzgebirge ist ihre Verbreitung auf dem Gebiet des Eibenstocker Granites am größten (Bodenkarte Abb. 15.9).

Auch wenn Granite interessante Gesteine sind, muss man doch zugeben, dass die Gebiete großer Intrusionen regionalgeologisch recht eintönig sind. Um hier einen Ausgleich zu bieten, sollen im Folgenden noch die Steckbriefe einiger Lagerstätten des Grenzbereiches von Erzgebirge und Vogtland genannt werden.

Zobes

Diese Lagerstätte ist den phyllitischen Schiefen westlich des Eibenstocker Granites eingelagert und an einen Horizont mit besonderer Petrographie gebunden. Dazu gehören Graphit-schiefer, Metabasalte (Diabase) und Karbonate, die beim Ein-

fang von Wolfram als geochemische Barriere dienten. Vor allem die Karbonate verskarnten mit Scheelit – vermutlich während der Kontaktmetamorphose des Bergener Granites (BAUMANN et al. 2000). Eine spätere hydrothermale Gangvererzung, die im Bereich des Zobeshorizontes am intensivsten ist, gehört der Wismut-Kobalt-Nickel-Silber-Uran-Assoziation (BiCoNiAgU) an. Abgebaut wurde davon aber nur das Uran. Die Wismut förderte hier von 1947 bis 1963 etwa 5000 t des strategischen Erzes (BAUMANN et al. 2000).

Johanngeorgenstadt

Dort, wo der Eibenstocker Granit nach Osten hin einen kleinen Haken schlägt, befindet sich die Ganglagerstätte Johanngeorgenstadt. In dem kleinen Phyllit-Zwickel, der nach drei Seiten von Granit umgeben ist, scharen sich wie kaum sonst im Erzgebirge auf engem Raum die hydrothermalen Gänge. Im weiteren Sinne gehört die Lagerstätte, ähnlich der von Schneeberg, zur Störungszone von Gera-Jáchymov. Das wirtschaftlich wichtigste Metall dieser BiCoNi-Vererzung war auch hier das Uran. Aus der geologischen Position der Johanngeorgenstädter Lagerstätte



Abb. 23.4 Blick vom Auersberg über den bewaldeten Eibenstocker Granit, mit Sosa und Talsperre Sosa.

darf man vermuten, dass ursprünglich überall im Dach des Eibenstocker Granites auf Gängen Uran anstand.

Seit dem 16. Jahrhundert wurden in diesem Revier Eisenerz und Zinn abgebaut. Ab dem 17. Jahrhundert kamen Silber und um 1800 auch Kobalt und Wismut hinzu. Zunächst für die Herstellung von Farben gebraucht, begann 1819 der Bergbau auf Uran. Bis zum 2. Weltkrieg wurden 32 t gewonnen. Kein Vergleich mit dem Hundertfachen (3600 t), das von der Wismut SAG (Sowjetische Aktiengesellschaft) nach dem Krieg bis 1961 geschürft wurde. Auf dem Höhepunkt des Bergbaus schufteten hier 100 000 Arbeiter, die Stadt bestand aus Halden, die Altstadt wurde bis auf die Kirche abgerissen (WAGENBRETH & WÄCHTLER eds, 1990).

Tannenbergesthal-Mühlleithen

An der unmittelbaren Westflanke des Eibenstocker Granites drängt sich auf engem Raum eine ganze Reihe von Lagerstätten(-typen):

- Direkt unter der Tagesoberfläche steht der so genannte „Große Greisenkörper“ von Gottesberg an, der noch bis mindestens 900 m Tiefe reicht (Abb. 23.5). Man sieht ihn im Zusammenhang mit einem Granit eigener Kategorie: dem Fluor-reichen Biotitgranit (FÖRSTER et al. 2010). Mit Sn-Gehalten bis 0,5% stellte dieser Körper die DDR-Zinn-Reserve mit einem Umfang von 100 000 t Zinn und Kupfer dar. Nach neueren Schätzungen schlummert hier jedoch die doppelte Menge (SLfULG 2010). 2011/2012 wurde noch einmal nacherkundet.

- Zinngreisen innerhalb des Eibenstocker Granites: direkt am Kontakthof, z. B. Grube Tannenberg mit historischem Bergbau.
- Greisen im Kontaktschiefer: Schneckenstein mit Quarz-Topas-Brekzie, Gewinnung ab 18. Jahrhundert (Abb. 23.5).
- NW-SE streichende hydrothermale Gänge im Nebengestein des Granites:
 - a) U-Lagerstätte Schneckenstein,
 - b) Brunndöbra mit Baryt, größter Teil noch im Berg (> 2 Millionen Tonnen Schwespat, LEHMANN 2010).

Das Blockbild der Abbildung 23.5 zeigt die genannten Lagerstätten in Bezug auf die geologischen Verhältnisse. Damit stellt das Schema auch gleich eine Übersicht zur letzten Exkursion des Buches dar, denn wir bleiben dafür im Gebiet Tannenbergesthal-Mühlleithen.

Exkursion in die Bergbauregion am Schneckenstein

Die letzte Exkursionsempfehlung ist noch einmal eine Kombination aus Geologie und Bergbau die sich mit den oben genannten lagerstättenkundlichen Besonderheiten am Westrand des Eibenstocker Granites beschäftigt.

Direkt am Kamm des Erzgebirges/Vogtlandes gelegen werden im Exkursionsgebiet Höhen über 900 m erreicht. Etwa das Zentrum bildet der Kielberg, ein Härtling im Kontaktschiefer mit 943 m Höhe (Abb. 23.6). Die Ortschaften Zwota und Klingenthal liegen schon südlich der Wasserscheide und entwässern

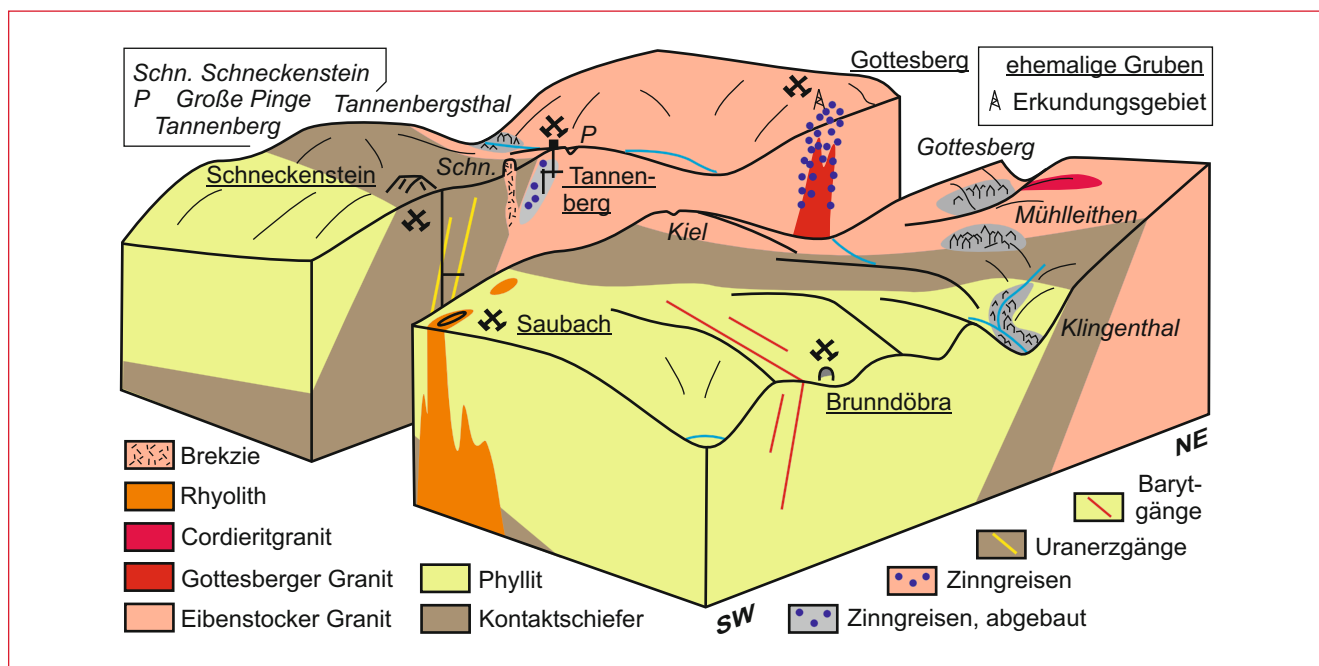


Abb. 23.5 Schematisches Blockbild zu den geologischen Verhältnissen am Westrand des Eibenstocker Granites mit den wichtigsten zugehörigen Lagerstätten. Es zeigt die Reviere Tannenbergesthal-Mühlleithen, Gottesberg, Schneckenstein und Brunndöbra. Nennen wir das Gebiet nach dem wichtigsten geologischen Gebilde die „Region Schneckenstein“.

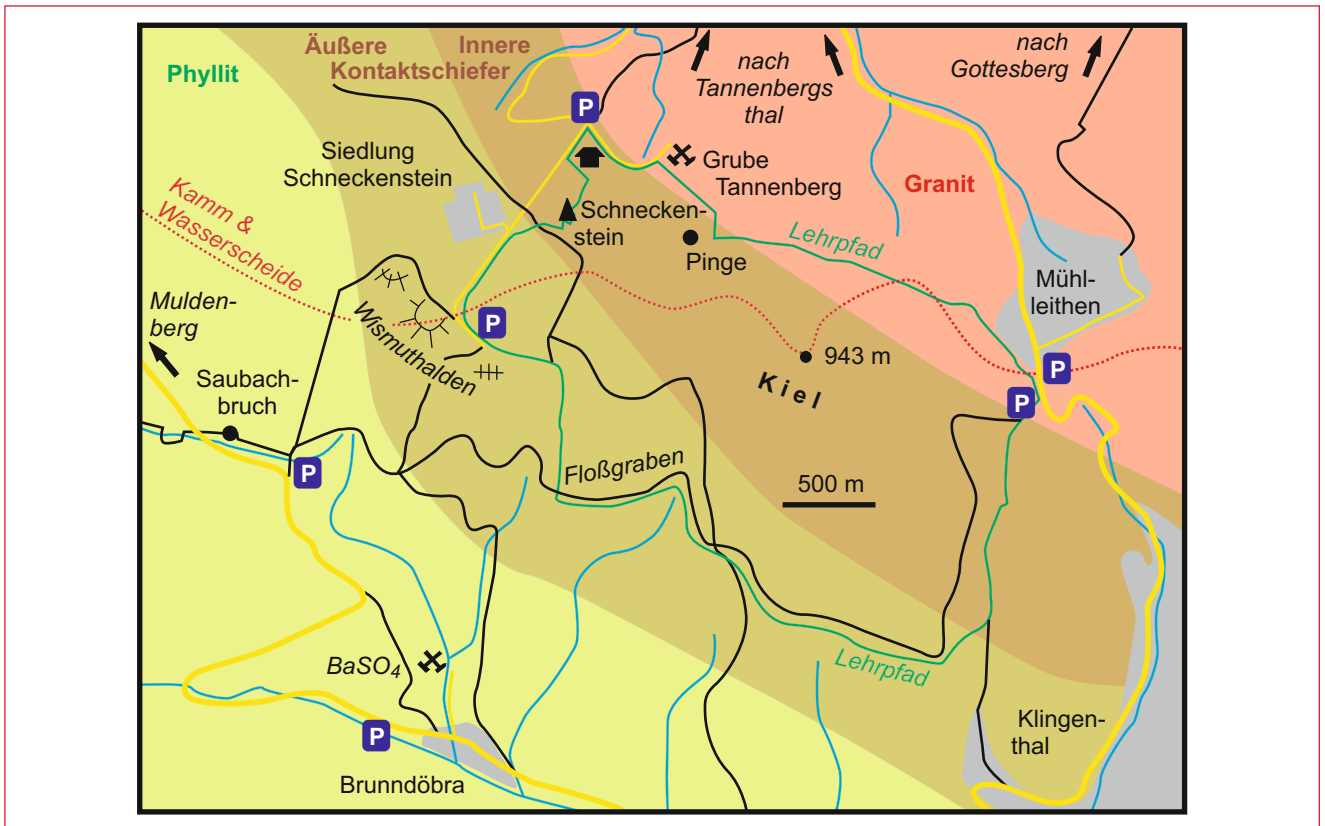


Abb. 23.6 Kartenskizze des Exkursionsgebietes im Großraum Schneckenstein. Gelb sind Straßen und schwarz einige Wege eingetragen. Zwischen dem Schneckenstein und der Grube Tannenberg befindet sich das Vogtländisch-Böhmische Mineralienzentrum Schneckenstein.

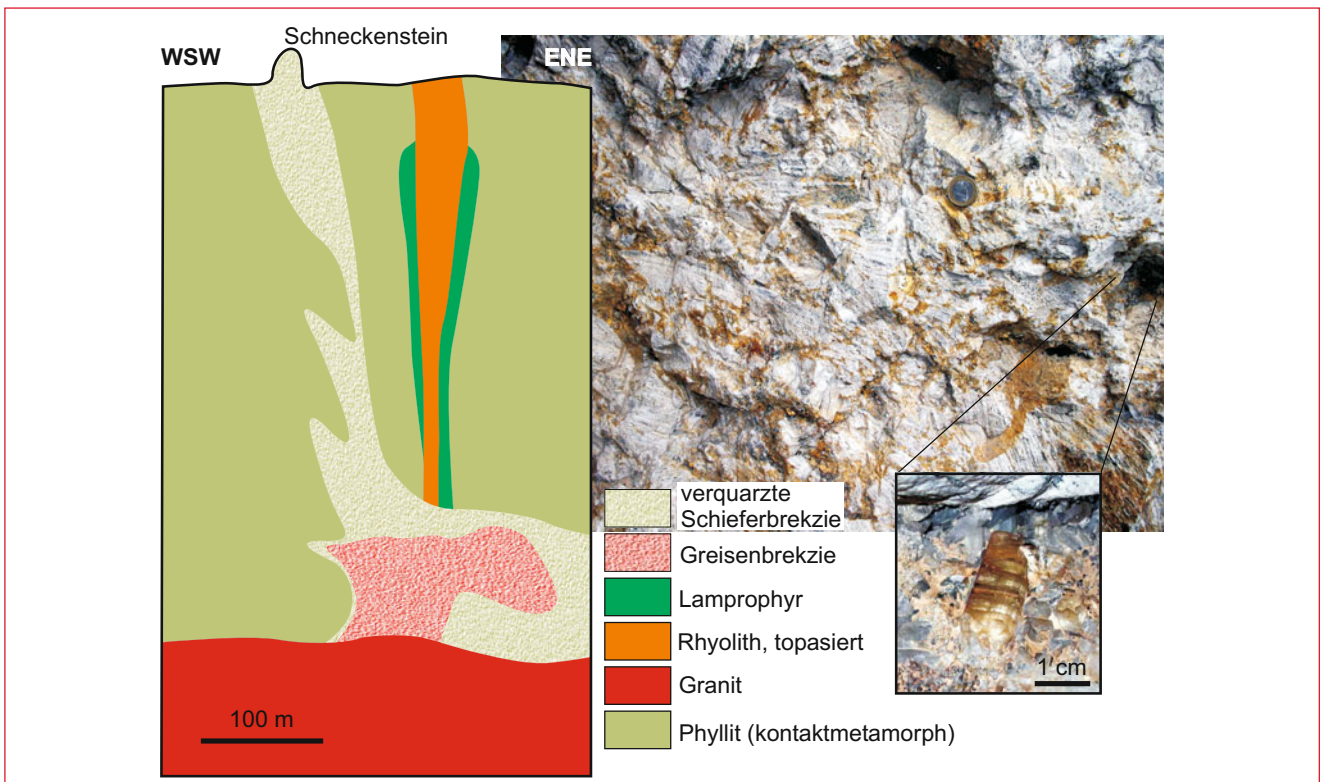


Abb. 23.7 Der berühmte Schneckenstein ist der Rest einer herausgewitterten und teils abgebauten Schieferbrekzie. Im Foto ist hell der hydrothermal umgewandelte Phyllit zu erkennen, dessen Bruchstücke mit gelblich-bräunlichem Material verheilt wurden. Dabei handelt es sich um nichts geringeres als Topase teilweise in Edelsteinqualität (kleines Foto). Skizze nach BAUMANN & GÖRNY 1964.

daher nicht mehr zur Zwickauer Mulde oder Weißen Elster, sondern zur böhmischen Ohře (Eger). Ein Teil dieser Morphologie ist vom Aussichtspunkt der Halde 241 (die östlichste der Wismuthalden in Karte 23.6) zu beobachten.

Nur mit Eintrittskarte ist das wichtigste Geotop des Gebietes zu bestaunen, der Schneckenstein (Abb. 23.7). Seine berühmten Topase lassen sich im Besucherzentrum gleich nebenan bewundern (Vogtländisch-Böhmisches Mineralienzentrum Schneckenstein).

Bergbaufreunde kommen nicht zu kurz und können (neben dem Besuch der reichlichen Übertagezeugen) die sehr lohnenswerte Grube Tannenberg befahren. Die Einfahrt erfolgt über einen Stolln von Norden her in den Kielberg. Er war der Förderstolln, bis die Wismut nach dem zweiten Weltkrieg die Tagesanlagen für ihre Aufbereitung beschlagnahmte. Von da an wurde die Grube über einen Stolln von Mühlleithen her bedient, wo schon in historischer Zeit das Zinn der Region aufbereitet – „gemahlen“ – wurde. Davon zeugt der Name des Ortes. Etwa 500 m „fährt“ man (tatsächlich wird natürlich gelaufen) bis in den Greisenkörper im Liegenden des Kontaktschiefers und unterhalb der Großen Tannenberg-Pinge, die Übertage im Wald zu besichtigen ist. Die Pinge stammt von einem Altbergbau auf Zinn, der wahrscheinlich seit dem 15. Jahrhundert erfolgte. Allerdings waren die Zinngehalte mit durchschnittlich 0,1 % und maximal 1,5 % sehr schlecht und der Bergbau kam nie richtig in Fahrt. Die 1930er Jahre brachten eine Belebung und in dessen Folge das heutige Grubengebäude. Hier wurden den zwei Greisenkörpern bis 1964 etwa 1700 t Zinn abgerungen (WAGENBRETH 1996).

Die vielen und gut ausgeschilderten Wanderwege (einige werden im Winter als Loipen genutzt) verbinden das nähere Schneckensteingebiet mit den Bergbaugebieten von Gottesberg (Zinn), Schneckenstein (Uran) und Brunndöbra (Baryt BaSO_4).

Ein echter Aufschlussklassiker ist der kleine Saubachbruch in der Nähe der Straße von Muldenberg nach Klingenthal. Hier wurde ein Rhyolith abgebaut, der teilweise durch überkritische Hydrothermen umgewandelt wurde. Er ist zwar nicht vergrei-



Abb. 23.8 Rhyolith-Handstücke vom kleinen Bruch am Saubach. Oben ist gut das porphyrische Gefüge mit seinen Quarzeinsprenglingen im Querschnitt zu erkennen. Wittern die Quarze heraus, dann offenbaren sie ihre Natur als pseudo-hexagonale Dipyramiden (unten).

sent, zeigt aber wie stark die Region durch die heißen Fluide in Mitleidenschaft gezogen wurde. Wie bei den Granitporphyren des Osterzgebirges sind die Einsprenglinge sehr reichlich und auch recht groß ausgebildet (Abb. 23.8). Aus der umgewandelten weichen Matrix wittern pseudo-hexagonale Quarzeinsprenglinge heraus. Die Kristalle bildeten sich ohne Prismenflächen und mit annähernd sechsstrahliger Symmetrie aus. Damit näherten sich die Quarzkristalle in ihrer Form dem hexagonalen Kristallsystem von Hochtemperaturquarz an.

Schließlich existiert am Kielberg auch ein naturkundlich-bergbaugeschichtlicher Lehrpfad, der auf 11 km sehens- und wissenswertes zum Thema bietet.

Literatur

- Agricola G (1556) De re metallica libri XII. Basel
- Alexowsky W, Koch EA, Kurze M, Schneider JW, Tröger K-A, Wolf L (1999) Geologische Karte des Freistaates Sachsen 1:25000, Karte und Erläuterungen zu Blatt 5048 Kreischa. LfULG Sachsen, Freiberg
- Ampferer O, Hammer W (1911) Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. Jahrb geol Reichsanstalt 61 (3/4), 513–710
- Amstutz A (1952) Sur l'évolution des structures alpines. Archives sci 4 (5), 323–329
- Autorenkollektiv (2010) Die geologische Entwicklung der Lausitz. Vattenfall Europe Mining AG
- Bankwitz P, Bankwitz E (1982) Zur Entwicklung der erzgebirgischen und der Lausitzer Antiklinalzone. Z angew Geol 28 (11), 511–524
- Baumann L (1968) Die Mineralparagenesen des Erzgebirges – Charakteristik und Genese. Freib Forsch-H C 230, 217–233
- Baumann L (1992) Zur Metallogenie des Erzgebirges sowie Darstellung einiger seiner bedeutender Lagerstätten.-Schrift GDMB, H 64, 1–30
- Baumann L (1995) Die prävariszischen Vererzungen des Erzgebirges. Freib Forsch-H C 454
- Baumann L, Gorny S (1964) Neue tektonische und petrographische Untersuchungsergebnisse in der Zinnerzlagertätte Tannenbergmühlleithen. Freib Forsch-H C 181, 89–117
- Baumann L, Hofmann J (1967) Die Beziehung zwischen Petrotektonik und Gangtektonik im Freiburger Lagerstättenbezirk. Freib Forsch-H C 215, 117–135
- Baumann L, Josiger U (1995) Paragenesen, Erzgefüge und Begleitgesteine der Sulfiderzlager des Erzgebirges. Freib Forsch-H C 454
- Baumann L, Kuschka E, Seifert T (2000) Lagerstätten des Erzgebirges. Enke Stuttgart
- Baumann L, Weinhold G (1963) Zum Neuaufschluß des sog. „Felsithorizontes“ von Halsbrücke. Z angew Geol 7, 338–345
- Beck R (1887) Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen, Section Nassau, Blatt 118. Leipzig
- Behr H-J, Fritsch E, Mansfeld L (1965) Die Granulite von Zöblitz im Erzgebirge als Beispiel für Granulitbildung in tiefreichenden Scherzonen. Krystallinikum 3, 7–29
- Behr H-J (1969) Altersbeziehung zwischen Magmatismus, Metamorphose und ringförmigen Großstrukturen im sächsischen Erzgebirge. Freib Forsch-H C 241, 27–43
- Behr H-J, Dürbaum H-J, Bankwitz P (eds, 1994) Crustal structure of the Saxothuringian Zone: Results of the deep seismic profile MVE-90 (East). Z geol Wiss 22 (6), 647–769
- Benek R (1980) Geologisch-strukturelle Untersuchungen im Tharandter Vulkanitkomplex (Südteil der DDR). Zeitschr geol Wiss 8, 627–643
- Benek R (1991) Aspekte einer Volumenbilanz paläovulkanischer Förderprodukte – Beispiel Teplice-Rhyolith (Ostdeutschland). Zeitschr geol Wiss 19, 379–389
- Berger HJ, Wiemeier G, Schirn R (1994) Neue strukturtektonische und lithostratigraphische Ergebnisse aus dem Freiburger Gneiskomplex. Z geol Wiss 22 (5), 505–512
- Berger HJ, Felix M, Görne S, Koch E, Krentz O, Förster A, Förster H-J, Konietzky H, Lunow C, Walter K, Schütz H, Stanek K, Wagner S (2011) Tiefengeothermie Sachsen. Schriftenreihe LfULG 9/2011
- Bertrand M (1884) Rapports de structure des Alpes de Glaris et du bassin houiller du Nord. Bull Soc géol France 3 (12), 18–330
- Bräuer K, Kämpf H, Strauch G, Weise SM (2002) Isotopic evidence ($^3\text{He}/^4\text{He}$, $^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$) of fluid-triggered interplate seismicity. J Geoph Res 108, B2
- Chappell BW, White AJR (1974) Two contrasting granite types. Pacif Geol 8, 173–174
- Chappell BW, White AJR (2001) Two contrasting granite types: 25 years later. Austr J Earth Sc 79, 489–499
- Chemenda AL, Mattauer M, Malavieille J, Bokun AL (1995) A mechanism for syncollisional rock exhumation and associated normal faulting: results from a physical modelling. Earth Plan Sc Lett 132, 225–232
- Chopin C. (1984) Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the western Alps: a first record and some consequences. Contrib Mineral Petrol 86, 107–118
- Cloos M (1993) Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: Subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts. Geol Soc Am, Bull 105, 715–737
- Credner H (1887) Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen, Maßstab 1:25000
- Dahm KP (1985) On the genesis of granites in the Erzgebirge Mts., G.D.R. Geol Carpathica 36, 397–410
- Davis GA, Lister GS (1988) Detachment faulting in continental extension; Perspectives from the Southwestern U.S. Cordillera. Geol Soc Am Spec Pap 218, 133–159
- Eskola EP (1920) The mineral facies of rocks. Norsk Geol Tidsskr 6
- Euroregion Erzgebirge (ed 2000) Historischer Bergbau in der Euroregion Erzgebirge. Freiberg
- Evans D, Graham C, Armour A, Bathurst (eds 2003) The Millennium Atlas: Petroleum Geology of the Central and Northern Sea. Geol Soc London
- Fettes D, Desmons J (eds 2007) Metamorphic Rocks – A Classification and Glossary Terms. Cambridge University Press
- Flöttmann T (1988) Strukturentwicklung, p-T-Pfade und Deformationsprozesse im zentralschwarzwälder Gneiskomplex. Frankf Geowiss Arb. A 6
- Förster B, Haack U (1995) U/Pb-Datierungen von Pechblendern und die hydrothermale Entwicklung der U-Lagerstätte Aue-Niederschlema (Erzgebirge). Z geol Wiss 23, 581–588
- Förster H-J, Tischendorf G, Seltmann R, Gottesmann B (1998) Die variszischen Granite des Erzgebirges: neue Aspekte aus stofflicher Sicht. Z geol Wiss 26 1/2, 31–60
- Förster H-J, Tischendorf G, Trumbull RB, Gottesmann B (1999) Late-collisional granites in the Variscan Erzgebirge, Germany. J Petrol 40, 1613–1645
- Förster H-J, Romer RL (2010) Carboniferous magmatism. In Linnemann U, Romer RL (eds) Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia – From the Cadomian Active Margin of the Variscan Orogen. Schweizerbart, Stuttgart, 287–308
- Franke W (1984) Variszischer Deckenbau im Raume der Münchberger Gneismasse – abgeleitet aus der Fazies, Deformation und Metamorphose im umgebenden Paläozoikum. Geotekton Forsch 68, Stuttgart
- Franke W (1989) Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe. In Dallmeyer RD (ed) Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic Orogens. Geol Soc America, Spec Pap 230, 67–90

- Franke W (1992) Phanerozoic structures and events in central Europe. In Blundell D, Freemann R, Müller S (eds) *A Continent Revealed – The European Geotraverse*. Cambridge University Press, 164–179
- Franke W (2000) The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. In Franke W, Haak V, Oncken O, Tanner D (eds) *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*. Geol Soc London, Spec Publ 179, 35–61
- Franke W, Stein E (2000) Exhumation of high-grade rocks in the Saxo-Thuringian Belt: geological constraints and geodynamic concepts. In Franke W, Haak V, Oncken O, Tanner D (eds) *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*. Geol Soc London, Spec Publ 179, 35–61
- Freiesleben JC (1831) *Erze und Gangarten der Freiburger Gänge*. Magaz Oryktogr Sachs 5, Freiberg
- Friedel C-H, Bankwitz P (2003) PT-Daten und Tektonik der Phyllitschollen von Hermsdorf-Rehefeld (Osterzgebirge) – lokale und regionale Konsequenzen. Exkurs Veröff GGW 218, 36–39
- Frisch W, Meschede M (2009) *Plattentektonik*. Primus Verlag
- Frischbutter A (1990) Prävariszische Granitoide der Fichtelgebirgisch-Erzgebirgischen Antiklinalzone und ihre Bedeutung für die Krustenentwicklung am Nordrand des Böhmisches Massivs. Veröff ZIPE, 69
- Gaitzsch B, Egenhoff S, Hesse S, Ehling B-C (2010) Variscan Early Molasses in the Saxo-Thuringian. In Linnemann U, Romer RL (eds) *Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia – From the Cadomian Active Margin of the Variscan Orogen*. Schweizerbart, Stuttgart, 311–322
- Gallwitz H (1954) Stratigraphie und tektonische Stellung der Elbtalzone. *Z deutsch geol Ges* 105, 208–213
- Gehmlich M, Linnemann U, Tichomirova M, Lütznert H, Bombach K (1997) Datierung und Korrelation neoproterozoisch-frühpaläozoischer Profile des Schwarzbürger Antiklinoriums und der Elbezone auf der Basis von geochronologischen Einzelzirkonen. *Z geol Wiss* 25, 191–202
- Gehmlich M, Linnemann U, Tichomirova M, Todt W, Bombach K (2000) U-Pb und Pb-Pb-Zirkondatierungen an Orthogesteinen der Elbezone: Konsequenzen für variszische Deckenüberschiebungen in Saxothuringikum. *Z dt geol Ges* 151, 209–230
- Geokompetenzzentrum Freiberg e V (ed 2010) *Sächsischer Rohstofftag 2010, Exkursion: Das Revier Altenberg – Historie, Gegenwart, Zukunft*. Veröffentlichungen des Geokompetenzzentrums Freiberg e V 2/2010
- Gotte W (1987) Lagerstätten als Bestandteile geologischer Einheiten – Konsequenzen für die Erkundung und Bewertung. *Z ang Geol* 33, 85–91
- Gotte W (1993) Die Phyllitschollen von Hermsdorf-Rehefeld im Osterzgebirge – geologische Befunde und deren bisherige tektonische Interpretation. *Z geol Wiss* 21 1/2, 93–97
- Gotte W, Schust F (1988) Zur Genese erzgebirgischer „Grauer Gneise“. *Z geol Wiss* 16 (8), 765–778
- Grand SP, van der Hilst RD, Widiyantoro S (1997) Global seismic tomography: A snapshot of convection in the earth. *GSA Today* 7/4, 1–7
- Hahn T, Kroner U, Melzer P (2010) Early Carboniferous synorogenic sedimentation in the Saxo-Thuringian Basin and the adjacent Allochthonous Domain. In Linnemann U, Romer RL (eds) *Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia – From the Cadomian Active Margin of the Variscan Orogen*. Schweizerbart, Stuttgart, 171–192
- Handy MR, Schmid SM, Bousquet R, Kissling E, Bernoulli D (2010) Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological-geophysical record of spreading and subduction in the Alps. *Earth-Sc Revs* 102, 121–158
- Harnois L (1988) The CIW index: A new chemical index of weathering. *Sedimentary Geology* 55, 319–322
- Heim A (1891) *Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz*. 25. Lieferung: Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. Text zur geolog Karte der Schweiz in 1:1 000 000, Blatt XIV. Schmid, Francke & Co, Bern
- Henningsen D, Katzung G (2002) *Einführung in die Geologie Deutschlands*. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg
- Hiller A, Schuppan W (2007) *Geologie und Uranbergbau im Revier Schlema-Alberoda*. Bergbau in Sachsen Bd 14, SächslfULG
- Hoffmann U, Breitkreuz C, Breiter K, Sergeev S, Stanek K, Tichomirova M (2012) Carboniferous-Permian Volcanic evolution in Central Europe – U/Pb ages of volcanic rocks in Saxony (Germany) and northern Bohemia (Czech Republic). *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, DOI 10.1007/s00531-012-0791-2
- Hofmann J (1965) Zur Petrotektonik des Graugneiskomplexes Freiberg. *Freib Forsch-H C* 191
- Hofmann J (1974) Petrographische und lithostratigraphische Stellung der Gneise des Osterzgebirges. *Freib Forsch-H C* 292, Leipzig
- Hofmann J, Mathé G, Pilot J, Ullrich B, Wienholz R (1979) Fazies und zeitliche Stellung der Regionalmetamorphose im Erzgebirgskristallin. *Z geol Wiss* 7, 1091–1106
- Hösel G (1994) *Das Zinnerz-Lagerstätteengebiet Ehrenfriedersdorf/Erzgeb. Bergbau in Sachsen Bd 1*. SLUG Freiberg
- Hoth K, Lorenz W (1966) Die skarnhöflichen Horizonte des westlichen Erzgebirges. *Geologie* 15 (7), 769–799
- Hoth K, Lorenz W, Hirschmann G, Berger H-J (1979) Lithostratigraphische Gliederungsmöglichkeiten regionalmetamorpher Jungproterozoikums am Beispiel des Erzgebirges. *Z geol Wiss* 7, 397–404
- Hoth K, Krutský N, Schilka W, Schellenberg F (2010) Marmor im Erzgebirge. *Bergbau in Sachsen Band 16*. LFULG & OBA Freiberg
- Hsü KJ, Briegel U (1991) *Geologie der Schweiz*. Birkhäuser Verlag, Basel
- Huebscher H-D (1964) Zur Ausbildung und zur tektonischen Situation des Quarzits von Oberschöna bei Freiberg (Sachsen). *Geol* 6/7, 750–766
- Johannes W (1985) The significance of experimental studies for the formation of migmatites. In Ashworth (ed): *Migmatites*. Blackie, Glasgow London
- Karlsch R (2007) *Uran für Moskau. Die Wismut – Eine populäre Geschichte*. Ch. Links Verlag, Berlin
- Kemnitz H (1978) Petrologisch-tektonische Untersuchungen im Gebiet der Flöha-Synklinale zwischen Lengefeld und Grünhainichen. Unveröff Diplom, Freiberg
- Kemnitz H (1988) Beitrag zur Lithologie, Deformation und Metamorphose der Saydaer Struktur (Osterzgebirge). Veröff ZIPE 94, Potsdam
- Klemm R (2010) The Early Variscan allochthonous domains: the Münchberg Complex, Frankenberg, Wildenfels, and Góry Sowie. In Linnemann U, Romer RL (eds) *Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia – From the Cadomian Active Margin of the Variscan Orogen*. Schweizerbart, Stuttgart, 221–232
- Klemm J (1995) Druck-Temperaturentwicklung von Metamorphiten im östlichen Erzgebirge (Sachsen). Dipl Thesis, Bochum
- Kley J, Voigt T (2008) Late Cretaceous intraplate thrusting in central Europe: Effect of Africa-Iberia-Europe convergence, not Alpine collision. *Geology* 36, 839–842
- Kober B (1987) Single-zircon evaporation combined with Pb⁺ emitter bedding for ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb-age investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications to zirconology. *Contrib Mineral Petrol* 96, 63–71
- Koch EA, Schirn R (1994) Genese des Quarzitzuges zwischen Oberschöna und Frauenstein/Osterzgebirge (oberes Proterozoikum). *Z Geol Wiss* 22 (5), 495–504
- Konopásek J, Schulmann K, Lexa O (2001) Structural evolution of the central part of the Krušné hory (Erzgebirge) Mountains in the Czech Republic – evidence for changing stress regime during Variscan compression. *Journ Struct Geol*, 23, 1373–1392
- Kossmat F (1925) *Übersicht der Geologie von Sachsen*. Leipzig
- Kossmat F (1927) Die Gliederung des varistischen Gebirges. *Abh Sächs Geol Landesamt* 1, 1 39
- Kotková J, O'Brien PJ, Ziemann MA (2011) Diamond and coesite discovered in Saxony-type granulite: Solution to the Variscan garnet peridotite enigma. *Geology* 39, 667–670
- Krawczyk CM, Stein E, Choi S, Oettinger G, Schuster K, Götze H-J, Haak V, Oncken O, Prodehl C, Schulze A (2000) Geophysical constraints on exhumation mechanisms of high-pressure rocks: the SaxoThuringian case between the Franconian Line and Elbe Zone. In Franke W, Haak V, Oncken O, Tanner D (eds) *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*. Geol Soc London, Spec Publ 179, 303–322
- Krenmayr HG, Hofmann T, Pestal G (2002) *Rocky Austria. Eine bunte Erdgeschichte von Österreich*. Verl Geol Bundesanstalt Wien
- Krentz O, Legler C, Lobst R (1984) Stoffbestand und Metamorphose kristalliner Gesteine des mittleren Erzgebirges. Exkursionsführer 31. Jahrestagung GGW 1984 Freiberg
- Kröner A, Willner AP, Hegner H, Frischbutter A, Hofmann J, Bergner R (1995) Latest Precambrian (Cadomian) zircon ages, Nd isotopic systematics and

- P-T evolution of granitoid orthogneisses of the Erzgebirge, Saxony and Czech Republic. *Geol Rundsch* 84, 437–456
- Kröner A, Willner AP (1998) Time of formation and peak of Variscan HP-HT metamorphism of quartz-feldspar rocks in the central Erzgebirge, Saxony, Germany. *Contrib Mineral Petrol* 132, 1–20
- Krohe A (1991) Großräumige Krustendehnung im Erzgebirge? – Ansätze zu einem neuen Konzept. Abstracts 7. Rundgespräch „Geodynamik des europäischen Variszikums“ Freiberg
- Kroner U (1995) Postkollisionale Extension am Nordrand der Böhmisches Masse – Die Exhumierung des Sächsischen Granulitgebirges. *Freib Forsch-H C* 457
- Kroner U, Sebastian U (1994) Parallelität von Streckungslinear und Faltenachse – Beispiele für die Überscherung alter Anisotropieflächen. *Gött Arb Geol Paläont, Sb* 1, 14–16
- Kroner U, Hahn T (2003) Sedimentation, Deformation und Metamorphose im Saxothuringikum während der variszischen Orogenese: Die komplexe Entwicklung von Nord-Gondwana während kontinentaler Subduktion und schiefer Kollision. In: Linnemann U (ed) *Das Saxothuringikum*. *Geol Saxon* 48/49, 133–146
- Kroner U, Hahn T, Romer RL, Linnemann U (2007) The Variscan orogeny in the Saxo-Thuringian zone – Heterogenous overprint of Cadomian/Paleozoic Peri-Gondwana crust. In: Linnemann U, Nance RD, Kraft P, Zulauf G (eds) *The Evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian Active Margin to Alleghenian-Variscan Collision*. *Geol Soc Am Spec Pap* 423, 153–172
- Kroner U, Mansy J-L, Mazur S, Aleksandrowski P, Hann HP, Huckriede H, Lacquement F, Lamarche J, Ledru P, Pharaoh TC, Zedler H, Zeh A, Zulauf G (2008) Variscan tectonics. In: McCann T (ed) *The Geology of Central Europe*. *Geol Soc London*, 599–664
- Kroner U, Romer RL, Linnemann U (2010) The Saxo-Thuringian Zone of the Variscan Orogen as part of Pangea. In: Linnemann U, Romer RL (eds) *Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia – From the Cadomian Active Margin of the Variscan Orogen*. Schweizerbart, Stuttgart, 3–16
- Kroner U, Goerz I (2010) Variscan assembling of the Allochthonous Domain of the Saxo-Thuringia – a tectonic model. In: Linnemann U, Romer RL (eds) *Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia – From the Cadomian Active Margin of the Variscan Orogen*. Schweizerbart, Stuttgart, 271–286
- Kroner U, Romer RL (2010) The Saxo-Thuringian Zone – tip of the Armorican Spur and part of the Gondwana plate. In: Linnemann U, Romer RL (eds) *Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia – From the Cadomian Active Margin of the Variscan Orogen*. Schweizerbart, Stuttgart, 371–394
- Kuschka E (1997) Atlas der Hydrothermalite des Vogtlandes, Erzgebirges und Granulitgebirges. *Geoprofil* 7, Freiberg
- Kuschka E (2002) Die Uranerz-Baryt-Fluorid-Lagerstätte Niederschlag-Bärenstein und benachbarte Erzvorkommen. *Bergbau in Sachsen Bd 6*, SLUG Freiberg
- Lane N (2002) *Oxygen – The molecule that made the world*. Oxford University Press, New York
- Lange H, Tischendorf G, Pälchen W, Klemm I, Ossenkopf W (1972) Zur Petrographie und Geochemie der Granite des Erzgebirges. *Geol* 21, 457–493
- Laube G (1876) *Geologie des Böhmisches Erzgebirges*. Comm Verl Fr Rivnac, Prag
- Legler C (1985) Die schichtgebundenen Mineralisationen des Erzgebirges. *Freib Forsch-H C* 401
- Legler C (1995) Schichtgebundene und stratiforme Vererzungen der Erzgebirgisch-Fichtelgebirgischen Antiklinale. *Freib Forsch-H C* 460, 102–122
- Lehmann U (2010) Erz- und Spatvorräte in Sachsen. *World of Mining – Surface and Underground* 62 (1), 38–47
- Le Maitre RW (ed), Streckeisen A, Zanettin B, Le Bas MJ, Bonin B, Bateman P, Bellieni G, Dudek A, Efreanova S, Keller J, Lamayre J, Sabine P A, Schmid R, Sörensen H, Wooley A R (2004) *Igneous rocks: a classification and glossary of terms*. Cambridge University Press, Cambridge
- Leonhard D (1999) Geologische Karte des Freistaates Sachsen, Blatt 5543 Kurort Oberwiesenthal. *Sächs LfUG*, Freiberg
- Liedtke H & Marcinek J (eds 1995) *Physische Geographie Deutschlands*. Justus Perthes, Gotha
- Linnemann U (1994) Geologischer Bau und Strukturentwicklung der südlichen Elbezone. *Abh Staatl Mus Mineral Geol Dresden* 40, 7–36
- Linnemann U (ed, 2004) *Das Saxothuringikum: Abriss der präkambrischen und paläozoischen Geologie von Sachsen und Thüringen*. *Geol Saxon* 48/49
- Linnemann U, Romer RL, Gehmlich M, Drost K (2003) Paläogeographie und Provenance des Saxothuringikums unter besonderer Beachtung der Geochronologie von prävariszischen Zirkonen und der Nd-Isotopie von Sedimenten. In: Linnemann U (ed) *Das Saxothuringikum*. *Geol Saxon* 48/49, 121–132
- Linnemann U, Romer RL, Gerdes A, Jeffries TE, Drost K, Ulrich J (2010a) The Cadomian Orogeny in the Saxo-Thuringian Zone. In: Linnemann U, Romer RL (eds) *Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia – From the Cadomian Active Margin of the Variscan Orogen*. Schweizerbart, Stuttgart, 37–58
- Linnemann U, Hofmann M, Romer RL, Gerdes A (2010b) Transitional stages between the Cadomian and Variscan orogenies: Basin development and tectono-magmatic evolution of the southern margin of the Rheic Ocean in the Saxo-Thuringian Zone (North Gondwana shelf). In: Linnemann U, Romer RL (eds) *Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia – From the Cadomian Active Margin of the Variscan Orogen*. Schweizerbart, Stuttgart, 59–98
- Liou JG, Ernst WG, Ogasawara Y (2003) Petrochemical and tectonic processes of UHP/HP Terranes II: Preface. *J metam Geol* 21, 513–514
- Littke R, Bayer U, Gajewski D, Nelskamp S (eds 2008) *Dynamics of Complex Intracontinental Basins – The Central European Basin System*. Springer, Heidelberg
- Lobin M (1986) *Aufbau und Entwicklung des Permosiles im mittleren und östlichen Erzgebirge*. Unveröff Diss, TU Bergakademie Freiberg
- Lobst R, Matthes J, Hoth K (1994) Zur Petrologie der Muskowitgneise (Gm-Gneise) in der Erzgebirgs-Nordrandzone. *Z geol Wiss* 22 (5), 513–525
- Lorenz W (1988) Schichtfaltung und Kristallisations-schieferung im Annaberger Gneiskomplex (Erzgebirge). *Z. geol Wiss* 16 (8), 779–800
- Lorenz W, Hoth K (1964) Die lithostratigraphische Gliederung des kristallinen Vorsilurs in der Fichtelgebirgisch-Erzgebirgischen Antiklinalzone. *Geologie* 44
- Lorenz W, Hoth K (1990) Lithostratigraphie im Erzgebirge – Konzeption, Entwicklung, Probleme und Perspektiven. *Abh Staatl Mus Min Geol Dresden* 37, 7–35
- Lorenz W, Schirn R (1987) Mylonite, Diaphthorite und epigenetische Zinnmineralisation in der Felsitzzone nordwestlich von Freiberg, Erzgebirge. *Z geol Wiss* 15, 5, 565–597
- Lugeon M, Argand E (1905) *Sur les grandes nappes de recouvrement de la zone Piémont*. *Comptes rendus acad sci*, Paris
- Markl G (2008) *Minerale und Gesteine – Eigenschaften, Bildung, Untersuchung*. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg
- Martin C, Drews I, Eiblmaier M, Pretsch H (eds 2000) *Lexikon der Geowissenschaften*. Spektrum Akademischer Verlag
- Massonne HJ, Grosch U (1994) P-T evolution of Paleozoic garnet peridotites from the Saxonian Erzgebirge, Germany, and their metamorphic evolution. *Proc Sixth Int Kimberlite Conf Novosibirsk*, Schweizerbart, Stuttgart 353–355
- Massonne HJ (1998) A new occurrence of microdiamonds in quartzofeldspathic rocks of the Saxonian Erzgebirge, Germany, and their metamorphic evolution. *Abstr Seventh international Kimberlite Conference*, Cape Town, 552–554
- Massonne HJ, Nasdala L, Kennedy A (2001) U-Th-Pb dating of zircons and monazites from diamondiferous gneisses of the Saxonian Erzgebirge – implications for their UHP/HP evolution. *6th Int Eclogite Conf*, Niihama, Japan, Abstr Vol
- Massonne HJ, Nasdala L (2003) Characterization of an early metamorphic stage through inclusions in zircon of a diamondiferous quartzofeldspathic rock from the Erzgebirge, Germany. *Am Mineral*, 88, 883–889
- Mathé G (1975) Die phyllitischen Gneise von Schlettau (Erzgebirge). *Z geol Wiss* 3 (1), 53–70
- Mathé G (1990) Zur Geologie der Serpentinivorkommen im sächsischen Erzgebirge. *Abh Staatl Mus Min Geol Dresden* 37, 55–72
- Mathé G, Bergner R (1977) Stoffbestand und Genese migmatischer Gneise im mittleren Erzgebirge. *Z geol Wiss* 3, 53–70
- Mattauer M (1999) *Berge und Gebirge, Werden und Vergehen geologischer Großstrukturen*. Schweizerbart, Stuttgart

- Matte P (1986) Tectonics and plate tectonic model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics* 126, 329–379
- Mingram B (1996) Geochemische Signaturen der Metasedimente des erzgebirgischen Krustenstapels, *Scient Techn Rep* 96/04, GeoForschungsZentrum Potsdam
- Mingram B (1998) The Erzgebirge, Germany – a subducted part of northern Gondwana: geochemical evidence for repetition of early Palaeozoic meta-sedimentary sequences in metamorphic thrust units. *Geological Magazine* 135, 785–801
- Mingram B, Rötzler K (1999) Geochemische, petrologische und geochronologische Untersuchungen im Erzgebirgskristallin – Rekonstruktion eines Krustenstapels. *Schriftenreihe für Geowissenschaften* 9
- Mingram B, Kröner A, Hegner E, Krentz O (2004) Zircon ages, geochemistry, and Nd isotopic systematics of pre-Variscan orthogneisses from the Erzgebirge, Saxony (Germany), and geodynamic interpretation. *Int J Earth Sci* 93, 706–727
- Mlčoch B, Konopásek J (2010) Pre-Late Carboniferous geology along the contact of the Saxothuringian and Teplá-Barrandian zones in the area covered by younger sediments and volcanics (western Bohemian Massif, Czech Republic). *J Geosc* 55, 81–94
- Mlčoch B, Schulmann K (1992) Superposition of Variscan ductile shear deformation on pre-Variscan mantled gneiss structure (Catherine dome, Erzgebirge, Bohemian massif). *Geol Rundsch* 81/2, 501–513
- Mlčoch B, Skácelová Z (2010) Geometry of the Altenberg-Teplice Caldera revealed by borehole and seismic data in its Czech part. *J Geosc* 55, 217–229
- Moesta G (1928) Brüche und Porphyreffusionen im östlichen Erzgebirge. *Z Dtsch geol Gesell* 80, 343–408
- Mrlina J, Kämpf H, Kroner C, Mingram J, Stebich M, Bräuer A, Geisler WH, Kallmeyer J, Matthes H, Seidl M (2009) Discovery of the first Quaternary maar in the Bohemian Massif, central Europe, based on combined geophysical and geological surveys. *J Volc Geoth Res* 182, 1–2, 97–112
- Müller H (1850) Über das Gneisgebirge um Annaberg, *N Jahrb Min*, 592–596
- Müller H (1865) Die Gneise des Erzgebirges. *Berg- u Hüttenwesen* 27
- Müller H (1901) Die Erzgänge des Freiburger Erzrevieres. *Erläut geol Karte Sachs*, Leipzig
- Müller A, Breiter K, Seltmann R, Pécskay Z (2005) Quartz and feldspar zoning in the eastern Erzgebirge volcano-plutonic complex (Germany, Czech Republic): evidence of multiple magma mixing. *Lithos* 80, 201–227
- Naumann CF (1844) Geognostische Beschreibung des Königreichs Sachsen, H 5, Dresden und Leipzig
- Nega M (1998) Von der Subduktion bis zur Exhumierung: Entwicklung eines Kollisionsorogens und Exhumierungsmechanismen am Beispiel des westlichen Erzgebirges, mitteleuropäische Varisziden. *Unveröff Diss*, München
- Noblet C, Lefort JP (1990) Sedimentological evidence for a limited separation between Armorica and Gondwana during the Early Ordovician. *Geology* 18, 303–306
- O'Brien PJ (2000) The fundamental Variscan problem: high-temperature metamorphism at different depths and high-pressure metamorphism at different temperatures. In Franke W, Haak V, Oncken O, Tanner D (eds) *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*. *Geol Soc London, Spec Publ* 179, 35–61
- Patteisky K (1934) Die Stellung der Carbonprofile von Dobrilugk, Borna-Hainichen und Waldenburg in bezug auf die Goniatiotenzonen des ostsudetischen Carbons. *Zbl Geol Paläont* B, 539–555
- Pälchen W (ed 2009) *Geologie von Sachsen II, Georessourcen, Geopotenziale, Georisiken*. Schweizerbart, Stuttgart
- Pälchen W, Walter H (eds 2008) *Geologie von Sachsen*. Schweizerbart, Stuttgart
- Pfalz R (1926) Die Bedeutung der „Flammengneise“ für die Tektonik des mittleren Erzgebirges. *Z Deutsch Geol Ges* 78, 291–299
- Pfeiffer L, Schlichting M, Pilot J, Kaiser G (1984) Isotopengeochemische Untersuchungen (Rb-Sr, K-Ar) an Olivin-Xenolithen tertiärer Vulkanite. *Freib Forsch-H* C389, 115–121
- Pietzsch K (1914) Tektonische Probleme in Sachsen. *Geol Rundsch* 5, 161–174
- Pietzsch K (1954) Die Gneise des Sächsischen Erzgebirges. *Geologie* 3, 391–412
- Platt JP (1979) Extensional crenulation cleavage. *Journ Struct Geol* 1, 95–96
- Pohl WL (2005) *Mineralische und Energie-Rohstoffe*. Schweizerbart, Stuttgart
- Prescher H (1957) Die Niederschönaer Schichten der sächsischen Kreide. *Freib Forsch-H* C 333, 1–77
- Prescher H (ed 1987) *Zeugnisse der Erdgeschichte Sachsens*. Dt Verl Grundstoffind, Leipzig
- Rauche H (1991) Spätvariszische Kompressionstektonik am Südwestrand der Elbezone. *Z geol Wiss* 19 (4), 463–475
- Reich S (1997) Die metamorphe Entwicklung der Erzgebirgsnordrandzone. *Freib Forsch-H* C 470, 65–85
- Reichel W, Schauer M (2006) Das Döhlener Becken bei Dresden, *Geologie und Bergbau*. *Bergbau in Sachsen*, Band 12, LfUG & Oberbergamt, Freiberg
- Reinisch R (1929) *Erläuterungen zur geologischen Karte von Sachsen*, Blatt Zöblitz, Leipzig
- Robardet M (2003) The Armorica „microplate“: fact or fiction? Critical review of the concept and contradictory palaeobiogeographical data. *Palaeogeogr Palaeoclimat Palaeoecol* 195, 125–148
- Romer RL, Linnemann U, Gehmlich M (2003) Geochronologische und isotopechemische Randbedingungen für die cadomische und variszische Orogenese im Saxothuringikum. In: Linnemann U (ed) *Das Saxothuringikum*. *Geol Saxon* 48/49, 111–120
- Romer RL, Hahne K (2010) Baltica meets Gondwana – the isotope geochemical record. In Linnemann U, Romer RL (eds) *Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia – From the Cadomian Active Margin of the Variscan Orogen*. Schweizerbart, Stuttgart, 363–370
- Romer RL, Schneider J, Linnemann U (2010) Post-Variscan deformation and hydrothermal mineralization in Saxo-Thuringia and beyond: a geochronologic review. In Linnemann U, Romer RL (eds) *Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia – From the Cadomian Active Margin of the Variscan Orogen*. Schweizerbart, Stuttgart, 347–360
- Rösler H-J (1984) *Lehrbuch der Mineralogie*. Dt Verl Grundstoffind, Leipzig
- Rößler R (2001) *Der Versteinerte Wald von Chemnitz*. Museum für Naturkunde Chemnitz
- Rößler R, Annacker V, Kretzschmar R, Mehlhorn S (2009) *Auf Schatzsuche in Chemnitz – Wissenschaftliche Grabungen 2009*. Veröff Museum Naturk Chemnitz 32, 25–46
- Rost M (1928) *Geologie des kristallinen Grundgebirges am Erzgebirgsrand zwischen Keilberg und Klösterle*. *Abh Sächs Geol Landesamt* 7, Leipzig
- Rötzler J, Romer RL (2010) The Saxon Granulite Massif: a key area for the geodynamic evolution of Variscan central Europe. In Linnemann U, Romer RL (eds) *Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia – From the Cadomian Active Margin of the Variscan Orogen*. Schweizerbart, Stuttgart, 233–252
- Rötzler K (1995) Die PT-Entwicklung der Metamorphite des Mittel- und West-erzgebirges. *Sci Tech Report STR* 95/14, Geoforschungszentrum Potsdam
- Rötzler K, Schumacher R, Maresch MV, Willner AP (1998) Characterization and geodynamic implications of contrasting metamorphic evolution in juxtaposed high-pressure units of the Western Erzgebirge (Saxony, Germany). *Eur J Mineral* 10, 261–280
- Rötzler K, Plessen B (2010) The Erzgebirge: a pile of ultrahigh- to low-pressure nappes of Early Palaeozoic rocks and their Cadomian basement. In Linnemann U, Romer RL (eds) *Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia – From the Cadomian Active Margin of the Variscan Orogen*. Schweizerbart, Stuttgart, 253–270
- Russe B (1991) Zur Geologie und Tektonik des Schiefergebirges. In *Bergbau, Geologie und Mineralisation des Ronneburger Uranlagerstättenkomplexes*. Museum für Naturkunde Gera, 20–24
- Sauer A (1882) *Erläuterung zur geologischen Karte von Sachsen*, Blatt Kupferberg. Leipzig
- Sauer A (1886) *Erläuterung zur geologischen Karte von Sachsen*, Blatt Brand. Leipzig
- Sauer A (1904) Das alte Grundgebirge Deutschlands mit besonderer Berücksichtigung des Erzgebirges, Schwarzwaldes, der Vogesen, des Bayrischen Waldes und Fichtelgebirges, *Compt rend IX Congr geol intern*, Wien, 587–602
- Scheumann KH (1932) Über die petrologische Ableitung der roten Erzgebirgs-gneise. *Min Petr Mitt* 42, 413–454
- Scheumann KH (1935) Die Rotgneise der Glimmerschieferdecke des sächsischen Granulitgebirges. *Ber math-phys Kl Sächs Akad Wiss* 87, 252–286

- Schilka W (2003) Vorstellung des Betriebes GEOMIN – Gewinnung und Aufbereitung von erzgebirgischem Marmor. *Exkurs Veröff GGW* 218, 10–15
- Schmädicke E (1991) Quartz pseudomorphs after coesite in eclogites from the Saxonian Erzgebirge. *Eur J Mineral* 3, 231–238
- Schmädicke E (1994) Die Eklogite des Erzgebirges. *Freib Forsch-H C* 456
- Schmädicke E, Metzger K, Cosca MA, Okrusch M (1995) Variscan Sm-Nd and Ar-Ar ages of eclogite facies rocks from the Erzgebirge, Bohemian Massif. *J metamorphic Geol* 13, 537–552
- Schmädicke E, Gose J, Will M (2010) The p-T evolution of ultra high temperature garnet-bearing ultramafic rocks from the Saxonian Granulitgebirge Core Complex, Bohemian Massif. *J metam Geol* 28, 489–508
- Schmidt K (1959) Zur tektonischen Analyse des Sächsischen Erzgebirges. *Abh Geotekt* 18
- Schmincke H-U (2006) *Volcanism*. Springer
- Schneider JW, Hoth K, Gaitzsch BG, Berger HJ, Steinborn H, Walter H, Zeidler MK (2005) Carboniferous stratigraphy and development of the Erzgebirge Basin, East Germany. *Z dt Ges Geowiss* 156, 431–466
- Schneider JW, Romer RL (2010) The Late Variscan Molasses (Late Carboniferous to Late Permian) of the Saxo-Thuringian Zone. In Linnemann U, Romer RL (eds) *Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia – From the Cadomian Active Margin of the Variscan Orogen*. Schweizerbart, Stuttgart, 323–346
- Schneiderhöhn H (1962) *Erzlagerstätten*. Fischer, Jena
- Schunk R, Peterek A & Reuther CD (2003) Untersuchungen zur quartären und rezenten Tektonik im Umfeld der Marienbader Störung und des Egerbeckens (Tschechien) – erste Ergebnisse. *Mitt Geol-Paläont Inst Univ Hamburg* 87, 19–46
- Schützel H, Kutschke D, Wildner G (1963) Zur Problematik der Genese der „Grauen Gneise“ des sächsischen Erzgebirges (Zirkonstatistische Untersuchungen). *Freib Forsch-H C* 159
- Scotese CR, Scotese RJ (2000) *Atlas of Earth History*. Paleomap Project
- Sebastian U (1995) Die Strukturentwicklung des spätorogenen Erzgebirgsaufstiegs in der Flöha-Zone – Ein weiterer Beitrag zur postkollisionalen Extension am Nordrand der Böhmisches Masse, *Freib Forsch-H C* 461
- Sebastian U (2001) *Mittelsachsen – Geologische Exkursionen*. Klett-Perthes, Gotha
- Sebastian U (2011) *Gesteinskunde – Ein Leitfaden für Einsteiger und Anwender*. Spektrum, Heidelberg
- Sebastian U, Kroner U (1992) Scherzonenentwicklung kontra Intrusionskontakt – Eine Fallstudie im Mittleren Erzgebirge (Sachsen). *Zentralbl Geol Paläont*, 7/8, 785–790
- Seifert T (2008) *Metallogeny and Petrogenesis of Lamprophyres in the Mid-European Varscides*. IOS Press, Amsterdam
- Seifert T, Atanasova P, Gutzmer J, Pfänder J (2011) Mineralogy, geochemistry and age of greisen mineralization in the Li-Rb-Cs-Sn-W deposit Zinnwald, Erzgebirge, Germany. *Abstracts Goldschmidt Conference Prague 2011*
- Skoog DA, Leary JJ (1996) *Instrumentelle Analytik: Grundlagen, Geräte, Anwendungen*. Springer, Berlin
- SLfULG Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie (ed 2008) *Neubewertung von Erz- und Spatvorkommen im Freistaat Sachsen – Streckbriefkatalog*. Freiberg
- SLfULG Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie (ed 2010) *Sachsens Bodenschätze – Vorkommen und Verwendung*. Dresden
- SOBA Sächsisches Oberbergamt (2011) *Der Bergbau in Sachsen – Bericht des Sächsischen Oberbergamtes und des Landesamtes für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie (Referat Rohstoffgeologie) für das Jahr 2010*. Dresden
- Stanek KP, Linnemann U, Rößler R, Sergeev SS (in prep a) High-precise eruption age of the Lower Permian Chemnitz Caldera
- Stanek KP, Renno AD, Gerdes A (in prep b) The Late Carboniferous Tharandt Caldera - structural and geochronologic data
- Staub R (1924) *Der Bau der Alpen*. Beitr geol Karte Schweiz 52
- Steno, N (1669) *De solido intra solidum*
- Stille H (1940) *Einführung in den Bau Amerikas*, Berlin
- Stöckhert B, Duyster J, Trepmann C, Masonne H-J (2001) Microdiamond daughter crystals precipitated from supercritical CO₂ + silicate fluids included in garnet, Erzgebirge, Germany. *Geology* 29, 391–394
- Streckeisen A (1976) To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews* 12, 1–33
- Stutzer O (1910) *Erläuterung zur geologischen Karte von Sachsen*, Blatt Brand-Oederan. Leipzig
- Suess E (1883–1909) *Das Antlitz der Erde*. 5 Bde, Wien, Prag, Leipzig
- Suhr P (2003) *Das Maar von Hammerunterwiesenthal*. Exkursionsf u Veröff GGW 218, 16–20
- Suhr P, Goth K (1996) Erster Nachweis tertiärer Maare in Sachsen. *Zbl Geol Paläont Teil 1* 1995, 363–374
- Suhr P, Goth K (1999) Maare in Sachsen als Zeugen explosiven Magmatismus im Tertiär. *Veröff Museum Naturk Chemnitz* 22, 5–20
- Taylor SR, McLennon SM (1985) *The continental crust: Its composition and evolution*. Blackwell Scientific Publications
- Tichomirowa M (2003) Die Gneise des Erzgebirges – hochmetamorphe Äquivalente von neoproterozoisch-frühpaläozoischen Grauwacken und Granitoiden der Cadomiden, *Freib Forsch-H C* 495
- Tikhomirova M, Belyatzky B, Hofmann J, Pilot J (1994) First Sm/Nd and Rb/Sr whole rock isotope data of amphibolite bodies from the Eastern Erzgebirge (Germany). In: Seltmann, Kämpf, Möller (eds): *Metallogeny of Collisional Orogens*. Czech Geol Surv, Prague, 230–233
- Tikhomirova M, Belyatski BV, Berger H-J, Koch EA, Bombach K (1996) New Cadomian ages of magmatic zircons (U/Pb, Pb/Pb) of grey gneisses from the Eastern Erzgebirge. *Terra Nostra* 96/2, 183–186
- Timmermann MJ (2008) Palaeozoic magmatism. In McCann T (ed) *The Geology of Central Europe*. Geol Soc London, 665–748
- Tomkeieff SI (1948) On the derivation of the names „quartz“, „gneiss“, „wacke“ and „Kramenzelkalk“. *Geol Rundsch* 36 (1), 98–99
- Torsvik TH, Smethurst MA, Burke K, Steinberger B (2008) Long term stability in deep mantle structure: Evidence from the ~300 Ma Skagerrak-Centered Large Igneous Province (the SCLIP). *Earth Planet Sc Let* 267, 444–452
- Ulrych J, Dostal J, Adamovič J, Jelínek E, Špaček P, Hegner E, Balogh K (2011) Recurrent Cenozoic volcanic activity in the Bohemian Massif (Czech Republic). *Lithos* 123, 133–144
- Voigt T (1995) *Faziesentwicklungen und Ablagerungssequenzen am Rand eines Epikontinentalmeeres – Die Sedimentationsgeschichte der Sächsischen Kreide*, PhD-Thesis, TU Bergakademie Freiberg
- Voigt T (1998) *Entwicklung und Architektur einer fluviatilen Talfüllung – die Niederschöna Formation im Sächsischen Kreidebecken*. *Abh Staatl Mus Min Geol Dresden* 43/44, 121–139
- Voigt T (2009) Die Lausitz-Riesengebirgs-Antiklinalzone als kreidezeitliche Inversionsstruktur: Geologische Hinweise aus den umgebenden Kreidebecken. *Z geol Wiss* 37/1-2, 15–39
- von Calw UR (1518) *Ein nützlich Bergbüchleyn*. Worms
- von Quadt A, Günther D (1999) Evolution of Cambrian eclogitic rocks in the Erzgebirge: A conventional and LA-ISP-MS U-Pb Zircon and Sm-Nd study. *Terra Nostra* 99/1, 164
- Wagenbreth O (1996) *Erdgeschichte & Bergbau bei Tannenbergsthal-Mühlleiten*. Besucherbergwerk Grube Tannenberg
- Wagenbreth O, Steiner W (2001) *Geologische Streifzüge*. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg
- Wagenbreth O, Wächtler E (eds 1986) *Der Freiburger Bergbau – Technische Denkmale und Geschichte*. Dt Verl Grundstoffind, Leipzig
- Wagenbreth O, Wächtler E (eds 1990) *Bergbau im Erzgebirge – Technische Denkmale und Geschichte*. Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig
- Walter R (1995) *Geologie von Mitteleuropa*. Schweizerbart, Stuttgart
- Walther H (1998) Die Tertiärflora von Hammerunterwiesenthal. *Abh Staatl Mus Min Geol* 43/44
- Watznauer A (1954) Die erzgebirgischen Granitintrusionen. *Geologie* 3 (6/7), 688–706
- Wegener A (1912) Die Entstehung der Kontinente. *Geol Rundsch* 3, 276–292
- Wenzel T (1999) Mantel- und Krustenkomponenten in den Granitoiden des Meißener Massivs (Elbezone). *Z geol Wiss* 27 5/6, 417–426
- Wenzel T, Mertz DF, Oberhänsli R, Beckert T, Renne RP (1997) Age, geodynamic setting, and mantle enrichment processes of a K-rich intrusion from the Meissen massif (northern Bohemian massif) and implications for related occurrences from the mid-European Hercynian. *Geol Rundsch* 86, 556–570
- Werner AG (1787) *Kurze Klassifikation und Beschreibung der verschiedenen Gebirgsarten*. Dresden

- Werner AG (1788) Bekanntmachung einer am Scheibenberg Hügel über die Entstehung des Basaltes gemachten Beobachtung. *Bergmannisches Journal* 2, 845–907
- Werner AG (1791) Neue Theorie von der Entstehung der Gänge. Freiberg
- Werner CD, Kononkova NN (1992) Zur Geochemie und Mineralchemie erzgebirgischer Eklogite. *Zentralblatt Geol Paläont* 9/10, 1087–1112
- Werner O, Lippolt HJ (2000) White-mica $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ ages of Erzgebirge metamorphic rocks: simulating the chronological results by a model of Variscan crustal imbrication. In Franke W, Haak V, Oncken O, Tanner D (eds) *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*. Geol Soc London, Spec Publ 179, 35–61
- Willner AP, Krohe A, Maresch WV (1992) Mehrphasige Exhumierungsgeschichte des Erzgebirgskristallins/Sachsen – petrologische und strukturgeologische Belege aus Orthogneisen des mittleren Erzgebirges. Abstr. 8. Rundgesprach „Geodynamik des europäischen Variszikums“ Cheb, 48
- Willner AP, Rötzler K, Maresch WV (1997) Pressure-temperature and fluid evolution of quartzo-feldspathic metamorphic rocks with a relic high-pressure, granulite-facies history from the Central Erzgebirge (Saxony, Germany). *J Petrology* 38, 307–336
- Willner AP, Krohe A, Maresch WV (2000) Interrelated P-T-t-d Paths in the Variscan Erzgebirge Dome (Saxony, Germany): Constraints on the rapid Exhumation of High-Pressure Rocks from the Root Zone of a Collisional Orogen. *Int Geol Rev* 42, 64–85
- Willner AP, Sebazungu E, Gerya TV, Maresch WV, Krohe A (2002) Numerical modelling of PT-paths related to rapid exhumation of high-pressure rocks from crustal root in the Variscan Erzgebirge Dome (Saxony/Germany). *J Geodyn* 33, 281–314
- Winter C, Breitzkreuz C, Lapp M (2008) Textural analysis of a Late Palaeozoic coherent-pyroclastic rhyolitic dyke system near Burkertsdorf (Erzgebirge, Saxony, Germany). In: Thomson K, Petford N (eds) *Structure and Emplacement of High-Level Magmatic Systems*. Geol Soc London Spec Publ 302, 199–221
- Yardley B (1977) Petrogenesis of migmatites in the Huntly-Portsoy area, north-east Scotland – a discussion. *Mineral Mag* 41, 292–294

Karten

Folgende Kartenwerke wurden bei der Redaktion des Buches herangezogen. Sie dienen der Geländearbeit, bilden aber auch die Grundlage der Kartenskizzen. Gleichzeitig werden sie hier als Empfehlung für eigene Entdeckungen aufgelistet.

Topographische Karten

- Topographische Karte 1:25000 TK25 (Landesvermessungsamt Sachsen)
Blätter: 4945 Roßwein, 4946 Mohorn, 4947 Wilsdruff, 4948 Dresden, 5044 Frankenberg, 5045 Freiberg West, 5046 Freiberg, 5047 Freital, 5048 Kreischa, 5049 Pirna, 5143 Chemnitz, 5144, Flöha, 5145 Brand-Erbisdorf, 5146 Lichtenberg, 5147 Frauenstein, 5148 Dippoldiswalde, 5149 Kurort Bad Gottleuba, 5150 Rosenthal-Bielatal, 5242 Stollberg, 5243 Chemnitz-Süd, 5244 Zschopau, 5245 Lengenfeld, 5246 Sayda, 5247 Rechenberg-Bienenmühle, 5248 Altenberg, 5249 Liebenau, 5341 Wilkau-Haßlau, 5342 Zwönitz, 5343 Ehrenfriedersdorf, 5344 Marienberg, 5345 Zöblitz, 5346 Olbernhau, 5347 Deutscheinsiedel Ost, 5439 Treuen, 5440 Auerbach, 5441 Schneeberg, 5442 Aue, 5443 Annaberg-Buchholz West, 5444 Annaberg-Buchholz, 5445 Hirtstein, 5539 Oelsnitz, 5540 Falkenstein, 5541 Eibenstock, 5542 Johanngeorgenstadt, 5543 Kurort Oberwiesenthal, 5544 Bärenstein, 5640 Klingenthal, 5641 Klingenthal Aschberg
- Wanderkarte 1:25000 WK 25 (Landesvermessungsamt Sachsen)
Blatt: 38 Osterzgebirge/Altenberg, Geising mit BIWAK 8000er Tour
- Topographische Übersichtskarte TÜK 200 (Bundesamt für Kartographie und Geodäsie)
Blätter: CC5534 Zwickau, CC5542 Dresden

Geologische Karten

- Geologische Karte 1:25000 GK 25 (Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie)
Blätter: wie TK 25

Die Karte wurde seit 1875 in Sachsen herausgegeben, wobei eine zweite Auflage bereits Anfang des 20. Jahrhunderts erschien. Für einen Teil des Kartenwerkes fehlt heute noch eine aktuelle Ausgabe. Das heißt, dass von einigen Blättern nur Kopien vertrieben werden können – sofern man sich nicht die über 100 Jahre alten Originale in der Bibliothek besorgt. Blattnummer und Blattname dieser alten Karten weichen dann von den oben genannten ab.

- Geologische Karte Erzgebirge-Vogtland 1:100000 GK100 (EV) (Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie)
Blätter: Ost- und Westteil
- Geologische Übersichtskarte GÜK 200 (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe)
Blätter: CC5534 Zwickau, CC5542 Dresden
- Geologische Karte 1:200000 (Ústřední Ústav Geologický)
Blätter: VIII Chabařovice-Dresden, XIII Karlovy Vary-Plauen, XIV Teplice-Annaberg-Buchholz
Dieses Kartenwerk erschien 1961 flächendeckend für die ČSSR, wobei die Blätter im Randgebiet zu Sachsen grenzübergreifend gestaltet wurden. Somit profitiert das Erzgebirge – zumindest in Teilen – von diesem sehr guten Kartenwerk, das besser gestaltet ist als der aktuelle Maßstabkollege GÜK 200 der BGR.
- Geologische Übersichtskarte des Freistaates Sachsen 1:400000 GÜK 400 (Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie)

Weitere geowissenschaftliche Karten

- Bodenkarte des Freistaates Sachsen 1:50000 BK50 (Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie)
Blätter: L5146 Freiberg, L5346 Olbernhau
- Übersichtskarte der Böden des Freistaates Sachsen 1:400000 BÜK 400 (Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie)
- Gravimetrische Übersichtskarte des Freistaates Sachsen 1:400000 GravÜK 400 (Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie)

Index

- A**
- Abertamy 107, 244
 - Abkühlungsalter 70, 72, 108
 - Abrahamschacht 197
 - Abschiebung 42
 - Affalter 234
 - Afrikanische Platte 155
 - Alberoda 159, 242
 - Albitblastengneis 215
 - Albitblastenschiefern 228
 - Alkalifeldspat 103
 - allochthone Domäne 93
 - allochthone Einheiten 94
 - Almandin 27
 - Alpen 12, 15, 16
 - Alpenorogenese 144, 155
 - Alte Elisabeth 197
 - Altenberg 105, 112, 135, 137, 151, 152, 205, 209, 211
 - Altenberger Granit 209
 - Altenberg-Teplice-Caldera 208
 - Alter und Tiefer Fürstenstolln 197
 - Altväterbrücke 197
 - anatektische Gneise 187
 - Anatexis 221
 - Andalusit 26, 34, 246
 - Annaberg 142, 233
 - Annaberg-Buchholz 229
 - Annaberger Kuppel 57, 97, 159, 228, 229
 - Annit 27, 104
 - Ansprung 28, 50, 54, 55, 218, 223
 - Antonsthal 151
 - Apophysen 142
 - Ar/Ar-Methode 63, 70, 71
 - Armorica 89
 - Armorica-Sporn 90, 91, 94, 95
 - Armorikanisches Massiv 88
 - Arnoldshammer 242
 - Arno-Lippmann-Schacht 209
 - Asche 110
 - Ascherhübel 165, 201
 - Aschetuff 110
 - Asthenosphäre 19
 - Atlantiköffnung 144, 155
 - Atomemissionsspektrometrie 76
 - A-Typ-Granite 104
 - Aue 149
 - Auersberg 248
 - Aufschmelzung 109
 - Augengneis 219, 228, 236, 237
 - Augit 162
 - autochthone Domäne 92
 - autometasomatisch 135
- B**
- Back-arc 88
 - Backofenfelser 125
 - Bad Brambach 149, 159
 - Bad Schlema 244
 - Bärenstein 162, 163, 207, 208, 229, 238, 242
 - Bärentiegel-Porphyröid 74, 80
 - Baruth 166
 - Baryt 151, 194, 249
 - Basalt 160, 161, 208, 213
 - Basaltoide 162
 - Basaniten 162
 - Base Surge 110, 122
 - Basin-and-Range-Provinz 42
 - Basisschutts 170
 - bayerische Fazies 21, 22, 91, 177, 185
 - Bayerischer Pfahl 188
 - Bergaer Sattel 21, 149
 - Bergakademie 148
 - Bergbau 146
 - Bergen 104
 - Bergener Granit 246, 248
 - Berggießhübel 156
 - BiCoNiAgU 195, 232, 242, 248
 - Bielatal 156
 - Biostratigraphie 17
 - Biotit 24, 27, 104
 - Biotitgranit 112, 246
 - Biotit-Granite 104
 - Blattverschiebung 41, 46, 58, 91, 177
 - Blei 142, 148, 195
 - Blockmeere 171
 - Bockendorf 41
 - Boden 16, 32, 168
 - Bodenart 168
 - Bodenbildung 168, 170
 - Bodengesellschaft 171, 173
 - Bodengroßlandschaft 171
 - Boden-Haßberg-Zug 133, 228
 - Bodenlandschaft 171
 - Bodenregion 171
 - Bodentyp 168, 170, 171, 201
 - Bodenvergesellschaftungen 170
 - Böhmische Mittelgebirgs-Störung 160
 - Böhmisches Mittelgebirge 160, 161
 - Bomben 110
 - Bösenbrunn 152
 - Boudinage 37
 - Boudins 218, 240
 - Boží Dar 133, 244, 245
 - braided river 201
 - Brand 148, 189
 - Brand-Erbisdorf 133, 151
 - Brander Glimmerschiefer 187
 - Brander Gneis 187
 - Brandov 56, 124, 225
 - Braunerde 170, 172, 204
 - Bräunsdorf 54, 133, 193
 - Breitenbrunn 151
 - Brunndöbra 152, 249
 - Buchhübel 201
 - Burkersdorf 114, 188
 - Burkhardswalde 180, 186
 - Buttertöpfe 188, 190
- C**
- cadomische Gebirgsbildung 67, 74, 88
 - cadomisches Basement 68, 73, 187

- Calcit 194
 Caldera 111, 114, 123, 199, 201, 205, 212
 Caldera von Altenberg-Teplice 212
 Carlsfeld 138
 Catherine Dome 55, 218
 České Hamry 166
 České středohoří 160
 Chalkopyrit 133, 232
 Cheb 160
 Chemnitz 123
 Chemostratigraphie 74
 Chiastolith 246
 Chloritgneis 68, 183
 Chomutov 161
 Christiansdorf 146
 Chrysotil 218
 Clark-Wert 131
 Coesit 28, 29
 Cordierit 246
 Cornwall 144
 Cyanit 26
- D**
- David Schacht 197
 Děčín 156, 167
 Deckenerguss 165
 Deckentektonik 14
 Deckgebirge 3, 157
 Deformationspfade 59, 60
 Dehnung 46, 55, 56, 59, 130, 160
 Demitz-Thumitz 88
 Detachment 43, 44
 Diamant 28, 30, 31, 32, 33, 47, 72, 95, 97, 214, 245
 dichter Gneis 223
 Diluvium 167
 Diorite 105
 Dippoldiswalde 146
 Dippoldiswalder Heide 6, 156, 173
 Diskordia 66
 Disthen 26, 44
 Disthenschiefer 217
 Divergenz 41
 Döbeln 168
 Döhlener Becken 4
 Döhlen-Senke 124, 177
 Dohna 183
 Dohnaer Granodiorit 177, 179, 183
 Dom 48
 Dom von Reitzenhain-Hora
 Sv. Kateřiny 215
 Dora Maira-Massiv 30
 Dorfhain 199
 Doupovské hory 160
- Dresden 178, 202
 Druck 25
 duktile Abschiebung 56
 Duppauer Gebirge 160, 245
- E**
- ecc-Strukturen 55
 edlen Braunsparformation 144
 Edukt 39, 64, 65, 74, 81, 187
 Egergraben 4, 6, 157, 160, 245
 Egergranulite 31, 245
 Ehrenfriedersdorf 138, 139, 140, 148, 151, 232, 234
 Eibenstock 105, 135
 Eibenstocker Granit 246, 248
 Eichigt 105
 Einengung 57, 59
 einfache Scherung 50
 Einsprenglinge 109
 Eisenbühl 160, 166
 Eiskeil 168
 Eiszeit 167
 Eklogit 28, 29, 31, 32, 214, 239, 240, 244, 245
 Elbe 168, 169
 Elbezone 59, 67, 68, 96, 105, 156, 177, 178, 180
 Elbtalschiefergebirge 4, 156, 177, 179
 Ellbogen 246
 Elster-Vereisung 167
 Elterlein 191, 230, 233, 235
 Epizonal 136
 Erdbeben 159
 Erla 104
 Erstkristallite 104
 Erz 129
 Erzgänge 141, 143, 146, 195, 232
 erzgebirgisch 157, 177
 Erzgebirgsabbruch 157, 160
 Erzgebirgsgranite 104
 Erzgebirgsenke 118, 119, 121
 Erz-Lager 241
 Evaporationsmethode 66, 69
 Exhumierung 73
 Exhumierungsrate 71
 Extension 41, 42, 55, 56, 59
 extensional crenulation cleavage 55
- Faltenachse 43
 Faltenzone von Brand-Mulda 187
 Feldspat 115
 Felsithorizonte 133
 Felsitzone 191, 193
 Festkörperdiffusion 221
 Feuersteinlinie 168
 Fiamme 199
 Fichtelberg 229, 238, 245
 Fichtelgebirge 21
 Fichtelgebirgs-Erzgebirgs-(Antiklinal) Zone 4
 Finkenfang 182
 Firstenbau 146, 147
 Fixismus 16
 Flache Gänge 195
 Fláje 112, 205
 Flammengneis 220, 222, 223
 Fleck- und Fruchtschiefer 246
 Flöha 224, 225
 Flöha-Synklinale 221, 223
 Flöhazone 4, 28, 43, 49, 59, 97, 126, 158, 214, 215, 216, 220, 221, 224
 Fluid 136, 221
 Fluorbarytische Bleierz-Assoziation 195
 Fluorit 151
 Flussspat 151, 243
 Flysch 74, 81, 82
 Foid 103
 Foidite 162
 Foliation 10, 37, 38, 43, 44, 48, 49, 51, 53, 54, 55
 Forchheim 28, 31
 Frankenberger Zwischengebirge 4, 22, 23, 34, 94, 191
 Frankenberger Zwischengebirgs-gneis 97
 Františkovy Lázně 160
 Franzensbad 160
 französisches Zentralmassiv 144
 Frauenbach-Gruppe 75, 137, 234, 235
 Frauenstein 114, 188, 190, 205
 Freiberg 58, 141, 142, 144, 146, 148, 196
 Freiburger Gneis 65, 66, 68, 187, 189, 228
 Freiburger Kuppel 133, 187, 190
 Freiburger Mulde 168
 Freital 150
 Freital-Hainsberg 125
 Fritzschenbüschel 37, 222, 223, 226, 227
 Frostmuster 168
 Frühfuß 244
 Frühkristallisation 136

- Frühmolasse 120
 Fuchshübel 213
 Fuchsleite 231
- G**
- Gangart 143
 Gänge 137, 194
 Gangporphyr 205
 Gangschwarm von Sayda-Berggießhübel 112
 Gebirgsgranite 104
 Geising 213
 Geisingberg 162, 208, 209, 211
 Geobarometer 27, 28
 Geochemische Analysen 76, 77
 Geosynklinale 82, 83
 Geosynklinaltheorie 16
 geothermischer Gradient 24, 25
 Geothermometer 27, 28
 Geraer Vorsprung 149
 Geyer 135, 137, 138, 151, 232, 234, 235
 Geysersberg 232
 Gimmlitzquelle 207
 Glarner Überschiebung 14
 Gletscherschliffe 167
 Gley 169, 172, 204
 Glimmer 37, 103, 104
 Glimmerfels 214, 234
 Glimmerschiefer 24, 48, 71, 78, 97, 191, 229, 230, 233, 235, 236, 238
 Glimmerschiefer-Eklogit-Einheit 32
 Glimmerschieferzug von Langenstrie-gis 191, 192
 Globenstein 133, 151
 Gm-Gneise 191, 192
 Gneis 9, 10, 13, 48
 Gneisdome 59
 Gneis-Eklogit-Einheit 32, 72
 Gneiskuppel 48
 Gondwana 67, 68, 74, 75, 88, 90, 91, 94, 95, 179
 Gondwana-Vereisung 183
 Göpel 146
 Görsdorf 43, 222, 223
 Gottesberg 105, 135, 151, 249
 Gottesgab 244, 245
 Gräfenthal-Gruppe 75, 78, 234
 Grain flow 120
 Granat 24, 27, 218
 Granat-Phyllit 48, 206, 233, 236
 Granatphyllit-Einheit 33
 Granatpyroxenite 32
 Granit 101, 102, 103, 106, 107, 131, 135, 137, 142, 171, 246, 247
 Granitporphyr 110, 114, 199, 205, 208, 212, 213
 Granit von Fláje 207
 Granit von Nejdeč 246
 Granodiorit 88, 105, 187
 Granulit 28, 32, 44, 214, 220
 Granulitfazies 26
 Granulitgebirge 43, 44, 45, 94, 119
 Graphit 30
 Graptholithenschiefer 78
 Graugneis 11, 12, 38, 68, 97, 142, 187, 190
 Grauwacke 82, 88
 Gravimetrie 108
 Greifenbach 233
 Greifensteine 105, 171, 233, 234
 Greisen 105, 135, 209, 211, 249
 Griesbach-Formation 191
 Großer Fuchsstein 235
 Großhartmannsdorf 147
 Großschirma 133
 Grube Beihilfe 197
 Grube Emilie 134
 Grube Himmelsfürst 133
 Grube Tannenberg 250, 251
 Grundgebirge 3, 157, 198
 Grünhain 233
 Grus 171
- H**
- Halbwertszeit 61, 62
 Halsbrücke 133, 148, 151, 193, 197
 Halsbrücker Spat 197
 Hämatit 123, 129
 Hammerunterwiesenthal 164, 165, 170, 244
 Handhaspel 146
 Hartha 201
 Harz 144, 157
 Harznordrandstörung 157
 Haßberg 32
 Hauptfoliation 95
 Hauptkristallisation 136
 Hauptstollngang 197
 Hauptstollngang Stehender 195
 Hellglimmer 71
 Helvetikum 15
 Hemmschuh 213
 Herbergen-Schichten 177
 Herdersruhe 197
 Hermsdorf 205
 herzynisch 157
 Hessische Senke 157
 Heumühle 120
 Hilligersche Hütte 197
 Himmelfahrt Fundgrube 197
 Himmelsfürster Gneis 187
 Hirtstein 162, 165
 Hochdruck-Hochtemperatur-Einheit 32, 33
 Hochdruck-Niedrigtemperatur-Einheit 32, 33
 Hochmoor 171, 248
 Höchste allochthone Einheit 93
 Hochterrasse 168
 Hof 16
 Hohe Esse Halsbrücke 197
 Hora Sv. Kateřiny 214, 218
 Hornfels 246
 Horní Blatná 244
 Horní Halže 245
 Horní Krupka 209
 Hornstein 185
 hydrothermal 136, 144
 hypozonal 136
- I**
- Ignimbrit 110, 123, 200
 Innerer Freiburger Gneis 187
 intrafoliale Faltung 51
 Inversionstektonik 157, 159
 Isochrone 69, 70
 isostatischer Auftrieb 43, 48
 isothermale Dekompression 32, 35
 Isotope 61
 Isotopengeochemie 61
 I-Typ-Granite 101
- J**
- Jáchymov 149, 159, 243, 245
 Johanngeorgenstadt 133, 144, 149, 159, 248
- K**
- Kahleberg 171, 207, 209, 212
 Kahnhebehaus 197
 Kalifeldspat 26, 208
 Kalter Muff 229
 Kamenz 88
 Kammerbühl 160
 Kanitzberg 179, 180, 186
 Kannelberg 213
 Kaolinlagerstätten 170
 Karbon 121
 Karbonatit 130
 Karlovy Vary 160

- Karlsbad 160
 Karlsbader Zwillinge 246
 K/Ar-Methode 70, 71
 Karpaten 16
 Karsdorfer Störung 159
 Kassiterit 105, 135, 209, 232
 Kataklaste 40
 Kataklastite 40, 181
 Katharinaberg 214
 Kathodolumineszenz 64
 Katzenstein 227
 Keilberg 229, 240, 245
 Kernladungszahl 61
 Kernphysik 61
 Kersantite 142
 Kielberg 249
 Kieselschiefer-Hornstein-Konglomerat 179, 180, 186
 Kimberlit 30
 kink-bands 57
 Kirchberg 104
 Kirchberger Granit 246
 Klingenthal 133, 249, 251
 Klínovec 240, 245
 Klínovec-(Keilberg-)Komplex 236
 Knesenbach 56, 227
 Knickband 57
 Knollensteine 201, 203
 koaxiale Deformation 36
 Kobalt 143, 148, 232, 242, 249
 Kohleflöze 160
 Kohlenkalk 21, 84, 94
 Kokchetav-Massiv 30
 Kollision 73, 81, 109
 Kolluvisol 173
 Komorní Hůrka 160
 Kompetenzkontrast 37
 Kompression 41, 46, 57, 58, 59
 Konglomeratgneis 228, 230
 Königstein 150
 Konkordante Erzlager 133
 konkordantes Alter 66
 Konkordia 66
 Kontaktmetamorphose 45, 246, 248
 Kontinentale Tiefbohrung 23
 Kontinentalhang 81
 Kontinentalschelf 74
 Kontinent-Kontinent-Kollision 24
 Kontraktionshypothese 12
 Konvergenz 41
 Kraslice 133
 Kreationismus 64
 Kristallin 40
 Krupka 138, 139, 148, 209
 Krustendehnung 74, 142
 Kugelpechstein 199, 200
 Kühnhaide 173
 Kunstgräben 147
 Kunstteiche 147
 Kupfer 151, 209, 232, 249
 Kupferberg 236, 240, 245
- L**
- Laacher See 166
 Lagerstätte 129
 Lagerstättenklassifikation 129
 Lagerstättenprovinzen 130
 Lamprophyr 107, 116, 142
 Landberg 162, 201
 Langenstriegis 97
 Lapilli 110
 Lauenstein 65, 66
 Laurussia 91, 93, 95
 Lausitzer Granodiorit 67, 187
 Lausitzer Überschiebung 157, 158
 Lava 110
 Lengefeld 221
 Leubsdorf 224
 Leukosom 222
 Limonit 123, 129
 Lippmannscher Steinbruch 53, 54
 liquidmagmatisch 136
 Lithium 135, 152, 210
 Lithiumglimmer-Granit 104, 114, 209, 246
 Lithosphäre 19
 Lithosphärenplatten 19
 lithostatischer Druck 24
 Lithostratigraphie 16, 17, 69, 74, 87, 132
 Lizardit 218
 Lizard-Komplex 144
 Lochmühle 57, 220, 227
 Lochseite 14
 Lockersyosem-Regosol 173
 Loket 246
 Lorenz Gegenrum 197
 Löss 168, 170
 Lösslehm 168
 Löbnitz 80, 233
 Löbnitz-Zwönitzer Zone 4
 Ludwigschacht 197
 Lugsteine 207, 213
- M**
- Maar 160, 164, 165, 166
 Magmatite 101
 Magmenkammer 112, 113, 115
 Magnetit 129, 133, 134, 193, 242, 245
 Magwitz 84
 mantled gneiss dome 219
 Mariahilf-Stolln 245
 Mariánské Lázně 160
 Marienbad 160
 Marienbader Störung 159
 Marienberg 152
 Marienberger Gneis 228
 Markus-Röhling-Stolln 233
 Marmor 185, 206, 207, 244, 245
 Massenspektrometer 62, 63
 Massenspektrometrie 63
 Massenzahl 61, 63
 matur 135
 Maturität 77
 Měděnec 41, 133, 161, 236, 240, 245
 Mědník 245
 Mehltheuerer Mulde 93
 Meißen 112, 168
 Meißener Pluton 105, 177
 Melanosom 221
 Meluzína 158, 240, 245
 mesozonal 136
 Metakonglomerat 228
 metamorphe Fazies 25
 Metamorpher Kernkomplex 43, 44
 Metamorphic-Core-Complex 43, 44
 Metamorphose 24
 Metamorphosealter 69
 Metamorphosepfad 28, 33
 Metastabilität 26, 30
 Metatekte 220, 221
 Migmatit 49, 215, 220, 221, 223
 Migmatitgneis 43, 222
 Mikrobrekzie 59
 Mikrosonde 27
 Mineralreaktion 26
 Mischalter 63, 67
 Mitteldeutsche Kristallinzone 21, 91
 Mitteldruck-Mitteltemperatur-Einheit 32, 177
 Mitteldruck-Niedrigtemperatur-Einheit 33, 34
 mittelerzgebirgischer Teilpluton 108
 Mitteleuropäisches Schollengebiet 157
 Mittelsächsische Schubmasse 206
 Mittelsächsische Störung 4, 177, 179, 181, 182
 Mittelsaida 214
 Mobilismus 16
 Mofetten 160
 Mohorn-Grund 201
 Molasse 81, 82, 118
 Moldanubikum 23, 101
 Molybdän 148, 151, 209
 Monzogranite 103

Monzonite 105
 Moor 170, 171, 173
 Morgensternhöhe 28, 54, 226
 Müglitz 182, 184
 Mühlbach 181, 182, 183
 Mühleithen 135, 249
 Muldenberg 251
 Muldenhütten 197
 Muldental 196
 Münchberger Gneismasse 20, 21, 23,
 34, 70, 92, 94
 Münzbachtal 146, 189, 197
 Muskovit 26, 104
 Muskovitgneis 30, 31, 32, 68, 73, 80,
 81, 89, 133, 191, 192, 193, 205, 214,
 217, 218, 220, 235, 238
 Mutterisotop 61, 62
 Mylonit 39, 40, 133, 181, 223
 mylonitische Foliation 38, 40, 50
 Mylonitisierung 40, 59, 222
 Mylonitzone 133
 Mýtina 160, 166

N

Natzschung 55, 57, 65, 219, 220, 227
 Nentmannsdorf 185
 Neoproterozoikum 88
 Neosom 221
 Nephelinit 162, 201, 208, 209
 Neptunismus 129, 160, 162
 Neutronen 61
 nicht-koaxiale Deformation 50
 Nickel 143, 148
 Niederbobritzsch 104, 112
 Niederbobritzscher Granit 207
 Niederlauterstein 51, 53, 217, 227
 Niederschlag 151, 242
 Niederschlema 242
 Niederschmiedeberg 133, 134
 Niederschönaer Fluss 156, 202
 Niederschönaer Schichten 156
 Niedrigdruck-Niedrigtemperatur-
 Einheit 34
 Nonnenfelsen 54, 219
 Nordböhmisches Kreidesenke 156,
 160, 201
 Nordböhmisches Becken 161
 Nordböhmisches Becken 160
 Norddeutsche Senke 144
 Nordpenninischer Ozean 157
 Nossen-Wilsdruffer Schiefer-
 gebirge 4, 198
 Nový Kostel 159

O

Oberer Graugneis 187
 obere Scherzone 133, 237
 Oberes Neues Geschrei 197
 Obergruna 133
 Obermittweida 230
 Oberplatte 44
 Oberscheibe 133
 Oberschöna 188, 191
 Oberwiesenthal 158, 236, 245
 Odenwald 144
 Oelsnitz 119, 122
 Ohře 251
 Ohře-Becken 160
 Ohřegraben 158, 160, 161, 201,
 208
 Olbernhau 56, 124, 225, 227
 Old Red 74, 89, 94
 Olivin 218
 Omphacit 28
 Orogene Sedimente 81, 86, 93
 Orthogneis 12, 32, 55, 80
 Orthogneisdome 32, 71, 95
 Orthomylonit 40
 Oslograben 157
 Oslorift 144
 Ostseepipeline-Anbindungslei-
 tung 170, 214
 osterzgebirgischer Teilpluton 108
 Ostrov 245
 Oxidationszone 147

P

Paläogeographie 155
 Paläosom 221
 Parabraunerde 170, 172, 204
 Paragneis 12, 39, 232
 Pechblende 149, 244
 Pedogenese 168
 pegmatitisch 136
 Penninikum 15
 peralkalisch 101
 peralumisch 101
 Peridotit 218
 Periglazial 168
 Perigondwana 88, 89
 Perštejn 245
 Phänoandesit 124, 125, 199
 Phänorhyolith 199
 Phengit 104
 Phlogopit 27, 104
 Phonolith 244
 phreatomagmatische Eruption 164
 Phycodengruppe 75, 78, 80, 233

Phycodesschiefer 78
 Phyllit 24, 33, 48, 71, 78, 205, 206,
 213, 230, 233, 236
 Phyllit-Einheit 34
 Phyllite von Schlettau 230
 Phyllitvorkommen von Hermsdorf-
 Rehefeld 206
 Phyllonit 182, 231
 Piemont-Ozean 155
 Pinge 148, 209, 211, 233, 251
 Pipes 138
 Pirna 156
 Plagioklas 103
 Pläner 201
 Platten 244
 Plattentektonik 19, 20, 24, 87, 130
 Plauenschen Grund 202
 Pleistozäns 167
 pneumatolytisch 135, 136
 Pöbelbach 209
 Pöbelknochen 213
 Pobershau 54, 138
 Pockau 41, 224, 227
 Podsol 170, 172, 204, 247
 Pöhla 133, 151, 244
 Pöhla-Globenstein 242
 Pöhlbach 166
 Pöhlberg 162, 163, 229, 230
 Polonium 244
 Polygonboden 168
 Polyolithionit 104
 Porphyrfächer 199, 200, 201
 porphyrisch 109
 Porphyrit 124, 125
 Porphyroblasten 219, 246
 Porphyroklasten 219
 postkollisionale Extension 45, 47
 postorogener Kollaps 95
 postvulkanische Erscheinungen 160
 Přebuz 138, 244
 prograde Metamorphose 30, 78
 prograde Reaktionen 28
 Protolithionit 104
 Protomylonit 39, 40, 49
 Protonen 61
 Provenance-Analysen, 91
 Pseudogley 170, 172, 204
 Pseudotachylite 59, 224
 p-T-Pfad 32, 34, 46
 ptygmatische Falte 50
 pull-apart 225
 Pultscholle 157
 Pure Shear 50
 Pyknit 209
 Pyrit 133, 193, 194
 Pyroklastit 110
 Pyrop 27

Pyroxenit 53, 218
 Pyrrhotin 133

Q

QAPF-Diagramm 161, 162
 Quarz 26, 103, 251
 quarzreicher Porphyr 199
 Quarzglocke 211
 Quarzit 188
 Quarzit von Oberschöna-Frauen-
 stein 188, 191
 Quarz-Polymetall-Assoziation 193
 Quarzporphyr 199

R

Rabenstein 41, 45
 Radioaktivität 61, 149
 Radiokarbonmethode 61, 64
 Radiometrische Datierung 61
 Radium 149
 Ranker 170
 Rb/Sr-Methode 63, 69, 70
 Redwitzit 107
 Reflektoren 225
 reflexionsseismisch 225
 Regionalmetamorphose 24, 26
 Rehefeld 205
 Reicher Trost Stolln 197
 Reiche Zeche 58, 196, 197
 reine Scherung 50
 Reitzenhain 173, 214
 Reitzenhain-Katharinaberger Dom 9,
 55, 219, 222
 Reitzenhain-Katharinaberger
 Kuppel 218, 219
 Reliefumkehr 162, 163, 170
 relikttischer Gneis 187
 Restkristallisation 136
 retrograde Metamorphose 27
 Revierwasserlaufanstalt 147
 rheinisch 157
 Rheinisches Schiefergebirge 157
 Rheischer Ozean 74, 89, 90, 91, 94
 Rhenohercynikum 21
 Rhyodacit 112, 199
 Rhyolith 101, 109, 112, 199, 207, 251
 Richtschächte 146
 Riftvulkanismus 160, 161
 Röhrsdorf 45
 Rohstoff 129
 Ronneburg 93, 131, 149
 Röntgenfluoreszenzanalyse 76, 77
 Röschen 147

Rote Grube 197
 Roter Kamm 242
 Rote Weißeritz 210, 212
 Rotgneis 11, 12, 38, 68, 80, 97, 143,
 214, 216, 218, 238
 Rothschönberger Stolln 147, 148, 197
 Rotlehme 170
 Rotliegendes 123
 Rumburker Granit 180
 Rusová-Formation 222
 Rußschiefer 84

S

Saar-Saale-Senke 123
 Sächsisch-Böhmischen Kreide-
 senke 177
 Sächsisches Kreidebecken 156, 201
 Sächsisches Lösshügelland 173
 Sächsische Schweiz 156
 Sadisdorf 140, 209, 211
 SAG Wismut 149
 Saidenbachtalsperre 28, 31, 214
 Saigerhütte Olbernhau 227
 Salbändern 143
 Satzung 105, 162
 Saubach 251
 Saubachbruch 251
 Sauberg 232
 Sauerbrunnen 160
 Säulen 162, 200
 säulige Ausbildung von Vulkani-
 ten 165
 Saxothuringia 90
 Saxothuringikum 3, 16, 22, 48, 74,
 75, 92, 96, 101, 112, 150
 Saxothuringisches Becken 83, 84, 96,
 118
 Sayda 214, 216
 Sayda-Berggießhübeler Gang-
 schwarm 114, 115, 207
 Sayda 170, 215
 Saydaer Kuppel 214
 Saydaer Struktur 214, 216, 221
 Scandium 209
 s-c-Gefüge 53, 55
 Schachtelhalm 120
 Schacht Svornost 243
 Schalenbau der Erde 19
 Scharspitze 213
 Scheelit 105, 135, 248
 Scheibenberg 162, 163, 164, 165, 229
 Schellerhau 105, 135, 210, 212, 213
 Schellerhauer Granit 209, 212, 213
 Schersinnindikatoren 50, 52
 Scherzonenentwicklung 38
 Schickelshöhe 213
 Schiefergebirge 40, 74, 75
 Schieferhülle 11
 Schieferung 37
 schiefe Subduktion 79
 Schlema 144, 149, 159, 242
 Schlettau 40
 Schließungsalter 71
 Schloss Freudenstein 196
 Schlot 165
 Schmelztuff 110
 Schmidt'sches Netz 40, 42, 43
 Schmiedels Marmorlager 244
 Schneckenmühle 184
 Schneckenstein 138, 249, 250
 Schneeballgranat 54
 Schneeberg 144, 149, 159, 242
 Schneeberger Krankheit 149
 Schönau 248
 Schönbrunn 105, 152
 Schönfeld 112
 Schönfeld-Rhyolith 206
 Schotterterrassen 167, 168, 169
 Schüppchenberg 146
 Schwarmbeben 159
 Schwarzburger Sattel 74, 75, 80, 93
 Schwarzenberg 104, 159, 236, 237
 Schwarzenberger Kuppel 236, 237,
 241
 Schwarze Pockau 217, 219, 223, 225
 Schwarzwald 144, 157
 Schwarzwassertal 227
 SDAG Wismut 149
 Sehmatal 229
 Seidewitztal 183, 184
 Seifen 139, 209, 212
 Seiffen 105, 138, 140, 152
 Seltene Erden 136
 Serpentin 28, 32, 214, 218, 220
 SHRIMP-Technologie 66
 Siderit 129, 194
 Siderophyllit 104
 Silber 142, 144, 195, 232, 242
 Silber-Sulfid-Assoziation 193
 Sillimanit 26, 34
 Simple-Shear 49, 50, 52
 Skagerrak 116
 Skarn 133, 134, 135, 138, 140, 241
 Slab-break-off 95
 Sokolov 160
 Sooser Moor 160
 Sosa 248
 Sowjetisch-Deutsche AG
 Wismut 150
 Spannung 36
 Spargrund 183
 Spatgänge 195

spätmagmatisch 136
 spätorogener Vulkanismus 109
 Spechtshausen 199, 200
 Spessartite 142
 Spornmodell 88
 Staukuppe 165
 Staurolith 34
 Stehende Gänge 195
 Steinkohle 124
 Steinkuppe 213
 Stengelheide 173
 Stengeltopas 209
 Stephanshöhe 213
 St. Joachimsthal 149, 243, 245
 Stöcke 135
 Stockscheider 209
 Stolln 147
 Störungen 225
 Störungszonen 142, 157
 Störungszone von Gera-Jáchymov 242, 248
 Störung von Mariánské Lázně 159
 Störung von Počátky-Plesná 159
 Strain 36
 Strain-Ellipse 37
 Strain-Ellipsoid 36
 stratiform 132
 stratiforme Erzlager 241
 Stratigraphie 17, 74
 Stráž 245
 Streckeisen-Diagramm 103, 161
 Streckungslinear 49, 52, 53, 59
 Streichrichtung 42
 Stress 36
 Stressellipsoid 36
 Strike-Slip 41, 46, 59, 92, 93, 105, 157, 181
 Strossenbau 146, 147
 Struktur 36, 37, 55
 Stümpelfelsen 240
 S-Typ-Granite 101, 135
 Subduktion 48, 73, 91, 130
 Subduktionszone 16, 35, 83, 92, 94, 233
 Südalpin 15
 Süddeutsche Tafel 157
 Südpenninischer Ozean 155
 Syenogranite 103

T

Talkanzel 217, 227
 Talmühlengrund 199
 Talsperre Malter 181
 Talsperre Sosa 248
 Tannenbergesthal 249

TAS-Diagramm 161, 162
 Taunus 144
 tektonische Decke 14, 15
 Tektonostratigraphie 18, 74
 Teleskopung 143
 Tellerhäuser 151
 Temperatur 24, 25
 Tephra 110, 166
 Tephrit 162, 166
 Tepla-Barrandium 92
 Teplá-Einheit 34
 Teplice 207
 Teplice-Rhyolith 113, 206, 207, 209, 213
 terra mineralia 196
 Tertiärquarzite 201
 Tethys 155, 156
 Tharandt 112, 199
 Tharandter Wald 6, 156, 168, 173, 198
 Thermalbad Wiesenbad 228
 Theumaer Fruchtschiefer 246, 247
 Thüringer Senke 157
 thüringische Fazies 21, 22, 74, 91, 95
 Thüringisch-Vogtländisches Schiefergebirge 4
 Thurmhofschacht 197
 Tiefer Fürstenstolln 147
 Tisova 133
 Tochterisotop 61, 62
 Tonalitsystem 222
 Tonminerale 37
 Tonschiefer 78, 233
 Tonschieferbrekzie 199
 Topas 105, 135, 249, 250, 251
 Trachyandesit 124
 Transformstörung 41, 58
 Transposition 51, 53, 59
 Transpression 41, 46
 Transtension 41, 46
 Traugothhöhe 213
 Treuen 248
 Tuff 110
 Turbidit 82, 83, 84, 86, 96, 121
 Turmalingranit 180, 181, 183
 Turmberg 115

U

Übergangsstockwerk 101, 105
 Ultrahochdruck 30, 48
 Ultramylonit 39, 40, 183, 222
 Untere Graugneise 187
 Untere Scherzone 143, 187, 222, 223
 Unterplatte 44
 Unterquader 201

U/Pb-Methode 63, 66
 Uran 131, 143, 144, 149, 150, 209, 232, 242, 248, 249

V

variszisches Gebirge 3, 16, 22, 90, 93, 122, 130
 Vega 171
 Verformung 36, 40
 Verformungsstockwerk 37
 Verrucano 14
 versteinertes Wald 122, 123
 Verträgliche Gesellschaft Stolln 197
 Verwitterung 170
 Verwitterungsdecken 170
 Vogeltoffelfelsen 38, 49, 50, 55, 222, 227
 Vogtland 34
 Vogtländisch-Böhmisches Mineralienzentrum Schneckenstein 250, 251
 Vogtländische Mulde 4
 Vogtländischen Synklinorium 246
 Vulkanismus 109, 110
 Vulkanite 110

W

Walliser Ozean 157
 Walterbruch 206
 Wasserkünste 147
 Weesenstein 88, 183, 185
 Weesensteiner Grauwacke 177, 183
 Weesensteiner Störung 177, 179
 Wegefarther Gneis 187
 Weichsel-Eis 168
 Weiße Elster 251
 Weißer Stein 188
 Weißer Hirsch 241, 242
 westerzgebirgischer Teilpluton 108
 Westlausitzer Störung 179
 Wiesenbader Störung 159, 228, 229
 Wiesenthaler Komplex 236, 238, 245
 Wiesenthaler Struktur 244
 Wildenfelsler Zwischengebirge 23, 70
 Wildflysch 22, 81, 84
 Wirbelstein 245
 Wismut 143, 148, 249
 Wolfram 135, 148, 151, 248
 Wolframit 105, 135
 Wolkenstein 152
 Wolkensteiner Gneis 67
 Woll sack 171, 247
 Wrench-and-Thrust-Zone 92, 93, 95

X

Xenolith 187, 189, 208

Z

Zeisigwaldvulkan 122, 124

Železná hůrka 160, 166

Zementationszone 147

Zerfallsgesetz 61, 62

Zerfallskonstante 61

Ziegenrück-Teuschnitzer Mulde 75

Zink 142, 148, 151, 195

Zinn 135, 137, 149, 151, 193, 209,
210, 232, 249, 251

Zinngranit 104, 105

Zinnstein 139

Zinnwald 105, 137, 152, 209, 213

Zinnwalder Granit 210

Zinnwaldit 104

Zinn-Wolfram-Vererzungen 232

Zirkon 63, 65, 66, 69, 187

Zirkonpopulationen 65

Zobes 248

Zobeshorizont 248

Zöblitz 28, 32, 54, 56, 214, 218

Zöblitzer Muskovitgneisscholle 214,
216

Zone von Gera-Jáchymov 159

Zone von Regensburg-Leipzig 159

Zoning 143

Zschopautal 231

Zschorlau 152

Zweigliimmer-Granit 104, 246

Zwickau 122

Zwickauer Mulde 251

Zwitter 135, 232

Zwitterflöze 210

Zwitterstock 209

Zwönitz 80, 234

Zwota 249

Buchempfehlungen

Mineralogie / Petrographie



Gesteinskunde

Ein Leitfaden für Einsteiger und Anwender

Ulrich Sebastian

2. Aufl. 2012, 2012, X, 182 S. Brosch.
ISBN 978-3-8274-2822-6
► € (D) 19,95



Gesteinsbestimmung im Gelände

Roland Vinx

3rd Edition, 2011, XII, 480 S. 416 Abb. in Farbe. Geb.
ISBN 978-3-8274-2748-9
► € (D) 44,95



Minerale und Gesteine

Mineralogie – Petrologie – Geochemie

Gregor Markl

2 neu bearb. u. erw. Aufl., 2008, XIV, 610 S. 895 Abb.
735 in Farbe. Geb.
ISBN 978-3-8274-1804-3
► € (D) 44,95



Grundlagen der Tektonik

Kräften und Spannungen der Erde auf der Spur

Claus-Dieter Reuther

2012, 2012, X, 277 S. Geb.
ISBN 978-3-8274-2065-7
► € (D) 39,95

Lesen Sie weiter ...

Bewegte Bergwelt Gebirge und wie sie entstehen

Florian Neukirchen

Berge können auf unterschiedliche Weise entstehen, durch Kollision und Einengung, aber erstaunlicherweise auch durch den gegenteiligen Vorgang, durch Dehnung. Andere finden sich wiederum fernab in Gebieten, in denen schon seit langer Zeit keine tektonischen Bewegungen stattfanden. Die Bergwelt, wie wir sie kennen, geht auf eine Vielzahl von Prozessen zurück, die von Florian Neukirchen auf leicht verständliche Weise erklärt werden

1. Aufl., 2011, VIII, 232 S. 263 Abb. in Farbe. Geb. ISBN 978-3-8274-2753-3 ▶ € (D) 39,95



Vulkane der Eifel Aufbau, Entstehung und heutige Bedeutung

Hans-Ulrich Schmincke

Ein neuer Bildband von dem erfolgreichen und renommierten Vulkanismus-Autor; faszinierende Farbfotos und Grafiken veranschaulichen die gewaltigen Veränderungen durch die Eifelvulkane, wie sie sich heute zeigen und damals stattgefunden haben dürften, anschaulich verfasst; macht Lust auf eine Eifel-Reise.

1., Corrected Aufl. 2009 2., korr. Nachdruck 2010, 2009, VIII, 160 S. 185 Abb. in Farbe. Geb. ISBN 978-3-8274-2366-5 ▶ € (D) 29,95

Historischer Bergbau im Harz Kurzführer

Wilfried Liessmann

Ausführlich schildert der Autor die Geschichte des Bergbaus, das Leben der Bergleute, den Wandel der Harzer Industrielandschaft und die Entwicklung der Bergbautechnik in einem allgemeinen Teil. In einem regionalen Teil stellt er die wichtigsten Harzer Bergbaureviere sowie deren Geschichte vor und unterbreitet zahlreiche Vorschläge für eigene Exkursionen.

3., vollst. neu bearb. Aufl., 2010, XVIII, 470 S. 251 Abb., 54 in Farbe. Brosch. ISBN 978-3-540-31327-4 ▶ € (D) 29,95

