

Geologie im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung Oberpfalz



Geologie im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung Oberpfalz

Einführung und Exkursionen

VON GERHARD STETTNER

Mit 139 Abbildungen, 3 Tabellen und
1 farbigen geologischen Karte 1 : 50.000

München 1992

Redaktion: KLAUS DOBEN

Herausgeber und Verlag:
Bayerisches Geologisches Landesamt,
Heßstraße 128, D-8000 München 40

Umschlagfoto: G. Stettner

Alle Urheberrechte vorbehalten
© Bayerisches Geologisches Landesamt 1992
Druck: Frühmorgen & Holzmann,
Druckerei und Verlag GmbH & Co., München
Gedruckt auf chlorfrei gebleichtem Papier

Vorwort

Die Anregung zu diesem Führer in das geologische Umfeld der KTB-Tiefbohrung Oberpfalz kam gleicherweise vom Präsidenten des Bayerischen Geologischen Landesamtes, Herrn Dr. Otto Wittmann, wie auch von der KTB-Projektleitung im Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung. Zum anderen lag es für den Autor nahe, bei dem derzeit großen Interesse an der Geologie dieses Raumes, aus der in Jahrzehnten angesammelten regionalgeologischen Erfahrung heraus die vorliegende Einführung zusammenzustellen.

Bei der vielgestaltigen Geologie des betrachteten Raumes konnte in der gewählten Form natürlich nicht der ganze Umfang geowissenschaftlicher Erkenntnisse berücksichtigt werden. Die Ausführungen stehen im übrigen ganz wesentlich unter dem Blickwinkel des kartierenden Regionalgeologen, d. h. die Diskussion geotektonischer Modellvorstellungen tritt soweit wie möglich in den Hintergrund. Modelle des Deckenbaues sind – wie der folgenden Einleitung zu entnehmen ist – einem raschen Wandel unterworfen; sie haben jedoch auch bedeutende Anstöße für die Vertiefung unseres Kenntnisstandes gegeben. Deshalb sei hier jenen Fachkollegen Dank gesagt, die durch ihre neuen Vorstellungen und Erkenntnisse die Diskussion belebt haben, voran den Herren H.-J. Behr, P. Blümel, W. Franke, K. Weber und E. Stein. Mein Dank gilt außerdem den Herren J. Rohrmüller und J. Bardua, welche aus ihren Arbeitsgebieten Angaben zu einer Reihe von Aufschlüssen zur Verfügung gestellt haben.

Inhalt

Die Tiefbohrung Oberpfalz im Kontinentalen Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland (KTB)	7
1. Einleitung	7
2. Zur Erforschungsgeschichte des nordostbayerischen Grundgebirges	11
3. Der weitere geologische Rahmen	15
4. Geologie und Landschaft	16
5. Der engere geologische Rahmen der Tiefbohrlokation Oberpfalz, das KTB-Umfeld im Grenzraum Saxothuringikum/Moldanubische Region Nordostbayerns	18
5.1 Der lithologisch-lithostratigraphische Aufbau der Moldanubischen Region	20
5.1.1 Zur Lithostratigraphie im Moldanubikum Nordostbayerns	21
Das altpaläozoische Dach des Moldanubikums	26
5.1.2 Zur Lithostratigraphie des Bohemikums	27
5.1.3 Zur Lithostratigraphie der Münchberger Gneismasse	29
5.2 Zur Schichtenfolge im Saxothuringikum des Fichtelgebirges und Frankenwaldes	29
5.2.1 Der moldanubische Sockel	29
5.2.2 Der altpaläozoische Oberbau	30
Das fichtelgebirgische Altpaläozoikum	34
5.3 Zur geochemischen Charakterisierung der basaltischen Metabasite in den verschiedenen petrotektonischen Einheiten	36
5.4 Granite	38
Redwitzite	42
6. Tektonik und Metamorphose	42
6.1 Tektonik und Metamorphose im Moldanubikum	46
Tektonik und Metamorphose in der moldanubischen Zone von Tirschenreuth–Mähring (ZTM) und das Problem des Metamorphose-Übergangs Moldanubikum/Saxothuringikum	51
6.2 Zur Verformung der altpaläozoischen Hülle des Moldanubikums	55
6.3 Zur Struktur- und Metamorphoseentwicklung im westlichen Bohemikum	57
Das Bohemikum der Neustädter Scholle (Zone von Erbdorf–Vohenstrauß ZEV)	59
Zur bruchtektonischen Beanspruchung	63
6.4 Verformung und Metamorphose in der Erbdorfer Grünschieferzone	66

6.5	Tektonik und Metamorphose in der Münchberger Gneismasse (MM) . . .	69
6.6	Tektonik und Metamorphose im Fichtelgebirge	72
6.7	Ein zusammenfassender Überblick zur Baugeschichte	78
7.	Das nachvariskische Deckgebirge und die Herausbildung des Westrandes der Böhmisches Masse	79
7.1	(Oberkarbon-)Perm im Raum Erbdorf–Weiden	80
7.2	Zur Trias im Vorland des KTB-Umfeldes	82
7.3	Oberkreide am Rand des Grundgebirges	82
7.4	Tertiär im KTB-Umfeld	83
	Die tertiären Basalte Nordostbayerns	84
7.5	Quartär	85
8.	Exkursionen in das nähere und weitere Umfeld der Tiefbohrlokation	86
8.1	Exkursionen in das nähere KTB-Umfeld, mit dem KTB-Gelände als Ausgangspunkt	87
8.1.1	Eine Fußexkursion in das nähere KTB-Umfeld (1–7)	87
8.1.2	Weitere Aufschlüsse im näheren Umfeld (8–17)	93
8.2	Zielgebiet Erbdorfer Grünschieferzone (18–24)	103
8.3	Der Steinwald und seine Granite	113
8.3.1	Aufschlüsse des Steinwaldgranits i.e.S. im Bereich von Pfaben (25–28)	114
8.3.2	Aufschlüsse im Friedenfelser Granit (29–31)	115
8.3.3	Granite zwischen Steinwald und Falkenberger Massiv im Verband mit Redwitzit (32–33)	117
8.4	Zielgebiet Saxothuringikum des Fichtelnaabtales (34–45)	117
	Ergänzende Aufschlüsse zwischen Fichtelnaabtal und Fränkischer Linie (37–40)	122
8.5	Zielgebiet Rotliegendes (Permokarbon) von Erbdorf (46–49)	133
8.6	Zielgebiet unmittelbares Vorland des Grundgebirges, nordwestlicher Abschnitt (50–54)	136
	Ausblicke vom Grundgebirgsrand östlich Waldeck	139
8.7	Zielgebiet nordwestliche Neustädter Scholle zwischen Windischeschenbach und Neustadt a. d. Waldnaab (55–62)	140
8.8	Aufschlüsse im Bereich der Fränkischen Linie an der nordwestlichen Neustädter Scholle und im nahegelegenen Vorland (63–68)	147
8.9	Zielgebiet südliche Neustädter Scholle und Leuchtenberger Granit (69–85)	154
8.10	Zielgebiet Saxothuringikum in den Stiftsbergen des Waldsassener Schiefergebirges (86–92)	173
	u. a. Goldvorkommen von Neualbenreuth	182
	Weitere Aufschlüsse im Kambrium der Stiftsberge (93–95)	185
8.11	Zielgebiet nördliches Moldanubikum	188
8.11.1	Wetzldorf-Abfolge und kaolinisierter Granit im Raum Tirschenreuth (96–98)	188
8.11.2	Zone Tirschenreuth Mähring (99–101)	193

8.11.3	Das hochmetamorphe Moldanubikum um Griesbach und die Diaphthorese I (102–106)	199
8.11.4	Der Raum östlich des Flossenbürger Massivs (107–108)	205
8.11.5	Das Flossenbürger Granitmassiv (109)	208
8.11.6	Das Moldanubikum zwischen Flossenbürger Granitmassiv und Neustädter Scholle (110–112)	209
8.11.7	Das Moldanubikum des Zottbachtals zwischen Neuenhammer und Pleystein (113–118)	215
9.	Literatur	223
10.	Ortsverzeichnis	237

Die Tiefbohrung Oberpfalz im Kontinentalen Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland (KTB)

Nach mehrjährigen Vorarbeiten wurde im Jahr 1986 der Standort für eine wissenschaftliche Tiefbohrung in der Oberpfalz bei Windischeschenbach ausgewählt. Neben allgemein geowissenschaftlichen, meß- und bohrtechnischen Zielsetzungen ist eines der Ziele die Erkundung der Krustenstruktur im Kernraum des Varistikums nahe der Erbdorfer Linie. Besonderes Gewicht hat dabei die Frage suprakrustaler Decken, wie auch die Identifizierung geophysikalischer Tiefenstrukturen. Ein weiteres Bohrziel ist der Temperaturbereich zwischen 250 und 300° C, um den chemisch-physikalischen Stoffwanderungsprozessen der tieferen Erdkruste in vivo näherzukommen. Eine Vorbohrung (1987–1990) konnte mit 4000 m die Basis der mutmaßlich allochthonen Neustädter Scholle (Zone von Erbdorf–Vohenstrauß) noch nicht erreichen. Die Hauptbohrung begann im Herbst 1990.

In der vom Bundesministerium für Forschung und Technologie insgesamt getragenen Organisation wird die wissenschaftliche Bearbeitung im Rahmen des Schwerpunktprogramms „KTB“ der deutschen Forschungsgemeinschaft koordiniert. Die technische Durchführung liegt bei der KTB-Projektleitung im Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung.

1. Einleitung

Als Anfang der achtziger Jahre das Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland allmählich aus seiner ideellen Phase in die vorbereitenden Untersuchungen übergang, rückte die Frage des Deckenbaues im zentralen Varistikum wieder in den Vordergrund der tektonischen Überlegungen. Der Grenzbereich von Moldanubischer Region und Saxothuringikum wurde ja schon seit der Übertragung deckentektonischer Vorstellungen aus dem alpidischen Raum (Suess 1912) als Wurzelzone von Kristallindecken betrachtet. Nun hatte FRANKE (in BEHR et al. 1982 und 1984) bei seinen Untersuchungen des Frankenwälder Paläozoikums in der Umgebung der Münchberger Gneismasse überzeugende Hinweise für eine deckenartige Platznahme der paläozoischen Bayerischen Faziesreihe gefunden, um damit die Vorstellungen WURMS (1926, 1928) zu neuem Leben zu erwecken. Zuvor hatte schon BEHR (1978) in seinem Subfluenzmodell den geforderten Deckenbau und die beim Subfluenzvorgang erfolgten Mittel- und Hochdruckprägungen in ein System gebracht. Zwar läßt sich dieses nur bei wenigen der damals konzipierten Subfluenzstrukturen in der Böhmisches Masse anwenden, doch konnte damit erneut das Deckengebilde – wie bei WURM, SUSS und KOSSMAT

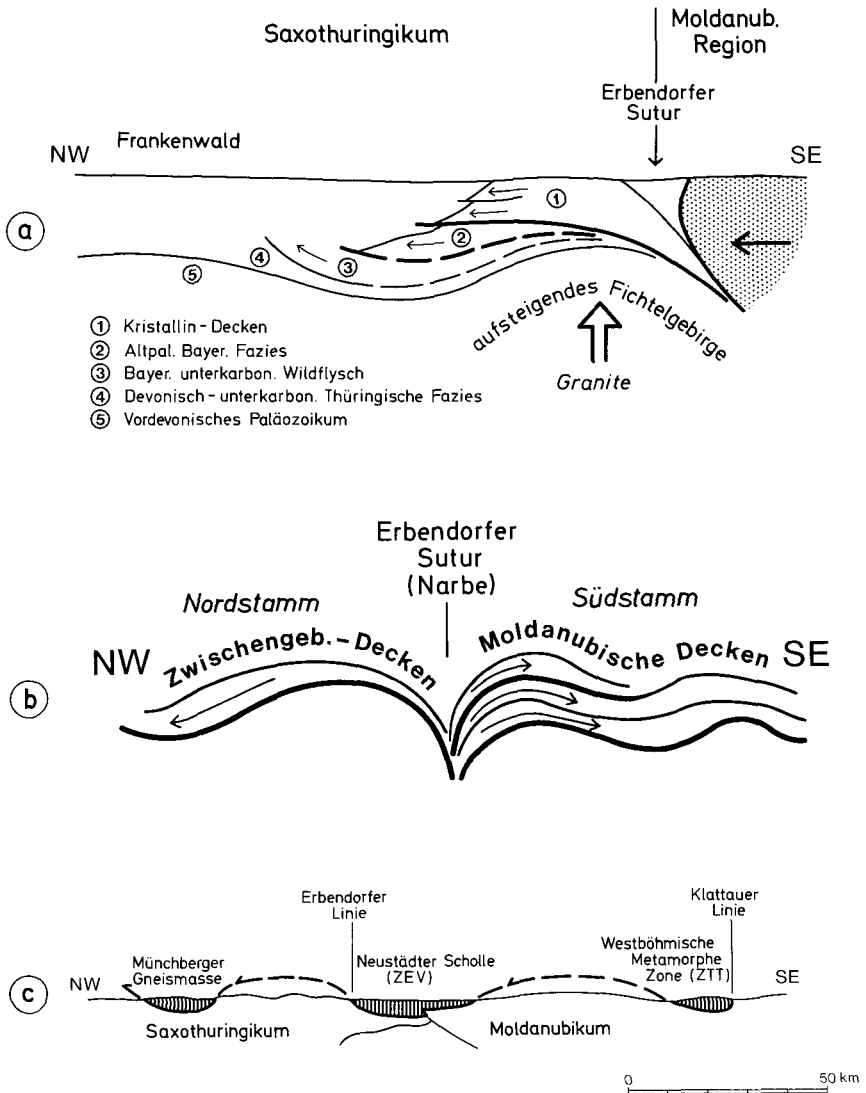


Abb. 1. Vorstellungen eines Deckenbaues im Grenzraum Saxothuringikum-Moldanubische Region

- a) nach BEHR, Engel & FRANKE (1980, 1982) im Sinne von SUSS (1912), WURM (1926) und KOSSMAT (1927)
- b) im Sinne von TOLLMANN (1982)
- c) im Sinne von WEBER (1986).

(1927) – mit der Fuge zwischen dem Saxothuringikum und Moldanubischer Region, der Erbdorfer Linie, verknüpft werden. In letzterer sah man nun die Spur großräumiger Relativverschiebungen von Krustenplatten, wobei die Transportweite der moldanubischen Platte durch die Kennzeichnung als „afrikanisch“ eine besondere Dimension erhielt.

Auch der von GEBRANDE (1986) aus der Refraktionsseismik abgeleitete „Erbdorferkörper“ wurde von WEBER (1986) unter Einbeziehung seismischer Reflektoren in dieses nordwestvergente Modell einer Krustenkollision einbezogen. Der Schritt zu einem weit größeren Deckensystem erfolgte nach dem Vorliegen vieler neuer radiometrischer Altersdaten für die Zone von Erbdorf–Vohenstrauß im Zeitraum zwischen 400 und 370 Mio. Jahre (SCHÜSSLER et al. 1986, TEUFEL 1988 und KREUZER et al. 1989). Diese entsprachen sowohl jenen aus der Münchberger Gneismasse (SÖLLNER et al. 1981, MÜLLER-SOHNUS et al. 1987), als auch solchen aus der Westböhmisches Metamorphose Zone (Teplá-Domazlice) (VEJNAR 1962, SMEJKAL & VEJNAR 1965 und FISCHER et al. 1969) und führten zum Zusammenschluß aller drei Einheiten – über die Erbdorfer Linie hinweg – zu einer Großdecke (WEBER 1986, VOLLBRECHT et al. 1989). Da die Westböhmisches Metamorphose Zone ein nicht abtrennbarer Teil des bis zum Lugikum reichenden Bohemikums ist, erhält das Deckengebilde WEBERS Ausmaße, welche jenen des Deckenkonzeptes TOLLMANS (1982) gleichen. Lediglich die ins Auge gefaßten Bewegungsrichtungen unterscheiden sich. Nimmt TOLLMAN, ausgehend von der Erbdorfer Linie als zentralvariskischer Wurzelzone nach Südosten gerichtete Bewegungen an, so waren es in den Darstellungen von WEBER und VOLLBRECHT zunächst von Südost nach Nordwest gerichtete Deckenbewegungen.

Berücksichtigt man, daß die Deckengebilde der WEBERSchen Konzeption nur Reste einer wesentlich umfangreicheren Kristallindecke gewesen sein sollen, so fällt die Erklärung und Einbindung in ein tektonisches Gesamtsystem des zentralen Varistikums schwer. Dagegen eröffnet sich bei der Berücksichtigung der zonierten druckbetonten Metamorphose in der Westböhmisches Metamorphose Zone (Teplá-Domazlice) ein anderes tektonisches System. Hier offenbart sich der Eingangsbereich zu einer durch radiometrische Altersdaten belegten spätkaledonischen Subduktion von Bohemikumkruste, während die Verhältnisse am Westrand der Böhmisches Masse durch die gegenläufige Aufschiebung von bereits subduzierter Bohemikumkruste charakterisiert sind (STETTNER 1990 u. i. Druckvorb.). Einen ähnlichen Ansatz hat das zu gleicher Zeit entwickelte und vorgestellte Modell HIRSCHMANNS (1989), welches zwar auch von einer Subduktion des westlichen Bohemikums ausgeht, jedoch mit gleichläufigen Überschiebungen arbeitet.

Modellvorstellungen über die Krustenentwicklung des zentralen Varistikums hatten und haben einen großen Einfluß auf die an die Tiefboh-

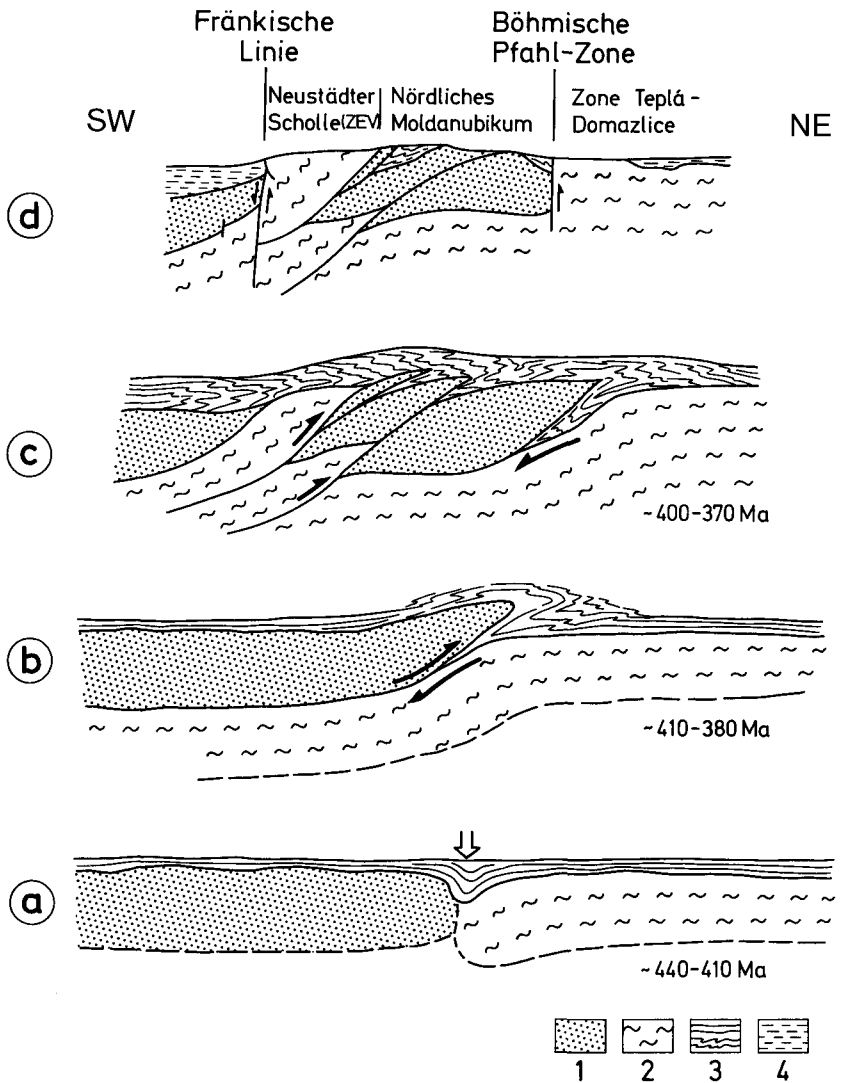


Abb. 2. Modell der spätkaledonisch-variskischen Entwicklung im Westteil der Böhmisches Masse, Schnitt Südwest-Nordost.

- a = silurische Aktivierung der Naht Bohemikum/Moldanubikum,
 - b = Subduktion von Bohemikum unter moldanubische Kruste und Faltung des altpaläozoischen Daches,
 - c = weitere Subduktion, gegenläufige Zerschneuerung und Wiederaufschubung subduzierter Bohemikumkruste, Faltung des altpaläozoischen Daches,
 - d = Segmentierung der westlichen Böhmisches Masse unter Herausbildung des heutigen Zuschnittes.
- 1 = Moldanubikum-Kruste, 2 = Bohemikum-Kruste, 3 = altpaläozoische Deck-schichten (Vordevon), 4 = Jungpaläozoikum.

rung gestellten Erwartungen, soll doch neben der Erforschung allgemein chemisch-physikalischer Tiefenbedingungen auch ein Beitrag zur Entzifferung der problemreichen Krustenstruktur im Grenzbereich von Moldanubikum und Saxothuringikum geliefert werden.

Diese Einleitung soll nicht nur die besondere Problematik im Kernraum der Varisziden vor Augen führen, sondern auch die Notwendigkeit einer genauen Kenntnis der konkreten geologischen Gegebenheiten. An der Bestandsaufnahme wird, wie nachfolgend gezeigt wird, schon seit mehr als 200 Jahren gearbeitet.

2. Zur Erforschungsgeschichte des nordostbayerischen Grundgebirges

Als Mathias v. FLURL im Jahr 1792 seine „Beschreibung der Gebirge von Baiern und der oberen Pfalz“ mit einer Fülle von geologischen und mineralogischen Daten vorlegte, wurde darin auch schon der besondere Charakter der Erbdorfer Grünschieferzone als Grenzbereich zwischen dem fichtelgebirgischen Schiefergebirge im Norden und dem oberpfälzer „Gneisgebirg“ im Süden angesprochen. Es mußte zur damaligen Zeit vor allem unter den Bergleuten eine gute „geognostische“ Kenntnis dieses Raumes bestanden haben. In den Jahren 1792 bis 1797 wirkte Alexander von HUMBOLDT in den damals preußischen Provinzen Ansbach–Bayreuth, um den Bergbau wieder zu beleben. Er hat aus dem Fichtelgebirge und Frankenwald viele geowissenschaftliche Beobachtungen hinterlassen. Von GOLDFUSS & BISCHOF (1817) wurde in ihrer Beschreibung des Fichtelgebirges erstmals die Münchberger Gneismasse genauer umrissen. Ein Blatt der ersten geologischen Kartierung des Königreiches Sachsen griff im Südwesten auf bayerisches Gebiet über und erfaßte einen Teil der Münchberger Gneismasse (1843). Hatte schon vorher die Diskussion um die Entstehung der Münchberger Gneismasse mit FRIEDRICH HOFFMANN (1829) begonnen, so war diese Kartierung nun die Basis der Auseinandersetzungen zwischen dem sächsischen Geologen C. F. NAUMANN und dem bayerischen C. W. GÜMBEL (1861, 1863). Das GÜMBELsche Kartenwerk und seine umfangreichen Beschreibungen der Geologie Nordostbayerns (1868 und 1879) blieb schließlich für längere Zeit die einzige Unterlage für weitere geowissenschaftliche Untersuchungen. Erst nach dem 1. Weltkrieg kam mit WURM im Frankenwald und Fichtelgebirge die neuere Kartierung in Gang, welche bald zur Entdeckung des Mittelkambriums und zur Differenzierung des Altpaläozoikums in eine Thüringische und in eine Bayerische Faziesreihe führte. Damit konnte WURM (1926, 1928) die SUESSsche Konzeption vom Deckenbau der kristallinen Zwischengebirge im Saxothuringikum des Frankenwaldes (Münchberger Gneismasse) und Sachsens stützen und zudem die Bayerische Faziesreihe in den Deckenbau des Münchberger Komplexes inte-

grieren. Die später von der WURMSchen Würzburger Schule erarbeiteten „Übergänge“ zwischen beiden Faziesreihen führten jedoch zu einer allmählichen Distanzierung von weit aus dem Südosten hergekommenen Deckengebilden.

Eine größere, aber unveröffentlicht gebliebene Kartierungskampagne erfaßte in den Jahren 1938/1939 den Raum vom südlichen Fichtelgebirge bis zum Bayerischen Wald. Im saxothuringischen Abschnitt sind diese Arbeiten vor allem mit dem Namen Hans-Rudolf VON GAERTNER verbunden. Ausgehend von Arbeiten im Thüringer Wald führten seine Kartierungen zu einer Neugliederung des fichtelgebirgischen Ordoviziums und zu der von ihm als kambrisch eingestuften „Arzberger Serie“ (1942, 1951). Das Auftreten äquivalenter Schichtfolgen im Moldanubikum ließ ältere Ansichten wieder aufleben, welche ein teilweise paläozoisches Alter der metamorphen moldanubischen Abfolgen vertraten (HINTERLECHNER 1911, SUSS 1898, 1926). Im Moldanubikum sind die damaligen Arbeiten vor allem mit dem Namen GEORG FISCHER verknüpft (1930, 1938). Seine Kartierungen im Umkreis des Hohen Bogens erbrachten für den Grenzbereich Bohemikum/Moldanubikum ähnliche lithostratigraphische und tektonische Verhältnisse, wie sie (im Umfeld der KTB) zwischen seiner Neustädter Scholle (Zone von Erbendorf–Vohenstrauß) und dem angrenzenden Moldanubikum des Oberpfälzer Waldes existieren. FISCHERS Deutung der Blastomylonite und Pirlgneise des Bayerischen Waldes als kristalinen Plattenbewegungen zuzurechnende Tiefenmylonite sind ein erster Beitrag zu einer innerkontinentalen Plattentektonik. Erstmals wurde ein kaledonisches Alter der Südost–Nordwest gerichteten Umprägung eines älteren cadomischen (assyntischen) Baues postuliert (FISCHER 1930), und damit auch eine Cordierit-fazielle kaledonische Hochtemperatur-Metamorphose, welche später radiometrisch bestätigt wurde.

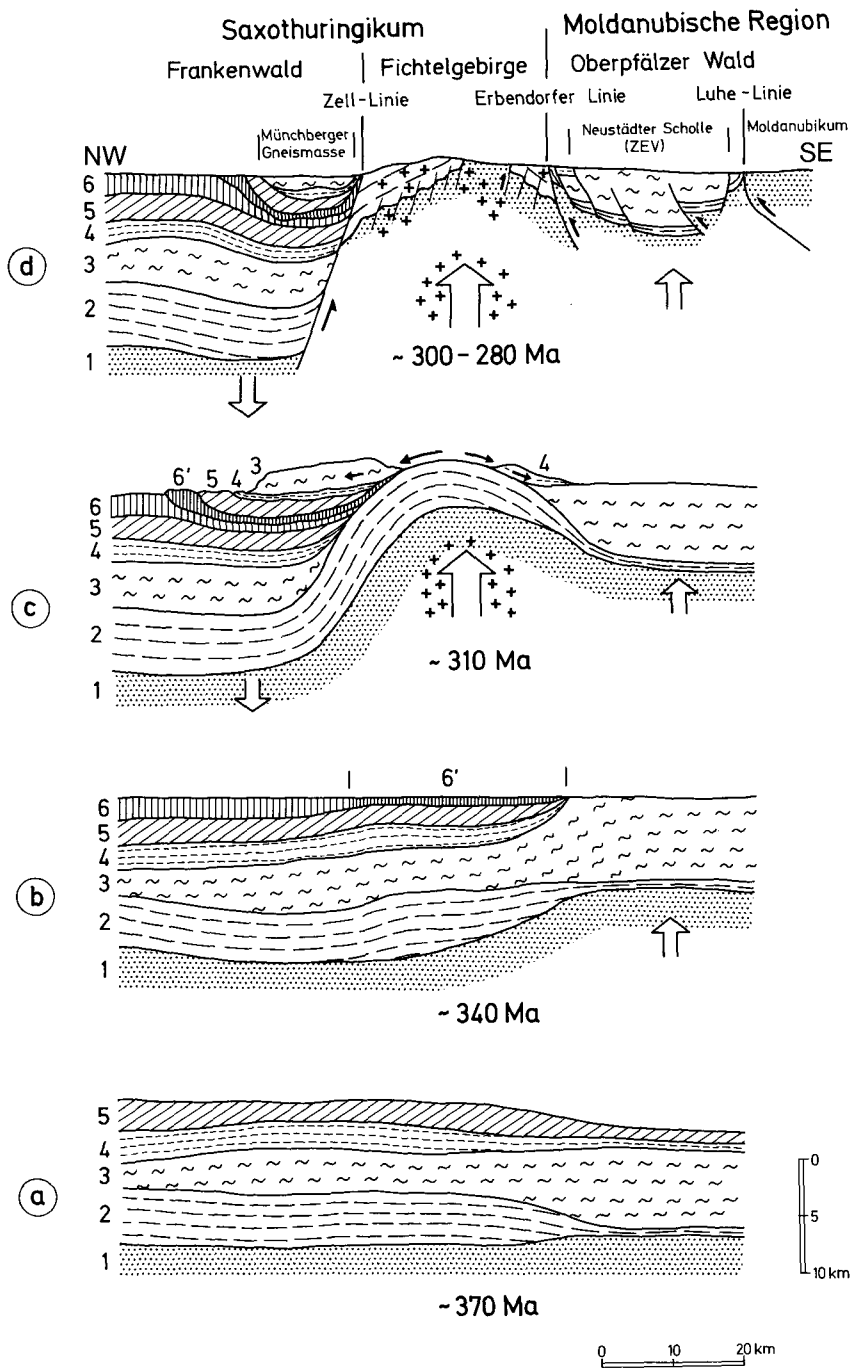
Abb. 3. Modell der spätkaledonisch-variskischen Entwicklung im Westteil der Böhmisches Masse, Schnitt Nordwest–Südost.

a = Auf dem moldanubischen Sockel (1) und dessen vordevonischer altpaläozoischer Überdeckung (2) liegt die spätkaledonische Aufschubmasse des subduzierten Bohemikums (3), die Grünschieferinheit (4) und das prädevonische Altpaläozoikum Bayerischer Fazies.

b = Der Heraushebung im Südostteil (vor allem im moldanubischen Bereich) steht die Sedimentation des Devons und Unterkarbons (6) im Saxothuringikum gegenüber, im Fichtelgebirgsbereich als Bayerische Fazies (6').

c = Heraushebung des Fichtelgebirges nach der sudetischen Faltung und Abgleitung der jüngeren Sedimentdecke (6') sowie der spätkaledonisch aufgeschobenen Einheiten vorwiegend nach Nordwesten (Münchberger Deckenkomplex), zum kleineren Teil nach Süden (Erbendorfer Grünschieferzone). Aufdringen der älteren Granitgruppe.

d = jung- bis spätvariskische Relativbewegungen mit Herausbildung des heutigen Zuschnittes, Platznahme der jüngeren Granitgruppe.



Umfangreiche Kartierungen haben nach 1950 zu einer Erweiterung und Vertiefung der regionalgeologischen, lithologischen und stratigraphischen Kenntnis geführt: Im Frankenwälder Paläozoikum vor allem durch die Würzburger Schule WURMS und durch das Bayerische Geologische Landesamt. In den metamorphen Bereichen des Saxothuringikums erfolgte die lithologisch-lithostratigraphische Gliederung der Münchberger Gneismasse (WEINELT 1957, 1958, STETTNER 1960, 1964, 1968 etc.), im Fichtelgebirge die Auflösung der Arzberger Serie in die kambrische Warmensteinacher Serie und in eine ältere moldanubische Bunte Gruppe (STETTNER 1972).

Der moldanubische Raum zwischen der Erbdorfer Linie und der Luhe-Linie wurde in den Jahren 1955–1957 im Rahmen eines Kartierungsprogrammes weitgehend von G. FISCHER und seiner Münchner Petrographenschule aufgenommen (z. T. unveröffentlicht). In diesem Rahmen stehen die Untersuchungen VOLLS (1960) zu den Problemen der Grenzzone Moldanubikum/Saxothuringikum, welche er bis zur Luhe-Linie im Süden der Neustädter Scholle (Zone von Erbdorf–Vohenstrauß) verlegte. Ebenfalls in diesem Kartierungszusammenhang stehen die Arbeiten SCHREYERS (1962, 1965) über die zweifache Diaphthorese am Nordrand des Moldanubikums und dem Übergreifen der jüngsten Thermometamorphose aus dem Moldanubikum ins Saxothuringikum. Weitere Beiträge zum Bau und zur Problematik dieser bedeutenden Grenzzone stammen von VON GAERTNER & SCHMITZ (1968). Eine Akzentuierung des Saxothuringikum-Randes (Erbdorfer Linie) und der wenige km südlich davon gelegenen Grenze zum hochmetamorphen Moldanubikum ergab sich aus nachfolgenden Kartierungen (STETTNER 1975, 1979), welche zusammen mit den anderen genannten regionalen Arbeiten das Bild des nördlichen Oberpfälzer Waldes auf der Geologischen Übersichtskarte 1:200 000, Blatt Bayreuth, neu zeichnen (1981).

Ein neuer Aufschwung der Untersuchungen begann mit den Arbeiten des Göttinger Geologischen Instituts im Raum der Münchberger Gneismasse, die zu einer Renaissance der SUSSschen Deckenvorstellungen in Kombination mit dem BEHRschen Subfluenzmodell führten (BEHR 1978, BEHR, ENGEL & FRANKE 1980, FRANKE 1984). Schließlich brachten die Untersuchungen im Rahmen des Kontinentalen Tiefbohrprogramms der Bundesrepublik Deutschland (KTB) eine geowissenschaftlich breit gefächerte Vertiefung unserer Kenntnisse dieser Region. Bezüglich dieser strukturellen, petrologischen, geochemischen, geophysikalischen und geochronologischen Untersuchungen sei auf die Ergebnisse der Vorkundungsarbeiten (KTB 1986) und auf die KTB-Reports verwiesen.

In der regionalen Geologie wurde das KTB-Umfeld mehr denn je Ziel von Diplomarbeiten und Dissertationen. Als Basis für weitergehende Untersuchungen entstanden die Geologische Karte des KTB-Umfeldes

1:10 000 in 10 Einzelblättern und die beiliegende Übersichtskarte 1:50 000. Zu den Nahzielen der geologischen Landesaufnahme gehört die Schließung der Lücken im Kartenwerk 1:25 000. Hier läuft seit 1988 ein 10-Jahres-Programm, begleitet von Bohrungen und Schürfarbeiten.

Seit der Intensivierung der geowissenschaftlichen Untersuchungen im Rahmen des Tiefbohrprojektes, vor allem der geochronologischen, können die einzelnen geotektonischen Einheiten in neuen Beziehungen zueinander gesehen werden. Die zuvor gewonnenen Anschauungen bedürfen zumeist einer Korrektur und ältere Erkenntnisse erscheinen in einem neuen Licht. Bedeutsam ist nun die Berücksichtigung eines umfangreichen, nach Ansicht des Verf. spätkaledonischen Bewegungssystems, welches den Bau der westlichen Böhmisches Masse entscheidend mitbestimmt hat. „Spätkaledonisch“ und nicht „frühvariskisch“ an der Silur/Devon-Wende deshalb, weil die Orientierung der vorwiegend SW–NE gerichteten Einengungen typisch für die Gesamtheit kaledonischer Bewegungen in diesem Raum ist. Die Umorientierung in die SW–NE streichenden Trogachsen vollzog sich erst im Laufe des Unterdevons und ist im späten Unterkarbon Vorzeichnung für die SE–NW gerichteten variskischen Einengungsvorgänge.

3. Der weitere geologische Rahmen

Das nordostbayerische Grundgebirge ist ein zentraler Teil des Variskischen Gebirges, welches vor rund 330 bis 280 Mill. J. entstand, seinen Entwicklungshöhepunkt gegen Ende der Karbonzeit erreichte und Europa vom Rand der osteuropäischen Tafel bis zum Atlantik durchzieht (Abb. 4). Es erhielt seinen Namen von diesem zentralen Raum, in welchem die germanischen Varisker um Hof (Curia variscorum) zeitweise gesiedelt haben sollen.

In der Zonengliederung KOSSMATS (1927) nimmt das nordostbayerische Grundgebirge südliche Teile der Saxothuringischen Zone mit dem Frankenwälder Synklinalbereich, dem Münchberger Komplex und dem Antiklinalbereich des Fichtelgebirges ein, südlich daran anschließend, Teile der Moldanubischen Zone im Oberpfälzer und Bayerischen Wald.

Unser Abschnitt des Variskischen Gebirges wurde schon im Rotliegenden weitgehend eingeebnet und der Schutt in den Rotliegenden Senken abgelagert. Große Abschnitte wurden im folgenden von mesozoischen bis tertiären Ablagerungen überdeckt. Einzelne Bereiche, wie die Böhmisches Masse, mit einer orogen verdickten Kruste, hoben sich nach Überflutungen immer wieder heraus und blieben überwiegend Festland. Das „Alte Gebirge“ Nordostbayerns bildet deren Westteil. Hier nimmt die Mächtigkeit der Erdkruste vom Rand her rasch auf 30 km zu und erreicht in Mittelböhmen fast 40 km.

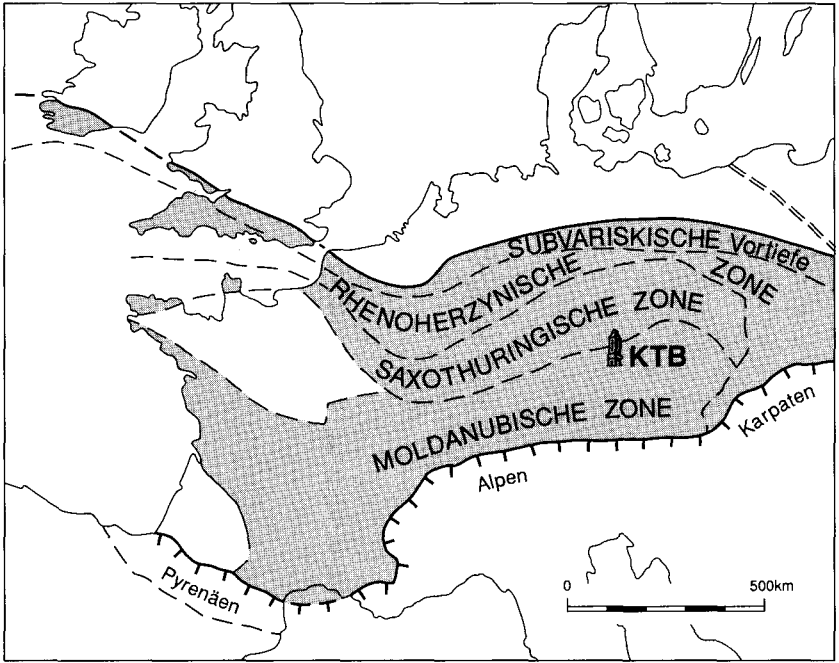


Abb. 4. Die Tiefbohrlokation Oberpfalz im Zonensystem des Variskischen Gebirges.

Das westliche Randsegment zeichnet sich durch verschiedene Besonderheiten aus, auf welche in den nachfolgenden Kapiteln eingegangen wird. Es sei hier nur hervorgehoben, daß – anders als im böhmischen Abschnitt – keine kretazisch-tertiären Sedimente die für den Gebirgsbau besonders aufschlußreiche Grenzzone von Saxothuringikum und Moldanubischer Region überdecken. Das nordostbayerische Grundgebirge bietet daher einen lückenlosen Querschnitt vom Donaurandbruch im Süden bis zum Rand des Thüringer Waldes.

4. Geologie und Landschaft

Die geologische Gliederung im Bau der westlichen Böhmisches Masse kommt in den Landschaften zum Ausdruck (Abb. 5). Die Eigenart gesteinsbedingter Landschaft wird auch von den ausgedehnten tertiären, von tiefgreifender Verwitterung bedingten Verebnungsflächen und flachhügeligen Rumpfflächen nicht ganz verdeckt. Die zumeist vom westlichen Massivrand, der Fränkischen Linie, ausgehenden jüngeren Erosionstäler zeichnen häufig ein altes Struktur- und Bruchnetz nach.

Der Frankenwald wird im Westen vorwiegend von langgestreckten Höhenrücken parallel zum Schieferstreichen und tief eingeschnittenen,

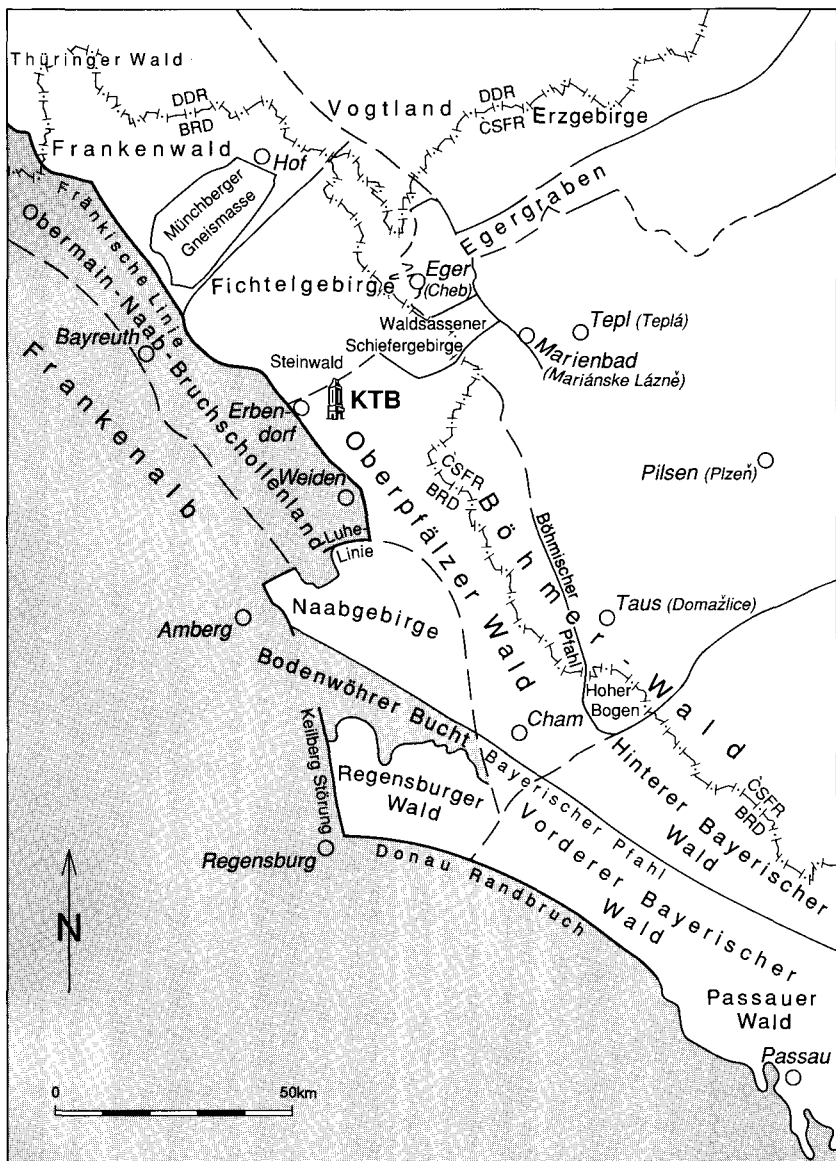


Abb. 5. Die Landschaftsgliederung im bayerischen Westteil der Böhmisches Masse.

waldgesäumten Tälern charakterisiert, während im Osten mehr die weitgespannten Ackerhochflächen dominieren. Die Münchberger Masse zeichnet sich, wie viele Gneisgebiete, durch hügelig zugerundete Hochflächen aus.

Im Fichtelgebirge sind hingegen die älteren tertiären Verebnungsflächen durch jüngere Schollenbewegungen in Landschaften unterschiedlicher Höhenlage zerlegt worden. In den Hochlagen bauen vor allem die Granite die höchstgelegenen zugerundeten Schollen auf. Grabenartige Niederungen sind Ausläufer des Egergraben-Einbruchsystems. Eine eigenartig weitgespannte Landschaft ist das Waldsassener Schiefergebirge, dessen waldbedeckte Stiftsberge im Süden den Rand des Saxothuringikums gegenüber den Glimmerschiefer-Gneis-Ackerflächen der moldanubischen Randzone von Tirschenreuth – Mähring bilden.

Im Westen, im Steinwaldbereich, zeichnet sich die Erbdorfer Grenzlinie nicht so klar ab. Hier plombiert das Steinwald-Granitmassiv die Grenzzone Saxothuringikum/Moldanubische Region und der weitere Verlauf wird bis zum Bruchrand des Waldsassener Schiefergebirges durch die tertiäre Niederung von Mitterteich – Tirschenreuth – Schönhaid unterbrochen. Erst am versteilten Südrand des Steinwaldes beginnt die „moldanubische“ Landschaft: kuppig zugerundete Verebnungsflächen – ähnlich wie im Münchberger Gneisgebiet – teils von flachen Talmulden, teils von den tiefer eingeschnittenen, von der Fränkischen Linie ausgehenden Tälern gekerbt.

Der steile Abbruch zum Vorland, wie er für den Frankenwald, das Fichtelgebirge und das Weidener Gebiet typisch ist, erfährt bei Erbdorf eine Umkehr. Hier erhebt sich die im Tertiär herausgehobene Oberkreide des Vorlandes über das Grundgebirge im Osten.

Im übrigen moldanubischen Raum herrschen meist großzügige Landschaftsformen, langgestreckte Höhenzüge und weitgezogene Niederungen, die nur von den kleinräumig belebten Granitlandschaften unterbrochen werden.

5. Der engere geologische Rahmen der Tiefbohrlokation Oberpfalz, das KTB-Umfeld im Grenzraum Saxothuringikum/Moldanubische Region Nordostbayerns

Durch den Standort der Tiefbohrung im Zentrum des Varistikums, im Grenzbereich von Saxothuringikum und Moldanubischer Region (Abb. 4) und dem Forschungsziel, die Krustenarchitektur in diesem Schlüsselbereich des variskischen Orogens einer Klärung näher zu bringen, rücken zwangsläufig die angrenzenden Groseinheiten insgesamt in das Blickfeld. Es ist deshalb verständlich, daß viele geologische und ins-

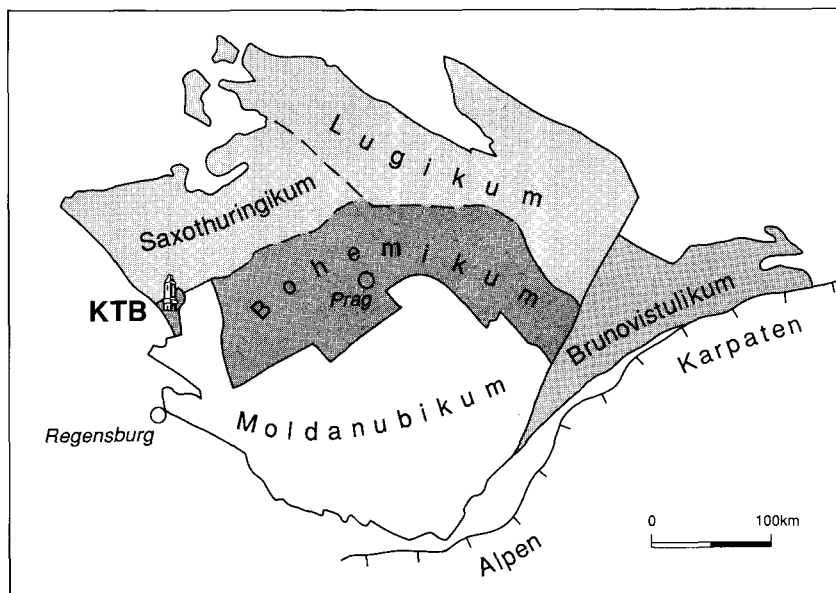


Abb. 6. Der Grundgebirgshorst der Böhmisches Masse, untergliedert in seine geotektonischen Haupteinheiten.

besondere tektonische Überlegungen vor dem Hintergrund ähnlicher oder gleicher Probleme in anderen Bereichen der Böhmisches Masse gesehen werden müssen. Das gilt vor allem bei der Frage der gegenseitigen Beziehungen der großen Einheiten Moldanubikum, Bohemikum und südliches Saxothuringikum (Abb. 6). Deren Grenzverläufe sind Störungen, an denen größere Verschiebungen stattgefunden haben. Nur die danach eingedrungenen Granite und die großräumige Thermometamorphose des gleichen Zeitraumes überschreiten diese Grenzen.

Wie ist nun der Bau des KTB-Umfeldes in Nordostbayern und welche Schlüsse ergeben sich daraus für die Beziehungen zwischen den Einzelkomplexen. Welche stratigraphischen, stofflichen und tektonischen Entwicklungen charakterisieren die aneinandergrenzenden Einheiten, welche Gemeinsamkeiten oder Unterschiede zeichnen sich ab, die in unsere Überlegungen für den engeren Tiefbohrbereich eingehen müssen. Manche Beziehungen reichen weit über die hier einzuhaltenden Grenzen hinaus. So muß im Norden die Münchberger Gneismasse und das umgebende Frankenhäuser Paläozoikum mit in die Überlegungen einbezogen werden, ebenso das gesamte Fichtelgebirge; doch konzentrieren sich hier die ausführlichere Behandlung und die Exkursionsvorschläge auf den südlichen Randbereich des Saxothuringikums. Gleiches gilt für das Moldanubikum. Dieses läßt sich im Raum südlich der Luhe-Linie petrotek-

tonisch und in der zeitlichen Abfolge der Überprägungen besser gliedern und muß in diesen Fragen berücksichtigt werden. Den engeren Rahmen dieser Ausführungen bildet jedoch im Süden die Luhe-Linie. Die östliche Grenze bildet die Landesgrenze, im Westen wird die Fränkische Linie, der Rand der Böhmisches Masse, zu kurzen Einblicken in das angrenzende Deckgebirge überschritten.

Im Zentrum des KTB-Umfeldes steht die Neustädter Scholle oder – mit anderen Worten – die Zone von Erbdorf–Vohenstrauß (ZEV). Die Erörterung ihrer engen Beziehungen zum Bohemikum der Westböhmisches Metamorphes Zone (Zone Teplá-Domazlice oder Tepl-Taus) reicht regional auf bayerischem Gebiet bis in den Further Winkel (Hoher Bogen). Das vorwiegend bayerische Segment der Böhmisches Masse unterscheidet sich vom östlich anschließenden Hauptteil vor allem im moldanubischen Abschnitt (Abb. 7). Hier greift nicht nur das Moldanubikum zwischen der Fränkischen Linie und dem Böhmisches Pfahl weit nach Norden, bis zur Erbdorfer Linie. Moldanubikum ist in lithostratigraphischer Hinsicht auch im Sockel des Fichtelgebirges vertreten. Südlich der Luhe-Linie ist das Moldanubikum von intensiven tektonischen Überprägungen betroffen, weshalb dieser Randbereich der Böhmisches Masse mit der Regionalbezeichnung „Bavarikum“ versehen worden ist (FUCHS & MATURA 1976). Das Bohemikum Böhmens (Teplá-Barrandium) wird in der Zone des Böhmisches Pfahls abgeschnitten und findet auf bayerischer Seite in der relativ kleinen Neustädter Scholle (Zone von Erbdorf–Vohenstrauß) ein Äquivalent.

Das Saxothuringikum Nordostbayerns gliedert sich in die Schwellenzone des Fichtelgebirges mit dem Waldsassener Synklinorium und in die Muldenzone des Frankenwaldes. Im Südteil des letzteren ist der Deckenkomplex der Münchberger Gneismasse eingelagert.

5.1 Der lithologisch-lithostratigraphische Aufbau der Moldanubischen Region

Im Sinne von SUESS (1898) und KOSSMAT (1927) umfaßt die Moldanubische Region die Einheiten der Moldanubischen Zone südlich der Erbdorfer Linie, das Moldanubikum und das Bohemikum. Das Bohemikum (MALKOVSKY 1979) ist identisch mit dem Verbreitungsgebiet des böhmischen Algonkiums im Sinne von KETTNER (1917) oder dem Oberproterozoikum in brioverischer vulkanosedimentärer Entwicklung (ZOUBEK 1977).

Die Bezeichnung „Moldanubikum“ bezog man zunächst auf die Vorkommensbereiche höhermetamorpher Gneise innerhalb der Moldanubischen Region. Die lithostratigraphische Gliederung des Moldanubikums und das Auftreten von Metasedimenten der Moldanubischen Haupt-

gruppe in schwächer metamorphen Bereichen führte zu einer Erweiterung des Moldanubikum-Begriffes und der regionalen Verbreitung, z. B. im Sockel des Saxothuringikums. Letzteres spricht gegen eine Überbewertung der Saxothuringikum/Moldanubikum-Grenze.

Die gegenseitigen Beziehungen von brioverischem Bohemikum und Moldanubikum sind seit längerem Gegenstand der Diskussion. Es wird die Bildung der Ausgangsgesteine im annähernd gleichen oberproterozoischen Zeitraum von VEJNAR (1965) vertreten, wobei die unterschiedlichen Lithologien auf eugeosynklinale (im brioverischen) und miogeosynklinale Faziesbedingungen (im moldanubischen Raum) zurückgeführt werden. Andere Bearbeiter vermuten im Moldanubikum auch ältere, mittelproterozoische Anteile (ZOUBEK 1965 etc., CHALOUPSKY 1986). Altpaläozoische Anteile sind seit SUSS (1898) und HINTERLECHNER (1911) immer wieder im Gespräch und haben durch neuere palynologische Untersuchungen an Aktualität gewonnen (KONZALOVA & VACHTL 1976, KONZALOVA 1978, 1980; PACLTOVA 1980, 1981; ANDRUSOV & CORNA 1976). Im bayerischen Anteil kann von einer altpaläozoischen Auflage bis Silur auf dem höhermetamorphen Moldanubikum ausgegangen werden (KTB 1986, PFLUG & REITZ 1986, REITZ & HÖLL 1988). Im barrandischen Bohemikum ist im Gegensatz zu den unklaren Auflagerungsverhältnissen im Moldanubikum eine klare Abgrenzung des transgressiven Altpaläozoikums möglich.

Eine Hinzunahme der allochthonen Münchberger Gneismasse zu den Einheiten der Moldanubischen Region ist wegen der lithostratigraphischen Sonderentwicklung problematisch (Kap. 5.1.3 Abb. 12).

5.1.1 Zur Lithostratigraphie im Moldanubikum Nordostbayerns

Die Lithostratigraphie des Moldanubikums ist verhältnismäßig einfach: Eine tiefere Monotone Gruppe von Metasedimenten ehemals tonig-sandiger Ablagerungen und Grauwacken mit Einlagerung mergeliger Schichten, steht einer Bunten Gruppe mit vulkano-sedimentären Ausgangsgesteinen gegenüber. Wegen des schwer entwirrbaren, meist mehrfach deformierten ursprünglichen Baues ist oben und unten im Sinne einer ehemals sedimentären Abfolge nur bedingt anzugeben. Es ist nicht auszuschließen, daß bunte (karbonatische und vulkanogene) Einlagerungen in verschiedenen Abschnitten des mächtigen Schichtverbandes auftreten und dabei lateral in unterschiedlichem Ausmaß mächtiger werden oder ausdünnen (Abb. 8, 9). Im allgemeinen wird von einer Bunten Gruppe gesprochen, deren hangende Stellung im Schichtverband durch ihr Vorherrschen in den schwächer metamorphen Gebieten des Moldanubikums gestützt wird: In den Randbereichen des oberpfälzer Moldanubikums und im Hinteren Bayerischen Wald.

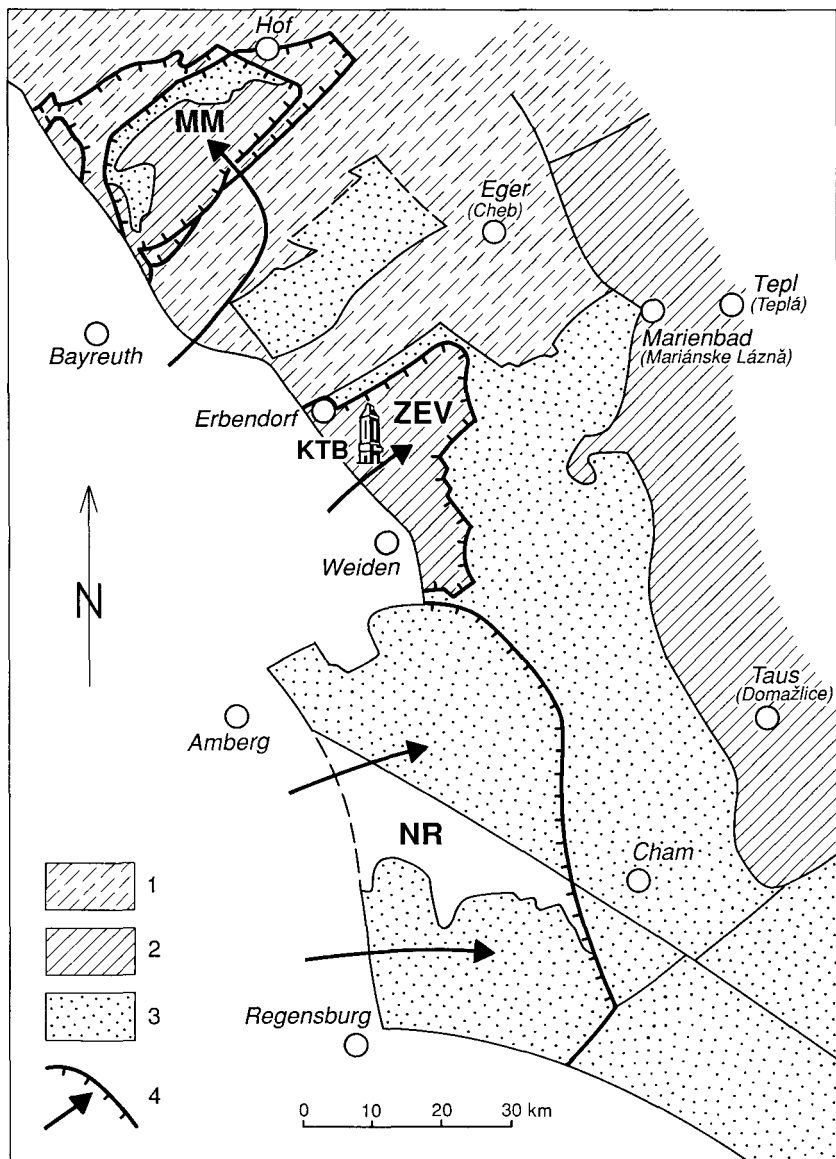


Abb. 7. Die Baueinheiten im Westteil der Böhmisches Masse mit der Abgrenzung aufgeschobener (und im Fall der Münchberger Gneismasse gravitativ umgelagerter) Komplexe.

1 = Saxothuringikum des Fichtelgebirges und Frankenwaldes; 2 = Bohemikum;
 3 = Moldanubische Kruste; 4 = Abgrenzung allochthoner Komplexe;
 MM = Münchberger Gneismasse, ZEV = Zone von Erbendorf-Vohenstrauß (Neustädter Scholle), NR = Komplex Naabgebirge-Regensburger Wald.

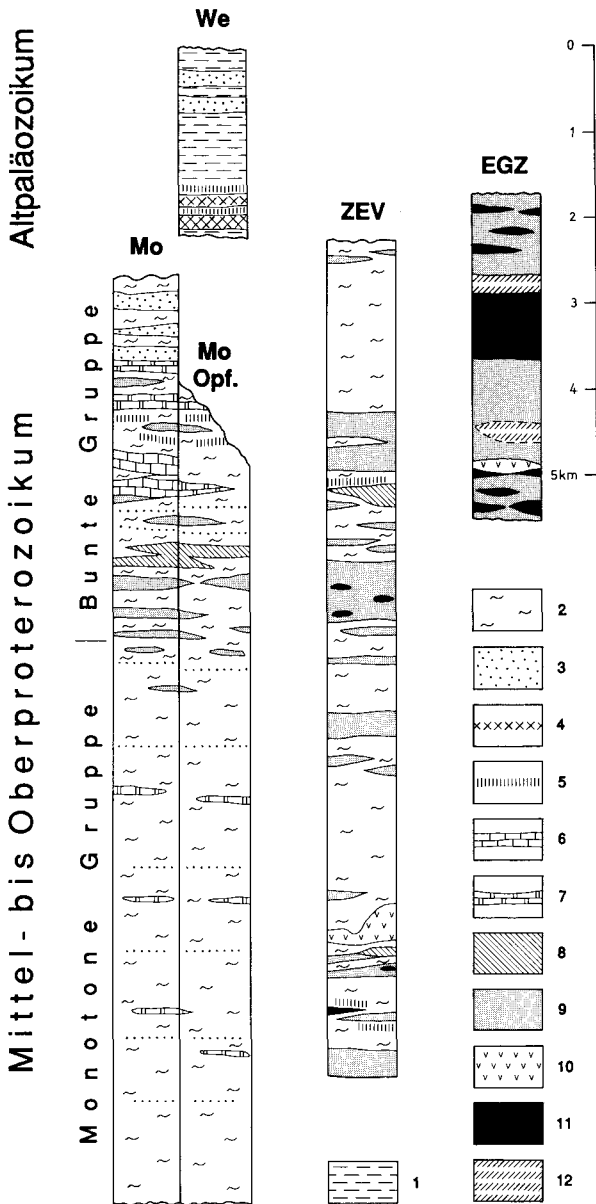


Abb. 8. Schematische Säulenprofile des lithostratigraphischen Baues in der Moldanubischen Region.

Mo = Moldanubikum; Mo/Opf. = Moldanubikum der Oberpfalz; We = Wetzlindorf-Abfolge (altpaläozoisches Dach des Moldanubikums); ZEV = Neustädter Scholle (Zone von Erbdorf-Vohenstrauß); EGZ = Erbdorfer Grünschieferzone.

1 = phyllitische Glimmerschiefer, 2 = Paragneise und Glimmerschiefer, 3 = Quarzite und quarzitische Gneise, 4 = Metakieselschiefer, 5 = Graphitanreicherungen, 6 = Karbonatgesteine (Marmor), 7 = Kalksilikatgesteine, 8 = Orthogneise, 9 = metamorphe basaltische und gabbroide Gesteine (Amphibolite i. allg.), 10 = Metagabbro, 11 = Ultrabasite, 12 = Metatuffite.

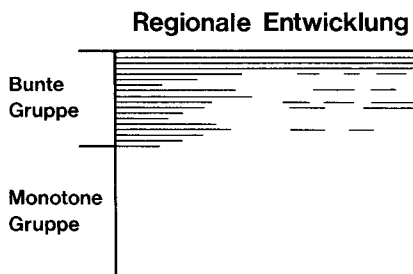


Abb. 9. Schema des Verhältnisses von Monotoner und Bunter Gruppe des Moldanubikums in der regionalen Verbreitung.

Die Untergliederung der Bunten Gruppe in eine untere, durch vulkanogene Einlagerungen (sauere und basische synsedimentäre Vulkanite und tuffitische Gesteine) gekennzeichnete Klet-Formation und eine obere, durch organogene Einlagerungen (Karbonatgesteine und graphitreiche Sedimente) ausgezeichnete Krumlov-Formation (ZOUBEK 1979, 1988), findet eine nahezu identische Entsprechung in der Alexandersbad- und Wunsiedel-Formation des Fichtelgebirges (STETTNER 1988).

Im Moldanubikum östlich der Neustädter Scholle (ZEV) überwiegt die monotone Gesteinsfazies. Einlagerungen der Bunten Gruppe sind an eine diaphthoritische Zone im Zottbachtal (südlich des Flossenbürger Granitmassivs) gebunden, oder markieren randliche Bereiche: So den Abschnitt vor dem Westrand des Flossenbürger Granitmassivs durch Quarzite sowie saure und basische Metavulkanite. In der Zone Tirschenreuth–Mähring treten im Norden dm- bis dkm mächtige Kalksilikatgesteine und Kalksilikatmarmore, auch gebänderte Quarzite auf, im Süden Orthogneise mit Amphibolitlagen und eigenständige Amphibolite (N-MORB Tholeiit – SCHÜSSLER et al. 1989), zum Teil in Wechsellagerung. Südlich der Luhe-Linie nimmt „verdünnte“ Bunte Gruppe Teile des Naabgebirges ein.

Im Fichtelgebirge (Abb. 10) ist Bunte Gruppe zum Teil mit dem tieferen Abschnitt der Arzberger Serie (VON GAERTNER 1942) identisch. Sie repräsentiert hier die im Kern der Fichtelgebirgsaufwölbung zutage kommende Basis der kambrischen Warmensteinacher Serie. Marmore, Kalksilikatgesteine und graphitführende Schiefer kennzeichnen die äußeren Abschnitte des Gewölbekerns im Norden und Süden (Wunsiedel-Formation), während der durch Metabasite, saure Metavulkanite und tuffitische Arkosen charakterisierte tiefere Phyllit/Quarzit-Verband (Alexandersbad-Formation) eine zentrale (tiefere) Position einnimmt (Abb. 14, S. 32).

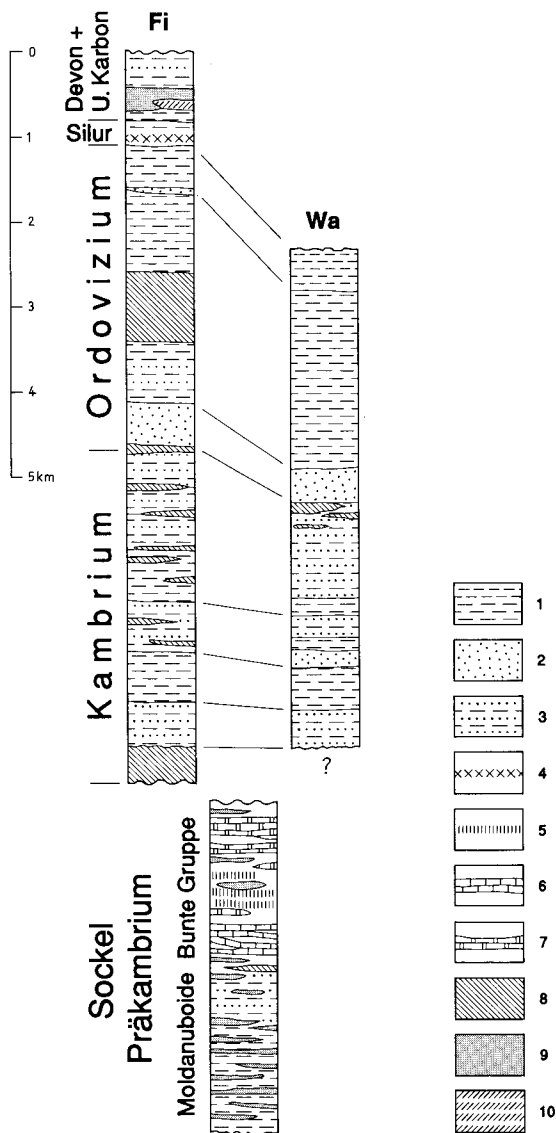


Abb. 10. Schematische Säulenprofile des lithostratigraphischen Baues im Saxothuringikum des Fichtelgebirges.

1 = Tonschiefer, Phyllite, Glimmerschiefer, 2 = quarzitische Gesteine, 3 = Wechsellaagerungen von quarzitischen Gesteinen mit Phylliten und Glimmerschiefern, 4 = Kiefelschiefer (Lydite), 5 = Graphitanreicherungen, 6 = Karbonatgesteine (Marmor), 7 = Kalksilikatgesteine, 8 = metamorphe saure Vulkanite und Tuffe, 9 = basaltische Vulkanite (Diabase und Amphibolite), 10 = Diabastuffe.

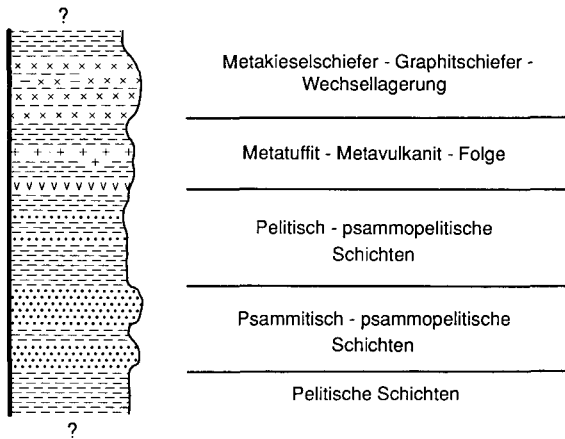


Abb. 11. Stratigraphisches Schema der Wetzldorfabfolge nahe der Erbdorfer Linie.

Das altpaläozoische Dach des Moldanubikums

Eine lithostratigraphische Abfolge auf dem Dach des Moldanubikums ist von besonderem Interesse, einmal wenn es um die ältere, präkambrische Stellung der moldanubischen Hauptgruppe (Monotone und Bunte Gruppe) geht und zum anderen, wenn wir eine Relativierung tektonischer Prägungen und Überprägungen anstreben. Es handelt sich dabei um altpaläozoische Folgen, im allgemeinen relativ niedrigmetamorphe Gesteine, in welchen Metakieselschiefer und graphitführende Quarzite sowie graphitfreie Quarzite die lithologisch auffallendsten Glieder sind. Schon HINTERLECHNER (1911) und später FISCHER (1935) und VOLL haben die Metakieselschiefer und Graphitquarzite dem Silur zugerechnet. Sowohl beim nördlichsten Vorkommen Dobrigau (KTB 1986), als auch beim südlichsten Vorkommen bei Rittsteig nahe dem Hohen Bogen, konnte dies palynologisch nachgewiesen werden (REITZ & HÖLL 1987). Neben den Metakieselschiefern, Graphitschiefern und Quarziten in Wechsellagerung mit dunklen Schiefen treten dazwischen noch tuffitische Schiefer, verstreut Metabasite und in verschiedenen Vorkommensbereichen auch langlinsige, schwach bis stärker flasrige granitoide Körper auf. Zum Teil sind die dunklen und tuffitischen Schiefer erzeich. Im Randbereich der Zone Erbdorf–Vohenstrauß werden diese Gesteine als Wetzldorf-Abfolge (Abb. 11) zusammengefaßt (STETTNER 1990). Sie treten hier im Randbereich des Moldanubikums gegen die Neustädter Scholle auf sowie im Schuppenbereich an der Erbdorfer Linie (Abb. 12, S. 30). Im Osten grenzt ein Vorkommensbereich auf der böhmischen Seite an das Bohemikum bei Marienbad. Im Süden umgibt die Abfolge das Bohemikum des Hohen Bogens im Südwesten und Süden

und zieht von dort über das Ossergebiet im Grenzkamm des Böhmerwaldes nach Südosten. Wie weit und in welchem Umfange neben den nachgewiesenen silurischen Anteilen ordovizische und kambrische Schichten beteiligt sind, darüber läßt sich derzeit bei der relativ geringmächtigen Abfolge nichts mit Sicherheit sagen.

5.1.2 Zur Lithostratigraphie des Bohemikums

Im Typusgebiet Böhmens ist das von KETTNER (1917) zuerst gegliederte „Algonkium“ mit dem Brioverian des Armorikanischen Massivs korreliert worden. Auch heute wird bei aller regionalfazieller Differenzierung (HOLUBEC 1966) eine grundsätzliche Dreigliederung beibehalten (Tab. 1).

Für das Bohemikum der Neustädter Scholle (der Zone von Erbdorf–Vohenstrauß) bestehen lithologisch-lithostratigraphische Parallelen hauptsächlich mit der tieferen Einheit, dem Unteren Brioverian Böhmens, der Blovice-Teplá-Gruppe (CHÁB 1978). Diese nimmt auch im nächstbenachbarten Westböhmen den größten Raum ein.

Die Parallelen beziehen sich zunächst auf die Ausgangsgesteine der tholeiitischen Metabasite und der graphit- und pyritreichen Einlagerungen in den Metasedimenten. Ehemalige Grauwacken sind in den verbreiteten Biotit-Plagioklas-Gneisen der Neustädter Scholle zu vermuten, während der Orthogneis im nördlichen Abschnitt ein gewisses Gegenüber in kambrischen (?) Granitoiden des Stod-(Staab-)Massivs in Südwestböhmen besitzt (SMEJKAL & VEJNAR 1965). Lithostratigraphisch bilden die Gesteine der Neustädter Scholle (ZEV) eine Einheit. Eine tektonische Komposition aus zwei oder mehr altersverschiedenen (auch altpaläozoischen) Schichtfolgen und die zusätzliche Lagenbau-parallele Intrusion von basaltischen Gesteinen finden im gegebenen Verband keine Hinweise. Die Wechsellagerung dm- bis mehrere 100 m mächtiger Metabasite mit den Metasedimenten spricht für synsedimentären Vulkanismus. Nur im Süden zeichnet sich ein Metagabbrokörper durch einen intrusiven Habitus aus. Hier käme ordovizischer basischer Magmatismus in Betracht, wenn man Vorkommen im Barrandium und im Raum der Münchberger Gneismasse (Bayerische Fazies) zum Vergleich heranzieht (z. B. GEBAUER & GRÜNENFELDER 1979 und MÜLLER-SOHNUS et al. 1987).

Das präkambrische Bohemikum wird im Barrandium von kambri-schen bis devonischen Schichten überlagert. Für die Beurteilung von Altersfragen im Bohemikum der Neustädter Scholle (ZEV) wäre der stichhaltige Nachweis altpaläozoischer Folgen von nicht unerheblicher Bedeutung. Sowohl im barrandischen Ordoviz, als auch im Silur sind basische Vulkanite beteiligt. Doch wissen wir nicht, wie diese Schichtfol-

Tabelle 1: Stratigraphische Gliederung der oberproterozoischen brieroverischen Hauptgruppe in Böhmen nach Zoubek (1988)

900 Ma	Oberes Brieroverian	cadomischer Zyklus eugeosynklinal → mioeosynklinal		Stechovice-Gruppe	Flyschoider Ablagerungen und Wechsellagerung pelitisch-psammitischer Gesteine (Rhythmite und Turbidite)
				Davle-Jilove-Gruppe	Folgen von tonigen und sandigen Sedimenten und Grauwacken, mit Einlagerungen tholeiitischer basischer Vulkanite, pyritreichen sowie graphitischen Schieferne und Lyditen
650 Ma				Bloviceteplá-Gruppe	Folgen von tonigen und sandigen Sedimenten und Grauwacken mit Einlagerungen von Kalkstein, pyritreichen Schieferne, Lyditen und kalkalkalisch-spilitisch-keratophyrischen Vulkaniten
570 Ma	Unteres Brieroverian				

gen weiter im Westen ausgesehen haben, wo sie voroberkarbonisch abgetragen sind. Für die barrandischen kambrischen Konglomerate und Porphyrite, für die ordovizischen Quarzite und die silurischen wie auch devonischen Kalksteine gibt es keine Aquivalente in der Neustädter Scholle.

5.1.3 Zur Lithostratigraphie der Münchberger Gneismasse

In ihrem lithostratigraphischen Aufbau unterscheidet sich die Münchberger Gneismasse (Abb. 13) von der Neustädter Scholle (ZEV) und dem Bohemikum Westböhmens grundsätzlich. Allenfalls der kleinere Marienbader Metabasitkomplex weist Ähnlichkeiten zur Münchberger Hangendserie auf. Der Bohemikum-Begriff ist demnach für die Münchberger Gneismasse nur bedingt anwendbar. Besitzt die Neustädter Scholle eine ursprünglich vulkano-sedimentäre Gneis-Metabasit-Wechselagerung, so muß die Hangendserie der Münchberger Gneismasse als eine ursprünglich einheitlich vulkanogene Abfolge betrachtet werden. Für diese ist präkambrisches bis silurisches Alter möglich, radiometrische Untersuchungen sprechen für ordovizisches Alter (SÖLLNER 1978, 1981).

Die Liegendserie findet in der Neustädter Scholle keine Parallelen. Die hier auftretenden gabbroiden und granitoiden Körper werden als kaledonische Magmatite aufgefaßt (SÖLLNER 1978, 1981, MÜLLER-SOHNUS et al. 1987). Zum Teil handelt es sich um lagige, saure Metavulkanite. Stratigraphische Vergleiche der Metasedimente stützen sich auf lithologische Ähnlichkeiten mit manchen Abschnitten des fichtelgebirgischen Kambriums (Warmensteinacher Serie), welche von SCHÜLLER (1947) und STETTNER (1972) angesprochen wurden und die auch hinsichtlich eines synsedimentären sauren Vulkanismus diskutabel wären. Doch kann auch monotones brioverisches (höheres) Oberproterozoikum oder moldanubische Kruste nicht ausgeschlossen werden. Radiometrische Untersuchungen deuten darauf hin, daß präkambrische Sedimente mindestens beteiligt sind (SÖLLNER 1978, 1981). Graphitquarzitische Einschaltungen weisen auf mögliche Einschuppungen von Silur hin.

5.2 Zur Schichtenfolge im Saxothuringikum des Fichtelgebirges und Frankenwaldes

5.2.1 Der moldanubische Sockel

Im zentralen Hebungsbereich des Fichtelgebirgs-Antiklinoriums (Abb. 14) kommt eine bunte Schichtenfolge zutage, welche zunächst von WURM (1928) präkambrisch (algonkisch) eingestuft wurde. VON GAERTNER (1942) hat diese mit der präordovizischen Schiefer-Quarzit-Abfolge in ihrem Hangenden zur „Arzberger Serie“ zusammengefaßt. Ein insge-

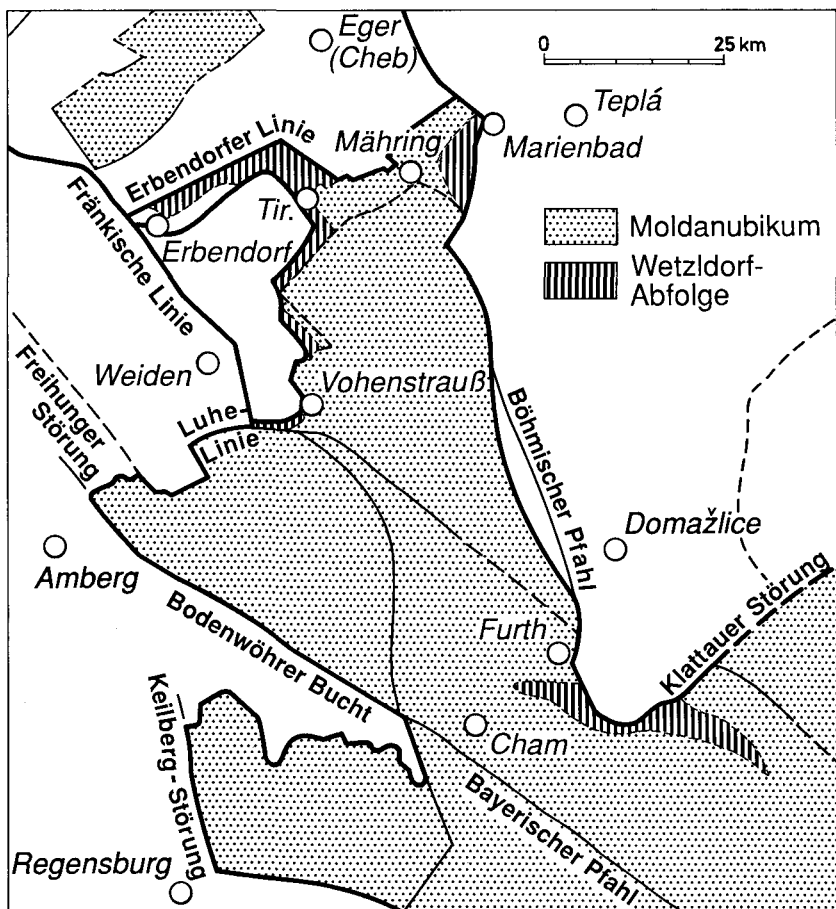


Abb. 12. Verbreitung der Reste des altpaläozoischen Daches des Moldanubikums (Wetzdorf-Abfolge) im Westen der Böhmisches Masse.

samt kambrisches Alter wurde angenommen, indem von GAERTNER die Marmore der bunten Einheit mit den unterkambrischen Kalken der Lausitz und anderer Vorkommen parallelisierte. Die neuerliche Aufteilung in eine kambrische Warmensteinacher Serie und in eine präkambrische, moldanubische Bunte Gruppe (STETTNER 1972, 1980, 1981, 1988) erfolgte im Rahmen der Neukartierung des Fichtelgebirges (vgl. Kap. 5.1.1).

5.2.2 Der altpaläozoische Oberbau

Zu den Unterschieden zwischen den Moldanubischen und Saxothuringischen Zonen gehören die der Sedimentation im Altpaläozoikum. Sieht man von den besonderen Verhältnissen im Barrandium Böhmens

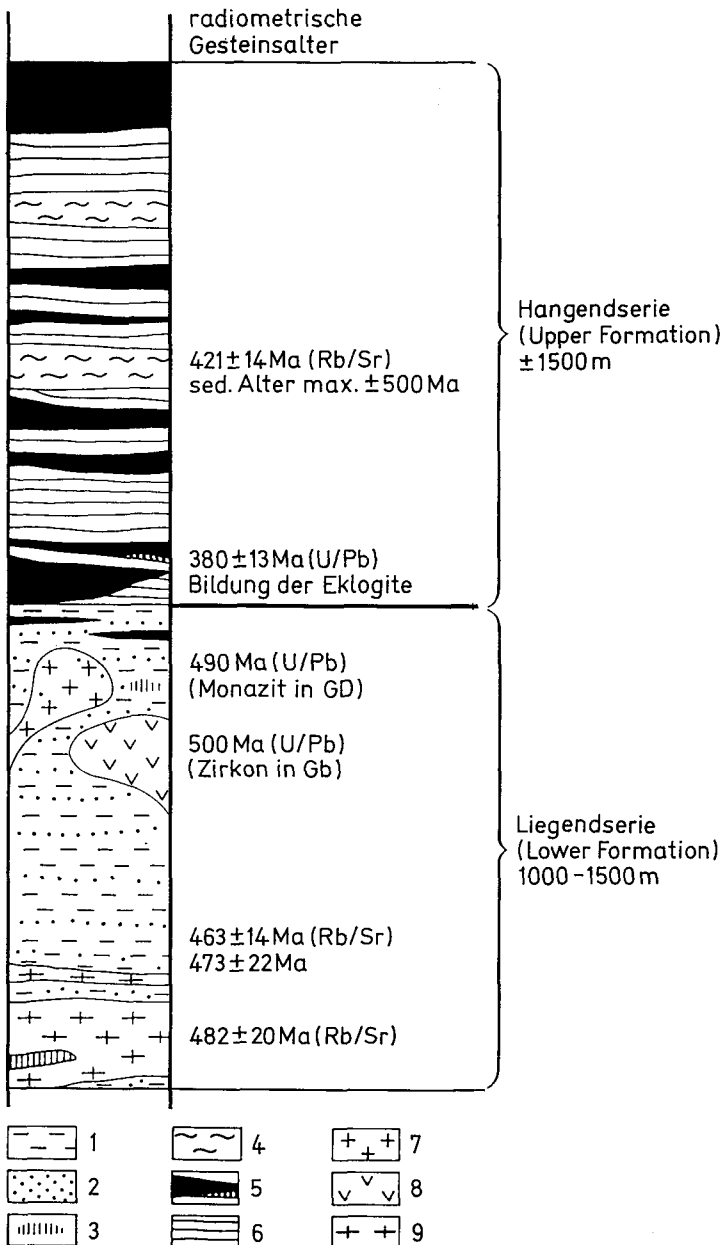


Abb. 13. Lithostratigraphie der Münchberger Gneissmasse.

1 = pelitisch-(psammitische-) Metasedimente, 2 = psammitische und Grauwacken-Metasedimente, 3 = Graphitführung, 4 = saure Metavulkanite, 5 = basische Metavulkanite, z. T. mit ultramafischen Einschaltungen, 6 = Hornblendebändergneis (teils Wechsellagerung saurer und basischer Metavulkanite, teils metamorphe Lagendifferenzierung), 7 = Metagranodiorit, 8 = Metagabbro, Metagabbrogranit, 9 = granitoide Gneise, z. T. saure Metavulkanite.

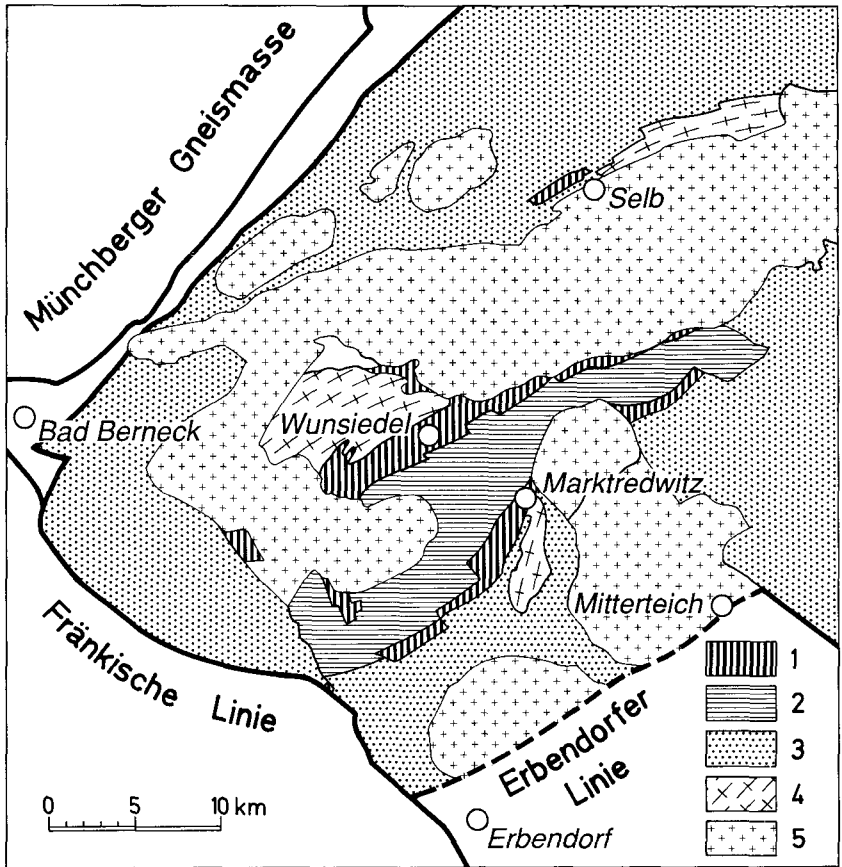


Abb. 14. Die Verbreitung der moldanubischen Bunte Gruppe im zentralen Fichtelgebirge

1 = Wunsiedel-Formation, 2 = Alexandersbad-Formation, 3 = Kambroordovizium, 4 = Orthogneise, 5 = Granite.

ab, so trägt das westliche Moldanubikum eine bis ins Silur reichende Auflagerung altpaläozoischer Schichten. Nach einer groben Abschätzung der metamorphen Schichtverbände, scheint das Silur den größten Anteil in der Abfolge zu besitzen, während das Kambroordovizium allenfalls in stark reduzierter Form vorliegt. Dagegen zeichnet sich das Kambroordovizium des Fichtelgebirges und Erzgebirges durch große (km-) Mächtigkeiten aus, wohingegen das Silur relativ geringmächtig erscheint. Mit dem Devon beginnt – nach der spätkaledonischen Tektogenese – der eigentliche Umbruch zur Sedimentation der variskischen Ära.

Die Differenzierung der Schichtenfolge im Saxothuringikum Nordostbayerns in zwei, vom Kambrium bis ins Unterkarbon reichenden Fazies-

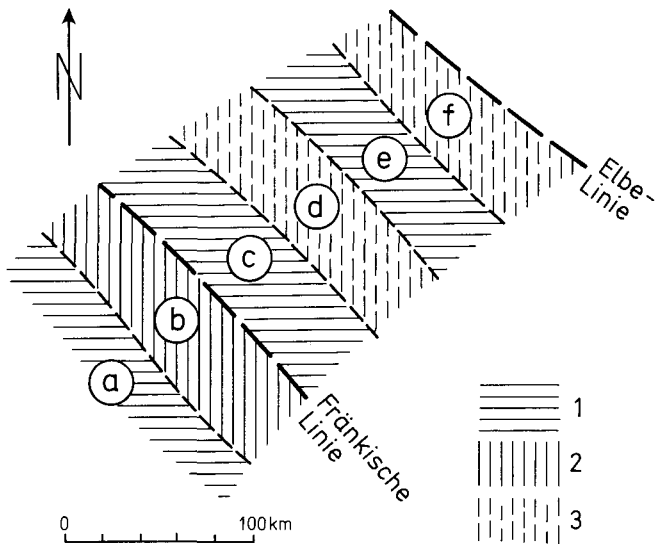


Abb. 15. Modell prädevonischer Krustensegmentierung und Faziesdifferenzierung im Abschnitt Erzgebirge–Fichtelgebirge–westliches Vorland der Böhmisches Masse. 1 = Thüringische Fazies, 2 = Bayerische Fazies, 3 = Tendenz zu Bayer. Fazies. a = Regnitz-Segment, b = Obermain-Naab-Segment, c = Frankenwald/Fichtelgebirge-Segment, d = Vogtland-Segment, e = Westerzgebirge-Segment, f = Osterzgebirge-Segment.

reihen ist mit der tektonischen Entwicklung in diesem Zeitaum verbunden (Abb. 15). Die „normale“ ortsgebundene Thüringische Faziesreihe lehnt sich in ihrer stratigraphischen Entwicklung eng an die des angrenzenden Thüringischen Waldes an. Der ältere kambroordovizische Abschnitt ist in der Aufwölbungszone des Fichtelgebirges angeschnitten, während der jüngere ordovizisch-unterkarbonische Abschnitt heute seinen Schwerpunkt in der Frankenwäldischen Muldenzone hat. Es ist jedoch davon auszugehen, daß diese Sedimentationsabschnitte in beiden Teilregionen in annähernd gleicher Weise vertreten waren. Die Aufwölbung des Fichtelgebirges und erosive Reduzierung des Schichtverbandes erfolgte erst spätsudetisch.

Die Bayerische Faziesreihe (WURM 1925) muß – entsprechend den unterschiedlichen Ablagerungsräumen – in einen vordevonischen und in einen nachsilurischen Abschnitt getrennt werden (STETTNER i. Druckvorb.). Gemäß dem Modell spätkaledonischer, nordostgerichteter Aufschiebungen am Westrand der Böhmisches Masse gelangte die vordevonische Abfolge aus dem westlichen Vorland tektonisch in den Bereich des heutigen Frankenwaldes und Fichtelgebirges. Nach kurzer Unterbrechung der Sedimentation durch Erosion und der Ablagerung

des Reitzensteiner Konglomerats erfolgte die sedimentäre Überlagerung durch Devon und Unterkarbon mit relativ geringer thüringisch/bayerischer Faziesdifferenzierung. Der nachsilurische Abschnitt der Bayerischen Faziesreihe ist an den Raum des Fichtelgebirges gebunden (Fichtelgebirgsfazies GÜMBELS 1879). Die vorwiegend pelagische Fazies des älteren Abschnittes wurde im Devon von einer allgemein neritischen abgelöst, welcher im Unterkarbon eine küstennahe Flyschfazies folgte (FRANKE 1984).

Da diese Einführung in das KTB-Umfeld im wesentlichen nur das Fichtelgebirge berührt, wird auf die eingehendere Behandlung des Frankenwälder Paläozoikums bei A. WURM (1961), GREILING (1962) und FRANKE (1984) verwiesen, sowie auf die Blätter der Geologischen Karte von Bayern 1:25 000 mit Erläuterungen.

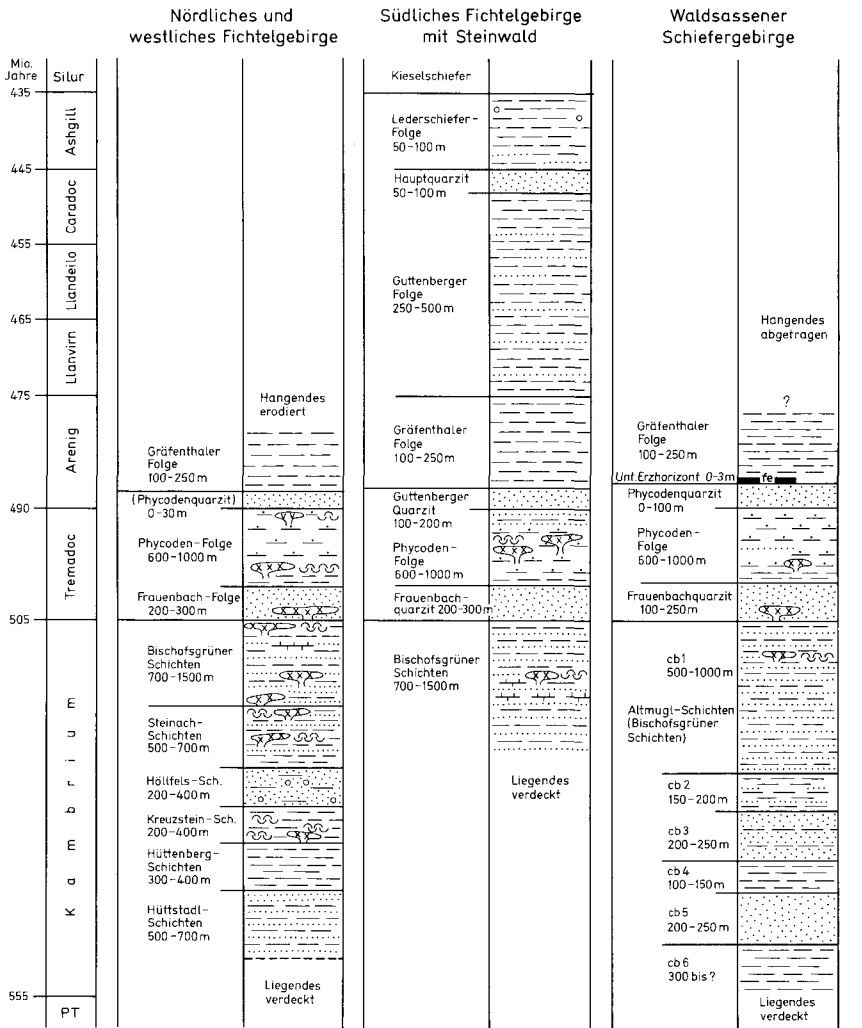
Das fichtelgebirgische Altpaläozoikum

Sowohl ein inverser Metamorphosesprung als auch strukturelle Unterschiede kennzeichnen den Hiatus zwischen der präkambrischen Bunten Gruppe im Liegenden und der Warmensteinacher Serie. So kann diese nicht direkt aufgeschlossene Grenze sowohl als eine stratigraphische, wie auch als eine tektonische angesprochen werden (Kap. 6.6). Das genaue lithostratigraphische Einsetzen der kambrischen Sedimentation (biostratigraphische Hinweise fehlen allgemein) bleibt daher offen. Die obere Grenze bildet der dem tiefen Tremadoc angehörende Frauenbachquarzit (der Obere Frauenbachquarzit im Sinne der thüringischen Stratigraphie – LÜTZNER et al. 1986).

Die Wechsellagerung von ehemals sandigen, sandig-tonigen und tonigen Schichten zeigt eine begrenzte regionale Differenzierung (Tab. 2) und zeichnet insgesamt das Bild einer Molasse. Im Gegensatz zu den thüringischen und erzgebirgischen Abfolgen treten hier die karbonatischen Einlagerungen zurück, bis auf räumlich begrenzte ehemalige Kalkphylite und eine feine kalkig-sandige Wechsellagerung im südlichen Teilbereich (nördl. Steinwald). Mehrmals verzahnt sich diese Abfolge mit sauren ignimbritischen Vulkaniten und Tuffen, deren Auftreten (über die Hangendgrenze hinaus) noch bis in die Ablagerungszeit der tieferen Phycodenschichten reicht (heute Epigneise). Basischer Vulkanismus wird lediglich durch wenige dünne tuffitische Einschaltungen in den Sedimenten dokumentiert. Der rhyolitische „Epigneis“-Vulkanismus hatte seinen Schwerpunkt im westlichen Fichtelgebirge.

Lithologisch gesehen bildet der Frauenbachquarzit des Untertremadoc den oberen Abschluß der kambrischen Molasse. Die darüber folgenden 600 bis 1000 m mächtigen Phycodenschichten repräsentieren einen neritischen Sedimentationstyp. Sie nehmen in der Fichtelgebirgs-Schieferhülle große Flächen ein, enthalten im Westen im tieferen Abschnitt

Table 2: Die Schichtenfolge des Kambroordoviz in den Teilgebieten des Fichtelgebirges



Sandstein



Tonschiefer



Karbonatlagen



Tuff / Tuftit



Konglomerat



Siltschiefer



Fe-Erz



Vulkanismus
a) sauer
b) intermed.-basisch

noch saure Vulkanit- bis Tuffit-Einlagerungen (heute Epigneis) und im nordwestlichen Verbreitungsbereich im höheren Abschnitt synsedimentäre basische Vulkanite und Tuffe. Eine Dachschieferfazies tritt nahe der Hangendgrenze nur im Nordosten des Fichtelgebirges auf. Der Phycodenquarzit ist nur in der Waldsassener Mulde sowie im Süden, im Steinwaldbereich als Guttenberg-Quarzit in einer normalen Schichtfolge zu finden. Im Norden ist auch mit tektonischen Unterdrückungen zu rechnen, sind doch hier vom höheren Ordovizium nur mächtigkeitsreduzierte Gräfenthaler Schichten (Griffelschiefer) des Arenig zu beobachten, welche gegen das Silur und Devon des angrenzenden Frankenwälder Paläozoikums durch eine streichende Störung begrenzt werden.

Im Waldsassener Synklinorium reicht die Schichtenfolge ebenfalls nur bis zu den Gräfenthaler Schichten, deren Liegendgrenze durch den Unteren (Thuringit-)Erzhorizont markiert wird. Dagegen ist im Steinwaldbereich nordwestlich Erbdorf, auf einem relativ kleinen Raum das Ordovizium in einem größeren stratigraphischen Umfang erhalten geblieben. Über den Gräfenthaler Schichten (Griffelschiefer) folgt hier die Guttenberg-Wechsellagerung von teilweise quarzitisches gebänderten Tonschiefern, welche vom Hauptquarzit und Lederschiefer in normaler thüringischer Fazies überlagert werden (Tab. 2). Dagegen ist das Silur in Gestalt von Kieselschiefern, wie im Norden, bis auf Reste tektonisch ausgequetscht. Das nur in Schuppen an steilen Störungen noch vorhandene Oberdevon und Unterkarbon zeigt eine geringere Tektonisierung. Die Flyschfazies des Unterkarbons, mit Rutschlinen von silurischen Kieselschiefern, kann als Ausdruck der Zugehörigkeit zur Bayerischen Faziesreihe angesehen werden, eine Zuordnung, welche GREILING (1961) für das damit verknüpfte Oberdevon zumindest angesprochen, aber offen gelassen hat.

5.3 Zur geochemischen Charakterisierung der basaltischen Metabasite in den verschiedenen petrotektonischen Einheiten

Die Charakterisierung der krustalen Stellung von basaltischen Gesteinen bezieht sich auch bei den Metabasiten verschiedenen paläozoisch-vorpaläozoischen Alters auf die heutigen ozeanisch-kontinentalen Zuordnungen. Soweit wir durch sedimentäre Begleitgesteine zumindest teilweise die früheren Randbedingungen beurteilen können, kommen derartige Parallelisierungen nur bedingt in Frage.

Die folgenden Ausführungen beziehen sich im wesentlichen auf eine Zusammenstellung von SCHÜSSLER (1990), wo auch weitere Literaturangaben zu diesem Thema zu finden sind.

Im Kernbereich des KTB-Umfeldes, im Bohemikum der Neustädter Scholle (ZEV), gehören die Metabasite überwiegend zur subalkali-

schen Gruppe und lassen sich ozeanischen Tholeiiten vom Charakter der mittelozeanischen Rücken zuordnen. Sie liegen hier aber in einer innigen Wechsellagerung von ehemals sandig-tonigen Gesteinen und Grauwacken, welche, mit organogenen Einlagerungen, zumindest eine kontinentalrandnahe Situation bezeugen. Das brioverische Oberproterozoikum, dem diese Gesteinsabfolge am besten vergleichbar ist, wird als ein sich riftartig erweiternder intra- bis interkontinentaler Sedimentationsraum betrachtet. Im böhmischen Abschnitt, mit 5 SW–NE streichenden Zonen (HOLUBEC 1966), wechselt der Chemismus und die vulkanische Assoziation (z. T. mit Keratophyr) von Zone zu Zone und von tholeiitischem Charakter im Nordwesten zu kalkalkalischer Tendenz im Südosten (SUK et al. 1984).

Im Moldanubikum östlich der Neustädter Scholle sind geochemisch ähnliche Metabasite Bestandteile eines Scherzonenverbandes am Südrand der Zone von Tirschenreuth–Mähring und anderer tektonischer Verbände. Deshalb fehlen Hinweise auf eine primäres Umfeld. Eine primäre Beziehung zum Bohemikum erscheint möglich. Die alkali-basaltischen Metabasite in der moldanubischen Bunten Gruppe des Fichtelgebirges sind geochemisch denen der nördlichen Neustädter Scholle (ZEV) ähnlich, weisen jedoch durch ihre Verknüpfung mit sandiger und karbonatischer Sedimentation auf völlig unterschiedliche Sedimentationsbedingungen im Umfeld der synsedimentären basaltischen Ergüsse hin.

Die basaltischen Metabasite der Münchberger Gneismasse (Hangendserie) und ihrer Grünschieferzone (Randamphibolite und Prasinite) sowie die der Erbdorfer Grünschieferzone werden als subalkalische bis kalkalkalische tholeiitische Gesteine mit Inselbogencharakter eingestuft. Die Münchberger Hangendserie und die Erbdorfer Grünschieferzone sind ehemals rein vulkanische, effusiv-tuffitische Abfolgen, wobei in der Hangendserie leukokrate Anteile auf einen bimodalen Vulkanismus hinweisen. In der Münchberger Grünschieferzone besteht eine Verknüpfung mit ehemals basischen Tuffen, keratophyrischen Vulkaniten und Tuffiten in Begleitung von toniger und sandiger Sedimentation. Die Metabasite in der Münchberger Liegendserie sind Intrusiva.

Trotz den für die Münchberger Hangendserie und die beiden Grünschieferzonen gemeinsamen geochemischen Merkmalen sind unterschiedliche Ausgangsräume anzunehmen: Die Münchberger Gneismasse hat erst nach einer Subduktion tektonisch den relativ weiten Weg zum heutigen Verband mit seiner Grünschieferzone gefunden.

Die basaltischen synsedimentären Vulkanite der ordovizischen Bayerischen Fazies im Münchberger Deckenstapel besitzen alkalischen Tholeiit-Chemismus vom Intraplattencharakter. In dem wahrscheinlich im

westlichen Vorland der Böhmisches Masse gelegenen Ablagerungsraum (STETTNER i. Druckvorb.) bestand die Vergesellschaftung mit toniger und sandiger Sedimentation, zusammen mit Keratophyren und Tuffiten. Die hierin zum Ausdruck kommenden Analogien mit der unmittelbar benachbarten Münchberger Grünschieferzone finden jedoch im chemischen Charakter der heutigen Metabasite keine Parallelen. Diese knappen Hinweise zeigen, daß die Vergleiche auf der Basis rezenter Gegebenheiten der Basaltcharakterisierung nur geringe Parallelen aufweisen.

5.4 Granite

Der hohe Anteil von Graniten im Grundgebirge der Böhmisches Masse im Kartenbild (Abb. 16) und die Berücksichtigung von bereits abgetragenen und anderen, noch verhüllten Granitbereichen läßt uns die Bedeutung dieser außerordentlich großen Magmenbewegungen und der Durchwärmung in der Böhmisches Masse bewußt werden. In keiner Phase der vorausgehenden Erdgeschichte haben hier Granite eine derartige Bedeutung, wie in der jungvariskischen Ära. Aber nicht nur die Platznahme und Kristallisation, sondern auch die dem zugrunde liegende granitoide Mobilisation in der tieferen Kruste und dem oberen Erdmantel ist Ausdruck eines Vorganges unverhältnismäßig großer Wärmeentwicklung. Soweit überschaubar, ist die Zeit vor etwa 330 bis 280 Millionen Jahren der bedeutendste Abschnitt in der Wärmegeschichte der Böhmisches Masse gewesen. Die starke Durchwärmung des gesamten Komplexes hat in den Rahmengesteinen der Granite mehr oder weniger sichtbare Umkristallisationen verursacht. In den stärker betroffenen Arealen wurden dabei die radiometrischen Uhren umgestellt, was bedeutet, daß die für die geologische Zeitmessung wichtigen radioaktiven Zerfallsprozesse neu einsetzten.

Auch die heute in schwach metamorphen Gebieten wichtige biostratigraphisch-palynologische Altersbestimmung wurde durch die Umkristallisation pyritisierter Organismen negativ beeinflusst (z. B. in fast allen Bereichen des Fichtelgebirges). So kommt es, daß in solchen Gebieten die geochronologischen Bemühungen, ältere Gesteinsprägungsprozesse und biostratigraphische Marken zu erfassen, in der Regel ohne Erfolg bleiben.

Im Fichtelgebirge und im Nördlichen Oberpfälzer Wald nehmen Granite fast die Hälfte der Fläche ein. Hier stehen sich ein nördlicher, das Fichtelgebirge in WSW-ENE Richtung durchsetzender Granitkomplex und ein südlicher, aus der Moldanubischen Region in das Fichtelgebirge hineinragender, insgesamt SSE-NNW ausgerichteter Granitkomplex gegenüber (Abb. 16). Hinzu kommen im Moldanubikum des Oberpfälzer Waldes Scharen von Ganggraniten. Die Granite und die mit ihnen

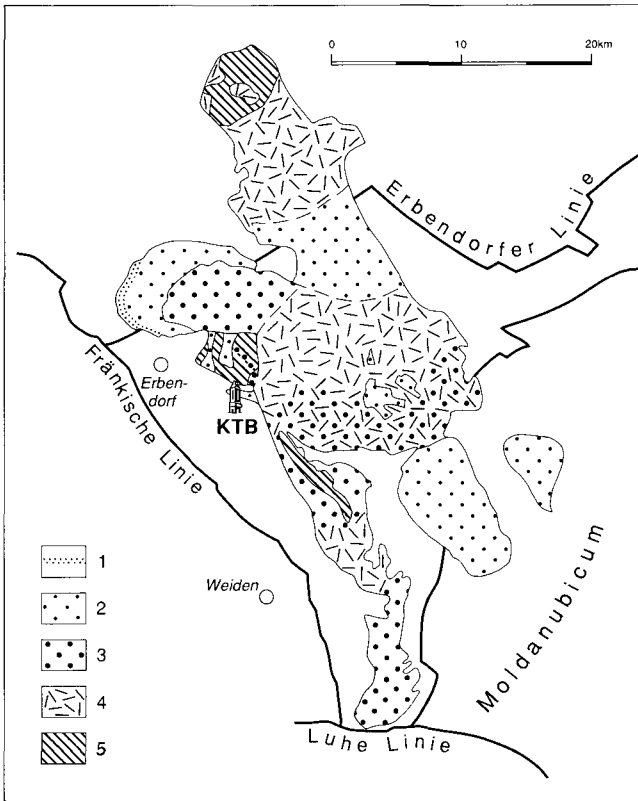


Abb. 16. Die jungvariskischen Granite im Umfeld der Tiefbohrung Oberpfalz (Granitkomplex des nördlichen Oberpfälzer Waldes), ältere nachsudetische Granitgruppe (ca. 325–310 Mio. J.). Zeichenerklärung: 1 = Steinwald-Dachgranit, feinporphyrisch–kleinkörnig; 2 = Steinwaldgranit, Mitterteicher, Flossenbürger und Bärnauer Granit, mittel- bis grobkörnig, z. T. schwach porphyrisch; 3 = Friedenfelser Granit, Liebensteiner Fazies des Falkenberger Massivs und Teile des Leuchtenberger Massivs, schwach porphyrisch, mittel- bis grobkörnig; 4 = Falkenberger und Teile des Leuchtenberger Granits, grob-porphyrisch; 5 = Redwitzit (Diorit).

verbundene Thermometamorphose überschreiten alle vorher angelegten tektonischen Grenzen, auch die Erbendorfer Linie zwischen der Moldanubischen Region und dem Saxothuringikum, nahezu ungestört. Die den Aufstiegsweg der Granite vorzeichnenden Schwächezonen müssen deshalb unmittelbar zuvor angelegt worden sein.

Die beiden Granitkomplexe vereinigen jeweils typische Granitabfolgen (Tab. 3), welche sich teilweise mit jenen des Erzgebirges und der übrigen Moldanubischen Region parallelisieren lassen. Die synchrone Mobilisation und Kristallisation nach Chemismus und Gefüge vergleichbarer

Tabelle 3: Gliederung und Charakterisierung der jungvariskischen Granite im Raum Fichtelgebirge – nördlicher Oberpfälzer Wald

Gruppen-Gliederung	Symbol	Bezeichnung Habitus	Modelle Klassifizierung nach STRECKEISEN	räumliche Entwicklung	Allg. geochemische Charakteristik ∅ SiO ₂ /Spuren-Elemente
Ältere Granit- Gruppe 320-310 Ma	D-GD (Re)	"Redwitz" (Quarz)-Hornblende-Biotit-Diorit, klein-, mittel- bis grobkörnig	Gabbrodiorit, Monzodiorit, Quarzdiorit, Granodiorit	Basale Säume von G1, G1F, z.T. kontaktmetasomatische Transformationen von Meta- basiten u. Ultramafiliten	48,6 - 65,5 ↑
	G1, G1F	Porphyrischer Biotit- (Muscovit-) Granit: Weisstädter- und Falken- berger Granit, z.T. Leuchtenberger Granit, mittel-grobkörnig	Monzogranit	platten- bis zungenförmig	68,0
	G1HS, G1SF	Biotit-Muscovit-Granit: Holzmühl- Granit, Friedenfelsener Granit, Lieben- steiner Granit, z.T. Leuchtenberger Granit, schwach porphyrisch, un- gleichkörnig	Monzogranit	metasomatisch überprägte Teile des G1, G1F im Über- gang zu G1S	73,5 ↑
	G1S, G1SD, G1F1	Muscovit-(Biotit-) Granit bis Muscovit-Granit: Selber-, Stein- wald-, Mitterteicher- und Flossenbür- ger Granit, klein- bis grobkörnig	Monzogranit, z.T. metasomatische Alteration zu Alkaligranit	diskordant und G1-, G1F-, G1SF- u. G1HS durchdrin- gend	74,4 ↑ Li, Be, Rb, Cs, Pb, Sn, W, U
	Jüngere Granit- Gruppe 300-290 Ma (im Fichtel- gebirge)	G2	Biotit- (Muscovit-) Granit, porphy- risch: "Randgranit"	Monzogranit	randliche Plutonbereiche
G3		Muscovit-Biotit-Granit, grobkörnig: "Kerngranit"	Syeno-Granit	Kernbereiche der Plutone und diskordant in G2	75,5 ↑
G4		Protolithionit-Muscovit-Granit: "Zinn- granit", mittelkörnig	Monzogranit	diskordante Intrusionen und metasomatisch-pneumatoly- tische Durchdringung von Randgranit	74,8 ↑ Li, Be, F, Ga, Rb, Cs, Sn, W, U

Granittypen in einem relativ großen Gebiet wird wahrscheinlich durch analoge Mobilisationsbedingungen gesteuert.

Die ältesten (nachsudetischen) Granite sind serial- bis hiatalporphyrische, relativ grobkörnige Gesteine. Sie besitzen häufig quarzdioritische (redwitzitische) basale Säume. Die häufig parallel orientierten Großfeldspäte zeichnen – wie im Falkenberger Massivteil – Fließgefüge nach, walzenartige in den Aufschlüssen und größer dimensionierte (bis 1,5 km) in Form von übereinanderliegenden Schuppen. Die jüngeren Glieder der Kristallisationsreihen, schwächer porphyrische bis gleichkörnige Granite, gehen meist auf diffusive Schmelz- und Lösungsbewegungen zurück, welche die älteren platten- bis zungenförmigen Granitkörper diskordant durchsetzen und zudem zonierte Adventivmassive bilden (Steinwald- und Flossenbürger Massiv). Im Kalottenbau des Steinwaldmassivs bildet der ältere Friedenfelser Granit den Kern und die jüngeren Granite die Randzone (RICHTER & STETTNER 1987). Das diametral zum Steinwaldmassiv dem Falkenberger Zentrum im Südosten anhängende Adventivmassiv von Flossenbürg entspricht in seinem Chemismus im wesentlichen dem des Friedenfelser Granits im Kern des Steinwaldes. Die chemische Zonierung des Flossenbürger Granitmassivs mit dem des östlich davon gelegenen Massiv des Bärnauer Bürgerwaldes ist kontinuierlich und ohne Gefügehiatus (ACKERMANN 1984, TAVAKKOLI 1985).

Der Flossenbürger Granitkörper schiebt nach Osten zu unter sein Gneisdach ein, welches durch zugehörige topasführende Aplitgranitgänge ausgezeichnet ist und hebt sich dann im Bärnauer Bürgerwald wieder heraus. Wahrscheinlich geht die Verbreitung unter der heutigen Oberflächenbedeckung als plattenförmiger Körper noch weiter. Eine Unterlagerung von Teilen des Falkenberger Massivs ist nicht auszuschließen und sogar in Modellen der Schwereverteilung von CLAUSSEN (1985) und BÜCKER (1986) ins Auge gefaßt. In der verlängerten Achse des Flossenbürger Massivs treten hier jüngere, aplitgranitische Durchbrüche auf. Im Westen wird das Flossenbürger Massiv an einer Störungszone abgeschnitten. Für eine weitere Erstreckung unter den im Westen anschließenden Gneisen spricht zwar die teilweise starke Granitdurchtrümerung, das Schwerebild jedoch gegen mächtige Granite im Untergrund. Über die räumlichen Beziehungen zum älteren Leuchtenberger Granit lassen sich nur insofern Vermutungen anstellen, als der letztere auf Grund seiner Fraktionierung und Elementverteilung (MADEL 1968, 1975), zusammen mit seinen großen abgetragenen Partien ein anderes Stockwerk belegt hat. Zur früheren Verbreitung des Falkenberger Massivs kann auf Grund der Reste eines basalen redwitzitischen Saumes angenommen werden, daß dieses sich nach Osten weit über die Zone Tirschenreuth–Mähring erstreckt hat.

Auch das langgestreckt N–S verlaufende Leuchtenberger Massiv ist kein einheitlicher Granitkörper. Zum älteren Porphygranit im Nordteil

kommt im Süden ein meist schwachporphyrischer Granit mit aplitgranitischem Saum im Westen. Bis auf den etwas breiteren südlichen Teil hat es keinen großen Tiefgang. Es macht sich in den Schwereprofilen wenig bemerkbar (CLAUSSEN 1985, BÜCKER 1986). Auch die große Redwitziteilung im Norden spricht für den basalen Anschnitt eines größtenteils abgetragenen Massivs.

Bei diesen Durchdringungsverbänden von zum Teil diffusivem Charakter nimmt es nicht Wunder, daß die meisten Datierungen – auch von älteren Gliedern der Intrusionsabfolge – mit Altern um 310–312 Mio. Jahren jeweils die letzten Granitkristallisationen anzeigen (WENDT et al. 1986, 1988, 1990, 1991). Ältere Daten aus dem Südteil des Leuchtenberger Massivs mit 332–321 Mio. Jahren (KÖHLER et al. 1974, 1989, KÖHLER & MÜLLER-SOHNUS 1976) entstammen offensichtlich Bereichen ohne diese intensiven verjüngenden Einflüsse.

Redwitzite

Problemgesteine sind nach wie vor die meist quarzdioritischen Redwitzite. Sie werden nach einem Hauptvorkommen nahe Marktredwitz benannt (WILLMANN 1920) und als Mischgesteine granitischer und gabbroider Magmen gedeutet (zuletzt HOLL et al. 1989, KÖHLER et al. 1989). Weitere Literatur findet sich bei FISCHER (1966, 1967), RICHTER & STETTNER (1979) und TROLL (1968). Im Verband treten jedoch nirgends zeitgleiche gabbroide Gesteine auf. Vielmehr bestehen typische räumliche Beziehungen zu den älteren Graniten der Abfolge. In der Regel bilden die Redwitzite von Granitschlieren durchwirkte basale Säume der plattigen Granitkörper. Sie nehmen gabbroiden Charakter dort an, wo im intrudierten Verband ältere Basite beteiligt sind. Andererseits sind Redwitzite dort verbreitet, wo die älteren Granite in Kontakt mit der Erbdorfer Grünschieferzone und ihren Serpentiniten stehen. Es wird deshalb hier die Ansicht vertreten, daß es sich um vorwiegend metasomatische Transformationsprodukte von teils biotitreichen Hornfelsen, teils von basisch-ultrabasischen Kontaktgesteinen am Granit eines tieferen Intrusionsniveaus handelt.

6. Tektonik und Metamorphose

Die Gesteine des nordostbayerischen Grundgebirges sind – je nach ihrer Altersstellung und Lage – von Verformungen verschiedener Orientierung und verschiedenen Alters betroffen worden (Abb. 17). Faltungen verschiedener Geometrie und Größenordnung, zum Teil in Verknüpfung mit Schieferung und Scherung, Überscherung mit anderer Orientierung und erneute Verfaltung der Scherverbände sowie bruchhafte Deformationen verschiedenen Alters bestimmen das strukturelle Bild in den geo-

tektonischen Einheiten. Hinzu kommen noch die Unterschiede des Verformungsniveaus und der begleitenden Metamorphose, ob druck- oder temperaturbetont, um nur die wichtigsten Gesichtspunkte zu nennen.

Die großen lithologisch-lithostratigraphisch charakterisierten Baueinheiten zeichnen sich in der Regel auch durch eine ebenso typische tektonische Verformung und Metamorphose aus. Diese „Baustufen“ sind in der Regel durch Störungen, bzw. Störungszonen gegeneinander abgegrenzt. Nur im Fall der jüngsten variskischen Thermometamorphose kann in Teilgebieten von einem grenzüberschreitenden Ereignis gesprochen werden. Es ist nun in einer jeden Baueinheit zu prüfen, wie der Ablauf der tektonischen Ereignisse zeitlich eingeordnet und mit den Abläufen und Orientierungen in den anderen, benachbarten Baukomplexen verglichen werden kann. Für die Konstruktion einer tektonischen Synthese, eines integrierenden Bewegungsmodells, ist diese tektonische Analyse von entscheidender Bedeutung. Da aber gerade in metamorphen Komplexen trotz vieler neuer Altersdatierungen ein großer Interpretationsspielraum besteht, konkurrieren im zentralen Varistikum immer noch mehrere Anschauungsmodelle, welchen zum Teil auch ein unterschiedlicher Kenntnisstand zugrunde liegt. Ein Abriß der zeitlichen Entwicklung solcher Anschauungsmodelle, vor allem im Sinne eines Deckenbaues, wurde bereits in der Einleitung gegeben.

Auch in diesem Kapitel sollen nur Grundzüge der Entwicklung in den verschiedenen geotektonischen Einheiten aufgezeigt werden, um die im Exkursionsführer (Kap. 8.) gegebenen Hinweise in das System der Bewegungsabläufe einordnen zu können (Abb. 18).

Die tektonischen Einzelabläufe haben in den verschiedenen Komplexen nicht selten ähnliche Entwicklungsgänge. Sind diese Analogien nun Ausdruck zeitgleicher Prägung (STEIN 1988), oder können diese auch unterschiedliches Alter haben? Gleichermassen gilt diese Frage auch für die mit Tektongenese einhergehenden Metamorphosen. So enthält das brioverische Oberproterozoikum Böhmens im detritischen Schwermineeralspektrum bereits Hinweise auf eine ältere Mitteldruck-Metamorphose (SUK et al. 1984). Im Moldanubikum existiert eine wahrscheinlich präkambrische, cadomische Mitteldruckmetamorphose (z. B. FISCHER 1930, 1938). Eine weitere, spätkaledonische Mitteldruckmetamorphose kennzeichnet das westliche Bohemikum. Ähnlich ist es bei den temperaturbetonten Metamorphosen. Im Moldanubikum des Bayerischen Waldes wird eine ältere Cordierit-Mineralisation von einer kaledonischen Umprägung betroffen und von einer neuen Cordierit-Orientierung abgelöst (FISCHER 1938). Hinzu kommt das jungvariskische Hochtemperatur-Niedrigdruck-Ereignis, dessen Verknüpfung mit einer gleichzeitigen Gefügeprägung teils vertreten, teils in Frage gestellt wird. Diese Beispiele lassen erkennen, daß die gegebene Zuordnung zu verschiedenen Baueinheiten einmal die Eigenständigkeit der jeweiligen Entwicklung

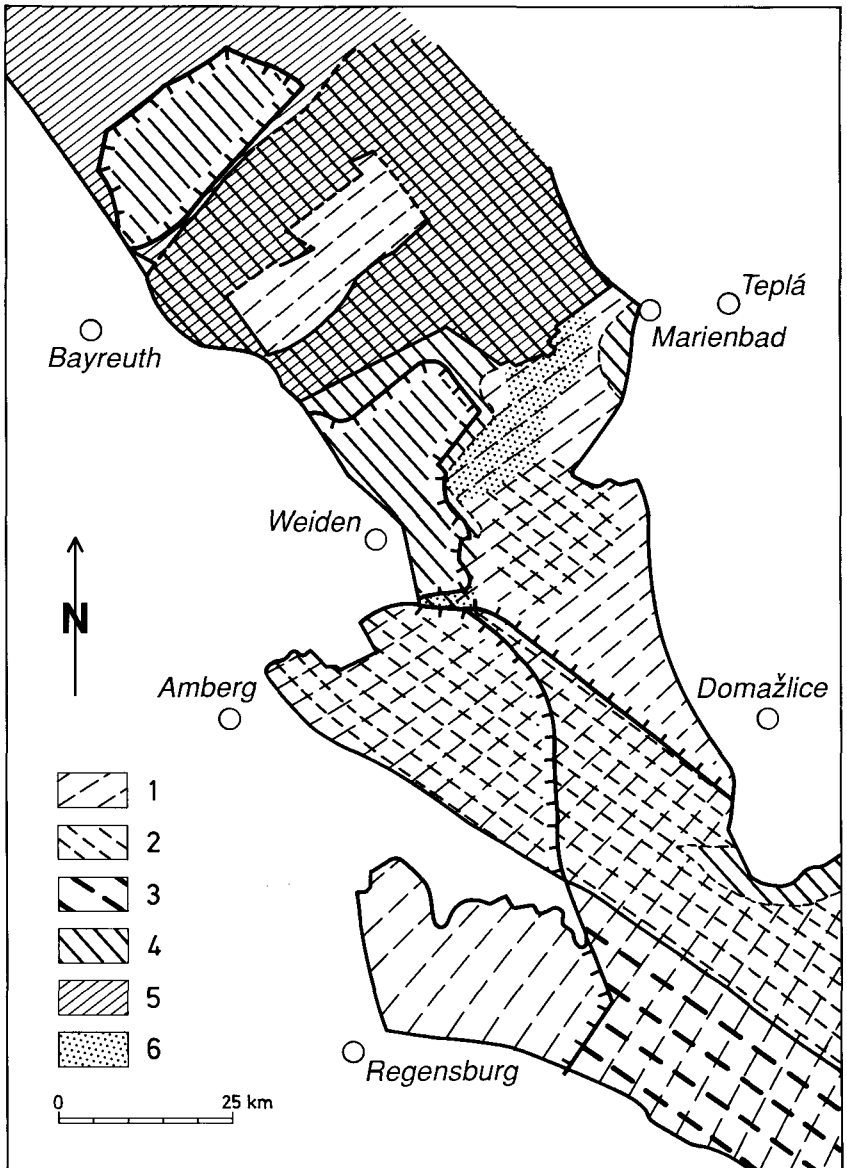


Abb. 17. Verbreitung strukturprägender Phasen im westlichen Segment der Böhmisches Masse.

1 = cadomische Faltung im moldanubischen Krustenbereich (SW-NE), 2 = erste kaledonische Faltung und Scherfaltung (NW-SE), 3 = zweite kaledonische Scherung (NW-SE), 4 = spätkaledonische Verformung (NW-SE bis WNW-ESE), 5 = jungvariskische Verformung (SW-NE) im Saxothuringikum, 6 = stärkere jungvariskische Verformung im moldanubischen Bereich in Verbindung mit Diaphthorese I und II.

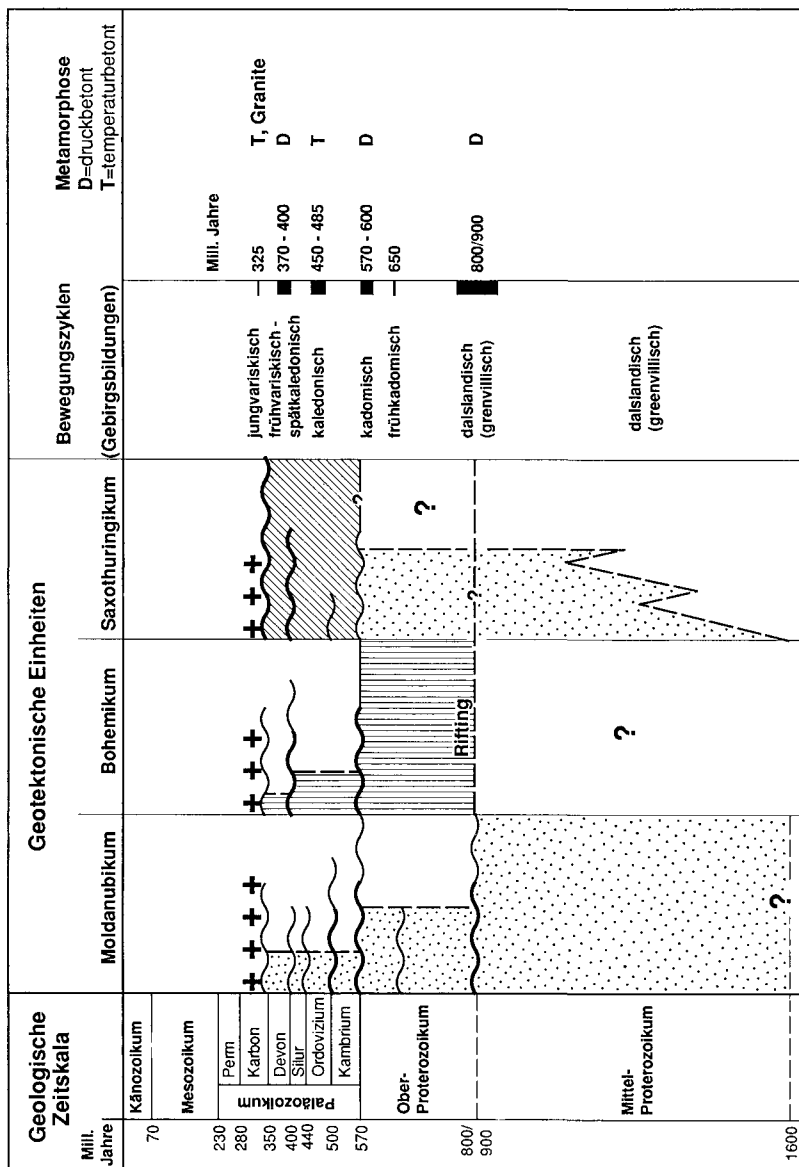


Abb. 18. Zeitschema der geologisch-tektonischen Entwicklung in den Haupteinheiten des KTB-Umfeldes: Moldanubikum, Bohemikum und Saxothuringikum. Die Wellenlinien bedeuten Phasen der Gebirgsbildung, die Kreuzchen kennzeichnen die großen Granitintrusionen im Oberkarbon.

betont, sodann auf polyzyklische Abläufe hinweist und damit die Frage der gegenseitigen Beziehungen in einem Gesamtmodell in mehrere Entwicklungsstufen differenziert.

Wenn wir z. B. die unterschiedlichen räumlichen Faltenorientierungen betrachten, so wird ein hiataler Charakter deutlich. Vom cadomischen SW–NE-Streichen über das kaledonische SE–NW- zum variskischen SW–NE-Streichen von Trögen und Faltenachsen ist die tektonische Entwicklung in der Böhmisches Masse jeweils durch einen einschneidenden Umbruch charakterisiert.

6.1 Tektonik und Metamorphose im Moldanubikum

Betrachtet man das westliche Moldanubikum insgesamt, dann lassen sich zwei Hauptstrukturbereiche unterscheiden (Abb. 19): Ein nordöstlicher, mit vorwiegend SW–NE streichenden Tektonitverbänden und ein südwestlicher, in welchem durch SE–NW streichende Scherungen und Scherfaltung die ältere NE-Richtung mehr oder weniger stark überprägt ist.

Die älteren SW–NE gerichteten Falten und Lineationen wurden mit G. FISCHER (ab 1930) zumeist als assyntisch (cadomisch) angesprochen, die jüngere Überprägung von FISCHER zunächst als kaledonisch, später als variskisch eingestuft (FISCHER & TROLL 1976). Doch konnten KÖHLER & MÜLLER-SOHNUS (1980 und 1985) das zuerst angenommene assyntisch-cadomisch/kaledonische Verhältnis radiometrisch bestätigen.

Der Gesamtumfang der intensiven Überprägungen im südwestlichen Segment des Moldanubikums (Bavarikum im Sinne von FUCHS & MATURA 1976) gliedert sich im Zeitraum von 486–455 Mio. Jahren in zwei aufeinander folgende planare und subparallele Scherungsprozesse. Die Cordierit-Sillimanitgneise des ersteren werden vor allem südlich des Bayerischen Pfahls blastomylonitisch bis diatektisch erneut überprägt. Nicht oder nur teilweise von Überprägung betroffen ist der Regensburger Wald und das Naabgebirge. Bei diesen Untereinheiten handelt es sich um später von SW aufgeschobene Komplexe (STETTNER 1990).

Für das KTB-Umfeld ist das Moldanubikum nördlich der Luhe-Linie von besonderer Bedeutung. Der Bau dieses Bereiches ist komplex, sowohl was die räumliche Gliederung anbelangt, als auch die darin zum Ausdruck kommende unterschiedliche Beteiligung der Einzelphasen im polymetamorphen Prägungsablauf.

In den Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Gneisen südöstlich Griesbach ist beispielsweise das wahrscheinlich tiefste Niveau temperaturbetonter Metamorphose angeschnitten. Zugleich sind hier die ältesten Süd-

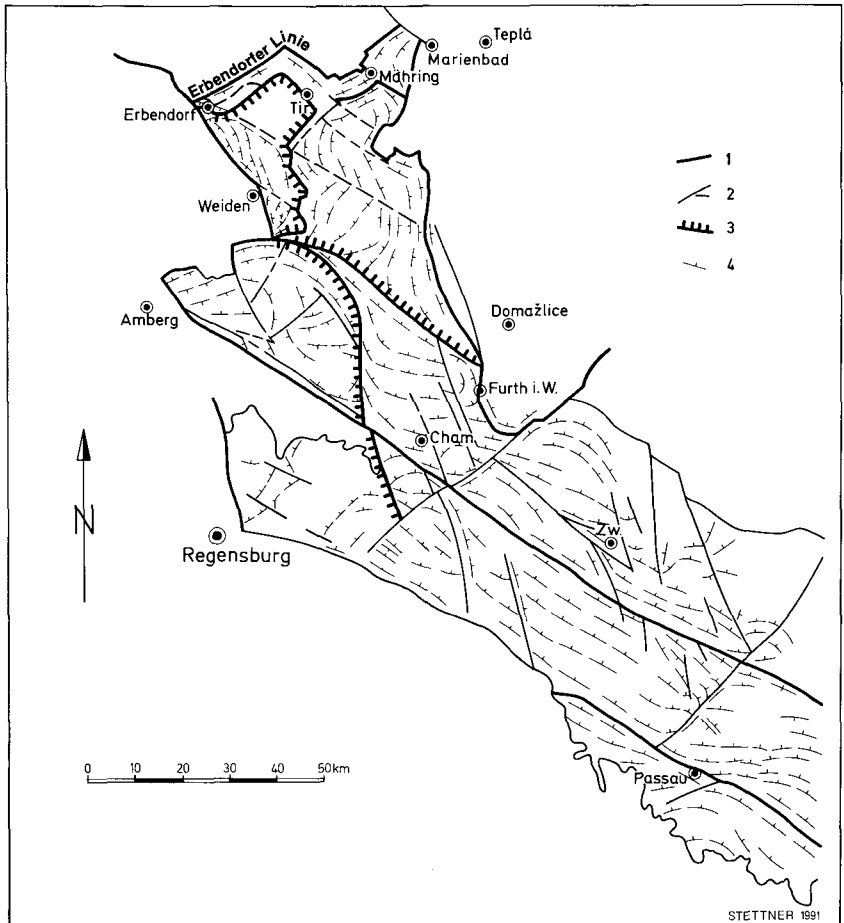


Abb. 19. Der stoffliche und tektonometamorphe Lagerbau in der Moldanubischen Region der westlichen Böhmisches Masse.

1 = Komplex- und Segmentgrenzen, 2 = Störungen, 3 = Auf- und Überschiebungen, 4 = Streichen und Richtung des Einfallens des stofflichen und metamorphen Lagerbaues.

west-Nordost gerichteten Faltenachsen und Lineationen weitgehend von jüngeren Überprägungen verschont geblieben.

Die im Norden festgestellten Zeitmarken in Zirkonen der moldanubischen Gneise zwischen 516 und 540 Mio. Jahren können als (verjüngte) Zeugen einer cadomischen Metamorphose angesehen werden (TEUFEL 1988). In den schwächer metamorphen Randbereichen des Moldanubikums, in der Zone Tirschenreuth-Mähring, im Bereich westlich des Flossenbürger Granitmassivs und im Fichtelgebirge (moldanubische

Bunte Gruppe) können die jeweils älteren SW–NE gerichteten Faltenachsen einer ebenso alten Tektogenese zugeordnet werden.

Ein noch älteres, druckbetontes Metamorphosestadium zeichnet sich in Gestalt von reliktschen Granat- und Disthen-Einschlüssen in moldanubischen Cordierit-Gneisen ab (BLÜMEL 1982, 1983), wie es aus dem Bayerischen Wald schon seit langem bekannt ist. Hier muß die Frage offen bleiben, ob ein cadomisches oder ein noch älteres Ereignis angedeutet wird. Für die Annahme eines dalsländischen Prägungsprozesses (ZOUBEK 1988, CHALOUPSKY 1989) fehlen jedoch auch im östlichen Hauptteil des Moldanubikums Hinweise.

In den hochmetamorphen Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Gneisen des nördlichen Moldanubikums östlich Tirschenreuth besteht folgende relative Verformungsabfolge (vgl. Abb. 118 u. 119):

1. Als älteste Verformung existiert eine selektive feine monokline Fältelung (mm, cm) von dünnen Mobilisatlagen und eine ebenso feine Scherfältelung von glimmerreichen Schichten in einem stoffgebänderten Gneisgefüge (ehemalige Schichtung mit paralleler erster Schieferung s1). Die Fältelungsachsen tauchen nach Nordosten ein.

2. Die zunächst noch planaren Deformationsverbände wurden um NE streichende Achsen monoklin gefaltet (dm-Dimensionen) und – je nach Intensität begleitender Scherbewegungen – ein Achsenebenenparalleles Schersystem s2 angelegt, welchem ein Teil der ehemaligen Schicht- (und s1-)Verbände parallel eingeschichtet wurde. Durch die Boudinage von Kalksilikat- und glimmerarmen Gneislagen kam es zu B2-Faltenachsen-Deformationen.

3. Die s2-Verbände (meist WSW–ENE streichend) wurden wellig um NE und SW einfallende Achsen verbogen, was eine weitere Streuung der B2-Achsen zur Folge hatte.

4. Die häufige steile Lage der Faltenachsen ist wahrscheinlich mehr die Folge später Aufwölbungen oder Schollenrotationen im km-Maßstab und weniger die einer schiefen Prägung.

5. Im nordwestlichen und westlichen Randbereich ist der Cordierit-Kalifeldspat-Gneis mehr oder weniger stark zerschert und retrograd umgeprägt (Diaphthorese I SCHREYERS). Es resultierten straff parallel orientierte Glimmer- und mylonitische Quarzgefüge. Die nach SCHREYER typische Muscovit-Biotit-(± Chlorit-)Fazies ist auf Teilbereiche beschränkt. In einer erneuten statischen, progressiven, temperaturbetonten Metamorphose stellte sich eine jüngere Biotit-Sillimanit-Cordierit-Fazies ein.

Es lag bezeichnenderweise schon für SCHREYER (1962) die Vermutung nahe, daß die Biotit-Sillimanit-Glimmergneise der Zone Tirschen-

reuth-Mähring eine Diaphthorese-I-Vorgeschichte haben. Diese Vermutung kann nicht mit Sicherheit verneint werden.

Nach Süden zu, im Raum zwischen Bärnau und Altglashütte, grenzen die regenerierten Gneise der Diaphthorese I an primär stofflich gebänderte Cordierit-Sillimanit-Biotit-Plagioklasgneise, welche vermutlich keine Diaphthorese I durchlaufen haben. Wir befinden uns gegenüber dem Cordierit-Kalifeldspat-Gneis im Osten in einem etwas höheren Stockwerk. Gegenüber dem im Raum Griesbach dominierenden älteren moldanubischen Deformationssystem ist im Bereich Altglashütte-Silberhütte ein weiteres aufgeschlossen, welches gemäß seiner SE-NW-Orientierung der Faltenachsen mit der zweiten Hauptverformung südlich der Luhe-Linie parallelisiert werden kann. Hier wurde der s2-Lagenbau in NW-SE streichende, liegende und SW-vergente Falten gelegt.

Weiter im Süden, im Zottbachtal, kommt ein weiterer Deformationsvorgang hinzu, welcher zeitlich wahrscheinlich nach dem vom Typ Silberhütte einzustufen ist. Es handelt sich hier um eine um Nord-Süd streichende Scherfaltung der zum Teil steil aufgerichteten Gneisverbände. Die Faltenachsebenen liegen relativ flach bei zumeist deutlich nach Osten gerichteten Vergenzen. Dagegen werden von STEIN (1988) aus dem Raum Waidhaus gleichermaßen N-S gerichtete, jedoch aufrechte Falten im m-Bereich und darüber beschrieben. Eine generelle Zuordnung dieser Umprägung zur Diaphthorese I und zu den „Moldanubischen Diaphthoriten“ VOLLS (1960 und FORSTER 1965) muß für diesen Bereich in Frage gestellt werden. Auf Grund der Orientierung könnte es sich um einen relativ älteren Deformationsakt handeln. Anknüpfungspunkte bietet die Tektonik im Bereich zwischen dem Ostrand der Neustädter Scholle (ZEV) und dem Flossenbürger Granitmassiv. Hier liegt im Moldanubikum, einschließlich seiner altpaläozoischen Auflage (Wetzldorf-Abfolge), ein Scherverband von schmalen leisten- bis linsenförmigen Schollen und Schuppen vor. In der Ost- bis Nordostvergenz und nachsilurischen Stellung im zeitlichen Ablauf ist ein Zusammenhang mit der spätkaledonischen Aufschubung der Neustädter Scholle zu sehen.

Die Zusammenstellung der wichtigsten Deformationen und Mineralisationsphasen im Moldanubikum nördlich der Luhe-Linie zeigt, daß die einzelnen Deformationen nicht überall sichtbare oder eine stärkere Ausprägung erfahren haben. Dabei ist zu berücksichtigen, daß eine Gesamtanalyse durch die geringe Anzahl von nur kleinen Aufschlüssen erschwert wird. Unter Berücksichtigung der tektonischen Verhältnisse im Moldanubikum südlich der Luhe-Linie läßt sich jedoch ein grobes Gerüst des Ablaufes und der zeitlichen Zuordnung aufstellen. Vergleiche mit der Tektonik im Saxothuringikum sind – wenn auch nicht im Sinne STEINS (1988) für Teilabschnitte möglich.

Folgendes Schema bietet sich an:

1. Das älteste erkennbare System umfaßt eine Abfolge von SW–NE streichenden Falten (F1 mit B1, B2, B3), begleitet von Scherungen mit der Anlage eines dominierenden s2-Lagengefüges. Die Zugehörigkeit zur cadomischen (assyntischen) Tektogenese ist wahrscheinlich. Typisch ist die Erhaltung älterer, reliktyischer Mitteldruck-Minerale (Disthen).

2. Das im Bavarikum südlich der Luhe-Linie dominierende System von Überscherung und Scherfaltung der vordem SW–NE streichenden Faltenverbände des F1-Systems ist im Norden nur in einer SE–NW streichenden Zone mit gleichgerichtetem Faltenachsen-Streichen vorhanden (Typ Entenbühl-Silberhütte). Ein kaledonisches Alter wird aus dem Bavarikum übertragen (um 480 Mio. Jahre). Die Mineralfazies bleibt weitgehend unverändert. Das beleuchten beispielsweise auch die Cordieritregelungen im Moldanubikum des Bayerischen Waldes. So beschreibt hier G. FISCHER (1938) ältere NE-Regelungen der Cordierit-Längsachsen, welche um jüngere, SE–NW-gerichtete deformiert worden sind und im weiteren das folgende Cordierit-Wachstum parallel zum SE–NW-Bau des Bavarikums.

3. Das westlich des Flossenbürger Granitmassivs und im Zottbachtal aufgeschlossene System Nord–Süd streichender und ostvergenger Scherfaltung wird als eine im Moldanubikum räumlich begrenzte F3-Generation betrachtet. Es wird ein Zusammenhang mit der grob nach Osten gerichteten Aufschiebungstektonik der Neustädter Scholle gesehen in Gestalt einer parallelen selektiven Zerschering des unterlagernden Moldanubikums (Abb. 2). Dies bedeutet eine Zuordnung zum spätkaledonischen Bewegungsablauf. Das mit 384 Mio. Jahren datierte „Gesamtgesteinsalter“ von Cordierit-Sillimanit-Gneisen des nördlichen Moldanubikums (TEUFEL 1988), legt die Frage nahe, wie weit die Einflüsse dieser spätkaledonischen Phase aus dem Bohemikum in das Moldanubikum hineinreichen. Im Modell einer Subduktion des Bohemikums unter Moldanubikum läßt sich das nördliche hochmetamorphe Moldanubikum einem subduktionsnahen tiefen Stockwerk zuordnen. Darauf weisen auch Einschuppungen des Bohemikums und die reflexionsseismische Krustenstruktur hin. Es wäre demnach mit einer ehemaligen Tiefenlage um 25 km zu rechnen und Temperaturen über 600 °C, welche in der Tat im nördlichen Moldanubikum eine Sr-Homogenisierung unter sonst statischen Bedingungen ermöglicht haben können.

4. Eine tektonisch-scherende und diaphthoritische Überprägungsphase kennzeichnet den Randbereich des höhermetamorphen Moldanubikums und ist mit dessen Heraushebung gegenüber seiner Umgebung zu verknüpfen. Diese Moldanubischen Diaphthorite VOLLS (1960), bzw. Diaphthorite I SCHREYERS (1965) ziehen aus dem Raum Griesbach–

Mähring im Nordosten über Bärnau nach Südwesten bis an den Rand der Neustädter Scholle bei Schlattein. Ihre südliche Hauptverbreitung liegt im Raum Waldthurn–Vohenstrauß. Hier hat eine Xenotim-Datierung (TEUFEL 1988) ein (sudetisches) Alter von 330 Mio. Jahren ergeben. Dieses vorgranitische Alter der Diaphthorite I wirft ein Licht auf die Art der variskischen Bewegungen und Prägungen im Moldanubikum dieses Raumes. Eine nordwestvergente Verfallung der Scherverbände kann im Raum Bärnau beobachtet werden. Nach KLEEMANN (1986) liegen die PT-Bedingungen bei 2–3 kb und 500–580 °C.

5. Auf die Diaphthorose I folgt eine progressive Thermometamorphose mit erneuter Biotitisierung in den Diaphthoriten, Sillimanit- und Cordieritbildung. Die radiometrischen Mineralalter um 320 Mio. (TEUFEL 1988, KREUZER et al. 1989) sind mit diesem Wärmeereignis verknüpft, dessen sichtbare Exponenten andererseits die Granite sind. Nachfolgende diaphthoritische Erscheinungen, wie Chloritbildung, werden durch eine weitere Biotitgeneration überholt (Kontaktmetamorphose am relativ jungen Flossenbürger Granit: 312 Mio. Jahre WENDT et al. 1990).

6. Die Diaphthorose II (SCHREYER 1965, KLEEMANN 1986) mit PT-Bedingungen von 1 kb und 380–450 °C ist auf die jüngeren Scherbereiche und deren Nachbarschaft im Norden der Zone Tirschenreuth–Mähring beschränkt. Sie wird von VON GAERTNER & SCHMITZ (1969) nachgranitisch eingestuft, weil z. B. das Falkenberger Granitmassiv von Scherzonen mit Chloritisierungen durchsetzt wird.

In diesem Schema-Ablauf ist die im nördlichen Moldanubikum häufige Wellung der s2-Verbände um NE bis NW einfallende Achsen nur schwer einzuordnen. Zieht man jedoch ähnliche Erscheinungen an den kaledonischen Scherverbänden südlich der Luhe-Linie zum Vergleich heran, so wäre eine spätkaledonische bis variskische Zuordnung wahrscheinlich.

Tektonik und Metamorphose in der moldanubischen Zone von Tirschenreuth–Mähring (ZTM) und das Problem des Metamorphose-Übergangs Moldanubikum/Saxothuringikum

In regionaltektonischer Hinsicht ist die Zone von Tirschenreuth–Mähring nur eine wenige Kilometer breite, SW–NE streichende Zone zwischen dem zuvor beschriebenen hochmetamorphen Moldanubikum und dem Rand des Saxothuringikums (Erbendorfer Linie) im Norden (Abb. 20). Sie wurde durch Vorarbeiten SCHREYERS (1957) und durch Kartierungen für die Geologische Übersichtskarte 1:200000, Blatt Bayreuth herausgearbeitet (u. a. STETTNER 1975). Diese Grenzzone des Moldanubikums wird im Nordosten von der Marienbader Störung gegen die Westböhmisches Metamorphose Zone des Bohemikums und im Südwesten

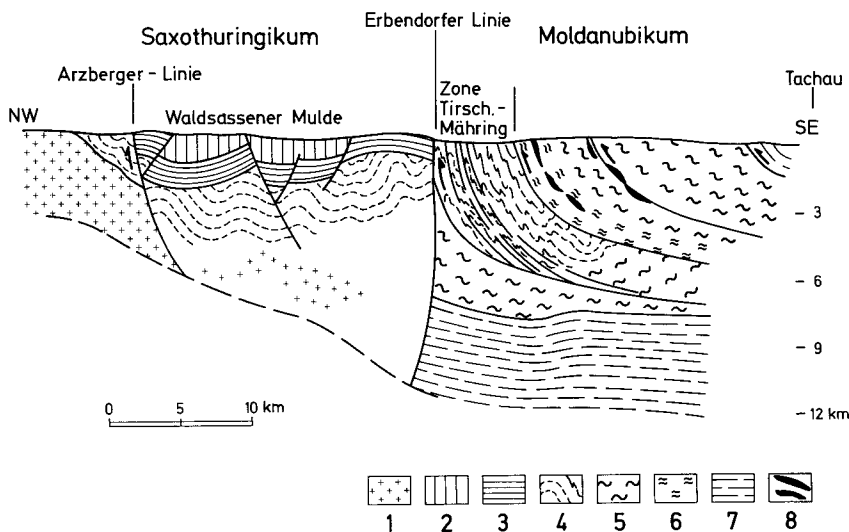


Abb. 20. Nordwest-Südost-Profil durch den Grenzbereich Saxothuringikum/Moldanubikum östlich Tirschenreuth, vom Fichtelgebirgsgranit über das Waldsassener Schiefergebirge in das Moldanubikum. 1 = Granit G1, 2 = Ordovizium, 3 = Kambrium; 4 = Präkambrium der Moldanubischen Hauptgruppe (meist Bunte Gruppe) in Muscovit-Biotit- bis Sillimanit-Kalifeldspat-Fazies, 5 = Präkambrium der Moldanubischen Hauptgruppe (Monotone Gruppe) in Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Fazies, 6 = Diaphthorit I im Bereich von 5, 7 = subduziertes Bohemikum im Liegenden des Moldanubikums und am Südostende des Profils bei Tachau aufgeschoben, 8 = Metabasite.

vom Falkenberger Granitmassiv abgeschnitten. Auch wenn sich hier ein Übergang der Metamorphose vom Moldanubikum ins Saxothuringikum modellhaft anbietet (SCHREYER 1965, WAGENER-LOHSE & BLÜMEL, 1984), so handelt es sich doch nicht um einen einfachen, sondern um einen komplexen.

So besitzt das Moldanubikum des „Überganges“ (wie vorausgehend dargelegt) eine wahrscheinlich cadomische Hauptprägung, eine spätkaledonische Sr-Homogenisierung (Gesamtgesteinsalter) und jungvariskische Monazit- und Biotit-Abkühlalter. Vom mittleren Abschnitt des „Übergangs“, den Sillimanit-Biotit-Gneisglimmerschiefern der Zone Tirschenreuth-Mähring sind die Cordierit-Gneise durch eine Scherzone getrennt, in welcher beide Einheiten miteinander verschuppt sind. In diese Scherzone gehören das klippenartige Cordieritgneis-(+ Diaphthorit I-)Vorkommen von Mähring, Amphibolite und Orthogneise. An dieser Struktur ist ein primär tieferes Moldanubikum-Stockwerk im Süden um mehrere km herausgehoben. Im Raum Bärnau zeigen die Gesteine der Diaphthorose I eine erneute prograde Thermometamorphose bis zur Cordieritbildung. Die Metamorphose der ZTM selbst zeigt eine

begrenzte prograde Entwicklung von Norden nach Süden, von Biotit-Sillimanit-Glimmerschiefern zu Biotit-Sillimanit-Kalifeldspat-Glimmergneis. Cordierit tritt nur sporadisch auf. Das zugehörige planare Hauptschieferungsgefüge verläuft überwiegend WSW–ENE und fällt steil nach Süden ein. Es enthält eine spärliche intrafoliale Quarzmobilisat-Fältelung (DE WALL 1987) um meist flachliegende Achsen. Diese Phase wird als „hochtemperatur-mylonitisch“ bezeichnet (WEBER in KTB 1986 u. a.).

Als eine nachfolgende tektonische Überprägung kann eine Scherphase betrachtet werden, welche im wesentlichen parallel zum vorgegebenen Haupt-Lagenbau und Schieferungsgefüge verläuft. Deren Quarzmobilisate wurden um steile Achsen gefaltet. Die Deformationsbilder zeigen semiduktile Verformung mit Nordostvergenz im Nordflügel. Über die mineralfaziellen Begleitumstände kann wenig ausgesagt werden, da insgesamt eine weitreichende periplutonische Beeinflussung vorliegt. Diese Tektonik wird nachfolgend harnischartig ausgebaut, wobei die Harnischschieferung ebenfalls auf dextrale Seitenverschiebungen hinweist. Vielleicht handelt es sich hier um Hinweise auf Seitenverschiebungen im Dachstockwerk bei spätkaledonischen Subduktionsvorgängen?

Im Nordteil der Zone Tirschenreuth–Mähring, entlang der Erben-dorfer Linie, wird die ältere Biotit-Sillimanit-Fazies durch eine verbreitete Hellverglimmerung und Muscovitneubildung betroffen, welche vorgranitisch eingestuft wird, ähnlich der Diaphthorese I im Süden. Hauptsächlich in diesem Nordteil liegen die Sillgranite SCHREYERS (1965), lang-linsige, schieferungskonforme Granitoide stark variabler Zusammensetzung (STETTNER 1979, RICHTER & STETTNER 1983). Sie zeigen eine teils gute, teils schwächere interne Parallelregelung. In ihrer Einstufung als Scherzonen-Anatektite stehen sie mit den jüngeren Massivgraniten nicht in Zusammenhang. Die bisherigen radiometrischen Datierungen führten zu keinen eindeutigen Ergebnissen (TEUFEL 1988). Beeinflussungen durch jüngere thermale Prozesse sind anzunehmen.

Jünger und nachgranitisch (VON GAERTNER & SCHMITZ 1969) ist die Diaphthorese II SCHREYERS (1965). Auch diese verläuft im wesentlichen parallel bis schwach diskordant zum älteren Hauptschieferungsgefüge und ist durch eine selektive Überscherung im mittleren und nördlichen ZTM-Bereich charakterisiert. Sie ist nicht auf eine Einzelzone beschränkt, sondern ist, wie Bergbauaufschlüsse und die neuere Kartierung ROHRMÜLLERS gezeigt haben, auf eine Vielzahl von dm- bis dkm-mächtige Einzelscherzonen verteilt. Mineralfazielles Kennzeichen ist die Chloritisierung der Biotite, die Hellverglimmerung des Sillimanits sowie phyllonitisches Gefüge mit Neubildung von phengitischem Hellglimmer (KLEEMANN 1986). Gegenüber den Bildungsbedingungen der Diaphthorese I mit 500–580 °C und 2–3 kb Druck zeigen die der Diaphthorese II

mit 380–450 °C und 1–3 kb Druck die Bildung in einem höheren Krustenniveau an (KLEEMANN 1986 und in KTB 1986).

An der Erbdorfer Linie grenzen die steilstehenden Verbände der moldanubischen Zone von Tirschenreuth–Mähringen an die relativ flach liegenden des saxothuringischen Kambriums (STETTNER 1975, 1979). Auch hier, im nördlichen Abschnitt des Metamorphose-Überganges Moldanubikum/Saxothuringikum sind die mineralfaziellen Verhältnisse insofern komplex, weil sich je zwei Generationen von Sillimanit und Andalusit unterscheiden lassen (SCHIRA 1985). Die jeweils ältere Generation ist im jungvariskischen Tektonitgefüge eingeregelt, Andalusit auch in syntektonischen Quarzmobilisaten enthalten. Die jüngere Generation zeigt keine Beziehung zu tektonischen Vorzeichnungen und kann einer jüngeren periplutonischen Metamorphose zugerechnet werden.

Zusammenfassend kann für die Zone Tirschenreuth–Mähring folgendes festgehalten werden:

1. Dieser Bereich kann nicht insgesamt als Scherzone angesprochen werden (KTB 1986), wohl aber als eine Randzone der Moldanubischen Region, in welcher scherende Relativbewegungen gehäuft auftreten und solche größeren Ausmaßes diese Zone begrenzen.

2. Für die teilweise als dextrale Seitenverschiebung angesprochenen Relativbewegungen ist die noch nicht beantwortete Frage von Belang, in wie weit die heutige Steilstellung des Verbandes nicht auch Folge von variskischer Aufrichtung aus einer flacheren Ausgangsposition ist.

3. Nicht nur die Lithologie hat moldanubische Züge (Kap. 5.1.1). Auch die Zirkon-Datierung (TEUFEL 1988) erbrachte ähnliche (untere Schnittpunkt-)Alter, wie die südlich benachbarten Cordieritgneise. Mit 527 ± 4 Mio. Jahren kann auch dieses mit einem (durch Sr-Verlust infolge der jüngeren Überprägungen) verjüngten cadomischen Alter der metamorphen Hauptprägung in Verbindung gebracht werden. Das Monazitalter mit 322 Mio. Jahren wird als Abkühlungsalter betrachtet, welches mit dem aus der südlichen saxothuringischen Sillimanit-Zone übereinstimmt und dem jüngsten periplutonischen Ereignis zugerechnet werden kann. Insofern darf, wie im tieferen moldanubischen Stockwerk, von einem (?) cadomischen Hauptalter der Biotit-Sillimanit-Gneisprägung ausgegangen werden, teilüberprägt von verschiedenen prävariskischen und variskischen Relativbewegungen und Kristallisationsphasen und schließlich beeinflusst von der jungvariskischen periplutonischen Durchwärmung, welche sich in den Mineral-Abkühlungsaltern niederschlägt. Bezüglich des letztgenannten Vorganges kann angenommen werden, daß das plattenförmige Falkenberger Granitmassiv unmittelbar über diesem Bereich gelegen hat, worauf die verstreuten Reste eines basalen Redwitzsaumes hinweisen, während die Hauptmasse einer Abtragung anheim fiel.

6.2 Zur Verformung der altpaläozoischen Hülle des Moldanubikums

Das altpaläozoische Dach des Moldanubikums, wie es in Resten als Wetzldorf-Abfolge noch vorhanden ist, umfaßt wahrscheinlich nur Schichten bis einschließlich Silur. Sie zeigt in allen Verbreitungsbereichen, von der Erbdorfer Linie bis in den Osserbereich eine Deformation, die allenfalls nachsilurisch sein kann. Die Hauptverformung besitzt in der Regel SE–NW bis ESE–WNW (und E–W) streichende Faltenachsen und gehört wahrscheinlich zur spätkaledonischen Tektonik. Eine Überprägung mit SW–NE streichenden Achsen ist meist nicht sehr intensiv und kann mit variskischen Bewegungen (gleichzeitig mit den Scherbewegungen der Diaphthorese I) in Zusammenhang gebracht werden. Weitere örtliche NW–SE streichende Verbiegungen sind auf Querstrukturen beschränkt.

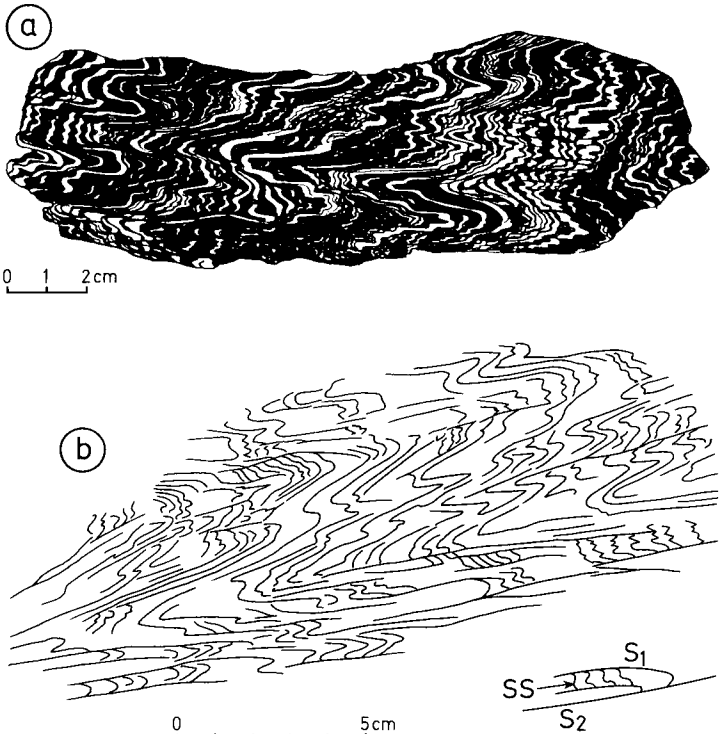


Abb. 21. Verformungsbilder aus dem Silur der Wetzldorf-Abfolge östlich der Neustädter Scholle (ZEV).

a = Metakieselschiefer vom Fahrnbühl bei Spielberg mit intensiver Biegescherfaltung einer feingebänderten Schichtung (aus VOLL 1960), b = quarzitischer Schiefer aus dem Raum südlich Leuchtenberg mit teilweise überfalteter Scherfältelung und Ausbildung eines dominierenden s₂-Flächensystems (Fundstück von W. BAUBERGER).

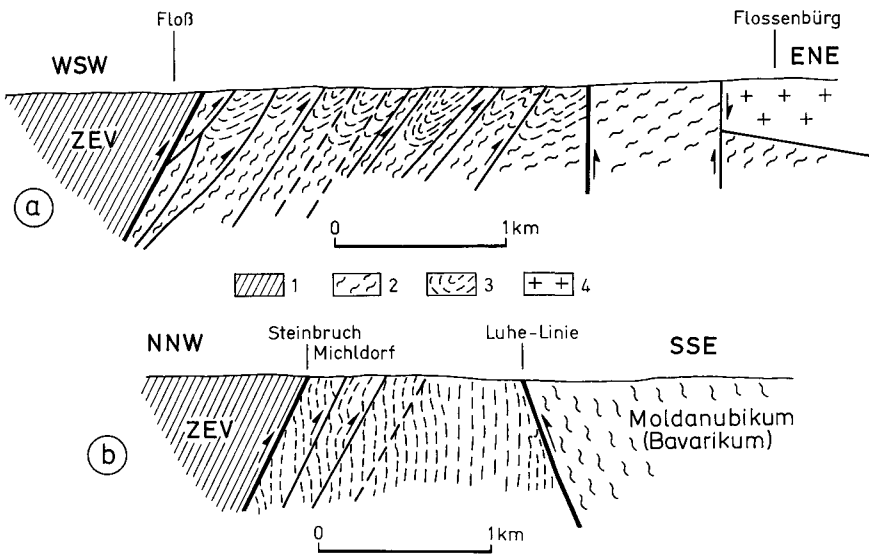


Abb. 22. Profile durch den Randbereich Neustädter Scholle (ZEV)-Moldanubikum a) im Raum Floß – Flossenbürg mit Ost- bis Ostnordost-gerichteter Zerschierung des Moldanubikums und Scherfaltung des altpaläozoischen Daches (Wetzldorf-Abfolge), b) im Raum Michldorf-Luhe-Linie mit Südost-vergenger Aufschiebung der Neustädter Scholle auf phyllonitische Gesteine der Wetzldorfabfolge.

1 = Amphibolite und Gneise der Neustädter Scholle (ZEV), 2 = migmatische Gneise des Moldanubikums, 3 = Glimmerschiefer, Quarzite, Metakieselschiefer und Granite der Wetzldorf-Abfolge, 4 = Granit.

Östlich der Neustädter Scholle äußert sich die Hauptfaltung (Abb. 21) meist in Spitzfalten (cm–dm) und in intrafolialen Biegegleitfalten in ähnlicher Größenordnung, daneben in liegenden Falten mit nicht völlig überschaubaren Amplituden (m ?). Die Richtung der Faltenachsen verläuft vorzugsweise NW–SE bis E–W. Zudem konnte im Bereich Floß-Plankenhammer, also im Nahbereich der Neustädter Scholle, eine nordostvergente Verschuppung mit metatektischem moldanubischen Gneis festgestellt werden. Die phyllitischen bis glimmerschieferigen Gesteine sind häufig Quarz-metatektisch, der fazielle Mineralbestand von Quarz, Albit bis Oligoklas, Granat, Muscovit und Biotit wird je nach Lage zur jungvariskischen Thermometamorphose durch Andalusit, Sillimanit und Cordierit erweitert.

Im Nahbereich des Ostrandes der Neustädter Scholle (ZEV) läßt sich aus dem geologischen Kartenbild eine Zerlegung der Wetzldorf-Abfolge in sigmoidale Körper bis km-Längserstreckung ableiten (Abb. 22). Unmittelbar am Rand der Neustädter Scholle liegen Schuppen von migmatischem Gneis aus einem tieferen moldanubischen Stockwerk (östlich Floß), welche den tektonischen Aufschiebungscharakter dieser Grenze unterstreichen. Die Gneisschuppen sprechen für eine den moldanubi-

schen Gesteinsverband schräg (hier 60–65° W) durchschneidende, ostvergente Aufschiebung der Neustädter Scholle. Mit dieser Tektonik scheint die Hauptverformung der Wetzldorf-Abfolge ursächlich verbunden zu sein.

6.3 Zur Struktur- und Metamorphoseentwicklung im westlichen Bohemikum

Für die krustale Stellung des brioverischen Oberproterozoikums gilt die Vorstellung, daß es sich um riftartig erweiternde Sedimentationsräume mit begleitendem Vulkanismus im Rahmen einer auseinanderdriftenden daslandischen Kruste handelt, tieferer moldanubischer Kruste (?). Die gleichzeitige oberproterozoische Sedimentation auf dem moldanubischen Sockel wäre dann „miogeosynkinal“ und das brioverische Äquivalent „eugeosynkinal“ (VEJNAR 1965). Die klastischen brioverischen Folgen enthalten Mineral- und Gesteinsfragmente von älteren Magmatiten und Metamorphiten, welche nebst fazieskritischen Mineralen (Granat, Staurolith, Disthen) Hinweise auf ältere Kristallingebiete und den zum Teil mitteldruckmetamorphen Zustand in den Herkunftsgebieten geben (FIALA 1948, CHAB & PELC 1973, JAKES et al. 1979 u. a.). HOLUBEC (1968) unterscheidet 4 Deformationsstadien, welche – regional geringe oder größere – Winkeldiskordanzen zwischen den Hauptlineationen aufweisen. Die generelle Entwicklung wird durch Megafalten abgeschlossen, welche nach einer Erosionsphase vom Altpaläozoikum des Barrandiums überlagert werden, dessen strukturelle Entwicklung sich von der Unterlage unterscheidet. Der infolgedessen als cadomisch eingestufte Faltenbau des Oberproterozoikums biegt mit seinen Großfalten im Westen, nahe dem Moldanubikum und zugleich im Bereich der ansteigenden Mitteldruckmetamorphose, aus der SW–NE- in die N–S-Richtung um und wird von der Störungszone des Böhmisches Pfahls abgeschnitten.

In der Westböhmisches Metamorphosen Zone (Zone Teplá-Domazlice oder Tepl-Taus) schneidet die zum Böhmisches Pfahl hin zunehmende druckbetonte Metamorphose den kontinuierlichen Gesteinsverband diskordant. Diese metamorphe Überprägung war zunächst cadomisch eingestuft worden (VEJNAR 1965, 1971). Ausgehend von radiometrischen Daten (VEJNAR 1962, SMEJKAL & VEJNAR 1965, FISCHER et al. 1968), in Verbindung mit jenen aus der Neustädter Scholle (ZEV), im Zeitraum zwischen 400 und 370 Mio. Jahren wird heute diese Metamorphose als spätkaledonisch betrachtet. Der Anstieg der Metamorphose auf etwa 50 km Erstreckung über eine Biotit-, Granat-Staurolith- in die Disthen-Zone wird als Abtauchzone einer Subduktion unter das Moldanubikum bis in etwa 30 km Tiefe interpretiert, welche später wieder herausgehoben worden ist (HIRSCHMANN 1989, STETTNER 1989, 1990 u. i. Druckverb.).

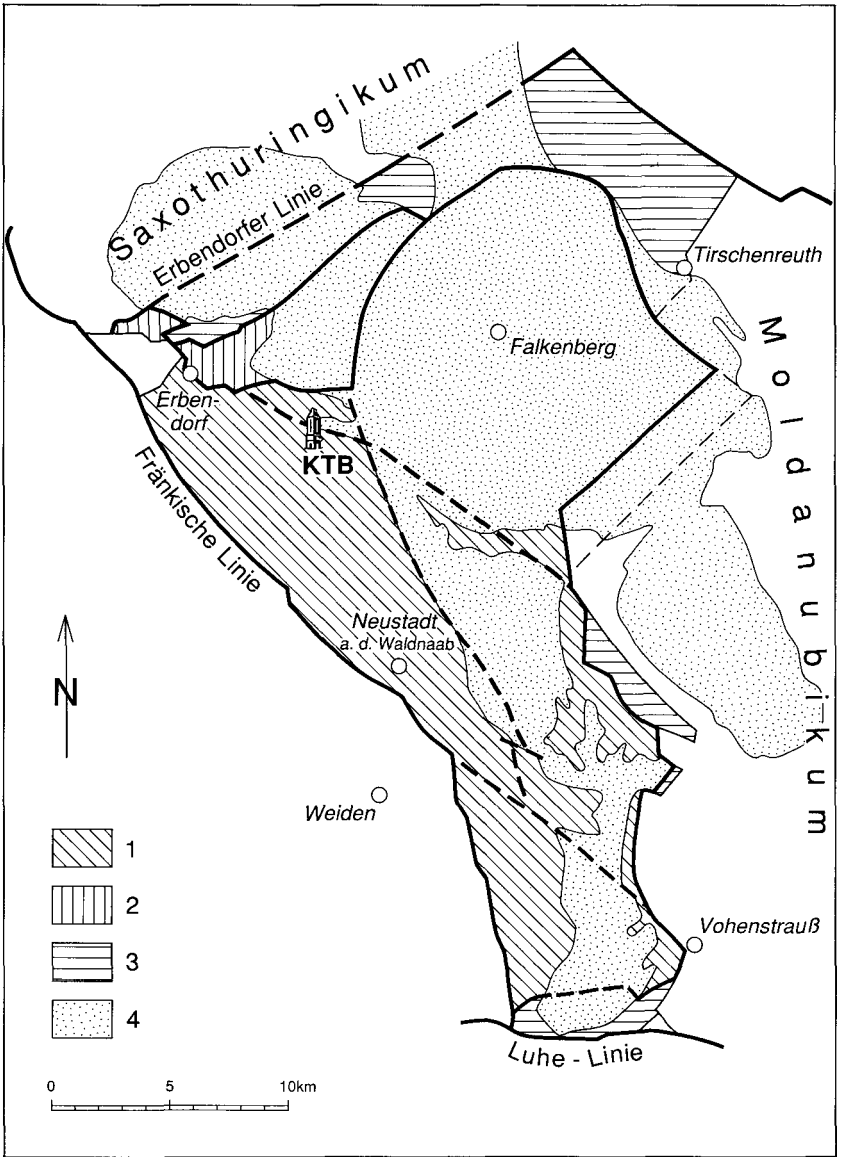


Abb. 23. Die Neustädter Scholle, durch Störungszonen in Teilschollen untergliedert, mit den Verbreitungsgebieten der Erbendorfer Grünschieferzone und der Wetzldorf-abfolge am Außenrand.

1 = Neustädter Scholle (ZEV), 2 = Erbendorfer Grünschieferzone, 3 = Wetzldorf-Abfolge, 4 = Granite.

Das Bohemikum der Neustädter Scholle (Zone von Erbdorf–Vohenstrauß)

Im Vergleich zum Bohemikum der Westböhmisches Metamorphene Zone hat dieser tektonisch isolierte Abschnitt insgesamt die Bedingungen der Mitteldruck- und zum Teil auch der Hochdruck-Metamorphose durchlaufen. Es muß deshalb angenommen werden, daß die ganze Neustädter Scholle in rund 30 bis 40 km Tiefe subduziert gewesen ist, bevor sie durch folgende Relativverschiebungen ihre heutige Lage gefunden hat (Abb. 23). Eine der Mitteldruck-Metamorphose vorausgegangene Strukturgeschichte, wie sie der böhmische Abschnitt zeigt, ist in der Neustädter Scholle nicht erkennbar. Gabbroide Reliktgefüge sprechen für einen nicht- oder nur schwachmetamorphenen Vorzustand, wobei natürlich auch an altpaläozoische Intrusionen gedacht werden kann (radiometrische Hinweise – TEUFEL 1988). Der nahezu stets stoffkonkordante Tektonitbau spricht gegen ältere diskordante Durchbewegungen. Die Prägung der tektonischen Gefüge erfolgte teils bei der Subduktion, teils beim Transport bis zur Platznahme, teils an Ort und Stelle. Das im wesentlichen planare Hauptgefüge enthält nur selten intrafoliale Fältelungen, die der älteren mittel- bis hochdruckmetamorphenen Entwicklungsphase zugeordnet werden können. Das Korngefüge der Granat-Stauroolith-Disthen-Biotit-Gneise und das der eklogitischen Metabasite ist relativ feinkörnig. Es ist an Relikten und der Gesamtentwicklung abzulesen, daß ein beachtlicher Teil der amphibolitischen Metabasite eine eklogitische Entwicklung durchlaufen hat. Dagegen sind Granulitrelikte in den Gneisen sehr selten (RÖHR et al. 1990). Diese Faziesunterschiede zwischen Gneisen und Metabasiten werden mit einer primär getrennten Entwicklung erklärt und einer danach folgenden tektonischen Zusammenführung während des Subduktionsprozesses. Eine solche nachträgliche Einfächerung in den zum Teil weithin verfolgbaren Lagenbau ist allerdings kaum vorstellbar. Die Problematik wird durch reliktsche gabbroide Gesteinsbereiche innerhalb der Amphibolitkörper noch verschärft, welche keine vergleichbare Metamorphose erkennen lassen. Wahrscheinlich reichen die mechanischen Unterschiede im Festigkeits- und Deformationsverhalten von Metasedimenten und Metabasiten zu einer Erklärung der differenzierten Metamorphose im gleichen Verband aus. WEBER (1990) spricht die Granat-Disthen-Gneise als Hochtemperatur-Mylonite an, geprägt unter trockenen amphibolitfaziellen Bedingungen. In feinen Mobilisationschnüren der reliktschen Gneise ist gelegentlich eine intrafoliale Fältelung um NW–SE streichende Achsen angedeutet und auf den Schieferungsflächen ein zugehöriges, SW eintauchendes Streckungslinear (Transportlinear). Ein zweiter, hinsichtlich der Orientierung subparalleler Akt der Überprägung unter retrograden Bedingungen hat den Gesamtverband teils schwächer, teils stärker betroffen. Dabei entstanden aus den eklogitischen und gabbroiden, reliktschen Metabasiten die

heute vorherrschende Gesellschaft von Granatamphiboliten und Amphiboliten. Die radiometrischen Hornblende-Datierungen (z. B. KREUZER et al. 1989) mit Altern zwischen 424 und 377 Mio. Jahren kennzeichnen demnach diese zweite Phase der Metamorphose. Die Gneise wurden dabei in eine meist mittelkörnige Biotit-Sillimanit-Muscovit-Fazies umgeprägt, mit einer unterschiedlich starken Quarz- und Feldspat-(Plagioklas-)Sprossung. Dieser stärker Fluid-beeinflußte Vorgang dürfte einer späten Phase der Subduktion zuzuordnen sein. In der Neustädter Scholle existieren zwei größere Bereiche mit stärkerer Ausprägung dieser Kristallisationsphase. Es handelt sich einmal um das nähere Umfeld der Tiefbohrung, welches einem tieferen Niveau der Neustädter Scholle angehört sowie um eine Zone entlang der Fränkischen Linie nordwestlich Altenstadt. Letztere, zeigt durch ihre steilstehende Lage eine besondere tektonische Stellung im Bau der Neustädter Scholle an. Hier sind die metatektischen Umkristallisationen in Biotit-Plagioklas-Gneisen am stärksten ausgeprägt. In den metatektischen Gneisen von Altenstadt tritt eine jüngere Generation von idiomorphen Staurolithen auf, im Gegensatz zu den älteren, meist korrodierten Staurolithen in den „reliktischen“ feinkörnigen disthenreichen Gneisen des gleichen Verbandes. Als größere Metatekte dieser Metamorphose-Phase können die Pegmatoide im Nordwestteil der Neustädter Scholle angesehen werden, welche sich im Nahbereich eines granitoiden Orthogneises häufen. Sie sind hier in Mächtigkeiten bis zu 20 m konkordant dem Gneisgefüge eingeschichtet und zeigen in den inneren Bereichen häufig keine Regelung. In das Gefolge gehören auch schieferungskonforme Quarzmobilisate mit geringen Feldspat- und Glimmergehalten und schließlich diskordante aplitische Mobilisate, welche den Orthogneis netzartig durchziehen. In den weniger stark von dieser zweiten Hauptphase der Metamorphose betroffenen Gneisen ist der Disthen nicht selten pseudomorph von Sillimanit ersetzt (Dist-Sillimanit im Sinne von STANKOVA 1983).

Mit den metatektischen Gefüge-„Aufweichungen“ sind nun häufiger intrafoliale Faltungen und Fältelungen verbunden. Die Vergenzen sind, falls ausgeprägt, nach Nordosten gerichtet (Abb. 24), bei durchweg WNW–ESE bis NW–SE streichenden Faltenachsen. Auch in den Amphiboliten (im Südteil der Neustädter Scholle) sind schlingenartige intrafoliale Falten angedeutet.

Dem vorgegebenen planaren Lagenbau folgen mehr oder weniger parallel weitere Relativbewegungsvorgänge (häufig mit NE-vergerten Schlep- und Stauchfaltungen), welche in der Abfolge durch immer ausgeprägter kataklastische, unverheilte Deformationen gekennzeichnet sind. Basale Abschnitte der Neustädter Scholle, wozu auch das nähere Umfeld der Tiefbohrung gehört, sind davon am stärksten betroffen. In den Gneisen tritt eine weitere Muscovit-Generation auf, Quarz rekristallisiert weiterhin, aber die Feldspäte (zum Teil) und der Sillimanit werden

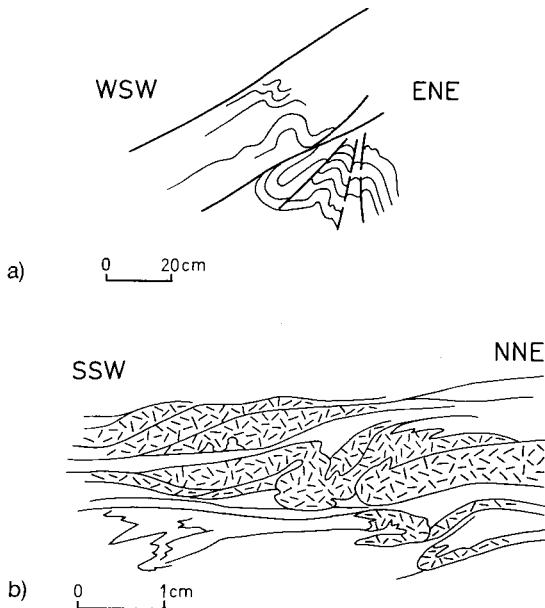


Abb. 24. Nordostvergente Deformationsbilder aus dem Straßeneinschnitt von Gerbersdorf:

a) NE-vergente Faltung und Zerschierung von Quarz-Plagioklasmobilisaten in Muscovit-Biotit-Gneis-Fazies, b) postkristalline NE-vergente Zerschierung, Schlepp- und Knickfaltung. Nach Photos von J. ROHRMÜLLER.

durch Hellglimmer ersetzt, Granat und Biotit chloritisiert. Chlorit bildet sich neu. In Amphibolit und Hornblendegneis dieser Zone tritt Epidot und Klinozoisit auf. In einem durch Burggrub ziehenden amphibolitischen Hornblendegneis werden die jüngeren Schieferungsflächen durch Biotitkristallisation straff nachgezeichnet.

In einem schmalen Segment nahe der Fichtelnaabstörung (nördlich der Tiefbohrung) kommt in den diaphthoritischen Gneisen (Chlorit) ein weiteres System von flexurartigen, NW–SE streichenden Knickfalten hinzu. Der nördlich der Fichtelnaab befindliche Randabschnitt der Neustädter Scholle ist überwiegend durch eine mylonitische Umprägung in hellstreifige Zeilengneise und mylonitische Amphibolite gekennzeichnet. Ihr Lagenbau ordnet sich mit allgemeinem Südfallen dem des Hauptverbandes ein. Örtlich ist eine intensive bivergente Faltung um WNW–ESE streichende Achsen sichtbar (Aufschluß 4). Bei überwiegender NNE-Vergenz ist die Zugehörigkeit zur spätkaledonischen Aufschiebungstektonik der Neustädter Scholle (ZEV) am wahrscheinlichsten. Die thermometamorphe Überprägung der Mylonitgneise in Biotit-Hornfelsfazies

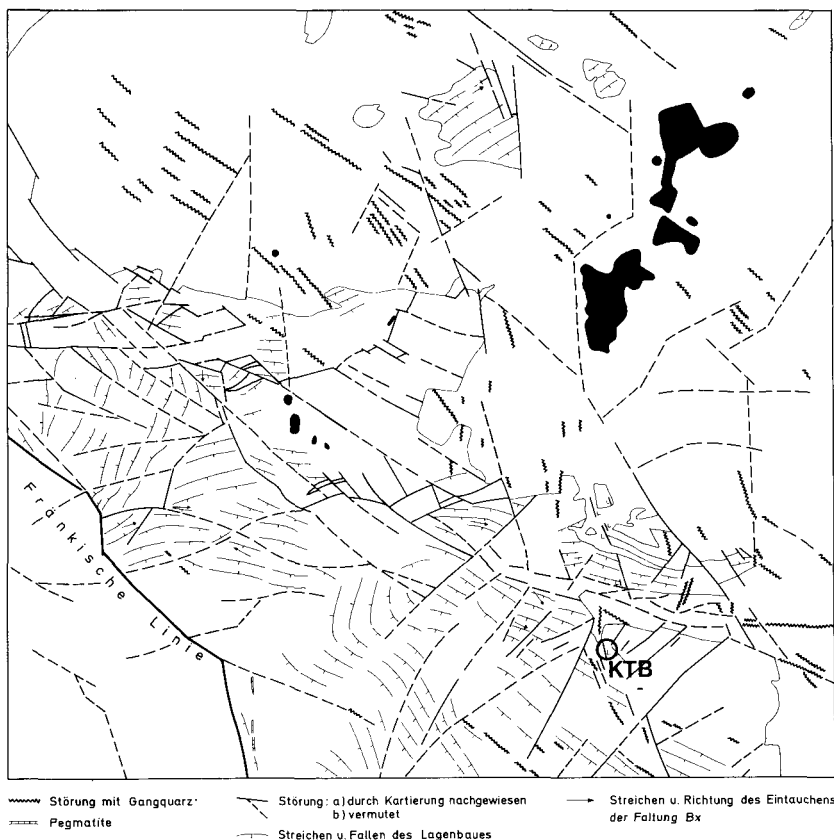
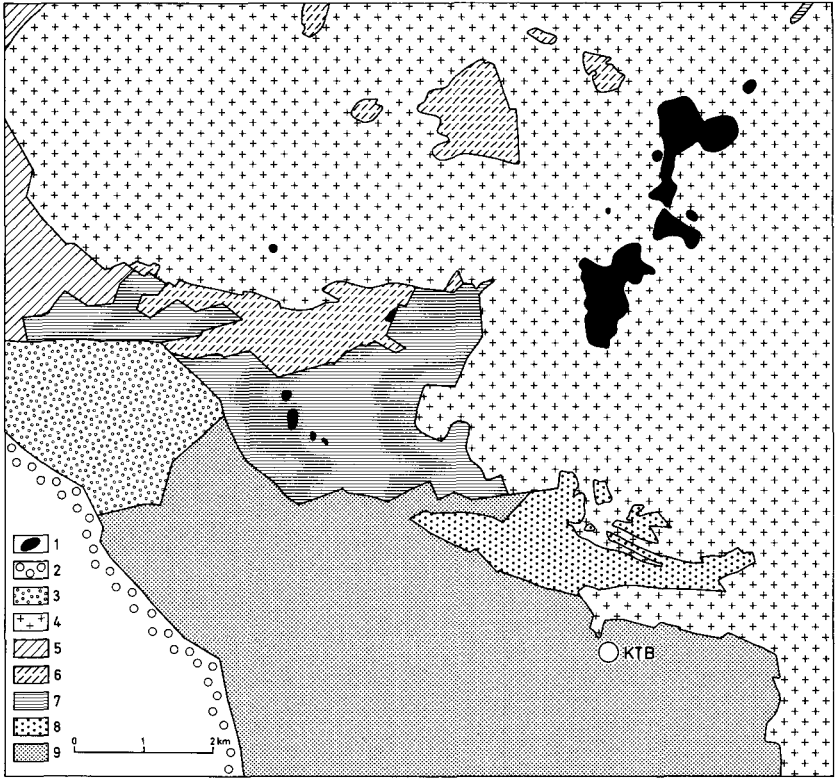


Abb. 25. Tektonische Karte des KTB-Umfeldes (Blatt Erbdorf 1:25 000), dazu geologische Einheiten auf S. 63: 1 = tertiärer Basalt, 2 = Rotliegendes von Erbdorf, 4 = Granite und Redwitzite (Diorit-Granodiorit), 5 = Altpaläozoikum des

ordnet diese vorgranitisch ein. Ebenfalls vorgranitisch ist die bis phyllonitische Überprägung der Gneise südlich der Neustädter Scholle bei Micheldorf. Diese Verformung ordnet sich einem höheren Niveau zu und ist mit variskischen SW-NE gerichteten Schleppfalten in Zusammenhang mit der Aufschiebung der Neustädter Scholle bei Versteilung der Schichtverbände verbunden. Im übrigen können aber nur wenige Hinweise auf die variskischen SE-NW gerichteten Relativbewegungen beobachtet werden. Einengungen dieser Zeit äußern sich in SE-vergenten diskordanten Scherflächen mit Schleppfaltung. Nahe dem Nordrand der Neustädter Scholle (Gerbersdorf) sind NW-vergente Scherzonen nur untergeordnete Gefügeelemente. Der Nordrand selbst ist mit der Erbdorfer Grünschieferzone verschuppt. Es fehlen aber klare Hinweise auf ein Unterteu-



Saxothuringikums, 6 = Altpaläozoikum der moldanubischen Wetzldorf-Abfolge, 7 = Erbdorfer Grünschieferzone, 8 = Mylonitgneise (in Hornfelsfazies) am Nordrand der Neustädter Scholle (ZEV), 9 = Gneis-Metabasit-Folge der Neustädter Scholle (ZEV).

fen der Neustädter Scholle durch die Grünschieferzone, etwa in Gestalt einer eigenen unterlagernden Deckeneinheit.

Zur bruchtektonischen Beanspruchung

Die Vorbohrung zur Tiefbohrung hat ein reiches bruchtektonisches Inventar und zugehörige Mineralisationen erschlossen (ZULAUF 1990). Bereits zuvor waren hier starke Zerrüttung mit Quarzgängen und Epidotisierung im Überschneidungsbereich mehrerer Störungssysteme erkannt worden. Die Abfolge der Kluffmineralisation wirft ein Licht auf die retrograden Temperaturbedingungen. Nimmt man das nähere Umfeld hinzu, so kommen zu Quarz und Epidot noch Scheelit, Aktinolith, Preh-

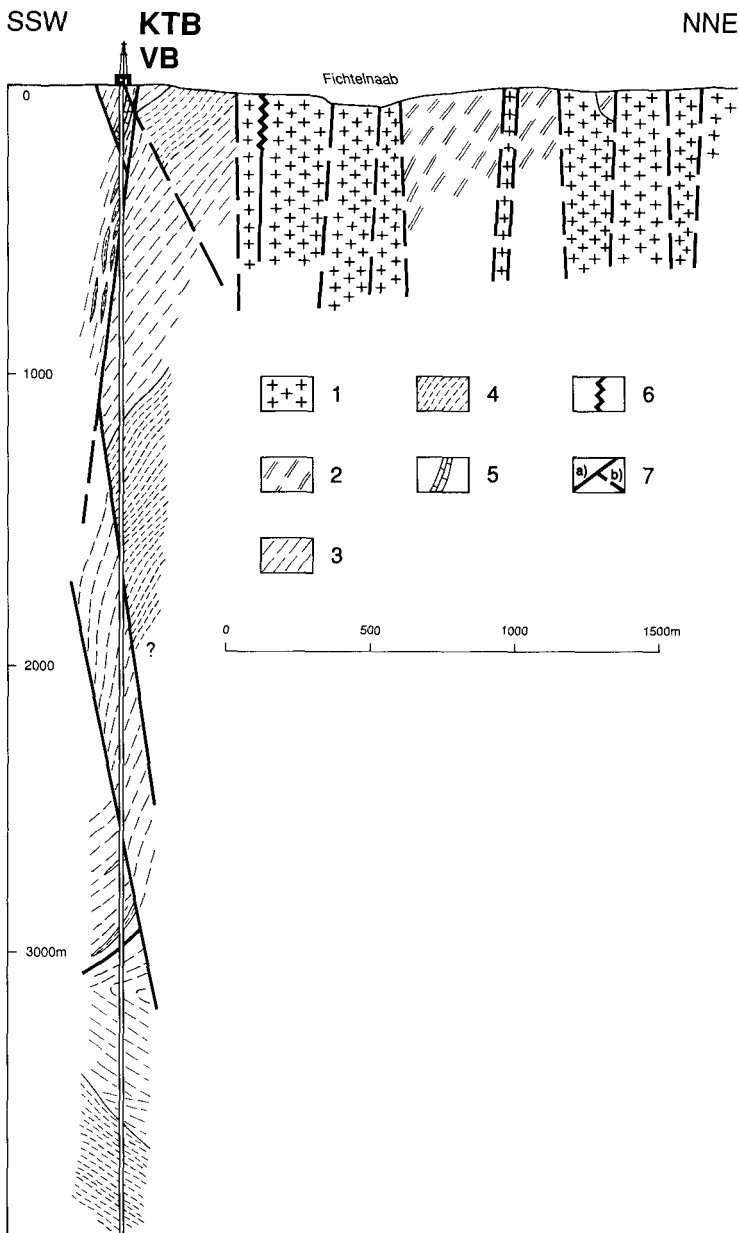


Abb. 26. Vereinfachter Profilschnitt von der KTB-Vorbohrung nach Nordnordost durch das Störungssystem des Fichtelnaabtales.
 1 = Granit, 2 = mylonitischer Gneis, 3 = Paragneis i. allg., 4 = Amphibolit, 5 = Karbonat-Kalksilikat-Amphibolit, 6 = Störung mit Gangquarz, 7 = Störung i. allg.

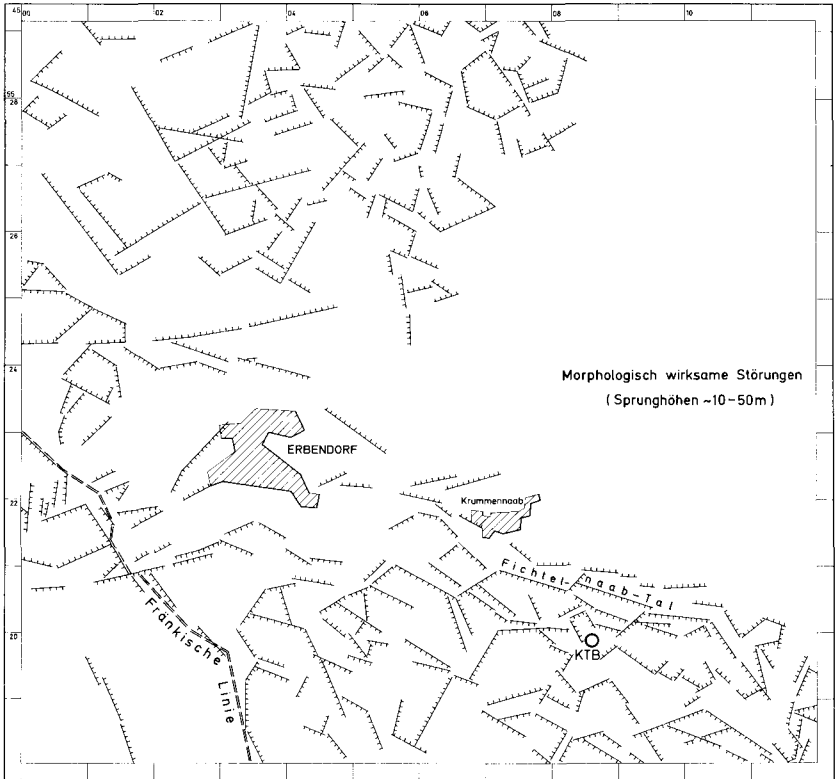


Abb. 27. Morphologisch, landschaftlich sichtbare Spuren der jüngsten tertiären (nachuntermiozänen) Tektonik im KTB-Umfeld (Schnitt Blatt Erbendorf 1:25000). Die Linien kennzeichnen die Unterkanten von Geländeversteilungen und sind mehr oder weniger identisch mit den morphologisch wirksamen Störungen, die Querstriche weisen hangaufwärts.

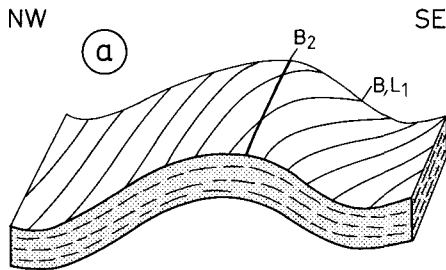
nit, Chlorit, Fluorit, Pyrit, Calcit, Laumontit, Pyrophyllit und Smektit, welche in variabler Beziehung zu Störungen verschiedener Richtung und Charakters stehen. Sie belegen hydrothermale Mineralisationen von der Grünschiefer- bis zu niedrigthermaler Zeolithfazies. In Kalksilikatamphiboliten der südlichen Neustädter Scholle kommen als höher thermale Bildungen noch Granat (Grossular-)Klinozoisit-Epidot-Mineralisationen hinzu.

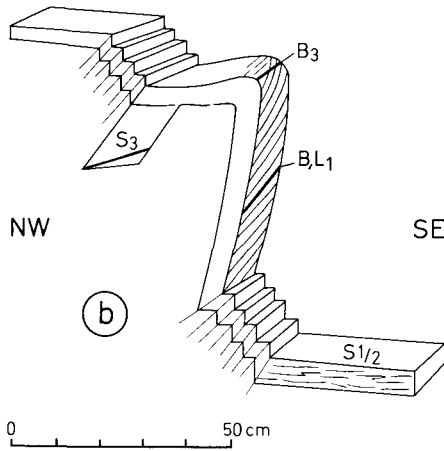
Die Anlage der Bruchsysteme dürfte im wesentlichen schon variskisch sein. Granite, Aplite, Pegmatite und Lamprophyre folgen diesen Bruchvorzeichnungen und wurden selbst wieder mehrphasig von der Bruchtektonik betroffen. Mit solchen Aktivierungen älterer Anlagen muß in verschiedenen permisch bis tertiären Bruchphasen gerechnet wer-

den. Bis in den Kleinbereich hinein lassen sich alternierende Phasen von Ab-, Auf- und Seitenverschiebungen feststellen. Kartierbare Brüche lassen sich den geologischen Karten entnehmen (z. B. Abb. 25). Große Bruch- und Störungszonen beinhalten zumeist erhebliche Relativbewegungen. Etwa die randliche Fränkische Linie, welche sich aus Einzelstörungen verschiedener Richtung und unterschiedlichem Einfallen (bis etwa 50° NE) zusammensetzt. Hier muß mit Verwerfungsbeträgen bis um 2 km gerechnet werden. Das System der Fichtelnaabstörung (Abb. 26), welches im Fichtelgebirgsbereich von der Fränkischen Linie abzweigt, ist durch die Heraushebung des Nordostflügels um mehr als 3 km als eine tiefgreifende Bruchzone charakterisiert. Sie schneidet den Raum starker Granitdurchtränkung im Norden von schwacher im Süden, im Bereich der Tiefbohrung, ab (Abb. 25). Bis zu mehreren hundert Meter sind die vertikalen Versetzungsbeträge an benachbarten Störungen der gleichen Richtung und an den NE–SW streichenden Störungen. Dabei wurden im allgemeinen die jeweils östlich gelegenen Schollen und Segmente relativ herausgehoben. Während die älteren, vortertiären Schollenverstellungen an diesen Brüchen durch die Abtragung wieder ausgeglichen wurden, ist die Schollentektonik des jüngeren Tertiärs noch aus dem Landschaftsbild ablesbar (vgl. Kap. 4 u. Abb. 27).

6.4 Verformung und Metamorphose in der Erbdorfer Grünschieferzone

Die Metabasite und Metaultramafitite (Serpentinite ohne Abkömmlinge in Hornfelsfazies) sind überwiegend Metamorphite in einer prograden höheren Grünschiefer- bis unteren Amphibolitfazies. Unter den Metabasiten überwiegen Plagioklas- und Epidotamphibolite. Im Nordwesten kommen ebenso prograde feinkörnige Prasinite hinzu. Retrograde Überprägungen der Amphibolite sind nicht durchgreifend und verschieben den Gesamtcharakter nur wenig (Epidot+Chlorit+Albit+Calcit). Die Ultramafitite haben bis auf wenige Mineralrelikte (Olivin, Enstatit,





NW

SE

(c)

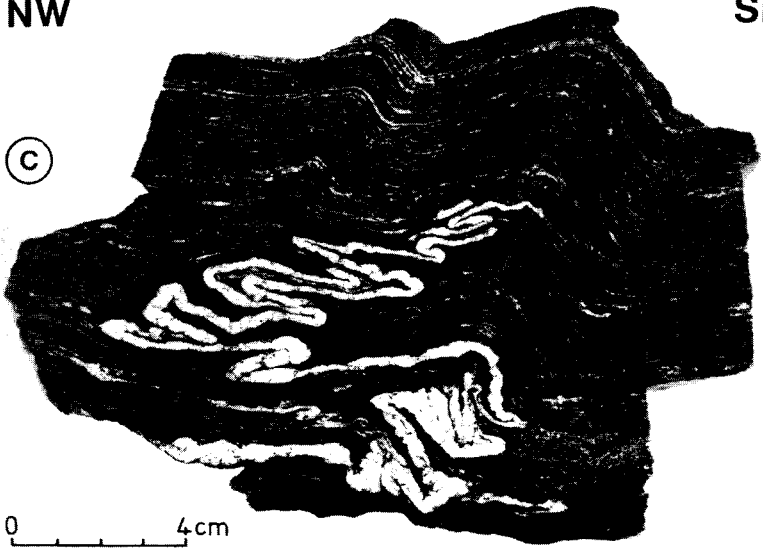


Abb. 28. Deformationen in der Erbdorfer Grünschieferzone: Eine ältere NW–SE streichende Lineation L1, z. T. in Verknüpfung mit einer intrafolialen Fältelung B1 (sichtbar an lagigen Feldspatmolisiten in Abb. 28c) ist teils um eine WNW–ESE streichende Achse duktil gefaltet (B2 in Abb. 28a), teils um eine ebenfalls WNW–ESE streichende Achse B3 semiduktil bis bruchhaft verformt (Abb. 28b); Abb. 28c nach BURGER 1979.

Diallag, Chromit – SCHULZE 1883) eine nahezu vollständige Serpentinisierung erfahren. Die Frage, ob die ultramafischen Gesteine bereits primäre Bestandteile der tholeiitischen bis kalkalkalischen Basalte in einer ophiolithischen Assoziation waren, oder ob sie in einer frühen Phase tektonisch intrudiert sind, läßt sich nicht mit Sicherheit beantworten.

Im Kontakthof der Granite erfolgte eine thermische Überprägung, welche bei den Ultramafititen in 5 Hornfels-Zonen gegliedert werden kann (MATTHES & KNAUER 1981, MATTHES 1986):

1. Antigorit + Diopsid
2. Antigorit + Olivin + Tremolit
3. Talk + Olivin + Tremolit
4. Anthophyllit + Talk + Olivin + Tremolit \pm Cummingtonit \pm grüner Spinell
5. Enstatit \pm Talk + Olivin \pm Anthophyllit \pm Cummingtonit \pm Tremolit/Hornblende \pm grüner Spinell

Die Serpentinite und ihre Hornfelse besitzen in der Regel randliche, oder an Bruchzonen gebundene metasomatische Reaktionsbereiche, welche auf wechselseitige Fluidwanderungen und Zuwanderungen im nachgranitischen Thermalsystem zurückgehen (Serpentinhofgesteine – einschließlich „blackwall“-Gesteine). Der Chloritisierung im Hüllgestein steht die Tremolitisierung und anschließende Vertalkung im Serpentin gegenüber.

Die tektonische Verformung der Metabasite ist überwiegend planar. Der Lagenbau streicht bei Süd- bis Südostfallen E–W bis NW–SE. Schieferungsparallele Mobilisate zeigen gelegentlich eine feine Fältelung. Eine in Teilbereichen sichtbare NW–SE Lineation (Abb. 28) wird von WNW–ESE streichenden dm- bis m-Falten (mit steiler bis flacher Lage der Achsenebene) überfaltet. Sowohl im Norden als auch im Süden treten ebenfalls WNW–ESE streichende Knitterfalten auf, welche an diskordante E-fallende Scherflächen gebunden sind.

In den Ultramafititen ist die Bruchverformung meist an Harnischflächen sichtbar, welche auf verschiedenen gerichtete Schollenbewegungen hinweisen. Den Seitenverschiebungen an steilen Harnischflächen gingen Relativbewegungen an relativ flachen, nach Süden einfallenden Scherflächen voraus, welche wahrscheinlich mit der jungvariskischen Einengungstektonik in dieser Zone zusammenhängen. Wahrscheinlich haben diese Scherflächen WURM (1935) zur Annahme einer flachen Aufschiebung der Moldanubischen Region auf das Saxothuringikum veranlaßt. Auch die Magnetik der Ultramafitite (HESS 1964, ANGENHEISTER 1983) spricht – entgegen dem steil einfallenden Lagenbau der Metabasite – für ein relativ flaches Einschieben nach Süden. Ein weites Unterteufen der Neustädter Scholle (ZEV), analog den Verhältnissen der Münchberger

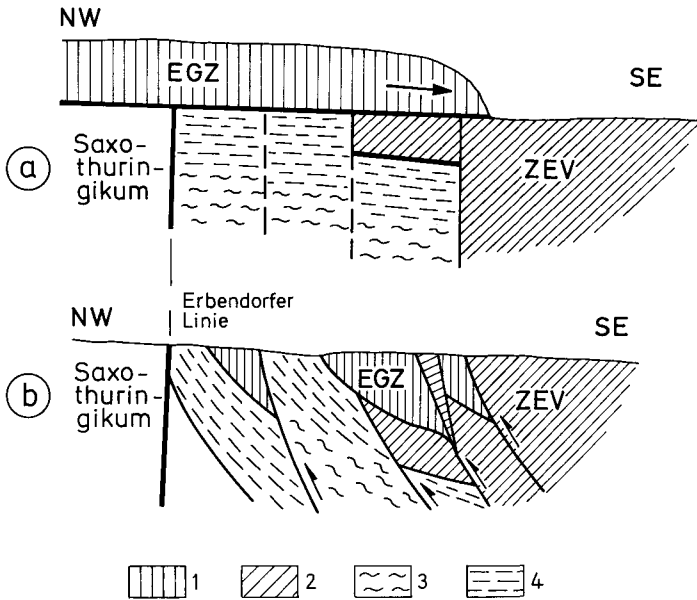


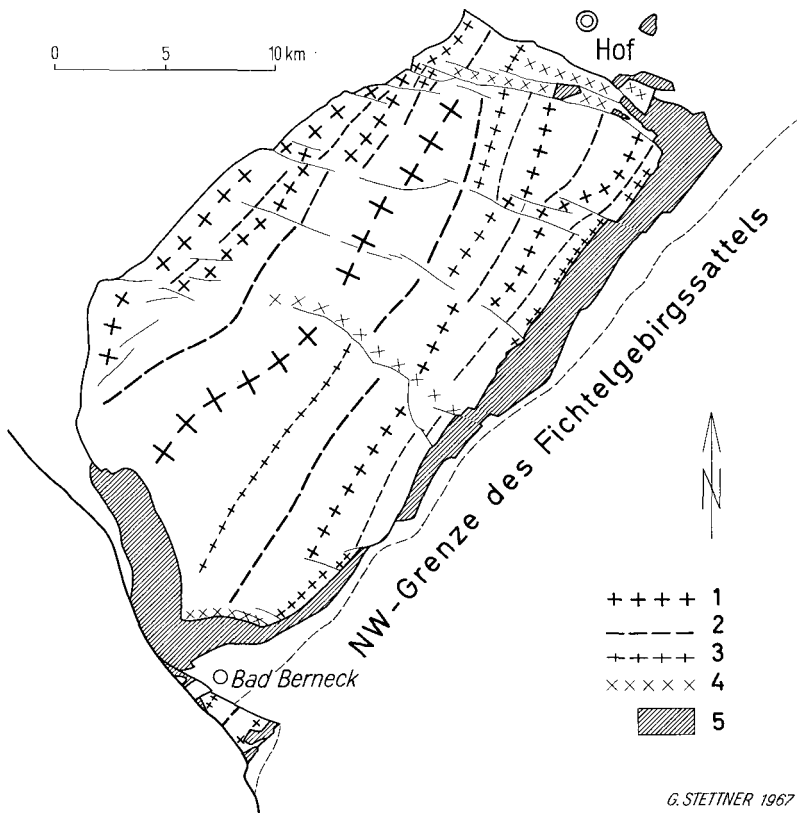
Abb. 29. Versuch einer Deutung der tektonischen Verhältnisse zwischen der Erbendorfer Linie im NW und der Neustädter Scholle (ZEV) im SE: Variskisches Aufgleiten der Erbendorfer Grünschieferzone als Decke auf den Randbereich Saxothuringikum/Moldanubische Region (a) und nachfolgende nordwestvergente Zerschierung des komplexen Verbandes (b). 1 = Erbendorfer Grünschieferzone, 2 = Neustädter Scholle (ZEV), 3 = Moldanubikum, 4 = Wetzldorf-Abfolge.

Gneismasse, ist jedoch eine Annahme, für welche es keine konkreten Hinweise gibt (Abb. 29). Die im Norden der Erbendorfer Grünschiefer eingeschuppten phyllonitischen Gneise können mit solchen der Münchberger Gneismasse (Liegendserie) verglichen werden und unterstreichen den allochthonen Charakter der ganzen Einheit. Die Hauptzüge der Tektonik sind „mitgebracht“.

6.5 Tektonik und Metamorphose in der Münchberger Gneismasse

Wie in Kap. 5.1.3 dargelegt, kann die Münchberger Gneismasse nur bedingt unter dem Begriff „Bohemikum“ mitbehandelt werden. Weil aber in neueren Deckenanschauungen eine Verknüpfung mit den Bohemikum-Einheiten vorgenommen wird, sei hier ein kurzer Abriß der Entwicklung von Tektonik und Metamorphose gegeben, um Gemeinsamkeiten und Unterschiede herauszustellen.

Der heute vorliegende Faltenbau (Abb. 30) in diesem Gneis-Metabasit-Körper ist nicht an Ort und Stelle entstanden. Obwohl sich das



G. STETTNER 1967

Abb. 30. Die Verteilung von Sattel- und Muldenstrukturen in der Münchberger Gneissmasse.

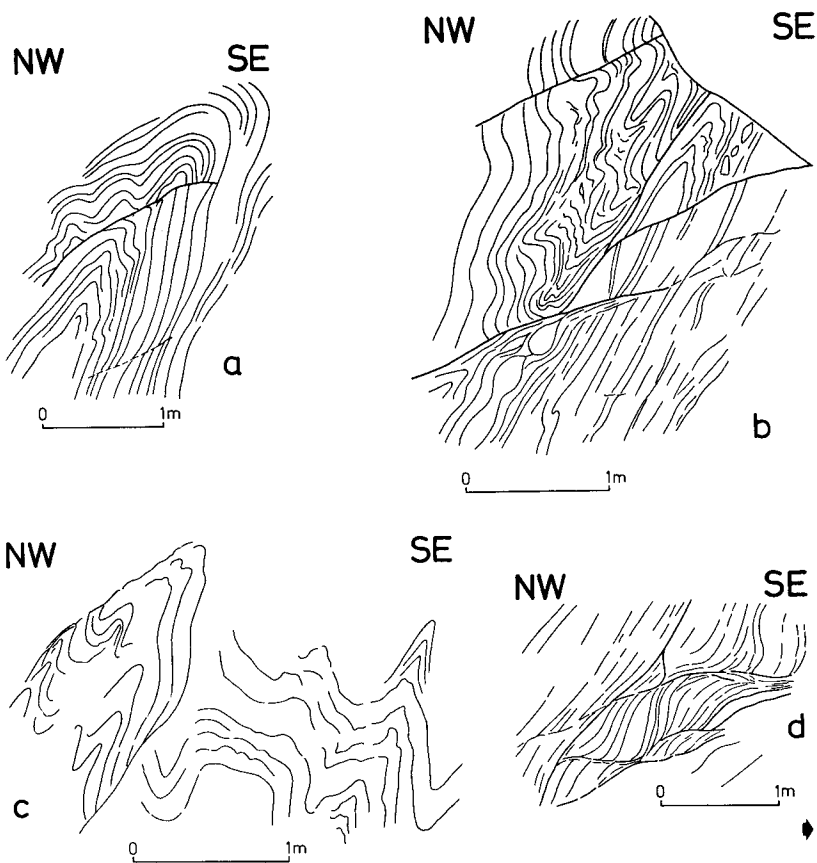
1 = Sättel, 2 = Mulden, 3 = interne Aufschiebungen, 4 = Querstrukturen, Queraufbrüche, 5 = Grünschieferzone.

SW-NE gerichtete Falten-System gut in das seiner saxothuringischen Umgebung einordnet, deutet manches darauf hin, daß es sich hier nur um zufällige Parallelen handelt. Wahrscheinlich bestand vor der deckenförmigen Eingleitung in die jetzige Position eine WNW-ESE gerichtete Orientierung der Faltenachsen (STETTNER i. Druckvorb.). Die am derzeitigen Platz entstandenen tektonischen Formen sind bruchtektonischer Natur: Die randliche Aufschleppung und Scherung im Südosten und die randliche Segmentierung in schmale Schollenstreifen im Südwesten und Nordosten. All dies sind spät- bis nachvariskische Scher- und Schollenbewegungen, die letzteren entlang der Fränkischen Linie oder im Bereich der Frankenwälder Querzone. Der Großfaltenbau der Münchberger Gneissmasse (STETTNER 1960 etc.) verfalltet Liegend- und Hangendserie gemeinsam im amphibolitfaziellen Zustand. Die Vorgeschichte der bei-

den Einheiten ist jedoch – nach petrologischen und geochronologischen Befunden (MÜLLER-SOHNUS et al. 1987) – getrennt abgelaufen. Wir müssen annehmen, daß der heutige Verband im Zuge einer Koppelung von tiefer und weniger tief subduzierten Krustenteilen in einer Spätphase der spätkaledonischen Subduktion zustande kam. Die bezüglich der Metamorphose inverse Situation von Liegendserie (hier auch intern) und Hangendserie, kann mit einem Umkippen im Übergangsbereich von Subduktion und Aufschiebung in die höheren Krustenabschnitte erklärt werden.

In beiden Einheiten beginnt die tektonische Deformation mit einer planaren s-tektonischen Prägung. In der Liegendserie nimmt (im heutigen Verband) die Verformung von unten nach oben zu, unter Intensivierung mylonitischer Deformation. Im gleichen Sinne nimmt die druckbetonte Metamorphose von der Almandin-Biotit-Fazies bis zur Almandin-Stauroolith-Disthen-Biotit-Fazies zu. Insofern herrschen hier teilweise ähnliche Verhältnisse wie in der Neustädter Scholle. In der folgenden, ebenso unterschiedlich durchgreifenden Überprägung in die (Almandin-) Muscovit-Gneisfazies, fehlt jedoch der Sillimanit völlig. Sillimanit ist lediglich in seltenen Fällen als Umwandlungsprodukt von Andalusit (?) bekannt (STETTNER 1979). Die Vergenz der monoklinen Falten ist Südostgerichtet (Abb. 31 a). In der rein magmatisch-vulkanitischen Hangendserie scheint eine durchgreifende Eklogitisierung des basaltisch-tuffitischen Ausgangsmaterials vorgelegen zu haben. Eine vorausgehende Metamorphose-Vorgeschichte ist nicht erkennbar. Die amphibolitische Umprägung erfolgte in mehreren aufeinanderfolgenden Phasen und ist allmählich ins Hangende abgewandert. Deshalb sind gegen das Liegende zu immer größere Anteile der jeweils älteren retrograden Stufe erhalten geblieben. Die Eklogite konzentrieren sich im basalen Bereich der Hangendserie, während im Hangenden nahezu grünschieferfazielle Amphibolite (mit Albit, Epidot, Klinozoisit und Chlorit) die letzte erhaltene Stufe der Umprägung darstellen. Die mit der Amphibolitisierung einhergehende Verfaltung geht von schwach monoklinen und aufrechten zu stark monoklinen bis liegenden Falten. Im Gegensatz zur Liegendserie herrscht Nordwestvergenz (Abb. 31 b). Dieses Falteninventar bildet Adventivfalten im Großfaltenbau, der durch einen Scherverband an der Südostflanke des Zentralsattels (STETTNER 1960) akzentuiert und durch engmaschige Querzerlegung in seiner Kontinuität gestört wird.

Die Geochronologie (SÖLLNER 1978, 1981, GEBAUER & GRÜNENFELDER 1979, MÜLLER-SOHNUS et al. 1987) ordnet die Metamorphose in der Liegendserie hauptsächlich einer früheren kaledonischen Phase zu (500–490 Mio. Jahre). Die der Hangendserie erfolgte in einem späteren kaledonischen Ablauf (435–365 Mio. Jahre), in welchem letzterem auch die tektonische Koppelung und die gemeinsame Metamorphosegeschichte sowie die von Mineralaltern gezeichnete gemeinsame Abkühlungsgeschichte enthalten ist.



Wie in der Erbdorfer Grünschieferzone ist die Metamorphose in der Münchberger Grünschieferzone überwiegend progressiv verlaufen. Sie reicht in den Randamphiboliten von der Epidot- bis zur Granatamphibolit-Fazies, im übrigen bis zur Prasinitfazies. Die erste tektonische Verknüpfung mit dem Gneismassenverband erfolgte spätkaledonisch bei dessen Aufschiebung auf den Westteil der Böhmisches Masse, und zwar in das Hangende der Gneise. Die heutige inverse Verknüpfung ist Folge der Reihenfolge im Abgleiten vom Zwischenaufenthalt Fichtelgebirge im Zuge der jungvariskischen Heraushebung. Ein südlicher Abschnitt glitt nach Süden ab (Erbdorfer Grünschiefer), der größere Teil nach Norden (STETTNER i. Druckvorb.).

6.6 Tektonik und Metamorphose im Fichtelgebirge

Im Laufe der neueren geologischen Aufnahme zeigte sich, daß innerhalb der VON GAERTNERSchen Arzberger Serie (1942) nicht nur ein großer

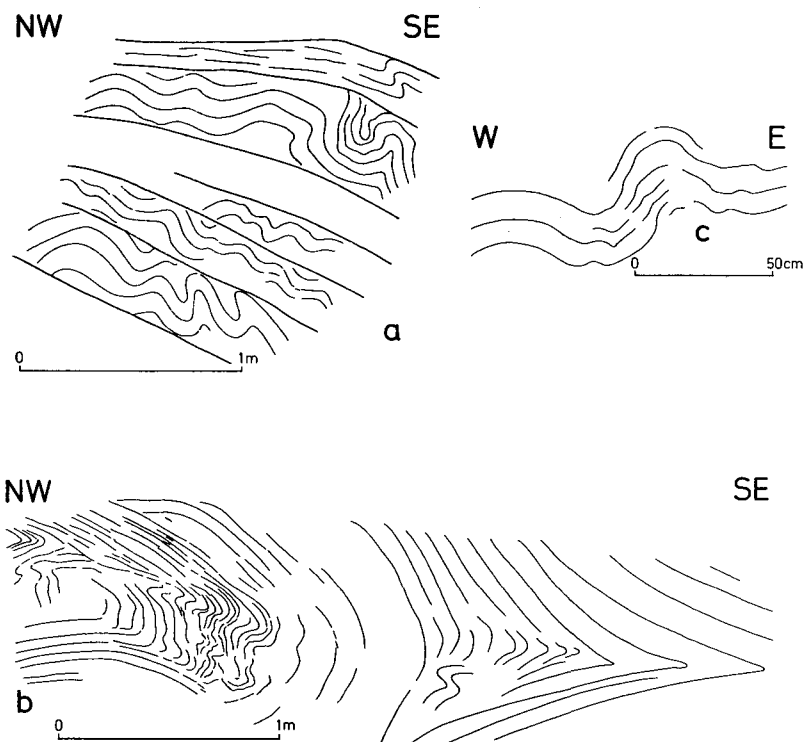


Abb. 31. Die gegensätzlichen Faltungenvergenzen in der Liegendserie (Abb. 31, S. 72) und in der Hangendserie (Abb. 31, S. 73) der Münchberger Gneismasse als ein Hinweis auf getrennte tektonische Entwicklung (aus STETTNER 1970).

stratigraphischer, sondern auch ein tektonischer Hiatus besteht. So herrscht in der basalen, nun moldanubischen Einheit ein aufrechter, mäßig südostvergenger, SW–NE bis E–W streichender Faltenbau in verschiedenen Dimensionen (cm bis km). Gelegentlich ist in diesem F1-Bau eine schwache intrafoliale Faltung integriert. Ein jüngeres paralleles bis spitzwinkelig schneidendes System von steilstehenden bis NW-einfallenden s3-Flächen in Verbindung mit welliger bis knittriger Faltung (F3) überprägt, teils schwächer, teils intensiver, die älteren Verbände. Die Einstufung der Überprägung als 3. System in der Deformationsabfolge beruht darauf, daß dieses auch im altpaläozoischen Oberbau als jüngere Überprägung eines zeitlich dazwischen liegenden 2. Deformations-Systems vorliegt. Dieses letztere repräsentiert die Hauptverformung im Kambroordovizium des Oberbaues, welche in einer planaren, s-tektonischen s1/s2-Tektonik mit intrafolialer Faltung um NW–SE bis nahe E–W streichende Achsen besteht (F2). Diese Verformung scheint von SW nach NE an Intensität zu verlieren, obwohl weiter im Nordosten das

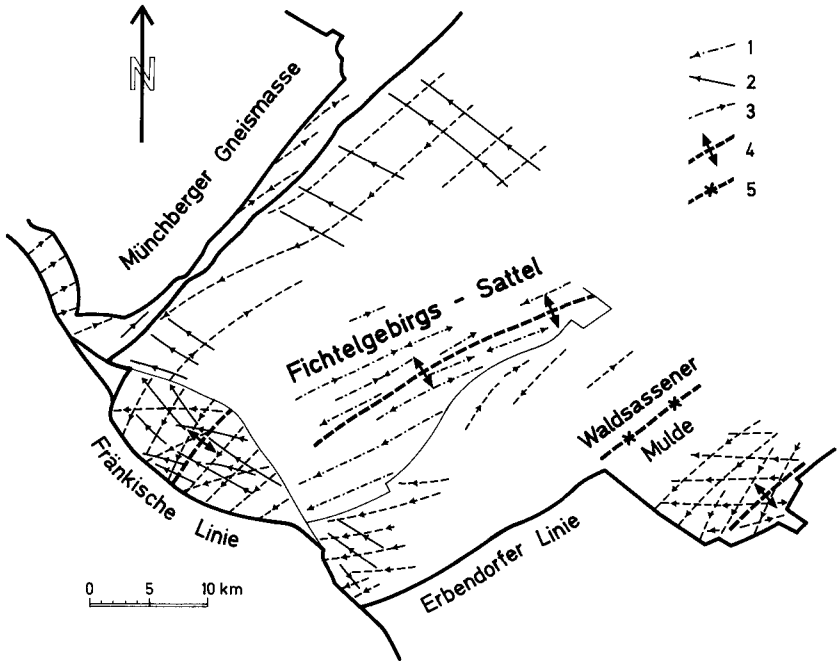


Abb. 32. Die Überlagerung verschieden alter Falten und Lineationen im Fichtelgebirge.

1 = cadomische und jungvariskische Faltenachsen im moldanubischen Unterbau, 2 = spätkaledonische intrafoliale Falten im kambroordovizischen Oberbau, 3 = jungvariskische Falten und Lineationen im Ober- und Unterbau, 4 = jungvariskische Großsättel, 5 = jungvariskische Großmulden.

Erzgebirge überwiegend von dieser Orientierung der Falten und Lineationen beherrscht wird (SCHMIDT 1959). Im Fichtelgebirge ist die s₂/F₂-Tektonik am besten im Westteil erhalten. Die jüngere, Oberbau und Unterbau integrierende Überprägung (s₃/F₃) zeigt größere regionale Unterschiede. Sie ist südöstlich der zentralen Aufwölbung, vor allem im Waldsassener Schiefergebirge am stärksten vertreten, jedoch gibt es auch hier deutliche Hinweise auf das überscherte und überfaltete ältere, anders orientierte s₂/F₂-Deformationssystem (Abb. 32, 33).

Die jüngere Deformation wird im Fichtelgebirge zunächst von einer penetrativen, mit feiner, steil (\pm NW) einfallender s₃-Schieferung zusammenhängender, SW-NE streichender Runzelung repräsentiert (s₂/s₃ Schnitt-Linear). Zonenweise ist die s₃-Schieferung deutlicher und – wie im Unterbau – mit einer welligen bis knittrigen (cm–dm) Faltung F₃ verbunden. Im Steinwaldbereich nimmt die Intensität der SE-vergenten S₃-Scherung und F₃-Faltung zu und nimmt im Süden, gegen die Erbendorfer Linie hin, wieder ab. Über eine Versteilung der s₃-Flächen

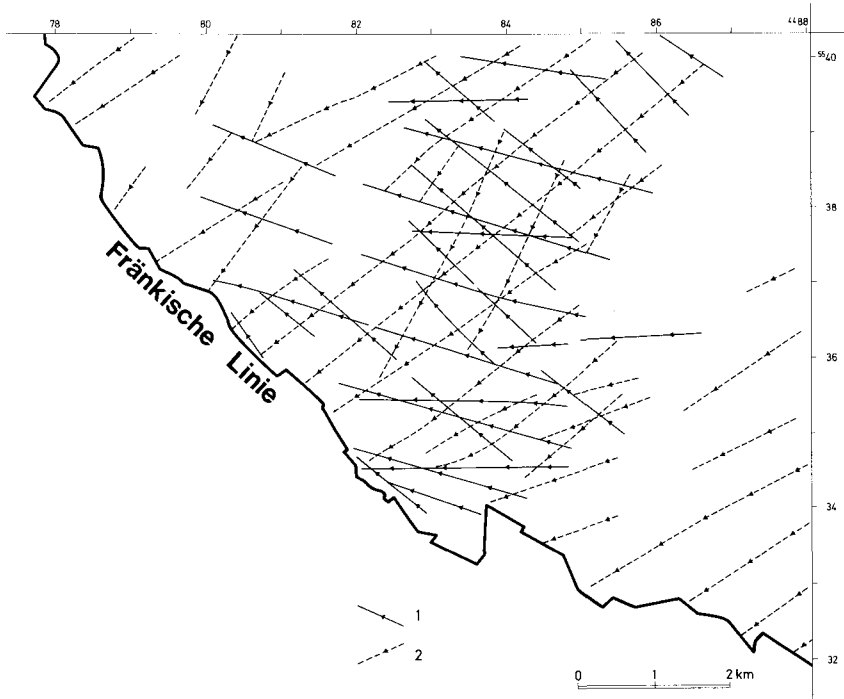


Abb. 33. Überlagerung von Abfolgen älterer spätkaledonischer und jüngerer variskischer axialer tektonischer Prägungen in einem Abschnitt des westlichen Fichtelgebirges (Kambroordovizium auf Blatt Weidenberg 1 : 25 000).

1 = Richtungen der B1-Achsen intrafolialer Faltungen mit Abfolge von NW–SE bis E–W, 2 = Richtungen der B2-Achsen jungvariskischer welliger bis knittriger Faltungen des älteren s2- und B1-Gefüges und von Runzellinearen (s2/s3-Schnittlinear).

gehen diese in ein SE-Fallen über. Im Waldsassener Schiefergebirge verflachen die mittelsteil nach NW einfallenden s3-Flächen gegen Südosten, im Raum der Stiftsberge, und münden meist in die s2-Flächengefüge.

Die letzte große Deformation besteht in der großräumigen Aufwölbung des Fichtelgebirges (nach der geographischen Definition) und Einsenkung der Waldsassener Mulde. Erstere ist pultartig nach Nordwesten geneigt und wird im Südosten, am Rand der zentralen Heraushebung des moldanubischen Sockels, von einer Verwerfung mit großer Sprunghöhe begrenzt. Die südöstlich dieser Verwerfung befindliche Gewölbeflanke ist flacher geneigt und wird von der s3-Tektonik antithetisch zerlegt. Weitere Deformationen sind an Querstrukturen (NW–SE bis NNW–SSE) gebunden und durch Knitterfalten und Knickzonen repräsentiert. Im Übrigen belegen mehrere Generationen von Schollentektonik die spät- bis nachvariskische Geschichte bis ins Tertiär, wobei die vertikalen jungtertiären Schollenbewegungen noch in der Landschaft sichtbar sind.

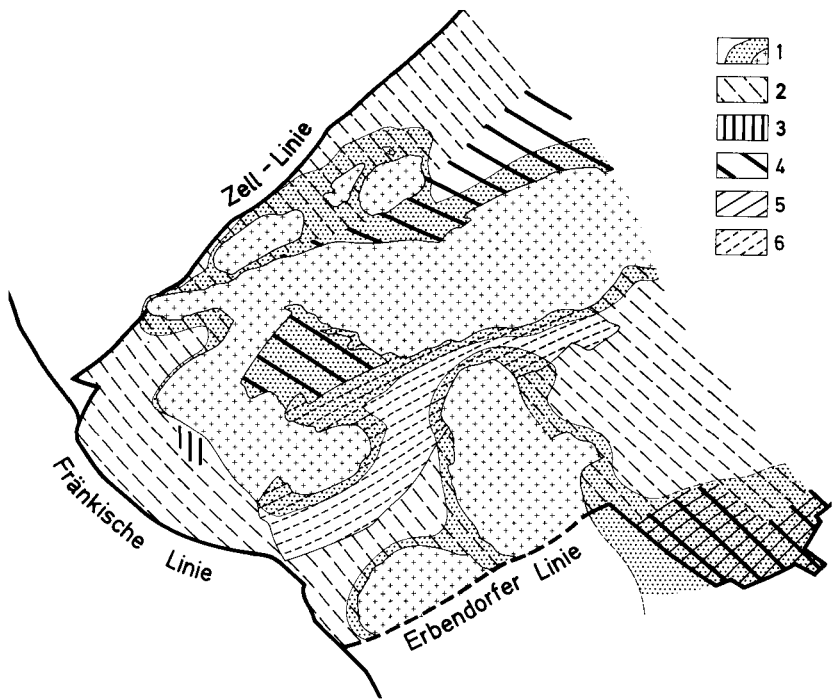


Abb. 34. Das regionale Metamorphosebild im Fichtelgebirge.

1 = Periplutonische (Kontakt-)Metamorphose: Biotit-Andalusit-Sillimanit-(Cordierit-)Fazies, 2 = spätkaledonische + jungvariskische (sudetische) Sericit-Chlorit+Biotit-Fazies, 3 = spätkaledonische Chloritoid-Fazies, 4 = spätkaledonische Muscovit-Biotit-, Staurolith-Biotit- und Andalusit-Sillimanit-Fazies, 5 = jungvariskische Muscovit-Biotit- und Andalusit-Sillimanit-Fazies, 6 = cadomische Sericit-Chlorit+Biotit (bis Muscovit-Biotit-)Fazies.

In der Metamorphoseentwicklung (Abb. 34, 35) ist der Hiatus zwischen dem moldanubischen Sockel und dem altpaläozoischen Oberbau durch eine inverse Situation verdeutlicht. Die moldanubische Abfolge liegt außerhalb der jungvariskischen Kontakthöfe meist in einer Sericit-Chlorit-Albit-phyllitischen Fazies vor. Teilweise reicht die Entwicklung bis zu Biotit-Spessartingranat. Die Metabasite treten als Chloritschiefer, Prasinite und Epidotamphibolite, seltener als Plagioklasamphibolite auf. Im Oberbau ist sowohl mit dem älteren s2/F2- und dem jüngeren s3/F3-System zonierte Metamorphose verbunden. Die ältere hat im westlichen und nördlichen Fichtelgebirge größere Bedeutung, die jüngere im Waldsassener Schiefergebirge, im Bereich intensiver s3/b3-Tektonik. In beiden Bereichen geht die Metamorphose über eine druckbetonte Anfangsentwicklung mit Chloritoid und Staurolith in eine temperaturbetonte Hauptentwicklung (vgl. MIELKE & SCHREYER 1969). Die Zonengliederung ist eine Abfolge von oben nach unten und reicht im nördlichen Fichtelgebirge wie im südlichen Waldsassener Schiefergebirge von der Sericit-

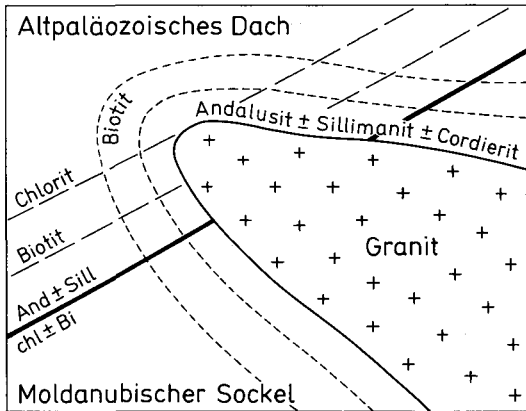


Abb. 35. Schema des inversen Metamorphosesprungs zwischen dem moldanubischen Sockel und dem altpaläozoischen Oberbau des Fichtelgebirges, überprägt von der granitischen Kontaktmetamorphose.

Chlorit-Albit- über die Muscovit-Biotit- und Andalusit-Granat-Biotit- bis in die Sillimanit-Fazies. Im nördlichen und westlichen Fichtelgebirge kann die jüngere Metamorphose mit retrograden Mineralumwandlungen verknüpft sein (MIELKE & ABRAHAM 1980).

Die Kontaktmetamorphose ist in der Peripherie der älteren, nachsudetischen Granite räumlich ausgedehnter und in den Innenzonen höher temperiert (Biotit-Andalusit-Sillimanit \pm Cordierit). Die jüngere, oberflächennahe bis subvulkanisch intrudierte Granitgruppe besitzt relativ schmale Kontakthöfe, in welchen allenfalls die Biotit-Andalusit-Fazies erreicht wurde.

Die aufgeführten tektogenetischen Systeme gehören nach Ansicht des Verf. nicht nur einem (z. B. STEIN 1988) sondern drei verschiedenen geotektonischen Zyklen an. So wird das F1-System des moldanubischen Sockels hier als cadomisch (assynthetisch) betrachtet. Das s2/F2-System wird mit der spätkaledonischen, nachsilurischen Aufschiebungstektonik am Westrand der Böhmisches Masse in Beziehung gebracht (STETTNER 1990, i. Druckvorb.). Im Verlauf dieser Bewegungen wird der heutige moldanubische Sockel überfahren und damit die inverse Metamorphosesituation erreicht. Der Fichtelgebirgsraum wird dabei gleichzeitig von der Aufschiebungsmasse des Münchberger Komplexes überlagert, welche für den Überlagerungsdruck und für die Metamorphose des Kambroordoviziums mitverantwortlich ist (BEHR et al. 1982). Das s3/F3-System ist vorgranitisch und kann sudetisch, jungvariskisch eingestuft werden. Es wird von einer radiometrischen Datierung an Hellglimmern (318–330 Mio. Jahren, KREUZER et al. 1989) und die nachfolgende, sich überlagernde Kontaktmetamorphose durch die zuverlässig datierten Granite belegt.

Im F4-Ereignis sind schließlich die einzelnen Bauteile des Münchberger Komplexes vom sich steil aufwölbenden Fichtelgebirge nach Nordwesten unter Drehung entgegen dem Uhrzeigersinn nacheinander in die heutige Frankenwälder Position abgeglitten. Die Beteiligung von Devon und Unterkarbon zeigt, daß der Münchberger Komplex in seiner „Zwischenstation Fichtelgebirge“ von einer Sedimentation in diesem Zeitraum unter den Bedingungen der Bayerischen Fazies überdeckt war (GÜMBELS „Fichtelgebirgsfazies“, 1879). Teile dieser Überlagerung sind, wie auch die heutige Erbdorfer Grünschieferzone, nach Süden abgeglitten und an der Erbdorfer Linie in Resten erhalten.

Im Frankenwald liegen grundsätzlich ähnliche tektonische Verhältnisse vor, wenngleich die sudetische Verformung eigene Merkmale aufweist und die Bedingungen eines höheren Stockwerkes geglitten haben. Hier ist die spätkaledonische Aufschiebungsmasse mit dem Schwerestörkörper PLAUMANN'S (1982) identisch. Das Fenster von Reitzenstein-Berg bietet Einblick in einen peripheren prasinitischen Teil des Störkörpers, welcher unmittelbar vom Reitzensteiner Konglomerat und unterdevonischen Tentakulitenschiefern überdeckt wird (STETTNER i. Druckvorb.). Dadurch ist für die spätkaledonische Aufschiebungstektonik am Westrand der Böhmisches Masse eine obere Zeitmarke gegeben.

6.7 Ein zusammenfassender Überblick zur Baugeschichte

Aus den vorangegangenen Ausführungen läßt sich folgender Gesamtverlauf ableiten: Im Umfeld der Tiefbohrung stehen sich zunächst zwei präkambrische Krustentypen gegenüber, der moldanubische und der brioverisch-bohemische. Der moldanubische ist als kontinentaler auf das kontinentale Sockel zu bezeichnen, der bohemische ist in diesem Rahmen einem ausgedehnten Rifting-Bereich zuzuordnen. Beide Krustentypen unterlagen nach Ansicht des Verf. der cadomischen Deformation mit vorherrschend SW–NE streichenden Faltenzügen. In der nachfolgenden altpaläozoischen Ära zeichnet die Sedimentation im Westteil der Böhmisches Masse eine erste Differenzierung südlich und nördlich der Erbdorfer Linie ab. Auf dem südlichen moldanubischen Sockel ist die Sedimentation bis auf den silurischen Abschluß relativ reduziert gegenüber dem saxothuringischen Bereich. Ältere kaledonische Schertektonik und begrenzte granitoide Mobilisation ist in der moldanubischen Kruste verbreitet und deutet auf intrakrustale Plattenbewegungen. Die nun dominierende NW–SE-Richtung ist auch für das radiometrisch belegte spätkaledonische Deformationssystem an der Wende Silur/Devon typisch. Letzteres gliedert sich (nach einem neuen Modell d. Verf.) in eine weitflächige Südwest gerichtete Subduktion von Bohemikum- unter Moldanubikumkruste und in gegenläufige Auf- und Überschiebungen. Letztere gehen in unserem Raum vom westlichen Vorfeld

der Böhmisches Masse aus und kennzeichnen nahezu das ganze westliche Randsegment. Dieses Bayerisch-Fränkische Lineament zeichnet die spätere Fränkische Linie vor. Die Neustädter Scholle (ZEV) und der „Proto-Münchberger Komplex“ haben damals ihren Platz oder ihren Zwischenstandort eingenommen. In der nachsilurischen Geschichte verstärkten sich die Unterschiede zwischen den moldanubischen und saxothuringischen Bereichen durch die bevorzugte Sedimentation im Norden und Abtragung im Süden. Der bayerische Faziesraum „Fichtelgebirge“ kennzeichnet die beginnende Herausbildung der Subzone Fichtelgebirge-Erzgebirge als Randbereich mariner Sedimentation im variskischen Zyklus. Die neue Richtung der nun wieder SW–NE streichenden Trogachsen bestimmt schließlich auch die der gleichgerichteten Faltungen der sudetischen Phase im Fichtelgebirge und Frankenwald. Dagegen beschränken sich die Bewegungen im moldanubischen Raum auf relativ schmale Zonen. Die selektive Aufwölbung des Fichtelgebirges führte zum gravitativen Abgleiten des Münchberger Komplexes und seiner jüngeren sedimentären Bedeckung in die heutige Position. Insofern ist der jüngere Deckenbau in der westlichen Böhmisches Masse regional begrenzt.

Der Vergleich dieser Ergebnisse mit anderen Versuchen einer tektonischen Analyse (vgl. Einleitung, KTB 1986 und STEIN 1988) zeigt Unterschiede, deren Erörterung den hier gegebenen Rahmen sprengen würden. Sie liegen im wesentlichen in der unterschiedlichen zeitlichen Zuordnung tektonischer Vorgänge. Die anderen Auffassungen folgen der Vorstellung BLÜMELS, wonach es im nordostbayerischen Grundgebirge nur je eine (unterdevonische) Mitteldruckmetamorphose und nur eine (jungvariskische) Hochtemperaturmetamorphose mit gefügeprägenden Merkmalen gibt. Ältere Vorgänge finden keine ausreichende Berücksichtigung. So können die von STEIN (1988) analysierten Gefüge und ihre unmittelbaren Beziehungen zwar in das hier gegebene System übernommen werden, nicht aber das Schema der zeitlichen Zuordnung.

7. Das nachvariskische Deckgebirge und die Herausbildung des Westrandes der Böhmisches Masse

Die Zuordnung der vordevonischen Bayerischen Fazies an einen lineamentären Sedimentationsraum im südwestlichen Vorfeld der heutigen Böhmisches Masse (Bayerisch-Fränkisches Lineament) zeichnet bereits das gegenwärtige Verteilungsmuster vor. Eine Akzentuierung erfolgte durch die spätkaledonischen Aufschiebungen am Westrand der Böhmisches Masse. Bruchtektonische Bewegungen, wie sie mit Unterbrechungen bis ins Tertiär anhielten, begannen bereits mit der variskischen Tektogenese. Nachweisbar sind diese erstmals mit den ober-

karbon-permischen Beckenbildungen. Vermutlich waren größere Abschnitte des Grundgebirges südlich des Fichtelgebirges von permokarbonen Schuttsedimenten überdeckt. Auch von den Bohrungen im westlichen Vorland wissen wir, daß die damaligen Grundgebirgsanschnitte in etwa den heutigen entsprechen. Bereits zu Beginn der permokarbonen Ablagerungen waren die gleichen metamorphen Einheiten angeschnitten. Das bedeutet, daß die größten Abtragungs- und Hebungsvorgänge noch im Oberkarbon stattfanden, oder daß – in der Moldanubischen Region – die prävariskisch geprägten metamorphen Einheiten bereits eine oberflächennahe Lage besessen haben.

Waren die permokarbonen Tröge zunächst SW–NE-orientiert, so scheinen die dazu quergerichteten SE–NW-Brüche und Beckenzuschnitte erst im Oberrotliegenden wirksam zu werden. Das noch auf dem Grundgebirge der Böhmisches Masse liegende Erbdorfer Rotliegendebcken wird im Nordosten von der Fichtelnaabtal-Störung und im Südwesten von der Fränkischen Linie abgeschnitten. Das Weidener Becken gehört ganz dem Vorland an. Es ist im Süden durch die jüngere Heraushebung des Naabgebirges von den Schmidgadener Vorkommen getrennt, während im Nordwesten die Überlagerung durch Trias und Oberkreide die Verbindung zu den Vorkommen von Weidenberg, oder zu dem bei Bayreuth (Obersees) in einer Tiefe von 1341,7 m erbohrten Rotliegenden (STETTNER & SALGER, 1985) verdeckt.

Die Schichten der Trias und der Oberkreide weisen im unmittelbaren Vorland eine randnahe Fazies auf (SCHRÖDER 1965). Der Jura, heute auf die Frankenalb westlich des Naab-Bruchschollenlandes beschränkt, dehnte sich vordem weit nach Osten bis auf die Böhmisches Masse aus (MEYER 1989). Die jurassische Schichtfolge muß hier jedoch vor der Ablagerung der Oberkreide wieder ausgeräumt worden sein. Denn letztere liegt im randlichen Bruchschollenland den Schichten des Oberen Keupers auf.

7.1 (Oberkarbon-)Perm im Raum Erbdorf–Weiden

Ausführliche Beschreibungen des Rotliegenden von Erbdorf und Weiden stammen bereits von GÜMBEL (1868), DE TERRA (1925) und von KOENIGSWALD (1929). In neuerer Zeit befaßten sich mit diesen Vorkommen HELMKAMPF et al. (1982), HELMKAMPF & WAEBER (1983), SCHRÖDER (1988), DILL (1988, 1989, 1990) und SIRCH (1988). Im Rahmen der KTB-Umfeld-Untersuchungen wurden in den Jahren 1988/89 vom Bayerischen Geologischen Landesamt mehrere Bohrungen im Erbdorfer Rotliegenden niedergebracht und eine Neukartierung durchgeführt (Blätter Nr. 2 und 5 der Geol. Karte des KTB-Umfeldes 1:10 000). Im Jahr 1989 ließ die Stadt Weiden im Stadtbereich eine 1460 m tiefe Thermalwasserboh-

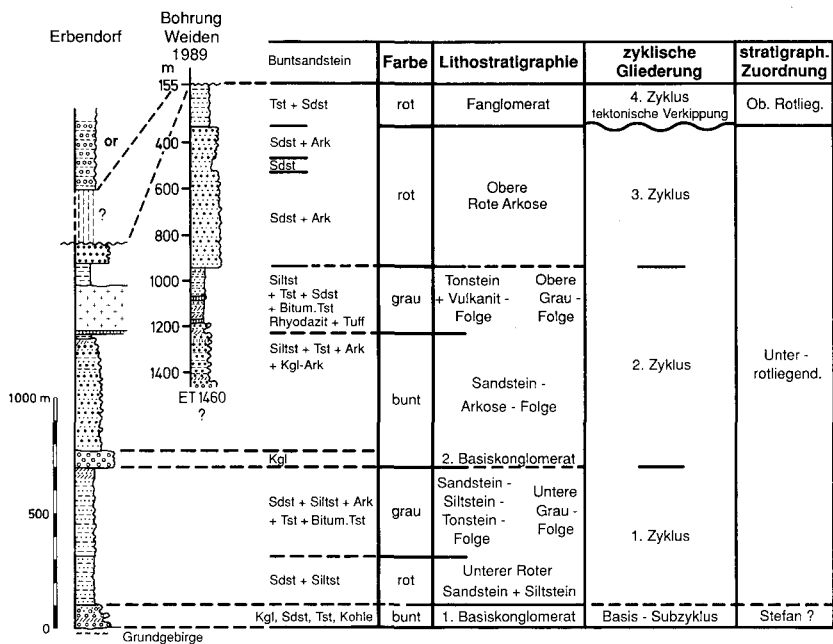


Abb. 36. Die Gliederung des Erbendorfer Permokarbons nach der neueren Kartierung und Bohrungen mit der Zuordnung des Permokarbons in der Bohrung Weiden 1989.

nung niederbringen (Abb. 36), welche jedoch die Basis nicht erreicht hat. Ein Vergleich der zyklischen Entwicklung in beiden Becken legt die Annahme nahe, daß die Sedimentation im Erbendorfer Bereich früher eingesetzt hat (Abb. 36). Die Alterszuordnung auf Grund palynologischer Befunde hat bisher in der Regel nur den Gesamtzeitraum Stephan-Autun mit einiger Sicherheit ergeben (GREBE in HELMKAMPF & WAEBER, 1983; REITZ in SIRCH 1988; HARTKOPF-FRÖDER in DILL 1990, REITZ, schriftl. Mitt.). So könnte für den ersten stark kondensierten Erbendorfer Zyklus mit der Steinkohlenzone noch oberkarbonisches Alter vermutet werden. Bei der sich hier anbietenden Parallelisierung der Sedimentationszyklen ist die in Weiden neu erbohrte Abfolge mit dem höheren Teil des Erbendorfer Profils zu vergleichen. Zieht man zu einem stratigraphischen Vergleich das nächstgelegene böhmische Permokarbon-Becken von Pilsen-Kladno heran, so wird dort die Grau/Rot-Abfolge überwiegend ins Oberkarbon (Westfal-Stefan) gestellt. Nur die oberste Rot-Formation mit Anteilen eines explosiven Vulkanismus wird dem Autun zugeordnet. Nimmt man diesen Vulkanismus als stratigraphisches Vergleichsmerkmal, so liegen seine Äquivalente im Erbendorfer und Weidener Becken innerhalb einer Graufolge. Eines dieser beiden Merkmale ist deshalb nicht zur Parallelisierung geeignet und das von DILL (1990) für den tieferen Teil des Weidener Bohrprofils angenommene Westfal/Stefan-Alter nur mit Vorbehalten in die Diskussion zu bringen.

Für die Hauptmasse der Konglomerate, Arkosen, Sandsteine, Tonsteine, Karonatkrusten, bituminösen Schiefer (Brandschiefer), Kohlen, rhyodazitischem Quarzporphyr und Tuffen kann die Zuordnung zum Unterrotliegenden vertreten werden. Diese Abfolge ist im Erbendorfer Becken mit Nordwestfallen aufgekippt und grenzt vermutlich diskordant an die meist unsortierten fanglomeratischen Schuttsedimente des Oberrotliegenden im Nordwesten. Dieser Schutt enthält größere Anteile von aufgearbeitetem Unterrotliegendem (Arkosegerölle usw.). Unmittelbar westlich der Fränkischen Linie wurde dieser Schutt im Liegenden von Kaolinsandsteinen des Unteren Muschelkalkes erbohrt. Auch die Weidenberger Vorkommen werden generell zum Oberrotliegenden gerechnet (GOLLER 1935). Abtragungsreste auf dem Grundgebirge bezeugen dort zumindest eine randliche Überlagerung des Fichtelgebirges. Zechstein ist bisher am Grundgebirgsrand nicht nachgewiesen worden.

7.2 Zur Trias im Vorland des KTB-Umfeldes

In der Trias zeichnet sich der Randbereich vor dem Grundgebirge durch eine überwiegend terrestrische Sedimentation aus. Im Unteren und Mittleren Buntsandstein haben Schuttfächer einen höheren Anteil an der Gesamtzusammensetzung (SCHRÖDER 1990). Der Mittlere Untere Muschelkalk enthält in sandiger Fazies unmittelbar an der Fränkischen Linie westlich Erbendorf noch eine marine Fauna (Myophorien). Der Keuper zeichnet sich wieder durch eine überwiegend terrestrische Sedimentation aus. Dagegen muß damit gerechnet werden, daß mariner Jura bis in die Randbereiche des Grundgebirges gereicht hat, doch sind diese Sedimente noch vor der Oberkreide wieder abgetragen worden (SCHRÖDER 1966, 1976).

Bezüglich der grundgebirgsnahen Verhältnisse in der Trias wird auf Blatt Kennath Nr. 6137 der Geologischen Karte von Bayern 1:25 000 mit Erläuterungen verwiesen (SCHRÖDER & SIEGLING 1966).

7.3 Oberkreide am Rand des Grundgebirges

Zu den auffälligsten Schuttsedimenten am Grundgebirgsrand gehören die heute als Oberkreideablagerungen aufgefaßten Albenreuther Schotter. Sie zeichnen sich vor allem durch die Beteiligung altpaläozoischer Quarzite aus und zum Teil durch dm-große Gerölle (max. bis 70 cm Ø). Ihr Hauptverbreitungsgebiet ist der Hessenreuther Forst westlich Erbendorf, wo der seltene Fall gegeben ist, daß das Vorland im Zuge tertiärer Schollentektonik bis um 200 m über das Landschaftsniveau des Grundgebirges herausgehoben ist. Aus diesem hochgelegenen Bereich wurde ein Teil der Schotter wahrscheinlich schon in tertiären, zum Teil

auch in pleistozänen Umlagerungsvorgängen sowohl auf das Grundgebirge zurück, als auch auf andere Oberkreideabschnitte verlagert. Die zeitliche Zuordnung ist auch aus diesem Grund bisher unterschiedlich gehandhabt worden. So hat GÜMBEL (1868) den Albenreuther Schotter als höheres Rotliegendes aufgefaßt, wozu ihn anscheinend die auf dem Unterrotliegenden von Erbdorf liegenden umgelagerten Albenreuther Schotter bewegt haben.

In den unteren Abschnitten des Albenreuther Schotters haben Pflanzenfunde (GOTHAN 1941) die Zuordnung zur Oberkreide gesichert. Die hier beginnende Wechsellagerung von gleichartigen Schottern, Arkosen, Sandsteinen und Tonsteinen nimmt eine mittlere Stellung ein, während die Wechsellagerung kohligter Sandsteine und Tonsteine mit Arkosen von Dölsch einen tieferen Abschnitt von an der Fränkischen Linie hochgeschleppter Oberkreide darstellen (Cognac–Santon, KÜGEL unveröff.).

Die in den Korngrößen und der Mächtigkeit sichtbare Reliefenergie deutet auf die in der Oberkreide bis etwa Alttertiär erfolgten ruckartigen Hebungsvorgänge des Grundgebirgs insgesamt, während das Materialspektrum ein leistenartiges, differenziertes Herausheben randnaher Schollenstreifen beleuchtet. Bei Berücksichtigung ihrer Herkunft zeichnet die Verteilung der unterschiedlichen Gesteine im Vorland das Bild von sich seitlich mehrfach überlappenden Fächern mit einer distal breiten Streuung. In fast allen Vorkommensbereichen sind Gerölle und Geschiebe des schwarzen bis violetten Phycodenquarzits (Guttenberg-Quarzit) typische Komponenten, deren Herkunftsbereich im schmalen Randsegment zwischen Fränkischer Linie und Fichtelnaabtal nordwestlich Erbdorf zu finden ist. Besonders diese Komponenten bezeugen die weite sekundäre Verlagerung der Schutte aus den Primärfächern in Strömungen parallel zum Grundgebirgsrand nach Südosten. Merkwürdig ist dagegen das Fehlen der typischen Massivgranite des Falkenberger und Steinwaldmassivs in den Schottern, muß doch deren Freilegung bereits im Unterrotliegenden erfolgt sein. Wahrscheinlich lieferten sie das Material für die Arkosen der tieferen Profilabschnitte.

Interessant ist das Auftreten von Seifengold in den Schottern, welche überall dort zu Seifenwerken Anlaß gegeben haben, wo fluviale Umlagerungen der Albenreuther Schotter erfolgt sind. Ein Zusammenhang besteht mit den relativen Goldanreicherungen im zerrütteten Randsegment des Fichtelgebirges (RICHTER 1986).

7.4 Tertiär im KTB-Umfeld

Sind die Schuttsedimente der Oberkreide an das Bruchsystem der Fränkischen Linie gebunden, so zeichnet die Verbreitung des Tertiärs neue tektonische Beziehungen. Während die tertiären Ablagerungen des

Naabsystems im Süden Rinnenfüllungen im Randbereich des Grundgebirges sind, ist das Tertiär im Fichtelgebirge und in dessen Grenzraum zum Moldanubikum an eine tektonische Einsenkungszone im System des Egergrabens gebunden. Westlich des Egerer Beckens ist im Fichtelgebirge die ursprünglich breite Fortsetzung des Grabens herausgehoben. Die einzelnen hier noch vorhandenen Tertiärvorkommen sind nur mehr Reste der ehemaligen Verbreitung.

Der Tertiärsedimentation ging eine intensive Verwitterung bei tropisch-subtropischen, wechselfeuchten Klimabedingungen voraus. Nahezu alle Grundgebirgsbereiche sind mehr oder weniger stark von den Einwirkungen dieser kretazisch–alttertiären Vorgänge gezeichnet, vor allem die alten Rumpf- und Verebnungsflächen. Die Umlagerung der Verwitterungsbildungen als Tone und Sande in die Senken des Egergrabens begann hier spätestens im tiefsten Untermiozän. Die Tertiärflora gestattet eine Zuordnung im Zeitraum vom Oberoligozän (Chatt) bis ins hohe Untermiozän (Burdigal bis Helvet) (KNOBLOCH 1971). Eine Einengung erlauben die Basalte und ihre pyroklastischen Abkömmlinge, welche die untere tonige und sandige Tertiärabfolge überlagern. Ihr burdigales Alter (18–24 Mio. Jahre, TODT & LIPPOLD 1973) deutet auf ein im wesentlichen tiefuntermiozänes Alter der älteren Sedimente. Die sandigen Kiese des höheren Tertiär-Abschnittes werden zumeist dem Pliozän zugerechnet.

Die tertiären Basalte Nordostbayerns

In der südwestlichen Verlängerung der Egergraben-Struktur treten im Fichtelgebirge und in der nördlichen Oberpfalz Basalte und Basalttuffe auf, welche sich vor allem im Raum nordöstlich des Steinwaldes bis nahe Arzberg konzentrieren. Im näheren Bereich der Tiefbohrung liegen die Basalte (Basaltdeckenreste) am Südostrand des Steinwaldes zwischen Röthenbach und Voienthan-Muckental, die Basalte am nordöstlichen Ortsrand von Erbdorf sowie kleinere Vorkommen bei Siegritz und nördlich Wetzldorf. Nahe der Fränkischen Linie sind die Basalte vom Armesberg (Blatt Kemnath) und Wunschenberg (Blatt Ebnath) der randlichen Schieferstufe als Kuppen aufgesetzt. Unübersehbare Elemente der Niederungslandschaft des Vorlandes sind die erosiv herauspräparierten Basaltschlotruinen des Parkstein, des Waldecker Schloßberges und des Rauhen Kulm. Die teilweise Verknüpfung der Basalte und Basalttuffe mit untermiozänen Sedimenten (Abb. 37) und die radiometrische Altersdatierung (TODT & LIPPOLD 1975) mit überwiegend burdigaler Einstufung (18–24 Mio. Jahre) werden auch durch paläomagnetische Daten gestützt.

Nach HUCKENHOLZ & NOUSSIANOS (1977) und HUCKENHOLZ & SCHRÖDER (1985) handelt es sich um Alkalibasalte, um Partialschmelzen

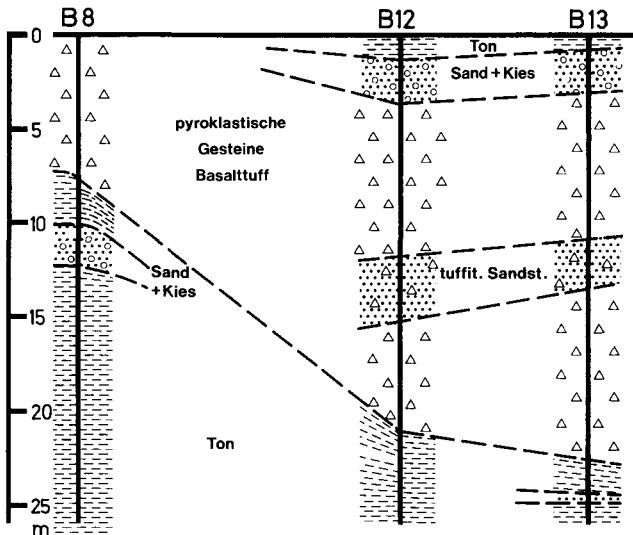


Abb. 37. Das Tertiär westlich von Mitterteich in Bohrprofilen vom Autobahnbau.

des Oberen Erdmantels, welche nach ihrer Mobilisierung rasch zur Erdoberfläche aufgestiegen sind. Im einzelnen sind es Olivinbasalte, Nephelinbasanite, Olivinnephelinite und Olivinmelilithnephelinite. In der Regel führen die Basalte Peridotitfragmente aus dem Oberen Erdmantel, die von den Schmelzen mitgerissen wurden, daneben auch Einschlüsse aus dem Deckgebirge. Außer Granitbruchstücken (in den pyroklastischen Decken des Mitterteicher Gebietes) und Granitgeröllen (aus der Oberkreide des Vorlandes) konnten bisher noch keine Gneise des Grundgebirges als Einschlüsse beobachtet werden.

Ein Zusammenhang des Basaltvulkanismus mit den zahlreichen Säuerlingsaustritten in Nordostbayern (in der Nachbarschaft des Egergrabens) ist insofern gegeben, als beide, Basalte und CO_2 -Austritte zu den jungen, tertiären Bruchfeldern gehören (STETTNER 1971).

7.5 Quartär

Die morphologische Auflösung der jungtertiären Verebnungsflächen (Pliozän?), die Zurundung der Hochschollen bei periglazialen Bodenbewegungen und Abtragungsvorgängen und die Ausgestaltung der Tallandschaften mit ihren sedimentären Füllungen erfolgten vorwiegend in den pleistozänen Kaltzeiten, welche vor etwa 2,5 Mio. Jahren begannen und vor 10000 Jahren zuende gingen. In diesen Zeitraum gehören auch die

Terrassenablagerungen der Fichtelnaab und Waldnaab. Die Mächtigkeit der unter den flachen Talböden liegenden Sedimente (Sand und Kies mit holozäner Auenlehm-Überdeckung) überschreitet selten 5 Meter. Im allerletzten geologischen Zeitabschnitt, im Holozän, haben sich seit dem Ende der Kaltzeiten nur sehr geringe Veränderungen im Raum des Grundgebirges ergeben. Moore und Auenlehme sind hier die sichtbaren Zeugen.

8. Exkursionen in das nähere und weitere Umfeld der Tiefbohrlokation

Die nachfolgenden Exkursions- und Aufschlußbeschreibungen sind weitgehend nach regionalgeologischen Gesichtspunkten geordnet. Die meisten der beschriebenen Aufschlüsse sind klein. Steinbrüche und Straßenaufschlüsse können sich im Laufe der Zeit bezüglich Größe und Qualität verändern. Die meisten der in geologischen Karten festgehaltenen Informationen entstammen Lesesteinbefunden in der Verwitterungsdecke. Deshalb können bei der geringen Aufschlußdichte nicht alle wichtigen Gesteinsmerkmale exemplarisch vorgeführt werden.

Als topographische Grundlage werden die Gradabteilungsblätter 1:25000 und die Blätter der Topographischen Karte 1:50000 empfohlen, auf welche sich die angegebenen Rechts- und Hoch-Werte der genauen Aufschlußlage beziehen. Als geologische Grundlagen dienen verschiedene Kartenwerke. Für das nähere Umfeld reicht die Geologische Karte des KTB-Umfeldes 1:50000 (Beilage), für eingehendere Interessen werden die Blätter der Umfeldkarte 1:10000 empfohlen, mit Kennzeichnung vieler Aufschlußpunkte. Soweit erschienen, erlauben die Blätter der Geologischen Karte von Bayern 1:25000 mit ihren Erläuterungen genauere Einblicke in die Gesteinsfolge und enthalten in der Regel weitere Aufschlußhinweise. Die Geologische Übersichtskarte 1:200000, Blatt Bayreuth, enthält das gesamte Exkursionsgebiet. Bei einem Kenntnisstand von etwa 1976 ist jedoch die Neustädter Scholle noch nicht vom Moldanubikum abgegrenzt. Den größeren geologischen Rahmen gibt die Geologische Karte von Bayern 1:500000.

Am Anfang stehen Aufschlüsse im näheren Umfeld der Tiefbohrung Oberpfalz. Es folgen Exkursionen in die nördlichen Außenrandbereiche der Neustädter Scholle (Zone von Erbdorf–Vohenstrauß) bis in die nordwestliche saxothuringische Peripherie, in das Rotliegende von Erbdorf und in das nordwestliche Vorland des Grundgebirges. Eine zentrale Stellung nehmen die Exkursionen in die Neustädter Scholle mit ihrem Vorland ein. Den Abschluß bildet die östliche Peripherie mit den saxothuringischen Stiftsbergen und dem Moldanubikum.

8.1 Exkursionen in das nähere KTB-Umfeld, mit dem KTB-Gelände als Ausgangspunkt

Topogr. Karte von Bayern 1:25 000 Nr. 61 38 Erbdorf

Geologische Karte des KTB-Umfeldes Oberpfalz 1:10 000, Bl. 6 u. 7

Geologische Karte des KTB-Umfeldes Oberpfalz 1:50 000

Wer die Landschaft im näheren Umkreis der Tiefbohrung durchfährt, der sieht nur wenige Aufschlüsse anstehender Gesteine. Der Geologe ist zumeist auf Lesesteine angewiesen, wenn er sich ein Bild vom Gesteinsverband des Untergrundes machen möchte. Die meisten, relativ kleinen Felsaufschlüsse finden wir abseits der Straßen und nur einzelne verdanken dem neueren Straßenbau ihre Existenz. Große Steinbrüche, wie der von der Oberbaumühle, 2 km östlich der Bohrlokation, sind eine Ausnahme.

Wenn man die unmittelbare Umgebung der Tiefbohrung kennen lernen und Vergleiche ziehen möchte mit dem in der Vorbohrung durchteuften Abschnitt, so kann dies in kleinen Aufschlüssen entlang dem Fichtelnaabtal bis Burggrub geschehen, in der Straßenböschung nördlich Gerbersdorf und im oben genannten Steinbruch bei der Oberbaumühle nahe Windischeschenbach.

Im Tal der Fichtelnaab verläuft eine Störungszone, an welcher der Nordflügel nachvariskisch wahrscheinlich um mehr als 3 km herausgehoben ist. Wir finden dort deshalb ein tieferes Stockwerk des Gebirgsbaues. Es ist zunächst ein Komplex von stärker mylonitischen Gneisen mit eingelagerten mylonitischen Amphiboliten und Metagabbros. Diese bilden hier den herausgehobenen Basalbereich der Neustädter Scholle (oder ZEV). Granite und Redwitzite (Granodiorite bis Diorite) durchdringen diesen Verband und haben zum Teil zu einer neuen Umkristallisation in die Biotit-Hornfelsfazies geführt. Die Aufschlüsse liegen fast alle in der Nordflanke des Fichtelnaabtales.

8.1.1 Eine Fußexkursion in das nähere KTB-Umfeld

Bevor man das Gelände der Tiefbohrung in Richtung auf das Fichtelnaabtal verläßt, lohnt sich ein Blick in die Landschaft und damit in die Landschaftsgeschichte. Die Tiefbohrlokation befindet sich auf einer alten tertiären Rumpffläche in 510 m Meereshöhe. Diese Altfläche hat eine große Verbreitung, nicht nur im Nahbereich nördlich und südlich der Fichtelnaab. Blicken wir nach Südwesten und Süden, so erhebt sich das Gelände im Bereich von häufig bewaldeten Versteilungen zu höheren Verebnungsflächen. Ganz im Norden ist der Kamm des Steinwaldes um teilweise mehr als 200 m herausgehoben. Das Fichtelnaabtal selbst wird dagegen von tieferliegenden, terrassenartigen Verebnungsflächen begleitet und vorgezeichnet. Das Landschaftsmosaik wurde tektonisch im Ter-

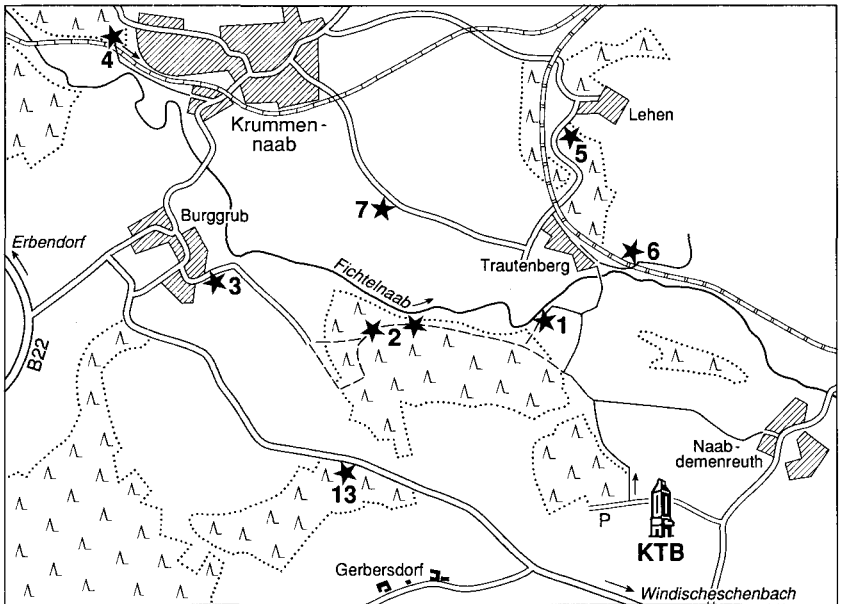


Abb. 38. Exkursionsziele im näheren Umfeld der Tiefbohrung beiderseits der Fichtelnaab, Aufschlüsse 1–7, 13.

tiär (nachuntermiozän) durch differenzierte Schollenbewegungen gebildet. Alle Teilflächen in den verschiedenen Höhenlagen tragen unterschiedlich tiefgründige Verwitterungsdecken, Tertiärreste und zum Teil auch Schotterfluren.

Vom Parkplatz des Tiefbohrgeländes folgt man dem Weg am Waldrand zu einer tiefergelegenen Verebnungsfläche. Dabei kommt man schon wenige Meter nach dem Verlassen des KTB-Geländes in den Granit des Fichtelnaabtales, der im benachbarten Wald, in einer nun verfallenen Grube vergrust aufgeschlossen war. Östlich des zum Tal hinabführenden Weges ist der Granit von einem NNW–SSE streichenden Quarzgang durchsetzt, dessen Schutt die Felder überstreut. Dieser Quarzgang ist hier Exponent einer Störungszone, welche den Bereich der Vorbohrung bis in größere Tiefen begleitet. Der Weg mündet auf der tieferen Terrasse in den von Naabdemenreuth kommenden, welchem wir nach Westen folgen. Im Wald ist der Weg mit einem grünen Punkt auf weißem Feld markiert. Wo der Waldrand nach Nordosten zurückspringt, verlassen wir den Weg zu einem Granitaufschluß am Talboden. Falls das Feld gerade frei und begehbar ist, fallen die mäßig gerundeten Reste eines Terrassenschotters auf, welche sich als mehrmals umgelagerte Massen vom oberkretazischen Albenreuther Schotter südwestlich Erbendorf in diesen

Bereich des Fichtelnaabtals bis über Naabdemereuth hinaus verfolgen lassen. Unter den Komponenten der Schotterreste fallen hauptsächlich Quarz, Quarzite des höhern Ordoviziums, wie grauer Hauptquarzit, schwärzlicher bis violetter Guttenberger Quarzit, Silur-Lydit, Rotliegend-Quarzporphyre unterschiedlichen Gefüges und zurücktretend granitisches Material auf. Über dem Steilabfall zur Fichtelnaab führt ein Fußweg zum Talboden.

Aufschluß 1: Granit des **Fichtelnaabtales**, R 45 08 300, H 55 20 690

In der Böschung kommen Blöcke und Anstehendes eines mittelkörnigen, schwach porphyrischen Granites zum Vorschein. Er ist zum Teil gestört und zeigt Chloritisierung. Am Talboden geht man nach Südwesten zurück und kommt nach wenigen Metern zu einem stark gestörten Granit bei einem Wehr.

Der zerrüttete Granit ist von Störungen und Klüften unterschiedlicher Richtung durchsetzt und von steilstehenden Quarzgängchen (mm–cm) durchtrümmert, welche teilweise zerdrückt sind. Letztere streichen NW–SE bis N–S. Die Abfolge der Störungen läßt sich relativ ordnen. Das älteste System streicht NNW–SSE und wird von einem SW–NE gerichteten durchschnitten, beide werden von den Störungen des WNW–ESE streichenden Fichtelnaab-Systems durchsetzt. An NNW–SSE streichenden und steil einfallenden Harnischflächen ist der Ostflügel herausgehoben.

Etwas schwerer erreichbar sind Felsausbisse in dem nach W folgenden Steilhang zur Fichtelnaab, wo bis zu einer NE–SW verlaufenden Störung ein zum Teil intensiv chloritisierter, gestörter Granit ansteht, dahinter Amphibolit. Der Weg führt nun zurück zum markierten Fußsteig, der, nahe dem Talboden nach Nordwesten zu einem kleinen Felsaufschluß gegenüber der Kläranlage von Krummennaab führt.

Aufschluß 2: Felsfreistellung im schwach diaphthoritischen Paragneis nahe der Fichtelnaabstörung, R 45 07 870, H 55 20 660

In diesem Bereich liegen straff geschieferte, Plagioklas-reiche granatführende Sillimanit-Muscovit-Biotitgneise vor, welche zum Teil diaphthoritische Chloritisierung der Biotite zeigen, zum Teil auch Lagenbauparallele Kataklyse. Die im kleinen Felsaufschluß sichtbare flexurartige bis knittrige Faltung des Lagenbaues (Abb. 39) gehört zu relativ späten Verformungen. Eine Beziehung der flach SE fallenden und NW–SE streichenden Faltenachsen zu der NE-gerichteten Aufschiebungsphase der Neustädter Scholle wäre möglich.

Der Weg führt weiter bis zu einer kleinen schluchtartigen Bachrunse, an deren Sohle da und dort Gneis der gleichen Zone ansteht (R 45 07 660, H 55 20 650).

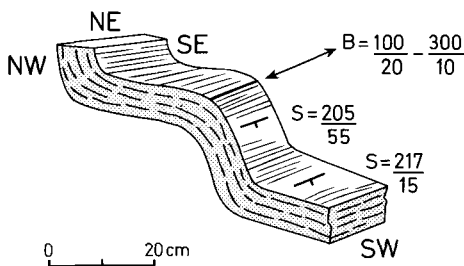


Abb. 39. Flexurartige Faltung der schwach diaphthoritischen Granat-Sillimanit-Muscovit-Biotit-Gneise nahe der Fichtelnaab (Aufschluß 2).

Über einen etwas weiter im Südwesten querenden Weg verlassen wir den Wald in Richtung Burggrub. Die Verebnung über dem Fichtelnaabtal ist wieder vom tertiär (bis pleistozän ?) umgelagerten Albenreuther Schotter überstreut (Am Bühl).

Aufschluß 3: Wegeböschung östlich **Burggrub**, Paragneis-Leukogneis-Amphibolit-Verband, R 45 07 800, H 55 20 880

In der Wegeböschung unmittelbar östlich Burggrub ist bis zum Ortsrand ein Profil von Gneisen und amphibolitischen Gesteinen aufgeschlossen, welche zum Teil deutlich die diaphthoritische und tektonische Überprägung in diesem nahe der Fichtelnaab gelegenen Bereich erkennen lassen (Abb. 40):

Im Nordosten stehen zunächst meist feinkörnige feinstreifige bis feinlagige Paragneise an, welche dem Großbau folgend, WNW-ESE streichen und mit 50–60° nach SSW einfallen. Die ehemaligen Plagioklas-reichen Granat-Sillimanit ± Muscovit-Biotit-Gneise sind nach einer schwachen metatektischen Phase unter retrograden Metamorphosebedingungen teilweise mylonitisch unter Bildung von Quarzkornlagen verformt worden. Zusätzliche Hellverglimmerung und Chloritisierung sowie Kataklyse haben einen zum Teil feinkörnigen Gneistyp entstehen lassen. Nahe dem Hangenden durchsetzt eine parallelstreichende, aber etwas steiler einfallende Störung die Gneise.

Die Grenze zur hangenden Metavulkanitabfolge bildet ein 30–40 cm mächtiger aploider Gneis, ein teilmetatektischer, ungleichkörniger (Muscovit-Biotit-)Plagioklasgneis. Anschließend folgt eine steilgestellte Metabasit-Leukogneis-Wechselagerung, zuerst eine 12 m mächtige Folge von gebändertem Hornblendegneis und Biotit-(Chlorit-)Amphibolit, mit eingelagertem massigeren Granatamphibolit. Der letztere ist zum Teil durch Plagioklas hell gefleckt. Eingelagert ist auch grünlicher Granat-Chlorit-Plagioklas-Fels. Die Bänderung zeichnet da und dort eine SW-vergente intrafoliale Feinfältelung, zum andern auch jüngere (lokale) faltenartige

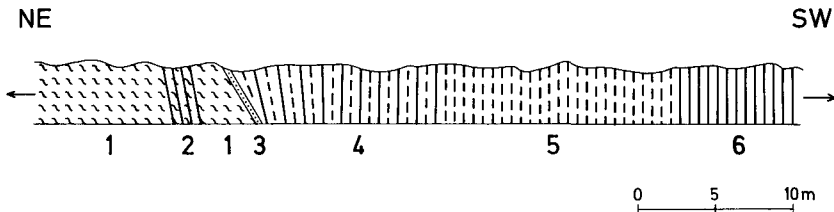


Abb. 40. Aufschluß 3 am östlichen Ortsrand von Burggrub, schematisches Profil. 1 = Paragneis, 2 = Störung, 3 = aploide Lage, 4 = Wechselagerung von gebändertem Amphibolit (z. T. Granatamphibolit) und leukokrater Gneis, 5 = gebänderter leukokrater Gneis, 6 = Amphibolit, z. T. flatschiger Biotit-Amphibolit.

Verkrümmungen des Lagenbaues um flachliegende Achsen im dm-Bereich. Die folgenden 15 m mächtigen hellen, Plagioklas-reichen (Muscovit-Biotit-) Leukogneise sind durch dunklere, feine (mm) Zeilen und Lagen mit Anreicherungen von chloritisiertem Biotit oder Erzpartikeln (\pm Titanit) gebändert. Der anschließende Amphibolit ist – soweit bis zum Dorfrand aufgeschlossen – meist in cm- bis dm-mächtige Bänder zerschert und zum Teil flatschig ausgebildet. Die Zerschierung erfolgte parallel bis spitzwinkelig zum primären Lagenbau und älteren Tektonitgefüge und läßt sich bis in den mikroskopischen Bereich verfolgen. Dieses Schergefüge wird durch Biotitneubildung nachgezeichnet, welche zum Teil von parallelen nachfolgenden Bewegungen noch betroffen wurde. Auch weniger verflatscht erscheinende Amphibolite besitzen beachtliche, meist chloritisierte Biotitanteile.

Für die Deutung der Metabasite als ehemalige synsedimentäre Vulkanite (Basalte), ist die Verknüpfung mit den hellen Plagioklasgesteinen von Interesse. Letztere können als ehemalige leukokrate Feldspattuffe aufgefaßt werden, wie sie z. B. auch mit nichtmetamorphen oberdevonischen Diabasen verknüpft sind.

Aufschluß 4: Felsböschung an der Bahnlinie SW **Krummennaab**, mylonitischer Gneis in Hornfelsfazies, R 45 06 800, H 55 20 880

Einer der interessantesten Aufschlüsse in den Gneisen der Neustädter Scholle (ZEV) nördlich der Fichtelnaab liegt an der Bahnlinie Reuth–Erbendorf, südwestlich Krummennaab. Vom Aufschluß 3 (Burggrub) ist der etwa 800 m entfernte Punkt 4 über die Ortsverbindungsstraße nach Krummennaab und von dort über einen nach NW abzweigenden Weg am Talrand (etwa 100 m vor der Bahnüberführung) zu erreichen. eine Zufahrt mit PKW über den letztgenannten Weg ist nicht ratsam.

In der Felsböschung der Bahnstrecke sind mehr oder weniger mylonitische Gneise in Hornfelsfazies aufgeschlossen, welche um flach nach

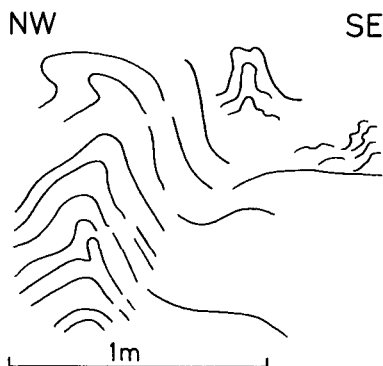


Abb. 41. WNW-ESE streichende Faltung in den kontaktmetamorph überprägten Mylonitgneisen mit Merkmalen einer anschoppenden Einengung. Felsböschung der Bahnlinie südwestlich Krummennaab (Aufschluß 4).

ESE eintauchende Achsen gefaltet sind und teils nach NNE, teils nach SSW einfallen (Abb. 41).

Die mylonitischen Gneise im Norden der Neustädter Scholle konzentrieren sich nördlich der Fichtelnaab und liegen hier im Einflußbereich der mit den Graniten verbundenen Thermometamorphose. Bei schwachem thermischen Einfluß findet man bei mikroskopischer Betrachtung nur Aggregate unregelmäßiger kleiner Biotite in den Quarz-metatektischen, streifigen Granat-Sillimanit-Biotit-Gneisen. Verglimmerung von Sillimanit und Plagioklas, Chloritisierung von Biotit und Chloritneubildung sowie eine junge Muscovitgeneration weisen auf die vorausgegangene Diaphthorose hin. Im allgemeinen ist jedoch die Kontaktmetamorphose nördlich der Fichtelnaab stark ausgeprägt und deutet damit auch das tiefere Aufschlußstockwerk an. Neben der Muscovit- und Biotitneubildung äußert sich diese in einer auffälligen Kristallisation zeitig bis lagig konzentrierter Kalifeldspat-reicher aploider Teilgefüge. Zu diesen im allgemeinen mm-mächtigen Teilgefügen kommen vor allem im Raum östlich Trautenberg bis zu dm-mächtige Aploidlagen neben den ebenfalls parallelstreichenden aplitisch-granitischen Gängen.

Aufschlüsse 5: Straßenböschung und Felsfreistellung zwischen **Trautenberg** und **Lehen**, mylonitischer Gneis in Hornfelsfazies, (1) R 45 08 370, H 55 21 380 und wenige m weiter oberhalb (2) R 45 08 400, H 55 21 400 sowie bei der Ruine Trautenberg (3) R 45 08 430, H 55 21 100

Eine Variante der Fußexkursion führt vom Bohrplatz vor dem Aufschluß 1 über die Fichtelnaab bei Trautenberg (Fußgängerbrücke, Rundwanderweg 9). Zwischen Trautenberg und Lehen sind – wie bei Krummennaab, jedoch ohne Faltung – mylonitische Gneise in Hornfelsfazies mehrfach aufgeschlossen.

In der waldseitigen Böschung findet man nördlich der letzten Häuser von Trautenberg die bereits oben beschriebenen Zeilengneise (1). Die nahegelegene Felsbildung im Wald (2) enthält einen turmalinführenden Pegmatitgang. Unmittelbar nördlich des Waldes quert bei Lehen ein gangförmiger Granit das Tal. Dieser steht etwas oberhalb der Straße in einem verwilderten Gelände an (R 45 08 450, H 55 21 450, alter Steinbruchversuch). Der Granithabitus ist ähnlich dem des Fichtelnaabtales, teils biotitarm-aplitisch, teils schwach porphyrisch. Westlich des Hainbaches treten biotitreichere porphyrische Gesteinsvarianten im gleichen Körper auf.

Die in den mylonitischen Gneisen eingeschalteten Metabasite sind südöstlich Trautenberg, am Weg entlang der Bahnlinie und am Bahnübergang aufgeschlossen:

Aufschluß 6: Trautenberg, Amphibolitmylonit in Hornfelsfazies rekristallisiert, R 45 08 600, H 55 20 910 und R 45 08 640, H 55 20 910

Die Metabasite dieser Zone unterlagen, wie die Paragneise, zunächst einer unterschiedlich starken mylonitischen und kataklastischen tektonischen Überprägung (späte Aufschiebungsphase der Neustädter Scholle), welche wiederum in unterschiedlicher Intensität durch Re- und Neukristallisationen im Rahmen der periplutonischen Metamorphose (Granitintrusionen) überholt wurde. Nach reliktschen Gefügen zu schließen, führte die tektonische Überprägung zu chloritamphibolitischen, porphyroklastischen Gesteinen. In der Hornfelsphase rekristallisierten die Hornblenden häufig mit diablastischen Gefügen; Biotite sind meist fleckenartig konzentriert. Auffallend sind in dieser Zone die Einschaltungen von massigen Metagabbros. Man findet sie als Lesesteine und Blöcke am ehesten zwischen Trautenberg und Krummennaab, beidseits der Straße auf den Feldern und Feldrainen, besonders um:

Aufschluß 7: Trautenberg, Metagabbro, R 45 07 750, H 55 21 100

Hier, westlich Trautenberg, ist die Hornfels-Überprägung geringer als im Osten. Die mylonitischen und kataklastischen Gefüge und zugehörigen Mineralisationen sind zumindest teilweise erhalten (Chlorit).

8.1.2 Weitere Aufschlüsse im näheren Umfeld

Eine Reihe von nahegelegenen Aufschlüssen kann vom Tiefbohrgelände aus mit dem PKW in relativ kurzer Zeit erreicht werden. Eine Exkursion über Naabdemmenreuth, Schweinmühle und Pleisdorf nach Oberbaumühle und Windischeschenbach erschließt randliche Abschnitte der Neustädter Scholle (ZEV), den benachbarten Granit und dessen Einfluß auf die erstgenannten Gesteine.

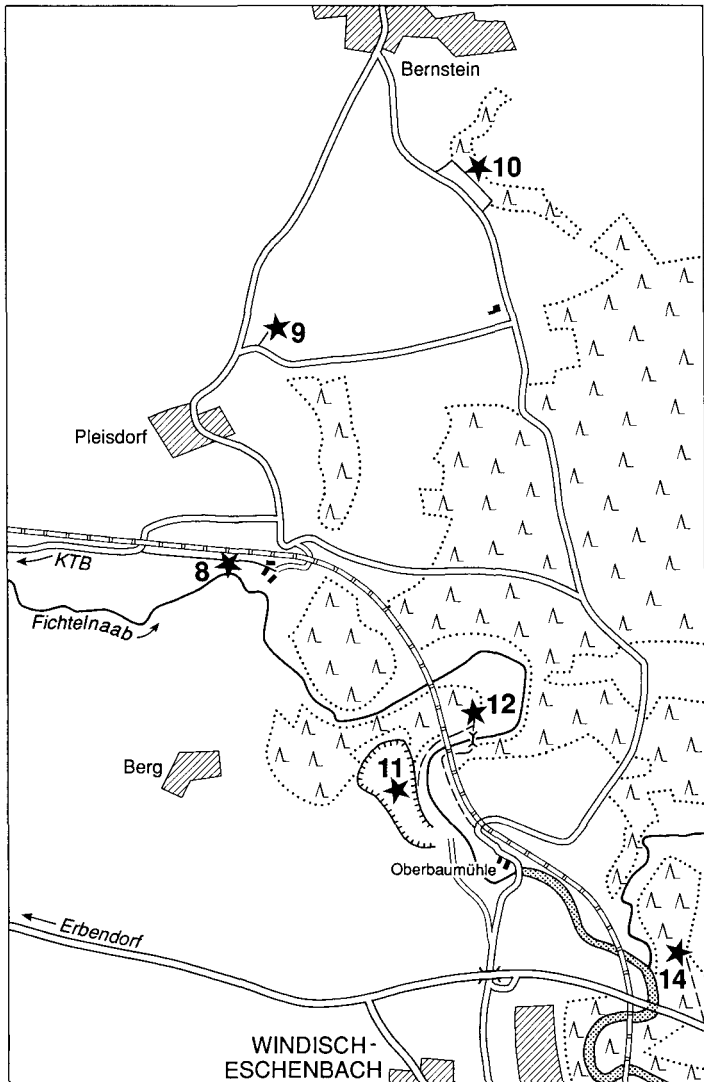


Abb. 42. Exkursionsziele im näheren östlichen Umfeld der Tiefbohrung zwischen Windischeschenbach und Bernstein, Aufschlüsse 8–12, 14.

Aufschluß 8: Granitapophyse des Fichtelnaabtals und Falkenberger Porphyranit westlich der **Schweitmühle**, R 45 10 400, H 55 20 440

Vom Tiefbohrergelände und Naabdemenreuth kommend überquert man das Fichtelnaabtal, hält etwa bei der Bahnunterführung und geht südlich der Bahnlinie nach Osten in Richtung Schweitmühle. Entlang des Weges steht in kleineren Aufschlüssen zunächst schwachporphyri-

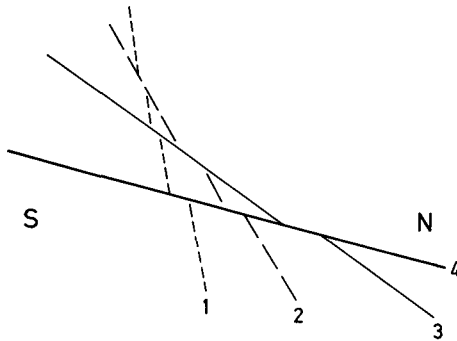


Abb. 43. Scherflächenfächer in den Mylonitgneisen des Steinbruches Pleisdorf; Abfolge von älter (1) zu jünger (4).

scher Granit der Fichtelnaabtal-Apophyse an (siehe geologische Karte), welcher schließlich vom Porphyrganit des Falkenberger Massivs abgelöst wird. Die beiden Granite werden von steilstehenden Quarzgängen durchschlagen, die hauptsächlich einem um N–S bis NNW–SSE streichenden System angehören und Mächtigkeiten um 1 m erreichen. Andere weniger mächtige Quarzgänge (cm–dm) verlaufen WSW–ENE bis E–W. Störungen in diesen Richtungen und parallel zur Fichtelnaab-Störungszone (WNW–ESE bis NW–SE) sowie NE–SW streichende bedingen eine starke Zerrüttung dieses Granitbereiches. Neben Quarz kann gelegentlich auch Flußspat als Kluftbelag beobachtet werden.

Aufschluß 9: Ehemaliger Steinbruch nordöstlich **Pleisdorf**, mylonitischer Gneis in Hornfelsfazies, R 45 10 600, H 55 21 170

Man durchfährt das nördlich Schweinmühle gelegene Pleisdorf in Richtung Bernstein, zweigt nach etwa 250 m in das Tälchen ab und nach weiteren 100 m in einen Feldweg nach Norden. Hier liegt der von Buschwerk umgebene ehemalige kleine Steinbruch in den kontaktmetamorphenen mylonitischen Gneisen der Zone Krummennaab–Trautenberg–Pleisdorf. Die Gneise sind hier zwar stärker angewittert, zeigen jedoch deutlich das bereits beschriebene zeilige Gefüge der feinen Quarzmetatekte der Mylonitphase. Die feinkörnigen, gebänderten Gneise sind außerdem von Aplitgranitgängen (bis 3 dm) und pegmatitischen Nestern durchsetzt. Dünne Quarzgängchen enthalten mitunter Eisenglanz. Der Gneislagenbau streicht um E–W und fällt steil bis mittelsteil nach Norden ein. Bemerkenswert ist eine Abfolge von harnischartigen Scherflächen, welche zwischen WSW–ENE und WNW–ESE streichen und fächerartig nach Norden einfallen (Abb. 43). Die steiler stehenden Scherflächen werden jeweils von nachfolgend angelegten flacheren durchschnitten, wobei die jüngsten mit Werten um 20° nach N einfallen. In die-

ser Abfolge scheint eine Rotation des Systems angezeigt zu sein (Aufkip-pung des Südflügels ?). Auch NW–SE streichende Klüfte sind als Harni-sche ausgebildet.

Vom Steinbruch Pleisdorf fährt man am besten nach Osten zur Ver-bindungsstraße Bernstein–Windischeschenbach. 500 m nördlich der Einmündung tangiert die Straße nach Bernstein ein von Bernstein kom-mendes Tälchen, an dessen Ostflanke kleinere Felsbildungen, ehemalige Steinbruchversuche und herumliegende Blöcke den typischen Porphy-granit des Falkenberger Massivs zeigen:

Aufschluß 10: Felsfreistellung und alter Steinbruchversuch südlich **Bern-stein**, Falkenberger Porphygranit, R 45 11 300, H 55 21 650

Auf der Fahrt nach Windischeschenbach erblickt man nach Verlassen des Waldgebietes auf der gegenüberliegenden Talseite das ausgedehnte Steinbruchgelände von Oberbaumühle, welches nur mit Erlaubnis der Betriebsleitung begangen werden sollte.

Aufschluß 11: Steinbruch **Oberbaumühle** (Hartsteinbruch Rupprecht), Amphibolit, Hornblendegneis, Granit des Falkenberger Massivs, R 45 11 000, H 55 19 700

Im Steinbruch werden Amphibolite und Hornblendegneise der Neu-städter Scholle (ZEV) abgebaut, welche im Osten, im Talbereich (ver-deckt) und im Norden an einer Störung der Fichtelnaab-Störungszone an Porphygranit des Falkenberger Massivs grenzen. Im Kontaktbereich tre-ten auch mittelkörnige (bis grobkörnige), schwach porphyrische Granit-ausbildungen auf, welche selbst von aplitischen und aplitpegmatitischen mm- bis cm-mächtigen Gängen in unterschiedlicher Richtung durchtrü-mert sind. Granitische Gänge durchsetzen die randlichen Amphibolit-bereiche, welche insgesamt von relativ flach liegenden, bis m-mächtigen aplitischen Gängen durchzogen sind. Die aplitischen Bereiche der Kon-taktzone sind schließlich von sich durchkreuzenden, mm- bis cm-mächti-gen Quarzgängchen durchsetzt. Südlich des Steinbruchgeländes nimmt die aplitgranitische Randfazies des Falkenberger Massivs und eine gang-artige Durchtrümerung der angrenzenden Amphibolite eine größere Flä-che ein.

Umgekehrt sind im angrenzenden Porphygranit kleinere und grö-ßere Amphibolitschollen eingelagert, welche keine Rotation aus den ursprünglichen Lagerungsverhältnissen zeigen. Einblicke geben Auf-schlüsse des Anstehenden nördlich des Steinbruchgeländes, im Gehänge westlich der Bahnlinie auf beiden Seiten des Bergrückens. Auch östlich des Steinbruches, jenseits der Fichtelnaab, sind im Talgehänge Amphibo-litschollen aufgeschlossen.

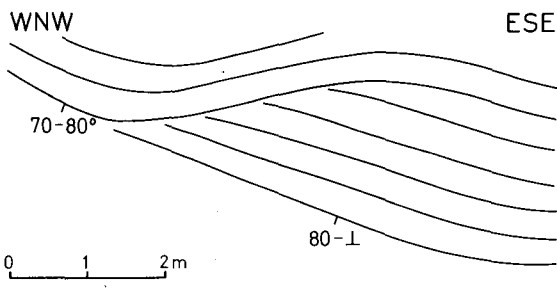


Abb. 44. Zerschering und sigmoidale Verkrümmung des Amphibolit-Lagenbaues in der Südostwand des Steinbruches Oberbaumühle.

Im Steinbruch streicht der Verband von Amphibolit und Hornblendeigneis WNW–ESE bis NW–SE, steht steil oder fällt mit $70\text{--}85^\circ$ nach SW ein. Der metamorphe Lagenbau, das Haupt-s-Gefüge verläuft parallel einem stofflichen, der sich durch den Wechsel relativ massiger dunkler Amphibolite mit solchen zeigt, welche durch feine ($< \text{mm} >$), helle aploide Lagen oder absätzigte Bänder, oder dünnshlierige bis augenartige Feldspatanreicherungen, zum Teil in Heringsschwarm-artigen Häufungen parallel orientierter heller Feldspatflecken gekennzeichnet sind. Hinzu kommen die Einschaltungen von Biotit- Hornblendeigneislagen unterschiedlicher Mächtigkeit (z. T. feine Wechsellagerung). Schließlich sind vor allem die massigen Amphibolite durch gelegentliche Einschaltungen von meist dm-großen, linsigen Ultramafitit-Körpern ausgezeichnet. Dieser Verband kann als eine ehemalige Abfolge von Basaltdecken (mit ultramafischen pyroxenitischen Differentiaten) und basalttuffitischen Gesteinen interpretiert werden.

Nach SCHÜSSLER (1990) gehören diese amphibolitischen Gesteine im Norden der Neustädter Scholle (ZEV) zum Typus der (kontaktmetamorphen) „Flaseramphibolite“, eine Charakterisierung, welche sicherlich nur teilweise zutrifft. Die Gefüge sind meist strafflagig, in Hornblendeigneislagen manchmal feinflaserig und gegen die Talseite hin (Kontakt) durch Entregelung massiger entwickelt. Faltungerscheinungen der älteren Tektonitgefüge können mehr in den westlichen Bruchbereichen beobachtet werden. Intrafoliale Faltung ist im wesentlichen an Mobilisatgebänderte Bereiche gebunden. Diese Falten streichen NW–SE und liegen relativ flach. Jüngere Verkrümmungen des Lagenbaues um mittelsteil nach WNW eintauchende Achsen stehen mit spitzwinkliger Zerschering des älteren Lagengefüges in Zusammenhang (Abb. 44).

Von der bruchtektonischen Überprägung ist hauptsächlich die nachgranitische im Norden des Steinbruchgeländes, im Bereich des Störungskontaktes zum Granit gut aufgeschlossen. Harnische auf der zum Fichtelnaab-Störungssystem gehörenden Grenzfläche deuten auf dextrale Seitenverschiebung hin. Das bruchtektonische Inventar (Blattverschie-

bungen, Auf- und Abschiebungen, begleitet von Mylonitisierung und Kataklyse) und die zugehörigen Mineralisationen (siehe unten!) sind neuerdings von ZULAUF (1990) näher untersucht worden.

In der mineralogischen Gesteinsentwicklung macht sich – je nach Kontaktnähe – das Thermalsystem des benachbarten Falkenberger Granits geltend. In Granitnähe herrscht eine völlige Umkristallisation der Hornblenden zu unregelmäßigem, z. T. diablastischen Gefügen brauner Hornblende, Rekristallisation von Plagioklas und Quarz mit z. T. fleckigen Verdrängungen älterer Hornblendegefüge sowie unregelmäßige Biotit-Neukristallisation. Nach Westen zu nehmen diese Entregelungen ab, beschränken sich zunächst auf domänenhafte Bereiche und das ältere Tektonitgefüge herrscht vor. Auch die Biotite sind hier straff eingeregelt. Ähnliche räumliche Beziehungen kennzeichnen die Mineralisationen und Reaktionen im abklingenden Verlauf der Kontaktmetamorphose. Die braunen Hornblenden des Hochstadiums wurden teilweise von blaßgrünen ersetzt, aktinolitische Hornblende bildete sich bis in die Bruchphase hinein neu. Biotite wurden chloritisiert, Plagioklase teilweise vergrünert. Eine weitere blaugrüne Hornblende-Generation steht mit dem Abbau von Granat in Zusammenhang.

Die Mineralisation in den ultramafischen Einschaltungen entspricht im wesentlichen der in vergleichbaren Gesteinen der KTB-Vorbohrung auftretenden „Hösbachite“ (von Gehlen et al. 1991). Als Ausgangsgestein wird dort die Paragenese Braune Hornblende + Klinopyroxen \pm Orthopyroxen + Olivin angesehen. Daraus entstand in amphibolitfazialer Überprägung die Paragenese Grüne Hornblende \pm Anthophyllit \pm Cumingtonit + Klinochlor + Talk + Ilmenit. Im kontaktmetamorphen Bereich des Steinbruches Oberbaumühle ist die starke Tremolitisation und die weniger starke Chloritisierung bemerkenswert sowie die Bildung von Magnetit.

Der hydrothermale Nachklang der Kontaktmetamorphose überschneidet sich mit bruchtektonischen Vorgängen, welche sich vor allem im nördlichen Kontaktbereich konzentrieren. Darüber hinaus ist mit einem jüngeren Thermalsystem (Fichtelnaab-Störungszone) mit teilweise ähnlichen Mineralisationen zu rechnen. Nach ZULAUF (1990) setzt sich die Kluftmineralisation wie folgt zusammen: Neben Epidot als Hauptmineral treten Bildungen von Aktinolith, Prehnit, Laumontit, Quarz, Chlorit, Calcit, Pyrophyllit, Smektit und Fluorit nicht so auffällig in Erscheinung. Zuvor hatten schon BAUER & KLETT (1964) den pistaziengrünen Epidot und die Zeolithe Laumontit, Heulandit und Stilbit beschrieben. VIÉRLING (1975) fügte ergänzend Prehnit hinzu, Fluorit und die Erzminerale Magnetkies, Pyrit und Arsenkies.

Über das Auftreten von Scheelit wurde erstmals von JAKOB (1979) berichtet, welcher außerdem Molybdänglanz neben den oben genannten

Kluftmineralen fand. Nach JUNG & HÖLL (1982) sind Scheelitmineralisationen auf nahezu allen Klüften, ja auch auf Schieferungsflächen des Amphibolits anzutreffen. Deshalb wird Scheelit bereits als eine Mineralisation des Amphibolitstadiums angesehen und auf die erhöhten Wolfram-Gehalte des basaltischen Ausgangsgesteins zurückgeführt. Die Kluftmineralisationen werden als spätere Remobilisate betrachtet. Die Bindung des Scheelits an den Kontakthof spricht jedoch für die alleinige Beziehung zum Kontakt-Thermalsystem. Das erst bei UV-Beleuchtung auffallende Mineral fluoresziert gelb und blau. JUNG & HÖLL erweiterten die Liste der Erzminerale vom Steinbruch Oberbaumühle um Wismutglanz, Kupferkies, Covellin, Kupferglanz, Ilmenit und Pyrophanit.

Der unmittelbar an der Steinbruch-Nordwand sichtbare Falkenberger Granit ist stark gestört.

Aufschluß 12: Anbruch in Porphyrgranit des Falkenberger Massivs, etwa 250 m nordöstlich des Steinbruches **Oberbaumühle**, R 45 11 270, H 55 19 900

Man verläßt den Steinbruch Oberbaumühle im Nordosten, folgt dem Weg entlang der Fichtelnaab und erreicht den Aufschluß etwa 100 m nach der Eisenbahnunterführung. Hier ist der Porphyrgranit kaum gestört, jedoch stark geklüftet.

Aufschluß 13: Straßeneinschnitt nördlich **Gerbersdorf**, Karbonat-Kalksilikat-Amphibolit und Gneis, R 45 07 550, H 55 20 160 (Abb. 38, S. 88)

Unmittelbar vor Beginn der KTB-Bohrarbeiten waren hier bei der Begradigung und dem Neuausbau der Straße die lithologischen und strukturellen Verhältnisse im Westen und Südwesten der Tiefbohrlokation aufgeschlossen. Davon ist heute nur mehr eine kleine Felsklippe von Karbonat-Kalksilikat-Amphibolit im Westen des Einschnittes übriggeblieben. Etwas weiter im Osten, unmittelbar nördlich Gerbersdorf, sind derzeit noch Granat-Sillimanit-Disthen-führende Gneise aufgeschlossen, in welche eine dm-mächtige Lage von feinkörnigem, hellglimmerreichen und pyritführenden Gneis, sowie graphitreicher Gneis mit begleitenden Graphitmobilisaten eingelagert sind.

Die Klippe von Karbonat-Kalksilikat-Amphibolit gibt Einblick in das allgemeine NW-SE-Streichen und 40-60° Südwestfallen des Lagerbaues. Die absätzige, teilweise streifig-flammige Bänderung durch weiße und rötliche Karbonatmineralisationen (Calcit), durch hellgrüne epidotreiche und schwarzgrüne hornblendereiche Partien ergibt ein sehr dekoratives Gesteinsbild. Hin und wieder fallen bräunliche Titanitflecken (mm) und glimmerreiche Lagen auf. Im vorigen Jahrhundert bestand unterhalb der Straße ein kleiner Kalksteinbruch, ebenfalls am Steinbühl

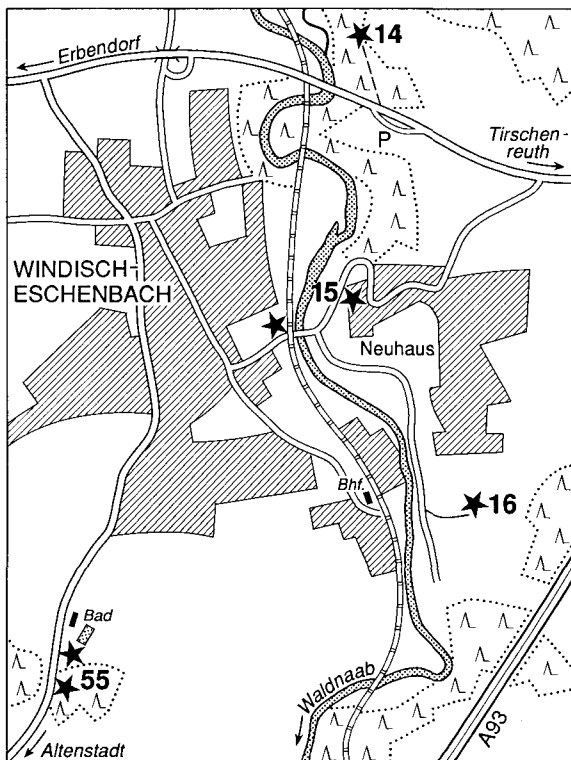


Abb. 45. Exkursionsziele im Ortsbereich von Windischeschenbach, Aufschlüsse 14–16, 55.

südlich Nottersdorf. In der Vorbohrung wurde diese Gesteinseinheit mit einer Marmorlage in 100 bis 200 m Tiefe angetroffen. Blöcke aus dem Straßeneinschnitt liegen am Eingang des KTB-Geländes.

Granit- und Redwitzit-Aufschlüsse um Windischeschenbach

Topogr. Karte von Bayern 1:25 000 Nr. 6138 Erbendorf, Nr. 6139 Falkenberg und Nr. 6239 Neustadt a. d. Waldnaab, Geologische Karte des KTB-Umfeldes Oberpfalz 1:10 000, Blätter 7 u. 9, Geologische Karte des KTB-Umfeldes Oberpfalz 1:50 000.

Im Bereich des 40 bis 50 m tief in die tertiäre Verebnungsfläche eingeschnittenen Waldnaabtals ist die überlagernde Verwitterungsdecke weitgehend ausgeräumt und an einigen Stellen ist in Ortsnähe der Porphyrganit des Falkenberger Massivs und im Südosten auch der dort damit verknüpfte quarzdioritische Redwitzit aufgeschlossen. Nachfolgend eine Auswahl solcher Aufschlüsse.

Aufschluß 14: Waldnaabhang „Galgenkatherl“, Porphyrranit R 45 11 940, H 55 19 100

Die Felsfreistellungen befinden sich im östlichen oberen Steilhang des Waldnaabtales, östlich der Fichtelnaab-Einmündung. Der Zugang erfolgt am besten vom Parkplatz an der Umgehungsstraße aus, östlich der Waldnaab-Brücke. Man folgt zunächst einem Weg entlang der Straße nach Westen und zweigt nach etwa 100 m, kurz vor dem Steilhang, in einen markierten Fußsteig (Rundwanderweg 11) nach Norden ab. Im Gehänge unterhalb des „Galgenkatherls“, einer alten Richtstätte, befinden sich die Felsfreistellungen von serialporphyrischem Porphyrranit des Falkenberger Massivs. Die bis etwa 5 cm großen Kalifeldspat-Einsprenglinge zeichnen zum Teil ein straffes Parallelgefüge. Im Bereich des Weges können da und dort Blöcke von feinkörnigem Ganggranit gefunden werden. Am Waldrand im Osten findet man zusammengetragenes Material von durchstreichenden aplitisch-pegmatitischen Gängen, z. T. mit Turmalin.

Aufschlüsse 15: Windischeschenbach–Neuhaus, Porphyrranit R 45 11 700, H 55 18 080; R 45 11 870, H 55 18 250

An der Verbindungsstraße Windischeschenbach–Neuhaus ist in der Böschung vor der Bahnüberführung und am Straßenanstieg nach Neuhaus Falkenberger Porphyrranit aufgeschlossen. Die Felsen unterhalb der Burg und der Kirche von Neuhaus werden ebenfalls von Porphyrranit aufgebaut. Es ist im Granit eine unterschiedlich enge Zerklüftung sichtbar. Harnischriefungen auf manchen Klüftflächen lassen die Richtung von Relativverschiebungen erkennen. Z. B. fanden auf NNW–SSE gerichteten und steil W-fallenden Flächen dextrale Seitenverschiebungen statt.

Aufschluß 16: SE Windischeschenbach, Redwitz R 45 12 320, H 55 17 560

In einem kleinen Seitentälchen der Waldnaab südöstlich Windischeschenbach befindet sich ein seit längerem stillgelegter Steinbruch in quarzdioritischem Redwitzit. Diese Gesteine bilden im allgemeinen basale Säume der porphyrischen Granite und kennzeichnen das tiefe Anschnittniveau des sich von hier nach SSE erstreckenden Leuchtenberger Massivarmes.

Aufschluß 17: Felsaufschlüsse im Waldnaabtal zwischen Ödwalpersreuth und Falkenberg, Porphyrranit des Falkenberger Massivs

Ein Ausflug in das an Felsbildungen reiche Waldnaabtal zwischen Falkenberg und südöstlich Ödwalpersreuth erschließt den Porphyrranit mit seinem Feldspat-Regelungsgefüge, Klüftungen und Verwitterungsfor-

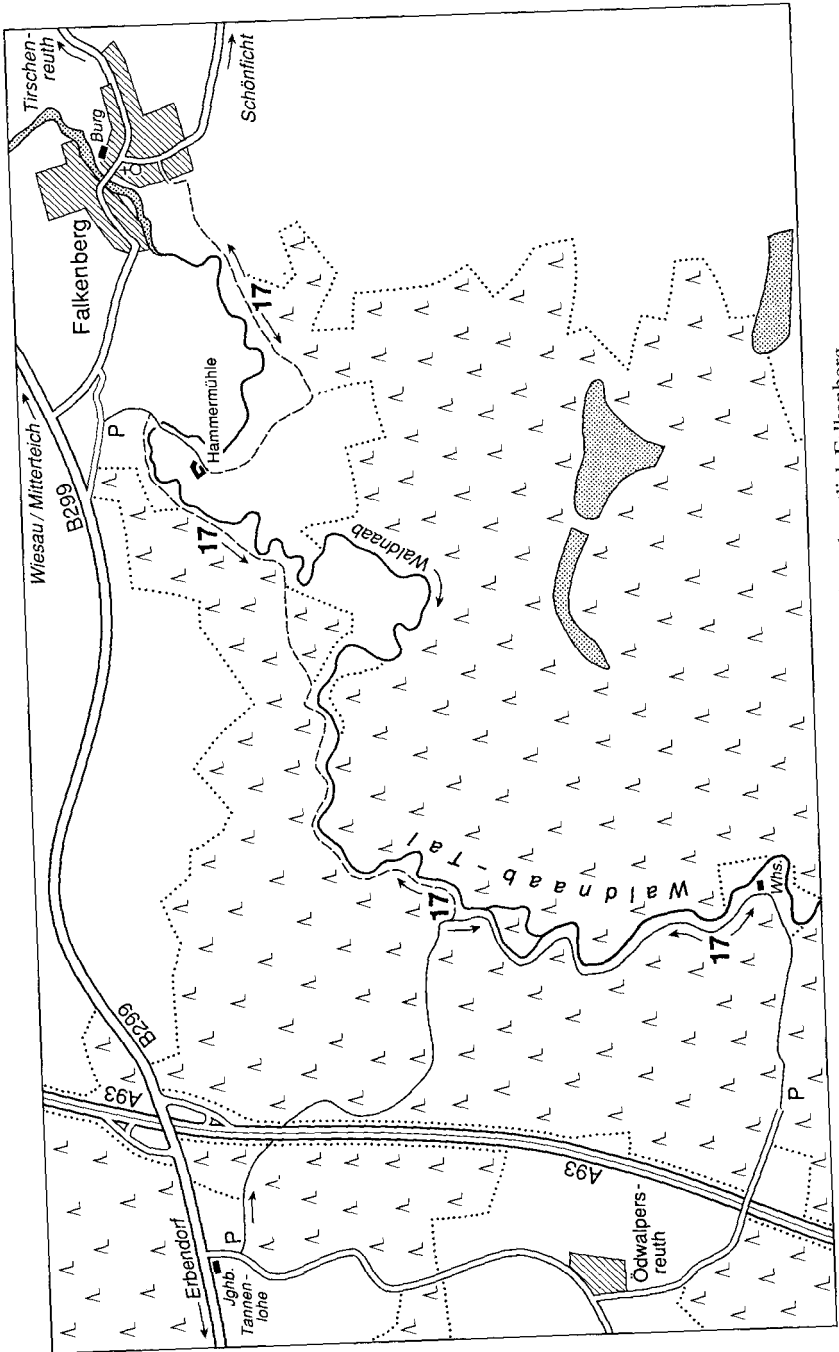


Abb. 46. Exkursionsziel Waldnaabtal (17), südwestlich Falkenberg.

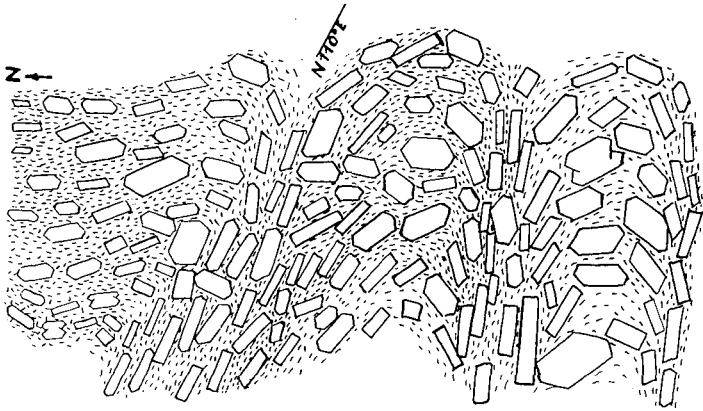


Abb. 47. Fluidale Regelung der Großfeldspäte (KF) im Falkenberger Granit, 700 m SW Falkenberg; aus G. FISCHER 1966.

men. Das von Wäldern eingesäumte Tal kann über Wanderparkplätze bei Ödwalpersreuth (R 45 13 100, H 55 22 600), über die Jugendherberge Tannenlohe an der Straße Erbdorf–Falkenberg (R 45 12 600; H 55 24 450) und bei der Hammermühle westlich Falkenberg (45 15 350, H 55 24 800) erreicht werden. Unmittelbar südwestlich Falkenberg führt ein Weg am südlichen Steilhang des Waldnaabtals zu einer Reihe von Felsaufschlüssen. Neben unregelt und turbulent erscheinenden Großfeldspatgefügen treten parallele und rotative Regelungsformen auf (Abb. 47).

8.2 Zielgebiet Erbdorfer Grünschieferzone

Topogr. Karte 1:25 000 Blatt Erbdorf Nr. 6138

Geologische Karte des KTB-Umfeldes Oberpfalz 1:50 000

Geologische Karte des KTB-Umfeldes Oberpfalz 1:10 000, Blätter 2, 3, 5 u. 6

Amphibolite, Serpentinite und ihre Hofgesteine sind im Raum Erbdorf in Steinbrüchen und in natürlichen Felsbildungen aufgeschlossen. Die nachfolgend beschriebenen Aufschlüsse befinden sich teils nahe dem Südrand, teils nahe dem Nordrand der Grünschieferzone und zum Teil im Bereich kontaktmetamorpher Überprägung. Eine eingehende Darstellung der mineralogisch-mineralfaziellen Entwicklung und von Einzelaufschlüssen mit weiteren Literaturangaben gibt MATTHES (1990). Die nachfolgenden Beschreibungen sind teilweise dieser Publikation entnommen. In den Exkursionsverlauf eingeschlossen ist ein Aufschluß in

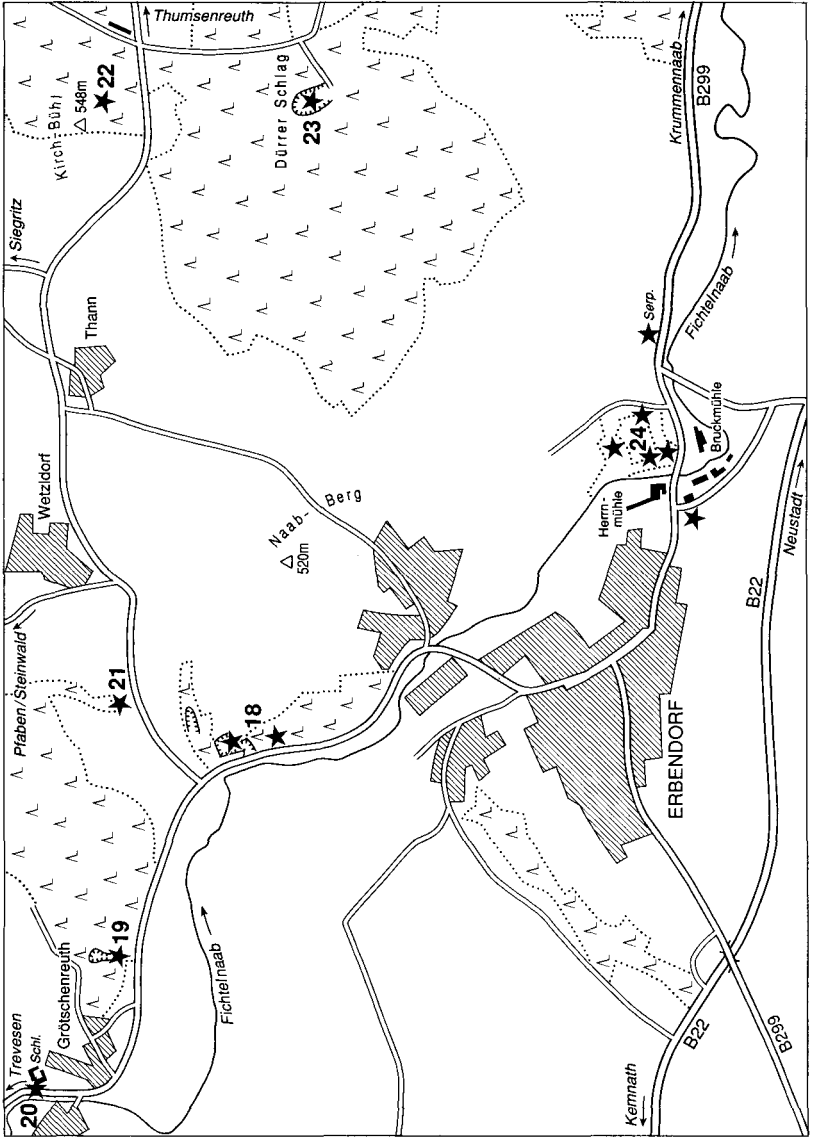


Abb. 48. Exkursionsziele in der Erbendorfer Grünschieferzone, Aufschlüsse 18–24.

der altpaläozoischen Wetzldorf-Abfolge, welche zum Teil mit der Erbdorfer Grünschieferzone verschuppt ist.

Aufschluß 18: Steinbruch „**Mariestollen**“, Serpentin und Serpentin-Hofgesteine, R 45 03 180, H 55 23 900

Etwa 1 km nördlich Erbdorf liegt an der Straße nach Grötschenreuth einer der besten Aufschlüsse in der Erbdorfer Grünschieferzone. Der hier aufgeschlossene Bereich liegt außerhalb der granitischen Kontaktmetamorphose. Längere Zeit ging hier ein Untertageabbau auf Talk, bzw. „Topfstein“ (Talk-Chlorit-Fels) um. Schon FLURL (1792) berichtet vom Abbau und der darauf beruhenden Industrie (herausgedrechselte Gegenstände aller Art). Je nach dem Abbauzustand lassen sich in dem stark gestörten Gesteinsverband Serpentin mit Tremolitisierung- und Vertalkungszonen, Metagabbro, Tremolit-Albit-Fels, Chloritschiefer und Einschuppungen von Gneis mehr oder weniger gut studieren.

Nach MATTHES (1990) wird der am Steinbrucheingang anstehende grünliche bis schwarzgrüne Serpentin vorwiegend von feinen Antigoritfächer-Filzen aufgebaut, der Reste eines vorausgehenden Maschenserpentinstadiums (Lizardit) enthält. Akzessorisch kommen Magnetit, Sulfide, Karbonat, Chlorit und Talk vor. Die bis m-mächtige Tremolitbildung und nachfolgende Vertalkung erfaßte den Serpentin im Bereich tektonischer Zerlegung und wird selbst von weiteren tektonischen Beanspruchungen überdauert. Letztere konzentrierten sich zunächst auf mittelsteil S bis SSE sowie etwas flacher (10–40°) S bis SSW einfallende Scherflächen. Damit sind vor allem N-vergente Aufschiebungen verknüpft. Weitere Schollenbewegungen lassen sich an Harnischen ablesen. Die Harnischriefungen dokumentieren dextrale Seitenverschiebungen an SE-fallenden Flächen, NE-gerichtete Abschiebungen auf 40° E fallenden Harnischen und weitere Relativbewegungen parallel zum NW–SE streichenden Störungssystem des Fichtelnaabtales.

In den von Tremolit und Chlorit durchsetzten Talkgesteinen (Speckstein, Topfstein) tritt nicht selten Breunnerit auf, ein schwach Fe-haltiger Magnesit, der durch seine rostigen Zersetzungsprodukte auffällt. Andererseits bildet Magnesit lagige Kristallite im Talk. Chloritschiefer als „black wall“-Abkömmlinge enthalten nach ULITZKA (1981) Magnetit (martitisiert), Apatit, Rutil, Titanit und Epidot-Orthit. Auf der höheren Etage steht u. a. ein heller, massiger (Titanit-)Chlorit-Tremolit-Albit-Fels mit korrodierten porphyrischen, uralitartigen Hornblenden an. Das z. T. sehr feinkörnige Gestein weist in manchen Bereichen eine gute Parallelregelung auf und entstammt wohl dem umliegenden ehemaligen Vulkanit-Tuffit-Verband. Auf der höheren Etage findet man auch Blöcke

von Gabbroabkömmlingen, welche ihr Gefüge unverschiefert bewahrt haben, aber durch die Umbildung in Chlorit-Klinozoisit-Albit-Amphibolfelse ein grünlichgraues Aussehen erhalten haben.

Etwa 100 m SE des Steinbruches Marienstollen befinden sich auf einem kleinen Plateau über der Straße (von Buschwerk umwachsen) Anbrüche von anstehendem Albit-Zoisit-Epidot-Hornblende-Schiefer: R 45 03 220, H 55 23 730. Es handelt sich um eine 100x250 m große Einschaltung im Serpentin, welche zwischen zwei NW–SE gerichteten Störungen das Fichtelnaabtal überschreitet (Geologische Karte des KTB-Umfeldes 1:10 000 Nr. 2). Der Aufschluß ist von Interesse, weil hier zwei sich überlagernde Deformationen sichtbar sind. Eine ältere NW–SE streichende Lineation wird um eine jüngere E–W bis WNW–ESE streichende Faltenachse herumgebogen (Abb. 28a), wobei die letztgenannte Achse durch ihr unterschiedliches, zwischen 5 und 40° W-Eintauchen Verbiegungen und Kippungen um eine querstreichende Achse andeutet.

Aufschluß 19: Föhrenbühl, Felsrücken und ehemaliges Steinbruchgelände östlich Grötschenreuth, Serpentinthornfels, R 45 01 900, H 55 24 640

500 m NW des Steinbruches Marienstollen erstreckt sich in E–W-Richtung der bewaldete Kamm des von Serpentinthornfels aufgebauten Föhrenbühls. MATTHES (1951) hat hier erstmals die Abfolge der Mineralisations- und Hornfelszonen bearbeitet. Da kein direkter Kontakt zum Granit besteht, kann hier ein stufenförmiges Abtauchen des Steinwaldgranits unter die Erbdorfer Grünschieferzone angenommen werden, wie es bei Wetzldorf erbohrt werden konnte. Die von MATTHES ausgetrennten Paragenesezonen III bis I (von N nach S) lassen sich im Gelände nicht klar unterscheiden. Die kontaktnächste Paragenese III besteht aus Olivin (aus dem Serpentin neu gesproßt), wenig Talk und Tremolit. Der Olivin ist z. T. erneut unter Lizardit- und Magnetitbildung serpentinisiert. Die im Südbang des Föhrenbühls auftretende Paragenese II besteht aus Olivin und Tremolitaggregaten. Im Olivin sind hier Schuppen von Antigorit gesproßt. Die Zone der Paragenese I ist nur in Blöcken am Südfuß des Föhrenbühls zu finden. In dieser anscheinend nur schmalen Zone enthält der unveränderte, aus Antigorit und Lizardit bestehende Serpentin neben Chlorit kleine Nester von Diopsidkörnern.

Die Begehung des Geländes kann entweder von Norden her über eine von Grötschenreuth heraufführende Straße erfolgen, aber auch von Süden her.

Aufschluß 20: Schloßfelsen Grötschenreuth, kalksilikatgebänderter Epidotamphibolit, R 45 01 870, H 55 24 680

Unterhalb des Grötschenreuther Schlosses steht an der Straße im Fichtelnaabtal (Engstelle der Straße) steilstehender, kalksilikatisch

gebänderter prasinitischer Epidotamphibolit an. Das lagig-plattige Gestein mit den Gemengteilen Hornblende, Plagioklas, Epidot-Klinozoisit und Chlorit ist teils durch lagige helle Plagioklasanreicherungen, teils durch graue bis grünliche kalksilikatische Zeilen und Lagen gebändert. Die letzteren bestehen teils aus Epidot und Klinozoisit, aus Diopsid + Plagioklas + Epidot/Klinozoisit \pm Amphibol, aus Diopsid + Plagioklas + Calcit oder aus Diopsid + Grossular \pm Vesuvian. Jüngere Gängchen von Epidot, Albit, Calcit und Prehnit schließen die Mineralisationsfolge ab.

Aufschluß 21: Böschung 500 m SW **Wetzldorf**, Phyllite der Wetzldorf-Abfolge, R 45 03 430, H 55 24 360

Die Wetzldorfabfolge ist in ihrem namengebenden Typusgebiet, abgesehen von älteren Bohrungen und Baugrubenaufschlüssen, nur schlecht aufgeschlossen. Zu den derzeit wenigen zugänglichen Felsanschnitten gehört eine Böschung in einem Seitentälchen 500 m SW Wetzldorf, bzw. 500 m NE dem Steinbruch Marienstollen. Der Aufschluß ist von der Straße nach Wetzldorf über einen Feldweg zu erreichen.

Der dunkle Phyllit streicht mit seinem Lagenbau um E–W und fällt mit 60–70° nach Süden ein, was ganz allgemein für das Verbreitungsgebiet um Wetzldorf gilt. Eine teils feine, teils grobe Lineation (Runzelrippen) tauchen mit 10–30° nach W ein. Der Aufschluß wird von einer NW–SE streichenden und steilstehenden Störung durchsetzt, wobei Schleppungserscheinungen eine sinistrale Seitenverschiebung anzeigen. Ein Aplitgang fällt mit 40° nach SE ein und wird von einer WNW–ESE streichenden Störung abgeschnitten. Wie Bohrungen westlich Wetzldorf gezeigt haben, taucht der Steinwaldgranit nach Süden zu unter seinen Schiefermantel ab. Im Aufschlußbereich ist die Kontaktmetamorphose durch Biotitneubildung angezeigt, wenig weiter im Norden tritt Andalusit hinzu. Die in Störungsbereichen sichtbaren Alterationen können mit hydrothermalen Nachphasen in Verbindung stehen. Die Fließberdedecke enthält Bruchstücke von Metakieselschiefern, welche mehrere 100 m weiter im Norden der Wetzldorf-Abfolge eingelagert sind.

Aufschluß 22: Felsfreistellungen und Blockwerk am Südhang des **Kirchbühls** SE Siegritz, Serpentinithornfels, R 45 05 680, H 55 24 480

Im Wald 800 m SE Siegritz, nördlich der Verbindungsstraße Wetzldorf–Thumsenreuth, sind auf der Höhe 548 m und deren südlichem Abhang Serpentinithornfelse der Paragenesen III–V (MATTHES 1990) aufgeschlossen (Abb. 49). Im Enstatit-Olivin-Hornfels der Paragenese V kann man nach MATTHES Talkschuppen und divergentstrahlige Enstatitbüschel mit bloßem Auge in der dunklen Matrix erkennen. Risse in den Olivinblasten sind von Magnetit und Serpentinmineralen belegt oder haben auch eine stärkere durchgreifende Serpentinisierung erfahren.

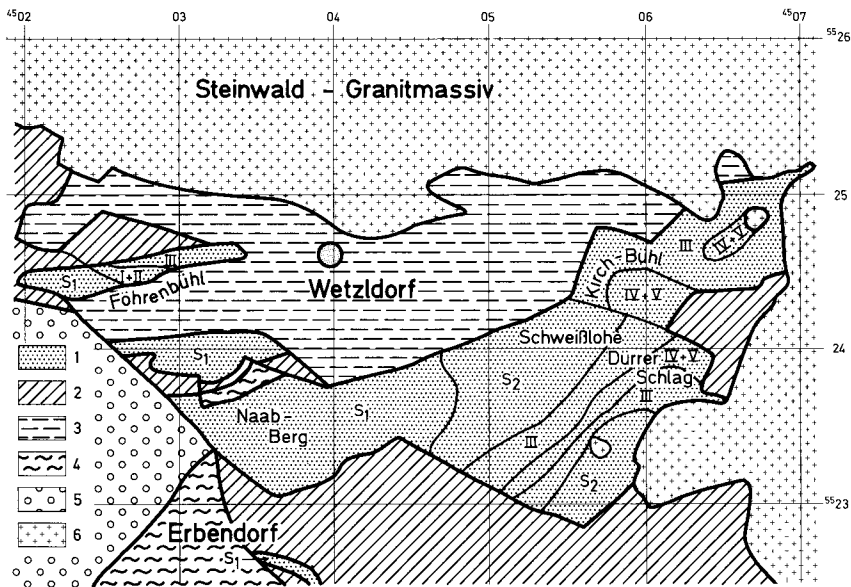


Abb. 49. Die Serpentin-Hornfelszonen nach MATTHES (1986) im Bild der neu kartierten Erbdorfer Grünschieferzone.

S₁ = Serpentin außerhalb des Kontaktbereiches, S₂ = serpentinisierter Hornfels, I + II = kontaktmetamorpher Serpentin der Hornfelszonen Antigorit + Diopsid und Antigorit + Olivin + Tremolit, III = Serpentinhornfels der Zone Talk + Olivin + Tremolit, IV + V = Serpentinhornfels der Zonen Anthophyllit + Talk + Olivin + Tremolit/Cummingtonit/Spinell und Enstatit + Olivin ± Talk ± Anthophyllit ± Cummingtonit ± Tremolit/Hornblende ± Spinell. 1 = Serpentin und Serpentin-Hornfels, 2 = Amphibolit und Prasinit, 3 = Wetzldorf-Abfolge, 4 = Gneis der Neustädter Scholle (ZEV), 5 = Rotliegendes von Erbdorf, 6 = Granit, Redwitz.

Enstatitbüschel verdrängen Talk, Tremolit bildet rutenbündelartige Büschel. Es treten außerdem Anthophyllit, Cummingtonit, brauner Spinell (Cr-Picotit), grüner Spinell (Ceylonit), Chlorit und Sulfide auf. Blöcke am Südhang repräsentieren die Paragenese III mit Olivin und Talk.

Aufschluß 23: Steinbruch „Dürrer Schlag“, 2 km NE Erbdorf bzw. 2 km WSW Thumsenreuth, Serpentin-Hornfels, R 45 05 720, H 55 23 700

Die Zufahrt zum Steinbruch erfolgt über die Verbindungsstraße Wetzldorf–Thumsenreuth. Der hier anstehende Serpentin-Hornfels repräsentiert die MATTHESsche Paragenese III. Das Gestein zeigt deutliche Unterschiede gegenüber dem normalen grünen Serpentin. Neben der größeren Dichte ist es im frischen Zustand schwarz bis schwarzgrau und fein hell gefleckt. In der Verwitterungszone herrschen braune bis gelbbraune Farben. Nach MATTHES kommen zu den Hauptgemengteilen

Olivin, Talk, Tremolit noch Chlorit und Cr-Spinell sowie in manchen Bereichen zusätzlich Anthophyllit oder die Paragenese Enstatit \pm Cummingtonit/Magnesiohornblende neben Alumatspinell. Stellenweise ist der Olivin der Hornfelsphase erneut serpentinisiert. Ein 3 m mächtiger Granitgang in der Ostwand besitzt randliche Biotit-(Chlorit-)Anreicherungen, unmittelbar am Kontakt eine schmale Vertalkungszone. Über die Granit- und Redwitzitverbreitung in der unmittelbaren Umgebung unterrichtet die Geologische Karte des KTB-Umfeldes 1 : 10 000 Nr. 3.

ZULAUF (1990) beschreibt alternierende Serpentinithornfels/Magnetit-Gefüge, wobei sich letztere als schwarze, bis 1 cm mächtige Gängchen identifizieren lassen, welche schwarmartig, teils sich verzweigend oder scharend, mit steilem Einfallen das Hornfelsgefüge durchsetzen.

Das massige Gestein ist von mehreren Scherflächenscharen mit Ausbildung von Harnischen durchsetzt, welche nachgranitische Relativbewegungen anzeigen: Blattverschiebungen, Auf- und Abschiebungen, welche z. T. durch Alterationen nachgezeichnet werden (u. a. Talkbildung). ZULAUF nennt Aufschiebungen entlang granitoider, meist epidotisierter Einschaltungen, welche mit cm-großen Quarz-Talk-Knollen belegt sind. Flach nach SE und SW einfallende Scherzonen markieren N- bis NE gerichtete Aufschiebungen. An steilen Harnischen parallel zur Fränkischen Linie sind durch Riefungen verschieden gerichtete Schollenbewegungen angezeigt: Hebungen des SW-Flügels oder Seitenverschiebungen. An NNW–SSE streichenden und mittelsteil ENE fallenden Harnischen fanden sinistrale Seitenverschiebungen statt.

Aufschlüsse 24: Felsfreistellungen „Kühstein“ am südöstlichen Ortsrand von Erbdorf, Serpentin, Epidotamphibolit, Gneis, R 45 04 340, H 55 22 120 bis R 45 04 500, H 55 22 250

Das zum Teil bewaldete Gelände im Winkel zwischen der Fichtelnaab und der Straße Erbdorf–Krummennaab enthält eine Reihe von Felsfreistellungen. Die Felsen und Blöcke im bewaldeten Nordteil (R 45 04 400, H 55 22 380) enthalten nach MATHES (1990) im massigen Serpentin Relikte von primärem Olivin, stark deformiertem Diallag und Magnesiohornblende. Es sind auch Reste der ersten Serpentinisierungsstufe erhalten (Maschenserpentin). In stärker beanspruchten Serpentinpartien wiegt Antigorit gegenüber Lizardit und Klinochrysoit vor. Vertalkungen sind vor allem am südlicheren Serpentinikörper aufgeschlossen, der im Westen bis an die Straße reicht. Dazwischen (Ackerfläche) liegt Epidotamphibolit, der am Steilhang zur Fichtelnaab in Felsanschnitten aufgeschlossen ist (Abb. 50): R 45 04 350, H 55 22 200. Der Lagenbau des Amphibolits ist durch feine Lagen und Linsen von mm- bis cm-mächtigen Plagioklasmobilisaten schwach gebändert und fällt in der Regel mit 20–30° nach SE ein. Die im metamorphen Lagenbau einge-

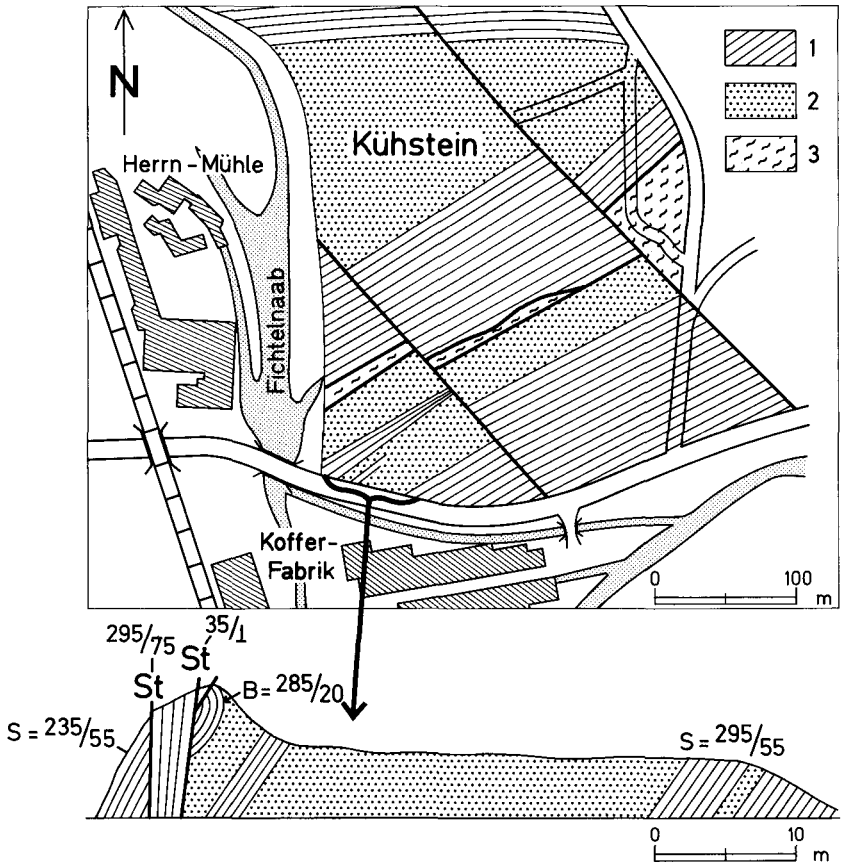


Abb. 50. Der geologische Verband in der Grünschieferzone am südöstlichen Ortsrand von Erbendorf (Kuhstein) und das Straßenprofil gegenüber der Kofferfabrik bzw. Bruckmühle.

1 = Epidotamphibolit, 2 = Serpentinit und teilweise vertalkte Serpentinitbereiche, 3 = eingeschuppter Gneis der Neustädter Scholle (ZEV).

schichteten Mobilisate zeigen Faltungsansätze einer älteren Deformation, z. T. cm-dimensionierte pygmatische Fältelungen (Abb. 28c). Die zugehörige Hornblende-Lineation taucht mit $10-15^\circ$ nach E ein. Auffallender ist jedoch eine knitterartige Faltung an diagonal durchgreifenden Scherflächen (Abb. 28b), welche auch im Norden der Grünschieferzone verbreitet ist. Polygonale Hornblendeverbände in den Faltenscheiteln bezeugen die präkristalline Entstehung der Knitterfalten (BURGER 1979). Sie gehören nicht zur örtlichen Deformationsgeschichte, sondern wurden mit dem Deckentransport an die heutige Stelle gebracht. Im unteren Felsaufschluß fallen die diagonalen Scherflächen mit $25-45^\circ$ nach E ein, die Achsen der SE-vergente Knitterfaltung tauchen mit $22-32^\circ$ nach

ESE bis SE ein. Ein 3 m oberhalb gelegener Felsanschnitt zeigt ein umgekehrtes Einfallen von Lagenbau, Scher- und Knitterverband. Es handelt sich um eine verkippte Lagerung.

Wenige m weiter im Süden ist zwischen Amphibolit und Serpentinitt eine mehrere m mächtige Schuppe von diaphthoritischem Gneis der Neustädter Scholle eingeschaltet (R 45 04 350 H; 55 22 190). Das Gestein wurde erstmals von BURGER (1979) kartiert, beschrieben und mit den Gneisen südlich der Fichtelnaab parallelisiert (Disthen- und Granat-Relikte). Der ehemalige Granat-Disthen-Muscovit-Biotit-Plagioklas-Gneis ist stark zerflatscht und alle Gemengteile mehr oder weniger stark deformiert. Der Plagioklas und Disthen ist weitgehend hellverglimmert, die Biotite chloritisiert, die z. T. mylonitischen Quarzgefüge sind weitgehend rekristallisiert. Der zerscherte südliche Randbereich der Erbsendorfer Grünschieferzone enthält noch weitere kartierbare Gneisschuppen dieses Typs (vgl. Geologische Karte des KTB-Umfeldes 1:10 000 Blatt 5), daneben aber auch Gneise, die schon früher in die Grünschiefer integriert wurden und mit der Decke zusammen „angereist“ sind.

Unmittelbar an der Straße, nahe der Fichtelnaab-Brücke (R 45 04 360, H 55 22 130), ist in der Felsböschung ein Wechsel von Amphiboliten und Serpentinitten aufgeschlossen. Die NNW–SSE und NNE–SSW streichenden, steilstehenden Gesteine werden von NE–SW bis NNE–SSW streichenden Störungen getrennt und durchsetzt. Im westlichen Abschnitt ist der Teil einer Falte mit 20° WNW eintauchender Achse erhalten. BURGER (1979) hat die verkrümmte Partie stofflich als Metadolerit angesprochen. Das schiefrige Hornblende-Plagioklas-Gefüge (Epidot, Titanit u. Rutil) repräsentiert nach BURGER möglicherweise ein relativ frühes Metamorphosestadium.

200 m SW vom Kühstein, zwischen der Opel- und einer Landmaschinen-Werkstatt (R 45 04 160, H 55 22 080), wurde in den Jahren 1988/89 durch Böschungsrücknahme der Störungskontakt zwischen der Neustädter Scholle (ZEV) und der Grünschieferzone angeschnitten. Das private Gelände ist derzeit nur bedingt zugänglich. Es handelt sich hier überwiegend nicht um den primären Verschuppungskontakt, sondern um Kontakte an steil WNW einfallenden Störungen (Abb. 51). In den randlichen Serpentinittverband mit Tremolit- und Talkbildung ist ein fein- bis feinkörniger, gestörter grünlicher Gneis integriert, welcher nicht dem Typus der angrenzenden glimmerreichen Gneise der Neustädter Scholle entspricht. Im ehemaligen quarzreichen Biotit-Plagioklas-Gneis sind die Biotite nahezu restlos chloritisiert, z. T. sind auch Plagioklase neben einer Hellverglimmerung von einer feinädriigen Chloritisierung befallen. Dies spricht für eine ältere Platznahme im Serpentinittverband.

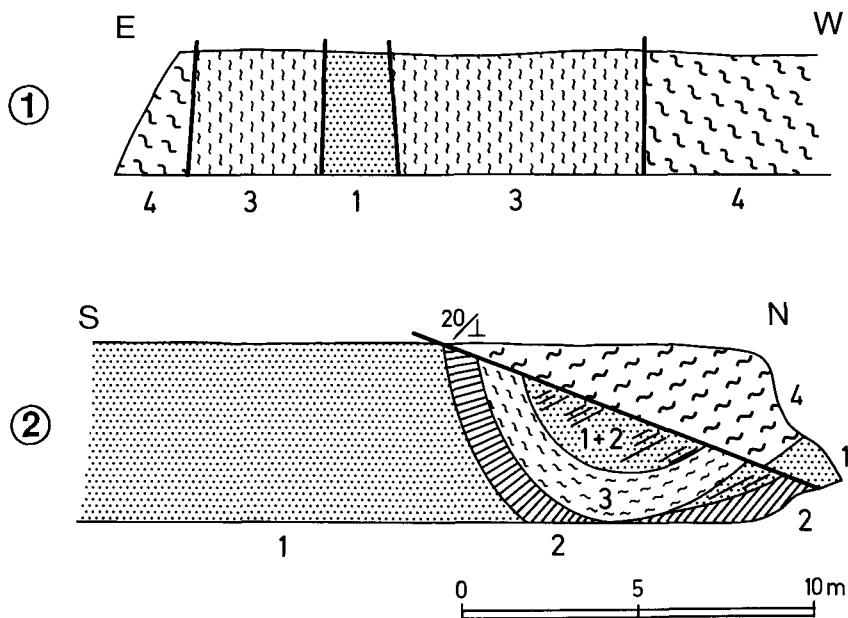
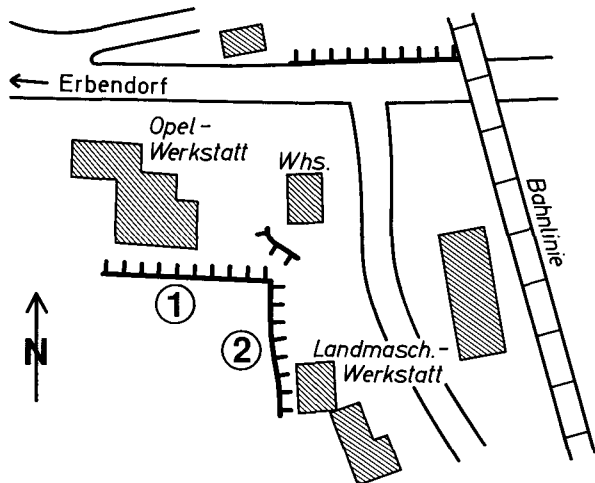


Abb. 51. Böschungsprofile im gestörten Grenzbereich Erbandorfer Grünschieferzone/Neustädter Scholle (ZEV) nahe dem südöstlichen Ortsausgang von Erbandorf (Opelwerkstatt und Landmaschinen-Werkstatt).
 1 = Serpentin, 2 = Talk-Tremolit-Mineralisation, 3 = feinkörniger vergrüner Gneis, 4 = Gneis der Neustädter Scholle (ZEV).

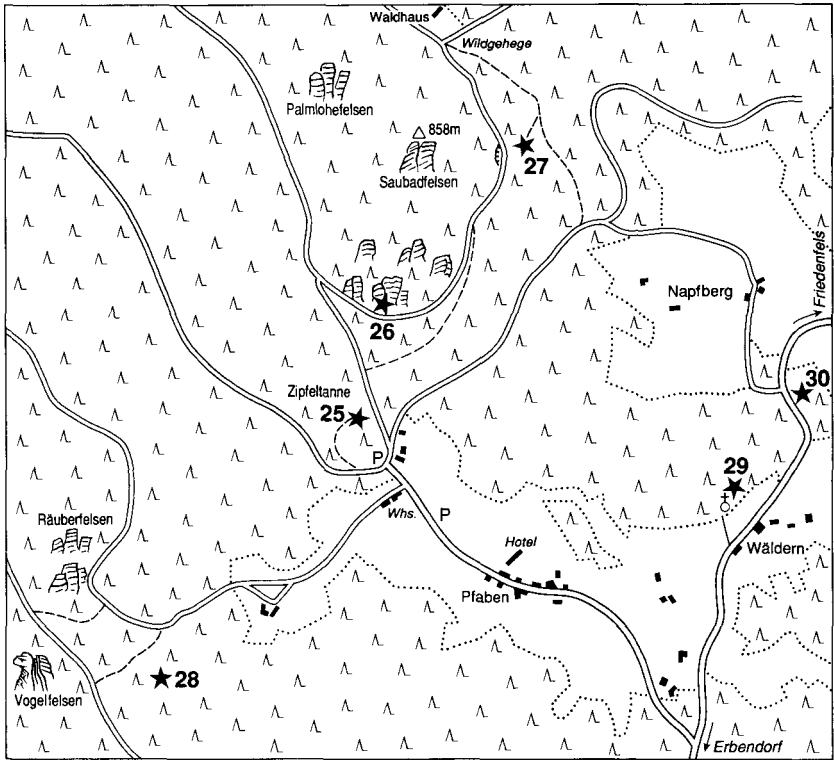


Abb. 52. Exkursionsziele im südwestlichen Steinwald; Aufschlüsse im Steinwaldgranit G1S (25–28) und Friedenfelser Granit (29 u. 30).

8.3 Der Steinwald und seine Granite

Topogr. Karte von Bayern 1:25 000 Nr. 6138 (Erbendorf)

Geologische Karte des KTB-Umfeldes Oberpfalz 1:10 000, Blatt 2

Geologische Karte des KTB-Umfeldes Oberpfalz 1:50 000

Der Steinwald ist eine südliche Teillandschaft des Fichtelgebirges und erreicht Höhen über 800 m. Seine Grenzen sind überwiegend tektonischer Natur. Im Norden und Nordwesten bildet die Waldershof-Neusorger Senke, ein Ast des Egergrabens die Grenze zum eigentlichen Fichtelgebirge. Im Südwesten trennt das Fichtelnaabtal mit gleichlaufenden Störungen und grabenartigen Einsenkungen eine schmale „Schieferstufe“ ab, welche hier eine Randschwelle des „Alten Gebirges“ bildet. Im Süden und Südosten bricht der Steinwald in mehreren Stufen zur Niederungslandschaft um Erbendorf ab und im Osten bilden die Tertiärsenken um Wiesau-Schönhaid die landschaftliche Begrenzung.

Der Steinwald wird überwiegend von einem rundlichovalen Granitpluton aufgebaut, der die diagonal von SW nach NE durchziehende Grenze Moldanubische Region/Saxothuringikum überdeckt und plombiert. Die Granite (RICHTER & STETTNER 1987) zeichnen einen nach ESE offenen Kalottenbau, in dessen Kern der Friedenfelser Granit als Randfazies des Falkenberger Porphyrgranits liegt. Der tiefe Anschnitt wird durch kleinere und größere Fenster (?) der Schiefergebirgs-Basis in Gestalt der Wetzldorf-Abfolge unterstrichen. Der zentrale Massivbereich wird von einer aplitgranitischen gangartigen (SW-NE), letzten Granitgeneration durchsetzt (Blaselberg-Granit).

Die einzelnen Granitglieder des Massivs sind unterschiedlich gut aufgeschlossen. Das jüngste Glied im Kalottenbau ist nur in Leseblöcken am Westrand zu finden. Der Steinwaldgranit s. str. ist dagegen in einer ganzen Reihe von Felsburgen gut aufgeschlossen. Ihre Lage kann unschwer aus der Topographischen Karte in Verbindung mit der Geologischen Karte (Blätter Waldershof und Erbdorf 1:25 000) entnommen werden. Der Friedenfelser Granit ist weniger gut aufgeschlossen. Man findet ihn im Vorkommensbereich aber immer wieder in Form kleinerer und größerer Blöcke, desgleichen den Blaselberg-Granit. Nähere Angaben finden sich bei RICHTER & STETTNER (1987).

8.3.1 Aufschlüsse des Steinwaldgranits i. e. S. im Bereich von Pfaben

Aufschluß 25: Felsgruppe in der Waldabteilung **Zipfeltanne**, R 45 02 500, H 55 27 260

Ausgangspunkt ist ein Parkplatz nördlich Pfaben am Waldrand. Von hier ab dürfen die Forststraßen nur mit Genehmigung des Forstamtes Kemnath befahren werden. Zum Zipfeltanne-Felsen führt ein Fußsteig durch den Wald. Hier sind krummflächige Absonderungsformen im Granit zu beobachten, welche von striemigen Muscovit-Sillimanit-Verwachsungen belegt sind (Abb. 53).

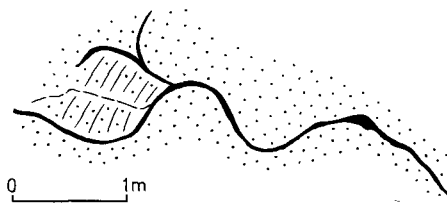


Abb. 53. Krummflächige bis walzenartige Granitabsonderung im Zipfeltannenfelsen bei Pfaben (Aufschluß 25), nachgezeichnet von cm-mächtigen flächigen bis gestriemten Quarz-Feldspat-Muscovit-Sillimanit-Verwachsungen.

Aufschluß 26: Durchbruch **Oberer Saubadweg**, R 45 02 640, H 55 27 700

Mittel- bis grobkörniger Steinwaldgranit GS, mit eingestreuten, bis um 2 cm großen Kalifeldspateinsprenglingen. Hin und wieder zeigen die am Weg zwischen Pfaben und Waldhaus liegenden Blöcke auch Häufungen von Kalifeldspateinsprenglingen in ungleichkörnigen Granitgefügen. Es handelt sich dabei um Relikte des Friedenfelser Granits GSF, welche sich im tieferen Teil der GS-Kalotte häufen und auf die diffusiv-metasomatische Vorgänge bei der Platznahme und Kristallisation der jüngeren Glieder der Granitabfolge hinweisen.

Aufschluß 27: Steinbruchversuch in der Waldabteilung **Hohes Saubad**, R 45 02 640, H 55 27 700

Hier häufen sich die oben angesprochenen schlierigen Anteile von Relikten des ungleichkörnig-porphyrischen Friedenfelser Granits im Steinwaldgranit GS.

Aufschluß 28: Südwestlich **Pfaben**, Felsgruppe im Wald, R 45 01 700, H 55 26 250

Der nahezu einsprenglingsfreie Steinwaldgranit GS ist hier entlang dem Fugennetz vergrünt. Es haben sich in cm- bis zu 1 dm mächtigen Zonen Epidot und Chlorit auf den feinen Begleitrisen der Klüfte und Lagerfugen gebildet.

8.3.2 Aufschlüsse im Friedenfelser Granit

Der Friedenfelser Granit (vgl. RICHTER & STETTNER 1987) ist weniger gut aufgeschlossen als der Steinwaldgranit i. e. S. Nachfolgend werden 3 Bereiche mit anstehendem Friedenfelser Granit genannt, doch kann man im gesamten Verbreitungsgebiet immer wieder kleinere Anbrüche und Blöcke dieses meist groben und ungleichkörnig bis schwach porphyrischen Granites finden.

Topogr. Karte von Bayern 1:25 000 Nr. 6138 (Erbendorf)
Geologische Karte des KTB-Umfeldes Oberpfalz 1:10 000, Blätter 2, 3 u. 4
Geologische Karte des KTB-Umfeldes Oberpfalz 1:50 000

Aufschlüsse 29: Umgebung der Kirche von **Wäldern**, Friedenfelser Granit R 45 04 020, H 55 27 020; R 45 03 980, H 55 26 940

Kleinere Felsanbrüche finden sich auf der bewaldeten Höhe nördlich der Kirche von Wäldern. Mauerwerk der Kirche.

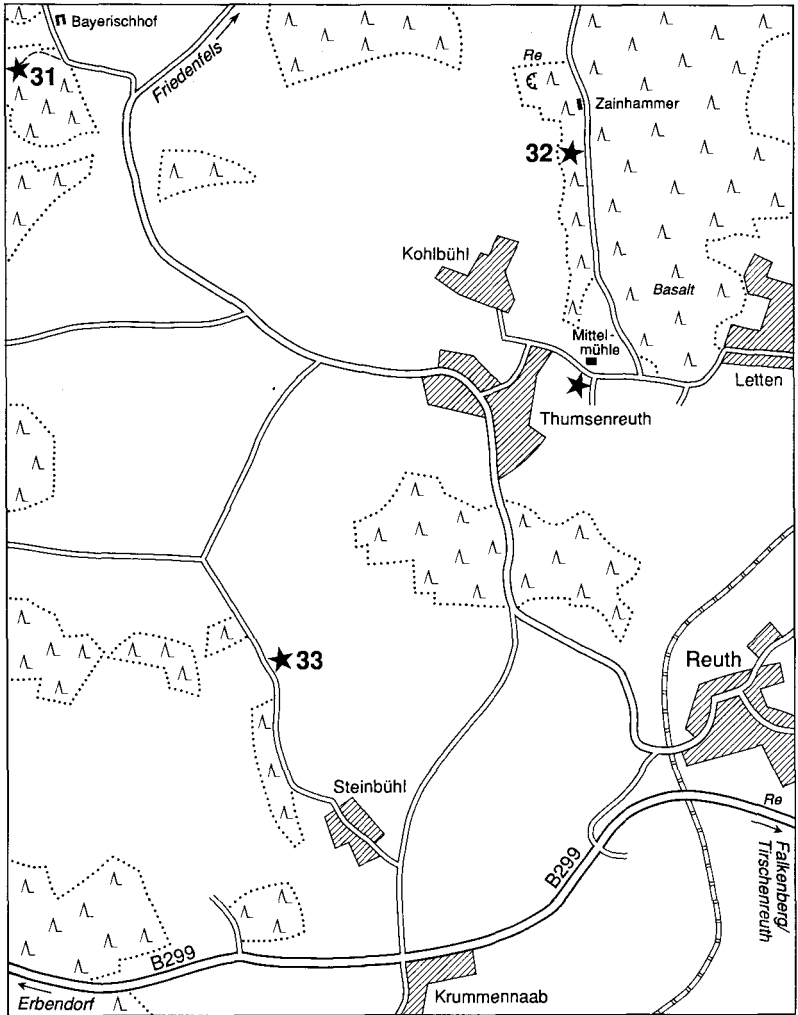


Abb. 54. Exkursionsziele im südöstlichen Steinwald; Aufschlüsse teils im Friedenfels-er Granit (31), teils im Granittyp Zainhammer (32–33).

Aufschluß 30: Zwischen **Wäldern** und **Napfberg**, Felsen nahe der Straße, Friedenfels-er Granit, R 45 04 250, H 55 27 350

Die Felsbildung befindet sich östlich der Straße nahe der Abzweigung nach Napfberg.

Aufschluß 31: Steinbruchversuch 200 m SW des Gehöftes **Bayrischhof** (2 km NW Thumsenreuth) im Wald an der Flanke des Grenzbachtales, R 45 06 250, H 55 25 300

8.3.3 Granite zwischen Steinwald und Falkenberger Massiv im Verband mit Redwitzit

Topogr. Karte von Bayern 1:25 000 Nr. 6138 Erbdorf

Geologische Karte des KTB-Umfeldes Oberpfalz 1:10 000, Blätter 3, 4, 6 u. 7.

Zwischen den geschlossenen Granitmassiven des Steinwaldes und dem von Falkenberg treten im Winkel zwischen Krummennaab, Thumsenreuth und Windischeschenbach Granit-Redwitzitverbände auf. Die variablen Granitgefüge sind schon bei den Aufschlüssen im näheren Umfeld der Tiefbohrung angesprochen worden. Es überwiegt hier jedoch ein ungleichkörniger, schwach porphyrischer Granittyp, der dem Friedenfelder Granit ähnlich ist, aber sich durch den Chemismus und die Mineralisation unterscheidet. Letzteres hängt teils mit den vielen Assimilationsresten (Biotithäufung, Hinweise auf verglimmerten Cordierit) zusammen, teils mit dem Fehlen der Albitisierung der Plagioklase und des Biotitabbaus, wie es im Friedenfelder Granit üblich ist. Dieser kontaminierte Granit im Redwitzitverband wird nach einem alten Steinbruch nahe dem Wirtshaus Zainhammer als Zainhammer-Typus bezeichnet. Granite ähnlicher Situation wurden von MATTHES & RICHTER (1990) beschrieben.

Aufschluß 32: Ehemaliger Steinbruch südwestlich **Zainhammer**, Granittyp Zainhammer, R 45 08 200, H 55 24 90

Eine Anfahrt erfolgt am besten über Thumsenreuth–Mittelmühle zum Wirtshaus Zainhammer. Ein Fußweg führt dort über den Bach auf die andere Talseite. Auf der gleichen Seite befanden sich nordwestlich von Zainhammer alte Abbaue im Redwitzit.

Aufschluß 33: Kleiner Steinbruchversuch 500 m nordwestlich **Steinbühl** (nördl. Kummennaab), Granittyp Zainhammer, R 45 07 120, H 55 23 120

8.4 Zielgebiet Saxothuringikum des Fichtelnaabtales

Topograph. Karte von Bayern 1:25 000 Blätter Nr. 6037 Ebnath, 6038 Waldershof, 6137 Kemnath und 6138 Erbdorf

Geologische Karte von Bayern 1:25 000 Blätter Nr. 6037 Ebnath, 6038 Waldershof, 6137 (Kemnath)

Geologische Karte des KTB-Umfeldes Oberpfalz 1:50 000 und 1:10 000 (Blätter 1 u. 2).

Der südliche altpaläozoische Schiefermantel des Fichtelgebirges ist im Bereich des Fichtelnaabtales in einigen kleinen Felsfreistellungen und Felsböschungen an verschiedenen Stellen des geologischen Profils abgeschlossen.

Im Vergleich mit dem Waldsassener Schiefergebirge in der nordöstlichen Verlängerung dieser Zone repräsentiert der im Fichtelnaabtal angeschnittene Abschnitt den nordwestlichen Teilbereich. Dieser wird im Rahmen der Exkursion „Zielgebiet Saxothuringikum in den Stiftsbergen des Waldsassener Schiefergebirges“ nicht erfaßt, weshalb die Aufschlüsse im Bereich des Fichtelnaabtales zur Vervollständigung der Kenntnis lithologisch-stratigraphischer und tektonischer Gegebenheiten beitragen.

Während im Waldsassener Schiefergebirge Ordovizium vom Hangenden der Griffelschiefer (Arenig) an und überlagernde jüngere Schichten völlig abgetragen sind, ist im Südwesten, im Bereich des Fichtelnaabtales das höhere Ordoviz, Silur, Oberdevon und Unterkarbon (z. T. in Bayerischer Fazies) in Resten erhalten. Aufschlußzustand und Zugänglichkeit beschränken jedoch die Präsentation im Rahmen der Exkursion.

Die Tektonik besitzt ähnliche Merkmale wie die des Waldsassener Schiefergebirges. Die SE-vergente Überscherung und Überfaltung älterer E–W bis SE–NW gerichteter Lineationen und Falten ist im Kambrium des Fichtelnaabtales in einem der Aufschlüsse direkt aufgeschlossen.

Die Exkursion führt von Süd nach Nord, von jüngeren zu älteren Schichten. Unterkarbon steht zwar im westlichen Steilufer der Fichtelnaab gegenüber der Oberen Hopfau an, ist jedoch für Exkursionen schwer erreichbar. Das gleiche gilt für kleinere Anschnitte von Oberdevon. Die früher in einem Hohlweg bei Bingarten aufgeschlossenen Conodontenschiefer (GREILING 1961) sind heute verschüttet. Die nachfolgend vorgeschlagenen Aufschlüsse erfassen die Schichtenfolge vom Silur an. Den Abschluß bildet ein Steinbruch im „Wunsiedler Marmor“ der moldanubischen Bunten Gruppe im tieferen Stockwerk des zentralen Fichtelgebirges.

Aufschluß 34: Felsböschung an der Fichtelnaab nördlich **Rosenbühl**, Oberdevon – Silur – Höheres Ordoviz, R 45 00 300, H 55 25 490

1,5 km nordwestlich Grötschenreuth zweigt die Straße nach Waldeck von der Fichtelnaabtalstraße ab. Unmittelbar jenseits der Brücke führt ein Feldweg nach NW nach etwa 100 m zum Beginn des Aufschlusses. Wo das Gehölz anfängt, steht in der Böschung grauer Hauptquarzit an, der in einem nun zugeschütteten kleinen Steinbruch früher abgebaut worden ist. Etwas weiter im Norden, wo der Fluß an den Steilhang tritt, beginnt auf der SW-Seite ein Profil (Abb. 56), welches in einem tektonisch zerhackten Verband (schlecht aufgeschlossenes Oberdevon), Silur und höheres Ordoviz enthält. Die oberdevonischen Conodontenschiefer wurden in einem schmalen Streifen südwestlich des Profils von ADAM & REUTER (1981) kartiert. In diesem Bereich ist hier die Böschung niedrig,

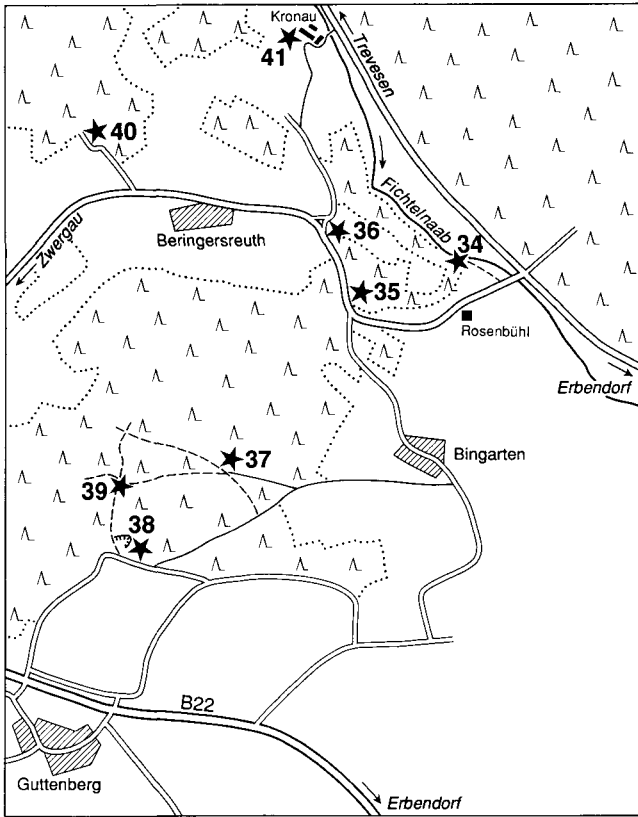


Abb. 55. Exkursionsziele im Saxothuringikum nahe der Erbendorfer Linie zwischen der Fränkischen Linie bei Guttenberg und dem Fichtelnaabtal, Aufschlüsse 34–41.

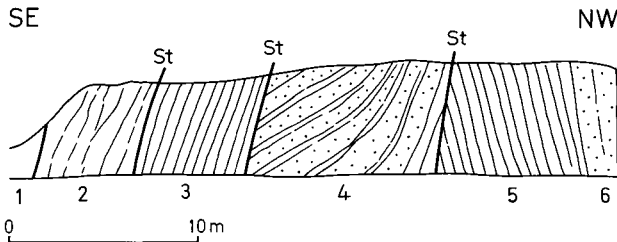


Abb. 56. Schematisches Böschungsprofil an der Fichtelnaab, nördlich Rosenbühl (Aufschluß 34).

1 = Oberdevonische Conodontenschiefer (überdeckt), 2 = zerscherte Lydite und Alaunschiefer des Silur, 3 = schwarze glimmerige Lederschiefer des höheren Ordoviz, 4 = Wechsellagerung von Quarzit und schwarzem Lederschiefer, 5 = Lederschiefer (wie oben), 6 = Hauptquarzit.

aber es treten typische gelbbraune Verwitterungsprodukte der oberdevonischen Schiefer auf. Von Störungen begrenzt schließt sich eine 5 m mächtige Schuppe von stark tektonisiertem Silur (Kieselschiefer und Schwarzschiefer) an. Es folgen 6 m steil nach SE einfallende schwarze, glimmerige Tonschiefer, welche als Lederschiefer angesprochen werden. Nach einer weiteren Störung folgt eine Wechsellagerung von Lederschiefer und Quarzitbänken, welche zunächst flach, dann steiler nach SE einfällt und von einer 70° SE fallenden Störung begrenzt wird. Es schließen sich nochmals 10 m Lederschiefer an, welche am Ende des Wegebauens von bankig-plattigen Quarziten abgelöst werden. Im Rahmen der stratigraphischen Abfolge erschließt die Tonschiefer/Quarzit-Wechsellagerung einen Hauptquarzit/Lederschiefer-Übergang. Die für höhere Abschnitte des Lederschiefers typischen Gerölle wurden in diesem Profil noch nicht gefunden.

Der Hauptquarzit ist ein meist grauer, wenig quarzdurchädertes, feinkörniger Sandstein bis Quarzit, je nachdem das Matrix- bis Korngestützte Gefüge zu einem granoblastischen Quarzgefüge rekristallisiert ist. Der Lederschiefer ist in diesem Übergangsbereich lithologisch recht variabel. Es wechseln sandstreifige Tonschiefer mit stärker sandigen und glimmerreichen (hauptsächlich detritischer Muscovit). Eingeschaltet sind Rhythmite mit feinen Siltstein-Tonschiefer-Differenzierungen.

Die tektonischen Wiederholungen an SW–NE streichenden und steil nach SE einfallenden Störungen sind typisch für diesen Randbereich des Saxothuringikums (vgl. Geologische Karte des KTB-Umfeldes 1:10 000 Blätter 1 und 2).

Aufschluß 35: Felsfreistellungen am „Vogelherd“, 400 m W Rosenbühl, Guttenberg -Quarzit (Phycodenquarzit), R 44 99 820, H 55 25 350

Fährt man an Rosenbühl vorbei in Richtung Waldeck, so erreicht man diesen Aufschluß nach etwa 400 m auf der rechten Straßenseite im Wald, 50 m nach der Abzweigung der Straße nach Bingarten. Das etwa 100 m mächtige Quarzitpaket zieht über die Höhe 561 m nach ENE bis zur Fichtelnaab. Das sich im SE anschließende Hangende in Gestalt der schwarzblauen Gräfenenthaler Schiefer kann man in Form von Lesesteinen an einem nach Osten zur Höhe führenden Waldweg beobachten. Der von KAUTER (1938) als Guttenbergquarzit bezeichnete Phycodenquarzit ist ein plattig-bankiges bis dünnplattig-schiefriges, im frischen Zustand schwarzes Gestein. Im mehr oder weniger oxidierten Zustand des feinen Fe-Pigments gewinnen die Quarzite eine typisch violette bis violett-graue Färbung. Eine Quarzdurchädereung erfolgte meist quer zum Lagenbau mit SE–NW- bis SSE–NNW-Streichen und 35–80° NE-Fallen. Mikroskopisch zeigt sich ein typisches, meist korngestütztes Gefüge von kantigen Quarzkörnern mit einem dunklen, kieselig gebundenen Zement. Es handelt sich wahrscheinlich um ein glaziogenes Sediment.

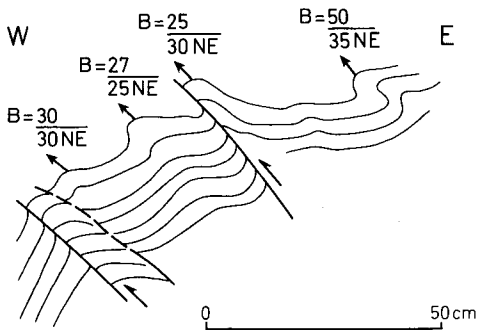


Abb. 57. Aufschluß Vogelherd (35), westlich Rosenbühl, in Guttenberg-Quarzit. In Zusammenhang mit einer lokalen Umbiegung des Lagenbaues aus der SW–NE- in die E–W- bis NW–SE-Richtung treten an Relativbewegungsflächen begrenzte Faltingserscheinungen um SW–NE streichende Achsen auf.

Nahe der Straße fällt der Lagenbau steil bis mittelsteil nach SSE ein. Etwas oberhalb ist eine wellige Faltung zu beobachten, mit einer 20° NE eintauchenden Faltenachse. Daneben kommen faltenartige Verkrümmungen in Verbindung mit quergreifenden Scherflächen vor, mit $20\text{--}35^\circ$ NNE-tauchenden Achsen (Abb. 57). Es ist hier jedoch unsicher, wie weit Anstehendes ober verkippte Blöcke vorliegen.

Aufschluß 36: Kranichstein, Felsböschung in den höheren Phycodenschichten, R 44 99 750, H 55 25 560

An den Guttenberg-Quarzit des Aufschlusses Vogelherd schließt im NW die Folge der höheren, stärker quarzitischen Phycodenschichten an. Etwa nach 200 m erreicht man an der Straße eine Felsböschung mit schön gebänderten, gefalteten und steil zerscherten Phycodenschiefern, die Lokalität Kranichstein (Abb. 58).

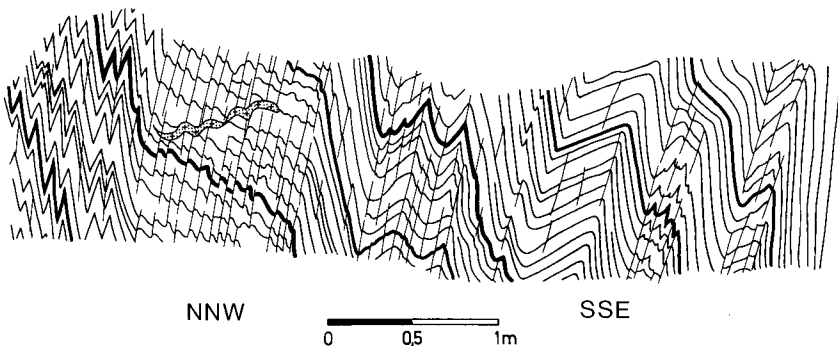


Abb. 58. Knitterfaltung in den Phycodenschichten in Verbindung mit s3-Schieferung; Felsböschung am Kranichstein, östlich Beringersreuth (Aufschluß 36); aus HOFMANN (1960).

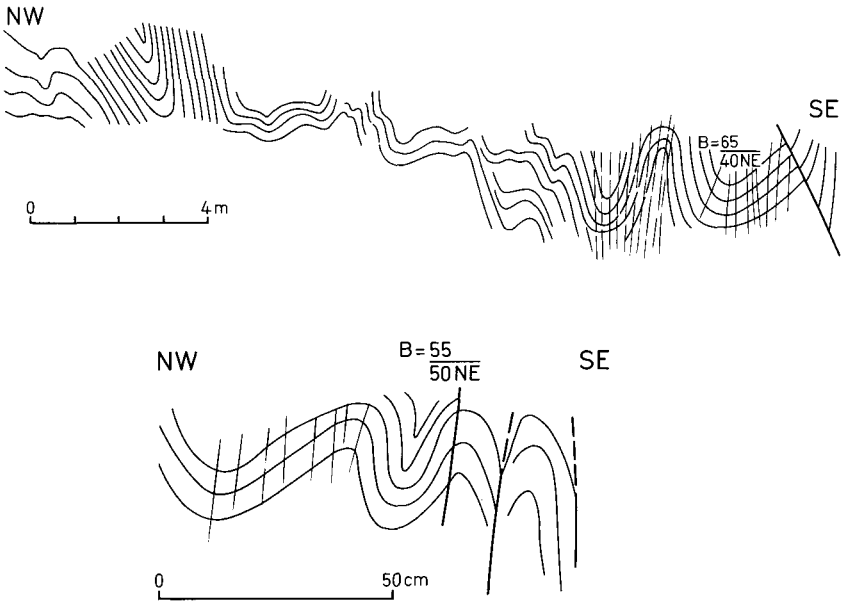


Abb. 59. Faltung des sedimentären Lagerbaues der Phycodenschichten in der Felsböschung am Kranichstein, östlich Beringersreuth, teilweise in Verbindung mit s3-Schieferung (Aufschluß 36).

Der Aufschluß wurde schon von HOFMANN (1960) und von STEIN (1988: 93) beschrieben. Die stoffliche sedimentäre Bänderung im mm- und cm-Bereich, von dunklen tonigsandigen und helleren feinsandigen Lagen wird von einer zusätzlichen Pigmentierung betont oder überlagert. Eine von STEIN angeführte enge bis isoklinale F1-Faltung im cm-Bereich ist nur in spärlichen Ansätzen zu entdecken. Doch findet sich auf den Schicht- und dazu parallelen s1-Flächen eine Runzel-Lineation mit 20–25° SW-Tauchen (HOFMANN 1960), welche sich deutlich von der mit 30–55° NE-eintauchenden Achse der aufschlußprägenden Faltung abhebt. Letztere zeigt eine enge Beziehung zu der steil NNW einfallenden Bruchschieferung (Abb. 58, 59). Die Faltenbilder mit dm- (bis m-) Dimensionen sind auf kurzem Abstand sehr variabel, doch stets aufrecht und teilweise deutlich SE-vergent. Sie entsprechen als Ausdruck der Faltung in einem höheren Stockwerk den F2-Falten im Aufschluß 42 Trevesen.

Ergänzende Aufschlüsse zwischen Fichtelnaabtal und der Fränkischen Linie (37–40)

Die nachfolgend aufgeführten Aufschlüsse (Abb. 55) sind als Ergänzung gedacht und können nach Belieben in die Exkursion „Fichtelnaab-

tal“ aufgenommen werden. Eine Verknüpfung ist auch mit dem Aussichtspunkt Zwergau und den Trias- sowie Basaltaufschlüssen im unmittelbaren Vorfeld des Grundgebirges möglich.

Aufschluß 37: Ratzenstein, Felsklippe ca. 800 m WSW Bingarten, Guttenberg-Quarzit (Phycodenquarzit), R 44 99 340, H 55 24 740

Im dickbankigen Guttenberg-Quarzit des Ratzensteins ist der sedimentäre Lagenbau nur mehr mit Mühe auszumachen. Er fällt in der Regel mit der Bankung des frischen, schwarzen und massigen Gesteins mit $65-75^\circ$ nach NNW ein. Lokal ist eine schwache Verkrümmung um eine 50° NE tauchende Achse sichtbar. Auffallend ist die netzartige Quarz-Durchtrümerung in mindestens drei Richtungen: Quarzgängchen folgen NW–SE streichenden und $45-70^\circ$ NE fallenden Brüchen, andere NNE–SSW streichenden und $60-80^\circ$ ESE fallenden und weitere WNW–ESE streichenden und $30-45^\circ$ SSW fallenden Bruchflächen.

Aufschluß 38: Ehemaliger Steinbruch nahe der Fränkischen Linie, 750 m NNE **Guttenberg**, Guttenberg-Quarzit, R 44 98 960, H 55 24 460

Der teilweise verfallene ehemalige Steinbruch erschließt massig-bankigen, stark geklüfteten bis stückig-splittrig brechenden Guttenberg-Quarzit. Die kräftige Bruchtektonik weist auf die unmittelbare Nähe der Fränkischen Linie hin (Waldrand). Auch hier ist im massig-homogenen Gefüge die Schichtung nur mehr schwer festzustellen (Einfallen $45-50^\circ$ NNW). Die schwärzlich-violette bis violettgraue Färbung weist auf die Oxidation im Fe-Pigment hin.

Aufschluß 39: Schiefer-Schurf in Gräfenthaler Schiefer, 250 m N' Aufschluß 38 im Guttenberg-Quarzit, R 44 98 970, H 55 24 710

Der kleine Aufschluß ist insofern von Bedeutung, weil hier KAUTER (1938) erstmals in diesem Randbereich des Saxothuringikums eine kleine Fauna entdeckt hat. In dem kleinen alten Schieferschurf, den man entweder vom Aufschluß 37 Ratzenstein oder vom ehemaligen Steinbruch an der Fränkischen Linie über Waldwege erreichen kann (Abb. 55), stehen schwarzgraue, ebenplattige Schiefer an, welche mit 65° NW einfallen. Diese stehen in Verband mit dunkelblauschwarzen und grauen Schiefnern sowie mit grauen bis hellgrauen glimmerig-sandigen bis schwach quarzitischen Schiefnern. In manchen dieser Schiefer häufen sich detritische Muscovite. KAUTER (1938), SDZUY (1960) und WURM (1961) berichten über Orthiden und den Rest einer Cystoidee. Das Vorkommen von *Prantlina wurmi* spricht für Arenig-Alter, was inzwischen durch palynologische Untersuchungen bestätigt werden konnte. Nach REITZ (pers. Mitt.) kennzeichnet der Polleninhalte eine Kaltwasserflora.

Aufschluß 40: Ehemaliger kleiner Steinbruch 500 m NW **Beringersreuth**, Epigneis, R 44 98 860, H 55 25 960

Der Epigneis, ein epizonal verschieferter saurer pyroklastisch-ignimbritischer Metavulkanit, ist vor allem im Querbruch durch die bis mm-großen Feldspat- und Quarzeinsprenglinge in einer phyllitischen Grundmasse erkennbar. Letztere setzt sich aus schiefrig-sericitischen Hellglimmern und schlierigen feinkörnigen Quarz-Feldspat-Ansammlungen zusammen. Die ehemals gröberen (mm) pyroklastischen Quarze, Kalifeldspäte und Plagioklase sind häufig tektonisch zerdrückt. Im Epigneis nördlich Beringersreuth ist eine ältere und eine jüngere Schieferung feststellbar. s1 fällt mittelsteil ($50-80^\circ$) nach N bis NNE ein, s2, welcher auch die Bankung folgt, mit $30-50^\circ$ NNE. Harnische durchschneiden diesen Verband in mehreren Richtungen: einmal mit $60-85^\circ$ ESE und NW fallend, dann $45-50^\circ$ NNE fallend, andere $50-60^\circ$ NNW fallend und schließlich steilstehende mit SSE–NNW Streichen. Die Harnischschieferungen deuten auf dextrale und sinistrale Seitenverschiebungen.

Aufschluß 41: Felsfreistellung am Fichtelnaabufer in **Kronau**, Epigneis, R 44 99 590, H 55 26 330

An der Straße im Fichtelnaabtal liegt die ehemalige Glasschleife Kronau (1 km NW der Abzweigung nach Waldeck und 2 km SE Trevesenhammer). Man überquert die Fichtelnaab und den Kanal und geht letzterem entlang nach Nordwesten zu der NW-exponierten Felswand von hellem, relativ massigen und gut geklüfteten Epigneis. Es handelt sich um den gleichen Typus wie im Aufschluß 35 NW Beringersreuth. Das metapyroklastische Gestein bildet hier wie dort den hangenden Randbereich einer mächtigen sauren metavulkanitischen Einlagerung in den Phycodenschichten. Dieser ordovizische Vulkanismus konzentriert sich im Westteil des Fichtelgebirges entlang der Fränkischen Linie.

Aufschluß 42: Felsklippe in **Trevesen**, Phycodenschichten mit zweiphasiger Deformation, R 44 98 300, H 55 28 100

Im Ortsteil östlich der Fichtelnaab befindet sich eine Felsklippe in einem tieferen Abschnitt der Phycodenschichten. Der Zugang ist von der Talseite her möglich (Privatgrundstück).

Gegenüber dem Aufschluß Kranichstein bei Beringersreuth weisen die Phycodenschichten hier veränderte Deformationsmerkmale auf, welche teilweise mit einem tieferen Deformationsstockwerk zusammenhängen. Ins Auge fällt die intensive südvergente Faltung im dm-Bereich (Abb. 61). Eine Bruchschieferung s3, wie am Kranichstein, ist nur in Ansätzen sichtbar, bewirkt jedoch im Feinbau ein Runzellinear. Betrachtet man den verfalteten Lagenbau näher, so folgt dieser nur teilweise dem

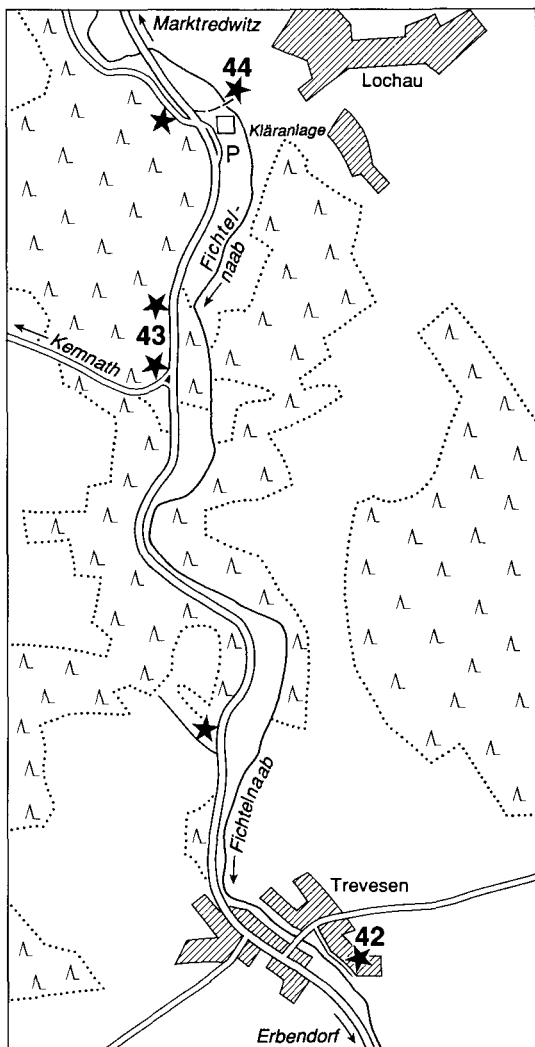


Abb. 60. Exkursionsziele im Fichtelnaabtal zwischen Trevesen und Lochau-Riglarreuth; Aufschlüsse 42–44 im Ordovizium und Kambrium.

ehemaligen sedimentären Lagenbau. Es handelt sich um ein s_2 -Gefüge, welches eine dazu diskordante, zerscherte ältere Schieferung s_1 (meist parallel zur Schichtung) enthält. Die feine stoffliche Wechsellagerung ist zwischen den s_2 -Flächen rotiert, sigmoidal verbogen oder crenulationsartig feingefältelt. Wie schon HOFMANN (1960) aus der gleichen Zone beschreibt, weisen die s_1 -Verbände einen diskordanten Verlauf zum gleitbrettartigen s_2 -Lagenbau auf und weisen damit auf eine ältere, abwei-

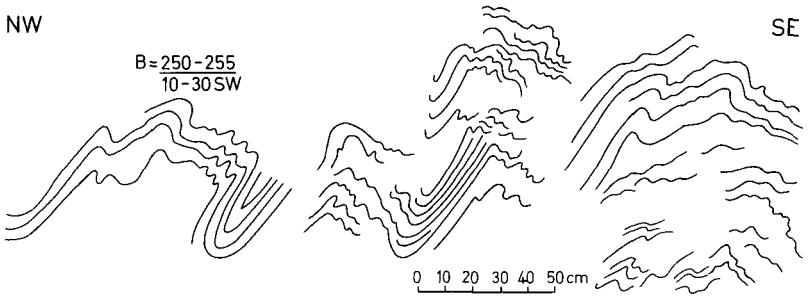


Abb. 61. Südostvergente Faltung des s₂-Lagenbaues in den Phycodenschichten der Felsklippe Trevesen (Aufschluß 42).



Abb. 62. Dreiphasige Deformation in einem quarzitischen Bereich der Phycodenschichten, Felsklippe Trevesen, Gipfelbereich (Aufschluß 42); nach FRANKE aus BEHR et al. (1985).

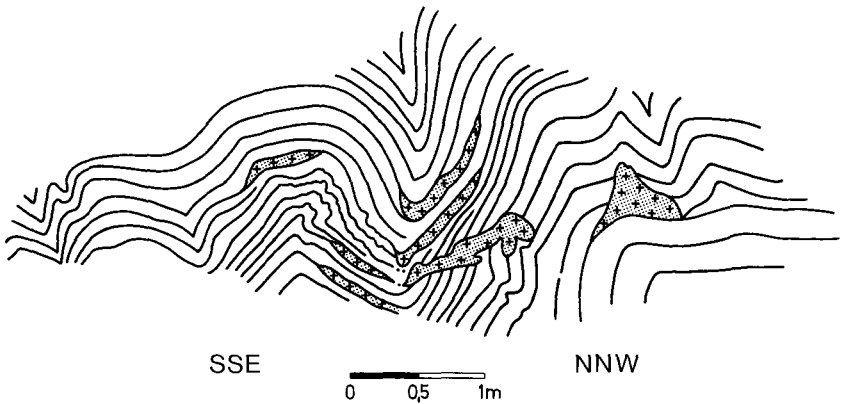


Abb. 63. Faltung des plattigen Frauenbachquarzits nördlich Trevesen, mit konkordanten und diskordanten Quarzmobilisaten; aus HOFMANN (1960).

chende Deformationsrichtung hin. Am besten ist dies in quarzitischen Teilgefügen sichtbar (Abb. 62), wie sie am Gipfel in einem nordostseitigen Anschnitt aufgeschlossen sind (vgl. STEIN 1988: 92).

Im nördlichen Ortsteil von Trevesen beginnt das Verbreitungsgebiet des Frauenbachquarzits. HOFMANN (1960) beschreibt bei den damals frischen Aufschlußverhältnissen an der Straße (R 44 98 140, H 55 29 020, ca. 1 km NNW Aufschluß 42) südvergent gefaltete Quarzite, mit teils mitverfalteten, teils diskordanten Quarzgängen (Abb. 63). Derzeit lassen sich in der Straßenböschung dunkle Quarzite mit phyllitischen Zwischenlagen beobachten, neben der üblichen plattig-bankigen Ausbildungsform des Frauenbachquarzits. Es treten auch feldspatreiche tuffitische Arkosen auf, welche in Verbindung mit den sauren Vulkaniten (Epiigneise) des gleichen Zeitraumes zu sehen sind. Unmittelbar hinter dem letzten Haus von Trevesen (R 44 98 020, H 55 28 910) ist ein stark zerrütteter, N–S streichender und 30–40 m mächtiger Quarzgang aufgeschlossen.

Aufschluß 43: Straßendreieck zwischen Trevesen und Riglasreuth, Quarzgang, kambrische quarzitisches gebänderte phyllitische Schiefer, Tektonik, R 44 97 840, H 55 30 040; R 44 97 870, H 55 30 130 (Straßenverkehr im unübersichtlichen Bereich und begrenzte Halte- und Parkmöglichkeiten beachten!).

Unmittelbar im Nordwesten des Straßendreiecks befindet sich die ehemalige Abbaustelle eines etwa 50 m mächtigen Quarzganges. Der Quarz ist stark gestört, brecciiert und zerrüttet, wie es bei Pfahlquarzgängen häufig der Fall ist. Der Gang streicht SE–NW und fällt mit etwa 50–60° nach NE ein. HOFMANN (1960) beschreibt vom unmittelbaren öst-

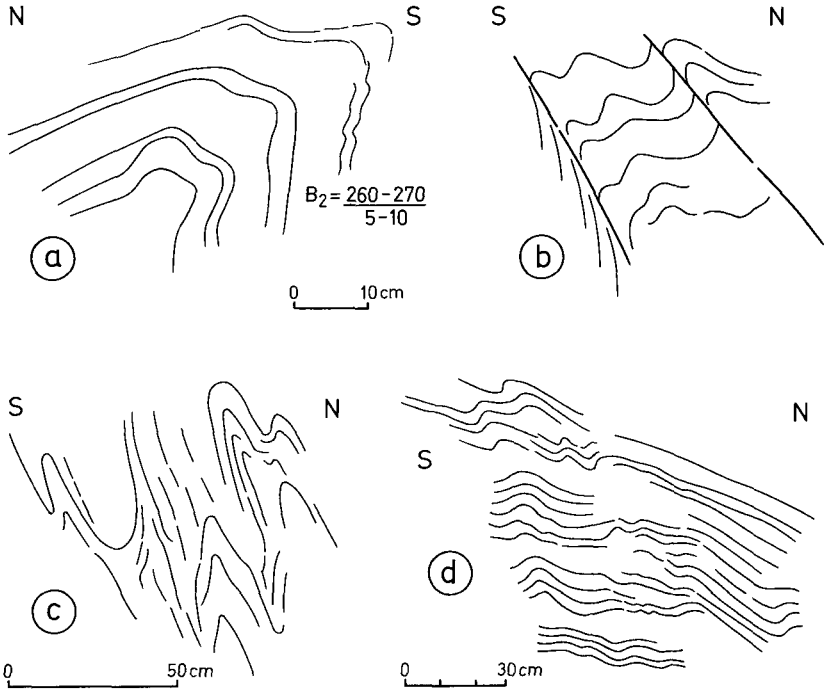


Abb. 64. Faltenbilder aus dem Kambrium des Fichtelnaabtales zwischen Riglasreuth-Lochau und Trevesen (B2-Faltung mit WSW-ENE bis E-W streichenden Faltenachsen und SSE- bis S-Vergenz):

- a) Karbonatgebänderte Quarzit/Glimmerschiefer-Wechselagerung an der Fichtelnaab bei der Kläranlage Lochau (Aufschlüsse 44). b) s1/s2-Faltung und s3-Überscherung südlich Riglasreuth (Aufschlüsse 44). c) Intensive süd- bis südsüdostvergente s1/s2-Scherfaltung (B2) im Bereich der Aufschlüsse 43. d) Wellige südvergente Faltung (B2) im Bereich der Aufschlüsse 43.

lichen Kontakt knitterartige Kniebildungen in den phyllitischen Gesteinen, mit Quarzgang-parallelen Achsen (derzeit nicht aufgeschlossen). Außerhalb, in der nordostseitigen Böschung ist dagegen eine knitterartige Faltung mit flachen Scherelementen sichtbar. Die Faltenachsen der dm-Faltung (F3?) tauchen mit 20-40° NE.

Etwa 100 m weiter im Norden (R 44 97 870, H 55 30 140) stehen in der hangseitigen Felsböschung der Straße quarzitischer gebänderte kambrische Schiefer (höhere Warmensteinacher Serie) an. Sie zeigen teilweise in noch stärkerem Maße als in Trevesen die SE-vergente S2-Verformung mit einem wesentlich intensiveren, NW mit 50-60° einfallenden Scherbauelement s3 an. Scherung und Faltung wechseln in ihrer Intensität, von einer welligen Deformation bis zu einer engen, isoklinalen Faltung und Achsenebenen-parallelen Zerreißen der s2-Verbände (Abb. 64). Die Falten-

achsen B2 tauchen mit 30–45° nach WSW bis WNW ein. Die älteren s1-Gefüge sind da und dort als Relikte zu sehen. An einer steilstehenden, NNE streichenden Störung ist eine faltenartige Verkrümmung der älteren B2/s2-Verbände um eine parallele NNE mit 10–15° eintauchende Achse zu beobachten.

Aufschlüsse 44: Fichtelnaabtal im Umkreis der Kläranlage SW **Lochau**, quarzitisches und karbonatisch gebänderte phyllitische Schiefer, überfaltete ältere Faltung R 44 98 020, H 55 30 750; R 44 97 850, H 55 30 900; R 44 98 120, H 55 30 930

1 km nördlich der Aufschlüsse beim Straßendreieck befinden sich östlich und westlich der Fichtelnaab kleinere Aufschlüsse in meist karbonatisch gebänderten phyllitisch-quarzitischen Schiefer der kambrischen Warmensteinacher Serie (Äquivalente der Bischofsgrüner Schichten). Die Gesteine liegen wie das bisher berührte Kambroordoviz in Sericit-Chlorit-Fazies vor. Auch hier dominiert die B2/s3-Tektonik mit integrierten älteren ss/s1/B1-Gefügen. Besonders hervorzuheben ist jedoch die an einer Stelle sichtbare ältere Faltung mit NW–SE streichender Faltenachse B1.

Ausgangspunkt ist ein Parkplatz auf der östlichen Straßenseite oberhalb der Kläranlage südwestlich der Ortschaft Lochau und 1 km südöstlich Riglasreuth. Gegenüber der südlichen Einfahrt in den Parkplatz (R 44 98 020, H 55 30 750) sind plattig absondernde, teilweise karbonatische, feinkörnige tuffitische Grauwacken aufgeschlossen (umgelagertes Material der Epigneis-Ausgangsgesteine). Die feinen s1/s2-Gefüge reichen von einer einfachen Rotation der s1-Lamellen bis zu einer mikroskopisch feinen Biegescherfaltung (crenulation cleavage). Die s2/s3-Schnittgerade taucht als sichtbare Lineation mit 15° W ein. Etwas weiter im Norden, gegenüber dem Parkplatz stehen quarzitisches gebänderte phyllitische Glimmerschiefer mit karbonatischen Anteilen an, welche um eine 5° W eintauchende B2-Achse gefaltet sind. Die Bruchschieferung s3 fällt mit 40–60° NNW ein.

Schräg gegenüber der nördlichen Ausfahrt des Parkplatzes zweigt die alte Straße nach Riglasreuth ab. In ihrer westseitigen Böschung sind die gleichen Falzentypen in teilweise karbonatisch gebänderten Schiefer aufgeschlossen (R 44 97 850, H 55 30 900). Die zwischen schmalen Zonen verstärkter NNW-fallender Bruchschieferung liegenden B2-Scherfalten tauchen mit ihren Achsen 5–20° W bis WSW ein. In den phyllitisch-quarzphyllitisch-quarzitisches gebänderten Gesteinen sind calcitische Karbonatlagen und absätziges Karbonatkristallisate meist an die quarzitischen Bereiche gebunden. Soweit nicht stärker rekristallisiert, sind die Karbonat-Korngefüge oder der Karbonatzement mit einer stärkeren Pigmentierung versehen.

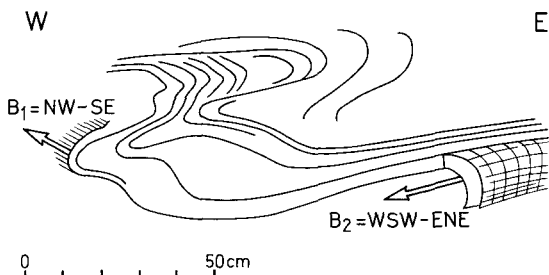


Abb. 65. Die ältere intrafoliale Faltung F1 mit NW-SE streichenden Achsen B1 als Relikt im jüngeren F2-Faltenbau mit WSW-ENE steichenden und flach nach WSW eintauchenden Achsen; Nähe Kläranlage Lochau (Aufschlüsse 44).

Begibt man sich an der Kläranlage vorbei über eine Fußgängerbrücke auf die östliche Talseite, so findet man wenige m flußaufwärts einen kleinen Felsanschnitt mit einer südvergente Falte (Abb. 64a). Hier zeichnet eine herausgewitterte Karbonatlage die stoffkoncordante F2-Falte nach, deren Achse mit 5–20° flach nach WSW eintaucht. Wie anderswo finden sich hier auch die älteren s1-Gefüge sowie eine WNW-ESE streichende Runzellineare, welche um die F2-Falten herumgewickelt wird.

Folgt man einer nach Osten gerichteten Böschung in Richtung Lochau so kommt man nach etwa 50 m zu einer kleinen Felsbildung (R 44 98 120, H 55 30 930), welche modellhaft die F2-Überfaltung einer älteren NW-SE gerichteten intrafolialen Faltung F1 belegt. Die B2-Achse taucht mit 15° WSW ein (Abb. 65). Der intrafoliale und isoklinale Charakter der F1-Falten und ihre parallel dem Hauptschichtgefüge liegenden Achsenebenen bewirkten, daß auch die alten Schichtgefüge überwiegend konform zu s2 und dem F2-gefalteten Lagenbau liegen. Der Schutz dieses Aufschlusses wird allen, die ihn besichtigen wegen der Einmaligkeit wärmstens ans Herz gelegt.

Aufschluß 45: Steinbruch „Kalkhäusl“, nordöstlich Dechantsees, Wunsiedler Marmor der moldanubischen Bunten Gruppe des Fichtelgebirges, Topogr. Karte 1:25 000 Nr. 6038 Waldershof, R 45 00 900, H 55 30 900

Der Steinbruch befindet sich nördlich neben der Straße nach Marktredwitz in einem Busch-bestandenen Gelände. Im Südflügel eines km-dimensionierten Sattels gelegen, fällt hier der WSW-ENE streichende Marmorzug kaskadenartig nach S ein (Abb. 67). Dieser weitspannigen Faltung sind kleinere Faltengebilde eingelagert. In der SE vergenteten Dekameter-Faltung des Aufschlußbereiches sind m- bis cm-Falten integriert, welche die allgemeine SE-Vergenz noch unterstreichen (Abb. 67).

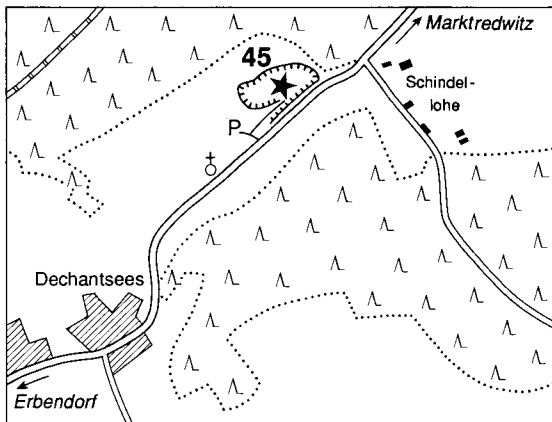


Abb. 66. Lageplan des Steinbruches „Kalkhäusl“ (Aufschluß 45), nordöstlich Dechantsees.

Blickt man im Streichen auf die südwestliche Bruch-Wand, so fällt eine mit $65-75^\circ$ NNW fallende Klüftung auf, welche der Bruchschieferung s3 im altpaläozoischen Schiefermantel parallel verläuft. Die Faltung wird hier aber anscheinend nicht beeinflusst. Diese ist streng stoffkonkordant und nur in intensiv feingefalteten Teilbereichen ist eine homoaxiale Überfaltung von anscheinend unmittelbar vorausgegangenen Faltenstrukturen sichtbar. Eine Bezeichnung dieser Faltenabfolge als F1 M ist auf den moldanubischen Sockel zu beschränken; sie ist älter als die F1 und F2-Faltung im Kambroordoviz des Fichtelnaabtales, von welchen – im zentralen Fichtelgebirge zonenweise schwächer oder stärker nur eine s3-verknüpfte wellige oder knittrige F2-Faltung auftritt.

Der Marmor im Steinbruch Kalkhäusl ist teils feinkörnig grau bis dunkelgrau, teils durch Rekristallisation weiß (mittel- bis grobkörnig) und durch Graphitanreicherungen schwarzgebändert. Eingelagert sind vor allem in der NW-Wand mm- bis dm mächtige grünliche Metabasitlagen (basische Metamagmatite und Tuffite), in deren Nachbarschaft auch dünne phyllitisch-glimmerschiefrige Lagen. Die Metabasite liegen als straff geschieferte Chlorit-Epidot-Amphibolite vor. Sie enthalten dünne schiefungsparallele Fasern mit gröberkörnigen Aktinolit-Albit-Epidot-Chlorit-Gefügen, welche insgesamt den mineralfaziellen Charakter der nicht kontaktmetamorphen Metamorphite im moldanubischen Sockel des Fichtelgebirges kennzeichnen.

Im Steinbruch herrscht teilweise eine enge Querzerklüftung, welche zu einem parallelepipedischen Zerfall des Gesteins führt. An den genannten s3-Klüften mit steilem NNW-Fallen sind in Einzelfällen Harnschiefungen zu finden, die auf Seitenverschiebungen hinweisen.

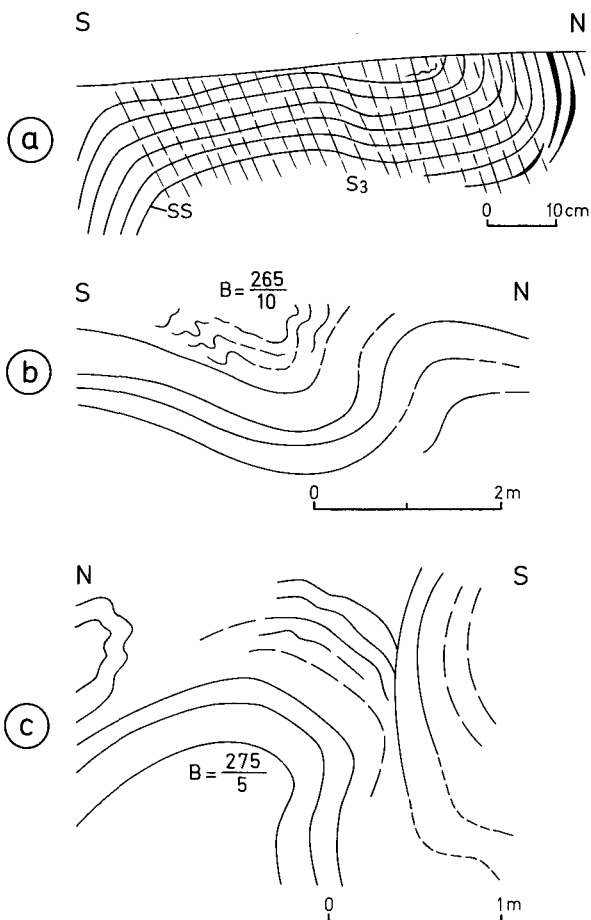


Abb. 67. Faltenstrukturen im Wunsiedler Marmor des Steinbruches „Kalkhäusl“ bei Dechantsees, a) Gesamtprofil im Steinbruchbereich mit treppenartigem Aufsteigen der E–W orientierten Großfaltung nach Norden. Im Marmor sind Metabasite lagig eingeschaltet (N-Wand-Bereich); b) mediotype südvergente Faltung mit Kleinfaltung in Muldenkernen und Übergängen zu Biegescherfaltung; c) südvergente Faltung in der Ostwand des Steinbruches.

Die verebnete alte Landoberfläche ist kennzeichnend für tiefgründige Verwitterung, welche im Steinbruchbereich zu einer Verlehmung und Verkarstung geführt hat (Höhlen in der SW-Wand). In den Karstraumwandungen entstanden dabei Sideritkrusten (Eisenspat), welche ihrerseits zum Teil wieder in Brauneisenerz umgewandelt wurden. Die häufig zu beobachtenden schwarzen Überzüge deuten auf höhere Mangangehalte. Der Abbau dieser Erze in früheren Jahrhunderten überzog fast

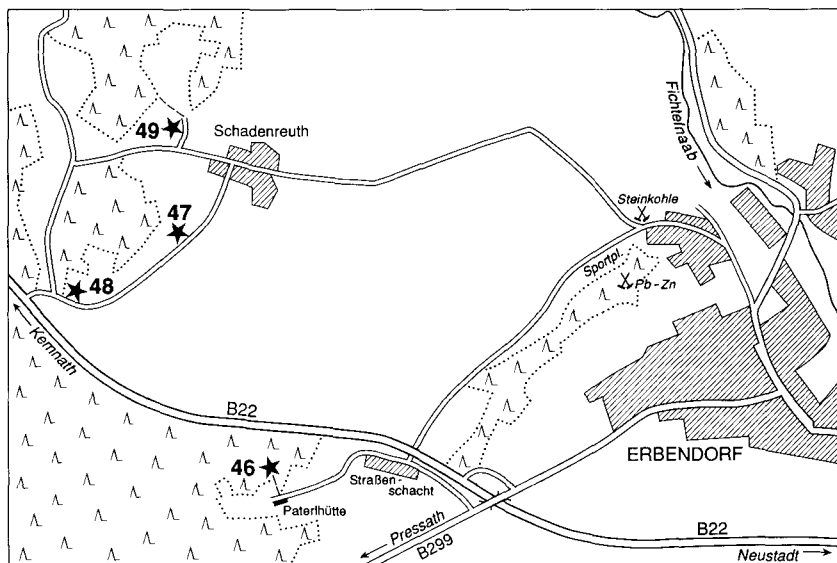


Abb. 68. Exkursionsziele im Bereich des Erbendorfer Rotliegenden (Aufschlüsse 46–49).

das gesamte Vorkommensgebiet des Wunsiedler Marmor. Die größten Erzmächtigkeiten der deszendenden Siderit- und nachfolgenden Braun-eisenvererzung befanden und befinden sich noch im Raum Arzberg. In den Karsthohlräumen bildeten sich auch Quarzkrusten.

8.5. Zielgebiet Rotliegendes (Permokarbon) von Erbendorf

Topogr. Karte von Bayern 1:25 000 Nr. 6138 Erbendorf, Geologische Karte des KTB-Umfeldes Oberpfalz 1:10 000, Blätter 1, 2 u. 5

Das kleine Erbendorfer Rotliegend Becken ist zwar durch den Kohlebergbau (bis nach dem 1. Weltkrieg), durch alte und neue Bohrungen und Kartierungen recht gut bekannt, doch ist es arm an repräsentativen Aufschlüssen. Viele Angaben über die Lithologie und Schichtfolge finden sich bei GÜMBEL (1868), LUCZIZKY (1904), OSWALD (1924), DE TERRA (1925), SIRCH (1988) und auf der neuen Geologischen Karte des KTB-Umfeldes Oberpfalz 1:10 000.

Die im folgenden aufgeführten Aufschlüsse stellen nur einen kleinen Ausschnitt der Schichtenfolge vor (vgl. Kap. 7.1.).

Aufschluß 46: Ehemalige Materialentnahme nordwestlich Paterlhütte, 1,5 km SW Erbendorf, Brandschieferfolge, R 45 01 480, H 55 22 110

In der ehemaligen Materialentnahme im Wald unmittelbar NW des Gehöftes Paterlhütte (Zufahrt über Kreuzstein-Straßenschacht) stehen grünlichgraue z. T. siltig-tonige, feinschuttreiche und glimmerige Sandsteine verschiedener Körnung an. Eingelagert sind dm-mächtige bituminöse Schwarzschiefer (Brandschiefer). Der hohe Anteil von glimmerigem, sericitisch-phyllitischem Gesteinsschutt, neben quarzitischen Fragmenten und Feldspäten deutet auf die geringen Transportweiten aus dem nahegelegenen saxothuringischen Raum mit höheren Epigneisanteilen. Tonige Siltsteinlagen mit biogenen Wühlspuren zeigen Sedimentationsberuhigung an. Die Zunahme von Silt- und Tonsteinlagen in diesem Abschnitt der Schichtfolge und die Häufung der Schwarzschiefereinlagerungen weist auf den nahen Abschluß des unteren Haupt-Sedimentations-Zyklus hin. Bei dem mit rund 30° NW fallenden Schichtenbau legt sich nur wenig weiter im Westen mit einem Quarzkonglomerat der obere Hauptzyklus auf. Über die Altersstellung besteht noch keine völlige Klarheit. Nach palynologischen Befunden ist am ehesten an unteres Autun zu denken (REITZ, HARTKOPF-FRÖDER, pers. Mitt.).

Aufschluß 47: Arkosebank an der Straße südwestlich **Schadenreuth**, R 45 01080, H 55 22 000

300 m SW Schadenreuth steht in der westlichen Straßenböschung eine Arkosebank an. Das Einfallen mit 35° nach NW ist konkordant zum Gesamtbau. Derartige rötliche Arkosebänke von dm- bis m-Mächtigkeit charakterisieren als Einlagerungen in braunem Sandstein, zusammen mit dem liegenden Quarzkonglomerat den unteren Abschnitt des 2. sedimentären Hauptzyklus. Im höheren Teil dieses Abschnittes nimmt der Karbonatgehalt (z. T. in Gestalt von Karbonatkrusten, Caliche-Bildungen) zu und es schalten sich siltig-tonige Lagen ein. Im tieferen Teil des oberen Abschnittes mit karbonatischen Tonsteinen ist die 200 m mächtige Quarzporphyrlatte eingeschaltet (am Waldrand oberhalb der Straße).

Sandsteine und Arkosen (z. T. mit gröberen, konglomeratischen Anteilen) bezogen ihr Material überwiegend aus rotverwitterten Gneis- und Granitgebieten – im Gegensatz zum saxothuringischen Schiefer-Herkunftsgebiet für den tieferen Sediment-Zyklus.

Aufschluß 48: im „Quarzporphyr“ des **Kornberges** südwestlich **Schadenreuth**, an der Fränkischen Linie, R 45 00 650, H 55 22 800

Im Bereich des Kornberges ist der rhyolithisch-rhyodazitische Quarzporphyr in einer ehemaligen Materialentnahme und in Böschungen aufgeschlossen. Die Grube der Materialentnahme liegt am SW-Ende des Kornberges, an der Fränkischen Linie, welche am westlich anschließenden Berührungspunkt Wald/Straße durchzieht. Das Erbdorfer Rotliegende liegt noch auf der Böhmisches Masse. Der Abbruch zum Vorland ist hier nicht in einem steilen Abfall wie in den meisten anderen

Abschnitten morphologisch verdeutlicht. Vielmehr ist im vorgelagerten Hessenreuther Forst die Oberkreide über das Niveau des Grundgebirges herausgehoben (Waldgebiet 200 m im SW). Dazwischen befindet sich eine schmale Schollenleiste mit meist überdeckter Trias (sandiger Unterer Muschelkalk), welche das in 73 m Tiefe erbohrte Oberrotliegende überlagert. In der Materialentnahme ist braunverwitterter und teilweise stark geklüfteter Quarzporphyr aufgeschlossen, ein lagiger Aufbau ist angedeutet. In einer nahegelegenen Bohrung fanden sich chloritische Alterationsbereiche und eine lokale Durchtrümerung mit Zeolith- und Calcitgängen.

Aufschlüsse 49: im „Quarzporphyr“ des **Kornberges** westlich **Schadenreuth**, R 45 01 100, H 55 22 800; R 45 01 060, H 55 23 500; R 45 01 080, H 55 23 600

200 m westlich oberhalb Schadenreuth ist in Felsböschungen der ausgeprägte Lagenbau des Quarzporphyrs zu sehen. In einer Böschung östlich unterhalb und unmittelbar westlich des Rast- und Festplatzes fällt dieser cm- bis m-Lagenbau mit 25–40° nach NW ein, gleichsinnig mit den umgebenden Sedimenten. Der von GÜMBEL (1868) angenommene diskordant eruptive Charakter wurde schon von LUCIZKY (1904) durch die Auffindung effusiv-synsedimentärer Strukturen widerlegt. Die mm- bis cm-großen Einsprenglinge in der ehemals glasigen Grundmasse sind unterschiedlicher Herkunft. Neben granitoiden Quarzen und Feldspäten treten auch quarzische Metasedimenteinschlüsse auf. Korrodierte Hypersthen-Einsprenglinge sind öfters von Säumen monoklinen Pyroxens umgeben. Neben einer in früheren Aufschlüssen sichtbaren diskordanten Durchtrümerung mit Pechstein-artigen, z. T. feinporphyrischen Gängen, beobachtete LUCIZKY auch faust- bis kopfgroße Pechsteingebilde mit einer schwarzen, schlackigen Kruste, welche als vulkanische Bomben gedeutet werden können. Am Weg westlich unterhalb der Platte (NE-Teil des Kornberges) kommen hornsteinartige Porphyrbreccien vor, die von Achatbändern kokardenartig umgeben sind. JAKOB (1989) beschreibt vom Kornberg (Funde auf den Äckern) Bandachat vom Uruguay-Typ.

Vom Kornberg hat man einen schönen Ausblick auf die Landschaft um Erbdorf. Im Süden dehnt sich das große Waldgebiet des Hessenreuther Forstes aus, mit der über das Niveau des Grundgebirges im Tertiär herausgehobenen Oberkreide. Hinter dem landwirtschaftlich genutzten Gebiet des Erbdorfer Rotliegenden im Vordergrund markiert im Mittelgrund ein bewaldeter Gegenhang den Gneisrand der Neustädter Scholle. Nach Nordosten zu blickt man auf den gestuften Abfall des Steinwaldes zur Niederung von Erbdorf. Bei guter Sicht kann man im östlichen Hintergrund die zum Teil waldbedeckte Rumpfläche des Falckenberger Granitmassivs sehen.

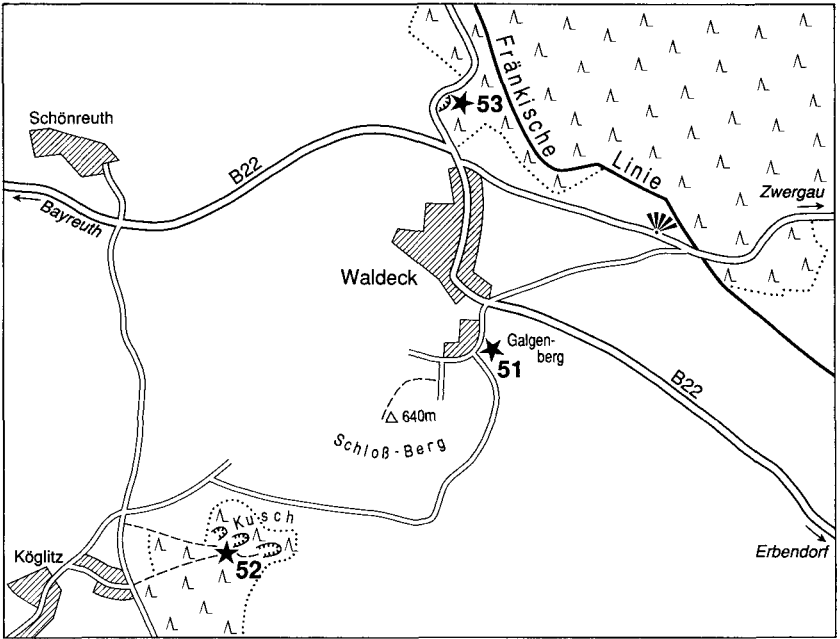


Abb. 69. Exkursionsziele im westlichen Vorland um Waldeck (Aufschlüsse 51–53).

8.6. Zielgebiet unmittelbares Vorland des Grundgebirges, nordwestlicher Abschnitt

Topogr. Karte von Bayern 1:25 000 Nr. 6137 Kemnath

Geologische Karte von Bayern 1:25 000 Nr. 6137 Kemnath mit Erläuterungen

Geologische Karte des KTB-Umfeldes Oberpfalz 1:10 000 Blatt 1 Wald-eck

Während im südöstlichen Vorlandabschnitt die Trias überwiegend von Oberkreide und quartären Ablagerungen überdeckt ist, sind nordwestlich des Hessenreuther Forstes diese Überdeckungen nicht mehr vorhanden. Das unmittelbare Vorland wird hier weitgehend von Schichten des Keupers aufgebaut. Muschelkalk in sandiger Fazies ist nur in einem randnahen Streifen horstartig eingeschaltet. Im Nahbereich des Grundgebirges existieren nur wenige Aufschlüsse, welche wiederum nur wenige Schichtglieder repräsentieren. Es sind vor allem Sandsteine des Keupers, welche als Nutzgesteine früher eine lokale Bedeutung hatten. Hinzu kommen zwei Aufschlüsse in den Schuttsedimenten der Oberkreide und die tertiären Basalte um Waldeck. Weiterführende Exkursionen in das Vorland beschreiben LEITZ & SCHRÖDER (1985), die Basalte betreffend HUCKENHOLZ & SCHRÖDER (1985).

Aufschluß 50: Ehemalige „Sandgrube“ (**Schießplatz**) 700 m südöstlich **Guttenberg**, R 44 99 250, H 55 22 900, siehe Abb. 70, S. 139

Hier ist ein tieferer Abschnitt der Oberkreide des Hessenreuther Forstes in der Böschung einer ehemaligen „Sandgrube“ angeschnitten. Es handelt sich um einen sandigen Schutt mit cm-großen kantigen bis kantengerundeten Gesteinskomponenten: phyllitische Schiefer, Quarzite, Lydit, Guttenberg-Quarzit und viel Quarz. Der Feinschutt ist z. T. in rötlichbrauner Matrix verkrustet. Ein bis ca. 1 m mächtiger brauner feinkörniger Sandstein ist eingelagert.

Aufschlüsse 51: Schloßberg und Galgenberg bei Waldeck, Basalt und Basalt-Schlotbreccie, R 44 96 700, H 55 24 900; R 44 96 340, H 55 24 530

Die Basaltschlote des Galgenberges, Schloßberges und des Vorkommens Köglitzer Kusch sind auf einer NE–SW gerichteten Linie angeordnet. Das kleine, aber gut erreichbare und schön aufgeschlossene Vorkommen Galgenberg (Höhe 580 m mit Kruzifix) liegt an der Straße von Waldeck zum Schloßberg. Es stehen basaltische Schlackentuffe und Breccien einer Schlotfüllung an, welche unregelmäßig von einem Basaltgang durchsetzt werden. Nach HUCKENHOLZ & SCHRÖDER (1985) handelt es sich um Nephelinbasanit mit hohem Nephelingehalten. Neben Quarz findet man hauptsächlich Einschlüsse von Benkersandstein-C (SCHRÖDER 1965).

Die Schlotruine des Waldecker Schloßberges besteht überwiegend aus säulig absonderndem Alkalibasalt. Breccien treten nur am Außenrand auf. Wie am Galgenberg handelt es sich um einen Nephelinbasanit. Nach HUCKENHOLZ & SCHRÖDER (1985) enthält der Basalt als Einsprenglinge Olivin und Ca-Klinopyroxen, daneben Quarz- und Quarzitbruchstücke mit Reaktionssäumen, seltener Peridotit-Xenolithe. TODT & LIPPOLD (1975) haben das radiometrische Alter der Basalte vom Galgenberg und Schloßberg mit 21,1 bzw. 22,6 Mill. J. bestimmt.

Aufschlüsse 52: Sandgruben am **Köglitzer Kusch**, 1 km SW vom Waldecker Schloßberg, Jüngerer Mittlerer Benker Sandstein, R 44 95 700, H 55 24 190 und R 44 95 800, H 55 24 180

Die beiden im Wald westlich der Höhe 559 m (Kusch) liegenden kleinen Sandgruben liegen im Jüngeren Mittleren Benker Sandstein. In der westlichen Grube steht ein bräunlicher, teils lockerer, teils stärker verfestigter Sandstein an, der reich an mm–cm-großen Geröllen ist, auch Sandsteingeröllen. Die Gerölle bestehen zumeist aus kantengerundetem Quarz. Lagenweise häufen sich Tongerölle und Tonschmitzen. Es herrscht z. T. Schrägschichtung.

In der weiter östlich gelegenen Grube besitzt der ebenfalls feingeröllreiche Sandstein eine stärker kaolinsandige Matrix. Der Sandstein wird teilweise vom Schutt einer Basaltbreccie überdeckt, welche früher bei der Höhe 559 m abgebaut worden ist. Der Abbau auf der Kuppe ist teilweise wassererfüllt und schwer zugänglich. Die Strukturen der Basalt-Schlotbreccie sind jedoch vom Rand her sichtbar.

Aufschluß 53: Alter Steinbruch nordwestlich **Waldeck** an der Straße nach Gödas, Oberer Benker Sandstein, R 44 96 540, H 55 25 840

Etwa 200 m nordwestlich der Abzweigung der Straße nach Gödas von der B22 liegt östlich der Straße ein alter Steinbruch im Oberen Benker Sandstein (Arkosebänke mit Mürbsanden). Es liegt eine Wechsellagerung von klein- und mittelkörnigen Sandsteinbänken mit grob- und mittelkörnigen Arkosebänken vor. In manchen Arkoselagen sind Tonschmitzen schichtig angereichert (20–30 cm mächtige, stärker herausgewitterte Partien), welche in bis cm-mächtige tonige Lagen übergehen.

Aufschluß 54: „Kiesgrube“ am südöstlichen Ortsrand von **Albenreuth**, Albenreuther Schotter, R 44 98 660, H 55 21 800

Oberhalb des Dorfes Albenreuth befindet sich eine Grube im Albenreuther Schotter, als der derzeit beste Aufschluß in Grundgebirgsnähe. Vermutlich handelt es sich um eine mittlere Position im Schotterpaket. Die Liefergebietsnähe zeigt sich am wenig aufgearbeiteten Schieferbestand. Es ist überwiegend Material aus dem Kambroordoviz vertreten: Phyllite, Glimmerschiefer und Quarzite. Weiterhin sind Abtragungsprodukte des Rotliegenden bemerkenswert: Quarzporphyr, Konglomerat und roter sandiger Tonstein. Gneisschutt von der Neustädter Scholle (wenig Amphibolit) weisen auf SE–NW gerichtete Einschwemmungen. Bezüglich des Granitanteils kann hier, wie bei den anderen Vorkommensbereichen folgendes festgestellt werden: Es fehlen die typischen Massivgranite des Steinwaldes und des übrigen Falkenberger Komplexes. Die relativ geringe Beteiligung klein- bis mittelkörniger Granittypen gehören allenfalls der randlichen Fazies des Steinwaldgranits an oder repräsentieren Ganggranite in ihrer Peripherie.

Das Albenreuther Material zeichnet sich durch seinen frischen Zustand aus. Die von der tertiären Verwitterung betroffenen und beeinflussten hangenden Abschnitte sind hier abgetragen. Pleistozäne Umlagerungen sind in den oberen 1–1,5 m der Aufschlußwand zu beobachten. Die Grobgemengteile tragen hier auf ihrer Oberseite feststehende Lehmüberzüge, die Unterseite ist sauber. Das sind die von PRIEHHÄUSER (1951) betonten Merkmale in seinen „Firneisgrundschutten“, während STETTNER (1958) diese Gebilde als „Fließerden der Hochlagen“ bezeichnet.

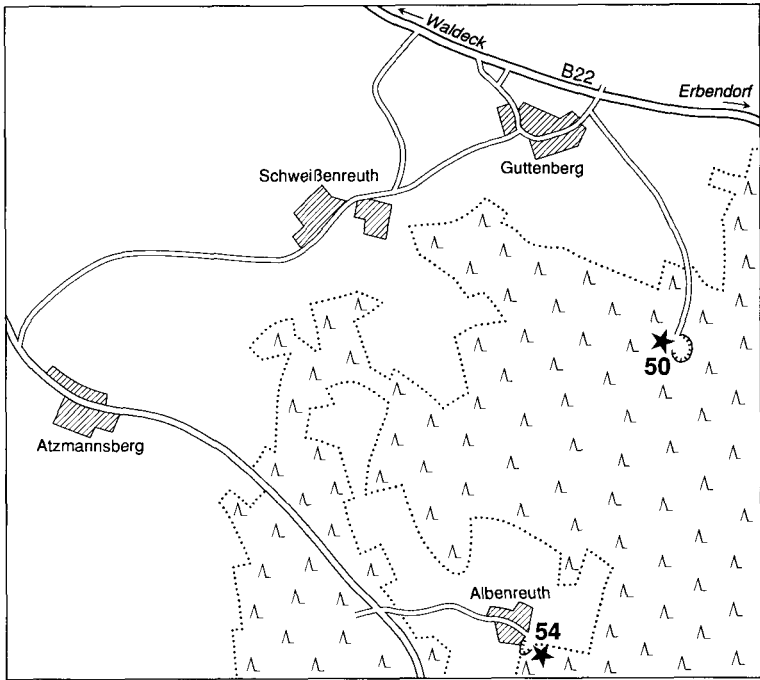


Abb. 70. Exkursionsziele im westlichen Vorland, in der Oberkreide am Nordwestrand des Hessenreuther Forstes (Aufschlüsse Albenreuth 54 und Guttenberg 50).

Ausblicke vom Grundgebirgsrand östlich Waldeck

Gradabteilungsblatt und Geologische Karte 1:25 000 Bl. Nr. 6137 Kemnath, sowie geologische Karte des KTB-Umfeldes 1:10 000; Standort 800 m östlich Kirche Waldeck, R 44 97 43, H 55 25 30

Wo östlich Waldeck die Straße nach Zwergau die Waldgrenze erreicht, quert zugleich auch am Fuß einer Hangversteilung die Fränkische Linie als die Südwestgrenze der Böhmisches Masse. Von hier aus hat man einen reizvollen Ausblick auf die „Vulkanlandschaft“ des Vorlandbereiches. Im Süden erhebt sich der bewaldete Hessenreuther Forst mit dem Albenreuther Schotter, im Westen ist das Keuperland von mehreren Basaltstöcken durchbrochen, von welchen der des Waldecker Schloßberges im Vordergrund und 8 km dahinter der Rauhe Kulm die größeren Zeugen des tertiären Vulkanismus sind. Ein paar kleinere typische Basalthöhen lassen sich anhand der Karte benennen, etwa der Atzmannsberger Kusch-Berg (3 km im Süden) oder der Anzenberg (3 km westlich des Aussichtspunktes). Die Abhänge am Grundgebirgsrand sind weitflächig mit eiszeitlichen Fließerden aus Schiefergebirgsschutt überdeckt.

Bei schönem Wetter lohnen sich auch die Ausblicke vom Ortsbereich Zwergau und von der Höhe 683 m nördlich Zwergau. Vom letztgenannten Standort öffnet sich zudem der Blick nach Norden über die Höhen und Niederungen des südlichen Fichtelgebirges bis zu den Granitbergen.

8.7 Zielgebiet nordwestliche Neustädter Scholle zwischen Windischeschenbach und Neustadt a. d. Waldnaab

Topogr. Karte von Bayern 1:25 000 Nr. 6138 Erbdorf, Nr. 6238 Parkstein, Nr. 6239 (Neustadt a. d. Waldnaab)

Geologische Karte des KTB-Umfeldes Oberpfalz 1:10 000, Blätter 7, 8, 9 u. 10

Geologische Karte des KTB-Umfeldes Oberpfalz 1:50 000

Geologische Übersichtskarte 1:200 000 Blatt Bayreuth

In diesem Gebiet befinden sich eine Reihe von Aufschlüssen in Paragneisen, in Orthogneis, in Pegmatoiden und in Metabasiten der Neustädter Scholle sowie solche, die über die tektonischen Verhältnisse an der Fränkischen Linie informieren. Aufschlüsse im unmittelbaren oberkretazischen Vorland können einbezogen werden.

Die Reihenfolge ist so gewählt, daß die Aufschlüsse auf einer Fahrt von Windischeschenbach nach Neustadt a. d. Waldnaab und auf einer Schleife zum Ausgangspunkt zurück aufgesucht werden können. Aufgenommen sind auch Aufschlüsse, welche von dieser Fahrtroute aus durch einen kürzeren oder längeren Fußmarsch zu erreichen sind.

Aufschluß 55: Ehemaliger Steinbruch und Felsböschung nahe Schwimmbad **Windischeschenbach**, R 45 10 940, H 55 16 940

Südöstlich des Schwimmbades Windischeschenbach, an der Straße nach Altenstadt, steht am Rande eines Wäldchens Granatamphibolit an. Im Wäldchen selbst befindet sich ein kleiner, seit langem aufgelassener Steinbruch. Das recht massige Gestein führt partienweise größere Granatgehalte (\varnothing bis etwa 2 mm). Der metamorphe Lagenbau ist in massigen Partien undeutlich, zum Teil ist er durch schlierige Plagioklasanreicherungen hervorgehoben und streicht WNW–ESE, bei 65° Einfallen nach SSW.

Aufschluß 56: Böschung an der Abzweigung der Straße nach **Püllersreuth**, Pegmatoid in Gneis, R 45 09 960, H 55 16 060

Knapp 1,5 km südwestlich von Püllersreuth, steht unmittelbar auf der Nordseite der Abzweigung nach Püllersreuth Granat-führender Sillimanit-Muscovit-Biotit-Gneis an mit einer bis 50 cm mächtigen konkordanten Pegmatoid-Einlagerung. Wie fast alle geringmächtigen Pegmatoide,

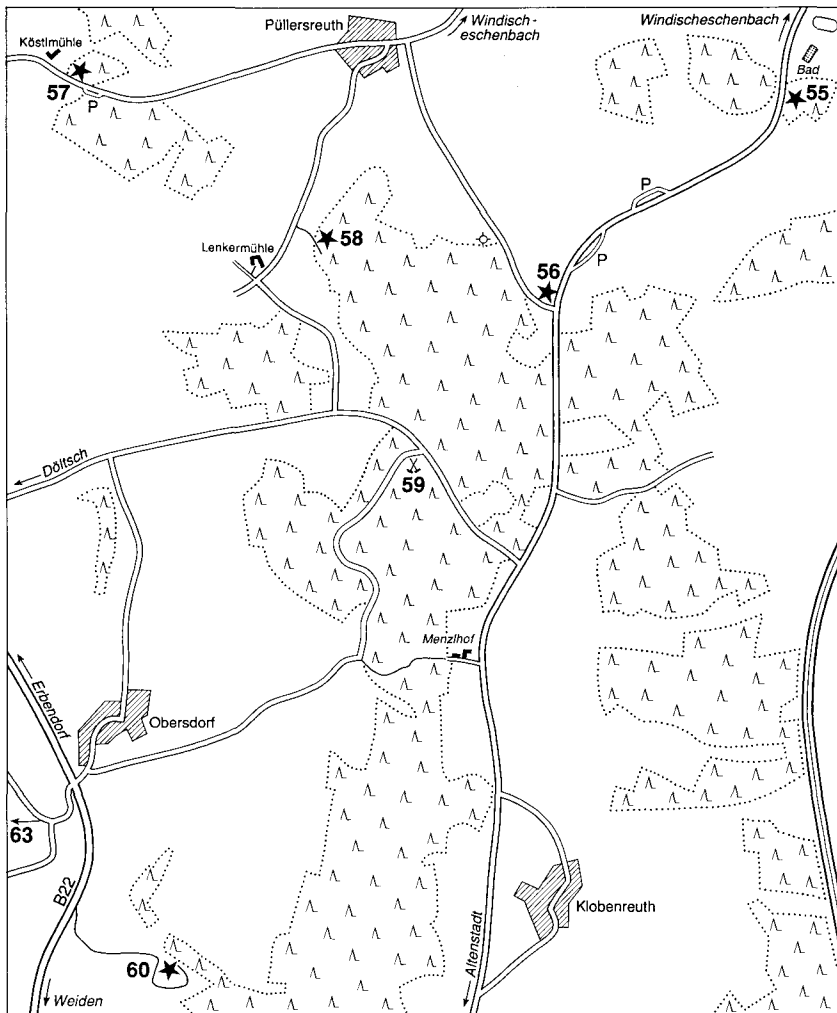


Abb. 71. Exkursionsziele in der nördlichen Neustädter Scholle (ZEV) zwischen Windischeschenbach und Wendersreuth (Aufschlüsse 55 bis 60).

ist auch diese langlinsige Einlagerung straff geschiefert. Die Feldspäte sind augenartig ausgewalzt. Das NW–SE-Steichen und 50° SW-Einfallen ordnen sich in den allgemeinen Bau ein. Die Lination und flache Wellung tauchen mit 50° nach SW ein.

Die konkordant in den Gneis-Lagenbau eingeschichteten Pegmatite konzentrieren sich im Nordwestteil der Neustädter Scholle (ZEV), im Raum zwischen Püllersreuth im Norden und Wendersreuth im Süden. Sie erreichen in der Regel Mächtigkeiten (von dm) bis zu mehreren

Metern (max. bis zu 25 m). Die Hauptgemengteile sind Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz und phengitischer Glimmer. In Zusammenhang mit Nebengesteinsflasern treten Biotit und Mn-haltiger Almandin auf. Weitere Mineralfunde sind bei den folgenden Aufschlußbeschreibungen vermerkt. Bei den m-mächtigen Körpern weisen in der Regel nur die randnahen Bereiche eine deutliche Parallelregelung auf, während die inneren Partien der lagig-langlinsigen Körper meist unregelmäßige Korngefüge besitzen. Hier treten auch graphophyrische Strukturen auf. Mit pegmatitisch-grobkörnigen sind meist auch aplitische Partien verknüpft. Bezeichnenderweise häufen sich die Pegmatoide im Nahbereich des Orthogneises, finden sich allerdings auch im Liegenden davon bis in einer Entfernung von mehreren km. Ähnlich wie in der Münchberger Gneismasse können diese Gesteine als relativ späte Mobilisate der amphibolitfazialen Metamorphose angesehen werden.

Aufschluß 57: Orthogneis bei der **Köstlmühle**, zwischen Püllersreuth und Steinreuth, R 45 07 930, H 55 17 020 (Straßenböschung); R 45 0790, H 55 17 060 (Steinbruchversuch)

Der im Paragneis-Metabasit-Verband der nordwestlichen Neustädter Scholle eingeschaltete Orthogneis (Mächtigkeit zwischen 200 und 400 m) ist in einer Straßenböschung und in einem kleinen ehemaligen Steinbruchversuch 150 m südöstlich der Köstlmühle aufgeschlossen. Das geschieferte mittelkörnige granitoide Gestein streicht hier SE–NW bis WNW–ESE und fällt mit 45° nach Südwesten ein. Es ist durchsetzt von feinkörnigen aplitgranitischen Lagen und Bänken von cm- bis dm-

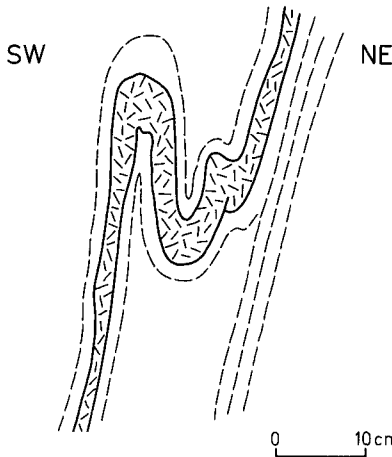


Abb. 72. Nordostvergent gefaltetes Aplitband im Schurf Köstlmühle (1988) als Beispiel für nordostgerichtete Bewegungsvorgänge unmittelbar nach der Subduktion des Gesteinsverbandes.

Mächtigkeit ohne sichtbare Gefügeregelung, teils konkordant, teils diskordant zum umgebenden tektonischen Lagenbau. Diese Verknüpfung kann im gesamten Verbreitungsbereich des Orthogneises beobachtet werden. Möglicherweise handelt es sich bei den aplitgranitischen Gesteinen um Mobilisate der ausgehenden Metamorphose im Orthogneis. Der Gesteinsverband wird vorwiegend von enggescharten Klüften mit WSW–ENE-Streichen und mittelsteilem NNW-Fallen durchschnitten.

Der Orthogneis besitzt einen rhyolithisch-granitischen Chemismus (Ross, 1989). Seine im Paragneis lagig eingeschichtete Form, gelegentlich begleitet von wenigen m-mächtigen parallelen Lagen spricht eher für ein synsedimentäres vulkanisches Gestein, als für einen intrusiven granitischen Körper. Die hellen granatführenden Gesteine sind teils biotit- teils muscovitbetont.

Aufschluß 58: Ehemaliger Pegmatitabbau **Püllersreuth-Lenkermühle**, R 45 09 00, H 55 16 360

Hier bestand im Wald, 300 m NE der Lenkermühle in den 50er Jahren ein unter- und übertägiger Abbau in einem bis 9 m mächtigen Pegmatoidkörper. Es bestehen noch kleinere Anbrüche in Pegmatoid und Gneis. Während des Abbaues fanden sich neben 20–30 cm großen Glimmern (Phengit) Beryll bis zu mehreren cm Länge, z. T. auch in radialstrahligen Büscheln, sowie Columbit.

Aufschluß 59: Ehemalige Feldspatgrube **Gertrude**, zwischen Lenkermühle und Menzlhof, R 45 09 360, H 55 15 400

Hier ist im Einschnitt vor dem verschlossenen Stollenmundloch teils massiger, teils gut geschieferter Pegmatoid aufgeschlossen. Das Einfallen ist bei normalem NW–SE-Streichen mit 20–35° SW relativ flach, was auch bei dem nach Süden anschließenden Gneis-Pegmatoid-Verband bis zur Höhe 515 m der Fall ist. Mit groben pegmatitischen, kalifeldspatreichen Kristallisaten sind auch hier plagioklasreiche feinkörnige aplitische Gesteinspartien verknüpft.

Als seltenere Mineralgemengteile fanden sich im Pegmatoid der Grube Gertrude cm-große idiomorphe Mn-haltige Almandinminerale, Columbit, Molybdänglanz und Autunit (B. WEBER 1978).

Aufschluß 60: Ehemalige Feldspatgrube **Wilma**, zwischen Obersdorf und Wendersreuth, R 45 08 330, H 55 1325

Der ehemalige Feldspatabbau 600 m NNE Wendersreuth ist von der B 22 aus über einen 500 m südlich Obersdorf abzweigenden Feldweg zu erreichen (siehe Lageplan). In diesem Gebiet konnte die Kartierung und Prospektion eine besondere Häufung von Pegmatoiden im Gneis feststel-

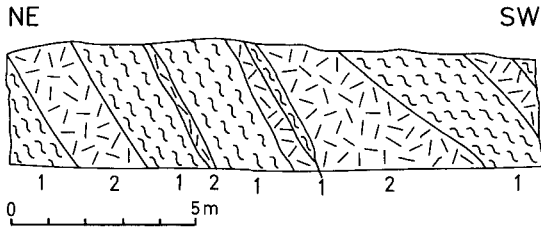


Abb. 73. Querschnitt durch eine Konzentration von Pegmatoidenlagerungen im Gneis der Neustädter Scholle (ZEV) im Bereich der Feldspatgrube Wilma bei Wendersreuth, Stand 1965; Aufschluß 60.

len. Im Abbaubereich der Grube Wilma scharten sich mehrere Pegmatoidkörper (Abb. 73). Das Abbaugelände steht heute größtenteils unter Wasser. Zugänglicher Pegmatoid steht an einem halbinselartigen Vorsprung im Südosten an. Der angrenzende Paragneis ist meist feinkörniger, massiger und stark geklüfteter Disthen-führender Sillimanit-Biotit-Plagioklas-Gneis und wird von einem Quarzgang durchsetzt. Der konkordante Verlauf der oberen Pegmatoidgrenze zum Gneis-s-Gefüge ist an der südwestlichen Abbauwand oberhalb des Wasserspiegels erkennbar. Auch von diesem Vorkommen sind cm-große idiomorphe Granatkristalle, Pyrit, Torbernit und Autunit bekannt. Im Gangquarz wurden cm-große Andalusite, Kupferkies, Covellin, Malachit, Cerrusit, Pyromorphit, Zinkblende und Bleiglanz gefunden (B. WEBER 1978).

Aufschluß 61: Felsböschungen in Gneis, Amphibolit und Metagabbro, **Altentadt-Bahnhof Neustadt**, R 45 11 850, H 55 09 850; R 45 11 850, H 55 09 950

Vom nordöstlichen Ortsausgang von Altentadt bis zur Bahnüberführung in Richtung Neustadt stehen in der bergseitigen Böschung (Kalvarienberg) an verschiedenen Stellen Gneise und Metabasite an. Im Südwesten sind es schwach metatektische Muscovit-Biotit-Plagioklas-Gneise in steilstehender Lagerung. Die Metabasite nahe der Bahnüberführung und weiter nach Norden: Amphibolite, Granatamphibolite und Metagabbros fallen dagegen mit 35–45° nach Westen ein. Die dazwischenliegende Störung trennt ein steilstehendes Randsegment der Neustädter Scholle ab.

Der Aufschluß vom Kalvarienberg Altentadt mit dem allmählichen Übergang von Granatamphibolit in den reliktschen Metagabbro wurde bereits 1904 von LUCZIKY beschrieben. Das gabbroide Gestein zieht vom nicht begehbaren Bahneinschnitt schräg nach oben (N) in das Niveau der Straße. Der reliktsche Diallag ist teilweise uralitisiert, von

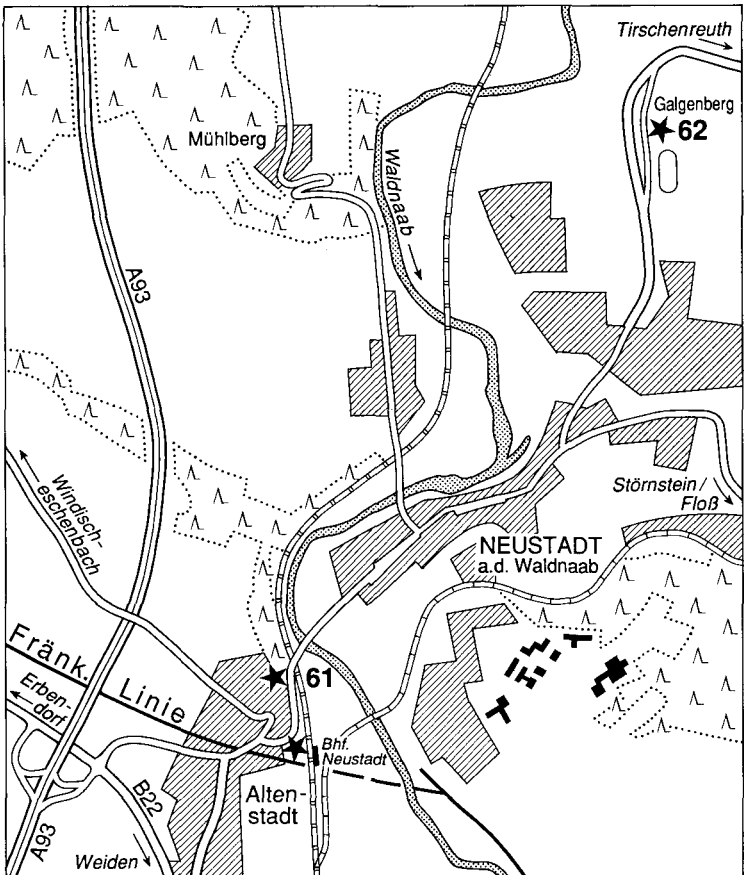


Abb. 74. Exkursionsziele im Bereich Altenstadt-Neustadt a. d. Waldnaab (Aufschlüsse 61 u. 62).

einer weiteren Hornblende durchsetzt und von einer dritten, grünen Hornblende-Generation umgeben, welche Reihen von Granatkörnchen einschließt.

Ein weiterer Aufschluß der Gneise befindet sich unterhalb der Straße gegenüber dem Bahnhof nahe der Fußgängerunterführung (R 45 11 880, H 55 09 65). Diese metatektischen Gneise führen gelegentlich idiomorphe, auffallend gut erhaltene Staurolithe (mikroskopisches Bild).

Die Störung zwischen dem steilstehenden Randsegment und dem mittelsteil nach WSW einfallenden östlich anschließenden Hauptteil der Neustädter Scholle, läßt sich nach Nordwesten bis zum Grundgebirgsrand westlich Obersdorf verfolgen (siehe Geologische Karte 1:50 000 und 200 000). Im Randsegment befinden sich noch weitere Aufschlüsse.

Im großen Straßeneinschnitt der A 93 nordwestlich Altenstadt waren Granat-Staurolith-Disthen-Gneisglimmerschiefer aufgeschlossen. Es wechselten mächtigere glimmerreiche mit dm- bis m-mächtigen plagioklasreicheren Lagen ab. In den glimmerschiefrigen ist Graphit in Einzel-lagen angereichert, desgleichen Pyrit in cm- bis 1-dm-mächtigen Lagen. Ein m-großes Quarzmobilisat in der NW-Böschung (N der Straßenbrücke) führte Einschlüsse von blauen Disthenen. Am Rand des Sauerbachtals südöstlich Holzmühle (E Wendersreuth) sind metatektische Gneise wie in Altenstadt aufgeschlossen (R 45 08 950, H 55 12 480). Weiter im Süden folgen die reliktschen Granat-Staurolith-Disthen-Gneise.

Aufschluß 62: Galgenberg-Sportgelände nordöstlich Neustadt a. d. Waldnaab an der Straße nach Tirschenreuth (B 15), R 45 13 060, H 55 11 720

Bei den Galgenberg-Sportanlagen ist im Verband mit Gneis und Amphibolit am Südrand der Tennisplätze ein dunkles, massig-feinkörniges und sehr zähes Gestein aufgeschlossen. BARDUA (1990) und SCHÜSSLER (1987) beschreiben es als Chlorit- und Klinopyroxen-führenden Hornblendefels. Es dürfte sich um ein ultramafisches Gestein ähnlich den Einschlüssen im Amphibolit des Steinbruches Oberbaumühle han-

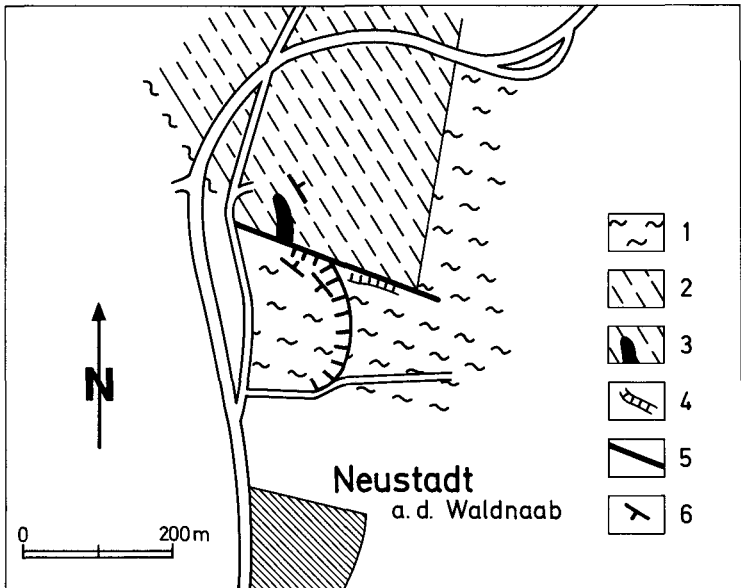


Abb. 75. Der geologische Verband im Bereich des Galgenberges nördlich Neustadt a. d. Waldnaab, nach BARDUA:
 1 = Paragneis, 2 = Amphibolit, 3 = Ultramafitit, 4 = Pegmatit, 5 = Störung,
 6 = Streichen und Richtung des Einfallens des Lagenbaues.

deln (Aufschluß 11), mit mehrfacher, zuletzt kontaktmetamorpher Überprägung. Entlang eines Quarzganges sind Serpentinminerale gesproßt. ZULAUF (1990) fand hier auch Serpentin mit fleckigen Anteilen von Talk, strahligem Amphibol sowie Magnetit und Goethit. Der Gesteinskörper ist von zahlreichen Harnischflächen durchsetzt, welche Blattverschiebungen an N–S, E–W und NW–SE streichenden Flächen belegen. Das im Amphibolit liegende ultrabasische Gestein wird im Süden von einer Störung abgeschnitten, welche auf der Gneisseite (im SW) von einem Pegmatitgang begleitet wird (Abb. 75).

8.8 Aufschlüsse im Bereich der Fränkischen Linie an der nordwestlichen Neustädter Scholle und im nahegelegenen Vorland

Topogr. Karte von Bayern 1 : 25 000 Nr. 6238 (Parkstein)

Geologische Karte des KTB-Umfeldes 1 : 10 000, Blätter 8 u. 10

Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000 Blatt Bayreuth

An der Fränkischen Linie ist – im Bereich der Neustädter Scholle (ZEV) – das Grundgebirge der Böhmisches Masse mit unterschiedlichen Beträgen gegenüber dem Vorland herausgehoben und zum Teil dem letzteren überschoben. Die letzten aufschiebenden Bewegungen fanden wahrscheinlich unmittelbar nach-oberkretazisch statt. Die Schichten der Oberkreide sind im Raum Döltsch aufgebogen, wenn nicht sogar teilweise überkippt. In der obersten Oberkreide, im Albenreuther Schotter, findet man keine Hinweise auf eine solche Tektonik. Vielmehr ist hier das Vorland über das Grundgebirgsniveau herausgehoben, in einem Segment, das im angrenzenden Grundgebirge die Schollenzerlegung untermiozäner Sedimente und ähnliche Relativbewegungen zeigt.

Der nordwestliche Ast der Fränkischen Linie folgt bis östlich Weiden NW–SE verlaufenden Störungen. In diesem Abschnitt befinden sich die größten Sprunghöhen gegenüber dem Vorland (über 1500 m). Südöstlich davon folgt der Grundgebirgsrand bis zur Luhe-Linie einer NNW–SSE verlaufenden Störung, längs welcher die Sprunghöhe nach SSE zu immer geringer wird und schließlich nur mehr einige 10er von Metern beträgt.

Die nachfolgend beschriebenen Aufschlüsse an der Fränkischen Linie liegen im Nordwestabschnitt. Hinzugefügt werden ein Aussichtspunkt am Grundgebirgsrand und Aufschlüsse im Vorland.

Aufschluß 63: Die **Fränkische Linie** südwestlich **Obersdorf**, Gneis, Amphibolit, Kataklasit, Oberkreide, R 45 07 480, H 55 13 780

Westlich der kleinen Ortschaft Obersdorf markiert der bewaldete Steilabfall zum tiefer liegenden Vorland den Rand der Böhmisches

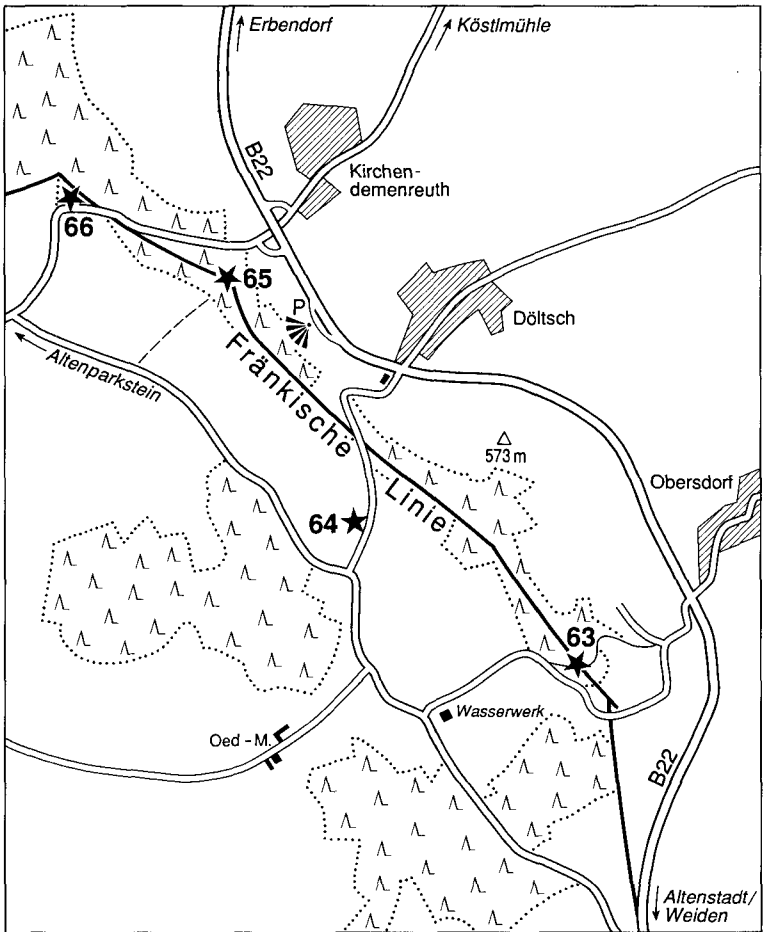


Abb. 76. Exkursionsziele im Bereich der Fränkischen Linie im Abschnitt Altenparkstein-Döltsch-Obersdorf-Wendersreuth (Aufschlüsse 63 bis 66 sowie Aussichtspunkt Parkplatz Döltsch).

Masse. Die Fränkische Linie als Randstörung verläuft am Fuß der Hangversteilung. Der Weg dorthin bietet mehrere kleine Aufschlüsse in Gneis und im Amphibolit der Neustädter Scholle. Von der B22 biegt man gegenüber der Einfahrt zum Dorf nach Süden ab (Flurstraße) und kommt nach etwa 200 m zu einer Straßengabelung. Von dort führt ein alter Feldweg nach Westen (Blick auf den Parkstein im Vorland), in welchem nach etwa 100 m in der Wegsohle steil einfallende, schwächer bis stärker metatektische Gneise anstehen. Die Gneise streichen hier SSW–NNE. Zeitweilig war im ausgespülten Weg ein 1,5 m mächtiger Aplitgranit sichtbar, parallel im Gneisgefüge eingeschichtet. Die Gneise

stehen da und dort auch in der von Bäumen und Büschen bestandenen Wegböschung an. Im Südwesten der anschließenden Talmulde steht in der Wegeböschung erneut metatektischer Gneis an, der zunächst flacher nach Westen einfällt ($40-55^\circ$), im anschließenden Hohlweg aber wieder versteilt. In der Folge zeigt der Gneis starke Zerrüttungserscheinungen und geht in einen brüchigen Kataklasit mit steil stehenden Hauptabsonderungsflächen über. Letztere streichen parallel zur Fränkischen Linie NW–SE bei 80° SW bis 80° NE-Fallen. Im etwa 20 m mächtigen Kataklasit sind auch Amphibolit und graphitführender Gneis eingeschaltet. Der Kataklasit ist auf der NE-Seite des Weges in einer kleinen Materialentnahme aufgeschlossen. Unmittelbar südwestlich davon verläuft die hier nicht direkt aufgeschlossene Fränkische Linie, die Randstörung des Grundgebirges. In der südlichen Wegböschung tritt heller Sand auf, verwitterter Kreidesandstein, welcher nach Westen zu eine rötliche Färbung annimmt.

Die im kataklastisch überprägten Gneis sichtbaren Begleitstörungen zur Fränkischen Linie geben keinen Hinweis auf eine nach Nordosten hin schräg einfallende Aufschiebung des Grundgebirges, wie es im Aufschluß bei Altenparkstein der Fall ist.

Aufschluß 64: Alter **Hohlweg** südwestlich **Döltzsch** nahe der Fränkischen Linie, Oberkreide, R 45 06 800, H 55 14 300

Dieser Aufschluß befindet sich 800 m nordwestlich des vorausgehend beschriebenen (Lageplan Abb. 76). In einem baumbestandenen Gelände nördlich der Straße Döltzsch – Oed ist der Rest eines ehemaligen Hohlweges erhalten. THÜRACH (1889) hat hier ein längeres bis zum Gneisrand reichendes Profil von 100 einzelnen dm- bis m-mächtigen Schichten mit einer Gesamtmächtigkeit von 245 m aufgenommen. Es handelt sich um eine Wechsellagerung von z. T. kohligen Sandsteinen und Tonsteinen mit eingelagerten Arkosen sowie einzelnen geröllführenden Schichten. THÜRACH stellte die Abfolge seinerzeit zum Keuper, TILLMANN (1964) ins Untere Cenoman, während KÜGEL (unveröff.) auf der Basis palynologischer Untersuchungen Coniac–Santon-Alter bestimmt hat. Ein Teil der heute noch sichtbaren Schichten fällt flach nach SW ein. KÜGEL plädiert für überkippte Lagerung.

Aufschluß 65: Die **Fränkische Linie** in einer Runse zwischen **Döltzsch-Kirchendemenreuth** und Altenparkstein, R 45 06 380, H 55 15 110

800 m weiter im Nordwesten des Hohlwegaufschlusses 64 liegt in einem Knick der Fränkischen Linie eine Hangmulde mit zwei Wasserrinnen. In der nördlichen konnte vor wenigen Jahren die Randstörung direkt freigelegt werden. An helle kaolinige Sandsteine der Oberkreide grenzt hier mit ca. 50° NE-Einfallen kataklastischer, dunkler Amphibolit. Es ist

dies der einzige Aufschluß, in welchem in den letzten Jahren das Auf-schieben des Grundgebirges auf das Vorland beobachtet werden konnte. Im Winter 1990/91 ist der kleine Aufschluß wieder verschüttet worden. Ein erneutes Anschürfen in der Wand der Runse ist aber grundsätzlich möglich. Der Zugang erfolgt am besten über einen Feldweg von der Straße am Fuß des Hanges aus (Lageplan Abb. 76). Der Aufschluß lag in der Schnittlinie vom konvexen Oberhang mit dem konkaven Unterhang.

Aufschluß 66: Straßenböschung zwischen **Altenparkstein und Kirchen-demenreuth**, Oberkreide, **Fränkische Linie**, Gneis, R 45 05 840, H 55 15 350 bis R 45 06 000, H 55 15 320

Kommt man von Altenparkstein, so steht unmittelbar nach einer scharfen Rechtskurve im Wald nördlich der Straße in einer kleinen Grube Oberkreide an: steil aufgerichteter heller Arkosesandstein (klein- und mittelkörnig und sandig zerfallend, im Verband mit dunkelgrauem Tonstein. Nach wenigen Metern weiter im Osten finden sich in der Straßenböschung kataklastische Gneise. Die Fränkische Linie quert die Straße schräg ESE–WNW etwa bei der alten Bildsäule aus Granit. In Richtung auf Kirchendemenreuth kommen in der Straßenböschung (mehr oder weniger eingewachsen) immer wieder die nach SW mit 30–50° einfallenden, teils glimmerreichen, teils metatektischen Gneise zum Vorschein.

Ein Ausblick vom Grundgebirgsrand in das westliche Vorland

Parkplatz an der B 22 zwischen den Ausfahrten Döltsch und Kirchen-demenreuth (Abb. 76), R 45 06 700, H 55 14 900

Vom Höhenrand der Neustädter Scholle (ZEV) wird der Blick auf das tieferliegende Vorland vom unvermittelt steil aufragenden Parkstein gefangen genommen. Das sonst flache und morphologisch wenig belebte Gebiet weist eine dem Grundgebirgsrand parallele Gliederung auf. Unmittelbar entlang der Fränkischen Linie ist die Oberkreide (Wechsel-lagerung Siltstein-Sandstein-Arkose) leicht angehoben und fällt nach Südwesten ein. Im Bereich der nach Südwesten folgenden Verebnung ist die Oberkreide tiefgründig lehmig verwittert (alttertiäre Verwitterung) und zum Teil von umgelagertem Albenreuther Schotter überlagert oder überstreut. Weiter im Westen dominieren sandig-kiesige Umlagerungs-sedimente, welche – mit Unterbrechungen – im Südosten bis zu den Terrassen des Naabtales reichen. Hier öffnet sich der Blick ins Rotliegendebek-ken von Weiden. Hinter dem Parkstein weitet sich das Trias-Bruchschol-lenland (mit nach Nordost einfallenden Schichten), das in der Frankenalb am Horizont seine südwestliche Begrenzung findet. Wendet man den Blick nach Nordwesten, so erkennt man, daß die dem Grundgebirgsab-

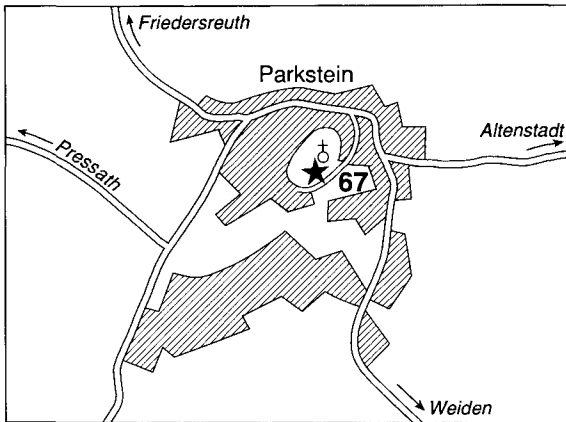


Abb. 77. Exkursionsziel Parkstein (Aufschluß 67).

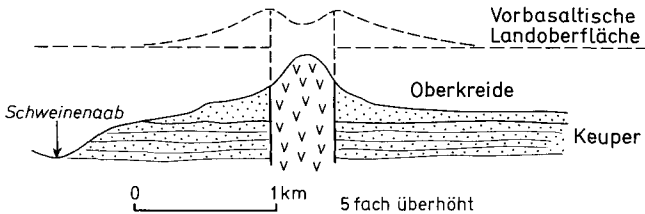


Abb. 78. Schematisches Profil durch den Parkstein zur Verdeutlichung der nachbasaltischen Abtragung des Vulkanbereiches und großer Teile der Oberkreide; nach A. WURM AUS STRUNZ (1952).

bruch parallele Niederung allmählich ausläuft und in der Höhe des bewaldeten Hessenreuther Forstes die Umkehrung des Reliefs erfolgt.

Aufschluß 67: Parkstein, Basaltschlotruine, R 45 05 200, H 55 10 200

Mit einer Höhe von 595 m ragt der Parkstein vulkanartig weit über seine Umgebung und zieht schon von weitem den Blick auf sich. Nach der Beschreibung von HUCKENHOLZ & SCHRÖDER (1985) durchbrechen zwei getrennte Breccianschlote in und unmittelbar NE Parkstein die Oberkreidesedimente. Die Oberkreidebasis fällt mit etwa 5° nach NE ein. SCHRÖDER (1963, 1965) kommt auf Grund der Gesteinseinschlüsse im Basalt zur Vorstellung, daß die Landoberfläche zur Zeit der Basaltdurchbrüche erheblich über dem heutigen Gipfel des Parksteins gelegen haben müsse. Insofern kann man die Umgebung als eine „Ausräumungslandschaft“ betrachten (Abb. 78). Bei einem Parkplatz an der SE-Flanke des Berges (ehemaliger Steinbruch) hat man den besten Einblick in den Aufbau. Säulig absondernder Basalt im N steht hier in Kontakt mit der

randlichen Schlotbreccie, in welcher kleinere und größere Basaltfetzen „schwimmen“. In der Breccie findet man hier auch Einschlüsse von Arkosen, kaolinigem Sandstein, Geröllsandstein und Tonstein aus der Oberkreide. Die von SEELIGER & STRUNZ (1962) als Grundgebirgseinschlüsse betrachteten Gesteine werden von SCHRÖDER als Geröllkomponenten der konglomeratischen höheren Oberkreide angesprochen.

Der Basalt des Aufschlusses ist nach HUCKENHOLZ ein Nephelinbasanit.

Der Parkstein als Aussichtspunkt

So wie der Parkstein von weitem schon als unübersehbarer Vulkanstock in der Landschaft steht, so bietet er auch selbst Ausblicke auf das umgebende waldreiche Oberkreidegebiet (wenig fruchtbare Sande und Kiese), darüber hinaus

- nach Süden auf die flachen Höhen des Naabgebirges (Südumrandung des Weidener Beckens),
- nach Südosten über das Weidener Becken und die Naab-Niederung auf das dahinter ansteigende Grundgebirge des Oberpfälzer Waldes.
- Im Osten sieht man die Höhen des Flossenbürger Granitmassivs und dahinter den Höhenrücken des bayerisch-böhmischen Grenzkammes;
- nach Nordosten und Norden wird der Grundgebirgsrand entlang der Fränkischen Linie von einem Waldhang in mittlerer Höhenlage markiert – beginnend im Südosten am Süßenloh-Weiher.

Aufschluß 68: Ehemalige Kiesgrube westlich **Friedersreuth**, Oberkreide, tieferer Abschnitt des Albenreuther Schotters, R 45 02 250, H 55 15 700

Der Aufschluß bietet einen Einblick in den unteren Abschnitt des Albenreuther Schotters, mit dm-mächtigen Einlagerungen von glimmerreichen Sanden (Schurf im Südteil der Grube).

Die Korngrößen des Albenreuther Schotters bewegen sich hier vom Feinkorn in allen Abstufungen bis zu rund 10 cm. Größere Gerölldurchmesser kommen in den Basisbereichen und in der Umgebung vor. Das Schottermaterial ist hier durch Fe-reiches Feinmaterial stärker miteinander verbacken. Dill (1990) beschreibt von hier Vivianit- und Eisenspat-Überzüge auf den Geröll-Oberseiten und deutet diese als Markierung eines älteren Grundwasserspiegels.

Bei allem handelt es sich um den Schutt des benachbarten Grundgebirges, wobei es sich nur um einen schmalen Randbereich handeln kann. Dies betrifft vor allem den fichtelgebirgischen Anteil, in welchem die schmale Leistenscholle zwischen der Fränkischen Linie und der Fichtelnaab als ein Hauptlieferant gelten darf. Das östlich davon gelegene Stein-

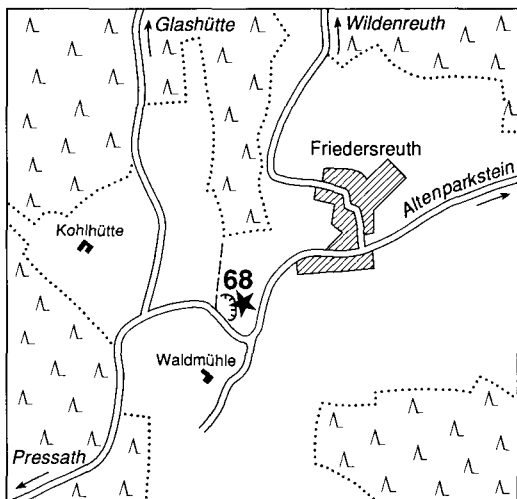


Abb. 79. Exkursionsziel ehemalige Schottergrube südwestlich Friedersreuth (Aufschluß 68).

wald-Granitmassiv ist mit seinen typischen Graniten (RICHTER & STETTNER 1987) nicht im Geröllspektrum vertreten. Unter den aus der Neustädter Scholle (Zone von Erbdorf–Vohenstrauß) stammenden Schuttmassen sind zwar nahezu alle Gneistypen vertreten, es fehlen in diesem Aufschluß aber die amphibolitischen Gesteine. Auch die Gesteine der Erbdorfer Grünschieferzone sind hier nicht beteiligt. Aus dem Rotliegenden stammt der nicht unbeträchtliche Anteil von rhyodazitischem Quarzporphyr. Es muß bei allem natürlich damit gerechnet werden, daß ein Teil des Abtragungsmaterials stärker aufgearbeitet und weitertransportiert worden ist.

Nach ihrem abnehmenden Anteil in der Geröllfraktion treten folgende Gesteine auf: Quarz (Mobilisat- und Gangquarz), Gneis (Paragneis, z. T. glimmerreich schiefrig, z. T. feinkörniger Biotit-Plagioklasgneis, auch graphitführender Gneis sowie Orthogneis), Tonschiefer bis Phyllit, Quarzphyllit, quarzitisches gebänderte Phyllite, Quarzporphyr, feinkörniger Aplitgranit, Pegmatit, Grauwacke bis Metagrauwacke, Guttenberg-Quarzit (vgl. Kap. 5.2.2) und Lydit.

Das Grobmaterial ist teils gerundet, kantengerundet, teils noch eckig. Auffallend ist die häufig zu beobachtende in situ-Verwitterung vieler Komponenten. Die Einschaltung von glimmerreichem, tonigem Sandstein (grau bis violettgrau) befindet sich mit einer Mächtigkeit von mehreren Dezimetern im höheren Teil des in der Grube angeschnittenen Profils. Aus einer solchen Lage stammen die von GOTHAN (1941)

beschriebenen Pflanzenreste. Sie belegen generell das Oberkreidealter, wobei der Komplex des Albenreuther Schotters von TILLMANN (1964) insgesamt in das Campan gestellt wird.

8.9 Zielgebiet südliche Neustädter Scholle und Leuchtenberger Granit

Topogr. Karte von Bayern 1:25 000 Nr. 6239 Neustadt a. d. Waldnaab, Nr. 6339 Waldthurn, Nr. 6439 Tännenberg
Geologische Übersichtskarte 1:200 000 Blatt Bayreuth

Im Südteil der Neustädter Scholle schwenkt der Abbruch des Grundgebirgsrandes aus der NW–SE-Richtung im Norden in die NNW–SSE-Richtung. Die nordwestliche Randstörung zieht östlich Weiden in das Grundgebirge hinein und ebenso weitere Parallelstörungen im Süden. In den dazwischenliegenden Schollenstreifen ist der Lagenbau der Gneise und Amphibolite mehr oder weniger rotiert und folgt nicht mehr der weitläufigen „Schüsselstruktur“ wie im Norden. Eine Störung nahe der Luhe-Linie schneidet im Süden den Verband der Neustädter Scholle ab. Auch das Moldanubikum nördlich und südlich der Luhe-Linie gehört verschiedenen Stockwerken an. Im südlichen Randbereich der Neustädter Scholle herrscht ein Scherverband mit mächtigen mylonitisch-phyllonitischen Überprägungen neben betont reliktschen Gneispartien (VOLL 1960). Südost- und nordwestvergente Aufschiebungen gehören hier zu den Einengungsformen der variskischen Tektonik. Der Leuchtenberger Granit nimmt nahezu die Hälfte der Ausstrichbreite der Neustädter Scholle ein.

Das Leuchtenberger Granitmassiv schließt im Süden ohne scharfe Grenze an das Falkenberger Massiv an. Im Unterschied zur serialporphyrischen Gefügeentwicklung des Falkenberger Porphyrgranits ist die des Leuchtenberger Massivs mehr oder weniger hiatalporphyrisch. Der porphyrische Biotitgranit als wahrscheinlich ältester Granit der Abfolge, ist lediglich im Nordteil des langgestreckten, bis zur Luhelinie reichenden Granitkörpers verbreitet. Aber auch hier, vor allem im Raum Störnstein-Floß ist ein jüngerer, nur schwachporphyrischer, mittel- bis grobkörniger Muscovit-Biotit-Granit verbreitet, der gelegentlich mit Pegmatitgängen vergesellschaftet ist. Dieser enthält im Raum Störnstein auch Schollen eines paralleltexturierten Metagranits. Im ganzen Südteil herrschen schwachporphyrische mittel- bis grobkörnige Granite vor, welche teils biotitreich, teils leukokrat sind. Auffällig ist die feinkörnige (granatführende) und zum Teil aplitische Randfazies an der Südwest- und Westflanke des Massivs.

Im Nordteil des Massivs ist dem Granit ein langer Zug von quarzdioritischem Redwitzit eingelagert. Dessen basale Stellung in plattig-zungenartigen Graniten dieses Typs läßt insgesamt einen tieferen Anschnitt im

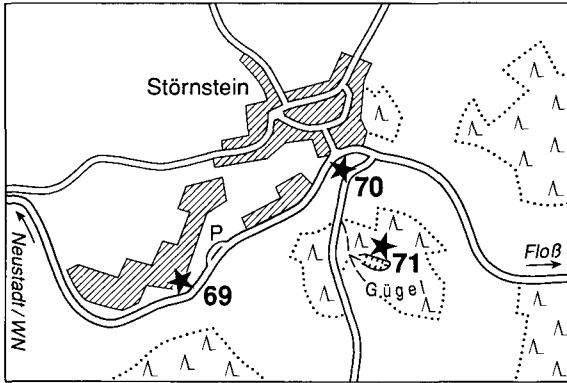


Abb. 80. Exkursionsziele im Raum Störnstein, östlich Neustadt a. d. Waldnaab, Aufschluß 69 – Gneis der Neustädter Scholle und 71/72 – Granite des Leuchtenberger Massivs.

Pluton annehmen. Dies geht auch aus den gravimetrischen Profilen von CLAUSSEN (1984) und BÜCKER (1985) hervor, welche einen nur geringen Tiefgang des Granits unter die heutige Landoberfläche annehmen lassen. Große Plutonanteile sind deshalb bereits abgetragen. Nur gegen sein südliches Ende sackt der Granitkörper stärker ein.

Aufschluß 69: Felsböschung südwestlich **Störnstein**, Sillimanit-Muscovit-Biotit-Plagioklas-Gneis, R 45 14 600, H 55 10 270

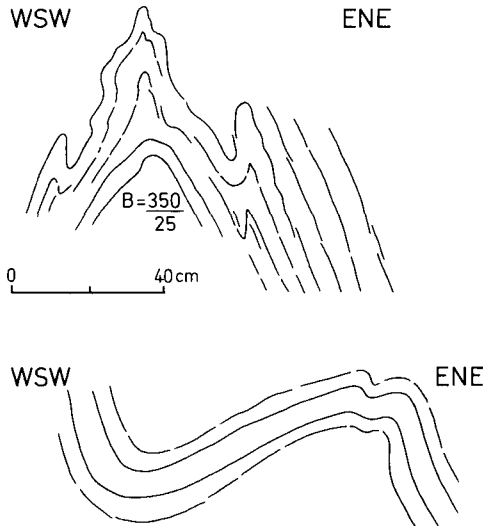


Abb. 81. Faltenbilder im mylonitischen Gneis der Felsböschung an der Straße südwestlich Störnstein, östlicher Abschnitt (Aufschluß 69).

Wenige 100 m südwestlich Störnstein stehen an der Straße nach Neustadt a. d. Waldnaab in einer unübersichtlichen Kurve Gneise der Neustädter Scholle an. Parkmöglichkeiten bestehen am Ortseingang von Störnstein.

Es stehen flasrig bis mylonitisch überprägte Sillimanit-Muscovit-Biotit-Plagioklas-Gneise an, die einen schwach metatektischen Eindruck machen. Sie enthalten sowohl Quarz-Plagioklas-, als auch Quarz-Mobilisate und sind von einer jüngeren Biotit-Hornfelsfazies überprägt, welche wohl mit dem östlich benachbarten Leuchtenberger Granit in Beziehung steht. Die Biotite liegen weitgehend als Querbiotite in den Glimmerflasern. Sillimanit ist nur mehr in einzelnen Fibrolithflecken erhalten. In jüngeren konkordant eingelagerten, nur teilweise rekristallisierten mylonitischen Bereichen sind die Biotite weitgehend chloritisiert.

Der Lagenbau fällt steil nach SW ein oder steht senkrecht. Im östlichen Abschnitt der Felsböschung sind Falten verschiedenen Typs aufgeschlossen, darunter cm–dm-Spitzfalten (Abb. 81) mit 25° NNW eintauchenden Achsen. Daneben kommen auch knieartige Verbiegungen des Lagenbaues in m-Dimension vor, am östlichen Aufschlußende auch cm–dm-Kleinfaltung mit 45° NW eintauchenden Achsen.

Aufschlußbereich Störnstein, Granite des Leuchtenberger Massivs

Aufschluß 70: Störnstein Bahnlinie, Granit und Metagranit, R 45 15 200, H 55 10 700

In der Felswand längs der Bahnlinie gegenüber der Ortseinfahrt ist schwach porphyrischer mittelkörniger Granit aufgeschlossen. Große Blöcke zwischen der Bahnstrecke und der Straße zeigen Einschlußschollen von Metagranit mit einem deutlichen Parallelgefüge. Ähnliche Gesteine sind bisher nur von außerhalb des Leuchtenberger Massivs bekannt. Sie finden sich als langgestreckte Körper innerhalb der altpaläozoischen Hülle des mehr als 5 km entfernten Moldanubikums (Wetzeldorf-Abfolge), östlich Floß.

Aufschluß 71: Störnstein-Gügel, Granite, R 45 15 300, H 55 10 400

Auf der Anhöhe Gügel südlich des Ortes befanden sich früher zwei Steinbrüche in teils mittelkörnigem und schwachporphyrischen, teils stärker hiatal-porphyrischem Granit. Im stärker porphyrischem Biotitgranit des östlichen Bereiches (Steinbruch eingefüllt) konnte VOLL (1960: 315) Gänge einer zweiten Granitgeneration mit Mächtigkeiten um 1 m beobachten, deren kleinere Kalifeldspateinsprenglinge parallel zum Salband angeordnet waren. Außerdem waren in den Gängen rotierte Schollen des älteren Porphygranits zu sehen. Im heute noch zugänglichen westlichen

Steinbruch finden sich im schwach porphyrischen mittelkörnigen Biotitgranit Partien von leukokrater, grobkörnigem Granit und in der östlichen Wand ein feinkörniger Biotitgranit-Gang von etwa 1,5 m Mächtigkeit, der mit rund 60° nach N einfällt.

Aufschluß 72: St. Nikolaus in Floß, Serpentin, R 45 20 150, H 55 10 250

Den Amphiboliten am Ostrand der Neustädter Scholle (ZEV) sind im Raum von Floß mehrere Serpentinikörper eingelagert. Sie können als primäre Bestandteile des basischen Magmatismus angesehen werden (vgl. Aufschluß 11 Oberbaumühle und siehe Abb. 124, S. 210).

Die Kirche St. Nikolaus am Nordrand von Floß steht auf einem dieser Serpentine. KLINKHAMMER & ROST (1975) betonen bei diesen Vorkommen, daß sowohl der vorserpentinische Hornblendeperidotit, wie auch der daraus hervorgegangene Serpentin tektonisch stark überprägt wurden. Die Verformung des Ausgangsgesteins führte teilweise zu verschieferten bis mylonitischen Texturen, mit bandartiger Zerklüftung der Olivine und Parallelorientierung der Hornblende. Dementsprechend ergaben sich bei der ersten Serpentinisierung zeilenartige Verbände. KLINKHAMMER & ROST berichten ferner, daß als Folge weiterer tektonischer Bewegungen die folgende zweistufige Antigoritisierung im Raum Floß besonders ausgeprägt ist.

Aufschluß 73: Floß-Haarhügel, Serpentin, R 45 21 220, H 55 09 740

Östlich Floß stehen am Haarhügel Serpentinikörper an (Abb. 82), welche gegenüber dem Vorkommen Floß-St. Nikolaus eine deutliche kontaktmetamorphe Beeinflussung erkennen lassen. 200 m östlich des östlichen Körpers wurde früher quarzdioritischer Redwitzit abgebaut. KLINKHAMMER & ROST (1975) beschreiben eine Durchtrümerung des Serpentinites mit Granit und pegmatitischen Kristallisaten. In den begleitenden Reaktionszonen entstanden Anthophyllit und Phlogopit sowie in der Folge Talk (Aufschlußpunkt siehe Abb. 124, S. 210).

Aufschluß 74: Ehemaliger Steinbruch NE Bergnetsreuth, Cordierit-führender Gneis, R 45 19 350, H 55 07 900

An der Straße zwischen Boxdorf und Bergnetsreuth (südlich Floß) befindet sich ein kleiner, seit langem aufgelassener Steinbruch in einem Wäldchen. Der im frischen Zustand dunkle Granat-Cordierit-Biotit-Gneis ist typisch für den Ostteil im Süden der Neustädter Scholle (ZEV). Am Süden des Wäldchens liegen neben der Straße große Blöcke von metatektischem Gneis. Im ehemaligen Steinbruch zeigt der schwach ausgebildete metamorphe Lagenbau ein planares Hauptgefüge. Das Streichen pendelt um die N-S-Richtung (NNW-SSE bis NNE-SSW), wie allgemein im mittleren Teil der Neustädter Scholle. Das Einfallen mit

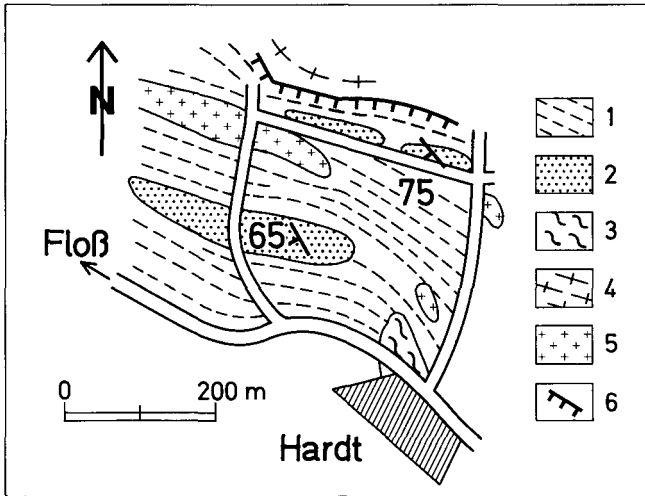


Abb. 82. Der geologische Verband am Haarhügel östlich Floß im Randbereich der Neustädter Scholle (ZEV) gegen Moldanubikum (im Norden) nach einer Vorlage von BARDUA.

1 = Amphibolit, 2 = Serpentinit, 3 = Gneis der Neustädter Scholle, 4 = Metagranit der moldanubischen Wetzldorf-Abfolge, 5 = Granit, 6 = Aufschiebung der Neustädter Scholle. Vgl. Lageplan Abb. 124.

55–65° ist hier als normal zu bezeichnen. Die auf den Schieferungsflächen sichtbare Lineation taucht mit 50–65° nach SW ein. Harnische durchsetzen den Lagenbau spitzwinkelig und belegen NNW gerichtete Seitenverschiebungen.

Der biotitreiche Gneis enthält abschnittsweise gehäuft feinlagige bis linsige Quarzmobilisate (mm–cm), in manchen Bereichen auch cm-große Kalifeldspat-Porphyroblasten.

Im Steinbruchbereich liegen angefahrene Blöcke von Porphygranit des Leuchtenberger Massivs aus der näheren Umgebung.

Aufschluß 75: Steinbruch **Rommelberg**, Kalksilikat-Amphibolit, R 45 19 300, H 55 04 000

Der Steinbruch liegt 1 km WSW des Dorfes Rommelberg, nahe der Straße Weiden–Vohenstrauß im Rappersbusch-Wald. Die Zufahrt zweigt 500 m SSE des Steinbruches von der Hauptstraße ab (Nähe Parkplatz).

Hauptgesteine sind Amphibolit und kalksilikatisch gebänderter Amphibolit, in welche bis zu 1,5 m mächtige aploide Gneislagen eingeschaltet sind. Wenige NW–SE streichende Aplitgänge durchsetzen den Metamorphitverband. Eine im Rahmen der KTB-Voruntersuchungen

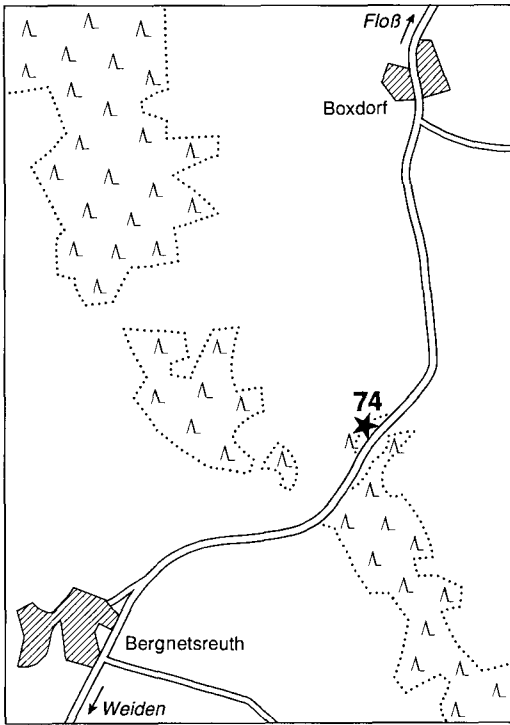


Abb. 83. Lage des Aufschlusses 74 (ehemaliger Steinbruchversuch) an der Straße Floß–Bergnetsreuth(–Theisseil–Weiden).

niedergebrachte Kernbohrung blieb 137 m im gebänderten Kalksilikatamphibolit (Abb. 85, 86). Die Bänderung wird durch den Wechsel dunkler amphibolitischer und plagioklasamphibolitischer sowie hellerer diopsid- und karbonatbetonter Kalksilikatlagen im mm- und cm-Bereich hervorgerufen. Wiederholt eingelagert sind aploide, leukophyrische Quarz-Plagioklas-Lagen von 5 bis 150 cm Mächtigkeit. Die für ehemals basaltische Gesteine typischen Titanitgehalte sind lagig konzentriert. Die Kontaktmetamorphose verursachte nach ZULAUF (1990) die Neubildung von Prehnit, Epidot-Klinozoisit, Calcit, gelegentlich von Diopsid und Grossular, sowie randliche Rekristallisation von Plagioklas. VOLL (1960) sprach sich für eine Entstehung des kalksilikatischen Lagenbaues durch metamorph-metasomatische Prozesse aus. Der Vergleich mit stofflich ähnlichen Differenzierungen bei submarinen Basaltergüssen, wie sie auch bei oberdevonischen Basalten (Diabasen) zu fast gleichartigen Gefügen geführt haben sowie die Zwischenlagen der aploiden Gneise (ehemalige Plagioklas-reiche Tuffite ?) spricht mehr für eine primäre Anlage der Bänderung. Der Gesteinsverband ist entlang von NW–SE und NNW–SSE streichenden und SW-fallenden Störungen stark zerrüttet

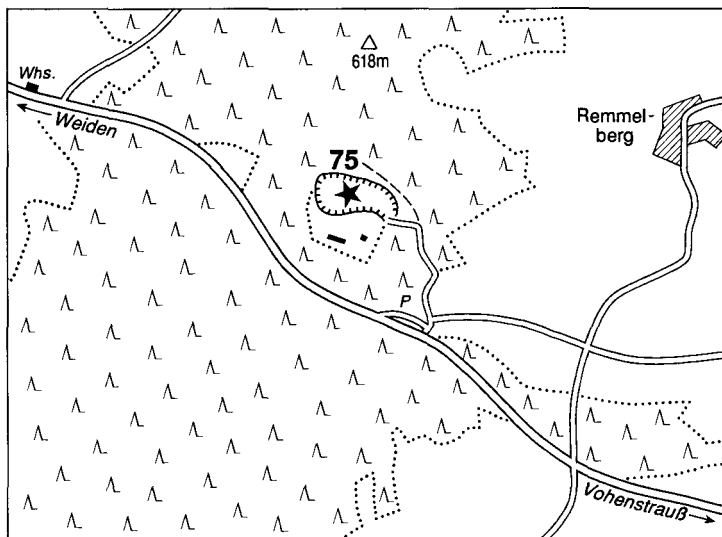


Abb. 84. Lage des Steinbruches Remmelberg (Aufschluß 75) nahe der Straße Weiden–Vohenstraße.

und zeigt interessante Mineralisationen (ZULAUF 1990): Auf eine 1. Mineralgeneration mit Grossular, Diopsid und Calcit, Epidot und Klinozoisit folgt eine 2. mit Prehnit \pm Epidot \pm Calcit; eine 3. Generation führt Prehnit \pm Calcit und eine 4. Calcit allein. Im Störungsbereich mit abschiebenden Relativbewegungen erfolgte auch eine starke Chloritisierung und tonige Zersetzung (Smektit im tieferen Bereich der Kernbohrung). In den zerrütteten Bereichen tritt hier Laumontit und Calcit auf.

Der Lagenbau fällt im Steinbruch mit $55\text{--}70^\circ$ nach NNE und ist in Teilbereichen in WNW–ESE-streichende Falten mit flachliegenden Achsen gelegt (*m-Dim.*).

Aufschlüsse im Tälchen des Almesbaches östlich Weiden

Das in den Rand des Grundgebirges östlich Weiden eingeschnittene Tälchen des Almesbaches und die darin verlaufende Straße Weiden–Vohenstraße erschließen Gneise der Neustädter Scholle (ZEV) und die hier in SSE–NNW-Richtung querenden Quarzporphyrgänge.

Aufschluß 76: Ehemaliger Steinbruch bei „Blockhütte“, Granat-Sillimanit-(Muscovit-)Biotit-Gneis und Diaphthorit, R 45 15 840, H 55 05 020

Der ehemalige Steinbruch befindet sich auf der Nordwestseite des Tälchens, 100 m NE der Gaststätte „Blockhütte“. Es stehen teils feinkörnige graue Sillimanit-Granat-Biotit-Plagioklas-Gneise an, teils mehr

Petrographie

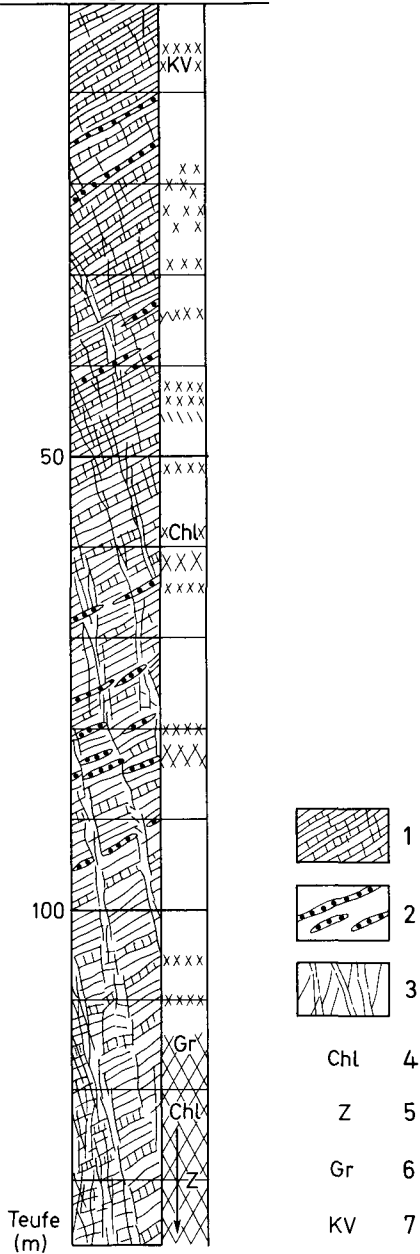


Abb. 85. Der Lagenbau im Kalksilikatamphibolit des Steinbruches Rammelberg (Kernbohrung im Rahmen der KTB-Vorerkundung 1985).

1 = gebänderter Kalksilikatamphibolit, 2 = leukophyrische Quarz-Feldspat-Gneislagen, 3 = Zerrüttung, starke Zerklüftung, Störung, 4 = Chloritisierungsbereich, 5 = Gesteinsersatz im Störungsbereich, 6 = Graphitbesteuge auf Klüften und Störungen, 7 = Kernverlust infolge Zerrüttung.

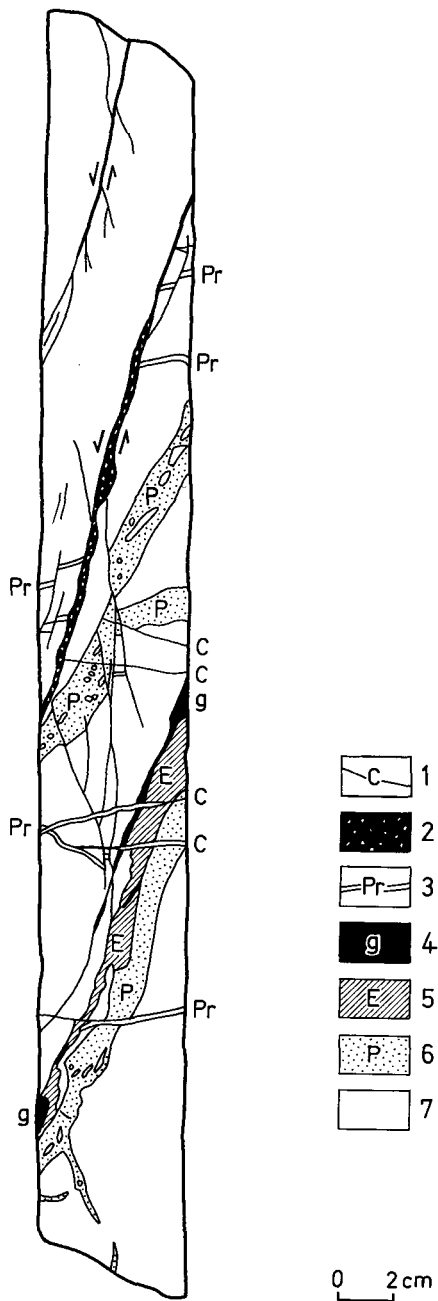


Abb. 86. Abschnitt der Kernbohrung Rammelberg 1985 im Teufenabschnitt von 82,2–82,7 m, mit polyphaser Bruchdeformation im kalksilikatisch gebänderten kontaktmetamorphen Amphibolit; aus ZULAUF 1990.

1 = Zugriß mit Calcit, 2 = Störungsruschel mit Chlorit- Laumontit-Calcit-Mineralisation, 3 = Zugriß mit Prehnit, 4 = Zugriß mit Klinozoisit, Grossular, Diopsid und Calcit, 5 = Zugriß mit Epidot, 6 = Zugriß mit Prehnit ± Calcit, 7 = Kalksilikatamphibolit.

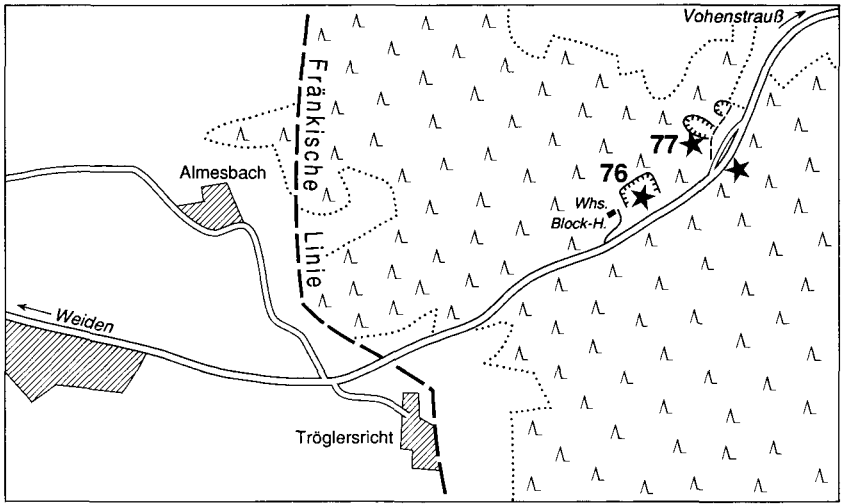


Abb. 87. Exkursionsziele an der Straße Weiden–Vohenstrauß im Almesbachtal östlich Weiden (Aufschlüsse 76–77).

oder weniger metatektische Granat-Sillimanit-Muscovit-Biotit-Gneise. Die Biotite sind zum Teil ungerichtet und werden randlich von Sillimanit ersetzt. Der Lagenbau streicht hauptsächlich WNW–ESE und fällt mit $40\text{--}50^\circ$ N ein. Im südlichen Teil der Neustädter Scholle (ZEV) ordnet sich der Lagenbau nicht wie im Nordteil einem großzügigen W- und SW-Fallen ein. Vor allem Rotationen zwischen NW–SE streichenden Störungen führten zu rasch wechselnden Lagerungsverhältnissen. Die Kleinfaltung ist im Aufschluß bei der Blockhütte in der Regel intrafolial, duktil bis semiduktil-knittrig und hängt hauptsächlich mit einer gleitbrettartigen Parallelzerscherung des älteren metamorphen Lagenbaues zusammen. Diese Zerschering führte bis zu kataklastischen Gefügen, in wel-

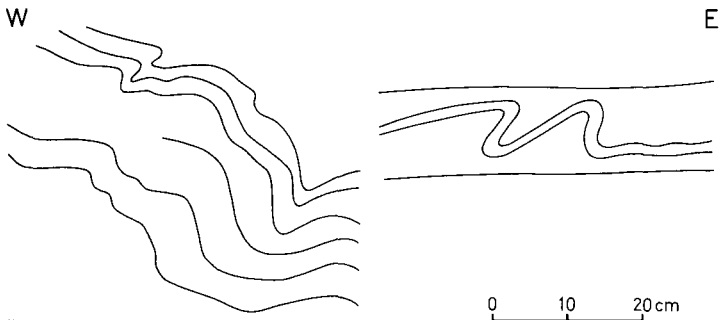


Abb. 88. Ostvergente Faltung in selektiven Bewegungszonen der Gneise im ehemaligen Steinbruch bei der Blockhütte, Aufschluß 76, als Hinweis für die hier nach Osten gerichtete Aufschiebung der Neustädter Scholle (ZEV).

chen die Biotite meist chloritisiert sind. Die dadurch gelockerten Gefüge fallen im mittleren Teil der Steinbruchwand durch erhöhte Wasserführung auf. Die Faltenachsen tauchen mit 30–45° nach Norden ein, die Vergenz der Falten ist nach Osten gerichtet und steht wahrscheinlich mit dem Aufschubvorgang der Neustädter Scholle in Zusammenhang.

Aufschluß 77: Ehemaliger Steinbruch 1 km SSW **Theisseil** in Quarzporphyr und Gneis, R 45 16 100, H 55 05 300

Dieser aufgelassene Steinbruch liegt 400 m NE des Steinbruches „Blockhütte“ und ist am besten über einen Parkplatz auf der nordwestlichen Straßenseite aufzusuchen. An dessen SW-Ende führt eine Zufahrt direkt zum ehemaligen Steinbruchgelände. Auch auf der gegenüberliegenden Straßenseite steht Quarzporphyr an, größere Blöcke liegen am Parkplatz. Der Quarzporphyr-Gangschwarm mit NNW–SSE-Streichen konzentriert sich in auffallender Weise in diesem Raum zwischen NNW–SSE-streichendem Grundgebirgsrand und davon abzweigenden NW–SE gerichteten Störungen und ist hier an fiederförmige Aufweittingsstrukturen gebunden (vgl. Geologische Übersichtskarte 1:200 000, Blatt Bayreuth). Das Gestein besitzt einen hohen Anteil von mm- bis cm-großen Grobkomponenten: Korrodierte Quarze, idiomorphe Kalifeldspäte und Plagioklase sowie miteinander verwachsene Aggregate beider Feldspäte. Korrodierte Biotite unter diesen granitischen Komponenten sind meist alteriert. Die oft von Hellglimmerschüppchen durchwachsenen Quarz-Feldspat-Verwachsungen in den Zwickeln sind teilweise sphärolithisch, teilweise graphophyrisch oder bilden feinkörnige Pflastergefüge.

Der Störungscharakter der Quarzporphyr-Gangzone läßt sich an den verstellten und zerscherten bis flatschigen Gneisgefügen in der Nachbarschaft erkennen, z. B. in der Nordostflanke des Steinbruches.

Gegenüber dem Parkplatz, steht im südwestlichen Bereich der Straßenböschung dunkler, feinfaseriger Granat-Sillimanit-Muscovit-Biotit-Gneis an (R 45 16 150, H 55 05 120).

Aufschluß 78: Steinbruch **Oedenthal**, Disthen-(Muscovit-)Biotit-Gneis, Amphibolit und Kalksilikatamphibolit, Granitoid, R 45 17 00, H 55 00 700

Der in Betrieb befindliche Steinbruch erschließt einen konkordanten Verband von disthenreichem Biotitgneis im Hangenden und Amphibolit im Liegenden. Unmittelbar südwestlich des Bruches schneidet eine von der Fränkischen Linie abzweigende, NW–SE streichende Störung den Verband ab, welcher zudem von einem schwach geschieferten aplitisch-granitischen Gestein quer durchsetzt wird (Abb. 90).

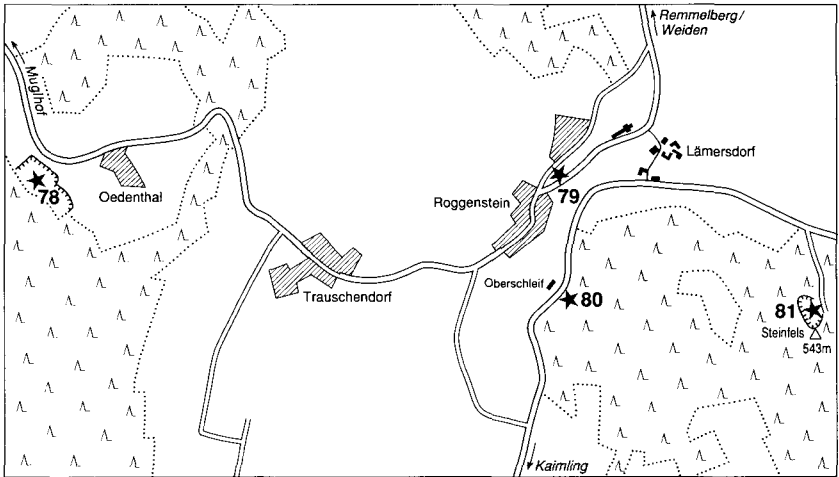


Abb. 89. Exkursionsziele in der Neustädter Scholle (ZEV) südöstlich Weiden, im Raum Oedenthal–Roggenstein (Aufschlüsse 78–81).

Der dunkle, violettgraue, feinflaserige Gneis mit rauhen Schieferungsflächen zeigt zumeist wenig helle Quarz-Feldspat-Komponenten, doch treten im Aufschluß auch Quarz-Feldspat-metatektische Biotit-Gneise auf, mit einem unruhigen Feinfältelungsgefüge. Alle diese Gneistypen zeigen im mikroskopischen Bild eine starke, fast wirre Durchbewegung. Die nestartig in Verbindung mit Biotitanreicherungen angehäuften Disthengehalte bewegen sich im Prozentbereich. Geringe Granatgehalte sind unterschiedlich verteilt, ebenso die sporadischen Sillimanitbildungen in Biotitsträhnen und im Quarz. Die Bildung von meist quer zum Schieferungsgefüge aufgesprossenen Muscoviten schließt die Kristallisationsentwicklung ab. An den Biotiten wurde ein (Abkühlungs-) Alter von 370 Mill. J. bestimmt (TEUFEL 1988). Amphibolit tritt in verschiedenen Typen auf: Feinkörnige und massige mit Übergängen zu mittelkörnigen und straff parallel geregelten, Plagioklas-ärmere und -reichere, von feinen Plagioklasmetatekten parallel zur Schieferung durchsetzte, durch streifige Titanitanreicherungen gekennzeichnete, sowie kalksilikatisch hell bis grünlichgrau gebänderte Kalksilikat-Amphibolite. Während in den normalen Amphiboliten neben Hornblende, Plagioklas, Titanit und wenig Calcit nur ganz selten Granat austritt, bildet Hessonit-Granat neben Diopsid, Plagioklas, Hornblende, Titanit und Zoisit in den kalksilikatischen Bändern meist gröbere Kristallite. Hier finden sich auch Calcit-Prehnit-Gängchen.

Der im Amphibolit konkordant eingeschaltete aplotide „Orthogneis“ besitzt straff parallele teilmylonitische und porphyroklastische Gefüge (s-c-Mylonit) mit Flasern fischförmiger Muscovite, welche mit 373 ± 8

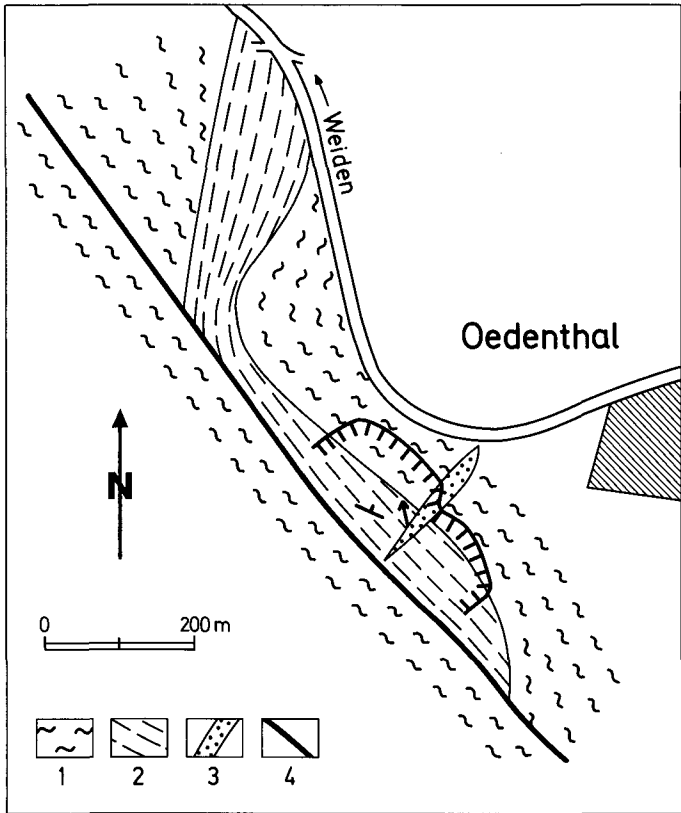


Abb. 90. Der Gesteinsverband im Bereich des Steinbruches Oedenthal (Aufschluß 78).

1 = Disthen-reicher Biotitgneis, 2 = Amphibolit und Kalksilikatamphibolit, 3 = Aplitgranit, 4 = Störung.

Mill. J. datiert worden sind (TEUFEL 1988). Im Abbauzustand von 1991 war dieser Orthogneis nicht mehr aufgeschlossen. Dafür tritt in der nach Nordosten vorgeführten Steinbruchwand ein aus Quarz, Quarz-Feldspat-Anteilen und Glimmerflatschen zusammengesetzter Gang auf, welcher im Amphibolit-Lagenbau parallel eingeschichtet ist (Einschieben mit ca. 55° nach N bis NNE). Dabei handelt es sich zugleich um einen Bereich erhöhter Teilbewegung und Scherung, was in den linsig-lagigen bis flatschigen Quarz-, Quarz-Feldspat- und Glimmer-Teilgefügen sowie in den stärker zerscherten Grenzbereichen deutlich zum Ausdruck kommt. Hier finden sich auch grobe, bis cm-große, zerflatschte Biotit-Aggregate. Weitere gleichorientierte Relativbewegungshorizonte deuten auf gleitbrettartige Bewegungen im Gesteinsverband unter retrograden Metamorphosebedingungen.

Das den Gneis-Amphibolit-Verband längs einer SW–NE streichenden Störung quer durchbrechende aplitisch-granitische Gestein von 6–8 m Mächtigkeit ist – nach der Gesamtgesteinsdatierung (379 ± 15 Mill. J.) und der Zirkondatierung (404 ± 30 Mill. J.) von TEUFEL (1988) – zur Zeit der tektonischen Hauptprägung intrudiert. Es besteht ein unregelmäßiges Rekristallisationsgefüge mit Resten subparalleler und langgestreckter Quarzmobilisate sowie von Biotit-(Chlorit-) Fasern. Dieser granitoide Körper wird im Hangenden, z. T. auch im Liegenden von plattig absondernden Quarzkristallisaten begleitet.

Amphibolit und konkordanter dm-„Orthogneis“ ergaben nach TEUFEL ein Gesamtgesteinsalter von 531 ± 16 Mill. J., der Kalksilikatamphibolit 525 ± 11 Mill. J., Alterswerte, welche als magmatische Entstehungsalter interpretiert worden sind, wobei der Basalt als Ausgangsgestein als geochemisch MORB-ähnlicher Typus charakterisiert wird (SCHÜSSLER 1990). Merkwürdig ist (TEUFEL 1988), daß sich das im Hornblendeaalter von 380 Mill. J. bezeugte Metamorphosealter (mit unmittelbar vorausgegangener Subduktion) nicht auf den Sr-Isotopenaustausch (Gesamtgesteinsalter) ausgewirkt hat.

Das generelle NNE-Einfallen des Gneis- und Amphibolit-Lagenbaues steht möglicherweise mit einem Aufkippen entlang der im SW des Steinbruches in der Talkerbe verlaufenden Störung zusammen. Im Amphibolit, wie im Gneis wurde in einem früheren Abbaustadium eine m-dimensionierte isoklinale, intrafoliale NW–SE streichende Faltung beobachtet. Vor allem in kalksilikatisch gebänderten Bereichen ist eine deutliche Lineation und z. T. enge, z. T. wellige bis flexurartige Kleinfaltung mit $25\text{--}30^\circ$ NNW eintauchenden Achsen erkennbar. Deutliche Faltenbilder finden man in dem seit langem ruhenden südöstlichen Steinbruchgelände.

Unter den Einzelmineral-Funden sind vor allem cm-große Tafeln von Vivianit (auf Klüften) und bis zu wenigen cm große tönchenförmige Apatite (in Quarzgängen) bekannt geworden.

Aufschluß 79: Roggenstein, N Ortseingang, Leuchtenberger Granit R 45 19 360, H 55 0078

In der Straßenböschung steht vor dem nördlichen Ortseingang von Roggenstein grobkörniger, schwachporphyrischer Granit des Leuchtenberger Granitmassivs an (teilweise verwittert). Im nördlichen Aufschlußbereich ist der Granit an einer NW–SE streichenden Störung mylonitisch-kataklastisch deformiert und mehr oder weniger stark alteriert.

Aufschluß 80: Ehemaliger kleiner Steinbruch SE **Roggenstein**, südöstlich Oberschleif, Leuchtenberger Granit, R 45 19 360, H 55 00 200

In dem kleinen, an der Straße gelegenen Steinbruch steht frischer, grobkörniger Muscovit-Biotit-Granit des Leuchtenberger Massivs an. In das grobkörnige Gefüge sind nur wenige größere (cm) Kalifeldspäte eingestreut. Ein 10–20 cm mächtiger Aplitgang durchsetzt den Granit mit 50° WNW-Fallen. Harnische zeigen Abschiebungen nach NNW und NE.

Aufschluß 81: Steinbruch am **Steinfels** südöstlich Lämersdorf, Leuchtenberger Granit, R 45 20 580, H 55 00 060

Im Steinbruch treten zwei Granitvarietäten auf. Im Ostteil ist es ein grobkörniger Biotit-reicher Granit, mit schlierigen, von unterschiedlichen Biotitgehalten gezeichneten Gefügen. Teilweise herrscht deutliche Parallelregelung. Das schlierige Bild eines „unreifen“ Granits zeichnet sich auch mikroskopisch ab. Im ungleichkörnigen Gefüge fallen vor allem die parallel-texturierten, unregelmäßig verzahnt rekristallisierten Quarzgefüge auf, welche, wie viele geknickte und undulöse Biotite auf eine ältere, teilverheilte tektonische Beanspruchung hindeuten. VOLL (1960) berichtet von der weiten Verbreitung dieser mechanischen Beanspruchung der Quarze, vor allem im nördlich anschließenden Gebiet. Im östlichen Teil des derzeitigen Abbaues tritt eine helle, biotitarmer Granitvarietät auf, mit grobkörnigem, schwach porphyrischem Gefüge (KF-Einsprenglinge bis 6 cm). In pegmatitischen Feldspatansammlungen des hellen Granittyps treten Nester von feinkörnigem Turmalin auf. VOLL (1960) beschreibt steil den Granit durchziehende, bis 1 m mächtige, schlauchartige Mikroklinanreicherungen, in deren Zentrum ebenfalls Turmalin auftritt. Am Ostrand des Steinbruches quert mit SE–NW-Streichen ein mehr oder weniger braun verwitterter Lamprophyrgang.

Aufschluß 82: Ehemaliger Steinbruch nordwestlich **Leuchtenberg**, Leuchtenberger Granit, R 45 18 500, H 55 96 100

Der Steinbruch selbst ist wassererfüllt; das Haldenmaterial erlaubt jedoch nähere Einblicke in das grobkörnige, einsprenglingsarme Gefüge. Der Muscovit-Biotit-Granit enthält bis 1 mm große Granate.

Aufschluß 83: Steinbruch westlich **Leuchtenberg**, Randfazies des Leuchtenberger Granitmassivs, R 45 18 250, H 54 95 70

Der hier aufgeschlossene klein- bis mittelkörnige Muscovit-Biotit-Granit, eine den Westrand des Leuchtenberger Granits bis über die Burgmühle hinaus nach Norden begleitende Randfazies nimmt in diese Richtung immer stärker aplitischen Charakter an. Auffallend ist der Anteil vieler kleiner, bis etwa 0,3 mm großer Granate. Dieser, gelegentlicher Sillimanit und kleine hellverglommene andere Einschlüsse deuten auf assimiliertes Nebengestein hin.

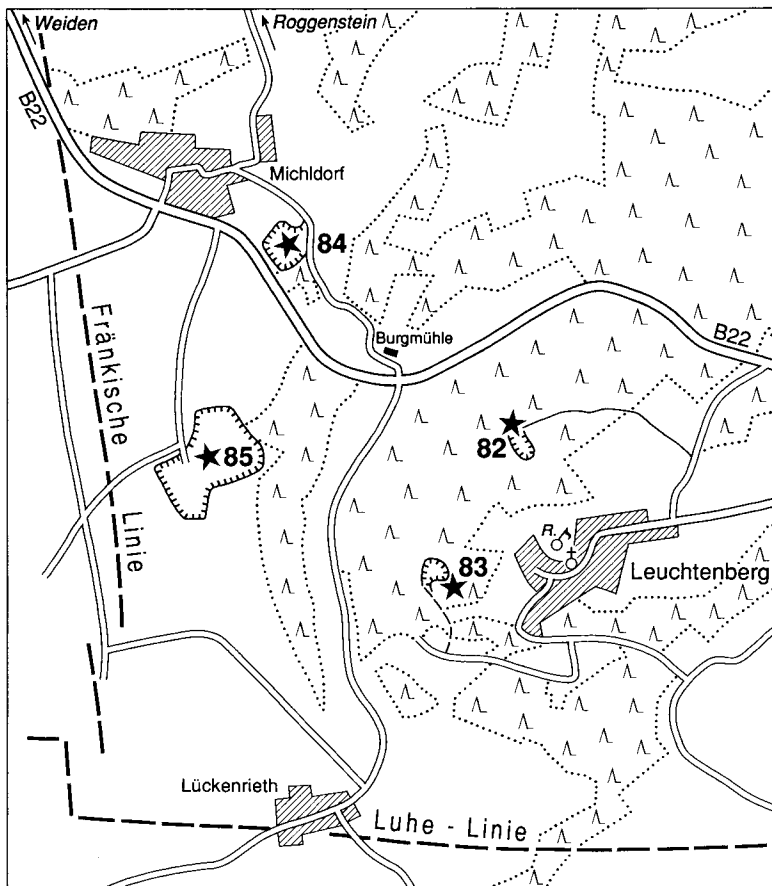


Abb. 91. Exkursionsziele im Raum Michldorf–Leuchtenberg im südlichen Randbereich der Neustädter Scholle (ZEV) (Aufschlüsse 84 u. 85) und im südlichen Abschnitt des Leuchtenberger Granitmassivs (Aufschlüsse 82 u. 83).

Aufschluß 84: Der alte Steinbruch von **Michldorf**, VOLLS Gneise mit Granulittendenz, R 45 17 700, H 54 96 800

Der alte Steinbruch auf der Ostseite der Ostmarkstraße (B 22) (Zufahrt durch das Dorf) ist heute weitgehend aufgefüllt. Der von VOLL (1960) eingehend untersuchte „Gneis mit Granulittendenz“ (Disthen-Granat-Biotit-Gneis) ist jedoch an mehreren Stellen in der Peripherie noch anstehend zu finden, allerdings meist stärker angewittert und brüchig. Nach VOLL sind in diesem Bereich ältere granulitische Gesteine trotz der Überprägung in einer Biotit-Gneisfazies noch relativ geschont erhalten geblieben. Bezüglich der komplexen Mineralsukzessionen in den stofflich differenzierten Gneisen wird auf die eingehenden Untersuchungen VOLLs (1960) verwiesen.

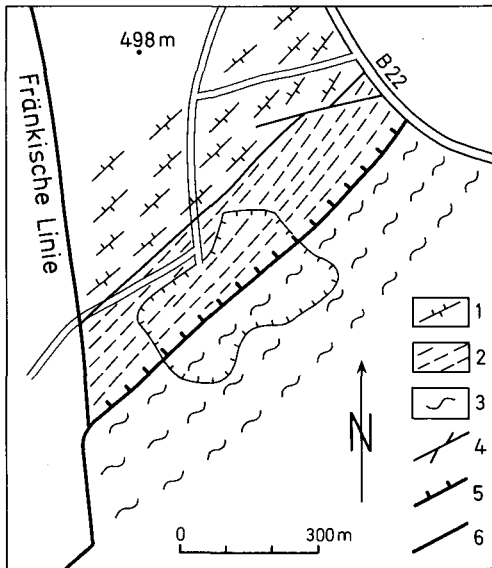


Abb. 92. Der geologische Verband im Bereich des Steinbruches südlich Micheldorf (Aufschluß 85) in Anlehnung an VOLL (1960).

1 = Gneise mit Granulitendenz, 2 = Amphibolit-Epidotamphibolit, 3 = phyllonitische Gesteine der Wetzldorf-Abfolge (altpaläozoisches Dach des Moldanubikums), 4 = Störung, 5 = Aufschiebung der Neustädter Scholle (ZEV) nach Südosten, 6 = Rand der Böhmisches Masse gegen das Rotliegende des Vorlandes (Fränkische Linie).

Aufschluß 85: Steinbruch südlich **Micheldorf**, Amphibolit und phyllonitischer Gneis, um R 45 17 500, H 54 96 000, Abzweigung von der B 22 südlich Micheldorf nach Süden

Der große Steinbruch liegt am Südrand der Neustädter Scholle (ZEV) und zugleich nur wenige 100 m von der Fränkischen Linie, dem Rand der Böhmisches Masse entfernt. Dieser Umstand drückt sich teils in der steilen Aufrichtung des Verbandes, der intensiven Überscherung der Gneise, durch aufschiebende, nach Südosten gerichtete Überschiebung der Amphibolite und durch die starke bruchtektonische Zerlegung parallel zu den NNW–SSE und NW–SE streichenden Störungselementen der Fränkischen Linie aus. Der Steinbruch wird im Nordwestteil von amphibolitischen Gesteinen, der Südostteil von weitgehend phyllonitisch überprägten Gneisen aufgebaut (Abb. 92, Stand 1990).

Die Amphibolite sind meist straff geschieferte feinkörnige Gesteine, mit einer unterschiedlich stark ausgeprägten Streifung und Bänderung durch Feldspat-Zeilen und dünne Metatekte, welche zum Teil in kleinlinsige bis schlierige Gefüge übergehen. Mineralfaziell reicht das Spektrum von nahezu reinen Hornblendegesteinen mit dünnen Plagio-

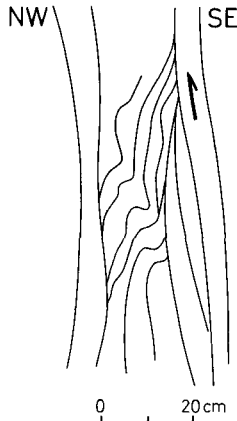


Abb. 93. Um SW–NE streichende Achsen gefaltete Quarzmobilisate verdeutlichen den steilstehenden Scherbau der phyllonitischen Gneise der Wetzldorf-Abfolge (Dach des Moldanubikums) im Steinbruch südlich Michldorf (85) im Rahmen einer nordwestvergenten Aufschiebungstendenz des Moldanubikums südlich der Neustädter Scholle.

klasbändern bis zu Epidotamphiboliten mit oft deutlicher Karbonatbeteiligung. Die relativ späte Epidotbildung wird von Mineralisationen unterstrichen, welche aus dem allgemein schieferungskonformen Auftreten ausbrechen und dieses quer durchsetzen. In manchen Bereichen ist eine Tendenz zur Grünschieferfazies durch eine begrenzte Chloritneubildung an Hornblenden gegeben. Zur retrograden Metamorphoseentwicklung gehören schließlich konkordante und diskordante Calcitmineralisationen und die teilweise Saussuritisierung von Plagioklasen. Die Kontaktmetamorphose durch den Leuchtenberger Granit ist im Steinbruchbereich nur sporadisch angedeutet (Sprossung von aktinolithischer Hornblende).

An Kluftmineralen treten (nach einer Zusammenstellung von J. LANG, Irchenrieth) im Amphibolit Calcit („Kanonen calcit“), Natrolith und Chabasit auf.

Die Gneise im Südostteil des Steinbruches enthalten Anteile quarzitischer, graphitführender und feinkörniger, feingebänderter Granat-Biotit-Gneise mit Einlagerungen geringmächtiger Amphibolite. Die Phyllonitisierung infolge jüngerer Überscherung ist nicht durchgreifend. Der Granat blieb weitgehend erhalten. Die jüngere Biotitneubildung zeigt zum Teil durch Knitterung eine weitere tektonische Beeinflussung an. Auf den harnischartigen Phyllonitflächen finden sich häufig Pyritbeläge. Kristallaggregate von würfeligem Pyrit sitzen nach LANG hauptsächlich auf plattenartigen Quarzmobilisaten.

In den relikthischen feingebänderten Granat-Biotit-Gneis-Abschnitten in der östlichen Bruchwand bilden die Bänderung und parallele dünne

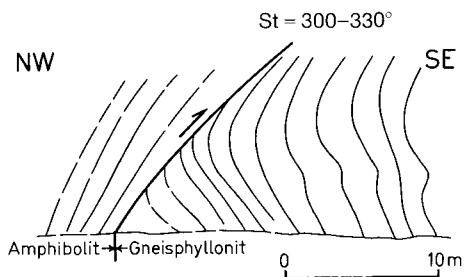


Abb. 94. Die Südost gerichtete Aufschiebung von Amphibolit der Neustädter Scholle auf die phyllonitischen Gesteine der Wetzldorf-Abfolge im Steinbruch südlich Michldorf (Aufschlußstand 1985).

Quarzmobilisate eine intrafoliale Feinfältelung mit steilstehenden Achsen ab, welche vor der Versteilung des Lagenbaues wahrscheinlich NW–SE gerichtet waren. Jüngere Fältelungen sind an ein spätes Stadium der Phyllonitisierung gebunden und finden sich in ruschelartigen Bereichen mit erhöhter jüngerer Quarzmobilisation. Die Achsen dieser ebenfalls intrafolialen Schleppefaltung streichen SW–NE und tauchen mit 30° nach NE ein (Abb. 93). Dem entspricht im Amphibolit – auch hier nur in schmalen Teilbereichen ausgeprägt – die kleinwulstige, wellige Deformation des Lagengefüges und eine knitterige Verformung metatektischer Gefüge um 22° NE-tauchende Achsen. Schleppefalten einer noch jüngeren Einengungstektonik waren im Steinbruch 1984 zu beobachten. Sie waren mit der um 60° nach NW einschiebenden Grenzstörung zwischen Amphiboliten und Gneisen verbunden. Durch die südostgerichtete Aufschiebung der Amphibolite wurden die phyllonitischen Gneise geschleppt und knittrig gefaltet (Abb. 94). Im derzeitigen Abbau sind diese Phänomene stark reduziert. Die Aufschiebungstendenz ist jedoch auch an einer Reihe von parallelstreichenden Störungen erkennbar, welche in der Regel von Ruschelzonen begleitet werden. Die Phyllonitisierung und Aufschiebung mit ihren SW–NE-streichenden Achsen waren sicherlich mit der jungvariskischen Einengungstektonik verbunden, welche sich anscheinend im Bereich der Luhe-Linie konzentriert hat.

Groß ist die Zahl der meist steil nach SW bis WSW einfallenden Störungen parallel zur Fränkischen Linie.

Während für die Amphibolite die Zugehörigkeit zur Neustädter Scholle außer Zweifel steht, hat VOLL (1960) die phyllonitischen Gneise zu den Moldanubischen Diaphthoriten gestellt. Die in den phyllonitischen Gneisen zu findenden Einlagerungen quarzitischer Gesteine, graphitführender Schiefer und von Amphibolit können sowohl im Bohemikum der Neustädter Scholle, als auch in der moldanubischen Wetzldorf-Abfolge auftreten. Der Pyritreichtum der Phyllonite und das Fehlen von

Metakieselschiefern sind mehr Merkmale der ersteren. Die Deformationsmerkmale und Mineralfazies sprechen für die Zugehörigkeit zur Wetzldorf-Abfolge, ebenfalls der erhaltene feine Lagenbau.

8.10 Zielgebiet Saxothuringikum in den Stiftsbergen des Waldsassener Schiefergebirges

Topogr. Karte 1 : 25 000 Nr. 6040 Neualbenreuth

Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000 Blatt Bayreuth

Das saxothuringische Kambrium der Stiftsberge liegt unmittelbar im Norden der moldanubischen Randzone von Tirschenreuth–Mähring. Die Grenze bildet die Erbindorfer Linie, eine strukturell und stofflich begründete Grenze zwischen dem steilstehenden moldanubischen Gesteinsverband (Bunte Gruppe) im Süden und den flach liegenden Verbänden einer Quarzit/Glimmerschiefer-Wechsellagerung im Norden. Die genaue Grenzfindung ist jedoch dort erschwert, wo auf beiden Seiten glimmerschiefrige Gesteine in Sillimanit-Fazies – und zum Teil noch durch jüngere Hellverglimmerung überprägt – vorliegen.

Die unterschiedliche geologische Zugehörigkeit kommt auch in der Landschaft zum Ausdruck. Die zumeist tiefer liegende moldanubische Zone von Tirschenreuth–Mähring ist überwiegend landwirtschaftlich genutzt und nur von kleineren Bauernwäldern durchsetzt, was auf die Tiefgründigkeit und den Basenreichtum des Gneisbodens hinweist. Ausgenommen sind hier nur die bewaldeten kiesig-sandig-tonigen Tertiärflächen. Die sich im Norden erhebenden Stiftsberge (Höhen bis um 750 m) sind weitflächig von Wald bedeckt. Die Böden auf der Quarzit/Glimmerschiefer-Wechsellagerung sind meist flachgründig. Nur die Verebnungsflächen (auch in den Hochlagen) besitzen noch tiefgründige tertiäre Zersatzböden.

Eine durch neuere geologische Kartierung herausgearbeitete lithostratigraphische Gliederung des von der Exkursion berührten Kambriums (Tab. 2) läßt sich bei allen faziesbedingten lateralen Übergängen einer molasseartigen Sedimentation mit der des westlichen Fichtelgebirges vergleichen (STETTNER 1980). Die zonare Metamorphose (Abb. 95) entspricht einer Zunahme von oben nach unten, von einer Chlorit- und Biotit-Fazies im Ordoviz bis zu einer (Staurolith-)Andalusit- und Sillimanit-Muscovit-Fazies. Die mit der s2/B2-Tektonik engverbundene Metamorphose wird vor allem nach Süden zu von einer statischen Thermometamorphose überlagert, mit welcher eine weitere Generation von Glimmern, Andalusit und Sillimanit verknüpft ist. Generell kann im Waldsassener Schiefergebirge mit relativ flach liegenden Schichtverbänden gerechnet werden (Abb. 96), mit einer subparallel liegenden ersten Schie-

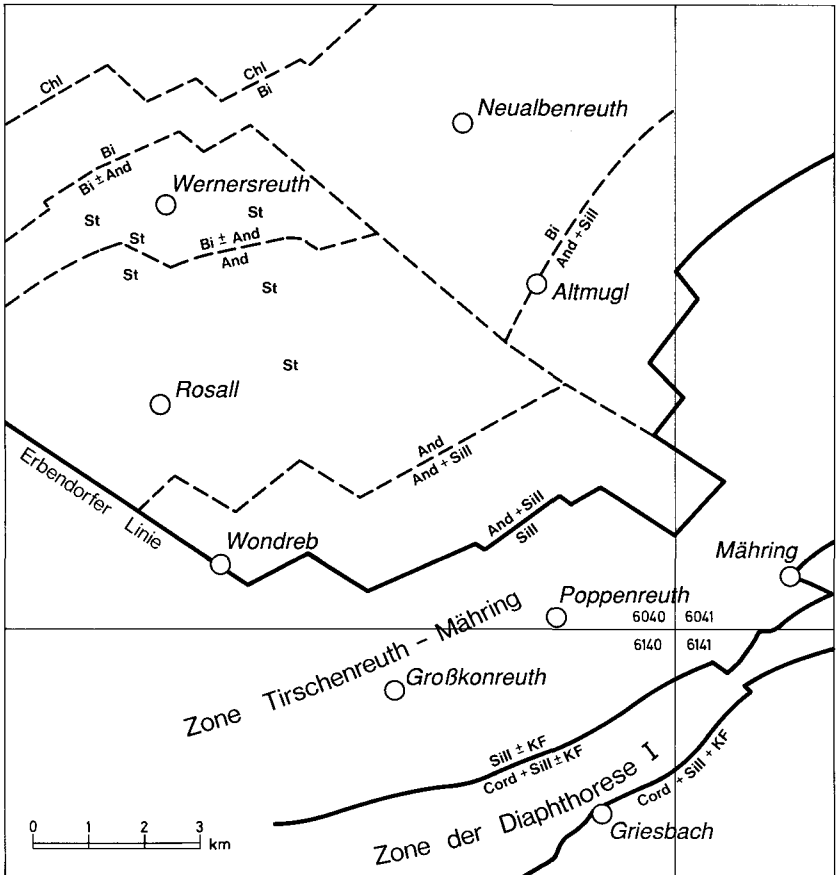


Abb. 95. Metamorphose-Zonierung im Grenzbereich Moldanubikum-Saxothuringikum östlich Tirschenreuth.

Chl = Chlorit, Bi = Biotit, And = Andalusit, Sill = Sillimanit, KF = Kalifeldspat, Cord = Cordierit, St = Staurolith (relativ ältere Mineralisation im Rahmen einer nicht mehr rekonstruierbaren Metamorphose-Zonierung).

ferung s1. Die nordwestlich Neuualbenreuth noch mittelsteil nach NW einfallende s2-Schieferung legt sich nach Südosten zu immer flacher und bestimmt so, zusammen mit einer intrafolialen Faltung, im wesentlichen das im Exkursionsbereich sichtbare tektonische Bild.

Aufschlüsse 86: 2 km NE **Wondreb**, Quarzit-Glimmerschiefer Wechselagerung (Kambrium der Stiftsberge), R 45 29 150, H 55 31 925

Von Tirschenreuth und Wondreb kommend, erreicht man die Aufschlüsse unmittelbar vor dem Anstieg der Stiftsberge, an dem die Straße querenden Tälchen des Bärenloh-Baches. Hier befindet sich westlich der

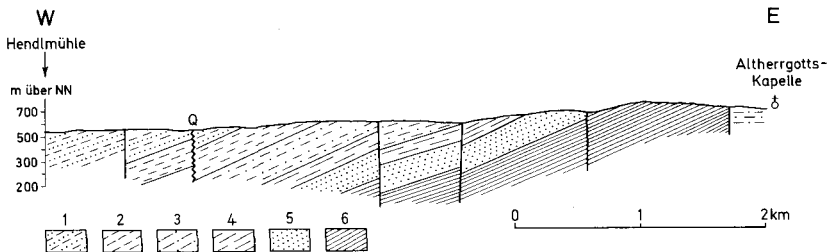


Abb. 96. Ein E–W-Querschnitt durch den Schichtenbau des Kambriums im südwestlichen Waldsassener Schiefergebirge (Stiftsberge).

1 = (cb1) Wechsellagerung von Quarzit und Glimmerschiefer im mm- bis m-Bereich, 2 = (cb2) Glimmerschiefer, z. T. Albit- und Staurolith-Granat-Andalusit-Glimmerschiefer, 3 = (cb3) quarzitisches gebänderter Glimmerschiefer mit Andalusit, Granat und Staurolith, 4 = (cb4) Glimmerschiefer mit Albit, Granat und Andalusit, 5 = (cb5) Quarzit mit gelegentlichen glimmerschieferigen Einlagerungen, 6 = (cb6) Glimmerschiefer mit Andalusit, Sillimanit.

Straße ein kleiner Wanderparkplatz, an der Abzweigung einer nach SW führenden Forststraße. Folgt man dieser, so erreicht man nach etwa 100 m in der Wegeböschung kleinflächig anstehende Quarzit/Glimmerschiefer-Wechsellagerung, welche dem höheren Bereich der quarzitisches betonten cb3-Einheit angehört. Der Lagenbau fällt mit 30° nach WSW und SW ein, desgleichen das B2-Linear (230/35).

Die feine Wechsellagerung (< mm >) besteht aus helleren quarzitisches Lagen (mit Muscovit) und meist dünneren/dunklen glimmerreichen Lagen, welche aus Biotit, Muscovit und Sillimanit (Fibrolith II) bestehen, unter Beteiligung von Andalusit und Albitblasten. Turmalin ist in den glimmerreichen Lagen angereichert. Östlich gegenüber auf der anderen Seite des Tälchens bestand unmittelbar an der Straße ein kleiner Steinbruch in bankig absondernden quarzitisches Gesteinen der gleichen Einheit. Auch in den Quarziten ist neben Zirkon und Erz Turmalin in manchen Lagen angereichert. Sillimanit (Fibrolith) bildet zusammen mit Biotit zeilenartig gehäufte Flecken.

Aufschluß 87: Felsfeistellungen 350–400 m WNW **Egerer Waldhäusl**, „Tillenglimmerschiefer“, R 45 29 420, H 55 34 100

Auf dem Kamm der Stiftsberge sind hier die sogenannten Tillenglimmerschiefer aufgeschlossen. Es sind dunkel-blaugraue, durch cm-große Andalusite rauhfächige bis grobflaserige Glimmerschiefer. Die Andalusitstengel liegen bevorzugt in der Schieferungsebene, welche zugleich annähernd parallel dem durch quarzreiche, ehemals sandstreifige Lagen angedeuteten Schichtgefüge verläuft. Dessen flache Lagerung schwankt im Streichen von WNW–ESE über E–W nach SW–NE und Einfallen von 0 bis 25° sowohl in den südlichen als auch nördlichen Sektor, wobei auch an sekundäre Verkippungen im Gehänge zu denken ist. Wie in allen

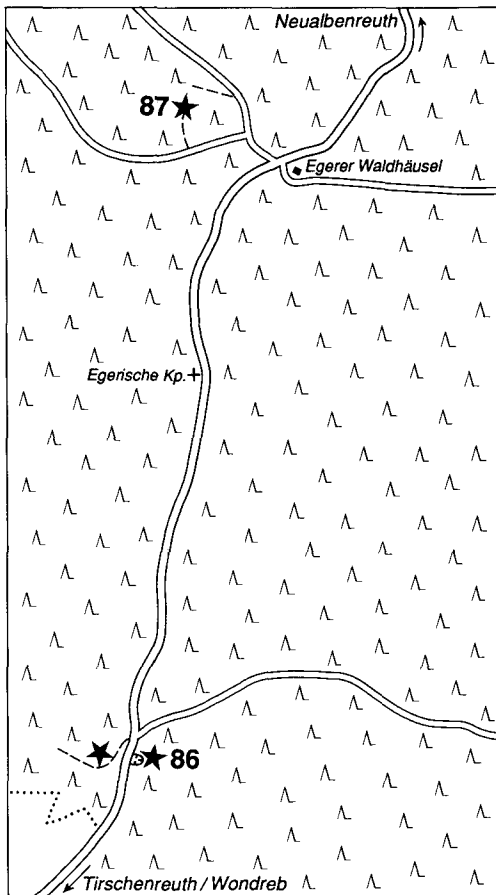


Abb. 97. Exkursionsziele zwischen Wondreb und dem Egerer Waldhäusel in den Stiftsbergen des saxothuringischen Waldsassener Schiefergebirges (Aufschlüsse 86 u. 87).

diesen Glimmerschiefern fallen mindestens zwei Generationen von Quarzmobilisaten auf. Einmal mm–cm-mächtige, im Lagenbau eng gefaltete und dann die etwas mächtigeren (cm–dm) Quarzbänder, welche (z. T. auch unter Feldspatbeteiligung) im s-Gefüge an- und abschwelen, mitunter zu Einzelknollen boudiniert sind.

Die Granat-Andalusit-Albit-Muscovit-Biotit-Glimmerschiefer dieses Bereiches enthalten häufig Staurolith in Form von korrodierten Einschlüssen im Andalusit. Daneben treten in vielen Andalusiten parallel orientierte kleinere Biotite auf, welche meist quer zum umgebenden Glimmergefüge angeordnet sind. Bis mehrere cm große Andalusite finden sich in Quarzmobilisaten. Granat ist lagig angereichert, konzentriert

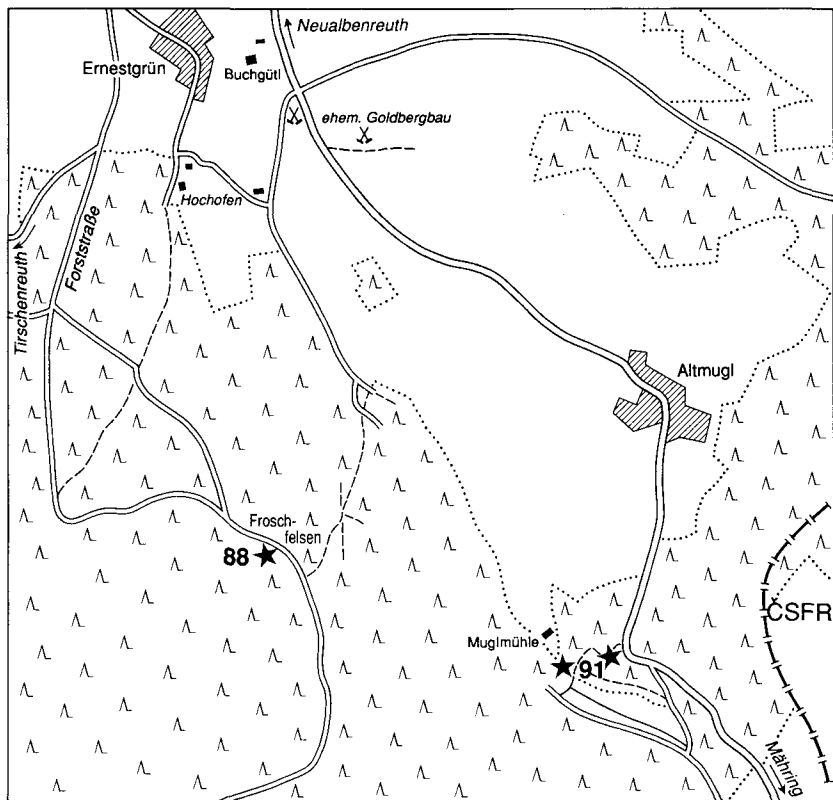


Abb. 98. Exkursionsziele im Raum Ernestgrün – Altmugl in den Stiftsbergen des Waldsässener Schiefergebirges (Aufschlüsse 88 u. 91 sowie im Bereich des ehemaligen Goldbergbaues von Neu-albenreuth).

sich mitunter in quarzitäen Teilgefügen und enthält oft parallel angeordnete Einschlußreihen von Quarz, welche meistens eine andere Richtung als das heute herrschende Tektonitgefüge aufweisen. Die Glimmergefüge erscheinen rekristallisiert und die Biotite mitunter unregelt.

Aufschluß 88: Froshfelsen, im Tal des Breitenbrunn-Baches, 2 km südlich Ernestgrün, Glimmerschiefer und Quarzit, R 45 31 960, H 55 34 900

Die Felsklippe befindet sich im „Egerer Stadtwald“. Die Zufahrt ist mit Erlaubnis der Forstdienststelle Platzermühle (S Neu-albenreuth) möglich. Innerhalb eines größeren Glimmerschieferareals (cb2) kommen hier im unteren Teil des Froshfelsens quarzitäe Gesteine zum Vorschein, welche von Granat-Andalusit-Glimmerschiefer überlagert sind. Der quarzitäe Bereich ist durch unterschiedliche Glimmergehalte

SE

NW

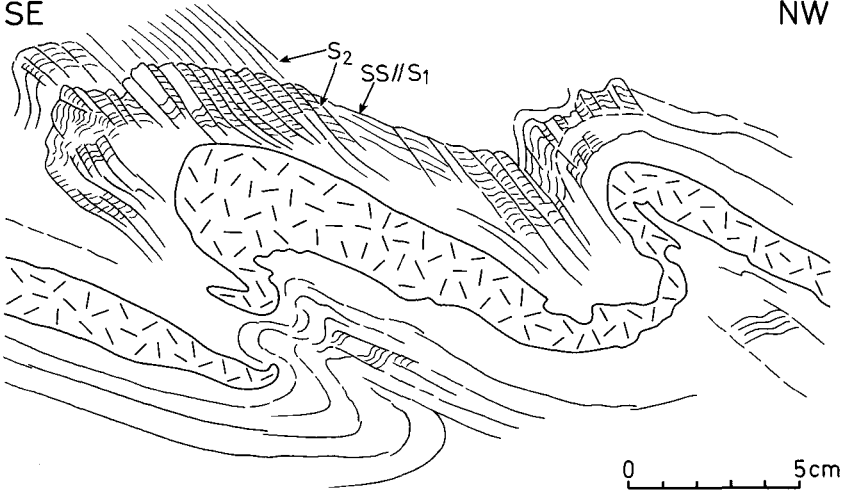


Abb. 99. Südostvergente Faltung des sedimentären Lagenbaues und darin eingelagerten Quarzmobilisats im Aufschluß Froschfelsen (88); Ausbildung eines s_2 -Gefüges, welches in quarzitischen Lagen die Schichtung ss und die dazu parallele s_1 -Schieferung in der Richtung der Achsenebene durchsetzt.

gebändert, wodurch der ehemalige sedimentäre Lagenbau und seine Verformung besonders anschaulich dokumentiert werden. Auch im Glimmerschiefer sind quarzreiche bis quarzitische Lagen eingeschaltet, auffallend ist aber vor allem die Durchsetzung mit Quarzmobilisaten, deren Verformungsmerkmale die wesentlich intensivere Durchbewegung der Glimmerschiefer bei der hier planaren Hauptverformung parallel s_2 deutlich machen. Im Granat-Andalusit-Muscovit-Biotit-Glimmerschiefer treten in der Nachbarschaft des Froschfelsens mitunter auch Stauroolith (Reste in Andalusit), östlich benachbart auch Fibrolith auf. Die Hauptgemengteile Muscovit, Biotit und Granat kommen nach SCHIRA (1985) in drei Generationen vor, Andalusit (im Nahbereich) in zwei, welche jeweils verschiedene Beziehungen zu den tektonischen Gefügen haben.

Im unteren Abschnitt des Aufschlusses, in ehemals psammitisch-psammopelitischen Sedimenten mit mm-dünnen feldspatreichen Einschaltungen wird die südostvergente Verformung durch die Schichtung und Lagenbau-parallele Quarzmobilisate noch hervorgehoben (Abb. 99). Es liegen monokline Falten mit (im Quarzmobilisat) verdickten Scheiteln, langen flachen Hangendschenkeln und kurzen, z. T. ausgedünnten Liegendschenkeln vor. Die Achsenebenen-parallele Schieferung ist hier in den quarzitischen Lagen besonders deutlich. In manchen verformten Quarzmobilisaten sind ältere überfaltete Falten sichtbar, welche einem intrafolialen B1-Stadium zugeordnet werden können (Abb. 100).

SE

NW

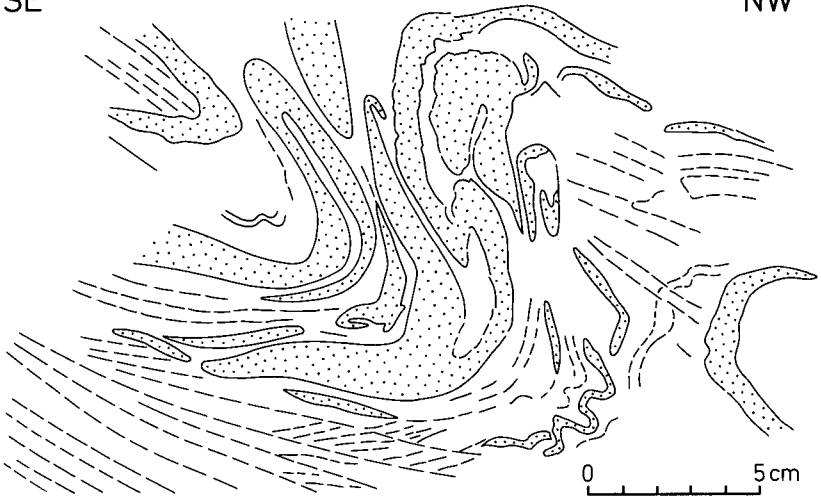


Abb. 100. Überfaltete Faltung eines Quarzmobilisats im Froschfels (88) deutet auf eine ältere Faltung F1 hin.

Die unterschiedliche Raumlage von Schicht- und älteren s1-Schieferungsgefügen gegenüber dem Hauptlagenbau und der Hauptschieferung s2 wird als Folge einschariger, nach SE aufschiebender Scherungen angesehen (SCHIRA 1985). Deutlich ist am Froschfels auch der materialbedingte Winkel der s2-Scherflächen mit dem stofflichen Lagenbau. Dieser nimmt mit dem Glimmergehalt bis auf 0° ab. Andererseits weist STEIN (1988: 78/79) darauf hin, daß die Schnittgerade zwischen s1 und s2 nicht eine konstante Richtung einhält und ein derartiges Verhalten sowohl auf den NW–SE streichenden a–c-, wie auch auf den SW–NE-streichenden b–c-Anschnitten sichtbar ist. Die unsymmetrischen Gefüge im b–c-Schnitt, was besonders an Bohrkernen auffällt, weisen auf die ältere, ähnlich intrafoliale Verformung mit abweichender B1-Richtung hin (vergleiche Zielgebiet Fichtelnaabtal, Aufschluß 44 W Lochau).

Aufschluß 89: Felsklippe am **Lerchenbühl**, 1,5 km ENE Neualbenreuth, Quarzit-Glimmerschiefer-Wechselagerung, R 45 33 880, H 55 38 670

Man erreicht den Aufschluß am besten über eine Flurstraße an der Südflanke des Lerchenbühls und geht die letzten 250 m nach Norden an einem Feldrain zu Fuß (Abb. 101). In der am Waldrand stehenden Felsklippe ist ein überwiegend quarzitischer Ausschnitt aus der untypischen Wechselagerung des oberen Abschnittes der kambrischen Abfolge cb1 angeschnitten. Die flache Lagerung ist, wie bei den zuvor beschriebenen Aufschlüssen, auch in diesem relativ weit im Norden gelegenen Aufschluß typisch für die Stiftsberge.

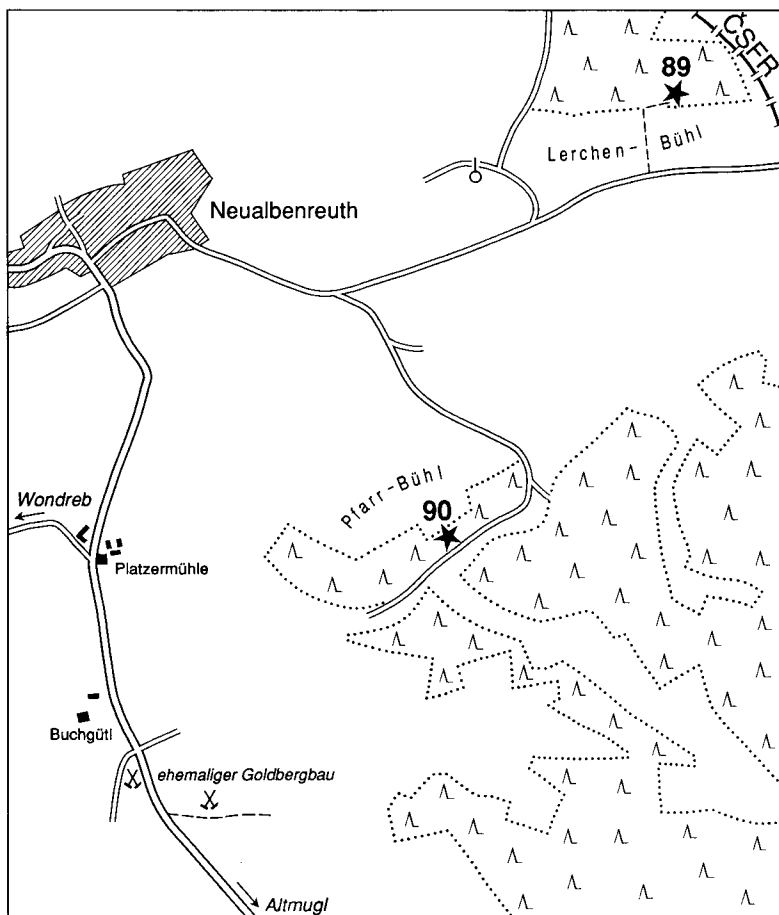


Abb. 101. Exkursionsziele im Raum östlich Neualbenreuth (Aufschlüsse 89 u. 90) im höheren Kambrium des Waldsassener Schiefergebirges.

Es wechseln cm- bis dm-mächtige quarzitische Bänke mit dm- bis m-mächtigen Paketen einer intimeren mm- bis cm-Wechellagerung von mehr oder weniger glimmerschiefrigen bis glimmerquarzitischen Bereichen ab. Die Korngrößen sind deutlich geringer als in den bisher berührten Aufschlüssen im Süden. Hinsichtlich der Regionalmetamorphose liegt der Bereich in der Biotitzone (Granat-führende Biotit-Muscovit-Quarz-Schiefer, z. T. albitführend). Auch hier können in der Regel zwei Biotitgenerationen unterschieden werden. In den quarzitischen Teilbereichen läßt sich eine Abfolge von drei Schieferungen feststellen. Bei jeder Neuanlage wurde die jeweils ältere mit unterschiedlichen Relativbewegungen mehr oder weniger rotiert oder sigmoidal verkrümmt (Abb.

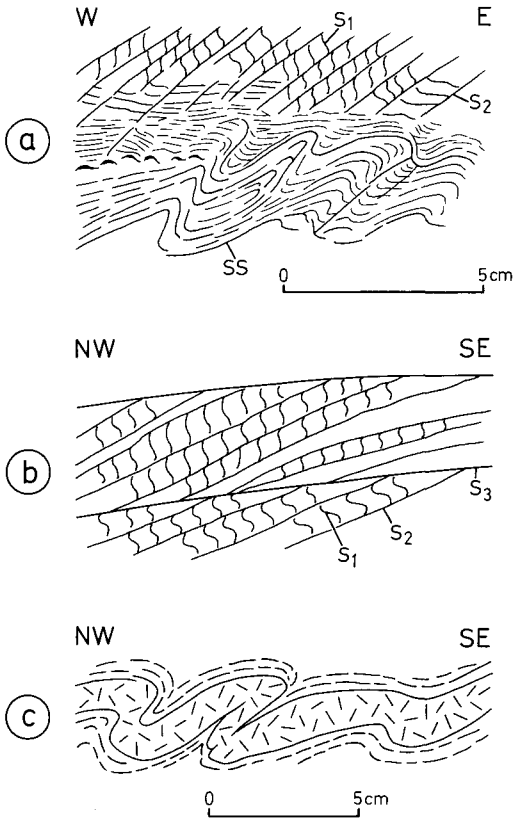


Abb. 102. Deformationsstrukturen aus den quarzitischen Schiefen vom Lerchenbühl östlich Neualbenreuth (Aufschluß 89).

a = Ostvergente Kleinfaltung und Scherung in einem einspringenden Abschnitt der Westwand der Felsklippe, b = südostvergente Scherflächenabfolge in einem Quarzitband, c = südostvergent gefaltetes Quarzmobilisatband.

102b). Dominierend ist die 2. Deformationsphase (s_2/B , L2). Zu ihr gehört die SE-vergente Fältelung von Einzelbändern und Quarzmobilisaten um SW–NE streichende, flachliegende Achsen (Abb. 102c). Wie im Aufschluß Froschfelsen können die diskordant von s_2 abgeschnittenen s_1 -Flächen sowohl im NW–SE-(a–c-)Anschnitt, als auch im SW–NE-(b–c-) Anbruch beobachtet werden (STEIN 1988, Abb. 45). Auf einem kleinen einspringenden SW–NE-Anschnitt der SW-Wand des Lerchenbühl-Felsens ist eine nordostvergente Scherung und Faltung sichtbar (Abb. 102a), welche den gleichen Typus wie die südostvergente Verformung besitzt. Ansonsten sind ältere Fältelungen mit NW–SE streichenden Achsen selten sichtbar, z. B. gefaltete dünne Quarzmobilisate. B1

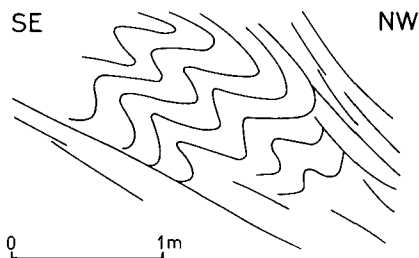


Abb. 103. Südostvergente s_1+s_2 - und Quarzmobilisat-Faltung F2 und zugehörige Scherung in einem Felsen am Pfarrbühl (Aufschlußbereich 90).

und B2 sind nicht homoaxial, wie es WEBER (1985) vermutet hat. Ein jüngeres Schnittlinear s_2/s_3 verläuft nahe E–W.

Aufschluß 90: Felsklippen im Tal des **Pfarrbühl-Baches**, 1,5 km SE Neualbenreuth, Quarzit-Glimmerschiefer-Wechselagerung, R 45 33 200, H 55 37 250

Die 1,5 km SW des Aufschlusses Lerchenbühl gelegenen Felsklippen befinden sich im bewaldeten nördlichen Gehänge des Tälchens, NE der „Forellenzucht Becker“ (beschilderter Weg). Es handelt sich um die gleiche cb_1 -Gesteinsfolge wie am Lerchenbühl und ebenfalls die gleiche Metamorphose-Fazies. Die Felsfreistellungen zeigen eindrucksvoll die intensive B2-Verfaltung der älteren s_1 - und stofflichen Lagengefüge (Abb. 103).

Goldvorkommen von Neualbenreuth

Wenn man Neualbenreuth in Richtung Altmugl–Mähring verläßt, erreicht man südlich Platzermühle eine Verebnungsfläche. Hier ist der wichtigste Bereich der allerdings nicht sehr ergiebigen Goldvorkommen von Neualbenreuth. Die Abbauersuche reichten vom frühen Mittelalter bis in dieses Jahrhundert (PFEUFER 1960). Das Gold (Freigold) war an Schichten der cb_1 -Abfolge gebunden, welche gleichzeitig lagenbauparallele Arsenkies- und Pyritanreicherungen enthielten. Hier kam das Gold jedoch überwiegend in den Quarzmobilisaten vor. Seifengold wurde aber nicht nur in diesem, nahe Neualbenreuth gelegenen Bereich gewaschen, sondern auch in anderen Bereichen der Stiftsberge und mit anderen stratigraphischen Beziehungen. So findet man in fast allen Tälchen des Südabfalls zum Moldanubikum mehr oder weniger umfangreiche Spuren alter Goldwäschereien (Seifenhügel). Die im Raum der Uranvererzungen von Poppenreuth-Höhensteinweg durchgeführten Untersuchungen (RICHTER & STETTNER 1983, DILL 1982, RICHTER 1986) zeigen, daß hier das Gold im wesentlichen mit hydrothermalen Mobilisationen in Querstrukturen zusammenhängt.

Haldenreste der Zechen Churfürst und Güldenstern findet man 1,5 km südlich Neualbenreuth (Abb. 98) in einem kleinen Wäldchen W der Straße (R 45 32 080, H 55 36 400) und eine kleine Schachthalde 250 m ESE davon (R 45 32 350, H 55 36 330).

Aufschlüsse 91: Muglmühle, südlich Altmugl, Staurolith-Sillimanit- und Andalusit-Glimmerschiefer sowie Quarzit, R 45 33 300, H 55 34 440 bis R 45 33 060, H 55 34 450 (Abb. 98)

Von Neualbenreuth kommend, durchfährt man das Dorf Altmugl und kommt im südlich anschließenden Wald nach etwa 300 m zur Abzweigung des Weges nach Muglmühle. Hier sind im Nahbereich der Straße und im westlich bis zum Muglbach anschließenden Wald mehrfach das Anstehende in Gestalt kleiner Felsbildungen und größerer Blöcke aufgeschlossen. Die Glimmerschiefer sind als cb2 die Unterlage der Quarzit-Glimmerschiefer-Wechselagerung cb1 der vorausgehend beschriebenen Aufschlüsse. Östlich des Muglbaches greift die Sillimanit-Zone quer durch den Schichtverband, aber auch durch Verschiebungen an Querstörungen noch verstärkt, nach Norden vor. Im Bereich der Straßenkurve bei der Abzweigung Muglmühle findet man Staurolith-reiche Sillimanit-Biotit-Glimmerschiefer mit einer feinen quarzitischen Bänderung. Ansonsten handelt es sich hauptsächlich um Staurolith-Granat-Sillimanit-Albit-Muscovit-Biotit-Glimmerschiefer mit unterschiedlichen Quarzgehalten, Quarzmobilisaten und feinen quarzitischen Zeilen bzw. Lagen. Manche Bereiche sind reich an Albit-Blasten. Neben bis cm-mächtigen schwarzen Turmalin-reichen Lagen findet man auch Turmalinit-Kluftbeläge. Derartige Turmalinhäufungen kennzeichnen auch stratigraphisch vergleichbare Schichten des nördlichen und westlichen Fichtelgebirges. Am Unterhang, nahe dem Muglbach, findet man stärker quarzitischer gebänderte Glimmerschiefer, welche Andalusit, aber keinen Sillimanit mehr enthalten. Wahrscheinlich sind beide Bereiche durch eine Störung voneinander getrennt. Unmittelbar am, bzw. im Bachbett bei einem Wasserfall, ist das Liegende der Glimmerschiefer in Gestalt bankiger Quarzite aufgeschlossen. Diese besitzen meist nur geringe Glimmergehalte und sind von Zirkon- und Erz-Körnchenreihen durchsetzt, welche die Schichtung markieren. Der Quarzit wird von feinen Albit-Chlorit-Gängchen durchschlagen. Der Lagenbau der Glimmerschiefer fällt teils flach nach SSW, teils nach N und NNE ein, der der Quarzite flach nach NW, die Lineationen tauchen mit 5–10° W, bzw. 13° WNW ein.

Aufschluß 92: Golitzstein, 1 km N des Poppenreuther Berges, Quarz-Glimmerschiefer, R 45 35 650, H 55 31 460

Man erreicht diesen Aufschluß von der Verbindungsstraße Neualbenreuth–Mähring aus über eine Forststraße (Befahrung mit Erlaubnis des Forstamtes Waldsassen). Der Golitzstein ist der am weitesten im Süden,

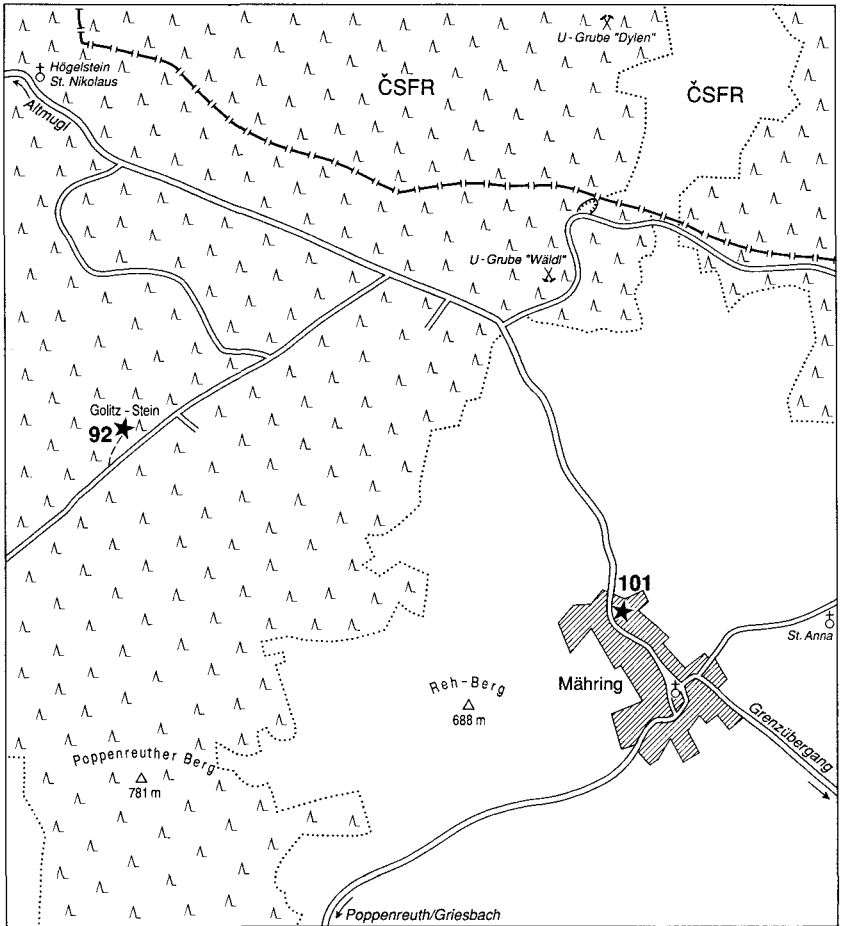


Abb. 104. Lage der Exkursionsziele Goltitzstein (92), saxothuringisches Kambrium, und Mähring (101), moldanubisches Präkambrium, der Zone Tirschenreuth-Mähring.

moldanubikumnah gelegene Felsaufschluß mit flach gelagertem Saxothuringikum. Die schwach gebänderten und durch stärker quarzitische Lagen nur wenig gegliederten flasrigen Glimmerschiefer sind stark diaphthoritisch beeinflusst. Darin gibt sich die Nähe der Erbdorfer Linie zu erkennen. Das Glimmergefüge der Sillimanit-Muscovit-Biotit-Quarz-Glimmerschiefer ist unter statischen Bedingungen weitgehend divergent rekristallisiert, die Biotite meist chloritisiert und der Sillimanit hellverglimmert. Turmalin tritt in lagiger Anreicherung und in Gängchen auf.

Das Hauptflächengefüge (stofflicher und tektonischer Lagenbau) fällt flach nach Nordwesten ein. Vor allem feinere (mm–cm) und mächt-

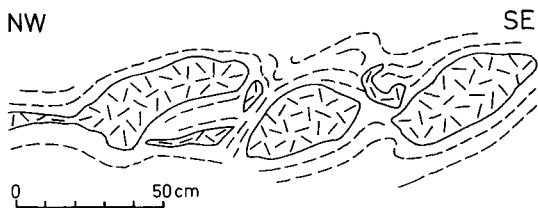


Abb. 105. Südostvergente Zerschering und Boudinierung eines bis dm-mächtigen Quarzmobilisatbandes im Rahmen der s₂/B₂-Tektonik in der Felsklippe Golitzstein.

gere (cm–dm) s₁- und s₂-parallele Quarzmobilisate zeichnen intrafoliale Kleinfaltung nach. Diese zum Teil älteren Lagenbau-internen Deformationsgefüge (B₁) werden durch den Südost- bis Süd-vergenten Kleinfaltenbau überformt (B₂, Abb. 106). Der Übergang zu einem südvergenten Scherbau zeigt sich auch in boudinierten Quarzmobilisaten (Abb. 105). Jüngerem Alters sind die Südost-Nordwest streichenden Knickzonen. Pegmatitgängchen tasten von Querklüften aus in das Lagengefüge und werden selbst von Turmalin-führenden Gängchen durchsetzt.

Weitere Aufschlüsse im Kambrium der Stiftsberge (Abb. 107)

Nachfolgend wird noch auf wenige Aufschlüsse hingewiesen, die nicht am vorausgehend behandelten Exkursionsweg liegen, welche aber in einem Abstecher von Wondreb aus ebenfalls gute Eindrücke vom Bau des südlichen Waldsassener Schiefergebirges hinsichtlich Stoffbestand, Verformung und Metamorphose bieten. Man folgt dabei in Wondreb der Straße nach Rosall.

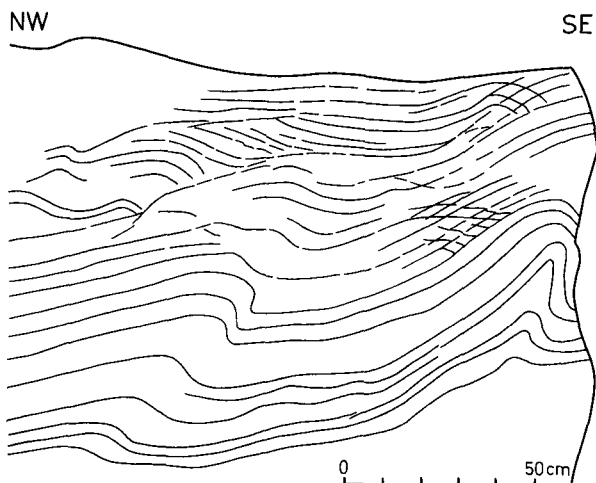


Abb. 106. Südostvergente Faltung F₂ am Golitzstein um E–W bis SW–NE streichende und flach nach E bis NE eintauchende B₂-Achsen.

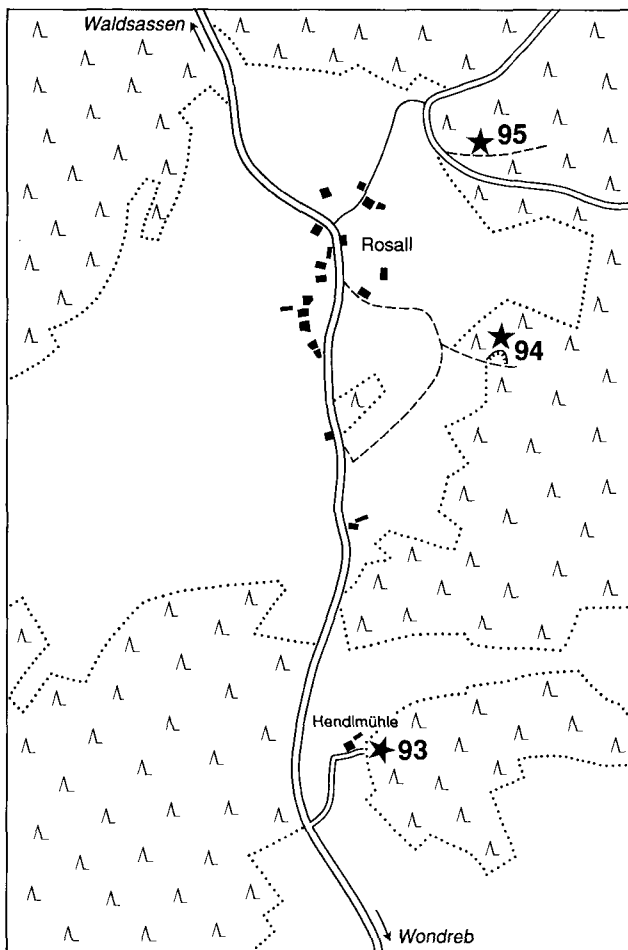


Abb. 107. Exkursionsziele im Raum Wondreb–Hendlmühle–Rosall im Kambrium der Stiftsberge (Waldsassener Schiefergebirge), Aufschlüsse 93–95.

Aufschluß 93: Felsbildung bei der **Hendlmühle**, Quarzit-Glimmerschiefer-Wechselagerung, R 45 26 900, H 55 31 550

Hier stehen im Wald gegenüber dem Sägewerk auf der östlichen Tal-
 seite Gesteine der quarzitisches-glimmerschieferigen Wechselagerung des
 oberen Kambrium-Abschnittes an (cb1). Infolge der in Schollenleisten
 zerlegten und verkippten Lage des südwestlichen Waldsassener Schiefer-
 gebirges fällt der Lagenbau nach Südwesten ein. Die Wechselagerung
 besteht hier aus quarzitisches zum Teil feingebänderten Sillimanit-Musco-
 vit-Biotit-Quarz-Glimmerschiefern und Andalusit-Albit-Muscovit-Bio-

tit-Glimmerschiefern. In der Regel sind zwei Glimmergenerationen feststellbar. Der Sillimanit ist weitgehend verglimmert.

Aufschluß 94: Ehemaliger Steinbruch 500 m ESE **Rosall**, Andalusit-Glimmerschiefer, R 45 27 230, H 55 32 850

Der Aufschluß ist von Rosall aus am besten zu Fuß zu erreichen. Stratigraphisch handelt es sich wie bei der Muglmühle (Aufschluß 91) um cb2. BLÜMEL & WAGENER-LOHSE (in BEHR et al. 1985) beschreiben die Gesteine dieses Raumes folgendermaßen: „Die am Südrand des Waldsassener Saxothuringikums verbreiteten Metapelite und -psammopelite ... liegen als Zweiglimmerschiefer mit andalusit- und granatführenden Lagen vor. Es sind zwei verschieden alte Schieferungsflächen erkennbar. Das ältere Schieferungsflächensystem wird durch eine Runzelschieferung überprägt, welche zu einem jüngeren Schieferungsflächensystem mit verdickten, aber nicht durchziehenden Glimmerlagen führt. Diese umflasern einschlußreiche Porphyroblasten von Andalusit, deren gelegentlich geordnetes Interngefüge eine Verstellung gegen das jüngere Flächensystem erkennen läßt. Ebenfalls als ältere Bildung erscheint einschlußarmer Granat. Cordierit wächst posttektonisch mit feinen skelettförmigen Blasten aus dem Intergranular hervor und ist retrograd in isotrope Substanz umgewandelt.“ Auch hier findet man zwei Glimmergenerationen und der Andalusit ist teilweise verglimmert.

Aufschluß 95: Felsklippen im Wald NNE **Rosall**, Andalusit-Glimmerschiefer, R 45 27 200, H 55 33 560

Diesen ca. 400 m NE des Dorfes Rosall gelegenen Felsaufschluß erreicht man vom Waldrand aus zu Fuß über den markierten „Kammweg“ zum „Bögel“ nach etwa 100 m. Die Felsfreistellung ist nördlich vom Weg abgewandt gelegen. Es stehen wie im vorausgehend beschriebenen Steinbruch fein quarzitisches gebänderte (Albit)-Andalusit-Muscovit-Biotit-Glimmerschiefer an, mit vielen deformierten Quarzmobilisaten, zerscherten quarzitischen Bändern, welche zerflaserte ältere Deformationsgefüge enthalten. Der Lagenbau fällt vorwiegend flach nach Westen ein. Wulstartige Falten und das Runzellinear streichen bei flacher Lage SW–NE.

Der Ausblick vom Waldrand oberhalb Rosall, vom Höhenkamm der Stiftsberge, geht weit nach Süden über die tiefer gelegene Rumpffläche des Tirschenreuther Raumes. Der Wald im Mittelgrund, welcher das flach eingetieftete Wondrebtal begleitet, liegt zum Teil auf tertiären Sanden und lehmigen Kiesen. Nach Westen geht der Blick bis zu den Höhen des Steinwaldes. Das dazwischen liegende Tertiärbecken von Tirschenreuth–Mitterteich–Schönhaid ist von diesem Standort aus nur teilweise sichtbar.

8.11 Zielgebiet nördliches Moldanubikum

Die Exkursion beginnt mit zwei Aufschlüssen im altpaläozoischen Dach des Moldanubikums und führt in die nördliche Randzone, die Zone Tirschenreuth–Mähring. Hier kann die Exkursion durch einen Abstecher über die Erbdorfer Linie in das südliche Waldsassener Schiefergebirge, in das saxothuringische Kambrium der Stiftsberge unterbrochen werden (Kap. 8.10). Man fährt dann nach dem Aufschluß Großkonreuth über Wondreb zum Aufschluß 86 und erreicht am Ende in Mähring wieder die Randzone des Moldanubikums. Zwischen Mähring, Griesbach und Bärnau berührt die Exkursion das tiefere moldanubische Stockwerk und dessen randliche Überprägungsfazies in Gestalt der SCHREYERSCHEN Diaphthorese I, welche selbst – mehr oder weniger kräftig – von einer jüngeren statischen Niederdruck-Hochtemperatur-Metamorphose betroffen ist. Südlich Thanhausen und Hohenthan gelangt man aus diesen überprägten Diaphthoriten in moldanubische Cordierit-Sillimanit-Biotit-Gneise, welche keine Diaphthorese I durchlaufen haben. Gegenüber den kalifeldspatreichen, migmatischen Gneisen um Griesbach repräsentieren diese ein höheres Metamorphosestockwerk. Es existieren hier SW-vergente Faltungen um NW–SE streichende Achsen, welche mit den kaledonischen Überprägungen südlich der Luhe-Linie parallelisiert werden können. Nach Durchqueren des Flossenbürger Granitmassivs berührt die Exkursion die westliche Randzone des Moldanubikums, welche teils Ähnlichkeiten mit der Zone Tirschenreuth–Mähring aufweist, zum anderen durch Auflagerung von Wetzldorf-Abfolge sich als Dach des Moldanubikums ausweist. In Floß erreicht man den Rand der Neustädter Scholle (ZEV) und hat hier die Möglichkeit, entweder die Exkursion in den Südteil dieser allochthonen Einheit fortzusetzen (Kap. 8.9.), oder mit einem Abstecher in das Moldanubikum des Zottbachtals (südlich des Flossenbürger Granitmassivs) einen weiteren Abschnitt der Überprägungsgeschichte im Moldanubikum kennenzulernen. Den Abschluß bildet hier der Pegmatit-Quarzstock von Pleystein.

8.11.1 Wetzldorf-Abfolge und tertiäre Verwitterung im Raum Tirschenreuth

Topogr. Karte von Bayern 1 : 25 000, Nr. 6039 Blatt Mitterteich, Nr. 6139 Tirschenreuth
Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000 Blatt Bayreuth

Am Westrand des Waldsassener Schiefergebirges ist die Wetzldorf-Abfolge mit den typischen Metakieselschiefern, Graphitschiefern und Quarziten kartiert, erbohrt und der Metakieselschiefer in einem Aufschluß anstehend. Davon durch tertiäre Überdeckung abgetrennt, tritt nördlich Tirschenreuth die gleiche Einheit auf. Hier, im Nahbereich des

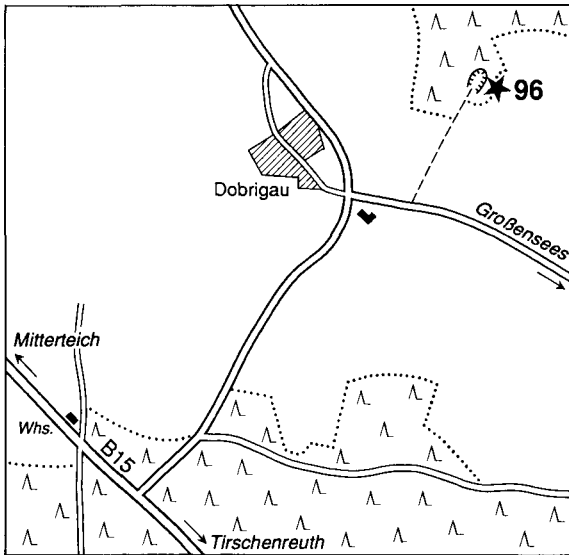


Abb. 108. Lage des Aufschlusses 96 Dobrigau in silurischen Metakieselschiefern der Wetzldorfabfolge.

Falkenberger Plutons, herrscht stärkere kontaktmetamorphe Überprägung.

In der Niederungslandschaft um Tirschenreuth ist die tertiäre Verwitterung und zum Teil auch die tertiäre Überlagerung (Tone, Schotter, Quarzkies) teilweise erhalten geblieben.

Aufschluß 96: Ehemaliger Steinbruch am **Steinbühl**, 600 m NE Dobrigau (bei Mitterteich), R 45 21 500, H 55 33 560, Metakieselschiefer der Wetzldorf-Abfolge

Die Zufahrt zu diesem in einem Waldstück NE Dobrigau gelegenen Aufschluß zweigt von der Verbindungsstraße Dobrigau-Großensees nach N ab (Lageplan Abb. 108). Im Nordteil der zumeist schon eingewachsenen Materialentnahme befindet sich der mehrere qm große Wandbereich mit Metakieselschiefer. Das schwach quarzdurchäderte, dünnplattige bis dünnbankige, z. T. auch schiefrige graue bis schwarze Gestein enthält dünne, graphitreiche Schieferlagen. Der Kieselschiefer enthält gelegentlich bis 10 cm lange helle Apatitlinsen. In graphitreichen Quarzschiefern der Umgebung treten dünnlagige Turmalinanreicherungen auf. Begleitet werden die Metakieselschiefer außerdem von hellen Quarziten und phyllitischen Gesteinen, welche mitunter höhere Graphitgehalte aufweisen. Zu den häufigen, sehr feinen bis cm-mächtigen Quarzmobilisaten parallel zum Lagenbau kommen noch die diskordanten Quarzgängchen,

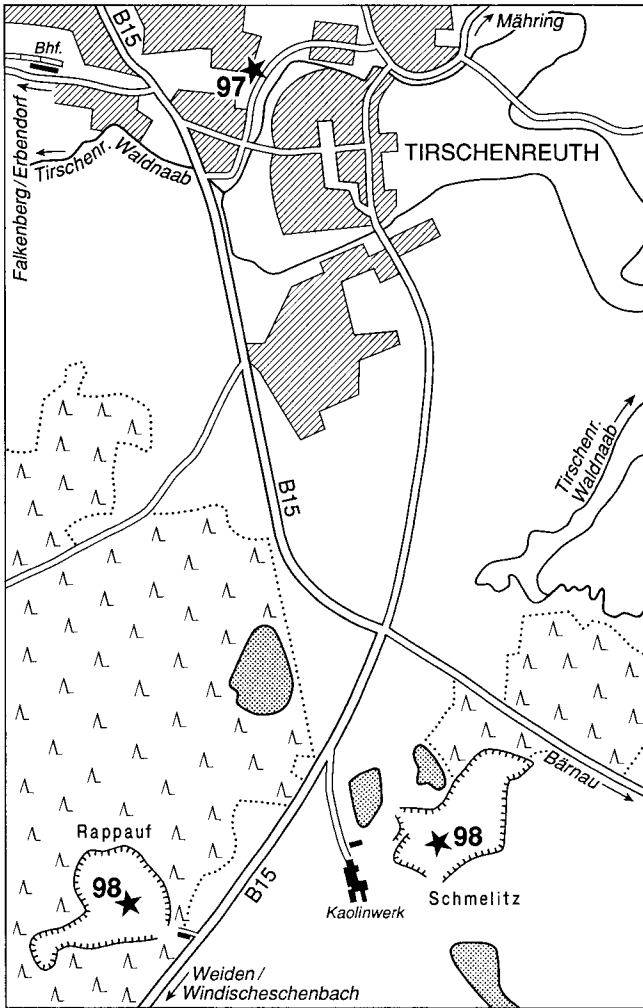


Abb. 109. Exkursionsziele im Bereich Tirschenreuth: Aufschluß 97 in der Wetzdorfabfolge, Felsanschnitte in der Anlage am Mühlbühl in Tirschenreuth; Gruben in teilkaoalinisiertem Granit des Falkenberger Massivs, Aufschlüsse 98 Rappauf und Schmelitz südlich Tirschenreuth.

jedoch nicht in dem Ausmaß, wie sie in den saxothuringischen Lyditen beobachtet werden. Die feinen Quarzmobilisate sind mitunter in manchen Zonen intensiv intrafolial gefaltet.

Die Schichtlagerung fällt mit 50–65° nach WNW bis NW ein. In einem westlich des Steinbühls vorübergehend aufgeschlossenen Bereich (Gasrohrgraben) standen Quarzite, Phyllite und Metakieselschiefer

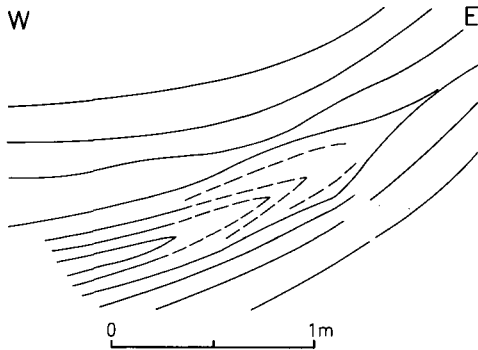


Abb. 110. Nordostvergenger Scherbau in den Gesteinen der Wetzldorfabfolge des Mühlbühls in Tirschenreuth mit Andeutung einer isoklinalen, liegenden Falte.

nahezu vertikal. Die deutliche Lineation mit z. T. wulstartigen Parallelfügen taucht mit 50° nach WNW ein.

STÜRMER (1962) hat von diesem Aufschluß Radiolarien und Graptolithenquerschnitte beschrieben und daraus silurisches Alter abgeleitet. FRANKE, PFLUG und REITZ (in KTB 1986: 15) fanden Akritarchen, welche ordovizisch-silurisches Alter nahelegen. In nahezu allen Dünnschliffen von graphitreichen Gesteinen dieser Folge können rundliche Querschnitte ($0,1-0,3 \text{ mm } \varnothing$) mit randlicher Pigmentanreicherung als organische Reste identifiziert werden.

Aufschluß 97: Felsanschnitte in der Parkanlage am **Mühlbühl** in Tirschenreuth, quarzitische Gesteine und Glimmerschiefer bis Gneise, R 45 24 100, H 55 27 110

Östlich der Porzellanfabrik Tirschenreuth ist das steil zur Straße hin abfallende Gelände zu einem kleinen Park gestaltet. Am westlichen Aufgang, im Mittelteil und nahe der Straße sind metapsammitische und metapelitische Gesteine aufgeschlossen, welche zur altpaläozoischen Wetzldorf-Abfolge gestellt werden. Im Westen stehen am Fußweg gebänderte, plattig-bankige quarzitische Gesteine an, deren Lagenbau mit $25-40^\circ$ nach S bis SSW einfällt. Auf den schichtparallelen Schieferungsflächen findet man zwei spitzwinkelig zueinander verlaufende Lineationen. Die ausgeprägtere, mit zum Teil welliger Faltung, taucht mit $10-15^\circ$ nach SW ein, die jüngere flach nach S. Daneben ist der Lagenbau lokal um eine flach SE-eintauchende Achse verbogen. Die Klüfte sind z. T. als Harnische ausgebildet und zeigen schräge Relativbewegungen mit dextralen Komponenten an. Dünne Quarzgängchen durchschlagen in NW-SE-Richtung den Verband und liegen z. T. auch auf den Harnischflächen. Die Nähe des Falkenberger Granitmassivs zeigt sich in der Durchtrümerung mit Aplitgranit und Pegmatit; der z. T. granatführende

Muscovit-Biotit-Quarzit besitzt das Pflastergefüge eines Hornfelses und die begleitenden Glimmerschiefer zeigen durch ihre Andalusit-, Sillimanit und Cordieritgehalte sowie durch das teilweise entregelte Glimmergefüge die Kontaktnähe an.

Etwas weiter im Osten befindet sich am Mittelhang ein weiterer Felsanschnitt (mit Gedenkplatte). Der streifig-lagig-plattige, teilweise quarzistische Glimmergneis fällt mit 15–40° nach WNW ein, eine Lineation taucht nach SW ein. Im linken unteren Abschnitt ist eine intrafoliale, isoklinale Falte angedeutet (Abb. 110), welche anscheinend SE–NW streicht und einer älteren Verformung angehört. Boudinage-artige Verdünnung und schuppige Überscherung des Lagenbaues verlief anscheinend homoaxial zur intrafolialen Faltung. Auf der Frontseite des Felsens ist teilweise noch eine Harnischriefung sichtbar, welche auf eine sinistrale Seitenverschiebung hindeutet. Die Tektonik kann teils zur spät-kaledonischen (ältere NW–SE-Achsen), teils zur jungvariskischen (SW–NE-Liniationen) gestellt werden.

Aufschluß 98: Kaolinisierter Granit, Gruben **Schmelitz** und **Rappauf** südlich Tirschenreuth, R 45 24 600, H 55 24 700 (Schmelitz) R 45 23 700, H 55 24 400 (Rappauf)

Etwa 2 km südlich Tirschenreuth bestehen im tiefgründig verwitterten Granit zwei größere „Kaolingruben“. Die Grube Schmelitz der Hut-schenreuther AG auf der östlichen Seite der B 15 mit den weithin sichtbaren Aufbereitungsanlagen und die Grube Rappauf auf der westlichen Seite (Einfahrt beim Tierheim). Diese Kaolinvorkommen führten 1838 zur Gründung der ersten Porzellanfabrik in Tirschenreuth.

Die Gruben befinden sich im östlichen Randbereich des Falkenberger Massivs, welcher von einer grobkörnigen, schwach bis mäßig porphyrischen Granitvarietät, dem Liebensteiner Granit aufgebaut wird. Die fastebene Niederungslandschaft kennzeichnet eine alte nach-untermiozäne tertiäre Landoberfläche mit einem unterschiedlichen Anschnitt der noch älteren tiefgründigen Verwitterung. Die höheren Bereiche des Verwitterungsprofils sind in die untermiozänen Senken umgelagert. Im Grubenanschnitt ist der Granit teilkaliniert, das gut erhaltene Gefüge ist gelockert. Unter den Feldspäten ist nur der Plagioklas kaolinisiert. Bei der Aufbereitung werden aber auch der Kalifeldspat und der Quarz für die Herstellung keramischer Massen mitgewonnen („Tirschenreuther Pegmatit“). Die Tonmineralfraktion besteht aus Kaolinit, Illit und Mixedlayer-Mineralen (Montmorillonit und Illit). Als akzessorische Minerale fallen in der Aufbereitung hauptsächlich Turmalin, Andalusit und Zirkon an. Im Bereich der Grube Schmelitz besteht teilweise eine geringmächtige Überlagerung durch vermutlich pliozäne Schotterreste.

Weitere Hinweise sind STROBEL (1969) und KÖSTER (1974) zu entnehmen.

8.11.2 Zone Tirschenreuth–Mähring

Topogr. Karte von Bayern 1:25 000 Nr. 6040 Neualbenreuth, Nr. 6041 Mähring, Nr. 6040 Tirschenreuth, Nr. 6141 Treppenstein
Geologische Übersichtskarte 1:200 000 Blatt Bayreuth

Zunächst von SCHREYER (1965) als Zone des Übergangs Saxothuringikum/Moldanubikum aufgefaßt, wurde diese moldanubische Grenzzone von STETTNER (1975, 1979) zwischen der neu herausgearbeiteten Erbdorfer Linie im Norden und einer Scherzone (Grenze zum hochmetamorphen Moldanubikum von Griesbach-Bärnau) im Süden erstmals abgegrenzt. Sie zeichnet sich als Vorkommensbereich von moldanubischer Bunter Gruppe durch eine glimmerschiefrige Sillimanit-Biotit-Gneisfazies aus sowie durch verschieden alte Scherverbände mit diaphthoritischen Umprägungen. Im nördlichen Abschnitt sind kleine Granitoidkörper schieferungskonform eingeschaltet (STETTNER 1979, RICHTER & STETTNER 1983).

Aufschluß 99: Ehemaliger Steinbruch am westlichen Ortsrand von **Großkonreuth**, Biotit-Sillimanit-Glimmerschiefer mit Granitoideinlagerungen, R 45 31 650, H 55 28 210

Von Tirschenreuth kommend, biegt man in Großkonreuth die erste Querstraße nach Norden in Richtung Pilmersreuth-Wondreb ein, nach ca. 150 m nocheinmal nach links in einen schmalen Weg, der am Talrand entlang nach etwa 350 m zum ehemaligen Steinbruch führt (Lageplan Abb. 111).

Hier sind \pm E–W streichende, steilstehende Sillimanit-Biotit-Glimmerschiefer der moldanubischen Randzone von Tirschenreuth–Mähring aufgeschlossen, welchen bis zu 20 cm mächtige flachlinsige, leukokrate Granitoide metatektartig und schieferungskonform eingelagert sind (Sill-

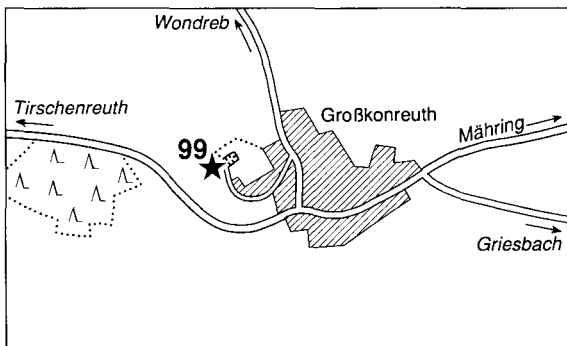


Abb. 111. Lage des ehemaligen Steinbruches Aufschluß 99 am Westrand von Großkonreuth in steilstehenden Gesteinen der Zone Tirschenreuth–Mähring.

granite SCHREYERS). Im Norden anschließend folgen regelrechte Wechselagerungen mit bis zu einigen m mächtigen Granitoiden. Über die Breite ihrer petrographischen und geochemischen Entwicklung unterrichten RICHTER & STETTNER (1983): Sie reicht von Syenogranit, Monzogranit, Granodiorit bis zu Monzonit und Monzodiorit.

Die Biotite zeichnen eine nicht immer deutliche flache Lineare auf den steilen Schieferungsflächen (Eintauchen 0–20° W). Blickt man von oben auf den Lagenbau, so erkennt man eine zonenweise durch Quarzmobilisate hervorgehobene semiduktile fast knittrige intrafoliale Verformung um eine steilstehende Achse (B2 = 70–80° E). Eine nachfolgende Bewegungsphase ist in subparallel zur Schieferung verlaufenden Harnischen dokumentiert. Auf diesen steilstehenden, E–W bis WNW–ESE steichenden Flächen zeigen Riefungen dextrale Seitenverschiebungen an. Mit Ausnahme der Harnische wird dieser Tektonitverband diskordant von Aplitgranitgängen (Mächtigkeit: cm–dm) durchsetzt. In naher Nachbarschaft fanden sich in Baugruben redwitzitische Gesteine als basale Exponenten eines ehemals überlagernden Granitkörpers (östliche Verlängerung des Falkenberger Granitmassivs). Die sich in der Zone südlich Großkonreuth konzentrierenden Scherungen und retrograden Überprägungsprozesse der Diaphthorose II (SCHREYER 1965) finden sich auch im Steinbruchbereich mit Chloritisierung der Biotite, Hellverglimmerung des Sillimanits und einer Muscovitneubildung.

SCHREYER (1962) hat die Sillimanit-Biotit-Glimmerschiefer (-Gneise) zunächst als Diaphthorite der moldanubischen Cordieritgneise aufgefaßt, diese Meinung aber später (1965) wieder aufgegeben. Es fehlen auch typische Abkömmlinge der moldanubischen Monotonen Gruppe. Daneben sind typische Vertreter der Bunten Gruppe eingelagert: Gebänderte Kalksilikatfelse bis Kalksilikatmarmore, Quarzite, leptynitische Gneise, Orthogneise und Amphibolite (STETTNER 1979). Die nach Süden zunehmende Metamorphose äußert sich im Gelände in dem gleichsinnig zunehmenden Gneishabitus, petrographisch durch die Feldspatzunahme, wobei der aus der Quarzintergranulare wachsende Mikroklin immer größere Gefügeanteile einnimmt.

Die Metamorphite dieses Verbandes wurden von manchen Bearbeitern (STEIN 1988, WEBER 1986) als Hochtemperatur-Mylonite bezeichnet und die gesamte Zone Tirschenreuth–Mähring als Scherzone betrachtet. Das ist sicherlich nur in so weit richtig, als sich in dieser Zone variskische Schervorgänge konzentrieren.

Aufschluß 100: Gruben am **Höllbühl**, 1,5 km NW Poppenreuth, Granitoid (Sillgranit) und Glimmerschiefer, R 45 32 780, H 55 30 600 und R 45 32 270, H 55 30 620

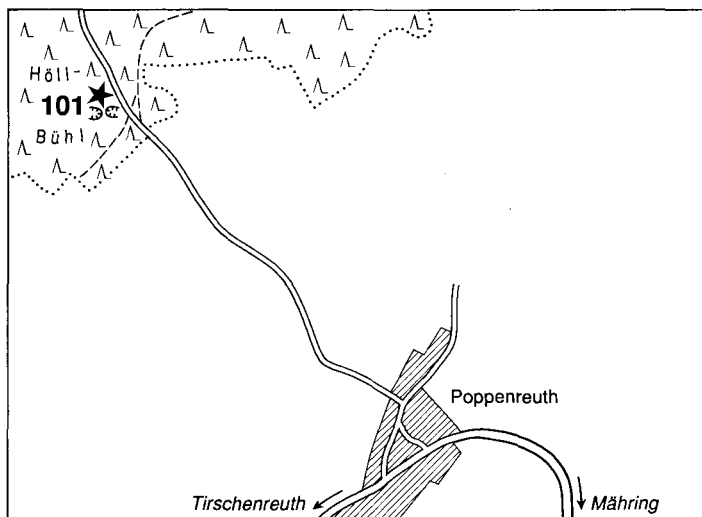


Abb. 112. Lage der Aufschlüsse 101 am Höllbühl bei Poppenreuth: Gruben in verwittertem Granitoid (Sillgranit) der Zone Tirschenreuth–Mähring.

Von Großkonreuth kommend zweigt man in Poppenreuth in die erste Seitenstraße nach links ab und nach weiteren 200 m noch einmal nach NW in den zum „Alten Herrgott“ führenden Weg. Knapp 100 m nach Erreichen des Waldrandes liegt auf der westlichen Seite eine der beiden Gruben im vergrusteten Granitoid mit Resten eingeschalteter Glimmerschiefer. Die andere Grube liegt 100 m weiter nordwestlich. Bohrprofile von hier niedergebrachten Explorationsbohrungen (Abb. 113) zeigen die wiederholten Einschaltungen schieferungskonformer Granitoide, über deren modale und geochemische Entwicklung RICHTER & STETTNER 1983 ausführlich berichten. Wie die beiden Gruben und das Bohrprofil Hö 1980/III zeigen, sind hier von der Landoberfläche recht mächtige Granitoide angeschnitten. Die Glimmerschiefer umschmiegen die linsigen Körper und weichen deshalb im Einfallen von der sonst steilen Lagerung ab (Abb. 114). Eine ältere B-Lineation taucht mit 20–25° nach WSW ein, jüngere Isoklinalfalten mit verformten Quarzmobilisaten mit 35–45° WSW. Steil nach SSW einfallende Harnische dokumentieren wie im Aufschluß 99 Großkonreuth dextrale Seitenverschiebungen.

Im Glimmerschiefer herrscht mitunter eine feine lagig-flaserige Bänderung durch quarzreiche bis quarzitishe Lagen. Diese zeichnen gelegentlich eine feine Isoklinalfaltung. Der Sillimanitanteil ist weitgehend hellverglimmert, die Biotite sind nur mehr teilweise straff parallel geregelt. Eine Neukristallisation mit hohem Anteil von unregelmäßigen Biotiten und von Muscovit dokumentiert die jüngere Thermometamorphose die-

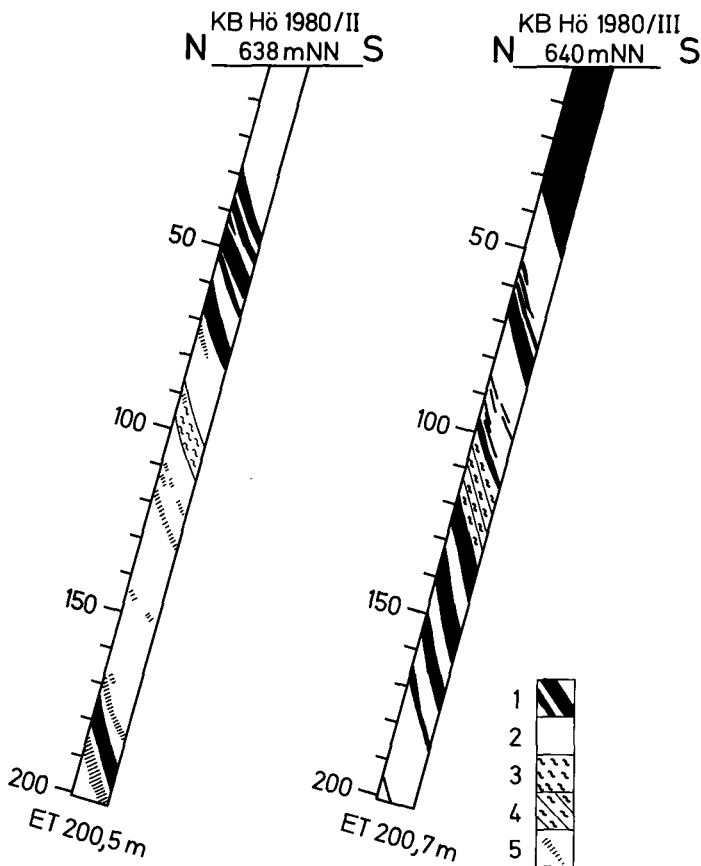


Abb. 113. Bohrprofile in der von Granitoiden durchsetzten Bunten Gruppe der Zone Tirschenreuth-Mähring. Kernbohrung Hö 1980/II am Höhensteinweg (R 45 34 490, H 55 33 190) und Kernbohrung Hö 1980/III am Höllbühl bei Poppenreuth (R 45 32 680, H 55 30 650).

1 = Granitoide (s-parallel); 2 = Glimmerschiefer (Sillimanit-Muscovit-Gli.); 3 = feinkörnige leukokrate Gneise; 4 = gebänderte feinkörnige leukokrate Gneise; 5 = Aploide, Pegmatoide.

ses Raumes, die teilweise Chloritisierung der Biotite kennzeichnet den im Grenzbereich des Moldanubikums verbreiteten Einfluß der Diaphthorose II.

Aufschluß 101: Mähring, Biotit-Sillimanit-Glimmerschiefer und Granitoid, R 45 37 750, H 55 30 700 (Lageplan Abb. 104)

Der kleine Aufschluß liegt im nördlichen Ortsteil von Mähring an der nach Neualbenreuth führenden östlichen Ortsdurchfahrt in der Straßen-

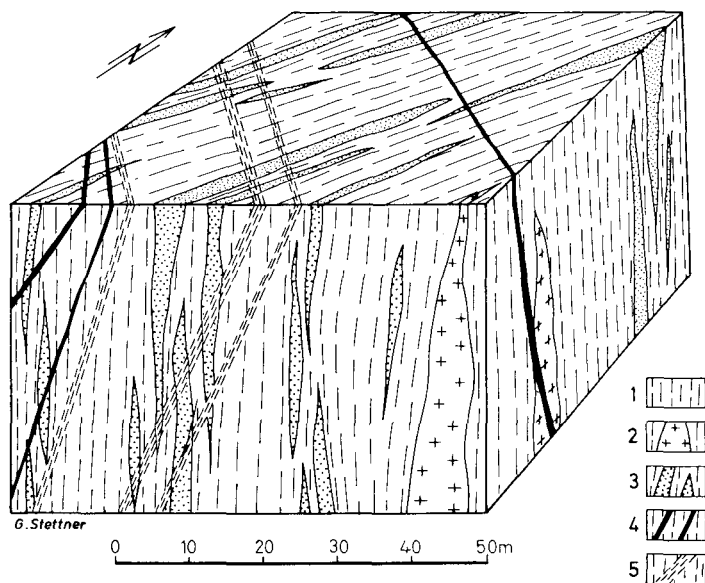


Abb. 114. Schematisches Blockbild des Gesteinsverbandes nördlich Poppenreuth (am Höhensteinweg) in der Zone Tirschenreuth-Mähring (aus STETTNER 1979).
 1 = Sillimanit-Muscovit-Biotit-Glimmerschiefer, 2 = Sillgranit bzw. Granitoid (Monzodiorit-Granodiorit-Syenogranit), 3 = aploide bis granitoide Metatekte, 4 = quer-greifende Aplitgänge, 5 = Querstörungen mit Gefügezerrüttung, z. T. mit Urananreicherungen.

böschung. Der Glimmerschiefer liegt am südlichen Rand einer Zone, die von relativ mächtigen schieferungskonformen Granitoiden (Sillgranit) durchsetzt ist. Die ehemals pelitisch-psammopelitischen Gesteine besitzen eine meist feinlagige Bänderung durch ($< \text{mm} >$) quarzitische Teilbereiche, welche bei den Schieferungsvorgängen häufig linsig zerschert wurden. Hinzu kommen die mm- bis cm-mächtigen Quarzmobilisate. Die Feldspatanteile sind in den Glimmerschiefern in der Regel gering bis auf höhere, lagig konzentrierte Anteile. Diese Gesteinsbereiche haben dann einen leptynitischen Charakter.

Soweit die Kristallisationsabfolge anhand älterer Gefüge überschaubar, entwickelten sich die Sillimanit-Biotit-Quarz-Glimmerschiefer aus Biotit \pm Granat-Quarz-Gesteinen. Eine ältere, gut eingeregelt Biotitgeneration ist teilweise von Sillimanit ersetzt, eine jüngere nicht. Hellverglimmerung, Muscovitneubildung und am Ende Chloritisierung der Biotite ist für den Gesamtbereich typisch. Die Lage des Aufschlusses in der Mähringer Querzone (Geologische Übersichtskarte 1:200 000), einer das Moldanubikum und das Saxothuringikum gleichermaßen betreffenden SE-NW gerichteten Bruchstruktur, macht sich in den hier sichtbaren

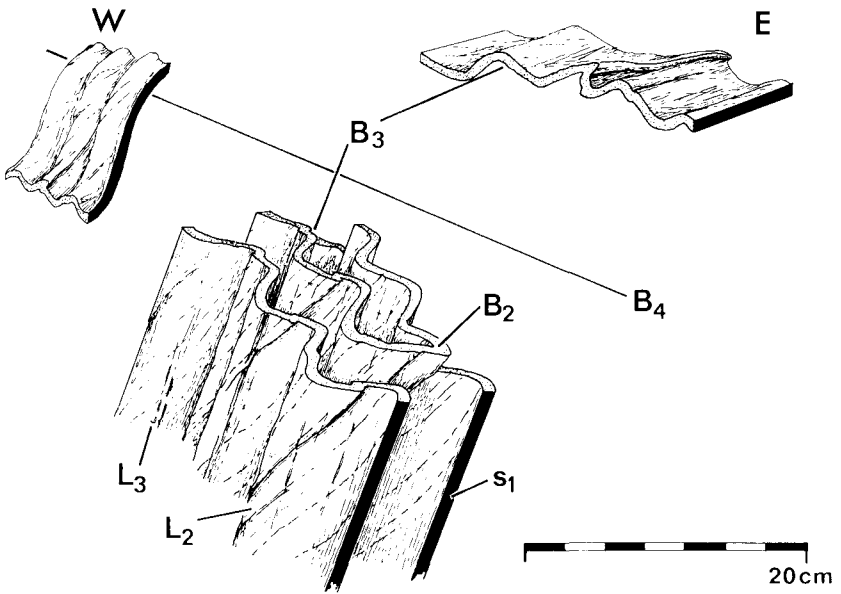


Abb. 115. Schema der Deformationsabfolge im Bereich des Aufschlusses 101 Mäh-ring, aus STEIN (1988), nach FRANKE & WEBER (1983).

verkippten und verbogenen älteren Strukturen der Zone Tirschen-reuth–Mähring bemerkbar.

STEIN (1988) beschreibt das Falteninventar nach einer schematischen Darstellung von FRANKE & WEBER (1983): Eine isoklinale Faltung (F2) im cm-Bereich wird von konformen Segregationsquarz-Lagen deutlich gemacht (Abb. 115). Die Faltenachsen B2 tauchen flach nach WSW ein. Eine Überprägung dieser intrafolialen Faltung durch offene, aufrechte, z. T. monokline Falten (F3) im cm- bis dm-Bereich besitzt SW–NE gerichtete Achsen. Eine Verkrümmung dieser älteren Faltungen um eine (konstruierte) SE–NW gerichtete Querachse (B4) besitzt nur lokale Bedeutung. Die Indizierung der Faltenachsen (B2–B4) erfolgte bei STEIN auf Grund von Vergleichen mit ähnlichen Teilabläufen im Molda-nubikum und hat nur relativen Charakter.

Die Durchdringung des Verbandes mit Granitoid ist in diesem Bereich nicht typisch s-konform. Vielmehr wird der tektonische Lagen-bau zum Teil diskordant durchbrochen, was auf die späte Stellung der Granitoide im Deformationsablauf hinweist.

8.11.3 Das hochmetamorphe Moldanubikum um Griesbach und Bärnau

Topogr. Karte von Bayern 1:25 000 Nr. 6140 Blatt Tirschenreuth, Nr. 6141 Blatt Treppenstein

Geologische Übersichtskarte 1:200 000 Blatt Bayreuth

Der nördlichste Bereich von hochmetamorphem Moldanubikum mit migmatischen Sillimanit-Cordierit-Kalifeldspat-Gneisen und zugleich ein herausgehobenes tieferes moldanubisches Stockwerk mit lithostratigra-

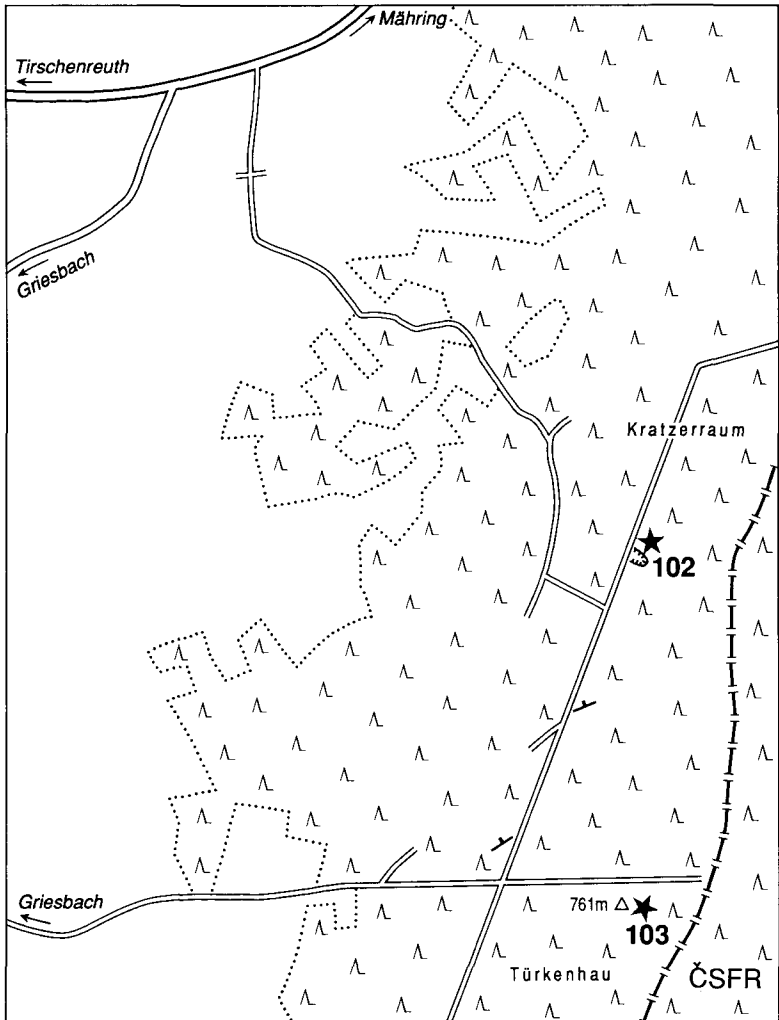


Abb. 116. Exkursionsziele im Moldanubikum östlich Griesbach, Aufschlüsse 102 u. 103.

phisch Monotoner Gruppe schließt sich im Gebiet Treppenstein-Griesbach-Bärnau im Süden an die Zone Tirschenreuth–Mähring an. Vom Gesamtbereich befindet sich ein kleiner Abschnitt auf bayerischem Gebiet. Die den Nordwestrand überprägende Diaphthorese I (SCHREYER 1965) verläuft über Bärnau nach Südwesten bis an den Rand der Neustädter Scholle bei Schlattein und stand hier erneut unter dem Einfluß einer Niederdruck-Hochtemperatur-Metamorphose.

Aufschluß 102: Ehemaliger Steinbruch in der Forstabteilung **Kratzerraum**, 3,5 km SSW Mähring, Sillimanit-Cordierit-Gneis, R 45 37 080, H 55 26 840

Von Mähring kommend zweigt man etwa 3,5 km SW des Ortes (200 m vor der Abzweigung nach Griesbach) in eine Flurstraße nach Süden ab und erreicht nach der Querung des Haselbach-Tales den Staatsforst. Die Befahrung der Forstwege zu den Aufschlüssen 102, 103, 104 und 105 ist mit Erlaubnis des Forstamtes Tirschenreuth möglich. Der Zugang zum ehemaligen Steinbruch ist durch eine Buche markiert. Es stehen teils massige, teils schiefrige und zum Teil feinkörnige Sillimanit-Cordierit-Gneise an. Der steilstehende Lagenbau streicht WSW–ENE. In einer Beschreibung von BLÜMEL & WAGENER-LOHSE (in BEHR et al. 1985) wird die massige Variante als Poikiloblastgneis wegen des Einschlußreichtums von Cordierit, Mikroklin und Oligoklas in Gestalt eines richtungslosen Interngefüges mit nadeligem Sillimanit, fibrolithischem Sillimanit und Disthen bezeichnet. Im schiefrigen „Zeilengneis“ sind Cordierite und Plagioklase parallel zum Lagenbau gestreckt, von einschlußreichem Mikroklin durchsetzt und es treten ebenfalls Disthenrelikte auf. Wie in diesem Typ der moldanubischen Cordieritgneise häufig, besitzt der Cordierit Sillimanit-freie Randpartien, welche mit Biotit in Kontakt stehen. Nach SCHREYER (1965) liegt dem folgende Reaktion zugrunde: Sillimanit + Biotit + Quarz \rightarrow Cordierit + Kalifeldspat + H₂O.

Aufschluß 103: Türkenhau, 1 km südlich Aufschluß 102 Kratzerraum und 2,3 km östlich Griesbach, Sillimanit-Cordierit-Kalifeldspat-Gneis, R 45 37 100, H 55 25 700

Der Aufschluß ist sowohl von dem im Kratzerraum, als auch von Griesbach aus leicht über Forststraßen zu erreichen (Abb. 116). Auf der kleinen, blocküberstreuten Anhöhe 761 m bestehen kleine künstliche Anbrüche und – vor allem gegen Osten natürliche Klippen von teils massigem Cordieritgneis mit feinkörnigen Kalksilikateinlagerungen und in Wechsellagerung mit teilweise gebänderten lagig-plattigen Biotit-Plagioklas-Gneisen. Letztere sind teilweise quarzitisches entwickelt. Durch Häufung von bis cm-großen Kalifeldspat-Blasten im Cordieritgneis entstan-

den teilweise migmatisch homogenisierte Bereiche. Dem stehen in anderen Bereichen parallel orientierte augengneisartige Gefüge gegenüber.

Im mikroskopischen Bild zeichnen die feinkörnigen Sill-Cord-Bi-KF-Gneise ein flasriges Parallelgefüge, dem auch die Ausrichtung der im Cordierit eingeschlossenen Sillimanit-Nadelschwärme folgt. Dieses Grundgefüge wird durch die Quarz-Feldspat-Sprossung aufgelockert; mm-große Kalifeldspatblasten machen das Gefüge fleckig-porphyroblastisch. Nestartige Quarz-Feldspat-Ansammlungen leiten zu einer migmatischen Auflösung des älteren Tektonitgefüges über. Einflüsse der Diaphthorese I zeigen sich gelegentlich in der Verglimmerung der Cordierite und in der Anlage mylonitischer, wenn auch rekristallisierter Quarzgefüge. Eine Generation kaum geregelter Biotite weist auf die im gesamten Raum deutliche jüngste Thermometamorphose hin.

Der Lagenbau fällt mit 60–80° nach NNW ein und umschmieg die dm- bis m-großen Kalksilikat-Boudins, so daß ein flachwelliges Gefüge resultiert. Lokal ist eine knittrige Kleinfaltung um mittelsteil nach N eintauchende Achsen feststellbar. Hin und wieder treten quarzreiche Pegmatoide auf. Vor allem im Südteil des Geländes werden die Gneise von klein- bis mittelkörnigen moldanubischen Biotitgranit-Gängchen durchtrümpert. Hinzu kommen Turmalin-führende aplitisch-pegmatitische Kristallite.

Aufschluß 104: Ehemaliger Steinbruch-Versuch „Weiße Marter“, Sillimanit-Cordierit-Gneis, R 45 35 340, H 55 23 480

Die Zufahrt zu diesem kleinen Aufschluß erfolgt am besten über Hermannsreuth und die Untere Kellermühle. Aus diesem Steinbruchversuch stammt eine Probe, an der DAVIS & SCHREYER (1962) eine der ersten radiometrischen Biotit-Datierungen im Moldanubikum Nordostbayerns ausführten. Die damals fast einheitlich erhaltenen Biotit-Alter um 340 Mill. J. veranlaßten SCHREYER zur Annahme einer variskischen Hauptprägung im Moldanubikum und trugen bei zur Konstruktion eines „metamorphen Überganges Moldanubikum – Saxothuringikum“ (1965).

Eine im Aufschluß (Abb. 118) sichtbare E–W streichende und steil nach N fallende Bankung ist wellig um eine rund 70° nach NE eintauchende Achse (B3) deformiert. Diese Bankung integriert ältere cm- und dm-Faltungen. Die Feinfältelung F1/B1 eines feinen älteren Lagenbaues (s1) wurde in monoklinen dm-Falten F2 um eine ebenfalls mittelsteil ENE eintauchende B2-Achse gewickelt. Diese Falten besitzen insgesamt einen intrafolialen Charakter gegenüber dem heute dominierenden Lagenbau (Bankung). Die langen F2-Schenkel fallen steil nach N ein, die kurzen nach SE. Die Bankungsflächen sind teils mit den langen F3-Schenkeln identisch, teils mit einer Achsenebenen-parallelen Transver-

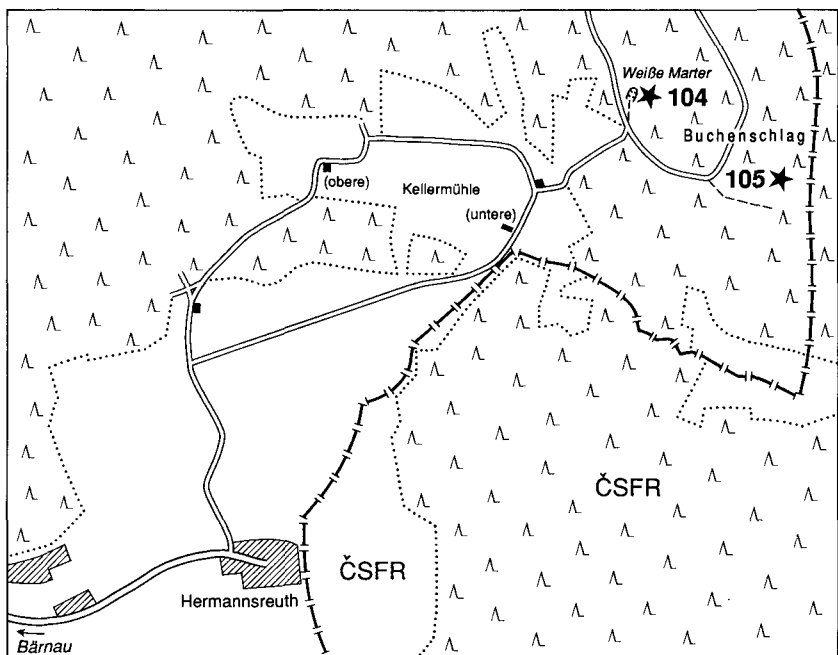


Abb. 117. Exkursionsziele im Moldanubikum zwischen Griesbach und Hermannsreuth, Aufschlüsse 104 u. 105.

salschieferung. STEIN (1988: 38) beschreibt diese Phänomene mit einer abweichenden Indizierung.

Lithologisch besteht ein Wechsel von dunklen, biotitflasrigen Sillimanit-Cordierit-Gneisen mit eingeschalteten Kalksilikat-Boudinreihen und bankig-plattigen, feinkörnigen Biotit-Plagioklas-Gneisen. Letztere sind häufig quarzitisches und besitzen ein straffes paralleles Biotitgefüge. Sie führen spärlich Granat und Kalifeldspat, sowie zeilenförmige Häufungen von Cordierit mit Sillimanit. Auch hier konnten in Quarz eingeschlossene Disthenreste gefunden werden.

Aufschluß 105: Felsklippe im **Buchenschlag**, Sillimanit-Cordierit-Gneis, R 45 35 900, H 44 23 220

Die 500 m südöstlich des Aufschlusses „Weiße Marter“ im Wald nahe der Staatsgrenze gelegene Felsklippe liegt im gleichen Gneiskomplex und zeigt im Prinzip die gleichen Verformungsmerkmale. Der dominierende Hauptlagenbau ist jedoch teilweise auf WSW–ENE-Streichen verdreht.

Die Anfahrt geht vom Aufschluß „Weiße Marter“ aus über eine nach SE führende Forststraße in das Tälchen des Steinbaches und von dort

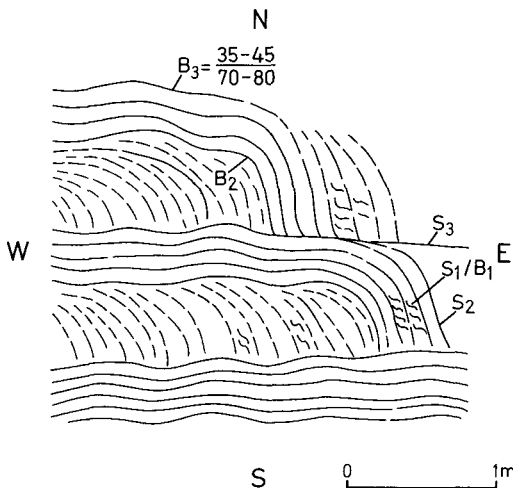


Abb. 118. Strukturschema der steilstehenden moldanubischen Biotit-Plagioklas- und Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Gneise im ehemaligen Steinbruch „Weiße Marter“ (104).

über einen Waldweg (zu Fuß) nach ESE bis etwa 100 m vor Erreichen der Staatsgrenze und von dort durch den Wald nach Norden. Nördlich einer blocküberstreuten Kuppe mit kleineren Anbrüchen des anstehenden Cordieritgneises liegt noch eine kleine Felsklippe, deren südwestliche Schmalseite besonders aufschlußreich ist. Im gewellten Hauptflächengefüge s_2/s_3 integriert, ist der stoffliche Lagenbau im dm-Bereich um eine mittelsteil ENE eintauchende B_2 -Achse mit verdicktem Scheitel gefaltet (Abb. 119). Einzelne feinclaminierte Lagen lassen eine noch ältere Feinfältelung erkennen (F1). Benachbarte glimmerreiche Gneispartien zeigen eine feine Biegescherfaltung, welche wahrscheinlich zur F1-Deformation gehört.

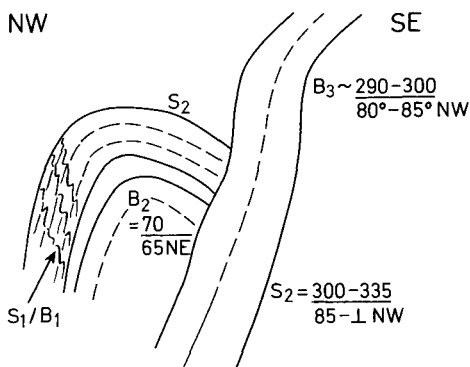


Abb. 119. Deformationsabfolge im Moldanubikum von Griesbach-Hermannsreuth am Beispiel einer kleinen Felsklippe in der Waldabteilung Buchenschlag (105).

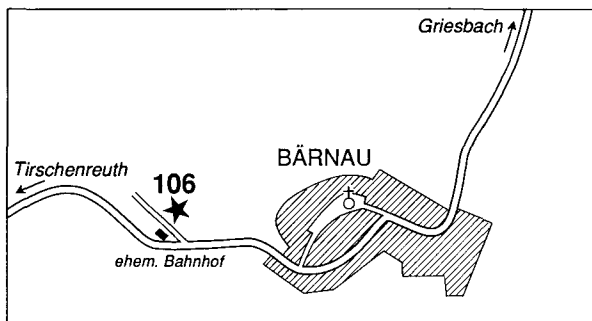


Abb. 120. Lage des Aufschlusses 106 am ehemaligen Bahnhof von Bärnau in Gesteinen der Diaphthorose I des Moldanubikums.

STEIN (1988) nimmt an, daß die bei der Betrachtung mehrerer Aufschlüsse sichtbaren Divergenzen des Hauptflächengefüges (s_2/s_3) Hinweise auf einen jüngeren Großfaltenbau sind. Mit Verstellungen des jeweils älteren Tektonitgefüges ist in der Abfolge der Überprägungen sicher zu rechnen. Die variskische Heraushebung des hochmetamorphen Moldanubikums mit größeren Relativbewegungen im Grenzbereich zur Zone Tirschenreuth–Mähring (Diaphthorose I) steht vermutlich mit der Versteilung des metamorphen Lagenbaus auf beiden Seiten in Zusammenhang.

Aufschluß 106: Ehemaliger Bahnhof **Bärnau**, moldanubischer Diaphthoritgneis, R 45 30 600, H 55 19 440

Nordöstlich gegenüber dem ehemaligen Bahnhof Bärnau sind in einer Straßenböschung zumeist glimmerreiche, gebänderte Gneise aufgeschlossen, welche im Bereich der moldanubischen Diaphthorite I SCHREYERS (1965) liegen. In der Böschung sind sie zusammen mit schieferungskonformen, leukokraten (Biotit-Muscovit-)Granit-Lagen um flach ($20\text{--}35^\circ$) NE eintauchende Achsen NW-vergent gefaltet (Abb. 121). Diese relativ junge Faltung ist vorgranitisch und kann der sudetischen Phase zugeordnet werden. Reste von umscherten älteren Faltengefügen (steilstehende Achse) sind etwa 50 m NW der Abzweigung von der Hauptstraße sichtbar. Die Überprägung der älteren moldanubischen Gneise vom Typus der vorausgehend besuchten Aufschlüsse, erfolgte unter Bildung eines straffen Parallelgefüges mit mylonitischen Scheibenquarzgefügen, fibrolithischen und biotitreichen Flasern. Die parallel dazu intrudierten Granitoide deuten auf tiefreichende Scherbewegungen hin, analog denen in der Zone Tirschenreuth–Mähring. In einer nachfolgenden thermischen Überprägung (periplutonische Metamorphose) erfolgte eine erneute Bildung von Sillimanit, vor allem unter randlichem Ersatz der Biotite und einer dem Biotitgefüge lamellenartig eingelager-

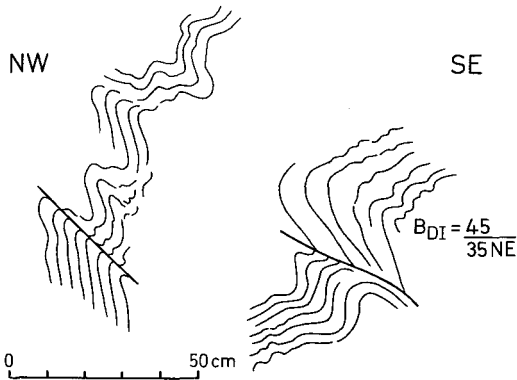


Abb. 121. Nordwestvergente Faltung und Scherfaltung der schiefrigen moldanubischen Diaphthorite I im Aufschluß 106 am ehemaligen Bahnhof Bärnau.

ten Cordierit-II-Generation. Biotite und Muscovite dieser letzten Hochtemperaturphase sind zumeist als Querglimmer erkennbar. Eine spätere Chloritisierung der Biotite ist verbreitet.

8.11.4 Der Raum östlich des Flossenbürger Massivs

Topogr. Karte von Bayern 1:25 000 Nr. 6240 Blatt Flossenbürg
Geologische Übersichtskarte 1:200 000 Blatt Bayreuth

Wenn man von Bärnau über Thanhausen und Hohenthan nach Süden, Richtung Flossenbürg fährt, so kommt man in das Gneisdach des nach Osten einschiebenden Flossenbürger Granits, der sich im Bärnauer Bürgerwald-Granit wieder an die Oberfläche heraushebt. Das Gneisdach wird von einer Reihe N–S bis NW–SE streichender Aplitgranitgänge durchzogen, deren Topasführung sie als Ganggefolgschaft des Flossenbürger Granits ansprechen läßt. Topasbildung kennzeichnet auch das unmittelbare Gneisdach des Flossenbürger Granits (FISCHER 1966, MADEL 1968, 1975). Blockfelder und Blocküberstreungen von derartigen Aplitgranitgängen treten im Raum Silberhütte–Entenbühl (Aufschluß 108) in erreichbarer Lage auf.

Die Cordierit-Sillimanit-Biotit-Gneise dieses Raumes (Monotone Gruppe) haben allem Anschein nach keine Diaphthorose I durchlaufen. Es fehlen die Schergefüge mit quarzreichen Mobilisaten. Die Gneise stellen gegenüber den diffus-migmatischen Sillimanit-Cordierit-Kalifeldspat-Gneisen vom Typ Griesbach ein höheres Metamorphosestockwerk dar. Die stoffliche Bänderung, mit den Lagen von Biotit-Plagioklas-Gneisen und von Kalksilikat-Boudins-Horizonten ist jedoch in beiden Stockwerken gleich. Das Deformationsinventar ist älter als die Diaphthorose-I-Prägung. Zur alten F1/F2-Deformation des Typs Weiße Marter –

Buchenschlag (Aufschlüsse 104, 105) kommt hier – anscheinend zonenweise stärker ausgeprägt – noch eine SE–NW-gerichtete, SW-vergente Faltung. Letztere kennzeichnet die Überprägung der moldanubischen Gneise im „Bavarikum“ südlich der Luhe-Linie und ist kaledonisch einzustufen.

Aufschluß 107: Felsfreistellung im Wald NW **Silberhütte**, moldanubischer Gneis, R 45 27 800, H 55 13 870

Wenige Meter neben der Straße Altglashütte–Silberhütte liegt 400 m NW Silberhütte im nordseitigen Wald ein kleiner Felsaufschluß (mit einer Vermessungsmarke). Der bankig-lagige und gebänderte bis schiefrig-flasrige Gneis enthält Einlagerungen von feinkörnig-massigem Kalksilikatfels und zeigt zwei verschieden orientierte Deformationen. Auf der SW-Seite ist im unteren Teil eine aufrechte faltenartige Verkrümmung sichtbar, welche von STEIN (1988: 28) als Umschmiegung linsiger Kalksilikatfelskörper erklärt wird. Sieht man die Boudinierung ehemals lagiger Kalksilikatfelse mit der älteren Deformation des Moldanubikums verbunden, so können die Verkrümmungen mit SW–NE streichenden und 20–30° NE-tauchenden Achsen als Deformationen dieser Faltungsphase (F2) interpretiert werden. Eine noch ältere, im Lagenbau eingeschlichtete intrafoliale Faltung (F1) ist angedeutet.

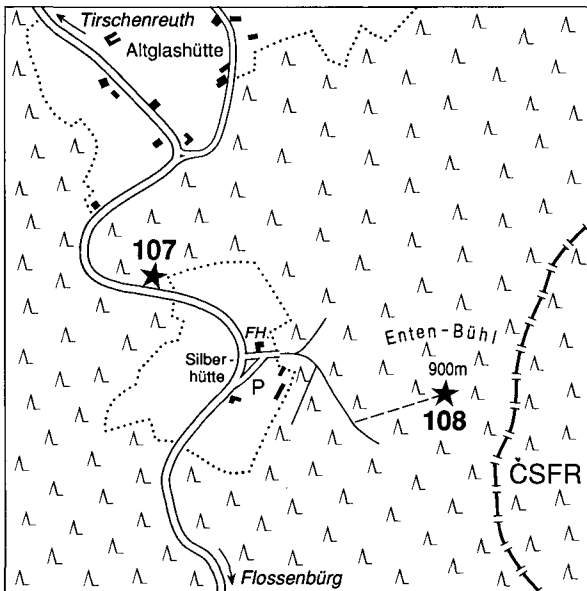


Abb. 122. Lage der Aufschlüsse 107 und 108 im Gebiet Altglashütte–Silberhütte–Entenbühl in moldanubischen Gneisen mit Südost-Nordwest streichender Überprägung.

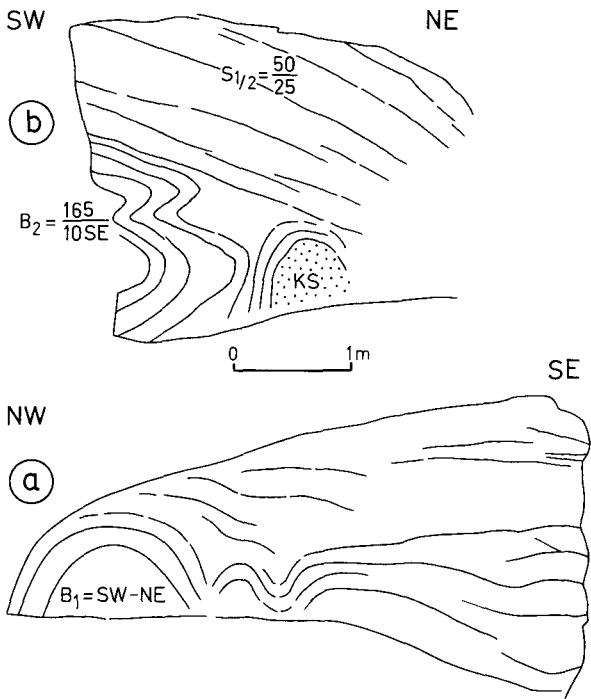


Abb. 123. Felsklippe im Wald neben der Straße Altglashütte–Silberhütte (Aufschluß 107).

a) Faltung um SW–NE streichende Achsen (z. T. Zusammenhang mit Boudinierung von Kalksilikatfels-Einlagerungen), Südwestseite des Felsens; b) = Faltung um relativ jüngere SE–NW streichende Achsen, Südostseite des Felsens, mit herausgeschältem Kalksilikatfels-Boudin.

Auf der SE-Seite des Felsens ist eine jüngere Faltung sichtbar, teils von plattigem Biotit-Plagioklas-Gneis mit runden Faltungsformen gezeichnet, teils knittrig von schiefrig-glimmerreichen Lagen (Abb. 123). Die zugehörige Faltenachse liegt flach und taucht mit $5-10^\circ$ SSE ein. Ein rechts unten eingeschalteter Kalksilikatknödel ist noch in der älteren NE-Richtung orientiert. Das Deformationsinventar wird den cadomisch-kaledonischen Zyklen zugeordnet.

Beispiele für die SW–NE und SE–NW gerichteten Faltungen findet man auch in anderen Aufschlüssen dieses Raumes, wenn auch weniger gut erreichbar.

Aufschluß 108: Silberhütte-Entenbühl, moldanubischer Gneis und Ganggranit, R 45 28 800, H 55 13 350

Vom Parkplatz beim Unterkunftshaus Silberhütte führen Fußwege zum 500 m ESE davon gelegenen, 901 m hohen Entenbühl im bayerisch-

böhmischen Grenzkamm. Der ganze Bereich ist mehr oder weniger stark von Blöcken eines feinkörnigen, muscovitbetonten Aplitgranits überstreut, der gelegentlich auch pegmatitische Schlieren enthält. Wir befinden uns im Dachbereich des Flossenbürger Granits. Auf der Kuppe des Entenbühls befindet sich ein kleiner Felsen mit anstehendem moldanubischen Gneis in flach ENE einfallender Lagerung. Der Lagenbau ist flachwellig um einen NW–SE streichende Achse verbogen. Auch die an der Südseite des Felsens sichtbare, wenn auch etwas verschwommene liegende Falte scheint eine flachliegende NW–SE-Achse zu besitzen.

8.11.5 Das Flossenbürger Granitmassiv

Topogr. Karte von Bayern 1:25 000 Nr. 6339 Blatt Neustadt a. d. Waldnaab, Nr. 6240 Blatt Flossenbürg

Schon aus der Ferne hebt sich der waldbestandene Höhenrücken des Flossenbürger Granitmassivs über der tiefer gelegenen, vor allem landwirtschaftlich genutzten Gneislandschaft um Floß heraus. Der hochragende Granitfels mit der Ruine Flossenbürg im Mittelteil des Massivs lenkt die Blicke auf sich. Dieses NW–SE gestreckte Adventivmassiv des Falkenberger Zentrums unterscheidet sich von den anderen Adventivmassiven durch die größere Einheitlichkeit der Gesteinsausbildung. Es ist im Westen durch eine Störungszone begrenzt, welche von Alterationen begleitet wird (FISCHER 1965). Im Osten schiebt es unter sein moldanubisches Gneisdach ein und hebt sich im Bärnauer (Bürgerwald-) Granit wieder heraus. Die Gefügeentwicklung des biotitarmen, muscovitbetonten Monzogranits (FISCHER 1965) ist im westlichen tieferen Plutonabschnitt durch grobkörnige, schwach serialporphyrische Gesteine bestimmt. Sie gehen nach Osten zu, ins Hangende, allmählich in mittelkörnige Gesteine über. Parallel dazu verläuft eine modellhafte geochemische Differenzierung (MADEL, 1968, 1975, ACKERMANN, 1984, TAVAKKOLI 1985). Eigentümlich ist das Auftreten einer zweiten Kalifeldspat-Einsprenglings-Generation im Raum Flossenbürg, welche als „Geisterschwärme“ das schlierige Grundgefüge durchsetzen. VOLL (1960) notiert die SW–NE streichende Feldspatlineare, welche quer zur heutigen Massiverstreckung verläuft. Letztere ist aber, wie bei den anderen Massivresten, durch den jüngeren tektonischen Zuschnitt und die Abtragung bedingt.

Aufschlüsse im Flossenbürger Granit

In der nahen Umgebung von Flossenbürg konzentrieren sich eine ganze Reihe von Steinbrüchen, welche zumeist derzeit in Betrieb sind. Ihre Lage kann der Topographischen Karte entnommen werden. Bei einem relativ gleichmäßigen grob- bis mittelkörnigen Gefüge und guter

Bearbeitungsfähigkeit werden vor allem Platten für Fassadenverkleidungen und Innenausbau hergestellt. Die Klüftung ist in der Regel weitständig und erlaubt die Gewinnung größerer Blöcke. Die vorherrschenden NW–SE-Klüfte haben bis zu mehreren Metern Abstand. Die Morphologie folgt der Bankung und zeichnet am Schloßberg die modellhafte zwiebelschalige Absonderung nach. Im häufig abgebildeten Steinbruchgelände nordwestlich der Burgruine ist der Abbau seit mehreren Jahrzehnten stillgelegt, es zeigt aber noch deutlich den „Zwiebelschalenbau“.

Aufschluß 109: Schloßbruch im Flossenbürger Granit, R 45 24 960, H 55 11 000

Man erreicht den „Schloßbruch“ entweder über den Fahrweg aus dem Ort Flossenbürg auf der Süd- und Südwestseite des Schloßberges, oder – in Verbindung mit dem Besuch der Burgruine – über einen Fußpfad auf der Nordostflanke.

Burgruine Flossenbürg, R 45 25 000, H 55 10 950

Der Granit ist hier mittel- bis grobkörnig und zum Teil schwach porphyrisch. In der Felswand neben der Geschichtstafel (am Ausgang zur Aussichtsplattform) ist ein stärker porphyrischer Bereich mit Kalifeldspat-Einsprenglingen bis zu 4 cm Größe und mit deutlichem Zonarbau zu sehen.

Über die Geschichte der im Jahre 1105 errichteten und 1634 von den Schweden im 30jährigen Krieg niedergebrannten Burg unterrichtet die oben erwähnte Geschichtstafel im Burghof. Von der oberen Plattform der Ruine hat man einen weiten Ausblick: Nach Süden in die Landschaft des Moldanubikums mit dem Fahrenberg und seiner Wallfahrtskirche, nach Westen über das Randgebiet Moldanubikum/Neustädter Scholle um Floß, dahinter die Erhebung des schmalen Leuchtenberger Massivs. Im Nordosten des Ortes Flossenbürg befand sich in einem Tälchen hinter dem Plattenberg das berüchtigte Konzentrationslager, in welchem noch kurz vor Kriegsende 1945 Männer des Widerstandes wie Dietrich Bonhoeffer und Admiral Canaris hingerichtet wurden.

8.11.6 Das Moldanubikum zwischen Flossenbürger Granitmassiv und Neustädter Scholle

Zwischen dem Westrand des Flossenbürger Granitmassivs und den randlichen Amphiboliten der Neustädter Scholle verbleibt lediglich ein relativ schmaler Streifen moldanubischer Gesteine und ihrer altpaläozoischen Auflage. Die komplexen und komplizierten Gesteinsverbände resultieren aus einem nordostvergenten Schuppenbau, durch welchen moldanubische Gneise verschieden tiefer Stockwerke und altpaläozoi-

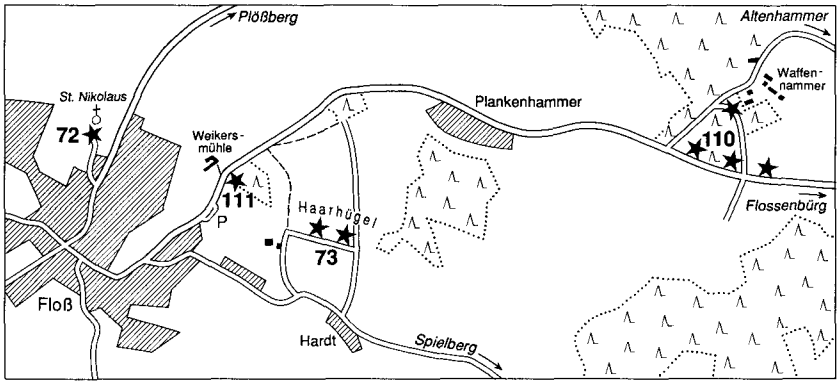


Abb. 124. Exkursionsziele zwischen Flossenbürg und Floß, im Randbereich des Moldanubikums gegen die Neustädter Scholle (Aufschlüsse 110 u. 111) und im Randbereich der Neustädter Scholle (Aufschlüsse 72 u. 73).

sche Dachbereiche nebeneinander geraten sind. Zum andern wird dieser Bereich von jüngeren steilstehenden Störungen in Schollenleisten zerstückelt, welche zum System der NW–SE streichenden Fichtelnaabstörungszone gehören. Sie überschneiden spitzwinkelig den älteren Schuppenbau und werden von einer Reihe von Quarzgängen nachgezeichnet und akzentuiert.

Ganz im Nordosten, im Zwickel zwischen Falkenberger- und Flossenbürg Granitmassiv, ist am Kohlbühl nordöstlich Schlattein Moldanubikum der Monotonen Gruppe in Diaphthorese-I-Verformung und statischer thermischer Überprägung vertreten (Aufschlüsse 112). Im südwestlich anschließenden Segment ist zwischen Flossenbürg und Plankenhammer (Aufschlüsse 110) tiefere moldanubische Bunte Gruppe in einem ähnlichen Metamorphosezustand wie in der Zone Tirschenreuth–Mähring vertreten. Zwischen diesem Aufschluß und dem Rand der Neustädter Scholle (ZEV) bei Floß ist der Schuppenbau von altpaläozoischen

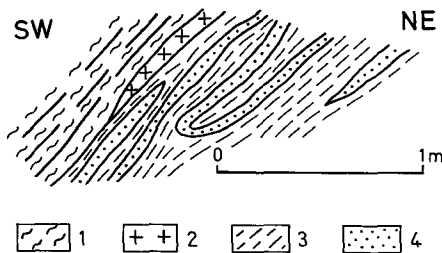


Abb. 125. Nordostvergente Verschiebung und Faltung von Kieselschiefer-führenden Schichten der Wetzldorf-Abfolge im Rohrgraben östlich Plankenhammer
 1 = moldanubischer Gneis, 2 = Aplod, 3 = Glimmerschiefer der Wetzldorf-Abfolge, 4 = Kieselschiefer.

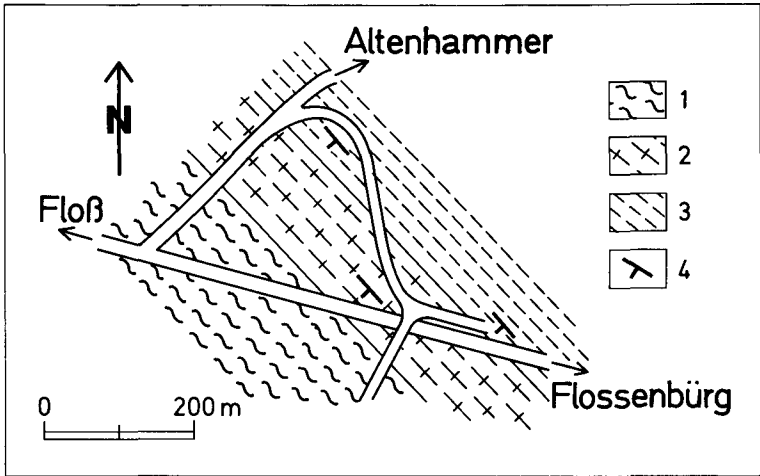


Abb. 126. Der geologische Verband im Bereich des Straßeneinschnittes südlich Waffenhämmer/Altenhammer (Straße Floß–Flossenbürg) nach BARDUA.
 1 = Biotit-Plagioklas- und quarzitischer Gneis, 2 = Orthogneis, 3 = Amphibolit,
 4 = Streichen und Richtung des Einfallens des Lagenbaues.

Gesteinen der Wetzldorfabfolge (Dach des Moldanubikums) mit meta-tektonischen moldanubischen Cordieritgneisen besonders ausgeprägt (Rohrgraben bei Plankenhammer, Abb. 125, und Aufschluß Floß-Weikersmühle 111).

Vor allem der Raum um Floß (bis nahe an den Rand des Flossenbürger Massivs) ist unregelmäßig netz- bis gangartig von Graniten verschiedenen Typs durchdrungen. Einzelne quarzdioritische, redwitzitische Gesteinsvorkommen kennzeichnen Reste des Basalbereiches des hier abgetragenen Leuchtenberger Plutons. Langlinsige Körper von Metagranit sind typische Bestandteile des altpaläozoischen Daches.

Aufschluß 110: Straßeneinschnitt SW **Waffenhammer** zwischen Floß und Flossenbürg (südwestlich Altenhammer), tiefere Abfolge der moldanubischen Bunten Gruppe, R 45 22 550, H 55 10 150 bis R 45 23 050, H 55 10 020

Anstehendes ist auf beiden Seiten des Einschnittes zu sehen, am besten auf der Nordseite (Abb. 126). Von West nach Ost kommt man bei einem generellen SW-Fallen (20–40°) des Gesteinsverbandes aus dünnplattigen, schwach meta-tektonischen Paragneisen in plattig-bankige quarzitischer Gneise mit lagig-linsigen Quarz-Metatekten und kalksilikatischen Einlagerungen. Etwa 50 m vor einer Straßenüberführung beginnen helle Orthogneise, welchen zunächst noch plattige quarzitischer Gneise lagig eingeschaltet sind. Hinzu kommen Lagen von Amphibolit, welcher am

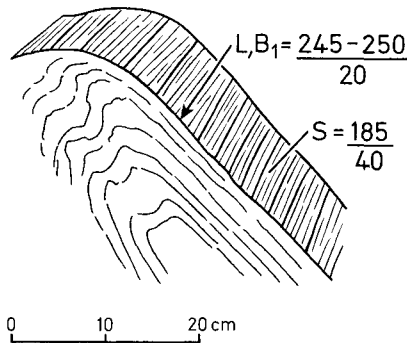


Abb. 127. Isoklinaler Faltenbau im Orthogneis des Straßeneinschnittes südlich Waffenhammer/Altenhammer (110) um eine SW–NE streichende Achse B1 und parallel streichendem Linear auf den überwiegend nach Süden einfallenden planaren s-Flächen.

Ostende des Einschnittes in einem mächtigeren Paket das Liegende der Abfolge bildet. Diese kann einem tieferen Abschnitt der moldanubischen Bunten Gruppe zugeordnet werden, welcher vor allem durch vulkanogene Einlagerungen charakterisiert wird (Klet- bzw. Alexandersbad-Formation). An verschiedenen Stellen wird der Verband von SE–NW streichenden Aplit-, porphyrischen Granit- und aplitisch-pegmatitischen Gängen durchsetzt. Die tektonische Prägung ist vorwiegend planar und 20–40° SW fallend. Eine scharfe Striemung taucht mit 20–30° (max. 45°) nach WSW ein. Nur gelegentlich ist im Orthogneis eine zugehörige intrafoliale Faltung (F1) mit NNW-Vergenz zu beobachten (Abb. 127). Häufiger sichtbar ist eine dazu parallele flache Wellung. Zum Teil ist ein flaches Umschmiegen linsig zerlegter massiger Lagen durch stärker schiefrige Partien sichtbar. Wesentlich jünger ist die lokale Verkrümmung des Hauptlagenbaues um NW–SE streichende Querstrukturen, welche bis zu einer kleindimensionierten SW-vergenten knittrigen Faltung geführt hat. Hinsichtlich der petrologischen Stellung kommt KLEEMANN (1989) zur Auffassung, daß die metapelitischen Biotit-Plagioklas-Gneise im westlichen Profilabschnitt einen diaphthoritischen Charakter besitzen und mit der Diaphthorese I SCHREYERS vergleichbar sind. Reliktischer Kalifeldspat und Sillimanit zeigen eine höhere, ältere Metamorphosestufe an, desgleichen Pseudomorphosen nach Cordierit in den hellen, metatektischen Gefügenanteilen. KLEEMANN beschreibt in kalksilikatischen Partien Wollastonit, der als Indikator hoher Temperaturen im allgemeinen dem Moldanubikum fremd ist. FISCHER (1967) gibt Wollastonit von Blatt Unterfrauenau im Bayerischen Wald an, ohne jedoch nähere Angaben zu machen. Die hellen, nach Mineralbestand und Chemismus metarhyolithischen Gneise sind nach einer metatektischen und einer mylonitisch-porphyroblastischen Phase rekristallisiert. Sillimanitfasern sind weitgehend hellverglimmert. Myrmekitische Reaktionsgefüge, Bio-

tit- und Muscovitkristallisation sind postdeformativ. Die eingelagerten Quarz-Plagioklas-Amphibolite sind ebenfalls statisch rekristallisiert und lassen keine älteren Mineral- und Gefügeentwicklungen erkennen.

Die am östlichen Ende des Straßeneinschnittes folgenden Amphibolite sind in einem anderen Straßeneinschnitt ca. 250 m nördlich, nahe Waffenhammer, aufgeschlossen (R 45 22 800, H 55 10 330). Kleinere Felsanbrüche in der SW Straßeböschung geben eine kalksilikatische Bänderung zu erkennen, welche eine isoklinale, intrafoliale Faltung mit SW-eintauchenden Achsen nachzeichnet. Diese entspricht der älteren Deformation in den hangenden Orthogneisen des oben beschriebenen Straßeneinschnittes. Auch der mit 40° nach SW einschiebende Amphibolit-Lagenbau verläuft konform (nordöstliche Straßenseite).

Aufschluß 111: Floß-Weikersmühle, Felsböschung, moldanubischer Gneis, Metagranit, R 45 20 695, H 55 10 040

Am östlichen Ortsausgang von Floß, gegenüber der Weikersmühle, begleitet eine Felsböschung den Fußweg neben der Straße nach Flossenbürg. Der Aufschluß bietet einen Einblick in das der Neustädter Scholle (ZEV) unmittelbar benachbarte Moldanubikum. Befindet man sich wenig weiter im Südwesten, am Parkplatz vor dem Judenfriedhof, noch im Bereich von Amphiboliten der allochthonen Einheit, so steht gegenüber der südlichen Einfahrt zur Weikersmühle metatektischer moldanubischer Gneis an. Dessen metamorpher Lagenbau ist von vielen NW–SE streichenden und 60–75° SW einfallenden Scherflächen spitzwinkelig zerlegt. Es handelt sich um Cordierit-Sillimanit-Biotit-Gneis mit straff parallelen Biotit-Sillimanit-Lagen und zwischengeschalteten Cordierit-führenden linsig-lagigen migmatischen Metatekten mit entregelten Biotit-Gefügen. Die Sillimanitbildung erfolgte auf Kosten des Biotites und es existiert eine weitere, unregelmäßige jüngere Biotit-Generation. Große lamellierte Chlorite in den Metatekten (diaphthoritische Zwischenphase) wurden teilweise von jüngerem Biotit ersetzt. Die Muscovitneubildung erfolgte relativ spät im Kristallisationsablauf. Der hier vorliegende moldanubische Gneis repräsentiert ein tieferes Stockwerk als die unmittelbar im Nordosten anschließende dachnahe Randzone des Moldanubikums. Es liegt deshalb die Annahme nahe, daß es sich um eine tektonische Schuppe am Rand der Neustädter Scholle handelt. Im Modell einer nach Nordosten gerichteten Aufschiebung (STETTNER 1990) kann die Abscherung in einem tieferen Abschnitt der Aufschiebungsfläche erfolgt sein. Sieht man dagegen die Neustädter Scholle als Rest einer Decke an, so wäre diese Schuppe von einem freiliegenden Moldanubikum-Areal an der Deckenbasis mitgebracht. Eine Konsequenz beider Modelle ist die relativ ältere Cordieritgneis-Prägung. An die Gneisschuppe grenzt im NE, getrennt durch eine Störung (Winkeldiskordanz!), flasriger leukokrater Metagranit an. Die schmalen, wenige 100 m

bis wenige km langen Züge von Metagranit sind Bestandteile der durch Quarzite und Metakieselschiefer-Einlagerungen charakterisierten altpaläozoischen Dach-Einheit des Moldanubikums (Wetzldorf-Abfolge). Bei schwankenden Biotitgehalten treten mitunter, wie hier, sehr helle aplitische Gesteine auf. Zwei verschieden orientierte Schieferungen sind einzumessen: s_1 liegt in etwa parallel zum Streichen des Körpers ESE–WNW und steht steil, s_2 streicht ENE–WSW und fällt steil nach SSE ein. Das dadurch entstandene feine Flasergefüge wird im mikroskopischen Bild von Hellglimmer-Sillimanit-Zügen gezeichnet. Die stärkste mylonitische Deformation zeigen die zerlegten und rekristallisierten Quarze. Muscovit und Biotit sind postdeformativ neu kristallisiert. Der Metagranit ist stark geklüftet, wobei zwei sich überlagernde orthogonale Klüftpaare festzustellen sind.

Der Metagranit wird von wenigen bis dm-mächtigen jüngeren Graniten (Typ Leuchtenberg und Aplitgranit) durchsetzt.

Aufschlüsse 112: am **Kohlbühl** nordöstlich Schlattein, moldanubischer (Cordierit-)Sillimanit-Muscovit-Gneis. R 45 20 610, H 55 1440; R 45 20 720, H 55 14 420; R 45 20 800, H 55 14 280 (Höhe 568 m)

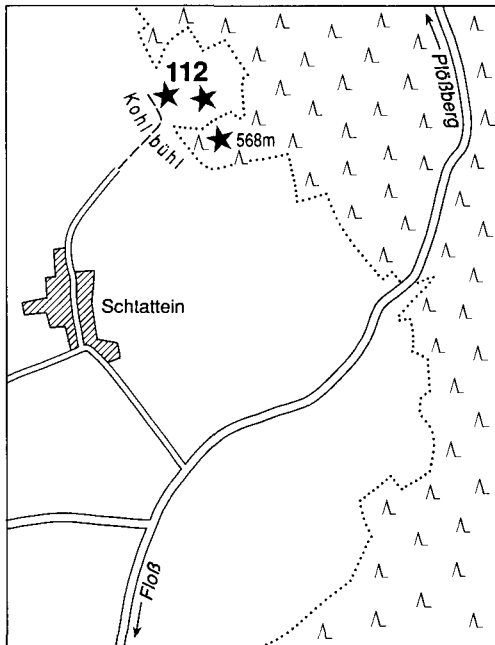


Abb. 128. Lage der Aufschlüsse 112 am Kohlbühl nordöstlich Schlattein in thermometamorph überprägten Diaphthoriten I des Moldanubikums.

Aus der Verebnungsfläche von Schlattein mit tiefgründiger Verwitterung hebt sich im Nordosten eine überwiegend bewaldete höhergelegene Verebnungsstufe heraus, an deren Südwestkante sich mehrere Felsfreistellungen mit unverwittertem Anstehenden befinden. Es handelt sich um lagig-plattigen bis grobflasrigen moldanubischen Gneis mit hohen Anteilen von lagig-linsigen Quarz- und Quarz-Feldspat-Metatekten. Der Lagenbau fällt mit 55–60° nach WSW ein. Das Sillimanit-Biotit-Streckungslinear streicht in der Regel NE–SW. Es handelt sich um Gesteine des Diaphthorese-I-Bereiches, welche – wie im Aufschluß 106 Bärnau – nach der diaphthoritischen Verformung einer erneuten progressiven Metamorphose unterlagen. Das ehemalige mylonitische Deformationsgefüge mit Segregationsquarz-Bändern ist rekristallisiert. Die dunklen Gefügeanteile bestehen vorwiegend aus strafflagigen Biotit-Sillimanit-Verbänden. Fibrolith und stengeliger Sillimanit haben Biotit teilweise ersetzt. Untergeordnet erscheint Cordierit in langgestreckten Individuen zwischen den Glimmern. Dagegen weist der korrodierte Cordierit in den Quarz-Teilgefügen reliktsche Züge auf. Die Feldspatgehalte sind gering. Ungeregeltes Muscovit-Wachstum schließt die jüngere Kristallisationsreihe ab. Chloritisierung der Biotite ist unregelmäßig verbreitet. Auf der Höhe 568 m ist Turmalinbildung zu beobachten, welche am Westrand des Flossenbürger Granitmassivs in den Hornfelsen verbreitet ist (FISCHER 1966).

8.11.7 Das Moldanubikum des Zottbachtals zwischen Neuenhammer und Pleystein

Topogr. Karte von Bayern 1:25 000 Nr. 6340 Blatt Vohenstrauß
Geologische Karte von Bayern 1:25 000 Nr. 6340/41 Blatt Vohenstrauß-Frankenreuth

FORSTER (1965) hat auf Blatt Vohenstrauß-Frankenreuth die Gesteinsverbände des Zottbachtals als umgefaltetes, zum Teil diaphthoritisches Moldanubikum bezeichnet. Lithologisch kann die Abfolge als „verdünnte“ Bunte Gruppe bezeichnet werden. Gebänderte kalksilikatische bis karbonatisch-kalksilikatische Einlagerungen sind im Gesamtbereich zu finden. Quarzitisches Gneiszüge sind vor allem im Norden verbreitet. Dominierend ist eine Wechsellagerung von plattig-bankigen, fein- bis feinkörnigen (Muscovit-)Biotit-Plagioklas-Quarz-Gneisen (ehemalige Grauwacken?) mit (Cordierit-)Sillimanit-Muscovit-Biotit-Gneisen, welche unterschiedliche metatektische, lagig-linsige Teilgefüge besitzen. Die letztgenannten glimmerreichen, schiefrig-flasrigen Gesteine sind wohl überwiegend pelitischer Herkunft, entstanden aber auch durch Überscherung von Biotit-Plagioklas-Gneis. Im mikroskopischen Bild zeigen die glimmerreichen Gneise neben den Quarz-Feldspat-metatektischen

Teilgefügen einen engen intrafolialen Faltenbau, der von polygonalen Biotitverbänden nachgezeichnet wird.

Wie in bisher, von Bärnau an behandelten Überprägungsbereichen von „Altmoldanubikum“ ist der Sillimanit überwiegend mit den Biotitverbänden verknüpft und teilweise daraus hervorgegangen. Cordieritbildung unter Einschluß der Sillimanit-Nadelverbände ist anscheinend auf das südliche Zottbachtal (ab Maduschka-Fels) beschränkt. Gegen Norden herrscht dagegen eine zunehmende Hellverglimmerung der Sillimanite (z. B. Aufschlüsse Prollermühle) und Bildung von Muscovit-Biotit-Plagioklas-Quarz-Gneisen mit einer relativ jungen Muscovit-Biotit-Generation. Im Raum Neuenhammer ist der Sillimanit bis auf Einschlußreste im Muscovit verschwunden. Auch die alles korrodierende Quarzkristallisation nimmt nach Norden zu.

Die schon von FORSTER unterschiedenen drei Faltenrichtungen SW–NE, NW–SE und N–S wurden von STEIN (1988) anhand neuer

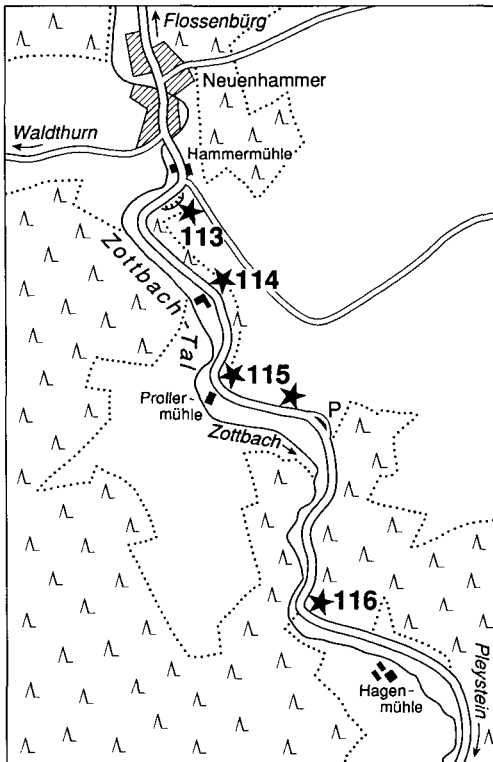


Abb. 129. Exkursionsziele im Zottbachtal südlich Neuenhammer im unterschiedlich überprägten Moldanubikum (Aufschlüsse 113 bis 116).

Aufschlüsse im Zuge des Straßenausbaues eingehend beschrieben. In den nachfolgend aufgeführten Aufschlüssen sind verschiedene Beispiele dieser Verformungen aufgeschlossen. Weitere Aufschlüsse im Zottbachtal sind STEIN (1988) zu entnehmen. Den Abschluß bildet ein Besuch des Quarz-Pegmatitstockes von Pleystein (Abb. 134, Lageplan).

Aufschluß 113: Ehemaliger Steinbruch **Neuenhammer**, bankiger Muscovit-Biotit- und Biotit-Plagioklas-Gneis, R 45 28 000, H 55 06 100

Unmittelbar südlich Neuenhammer (Hammermühle und dem am Ortsrand befindlichen Parkplatz) liegt östlich der Straße der heute von Jungwald völlig eingenommene ehemalige kleine Steinbruch. Die teilweise quarzitischen und Muscovit-Biotit-Plagioklas-Gneise sind unregelmäßig gebankt. Eingeschaltet sind nach STEIN (1988: 27) kalksilikatische Lagen. Der Lagenbau fällt mit 20–35° nach E bis ESE ein. In den Bänken, besonderes in solchen mit bandartiger Differenzierung heller, Quarz-Feldspat-reicher Lagen sind intrafoliale, liegende Kleinfalten mit SW–NE gerichteten Achsen zu beobachten. STEIN berichtet auch von SE–NW gerichteten Achsenlagen. Die Achsen einer nachfolgenden Verkrümmung der Bankung und die auf den s-Flächen sichtbare Lineation tauchen flach nach NE ein. STEIN weist auf ein mit 50° NE fallendes Störungssystem hin, in welchem, durch Harnische belegt, dextrale Seitenverschiebungen stattgefunden haben. Hier, wie in anderen Aufschlüssen des Zottbachtals, fällt auf, daß die im Bereich der Diaphthorese I häufigen Quarz-(Feldspat-)Mobilisate stark zurücktreten.

Aufschluß 114: Felsböschung gegenüber **Schmittler-Werk**, überprägter moldanubischer Gneis, R 45 28 120, H 55 05 820

300 m SE des Aufschlusses Neuenhammer befindet sich gegenüber dem Schmittler-Werk an der Straße eine Felsböschung. Im nördlichen Abschnitt schließt sich an einen diskordanten Granitgang knittrig gefal-

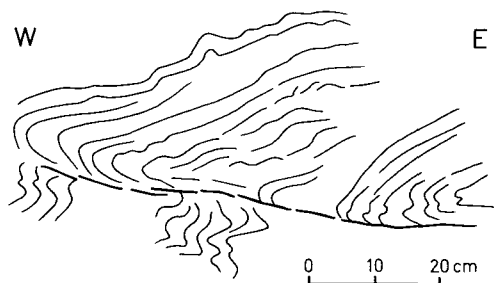


Abb. 130. Enge bis knittrartige Faltung schiefriger moldanubischer Gneise mit flach nach Ost fallenden Achsenebenen und paralleler Zerscherung. Aufschluß 114, Felsböschung an der Straße gegenüber dem Schmittler-Werk.

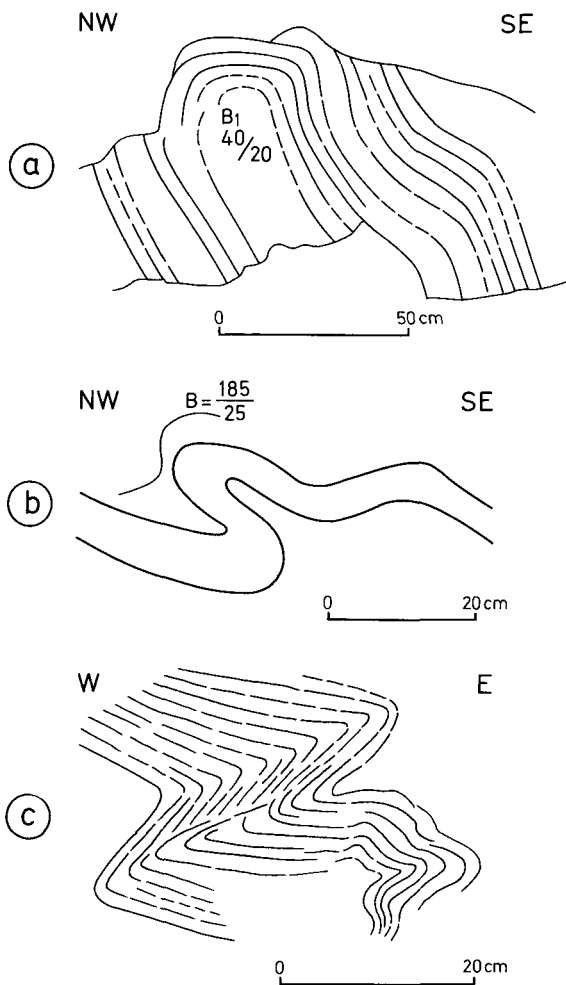


Abb. 131. Faltenbilder in den moldanubischen Gneisen der Straßenböschung bei der Prollermühle (Aufschlußbereich 115).

a = Nordwestvergente ältere Faltung F1 in lagig-bankigen Biotit-Plagioklas-Gneisen, b = scharf westvergente Faltung (F2 ?) in Biotit-Plagioklas-Gneis, c = knittrige Faltung (F3 ?) mit um N-S pendelnden Faltenachsen.

teter Gneis an. Die flachliegenden Faltenachsen divergieren von N-S bis NNE-SSW, die Achsenebenen liegen ebenfalls flach oder sind nur schwach geneigt (Abb. 130).

Aufschlüsse 115: Prollermühle, Felsböschungen an der Straße, Muscovit-Biotit-Gneis und Biotit-Plagioklas-Quarz-Gneis, R 45 28 160, H 55 05 510 (im Norden) bis R 45 28 400, H 55 05 400 (im Südosten)

Im Gesteinsverband wechsellagern schiefriige, glimmerreiche Muscovit-Biotit-Gneise mit kleinkörnigen, bankigen Biotit-Plagioklas-Gneisen, welche lagenparallele Mobilisationsschnüre, gelegentlich auch kalksilikatische Einlagerungen enthalten. Dieser für die moldanubische Monotone Gruppe typische Lagenbau entspricht einer primären Wechsellagerung von z. T. kalkigen Grauwacken mit tonig-sandigen Sedimenten.

Die Faltungsphänomene wurden von STEIN (1988: 32) eingehend beschrieben. Sie sind heute zum Teil noch in der Straßenböschung aufgeschlossen. Bei einzelnen Faltelementen ist gegenüber STEIN eine abweichende Indizierung und Interpretation möglich.

Am Anfang der hier sichtbaren tektonischen Entwicklung stehen (z. T. intrafoliale) Faltenreste mit SW–NE gerichteten Achsen in lagig gebänderten Biotit-Plagioklas-Gneisen (F1). Ein Beispiel dieser Deformation befindet sich im südöstlichen Aufschlußabschnitt (Abb. 131a). Der Lagenbau verläuft insgesamt unregelmäßig wellig und ist hin und wieder in nach NW überkippte Falten gelegt. Die zugehörigen Achsen tauchen teils nach NE, teils nach SW ein, was auf die im Zottbachtal besonders ausgeprägten jüngeren Verkrümmungen um N–S streichende Achsen hinweist. STEIN beschreibt sich überlagernde „nichtzylindrische F2-Falten“ im Biotit-Plagioklas-Gneis (Abb. 132), mit teils NE, teils NW gerichteten Achsen. Man kann dieses Phänomen aber auch zwei getrennten Faltungsphasen zuordnen. Die NW–SE streichende Überfaltung ist eine auch aus anderen Aufschlüssen bereits bekannte jüngere Deformation, welche in dem hier sichtbaren Ablauf als F3 anzusprechen ist. Besonders auffällig ist jedoch die noch jüngere intensive Zerschering und knittrige Verfaltung um flache N–S streichende Achsen. Diese Achsen können aber auch zwischen NNW–SSE und NNE–SSW pendeln. Diese letzte intensive Deformation führte zu einer bis in den mikroskopi-

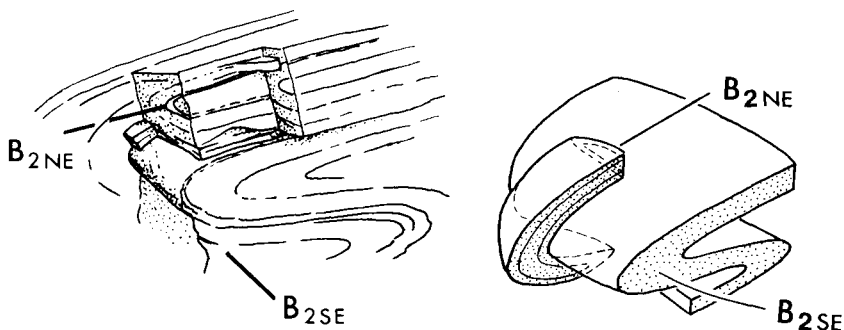


Abb. 132. Überfaltung einer SW–NE streichenden älteren Falte (in der Abb. = „B₂ NE“) durch eine jüngere NW–SE gerichtete Faltung („B₂ SE“). Straßenaufschluß bei der Prollermühle, aus STEIN (1988).

schen Feinbereich sichtbaren Fältelung und ist zumeist mit einer Steilstellung des vorgegebenen Lagenbaues verbunden. Dessen wellige bis knittige Verformung (F4) läßt zumeist eine deutliche Ostvergenz erkennen (Abb. 133b). Besonders deutlich ist diese Verformung am 500 m südlich davon gelegenen Maduschka-Felsen zu studieren.

Aufschluß 116: Maduschka-Fels, jüngere Deformation moldanubischer Gneise, R 45 28 440, H 55 04 760

Die Felsbildungen liegen in einer unübersichtlichen Kurve und es besteht nur eine begrenzte Parkmöglichkeit. Der Lagenbau der Biotit-Plagioklas- und biotitreichen Gneise ist an einer N–S-Struktur steil aufgerichtet. STEIN (1988: 40) unterscheidet zwei Deformationsphasen F4 und F5, wobei die vorausgehenden nicht mehr erkannt werden können. Beide Falten Typen streichen mit flachen Achsen um N–S und können auch in einem Deformationsablauf zusammengefaßt werden. Die vor allem in Biotit-Plagioklas-Gneislagen entwickelten offenen, schwach E-vergenten cm–m-Falten besitzen in der Regel runde Faltscharniere. Ihre Faltenachsenflächen fallen mittelsteil nach WSW ein. Dagegen sind die glimmerreichen Gneise stärker von einer Scherung und Scherfaltung betroffen, welche STEIN als F5 angesprochen hat. Die Achsenebenen dieser z. T. knittigen Faltengebilde (Abb. 133) zeigen gegenüber der von F4 eine Verflachung, die Ostvergenz ist zumeist deutlicher. Gegen eine Deutung als Sackungsstrukturen in einem oberflächennahen Stockwerk

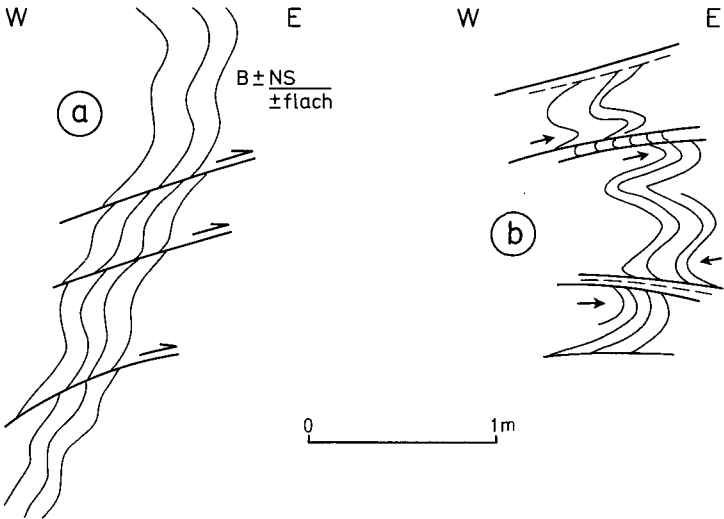


Abb. 133. Überprägung moldanubischer Gneise im Bereich des Maduschka-Felsens (Aufschluß 116): Vorwiegend ostvergente Scherfalten mit um N–S streichenden Achsen und flach nach (S- bis) W einfallenden Scherflächen.

(STEIN 1988) spricht die doch noch recht temperaturbetonte Cordierit-Sillimanit-Biotit-Fazies. Diese Mineralisation „hinkt“ zwar der tektonischen Verformung hinterher, spricht insgesamt jedoch für ein relativ tiefes Stockwerk.

Aufschluß 117: E Höhe 587 m NW **Pleystein**, gefalteter Biotitgneis, R 45 29 000, H 55 01 770

Etwa 100 m östlich des Punktes 587 m (NE des Landschulheimes Pleystein) befindet sich im Wald ein kleiner Felsaufschluß mit einer 25° SW eintauchenden Falte mit Scheitelverdoppelung (Abb. 135). Im Vergleich zu den gleichgerichteten F2-Falten im Raum Prollermühle besteht hier jedoch eine ausgesprochene SE-Vergenz. Die Falte ist in einen gleichsinnig mit 40–55° nach WNW einschiebenden Lagenbau integriert.

Analoge Orientierungen berichtet STEIN (1988: 27) aus dem westlich benachbarten Hof des Landschulheimes. Hier sind durch Kalksilikatlagen gezeichnete enge Verfaltungen des Wechsellagerungsverbandes

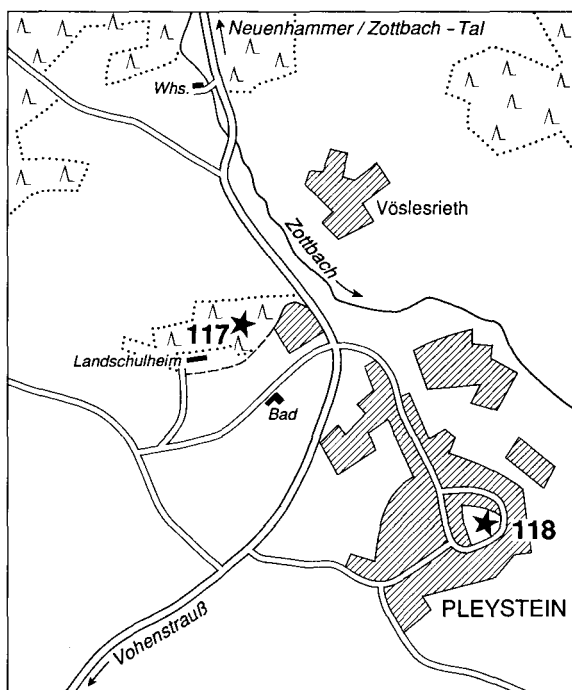


Abb. 134. Lage der Aufschlüsse im Raum Pleystein (117 u. 118) im moldanubischen Gneis und Quarzpegmatit.

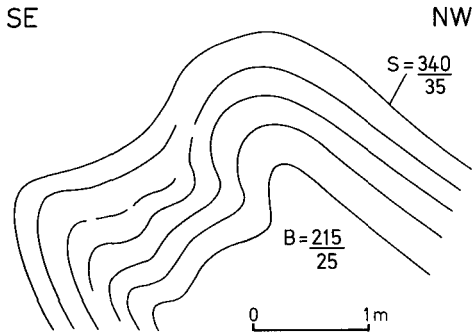


Abb. 135. Südost-vergente Faltung (F1) moldanubischer Gneise nahe dem Land-schulheim Pleystein (117) mit SW–NE streichender Faltenachse.

sichtbar. Die hier erbohrten 10–30 m mächtigen Kalksilikatfels-Gneis-Wechsellagerungen sind durch die vor allem in Oberflächennähe ange-reicherten Scheelitgehalte bekannt geworden (JAKOB 1979).

Aufschluß 118: Der Kreuzberg in Pleystein, Pegmatitquarz, R 45 29 840, H 55 01 150

Unter den phosphatführenden Pegmatitstöcken des Oberpfälzer Wal-des zeichnen sich vor allem die von Hagendorf-Süd, Hagendorf-Nord und Pleystein durch ihren Zonarbau aus (SCHMID 1955). Während die Körper von Hagendorf abgebaut sind, fiel der Feldspatmantel des Pleysteiner Pegmatitkörpers der Erosion zum Opfer. Der Quarzkern blieb weitge-hend erhalten und bildet nun im Ort einen Hügel mit steilen Flanken, den Kreuzberg mit seiner Wallfahrtskirche.

Die beste Aufschlußlage bietet die steile Ostflanke des Quarzstockes sowie ein kleiner Anbruch im Südwesten, nahe dem Stadtweiher. Betrachtet man den Quarzfels etwas genauer, so entdeckt man ein z. T. m-großes Kristallwachstum und an frischen Anbrüchen die typischen Wachstumsstreifen der Kristallisation. Einzelne Bereiche sind stark geklüftet. Manche Anbrüche lassen die schwache Rosafärbung (Rosen-quarz) erkennen. Die Phosphatminerale sind in der Regel in Nestern kon-zentriert, welche nach ihrem leichteren Herauswittern Höhlungen im Quarzstock verursachten. Am nördlichen Ende der ostseitigen Garten-anlage steht der im Liegenden des Pegmatits auftretende Aplitgranit an, der in Richtung auf den Quarz in einen Muscovit-reichen Aplit übergeht und schließlich bis zur Quarzmineralisation selbst von größeren Quarz-Feldspat-Verwachsungen durchsetzt wird. In Analogie mit den gleicharti-gen Pegmatitkörpern von Hagendorf dürfte die Feldspatzone über dem heute sichtbaren Quarzkern gelegen haben (Abb. 136). GÜMBEL (1868:

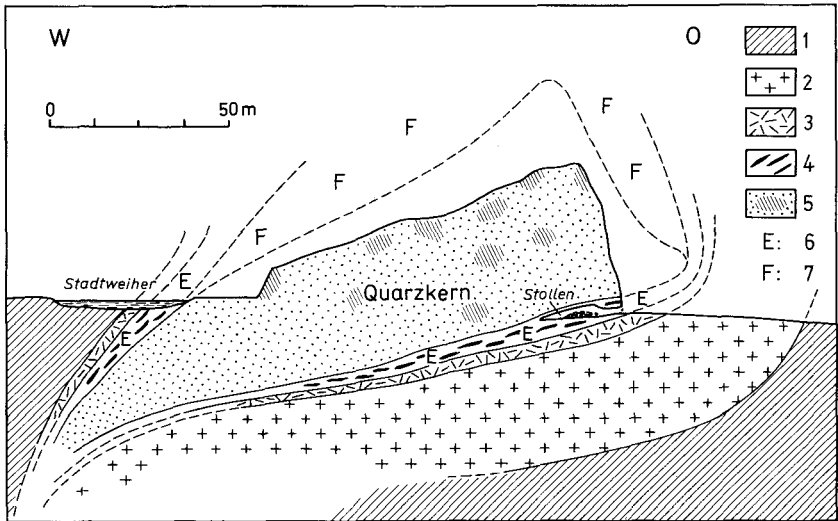


Abb. 136. Schnitt durch den Quarzpegmatit von Pleystein, aus WILK (1975).
 1 = moldanubischer Gneis, 2 = feinkörniger Granit, 3 = Muscovit-Aplit, 4 = Quarz-Feldspat-Verwachsungen in Aplit-Grundmasse, 5 = Quarz mit Phosphatmineral-Anreicherungen, E = Eutektzone, F = konstruierte Feldspatzone.

330/31) berichtet schon über den Rosenquarz und Phosphatminerale. WILK (1975) gibt eine Chronologie der Erz- und Mineralfunde, eine ausführliche Aufgliederung der Mineralisationen und Hinweise auf vorausgehende Publikationen.

9. Literatur

- ACKERMANN, H. (1984): Geochemie des Flossenbürger Granits und Zusatzprogramm Granite, Form und räumliche Lage im metamorphen Grundgebirge. – DFG-Bericht II C6-AC 42/1-2-3; Regensburg.
- ADAM, J. F. & REUTER, A. (1981): Das Paläozoikum von Erbdorf (NE-Bayern). Ergebnisse einer Neukartierung. – Diplomarb.: 63 S.; Göttingen.
- ANGENHEISTER, G. (1973): Die Interpretation der magnetischen Störfelder (Anomalien von mehreren Serpentin-Körpern in fünf Arealen im Westen der Böhmisches Masse. – *Geologica Bavarica*, **67**: 35–63, München.
- BAUBERGER, W. (1969): Geologischer Strukturplan der Oberpfalz. – *Geologica Bavarica*, **60**: 45–51, München.
- BAUER, K. & KETT, B.. (1964): Fundbericht aus dem nördlichen Oberpfälzer Wald. – *Der Aufschluß*, **15**: 237–238, Göttingen.
- BAYERISCHES OBERBERGAMT (1924): Die nutzbaren Minerale, Gesteine und Erden Bayerns, I. Bd.: Frankenwald, Fichtelgebirge und Bayerischer Wald. – 220 S., München.

- BEHR, H.-J. (1978): Subfluenzprozesse im Grundgebirgsstockwerk Mitteleuropas. – Z. dt. geol. Ges., **123**: 291–326, Hannover.
- (1983): Intracrustal and Subcrustal Thrust-Tectonics at the Northern Margin of the Bohemian Massif. – In: MARTIN, H. & EDER, W. (eds.): Intracontinental Fold Belts – Case Studies in the Variscan Belt of Europe and the Damara Orogen of Namibia: 365–403, Springer-Verlag, New York.
- BEHR, H.-J., ENGEL, W. & FRANKE, W. (1980): Guide to excursion Münchberger Gneissmasse, Bayerischer Wald. – Intern. conference on the effect of deformation on rocks, Göttingen: 100 S. Göttingen.
- (1982): Variscan Wildfysch and Nappe Tectonics in the Saxothuringian Zone (Northeast Bavaria, West Germany). – Amer. J. Sci., **282**: 1438–1470, New Haven.
- BEHR, H.-J., ENGEL, W. & FRANKE, W., GIESE, P. & WEBER, K. (1984): The variscan Belt in Central Europe: Main structures, geodynamic implications, open questions. – Tectonophysics, **109**: 15–40, Amsterdam.
- BEHR, H.-J., BLÜMEL, P., STEIN, E., VOLLBRECHT, A., WAGENER-LOHSE, C. & WEBER, K. (1985): Frankenwald-Fichtelgebirge-Oberpfälzer Wald (Exkursion B). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **67**: 23–50, Stuttgart.
- BLÜMEL, P. (1982): Aufbau, Metamorphose und geodynamische Deutung des Variszischen Grundgebirges im Bereich der Bundesrepublik. – Jb. Ruhr-Univ. Bochum: 169–201, Bochum.
- (1983): Intermediate and low-Pressure Facies Series in the Variscan Basement of Southern Germany. – Terra Cognita, **3**: 2–3, 195, Strasbourg.
- (1984): Mitteldruck- und Niederdruckmetamorphose in den außeralpinen Varisziden Mitteleuropas. – Fortschr. Mineral., **62**, Bh, 1: 28–29, Stuttgart.
- (1985): Die metamorphe Entwicklung in der Grenzzone Saxothuringikum: Moldanubikum von NE-Bayern und ihre Konsequenzen für den tektonischen Bau. Unpublished report in: KTB-Rundgespräch Oberpfalz, Jan. 1985, Göttingen.
- BLÜMEL, P. (1982) in BEHR, H.-J. (1982): Vorstudie über eine übertiefe Forschungsbohrung am W-Rand der Böhmisches Masse, Oberpfalz. – 124 S., Göttingen.
- BORTFELD, R. K. et al. (1988): Results of the DEKORP 4/KTB Oberpfalz deep seismic reflection investigations. DEKORP Research Group. – J. Geophys., **62**: 69–101.
- BÜCKER, C. (1986): Die Anomalien der Schwere im Bereich der Kontinentalen Tiefbohrlokation (KTB) Oberpfalz und ihre Interpretation. – Diss., 130 S., Univ. München.
- BURGER, R. (1979): Kartierung und Petrographie einer metamorphen Gesteinsassoziation am Naabhang östlich von Erbdorf (Oberpfalz). – Dipl.-Arb., 80 S., Universität Würzburg.
- CHÁB, J. (1978): Návrh litostratigrafické a litologické terminologie pro svrchni proterozoikum tepelsko-barrandienské oblasti. – Vest Ustr. Úst. geol., **53**, 1: 43–60. Praha.
- CHÁB, J. & PELC, Z. (1973): Proterozoické droby severozápadní části Barrandienu. – Sbor. Ústr. Úst. geol., Geol., **25**: 7–84, Praha
- CHALOUPSKY, J. (1989): Major tectonostratigraphic units of the Bohemian Massif. – Geol. Soc. of America, Spec. Pap. **230**: 101–114.

- CLAUSSEN, U. (1985): Planung, Messung und Interpretation von zwei Schwere-Profilen in der Oberpfalz (Zone Erbendorf-Vohenstrauß). – Dipl.-Arb., Univ. München.
- DAVIS, G. L. & SCHREYER, W. (1962): Altersbestimmungen an Gesteinen des ostbayerischen Grundgebirges und ihre geologische Deutung. – Geol. Rdsch., **52**: 146–169, Stuttgart.
- DILL, H. (1982): Geologie und Mineralogie des Uranvorkommens am Höhensteinweg bei Poppenreuth (NE-Bayern) – Ein Lagerstättenmodell. – Geol. Jb., D **50**: 3–83, Hannover.
- (1989): Petrographie und Geochemie der bunten Basalsedimente des Permokarbons im Weidener Becken. – Geol. Bl. NO-Bay., **39** (3–4): 129–160, Erlangen.
- (1990): Stratigraphie und Lithologie des Permokarbons im Weidener Becken (NO-Bayern, B.R. Deutschland). – Z. dt. geol. Ges., **141**: 31–47, Hannover.
- (1990): Sedimentologie eines alluvialen Schüttungsfächers im Bereich der Oberkreide von Parkstein bei Erbendorf (NE-Bayern): ein Beitrag zur Abtragungsgeschichte im ostbayerischen Grundgebirge. – Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1989**: 1423–1441, Stuttgart.
- FISCHER, G. (1930): Die Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen a. Hl. Blut und ihr Rahmen (eine regionalgeologische Studie). – N. Jb. Mineral., **60**: 251–296, Stuttgart.
- (1936): Das Dach des Moldanubikums in Schlesien, dem Bayerischen Wald und Mähren. – Jb. preuß. geol. L.-Amt., **56** (1935): 773–741, Berlin.
- (1939): Über das Grundgebirge der Bayerischen Ostmark. Die Gneise nördlich des Bayerischen Pfahls. – Jb. preuß. geol. L.-Amt., **59** (1938): 289–352, Berlin.
- (1957): Über das Moldanubikum der Bayerischen Oberpfalz. – Der Aufschluß, Sonderheft **6**: 7–26, Heidelberg.
- (1966): Exkursionsführer zur Nachexkursion der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, 44. Jahrestagung in München. Kristallin des Bayerischen Waldes und der Oberpfalz. – 58 S., München.
- (1968): Excursions to the Bavarian margin of the Bohemian Massif III. – Guide to the excursion C 35 Federal Republic of Germany; Moldanubicum in Bavaria. Internat. Geol., Congr., XXIII Session Prague 1968, Hannover.
- FISCHER, G. & TROLL, G. (1973): Bauplan und Gefügeentwicklung metamorpher und magmatischer Gesteine des Bayerischen Waldes. – Geologica Bavarica, **68**: 7–44, München.
- FISCHER, G., SCHREYER, W., TROLL, G., VOLL, G. & HART, S. R. (1969): Hornblendentalter aus dem ostbayerischen Grundgebirge. – N. J. Miner. Mh., **11**: 385–404, Stuttgart.
- FLURL, M. (1792): Beschreibung der Gebirge von Baiern und der oberen Pfalz. – 642 S., München.
- FORSTER, A. (1965): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6340/41 Vohenstrauß-Frankenreuth. – 174 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- FRANKE, W. (1984): Variszischer Deckenbau im Raume der Münchberger Gneissmasse, abgeleitet aus der Fazies, Deformation und Metamorphose im umgebenden Paläozoikum. – Geotekt. Forsch., **68**: 253 S., Stuttgart.

- FUCHS, G. & MATURA, A. (1976): Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmi-
schen Masse. – Jb. Geol. B.-A., **119**: 1–43, Wien.
- GAERTNER, H. R. VON (1951): Probleme des Saxothuringikums. – Geol. Jb., **65**:
409–450, Hannover.
- GAERTNER, H. R. VON & SCHMITZ, H. H. (1969): Geologisch-petrographische Beob-
achtungen in der Grenzzone Moldanubikum/Saxothuringikum in der nördlichen
Oberpfalz. – Geol. Jb., **85**: 315–370, Hannover.
- GAERTNER, H. R. VON et al. (1968): Guide to excursion C 34, Federal Republic of Ger-
many, Saxothuringikum in Bavaria. – Guide Book, 23rd Internat. Geol. Conf.,
Prague 1968, 160., Hannover.
- GANDL, J. (1964): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt
Nr. 5638 Bobenneukirchen. – 60 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- (1972): Zur gegenwärtigen Kenntnis der Unterkarbon-Stratigraphie im Franken-
wald (NE-Bayern). – Z. dt. geol. Ges., **123**: 259–271, Hannover.
- (1981): Exkursion in das Paläozoikum des Frankenwaldes (Gebiet nordwestlich
der Münchberger Gneismasse). – Jber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver., N. F., **63**:
91–101, Stuttgart.
- GEBAUER, D. & GRÜNENFELDER, M. (1979): U-Pb Zircon and Rb-Sr mineral dating of
eclogites and their country rocks, example: Münchberg Gneis Massif, Northeast
Bavaria. – Earth Planet. Sc. Lett., **42**: 35–44, Amsterdam.
- GEBRANDE, H. (1986): In KTB, Ergebnisse der Vorerkundungsarbeiten Lokation
Oberpfalz. 2. KTB-Kolloquium Seeheim/Odenwald. – 186 S.
- GEHLEN, K. VON, MATTHES, S., OKRUSCH, M., RICHTER, P., RÖHR, C. & SCHÜSSLER,
U. (1991): Ultramafische Einschaltungen in Metabasiten der KTB-Vorbohrung.
– KTB-Report **91**–1: 83–95, Hannover.
- GOLDFUSS, A. & BISCHOF, G. (1817): Physikalisch-statistische Beschreibung des Fich-
telgebirges. – I. Teil, Nürnberg.
- GOLLER, K. (1935): Die Geologie des Gebietes von Weidenberg-Goldkronach. – Abh.
preuß. geol. L.-A., N.F., H. **165**: 121 S., Berlin.
- GOZHAN, W. (1941): Über eine kleine Oberkreide-Flora von Friedersreuth bei Neu-
stadt a. d. Waldnaab (Opf.). – Jb. Reichsanst. Bodenforsch., **60**: 240–247, Ber-
lin.
- GREILING, L. (1961): Devon im Oberpfälzer Wald. – Senck. leth., **42**: 265–271, Frank-
furt a. Main.
- (1962): Sedimentation und Tektonik im Paläozoikum des Frankenwaldes. –
Erlanger geol. Abh., **63**: 60 S., Erlangen.
- GÜMBEL, C.W. (1861): Über das Alter der Münchberger Gneispartie im Fichtel-
Gebirge. – N. Jb. Min. etc., 257–277, Stuttgart.
- (1868): Geognostische Beschreibung des Ostbayerischen Grenzgebirges. – 968
S., Gotha.
- (1879): Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges mit dem Frankenwalde
und dem westlichen Vorlande. – 698 S., Gotha.
- HELMKAMPF, K. E., KUHLMANN, J. & KAISER, D. (1982): Das Rotliegende im Randbe-
reich der Weidener Bucht. – Geologica Bavarica, **83**: 167–186, München.

- HESS, C. (1964): Die Z-Anomalien im Gebiet der Serpentinittvorkommen bei Erben-
dorf/Oberpfalz und ihre Interpretation. – Dipl.-Arb. Univ. München.
- HIRSCHMANN, G. (1989): Die Bedeutung des Bohemikums für die KTB-Lokation. –
KTB Report, **89-3**. Beiträge zum 2. KTB-Kolloquium. – 354 S., Gießen.
- HIRSCHMANN, G., STETTNER, G. & WEBER, K. (1990): Stand und Probleme der geologi-
schen Prognose für die KTB-Hauptbohrung. – KTB-Report **90-4**: 345–377, Gie-
ßen.
- HINTERLECHNER, K. (1911): Geologische Mitteilungen über ostböhmisches Graphite
und ihre stratigraphische Bedeutung für einen Teil des kristallinen Territoriums
der Böhmisches Masse. – Verh. k.k. geol. Reichsanst., **16**: 356–380, Wien.
- HOFFMANN, F. (1829): Über das Verhalten der kristallinischen Gesteine zum Schiefer-
gebirge am Harz, im Erzgebirge und Fichtelgebirge. – Poggendorfs Annalen, **16**:
513–562, Leipzig.
- HOFMANN, R. (1960): Zur Tektonik des alten Gebirges W' und S' des Steinwaldes
(nördliche Oberpfalz). – Z. Dt. geol. Ges., **111**: 563–578, Hannover.
- HOLL, P. K., DRACH, V. VON, MÜLLER-SOHNUS, D. & KÖHLER, H. (1989): Caledo-
nian ages in Variscan rocks: Rb-SR and Sm-Nd isotopic variations in dioritic
intrusives from the northwestern Bohemian Massif, West Germany. – Tectono-
physics, **157**: 179–194, Amsterdam.
- HOLUBEC, J. (1966): Stratigraphy of the Upper Proterozoic in the Core of the Bohe-
mian Massif (The Teplá-Barrandian region). – Rozpr. Cs. Akad. Ved, R. mat.
prir. Ved, **76**, 4: 1–63, Praha.
- (1968): Structural Development of the Geosynclinal Proterozoic and its Rela-
tions to the Deeper Zones of the Earth Crust (Central European Domain). –
Rozpr. Cs. Akad. Ved., R. mat. prir. Ved, **78**, 8: 1–77, Praha.
- HUCKENHOLZ, H. G. & SCHRÖDER, B. (1985): Tertiärer Vulkanismus im bayerischen
Teil des Eger Grabens und des mesozoischen Vorlandes (Exkursion G am
13. April 1985). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **67**: 107–124, Stuttgart.
- JAKES, P., ZUBEK, J., ZUBEKOVA, J. & FRANKE, W. (1979): Greywackes and meta-
greywackes of the Teplá-Barrandian Proterozoic area. – Sbornik Geologických
Ved, Geologie, **32**: 83–122, Praha.
- JAKOB, H. (1979): Neue Scheelit-Vorkommen in Nordbayern. – Aufschluß, **30**:
187–192, Heidelberg.
- (1989): Über einige Achatvorkommen in Nordostbayern. – Aufschluß, **40**:
327–323, Heidelberg.
- JUNG, R. & HÖLL, R. (1982): Wolframvorkommen in Nordost-Bayern. – Erzmetall,
35: 142–147, Weinheim.
- KALOGIANNIDIS, K. (1981): Geologische Untersuchungen zur Flußgeschichte der Naab
(NO-Bayern). – Sonderveröff. Univ. Köln, **40**: 203 S., Köln.
- KAUTER, K. (1938): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000 Blatt
Kemnath Nr. 124. – 48 S., Bayerisches Oberbergamt München.
- KETTNER, R. (1917): Versuch einer stratigraphischen Einteilung des böhmischen
Algonkiums. – Geol. Rdsch., **8**: 169–188, Leipzig.
- KLEEMANN, U. (1986): in KTB 1986.

- KLEEMANN, U., STEIN, E. & BLÜMEL, P. (1989): Mylonite im Grenzbereich zwischen ZEV und Moldanubikum. – KTB-Rep., **89-3**: 349, Hannover.
- KLINKHAMMER, F. (1962): Ultrabasite des Ostbayerischen Grenzgebirges. – Diss. Univ. Saarbrücken: 181 S., Saarbrücken.
- KLINKHAMMER, B. & ROST, F. (1975): Die Serpentinite des Oberpfälzer Waldes. – Aufschluß, Sb., **26**: 39–64, Heidelberg.
- KNOBLOCH, E. (1971): Die tertiäre Flora von Seußen und Pilgramsreuth (Nordbayern). – Erlanger geol. Abh., **87**: 26 S., Erlangen.
- KÖHLER, H., MÜLLER-SOHNUS, D. & CAMMANN, K. (1974): Rb-Sr-Altersbestimmungen an Mineral- und Gesamtgesteinsproben des Leuchtenberger- und Flossenbürger Granits, NE-Bayern. – N. Jb. Miner. Abh., **123** (1): 63–85, Stuttgart.
- KÖHLER, H. MÜLLER-SOHNUS, D. (1976): Ergänzende Rb/Sr-Altersbestimmungen an Mineral- und Gesamtgesteinsproben des Leuchtenberger und des Flossenbürger Granits (NE-Bayern). – N. Jb. Miner., Mh., **8**: 354–365. Stuttgart.
- (1980): Rb-Sr Systematics on Paragneis Series from the Bavarian Moldanubicum. – Contr. Mineral. Petrol., **71**: 387–392, Berlin.
- (1985): Rb-Sr-Altersbestimmungen und Sr-Isotopensystematik an Gesteinen des Regensburger Waldes (Moldanubikum NE-Bayerns), Teil 1: Paragneisanatexite. – N. Jb. Miner. Abh., **151**: 1–28, Stuttgart.
- KÖHLER, H., PROPACH, G. & TROLL, G. (1989): Exkursion zur Geologie, Petrographie und Geochronologie des NE-bayerischen Grundgebirges. – Beih. z. Europ. Journ. of Mineralogy, Vol. **1**: 1–84, Stuttgart.
- KOENIGSWALD, VON, G. H. R. (1929): Das Rotliegende der Weidener Bucht. – N. Jb. f. Miner. Geol. u. Pal., **61**, Beil. Bd., Abt. B: 185–242, Berlin.
- KÖSTER, H. M. (1974): Ein Beitrag zur Geochemie und Entstehung der Oberpfälzer Kaolin-Feldspat-Lagerstätten. – Geol. Rdsch., **63**: 655–689, Stuttgart.
- KONZALOVÁ, M. (1974a): The signification of microorganisms for the stratigraphy of the Precambrian (Bohemian massif), in: Précambrien des Zones Mobiles de l'Europe, Conf. de Liblice (1972), NCSAV, Praha: 279–299.
- (1974b): Acritarchs from the Bohemian Precambrian (Upper Proterozoic) and Lower-Middle Cambrian. – Rev. Palaeobot. Palynol., **18**, 1/2: 41–56.
- (1974c): Akanthormorfni akritarcha z Českého Proterozoika (Acanthomorph Acritarchs from the Bohemian Upper Proterozoic). – Cas. Miner. Geol., **19**, 3: 281–285.
- (1980): Zu der mikropaläontologischen Erforschung graphitischer Gesteine im Südteil der Böhmisches Masse. – Vest. Ustr. Ust. geol., **55**, 4: 233–236.
- (1981): Some Late Precambrian microfossils from the Bohemian Massif and their correlation. – Precambrian Res., **15**: 43–62.
- KONZALOVÁ, M. and VACHTL, J. (1976): On the age of the Rychmburk greywacke. – Vest. Ustr. Ust. geol., **51**, 3: 129–138.
- KOSSMAT, F. (1927): Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. – Abh. Sächs. Geol. L.-Amt, **1**: 1–39, Leipzig.
- KREUZER, H., SEIDEL, E., SCHÜSSLER, U., OKRUSCH, M., LENZ, K.-L. & RASCHKA, H. (1988): K-Ar Geochronology of different tectonic units at the northwestern margin of the Bohemian Massif. – Tectonophysics, **157**: 149–178, Amsterdam.

- KTB (1986): Ergebnisse der Vorerkundungsarbeiten Lokation Oberpfalz. – 2. KTB-Kolloquium Seeheim/Odw. 1986.
- LAUBMANN, H. (1916): Über die Kalksilikatfelse des Oberpfälzer Waldes. – Geogn. Jb., **29/30**, München.
- (1924): Die Minerallagerstätten von Bayern rechts des Rheins. – 111 S., München (Piloty und Loehle).
- LEITZ, F. & SCHRÖDER, B. (1985): Die Randfazies der Trias und Bruchschollen-Land südöstlich Bayreuth (Exkursion C am 11. und 12. April 1985). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **67**: 51–63, Stuttgart.
- LUCZIZKY, W. VON (1904): Petrographische Studien zwischen Erbendorf und Neustadt a. d. W. – Cbl. f. Mineral., Geol. u. Paläont., **19**: 577–596, Stuttgart.
- MADEL, J. (1968): Magmatische Entwicklung der Massivgranite der nördlichen Oberpfalz, aufgezeigt an der arealen Variation einiger Spuren- und Hauptelemente. – Diss. Univ. München, 72 S., München.
- (1975): Geochemical structures in a multiple intrusion granite massif. – N. Jb. Miner. Abh., **124** (2): 103–127, Stuttgart.
- MALKOVSKY, M. (1979): Tektogeneze platformního pokryvu Českého masivu. – Knih. Úst. geol., **53**: 1–176, Praha.
- MATTHES, S. (1951): Die kontaktmetamorphe Überprägung basischer kristalliner Schiefer im Kontakthof des Steinwaldgranits bei Erbendorf in der Oberpfalz. – N. Jb. Min., **82a**: 1–92, Stuttgart.
- (1966): Vorkommen und Petrologie ultrabasischer Hornfelse. – Tscherm. Min. Petr. Mitt., 3. Folge, **11**: 185–188, Wien.
- (1971): Die ultramafischen Hornfelse, insbesondere ihre Phasenpetrologie. – Fortschr. Miner., **48**. Bh. 1: 26–31, Stuttgart.
- MATTHES, S. & KNAUER, E. (1981): The phase petrology of the contact metamorphic serpentinites near Erbendorf, Oberpfalz, Bavaria. – N. Jb. Miner. Abh., **141**: 59–89, Stuttgart.
- MATTHES, S. (1986): Die prograde Kontaktmetamorphose von Serpentiniten des Oberpfälzer Waldes. – Geologica Bavarica, **89**: 7–20, München.
- MATTHES, S. & RICHTER, S. (1990): Granitisch-Quarzdioritische Apophysen und redwitzische Randzone des Falkenberger Granitplutons im nördlichen Oberpfälzer Wald. – Geologica Bavarica, **95**: 101–132, München.
- MEYER, R. K. F. (1989): Die Entwicklung der Pfahl-Störungszone und des Bodenwöhrer Halbgrabens auf Blatt Wackersdorf. – Erlanger geol. Abh., **117**: 1–24, Erlangen.
- MIELKE, H. & ABRAHAM, K. (1980): Retrograde Mineralumwandlungen in Metasedimenten des Fichtelgebirges. – N. Jb. Mineral., Abh., **138**: 178–197, Stuttgart.
- MIELKE, H. & SCHREYER, W. (1969): Mineralparagenesen in Metasedimenten des Fichtelgebirges. – Geologica Bavarica, **60**: 29–44, München.
- MIESSLER, C. & PROPACH, G. (1987): Genese der Redwitzite von Marktredwitz. – Fortschr. Min., Beih., **65** (1): 137, Stuttgart.

- MÜLLER-SOHNUS, D., DRACH, V. VON, HORN, P. & KÖHLER, H. (1987): Altersbestimmungen an der Münchberger Gneismasse, Nordost-Bayern. – N. Jb. Mineral. Abh., **156**: 175–206, Stuttgart.
- OSWALD, K. (1922): Geologie der Umgebung von Erbdorf und die dortigen Steinkohlenlager. – Geogn. Jh., 1921, **34**. Jg.: 113–124, München.
- OKRUSCH, M. (1969): Die Gneishornfelse um Steinach in der Oberpfalz. – Contr. Mineral. and Petrol., **22**: 32–72, Berlin.
- PACLOVÁ, B. (1980): Further micropaleontological data for the Paleozoic age of Moldanubian carbonate rocks. – Cas. Mineral. Geol., **25**, 3: 274–279, Praha.
- PFEUFER, H. (1960): Geologisch-petrographisch-tektonische Untersuchungen der Gesteine im weiteren Bereich der Schwefelerzgrube „Bayerland“/Bayern. (Mit einem Beitrag zur Genese der Golderzvorkommen von Neualbenreuth.) – Geologica Bavarica, **45**: 96 S., München.
- PFLUG, H. D. & REITZ, E. (1987): Palynology in metamorphic rocks: Indications of early land plants. – Naturwissenschaften, **74**: 386–387, Heidelberg.
- PFLUG, H. D., FRANKE, W. & REITZ, E. (1986): Vorläufige Ergebnisse palynostratigraphischer Untersuchungen in der westlichen Böhmisches Masse. – In: KTB, Ergebnisse der Vorerkundungsarbeiten Lokation Oberpfalz. 2. KTB-Kolloquium Seeheim/Odenwald. – 186 S.
- PLAUMANN, S. (1982): Die Schwereanomalie im Bereich der Münchberger Gneismasse und ihre Interpretation. – Z. dt. geol. Ges., **133**: 649–665, Hannover.
- PRIEHÄUSSER, G. (1951): Der Nachweis der Eiszeitwirkungen im Bayerischen Wald mit Hilfe von Schuttauusbildungen. – Geol. Bl. NO-Bayern, **1**: 81–91, Erlangen.
- PROPACH, G. (1975): Der Korund-Herzynit-Fels von Plößberg. – Aufschluß, Sb., **26**: 65–80, Heidelberg.
- REITZ, E. & HÖLL, R. (1988): Jungproterozoische Mikrofossilien aus der Habachformation in den mittleren Hohen Tauern und dem nordostbayerischen Grundgebirge. – Jb. Geol. B.-A., **131**: 239–340, Wien.
- RICHTER, P. (1984): Wolfram in Graniten Ostbayerns – Versuch einer metallogenetischen Gliederung. – Geol. Jb., **D63**: 3–22, Hannover.
- (1986): Zum Auftreten von Gold im nordost-bayerischen Grundgebirge. – Geologica Bavarica, **89**: 49–65, München.
- RICHTER, P. & STETTNER, G. (1979): Geochemische und petrographische Untersuchungen der Fichtelgebirgsgranite. – Geologica Bavarica, **78**: 144 S., München.
- (1983): Das Präkambrium am Nordrand der Moldanubischen Region im Raum Tirschenreuth-Mährung (NO-Bayern) und dessen metallogenetische Aspekte. – Geol. Jb., **D 61**: 29–91, Hannover.
- (1987): Die Granite des Steinwaldes (Nordost-Bayern) – ihre petrographische und geochemische Differenzierung. – Geol. Jb., **D 86**: 3–31, Hannover.
- ROHRMÜLLER, J. (i. Druck): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterung zum Blatt Nr. 6140/41 Tirschenreuth/Treppenstein. – München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- RÖHR, C., O'BRIEN, P., OKRUSCH, M. & PATZAK, M. (1990): Die Metamorphose-Entwicklung der Metabasite in der KTB-Vorbohrung (Oberpfalz). – Beih. z. Eur. J. Mineral., Vol. **2**: 212, Stuttgart.

- SCHIRA, W. (1985): Geologisch-petrographisch-tektonische Untersuchungen im Grenzbereich Saxothuringikum/Moldanubikum zwischen Altmühl und Poppenreuth, Lkr. Tirschenreuth/Oberpfalz/Bayern. – Dipl.-Arb., Univ. München, 158 S.
- SCHMID, H. (1955): Verbandsverhältnisse der Pegmatite des Oberpfälzer und Bayerischen Waldes (Hagendorf-Pleystein-Hühnerkobel). – N. Jb. Miner., Abh., **88**: 309–404, Stuttgart.
- SCHMIDT, K. (1959): Zur tektonischen Analyse des Sächsischen Erzgebirges. – Abh. deutsch. Akad. Wiss. Berlin, Kl. f. Chemie, Geologie und Biologie: **1958** (2): Abh. zur Geotektonik Nr. 18: 104 S., Berlin.
- SCHREYER, W. (1957): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6140/41 Tirschenreuth/Treppenstein. – Unveröff. Manuskript, Bayer. Geol. L.-Amt, München.
- (1965): Metamorpher Übergang Saxothuringikum-Moldanubikum östlich Tirschenreuth/Opf., nachgewiesen durch phasenpetrologische Analyse. – Geol. Rdsch., **55**: 491–509, Stuttgart.
- SCHRÖDER, B. (1962): Zur Altersstellung der oberpfälzer Vorlandsbasalte. – Geol. Bl. NO-Bayern, **12**: 1–15, Erlangen.
- (1963): Gliederung und Lagerungsverhältnisse in der Randfazies der Trias bei Weiden-Parkstein (Opf.). – Geol. Bl. NO-Bayern, **13**: 98–141, Erlangen.
- (1965): Tektonik und Vulkanismus im oberpfälzer Bruchschollenland und fränkischen Grabfeld. – Erlanger geol. Abh., **60**, Erlangen.
- (1968): Zur Morphogenese im Ostteil der Süddeutschen Scholle. – Geol. Rdsch., **58**: 10–32, Stuttgart.
- (1987): Inversion tectonics along the western margin of the Bohemian Massif. – Tectonophysics, **137** (1987): 93–100, Amsterdam.
- (1987): Die Sedimente des Hessenreuther Forstes (NE-Bayern) – eine Richtigestellung. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1987**: 297–306, Stuttgart.
- (1988): Outline of the Permo-Carboniferous Basins at the Western Margin of the Bohemian Massif. – Z. geol. Wiss., **16**: 993–1001, Berlin.
- SCHRÖDER, B. & SIEGLING, M. (1966): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6137 Kemnath mit Erläuterungen. – München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- SCHULZE, G. (1883): Die Serpentine von Erbdorf in der bayerischen Oberpfalz. – Ztschr. d. d. geol. Ges., **35**: 433, Berlin.
- SCHÜLLER, A. (1947): Zur tektonischen Analyse der Münchberger Gneismasse. – Z. dt. geol. Ges., **97** (1945): 66–94, Berlin.
- SCHÜSSLER, U. (1990): Petrographie, Geochemie und Metamorphosealter von Metabasiten im KTB-Zielgebiet Oberpfalz. – Geologica Bavarica, **95**: 5–99, München.
- SCHÜSSLER, U., OPPERMAN, U., KREUZER, H., SEIDEL, E., OKRUSCH, M., LENZ, K. L. & RASCHKA, H. (1986): Zur Altersstellung des ostbayerischen Kristallins, Ergebnisse neuer K-Ar-Datierungen. – Geologica Bavarica, **89**: 21–47, München.

- SCHÜSSLER, U., RICHTER, P. & OKRUSCH, M. (1989): Metabasites from the KTB Oberpfalz target area, Bavaria – Geochemical characteristics and examples of mobile behaviour of „immobile“ elements. – *Tectonophysics*, **157**: 135–148, Amsterdam.
- SEELIGER, E. & STRUNZ, H. (1962): Reaktionen an Einschlüssen im Basalt vom Parkstein (Weiden, Oberpfalz), Erzminerale vom Typus β -Korund (Freudenbergit, Högbonit). – *Chemie d. Erde*, **22**: 681–708, Jena.
- SDZUY, K. (1960): Ordovizische Brachiopoden aus dem Frankenwald und der Oberpfalz. – Manuskript, zit. in Wurm 1961.
- SIRCH, M. (1988): Geologisch-petrographische Untersuchungen westlich von Erben-dorf (Oberpfalz). – Dipl.-Arb., 165 S., Univ., München.
- SMEJKAL, V. & VEJNAR, Z. (1965): Zur Frage des prävaristischen Alters einiger Grani-toide des Böhmisches Massivs. – *Sbornik I. geochemické konference*: 123–128, Ostrava.
- SÖLLNER, F. (1978): Rb/Sr-Altersbestimmungen an Gesteinen der Münchberger Gneismasse (NE-Bayern). – Diss. Univ. München: 125 S.
- SÖLLNER, F., KÖHLER, H. & MÜLLER-SOHNUS, D. (1981a): Rb/Sr-Alterbestimmungen an Gesteinen der Münchberger Gneismasse (MM), NE-Bayern – Teil 1, Gesamtgesteinsdatierungen. – *N. Jb. Miner. Abh.*, **141**: 90–112, Stuttgart.
- (1981b): Rb/Sr-Alterdatierungen an Gesteinen der Münchberger Gneismasse (MM), NE-Bayern – Teil 2, Mineraldatierungen. – *N. Jb. Miner. Abh.*, **142**: 178–198, Stuttgart.
- STEIN, E. (1988): Die strukturgeologische Entwicklung im Übergangsbereich Saxothuringikum/Moldanubikum in NE-Bayern. – *Geologica Bavarica*, **92**: 5–131, München.
- STETTNER, G. (1958): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 5937 Fichtelberg. – 116 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- (1960): Über Bau und Entwicklung der Münchberger Gneismasse. – *Geol. Rdsch.*, **49**: 350–375, Stuttgart.
- (1960): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 5836 Münchberg. – 163 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- (1964): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 5837 Weißenstadt. – 194 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- (1968): in Emmert, U. & STETTNER, G.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 5737 Schwarzenbach a. d. sächs. Saale. – 236 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- (1970): in Horstig, G. von & STETTNER, G.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 5736 Helmbrechts. – 176 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- (1971): Die Beziehungen der kohlenäureführenden Mineralwässer Nordost-bayerns und der Nachbargebiete zum rhegmatischen Störungssystem des Grundgebirges. – *Geologica Bavarica*, **64**: 385–394, München.
- (1971): Orogene Schollentektonik und granitoide Mobilisation im Westteil der Böhmisches Masse. – *Geol. Rdsch.*, **60**: 1465–1487, Stuttgart.

- (1972): Zur geotektonischen Entwicklung im Westteil der Böhmisches Masse bei Berücksichtigung des Deformationsstils im orogenen Bewegungssystem. – Z. dt. geol. Ges., **123**: 291–326, Hannover.
 - (1976): Die Heterogenität des mitteleuropäischen Varistikums und das Problem der regionalen Gliederung – erläutert am Profil Saxothuringikum-Moldanubikum in Nordostbayern. – Nova Acta Leopoldina, N.F., Nr. 224, **45**: 59–66, Halle (Saale).
 - (1974): Metamorphism and tectonics in the Münchberg Mass and Fichtelgebirge. – Fortschr. Miner., **52**: Beih. 1: 59–69, Stuttgart.
 - (1975): Zur geologisch-tektonischen Entwicklung des Oberpfälzer Grundgebirges. – Der Aufschluß, Sonderband **26**: (Oberpfalz), 11–38, Heidelberg.
 - (1977): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 5936 Bad Berneck. – 225 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
 - (1979): Der Grenzbereich Saxothuringikum-Moldanubische Region im Raum Tirschenreuth-Mähring (Oberpfalz) und die Situation des Uran-führenden Präkambriums. – Z. dt. geol. Ges., **13**: 561–574, Hannover.
 - (1980): Zum geologischen Aufbau des Fichtelgebirges. – Der Aufschluß, Sonderband **31**: 391–403, Heidelberg.
 - (1981): Grundgebirge, in: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500000: 7–29, München.
 - (1988): in ZOUBEK, V. (Edit.): Precambrian in Younger Fold Belts. Precambrian in the Saxothuringian Zones in the G.F.R. Territory: 144–149. The Moldanubian Region in the Bavarian Segment of the Bohemian Massif (Federal Republic of Germany). 252–267. Wiley, Chichester.
 - (1990): KTB Umfeldgeologie. – 31 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
 - (i. Druckvorber.) Spätkaledonische Subduktion und jungvariskischer Deckenbau im Westteil der Böhmisches Masse.
- STETTNER, G. & SALGER, M. (1985): Das Schiefergebirge in der Forschungsbohrung Obernsees. – Geologica Bavarica, **88**: 49–55, München.
- STROBEL, O. (1969): Die Kaolinlagerstätte Tirschenreuth und ihr geologischer Rahmen im Vergleich zu den Lagerstätten von Weiherhammer. – Diss. Techn. Univ. München.
- STRUNZ, H. (1952): Mineralien und Lagerstätten in Ostbayern. Ein Mineralogisch-Geologischer Übersichtsführer. – Acta Albertina Ratisbonensia, **20**, H. 2 (1951/52): 81 S., Regensburg.
- STRUNZ, H. & MÜCKE, A. (1975): Die variskischen Granite der nördlichen Oberpfalz. – Der Aufschluß, Sb., **26**: (Oberpfalz), 105–116, Heidelberg.
- STRUNZ, H., FORSTER, A. & TENNYSON, C. (1975): Die Pegmatite der nördlichen Oberpfalz. – Der Aufschluß, Sb. **26**: (Oberpfalz), 117–189, Heidelberg.
- STÜRMER, W. (1962): Die ersten Fossilien aus Kieselschiefern der Waldsassener Schieferserie von Dobrigau (vorläufige Mitteilung). – Geol. Bl. NO-Bayern, **12**: 129–133, Erlangen.
- Suess, F. E. (1903): Bau und Bild der Böhmisches Masse. – In: Bau und Bild Österreichs, Bd. **L**: 1–322, Wien.

- (1912): Vorläufige Mitteilung über die Münchberger Deckscholle. – S.-Ber. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl., **121**, H. 10: 253, Wien.
- (1926): Intrusionstektonik und Wandertektonik im variskischen Grundgebirge. – Berlin.
- SUK, M. et al. (1984): Geological history of the territory of the Czech Socialist Republic. – 396 S., Prague.
- TAVAKKOLI, M.-A. (1985): Das Granitmassiv von Flossenbürg – Erkundung seiner Lagerung und Genese aufgrund geochemischer Untersuchungen, mit einem Beitrag zur Geochemie seiner Feldspäte und deren möglichen technologischen Abtrennung. – Diss. TU-München: 184 S., München.
- TERRA, H. DE (1925): Die Umgebung von Erbdorf. Beiträge zur Geologie der nördlichen Oberpfalz. – N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Beil. Bd. **51**: 353–412, Stuttgart.
- TEUFEL, S. (1988): Vergleichende U-Pb- u. Rb-Sr-Altersbestimmungen an Gesteinen des Übergangsbereichs Saxothuringikum/Moldanubikum, NE-Bayern. – Göttinger Arb. Geol. Paläont., Mineral., **35**: 87 S., Göttingen.
- THIELE-PFEIFFER, H. & JUNG, W. (1981): Mikrofloristische Untersuchungen an Braunkohlenablagerungen Oberfrankens und der nördlichen Oberpfalz. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **21**: 129–139, München.
- THÜRACH, H. (1889): Übersicht über die Gliederung des Keupers im nördlichen Franken im Vergleich zu den benachbarten Gegenden. – Geognost. Jh., **2**: 1–90, Cassel.
- TILLMANN, H. (1954): Die Kreide in Nordostbayern. – Erl. Geol. Kt. Bayern 1:500000: 85–94, München (1. Aufl.).
- (1964): Kreide. – Erl. Geol. Kt. Bayern 1:500 000: 141–160, München (2. Aufl.).
- TODT, W. & LIPPOLT, H. (1975): K-Ar-Altersbestimmungen an Vulkaniten bekannter paläomagnetischer Feldrichtung. – I. Oberpfalz und Oberfranken. – J. Geophys., **41**: 43–61, Berlin/Heidelberg/New York.
- TOLLMANN, A. (1982): Großräumiger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Varistikum Europas. – Geotekt. Forsch., **64**: 91 S., Stuttgart.
- TROLL, G. (1968): Gliederung der redwitzischen Gesteine Bayerns nach Stoff- und Gefügemerkmalen. Teil 1: Die Typlokalität von Marktredwitz in Oberfranken. – Bay. Akad. d. Wiss., Math.-Naturwiss. Kl., N.F., **133**: 5–86, München.
- ULITZKA, S. (1981): Kartierung, Profilierung und Petrographie der metamorphen Gesteinsserie der Naabhänge nördlich von Erbdorf (Oberpfalz). – Dipl.-Arb.: 51 S., Würzburg.
- VEJNAR, Z. (1962): Zum Problem des absoluten Alters der kristallinen Schiefer und der Intrusiva des westböhmischen Kristallins. – Krystalinikum, **1**: 149–159, Prague.
- (1966): The petrogenetic interpretation of kyanite, sillimanite and andalusite in the South-western Bohemian crystalline complexes. – N. Jb. Miner. Abh., **104**: 172–189, Stuttgart.
- (1968): Crystalline Complexes of the Bohemian Massif.-Internat. geol. Congress, XXIII Sess., Prague 1968, Guide to Excursion 3AC Czechoslovakia. – 38 S., Praha.

- (1971): Grundfragen des Moldanubikums und seine Stellung in der Böhmisches Masse. – Geol. Rdsch., **60**: 1455–1465, Stuttgart.
- VIERLING, W. (1957): Mineralfundstellen in der nördlichen Oberpfalz. – Der Aufschluß, Sh., **6**: 32–34, Heidelberg.
- (1975): Zur Mineralogie der Oberpfalz. – Der Aufschluß, Sb., **26**: 1–10, Heidelberg.
- VOLL, G. (1960): Stoff, Bau und Alter in der Grenzzone Moldanubikum/Saxothuringikum in Bayern unter besonderer Berücksichtigung gabbroider, amphibolitischer und kalksilikatführender Gesteine. – Beih. Geol. Jb., **42**: 382 S., Hannover.
- VOLLBRECHT, A., WEBER, K. & SCHMOLL, J. (1989): Structural model for the Saxothuringian-Moldanubian suture in the Variscan basement of the Oberpfalz (Northeastern Bavaria, F.R.G.) interpreted from geophysical data. – Tectonophysics, **157**: 123–133, Amsterdam.
- WAGENER-LOHSE, C. & BLÜMEL, P. (1984): Prograde Metamorphose vom Niederdruck-Typ in der Grenzzone Saxothuringikum/Moldanubikum E' Tirschenreuth/NE-Bayern. – Fortschr. Mineral., **62**, Bh., 1: 254–255, Stuttgart.
- WEBER, B. (1978): Mineralien aus den Metapegmatiten „Wilma“ und „Gertrude“ bei Obersdorf und Menzlhof in der Oberpfalz. – Aufschluß, **29**: 325–329, Heidelberg.
- WEBER, K. (1986): Metamorphism and crustal rheology-implications for the structural development of the continental crust during prograde metamorphism. – Geol. Soc. Spec. Publ., **24**: 95–106.
- (1986): Beiträge in: KTB, Ergebnisse der Vorerkundungsarbeiten Lokation Oberpfalz. 2. KTB-Kolloquium Seeheim/Odenwald.
- (1986): The Mid-European Variscides in terms of allochthonous terranes. In: Proceedings of the 3rd EGT workshop, Bad Honnef: 73–81, European Science Foundation.
- (1990): In: HIRSCHMANN, G., STETTNER, G. & WEBER, K.: Stand und Probleme der geologischen Prognose für die KTB-Hauptbohrung. – KTB-Rep., **90-4**: 345–377, Gießen.
- (1990): Observations on the ductile deformation-path of the paragneisses of the KTB-Pilot hole. – KTB-Rep., **90-8**: 13–119, Gießen.
- Weber, K. & VOLLBRECHT, A. (1989): The Crustal Structure at the KTB Drill Site, Oberpfalz. – In: EMMERMANN, R. & WÖHLENBERG, J. (Hrsg.): The German Continental Deep Drilling Program (KTB): 553 S., Berlin, Heidelberg (Springer).
- WEBER, K., HACKER, W. & KOHL, J. (1989): Beobachtungen zum Deformationspfad der Gesteine aus der KTB-Vorbohrung. – KTB-Rep., **89-3**: 419, Hannover.
- WEINELT, W. (1957): Stoffbestand, Metamorphose und Tektonik im Nordwesten der Münchberger Gneismasse. – Geol. Bl. NO-Bayern, **7**: 167–177, Erlangen.
- (1958): Petrologische Untersuchungen der mineralfaziellen Zustandsbedingungen im SW-Teil der Münchberger Gneismasse. – Tschermaks mineral. petr. Mitt., 3. Folge, **6**: 281–375, Wien.

- WENDT, I., KREUZER, H., MÜLLER, P. & SCHMID, H. (1986): Gesamtgesteins- und Mineraldatierung des Falkenberger Granits. – Geol. Jb., E **34**: 5–66, Hannover.
- WENDT, I., HÖHNDORF, A., KREUZER, H., MÜLLER, P. & STETTNER, G. (1988): Gesamtgesteins- und Mineraldatierungen der Steinwaldgranite (NE-Bayern). – Geol. Jb., E **42**: 167–194, Hannover.
- WENDT, CARL, KREUZER, MÜLLER, ACKERMANN & STETTNER (1990): Datierung des Flossenbürger- und Bärnauer-Granits/Oberpfalz. – KTB-Report **90**–4: 547, Gießen.
- WENDT, I., CARL, C., KREUZER, H., MÜLLER, P. & STETTNER, G. (i. Druck): Ergänzende Messungen zum Friedenfelser Granit (Steinwald) und radiometrische Datierung der Ganggranite im Falkenberger Granit. – Geol. Jb., E.
- WILK, H. (1975): Der Quarzpegmatit von Pleystein und seine Phosphatparagenese. – Der Aufschluß, Sb. **26**: (Oberpfalz), 191–206, Heidelberg.
- WIRTH, R. (1984): Geochemie der paläozoischen Magmatite des Frankenwaldes. Pikrite–Diabase–Keratophyre. – Geol. Jb., **63**: 23–57, Hannover.
- WURM, A. (1925): Geologie von Bayern. Nordbayern, Fichtelgebirge und Frankenwald. – In: Handbuch der Geologie und Bodenschätze Deutschlands. – 373 S., Berlin (Gebr. Borntraeger).
- (1926): Über den Bauplan des variskischen Gebirges am Westrand der Böhmisches Masse. – Geol. Rdsch., **17**: 240–257, Stuttgart.
- (1928): Der Bauplan des variskischen Gebirges in Bayern. – N. Jb. Min., Geol., Paläont., Beil.-Bd., **60**, B: 473–530, Stuttgart.
- (1932): Morphologisch-tektonische Untersuchungen im Fichtelgebirge und Oberpfälzer Wald. – N. Jb. f. Mineral. usw., **69**: Beil.-Bd., Abt. B: 257–291, Stuttgart.
- (1935): Die Grenze Moldanubicum-Saxothuringicum bei Erbdorf in der Oberpfalz. – Zt. deutsch. geol. Ges., **87**: 598–603, Berlin.
- (1961): Geologie von Bayern (2. Aufl.). – 555 S., Berlin-Nikolassee (Gebr. Borntraeger).
- (1961): Zur Frage kaledonischer Tektonik und Magmabewegung im variskischen Gebirge Nordostbayerns. – Geol. Rdsch., **51**: 140–144, Stuttgart.
- ZULAUF, G. (1990): Spät- bis postvariszische Deformationen und Spannungsfelder in der nördlichen Oberpfalz (Bayern), unter besonderer Berücksichtigung der KTB-Vorbohrung. – Frankfurter geowiss. Arb., Serie A, **8**: 285 S., Frankfurt a. M.
- ZOUBEK, V. (1965): Moldanubikum und seine Stellung im geologischen Bau Europas. – Freiberg. Forsch.-H., **190**: 129–148, Freiberg.
- (1980): On the recent state of research of the Precambrian in the European Variscides. – IGCP-Prof. 22, Ann. Inst. Geol. Geogr., **57**: 57–99, Bucuresti.
- (Edit.) (1988): Precambrian in Younger Fold Belts. – 885 S., Chichester (Wiley).

10. Ortsverzeichnis mit Aufschlußnummer und Seitenangabe

Ort	Aufschluß	Seite
Albenreuth	54	88, 138, 139
Almesbachtal b. Weiden	76, 77	160, 163
Altenparkstein	65, 66	150
Altenstadt	61	144, 145
Altmugl	91	177, 183
Anzenberg		139
Bärnau	106	199, 200, 204, 205, 216
Bayrischhof	31	116
Bergnetsreuth	74	157, 158, 159
Beringersreuth	36, 40	121, 122, 124
Bernstein	10	96
Bingarten	37	120, 123
Blockhütte	76	160, 163, 164
Buchenschlag b. Griesbach u. Hermannsreuth	105	202, 203
Burggrub	3	90, 91
Dechantsees	45	130
Dobrigau	96	189
Döltsch		147, 149, 150
Dürrer Schlag b. Erbdorf	23	108
Egerer Waldhäusl	87	175, 176
Erbdorf	18, 23, 24	103, 105, 109, 110, 112, 113, 133, 135
Ernestgrün (Froschfelsen)	88	177
Falkenberg	17	101, 102, 103, 117
Fichtelgebirge		113, 117, 118, 124
Fichtelnaab		87, 89, 91, 92, 95, 97, 98, 111, 124
Fichtelnaabtal	1, 2, 44	87, 88, 89, 90, 95, 106, 117, 118, 119, 122, 125
Floß	72, 73, 111	154, 158, 210, 211
Floß-Haarhügel	73	157
Floß-St. Nikolaus	72	157
Floß-Weikersmühle	111	211, 213
Flossenbürg	109	205, 208, 209
Föhrenbühl	19	106
Fränkische Linie	8, 48, 64, 65, 66	122, 123, 124, 147, 148, 149, 150, 164, 170
Friedersreuth	68	152, 153
Froschfelsen	88	177, 178, 179
Galgenberg b. Neustadt a. d. Waldnaab	62	146
Galgenberg b. Waldeck	51	137
Galgenkatherl	14	101
Gerbersdorf	13	99
Gertrude (Grube)	59	143
Golitzstein	92	183, 185
Griesbach	103	199, 202
Großkonreuth	99	193, 195
Grötschenreuth	19, 20	100, 115
Guttenberg	38, 39, 50	119, 123, 137, 139
Hammermühle	17	103

Ort	Aufschluß	Seite
Hendlmühle	93	186
Hessenreuther Forst		139
Höllbühl b. Poppenreuth	100	194, 195, 196
Hopfau, Obere		118
Kalkhäusl	45	130, 131, 132
Kalvarienberg b. Altenstadt	61	144
Kirchbühl b. Siegritz	22	107
Kirchendemenreuth	65, 66	149, 150
Kohlbühl b. Schlattein	112	214
Köglitzer Kusch	52	137
Köstlmühle	57	142
Kornberg b. Schadenreuth	48, 49	134, 135
Kranichstein, Beringersreuth	36	121, 122, 124
Kratzerraum, Forstabt. b. Griesbach	102	200
Kreuzberg in Pleystein	118	222, 223
Kronau	41	124
Krummennaab	4, 33	89, 91, 117
KTB-Gelände		86–88
Kühstein b. Erbdorf	24	109, 110, 111
Kusch-Berg		139
Lämersdorf, Steinfels	81	168
Lehen	5	92
Lenkermühle	58	143
Lerchenbühl	89	179, 181
Leuchtenberg	82, 83	168, 169
Lochau	44	125, 128, 129, 130
Maduschka Fels	116	220
Mähring	101, 102	184, 188, 196, 198, 200
Marienstollen	18	105, 106
Menzlhof	59	143
Michldorf	84, 85	169, 170, 171, 172
Muglmühle	91	183
Mühlbühl, Tirschenreuth	97	191
Naabdemenreuth		88, 89, 93
Napfberg	30	116
Neualbenreuth		174, 177, 179, 180, 181, 182, 183
Neuenhammer	113	215, 216, 217
Neuhaus	15	101
Neusorg		113
Neustadt a. d. Waldnaab	61, 62	140, 144, 145, 146
Oberbaumühle	11, 12	96, 97, 99
Oberschleif, Roggenstein	80	167
Obersdorf	60, 63	145, 147, 148
Oedenthal	78	164, 165, 166
Ödwalpersreuth	17	101, 103
Parkstein	67	151, 152
Paterlhütte	46	133, 134
Pfaben	25, 26, 27, 28	114, 115
Pfarrbühl, Neualbenreuth	90	182
Platzermühle		182
Pleisdorf	9	93, 95, 96
Pleystein	117, 118	217, 221, 222, 223
Poppenreuth, Höllbühl	101	194, 195, 196, 197

Ort	Aufschluß	Seite
Prollermühle	115	218, 219
Püllersreuth	56, 57, 58	140, 142, 143
Rappauf, Grube, Tirschenreuth	98	192
Ratzenstein b. Bingarten	37	123
Rauher Kulm		139
Remmelberg	75	158, 159, 160, 161, 162
Riglasreuth	43, 44	125, 127, 128, 129
Roggenstein	79, 80	165, 167
Rosall	94, 95	186, 187
Rosenbühl	34, 35	118, 119, 120, 121
Saubad		115
Saubadweg	26	115
Schadenreuth	47, 48, 49	134, 135
Schlattein,	112	200, 214
Schloßberg b. Waldeck	51	137
Schloßbruch, Flossenbürg	109	209
Schmelitz, Tirschenreuth	98	192
Schmittler-Werk, Neuenhammer	114	217
Schönhaid		113
Schweitmühle	8	93, 94, 95
Siegritz	22	107
Silberhütte	107	206, 207
Silberhütte-Entenbühl	108	206, 207
Steinbühl b. Krummennaab	33	117
Steinfels b. Lämersdorf	81	168
Steinreuth	57	142
Steinwald	25, 26, 27, 28	113–117
Stiftsberge		173–187
Störnstein	69, 70, 71	154, 155, 156
St. Nikolaus, Floß	72	157
Tannenlohe	17	103
Theisseil	77	164
Thumsenreuth	23	108
Tiefbohrgelände, Windisch- eschenbach		88, 109–111
Tirschenreuth	87	188, 190, 191, 192, 193
Trautenberg	5, 6, 7	92, 93
Trevesen	42, 43	124, 125, 126, 127, 128
Trevesenhammer		124
Türkenhau b. Griesbach	104	200
Vogelherd b. Rosenbühl	35, 36	120
Waffenhammer	110	211, 212, 213
Waldeck	51, 52, 53	118, 120, 121, 136, 137, 138, 139
Waldeck Schloßberg	51	136, 137, 139
Wäldern	29, 30	115
Waldershof		113
Waldnaabhang		101
Waldnaabtal		100, 101, 102
Waldsassener-Schiefergebirge		118, 173, 175, 180, 185, 188
Weiden		150, 152, 165
Weißer Marter b. Griesbach u. Hermannsreuth	104	201, 202, 203

Ort	Aufschluß	Seite
Wendersreuth	60	141, 143, 146
Wetzldorf	21	105, 106, 107
Wiesau		113
Wilma, Grube b. Wendersreuth	60	143, 144
Windischeschenbach	14, 15, 16, 55	96, 100, 101, 140, 141
Wondreb	86	174, 176, 186
Zainhammer	32	116, 117
Zipfelanne, Pfaben	25	114
Zottbachtal		215, 216
Zwergau		123, 139, 140

Übersichtskarten
zu den
Exkursionspunkten

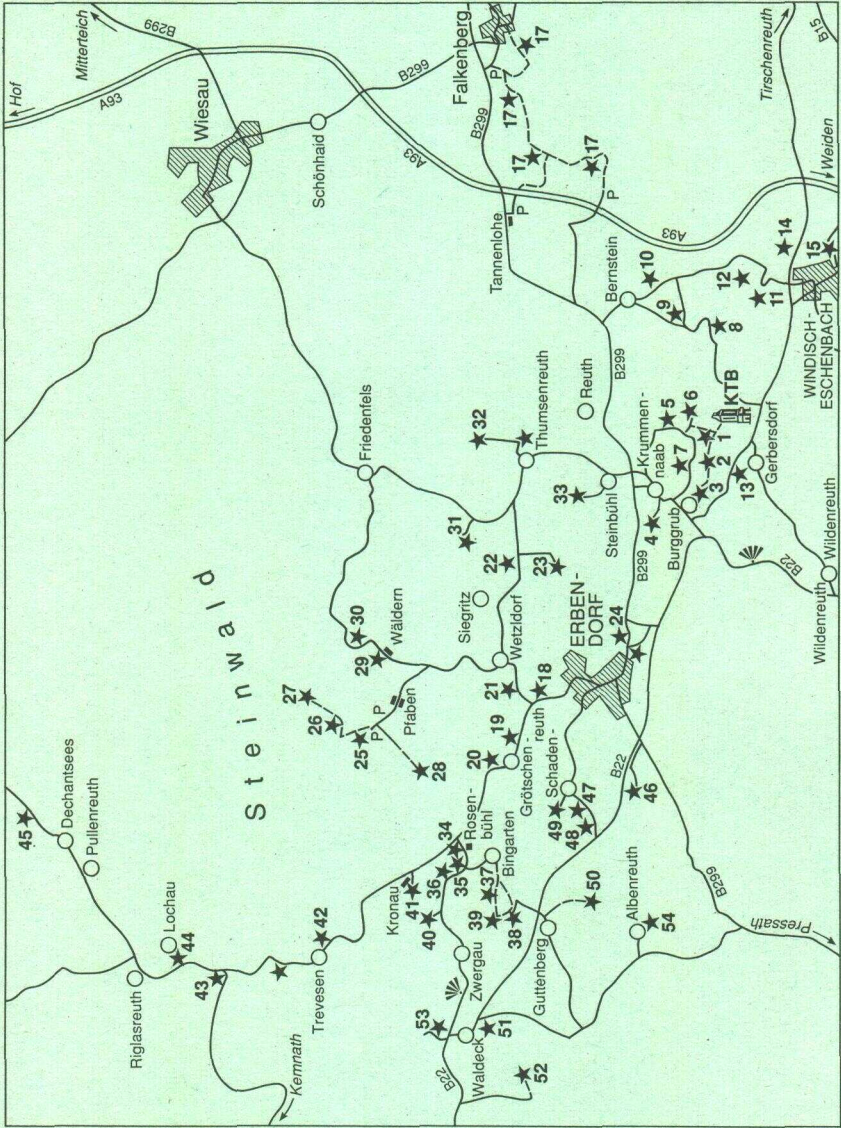


Abb. A. Aufschlüsse 1-15, 17-54.

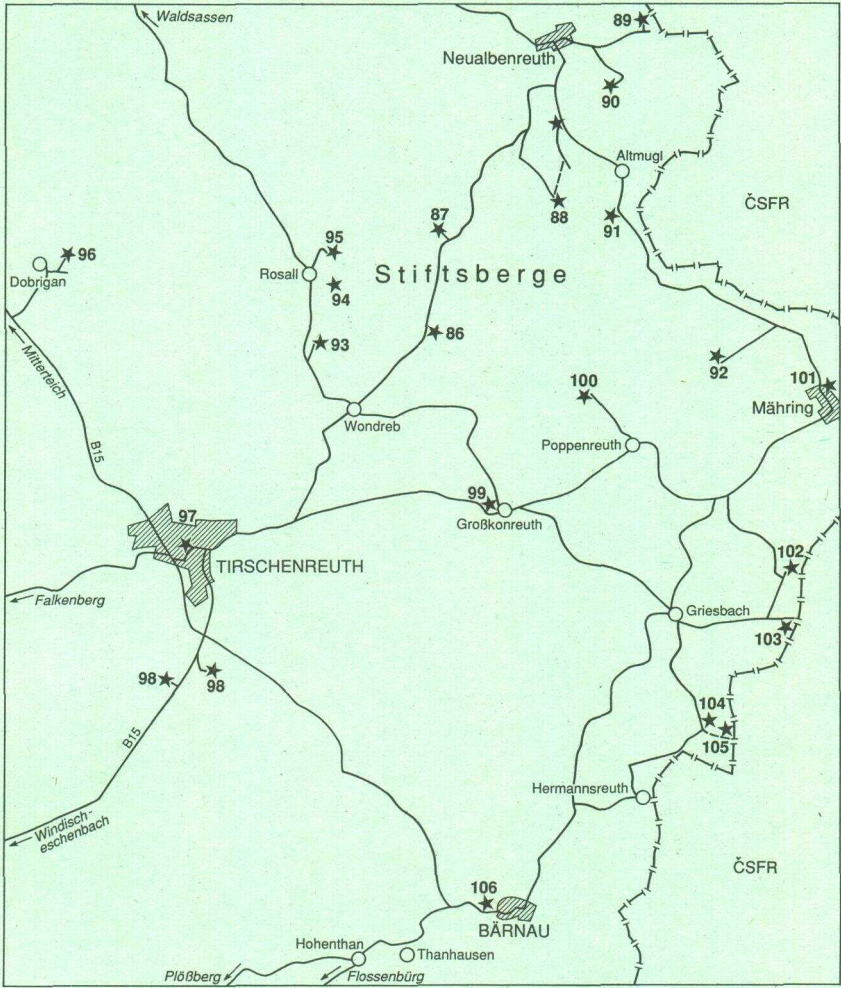


Abb. B. Aufschlüsse 87–106.

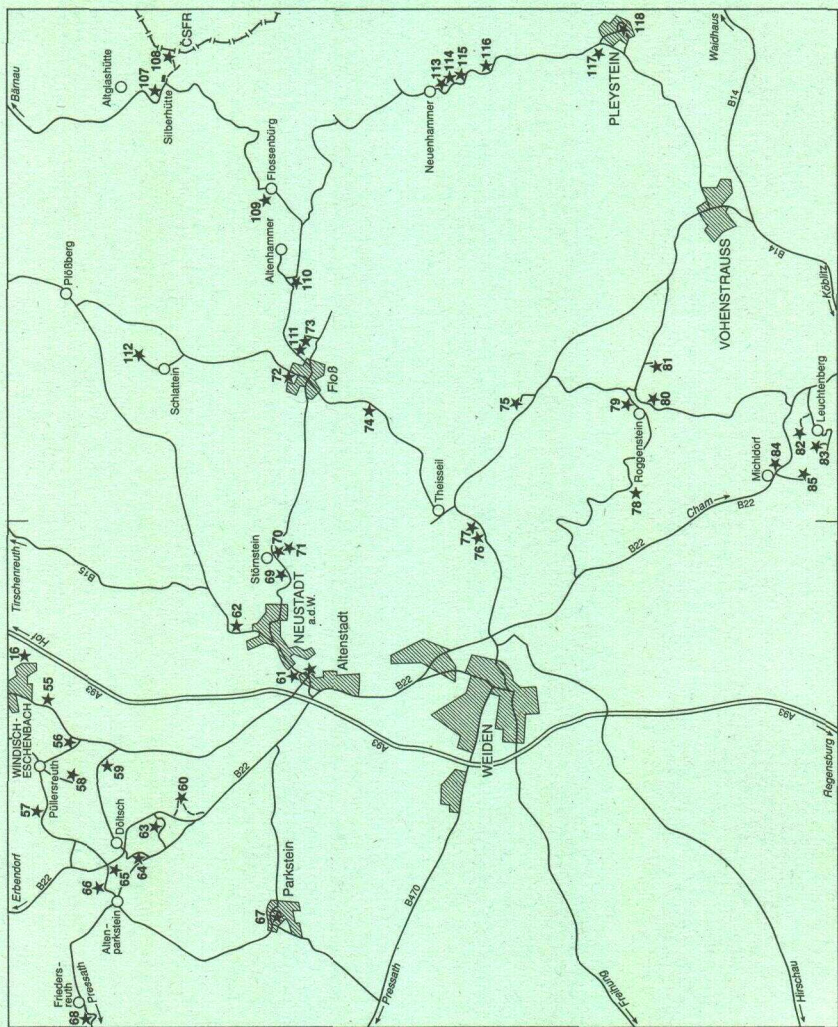


Abb. C. Aufschlüsse 16, 55 – 85, 107 – 118.

Geologische Karte des KTB-Umfeldes Oberpfalz 1:50 000

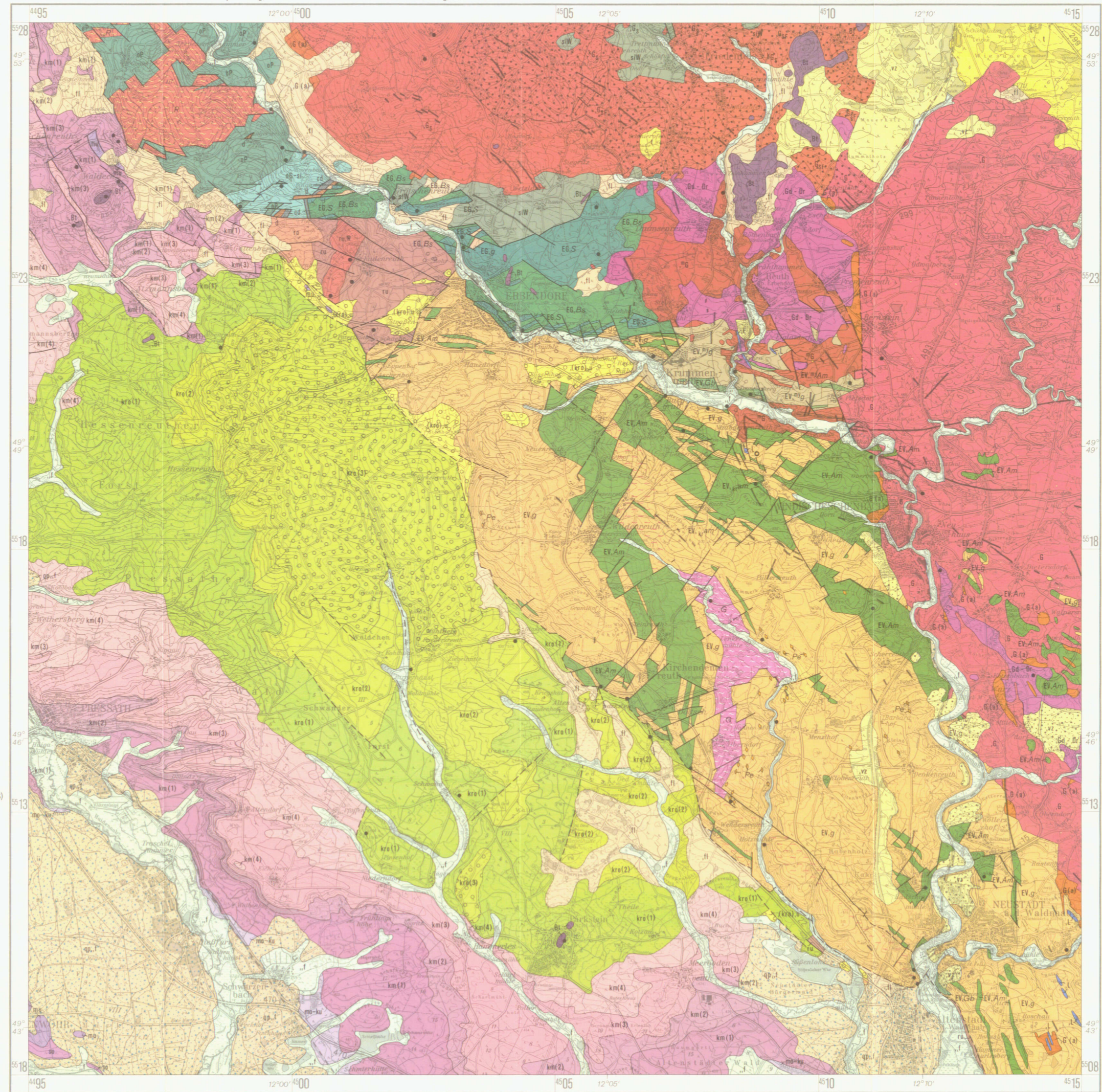
Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland (KTB)

Herausgegeben
vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung
und vom Bayerischen Geologischen Landesamt
im Auftrag des Bundesministeriums für Forschung und Technologie

Wissenschaftliche Bearbeitung: H. DILL (KTB-Projektleitung, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover)
B. SCHROEDER (Ruhr-Universität Bochum)
G. STETTNER (Bayerisches Geologisches Landesamt, München)
G. HIRSCHMANN (KTB-Projektleitung, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover)

Mit Beiträgen von: J. BARDUA, R. BURGER, G. EICHENSEER, G. FEIK, G. FISCHER, E. HABERFELNER,
E. HARZER, U. KRAUSS, J. ROHRMÜLLER, J. SCHROEDER,
M. SIEGLING, M. SIRCH und G. TROLL
sowie unter Benutzung veröffentlichter geologischer Karten von H. HAUNSCHILD &
B. SCHROEDER (1960) und B. SCHROEDER & M. SIEGLING (1966)

- | | | |
|-----------------------------------|--|---|
| QUARTÄR | | |
| | fluviatile Ablagerungen größerer Talauen; Auenlehm über pleistozänem Kies und Sand | HOLOZÄN |
| | Fließerde, Fließelem, Hangschutt in größerer Mächtigkeit und Verbreitung | PLEISTOZÄN |
| | fluviatile Ablagerungen verschiedener Terrassen; Sand und Kies (a), Schotter und Geröllstreue (b) | |
| TERTIÄR (-QUARTÄR) | | |
| | Umlagerungsprodukte von Oberkreide-Schottermaterial (a), Schotterstreue (Umlagerungsreste) (b) | NEOGEN-PLEISTOZÄN |
| | Basalt i.w.S., z.T. Schlotbrekzie und Basalt-Deckenreste | OLIGOZÄN-MIOZÄN |
| | Ton, Sand, Kies, lokal Braunkohle | |
| | Verwitterungsbildungen in größerer Mächtigkeit, z.T. mit Lehmschicht und mit kleineren Tertiärtonvorkommen (a), mit Schotter- und Geröllstreue (b) | (JURA?)-TERTIÄR |
| KREIDE | | |
| | Polymiktes Konglomerat, Siltstein und Arkose | OBERKREIDE |
| | Siltstein, glimmerreich, mit Pflanzenhäkchen, teilweise kohlig, polymiktes Konglomerat und Arkose | |
| | Sandstein und Siltstein, rotbraun bis rot, mit Eisenkonkretionen; Arkose und Siltstein, gelb bis grau, mit Kohleinseln | |
| TRIAS | | |
| | Arkose, Sandstein, z.T. geröllführend, Tonstein (Burgsandstein) | MITTLERER KEUPER |
| | Sandstein, Arkose, Tonstein, Karbonatbänke (Coburger Sandstein, Blasensandstein) | |
| | Tonstein, Sandstein, Mergelsteinbänke (Lehrbergsschichten, Schiffsandstein, Estherienschiefer) | |
| | Arkose, Sandstein, Tonstein (Benker Sandstein) | |
| | Sandstein, z.T. karbonatisch, Tonstein | OBERER MUSCHELKALK-
UNTERER KEUPER |
| | Muschelsandstein, Pflanzensandstein, Tonstein | UNTERER MUSCHELKALK |
| | Sandstein, Arkose, Kaolinsandstein | OBERER BUNTSANDSTEIN |
| KARBON - PERM | | |
| | Gerölltonstein, Fanglomerat | HÖHERES ROTLIEGENDES |
| | Tonstein, Siltstein, Sandstein, Arkose, z.T. karbonatisch, mit Schwarzschiefer- und Kohlelagerungen | TIEFERES ROTLIEGENDES
(einschließlich Anteile des Stefans) |
| | Rhyolith bis Rhyodazit und Tuff | |
| Ganggesteine und Plutonite | | |
| | Lamprophyr | OBERKARBON (-UNTERROT-LIEGENDES) |
| | Aplitgranit | |
| | Granit, klein- bis mittelkörnig, gangförmig (Blasenberg-Granit) | |
| | Granit, mittel- bis grobkörnig (Steinwald-Granit) | |
| | Granit, mittel- bis grobkörnig, schwach porphyrisch (Friedenfelser-Granit) | |
| | Granit, klein- bis mittelkörnig, teilweise schwach porphyrisch, teilweise Übergänge zu Granodiorit | |
| | Granit, mittelkörnig, porphyrisch (Falkenberger und Leuchtenberger Granit) | |
| | Granodiorit bis Diorit, klein- bis mittelkörnig (Redwitz), mit wechselnden granitischen Anteilen | |

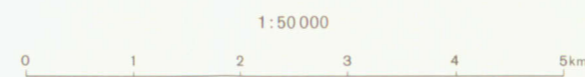


- | | | |
|--|---|--------------------------|
| | ALTPALÄOZOIKUM DES SAXOTHURINGIKUMS | |
| | Tonschiefer, Grauwacke, wildfischartige Einschaltungen von silurischen Lyditlinsen | UNTERKARBON |
| | Tonschiefer, Diabas (Basalt) und Tuff sowie Einschaltungen von tuffitischen Grauwacken | DEVON |
| | Lydit, Alaunschiefer (Silur), Tonschiefer mit Quarzeinschaltungen (Gräfenthal-Formation) | HÖHERES ORDOVIZIUM-SILUR |
| | Phyllitischer Tonschiefer, quarzitischer Schiefer und Quarzit (Phycoden-Formation) | TIEFERES ORDOVIZIUM |
| | Quarz-Albit-Serizit-Schiefer (Epignois, rhyolithischer Metavulkanit und -tuff) | |
| | ALTPALÄOZOIKUM DES MOLANUBIKUMS | |
| | Phyllitischer Gimmerschiefer, Graphitschiefer, Metakieselschiefer und Quarzit (Wetzdorf-Abfolge) | (ORDOVIZIUM?)-SILUR |
| | OBERPROTEROZOIKUM (-ALTPALÄOZOIKUM?)
METABASIT-META-ULTRABASIT-KOMPLEX DER ERBENDORFER GRÜNSCHIEFERZONE | |
| | Metabasit, ungetriggert (Prasinit, Epidotamphibolit, Amphibolit, Gabbroamphibolit), z.T. Metabasit-Hornfels | |
| | Serpentinit, Serpentinit-Hornfels, Serpentinit-Hofgestein | |
| | Biotitgneis, Gneis-Phyllonit (tektonische Einschaltungen) | |
| | GNEIS-METABASIT-KOMPLEX DER ZONE VON ERBENDORF-VOHENSTRAUSS (NEUSTÄDTER SCHOLLE) | |
| | Biotit- bis Muskovit-Biotit-Paragneis mit wechselnden Anteilen faszistischer Minerale (Kyanit, Sillimanit, Granat), z.T. graphitführend, gebietsweise mylonitisch oder diaphoritisch überprägt (a), stärker feldspathisch (b) | |
| | Muskovit-Biotitgneis, mylonitisch (Zeilengneis), überwiegend in Hornfelsfazies | |
| | Biotit-Orthogneis, leukokratisch | |
| | Pegmatoid | |
| | Amphibolit, Granatamphibolit/Eklogitamphibolit, Chloritamphibolit, Gabbroamphibolit, Amphibolgneis, teilweise kalksilikatführend, ungetriggert | |
| | Kalksilikatamphibolit, teilweise karbonatführend, lokal mit einzelnen Marmorlagen | |
| | Metagabbro | |
| | Amphibolit und Gabbroamphibolit, mylonitisch, überwiegend in Hornfelsfazies | |
| | ALLGEMEINE SIGNATUREN | |
| | Geologische Grenze, sicher/vermutet bzw. verdeckt | |
| | Störung; im Streichen nachgewiesen/vermutet bzw. verdeckt/mit Gangquarzmineralisation | |
| | Exkursionspunkt | |

Kartengrundlage: Topographische Karte 1:50 000, Blatt L6136, L6138, L6336 und L6338;
Wiedergabe mit Genehmigung des Bayerischen Landesvermessungsamtes München, Nr. 8508/89
Einzelvertrieb: Internationales Landkartenhaus (Geocenter), Postfach 80 08 30, D-7000 Stuttgart 80
In Verbindung mit Exkursionsführer erhältlich bei: Bayerisches Geologisches Landesamt,
Postfach 40 03 46, D-8000 München 40

Kartographische Redaktion: A. Voges, B. H. Schmidt, Bundesanstalt f. Geowissenschaften u. Rohstoffe, Hannover
Automationsgestützte Kartographie: Dipl. Ing. Rüsteberg, Hannover
Druck: Th. Schäfer, Hannover

Das dieser Karte zugrundeliegende Vorhaben wurde mit Mitteln des Bundesministeriums für
Forschung und Technologie unter dem Förderkennzeichen RG 8804 gefördert.
Die Verantwortung für den Inhalt liegt bei den Autoren.



Hannover 1991

