

GEOFORSCHUNGSZENTRUM POTSDAM
STIFTUNG DES ÖFFENTLICHEN RECHTS

Frauke Schäfer

**Krustenbilanzierung
eines variscischen Retrokeils
im Saxothuringikum**

Scientific Technical Report STR97/16

Impressum

GeoForschungsZentrum Potsdam
Telegrafenberg A17
D-14473 Potsdam

e-mail: postmaster@gfz-potsdam.de
www: <http://www.gfz-potsdam.de>

Gedruckt in Potsdam
November 1997

Frauke Schäfer

Krustenbilanzierung eines variscischen Retrokeils im Saxothuringikum

Dissertation zur Erlangung der Doktorwürde eingereicht im
Fachbereich Geowissenschaften der Freien Universität Berlin

von Frauke Schäfer aus Ingelheim am Rhein
1997

27. MRZ 1998



Scientific Technical Report STR97/16

Krustenbilanzierung eines variscischen Retrokeils im Saxothuringikum

Dissertation zur Erlangung der Doktorwürde

Eingereicht im Fachbereich Geowissenschaften der Freien Universität Berlin

von

Frauke Schäfer

aus

Ingelheim am Rhein

1997

1. Gutachter: Prof. Dr. Onno Oncken

2. Gutachter: Prof. Dr. Wolfgang Franke

Tag der mündlichen Prüfung: 7. Juli 1997

Man macht der Finsternis ein Ende, und bis ins Letzte erforscht man das Gestein, das im Dunkel tief verborgen liegt. Man bricht einen Schacht fern von da, wo man wohnt; vergessen, ohne Halt für den Fuß, hängen und schweben sie, fern von den Menschen. Man zerwühlt wie Feuer unten die Erde, auf der doch oben das Brot wächst. (...) Auch legt man Hand an die Felsen und gräbt die Berge von Grund aus um. (...) Man wehrt dem Tröpfeln des Wassers und bringt, was verborgen ist, ans Licht.

Wo will man aber die Weisheit finden? Und wo ist die Stätte der Einsicht? (...) Die Tiefe spricht: "Bei mir ist sie nicht"; und das Meer spricht: "Bei mir ist sie auch nicht." (...)

Gott weiß den Weg zu ihr, er allein kennt ihre Stätte. Denn er sieht die Enden der Erde und schaut alles, was unter dem Himmel ist. Als er dem Wind sein Gewicht gegeben und dem Wasser sein Maß gesetzt, als er dem Regen ein Gesetz gegeben hat und dem Blitz und Donner den Weg: damals schon sah er sie und verkündigte sie, bereitete sie und ergründete sie und sprach zum Menschen:

Siehe, die Furcht des Herrn, das ist die Weisheit, und meiden das Böse, das ist Einsicht.

Aus: "Das Hohelied der Weisheit", Die Bibel (AT), Hiob 28, Verse 3-5, 9, 11-12, 23-28.

VORWORT

Diese Dissertation entstand im Rahmen des Forschungsvorhabens "Geometrische und PTt-Bilanzierung der Kruste in orogenen Teilsystemen" des Projektbereichs 3.1 am GeoForschungsZentrum (GFZ) Potsdam. Dem GFZ sei hiermit für die Finanzierung des Dissertationsprojekts gedankt.

Mein besonderer Dank gilt Prof. Dr. Onno Oncken für die Initiierung und Betreuung des Projekts sowie zahlreiche inspirierende Diskussionen und Geländebegehungen. Ebenso danke ich Prof. Dr. Wolfgang Franke für die Übernahme des Koreferats, sein stetes Interesse und die Zeit, die er sich zur Diskussion des Saxothuringikums mit mir nahm.

Prof. Dr. Peter Bankwitz, Dipl.Geol. Elfriede Bankwitz, Dr. Erich Schroeder und Prof. Dr. Wolfgang Franke danke ich für diverse Geländeeinführungen, Diskussionen und die Versorgung mit reichlich regionaler, z.T. unveröffentlichter Literatur.

Besonderer Dank gebührt allen Mitstreitern des Projekts "Mitteleuropäische Varisciden" am Projektbereich 3.1, namentlich Dr. Stefan Teufel (†), Dr. Claus von Winterfeld (jetzt Wintershall AG, Kassel), Dr. Helga Kemnitz und Dr. Rolf Romer, für das gute Miteinander und die Koordinierung in der Datenbeschaffung und -verarbeitung. Dr. Stefan Teufel und Dr. Rolf Romer danke ich für die Bearbeitung der geochronologischen Daten.

Dr. Claus von Winterfeld danke ich auch für die Einführung in die strukturgeologische Modellierungssoftware, insbesondere das Programm Geosec2D. Den "Klügel Brothers" Dr. Thomas Klügel und Dipl.Ing. Andreas Klügel gebührt Dank für das Überlassen diverser handgestrickter tektonischer Computerprogramme samt "support". Ich danke Herrn Dr. Thomas von der TU Clausthal für die spezielle DEKORP 4 - Neuausspielung und Dr. Charlotte Krawczyk, die mich bei der Interpretation der seismischen Profile beriet. Dr. Wolfgang Seifert übernahm freundlicherweise die Navigation bei den Mikrosondenanalysen. Anschließend stellte mir Dr. Leander Franz eine ganze Palette von Berechnungsprogrammen für Mineralzusammensetzungen und Thermobarometrie zur Verfügung und leistete unschätzbare Hilfe, mich im Dschungel der metamorphen Petrologie einigermaßen zurechtzufinden. Beiden sei hierfür von Herzen gedankt.

Weiterhin halfen auch Dr. Eckardt Stein, Dr. David Tanner, Dr. Thomas Klügel, Dipl. Geol. Andreas Plesch, Dipl. Geol. Thomas Kenkmann, Dr. Volker Heinen, Dipl.Geol. Johannes Weber, Dr. Kay Bierbrauer, Dr. Helmut Echtler, Dr. Alan Gibbs und Dr. Paul Griffiths in zahlreichen Diskussionen, Klarheit in meine Argumente und Gedanken zu bringen und so erheblich zum Gelingen dieser Arbeit beizutragen.

Am GFZ gilt mein Dank und mein Lob zahlreichen helfenden Händen:

Birgit Schikowski und Gaby Arnold stellten in Rekordzeit gute An- und Dünnschliffe her; Wilfried Herr und Manfred Pehna leisteten bei Computerabstürzen, Netzwerkproblemen und ähnlichen Katastrophen erste Hilfe; Dr. Christina Günter führte einige ergänzende Röntgendiffraktometrie-Analysen für mich durch; Manuela Dziggel verwandelte einen Haufen Bleistiftskizzen in schöne Abbildungen und Brigitte Stöcker fotografierte sowohl kontrastarme Gesteinsbrocken als auch unhandliche seismische Profile mit besten Resultaten. Auch viele andere nicht genannte Kolleginnen und Kollegen haben mir in der einen oder anderen Art geholfen. Ihnen allen sage ich hiermit ein herzliches "Vergelt's Gott!".

Last not least danke ich meiner Familie und allen Freunden am GFZ und anderswo, die mich mit Kaffee, Tee, Keksen, Abendbrot, Anteilnahme, Ablenkung, Aufmunterung, Gebet und tatkräftiger Hilfe unterstützten.

ZUSAMMENFASSUNG

Die vorliegende Arbeit präsentiert ein quantitatives tektonisches Modell für das NW' saxothuringische Becken, das im NW-Sporn der Böhmisches Masse aufgeschlossen ist (Thüringer Wald und Frankenwald). Die Untersuchungen konzentrieren sich auf eine Profiltraverse von der Vesser-Zone im NW bis zur Frontüberschiebung des Münchberger Deckenstapels im SE, zwischen Fränkischer Linie im SW und Frankenwälder Querzone im NE. Der zugrundeliegende geologisch-geophysikalische Datensatz basiert zu großen Teilen auf publizierten Befunden, ergänzt durch eigene struktureologische Untersuchungen und geothermobarometrische Abschätzungen der syntektonischen Metamorphosebedingungen.

Das saxothuringische Becken umfaßt eine nahezu vollständige paläozoische Sedimentabfolge auf Cadomischem Basement. Die oberproterozoischen Grauwacken des Schwarzburger Sattels werden nach einer kambrischen Schichtlücke konkordant von einer mächtigen, oberkambrischen bis ordovizischen Schelfsequenz überlagert. Darüber folgt eine kondensierte, tiefmarine Abfolge, die das Silur und Devon repräsentiert. Im SE des Arbeitsgebiets treten auch flachmarine devonische Sedimente sowie basische Laven und Tuffe auf. Die jüngsten, prädeformativen Sedimente des NW' saxothuringischen Beckens bestehen aus unterkarbonischen Grauwacken, die als synorogene Flysche zur variscischen Kollision zwischen dem Saxothuringikum und dem Tepla-Barrandium im SE interpretiert werden können.

Der tektonische Baustil des NW' saxothuringischen Beckens ist durch weitspannige Sättel und Mulden mit aufgesetzten Sekundärfalten gekennzeichnet. Überschiebungen besitzen demgegenüber eine nur untergeordnete Bedeutung. An der NW-Grenze des Arbeitsgebiets deuten Bohrergebnisse, reflexionsseismische Daten und struktureologische Geländebeobachtungen darauf hin, daß die Mitteldeutsche Kristallinzone auf die Vesser-Zone überschoben ist, die ihrerseits auf die NW-Flanke des Schwarzburger Sattels überschoben wird. Die SE-Flanke des Schwarzburger Sattels fällt treppenartig bis zum Kern der Teuschnitzer Mulde ab, so daß sich Plateaus mit flachliegendem Falten Spiegel mit steiler einfallenden Faltenstufen abwechseln. Die markanteste Faltenstufe ist die Steinacher Flexur, an der das Altpaläozoikum unter das Karbon der Teuschnitzer Mulde abtaucht. Das Karbon ist deutlich stärker verfaltet als sein altpaläozoisches Unterlager und von diesem an seiner Basis abgeschert. SE' der Teuschnitzer Mulde steigt der Falten Spiegel zum Bergaer Sattel an, der eine offene Geometrie besitzt und NE' der Frankenwälder Querzone wieder Altpaläozoikum aufschließt. Die SE-Flanke des Bergaer Sattels wird von einer lang im Streichen verfolgbaren Überschiebung, der Göttinger Störung, begrenzt. Die Sekundärfalten dieser übergeordneten Struktur zeigen fast ausnahmslos SE-Vergenz mit SE-Facing und sind mit einer flach bis steil NW-fallenden ersten Schieferung s_1 assoziiert. Sie klingen nach SE im Bereich der Göttinger Störung aus.

Die Hauptschieferung s_1 liegt in der Vesser-Zone in etwa parallel zur Schichtung, im Schwarzburger Sattel dagegen parallel zu den Faltenachsenflächen offener bis enger b_1 -Falten. Sie ist von der NW' Aufschlußgrenze bis zur SE-Flanke des Schwarzburger Sattels durch Hellglimmerneusprossung gekennzeichnet. SE' davon hat sie den Charakter einer mehr oder weniger penetrativen Drucklösungsschieferung. In der Teuschnitzer Mulde und an der NW-Flanke des Bergaer Sattels weicht die Spur der ersten Schieferung s_1 in der Kartenebene um wenige Grad (im Uhrzeigersinn) von den Schichtgrenzen ab, während sie in der Profilebene flacher einfällt als die Spur der Faltenachsenflächen. Die Geometrie der Falten ist in diesem Bereich stark asymmetrisch, mit langen, ausgedünnten oder an Abschiebungen unterdrückten, flach NW-fallenden Schenkeln und kurzen, verdickten, steil SE fallenden bis überkippten Schenkeln ("Thüringer Falten").

Anhand von Vorwärts- und Rückwärtsmodellierungen in Scherbox-Experimenten wird gezeigt, daß die Genese der Thüringer Falten durch eine Simple-Shear-Überprägung präexistenter, paralleler Falten gedeutet werden kann. Die im Gelände beobachteten Faltengeometrien der Profilebene können im

Experiment reproduziert werden, indem offene, parallele Falten mit flachliegendem Falten Spiegel einer einfachen, Top-nach-SE-Scherung unterworfen werden. Der dazu benötigte Strain beträgt etwa $R_s = 2,5$ ($\theta = 32^\circ$), was einem Scherwinkel von $\varphi = 43-44^\circ$ entspricht.

Im Schwarzburger Sattel und in der Vesser-Zone ist darüberhinaus eine jüngere Crenulationsschieferung s2 verbreitet, die im Mittel flach nach SE einfällt. Ebenso sind junge, steilstehende Knickzonen mit dextralem Bewegungssinn auf den Schwarzburger Sattel begrenzt.

Die in der Literatur als "Phyllitinseln" bezeichneten Areale mit lokal abweichender Strukturprägung und erhöhter Metamorphose (Gräfenenthaler Horst und Hirschberger Sattel) unterscheiden sich auch untereinander deutlich und können daher nicht hinreichend durch eine ihnen gemeinsame "Phyllittektonik" gedeutet werden. Die "Phyllitmerkmale" des Gräfenenthaler Horsts - flach NW-fallende Hauptschieferung s1; Parallelschieferung durch subisoklinale Schichtfaltung, verstärktes Hellglimmerwachstum und seltene, beginnende Crenulation der s1-Flächen - können durch die Überlagerung verschiedener lokaler Effekte wie intensivere Faltung mit starker Vergenz bei steil abfallendem Falten Spiegel und erhöhtem Wärme fluß an der Frankenwälder Querzone, im Rahmen der normalen, umgebenden Strukturprägung gedeutet werden. Dagegen zeigt das Hirschberg-Greizer Phyllitreal eine völlig eigenständige Gefügeprägung, die in keiner Weise dem übrigen NW' saxothuringischen Becken entspricht. Es ist durch eine flach kuppelförmig gewölbte Hauptschieferung s1 gekennzeichnet, die die Faltenachsenfläche zu NW-vergenten, liegenden und NW-tauchenden Falten bildet, deren Facing nach NW gerichtet ist. Das Altpaläozoikum des Hirschberger Sattels ist zusätzlich an NW-gerichteten Überschiebungen, die subparallel zur Hauptschieferung s1 liegen, verschuppt. Zwei jüngere Crenulationsschieferungen, von denen s2 mittelsteil nach SE einfällt und s3 subhorizontal liegt, modifizieren den s1-Gewölbebau des Hirschberg-Greizer Phyllitrealis. S2 ist mit NW-vergenten Falten mit NW-Facing assoziiert, s3 verkürzt den Gewölbebau in der Vertikalen. Die Metamorphose des Phyllitrealis erreicht die untere Grünschieferfazies.

Die Metamorphosebedingungen während der Hauptschieferungsbildung konnten in der Vesser-Zone und im Schwarzburger Sattel mit geothermobarometrischen Austauschgleichgewichten grünschieferfazieller Mineralparagenesen bestimmt werden. In der Vesser-Zone lagen die synkinematischen Metamorphosebedingungen bei ca. 450°C und 2,5-3 kb, im Proterozoikum des Schwarzburger Sattels bei ca. 350°C und 4-4,5 kb und im Ordovizium des Schwarzburger Sattels bei ca. $300-350^\circ\text{C}$ und 2 kb. An der SE-Flanke des Schwarzburger Sattels, in der Teuschnitzer Mulde und im Bergaer Sattel konnten die Metamorphosedrucke nicht mehr bestimmt werden. Die Temperaturen lagen hier noch bei $250-300^\circ\text{C}$.

Das Zeitfenster der Deformation des NW' saxothuringischen Beckens liegt zwischen der Ablagerung der jüngsten prädeformativen Sedimente bei ca. 325 ma und der Intrusion der ältesten posttektonischen Granite bei ca. 310-315 ma. Die Deformation des NW' saxothuringischen Beckens ist jünger als im SE' saxothuringischen Becken, dessen Deformation bei ca. 326-331 ma durch posttektonische Granite versiegelt wurde; aber in etwa gleich alt wie die progressive Verkürzung des rhenoherynischen Schelfs (327-305 ma).

Zwei reflexionsseismische Tiefenprofile (DEKORP 3B/MVE-West und DEKORP 4N) und ein refraktionsseismisches Profil (Kellerwald - Hilders - Böhmischbruck) liefern Informationen über die Tiefenstruktur des NW' saxothuringischen Beckens. DEKORP 3B/MVE-West zeigt im Bereich Vesser-Zone - Schwarzburger Sattel zwei deutlich ausgeprägte, NW-fallende Reflektorbänder in ca. 4-6 s TWT Tiefe, an denen flachere Reflektoren abgeschnitten werden. SE' davon ist das Reflektivitätsmuster durch einzelne kräftige, flach NW-fallende Reflektoren gekennzeichnet. DEKORP 4N zeigt als markanteste Elemente ein kräftiges, langaushaltendes Reflektorband bei 1 s TWT, das als Top devonischer Basalte interpretiert wird, und ein buckelförmiger, mehrfach auf sich selbst überschobener Reflektor bei 1-2 s TWT, der als Äquivalent der Granulitgebirgs-Antiform interpretiert wurde. Das refraktionsseismische

Profil zeigt im Grenzbereich Mitteldeutsche Kristallinzone - Saxothuringisches Becken eine verdoppelte, schwach SE-fallende Moho an. Darüber liegt im Bereich der Vesser-Zone in 10 km Tiefe eine Lamelle mit erhöhten v_p -Geschwindigkeiten von 6,4 km/s.

Bisherige Modellvorstellungen interpretierten den jeweils vorliegenden Datensatz des NW' Saxothuringikums nach den Vorstellungen der Stockwerkstektonik (Schroeder 1958) oder aber als Ergebnis einer NW-vergenten variscischen Krustenstapelung, bei der die Mitteldeutsche Kristallinzone als "Backstop" agiert haben soll (Scholtz 1930, Franke et al. 1995). Für die Vesser-Zone im NW wurde zusätzlich auch eine ältere, ordovizische Kollision postuliert (Bankwitz & Bankwitz 1995).

In dieser Arbeit wird der vorliegende Datensatz im Rahmen eines neuen geodynamischen Modells für das NW' Saxothuringikum interpretiert, das auf der orogenen Keiltheorie basiert. Im Gegensatz zu den bisherigen Modellvorstellungen wird die variscische Struktur- und Metamorphoseprägung des NW' saxothuringischen Beckens einem eigenständigen, SE-vergenten Falten- und Überschiebungsgürtel zugeordnet. Nach dem Modell der bivergenten Orogene bildet dieser nach SE propagierende Orogenkeil einen "Retrokeil" zum rhenohertzynischen "Prokeil" an der Mitteldeutschen Kristallinzone. Dabei wurzelt das basale Detachment des Retrokeils in der Subduktionszone des Rhenohertzynikums unter der Mitteldeutschen Kristallinzone und steigt nach SE kontinuierlich auf. Es endet blind unter dem NW-Rand der Münchberger Decken, die genetisch schon zu einem anderen kinematischen System gehören, dem von Franke (1984) beschriebenen, NW-vergenten Orogenkeil ("Prokeil") vor der Suture des Saxothuringikums mit dem Tepla-Barrandium.

Eine bilanzierte Profilkonstruktion des saxothuringischen Retrokeils quantifiziert die Verkürzungsbeträge der Deformationsinkremente. Die Abwicklung der grossdimensionalen Verfaltung des paläozoischen Schichtenstapels und der Vesser-Schuppe ergibt eine Mindestverkürzung von 10 %. Das Altpaläozoikum des Schwarzburger Sattels ist zusätzlich durch Internverformung (25 % durch Paratärfaltung und 29 % durch Strain) um 47 % verkürzt worden. In den Grauwacken des Unterkarbons beträgt die Verkürzung durch Internverformung 46 %, wobei die Schichtlängen zunächst durch Faltung um 55 % verkürzt und anschliessend durch penetrativen Scherstrain um 21 % gedehnt wurden. Die Paläobeckenbreite des NW' saxothuringischen Beckens lässt sich aus diesen Werten mit mindestens 131 km berechnen: es ist um mindestens 52 % auf seine heutige Breite von 63 km (NW-Rand der Vesser-Zone bis Göttengrüner Überschiebung) verkürzt worden.

INHALTSVERZEICHNIS

I. EINLEITUNG	3
1. Zielsetzung	3
2. Geologischer Rahmen des Arbeitsgebiets	7
3. Auswahl der Profiltraverse.....	8
4. Begriffsdefinitionen	9
II. DATENSYNTHESE	11
1. Stratigraphie.....	11
1.1. Proterozoikum.....	11
1.2. Kambrium.....	12
1.3. Kambroordovizium der Vesser-Zone	13
1.4. Ordovizium	14
1.5. Silur	15
1.6. Devon und tiefes Unterkarbon (Prä-Flysch)	15
1.7. Unterkarbon (variscischer Flysch)	16
2. Tektonisches Inventar	17
2.1. Prävariscische Gefüge.....	18
2.2. Gefüge der Hauptdeformation	19
2.2.1. Vesser-Zone	20
2.2.2. Schwarzburger Sattel.....	21
2.2.3. Teuschnitzer Mulde	22
2.2.3.1. Scherbox-Experimente zur Genese der Thüringer Falten	23
2.2.4. Bergaer Sattel (Interferenzzone).....	33
2.3. Crenulationsgefüge	34
2.4. Knickzonen.....	35
2.5. "Phyllitäreale" mit abweichender Gefügeprägung	36
2.5.1. Gräfenthaler Horst.....	36
2.5.2. Hirschberger Sattel	37
3. Analyse und Projektion von Strukturen aus der Kartenebene	40
3.1. Vesser-Zone und Übergang zur Mitteldeutschen Kristallinzone	41
3.2. Schwarzburger Sattel.....	43
3.3. Teuschnitzer Mulde	44
3.4. Bergaer Sattel.....	46
4. Thermobarometrie	49
4.1. Vesser-Zone	49
4.2. Schwarzburger Sattel.....	56
4.3. Teuschnitzer Mulde und Bergaer Sattel	63
5. Geochronologischer Rahmen	64
6. Geophysikalische Daten	66
6.1. Reflexionsseismik	66

6.2. Refraktionsseismik.....	70
7. Zusammenfassung der Deformations- und Metamorphose-geschichte.....	71
III. ZUSAMMENFASSUNG DER DATEN IM GEODYNAMISCHEN MODELL	75
1. Bestehende Modellvorstellungen.....	75
2. Das Retrokeil-Modell.....	77
3. Die Geometrie der Retrokeil -Spitze	81
3.1. Phyllitgebiet von Hirschberg-Gefell	82
3.2. Phyllitgebiet von Greiz-Elsterberg / Querprofil Greiz-Auerbach	85
3.3. Konsequenzen für die Profilkonstruktion.....	87
IV. PROFILBILANZIERUNG DES SAXOTHURINGISCHEN RETROKEILS	89
1. Konzept und methodische Grundlagen	89
2. Profilkonstruktion	90
2.1. Daten aus der Seismik.....	92
3. Profilabwicklung.....	95
3.1. Abwicklung der Großstrukturen.....	95
3.2. Abwicklung der Internverformung	96
3.3. Flächenabwicklung des präpaläozoischen Basements	100
V. ZUSAMMENFASSENDE DISKUSSION.....	101
1. Ergebnisse der bilanzierten Profilkonstruktion.....	101
2. Konsequenzen und offene Fragen.....	104
VI. LITERATUR	106
VII. ANHANG	117
1. Untersuchungsmethoden.....	117
2. Computerprogramme.....	117
3. Datentabellen.....	118
3.1. Abkürzungen.....	118
3.2. Projizierte Gefügedaten	119
3.3. Mikrosondenanalysen	121
3.4. Aufschlußverzeichnis	130
4. Fototafeln.....	131

I. EINLEITUNG

1. ZIELSETZUNG

Die vorliegende Arbeit widmet sich der quantitativen tektonischen Modellierung des NW' saxothuringischen Beckens, das im NW-Sporn der Böhmisches Masse aufgeschlossen ist. Dabei konzentrieren sich die Untersuchungen auf den W-Teil des Saxothuringikums in Thüringen und Franken (Abb. 1).

Das saxothuringische Becken ist Teil der mitteleuropäischen Varisciden, deren Gliederung in drei Zonen unterschiedlicher tektonometamorpher Prägung - Moldanubikum, Saxothuringikum und Rhenoherynikum - bereits von Kossmat (1927) vorgenommen wurde. Nach plattentektonischen Vorstellungen (Weber & Behr 1983, Matte 1986, Ziegler 1986, Franke 1989, Franke & Oncken 1990) entsprechen diese Zonen Kossmats Terranes oder Mikroplatten mit spezifischen geotektonischen Positionen innerhalb des variscischen Orogens (Abb. 1):

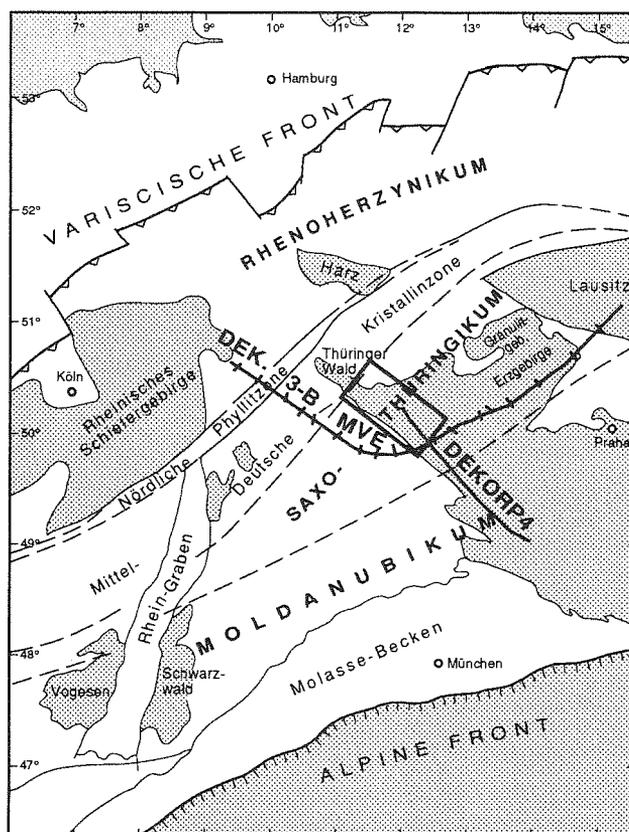


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte der mitteleuropäischen Varisciden mit Lage des Arbeitsgebiets (Rahmen) und der reflexionsseismischen DEKORP - Profile.

Innerhalb des Moldanubikums im S wird das Tepla-Barrandium mit seinen Plutoniten und hochmetamorphen Serien als tiefgründig erodierte Internzone des variscischen Orogens angesehen und nimmt eine Oberplattenposition zum Saxothuringikum ein. Das Saxothuringikum kann nach Flöttmann und Oncken (1992) und Oncken (in press) in eine deformierte, paläozoische Beckensequenz in Unterplattenposition zum Tepla-Barrandium (saxothuringisches Becken, Saxothuringikum i.e.S.), einen magmatischen Bogen bzw. aktiven Plattenrand in Oberplattenposition zum Rhenoherynikum (Mitteldeutsche Kristallizone nach Scholz 1930, Brinkmann 1948) und ein undeformiertes paläozoisches Becken im NW (Saar-Nahe-Becken) untergliedert werden (Abb. 2). Das Rhenoherynikum bildet mit seiner teleskopartig verkürzten jungpaläozoischen Schelfsequenz (von Winterfeld et al. 1994) den externen Falten- und Überschiebungsgürtel am Nordrand des Orogens.

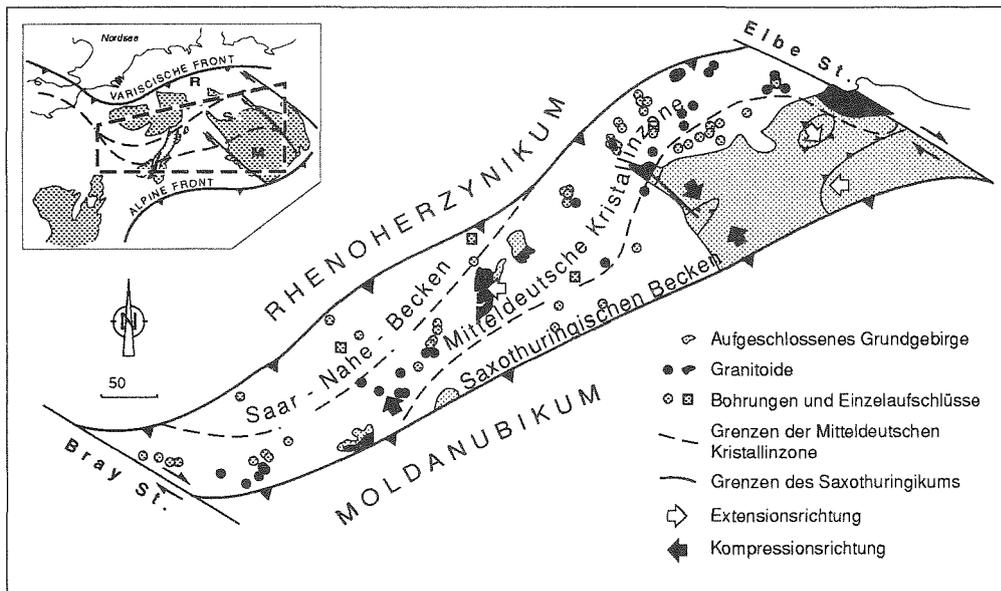


Abb. 2: Gliederung der Saxothuringischen Zone Kossmats (1927) in Saar-Nahe-Becken, Mitteldeutsche Kristallizone und Saxothuringisches Becken. Modifiziert nach Oncken (1996).

Das rhenoherynische Becken, dessen Bildung bzw. Absenkung im Devon ihr Maximum erreichte (Heinen 1996), gehörte dabei zum kontinentalen Schelf der laurasischen Platte. Das Saxothuringikum und Tepla-Barrandium zeigen dagegen bis in das obere Ordovizium hinein deutliche Verbindungen zu Gondwana. Die schon seit dem späten Kambrium aktiven Riftprozesse führten schließlich zur Abspaltung der armorikanischen Mikroplatte von Gondwana (Bachtadse et al. 1995). Sie driftete nach N und kollidierte dort mit dem laurasischen Schelf (rhenoherynische Becken). Die sukzessive Verschweißung der beteiligten Krustenfragmente erfolgte von SE nach NW an nach SE einfallenden Suturzonen und dauerte vom Unterdevon bis ins Oberkarbon.

In diesem Szenario der variscischen Orogenese zeigt das saxothuringische Becken einige herausragende, bislang unverstandene Merkmale. So ist dieses Krustenfragment, das durch seine interne Position im Gesamtorogen von zwei Seiten her eingeengt wird, kaum verdickt (Giese 1995). Geophysikalische Daten zeigen in der Reflexionsseismik unregelmäßige Kuppel- und Muldenstrukturen (DEKORP 3B/MVE-90 West, DEKORP 4) und belegen Anomalien in der Gravimetrie und Magnetik (Grosse et al. 1990, Wonik & Hahn 1990). Im NE' Saxothuringikum ist eine starke, synorogene Extension belegt, die zur Bildung metamorpher Kernkomplexe (Sächsisches Granulitgebirge, Erzgebirge) führte (Franke 1993).

Trotz des überregional herrschenden tektonischen Massentransports nach NW zeigt nur die SE-Hälfte des saxothuringischen Beckens (Fichtelgebirge, Vogtland und Teile des Frankenwalds) entsprechende NW-vergente Falten und Überschiebungen, deren prominentestes Beispiel der Münchberger Deckenstapel ist. Die NW-Hälfte des saxothuringischen Beckens (Thüringer Wald, Thüringer Schiefergebirge und Teile des Frankenwalds) zeigt dagegen mit rein SE-vergenten Falten eine regional bedeutsame Abweichung von der in den mitteleuropäischen Varisciden üblichen NW-Vergenz (Abb. 2). Dieser Bereich unterscheidet sich durch das weitgehende Fehlen von an der Erdoberfläche austreichenden Überschiebungen deutlich von der Strukturprägung typischer Falten- und Überschiebungsgürtel. Stattdessen ist der Strukturbau durch weitspannige Sättel und Mulden mit aufgesetzten Sekundärfalten gekennzeichnet.

Prinzipiell sind rückvergente Strukturen, deren Vergenz der übergeordneten tektonischen Transportrichtung eines orogenen Keils entgegengesetzt ist, in Falten- und Überschiebungsgürteln nicht ungewöhnlich. In den schwach- bis unmetamorphen Falten- und Überschiebungsgürteln der Varisciden zeigen sowohl Rhenoherynikum als auch Saxothuringikum solche rückvergenten Bereiche. In Analogmodellen orogener Keile entstehen Rückfaltungen und -überschiebungen bei Keilwachstum durch frontale Akkretion bevorzugt im hinteren, verdickten Orogenteil oder an Rampenpositionen größerer Überschiebungen (Huiqi et al. 1992, Lallemand et al. 1992, Mulugeta 1988 u.a.). Die Rückvergenzen im Rhenoherynikum (von Winterfeld 1994, Klügel 1995 mit Referenzen) und im SE' saxothuringischen Becken (Fichtelgebirge; Stein 1988) entsprechen in ihrer Position und Kinematik den Vorhersagen dieser Modelle. So kann die Deformationsgeschichte des SE' saxothuringischen Beckens als Folge der Subduktion des Saxothuringikums unter das Tepla-Barrandium interpretiert werden (Franke 1984, 1989, Stein 1988, Behrmann et al. 1991).

Die in der Literatur gängige Modellvorstellung, nach der das gesamte saxothuringische Becken durch eine nach NW gerichtete Krustenstapelung im Zusammenhang mit der Subduktion unter das Tepla-Barrandium deformiert worden sein soll (z.B. Franke 1984, DEKORP Research Group C 1994, Franke et al. 1995), läßt sich dagegen nicht mit den Ergebnissen der genannten Analogmodelle korrelieren. Einige grundlegende geologische Informationen sind mit diesen Modellvorstellungen unvereinbar: während im SE' Saxothuringikum noch deutliche Indikatoren für einen NW-gerichteten tektonischen

Transport vorliegen (Franke 1984, Stein 1988, Franke et al. 1995), so fehlen diese in der NW' Hälfte des Saxothuringikums völlig (vgl. z.B. Schroeder 1958, 1966b, Hofmann 1961, Paech 1966, Lambelet et al. 1967, Pfeiffer 1970, Franke 1984, Bankwitz 1968, Bankwitz & Bankwitz 1989). Allein schon die Größe dieses rein SE-vergenten Areal im NW' saxothuringischen Becken, das sich über rund 65 km senkrecht zum Streichen verfolgen läßt, ist mit den Vorhersagen durch Analogmodelle orogener Keile (s.o.) - besonders an deren Spitze (Franke et al. 1995) - nicht zu vereinbaren. Ein noch größerer Widerspruch liegt in der Beobachtung, daß Deformation und Metamorphose nach NW hin wieder zunehmen (z.B. von Gaertner 1933, Bankwitz & Schroeder 1962, Franke et al. 1995).

Es ist daher das Ziel der vorliegenden Arbeit, die Bedeutung der weitgehend unverstandenen, rein SE-vergenten Strukturdomäne im NW' saxothuringischen Becken zu untersuchen und in das geodynamische Szenario der mitteleuropäischen Varisciden zu integrieren.

Dazu erfolgt in einem ersten Schritt (Teil II) eine Zusammenstellung relevanter geologischer und geophysikalischer Daten, wobei weitgehend auf publizierte Daten zurückgegriffen wird. Die strukturgeologischen Gefügedaten wurden durch eigene Geländeaufnahmen ergänzt. Ferner wurden an Gesteinsdünnschliffen Mikrosondenanalysen durchgeführt, um durch Anwendung der Geothermobarometrie Hinweise auf die tektonometamorphe Überprägung der Gesteine und damit ihre Stellung im Orogenkeil zu erhalten. Die Bestandsaufnahme erfolgt entlang eines Querprofils durch den Bereich der rein SE-vergenten Hauptdeformation (vgl. Kap. 2 und Teil II, Kap. 3).

In einem zweiten Schritt (Teil III) wird ein geodynamisches Modell vorgestellt, das in der Lage ist, die vorliegenden Daten schlüssig zu integrieren. Das Hauptziel der Arbeit ist die quantitative Rekonstruktion des Krustenmodells in einer bilanzierten Profilkonstruktion, um Informationen über Ausgangsgeometrie, Verkürzungsgeschichte und -beträge dieses Orogenteils zu erhalten (Teil IV). Der Schwerpunkt liegt dabei auf der Bilanzierbarkeit im Krustenmaßstab.

In der abschließenden Diskussion (Teil V) wird die Bedeutung des Modells für die Kinematik des Saxothuringikums und der Varisciden generell diskutiert. Einige spezifische Merkmale des Saxothuringikums der klassischen Diskussion ("Thüringer Falten", "Untervorschiebungen", und "Phyllitareale") können im Rahmen des kinematischen Modells ebenfalls gedeutet und diskutiert werden.

2. GEOLOGISCHER RAHMEN DES ARBEITSGEBIETS

Das Arbeitsgebiet umfaßt die Umgebung einer Profiltraverse durch das nordwestliche saxothuringische Becken, das am äußersten W-Rand der böhmischen Masse im fränkisch-thüringischen Schiefergebirge aufgeschlossen ist (Abb. 1, 2, 3). Es ist der Bereich des saxothuringischen Beckens, der durchweg durch SE-vergente Falten gekennzeichnet ist und damit von der üblichen, NW-vergente variscischen Tektonik abweicht. Die SE-Grenze des Arbeitsgebiets ist durch den Übergang von rein SE-vergenten tektonischen Gefügen im NW zu vorherrschend NW-vergenter Tektonik im SE gegeben. Im Profilbereich (s.u.) liegt diese Strukturgrenze unmittelbar NW' der Basisüberschiebung des Münchberger Deckenstapels (Franke 1984; vgl. Kap. 2.3.4). Im SW ist das saxothuringische Grundgebirge durch die fränkische Linie begrenzt, die als Element der oberkretazischen Intraplattendeformation das Grundgebirge auf das mesozoische Deckgebirge aufschiebt. Im N und NW ist die Aufschlußgrenze durch diskordant auflagernde Sedimente des Perms (Zechstein-Transgression bzw. intramontane Rotliegend-Becken) gegeben (Abb. 3).

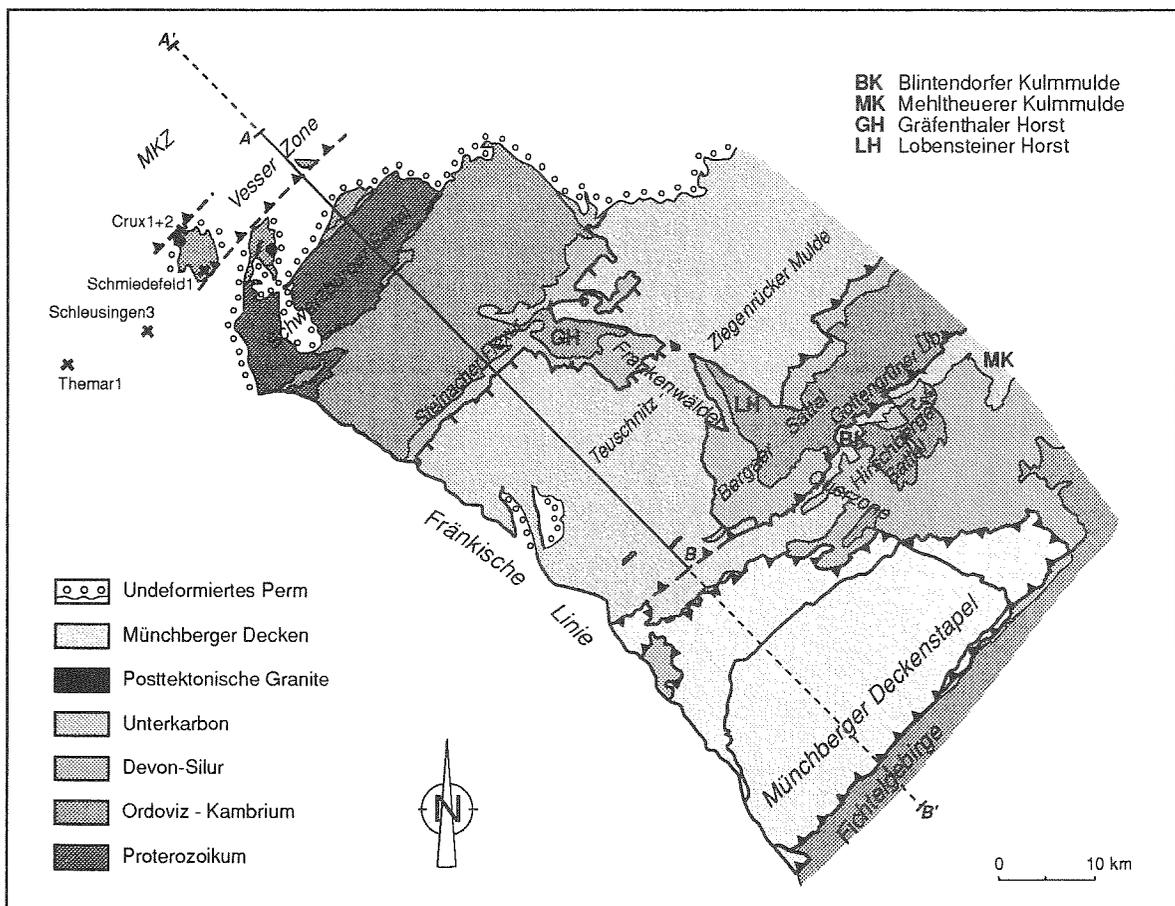


Abb. 3: Geologisch - tektonische Übersichtskarte des Arbeitsgebiets mit Lage des bearbeiteten (A' - B') bzw. bilanzierten Profils (A - B) und relevanter Bohrungen (Kreuze).

Das nordwestliche saxothuringische Becken ist in großdimensionale Sattel- und Muldenstrukturen gegliedert, die fast genau SW-NE streichen und eine Wellenlänge von 40-50 km aufweisen (Abb. 3). Im Streichen sind diese Faltenzüge mehr als 100 km weit zu verfolgen. Im äußersten NW liegen die ersten Aufschlüsse des saxothuringischen Beckens inselartig in die intramontanen Rotliegendensedimente des Thüringer Waldes eingebettet und werden als "Schiefergebirgsinseln von Schmiedefeld-Vesser" oder "Vesser-Zone" bezeichnet. Sie enthalten kambrische bis ordovizische Gesteine. Nach SE hin folgt der Schwarzburger Sattel mit proterozoischen bis altpaläozoischen Schichtenfolgen, dessen flache SE-Flanke an der Steinacher Flexur unter die Teuschnitz-Ziegenrücker Unterkarbon-Mulde abtaucht. Der Bergaer Sattel, der die Teuschnitz-Ziegenrücker Mulde im SE ablöst, bringt unterkarbonische bis ordovizische Gesteine an die Oberfläche und ist die letzte im Streichen lang aushaltende Großfaltenstruktur, bevor das Kartenbild im Übergangsbereich zum NW-vergenten Saxothuringikum deutlich komplexer wird. Nahe der Fränkischen Linie, die das variscische Grundgebirge im SW begrenzt und gegen triassische Deckgebirgsschichten versetzt, schließt sich hier der Münchberger Deckenstapel an. Weiter im NE grenzt der Bergaer Sattel gegen die Blindendorf-Mehltheuerer Kulmmulde, die wiederum zum altpaläozoischen Hirschberg-Gefeller Sattel und zum devonischen Vogtland vermittelt (Abb. 3).

Dieser Großfaltenbau wird von der Frankenwälder Querzone durchschlagen, die eine größere Horstzone darstellt (Abb. 3). Im NW macht sie sich erstmals durch eine intensive Querstörungstektonik an der SE-Flanke des Schwarzburger Sattels bemerkbar. SE' davon heben zwei Horstsollen, der Gräfenthaler und der Lobensteiner Horst, den altpaläozoischen Untergrund der Unterkarbonmulde heraus und trennen diese in die SW' gelegene Teuschnitzer und die NE' gelegene Ziegenrücker Mulde. Der Lobensteiner Horst setzt sich bis in den Bergaer Sattel fort und bewirkt dort ein plötzliches Abtauchen der ansonsten flachliegenden Sattelachse nach SW. Die Frankenwälder Querzone ist ebenfalls dafür verantwortlich, daß die Münchberger Gneise im NE abrupt abgeschnitten und gegen die basalen, altpaläozoischen Deckeneinheiten versetzt werden.

3. AUSWAHL DER PROFILTRAVERSE

Innerhalb dieses Rahmens richtet sich das Hauptaugenmerk auf die unmittelbare Umgebung einer Profiltraverse, die in etwa 12-15 km Entfernung zur Fränkischen Linie verläuft. Die Auswahl der Traverse orientiert sich am Verlauf des tiefreichenden seismischen Reflexionsprofils DEKORP 4 (Abb. 1 und 2) und reicht von den nordwestlichsten aufgeschlossenen saxothuringischen Gesteinen der Vesser-Zone bis in den Münchberger Deckenstapel (Abb. 3). Die Annahme ebener Verformung, eine der grundlegenden Bedingungen für die Profilbilanzierung, erfordert eine Profillinie parallel zur tektonischen Transportrichtung. Nach Woodward et al. (1989) liegt die tektonische Transportrichtung senkrecht zum Streichen größerer Überschiebungen und Faltenstrukturen. Elliotts Pfeil-und-Bogen-Regel (Elliott 1976) ist eine Erweiterung dieser Beobachtung. Das Profil sollte laterale

Diskontinuitäten und Querstrukturen meiden, da hier Materialtransfer quer zur Profilebene nahezu unvermeidbar ist.

Die gewählte Profiltraverse zwischen der grundgebirgsbegrenzenden Fränkischen Linie im SW und der Frankenwälder Querzone im NE entspricht diesen Bedingungen. Das Profil verläuft senkrecht zum Streichen und ist durch die Endkoordinate R4420000/H5620000 und einen Azimuth von 135° definiert. Um die Konfiguration des gesamten kinematischen Systems darzustellen, wurde die Profillinie nach NW und SE über die Grenzen des Retrokeils hinaus verlängert. Abb. 3 zeigt die Lage des aufgeschlossenen, bilanzierten Profils (durchgezogene Linie) und seine Verlängerung (gestrichelte Linie).

Somit konzentriert sich die Untersuchung auf einen ca. 20 km breiten Streifen, der zwischen der Fränkischen Linie im SW und der Frankenwälder Querzone im NE liegt. Die Strukturen in der horstartig herausgehobene Frankenwälder Querzone liefern dabei wichtige Informationen über die im Untergrund vorliegenden Verhältnisse. Im äußersten SE des Profils sind Informationen über die Konfiguration im Untergrund nur über eine faltenachsenparallele Projektion von Geländeinformationen jenseits der Frankenwälder Querzone zu erhalten, weswegen hier das Untersuchungsgebiet nach NE erweitert wurde und das Gebiet des Hirschberger Sattels mit einschließt (Abb. 3).

4. BEGRIFFSDEFINITIONEN

Der Begriff "Vergenz" wird nach Bell (1981) für die Kipp- oder Rotationsrichtung asymmetrischer Falten ohne Berücksichtigung der stratigraphischen Verjüngungsrichtung verwendet und ist ein rein deskriptiver Terminus (Abb. 4). Das "Facing" einer Falte ist dagegen die Richtung der stratigraphischen Verjüngung; nach Bell (1981) "die Richtung parallel zur Faltenachsenfläche, bei der man aus älteren in jüngere Schichtglieder gelangt" (Abb. 4).

In dieser Arbeit werden unter "SE-vergenten Falten" nur solche Falten verstanden, die nach Bell (1981) SE-vergent sind *und* SE-Facing haben (Abb. 4a). Im Gegensatz dazu werden Falten, die nach Bell (1981) zwar die gleiche Vergenzrichtung (nach SE), aber ein entgegengesetztes Facing (nach NW) haben, als "NW-tauchende Falten" bezeichnet (Abb. 4b). Demnach sind mit "SE-vergenten Gefügen" SE-vergente und SE-tauchende Falten mit den ihnen zugeordneten, cogenetischen Schieferungen gemeint, "NW-vergente Gefüge" umfassen NW-vergente und NW-tauchende Falten samt ihren Schieferungen. Da die vergent Falten im NW' Saxothuringikum fast immer mit einer deutlich asymmetrischen Ausbildung der Faltenschenkellängen einhergehen und regionale Verbreitung besitzen, können sie gleichzeitig auch als Indizien für die übergeordnete tektonische Transportrichtung angesehen werden (Hudleston & Lan 1993).

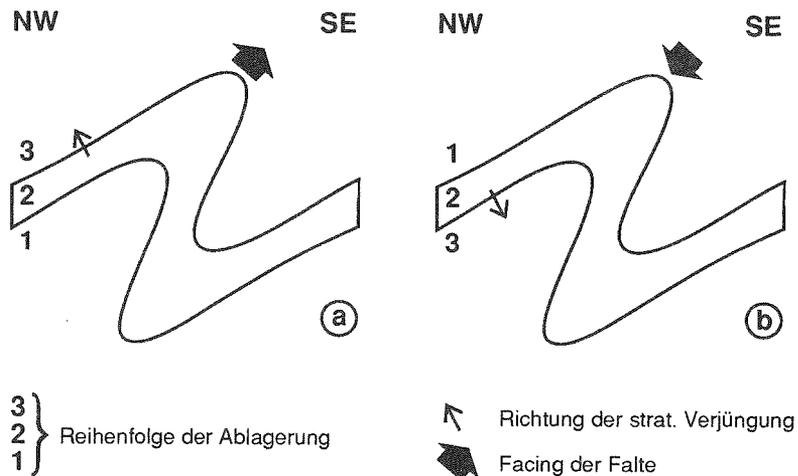


Abb. 4: Faltenvergenz und Faltenfacing. a) SE-vergente Falte, b) NW-tauchende Falte. Modifiziert nach Bell (1981).

Der Begriff "Saxothuringikum" wird im folgenden nur für das saxothuringische Becken verwendet, nicht für das gesamte Saxothuringikum Kossmats, das Mitteldeutsche Kristallinzone und Saar-Nahe-Becken einschließt.

Die Einfallwerte der Gefüge werden wie folgt bezeichnet: söhlig $\pm 0^\circ$, flach $1-40^\circ$, mittelsteil $41-60^\circ$, steil $61-89^\circ$, saiger $\pm 90^\circ$.

II. DATENSYNTHESE

1. STRATIGRAPHIE

Das saxothuringische Becken umfaßt eine nahezu komplette paläozoische Abfolge vom obersten Kambrium bis Unterkarbon, die auf einem weitgehend unbekanntem, vermutlich cadomischen Basement sedimentiert wurde. Im Schwarzburger Sattel begann die Sedimentation schon im Oberproterozoikum mit flyschartigen Sedimenten, bevor sich nach einer Sedimentationsunterbrechung im Kambrium (Linnemann & Buschmann 1995, Estrada et al. 1994) ein deutlicher Wechsel der sedimentären Fazies zur Schelfsedimentation abzeichnet. Gleichzeitig beginnt auch der im Ordovizium weitverbreitete bimodale Vulkanismus, der zusammen mit der anhaltenden siliziklastischen Schelfsedimentation für kontinentale Riftprozesse spricht (Bankwitz et al. 1994). Im Oberordovizium kommen in Verbindung mit der gondwanischen Sahara-Vereisung Dropstones zur Ablagerung. Im Silur und Devon zeichnet sich eine zunehmende Vertiefung des Ablagerungsraums durch thermische Subsidenz ab. Ausdruck hierfür ist eine geringmächtige, kondensierte Abfolge von tiefmarinen pelagischen Sedimenten, insbesondere Schwarz- und Kieselschiefern. Ein erneuter Dehnungsschub führte im Oberdevon zur Bildung von halbhorstartig herausgehobenen Schwellengebieten (Franke 1993) mit diskordant über der altpaläozoischen Abfolge abgelagerten Konglomeraten sowie tholeiitischen Basalten. Ab dem Unterkarbon zeigt schließlich die Schüttung von mächtigen Grauwackensequenzen die beginnende variscische Orogenese an.

Die folgende zusammenfassende Darstellung der stratigraphischen Einheiten ist, wo nicht anders zitiert, den Arbeiten von Bankwitz & Bankwitz (1995), Falk & Wucher (1995), Falk & Wiefel (1995), Schlegel (1995), Blumenstengel (1995), Pfeiffer et al. (1995) und Falk et al. (1995) entnommen.

1.1. Proterozoikum

Das prävariscische Basement ist im Kern des Schwarzburger Sattels aufgeschlossen. Nach Bankwitz und Bankwitz (1995) kann das gesamte Proterozoikum des Schwarzburger Sattels als durchgehender Sedimentationszyklus mit Vormacht von Tonschiefer-Grauwacken-Wechselagerungen angesehen werden. Es wird in eine liegende **Katzhütter Gruppe** mit Schnetter Folge und Großbreitenbacher Folge und eine hangende **Frohnberg-Gruppe** gegliedert. Über das gesamte Profil verbreitet kommen auch synsedimentäre Basitgänge sowie saure Extrusiva, Intrusiva und Tuffe vor. Eine K/Ar-Gesamtgesteinsdatierung eines synsedimentären Metarhyoliths in der Großbreitenbacher Folge ergab ein Alter von 790 ma (Watznauer 1966). In der Frohnberg-Gruppe weisen Acritarchenfunde auf spät-wendische Alter hin (Heuse 1990).

Da der innere Kern des Schwarzburger Sattels aber eine mutmaßlich schon cadomisch angelegte Mehrfachdeformation und eine höhere, grünschieferfazielle Metamorphose

aufweist, während die äußeren proterozoischen Schichtfolgen nur die regional weitverbreiteten variscischen Deformationsgefüge zeigen, ist mit einer Winkeldiskordanz innerhalb des Proterozoikums zu rechnen (vgl. auch von Gaertner 1933, Bankwitz und Bankwitz 1995). Diese Diskordanz ist im Gelände wegen gleichförmiger Lithologien und intensiver Faltung allerdings nicht eindeutig zu erkennen. Aufgrund von feintektonischen Kriterien (s. Kap. 2.2) wird die innerproterozoische Diskordanz in dieser Arbeit im SE zwischen Schnetter und Großbreitenbacher Folge, im NW jedoch erst zwischen Großbreitenbacher Folge und Frohnberg-Gruppe vermutet. Das cadomische Basement, wie hier definiert, entspricht daher nicht der metamorphen "Kernzone" von Gaertners (1933) und steht auch in gewissem Widerspruch zur stratigraphischen Gliederung nach Bankwitz & Bankwitz (1995). Die Mächtigkeit der postcadomischen Tonschiefer-Grauwacken-Abfolge, die im Prinzip schon als basale Sedimente des saxothuringischen Beckens angesehen werden können, ist demzufolge nur grob abschätzbar. Die Frohnberg-Gruppe ist nach Bankwitz & Bankwitz (1995) etwa 400 m mächtig, während die Großbreitenbacher Folge rund 600 m erreicht.

Im gesamten Proterozoikum weisen allgemein von S nach N abnehmende Korngrößen auf ein Liefergebiet im S hin, das aufgrund der anhaltenden Turbiditschüttungen als oberproterozoischer aktiver Plattenrand gedeutet werden kann (Bankwitz und Bankwitz 1995).

1.2. Kambrium

Die oberproterozoischen Turbiditsequenzen des Schwarzburger Sattels werden auf beiden Flanken konkordant (Söllig 1953) von den quarzitisch-pelitischen Sedimenten der **Goldisthal-Gruppe** überlagert (von Gaertner 1944, Falk 1964, Bankwitz 1970, Estrada et al. 1994). Sie beginnt mit basalen Quarziten und lokal felsischen Vulkaniten, besteht aber ansonsten im wesentlichen aus neritisch abgelagerten Siltschiefern (Falk 1964, Bankwitz 1970, 1977, Falk & Biewald 1990). Aufgrund der scheinbar kontinuierlichen Sedimentation wurde die Goldisthal-Gruppe von allen Autoren seit Söllig (1953) in das Kambrium eingestuft. Erst Estrada et al. (1994) konnten durch biostratigraphische Befunde nachweisen, daß im Schwarzburger Sattel fast das gesamte Kambrium (bis auf das höhere Oberkambrium) fehlt. Linnemann & Buschmann (1995) stufen die Goldisthal-Gruppe nach den Ergebnissen einer Wismut-Bohrung bei Gera und ihrer sequenzstratigraphischen Korrelation zum Anstehenden des Schwarzburger Sattels sogar in das Tremadoc ein, wo sie die Basis des Frauenbachquarzits (s.u.) bildet. Somit kann fast das gesamte Kambrium bis auf seine höchsten Anteile als sedimentärer Hiatus angesehen werden, in dem aber wegen der konkordanten Auflage der wiedereinsetzenden Sedimentation keine größeren tektonischen Bewegungen stattgefunden haben können. Für eine Schichtlücke spricht auch der abrupte Wechsel der sedimentären Fazies von den proterozoischen Turbiditsequenzen zu den neritischen Quarziten und Peliten des untersten Paläozoikums.

Sicher nachgewiesen werden konnten kambrische Schichtglieder in zwei Bohrungen im

Lobensteiner Horst SE' des Schwarzburger Sattels (Bohrungen Heinersdorf 1 und 2; Blumenstengel 1980). Auch deren stärker karbonatische Fazies deutet darauf hin, daß sich das saxothuringische Becken ab dem oberen Kambrium als kontinentaler Schelf auf oberproterozoischer kontinentaler Kruste zu entwickeln begann.

Die Mächtigkeit der Goldisthal-Gruppe beträgt nach Falk & Wucher (1995) rund 500 m. Ebenso sind auch die im Lobensteiner Horst erbohrten kambrischen Schichten, deren Liegendgrenze nicht durchteuft wurde, mindestens 500 m mächtig (Blumenstengel 1980).

1.3. Kambroordovizium der Vesser-Zone

Im äußersten NW des Thüringischen Schiefergebirges stehen am Übergang zur Rotliegendensenke des Thüringer Waldes die letzten Aufschlüsse variscischer Schiefer in einigen isolierten, inselartigen Vorkommen an (Schmiedefeld/Vesser, Ilmenau, Silbach und Ahlstädt). Sie sind lateral z.T. gut miteinander korrelierbar (Bankwitz et al. 1989) und wurden aufgrund ihrer grünschieferfaziellen tektonometamorphen Überprägung im Sinne einer die Mitteldeutsche Kristallinschwelle begleitenden Schieferhülle als "südliche Phyllitzone" (Scholtz 1930) bzw. "Synklinalzone von Vesser-Doberlug" (z.B. Bankwitz et al. 1989) bezeichnet. In der vorliegenden Arbeit wird der neutralere Terminus "Vesser-Zone" benutzt. Eingehende Untersuchungen der Vesser-Zone liegen von Bankwitz et al. (1989, 1994) vor, die als Grundlage für die folgende Zusammenfassung der Gesteinsabfolge dienen.

In der Vesser-Zone steht eine insgesamt ca. 1800 m mächtige vulkanosedimentäre Wechselfolge an, die sich in eine nördlich gelegene **Vesser-Serie** und eine sich südlich anschließende **Hundsrück-Serie** unterteilen läßt.

Die Vesser-Serie besteht aus MOR-Typ- und untergeordnet subalkalinen Basalten, intermediären Laven und Tuffen sowie Schwarzschiefern. Sie wird weiter in eine eher basische Rollkopf-Folge im N und eine eher intermediäre Neuwerk-Folge im S unterteilt. In die Rollkopf-Folge sind diskordante Gabbros intrudiert. Die basischen Vulkanite der Vesser-Zone können nach geochemischen Untersuchungen einem Backarc-Riftmilieu zugeordnet werden (Bankwitz et al. 1989, 1994).

Die Hundsrück-Serie ist aus Quarziten, Konglomeraten, Arkosen, Rhyolithen und Rhyolithtuffen aufgebaut. Sie wird anhand lithofazieller Vergleiche mit dem tremadocischen Frauenbachquarzit des Schwarzburger Sattels in das Unterordovizium gestellt, auch wenn endgültige radiometrische Datierungen oder Fossilfunde bislang noch ausstehen. Die lithofazielle Korrelation bleibt jedoch insofern unbefriedigend, als die Hundsrück-Serie im Gegensatz zum Frauenbachquarzit einen deutlich stärkeren vulkanischen Eintrag (Rhyolithe sowie deren Tuffe und Arkosen) aufweist, der dem Milieu eines kontinentalen Rifts entspricht, während der Frauenbachquarzit auf einem Kontinentalschelf zur Ablagerung kam.

Neue, noch nicht vollständig abgeschlossene Altersdatierungen an sauren Metavulkaniten beider Serien bestätigen die Einstufung der Vesser-Zone in das Kambroordovizium (Romer frdl. mdl. Mitt. 1996).

1.4. Ordovizium

Schichtfolgen des Ordoviziums streichen im Arbeitsgebiet an beiden Flanken des Schwarzburger Sattels sowie im Kern des Bergaer Sattels aus. In der Frankenwälder Querzone sind sie durch die horstartige Heraushebung des Untergrunds der Teuschnitz-Ziegenrücker Kulmmulde ebenfalls aufgeschlossen. Sie gehen überall konkordant und ohne Sedimentationsunterbrechung aus den oberkambrischen Sedimenten der Goldisthal-Gruppe hervor. Eine eingehende Beschreibung der ordovizischen Stratigraphie geben Falk & Wiefel (1995).

Das untere Ordovizium (Tremadoc bis unteres Arenig) besteht aus einer mächtigen Quarzit-Pelit-Wechselfolge mit lokal eingeschalteten Konglomeraten sowie gelegentlichen sauren und basischen Vulkaniten. Die Schichtenfolge beginnt mit der etwa 600 m mächtigen, quarzitischer betonten **Frauenbach-Gruppe**. Sie besteht aus zwei Quarzitpaketen (Oberer und Unterer Frauenbachquarzit), denen eine Quarzit-Pelit-Wechselfolge (Frauenbach-Wechselagerung) zwischengeschaltet ist. In der Wechselagerung kommen auch Bereiche mit konglomeratischer Fazies vor. Die Frauenbach-Gruppe wird von der mächtigen, eher pelitisch ausgeprägten **Phycoden-Gruppe** überlagert. Sie beginnt mit rein pelitischen Dachschiefern und entwickelt sich über die mächtigen, silt- bis feinsandstreifigen Phycodenschiefer zum hangenden Phycodenquarzit. Die Phycoden-Gruppe erreicht im Schwarzburger Sattel Mächtigkeiten von 2000 m. Im Bergaer Sattel ist die Mächtigkeit dieses Profilabschnitts mit 1000 m deutlich geringer. Das namengebende Spurenfossil *Phycodes circinatum*, Trilobitenfährten und hochenergetische Schichtungsgefüge belegen Flachwasserbedingungen für den frühordovizischen Schelf (Lützner & Mann 1988, Falk & Lützner 1991).

Die eingeschalteten Vulkanite kommen als Laven oder schichtparallele Intrusionen vor. Bei den sauren Vulkaniten sind auch begleitende Tuffe beschrieben worden (Johnsen 1909). Grobkörnigere Varietäten der sauren Intrusiva sind auf die Phyllitäreale von Hirschberg und Greiz (s. Kap. 3.2.5.) beschränkt ("Hirschberger Gneis", Schroeder 1958).

Das restliche Ordovizium (mittleres Arenig bis Ashgill) ist in der ca. 400 -500 m mächtigen **Gräfenenthaler Gruppe** enthalten. Sie ist durch mächtige, dunkle Pelitfolgen und zwei Eisenerzhorizonte mit Leitwert charakterisiert. Die Gräfenenthaler Gruppe (Arenig - Caradoc) beginnt mit dem oft nur linsenförmig vorhandenen, wenige m mächtigen unteren Erzhorizont. Er besteht aus chloritischen Trümmererzen, Roteisenerzen und Eisenchlorit-Schiefern (Ellenberg et al. 1992). Darüber folgt ein relativ homogenes, dunkles Tonschieferpaket, der Griffelschiefer. Der obere Erzhorizont schließt die Griffelschiefer ab und erreicht eine (unregelmäßige) Mächtigkeit von bis zu 40 m. Dieser Erzhorizont ist vorwiegend oolithisch ausgebildet. Der darüber folgende Lederschiefer (Ashgill) ist wieder relativ homogen und nahezu schichtungslos. Sein besonderes Merkmal ist das Auftreten diamiktitischer Gerölle, die in Zusammenhang mit der oberordovizischen Sahara-Vereisung durch driftende Eisberge freigegeben wurden und in das sonst homogen feinkörnige Sediment gelangten. Deutlich ist die glaziogene Prägung auch durch das Auftreten gekritzter

Geröllkomponenten belegt.

Trotz der noch flachmarin gebildeten Erzlagen macht sich im mittleren und oberen Ordovizium eine zunehmende Vertiefung bzw. Absenkung des Sedimentationsraums bemerkbar, die zu der tiefmarinen Fazies des Silurs vermittelt.

1.5. Silur

Die Ablagerungen des Silur werden in Thüringen auch als **Graptolithenschiefer-Serie** bezeichnet (Schlegel 1995). Es handelt sich um eine stark kondensierte, aber lückenlose Abfolge von zwei Horizonten mit Schwarzschiefern und Kieselschiefern (Unterer und Oberer Graptolithenschiefer) und dem dazwischengeschalteten Ockerkalk. Insgesamt ist das Silur nicht mächtiger als etwa 60-80 m. Die gesamte Abfolge ist durch eine reiche Graptolithenfauna gekennzeichnet, die eine gute stratigraphische Feingliederung ermöglicht (Schauer 1971). Beide Graptolithenschieferhorizonte zeichnen sich durch ein extrem euxinisches Sedimentationsmilieu aus, in der Alaunschiefer und - bei fehlendem klastischen Eintrag - biogene bzw. chemogene Sedimente (Lydite, Radiolarite, Phosphorite) zur Ablagerung kamen. Nur im Ludlow waren die anoxischen Bedingungen zeitweise etwas abgemildert, wie durch die Ablagerung des pelagischen, meist knollig - flaserig ausgebildeten Ockerkalks belegt ist.

1.6. Devon und tiefes Unterkarbon (Prä-Flysch)

Die Oberen Graptolithenschiefer aus dem Silur setzen sich weit in die Basis des Devons fort, so daß die Devon-Silur-Grenze ohne deutlichen lithostratigraphischen Einschnitt erfolgt. Sie liegt im unteren Teil der Oberen Graptolithenschiefer und ist international durch das erstmalige Auftreten von *Monograptus uniformis* definiert. Über dem Oberen Graptolithenschiefer, dessen devonische Anteile zunehmend sandig-karbonatische Bänder aufweisen, lagert konkordant der rund 20 m mächtige Tentakulitenknollenkalk. Er wird von zwei Kalksandsteinhorizonten mit Leitwert begleitet und kann anhand pelagischer Faunen in das hohe Gedinne bis untere Ems eingestuft werden. Dieser Abschnitt zeigt damit weiterhin eine stark kondensierte Abfolge mit sehr geringen Sedimentationsraten. Darüber folgen mit konkordanter Auflage pelagische Tentakulitenschiefer mit eingeschalteten Nereitenquarzit - Horizonten. Diese sind hauptsächlich im NW des Bergaer Sattels verbreitet und dort relativ mächtig (bis 150 m), weshalb ein Liefergebiet im NW angenommen wird. Die tonig bis siltigen Tentakulitenschiefer werden dem Ems zugeordnet, reichen aber auch noch bis in das unterste Mitteldevon (Eifel).

Das übrige Mitteldevon (Eifel und Givet) ist in den maximal 50 m mächtigen, sapropelitischen Schwarzschiefern enthalten. Sie sind im wesentlichen fossilfrei; nur am Top der Abfolge belegen Conodontenfunde (Gandl 1989) tiefstes Oberdevon (Frasne).

Im Oberdevon ist eine deutliche Faziesdifferenzierung des thüringischen

Beckens zu beobachten. Zwischen Bergaer Sattel und Vogtland folgen bis einige 100 m mächtige Vulkanite und deren Tuffe, die in ihrer Häufigkeit nach NW abnehmen und am SE-Rand des Gräfenthaler Horsts ausklingen. Neben Alkalibasalten und kontinentalen Tholeiiten (Wirth 1978, Werner 1981) kommen untergeordnet auch Keratophyre vor. Eng mit den basischen Vulkaniten verknüpft finden sich gelegentlich Kalksteine, die als embryonale Riffe auf Vulkanstümpfen aufgefaßt werden können, und vulkanosedimentäre Hämatiterze vom Lahn-Dill-Typ (von Gaertner 1942, Gräbe 1956, Wiefel 1976). Sowohl eingeschaltet als auch darüberlagernd sind Grobklastika, Grauwacken, Silt- bis Tonschiefer und Kieselschiefer häufig. Geröllspektren, Korngrößen und Mächtigkeitsverteilung der klastischen Sedimente deuten auf ein Liefergebiet entlang der Achse Stadtsteinach - Hirschberg - Greiz. Besonders typisch sind in diesem Bereich polymikte Konglomerate, deren Gerölle das gesamte Spektrum altpaläozoischer Gesteine Thüringer Fazies aus der unmittelbaren Umgebung aufweisen (Eigenfeld 1938). Demnach hat bereits im Oberdevon das gesamte altpaläozoische Profil und möglicherweise sogar kristallines Basement (Franke 1984) zur Erosion freigelegt, was eine winkeldiskordante Auflage des Oberdevons auf dem gesamten Altpaläozoikum zur Folge hat. Nach Franke (1993) verursachte ein Krustendehnungsschub im Adorf neben den erwähnten basischen Vulkaniten eine halbhorstartige Schollenkipfung, welche den Detritus für die oberdevonischen Grobklastika lieferten. Nach NW und SE nimmt die Korngröße kontinuierlich ab, so daß die oberdevonischen Sedimente an der SE-Flanke des Schwarzburger Sattels nur noch Siltkorngrößen erreichen (Gräbe et al. 1968). Auch ist hier keine Diskordanz zwischen Mittel- und Oberdevon mehr nachweisbar.

Die obersten Anteile des Frasne, das Famenne und das tiefste Unterkarbon werden von einer kondensierten Abfolge von Tonschiefern und Flaserkalken aufgebaut. Sie entsprechen einer karbonatischen Schwellenfazies mit pelagischen Faunen ("Kohlenkalk"- oder "Schleizer Fazies"). Durch die im Oberdevon entstandenen Reliefunterschiede weist das Profil in der Blintendorf-Mehltheurer Kulmmulde und am NW-Abfall des Bergaer Sattels stellenweise Schichtlücken und lokale Faziesvariationen auf. Im Unterschied dazu ist das feinstratigraphische Profil an der SE-Flanke des Schwarzburger Sattels recht einheitlich entwickelt. Hier kommen im höheren Oberdevon auch Quarzit-Leithorizonte vor, die eine insgesamt etwas klastischere Entwicklung markieren ("Saalfelder Fazies"). Der Übergang zwischen den beiden Faziesbereichen liegt im Bereich der Teuschnitzer Muldenachse, die gleichzeitig auch die NW-Grenze der Diabas-Verbreitung im Frasne (s.o.) ist.

Im mittleren und oberen Tournai kommt überall im fränkisch-thüringischen Schiefergebirge der alauureiche Rußschiefer zur Ablagerung, bevor es im Visé durch Zunahme der grobklastischen Anteile zur Sedimentation mächtiger Flysch-Sequenzen kommt.

1.7. Unterkarbon (variscischer Flysch)

Das gesamte Visé ist durch eine ca. 3000 m mächtige Grauwacken-Tonschiefer-Wechselagerung mit einigen eingeschalteten Quarzit- und Konglomerathorizonten repräsentiert (Wurm 1961). Es sind klassische Turbiditsequenzen, die als synorogene Flysche

zur variscischen Kollision des Tepla-Barrandiums mit dem SE-Rand des saxothuringischen Beckens angesehen werden können (Franke 1984). Darauf deuten die Geröllspektren der Grobklastika, Strömungsmarken und Faziesdifferenzierungen (Gräbe & Wucher 1967, Franke 1984), sowie die zeitliche Progradation der Flyschfront hin, die im Ebendorfer Paläozoikum südlich des Fichtelgebirges schon im Oberdevon nachgewiesen ist (Adam & Reuter 1981). Einzig das Teuschnitzer Konglomerat (s.u.) beinhaltet Hinweise auf ein Liefergebiet im NW (Eigenfeld 1933). Insgesamt werden die Turbiditsequenzen zum Top hin proximaler.

Die basalen Anteile der Abfolge bestehen aus Tonschiefern, die aufgrund ihrer strukturellen Überprägung oft als Dachschiefer ausgebildet sind. Darüber folgt eine Wechsellagerung von sandstreifigen "Bordenschiefen", Quarzithorizonten (z.B. "Wetzsteinquarzit"), Konglomerateinschaltungen mit Leitwert ("Wurstkonglomerat", "Schmiedsgrund-Konglomerat") und weiteren Ton- bzw. Dachschieferlagern. Diese liegende Abfolge wird als Lehestener Folge bezeichnet. Die darüberlagernde Teuschnitzer Folge besteht aus Tonschiefern und groben Grauwacken, deren Vorherrschaft zum Hangenden hin zunimmt. Dazwischen sind weitere Konglomerathorizonte eingeschaltet ("Teuschnitzer" und "Marienrother" Konglomerat). Die Lehestener Folge enthält nach Gandl (1981) fast das gesamte Visé. Nur der oberste Abschnitt, das Visé γ , wird durch die Teuschnitzer Folge repräsentiert.

2. TEKTONISCHES INVENTAR

Der tektonische Baustil des NW' saxothuringischen Beckens ist durch weitspannige Sättel und Mulden gekennzeichnet, deren Faltenlängen (=halbe Wellenlänge) ca. 20-40 km betragen. Dem Großfaltenbau sind SE-vergente Sekundärfalten mit einer Faltenlänge von etwa 0.5-1 km aufgesetzt. Sie sind ebenso wie der übergeordnete Faltenbau meist von gut ausgeprägter Zylindrizität und z.T. über mehrere 10er km im Streichen verfolgbar. Weitere Parasitär-falten erreichen Wellenlängen von wenigen Metern. Noch kleinere Faltenstrukturen (mikroskopische Kleinfältelung) werden mit zunehmender Metamorphose stärker.

Dieses Kapitel beschränkt sich auf die Beschreibung der Falten und Internstrukturen. Die Geometrie und Kinematik von streichenden, variscischen Störungen, die für die Konstruktion von Bedeutung sind, werden in den Kapiteln zur Strukturanalyse (Kap. 3) erörtert.

Detaillierte Analysen der Deformationsgefüge des SE-vergenten Falteingürtels im Saxothuringikum finden sich bei Bankwitz (1967, 1968), Bankwitz & Bankwitz (1988, 1989), Bankwitz & Schroeder (1962), Ellenberg (1964), Engels (1956), Hempel (1964), Hofmann (1961), Paech (1966), Pfeiffer (1970), Roßner (1974), Schroeder (1961, 1966a,b), Schroeder et al. (1965), Schwan (1958, 1968) und von Gaertner (1953, 1964). Die folgende Darstellung basiert zu großen Teilen auf den genannten Autoren, wurde zum Teil aber auch durch eigene Geländebeobachtungen modifiziert.

2.1. Prävariscische Gefüge

Bankwitz & Bankwitz (1995) beschreiben in der tiefsten angeschnittenen Einheit des Schwarzburger Sattels, der Schnetter Folge, drei prävariscische, ?cadomische Gefügerelikte. Die älteste Deformation ist in vereinzelt deformierten Geröllen erhalten und läßt eine nicht angeschnittene Diskordanz im präkambrischen Grundgebirge erwarten. Weiterhin haben Bankwitz & Bankwitz (1995) einen feinen Materialwechsel ("sa1") beobachtet, der um steile Achsen verfaltet und geschiefert wird ("sa2"). Alle weiteren Gefüge verfalten die prävariscischen Gefügerelikte und werden von den Autoren als variscisch eingestuft.

Im Kern des Schwarzburger Sattels ist als nächstjüngeres Gefüge ein tektonischer Lagenbau ausgebildet, der einen kuppelförmig aufgewölbten Schieferungssattel bildet und nach Bankwitz & Bankwitz (1989) mit zunehmender Entfernung vom Sattelkern in eine einfache, steil NW-fallende Transversalschieferung übergeht. Da die Transversalschieferung an den Flanken des Schwarzburger Sattels als 1. variscische Schieferung angesehen werden kann (Söllig 1953), halten Bankwitz & Bankwitz (1989) auch den kuppelförmig aufgewölbten tektonischen Lagenbau für die variscische s1. Dies führt jedoch zu unlösbaren geometrischen Widersprüchen (Abb. 5a,b). Außerdem ist der Lagenbau durch eine Schieferung verfaltet, die in Orientierung und Ausprägung exakt der 1. variscischen Schieferung der Sattelflanken entspricht (s. Kap. 2.2.2). Aus diesem Grunde wird der kuppelförmige Lagenbau von der Verfasserin noch als prävariscisch angesehen (Abb. 5c).

Dies erfordert das Vorhandensein einer intraproterozoischen Diskordanz, welche das Proterozoikum in ein prävariscisch (?cadomisch) deformiertes Grundgebirge und überlagernde, proterozoische Beckensedimente trennt, die erst von der variscischen Orogenese deformiert wurden. Die Lage der Diskordanz konnte im Gelände jedoch bis dato nicht direkt nachgewiesen werden. Sie ist nur indirekt über die Verbreitung der Gefügenerationen faßbar. Als Identifikationskriterium für das cadomische Basement wird das Vorhandensein einer polyphasen tektonischen Entwicklung mit weitgehender Auslöschung von Schichtungsgefügen gewertet, die über das Maß der üblichen variscischen Gefüge (s. Kap. 2.2-2.4) hinausgeht (Tafel 1 und Abb. 5c).

Demnach wird die innerproterozoische Diskordanz in dieser Arbeit innerhalb der Großbreitenbacher Folge vermutet. Im SE liegt die Diskordanz dabei eher basisnah, d.h. an der Grenze zur Schnetter Folge, im NW jedoch am Top der Großbreitenbacher Folge in der Nähe der Grenze zur Frohnberg-Gruppe (Tafel 1, Bild 1 und 2). Das cadomische Basement, wie hier definiert, entspricht daher nicht der metamorphen "Kernzone" von Gaertners (1933) und steht auch in gewissem Widerspruch zur stratigraphischen Gliederung nach Bankwitz & Bankwitz (1995).

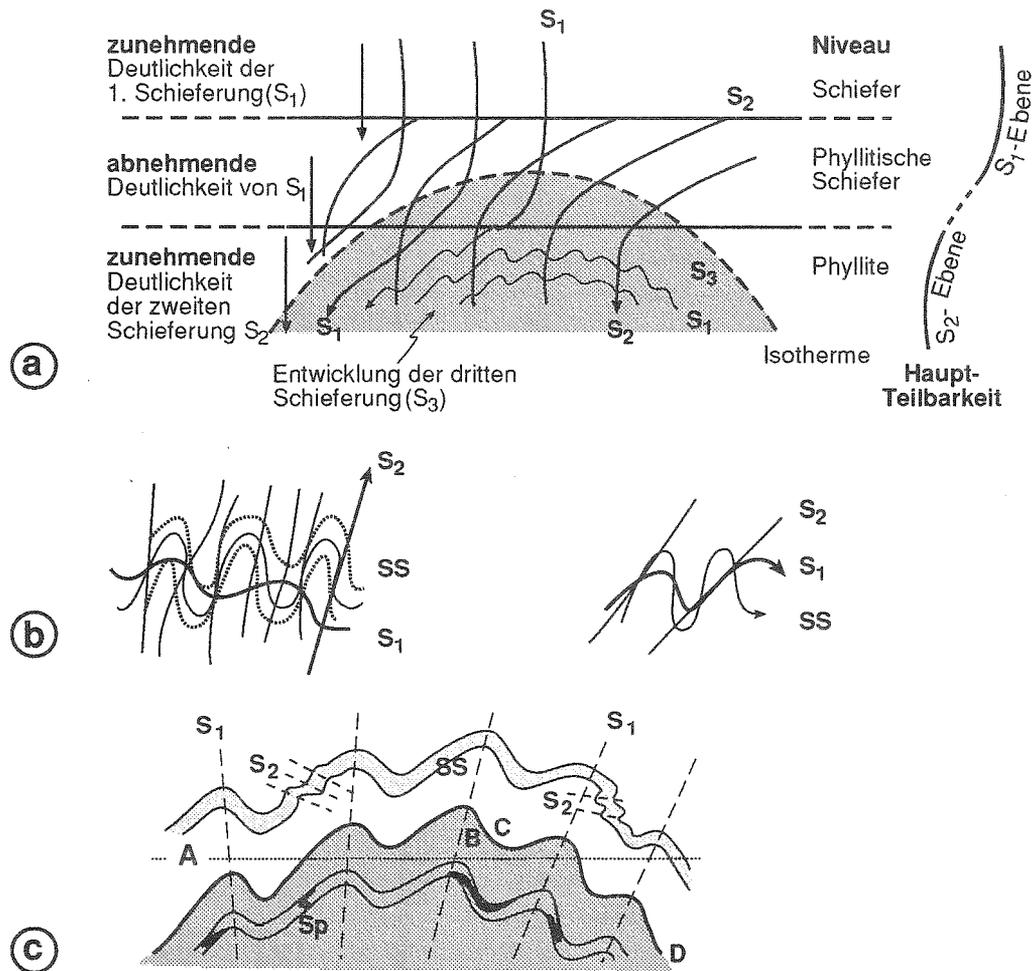


Abb. 5: Geometrische Korrelation der Gefügegenerationen im Proterozoikum des Schwarzburger Sattels. a) nach Bankwitz & Bankwitz (1989): s₁ - s₃ sind variscisch und in Orientierung und Charakter vom lithostratigraphisch-tektonischen Stockwerk abhängig. Jedoch ist bei s₁ der Übergang von steilem zu flachem Einfallen ohne geometrischen Widerspruch nur auf einer Sattelflanke möglich. b) Prinzipieller Zusammenhang zwischen ss, s₁ und s₂ in den Phylliten des Sattelkerns aus der gleichen Arbeit von Bankwitz & Bankwitz (1989). Die Beziehung zwischen ss und s₁ ist geometrisch nicht nachvollziehbar. c) Neuinterpretation der Gefügegenerationen (schematisch). sp = prävariscische Gefüge, D = intraproterozoische Diskordanz, ss = Schichtung, s₁ = erste variscische (Haupt-) Schieferung, s₂ = zweite variscische (Crenulations-) Schieferung.

2.2. Gefüge der Hauptdeformation

Die Gefüge der ersten, SE-vergenten variscischen Faltung und Schieferung sind die prägenden Gefügeelemente des gesamten NW' Saxothuringikums und werden deshalb in dieser Arbeit als Hauptdeformation bezeichnet. Sie lassen sich von der Vesser-Zone im äußersten NW bis zur Front der Münchberger Decken im SE des Arbeitsgebietes verfolgen.

Die erste Schieferung s_1 liegt in weiten Bereichen parallel zur Faltenachsenfläche der B1-Falten. Davon ausgenommen sind die Bereiche Teuschnitz-Ziegenrucker Mulde und NW-Flanke des Bergaer Sattels, in denen die Schieferung in der Kartenebene rechtsdrehend um bis zu 10° von der Lage der Faltenachsenfläche abweicht und somit jünger sein muß als die Erstanlage der Faltung (Schroeder 1966a). Der Übergang zwischen faltenachsenflächenparalleler und nicht faltenachsenflächenparalleler Schieferung ist nicht scharf faßbar, vollzieht sich aber im Bereich der Steinacher Flexur, an der das Altpaläozoikum unter das Karbon der Teuschnitzer Mulde abtaucht.

S_1 fällt fast immer nach NW ein. Einzig in der Vesser-Zone, in der s_1 nahezu saiger steht, kann steiles SE-Fallen der Schieferung vorkommen. Ansonsten variiert der Einfallwinkel in Abhängigkeit von der Lage des Faltenspiegels und der Vergenz der Falten: bei flach einfallendem Faltenspiegel und nur schwach SE-vergenten Falten steht s_1 steil (z.B. an der SE-Flanke des Schwarzburger Sattels), bei stärkerem Abtauchen des Faltenspiegels und/oder stärkerer Vergenz der Falten wird s_1 deutlich flacher (z.B. an der Steinacher Flexur).

Nachfolgend soll die leicht variierende Ausprägung der Hauptdeformationsgefüge in den verschiedenen Baueinheiten des Arbeitsgebietes etwas detaillierter charakterisiert werden.

2.2.1. Vesser-Zone

In der "Schiefergebirgsinsel" von Schmiedefeld-Vesser ist die Ausprägung der Deformationsgefüge stark von der vorherrschenden Lithologie abhängig. In der nördlich gelegenen Vesser-Serie, die im wesentlichen von mächtigen basischen bis sauren Vulkanitsequenzen aufgebaut wird, ist die Hauptdeformation durch eine im Mittel steil ($70-90^\circ$) NNW-fallende, meist schichtparallele Hauptschieferung s_1 charakterisiert. Die Schichtung ist dabei meist noch gut bis sehr gut erhalten. In pelitischen Zwischenlagen ist der Winkel zwischen Schichtung und Schieferung deutlich größer (Tafel 2, Bild 1); eine enge Faltung der Sedimente im Meter- bis Dekameter-Maßstab ist angedeutet. Der von Bankwitz et al. (1989) postulierte offene Großfaltenbau für die gesamte Vesser-Zone konnte allerdings weder im Gelände noch vom Kartenbild her nachvollzogen werden (s.a. Kap. 3.1).

In basischen Vulkaniten ist die Hauptschieferung s_1 durch foliationsparallel eingeregelter Hornblenden und Chlorite (Tafel 2, Bild 4), in sauren Vulkaniten durch foliationsparallele Hellglimmer, Biotite und/oder Chlorite sowie dynamische Quarzrekristallisation gekennzeichnet (Tafel 2, Bild 5). Über das gesamte Profil verteilt gibt es zudem immer wieder dm- bis dekameterbreite Zonen mit deutlicher, s_1 -paralleler Mylonitisierung (Tafel 2, Bild 3 und 6). Die Mylonite zeigen meist ein mittelsteil nach ENE einfallendes Streckungslinear. Besonders Mylonite saurer Vulkanite haben zusätzlich häufig auch kataklastische Gefüge mit spröden Rissen senkrecht zu diesem Streckungslinear (Tafel 2, Bild 6), die als spätes Inkrement der gleichen Bewegung gedeutet werden können. In einem benachbarten Aufschluß

konnten auch aufschiebende Scherbandgefüge beobachtet werden (Tafel 2, Bild 3). Aus beiden Beobachtungen ergibt sich ein schräg S-aufschiebender Bewegungssinn mit sinistraler Komponente.

Von diesem Schema weicht eine schmale, maximal 1 m breite Mylonitzone ab, die innerhalb einer mittelkörnigen, jüngeren Gabbrointrusion auftritt (Aufschluß V2, s. Anhang 3.4). Sie entwickelt sich sukzessive aus dem undeformierten Nebengestein, wird aber gleichzeitig vom undeformierten Gabbro selbst wieder geschnitten (Tafel 5, Bild 1). Offensichtlich erfolgte die Platznahme des Gabbros in mehreren Schüben, so daß ältere Teilkörper durch nachfolgende Intrusionen duktil verformt wurden. So weist der Gabbromylonit im Gegensatz zu den oben beschriebenen, schrägaufschiebenden Linearen ein feines Streckungslinear parallel zum Streichen auf, das mit maximal 15° nach WSW einfällt und einen dextralen Schersinn zeigt (Tafel 5, Bild 2). Dieses Linear konnte sonst nur noch in einem weiteren, metarhyolitischen Aufschluß (V18) in unmittelbarer Nähe des Gabbromylonits beobachtet werden. Dort liegen sowohl dextrale als auch sinistrale Schersinnindikatoren vor. Vermutlich wurde also auch das Nebengestein von der synmagmatischen Deformation erfaßt und - im Fall saurer Vulkanite - duktil verformt.

Die Sedimente der Hundsrück-Serie, die sich im Süden an die Vesser-Serie anschließen, sind deutlich stärker deformiert als vergleichbare Lithologien der Vesser-Serie (vgl. Tafel 2, Bild 1 und 2). Pelite und feingeschichtete Psammite sind in der Hundsrück-Serie in Phyllite und Quarzphyllite umgewandelt, bei denen die Schichtung durch isoklinale Verfaltung in einen schichtparallelen tektonischen Lagenbau mit Hellglimmerneuspaltung umgewandelt wurde. Dieser Lagenbau (s1) fällt im Mittel steil nach SSE oder NNW und wird von einer zweiten, flachliegenden Schieferung mit wechselndem Einfallen im dm-Maßstab verfaltet. Die kompetenteren Vulkanite und Konglomerate unterscheiden sich in ihrem Deformationsstil dagegen nicht wesentlich von der Vesser-Serie und zeigen nur eine einzige, wenn auch straffe Hauptschieferung s1. Der Übergang von der schwach deformierten Vesser- zur stärker beanspruchten Hundsrück-Serie ist durch mehrere Mylonitzonen überprägt und vollzieht sich an der SE-Grenze einer kompetenten Vulkanitfolge (Neuwerk-Folge). Es konnte daher nicht sicher festgestellt werden, ob die Deformationszunahme kontinuierlich ist oder sich sprunghaft an einer der Mylonitzonen vollzieht.

2.2.2. Schwarzburger Sattel

Im Proterozoikum des Schwarzburger Sattels ist die variscische Hauptdeformation durch enge, leicht SE-vergente Falten im dm- bis km-Maßstab charakterisiert (Tafel 3, Bild 2). Die Falten haben einen Öffnungswinkel von etwa 20-30° und entsprechen nach der Klassifizierung von Ramsay & Huber (1987) der Klasse der "similar folds" (Bankwitz & Bankwitz 1989). Dieser b1-Faltung ist eine penetrative, faltenachsenflächenparallele Schieferung s1 mit massiver Neuspaltung von Hellglimmer zugeordnet. Sie fällt im Mittel

mit 50-70° nach NW ein (Tafel 3, Bild 4). Auf der NW-Flanke des Schwarzburger Sattels finden sich vereinzelt steil NE-fallende Mineralstreckungslineare auf den Schieferflächen (z.B. Aufschluß S36, s. Anhang 3.4), die die gleiche Orientierung besitzen wie die mylonitischen Streckungslineare der Vesser-Zone. Abgesehen davon stehen im Schwarzburger Sattel keine weiteren kinematischen Indikatoren zur Verfügung.

Die Faltung wird mit zunehmender Entfernung vom Scheitel des Schwarzburger Sattels offener. In den ordovizischen Sedimenten an beiden Flanken des Schwarzburger Sattels beträgt der Öffnungswinkel der Falten nur noch etwa 100-120° (Tafel 3, Bild 1). An der SE-Flanke des Schwarzburger Sattels vollzieht sich im Ausstrichbereich der ordovizischen Phycoden-Gruppe außerdem eine deutliche Veränderung des Schieferungscharakters. Die s1-parallele Neuspaltung von metamorphem Hellglimmer, die im Kernbereich und an der NW-Flanke des Sattels überall zu lichtoptisch deutlich sichtbaren Hellglimmerkristallen oder -geweben geführt hat (Tafel 3, Bild 4 und 5), läßt nach SE hin rasch nach und wird von mehr oder weniger penetrativen Drucklösungssäumen abgelöst (Tafel 3, Bild 6). In weiten Teilen der ordovizischen SE-Flanke sind neugebildete, metamorphe Hellglimmer mit normalen lichtoptischen Methoden nicht mehr nachweisbar bzw. nicht mehr von passiv rotierten detritischen Hellglimmern zu unterscheiden.

In einigen Aufschlüssen des proterozoischen Basements finden sich Falten, die sich in ihrer Geometrie von den oben beschriebenen "D1"-Gefügen unterscheiden. Sie treten ausschließlich an der NW-Flanke des Schwarzburger Sattels im Ausstrichbereich der Großbreitenbach-Folge auf. Es handelt sich um fast reine Biegegleitfalten mit steilen, teils nach NW, teils nach SE einfallenden Faltenachsenflächen. Die Faltenzüge sind oft disharmonisch (Tafel 3, Bild 3) und verfallen einen älteren Lagenbau mit isoklinalen, vermutlich prävariscischen Intrafolialfalten. Sie werden ebenso von der jüngeren Crenulationsschieferung (vgl. Kap. 2.3) geschnitten und verfalltet wie D1. Die genetische Zuordnung dieser Falten ist nicht ganz eindeutig. Möglicherweise sind sie cogenetisch zur relativ späten Heraushebung des Schwarzburger Sattels angelegt worden.

2.2.3. Teuschnitzer Mulde

In der Teuschnitzer Mulde und ihrer streichenden Verlängerung nach NE, der Ziegenrücker Mulde, ist die Deformation durch offene bis enge, deutlich SE-vergente und asymmetrische Falten gekennzeichnet (Tafel 4, Bild 1 und Abb. 6). Der SE-fallende Schenkel dieser Falten ist in Bezug auf den NW-fallenden Schenkel meist um das 2- bis 3-fache verdickt und verkürzt. Häufig ist dieser verdickte Faltschenkel auch überkippt, so daß er steil nach NW einfällt. Demgegenüber erscheint der flach NW-fallende Schenkel gelängt und ausgedünnt. Dieser Falten Typ wird in der deutschsprachigen Literatur als "Thüringer Falten" oder "Thüringer Falten Typ" bezeichnet (Schwan 1958, 1968, Engels 1956, Behrens 1965, 1981).

Zusätzlich zu den Falten ist eine Schieferung ausgebildet, die sehr unterschiedlich entwickelt sein kann. Es gibt Aufschlüsse, wo die Schieferung makroskopisch und mikroskopisch fehlt, auch wenn sie sonst meist durch mehr oder weniger penetrative Drucklösungssäume und eine mechanische Einregelung der Phyllosilikate in die Schieferungsebene gekennzeichnet ist (Tafel 4, Bild 3). In den meisten Aufschlüssen ist die Schieferung auch deutlich an kompetenteren Lagen gebrochen (Tafel 4, Bild 2 und Abb. 6). In der Nähe der Frankenwälder Querzone ist sie zusätzlich durch Hellglimmerneusprossung gekennzeichnet (Schroeder 1966a).

Die Schieferung liegt im Gegensatz zum Schwarzburger Sattel meist nicht parallel zu den Faltenachsenflächen der Faltung. Die Spur der Schieferung weicht sowohl in der ac-Ebene als auch im Kartenbild deutlich von der Spur der Faltenachsenfläche ab und ist somit nachweislich jünger als die Faltung (Lorenz 1957, Hofmann 1961, Hempel 1964, Schroeder et al. 1965, Schroeder 1966a). Dennoch ist die Schieferung unmittelbar an die Geometrie der Falten geknüpft und offensichtlich sogar für die Verdickung bzw. Ausdünnung der Faltenschenkel verantwortlich (Engels 1956, Behrens 1981). Die Ausdünnung des flach NW-fallenden Schenkels geht oft so weit, daß diese Faltenflanke völlig unterdrückt und durch eine Störung ersetzt wird, an denen der Bewegungssinn immer abschiebend ist. Diese Abschiebungen werden in der Literatur über das Thüringer Schiefergebirge als "Aufbruchsstörung", "Schwarte" (Begriff aus dem Dachschieferbergbau, Engels 1957) oder "Untervorschiebung" (Schwan 1958, 1968) bezeichnet.

Das Problem der Thüringer Falten und Schwarten liegt in dem scheinbaren Widerspruch, daß während der variscischen Orogenese in der gleichen Orientierung gleichzeitig Einengung (Faltung) und Dehnung (Abschiebungen) wirksam gewesen sein müssen. Franke (1984) sieht in den Schwarten deshalb echte Abschiebungen, die mit der Faltung selbst nichts zu tun haben und erst spät- bis postorogen entstanden. Allerdings zeigen schon Engels (1956, 1957) und Behrens (1981), daß die Schwarten als "akzentuierte Schieferflächen" die gleiche Orientierung und Kinematik besitzen wie die Schieferung und somit eindeutig genetisch an die Falten bzw. ihre Schieferung geknüpft sind. Aus diesem Grund werden die Abschiebungen in dieser Arbeit der Hauptdeformation zugerechnet. Die kinematische Deutung der Abschiebungen als "Untervorschiebungen" (Schwan 1958) löst das Problem der gleichzeitigen Einengung und Dehnung allerdings nicht wirklich und ist auch mechanisch kaum realisierbar (vgl. Franke 1984). Da die korrekte kinematische Interpretation der Thüringer Falten Bedeutung für die spätere Profilbilanzierung (Teil IV) hat, soll an dieser Stelle noch einmal versucht werden, der Genese dieses Faltentyps auf den Grund zu gehen.

2.2.3.1. Scherbox-Experimente zur Genese der Thüringer Falten

Entscheidend für das Verständnis der Faltengese ist unter anderem die Kinematik der sie begleitenden Schieferung. Die Schieferung liegt im Thüringer Faltentyp nicht parallel zur Faltenmittelebene, sondern fast parallel zum normalgelagerten, NW-fallenden Faltenschenkel,

während sie den steilen, SE-fallenden Schenkel in hohem Winkel schneidet (Abb 6a). An kompetenten Bänken wird sie gebrochen. Auffallend ist, daß der Bewegungssinn an den Schieferungsflächen im normalen Schenkel abschiebend, im überkippten Schenkel aufschiebend ist (Abb. 6a). An den Schieferungsbahnen hat ein Materialtransfer stattgefunden, der zur Verdickung bzw. Ausdünnung der Faltenschenkel geführt hat. Engels (1956) führte Verdickung und Ausdünnung dagegen ausschließlich auf abschiebende Bewegungen zurück. Ob die Schieferung auf- oder abschiebend ist, dürfte von ihrer Raumlage in Bezug auf das lokale Strainfeld abhängig sein.

Denkt man sich eine durch Top-nach-SE-gerichtete einfache Scherung (simple shear) entstandene Strain-Ellipse über einer Thüringer Falte im ac-Schnitt, so erkennt man, daß der verkürzte und verdickte Schenkel der Falte genau im Verkürzungssektor der Strain-Ellipse liegt, während der ausgedünnte und gelängte Schenkel mehr oder weniger der Streckungsachse entspricht (Abb. 6b). Ebenso läßt sich auch die Schieferung samt ihrer Kinematik durch die simple-shear-Strainellipse erklären: so agiert die Schieferung als Aufschiebung, wenn sie der Riedel-1-Scherfläche angenähert ist - durch Schieferungsbrechung ist das oft an steilen oder überkippten Schenkeln der Fall -, und als Abschiebung, wenn sie, wie im NW-fallenden Schenkel, der Riedel-2-Scherfläche angenähert ist (Abb 6).

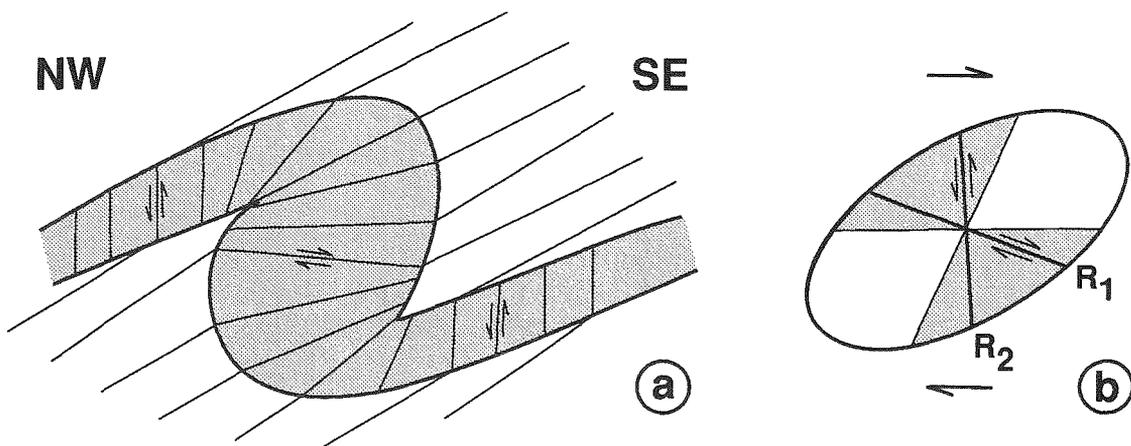


Abb. 6: a) Schieferungskinetik einer Thüringer Falte, basierend auf einer Beschreibung von Behrens (1956). Grau: kompetente Grauwackenbank, weiß: inkompetente Tonschiefer. b) Simple-Shear-Strainellipse mit Riedel-Scherflächen R1 und R2. Gepunktet: Verkürzungssektor, weiß: Streckungssektor.

Diese Beobachtung legt den Schluß nahe, daß der Thüringer Faltentyp in einem Regime einfacher Scherung gebildet bzw. modifiziert wurde. Vermutlich wurden zunächst offene, aufrechte Biegegleitfalten angelegt (Hofmann 1961, Franke 1984), deren Faltenschenkel

dann anschließend in den Verkürzungs- bzw. Streckungssektor der simple-shear-Strainellipse gerieten und dadurch überformt wurden. Dieser Deutungsansatz wird im Prinzip schon bei Hofmann (1961) und Behrens (1965) erwähnt und erfolgt in Anlehnung an die Analyse asymmetrischer Falten von Breddin & Furtak (1963). Die Idee wurde jedoch von den Autoren nicht weiter verfolgt. Daß die Geometrie der Thüringer Falten in einer zweiphasigen Entwicklung - erst Biegegleitfaltung, dann die Überprägung durch penetrativen Strain - entstand, wird auch durch die Beobachtung gestützt, daß die Schieferung, die immer ein Resultat penetrativen Strains ist, jünger ist als die Faltung (Lorenz 1957, Hofmann 1961, Hempel 1964, Schroeder et al. 1965, Schroeder 1966a).

Die finite Verformungsgeometrie von unter einfacher Scherung deformierten Gefügeelementen kann mit einer Scherbox (z.B. Ramsay & Huber 1983) modelliert werden (Abb. 7). Mit diesem Hilfsmittel wurde in einer Reihe von Scherbox-Experimenten versucht, die mögliche Genese der Thüringer Falten künstlich nachzustellen. Dazu wurden verschiedene Faltenzüge als mögliche Ausgangsgeometrien festgelegt und einer einfachen Scherung unterworfen.

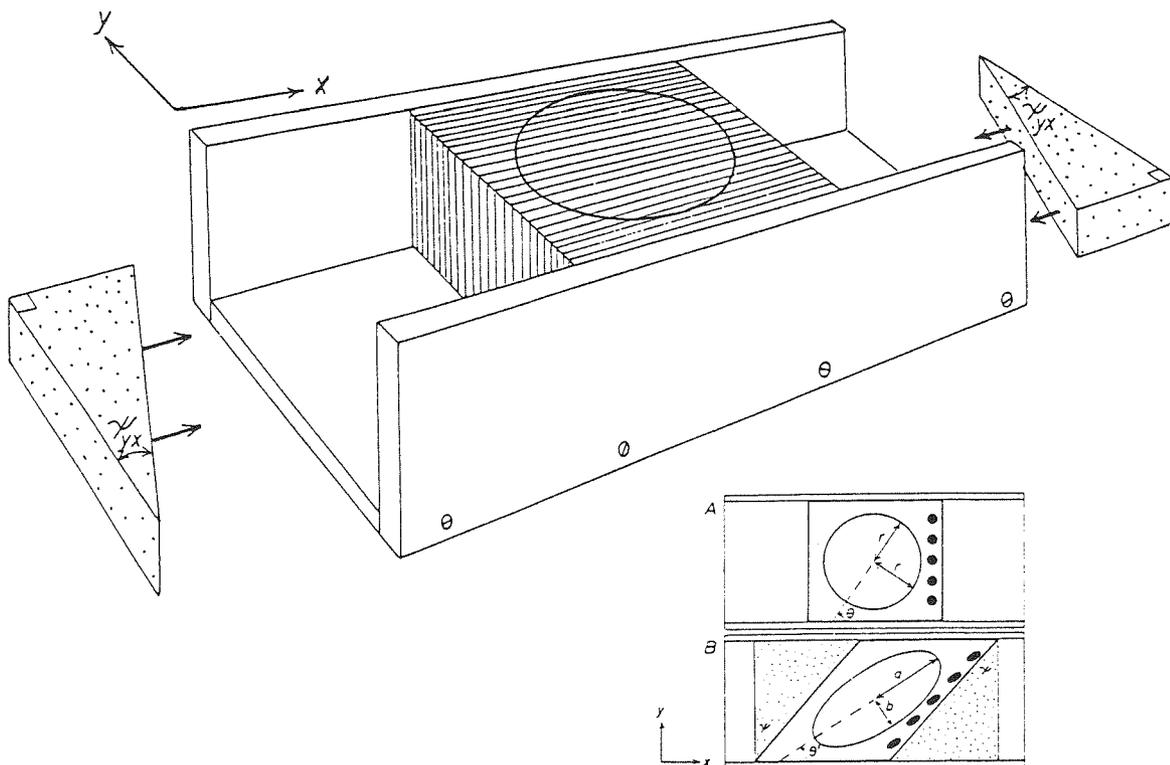


Abb. 7: Scherbox nach Ramsay & Huber (1983). Oben: mechanisches Prinzip der Scherbox mit Gleitflächen parallel zur Hauptscherrichtung (Kartenstapel - Analog) und Scherwinkel $\psi_{y,z}$. Unten: resultierende Deformationsgeometrie mit initialem Radius r , finitem Strain $R_s = a/b = (r+e_1)/(r+e_2)$, Scherwinkel ψ und Rotationswinkel θ .

Die verwendete Scherbox ist elektronischer Natur (SHEAR3, A. Klügel 1994) und basiert auf den Strain-Algorithmen nach Ramsay & Huber (1983). Von den gewünschten Ausgangsgeometrien wurden Zeichnungen angefertigt, digitalisiert und in SHEAR3 eingelesen. Die Scherebene entspricht dabei der (horizontalen) Erdoberfläche. In alle Ausgangsgeometrien wurde zusätzlich ein Kreis als Strainmarker eingefügt, an denen der finite Strain zu jedem Deformationsinkrement direkt abgelesen werden kann. SHEAR3 erlaubt beliebige Kombinationen von einfacher Scherung in 1° - oder 10° - Schritten des Scherwinkels ψ , reiner Scherung in 0.01- oder 0.1-Schritten der Streckung ($1+e$), und einfacher Körperrotation in 1° - oder 10° -Schritten des Rotationswinkels θ .

In der Scherbox wird die Verformung durch Gleitung parallel zur Hauptscherrichtung akkomodiert. In Wirklichkeit wird die resultierende Geometrie jedoch durch sehr viel komplexere Verformungsinkremente erreicht (Ramsay & Huber 1983), weshalb die Scherbox nur die geometrischen Veränderungen (Verkürzung oder Streckung) gegebener Ausgangsgefüge vorhersagen kann. So können die Abschiebungen oder Schwarten, die als Riedel-2-Scherflächen der Strainellipse interpretiert werden (Abb. 6), mit der Scherbox nicht modelliert werden. Auch bei Deformationseffekten, die durch Kompetenzkontraste an Schichtgrenzen entstehen, versagt die Scherbox. Ein Beispiel hierfür liefert Experiment B (s.u.).

Die ersten beiden Experimente sind Rückwärtsmodellierungen, in denen versucht wird, zwei verschiedene Geländebilder von Thüringer Falten durch einfache Scherung in offene, aufrechte Falten zurückzuführen, um die eingangs postulierte Hypothese zu testen (Experimente A und B). In einer zweiten Versuchsreihe wurde in Vorwärtsmodellierungen mit verschiedenen Ausgangsgeometrien und Strainparametern experimentiert, um zu erfahren, wie sich Thüringer Falten am besten reproduzieren lassen (Experimente C, D, E). So werden Rückschlüsse auf die tatsächliche Deformationsgeschichte der Falten ermöglicht.

Experiment A:

Abb. 8a zeigt eine etwas idealisierte Thüringer Falte, die in einem Straßenaufschluß in unterkarbonischen Grauwacken aufgenommen wurde (Tafel 4, Bild 1). Das Längenverhältnis der Faltschenkel beträgt 1:2, das Mächtigkeitsverhältnis 2:1. Der flache Schenkel fällt mit 30° , der überkippte mit 80° nach NW ein.

Die Falte wird nun mit dem Top nach NW geschert (Abb. 8b,c,d). Man kann beobachten, wie der flache Schenkel langsam dicker wird, während die Mächtigkeit des steilen Schenkels abnimmt (Abb. 8b). Gleichzeitig wird die Vergenz schwächer (die Achsenmittelebene rotiert in eine steilere Position) und der Öffnungswinkel der Falte größer. Bei einem Scherwinkel von $\psi = -43^\circ$ sind die Schenkel gleich dick (Abb. 8c). Dies entspricht einem Strain (R_s) von ca. 2,5 und einem Winkel zwischen Langachse der Strain-Ellipse und der Horizontalen (θ) von $-32,5^\circ$.

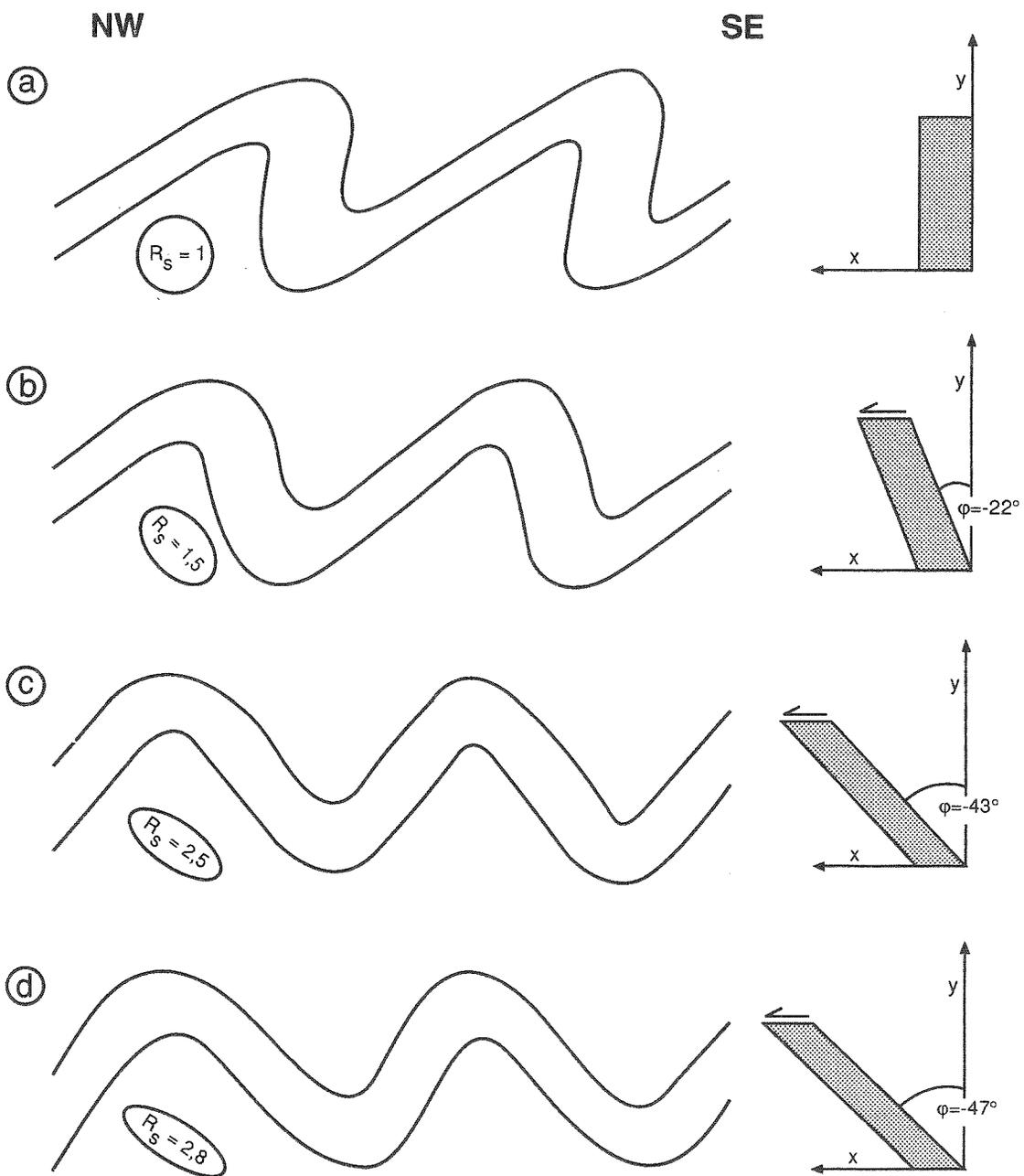


Abb. 8: Rückwärtsmodellierung einer Thüringer Falte. **a)** Thüringer Falte, nachgezeichnet aus Aufschluß T9 (Tafel 4, Bild 1). **b), c), d)** Dieselbe Falte, überformt durch einen finiten Scherstrain von **b)** $R_s = 1,5$ **c)** $R_s = 2,5$ **d)** $R_s = 2,8$.

Ab einem Scherwinkel von $\psi = -47^\circ$ ($R_s = 2,8$, $\theta = -30,9^\circ$) wird der mittlerweile nach SE einfallende, ehemals verdickte Schenkel länger als der NW-fallende Schenkel - die Falte wird NW-vergent (Abb. 8d).

Experiment B:

Experiment B unterscheidet sich von Experiment A durch die deutlich unterschiedliche Form von Sätteln und Mulden an den Schichtober- und -unterseiten in der Ausgangsgeometrie, die hier auf einer Geländebeschreibung von Behrens (1956) basiert (Abb. 6). Nach Ramsay & Huber (1987) sind solche "cusped-lobate" folds im Unterschied zu den gleichmäßiger geformten Falten in Abb. 8a durch geringere Viskositätskontraste zwischen den Schichtbänken verursacht.

Hier klappt die Rückformung in aufrechte, symmetrische Falten durch Top-nach-NW-Scherung nicht (Abb. 9). Das liegt an den vereinfachenden Verformungsbedingungen des Scherbox-Modells, das auf Translation parallel zur Scherrichtung basiert. Es kann weder die durch Kompetenzkontraste verursachten speziellen Strainzustände und -effekte an den Schichtgrenzen noch die Effekte durch Translation an Riedel-Flächen abbilden.

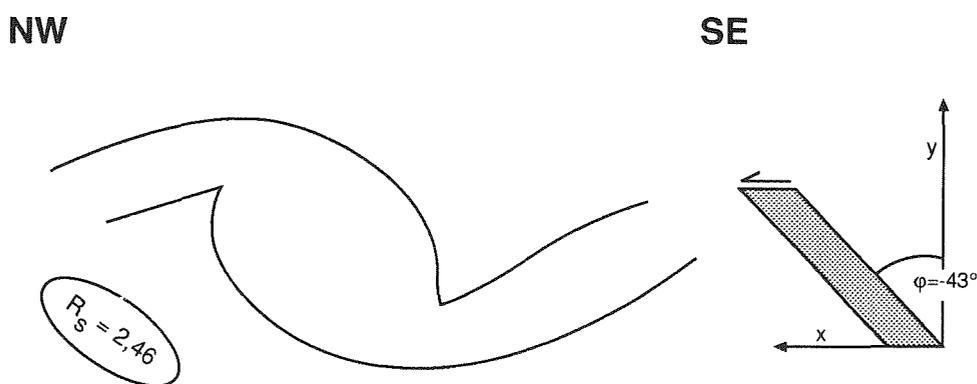


Abb. 9: Rückwärtsmodellierung einer Thüringer Falte mit Cuspede-Lobate-Geometrie (Abb. 6). Der finite Scherstrain beträgt $R_s = 2,5$.

Experiment C:

Experiment C ist nichts anderes als die Umkehrung von Experiment A und zeigt, daß die Geometrie eines präexistenten, offenen, aufrechten Wellenzug (Abb. 10a) von parallelen Class-1B-Falten (nachgezeichnet aus Ramsay & Huber 1987 Abb. 17.9A) durch einfache, Top-nach-SE-Scherung in den "Thüringer Falten" überführt werden kann (Abb. 10b). In Übereinstimmung mit Experiment A wird dazu ein Strain (R_s) von ca. 2,5 benötigt, was einem Scherwinkel von $\psi = 43-44^\circ$ ($\theta = 32,1$) entspricht.

Bei weiter andauernder Scherung würde der verdickte Faltschenkel wieder in den Streckungssektor des Strainellipsoids rotieren (ab ca. $\psi = 50^\circ$, $R_s = 3,2$) und erschiene dadurch wieder verlängert und ausgedünnt (übertrieben dargestellt in Abb. 10c). Diese Geometrie kann in der Teuschnitzer Mulde nirgendwo beobachtet werden - der finite Strain hat die Marke von $R_s = 3,2$ offensichtlich nicht erreicht.

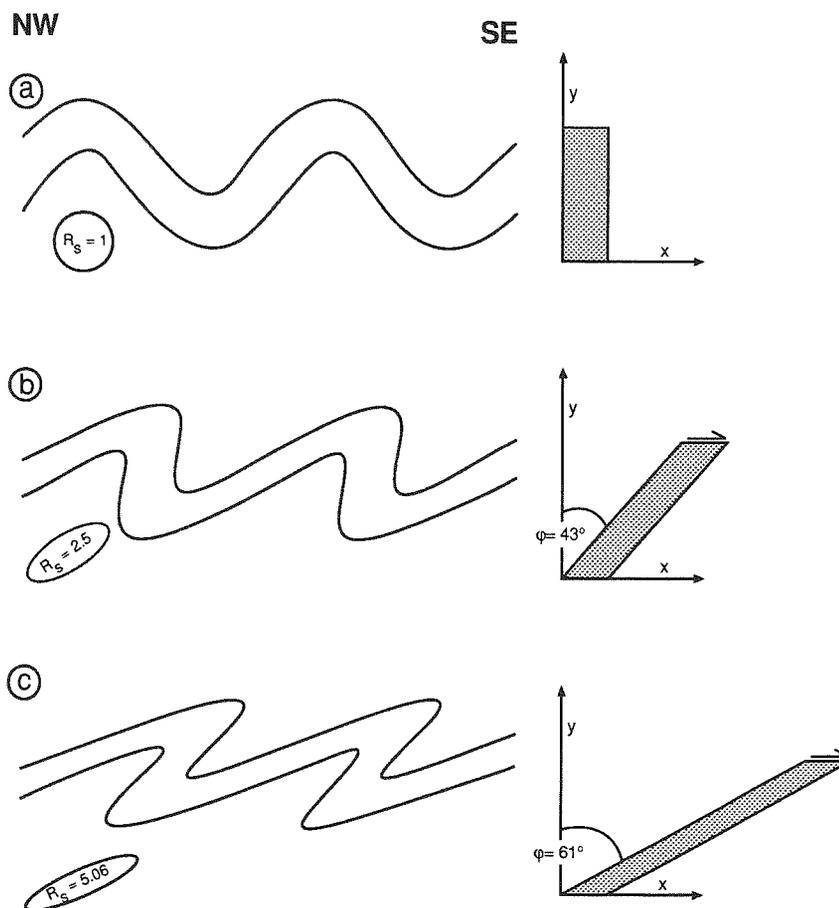


Abb. 10: Vorwärtsmodellierung eines offenen, aufrechten Wellenzugs paralleler Biegegleitfalten. **a)** Ausgangsgeometrie, **b)** finiter Scherstrain $R_s = 2,5$, **c)** finiter Scherstrain $R_s = 5,06$.

Experiment D:

Dieses Experiment untersucht den Effekt einer möglicherweise vorhandenen primären Vergenz der Biegegleitfalten vor Beginn der einfachen Scherung (Abb. 11). Besonders am SE-Rand der Teuschnitzer Mulde wäre es wegen der Nähe der NW-vergenten Deformationsfront leicht denkbar, daß auch die heute eindeutig SE-vergenten Falten zunächst als NW-vergente Biegegleitfalten angelegt worden sind.

Abb. 11 zeigt die Entwicklung eines ehemals NW-vergenten Faltenzugs. Es zeigt sich, daß sich eine ursprünglich vorhandene Vergenz vor allem auf die Länge der Schenkel nach der Scherung auswirkt; die prinzipielle Geometrie des Thüringer Faltenzugs bleibt jedoch erhalten. Von größerer Auswirkung ist dagegen der primäre Öffnungswinkel der Biegegleitfalten, der in Abb. 11a um ca. 20° höher ist als in Experiment C. Er bestimmt, wann und wie schnell die Faltschenkel vom Verkürzungs- in den Streckungssektor der Strainellipse geraten und umgekehrt.

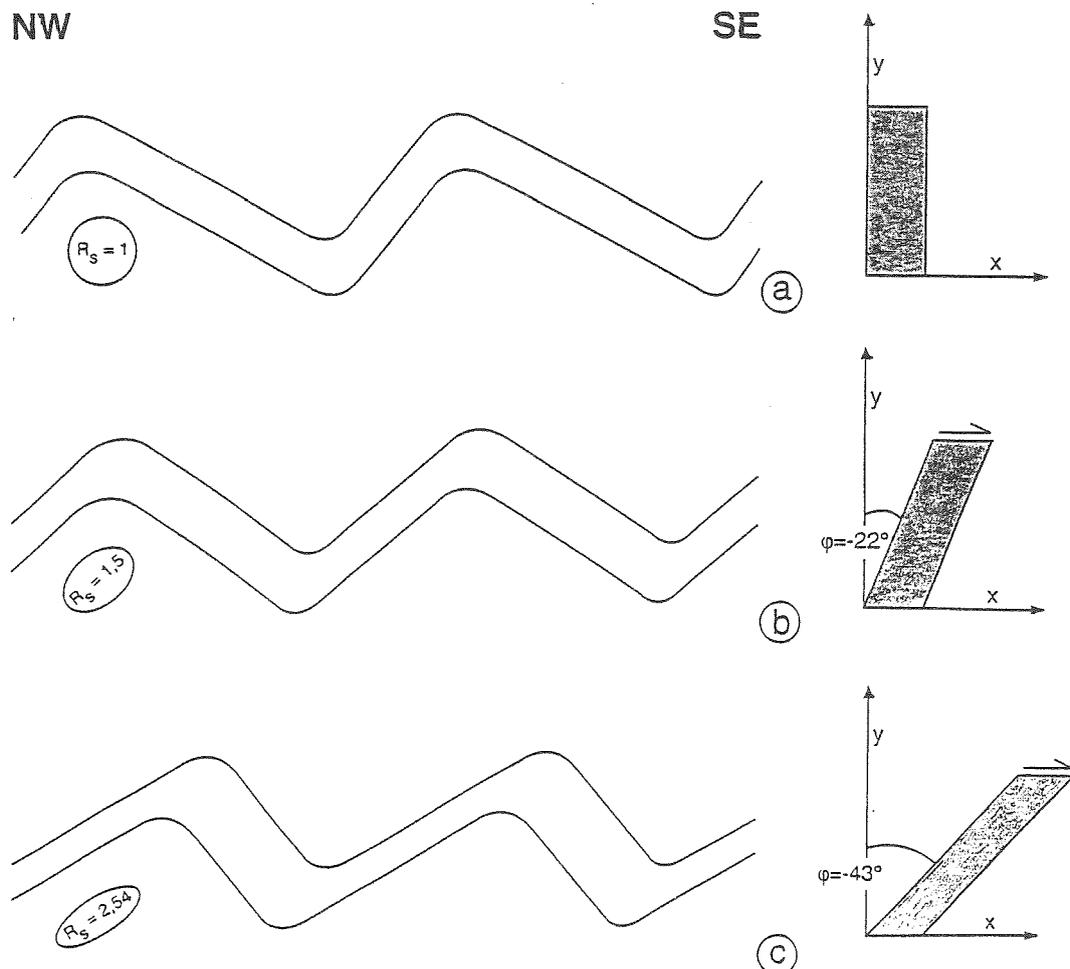


Abb. 11: Vorwärtsmodellierung NW-vergenter, paralleler Biegegleitfalten. a) Ausgangsgeometrie, b) finiter Scherstrain $R_s = 1,5$, c) finiter Scherstrain $R_s = 2,5$.

Experiment E:

Experiment E untersucht die zeitliche Beziehung zwischen der Bildung der Großstrukturen und der einfachen Scherung. Ausgehend von der Annahme, daß Parasitärfaalten syngenetisch zu den übergeordneten Großfaalten sind, wurden zwei Faltenzüge mit aufrechten Falten und nach NW bzw. SE einfallendem Falten Spiegel gezeichnet (Abb. 12a und 13a) und der Scherung unterworfen.

Abbildung 12 zeigt die Entwicklung des Faltenzugs bei NW-fallendem Falten Spiegel, entsprechend der SE-Flanke der Teuschnitzer Mulde am Übergang zum Bergaer Sattel. Die Verdickung des SE-fallenden Schenkels ist analog zu Experiment C; er erreicht allerdings nicht die so häufig beobachtete steile oder gar überkippte Lagerung. Auch der Öffnungswinkel der Falten ist deutlich größer, ebenso wie die Asymmetrie der Schenkellängen. Dieses Experiment reproduziert die Geometrie der Thüringer Falten daher nicht ganz so gut wie Experiment C.

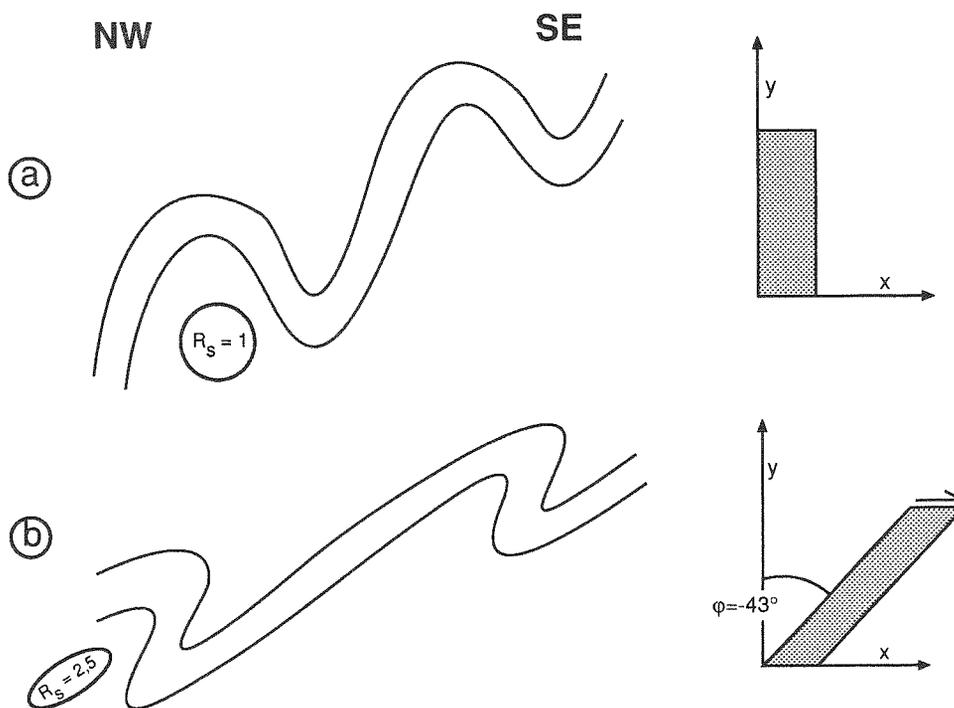


Abb. 12: Vorwärtsmodellierung eines Wellenzugs paralleler Biegegleitfaalten mit NW-fallendem Falten Spiegel. a) Ausgangsgeometrie, b) finiter Scherstrain $R_s = 2,5$.

Abbildung 13 zeigt die Entwicklung des Faltenzugs bei SE-fallendem Falten Spiegel, wie er an der NW-Flanke der Teuschnitzer Mulde gegeben ist. Hier gerät statt einer Flanken der Falten Spiegel in den Verkürzungssektor der Strainellipse und verbleibt dort, so daß die präexistenten Falten symmetrisch verdickt werden. Diese Geometrie entspricht nicht dem in diesem Bereich beobachteten Thüringer Falten Typ. Dies legt den Schluß nahe, daß die Großfaltenstrukturen nicht cogenetisch zu den Falten im Aufschlußmaßstab, sondern erst nach der Überprägung der Sekundärfalten durch einfache Scherung entstanden sind.

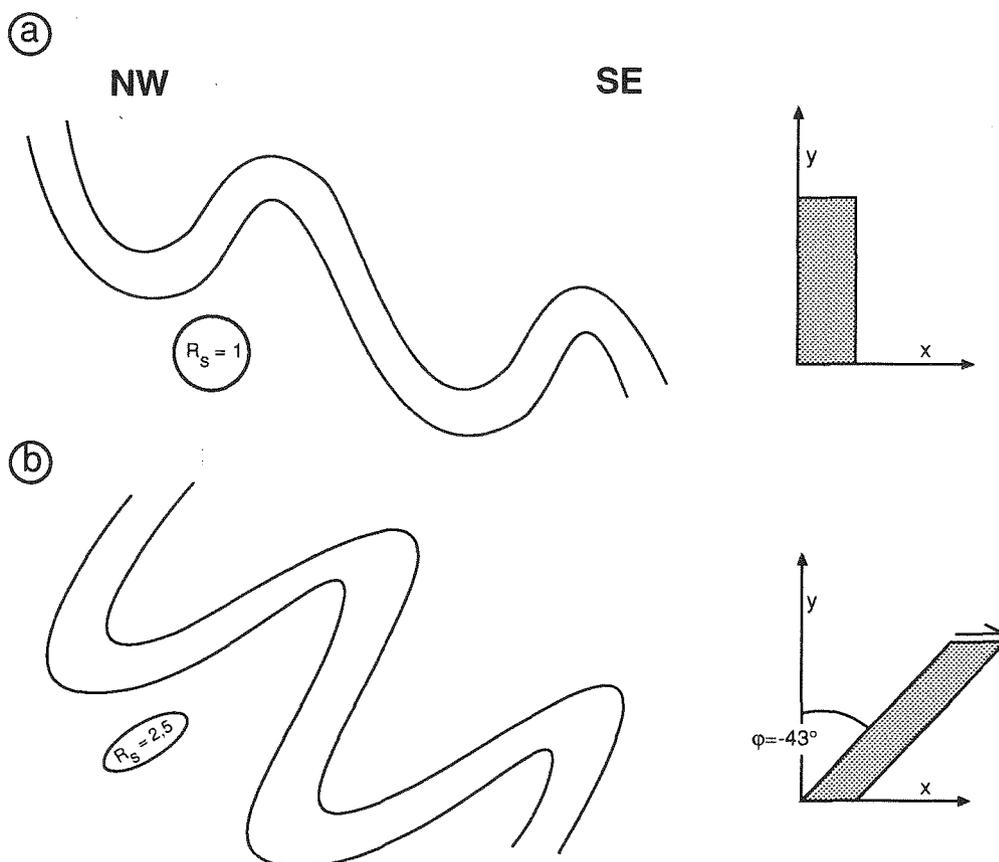


Abb. 13: Vorwärtsmodellierung eines Wellenzugs paralleler Biegegleitfalten mit SE-fallendem Falten Spiegel. a) Ausgangsgeometrie, b) finiter Scherstrain $R_s = 2,5$.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß der Thüringer Falten Typ am ehesten durch eine zweiphasige Entstehungsgeschichte erklärt werden kann. Als erstes wurden offene, aufrechte bis leicht SE- oder NW-vergente Biegegleitfalten mit einer Wellenlänge von wenigen m bis maximal 1000 m angelegt. Der Falten Spiegel lag dabei noch horizontal. Anschließend geriet der gefaltete Schichtstapel im Raum der heutigen Teuschnitzer Mulde in ein Regime von SE-gerichteter einfacher Scherung, in dem der finite Strain ca. $R_s = 2,5$ betrug. Die dadurch entstehenden, asymmetrisch verdickten Thüringer Falten wurden im letzten Akt ihrer Prägung durch die Heraushebung des Schwarzburger und Bergaer Sattels verkippt.

Daß die Großsättel erst nach (oder in einer Spätphase) der Simple-Shear-Überprägung angelegt wurden, wird möglicherweise auch durch die Beobachtung gestützt, daß die mit den Thüringer Falten assoziierten, abschiebenden "Schwarten" besonders an der SE-Flanke der Teuschnitzer Mulde verbreitet sind (Paech 1966, Schroeder 1961). Hofmann (1961) und Franke (1984) haben den entsprechenden Bereich im Frankenwald als "Abschiebungszone" bezeichnet. Die späte Heraushebung des Bergaer Sattels könnte für eine Rotation der Schieferungsflächen gegen den Uhrzeigersinn gesorgt haben, so daß statt der in kompetenten Bänken gebrochenen Schieferung nun die langen, ausgedünnten, schieferungsparallelen Schenkel den Riedel-2-Flächen entsprachen und in Abschiebungen umgewandelt werden konnten (vgl. Abb. 6). Für das Gebiet zwischen Saalfeld und Lehesten an der NW-Flanke der Teuschnitzer Mulde, wo ebenfalls eine Häufung von Abschiebungen bzw. Schwarten zu beobachten ist, gibt es dagegen keine dementsprechende Erklärung - es sei denn, die Schieferung hätte dort primär eine steilere Lagerung gehabt als im SE. Tatsächlich markiert dieser Bereich den Übergang zu den aufrechteren, offeneren Falten des SE' Schwarzburger Sattels, die sehr viel symmetrischer sind als die Thüringer Falten der Teuschnitzer Mulde.

Möglicherweise ging auch die Parasitärfaaltung während der Überscherung und anschließenden Bildung der Großfaltenstrukturen noch weiter. Da sich die Prozesse nicht eindeutig voneinander trennen lassen, werden sie gemeinsam der Hauptdeformation zugeschrieben. Dennoch ist die Beobachtung, daß die Heraushebung der Großfaltenstrukturen im wesentlichen erst nach der Simple-Shear-Überprägung erfolgte, für die spätere Interpretation der kinematischen Abfolge im bilanzierten Gesamtprofil von fundamentaler Bedeutung (s. Teil IV und V).

2.2.4. Bergaer Sattel (Interferenzzone)

Die Hauptdeformationsgefüge des Bergaer Sattels entsprechen im Prinzip denen der Teuschnitzer Mulde. Allerdings treffen sie hier auf eine ältere, NW-vergente Faltengeneration, so daß die Geometrien durch die resultierende Falteninterferenz (Abb. 14) vom üblichen "D1"-Gefügemuster abweichen können. Die relative Altersfolge der beiden Faltengenerationen ist durch Überfaltungsrelationen (Abb. 14) in mehreren Aufschlüssen gut belegt (Paech 1966, Franke 1984). Gelegentlich kommen in diesem Bereich auch Falten ohne jede Vergenz vor, die durch Verstellung der älteren, NW-vergenten Falten durch die SE-vergente Deformation entstanden sein könnten (Franke 1984). Strenggenommen kann die SE-vergente Faltung hier also nicht mehr als "D1" bezeichnet werden; dies geschieht in dieser Arbeit auch nur in Bezug auf die rein SE-vergente Strukturdomäne des NW' saxothuringischen Beckens. Die älteren, NW-vergenten Falten klingen im Bereich des Bergaer Sattels nach NW hin aus. Sie zeigen häufig starke Verdrehungen der b-Achsen um bis zu 90° (Paech 1966, Schroeder et al. 1965).

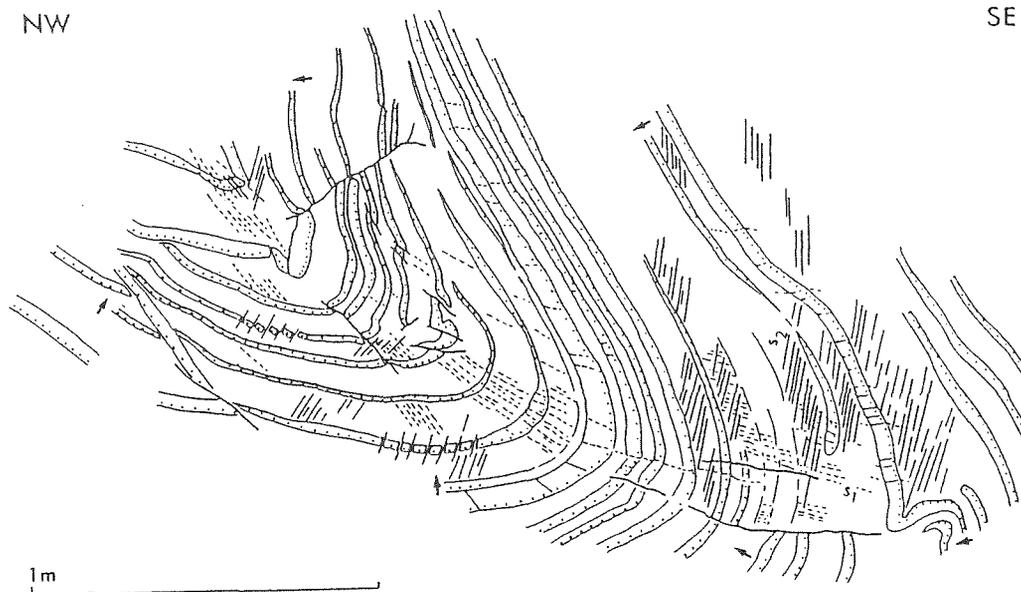


Abb. 14: Interferenzmuster der SE-vergenten Falten mit den älteren, NW-vergenten Gefügen. Die in dieser Arbeit als s_1 bezeichnete Hauptschieferung entspricht hier s_2 . Am rechten Bildrand ist eine kleine, SE-vergente Falte der älteren, NW-vergenten Falte aufgesetzt. Pfeile: Richtung der stratigraphischen Verjüngung. Aus Franke (1984).

Die SE-vergente Hauptschieferung weicht allenfalls minimal von den Faltenachsenflächen ab und fällt in der Regel steiler als 60° nach NW ein. Nur bei Saalburg schwenkt sie in eher E-W-streichende Richtungen um (Paech 1966). Ebenso verhalten sich δ -Lineare und Faltenachsen. Sie tauchen bei Saalburg mit bis zu 20° nach NE (Paech 1966), während sie SW der Frankenwälder Querzone mit ähnlichen Werten nach SW eintauchen. Ansonsten liegen sie im Mittel flach bis ganz leicht SW-tauchend.

SE' des Bergaer Sattels können die Gefüge der SE-vergenten Hauptdeformation zwar noch nachgewiesen werden, sind aber deutlich schwächer ausgebildet und klingen mit der Annäherung an die Basisüberschiebung der Münchberger Decken ganz aus (Franke 1984). Jenseits der Frankenwälder Querzone ist der Bergaer Sattel im SE von der Göttingröner Überschiebung begrenzt, die dort ein schlagartiges Aussetzen der beschriebenen Gefüge markiert.

2.3. Crenulationsgefüge

In der Vesser-Zone und im Schwarzburger Sattel ist eine zweite variscische Schieferung s_2 ausgebildet. Sie fällt in beiden Bereichen gleichbleibend flach nach SE ein und ist somit jünger als die Entstehung der Großstrukturen. Die Schieferung hat den Charakter einer Crenulations- bzw. Drucklösungsschieferung und ist vorwiegend in pelitischen bis feinsammitischen Partien ausgeprägt. In kompetenten Gesteinen wie Quarziten oder Vulkaniten ist sie meist nicht verwirklicht. S_2 verursacht eine offene bis enge Faltung der präexistenten Gefüge (Schichtung bzw. prävariscischer Lagenbau und erste Schieferung) im mm- bis dm-Maßstab (Tafel 1, Bild 4; Tafel 5, Bild 4) um flach nach ENE oder WSW fallende Faltenachsen.

An der SE-Flanke des Schwarzburger Sattels klingt die Crenulationsschieferung rasch aus. In den ordovizischen Ton- und Siltschiefern ist sie meist schon nicht mehr verwirklicht, bewirkt aber noch eine deutliche Runzelung der s_1 -Flächen. Auch diese Runzelung klingt dann etwa 3 km SE' der Schichtgrenze zum Kambrium bzw. Proterozoikum aus. Auf der ordovizischen NW-Flanke (Schleusehorst und Langer Berg) ist die Runzelung bzw. s_2 jedoch durchweg vorhanden. In der Vesser-Zone beschränkt sich das Auftreten von s_2 meist auf die Sedimente der Hundsrück-Serie, während die kompetenten Vulkanite der Vesser-Serie keine 2. Schieferung aufweisen.

Neben den beschriebenen, im Schwarzburger Sattel und der Vesser-Zone regional verbreiteten Crenulationsgefügen tritt eine zweite Schieferung und die damit verbundene Runzelung der s_1 -Flächen auch innerhalb kleinerer, isolierter Areale auf. Die Gefügeprägung dieser "Phyllitinseln" (Schroeder 1958) wird gesondert in Kap. 2.5 beschrieben und diskutiert.

2.4. Knickzonen

Zusätzlich zu Faltung und Schieferung treten lokal auch spätorogene Knickzonen auf. Ein solcher Bereich sind die ordovizischen Phycodenschichten an der SE-Flanke des Schwarzburger Sattels, die noch von der Crenulationsschieferung s_2 betroffen sind. Hier treten gehäuft steilstehende, E-W-streichende Knickzonen oder -bänder auf. Ihr Bewegungssinn ist vorwiegend dextral, was sich in einer unregelmäßigen Verknitterung um steile Achsen insbesondere der Hauptschieferung s_1 äußert (Tafel 5, Bild 5).

Weitere Knickzonen sind ansonsten nur aus dem Bereich des Hirschberg-Gefeller Sattels bzw. seiner streichenden Verlängerung nach SW beschrieben worden (Schroeder 1966b, Franke 1984, Waeber 1981), der zu den Phyllitarealen mit abweichender Gefügeprägung gehört. Diese streichen im Gegensatz zu den Knickzonen des Schwarzburger Sattels NW-SE und haben einen gleichförmig SW- abschiebenden Bewegungssinn.

2.5. "Phyllitareale" mit abweichender Gefügeprägung

Abweichend von den bisher beschriebenen Gefügemustern gibt es im Arbeitsgebiet und in unmittelbarer Nachbarschaft inselartige Areale mit abweichender, komplizierterer Tektonik. In der klassischen Literatur wurden diese "Phyllitinseln" vom "normalen" Schiefergebirge abgegrenzt und nach vertikaltektonischen Vorstellungen zwei verschiedenen tektonischen "Stockwerken" zugeordnet (Schroeder 1958, 1966a,b; Bankwitz & Schroeder 1962). Gesteine, die nur durch eine einfache Schichtfaltung und Transversalschieferung überprägt wurden, zeigen demnach eine normale "Schiefergebirgstektonik". Dagegen zeigen Gesteine des "Phyllitstockwerks" Kennzeichen einer "Phyllittektonik", bei der zusätzlich zu den Gefügen der Schiefergebirgstektonik (ss, s1, b1 und $\delta 1$) oder abweichend davon folgende Gefügemerkmale beobachtet werden können:

- Parallelschieferung (ss // s1)
- Runzelung und Faltung von s1-Flächen
- 2. Schieferung (Crenulationsschieferung oder "Schubklüftung")
- flaches Einfallen der 1. Schieferung ($< 40^\circ$)
- Gewölbebau der 1. Schieferung
- abweichende Vergenzverhältnisse ("flache Antivergenz der Faltung", Schroeder 1958)
- erhöhte Metamorphose (Meinel 1966)

Schon beim Vorhandensein von nur einem oder zwei dieser Merkmale wird dann von Phyllittektonik gesprochen. Als "Phyllitinseln" mit abweichender Gefügeprägung innerhalb des "normalen Schiefergebirges" gelten der südliche Teil des Gräfenthaler Horsts, der Hirschberg-Gefeller Sattel und die Zone von Greiz-Elsterberg NE' des eigentlichen Arbeitsgebiets.

Die Phyllitareale sollen ihre Prägung nach vertikaltektonischen Vorstellungen in einem tieferen stratigraphischen Stockwerk erhalten haben und durch einfache sattel- und muldenartige Verfallung der Stockwerksgrenzen an die Erdoberfläche gelangt sein (Schroeder 1966b). Es zeigt sich jedoch, daß die Phyllitinseln weder stratigraphisch gebunden sind, noch überall die gleichen Gefügeassoziationen aufweisen. Die Phyllitgebiete zeigen jeweils eigene, charakteristische Kombinationen ein oder mehrerer der oben genannten Merkmale. Somit kann auch die Genese dieser Gefüge nicht pauschal als stockwerksgebundene "Phyllittektonik" gedeutet werden, sondern muß jeweils im Kontext der lokalen Deformationsgeschichte geklärt werden. Nachfolgend sollen die Gefüge der beiden Phyllitareale daher noch einmal kurz zusammengefaßt werden.

2.5.1. Gräfenthaler Horst

In weiten Bereichen des Gräfenthaler Horsts fällt die erste Schieferung flacher als 40° nach NW ein. Sie kann weiterhin durch eine lokal außergewöhnlich enge Faltung der Schichtung angenähert sein (Parallelschieferung). Die Schieferung ist gegenüber der umgebenden Teuschnitz-Ziegenrücker Mulde deutlich engständiger und durch verstärktes Hellglimmerwachstum gekennzeichnet. Schroeder (1966a) beschrieb auch eine - allerdings selten auftretende - beginnende Crenulation der s1-Flächen durch eine 2. Schieferung.

2.5.2. Hirschberger Sattel

Dieses Phyllitareal umfaßt die Blintendorfer Kulmmulde sowie das gesamte altpaläozoische Profil des Hirschberg-Gefeller Sattels. Wegen weitreichender Übereinstimmung des Gefügeinventars mit dem Greiz-Elsterberger Phyllitgebiet weiter NE' werden die beiden Areale gelegentlich auch gemeinsam als Hirschberg-Greizer Zone bezeichnet (z.B. Schroeder 1958).

Die stratigraphische Abfolge ist im Hirschberg-Gefeller Sattel stark gestört und in sich zerschuppt (Pomper 1931, J.Hofmann 1961). Die Schuppengrenzen fallen im Mittel flach nach NE ein und liegen in etwa parallel zur ersten Schieferung.

Die erste Schieferung s1 ist durch Hellglimmersprossung gekennzeichnet (Schroeder 1958) und bildet ein flaches Gewölbe, welches die Faltenachsenfläche zu engen ss-Falten bildet (Abb. 15a,b). Die Faltenachsen streichen im Mittel NE-SW, sind aber stellenweise um bis zu 90° verdreht. Auf der SE-Flanke des s1-Gewölbes sind die ss-Falten klar NW-vergent (Vergenz sensu Bell 1981 *und* Facing nach NW; von Horstig 1956), während das Facing der (sensu Bell 1981) SE-vergenten Falten auf der NW-Flanke bislang nicht eindeutig belegt ist. Schroeder (1958) interpretierte diese Falten als SE-vergent mit SE-Facing, auch wenn er sich der geometrischen Schwierigkeiten bei der Genese einer solchen Struktur bewußt ist und sie als weitere, unerklärliche Eigenart der Phyllittektonik ("flache Antivergenz der Faltung") deutet (Abb. 15a). Geometrisch gesehen *müssen* die Falten auf einer der beiden Gewölbeflanken tauchend sein, wenn sie beide cogenetisch zur s1-Kuppel sein sollen (Abb. 15b). Schon Pomper (1931) wie auch in neuerer Zeit Franke (1984) deuteten den NW-Teil des s1-Gewölbes als nach NW eintauchende Faltenstirn. Der Nachweis von NW-tauchenden Falten nahe der Göttinger Überschiebung im kleintektonisch sehr ähnlichen Gebiet von Greiz-Elsterberg stützt diese Sicht (Tafel 5, Bild 6 und 7). Übereinstimmend damit ist s1 im oberen Greizer Schloßhof durch schieferungsparallele Quarzmobilisate gekennzeichnet, die einen Top-nach-NW- Bewegungssinn aufweisen (Tafel 5, Bild 8).

Die Aufwölbung der ersten Schieferung zu der beschriebenen, flachen Kuppelform kann nicht mit entsprechenden Kleingefügen ähnlicher Geometrie korreliert werden. Da alle

nachfolgend beschriebenen Gefüge die Geometrie der s1-Kuppel modifizieren, muß die Aufwölbung der s1-Flächen zwischen der Anlage der ersten und zweiten (s.u.) Schieferung erfolgt sein.

Die Crenulationsschieferung (oder "Schubklüftung") s2 fällt mittelsteil nach SE und ist durch enggescharte Teilbarkeitsflächen ohne Mineralneubildung gekennzeichnet (Schroeder 1958). Sie bildet die Faltenachsenfläche zu NW-vergenten b2-Falten (Abb. 15c). Die Verfaltung der ersten Schieferung s1 ist auf flachliegende Flanken von ss-Falten, d.h. Bereiche mit schichtungspareller Schieferung begrenzt (Schroeder 1958).

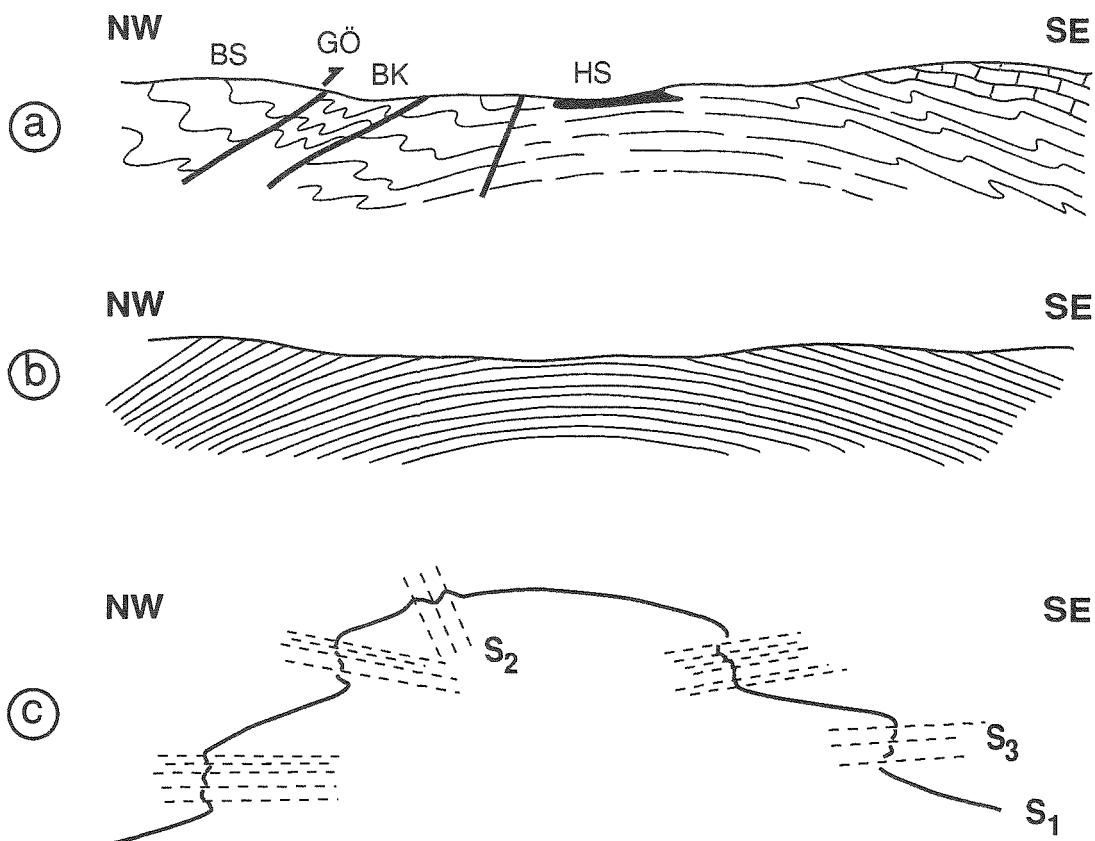


Abb. 15: Schieferungskuppel des Hirschberger Sattels mit Geometrie zugehöriger Falten. a) Faltengeometrie. BS = Bergaer Sattel, BK = Blintendorfer Kulmmulde, HS = Hirschberger Sattel; b) Schieferungsflächen zu den Falten in a); c) Lage der 2. und 3. Schieferung und Verfaltung von s1. a) und b) modifiziert nach Schroeder (1958), c) modifiziert nach Franke (1984).

Eine weitere Crenulationsschieferung s_3 ist lokal - besonders in den Dachschiefen des Ordoviziums und Unterkarbons - deutlich ausgeprägt. Sie liegt subhorizontal und ist in pelitischen Partien engständig und penetrativ. Die primär nur wenig steiler einfallende erste Schieferung wird an s_3 zu kurzen, steilen oder überkippten Schenkeln aufgerichtet (Franke 1984). Die Vergenz dieser B3-Falten ist nach Franke (1984) uneinheitlich, entspricht jedoch immer der Einfallrichtung der ersten Schieferung (Abb. 15c).

Die Phyllittektonik endet im NW scharf an der Göttingröner Überschiebung und greift nicht auf den Bergaer Sattel über (Schroeder 1958). Die übrige Begrenzung des Phyllitareals ist bislang dagegen nicht eindeutig definiert bzw. beschrieben worden.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die Gefügeprägung der Phyllitgebiete von Hirschberg und Greiz-Elsterberg mit hoher Wahrscheinlichkeit unter vergleichbaren kinematischen Bedingungen erfolgt ist und sich durch ihre polyphase Deformationsgeschichte mit NW-vergenter Hauptdeformation deutlich von den Gefügen der rein SE-vergerten Strukturdomäne des NW' saxothuringischen Beckens unterscheidet. Auffallend ist weiterhin, daß im Bereich Thüringer Schiefergebirge - Vogtland nur innerhalb dieser beiden Phyllitareale ordovizische saure Magmatite auftreten (Hirschberger Gneis und ähnliche Gesteine), während das Ordovizium des "normalen Schiefergebirges" frei von solchen Intrusiva ist. Im Hirschberg - Gefeller Sattel hat Hohl (1930) weitere "exotische" Gesteine beschrieben.

Alle diese Beobachtungen können als Indizien für eine allochthone Herkunft der beiden "Phyllitinseln" aus SE (Tafel 5, Bilder 6, 7 und 8) gewertet werden, auch wenn die Kontaktverhältnisse bzw. Übergänge zu ihrer Umgebung noch weitgehend ungeklärt sind. Da die Phyllitgebiete von Hirschberg und Greiz-Elsterberg demnach nicht zur hier vorrangig untersuchten, rein SE-vergerten Strukturdomäne gehören, wird die Problematik ihrer Genese erst in Teil III, Kap. 3 erneut aufgegriffen und im Rahmen des in dieser Arbeit vorgestellten Modells diskutiert.

Das Phyllitgebiet von Gräfenthal läßt sich dagegen zwanglos durch seine strukturelle Lage an einer übergeordneten, steilen Faltenstufe (Hofmann 1961, Pfeiffer 1970) und eine zusätzliche Prägung durch die thermische Anomalie der Frankenwälder Querzone erklären. Die Faltung, die hier durch das steile Einfallen des Falten spiegels schon primär sehr eng und stark vergent ist, erzwingt auch ein flacheres Einfallen der assoziierten Schieferung und die Annäherung von Schichtung und Schieferung auf den Faltschenkeln. Die bessere Ausbildung der Schieferung und das verstärkte Hellglimmerwachstum läßt sich dabei wahrscheinlich auf einen erhöhten Wärmefluß zurückführen (Franke 1984), der sich schon vor der spätrogenen Heraushebung der Frankenwälder Querzone mit seinen kleineren Granitintrusionen bemerkbar machte.

3. ANALYSE UND PROJEKTION VON STRUKTUREN AUS DER KARTEN- EBENE

Aufschluß über den Strukturbau, d.h. Lagerungsverhältnisse und Einfallwinkel flächiger und linearer Strukturen, liefert bereits die genaue Analyse geologischer Karten. Durch faltenachsenparallele Projektion von Schichtgrenzverläufen oder Störungsausbissen kann die Geometrie in der Profilebene oft schon recht genau definiert werden (Argand 1911). Die zur Kartenanalyse benutzten Karten waren in der Regel Übersichtskarten im Maßstab 1:100.000 oder 1:200.000 (Watznauer 1956, Sehm 1989, GÜK Blatt CC6334 Bayreuth). Zur Lösung spezieller Probleme wurden auch geologische Meßtischblätter im Maßstab 1:25.000 hinzugezogen.

Weiterhin kann der Strukturbau durch faltenachsenparallele Projektion von Gefügedaten in die Profilebene näher bestimmt werden (Mackin 1950). Dabei muß die laterale Kontinuität der Strukturen gewährleistet sein. Aus diesem Grund sollte weder über Störungen hinweg projiziert werden - es sei denn, die Projektion kann durch einen bekannten Vertikal- und Horizontalversatz an der Störung korrigiert werden -, noch sollte bei Falten die Projektionsdistanz die Wellenlänge der Faltenstrukturen überschreiten. Größere Projektionsentfernungen sind nur bei deutlich zylindrischen Strukturen gerechtfertigt.

In dieser Arbeit werden lediglich Großstrukturen mit ihren Sekundärfalten erfaßt. Details, die eine Dimension von etwa 1000 m unterschreiten, werden nicht dargestellt. Aus diesem Grunde wurden aus der Fülle der Aufschlüsse nur solche ausgewählt und projiziert, die a) das Kriterium der lateralen Kontinuität (s.o.) erfüllen und b) die zu konstruierende Struktur repräsentativ und hinreichend genau erfassen. In einzelnen Fällen, besonders im Proterozoikum des Schwarzburger Sattels, weichen die projizierten Gefügewerte trotzdem von der übergeordneten Struktur ab, da nur steilgestellte und zum Teil überkippte, eng verfaltete Schichten aufgeschlossen sind, der übergeordnete Falten Spiegel jedoch relativ flach liegt (Bankwitz & Bankwitz 1995).

Als Projektionslineare wurden bevorzugt die Faltenachsen von Großstrukturen gewählt, deren Trend man schon aus den geologischen Übersichtskarten ablesen oder ermitteln kann. Faltenachsen und Schnittkantenlineare aus Einzelaufschlüssen sind oft irreführend, da sie stärker streuen. Weiterhin weichen die Schnittkantenlineare in weiten Teilen des Arbeitsgebiets systematisch um bis zu 10° von den Faltenachsen ab (z.B. Lorenz 1957, Schroeder 1961, Bankwitz & Schroeder 1962).

Nachfolgend soll für jede Struktureinheit beschrieben werden, wie Informationen zur Profilgeometrie aus dem Kartenbild und anderen Informationsquellen zum Strukturbau abgeleitet und in die Profilebene überführt wurden. Alle projizierten Gefüge sind mit ihren Aufschlußlokationen und Projektionsachsen in Tabelle 3.2 (Anhang) zusammengefaßt.

3.1. Vesser-Zone und Übergang zur Mitteldeutschen Kristallinzone

Im äußersten NW des Profils ist das variscische Grundgebirge nur noch inselartig in der sog. Vesser-Zone aufgeschlossen (Abb. 16). Unter diesem Begriff sind mehrere kleinere Aufschlußbereiche bei Schmiedefeld/Vesser, Ilmenau/Langewiesen, Kleiner Thüringer Wald und Silbach/ Plaudergrund zusammengefaßt (s.a. Bankwitz et al. 1989). Der Strukturbau ist am besten aus dem größten und wichtigsten Aufschlußgebiet bei Schmiedefeld/Vesser

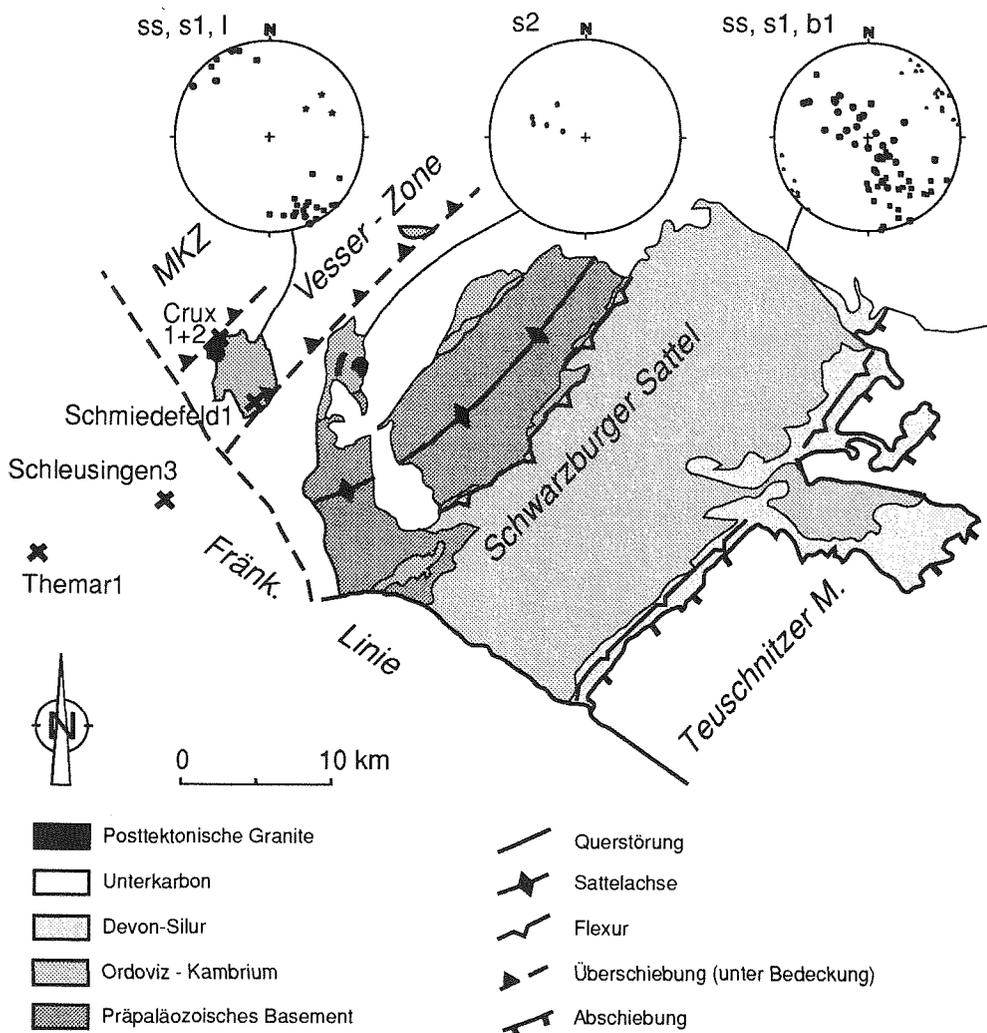


Abb. 16: Tektonische Übersichtskarte der Vesser-Zone und des Schwarzburger Sattels mit Bohrlokationen und Gefügediagrammen. Signatur in den Gefügediagrammen: große Punkte: Schichtung (s1), Vierecke: Hauptschieferung (s1), kleine Ovale: Crenulationsschieferung (s2), Sterne: Streckungslineare (l) auf s1, kleine Dreiecke: Faltenachsen (b1).

abzuleiten. Wegen seiner Entfernung zur Profillinie (ca 12 km), seines leicht nach ENE-WSW abweichenden Schichtstreichens und der unter permischem Deckgebirge nur qualitativ gesicherten lateralen Kontinuität zur Schiefergebirgsinsel von Ilmenau/Langewiesen in der Nähe der Profillinie wurde auf die Projektion von einzelnen Aufschlußdaten verzichtet. Stattdessen wurden die Geländeaufnahmen zu einem qualitativen Strukturbild zusammengefaßt und mit 45/0 in die Profilebene projiziert. Dieses Projektionslinear weicht zwar vom Schichtstreichen im Aufschluß ab, entspricht aber der lateralen Fortsetzung der Hundsrück-Serie in den Schiefergebirgsaufbruch von Ilmenau/Langewiesen, sowie der Strukturgrenze zwischen den phyllitischen Gesteinen der südlichen Vesser-Zone und den normal transversalgeschieferten Gesteinen auf der NW-Flanke des Schwarzburger Sattels (Abb. 16).

Kartierungen der Schiefergebirgsinseln von Schmiedefeld/Vesser, Ilmenau/Langewiesen, Kleiner Thüringer Wald und Silbach/ Plaudergrund liegen von Bankwitz et al. (1989) im Maßstab 1:10.000 (Schmiedefeld/Vesser und Ilmenau/Langewiesen) bzw. 1:25.000 (Kleiner Thüringer Wald und Silbach/ Plaudergrund) vor. Nach Bankwitz et al. (1989) ist der Strukturbau der Vesser-Zone durch einen offenen Faltenbau gekennzeichnet, dessen Faltenpiegel flach nach SE einfällt. Einen Beleg für dieses Bild liefert nach Bankwitz et al. (1989) die Bohrung Schmiedefeld1 (Hetzer 1974, Abb. 3 und 16), die in 400 m Tiefe unter den Metasedimenten der Hundsrück-Serie wieder die intermediären Vulkanite der Neuwerk-Folge erbohrt hat.

Nach eigenen Geländeaufnahmen kann dieser Strukturbau jedoch nicht nachvollzogen werden und widerspricht auch dem Bild der geologischen Karte von Bankwitz et al. (1989), in der die Schichtgrenzen völlig gerade über Höhen und Täler durchhalten. Stattdessen erscheint die Schichtung zumindest in den mächtigen vulkanitischen Einheiten im Mittel saiger bis steil NW-fallend, bei parallel liegender erster Schieferung s1. Die pelitischen Zwischenlagen der Vesser-Serie sind eng verfaltet und lassen eine Entscheidung über das Einfallen des Falten spiegels nicht zu. In der Hundsrück-Serie ist die Frage nach der stratigraphischen Verjüngungsrichtung wegen der polyphasen tektonischen Überprägung ebenfalls nicht eindeutig zu lösen.

Aus dem Bohrprotokoll der Bohrung Schmiedefeld1 (Hetzer 1974) läßt sich entnehmen, daß Schichtung und Schieferung über das gesamte Bohrprofil bis in 650 m Endteufe entweder parallel zueinander liegen oder sich maximal spitzwinklig schneiden. Wo eine Winkelbeziehung existiert, ist die Schieferung immer ein wenig steiler als die Schichtung. Beide Flächengefüge nehmen mit zunehmender Tiefe eine zunehmend flachere Lagerung ein und fallen ab ca. 300 m Tiefe konstant mit etwa 20-25° nach NW. Die Einfallrichtung der Gefüge ist zwar nicht im Bohrjournal dokumentiert, ergibt sich aber zwangsläufig aus der Orientierung der Gefüge an der Erdoberfläche, wo sie steil nach NW einfallen. Daraus ergibt sich, daß die stratigraphische Verjüngung ebenfalls nach NW weisen muß.

In Übereinstimmung mit der diskontinuierlichen Struktur- und Metamorphoseprägung der Vesser-Zone und der NW-Flanke des Schwarzburger Sattels erfordert dieser Befund das Vorhandensein einer Störung zwischen Vesser-Zone und den nordwestlichsten Aufschlüssen des Schwarzburger Sattels im Schleuse-Horst. Die postulierte Störung wird hier als "Vesser-Überschiebung" bezeichnet. Sie liegt allerdings unter Rotliegend-Bedeckung und ist daher nicht direkt nachweisbar. Ihr Einfallwinkel wird als parallel zur Hauptschieferung s1 bzw. den ihr assoziierten Mylonitzonen in der Vesser-Zone angenommen. An der Erdoberfläche fällt sie daher vermutlich steil nach NW ein, um mit der Tiefe zunehmend zu verflachen (s.o.).

Jenseits der Fränkischen Linie, in streichender Verlängerung der Vesser-Zone nach SW, durchteufen mehrere Bohrungen das triassische Deckgebirge (Schleusingen1-4, Themar1). Von diesen Bohrungen sind für die Profilkonstruktion besonders Schleusingen3 (Jungwirth 1968) und Themar1 (Jungwirth 1965) interessant, weil sie das Deckgebirge durchteuft und metamorphe Schiefer des Grundgebirges erbohrt haben (Abb. 3 und 16). Nach den Bohrjournalen des ehemaligen VEB "Geologische Forschung und Erkundung (Jena)" trifft Schleusingen3 in 376 - 553 m Teufe auf verschiedenartige (Augen-, Schlieren- und Lagen-) Migmatite, Pl-Bt-Hornfelse und ein migmatitisch durchsetztes Pl-Bt-Qz-Kf-Cordieritgestein, bevor sie in Graniten ihre Endteufe erreicht (Jungwirth 1968); Themar1 durchteuft bei 816 - 1018 m Bt-Hornfelse, Granatfelse, Amphibolite und Marmore und endet ebenfalls im Thüringer Hauptgranit bzw. dessen Derivat (Jungwirth 1965). Die metamorphen Gesteine aus Schleusingen3 werden von Wunderlich (1995) und Grunewald et al. (1990) mit der Trusetaler Gruppe aus dem Ruhlaer Kristallin (Mitteldeutsche Kristallinzone) parallelisiert. Auch die Metamorphite aus der Bohrung Themar1 sind deutlich höhergradig als die der benachbarten Vesser-Zone.

Da die vertikale Sprunghöhe an der Fränkischen Linie etwa 3 km beträgt (Versatz der Münchberger Decken in der Reflexionsseismik DEKORP 3B/MVE-90 West; siehe Teil II Kap. 4.1), sollten die Bohrungen unter der relativ geringen permotriassischen Bedeckung (wenige 100 m, s.o.) auf Einheiten treffen, die strukturell *über* der Vesser-Zone gelegen haben. Wenn die hier angetroffenen Einheiten tatsächlich eine höhere, mit der Mitteldeutschen Kristallinzone korrelierbare Regionalmetamorphose aufweisen, läßt dies nur den Schluß zu, daß die Mitteldeutsche Kristallinzone als tektonische Decke über der Vesser-Zone gelegen haben muß.

Zwei weitere Bohrungen, Crux1 und Crux2 am NW-Rand der Vesser-Zone (Abb. 3 und 16), erbohrten nach Hetzer (1965) eine "bedeutende, variscisch streichende Tiefenstörung", die die variscische (Bankwitz et al. 1989) Vererzung der Schwarzen Crux im äußersten NW der Vesser-Zone verursacht haben soll. Es ist naheliegend, diese mutmaßliche Störung mit der Überschiebungsbahn der Mitteldeutschen Kristallinzone auf die Vesser-Zone zu korrelieren. Der Einfachheit halber wird sie in dieser Arbeit nachfolgend "Crux-Überschiebung" genannt.

3.2. Schwarzburger Sattel

Die kambroordovizische NW-Flanke des Schwarzburger Sattels ist am Langen Berg südlich der Ortschaft Gehren und im Schleusehorst nördlich Schönbrunn aufgeschlossen. Das Kartenbild und Geländeaufschlüsse belegen eine offene, nur schwach SE-vergente Mulde im übergeordneten Faltenbau, deren Achse spitzwinklig von der postvariscischen, ?permischen Langer-Berg-Abschiebung abgeschnitten wird. Allerdings ist die stratigraphische Einstufung der beteiligten kambroordovizischen Einheiten bis heute umstritten (vgl. Estrada et al. 1994), so daß auch der Strukturbau nicht mit letzter Sicherheit geklärt ist. Im großdimensionalen Bild kann davon ausgegangen werden, daß der Falten Spiegel flach nach NW einfällt. Auch die proterozoischen Grauwacken der Frohnberg-Gruppe zeigen - bei insgesamt etwas engerer Verfallung - einen ähnlich einfallenden Falten Spiegel. Für die Konstruktion der Großstruktur wurde daher ein Einfallwinkel von 20° für die NW-Flanke des Schwarzburger Sattels angenommen.

Auf der NW-Flanke und im Kernbereich des Schwarzburger Sattels liegen die Faltenachsen der variscischen Hauptdeformation im Mittel flach bis ganz leicht SW-tauchend, so daß ein Projektionslinear von 225/5 gewählt wurde. Die Streichrichtung orientiert sich am mittleren Schichtgrenzverlauf im Kartenmaßstab. Der proterozoische Kern des Schwarzburger Sattels zeigt im Streichen eine leichte Krümmung der Schichtausbisse (Abb. 16). Nach Elliotts Pfeil-und-Bogen-Regel (Elliott 1976) könnte diese Krümmung als weiterer Indikator für einen SE-gerichteten tektonischen Transport gewertet werden. In diesem Bereich wurden die Projektionsachsen individuell so angepaßt, daß die Lage der Aufschlüsse in Bezug auf die übergeordnete Struktur gewahrt blieb (Anhang 3.2). Auf der SE-Flanke des Schwarzburger Sattels liegen die Faltenachsen im Mittel flach und streichen NE-SW; so daß ein mittleres Projektionslinear von 045/05 repräsentativ für diesen Strukturabschnitt ist.

3.3. Teuschnitzer Mulde

Der übergeordnete Faltenbau der Teuschnitzer Mulde ist durch mehrere Faltenstufen charakterisiert (Abb. 17), an denen der Falten Spiegel treppenartig aufsteigt (Hofmann 1961, Pfeiffer 1970). Die bedeutendste dieser Falentreppen ist die Steinacher Flexur an der NW-Flanke im Übergangsbereich zum Schwarzburger Sattel, an der das Altpaläozoikum nach SE unter die unterkarbonischen Grauwacken abtaucht. Eine weitere Stufe liegt im Bereich des SE-Rands des Gräfenenthaler Horsts und seiner streichenden Verlängerung. Auf der SE-Flanke der Teuschnitzer Mulde markiert der Ausstrich der Teuschnitzer Folge (bzw. der Ziegenrücker Schichten in Thüringen) die dritte deutliche Falentreppe, die den Übergang zur NW-Flanke des Bergaer Sattels bildet (Abb. 17).

Das umlaufende Streichen des Teuschnitzer Konglomerats als Markerhorizont (Abb. 17) zeigt das Eintauchen der Muldenachse nach SW an. In der Frankenwälder Querzone sind die

Faltenachsen mit rund 225/30 (s.a. Behrens 1981) steiler als weiter SW', wo sie nur noch mit ca. 5-10° nach SW einfallen. Da keiner der projizierten Aufschlüsse im Bereich der Frankenhälder Querzone liegt und vereinzelt auch NE-tauchende Achsen beobachtet wurden, wurde ein Projektionslinear von 225/5 gewählt.

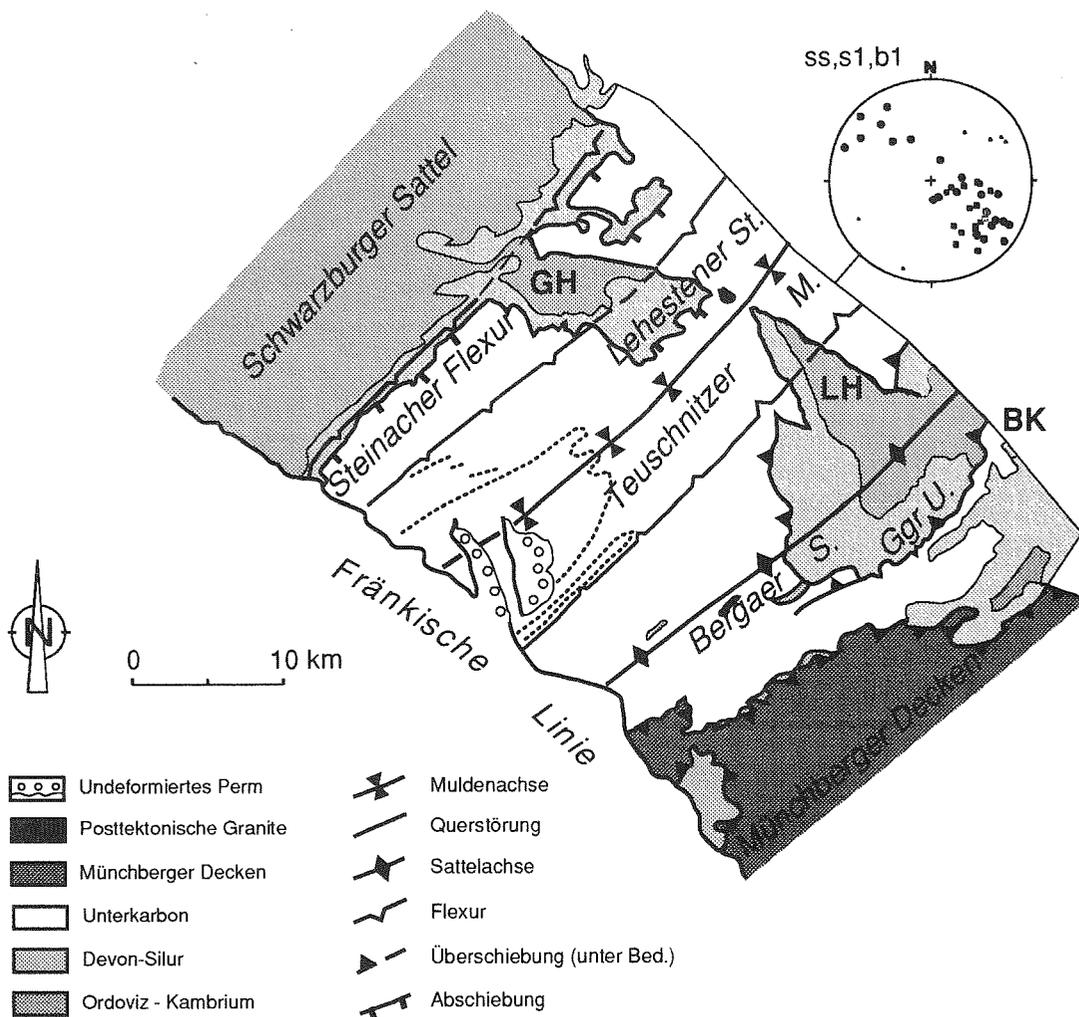


Abb. 17: Tektonische Übersichtskarte der Teuschnitzer Mulde und des Bergaer Sattels. Punktreihe: Teuschnitzer Konglomerat. Signatur des Gefügediagramms wie Abb. 23.

Die engverfalteten Kulmgrauwacken sind auf ihrem nur wenig verfalteten devonischen Unterlager abgeschert. Die Abscherung des Kulms geschieht allerdings nicht immer direkt an der Devon-Karbon-Grenze, sondern z.T. oberhalb des Dachschiefers (Pfeiffer 1956). Auf der SE-Flanke der Teuschnitzer Mulde zeigen Scherflächengefüge, rotierte und spröd zerscherte Gerölle einen Top-nach-SE-aufschiebenden Bewegungssinn an (Tafel 5, Bild 3). Auf der NW-Flanke der Mulde ist der Abscherhorizont vermutlich die bei Pfeiffer (1956, 1962) beschriebene Lehestener "Überschiebung". Sie fällt heute nach SE ein und ist ihrer Geometrie nach eine Abschiebung (Abb. 17). Die übergeordnete Bewegungsrichtung ist demnach ebenso Top-nach-SE. Die Lehestener Störung ist vermutlich als subhorizontaler Abscherhorizont der engverfalteten Unterkarbon-Grauwacken auf dem nur schwach verfalteten, kompetenteren devonischen Unterlager angelegt und erst mit der späten Heraushebung des Bergaer Sattels in ihre heutige Lage rotiert worden. Allerdings schneidet sie die mit den Thüringer Falten assoziierten Abschiebungen und ist somit jünger als diese (Pfeiffer 1956). Der Abscherhorizont muß deshalb mehrfach und über einen längeren Zeitraum aktiv gewesen sein, da er zwar schon während der Biegegleitfaltung angelegt worden ist (Kap. 2.2.3.1), aber auch nach der Simple-Shear-Überprägung der Falten noch aktiv war.

3.4. Bergaer Sattel

Der Bergaer Sattel (Abb. 17) ist eine offene, kaum vergente Großfalte, deren SE-Flanke durch eine streichende Störung - die Göttengrüner Überschiebung - unterdrückt ist. An ihr wird der Bergaer Sattel in seiner gesamten Erstreckung auf unterkarbonische Flyschsequenzen nach SE überschoben. Der Versatzbetrag nimmt dabei von SW nach NE zu: im SW ist der stratigraphische Versatz minimal und bleibt innerhalb der unterkarbonischen Flysche, während NE' der Frankenwälder Querzone sukzessiv tiefere Niveaus (Devon bis Ordoviz) herausgehoben werden (Abb. 18). Bis zur Greizer "Phyllitinsel" (vgl. Kap. 2.5) verläuft der Hangendabriß - abgesehen von einer abgesunkenen Querscholle im Bereich Mühltruff - dann in den Gräfenthaler Schichten des Ordoviziums. Aus Abb. 18 ist ersichtlich, daß die Störung zwischen der Basis der Gräfenthaler Schichten und dem Unterkarbon mehr oder weniger kontinuierlich aufsteigt, ohne Flats zu bilden. Dagegen ist ein Flat nahe der Basis der Gräfenthaler Schichten wahrscheinlich.

Der Störung fällt mittelsteil bis steil nach NW ein. Geländebeobachtungen von Stein (frdl. mdl. Mitt. 1996) und der geradlinige Verlauf auf den verschiedenen geologischen Karten belegen ein relativ steiles Einfallen der Störung von über 60°, wogegen Pomper (1931), Schroeder (1958) und Hempel (1958) etwas geringere Werte von 40-50° angeben.

Eine nähere Betrachtung der Geometrie des Bergaer Sattels und der begleitenden Göttengrüner Überschiebung gibt Aufschluß über den genetischen Zusammenhang der beiden Strukturelemente. Die NW-Flanke des Sattels fällt mit rund 30° zur Teuschnitzer Mulde ab, während der Sattelkern ein relativ breites Plateau mit flachliegendem Falten Spiegel

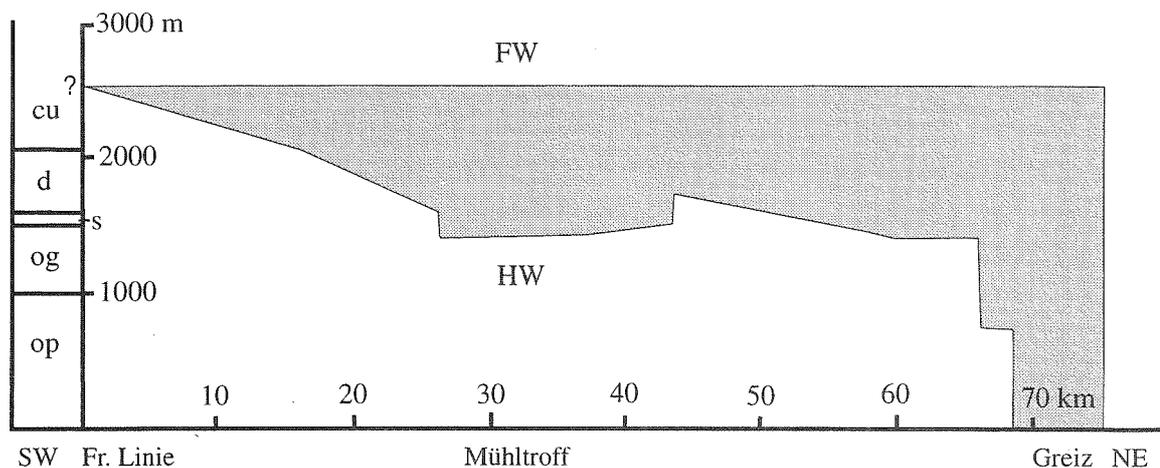


Abb. 18: Stratigraphisches Separationsdiagramm der Göttengrüner Störung zwischen Fränkischer Linie und Greizer Phyllitareal. Das Liegende der Störung (FW) ist über die gesamte Erstreckung Unterkarbon. Der Hangendabriß (HW) bildet nur in den oberen Gräfenthaler Schichten ein erkennbares Flat, während er durch die übrige Stratigraphie aufsteigt. cu = Unterkarbon, d = Devon, s = Silur, og = Ordovizium (Gräfenthaler Schichten), op = Ordovizium (Phycodenschichten).

bildet. Die SE-Flanke ist im Kartenbild in etwa symmetrisch zur NW-Flanke, auch wenn sie nach NE hin zunehmend an der Göttengrüner Überschiebung unterdrückt wird. Ob die SE-Flanke des Sattels - die im Kartenbild eine tendenziell etwas größere Ausstrichbreite aufweist als die NW-Flanke - relativ verdickt ist, kann nicht eindeutig entschieden werden. Vermutlich ist die höhere Ausstrichbreite eher das Ergebnis eines flacheren Faltenpiegels als einer Verdickung, da die Verfallung weiterhin im Kartenbild sichtbar ist. Der Öffnungswinkel des Sattels beträgt etwa 120° .

Diese Geometrie entspricht nach Jamison (1992) und Mosar & Suppe (1992) am ehesten dem Bild einer großen Rampenantiklinale über einer im Untergrund verborgenen Rampe, deren Winkel mit dem Einfallen des rückwärtigen Schenkels der Rampenantiklinale übereinstimmt (Abb. 19, "mode I"). Wenn der Bergaer Sattel einer Rampenantiklinale entspricht, so folgt daraus allerdings zwingend, daß die Göttengrüner Überschiebung out-of-sequence, d.h. jünger als die Überschiebung der Bergaer Rampenantiklinale sein muß, während die verursachende flat-ramp-flat-Störung im Untergrund verborgen bleibt.

Weiterhin ist Abb. 19 zu entnehmen, daß die Geometrie des Bergaer Sattels im Prinzip auch durch eine frontale Knickfalte erzeugt werden könnte, wenn die verursachende Störung einen überdurchschnittlich steilen Rampenwinkel von $50-60^\circ$ aufweist. Dies könnte für die Göttengrüner Überschiebung durchaus zutreffen (s.o.). Allerdings sollte dann auch die NW-Flanke des Sattels mit $50-60^\circ$ einfallen. Weiterhin ist der Sattelkern frontaler Knickfalten in einem Aufschlußniveau, in der auch die Störung aufgeschlossen ist, nicht mehr flach

(Abb. 19). Im Bergaer Sattel ist dagegen gerade im am tiefsten erodierten NE-Teil das flache Sattelplateau besonders gut ausgeprägt.

Aus diesen Beobachtungen läßt sich ableiten, daß die Göttingröner Überschiebung aller Wahrscheinlichkeit nach jünger ist als die Genese des Bergaer Sattels und die Geometrie desselben nur geringfügig überprägt haben kann. Die weitspannige Geometrie des Bergaer Sattels mit flachliegendem Plateau im Sattelkern legt eine flat-ramp-flat-Geometrie der verursachenden Störung nahe, die selbst im Untergrund verborgen bleibt. Die Göttingröner Störung wurzelt vermutlich in dieser flachen Überschiebung und ist out-of-sequence angelegt worden. Das bedeutet, daß das basale Detachment im Untergrund noch weiter nach SE reichen muß, auch wenn die in Kap. 2.2 beschriebenen Gefüge SE' der Göttingröner Störung aussetzen.

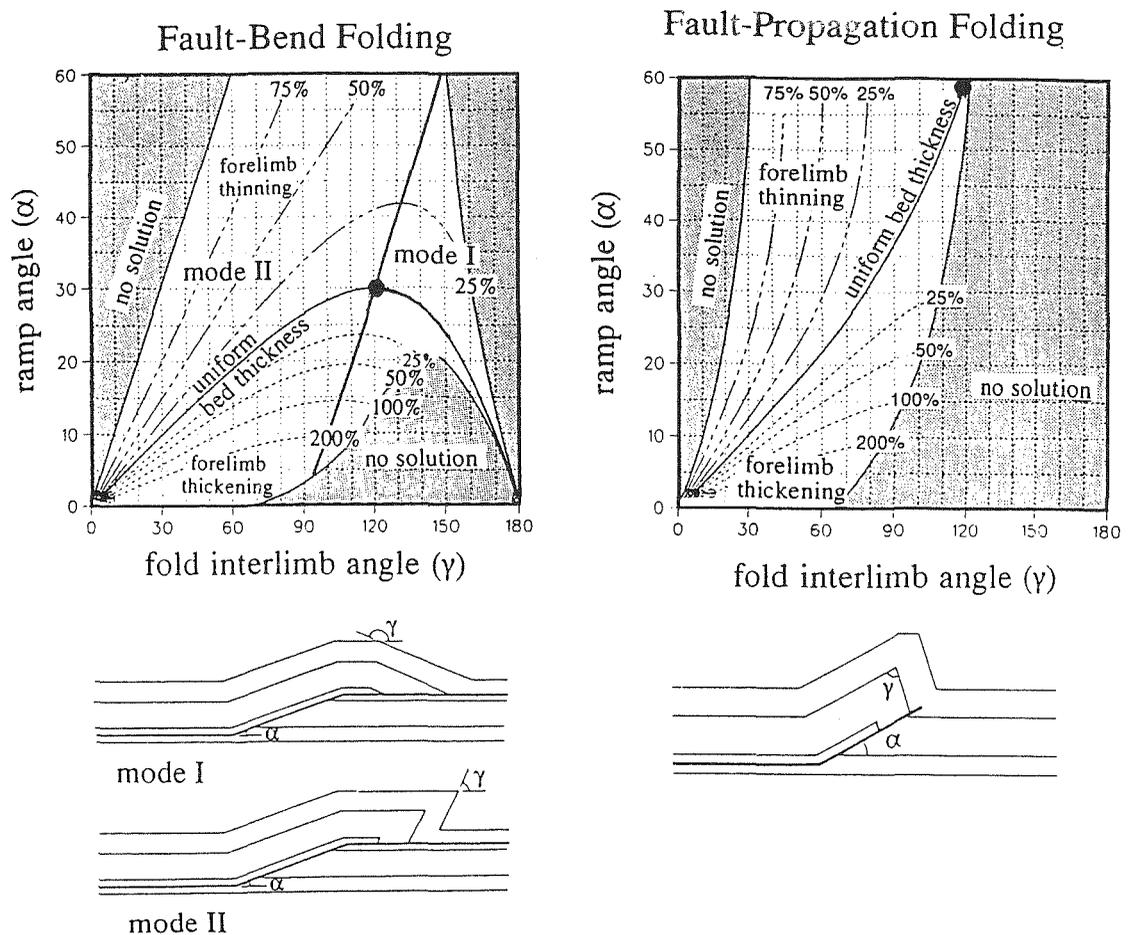


Abb. 19: Geometrische Beziehungen zwischen Falte und verursachender Störung für Rampenantiklinalen (Fault-Bend Folding) und frontale Knickfalten (Fault-Propagation Folding). Dicke Punkte: Plotposition des Bergaer Sattels mit einem Öffnungswinkel von $\gamma = 120^\circ$ und einem Rampenwinkel α von 30° für die Rampenantiklinale bzw. 60° für die frontale Knickfalte. Nach Jamison (in McClay 1992).

4. THERMOBAROMETRIE

Um Anhaltspunkte zu den Versenkungstiefen der Gesteinseinheiten während der variscischen Orogenese zu erhalten, die für die Profilkonstruktion von Bedeutung sind, wurden an Gesteinsproben mit geeigneten Paragenesen geothermobarometrische Untersuchungen durchgeführt. Die Probennahmepunkte und -nummern der hierfür verwendeten Dünnschliffe sind in Anhang 3.4 enthalten. Die Paragenesen der Gesteine wurden lichtoptisch bestimmt und zum Teil durch röntgendiffraktometrische Untersuchungen ergänzt. Die chemische Zusammensetzung der einzelnen Minerale wurde mit der Mikrosonde untersucht. Anhang 3.3 enthält die Tabellen mit den für die Thermobarometrie verwendeten Mikrosondenanalysen. Einzelheiten zu den Untersuchungsmethoden sind in Anhang 1 beschrieben.

4.1. Vesser-Zone

Von den in der Vesser-Zone angefertigten Dünnschliffen konnten zwei Proben für geothermobarometrische Untersuchungen weiterverwendet werden. Beide Proben entstammen der nördlich gelegenen Vesser-Serie und wurden im oberen Vessertal entnommen. Probe V1 ist ein basischer Metavulkanit aus der Rollkopf-Folge, Probe V4 ein metapelitischer Granat-Glimmerschiefer der Neuwerk-Folge.

Die Paragenese des Metabasits (Probe V1) umfaßt Quarz + Plagioklas + Hornblende + Chlorit + Sericit + Epidot + Calcit + Ilmenit + Hämatit. Im petrogenetischen Netz für niedriggradige Metabasite nach Frey (1987) entspricht diese Paragenese der Grünschieferfazies (Zo + Tr + Chl in Abb. 20) mit Temperaturen von über 350°C.

Tafel 6 Bild 3 zeigt, daß die Hornblendekristalle im Druckschatten eines älteren, vermutlich ehemals magmatischen Kettensilikat-Relikts gesproßt sind. Die Sprossung erfolgte syndeformativ zur Hauptdeformation, da metamorphe Mineralneubildungen nur syngenetisch zur Hauptschieferung s1 beobachtet werden können (vgl. Kap. 2.3.1). Somit kann der Mineralchemismus der Hornblenden für die Abschätzung der metamorphen Bedingungen während der Hauptdeformation herangezogen werden.

Die Hornblenden konnten nach Leake (1978) als aktinolithische Hornblenden und Magnesio-Hornblenden bestimmt werden (Abb. 21). Der Titangehalt der Hornblenden beträgt 0,02 - 0,06 Gew.% und ist nach Raase (1974) typisch für die mittlere bis obere Grünschieferfazies (Abb. 22). Im Metamorphosefaziesdiagramm nach Laird & Albee (1981), das auf den Verhältnissen $\text{Na} \cdot 100 / (\text{Ca} + \text{Na})$ zu $\text{Al} \cdot 100 / (\text{Si} + \text{Al})$ in Hornblenden beruht, plotten die Hornblenden des untersuchten Metabasits im Bereich der Niederdruckmetamorphose (Abb. 23). Die beiden Magnesio-Hornblenden liegen dabei oberhalb der Granat-Isograde. (Tatsächlich hat im benachbarten Glimmerschiefer-Vorkommen - Probe V4, s.u. - die Granatblastese eingesetzt.) Das Diagramm ist unabhängig von der Methode der Fe^{3+} -

Abschätzung in den Hornblenden. Die in der Probe V1 gemessenen Plagioklase haben allerdings einen deutlich höheren Anorthitgehalt (An_{50-60}) als die von Laird & Albee (1981) beobachteten Plagioklase der metamorphen Gleichgewichtsparagenese. Daher stellen sie vermutlich Relikte der primär magmatischen Paragenese dar.

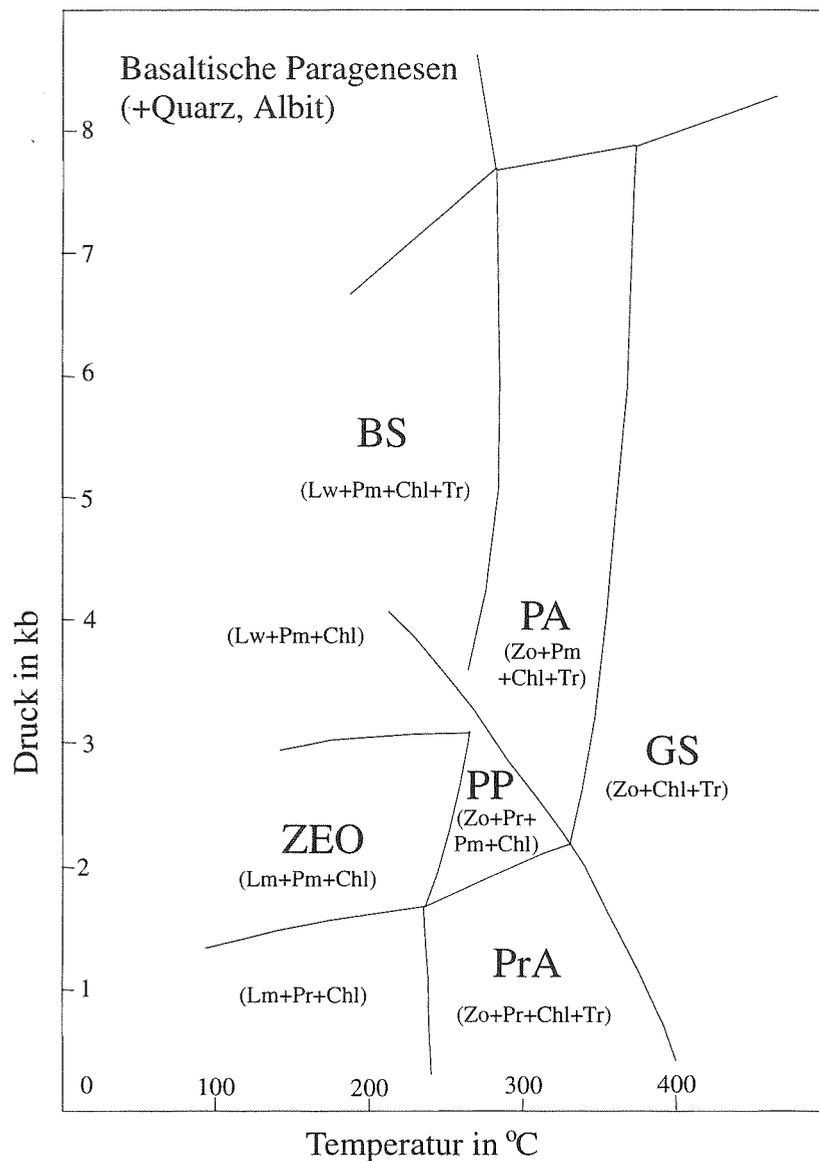


Abb. 20: Petrogenetisches Netz für basische Lithologien bei niedriggradiger Metamorphose. ZEO = Zeolithfazies, PrA = Prehnit-Aktinolit-Fazies, PP = Prehnit-Pumpellyit-Fazies, PA = Pumpellyit-Aktinolit-Fazies, GS = Grünschiefer-Fazies, BS = Blauschiefer-Fazies; Lm = Laumontit, Pr = Prehnit, Pm = Pumpellyit, Chl = Chlorit, Tr = Tremolit, Zo = Zoisit, Lw = Lawsonit. Vereinfacht nach Frey (1987).

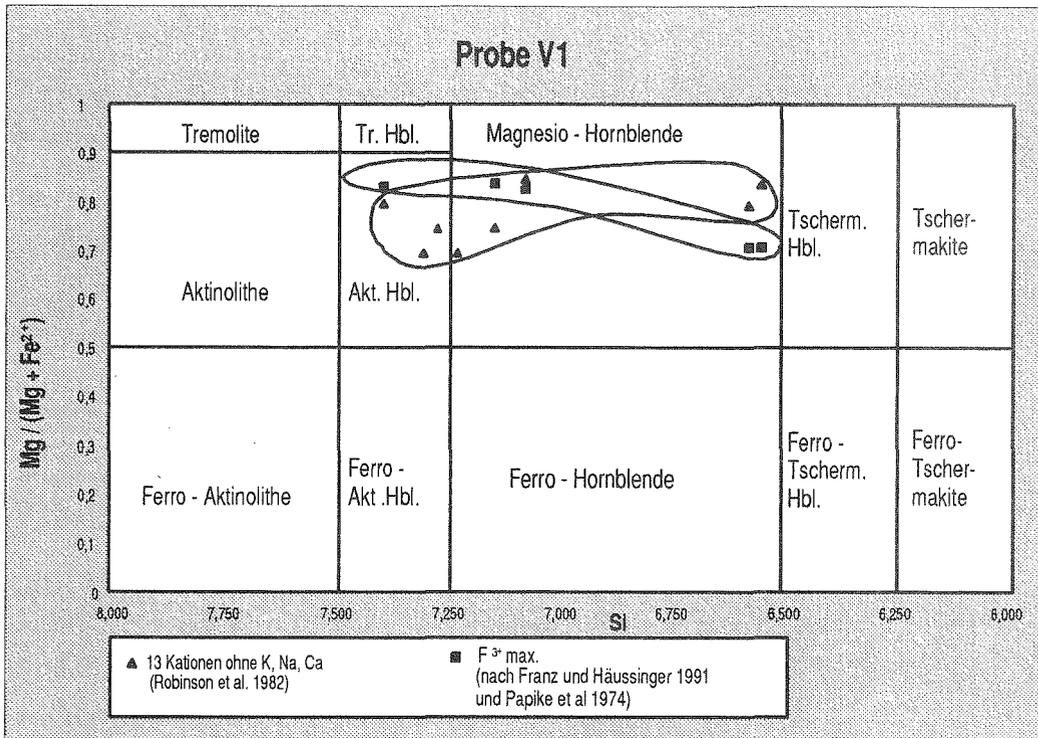


Abb. 21: Hornblendeklassifikation der Probe V1 nach Leake (1978), in Abhängigkeit von der Methode der Fe³⁺ - Abschätzung.

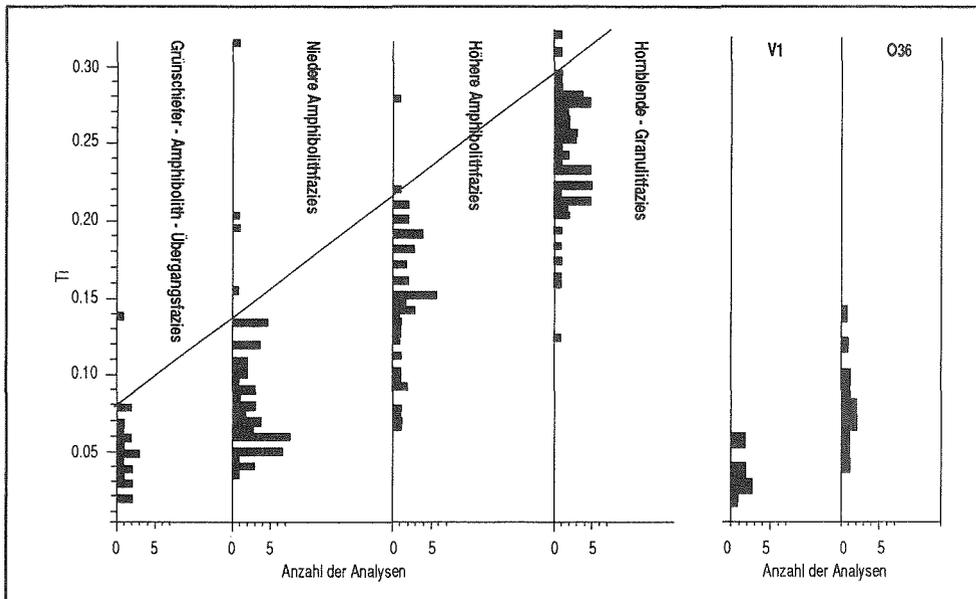


Abb. 22: Metamorphosefazies-Diagramm nach Raase (1974) für die Hornblenden der Metabasite, Proben V1 und O36 (rechts).

Nach Brown (1977) ist der Einbau von Na auf die M4-Position von Hornblenden in Grünschiefern mit der Paragenese Aktinolith + Albit + Chlorit + Fe_2O_3 -Phase stark druckabhängig. Der Anteil von Na auf M4 hängt jedoch auch von der Methode der Fe^{3+} -Abschätzung ab. Die Präsenz von Hämatit in der Paragenese deutet auf maximale Fe_2O_3 -Werte hin. Für den Metabasit aus dem Vessertal ergaben sich nach der Berechnung von maximalem Fe_2O_3 nach Franz & Häussinger (1991) bzw. Papike et al. (1974) und der Berechnung mit 13 Kationen ohne K, Na und Ca nach Robinson et al. (1982) nur geringfügige Unterschiede, die innerhalb des Fehlers lagen. Demnach zeigen die Hornblendeanalysen der Probe V1 im Diagramm Na_{M4} gegen Al^{IV} nach Brown (1977) Drucke von 2-3 kb an (Abb. 24).

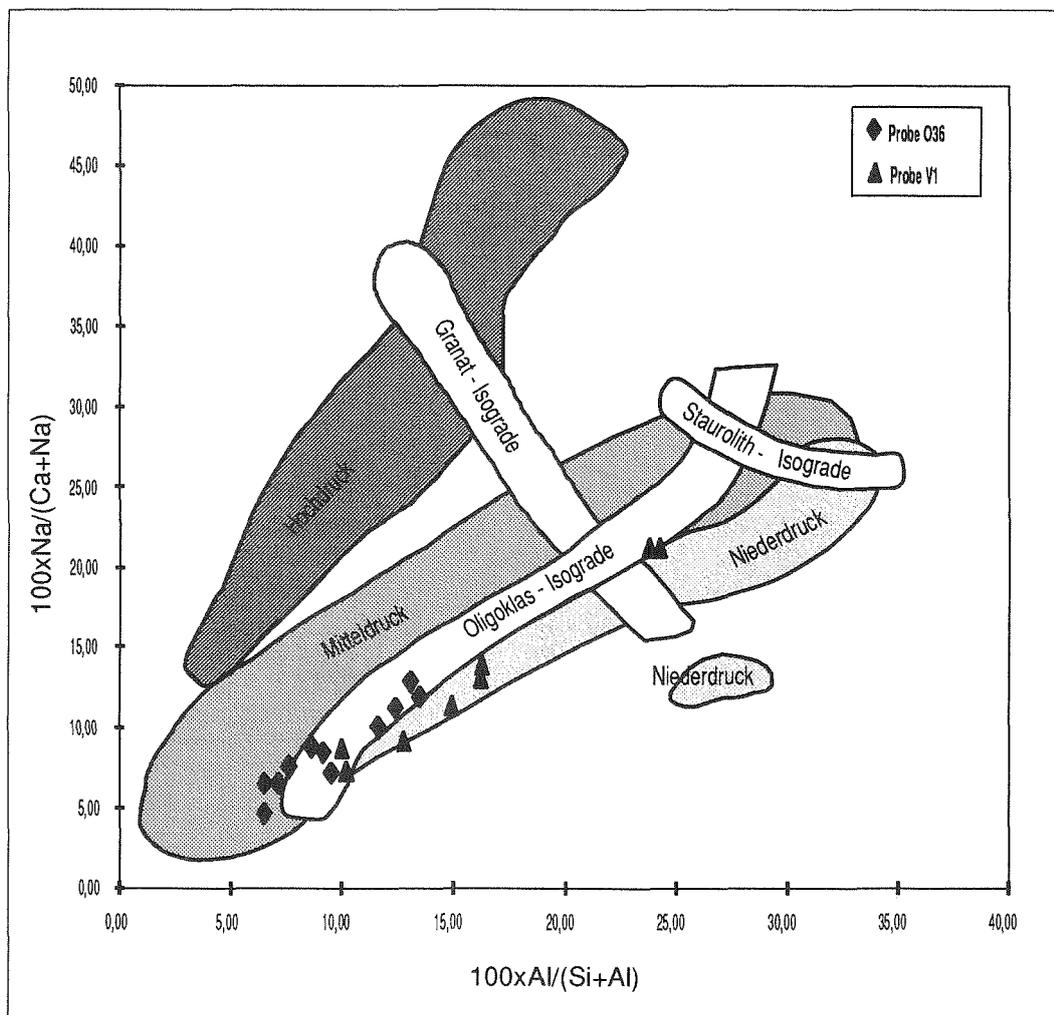


Abb. 23: Metamorphosefazies-Diagramm nach Laird & Albee (1981) für die Hornblenden der Proben V1 und O36.

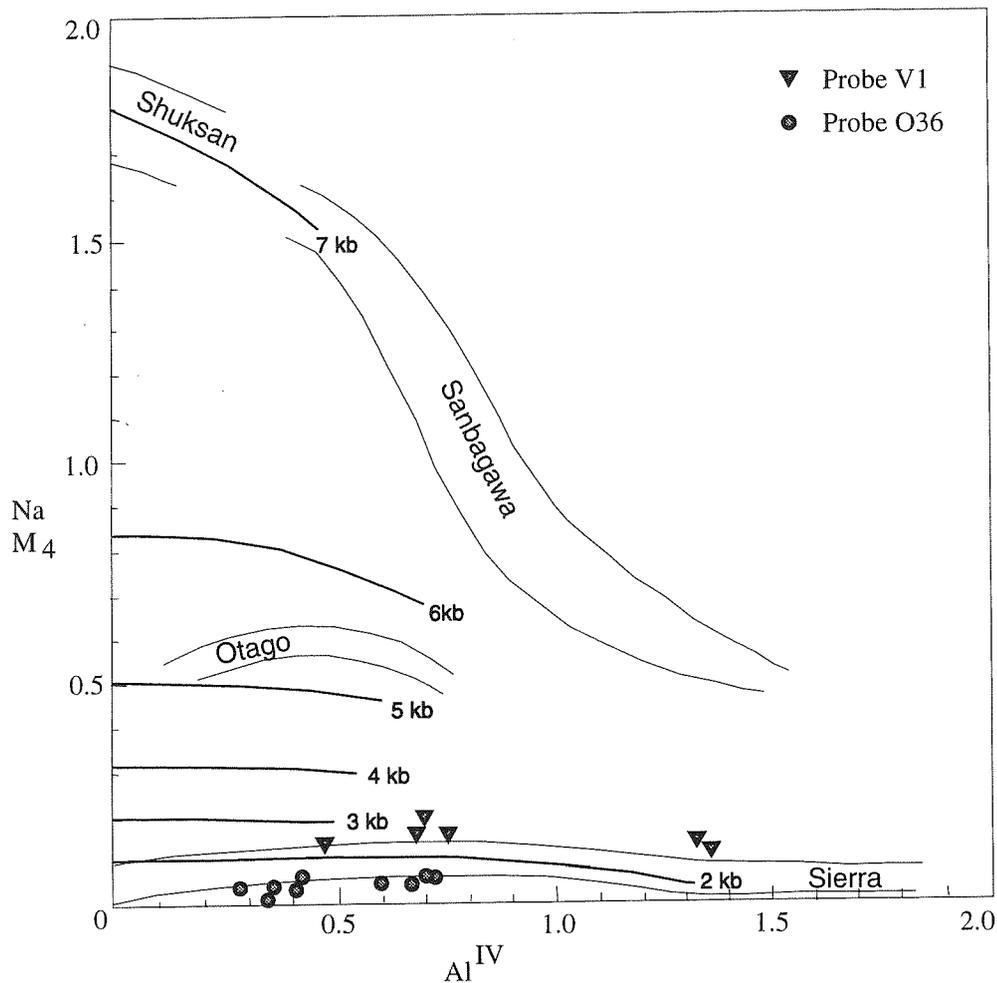


Abb. 24: Geobarometrie - Diagramm nach Brown (1977), basierend auf dem $\text{Na (M4) / Al}^{\text{IV}}$ - Verhältnis in Hornblenden, für die Proben V1 und O36.

Die Paragenese des Granatglimmerschiefers (Probe V4) umfaßt Quarz + Albit + Kalifeldspat + Hellglimmer + Chlorit + Granat + Ilmenit. Die grossular- und spessartinreichen Almandine ($\text{Alm}_{55}\text{Gross}_{23}\text{Spess}_{19}\text{Pyr}_2\text{Andr}+\text{Uvar}_1$) sind syndeformativ gesproßt und erreichen Größen von etwa 0,2 mm (Tafel 6, Bild 1). Abb. 25 zeigt die gleichmäßige, nicht zonierte Zusammensetzung eines untersuchten Granats. Reiner Almandin ist nach Spear & Cheney (1989) oberhalb 500°C stabil, während sich reiner Spessartin in experimentellen Studien bei rund 400°C bildet (Matthes 1961, Hsu 1968). Hsu (1980) zeigte weiterhin, daß eine hohe Grossular-Komponente die Stabilitätsgrenze entsprechender Mischkristalle deutlich erniedrigt. So kann für die Almandin-Grossular-Spessartin - Granate der Vesser-Zone eine Bildungstemperatur von etwa 420-450°C angenommen werden.

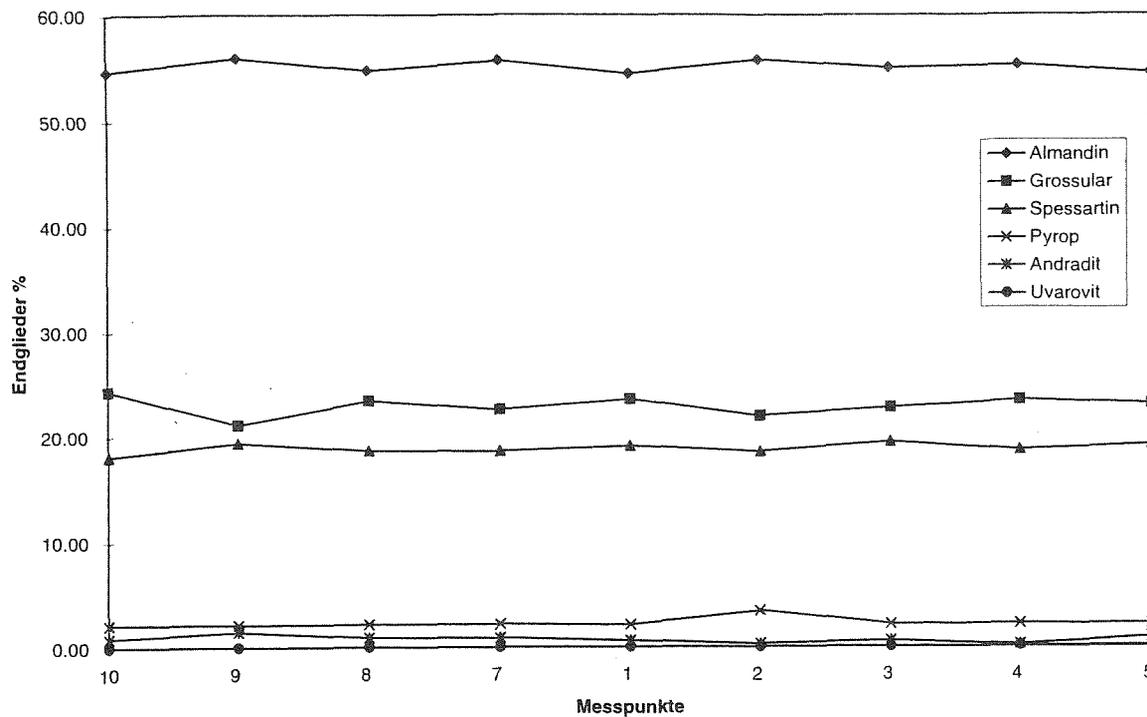


Abb. 25: Analyseprofil eines Granatkorns (Tafel 6 Bild 1) der Probe V4 (Granatglimmerschiefer).

Hellglimmer liegt in drei Generationen vor (Tafel 6, Bild 2): zwei syndeformative, geregelte Populationen und eine jüngere, undeformierte Querglimmergeneration. Untersuchungen mit der Mikrosonde ergaben jedoch eine im Rahmen des Fehlers gleichbleibende chemische Zusammensetzung der Glimmergenerationen (Anhang 3.3).

Die Metamorphosetemperatur läßt sich somit auch mit dem Geothermometer von Hynes & Forest (1988) abschätzen. Es basiert auf dem Fe-Mg-Austausch zwischen koexistierendem Granat und Phengit und wurde für niedriggradige Metamorphite kalibriert. Tafel 6, Bild 1 zeigt die vorliegende Kontaktparagenese zwischen den beiden Mineralen. Das Thermometer weist allerdings generell ein methodenbedingtes Fehlerintervall von $\pm 60^\circ\text{C}$ auf. Die Berechnung der Temperaturen nach Hynes und Forest (1988) setzt eine vorgegebene Druckabschätzung voraus, erwies sich aber als weitgehend unempfindlich gegenüber Unsicherheiten bei der Druckbestimmung. So ergab sich bei einem Test des Thermometers über die Spanne von 1 bis 10 kb eine Temperaturabweichung von $< 25^\circ\text{C}$. Bei einer realistischeren Druckvorgabe von 3 kb, die auf den Analysen der Probe V1 basiert (s.o.), ergibt sich für Probe V4 ein Temperaturintervall von $410\text{-}450^\circ\text{C}$. Die Anwendung des Granat-Phengit-Geothermometers von Green & Hellmann (1982), das allerdings für Eklogite und andere Hochdruckgesteine kalibriert wurde, ergab Temperaturen, die konstant um etwa 40°C höher lagen als nach Hynes und Forest (1988).

Die Granat-Chlorit-Geothermometer nach Dickinson & Hewitt (1986) und Ghent et al. (1987) liefern demgegenüber etwas niedrigere Temperaturen von 380-390°C. Da jedoch selbst grossularreicher Granat in diesem Temperaturfeld noch nicht stabil ist, handelt es sich bei dem untersuchten Chlorit vermutlich um eine retrograde Phase, die mit Granat nicht im Gleichgewicht steht.

Eine Möglichkeit zur Abschätzung des Metamorphosedrucks bietet das Phengit-Geobarometer von Massonne & Schreyer (1987) bzw. Massonne (1991). Dazu muß - wie in der Probe V4 verwirklicht - die Paragenese Hellglimmer + Biotit oder Chlorit + Quarz + Kalifeldspat vorliegen. Ist die Paragenese unvollständig, genügt auch die Koexistenz von Hellglimmer mit Biotit, Chlorit oder einem anderen Fe-Mg-Silikat, um wenigstens Mindestdrucke abschätzen zu können.

Die phengitischen Hellglimmer, die in der Hauptschieferung gesproßt sind, haben Si-Gehalte von 6.236-6.273 p.f.u. (per formula unit, bezogen auf 22 Sauerstoffatome) und zeigen damit bei Temperaturen von rund 450°C Bildungsdrucke von 2.5 - 3 kb an (Tabelle 1, Abb. 26).

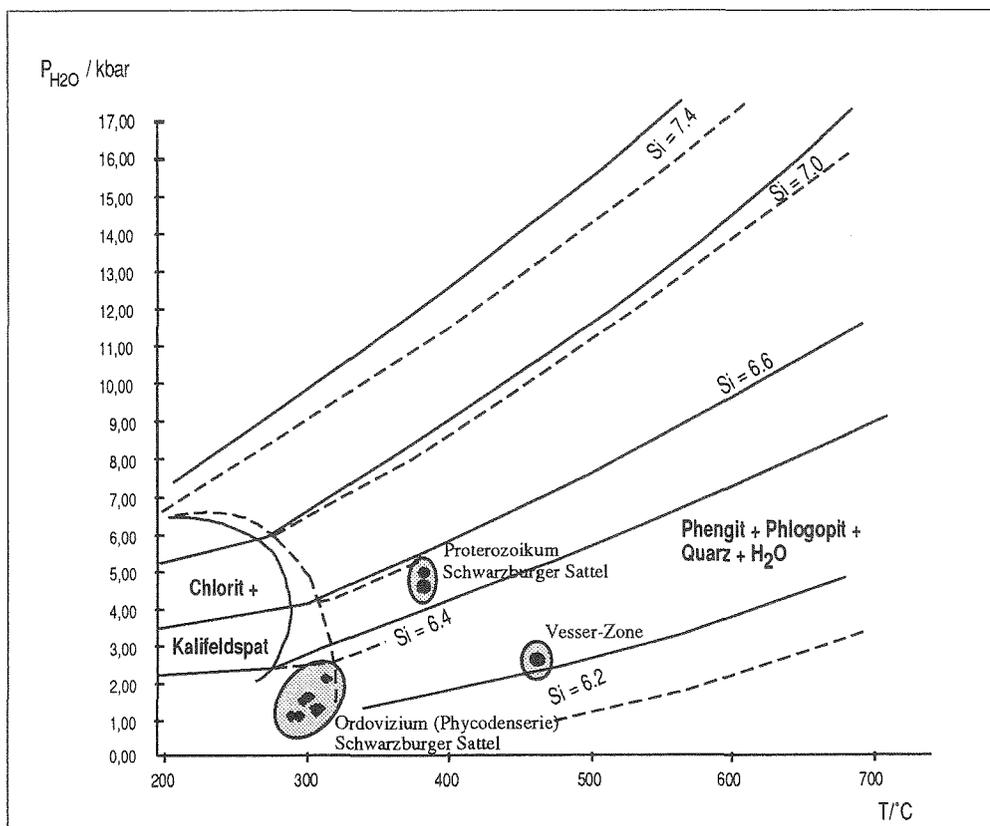


Abb. 26: Geothermobarometrie - Diagramm nach Massonne (1991), basierend auf dem Si-Gehalt in Phengiten, für die Vesser-Zone und den Schwarzbürger Sattel.

Zusammengefaßt liefern die untersuchten Proben der Vesser-Zone recht gut übereinstimmende Ergebnisse mit Metamorphosebedingungen der mittleren bis oberen Grünschieferfazies. Die Temperaturen lagen dabei bei $450(+/-25)^{\circ}\text{C}$, die Drucke betragen etwa 2,5 - 3 kb.

4.2. Schwarzburger Sattel

Im gesamten Proterozoikum des Schwarzburger Sattels liegen zahlreiche schichtparallele Metabasiteinschaltungen mit grünschieferfaziellen Paragenesen vor (Hirschmann 1959, Bankwitz & Bankwitz 1995). Unterhalb der innerproterozoischen Diskordanz reichten die Metamorphosebedingungen bis zur Biotit- und Granatblastese (Bankwitz 1968). Die Chlorit-Biotit-Isograde verläuft dabei leicht spitzwinklig zu den Schichtgrenzen und fällt im wesentlichen mit der "Kernzone" von Gaertners (1933) zusammen (Bankwitz & Bankwitz 1995). Allerdings konnte weder in der Literatur, noch durch neu im Rahmen dieser Arbeit angefertigte Dünnschliffe der genetische Zusammenhang der Biotit- und Granatsprossung mit der variscischen Gefügebildung belegt werden. Es bleibt daher offen, ob sie Anzeiger für die metamorphen Bedingungen der variscischen oder aber einer älteren, ?cadomischen Orogenese sind.

Um sicherzustellen, daß wirklich nur variscische Metamorphoseinkremente in die Betrachtung eingehen, wurde auf eine Probennahme im polyphas deformierten, ?cadomischen Basement verzichtet. Die thermobarometrisch untersuchten Proben beschränken sich daher auf proterozoische und altpaläozoische Gesteine der saxothuringischen Beckenfüllung, die eindeutig nur die variscische Gefügeprägung aufweisen (s. Kap. 1.1, 2.1 und 2.2.2). Aufgrund ihrer Paragenesen erwiesen sich Dünnschliffe einer sillartigen Granitintrusion (Glasbach-Granit, Probe S20) und eines phyllitischen Metasiltschiefers (Probe S17), die beide aus den proterozoischen Anteilen des saxothuringischen Beckens stammen, sowie Dünnschliffe des Mellenbacher Metabasits (Probe O36) und mehrerer Metapelite aus der ordovizischen Phycodenserie (Proben O12, O16, O20, O22, O26, O28, O29, O30, O33 und O45) für die Geothermobarometrie als geeignet.

Der Glasbach-Granit (Probe S20) ist nach Bankwitz & Bankwitz (1995) gemeinsam mit seinem sedimentären Nebengestein verfaltet und geschiefert worden. Er zeigt eine reliktsch erhaltene magmatische Paragenese Quarz + Biotit + Kalifeldspat, die während der Regionalmetamorphose mit neusprossendem Hellglimmer koexistierte (Tafel 6, Bild 4). Dabei ist zu beachten, daß neben s1-parallelen Hellglimmer-Bahnen auch zahlreiche Serizittaschen mit regellos verteilten Hellglimmerkristallen durch postdeformativen Kalifeldspatzerfall vorliegen (Tafel 6, Bild 4). Die unterschiedliche Genese dieser beiden Hellglimmer-Populationen zeigt sich auch in ihren abweichenden Si-Gehalten: die syndeformativen Phengite zeigen mit durchschnittlich $\text{Si} = 6.490$ p.f.u. einen deutlich höheren Si-Gehalt als die Serizitgeneration mit $\text{Si} = 6.371$ p.f.u. .

Der durchschnittliche Si-Gehalt der s1-parallelen Hellglimmer der Probe S17 (Quarz + Kalifeldspat + Chlorit + Hellglimmer) liegt mit $Si = 6.592$ p.f.u. noch etwas höher als der des Glasbach-Granits. Auch in dieser Probe lassen Vergleichsmessungen in einem groben, eindeutig detritischen Hellglimmer ($Si = 6.198$ p.f.u.) eine Abgrenzung verschiedener Glimmergenerationen nach ihrem Si-Gehalt erkennen (Tafel 3, Bild 4).

Bei grünschieferfaziellen Mindesttemperaturen von 350°C (s.o.) ergeben sich nach dem Phengit-Geobarometer von Massonne (1991) Druckbedingungen von 4 - 4.5 kb für die Genese der Hauptschieferung (Abb. 26).

In der Phycodenserie, die in der Nähe des proterozoischen Sattelkerns noch durch metamorphe Hellglimmerneusprossung und die Ausbildung einer 2. Schieferung gekennzeichnet ist (vgl. Kap. 2.3.2 und 2.4), ist bei der Ortschaft Mellenbach ein annähernd schichtparalleler Metabasit eingeschaltet (Probe O36). Seine Paragenese Hornblende + Albit + Chlorit + Klinozoisit + Epidot + Titanit + Calcit + Hämatit entspricht nach Frey (1987) ebenfalls der Grünschieferfazies (vgl. Abb. 20). Allerdings kann die metamorphe Paragenese hier nicht mit letzter Sicherheit der Hauptdeformation zugeordnet werden, da das Interngefüge des Metabasits statt einer s1-parallelen Regelung noch eine gut erhaltene magmatische (meist ophitische) Struktur zeigt (Tafel 6, Bild 5).

Die Hornblenden sind nach der Klassifikation von Leake (1978) als Magnesio-Hornblenden, aktinolithische Hornblenden und Aktinolithe anzusprechen (Abb. 27). Der Titangehalt entspricht mit 0,04 - 0,14 Gew.% nach Raase (1974) der obersten Grünschieferfazies (Abb. 22). Im Metamorphosefaziesdiagramm nach Laird & Albee (1981) plotten die Hornblenden im Bereich der Mitteldruckmetamorphose (Abb. 23). Im Gegensatz zum untersuchten Metabasit aus der Vesser-Zone (Probe V1, s.o.) sind die Plagioklase durch die Metamorphose hier bereits albitisiert (An_{2-5}). Daher können für den Mellenbacher Metabasit auch Plagioklas-Amphibol-Thermobarometer angewandt werden.

Das empirische Plagioklas-Amphibol-Thermometer von Spear (1980) basiert auf dem NaSi-CaAl-Austausch zwischen koexistierenden Plagioklasen und Amphibolen. Dieses Geothermometer ist abhängig von der Methode der Fe^{3+} -Abschätzung in den Hornblenden. In der vorliegenden Probe rechtfertigt das Auftreten von Hämatit die Annahme von maximalen Fe^{3+} -Gehalten. Auch bei dieser Probe lieferten die beiden benutzten Berechnungsmethoden ($Fe_2O_3_{max}$ nach Franz & Häussinger 1990, basierend auf Papike 1974 sowie Robinson et al. 1982) recht gut übereinstimmende Fe^{3+} -Gehalte. Für den Mellenbacher Metabasit ergibt sich damit eine relativ grobe Temperaturabschätzung von etwa $350-450^{\circ}\text{C}$ (Abb. 28).

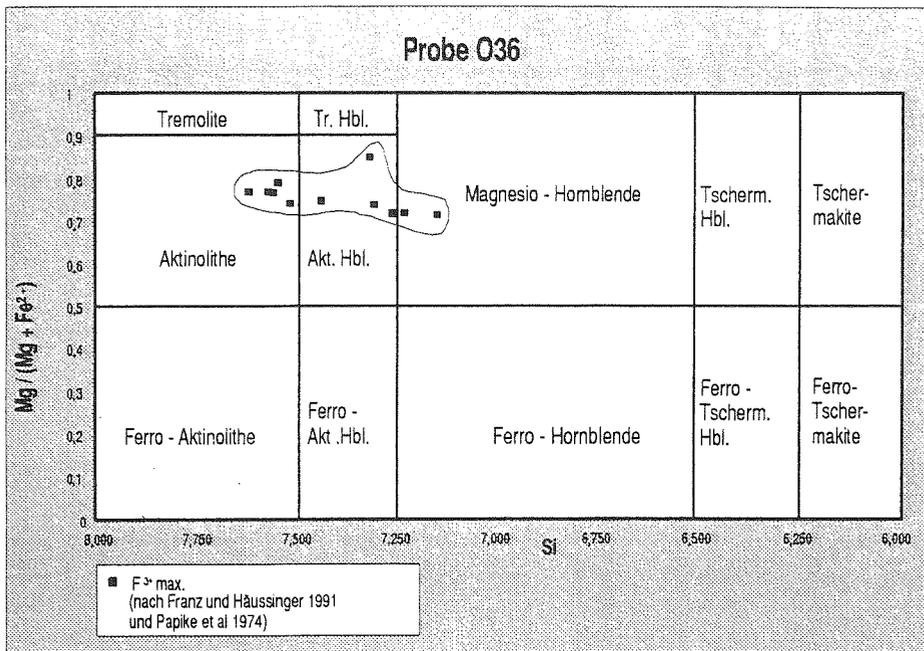


Abb. 27: Hornblendeklassifikation der Probe O36 nach Leake (1978).

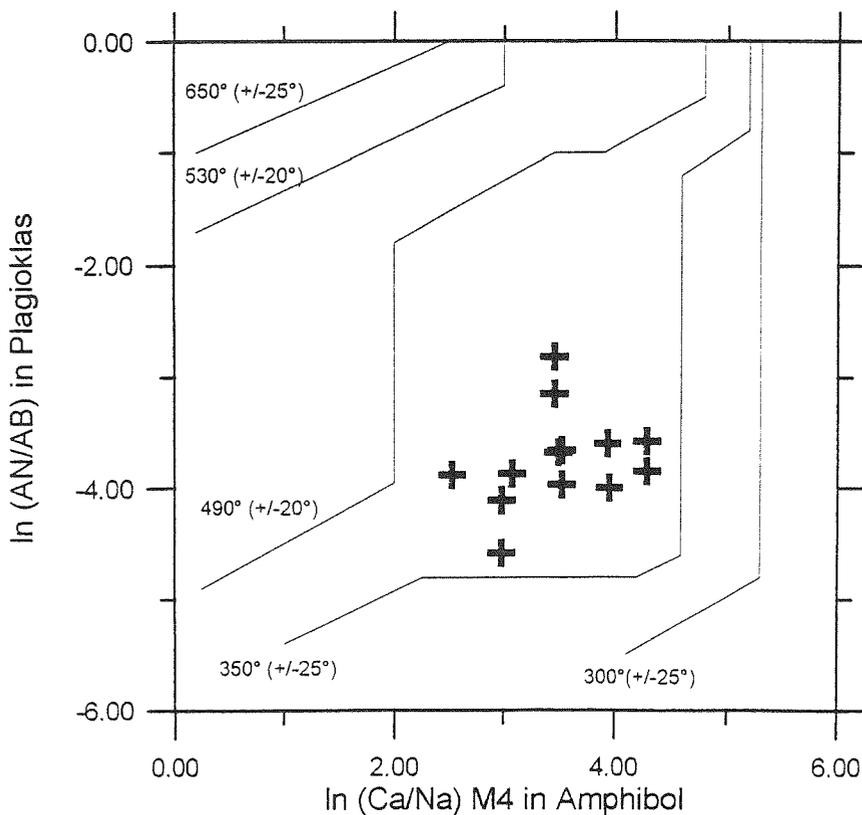


Abb. 28: Plot des Plagioklas-Amphibol-Geothermometers nach Spear (1980) für die Probe O36.

Nach dem Plagioklas-Amphibol-Thermobarometer von Plyusina (1982), das unabhängig von der Fe^{3+} -Abschätzung ist und auf dem Verhältnis von $Ca/(Ca+Na+K)_{Pl}$ zu ΣAl_{Hbl} beruht, lagen die Bedingungen während der Bildung der Grünschieferparagenese bei 450-475°C

und 2-4 kb (Abb. 29). Dieses Thermobarometer ist allerdings erst für Temperaturbedingungen oberhalb 450°C anwendbar. Es ist zweifelhaft, ob diese Temperatur während der variscischen Metamorphose im Schwarzburger Sattel auch wirklich erreicht wurde, da trotz geeigneter Lithologien der Beckensedimente nirgendwo Biotit- oder Granatneubildungen beobachtet werden. Wahrscheinlicher erscheint ein Temperaturintervall von etwa 350-400°C.

Im $\text{Na}_{\text{M4}}/\text{Al}^{\text{IV}}$ -Geobarometer nach Brown (1977) plotten die Hornblenden bei etwa 2 kb (Abb. 24). Bei den Hornblenden wurden dabei die gleichen $\text{Fe}^{3+}_{(\text{max})}$ - Abschätzungen verwendet wie für das Plagioklas-Amphibol-Thermometer von Spear (1980).

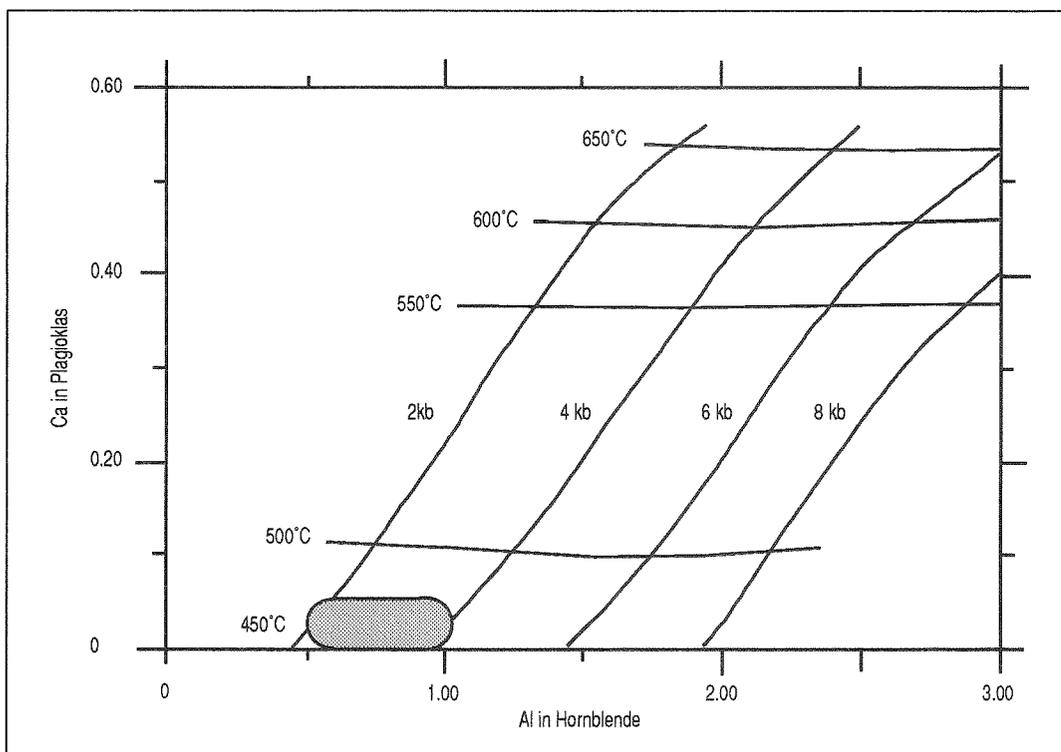


Abb. 29: Plot des Plagioklas-Amphibol-Geothermobarometers nach Plyusina (1982) für die Probe O36.

In den Sedimenten der Phycodenserie kann an den metamorphen Hellglimmern, die auf den Schieferungsflächen der Hauptschieferung s1 gesproßt sind, der synkinematische Metamorphosedruck mit dem Phengitgeobarometer von Massonne & Schreyer (1987) und Massonne (1991) ermittelt werden. Wegen der unvollständigen Paragenese ohne Biotit und

Kalifeldspat, aber mit reichlich Chlorit als Fe-Mg-Silikat (Quarz + Albit + Hellglimmer + Chlorit + Opake), liefern die so erhaltenen Werte nur Mindestdrucke. Auf der SE-Flanke wurden 9 Proben entlang zweier Profile senkrecht zum Streichen entnommen (Proben O33, O20, O22, O16, O12, O30, O29, O28, O26), während für die NW-Flanke nur eine verwertbare Probe vorliegt (Probe O45). Die Si-Gehalte der s1-parallelen, metamorphen Hellglimmer liegen zwischen 6.236 und 6.366 p.f.u. (Tabelle 1). Damit ergeben sich bei Temperaturen von 350-400°C Mindestdrucke von 1.5 - 2.5 kb (Abb. 26).

O45	Phyllit	6,273	syn s1
		6,209	detritisch
O33	Phyllit	6,366	syn s1
		6,267	detritisch
O20	Phyllit	6,236	syn s1
		6,145	detritisch
O22	Phyllit	6,286	syn s1
		6,096	detritisch
O16	Metapelit	6,331	syn s1
		6,191	detritisch
O12	Metapelit	6,236	syn s1
		6,236	detritisch
O30	Phyllit	6,222	syn s1
		6,263	detritisch
O29	Phyllit	6,222	syn s1
		6,199	detritisch
O28b	Metasediment	6,263	syn s1
		6,254	detritisch
O26b	Metapelit	6,237	syn s1
		6,181	detritisch

Tabelle 1: Vergleich der Si-Gehalte in metamorphen und detritischen Hellglimmern in Sedimenten des Ordoviziums im Schwarzburger Sattel.

Zu Vergleichszwecken wurden auch hier detritische Hellglimmer gemessen. Sie erreichen deutlich höhere Korngrößen als die metamorphe Generation und liegen zudem oft parallel zur Schichtung. Durch passive Rotation werden aber auch detritische Glimmer parallel zur Schieferung eingeregelt, so daß eine s1-parallele Lage nicht automatisch eine metamorphe Genese der Hellglimmer bedeuten muß. Eindeutig detritische Hellglimmer liefern mit 6.096 - 6.267 p.f.u. nur geringfügig niedrigere Si- Gehalte als die metamorphen Neubildungen

(Tabelle 1). Im Gegensatz zu den proterozoischen Grauwacken (Probe S17, s.o.) ist es hier also nicht möglich, metamorphe Hellglimmer aufgrund ihrer Si-Gehalte gut von den detritischen Restbeständen zu unterscheiden. Die Messungen mußten daher auf den Bereich beschränkt bleiben, in denen s1-parallele Hellglimmer sicher als Neubildungen erkannt und eindeutig von passiv rotierten detritischen Körnern unterschieden werden können (vgl. Tafel 3, Bild 5 und 6).

Ein eher frühes Metamorphoseinkrement zeigen die großen Chloritporphyroblasten an, die fast im gesamten Altpaläozoikum des "normalen Schiefergebirges" (s. Kap. 2.6) verbreitet sind (Meinel 1963). Sie erreichen eine Größe von maximal 0,3 mm und sind epitaktisch mit detritischen Hellglimmern verwachsen (Tafel 3, Bild 5 und 6), mit denen sie ein z.T. sehr enges Interlayering bilden (frdl. mdl. Mitt. Kemnitz 1996). Die Basisflächen der Kristalle sind dabei subparallel zur Schichtung eingeregelt. Die Schieferung s1, die die Schichtung meist in stumpfem Winkel schneidet, deformiert die Chloritblasten durch Drucklösung und kristallplastische Verformung. Die Chlorite erhalten dadurch eine rundliche Kornform und ein deformiertes, verknicktes Interngefüge (Tafel 3, Bild 6). Auch in der Schieferung wachsen Chlorite, deren Chemismus aber deutlich von der Zusammensetzung der großen Blasten abweicht (frdl. mdl. Mitt. Kemnitz 1996). Aus diesem Grund können die Chloritblasten als älter als die Hauptdeformation angesehen werden.

An den Schlifften der Proben O45, O20, O22, O16, O12, O30, O29, O28 und O26, die auch für die Phengitbarometrie verwendet wurden, wurden die Chlorite mit der Mikrosonde gemessen und mit dem Geothermometer von Cathelineau & Nieva (1985) bzw. Cathelineau (1988) untersucht. Wegen der komplexen Mineralchemie der Chlorite, deren Zusammensetzung neben der Temperatur von einer Fülle weiterer Faktoren abhängt, ist die Chlorit-Thermometrie für absolute Temperaturangaben ungeeignet (z.B. Caritat et al. 1993, Jiang et al. 1994). Bei konstanter Lithologie und Petrologie kann die Temperaturberechnung nach Cathelineau & Nieva (1985) und Cathelineau (1988) jedoch zumindest als "internes Geothermometer" benutzt werden (Noack et al. 1987). Somit läßt sich auch innerhalb der monotonen Phycodenserie prüfen, ob und inwiefern die beiden Probenprofile und der Datenpunkt auf der NW-Flanke einen möglichen Temperaturgradienten in der frühen Metamorphosegeschichte aufzeigen.

Nach Oncken (1989) setzt die Chloritblastese in Metasedimenten bei etwa 250°C ein (Abb. 30). Die nach Cathelineau & Nieva (1985) und Cathelineau (1988) errechneten Temperaturen schwanken in allen Proben gleichmäßig um 300°C (Tabelle 2). Sie lassen somit weder innerhalb der Probenprofile auf der SE-Flanke noch zur NW-Flanke hin einen Temperaturgradienten erkennen. Die Isograden lagen demnach bis zum Einsetzen der ersten Schieferung bzw. der Hauptdeformation unverfaltet vor.

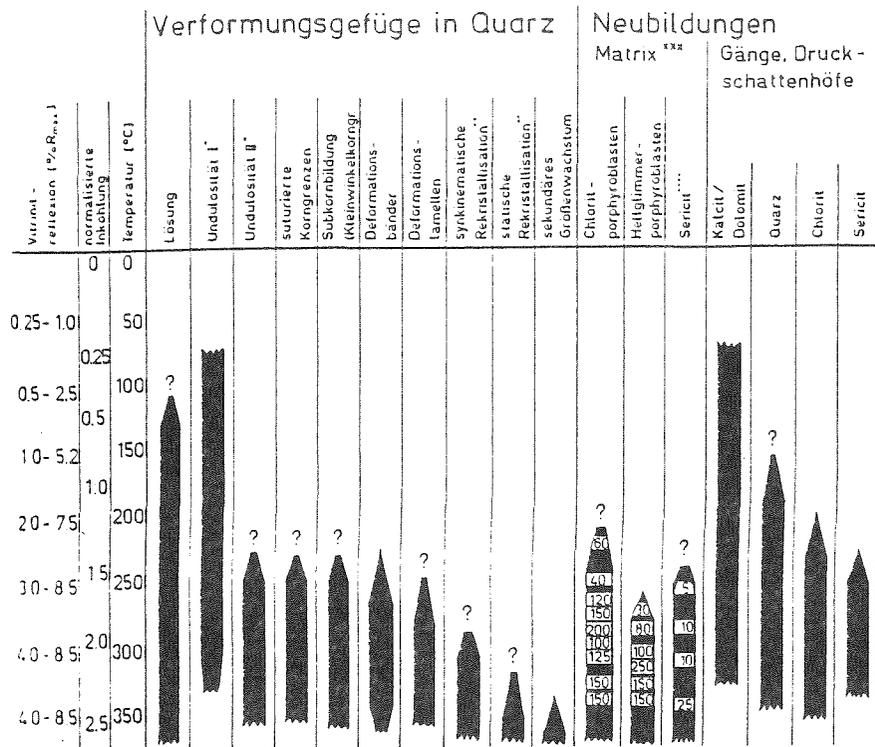


Abb. 30: Temperaturabhängigkeit von Mineralneubildungen und Quarzdeformationsgefügen im rheinischen Schiefergebirge. *: I = kontinuierliche, II = diskontinuierliche Undulosität; **: unterschieden durch Ausbildung von geraden Gleichgewichtskorngrenzen, Kornform und kristallographischer Orientierung; ***: in Peliten und Silten, Zahlen geben gemessene Größen der Neubildungen in μm an; ****: Hellglimmer mit unbestimmtem Chemiesmus. Aus Oncken (1989).

Probe	Gestein	Temperatur nach Cathelineau (1988)	
		in °C	Anzahl Analysen
O45	Phyllit	297-306	4
O20	Phyllit	292-316	5
O22	Phyllit	282-313	5
O16	Metapelit	307-314	4
O12	Metapelit	281-304	4
O30	Phyllit	301-308	3
O29	Phyllit	276-299	4
O28	Metasedimen	293-299	3
O26	Metapelit	304-310	5

Tabelle 2: Ergebnisse der Chloritthermometrie nach Cathelineau (1988) im Schwarzburger Sattel.

4.3. Teuschnitzer Mulde und Bergaer Sattel

Die Temperaturbedingungen der metamorphen Überprägung sind in der Teuschnitzer Mulde und im Bergaer Sattel nur ungefähr abschätzbar. Die Neusprossung von Chloritporphyroblasten und stellenweise auch s1-parallelem Hellglimmer deuten nach Oncken

(1989) auf Temperaturen von über 250°C (Abb. 30). Mikrogefüge in Quarz können zur weiteren Temperaturabschätzung hier nicht verwendet werden, da sie in den betroffenen Kulmgrauwacken nur innerhalb von detritischen Einzelkörnern vorliegen und somit nur die ererbte Deformationsintensität des Muttergesteins anzeigen. Da viele dieser Quarzkörner nur Erholungsgefüge zeigen, kann aber davon ausgegangen werden, daß die Temperatur bei der variscischen Metamorphose die Rekristallisationstemperatur von Quarz (280-300 °C) nicht überschritten hat - sonst wäre zumindest eine beginnende randliche Rekristallisation dieser Altkörner zu erwarten (vgl. Abb. 30).

Auch hier ist durch die Verknickung und Drucklösung der Chloritporphyroblasten durch die 1. Schieferung ein späteres Einsetzen der Deformation belegt (s.o.). Die Temperaturen blieben dabei aber in etwa unverändert.

Laufende geochemische Untersuchungen an Chloritporphyroblasten und die Anwendung des "internen" Geothermometers von Cathelineau & Nieva (1985) und Cathelineau (1988) im gesamten Thüringischen Schiefergebirge (Kemnitz frdl. mdl. Mitt./in prep.) belegen weiterhin, daß die ermittelten Temperaturen in der Teuschnitzer Mulde und im Bergaer Sattel sich nicht von den Flanken des Schwarzbürger Sattels unterscheiden. Das bedeutet, daß die Temperatur-Isograde unverfaltet und parallel zur heutigen Edoberfläche vorliegt.

Es gibt keine verwertbaren Druckindikatoren für diesen SE' Profilabschnitt. Einzig im Bereich des Hirschberger Sattels wurden devonische Metabasite mit Pumpellyit-Prehnit- und Grünschieferfazies beschrieben (Brand 1980), doch gehören diese in den Bereich des Hirschberger Phyllitareals, das eine Sonderstellung innerhalb des Thüringer Schiefergebirges einnimmt (s. Kap. 2.5). Allerdings ist bei der nur sehr schwachen Gesteinsdeformation und -metamorphose in Teuschnitzer Mulde und Bergaer Sattel auch nicht mit einer Überlagerung des Sedimentstapels durch allochthone Einheiten zu rechnen. Dies bedeutet aber, daß der geothermische Gradient vor und während der Hauptdeformation sehr hoch gewesen sein muß, um bei fehlender oder nur geringer Überlagerung (maximal 1-2 kb) Temperaturen von 250-300°C zu erhalten. Nach der Hauptdeformation sind erhöhte Temperaturen nur noch im Bereich der Frankenwälder Querzone belegt (Franke 1984), wo auch einige kleinere Granitvorkommen nachgewiesen sind.

5. GEOCHRONOLOGISCHER RAHMEN

Abb. 31 zeigt eine Zusammenstellung relevanter Altersdaten für das Saxothuringikum, die Mitteldeutsche Kristallinzone und das Rhenohherzynikum. Im NW' saxothuringischen Becken ist das Zeitfenster der SE-vergenten tektonometamorphen Überprägung durch die Ablagerung der jüngsten erhaltenen, jetzt verfaltet vorliegenden Sedimente gegen Ende des Visé bei ca. 325 ma (Gandl 1981) und der ältesten, diskordant auflagernden, undeformierten Sedimente des Stefan C bei ca. 300 ma (Lützner et al. 1995) gegeben. Neue, vorläufige Altersdaten des

posttektonischen Thüringer Hauptgranits (Kemnitz et al. 1997) belegen ein Ende der Deformation bei ca. 310-315 ma. Ahrendt et al. (1986) datierten die Deformation an der NW-Flanke der Teuschnitzer Mulde an synkinematischen Hellglimmern mit 311 ma (K/Ar-Sprossungsalter).

ma	SE' Saxothuringisches Becken (NW-Vergenz)	NW' Saxothuringisches Becken (SE-Vergenz)	Mitteldeutsche Kristallinzone	Rhenoharzynikum
340			337ma: Intrusion Thuer. Hauptgranit (5)	
330	330-325ma: erste posttektonische Granite (1)(2)	325ma: letzter aufgeschlossener	335-323ma: Ar/Ar- Ab- kuehlfalter Brotterode-	327-305ma:
320	325ma: Hellglimmer-Abkuehlfalter(3)	Flysch	Fm. u. Thuer. Haupt- Granit (5)	nach NW progradier. Deformation
310		311ma: synkinem. Hellglimmer (3) 310-315: erster posttektonischer Granit (4)		(synkin. Hellglimmer und Flyschfront)(6)
300		300ma: diskord. Gehrener Schichten		

Abb. 31: Altersdaten der mitteleuropäischen Varisciden im Vergleich. (1) Rb/Sr Gesamtgestein, Carl & Wendt (1993); (2) Sm/Nd Gesamtgesteinsisochrone, Siebel et al. (1995); (3) K/Ar Hellglimmer, Ahrendt et al. (1986); (4) U/Pb Zirkon, Kemnitz et al. (1997); (5) Pb/Pb Einzelzirkon, Zeh et al. (1997); (6) K/Ar Hellglimmer, Ahrendt et al. (1983).

Vergleicht man dieses Zeitfenster, in dem die SE-vergente Deformation im NW' saxothuringischen Becken stattgefunden hat, mit den Altersdaten des SE' saxothuringischen Beckens (Fichtelgebirge), so zeigt sich, daß die Deformation dort tendenziell früher stattgefunden hat. Zwar liegen synkinematische Hellglimmeralter (K/Ar) im Fichtelgebirge in einem ähnlichen Zeitfenster wie im Frankenwald (Ahrendt et al. 1986 und Ahrendt frdl. mdl. Mitt. 1996), doch belegen die Intrusionsalter der ältesten posttektonischen (da undeformierten) Fichtelgebirgsgranite bereits bei 326 ± 4 ma (Rb/Sr Gesamtgestein, Carl & Wendt 1993) bzw. 331 ± 68 ma (Sm/Nd Gesamtgesteins-Isochrone, Siebel et al. 1995) das Ende aller Deformationen. Die K/Ar-Alter im Fichtelgebirge entsprechen demnach aller Wahrscheinlichkeit nach postgranitischen Abkühlaltern. Zum Zeitpunkt der posttektonischen Granitintrusionen im Fichtelgebirge wurden in der unterkarbonischen Flyschmulde des Frankenwalds noch Sedimente abgelagert, die erst anschließend der Deformation unterworfen wurden.

In der Mitteldeutschen Kristallinzone steht eine Anzahl geochronologischer Daten zur Verfügung (Lächelt et al. 1970, Neumann 1974, Werner 1974, Wunderlich 1995), von denen

allerdings die meisten in ihrer geologischen Aussage nicht eindeutig sind. Sie belegen Alter zwischen 300 und 386 ma. Ein K/Ar-Biotit-Alter (Neumann 1974, Pilot unveröff., zitiert in Zeh 1995) liefert mit 307 bis 318 ma das Abkühlalter des posttektonischen Ruhlaer Granits und markiert somit das Ende der Tektonometamorphose. Neue Daten von Zeh et al. (1997a,b) belegen die Intrusion des Thüringer Hauptgranits bei etwa 337 ± 6 ma (Pb/Pb Einzelzirkon), der gemeinsam mit der Brotterode-Formation deformiert worden ist und bei 335 - 323 (± 3) ma die 300°-Isograde unterschritten hat (Ar/Ar Biotit-Abkühlalter). Die vollständige Abkühlung und Exhumierung dieser beiden Einheiten ist durch die überlagernden Molassesedimente des Oberkarbon (Stefan) bei ca. 300 ma belegt. Zeh et al. (1997a,b) schreiben die Exhumierung dieser Island-Arc-Gesteine am äußersten Nordrand der saxothuringischen Platte einer NW-vergenten Krustenstapelung über der subduzierten rhenoherynischen Platte zu. Das Zeitfenster dieser Deformation liegt bei ca. 340-300 ma.

Vor diesem Hintergrund ist anzuzweifeln, daß die hier erwähnten, neudatierten Granitkörper in der Vesser-Zone (Kemnitz et al. 1997) und der Mitteldeutschen Kristallinzone (Zeh et al. 1997a,b), tatsächlich gemeinsam als "Thüringer Hauptgranit" bezeichnet werden können und damit eine zeitlich und räumlich zusammenhängende Intrusion darstellen. Nach Zeh et al. (1997a,b) ist der Thüringer Hauptgranit im Bereich der Brotterode-Formation sowohl altersmäßig als auch strukturell als synkinematische Intrusion zu interpretieren, während er in der Vesser-Zone undeformiert und eindeutig postkinematisch ist.

Die Deformation des rhenoherynischen Falten- und Überschiebungsgürtels NW' der Mitteldeutschen Kristallinzone zeigt eine NW-gerichtete Progradation der Deformationsalter von 327 bis 305 ma (K/Ar synkin. Hellglimmer), die zusammen mit der ebenfalls nach NW wandernden Flyschfront die sukzessive, teleskopartige Verkürzung des Rhenoherynikums dokumentieren (Ahrendt et al. 1983).

Zusammengefaßt liegt die Zeitspanne der orogenen Deformation im NW' saxothuringischen Becken bei ca. 325-310 ma, im SE' saxothuringischen Becken dagegen bei ca. 360-325 ma. Die Deformation des NW' saxothuringischen Beckens ist nicht synchron zur Deformation im SE' saxothuringischen Becken, erfolgte aber in etwa zeitgleich mit der Verkürzung des Rhenoherynischen Falten- und Überschiebungsgürtels (327-305 ma) und der Exhumierung hochmetamorpher Gesteine in der Mitteldeutschen Kristallinzone (340-300 ma).

6. GEOPHYSIKALISCHE DATEN

Das nordwestliche saxothuringische Becken wird durch ein refraktions- und zwei reflexionsseismische Tiefenprofile erfaßt, deren Reflektivitätsmuster zusätzlich zum Geländebefund wichtige Hinweise über den Bau des Orogens liefern. Es sind dies das Refraktionsprofil Kellerwald - Hilders - Böhmischbruck (Giese et al. 1976, DEKORP

Research Group C 1994), und die Reflexionsprofile DEKORP 4 (DEKORP Research Group 1988, Meissner & Bortfeld 1990) und DEKORP 3B/MVE-90 West (DEKORP Research Group C 1994, Bankwitz & Bankwitz 1995). Insbesondere die Strukturen der mittleren und unteren Kruste, die durch die Geländeaufnahme nicht erfaßt werden können, werden durch die seismischen Studien der Interpretation zugänglich gemacht. Abb. 1 zeigt die Lage der Reflexionsprofile, wobei das Refraktionsprofil fast deckungsgleich zum NW-SE-streichenden Abschnitt von DEKORP 3B/MVE-90 West verläuft. Man beachte, daß nur DEKORP 4 eine direkte Anbindung an die Oberflächengeologie des Arbeitsgebiets besitzt (und nahezu deckungsgleich mit dem hier bearbeiteten geologischen Profil verläuft), während DEKORP 3B/MVE-90 West und das Refraktionsprofil durch das mesozoische Deckgebirge in 30-50 km Entfernung zum aufgeschlossenen variscischen Grundgebirge verlaufen. Dennoch können Informationen aus diesen weiter entfernten Profilen zumindest qualitativ verwendet werden, da die Großstrukturen im Saxothuringikum eine gut ausgeprägte Zylindrizität aufweisen und weit im Streichen aushalten.

6.1. Reflexionsseismik

Seismische Reflektivität hat ihre Ursache immer in akustischen Impedanzkontrasten der Gesteine in der angetroffenen Krustenstruktur. Die geologische Bedeutung von Reflektoren ist jedoch besonders in Kristallingesteinen nicht immer eindeutig festlegbar. Neben einfachen lithologischen Kontrasten können dort insbesondere auch duktile, mylonitische Scherzonen und fluidführende, spröde Störungen reflektiv sein (Payton 1977, Badley 1985).

An dieser Stelle sollen die wichtigsten Strukturen der betreffenden Profilabschnitte aufgezeigt und diskutiert werden. Die Auswertung basiert bei beiden Profilen auf der kohärenzmigrierten Profilversion, wobei zur Ergänzung und Bestätigung jeweils auch Endstapelung und normale Migration herangezogen wurden.

DEKORP 4 endet im Bereich des Gräfenenthaler Horstes und zeigt deswegen in diesem Bereich eine mangelnde Überdeckung der seismischen Spuren. Das bedeutet, daß NW' der Teuschnitzer Muldenachse auf DEKORP 3B/MVE-90 West zurückgegriffen werden muß, das in etwa 40 km Entfernung von der hier bearbeiteten Profiltraverse verläuft. Die Traverse von DEKORP 3B/MVE-90 West wiederum verläßt SE' von Staffelstein am Main ihren Verlauf quer zum variscischen Streichen und schwenkt sukzessive in eine strukturparallele Streichrichtung ein (Abb. 1). Aus diesem Grund können reflexionsseismische Daten für die Profilkonstruktion im NW nur aus DEKORP 3B/MVE-90 West, im SE nur aus DEKORP 4 gewonnen werden.

Um die Darstellung der Reflexionsseismik und die spätere Übernahme der Reflexionsmuster in die bilanzierte Profilkonstruktion zu vereinfachen, wurden die beiden verwertbaren Teilprofile in einer Abbildung montiert. Um eine korrekte Anbindung der beiden Teilprofile zu gewährleisten, muß der vertikale Versatzbetrag an der Fränkischen Linie

berücksichtigt werden. Der horizontale Versatzbetrag ist dagegen vernachlässigbar gering (vgl. durchgehende Grenzen der variscischen Orogenteile in Abb. 1 und 2). DEKORP 3B/MVE-90 West wurde bei Staffelstein gekappt (Station 4520) und parallel zum variscischen Streichen von 45° (Kap. 3 und Anhang 3.2) bis zur Anbindung an DEKORP 4N (Station 3148) nach NE verschoben. Die Montage erfolgte mit 1s TWT (*two way traveltime*) vertikalem Versatz. Der vertikale Versatzbetrag ergibt sich übereinstimmend aus der durchschnittlichen Mächtigkeit der permo-mesozoischen Überdeckung in DEKORP 3B/MVE-90 West, der vertikalen Sprunghöhe an der Fränkischen Linie im Bereich des Münchberger Deckenstapels (DEKORP Research Group C 1994) und der Korrelierung eines in beiden Profilen als Top devonischer Basalte interpretierten Reflektors (DEKORP Research Group 1988, Meissner & Bortfeld 1990, DEKORP Research Group C 1994, Bankwitz & Bankwitz 1995). Abb. 32 zeigt das montierte Gesamtprofil im Bereich des NW' thüringischen Beckens und seiner Grenzgebiete.

Interpretation

Im äußersten NW (km 10, Abb. 32) kann die Grenze zwischen Mitteldeutscher Kristallinzone und Saxothuringikum in der Tiefe (ab 4 s TWT) an einem Wechsel der Reflektivitätsmuster von einzelnen, SE-fallenden Reflektoren in der Mitteldeutschen Kristallinzone zu dicken, kräftigen Reflektorpaketen unterhalb der Vesser-Zone festgelegt werden (s.a. DEKORP Research Group C 1994, Bankwitz & Bankwitz 1995). Sie fällt steil nach NW ein. Die Reflektorpakete unterhalb der Vesser-Zone (km 10-30) werden durch zwei SE-fallende transparente Bänder gegliedert, an denen sie offensichtlich auf sich selbst überschoben sind. Die untere dieser beiden Störungen kappt auch die Grenze zur Mitteldeutschen Kristallinzone. Auf der SE-Seite werden die Vesser-Reflektorpakete durch eine NW-fallende, teils als deutlicher Reflektor (bei 5-6 s TWT), teils transparent ausgebildete Strukturlinie (oberhalb 4,5 s TWT) begrenzt (km 20-40). Ein ähnlich ausgebildeter, NW-fallender Reflektor folgt 15 km weiter SE' und schließt mit dem erstgenannten ein Bündel flacherer und schwächer ausgeprägter Reflektoren ein (km 35-60). Oberhalb 4 s TWT ist das Bild hier relativ diffus: es gibt nur schwache, nicht lang aushaltende Reflexionselemente mit wechselndem Einfallen. Die in diesem Bereich von DEKORP Research Group C (1994) und Bankwitz & Bankwitz (1995) als NW-vergente Krustenstapelungsbahnen interpretierten, SE-fallenden Reflektoren können nicht nachvollzogen werden.

In 4-8 s TWT folgt im SE (km 40-70) wieder ein der Mitteldeutschen Kristallinzone ähnliches Reflektivitätsmuster mit einzelnen, kräftigen Reflektoren, die hier aber im Mittel sehr flach nach NW einfallen. Im Grenzbereich der beiden Teilprofile macht sich bei 2 s TWT (DEKORP 3B/MVE-90 West) bzw. 1 s TWT (DEKORP 4) ein dickes, aus mehreren Ausschlägen bestehendes Reflektorband bemerkbar, das von km 65 bis km 90 zu verfolgen ist und mehrfach als Top der devonischen Diabase unter Teuschnitzer Mulde und Bergaer Sattel interpretiert wurde (DEKORP Research Group 1988, Behrmann et al. 1991, Franke 1993, DEKORP Research Group C 1994, Bankwitz & Bankwitz 1995). Darunter liegt bei km 75-

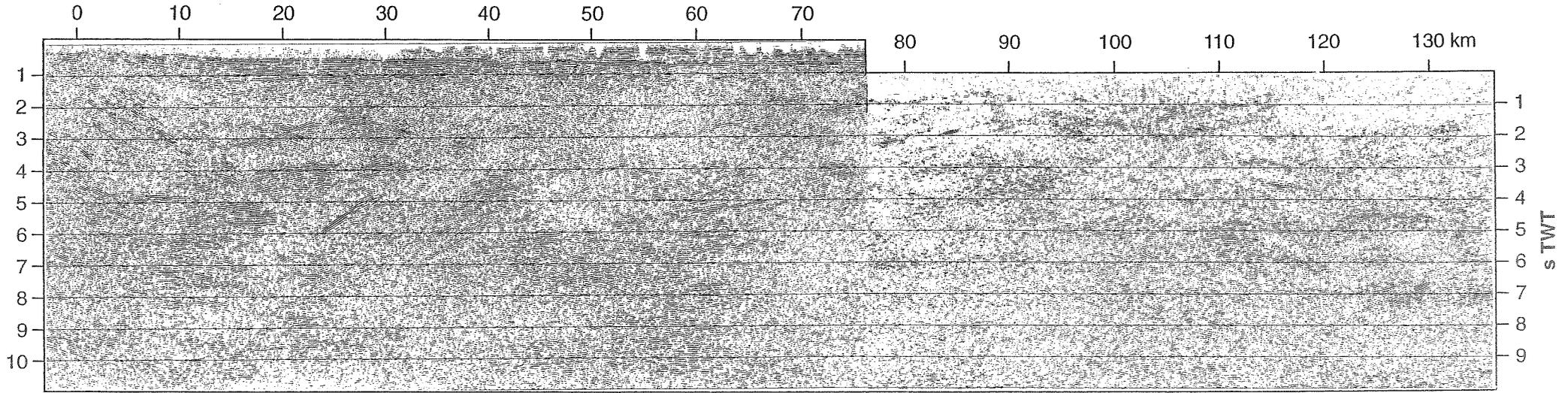
100 und 1-2 s TWT ein buckelförmiger, mehrfach auf sich selbst überschobener Reflektor, der von Franke (1993) als Äquivalent der Granulitgebirgskuppel interpretiert wird. Bei km 95 bis 115 folgen starke Reflektoren, die das Unterlager der Münchberger Decken bilden (1-2 s TWT), und schließlich die transparente Zone der Fichtelgebirgsgranite bei km 115-135 (vgl. Franke 1993). Im Unterbau der beiden letztgenannten Struktureinheiten zeichnen sich bei km 100-125 und 3-6 s TWT mehrere SE-fallende Reflexionselemente ab, die flachere Reflektoren abschneiden und daher als Störungen interpretiert werden können.

Nächste Seite:

Abb. 32: Oben: Reflexionsseismisches Gesamtprofil, montiert aus DEKORP 3B/MVE-90 West und DEKORP 4 mit 1 s TWT Vertikalversatz (s. Text). Unten: Interpretation. Dünne Linien: Reflektoren; fette, durchgezogene Linien: als Störungen interpretierte Reflektoren; fette, punktierte Linien: als Störungen interpretierte transparente Bänder; strichpunktierte Linie: vermutete Grenze des saxothuringischen Beckens zur Mitteldeutschen Kristallinzone.

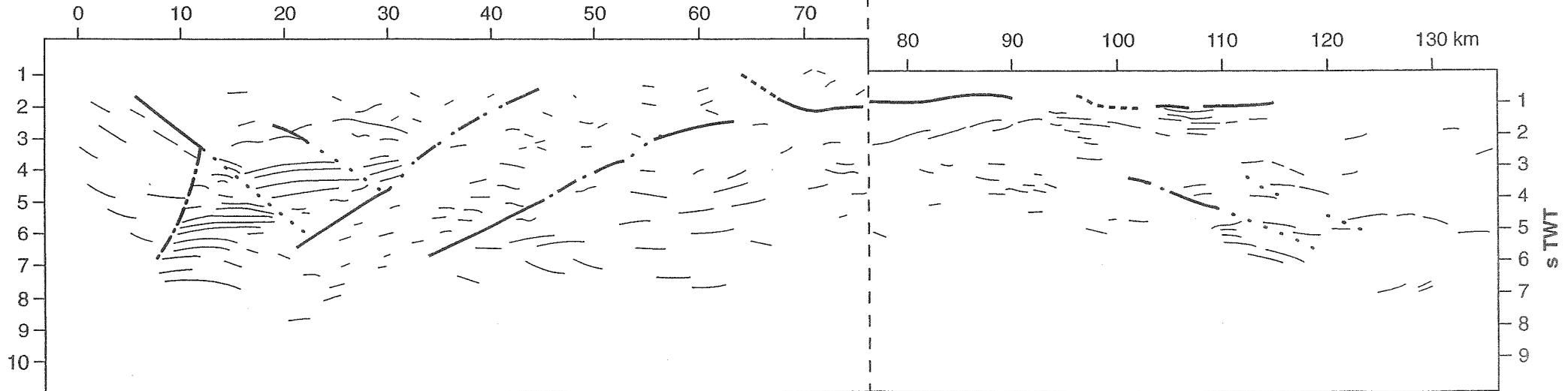
NW

SE



DEKORP 3B/MVE West (Profil wurde aus ca. 40 km Entfernung parallel zum Streichen der variscischen Strukturen in die Profilebene von DEKORP 4N projiziert und mit 1 s TWT Vertikalversatz montiert)

DEKORP 4N



6.2. Refraktionsseismik

Abb. 33 zeigt das interpretierte Refraktionsprofil Kellerwald - Hilders - Böhmischesbrück (DEKORP Research Group C 1994). Das NW' Ende des im vorhergehenden Kapitel beschriebenen Reflexionsprofils (Abb. 32) liegt in Abb. 33 zwischen km 100 und 120.

SE' der Mitteldeutschen Kristallinzone liegt in etwa 10 km Tiefe eine Lamelle mit erhöhten V_p -Geschwindigkeiten von 6,4 km/s. Dieser Bereich entspricht der Lage nach in etwa den starken Reflektoren unter der Vesser-Zone in der Reflexionsseismik (Abb. 32). Geologisch wird die Struktur als Tiefenfortsetzung der basischen Vesser-Magmatite gedeutet (DEKORP Research Group C 1994, Bankwitz & Bankwitz 1995). Dieser Bereich erhöhter V_p -Geschwindigkeiten und starker Reflektivität läßt sich, zusammen mit einer magnetischen Anomalie (Wonik & Hahn 1990), als Gürtel von der polnischen Grenze über Doberlug, Vesser, die Tauber-Struktur in DEKORP 2-S bis zur französischen Grenze von NE nach SW durch ganz Deutschland verfolgen (Bankwitz et al. 1994, DEKORP Research Group C 1994, Giese 1995).

Unter der Vesser-Struktur zeigen die seismischen Geschwindigkeiten eine verdoppelte, schwach SE-fallende Moho (punktiert) an. Diese Struktur kann als fossile Subduktionszone gedeutet werden (gestrichelte Linie), an der die rhenoherynische unter die saxothuringische Platte geschoben worden ist (DEKORP Research Group C 1994, Oncken in press).

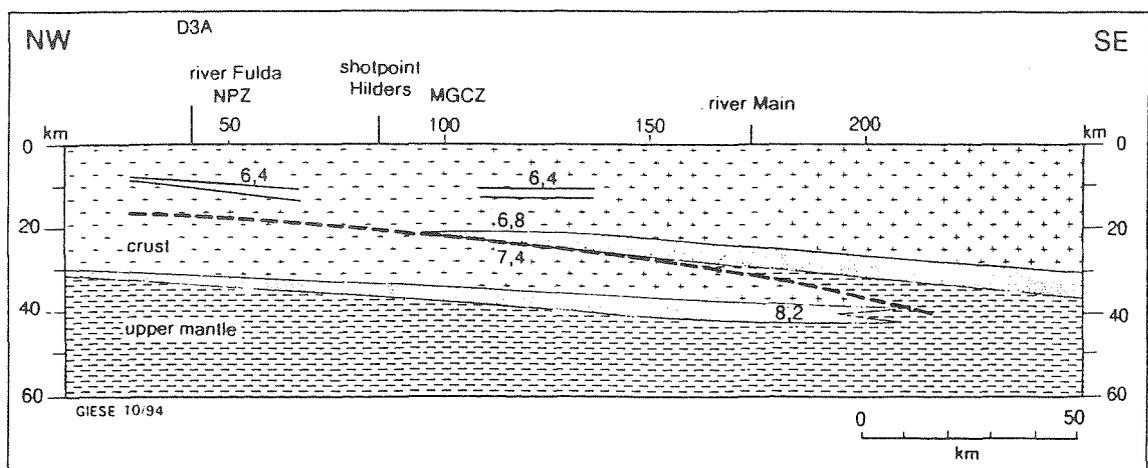


Abb. 33: Refraktionsprofil Kellerwald-Hilders-Böhmischesbrück. Aus DEKORP Research Group C (1994). NPZ = Nördliche Phyllitzzone, MGCZ = Mitteldeutsche Kristallinzone, D3A = Schnittlinie des Profils DEKORP 3A. Die Zahlen innerhalb des Profils sind seismische Geschwindigkeiten in km/s. Weitere Erläuterungen siehe Text.

7. ZUSAMMENFASSUNG DER DEFORMATIONS- UND METAMORPHOSEGESCHICHTE

Nach der Ablagerung der jüngsten Sedimente im oberen Visé kam es im gesamten NW' saxothuringischen Becken zunächst zu einer Chlorit-Blastese unter hoch-diagenetischen bis anchizonalen Temperaturbedingungen. Erst danach setzte die Deformation ein, deren Metamorphosegrad im Aufschlußniveau von NW nach SE deutlich abnimmt. Der Metamorphosehöhepunkt ging im gesamten NW' saxothuringischen Becken in etwa mit der Anlage der ersten (Haupt-) Schieferung einher.

In der Vesser-Zone erfolgte die Gefügebildung der Hauptdeformation bei ca. 450° C und 3 kb. Im Proterozoikum des Schwarzburger Sattels liegen die Metamorphosebedingungen der variscischen Hauptdeformation bei mindestens 350° C und 4 - 4.5 kb, an den kambroordovizischen Flanken bei mindestens 350° C und 2 kb. In der Teuschnitzer Mulde und im Bergaer Sattel betrug die Maximaltemperatur etwa 280-300°C und blieb vermutlich während der gesamten Deformationsgeschichte in etwa konstant. Eine entsprechende Druckbelastung konnte jedoch nicht nachgewiesen werden.

Im gesamten Arbeitsgebiet hat die erste variscische Schieferung den Charakter einer Hauptschieferung, die meist aufschlußprägend ist. Die Hauptschieferung s1 fällt immer nach NW ein. Im NW (Vesser-Zone und zentraler Teil des Schwarzburger Sattels) ist der Einfallswinkel dabei durchgehend steil, während er im SE (Teuschnitzer Mulde und Bergaer Sattel) in Abhängigkeit des Faltenpiegels schwankt und auch flache Werte von unter 40° einnehmen kann. In der Teuschnitzer Mulde kann eine phasenverschobene Anlage von Faltung, Schieferung und Heraushebung der Großfaltenstruktur belegt werden (Kap. 2.2.3). Einer initialen Biegegleitfaltung mit flachem Faltenpiegel folgte die Anlage der Schieferung und der sogenannten "Thüringer Falten" mit ihren "Schwarten" unter einem penetrativen Simple-Shear-Regime (Top nach SE). Anschließend kam es zur Heraushebung des Bergaer und Schwarzburger Sattels. Die Abscherung der unterkarbonischen Grauwacken von ihrem devonischen Diabas-Unterlager muß zwar schon während der Anlage der ersten Biegegleitfalten erfolgt sein, doch ist die Störung nachweislich auch nach der Simple-Shear-Überprägung noch aktiv gewesen (Kap. 3.3).

Die Verbreitung der Crenulationsschieferung s2 ist auf den äußersten NW des saxothuringischen Beckens beschränkt und läßt sich nur in der Vesser-Zone sowie im zentralen und NW' Bereich des Schwarzburger Sattels beobachten. Ihre Anlage erfolgte unter deutlich kälteren Bedingungen von unter 250° C, da sie nur noch durch Drucklösung und Kaltverformung von Quarz gekennzeichnet ist. Die Crenulationsschieferung fällt im Mittel flach nach SE ein und läßt sich in gleicher Orientierung und Ausprägung von der Vesser-Zone bis in den Schwarzburger Sattel verfolgen. Sie dürfte somit jünger sein als die Entstehung der heute vorliegenden Großstruktur und ist vermutlich das Ergebnis eines spätorogenen Kollapses im am stärksten verdickten Teil des NW' saxothuringischen Beckens.

Die tektonometamorphe Prägung des Gräfenthaler Phyllitareals entspricht i.w. dem Muster der Teuschnitzer Mulde. Die angetroffenen Merkmale der "Phyllittektonik" lassen sich durch die Überschneidung einiger lokaler Besonderheiten erklären. So ist die hier beobachtete Parallelschieferung das Ergebnis einer lokal sehr engen Faltung, während das flache Einfallen der Schieferung durch die Lage des Areals an einer übergeordneten Faltenstufe mit steil abfallendem Falten Spiegel verursacht ist. Zusätzlich sorgte der erhöhte Wärme flu ß der Frankenwälder Querzone für eine intensivere Schieferungsbildung mit beginnendem Hellglimmerwachstum.

Die Phyllitareale von Hirschberg - Greiz zeigen eine tektonometamorphe Prägung, die sich nicht ohne weiteres mit den Mustern der angrenzenden, in dieser Arbeit beschriebenen SE-vergenten Strukturdomäne vergleichen lassen. Das inselartige Auftreten dieser Bereiche, das völlige Fehlen SE-vergenter Gefüge, die höhere tektonometamorphe Beanspruchung im Vergleich zum benachbarten Umfeld, lithologisch "exotische" Gesteine und vor allem die Kennzeichen einer NW-vergenten bzw. -tauchenden Überschiebungstektonik legen nahe, daß die Deformationsgeschichte dieser Phyllitinseln von der Entstehung des SE-vergenten Schiefergebirges entkoppelt ist.

Abb. 34 zeigt ein Diagramm aller für die Hauptdeformation im NW' saxothuringischen Becken ermittelten Druck- und Temperaturdaten, inclusive einiger Daten von Kemnitz (1995). Die Daten von Kemnitz (1995) beruhen auf REM- und Mikrosondenanalysen metamorpher Phengite und wurden unter Annahme eines Temperaturwerts von 450°C (nach Temperaturabschätzung an eigenen Proben aus der Vesser-Zone, s. Kap. 3.1.1) mit dem Geobarometer von Massonne (1991) berechnet. Laufende geothermometrische Untersuchungen von Kemnitz (frdl. mdl. Mitt. 1996) bestätigen die recht hohe Temperatur sowohl für die Proben der Vesser- als auch der Hundsrück-Serie.

Es zeigt sich, daß die Daten entsprechend ihrer stratigraphisch-strukturellen Position vier Datenfeldern zugeordnet werden können. Auffällig ist zunächst, daß die Proben der Vesser-Zone eine eindeutige Zuordnung ihrer beiden Untereinheiten (Hundsrück- und Vesser-Serie) zu zwei sehr verschiedenen Entstehungsdrucken zeigen (mit einer Ausnahme). Auch wenn die beiden Serien von ihrer Altersabfolge und Geochemie her keinen Bruch erkennen lassen (Bankwitz et al. 1994), können sie aufgrund ihrer deutlich unterschiedlichen Überprägungsdrücke nicht mehr als stratigraphische Einheit aufgefaßt werden.

Ebenso zeigen auch die Daten des Schwarzburger Sattels eine Druckdiskrepanz zwischen Ordovizium und Proterozoikum, die nicht allein durch die tiefere stratigraphische Position des Proterozoikums erklärt werden kann. Auch wenn die Metagrauwacken und -magmatite oberhalb der innerproterozoischen Diskordanz auf den ersten Blick nur variscische Deformationsinkremente erkennen lassen (Kap. 1.1, Abb. 5) und in konkordantem Kontakt zum Kambrium stehen, belegen die Metamorphosedaten hier eine deutliche tektonostratigraphische Diskordanzfläche.

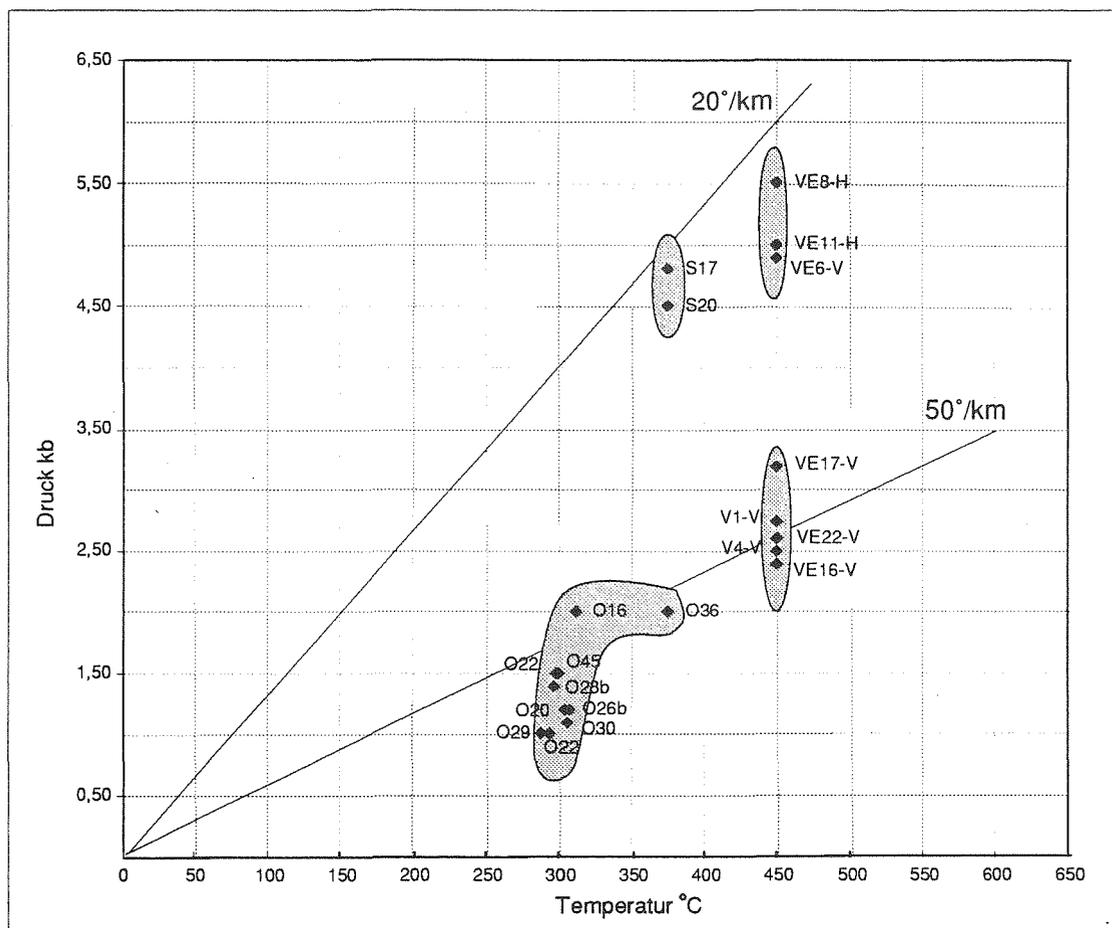


Abb. 34: PT-Diagramm aller ermittelten Druck- und Temperaturdaten im NW-saxothuringischen Becken. Die Probenkürzel entsprechen den Aufschlußnummern und sind entsprechend ihrer stratigraphisch-strukturellen Zugehörigkeit codiert (s. Anhang 3.1): O = Ordovizium des Schwarzburger Sattels, S = Proterozoikum des Schwarzburger Sattels, V-V = Vesser-Zone/Vesser-Serie, V-H = Vesser-Zone/Hundsrück-Serie, VE = Vesser-Zone, Proben aus Kemnitz (1995).

Der relative Zeitpunkt der gemessenen Druck- bzw. Temperaturbedingungen läßt sich jedoch nur für die Vesser-Serie eindeutig festlegen. Sowohl Thermometrie als auch Barometrie konnten hier an der gleichen neugebildeten Mineralphase (Phengit) festgestellt werden, so daß Druck und Temperatur zum gleichen Zeitpunkt "gemessen" werden. Bei allen anderen Datenpunkten ist es gut möglich, daß die Einstellung von Druck und Temperatur nicht synchron erfolgt ist, da Thermometrie und Barometrie an verschiedenen Mineralen bzw. Mineralparagenesen durchgeführt wurden. Doch selbst wenn Druck und Temperatur verschiedenen Zeitpunkten eines PT-Pfades entsprechen, reichen die vorhandenen Daten nicht aus, um die PT-Pfade der einzelnen Einheiten näher bestimmen zu können.

Wenn Druck- und Temperaturbedingungen aller Proben dagegen gleichzeitig eingestellt worden sind, zeigen sie zwei sehr verschiedene geothermische Gradienten an. In diesem Fall

dokumentieren die Proben des Ordoviziums und der Vesser-Serie einen sehr hohen geothermischen Gradienten von etwa $50^{\circ}/\text{km}$, während die Proben des Proterozoikums und der Hundsrück-Serie bei entsprechend höheren Drucken einen geothermischen Gradienten von ca. $25^{\circ}/\text{km}$ anzeigen.

III. ZUSAMMENFASSUNG DER DATEN IM GEODYNAMISCHEN MODELL

1. BESTEHENDE MODELLVORSTELLUNGEN

Die "Stockwerkstektonik" (z.B. Schroeder 1958, 1966a,b, Bankwitz & Schroeder 1962) beherrscht bis heute (wenn auch nicht immer explizit) das Bild vom Bau des thüringischen Schiefergebirges (vgl. Teil II, Kap. 2.5). So wird das Auftreten erhöhter Metamorphose und verstärkter Deformation nach vertikaltektonischen Vorstellungen einem tieferen stratigraphischen Stockwerk zugeordnet, das durch einfache, großdimensionale Verfallung der Stockwerksgrenzen an die Erdoberfläche gelangt sein soll (Abb. 35). Dementgegen steht allerdings die Geländebeobachtung, daß eine höhere tektonometamorphe Prägung keineswegs an die Stratigraphie gebunden ist, sondern durch die gesamte Stratigraphie auftreten kann.

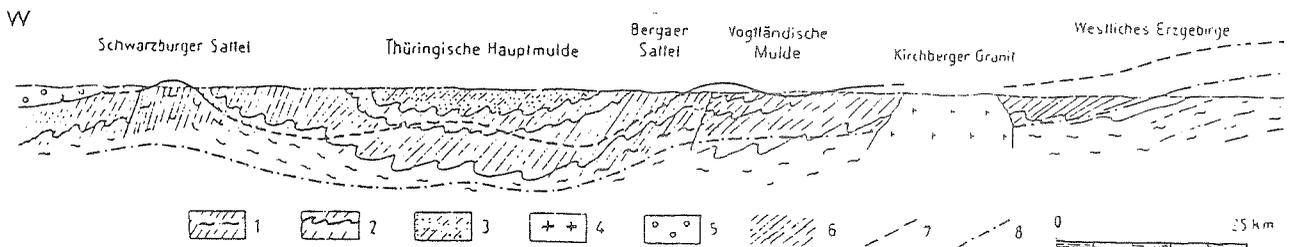


Abb. 35: Modell der Stockwerkstektonik im Thüringer Schiefergebirge. 1 = Proterozoikum, 2 = Kambrium bis Devon, 3 = Unterkarbon, 4 = Granit, 5 = Rotliegendes, 6 = Lage der Schieferungsflächen, 7 = hypothetische Untergrenze der Zone mit normaler Schiefergebirgstektonik, 8 = hypothetische Untergrenze der Zone mit Phyllittektonik. Aus Schroeder (1966b).

Ein neueres geodynamisches Modell für das nordwestliche Saxothuringikum basiert auf dem reflexionsseismischen Tiefenprofil DEKORP 3/MVE-90 West und interpretiert die seismische Krustenstruktur im Bereich der Vesser-Zone als Resultat einer nach NW einfallenden, ?ordovizischen Suture mit nachfolgend NW-gerichteter variscischer Krustenstapelung (DEKORP Research Group C 1994, Abb. 36b). Dabei führen Bankwitz & Bankwitz (1995) die in der Vesser-Zone erhöhte Deformation auf ihre Lage an der Front eines nach NW aufgeschobenen Krustenkörpers zurück. Dies steht jedoch in deutlichem Widerspruch zum Geländebefund, der keinerlei NW-gerichtete Überschiebungen oder NW-vergente Falten erkennen läßt. Weiterhin ist eine polyphase und höher temperierte Deformation eher für den hinteren, verdickten Teil eines Orogenkeils typisch und nicht für seine Front. Ebenso gibt es auch für die postulierte ordovizische Kollision im Geländebefund weder lithologische noch

tektonische Hinweise. Auch die dünnen, SE-fallenden Reflektoren im Line Drawing (Abb. 36a) bei Loc. 3600 bis 4200 in 1 bis 4 s TWT sind in der Originalversion lange nicht so deutlich wie die gleichfalls vorhandenen NW-fallenden Reflektoren in diesem Bereich (Abb. 32).

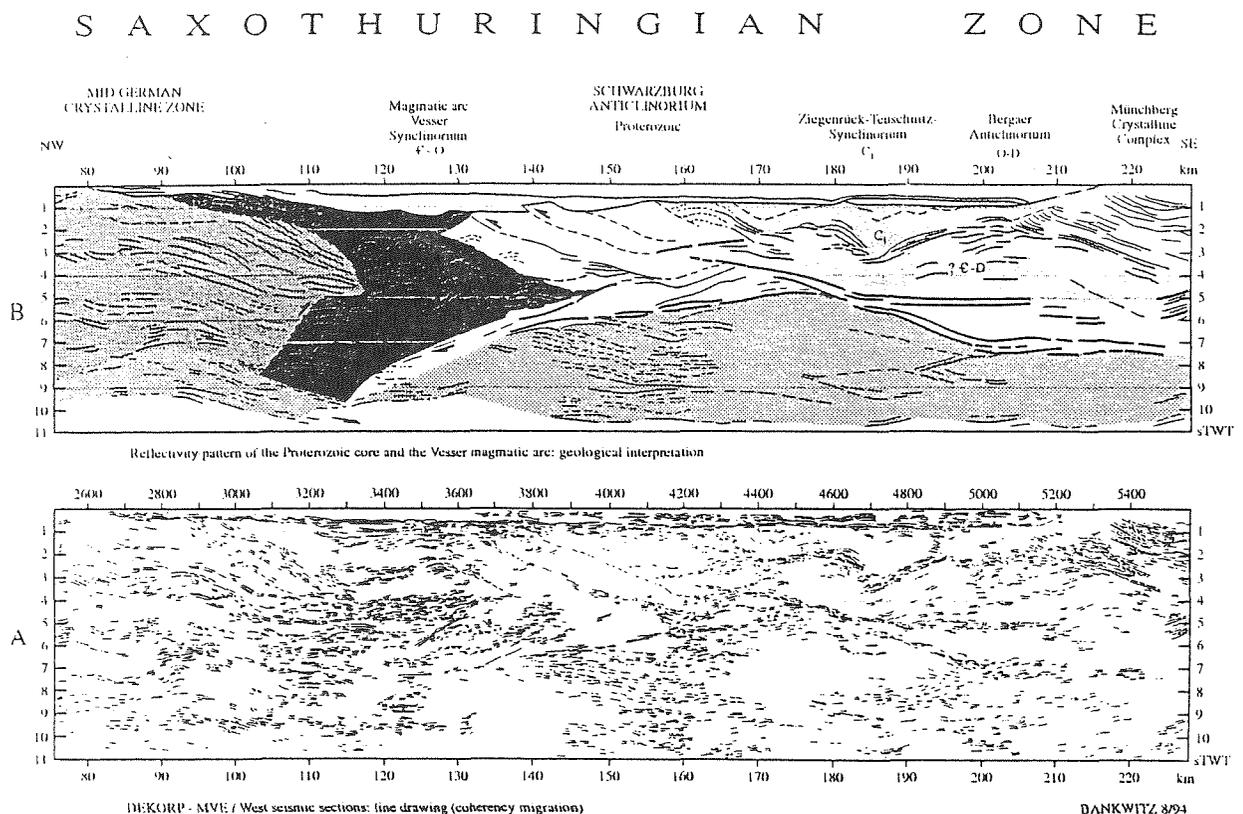


Abb. 36: a) Line Drawing und b) Interpretation des reflexionsseismischen Profils DEKORP 3B/MVE-90 West aus DEKORP Research Group C (1994).

Eine weitere geodynamische Modellvorstellung sieht die Mitteldeutsche Kristallinzone als Backstop für das Saxothuringische Orogen, das durch die sehr viel weiter im Süden stattfindende Kollision mit dem Tepla-Barrandium verursacht wird (Franke et al. 1995, auch schon bei Scholtz 1930). Auf diese Art soll der SE-vergente Faltengürtel bei regional herrschendem tektonischen Transport nach NW durch eine Art Rückstau an diesem Widerlager entstanden sein. Nach einem solchen Modell sollten NW-vergente Gefüge allerdings bis an den Rand der Mitteldeutschen Kristallinzone (d.h. auch im NW' saxothuringischen Becken) zu beobachten sein, da die Deformationsfront den Backstop ja erstmal erreichen muß, um mechanisch von ihm beeinflußt zu werden. Tatsächlich liegt die Deformationsfront der NW-

vergenten Tektonik aber weit entfernt von der Mitteldeutschen Kristallinzone im Bereich des Bergaer Sattels. Sie ist durch das Ausklingen NW-vergenter Falten und SE-fallender Schieferungen in allen stratigraphischen Einheiten des Bergaer Sattels gekennzeichnet; das zugehörige Detachment endet offenbar blind im Untergrund. Auch das Metamorphoseprofil des SE-vergenten Strukturgürtels, das nach NW ansteigt, widerspricht dem Bild eines nach NW propagierenden Orogenkeils. Weiterhin war die Mitteldeutsche Kristallinzone mit ihren zahlreichen spät- bis posttektonischen Intrusivkörpern und dem hohen Wärmefluß vermutlich nicht rigide genug, um innerhalb des in Frage kommenden Zeitraums als Widerlager zu agieren.

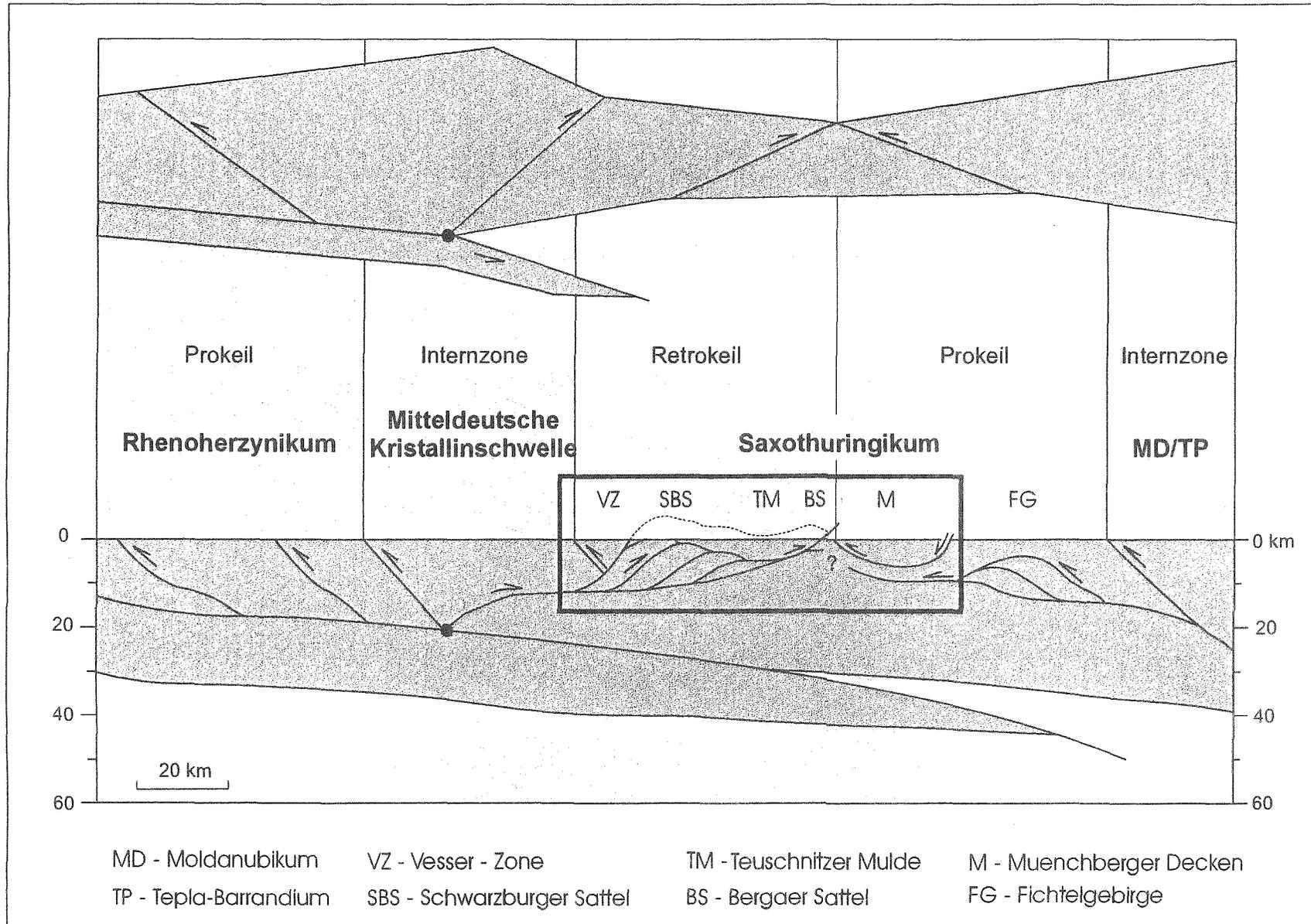
Im folgenden Kapitel wird ein neues geodynamisches Modell für das NW' saxothuringische Becken vorgestellt, das im Gegensatz zu den bisherigen Modellen auf der orogenen Keiltheorie basiert (Davis et al. 1983, Dahlen 1984, 1990). Wie sich zeigen wird, läßt sich der in Teil II zusammengefaßte geologisch-geophysikalische Befund damit sehr viel schlüssiger integrieren und deuten als mit den bisherigen, obengenannten Modellvorstellungen.

2. DAS RETROKEIL-MODELL

Die nach NW ansteigende Intensität der tektonometamorphen Beanspruchung, der durchgehend SE-vergente Charakter der Hauptdeformation und die nach NW einfallenden, großen Reflektorbänder in DEKORP 3B/MVE-90 West lassen sich konsistent deuten, wenn man sie nicht im Rahmen des nach NW propagierenden Orogenkeils NW' der Suture Saxothuringikum - Tepla-Barrandium, sondern als Elemente eines nach SE propagierenden Orogenkeils interpretiert. Der NW-vergente Falten- und Überschiebungsgürtel vor der Suture mit dem Tepla-Barrandium hat seine Deformationsfront nach dem Geländebefund schon wenige km NW' des Münchberger Deckenstapels. Ebenso liegt auch die Deformationsfront des postulierten SE-vergenten Falten- und Überschiebungsgürtels (oder Orogenkeil) in diesem Bereich. Nach dieser Modellvorstellung besteht das Saxothuringikum also nicht aus einer einzigen tektonometamorphen Einheit, sondern wird von zwei voneinander weitgehend unabhängigen Falten- und Überschiebungsgürteln deformiert (Abb. 37).

Nächste Seite:

Abb. 37: Geodynamisches Modell der mitteleuropäischen Varisciden entlang DEKORP 3B/MVE-90 West und DEKORP 4. Oben: schematische Darstellung eines bivergenten Orogens nach Willett et al. (1993) - vgl. Abb. 38. Unten: entsprechende Konfiguration der variscischen Zonen im Profilbereich. Das NW' saxothuringische Becken entspricht dem Retrokeil eines bivergenten Orogens über der rhenoherynischen Subduktionszone, gegenüber dem rhenoherynischen Falten- und Überschiebungsgürtel als Prokeil. Das SE' saxothuringische Becken bildet den Prokeil zur Subduktionszone des Saxothuringikums unter das Tepla-Barrandium.



Die Existenz eines komplett gegenvergenten Orogenkeils innerhalb der mitteleuropäischen Varisciden wird geodynamisch plausibel, wenn man sich Rhenoherynikum, Mitteldeutsche Kristallinzone und NW' Saxothuringikum als vollständiges, bivergentes Orogen vorstellt. In diesem Szenario stellt das NW' saxothuringische Becken den "Retrokeil" zum rhenoherynischen "Prokeil" über einer SE-fallenden Subduktionszone unter der Mitteldeutschen Kristallinzone dar (Abb. 37). Dabei zweigt ein Detachment von der Subduktionszone ab (Punkt S in Abb. 38), steigt nach SE auf und bildet so das basale Detachment eines eigenständigen, SE-vergenten Falten- und Überschiebungsgürtels im NW' saxothuringischen Becken. Diese Vorstellung wird durch die Seismik gestützt, die in DEKORP 3B/MVE West zwei bis drei prominente NW-fallende Reflektoren zeigt. Auch die zeitgleiche Deformation von Rhenoherynikum und NW' Saxothuringikum stützen die Sichtweise, daß sie als Prokeil und Retrokeil Teile des gleichen kinematischen Systems sind (Abb. 37).

Grundlage des hier vorgeschlagenen geodynamischen Modells ist eine numerische Modellierung bivergenter Orogene von Willett et al. (1993), bei der die Kollision zweier Kontinente durch Konvergenz und Subduktion der unterlagernden Mantelplatten gesteuert wird. Abb. 38a zeigt, daß eine der beiden Mantelplatten am Punkt S unter die andere Mantelplatte abtaucht und dabei eine konstante Konvergenzgeschwindigkeit an der Basis der überlagernden Kruste induziert. Rechts vom Punkt S ist die Geschwindigkeit dagegen gleich Null, so daß der Punkt S eine Diskontinuität im horizontalen Geschwindigkeitsfeld der basalen Krustengrenze darstellt. Die laterale Erstreckung (X-Richtung in Abb. 38a) des modellierten Krustenlayers ist unendlich und hat daher keinen "Backstop". Die unterlagernden Mantelplatten bleiben undeformiert bzw. nicht berücksichtigt.

Abb. 38b,c,d zeigt die Entwicklung der krustalen Deformation bei anhaltender Subduktion. Nach einem ersten, noch symmetrischen Stadium mit Heraushebung des zentralen Orogenteils ("Block Uplift", Abb. 38b) zeigt das Orogen eine deutlich asymmetrische Entwicklung mit der Bildung eines "Prokeils" über einem basalen Detachment vor der Subduktionszone und der Bildung eines steileren "Retrokeils" auf der Rückseite des Orogens (Abb. 38c). Dabei zeigt der Prokeil den minimalen, der Retrokeil jedoch den maximalen von der Mohr-Coulomb'schen Keiltheorie (Davis et al. 1983, Dahlen 1984, 1990) vorhergesagten Keilwinkel. Da der minimale Keilwinkel durch frontale Akkretion verursacht wird, kann der Retrokeil, der zunächst nur durch Materialzufuhr von hinten wächst und daher einen maximalen Keilwinkel aufweist, in einem fortgeschrittenen Stadium (bei Ausbildung eines basalen Detachments) auch eine flachere Keilspitze ausbilden (Abb. 38d). Abb. 38e zeigt die Geometrie eines solchermaßen entstandenen bivergenten Orogens unter Berücksichtigung isostatischer Ausgleichsbewegungen. Dieselbe grundlegende Geometrie bivergenter Orogene wird auch durch andere numerische und experimentelle Modellierungen mit unterschiedlichen Fließgesetzen von Malavieille (1984), Byrne et al. (1988, 1993), Koons (1990) und Wang & Davis (1992, 1996) bestätigt.

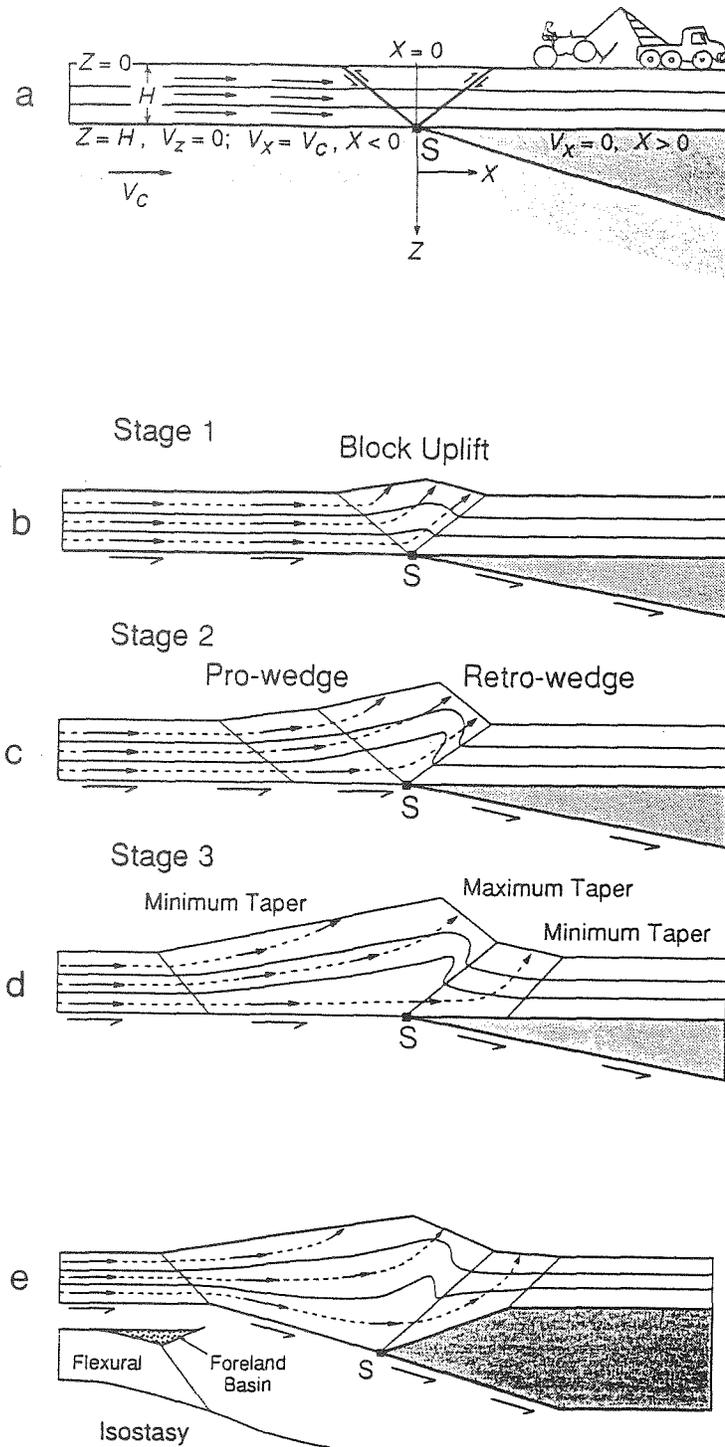


Abb. 38: Numerische Modellierung eines bivergenten Orogens nach Willett et al. (1993). a) Randbedingungen der Modellierung. V_c = Konvergenzgeschwindigkeit der unterlagernden Mantelplatte (helle Schraffur), dunkle Schraffur: stationärer Mantelkeil. Modelliert wird nur die Kruste oberhalb $Z = H$. b) Beginnende Subduktion mit Block Uplift der Internzone. c) Ausbildung eines Prokeils mit basalem Detachment, sowie eines penetrativ verformten Retrokeils ohne basales Detachment. d) Wachstum des Prokeils im dynamischen Gleichgewicht durch frontale und/oder basale Akkretion, sowie Ausbildung eines basalen Detachments im Retrokeil mit Wechsel von penetrativer Deformation zu frontaler und/oder basaler Akkretion. e) Bivergentes Orogen aus d), isostatisch ausgeglichen.

Nach dem Modell der bivergenten Orogene wird das NW' saxothuringische Becken nachfolgend als "saxothuringischer Retrokeil" bezeichnet und als Pendant zum rhenohertzynischen Prokeil an der Mitteldeutschen Kristallinzone angesehen, während das SE' Saxothuringikum (Münchberger Decken und Fichtelgebirge) als "saxothuringischer Prokeil" zum Kollisionsorogen zwischen Saxothuringikum und Tepla-Barrandium angesehen werden kann (Abb. 37). Bevor das Konzept des saxothuringische Retrokeils durch eine bilanzierte Profilkonstruktion näher quantifiziert und getestet wird (Teil IV), soll zunächst noch einmal auf die komplexe geologische Konfiguration im Grenzbereich der beiden saxothuringischen Keile eingegangen werden.

3. DIE GEOMETRIE DER RETROKEIL -SPITZE

Im Rahmen des vorgestellten Retrokeil-Modells erscheinen auch die genetischen Zusammenhänge der Deformationsmuster im NW' und SE' saxothuringischen Becken in einem neuen Licht. Bislang wurde die SE-vergente Faltung der Teuschnitzer Mulde und des Bergaer Sattels ("D1" in dieser Arbeit) nicht von der ebenfalls SE-vergenten Rückfaltung des weiter SE' gelegenen Fichtelgebirges abgegrenzt (D2 nach Franke 1984, Stein 1988, Franke et al. 1995). Diese ist jedoch unter deutlich höher metamorphen Bedingungen und zeitgleich zur Platznahme der Münchberger Decken entstanden (Franke 1984, Stein 1988). Dagegen ist die SE-vergente Faltung im Frankenwald jünger als die Platznahme der Münchberger Decken; trotzdem werden die Münchberger Deckeneinheiten nicht mehr von diesen Falten erfaßt (Franke 1984). Da die SE-vergenten Falten des Frankenwalds bereits an der Front der Münchberger Decken ausklingen, können sie nicht mit den SE-vergenten Falten des Fichtelgebirges korreliert werden.

Nach dem Retrokeil-Modell ergibt dieser scheinbare Widerspruch im Befund einen Sinn: das Aussterben der SE-vergenten Falten vor der Front der Münchberger Decken (vgl. Teil II, Kap. 2.2.4) markiert die Deformationsfront des Retrokeils, dessen Faltenstrukturen trotz ähnlicher Geometrie genetisch nichts mit den Gefügen des Fichtelgebirges zu tun haben. Allerdings ist den monotonen Grauwacke-Sequenzen des Unterkarbons im Bereich der Profiltraverse keine Information über die Lage des basalen Detachments des Retrokeils zu entnehmen, da es die Erdoberfläche nicht erreicht. Die Göttengrüner Störung scheidet als basales Detachment des Retrokeils aus, da sie offensichtlich out-of-sequence in Bezug auf die Progradation des basalen Abscherhorizontes ist (Kap. 2.2.4). Aus dem gleichen Grund ist aber zu vermuten, daß das basale Detachment des Retrokeils im Untergrund noch weiter nach SE reicht.

Zur Klärung der Frage, ob das Detachment irgendwo SE' des Bergaer Sattels blind endet oder aber unter dem Münchberger Deckenstapel weiterläuft und an der ihn begrenzenden SE-Rand-Abschiebung über das Erosionsniveau versetzt wird, wurden stichprobenartige Geländebegehungen NE' der Frankenwälder Querzone und des Münchberger

Deckenstapels unternommen. Dort schneidet das Erosionsniveau sukzessiv tiefere Niveaus an. Besonderes Interesse galt dabei den noch weitgehend unverstandenen "Phyllitinseln" (s. Teil II, Kap. 2.5) von Hirschberg und Greiz, da sie zudem den Vorteil guter Aufschlußverhältnisse entlang von Quertälern aufweisen (Saale- bzw. Göltzschtal). Das devonische Unterlager der Münchberger Decken, das unmittelbar NE' des Deckenstapels ansteht, zeigt durch seine hohe Kompetenz kaum stichhaltige, feintektonische Fingerprints.

3.1. Phyllitgebiet von Hirschberg-Gefell

Abb. 39 synthetisiert die geometrischen Zusammenhänge des Geländebefunds entlang eines Profils bei Hirschberg - Hof (Abb. 39a,b) und deren Interpretation (Abb. 39c).

Zwischen Bergaer Sattel im NW und Hirschberger Sattel im SE ist ein schmaler Streifen phyllitischen (vgl. Teil II Kap. 2.5) Unterkarbons eingeschlossen, der auf beiden Seiten von einer flach NW-fallenden Störung begrenzt ist und als "Blintendorfer Kulmmulde" bezeichnet wird (Pomper 1931, Schroeder 1958). Die NW' Störung (Göttengrüner Überschiebung) überschiebt altpaläozoische Einheiten des Bergaer Sattels nach SE auf die Blintendorf-Mehltheurer Kulmmulde, während die SE' Störung einen entgegengesetzten, abschiebenden Bewegungssinn aufweist (Top nach NW, Pomper 1931). Auffallend ist, daß diese Störung in der SE' Liegendscholle alle altpaläozoischen Einheiten des Hirschberger Sattels von den ordovizischen Phycodenschichten bis hin zum Mitteldevon diskordant abschneidet und gegen Unterkarbon im Hangenden versetzt.

Das Altpaläozoikum ist in sich wiederum mehrfach verschuppt, wobei Pomper (1931) detailliert aufzeigt, daß die Überschiebungsbahnen dieser Schuppen meist nach NE bis E, also quer zum variscischen Streichen und diskordant zum Kulm-Kontakt, einfallen. Die Überschiebungsbahnen sind aber, wie alle anderen Gefüge im Hirschberger Sattel auch, nach ihrer Anlage durch eine halbhorstartige Anhebung nach NE verkippt worden (Schroeder 1958, 1966b). Diese Schollenkipfung ist syngenetisch zur spät- bis postvariscischen Heraushebung der Frankenhäuser Querzone. Das bedeutet, daß die Überschiebungsbahnen nach einer entsprechenden Rückrotation ursprünglich flach bis leicht SE-fallend gelegen haben müssen.

Auch das Oberdevon liegt diskordant auf den älteren paläozoischen Einheiten, doch ist der Kontakt hier eindeutig stratigraphischer Natur (Eigenfeld 1938, Eigenfeld & Eigenfeld-Mende 1978, Franke 1984, 1993; vgl. Teil II Kap. 1.6). Aus einer Analyse der geologischen Meßtischblätter Hirschberg (Blatt 5536), Gefell (5537) und Hof (5637) wird ersichtlich, daß fast das gesamte Altpaläozoikum im Hirschberg-Gefeller Sattel teils diskordant (z.B. bei Spielmes-Rothenacker), teils konkordant (z.B. bei Isaar) mit *stratigraphischem* Kontakt (s.o.) von Oberdevon überlagert wird, während der *tektonische*, diskordante Kontakt von Unterkarbon thüringischer Fazies des Blintendorfer Kulms gegen das Altpaläozoikum auf den NW-Rand des Sattels beschränkt ist.

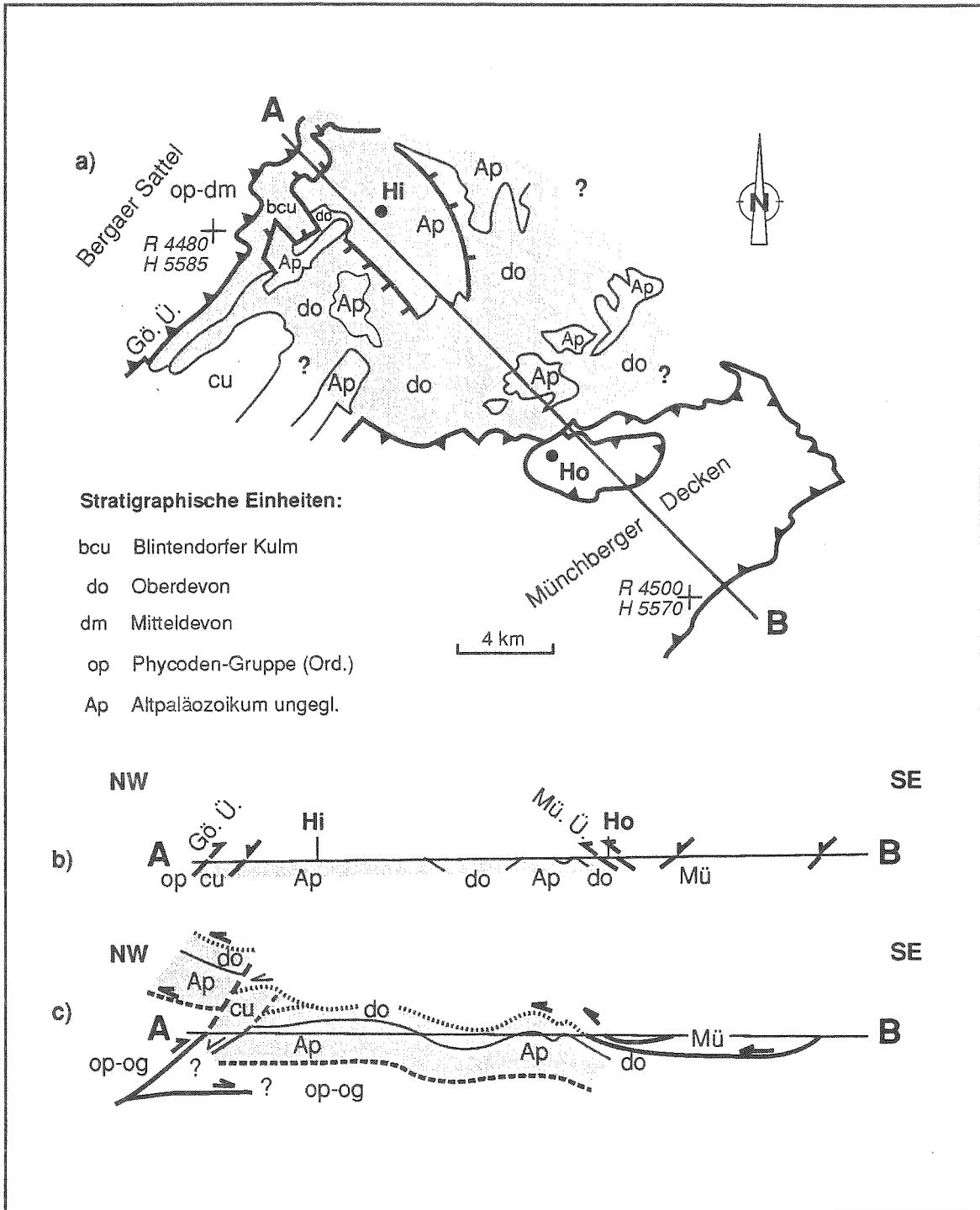


Abb. 39: a) Geologische Übersichtskarte für den Bereich Hirschberger Sattel; b) Vorgefundene Lagerungsverhältnisse im Profilschnitt; c) Interpretation. Punktiert = Gebiete mit NW-vergenter "Phyllittektonik", Hi = Hirschberg, Ho = Hof, Mü = Münchberger Decken, Ap = Altpaläozoikum, op = Ordovizium/Phycoden-Gruppe, dm = Mitteldevon, do = Oberdevon, cu = Unterkarbon, bcu = Blintendorfer Kulmmulde.

Ohne die hochkomplexe Interngeometrie des Altpaläozoikums detailliert auflösen zu wollen, scheint die polyphase, "phyllitische" tektonische Prägung des Hirschberger Raumes mit einer NW-vergente Überschiebungstektonik zusammenzuhängen. Dafür sprechen die angedeutete ?W-NW-vergente Überschiebungstektonik im phyllitischen Altpaläozoikum (Pomper 1931) und die flachliegende Hauptschieferung mit den ihr zugeordneten NW-vergenten, liegenden und NW-tauchenden Falten mit NW-Facing (Tafel 5, Bilder 6, 7 und 8). Die von Brand (1980) beobachtete Pumpellyit-Aktinolith-Fazies einiger Diabase des Hirschberger Sattels ist indikativ für Mindestdrucke von etwa 2 kb (Abb. 20), so daß mit einer tektonischen Überlagerung des Phyllitareals gerechnet werden muß.

Die NW-vergente Tektonik des Hirschberger Sattels steht möglicherweise mit den benachbarten Münchberger Decken in Zusammenhang, da deren Deckenbahn genau auf den oberdevonischen Diabastuffen liegt, die das höchste aufgeschlossene Niveau im Hirschberg-Gefeller Sattel bilden (Abb. 39b). Der Blintendorfer Kulm, dessen Deformation sehr viel intensiver ist als der Kulm in seiner SW' streichenden Verlängerung, könnte dabei einer Schuppeneinheit thüringischer Fazies entsprechen, die hier an der Front der paläozoischen Deckeneinheiten bayrischer Fazies zusätzlich akkretiert wurde (Abb. 39c).

Das heutige Erscheinungsbild des Hirschberger Sattels ist demnach vermutlich das Ergebnis einer mehrphasigen Entstehungsgeschichte: 1. Kippschollenbildung und basischer Magmatismus über einer oberdevonischen Dehnungsachse (Franke 1984) mit anschließender Erosion der Kippschollen und diskordanter Überlagerung durch weitere oberdevonische Sedimente, Vulkanite und Pyroklastika; 2. Platznahme der Münchberger Decken, Akkretion und Überschiebung der Blintendorfer Kulmschuppe (der Überschiebungshorizont liegt dabei im oder am Top des Oberdevons bzw. auf diskordant hervorschauenden Kippschollenresten (=Altpaläozoikum)); 3. kuppelartige Aufwölbung des Hirschberger Sattels (und dadurch Eintauchen der B1-Falten an der NW-Flanke) durch mutmaßliche Rampen- oder Duplexbildung an einem tieferliegenden Abscherhorizont des NW-vergenten Überschiebungssystems; 4. Anlage der Crenulationsschieferung s₂ und der flachliegenden Dehnungsschieferung s₃, die vermutlich spätorogen unter dem Einfluß der thermischen Anomalie der Frankenwälder Querzone entstand (Franke 1984; vgl. Abb. 15); 5. Schollenverkipfung der Hirschberger Antiform, ebenfalls im Zuge der Querzonentektonik (Schroeder 1958, 1966b).

Elemente der SE-vergenten (Retrokeil-) Tektonik sind im Hirschberger Sattel dagegen nicht oder nur ganz lokal zu beobachten. Somit gilt für das basale Detachment des Retrokeils auch hier, daß es entweder blind im Untergrund endet oder aber ohne nennenswerte Deformation der Hangendeinheiten im Untergrund weiterläuft (Abb. 39c) und weiter im SE an die Erdoberfläche tritt. Möglicherweise ist es auch dieses Detachment, das - anstelle des oben unter Punkt 3. postulierten NW-vergenten Detachments - durch Verschuppung im Untergrund die Heraushebung der Hirschberger Schieferungskuppel (s.o.) verursacht.

3.2. Phyllitgebiet von Greiz-Elsterberg / Querprofil Greiz-Auerbach

Im Bereich Greiz-Elsterberg erstreckt sich das Areal der Phyllittektonik über das tiefe und mittlere Ordovizium des Bergaer Sattels (Weißelster-Folge und Phycodenschichten), den Kulm der Mehltreuerer Mulde sowie ordovizisch bis unterdevonische Schichten des Netzschkauer Horstes (Abb. 40a). Der Gefügebau zeigt weitreichende Übereinstimmungen mit dem Hirschberger Sattel (Teil II Kap. 2.5), weswegen die beiden Phyllitareale oft auch gemeinsam als Hirschberg-Greizer Zone (z.B. Schroeder 1958) bezeichnet wurden. So dominieren auch im Bereich Greiz-Elsterberg Strukturen, die auf eine NW-vergente Tektonik hindeuten. Weitere Parallelen sind das - auf das Phyllitgebiet von Hirschberg-Greiz beschränkte - Auftreten ordovizischer, saurer Intrusiva (Hirschberger Gneis und ähnliche Gesteine) und die oberdevonische Diskordanz (Hempel 1974) mit den darüberlagernden Erosionskonglomeraten.

Die Bedeutung für die Geometrie des frontalen saxothuringischen Retrokeils liegt darin, daß die Gesteine SE' dieses Areals wiederum durch eine einfache, rein SE-vergente Schichtfaltung mit zugehöriger NW-fallender Schieferung gekennzeichnet sind - ähnlich wie im "normalen" (sensu Schroeder 1966a) Bergaer Sattel. In einer Geländebegehung zeigte sich, daß das im Kartenbild (z.B. Geol. Karte der DDR 1:200.000, Blatt Plauen) homogen erscheinende Ordovizium zwischen Greiz und Auerbach durch einen mehrfachen Wechsel dieser beiden tektonischen Stile gekennzeichnet ist, der nicht innerhalb einer einfachen, ungestörten stratigraphischen Abfolge verwirklicht werden kann (Abb. 40a,b). Die Falkensteiner Schuppenzone (Jaeger 1927, Paech 1966) ist dabei das südöstlichste Vorkommen der einfachen SE-vergenten Beanspruchung.

Diese Beobachtung deutet darauf hin, daß der Retrokeil hier viel weiter nach SE reicht als im Bereich der Profiltraverse. Diese Sichtweise böte eine Erklärung für den mehrfachen Wechsel zwischen NW-vergenter "Phyllittektonik" und SE-vergenter "Schiefergebirgstektonik", der im Rahmen des Retrokeil - Modells durch die SE-vergente, frontale Akkretion einer präexistenten, NW-vergenten Überschiebungsbahn erklärt werden kann (Abb. 40c). Das basale Detachment des Retrokeils könnte dabei in der südöstlichsten Überschiebung der Falkensteiner Schuppenzone liegen. Diese Interpretation ist allerdings nicht durch flächige Geländeuntersuchungen der Gefügeverteilungen und den Nachweis entsprechender Überschiebungsbahnen abgesichert.

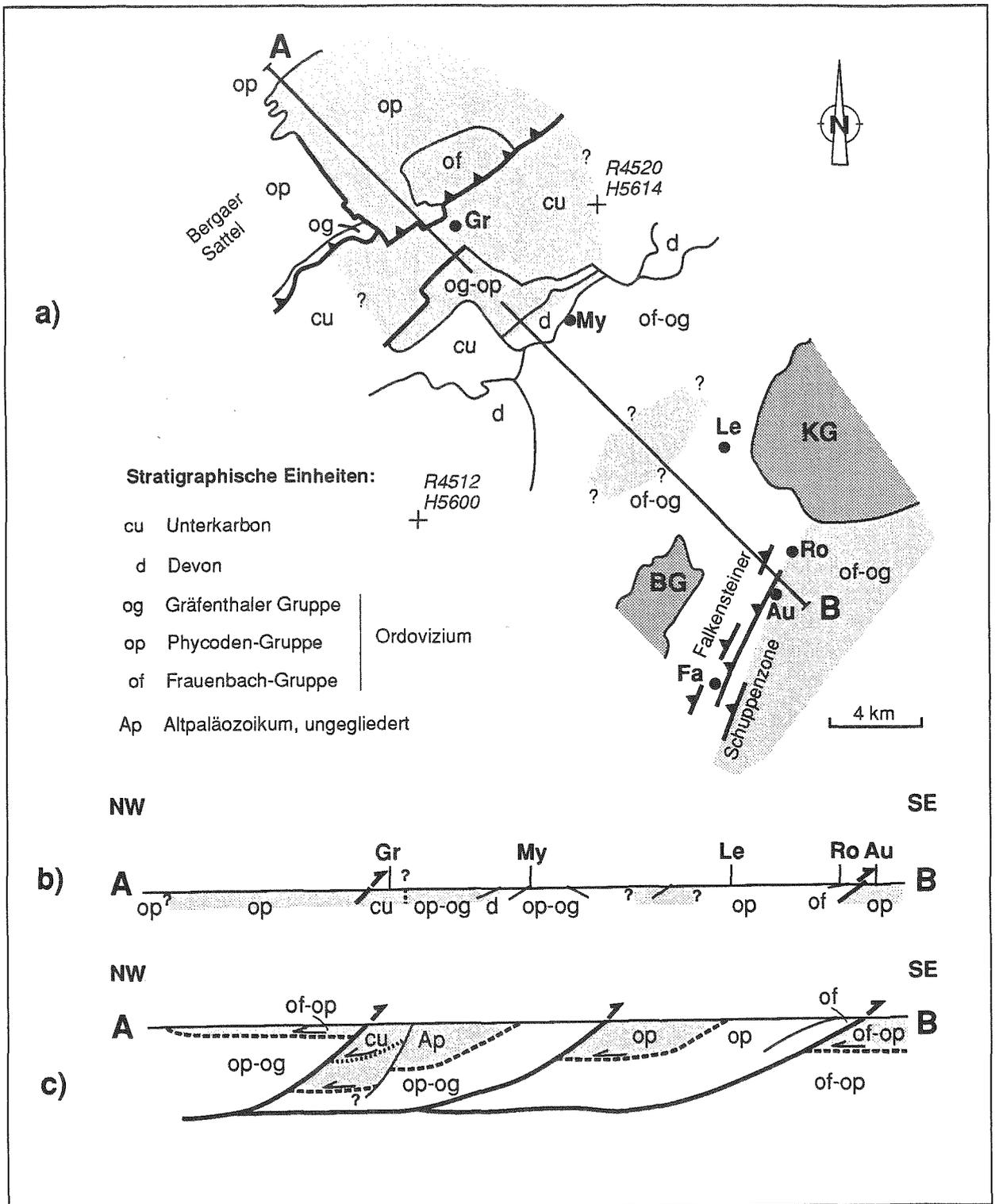


Abb. 40: a) Geologische Übersichtskarte für den Bereich Greiz - Auerbach; b) Vorgefundene Lagerungsverhältnisse im Profilschnitt; c) Interpretation. Punktiert = Gebiete mit NW-vergenter "Phyllittektonik", Gr = Greiz, My = Mylau, Le = Lengenfeld, Ro = Rodewisch, Au = Auerbach, Fa = Falkenstein, BG = Bergener Granit, KG = Kirchberger Granit, Ap = Altpaläozoikum, ow = Weißelster-Gruppe (?Kambrium-Tremadoc), of = Ordovizium/Frauenbach-Gruppe, op = Ordovizium/Phycoden-Gruppe, og = Ordovizium/Gräfenthaler Gruppe, d = Devon, cu = Unterkarbon.

3.3. Konsequenzen für die Profilkonstruktion

Die laterale Fortsetzung der im Gebiet Greiz - Auerbach postulierten Schuppenstruktur (Abb. 40c) in die Profilebene ist ungeklärt, da die regionale Verbreitung der Deformationsmuster im Übergangsbereich Vogtland - Fichtelgebirge - Frankenwald bisher nicht systematisch untersucht ist. Tektonische Studien existieren für Teilbereiche dieses Gebiets (Östliches Vogtland: Paech 1966, Triebeler Gebiet: Franke 1962, Fichtelgebirge: Stein 1988, Frankenwald: Franke 1984, Hirschberger Sattel: Schroeder 1966a,b), aber nicht für die lateralen Übergänge zwischen den deutlich unterschiedlichen Deformationsmustern. Ein Indiz für Überschiebungstektonik ist nur im Querprofil der geologischen Karte von Sachsen 1:25000 (Blatt 1406-31 Plauen-West) enthalten, in dem eine Stapelung des Devons an sehr flach NW-fallenden Bahnen angedeutet ist. Die Überschiebungsrichtung bleibt dabei offen.

Eine zumindest qualitative Anbindung des Greizer Profils an die Deformationsfront weiter im W erhält man dennoch, wenn man es mit dem Hirschberger Profil vergleicht (Abb. 39c und 40c). So zeigt sich, daß die NW-vergente Überschiebungstektonik an zwei Hauptabscherhorizonten stattgefunden haben muß. Ein oberer, älterer Abscherhorizont liegt im oder am Top des Oberdevons und ist von dieser Position her identisch mit der Basisüberschiebung der Münchberger Decken. Das Oberdevon kann dabei selbst noch in sich verschuppt sein, wie in Blatt Plauen (s.o.) angedeutet. Auch die phyllittektonischen Kulmgrauwacken von Greiz und Blintendorf gehören diesem Niveau an. Ein jüngerer, tieferer Abscherhorizont überschiebt phyllittektonisches Altpaläozoikum nach NW auf "normales", SE-vergentes Ordovizium und sorgt damit für eine metamorphe Inversion. Die stratigraphische Abfolge innerhalb des phyllitischen Altpaläozoikums ist durch die oberdevonische Diskordanz und die interne, ?W-NW-vergente Verschuppung (Pomper 1931) stark gestört. In den nicht-phyllitischen, normal SE-vergenten Einheiten ist die Stratigraphie dagegen ungestört und gehört immer dem Ordovizium an.

Sowohl in Greiz als auch in Hirschberg liegen die Überschiebungsbahnen in etwa parallel zur flachliegenden, ersten Schieferung der Phyllitgebiete, die Top-NW-gerichtete Schersinnindikatoren zeigt (Abb. 15b; Tafel 5, Bild 8). Sie sind daher vermutlich syngenetisch. Die höhere Regionalmetamorphose (Brand 1980) des phyllitischen Altpaläozoikums muß demnach älter sein als s1 und mit dem saxothuringischen Prokeil im SE in Zusammenhang stehen, da die s1-parallelen Störungsbahnen durch Überschiebung der Phyllitgebiete nach NW schon zur metamorphen Inversion führen.

Die beiden NW-gerichteten Überschiebungen liegen im Hirschberger Sattel noch weitgehend ungestört vor, wobei das interpretierte obere Detachment oberhalb, das untere Detachment unterhalb des Erosionsniveaus verlaufen muß (Abb. 39c). Im Profil Greiz - Auerbach wird diese Konfiguration dagegen durch die frontale Akkretion des Retrokeils gestört. Das untere, NW-vergente Detachment wird zerschnitten und mehrfach an die Erdoberfläche gebracht (Abb. 40c). Die nach NW einfallenden Überschiebungsbahnen des

Retrokeils könnten auch dafür verantwortlich sein, daß ältere, ehemals NW-vergente Falten durch den Transport über Rampen stellenweise in eine NW-tauchende, d.h. scheinbar SE-vergente Position verstellt worden sind (bei gleichbleibendem Facing nach NW). In beiden Profilen wird schließlich phyllitischer Kulm des oberen Horizontes durch späte Abschiebungen neben Gesteine des tieferen Abscherniveaus gelegt. Die Fortsetzung dieser Abschiebungen im Untergrund ist unklar. Im Hirschberger Profil könnte diese Abschiebung auch der tauchenden (nach NW überschiebenden) Deckenbahn des oberen Niveaus entsprechen.

Beim Vergleich der Retrokeil - Geometrie beider Profile wird deutlich, daß die im Greiz - Auerbacher Profil vorhandene Verschuppung im Hirschberger Profil nicht bis an die Erdoberfläche durchschlägt. Die Schuppen können allenfalls blind im Untergrund enden und die Oberflächengeometrie dadurch durch eine weitspannige Verfaltung modifizieren. Ähnliches gilt auch für den Bereich des Hauptprofils im SW.

Abschließend kann gesagt werden, daß die Geometrie der Deformationsfront des Retrokeils - besonders im Bereich der Hauptprofiltraverse - weitgehend ungeklärt bleiben muß. Die am Anfang dieses Kapitels gestellte Frage, ob das basale Detachment blind endet oder SE' der Münchberger Decken in die Luft ausstreicht, kann - wenn überhaupt - nur durch weitere Geländestudien in der Umrandung des Münchberger Deckenstapels geklärt werden. Es bestehen bis heute große Lücken in der tektonischen Geländeaufnahme, die im Rahmen dieser Arbeit auch nicht hinreichend gefüllt werden konnten. Die Geometrie der in diesem Kapitel vorgestellten Teilprofile, in denen sich die Fronten zweier Orogenkeile überlappen, soll daher nur als Denkanstoß verstanden werden und wartet auf einen Test durch eingehendere strukturgeologische Geländeuntersuchungen. Aus diesem Grund endet auch die nachfolgende Profilbilanzierung des Retrokeils an der Göttinger Überschiebung als südöstlichster Zweigstörung des basalen Detachments, das im Untergrund verborgen bleibt.

IV. PROFILBILANZIERUNG DES SAXOTHURINGISCHEN RETROKEILS

1. KONZEPT UND METHODISCHE GRUNDLAGEN

Die Beschreibung einer geologischen Struktur im Profilschnitt beruht immer auf der Extrapolation von an der Erdoberfläche aufgeschlossenen Strukturinformationen in die Tiefe. Dabei sollte das konstruierte Profil allen verfügbaren geologischen Randbedingungen wie Schichtgrenzverläufen, Schichtmächtigkeiten, Störungen, Schieferungen, Faltengeometrien, Verformung, Metamorphoseprägung und geophysikalischen Daten gerecht werden. Ein solches Profil ist nach Elliott (1983) "zulässig", d.h. geologisch widerspruchsfrei. Zusätzlich sollte das Profil auch geometrisch und kinematisch widerspruchsfrei sein, d.h. es sollte sich nach bestimmten, anhand von Modellsystemen definierten geometrischen Regeln in einen undeformierten Zustand zurückführen lassen, ohne daß in der Profilebene Lücken oder Überlappungen entstehen. Ein solches Profil heißt "abwickelbar". Nach Elliott (1983) muß ein "bilanziertes" Profil beide Kriterien erfüllen, d.h. es muß sowohl geologisch als auch geometrisch widerspruchsfrei sein. Der Vorteil der bilanzierten Profilkonstruktion liegt darin, daß sich neben der realistischen Darstellung geologischer Strukturen auch Verkürzungs- bzw. Dehnungsbeträge quantifizieren und die Größe des ehemaligen Sedimentationsraums rekonstruieren lassen. Zudem bietet die Anwendung strikter, realistischer Regeln bei der Konstruktion eine bessere Reproduzierbarkeit und damit Überprüfbarkeit der Ergebnisse.

In den meisten Fällen ist allerdings auch ein bilanziertes Profil wegen lückenhafter Daten unterdeterminiert und somit nicht unbedingt die einzig mögliche, "wahre" Lösung. Dennoch ist ein solches Profil zumindest in sich schlüssig und geologisch-geometrisch widerspruchsfrei, während nicht bilanzierte Versionen in der Regel als unmöglich verworfen werden müssen. Die Menge möglicher Lösungen wird damit deutlich eingeschränkt und ermöglicht eine bessere Annäherung an die "wahre" Geometrie des Profils.

Die Technik der bilanzierten Profilkonstruktion basiert auf dem Prinzip der Linien- oder Flächenerhaltung bei der Abwicklung. Dies erfordert als Randbedingung, daß während der Deformation kein Material die Profilebene verlassen oder "betreten" darf, da Flächen und Linienlängen in der Ebene sonst nicht konstant bleiben. Diese Bedingungen werden nur bei volumenkonstanter, ebener Verformung erfüllt. Die Technik der linienlängenkonstanten Abwicklung (Rücknahme der Verformung) erfordert die Annahme von an Störungen lokalisierter Verformung und schichtparallelem Gleiten als einzigem Deformationsmechanismus innerhalb der Störungskörper (Ramsay & Huber 1987). Für Falten- und Überschiebungsgürtel im unmetamorphen Vorland eines Orogens, in denen die Technik entwickelt wurde, ist diese Annahme realistisch. Sobald jedoch eine Interdeformation (z.B. eine penetrative Schieferung) der Störungskörper hinzukommt, werden die Linienlängen bei der Abwicklung nicht erhalten. Die grundlegenden Überschiebungsregeln wie ins Vorland aufsteigende Störungstrajektorien und flat-ramp-flat-Geometrien gelten jedoch nach Elliott & Johnson (1980) und Ramsay et al. (1983) auch in niedrig- bis mittelgradig metamorphen Orogenbereichen. Ab der unteren

Grünschieferfazies kann die Profilbilanzierung zunehmend durch nicht-ebene Verformung und Volumenänderungen im Zusammenhang mit Rekrystallisation und duktiler Verformung erschwert werden (Ramsay & Huber 1987, Woodward et al. 1989). Hier sind dann nur noch Minimalabschätzungen der Deformation durch reine Linienlängenabwicklungen möglich - es sei denn, die Beträge der Internverformung (Strain) und/oder "out-of-plane"-Bewegungen sind (z.B. durch Strainanalysen) quantifizierbar.

2. PROFILKONSTRUKTION

Im saxothuringischen Retrokeil können Flächen- und Linienlängenänderungen in der Profilebene, die senkrecht zum variscischen Streichen und parallel zur tektonischen Transportrichtung verläuft (s. Teil I Kap. 3), weitgehend ausgeschlossen werden. Ellenberg (1964) zeigte in einer dreidimensionalen Strainanalyse am SE-Rand des Schwarzbürger Sattels, daß die Randbedingung der ebenen Verformung annähernd erfüllt ist. Es gibt im Arbeitsgebiet keine Hinweise auf eine bedeutende Streckung im Streichen. Daher bedeutet die ausgesprochene Zylindrizität der Großstrukturen, daß sich selbst bei eventuell vorhandenen Materialtransporten durch die Profilebene keine bedeutende Nettoveränderung der Fläche ergeben haben kann. Allerdings liegen andere Faktoren vor, die die Konstruktion eines bilanzierten Profils im saxothuringischen Retrokeil erheblich erschweren bzw. einschränken:

1. Die Datenbasis ist insgesamt sehr ungenügend. Die Geometrie des Profils ist stark unterdeterminiert. Den publizierten Daten fehlen fast ausnahmslos wichtige Informationen, die für die Projektion in die Profilebene unerlässlich sind, wie topographische Höhe des gemessenen Aufschlusses (z-Koordinate) oder die Tauchwerte von Faltenachsen und Schnittkanten als potentielle Projektionsachsen. Eigene Geländearbeiten konnten zwar viele fehlende Informationen ergänzen, aber bei der Größe des Arbeitsgebiets kein wirklich dichtmaschiges Datennetz erzeugen.

2. Die SE-Spitze des Retrokeils trifft auf eine bereits verfaltete und verschuppte Gesteinsabfolge - die Spitze des NW-vergenten Falten- und Überschiebungsgürtels, der den Prokeil zur Subduktionszone des Saxothuringikums unter das Tepla-Barrandium bildet. Genau in dieser Interferenzzone liegt noch ein weiteres, älteres Strukturelement, nämlich die zentrale Achse der oberdevonischen Dehnung (in streichender Verlängerung des Sächsischen Granulitgebirges), die eine Schollenverkipfung und Abtragung der altpaläozoischen Abfolge zur Folge hatte. Somit läßt sich die Deformation an der Spitze des Retrokeils nicht auf einen einfachen, parallelen Schichtstapel abwickeln. Die präexistente Geometrie ist bereits durch die oberdevonische extensionale Schollenkipfung mit einer Winkeldiskordanz und ein darauffolgendes Konvergenzereignis mit Phyllitisierung extrem komplex. Im Rahmen dieser Arbeit ist dieser Bereich interferierender Konvergenzstadien über einer ehemaligen Dehnungszone allenfalls qualitativ zu entschlüsseln.

3. Im gesamten Retrokeil muß die nötige Krustenstapelung bzw. -verdickung auf ein Überschiebungssystem zurückgeführt werden, das im Untergrund verborgen bleibt. Die an der Erdoberfläche austreichenden Störungen geben nur sehr begrenzt Aufschluß über die Konfiguration in der Tiefe. So ist die Göttengrüner Überschiebung out-of-sequence in Bezug auf die Hauptbewegungsphase der Überschiebungen (Teil II, Kap. 3.4), während der Abscherhorizont der unterkarbonischen Grauwacken (Teil II Kap. 3.3) an seinem Hinterende (trailing edge) wieder in die Luft austreicht und sich im Aufschlußbereich nicht sicher mit dem übrigen Überschiebungssystem verbinden läßt. Oberflächeninformationen, die sich in die Tiefe extrapolieren lassen (z.B. stratigraphische Abrißwinkel, Informationen über die Lage von Rampen und Flats etc.) fehlen damit fast vollständig. Informationen über die Geometrie des im Untergrund verborgenen Überschiebungssystems sind nur in groben Zügen einem seismischen Profil (DEKORP 3B / MVE-90 West) zu entnehmen, das in ca. 40 km Entfernung vom bilanzierten Profil durch triassische Überdeckung verläuft.

4. Der nordwestlichste Teil des Retrokeils, der an die Mitteldeutsche Kristallinschwelle grenzt und den verdicktesten Bereich des Keils darstellt, ist nicht bzw. nur lückenhaft aufgeschlossen (Schiefergebirgsaufbrüche von Schmiedefeld-Vesser, "Vesser-Zone"). In der Seismik (DEKORP 3B / MVE-90 West) deuten sich mehrere Rücküberschiebungen an, deren Abwicklung höchst problematisch ist. Hinzu kommt die unsichere stratigraphische Einstufung und der bislang nur unzureichend geklärte Strukturbau der Vesser-Zone.

Unter Berücksichtigung der genannten Besonderheiten wurde daher folgende Strategie verfolgt:

1. Die Konstruktion des bilanzierten Profils ist stark vereinfacht und beschränkt sich auf die übergeordneten, kartenbildprägenden Faltenstrukturen. Sie erfolgte rechnergestützt mit GEOSEC2D unter Anwendung der Grenzstrahlmethode nach Gill (1953). Für die Abwicklung wird nur der Bereich zwischen der NW' Aufschlußgrenze in der Vesser-Zone und der Göttengrüner Überschiebung im SE berücksichtigt. Versätze an postorogenen, streichenden Störungen im Schwarzburger Sattel (Bankwitz & Bankwitz 1995) wurden vor der Konstruktion rückgängig gemacht. Die Konstruktion der Krustenstruktur orientiert sich an den Reflektivitätsmustern aus DEKORP 3B/MVE-90 West und DEKORP 4 (s.u.).

2. Die Abwicklung (Kap. 3) wird in vier separat quantifizierbare Teilschritte gegliedert: a) Linienlängenabwicklung der Profilkonstruktion, d.h. der übergeordneten Faltenstruktur und der Überschiebungskörper, mit GEOSEC2D (Kap. 3.1); b) Linienlängenabwicklung der Sekundär- oder Parazitärfalten im Aufschlußmaßstab (Kap.3.2); c) Berechnung und Abwicklung der Linienlängenverkürzung durch penetrativen Strain (Kap. 3.3); d) Flächenbilanzierung des präpaläozoischen Basements (Kap. 3.4). Die Gesamtverkürzung ergibt sich durch Addition der Verkürzungswerte aus a), b) und c). Das aus der Profilkonstruktion erhaltene präpaläozoische Basement wird anschließend flächentreu an die prädeformative Beckenbreite angepaßt.

2.1. Daten aus der Seismik

Das südliche Drittel des Profils (SE' der thüringisch - bayrischen Landesgrenze) verläuft nahezu deckungsgleich mit dem tiefenseismischen Reflexionsprofil DEKORP 4N (vgl. Abb. 1 und 2). NW' davon können Informationen aus dem tiefenseismischen Refraktionsprofil DEKORP 3B/MVE-90 West für die Profilkonstruktion benutzt werden. Allerdings liegt DEKORP 3B/MVE-90 West etwa 40 km von der Profillinie entfernt und verläuft durch mesozoisches Deckgebirge, das SW' der Fränkischen Linie das variscische Grundgebirge überlagert (Abb. 1). Daher können aus diesem Profil nur qualitative Informationen für die Profilkonstruktion hergeleitet werden. Das montierte Gesamtprofil mit den wesentlichen Reflektivitätsmustern ist in Abb. 32 dargestellt (s. Teil II, Kap. 6.1). Vor der Übernahme der seismischen Elemente in die Profilkonstruktion muß sichergestellt werden, daß die Tiefenkonvertierung des Vertikalmaßstabs korrekt ist. Ein Geschwindigkeitsmodell von Lang & Gebrande (1993) und Untersuchungen im Rahmen des DEKORP MVE-90 - Projekts (DEKORP Research Groups B und C, 1994) zeigen, daß die seismischen Geschwindigkeiten im Bereich der beiden Profile schon in geringer Tiefe Werte um 6 km/s erreichen und dann nur relativ langsam zunehmen. Der Einfachheit halber wurde daher für die Tiefenkonvertierung eine pauschale Durchschnittsgeschwindigkeit der Primärwellen von $v_p = 6$ km/s zugrunde gelegt. Somit entspricht 1 s TWT 3 km Tiefe. Die Abspiegelungen von DEKORP 3B/MVE-90 West und DEKORP 4N sind mit genau diesem Faktor erstellt und können daher auch in der Vertikalen maßstabsgetreu übernommen werden. Die Bearbeitung der Profile erfolgte im Maßstab 1:100.000.

Die wesentlichen Reflexionselemente wurden auf Transparent nachgezeichnet und direkt mit Geosec2D digitalisiert. Auf diese Weise können die Reflexionsmuster als Schablone für die Konstruktion benutzt werden. Die Daten aus DEKORP 3B/MVE-90 West sind dabei jedoch nur als grobe Richtlinie verwendbar, da sie aus ca. 50 km Entfernung in die bilanzierte Profilkonstruktion hineinprojiziert wurden. Unsicherheiten wie laterale Diskontinuität der variscischen Strukturen und wechselnde Versatzbeträge entlang der Fränkischen Linie sind nicht auszuschließen. Das seismische Profil liefert jedoch einen wichtigen Orientierungsmaßstab für die Geometrie und ungefähre Lage der Tiefenstrukturen, da die Geländedaten hierüber nur bedingt Aufschluß geben.

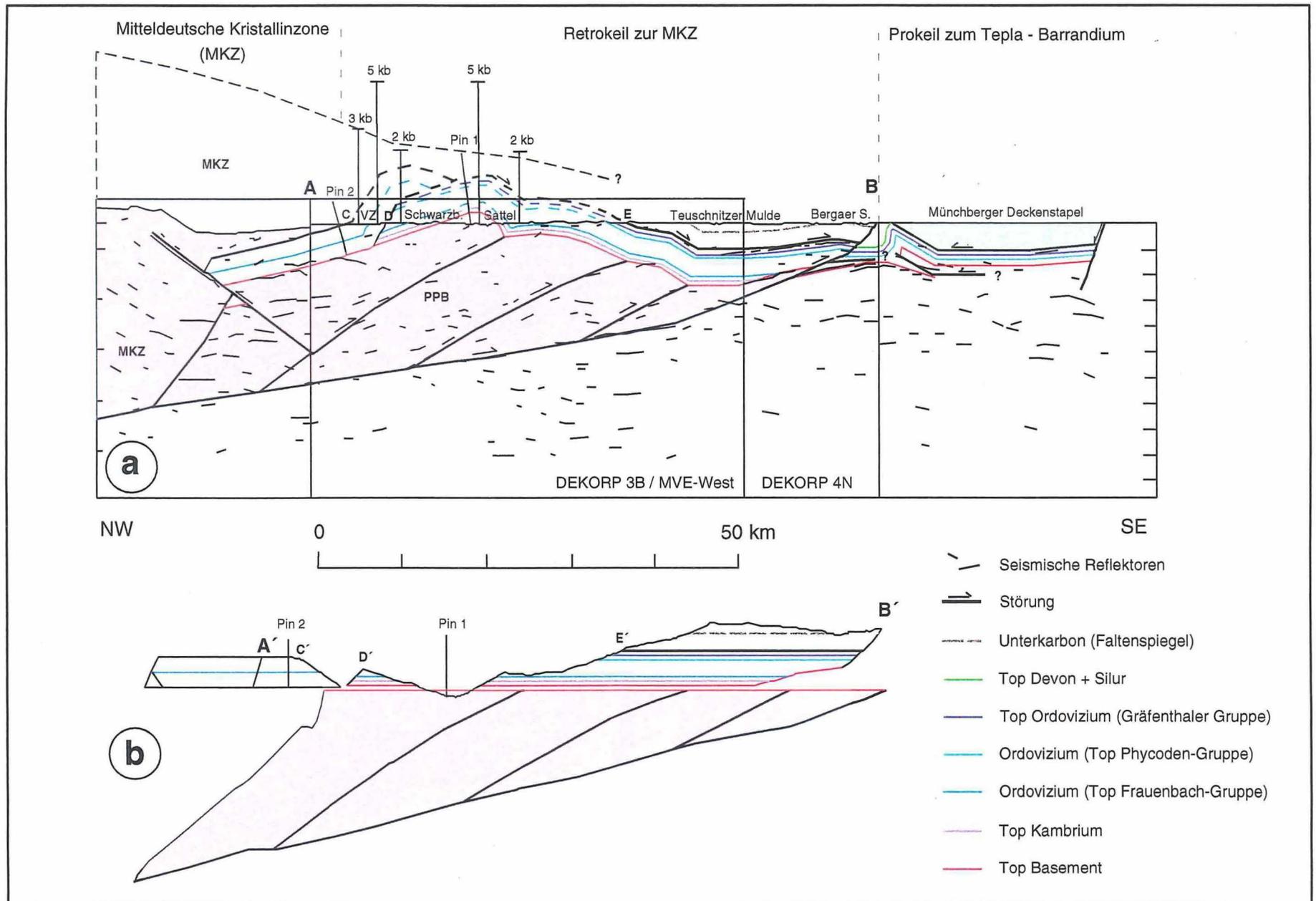
So kann die nicht aufgeschlossene Grenze zur Mitteldeutschen Kristallinzone anhand der seismischen Reflektivitätsmuster näher lokalisiert werden. Sie ist in der Tiefe deutlich zu erkennen, wird aber bei 4 s TWT durch eine SE-fallende Fläche gekappt (vgl. Teil II, Kap. 4.1). Diese Fläche wird in dieser Arbeit als Rücküberschiebung gedeutet, da sie in einer NW-fallenden Überschiebung (s.u.) wurzelt (bei km 22 und 6 s TWT). Der Versatzbetrag an dieser Rücküberschiebung kann am Top des verdoppelten Reflektorpakets unterhalb der Vesser - Zone abgegriffen werden, um eine qualitative Abschätzung über die oberflächennahe Lage der Grenze zur Mitteldeutschen Kristallinzone zu erhalten. Dies liefert eine wichtige Randbedingung über das NW' Ende des bilanzierten Profils.

Die Konstruktion der großen Duplexkörper, die für die Heraushebung des Schwarzburger Sattels verantwortlich sind, orientiert sich an der Lage der beiden deutlichen, NW-fallenden Reflektoren. Sie können als Störungen interpretiert werden, da sie die dazwischenliegenden, flacheren Reflektoren winklig abschneiden (Abb 32b).

Ein weiterer für die Konstruktion wichtiger Reflektor beginnt noch im Profil DEKORP 3B/MVE-90 West bei 2 s TWT und wird im Profil DEKORP 4 besonders deutlich (bei 1 s TWT). Er wird gemeinhin als Top oberdevonischer Basalte interpretiert (z.B. Franke 1993, DEKORP Research Group C 1994). Der Kontrast zwischen diesem flachliegenden Reflektor und den an der Erdoberfläche anstehenden, engverfalteten Kulmgrauwacken läßt den Schluß zu, daß es sich gleichzeitig um den Abscherhorizont der engen Falten handelt.

Nächste Seite:

Abb. 41: Bilanziertes Profil durch den saxothuringischen Retrokeil. a) Postdeformativer Strukturbauplan mit den wichtigsten seismischen Strukturen als Hintergrundbild. A und B markieren die Grenzen des bilanzierten Profils. Gestrichelte Linien = erodierte Strukturen (Diskussion s. Text), MKZ = Mitteldeutsche Kristallinzone, PPB = Präpaläozoisches Basement, VZ = Vesser - Zone. Weitere Buchstaben sind Referenzpunkte für die Diskussion im Text. Über der Vesser - Zone und dem Schwarzburger Sattel sind die aus der Geobarometrie ermittelten Mindest-Überlagerungsmächtigkeiten maßstabsgerecht aufgetragen. NW' von Punkt A ist die Grenze zwischen erodiertem und im Untergrund anstehenden Variscikum (hell- bzw. dunkelrosa) durch die in der Seismik erkennbare Deckgebirgsbasis definiert. b) Abgewickelter Großstrukturbauplan. Der paläozoische Schichtstapel ist nach dem Flexural-Slip-Algorithmus abgewickelt und ohne Strainkorrektur dargestellt. Das präpaläozoische Basement ist mit dem Inclined-Shear-Algorithmus mit einem Scherwinkel von 30° flächentreu abgewickelt. Die Kontaktfläche zum paläozoischen Schichtstapel wurde im Kern des Schwarzburger Sattels fixiert (Pin 1).



3. PROFILABWICKLUNG

Das nach den im vorhergehenden Kapitel beschriebenen Randbedingungen konstruierte Profil ist in Abb. 41a dargestellt.

Die finite Deformation eines orogenen Keils entsteht durch die Kombination verschiedener, teils gleichzeitig, teils nacheinander ablaufender Deformationsprozesse (Verschuppung an diskreten Störungsbahnen, Faltung, Schieferung). Die Schuppenstapelung entlang diskreter Störungsbahnen ist im saxothuringischen Retrokeil nur untergeordnet verwirklicht bzw. nur indirekt nachweisbar. Die Einengung erfolgte stattdessen in weiten Bereichen ausschließlich durch Faltung und verteilten Strain, der sich in einer Schieferung ausdrückt. Für die Abwicklung wurde die Deformation entsprechend der ihr zugrundeliegenden Kinematik in ihre Bestandteile zerlegt und einzeln quantifiziert. So wird zunächst die junge Heraushebung der Großstrukturen und die Überschiebung der Vesser-Zone abgewickelt und anschließend um die Linienlängenänderung durch die Internverformung (Internfaltung und Strain) ergänzt. Zuletzt wird das proterozoische Basement durch Flächenbilanzierung abgewickelt. Volumenänderungen konnten für die Abwicklung nicht quantifiziert werden.

3.1. Abwicklung der Großstrukturen

Entsprechend der Deformationsabfolge (s. Teil II, Kap. 7) wird zunächst das jüngste Inkrement, nämlich die Großfaltenstrukturen und die Verkürzung an der Vesser-Überschiebung, abgewickelt. Diese Linienlängenabwicklung erfüllt die Bedingung der reinen Biegegleitfaltung, bei der Schichtmächtigkeiten und -längen erhalten bleiben. Der konstruierte Faltenwurf wurde soweit geglättet, daß nur noch die Faltenstrukturen 1. Ordnung erfaßt werden. Die Verwendung des Falten spiegels anstelle der exakteren Sekundärfaltengeometrie verursacht an manchen Stellen ein leichtes Auseinanderklaffen von projizierten und konstruierten Schichtausbissen im Profil. Dies ist aber für die übergeordnete Struktur ohne Bedeutung.

Die Abwicklung der großdimensionalen Verfaltung des paläozoischen Schichtstapels allein (ohne Vesser-Schuppe; BD in Abb. 41a) ergibt einen nur sehr geringen Verkürzungswert von knapp 2,5% (B'D' in Abb. 41b). Diese relativ unbedeutende Verkürzung wird durch die basale Akkretion des präpaläozoischen Basements verursacht. Nach der Strukturabfolge aus dem Geländebefund entspricht dieses Inkrement dem jüngsten abwickelbaren Stadium der Deformationsgeschichte (s.o.).

Bei der Abwicklung der Vesser-Schuppe fehlen direkte Informationen zur Überschiebungsweite und damit auch zu den entsprechenden Gesamtverkürzungsbeträgen, da ihr Hangendabriß erodiert ist. Bei konservativer Abwicklung ergibt sich für das NW' saxothuringische Becken (BC, Abb 41a) eine Mindestverkürzung von 10 % (B'C', Abb. 41b).

Bei der Frage der Überschiebungsweite der Vesser-Schuppe ist allerdings zu berücksichtigen, daß sich zwischen dem Kambroordovizium der Vesser-Zone und den kambrisch-ordovizischen Sedimenten an der NW-Flanke des Schwarzburger Sattels ein deutlicher Fazieswechsel vollzogen hat (vgl. Teil II Kap. 1.2 und 1.3). Man braucht also einen gewissen lateralen Spielraum, in dem sich der Wechsel von der stark vulkanisch geprägten Rift-Fazies der Vesser-Zone zum Kontinentalschelf-Milieu des Schwarzburger Sattels vollziehen kann.

3.2. Abwicklung der Internverformung

Zusätzliche Verkürzungsbeträge, die durch Parasitärfaaltung und Interndeformation verursacht werden und zur Schieferungsbildung und geometrischen Modifikation reiner Biegegleitfalten führen (Verdickung bzw. Ausdünnung von Scharnieren und Schenkeln), können als Korrekturfaktor in die reine Linienlängenabwicklung (s.o.) eingehen. Die Parasitärfaaltung liefert durch einfache Linienlängenvergleiche (l_0-l) weitere Verkürzungsbeträge für die abgewinkelte Großstruktur. Nach Woodward et al. (1989) ist eine linienlängentreue Abwicklung jedoch nur bei parallelen Falten, d.h. reinen Biegegleitfalten möglich (Class 1B nach Ramsay & Huber 1987). Falten mit verdickten Scharnieren oder Schenkeln zeigen eine Modifikation der parallelen Ausgangsgeometrie durch penetrativen Strain an. Die Überprägung durch reine Scherung verursacht bei gleichbleibender Einengungsrichtung verdickte Scharniere und damit Falten, die der Klasse 2 (similar folds) nach Ramsay & Huber (1987) entsprechen (Hudleston 1973, Hudleston & Stephanson 1973, Lisle 1992). Die Überprägung durch einfache Scherung erzeugt hingegen asymmetrische Falten mit einseitig verdickten Schenkeln (Breddin & Furtak 1963). Durch Strainüberüberlagerung können die Linienlängen von Falten also signifikant verändert werden. Der Strain und die damit verbundenen Linienlängenänderungen lassen sich durch das Verfahren von Lisle (1992) und die in Teil II Kap. 2.2.3.1 durchgeführten Scherboxversuche annähernd quantifizieren und in die Bilanzierung mit einbeziehen. Die Umrechnung der Straindaten in Linienlängenänderung erfolgt dabei in bezug auf einen übergeordneten, flachliegenden Faltenspiegel, da die Strainüberprägung im wesentlichen vor der Heraushebung der Großfaltenstruktur erfolgte (s. Teil II Kap. 2.2.3.1)

Bei der Abschätzung von Verkürzungsbeträgen nur durch Parasitärfaaltung kann zumeist auf bereits vorhandene Studien zurückgegriffen werden. Pfeiffer (1970) berechnete durch Linienlängenvergleiche (l_0-l) Einengungsbeträge von durchschnittlich 55 % für die Ziegenrücker Kulmmulde. Dabei soll die Einengung nach NW geringer, nach SE jedoch stärker werden. Dieser Trend wird auch von Hofmann (1961) bestätigt und liegt vermutlich an der "doppelten" Faltung der Gesteine durch beide saxothuringische Falten- und Überschiebungsgürtel (vgl. Teil II und III). Weiterhin gibt Pfeiffer (1970) für das Devon bei Saalfeld Verkürzungsbeträge von 35 % an. Eigene Linienlängenmessungen an aufschlußgroßen Falten im Ordovizium des SE' Schwarzburger Sattels ergaben Verkürzungsbeträge von nur knapp 15 % (vgl. Tafel 3, Bild 1). Im Ordovizium des Bergaer Sattels ist die

Einengung mit knapp 20 % ebenfalls sehr viel geringer als in den unterkarbonischen Grauwacken der Teuschnitz-Ziegenrücker Mulde. Das Proterozoikum des Schwarzburger Sattels ist nach Bankwitz & Bankwitz (1995) allein durch die variscische Faltung um 56-71 % verkürzt. Eigene Messungen stimmen mit 62-70 % gut mit diesen Werten überein.

Im saxothuringischen Retrokeil sind parallele Falten jedoch nur im Ordovizium an der SE-Flanke des Schwarzburger Sattels verbreitet (Tafel 3, Bild 1 und Ellenberg 1964). Allerdings sind auch diese Gesteine penetrativ geschiefert, so daß keine reine Biegegleitfaltung mehr vorliegen kann. Ellenberg (1964) benutzte die Chlorit- und Limonitoolithe des Oberen Erzhorizontes (Oberordovizium) für eine dreidimensionale Strainanalyse. Im Untersuchungsgebiet Wittmannsgereuth gibt er für den finiten Strain in der ac- bzw. xz-Ebene durchschnittlich $R_{ac} = 2,61$ an, bei einer Schwankungsbreite von $R_{ac} = 2,22 - 2,97$. Die xy-Ebene des dreidimensionalen Strainellipsoids entspricht der Schieferung, die die Schichtung unter einem mittleren Winkel von $\alpha = 80^\circ$ schneidet. Unter Annahme ebener Verformung (nach Ellenberg 1964 beträgt die Einengung senkrecht zur Profilebene 0-10 %) kann die dadurch verursachte schichtparallele Verkürzung e nach

$$(1+e)^{-2} = 1/R_{ac} \cdot \cos^2\alpha + R_{ac} \cdot \sin^2\alpha$$

berechnet werden (Ramsay & Huber 1987) und beträgt demnach durchschnittlich 37 %. Ebenso läßt sich ein von Bankwitz & Bankwitz (1988) auf der NW-Flanke des Schwarzburger Sattels ermittelter Strain von $R_{ac} = 2,08$ bei einem Schnittwinkel Schichtung/Schieferung $\alpha = 55^\circ$ (Schieferung fällt mit 75° nach NW, Schichtung im Mittel 20° NW) in eine Linienlängenverkürzung von rund 20 % umrechnen. Diese Lokalwerte sind durchaus repräsentativ für den Gesamtbereich der ordovizischen Flanken des Schwarzburger Sattels, da Faltenstil, Schieferungsintensität und -orientierung sich überall gleichen. Ein weiterer Strainwert aus dem devonischen Knollenkalk bei Steinach von $R_{ac} = 7,4$ (Bankwitz & Bankwitz 1988) wird nach Abschätzung aus dem Gelände als nicht repräsentativ für die übergeordnete Situation verworfen. Der aus dem Ordovizium stammende Mittelwert von 29 % wurde daher für das gesamte Altpaläozoikum übernommen.

Im Bereich der Teuschnitzer Mulde (inkl. Gräfenthal-Lobensteiner Horst) und zum Teil auch im Bergaer Sattel sind die Falten asymmetrisch verdickt ("Thüringer Falten" nach Engels 1956, Schwan 1958, Behrens 1965, 1981). Der Übergang zwischen den asymmetrisch verdickten Thüringer Falten und den "normalen", symmetrischen Falten des Schwarzburger Sattels liegt im Bereich der Steinacher Flexur. Die Genese der asymmetrischen Thüringer Falten wurde mittels Scherbox-Versuchen in Teil II, Kap. 2.2.3.1 untersucht. Diese Experimente lieferten auch wesentliche Informationen für die Linienlängenmodifikation bei der Abwicklung.

Daneben erlaubt auch das Verfahren von Lisle (1992) die Abschätzung des übergeordneten Strains durch einen Plot der inversen orthogonalen Schichtmächtigkeiten in Abhängigkeit von der Orientierung der Schichttangente. Abb. 42 zeigt das Ergebnis des Verfahrens an der Thüringer Falte aus Abb. 8a. Die resultierende Strainellipse hat eine Elliptizität von $R_s = 2,9$ und liegt mit ihrer Langachse parallel zur Spur der Schieferung. Der angezeigte Strain ist zwar etwas höher, liegt aber in der gleichen Größenordnung wie der mit der Scherbox ermittelte Strain von $R_s = 2,5 - 2,7$ (Teil II, Kap. 2.2.3.1). Die so ermittelten Strainwerte der ac-Ebene können wiederum nach Ramsay & Huber (1987) (s.o.) in Schichtlängenänderung umgerechnet werden. Die Asymmetrie der Thüringer Falten erfordert allerdings eine gesonderte Berechnung der Schichtlängenänderung beider Faltenschenkel, da sie die Schieferung, die nicht der Achsenmittelebene entspricht, in unterschiedlichen Winkeln schneiden. Die so erhaltenen Werte müssen anschließend entsprechend dem Schenkellängenverhältnis addiert werden (Tabelle 3).

Die Abschätzung des durchschnittlichen Schenkellängenverhältnisses ist durch lückenhafte Aufschlüsse und die häufige Unterdrückung des langen Schenkels an "Schwarten" (s. Teil II, Kap. 2.2.3) erschwert. Bei einer Testreihenberechnung mit $R_s = 2,9$ und $2,5$ zeigte sich jedoch, daß die initialen Gesamtschichtlängen bei einer Faltengeometrie wie in Abb. 8a immer *kürzer* sind als die heute vorliegenden Linienlängen (Tabelle 3). Bei einem durchschnittlichen Schenkellängenverhältnis von 2:1 und einem Strain von $R_s = 2,5 - 2,9$ beträgt die Dehnung eines gesamten Faltenzugs demnach etwa 20-22 %.

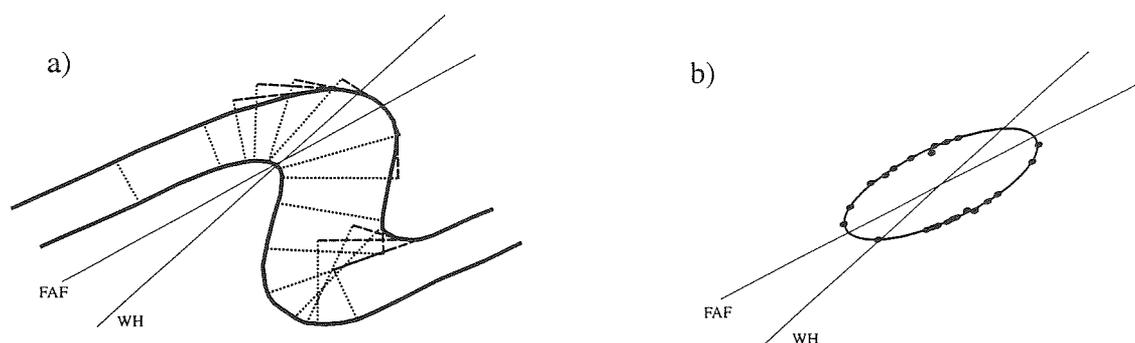


Abb. 42: Strainanalyse für verdickte Falten nach Lisle (1992). a) Thüringer Falte aus Abb. 8 mit Faltenachsenfläche (FAF), Winkelhalbierender (WH) und tangentialen Schichtmächtigkeiten (gepunktet; Tangenten gestrichelt). b) Plot der inversen Schichtmächtigkeiten in Abhängigkeit von der Orientierung mit Faltenachsenfläche (FAF) und Winkelhalbierender (WH) als Bezugslinien. Die resultierende Strainellipse hat eine Elliptizität von $R = 2.9$.

Langer Schenkel			Kurzer Schenkel		Gesamtlänge		
Winkel $ss/s1 = 5^\circ$		$R_s = 2,9$	Winkel $ss/s1 = 45^\circ$		(langer + kurzer Schenkel)		
Länge heute	Länge initial		Länge heute	Länge initial	heute	initial	Dehnungsfaktor (%)
1,2	0,72		1,0	1,27	2,2	1,99	10,6
1,5	0,91		"	"	2,5	2,18	14,7
2,0	1,2		"	"	3,0	2,47	21,5
3,0	1,8		"	"	4,0	3,07	30,3
4,0	2,41		"	"	5,0	3,68	35,9
		$R_s = 2,5$					
1,5	0,97		1,0	1,20	2,5	2,17	15,2
2,0	1,29		"	"	3,0	2,49	20,5
3,0	1,93		"	"	4,0	3,13	27,8

Tabelle 3: Berechnung der Schichtlängenänderung aus übergeordneten Straindaten in der Teuschnitzer Mulde.

Da die Grauwacken des Unterkarbons von ihrem altpaläozoischen Unterlager abgesichert sind, ist es angebracht, ihre Linienlänge separat vom altpaläozoischen Schichtenstapel zu berechnen. Bei einer Verkürzung durch Faltung um 55 %, jedoch einer internen Dehnung von 21%, ergibt sich für die unterkarbonischen Grauwacken eine Gesamtverkürzung um knapp 46%. Demnach entspricht die nach der Großstruktur abgewinkelte Beckenbreite des Unterkarbons von 30,6 km (B'E' in Abb. 41b) nach Abwicklung der Internverformung einer Paläobeckenbreite von etwa 57 km.

Demgegenüber ist das im Schwarzburger Sattel aufgeschlossene Altpaläozoikum bei einer Verkürzung durch Parasitärfaltung um durchschnittlich 25 %, und einem zusätzlichen Strain von 29 %, um insgesamt 47 % von seiner ursprünglichen Paläobeckenbreite von 58 km auf 30,8 km nach der Großstruktur abgewinkelter Beckenbreite (D'E' in Abb. 41b) verkürzt worden. Dieser Wert zeigt eine gute Übereinstimmung mit der Verkürzung in der Teuschnitzer Kulmmulde und kann daher als repräsentativ für das gesamte Paläozoikum angesehen werden. Demnach stellt die Kulmabscherung (oder Lehestener Störung) keine für die Internverformung bedeutende Trennfläche dar.

Durch Interndeformation und Kleinfaltung sind aber nicht nur die Linienlängen, sondern auch die Mächtigkeiten der Schichtfolgen verändert worden. Nach der Randbedingung der Flächenerhaltung in bilanzierten Profilen kann die prädeformative Mächtigkeit h_0 der Schichtenfolge aus ihrer tektonischen Mächtigkeit h , der abgewinkelten Breite l (beide aus Abb. 41b) und der Paläobreite l_0 berechnet werden. So kann die prädeformative Mächtigkeit der heute noch erhaltenen unterkarbonischen Grauwacken (E'B' in Abb. 41b) mit ca. 1600 m, die des altpaläozoischen Schichtstapels (D'E' oder auch D'B' in Abb. 41b) mit ca. 2200 m rekonstruiert werden.

Für die Vesser-Zone liegen bislang keine verwertbare Straindaten vor, mit der sich die Internverformung innerhalb der Vesser-Schuppe abschätzen ließe. Die Linienlängenkorrektur betrifft daher nur den Bereich zwischen Schwarzburger und Bergaer Sattel. Nach dem Geländebefund, der mehrere streichende Mylonitzonen mit schrägaufschiebender Kinematik innerhalb der Vesser-Zone zeigt (s. Teil II Kap. 2.2.1), ist es jedoch wahrscheinlich, daß die Vesser-Zone zusätzlich intern verschuppt ist. Darauf deuten auch die in Vesser- und Hundsrück-Serie deutlich unterschiedlichen Druckdaten (s. Teil II Kap. 7) hin. Da bislang aber noch wesentliche Informationen zur regionalen Verbreitung der mylonitischen Scherzonen, den stratigraphischen Versätzen sowie der Kinematik fehlen, kann die Vesser-Schuppe hier nur als Ganzes abgewickelt werden.

Aus diesen Betrachtungen läßt sich schließlich die ehemalige Gesamtbreite des NW-saxothuringischen Beckens rekonstruieren: es muß mindestens 131 km breit gewesen sein. Gegenüber seiner heutigen Ausstrichbreite (NW-Rand der Vesser-Zone bis Göttengrüner Überschiebung im SE, Strecke CB in Abb. 41a) von 63 km ist es insgesamt um mindestens 52% verkürzt worden.

3.3. Flächenabwicklung des präpaläozoischen Basements

Das im wesentlichen duktil verdickte und nur in einem letzten Stadium spröd gestapelte, proterozoische Basement wird durch einfache Flächenbilanzierung unterhalb des paläozoischen Schichtstapels in die Bilanzierung eingebunden. Auch wenn die hangendsten Einheiten des Proterozoikums keine eindeutig prävariscischen Gefüge zeigen, ist ihre metamorphe Überprägung doch unter deutlich höheren Drucken eingestellt worden als im benachbarten Paläozoikum (Teil II Kap. 4.1.2 und 7). Daher wurde dieser Teil des Profils in die Flächenbilanzierung des Basements mit einbezogen. Die Grenzfläche zwischen linienlängenbilanzierendem Sedimentstapel und Basement stellt dabei keine Bewegungsfläche dar, da im Gelände keinerlei Hinweise auf tektonische Bewegungen entlang der proterozoisch-kambrischen Grenzfläche vorliegen (vgl. Teil II, Kap. 1.2).

Die Abwicklung erfolgte mit dem *Inclined-Shear*-Algorithmus in GEOSEC2D mit einem Scherwinkel von 30°. Da das im Schwarzburger Sattel aufgeschlossene Top des so abgewickelten Basements keinerlei Hinweise auf Scherung zeigt, muß hier eine Pin-Linie durch die Basement-Cover-Grenze gezogen werden. Dabei kann die schon für die Abwicklung des Altpaläozoikums benutzte Pin-Linie (Pin 1 in Abb. 41) verwendet werden. Die Plazierung des Pins im Schwarzburger Sattel bewirkt bei der Abwicklung einen Vorschub der vordersten Schuppe relativ zum überlagernden Schichtstapel. Das bedeutet, daß der Scherbetrag an der Grenzfläche während der Verformung nach SE zunehmen muß, wobei das Altpaläozoikum relativ nach SE überschoben wurde.

V. ZUSAMMENFASSENDE DISKUSSION

1. ERGEBNISSE DER BILANZIERTEN PROFILKONSTRUKTION

Die vorliegende Arbeit zeigt, daß der im NW' saxothuringischen Becken vorliegende geologisch-geophysikalische Befund als Ergebnis eines nach SE propagierenden Falten- und Überschiebungsgürtels bzw. Orogenkeils gedeutet werden kann. Die Schlüsselargumente für diese Interpretation sind die generell SE-vergente Deformation, die nach SE abnehmende Intensität der tektonometamorphen Überprägung und die nach NW einfallenden Reflektoren im reflexionsseismischen Profil DEKORP 3B / MVE West. Das in Abb. 2 lokalisierte Querprofil durch das NW' saxothuringische Becken kann ebenfalls als nach SE propagierender Orogenkeil konstruiert werden, so daß es nach Elliott (1983) "zulässig", d.h. geologisch widerspruchsfrei, und "abwickelbar", d.h. in einen prädeformativen Zustand rückführbar, ist (Abb. 41). Auch ohne die Auflösung von Details kann der übergeordnete Strukturbau dargestellt und bilanziert werden, wenn die im Kleinmaßstab akkumulierte Verformung durch Faltung und Schieferung separat quantifiziert und bei der Berechnung der Gesamtverkürzung mit berücksichtigt wird.

Das basale Detachment dieses SE-vergenten Teilorogens steigt von der tieferen Kruste unter der Mitteldeutschen Kristallinzone allmählich und relativ gleichmäßig nach SE auf (Abb. 41). Im Bereich des Schwarzburger Sattels zweigen davon mehrere Überschiebungsbahnen ab und bilden größere Duplexkörper, die allerdings eine nur sehr geringe Überschiebungsweite zeigen. Die krustalen Überschiebungsbahnen bilden daher vermutlich nur das letzte Inkrement einer ansonsten durch duktile Interdeformation akkomodierten Verkürzung des präpaläozoischen Basements ab. Der kuppelförmige Reflektor in DEKORP 4, der als streichende Fortsetzung der Granulitgebirgsantiform gedeutet wird (Franke 1993, Krawczyk et al. 1996), wird vom basalen Detachment randlich noch leicht unterschritten und auf sich selbst überschoben. Das bedeutet, daß die Deformation des SE-vergenten Orogenkeils jünger sein muß als die Bildung der Granulitgebirgsantiform durch Extension (Franke 1993).

Das basale Detachment endet im Profilbereich vermutlich blind unter der Münchberger Gneismasse, könnte eventuell aber auch an der die Münchberger Decken begrenzenden SE-Rand-Abschiebung über das Erosionsniveau hinaus versetzt werden (vgl. Teil III, Kap. 3). In der bilanzierten Profilkonstruktion stellt die Göttengrüner Überschiebung, die im basalen Detachment wurzelt, die SE-Begrenzung dar.

Die Überschiebung der Vesser-Zone nach SE im hinteren Teil des Orogens erfolgte auf einem Detachment (Vesser-Überschiebung), das *nicht* im basalen Detachment des Orogenkeils wurzelt (Abb. 41a). Es wird in der Tiefe von einer größeren Rücküberschiebung gekappt und endet an einer aus den reflexionsseismischen Daten abgeleiteten Störung, die die Mitteldeutsche Kristallinzone gegen den SE-vergenten Falten- und Überschiebungsgürtel begrenzt und mutmaßlich auf ihn aufschiebt. Die Konstruktion der Vesser-Überschiebung

orientiert sich an einem flach NW-fallenden seismischen Reflektor. Der hangende Überschiebungskörper wurde mangels vorliegender Geländedaten als einfache Fortsetzung der Vesser-Zone konstruiert; doch ist das wahre Bild durch unbekannte Schuppenkörper und die in der Reflexionsseismik angedeuteten Rücküberschiebungen vermutlich sehr viel komplexer. Ebenso entspricht auch die in Abb. 41a angedeutete Geometrie der Vesser-Schuppe auf dem Schwarzburger Sattel nur der einfachsten denkbaren Konfiguration.

Die Fortsetzung dieses oberen Detachments wäre in der Mitteldeutschen Kristallinzone in etwa 12 - 15 km Tiefe zu suchen. Allerdings belegen die zur Mitteldeutschen Kristallinzone sprunghaft ansteigende Metamorphose (Zeh 1995) und eindimensionale thermische Modellierungen (Henk 1995) eine hohe Exhumierungsrate der zentralen Mitteldeutschen Kristallinzone (s.a. Oncken in press), so daß die Fortsetzung des Detachments aller Wahrscheinlichkeit nach längst exhumiert und erodiert ist.

Unklar ist, inwieweit der Abscherhorizont der unterkarbonischen Grauwacken von ihrem kaum verfalteten, devonischen Unterlager auch als Überschiebungsbahn mit nennenswertem horizontalen Versatzbetrag agiert hat. Es wäre denkbar, daß die Abscherung mit der Vesser-Überschiebung in Verbindung steht (Abb. 41a). An ihrer Front wird sie von der jüngeren Göttengrüner Überschiebung abgeschnitten.

Die experimentellen Scherbox-Studien zur Genese der Thüringer Falten sind ein Beleg dafür, daß die Sekundärfaltung in großen Teilen des Orogenkeils (Bergaer Sattel, Teuschnitzer Mulde und SE-Flanke des Schwarzburger Sattels) nicht cogenetisch zu den Großsätteln und -mulden entstanden ist. Die Ergebnisse der Experimente zeigen, daß initial entstandene Biegegleitfalten anschließend in ein Regime einfacher Scherung gerieten und dabei durch Schieferungsbildung und verteilte Interndeformation asymmetrisch überprägt wurden. Die entstehende Faltengeometrie wird in der Literatur über das Saxothuringikum als "Thüringer Falten" bezeichnet (Schwan 1958, 1968, Engels 1956, Behrens 1965, 1981). Im Schwarzburger Sattel wurden ebenfalls präexistente Falten durch penetrativen Strain überprägt; der finite Strain entspricht hier jedoch eher dem Bild einer reinen Scherung. Die Heraushebung der Großsättel und -mulden erfolgte anschließend durch die basale Akkretion von Duplexkörpern (Schwarzburger Sattel) bzw. die Überschiebung an Rampen (Bergaer Sattel). Die Störung zwischen Unterkarbon und Altpaläozoikum muß über einen längeren Zeitraum immer wieder aktiv gewesen sein, da sie einerseits den Abscherhorizont der relativ engen Unterkarbon-Falten gegenüber dem weniger stark verfalteten Altpaläozoikum bildet, andererseits aber auch die jüngeren "Schwarten" in den Thüringer Falten abschneidet.

Die "abnormale" tektonische Transportrichtung des SE-vergenten Orogenkeils läßt sich in das geodynamische Szenario der generell NW-vergenten mitteleuropäischen Varisciden einordnen, wenn man das System Rhenoherzynikum, Mitteldeutsche Kristallinzone und NW'

Saxothuringikum als vollständiges bivergentes Orogen sieht. Darin bildet der in dieser Arbeit beschriebene SE-vergente Falten- und Überschiebungsgürtel einen Retrokeil zum rhenoherynischen Prokeil an der nach SE einfallenden Subduktionszone unter der Mitteldeutschen Kristallinzone (Abb. 37). Dieses Modell ist im Gegensatz zur Stockwerkstektonik nach Schroeder (1958) und den NW-vergenten Modellen nach Franke et al. (1995) und Bankwitz & Bankwitz (1995) in der Lage, viele der bislang unverstandenen Besonderheiten des Saxothuringikums zu erklären. Neben der allgemein vorherrschenden SE-Vergenz und der nach SE abnehmenden Intensität der tektonometamorphen Überprägung erscheinen insbesondere die "Thüringer Falten" und "Phyllitinseln" in einem neuen Licht.

So zeigen die allgemeine Geometrie des Retrokeils und die Genese der Thüringer Falten, bei der die penetrative Deformation der Schuppenstapelung vorausging, daß sich das basale Detachment des Retrokeils mit seinen dazugehörigen Schuppenkörpern erst relativ spät in der Entwicklung des Retrokeils gebildet haben muß. Diese Beobachtung steht in Einklang mit numerischen und experimentellen Modellierungen bivergenter Orogene: Willett et al. (1993) und Wang & Davis (1996) können in ihren Modellsystemen zeigen, daß Retrokeile zunächst ohne basales Detachment durch penetrative Deformation wachsen, wobei der Keilwinkel den maximalen von der orogenen Keiltheorie vorhergesagten Hangwinkel einnimmt (Abb. 38c). Erst in einem fortgeschrittenen Stadium der Kollision kommt es zur Ausbildung eines basalen Detachments unter dem Retrokeil, an dem frontal und/oder basal akkretiert wird (Abb. 38d). Frontale Akkretion führt zur Herausbildung eines Knicks in der Keilgeometrie, da der Keilwinkel durch die frontale Akkretion fortan den Minimalwert annimmt. Dagegen verursacht basale Akkretion die Aufwölbung der metamorphen Isobaren. Diese im Experiment vorhergesagten Effekte sind auch im saxothuringischen Retrokeil zu beobachten: Die Deformation erfolgte zunächst penetrativ und ohne Lokalisation an Störungen, bevor ein basales Detachment mit basaler Akkretion die Verkürzung aufnahm und die überlagernden Strukturen und metamorphen Isograden aufwölbte. Zusätzlich kann an der SE-Flanke des Schwarzburger Sattels ein sprunghafter Anstieg der Metamorphosedrucke beobachtet werden, der einem Knick in der Keilgeometrie entspricht.

Die "Phyllitinseln" von Hirschberg und Greiz liegen im Einflußbereich sowohl des saxothuringischen Pro- als auch Retrokeils und können als Ergebnis der doppelten Deformation durch eine ältere, NW-vergente Überschiebungstektonik im Rahmen des Prokeils und eine jüngere, SE-vergente Deformation an der Spitze des Retrokeils angesehen werden. Die erhöhte tektonometamorphe Prägung dieser inselartigen Gebiete wird dabei der NW-vergenten Prokeiltektonik zugeordnet.

Die Turbiditsequenzen der Teuschnitzer Karbonmulde (vgl. Teil II, Kap. 1.7) können als synorogen zur Kollision des Tepla-Barrandiums mit dem Saxothuringikum im SE angesehen werden (Franke 1984). Daß kein Detritus von der Mitteldeutschen Kristallinzone bzw. dem Retrokeil nachweisbar ist, kann auf das Alter dieses Teilorogens zurückgeführt werden: mit ca. 325-310 ma ist es jünger als der jüngste aufgeschlossene Flysch, so daß eventuell vorhanden

gewesene Schuttmassen bereits erodiert sind. Übereinstimmend damit kann die Erosion der heute in der Mitteldeutschen Kristallinzone aufgeschlossenen Metamorphite nach Zeh et al. (1997a,b) nicht früher als vor 335 - 323 ma begonnen haben, da zu diesem Zeitpunkt die ersten Gesteine (Brotterode-Formation und Thüringer Hauptgranit) gerade erst die 300°C-Isograde unterschritten. Alle anderen metamorphen Einheiten der Mitteldeutschen Kristallinzone (Truse- und Ruhlaer Formation, Zentrales Kristallin) sind nach Zeh et al. (1997a,b) erst bei 294 - 250 ma an die Erosionsfläche gelangt.

2. KONSEQUENZEN UND OFFENE FRAGEN

Die Bedeutung des in dieser Arbeit vorgestellten, bilanzierten Retrokeil-Modells liegt darin, daß die Bezeichnung der variscischen Terranes als tektonometamorphe Einheiten relativiert werden muß. Das Saxothuringikum kann nach wie vor als paläogeographische Einheit verstanden werden, doch ist seine tektonometamorphe Prägung keineswegs überall cogenetisch. Der in englischsprachigen Veröffentlichungen geläufige Begriff "*Saxothuringian belt*" (z.B. Franke et al. 1995) ist irreführend, wenn das Saxothuringikum aus *zwei* voneinander unabhängigen Falten- und Überschiebungsgürteln (*belts*) besteht (Abb. 37). Konsequenterweise sollte in der Diskussion zwischen *Saxothuringikum* oder *Saxothuringischem Becken* als paläogeographischer Einheit und *Saxothuringischem Prokeil* und *Retrokeil* für die tektonometamorphe Zugehörigkeit unterschieden werden. In diesem Sinne bilden nicht die variscischen Zonen Kossmats tektonometamorphe Einheiten, sondern die variscischen Teilorogene über den trennenden Suturzonen. So stellen Rhenoherynischer Prokeil - Mitteldeutsche Kristallinzone - Saxothuringischer Retrokeil ein tektonisches System dar; Saxothuringischer Prokeil, Tepla-Barrandium und Teile des Moldanubikums ein anderes.

Konsequenzen könnten sich auch für die aktuelle Diskussion um die geologische Entwicklungsgeschichte des Raums Sächsisches Granulitgebirge - Erzgebirge ergeben (z.B. Krawczyk et al. 1996, DEKORP Research Group 1996). Dort zeigt das reflexionsseismische Experiment GRANU 9502 zwischen Granulit- und Erzgebirge stark ausgeprägte, NW-fallende Reflektorbänder (DEKORP Research Group 1996), die mit SE-vergenten tektonischen Strukturen an der Erdoberfläche (Krohe 1996) korrelieren. Es wäre denkbar, diese Strukturen mit dem hier vorgestellten Retrokeil bzw. seiner möglichen Verlängerung nach NE in Verbindung zu bringen.

Im Hinblick auf das in dieser Arbeit vorgestellte geodynamische Modell und die bilanzierte Profilkonstruktion bleiben einige Zusammenhänge weiterhin ungeklärt. So lassen sich folgende Fragen formulieren, für deren Klärung weitere (Gelände-)Studien notwendig sind:

- Wie lassen sich die erhöhten Drucke im Proterozoikum des Schwarzbürger Sattels und der Hundsrück-Serie in der Vesser-Zone erklären? Wenn sie variscisch sind: wie muß die Konfiguration des Retrokeils modifiziert werden, um ihnen Rechnung zu tragen?

- Wo endet das basale Detachment des Retrokeils? Wie setzt es sich nach E oder NE fort? Wie entwickelt sich der Retrokeil selbst in Richtung NE? Wie ist seine zeitlich-räumliche Beziehung zum Sächsischen Granulitgebirge?

- Wie sind die struktureologischen Muster in der Interferenzzone des saxothuringischen Pro- und Retrokeils E' des bearbeiteten Profils verteilt? Wie lassen sich die Phyllitinseln von Hirschberg und Greiz in den Saxothuringischen Prokeil einordnen, d.h. in Zusammenhang mit Fichtelgebirgsdeformation und Platznahme der Münchberger Decken bringen?

VI. LITERATUR

- Adam JF, Reuter A (1981) Das Paläozoikum von Erbdorf (NE-Bayern) - Ergebnisse einer Neukartierung.- Unveröff Diplomarbeit, Univ Göttingen.
- Ahrendt H, Clauer N, Hunziker JC, Weber K (1983) Migration of folding and metamorphism in the Rheinisches Schiefergebirge deduced from K-Ar and Rb-Sr age determinations. In: Martin H, Eder FW (eds) Intracontinental Fold Belts: Case Studies in the Variscan Belt of Europe and the Damara Belt in Namibia.- Springer, Berlin, 323-338.
- Ahrendt H, Clauer N, Franke W, Hansen BT, Teufel S (1986) Geochronologie. Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland (KT3) - Ergebnisse der Vorerkundungsarbeiten Lokation Oberpfalz.- 2. KTB-Kolloquium 19.9.-21.9.1986, Seeheim/Odenwald.
- Argand E (1911) Les nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux.- Mat Carte geol Suisse n s, 31.
- Badley ME (1985) Practical Seismic Interpretation.- Int Human Resources Developm Corp, Boston, 266 S.
- Bachtadse V, Torsvik TH, Tait JA, Soffel HC (1995) Paleomagnetic Constraints on the Paleogeographic Evolution of Europe during the Paleozoic.- In: Dallmeyer RD, Franke W, Weber K (eds) Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe.- Springer, Berlin Heidelberg New York, 567-578.
- Bankwitz P (1967) Probleme des Faltenbaus, besonders in den Katzhütter Schichten (Präkambrium) im Schwarzburger Sattel (Thüringen).- Geologie, 16/10, 1083-1102.
- Bankwitz P (1968) Phyllittektonite verschiedenen Alters in einem Querprofil durch den Schwarzburger Sattel.- Geologie, 17/6-7, 720-752.
- Bankwitz P (1970) Über die Basisfolge des Kambriums (Goldisthaler Schichten) und ihre Grenze zum liegenden Proterozoikum (Katzhütter Schichten) an der SE-Flanke des Schwarzburger Sattels.- Geologie, 19/9, 1023-1046.
- Bankwitz P, Schroeder E (1962) Tektonische Studien in Schiefer- und Phyllitgebieten Thüringens.- Geol Rdsch, 52, 365-376.
- Bankwitz P, Bankwitz E (1988) Deformation in der Saxothuringischen Zone einschließlich der Lausitz.- Z geol Wiss, 16, 373-392.
- Bankwitz P, Bankwitz E (1989) Fabric Elements and Strain in the Schwarzburg Anticlinorium, Thuringian Slate Mountains.- Z geol Wiss, 17, 653-668.
- Bankwitz P, Bankwitz E (1995) Proterozoikum/Schwarzburger Antiklinorium.- In: Seidel G (ed) Geologie von Thüringen.- Schweizerbart, Stuttgart, 46-77.
- Bankwitz P, Bankwitz E, Budzinski G, Kramer W, Lewerenz E (1989) Geologisch-tektonische Analyse Paläozoikum Thüringer Wald.- Unveröff Abschlußber ZIPE Potsdam, 131 S.
- Bankwitz P, Bankwitz E, Kramer W, Pin C (1994) Early Paleozoic bimodal volcanism in the Vesser area, Thuringian Forest, eastern Germany.- Zbl Geol Paläont, Teil 1, 9/10, 1113-1132.
- Behrens M (1965) Tektonik im nördlichen Fränkischen Schiefergebirge.- Unveröff Dissertation, Hamburg, 80 S.

- Behrens M (1981) Gräfenthaler Horst und Teuschnitzer Mulde im Fränkischen Schiefergebirge (Exkursion E "Nördlicher Frankenwald" am 24. April 1981).- Jber Mitt oberrh geol Ver, NF 63, 43-61.
- Behrmann J, Drozdowski G, Heinrichs T, Huch M, Meyer W, Oncken O (1991) Crustal-scale balanced cross sections through the variscan fold belt, Germany: the central EGT-segment.- *Tectonophysics* 196, 1-21.
- Bell AM (1981) Vergence: an Evaluation.- *J struct Geol*, 3, 197-202.
- Blumenstengel H (1980) Zur Paläontologie und Biostratigraphie der Heinersdorfer Serie (Kambrium) im Thüringer Schiefergebirge.- *Freib Forsch H*, C348, 61-68.
- Blumenstengel H (1995) Gefaltetes Paläozoikum: Devon.- In: Seidel G (ed) *Geologie von Thüringen*.- Schweizerbart, Stuttgart, 121-146.
- Brand R (1980) Die niedriggradige Metamorphose einer Diabas-Assoziation im Gebiet von Berg/Frankenwald.- *N Jb Miner Abh*, 139/1, 82-101.
- Breidin H, Furtak H (1963) Zur Geometrie asymmetrischer Falten.- *Geol Mitt*, Aachen, 3/2, 197-219.
- Brinkmann R (1984) Die Mitteldeutsche Schwelle.- *Geol Rundschau* 36, 56-66.
- Brown EH (1977) The Crossite Content of Ca-Amphibole as a Guide to Pressure of Metamorphism.- *J Petrology*, 18, 53-77.
- Byrne DE, Davis DM, Sykes LR (1988) Loci and maximum size of thrust earthquakes and the mechanics of the shallow region of subduction zones.- *Tectonics*, 7, 833-857.
- Byrne DE, Wang WH, Davis DM (1993) Mechanical role of backstops in the growth of forearcs.- *Tectonics*, 12, 123-144.
- Caritat P de, Hutcheon I, Walshe JL (1993) Chlorite geothermometry: a review.- *Clays and Clay Minerals*, 41/2, 219-239.
- Carl C, Wendt I (1993) Radiometrische Datierung der Fichtelgebirgsgranite.- *Z Geol Wiss*, 21/1-2, 49-72.
- Cathelineau M (1988) Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature.- *Clay Miner*, 23, 471-485.
- Cathelineau M, Nieva D (1985) A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system.- *Contrib Mineral Petrol*, 91, 235-244.
- Dahlen FA (1984) Noncohesive critical Coulomb wedges: An exact solution.- *J Geophys Res*, 89, 10125-10133.
- Dahlen FA (1990) Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges.- *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 18, 55-99.
- Dallmeyer RD, Franke W, Weber K (1995) Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe.- Springer, Heidelberg New York Tokyo, 604 S.
- Davis D, Suppe J, Dahlen FA (1983) Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *J Geophys Res*, B 88, 1153-1172.
- DEKORP Research Group (1988) Results of the DEKORP 4 / KTB Oberpfalz deep seismic reflection investigations.- *J Geophys*, 62, 69-101.
- DEKORP Research Group C (1994) DEKORP 3B/MVE-90 (West) - preliminary geological interpretation of a deep near-vertical reflection profile between the Rhenish and

- Bohemian Massifs, Germany.- *Z geol Wiss*, 22 /6, 647-770.
- DEKORP Research Group (1996) Krustenstapelung im Saxothuringikum - Das reflexionsseismische Experiment GRANU 95.- *Erweiterte Kurzfassungen*, 6. Symposium Tektonik - Strukturgeologie - Kristallingeologie (TSK), Salzburg, 10.-15.4.1996, Facultas Universitätsverlag, Wien, 79.
- Dickinson MP, Hewitt D (1986) A garnet-chlorite geothermometer.- *GSA abstracts with programs*, 18, 584.
- Eigenfeld R (1933) Die Kulmkonglomerate von Teuschnitz im Frankenwalde.- *Abh Math Phys Kl Sächs Akad Wiss Leipzig*, XLII, 1, 1-64.
- Eigenfeld R (1938) Die granitführenden Konglomerate des Oberdevons und Kulms im Gebiet altkristalliner Sattelanlagen in Ostthüringen, Frankenwald und Vogtland.- *Abh Math Phys Kl Sächs Akad Wiss Leipzig*, 42, 1-149.
- Eigenfeld R, Eigenfeld-Mende I (1978) Die Zuordnung kristalliner Gerölle in Devon- und Kulmkonglomeraten zu Magmatiten und Metamorphiten innerhalb der Varisziden Deutschlands.- *Z dt geol Ges*, 129, 319-357.
- Ellenberg J (1964) Beziehungen zwischen Ooid-Deformation in den ordovizischen Eisenerzen und der Tektonik an der SE-Flanke des Schwarzburger Sattels (Thüringen).- *Geologie*, 13, 168-197.
- Ellenberg J, Falk F, Lützner H (1992) Siliciclastic shelf sedimentation of Early Paleozoic deposits in the Thüringer Schiefergebirge (Thuringian Slate Mountains).- 13th IAS Regional Meeting on Sedimentology, Jena, Guidebook, 133-158.
- Elliott D (1976) The energy balance and deformation mechanisms of thrust sheets.- *Philosophical Transactions Royal Soc London A*, 283, 289-312.
- Elliott D (1983) The construction of balanced cross sections.- *J Struct Geol*, 5, 101.
- Elliott D, Johnson MRW (1980) Structural evolution in the northern part of the Moine thrust belt, NW Scotland.- *Trans Royal Soc Edinburgh*, 71, 69-96.
- Engels B (1956) Ein Vergleich der inneren Tektonik des Rheinischen mit dem Thüringischen Schiefergebirge.- *Z d geol Ges*, 108, 51-56.
- Engels B (1957) Über die Entstehung der "Schwarten" im Thüringisch-Fränkischen Schiefergebirge.- *Geol Jb*, 73, 171-182.
- Estrada S, Heuse T, Schulz E (1994) Zur regionalgeologischen Interpretation kambro-ordovizischer Schichten an der Nordwest-Flanke des Schwarzburger Antiklinoriums, Thüringen.- *Z geol Wiss*, 22/5, 537-553.
- Falk F (1964) Die konglomeratische Arkose der Goldisthaler Schichten.- *Abh Dtsch Akad Wiss Berlin*, 2, 3-26.
- Falk F, Biewald W (1990) Kambrium und Ordovizium an der SE-Flanke des Schwarzburger Antiklinoriums. Zechstein- und Buntsandsteinrelikte im Graben von Scheibe-Alsbach.- *Ges Geol Wiss DDR, Exkursionsführer 37. Jahrestag Jena*, 4-8.
- Falk F, Lützner H (1991) Schichtungsgefüge der Goldisthal- und Frauenbach-Folge (Kambroordovizium) im Thüringischen Schiefergebirge.- *Wiss Beitr Ernst-Moritz-Arndt- Univ Greifswald, Math-Nat R, Fortschr Geol Greifswald*, 27-31.
- Falk F, Wiefel H (1995) Gefaltetes Paläozoikum: Ordovizium. In: Seidel G (ed) *Geologie von*

- Thüringen.- Schweizerbart, Stuttgart, 91-110.
- Falk F, Wucher K (1995) Gefaltetes Paläozoikum: Kambrium.- In: Seidel G (ed) Geologie von Thüringen.- Schweizerbart, Stuttgart, 77-90.
- Falk F, Franke W, Kurze M (1995) Saxothuringian Basin: Autochthon and Nonmetamorphic Nappe Units: Stratigraphy.- In: Dallmeyer RD, Franke W, Weber K (eds) Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe.- Springer, Heidelberg New York Tokyo, 221-234.
- Floettmann T, Oncken O (1992) Constraints on the evolution of the Mid German crystalline rise; a study of outcrops west of the River Rhine.- Geol Rundschau 81, 515-543.
- Franke D (1962) Der Bau der Triebeler Querzone - Ein Beitrag zur Tektonik des Vogtländischen Schiefergebirges.- Freib Forschh, C128, 1-88.
- Franke W (1984) Variszischer Deckenbau im Raume der Münchberger Gneismasse - abgeleitet aus der Fazies, Deformation und Metamorphose im umgebenden Paläozoikum.- Geotekt Forsch, 68, 1-253.
- Franke W (1989) Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe.- GSA Special Paper, 230, 67-90.
- Franke W (1993) The Saxonian Granulites: a metamorphic core complex?- Geol Rundsch, 82, 505-515.
- Franke W, Oncken O (1990) Geodynamic evolution of the North-Central Variscides - a comic strip. In: Freeman R, Giese P, Mueller S (eds) The European Geotraverse: Integrative Studies (eds), Results from the 5th Study Centre 26.3.- 7.4.1990, European Science Foundation, 187-194.
- Franke W, Rauche H, Stein E (1995) Saxothuringian Basin: Autochthon and Nonmetamorphic Nappe Units: Structure.- In: Dallmeyer RD, Franke W, Weber K (eds) Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe.- Springer, Heidelberg New York Tokyo, 235-248.
- Franz L, Häussinger H. (1991) Die Anwendung interaktiver Programme in der Mineralogie am Beispiel des Programms „Amphibol“.- Europ J Miner, 2, Beiheft 1, 68.
- Frey M (1987) Low-Temperature Metamorphism.- Blackie, Glasgow u. London, 351 S.
- Gandl J (1981) Exkursion in das Paläozoikum des Frankenwaldes (Gebiet nordwestlich der Münchberger Gneismasse).- Jber Mitt oberrhein geol Ver, NF 63, 63-73.
- Gandl J (1989) Zum Alter der Schwärzschiefer und des hangenden Diabas-Vulkanismus im Devon des Frankenwaldes (NE-Bayern).- Z dt geol Ges, 140/1, 117-135.
- Ghent ED, Stout MZ, Black PM, Brothers RN (1987) Chloritoid bearing rocks with blueschists and eclogites, northern New Caledonia.- J Metam Petrol, 5, 239-254.
- Giese P, Prodehl C, Stein A (eds) (1976) Explosion seismology in Central Europe.- Springer, Heidelberg New York Tokyo.
- Giese P (1995) Main Features of Geophysical Structures in Central Europe.- In: Dallmeyer RD, Franke W, Weber K (eds) Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe.- Springer, Heidelberg New York Tokyo, 7-25.
- Gill WD (1953) Construction of geological sections of folds with steep limb attenuation.- Am Ass Petr Geol Bull, 37.

- Gräbe R (1956) Ausbildung und Entstehung der oberdevonischen Roteisenerze und ihre Nebengesteine im Schleizer Trog.- Ber Geol Ges DDR 1/2, 199-201.
- Gräbe R, Wucher K (1967) Schüttungs- und Strömungsrichtungen im Kulm des SE-Teils der Ziegenrücker Mulde (Ostthüringisches Schiefergebirge).- Geologie, 16, 991-1006.
- Gräbe R, Schlegel G, Wucher K (1968) Environment and palaeogeography of the Devonian in the area of the Berga Anticline, Thuringia, Germany.- International Symposium on the Devonian System, Calgary 1967, Alberta Soc Petrol Geol, 1283-1296.
- Green TH, Hellman PL (1982) Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on a garnet-phengite geothermometer.- Lithos, 15, 253-266.
- Grosse S, Conrad W, Behr HJ, Heinrichs T (1990) Major gravity axis and anomalies in central Europe.- In: Freeman R, Giese P, Mueller S (eds) Proc 5th EGT Study Centre. Europ Sci Found, Strasbourg, 35-146.
- Grunewald V et al (1990) Abschlußbericht Einschätzung Rohstoffführung Grundgebirgseinheiten Südteil DDR. Thüringer Wald. Teil 1 und 2.- Unveröff Bericht, ZGI Berlin.
- Heinen V (1996) Simulation der präorogenen devonisch-unterkarbonischen Beckenentwicklung und Krustenstruktur im Linksrheinischen Schiefergebirge.- Aachener Geowiss Beitr, 15, 161 S.
- Hempel G (1964) Gefügeerscheinungen im Ostthüringischen Schiefergebirge.- Abh dt Akad Wiss Berlin, Kl Bergbau, Hüttenwesen und Montangeologie, Jg 1964/2, 221-258.
- Hempel G (1974) Variscische Tektogenese.- In: Hoppe W, Seidel G (eds) Geologie von Thüringen.- Haack, Gotha, 289-335.
- Henk A (1995) Late Variscan exhumation histories of the southern Rhenohercynian Zone and western Mid-German Crystalline Rise: results from thermal modeling.- Geol Rundsch, 84, 578-590.
- Heuse T (1990) Mikrofossilien aus den Altenfelder Schichten (Präkambrium) des Schwarzburger Antiklinoriums.- Freib Forsch H, C436, 114-123.
- Hetzer W (1965) Crux1/65 und Crux2/65.- Bohrjournal X40 (unveröff.), Geol Landesarchiv der Thüringer Landesanstalt für Geologie Weimar, ehem Teilarchiv des ehem VEB Geologische Forschung und Erkundung Jena, 204 S.
- Hetzer W (1974) Schmiedefeld 1/65.- Bohrjournal X37 (unveröff.), Geol Landesarchiv der Thüringer Landesanstalt für Geologie Weimar, ehem Teilarchiv des ehem VEB Geologische Forschung und Erkundung Jena, 266 S.
- Hirschmann G (1959) Beitrag zur Kenntnis von prävariskischem Magmatismus und Metamorphose im SW-Abschnitt des Schwarzburger Sattels (Thüringen).- Geologie, 8., 523-534.
- Hofmann R (1961) Tektonische Beobachtungen in der Teuschnitzer Kulm-Mulde (Frankenwald).- Geol Jb, 78, 819-856.
- Hohl R (1930) Das Klippenproblem im nordwestlichen sächsisch-thüringischen Vogtland.- Centralbl Min Geol Paläont, B 10, 412-421.
- Hoppe W, Seidel G (eds)(1974) Geologie von Thüringen. Haack, Gotha-Leipzig, 1000 S.

- Hsu LC (1968) Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O-H: A model for garnet equilibria.- *J Petrol*, 9, 40-83.
- Hsu LC (1980) Hydration and phase relations of grossular-spessartine garnets at $P_{H_2O} = 2$ kb.- *Contrib Miner Petrol*, 71, 407-415.
- Hudleston PJ (1973) Fold morphology and some geometrical implications of fold development.- *Tectonophys*, 16, 1-46.
- Hudleston PJ, Lan L (1993) Information from fold shapes.- *J Struct Geol*, 15, 253-264.
- Hudleston PJ, Stephansson O (1973) Layer shortening and fold shape development in the buckling of single layers.- *Tectonophys*, 17, 299-321.
- Huiqi L, McClay KR, Powell D (1992) Physical models of thrust wedges.- In: McClay KR (ed) *Thrust Tectonics*, Chapman & Hall, London New York Tokyo Melbourne Madras, 71-81.
- Hynes A, Forest RC (1988) Empirical garnet-muscovite geothermometry in low-grade metapelites, Selwyn Range (Canadian Rockies). *J metam Geol*, 6, 297-309.
- Jaeger W (1927) Der geologische Bau des vogtländischen Phyllitgebietes zwischen Adorf, Auerbach und Graslitz.- *Abh sächs geol Landesamt*, 6, 3-29.
- Jamison WR (1992) Stress controls on fold thrust style.- In: McClay KR (ed) *Thrust Tectonics*.- Chapman & Hall, London, 155-164.
- Jiang WT, Peacor DR, Buseck PR (1994) Chlorite geothermometry? - Contamination and apparent octahedral vacancies.- *Clay and Clay Minerals*, 42/5, 593-605.
- Johnsen A (1909) Die Thüringer Porphyroide.- *Neues Jb Min XXVII*, BB.
- Jungwirth J (1965) Themar 1/63.- *ZB* (unveröff.), Geol Landesarchiv der Thüringer Landesanstalt für Geologie Weimar, ehem Teilarchiv des ehem VEB Geologische Forschung und Erkundung Jena.
- Jungwirth J (1968) Schleusingen 3/63.- *Bohrjournal X39a* (unveröff.), Geol Landesarchiv der Thüringer Landesanstalt für Geologie Weimar, ehem Teilarchiv des ehem VEB Geologische Forschung und Erkundung Jena, 156 S.
- Kemnitz H (1995) Phyllitic islands in very low grade surroundings - nappes in Thuringia? A microanalytical approach on metamorphic phyllosilicates.- *Abstracts of International Conference on Thermal and Mechanical Interactions in Deep Seated Rocks*, Prague 27.9.-1.10.1995, *J Czech Geol Soc*, 40/3, 20-21.
- Kemnitz H, Romer RL, Oncken O, Schäfer F (1997) Meaning of variscan margins - the boundary between Mid German Crystalline Rise and Saxothuringian Zone.- *Abstracts DFG Schwerpunktkolloquium „Orogene Prozesse“*, Bayreuth 13.-14.3.1997, *Terra Nostra*, in press.
- Klügel T (1995) Geometrie und Kinematik einer variszischen Plattengrenze - der Südrand des Rhenoherynikums im Taunus.- *Dissertation Univ Würzburg*, 170 S.
- Klügel T, Klügel A (1994) PROFIL: Programm zum Erstellen von geologischen Profilen.- *Göttinger Arb Geol Paläont*, Sb 1, 5. Symposium TSK; 31.
- Koons PO (1990) Two-sided orogen: Collision and erosion from the sandbox to the Southern Alps, New Zealand.- *Geology*, 18, 579-682.
- Kossmat F (1927) Gliederung des varistischen Gebirgsbaus.- *Abh sächs geol Landesamt* 1,1-39.

- Krawczyk CM, DEKORP Research Group (1996) Seismic evidence of crustal stacking in the Saxo-Thuringian Belt.- Abstract 21st General Assembly European Geophysical Society (EGS), Den Haag, May 1996.- *Annales Geophysicae*, 14/I, C85.
- Krohe A (1996) Variscan tectonics of central Europe: Postaccretionary intraplate deformation of weak continental lithosphere.- *Tectonics*, 15/6, 1364-1388.
- Lächelt A (1970) Bericht Metallogenie Magmatite, Südteil der DDR.- Unveröff Bericht, ZGI Berlin.
- Laird J, Albee AL (1981) Pressure, temperature and time indicators in mafic schist: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont.- *Am J Science*, 281, 127-175.
- Lallemand SE, Malavieille J, Calassou S (1992) Effects of oceanic ridge subduction on accretionary wedges: experimental modelling and marine observations.- *Tectonics*, 11/6, 1301-1313.
- Lambelet E, Mrozek H, Samtleben C (1967) Petrostratigraphie, Fazies und Sedimentationsverhältnisse des Kulms an der Südost-Flanke der Teuschnitzer Mulde (Frankenwald).- *Mitt Geol Staatsinst Hamburg*, 36, 131-168.
- Lang M, Gebrande H (1993) Seismische Geschwindigkeiten in der Münchberger Gneismasse.- *Z geol Wiss*, 21, 171-177.
- Leake BE (1978) Nomenclature of amphiboles.- *The Canadian Mineralogist*, 16, 501-520.
- Linnemann U, Buschmann B (1995) Der Nachweis der cadomischen Diskordanz in einer Tiefbohrung bei Gera und deren Bedeutung für das proterozoisch-paläozoische Standardprofil im Schwarzbürger Antiklinorium.- *Geowiss Mitt Thüringen*, 3, 1-11.
- Lisle RJ (1992) Strain estimation from flattened buckle folds.- *J Struct Geol*, 14/3, 369-371.
- Lorenz W (1957) Die Schwereanomalie von Auma. Tektonisch-gefügekundliche Untersuchungen im ostthüringischen Schiefergebirge.- *Freiberger Forschungshefte*, C39, 74 S.
- Lützner H, Mann M (1988) Arthropodenfährten aus der Phycoden-Folge (Ordovizium) des Schwarzbürger Antiklinoriums.- *Z Geol Wiss*, 16, 493-501.
- Lützner H, Andreas D, Mädler J, Michael J, Voigt H, Werneburg R, Judersleben G, Jungwirth J (1995) Permosiles: Siles und Rotliegend.- In: Seidel G (ed) *Geologie von Thüringen*.- Schweizerbart, Stuttgart, 188-277.
- Mackin JH (1950) The Down-Structure Method for Viewing Geologic Maps.- *J of Geol*, 58, 55-72.
- Malavieille J (1984) Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués: application aux chaînes de montagnes.- *Bull Soc Géol France*, 7, 129-138.
- Massonne HJ (1991) High-pressure, low-temperature metamorphism of pelitic and other protoliths based on experiments in the system K_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O .- *Habil Univ Bochum*, 172 S.
- Massonne HJ, Schreyer W (1987) Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz.- *Contrib Miner Petrol*, 96, 212-224.
- Matte P (1986) Tectonics and Plate Tectonics Model for the Variscian Belt of Europe.- *Tectonophysics* 196, 329-374.

- Matthes S (1961) Ergebnisse zur Granatsynthese und ihre Beziehungen zur natürlichen Granatbildung innerhalb der Pyralspit-Gruppe.- *Geochim Cosmochim Acta*, 23, 233-294.
- Meinel G (1963) Zur Frage der „Chloritporphyroblasten“ in Gesteinen des Thüringer Schiefergebirges.- *Geologie*, 12, 1106-1109.
- Meinel G (1966) Petrographische und petrochemische Untersuchungen zum Charakter der synorogenen Metamorphose im Ostthüringer Schiefergebirge.- *Diss Univ Jena*.
- Meissner R, Bortfeld RK (eds) (1990) DEKORP-Atlas.- Springer, Heidelberg New York Tokyo, 19 S. und 80 Profile.
- Mielke H, Blümel P, Langer K (1979) Regional Low-Pressure Metamorphism of Low and Medium Grade in Metapelites and Psammites of the Fichtelgebirge Area, NE-Bavaria.- *N Jb Miner Abh*, 137, 83-112.
- Mosar J, Suppe J (1992) Role of shear in fault-propagation folding.- In: McClay KR (ed) *Thrust Tectonics*.- Chapman & Hall, London, 123-132.
- Mulugeta G (1988) Squeeze box in a centrifuge.- *Tectonophys*, 148, 323-335.
- Neumann W (1974) Mitteldeutsche Kristallinzone.- In Hoppe W, Seidel G (eds) *Geologie von Thüringen*.- Haack, Gotha, 77-118.
- Noack Y, Giroir G, Girard JP (1987) Chlorites as indicators of paleoenvironments.- In: Rodriguez CR, Tardy Y (eds) *Geochemistry and mineral formation in the Earth surface*.- *Cons Super Invest Cient, Spain/CNRS France*, 639-652.
- Oncken O (1989) Geometrie, Deformationsmechanismen und Paläospannungsgeschichte großer Bewegungszonen in der höheren Kruste (Rheinisches Schiefergebirge).- *Geotekt Forsch*, 73, 215 S.
- Oncken O (in press) Kossmat revisited or: How material paths in oblique collision may transform a magmatic arc and an orogenic root (the Mid-German Crystalline Rise, Germany).- *Geol Rdsch*
- Paech H-J (1966) Zur Tektonik des Ostthüringischen Schiefergebirges im Raum Schleiz - Mühltröf.- *Geologie*, 15, 981-988.
- Papike JJ, Cameron KL, Baldwin K (1974) Amphiboles and pyroxenes: Characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data.- *Geol Soc Am Abstr w Progr*. 6.
- Payton CE (ed) (1977) *Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*.- AAPG Memoir, 26, 516 S.
- Pfeiffer H (1956) Ergebnisse von Kernbohrungen im Dachschiefergebiet von Lehesten/Thüringen.- *Z angew Geol*, 4, 149-153.
- Pfeiffer H (1962) Beiträge zur Tektonik der Frankenwälder Querzone zwischen Saalfeld und Lehesten.- *Geologie*, 11, 416-427.
- Pfeiffer H (1970) Zum inneren Bau des Ostthüringischen Kulm-Synklinoriums.- *Jb Geol./Mitt Zentr Geol Inst Berlin*, 5/6, 165-173.
- Pfeiffer H, Blumenstengel H, Wiefel H (1995) Gefaltetes Paläozoikum: Unterkarbon.- In: Seidel G (ed) *Geologie von Thüringen*.- Schweizerbart, Stuttgart, 147-166.
- Plyusnina LP (1982) Geothermometry and Geobarometry of plagioclase-hornblende bearing assemblages.- *Contrib Mineral Petrol*, 80, 140-146.

- Pomper R (1931) Der Blintendorfer Kulm und sein Verhältnis zum Hirschberger Sattel.- Diss Univ Leipzig, 49 S.
- Pouchou JL, Pichoir F (1984) Un nouveau modele de calcul pour la microanalyse quantitative par spectrometrie de rayons X. Partie I: Application a l'analyse d'echantillons homogenes.- La Recherche Aerospatiale, No. 3.
- Ramsay JG, Huber MI (1983) The techniques of modern structural geology. Volume 1: Strain Analysis.- Academic Press, London, 307 S.
- Ramsay JG, Huber MI (1987) The techniques of modern structural geology. Volume 2: Folds and Fractures.- Academic Press, London, 380 S.
- Ramsay JG, Casey M, Kligfield R (1983) Role of shear in development of the Helvetic fold-thrust belt of Switzerland.- Geology, 11, 439-442.
- Robinson P, Spear FS, Schumacher JC, Laird J, Klein C, Evans BW, Doolan BL (1982) Phase relations of metamorphic amphiboles: Natural occurrence and theory. In: Veblen DR, Ribbe PH (eds): Amphiboles: petrology and experimental phase relations.- Reviews in Mineralogy, 9b, Min Soc of America, 1-211.
- Roßner R (1974) Ein Beitrag zur Tektonik des Frankenwaldes anhand der Studie eines Kulm-Aufschlusses E' Wallenfels im Wilden Rodachtal (Bl. Nr. 5735 Schwarzenbach a.W.).- Geol Bl NO-Bayern, Erlangen, 24/1-2, 23-44.
- Schauer M (1971) Biostratigraphie und Taxonomie der Graptolithen des tieferen Silurs unter besonderer Berücksichtigung der tektonischen Deformation.- Freiburger Forsch-H, C273, 185 S.
- Schlegel G (1995) Gefaltetes Paläozoikum: Silur.- In: Seidel G (ed) Geologie von Thüringen.- Schweizerbart, Stuttgart, 111-121.
- Schliestedt M (1980) Phasengleichgewichte in Hochdruckgesteinen von Sifnos, Griechenland.- Diss Techn Univ Braunschweig, 142 S.
- Scholtz H (1993) Das varistische Bewegungsbild. Fortschr Geol Paläont VIII/25, 235-316.
- Schroeder E (1958) Schiefergebirgstektonik und Grundgebirgstektonik in der Hirschberg-Greizer Zone (Ostthüringen).- Geologie, 7, 465-483.
- Schroeder E (1961) Faltung und Schieferung an der Nordwestflanke des Bergaer Sattels bei Weida (Ostthüringen).- Monatsber Dt Akad Wiss Berlin, math-naturw Kl, 3/2, 120-128.
- Schroeder E (1966a) Beiträge zur Schiefergebirgstektonik in Ostthüringen.- Abh z Geotektonik, 23, 93 S.
- Schroeder E (1966b) Zur tektonischen Zonen- und Stockwerkgliederung des Thüringisch-Vogtländischen Schiefergebirges.- Geologie, 15/8, 973-980.
- Schroeder E, Bankwitz P, Paech HJ (1965) Zur Tektonik des Thüringisch-Vogtländischen Schiefergebirges.- Ber GeolGes DDR, 10/3, 265-278.
- Schwan W (1958) Untervorschiebungen und Aufbruchsfalten.- N Jb Geol Pal, 8/9, 356-377.
- Schwan W (1968) Zur Kinematik einiger Hauptstrukturen im nordostbayerischen Variszikum (Frankenwälder Querstörungen, Thüringer Untervorschiebungen, Münchberger Gneismasse).- Jber u Mitt oberrh geol Ver, 50, 127-141.
- Sehm (1989) Geol Karte 1:100.000. Einschätzung Rohstoffführung Thüringisch-Vogtländisches Schiefergebirge.- Unveröff Ber, ZGI Berlin.

- Siebel W, Höhndorf A, Wendt I (1995) Origin of late Variscan granitoids from NE Bavaria, Germany, exemplified by REE and Nd isotope systematics.- *Chemical Geology*, 125/3-4, 249-270.
- Spear FS (1980) NaSi \leftrightarrow CaAl Exchange Equilibrium Between Plagioclase and Amphibole. An Empirical Model.- *Contrib Mineral Petrol*, 72, 33-41.
- Spear FS & Cheney JT (1989) A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO₂-Al₂O₃-FeO-MgO-K₂O-H₂O.- *Contrib Mineral Petrol*, 101, 149-164.
- Söllig A (1953) Ergebnisse einer Teilkartierung im Altpaläozoikum und Algonkium des Schwarzburger Sattels (Bl. Eisfeld).- Unveröff Diplomarbeit, Univ Jena.
- Stein E (1988) Die strukturgeologische Entwicklung im Übergangsbereich Saxothuringikum/Moldanubikum in NE-Bayern.- *Geol Bavarica*, 92, 5-131.
- Vogler H (1956) Die Unterkarbonkonglomerate des Frankenwaldes und ihre paläogeographische Bedeutung.- *Geologica Bavaria*, 27, 232-272.
- von Gaertner HR (1933) Schichtenfolge und Tektonik im mittleren Teile des Schwarzburger Sattels.- *Jb Preuß Geol Landesanst*, 54.
- von Gaertner HR (1942) Die geologische Stellung der Eisenerzlager in Thüringen und Oberfranken.- *Jb Reichsanst Bodenforsch*, 62, 81-108.
- von Gaertner HR (1944) Die Schichtgliederung der Phyllitgebiete in Thüringen und Nordbayern und ihre Einordnung in das stratigraphische Schema.- *Jb Reichsanst Bodenforsch*, 62, 54-80.
- von Gaertner HR (1953) Grossräumige Deformation durch Schieferung (Beispiele aus dem Schwarzburger Sattel Thüringens, Deutschland).- *CR 19. Congr Géol Intern Sect Alger*, III/3, 213-222.
- von Gaertner HR (1964) Stratigraphie und Tektonik am Südostabfall des Schwarzburger Sattels (Thüringen).- *Geologie*, 13, 682-700.
- von Horstig G (1956) Die Frankenwälder Querzone zwischen Selbitz und Saale nordwestlich Hof.- *Z dt geol Ges*, 168, 37-42.
- von Winterfeld CH (1994) Variszische Deckentektonik und devonische Beckengeometrie der Nordeifel - Ein quantitatives Modell.- *Aachener Geowiss Beitr*, 2, 319 S.
- von Winterfeld CH, Dittmar U, Meyer W, Oncken O, Schievenbusch T, Walter R (1994) Krustenstruktur des Rhenohercynischen Falten- und Überschiebungsgürtels.- *Göttinger Arb Geol Paläont*, Sb1, 182-184.
- Waeber L (1981) Tektonische Untersuchungen am Hirschberger Nebensattel im Raum Tiefengrün - Rudolphstein - Eisenbühl (Frankenwald).- *Geol Bl NO-Bayern*, 31, 391-412.
- Wagener-Lohse C, Blümel P (1986) Prograde Niederdruckmetamorphose und ältere Mitteldruckmetamorphose im nordostbayerischen Abschnitt der Grenzzone Saxothuringikum/ Moldanubikum.- *Abstracts 76. Jahrestag Geol Ver, Giessen*, 26.2.-1.3.1986, 84-85.
- Wang WH & Davis DM (1992) Sandbox model simulation of fore-arc evolution (abstract).- *Eos*, 73, 293.
- Wang WH, Davis DM (1996) Sandbox model simulation of fore-arc evolution and non-critical

- wedges.- *J Geophys Res*, 101/B5, 11329-11339.
- Watznauer A (ed)(1956) *Geol Karte 1:100.000, Blatt Ilmenau. Zusammenstellung aus geol Spezialkarten und unveröff Berichten der SDAG Wismut und des Geol Dienstes Jena.*
- Watznauer A (1966) Zwei bemerkenswerte radiometrische Altersdatierungen aus dem Gebiet des Schwarzburger Sattels (Thüringen).- *Geologie*, 15, 419-420.
- Weber K (1978) Das Bewegungsbild im Rhenohertzynikum - Abbild einer varistischen Subfluenz.- *Z dt geol Ges*, 129, 249-281.
- Weber K, Behr HJ (1983) Geodynamic Interpretation of the Mid-European Variscides.- In: Martin H, Eder FW (eds) *Intracontinental Fold Belts*, 427-469, Springer, Berlin.
- Werner CD (1974) Metamorphose und Migmatisation im Ruhlaer Kristallin (Thüringer Wald).- *Freiberger Forschh*, C284, 1-134.
- Werner CD (1981) Outline of the evolution of the magmatism in the GDR.- In: *Ophiolites and Initialites of the Northern Border of the Bohemian Massif, Guidebook of Excursions I*, 17-68.
- Wiefel H (1976) Die geologische Entwicklung der Lahn-Dill-Erzlagerstätte Görkwitz bei Schleiz.- *Jahrb Geol*, 5/6, 451-588.
- Willett S, Beaumont C, Fullsack P (1993) Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens.- *Geology*, 21, 371-374.
- Wirth R (1978) Geochemie und Petrographie der paläozoischen Magmatite des Frankenwaldes. Diabase - Keratophyre - Pikrite.- *Diss Univ Würzburg*, 130 S.
- Wonik T, Hahn A (1990) Preliminary map of aeromagnetic anomalies for the EGT central segment.- In: Freeman R, Giese P, Mueller S (eds) *The European Geotraverse: Integrative Studies*.- European Science Foundation, Strasbourg, 147-156.
- Woodward NB, Boyer SE, Suppe J (1989) *Balanced Geological Cross-Sections: An Essential Technique in Geological Research and Exploration*.- Short Course in Geology, 6, AGU, Washington D.C., 132 S.
- Wunderlich J (1995) Mitteldeutsche Kristallinzone (MKZ).- In: Seidel G (ed) *Geologie von Thüringen*.- Schweizerbart, Stuttgart, 22-46.
- Wurm A (1961) *Geologie von Bayern*.- Borntraeger, Berlin, 555 S.
- Zeh A (1995) Die Druck-Temperatur-Deformations-Entwicklung des Ruhlaer Kristallins (Mitteldeutsche Kristallinzone).- *Unveröff Diss Univ Würzburg*, 254 S.
- Zeh A, Cosca M, Brätz H, Okrusch M, Tichomirova M (1997) Differential exhumation history of the Ruhla Crystalline Complex, Thuringia, Germany, constrained by P-T paths, radiometric dating and sedimentary record.- *Abstracts EUG 9, Strasbourg 23-27 March 1997, Terra Nova*, 9, S. 107.
- Zeh A, Brätz H, Cosca M, Tichomirova M, Okrusch M (1997) $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ und $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Datierungen im Ruhlaer Kristallin, Mitteldeutsche Kristallinzone.- *Abstracts DFG Schwerpunkt colloquium „Orogene Prozesse“, Bayreuth 13.-14.3.1997, Terra Nostra*, in press.
- Ziegler PA (1986) Geodynamic Model for the Paleozoic Crustal Consolidation of Western and Central Europe.- *Tectonophysics* 126, 303-328.

VII. ANHANG

1. UNTERSUCHUNGSMETHODEN

Die Geländearbeiten erfolgten in den Sommerhalbjahren 1994, 1995 und 1996. Sämtliche tektonischen Gefügedaten sind Clar-Werte. Die Auswertung der Gefügedaten für stereographische Projektionsdiagramme und die Profilkonstruktion erfolgten rechnergestützt (siehe Kap. 2).

Die Mikrosondenanalytik wurde mit einer CAMECA-SX50- Sonde (*operating in the wavelength-dispersive mode*) am GeoForschungsZentrum (GFZ) Potsdam durchgeführt. Die polierten und mit Graphit bedampften Dünnschliffe wurden bei einem Probenstrom von 20 nA und einer Anregungsspannung von 15 kV untersucht. Die Zählzeit betrug durchschnittlich 20 s, der Durchmesser der Meßpunkte lag bei 5 µm. Die Matrixkorrektur erfolgte nach Pouchou & Pichon (1984). Die weitere Datenverarbeitung der Mikrosondenanalysen erfolgte computergestützt (siehe Kap. 2)

2. COMPUTERPROGRAMME

Die Auswertung der Mikrosondenanalysen erfolgte im Tabellenkalkulationsprogramm FRAMEWORK IV (©Ashton Tate GmbH) mit folgenden Berechnungsprogrammen:

AMPHIBOL (Franz & Häussinger 1991): Amphibolberechnung wasserfrei auf der Basis von 23 O.

AMPH13RX (Franz, unveröff.): Amphibolberechnung auf der Basis von 13 Kationen ohne Calcium, Kalium und Natrium.

HELLGLIM (Franz, unveröff.): Hellglimmerberechnung wasserfrei auf der Basis von 22 O, Fe₂O₃-Abschätzung nach Schliestedt (1980), Endgliederberechnung für Ms, Ce, Pg und Mrg.

Die Berechnung der verschiedenen Geothermobarometer erfolgte mit entsprechenden Berechnungsprogrammen von Franz (unveröff) unter FRAMEWORK IV.

Die Projektion der im Gelände gemessenen Gefügedaten erfolgte mit Hilfe des Programms PROFIL (Klügel & Klügel 1994). Das bilanzierte Profil wurde mit GEOS-2D (©CogniSeis Development Inc.) auf einer Sun-Workstation konstruiert und abgewickelt. Die stereographischen Gefügediagramme wurden mit STERONET FOR WINDOWS (©Per Ivar Steinsund) erstellt.

Die Textverarbeitung erfolgte mit Microsoft® WORD FÜR WINDOWS 6.0. Tabellen wurden mit Microsoft® EXCEL FÜR WINDOWS 5.0 erstellt. Graphische Darstellungen wurden mit Microsoft® EXCEL FÜR WINDOWS 5.0, GRAPHER™ FOR WINDOWS (©Golden Software, Inc.),

Software, Inc.), DESIGNER, COREL DRAW 5.0, ADOBE ILLUSTRATOR 4.0, IMAGE STAR II und AUTOCAD 12 erarbeitet.

3. DATENTABELLEN

3.1. Abkürzungen

Kennungskürzel für Aufschluß-, Proben- und Schliffnummern

Proben- und Schliffnummern entsprechen den Aufschlußnummern.

- V Schiefergebirgsinseln von Vesser, Ilmenau, Plaudergrund usw.
- S Schwarzburger Sattel
- O Ordovizium des Schwarzburger Sattels
- T Teuschnitzer Mulde und Bergaer Sattel
- Q Aufschlüsse in der Frankenwälder Querzone
- Z Aufschlüsse NE' der Frankenwälder Querzone

Abkürzungen im Anhang 3.2

Gefügetyp:

Schichtung	s
1. Schieferung	1
2. Schieferung	2
Faltenspiegel der Schichtung	f
Lagerung:	
normal	n
invers (überkippt)	i
unbekannt	?

3.2. Projizierte Gefügedaten

Aufschluß			Gefügewerte					Projektionslinear	
Nr.	Rechtswert	Hochwert	Höhe (m)	Typ	Lagerung	Azimuth	Fallwinkel	Azimuth	Fallwinkel
1	4447731	5590249	600	f	-	165	10	225	5
2	4451419	5584912	480	s	n	150	80	225	5
3	4451111	5582935	440	f	-	155	10	225	5
4	4451155	5582193	410	f	-	155	0	225	5
5	4453680	5580534	500	s	n	320	50	225	5
6	4453449	5577707	500	s	n	330	65	210	5
7	4453756	5575830	400	s	i	330	70	225	5
8	4468854	5570763	500	s	n	158	52	225	5
9	4468586	5571463	570	s	n	170	60	225	5
t1	4443127	5583235	450	s	n	353	16	225	5
t1	4443127	5583235	450	1	-	330	50	225	5
t3	4460401	5571242	360	s	n	135	45	225	5
t7	4454113	5574930	400	s	i	320	60	225	5
t8	4463671	5584601	590	s	i	307	64	225	5
t20	4464169	5576971	420	s	n	138	57	225	5
t22	4457348	5584667	570	s	n	286	43	225	5
t23	4443275	5586576	460	s	n	138	60	225	5
t23	4443275	5586576	460	1	-	331	66	225	5
t24	4441032	5587390	500	s	n	139	75	225	5
t24	4441032	5587390	500	1	-	345	70	225	5
t27	4443487	5587829	510	s	n	264	10	225	5
t27	4443487	5587829	510	1	-	333	54	225	5
o2	4439087	5590980	580	s	n	138	45	45	0
o2	4439087	5590980	580	1	-	1	40	45	0
o4	4435794	5600002	580	s	n	276	23	45	0
o4	4435794	5600002	580	1	-	112	88	45	0
o7	4438548	5589370	740	s	n	137	43	45	0
o7	4438548	5589370	740	1	-	348	44	45	0
o8	4443417	5594754	760	s	i	353	67	45	0
o10	4439784	5592063	580	s	n	121	63	45	0
o10	4439784	5592063	580	1	-	345	32	45	0
o11	4438743	5593763	660	s	n	168	20	45	0
o11	4438743	5593763	660	1	-	325	23	45	0
o12	4444813	5599016	630	s	n	153	30	45	0
o12	4444813	5599016	630	1	-	308	20	45	0
o13	4441846	5601094	580	s	n	118	67	45	0
o13	4441846	5601094	580	1	-	316	54	45	0
o14	4440841	5602465	510	s	n	91	25	45	0
o14	4440841	5602465	510	1	-	350	85	45	0
o16	4440818	5603149	500	s	n	298	15	45	0
o16	4440818	5603149	500	1	-	265	85	45	0
o17	4440998	5603611	500	s	n	359	9	45	0
o17	4440998	5603611	500	1	-	298	86	45	0
o18	4441217	5601551	530	s	n	157	19	45	0
o18	4441217	5601551	530	1	-	355	57	45	0
o19	4440782	5603922	600	s	n	109	20	45	0
o19	4440782	5603922	600	1	-	140	76	45	0
o22	4437622	5603849	640	s	n	348	29	45	0
o22	4437622	5603849	640	1	-	342	65	45	0
o24	4436749	5594999	820	s	n	63	13	45	0
o24	4436749	5594999	820	1	-	349	28	45	0
o37	4435954	5603627	560	s	n	155	68	45	0
o37	4435954	5603627	560	1	-	335	55	45	0
s8	4432613	5601989	460	s	i	335	88	222	5
s8	4432613	5601989	460	1	-	337	63	222	5
s13	4430279	5602590	540	s	?	230	45	226	5
s13	4430279	5602590	540	1	-	170	88	226	5
s13	4430279	5602590	540	2	-	300	55	226	5
s14	4430060	5604985	610	f	-	301	35	225	5
s14	4430060	5604985	610	2	-	153	46	225	5
s16	4436030	5607818	400	s	i	325	70	225	5
s16	4436030	5607818	400	1	-	326	45	225	5
s17	4429642	5598220	630	s	i	325	73	225	5
s17	4429642	5598220	630	1	-	329	54	225	5
s19	4435851	5608194	400	1	-	321	73	225	5
s19	4435851	5608194	400	2	-	326	58	225	5
s21	4435593	5608399	400	f	-	135	70	225	5
s21	4435593	5608399	400	1	-	302	87	225	5
s21	4435593	5608399	400	2	-	90	60	225	5

s24	4435179	5608933	470	f	-	215	20	225	5
s24	4435179	5608933	470	1	-	302	90	225	5
s25	4433593	5602983	460	s	i	325	60	216	5
s27	4430071	5603823	560	s	?	333	65	225	5

Tabelle 1: Probe V1, Hornblendeanalysen. Pap = Fe3+ - Berechnung nach Papike et al. (1974), Rob = nach Robinson et al. (1982).

Analysenpunkt	2	3	4	7	8	1	2	3	4	5	6	7	8
Methode Fe3+	Pap	Pap	Pap	Pap	Pap	Rob							
SiO2	52.02	51.82	53.37	46.09	46.13	51.54	52.02	51.82	53.37	53.92	51.98	46.09	46.13
TiO2	0.24	0.27	0.15	0.55	0.55	0.32	0.24	0.27	0.15	0.19	0.37	0.55	0.55
Al2O3	6.61	7.72	5.09	12.54	12.32	8.48	6.61	7.72	5.09	5.03	8.58	12.54	12.32
Fe2O3	6.48	6.81	4.48	3.49	3.46	0.00	3.31	2.72	2.54	0.00	0.00	1.43	1.40
Cr2O3	0.02	0.02	0.00	0.53	0.49	0.03	0.02	0.02	0.00	0.04	0.07	0.53	0.49
MgO	16.77	15.87	17.25	12.76	12.71	15.07	16.77	15.87	17.25	17.20	15.26	12.76	12.71
CaO	12.21	12.25	12.22	12.18	12.07	11.87	12.21	12.25	12.22	12.73	12.57	12.18	12.07
MnO	0.17	0.17	0.19	0.17	0.27	0.13	0.17	0.17	0.19	0.13	0.16	0.17	0.27
FeO	2.94	3.65	4.42	8.24	8.18	9.17	5.79	7.33	6.17	8.08	9.40	10.09	10.04
Na2O	0.68	0.88	0.54	1.81	1.79	0.99	0.68	0.88	0.54	0.64	1.11	1.81	1.79
K2O	0.10	0.08	0.07	0.15	0.15	0.55	0.10	0.08	0.07	0.05	0.09	0.15	0.15
Summe	98.23	99.52	97.79	98.49	98.11	98.15	97.91	99.11	97.59	98.02	99.59	98.29	97.90
Formelbesetzung:													
T	Si	7.152	7.083	7.400	6.554	6.583	7.280	7.312	7.236	7.507	7.575	6.629	6.659
	Al	0.848	0.917	0.600	1.446	1.417	0.720	0.688	0.764	0.493	0.425	0.747	1.341
	Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	Summe	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
C	Al	0.223	0.326	0.232	0.655	0.655	0.691	0.407	0.505	0.351	0.408	0.664	0.754
	Cr	0.002	0.002	0.000	0.060	0.055	0.004	0.002	0.002	0.000	0.005	0.008	0.061
	Fe3+	0.671	0.701	0.468	0.373	0.372	0.000	0.350	0.286	0.269	0.000	0.000	0.155
	Ti	0.025	0.028	0.016	0.058	0.059	0.034	0.026	0.028	0.016	0.020	0.039	0.059
	Mg	3.437	3.233	3.564	2.705	2.704	3.173	3.514	3.303	3.616	3.603	3.174	2.736
	Fe2+	0.642	0.692	0.720	1.129	1.124	1.083	0.681	0.856	0.725	0.949	1.097	1.214
	Mn	0.000	0.019	0.000	0.019	0.031	0.015	0.020	0.020	0.023	0.016	0.018	0.021
	Summe	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
B	Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	Fe2+	0.034	0.000	0.018	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	Mn	0.020	0.000	0.022	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	Ca	1.798	1.794	1.816	1.856	1.845	1.797	1.838	1.832	1.842	1.917	1.878	1.877
	Na	0.148	0.206	0.144	0.142	0.153	0.203	0.162	0.168	0.147	0.083	0.122	0.123
	Summe	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	1.989	2.000	2.000	2.000
A	Na	0.033	0.026	0.000	0.357	0.343	0.068	0.024	0.069	0.000	0.092	0.180	0.381
	K	0.017	0.014	0.013	0.026	0.028	0.100	0.017	0.014	0.013	0.010	0.016	0.027
	Summe	0.050	0.040	0.013	0.383	0.370	0.167	0.041	0.083	0.013	0.101	0.196	0.396

Tabelle 2: Probe V1, Feldspatanalysen.

Analysenpunkt	1	2	3	4	6	7
SiO ₂	60.93	55.95	54.40	55.19	53.14	53.45
Al ₂ O ₃	24.79	27.88	29.00	28.19	29.67	29.38
MgO	0.03	0.00	0.02	0.14	0.08	0.10
CaO	6.90	10.67	11.68	10.99	12.84	12.66
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04
FeO	0.15	0.12	0.24	0.29	0.20	0.14
BaO	0.00	0.04	0.00	0.02	0.00	0.03
Na ₂ O	7.69	5.60	4.85	5.26	4.25	4.39
K ₂ O	0.06	0.05	0.08	0.14	0.13	0.11
Total:	100.54	100.31	100.26	100.22	100.30	100.30
Kationen (O=8)						
Si	2.697	2.512	2.451	2.485	2.402	2.415
Al	1.293	1.475	1.540	1.496	1.580	1.565
Mg	0.002	0.000	0.001	0.009	0.005	0.007
Ca	0.327	0.513	0.564	0.531	0.622	0.613
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Fe	0.005	0.004	0.009	0.011	0.008	0.005
Ba	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001
Na	0.660	0.488	0.423	0.459	0.373	0.385
K	0.003	0.003	0.005	0.008	0.007	0.006
Total:	4.988	4.996	4.993	5.000	4.997	4.998
AN(Na/Ca)	33.04	51.12	56.85	53.14	62.08	61.03
AB(Na/Ca)	66.64	48.54	42.68	46.01	37.20	38.29
OR	0.32	0.26	0.47	0.82	0.72	0.63

Tabelle 3: Probe V4, Granatanalysen.

Analysenpunkt	1	2	3	4	5	7	8	9	10
	Rand >				> Kern >				> Rand
SiO ₂	37.50	37.68	37.17	37.66	37.57	37.37	37.17	37.22	36.95
TiO ₂	0.12	0.11	0.08	0.09	0.11	0.14	0.13	0.15	0.13
Al ₂ O ₃	20.92	21.41	21.04	21.23	21.07	20.96	20.91	20.81	20.80
Cr ₂ O ₃	0.02	0.02	0.01	0.04	0.04	0.01	0.01	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	0.09	0.22	0.42	0.00	0.32	0.22	0.36	0.49	0.31
MgO	0.54	0.87	0.55	0.56	0.56	0.56	0.55	0.53	0.53
CaO	8.44	7.89	8.16	8.30	8.49	8.20	8.49	7.87	8.71
MnO	8.39	8.29	8.59	8.24	8.52	8.21	8.22	8.54	7.91
FeO	24.28	25.29	24.64	24.67	24.53	24.91	24.45	24.97	24.22
Na ₂ O	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.03	0.00
Summe:	100.32	101.79	100.67	100.79	101.22	100.60	100.29	100.60	99.56
Formelbesetzung:									
Si	6.018	5.967	5.964	6.011	5.986	5.993	5.978	5.981	5.980
Fe ³⁺	0.000	0.026	0.036	0.000	0.014	0.007	0.022	0.019	0.020
Al	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Tetr. Z:	6.018	6.000	6.000	6.011	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Ti	0.015	0.013	0.010	0.010	0.013	0.017	0.015	0.018	0.016
Al	3.956	3.988	3.978	3.993	3.957	3.961	3.963	3.942	3.967
Cr	0.003	0.002	0.002	0.005	0.005	0.001	0.001	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.011	0.000	0.015	0.000	0.025	0.020	0.022	0.040	0.018
Oct. Y:	3.985	4.003	4.004	4.008	4.000	3.998	4.001	4.000	4.001
Mg	0.129	0.206	0.130	0.133	0.133	0.133	0.131	0.128	0.128
Ca	1.451	1.339	1.403	1.419	1.449	1.409	1.464	1.354	1.510
Mn	1.140	1.111	1.168	1.114	1.149	1.115	1.119	1.162	1.085
Fe ²⁺	3.258	3.349	3.306	3.293	3.269	3.340	3.289	3.356	3.278
Na	0.007	0.002	0.003	0.000	0.000	0.007	0.002	0.008	0.000
X-Pos :	5.986	6.008	6.010	5.960	6.000	6.004	6.004	6.008	6.001
Total:	15.989	16.011	16.014	15.980	16.000	16.003	16.005	16.008	16.002

Tabelle 4: Probe V4, Hellglimmeranalysen.

Analysepunkt	1_1	1_2	1_4	1_6	2_1	2_3	2_4	2_5	2_6	3_1	3_2	3_4	3_5
	1.Generation >			2.Generation >				3.Generation >					
SiO2	46.72	45.76	47.52	47.95	46.00	46.71	46.77	45.94	45.77	46.95	46.00	46.35	47.45
TiO2	0.36	1.34	0.28	0.29	0.32	0.30	0.32	0.44	0.33	0.29	0.31	0.29	0.33
Al2O3	32.83	33.03	33.95	34.83	33.60	33.68	33.64	34.59	33.82	34.49	34.05	33.55	33.20
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	1.02	1.08	1.13	1.09	1.08	1.11	1.07	1.00	1.12	0.91	1.01	1.19	1.25
CaO	0.05	0.04	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00
MnO	0.10	0.00	0.01	0.00	0.06	0.00	0.01	0.00	0.03	0.04	0.00	0.04	0.03
FeO	2.35	2.95	2.60	2.49	2.43	2.40	2.25	1.93	2.41	1.69	2.04	2.89	2.70
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.67	0.50	0.48	0.48	0.41	0.61	0.56	0.40	0.41	0.37	0.64	0.46	0.65
K2O	9.44	9.67	9.90	9.29	9.70	9.66	9.92	9.96	9.81	9.90	9.72	9.76	9.60
Total	93.54	94.37	95.89	96.41	93.60	94.47	94.54	94.25	93.71	94.63	93.77	94.55	95.20
Formelbesetzung (O=22)													
Si	6.333	6.188	6.293	6.279	6.241	6.272	6.280	6.181	6.208	6.268	6.221	6.242	6.328
Al IV	1.667	1.812	1.707	1.721	1.759	1.728	1.720	1.819	1.792	1.732	1.779	1.758	1.672
Tetraeder	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al VI	3.577	3.452	3.591	3.654	3.613	3.603	3.603	3.665	3.614	3.695	3.647	3.567	3.546
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.037	0.136	0.028	0.029	0.033	0.030	0.032	0.045	0.034	0.029	0.031	0.029	0.033
Fe2+	0.266	0.334	0.288	0.272	0.276	0.269	0.253	0.217	0.273	0.189	0.230	0.326	0.301
Mn	0.012	0.000	0.001	0.000	0.007	0.000	0.001	0.000	0.004	0.005	0.000	0.004	0.004
Mg	0.205	0.218	0.223	0.214	0.218	0.222	0.214	0.200	0.227	0.181	0.204	0.240	0.247
Oktaeder	4.097	4.139	4.131	4.169	4.147	4.125	4.103	4.126	4.151	4.098	4.112	4.165	4.131
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.007	0.006	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.002	0.001	0.001	0.002	0.000
Na	0.177	0.131	0.123	0.121	0.107	0.159	0.146	0.104	0.108	0.096	0.168	0.120	0.167
K	1.633	1.667	1.672	1.552	1.678	1.655	1.698	1.709	1.697	1.686	1.677	1.677	1.633
Interlayer	1.816	1.804	1.797	1.672	1.786	1.814	1.846	1.813	1.806	1.782	1.845	1.800	1.799
Summe	13.931	13.944	13.928	13.841	13.932	13.939	13.949	13.939	13.958	13.880	13.957	13.965	13.930

Tabelle 5: Probe S20, Hellglimmeranalysen.

Analysepunkt	1_1	1_2	1_3	1_4	1_5	1_6	2_1	2_2	2_3	2_4	2_5	2_6
	s1-parallele Bahnen >						Sericitnester >					
SiO2	48.55	48.41	48.89	49.04	48.43	47.32	48.49	48.78	49.33	47.52	48.01	54.26
TiO2	0.25	0.16	0.34	0.37	0.42	0.43	0.17	0.36	0.35	0.21	0.23	0.16
Al2O3	29.29	30.06	29.67	29.41	29.93	28.85	33.01	33.47	32.51	34.85	33.53	26.76
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	3.23	3.28	3.43	3.54	3.39	3.26	1.48	2.01	2.08	0.93	1.65	1.95
CaO	0.03	0.00	0.00	0.01	0.02	0.03	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.07
MnO	0.07	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.02	0.06	0.00
FeO	2.97	2.99	2.60	2.71	2.91	4.21	2.10	1.90	1.56	0.80	1.52	1.85
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.12	0.16	0.14	0.11	0.14	0.13	0.20	0.16	0.21	0.26	0.19	3.39
K2O	10.83	10.94	10.91	11.09	10.86	10.41	10.87	10.43	10.68	10.77	10.67	7.83
Total	95.33	96.00	95.98	96.27	96.10	94.63	96.33	97.16	96.74	95.35	95.86	96.26
Formelbesetzung (O=22)												
Si	6.527	6.466	6.514	6.525	6.459	6.448	6.400	6.361	6.457	6.292	6.347	7.069
Al IV	1.473	1.534	1.486	1.475	1.541	1.552	1.600	1.639	1.543	1.708	1.653	0.931
Tetraeder	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al VI	3.167	3.198	3.172	3.136	3.162	3.081	3.535	3.504	3.471	3.731	3.571	3.178
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.025	0.016	0.034	0.037	0.043	0.044	0.016	0.035	0.035	0.020	0.023	0.015
Fe2+	0.333	0.333	0.289	0.302	0.324	0.480	0.231	0.208	0.170	0.088	0.168	0.202
Mn	0.008	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.002	0.002	0.006	0.000
Mg	0.647	0.653	0.681	0.701	0.674	0.662	0.291	0.391	0.405	0.184	0.326	0.379
Oktaeder	4.180	4.200	4.178	4.176	4.203	4.266	4.076	4.138	4.083	4.026	4.094	3.773
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.004	0.000	0.000	0.001	0.002	0.004	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.009
Na	0.030	0.042	0.035	0.028	0.035	0.034	0.051	0.040	0.053	0.066	0.048	0.857
K	1.857	1.864	1.854	1.883	1.848	1.810	1.830	1.736	1.784	1.819	1.799	1.301
Interlayer	1.891	1.906	1.889	1.912	1.885	1.848	1.881	1.782	1.836	1.884	1.848	2.166
Summe :	14.071	14.106	14.067	14.088	14.089	14.114	13.957	13.920	13.920	13.910	13.942	13.940

Tabelle 6: Probe S17, Hellglimmeranalysen.

Analysenpunkt	1_1	1_2	1_3	1_4	1_6	2_1	2_2	2_3	2_4	2_5
	s1-parallele Bahnen >				Detrituskorn >					
SiO2	50.39	48.61	49.26	49.68	49.59	46.65	46.07	46.43	45.18	45.97
TiO2	0.29	0.58	0.58	0.55	0.48	0.39	0.97	0.57	0.65	0.40
Al2O3	28.89	30.05	30.97	30.20	29.48	34.41	33.56	33.34	34.28	34.34
Cr2O3	0.00	0.01	0.03	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
MgO	2.55	1.96	2.13	2.38	2.43	0.79	0.86	1.04	0.84	0.97
CaO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00
FeO	2.82	2.49	2.84	3.19	2.73	2.49	2.68	3.02	2.98	2.88
BaO	0.20	0.18	0.32	0.15	0.25	0.38	1.01	0.69	1.77	0.27
Na2O	0.16	0.21	0.17	0.21	0.17	0.62	0.57	0.68	0.68	0.78
K2O	10.33	10.28	10.10	10.04	10.26	10.27	10.06	10.01	9.64	10.04
Total	95.63	94.36	96.43	96.45	95.40	96.02	95.78	95.80	96.03	95.67
Formelbesetzung (O=22)										
Si	6.707	6.558	6.509	6.564	6.622	6.208	6.187	6.226	6.091	6.152
Al IV	1.293	1.442	1.491	1.436	1.378	1.792	1.813	1.774	1.909	1.848
Tetraeder	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al VI	3.240	3.337	3.333	3.267	3.263	3.606	3.499	3.495	3.537	3.568
Cr	0.000	0.001	0.003	0.003	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001
Ti	0.029	0.059	0.058	0.054	0.048	0.039	0.098	0.057	0.066	0.041
Fe2+	0.314	0.281	0.313	0.353	0.305	0.277	0.301	0.339	0.335	0.322
Mn	0.000	0.000	0.002	0.002	0.000	0.001	0.000	0.002	0.002	0.000
Mg	0.506	0.394	0.420	0.470	0.483	0.157	0.173	0.207	0.169	0.194
Oktaeder	4.089	4.071	4.129	4.148	4.100	4.081	4.071	4.101	4.109	4.126
Ba	0.010	0.009	0.016	0.008	0.013	0.020	0.053	0.036	0.094	0.014
Ca	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.042	0.056	0.044	0.054	0.045	0.160	0.147	0.178	0.177	0.203
K	1.754	1.770	1.702	1.692	1.748	1.743	1.724	1.713	1.658	1.713
Interlayer	1.805	1.835	1.763	1.753	1.806	1.924	1.924	1.927	1.929	1.931
Summe :	13.895	13.906	13.893	13.902	13.905	14.005	13.995	14.027	14.038	14.057

Tabelle 7: Probe O36, Hornblendeanalysen

Analysenpunkt	1_1	1_2	1_3	1_6	2_1	2_2	2_3	3_2	3_4	3_5	3_6
SiO2	53.23	51.69	54.08	53.02	53.47	53.49	50.31	50.73	52.59	50.94	49.23
TiO2	0.05	0.07	0.04	0.08	0.08	0.06	0.14	0.12	0.07	0.09	0.10
Al2O3	3.67	4.72	3.18	3.78	4.30	3.47	6.43	5.67	4.53	6.18	6.50
Fe2O3	1.32	6.16	1.19	2.29	1.24	1.96	1.35	2.70	2.18	2.20	2.52
Cr2O3	0.20	0.25	0.29	0.17	0.33	0.29	0.48	0.27	0.32	0.27	0.33
MgO	16.79	16.92	17.11	16.85	16.14	16.69	14.90	15.06	16.01	14.85	14.49
CaO	12.89	12.12	12.99	12.54	12.84	12.78	12.66	12.33	12.81	12.69	12.68
MnO	0.25	0.22	0.22	0.23	0.30	0.26	0.28	0.29	0.21	0.27	0.25
FeO	9.11	5.32	9.14	7.98	10.06	8.92	10.36	9.41	9.59	10.42	10.32
Na2O	0.57	0.54	0.49	0.48	0.68	0.49	1.03	0.76	0.65	0.89	0.98
K2O	0.12	0.18	0.09	0.22	0.14	0.12	0.21	0.34	0.15	0.19	0.22
Summe	98.19	98.19	98.82	97.63	99.56	98.51	98.13	97.68	99.11	98.98	97.61
Formelbesetzung:											
T Si	7.555	7.314	7.616	7.544	7.514	7.568	7.228	7.304	7.437	7.259	7.146
Al	0.445	0.686	0.384	0.456	0.486	0.432	0.772	0.696	0.563	0.741	0.854
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Summe	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
C											
Al	0.169	0.101	0.144	0.178	0.225	0.147	0.316	0.265	0.192	0.297	0.258
Cr	0.023	0.028	0.032	0.019	0.037	0.032	0.054	0.031	0.036	0.030	0.038
Fe3	0.140	0.656	0.126	0.245	0.131	0.209	0.146	0.292	0.232	0.236	0.275
Ti	0.005	0.007	0.004	0.009	0.008	0.006	0.015	0.013	0.007	0.010	0.011
Mg	3.552	3.570	3.592	3.573	3.381	3.520	3.192	3.232	3.374	3.154	3.136
Fe2	1.081	0.630	1.077	0.949	1.182	1.056	1.244	1.133	1.135	1.241	1.253
Mn	0.029	0.009	0.024	0.028	0.035	0.031	0.033	0.034	0.024	0.032	0.030
Summe	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
B											
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.001	0.018	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.002	0.001	0.000
Ca	1.961	1.837	1.961	1.912	1.933	1.937	1.949	1.902	1.940	1.938	1.973
Na	0.038	0.146	0.038	0.088	0.067	0.062	0.050	0.096	0.058	0.062	0.027
Summe	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
A											
Na	0.119	0.002	0.095	0.045	0.119	0.072	0.238	0.116	0.120	0.185	0.248
K	0.021	0.032	0.016	0.040	0.025	0.021	0.038	0.062	0.027	0.034	0.041
Summe	0.141	0.033	0.111	0.085	0.144	0.093	0.276	0.178	0.147	0.219	0.289

Tabelle 8: Probe O36, Feldspatanalysen.

Analysenpunkt	1_1	1_2	1_3	1_6	2_6	3_1	3_2	3_4	3_5	3_6
SiO2	67.66	67.35	68.72	68.15	67.47	68.17	68.13	67.78	68.30	68.77
Al2O3	19.35	19.51	19.45	19.37	19.32	19.48	19.62	19.87	19.57	19.53
MgO	0.01	0.01	0.02	0.05	0.04	0.01	0.01	0.00	0.02	0.07
CaO	0.55	0.43	0.39	0.43	0.53	0.33	0.52	0.86	0.57	0.52
MnO	0.02	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02
FeO	0.04	0.05	0.03	0.05	0.09	0.21	0.08	0.18	0.06	0.13
BaO	0.07	0.00	0.00	0.03	0.00	0.04	0.00	0.00	0.07	0.09
Na2O	11.28	11.43	11.66	11.46	11.52	11.19	11.26	11.10	11.23	11.16
K2O	0.09	0.08	0.07	0.06	0.06	0.09	0.08	0.08	0.11	0.07
Total:	99.07	98.95	100.32	99.60	99.03	99.52	99.71	99.89	99.92	100.36
Kationen (O=8)										
Si	2.987	2.978	2.994	2.991	2.982	2.992	2.985	2.970	2.988	2.994
Al	1.007	1.017	0.999	1.002	1.006	1.008	1.014	1.026	1.009	1.002
Mg	0.001	0.001	0.001	0.003	0.002	0.001	0.001	0.000	0.001	0.005
Ca	0.026	0.020	0.018	0.020	0.025	0.016	0.025	0.040	0.027	0.024
Mn	0.001	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001
Fe	0.002	0.002	0.001	0.002	0.003	0.008	0.003	0.007	0.002	0.005
Ba	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.002
Na	0.965	0.980	0.985	0.975	0.987	0.952	0.956	0.943	0.953	0.942
K	0.005	0.005	0.004	0.003	0.003	0.005	0.004	0.004	0.006	0.004
Total:	4.995	5.005	5.001	4.997	5.010	4.982	4.988	4.991	4.987	4.978
AN(Na/Ca)	2.63	2.01	1.79	2.03	2.46	1.61	2.50	4.10	2.69	2.51
AB(Na/Ca)	96.77	97.53	97.84	97.60	97.20	97.80	97.06	95.47	96.55	96.91
OR	0.49	0.45	0.38	0.33	0.34	0.53	0.44	0.43	0.64	0.41

Tabelle 8 contd.: Probe O36, Feldspatanalysen.

Analysepunkt	3_7	3_9	3_10
SiO ₂	68.11	66.81	67.69
Al ₂ O ₃	19.63	19.87	19.49
MgO	0.35	0.01	0.01
CaO	0.38	1.19	0.44
MnO	0.03	0.00	0.00
FeO	0.57	0.14	0.26
BaO	0.09	0.04	0.00
Na ₂ O	11.18	11.04	11.42
K ₂ O	0.08	0.07	0.06
Total:	100.43	99.16	99.37
Kationen (O=8)			
Si	2.973	2.954	2.981
Al	1.010	1.036	1.012
Mg	0.023	0.001	0.001
Ca	0.018	0.056	0.021
Mn	0.001	0.000	0.000
Fe	0.021	0.005	0.009
Ba	0.002	0.001	0.000
Na	0.946	0.946	0.975
K	0.004	0.004	0.003
Total:	4.998	5.003	5.002
AN(Na/Ca)	1.85	5.58	2.07
AB(Na/Ca)	97.54	93.95	97.59
OR	0.45	0.41	0.34

3.4. Aufschlußverzeichnis

Anmerkung: In diesem Verzeichnis sind alle in Text, Tafeln oder Abbildungen erwähnten Aufschluß- und/oder Probennummern dokumentiert. Einige Aufschlüsse sind zusätzlich in Anhang 3.2 verzeichnet, sofern sie auch für die Konstruktion des bilanzierten Profils projiziert wurden.

Nr.	Rechtswert	Hochwert
V1	4415225	5606276
V2	4415348	5605675
V4	4415612	5605404
V18	4415112	5605607
V36	4416966	5607076
V38	4416875	5606375
V43	4416925	5606350
V55	4415175	5606100
S14	4430092	5604983
S15	4420243	5599009
S17	4429642	5598220
S19	4435861	5608247
S20	4437358	5608443
S36	4420454	5601897
S51	4423245	5595176
S53	4423697	5596152
S55	4422995	5596357
O12	4445012	5598713
O16	4440797	5603225
O20	4440390	5606939
O22	4437618	5603930
O26	4432816	5595914
O28	4432395	5596093
O29	4431263	5596793
O30	4430862	5597337
O33	4438864	5608143
O34	4440136	5610456
O36	4437069	5607203
O45	4420747	5602885
T8	4463671	5584601
T9	4464003	5583832
Z28	4475179	5608638
Z33	4478480	5594807

4. FOTOTAFELN

Tafel 1: Prävariscische Gefüge (Schwarzburger Sattel)

Bild 1: Anschliff $\perp \delta$ eines Handstücks aus der Großbreitenbacher Folge an der NW-Flanke des Schwarzburger Sattels (Aufschluß S14) mit polyphaser Deformation. Der dominante tektonische Lagenbau fällt flach nach NW ein und schneidet ein älteres Lagengefüge (quarzreicheres Band) spitzwinklig. Dieses entspricht nicht der Schichtung, da es seinerseits interne Faltengefüge aufweist (vgl. Bild 2 dieser Tafel). Beide Gefüge sind zusätzlich durch eine jüngere Falten-generation disharmonisch verfaltet. Massband = 3 cm.

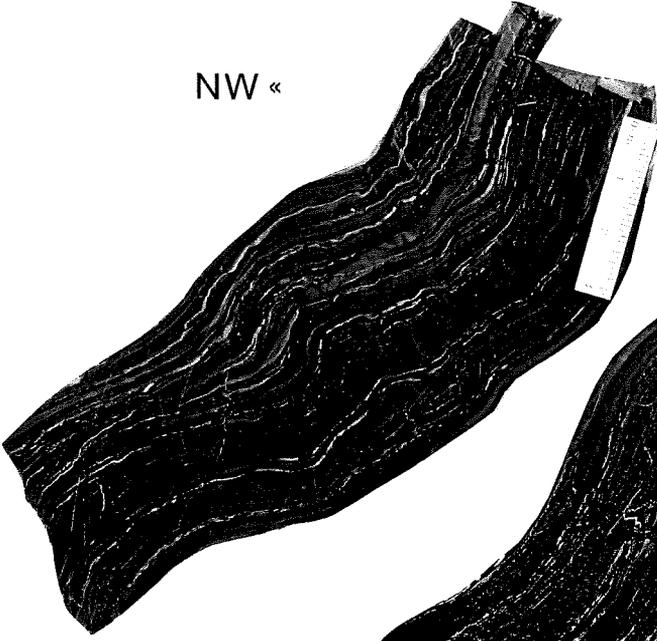
Bild 2: Rückseite des Handstücks aus Bild 1, ebenfalls Anschliff $\perp \delta$. In der rechten Bildhälfte ist die reliktsch erhaltene Internverfaltung des Psammitbands gut zu erkennen. Massband = 3 cm.

Bild 3: Anschliff $\perp \delta$ eines Handstücks aus der Schnetter Folge im Kern des Schwarzburger Sattels (Aufschluß S19). Quarzmobilisate liegen parallel zum dominanten tektonischen Lagenbau und sind mehrfach (homoaxial) verfaltet. Massband = 3 cm.

Bild 4: Aufschluß S55 (Blick nach NE). Der dominante tektonische Lagenbau fällt steil nach NW ein. Parallel dazu liegen isoklinal verfaltete Quarzmobilisate. Der Lagenbau ist durch die jüngere variscische Crenulationsschieferung s_2 verfaltet, die flach nach SE einfällt.

1)

NW «



2)

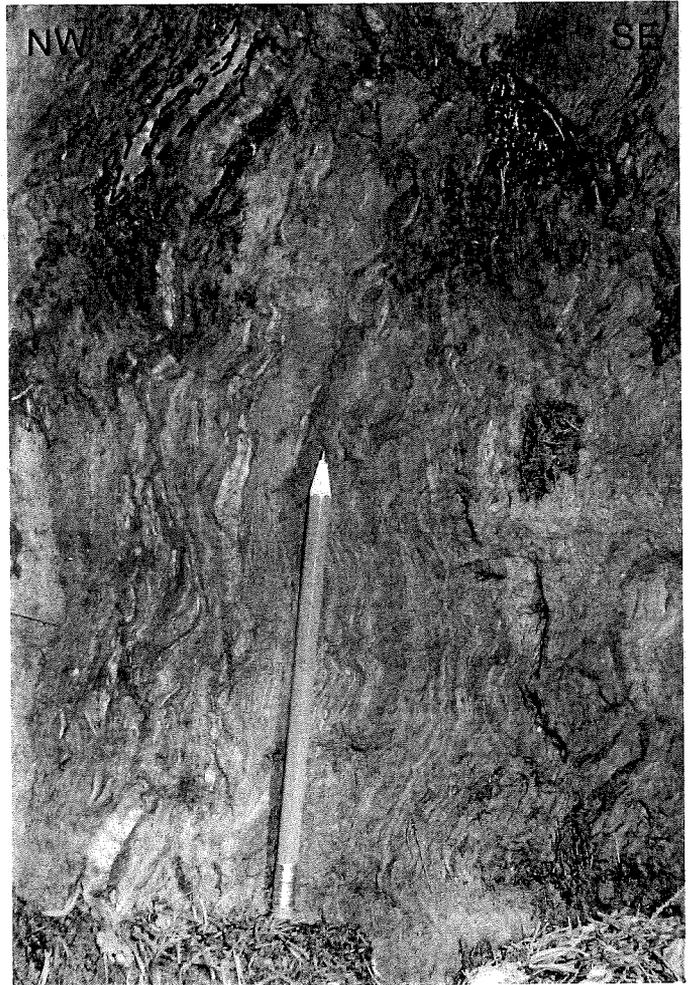


3)

NW «



4)



Tafel 2: Gefüge der Hauptdeformation (Vesser-Zone)

Bild 1: Anschliff $\perp \delta$ eines Handstücks aus einer pelitischen Zwischenlage der Vesser-Serie (Aufschluß V36). Die im Bild subhorizontale Hell-Dunkel-Bänderung entspricht der Schichtung; die Hauptschieferung verläuft spitzwinklig dazu von links unten nach rechts oben.

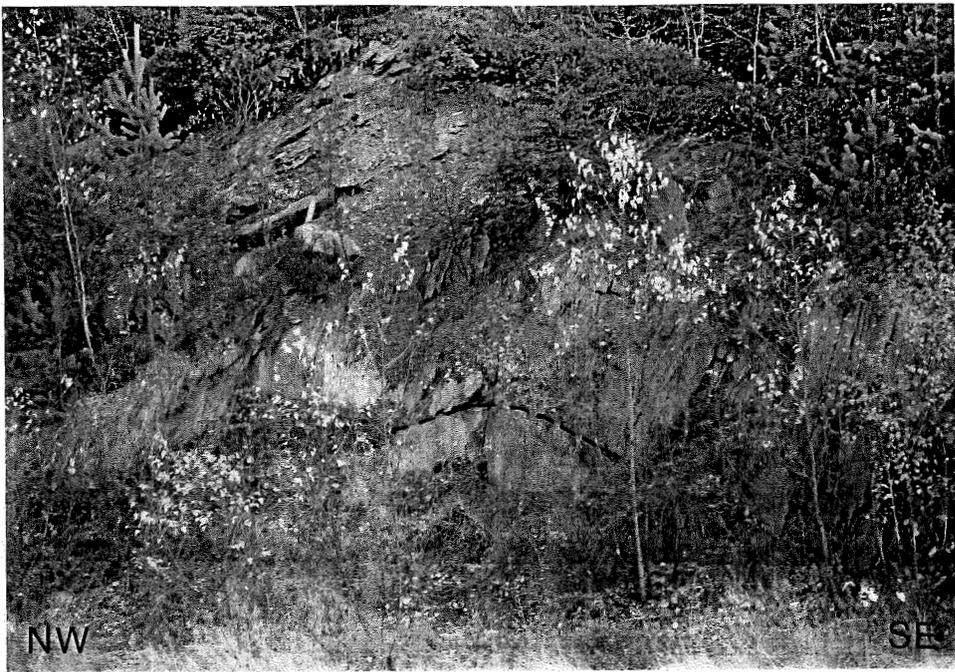
Bild 2: Anschliff $\perp \delta$ eines pelitisch-psammitischen Lesesteins aus der Hundsrück-Serie nahe des Bahn-Haltepunkts Thomasmühle. Die Schichtung ist hier vollständig durch einen tektonischen Lagenbau transponiert, der seinerseits mehrfach verfaltet ist. Massband = 3 cm.

Bild 3: Mylonitischer Metadacit/andesit, Aufschluß V43, Blick nach WSW. Der mylonitische Lagenbau fällt steil nach NW ein und zeigt flacher nach NW einfallende Scherbandgefüge, die einen Top-nach-SE-Bewegungssinn anzeigen.

Bild 4: Schliffbild eines Metabasits mit foliationsparallel eingeregelter Hornblende und Plagioklas. Massband = 400 μm . Aufschluss V55.

Bild 5: Schliffbild eines sauren Metavulkanits mit foliationsparallel gesprossstem Hellglimmer und dynamisch rekristallisiertem Quarz, dessen c-Achsen bevorzugt steil zur Hauptfoliation eingeregelt sind. Massband = 50 μm . Aufschluss V55.

Bild 6: Mylonitischer Metarhyolith, Aufschluß V38, Blick nach WSW. Der mylonitische Lagenbau fällt steil nach NW ein und wird von spröden, mineralisierten Rissen (schattige Flächen parallel zum Bleistift) senkrecht durchschnitten. Die Reißflächen stehen in etwa senkrecht zum Streckungslinear auf der mylonitischen Foliation (im Bild nicht zu erkennen).



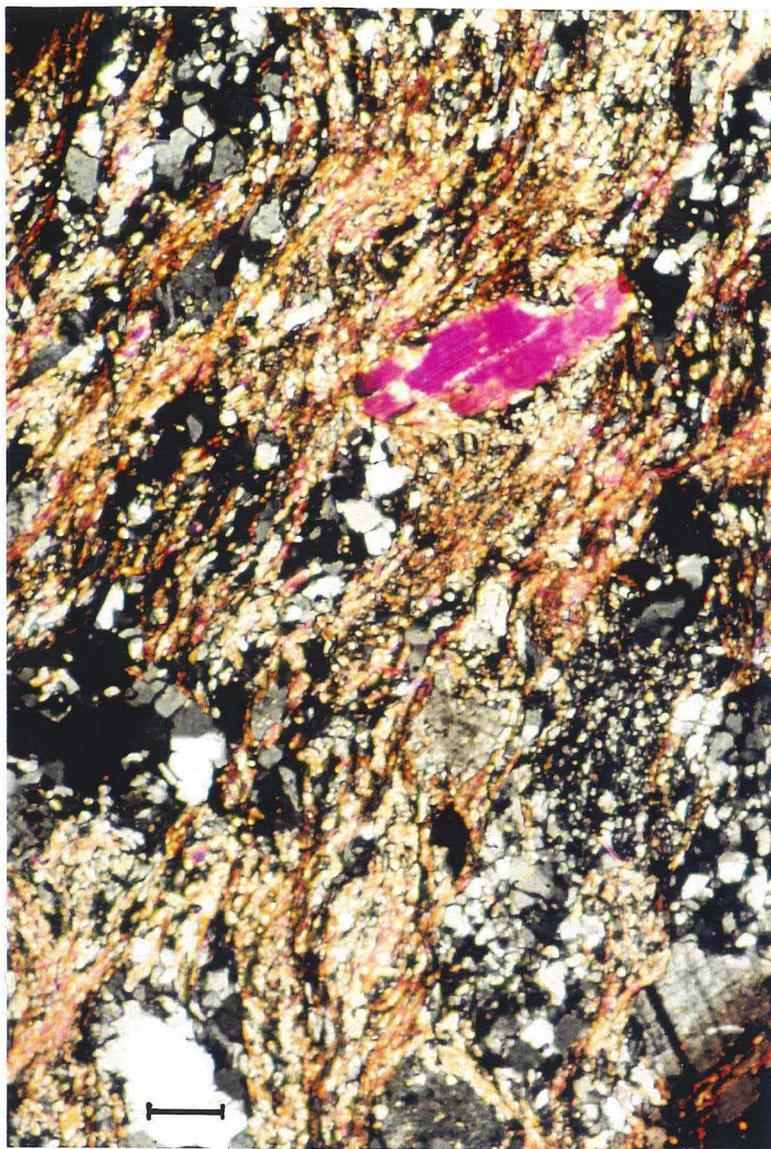
1)



2)

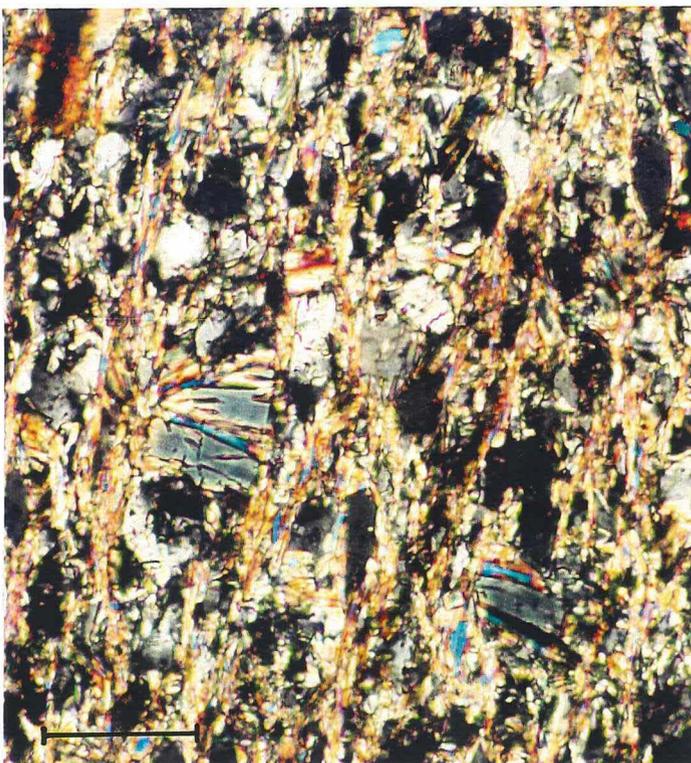


3)

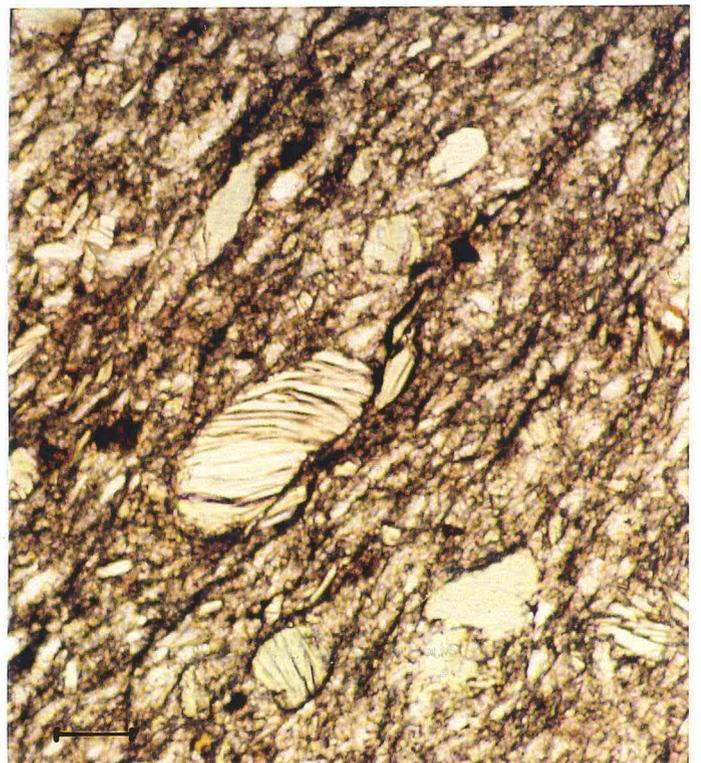


4)

5)



6)



Tafel 3: Gefüge der Hauptdeformation (Schwarzburger Sattel)

Bild 1: Offene, schwach SE-vergente Falte mit steil NW-fallender, penetrativer Hauptschieferung s1. Ordovizische Phycoden-Gruppe, Aufschluß O20, Blick nach NE.

Bild 2: Enge "Class-1B" - Falte in der Großbreitenbach-Folge an der SE-Flanke des Sattels, Aufschluß S51, Blick nach NE.

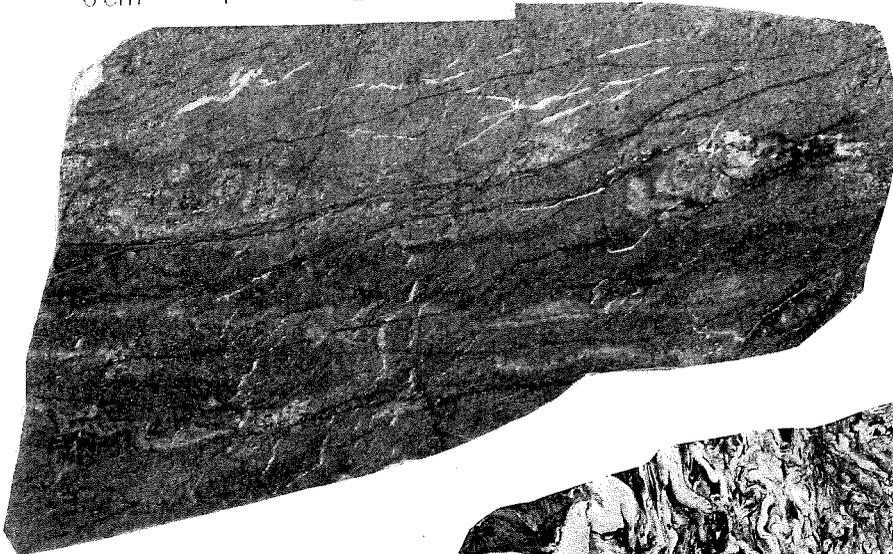
Bild 3: Aufschlußansicht in der Großbreitenbach-Folge an der NW-Flanke des Sattels, Aufschluß S15, Blick nach WSW. Links im Bild die Falten der SE-fallenden 2. variscischen Schieferung (b2, s2); rechts im Bild aufrechte, disharmonische Biegegleitfalte unsicherer genetischer Zuordnung.

Bild 4: Schliffbild $\perp\delta$ aus der Großbreitenbach-Folge, Aufschluß S17. Die Hauptschieferung s1 fällt steil nach NW ein und ist durch penetrative Hellglimmerneusprossung gekennzeichnet. Das deutlich größere Hellglimmerkorn im oberen Bilddrittel ist detritischen Ursprungs. Maßband = 100 μm .

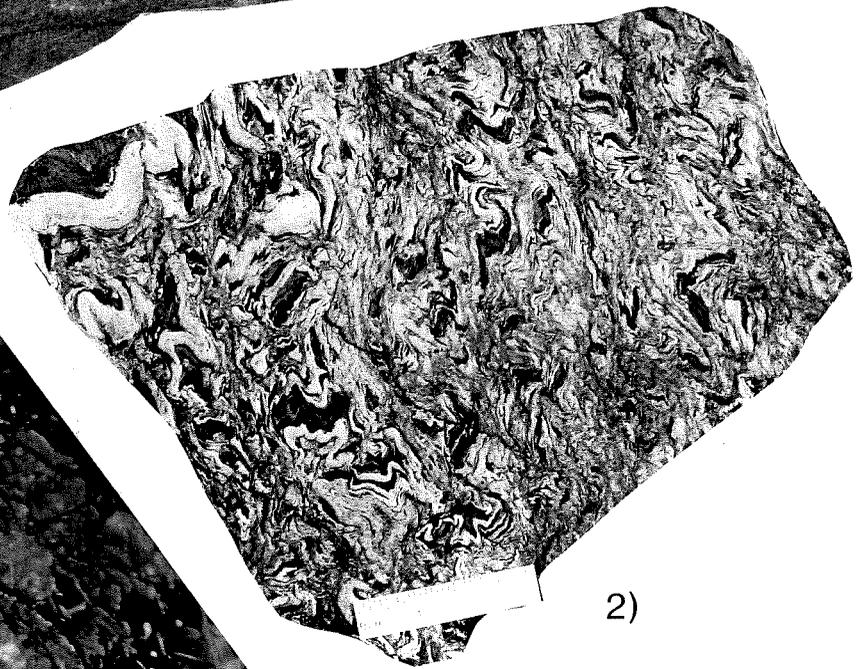
Bild 5: Schliffbild $\perp\delta$, Aufschluß O20 (s. Bild 3). Chloritporphyroblasten und detritische Hellglimmer sind subparallel zur Schichtung eingeregelt, die hier flach nach SE einfällt. Die penetrative Hauptschieferung s1 ist durch die Neusprossung von Hellglimmer gekennzeichnet und fällt steil nach NW ein. Maßband = 100 μm .

Bild 6: Schliffbild $\perp\delta$, Aufschluß O12. Die penetrative Hauptschieferung s1 ist durch Drucklösungssäume gekennzeichnet und verbiegt das Kristallgitter der Chloritporphyroblasten und detritischen Hellglimmer. Maßband = 100 μm .

0 cm 1 2 3



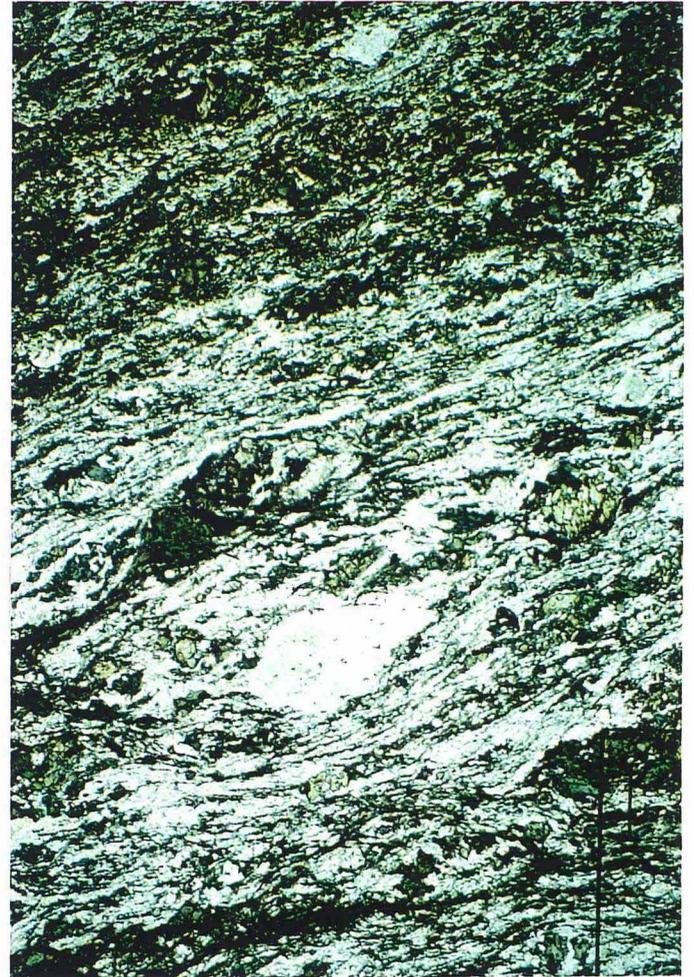
1)



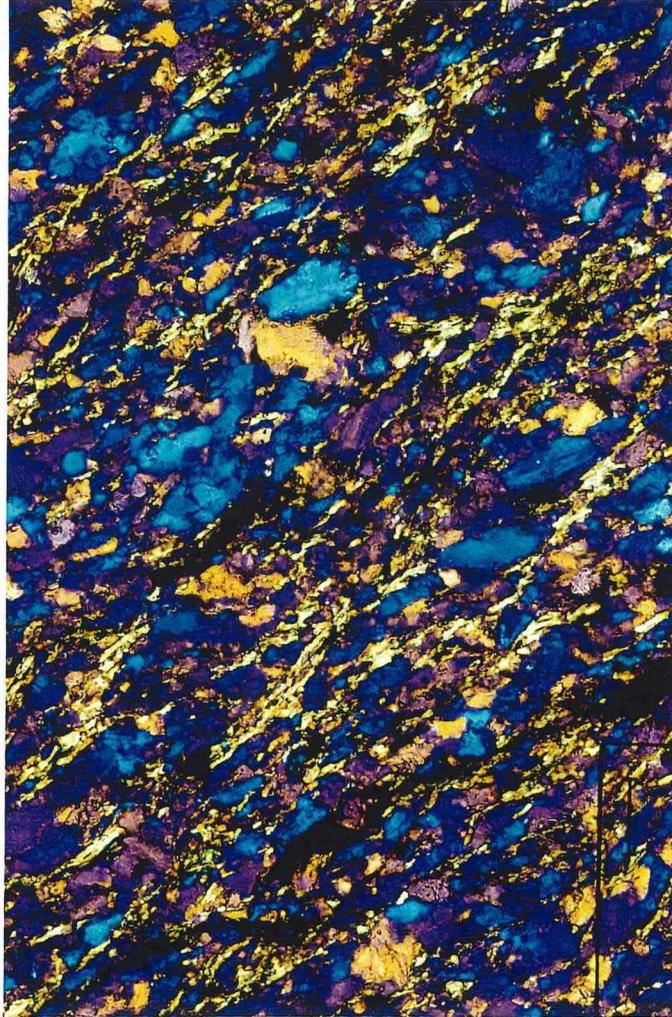
2)



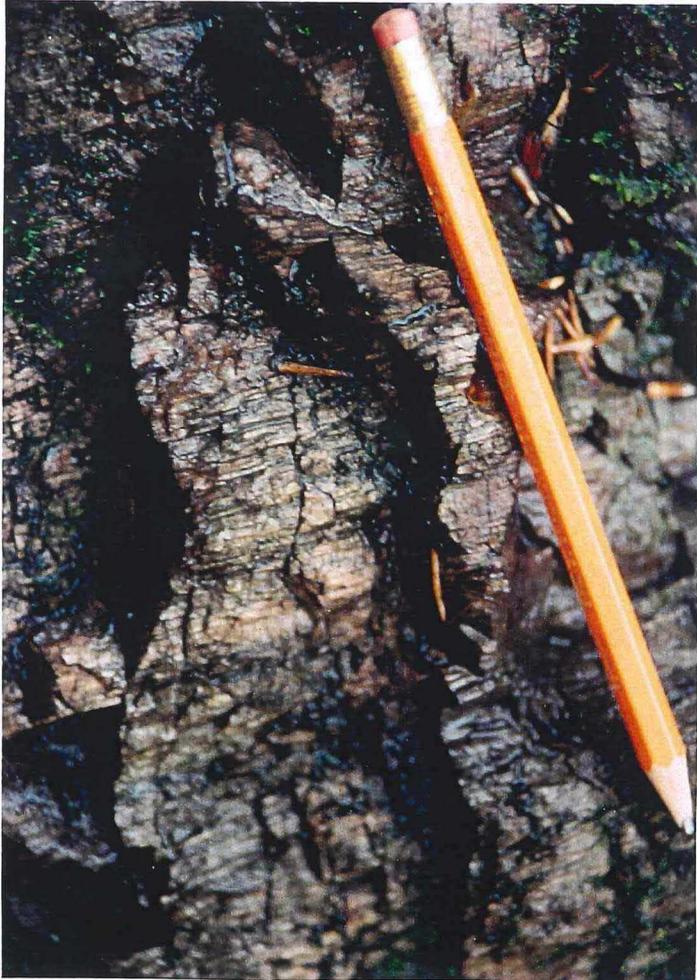
3)



4)



5)



6)

Tafel 4: Gefüge der Hauptdeformation (Teuschnitzer Mulde und Bergaer Sattel)

Bild 1: Aufschlußansicht einer Thüringer Falte in unterkarbonischen Grauwacken der Teuschnitzer Mulde, Aufschluß T9, Blick nach NE.

Bild 2: Aufschlußansicht einer überkippten Grauwackensequenz (Unterkarbon) mit gradierter Schichtung und Schieferungsbrechung. Aufschluß T8, Blick nach W.

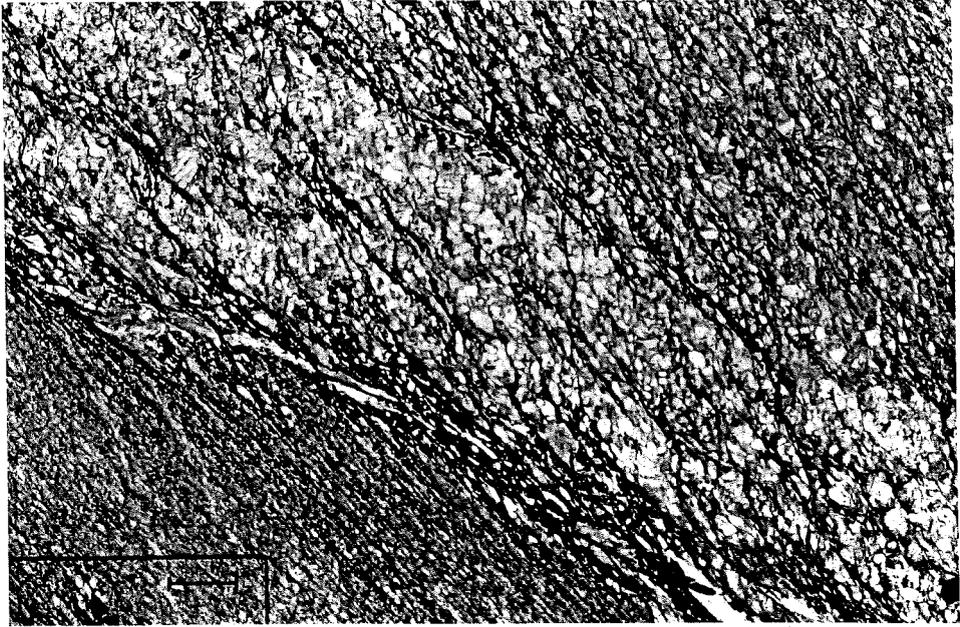
Bild 3: Schliffbild $\perp\delta$, Aufschluß Z28, Blick nach SW. Die Schieferung fällt steiler als die Schichtung nach NW ein (aufrechte Lagerung) und ist durch penetrative Drucklösungssäume gekennzeichnet. Maßband = 500 μm .



1



2



3

Tafel 5: Sonstige Gefüge

Bild 1: Gabbrointrusion in der Vesser-Zone (Aufschluß V2, Blick von oben nach unten). Die mylonitische Zone (links im Bild), die sich sukzessive aus dem undeformierten Gabbro entwickelt (nicht abgebildet), wird ihrerseits wieder von undeformiertem Gabbro intrudiert (Gestrichelte Linie = Kontakt). Diskussion siehe Text.

Bild 2: Handstück aus der mylonitischen Zone in Bild 1 (gleiche Orientierung). Anschliff senkrecht zur mylonitischen Foliation und parallel zum Streckungslinear. Scherbandgefüge zeigen einen dextralen Schersinn an.

Bild 3: Streichende, NW-fallende Scherzone an der Grenze zwischen Unterkarbon und Devon an der NW-Flanke des Bergaer Sattels. Rechts unterhalb des Objektivdeckels zeigt ein asymmetrisch in die Schiefermatrix eingeregelter Diabasscherkörper den Bewegungssinn mit Top-nach SE an. Aufschluß Z33, Blick nach NE.

Bild 4: Aufschluß S53 im Proterozoikum des Schwarzburger Sattels. Über dem Hammer ist die Spur der flach SE-fallenden Crenulationsschieferung zu erkennen (gestrichelt), die den älteren, cadomischen Lagenbau (parallel bis spitzwinklig zum Hammerstiel orientiert) wellig verfalltet.

Bild 5: Dextrale Knickzonen "verknittern" die Hauptschieferung s_1 in ordovizischen Phycodenschichten. Aufschluß O34, Blick nach W. Die Hauptschieferung s_1 fällt in den Berg (nach NW) ein, die Schichtung (psammitisches Band im unteren Bilddrittel) nach SE auf den Betrachter zu ein.

Bild 6: Tauchende Falten im Schloßhof des oberen Greizer Schlosses. Die Kulmgrauwacken zeigen eine gradierte Schichtung, die sich in einer nach oben abnehmenden Verwitterungsbeständigkeit äußert (Pfeil zeigt Münze im unteren, linken Bilddrittel, siehe auch Ausschnitt in Bild 2) und eine stratigraphische Verjüngung nach NW anzeigt. Innerer Schloßhof Greiz, Blick nach NE.

Bild 7: Ausschnitt aus dem langen Faltschenkel im unteren Bilddrittel von Bild 1 (vgl. Lage der Münze). Die Grauwackenbänke zeigen eine scharfe Basis mit hoher Verwitterungsbeständigkeit, die durch gradierte Schichtung nach oben hin abnimmt. Innerer Schloßhof Greiz, Blick nach NE.

Bild 8: Synkinematisches Quarzmobilisat mit Delta-Klast, der einen Bewegungssinn "Top-nach-NW" anzeigt. Innerer Schloßhof Greiz, Blick nach SW.



1



2



3



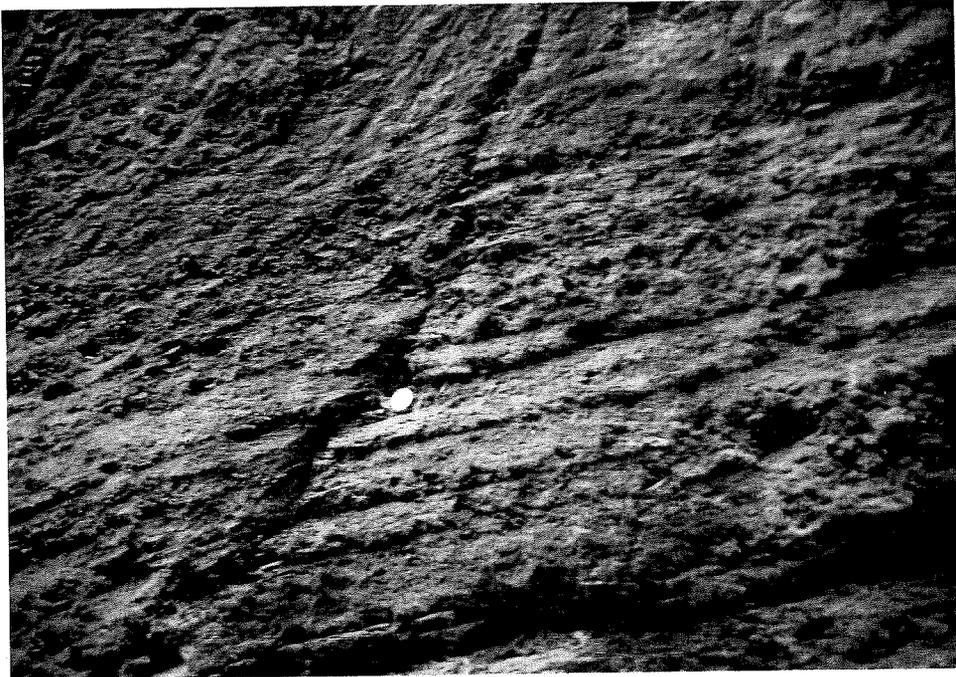
4



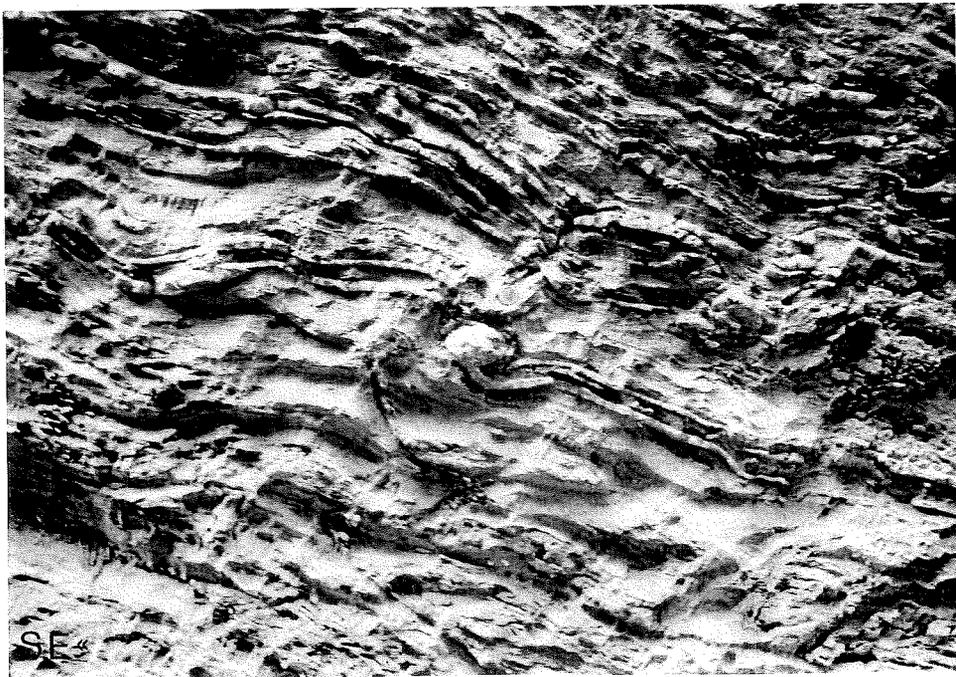
5



6



7



8

Tafel 6: Metamorphose

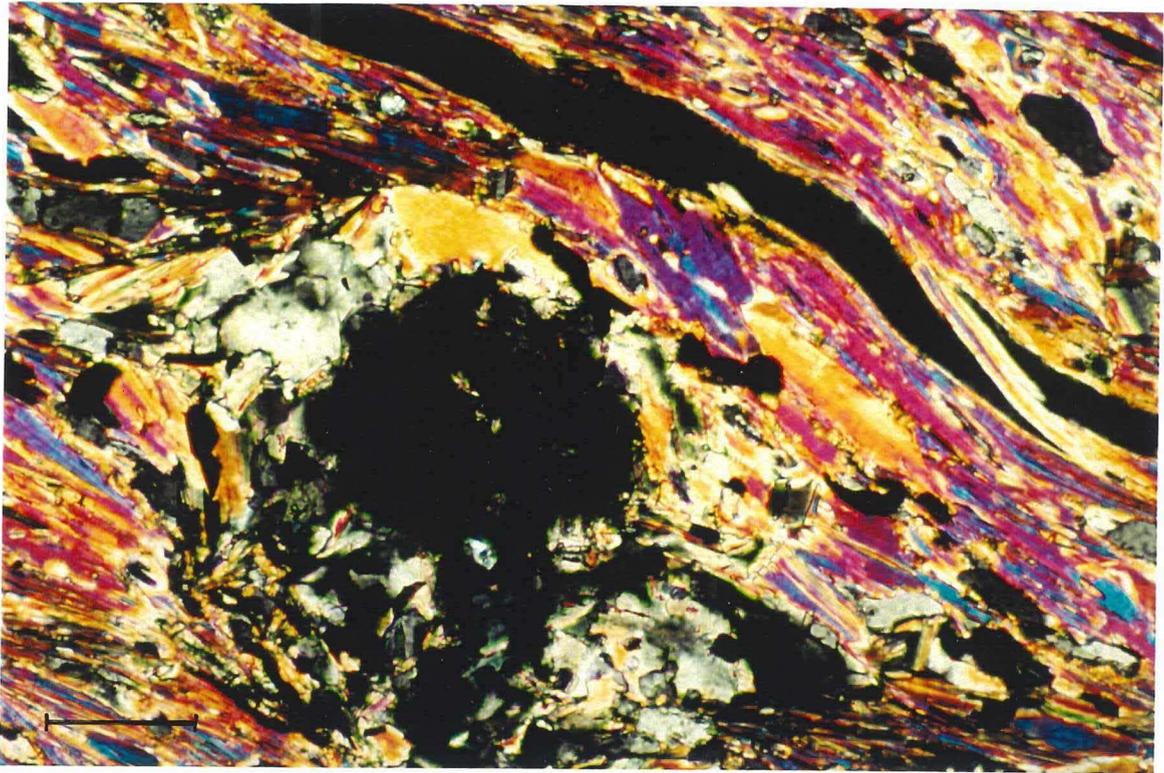
Bild 1: Schliffbild eines Granatkorns im Granatglimmerschiefer (Probe V4). Granat steht in Kontaktparagenese mit Hellglimmer (gelbe, violette und blaue Interferenzfarben) und Quarz. Maßband = 100 μm .

Bild 2: Schliffbild des Granatglimmerschiefers (Probe V4) mit drei metamorphen Hellglimmer-Generationen I - III. Maßband = 100 μm .

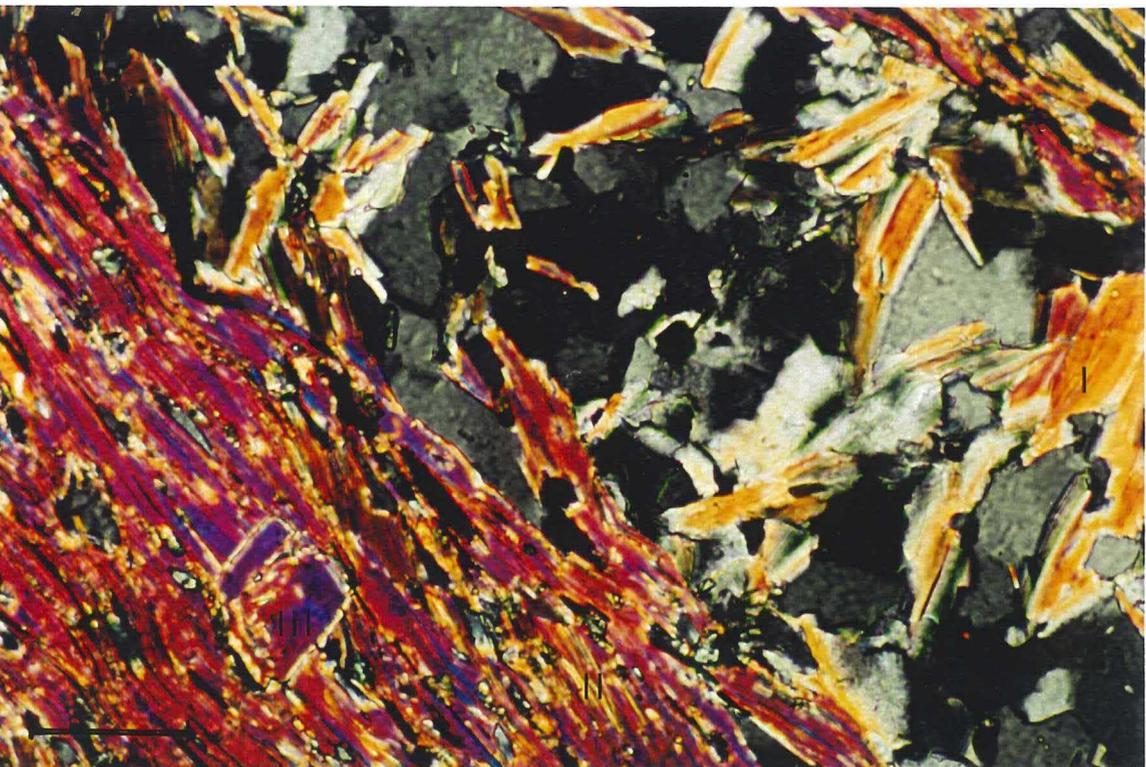
Bild 3: Schliffphoto eines Metabasits der Vesser-Serie aus der Vesser-Zone (Probe V1). Metamorphe Aktinolithe sind im Druckschatten eines vermutlich magmatischen Kettensilikat-Relikts gesproßt. Maßband = 100 μm .

Bild 4: Schliffbild des Glasbacher Metagranits (Probe S20). Hellglimmer kommt in Serizittaschen in Kalifeldspat (oberes, rechtes Bilddrittel) sowie in s1-parallelen Bahnen (linke Bildhälfte) vor. Am unteren Bildrand ist der s1-parallele Hellglimmer mit reliktsch-magmatischem Biotit (etwas dunklere Interferenzfarben) verwachsen. Maßband = 100 μm .

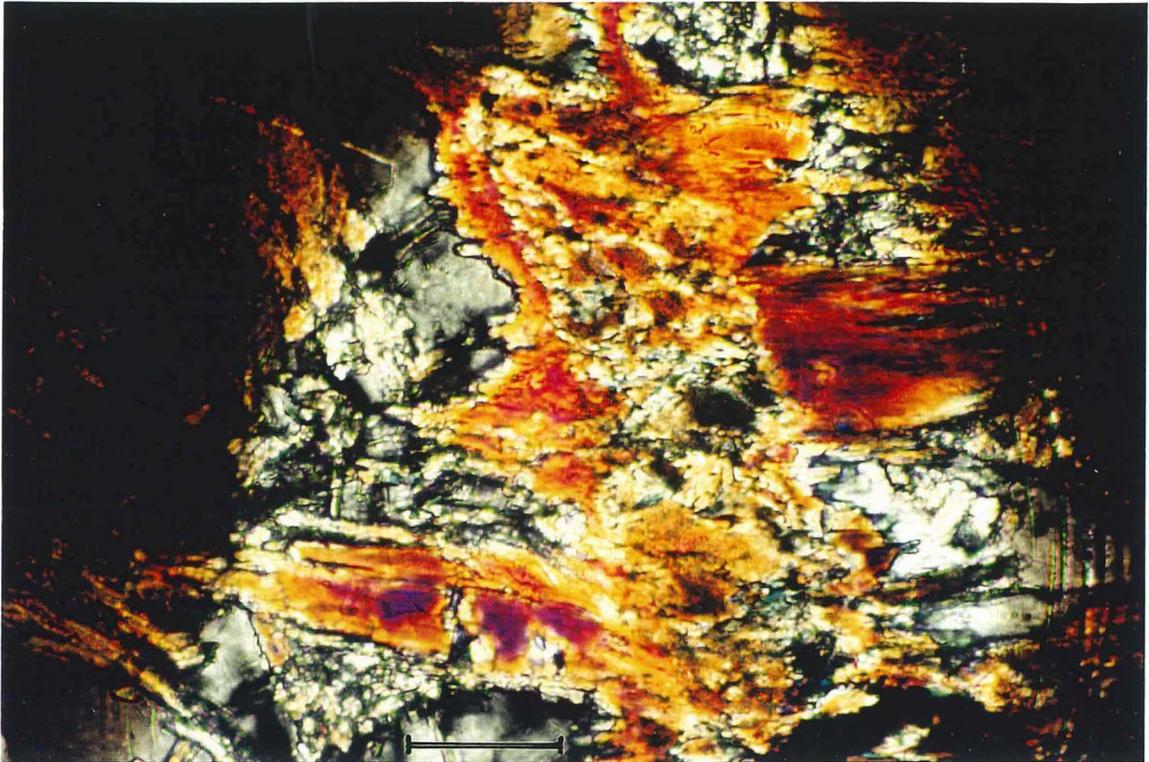
Bild 5: Schliffbild des Mellenbacher Metabasits (Probe O36) mit gut erhaltenem magmatischem (ophitischem) Gefüge und der Kontaktparagenese Plagioklas - Aktinolith - Chlorit - Epidot. Maßband = 100 μm .



1

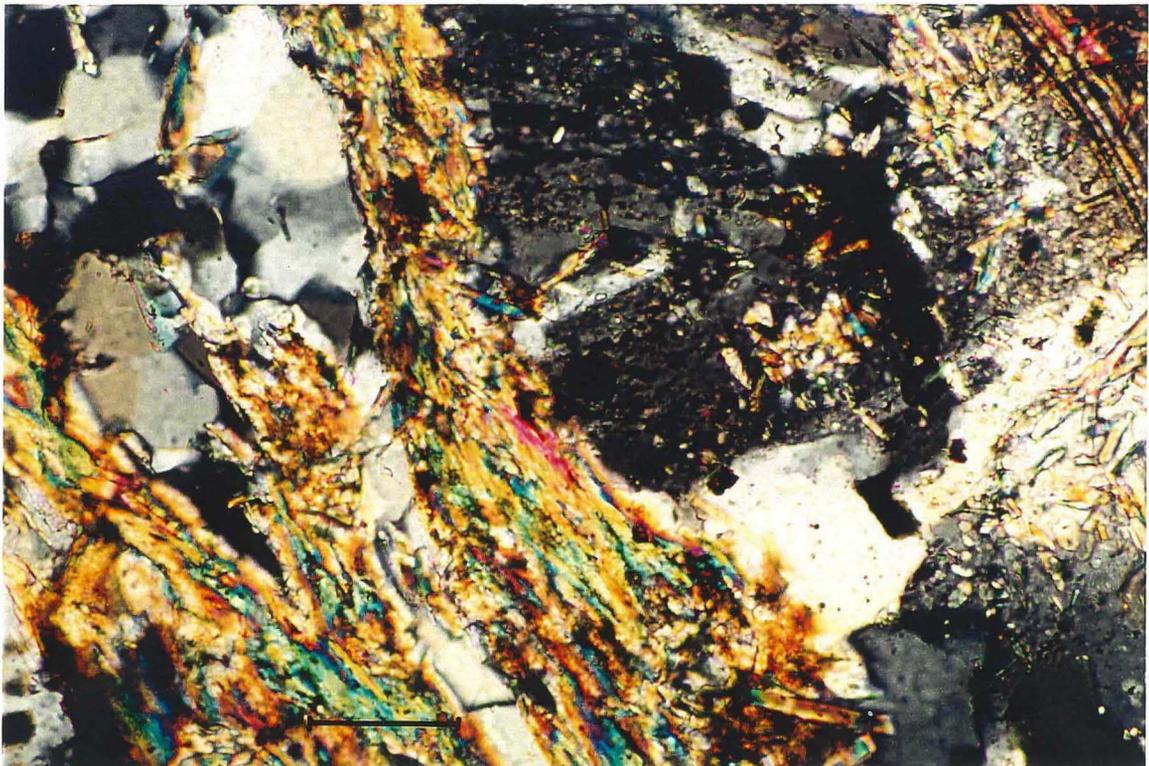


2

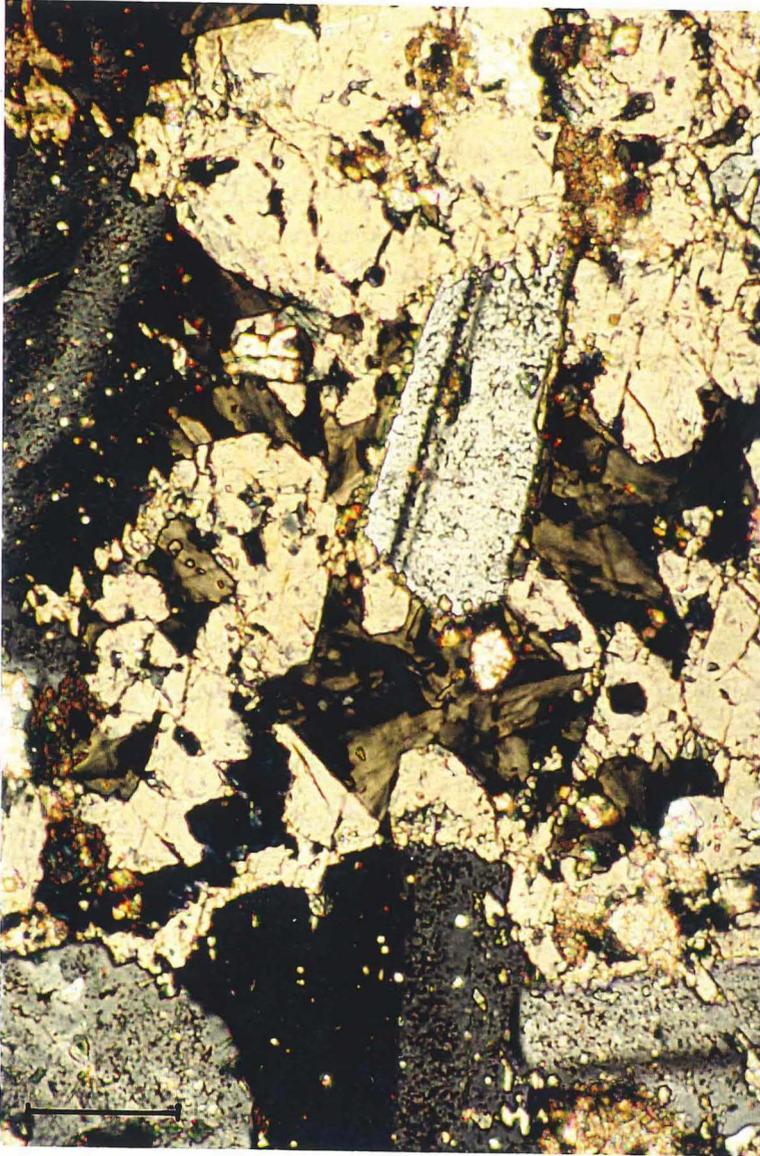


3

4



5



Lebenslauf

Persönliche Daten

Name	Frauke Schäfer
Geburtsdatum	11. Juni 1967
Geburtsort	Ingelheim am Rhein
Staatsangehörigkeit	deutsche
Familienstand	ledig

Ausbildungsdaten

1973 - 1977	Kurt-Schuhmacher-Grundschule Ingelheim
1977 - 1980	Sebastian-Münster-Gymnasium Ingelheim
1981 - 1986	Goethe-Schule Buenos Aires, Argentinien
Nov. 1985	Argentinische Allgemeine Hochschulreife
Dez. 1986	Deutsche Allgemeine Hochschulreife (Abitur)
Nov. 1987 - Aug. 1993	Studium der Geologie/Paläontologie an der Bayerischen Julius-Maximilians-Universität Würzburg
Aug. 1990 - Mai 1991	Masters Program an der University of New Mexico, Albuquerque, USA
Aug. 1992 - Aug. 1993	Diplomarbeit bei Prof. Dr. O. Oncken mit dem Thema <i>Lithologie, Gefüge und struktureller Bau des metamorphen Südtanunus (Nördliche Phyllitzzone) im Bereich Eltville am Rhein - Schlangenbad</i>
Sept. 1993 - Nov. 1995	Promotionsstudium an der Freien Universität Berlin
Okt. 1993 – Jan. 1997	Wissenschaftliche Mitarbeiterin am GeoForschungsZentrum Potsdam, Aufgabenbereich 3 "Struktur und Evolution der Lithosphäre"

Auszeichnungen

1990/91	Fulbright - Stipendium an der University of New Mexico, Albuquerque, USA
---------	--

Berufspraxis

Apr. 1988	Praktikum im Geologischen Landesamt Rheinland-Pfalz, Mainz
März/Apr. 1992	Praktikum im Institut für Steinkonservierung, Wiesbaden
Okt. 1995 - Jan. 1997	Freie Mitarbeiterin bei Midland Valley Exploration Ltd., Glasgow
seit Feb. 1997	Mitarbeiterin bei Midland Valley Exploration Ltd., Glasgow