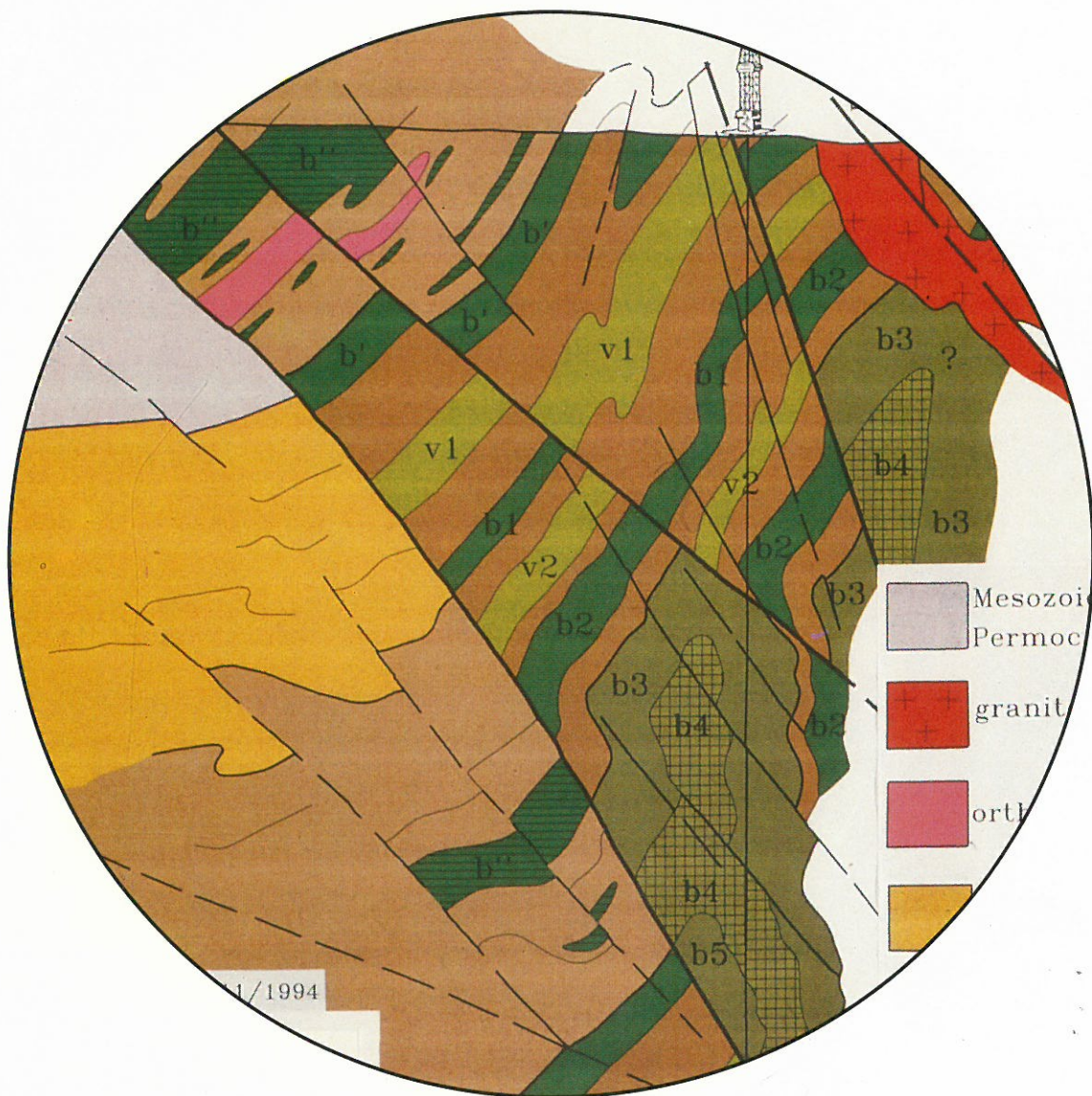


KTB REPORT 94-3

Beiträge zur Geologie und Petrologie der KTB-Lokation und ihres Umfeldes



Herausgegeben von der
Projektleitung Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland
im Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung

Redaktion: G. Hirschmann, U. Harms

KTB REPORT 94-3

**Beiträge zur Geologie und Petrologie der KTB-Lokation
und ihres Umfeldes**

Herausgegeben von der
Projektleitung Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland
im Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung

Redaktion: G. Hirschmann, U. Harms

- Redaktion: Dr. G. Hirschmann
Dr. U. Harms
- Druck: Wittmann & Wäsch, D-30989 Gehrden
- Vertrieb: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
- Bestellungen: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Johannesstr. 3A
D-70176 Stuttgart
- Titelbild: Lithologische Einheiten der nördlichen ZEV und ihre Lagerung, dargestellt in einem geologischen NE-SW-Schnitt über die Bohrlokation (Hirschmann)

Die diesem Report zugrundeliegenden Vorhaben wurden mit Mitteln des Bundesministeriums für Forschung und Technologie, der Deutschen Forschungsgemeinschaft, des Bayerischen Staatsministeriums für Landesentwicklung und Umweltfragen sowie des Umweltministeriums der Tschechischen Republik gefördert. Die Verantwortung für den Inhalt der Veröffentlichungen liegt bei den Autoren.

© Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung
Hannover 1994

Nachdruck, Vervielfältigung und Übersetzungen, Verwendung in Funk und Fernsehen, Wiedergabe auf photomechanischem oder ähnlichem Wege und Speicherung in DV-Anlagen sind - auch auszugsweise - genehmigungspflichtig.

Alle Rechte bleiben vorbehalten.

Anschrift des Herausgebers: Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung,
Postfach 51 01 53, D-30631 Hannover
Telefon: 0511/643-2667

ISSN 0939-8732
ISBN 3-928559-13-3

Vorwort

Nachdem im Oktober 1994 die KTB-Hauptbohrung ihre Endteufe von 9101 m erreicht hat, ist das Kontinentale Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland in seine abschließende Phase getreten. In dieser Phase kommt es darauf an, die Bohrergebnisse auf dem Hintergrund der Umfelduntersuchungen im Hinblick auf die wissenschaftlichen Projektziele auszuwerten und zu interpretieren. Als Beitrag dazu werden im vorliegenden Report 18 Beiträge präsentiert, die sich schwerpunktmäßig mit der Geologie und Petrologie der KTB-Lokation und ihres weiteren Umfeldes befassen.

Mehrere Beiträge betreffen Teilaspekte und Ergebnisse, die in den zurückliegenden Jahren im Rahmen des Projektes „Geological model of Western Bohemia in relation to the deep borehole KTB in the FRG“ durch den Tschechischen Geologischen Dienst, die Tschechische Akademie der Wissenschaften und die Karls-Universität Prag erarbeitet worden sind. Sie liefern für die Interpretation im größeren Rahmen äußerst wichtige Informationen und ermöglichen eine vertiefte Diskussion von Struktur und Entwicklung des mitteleuropäischen Variszikums als eines der Hauptforschungsziele.

An den Anfang gestellt sind Arbeiten, die sich mit dem weiteren Rahmen der Bohrung aus Sicht der Terrane-Entwicklung des Moldanubikums (Fiala & Patocka) und der Suturentwicklung im Internbereich des Variszikums (Bankwitz & Plotnikov) befassen.

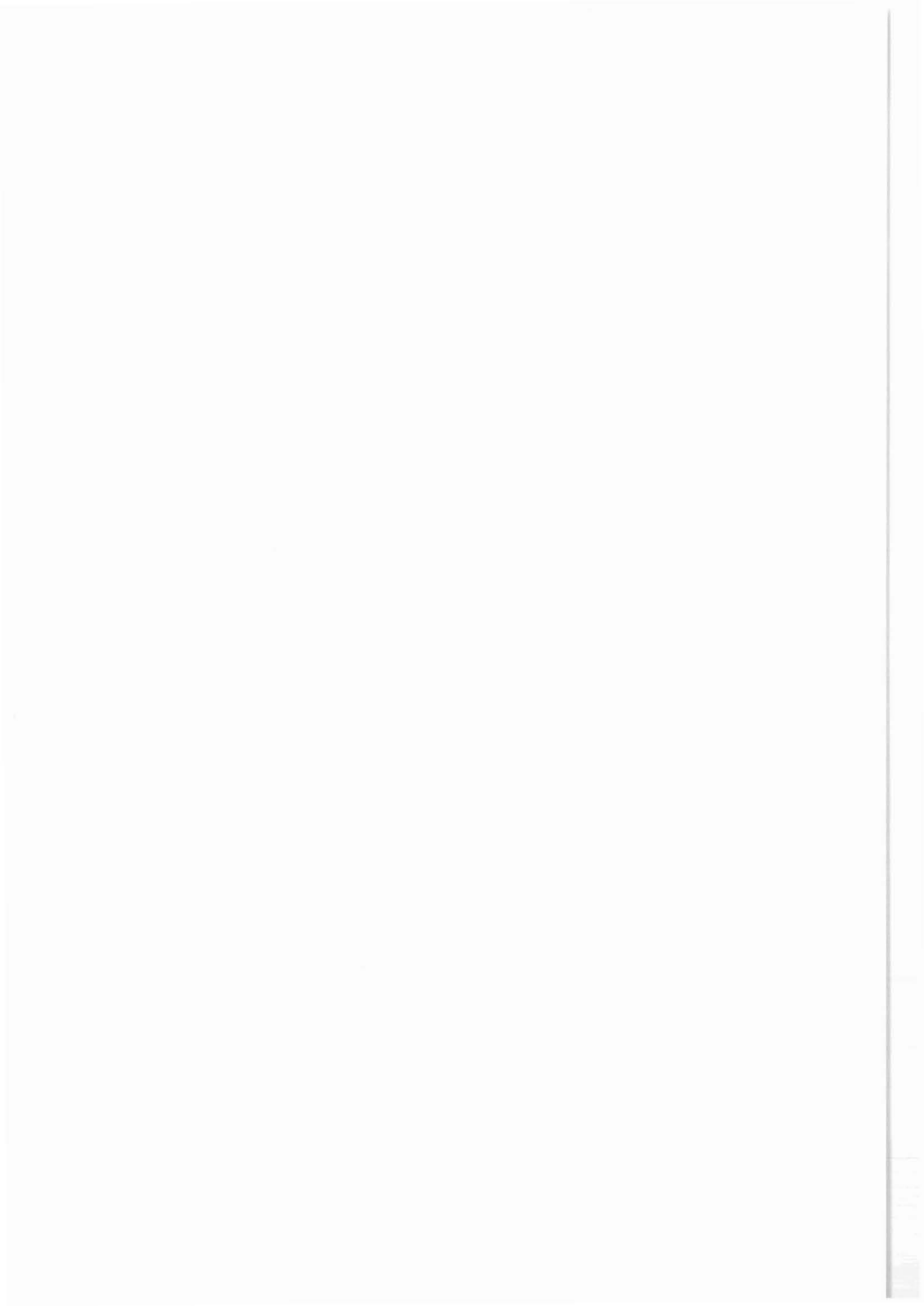
Die Beiträge von Kachlík, Cháb & Záček sowie Mlcoch betreffen die Verbreitung, Gliederung und Entwicklung der Einheiten im Grenzbereich Saxothuringikum/Bohemikum einschließlich ihrer verdeckten Fortsetzung nach NE, die für die Interpretation der Bohrlokation wahrscheinlich von besonderer Bedeutung sind.

In einem Beitrag von Rohrmüller & Stettner wird eine kurze Übersicht über die durch das Bayerische Geologische Landesamt in den letzten Jahren zur Lösung spezieller Fragen der Umfeldgeologie durchgeführten Bohrungen gegeben. Die folgenden Artikel sind speziellen Problemen der Zone Erbdorf-Vohenstrauß (ZEV) unter Einschluß von Bohrungsergebnissen gewidmet: lithologische Gliederung (Hirschmann), Problem organischer Reste in den Gesteinen der Vorbohrung (Walter & Krentz, Erwiderung von Pflug & Prössl), geologisch-petrophysikalische Charakterisierung des seismischen Reflektors SE1 (de Wall et al.) sowie P-T-Bedingungen und metamorphe Zonierung (Schulte & Blümel). Von spezieller methodischer Bedeutung für die Gefügeuntersuchung von Metamorphiten sind die Untersuchungen zur Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität von ZEV-Amphiboliten (Friedrich et al.).

Ein weiterer Teil des Reports befaßt sich mit der spät- und postvariszischen Entwicklung des KTB-Umfeldes. Ein Übersichtsartikel von Peterek et al., der den Kenntnisstand über den Zeitraum vom Oberkarbon bis zum Känozoikum - in 8 Zeitscheiben gegliedert - charakterisiert, wird durch einige Beiträge zu Teilproblemen ergänzt: regionaler Rahmen der spätvariszischen Entwicklung (Hirschmann), Genese und Alterstellung der Redwitzite und Lamprophyre (Siebel; Harms & Hölzl), mesozoische Exhumierungsgeschichte des Naab-Gebirges (Menzel & Schröder), känozoische Abtragungsgeschichte (Schröder). Der Report wird abgeschlossen mit Betrachtungen zum heutigen und früheren Erosionsniveau in den verschiedenen Teilen des Böhmisches Massivs verbunden mit einem Versuch, daraus Schlußfolgerungen für die Konzipierung von Tiefenerkundungsarbeiten abzuleiten.

Trotz der breitgefächerten Thematik zielen die in diesem Report enthaltenen Beiträge insgesamt auf die Klärung der geotektonischen Entwicklung im Westteil des Böhmisches Massivs und tragen hoffentlich dazu bei, die Diskussion über die damit verbundenen Probleme zu beleben.

G. Hirschmann, U. Harms



Inhaltsverzeichnis

	Seite
Fiala, J. & Patočka, F.: The evolution of Variscan terranes of the Moldanubian region, Bohemian Massif	1
Bankwitz, P. & Plotnikov, L.M.: Suturen in der mitteleuropäischen Erdkruste und die Position von KTB (Eine Diskussionsbemerkung)	9
Kachlík, V.: The Kladská unit - petrological and structural evidence for Variscan thrusting of the Mariánské Lázně Complex over the Saxothuringian terrane (West Bohemia)	19
Cháb, J. & Žáček, V.: Metamorphism of the Teplá Crystalline Complex	33
Mlčoch, B.: The geological structure of the crystalline basement below the North Bohemian brown coal basin	39
Rohrmüller, J. & Stettner, G.: Die KTB-Umfeldbohrungen des Bayerischen Geologischen Landesamtes	47
Hirschmann, G. (with contributions by G. Stettner and J. Rohrmüller): The lithological units of the northern ZEV	63
Walter, H. & Krentz, O.: Zum Vorkommen organischer Reste in Metamorphiten der Kontinentalen Tiefbohrung Oberpfalz (Vorbohrung)	75
de Wall, H., Duyster, J., Hirschmann, G., Kontny, A., Lich, S. & Spangenberg, E.: Die Störungszone in 7 km Tiefe - Ursachen eines seismischen Reflektors	83
Schulte, B. & Blümel, P.: Cordierit-Überprägung, Granatzonierungen und Granat/Biotit-Thermometrie in der Zone von Erbendorf-Vohenstrauss (ZEV)	97
Friedrich, D., Soffel, H. & Weber, K.: Beziehung zwischen Gefüge und Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität (AMS) von Amphiboliten aus der Kontinentalen Tiefbohrung und ihrem Umfeld	109
Peterek, A., Hirschmann, G., Schröder, B. & Wagner, G.A. (mit Beiträgen von R. Bischoff, D. Coyle, U. Haack, S. Lich, H. Rauche, S. Rust, A. Semmel, G. Stettner, B. Stöckhert, T. Umsonst, K. Wemmer und G. Zulauf): Spät- und postvariszische tektonische Entwicklung im Umfeld der Kontinentalen Tief- bohrung Oberpfalz	123

Hirschmann, G.: Bemerkungen zur Ausgangssituation und den Stadien der spätvariszischen Entwicklung aus regionaler Sicht	149
Siebel, W.: Inferences about magma mixing and thermal events from isotopic variations in redwitzites near the KTB site	157
Harms, U.: Lamprophyres from the KTB: petrogenetic implications from whole-rock geochemistry and Sr and Nd isotopes	165
Menzel, D. & Schröder, B.: Geologische Kriterien zur Unterbau-Exhumierung im Naab-Gebirge	179
Schröder, B.: Cenozoic Degradation History at the Western Margin of the Bohemian Massif	185
Suk, M.: The role of the present erosion level in the interpretation of the Bohemian Massif Hercynides	191
Pflug, H.D. & Prössl, K.F.: Palynologie in der Kontinentalen Tiefbohrung - Eine Erwiderung	200

The evolution of Variscan terranes of the Moldanubian Region, Bohemian Massif

JIRÍ FIALA & FRANTIŠEK PATOČKA

Geological Institute, Czech Academy of Sciences, Rozvojová 135, 165 00 Praha 6, Czech Republic

Abstract

The essential components of the Moldanubian Region - both the Teplá-Barrandian Zone (TBZ, or Bohemicum) and the Moldanubian Zone (MZ) - show conspicuous differences concerning the geological histories as to lithological, magmatic and structural evolutions. Whereas the TBZ, probably with exception of the Mariánské Lázně Complex and its close neighbourhood, represents a single unit in terms of terrane classification, the MZ is a complex unit originated from the juxtaposition of several terrane components.

The Teplá-Barrandian Zone (Bohemicum terrane)

The Barrandian Early Paleozoic sequences form a part of the Teplá-Barrandian Zone (TBZ, Bohemicum terrane), comprising the Upper Proterozoic and Lower Paleozoic of the entire *Teplá-Barrandian-Železné hory Mts. region* together with the basement of the Bohemian Cretaceous Basin, and contact-metamorphosed relics ("Islet Zone") of the Central Bohemian Pluton mantle (CHLUPÁČ et al. 1992; KACHLÍK 1992; PATOČKA et al. 1994). The Bohemicum terrane is considered to be one of the numerous peri-Gondwanide terranes which were rifted off the northern margin of Gondwana during the Late Cambrian and Ordovician and translated from higher southern latitudes towards the Equator, and finally accreted to Baltica (Laurussia) during the Silurian, Devonian and Carboniferous (e.g. ZIEGLER 1986, 1989; PATOČKA et al. 1994). The Early Cambrian Barrandian volcanics, displaying geochemical features of both active plate-margin and of within-plate igneous rocks from regions of attenuated continental lithosphere (WALDHAUSROVÁ 1971 ; PATOČKA et al. 1993), were probably emplaced during the Cambrian collapse of the Cadomian orogene which introduced the Early Paleozoic large-scale break-up of the northern Gondwana margin (ZIEGLER 1989). A close affinity of Barrandian to Gondwana during the Cambrian is indicated both by the Early Cambrian continental clastics, which were deposited under a semiarid to arid and possibly cold environment, by the Middle Cambrian marine clastics containing a Gondwana fauna (HAVLÍČEK 1981a; CHLUPÁČ et al. 1992) and by the paleomagnetic data indicating a Mid-Cambrian paleolatitude of about 40° S (KRS et al. 1987).

The separation of the Bohemicum terrane from Gondwana during the Late Cambrian was ushered in by bimodal magmatism of gabbro-diorite and tonalite-trondhjemite intrusions situated now at the W and N terrane periphery (cf. VEJNAR 1986, KÖHLER et al. 1993) and by numerous diabase dykes of transitional to alkaline MORB composition within the Barrandian part of the Bohemicum. These large swarms of diabase dykes, cross-cutting the Middle Cambrian, are truncated by the Cambrian/Ordovician disconformity (VLAŠÍMSKÝ 1976; PATOČKA et al. 1993, 1994). Clockwise rotation by ca. 70° accompanied the northward translation of the

Bohemium terrane to paleolatitude of ca. 28° S was achieved in the Tremadoc (KRS et al. 1986; 1987). This motion of the Bohemium terrane was accompanied by the subduction of oceanic lithosphere beneath it, giving rise to a rather intensive subaerial, mostly intermediate to acidic calc-alkaline volcanism in the NW part of the Barrandian basin, that is dated at 501±5 Ma (WALDHAUSROVÁ 1971; VIDAL et al. 1975); contemporaneous deformations, causing the development of a disconformity between the Middle Cambrian and Ordovician strata, are equalled to the Sardinian orogeny (CHLUPÁČ et al. 1992; PATOČKA et al. 1994).

The Cambrian/Ordovician boundary is marked by an inversion of the Barrandian relief. The area of the Cambrian sedimentary basin occupying the SE limb of the Barrandian was uplifted whereas the *Prague Basin* began to subside during the Early Ordovician along the axis of the Bohemium terrane (HAVLÍČEK 1981b; CHLUPÁČ et al. 1992). Since Ordovician times the Barrandian volcanism is purely of a within-plate nature until it is terminating during the Middle Devonian (FIALA 1970, 1971; PATOČKA et al. 1993). As within-plate volcanism generally accompanies crustal extension, the tectonic setting of the Barrandian during this time span was probably similar to that of modern extensional basins. The magmatic evolutionary sequence, ranging from the Ordovician exclusively alkaline volcanic activity to the Silurian alkaline, transitional and tholeiitic rock types, suggests that the extension culminated in the Silurian, during which the Prague Basin reached a maximum width (PATOČKA et al. 1994).

The widening of the Prague Basin, the axial parts of which are preserved in the Barrandian Synclinorium, was coupled with a decrease of clastic influx from the source regions, as becomes evident by the open marine nature of the Silurian and Early Devonian sediments (CHLUPÁČ et al. 1992).

The gradual disappearance of paleoclimatic differentiation and the cosmopolitan nature shown by the Prague Basin fossil communities at the end of the Ordovician can be ascribed to the drift of the peri-Gondwanide terranes towards the Equator. The Silurian of the Prague Basin as well as the Devonian fauna point to a position of the Bohemium terrane within the peri-equatorial zone (cf. KRÍŽ 1975; CHLUPÁČ et al. 1992). The Middle Devonian paleolatitude is estimated to be less than 10° S. During the Mid-Devonian, the Prague Basin extension terminated; the appearance of flysch facies sediments derived from southern sources during the Givetian correlates with the onset of the Ligerian orogenic pulse of the Variscan orogenic cycle with which the sedimentation ceased in the Bohemium terrane (PATOČKA et al. 1994).

The Lower Paleozoic Prague Basin and the other Early Paleozoic sequences of the Bohemium Terrane represent the remnants of an originally much larger basin which can be interpreted as a component of a back-arc basin of the Ligerian-Moldanubian Cordillera (e.g. AUTRAN & COGNÉ 1980), that is thought to correspond to a primeval tectonic element of the Variscan foldbelt.

The Moldanubian Zone

The geological history of the Moldanubian Zone (MZ) is not so well understood as in the case of the Teplá-Barrandian Zone (or Bohemium terrane) mostly due to the overall high-grade metamorphic obliteration of fossil and older structural records. According to our present knowledge four terranes can be identified within the MZ; their tentative areal extent is shown

in Fig.1 . The Gföhl, Drosendorf and Ostrong terranes are distinguished rather clearly. The Bavarian terrane, probably, comprises fragments of all terranes mentioned above. Their proper division is, however, nearly impossible due to the extensive Variscan LP-HT metamorphism and anatexis (cf. FUCHS 1976, MATTE et al. 1990).

The *Gföhl terrane* consists of a sheet of mostly high-pressure granulites associated with garnet and spinel peridotites, pyroxenites and dunites and minor eclogites as well as with high-grade, in part anatectic, ortho- and paragneisses, amphibolites and metagabbros. The evolution of the Gföhl terrane can roughly be reconstructed on the basis of the following events:

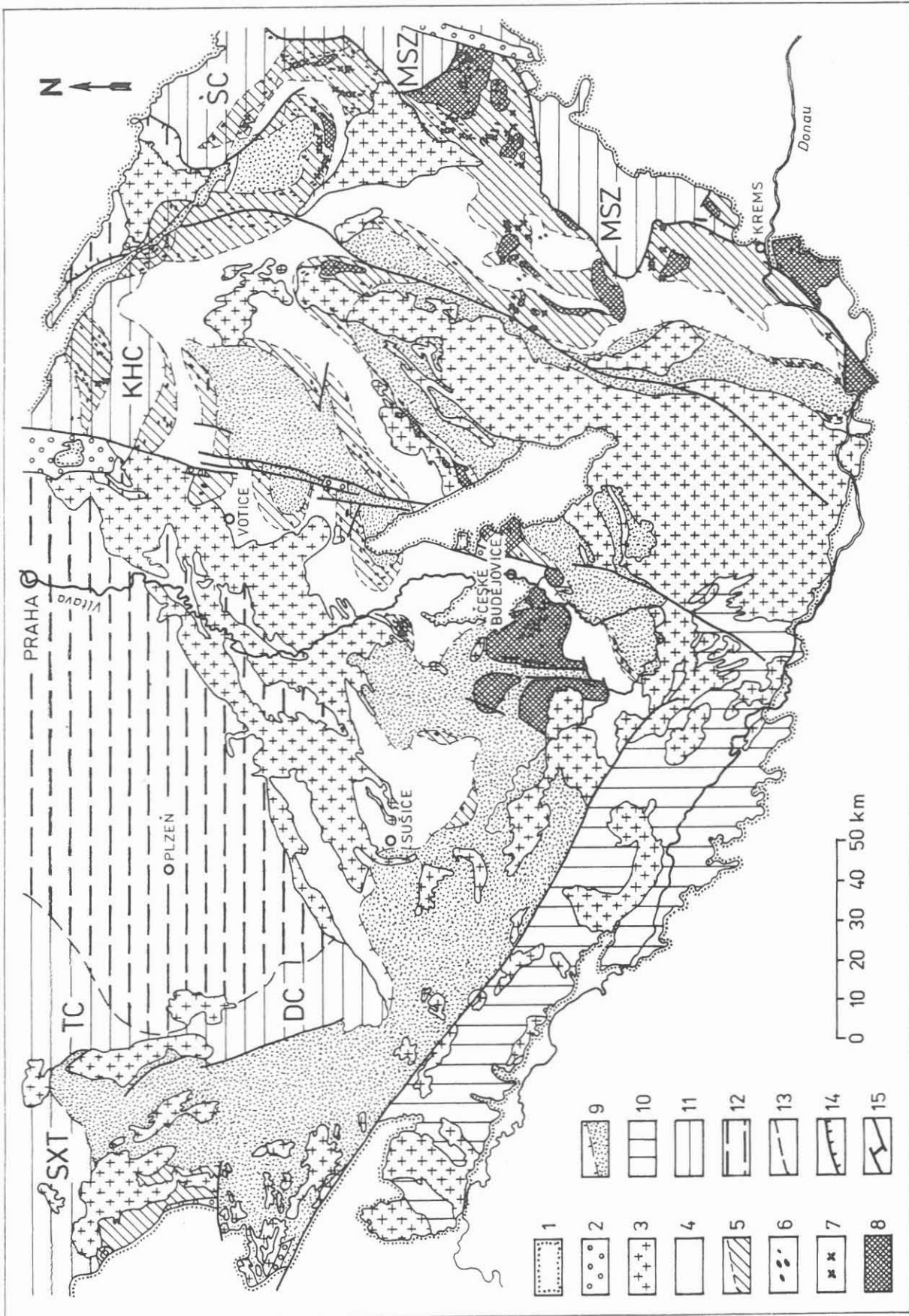
- (1) The first appearance of "Gföhl rocks" including HP-granulites (dated at 353 ± 12 Ma, S. Dürr, pers. commun. 1992) in conglomerates of the Late Viséan (corresponding approx. 325 - 335 Ma, according to IUGS 1989 time scale), (cf. ŠTELCL 1969);
- (2) The HP-granulite metamorphic overprint of crustal material, including upper crustal aplogranites and migmatites, in the Early Viséan (between approx. 340 - 350 Ma), (VAN BREEMEN et al. 1982; WENDT et al. 1994);
- (3) An intracrustal anatectic event connected with probably Mid-Devonian (minimum age ca. 370 Ma) extensional geotectonic settings (WENDT et al. 1994);
- (4) The upper concordia intercept ages for felsic granulites and ages of detrital zircons from metasedimentary granulites, both around ca. 1.8 Ga, point to that evolved crustal rocks, with high content of Proterozoic detrital components, were subject to the anatexis (KRÖNER et al. 1988; WENDT et al. 1994).

Both the HP conditions, under which the majority of the Gföhl terrane rocks originated (cf. CARSWELL & O'BRIEN 1993), and the mostly upper crustal provenance of their precursors (FIALA et al. 1987) suggests an extreme subduction of continental crust during the Variscan continent-continent collision. The lithology of the Gföhl metasediments suggests that rather a monotonous "Ostrong type" than a varied "Drosendorf type" terrane was subject to this continental subduction. The overall meta-arenite lithology with very scarce calc-silicate rocks indicates that mostly the lower, (Late-?) Proterozoic part of the Ostrong terrane (see below) seems to be the substratum of the Gföhl terrane. The situation when Early Viséan lower crustal HP granulitic rocks reached the earth's surface in the Late Viséan needs a considerably high velocity of uplift that followed the collision-related crustal thickening.

The *Drosendorf terrane* - largely covering the former Moldanubian Varied Group, consists essentially of a thick amphibolite-grade supracrustal sequence. The original lithology is grey-wacke-pelitic with more or less frequent intercalations of marbles, calc-silicate gneisses, graphitic rocks, quartzites, leptynites, amphibolites, metadolerites and metagabbros. These sequences, very probably of Early Paleozoic age - according to rare microfossils (e.g. KONZALOVÁ 1980) and preliminary geochronological data (FIALA & WENDT in press) - were at least locally deposited on an old crystalline basement containing Early Proterozoic I-type granitoid gneisses (WENDT et al. 1993). The geochemistry of some Drosendorf terrane rocks points to a premetamorphic origin in contrasting geotectonic settings, i.e. in ocean-island and ocean-floor environments in case of the amphibolites and in active plate-margin environment in case of the paragneisses (PATOČKA 1991). Thus, a tentative interpretation can be made, regarding the crystalline sequence of the Drosendorf terrane as a remnant of an accretionary wedge.

Fig. 1 Tentative areal extent of terranes defined within the Moldanubian Zone (MZ)

- 1 Post-Permian platform cover
- 2 Permian of Variscan intramontane furrows
- 3 Late Variscan granitoid intrusions
- 4 Drosendorf terrane.
- 5-8 Gföhl terrane:
 - 5 extent of gneisses with disseminated exotics (lenses of eclogites, ultrabasics and granulites)
 - 6 ultrabasites and eclogites (according to an unpublished map of J. Machart, largely exaggerated)
 - 7 minor granulite occurrences
 - 8 major granulite occurrences ("massifs")
- 9 Ostrong terrane; supposed overthrust boundaries with neighbouring units
- 10 Bavarian terrane
- 11 Neighbouring crystalline units (partially conventional boundaries with MZ): SXT - Saxothuringian basin, TC - Teplá Crystalline Complex, DC - Domažlice Crystalline Complex, KHC - Kutná Hora Crystalline Complex, SC - Svatka Crystalline Complex, MSZ - Moravo-Silesian Zone
- 12 Barrandian - Železné hory Mts. Zone
- 13 Conventional boundaries between units of mutual lithological transitions
- 14 MZ overthrust boundaries with adjacent units
- 15 Post-Variscan normal faults



Occurrences of detached basement slabs at the base of the Drosendorf supracrustals near the major shear zone ("South Bohemian Main Thrust") indicate the overthrust relations of the Drosendorf terrane with respect to the underlying Ostrong terrane. Occurrences of "Gföhl" intercalations within this separating shear zone, although undated but geochemically identical with the rocks of the Gföhl terrane (cf. FUCHS & SCHARBERT 1979), indicate a very probable Viséan age of the final terrane assemblage of the MZ.

The *Ostrong terrane* - encompassing the former Monotonous (Želiv) and Kaplice Groups (cf. ZOUBEK 1988) - is composed of amphibolite-grade metasedimentary sequences of quartzite-pelite (probably in the upper part) and greywacke lithology (probably in the lower part). Orthogneiss bodies and intercalations of amphibolites and calc-silicate rocks are rare in this sequence, which is probably not older than Late Proterozoic (KRÖNER et al. 1988). A Cambro-Ordovician age of the upper part of the Ostrong terrane sequences cannot be excluded (cf. FIALA & WENDT in press). A passive continental plate-margin depositional environment seems to be acceptable at least for the upper, probably Paleozoic, part of the Ostrong terrane sequences.

In general, the Ostrong terrane is mostly situated in the southern part of the MZ of the Bohemian Massif. The thrust shear zone separating it from the overlying Drosendorf terrane should be originally of a moderate northern dip. Results of this configuration are tectonic windows or half windows of the Ostrong terrane situated more to the N within the sequences of the Drosendorf terrane (cf. Fig. 1).

In W Bohemia, the quartzite-pelite sequences of the Ostrong terrane are transient, without a real possibility of distinguishing them from the similar sequences of the Saxothuringian basin (FIALA & VEJNAR 1993). Thus, the possibility of a continuation of the Saxothuringian type passive-margin lithologies deep into the Moldanubian Zone is suggested.

In conclusion, the Drosendorf terrane is supposed as a pre-Variscan active plate margin which can possibly be identified with the Ligerian - Moldanubian Cordillera of AUTRAN & COGNÉ (1980). The Ostrong terrane corresponds to its passive-margin counterpart related to a more to the S situated microcontinental unit or even to the proper northern margin of the pre-Variscan Gondwana. The Gföhl terrane represents in this configuration a suture complex resulting from the collision of the former terranes.

References

- Autran A, Cogné J (1980) La zone interne de l'orogène varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. In Cogné J, Slánský M (eds) (1980) Geology of Europe from Precambrian to post-Hercynian sedimentary basins. Colloq 26th Int Geol Congr C 6: 90-111
- Carswell DA, O'Brien PJ (1993) Thermobarometry and geotectonic significance of high-pressure granulites: Examples from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif in Lower Austria. *J Petrology* 34: 427-459
- Chlupáč I, Havlíček V, Kríž J, Kukul Z, Štorch P (1992) Paleozoics of the Barrandian (Cambrian - Devonian) (in Czech). Geological Survey: 1-292
- Fiala F (1970) Silurian and Devonian diabases of the Barrandian (in Czech with English abstract). *Sbor geol Věd G* 17: 7-97
- Fiala F (1971) Ordovician diabase volcanism and biotite lamprophyres of the Barrandian (in Czech with English abstract). *Sbor geol Věd G* 19: 7-97
- Fiala J, Matějovská O, Vaňková V (1987) Moldanubian granulites: Source material and petrogenetic considerations. *Neues Jahrb Mineral Abh* 157: 133-165
- Fiala J, Vejnar Z (1993) Lithology and tectonic evolution of the Saxothuringicum - Moldanubicum transition zone, West Bohemia. KTB report 93-2: Contributions to the 6. annual KTB-colloquium, geoscientific results, Giessen: 93-95
- Fuchs G (1976) Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. *Jahrbuch Geologische Bundesanstalt* 119: 45-61
- Fiala J, Wendt I (in print) Moldanubian geochronology. In: Dallmeyer RD, Franke W, Weber K (eds): Tectonostratigraphic evolution of the Central European orogens. Springer, Heidelberg.
- Fuchs G, Scharbert HG (1979) Kleinere Granulitvorkommen im niederösterreichischen Moldanubikum und ihre Bedeutung für die Granulitgenese. *Verhandl Geol Bundesanstalt* 1979: 24-49
- Havlíček V (1981a) Stratigraphy of the Cambrian of Central Bohemia. *Sbor geol Věd G* 20: 7-52
- Havlíček V (1981b) Development of a linear sedimentary depression exemplified by the Prague Basin (Ordovician - Middle Devonian, Barrandian area - central Bohemia). *Sbor geol Věd G* 35: 7-48
- Kachlík V (1992b) Representation and relationship of the Proterozoic and Paleozoic units of the Central Bohemian Pluton mantle and possibilities of their correlation. In Kukul Z (ed) Proceedings 1st Intern Conf Bohemian Massif Prague Czechoslovakia 1988, Geol Survey Prague, pp. 144-149
- Konzalová M (1980) Zu der mikropaläontologischen Erforschung graphitischer Gesteine im Südtteil der Böhmisches Masse. *Věst Ústř Úst geol* 55: 233-236
- Köhler H, Masch L, Miethig A, Pfeiffer T, Propach G, Weger M (1993) Gabbroamphibolit-Masse von Neukirchen-Kdyně und ihr Rahmen. *Beih 2 z Eur J Mineral* 5:
- Kröner A, Wendt I, Liew TC, Compston W, Todt W, Fiala J, Vaňková V, Vaněk J (1988) U-Pb zircon and Sm-Nd model ages of high-grade Moldanubian metasediments, Bohemian Massif, Czechoslovakia. *Contrib Mineral Petrology* 99: 257-266

- Krs M, Krsová M, Pruner P, Havlíček V (1986) Palaeomagnetism, palaeogeography and the multicomponent analysis of magnetization of Ordovician rocks from the Barrandian area of the Bohemian Massif. *Sbor geol věd UG* 20: 9-45
- Krs M, Krsová M, Pruner P, Chvojka R, Havlíček V (1987) Palaeomagnetism, palaeogeography and the multicomponent analysis of Middle and Upper Cambrian rocks of the Barrandian in the Bohemian Massif. *Tectonophysics* 139: 1-20
- Kříž J (1975) Revision of Lower Silurian stratigraphy in Central Bohemia. *Věst Ústř úst geol* 50: 275-282
- Matte P, Maluski H, Rajlich P, Franke W (1990) Terrane boundaries in the Bohemian Massif: Result of large-scale Variscan shearing. *Tectonophysics* 177: 151-170
- Patočka F (1991) Geochemistry and primary tectonic environment of the amphibolites from the Český Krumlov Varied Group (Bohemian Massif, Moldanubicum). *Jahrb. Geologische Bundesanstalt* 134: 117-133
- Patočka F, Vlašimský P, Blechová K (1993) Geochemistry of Early Paleozoic volcanics of the Barrandian Basin (Bohemian Massif, Czech Republic): implications for paleotectonic reconstructions. - *Jahrb Geologische Bundesanstalt* 136: 871-894
- Patočka F, Galle A, Vavrdová M, Vlašimský P (1994) Early Paleozoic evolution of the Barrandian Terrane, Bohemian Massif, Czech Republic: paleotectonic implications of sedimentary, fossil and volcanic record. - *J Czech Geol Soc (Praha)* 39: 82-83
- Štelcl J (1969) Zur Entstehung und Entwicklung der paläozoischen Konglomerate auf dem Gebiete Zentralmährens. *Folia Fac Sci Nat Univ Purkynianae Brunnensis Geol* 10: 1-89
- Van Breemen O, Aftalion M, Bowes DR, Dudek A, Misař Z, Povondra P, Vrána S (1982) Geochronological studies of the Bohemian Massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. *Transactions Royal Soc Edinburgh* 75: 89-108
- Vejnar Z (1986) The Kdyně massif, South-West Bohemia - a tectonically modified basic layered intrusion. *Sbor Geol Věd G* 41: 9-67
- Vidal P, Auvray B, Charlot R, Fediuk F, Hameurt J, Waldhausrová J (1975) Radiometric age of volcanics of the Cambrian "Křivoklát-Rokycany" complex (Bohemian Massif). *Geol Rdsch* 64: 563-570
- Vlašimský P (1976) Development of dyke rocks in the Příbram area. *Acta Univ Carol Geol* 4: 377-401
- Waldhausrová J (1971) The chemistry of the Cambrian volcanics in the Barrandian area. *Krystalinikum* 8: 45-75
- Wendt JJ, Kröner A, Fiala J, Todt W (1993) Evidence from zircon dating for existence of approximately 2.1 Ga old crystalline basement in southern Bohemia, Czech Republic. *Geol Rundsch* 82: 42-50
- Wendt JJ, Kröner A, Fiala J, Todt W (1994): U-Pb zircon- and Sm-Nd dating of Moldanubian High-P - high-T granulites from South Bohemia, Czech Republic. *J Geol Soc Lond* 151: 83-90
- Ziegler PA (1986) Geodynamic model for the Paleozoic crustal consolidation of Western and Central Europe. *Tectonophysics* 126: 303-328
- Ziegler PA (1989) Evolution of Laurussia. A study in Late Paleozoic plate tectonics. Kluwer Academic Press: 1-102
- Zoubek V (1988) Moldanubian Region: Stratigraphic subdivision, main lithostratigraphic units. In: Zoubek V (ed) Precambrian in younger fold belts. Wiley, Chichester, pp 191-218

Suturen in der mitteleuropäischen Erdkruste und die Position von KTB (Eine Diskussionsbemerkung)

PETER BANKWITZ¹ & LEV M. PLOTNIKOV²

¹ GeoForschungszentrum Potsdam, Telegrafenberg A3, D-14473 Potsdam

² Amanlisweg 12, D-12685 Berlin

Abstract

When comparing geological and geophysical data it becomes evident that the crust at the NW edge of the Bohemian Massif is much more determined by deep seated fault zones as it was known before the KTB drilling activity and the accompanying research. The character, length and depth of some main suture lines indicate that apart from the known Variscan boundaries other terrane-internal and even pre-Hercynian boundaries exist. The KTB location appears to be positioned above a NE-SW trending suture which can be seen in seismic and geomagnetic data from Teplice (north of Prague) in southwestern direction towards the South German block. A prolongation of this suture from Eichstätt southwestwards to the south of Dijon may exist. At the northern rim of the South German block another linear zone has been detected by geological and geophysical means. It crosses Central Europe from Breslau (Wroclaw) to Nancy and may be the relic of a magnetic arc of Lower Palaeozoic age. From mathematical modelling of folds which are overprinted by crosscutting faults some additional ideas arise concerning the steep inclination of the metamorphic series found in the KTB borehole down to at least 9000 m.

1. Anliegen der Arbeit

Der Beitrag ist nicht unmittelbar auf den engeren KTB-Raum fokussiert and behandelt in kurzer Form zwei Aspekte der Grundgebirgsgeologie: (1) wie könnte die tektonische Position von KTB, bezogen auf die Zonierung der Erdkruste des vorvariszischen und variszischen Mitteleuropa, eingeschätzt werden und (2) welche bisher nicht in Erwägung gezogenen Ursachen sind für die wiederholt in der Literatur behandelte, bemerkenswerte Steilstellung der Schichten in der Tiefbohrung in Erwägung zu ziehen, falls man sich nicht mit der Feststellung einer Störungsbedingtheit begnügt? Zu beiden Problemen fügen wir zu den publizierten Modellen weitere hinzu, die aber erst aufgrund der Existenz von KTB und der daraus gewonnenen Ergebnisse (Vorbohrung und Hauptbohrung) die regionalgeologischen Konzeptionen für den Untergrund Europas auch weiterhin beeinflussen werden.

Von der umfangreichen Literatur, auf die zurückzugreifen ist, seien genannt: Emmermann & Wohlenberg (1989), Behr et al. (1992), Hirschmann (1992 a, b, c), Stettner (1992 a und b), Weber (1992), Stein (1988) und die bisher mehr als 40 KTB Report-Bände, beginnend mit dem Jahrgang 1987.

2. Die KTB-Lokation über einem alten Plattenrand

Untersuchungen der verschiedensten Disziplinen an der Bohrung und deren Umgebung, d.h. in und an der Zone von Erbdorf - Vohenstrauß, haben die Existenz eines basischen Körpers in ca. 10 - 12 km Tiefe wahrscheinlich gemacht, der sich tiefenseismisch durch Reflektoren abbildet (DEKORP Research Group 1988). Man kann davon ausgehen, daß sich in der gesamten kontinentalen, im Mittel sauren Kruste, am ehesten basische Magmenkörper auch nach späteren thermometamorphen Überprägungen, wie sie in Europa allein im Paläozoikum

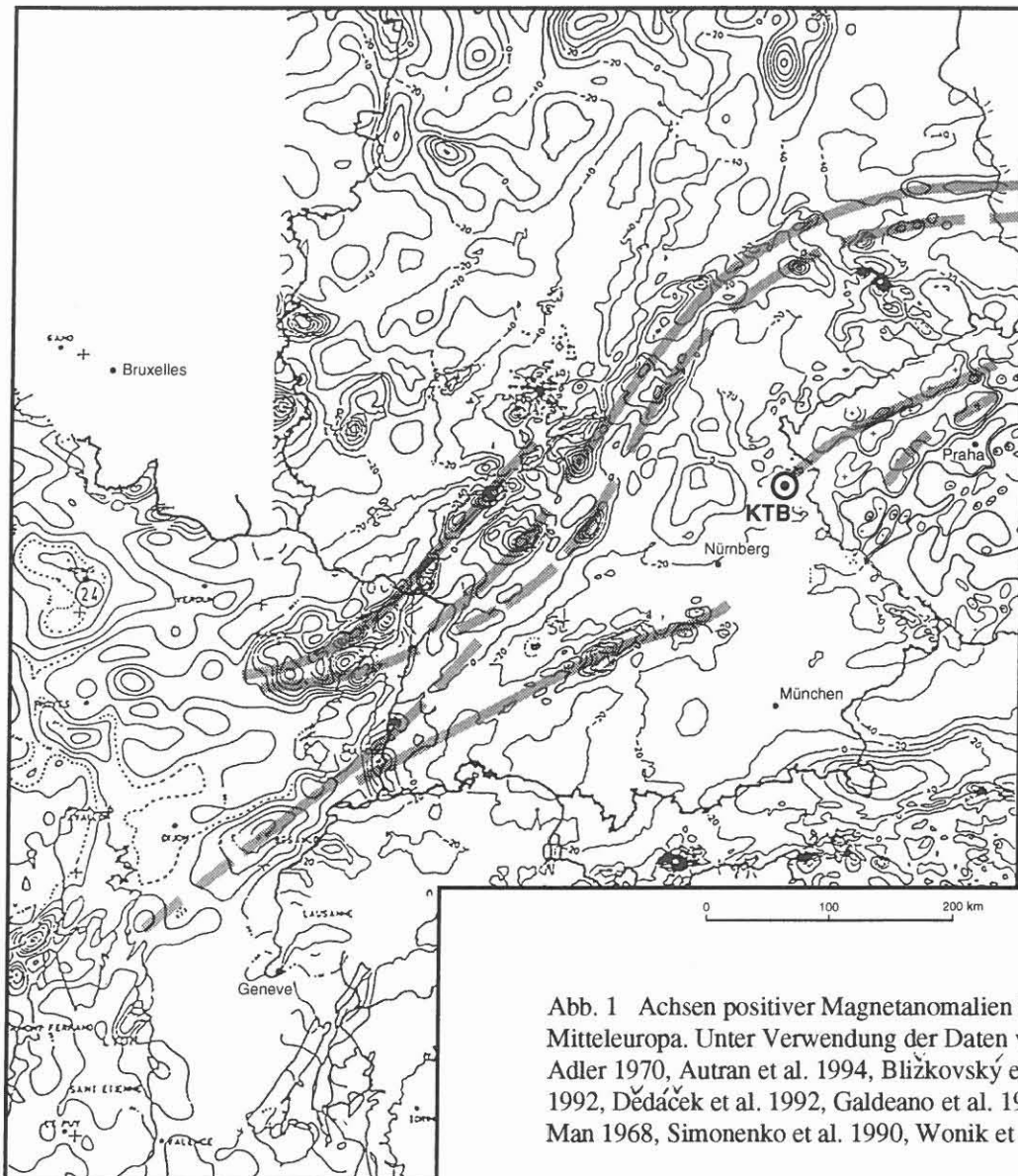


Abb. 1 Achsen positiver Magnetanomalien in Mitteleuropa. Unter Verwendung der Daten von Adler 1970, Autran et al. 1994, Blížkovský et al. 1992, Dédáček et al. 1992, Galdeano et al. 1980, Man 1968, Simonenko et al. 1990, Wonik et al. 1990

wiederholt erfolgt sind, reliktsch erhalten, während für saure Gesteine eine spätere Wiederaufschmelzung eher zu erwarten ist. Auf basische Körper rückzuschließen, ist besonders dann berechtigt, wenn Aufschlüsse, Bohrungen oder Xenolithe entsprechender Zusammensetzung bekannt sind und sich solche Vorkommen in geophysikalischen Indikationen (vor allem der Magnetik) vermutlich widerspiegeln. Die Probleme der geologischen Ansprache magnetischer Anomalien sind uns bewußt. Das Auftreten solcher Anomalien signalisiert, da ihre Nachweisbarkeit Curie-Temperatur-abhängig ist, in jedem Fall die Existenz von Krustengesteinen bestimmter Zusammensetzung (bzw. Mineralführung), zumal wenn die Anomalien lineare Form haben und von stockförmigen Körpern z. B. zu unterscheiden sind. Als lineare Anomalie können sie vor allem auf mehr oder weniger zusammenhängende Magmatite, erzführende Tuffe oder ähnliche Gesteine hindeuten. Basische Körper markieren oft Blockgrenzen und damit Suturen unterschiedlicher Dimension und unterschiedlichen Alters.

Vom Gebiet der Saxothuringischen und der Moldanubischen Zone sind in Mitteleuropa etwa SW-NE streichende, streifenförmige, mehr oder weniger sich linear erstreckende geomagnetische Anomalienzonen bekannt, die man ursächlich als Paläosuturen im Vorvariszikum und Variszikum interpretieren kann (Abb. 1).

(1) Eine nördliche Zone setzt bei Wrocław (Breslau) in den Sudeten (Furnes et al. 1994) ein und verläuft über die Vorsudetische Monokline, in das Gebiet von Pretzsch - Prettin an der Elbe (Röllig et al. 1990) bis nach Vesser (östlich von Suhl; Bankwitz et al. 1994 und in Heinrichs et al. 1994) und hat sich in wesentlichen Teilabschnitten als Relikt einer altpaläozoischen, vermutlich ordovizischen, nordwestfallenden Struktur erwiesen, die in variszischer Zeit überprägt worden ist. Man kann in diesem Zug, der durch geomagnetische Anomalien nachgezeichnet wird, eine Suture sehen, als magmatic arc oder back arc entstanden, die während einer altpaläozoischen Krustenverdünnung wirksam war. Diese als Suture angesprochene Zone verläuft schräg zu den heutigen, tektonischen Außengrenzen der Saxothuringischen Zone. Weiter nach SW setzt sie sich über den Raum Würzburg bis nach Nancy in Ostfrankreich fort. Diese "Vesser-Suture" ist am SE-Rand eines magmatic arc positioniert, der den Vorläufer der Mitteldeutschen Kristallinzone bildet (Bankwitz 1994b).

(2) Südöstlich davon ist in den Karten der magnetischen Anomalien (Adler 1970, Autran et al. 1994, Blizkovsky et al. 1992, Man 1968, Simonenko et al. 1990, Wonik et al. 1990) eine weitere Zone erkennbar, weniger persistent in Ausbildung und Erscheinungsbild als die nördliche. Sie quert ebenfalls die Süddeutsche Scholle, und ihre Fortsetzung könnte einesteils im Böhmischem Massiv, andererseits im östlichen Frankreich zu finden sein. Verschiedene Indikationen legen es nahe, diese Zone als eine möglicherweise vor-variszische Krustengrenze anzusehen. Sie beginnt an der Nordgrenze des Bohemikums als Metabasitkomplex von Mariánské Lázně (Marienbad), der die Grenze des Bohemikums gegen das Saxothuringikum markiert. Die eigentliche Grenzlinie ist im Untergrund des Egergrabens verdeckt. Es dürfte sich in diesem Abschnitt um den südlichen, passiven Kontinentalrand des Saxothuringikums gehandelt haben, also um die Terranegrenze selbst. Weiter nach Westen scheint diese Teilstruktur der Moldanubischen Zone von der Terrane-Grenze abzuweichen.

In dem den Westteil des Marienbader Komplex in NW-SE-Richtung querenden tschechischen reflexionsseismischen Profil 9 HR (Tomek et al. 1992) ist der Metabasitkomplex als eine nach Süden einfallende Reflektorhäufung erkennbar. Das Reflektorbündel bildet möglicherweise den Metabasitkomplex ab, seine Liegendfläche könnte der Kollisionszone (-Suture) entsprechen und zugleich dem Hangenden des Saxothuringikums, auf welches das Bohemikum an der Suture überschoben worden ist (Abb. 2a). Weiter westlich, in der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß, kann nach einem Vergleich der seismischen Profile 9 HR und DEKORP 4 S der Erbdorf-Körper die Fortsetzung des Marienbad-Komplexes darstellen (Abb. 2b), was durch eine neue Datenbearbeitung des 4S-Profiles unterstrichen wird (Abb. 3). Auf eine solche Korrelationsmöglichkeit hat Hirschmann bereits 1989 hingewiesen. Das seismische Muster in DEKORP 4 S vom Untergrund der ZEV ist ähnlich dem im 9 HR-Profil. Der Marienbad-Komplex zeichnet sich geomagnetisch als stärkste Anomalie im westlichen Böhmischem Massiv ab (Blizkovský et al. 1992, Dédáček et al. 1992). Metabasit-Xenolithe sind aus Basalten bei Teplice beschrieben worden (Kopecky 1992).

Weiter nach SW zu liegt das kristalline Fundament der Süddeutschen Scholle in Tiefen zwischen 1500 und 300 m. Die sehr geringe Tiefe wird unmittelbar nördlich der Donau erreicht, während südlich der Donau die Oberkante des Kristallins in Richtung auf die Alpen stark absinkt. Bei Bad Tölz liegt sie etwa bei -7000 m (Rutte 1981).

Eine spezielle Indikation für den geologischen Aufbau des kristallinen Untergrundes der Süddeutschen Scholle ist eine geomagnetische Anomalie, die über mehr als 200 km SW-NE-Erstreckung (Wonik et al. 1990, Simonenko et al. 1990) durch folgende Orte zu lokalisieren ist: - Tuttlingen/Donau - Reutlingen und Bad Urach südlich von Stuttgart - Nördlingen, wo

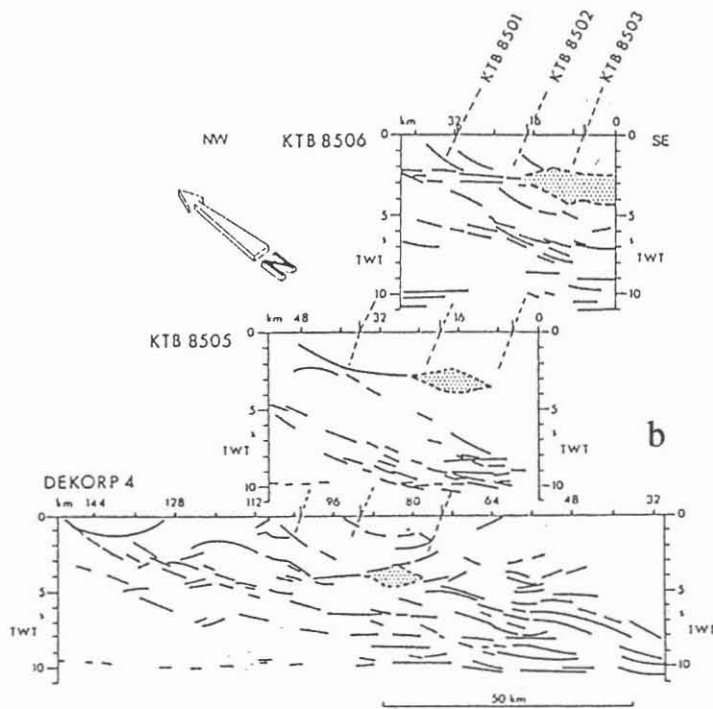
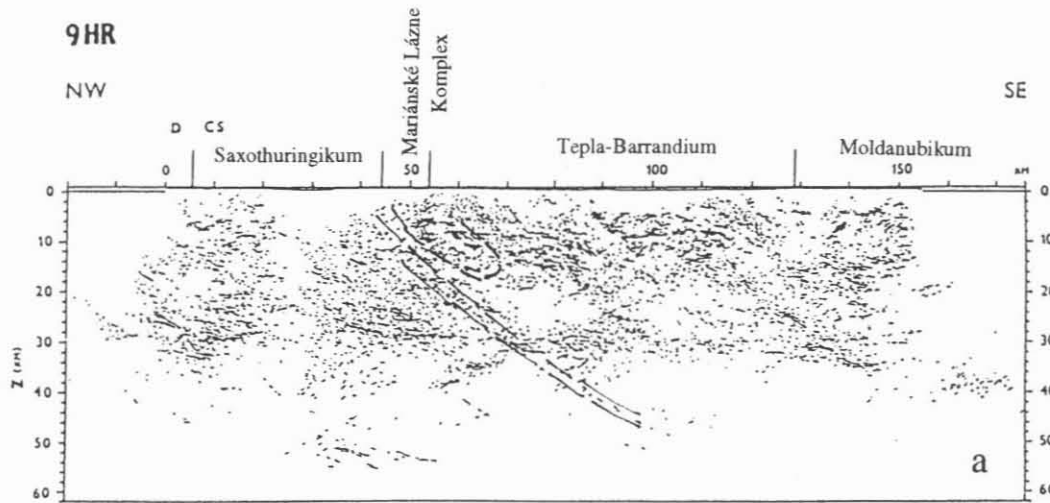


Abb. 2 Vereinfachte reflexionsseismische NW-SE-Profil im KTB-Umfeld. a) Profil 9 HR; Tomek et al. 1992, b) DEKORP4 S; DEKORP Research Group 1988

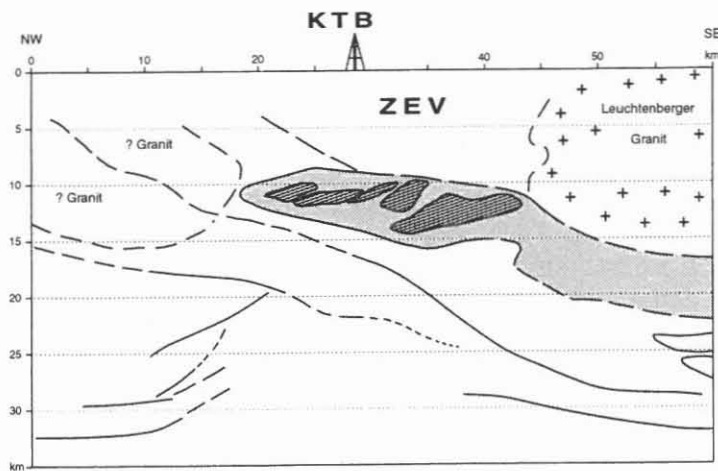


Abb. 3 Geologische Interpretation nach einer Prestack-Migration von DEKORP 4-SW von Simon & Gebrade 1994

eine Metabasit-Gneisfolge erbohrt ist (Stettner 1974) - Eichstätt mit Kristallin (Granit und Gneis) bei 100 m NN. Das Maximum der Anomalie liegt südwestlich von Nördlingen bei Heidenheim. In Richtung auf die ZEV, nach NE hin, folgt allerdings geomagnetisch eine ca. 100 km lange Lücke; außerdem ist unter der hypothetischen Annahme des Fortstreichens eines äquivalenten geologischen Körpers im Untergrund ein geringer sinistraler Versatz oder ein bogenförmiger Verlauf zwischen der Nördlingen- und der Marienbad-Anomalie anzunehmen. Eine Fortsetzung der Nördlingen-Anomalie in einem der sehr schwachen Anomalien-Anzeichen zwischen Pilsen und Klatovy erscheint weniger wahrscheinlich. Die Nördlingen-Anomalie trifft in der SW-Verlängerung etwa auf die Zone von Badenweiler-Lenzkirch, welche das Gneisgebiet des mittleren Schwarzwalds (Metabasite verbreitet, Hirschmann 1985) vom Granit-Gneisgebiet des südlichen Schwarzwaldes (Amphibolite selten) trennt. Schwachmetamorphe Serien aus Phylliten, Metagrauwacken, Schiefem, Lyditen und basischen Metavulkaniten gelten als Vor-Devon (Walter 1992). Diese Zone hat Blattverschiebungscharakter mit einem dextralen Schersinn. Die jüngeren Folgen gehören in das Oberdevon und Unterkarbon (einschließlich Flysch und Molasse).

Eine ähnliche seismische Struktur wie die von Nördlingen und Marienbad, die erwiesenermaßen mit Metabasiten verknüpft sind, tritt im Oberflächenanschnitt der Zone von Badenweiler-Lenzkirch nicht auf. Von dieser Störungszone ist eine südfallende Reflektorzone bis in einer Entfernung von 25 km und bis in 8 km Tiefe zu erkennen. Nördlich davon ist eine ähnliche weitere Lamelle im mittleren Schwarzwald ausgebildet (Lüschen et al. 1986), welche die Erdoberfläche erreichen dürfte. Im DEKORP-Profil 8401 (Lüschen et al. 1987) dominieren in der Kruste des Schwarzwaldes horizontale bis südfallende Reflektorbündel, denen sich die hier, südlich des Alemannischen Scheitels, südvergente, d.h. NW-fallenden variszischen Schuppenstrukturen überlagert haben. Vor allem im südlichsten Abschnitt vom Profil 8401, südlich der Badenweiler-Lenzkirch-Zone, ist innerhalb der Oberkruste die genannte Reflektorhäufung als südfallender Basithorizont zu erwägen.

Für die Südvogesen wird eine Fortsetzung der Badenweiler-Lenzkirch-Zone in der "Klippenzone" vermutet (Echtler et al. 1993). Wir halten die Magnetanomalien im Raum Besançon - Mulhouse (Galdeano et al. 1980) ebenfalls für Basit-bedingt, ohne daß das Alter der verursachenden Magmatitkörper bisher genau bekannt ist (variszisch oder altpaläozoisch). Die südfallenden Reflektorhäufungen (vermutlich prävariszischen Alters) im südlichen Schwarzwald, die süddeutsche Nördlingen-Magnetanomalie, der Erbdorf-Körper und der Marienbader Metabasit-Komplex zeichnen möglicherweise eine großräumig durchhaltende Suture innerhalb der Moldanubischen Zone nach.

In diese Vorstellung läßt sich noch ein weiteres Vorkommen einordnen. Die Amphibolit-Gneisserie von St. Marie aux Mines bis Remiremont und Epinal, welche sich aus altpaläozoischen vulkano-sedimentären Folgen entwickelt hat, zeichnet nach dem magnetischen Bild eine ähnliche Suture nach, allerdings innerhalb des nördlichen Teils des linksrheinischen Moldanubikums, in Verlängerung der Amphibolite des mittleren Schwarzwaldes.

Als Fortsetzung der Magnetanomalie von Nördlingen kommt dagegen die Anomalie von Besançon infrage, die sich vom Oberrhein nach SW zu bis südlich Dijon erstreckt. Sie entspricht nach Autran et al. (1994) der Südgrenze des Morvan-Vogesen-Terranes, eines Teilblocks der Moldanubischen Zone. Ein nördlicher Streifen dieser Anomalie läuft auf die Badenweiler-Lenzkirch-Zone zu und schließt unmittelbar an die Nördlingen-Anomalie an. Lücken innerhalb der erwähnten geomagnetischen Anomalienzonen könnten vor allem auf saure Intrusiva zurückgehen.

Wenn auch die südwestliche Fortsetzung der Nördlingen-Marienbad-Suture nach Ostfrankreich hinein hypothetisch und weniger deutlich als der bayerisch-böhmische Abschnitt ist, halten wir es doch für wahrscheinlich, daß diese Suture eine Grenze erster Ordnung innerhalb Mitteleuropas darstellt. Sie verläuft ähnlich schräg zu den Außengrenzen der Moldanubischen

Zone wie die den Nordteil der Süddeutschen Scholle querende Vesser-Sutur zu denen der Saxothuringischen Zone. Die Abweichung der Richtung der Internstruktur von den begrenzenden Terranegrenzen kann als Folge einer schrägen Kollision gedeutet werden (Abb. 6). Dieser Kollisionstyp dürfte sich damit als charakteristisch für die variszische Kollision erweisen.

3. Eine mögliche Ursache für die Steilstellung der Gneis-Metabasitserien in der Bohrung (Störungsbeeinflusste Gefüge in der ZEV)

In Zusammenhang mit den oben genannten Terrane-internen Suturen, deren Verlauf und Bedeutung bisher nicht beschrieben worden ist, muß mit weiteren, tiefgreifenden Störungszonen gerechnet werden.

Durch die beiden KTB-Bohrungen (Vorbohrung und Hauptbohrung) sowie die Umfeldkartierung ist erwiesen, daß die metamorphen Serien der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß NW-SE streichen und steil stehen (Abb. 4). Besonders die Hauptbohrung hat den Beweis erbracht, daß bis in 9 km Tiefe steile Lagerung vorliegt, verbunden mit Faltung und flacher Störungstektonik. Das hat dazu geführt, daß letztlich die Bohrung innerhalb einer offensichtlich nur wenige km mächtigen Gneis-Metabasit-Wechselagerung verlaufen ist. Diese Situation ist geologisch nicht ohne weiteres zu erklären, da es sich immerhin im Fall einer Faltung um Falttiefen von ca. 3 km und Steilstellung von mindestens 9 km handelt, ohne daß die laterale Ausdehnung dieser Besonderheit bisher bekannt wäre.

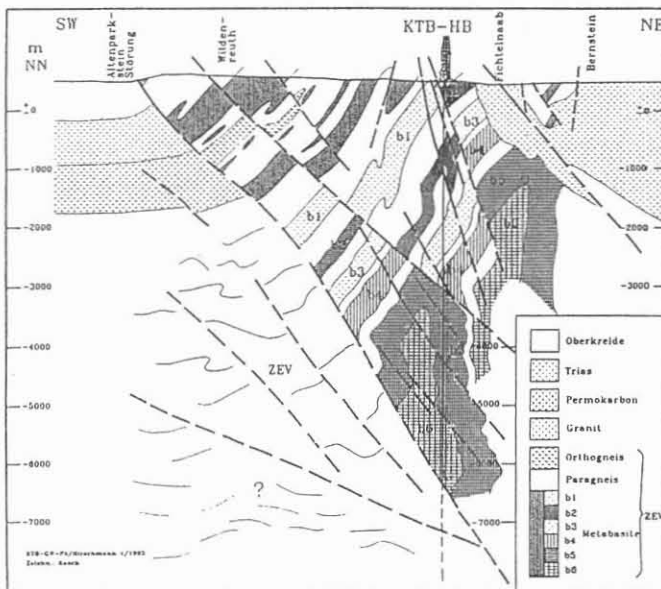


Abb. 4 Geologischer Schnitt durch den Nordteil der ZEV nach Ergebnissen der Tiefbohrung; Hirschmann 1992

Im folgenden wird kurz eine alternative Vorstellung (als Ergebnis von Computermodellen) erörtert, wie es zu der steilen Lagerung gekommen sein könnte. Noch sind die Auffassungen dazu etwas divergent. Die Vorstellungen über den Ablauf der Faltung in Gesteinen allgemein sind zahlreich. Hier soll darauf hingewiesen werden, wie sehr durch die räumlich-zeitliche Überlagerung von Störungstektonik und Faltung eine Schichtfolge verstellen kann (Abb. 5).

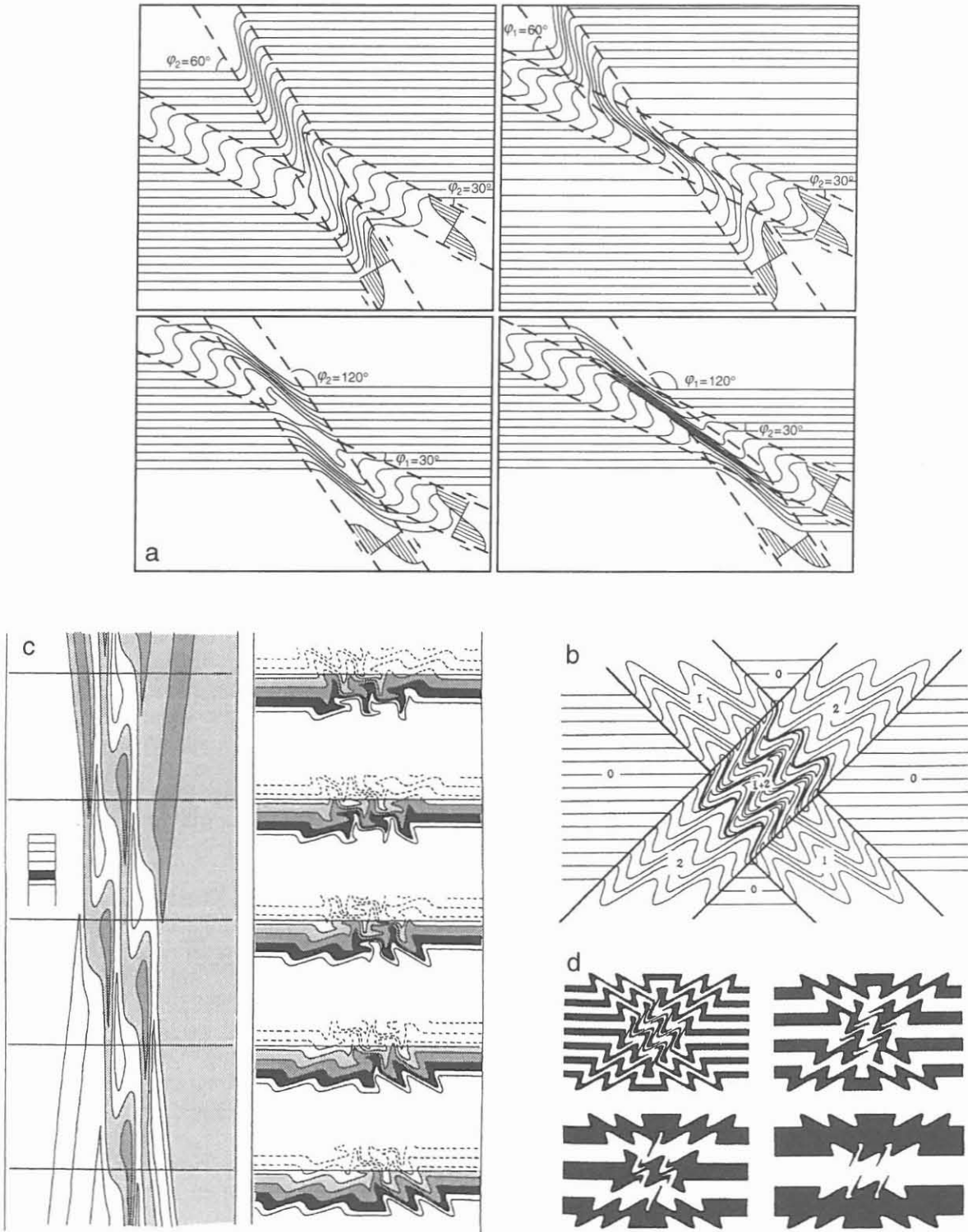


Abb. 5 Modelle von Scherzonen-initiiertem Steilstellung und Faltung; Plotnikov '94. a) Scherzonenfaltung bei Störungsinterferenz, b) Überlagerung von zwei Faltenzonen unterschiedlicher Raumlage c) Vergleich eines Kartenausschnitts mit möglichen Lagerungsbedingungen längs ausgewählter Schnitte: 3D-Modell sich überlagernder Faltenstrukturen, d) Deformationsmodell: Interferenz periodischer Falten mit unterschiedlichem Lagenbau (3, 5, 7, 13 Lagen)

Behr (Behr et al. 1992, 1994) interpretiert das Gebiet zwischen der Fränkischen Linie im Westen und dem Bohemikum im Osten als N-S-orientierte Transpressionszone mit Blattverschiebungszonen an den Flanken. Ohne daß der Autor die beachtliche Dimension einer Steilstellung (nahezu ein Drittel der Krustengesteine steht steil) damit assoziiert, kommt die Vorstellung unserem Modell nahe. Weber (1992) sieht das KTB-Umfeld als breite dextrale E-W-Transpressionszone an mit dem Charakter einer lateralen Rampe, gebildet bei einer schiefen Kollision zwischen Saxothuringikum und Moldanubikum. Dabei wird die ZEV als eine Klippe des Bohemikums angesehen, die auf der Westseite des Moldanubikums eingefaltet worden ist. Stöckhert (1989) nimmt als Folge später, intrakarbonischer Relativbewegungen zwischen der ZEV und ihrem Unterlager eine Einmuldung der kalten ZEV-Kruste an oder ein grabenartiges Einsinken. Detaillierte Darstellungen der tektonischen Elemente des KTB-Umfeldes sind vor allem von Zulauf (1990), Bernbach et al. (1992) und Stein (1988) publiziert worden.

Wir sehen die Steilstellung der Schichten mit Großfaltung im KTB-Bereich als Ergebnis einer Einengung verbunden mit aufschiebenden/blattverschiebenden Bewegungen entlang relativ steiler Störungen an. Im Unterschied zu den Versätzen an singulären Störungen ändert sich bei Interferenzen von Störungen die primäre Orientierung der Lagerung ganz wesentlich. Wie aus Abb. 5 ersichtlich ist, können Interferenzen selbst einfacher Falten und Störungen zu sehr unterschiedlichen Strukturbildern führen (Plotnikov et al. 1993, Plotnikov 1994). Die Intensität der Faltung oder Verbiegung hängt wesentlich vom Winkel zwischen der Störung und der Lagigkeit der Gesteinsserie ab. Die Abbildung macht deutlich, daß bei einer solchen störungs-beeinflußten (eigentlich: gesteuerten) Faltung sich auch senkrecht aufeinander stehende Falten herausbilden können, die in einen Bildungsprozeß gehören und nicht zeitlich getrennten Prozessen zuzuschreiben sind, wobei allerdings eine längerandauernde, keine kurzzeitige Faltung anzunehmen ist. Das von Hirschmann abgeleitete Bild der Schichtlagerung in der Hauptbohrung entspricht dem Modell einer simple shear-Deformation durch zwei sich spitzwinklig schneidende Störungsscharen. Änderungen in der Schichtmächtigkeit sollten bei diesen durch Interferenz gebildeten Falten zu erwarten sein. Der tiefere Teil einer solchen Interferenzstruktur könnte bei starker Versteilung der Schichten von seiner Unterlage abscheren, aber ebenso ist es nach Abb. 5 wahrscheinlicher, daß wenige Kilometer unterhalb der KTB-Endteufe "normale" Lagerung gegeben ist.

Die Tektonik der ZEV und damit des durch die Bohrung erschlossenen Krustenausschnitts ist eventuell die Folge einer solchen synchronen Wirkung der N-S-Störungsscharen mit einer simple shear-Deformation. Danach dürfte die tiefreichende N-S-Störungszone der Anlaß für die ungewöhnliche Situation im KTB-Gebiet sein. Dieser N-S-Zone am NW-Rand des Böhmisches Massivs kommt überregionale Bedeutung zu (Behr et al. 1992). Die Abb. 5 a ist ein Beispiel dafür, wie sich aus der Interferenz von Flexuren zwischen zwei Störungszonen mit vier verschiedenen Einfallswinkeln bei primär söhligler Lagerung Strukturen bilden können, die eine gewisse Formanalogie, vielleicht auch genetische Analogie zur erbohrten ZEV-Struktur aufweisen. In den inneren Teilen der (Groß)Flexur kommt es während der Steilstellung partiell zur Bildung isoklinaler Falten. Die SSE-NNW-streichenden Störungen (Hirschmann 1992a, Behr et al. 1992) kämen als die Grenzflächen der "Flexuren" in Abb. 5 infrage. Die zu erwartenden Änderungen der Schichtmächtigkeiten können im Fall der ZEV-Struktur nicht überprüft werden. Die Entstehung solcher Strukturen wie die Steilstellung und Faltung der Gesteine bis in 9000 m Tiefe im Kreuzungsbereich von Störungszonen, die spitzwinklig zur Fränkischen Linie verlaufen, erfordert möglicherweise - falls unsere Vorstellungen zutreffen - keine zu komplexen tektogenetischen Bedingungen. Den Fall der Interferenz periodischer Falten (Abb. 5 c) halten wir für nicht gegeben.

Mit dem Hinweis auf einen solchen, aus der Überlagerung verschiedener Vorgänge entstandenen, komplexen Deformationsablauf soll angedeutet werden, daß die Zuweisung unterscheidbarer tektonischer Prozesse in Gesteinen am NW-Rand des Böhmisches Massivs in getrennte Deformationsetappen (bis zu 12, Bowes 1992) wesentlich und für die Ableitung

von Deformationsprozessen unerlässlich ist, für die regionale kinematische Interpretation aber allein nicht ausreichend sein dürfte.

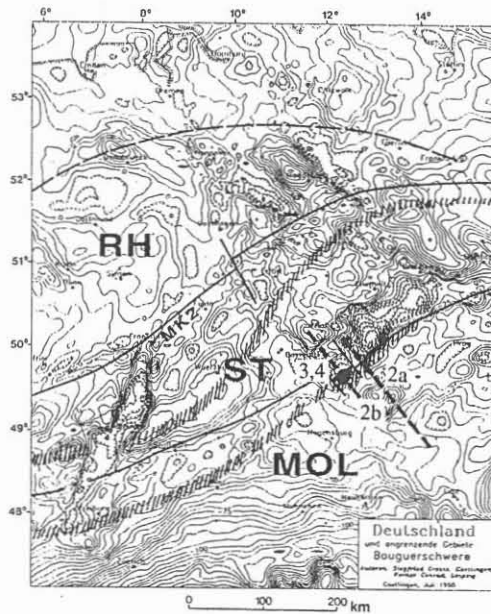


Abb. 6 Variszidengrenzen und Terraneinterne Suturen (Vertikalschraffur) in Mitteleuropa. RH - Rhenohertzynikum, ST - Saxothuringikum, Mol - Moldanubikum; Punkt: KTB; Ziffern: Abb.Nr.; Bouguer-Karte:Grosse & Conrad 1990

Literatur

- Adler, G.: Magnetik Mitteleuropa, 1 : 1000 000. - Unveröff. Karte, VEB Geophysik Leipzig, 1970
- Autran, A., Lefort, J. P. L., Debeglia, N., Edel, J. B., Vignerresse, J. L. (1994): Gravity and magnetic expression of terranes in France and their correlation beneath overstep sequences. - In: J. D. Keppie (Ed.): Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas. Berlin, 49 - 72
- Bankwitz, P., Bankwitz, E., Kramer, W., Pin, C. (1994): Early Palaeozoic bimodal volcanism in the Vesser area, Thuringian Forest. - Zbl. Geol. Paläont., Teil I, 1992, 1113 - 1132
- Behr, H.-J. et al. (1992): Lineare Krustenstrukturen im Umfeld der KTB-Lokation. - KTB Report 92-4, 3-82
- Behr, H.-J., Dürbaum, H.-J., Bankwitz, P. (Eds., 1994): Crustal structure of the Saxothuringian Zone: Results of the deep seismic profile MVE-90 (East). - Z. geol. Wiss. 22, 647 - 769
- Bernbach, W., Stein, E. (1992): Die Tektonik im zentralen Teil der Zone Erbdorf-Vohenstrauß (ZEV). - KTB Report 92-4, 147 - 159
- Bližkovský, M., Bucha, V., Ibrmajer, J., Suk, M. (1992): Geophysical pattern of the Bohemian Massif. - Proc. 1st Int. Conf. Bohemian Massif, Prague, 21 - 28
- Bowes, D. R., Hopgood, A. M., Tonika, J. (1992): Structural succession and tectonic history of the Marianske Lazne complex, central European Hercynides, western Czechoslovakia. Proc. 1st Int. Conf. Bohemian Massif, Prague, 36 - 43
- Dědáček, K., Mašin, J., Štovičková, N., Vesely, V. (1992): Some results of new airborne geophysical mapping in the Bohemian massif. - Proc. 1st Int. Conf. Bohemian Massif, Prague, 58 - 63
- DEKORP Research Group (1988): Results of the DEKORP 4/KTB Oberpfalz deep seismic reflection investigations. - J. Geophys., 62, 69 - 101
- Echtler, H., Altherr, R. (1993): Variscan crustal evolution in the Vosges Mountains and in the Schwarzwald: Guide to the excursion of the Swiss Geological Society etc. - Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 73, 113 - 128
- Emmermann, R., Wohlenberg, J. (Hrsg., 1989): The German Deep Drilling Program (KTB). - Springer: Berlin etc., 533 S.
- Furnes, H., Kryza, R., Muszynski, A., Pin, C., Garmann, L. B. (1994): Geochemical evidence for progressive, rift-related early Palaeozoic volcanism in the western Sudetes. - J. Geol. Soc. London, 151, 91 - 109
- Galdeano, A., Courtillot, V., Le Mouel, J. L. (1980): La cartographie magnétique de la France au 1-er juillet 1978. - Ann. Géophys., 36, 1, 85 - 106

- Heinrichs, T., Giese, P., Bankwitz, P., Bankwitz, E. (1994): DEKORP 3 / MVE-90 (West) - preliminary geologic interpretation of a near vertical reflection profile between the Rhenish and the Bohemian Massifs, Germany. - *Z. geol. Wiss.*, 22, 771 - 801
- Hirschmann, G. (1985): Lithostratigraphic units in the gneisses of the central Schwarzwald. - *Excursion Guide Schwarzwald*, 8 - 15
- Hirschmann, G. (1989): Die Bedeutung des Bohemikums für die KTB-Lokation. - *KTB Report 89-3*, S. 354
- Hirschmann, G. (1992a): Das Bruchstörungsmuster im KTB-Umfeld. - *KTB Report 92-3*, 85 - 124
- Hirschmann, G. (1992b): On the geological interpretation of the 3-D seismic data with special regard to the information from the KTB boreholes. - *KTB Report 92-5*, 351 - 373
- Hirschmann, G. (1992c): Vorläufige strukturelle Interpretation von KTB-Vor- und -Hauptbohrung. - *KTB Report 92-4*, 3 - 6
- Kopecný, L. (1992): Basement peculiarities of the neoidic Ohre rift in N-Bohemia as established from a study of xenoliths and other geological evidence. - *Proc. 1st Int. Conf. Bohemian Massif, Prague*, 157 - 159
- Lüschén, E., Menges, D., Rühl, Th., Sandmeier, K.-J., Schnell, K. P., Wenzel, F., Wälde, W., Wilhelm, H., Janoth, W., Keller, F., Söllner, W., Stiller, M., Thomas, R. (1986): Schwarzwald, Reflexionsseismische Messungen. - 2. KTB-Kolloquium, Posterprogramm, Seeheim, 49 - 52
- Lüschén, E., Wenzel, F., Sandmeier, K. - J., Menges, D., Rühl, Th., Stiller, M., Janoth, W., Keller, F., Söllner, W., Thomas, R., Krohe, A., Stenger, R., Fuchs, K., Wilhelm, H., Eisbacher, G. (1987): Near-vertical and wide-angle seismic surveys in the Black Forest, SW Germany. - *J. Geophys.*, 62, 1- 30
- Man, O. (1968): Aeromagnetic map of Czechoslovakia, 1 : 1 mio. - *Geol. Surv. Czechoslovakia, Praha*
- Piqué, A., Fluck, P., Schneider, J. - L., Whitechurch, H. (1994): The Vosges Massif. - In: J. D. Keppie (Ed.): *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas*. Heidelberg, 416 - 425
- Plotnikov, L. M., Makedon, I. D., Davidan, G. I. (1993): Рäumliche mathematische Modelle der Struktur komplexgefalteter regionaler Systeme (russ.). - *Regionalnaja geologija i metallogenija*, Jg. 1993, 2, St. Petersburg
- Plotnikov, L. M. (1994): Shear structures in layered geological bodies. - Rotterdam: Balkema, 171 S.
- Röllig, G., Bräuer, H., Viehweg, M., Gruner, B., Kabardin, B., Wunsch, K., Haase, G. (1990): Altersstellung und petrogenetische Charakteristik der Plutonite im Gebiet des Zentralteils der Mitteldeutschen Schwelle. - *Z. angew. Geol.*, 36, 208 - 212
- Rutte, E. (1981): *Bayerns Erdgeschichte*. - München: Ehrenwirth, 266 S.
- Simon, M., Gebrande, H. (1994): Neue Seismographien aus dem KTB-Umfeld. -11. DEKORP-Kolloquium, Abstracts, Potsdam November 1994, 49
- Simonenko, T. N., Pashkevich, I. K. (Eds., 1990): *Magnetic anomaly map of Europe, 1 : 5 mio.* - Kiev, Geophysical Inst. Acad. Sci.
- Stein, E. (1988): Die strukturgeologische Entwicklung im Übergangsbereich Saxothuringikum / Moldanubikum in NE-Bayern. - *Geologica Bavarica*, 92, 5 - 131
- Stettner, G. (1974): Das Grundgebirge in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 im regionalen Rahmen und seine Veränderungen durch den Impakt. - *Geologica Bavarica*, 72, 35 - 51
- Stettner, G. (1992a): Zu den tektonischen Beziehungen zwischen der Neustädter Scholle (ZEV), der Erbsendorfer Grünschiefereinheit und dem Moldanubikum. - *KTB Report 92-4*, 171 - 179
- Stettner, G. (1992b): Zur Korrelation des tektonischen Baues mit den seismischen Strukturen im Raum KTB - Oberpfalz - Münchberger Gneismasse. - *KTB Report 92-5*, 343 - 349
- Stöckhert, B. (1989): Zur Konstruktion geotektonischer Modelle um die Bohrlokation. - *KTB Report 89-3*, S. 353
- Tomek, C., Dvořáková, V. (1992): Deep seismics in West Bohemia. - in: Vrána, S., Štědrá, V. (Eds.): *Geological model of Western Bohemia in relation to the deep borehole KTB in the FRG*. Prague, Czech Geolog. Survey, 44 -47
- Walter, R. (1992): *Geologie von Mitteleuropa*. - Stuttgart: Schweizerbart, 5. Aufl., 561 S.
- Weber, K. (1992): Die tektonische Position der KTB-Lokation. - *KTB Report 92-4*, 103 - 132
- Wonik, T., Hahn, A. (1990): Preliminary map of aeromagnetic anomalies for the EGT central segment. - In: Freeman, R., Giese, P., Müller, St. (Hrsg.): *The European Geotraverse: Integrative Studies*, 147 - 156
- Zulauf, G. (1990): Spät- bis postvariszische Deformationen und Spannungsfelder in der nördlichen Oberpfalz (Bayern) unter besonderer Berücksichtigung der KTB-Vorbohrung. - *Frankfurter geowiss. Arb.*, A 8, 285 S.

The Kladská unit - petrological and structural evidence for Variscan thrusting of the Mariánské Lázně Complex over the Saxothuringian terrane (West Bohemia)

VÁCLAV KACHLÍK

Department of Geology, Charles University, 128 43 Albertov 6, Prague 2

Abstract

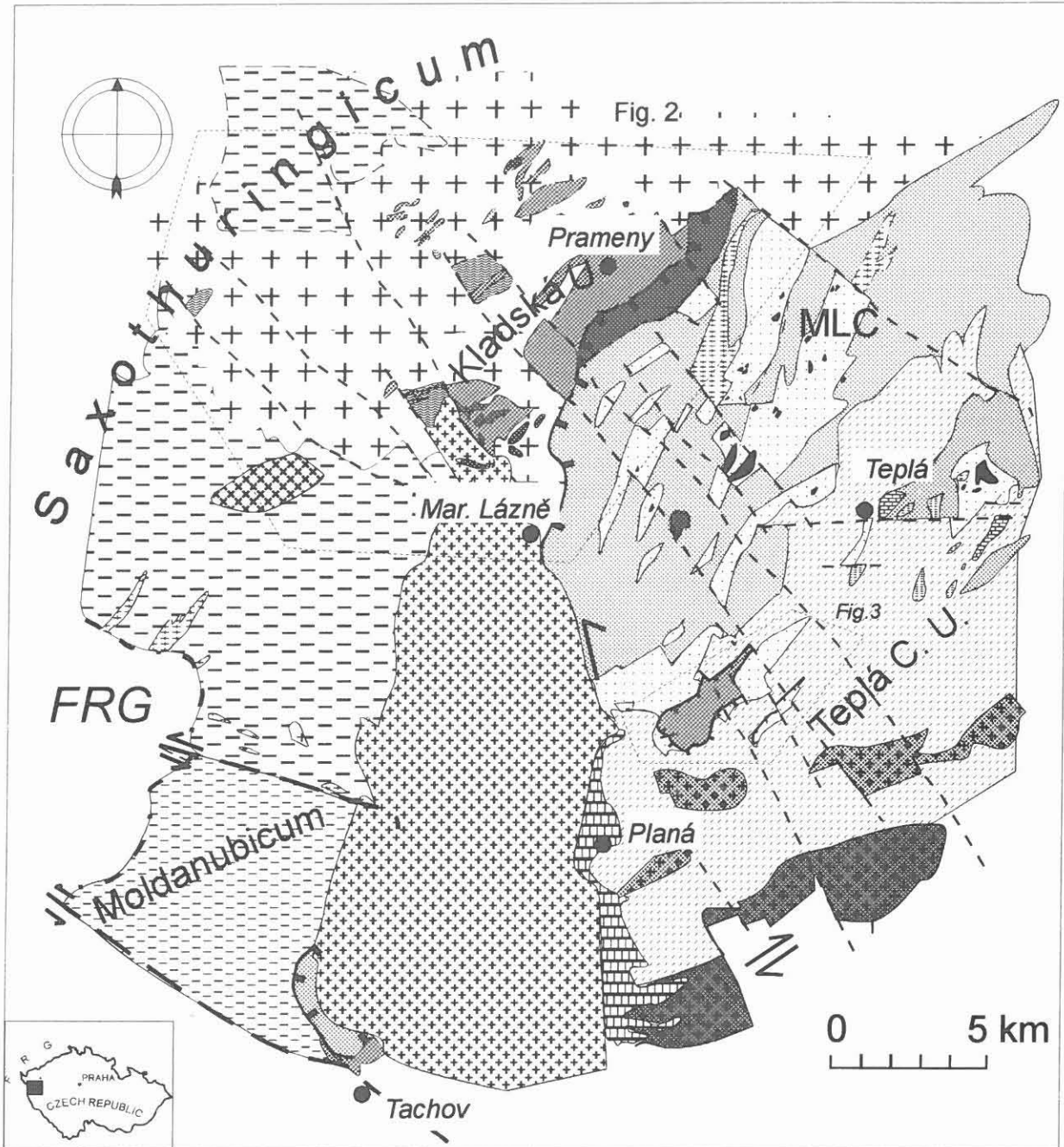
The Kladská unit crops out in the NW, S and SE rim of the Mariánské Lázně Complex (MLC). It consists of quartzitic-banded metapelites with intercalations of metagreywackes, metacherts, black-shales and interlayered metavolcanics (high-K calc-alkaline metabasalts, trachybasalts, trachyandesites and rare acid tuffs). These metavolcanics differ in their protoliths and PT-paths from that of the MLC metabasites. The rocks of the Kladská unit underwent Variscan regional LP-MT and LP-HT metamorphism ranging from biotite to andalusite zone; assemblages with cordierite and K-feldspar are very rare, whereas the MLC is of MP to HP overprint.

The structural position of this unit below the MLC and the lack of MP to HP metamorphism, provides evidence that the Kladská unit forms an independent lithotectonic unit with a Saxothuringian affinity. The imbrication of the LP rocks of the Kladská unit with the MP rocks of the MLC on the SE margin of the MLC and small occurrences of ultrabasic rocks of the MLC forming outliers on the metabasites of the Kladská unit in the area NW of MLC evidence that the MLC was thrust at least 25 km over the Kladská unit. This thrust line forms a boundary between the Saxothuringian terrane and the MLC at present.

Introduction

The studied area lies on the contact of the Mariánské Lázně Complex (MLC) as defined by Kastl & Tonika (1984) with surrounding units, i.e. Kladská, Slavkovský les Mountains (SLM), Dyleň, Teplá crystalline units and partly the Moldanubicum. It is a key area for understanding relationships between the Teplá-Barrandian, Moldanubian and Saxothuringian domains, respectively.




The structurally lowermost units are the SLM and Dyleň units. They were usually assigned to parautochthonous units of the Saxothuringicum in the last years; alternatively they were interpreted as transition units between the Saxothuringian and Moldanubian terranes (Kreuzer et al. 1989, Vejnar 1991, Vejnar & Fiala 1993). They are characterized by a strong late Variscan LP-HT imprint dated at 330 - 320 Ma (Kreuzer et al. 1989) in the German part. According to the original definition given by Fiala & Vondrová in Zoubek (1963) the Kladská unit consist of weakly metamorphosed sediments, which were correlated with the Upper Ordovician and Silurian rocks of the Saxothuringicum. These rocks should overlie the folded basement of the SLM.



Variscan intrusives

-  Karlovy Vary pluton
-  Bory pluton

Saxothuringicum

-  granites of unknown age
-  orthogneisses
-  metasediments







Moldanubicum

-  metasediments

Kladská unit

-  metasediments
-  metabasites

Mariánské Lázně complex

-  orthogneiss
-  gabbroamphibolite
-  garnet amphibolite
-  garnet-free amphib.
-  eclogite
-  serpentinite

Teplá crystalline unit





-  lestkov, hanov massif
-  teplá orthogneiss
-  gabbro
-  metasediments

Fig. 1 (previous page): Simplified geological map of the principal geological units at the supposed Saxothuringian-Moldanubian boundary (Kachlík 1994).

The overlying MLC, composed predominantly of various types of amphibolites, metagabbros, serpentinites, and orthogneisses with eclogite boudins was previously considered to be a part of the Cadomian basement of the Teplá-Barrandian region (Kettner 1917, Zoubek 1948, Cháb & Suk 1978) lying above the Saxothuringian - Teplá-Barrandian boundary.

Radiometric dating (Bowes & Aftalion 1991) shows that lower palaeozoic elements may occur here. The structural position and metamorphic development (MP metamorphism with HP relics, no signs of later LP-HT imprint) led several authors to incorporate this unit into the Teplá-Domažlice Zone, which may be a part of a complex nappe pile on the Saxothuringian-Moldanubian boundary (Weber & Vollbrecht 1986, 1989, Franke 1989). Matte et al. (1990) interpreted the MLC as a relic of ocean crust after the closure of the Saxothuringian ocean. The subduction related metamorphism was dated radiometrically at 395 Ma (Beard et al., in press).

Redefinition of the concepts of the MLC and Kladská unit

Recent investigations and geological mapping on the scale 1 : 10 000 showed that the concept of the MLC and the Kladská unit require significant modifications.

The metabasalts from the areas of NW of the Vlčí hřbet serpentinite body, between Lázně Kynžvart and Prameny and in the area between Lazurový vrch and Výškovice (Fig. 1, 2) on the SE border of the MLC differ in protolith and metamorphic history from the amphibolites of the central part of the MLC. Metabasites between Lázně Kynžvart and Prameny at NW margin of the MLC complex are an integral part of the Kladská unit consisting of low- to medium-grade LP metasediments and metavolcanics. Since these metabasalts occasionally carry relics of magmatic structures and minerals and are free of any indication of a previous HP or MP metamorphic history, they cannot be correlated with the MLC.

The original concept of the Kladská unit and its expression in geological maps 1 : 200 000, sheets Mariánské Lázně and Karlovy Vary (Vejnar & Zoubek 1962, Zoubek et al. 1963) was reinterpreted for two main reasons (see Kachlík 1993 for more details):

1. The Kladská unit does not consist only of metasediments, because metabasites considered originally as a part of the MLC exposed W of the line Nová Ves - Mariánské Lázně (Fig. 1) are an integral part of this unit.
2. The Kladská unit does not form a small syncline preserved as a denudation remnant on Variscan granitoids; it underlies rocks of the MLC which are thrust on the top of this unit.

It follows that a structural succession in the MLC starts with ultrabasic rocks overlying the metabasites and metasediments of the Kladská unit (Fig. 1, 2). The metabasites at the SE border of the MLC between Lazurový vrch and Výškovice do not belong to the MLC.

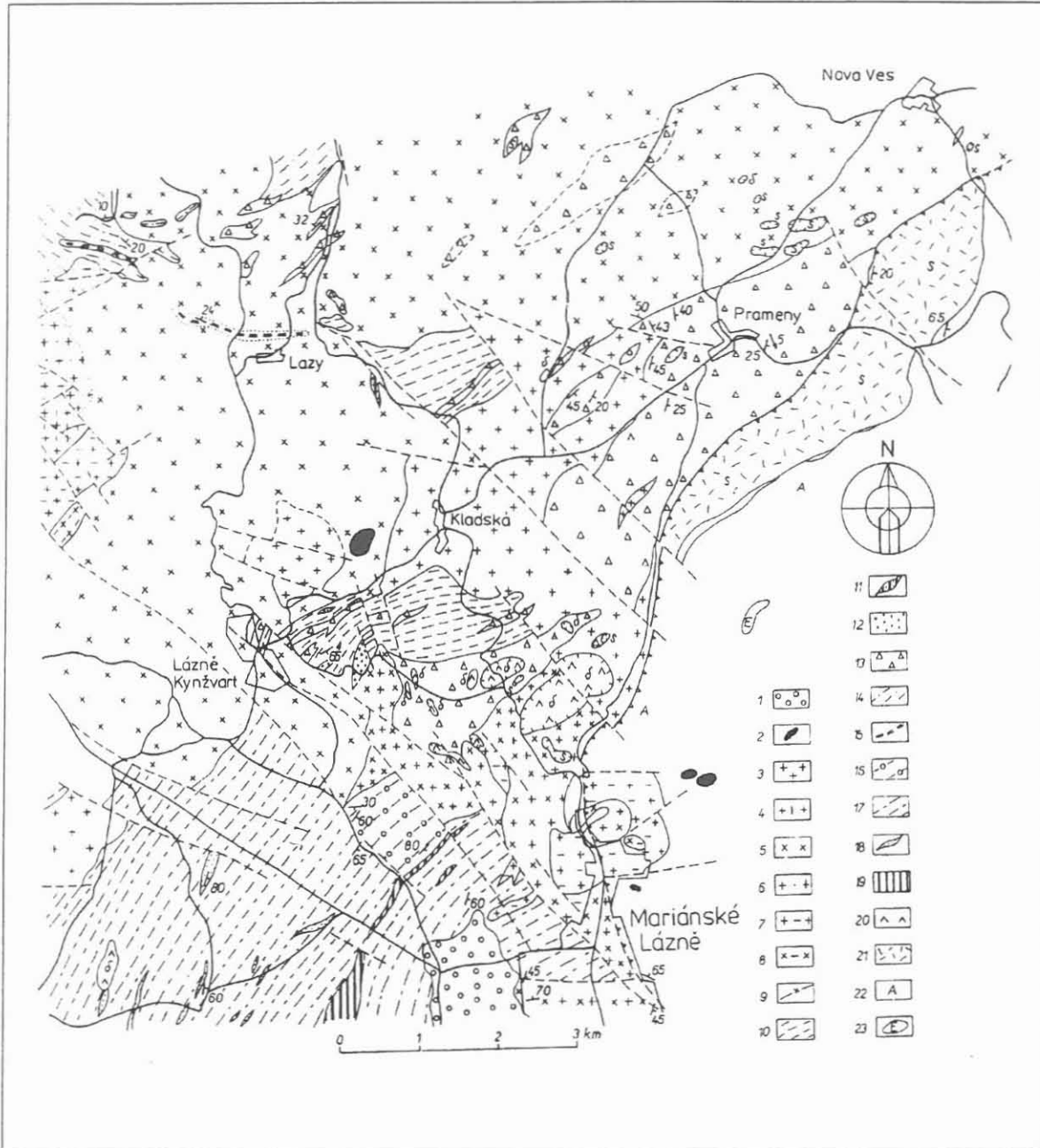


Fig. 2: Geological map of the W surroundings of the MLC based on the new concept of the Kladská unit (Kachlík, 1991). Tertiary: 1 - clay, gravel; 2 - basalt; Late Variscan intrusives of the Karlovy Vary pluton: 3 - autometamorphosed fine-grained granite; 4 - tourmaline-bearing medium-grained granite; 5 - biotite granite; 6 - coarse-grained muscovite-biotite granite; 7 - coarse-grained porphyritic biotite granite; Variscan granitoids of the Bory pluton: 8 - amphibole-biotite granodiorite to quartz diorite; Kladská unit: 9 - banded andalusite schists with quartzitic layers; 10 - muscovite-biotite-(±garnet ±andalusite) schists; 11 - cherts; 12 - metagreywackes, metapsammites; 13 - metabasite (brecciated lavas, massive metabasalts); the SLM unit: 14 - biotite-sillimanite gneiss with magnetite-bearing quartzite intercalation and black shales; 15 - muscovite-biotite quartzitic hornfelsic gneiss; the Dyleň unit: 16 - two-mica quartzitic banded schists; 17 - two-mica gneisses, eastwards partly retrogressed; 18 - quartzite; 19 - mostly silicified black shales; 20 - diorite; the MLC: 21 - serpentinite; 22 - amphibolite; 23 - eclogite

Lithology and areal extent of the Kladská unit

According to the proposed concept, the Kladská unit consists of:

1. Low-grade to medium-grade LP-HT rocks, characteristically quartzitic banded psammopelitic schists, often with schistose, hornfelsic texture (for detailed description of lithology of metasediments and metabasalts see Kachlík 1993). Dark grey to black metapelites prevail in the structurally lower part; intercalations of feldspar-rich greywackes and dark cherts are rare. The overlying sequence is characterized by light-coloured yellow to grey schists with much more frequent quartzitic bands; rare intercalations of fine-grained conglomeratic quartzites are also present. Primary sedimentary structures (lamination, graded bedding, flow rolls) are sometimes preserved in weakly metamorphosed metasediments resting as denudation remnants on granitoids of the Karlovy Vary pluton NW of Lázně Kynžvart. Small lenses of white to bluish-grey crystalline limestone up to several metres thick are present in metabasalts and related metatuffs in the area of Lazurový vrch in the SE margin of the MLC.

The metasediments of the Kladská unit remained preserved mainly in the NW margin of the MLC (Fig. 2). Small occurrences of metasediments are still preserved in the W surroundings of Tachov (Fig.1). They can be correlated with the lower part of the metasedimentary sequence. This relic marks a continuation of the Kladská unit and MLC to the SW in the mantle of the Bory pluton.

2. High-K calc-alkaline metabasalts to alkaline metabasalts form several hundred meters thick layers in metasediments between Lázně Kynžvart and Kladská. They occur over larger areas without alternation with metasediments in the Tachov area and Lazurový vrch. They represent predominantly former massive lavas; tuffs may be present in the area of Lazurový vrch. Weakly metamorphosed lavas NW of the MLC have sometimes preserved an original magmatic fabric (ophitic, amygdaloidal). Layers of lava flow breccias (Photo 1) carrying well preserved clasts surrounded by lavas with ophitic primary texture have been found between Lázně Kynžvart and Kladská; less preserved analogous textures occur on the N slope of the Lazurový vrch hill. Based on petrographic features and the grade of metamorphic imprint these metavolcanics can be subdivided in two groups:

- a) massive metabasalts with weakly developed schistosity and preserved relics of primary magmatic structure
- b) metabasalts with well developed planoliner fabric, coarser than previous type, strongly sheared, mostly completely recrystallized.

Within both groups additional further petrographic types of metabasalts can be distinguished (Kachlík 1993).

3. Acid tuffs, (that form small ~ 2 m thick intercalations in metasediments) have been found near Lázně Kynžvart

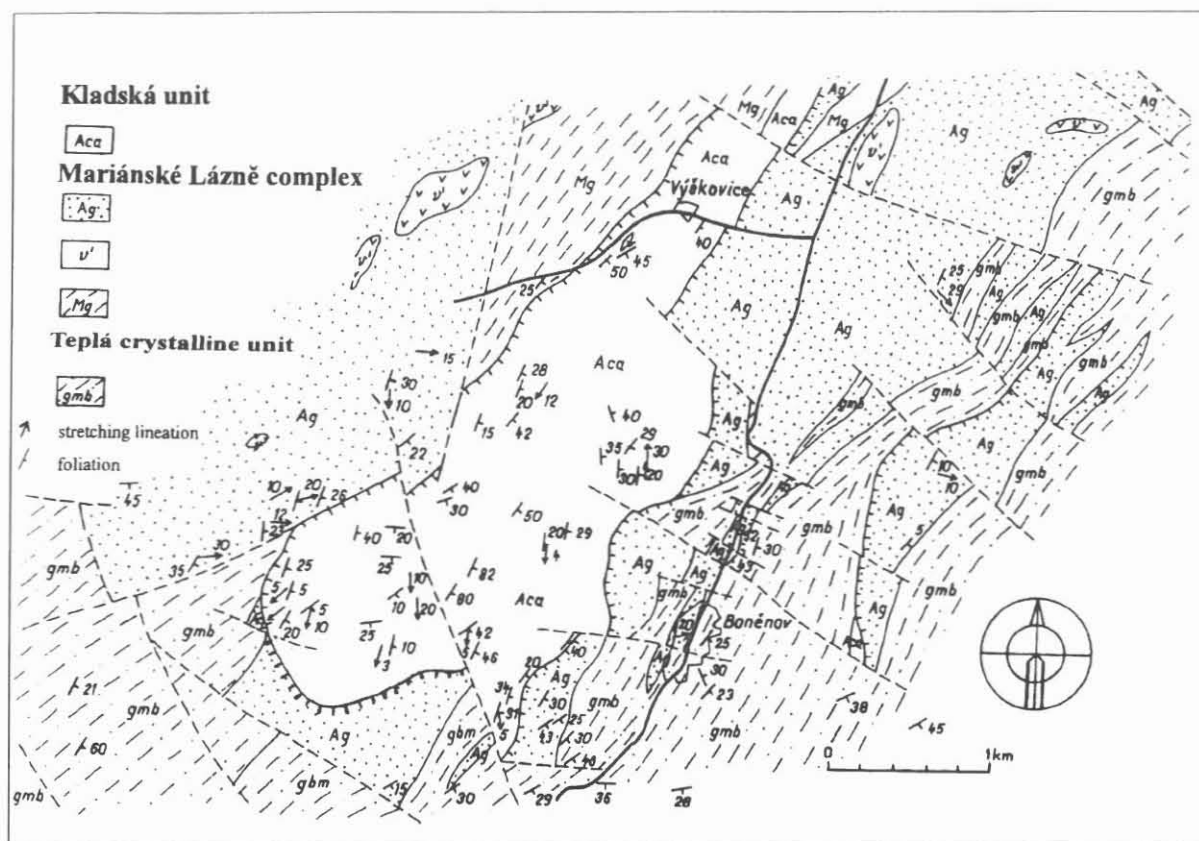


Fig 3: Relationships of the MLC, Kladská unit and Teplá crystalline unit in the area of Lazurový vrch at the SE margin of the MLC. The LP-metabasalts of the Kladská unit are imbricated with garnet amphibolites of the MLC and two mica gneisses of the Teplá crystalline unit. Explanations: Kladská unit: Aca - metabasites with intercalations of marble and calcsilicate rock; MLC: Ag - garnet amphibolite, v' -metagabbro; Mg - migmatitic gneiss, migmatite; Teplá crystalline unit: gmb - muscovite-biotite gneiss.

Structural setting

The rocks of the Kladská unit trending NE-SW dip generally to the SE under the overlying MLC (Fig. 2). Some deviations from this general pattern are caused by intensive folding (closure of the tectonic slice at the southern slope of the Lazurový vrch hill, or by shearing on younger subvertical strike-slip zones (Tachov region), where the foliation steepens and it is deflected into N-S to NW - SE directions.

At the NW, the rocks of the Kladská unit are underlain by the rocks of the SLM. In the area of Tachov, biotite-cordierite-gneisses and migmatites of the Moldanubicum underlie the Kladská unit. The primary contacts of the units are obscured by the Karlovy Vary pluton in the first case and by strongly sheared bodies of orthogneisses in the second case. The rocks of the Kladská unit are always overlain by the rocks of the MLC, except of the Lazurový vrch area.

The most complicated tectonic setting is in the SE margin of the MLC (Fig. 3). Here the metabasalts of the Kladská unit are imbricated with the MP garnet amphibolites of the MLC and with gneisses of the Teplá crystalline unit. These units with contrasting P-t histories and different protoliths were brought together during the complicated process of Variscan crustal shortening, which started in the Lower Devonian and continued up to the Lower Carboniferous (Gebauer & Grünenfelder 1979, Söllner et al. 1981a,b Müller et al. 1987, Stosch & Lugmair 1987, Teufel 1988, Franke 1989, Kreuzer et al. 1989, Beard et al. in press). This mode of occurrence of the metabasalts of the Kladská unit implies that these may be present below the MLC and possibly below a part of the Teplá crystalline unit further to the east. The complicated inner structure of the MLC and the Teplá crystalline unit (Cháb & Žáček 1993) is in agreement with the preliminary result of seismic profile HR-9 (Tomek, pers.comm.). From the observations presented above it follows, that the Kladská unit represents an independent tectometamorphic unit, based on lithology, metamorphic history and structural features. It rims the MLC at the contacts with the para-autochthonous units of the Saxothuringicum. The structural position of the Kladská unit is comparable with the basal units of the allochthonous complexes of the Saxothuringicum (Franke 1984a,b, 1989, Weber & Vollbrecht 1986, 1989).

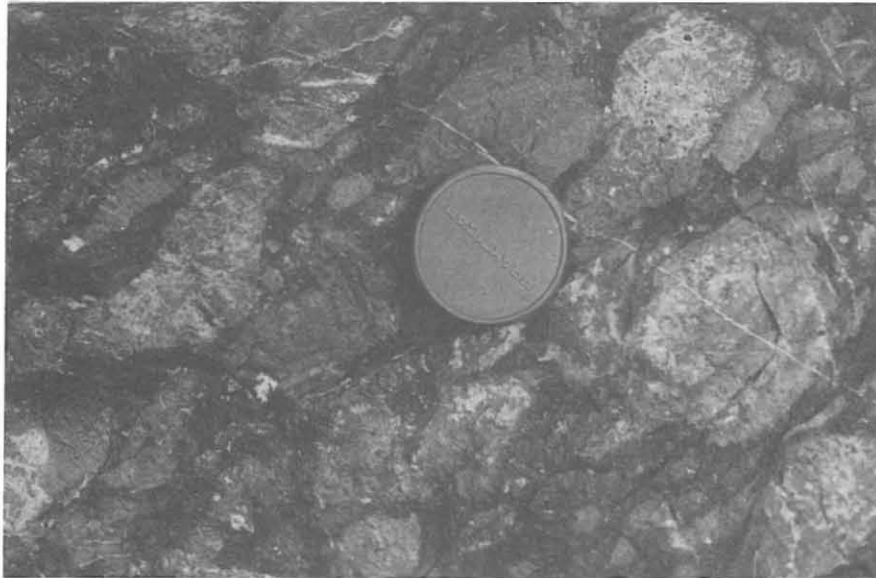


Photo 1: Weakly metamorphosed lava flow breccias in metabasalts of the Kladská unit, Lázně Kynžvart, 8 km NW of the Mariánské Lázně

Metamorphism

The lithology and P-t evolution of metabasites and metasediments of the Kladská unit differ in several aspects from the corresponding features in the surrounding units (MLC, SLM, Dyleň and Teplá units). The mineral assemblage of metasediments and metabasites originated in the LP regime. They have never undergone MP or HP metamorphism, as shown by geobarometry,

relics of the original magmatic structures in metabasites and mineral assemblages with typical LP minerals as andalusite and cordierite.

The typical assemblage of metasediments comprises quartz, muscovite, biotite +/- plagioclase (albite-oligoclase). At higher metamorphic grades andalusite and rarely garnet appear. Cordierite and K-feldspar have been found only in several samples near the top of the metasedimentary sequence. The associations with chlorite are stable in the area of Kružný hill NW from Lzně Kynžvart. The metamorphic grade, grain size and density of schistosity increase from NW to SE, i.e. from the bottom to the top of the unit. Inclusion trails formed by opaque minerals show, that andalusite porphyroblasts grew sequentially during progressive development of dominant foliation (in the sense of Bell & Rubenach 1983). This foliation was later folded in narrow shear zones.

The metabasites of the Kladská unit underwent metamorphism in the epidote amphibolite facies conditions. According to the experimental hornblende-plagioclase geothermobarometer of Plyusnina (1982) the temperatures range from 500 to 640° C and pressures from 4 to 6 kbars. The range of temperatures obtained by application of the Blundy & Holland (1989) geothermometer is a bit wider for the same samples. The mineral assemblage consists of hornblende of quite varied compositions: ferroan pargasite, ferroan pargasitic hornblende, magnesian hastingsite, magnesio-hastingsitic hornblende, magnesio-hornblende, plagioclase (oligoclase to anorthite, oligoclase prevail), klnozoisite, epidote, titanite, ilmenite, ± magnetite, ± biotite, ± chlorite, ± garnet, ± calcite, ± quartz). The last three minerals fill mainly metamorphic tension veinlets.

Two or three generations of hornblende were found in weakly reequilibrated metabasalts. The oldest light brown-green hornblende (symbol 1 in Fig. 4) is contained in the very fine-grained matrix. A pale green hornblende infill together with the above mentioned minerals in the late syntectonic veins is compositionally similar to the first one. The blue-green hornblende (s. 2 in Fig. 4) was grown at the expense of older amphiboles or often forms randomly oriented columnar grains. The content of $Al^{(IV)}$, $(Na + K)_A$ and TiO_2 of these amphiboles reflects a temperature increase during their growth (comp. Boyd 1954, 1956, Leake 1965, Raase 1974, Brown 1977). The comparison of metamorphic hornblendes from the Kladská unit and the amphiboles from metabasalts from different metamorphic zones and different tectonometamorphic settings elsewhere shows, that these amphiboles can be correlated with amphiboles from LP-HT metamorphic terranes (Shido, Miashiro 1959, Laird, Albee 1981, Robinson et al. 1982). They differ from amphiboles from HP or MP metamorphic terranes in a low content of Na in the M_4 position. Also their chemical characteristics (high contents of Al, $(Na + K)_A$) suggest relatively high temperatures during their growth, which is in accordance with andalusite and cordierite being present in surrounding metapelites.

Structurally and compositionally well equilibrated amphiboles and plagioclases from completely recrystallized metabasalts close to the thrust plane comprise only Fe³⁺-rich magnesio-hornblende and mostly oligoclase and have the lowest $(Na + K)_A$ content (Fig.4) in hornblendes.

The K-Ar cooling ages from the second generation of amphiboles (according to Kreuzer et al. 1992) in metabasites range from 386 to 362 Ma and is 369 Ma for biotites from Bt-bearing amphibolite from Výškovice on SE margin of the MLC. This is a slightly younger age compared to amphibolites from MP or HP units of allochthonous terranes (Kreuzer et al. 1989, 1992). A similar age range is frequent in the Teplá crystalline unit and in the metasediments of

the Prasinit-Phyllit series of the Münchberg massif. Metasediments of the Kladská unit have not been dated yet. But the metabasites of the Kladská unit are an integral part of the sedimentary sequence of this unit, and that is why both rock types should have similar cooling ages. It follows that an older early Variscan LP-event may be recorded here.

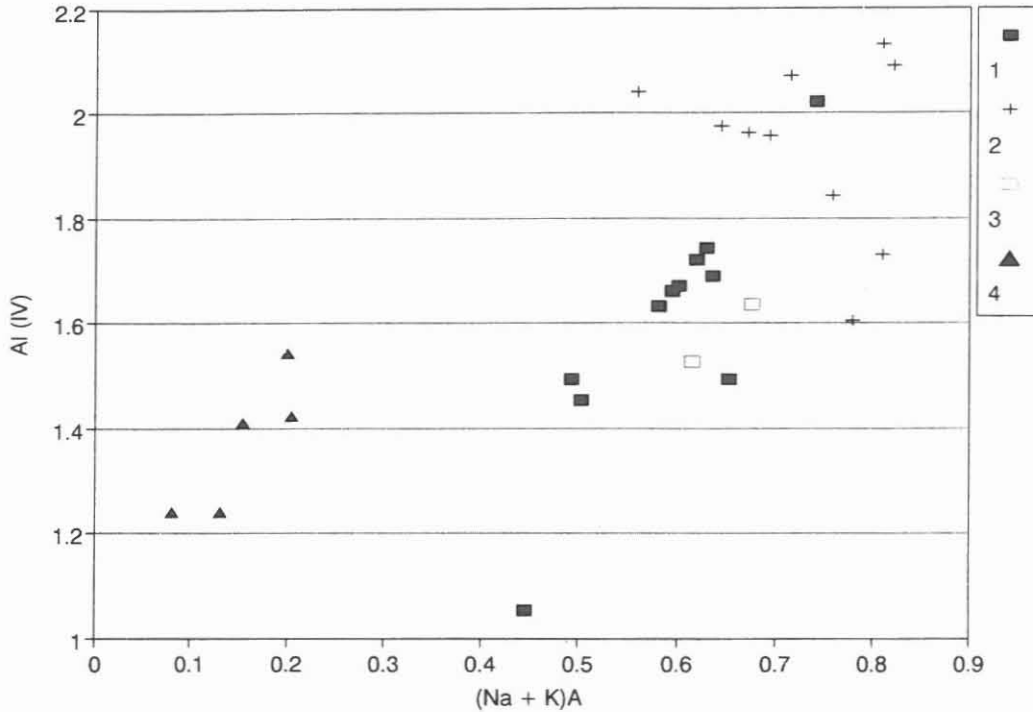


Fig. 4: Thermal evolution of metabasites of the Kladská unit as reflected by the variation in the $Al^{(IV)}$ and $(Na + K)_A$ content of amphiboles. The $Al^{(IV)}$ and $(Na + K)_A$ contents of amphiboles reflect temperature increase during the second stage of amphibole growth (symbol 2) and temperature drop during progressive shearing (symbol 4). Explanation of symbols: 1. light brown-green hornblende of the matrix of weakly metamorphosed basalts; 2. pale blue-green columnar hypidiomorphic porphyroblasts probably related to the thermal peak of LP-HT metamorphism; 3. pale-green hornblende filling late kinematic veinlets; 4. light green hornblende from the shear zone at the contact of the MLC and the Kladská unit.

Analyses used in the plot have been carried out using a CAMEBAX electron microprobe at the Faculty of Science, Charles University. The amphibole formulae have been computed using the AMPTAB program (Rock 1987).

Kinematic interpretation

The dominant penetrative foliation system in metabasites and metasediments of the Kladská unit originated probably during progressive shearing connected with thrusting of the MLC over the rocks of the Kladská unit. This is documented by increasing density of schistosity planes at the top of the unit close to the tectonic contact with the ultrabasic rocks of the MLC. The same foliation system is developed in serpentinites near the tectonic contact. This mylonitic

schistosity dips gently to the E or SE. During this deformation stage tight to isoclinal folds with axial planes nearly parallel to the dominant foliation have developed. Their axes are subparallel with the mineral lineations striking NW-SE to NNW-SSE and dipping to the SE. This high-strain domain exhibits often a planilinear (prolate) fabric. The temperatures obtained from geothermometers of Blundy & Holland (1989) and Plyusnina (1982) show that the thrusting proceeded in lower amphibolite facies at temperatures near 500°C. The minimal distance over which the rocks of the MLC were thrust from the SE to NW (NNW) over the Kladská unit follows from the recent juxtaposition of both units and can be estimated at 25 km.

Kinematic indicators (ductile microshears, asymmetric porphyroclasts, bookshelf structures) show mostly top to the NNW movements. But in some cases opposite movements were observed (top layer to the SSE). The compression episode, during which the upper mantle and lower crustal rocks of the MLC were brought on the supracrustal rocks of the Kladská unit, was followed by an episode of extension and exhumation. Mesoscopic extensional ductile normal faults, flat-dipping to the SE are frequent in the northern slope of the Lazurový vrch. These structures have been observed also in the retrogressed eclogites of the MLC (roadcut NW of Tisová, 13 km NNE of Mariánské Lázně). An extension collapse can be responsible for exhumation of the lower crustal rocks of the MLC and possibly influenced the recent metamorphic zonal pattern of the units cropping out to the SE from the MLC (Zulauf 1994). These older structures are refolded by open to closed folds with a steep axial plane cleavage striking NE-SW, which can be correlated with F_3 folds of Stein (1988).

The youngest structures marked by subhorizontal lineations and a subvertical, often anastomosing foliation are connected with relatively narrow zones of strike-slip character. There are several directional systems of structures developed: NE - SW (Lázně Kynžvart), NW-SE - in the Mariánské Lázně fault zone, cutting structures of the MLC, WNW - ESE (Tachov, Broumov). These zones complicate the trends of foliation planes between individual blocks and sometimes form important boundaries of regional-scale units (Broumov Shear Zone, Kachlík & Melka 1993). The Tachov Shear Zone cuts the structures of the Tirschenreuth - Mähring Zone on the Bavarian territory. A dominant structure seems to be the Mariánské Lázně Shear Zone. The Tachov and Broumov Zones may represent feathered structures. Left-hand movements in this zone are not consistent with the indentation model of Weber & Vollbrecht (1989). The age of movement in these zones has not been dated. The intersections and spatial relationships indicate that some of these zones are contemporaneous with granitoid intrusions; the granitoids themselves are often influenced by deformation.

Discussion and conclusion

Recent geological mapping, structural and geochemical investigations in the surrounding of the MLC brought new insights into the relationship between the units at the supposed Saxothuringian-Moldanubian boundary.

1. The original concept of the MLC (Kastl & Tonika 1984) was modified. Metabasites cropping out NW of the Vlčí hrbet serpentinite body and in the area of Lazurový vrch on the SE border of the MLC were excluded from the MLC, similarly as metabasites in the area of Lazurový vrch on the SE margin of the MLC. They were incorporated into the redefined

Kladská unit. The other ultrabasic and basic rocks which occur in the mantle of the Bory pluton can be correlated with the MLC.

2. A new tectonostratigraphic unit - the Kladská unit - was established based on lithology, metamorphic and structural features and its areal extent.

3. The MLC was thrust over the Kladská unit from SSE to the NNW for at least 25 km. This complex nappe structure near the supposed Saxothuringian - Moldanubian boundary is constrained by the different P, T trajectories and by different protoliths of metabasites of both superposed units. The LP rocks of the Kladská unit are overlain by MP-HP rocks of the MLC. The inverted zonal pattern in the Kladská unit is in accordance with such interpretation.

4. The primary thrust-related relationship of the units on the supposed Saxothuringian-Moldanubian boundary was modified by a later extension and by lateral movements of individual crustal segments.

In spite of the new presented information the stratigraphic range, structural and geotectonic position of the Kladská unit is open for further discussion (Kachlík 1993). The correlation of metabasites from units occurring near the supposed Saxothuringian - Moldanubian boundary shows a close relationship to the metabasalts of the Prasinit-Phyllit series (Okrusch et al., 1989). It is supported by similar K-Ar cooling ages of metasediments of this series and amphiboles from metabasalts of the Kladská unit. The correlation of metasediments and their stratigraphic range require further investigation and cooperation with German geologists. From this point of view further research activities should be concentrated on sequences occurring at the basal parts of the allochthonous units, e.g, Randschiefer Series, Prasinit-Phyllit Series, Wetzldorf Series.

References

- Beard B. L., Medaris L., Johnson C.M, Jelínek E.& Tonika J. (in press): Geochronology and Geochemistry of eclogites from the Mariánské Lázně Complex, Czech Republic: Implications for Variscan Orogenesis. - *Europ. J. Mineral.*
- Bell T. H.& Rubenach M. J. (1983): Sequential porphyroblast growth and crenulation cleavage development during progressive metamorphism. - *Tectonophysics*, 92, 171-192. .
- Blundy J.D. & Holland T.J.B. (1989): Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104, 208 - 224.
- Bowes D. R. & Aftalion M. (1991): U-Pb zircon isotope evidence of Early Ordovician and Late Proterozoic units in the Mariánské Lázně Complex, Central European Hercynides. - *N. Jb. Mineral. Mh.*, 7, 315 - 326.
- Boyd F. R. (1954): Amphiboles. *Carnegie Institute of Washington Yearbook*, 53, 108 - 111.
- (1956): Amphiboles. - *Carnegie Institute of Washington, Yearbook*, 115 - 119.
- Brown E. H. (1977): The crossite content of Ca-amphibole as a guide to pressure metamorphism. - *J. Petrol.*, 18, 53 - 72.
- Cháb J. & Suk M. (1978): The metamorphic development of the Bohemian Massif on the Czechoslovak territory. - *Sbor. geol. Vid., Geol.*, 31, 109-126.
- Cháb J. & Žáček V. (1993): The Teplá crystalline complex (ZTT North). Metamorphism III. - In: Vrána S. & Štědrá V. (eds.): *Geological model of Western Bohemia in relation to the deep borehole KTB in the FRG. Abstracts.* 13 - 14 pp.
- Fiala F. & Vondrová N. (1963): Silur synklinály Kladské - In: V. Zoubek a kol. 1963: *Vysvětlivky k přehledné geologické mapě 1 : 200 000, M 33 XIII Karlovy Vary, Ústí. Úst. geol. Praha.*

- Fiala J. & Vejnar Z. (1993): Lithology and tectonic evolution of the Saxothuringicum-Moldanubicum transition zone, West Bohemia. - In: Emmerman R., Lauterjung J., Umsonst T. (eds.): KTB Report 93-2, 93-95.
- Franke W. (1984a): Variszischer Deckenbau im Raum der Münchberger Gneissmasse, abgeleitet aus der Fazies, Deformation und Metamorphose im umgebenden Paläozoikum. - *Geotekt. Forsch.*, 68, 1-253.
- (1984b): Late events in the tectonic history of the Saxo-Thuringian Zone. - In: D. W. H. Hutton & D. J. Sanderson (eds.): *Variscan tectonics of the North Atlantic region*. Blackwell Sci. Publ., 33-45.
- (1989): Tectonostratigraphic units in the Variscan Belt of Europe. - *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 280.
- Gebauer D. & Grünenfelder M. (1979): U-Pb zircon and Rb-Sr mineral dating of eclogites and their country rocks: Example: Münchberg Gneiss Massif, northeast Bavaria - *Earth Planet. Sci. Letters*, 42, 35-44.
- Kachlík V. (1993): The evidence for Late Variscan nappe thrusting of the Mariánské Lázně Complex over the Saxothuringian terrane (West Bohemia). - *Journ. Czech Geol. Soc.*, 38/1,2, 43 - 58.
- Kachlík V., Melka R. (1993): Structural pattern in the area of Mariánské Lázně Complex and at the Saxothuringian-Moldanubian boundary. - In: Vrána S. & Štedrá V. (eds.): *Geological model of Western Bohemia in relation to the deep bohehole KTB in the FRG*. Abstracts. 10 pp.
- Kastl E. & Tonika J. (1984): The Mariánské Lázně metaophiolite complex (West Bohemia). - *Krystalinikum*, 17, 59-76.
- Kettner R. (1917): Versuch einer stratigraphischen Einteilung des Böhmisches Algonkiums. - *Geol. Rdsch.*, 8, (5-8), 169-188.
- Kreuzer H., Eberhard S., Schüssler U., Okrusch M., Lenz K. L. & Raschka, H. (1989): K-Ar geochronology of different tectonic units at the northwestern margin of the Bohemian Massif. - *Tectonophysics*, 157, 149-178.
- Kreuzer H., Vejnar Z., Schüssler U., Okrusch M. & Seidel, E. (1992): K-Ar dating in the Teplá-Domazlice Zone at the western margin of the Bohemian Massif. - *Proceedings of the 1st International Conference on the Bohemian Massif, Prague, Czechoslovakia, Sept. 26. - Oct. 3, 1988*, 168-175.
- Leake B. E. (1965): The relationship between tetrahedral aluminium and the maximum possible octahedral aluminium in natural calciferous and subcalciferous amphiboles. - *Am. Mineral.*, 50, 843 - 854.
- Matte Ph., Maluski H., Rajlich P. & Franke, W. (1990): Terrane boundaries in the Bohemian Massif: Result of large-scale Variscan shearing. - *Tectonophysics*, 177, 151-170.
- Müller-Sohnius V., v. Drach V. & Köhler H. (1987): Alterbestimmungen an der Münchberger Gneissmasse, NE Bayern. - *Neues Jahrb. Mineral. Abh.*, 156, 175 - 206.
- Okrusch M., Seidel E., Schüssler U. & Richter, P. (1989): Geochemical characteristics of metabasites in different tectonic units of the northeast Bavarian crystalline basement. - In: R. Emmermann & J. Wohlenberg, (eds.): *The German Continental Deep Drilling Program (KTB). Pre-site studies in the Oberpfalz and Schwarzwald*. 67-79. Springer Verlag, Berlin.
- Plyusnina L.P. (1982): Geothermometry and Geobarometry of Plagioclase-Hornblende Bearing Assemblages. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80, 140-146.
- Raase P. (1974): Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 45, 231 - 236.
- Stein E. (1988): Die strukturgeologische Entwicklung im Übergangsbereich Saxothuringikum - Moldanubikum in NE Bayern. - *Geol. Bav.*, 92, 5 - 131.
- Söllner F., Köhler H. & Müller-Sohnius D. (1981a): Rb/Sr Alterbestimmungen an Gesteinen der Münchberger Gneissmasse (MM), NE Bayern, Teil 1, Gesamtsteinsdatierungen. - *Neues Jahrb. Mineral., Abh.*, 141, 1, 90 - 112.
- (1981b): Rb/Sr Alterbestimmungen an Gesteinen der Münchberger Gneissmasse (MM), NE Bayern, Teil 2, Mineraldatierungen. - *Neues Jahrb. Mineral., Abh.*, 178 -198.
- Stosch H. G. & Lugmair G. W. (1987): Geochronology and geochemistry of eclogites from the Münchberg Gneiss Massif, F. R. G. - *Terra Cognita*, 163.
- Teufel S. (1988): Vergleichende U-Pb und Rb-Sr Alterbestimmungen an Gesteinen des Übergangsbereiches Saxoth./Moldanubikum, NE Bayern. - *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, 35, 87pp.

- Vejnar Z.(1991): Structural and metamorphic patterns of the calc-silicate and metapelitic rocks from Vysoká, western Bohemia, and remarks on the Saxothuringicum/Moldanubicum boundary. - Vestník Čes. geol. Úst., 64, 6, 349-364.
- Vejnar Z. & Zoubek V.(1962): Vysvetlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000, M-33-XIX. Mariánské Lázně a M 33-XXV Švarcava. Praha.
- Weber K. & Vollbrecht A. (1986): Ergebnisse der Vorerkundungsarbeiten, Lokation Oberpfalz. - Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland. Seeheim Odenwald, Kolloq.2.
- (1989): The crustal structure at the KTB drill site, Oberpfalz. - In: Emmerman R., Wohlenberg J. (eds.): The German Continental Deep Drilling Program (KTB): 5 - 36. Springer Verlag, Berlin. \wedge
- Zoubek V. (1948): Poznámky ke stratigrafii krystalinika Českého masivu I, II. - Sbor. Stát. geol. Úst., 13, 463 - 498. Praha.
- Zoubek V. et al. (1963): Vysvetlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1: 200 000, M-33-XIII - Karlovy Vary. - Ústí. Úst. geol. Praha.
- Zulauf G. (1994): Ductile faulting along the West-Bohemian Shear Zone (Moldanubian)/Teplá-Barrandian boundary) - Evidence for late Variscan extensional collapse in the Variscan internides. - Geol. Rundsch., 83, 276 - 292.

Acknowledgement

I am indebted to Dr. S. Vrána and Dr. Ulrich Harms for their improvement of the English and for their constructive reviews of the manuscript. I thank my colleagues providing their unpublished geological maps, which resulted from field mapping courses in years 1987 - 1993. Their data helped me greatly in the re-interpretation of the geology of the units surrounding the MLC.



Metamorphism of the Teplá Crystalline Complex

JAN CHÁB & VLADIMÍR ŽÁČEK

Český geologický ústav, Klárov 3, CZ-118 21 Praha 1

Abstract

Two main regional metamorphic events are recognized in the Teplá crystalline complex (TCC), LP/MT and MP/MT ones. The MP/MT metamorphic event succeeding decompression and sillimanite production is connected with thrusting of the TCC over the Mariánské lázně metaophiolite complex. The TCC is divided by a NNE - SSW trending fault zone with several km sized sinistral movement. Chemical variations of the main rock-forming minerals with respect to metamorphic grade are also presented.

Metamorphic evolution of the TCC

The Teplá crystalline complex (TCC) represents a northwestern marginal part of the Teplá-Barrandian terrane (Fig. 1), where metamorphism of Precambrian rocks grades from chlorite to kyanite zones (Zoubek 1948, Zoubek in Kratochvíl et al. 1951). Our revision is based on new field work and petrological studies of metasediments, metagranitoids and metabasites, which were recently sampled from about 400 localities. The very simple and uniform mineral assemblages of the metasediments originated from a greywacke-siltstone-shale protolith. Besides of biotite, garnet, staurolite and kyanite, which entered mineral assemblages with the increasing intensity of metamorphism, only quartz, plagioclase, muscovite, accessory ilmenite and chlorite in low-grade zones, are overall present. Sillimanite crystallization opened a stage of retrograde processes. Changes in chemistry of the main metamorphic minerals may be characterized in the following way:

Plagioclase is albite to oligoclase (up to An 25), reflecting thus the metamorphic grade and relatively Ca-poor protolith; some metagreywackes contain andesine (max. An 35). Oligoclase appears for the first time in the matrix of greywackes in the innermost part of the biotite zone, while albite persists locally up to an outer part of the garnet zone. Plagioclase in most samples displays normal (decrease of An toward rim) zoning.

Muscovite is the dominant end-member (>70%) of white mica solid solution; the concentrations of paragonite and Fe+Mg celadonite components vary in the range 2-20% and 10-25%, respectively. The phengitic substitution is low, the majority of values varies in the range 3.05-3.15, the maximum phengitic substitution 3.22 was found in muscovites coming from the biotite zone. The chemical variations of muscovite with the increasing grade of metamorphism are similar to those described by Guidotti (1973, 1978).

Brown biotite exhibits $X_{Mg} = Mg/(Fe+Mg)$ between 0.40-0.49, changes of X_{Mg} with the increasing grade of metamorphism are small. In contrast, the Al^{IV} concentration increases at approximately constant concentration of Ti from the biotite to staurolite zone. In the kyanite zone Ti concentration increases, while Al^{IV} concentration remains unchanged.

Garnet appears as an important rock-forming constituent in the majority of the studied samples (for details see Žáček 1992, Žáček and Cháb 1993a). Garnet of the garnet zone (garnet I) displays typical progressive zoning patterns with spessartine- and grossular-rich cores. In the staurolite zone, Ca-rich helicitic garnet rims (garnet II) appear, which contain numerous inclusions of plagioclase, micas, quartz, apatite, ilmenite and rarely also staurolite. Plagioclase located immediately at the boundary between garnet I and II contains less than 10 % An, while plagioclase within garnet II is oligoclase, similar in composition to plagioclase of the matrix. Both progressive and reverse zoning of the included plagioclase was observed. In the kyanite zone, garnet II grains prevail absolutely; garnet I cores only appear in some samples from the outer marginal portion of this zone. Many garnet II porphyroblasts contain abundant crystallographically oriented, 1-5 microns sized euhedral chlorite inclusions.

Three generations of staurolite occur in the rocks of the TCC. Common matrix grains and small porphyroblasts in rocks of the staurolite and kyanite zones represent the first generation. In the staurolite zone, staurolite seems to be mostly contemporaneous with garnet II overgrowths. The mineral appears immediately adjacent to garnet in numerous samples. In the kyanite zone, staurolite was preserved locally as strongly corroded relics and is identical with staurolite of the staurolite zone. The second generation is represented by retrograde staurolite replacing kyanite in rare cases. In the contact metamorphosed rocks rimming the Leskov and Polom massifs (see below), the third generation of staurolite occurs in pseudomorphs after cordierite. The chemical composition of the first two types is similar: $X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe) = 0.16-0.22$, 0.9-1.4 wt.% ZnO; staurolite originated at the expense of cordierite is Fe-rich ($X_{Mg} = 0.09-0.18$) and Zn-poor (0.16-0.20 wt.% ZnO).

Chlorite as a primary matrix mineral appears up to garnet zone. Except for this, scattered occurrences of secondary chlorite exist indicating late retrograde metamorphism all over the studied area.

Using the garnet-biotite thermometer according to Williams and Grambling (1990), temperatures ranging between 450-520°C were calculated for the garnet rim - matrix biotite compositions for the garnet zone. Temperatures of 500-595°C (mostly about 580°C) were calculated for samples from the staurolite zone. The values are in a good agreement with those ascertained by the garnet-staurolite thermometer of Perchuk (1969). In the kyanite zone, the calculated temperatures vary in the range of 550-645°C. Using the GASP geobarometer (Kozioł and Newton 1988), the calculated pressures for the kyanite zone vary in the range of 5-8.7 Kb, the maximum values have been recorded in the SE part of the kyanite zone (slice C, see below). Up to the garnet zone, the pressures are assumed to be low (3 - 4 kb), because of the strong Ca decrease towards the rims of garnet I and the presence of low-phengitic white mica. The appearance of Ca-rich overgrowths (garnet II, mainly in the staurolite zone) accompanied by the crystallization of albitic plagioclase has been interpreted as a pressure increase (using the model of Spear et al. (1990)), which is responsible for the contemporaneous formation of kyanite-bearing rocks in the kyanite zone.

Based on structural relations and the thermobarometric results, three to four metamorphic events may be distinguished in the TCC:

1. An early LP/MT metamorphism is indicated by the composition of garnet I, muscovite and especially by the presence of very coarse-grained peraluminous metapegmatites containing andalusite transformed to kyanite during the following event. Andalusite prisms (up to the size 10 x 4 cm) are almost completely transformed to kyanite.

2. The main MP/MT metamorphic event produced the present pattern of metamorphic zonation. Beside of kyanite, Ca-enriched garnet II and albite accompanying the early stages of garnet II crystallization are indicators of this process.

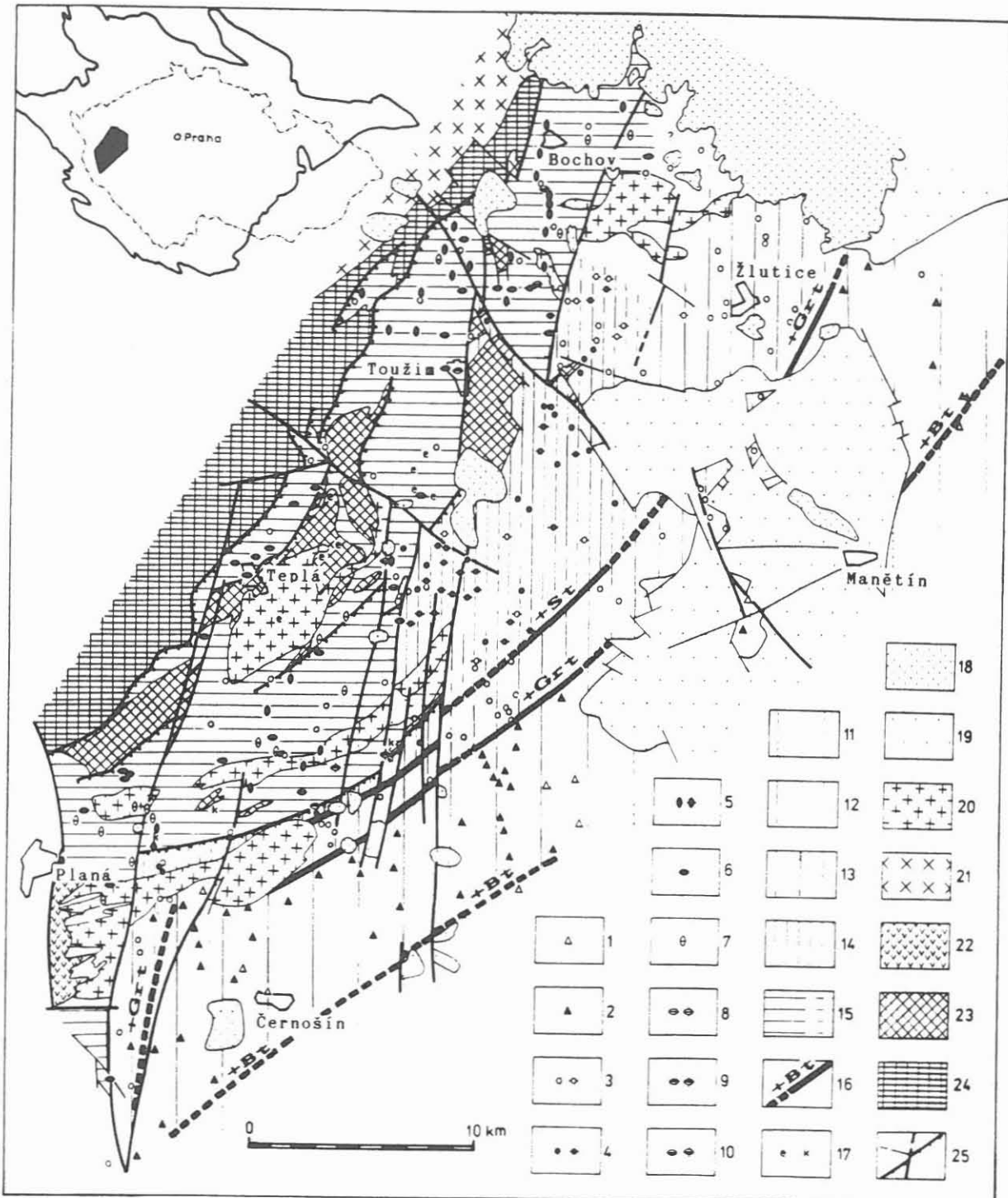


Fig. 1. Geological scheme of the Teplá Crystalline Complex with metamorphic zonal pattern (According to Žáček and Cháb 1993b).

Explanation: 1.-10. MINERAL ASSOCIATIONS: (+Qtz+Plg+Bt+Ms; 2nd symbols: +2-stage Grt). 1. Chl+Ms, 2. Bt+Ms+Chl, 3. Grt+Bt, 4. St+Grt, 5. Ky+Grt, 6. Sill+Grt, 7. Ky+Sill+Grt, 8. Ky+Sill+St+Grt, 9. Ky+St+Grt, 10. Sill+St+Grt. 11.-15. METAMORPHIC ZONES: 11. Chlorite, 12. Biotite, 13. Garnet, 14. Staurolite, 15. Kyanite, 16. Metamorphic isograd, 17. occurrence of eclogite (e), occurrence of metapegmatite with kyanite (k), 18. Tertiary volcanics, 19. Carboniferous sediments, 20. Metagranitoids, 21. Granite, 22. Diorite + Gabbro in Lestkov massif, 23. Metabasites of the Teplá crystalline complex, 24. Mariánské Lázně metabasite Complex, 25. Fault, thrust.

3. The sillimanite-producing event is connected with a decompression and a thrusting of the TCC over the Mariánské Lázně metaophiolite complex (MLC) (terrane according to Matte et al. 1990) towards the northwest. Sillimanite originated first of all at the expense of kyanite; its fibrous aggregates form a pronounced NW-SE trending lineation.

4. A retrograde process produces mainly fine-grained muscovite at the expense of kyanite and sillimanite, late biotite and/or chlorite at the expense of garnet, chlorite at the expense of biotite and newly formed chlorite aggregates overgrowing schistosity.

The kyanite zone domain is composed of at least three tectonic slices (Fig. 1); from the contact with the MLC towards the southeast (i.e. from bottom to top, respectively), as follows:

A. a thin slice of high-grade schists and retrograde metamorphosed migmatite bordering closely the MLC, which contains nearly exclusively sillimanite instead of kyanite,

B. a slice of high-grade schist with numerous bodies of relic eclogites, garnet amphibolites, amphibolites and with a body of a granitic orthogneiss (Teplá orthogneiss); this slice represents a tectonic melange composed of rock units with a variety of tectono-metamorphic histories,

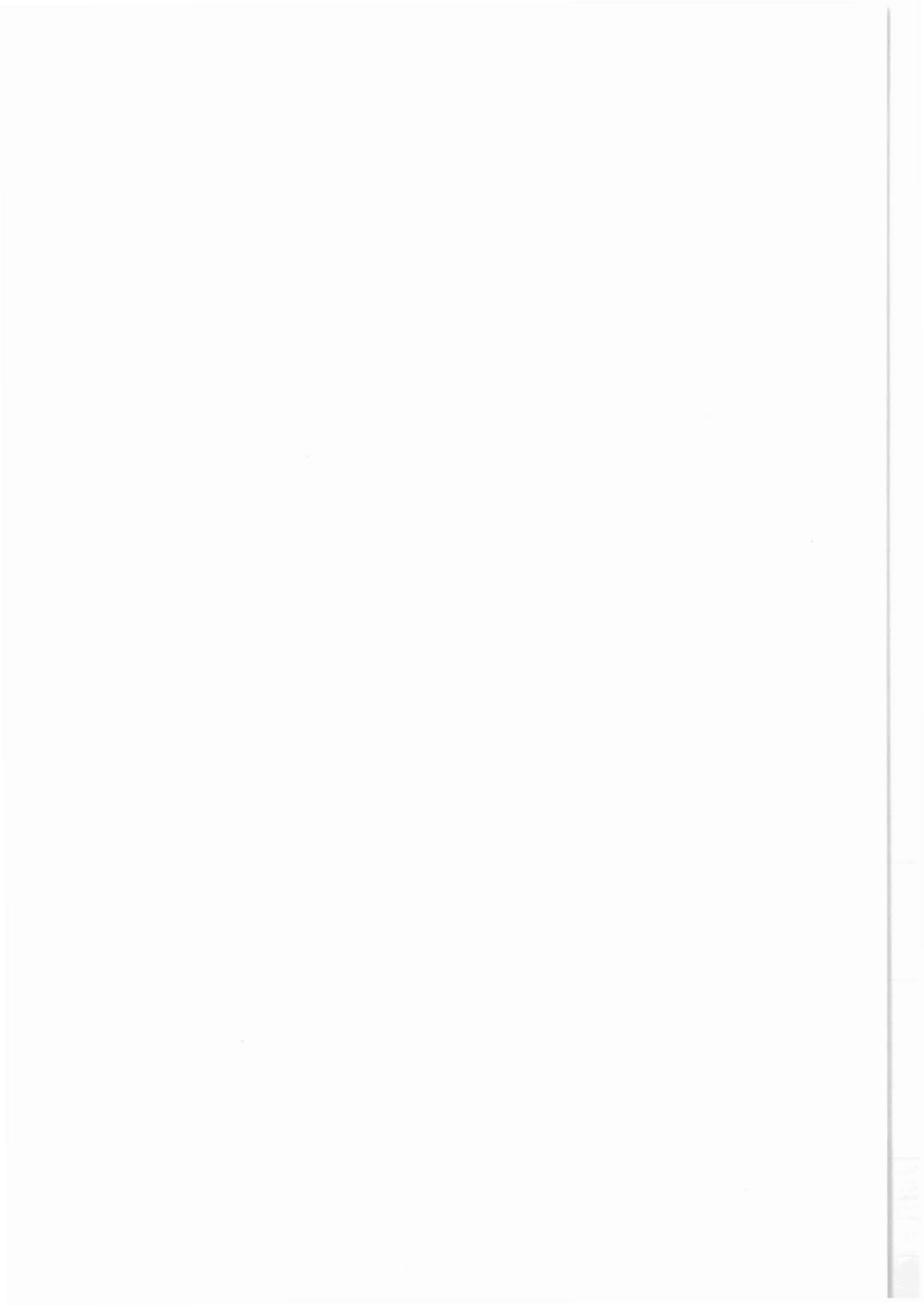
C. a high-grade schist of the outer part of the kyanite zone with an elongated body of a tonalitic orthogneiss (Hanov orthogneiss) accompanied by numerous metapegmatites. The boundary between the staurolite and kyanite zones is not an isograd but a tectonic contact, at least partially (in the south).

The rocks of the biotite zone up to a marginal portion of the kyanite zone are intruded by the complex syn-kinematic Lestkov and Polom massifs, which are composed of granodioritic, quartz-dioritic and gabbroic rocks. These massifs exhibit both intrusive and sheared tectonic contacts.

The TCC is, moreover, cross-cut by a NNE-SSW trending fault zone with several kilometres-sized sinistral displacement (see Fig. 1). This fault system, which highly probably copies an old shear zone, was reactivated during the Tertiary. This is apparent from the location of many Tertiary volcanic rocks and sources of mineral waters. The recrystallization of rocks of the staurolite zone is more pronounced in the NE than in the SW and garnetiferous amphibolite occurs in the NE within the staurolite zone in a large distance from the occurrences mentioned above.

References

- Guidotti, C.V. (1973): Compositional variation of muscovite as a function of metamorphic grade and assemblage in metapelites from N.W. Maine. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 42, 33-42.
- Guidotti, C.V. (1978): Compositional variation of muscovite in medium- to high-grade metapelites of northwestern Maine. - *Am. Mineralogist.*, 63, 878-884.
- Koziol, A.M. and Newton, R.C. (1988): Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase - garnet - Al_2SiO_5 - quartz geobarometer. - *Am. Mineralogist*, 73, 216-223.
- Kratochvíl, F., Vachtl, J. and Zoubek, V. (1951): Geologické poměry kříženecko - nezdeckého pásma Tepelské vysociny. - *Sb. Ústř. úst. geol. k šedesátinám Prof. Dr. R. Kettnera*, XVIII, 201-232. Praha.
- Matte, P., Maluski, H., Rajlich, P. and Franke, W. (1990): Terrane boundaries in the Bohemian massif: Result of large - scale Variscan shearing. - *Tectonophysics* 177, 151-170.
- Perchuk, L.L. (1969): The staurolite - garnet thermometer. - *Dokl. Acad. Sci. Sect.*, 186, 189-191.
- Spear, F.S. , Kohn, M.J., Florence, F. and Menard, T. (1990): A model for garnet and plagioclase growth in pelitic schists: implications for thermobarometry and P-T path determinations. - *J. metamorphic Geol.*, 8, 683-696.
- Williams, M.L. and Grambling, J.A. (1990): Manganese, ferric iron and the equilibrium between garnet and biotite.- *Amer. Mineralogist*, 75, 886-907.
- Zoubek, V. (1948): Poznámky ke geologii krystalinika Českého masívu. - *Sb. Stát. geol. úst. ČSR, Geol.*, 15, 339-398
- Žáček V. (1992): Garnets and metamorphic evolution of the Teplá Crystalline Complex, Western Bohemia. - *Zbl. Geol. Paläont. I*, 7/8, 847-856.
- Žáček V. and Cháb J. (1993a): Metamorphism in the Teplá Upland, Bohemian Massif, Czech Republic (Preliminary report). - *Bull. Czech geol. Surv.*, 68, 3, 33-37. Praha.
- Žáček V. and Cháb J. (1993b): Metamorfnní vývoj krystalinika Tepelské plošiny. - *Dílčí závěrečná zpráva úkolu 2100, MS, Archiv Českého geologického ústavu*. Praha.



The geological structure of the crystalline basement below the North Bohemian brown coal basin

BEDŘICH MLČOCH

Czech Geological Survey, Klárov 3, 118 21 Praha 1, Czech Republic

Introduction

The North Bohemian brown coal basin between the towns of Chomutov, Most and Žatec is the largest area of Tertiary deposits in North and West Bohemia, smaller areas belong to the Sokolov and Cheb basins further SW. This contribution presents and discusses a geological map of the crystalline basement below the Tertiary North Bohemian brown coal basin SE of the Krušné hory Mts.(Erzgebirge). Information from the northern part of the Rakovník basin (Carboniferous-Permian) is also included.



Fig. 1 Position of the investigated area in North Bohemia

Archival information on several thousands boreholes and drill cores from several hundred boreholes have been studied. The distribution of the boreholes is rather irregular, the largest concentration is along the foot of the Krušné hory Mts. The first geological map of the crystalline basement was compiled by ELZNIC (1982). KOPECKÝ (1985) published a map of isolines of the pre-Tertiary surface. A monograph by MALKOVSKÝ et al. (1985) gives a detailed description of the North Bohemian basin. To keep this contribution concise, it has not been possible to cite all the publications and reports used.

The crystalline basement of the North Bohemian basin (Fig.2) comprises parts of the Krušné hory crystalline complex belonging to the Saxothuringicum in the NW of the Litoměřice Fault (LF), and Upper Proterozoic units of the Bohemicum in the SE. Between these two major units there is a group of several smaller units, including probable equivalents of the Mariánské Lázně complex and the Teplá crystalline unit, phyllitic units of the Lower Paleozoic, and Cadomian granitoids.

Fig. 2 Schematic geological map of the crystalline basement below the North Bohemian brown coal basin and of the Czech part of the Krušné hory Mts. (Erzgebirge)

SAXOTHURINGICUM

Proterozoic - Lower Paleozoic (Krušné hory crystalline complex)

- 1 - granulites and gneissic granulites (*gr*), with peridotites (+*P*), with serpentinite occurrences (+*S*), with orthogneisses and migmatites (+*G*)
- 2 - paragneisses (*g*), with bodies of finer-grained metagranites (+*G*)
- 3 - intercalations of calc-silicate gneisses (*E*) and amphibolites (*A*)
- 4 - garnet-muscovite gneisses (*gg*)
- 5 - mica schists (*m*)
- 6 - muscovite-biotite orthogneisses and migmatites (*G*)
- 7 - muscovite orthogneisses (*Gm*)
- 8 - phyllites, Lower Paleozoic (*ph*)

Variscan magmatites

- 9 - granites (γ)
- 10 - rhyolites (λ) and granite porphyry (π)

BOHEMICUM

Upper Proterozoic (Teplá crystalline unit)

- 11 - mica schists (*m*)
- 12 - phyllitic rocks (*ph*)
- 13 - contact metamorphosed schists (*r*)
- 14 - Cadomian granites (γ)

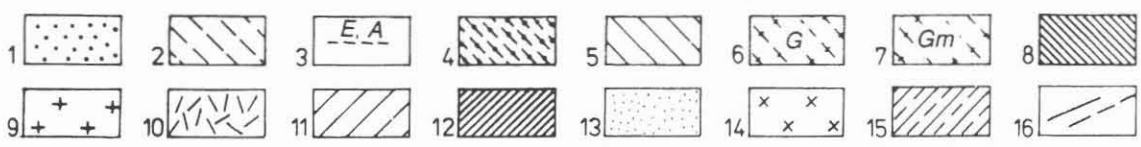
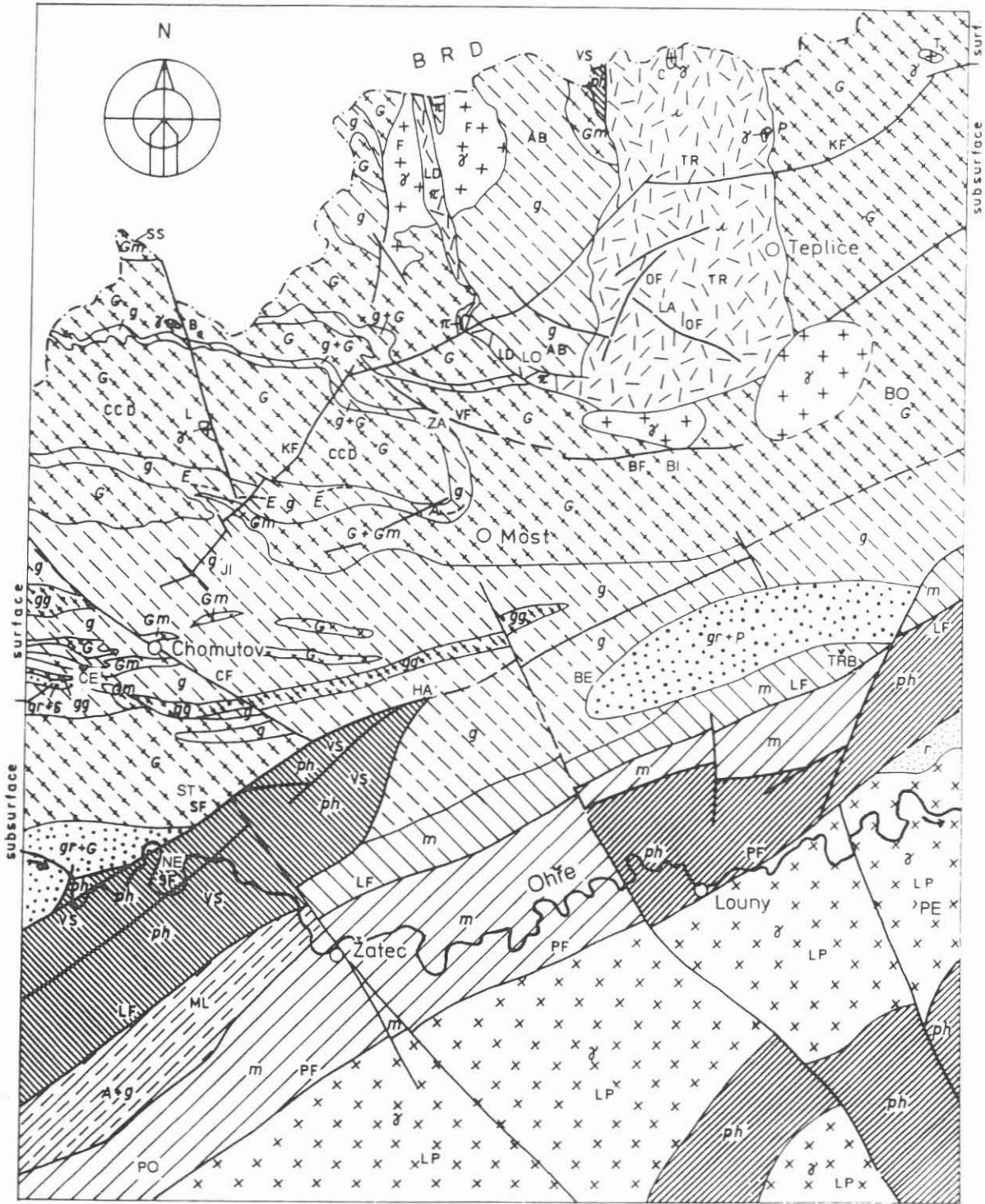
ABBREVIATIONS

Geological units and localities:

AB - Altenberg block, B - Brandov granite, BE - Bečov, BI - Bílina, BO - Bořislav, C - Cínovec granite, CCD - core of the Catherine dome, ČE - Černovice, F - Fláje, HA - Havraň, JI - Jirkov, L - Lesná granite, LA - Lahošť, LD - Loučná-Fláje dyke of granite porphyry, LO - Lom, LP - Louny pluton, MI - Milešov, ML - Mariánské Lázně unit, NE - Nechanice, P - Preiselberg granite, PE - Peruc, PO - Podbořany, SS - Sayda structure, ST - Střezov, T - Telnice granite, TR - Teplice rhyolite, TRB - Třebívlice, VS - equivalents of the Vogtland-Saxonian Paleozoic, ZA - Záluží

Faults:

BF - Bílina fault, CF - Chomutovka valley Fault, DF - Döllinger fault, KF - Krušné hory (Erzgebirge) fault, LF - Litoměřice fault, OF - Obří pramen fault, PF - Podbořany fault, VF - Viktoria fault



1. Units of the Saxothuringicum

The basement in the northern part of the basin is composed of parts of the Krušné hory crystalline complex, a phyllite unit and Variscan magmatites. The Krušné hory crystalline complex below the basin shows a structure that is essentially similar to that of the parts exposed on the surface in the Krušné hory Mts. It was possible to define and correlate several partial units.

The Přísečnice (Pressnitz) Group (*g, gg*)

Paragneisses of the Přísečnice Group (probably of Upper Proterozoic age), documented mainly around Chomutov, continue to the E up to the Střezov fault (SF), and to the S up to the Litoměřice fault (LF). Fine-grained and medium-grained muscovite-biotite paragneisses are present in this region. Fine-grained paragneisses, analogous to so called "dichte Gneise", were also documented at some scattered localities. Coarse micaceous gneisses similar to mica schists occur SW and S of Chomutov in the S rim of the paragneiss unit. They are accompanied by garnetiferous gneisses, or garnet-muscovite mica schists, which are also known in surface exposures in the Krušné hory Mts. as rocks of somewhat uncertain status.

A remarkable narrow belt of paragneiss, forming a continuous rim around the antiformal orthogneiss core of the Catherine dome (CCD), is present also below the basin. This orthogneiss core is thus completely separated from other orthogneiss areas. Two boreholes positioned in paragneisses of the S flank penetrated calc-silicate gneiss (*E*) and amphibolite (*A*) that can be correlated with a similar horizon, exposed at the foot of the Krušné hory Mts. Smaller bodies of finer-grained muscovite-biotite metagranite (*G*), largely weakly porphyric, occur as a kind of low-strain domain in paragneisses of the N flank of the dome and terminate probably at the Loučná-Fláje dyke of granite porphyry (LD). This N flank of the Catherine dome is thus also comparable to the situation as exposed further W on the surface.

The Altenberg block (AB) which continues below the sediments of the basin and is represented mainly by paragneisses of the Přísečnice Group.

Paragneisses and mica schists shown by ELZNIC (1982) in the orthogneiss area east of the Teplice rhyolite (TR) could not be documented below the basin with the data available.

Orthogneisses (*G, Gm*)

Orthogneisses below the basin are represented basically by the same rock types as in the exposed parts of the Krušné hory Mts. They include orthogneisses exhibiting polyphase metamorphism as well as orthogneisses showing only the Variscan metamorphism. Some nearly undeformed metagranites correspond to low-strain domains (MLČOCH & SCHULMANN 1992). In view of the variable quality of the borehole descriptions, it proved impossible to plot the distribution of the individual orthogneiss types in the map.

The orthogneisses accompanying the granulites in the Ohře river valley continue to the E to the Střezov fault (SF), to a junction with phyllites of a probable Lower Paleozoic age.

The orthogneiss core of the Catherine (or Reitzenhain) dome (CCD), rimmed by a narrow belt of paragneisses, terminates probably by a brachy-antiformal closure near Záluží N of Most. Muscovite-biotite orthogneisses showing a strong planar fabric (flaser structure) and polymetamorphic history predominate in the S part of the dome core. In the northern part, there are coarse-grained, augen muscovite-biotite orthogneisses and metagranites, representing Variscan metamorphic derivatives from coarse-grained cordierite granites of an early Variscan or pre-Variscan age. Augen orthogneisses and metagranites are also abundant in the N flank of the dome, bound by the subsurface part of the Loučná-Fláje dyke of granite porphyry (LD) and by the Teplice rhyolite body (TR). In the S flank, muscovite orthogneisses seem to prevail which terminate further W towards the foot of the Krušné hory Mts. Orthogneisses of the dome reach up to the region E of Bílina, to occurrences of similar rocks situated E of the Teplice rhyolite body. For this reason it was not possible to delineate the eastern margin of the whole domal structure.

The complex of orthogneisses exposed in the Krušné hory Mts. E of the Teplice rhyolite body continues below the basin. Within this complex, the medium-grained orthogneisses and metagranites appear as structural and metamorphic equivalents to similar rocks in the Catherine dome. In the proximity of Ústí nad Labem occur finer-grained, rather weakly foliated orthogneisses (+ garnet) in a possible continuation (?) of this belt.

Granulites and peridotites (*gr*, *gr+P*, *gr+S*, *gr+G*)

Between the villages of Bečov and Třebívlice in the south-eastern part of the Krušné hory crystalline complex, rocks of a lower-crustal and upper-mantle derivation - granulites and peridotites, including pyrope peridotites - constitute a WSW-ENE trending body approximately 17 x 4 km in size.

Granulites and gneissic granulites crop out in the Ohře river valley at the N edge of the Doupovské hory Mts. SW of Chomutov and continue up to the Střezov fault E of the Nechranice dam.

The continuation of the band of gneissic granulites with serpentinites near Blahuňov W of Chomutov has been documented further to the E up to Černovice as a series of serpentinite occurrences.

Charnockitic rocks, described as xenoliths in the volcanites of the České středohoří Mts. (OPLETAL & VRÁNA 1989), have not been found by drilling in the crystalline basement.

Mica schists (*m*)

Mica schists and similar rocks accompanying the Litoměřice fault (LF), and coming in contact with granulites in the České středohoří Mts. region, have an uncertain status. It is questionable if they belong to the Krušné hory Mts. crystalline complex or to the Teplá unit (Bohemicum).

Phyllite unit (VS, *ph*)

The phyllite unit with metabasite intercalations located between the Střezov (SF) and Litoměřice (LF) faults at the Nechanice dam with continuation to near Havraň is considered by SATTRAN & VÁNĚ (1964) as a probable equivalent of the Vogtland-Saxonian Paleozoic. This unit may continue below the volcanites of the Doupovské hory Mts. further to the W, to probable Paleozoic occurrences between Ostrov nad Ohří and the Ohře valley near Vojkovice NE of Karlovy Vary.

Variscan magmatites: rhyolite, granite porphyry, granite (TR, LD, γ)

The rocks of the Teplice rhyolite body (TR) of probable Upper Westfalian to Stephanian age continue below the basin up to the valley of the Bílina river south of Teplice. The western border of the body shows a moderate to shallow dip to the E, the eastern border is steep. Paragneisses of the Altenberg block (AB) are documented below the Teplice rhyolite. The greatest depth reached was -842 m b.s.l. by the borehole TP-39 in the centre of Teplice. The Loučná-Fláje dyke of granite porphyry (LD) continues below the basin up to the southern margin of the Teplice rhyolite. This dyke and the E margin of the rhyolite body delimit the down-faulted Altenberg block and also mark the margins of an extensive caldera which is dipping to the E and is deeper eroded in the west. Smaller granite bodies (γ) are probably tied to the S edge of Teplice rhyolite. A complex of rhyolites with a thickness up to 250 m is documented below the Permian-Carboniferous sediments near Bořislav SE of Teplice.

2. Units of the Bohemicum

Mica schists (*m*)

Mica schists between the Litoměřice (LF) and Podbořany faults (PF) probably belong to the Teplá crystalline unit.

Equivalents of the Mariánské Lázně complex (*A+g*)

In the down-faulted zone with a basement level below -1000 m b.s.l. between Podbořany and Žatec, there are epidote amphibolites associated with paragneisses which may be possibly correlated with the Mariánské Lázně complex.

The Louny pluton (LP)

Several boreholes which reached the basement of the Permian-Carboniferous south of the Podbořany fault documented granites which are known on the surface as the Cadomian Čistá and Jesenice massifs. Contact metamorphosed schists were encountered close to the probable SE edge of the pluton.

Upper Proterozoic phyllites (*ph*)

Phyllitic rocks adjacent to the eastern part of the Podbořany fault in the vicinity of Louny may be contiguous with similar rocks cropping out in the Labe valley near Lovosice (out of the E margin of the map).

Phyllites and phyllitic schists along the SE edge of the Louny pluton belong to the Barrandien Proterozoic and may represent the continuation of the Rakovník-Kralovice or Stříbro-Plasy belts. To some extent, similar rocks may be expected in the roof of the Louny pluton.

3. The morphology of the surface of the crystalline basement

Borehole informations show that the surface of the crystalline basement is rather uneven. This situation was caused both by endogenic and exogenic processes taking place at various times. There is not sufficient information for the characterization of the pre-Upper Carboniferous and pre-Upper Cretaceous erosion. The influence of pre-Miocene erosion at the margin of the basin is seen as elongated depressions which tie to the recent valleys at the foot of the Krušné hory Mts. and documents the pre-Miocene position of some watercourses. This is well evidenced in the region between Pruněřov and Chomutov by a large number of boreholes. Elongated depressions in the basin are partially similar to valleys, but even with the information on hand it is difficult to assess the role of exogenic factors. It is probable that much of the basement surface morphology reflects tectonic processes.

Several depressions parallel with the axis of the basin are filled mainly by Tertiary sediments. The deepest depression is Lom near Most -255 m b.s.l. (KOPECKÝ 1985: -280 m). Smaller depressions filled mainly by volcanic material are most likely due to the Tertiary volcanic activity (e.g. BRUS & HURNÍK 1984). The lowest altitudes of the basement surface occur below the Upper Cretaceous and Permian-Carboniferous sediments in the marginal parts or in the vicinity of the proper Tertiary basin. Below the Upper Cretaceous sediments, the crystalline basement was reached at -332 m b.s.l. at Tuchomyšl near Teplice and below the Permian-Carboniferous at -1078 m b.s.l. south-west of Žatec and at -1059 m near Peruc (in the SE corner of the map).

Buried elevations of the crystalline basement are grouped in more or less distinct ridges that separate individual portions of the basin. They are of a larger extent than previously assumed. The Střezov ridge continues to the NE up to the elevation of Hněvín in Most. A somewhat irregular ridge is marked by the locations Jirkov-Hněvín(Most)-Bílina-Milešov and separates the Chomutov part from the Most part of the basin and at several places emerges on the surface. The relatively short Lahošť' ridge, underlain by the Teplice rhyolite, is also trending approximately E-W.

References

- Brus, Z. & Hurník, S. (1984): Explosivní vulkanické struktury v severočeské hnědouhelné pánvi. - Čas. Mineral. Geol., 29, 3: 255-272, Praha.
- Elznic, A. (1982): Rozšíření horninových komplexů krušnohorského krystalinika v podloží severočeské hnědouhelné pánve. - Geol. Průzk., 24, 4: 183-191, Praha.
- Kopecný, A. (1989): Neotektonika severočeské hnědouhelné pánve a Krušných hor. - Sbor. geol. věd, Geol., 44: 155-170. Praha.
- Malkovský, M. (1985): Geologie severočeské hnědouhelné pánve a jejího okolí. - Academia. Praha.
- Mlčoch, B. & Schulmann, K. (1992): Superposition of Variscan ductile shear deformation on Pre-Variscan mantled gneiss structure (Catherine dome, Erzgebirge, Bohemian Massif). - Geol.Rundsch., 81,2: 501-513, Stuttgart
- Opletal, M. & Vrána, S. (1989): Xenolity charnockitových hornin ve vulkanitech Českého středohoří. - Sbor. geol. věd, Geol., 44: 51-78, Praha.
- Satran, V. & Váně, M. (1964): Fylitová série s metabazity na východním okraji oháreckého krystalinika u Kadaně. - Čas. Mineral. Geol., 9: 281-286, Praha.
- Zeman, J. et al. (1968): Strukturně-geologická mapa ČSR 1 : 200 000, List 02 - Ústí nad Labem, list 12 - Praha. - Ústř. Úst.geol. Praha.

Die KTB-Umfeldbohrungen des Bayerischen Geologischen Landesamtes

JOHANN ROHRMÜLLER¹⁾ & GERHARD STETTNER²⁾

¹⁾ Außenstelle des Bayerischen Geologischen Landesamtes, Concordiastr. 28, D-96033 Bamberg

²⁾ Roßsteinstr. 8, D-83607 Holzkirchen

Abstract

From 1988 to 1993, 17 boreholes were drilled by the Geological Survey of Bavaria to support geological mapping and research projects in the surroundings of the KTB drill site. These boreholes are located at the boundaries of the Zone Erbendorf-Vohenstrauß (ZEV), in the basement rocks of the Saxothuringian and Moldanubian units and in the areas of the Mesozoic and Permo-Carboniferous sediments W of the drill site. The contribution presents a brief summary of the position, the targets and some results of the boreholes

Allgemeine Angaben

Im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung bei Windischeschenbach/Oberpfalz wurden vom Bayerischen Geologischen Landesamt in den Jahren 1988 bis 1993 zur Unterstützung von Kartierungsarbeiten und Forschungsprojekten von Universitätsarbeitsgruppen 17 Flachbohrungen bis maximal 250 m Tiefe niedergebracht. Diese Arbeiten sind eingebunden in die das Kontinentale Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland (KTB) flankierenden Forschungsvorhaben des Bayerischen Staatsministeriums für Landesentwicklung und Umweltfragen. Im Jahr 1994 wird der Grenzbereich Bohemikum -Moldanubikum im Raum Rittsteig durch zwei weitere Forschungsbohrungen untersucht.

Die bisherigen Bohrungen dienten zur Untersuchung lithostratigraphischer und metallogenetischer Fragestellungen, geophysikalischer Anomalien und geotektonischer Grenzbereiche (Abb. 1). Sie wurden einerseits im Sedimentbereich des mesozoischen Vorlandes und des Erbendorfer Rotliegenden und andererseits im Kristallinbereich des Saxothuringikums, Moldanubikums und der ZEV niedergebracht.

Nachfolgend sind die Forschungsbohrungen nach der Zugehörigkeit zu den regionalgeologischen Einheiten gegliedert. Die Namen der Bohrungen sind meist nach der nächstliegenden Ortschaft gewählt. Die Bohrungen sind in der Reihenfolge, in der sie gebohrt wurden, von 1 bis 17 durchnummeriert. Die Zahl nach dem Querstrich gibt das Jahr an, in dem die Bohrung niedergebracht wurde.

Alle Bohrungen wurden als Kernbohrungen abgebohrt. Sie werden im Bohrkernlager Hopfau/Erbendorf aufbewahrt (ab Mitte 1995 voraussichtlich Bohrkernlager Wackersdorf/Schwandorf) und können nach Rücksprache mit dem Bayerischen Geologischen Landesamt besichtigt und beprobt werden.

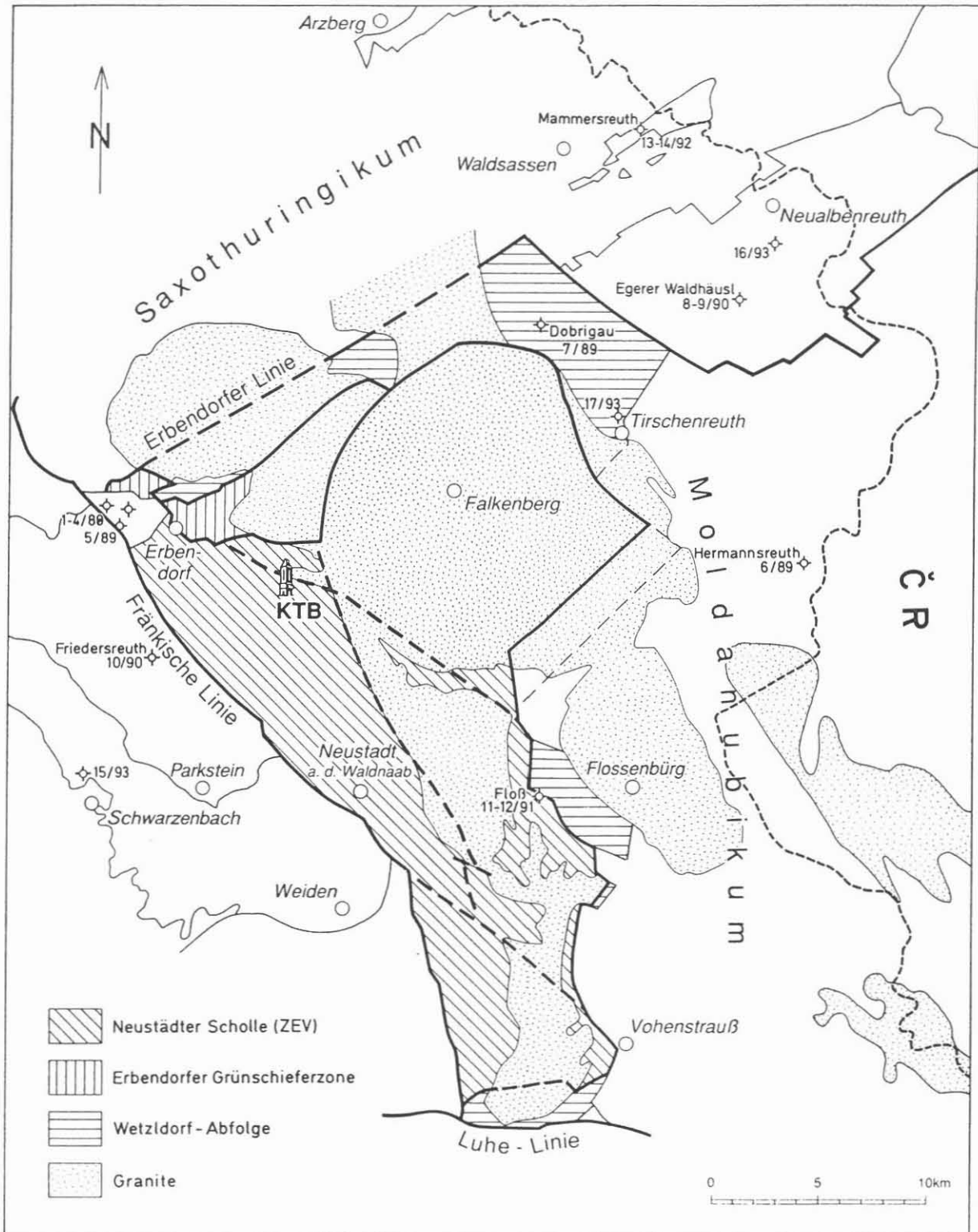


Abb. 1: Lageplan der KTB-Umfeldbohrungen

Übersicht

a) Bohrungen im mesozoischen Vorlandbereich

Drei Vertikalbohrungen zwischen 94,5 und 250 m Tiefe zur Untersuchung von Oberkreide und Trias bzw. Grenzbereich zum Oberrotliegenden

- Friedersreuth 10/90
- Schwarzenbach/Pressath 15/93
- Erbdorf 3/88

b) Bohrungen im Rotliegenden

Zur Untersuchung der Rotliegendestratigraphie wurden im Bereich des Erbdorfer Rotliegendbeckens vier Bohrungen niedergebracht. Die geologische und stratigraphische Position dieser Bohrungen ist in den Abbildungen 2 und 3 dargestellt. Es handelt sich um drei Schrägbohrungen und eine Vertikalbohrung von 98 m bis 150 m Tiefe.

- Erbdorf 1/88, 2/88, 4/88 und 5/89

c) Bohrungen im Saxothuringikum

Zwei Vertikalbohrungen und drei Schrägbohrungen von 70 bis 200 m Tiefe zur Untersuchung des Kambriums und Ordoviziums sowie zur Klärung metallogenetischer Fragestellungen

- Mammersreuth 13/92 und 14/92
- Egerer Waldhäusl 8/90 und 9/90
- Buchgütl/Neualbenreuth 16/93

d) Bohrungen im Moldanubikum

Eine Schrägbohrung von 158 m Tiefe

- Hermannsreuth 6/89

e) Bohrungen im Randbereich der ZEV und der Wetzldorfabfolge .

Zwei Vertikal- und zwei Schrägbohrungen von 171 bis 248,9 m Tiefe zur Untersuchung der Verbandsverhältnisse am Ostrand der ZEV, des Grenzbereiches Wetzldorfabfolge - Zone Tirschenreuth-Mähring (ZTT) sowie einer magnetischen Anomalie.

- Dobrigau 7/89
- Floß 11/91 und 12/91
- Tirschenreuth 17/93

b) Bohrungen im Rotliegenden

Zur Untersuchung der Rotliegendestratigraphie wurden im Bereich des Erbendorfer Rotliegendbeckens vier Bohrungen niedergebracht. Die geologische und stratigraphische Position dieser Bohrungen ist in den Abbildungen 2 und 3 dargestellt. Es handelt sich um drei Schrägbohrungen und eine Vertikalbohrung von 98 m bis 150 m Tiefe.

- Erbendorf 1/88, 2/88, 4/88 und 5/89

c) Bohrungen im Saxothuringikum

Zwei Vertikalbohrungen und drei Schrägbohrungen von 70 bis 200 m Tiefe zur Untersuchung des Kambriums und Ordoviziums sowie zur Klärung metallogenetischer Fragestellungen

- Mammersreuth 13/92 und 14/92
- Egerer Waldhäusl 8/90 und 9/90
- Buchgütl/Neualbenreuth 16/93

d) Bohrungen im Moldanubikum

Eine Schrägbohrung von 158 m Tiefe

- Hermannsreuth 6/89

e) Bohrungen im Randbereich der ZEV und der Wetzldorfabfolge

Zwei Vertikal- und zwei Schrägbohrungen von 171 bis 248,9 m Tiefe zur Untersuchung der Verbandsverhältnisse am Ostrand der ZEV, des Grenzbereiches Wetzldorfabfolge - Zone Tirschenreuth-Mähring (ZTT) sowie einer magnetischen Anomalie.

- Dobrigau 7/89
- Floß 11/91 und 12/91
- Tirschenreuth 17/93

Kurzdokumentation der Bohrungsergebnisse

a) Bohrungen im mesozoischen Vorland

Friedersreuth 10/90	R: 45 0224 H: 55 1569 Bohransatz: 532 m NN 500 SW Friedersreuth, TK 6238 Parkstein
Vertikalbohrung Teufe: 250 m	Stratigraphie: Oberkreide
Lithologie: Konglomerate mit Sand- und Siltsteinen	
Die Bohrung Friedersreuth gibt einen Überblick über die lithologische Variabilität der Oberkreide im Bereich der Fränkischen Linie. Es dominieren grobe klastische Sedimente.	

Schwarzenbach 15/93	R: 44 9936 H: 55 1102 Bohransatz: 434 m NN 1 km N Schwarzenbach, TK 6237 Grafenwöhr
Vertikalbohrung Teufe: 212 m	Stratigraphie: Trias (U. Keuper, Muschelkalk, O. Buntsandstein)
Lithologie: Sandsteine, Arkosesandsteine und Konglomerate mit Siltsteinlagen, untergeordnet Dolomiteinschaltungen	
Das Profil der Bohrung Schwarzenbach beinhaltet Unteren Keuper, Muschelkalk in Sandsteinfazies (Dolomit-führend) und oberen Buntsandstein (Beckenrandfazies).	

Erbendorf 3/88	R: 45 0073 H: 55 2259 Bohransatz: 595 m NN 2 km W Erbendorf, TK 6138 Erbendorf
Vertikalbohrung Teufe: 94,5 m	Stratigraphie: Trias und ? Oberrotliegendes
Lithologie: Kaolinführende Sandsteine mit Tonsteineinlagerungen der Trias und in den tieferen Teilen der Bohrung Tonsteine mit sandig-kiesigen Einlagerungen.	
Die Bohrung Erbendorf 3 erschließt ein Profil im Bereich der Fränkischen Linie mit einer Triasscholle zwischen Rotliegendem und oberkretazischen Albenreuther Schottern.	

b) Bohrungen im Rotliegenden

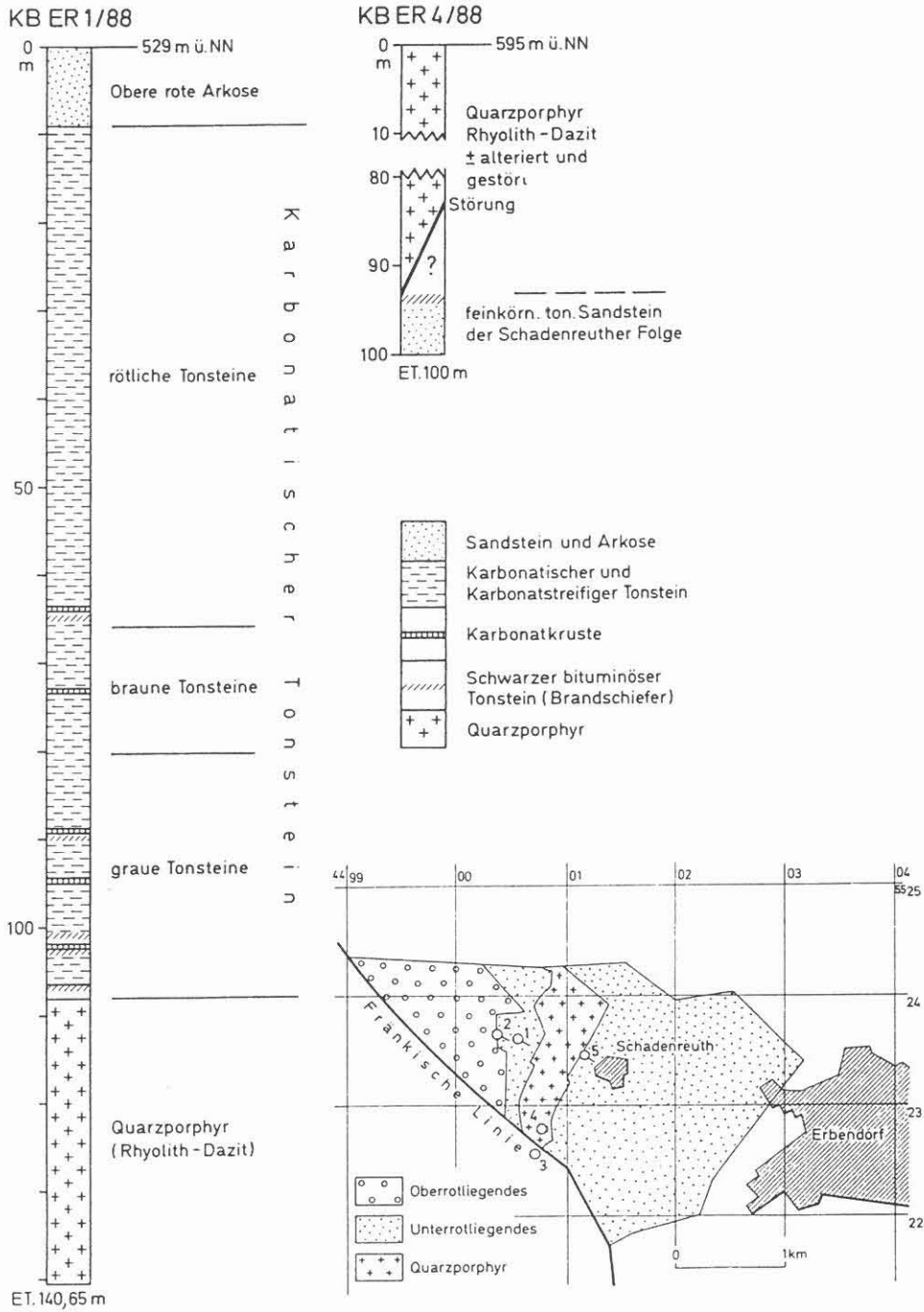


Abb. 2: Die geologische Situation im Bereich des Rotliegenden von Erbendorf, die Lage der Kernbohrungen des Bayerischen Geologischen Landesamtes 1988/89 und die Profile der Bohrungen ER 1/88 und ER 4/88

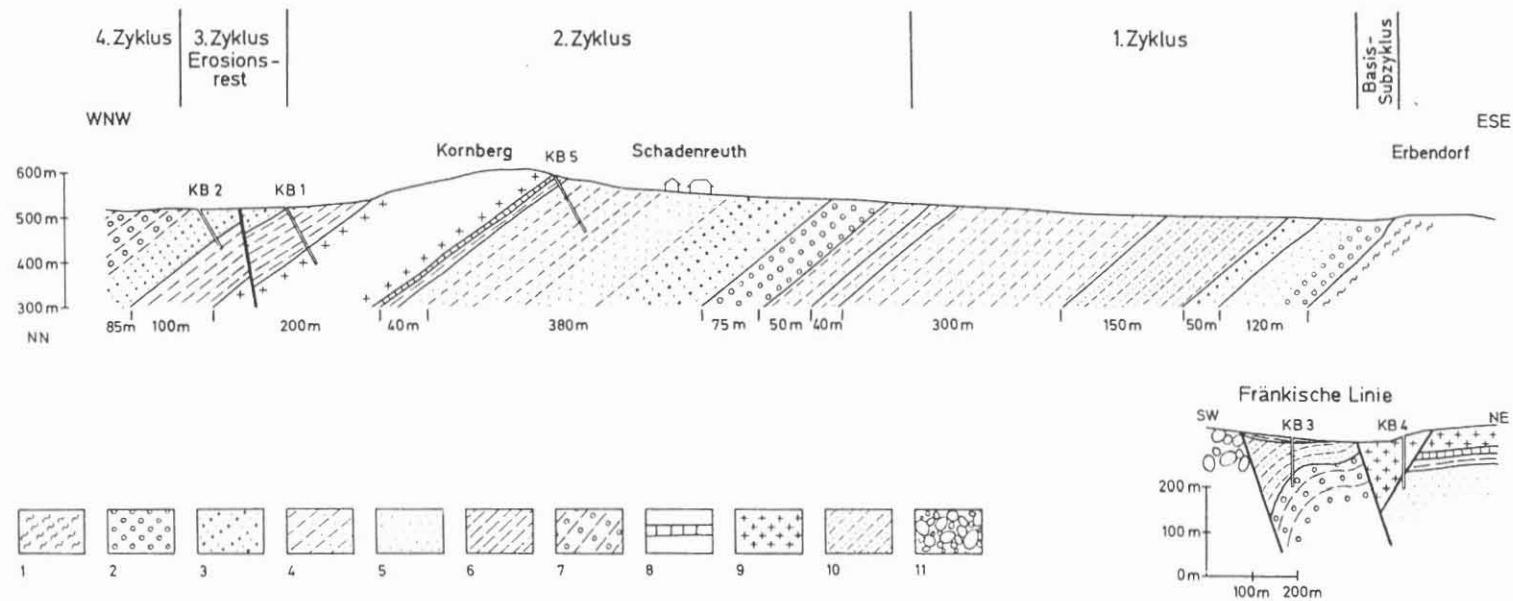


Abb. 3: WNW-ESE-Querschnitt durch das Rotliegende von Erbendorf mit zyklischer Gliederung und SW-NE-Schnitt durch den südwestlichen Randbereich des Quarzporphyrs an der Fränkischen Linie.

1 = ZEV (Basis des Rotliegenden), 2 = Konglomerat, 3 = Sandstein-Arkose-Wechselagerung, z.T. mit Einlagerungen von konglomeratischer Arkose. 4 = Grauwacken-Sandstein-Siltstein-Tonstein-Wechselagerung, z.T. mit Einlagerungen bituminöser Schiefer, 7 = fanglomeratische tonig-sandig-kiesige Ablagerungen, 8 = Tuffit, 9 = rhyolitisch-dazitischer Quarzporphyr, 10 = Trias (kaolinführender Sandstein mit Tonstein-Einlagerungen), 11 = oberkretazisch-alttertiäre Konglomerate der Albenreuther Schichten.

Erbendorf 1/88	R: 45 0055 H: 55 2360 Bohransatz: 528 m NN 1 km W Schadenreuth, TK 6138 Erbendorf
Schrägbohrung Teufe: 140,5 m	Stratigraphie: Unterrotliegendes
Lithologie: Rote Arkosen, Silt- und Tonsteine mit bituminösen Einlagerungen und Karbonatkrusten, Quarzporphyr	
Die Bohrung Erbendorf 1 erfasst die höheren Teile des Quarzporphyrs und das Hangende mit Silt- und Tonsteinen sowie Arkosen	

Erbendorf 2/88	R: 44 0040 H: 55 2366 Bohransatz: 518 m NN 1 km W Schadenreuth, TK 6138 Erbendorf
Schrägbohrung Teufe: 100,5 m	Stratigraphie: Unterrotliegendes
Lithologie: Sandsteine, Arkosen, Konglomerate, Tonsteine	
Das Profil der Bohrung Erbendorf 2/88 mit einer dominierenden Arkose-Sandstein-Wechselfolge zeigt Fortsetzung der Sedimentationsentwicklung im Hangenden des Quarzporphyrs	

Erbendorf 4/88	R: 45 0078 H: 55 2285 Bohransatz: 600 m NN 2 km W Erbendorf, TK 6138 Erbendorf
Vertikalbohrung Teufe: 98 m	Stratigraphie: Unterrotliegendes
Lithologie: Quarzporphyr (Rhyolith-Dazit, teilweise alteriert), tonige Sandsteine	
Die Bohrung Erbendorf 4 erschließt ein Profil im Quarzporphyr, der im Liegenden durch eine Störung begrenzt wird und von feinkörnigen, tonigen Sandsteinen unterlagert wird.	

Erbendorf 5/89	R: 45 0120 H: 55 2344 Bohransatz: 600 m NN 200 m W Erbendorf, TK 6138 Erbendorf
Schrägbohrung Teufe: 150 m	Stratigraphie: Unterrotliegendes
Lithologie: Tuffit, Silt- und Tonsteine, Sandsteine und Grauwacken	
Die Bohrung Erbendorf 5 erschließt ein Profil im Liegenden des Quarzporphyrs.	

c) Bohrungen im Saxothuringikum

Egerer Waldhäusl 8/90	R: 45 3010 H: 55 3382 Bohransatz: 690 m NN W Egerer Waldhäusl, TK 6040 Neualbenreuth
Vertikalbohrung Teufe: 200 m	Stratigraphie: Kambrium (Warmensteinacher Gruppe)
Lithologie: Glimmerschiefer, Quarzite	
Glimmerschieferfazies des Waldsassener Schiefergebirges	

Egerer Waldhäusl 9/90	R: 45 30710 H: 55 3336 Bohransatz: 700 m NN SE Egerer Waldhäusl, TK 6040 Neualbenreuth
Vertikalbohrung Teufe: 200 m	Stratigraphie: Kambrium (Warmensteinacher Gruppe)
Lithologie: Quarzite, quarzitisches Glimmerschiefer	
Abfolge von massig-bankigen Quarziten mit quarzitischem-glimmerschieferigen Wechsellagerungen	

Mammersreuth 13/92 M1	R: 45 2537 H: 55 4137 Bohransatz: 551 m NN 500 m SW Mammersreuth TK 5940 Hatzenreuth
Schrägbohrung Teufe: 80,2 m	Stratigraphie: Tieferes Ordovizium (Phycoden-Gruppe)
Lithologie: Gebänderte Sandsteine mit tonigen bis siltigen Einlagerungen	
Die Bohrung Mammersreuth 13/92 erschließt ein Profil in den höheren Abschnitten der Phycoden-Gruppe der Waldsassener Mulde.	

Mammersreuth 14/92 M2	R: 45 2666 H: 55 4183 Bohransatz: 545 m NN 250 m S Mammersreuth TK 5940 Hatzenreuth
Schrägbohrung Teufe: 172 m	Stratigraphie: Ordovizium (Phycoden- u. Gräfenthaler-Gruppe)
Lithologie: Siltsandsteine mit tonigen Einlagerungen (Magnetit-führend), dunkelgraue bis schwarze Tonschiefer mit Feinsandlagen	
Die Bohrung Mammersreuth 14/92 erschließt ein Profil in den höheren Abschnitten der Phycoden-Gruppe (Phycoden-Quarzit) und tieferen Teilen der Gräfenthaler Gruppe der Waldsassener Mulde.	

Buchgütl/Neualben- reuth 16/93	R: 45 3206 H: 55 3646 Bohransatz: 568 m NN 1,5 km S Neualbenreuth, TK 6040 Neualbenreuth
Vertikalbohrung Teufe: 70 m	Stratigraphie: Kambrium (Warmensteinacher Gruppe)
Lithologie: Glimmerschiefer, quarzitisches Glimmerschiefer	
Metallogenetische Untersuchungen im Bereich von alten Grubenfeldern	

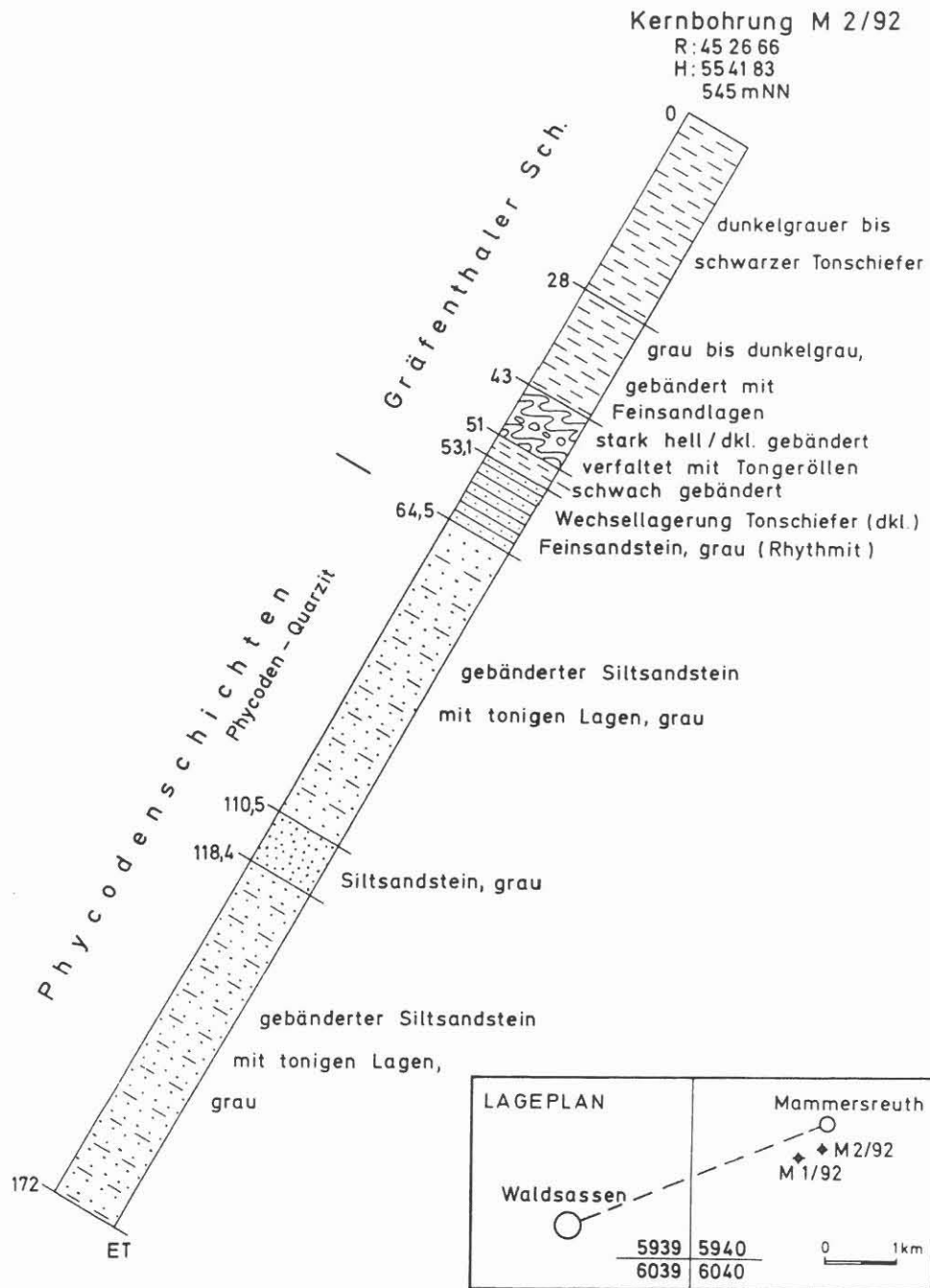


Abb. 4: Profil der Schrägbohrung Mammersreuth 14/92 (M2/92)

d) Bohrungen im Moldanubikum

Hermannsreuth 6/89	R: 45 3324 H: 55 2153 Bohransatz: 745 m NN Südwestrand Hermannsreuth, TK 6140 Tirschenreuth
Schrägbohrung Teufe: 158 m	Stratigraphie: Moldanubikum
Lithologie: Biotit-Plagioklas-Gneis, Muskovit-Biotit-Gneis, Amphibolit, Serpentin, Hornblende-Biotit-Gneis mit Einlagerungen von Redwitzit, Granit, Pegmatoid	
Lithologisch "bunte Serie" im nordostbayerischen Moldanubikum	

e) Bohrungen im Randbereich der ZEV und der Wetzldorfabfolge

Dobrigau 7/89	R: 45 2086 H: 55 3279 Bohransatz: 590 m NN 1 km SE Dobrigau, TK 6039 Mitterteich
Vertikalbohrung Teufe: 171 m	Stratigraphie: Wetzldorfabfolge ?
Lithologie: Prasinit, Epidot-Amphibolit, Biotit-Quarz-Schiefer und Glimmerschiefer (Magnetit-führend)	
Die oberen Bereiche der Bohrung Dobrigau (ca.40 m) wurden durch tiefgreifende, tertiäre Verwitterungsprozesse stark zersetzt. Ziel der Bohrung war die Untersuchung der magnetischen Anomalie	

Floß 11/91	R: 45 2105 H: 55 0977 Bohransatz: 525 m NN Haarhügel E Floß, TK 6239 Neustadt a. d. Waldnaab
Schrägbohrung Teufe: 248,9 m	Stratigraphie: ZEV oder Wetzldorfabfolge ?
Lithologie: Amphibolit, Ultrabazit (Olivinfels, Serpentin), Paragneis, Lamprophyr, Metagranit, Einschaltungen von Aplit und Pegmatit	
Östlicher Randbereich der ZEV mit "bunter" lithologischer Entwicklung	

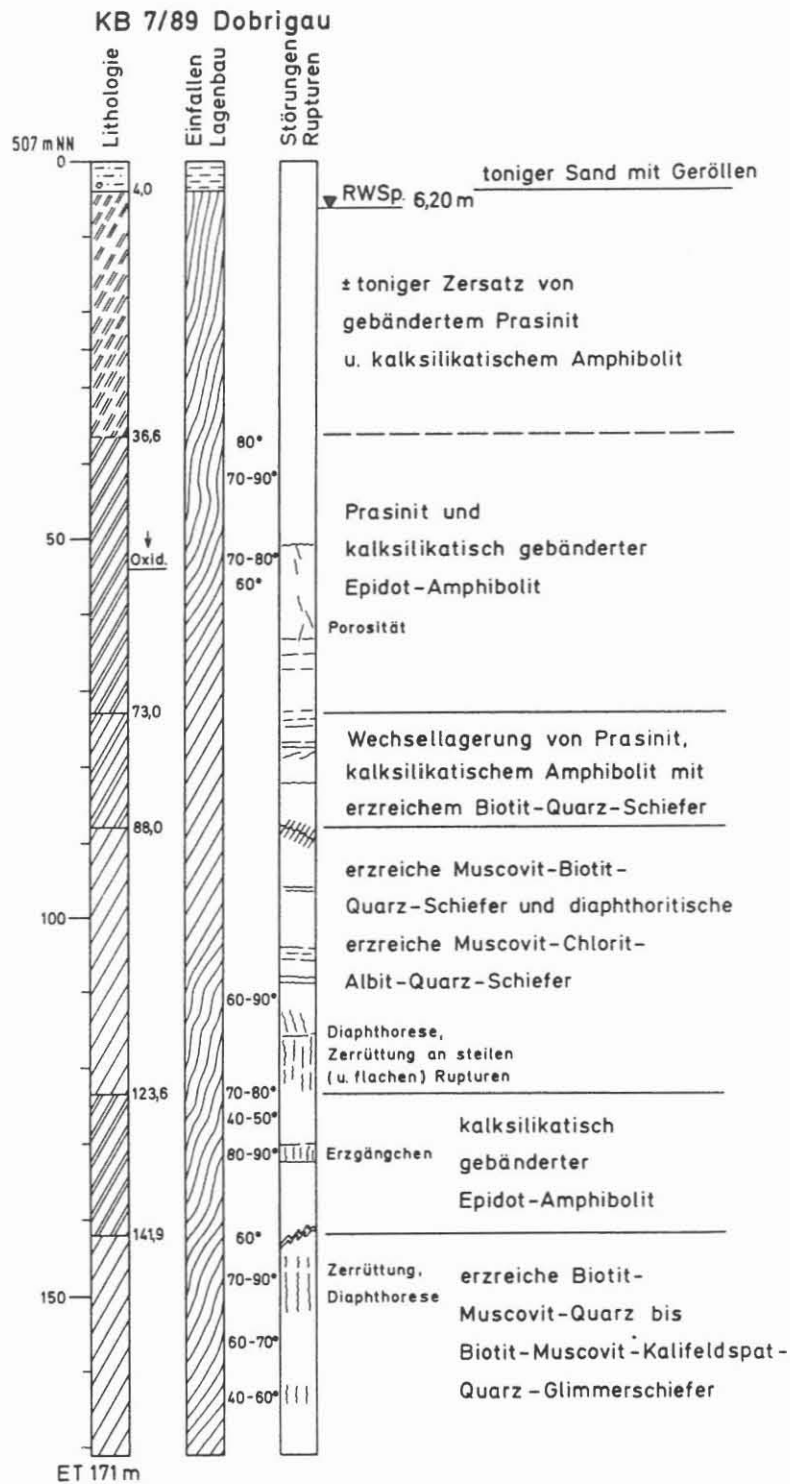


Abb. 5: Profil der Vertikalbohrung Dobrigau 7/89

Floß 12/91	R: 45 2072 H: 55 0991 Bohransatz: 502 m NN E Floß, TK 6239 Neustadt a. d. Waldnaab
Schrägbohrung Teufe: 221 m	Stratigraphie: ZEV oder Wetzldorfabfolge ?
Lithologie: Amphibolit, Hornblende-Biotit-Gneis, Ultrabazit (Olivinfels, Serpentin), Paragneis, Metagranit	
Östlicher Randbereich der ZEV mit "bunter" lithologischer Entwicklung	

Tirschenreuth 17/93	R: 45 2476 H: 55 2861 Bohransatz: 560 m NN "Am hohen Rain" N Tir., TK 6140 Tirschenreuth
Vertikalbohrung Teufe: 220 m	Stratigraphie: Wetzldorfabfolge ?
Lithologie: Muskovit-Biotit-Gneis, Hornblende-Biotit-Gneis Graphit-führende Schiefer, Redwitzit, Granit	
Grenzbereich Wetzldorfabfolge - Zone Tirschenreuth-Mähring bei Tirschenreuth	

Bohrung Floß I
11/91

R: 452105
H: 550977

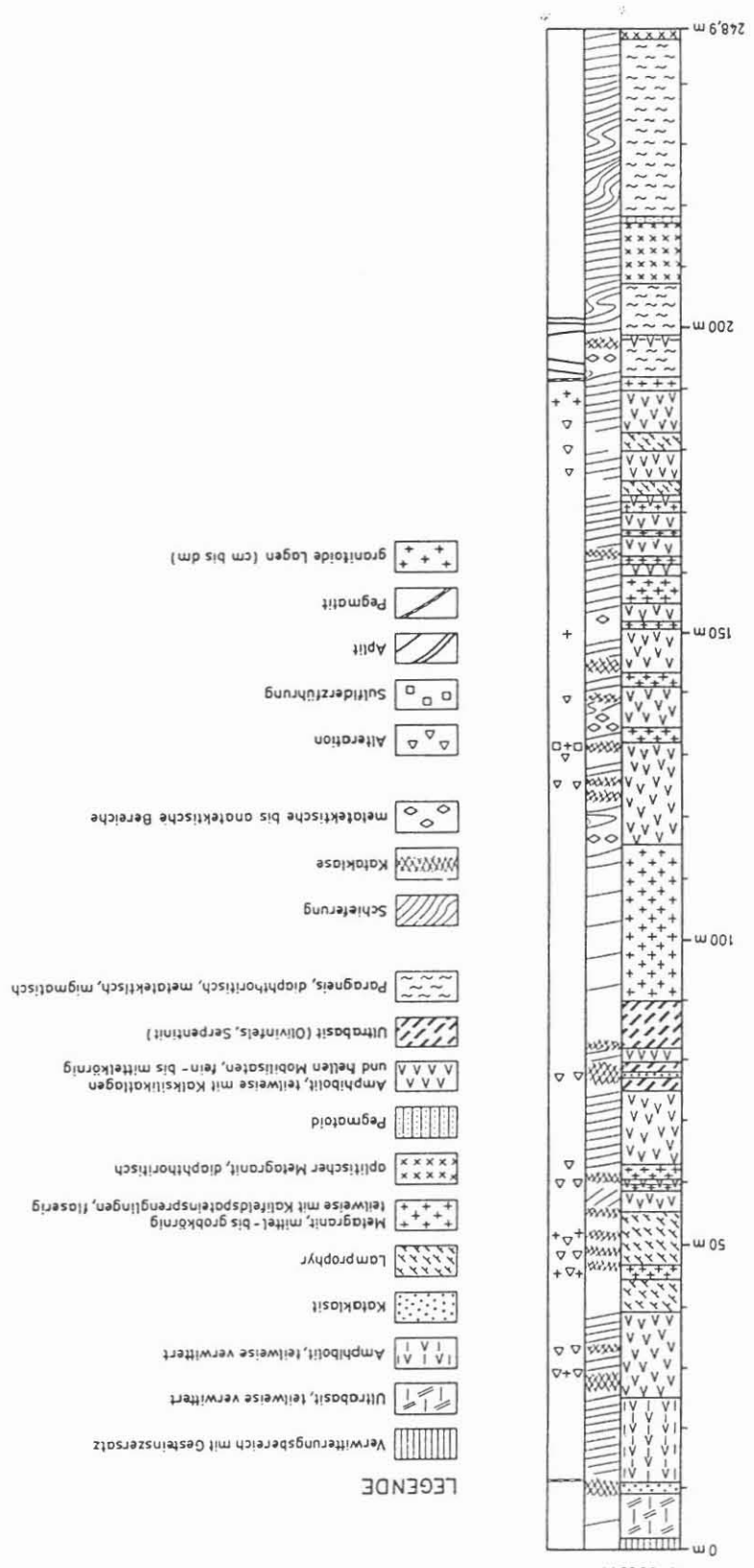


Abb. 6: Profil der Schrägbohrung Floß I 11/91

Bohrung Floß II
12/91

R: 45 2072
H: 550991

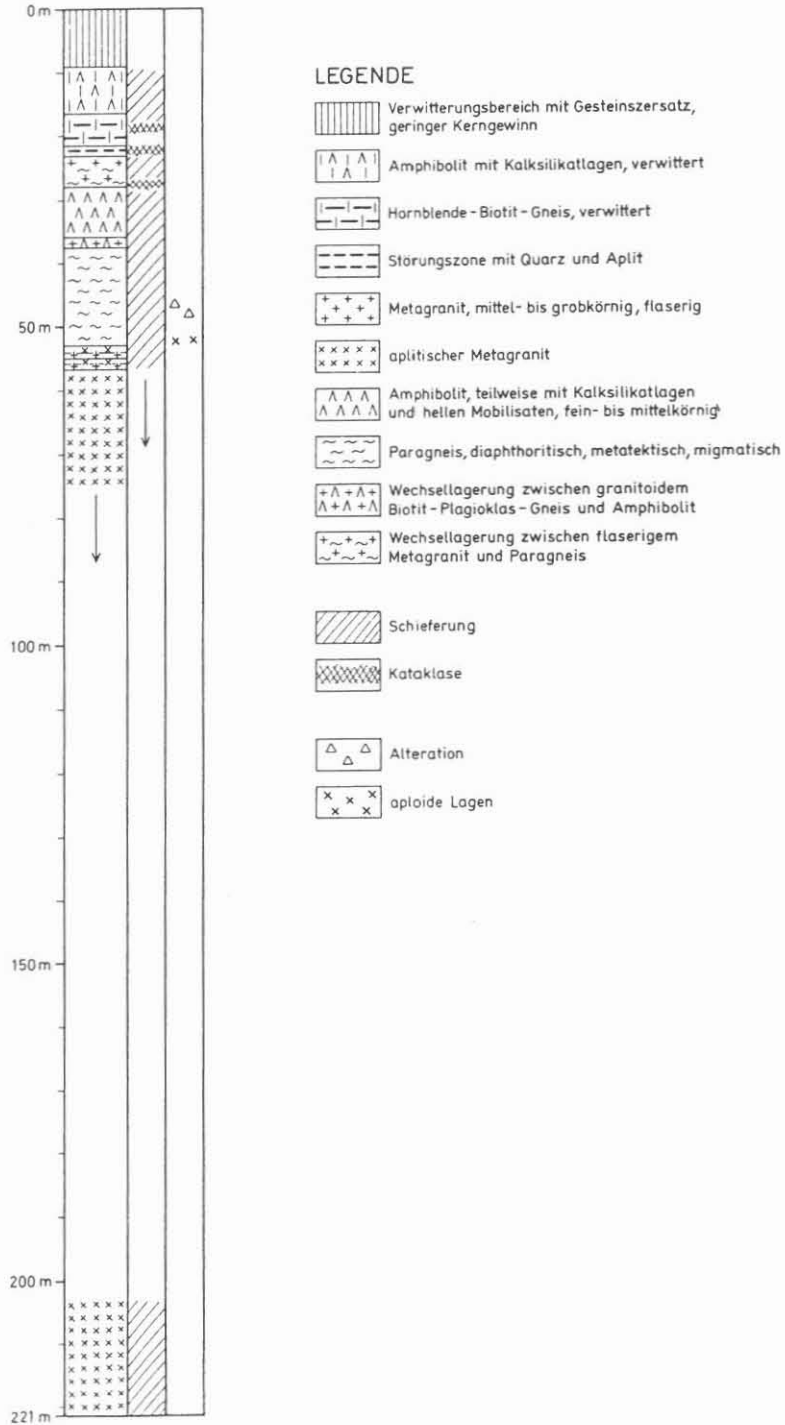


Abb. 7: Profil der Schrägbohrung Floß II 12/91

The lithological units of the northern ZEV

GOTTFRIED HIRSCHMANN¹⁾

with contributions by GERHARD STETTNER²⁾ and JOHANN ROHRMÜLLER³⁾

¹⁾ Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 2, D-30655 Hannover

²⁾ Roßsteinstr. 8, D-83607 Holzkirchen

³⁾ Außenstelle des Bayerischen Geologischen Landesamtes, Concordiastr. 28, D-96049 Bamberg

Summary

The Zone of Erbendorf-Vohenstrauss (ZEV) is characterized by its composition of prevailing paragneisses and metabasites. This resembles very much the lithological units of the Teplá-Barrandian or Bohemicum s.l. and contrasts with the lithological characteristics of the surrounding tectonometamorphic units (Moldanubicum and Saxothuringicum). The complex of gneisses and metabasites of the ZEV shall be termed "Neustadt Group". The KTB Vorbohrung and the KTB Hauptbohrung revealed that the rocks of the Neustadt Group are going down to a depth of more than 9000 m. The lithological units of the Neustadt Group are classified into gneiss associations (g-units), alternation or "varied" associations (v-units) and metabasite associations (b-units). The whole succession is subdivided into the upper Püllersreuth Sub-group with prevailing gneisses (g-units > b-units) and the lower Windischeschenbach Sub-group with abundant metabasites (b- and v-units > g-units). According to the structural situation and the regional position of the drill site, the drilled section represents the lower portion of the whole complex. The paper briefly describes the succession of lithological units which shows essential characteristics of a lithostratigraphic sequence. On the other hand, the observation of different P-T paths of the b- and g-units possibly supports the assumption of a tectonic imbrication prior or during the amphibolite facies metamorphism. The sedimentary and magmatic precursors of the Neustadt Group are probably of Late Cambrian or Early Ordovician age. The possible correlations with (parts of) the Bohemicum s.l., especially with the Mariánské Lázně Complex, are discussed.

1. The Neustadt Group

The Zone of Erbendorf-Vohenstrauss (ZEV, Neustädter Scholle according to FISCHER 1966, STETTNER 1988) can be described as a tectonometamorphic unit which borders upon the surrounding units of the Saxothuringicum and the Moldanubicum along important shear zones. The main distinctive feature is its composition of alternating paragneisses and metabasites (Gneis-Metabasit-Folge - STETTNER 1990). According to this lithological definition, the eastern boundary of the ZEV runs from Wildenau in the N via Floss to Altenstadt near Vohenstrauss in the S (Fig.1). Thus, the Leuchtenberg granite massif divides the area of the ZEV into a western and an eastern part. Different from the lithological definition, the petrological and geochronological characteristics (MP-metamorphism, 400 - 380 Ma) are restricted to the western part of the ZEV whereas the eastern part is generally characterized by mid-Carboniferous ages (K-Ar hornblende data ~325 Ma - KREUZER et al. 1989). To the east, the

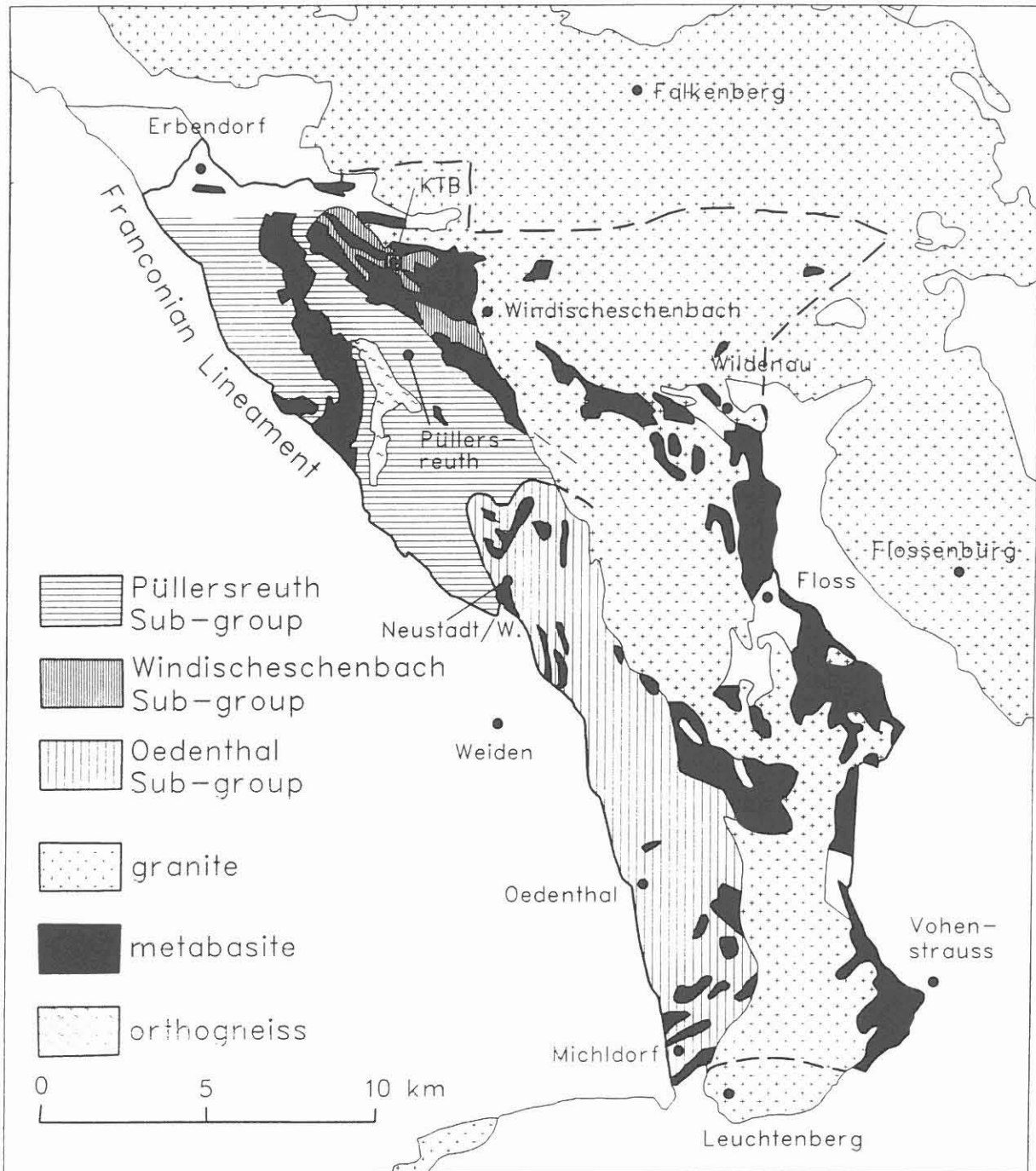


Fig. 1 The Zone Erbendorf-Vohenstraus (ZEV) and the subdivision of the Neustadt Group into the Püllersreuth, Windischeschenbach and Oedenthal Sub-groups

ZEV is bounded by an imbricated zone which comprises parts of the Wetzldorf unit and the Moldanubicum (STETTNER 1992) and corresponds at least partially to the "mylonite zone of Floss-Altenhammer" (KLEEMANN 1991). According to WEBER (1992), the eastern part of the ZEV belongs to a heterogeneous HT-LP metamorphic imbricate zone underlying the ZEV nappe.

The gneisses and metabasites of the ZEV including its eastern part join into a large lithological unit which attains a thickness of several thousand meters. It shall be termed *Neustadt Group* (HIRSCHMANN et al. 1994). Essential features of the lithological succession were published already by RICHTER & STETTNER (1983), STETTNER (1988) and HIRSCHMANN et al. (1990). Now, the results of the KTB enable a more detailed lithological subdivision and characteristic. In the northern part of the ZEV between Neustadt and Erbsdorf, the geological map illustrates that the Neustadt Group can be subdivided into a number of gneiss and metabasite units of different character and composition. The latter form NW-SE running and SW-dipping stripes of up to 7.5 km length. The structural situation indicates a general succession of lithological units from top in the SW to bottom in the NE.

1.1 Lithological associations

According to the drilling results, the units of the northern ZEV can be allocated to three lithological associations (HARMS et al. 1993):

Gneiss associations

Gneiss associations or units (g) are mainly composed of biotite-plagioclase paragneisses. Two extreme types which differ slightly by their mineralogical composition (quartz, mica) and their structural characteristics correspond to former greywackes and pelitic greywackes (pelites of greywacke composition). Both types are intercalated in varying proportions in a cm- to m-scale. Locally, there are indistinct indications of upward-fining sequences. The gneiss associations are derived from immature turbiditic sediments. Sporadically, the gneiss units contain some intercalations of amphibolites and hornblende gneisses.

Alternation ("varied") associations

The "varied" associations or units (v) are composed of alternating hornblende gneisses, amphibolites and biotite paragneisses with some intercalations of carbonate or calcsilicate rocks. The v-units are derived from volcano-sedimentary associations. They are intimately connected with the g-units. The geochemical character of the amphibolites corresponds to alkaline tholeiites and basalts, whereas the hornblende gneisses are transitional types between metagreywackes and basaltic metavolcanics (tuffitic mixture).

Metabasite associations

The metabasite associations or units (b) are composed of (garnet-)amphibolites with subordinate intercalations of hornblende gneisses and rare meta-ultramafics as well as biotite-plagioclase paragneisses. Some sections are rich in mobilisates. Structural relics in less deformed parts of the amphibolites indicate the derivation from shallow gabbroic intrusions. The geochemical composition corresponds to enriched ocean-floor tholeiites (E-MORB).

1.2 The drilled section

The KTB drill site is situated in the northernmost part of the ZEV, near the contact with the Falkenberg granite massif. The geological sections of the KTB Vorbohrung (KTB VB) and the KTB Hauptbohrung (KTB HB) are characterized by a well defined and well correlable succession of lithological units belonging to the Neustadt Group. The drilled section can be tied up to the lithological units at the surface. The connecting link is a unit of alternating meta-

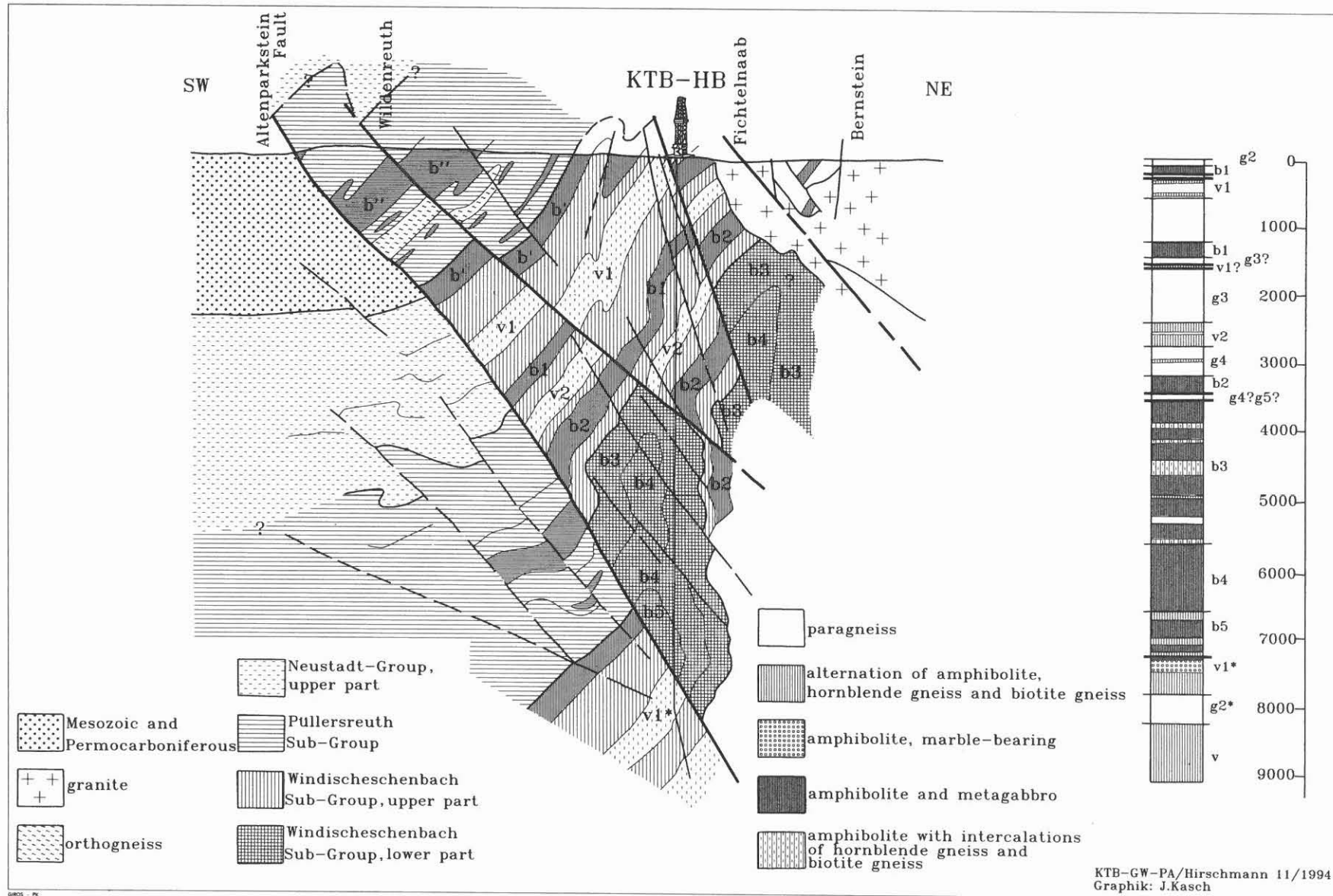


Fig. 2 Lithological column of the KTB Hauptbohrung (HB) and geological NE-SW cross-section

up to the lithological units at the surface. The connecting link is a unit of alternating metabasites, gneisses and calc-silicate rocks ("varied" unit) running from Burggrub in the NW to Nottersdorf in the SE. The lithological units are dipping moderately to steeply to the SW. According to this tectonic structure, the drilled section represents the lower portions of the Neustadt Group.

The profiles of VB and HB (Fig.2) can be subdivided into three major sections. The upper section (VB: 0 - 3574 m, HB: 0 - 3531 m) comprises a succession of alternating gneiss units (g1 - g5), "varied" units (v1, v2) and metabasite units (b1, b2). The middle section (VB: 3574 - >4000 m, HB: 3531 - 7260 m) is composed of metabasite units (b3 - b5). The lower section (HB: 7260 - >9000 m) includes the "varied" unit v1*, the gneiss unit g2*, and a further "varied" unit.

The units v1* and g2* of the lower section correspond to the units v1 and g2 of the upper section. The tectonic repetition of these units is caused by the main fault zone of the Franconian Lineament which separates the lower section in the footwall from the middle and upper section in the hanging wall and effects a vertical displacement of the geological units of more than 3 km.

2. Lithological units of the Neustadt Group in the northern ZEV

In the northern part of the ZEV the Neustadt Group can be subdivided into two sub-groups (Fig.3, 4). The (upper) *Püllersreuth Sub-group* is characterized by the prevalence of gneisses and covers wide areas between the towns of Erbendorf and Weiden. The (lower) *Windischeschenbach Sub-group* is rich in metabasites. It occupies the NE-parts of the ZEV near the contact with the granites. The lithological succession of the Windischeschenbach Sub-group has been investigated by the KTB-boreholes in detail down to a depth of more than 9 km.

In the southern ZEV including the area of Neustadt a.d.W., a reliable succession of lithological units has not yet been established and the metabasites differ slightly from those of the northern ZEV. Characteristic rocks are calcsilicate-striped amphibolites. The amphibolites have the geochemical character of modern N-MORB basalts (SCHÜSSLER et al. 1989). Provisionally, the gneiss-metabasite complexes of the southern ZEV shall be termed *Oedenthal Sub-group*.

In the following, the characteristics and the succession of the lithological units of the Neustadt Group in the northern ZEV will be outlined briefly. The symbols of the lithological units are provisional. Initially, they were introduced for the subdivision of the drilled sections of VB and HB (g1-5, v1-2, b1-5). Later, they were supplemented for the units at the surface (b', b'', g', g'').

2.1 Püllersreuth Sub-group

This sub-group extends from Erbendorf in the NW over a distance of more than 10 km to the area SE of the villages of Püllersreuth and Kirchendemenreuth. The estimated thickness is about 4 000 m. Gneisses prevail over metabasites. The Püllersreuth Sub-group includes three lithological units (from top to bottom):

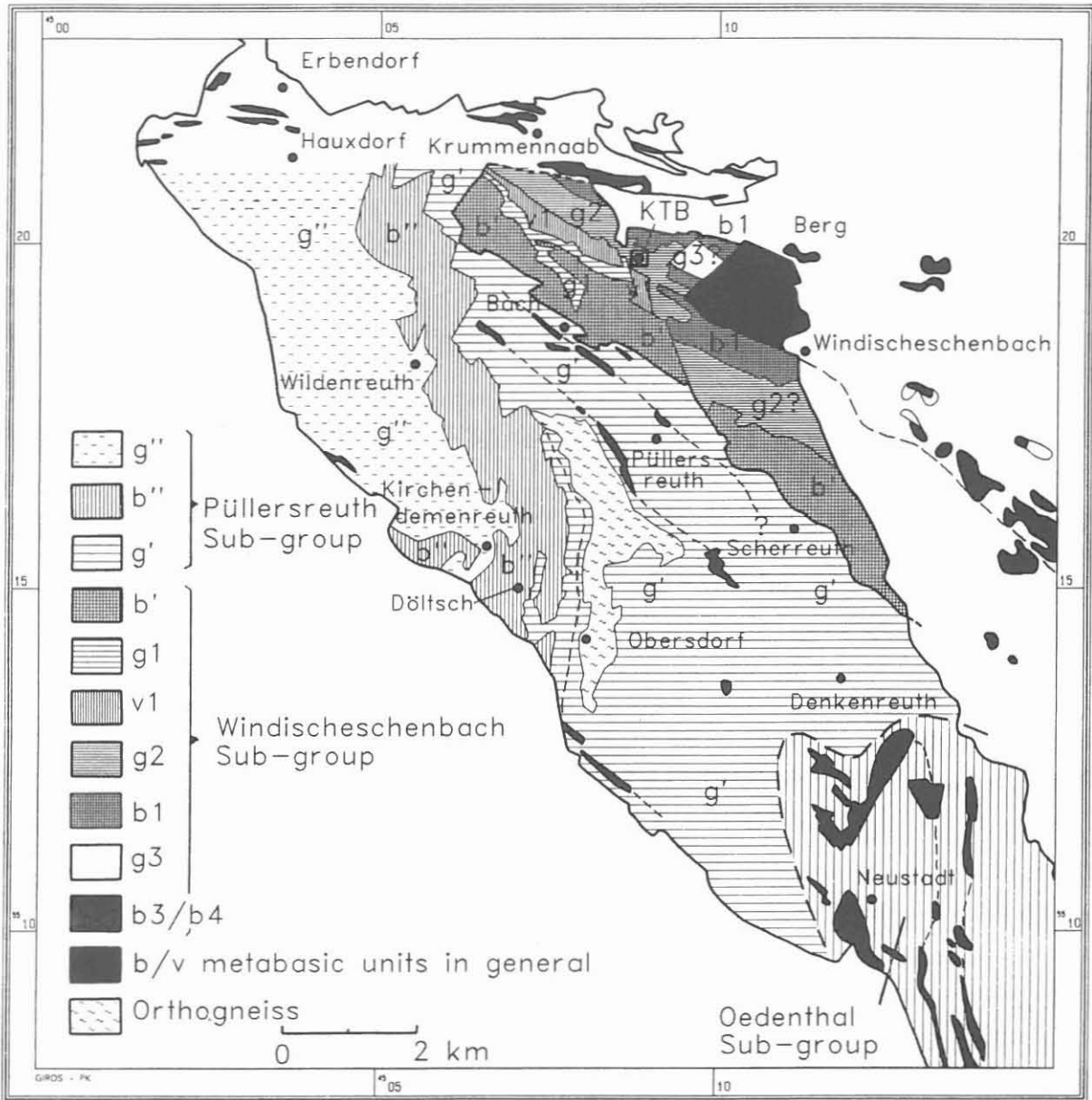


Fig. 3 The subdivision of the Püллерsreuth and Windischeschenbach Sub-groups in the northern part of the ZEV

Gneiss unit of Wildenreuth (g'')

Paragneisses, locally graphite-bearing. Thickness ~1 000 m.

Metabasite unit of Döltsch (b'')

Amphibolites with some intercalated leucocratic gneisses. Thickness ~700 m.

Gneiss unit of Gössenreuth-Denkenreuth (g')

Paragneisses, partially mylonitic. Some lenticular intercalations of amphibolites and calcsilicate amphibolites. In the upper part of the unit graphite-bearing horizons and the orthogneiss of Köstlmühle-Obersdorf. Thickness ~1 400 m.

To the W, the units of the Püllersreuth Sub-group are obliquely cut off by the reverse fault zones of the Franconian Lineament (especially Altenparkstein Fault Zone). The upper boundary of the sub-group is, therefore, not exposed, and some higher parts of the ZEV profile of unknown lithological composition and subdivision should be expected in the basement of the Permo-Carboniferous and Mesozoic sediments W of the Franconian Lineament.

2.2 Windischeschenbach Sub-group

This sub-group extends from Krummennaab in the NW to the area S of Windischeschenbach in the SE and builds the profiles of the KTB boreholes down to a depth of more than 9 000 m. The estimated thickness is about 4 000 m. The Windischeschenbach Sub-group is characterized by the abundance of metabasites (b- and v-units prevail over g-units). It is subdivided into the following lithological units (from top to bottom):

Metabasite unit of Bach-Scherreuth (b')

Amphibolites with rare intercalations of aplitic gneisses. Thickness ~500 m.

Gneiss unit of Gerbersdorf (g1)

Paragneisses, partially graphite-bearing, layers with sulphidic impregnations. Thickness ~100 m

Alternation ("varied") unit of Nottersdorf-Burggrub (v1, v1)*

Alternation of (Garnet-)amphibolites, marble- and calcsilicate-bearing amphibolites, hornblende gneisses, and biotite paragneisses. The v1 unit is subdivided into at least four sub-units which differ by the portion of different rock types and some geochemical characteristics (from top to bottom, HARMS 1994):

- alkaline marble-bearing amphibolites
- alternation with metabasites of trachytic composition
- alkaline amphibolites
- gneisses with subordinate amphibolites.

Thickness up to 450 m.

Gneiss unit of Gleissenthal (g2)

Paragneisses, in the middle part high content of metagreywackes, locally quartz-poor plagioclase gneiss, small intercalations of amphibolite and hornblende gneiss. Thickness ~300-400 m.

Metabasite unit of Naabdemenreuth (b1)

(Garnet-)amphibolites, metagabbros, locally small layers of meta-ultramafics which can be interpreted as cumulates. Thickness up to 250 m.

Gneiss unit (g3)

Paragneisses, alternating metagreywackes and metapelites, locally small metabasic intercalations. Thickness ~250 m.

Alternation ("varied") unit (v2)

Hornblende gneisses, amphibolites and paragneisses, partially calcsilicate rocks. Thickness ~150 m.

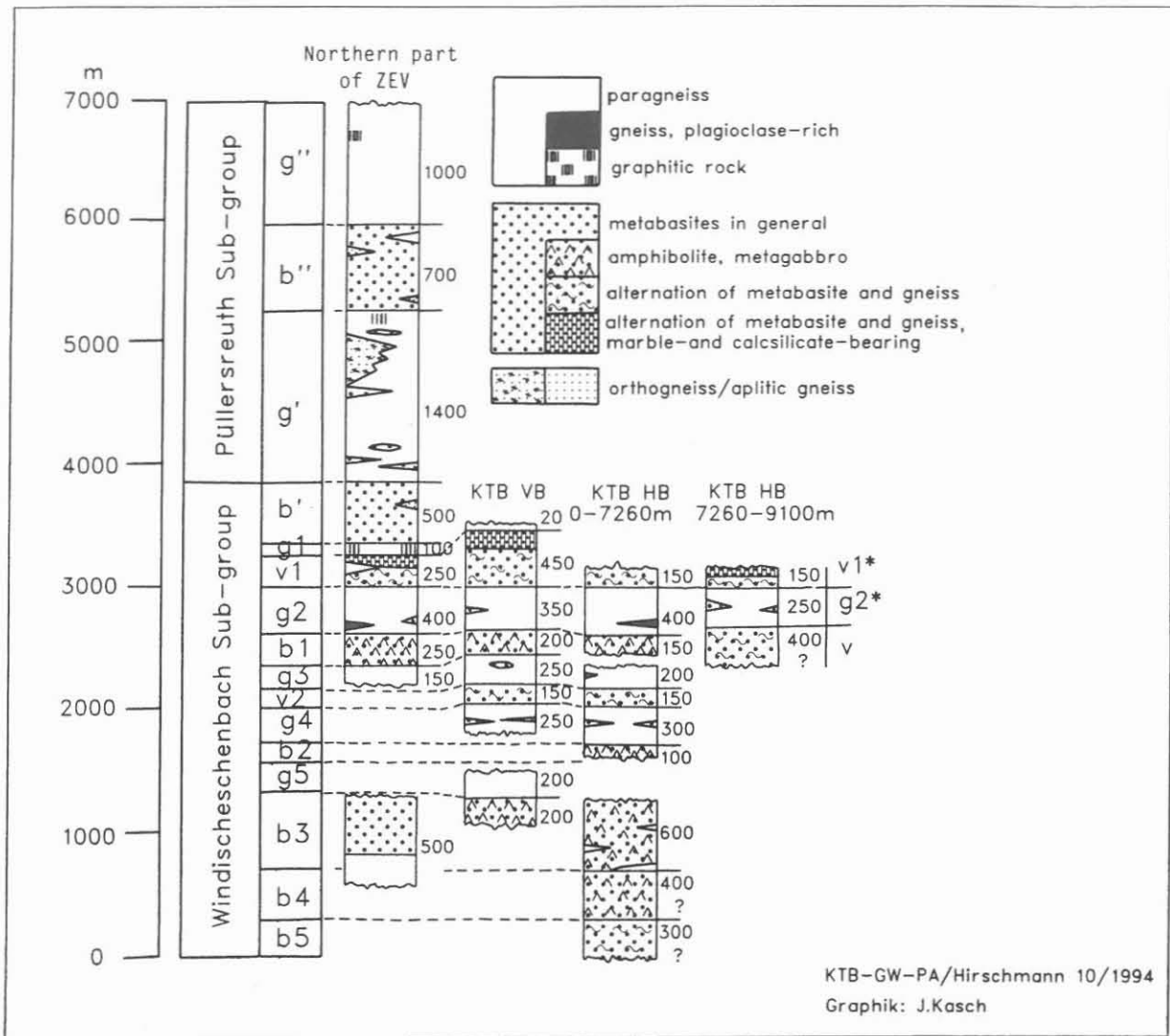


Fig. 4 Correlation of the lithological units in the northern part of the ZEV and the KTB boreholes (KTB VB, KTB HB)

Gneiss unit (g4)

Paragneisses, mainly metapelitic, in the middle part intercalations of hornblende gneisses and amphibolites (similar to v2). Thickness up to 300 m.

Metabasite unit (b2)

Amphibolites. Thickness >100 m ?

--- tectonic interruption of the profile ? ---

Gneiss unit (g5)

Paragneisses, mainly metapelitic, partially metablastic-migmatitic. Thickness >200 m ?

Metabasite unit (b3)

(Garnet-)amphibolites, metagabbros, intercalations of hornblende gneiss (or mobilisate-rich amphibolites, respectively, rare intercalations of biotite paragneiss. Thickness >500 m

Metabasite unit (b4)

(Garnet-)amphibolites, metagabbros. Thickness ~400m ?

Metabasite unit (b5)

Amphibolites with intercalations of hornblende gneiss and biotite paragneiss. Thickness >300 m

Metabasite unit of Berg-Oberbaumühle

(equivalents of b3 - b5)

The metabasite unit of Berg-Oberbaumühle comprises the large area of amphibolites NW of Windischeschenbach. These rocks are, partially, exposed in the quarry Rupprecht immediately N of the town. Apparently, the rock complex is of great thickness, and from petrographic similarities it becomes probable that it can be correlated with the units b3 - b5.

The lower boundary of the Windischeschenbach Sub-group is unknown. To the N, the units of the sub-group are cut off by the Fichtelnaab Fault Zone with an estimated vertical displacement of several km. To the E, the continuation of the lithological units is obscured by the intrusion of the Falkenberg and Leuchtenberg granites. In the Hauptbohrung, the b3-5-complex ends at the Altenparkstein Fault Zone of the Franconian Lineament in the depth of 7260 m and borders upon upper parts of the Windischeschenbach Sub-group (v1*, g2*).

3. Stratigraphic and petrogenetic problems

The drilling results combined with the geological mapping revealed that the the Neustadt Group, at least in its northern part, comprises a rather well defined succession of lithological units with a lateral extension of up to >7 km. Nevertheless, there exists a number of open questions and problems as concerns especially the stratigraphy, the character of juxtaposition of gneisses and metabasites, the structural situation, and the regional correlation.

Lithostratigraphy vs. tectonic imbrication

The investigated rock sequence is composed of g-, v- and b-units. The individual lithological units can be correlated not only between the Vorbohrung and the Hauptbohrung but also between corresponding sections on both sides of the Altenparkstein Fault Zone covering a primary distance of several km. Except for the displacement of the geological units which is caused by this fault zone (7 260 m in the Hauptbohrung, see above), large-scale repetitions of the lithological succession or parts of it by tectonic imbrication are not visible within the drilled section. Apparently, the origin of the sedimentary and magmatic precursors of all these rocks was spatially and genetically in close connection (HARMS 1994). The lithological units display in each case quite individual petrographic and geochemical features. The b-units are distinct from each other by the more or less mafic character of the amphibolites and by different

portions of gneissic intercalations or ultramafics. The "varied" unit v1/v1* differs from v2 by its subdivision into four sub-units and especially by the occurrence of the marble-bearing amphibolites and the metabasites of trachytic composition. Even the individual gneiss units are not identical as concerns the portion of metagreywackes and metapelites and the type of alternation. Thus, the investigated rock sequence shows essential characteristics of a lithostratigraphic succession.

On the other hand, the P-T path of the b-units apparently deviates from that of the v- and g-units. The b-units show some relics of an early high-pressure event in the eclogite facies and a subsequent multistage breakdown to granulite and amphibolite facies (O'BRIEN et al. 1992) whereas the prograde metamorphism of the g-units apparently did not exceed MP-conditions in the amphibolite facies (REINHARDT 1990, 1993). This discrepancy has not yet been sufficiently interpreted. The assumption that sediments and igneous rocks of the same or neighbouring oceanic basins were subducted to different depth and subsequently rejoined still in the lower crust prior to or during the amphibolite facies metamorphism (HARMS 1994) implies further problems.

Normal or inverted succession ?

At the surface and in the upper parts of the drilled section the lithological units show a rather uniform dip to the SW. Deeper parts of the drilled section are characterized by a large- to small-scale folding. Sedimentary structures indicating a normal or an inverted layering and the vergence of folds are lacking or obliterated, respectively. In the SW dipping upper parts of the Vorbohrung, the distribution of metapsammitic and metapelitic rock types (cf. HARMS et al 1993) locally seems to indicate the existence of upward-fining sequences. This may possibly support the assumption of a normal layering. On the other hand, tectonic inversions due to the tectonic emplacement of the ZEV complexes cannot be excluded even though clear indications of a metamorphic zoning are lacking.

Correlation with the southern and eastern parts of the ZEV

The lithological complexes of the southern ZEV (Oedenthal Sub-group) differ from the units of the northern ZEV (Püllersreuth and Windischeschenbach Sub-groups) mainly by a slightly different petrographic and geochemical character of the metabasites (chapter 2). However, a sharp boundary between the both parts of the ZEV is not visible. Possibly, the Püllersreuth Sub-group and Oedenthal Sub-group are connected by a gradual transition.

The eastern continuation of the Windischeschenbach and Püllersreuth Sub-groups is interrupted by the granites of the Falkenberg and Leuchtenberg massifs. The majority of isolated blocks enclosed in the granites as well as the eastern part of the ZEV contain a large portion of metabasites. In the area E of the Leuchtenberg granite the metabasites are associated with serpentinites. These parts of the ZEV may either be correlated with the Windischeschenbach Sub-group or with metabasite-rich parts of the Oedenthal Sub-group or may represent the deepest parts of the ZEV profile.

Stratigraphic age

Radiometric dating provided Late Cambrian to Early Ordovician ages for all lithological units (GRAUERT et al. 1994, HÖLZL et al. 1993, KREUZER et al. 1990, von QUADT 1990, 1993, SÖLLNER 1994, cf. compilation by HARMS 1994). U-Pb-determinations on zircons from metagabbros of the b-units date the magmatic crystallisation and, probably, a first metamorphic overprint between 495 and 477 Ma. Similar values were obtained from the metabasics of the v1-unit. Since the v-units are intimately connected with the g-units, a simultaneous formation of these units must be assumed. Furthermore, there are strong indications of metamorphic processes between 509 and ~450 Ma. which affected the gneiss units, too. In consequence, a pre- to Early Ordovician age of the sedimentary and magmatic protoliths of all investigated units is very likely.

These radiometric data are in contradiction with results of palynostratigraphical and paleobotanical studies of PFLUG & PRÖSSL (1991). These authors reported on the occurrence of acritarchs, spores and fusinites of Lower Devonian (Pragian/Emsian) age from different lithological units of the Vorbohrung. However, these findings could not be confirmed by the investigation of check samples (WALTER & KRENTZ, this volume).

Regional correlation

It has been generally accepted that the ZEV, similar as the Münchberg Massif, represents a part or outlier of the Bohemicum s.l. (as defined e.g. by Working Group 1994). Regarding the general rock composition of metabasites und turbiditic metasediments and their thickness, the ZEV rocks were mostly compared with the Proterozoic of the Teplá-Barrandian (e.g. FRANKE 1989, HIRSCHMANN 1989, RICHTER & STETTNER 1983, STETTNER 1992), and according to the similar tectonometamorphic evolution especially with the Zone of Teplá-Domazlice (Tepl-Taus, ZTT - BLÜMEL 1985, WEBER & VOLLBRECHT 1989). MATTE et al. (1990) considered the ZEV to be part of a "Münchberg-Teplá-Terrane" including the Mariánské Lázně Complex (MLC) as a unit separate from the Teplá-Barrandian. Indeed, a primary relationship of the ZEV units with the MLC instead of the Proterozoic of the ZTT cannot be excluded, even if the lithological composition and succession deviates considerably. This correlation is mainly supported by the identical age of metagabbros (495 Ma, BOWES & AFTALION 1991), by the similar character of the metabasites and the comparable tectonometamorphic development. Furthermore, the ZEV rocks did not yield any indications of a Proterozoic age of the protoliths as well as of a Cadomian deformation and metamorphism similar to the ZTT.

References

- Blümel, P. (1985): Metamorphic history. - In Weber, K.: Excursion guide Oberpfalz. - 2nd Symp. on Observation of the Continental Crust through Drilling, Seeheim/Odenwald, 7.-9.Oct. 1985: 23-30, Göttingen
- Bowes, D.R. & Aftalion, M. (1991): U-Pb zircon isotopic evidence for early Ordovician and late Proterozoic units in the Mariánské Lázně complex, Central European Hercynides. - *N.Jb.Miner.Mh.*, 1991 (7): 315-326, Stuttgart
- Fischer, G. (1966): Kristallin des Bayerischen Waldes und der Oberpfalz. - Exkursionsführer zur Nachexkursion der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, 44. Jahrestagung in München., 58 pp, München

- Franke, W. (1989): The Geological Framework of the KTB Drill Site, Oberpfalz. - in: Emmermann, R. & Wohlenberg, J. (eds.): The German Continental Deep Drilling Program (KTB): 37-54, Springer Heidelberg
- Grauert, B., Abdullah, N., Lork, A. & O'Brien, P.J. (1994): Relikte ordovizischer Metamorphite in KTB-Bohrkernen und Gesteinen des KTB-Umfeldes. - KTB Report 94-2 (in press)
- Harms, U. (1994): Pre- and early Variscan evolution of the ZEV units. - KTB Report 94-2 (in press)
- Harms, U., Hirschmann, G., Lich, S., Pechinig, R. & de Wall, H. (1993): Gneisses of the KTB Vorbohrung and Hauptbohrung: I. Lithological Units, Subdivision and Correlation. - KTB Report, 93-2: 67-74, Hannover
- Hirschmann, G. (1989): Die Bedeutung des Bohemikums für die KTB-Lokation. - KTB Report, 89-3: 354, Hannover
- Hirschmann, G., Stettner, G. & Weber, K. (1990): Stand und Probleme der geologischen Prognose für die KTB-Hauptbohrung. - KTB Report, 90-4: 345-377, Hannover
- Hirschmann, G., Stettner, G. & Rohrmüller, J. (1994): Das lithologische Profil der nördlichen ZEV. - Poster, 7.Kolloquium des DFG-Schwerpunktprogramms "KTB", 2.-3.Juni 1994, Giessen
- Hölzl, S., Hofmann, B. & Köhler, H. (1993): U-Pb and Sm-Nd dating on a metabasite from the KTB main borehole. - KTB Report, 93-2: 391-392, Hannover
- Kleemann, U. (1991): Die Metamorphose im Grenzbereich ZEV/Moldanubikum und Kriterien zur Abgrenzung der Einheiten. - KTB Report, 91-1: 13-20, Hannover
- Kreuzer, H., Seidel, E., Schüssler, U., Okrusch, M., Lenz, K.-L. & Raschka, H. (1989): K-Ar geochronology of different tectonic units at the northwestern margin of the Bohemian Massif. - Tectonophysics, 157: 149-178, Amsterdam
- Kreuzer, H., Müller, P., Carl, C., Ebadi, A., Höhndorf, A. & Patzak, M. (1990): Mineral dating on core samples from 500 to 2000 m depth of the KTB drill hole. - KTB Report, 90-4: 546, Hannover
- Matte, Ph., Maluski, H., Rajlich, P. & Franke, W. (1990): Terrane boundaries in the Bohemian Massif: Results of large-scale Variscan shearing. - Tectonophysics, 177: 151-170, Amsterdam
- O'Brien, P.J., Röhr, C., Okrusch, M. & Patzak, M. (1992): Eclogite facies relics and multistage breakdown in metabasites of the KTB pilot hole, NE Bavaria: implications for the Variscan tectonometamorphic evolution of the NW Bohemian Massif. - Contrib.Mineral.Petrol., 112: 261-278, Stuttgart
- Pflug, H.D. & Prössl, K.F. (1991): Palynostratigraphical and paleobotanical studies in the pilot hole of the German continental deep drilling program: results and implications. - Scientific Drilling, 1991(2): 13-33, Stuttgart
- Quadt, A.von (1990): U-Pb-zircon and Sm-Nd analyses on metabasites from the KTB pilot bore hole. - KTB Report, 90-4: 545, Hannover
- Quadt, A.von (1993): Metagabbro from the KTB pilot hole: a multi-element approach. - KTB Report, 93-2: 393-394, Hannover
- Reinhardt, J. (1990): Metamorphism of the metapelites in the KTB drillcore: reaction sequence and thermobarometric constraints. - KTB Report 90-4: 535, Hannover
- Reinhardt, J. (1993): Beitrag zum Protokoll des Workshops "Frühe Geschichte der ZEV", Giessen, 17.-18.11.1993
- Richter, P. & Stettner, G. (1983): Das Präkambrium am Nordrand der Moldanubischen Region im Raum Tirschenreuth-Mähring (NO-Bayern) und dessen metallogenetische Aspekte. - Geol. Jb., D 61: 29-91, Hannover
- Schüssler, U., Richter, P. & Okrusch, M. (1989): Metabasites from the KTB Oberpfalz target area, Bavaria - geochemical characteristics and examples of mobile behaviour of "immobile" elements. - Tectonophysics, 157: 135-148, Amsterdam
- Söllner, F. (1994): U-Pb systematics on zircons from chlorite gneiss of metavolcanic layer v4 (7260-7800 m) from the KTB Hauptbohrung. - KTB Report 94-2 (in press)
- Stettner, G. (1988): The Moldanubian Region in the Bavarian Segment of the Bohemian Massif. - in: Zoubek, V.: Precambrian in Younger Fold Belts, Wiley, Chichester: 252-267
- Stettner, G. (1990): KTB-Umfeldgeologie. - 31 pp, Bayerisches Geologisches Landesamt, München
- Stettner, G. (1992): Geologie im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung Oberpfalz. - 240 pp., Bayerisches Geologisches Landesamt, München
- Walter, H. & Krentz, O. (1994): Zum Vorkommen organischer Reste in Metasedimenten der Kontinentalen Tiefbohrung Oberpfalz (Vorbohrung). - KTB Report 94-3 (this vol.)
- Weber, K. (1992): Die tektonische Position der KTB-Lokation. - KTB Report, 92-4: 103-132, Hannover
- Weber, K. & Vollbrecht, A. (1989): The Crustal Structure at the KTB Drill Site, Oberpfalz. - in: Emmermann, R. & Wohlenberg, J. (eds.): The German Continental Deep Drilling Program (KTB): 5-36, Springer Heidelberg
- Working Group (1994): Regional geological subdivision of the Bohemian Massif on the territory of the Czech Republic. - J.Czech Geol.Soc., 39 (1): 127-144, Prague

Zum Vorkommen organischer Reste in Metamorphiten der Kontinentalen Tiefbohrung Oberpfalz (Vorbohrung)

HARALD WALTER und OTTOMAR KRENTZ

Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Bereich Boden und Geologie, Postfach 132,
D-09583 Freiberg

Abstract

From different levels in the KTB Vorbohrung (same positions than described by PFLUG & PRÖSSL 1990, 1991) samples for palynological investigations were collected. Neither the opaque components in thin sections nor the graphitic remains after HF-treatment could be clearly identified as organic-walled microfossils. Therefore we cannot confirm the Cambrian respectively Lower Devonian age for these rocks as suggested by PFLUG & PRÖSSL.

1. Einleitung

Aus den amphibolitfaziellen Gesteinen der KTB-Vorbohrung berichteten PFLUG & PRÖSSL (1990, 1991) über den Nachweis von kohlig erhaltenen Mikrofossilresten, die sie teils als Acritarchen, teils als Sporen und Xylemreste deuteten. Die Bestimmung der Sporen erlaubt ihrer Meinung nach die stratigraphische Einstufung der Fundschichten in das Kambrium bzw. in das höhere Unterdevon. Diese Einstufung ließ sich entsprechend der bekannten Evolutionsstufe der Pflanzenwelt durch den Nachweis der Gewebereste untersetzen.

Der Nachweis von kohlig erhaltenen Mikrofossilien ist für die stratigraphische Gliederung metamorpher Serien im gesamten Saxothuringikum und Moldanubikum von außerordentlicher Bedeutung. Dies zeigen die von REITZ (1987, 1992) erzielten Ergebnisse. Anhand der von PFLUG & PRÖSSL (1990, 1991) aus der KTB-Vorbohrung abgebildeten Fossilreste wird jedoch auch deren sehr ungünstiger Erhaltungszustand deutlich. Wegen der erheblichen Bedeutung der stratigraphischen Einstufung der ZEV-Gesteine für den regionalen und entwicklungsgeschichtlichen Kenntnisstand und zur Absicherung der mitgeteilten Befunde wurde durch G. FREYER und H. WALTER¹ in den von PFLUG & PRÖSSL gekennzeichneten Teufenbereichen der Vorbohrung am 14.10.1993 in Windischeschenbach eine Zweitbeprobung (40 Proben) durchgeführt. Damit verbunden war die Hoffnung, Vergleichsmaterial für ähnliche Untersuchungen in anderen metamorphen Einheiten zu gewinnen.

Die Arbeit erfolgte im Auftrag der Subkommission „Riphäikum-Silur“ der Stratigraphischen Kommission der DUGW. Die Ergebnisse wurden Herrn Dr. E. REITZ (München), Frau Dr. G. BURMANN (Berlin) und Herrn Dr. T. Heuse (Berlin) zur Kenntnis gegeben, mit ihnen diskutiert und abgestimmt. Für ihre Hinweise möchten wir diesen Kollegen herzlich danken. Ein weiterer Dank gilt Herrn Dr. K.-P. STANEK (Freiberg) für die gerätetechnische und fachliche Unterstützung bei den REM-Untersuchungen.

2. Probenvorbereitung

Zur weiteren Bearbeitung wurden jeweils dunkle Probenstücke ausgewählt bzw. herausgesägt, die nach optischer Bemusterung erhöhte Kohlenstoffgehalte vermuten ließen. In die dabei

¹ Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Bereich Boden und Geologie Freiberg (LfUG)

dunkler erscheinenden Schieferungsebenen wurden Trennschnitte gelegt, um aus diesem Material Dünnschliffe zu gewinnen. Von ausgewählten Proben erfolgte die Anfertigung von Löse-rückstandspräparaten (HCl, HF), von einigen nicht polierten und unabgedeckten Dünnschliffen die Herstellung von REM-Präparaten.

3. Dünnschliffuntersuchung

Entsprechend der zu erwartenden graphitischen Erhaltung von Kohlenstoffresten wurden zunächst alle Dünnschliffe im Durchlicht auf opake Reste durchgemustert (mit Typbezeichnung „D“ gekennzeichnet).

Bei einer *ersten Übersichtsbemusterung* von 3x40 Dünnschliffen aus den beprobten Gesteinen konnten in einzelnen Dünnschliffen unter anderem zahlreiche opake Aggregate mit verhältnismäßig scharfen Begrenzungen festgestellt werden. Dabei waren lang zugespitzte und teils auch mit Zacken versehene Formen zu erkennen. Aufgrund des geringen Reflexionsverhaltens unter Auflicht konnte Pyrit von vornherein ausgeschlossen werden. In Anbetracht der von PFLUG & PRÖSSL (1990, 1991) mitgeteilten Ergebnisse lag zunächst die Deutung als Bruchstücke kohli-ger Makrofossilien nahe.

Bei der *detaillierteren Bearbeitung* unter Ölimmersion und auf dem U-Tisch zeigte sich jedoch, daß es sich bei den hier gefundenen opaken Aggregaten nicht um dorn- oder röhrenförmige Gebilde handelt, sondern diese eine tafelige Erscheinungsform mineralischen Ursprungs besitzen.

Die Schliffe wurden unter dem Durchlicht/Auflicht- und unter dem Polarisationsmikroskop eingehender untersucht. An unabgedeckten und nicht polierten Schliffen der unten genannten Proben erfolgte am Institut für Geologie und Mineralogie der TU Bergakademie Freiberg die Suche nach vergleichbaren Mineralaggregaten mit einem JSM-6400 (Jeol Scanning Microscope) und die halbquantitative Analyse der an ihrem Aufbau beteiligten Elemente. Im folgenden werden repräsentative Ergebnisse kurz vorgestellt.

Schliff Nr. 21/33/1 und 3² (Teufe: 469,31 m).

Gestein: Sillimanit-Biotitgneis.

Mineralbestand: Quarz, Plagioklas, Biotit, schuppig, 100-500 µm; Granatbruchstücke bis 200 µm, Sillimanit, feinfilzig und grobprismatisch.

Die Textur ist deutlich geregelt, z.T. mylonitisch, und fein- bis mittelkörnig (Korngrößen zwischen 0,1 und 1 mm).

Opake Substanz:

D 33-I³. Unregelmäßige bis (seltener) rundliche Aggregate, flächige bis grieselige Innenreflexe, Größe 50-200 µm, Graphit, Pyrit (Abb. 1).

Schliff Nr. 21/1/1 und 3 (Teufe: 679,13 m)

Gestein: Metabasit, stark chloritisiert.

Mineralbestand: Quarz; Feldspäte, stark serizitisiert; Chlorit; Kalzit; Granatbruchstücke, bis 1 mm, zerbrochen, Einschlüsse von Quarz, Titanit und opaker Substanz; Amphibolreste, stark umgewandelt.

² 21 = Probenserie für KTB-Proben im LfUG / 33 = lfd. Proben-Nr. / 1 und 3 = Schliff-Nr.

³ D = Dünnschliff 33 = lfd. Proben-Nr. - I = Typ-Nr.

Opake Substanz:

D 1-I. Unregelmäßig, z.T. rundliche bis länglich-ovale Aggregate mit Aus- und Einbuchtungen; z.T. gezackt; Größe 50-200 µm; z.T. schwache bräunliche Innenreflexe; vereinzelt Quarzeinschlüsse 10-30 µm; nach REM-Analyse: Graphit, Pyrit (Abb. 2).

D 1-II. Längliche, stengelig erscheinende, zerbrochene Aggregate mit Bruchstückgrößen um 10 bis 20 µm Breite und 100-200 µm Länge; z.T. mehrere Bruchstücke oder Aggregate in Längsrichtung hintereinander; schwach rötliche Innenreflexe; unter dem U-Tisch plattig erscheinend; nach REM-Analyse: Titanomagnetit-Ilmenit (Abb. 3, 4 und 5).

Schliff Nr. 21/2/1 und 3 (Teufe: 679,35 m).

Gestein: Sillimanit-führender Biotitgneis (vergleiche auch HAVERKAMP & WOHLBERG 1991, S. 133).

Mineralbestand: Quarz; Plagioklas, z.T. blastisch bis 3 mm; Biotit, schuppig, ca. 500 µm, z.T. stark gebleicht; Granatbruchstücke bis 400 µm; Sillimanit (Fibrolith); Zirkon, gerundet.

Die Textur ist feinkörnig (200-500 µm) und unregelmäßig.

Opake Substanz:

D 2-I. Rundlich-ovale und tafelige Aggregate, meist 50-150 µm; z.T. rissig; im Auflicht meist helle, großflächige Reflexionen (Graphit) (Abb. 6).

D 2-II. Unregelmäßige längliche Aggregate; z.T. bräunlich durchscheinend; Größe 10-100 µm; ausschließlich in vollständig gebleichten Biotiten (Titanomagnetit-Ilmenit).

D 2-III. Rundlich-ovale Aggregate, meist 20 - 40 µm, mit sehr schwachen Oberflächenreflexionen (? Magnetit).

Schliff Nr. 21/39/1 und 3 (Teufe: 3532,61 m)

Gestein: Sillimanit-führender Muskovit-Biotitgneis.

Mineralbestand: Quarz; Plagioklas, teils blastisch, bis 3 mm; Biotit, durchweg gebleicht, z.T. Sagenitgitter; Muskovit; Granat 0,5-1 mm, zerbrochen, auf Klüften Hellglimmer; Sillimanit, feinfilig bis langprismatisch.

Die Textur ist schwach geregelt und mittelkörnig bei Korngrößen von 0,5-1 mm.

Opake Substanz:

D 39-I. Unregelmäßig begrenzte bis rundliche Aggregate, Durchmesser 50-150 µm; flächige bis stark grieselige Innenreflexe (Graphit, Pyrit) (Abb. 7).

D 39-II. Unregelmäßige, längliche Aggregate; z.T. bräunlich durchscheinend; Größe 10-100 µm, ausschließlich in vollständig chloritisierten Biotiten (Titanomagnetit-Ilmenit).

4. Untersuchung von Löserückstandspräparaten

In den Löserückstandsproben wurden die unter dem Auflicht- Durchlichtmikroskop untersucht Opakanteile (mit Typbezeichnung „L“ gekennzeichnet). Ihre Ausbildung und Verteilung gestaltet sich recht einheitlich, so daß stellvertretend die charakteristischen Proben von zwei Gesteinstypen näher aufgeführt werden sollen.

Probe Nr. 21/1/1 (Teufe 679,13 m): Im stark chloritisierten Metabasit treten drei verschiedene Ausbildungsformen der opaken Anteile auf:

L 1-I.⁴ Rundliche, z.T. beulige Körner um 50 - 150 µm Durchmesser mit schwachen und grieseligen Oberflächenreflexionen unter Auflicht (? Graphit).

L 1-II. Rundlich ovale bis schwach kantige Körner von 20-40 µm Durchmesser mit stärkeren, teils grieseligen, gelblichen Oberflächenreflexionen unter Auflicht (Pyrit).

L 1-III. Unregelmäßige Körper mit buchtigen Außenbegrenzungen und schwachen bräunlichen, unscharf begrenzten Innenreflexen. Durchmesser 30-150 µm.

Daneben finden sich vereinzelte Pyritwürfel mit 20-40 µm Kantenlänge und typischer Längsstreifung auf der Oberfläche.

Probe Nr. 21/2/1 (Teufe 679,35 m): Im Gneis sind die opaken Anteile zahlreicher und treten deutlicher hervor:

L 2-I. Rundliche bis ovale, teils schwach kantige Körper mit fazettenartigen Flächen starker Oberflächenreflexion im Auflicht, Durchmesser 40-100 µm, Graphit (Abb. 8 und 9).

L 2-II. Rundliche bis ovale Körper mit flächiger starker Oberflächenreflexion, Durchmesser um 20-40 µm, (? Magnetit) (Abb. 10).

L 2-III. Rundliche bis unregelmäßige Aggregate mit grieseliger Oberfläche und mit starken, gelblichen Oberflächenreflexionen, Durchmesser 20-90 µm, Pyrit.

Zusätzlich treten zahlreiche Pyritwürfel mit 20-40 µm Kantenlänge und typischer Längsstreifung auf der Oberfläche auf.

5. Diskussion der Befunde

Nach der naßchemischen Aufbereitung der Probe waren die in den Schliffen verbreiteten, länglich-stengeligen Aggregate (Typ **D** 1-II und Typ **D** 2-II), die sich über REM als Titanomagnetit-Ilmenit bestimmen ließen, nicht mehr aufzufinden. In weiteren, häufig kleineren, opaken Komponenten mit meist rundlichem Umriß und unterschiedlichen, überwiegend flächigen Oberflächenreflexionen unter dem Auflicht wurde Magnetit vermutet (Typen **D** 2-III und **L** 2-II).

Graphit und Pyrit ließen sich in unterschiedlichen, teils rundlichen, teils unregelmäßig begrenzten Aggregaten nachweisen. REITZ (1992) diskutierte die Unterscheidungsmöglichkeiten hochinkohlter organischer Reste von Pyrit bzw. von anderen opaken Mineralen. Danach heben sich letztere neben ihrem höheren Reflexionsverhalten insbesondere durch Spaltrisse und muscheligen Bruch von den opaken Mikrofossilien ab. Diese wiederum zeigen eine meist rauhe, runzelige Oberflächenstruktur. Verwechslungsmöglichkeiten ergeben sich bei Bruchflächen von Pyritkristallen, die die für Sporen charakteristische Y-Marke nachbilden können (nach REITZ 1992). In solchen Fällen bieten halbquantitative REM-Untersuchungen an vergleichbaren Aggregaten von Parallelpräparaten gute Kontrollmöglichkeiten.

Graphit kommt danach in den Dünnschliffen einerseits in größeren, unregelmäßig begrenzten Aggregaten vor, die kleinere Quarzkörner umschließen können (Typ **D** 1-I, Abb. 5). Von diesen Aggregaten sind nach der Aufbereitung mit Flußsäure löcherige Fetzen bzw. auch nur kleinere Bruchstücke (teilweise entsprechend Typ **L** 1-I) zu erwarten, die Ähnlichkeit zu den von PFLUG & PRÖSSL als Xylemreste gedeuteten Objekten aufweisen könnten.

⁴ L = Löserückstandspräparat 1 = lfd. Proben-Nr. - I = Typ-Nr.

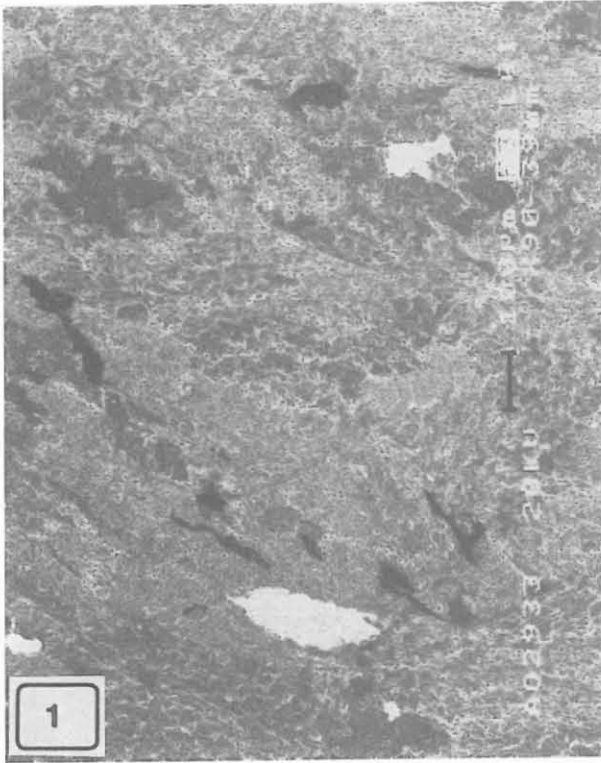
Andererseits ließ sich Graphit in körnigen, rundlichen Aggregaten mit meist fazettenartigen Oberflächenreflexionen unter dem Auflicht nachweisen (Typen D 2-I; L 1-I und L 2-I). **Gesicherte Hinweise auf bestimmbare Mikrofossilien bzw. Gewebereste waren jedoch in keinem Fall gegeben.**

Literatur

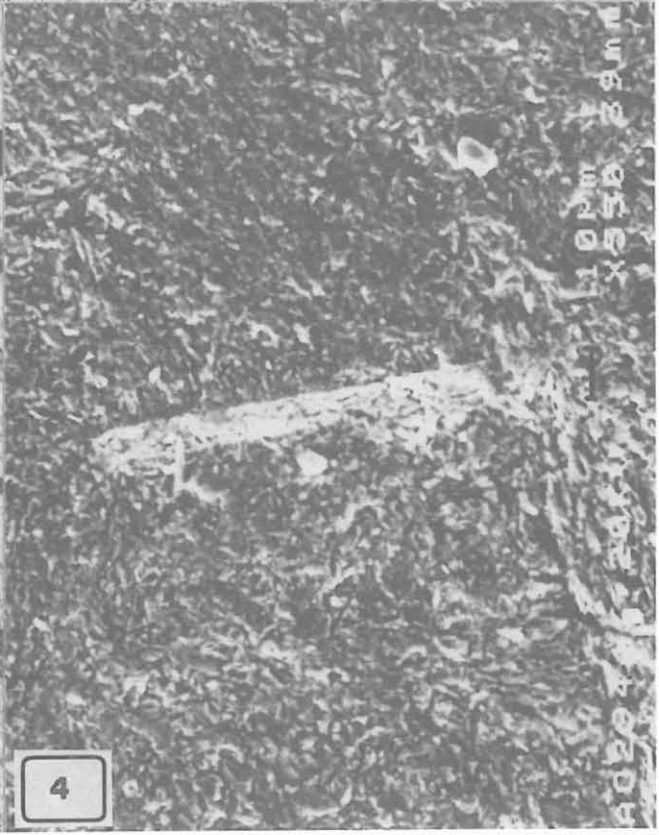
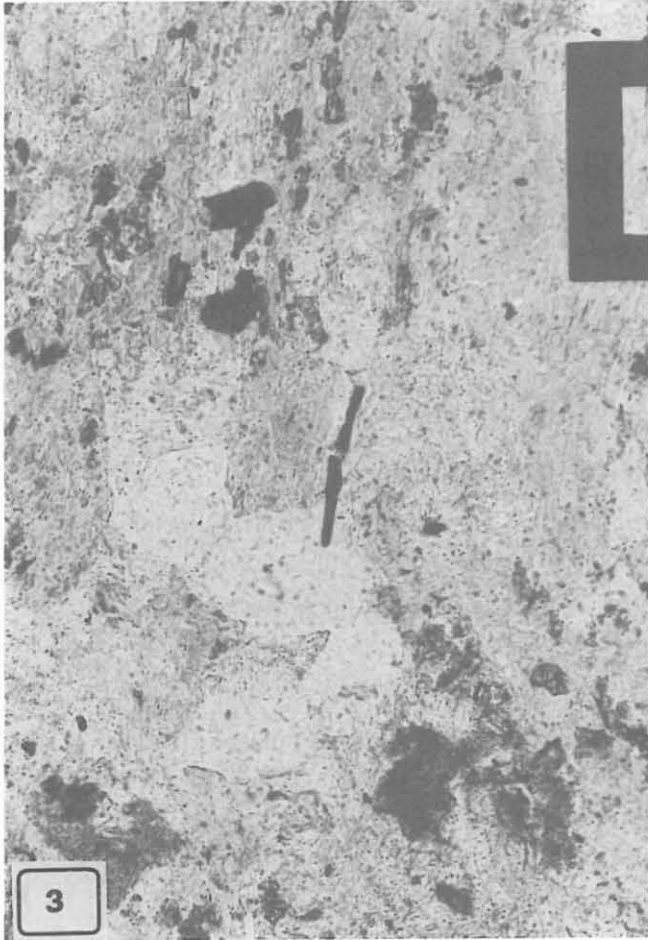
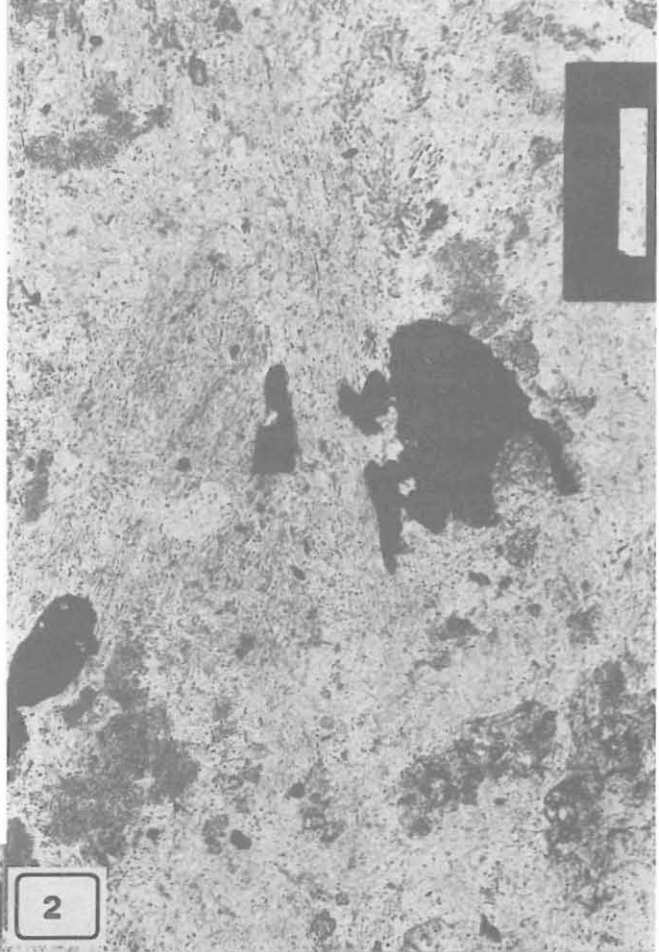
- HAVERKAMP, S. & WOHLBERG, J. (1991): EFA-LOG-Rekonstruktion kristalliner Lithologie anhand von bohrlochgeophysikalischen Messungen für die Bohrungen URACH 3 und KTB-Oberpfalz VB.- KTB-Report 91-4, 213 S., 80 Abb., 17 Tab., Anhang, Hannover.
- REITZ, E. 1987: Silurische Sporen aus einem granatführenden Glimmerschiefer des Vorspessart, NW-Bayern.- Neues Jahrb. Geol. Paläont. Mh. (1987), 11: 699-704, Stuttgart.
- REITZ, E. 1992: Silurische Mikrosporen aus einem Biotit-Glimmerschiefer bei Rittsteig, Nördlicher Bayerischer Wald.- Neues Jahrb. Geol. Paläont., Mh. (1992), 6: 351-358, 1 Abb., Stuttgart
- PFLUG, H.D. & PRÖSSL, K.F. 1990: Palynology in the pilot hole of the Continental Deep Drilling Program: results and implications. - KTB Report 91-1: 239-242, 4 Abb., Hannover.
- PFLUG, H.D. & PRÖSSL, K.F. 1991: Palynostratigraphical and paleobotanical studies in the pilot hole of the German continental deep drilling program: results and implications.- Scientific Drilling 2: 13-33, 20 Abb., 2 Taf.

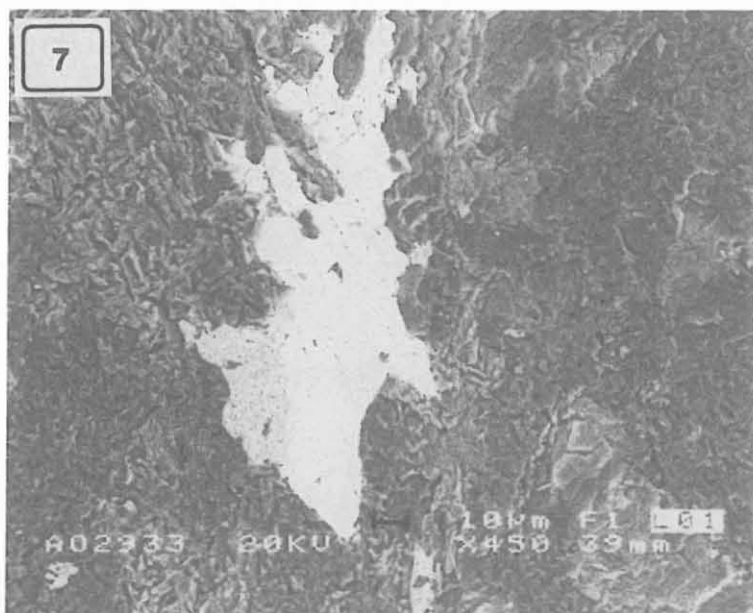
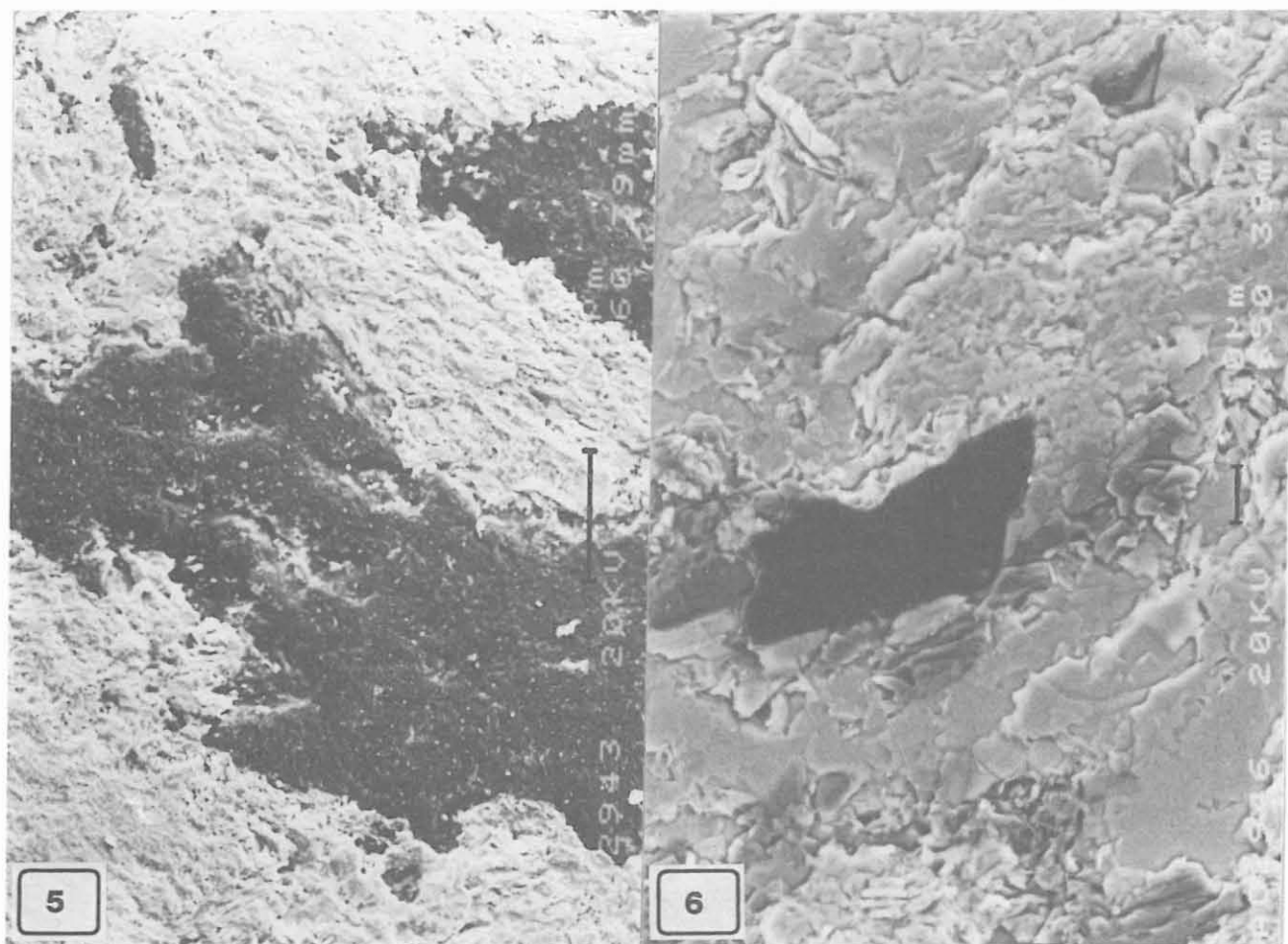
Abbildungsunterschriften

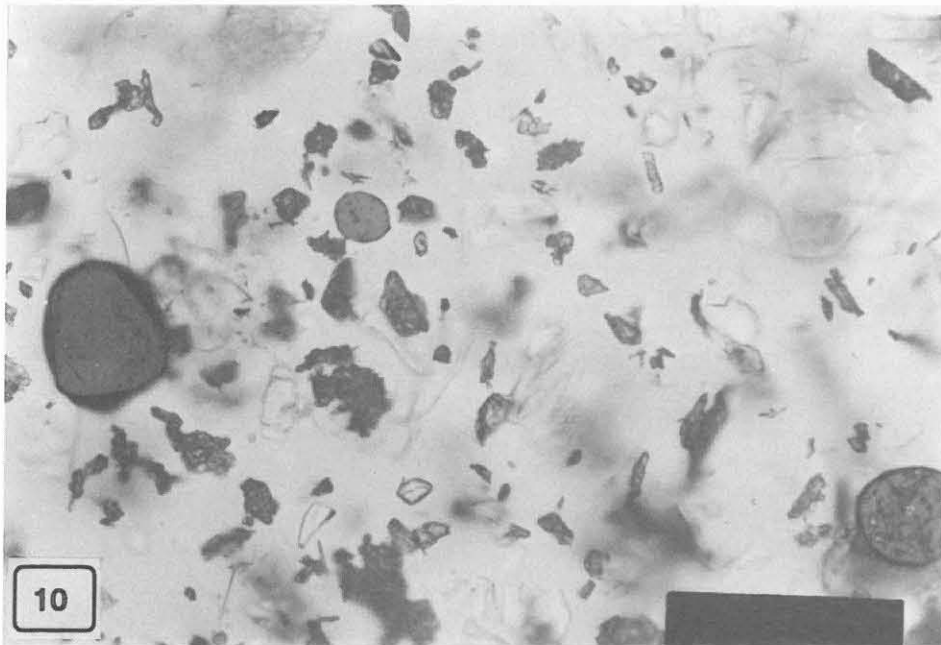
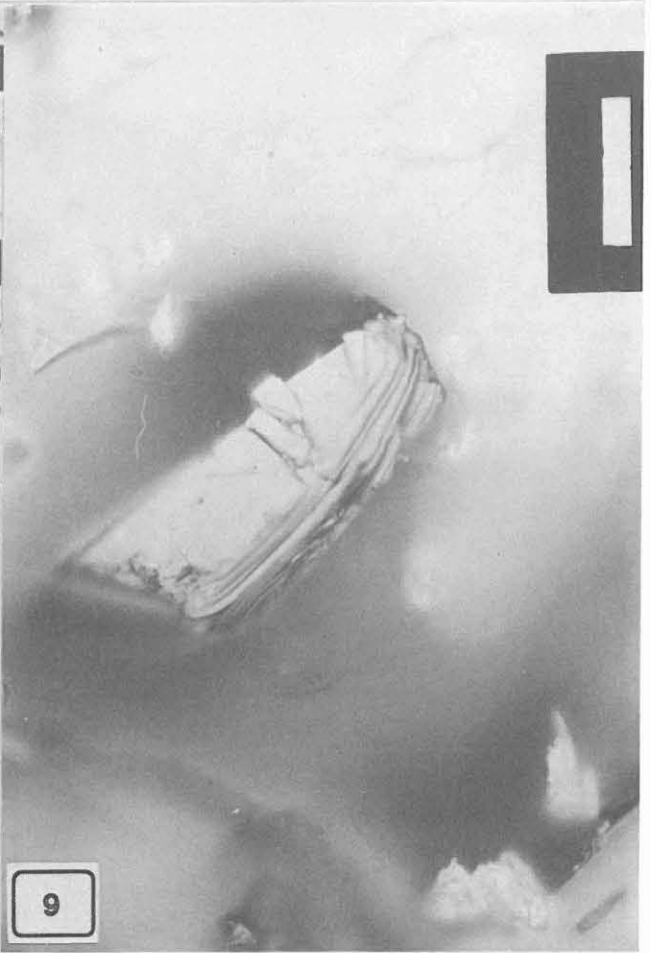
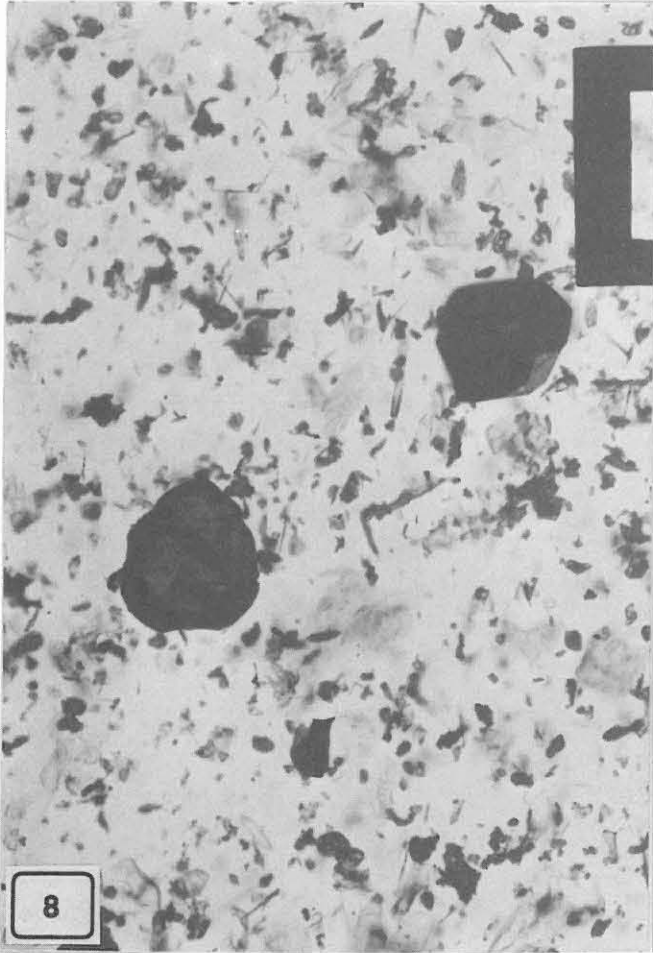
- Abb. 1 D 21/33/3. Unregelmäßige Graphit- (schwarz) und Pyritaggregate (hell) unter dem REM. Maßstab = 100 µm.
- Abb. 2 D 21/1/1. Unregelmäßige Graphitaggregate mit eingebuchteter Umgrenzung im Dünnschliff. Maßstab = 100 µm.
- Abb. 3 D 21/1/1. Stengelig erscheinendes, zerbrochenes Aggregat von Titanomagnetit-Ilmenit im Dünnschliff. Maßstab = 100 µm.
- Abb. 4 D 21/1/3. Stengeliges Aggregat von Titanomagnetit-Ilmenit unter dem REM. Maßstab = 10 µm.
- Abb. 5 D 21/1/3. Unregelmäßiges Graphitaggregat mit eingeschlossenen Quarzkörnern unter dem REM. Maßstab = 10 µm.
- Abb. 6 D 21/2/3. Tafeliges Graphitaggregat unter dem REM. Maßstab = 10 µm.
- Abb. 7 D 21/39/3. Unregelmäßige Verwachsung von Pyrit (hell) und Titanomagnetit-Ilmenit (graupunktiert - an der linken, unteren Seite des Aggregats) unter dem REM. Maßstab = 10 µm.
- Abb. 8 L 21/2/1. Schwach rundliche Graphitaggregate mit fazettenartigen Flächen bei schwachem Auflicht. Maßstab = 100 µm.
- Abb. 9 L 21/2/1. Tafeliges Graphitaggregat unter Immersionsöl im Auflicht. Maßstab = 50 µm.
- Abb. 10 L 21/2/1. Rundliche Magnetitaggregate mit starken flächigen Oberflächenreaktionen im Streupräparat. Maßstab = 50 µm.



BA FREIBERG INSTITUTE FÜR GEOLOGIE UND MINERALOGIE 1843







Die Störungszone in 7 km Tiefe - Ursachen eines seismischen Reflektors

HELGA DE WALL^{1*}, JOHANNES DUYSER¹, GOTTFRIED HIRSCHMANN², AGNES KONTNY¹,
SUSANNE LICH^{1**} & ERIK SPANGENBERG¹

¹ KTB-Feldlabor, D-92670

² Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 2, D-30655 Hannover

Abstract

The German Continental Deep Drilling Program (KTB) offers the opportunity to study the nature of seismic structures in crystalline rocks in situ. Seismic investigations in the KTB area (Oberpfalz, W Bohemian Massif) detected a strong, steeply inclined reflective zone, called SE1 (steep element 1). Its prolongation to the surface is part of the NW-trending large scale Franconian Lineament. According to the seismic investigation, the KTB Hauptbohrung (KTB-HB) cuts the top zone of the reflector at 6600-7000 m depth. In the depth interval 6850-7300 m the most prominent cataclastic fault bundle of the KTB profile was drilled.

Cataclastic deformation occurred during the exhumation of the Bohemian Massif and started in the Upper-Carboniferous. Most of the deformation took place under pressure- and temperature conditions of the brittle/ductile transition field. Disintegration of the fabric is widespread in cataclastic rocks and leads to an increase of rock porosity. Cataclastic deformation is accompanied by multiple stages of fissure and ore mineralizations reflecting the complex history of movements along the Franconian Lineament.

Changes in fabric, mineralization and fluid content create contrasts of the seismic impedance between the fault zone and the wall rock which are the reason for the highly reflective zone of the SE1.

Einführung und geologischer Überblick

In Verbindung mit dem Kontinentalen Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland (KTB) wurden zahlreiche geophysikalische Experimente durchgeführt mit dem Ziel, Informationen über die Ursachen geophysikalischer Anomalien zu erhalten. Das DEKORP / KTB-Experiment „Integrierte Seismik Oberpfalz“ (ISO 89) war das umfangreichste Projekt und umfaßte u.a. eine 3-D reflexionsseismische Aufnahme des Lokationsumfeldes.

Die bisherigen Ergebnisse dieses Experiments zeigen einen hochreflektiven Krustenausschnitt, in dem einige markante seismische Strukturen kartiert und interpretiert werden konnten (WIEDERHOLD 1992, WIEDERHOLD & HIRSCHMANN 1992, HIRSCHMANN 1992, vgl. Abb. 1). Auffällig ist ein Bündel NE-fallender Reflektoren. Der markanteste dieser Reflektoren, der SE1, tritt als großräumiges, flächenhaftes Element hervor und fällt mit ca. 55° nach NE ein. Nach REICHERT et al. (1993) schneidet die Hangendzonen des SE1 die KTB-Hauptbohrung im Teufenbereich 6600 - 7000 m ± 140 m.

* Jetzige Anschrift: Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Heidelberg, Im Neuenheimer Feld 234, 69120 Heidelberg

** Jetzige Anschrift: Halliburton Company Germany GmbH, Bruchkampweg 7, 29227 Celle

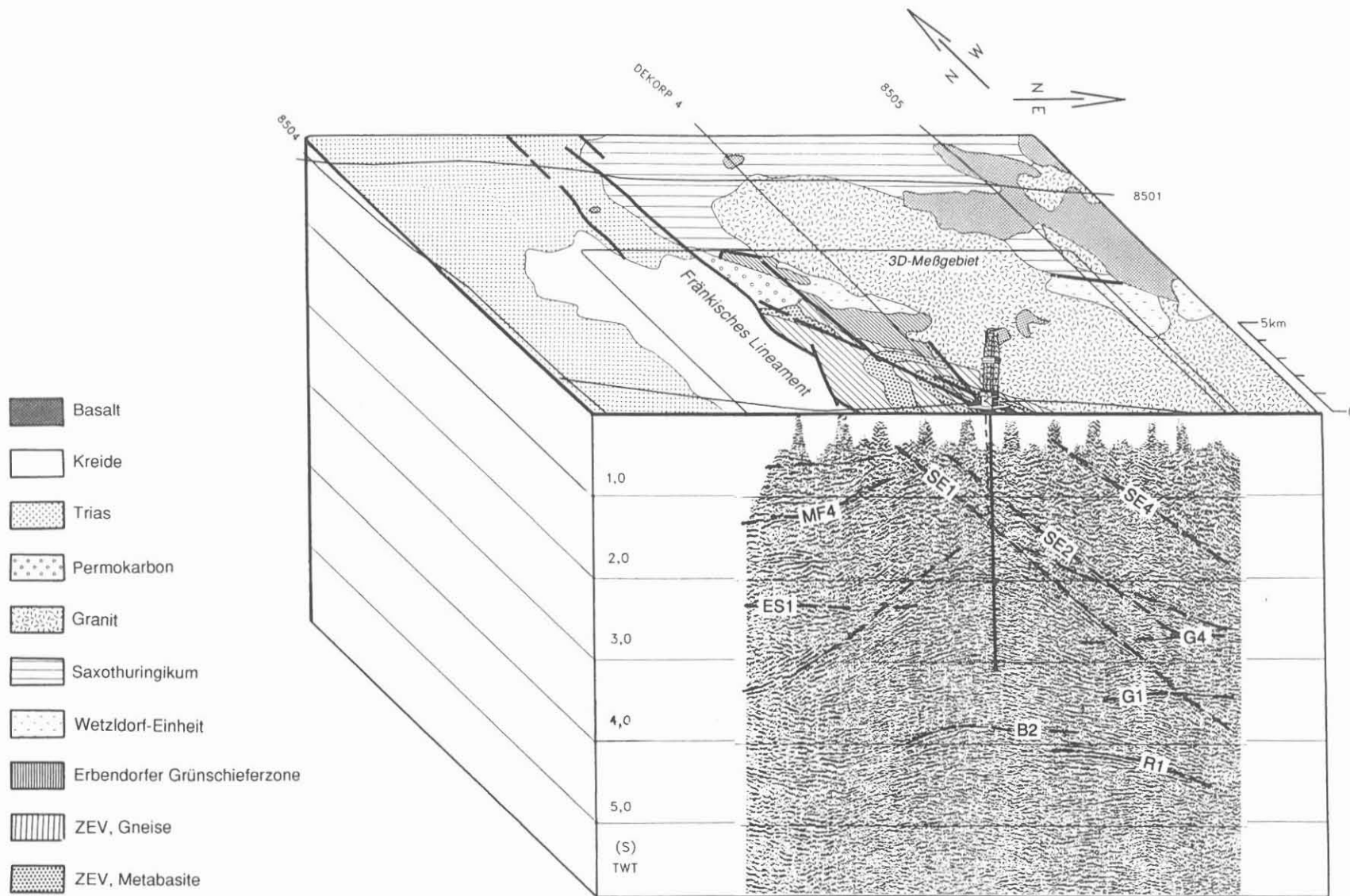


Abb. 1 Raumbild der KTB-Lokation. Oberflächensituation mit vereinfachter Geologie und Meßgebiet der 3D-Seismik. Seismisches Profil Inline 360 mit ausgewählten Reflexionen (Phasenstapelung, unmigriert)

Das erbohrte Profil gehört der Zone Erbdorf Vohenstrauß (ZEV) an und wird in Paragneis- und Metabasit-Einheiten, sowie in „bunte“ Einheiten gegliedert. Letztere bestehen aus wechsellagernden Metabasiten, Hornblendegneisen, Paragneisen und Kalksilikatgesteinen (Abb. 2). Untergeordnet kommen saure und basische Ganggesteine, wie Aplite, Pegmatite, Diorite und Lamprophyre vor (KONTNY et al. 1994). Die durchteuften Gesteine können bis zur Endteufe der Hauptbohrung (9101 m) der ZEV zugeordnet werden.

Paragneise und Hornblendegneise zeigen eine gut ausgebildete, penetrative Foliation mit z.T. deutlich ausgebildetem, subhorizontalem NW-SE gerichtetem Streckungslinear, angelegt unter hochamphibolitfaziellen Bedingungen (HIRSCHMANN et al. 1993). Dagegen sind die Metabasite inhomogen deformiert, so daß stark foliierte Amphibolite neben nahezu undeformierten Metabasiten vorliegen, in denen magmatische Gefüge noch reliktsch erhalten sind (SCHALKWIJK 1991, LICH et al. 1992). In den Metabasiten finden sich reliktsche Mineralparagenesen eines früheren Hochdruck-Metamorphose-Stadiums (O'BRIEN et al. 1992). In den Gneisen dagegen kann eine Hochdruck-Vorgeschichte nicht nachgewiesen werden (REINHARDT et al. 1989). Im Anschluß an die gefügeprägende Mitteldruck-Metamorphose im Unterdevon wurden Gneise und Metabasite bereichsweise grünschieferfaziell überprägt und kataklastisch deformiert. Die kataklastische Deformation begann im Oberkarbon (ZULAUF 1991). Kataklastische Bereiche treten im gesamten Profilabschnitt auf.

Aufgrund der Kernaufnahme der KTB-VB und der Interpretation von Bohrlochmessungen aus der KTB-VB und KTB-HB (Formation Micro Scanner, Formation Micro Imager) ergibt sich folgendes strukturelles Bild (DUYSTER et al. 1993, RUST 1994, LAPP et al. 1994, vgl. Abb. 2): Charakteristisch ist eine vorwiegend steile Lagerung der Foliation im gesamten durchteuften Profil. Im oberen Abschnitt fällt die Foliation steil bis sehr steil nach SW bis SSW, untergeordnet nach NE ein. Ab etwa 2700 (VB etwa 2900 m) bis 3600 m verflacht sich die Foliation, die Einfallsrichtung dreht ab 3000 m nach E. Unterhalb 3600 m zeigt sich erneut steiles Einfallen mit Einfallsrichtungen, die zwischen E und W pendeln. Zwischen 5500 und 6500 m fallen die Foliationsflächen mit ca. 60° nach E bis ENE. Darunter pendelt das Foliationsfallen wiederum zwischen E und W. Unterhalb etwa 7400 m fällt die Foliation vorherrschend nach W bis SW mit Dipwerten um 60°. Die Mehrzahl der in den FMI- und FMS-Logs erkannten Störungsflächen folgt der Foliation.

In diesem Beitrag sollen die Ursachen der seismischen Reflektivität des SE1 auf der Basis der Daten aus der geowissenschaftlichen Bohrungsbearbeitung diskutiert werden. Während die Vorbohrung als Kernbohrung niedergebracht wurde, wurde in der Hauptbohrung mit Rollenmeißeln im wesentlichen nur Bohrklein erbohrt. Unterhalb 4000 m (Endteufe der Vorbohrung) wurde in größeren Intervallen gekernt (35 Kernmärsche). Aus dem hier vorgestellten Teufenintervall wurde lediglich ein Kern (H031) erbohrt. Die vorgestellten Ergebnisse basieren daher hauptsächlich auf Untersuchungen an Bohrklein (Cuttings) und auf Bohrlochmessungen.

Die Störungszone

In der KTB-Hauptbohrung wurde zwischen 6850 und 7300 m die bisher mächtigste Störungszone erbohrt. Der Teufenbereich korreliert gut mit der errechneten Tiefenlage des SE1. Die Gesteine im Hangenden und Liegenden der Störungszone gehören derselben tektonischen Einheit, der Zone von Erbdorf Vohenstrauß, an. Die Störungszone befindet sich in einer Wechsellagerung aus Amphiboliten, Hornblendegneisen und Biotit-Sillimanit-Gneisen und ist nicht an eine bestimmte Lithologie gebunden. Der gestörte Bereich zeichnet sich im Vergleich zu dem umgebenden Gestein durch Veränderungen im Gefüge (Kataklase, Alteration) und durch

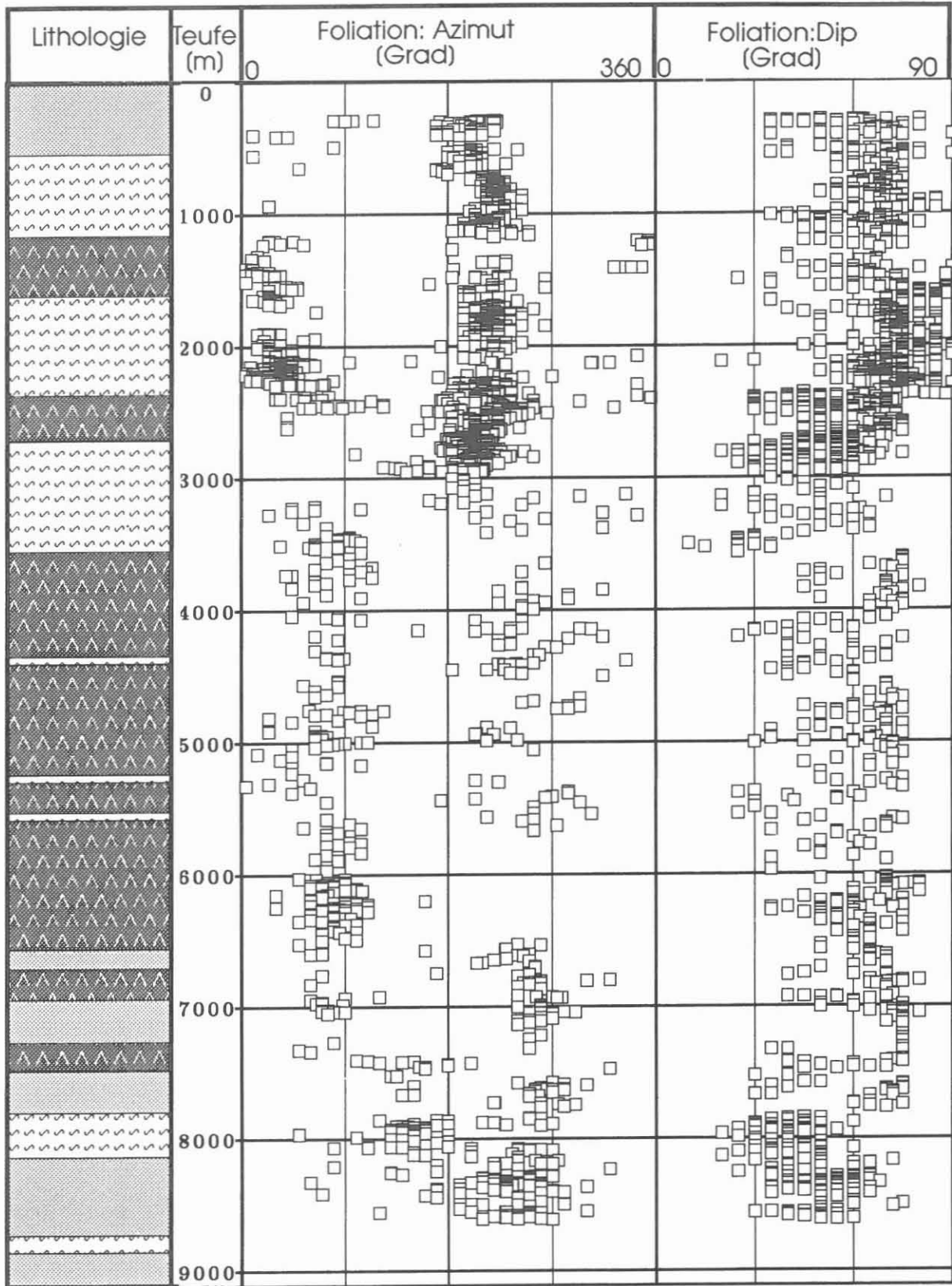





Abb. 2 Vereinfachtes geologisches Profil und Raumlage der Foliation in der KTB-Hauptbohrung.

Metabasite 
 Bio-Gneis 
 Wechsellagerung & Hornblendegneis 

eine stärkere Sekundärmineralisation, vor allem durch Erzphasen und Graphit aus. Beim Durchteufen dieser Zone traten bohrtechnische Schwierigkeiten auf, die durch Nachbrechen des kataklastisch aufgelockerten Gesteins verursacht wurden. Trotzdem gelang es, einen Bohrkern aus der Störungszone zu gewinnen (Abb. 3). Parameter aus der Cuttingsbearbeitung sind zusammen mit ausgewählten Bohrlochmessungen in Abb. 4 dargestellt und werden in den folgenden Abschnitten näher erläutert.

Gefüge und Mineralisation

Die kataklastische Überprägung erzeugte starke Gefügeveränderung und Klüftung mit unterschiedlicher Mineralisation. Abbildung 4 zeigt den bei der Binokular-Ansprache abgeschätzten Anteil an kataklastisch überprägtem Gestein in den Cuttingsproben. Anhand dieser Untersuchungen wurden vier Einzelstörungen in den Teufenlagen 6850-6950 m, 7000-7020 m, 7060-7100 m und 7190-7300 m auskartiert, zwischen denen kompaktere, weniger gestörte Bereiche auftreten.

Der aus 7011,3 - 7013,3 m Tiefe gewonnene Kern H031 liefert Informationen über die makroskopische Struktur der Störungszone (Abb. 3). Erbohrt wurde ein grobkörniger, stark alterierter Granat-Hornblendegneis mit bereichsweise starker kataklastischer Überprägung. Parallel zur steil einfallenden Foliation verläuft eine ca. 6 cm mächtige Amphibolit-Einschaltung. Mehrere Generationen von Störungen sind aufgeschlossen. Die älteste Generation wird von subhorizontalen, 1 cm breiten, mit Quarz verheilten Klüften gebildet. An einer subvertikalen, foliationsparallelen Aufschiebung, die mit einer feinerzriebenen Matrix aus Graphit, Titanit und Prehnit mineralisiert ist, werden die Quarzklüfte versetzt. Auf dieser Störungsfläche ist eine steil einfallende Harnischstriemung ausgebildet. Zahlreiche, flachere Störungssysteme durchschlagen diese Aufschiebung.

Die Störungen sind mit Adular, Klinozoisit, Prehnit, Calcit, Graphit und Sulfiden mineralisiert. Kristallrasen mit idiomorphem Prehnit, Calcit und Quarz sind auf geöffneten Störungsflächen und in offenen Poren ausgebildet und zeigen erhöhte in-situ Porosität an.

Im mikroskopischen Bild sind zahlreiche, sich gegenseitig schneidende Scherbahnen, z.T. mit feinst zermahlenem Gesteinsmaterial und brekzierten Gesteinsfragmenten (Quarz, Plagioklas, Pyrit, Klinozoisit, Chlorit, Graphit) sichtbar (Abb. 5a). Diese werden von nicht deformierten Gängchen durchschlagen, die mit z.T. idiomorphem Prehnit, Calcit, Quarz, Adular, Chlorit, Klinozoisit und Erzmineralen mineralisiert sind. Graphit- und Chloritführende Störungsflächen sind nach dem crack-seal-Mechanismus (RAMSAY 1980) mehrfach geöffnet und mit Prehnit, Calcit, Quarz und Erzmineralen mineralisiert worden (Abb. 5b).

Plagioklase sind stark serizitisiert, oft verbogen und zerbrochen und zeigen Deformationszwillinge. Nur vereinzelt läßt sich Neukornbildung auf Rissen beobachten. Quarze zeigen serrate, instabile Korngrenzen, hohe Undulosität, Deformationslamellen, Neukornbildung, beginnend von Rissen und Polygonisierung. Alle Quarze haben eine hohe Fluideinschlußdichte. In kataklastischen Scherbahnen ist Reißbildung und Brekzierung zusammen mit Lösungs-Fällungs-Kriechen der wichtigste Deformationsmechanismus. In den ältesten Quarzgängchen im Kern H031 ist Quarz jedoch stellenweise rekristallisiert und bildet Schrägquarzgefüge.

Die Deformationsbedingungen liegen im Übergangsbereich bruchhaft-plastisch für Quarz, durchgreifende Rekristallisation wurde nicht beobachtet. Die vorherrschende Prehnit-Aktinolithfazielle Klüftmineralisation ist nach LIOU et al. (1987) ein Hinweis auf einen erhöhten geothermischen Gradienten von $>30^{\circ}\text{C}/\text{km}$, der durch heiße Fluide in dieser Störungszone verur-

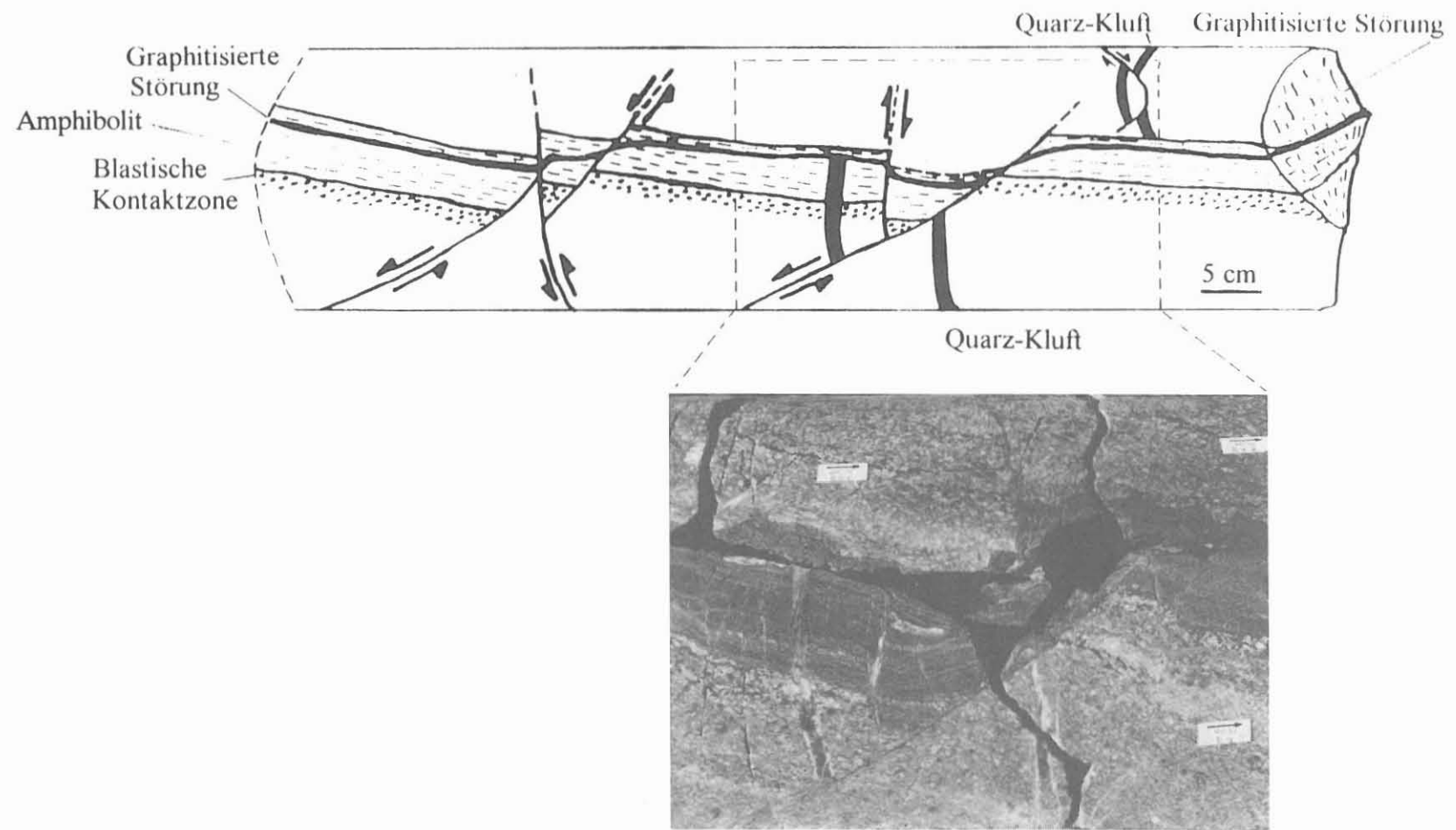


Abb. 3 Makroskopische Strukturen und Störungssysteme des Kerns H031 aus 7011,3-7013,3 m Teufe (Erläuterungen s. Text).

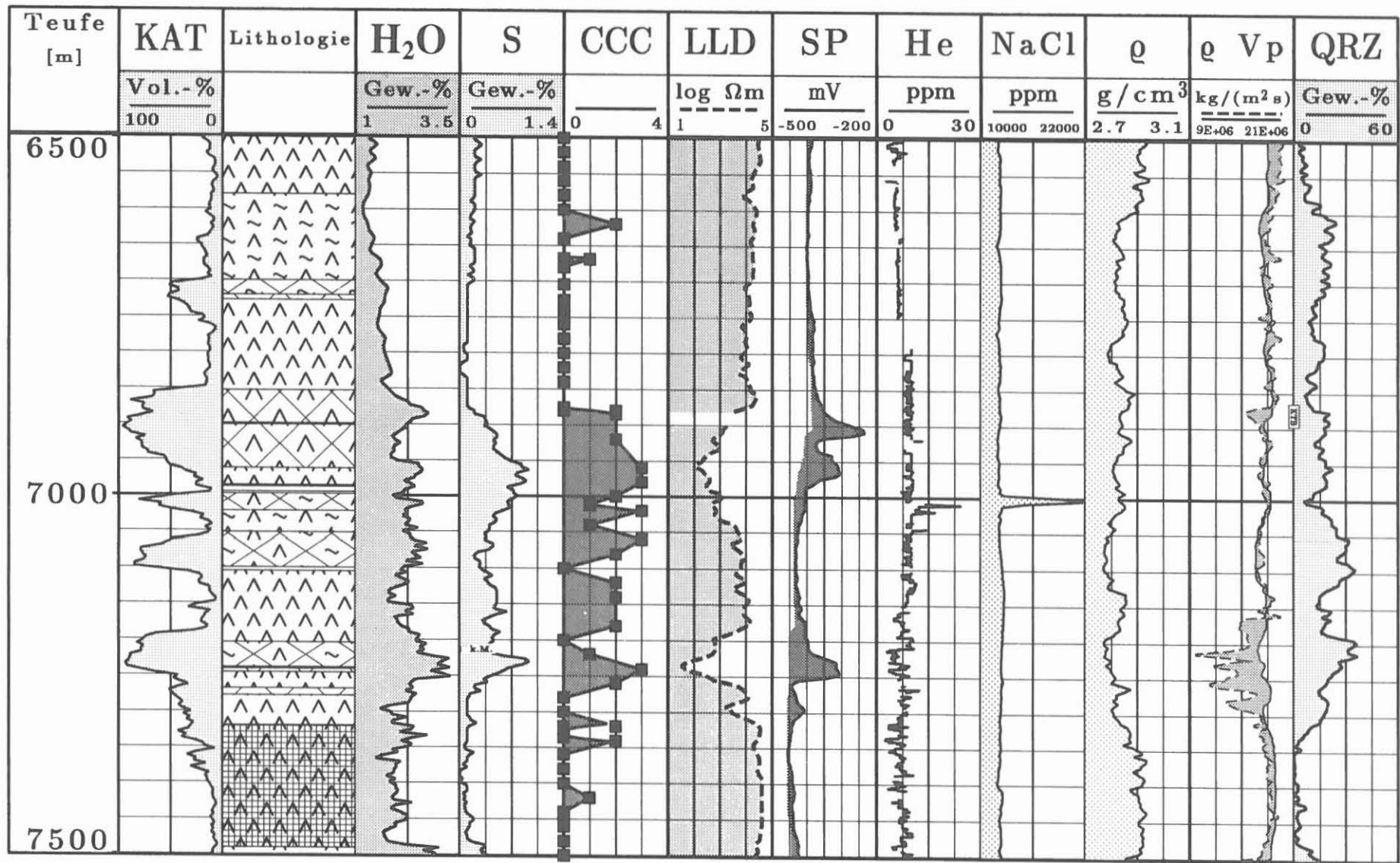


Abb. 4 Ausgewählte Parameter zur Charakterisierung der Störungszone bei 7000 m. KAT: Anteil kataklastisch überprägten Gesteins. H₂O: Alterationsindikator (IR-Absorption). S: Schwefelgehalt (RDA). CCC: Graphitgehalt (mikroskopische Ansprache, semiquantitativ). LLD: elektrischer Widerstand/LateroLog Deep (Bohrlochmessung). SP: Eigenpotential (Bohrlochmessung). He: Helium-Gehalt aus Spülung als Indikator für Fluidzutritte. NaCl: Natriumchlorid-Äquivalente (berechnet aus Spülungswiderstand, Bohrlochmessung). ρ: Dichte (Cuttings). ρ V_p: Impedanz, berechnet aus Sonic-Log (durchgezogene Linie) und aus P-Wellengeschwindigkeit und Mineraldichten (unterbrochene Linie). QRZ: Quarzgehalt (RDA)

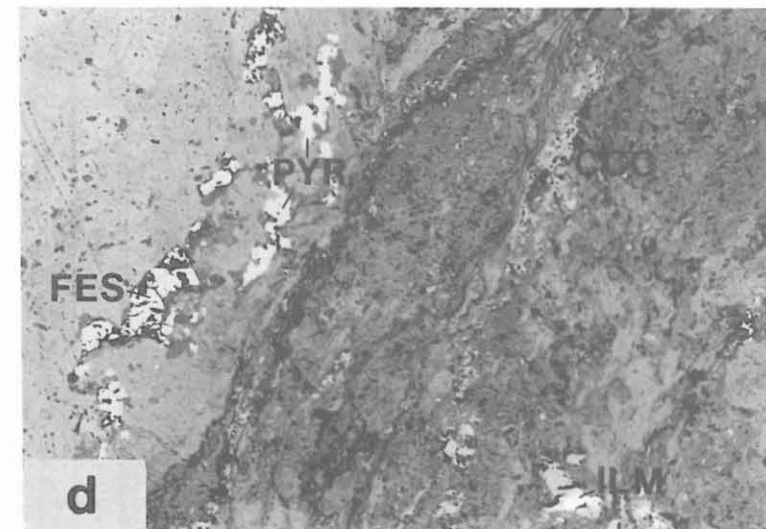
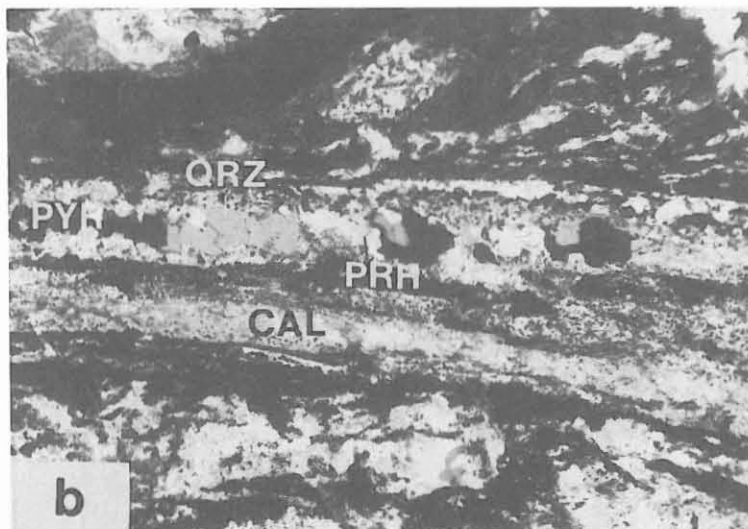
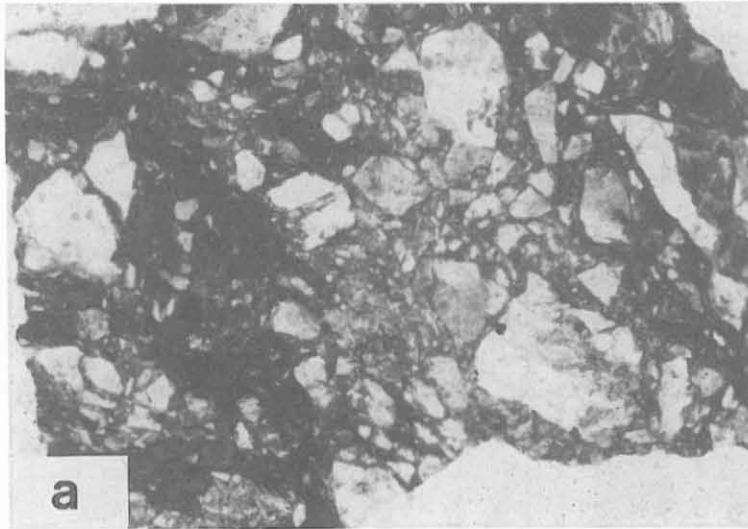


Abb. 5 Kataklastische Brekzie mit Nebengesteinsbruchstücken, 7200 m, X Nicols, lange Bildkante ca. 3,5 mm (a), Graphit- und Chloritführende kataklastische Störungszone mit postkataklastischen crack-seal-Mineralisationen, 7011-7913 m, // Nicols, lange Bildkante 2,2 mm (b), kataklastischer Pyrit (PYR) und Titanit (TIT) mit Graphit (CCC), kataklastischer Amphibolit, 6960 m, Luft, // Nicols, lange Bildkante 0,7 mm (c), Quarzkluft mit Pyrit und Pyrrhotin (FES), im Nebengestein Graphit und Ilmenit (ILM), Granat-Hornblendegneis, 7011-7013 m, Luft, // Nicols, lange Bildkante 1,4 mm (d).

sacht sein kann. Die hohe Fluideinschlußdichte und die post-kataklastischen crack-seal-Gänge deuten auf überhydrostatische Paläoporendrücke.

Die Störungszone ist durch deutlich erhöhte Fe-Sulfid- und Graphitgehalte gekennzeichnet (Abb. 4). Stellenweise wurden erhöhte Gehalte an Chalkopyrit beobachtet. Die Erzminerale und Graphit treten sowohl als disseminierte Körner und Schuppen in der Gesteinsmatrix als auch als Kluftmineralisation und Anreicherung in Scherzonen auf (KONTNY et al. 1993). Graphit ist in kataklastisch überprägten Bereichen als z.T. mm bis cm lange, aufgefiederte Aggregate ausgebildet, die oft z.T. zerbrochenen Pyrit umlagern (Abb. 5c). Pyrrhotin, Pyrit, Chalkopyrit zementieren z.T. den Intergranularraum von Quarzen und Feldspäten.

Die Erzmineralisation erfolgte mehrphasig: älterer, kataklastisch überprägter Pyrit, der oft mit Graphit verwachsen ist (Abb. 5c), wird durch Chalkopyrit und Pyrrhotin verdrängt. Außerdem wird in Quarzklüften die Mineralisationsabfolge Pyrit - Pyrrhotin beobachtet (Abb. 5d) und im Nebengestein treten Pyrrhotin-Pseudomorphosen nach Pyrit auf.

Die für Metabasiteinheiten eher untypische Graphitanreicherung ist auf eine Graphitabscheidung aus einer fluiden Phase zurückzuführen. Auch Schwefel-Isotopenuntersuchungen deuten mit lokal auftretenden positiven $d^{34}\text{S}$ -Werten ($5-8\text{‰}$) auf eine hydrothermale Zufuhr von lithologiefremdem Schwefel (BERNER & PUCHELT 1994). In der hier beschriebenen Störungszone kann somit sowohl von einer Schwefel- als auch von einer Kohlenstoffzufuhr ausgegangen werden. Für eine Sulfid- und Graphitanreicherung, wie sie hier beobachtet wird, ist ein hoher Fluiddurchsatz erforderlich. Aus Phasenbeziehungen der Paragenese Chlorit-Kalifeldspat-Pyrit-Pyrrhotin-Graphit können für das mineralisierende Fluid ein reduzierender Charakter, pH-Werte von 7 bis <9.5 und Bildungstemperaturen von etwa 300°C abgeleitet werden (SCHÖPS & FRIEDRICH 1994).

Struktur

Die Auswertung der FMS-Logs ergab für den Profilabschnitt der Störungszone Strukturen mit zwei unterschiedlichen Orientierungsmaxima (Abb. 6). Mittelsteil bis steil, bevorzugt nach E und untergeordnet nach W einfallende Flächen, werden als Foliation bzw. als bohrtechnisch induzierte Risse angesprochen. Eine weitere Schar von $50-60^\circ$ nach NE einfallenden Strukturen wird als Störungsflächen interpretiert.

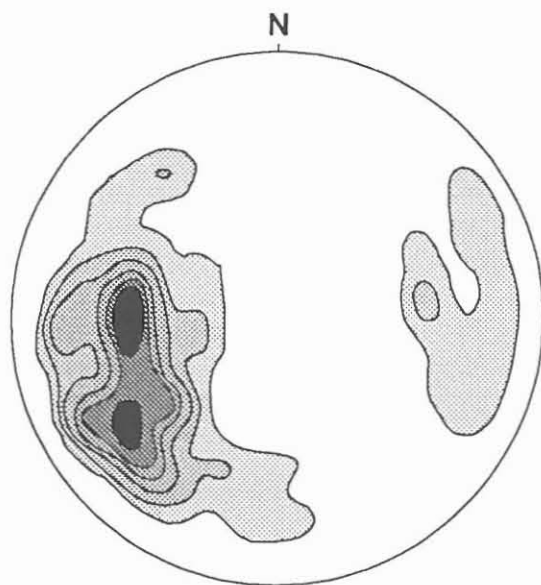


Abb. 6. Foliations- und Trennflächen, FMS-Auswertung aus dem Teufenbereich der Störungszone. Belegungsichte, Schmidt'sches Netz, untere Halbkugel.

Rezente Fluidführung

Während des Durchbohrens der Störungszone konnte ein Anstieg der aus der Formation zutretenden Gasphase (Kohlenwasserstoffe, Helium, Abb. 4) beobachtet werden (DUYSTER et al. 1993). Das Maximum wurde in der kataklastischen Wechselfolge bei 7000 - 7050 m detektiert. Auch bei Bohrlochmessungen wurde in dieser Teufe eine Erhöhung der Spülungsleitfähigkeit gemessen (Abb. 4), die durch Zutritt salinärer Wässer erklärt werden kann. Dies korreliert gut mit der beobachteten Erhöhung des Chloridgehalts der Bohrspülung in diesem Teufenintervall.

Auch die Konzentrationsverhältnisse der Kohlenwasserstoffe weisen darauf hin, daß es sich um Zuflüsse salinärer Formationswässer handelt. Damit unterscheiden sich diese Zuflüsse deutlich von den „trockenen“ Gaszutritten (ohne Formationswasser) in der ebenfalls graphitisierten Störungszone bei 1900 - 2030 m.

Petrophysik

Die notwendige petrophysikalische Voraussetzung für das Auftreten eines seismischen Reflektors ist die Existenz eines hinreichend großen Kontrastes der akustischen Impedanz. Die Impedanz ist das Produkt aus Gesteinsdichte und der seismischen Wellengeschwindigkeit. Aus der Größe des Impedanzkontrastes läßt sich der Reflexionskoeffizient R ableiten. Er ist ein Maß für den Anteil der an der Grenzfläche reflektierten Wellenenergie.

Der Reflexionskoeffizient an der Grenzfläche zwischen Medium 1 und Medium 2 ist gleich:

$$\text{Impedanz: } Z = \text{Geschwindigkeit} * \text{Dichte}; R = \frac{(Z_2 - Z_1)^2}{(Z_2 + Z_1)^2}$$

Abbildung 4 zeigt die im Feldlabor kontinuierlich an Bohrklein bestimmte Gesteinsdichte. Im betrachteten Abschnitt werden keine größeren Dichtesprünge beobachtet. Dies läßt auf eine kleinräumige Wechsellagerung der unterschiedlichen Gesteine schließen. Dichtekontraste zwischen Gneisen und Amphiboliten werden durch die starke Alteration der Gesteine gedämpft. Minerale hoher Dichte in den Amphiboliten (Hornblende, Granat) werden dabei in Minerale mit deutlich geringerer Dichte (Chlorite) umgewandelt.

Die seismische Wellengeschwindigkeit und ihre strukturelle Richtungsabhängigkeit können dagegen nur an Bohrkernen gemessen werden. Die gemessene seismische Geschwindigkeit wird bestimmt durch die elastischen Eigenschaften der Matrix und des Porenfluids sowie der Struktur des Porenraums. Im kristallinen Gestein besteht aufgrund der Vielfalt der natürlich vorkommenden Porenstrukturen (Mikrorisse, Klüfte, Korngrenzenrisse, offene Poren etc.) kein eindeutiger Zusammenhang zwischen Porosität und seismischer Geschwindigkeit. Dieses spiegelt sich auch in den stark streuenden Meßwerten der KTB-Kernproben wider. In Abb. 7 sind die an Amphiboliten der Hauptbohrung gemessenen P-Wellengeschwindigkeiten gegen die Porosität aufgetragen. Zusätzlich sind die berechneten Geschwindigkeits-Porositäts-Beziehungen nach VOIGT (1910) und REUSS (1929) eingetragen¹.

¹Die Beziehung nach VOIGT basiert auf dem arithmetischen Mittel der Moduln von Matrix und Porenfluid und liefert die theoretische Obergrenze der Geschwindigkeit des "porösen Körpers". Die Beziehung nach REUSS berechnet das harmonische Mittel der Moduln und liefert die theoretische Untergrenze der Geschwindigkeiten

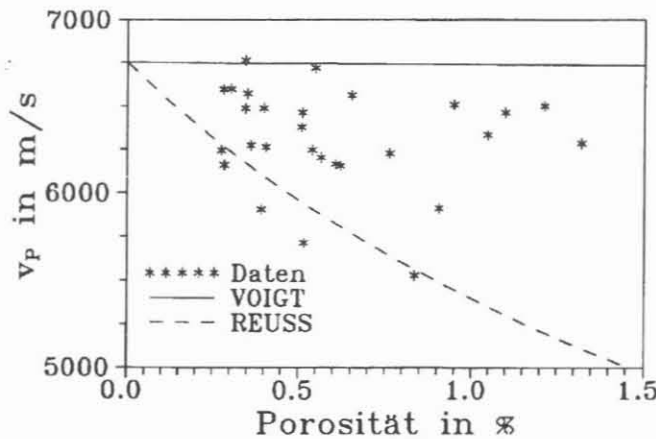


Abb. 7 Longitudinalwellengeschwindigkeiten über der Porosität, bestimmt an gesättigten Amphibolitproben der Hauptbohrung unter normalen p-T-Bedingungen

Die Meßwerte streuen über den gesamten, durch die theoretischen Grenzen vorgegebenen Bereich, ohne eine eindeutige Beziehung zwischen Geschwindigkeit und Porosität anzudeuten. Die Geschwindigkeits-Porositäts-Beziehung nach REUSS bringt den Einfluß der Porosität am stärksten zum Ausdruck und wird daher für die folgende Abschätzung verwendet: Die gemessenen Porositäten liegen für die Amphibolite zwischen 0,3 und 2 %.

Theoretisch führt die Änderung der Porosität von 0 auf 1% in einem Amphibolit zu einem Reflexionskoeffizienten von 1,2%. Dieser Wert ist hoch, verglichen mit den typischen Reflexionskoeffizienten der Explorationsseismik im Sedimentgestein, die in der Regel deutlich unter 1% liegen (typische Werte für R im Sedimentgestein liegen zwischen 0.2% und 0.05%, TELFORD et al. 1976).

Aufgrund des diskontinuierlichen Kernens liegen Messungen an Kernen der KTB-HB nur punktuell vor. Außerdem ist die Vergleichbarkeit obertägiger Porositäts- und Geschwindigkeitsmessungen mit den in-situ-Gebirgseigenschaften durch temperatur- und spannungsbedingte Ribbildung sowie bohrtechnisch induzierte Risse eingeschränkt. Aus diesem Grund wurde ein theoretisches Impedanz-Log berechnet, das unter Vernachlässigung der Klüftung nur den lithologisch bedingten Anteil widerspiegelt (SPANGENBERG & UMSONST 1993, Abb. 4). Zur Berechnung der Impedanz wurden die im Feldlabor bestimmten Mineralgehalte (Röntgen Diffraktometrie Analyse), sowie deren mittlere Mineraleichten und -Geschwindigkeiten herangezogen. Dieses RDA-Impedanz-Log zeigt nur geringfügige Änderungen in der Impedanz, die nicht Ursache der beobachteten Reflexion sein können.

Aus den bei Bohrlochmessungen bestimmten Dichten und Geschwindigkeiten läßt sich ein Bohrloch-Impedanzlog berechnen. Während das theoretisch erstellte RDA-Impedanz-Log nur lithologische Einflüsse widerspiegelt, überlagern sich im Bohrloch-Impedanz-Log Änderungen der Lithologie, Struktur und Klüftigkeit. Impedanzkontraste, die nur im gemessenen Log und nicht im theoretisch berechneten Impedanz-Log auftreten, sind damit wahrscheinlich nicht lithologisch bedingt, sondern können auf Änderungen der Struktur oder Klüftigkeit zurückgeführt werden. In Abb. 4 sind beide Impedanzlogs überlagert dargestellt. Zur besseren Veranschaulichung der auftretenden Unterschiede wurde die Fläche zwischen beiden Kurven hervorgehoben. Der in dieser Darstellung deutlichste Impedanzsprung im gemessenen Log liegt im oberen Bereich der Störungszone (ca. 6880m). Er wird nicht von einem Sprung im berechneten Log begleitet, ist also nicht lithologisch bedingt.

Der errechnete Reflexionskoeffizient für diesen Impedanzsprung beträgt 1% und liegt damit in einer Größenordnung wie sie für den SE 1 erforderlich ist.

Diskussion

Die geologischen und geophysikalischen Untersuchungen kennzeichnen den Teufenbereich von 6850 bis 7300 m als ausgeprägte und in den KTB-Bohrungen mächtigste Störungszone. Das aus der mineralogischen Zusammensetzung berechnete Impedanzlog zeigt im hier beschriebenen Abschnitt keine scharfen, durch lithologische Wechsel verursachten Kontraste, wie sie in den oberen Profilabschnitten bei Lithologie-Wechsel z.B. von Amphibolit zu Gneis vorkommen, obwohl in der Störungszone ebenfalls Amphibolite neben Gneisen vorliegen (Abb. 4). Ursachen für den geringen Impedanzkontrast sind hier wahrscheinlich der verhältnismäßig hohe Quarzgehalt der Amphibolite und ihre starke Alteration, die den Geschwindigkeitskontrast gegenüber den Gneisen reduziert.

Durch strukturelle Änderungen hervorgerufene Impedanzkontraste beruhen auf einer Gefüge-abhängigen seismischen Anisotropie. So werden z.B. in Gneisen maximale Wellengeschwindigkeiten parallel zur Ebene der Foliation, minimale Wellengeschwindigkeiten in der Ebene senkrecht zur Foliation gemessen. Extreme Änderungen der Lagerungsverhältnisse (z.B. Wechsel von senkrechtem zu horizontalem Schichteinfallen) können zu einem für eine Reflexion ausreichenden Impedanzkontrast führen. Gneis und Amphibolit sind aber eng miteinander verfaltet und zeigen im Bereich der Störungszone wie auch im gesamten KTB-Profil überwiegend steile Lagerungsverhältnisse.

Die hohen Impedanzkontraste können daher nicht durch Änderungen der Lagerungsverhältnisse erklärt werden. In den seismischen Sektionen ist der SE1 als durchgängiges, planares Element sichtbar. Diese Geometrie läßt sich weder durch Lithologiewechsel noch durch Änderungen der Lagerungsverhältnisse erklären.

Kataklastische Deformation führt zu einer Veränderung des Gesteinsgefüges mit Korngrößenreduktion und Anlage von Bruch- und Störungsflächen, also insgesamt zu einer Zunahme an inter- und intrakristallinen Grenzflächen. Hohe Fluiddrucke können diese Flächen öffnen, als Migrationsbahnen nutzen und durch Mineralisation wieder abdichten. Daß diese Prozesse über lange Zeiträume in der Störungszone aktiv waren und auch rezent noch aktiv sind, wird z.B. durch die Mehrphasigkeit der Mineralisation und durch crack-seal-Gefüge angezeigt. Fluidzutritte im Bereich der Störungszone belegen sowohl erhöhte Porosität als auch überhydrostatische Porendrucke (HUENGES et al. in Vorb.).

Die Graphitmineralisation dieser Störungszone hat durch eine Erniedrigung des E-Moduls starken Einfluß auf das elastische Verhalten der Gesteine. Die Anreicherung des Graphits auf Störungsflächen kann daher dämpfend auf durchgehende seismische Wellen wirken.

Das Zusammenwirken mehrerer, die Wellengeschwindigkeit verringernder Faktoren muß als Ursache der seismischen Reflektivität dieser Störungszone angesehen werden. Der Einfluß der einzelnen Parameter kann aufgrund der Komplexität des Gesteinsgefüges in dieser Störungszone nicht quantifiziert werden.

Die für den SE1 berechnete Orientierung (060/55) entspricht der Orientierung von Störungsflächen aus der Interpretation von FMS-Logs. Der Reflektor SE1 streicht an der Oberfläche im Bereich der Hauptstörung des Fränkischen Lineaments aus. Nach den seismischen Daten und geologischen Befunden ist an dieser durch den SE1 markierten Störung das Kristallin des Böhmisches Massivs um mehrere km auf das Mesozoikum der Süddeutschen Scholle aufgeschoben. Anhand von Spaltspuruntersuchungen bestimmten COYLE & WAGNER (1994) einen kretazischen Versatz von mehr als 3 km an dieser Störungszone.

Für eine wesentlich ältere, spätvariszische Anlage und eine jüngere, kretazische Reaktivierung der Störungszone sprechen folgende Argumente:

- Lamprophyre stellen für die postgranitische Entwicklung im Bereich der KTB-Lokation und darüber hinaus im mitteleuropäischen Variszikum einen wichtigen Zeitmarker dar. Nach Beobachtung an Kernen aus der Vorbohrung sind die Lamprophyre dar (296 Ma, KREUZER et al. 1990) jünger als die ältesten NE- und SW-fallenden, graphitisierten Aufschiebungen, welche wiederum jünger als die Intrusion des Falkenberger Granits (311 Ma, WENDT et al. 1986) sind. Die graphitisierten Auschiebungen sind folglich im Oberkarbon angelegt (ZULAUF 1990). Im Bereich der Störungszone wurden mehrere Lamprophyreinschaltungen beobachtet (6700 m, 6900 m, 6987 m, 6996 m, 7210 m; DUYSER et al. 1993). Da Lamprophyre bevorzugt in Schwächezonen intrudieren, ist es wahrscheinlich, daß diese Störungszone zum Zeitpunkt der Intrusion bereits vorhanden war.
- Die Scholle im Liegenden der Störungszone ist seit dem Devon nicht wesentlich gehoben worden. Dies belegen Abkühlalter an Muskoviten aus 8300 m Teufe (WEMMER & AHRENDT 1994, HENJES-KUNST et al. 1994). Andererseits müssen schon im Oberkarbon beträchtliche Hebungen stattgefunden haben, da bereits im frühesten Perm karbonische Granite im Erosionsniveau lagen (WELZEL et al. 1992). Zwischen dem nicht gehobenen Krustensegment und benachbarten herausgehobenen Krustensegmenten müssen daher Störungen im Oberkarbon aktiv gewesen sein (DUYSER et al. 1994). Im gesamten Bohrprofil fallen oberkarbonische graphitisierte Aufschiebungen nach NE und damit parallel zu den Störungssystemen des Fränkischen Lineaments ein.

Die KTB-Hauptbohrung hat im Teufenbereich 6850-7300 m die Hauptstörung des Fränkischen Lineaments durchteuft, die in den seismischen Sektionen als tiefreichende, hochreflektive Zone hervortritt. Diese Störungszone liefert damit wichtige Informationen über die Natur seismischer Reflektoren in der kristallinen Kruste.

Danksagung

Die benutzten Loggingdaten wurden durch das Referat Bohrlochmessungen der KTB-Projektgruppe zur Verfügung gestellt. Herr Bornschein fertigte einen Teil der Abbildungen an.

Literatur

- BERNER, Z. & PUCHELT, H. (1994): Das S-Isotopenprofil der KTB-Hauptbohrung.- KTB-Report 94-2, im Druck.
- DUYSER, J., FIGGEMEIER, C., GODIZART, G., HOFFMANN, A., KONTNY, A., LICH, S., MACHON, L., PRIBNOW, D., RAUEN, A., RÖCKEL, T., SPANGENBERG, E., UMSONST, T., DEWALL, H., WINTER, H., WÖHRL, T. & DIETRICH, H.-G.: The lithological Profile of the KTB Hauptbohrung 6000 - 7220 m - Report of the Fieldlaboratory. KTB-Report 93-2, Part A, 15-63, Hannover.
- DUYSER, J., DE WALL, H. & ZULAUF, G. (1994): 9101 m profile in the superdeep well KTB. Where are the depth-dependent gradients? KTB-Report 94-2, im Druck.
- HENJES-KUNST, F., HÖHNDORF, A., KREUZER, H. (1994): K-Ar & ⁴⁰Ar-³⁹Ar mineral dating on core samples from the KTB-VB and HB. KTB-Report 94-2, im Druck.
- HIRSCHMANN, G. (1992): On the geological interpretation of the 3-d seismic data with special regard to the information from the KTB boreholes. KTB-Report 92-5, 351-373, Hannover.
- HIRSCHMANN, G., LICH, S. & DE WALL, H. (1994): KTB Oberpfalz - einige Ergebnisse der geowissenschaftlichen Bearbeitung.- Zbl. Geol. Paläont. Teil I, H. 7/8, 861-73.
- HUENGES, E., ENGESER, B., KÜCK, J., KAMM, CH. & ZOTH G. ((in Vorb.): Formation pressure down to 8.7 km depth of the Kontinentale Tiefbohrung (KTB)
- KONTNY, A., KEYSSNER, S. & FRIEDRICH, G. (1993): Ore petrology in the KTB Hauptbohrung (6000 - 7220 m).- KTB Report 93-2, Part B, 511-513, Hannover.

- KONTNY, A., DUYSER, J., GRAWINKEL, A., HOFFMANN, A., KAMM, C., MACHON, L., RAUEN, A., RÖCKEL, T., SPANGENBERG, E., DE WALL, H. & WINTER, H., 1993, The lithological profile of the KTB Hauptbohrung, 7200 - 8729,7 m: KTB-Report, 94-2, im Druck.
- KREUZER, H., HENJES-KUNST, F., SEIDEL, E., SCHÜSSLER, U. & BÜHN, B. (1993): Ar-Ar spectra on minerals from the KTB and related medium -pressure units.- KTB-Report 93-2, 133-136, Hannover.
- LAPP, M., BORNSCHEIN, P., CORMICAN, K., DEFOUR, S., GARCIA, C. & HIRSCHMANN, G. (1994): Strukturauswertung Hauptbohrung.- Unveröff. Bericht Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre, Universität Göttingen.
- LICH, S., DUYSER, J., GODIZART, G., KEYSSNER, S., DE WALL, H., (1992): German Continental Deep Drilling Program (KTB) Geological Survey of the Hauptbohrung. - KTB Report 92-2, B1 - B42, Hannover.
- LIU, J.G., MARUYAMA, S. & CHO, M. (1987): Very low-grade metamorphism of volcanic and volcanoclastic rocks - mineral assemblages and mineral facies.- In: frey, M.: (ed.): Low temperature metamorphism, 351 S. Chapman & Hall, New York.
- O'Brien, P.J., Röhr, C., Okrusch, M. & Patzak, M. (1992): Eclogite facies and a multistage breakdown in metabasites of the KTB pilot hole, North-East Bavaria: implications for the Variscan tectonometamorphic evolution of the Bohemian Massif.- Contr. Mineral. Petrol., 112, 261-278.
- REICHERT, C., DÜRBAUM, H.-J., HIRSCHMANN, G., SADOWIAK, P., WIDERHOLD, H. & STILLER, M. (1993): Thickness and signature estimation of the SE1 seismic event at the KTB Oberpfalz. - KTB-Report 93-2, Part A, 15-63, Hannover.
- RAMSAY, J.G. (1980): The crack-seal mechanism of rock deformation.- Nature, 284, 135-139.
- REINHARDT, J., KLEEMANN, U., BLÜMEL, P. & SCHREYER, W. (1989): Geothermobarometry of metapelites as a key to the pressure and temperature history of the ZEV (Zone von Erbdorf-Vohenstrauß) NE Bavaria.- KTB-Report 89-3: 24-32.
- REUSS, A. (1929): Berechnung der Fließgrenze von Mischkristallen. - Angew. Mathem. u. Mech., 9, 49-58.
- RUST, S. (1994): Erfassung und Auswertung von Strukturdaten in der KTB-Vorbohrung.- Unveröff. Kurzbericht, NLFb, Hannover.
- SCHALKWIJK, G. (1991): Metabasites in the pilot borehole of the German Continental Deep Drilling Project, Windischeschenbach, Eastern Bavaria. Structures and fabrics as documents of crustal evolution.- Diss. Univ. Bochum, 203 S.
- SCHÖPS, D. & FRIEDRICH, G. (1994): Hydrothermale Phasenbeziehungen im Scherzonenbereich 7012 m: die Paragenese Pyrit-Pyrrhotin.Graphit-Chlorit-Kalifeldspat.- KTB-Report 94-2, im Druck.
- SPANGENBERG, E. & UMSONST, T. (1993): Lithology and seismic impedance at KTB - a first correlation. - KTB Report 93-2, Part B, 153-156, Hannover.
- TELFORD, W.M. , GELDART, L.P., SHERIFF, R.E. & KEYS, D.A. (1976): Applied Geophysics. - Cambridge University Press. 1 - 252.
- VOIGT, W. (1910): Lehrbuch der Kristallphysik, Teubner-Verlag, Leipzig.
- WELZEL, B., AHRENDT, H. , BEHR, H.-J., SCHRÖDER, B. & WEBER, K. (1992): Die Bedeutung von K/Ar Datierungen an detritischen Muskoviten für die Rekonstruktion tektonometamorpher Einheiten im erweiterten KTB-Lokationsgebiet. KTB-Report, 92-4, 373-397.
- WEMMER, K. & AHRENDT, H. (1994): Age determinations on retrograde processes and investigations on the blocking conditions on isotope systems of KTB rocks. KTB-Report 94-2, im Druck.
- WIEDERHOLD, H. (1992): Interpretation of envelope-stacked 3-d seismic data and its migration - another approach. KTB-Report 92-5, 67 - 113.
- WIEDERHOLD, H. & HIRSCHMANN, G. (1992): Seismische Reflektoren im Bereich von KTB-Vor- und Hauptbohrung, 5. DFG-Schwerpunkt-Kolloquium 25.-27.6.92, Protokolle und Kurzbeiträge, unveröff.
- ZULAUF, G. (1991): Spät- bis postvariszische Deformationen und Spannungsfelder in der nördlichen Oberpfalz (Bayern) unter besonderer Berücksichtigung der KTB-Vorbohrung. - Frankfurter geowiss. Arb., Serie A (Diss.) Bd. 8: 1 - 285; Frankfurt.
- ZULAUF, G. (1992): Late to post-Variscan deformation phases and paleostresses in the KTB pilot research well (Bohemian Massif, Germany).- Tectonophysics, 202, 1-21.

Cordierit-Überprägung, Granatzonierungen und Granat/Biotit-Thermometrie in der ZONE VON ERBENDORF-VOHENSTRAUSS (ZEV)

BERND SCHULTE und PETER BLÜMEL,
Institut für Mineralogie, TH Darmstadt, Schnittspahnstr.9, 64287 Darmstadt

Zusammenfassung

In der ZEV westlich des Leuchtenberger Granits werden 3 Mineralzonen unterschieden: Staurolith-Zone (SZ), Granat-Alumosilikat-Zone (GAZ) und Cordierit-Zone (CZ). In der Hauptbohrung ist oberhalb des SE1-Reflektors nur die GAZ aufgeschlossen, in der Vorbohrung tritt in 460m Tiefe ein vereinzelt CZ-Vorkommen auf. Unterhalb des SE1 treten in der Hauptbohrung Teile der GAZ und SZ zusammen auf. Die Grenze zwischen SZ und GAZ ist durch die virtuelle Reaktion $\text{Staurolith} + \text{Quarz} = \text{Granat} + \text{Alumosilikat} + \text{H}_2\text{O}$ charakterisiert. Die Grenze zwischen der CZ und der GAZ wird durch die im Gefüge beobachtbare Reaktion $\text{Biotit} + \text{Alumosilikat} + \text{Quarz} = \text{Cordierit} + \text{Kalifeldspat} + \text{H}_2\text{O}$ erklärt. Ob die niederdruckmetamorphe Überprägung der ZEV durch die CZ nur durch Dekompression oder gleichzeitig mit einer kontaktmetamorphen Überprägung durch den Leuchtenberger Granit entstanden ist z.Z. noch nicht zu beantworten. Die Granatzonierung zeigt oft eine prograde Wachstumszonierung (Mn-Glocke), die teilweise Säume mit höheren Grossular- und niedrigeren Spessartin- und Almandin- Gehalten zeigen. Der äußerste Rand fast aller Proben ist resorptiv mit Mn angereichert. In der CZ ist der Mn-Saum auch in den Brüchen von Granat entstanden, die mit Cordierit verheilt sind. Hier kann die Granatresorption mit dem Cordieritwachstum korreliert werden. Signifikant unterschiedliche Variationen der Grt-Bio Temperaturen in der GAZ können durch unterschiedliche cut-off Temperaturen, unterschiedliche $P_{\text{H}_2\text{O}}$ oder späte tektonische Bewegungen verursacht sein. Die maximalen Temperaturen überschreiten jene des wassergesättigten Granitsolidus.

Abstract

The ZEV in the west of the Leuchtenberg granite shows 3 mineral zones: the staurolite zone (SZ), the garnet-aluminiumsilicate zone (GAZ) and the cordierite zone (CZ). In the Hauptbohrung, above the seismic reflector SE1, only GAZ assemblages were drilled. In the Vorbohrung in 470 m depth a single occurrence of CZ was discovered. Beneath the SE1 SZ rocks are intercalated with GAZ assemblages.

The border between SZ and GAZ is characterized by the virtual reaction: $\text{staurolite} + \text{quartz} = \text{garnet} + \text{aluminosilicate} + \text{H}_2\text{O}$. The transition between GAZ and CZ is explained by the actual reaction $\text{biotite} + \text{sillimanite} + \text{quartz} = \text{cordierite} + \text{k-feldspar} + \text{vapor}$. The low pressure overprint may be due solely to decompression or its combination with synchronous contact metamorphism. The element distribution in garnet often shows bell-shaped Mn-growth zoning. Sometimes the outer core regions have increased grossular and decreased spessartine and almandine components. The outermost rims show always resorptive increase in Mn. The garnets in the CZ bear fissures, which are healed by cordierite. At these fissures garnet also shows strong increase of Mn-content, therefore garnet resorption can be correlated with cordierite growth. Significant variations in Grt-Bio thermometry in the GAZ either point to variable cut-off temperature, variation in $P_{\text{H}_2\text{O}}$ or to late, differential tectonic movements. The maximum temperatures overstep the temperatures of the vapor saturated granite solidus.

Verteilung der PT-kritischen Mineralparagenesen

In Abb.1 und 2 ist die Verteilung der PT-kritischen Paragenesen an der Oberfläche und in der Bohrung aufgeführt. Alle Paragenesen führen zusätzlich Quarz, Plagioklas und Ilmenit. Apatit und Turmalin treten akzessorisch hinzu. Eine koexistierende wässrige Fluidphase wird für alle Paragenesen angenommen.

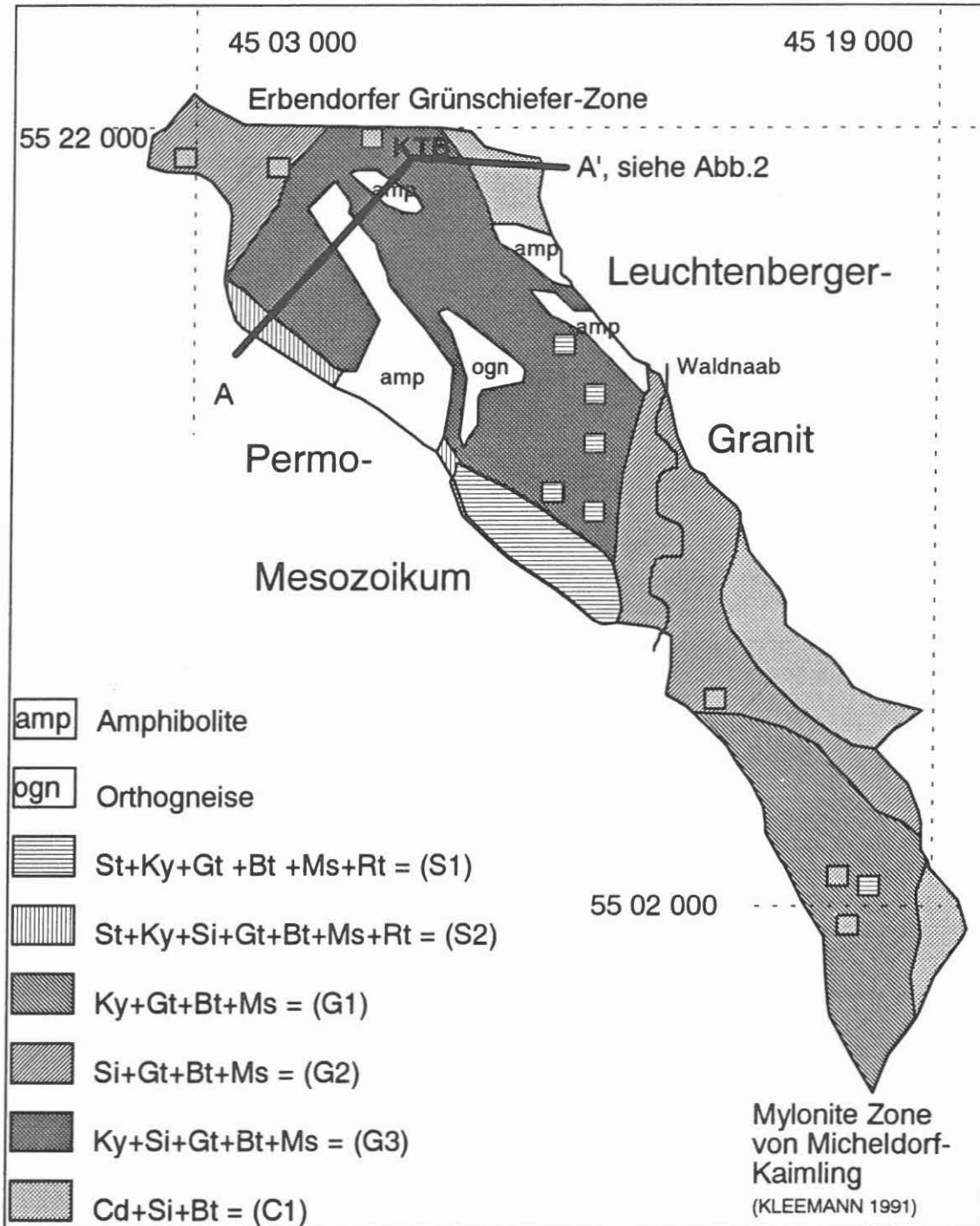


Abb. 1: Verteilung der PT-kritischen metapelitischen Mineralparagenesen westlich des Leuchtenberger Granits. Alle Paragenesen mit Qtz, Plag, Ilm und einer wässrigen Fluidphase. Tu und Ap sind Akzessorien

Staurolith-Zone SZ:	S1 =	St Ky Grt Bio Ms Rt
	S2 =	St Ky Sil Grt Bio Ms Rt
Granat-Aluminosilikat-Zone GAZ:	G1 =	Ky Grt Bio Ms
	G2 =	Sil Grt Bio Ms
	G3 =	Ky Sil Grt Bio Ms
Cordierit Zone CZ:	C1 =	Crd Sil Bio

Es bedeuten: Als=Alumosilikat, Ap=Apatit, Bio=Biotit, Crd=Cordierit, Ky=Kyanit, Grt=Granat, Ilm=Ilmenit, Kf=Kalifeldspat, Liq=Schmelze, Ms=Muskovit, Plag=Plagioklas, Qtz=Quarz, Rt=Rutil, St=Staurolith, Sil=Sillimanit, Tu=Turmalin

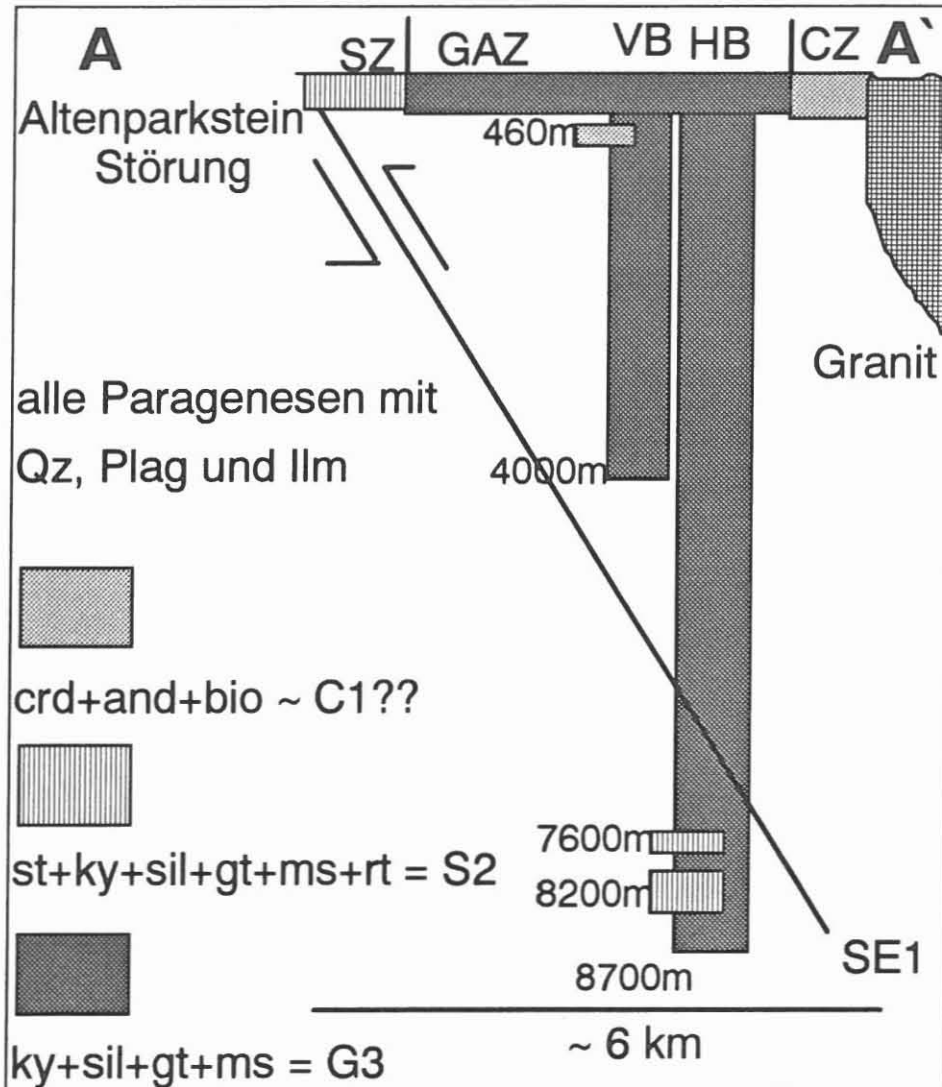


Abb. 2: Verteilung der PT-kritischen, metapelitischen Mineralparagenesen in der VB und HB der KTB: Legende wie in Abb. 1. Altenparkstein Störung entspricht SE1, A - A' entspricht Profil in Abb.1.

Das Wiederauftreten der SZ in der Bohrung unterhalb der Fränkischen Linie zeigt eine tektonische Verdoppelung des Profils an, welche auch schon aufgrund seismischer Daten vermutet wurde (HIRSCHMANN 1993).

Die Mineralzonen verlaufen NW-SE (Abb. 1), die Fallrichtung kann nicht festgelegt werden (Abb. 2).

Vergleich der SZ mit der GAZ in der AFM-Projektion

In Abb. 3 sind S2-Paragenesen gegen G3-Paragenese aufgetragen. Bis auf eine Ausnahme sind die Granat- und Biotit- Zusammensetzungen der beiden Paragenesen identisch. Die Probe mit dem Fe-reichen Bio ist auch die Probe, in der St erhöhte Zn-Gehalte zeigt. Der erhöhte Zn-Gehalt in St stabilisiert die S2-Paragenese relativ zur G3-Paragenese. Aus dem Diagramm wird die virtuelle Reaktion $Fe-Mg-Stauroolith + Quarz = Fe-Mg-Granat + Alumosilikat + H_2O$ an der Grenze zwischen SZ und GAZ abgeleitet (SCHULTE & BLÜMEL 1994). Als geologische Konsequenz der graphischen Analyse ergeben sich zwischen den beiden Mineralzonen allenfalls geringe tektonische Versätze quer zur obengenannten Mineralzonengrenze.

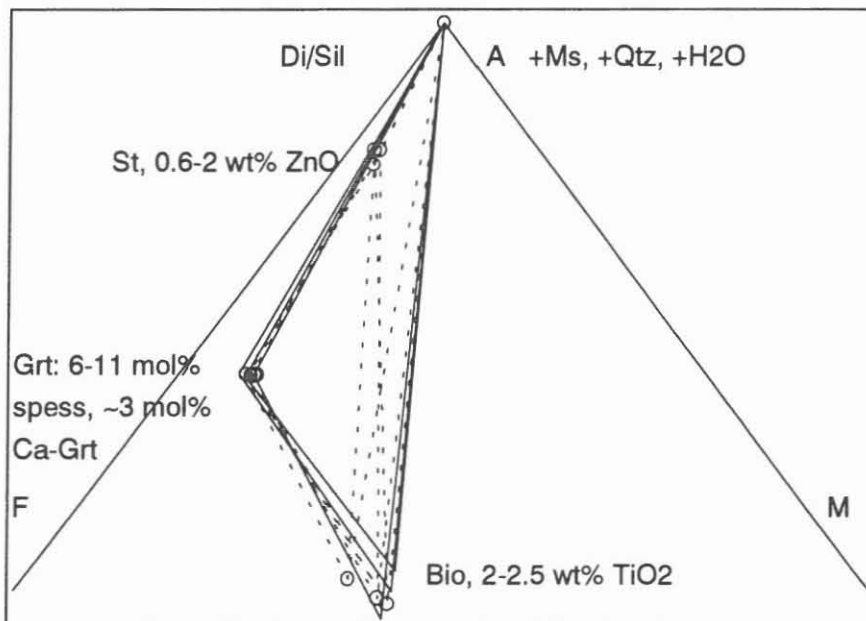


Abb. 3: AFM-Projektion von 3 Proben der S2-Paragenese (gestrichelte Konoden mit Kreisen) und 4 Proben der G3-Paragenese (durchgezogene Konoden).

Vergleich der CZ mit der GAZ in der AFM-Projektion

Crd enthält Grt, Bio, Ms und Ky als Mineraleinschlüsse (Abb. 4). Die neue Crd-(Sil)-Bio Paragenese überprägt einen Teil der GAZ der ZEV.

Im AFM-Diagramm der Abb. 5 ist die alte Paragenese der GAZ (hier durch Kalifeldspat projiziert, gestrichelte Konoden), und (hier) Crd-Bio-Paragenesen dargestellt. Die CZ enthält auch Mg-reiche Gesteine (gestrichelte Crd-Bio-Konode in Abb. 5) mit reliktschem, pyropreichen Grt. In den untersuchten Proben wurde kein mit Crd und Bio koexistierendes Alumosilikat gefunden. Der Streubereich der X_{Mg} -Werte des analysierten Crd, darunter eine aus Pinit abgeleitete Zusammensetzung, ist eng: $X_{Mg} = 0.52 - 0.54$. Aus der Überschneidung der "alten" Als-Bio- mit den "neuen" Crd-Bio-Konoden wird die Reaktion $Sillimanit + Fe-Mg-Biotit + Quarz = Fe-Mg-Cordierit + Kalifeldspat + H_2O$ abgeleitet (SCHULTE & BLÜMEL 1994).

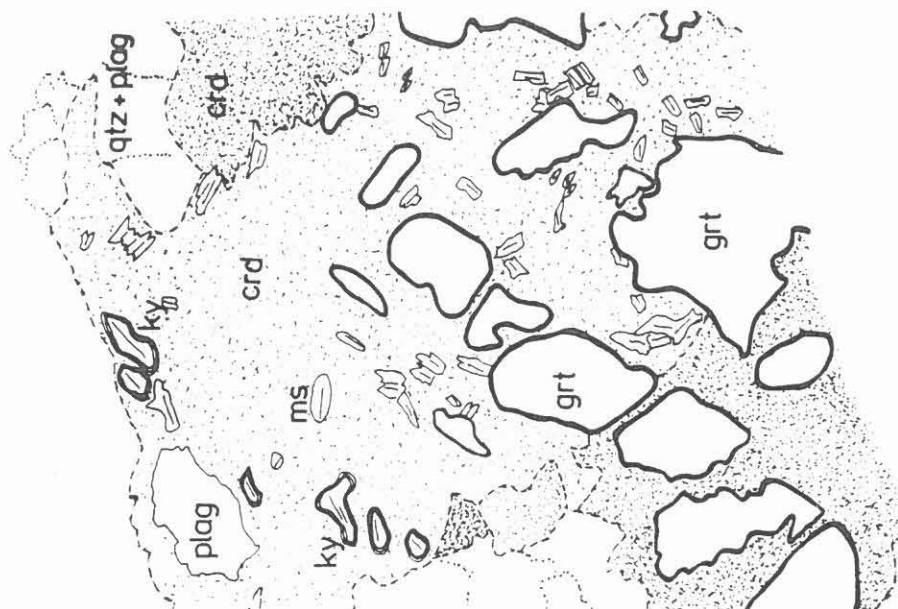


Abb. 4: Granat-, Disthen-, und Muskovit-Einschlüsse in Cordierit; Zeichnung nach Dünnschliffbild, kurze Bildkante etwa 0,5 mm.

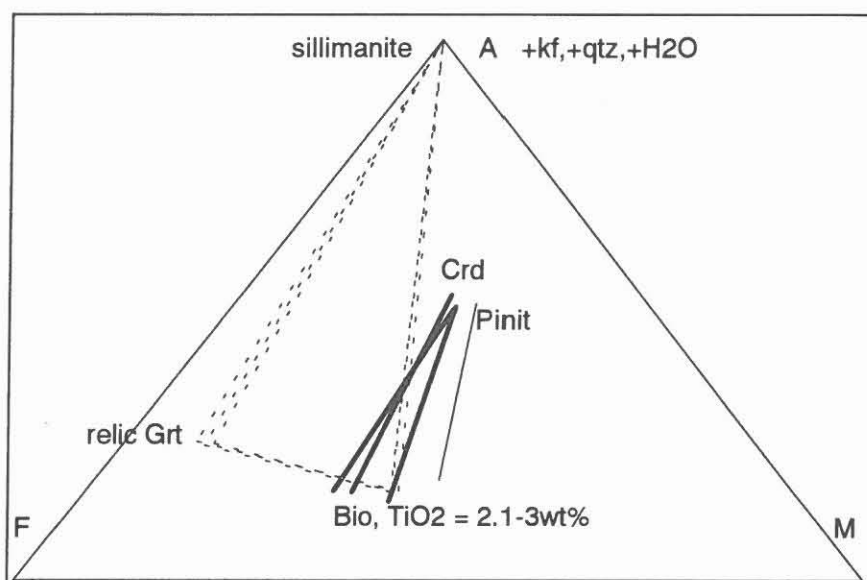


Abb. 5: AFM-Projektion von 3 Proben der G3-Paragenese (gestrichelte Konoden) und 4 Proben der C1-Paragenese (durchgezogene Konoden).

Die Frage nach einem kontaktmetamorphen Einfluß des Granits kann bisher nicht eindeutig geklärt werden. Einerseits spricht die räumliche Verteilung der CZ, welche nicht durchgehend an die Granite gebunden ist, sowie Einzelvorkommen, welche z.T. weit vom Granit entfernt auftreten, gegen eine kontaktmetamorphe Entstehung.

Im Gegensatz zu früheren Überlegungen (SCHULTE & BLÜMEL 1994) wird aber neben regionalmetamorphen auch eine kontaktmetamorphe Überprägung in Betracht gezogen, da die Änderung der Verteilungskoeffizienten zwischen Crd-Bio in der Paragenese Crd-Kf-Sil-Bio-Qtz-H₂O, wie sie hier beobachtet wird, ähnlich aus anderen Kontaktaureolen beschrieben wird (e.g. PATTISON 1991).

Granatzonierungen der ZEV

In Abb. 6 und 7 sind flächenhafte Intensitätsmessungen von Einzelelementen an Grt dargestellt; je heller, desto größer die gemessene Intensität der Elemente Fe, Mg, Mn und Ca.

Der Grt der SZ (Abb. 6) zeigt drei voneinander unterscheidbare Bereiche. 1) Ein Kernbereich, in dem Mg + Fe Mn + Ca substituieren. 2) Ein poikiloblastischer Saum: Ca steigt sprunghaft an, um langsam wieder abzufallen und substituiert dabei Fe. Mg steigt weiterhin an, und Mn fällt weiterhin ab. 3) Ein sehr schmaler Saum, der durch resorptiv ansteigenden Mn-Gehalt gekennzeichnet ist.

Die Anreicherung von Ca deutet auf den Abbau einer Ca-reichen Phase zugunsten Granat und einer Fe-Mn-Phase. Außer Plagioklas, Quarz, Rutil, Muskovit und Biotit sind keine Einschlüsse in diesem Ca-reichen Saum gefunden worden. Eine mögliche Erklärung wäre ein prograder Abbau von Zoisit + Calcit + Quarz zu Grossular + H₂O + CO₂.

Der Grt der CZ (Abb. 7) zeigt z.T. auch drei Bereiche (von innen nach außen): 1) Einen Kernbereich mit homogenen Elementverteilungen und z.T. hohen Mg-Gehalten (s.u.), 2) einen Bereich mit leicht angehobenen Mn- und Ca-Gehalten, mit leicht erniedrigten Fe- und Mg-Gehalten und 3) einen schmalen Saum (gegen Kornrisse und Ränder) mit stark erhöhten Mn, Fe und erniedrigtem Mg; X_{Fe} steigt gegenläufig an. In Grt der GAZ und CZ sind z.T. erhöhte Pyrop-Gehalte im Kern (20-25% gegenüber 10-15%) gemessen worden.

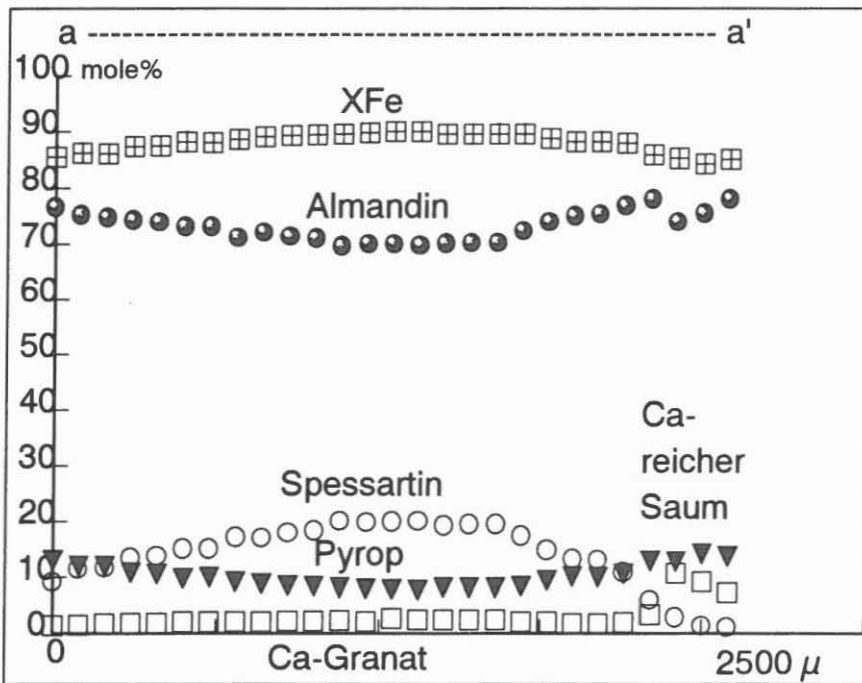
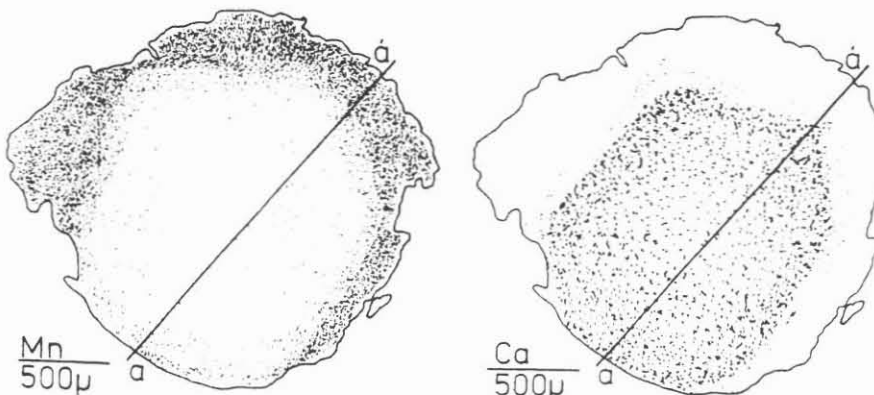


Abb. 6: Grt-Profil (a-a') mit Ca- und Mn-Elementverteilung in Grt der SZ. Helle Bereiche zeigen hohe Gehalte von Mn bzw. Ca an. Deutlich sind in Ca die abrupten, idioblastischen Anwachssäume zu erkennen, welche von Mn diffusiv nachgebildet werden. Fe und Mg lassen nur randliche Zunahme erkennen, Fe substituiert Ca.



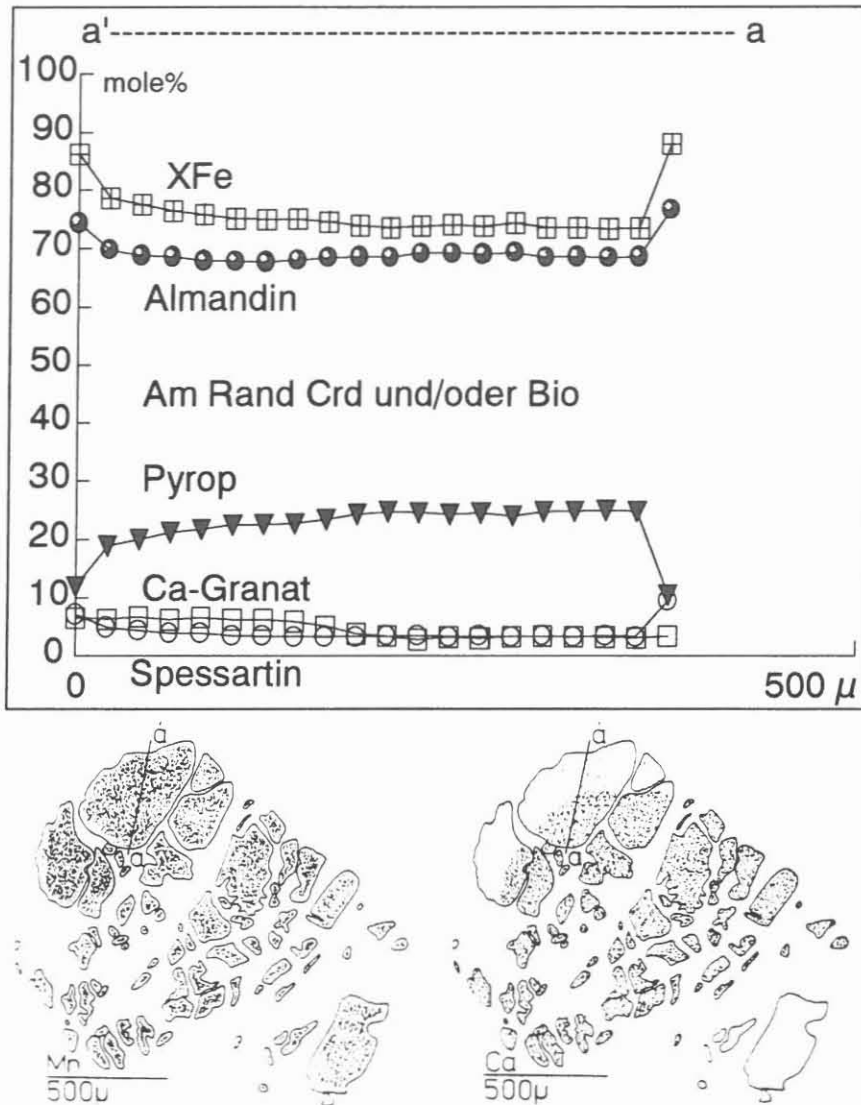


Abb. 7: Grt-Profil (a'-a) mit Ca- und Mn-Elementverteilung in Grt der CZ-Zone. Der Grt besteht nur noch aus Fragmenten und wird von Crd und Bio verdrängt (hier nicht gezeigt). Randlich und in Rissen steigt Mn steil an, Ca läßt trotz diffusiver Überprägung noch die alte Zonierung erkennen.

PT-Abschätzung der C1-Paragenese

Zur Abschätzung des Maximaldruckes kann die X_{Fe} -Isoplethe für Crd ($X_{Mg} = 0.53$) in der Paragenese Crd-Bio (-Sil) benutzt werden (HOLDAWAY & LEE 1977), siehe Abb. 8.

Bei $P_{H_2O} = 0,4$: 2,2-4 kbar/540 - 680 °C. Den Fehler für die Druckangabe in den Experimenten gibt Holdaway mit (± 0.65 kbar). Die Temperaturangaben entsprechen den Minimal- und Maximaltemperaturen dieser Paragenese und Crd-Zusammensetzung. Die Bedingung $P_{total} = P_{H_2O}$ wird als unrealistisch angesehen, da bei diesen PT-Bedingungen die Paragenese Kf + Ab + Qz + H₂O bereits schmelzen müßte (JOHANNES & HOLTZ 1991).

Die Abschätzung mit den niedrigen Wasserdrücken liegt bei niedrigen Temperaturen im Bereich des Andalusit-Stabilitätsfeldes. Andalusit tritt tatsächlich vereinzelt auf (in der VB, aber auch in direkter Nähe zum Granit).

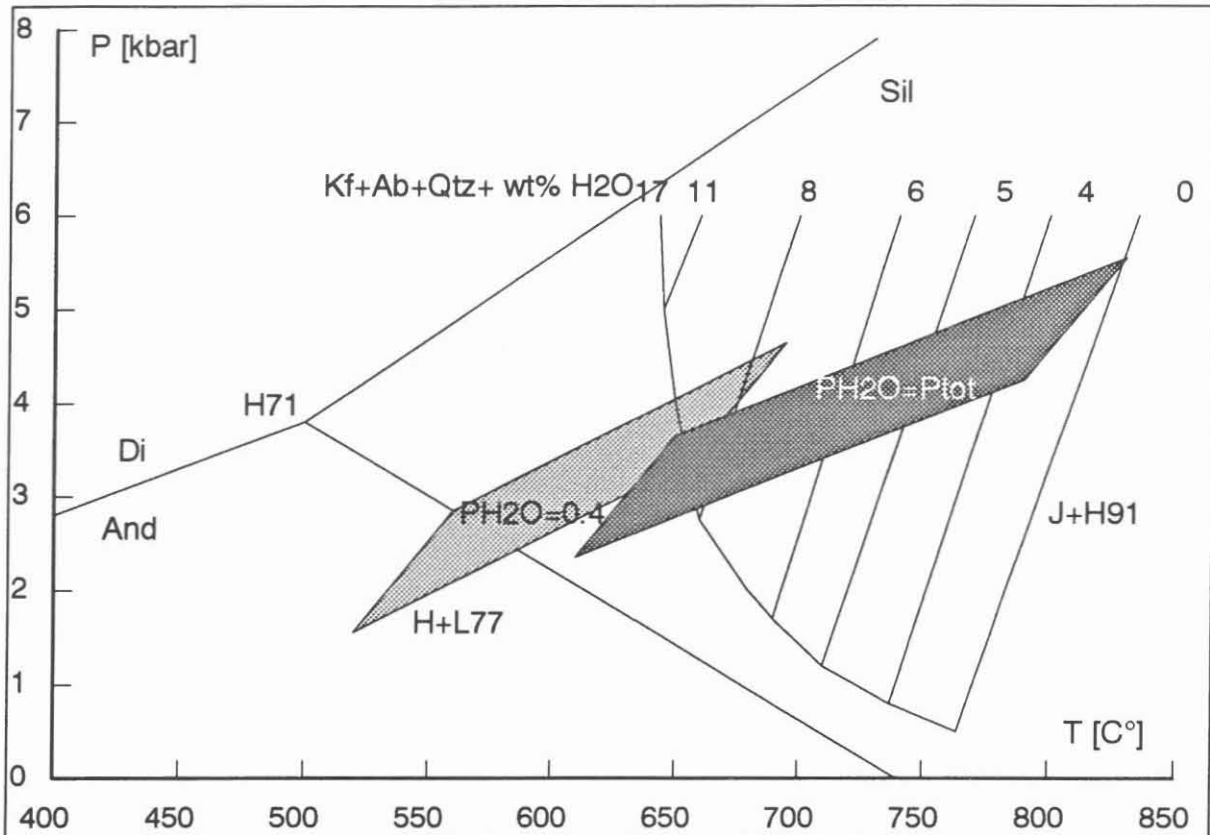


Abb. 8: PTX(H₂O)-Abschätzung der C1-Paragenesen anhand der Crd-Zusammensetzung mit Hilfe der Kalibrationen von HOLDAWAY & LEE 1977 (H+L77), HOLDAWAY 1971 (H71) und JOHANNES & HOLTZ 1991 (J+H91).

Granat/Biotit-Thermometrie an der Oberfläche der ZEV

Abb. 9 zeigt die Verteilung der ermittelten Granat/Biotit-Temperaturen. Homogenisierte Granatkerne oder die inneren Granatränder auf der Innenseite des resorptiven Saum der Mn-Anreicherung sind zur Thermometrie benutzt worden. Koexistierender Biotit stammt aus der Matrix, nahe bei Granat, nicht aber vom unmittelbaren Kontakt. Die Temperaturwerte stellen die arithmetischen Mittel von je 3 - 20 Analysen, berechnet für je 1kb, dar. Pro 1 kb müssen jeweils 24 °C dazu gezählt werden (PERCHUK & LAVRENTEVA 1983).

Es ergibt sich ein Temperaturstreubereich von <60°C, der gerade noch innerhalb des Fehlers von ± 30°C liegt. Nicht analysierte Fe³⁺-Gehalte in Biotit würden die ermittelten Temperaturen entsprechend heben.

Grt mit stark erhöhten Mg-Gehalt zeigt - wie zu erwarten - deutlich erhöhte Temperaturen (bis zu 691°C). Dies könnte auf tektonisch eingeschuppte, höher metamorphe Anteile in der GAZ hindeuten, die später in der CZ gemeinsam überprägt wurden. Diese erhöhten Temperaturen zeigen möglicherweise erniedrigte H₂O-Aktivitäten an, da keine Teilaufschmelzung zu beobachten ist.

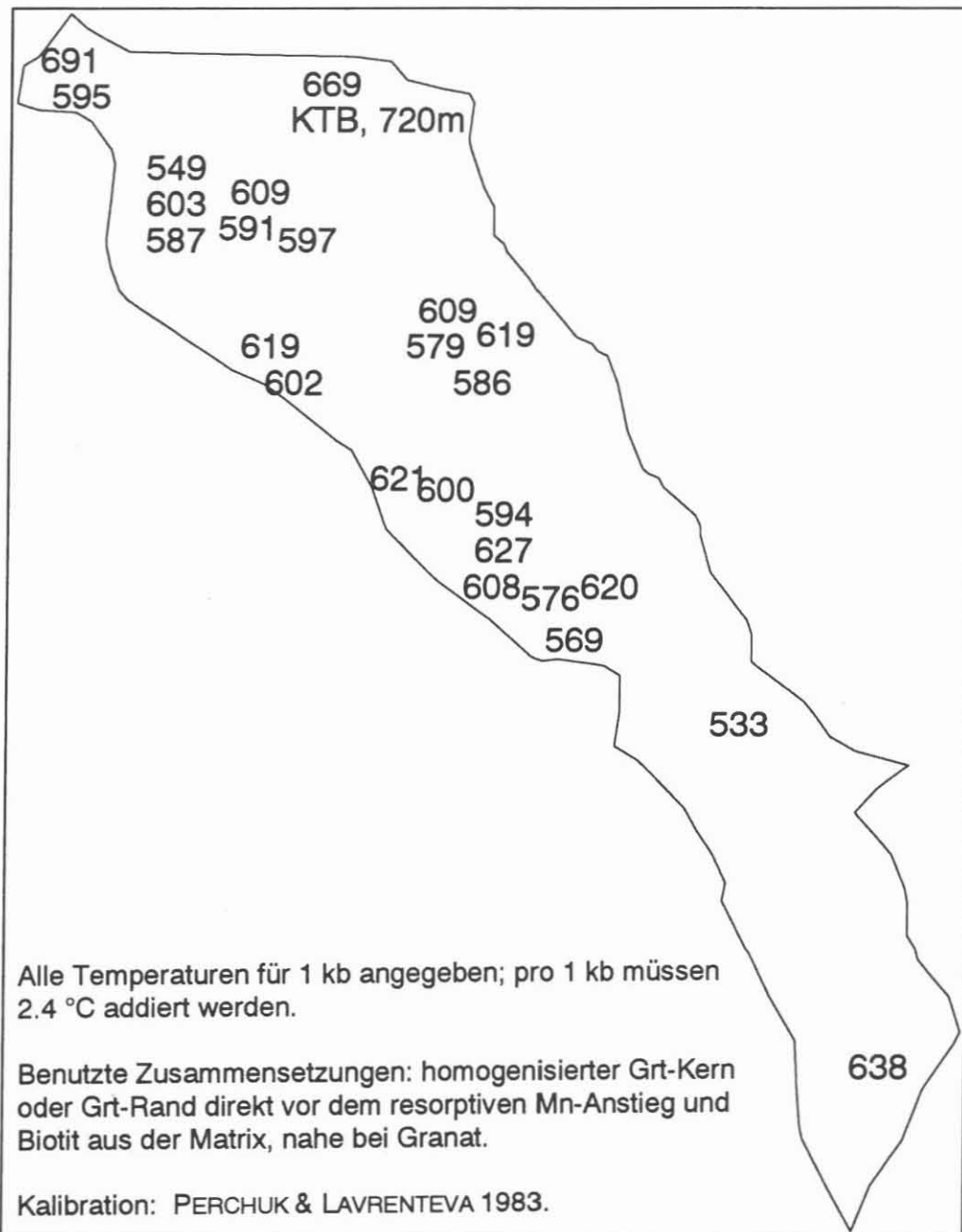


Abb. 9: Verteilung der Grt-Bio-Temperaturen berechnet für 1kb nach PERCHUK & LAVRENTEVA 1983.

In Abb. 10 sind die Granat/Biotit-Temperaturen der nur Disthen oder nur Sillimanit führenden Paragenesen und die PT-Abschätzung der C1-Paragenese zusammengefaßt. Für die C1-Paragenese sind die geringeren Fluiddrucke angenommen worden (s.o.). Die Endgliedreaktion $\text{Almandin} + \text{Rutil} = \text{Ilmenit} + \text{Aluminiumsilikat} + \text{Quarz}$ von BOHLEN et al. (1983). gibt eine Maximaldruckabschätzung, da Ilm in allen Paragenesen koexistiert. Die Paragenese G2 wird durch die Sil-Stabilität begrenzt.

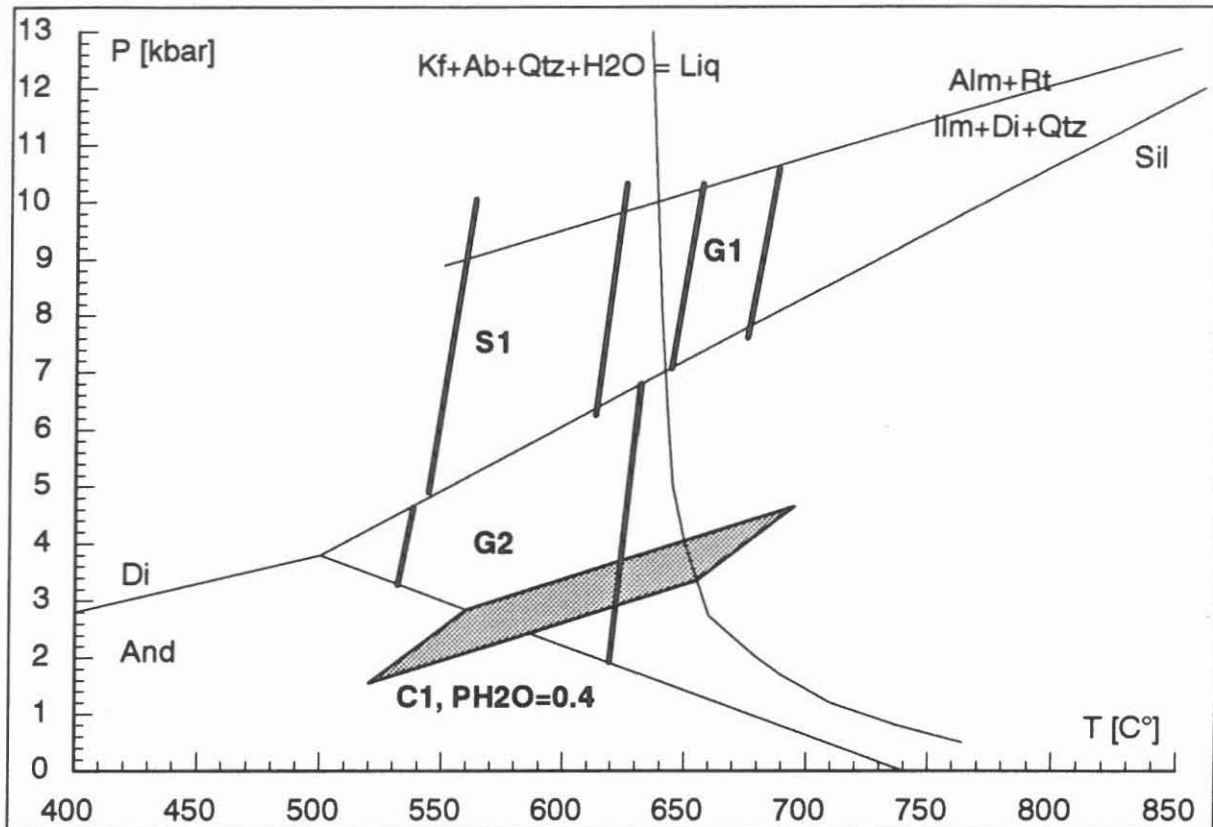


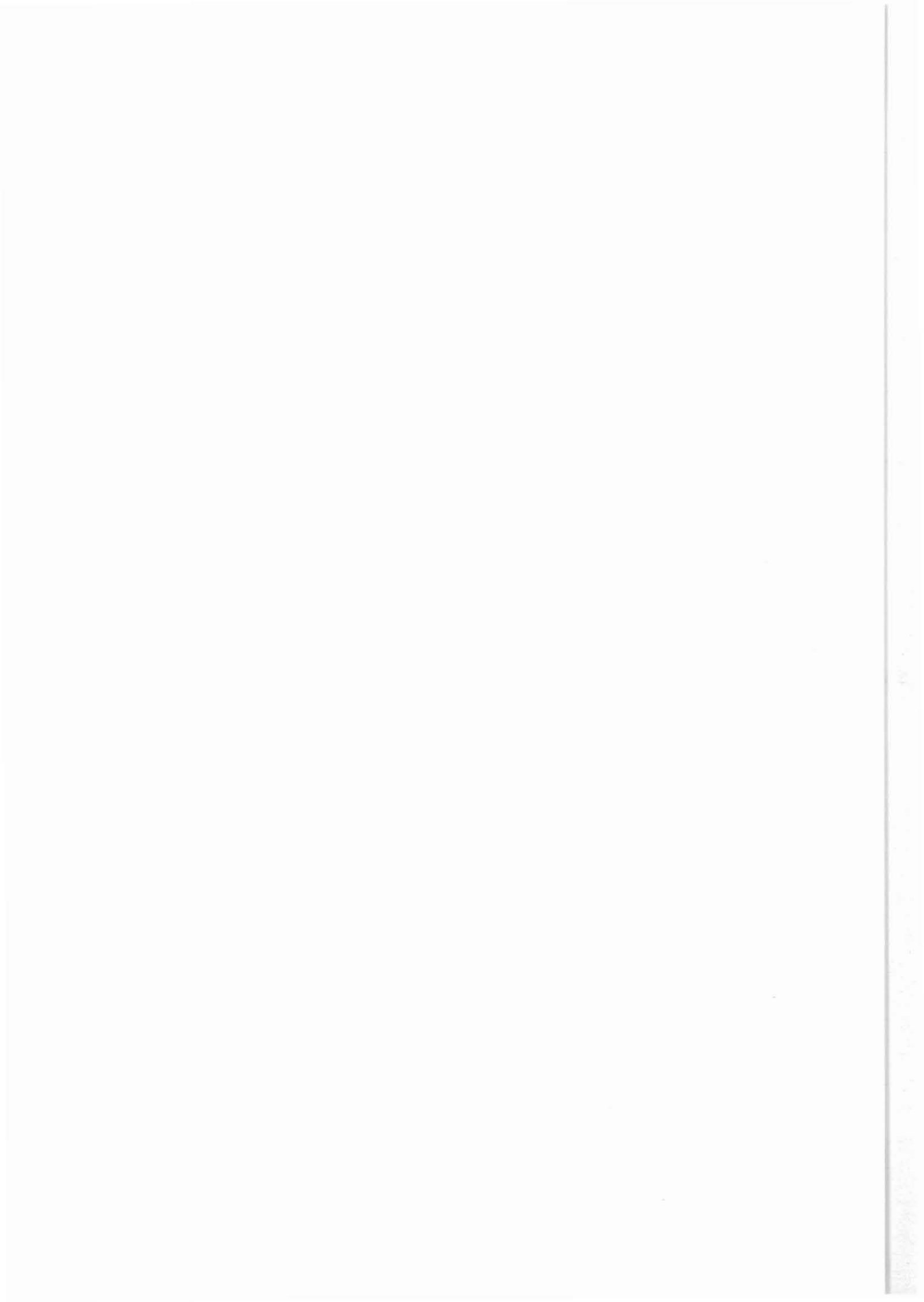
Abb. 10: Grt/Bio-Temperaturen nach PERCHUK & LAVRENTEVA 1983 (P+L83) der Paragenesen S1, G1 und G2, C1-Druckabschätzung nach HOLDAWAY & LEE 1977 (H+L77), Maximaldruck der Di-führenden Paragenesen durch die Reaktion $Alm + Rt = Ilm + Als + Qz$ von BOHLEN et al. 1983. Zum Vergleich sind der Granitsolidus von JOHANNES & HOLTZ (1991) und die Alumosilikatstabilität von HOLDAWAY, 1971 eingetragen.

Ergebnisse und Fragen

- 1) SZ, GAZ und CZ streichen subparallel der Fränkischen Linie (NW-SE).
 - 2) Im Bohrprofil tritt die GAZ oberhalb der Altenparkstein-Störung - mit Ausnahme der CZ in der VB bei 460m - auf. Unterhalb der Altenparkstein-Störung treten die SZ und GAZ nebeneinander auf.
 - 3) Die Granatzonierungen zeigen bis zu drei verschiedene Stadien. Wachstumszonierungen in der SZ dominieren. Diffusive, resorptiv überprägte Zonierungen prägen die CZ.
 - 4) Engräumige Temperaturvariationen innerhalb der GAZ und CZ weisen auf tektonische Bewegungen hin.
 - 5) Die CZ ist ein überprägter Teil der ZEV (Einschlüsse von Grt, Ky und Ms in Crd).
 - 6) Die maximalen Druckbedingungen der CZ betragen, je nach angenommenen P_{H_2O} , 2-5 kb.
 - 7) Die Einordnung der CZ als regional- oder kontaktmetamorphe Zone ist (entgegen früheren Feststellungen) offen. Das Verhalten der Verteilungskoeffizienten von Fe und Mg in Crd und Bio, wie es hier beobachtet wird, ist z.t. identisch mit dem in anderen Kontakthöfen.
- Die Beobachtung einer post-cordieritischen, duktilen Deformation ist weder ein Argument pro noch contra Kontaktmetamorphose, weil die Intrusion auch während des Krustenaufstiegs abgelaufen sein könnte.

Literatur

- BOHLEN, S.R., WALL, V.J. & BOETTCHER, A.L. (1983): Experimental investigations and geological applications of equilibria in the system FeO-TiO₂-Al₂O₃-SiO₂-H₂O, *Am. Min.* 68, 1049-1058.
- HIRSCHMANN, G. (1993): KTB Hauptbohrung - what's beneath the seismic reflector SE1?, *KTB-Report 93-2*, 141-144.
- HOLDAWAY, M.J. (1971): Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram, *Am. J. Sci.* 271, 97-131.
- HOLDAWAY, M.J. & LEE, S.M. (1977): Fe-Mg Cordierite stability in High-Grade Pelitic Rocks Based on Experimental, Theoretical, and Natural Observations, *Contrib. Mineral.Petrol.* 63, 175-198.
- JOHANNES, W. & HOLTZ, F. (1991): Formation and composition of H₂O-undersaturated granitic melts. In: High Temperature metamorphism and crustal anatexis, ASHWORTH, J.R. & BROWN, M. (eds.), Unwin-Hyman, Glasgow.
- KLEEMANN, U. (1991): Die P-T-t-d-Entwicklung im Grenzbereich zwischen der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß (ZEV) und dem Moldanubikum in der Oberpfalz / NE-Bayern, *Diss. Uni Bochum*, 218pp..
- PATTISON, D.R.M. (1991): P-T-a(H₂O) conditions in the thermal aureole. In: Equilibrium and Kinetics in contact metamorphism: The Ballachulish Igneous Complex and its aureole. Voll, G., Topel, J., Pattison, D.R.M. and Seifert, F. (eds.) Springer Verlag, Heidelberg.
- PERCHUK, L.L. & LAVRENTEVA, I.V. (1983): Experimental Investigations of Exchange Equilibria in the System Cordierite-Garnet-Biotite. In: *Adv. in Phy. Geochem. III*, Saxena, S.K. (ed.), 199-239.
- SCHULTE, B. & BLÜMEL, P. (1994): The staurolite-isograde and late cordierite in metapelites of the ZEV (Zone von Erbdorf-Vohenstrauß), *Zbl. Geo. Pal.* 7/8, 885-893 (1994).
- SCHULTE, B. & BLÜMEL, P. (1994): Petrological evidence for late Devonian uplift of parts of the ZEV, before Carboniferous, posttectonic intrusion, *Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie*, SB1, 79-81.



Beziehung zwischen Gefüge und Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität (AMS) von Amphiboliten aus der Kontinentalen Tiefbohrung und ihrem Umfeld

DIETLINDE FRIEDRICH¹, HEINRICH SOFFEL² und KLAUS WEBER¹

¹Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre, Goldschmidtstr.3, D-37077 Göttingen

²Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik, Theresienstr.41, D-80333 München

Abstract

The redetermination of the single crystal anisotropy of the magnetic susceptibility (AMS) of amphiboles show that the direction of the maximum magnetic susceptibility k_x is not, as was previously measured, parallel to the crystallographic $\langle c \rangle$ axis of amphibole, but is oriented parallel to its $\langle b \rangle$ axis. As a rule, the direction of the intermediate single crystal susceptibility k_y lies parallel to the crystallographic $\langle c \rangle$ axis, and the minimum susceptibility k_z lies parallel to the crystallographic $\langle a \rangle$ axis. In contrast to the distinct shape anisotropy of amphibole, the magnetic anisotropy of this mineral is very small. A correlation between the magnetic fabric, grain fabric and the macroscopic rock fabric can be demonstrated on the basis of the new single crystal data. Two main fabric types can be distinguished: a planar type and a rotational type. The first type can be correlated with planar tectonite fabrics (S-tectonite), and the second with cylindrical fold fabrics (R-tectonite). In the first case (planar type), k_x lies perpendicular to the mineral lineation or rather stretching lineation and parallel to the foliation. In the second case (rotational type), k_x lies parallel to the mineral lineation or the stretching lineation, although this is represented by the $\langle c \rangle$ axis orientation of the amphibole. This contradiction can be explained by the girdle pattern of the crystallographic $\langle a \rangle$ and $\langle b \rangle$ axes of amphibole, whereby the average from the sum of k_x and k_z lies under the value for k_y of the single crystal susceptibility. Transitions exist between the distinctly planar and the pronounced rotational microscopic grain fabrics and the macroscopic rock fabrics, which can be qualitatively characterized by the AMS fabric. The typically strict grain shape fabric which frequently occurs in amphibolites, cannot however, be described by the AMS on the basis of the single crystal anisotropy.

Einleitung

Die Anisotropie physikalischer Eigenschaften von Gesteinen ergibt sich aus der Summe der Einkristallanisotropien, der Textur und dem Verteilungsgefüge der Minerale. Unter der Voraussetzung eines homogenen Verteilungsgefüges sind also die Textur und die mineralogische Zusammensetzung eines Gesteins die entscheidenden Faktoren, welche die physikalischen Eigenschaften bestimmen. Die Anisotropien gesteinsphysikalischer Parameter können daher als Informationsträger für das Gesteinsgefüge Bedeutung erlangen.

Mit der Bestimmung der Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität (AMS) wird das magnetische Teilgefüge erfasst. Die Literatur der letzten Jahre zeigt einen deutlichen Zusammenhang zwischen Gesteinsgefüge und AMS in deformierten sedimentären und metamorphen Gesteinen. Die geologische Gefügeinterpretation mittels gesteinsmagnetischer Meßergebnisse stellt jedoch einen noch relativ jungen Zweig der Strukturgeologie dar, zu dessen Implikation die hier vorgestellten Ergebnisse einen Beitrag liefern.

Dazu wurden detaillierte gefügekundliche und gesteinsmagnetische Messungen durchgeführt, um die Anwendbarkeit der relativ neuen Methode im speziellen auf Amphibolite zu überprüfen.

Amphibolite sind metamorphe Gesteine, die relativ häufig in der Erdkruste auftreten. Das magnetische Teilgefüge von Amphiboliten setzt sich meist aus einem paramagnetischen und ei-

nem ferromagnetischen Anteil zusammen, wobei große Variationen in der Dominanz des jeweiligen Anteils an der Magnetisierung auftreten können.

Der paramagnetische Anteil wird in Amphiboliten vornehmlich durch Amphibole getragen. Mit ihrem ausgeprägt stengeligen Habitus erzeugen die Amphibole bei bevorzugter Einregelung der Kristalle eine strenge Gesteinstextur, welche durch ein makroskopisch gut sichtbares Gesteinslinear gekennzeichnet ist.

Aufgrund der bisher aus der Literatur bekannten AMS-Einkristalldaten für Amphibole und der in den Amphiboliten häufig zu beobachtenden linearen Regelung der Amphibole wäre in paramagnetisch dominierten Amphiboliten ein prolates AMS-Ellipsoid zu erwarten gewesen. Erste im Rahmen dieser Arbeit durchgeführte Untersuchungen ergaben jedoch ein stark oblates AMS-Ellipsoid. Die Richtung der leichtesten Magnetisierbarkeit kam meist senkrecht, aber auch parallel zum Hornblendelinear in der Foliation zu liegen. Dieses uneinheitliche Bild konnte auf der Grundlage der Amphiboltexturen und der bisherigen AMS-Einkristalldaten für Amphibole nicht interpretiert werden. Da ferromagnetische Anteile an der Magnetisierung dieser Proben ausgeschlossen werden konnten, erschien es notwendig, die AMS-Einkristalldaten von Amphibolen zu überprüfen, d. h. neu zu messen.

Amphibole decken ein sehr breites chemisches Spektrum ab. Daher wurden am gleichen Probenmaterial chemische Analysen durchgeführt, um die chemische Variationsbreite der Proben zu ermitteln. Die dazu nötigen Röntgenfluoreszenz-Analysen wurden freundlicherweise am Geochemischen Institut der Universität Göttingen durchgeführt.

Geringe Gehalte an ferromagnetischen Erzen, wie Magnetit und Pyrrhotin, können die AMS der Amphibolite entscheidend beeinflussen. Um eine sinnvolle Korrelation von Gesteinsgefüge und AMS der Amphibolite zu ermöglichen, ist daher eine Separation der ferro- und paramagnetischen Komponenten der Gesamtmagnetisierung vorgenommen worden.

Auf der Grundlage der neu bestimmten AMS-Einkristalldaten von Amphibolen und den Ergebnissen der Separation der ferro- und paramagnetischen Komponenten der Gesamtmagnetisierung wurden die Gesteinsgefüge und die magnetischem Gefüge von Amphiboliten korreliert.

Probenmaterial

Für die AMS-Messungen an Amphiboleinkristallen wurde aus der Sammlung der Mineralogischen Institute der Universität Göttingen und aus dem Angebot einer Göttinger Mineralienhandlung ein Set aus 17 Amphiboleinkristallen zusammengestellt.

Das Probenmaterial für die Separation der magnetischen Komponenten und der Korrelation zwischen Gesteinsgefüge und AMS stammt einerseits aus der Vorbohrung des Kontinentalen Tiefbohrprogramms der Bundesrepublik Deutschland (KTB), sowie aus zwei Aufschlüssen im Deckenkomplex der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß (ZEV), in welchem die KTB-Bohrung niedergebracht wird. Eines der Amphibolitvorkommen (Steinbruch Oedenthal) befindet sich innerhalb des Gneis-Metabasitkomplexes der ZEV, das andere (Steinbruch Michldorf) an der Basis der Mitteldruck-geprägten Einheit. Weitere Amphibolite wurden in der südlichen Böhmisches Masse beprobt. Es handelt sich um den Rehberger Amphibolit, welcher sich an der Deckenbasis der Gföhler Einheit befindet. Die Proben aus dem Rehberger Amphibolit wurden in die Untersuchungen einbezogen, weil sie ein ausgeprägt hochtemperaturmylonitisches Gefüge mit deutlicher Rekristallisation des Amphibol-Teilgefüges besitzen.

Magnetische Eigenschaften von Amphiboleinkristallen

Eine sinnvolle Interpretation der Gesteins-AMS wird erst durch die Kenntnis der magnetischen Eigenschaften und der AMS der Magnetminerale ermöglicht. Die magnetischen Eigenschaften von Mineralen können an Einkristallen gemessen werden. Die Entwicklung sehr empfindlicher Meßgeräte mit einer hohen Präzision, wie z. B. das SQUID-Magnetometer (Superconducting QUantum Interference Device), Quantum Design, San Diego, U.S.A., das Alternating Force Gradient Magnetometer (auch MicroMag) der Princeton Measurements Corporation und die Kappabridge KLY-2, Geofyzika, Brno, C. R., bieten die Möglichkeit, die magnetischen Eigenschaften selbst schwachmagnetischer Paramagnetika zu messen.

Die AMS von paramagnetisch dominierten Amphiboliten wird vorwiegend durch Amphibole getragen. Da sich die AMS-Einkristalldaten für Amphibole aus der bisherigen Literatur als unzureichend erwiesen haben, wurde die AMS von Amphiboleinkristallen neu bestimmt.

Für diese Untersuchungen wurden 17 Amphiboleinkristalle ausgewählt und deren magnetische Eigenschaften im Rahmen zweier Forschungsaufenthalte im Institute for Rock Magnetism (IRM) der Universität von Minnesota in Minneapolis, U.S.A., und im Magnetiklabor der Lakehead Universität in Thunder Bay, Kanada, neu bestimmt.

Aufgrund der Erfahrung, daß Amphibolkristalle oft ferromagnetische Einschlüsse enthalten, wurden zunächst die Hystereseschleifen der 17 Proben bestimmt, um eventuell vorhandene ferromagnetische Verunreinigungen zu erkennen. Eine Aussonderung derjenigen Kristalle, die ferromagnetische Verunreinigungen enthalten, ist deshalb notwendig, weil diese ferromagnetischen Anteile die paramagnetische AMS überlagern und damit verfälschen können.

Die Hystereseschleifen konnten problemlos und schnell am IRM mit einem Vibrationsmagnetometer aufgenommen werden. Die bei Raumtemperatur und magnetischen Feldern bis zu 1 Tesla gemessenen Magnetisierungskurven von 9 der 17 Amphibolkristalle zeigen keine Hysteresis, es besteht ein linearer Zusammenhang zwischen dem magnetischen Feld und der Magnetisierung der Probe, wie sie für paramagnetische Stoffe kennzeichnend ist. Diese 9 Kristalle wurden für weitere Untersuchungen ausgewählt.

Die Temperaturabhängigkeit der Suszeptibilität von 10-290 K der 9 Kristalle und die AMS bei Raumtemperatur wurden mit einem SQUID-Magnetometer bei einer Feldstärke von 1 Tesla bestimmt. Oberhalb von 40 K zeigte die Temperaturabhängigkeit der Suszeptibilität für alle Kristalle einen typisch paramagnetischen Kurvenverlauf. Unter 40 K ist bei den stark suszeptiblen Amphibolkristallen eine ferri- bzw. antiferromagnetische Ordnung festzustellen.

Die Suszeptibilität der Amphiboleinkristalle wurde bei Raumtemperatur in 9 Richtungen bestimmt und daraus der AMS-Tensor berechnet. Die Ergebnisse zeigen bis auf eine sehr schwach suszeptible Probe ein recht einheitliches Bild (Abb. 1). Die Richtung der kleinsten Suszeptibilität (k_z) liegt parallel zur $\langle a^* \rangle$ Achse ((100)-Flächennormale), die Richtungen der mittleren und größten Suszeptibilität (k_y , k_x) spannen die magnetische Foliation der oblaten AMS-Ellipsoide auf, welche parallel zur (100)-Ebene der Kristalle zu liegen kommt. k_x liegt meist parallel zur $\langle b \rangle$ Achse, k_y parallel zur $\langle c \rangle$ Achse der Kristalle. Es tritt aber auch der umgekehrte Fall auf. Ein Wechsel der beiden Richtungen ist also aufgrund der relativ geringen Suszeptibilitätsunterschiede innerhalb der magnetischen Foliation nicht auszuschließen. Dies ist ein bedeutender Faktor, der bei der Interpretation von AMS-Gefügen von Amphiboliten beachtet werden muß. Desweiteren unterstreicht der eklatante Widerspruch zwischen dem meist stark prolaten Kristallhabitus und der oblaten Form des AMS-Ellipsoids der Amphibole (Abb. 2) die Ergebnisse von Rochette et al. (1992: 215), daß nicht generell vom Kristallhabitus ausgehend auf die Anisotropie petrophysikalischer Eigenschaften geschlossen werden kann.

Die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführte chemische Analyse ergab relativ große Unterschiede im Fe-Gehalt der 9 ausgewählten Amphibolkristalle, wobei eine sehr gute lineare Kor-

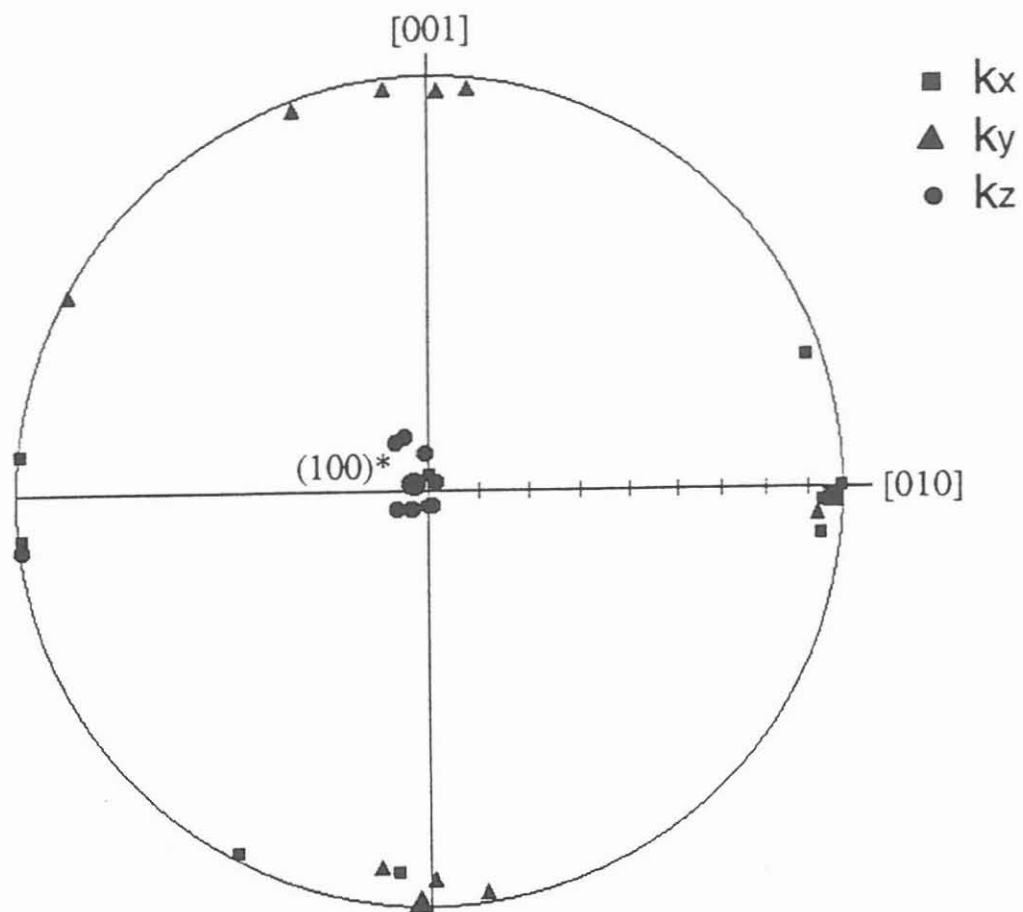


Abb. 1: Hauptachsenrichtungen der AMS der Amphibole, SQUID-Magnetometer, Schmidtnetz, untere Halbkugel.

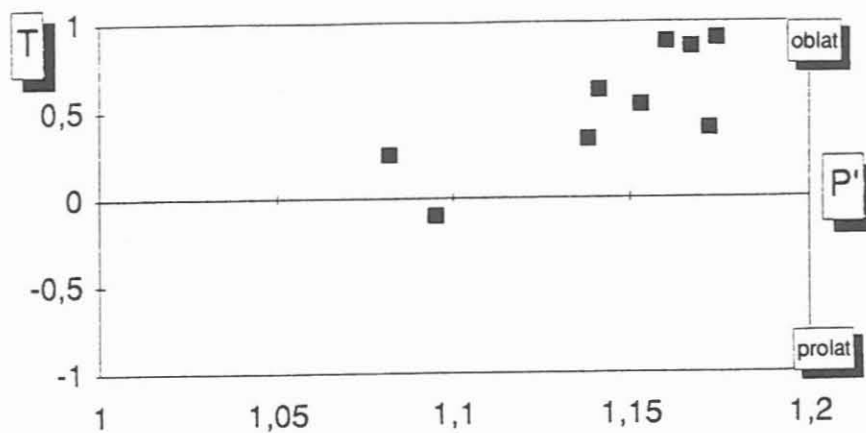


Abb. 2: Form T und Anisotropie P' der AMS der Amphibolkristalle, SQUID-Magnetometer.

relation zwischen den Fe-Gehalten und den Suszeptibilitäten der Amphibolkristalle besteht (Abb. 3).

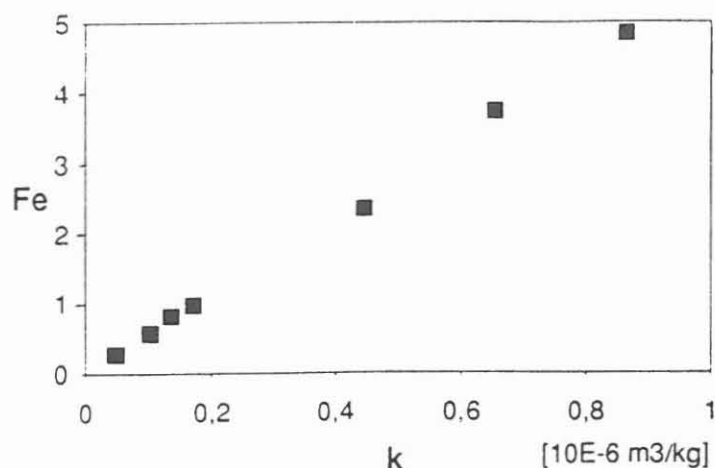


Abb. 3: Massensuszeptibilität in Abhängigkeit vom Fe-Gehalt (Kationen pro Formeleinheit) der Amphibole, SQUID-Magnetometer.

Separation der ferro- und paramagnetischen Komponenten der Gesamtmagnetisierung

Schon relativ geringe Gehalte an ferromagnetischen Erzen, wie Magnetit und Pyrrhotin, können die AMS der Amphibolite entscheidend beeinflussen. Um eine sinnvolle Korrelation von Gesteinsgefüge und AMS der Amphibolite zu ermöglichen, ist daher eine Separation der ferro- und paramagnetischen Komponenten der Gesamtmagnetisierung vorgenommen worden. Die Separation wurde mit Hilfe der Hochfeldanisotropie und der Temperaturabhängigkeit der Suszeptibilität nach der Methode von Hrouda & Jelinek (1990) in Zusammenarbeit mit Dr. F. Hrouda in der Geofyzika, Brno, Tschechische Republik, vorgenommen.

Die hier angewendete Trennungsmethode der magnetischen Komponenten über die Hochfeldanisotropie (HFA) basiert auf einem unterschiedlichen Verhalten von ferro- und paramagnetischen Mineralen, indem die Anisotropie der Magnetisierung einer Probe mit einem Torsionsmagnetometer in zwei unterschiedlichen, relativ starken Magnetfeldern gemessen wird.

Mit Hilfe der Messung der Temperaturabhängigkeit der Suszeptibilität kann die Gesamtsuszeptibilität (bei Raumtemperatur) und deren ferri- und paramagnetische Komponente berechnet werden, welche neben anderen Parametern als Grundlage für die Trennung der ferri- und paramagnetischen AMS benötigt werden. Zusätzlich ist über die Curie-Temperaturen eine Identifikation der beteiligten Ferrimagnetika möglich, wobei deren Bedeutung für die ferrimagnetische Komponente der Gesamtmagnetisierung abgeschätzt werden kann.

Die Trennung der para- und ferrimagnetischen Anisotropiekomponenten nach der Methode von Hrouda & Jelinek wurde an 6 Proben aus dem KTB-Umfeld und 2 Proben der KTB-Vorbohrung vorgenommen. Aus der AMS, der HFA in 2 Feldern und den Ergebnissen thermomagnetischer Messungen wurden die paramagnetischen und die ferrimagnetischen Anisotropiekomponenten berechnet.

Die Untersuchungen führen zu folgenden Schlußfolgerungen:

- (a) Die Suszeptibilität der schwachmagnetischen Proben mit Suszeptibilitäten bis etwa 1×10^{-3} SI wird durch paramagnetische Minerale dominiert bzw. bei den Proben aus der KTB-Vorbohrung durch gleiche Anteile der para- und ferrimagnetischen Komponenten an der Suszeptibilität bestimmt.

- (b) Die Suszeptibilität der starkmagnetischen Proben mit Suszeptibilitäten bis 10×10^{-3} SI wird von den ferrimagnetischen Mineralen Magnetit und Pyrrhotin dominiert. Die paramagnetische Komponente beträgt, bis auf eine Probe, deren Suszeptibilität rein ferrimagnetischen Ursprungs ist, etwa ein Viertel der Gesamtsuszeptibilität.
- (c) Die AMS der untersuchten Gesteine setzt sich in den meisten Fällen aus einer paramagnetischen und einer ferrimagnetischen Anisotropiekomponente zusammen.
- (d) Die magnetische Anisotropie der schwachmagnetischen Proben aus dem KTB-Umfeld ist auf die paramagnetische Komponente zurückzuführen. Die Anisotropie der Magnetit-haltigen Probe aus der KTB-Vorbohrung ist zu gleichen Teilen durch die para- und ferrimagnetischen Komponenten bestimmt, die der Pyrrhotin-haltigen Probe vorwiegend durch die ferrimagnetische Komponente.
- (e) Die magnetische Anisotropie der starkmagnetischen Proben wird durch die ferrimagnetische Komponente bestimmt.
- (f) Die Richtungen der magnetischen Hauptachsen der ferrimagnetischen Anisotropiekomponenten in den schwachen bzw. starken magnetischen Feldern sind koaxial untereinander und zu den Richtungen der Hauptachsen des AMS-Ellipsoids. Die Foliationspole der paramagnetischen Anisotropiekomponenten koinzidieren mit denen der AMS, die magnetischen Lineationen liegen in der magnetischen Foliation. Da die Form der paramagnetischen Anisotropiekomponenten generell sehr stark oblat ist, kann dies bei der Berechnung der Richtung der magnetischen Lineation zu Ungenauigkeiten führen.

Korrelation von Gesteinsgefüge und gesteinsmagnetischen Anisotropien

Auf der Grundlage der Ergebnisse der AMS-Messungen an Amphiboleinkristallen und der Separation der magnetischen Komponenten kann eine Korrelation von Gesteinsgefüge und gesteinsmagnetischen Anisotropien der beprobten Amphibolite vorgenommen werden.

Neben einer allgemeinen Gefügecharakterisierung der Amphibolite wurden die Mikrogefüge detailliert beschrieben, insbesondere die Hornblendetexturen, und mit den gesteinsmagnetischen Eigenschaften und deren Anisotropien verglichen. Die Ergebnisse bilden eine Interpretationsgrundlage für AMS-Ergebnisse von Amphiboliten.

Makroskopische Gefüge

Die Vorkommen an der Deckenbasis der Gföhler Einheit (Rehberger Amphibolit) und am Südrand (Basis) des Gneis-Metabasit-Komplexes der ZEV (Michldorf) besitzen makroskopisch ein ausgeprägt planares Gefüge mit einem Mineral- bzw. Streckungslinear, das mikroskopisch durch die strenge Amphiboltextur abgebildet wird. Das Amphibolitvorkommen innerhalb der ZEV (Oedenthal) repräsentiert einen stark rotationalen Gefügetyp, ebenfalls mit einem strengen Mineral- bzw. Streckungslinear parallel zu den makroskopischen Faltenachsen. Die Proben aus der KTB-Vorbohrung sind vergleichsweise schwach geregelt, wobei eine Probe dem planaren, die andere dem rotationalen Gefügetyp zugeordnet werden kann.

Mikroskopische Gefüge

Für die mikroskopische Gefügeanalyse wurden die Hornblendetexturen mittels U-Tisch-Messungen bestimmt und in Form von Polfiguren dargestellt. Der rotationale Gefügetyp ist durch ein Gürtelgefüge der Prismenflächen um [001] parallel zum Streckungslinear gekennzeichnet (Abb. 4). Die Amphibolite mit planaren Gefügen besitzen achsialsymmetrische Maxima für [001] parallel zum Linear, (100)* senkrecht zur Foliation und [010] in der Foliation senkrecht zum Linear (Abb. 5 und 7). Die Gesamttextur besitzt für beide Gefügetypen orthorhombische

Symmetrie. Die schwächer geregelten Proben aus der KTB-Vorbohrung stellen Übergangsformen dar (Abb. 6), wobei sich in

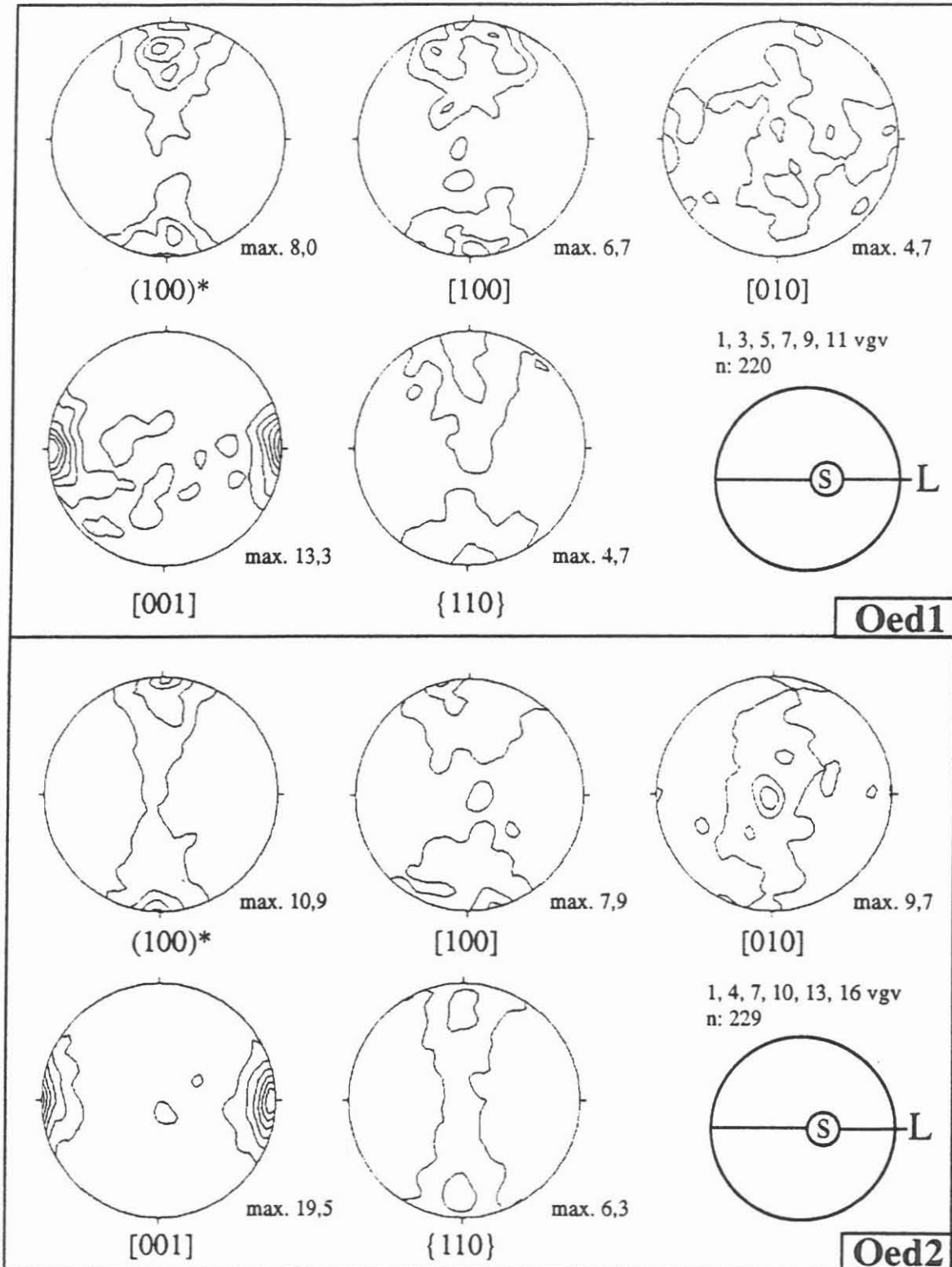


Abb. 4: Amphibol-Polfiguren, Amphibolitsteinbruch Oedenthal. vgv: Vielfache der Gleichverteilung, n: Anzahl der gemessenen Körner, s: Spur der makroskopischen Foliation, L: Lineation; Schmidnetz, untere Halbkugel.

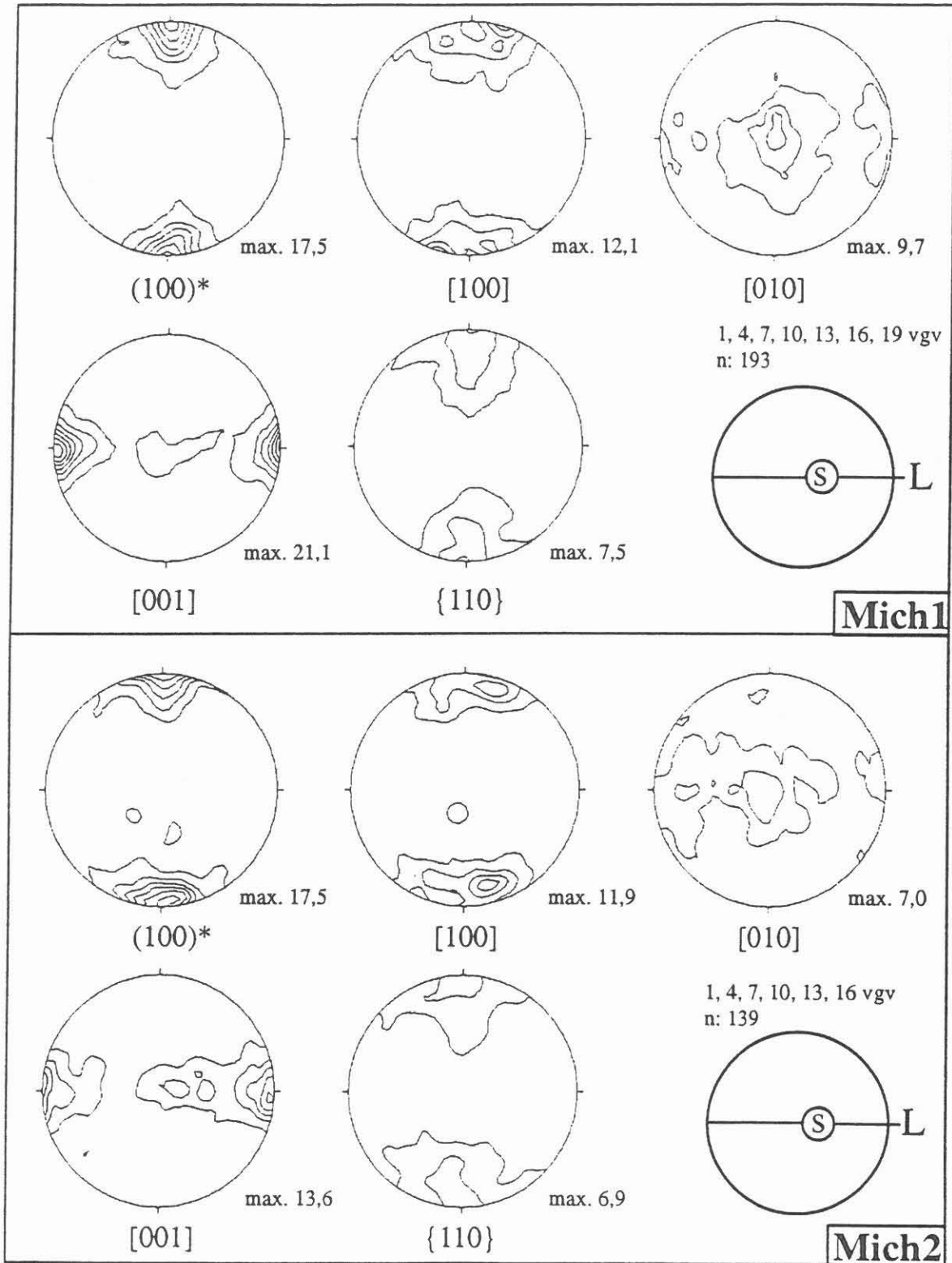


Abb. 5: Amphibol-Polfiguren, Epidotamphibolit-Steinbruch Michldorf. vgv-Vielfache der Gleichverteilung, n: Anzahl der gemessenen Körner, s: Spur der makroskopischen Foliation, L: Lineation; Schmidnetz, untere Halbkugel.

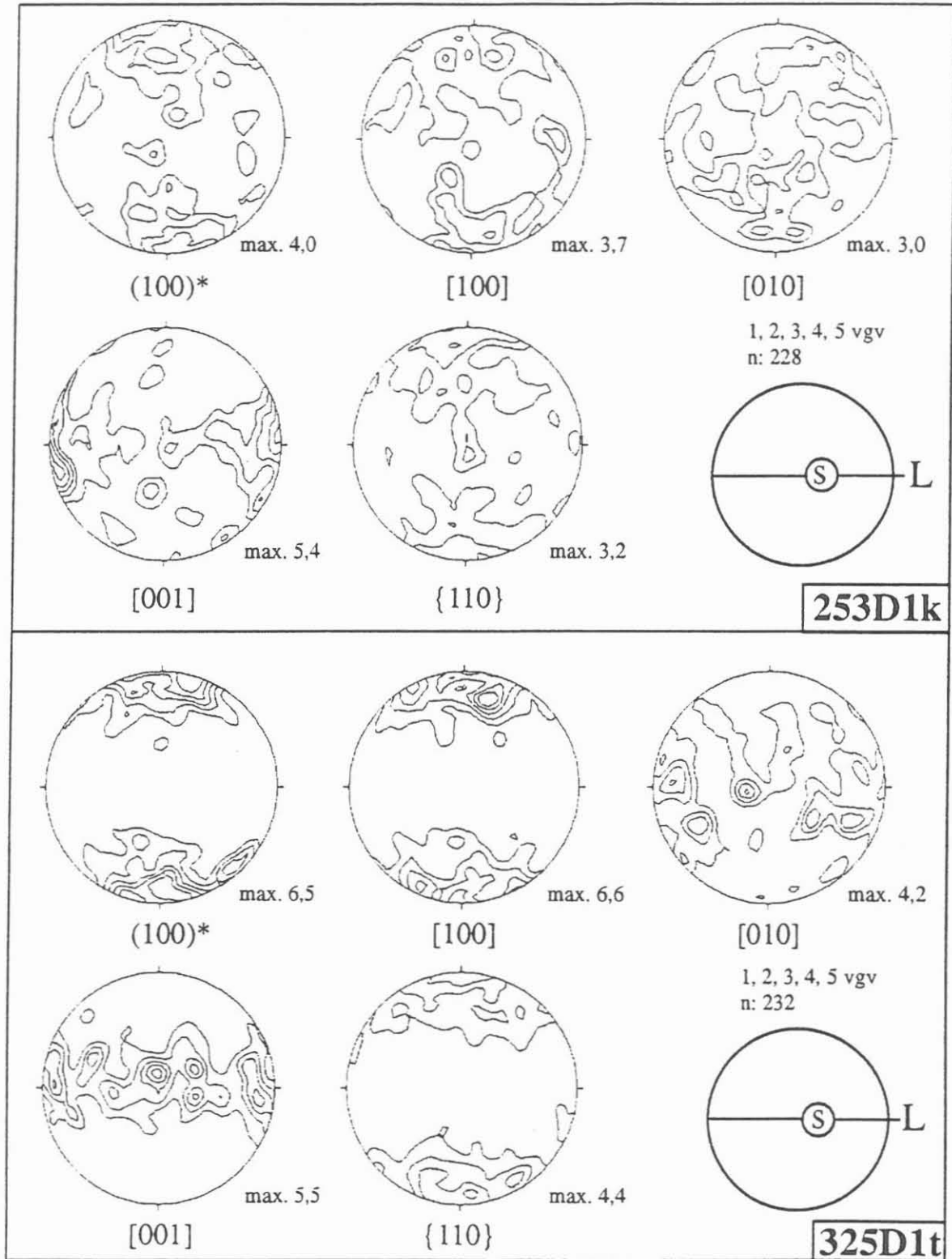


Abb. 6: Amphibol-Polfiguren, Amphibolite der KTB-Vorbohrung. vgv-Vielfache der Gleichverteilung, n: Anzahl der gemessenen Körner, s: Spur der Foliation, L: Lineation; Schmidnetz, untere Halbkugel.

der Probe 253D1k eine Tendenz zu prolatem Gürtelgefüge andeutet, während die Probe 325D1t ein achsialsymmetrisches Gefüge besitzt, was in der Anordnung der [001]-Richtungen auf einem Großkreis in der Foliationsebene zum Ausdruck kommt.

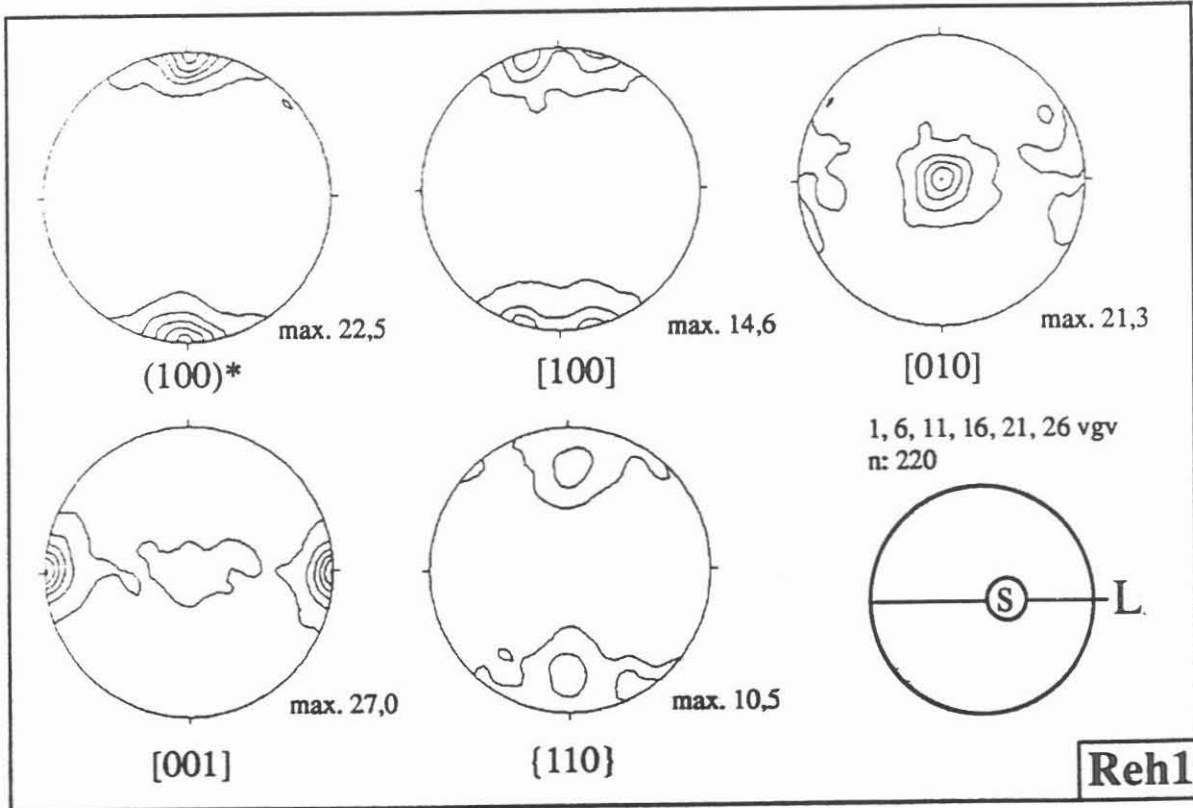


Abb. 7: Amphibol-Polfiguren, Amphibolit-Steinbruch Rehberg. vgv-Vielfache der Gleichverteilung, n: Anzahl der gemessenen Körner, s: Spur der makroskopischen Foliation, L: Lineation; Schmidnetz, untere Halbkugel

Korrelation von Gefüge und AMS

In der Regel korrelieren die Texturen mit der Symmetrie und der Lage der AMS-Ellipsoide. Dies wird besonders am Beispiel der Amphibolite aus der ZEV deutlich.

Das AMS-Ellipsoid der Amphibolite aus dem Steinbruch Michldorf ist entsprechend dem ausgeprägt planaren Gefüge streng oblat (Abb. 8). Entsprechend der AMS-Einkristallsymmetrie der Amphibole liegt k_y parallel zum Streckungslinear, d. h. parallel [001], k_z senkrecht zur Foliation und k_x parallel [010], senkrecht zur Lineation in der Foliationsebene.

In den Amphiboliten aus dem Steinbruch Oedenthal mit rotationalem Gefüge liegt k_x parallel zum Streckungslinear (Abb. 9). Dies ergibt sich aus der Tatsache, daß diese Amphibolite das Ergebnis einer zylindrischen Faltung bis in den Kornbereich sind, wodurch sich k_x und k_z der Einkristall-AMS der Amphibole mitteln. Dieser mittlere Wert liegt unter dem von k_y der Einkristalle. Die Form des AMS-Ellipsoids ist annähernd neutral bis streng prolat.

Auch für die relativ schwach geregelten Proben der KTB-Vorbohrung ergibt sich eine Korrelation zwischen Textur und AMS (Abb. 10). Das AMS-Ellipsoid der Probe mit rotationalem Gefüge besitzt eine prolate Form, das der Probe mit achsialsymmetrischem Gefüge eine oblate Form. k_x liegt für beide Proben parallel zum Linear.

Die Hornblendetextur des Rehberger Amphibolits korreliert sehr gut mit der stark oblaten Form des AMS-Ellipsoids (Abb. 11). k_x liegt mit einer Ausnahme parallel zum Streckungsli-

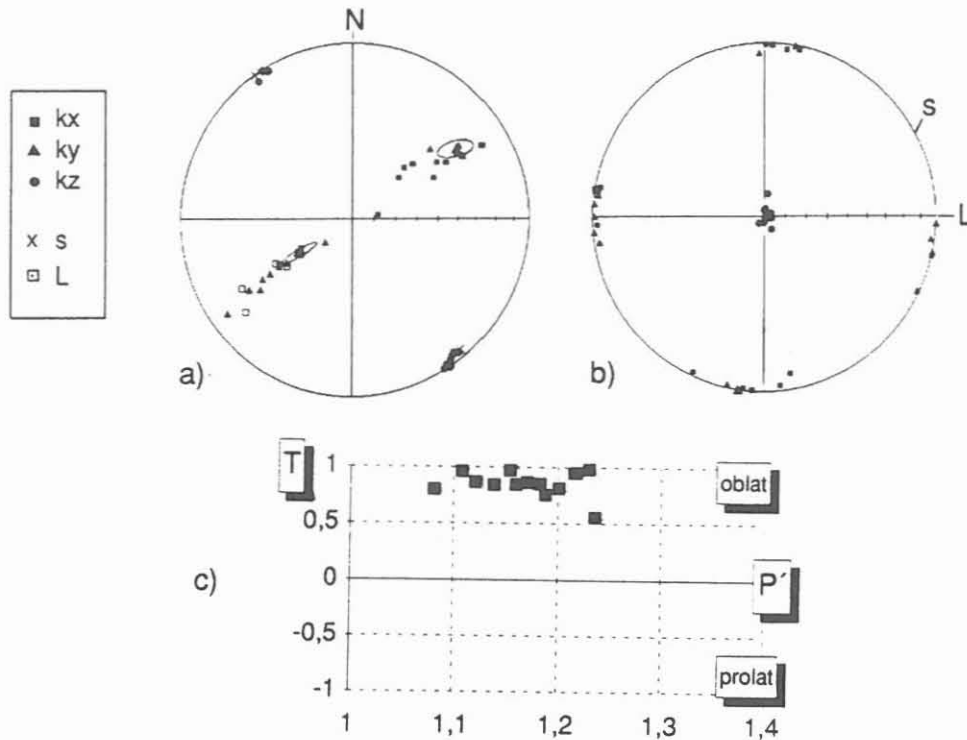


Abb. 8: Lage der AMS-Hauptachsen, Epidotamphibolit Steinbruch Michldorf; a) im geographischen, b) im tektonischen Koordinatensystem, S-Spur der makroskopischen Folia-tion, L-Lineation, Schmidtnetz, untere Halbkugel; c) Form und Anisotropiegrad der AMS-Ellipsoide.

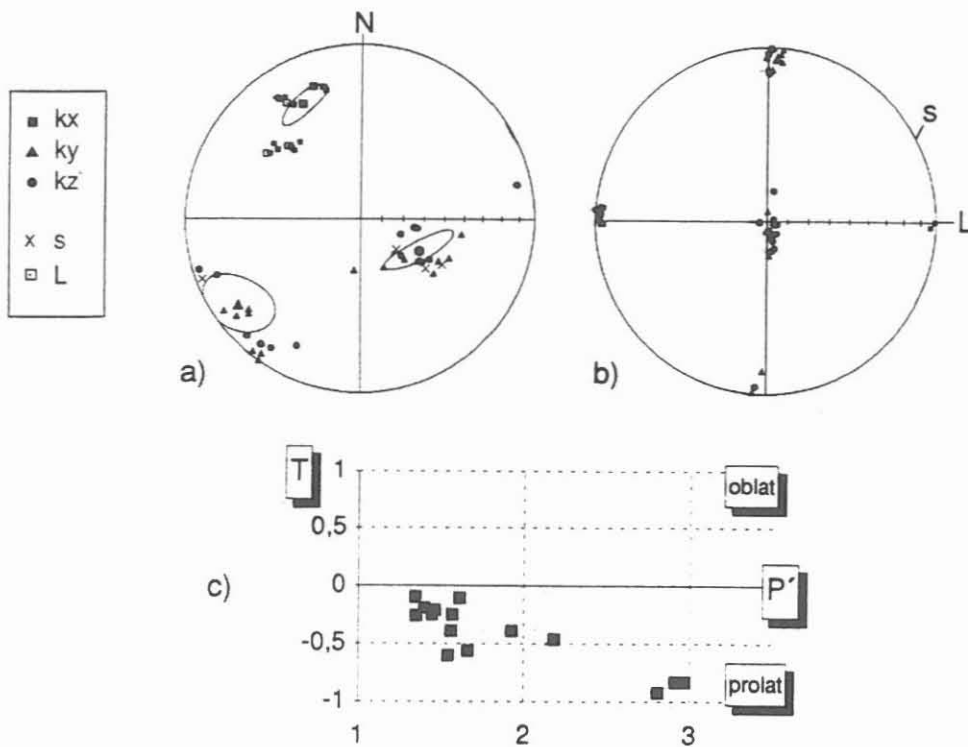


Abb. 9: Lage der AMS-Hauptachsen, Amphibolit Steinbruch Oedenthal; a) im geographi-schen, b) im tektonischen Koordinatensystem. S-Spur der makroskopischen Folia-tion, L-Lineation, Schmidtnetz, untere Halbkugel; c) Form und Anisotropiegrad der AMS-Ellipsoide.

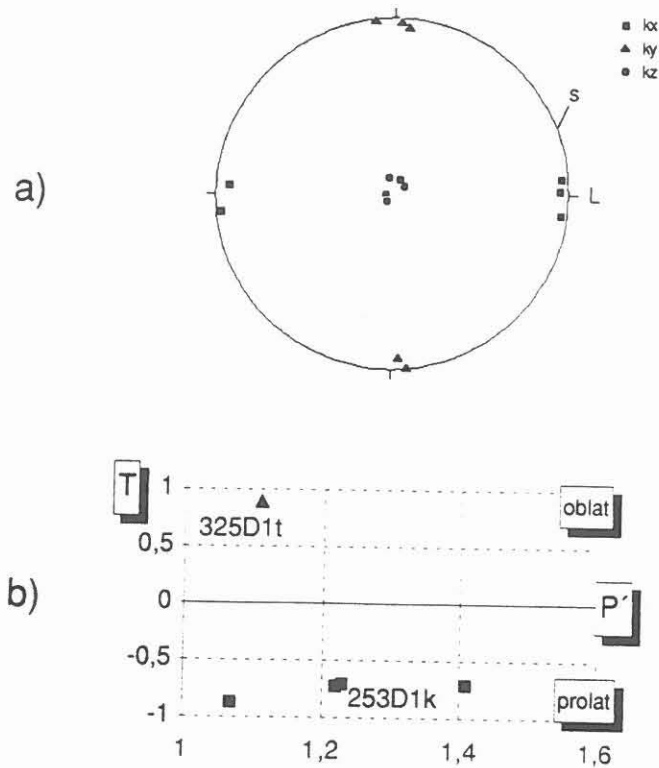


Abb. 10: Lage der AMS-Hauptachsen, Amphibolite der KTB-Vorbohrung, tektonisches Koordinatensystem. S-Spur der makroskopischen Foliation, L-Lineation, Schmidtnetz, untere Halbkugel; c) Form und Anisotropiegrad der AMS-Ellipsoide.

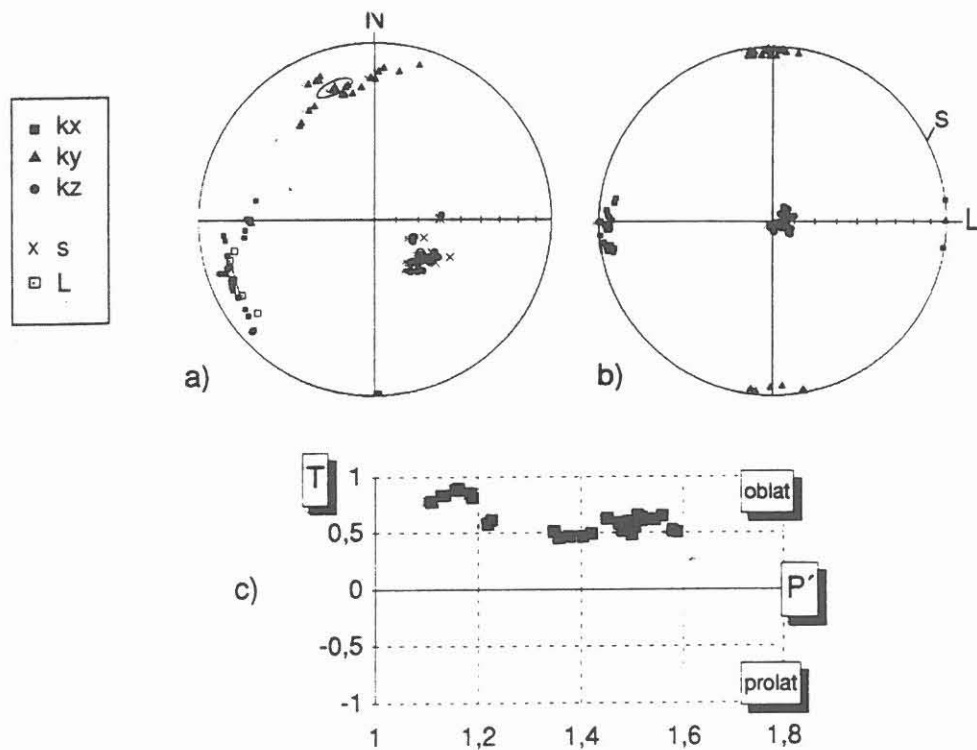


Abb. 11: Lage der AMS-Hauptachsen, Rehberger Amphibolit; a) im geographischen, b) im tektonischen Koordinatensystem. S-Spur der makroskopischen Foliation, L-Lineation, Schmidtnetz, untere Halbkugel; c) Form und Anisotropiegrad der AMS-Ellipsoide.

near. Dies stellt einen scheinbaren Widerspruch zu den AMS-Einkristalldaten dar. Dieser Widerspruch läßt sich jedoch für die Proben des Rehberger Amphibolits, deren AMS auf rein paramagnetische Dominanz zurückzuführen ist, durch die Tatsache erklären, daß die AMS-Ellipsoidform der Amphiboleinkristalle z. T. stark oblat ist, d. h. k_x und k_y sind annähernd gleich groß. Ein Austausch der beiden Richtungen ist also nicht unwahrscheinlich. In vielen Proben des Rehberger Amphibolits bestimmt Magnetit aufgrund der magnetischen Formanisotropie und der Kornformorientierung der Magnetitkörner die AMS. Die Magnetitkörner sind im statistischen Mittel in der Foliationsebene geplättet und zeigen eine schwach ausgeprägte Kornlängung parallel zum Streckungslinear.

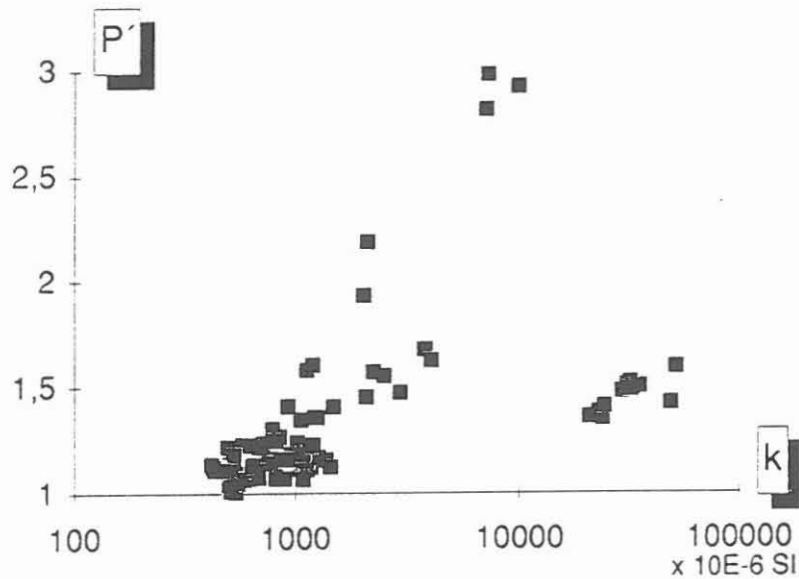


Abb. 12: Beziehung zwischen Anisotropiegraden (P') der AMS-Ellipsoide und der Suszeptibilität (k) der untersuchten Amphibolite

In Abb. 12 sind die Suszeptibilitäten und Anisotropiegrade von allen untersuchten Amphiboliten dargestellt. Es gehen daraus drei deutliche Trends hervor. Relativ niedrige Suszeptibilitäten und geringe Anisotropiegrade kennzeichnen das breite Feld der Proben mit paramagnetisch dominierter AMS. Mit steigendem ferrimagnetischen Anteil an der AMS nehmen k und P' zu. Hohe Suszeptibilitäten in Verbindung mit geringen Anisotropiegraden sind für den Rehberger Amphibolit mit Magnetit als ferrimagnetischer Komponente typisch. Die pyrrhotinhalten Proben des KTB-Umfeldes zeigen dagegen einen Trend zu erhöhten Anisotropiegraden bei steigenden Suszeptibilitäten, der auf die enorme Kristallanisotropie des Pyrrhotins zurückzuführen ist.

Zusammenfassend lassen sich zwei Hauptregelungstypen der untersuchten Amphibolite feststellen (Abb. 13): ein planarer und ein rotationaler Regelungstyp. Makroskopisch korreliert der planare Typ mit der Ausbildung einer mylonitischen Foliation im Sinne eines S-Tektonits. Der rotationale Typ korreliert mit einem zylindrischen Faltengefüge im Sinne eines R-Tektonits. (Sander 1930, 1950). Bei beiden Typen sind die $\langle c \rangle$ Achsen der Amphibole streng parallel zum makroskopischen Mineral- bzw. Streckungslinear geregelt. Aufgrund der Einkristall-AMS der Amphibole und ihres Regelungstyps ist das AMS-Gefüge der S-Tektonite oblat mit der Richtung größter magnetischer Suszeptibilität dominant parallel zur Foliation und senkrecht zur Lineation. Im Falle der R-Tektonite ist k_x parallel zum Faltenachsen-parallelen Streckungslinear und damit parallel zu den $\langle c \rangle$ Achsen der Amphibole geregelt, obgleich diese Richtung der mittleren Suszeptibilität k_y der Einkristall-AMS entspricht. Der Widerspruch erklärt sich aus der Gürtelregelung der kristallographischen $\langle a \rangle$ und $\langle b \rangle$ Achsen der Amphibole, wodurch der Mittelwert aus der Summe der größten (k_x) und kleinsten (k_z) Einkristallsuszeptibilitäten unter dem Wert der mittleren

Einkristallsuszeptibilität liegt. Das AMS-Ellipsoid besitzt prolate Form und kennzeichnet das rotationale Korngefüge. Zwischen ausgeprägt planarem und ausgeprägt rotationalem mikroskopischem Korngefüge und makroskopischem Gesteinsgefüge bestehen Übergänge, welche sich durch das AMS-Gefüge qualitativ kennzeichnen lassen.

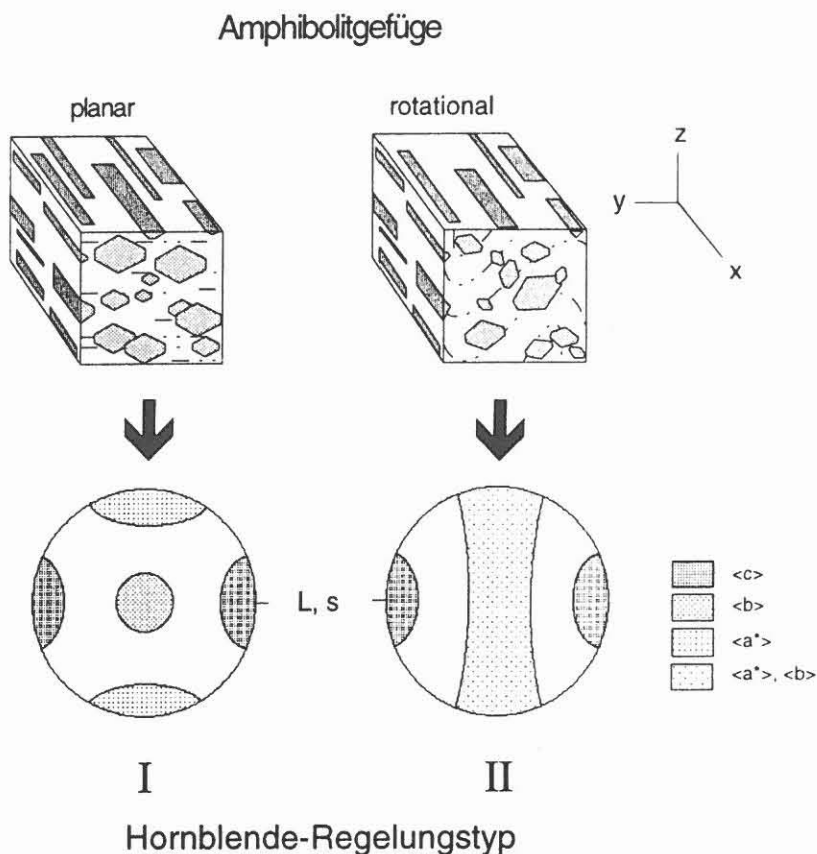


Abb. 13: Schematische Skizze des planaren und des rotationalen Gefügetyps der untersuchten Amphibolite und deren Amphiboltexur.

Danksagung: Wir danken Herrn Dr. F. Hrouda und Herrn Dr.H.-U. Worm für die gute wissenschaftliche Zusammenarbeit und Unterstützung bei verschiedenen magnetischen Messungen. Prof. Dr. S. Banerjee und Prof. Dr. G. Borradaile ermöglichten die Messung der Einkristallsuszeptibilitäten. Wir danken ihnen für die Aufnahme von Frau Friedrich in ihren Labors und die Hilfe bei den Messungen. Die Deutsche Forschungsgemeinschaft ermöglichte die Untersuchungen durch eine Sachbeihilfe im Rahmen des Projektes So 72/47.

Literatur

- Hrouda, F. & Jelínek, V. (1990): Resolution of ferromagnetic and paramagnetic anisotropies, using combined low-field and high-field measurements. - *Geophys. J.*, 103:75-84.
- Rochette, P., Jackson, M. & Aubourg, C. (1992): Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. - *Rev. Geophys.*, 30:209-226
- Sander, B. (1930): *Gefügekunde der Gesteine*. Wien
- Sander, B. (1950): *Einführung in die Gefügekunde der Geologischen Körper*. Band II. Wien und Innsbruck.

Spät- und postvariszische tektonische Entwicklung im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung Oberpfalz (KTB)

A. PETEREK^{1,3}, G. HIRSCHMANN², B. SCHRÖDER³ & G.A. WAGNER⁴

mit Beiträgen von

R. BISCHOFF, D. COYLE, U. HAACK, S. LICH, H. RAUCHE, S. RUST, A. SEMMEL,
G. STETTNER, B. STÖCKHERT, T. UMSONST, K. WEMMER, G. ZULAUF

¹ Institut für Geologie und Mineralogie der Universität Erlangen-Nürnberg, Schloßgarten 5, D-91054 Erlangen

² Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung Hannover, Stilleweg 2, D-30655 Hannover

³ Institut für Geologie der Ruhr-Universität Bochum, Universitätsstr. 150, D-44780 Bochum

⁴ Max-Planck-Institut für Kernphysik, Saupfercheckweg 1, D-69117 Heidelberg

Abstract

The late and post-Variscan tectonic evolution in the area of the KTB-drilling site is characterized by several periods of fault block activity. These periods will be discussed on the basis of a number of detailed investigations. The main objectives of these studies are 1) the reconstruction of the cooling history of the rocks recovered at the KTB drilling site and the adjacent area, 2) the evolution of the Mesozoic to Cenozoic sedimentation, uplift and denudation of the KTB-drilling site and the adjacent South German Block and 3) the reconstruction of the brittle deformation path.

Following the Permo-Carboniferous period of individual basin development, a NE-SW directed crustal thinning caused the Mesozoic subsidence (upper Permian to late Jurassic) of the South German Block and of the adjacent Bohemian Borderzone. During the early Triassic, the early Cretaceous and the late Cretaceous/early Paleogene, rapid uplift of the Bohemian Borderzone corresponds to compressional deformation phases. East of the Franconian Fault Zone the Triassic-Jurassic sedimentary cover has been completely eroded prior to the Upper Cretaceous. Late Oligocene to Miocene volcanic activity and deposition of continental clastics in the region of the southwestern Eger Graben were accompanied by fault block activity with vertical displacement up to some 100 m.

Einleitung

Die vorliegende Übersicht zur spät- und postvariszischen Entwicklung im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung Oberpfalz (KTB) basiert auf den Ergebnissen eines zu diesem

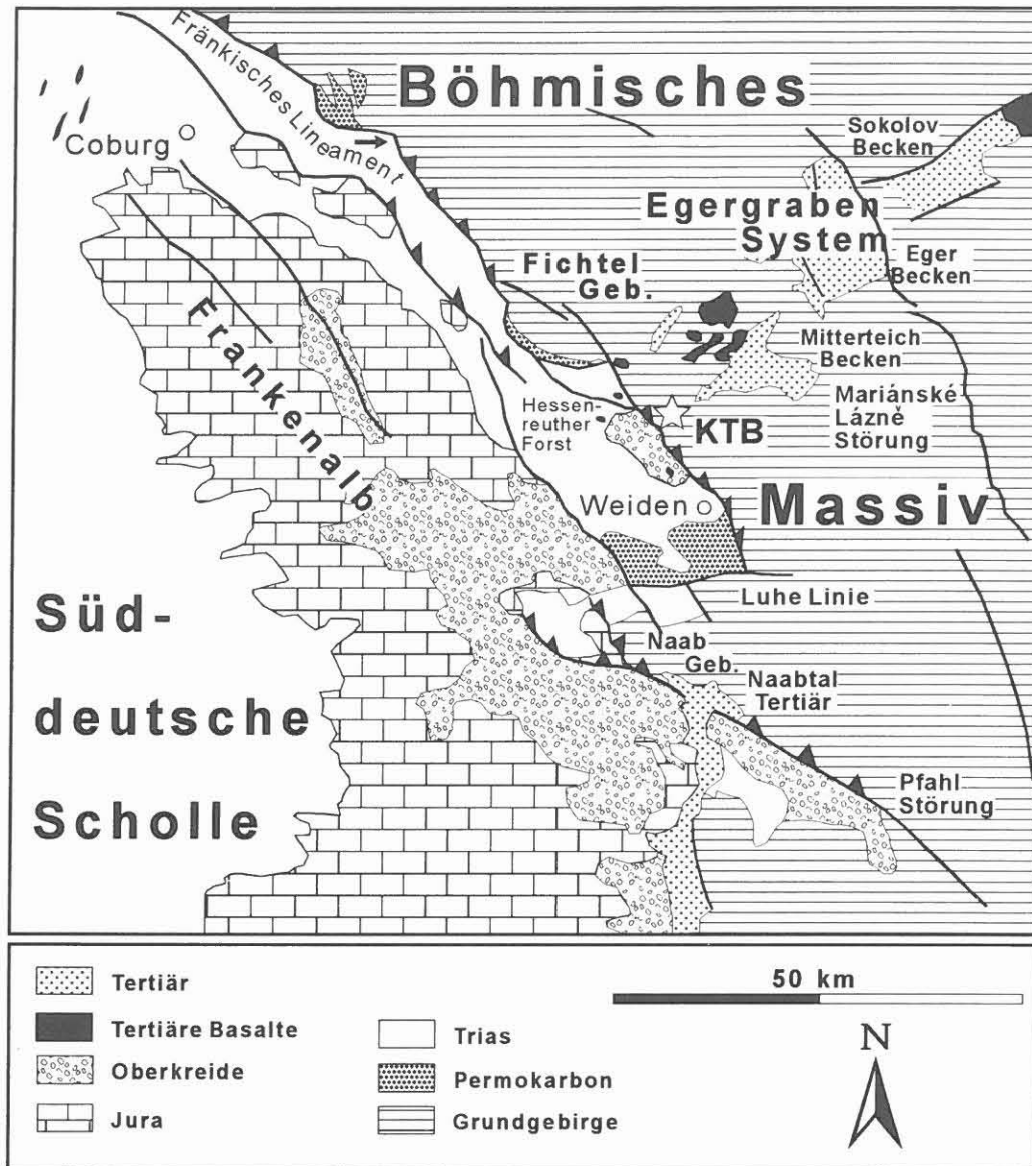


Abb. 1. Geologische Übersichtskarte über das weitere Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung Oberpfalz (Grundlage: Geologische Karte von Bayern, 1 : 500.000; GLA Bayern 1981).

Thema abgehaltenen Workshops (1. - 2. November 1993, Gießen). Mit diesem war beabsichtigt, die Ergebnisse unterschiedlich ausgerichteter Arbeitsgruppen miteinander zu diskutieren, um daraus ein konsistentes Bild der spät- und postvariszischen Hebungs- und Abtragungsgeschichte sowie der strukturellen Entwicklung des näheren und weiteren KTB-Umfeldes zu entwerfen. Besondere Berücksichtigung im Rahmen der geführten Diskussion fanden dabei Daten zur thermischen Geschichte der Gesteine der Bohrung und des Umfeldes, zur mesozoisch-känozoischen Entwicklung im Bereich der Süddeutschen Scholle und des angrenzenden Unterbau-Areals sowie die Ergebnisse der kinematischen und strukturellen Untersuchungen von Störungsaktivitäten im Deckgebirge der Süddeutschen Scholle und des Unterbau-Areals. Zu den Ergebnissen der einzelnen Arbeitsgruppen sind bereits eine Reihe von Einzelpublikationen erschienen (siehe Literaturverzeichnis). Für die Veröffentlichung der Workshop-Ergebnisse in der vorliegenden Form wurden diese anhand des Protokolls und verfügbarer Literaturdaten von den oben genannten Autoren überarbeitet und teilweise erweitert.

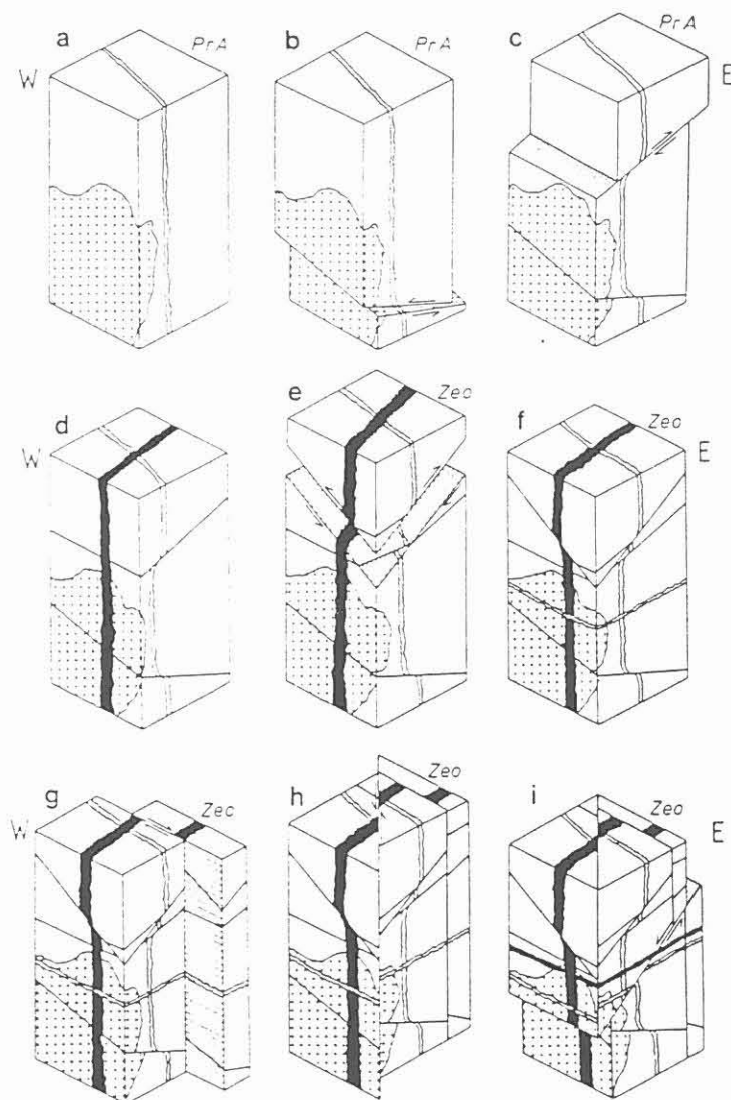


Abb. 2. Schematische Blockbilder der spät- und postvariszischen Deformationen im näheren Umfeld der KTB (aus ZULAUF 1990).

- (a) spätvariszische subvertikale Extensionsrisse
- (b) spätvariszische Auf- und Überschiebungen unter NE-SW-Kompression (nur im untersten Abschnitt der KTB-Vorbohrung)
- (c) spätvariszische Auf- und Überschiebungen unter NE-SW-Kompression
- (d) Spätvariszische Intrusion der Lamprophyre
- (e) postvariszische (?kreidezeitliche) Auf- und Überschiebungen unter N-S-Kompression
- (f) postvariszische subhorizontale Extensionsrisse
- (g) postvariszische Blattverschiebungen unter N-S-Kompression
- (h) postvariszische Blattverschiebungen unter NW-SE-Kompression
- (i) ? neogene Abschiebungen und Extensionsrisse (junge Klüftbildungen)

PrA = Prehnit-Aktinolith-Fazies,
Zeo = Zeolith-Fazies.

Die vorliegenden Ausführungen beziehen sich auf das weitere Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung Oberpfalz. Dieses umfaßt neben den an die KTB-Lokation angrenzenden Unterbau-Arealen des westlichen Böhmisches Massivs auch angrenzende Teile der Süddeutschen Scholle. Nordwestlich der Bohrlokation wurde das Egergraben-System, südlich davon das Naabtal-Tertiär in die Diskussion miteinbezogen (Abb. 1). Die Darstellung der Diskussionsergebnisse folgt der geologisch-historischen Entwicklung, die sich in mehrere Etappen oder Zeitscheiben gliedern läßt.

Für die Kristallinkomplexe des näheren KTB-Umfeldes ist die Abfolge der spät- und postvariszischen Deformationen unter besonderer Berücksichtigung der Bohrungsergebnisse durch ZULAUF (1990, 1992 - vgl. Abb. 2) bearbeitet worden. Hier ist jedoch wegen des Fehlens sedimentärer Bezugssysteme und wegen der Schwierigkeit radiometrischer Datierungen an den meist mehrfach bewegten Deformationsstrukturen eine genauere Aufgliederung der Deformationen zwischen dem Rotliegenden und der Kreide nicht möglich. Eine Analyse der spät- und postvariszischen tektonischen Entwicklung am Südwestrand des Böhmisches Massivs ist unter Einbeziehung des stratigraphischen records im Bereich der Süddeutschen Scholle im Rahmen eines DFG-Projektes (SCHRÖDER et al. 1994) durchgeführt worden. Die

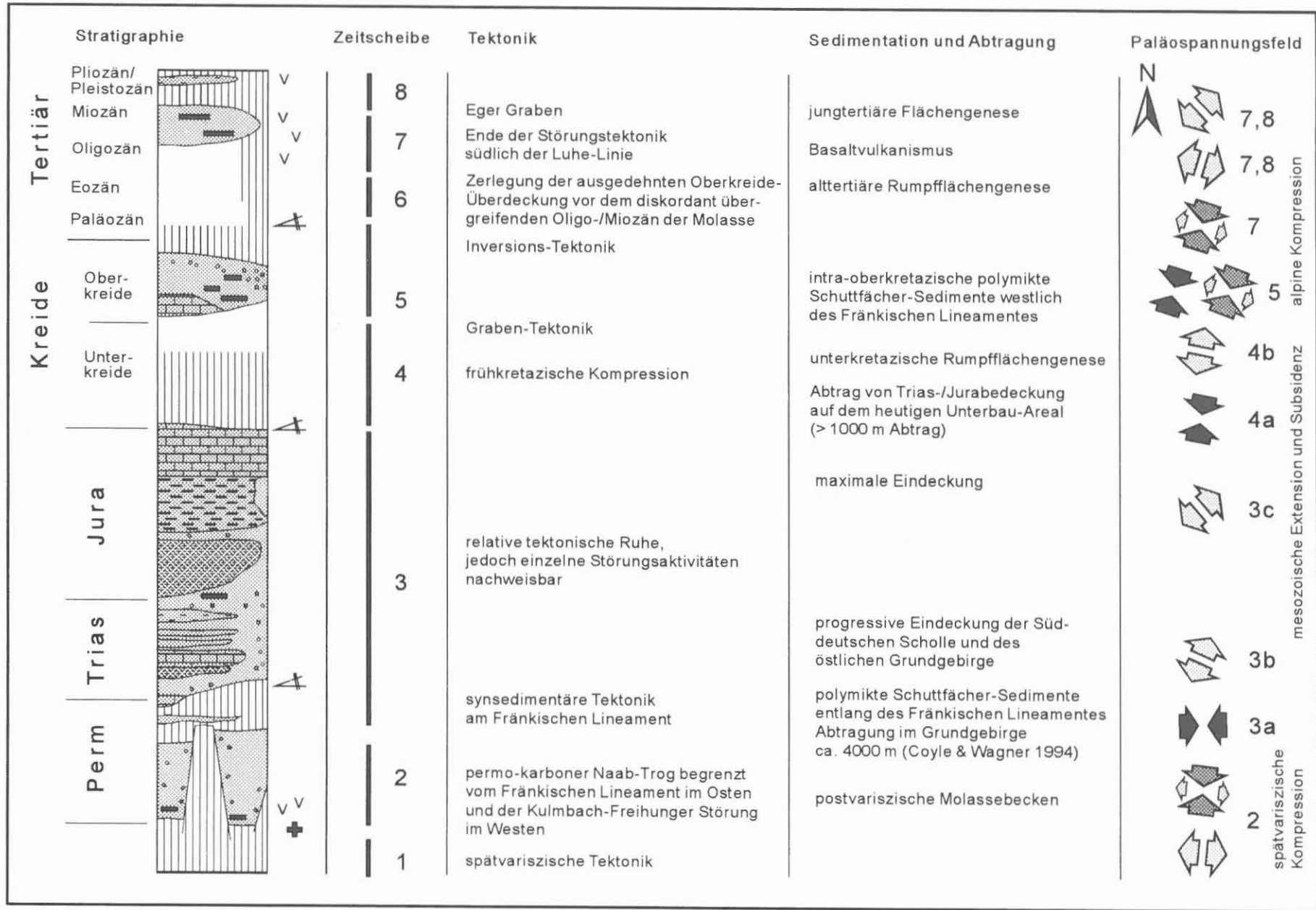


Abb. 3 vermittelt einen zusammenfassenden Überblick über die stratigraphische, strukturelle und kinematische Entwicklung. Umfassende Daten zur postpermischen Hebungs- und Abtragungsgeschichte des Kristallins des näheren KTB-Umfeldes sind den Untersuchungen zu Apatit- und Titanit-Abkühlaltern zu entnehmen (z.B. WAGNER et al. 1989, 1991; COYLE & WAGNER 1994, JACOBS et al. 1993).

Ausgangssituation und Beginn der jungvariszischen Entwicklung

Die Ausgangssituation der hier erörterten Entwicklung ist das Resultat der variszischen Verformung im tieferen Krustenstockwerk, die ein Nebeneinander von Gesteinseinheiten mit unterschiedlicher Metamorphose- und Deformationsgeschichte verursachte. Die Abkühlung der im unmittelbaren Umfeld der KTB an der Oberfläche aufgeschlossenen ZEV und der mit der Bohrung durchteuften Gesteine unter etwa 300-350°C erfolgte nach K/Ar-Abkühlaltern an Hellglimmern und Biotiten um 360-370 Ma (z.B. WEMMER 1991). Ab diesem Zeitpunkt ist eine spröde Verformung der ZEV im höheren Krustenbereich möglich. Die Intrusion der Granite der älteren Granitgruppe (325-310 Ma, STETTNER 1992, WENDT 1993) in den bereits abgekühlten Rahmen erfolgte dagegen zu einem deutlich jüngeren Zeitpunkt. Eine Differenzierung der bruchhaften Verformung zwischen der Abkühlung der Gesteine der ZEV unter den Temperaturbereich des spröd-duktil-Übergangs und der Intrusion der Granite liegt bisher nicht vor. Im Hinblick auf eine kinematische Rekonstruktion zwischen dem höheren Devon und dem Oberkarbon wäre dies jedoch wünschenswert.

Die Platznahme des Falkenberger Granits im heutigen Anschnittsniveau erfolgte in 9 - 12 km Tiefe (MAIER & STÖCKHERT 1992, MAIER 1994) und weist auf die Größenordnung der postgranitischen Hebung und Abtragung im Westteil des Böhmisches Massivs hin. Aus der räumlichen Erstreckung der Granite im Kartenbild sind Aussagen über die zur Zeit der Granitintrusionen herrschenden Paläospannungsfelder nicht eindeutig möglich, da der Zuschnitt der meist plattenförmigen Granitkörper im wesentlichen durch jüngere Bruchstörungen und die Abtragung bedingt ist. Da den Graniten eine (zumindest penetrative) Verformung fehlt, dürften die Differentialspannungen vom Zeitraum ihrer Platznahme bis zu ihrer Abkühlung unter etwa 300°C nur gering gewesen sein.

1. Zeitscheibe: mittleres Westfal bis tieferes Stefan (310 ... ca. 300 Ma)

Für die 1. Zeitscheibe sind zeitlich fixierbare Sequenzen der Bruchtektonik bisher nur aus der ZEV beschrieben (ZULAUF 1993; Abb. 2). Subvertikale hydrothermale Quarz-(Feldspat-) und Quarz-Epidot-Gänge repräsentieren dort eine NE-SW-Krustendehnung. Da diese Deformationsstrukturen bzw. Gangmineralisationen auch in den Graniten auftreten (ZULAUF 1990, MAIER 1994) ist ein "postgranitisches" Alter belegt. Aufschlagende Kataklysezonen durchschlagen die älteren subvertikalen Hydrothermalgänge und dokumentieren eine NE-SW-Kompression. Die begleitende Mineralisation in Prehnit-Aktinolith-Fazies weist auf Bildungsbedingungen von 250-300°C hin.

← Abb. 3. Übersicht über Stratigraphie, Tektonik, Sedimentation und Abtragung sowie Paläospannungsfelder im Bereich des Fränkischen Lineaments mit den im Text genannten Zeitscheiben (abgeändert aus: SCHRÖDER et al. 1994).

Diskordant zu den älteren Bruchgefügen erfolgte in der nördlichen Oberpfalz vor rund 305-295 Ma die Intrusion von Lamprophyrgängen (KREUZER et al. 1993). Diese Gänge sind meist subvertikal und folgen vorzugsweise der NNW-SSE-Richtung. Unter der Annahme, daß die Gänge Extensionsbrüchen folgen und ihre Platznahme synchron zur Bruchbildung erfolgte, läßt sich für den Zeitraum um 300 Ma eine ENE-WSW-Krustendehnung ableiten.

2. Zeitscheibe: höheres Stefan bis Oberrotliegendes (ca. 300 ... 250 Ma)

Unzureichende Kenntnis über die Stratigraphie der permokarbonen Molasse-Sedimente im KTB-Umfeld (Permokarbon-Becken von Erbendorf, Weiden, Schmidgaden, Weidenberg, Stockheim; Abb. 4) erschwert die Rekonstruktion der permokarbonen Krustenentwicklung. Eine Übersicht über die fazielle und strukturelle Entwicklung der Becken im KTB-Umfeld findet sich bei SCHRÖDER (1988, darin weitere Literatur). Detaillierte Vorstellungen zur strukturellen Entwicklung des Weidener Raumes wurden jüngst von MÜLLER (1994) publiziert.

Nach lithostratigraphischen Vergleichen wird die bisher älteste Beckenabsenkung im KTB-Umfeld von STETTNER (1992) im Erbendorfer Bereich gesehen (Abb. 4, m3). Lückenhafte palynologische Daten lassen jedoch lediglich eine zeitliche Einstufung der gesamten Erbendorfer Abfolge als Stefan-Auton zu (GREBE in HELMKAMPF & WAEBER 1983, REITZ in SIRCH 1988, HARTKOPF-FRÖDER in DILL 1990). Palynologische Untersuchungen im Becken von Weiden deuten für die üblicherweise in das tiefere Rotliegende gestellte flözführende Brandschiefer-Zone (EMMERT 1981) ein Stefan A/B-Alter an (VELD 1987, VELD & KERP 1992). Für

Bayreuth zu (GREBE in HELMKAMPF & WAEBER 1983, REITZ in SIRCH 1988, HARTKOPF-FRÖDER in DILL 1990). Palynologische Untersuchungen im Becken von Weiden deuten für die üblicherweise in das tiefere Rotliegende gestellte flözführende Brandschiefer-Zone (EMMERT 1981) ein Stefan A/B-Alter an (VELD 1987, VELD & KERP 1992). Für

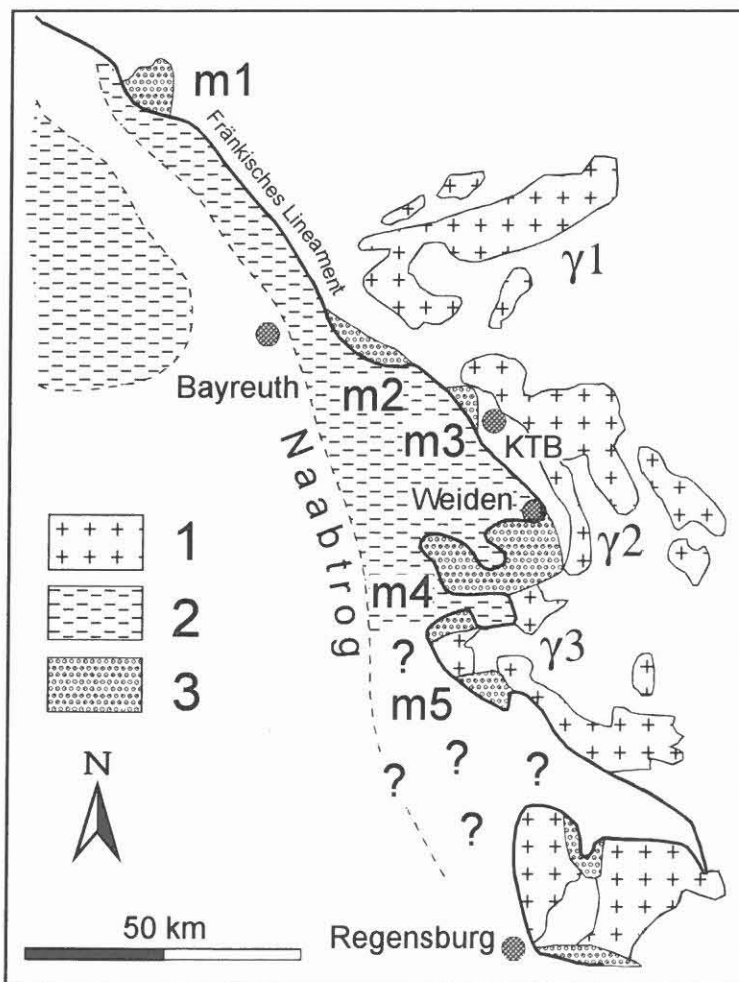


Abb. 4. Übersichtskarte zur Verbreitung oberkarbonischer Granite und permokarboner Sedimente im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung (Grundlage: Geol. Karte von Bayern, 1: 500.000, GLA Bayern 1981; SCHRÖDER 1988).

1, Granite: γ_1 , Fichtelgebirge; γ_2 , Oberpfalz (u.a. Falkenberger Granit); γ_3 , Naabgebirge.
2, Permokarbon (unter Bedeckung);
3, Permokarbon (übertage): m1, Stockheim; m2, Weidenberg; m3, Erbendorf; m4, Weiden; m5, Schmidgaden.

die tiefsten Anteile der sedimentären Profilverfolgung des Weidener Beckens ist damit u.U. ein Westfal-Alter anzunehmen (SCHRÖDER 1988, DILL 1990).

Die Gliederung der permokarbonen Sedimente erfolgt i.w. nach lithofaziellen Gesichtspunkten. Zeitlich unterschiedliche Trogabsenkung, faziell wenig einheitliche Sedimentation und große Unterschiede in den Sedimentmächtigkeiten lassen nur eine grobe Korrelation der Sedimente zu. In die sedimentären Abfolgen eingeschaltete Vulkanite sind zwischen einzelnen Profilverfolgen nicht parallelisierbar (STETTNER 1992). Die maximale Mächtigkeit erhaltener, ausschließlich terrestrischer Sedimente überschreitet 1500 m (SCHRÖDER 1988). Seismische Profile und Bohrungen zeigen die Existenz verschiedener, durch das mesozoische Tafeldeckgebirge verdeckter Teiltröge. Vermutlich waren vormals auch randliche Bereiche des heute freigelegten Unterbaues von permokarbonen Sedimenten bedeckt (vgl. Lage heutiger Restvorkommen und MEYER 1989, MÜLLER 1994).

Die im unmittelbaren Umfeld der KTB-Lokation erhaltenen permokarbonen Vorkommen dürften einem übergeordneten NW-SE-Becken (= Naabtrog; SCHRÖDER 1988) angehört haben (Abb. 4; vgl. EMMERT 1981, SCHRÖDER 1987, MEYER 1989). Als westliche Begrenzung dieses Beckens ist die Störungszone am heutigen Ostrand der Frankenalb bereits erkennbar (vgl. Abb. 1). Laterale Mächtigkeits- und Fazieswechsel dokumentieren synsedimentäre Schollentektonik (SCHRÖDER 1988, MÜLLER 1994) und individuelle Blockbewegungen. Die randnahe Schuttfächer-Fazies im Naabtrog (SCHRÖDER 1988, HELMKAMPF et al. 1982, WELZEL 1991, WELZEL et al. 1992) zeigt als Liefergebiet die unmittelbare Umgebung des Troges an. Abtragsleistung und Hebungsbeträge im Bereich der Hochschollen sind für das Permokarbon jedoch weitgehend unklar. Für das östlich des Weidener Beckens gelegene Unterbau-Areal nimmt MEYER (1989) Hebungsbeträge von 4 bis 5 km an.

Bereits für die tieferen Abschnitte der permokarbonen Beckenfüllung ist zu erkennen, daß postorogene Granite im Abtragungsniveau lagen (HELMKAMPF et al. 1982, HELMKAMPF & WAEBER 1983, WELZEL 1991). Die Granitgerölle und der Granitdetritus sind jedoch keinem der heute angeschnittenen Granite zuzuordnen (vgl. HELMKAMPF & WAEBER 1983; WELZEL et al. 1992; STETTNER, mdl. Mitt.). Daten zum permokarbonen Anschnittsniveau könnten über die Intrusionstiefe der im Permokarbon angelieferten Granitgerölle ermittelt werden.

Für die Rekonstruktion der Kinematik der permokarbonen Störungstektonik liegen aufgrund der unzureichenden Aufschlußverhältnisse nur wenige Daten vor. Aus dem Vergleich der strukturellen Position und Entwicklung der einzelnen Teilbecken mit den Verhältnissen Südhüdingens (vgl. LÜTZNER 1988, ANDREAS 1988, ANDREAS et al. 1992) und der geometrischen Anordnung der permokarbonen magmatischen Gänge läßt sich ein dehnendes *strike-slip*-System oder eine divergierende dextrale Scherzone im weiteren KTB-Umfeld postulieren (SCHRÖDER et al. 1994). Die Bindung besonders stark subsidiierter Beckenbereiche an Krümmungen oder Versetzungen der Hauptstörungslinien (vgl. MATTERN 1993) stützt diese Annahme (SCHRÖDER 1987, 1988). Die Hauptnormalspannung σ_1 ist in diesem Fall etwa in N-S-Richtung orientiert. Nach den Untersuchungen von MATTERN (1993) erfolgte während des Permokarbons eine sinistrale Reaktivierung der NW-streichenden Störungszonen. Untersuchungen von LÜTZNER (1988) und ANDREAS (1988) belegen für den südhüdingischen Raum jedoch eine anhaltende dextrale Scherung an den NW-SE-Störungen. Ähnlich wie in Thüringen (LÜTZNER & BENEK 1988, LÜTZNER 1988) bedingen innerhalb der permokarbonen Sedimentationsabfolge intraformationelle Schollenkippen und Aufschiebungen \pm lokale

Diskordanzen (vgl. SCHRÖDER 1987, HELMKAMPF & WAEBER 1983) und deuten teilweise intra-rotliegende synsedimentäre Kompressionstektonik an. Als markantestes dieser Ereignisse kann ein Stadium angesehen werden, das als "Saalische Phase" bekannt ist.

3. Zeitscheibe: höheres Perm bis Ende Jura (250 ... 145 Ma)

Mit den diskordant über die Rotliegend-Becken hinweggreifenden Serien des Zechsteins (z.B. Stockheimer Becken: LEITZ & SCHRÖDER, unpubl.) beginnt die sedimentäre Eindeckung der Süddeutschen Scholle und, zeitlich und räumlich jedoch differenziert, des westlichen Böhmisches Massivs. Langsames Einsinken der süddeutschen Festlandsschwelle ("Vindelizisches Land") führt im Verlauf des Mesozoikums zum Vorstoß mariner Transgressionen nach S.

Während des Zechsteins reicht der marine Sedimentationsraum etwa bis zur Linie Weidenberg - Schwäbisch Hall (Abb. 5a). Südlich davon dokumentieren Silcrete- und Ferricrete-Bildungen festländische Bedingungen und Landschaftsgenese (vgl. EMMERT 1981). Im Verlauf des Buntsandsteins ist ein Vorrücken des südlichen Beckenrandes nach SE festzustellen (vgl. Abb. 5b). Polymikte Konglomerat-Schutfächer (*alluvial fan deposits*) im Vorfeld des Fränkischen Lineaments weisen auf dessen synsedimentäre Aktivität und Hebung im Bereich des östlich angrenzenden Unterbau-Areals u.a. im Unteren Buntsandstein (SCHNITZER 1957, KLARE & SCHRÖDER 1986, KLARE 1989). Die Schutfächer-Sedimente gehen nach W in feinkörnigere *alluvial-plain*-Ablagerungen über (KLARE 1989, darin weitere Beschreibung und Literatur zum Buntsandstein des KTB-Umfeldes).

Die aus der randnahen Schutfächer-Fazies ableitbare Abtragung im Bereich der KTB-Lokation während der tieferen Trias korreliert mit dem im Bohrprofil dokumentierten Altersspektrum der Titanit-Spaltspuren (vgl. COYLE & WAGNER 1994). Die im Bohrprofil zwischen 0 und 4000 m gleichbleibenden Titanit-Spaltspuralter zwischen ca. 220 - 240 Ma (Abb. 7) belegen für die Gesteine dieses Bohrabschnitts eine \pm gleichzeitige Abkühlung unter ca. 280°C, was durch eine Hebung/Abtragung um 4000 m innerhalb dieser Zeitspanne erklärbar ist.

Hinweise auf eine tektonische Aktivität im Umfeld der KTB-Lokation gibt auch die an Störungen gebundene Pfahlquarz-Mineralisation und die in der nordwestlichen Verlängerung des Bayerischen Pfahls liegende Gangmineralisation des Wölsendorf-Nabburger Flußspat-Reviers (vgl. HOFMANN 1962, GROMES 1980, BÜLTEMANN & HOFMANN 1986). HORN et al. (1986) geben für die Quarzmineralisation des Bayerischen Pfahles ein permotriadisches Rb-Sr-Gesamtgesteinsalter (247 ± 21 Ma) an. Ein nur unwesentlich höheres Alter (254 ± 6 Ma) konnte für das Gangmineral Paradoxit im Nabburg-Wölsendorfer Revier bestimmt werden (vgl. VIERNSTEIN 1987). Die Reaktivierung der NW-SE-streichenden Pfahlzone erfolgte unter dextraler Scherung (vgl. HOFMANN 1962, MATTERN 1993). Hingegen diskutieren SCHRÖDER et al. (1994) eine etwa E-W-gerichtete Kompression während der tieferen Trias, die eine sinistrale Reaktivierung der NW-streichenden Strukturelemente bedeutet.

Im weiteren Verlauf des Mesozoikums (Abb. 5c - d) bestimmt die Subsidenz der Süddeutschen Scholle sowie östlich angrenzender Areale des Böhmisches Massivs (SCHRÖDER 1968, 1987) die weitere Entwicklung im Umfeld der KTB-Lokation. Dabei wird ein 1000 - 1500 m mächtiges Tafeldeckgebirge abgelagert. Die sedimentäre Eindeckung erreicht im höheren

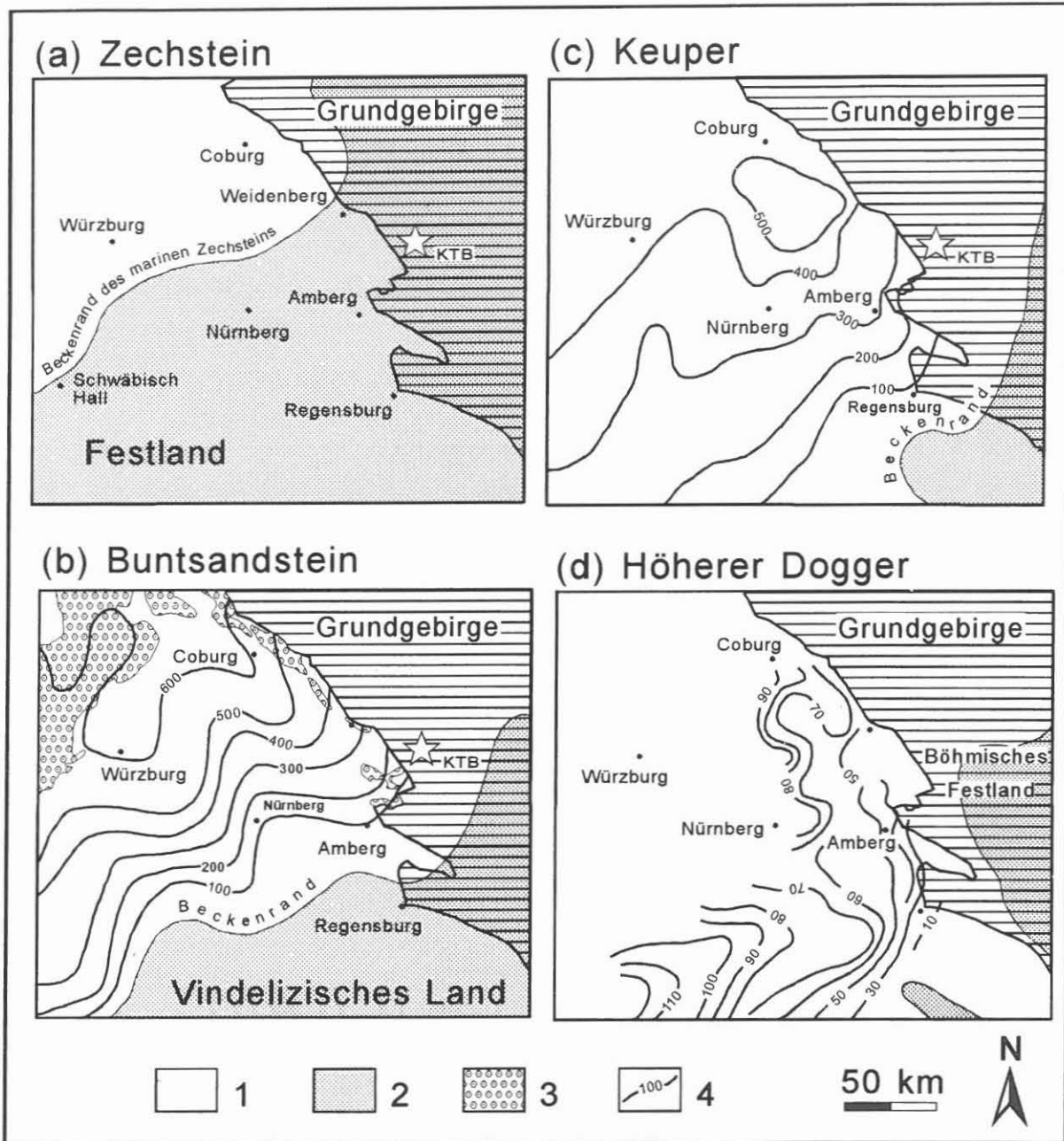


Abb. 5. Paläogeographie während des Zechsteins, Buntsandsteins, Keupers und höheren Doggers im weiteren KTB-Umfeld und Oberflächen-Verbreitung sowie Mächtigkeiten der Deckgebirgssedimente in Metern (nach EMMERT 1981, SCHWARZMEIER 1981, BERGER 1981, MEYER & SCHMIDT-KALER 1981).

1, Sedimentationsraum; 2, Festland bzw. Abtragungsgebiet; 3, Buntsandstein, übertage; 4, Isopachen (Angaben in Metern).

Jura mit der Transgression des Malm-Meeres bis weit in das Böhmisches Massiv hinein ihre maximale Verbreitung und Mächtigkeit (SCHRÖDER 1968, 1987).

Vereinzelt sind während der mesozoischen Krustenabsenkung synd sedimentäre Bewegungen nachweisbar (z.B. SCHRÖDER et al. 1992). Es treten dominierend NW-SE-, aber auch NE-SW-streichende Abschiebungen auf. Die Geometrie des in den Gesteinen des Tafeldeckgebirges abgebildeten spätdiagenetischen Kluftsystems korreliert mit der synd sedimentären Abschiebungstektonik (SCHRÖDER et al. 1992, 1994).

4. Zeitscheibe: Unterkreide (145 ... ca. 95 Ma)

Mit dem Rückzug des Malm-Meeres aus dem Bereich der Süddeutschen Scholle endete vorläufig die Sedimentation des Tafeldeckgebirges. Während der Unterkreide prägt intensive Pedogenese und Reliefbildung (unterkretazische Rumpffläche) die weitere Entwicklung (SCHRÖDER 1978, 1987). Im Bereich der Frankenalb sind bis über 100 m hohe Reste eines Mogotenkarstes (Kegelkarstes) erhalten (vgl. PFEFFER 1989, SCHRÖDER 1978), dessen Relief-elemente während der nachfolgenden oberkretazischen Sedimentation z.T. vollständig verschüttet wurden. Sedimente der Unterkreide sind im weiteren Umfeld der Bohrlokation nicht überliefert.

Das Verhältnis zwischen Abtragung und struktureller Entwicklung im weiteren Umfeld der KTB-Bohrlokation während der Unterkreide ist bisher nur in Grundzügen erfaßt (z.B. SCHRÖDER 1978). Bis zur Sedimentation der Oberkreide wurden im östlich des Fränkischen Lineaments gelegenen Unterbau-Areal die mesozoischen Deckschichten vollständig wieder abgetragen (SCHRÖDER 1987). Im Bereich des oberpfälzischen Bruchschollenlandes zwischen dem Fränkischen Lineament im E und der Frankenalb im W wurden z.T. ebenfalls über 1000 m Deckgebirge erodiert. Südlich der Luhe-Linie war das Kristallin des Naabgebirges während der Unterkreide jedoch noch nicht freigelegt. Apatit-Spaltspurdaten (VERCOUTERE 1994) belegen hier ein über 1000 m mächtiges Deckgebirge bis zum Ende der Oberkreide (MENZEL & SCHRÖDER 1994). Diskordant über ein Mosaik unterschiedlich weit abgetragener Deckgebirgsblöcke hinweggreifende Sedimente der Oberkreide zeigen differenzielle unterkretazische Schollenbewegungen. Mit diesen sind bereits intensive Verbiegungen der Deckgebirgseinheiten verbunden (z.B. Hahnbacher Kuppel, MEYER 1989), die eine Reaktion des schichtig aufgebauten Deckgebirges auf vertikale und begleitende horizontale Blockbewegungen im unterlagernden Basement darstellen (SCHRÖDER et al. 1994). Vergleichsweise geringe Abtragungsbeträge (maximal 200 bis 300 m) werden im Bereich der Frankenalb erreicht.

Zur Kinematik der Krustenverformung im weiteren KTB-Umfeld während der Unterkreide liegen bislang im wesentlichen Daten nur von SCHRÖDER et al. (1992, 1994) bzw. PETEREK et al. (1994) vor (Abb. 3). Das in den Trias-/Jura-Gesteinen abgebildete \pm orthogonale Kluftsystem und Abschiebungsmuster deutet zunächst auf eine NE-SW-Krustendehnung hin. Eine Reaktivierung der älteren abschiebenden Scherflächen als Aufschiebungen belegt eine nachfolgende NNE-SSW-Kompression während der Unterkreide. Die Orientierung der in den karbonatischen Gesteinen abgebildeten Horizontalstylolithen (SCHRÖDER et al. 1994) weist auf eine ähnliche Position der maximalen horizontalen Hauptnormalspannung hin (vgl. bereits WAGNER 1958, 1967). Mindestbeträge der horizontalen Verkürzung lassen sich an den Drucklösungssuturen mit ca. 5% abschätzen (SCHRÖDER et al. 1992). Ein von der Oberkreide diskordant überdecktes und jünger als die unterkretazischen Aufschiebungen einzustufendes Störungsinventar zeigt annähernd symmetrische Grabenstrukturen, deren Vertikalversätze an Einzelflächen im Bereich weniger Dezimeter bis mehrerer Meter liegen. Die Orientierung der Hauptnormalspannung σ_3 hat sich gegenüber der ausgehenden Zeitscheibe 3 in die N-S- bis NNE-SSW-Richtung (Abb. 3, 15) gedreht.

5. Zeitscheibe: Oberkreide - Paleozän (ca. 95 ... ca. 60 Ma)

Mit der Oberkreide (Cenoman) beginnt im westlichen KTB-Umfeld eine erneute Absenkungs- und Sedimentationsphase. Die ungefähre paläogeographische Situation zur Zeit der Oberkreide zeigt Abb. 6. Im Bereich des Tafeldeckgebirges werden das präcenomane Relief und Schollenmosaik bis zum Ende der Oberkreide durch bis über 500 m mächtige sandig-tonige bis grobklastische Sedimente plombiert (SCHRÖDER 1987, MENZEL & SCHRÖDER 1994). Intraformationelle Tektonik führt mehrfach zu Sedimentationsunterbrechungen und Sedimentumlagerungen (MEYER 1981, TILLMANN et al. 1963). Synsedimentäre Tektonik ist insbesondere aus der Pfahlstörungszone bekannt (z.B. MEYER 1989). Vor allem ab dem Oberturon sind dort episodische Hebungen durch Einschaltung grober Geröllsandschüttungen nachweisbar.

Südlich der Luhe-Linie transgredierte die Oberkreide auch über den heute exponierten Unterbau (Abb. 6). Nördlich der Luhe-Linie kennzeichnen die polymikten Schuttfächer-Sedimente des Hessenreuther Forstes (siehe Abb. 1; KLARE & SCHRÖDER 1990) synsedimentäre Aktivität am Fränkischen Lineament. Reichliche Schwermineralführung (u.a. Kyanit und Staurolith) dokumentiert den Abtrag kristalliner Gesteine der ZEV. Der Geröllbestand deutet auf das südliche Fichtelgebirge als weiteres Liefergebiet hin (KLARE & SCHRÖDER 1990). Unterrepräsentierte Granite geben einen Hinweis darauf, daß die heute angeschnittenen Granite zur Zeit der Oberkreide noch nicht in erheblichem Umfange freigelegt waren. Granitgerölle in der Oberkreide des Hessenreuther Forstes weisen andererseits kretazische Apatit-Spaltspuralter auf und deuten damit auf eine intra-oberkretazische Hebung/Abtragung einer oder mehrerer nicht näher spezifizierbarer Schollen um über 3000 m hin (WAGNER et al. 1991).

Während der tektonischen Bewegungen in der höheren Oberkreide wird der Westrand des Böhmi-schen Massivs offenbar in einzelnen Etappen herausgehoben. Der Charakter der intra-oberkretazi-schen Tektonik trägt dabei über-wiegend kompressive Züge. Im Bereich der Pfahlzone weist die Geröllführung in den oberkretazi-schen Sedimenten auf eine syn-sedimentäre Aufschleppung und den Abtrag des unmittelbar davor-liegenden Deckgebirges hin (MEYER 1989). Im mesozoischen Tafeldeckgebirge ist eine NNE-SSW-Orientierung der Hauptnormal-spannung σ_1 durch Auf- und Schrägaufschiebungen gut doku-

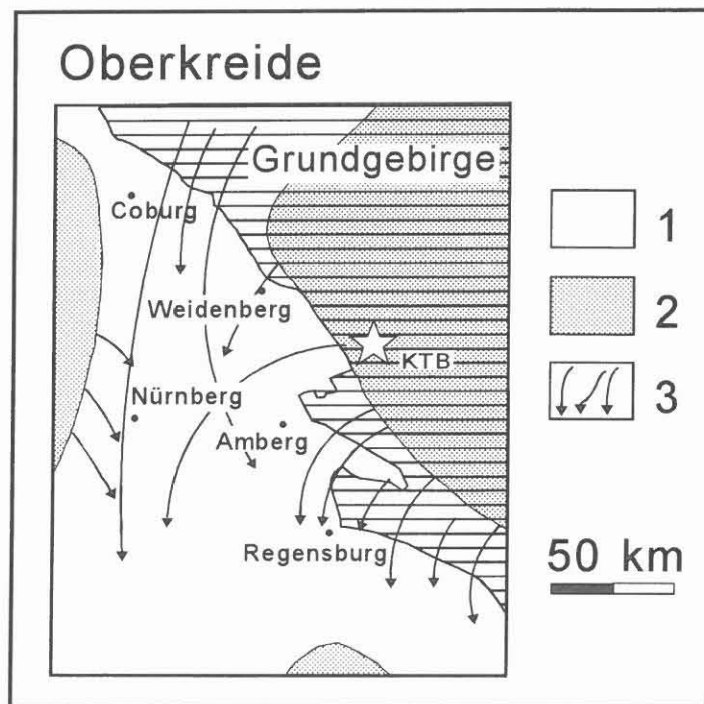


Abb. 6. Paläogeographie während der Oberkreide im weiteren KTB-Umfeld (nach MEYER 1981).

1, Sedimentationsraum; 2, Festland bzw. Abtragungsgebiet; 3, Terrestrische Schüttungsrichtung der Schuttfelsschichten, bis in die höhere Kreide andauernd.

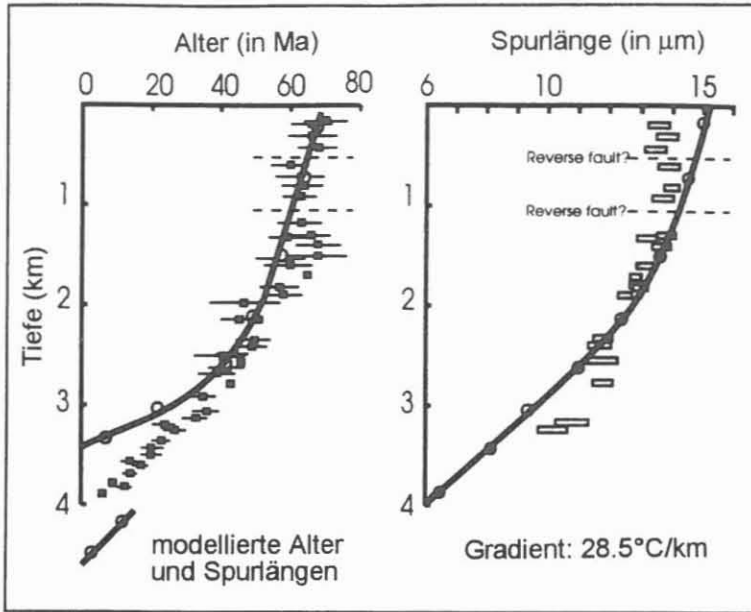


Abb. 7. Vergleich modellierter und gemessener Apatitspaltspuralter (links) und "confined" Spurlängen (rechts) der KTB-Vorbohrung (aus: JACOBS et al. 1993).

mentiert (SCHRÖDER et al. 1994, PETEREK et al. 1993, 1994). Vielfach sind jedoch auch reine Blattverschiebungen zu beobachten (vgl. z.B. auch DOBEN 1965). Die vertikalen Bewegungen dominieren jedoch deutlich (SCHRÖDER et al. 1992). Für das Unterbau-Areal konnte ZULAUF (1993) zwei altersmäßig nicht zu differenzierende konjugierte Blattverschiebungssysteme beobachten, die nach Überschneidungsverhältnissen mit K/Ar-datierten Bruchstörungen (WEMMER 1991) beide jünger als ca. 120 Ma sind. Die Hauptnormalspannung σ_1 ist dabei zum einen in N-S-, zum anderen in NW-SE-Richtung orientiert (Abb. 2).

Gegen Ende der Oberkreide bzw. im tieferen Tertiär wird das Kristallin der ZEV am Fränkischen Lineament auf die grobklastischen Sedimente des Hessenreuther Forstes aufgeschoben (Abb. 8). Die Oberkreide wird im Zuge dieser Bewegungen z.T. aufgebogen und sogar überkippt (STETTNER 1992). Die KTB-Hauptbohrung traf zwischen 6850 und 7300 m die Hauptstörung des Fränkischen Lineaments (Altenparkstein-Störung) an. Aus der tektonischen Wiederholung lithologischer Einheiten, den Lagerungsverhältnissen und den Ergebnissen der Seismik kann in Übereinstimmung mit einem bedeutenden Hiatus in den Titanit-Abkühlaltern (COYLE & WAGNER 1994, vgl. Abb. 8) an dieser Störung ein Aufschiebungsbetrag von über 3000 - 3500 m rekonstruiert werden. Der im KTB-Bohrprofil erkennbare steile Gradient der 100°C-Apatit-Abkühlalter (Abb. 7) zeigt ebenfalls eine Hebung/Abtragung im Bereich der Bohrlokation von 3000 - 3500 m während der Zeitscheibe 5. Ein wesentlicher Teil der Aufschiebungs- und Hebungsbewegungen entfällt auf den jüngstkreidazisch-paleozänen Entwicklungsabschnitt. Die im Bereich zwischen 0 und 2 km Bohrteufe abgebildete Wiederholung der Altersdaten dokumentiert jüngere aufschiebende Bewegungen (< 70 Ma) mit einem Vertikalversatz von rund 1000 - 1500 m (JACOBS et al. 1993). Relativ einheitliche 100°C-Apatit-Abkühlalter um 60 - 70 Ma über weite Bereiche des heutigen Anschnittsniveaus der westlichen Randzone des Böhmisches Massivs lassen sich mit einer regionalen Heraushebung im Zuge dieser Störungsaktivität korrelieren.

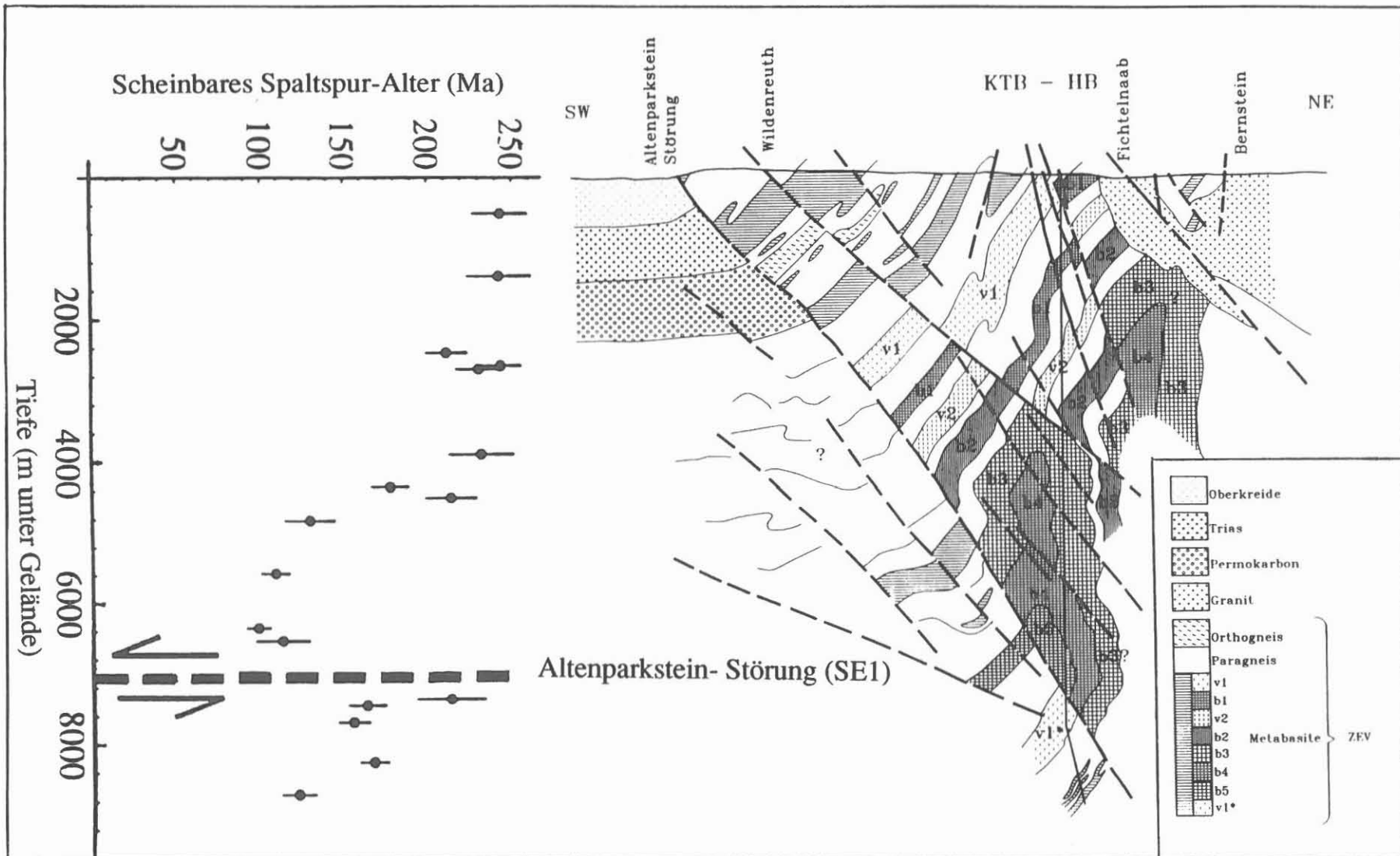


Abb. 8. Titanit-Spaltspuralter im KTB-Bohrprofil (aus: COYLE & WAGNER 1994) und geologisches Profil durch die KTB-Lokation (HIRSCHMANN 1994).

6. Zeitscheibe: mittleres Paleozän bis höheres Eozän (ca. 60 ... ca. 40 Ma)

Die strukturelle Entwicklung im Alttertiär ist im weiteren KTB-Umfeld durch das primäre oder sekundäre Fehlen von Sedimenten sehr schlecht dokumentiert. Bis zur Ablagerung der neogenen Sedimente ist die Entwicklung durch Abtragung und Landschaftgenese gekennzeichnet. Im Liegenden der neogenen Sedimente und der oberoligo-/untermiozänen Basaltdecken erhaltene allitische Verwitterungsresiduen (z.B. KÖRBER & ZECH 1984) deuten auf ein warm-humides, tropisch-subtropisches Klima zur Zeit des Alttertiärs hin. Die Morphogenese des weiteren KTB-Umfeldes wird von der Bildung ausgedehnter Abtragungsf lächen bestimmt (Rumpfflächen; LOUIS 1984, WURM 1961). Für das Alttertiär ist für das nähere KTB-Umfeld anhand der Apatit-Abkühlalter eine kumulative Hebung bzw. Abtragung von ca. 1 - 2 km bestimmbar (vgl. 100°C-Abkühlalter ca. 50 - 60 Ma, 60°C-Abkühlalter ca. 25 - 35 Ma; Abb. 12). Abtragung und Hebung können jedoch noch im Zuge der oberkretazisch/alttertiären Hebungsphase (vgl. Zeitscheibe 5) erfolgt sein.

7. Zeitscheibe: höheres Eozän bis mittleres Miozän (ca. 40 ... 16 Ma)

Im weiteren KTB-Umfeld ist Zeitscheibe 7 u.a. durch eine Phase intensiver basaltischer Magmenförderung gekennzeichnet. Daneben sind aus diesem Zeitabschnitt erstmals wieder (tertiäre) Sedimente überliefert (vgl. Abb. 9 - 11). Die an Bruchstörungen gebundene Sedimentation und vulkanische Aktivität läßt synchrone tektonische Bewegungen erkennen. Verstellung der tertiären Sedimente und der Basaltdecken ermöglichen die Rekonstruktion postbasaltischer tektonischer Bewegungen.

Die ältesten tertiären Sedimente im weiteren Umfeld der KTB-Lokation finden sich im Sokolov- und Eger-Becken (Staré-Sedlo-Schichten, oberstes Eozän, vgl. MALKOWSKY 1987). Die Ablagerung in einem S-N-gerichteten Flußsystem (HANTKE 1993) und Restvorkommen der fluviatilen Sedimente im Erzgebirge dokumentieren eine Verbindung zum nordsächsischen Raum und eine gegenüber dem Neogen abweichende Paläogeographie. Die eigentliche Absenkung des Egergrabens bzw. seiner Teilbecken kann demnach erst nach Sedimentation der Staré-Sedlo-Schichten erfolgt sein.

Eine während des Oligo-/Miozän \pm N-S-gerichtete Hauptnormalspannung σ_1 (siehe unten) deutet darauf hin, daß der Egergraben kein Element einfacher Dehnungstektonik ist. Analysen zur kinematischen Entwicklung des Grabens bzw. seiner Teilbecken liegen bislang jedoch nicht vor. Absenkung und einsetzende Sedimentation des Egergrabens werden vielfach in Verbindung mit der Hauptförderung der basaltischen Vulkanite am Ende des Oligozäns gesehen (MALKOWSKY 1987, KOPECKY 1978).

In der südwestlichen Fortsetzung des Egergrabens (Nordost-Bayern) setzt die Förderung der basaltischen Vulkanite gegenüber der Hauptförderphase Nordböhmens etwas später ein (29 - 19 Ma, Literatur in HUCKENHOLZ & KUNZMANN 1993). Die Eruptivzentren sind mit den Bruchstrukturen des südwestlichen Egergrabens (ENE-WSW) und mit der dazu winklig verlaufenden NNE-SSW-Richtung verknüpft (vgl. Abb. 11). Die in der Umrahmung des Fichtelgebirges erhaltenen oberoligo-/untermiozänen Tone, Sande und Kiese (KNOBLOCH 1971, 1973; JUNG et al. 1971) sind i.d.R. älter als die ihnen in mehreren Vorkommen auflagernden Basalte (WURM 1961, LOUIS 1984, SOBANSKI 1988, HECKHOFF-WACHMANN

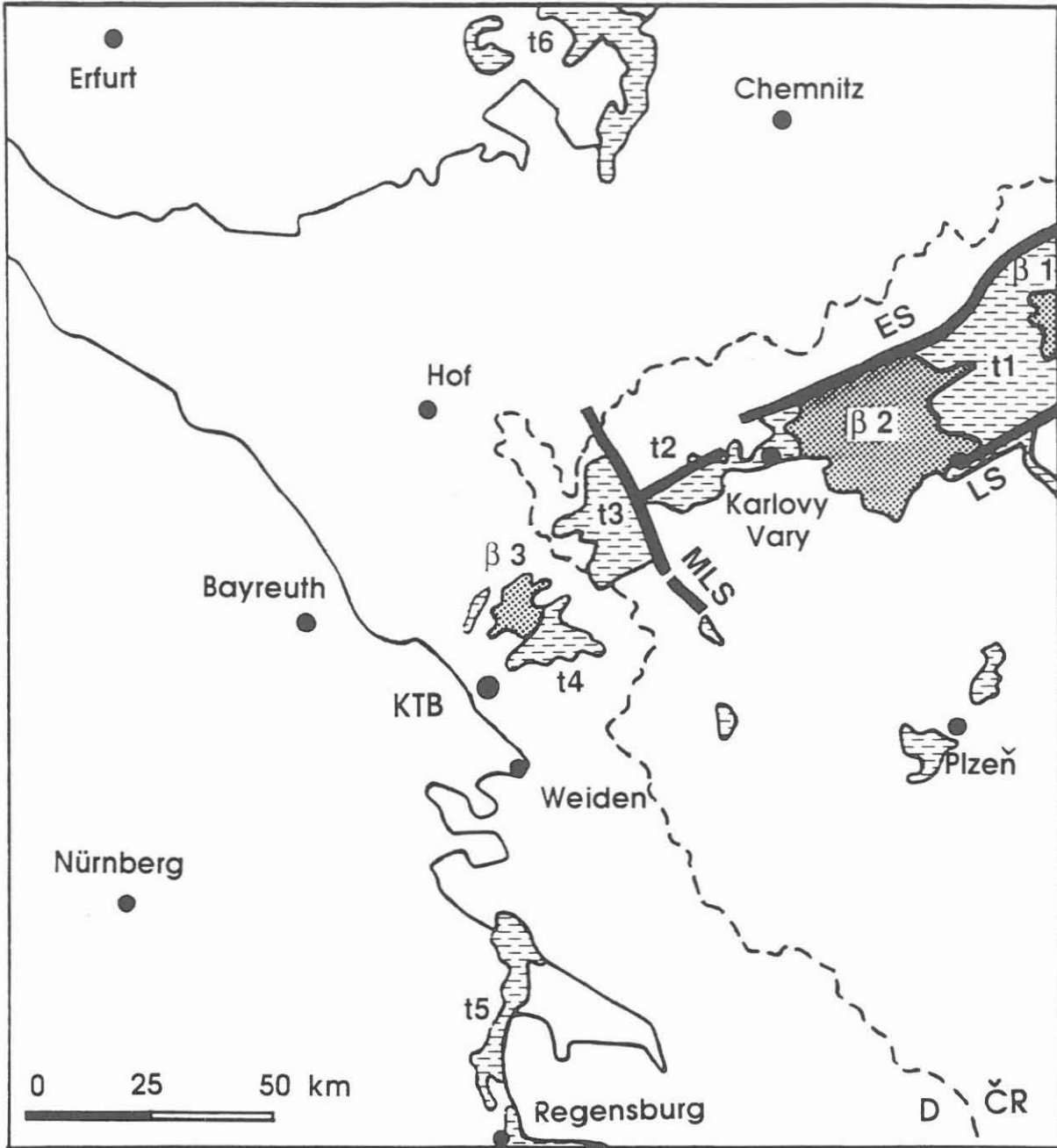


Abb. 9. Übersichtskarte zur Zeitscheibe 7.

ES = Erzgebirgs-Störung, LS = Störung von Litoměřice, MLS = Störung von Mariánské Lázně.
Sedimentbecken: t1 = Most, t2 = Sokolov, t3 = Cheb, t4 = Mitterteich, t5 = Naabtal, t6 = NW-Sachsen.
Vulkanische Zentren: β1 = České středohoří (Böhmisches Mittelgebirge), β2 = Doupovské hory (Duppauer Gebirge), β3 = Nordoberpfalz (Großer Teichelberg).

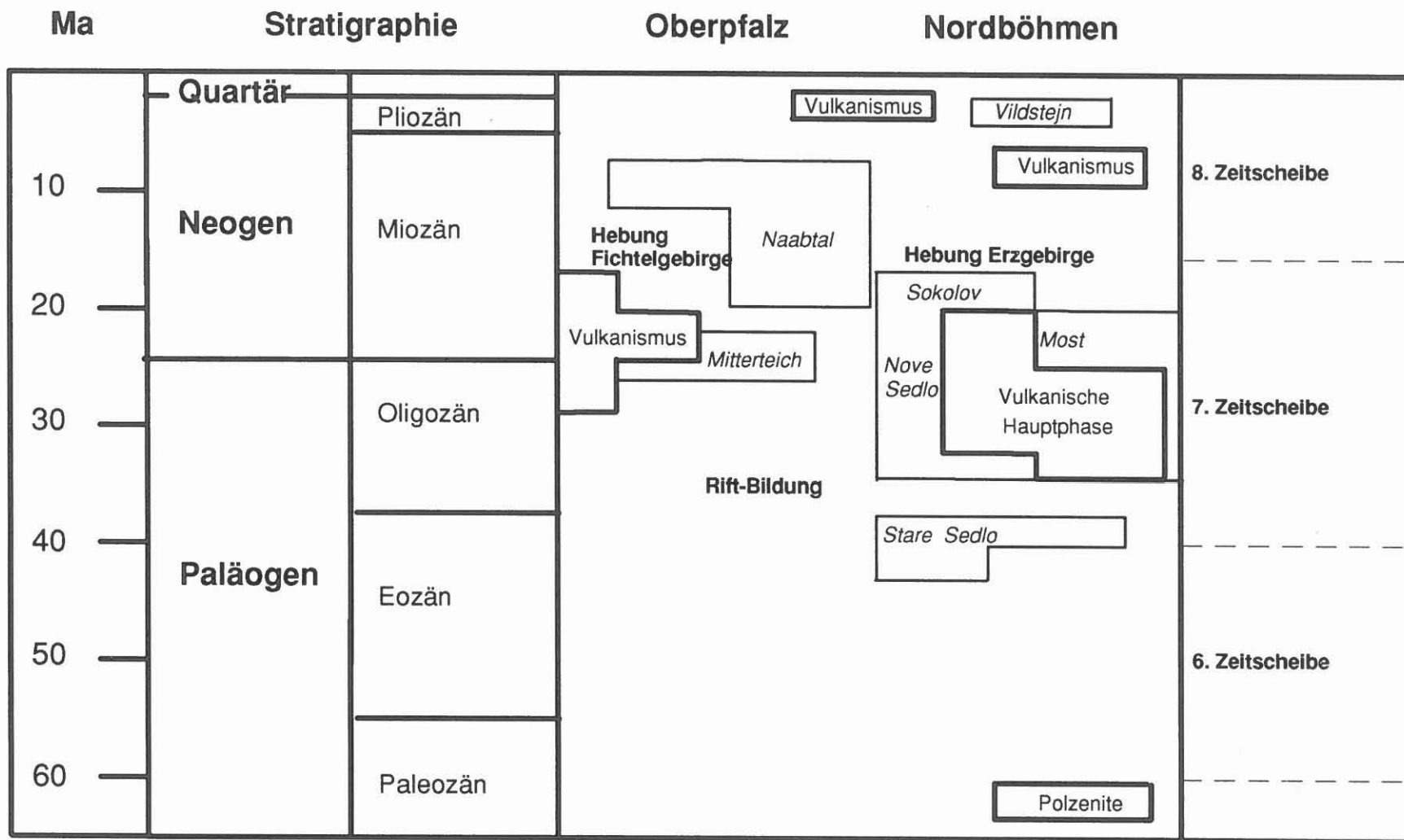


Abb. 10. Stratigraphische Übersicht für das Känozoikum (Zeitscheiben 6, 7 und 8).

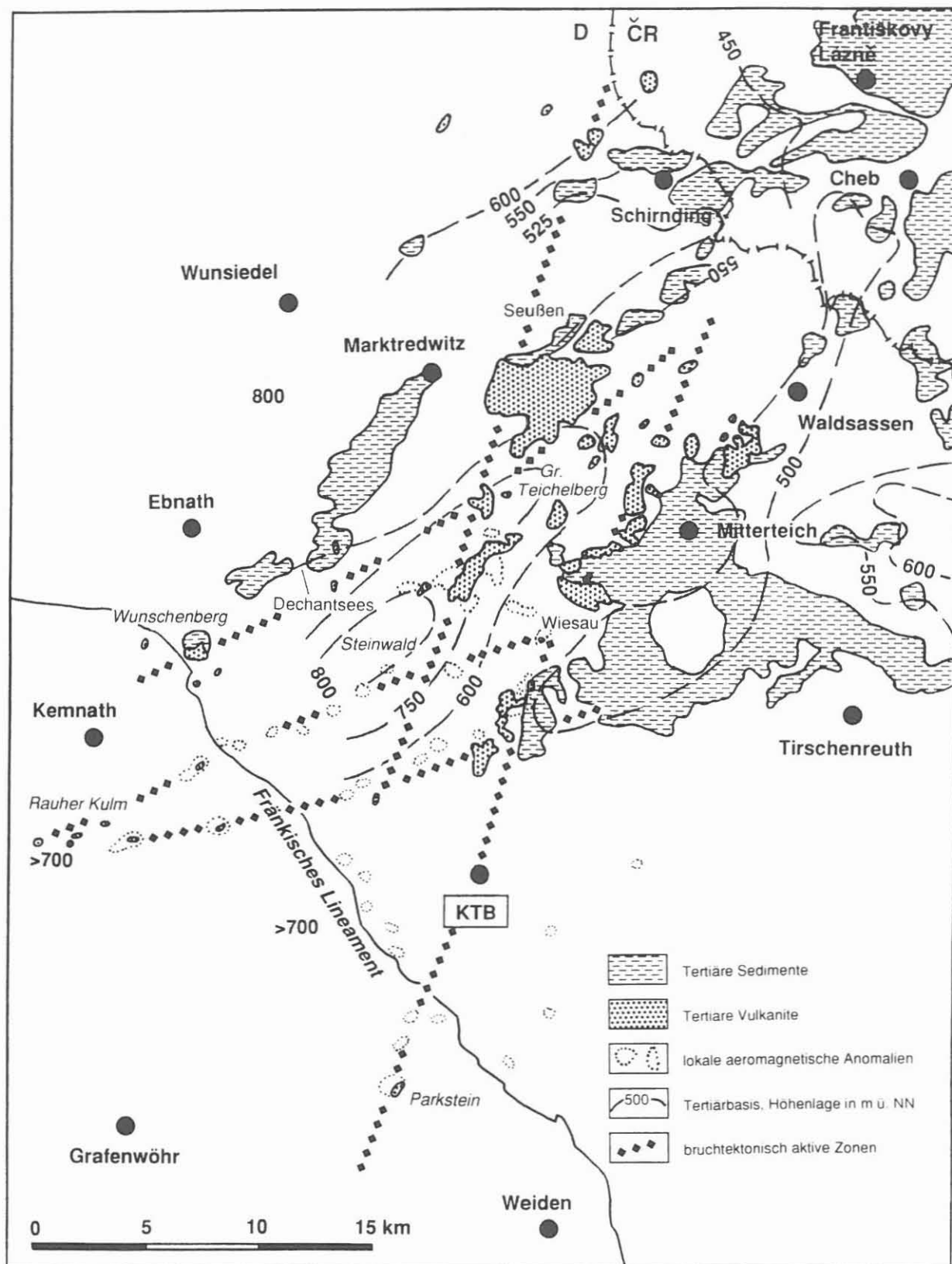
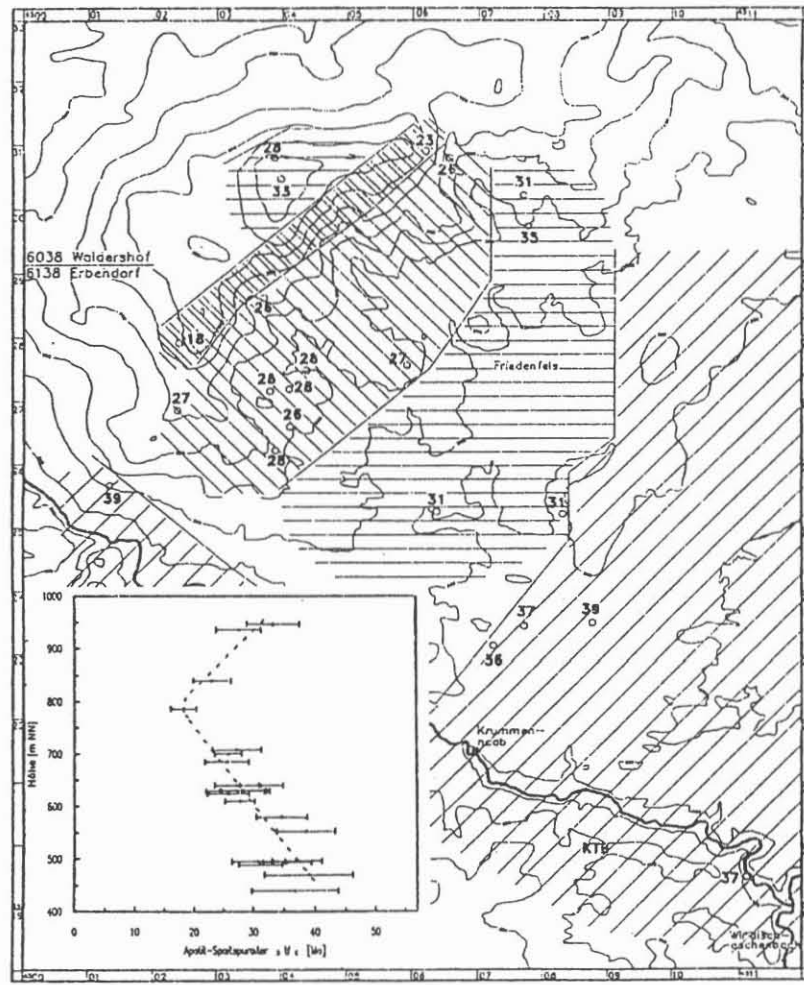
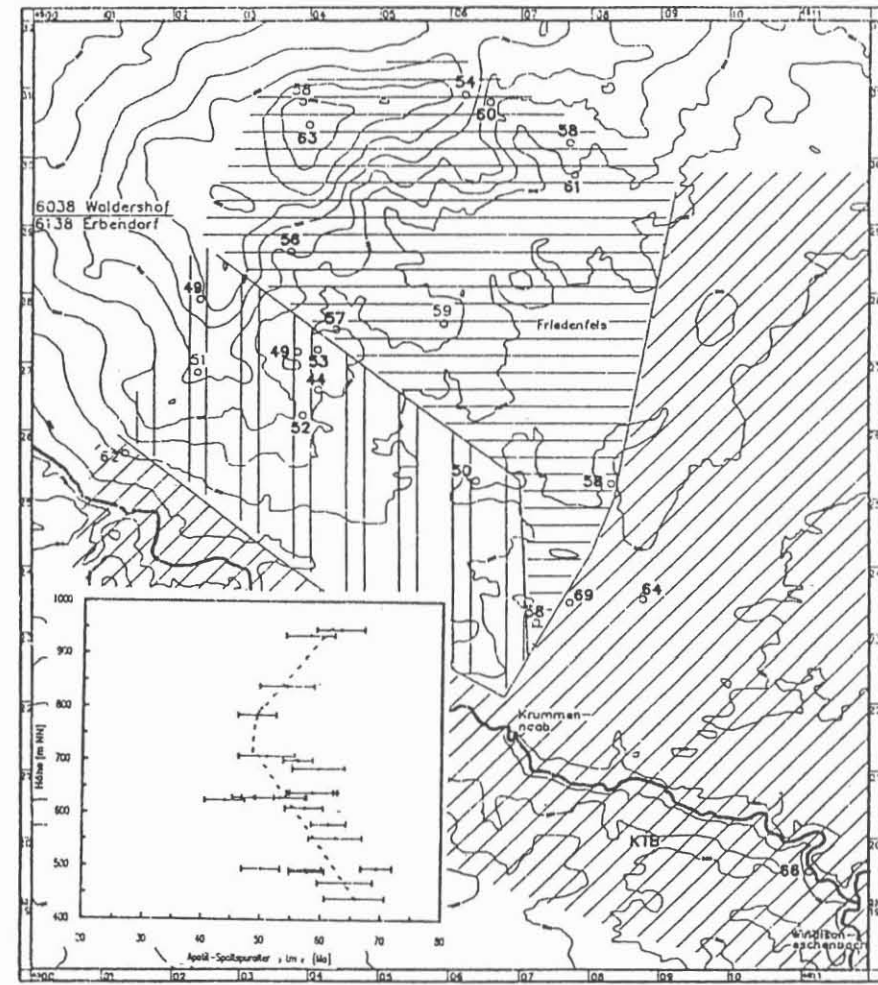


Abb. 11. Verbreitung und Höhenlage tertiärer Sedimente und Vulkanite in der nördlichen Oberpfalz (größtenteils nach SCHRÖDER 1992). Zusätzlich zu den kartierten Basaltvorkommen ergeben lokale aeromagnetische Anomalien Hinweise auf weitere Basaltvorkommen. Bruchtektonisch aktive NNE-SSW- und ENE-WSW-Zonen dienten als Förderspalten.



tektonische Blöcke: A B C D



tekt. Block I tekt. Block II tekt. Block III

Abb. 12. Apatit-Spaltspuralter und ihre räumliche Variation im Steinwaldgebiet.

links: ca. 60°C-Abkühlalter; aus dem weiteren KTB-Umfeld mit Altern zwischen 39 und 36 Ma (Block A) ragt das junge Hebungsbereich des Steinwaldes heraus, das eine Altersabnahme von SE nach NW aufweist (B: 31-35 Ma; C: 26-29 Ma; D: 18-23 Ma).
 rechts: ca. 100°C-Abkühlalter; das Steinwaldgebiet grenzt sich gegenüber dem restlichen KTB-Umfeld (Block I, 62-69 Ma) durch deutlich jüngere Alter ab und weist selbst ein Altersgefälle von NE nach SW auf. Es lassen sich zwei Blöcke mit Altern von 45-63 Ma (Block II) und 44-53 Ma (Block III) abgrenzen, die durch eine NW-SE-verlaufende Bruchlinie getrennt werden (aus: BISCHOFF et al. 1993, BISCHOFF 1994).

1993). In den Sedimenten des Mitterteicher Beckens belegen jedoch eingeschaltete Tuffit-Horizonte einen synsedimentären Vulkanismus (STETTNER 1992).

Die heutige Höhenlage der Basis der tertiären Sedimente sowie der Basaltdeckenreste in der nördlichen Oberpfalz (Abb. 11) läßt differenzielle postbasaltische Schollenbewegungen in der Größenordnung von mehreren 100 m erkennen (vgl. SCHRÖDER 1992). Für das Gebiet Steinwald - Großer Teichelberg, begrenzt von den Bruchzonen nördlich des Steinwaldes und des Mitterteicher Beckens im SE, ist die postbasaltische Hebung durch die Verteilung der Apatit-Abkühlalter gut dokumentiert (BISCHOFF et al. 1993, Abb. 12). Die räumliche Verteilung der 60°C-Abkühlalter zeichnet das zur Zeit der Hebung aktive Bruchmuster nach. Die Heraushebung des Steinwaldes erfolgte nach Ergebnissen geomorphologischer und morphotektonischer Untersuchungen (BISCHOFF et al. 1993) vermutlich am Ende des hier betrachteten Zeitraumes und korreliert mit der Heraushebung des Erzgebirges entlang der Erzgebirgsstörung (> 500 m). Für den Bereich der Bohrlokation zeigen Elektronenspinresonanz-Untersuchungen an Quarzen (EPR, AGEL et al. 1993) erhöhte Hebungsraten um 26 - 27 Ma bzw. 20 Ma. Eine besonders starke Hebung vor rund 20 Ma Jahren korreliert mit der Heraushebung des Steinwaldes.

Für die Erfassung der Kinematik der Störungstektonik während Zeitscheibe 7 können aufgrund der ungünstigen Aufschlußverhältnisse Daten nur in den basaltischen Eruptiva erhoben werden. In Südthüringen und Nordostbayern deutet das *en echelon*-Verteilungsmuster basaltischer Gangschwärme eine Platznahme der Gänge in einem extensiven *strike slip*-System an (PETEREK et al. 1994), das durch dextrale Bewegungen an den NW-streichenden Hauptschollengrenzen gekennzeichnet war (RAUCHE & FRANZKE 1990). Eine dabei etwa NNE-SSW-orientierte Hauptnormalspannung σ_1 wäre zu den jüngsten Kompressionen im alpinen Orogen kompatibel (vgl. ZIEGLER 1987, 1993).

Zeitscheibe 8: mittleres Miozän bis heute (16 Ma ... rezent)

Mit dem mittleren Miozän beginnt die Ausgestaltung der heutigen Reliefformen. Im Bereich des Fichtelgebirges und des Steinwaldes werden die älteren Bruchstörungen, die oligo-/miozänen Sedimente sowie die Basalte von markanten Abtragungsflächen ("Rumpfflächen") geschnitten, deren Entwicklung vermutlich bis in das Pliozän hinein anhält (vgl. bereits WURM 1961, LOUIS 1984). Das Fichtelgebirge und wohl auch der Steinwald waren zu diesem Zeitpunkt bereits herausgehoben, da sich über die oben genannten Abtragungsflächen Fußflächen an den Massivrändern entwickeln (PETEREK, unpubl.).

In der südlichen Oberpfalz (südlich der Luhe-Linie) wurden in über 100 m (maximal 300 m) eingetieften Rinnen des miozänen Naabsystems (20 - 8 Ma, vgl. HECKHOFF-WACHMANN 1993) fluviatile Sedimente (Tone, Sande, Schotter) abgelagert. Aus dem Naabtal-Tertiär werden vereinzelt synsedimentäre Bewegungen beschrieben (z.B. BAUBERGER & STREIT 1982). Im wesentlichen sind die diskordant über den älteren Schollenbau hinweggreifenden Sedimente bzw. das von ihnen überlagerte Relief von jüngeren tektonischen Bewegungen jedoch unbeeinflusst (vgl. SCHRÖDER 1992, MENZEL & SCHRÖDER 1994).

Nördlich der Luhe-Linie dauern die Schollenbewegungen dagegen noch im jüngeren Tertiär, vermutlich sogar bis in das Quartär hinein an. Hinweise darauf geben u.a. störungsbedingte

Versetzungen postbasaltisch (mio-/pliozän) gebildeter Abtragungsflächen um mehrere 10 m (z.B. STETTNER 1989, 1992). Im östlichen Fichtelgebirge und östlich anschließendem Becken von Eger sind derartige Schollenbewegungen besonders markant (PETEREK, unpubl.). Im nahen Umfeld der Tiefbohrung spiegeln die morphologischen Gegebenheiten ebenfalls sehr intensive junge Hebungen und Senkungen in ähnlicher Größenordnung wider. Bereiche unterschiedlicher Hebung werden durch mehr oder weniger deutlich ausgeprägte lineare Strukturen begrenzt. Besonders weit herausgehobene Einheiten sind das südwestliche Fichtelgebirge, das Kösseine-Massiv, der Steinwald, der Hessenreuther Forst sowie kleinere Areale bei Kirchendemenreuth und südöstlich Weiden. Teilweise wurden offensichtlich synbasaltische Strukturen wiederbenutzt. N-S-Strukturen treten deutlich in Erscheinung und auch das Fränkische Lineament war erneut aktiv.

Junge tektonische Blockbewegungen werden westlich des Fränkischen Lineaments beispielsweise durch die postmiozäne Hebung von Schotterterrassen im Bereich des Hessenreuther Forstes deutlich (BISCHOFF et al. 1993). Jungtertiäre bis rezente Bewegungen sind für die Marienbader Störung nachweisbar (MALKOWSKY 1987, GRÜNTAL et al. 1990). Hierauf weisen u.a. die an die Störung gebundenen Vorkommen jungtertiärer Sedimente und ausgeprägt junge morphologische Formen. Rezent gehört die Marienbader Störung und ihre nördliche Verlängerung zu den seismisch aktivsten Zonen im KTB-Umfeld (GRÜNTAL et al. 1990, KÄMPF et al. 1992).

Die jüngsten, zeitlich nicht zu differenzierenden Bewegungsaktivitäten im Grundgebirge sind durch horizontale Dehnung ($\sigma_1 = \sigma_v$) zu erklären (ZULAUF 1993; Abb. 2). Fehlende Zeitmarken lassen eine Gliederung der jungen Bewegungsincremente im Unterbau-Areal nicht zu. Die scheinbar allseitige horizontale Dehnung kann als Ergebnis der Überlagerung zeitlich differenzierter Störungsaktivität gedeutet werden. Bessere Hinweise auf die Kinematik der postbasaltischen Störungstektonik lassen sich dagegen aus den basaltischen Eruptiva gewinnen (vgl. SCHRÖDER et al. 1994; Abb. 3, 13). NE-SW-streichende *dip-slip*-Abschiebungen in den Schlotbrekzien und Gangfüllungen belegen eine NW-SE-Krustendehnung (PETEREK et al. 1994). Jüngere, steile Abschiebungen repräsentieren ein zweites Verformungsincrement in den Basalten und deuten auf eine ENE-WSW- bis NE-SW-Dehnung. Die jüngste Reaktivierung älterer Scherflächen in den Basalten stellen blattverschiebende Bewegungen mit einer Orientierung der Hauptnormalspannung σ_1 in NNE-SSW- bis N-S-Richtung dar. Dies deutet möglicherweise einen Übergang in das rezente Stressfeld im Umfeld der KTB-Lokation an, das bis in Tiefen von 6000 m durch eine subhorizontale Position der Hauptnormalspannung σ_1 in NNW-Richtung und eine subvertikale Lage von σ_2 gekennzeichnet ist (BAUMGÄRTNER et al. 1990, MASTIN et al. 1991). Die im KTB-Bohrprofil ermittelte Lage der Hauptnormalspannungen entspricht dem aus Herdflächenlösungen und Hydrofrac-Experimenten konstruiertem Verlauf der Trajektorien am Westrand des Böhmisches Massivs (GRÜNTAL & STROHMEYER 1992).

Schlußbetrachtungen

Die spät- und postvariszische Tektonik im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung ist durch eine mehrphasige Entwicklung gekennzeichnet. Die heutige Strukturierung der weiteren Bohrungsumgebung sowie Aktivitäten an den Hauptstörungslinien (u.a. dem Fränkischen Lineament) lassen sich dabei spätestens mit Anlage der Permokarbon-Becken (z.B. Naab-

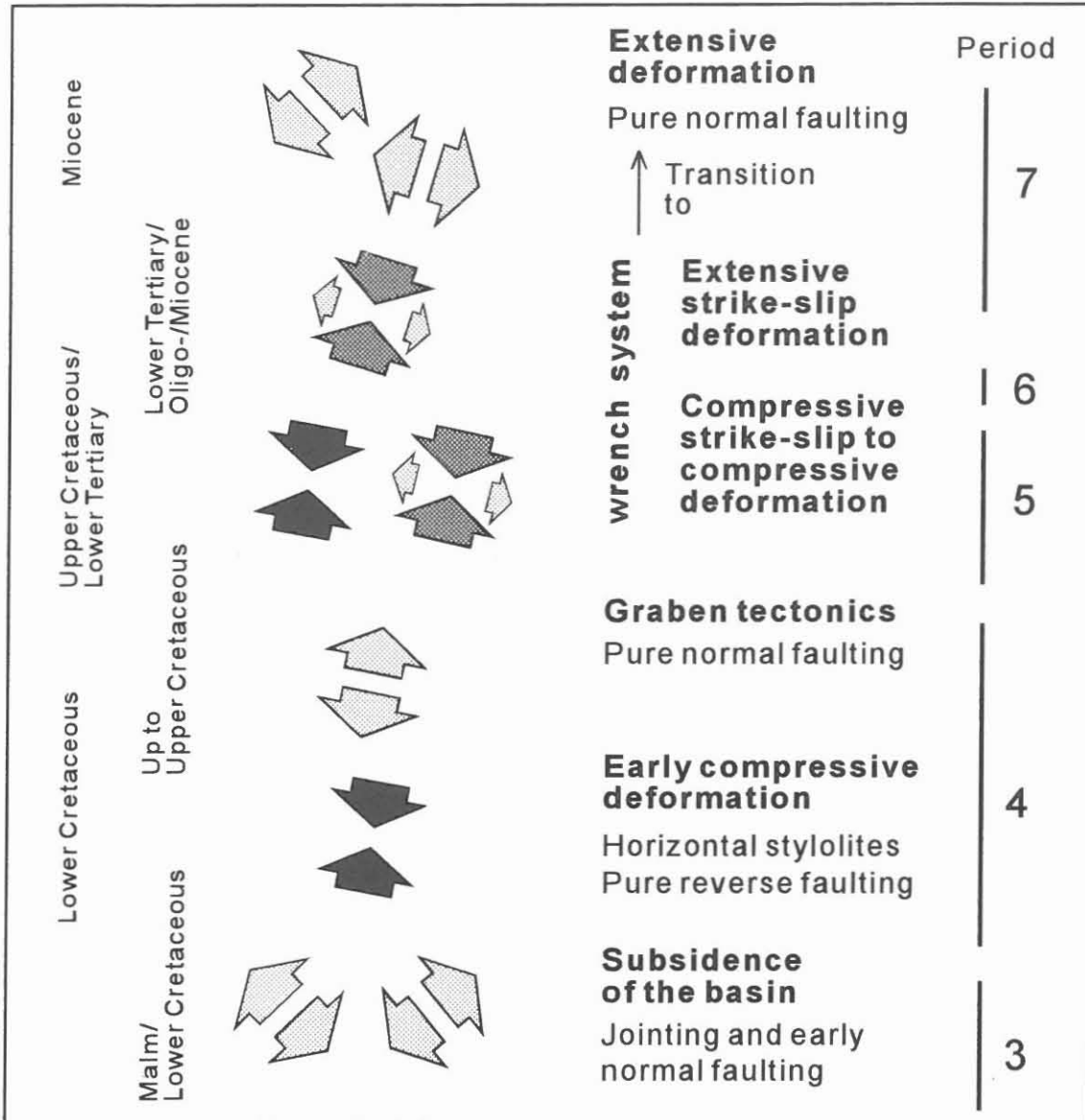


Abb. 13. Paläospannungsrichtungen und Deformationsregime zwischen dem höheren Malm und dem Miozän (verändert nach: PETEREK et al. 1994).

Trog, SCHRÖDER 1987) erkennen. Wiederholte Phasen sehr rascher und im km-Bereich liegender vertikaler Blockbewegungen (Permokarbon, tiefere Trias, Unter- und Oberkreide) sind mit horizontaler Kompression korrelierbar. Die mit Beginn des Zechsteins einsetzende Subsidenz der Süddeutschen Scholle, teilweise aber auch östlich angrenzender Bereiche des Böhmisches Massivs, kennzeichnet eine länger andauernde, in der tieferen Trias und der Unterkreide unterbrochene überregionale Krustendehnung (vgl. ZIEGLER 1987, 1993). Die bereits erstmalig in der Unterkreide nachweisbare und in der Oberkreide/Alttertiär ihren Höhepunkt findende Inversionstektonik ist mit der Entwicklung im alpinen Orogen verknüpft (vgl. ZIEGLER 1987, 1993). Gleiches gilt für das erneute Aufleben starker tektonischer Aktivität und differenzierter Blockbewegungen im weiteren Umfeld der KTB-Lokation im Oligo-/Miozän.

Die spät- und postvariszische Tektonik im Umfeld der KTB-Lokation wird entscheidend durch deren strukturelle Position unmittelbar am Westrand des Böhmisches Massivs geprägt. Im Bereich der Großschollengrenze zwischen Böhmischem Massiv und Süddeutscher Scholle (= Fränkisches Lineament) dominieren vertikale Bewegungen (vgl. SCHRÖDER et al. 1992, 1994, PETEREK et al. 1994). Die mehrfach in Erscheinung tretende NNE-SSW- bis N-S-Orientierung der Hauptnormalspannung σ_1 schräg zu den überwiegend NW-SE-streichenden Störungslinien bedingt einen schrägen (dextralen) Bewegungsanteil. Dieser führt in den Schollen zwischen übergeordneten Hauptstörungslinien zu dextraler transpressiver Deformation. Abb. 13 faßt nochmals Paläospannungsrichtungen und tektonische Deformationsregime zwischen dem höheren Malm und dem mittleren Tertiär zusammen. Hervorzuheben ist die ab der tieferen Unterkreide bis in das Tertiär konstante Raumlage der horizontalen Hauptnormalspannungen. Die Permutation der minimalen, mittleren und maximalen Stressachsen erzeugt dabei die unterschiedliche Kinematik der Bewegungen.

Die strukturelle Entwicklung des Fränkischen Lineaments selbst hat in jüngerer Zeit eine Deutung durch DUYSER et al. (1994) erhalten, die mit der hier vorgestellten zeitlichen und kinematischen Entwicklung vereinbar erscheint. Die aus den verschiedenen Spaltspur-Altersspektren ableitbare kumulative Hebung seit der tieferen Trias beträgt für den Bohrungsbereich ca. 9 - 10 km (vgl. COYLE & WAGNER 1994). Unter Berücksichtigung auch permokarboner Hebung um mehrere km ergibt sich damit eine Größenordnung, die etwa im Bereich der von MAIER & STÖCKHERT (1992) ermittelten Intrusionstiefe des Falkenberger Granits liegt. Unter der Annahme einer einfachen Blockhebung im Bereich der KTB-Lokation wären Bohransatzpunkt und entsprechend das gesamte Bohrprofil bei einem angenommenen paläogeothermischen Gradienten von 30° C/km während des Permokarbons im Temperaturbereich 300 bis 600°C positioniert. Dies ist jedoch mit den relativ einheitlich über das gesamte Bohrprofil verteilten K/Ar-Abkühlaltern für Muskovit (ca. 350° C) um 370 Ma (KREUZER et al. 1993, WEMMER & AHRENDT 1994) nicht vereinbar. DUYSER et al. (1994) gehen daher von einer mehrfachen Krustenstapelung an subparallelen und das Bohrprofil schneidenden Aufschiebungen aus ("antiformal stacking"). Das Fränkische Lineament fungierte dabei als frontale Rampe und die sukzessive Krustenverdickung wurde durch wiederholte Abtragungsvorgänge kompensiert. Mit diesem Modell könnte auch die große vertikale Reichweite der Prehnit-Aktinolith-Fazies im Bohrprofil erklärt werden. Einschränkend ist allerdings zu erwähnen, daß eine großmaßstäbliche Profilverdoppelung bisher nur für die o.g. Altenparkstein-Störung als nachgewiesen gelten kann. Die Hauptphase der Aufschiebungsvorgänge dürfte mit den an das Ende der Zeitscheibe 5 (höhere Oberkreide - Paleozän) zu stellenden Inversionsprozessen identisch sein.

Literatur

- AGEL, A., SCHERER, T. & HAFNER, S.S. (1993): Bestimmung von Hebungsraten mit Hilfe von EPR-Untersuchungen an Quarz.— 6. Kolloq. DFG Schwerpunktprogramm, 1.4.-2.4.1993, Gießen, Abstract-Band: 116-119.
- ANDREAS, D. (1988): The Structural Dual Character of the Rotliegendes in the Thuringian Forest and its Surroundings.— *Z. geol. Wiss.*, **16**: 979-992, Berlin.
- ANDREAS, D., JUNGWIRTH, J. & WUNDERLICH, J. (1992): Die strukturelle Entwicklung des Thüringer Waldes und seiner Vorländer.— *Geol. Bl. NO-Bayern*, **42**: 109-126, Erlangen.
- BAUBERGER, W. & STREIT, R. (1982): Geologische Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 6538 Schmidgaden, mit Erläuterungen.— Bayerisches Geologisches Landesamt, München.

- BAUMGÄRTNER, J., RUMMEL, F. & ZOBACK, M.D. (1990): Hydraulic fracturing in situ stress measurements.— KTB-Report, **90/6**: 353-400, Hannover.
- BERGER, K. (1981): Trias nördlich der Alpen - Keuper.— In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500.000, 3. Aufl.: 49-54, München (Bayer. Geol. Landesamt).
- BISCHOFF, R. (1994): Morphotektonische Entwicklung des Steinwaldgebietes (NE-Bayern) - Ergebnisse von Apatit-Spaltspuranalysen.— *Geologica Vavarica*, **98**: 97-117, München.
- BISCHOFF, R., SEMMEL, A. & WAGNER, G.A. (1993): Fission-track analysis and geomorphology in surroundings of the drill site of the German Continental Deep Drilling Project (KTB)(Northeast Bavaria).— *Z. Geomorph. N.F., Suppl.*, **92**: 127-143.
- BÜLTEMANN, H.W. & HOFMANN, R. (1986): Die Mineralisation des mittleren Bayerischen Pfahls.— *Geol. Jb., D* **83**: 3-48, Hannover.
- COYLE, D. & WAGNER, G.A. (1994): Fission-track investigations on sphene from the KTB Deep Drilling Project (Germany): Post-Permian cooling history and in situ annealing.— KTB-Report (im Druck).
- DILL, H. (1990): Stratigraphie und Lithologie des Permokarbons im Weidener Becken (NO-Bayern, B. R. Deutschland).— *Z. dt. geol. Ges.*, **141**: 31-47, Hannover.
- DOBEN, K. (1965): Über Harnische im Malm der östlichen Frankenalb.— *Geologica Bavarica*, **55**: 210-215, München.
- DUYSTER, J., DE WALL, H. & ZULAUF, G. (1994): 9101 m Profile in the Superdeep Well KTB. Where are the Depth-Dependent Gradients?— KTB-Report, **94-2** (im Druck).
- EMMERT, U. (1981): Perm nördlich der Alpen. Rotliegendes.— In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500.000, 3. Aufl.: 34-37, München (Bayer. Geol. Landesamt).
- GROMES, N. (1980): Geologische und mikrothermometrische Untersuchungen zur Mineralisation des Bayerischen Pfahles.— Dipl.-Arbeit, Universität Göttingen, Göttingen.
- GRÜNTAL, G., SCHENK, V., ZEMAN, A. & SCHENKOVA, Z. (1990): Seismotectonic model for the earthquake swarm of 1985 - 1986 in the Vogtland/West Bohemia focal area.— *Tectonophysics*, **174**: 369-383, Amsterdam.
- GRÜNTAL, G. & STROHMEIER, R. (1992): The recent crustal stress field in Central Europe: Trajectories and Finite Element Modelling.— *J. Geophys. Res.*, **97/B8**: 11805-11820.
- HANTKE, R. (1993): Flußgeschichte Mitteleuropas.— 459 S., Stuttgart (Enke).
- HECKHOFF-WACHMANN, P. (1993): Känozoische Hebungs-/Abtragungsgeschichte zwischen Egergraben und Naabtaltertiär.— Diss. Univ. Bochum.
- HELMKAMPF, K.E., KUHLMANN, J. & KAISER, D. (1982): Das Rotliegende im Randbereich der Weidener Bucht.— *Geologica Bavarica*, **83**: 167-186, München.
- HELMKAMPF, K.E. & WAEBER, L. (1983): Das Rotliegende in der Schmidgadener Senke (Opf.).— *Geol. Bl. Nordostbayern*, **33**: 29-64, Erlangen.
- HIRSCHMANN, G. (1994): The KTB location and models of the crustal structure.— KTB Report, **94-2** (im Druck).
- HOFMANN, R. (1962): Die Tektonik des Bayerischen Pfahls.— *Geol. Rundsch.*, **52**: 332-355, Stuttgart.
- HORN, P., KÖHLER, H. & MÜLLER-SOHNIS, D. (1986): Rb-Sr-Isotopengeochemie hydrothermaler Quarze des Bayerischen Pfahles und eines Flussspat-Schwespat-Ganges von Nabburg-Wölsendorf/Bundesrepublik Deutschland.— *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, **58**: 259-272, Amsterdam (Elsevier).
- HUCKENHOLZ, H.G. & KUNZMANN, T. (1993): Tertiärer Vulkanismus im bayerischen Teil des Egergrabens und des mesozoischen Vorlandes.— *Beih. z. Eur. J. Mineral.*, **5**: 1-34, Stuttgart.
- JACOBS, J., HEJL, E., VAN DEN HAUTE, P. & WAGNER, G.A. (1993): A preliminary tectono-thermal model for the KTB deduced from apatite, zircon and sphene fission-track analysis.— KTB-Report, **93/2**: 125-128, Hannover.
- JUNG, W., KNOBLOCH, E. & KAVACEK, Z. (1971): Makrofloristische Untersuchungen im Braunkohlentertiär der Oberpfalz.— *Mitt. Bayer. Staatssammlung Paläont. hist. Geol.*, **11**: 223-249, München.
- KÄMPF, H., BRÄUER, K., KOCH, U., MALKOWSKY, M., STRAUCH, G., WEINLICH, F.H. & WEISE, S. (1992): Vulkanismus - Mineralwässer - Seismizität im Bereich der Marienbader Störungszone.— In: BANKWITZ, P., KÄMPF, H. & BIELEFELD, E. (Hrsg.): *Münchberger Gneismasse und ihr geologischer Rahmen.*— *Exkursionführer Ges. für Geowiss.*: 99-126, Berlin.
- KLARE, B. (1989): Gliederung und Paläogeographie des Buntsandsteins im Ostteil der Süddeutschen Scholle.— Diss. Univ. Bochum.
- KLARE, B. & SCHRÖDER, B. (1986): Fault-bounded Lower Triassic alluvial-fan deposits at the western border

- of the Bohemian Massif (BM).— Int. Ass. of Sedimentologists, 7th Regional meeting on Sedimentology, Abstract Volume: 95-96, Krakow.
- KLARE, B. & SCHRÖDER, B. (1990): Extreme Randfazies der Oberkreide vor der ZEV.— KTB-Report, **90/4**: 300-309, Hannover.
- KNOBLOCH, E. (1971): Die tertiäre Flora von Seußen und Pilgramsreuth in Nordbayern.— Erlanger geol. Abh., **87**: 1-20, Erlangen.
- KNOBLOCH, E. (1973): Gedanken zu einigen gemeinsamen Entwicklungstendenzen der Kreide und des Tertiärs der Oberpfalz und in Südböhmen sowie in angrenzenden Gebieten.— Geol. Bl. NO-Bayern, **23**: 163-175, Erlangen.
- KÖRBER, E. & ZECH, W. (1984): Zur Kenntnis tertiärer Verwitterungsreste in der Oberpfalz und ihrer Umgebung.— Relief, Boden, Paläoklima, **3**: 67-150, Berlin/Stuttgart.
- KOPECKY, L. (1978): Neoidic taphrogenic evolution and young volcanism of Bohemian Massif.— Sbor. geol. Ved. Geol., **31**: 91-107.
- KREUZER, H., HENJES-KUNST, F., SEIDEL, E., SCHÜBLER, U. & BÜHN, B. (1993): Ar-Ar spectra on minerals from KTB and related medium-pressure units.— KTB-Report, **93/2**: 133-136.
- LOUIS, H. (1984): Zur Reliefentwicklung der Oberpfalz.— Relief, Boden, Paläoklima, **3**: 1-66, Berlin/Stuttgart.
- LÜTZNER, H. (1988): Sedimentology and basin development of intramontane Rotliegend Basins in Central Europe.— Z. geol. Wiss., **16**: 845-863, Berlin.
- LÜTZNER, H. & BENEK, R. (1988): Rotliegendes Thüringer Wald.— In: BANKWITZ, E. (Hrsg.): Klassische geologische Gebiete in Mitteleuropa. Exkursionsführer Zentralinstitut für Physik der Erde: 154-179, Potsdam.
- MAIER, M. & STÖCKHERT, B. (1992): Conditions of Crystallization and Deformation of the Falkenberg Granite/Eastern Bavaria, Germany.— KTB-Report, **92-4**: 277-286, Hannover.
- MAIER, M. (1994): Intrusion und Verformung des Falkenberger Granits im Nordosten der Kontinentalen Tiefbohrung von Deutschland (KTB).— 228 S., Diss. Univ. Bochum.
- MALKOWSKY, M. (1987): The Mesozoic and Tertiary basins of the Bohemian Massif and their evolution.— Tectonophysics, **137**: 31-42, Amsterdam.
- MASTIN, L.G., HEINEMANN, B., KRAMMER, A., FUCHS, K. & ZOBACK, M.D. (1991): Stress orientation in the KTB pilot hole determined from wellbore breakouts.— Sci. Drill, **2**: 1-12.
- MATERN, F. (1993): Schersinnwechsel vom Oberkarbon bis zur Untertrias in der ostbayerischen Seitenverschiebungszone.— 9. Rundgespräch: "Geodynamik des Europäischen Variszikums", Werningerode/Harz, 15./16.10.1993, Abstract-Band: 19, Halle.
- MENZEL, D. & SCHRÖDER, B. (1994): Geologische Kriterien zur Unterbau-Exhumierung im Naab-Gebirge.— KTB-Report, **94-3** (dieser Band).
- MEYER, R.K.F. (1981): Kreide nördlich der Alpen.— In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500.000, 3. Aufl.: 68-70, München (Bayer. Geol. Landesamt).
- MEYER, R.K.F. (1989): Die Entwicklung der Pfahl-Störungszone und des Bodenwöhrer Halbgrabens auf Blatt Wackersdorf (mit einem geophysikalischen Beitrag von K. Bader).— Erlanger. geol. Abh., **117**: 1-24, Erlangen.
- MEYER, R.K.F. & SCHMIDT-KALER, H. (1981): Jura nördlich der Alpen - Malm.— In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500.000, 3. Aufl.: 62-68, München (Bayer. Geol. Landesamt).
- MÜLLER, M. (1994): Neue Vorstellungen zur Entwicklung des Nordostbayerischen Permokarbon-Trogs aufgrund reflexionsseismischer Messungen in der Mittleren Oberpfalz.— Geol. Bl. NO-Bayern, **44**: 195-224, Erlangen.
- PETEREK, A., MAIER, M., BANKWITZ, P., BANKWITZ, P., FRANZKE, H.-J., RAUCHE, H. & SCHRÖDER, B. (1993): Contribution to the late- and post-Variscan Tectonic Evolution of the Western Margin of the Bohemian Massif.— KTB-Report, **93/2**: 107-111, Hannover.
- PETEREK, A., RAUCHE, H., SCHRÖDER, B., FRANZKE, H.-J., BANKWITZ, P. & BANKWITZ, E. (1994): Spätmesozoisch-känozoische tektonische Entwicklung am SW-Rand der Böhmisches Masse.— Göttinger Arb. Geol. Paläont., **Sb1**: 174-176, Göttingen.
- PFEFFER, K.-H. (1989): The Karst Landforms of the Northern Franconian Jura between the Rivers Pegnitz and Vils.— Catena Supplement, **15**: 253-260, Cremlingen.
- RAUCHE, H. & FRANZKE, H.J. (1990): Stress field evolution at the northern part of the South German Block of the territory of the GDR.— Gerlands Beitr. Geophysik, **99**: 441-461, Leipzig.
- SCHNITZER, W.A. (1957): Die Lithologie und Paläogeographie des Buntsandsteins am Westrand der Böhmi-

- schen Masse.— Erlanger geol. Abh., **24**: 1-130, Erlangen.
- SCHRÖDER, B. (1968): Zur Morphogenese im Ostteil der Süddeutschen Scholle.— Geol. Rdsch., **65**: 34-54, Stuttgart.
- SCHRÖDER, B. (1978): Fränkische Schweiz und Vorland.— Sammlung Geologischer Führer, **50**: 86 S., Berlin-Stuttgart (Borntraeger).
- SCHRÖDER, B. (1987): Inversion tectonics along the western margin of the Bohemian Massif.— Tectonophysics, **137**: 93-100, Amsterdam.
- SCHRÖDER, B. (1988): Outline of the Permo-Carboniferous basin at the western margin of the Bohemian Massif.— Z. geol. Wiss., **16**: 993-1001, Berlin.
- SCHRÖDER, B. (1992): Post-Hercynian fault block activities in the basement area near KTB-Drilling Site.— KTB-Report, **92/4**: 287-294, Hannover.
- SCHRÖDER, B. (1994): Cenozoic degradation history at the western margin of the Bohemian Massif.— KTB-Report, **94-3** (dieser Band), Hannover.
- SCHRÖDER, B., BANKWITZ, P., FRANZKE, H.-J. & BANKWITZ, E. (1992): Die Fränkische Linie und ihr geologischer Rahmen.— In: BANKWITZ, P., KÄMPF, H. & BIELEFELD, E. (eds.): Münchberger Gneismasse und ihr geologischer Rahmen.— Exkursionführer Ges. für Geowiss.: 99-126, Berlin.
- SCHRÖDER, B., BANKWITZ, P., PETEREK, A., RAUCHE, H., FRANZKE, H.-J. & BANKWITZ, E. (1994): Spät- und postvariskische tektonische Entwicklung am SW-Rand der Böhmisches Masse.— Unpubl. DFG-Bericht, Bochum.
- SCHWARZMEIER, J. (1981): Trias nördlich der Alpen - Buntsandstein.— In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500.000, 3. Aufl.: 41-46, München (Bayer. Geol. Landesamt).
- SIRCH, M. (1988): Geologisch-petrographische Untersuchungen westlich von Erbdorf (Oberpfalz).— Dipl.-Arb., 165 S., Univ. München.
- SOBANSKI, R. (1988): Geologie und Geochemie tertiärer Verwitterungsprodukte in NE-Bayern.— 166 S., Diss. Univ. Hamburg.
- STETTNER, G. (1989): Geologische Kartierungen im engen und weiteren Umfeld der Tiefbohrung, Beispiele und deren Auswertung in Beziehung zum Profil der Vorbohrung und das Vorhaben einer geologischen KTB-Umfeldkarte 1:10.000.— KTB-Report, **89/3**: 10-23, Hannover.
- STETTNER, G. (1992): Geologie im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung, Oberpfalz.— 240 S., München.
- TILLMANN, H., TREIBS, W. & ZIEHR, H. (1963): Geologische Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 6537 Amberg, mit Erläuterungen.— Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- VELD, H. (1987): Palynological characterization of a Rotliegend deposit at Weiden.— Stuifmail, **5**: 23-32, Utrecht.
- VELD, H. & KERP, H. (1992): Aspects of Permian palaeobotany and palynology XIII. On the Stephanian age of a Rotliegend deposit near Weiden, Oberpfalz, Germany.— N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **6**: 369-384, Stuttgart.
- VERCOUTERE, C. (1994): The thermotectonic history of the Brabant Massif (Belgium) and the Naab Basement (Germany): an apatite fission track analysis.— Diss. Univ. Gent.
- VIERNSTEIN, M. (1987): Flußspat.— Geologica Bavarica, **91**: 95-100, München.
- WAGNER, G.A., HEJL, E., VAN DEN HAUTE, P. & VERCOUTERE, C. (1991): Spaltspuruntersuchungen am Kern der KTB-Vorbohrung und an Umfeldgesteinen.— KTB-Report, **91/1**: 259-268, Hannover.
- WAGNER, G.A., VAN DEN HAUTE, P. & HEJL, E. (1989): Apatit-Spaltspuruntersuchungen an Gesteinen der KTB-Vorbohrung: Ein Beitrag zur spätkretazischen und tertiären Hebungsgeschichte.— KTB-Report, **89/9**: 207-215, Hannover.
- WAGNER, G.H. (1958): Über Klüfte und Horizontalstylolithen in Süddeutschland.— Z. dt. geol. Ges., **109**: 276-279, Hannover.
- WAGNER, G.H. (1967): Druckspannungsindizien in den Sedimenttafeln des Rheinischen Schildes.— Geol. Rdsch., **56**: 906-913, Stuttgart.
- WELZEL, B. (1991): Die Bedeutung von K-/Ar-Abkühlaltern an detritischen Muskoviten für die Rekonstruktion tektonometamorpher Einheiten im orogenen Liefergebiet - ein Beitrag zur Frage der variskischen Krustenentwicklung in der Böhmisches Masse.— Göttinger Arb. Geol. Paläont., **49**: 61 S., Göttingen.
- WELZEL, B., AHRENDT, H., BEHR, H.-J., SCHRÖDER, B. & WEBER, K. (1992): Die Bedeutung von K-/Ar-Datierungen an detritischen Muskoviten für die Rekonstruktion tektonometamorpher Einheiten im erweiterten KTB-Lokationsgebiet.— KTB-Report, **92/4**: 373-397, Hannover.
- WEMMER, K. (1991): K/Ar-Altersdatierungsmöglichkeiten für retrograde Deformationsprozesse im spröden und

- duktilen Bereich - Beispiele aus der KTB-Vorbohrung (Oberpfalz) und dem Bereich der Insubrischen Linie (N-Italien).— Göttinger Arb. Geol. Paläont., **51**: 63 S., Göttingen.
- WEMMER, K. & AHRENDT, H. (1994): Age determinations on retrograde processes and investigations on the blocking conditions of isotope systems of KTB rocks.— Ktb-Report, **94-2**, Hannover (im Druck).
- WURM, A. (1961): Geologie von Bayern - Frankenwald, Münchberger Gneismasse, Fichtelgebirge, Nördlicher Oberpfälzer Wald.— 555 S., Berlin (Borntraeger).
- ZIEGLER, P. A. (1987): Late Cretaceous and Cenozoic intra-plate compressional deformations in the Alpine foreland - a geodynamic model.— *Tectonophysics*, **137**: 389-420.
- ZIEGLER, P.A. (1993): Geodynamic model for Alpine intra-plate compressional deformation in Western and Central Europe.— In: COOPER, M.A. & WILLIAMS, G.D. (1993): *Inversion Tectonics*.— Geol. Soc. Spec. Public.: 63-85, London.
- ZULAUF, G. (1990): Spät- und postvariszische Deformationen und Spannungsfelder in der nördlichen Oberpfalz unter besonderer Berücksichtigung der KTB-Vorbohrung.— *Frankfurter geowiss. Arb., Serie A*, **8**: 285 S., Frankfurt.
- ZULAUF, G. (1992): Late to post-Variscan deformation phases and palaeostresses in the KTB pilot research well (Bohemian Massif, Germany).— *Tectonophysics*, **202**: 1-21, Amsterdam.
- ZULAUF, G. (1993): Brittle deformation events at the western border of the Bohemian Massif.— *Geol. Rundsch.*, **82**: 489-504, Berlin.

Bemerkungen zur Ausgangssituation und den Stadien der spätvariszischen Entwicklung aus regionaler Sicht

GOTTFRIED HIRSCHMANN

Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 2, D-30655 Hannover

Abstract

The late Variscan development is characterized by very complex processes of tectonic denudation, molasse sedimentation, block movements and magmatism. The paper briefly outlines some aspects of the sedimentary, tectonic and magmatic development of the transition period from the orogenic stage to the late Variscan time from a regional viewpoint (NW part of the Bohemian Massif) in order to contribute to a better understanding of the late Variscan events in the KTB area. The earlier stages (Upper Viséan - Lower Stefanian) are characterized by the formation of relatively small molasse basins and by the repeated intrusion of granitoids and dike rocks. The (Upper Stefanian-)Lower Permian time represents the main stage of molasse formation.

Einleitung

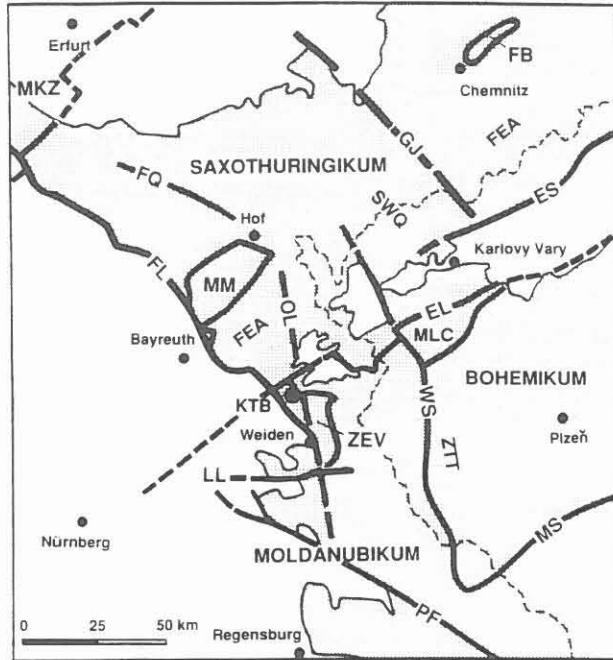
Die Spätstadien der variszischen Entwicklung sind in der Zentralzone des Orogens durch tektonische Denudation, vertikale und horizontale Schollenbewegungen, Bildung von Innenmolassen und einen ausgedehnten Magmatismus (Vulkanismus der Molassebecken, Granite, Ganggesteine) gekennzeichnet. Diese vielfätigen Vorgänge liefen z.T. mit erheblicher Geschwindigkeit ab und griffen vielfach eng ineinander, so daß nur in günstigen Fällen eine detaillierte Analyse möglich ist. Eine solche Analyse ist für das engere KTB-Umfeld wegen des Fehlens bzw. der ungenügenden stratigraphischen Gliederung der Sedimente und der Mehrfachaktivierung von Störungen nur sehr eingeschränkt möglich (vgl. PETEREK et al., dieser Band). Ein besseres Verständnis der Prozesse dieses Raumes ist durch ihre Einbindung in den größeren regionalen Rahmen zu erwarten. Dies erscheint insofern erfolgversprechend, als sich trotz der Wechselhaftigkeit der kontinentalen Bildungen und der generellen Korrelationsprobleme für größere zusammenhängende Gebiete einheitliche tektonische Impulse abzuzeichnen scheinen. Die nachfolgenden Ausführungen sollen als Diskussionsbeitrag zu einer solchen regionalen Analyse verstanden werden, ohne daß eine ausführliche Bewertung des in den einzelnen Regionalgebieten vorhandenen umfangreichen Kenntnisstandes möglich ist.

Orogene Ausgangssituation und Beginn der spätvariszischen Entwicklung

Die Hauptereignisse der variszischen Orogenese sind durch die mehrphasigen, mit transpressiver Deformation verbundenen Kollisionsvorgänge charakterisiert, die zum heutigen Nebeneinander der verschiedenen tektonometamorphen Einheiten (oder Terranes) geführt haben (Abb. 1). Die mittel- bis hochdruckmetamorphen Einheiten am Westrand des Bohemikums (Zone Teplá-Domažlice [ZTT], Komplex von Mariánské Lázně [MLC]), der Zone Erbsdorf-Vohenstrauß (ZEV), des Münchberger Massivs (MM) und des Frankenberger Kristallins (FB) befinden sich in der Nachbarschaft von Einheiten, die ihre metamorphe Prägung in wesentlich geringerer Krustentiefe erfahren haben (Moldanubikum, Saxothuringikum der nördlichen Oberpfalz) oder die sich durch eine nur niedriggradige Metamorphose auszeichnen (Frankenwälder und Mittelsächsisches Synklinorium in der Umgebung von MM und FB).

Abb.1 Übersichtskarte des Nordwestteils des Böhmisches Massivs. Orogene Ausgangssituation: tektonische Einheiten und wichtige Störungssysteme

Punktraster = Verbreitung von Grundgebirge und Permokarbon. EL = Erbdorf-Litoměřice-Störungszone, ES = Erzgebirgs-Störung, FB = Frankenger Kristallin, FEA = Fichtelgebirgisch-Erzgebirgische Antiklinalzone, FL = Fränkisches Lineament, FQ = Frankenwälder Querzone, GJ = Störungszone von Gera-Jáchymov, LL = Luhe-Linie, MKZ = Mitteldeutsche Kristallinzone, MLC = Komplex von Mariánské Lázně, MM = Kristallin des Münchberger Massivs, MS = Mittelböhmische Störungszone, OL = Oberpfalz-Lineament, PF = Bayerischer Pfahl, SWQ = Südvogtländisch-West-erzgebirgische Querzone, WS = Westböhmische Störungszone, ZTT = Zone Teplá-Domažlice.



Die variszische Hauptdeformation ist im Mittelsächsischen Synklinorium stratigraphisch auf das jüngste Visé eingeeignet ("Sudetische Phase"). An die Hauptdeformation im Moldanubikum und im Saxothuringikum der Oberpfalz ist eine hochgradige Niederdruckmetamorphose gekoppelt, die jedoch nach N rasch ausklingt. Nach den radiometrischen Daten fällt dieses thermische Ereignis in den Zeitraum zwischen 330 und 320 Ma und überdauerte die Hauptdeformation zeitlich. Die Abkühlung in den Bereich spröder Deformation bei Temperaturen unterhalb 350-300° C (K-Ar-Daten an Muskoviten und Biotiten) erfolgte in den einzelnen regionalen Einheiten zu deutlich unterschiedlichen Zeitpunkten. Mindestens in Teilen der ZEV, der MM und der ZTT war dieses Stadium schon zwischen 370 und 360 Ma erreicht. Dagegen liegen die entsprechenden Daten in den meisten Teilbereichen des Moldanubikums und des Saxothuringikums ebenso wie in den Randbereichen der mitteldruckmetamorphen Einheiten (Ostteil der ZEV, Gebiet Neukirchen/Hoher Bogen) zeitlich kaum trennbar vom Maximum der HT-ND-Metamorphose zwischen 330 und 320 Ma. Einige Teilbereiche des Moldanubikums (Vorderer Bayerischer Wald) und des Saxothuringikums (Fichtelgebirge) fallen durch eine deutliche Verschiebung der Alterswerte zu noch jüngeren Altern (<300 - 320 Ma) auf. Unklar ist, ob es sich dabei um eine nochmalige Aufheizung infolge der Granitintrusionen oder um eine zeitlich bis zur Intrusion der Granite verzögerte Abkühlung handelt. Als Ursache derartiger Unterschiede lassen sich in einigen Fällen, wie z.B. in der westlichen Randscholle des Fichtelgebirges, jüngere vertikale Schollenbewegungen nachweisen oder wahrscheinlich machen. Insgesamt muß jedoch davon ausgegangen werden, daß unmittelbar nach dem orogenen Höhepunkt das Temperaturfeld lateral und vertikal äußerst unausgeglichen war (Abb. 2). Dadurch kommt es zu zeitlichen Überlappungen zwischen Hauptdeformation, thermischer Entwicklung, Granitintrusion und Bildung von Molassebecken. Die Abgrenzung des kompressiven Hauptstadiums der variszischen Kollision von der durch mehrphasige Extensionstektonik mit kompressiven Zwischenphasen geprägten spätvariszischen Entwicklung ist unscharf. Der Beginn der spätvariszischen Entwicklung kann nicht pauschal mit dem Beginn der Spröddeformation gleichgesetzt werden.

Wahrscheinlich bereits während des Kollisionsstadiums, mindestens jedoch prägranitisch, kam es zur Ausbildung von regional bedeutsamen Bruch- und Scherzonen, die je nach dem angeschnittenen Krustenniveau duktilen oder spröden Charakter aufweisen. Sie konnten das Bild der jung- und postvariszischen Tektonik nachhaltig beeinflussen (Mittel- und Westböhmi-sche Störungs- oder Scherzone, Erbdorf-Litoměřice-Störungszone, Oberpfalz-Lineament, Frankenwälder Querzone, Störungszone Gera-Jachymov u.a., s. Abb. 1). Die Existenz älterer Störungsmuster muß bei der kinematischen Analyse für die jung- und postvariszischen Entwicklungsstadien berücksichtigt werden.

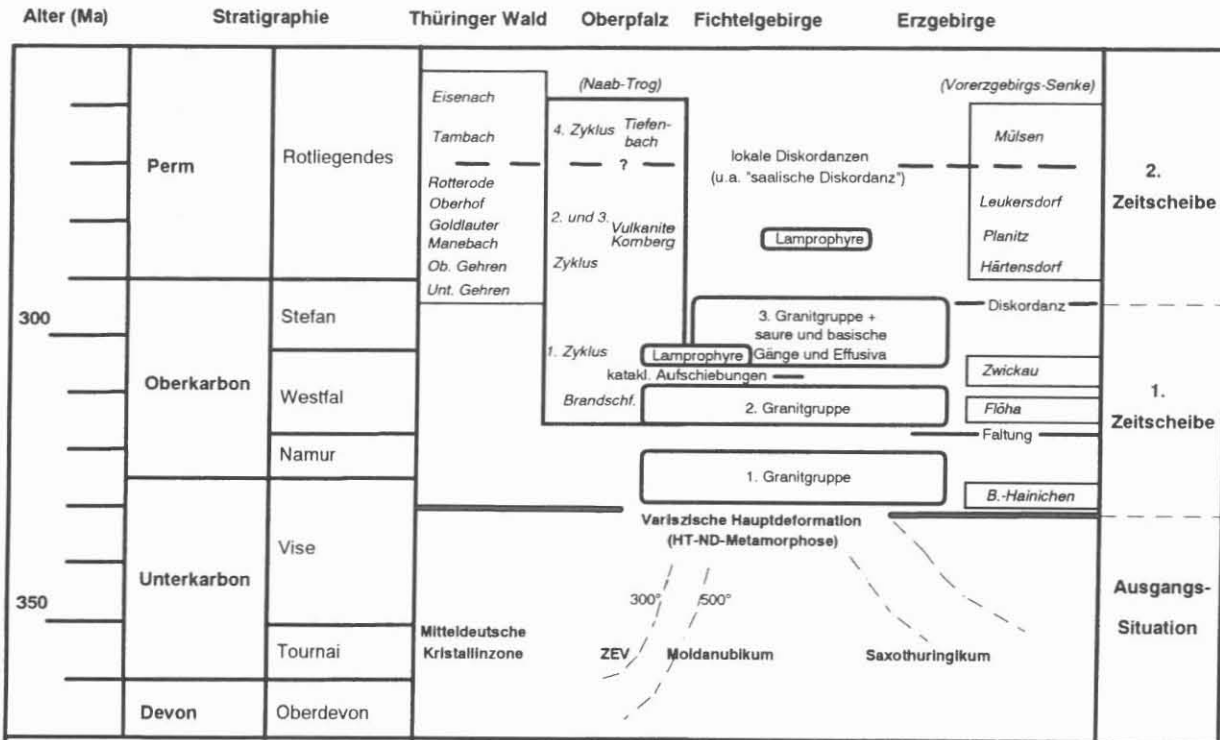


Abb. 2 Stratigraphische Übersicht für den Zeitraum Karbon - Perm: orogene Ausgangssituation und spätvariszische Entwicklung

Ältere Stadien der spätvariszischen Entwicklung

Die älteren Stadien der spätvariszischen Entwicklung, die im wesentlichen der 1. Zeitscheibe (PETEREK et al., dieser Band) entsprechen, sind durch einen mehrfachen Wechsel von Kompressions- und Extensionsphasen mit wechselnden Extensionsrichtungen gekennzeichnet (Abb.2). Extension ist wahrscheinlich dokumentiert durch die zeitlich intermittierende Intrusion von Graniten (Abb.3, γ 1-6) und Ganggesteinen sowie mindestens teilweise durch die Bildung der Molassebecken (m1-10 in Abb.3). Die Intrusionen der Granite erfolgten in vielen Fällen im Bereich aufsteigender Krustenblöcke oder in deren Randbereichen und benutzten ältere Bruch- und Scherzonen. Die engen Beziehungen zwischen den Granitintrusionen in der Fichtelgebirgisch-Erzgebirgischen Antiklinalzone (FEA in Abb.1) und der Bildung der Molassebecken nördlich und südlich davon sind durch BEHR et al. (1989) herausgestellt worden. Kompressionsphasen äußerten sich durch schwache Faltungsprozesse sowie die Bildung von Aufschiebungen und Seitenverschiebungen, die je nach ihrer stockwerksmäßigen Position duktilen oder

kataklastischen Charakter aufweisen. Besonders detaillierte Kenntnisse der vielfältigen spätvariszischen Prozesse liegen für den erzgebirgischen Raum und seine unmittelbare Umgebung vor. Eine Verknüpfung des Vulkanismus der Molassebecken mit Ganggesteinen im Grundgebirgsbereich (insbesondere Lamprophyre) wird u.a. durch geochemische Verwandtschaften nahegelegt (KRAMER 1978). Versuche der tektonischen Interpretation der Befunde stellen die Ausführungen von WETZEL (in TISCHENDORF et al. 1989) und BRAUSE (1991) dar.

Obervisé-Namur

Die ältesten Molassebildungen sind die des Obervisé von Borna-Hainichen (m1) im Bereich der Vorerzgebirgs-Senke. Äquivalente Molasseablagerungen sind weder aus Thüringen und Nordost-Bayern noch aus Böhmen bekannt. Annähernd gleichalt oder wenig jünger sind die Intrusionen der 1. Granitgruppe um 325 Ma in der Oberpfalz, im Fichtelgebirge und im Erzgebirge. In der Oberpfalz (γ_4) intrudierte der Leuchtenberger Granit in den westlichen Randbereich des aufsteigenden Oberpfälzer Blockes. Die Redwitzintrusionen gehören nach Feldbefunden und den etwas problematischen radiometrischen Datierungen wahrscheinlich in diese Intrusionsphase (SIEBEL 1993, SIEBEL, dieser Band). Nach STETTNER (1992) bilden sie basale Teile der plattenförmigen Granitkörper. Insgesamt benutzten die genannten Intrusionen die präexistente NNW-SSE-Bruchzonen des Oberpfalz-Lineaments und zeigen vermutlich eine ENE-WSW-Extension an. Die ältesten Granite des W-Erzgebirges (Nejdek, evtl. einschließlich Eibenstock - γ_2) liegen in der NW-SE-verlaufenden Südvogtländisch-Westerzgebirgischen Querzone (SWQ in Abb. 1). Die kleineren Granitkörper von Schwarzenberg-Aue folgen der Störungszone von Gera-Jáchymov (GJ), die den Ostrand der Querzone bildet, und dokumentieren wahrscheinlich NE-SW-Extension in dieser Zone. Im Fichtelgebirge (γ_3) erfolgten die annähernd gleichalten Intrusionen des Weißenstadt-Marktleuthener und des Selber Massivs abweichend von der nördlichen Oberpfalz und dem westlichen Erzgebirge in einer ENE-WSW-streichenden Zone nahezu in der Achse des Fichtelgebirgsantiklinoriums.

Westfal bis (tieferes) Stefan

In einer Kompressionsphase im tiefen Westfal wurden offensichtlich die Frühmolasse-Sedimente von Borna-Hainichen schwach gefaltet. Entsprechende Deformationen sind im näheren KTB-Umfeld nicht nachgewiesen. Im mittleren Westfal (B/C) bildeten sich in der Flöhazone (mittleres Erzgebirge) die kleinen Molassebecken von Flöha, Olbernhau und Brandov (m2), die eine vorzugsweise Extension in NE-SW-Richtung anzuzeigen scheinen. Zeitgleich begann die Beckenbildung in Mittelböhmen (HOLUB & PESEK 1991). Auch im Weidener Becken NE-Bayerns (m8) sind nach VELD (1987) die Sedimente des ältesten Zyklus mit den Brandschiefern wahrscheinlich in diesen Zeitabschnitt zu stellen. Die mit dem Westfal D von Zwickau einsetzende Absenkung im SW-Abschnitt der Vorerzgebirgischen Senke (m3) spricht für eine Umstellung der Extension in die NW-SE-Richtung in diesem Bereich.

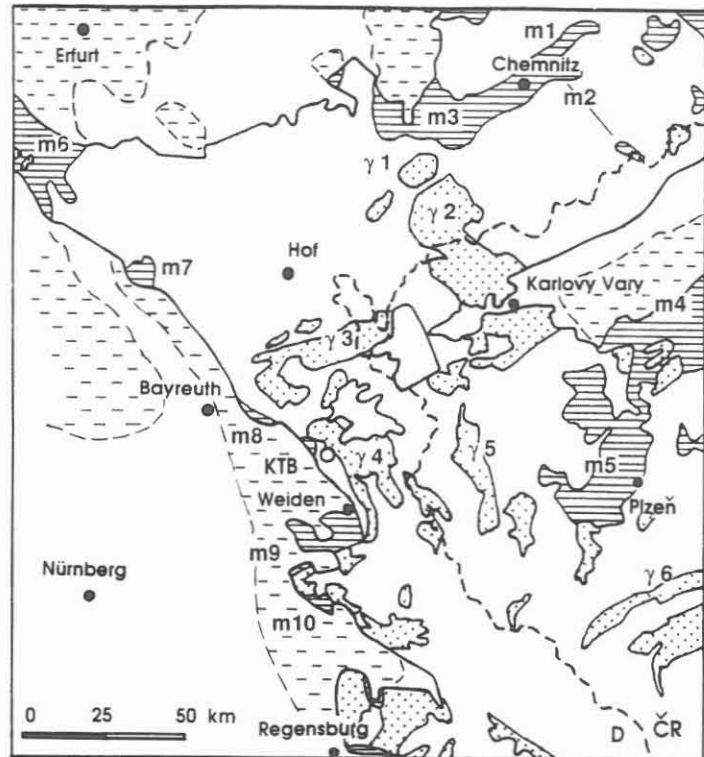
Annähernd zeitgleich erfolgten in der Oberpfalz, im Fichtelgebirge und im Westerbirge die Intrusionen der 2. Granitgruppe. Wiederum an die NW-SE-verlaufende Südvogtländisch-Westerzgebirgische Querzone gebunden ist der Kirchberger Granit (γ_1). Nicht endgültig geklärt ist, ob der zum jüngeren Intrusivkomplex gestellte Hauptteil des Eibenstocker Granits (γ_2) auch zu dieser Gruppe gehört (vgl. GERSTENBERGER 1989). Im Bereich Oberpfalz-Fichtelgebirge (γ_3 -4) sind die Intrusionen (Flossenbürg, Falkenberg, Steinwald, Friedenfels, Mitterteich, jüngere Granite des Fichtelgebirges) generell wiederum an die NNW-SSE-streichende Zone des

Oberpfälzer Blocks gebunden. Im nördlichen Fichtelgebirge deutet sich jedoch im Oberflächenbereich ein Umschwenken in die NE-Richtung an (Waldstein, Kornberg).

Abb. 3 Übersichtskarte des NW-Teils des Böhmisches Massivs. Spätvariszische Entwicklung: Granitmassive und Molassebecken

Granitmassive: $\gamma 1$ = Kirchberg, $\gamma 2$ = Eibenstein-Nejdek, $\gamma 3$ = Fichtelgebirge, $\gamma 4$ = Oberpfalz, $\gamma 5$ = Bor, $\gamma 6$ = Klatovy. *Molassebecken:* m1 - m3 = Vorerzgebirgs-Senke, m1 = Borna-Hainichen, m2 = Flöha, Olbernhau, Brandov, m3 = Zwickau - Mülsen, m4 = Rakovnik, m5 = Plzen, m6 = Thüringer Wald, m7 = Stockheim, m8 = Erbdorf, m9 = Weiden, m10 = Schmidgaden

Verbreitung des Perms unter jüngerer Bedeckung im wesentlichen nach EMMERT (1981), SCHRÖDER (1988), Fachbereichsstandard (1983)



Im KTB-Gebiet hat ZULAUF (1993) für den Zeitraum zwischen der Granitintrusion und der Intrusion der ca. 305 Ma alten Lamprophyre (vgl. HARMS, dieser Band) durch die Aufeinanderfolge von subvertikalen Zugspalten und aufschiebenden Kataklysezonen einen Wechsel von NE-SW-Extension zu E-W- bis NE-SW-Kompression nachgewiesen. Ob dieser Wechsel im Deformationsregime zeitlich und genetisch mit der durch die Beckenbildung in der Vorerzgebirgs-Senke dokumentierten Umstellung der Extensionsrichtung korreliert, ist nicht mit Sicherheit feststellbar. Wahrscheinlich entsprechen den kataklastischen Deformationen in der westlichen ZEV duktile Deformationen (Scherzonen) im Rahmen, insbesondere im angrenzenden Moldanubikum.

Die Lamprophyre im KTB-Gebiet folgen vorzugsweise der NNW-SSE-Richtung und zeigen eine erneute Extensionsphase an. Ob die im östlichen Teil des Fichtelgebirgsplutons in gleicher Streichrichtung auftretenden Lamprophyrgänge der gleichen Phase angehören ist nicht sicher. Im Erzgebirge sind eine Vielzahl von sauren und basischen Ganggesteinen und Extrusionen in den Zeitraum höheres Westfal/tieferes Stefan einzuordnen (Rhyolith von Teplice, Granitporphyre, ältere Lamprophyre - vgl. TISCHENDORF 1989). Die komplexe Abfolge von tektonischen und magmatischen Vorgängen mit mehrfach wechselndem Extensionsregime und das daraus resultierende Strukturbild ist für das Osterzgebirge im Detail beschrieben (WETZEL in TISCHENDORF et al. 1989). Die wichtigste Extensionsphase ist auch hier an NNW-SSE- bis N-S-Brüche gebunden. Diese bedeutsamste Extensionsperiode der Zeitscheibe 1 wird durch die bis in das subvulkanische Niveau reichenden Intrusionen der jüngeren Granite (3. Granitgruppe) und weiterer saurer und basischer Ganggesteine, verbunden mit einem abermaligen mehrfachen Wechsel der Extensionsrichtung abgeschlossen. Für das engere KTB-Umfeld

läßt sich die tektonische Ereignisfolge nach der Intrusion der Lamprophyre jedoch nicht näher aufgliedern.

Jüngere Stadien der spätvariszischen Entwicklung

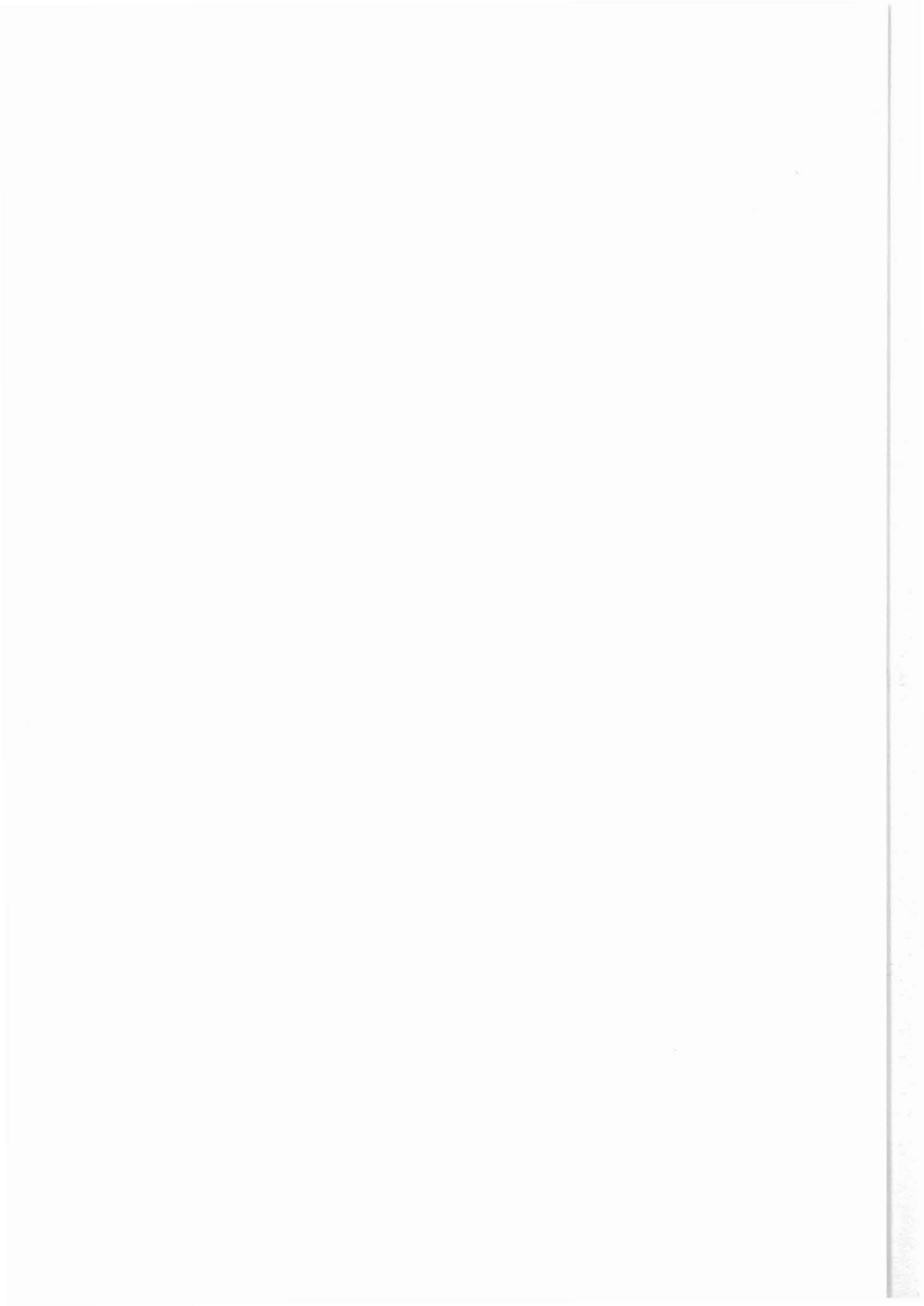
Im hohen Stefan oder im Unterrotliegenden begann in allen Regionalgebieten die Hauptein-senkungsphase der intramontanen Molassebecken, die im wesentlichen der 2. Zeitscheibe ent-spricht. Die zugehörigen Bildungen widerspiegeln ein verändertes Ablagerungsregime und überdecken z.T. mit nachweisbarer Diskordanz die älteren Beckenfüllungen (z.B. Vorerz-gebirgs-Senke) und greifen erheblich über deren Verbreitungsgebiete hinaus.

Die Abfolgen von Sedimenten und Vulkaniten der Saale-Senke bzw. des Thüringer Waldes (m6, LÜTZNER & BENEK 1988, LÜTZNER et al. 1992), der Vorerzgebirgs-Senke (m3, Autoren-kollektiv 1968), Mittelböhmens (m4-5, PROUZA in KLOMÍNSKÝ 1994) und NE-Bayerns (m7-10, SCHRÖDER 1988, DILL 1990a und b, STETTNER 1992) sind nicht im Detail korrelierbar. Abtrag und Sedimentation sind ebenso wie der hauptsächlich an das Unterrotliegende gebun-dene Vulkanismus durch eine Vielzahl tektonischer Impulse bestimmt, die sich durch synsed-i-mentäre Störungsbewegungen und starke Mächtigkeits- und Faziesdifferenzierungen doku-mentieren. Unter diesen tektonischen Ereignissen hat die "saalische" Diskordanz in der Vergangenheit besondere Beachtung gefunden.

Literatur

- Autorenkollektiv (1968): Grundriß der Geologie der Deutschen Demokratischen Republik. Band 1: Geologische Entwicklung des Gesamtgebietes. - 454 S. und Anlagen, Berlin
- Behr, H.-J., Große, S., Heinrichs, T. & Wolf, U. (1989): A Reinterpretation of the Gravity Field in the Surroundings of the KTB Drill Site - Implications for Granite Plutonism and Terrane Tectonics in the Variscan. - in: Emmermann, R. & Wohlenberg, J. (eds.): The German Continental Deep Drilling Program (KTB): 501-525, Springer Heidelberg
- Brause, H. (1991): Allgemeine Bemerkungen zu den westerbirgischen Graniten. - DEKORP. Abstracts, Proceedings MVE'90 - Workshop Freiberg; 20.-22.06.1991: 33-43
- Dill, H. (1990): Die Beckenentwicklung in der Oberkreide und dem Permokarbon zwischen Parkstein und Erbdorf (Oberpfalz/NE Bayern): Im Vergleich. - Erlanger geol. Abh., 118: 1-42, Erlangen (1990a)
- Dill, H. (1990): Die Schwermineralführung im Permokarbon zwischen Weiden und Schmidgaden. Ein Beitrag zur stratigraphischen Untergliederung des Jungpaläozoikums am Westrand der Böhmisches Masse. - Erlanger geol. Abh., 118: 43-59, Erlangen (1990b)
- Emmert, U. (1981): Perm nördlich der Alpen. Rotliegendes. - In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500.000, 3.Aufl.: 34-37, Bayerisches Geologisches Landesamt, München
- Gerstenberger, H. (1989): Autometasomatic Rb enrichments in highly evolved granites causing lowered Rb-Sr isochron intercepts. - Earth and Planetary Science Letters, 93: 65-75, Amsterdam
- Harms, U. (1994): Lamprophyres from the KTB: petrogenetic implications from whole-rock geochemistry and Sr and Nd isotopes. - KTB Report 94-3 (dieser Band)
- Holub, V. & Pesek, J. (1991): Navrh stratigrafickeho cleneni mladopaleozoických panvi oblasti strednich a zapadnich Cech. - Vestn.Ustr.ust.geol., 66 (1): 31-41, Praha
- Klomínský, J. (ed.)(1994): Geological Atlas of the Czech Republic. Stratigraphy. - Český Geologický Ústav, Praha
- Kramer, W., Geissler, E. & Sarikouch, K. (1978): Komagmatische Beziehungen variszisch- subsequenter basischer bis intermediärer Magmatite im nördlichen Randbereich der Erzgebirgischen Antiklinalzone. - Z.geol.Wiss., 6 (9): 1071-1079, Berlin
- Lützner, H. & Benek, R. (1988): Rotliegendes Thüringer Wald. - in: Bankwitz, E. (ed.) (1988): Klassische geologische Gebiete in Mitteleuropa. Exkursionsführer Zentralinstitut für Physik der Erde: 154-179, Potsdam

- Lützner, H., Ellenberg, J. & Falk, F. (1992): Excursion A1. Continental Permocarboneous Formations of the Saale Trough. - 13th IAS Regional Meeting On Sedimentology, Excursion Guide-Book, 7-44, Jena
- Schröder, B. (1988): Outline of the Permo-Carboniferous Basins at the Western Margin of the Bohemian Massif. - Z.geol.Wiss., 16(10): 993-1001, Berlin
- Siebel, W. (1993): Der Leuchtenberger Granit und seine assoziierten magmatischen Gesteine: Zeitliche und stoffliche Entwicklungsprozesse im Verlauf der Entstehung des Nordoberpfalz-Plutons. - Dissert. Ruprecht-Karls-Universität: 308 S., Heidelberg
- Siebel, W. (1994): Inferences about magma mixing and thermal events from isotopic variations in redwitzites near the KTB location. - KTB Report 94-3 (dieser Band)
- Stettner, G. (1992): Geologie im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung. - 240 S., Bayerisches Geologisches Landesamt, München
- Tischendorf, G. (ed.)(1989): Silicic Magmatism and Metallogenesis of the Erzgebirge. - Veröff. Zentralinstitut für Physik der Erde 107, VI + 316 S., Potsdam
- Veld, H. (1987): Palynological characterization of a Rotliegend deposit at Weiden. - Stuifmail, 5: 23-32, Utrecht
- Zulauf, G. (1993): Brittle deformation events at the western border of the Bohemian Massif (Germany). - Geol. Rundsch. 82: 489-504
- Fachbereichsstandard (1983): Regionalgeologische Gliederung des Territoriums der DDR. Präkänozoische Strukturstockwerke. - 59 S., unveröff., Berlin



Inferences about magma mixing and thermal events from isotopic variations in redwitzites near the KTB site

WOLFGANG SIEBEL, GeoForschungsZentrum, Telegrafenberg, 14473 Potsdam

Abstract. Two bodies of redwitzite, one of which was previously examined by Holl et al. (1989), have been analyzed for Sr and Ar isotopes. Rb-Sr whole-rock systems yield aberrantly old isotopic ages of 538 ± 22 Ma for the Reuth-Erbendorf body (including data obtained by Holl et al. 1989) and 415 ± 20 Ma for the Wurz-Ilsenbach body. Samples show systematic variation in $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{325\text{Ma}}$ ratios, which fall in the range 0.705–0.708. Three-dimensional, planar regression of the data according to Wendt (1993) yields Variscan ages and reduces the amount of scatter relative to conventional evaluation. Therefore, the aberrantly old ages achieved by two-dimensional regression are best explained in terms of Variscan magma mixing.

K-Ar dates of amphiboles and biotites consistently decrease northwestwards through the investigated area from 320 Ma to 300 Ma, with the youngest ages occurring in the Reuth-Erbendorf redwitzites. Models proposed to explain the observed K-Ar age trend invoke: a) sequential cooling due to differential uplift and b) contact-metamorphic reheating due to subsequent granite intrusion.

Geological and isotopic background

The two bodies of redwitzite under discussion crop out adjacent to the KTB drilling site (Fig. 3). The Wurz-Ilsenbach redwitzites are exposed as an elongate, NW–SE-trending 'inlier' in the central zone of the northern Leuchtenberg granite (Siebel 1993a). The Reuth-Erbendorf redwitzites form a mass in contact with the Friedenfels and Falkenberg granites. This body was disrupted by the intrusion of the Zainhammer granite (Wendt et al. 1988). Field relations indicate emplacement of the redwitzitic melts prior to, or contemporaneous with the granites. Moreover, rock textures confirm that the redwitzites intruded after the peak of Variscan regional metamorphism.

The redwitzites comprise dioritic to tonalitic rock types with calc-alkali, metaluminous compositions (Table 1). Compared to the granites, the rocks reveal enrichment in Ba, Co, Cr, Ni, Sc, Sr, and V and low values for Cs, Pb, Rb, Ta, and U. Heterogeneity in initial Nd-isotopic ratios has been well documented and suggests that the redwitzites were generated by incorporation of extant crust by a sub-crustal component (Holl et al. 1989, Siebel et al. 1995).

In earlier studies on the NE Bavarian redwitzites (Holl et al. 1989) these rocks were found to yield aberrantly old Rb-Sr whole-rock ages of 468 ± 9 Ma (Marktredwitz), 470 ± 33 Ma (Tirschenreuth-Mähring), and 545 ± 16 Ma (Reuth-Erbendorf). These 'ages' were interpreted by Holl et al. (1989) to reflect an inherited Caledonian anatexic event. Rb-Sr biotite dates are concordant within the Marktredwitz and Tirschenreuth-Mähring redwitzites, averaging 319 Ma, but give discrepant dates of 303 Ma, 316 Ma, and 319 Ma within the Reuth-Erbendorf redwitzites. K-Ar dates, so far available only for Marktredwitz, are largely inconsistent: amphiboles 304–344 Ma, biotites 327–350 Ma (Holl 1988).

Table 1: Bulk chemical analyses and normative mineral compositions (according to Müller 1982) of representative redwitzite samples from Wurz-Ilsenbach (RL-samples) and Reuth-Erbendorf (R-samples). Main element concentrations are given in wt%, trace elements in ppm.

Sample	RL25	RL11	RL1	RL10	RL24	RL23	R2A	R1	R2B	R4A	R3
	<i>Wurz-Ilsenbach redwitzites</i>						<i>Reuth-Erbendorf redwitzites</i>				
SiO ₂	54.66	56.52	57.07	58.10	60.10	62.46	54.89	55.19	55.21	55.25	56.16
TiO ₂	1.198	1.141	1.187	1.131	1.205	1.097	1.556	1.350	1.521	1.462	1.612
Al ₂ O ₃	16.62	16.92	16.19	17.13	16.70	16.77	17.77	17.56	17.39	17.94	17.69
Fe ₂ O ₃	7.18	6.52	7.09	6.29	5.86	5.27	7.24	6.97	7.21	8.06	7.32
MnO	0.114	0.108	0.106	0.101	0.101	0.079	0.116	0.120	0.121	0.119	0.108
MgO	5.55	4.70	5.07	3.63	2.55	1.67	3.19	3.54	3.22	4.13	3.49
CaO	6.88	6.33	5.46	5.75	4.56	3.43	6.80	7.32	6.60	5.98	5.63
Na ₂ O	2.94	2.88	2.76	3.06	3.35	3.88	2.84	2.59	2.87	2.73	2.98
K ₂ O	2.71	2.89	3.28	3.04	3.82	3.49	3.06	2.87	3.35	2.01	2.68
P ₂ O ₅	0.33	0.32	0.37	0.31	0.40	0.36	0.46	0.36	0.47	0.31	0.30
LOI	1.33	1.39	1.02	0.95	0.93	0.85	1.40	1.44	1.37	1.45	1.45
∑	99.51	99.72	99.60	99.49	99.58	99.36	99.32	99.31	99.33	99.44	99.42
Ba	960	1114	1140	941	1346	1311	1179	1033	1188	513	742
Ce	70	73	113	80	113	127	108	105	154	96	89
Co	28	25	26	23	13	13	25	24	22	35	38
Cr	197	122	123	107	61	38	107	165	111	148	94
Cs	9	7	10	12	9	10		15	6.4	5.2	4.7
Ga	17	23	17	24	20	23	30	29	30	30	29
Hf	3.3		3.5		2.5			0.8	1.1	0.6	0.9
La	48	51	62	57	86	84		77	45	41	46
Nb	21	19	18	19	21	18	27	26	27	23	20
Ni	51	26	32	19	11	7	16	22	20	45	27
Pb	19	17	22	22	31	24	11	11	21	11	12
Rb	95	110	124	127	154	170	116	114	119	84	106
Sc	21	22	22	19	19	12		30	23	24	22
Sr	482	399	375	356	347	300	588	539	591	390	397
Ta	1.0		1.0		1.1			1.4	1.7	1.3	1.3
Th	22	36	29	26	22	25	12	13	14	8	11
U	3.7		3.5		3.1			2.0	2.7	1.5	2.0
V	119	135	130	117	89	78	171	169	175	183	157
Y	16	22	27	24	28	23	24	22	26	11	14
Zn	63	73	78	71	84	74	80	72	79	102	89
Zr	246	248	244	265	188	371	318	275	322	160	212
qz	7.46	11.96	14.87	14.43	15.53	18.94	9.84	9.62	8.74	15.46	16.46
alk	10.11	9.15	7.22	9.78	16.03	10.76	13.68	14.94	17.26	0.00	1.80
plg	43.03	46.49	45.03	49.69	48.29	51.14	48.55	44.93	45.12	54.16	55.88
hbl	25.04	15.21	8.96	8.53	3.53	0.00	13.81	20.26	16.82	0.00	0.00
bio	10.25	13.36	19.79	13.83	12.73	11.34	9.24	5.89	7.21	14.88	20.21
ms	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.30	0.00	0.00	0.00	4.18	1.05
ap	0.70	0.68	0.79	0.66	0.85	0.77	0.99	0.78	1.01	0.67	0.65
il	1.70	1.62	1.69	1.61	1.71	1.56	2.24	1.94	2.19	2.11	2.32
cr	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02
mt	1.63	1.47	1.61	1.41	1.27	1.14	1.56	1.54	1.56	1.81	1.57
zir	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.05	0.04	0.04	0.04	0.02	0.03
An in Plg	37.84	43.34	43.43	43.66	38.26	30.03	47.33	48.94	44.00	53.21	48.49

Methods: ICP-MS (Cs, Hf, Ta, U), XRF (remaining elements)

Isotopic results

Rb-Sr whole-rock data

Rb-Sr isotope ratios have been determined for six Reuth-Erbendorf samples and seven Wurz-Ilsenbach samples. In addition to the new data (Table 2), Figures 1 and 2 include earlier data for six Reuth-Erbendorf samples from Holl et al. (1989). The new samples from Reuth-Erbendorf have a very limited range of Rb/Sr ratios, which fall on the lower side of those of Holl et al. (1989). A 'true' isochron cannot be fitted to the data points. The MSWD for all twelve data points is 7.1, i.e. no firm confidence can be placed on the 538 ± 22 Ma age obtained from this fit. If the two samples with the largest deviation from this line are omitted (samples R4A, R4B), a least square fit to ten points gives an apparent age of 575 ± 23 Ma, and the MSWD decreases markedly to 2.1. However, exclusion of these samples is somewhat arbitrary because they do not show strong alteration. Both samples have been analysed twice and consistently fall above the regression line so that the deviations are believed to be real.

Table 2: Rb-Sr isotopic data of the whole-rock samples from the redwitzites of Reuth-Erbendorf and Wurz-Ilsenbach.

Sample no.	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ($1\sigma = \pm 1\%$)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($1\sigma = \pm 0.3\%$)	$1/^{86}\text{Sr}$ (μmol^{-1})	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{325\text{Ma}}$
<i>Wurz-Ilsenbach</i>						
RL25	98	508	0.5571	0.70807	1.75	0.70549
RL11	114	414	0.7950	0.70967	2.17	0.70599
RL1	126	401	0.9124	0.71072	2.22	0.70650
RL10	129	385	0.9709	0.71062	2.31	0.70613
RL20	135	315	1.2448	0.71259	2.82	0.70683
RL24	154	372	1.1972	0.71193	2.39	0.70639
RL23	168	324	1.5043	0.71363	2.75	0.70667
<i>Reuth-Erbendorf</i>						
R2B	120	611	0.5690	0.70790	1.46	0.70527
R2A	116	610	0.5485	0.70812	1.46	0.70558
R1	113	560	0.5864	0.70824	1.59	0.70553
R3	108	412	0.7586	0.70994	2.16	0.70643
R4A	83	404	0.5969	0.70998	2.20	0.70722
R4B	94	391	0.6934	0.71039	2.28	0.70718

Suffixes A and B refer to different rock types from the same exposure

The whole-rock samples from the Wurz-Ilsenbach redwitzites have a similar range of Rb/Sr ratios to those of Reuth-Erbendorf. The seven analytical data points are relatively well correlated and have a slope equivalent to an age of 415 ± 20 Ma with MSWD = 1.2.

Rb-Sr data added here support Holl's findings that the total rock isochrons for the redwitzites yield 'ages' significantly older than their true crystallization age. Inferences from the present results can be explored by plotting the data on a more convenient three-dimensional evaluation diagram developed by Wendt (1993) where the z-axis represents the reciprocal ^{86}Sr concentration (Fig. 2). Intersections of the three-dimensional best-fit plane with the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ isochron plane yield reduced ages of 378 ± 30 Ma for Reuth-Erbendorf, 327 ± 56 Ma for Wurz-Ilsenbach, and 292 ± 23 Ma for the

pooled data. The MSWD is improved from 7.1 to 3.6 (Reuth-Erbendorf), from 1.2 to 0.7 (Wurz-Ilsenbach), and from 8.7 to 6.5 (pooled data).

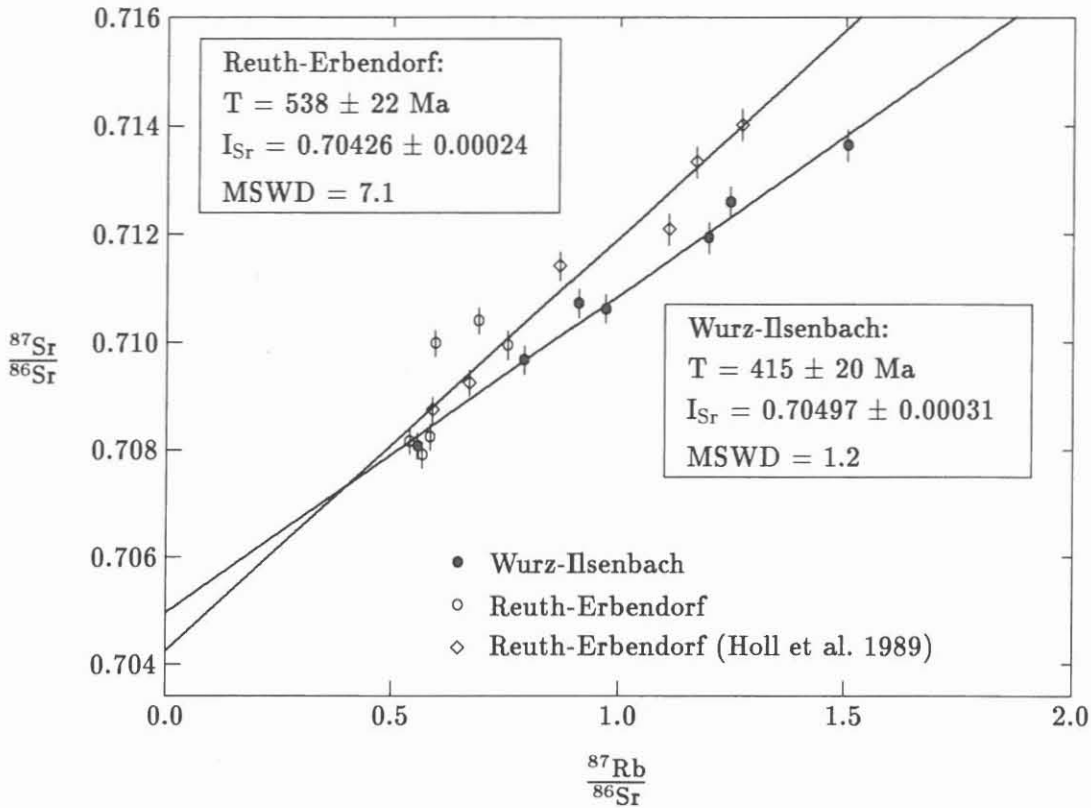


Fig. 1: Plot of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios versus $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ for redwitzite samples from the Wurz-Ilsenbach and Reuth-Erbendorf intrusions. Error bars are 1σ . The two regression lines shown are fitted to all of the data points of Reuth-Erbendorf (open symbols) and Wurz-Ilsenbach (closed symbols). Isochron calculation according to Wendt (1986).

Also shown in Figure 2 are the values of $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{325\text{Ma}}$ versus the present-day $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ and $1/^{86}\text{Sr}$ ratios. From this figure it is apparent that the late Variscan Sr ratios display an overall increase with increasing Rb/Sr and $1/^{86}\text{Sr}$ ratios.

K-Ar mineral data

Rock samples selected for mineral separation have yielded concentrates of biotite and amphibole (actinolitic hornblende), thereby providing two mineral indicators with different closure temperatures within the same rock. K-Ar dating was performed to derive age limits for the intrusion and cooling history of the redwitzites.

The apparent ages decrease from 320 Ma to 300 Ma towards the NW, reaching the lowest and more scattered values in the Reuth-Erbendorf redwitzites (Fig. 3). Note that the hornblende K-Ar ages are, in general, not significantly older than those of the biotites from the same rock sample. A K-Ar age trend for biotites which conforms to that of the Wurz-Ilsenbach redwitzites is documented within the northern lobe of the Leuchtenberg granite (Siebel 1993b).

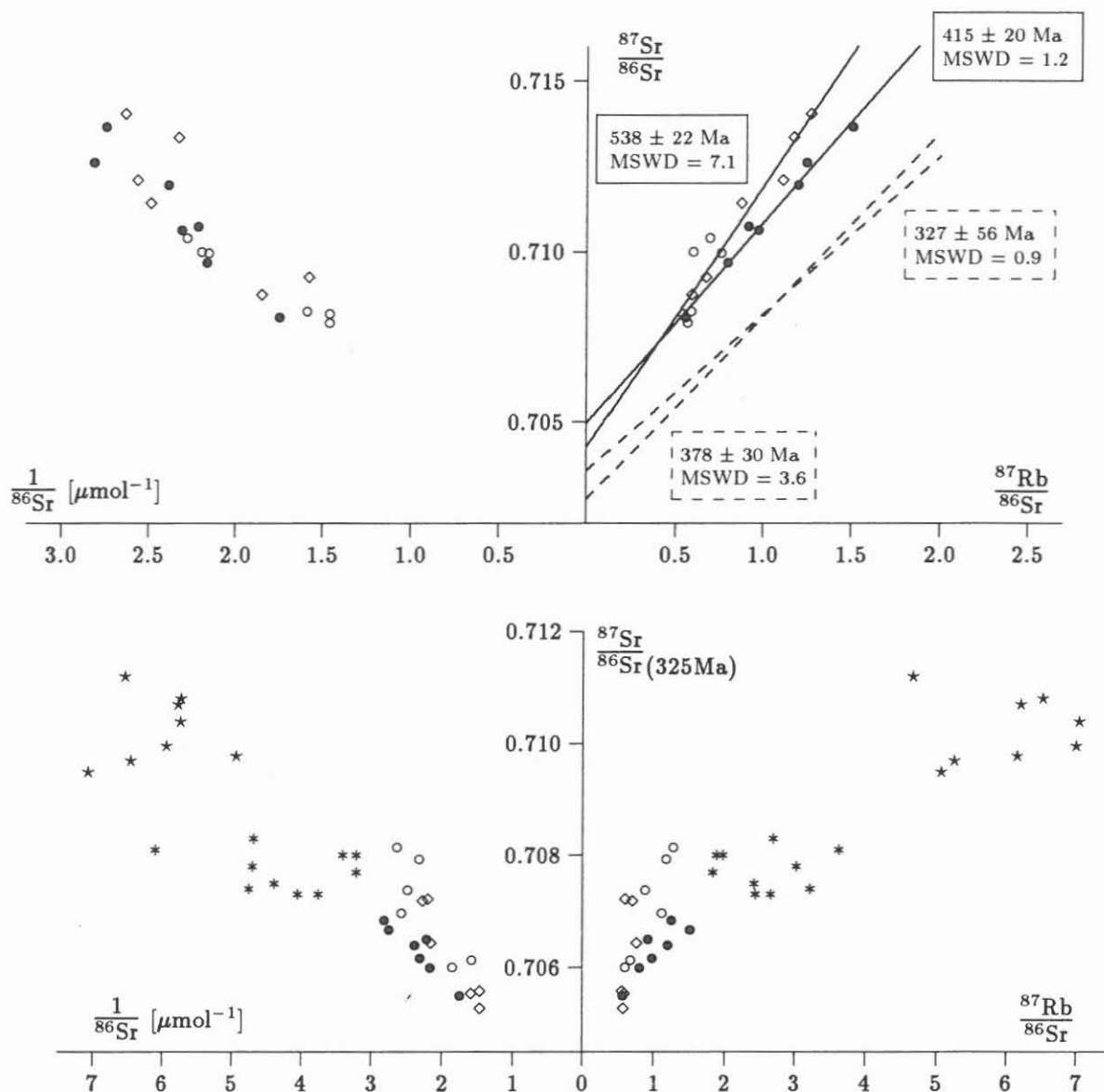


Fig. 2: Upper panel: data evaluation according to the three-dimensional model of Wendt (1993). Projections of the calculated plane parameters in the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ plane yield reduced ages of $378 \pm 30 \text{ Ma}$ (Reuth-Erbendorf) and $327 \pm 56 \text{ Ma}$ (Wurz-Ilsenbach). Lower panel: range of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(325\text{Ma})$ ratios vs. $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ and vs. $1/^{86}\text{Sr}$. This figure shows that linear arrangements between these parameters were present in the rocks 325 Ma ago. * = Leuchtenberg granites, * = Liebenstein/Zainhammer granites, other symbols as in Figure 1.

Discussion and conclusions

Rb-Sr data

Holl et al. (1989) based their petrogenetic model on the presence of Caledonian Rb-Sr ages and assumed that the rocks were already affected by a Caledonian anatectic event. This interpretation implies that the redwitzites retained their Caledonian isotopic identities throughout the Variscan cycle. However, despite the uncertainties, the Variscan

ages derived by three-dimensional evaluation reported here support the contention, that the Caledonian ages are likely to be artificial, simply reflecting magma mixing during Variscan times. Mixing could have been caused by the incorporation of varying amounts of ^{87}Sr -enriched sialic material by a less fractionated magma probably on its way through the earth's crust. The isotopic disequilibrium may be explained by a rapid rate of ascent and crystallization. As can be seen in hand-specimen (Siebel 1993a), magma formation was insufficient to completely mix the different melts and hence to destroy source rock heterogeneities. Taken together, all redwitzite occurrences show a significant spread in Rb-Sr whole-rock ages ranging from 415 Ma to 538 Ma; thus it is reasonable to suppose that mixing has not involved exactly the same end-member compositions. From Figure 2 one would expect values of about 0.705 for the initial Sr parameters in the uncontaminated magma. This is in accordance with derivation from an upper mantle source. The crustal material incorporated would have to have $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{325\text{Ma}} > 0.707$ and $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} > 2.5$. A crustal component with the isotopic properties of the associated granites of Leuchtenberg, Liebenstein, and Zainhammer would represent an acceptable contaminant (Fig. 2, below).

Table 3: K-Ar mineral data of the redwitzites from Wurz-Ilsenbach and Reuth-Erbendorf.

Sample no.	Mesh Fraction (μm)	K (%)	$\text{Ar}_{\text{rad.}}^1$ (nl/g STP)	$\text{Ar}_{\text{atm.}}^2$ (nl/g STP)	K-Ar-Date (Ma)
<i>Reuth-Erbendorf</i>					
Hbl-R2B	200-112	0.466	6.20	0.28	301.8 ± 2.3
	112-063	0.425	5.48	0.20	304.6 ± 2.3
Bi-R2B	500-400	7.53	96.5	1.8	303.0 ± 1.6
	315-250	7.62	97.4	1.9	302.3 ± 1.6
Bi-R1	500-400	7.25	92.3	1.1	301.1 ± 1.5
	400-315	7.28	92.6	1.6	300.9 ± 1.5
Bi-R3	500-400	7.58	98.4	1.7	306.4 ± 1.6
	315-250	7.56	98.9	1.6	308.8 ± 1.6
Bi-R4A	500-400	7.35	96.1	2.2	308.4 ± 1.6
	400-315	7.44	96.9	1.6	307.6 ± 1.6
<i>Wurz-Ilsenbach</i>					
Bi-RL27	500-400	7.57	98.5	1.9	307.1 ± 1.2
	400-315	7.56	98.8	2.3	308.2 ± 1.2
Hbl-RL1	200-112	0.354	4.73	0.24	316.7 ± 2.5
Bi-RL1	1000-800	7.72	103.6	2.2	315.3 ± 1.1
	630-500	7.69	101.6	2.1	311.5 ± 1.6
	400-315	7.65	100.0	1.6	308.4 ± 1.1
Hbl-RL25	200-112	0.378	5.13	0.20	319.6 ± 2.6
Bi-RL25	500-400	7.62	100.7	1.8	311.6 ± 1.6
	400-315	7.61	101.1	1.6	313.0 ± 1.6
Bi-RL24	630-500	7.63	103.7	2.2	319.2 ± 1.4
	400-315	7.67	102.4	1.7	315.2 ± 1.1

¹ rad = radiogenic; ² atm = atmospheric; Bi = biotite; Hbl = hornblende

Constants given in Steiger and Jäger (1977) have been applied to all the dates, quoted errors are 1σ

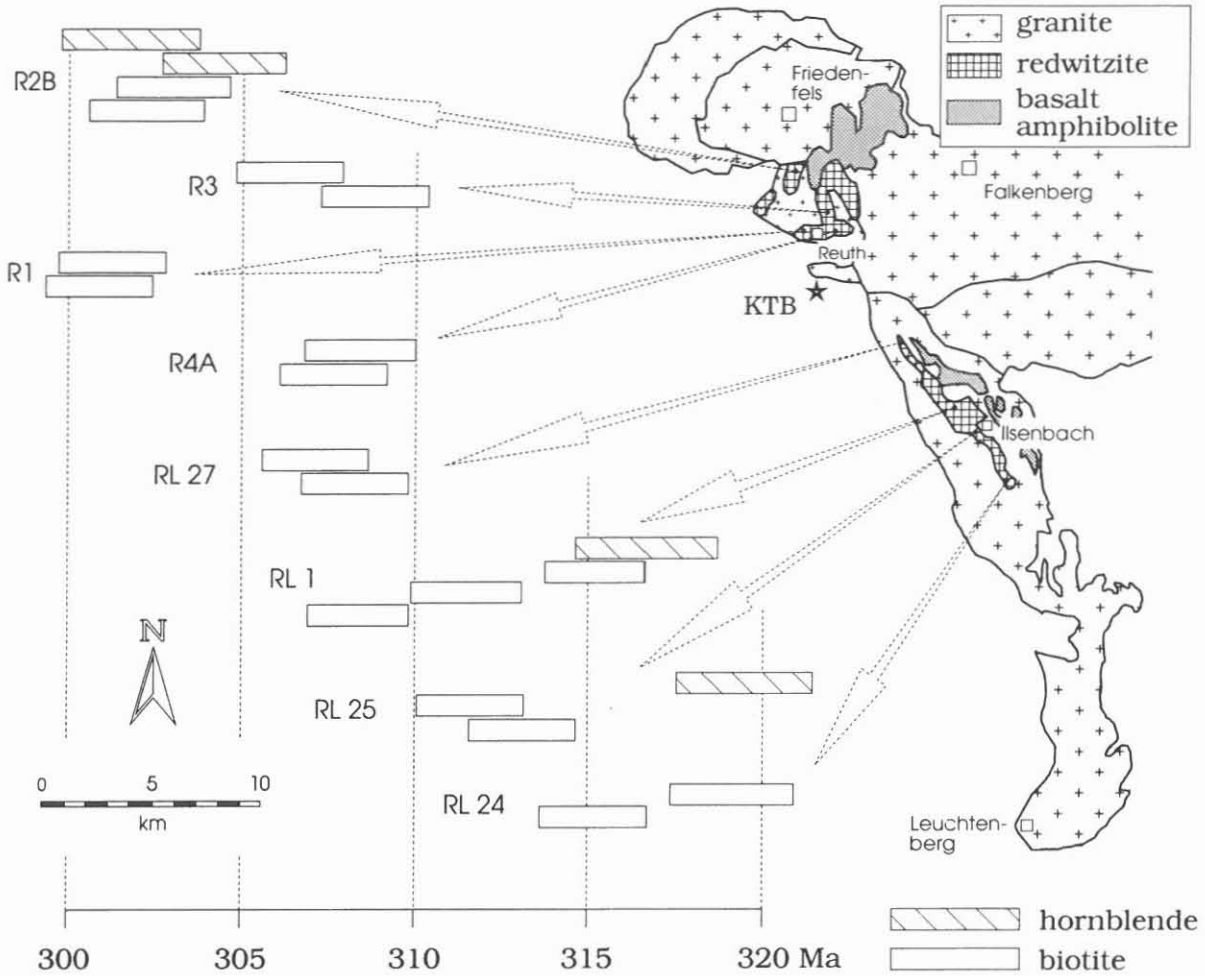


Fig. 3: Map showing the distribution of the apparent K-Ar ages of biotites and hornblendes in the redwitzite intrusions. RL samples: Wurzburg-Ilsenbach, R samples: Reuth-Erbendorf. For most samples, two distinct grain-size fractions of each mineral sample were available. The width of the boxes encompasses the 1σ confidence interval.

K-Ar data

The progressive decrease in K-Ar age towards the NW may be explained in terms of two end-member models (*comp.* Siebel 1995): Firstly, the age profile could suggest that the magmas were delivered to different emplacement levels that became deeper towards the NW, and subsequently experienced different rates of exhumation by differential rotation, tilting, or faulting. The Wurzburg-Ilsenbach redwitzites would therefore have been the first to be uplifted, followed by the Reuth-Erbendorf redwitzites.

Alternatively, the intrusion of the younger granites could have led to the development of a high thermal gradient in the aureoles of these intrusions. This requires a voluminous magmatic heat source in close proximity to the redwitzites. The nearby massive granites of Falkenberg, Friedenfels, and Steinwald intruded contemporaneously around 310 Ma (Wendt et al. 1986, 1988, 1992). The close similarity between the K-Ar amphibole and biotite dates of the redwitzites would imply contact-metamorphic reheating up to minimum temperatures of about 500°C. Furthermore, this age concordancy suggests that

the biotites have closed not far below the amphibole closure range. However, complications arise from some of the Zainhammer muscovites, which retain K-Ar and Rb-Sr ages as high as 315 Ma and 314 Ma, respectively (Wendt et al. 1988), indicating that these samples were not affected to the same degree by later thermal events than the associated Reuth-Erbendorf redwitzites. Evidence for disrupted isotopic systematics within the Zainhammer granite comes from ^{40}Ar - ^{39}Ar plateau ages for micas, ranging from 317 Ma to 305 Ma (Wendt et al. 1992). The discordant ages, in particular the inconsistency between the Reuth-Erbendorf amphibole dates and the Zainhammer muscovites dates point to different argon retention within the minerals during subsequent rejuvenation.

Acknowledgments

All analyses were carried out at the BGR, Hannover. I would like to thank the BGR staff for facilitating the laboratory work.

References

- HOLL PK (1988) Isotopengeochemische Untersuchungen basischer und intermediärer Magmatite — Genese und Altersstellung redwitzitischer Gesteine Nordostbayerns. Doctoral thesis, Univ of Munich, 150 pp
- HOLL PK, VON DRACH V, MÜLLER-SOHNUS D, KÖHLER H (1989) Caledonian ages in Variscan rocks: Rb-Sr and Sm-Nd isotope variations in dioritic intrusives from the northwestern Bohemian Massif, West Germany. *Tectonophysics* 157: 179–194
- MÜLLER P (1982) Von der CIPW-Norm ausgehende Berechnungen von Mineralbeständen magmatischer Gesteine in Analogie zu der Modalzusammensetzung plutonischer und vulkanischer Gesteine. *Geol Jb D* 55: 3–41
- SIEBEL W (1993a) Der Leuchtenberger Granit und seine assoziierten magmatischen Gesteine: Zeitliche und stoffliche Entwicklungsprozesse im Verlauf der Entstehung des Nordoberpfalz-Plutons. Doctoral thesis, Univ of Heidelberg, 308 pp
- SIEBEL W (1993b) Geochronology of the Leuchtenberg granite and the associated redwitzites. *KTB Report* 93-2: 411–416
- SIEBEL W (1995) Anticorrelated Rb-Sr and K-Ar age discordances, Leuchtenberg granite, NE Bavaria (Germany). *Contrib Mineral Petrol* (in press)
- SIEBEL W, WENDT I, HÖHNDORF A (1995) Origin of Late Variscan granitoids of NE-Bavaria, Germany, evidenced by Nd isotope systematics. *Chem Geol* (submitted)
- STEIGER RH, JÄGER E (1977) Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *EPSL* 36: 359–362
- WENDT I (1986) Radiometrische Methoden in der Geochronologie. *Clausthaler Tektonische Hefte* 23: 170 pp
- WENDT I (1993) Isochron or mixing line? *Chem Geol* 104: 301–305
- WENDT I, CARL C, KREUZER H, MÜLLER P, STETTNER G (1992) Ergänzende Messungen zum Friedenfelder Granit (Steinwald) und radiometrische Datierung der Ganggranite im Falkenberger Granit. *Geol Jb A* 137: 3–24
- WENDT I, HÖHNDORF A, KREUZER H, MÜLLER P, STETTNER G (1988) Gesamtgesteins- und Mineraldatierungen der Steinwaldgranite (NE-Bayern). *Geol Jb E* 42: 167–194
- WENDT I, KREUZER H, MÜLLER P, SCHMID H (1986) Gesamtgesteins- und Mineraldatierungen des Falkenberger Granits. *Geol Jb E* 34: 5–66

Lamprophyres from the KTB: petrogenetic implications from whole-rock geochemistry and Sr and Nd isotopes

ULRICH HARMS AND STEFAN HÖLZL

Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung - KTB, Stilleweg 2, D-30655 Hannover;
Mineralogisch-Petrographisches Institut, Universität München, Theresienstr. 41, 80333 München

Abstract

Lamprophyres of variable calc-alkaline composition were intruded along a NNW-SSE zone into a thickened and uplifted crystalline crust up to a depth of 7.2 km. A Rb-Sr whole rock isochron yields a late Variscan intrusion age of 307 ± 21 Ma. A comparison of the post-granitic lamprophyres and pre- to syngranitic mafic plutonic granitoids shows similarities in the trace element composition and Nd- and Sr-isotope signature, which can be interpreted in terms of a common mantle source enriched by subduction processes.

Introduction

The boreholes of the Continental Deep Drilling Program penetrated more than 9 km of metamorphic rocks on the western edge of the Bohemian Massif in NE-Bavaria. The majority of geoscientific investigations were performed on metamorphic rock sequences. Nevertheless, a small minority of plutonic rocks did occur in the drilled sections, which comprise satellite associations of nearby Variscan late-kinematic granites (Fig. 1). The satellites are dykes, sills and veins of aplites, pegmatites, diorites and lamprophyres. The latter range in size from mm to m in the boreholes and frequently occur in outcrops in the surrounding field area.

In general surface samples do not occur in *in-situ* relations to host rocks and are often altered, thus hampering the investigation of lamprophyres. However, the KTB Vorbohrung (pilot hole, VB) with its continuous coring offers an excellent opportunity to study these rocks. Detailed sampling, known host rock relations and depth distribution to more than 9 km in the KTB Hauptbohrung (main hole, HB) allows for petrogenetic studies.

Field relations

Geology of the area

The KTB drill site is situated in the Zone of Erbendorf-Vohenstrauß (ZEV), a tectonometamorphic terrane characterized by early Variscan HP-MP metamorphism and consisting of northwesterly striking amphibolites and biotite-plagioclase gneisses. The layers of metabasic and metasedimentary rocks are steeply dipping towards the southwest and swing partly towards the northeast. The ZEV is surrounded by the late Variscan HT/LP metamorphic terranes Saxothuringicum (north) and Moldanubicum (east, south) and a sedimentary (Permian to Cretaceous) foreland (Fig. 1). The metamorphic units are vastly intruded by late-orogenic granite plutons, which together form the Nordoberpfalz-Pluton (Siebel 1993). Early stocks and sheets of

present address: GeoForschungsZentrum Potsdam, Telegrafenberg, D-14473 Potsdam

gabbroic to granodioritic, hybrid rocks of appinitic character (locally named Redwitzit, hereafter named monzodiorites according to the main rock type) predate the granite intrusion or are contemporaneously emplaced. They occur along a zone easterly paralleling the ZEV.

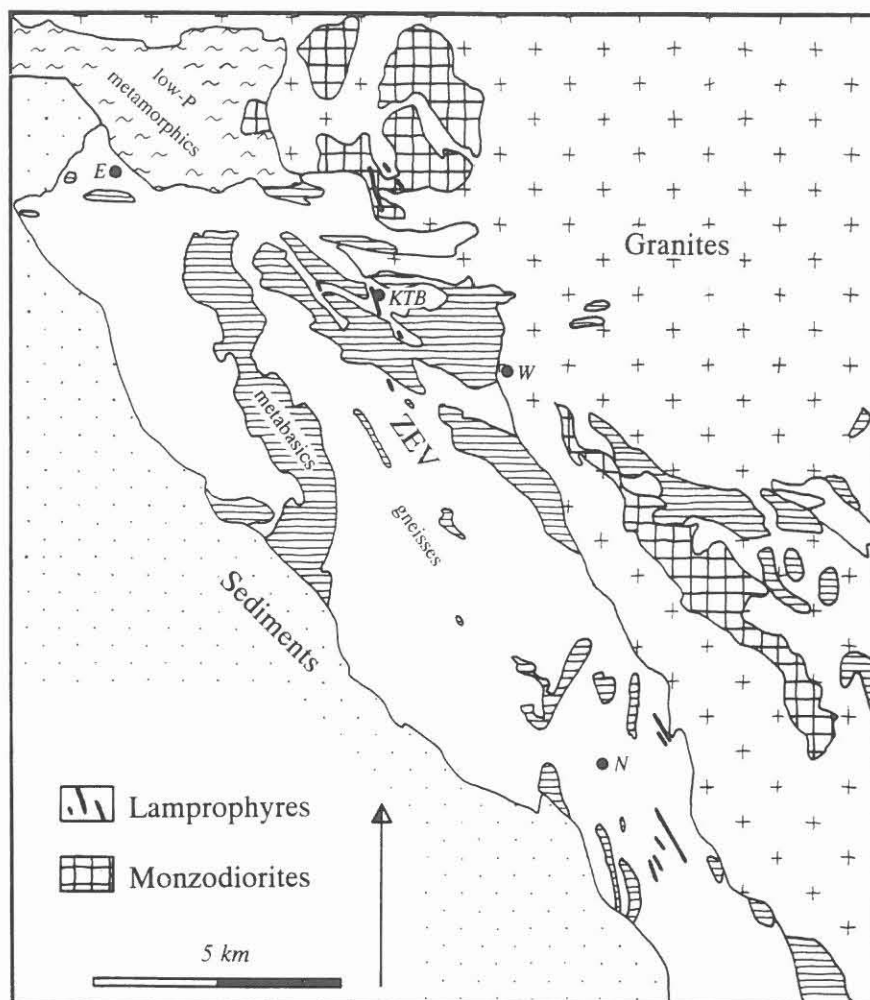


Fig. 1: Geological sketch map of the surroundings of the KTB and the northern ZEV. Note the lamprophyre occurrences in a NNW trending array. E = Erbendorf, W = Windischeschenbach, N = Neustadt

Surface samples

Dark, fine-grained plutonic dykes crosscut the ZEV and their crystalline surrounding generally in NNW trending directions (Fig. 1). The majority of occurrences are known only from floats. However, in road- and railway-cuts and excavations steeply dipping intrusive dykes several cm to m-sizes were often obtained. Currently, only a crag along the railway, 2 km north of the KTB site, exhibits an outcrop of lamprophyres. Here the host rock contacts are sharp and distinct following regional fault trends. Local intrusion related faulting often extends into the host rocks and granitoid xenoliths are incorporated into dykes.

In the wider area lamprophyres intruded into Saxothuringian metasediments, as well as Variscan granitoids and ZEV gneisses, but were lacking in ZEV metabasites although local dyke trends cross amphibolite occurrences. Obviously, their capability of fracturing and/or passing country rocks is not limited by density (lamprophyres from the borehole = 2.6 - 2.7, gneiss = 2.75, metabasite = 3.0 g/cm³ (Huenges et al. 1989), but by the tensile strength of country rocks (Röckel and Natau 1989).

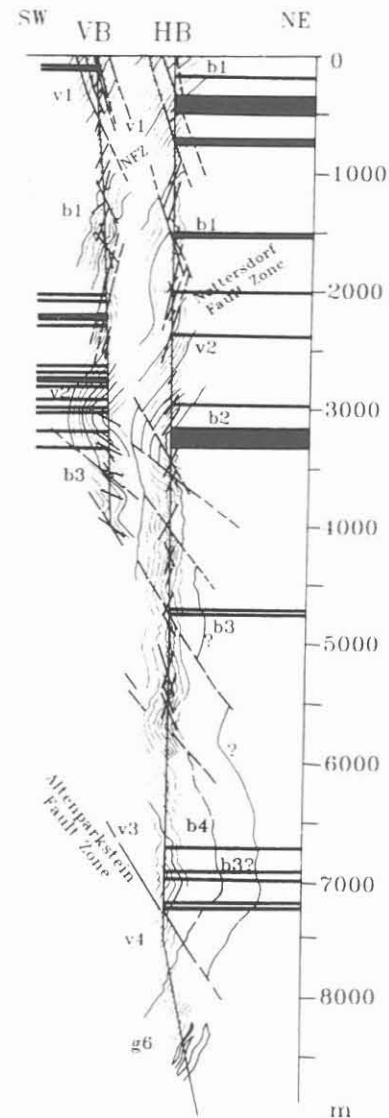
The lamprophyres are bound to the SSE-NNW trending Variscan fault systems and partly to N-S faults (Hirschmann 1992) and occur parallel to the monzodiorites and the Leuchtenberg and western Falkenberg granites. A close relationship exists to the widespread quartz-gangue-mineralisation, which also follows these trends and the E-W and NW-SE directed faults, especially along the granitoid margins. The lamprophyres clearly postdate the granitoid intrusions, and the NNW and N trending fault patterns, which were activated for granite emplacement and uprise, were reactivated for the intrusion of lamprophyres. The basic dykes are hosted in fault systems, which were later used by the quartz-gangues and an additional graphite-sulfide mineralisation.

Drilled samples

Lamprophyres ranging from cm up to 6m thickness crosscut the drilled sequences in several places (Fig. 2), and especially between 2000 and 3300 m (31 occurrences) in the Vorbohrung. In the Hauptbohrung (HB) the dykes are less concentrated. Below 7257m to the final depth of 9100m lamprophyres were not observed. The lowermost occurrence is almost identical with the lowermost part of the hanging wall of the large Franconian thrust (seismic reflector SE1, see de Wall et al., this volume). Since the upper block was probably uplifted shortly after granite intrusions (Zulauf et al. 1994), newly created extensions may have triggered adiabatic decompression and dyke intrusion in the hanging wall, whereas the lack of intrusions below the thrust may be due to the rigid behaviour of the stable lower block.

Gneisses only are discordantly penetrated by the fine-grained dark dykes and on no occasion metabasic rocks. Dipping is flat to medium steep and the magmatic, sometimes chilled margins, are often reactivated as cataclastic shear zones. Common wall-rock fragments document a forceful emplacement.

Fig. 2: Occurrences of lamprophyres in the KTB drillholes and their relation to major tectonic features. Horizontal lines indicate intrusion zones, not thickness or dip!



Incorporated graphite-mineralised cataclasites and graphite mineralisations along the contacts prove a pre-intrusive tectonic and hydrothermal activity. Small dykes and the outer contact zones are often fissured and veined parallel and along the contacts. Calcite-prehnite-quartz-adularia-filled veins, pyrite impregnations and bleached contact zones are frequent and document on-going syn- to post-intrusive hydrothermal activity and alteration, which is reduced towards the centre of thicker dykes.

Petrography

Petrographic characteristics

The KTB lamprophyres conform with the calc-alkaline (shoshonitic) types following the mineralogical criteria of Rock (1991). The majority of samples are spessartitic (HB) to kersantitic (VB) with plagioclase over K-spar and hornblendes equal to or over biotite (+chlorite), but a few samples tend to minette compositions due to increased K-spar and biotite contents.

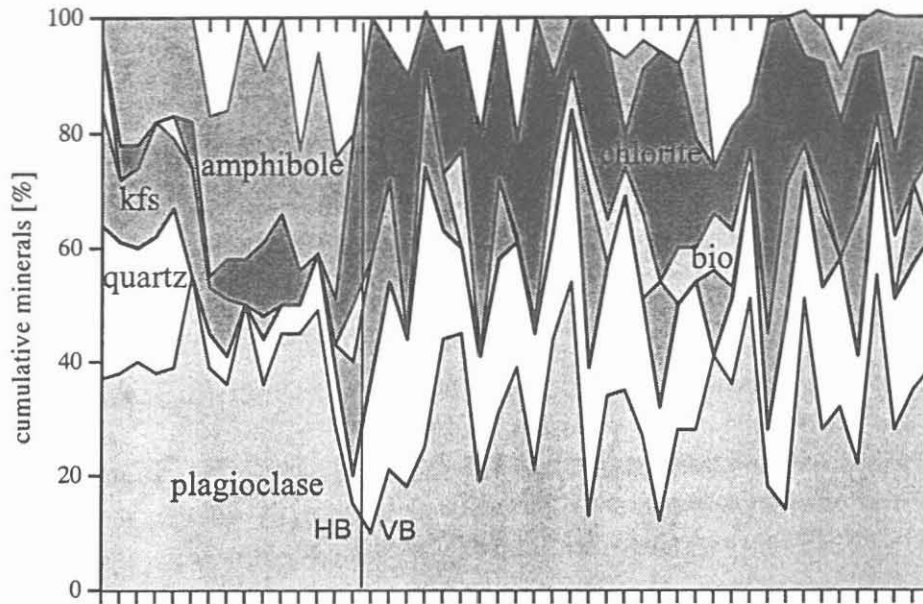


Fig. 3. Cumulative mineralogical composition of lamprophyres from HB and VB. The patterns from bottom to top are: plagioclase, quartz, K-feldspar (and white mica), biotite, chlorite and hornblendes. Numbers on the y-axis give percentages, x-axis shows single sample composition on each bar, according to depth.

Plagioclase laths and brownish red mica flakes and hornblende columns all with sizes often below 0.2 mm form the serial porphyritic texture of the groundmass. The hornblendes are commonly rimmed by clear to slightly green actinolite. Up to 2mm large phenocrysts of former olivin are totally altered to chlorite and other very fine phyllosilicates. Olivin pseudomorphs appear flow-oriented towards the rims of the dykes, whereas plagioclase phenocrysts rarely occur without orientation in the centers of thicker dykes without orientation. Glomerophytic aggregates of very small (5 μ m) clear green spinells are common. Xenomorphous K-spar is rarely visible under the microscope, but XRD analyses (see below) indicate its presence in the groundmass. Leucoxen after altered biotite, irregular titanite, chlorite and sometimes calcite and quartz are further fine-grained constituents of the groundmass. Clinopyroxene relicts as well as sulphide impregnations (mainly pyrite, rare chalcopyrite) are less common.

Mineral phases

Quantitative phase analyses were performed by XRD in the KTB field laboratory and are published in the KTB reports. In order to present an overview, Fig. 3 compiles the variability of compositions from nearly 50 samples from HB and VB. The lamprophyre specimens from the HB (2000 - 4010 m samples only) are generally richer in amphibole and plagioclase with chlorite being depleted in comparison to VB samples (0 - 4000 m). In the VB, amphiboles are mainly replaced by chlorite and the variability of compositions is more pronounced. This diversity

conforms with the thin section classification with kersantitic compositions mainly in VB and spessartitic samples from HB (see above) and assures that the composition of the fine-grained groundmass is similar to the porphyroblast relation.

Lamprophyre geochemistry

Whole rock composition

46 XRF analyses performed in the KTB field laboratory and 15 REE determinations (W. Kramer Geoforschungszentrum Potsdam) form the data basis. The major element composition and a rough classification is given in the TAS diagram (Fig. 4). The majority of samples plot in the basalt field with a few samples trending to andesitic basalts. On a water- and CO₂-free basis the samples shift towards basaltic andesites even if 2% OH are subtracted for primary dark micas and amphiboles. Nearly all samples plot in the field of calc-alkaline or shoshonitic lamprophyres according to Rock (1987), exceptions are caused by very low alkalis. In general, the composition of the samples tends to low sodium and potassium contents in comparison to world mean compositions of calc-alkaline lamprophyres. This may partly be an effect of alteration of the vulnerable - and in fact often altered - feldspars and micas, which carry most of the alkalis. Anyhow, the low P and relatively low LILE and LREE contents of the KTB lamprophyres in comparison to mean lamprophyre data show that the low alkalis are mainly of primary origin.

The major element contents are highly variable and do not show any clear coherence, but runaways in Al-, Fe-, Mg-, or Ca-contents can be correlated with local feldspar, mica and olivine accumulations as observed in thin sections. Minor elements like P and Ti are not affected by such trends and are quite stable throughout the analyses at ~1.25 and ~0.3 wt.%, respectively. High Mg# [(MgO+FeO*)/FeO*; FeO*= 90% FeO total] above 60 and Ni-contents of more than 100 ppm quote for a composition which resembles primary mantle melts unaffected by crystallization and fractionation.

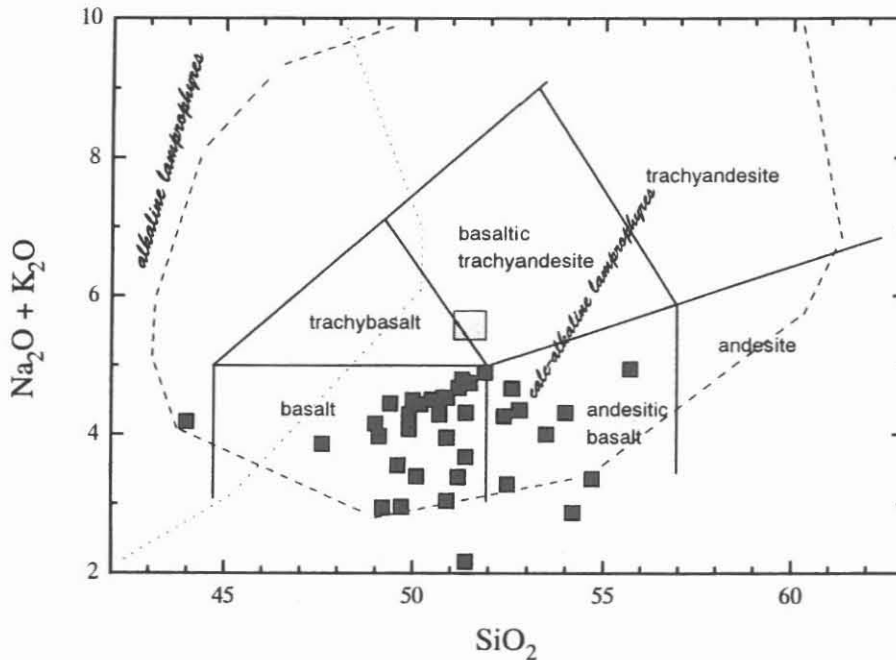


Fig. 4: Classification of KTB lamprophyres in the TAS diagram according to Le Bas et al. (1986). Box = mean calc-alkaline lamprophyre according to Rock (1987)

Similar to the minor elements, the trace elements bear less incoherent distributions, except for the highly incompatible LIL elements and Sr. The MORB normalized multi-element diagram (Fig. 5) shows strong enrichments of LILE and low to moderate enrichments of the less incompatible high field strength elements (HFSE). Troughs in Nb and Ti can be observed in all samples, pointing to a mantle source capable of depleting the liquid in these elements or which was primarily depleted in them.

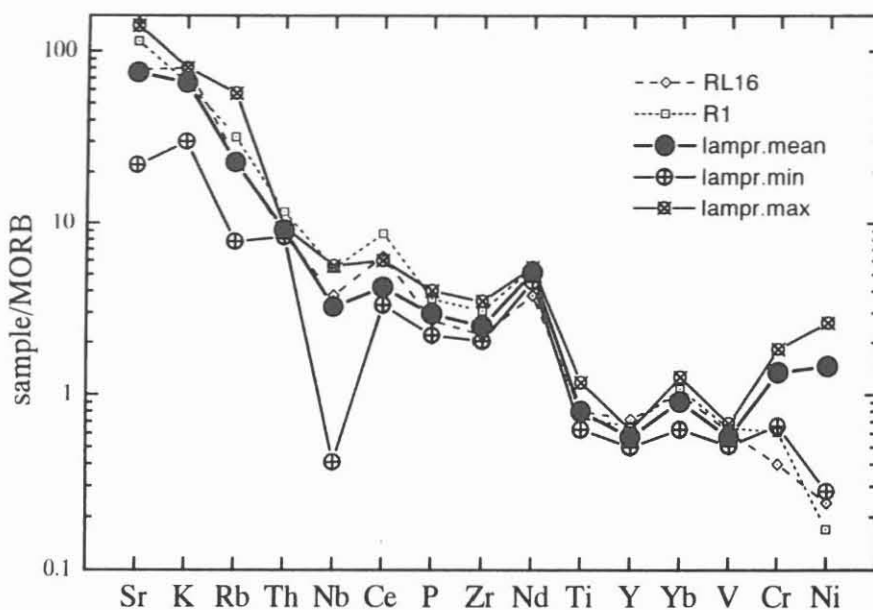


Fig. 5: MORB normalized multielement-diagram of average, minimal and maximal KTB lamprophyre compositions and of two monzodiorite samples (RL16, R1).

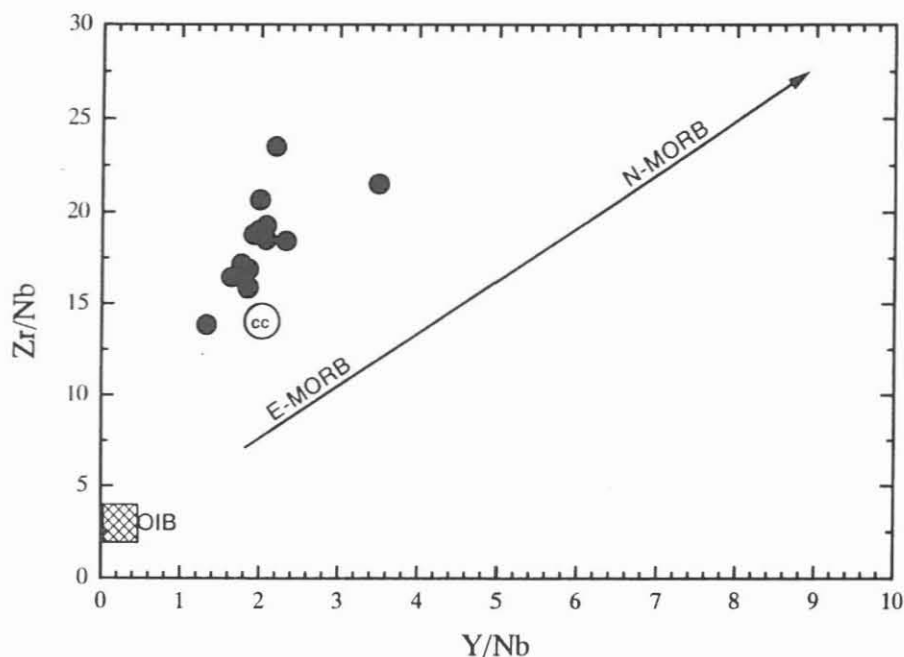


Fig. 6: Y/Nb versus Zr/Nb plot of lamprophyres in comparison to MOR basalt types and Ocean Island Basalts (OIB). Comparable to the lamprophyres with low Y/Nb at high Zr/Nb is subduction-induced island-arc or active continental margin magmatism. CC denotes composition of the earth's crust.

In Fig. 6 the behavior of HFSE in different settings is shown in a Nb-normalized Y versus Zr diagram. These elements are regarded as immobile in hydrothermal alteration and the effect of fractionation and different degree of melting in the source are excluded by the normalization to Nb. The lamprophyre data plot off the array of the anorogenic settings of ocean floor and ocean island basalts but are comparable to island arc or back-arc settings. Their HFSE depletion could be the result of retention of Ti-, Nb- and Ta-bearing minerals in the mantle wedge above subduction zones due to high fluid activities (Tatsumi 1990).

The REEs are rather homogeneous within a suite of 15 samples from the borehole and possess highly fractionated distributions, with $La_n = 160 - 260$, $Yb_n = 10 - 14$, $(La/Yb)_n = \sim 18$ and weak negative Eu-anomalies (Fig. 7). The light- (La-Sm) and median REE (Gd-Ho) show constant decreasing slopes, while the heavy REE are pretty constant at ten-times chondritic values. Such strong REE fractionation in mantle-derived melts is compatible with an enriched mantle composition.

The enrichment of LILE in the mafic dykes can be attributed to various sources. First of all, crustal contamination or hydrothermal activities could increase the contents of LILE. Anyhow, the primary biotite content requires high K and Rb contents in the melt and rules out a late hydrothermal enrichment. Moreover, the parallel high LREE contents cannot be attributed to late-stage fluids. Crustal contamination would deplete the melt in Sr relative to K, Rb, Ba and Th due to the preferential incorporation of Sr in crustal rocks in interaction with a primitive basic melt. Nevertheless, the K/Sr ratios of the samples are below or equal to continental compositions, but not enriched.

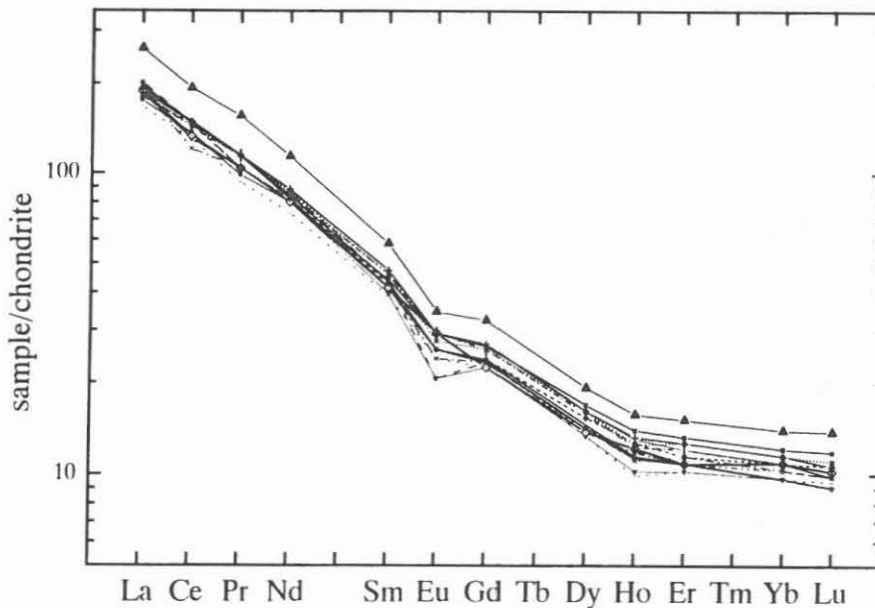


Fig. 7: Rare earth element plots of 15 lamprophyres from the KTB pilot hole. Note the uniformity of compositions and Eu-anomalies in all except one sample.

On the other side, Th/Sr is highly elevated in comparison to normal basaltic rocks or mean crustal compositions. Such enrichments of Th over Sr are similar to evolved granites, but the primitive major element composition of the lamprophyres excludes any significant involvement of granites. Other potential sources are fine-grained clastic sediments, which bear high Th/Sr at rather mafic major element compositions. Taking into account the low K/Sr, an interaction of

mafic melts with sedimentary compositions is only capable if Sr is incompatible, e.g. under mantle conditions. In general, the high gradient of strongly incompatible to less incompatible elements in compositions with high Cr and Mg# quotes for a secondary LILE source, potentially mantle metasomatism.

Sr and Nd isotopes

Rb-Sr and Sm-Nd analyses were carried out at IMP München. About 100 mg sample was dissolved in closed FEP-vessels using HF, HClO₄ and HCl in open vessels. The solutes were aliquoted and mixed with a ⁸⁴Sr-¹⁴⁹Sm-¹⁴⁵Nd-enriched tracer and a ⁸⁷Rb-enriched tracer, respectively. After element separation with HCl-based cation-exchange, the REE fractions were separated with a HDEHP-coated PTFE-resin. Processing blanks were insignificant. Sr and Sm isotopes were measured statically, Nd dynamically on a multicollector Finnigan MAT 261 MS. Rb-measurements were performed on a Finnigan THQ at IAAG München. Normalizing ratios were 0.1194 for ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr, 0.7219 for ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd and 1.78308 for ¹⁵²Sm/¹⁴⁷Sm. Isotope ratios are considered to be reproducible within the following errors: 0.003% for ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr and ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, 1% for ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr and 0.5% for ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd.

11 isotope analyses and Sr, Rb, Nd and Sm determinations are presented in Tab. 1. The variance of Rb (50 - 115 ppm) and Sr (300 - 480 ppm) causes a considerable scatter in the Rb/Sr isotope ratio and allows a regression of the data. The resulting regression line can be interpreted in terms of an isochron, irrespective of the large error, and gives an age of about 230 Ma. Sr mixing can be excluded, because the data scatter irregularly in their (1/Sr) versus initial Sr values. Since some of the samples are highly altered with dark micas completely transformed to chlorites (XRD analyses), we have excluded these specimens from the regression and yielded a date of 307 ± 21 Ma with Sr_i = 0.7066 ± 0.00022 (1σ errors, calculation according to Wendt 1986, Fig. 8).

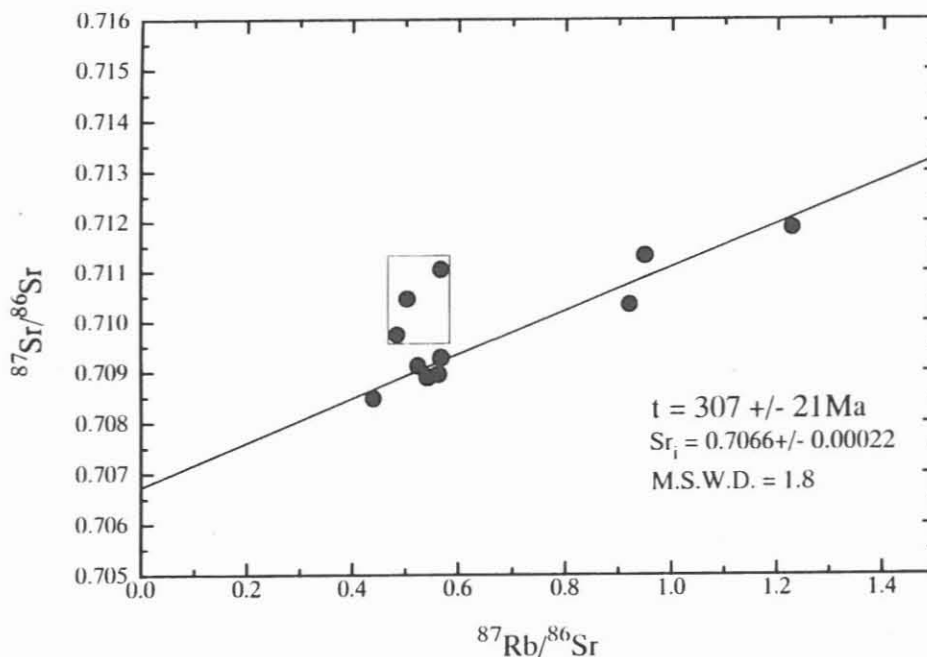


Fig. 8: Rb-Sr isochron diagram of lamprophyres with a corresponding age of about 307 Ma. Data in the rectangle have been omitted in regression due to complete alteration of biotite to chlorite and post-intrusive Sr-isotope alteration.

We are aware of the fact that this age information bears a considerable large error, nevertheless, the determined age corresponds quite well with new Ar-Ar data on micas from one of our samples (VK526), which yielded 305 ± 2 Ma (Kreuzer et al. 1993). Therefore, we assume 305 ± 2 as the best age estimate for the lamprophyre intrusion. Furthermore, the age and the linear array of Sr-isotope data from least-altered samples excludes a strong post-intrusive change. The initial Sr isotope value of about 0.707 fits very well in the range for Variscan lamprophyres (e.g. Turpin et al. 1988). The previously widely accepted age of 295 Ma for lamprophyres from the western Bohemian massif should be interpreted as minimum age estimate. The younger granites of the Nordoberpfalz pluton have emplacement ages between 307 and 317 Ma (Siebel 1993) and predate the lamprophyres with only a short time span.

The Nd-isotope characteristics of the lamprophyres under investigation are quite homogeneous. The $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ present day data do not produce enough scatter for the determination of an age. The ϵ_{Nd} -values are moderately negative and, in view of their similarities to an enriched mantle composition and their intermediate initial Sr-values, they resemble evolved mafic alkaline rocks.

Tab. 1: Rb-Sr and Sm-Nd data determined by mass-spectrometry

sample	Rb	Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Sm	Nd	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	ϵ_{Nd}
vk468	49.98	298.6	0.7097370	0.48438	6.1807	39.3679	0.5123370	0.094906	-5.87
vk476	103.6	325.5	0.7103320	0.9211	6.7343	38.8036	0.5123870	0.104914	-4.9
vk526	93.45	475.92	0.7092730	0.5682	6.5733	41.8718	0.5123170	0.094896	-6.26
vk532	111.09	261.92	0.7118680	1.2276	5.8588	36.1177	0.5123490	0.098057	-5.64
vk641	84.46	450.75	0.7088830	0.5422	7.045	42.0341	0.5123440	0.101316	-5.74
vk742	65.82	363.64	0.7091120	0.52375	7.2478	43.3406	0.5123350	0.101088	-5.91
vk788	66.68	438.78	0.7084740	0.4397	7.2826	43.5578	0.5123080	0.101068	-6.44
vk815	115.35	351.51	0.7113110	0.94972	6.9333	44.6101	0.5123340	0.093951	-5.93
vk192	61.5	314	0.7110400	0.567	6.44	40.95	0.5123170	0.095030	-6.26
vk193	66.5	382	0.7104500	0.504	6.73	42.91	0.5122980	0.094860	-6.6
vk221	87.9	452	0.7089400	0.563	7.086	42.3	0.5123310	0.101280	-6.0

Petrogenetic constraints

The minor and HFS element patterns of the KTB lamprophyres (Fig. 5) resemble those from subduction-induced magmatism at active margins. Anyhow, the late- to post-tectonic setting of the lamprophyres opposes any direct relation to subduction magmatism. LILE and LREE contents are higher than in even potassic calc-alkaline volcanics and tend to carbonatites. The scattered LILE distributions and LILE and HFSE decoupling point to inhomogeneous subcrustal - most potentially - lithospheric source of the lamprophyres. These features are observed worldwide in calc-alkaline lamprophyres, and are consistent with an origin in a depleted mantle wedge, enriched in LILE and LREE during subduction by slab and sediment dehydration (Rock 1991).

The observed geochemical and isotopic features of the KTB lamprophyres are in concordance with this interpretation. The country rocks of the lamprophyres allow testing for an enrichment due to subducted slab dehydration, because the ZEV can be regarded as a relic of a subductionary prism (Harms, 1994). The gneisses represent subducted sediments and the metabasic rocks are most probably subducted oceanic crust and therefore derivatives of a slab.

We have plotted Sr and Nd isotope values of the ZEV rocks together with the lamprophyre data in the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus ϵ_{Nd} diagram for $t = 300$ Ma in Fig. 9. The isotopic composition of

the lamprophyres could be consistent with a derivation from a mixture of ZEV metasediments (with their relatively high ϵ_{Nd} -values in comparison to Variscan sediments after Liew and Hofmann (1988)) and metabasics. The strong Sr-enrichment trend of the lamprophyres in comparison to rather stable ϵ_{Nd} -values can be caused by seawater alteration of ocean floor rocks regarded as one reservoir. The validity of this assumption is supported by similar trends in ZEV metabasic rocks, which were already interpreted as seawater alteration effects by von Drach (1989).

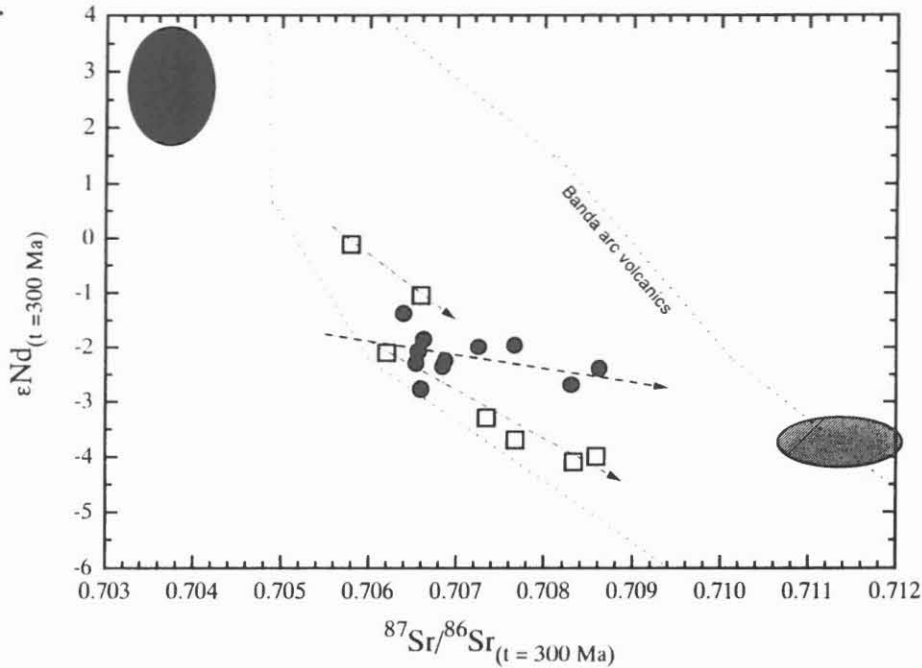


Fig. 9: Initial Sr versus ϵ_{Nd} values of lamprophyres (dots) and monzodiorites (quadrangles). Ovals give composition of ZEV metabasites (left) and metagreywackes (right) (Von Drach, unpubl. data). Arrows show the inferred evolutionary trend for the two monzodiorite suites and the lamprophyres.

LILE and LREE characteristics of the ZEV gneisses also point to such material as a potential source, because e.g. Th/Sr varies from metagreywackes = 0.5 to metaclaystones = 0.8 (lamprophyres 0.2 - 0.9) and Sm/Nd in metagreywackes = 0.20 (lamprophyres = 0.17) (gneiss data according to Wimmenauer 1991).

Relations to monzodiorites

The Variscan late-tectonic granites of the Oberpfalz area are spatially related to basic to intermediate granitoids, mainly monzodiorites. They form the basal sheets of granites. Despite these coherences, the monzodiorites bear no direct genetic relation to granites and follow distinct evolutionary trends due to fractionation of hornblende, clinopyroxen and plagioclase (Siebel 1993; Siebel, this volume). The monzodiorites are mainly mantle melt dominated and possess I-type granitoid characteristics, whereas the granites are S-type. Irregular mineral distributions and incomplete Sr-isotope homogenization point to a hybrid character. Similar to the lamprophyres, the monzodiorites in the KTB vicinity are aligned on a NNW trend broadly following the stretching of the Leuchtenberg granite, which was the first granitoid intrusion in the area.

In Fig. 5 we have plotted the element composition of two representative mafic monzodiorite samples. The LILE, HFSE and REE compositions of lamprophyres and monzodiorites are

indistinguishable within the variance of compositions. These similarities suggest a comparable petrogenetic evolution and tectonic setting despite mineralogical and intrusion time differences. Anyhow, lower Cr, Ni values and basaltophile major elements in the monzodiorites mark differences to the lamprophyres, which can be attributed to incorporated crustal melts or fractionation. While incompatible elements do not significantly change with the incorporation of minor amounts of crustal material or fractionation, the compatible elements decrease drastically.

Further evidence for a close genetic relationship between lamprophyres and monzodiorites comes from the isotopic composition (Fig. 9). Radiogenic Sr and Nd relationships are very similar. Nevertheless, a crustal influence is indicated by the ϵ_{Nd} decrease of monzodiorite data, suggesting an assimilation and/or fractional crystallisation process in the more evolved monzodiorites. In contrast to this, the lamprophyres show a radiogenic Sr-enrichment trend at nearly constant Nd isotope composition. Although this could be caused by a mixing process, there is no such relation visible in Sr_i versus Sr contents or other trace element relationships. Therefore, it can be assumed that the elemental variety of the lamprophyres is for the most part a relic of their source. Similar source rock compositions must be assumed for the mafic monzodiorites, but fractionation and assimilation changed the more felsic types.

Almost all samples exhibit $Sm/Nd = 0.17 \pm 0.02$ despite their variable LREE contents. Siebel (1993) did not find any significant changes in this ratio in monzodiorites, irrespective of a range of $La_n = 100 - 300$ and $SiO_2 = 52 - 60\%$. Therefore, the LREE enrichment slope appears to be a common feature of lamprophyres and monzodiorites, which remains unaffected by differentiation or other crustal evolutions but is a characteristic of similar or common mantle sources.

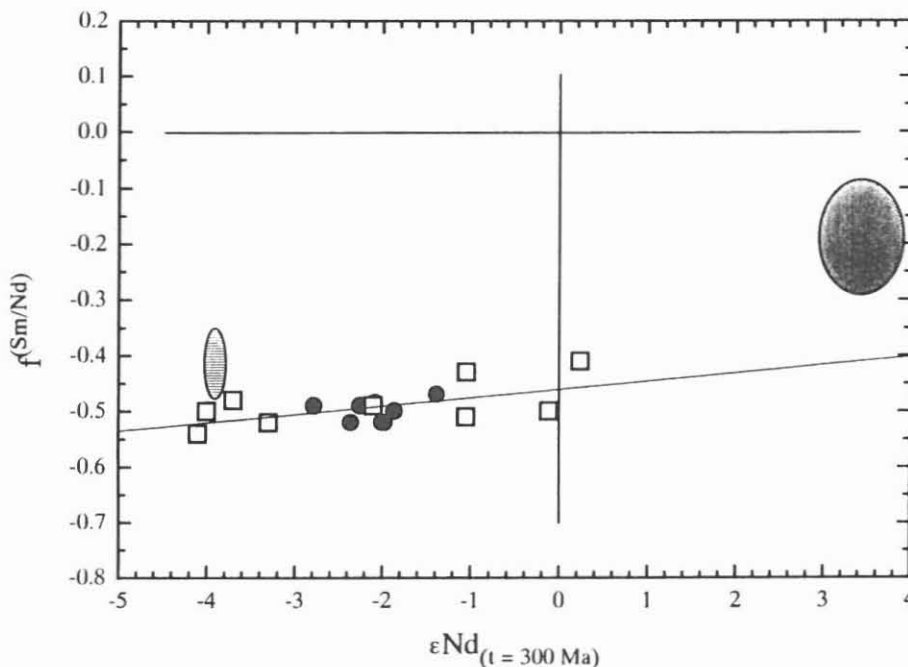


Fig. 10: ϵ_{Nd} values of lamprophyres (dots) and monzodiorites (quadrangles) versus the fractionation factor of Sm/Nd. Ovals give composition of ZEV metabasites (right) and metagreywackes (left). The linear array of data points to a mixing of materials similar to ZEV rocks, but enriched in LREE.

The ϵ_{Nd} -values for the lamprophyres (at $t = 300$ Ma) are plotted versus the fractionation factor of $^{147}Sm/^{144}Nd$ relative to CHUR (Fig. 10; see e.g. Shirey and Hanson 1986) together with monzodiorite data. The resulting linear array of data points can either be an "enrichment isochron", which shows a time span in which the inferred enrichment of mantle sources may have

occurred prior to the intrusion of the rocks, or a mixing line, which indicates the composition of the sources. The enrichment isochron gives an unrealistic date of 2200 Ma, which is far beyond supposed sedimentation ages and close to the oldest dates in the Bohemian massif derived from inherited zircons (Teufel 1988).

If one assumes simple two component mixtures, one of the potential source rocks must be located in the lower right quadrant indicating recent LREE enrichment but long-term depletion in Sm/Nd and the other must be in the lower left signifying young LREE enrichment (at the time of intrusion). These features are in accordance with a derivation of the rocks from a LREE enriched mantle source, which was priorily depleted. Both sources are discordant to ZEV rocks, because both metasediments and mantle rocks must be lower in their $f(\text{Sm/Nd})$, at any time, since the $f(\text{Sm/Nd})$ is time independant in Fig. 10. But sources like the ZEV rocks can have contributed to the petrogenesis of the lamprophyres, if a LREE concentration, e.g. by fluids, was in operation.

Concluding remarks

The dykes were emplaced into a thickened uplifted crustal block during the late-tectonic stage of the Variscan orogeny, they probably intruded along reactivated pathways, which were at least created during the ascent of the early granites and used prior and after dyke intrusion by a granite-induced and a carbon-rich fluid.

The date of intrusion seems to be geologically very short after the emplacement of the latest granites.

The variable petrographic characteristics and alternating calc-alkaline composition show a diversity of emplacement and crystallization conditions even in spatially closely-related occurrences.

The composition is relatively low in LILE and LREE in comparison to other calc-alkaline lamprophyres and those of the neighbouring Fichtelgebirge-Erzgebirge-Anticline (Kramer et al. 1992). Anyhow, they carry the geochemical and radiogenic isotope signature of subduction-related magmatism and mantle enrichment, which is typical for calc-alkaline lamprophyres.

A similar signature is evident in early mafic granitoids, which are mineralogically clearly different and show crustal admixtures. Nevertheless, the mafic primitive monzodiorites of this suite have strong incompatible trace element and isotopic similarities to the lamprophyres, which implicates a tapping of the same subcrustal lithospheric source.

One of the reservoirs could be identical with the present country rocks, because these are remnants of an imbricated and uplifted former accretionary wedge.

Acknowledgment

We would like to express our gratitude to G. Hirschamnn, B. Hofmann, M.T. Lavin-Zimmer, W. Kramer and W. Siebel for support and constructive criticism. Financial support for isotope measurements was provided by the KTB project group.

References

- HARMS U (1994) Pre- and early Variscan evolution of the ZEV units. KTB Report 94-2, in press
- HIRSCHMANN G (1992) Das Bruchstörungsmuster im KTB-Umfeld. KTB Report 92-3, 85 - 124
- HOLL PK, VON DRACH V, MÜLLER-SOHNUS D & KÖHLER H (1989) Caledonian ages in Variscan rocks: Rb-Sr and Sm-Nd isotopic variations in dioritic intrusives from the northwestern Bohemian Massif, West Germany, *Tectonophysics* 157, 179-94
- HUENGES E, BÜCKER C, WOLTER KE, WIENAND J, RAUEN A & LIPPMANN E (1989) Results of the geoscientific proceedings in the KTB-Laboratory; depth interval 1709 to 2500 m. KTB Report 89-2, D1-D83
- KRAMER W, VOGLER P, LEWIS R, LOOS G & JUST, G. (1992) Rare elements in Hercynian basic magmatic series and their tectonic and metallogenetic importance at the northern border of the Bohemian Massif. *Proc. 1st Intern. Conf. Bohemian Massif, Sept./Oct. 1988*: 160-165; Prague
- KREUZER H, HENJES-KUNST F, SEIDEL E, SCHÜSSLER U & BÜHN B (1993) Ar-Ar spectra on minerals from KTB and related medium pressure units. KTB Report 93-2, 133-136
- LE BAS MJ, LE MAITRE RW, STRECKEISEN A & ZANETTIN B (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J Petrol* 27, 745-750
- LIEW TC & HOFMANN AW (1988) Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian fold belt of Central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study. *Contrib Mineral Petrol* 98, 129-138
- ROCK NMS (1991) *Lamprophyres*, Blackie, Glasgow, 285 pp
- ROCK NMS (1987) The nature and origin of lamprophyres: an overview. In: Fitton JG & Upton BGJ (eds.) *Alkaline igneous rocks*. *Geol Soc Spec Pub* 30, 191-226
- RÖCKEL T & NATAU O (1989) Tiefbohrung KTB Oberpfalz VB - erste Ergebnisse felsmechanischer Indexversuche bis 1998 m. KTB Report, 89-2, H1-22
- SIEBEL W (1993) *Der Leuchtenberger Granit und seine assoziierten magmatischen Gesteine: Zeitliche und stoffliche Entwicklungsprozesse im Verlauf der Entstehung des Nordoberpfalz-Plutons*. Dissertation, Heidelberg University, 308 pp
- SHIREY SB & HANSON GN (1986) Mantle heterogeneity and crustal recycling in Archean granite-greenstone belts: evidence from Nd isotopes and trace elements in the Rainy Lake area, Superior Province, Canada. *Geochim Cosmochim Acta* 50, 2531-51
- VON DRACH V (1990) Geochronologie und Isotopengeologie an Proben der KTB-Vorbohrung. KTB Report 90-4, 96-111
- TATSUMI Y (1990) Geochemical evolution of the mantle wedge. In: Marumo F (ed.) *Dynamic processes of material transport and transformation in the earth's interior*, 313-345, Terra Scientific, Tokyo
- TEUFEL S (1988) Vergleichende U-Pb und Rb-Sr Altersbestimmungen an Gesteinen des Übergangsbereiches Saxothuringikum/Moldanubikum, NE Bayern. *Göttinger Arb Geol Pal* 35, 87pp
- TURPIN L, VELDE D & PINTE G (1988) Geochemical comparison between minettes and kersantites from the Western European Hercynian orogen: trace element and Pb-Sr-Nd isotope constraints on their origin. *Earth Planet Sci Lett* 87, 73-86

DE WALL H, DUYSER J, HIRSCHMANN G, KONTNY A, LICH S & SPANGENBERG E (1994) Die Störungszone in 7 km Tiefe - Ursache eines seismischen Reflektors. This volume

WENDT I (1986) Radiometrische Methoden in der Geochronologie. Clausthaler Tektonische Hefte 23, 170 pp

WIMMENAUER W (1991) Geochemie der metamorphen Sedimentgesteine in der kontinentalen Tiefbohrung und ihrem Umfeld. KTB Report 91-1, 106-135

ZULAUF G, DUYSER J & DE WALL H (1994) Late to post Variscan tectonometamorphic evolution of the KTB rock suite. Part C: A preliminary model - Dramatic stacking within supracrustal levels. KTB Report 94-2, in press

Geologische Kriterien zur Unterbau-Exhumierung im Naab-Gebirge

DAGMAR MENZEL & BERNT SCHRÖDER

Institut für Geologie, Ruhr-Universität Bochum, Postfach 10 21 43, D-44 801 Bochum

Abstract

Four stages of post-Variscan uplift and denudation of the Naab-Mts. can be reconstructed with data from the distribution, the thickness and the facies of the surrounding sedimentary cover (map of Fig. 1; stages of evolutionary section, Fig. 2). The uplift-/denudation pattern after geological data is highly similar to the thermo-tectonic history revealed by apatite fission track data.

Aufgabe und Fragestellung

Die von geologischer/geomorphologischer Seite spürbare Skepsis gegenüber tektonischen Interpretationen der Spaltspuren-Analyse (thermo-tektonische Interpretationen) war der Anlaß, das Naab-Gebirge am W-Rand der Böhmischen Masse als ein "Demonstrations-Areal" für eine methodische Kombination mit geologischen Daten auszuwählen. Das post-variszisch exhumierte Kristallin des Naab-Gebirges wird - außer im Osten - von Deckgebirge ummantelt. Abb. 1 gibt einen geologischen Überblick. Die Deckgebirgseinheiten umfassen

- kontinentale Sedimente des Perm,
- diskordant überlagernde tiefe Trias bis Jura (bis zum Malm),
- diskordant folgende Oberkreide und
- abermals diskordant über Unterbau und zerlegtes Mesozoikum hinweggreifendes "Braunkohle-Tertiär" des Naabtal-Systems (max. 20 bis min. 8 Ma) als Appendix des Molasse-Beckens.

Die geologischen Daten aus erhaltener Verteilung, Mächtigkeiten und Fazies der Deckgebirgseinheiten erlauben die Rekonstruktion von Hebungs-/Abtragung-Etappen entlang Profilschnitten (vgl. bereits KLARE 1989, Abb. 30, als erster Versuch).

Die Beprobung des Kristallins für die Apatit-Spaltspuren-Analyse erfolgte 1988 gemäß dem geologisch/geomorphologischen Kenntnisstand und den Rückschlüssen aus der Deckgebirgs-Ummantelung (KLARE 1989, detaillierte Daten in MENZEL 1992). Die thermo-tektonischen Daten wurden z.T. bereits in der Literatur angeführt (HEJL et al. 1990, WAGNER et al. 1991, WAGNER & VAN DEN HAUTE 1992:199-203) bzw. liegen neuerdings zusammengefaßt vor (VERCOUTERE 1994).

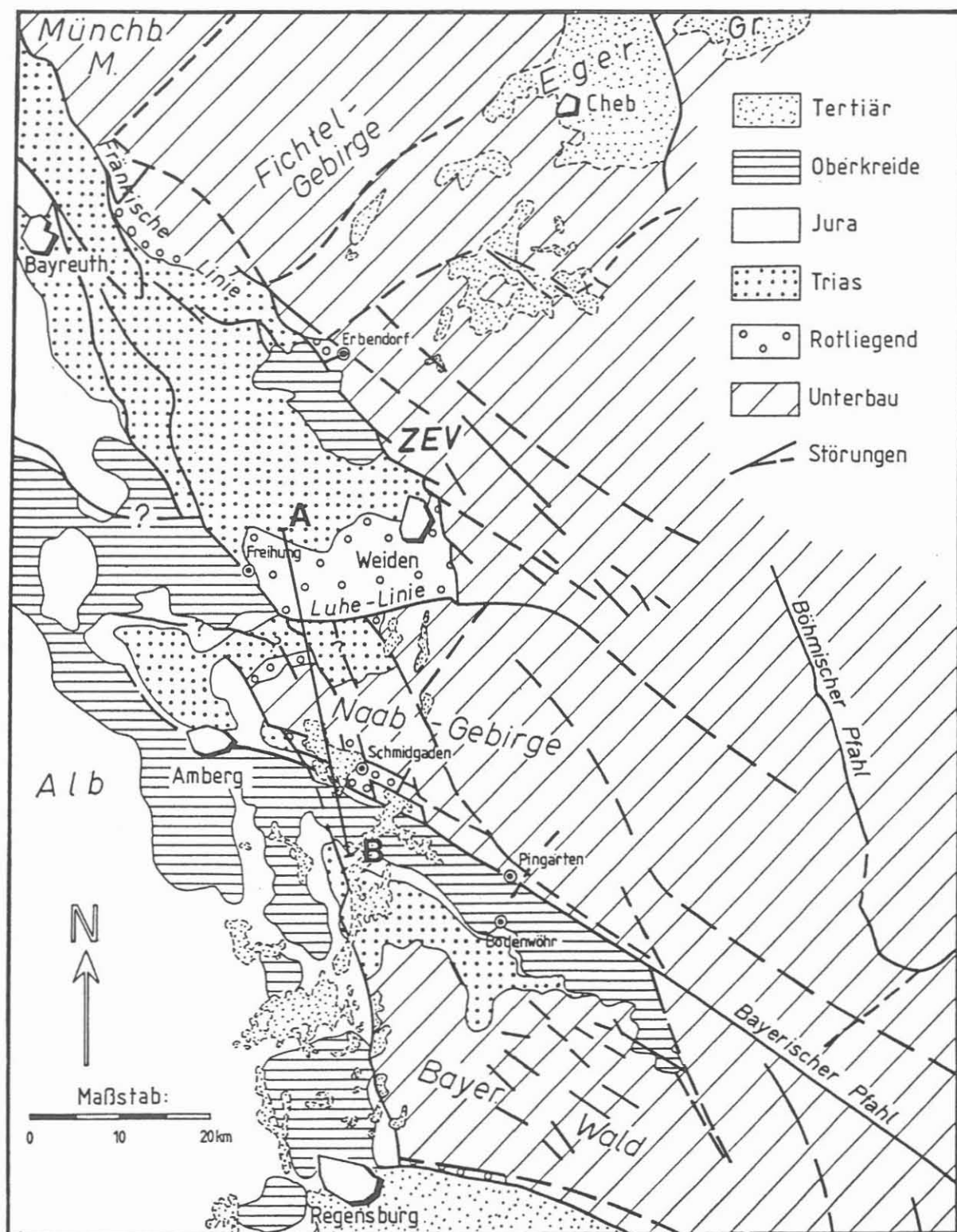


Abb. 1: Geologische Übersicht zur Situation des Naab-Gebirges (nach MEYER 1989, für die N-Umrandung des Naab-Gebirges ergänzt nach MENZEL 1992).

A - B = Profilinie von Abb. 2

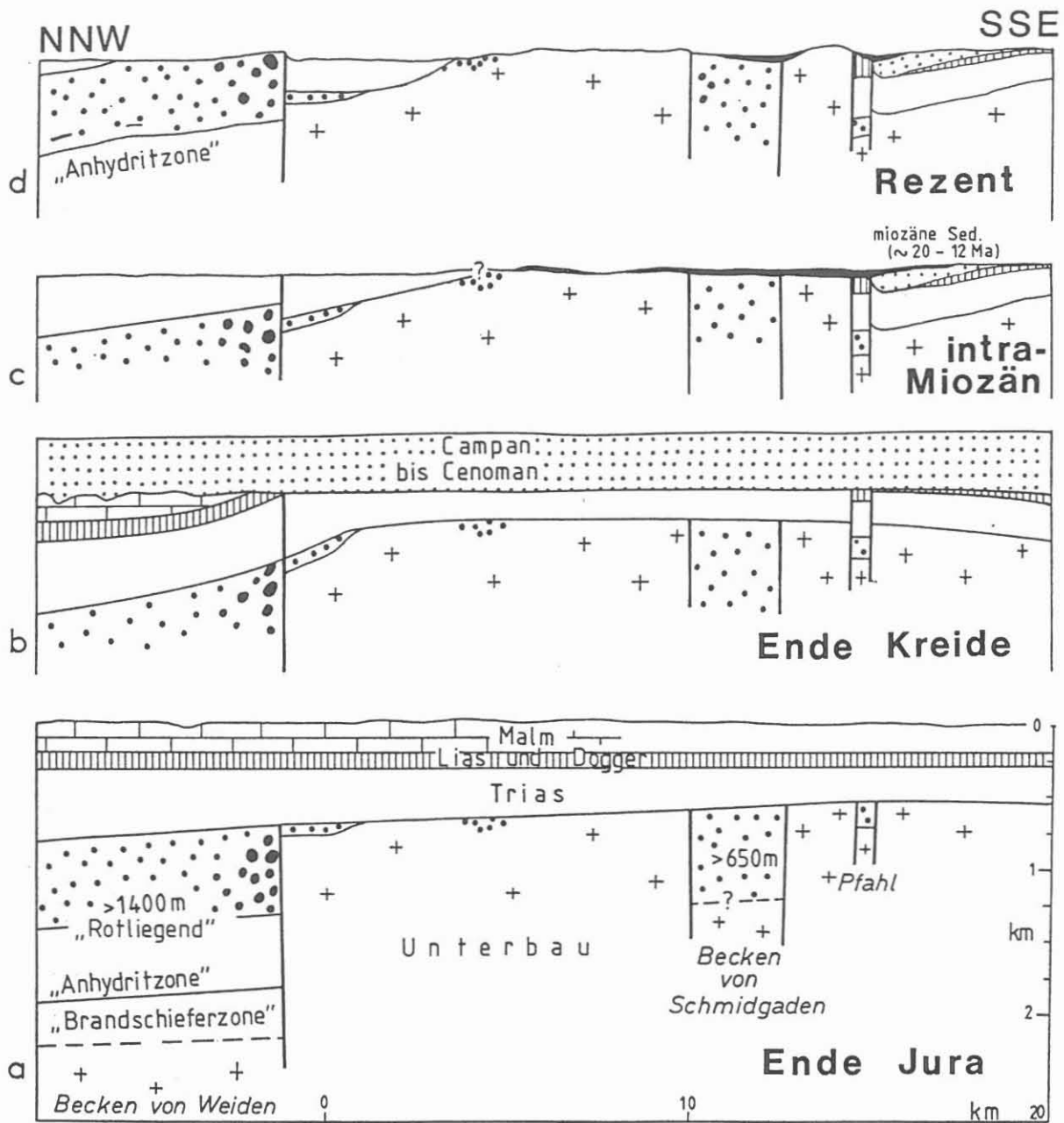


Abb. 2: Profil über das Naab-Gebirge (Lage vgl. Abb. 1) mit Etappen seiner Hebungs-/Abtragungs-Situation. Profil kombiniert mit den Daten von KLARE (1989, Abb.30), MENZEL (1992) und MEYER (1989).

Nachfolgend sollen ergänzend die geologischen Daten zur Hebungs-/Abtragungsgeschichte in einem günstig gelegenen Profilschnitt für einzelne Entwicklungsetappen kurz vorgestellt werden.

Ergebnisse

Die Revisionsaufnahmen in der Deckgebirgs-Ummantelung des Naab-Gebirges (MENZEL 1992) ergaben Korrekturen für die Verbindung zwischen einzelnen bisher schon erfassten Störungssegmenten bzw. Hinweise für den Verlauf bislang unbekannter Störungen (vgl. Abb. 1). Die geometrische Auswertung zur heutigen Lagerung des Deckgebirges ergibt nördlich des Rotliegend-Beckens von Schmidgaden eine nordwärts geneigte Pultscholle. Sie stößt an der Luhe-Linie an die post-oberkretazisch invers aktivierte Scholle des Rotliegend-Beckens von Weiden.

Im unteren Profilschnitt (a) zeigt Abb. 2 den mutmaßlichen Ausgangszustand des Deckgebirges am Ende des Jura. Die Becken von Schmidgaden und Weiden waren bereits spät-paläozoisch separierte Scholleneinheiten (vgl. SCHRÖDER 1988).

Ein erster "Hebungsruck" südlich der Luhe-Linie hat bereits zwischen Ende des Jura und Beginn der Oberkreide stattgefunden. Daraus resultierte entlang der Profillinie ein wahrscheinlich teilweise schon bis in die Trias hinabreichender Abtrag zwischen Luhe-Linie und Pfahl-Zone (vgl. Abb. 2, b).

Die auf eine ehemalige Mächtigkeit von über 500 m zu veranschlagenden Oberkreide-Sedimente lagern entlang der gewählten Profillinie diskordant auf prä-oberkretazisch zerlegtem Deckgebirge aus Jura- und Trias-Schollen. Kleine Einzelschollen wie an der Pfahl-Linie bei Wackersdorf (MEYER 1989; vgl. Abb 2) sind prinzipiell auch andernorts denkbar, aber sonst nicht belegt. Nach Mächtigkeit, Fazies und erhaltener Verteilung reichte Ende der Oberkreide ein noch über 1000 m mächtiges Deckgebirge über das heute exponierte Kristallin des Naab-Gebirges hinweg.

Südlich der Luhe-Linie ist die Schollentektonik älter als die diskordant übergreifenden miozänen Sedimente. Im Bereich des ausbeißenden Kristallinspanes am Südrand des Beckens von Schmidgaden können wir für das Teilstück westlich von Schmidgaden nach geologischen Kriterien eine post-miozäne Wiederbelebung nicht ganz ausschließen (Abb. 2 d). Im Bereich der Pfahl-Zone östlich Schmidgaden bis hin nach Pingarten/Bodenwöhr sprechen alle geologischen Kriterien gegen postmiozäne Reaktivierungen (MEYER 1989, MIELKE 1989).

Hingegen ist der Bereich nördlich der Luhe-Linie in Richtung zum Eger-Graben charakterisiert durch post-miozäne Schollentektonik. Das Tertiär der Naabtal-Zone wird dort durch Hebung des nördlichen Anschluss-Bereiches an der Luhe-Linie jählings abgeschnitten (vgl. Abb. 2 d).

Die aus geologischen Daten erfassten Etappen der Hebungs-/Abtragungs-Geschichte stimmen weitgehend überein mit den Ergebnissen der Spaltspuren-Analyse (vgl. MENZEL et al. 1994). Diese sehen zusammengefaßt wie folgt aus (zuletzt in VERCOUTERE 1994):

Als Folge der spät-variskischen Hebung und Abtragung begann die Uhr der Apatit-Spaltspuren um 310-280 Ma zu laufen. Nachfolgende Absenkung und Eindeckung mit permischen und

mesozoischen Sedimenten versetzte die Unterbau-Gesteine in den Temperatur-Bereich partieller Ausheilung der Spaltspuren. Darin verweilten sie bis zum Einsetzen einer erneuten Abkühlung ab Ende der Kreide bis gegen Ende des mittleren Tertiärs. Nach der Verteilung der Alterswerte ist die dazugehörige Hebung im südlichen Teil der Unterbau-Einheit ausgeprägter und entspricht der in Abb. 2 ablesbaren Kippungstendenz.

Schlußfolgerung, Konsequenzen, weitere Pläne

Unter günstigen geologischen Begleitbedingungen läßt sich die morphotektonische Entwicklung größerer Schollen und kleinerer Teilschollen in anderen Gebieten ähnlich wie am Naab-Gebirge rekonstruieren resp. erfassen und verbessern (vgl. SCHRÖDER 1990, 1992 für das KTB-Umfeld). In einigen Schwerpunktgebieten liegen bereits ermutigende Ergebnisse vor (Steinwald, BISCHOFF et al. 1993) bzw. laufen an (Fichtelgebirge, PETEREK et al. 1994). In anderen Arealen sind grenzüberschreitende interdisziplinäre morphotektonische Neubearbeitungen wünschenswert (z. B. Slavskovsky les [Kaiserwald], Erzgebirge) bzw. bieten sich lohnende Ziele für zukünftige Arbeiten an (z.B. Vorderer Bayerischer Wald mit Bodenwöhrer Senke und deren südliche Anschlußscholle).

Literatur

- BISCHOFF, R., SEMMEL, A. & WAGNER, G.A. (1993): Fission-track analysis and geomorphology in the surroundings of the drill site of the German Continental Deep Drilling Project (KTB)/Northeast Bavaria. - Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd., **92**, 127-143, Berlin/Stuttgart.
- HEJL, E., WAGNER, G.A., VAN DEN HAUTE, P., VERCOUTERE, C. (1990): Spaltspuruntersuchungen zur postvariszischen thermotektonischen Entwicklung des KTB-Umfeldes. - KTB-Report **90-4**, 310-320, Hannover.
- KLARE, B. (1989): Gliederung und Paläogeographie des Buntsandsteins im Ostteil der Süddeutschen Scholle, - 150 + VII S., Diss. Nat. Fak. RUB, Bochum (Selbstverlag).
- MENZEL, D. (1992): Struktureller Bau des Trias-Gebietes am Nord- und Westrand des Naab-Gebirges. - 78 S., Dipl.-Arbeit Geol. Inst. RUB, Bochum.
- MENZEL, D., SCHRÖDER, B., VAN DEN HAUTE, P., VERCOUTERE, C. & WAGNER, G.A. (1994): Beispielgebiet Naab-Gebirge - thermotektonische und geologische Kriterien zur Unterbau-Exhumierung. - 1. Mitteleurop. Geomorphologen-Tagung Wien 1994, Poster-Beitrag, Wien
- MEYER, R.K.F. (1989): Die Entwicklung der Pfahl-Störungszone und des Bodenwöhrer Halbgrabens auf Blatt Wackersdorf (mit einem geophysikalischen Beitrag von K. BADER). - Erlanger geol. Abh., **117**, 1-24, Erlangen.

- MIELKE, H. (1989): Tektonik des Kristallins auf Blatt Wackersdorf. - Erlanger geol. Abh., **117**, 35-42, Erlangen.
- PETEREK, A., SCHRÖDER, B. & NOLLAU, G. (1994): Untersuchungen zur morphotektonischen Entwicklung des Fichtelgebirges. - 1. Mitteleurop. Geomorphologen-Tagung Wien 1994, Poster-Beitrag, Wien
- SCHRÖDER, B. (1988): Outline of the Permo-Carboniferous basins at the western margin of the Bohemian Massif. - Z.geol.Wiss., **16**, 993-1001, Berlin.
- SCHRÖDER, B. (1990): Spät- und postvariszische Schollentektonik des KTB-Umfeldes. - KTB-Report **90-4**, 293-299, Hannover.
- (1992): Post-hercynian fault block activities in the basement area near KTB-drilling site. - KTB-Report **92-4**, 287-294, Hannover.
- VERCOUTERE, C. (1994): The thermotectonic history of the Brabant Massif (Belgium) and the Naab Basement (Germany): an apatite fission track analysis. - 191 S., Diss. Univ. Gent.
- WAGNER, G.A., HEJL, E., VAN DEN HAUTE, P. & VERCOUTERE, C. (1991): Spaltspurenuntersuchungen am Kern der KTB-Vorbohrung und an Umfeldgesteinen. - KTB-Report **91-1**, 259-268, Hannover.
- WAGNER, G.A. & VAN DEN HAUTE, P. (1992): Fission track dating. - 285 S., 128 Abb., Stuttgart (Enke).

Cenozoic Degradation History at the Western Margin of the Bohemian Massif

BERNT SCHRÖDER, Institut für Geologie, Ruhr-Universität Bochum, Postfach 10 21 48
D-44 801 Bochum

1. Introduction

Stages and areas of basement degradation during the Cenozoic can be reconstructed by analysing the stratigraphy, paleogeography and composition (mainly heavy mineral assemblages) of time-equivalent sediments from adjacent basins. An outline of the Mesozoic/Cenozoic stages of degradational development is shown in Fig. 1 .

2. Methods

The pattern, ages and altitudes of preserved Cenozoic sediments (locally also lava flows) and relics of regoliths yield data to reconstruct areas of

- long lasting and/or persisting downwarping and sediment supply (e.g. Molasse Basin), or
- early (Fichtelgebirge, Erzgebirge, Böhmerwald) or late Cenozoic uplift (north of the Luhe fault; e.g. fault block mosaic of the Steinwald area), and
- heterochronous (Cheb and Sokolov basins; HECKHOFF-WACHMANN 1993) and/or alternating activity of fault block units (Hessenreuth forest; SCHRÖDER 1992, BISCHOFF et al. 1993).

Due to intensive Cenozoic weathering the mineral provinces and source areas can be reconstructed best by "stable" marker minerals (e.g. topaz from the Fichtelgebirge, kyanite from the ZEV area; HECKHOFF-WACHMANN 1993).

3. Results

Since the Eo-/Oligocene the interaction between uplift areas and base levels of erosion gave rise to successive new adjustments of river and valley development (mainly consequent valleys) feeding the depositional areas (comp. Fig. 2, 3).

The mainly trough-shaped valley of the Eo-/Oligocene Naab drainage system can be traced by its sediment supply to the Molasse basin since the Lower Marine Molasse (UMM, stages 1 - 5c of Fig. 2, 3).

The aggradation of the Naab valley fill started at the end of the Upper Marine Molasse (OMM) with northward prograding sedimentation, eastward retreat of the marine environment and therefore changing base level of erosion within the Molasse Basin. The southward inclined valley floor is deeply buried below the Lower to early Upper Miocene valley fill preserved immediately S of the Luhe fault.

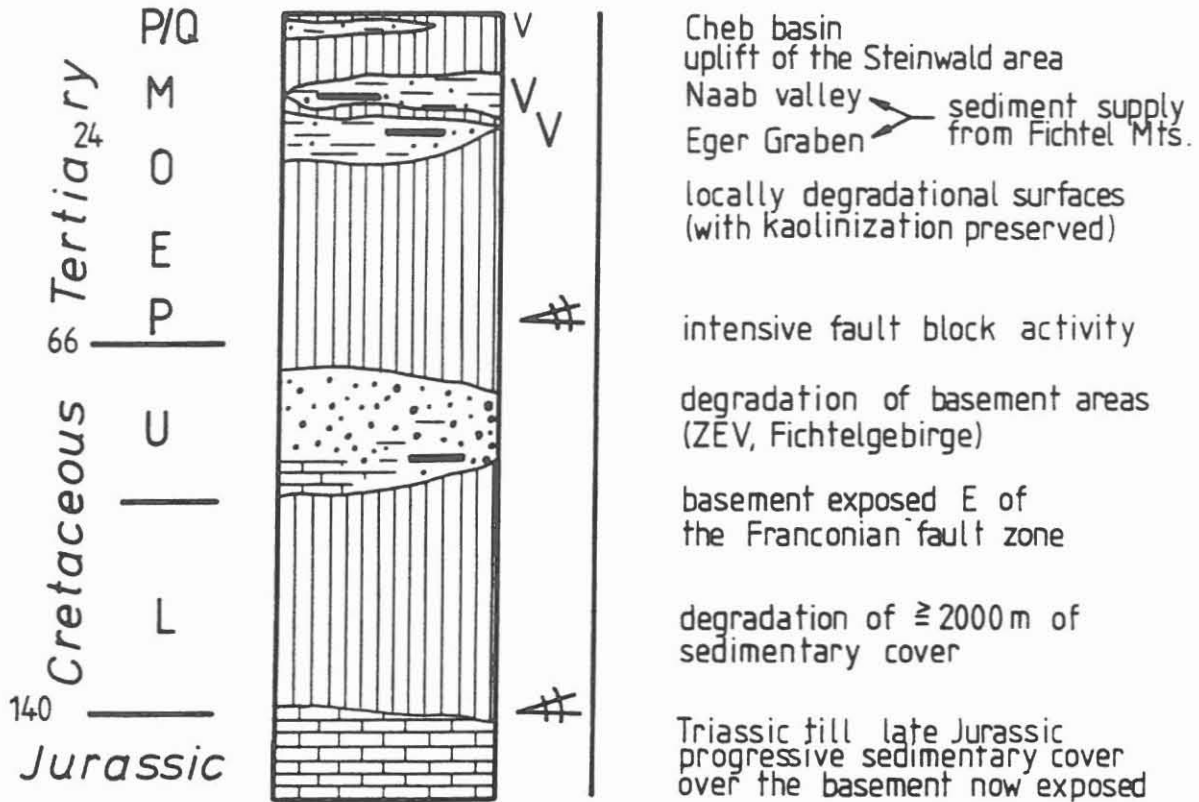


Fig. 1. Stages of post-Jurassic degradational development at the western margin of the Bohemian Massif (combined after SCHRÖDER 1992, PETEREK et al. 1993).

The upper course to the N of the Luhe fault probably became connected by river capture which extended to the present drainage area of the headwater region during the late Miocene/early Pliocene. The V-shaped antecedent valley crossing the Steinwald formed during the Plio-/Pleistocene uplift of this area.

The V-shaped valley of the headwater region of the recent Fichtelnaab river was formed during the Oligo-/Miocene as an E-ward trending tributary of the Ohre (Eger) Graben (topaz as a marker mineral; HECKHOFF-WACHMANN 1993).

The main features of the well-defined "European watershed" in the area go back to Oligocene times (mountain range of the Fichtelgebirge-Erzgebirge - EISSMANN 1994, mountain crest of the "Böhmerwald"). Only few indications of a migrating divide can be concluded from the area between the upper course of the Fichtelnaab and the Eger river systems (HECKHOFF-WACHMANN 1993). This is caused by late Miocene to recent fault block activities in the western part of the Ohre (Eger) Graben (BISCHOFF et al. 1993).

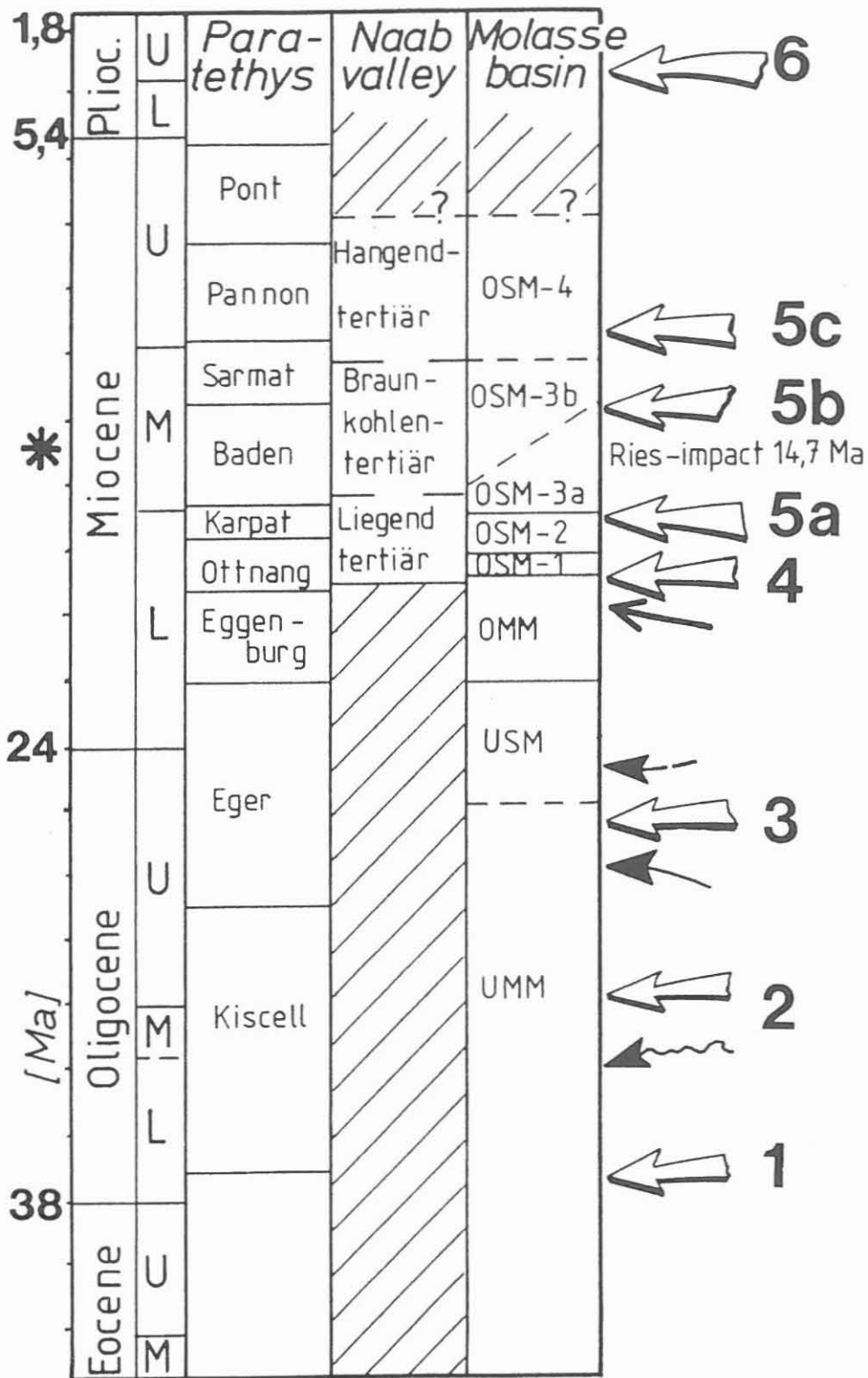


Fig. 2. Cenozoic stratigraphy with time spans of sediment supply to adjacent basins (comp. arrows and numbers of fig. 3)

OSM = Upper Fresh Water Molasse, OMM = Upper Marine Molasse, USM = Lower Fresh Water Molasse, UMM = Lower Marine Molasse, * = Ries impact

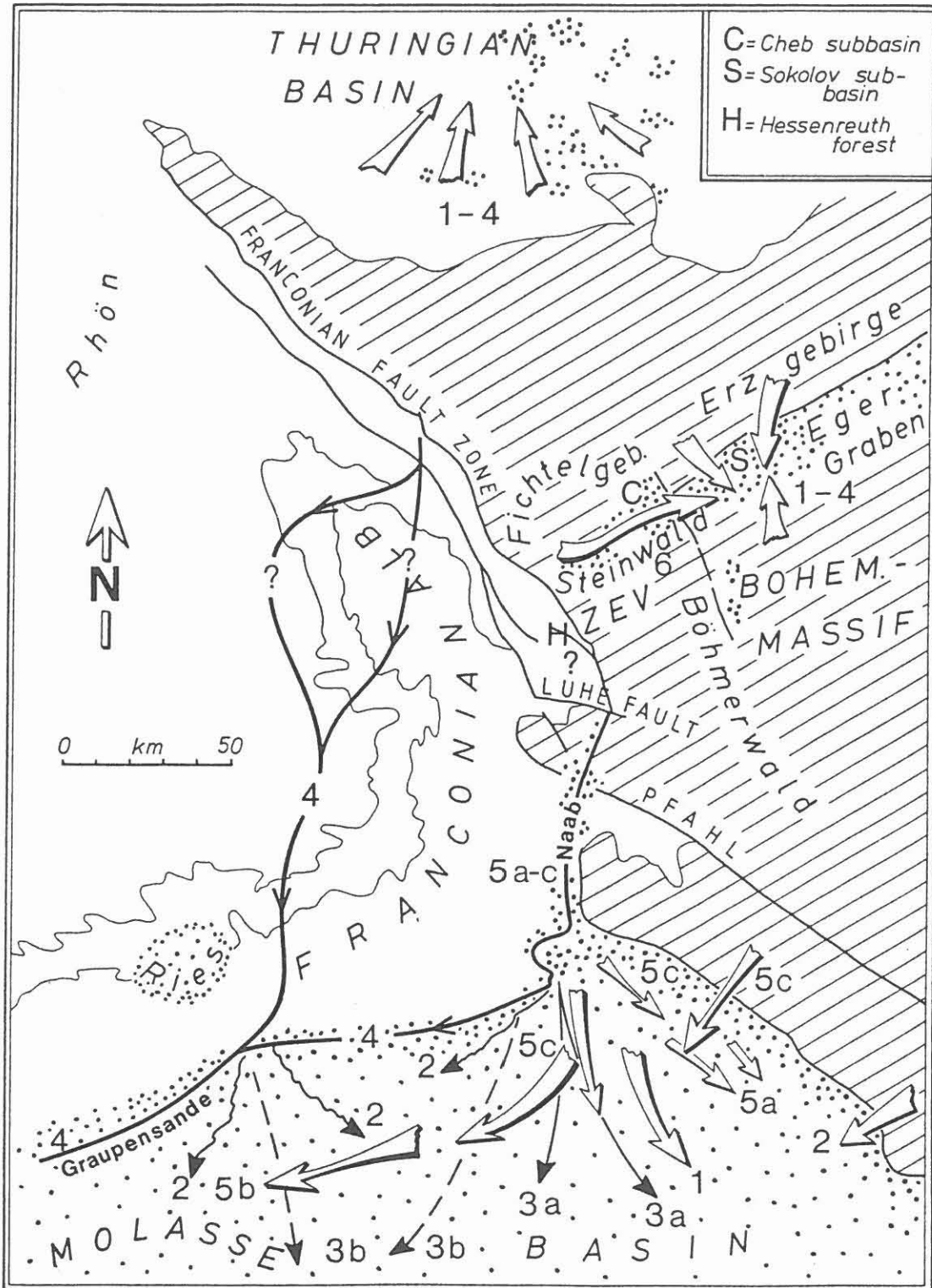


Fig. 3. Map showing time spans (1-6) with sediment supply (arrows) to the N (North German- Polish Basin) and to the Ohře (Eger-) Graben (1-4), to the Molasse Basin (1-5c), to the valley fill of the Naab river system (4-5c) and to the Cheb sub-basin (6).

Data combined after AUTORENKOLLEKTIV 1989, HECKHOFF-WACHMANN 1993, LEMCKE 1988, UNGER & RISCH 1991, STEINMÜLLER 1974.

Dotted areas = Tertiary sediments

The present surface of the ZEV area looks like an old landscape of uniform development. Nevertheless, it cuts individual blocks of late Cretaceous/early Tertiary and intra-Cenozoic uplift movements (comp. WAGNER & VAN DEN HAUTE 1992: 199-203; AGEL et al. 1993, SCHERER et al. 1993).

4. Conclusions

The main features of the orographic subdivision of the area result from tectonic forms (fault-block and/or fault-wedge mountains) going back to Eo-/Oligocene times. It is poorly understood how the landscape features of the Cretaceous/early Cenozoic and intra-Cenozoic downcutting phases changed into the recently dominating planation surfaces (e.g. ZEV area). The whole area seems to be of fascinating interest for multidisciplinary investigations yet to come of the prevailing interactions of endogenic and/or exogenic factors dominating its geomorphology and geomorphogeny.

References

- AGEL, A., SCHERER, T. & HAFNER, S.S. (1993): Bestimmung von Hebungsdaten mit Hilfe von EPR-Untersuchungen an Quarzen. - 6. Koll. KTB, 1.4.-2.4.1993, abstracts: 116-119, Gießen.
- AUTORENKOLLEKTIV (1989): Zur Kenntnis der Molasse in Bayern und angrenzenden Gebieten. - *Geologica Bavarica*, **94**: 1-484, München.
- BISCHOFF, R., SEMMEL, A. & WAGNER, G.A. (1993): Fission-track analysis and geomorphology in the surroundings of the drill site of the German Continental Deep Drilling Project (KTB)/Northeast Bavaria. - *Z. geomorph. N.F., Suppl.-Bd.*, **92**: 127-143, Berlin/Stuttgart.
- EISSMANN, L. (1994): Leitfaden der Geologie des Präquartärs im Saale-Elbe-Gebiet. - *Altenburger nat.wiss.Forsch.*, **7**: 11-53, Altenburg (27. DEUQUA-Tagung, Leipzig 1994).
- HECKHOFF-WACHMANN, P. (1993): Känozoische Hebungs-/Abtragungsgeschichte zwischen Egergraben und Naabtal-Tertiär. - Diss. Univ. Bochum.
- LEMCKE, K. (1988): Geologie von Bayern, I. Das bayerische Alpenvorland vor der Eiszeit - Erdgeschichte - Bau - Bodenschätze. - 175 pp., 71 fig., Stuttgart (Schweizerbart).
- PETEREK, A., MAIER, M., BANKWITZ, E., BANKWITZ, P., FRANZKE, H.-J., RAUCHE, H. & SCHRÖDER, B. (1993): Contribution to the late- and post-Variscan tectonic evolution at the western margin of the Bohemian Massif. - *KTB-Report*, **93-2**: 107-111, Hannover.
- SCHERER, T., AGEL, A. & HAFNER, S.S. (1993): Determination of uplift rates using EPR investigation of quartz. - *KTB-Report*, **93-2**: 121-124, Hannover.
- SCHRÖDER, B. (1992): Post-Hercynian fault block activities in the basement area near KTB-drilling site. - *KTB-Report*, **92-4**: 287-294, Hannover.

- STEINMÜLLER, A. (1974): Känozoikum. - In HOPPE, W. & SEIDEL, G.: Geologie von Thüringen: 717-741, Gotha/Leipzig (Haack).
- UNGER, H.J. & RISCH, H. (1991): Die Thermalwasserbohrung Straubing TH 1 und ihr geologischer Rahmen. - Geol. Jb., A. **130**: 3-51, Hannover.
- WAGNER, G.A. & VAN DEN HAUTE, P. (1992): Fission track dating. - 285 pp., 128 fig., Stuttgart (Enke).

The role of the present erosion level in the interpretation of the Bohemian Massif Hercynides

MILOŠ SUK

Faculty of Science, Masaryk University, Kotlářská 2, 61137 Brno, Czech Republic

Abstract

There exist many notable differences in the present erosion level among the Hercynian crystalline units of the Bohemian Massif. This situation is well documented and comes out from geological, petrological and sedimentological data. Remnants of the pre-Hercynian, most likely Cadomian erosion level indicate the occurrence of deeper levels in the ENE part of the Erzgebirge Mts (Freiberg - Ústí nad Labem) and of upper levels in the WSW (the Fichtelgebirge Mts). The boundary of this setting lies along the Ohře fault zone. Remnants of the post-Hercynian erosion level are abundant in the crystalline units in the core of the Bohemian Massif (Moldanubicum, Barrandian), particularly in its southern part. This is due to a strong uplift during the terminal phase of the Hercynian orogeny. The differences in the erosion level between the Elbe fault zone in the northeast and the Donau fault zone in the southwest are more than 12 km concluding from the depth of origin of the respective crystalline units. Similar differences in the present erosion level are displayed by the units in the northernmost part of the Bohemian Massif between the Odra lineament and the Elbe fault zone, and in the south between the Donau fault zone and the Insubric lineament in the basement of the Alps. An imbricated block structure of the Bohemian Massif is believed to have originated in this way. This is likely to have been caused by the subduction of Laurasia under Gondwana and by the block desintegration of the Hercynian orogenic belt during the terminal phase of the Hercynian orogeny. In the eastern part of the Bohemian Massif, the depth of the erosion level appears to be increasing from the east to the west in the Paleozoic units (cf. DVORÁK 1993) but remnants of the post-Cadomian erosion level can be traced, too. The knowledge of the trends in the present erosion level is important for the paleogeography (e.g. the discussion concerning the origin of feldspars in Permocarboniferous greywackes), for the metallogeny, for the interpretation of deep seismic profiles and for the selection of sites for deep drilling in particular.

Methodological approaches

Variations in the present erosion level of the Cadomian and Hercynian crystalline units within the Bohemian Massif are thought to have resulted from an interference of uplift and denudation in periods following the Cadomian, the Hercynian and even the Alpine orogenies and from the denudation which occurred during the post-Hercynian platform development. The extent of denudation during this period is estimated on average by 1 500 up to 2 000 m (SPENGLER 1939, SATTRAN 1957, DUDEK et al. 1991). The following methods and data can be used when interpreting the variations in the denudation depths vs. the present erosion level.

1. Structural analysis

Structural analysis is based particularly on the preferred inclination of fold axes and other linear elements. This method of investigation in the Bohemian Massif was used e.g. by ZOUBEK (1948) who, concluding from the inclination of the lineation in the Jílové zone thought that towards SW there were exposed deeper zones of the Barrandian Proterozoic. DUDEK & SUK (1965) relying on the inclination of these linear elements (around 7°) established the difference between the north-eastern and south-western margins of the Jílové zone to be 7 to 8 km. Similarly, they estimated the difference between the northern margin of the Kutná Hora and Čáslav regions and the southern margin of the Mühlviertel to be 12 to 15 km. ZOUBEK (1961) and ŠKVOR (1975) showed, using the same method, that in the Krušné hory Mts. (Erzgebirge) where the inclination of fold axes and other B elements is towards W, thus opposite to that in the Barrandian, the structure of the Krušné hory unit passes to the NE into a structural elevation where Early Paleozoic rocks (except downfaulted blocks such as the Rehefeld unit) disappear and deeper metamorphic zones become gradually exposed.

2. The extent, width and petrological character of zones of regional metamorphism.

Metamorphic zones, according to the course of paleo-isotherms, were originally sub-horizontal but their present configuration and the distribution of metamorphic isogrades resulted from post-metamorphic movements, folding or uplift. ZOUBEK (1948) and later also VEJNAR (1968, 1972), ZOUBEK jr. et al. (1974) and CHÁB & SUK (1978) demonstrated that in the Moldanubicum and in the Barrandian there are exposed gradually deeper zones with increasing grade of metamorphism towards SW.

3. The distribution and abundance of rocks of deeper zones and plutonic rocks

In the core of the Bohemian Massif, rocks of deeper zones appear to be more abundant in its S or SW parts. For instance, in the northern part of the Jílové zone, there are mostly effusive rocks with remnants of pillow lavas whereas meta-gabbros occur mostly in the southern part near Mirovice. The Moldanubicum shows a similar distribution: rocks of deep origin, particularly ultramafics and granulites, are more abundant in the southern parts, in Austria, in the Šumava region and in SW Moravia, whereas former volcano-sedimentary rocks of the so-called Variegated Group are more abundant in the northern parts. DUDEK et al. (1991) assumed that the southern parts of the Moldanubian (South Bohemian) pluton as well as the Central Bohemian pluton expose zones which are up to 7 km deeper than those in the north. The occurrence of dike rocks also argues for an extensive uplift and denudation during the terminal period of the Hercynian orogeny in the southern parts of these plutons. Structurally and by their depth of origin the earliest dikes correspond to the parent plutonic rocks whereas late dikes are represented by a markedly differentiated character with often aplitic or even aphanitic marginal zones. The latest dikes exhibit a subvolcanic character.

4. Characteristics of the P-T-t-paths of metamorphic rock series and geobarometry of plutonic rocks

Important data on the lithostatic pressure are derived from the rock densities (KRÁLÍK 1983, KRÁLÍK & POLICKÝ 1977, ONDRA & HANÁK 1985) and from geobarometry (DUDEK et al. 1991). KUKAL (1980) and DVOŘÁK (1989), referring to the lowest grade of metamorphism in the Early Carboniferous along the eastern margin of the Bohemian Massif, found an increasing grade of metamorphism and deepening of the erosion level trending from the Moravian depression to the west to the Desná dome. The estimated extent of denudation corresponds to values given by SATTRAN (1957). DVOŘÁK assumes that the increasing grade of metamorphism is particularly due to differences in the paleogradients. However, these differences are more often explained by significant crustal movements. VRÁNA (1992), for instance, assumes that the South Bohemian granulites were uplifted during the Hercynian orogeny by 35 km. Such processes must have had a substantial impact on the surface morphology.

DUDEK, FROLÍKOVÁ & NEKOVÁŘÍK (1991) applied geothermometric and geobarometric data to establish the depth of intrusion of the Central Bohemian pluton. They assume that the depth of intrusion in the northern part was up to 2.5 km, in the central part about 7 km and in the southern part as much as 10 km. As for the Moldanubian (South Bohemian) pluton, they report the depth of cooling of the Eisgarn granite to have been at a maximum depth of 7 km and that of the Weinsberg granite at a maximum depth of 10 km. They assume that durbachites have originated at substantially greater depths, exceeding 15 km. There exist even anatectic plutonic granitic rocks with higher densities containing spinel instead of cordierite. They occur in the southernmost exposed parts of the Moldanubicum in the vicinity of Passau. Similar rocks were found at Boubín in the Šumava region. The internal structure of the body indicates that it is a paligenetic diapire stock (KODYM et al. 1963) which was uplifted by 1.5 to 2 km.

5. Abundance, thickness and facial development of the upper structural units

ZOUBEK (1961) assumes the differences in the extent of Early Paleozoic sediments in the upper structural level of the western and eastern parts of the Krušné hory Mts. to be one of the most important arguments for the interpretation of the depth of the present erosion level. Similarly, the abundance of Early Paleozoic units seems to be decreasing from the Odra lineament to the south along the eastern margin of the Bohemian Massif in the Brno unit. Moreover, earlier units (Cambrian) occur only in the northernmost parts whereas younger units (Devonian) occur only in the southern areas. This argues for the influence of the post-Cadomian relief on the present erosion level. A similar distribution of Early Paleozoic units can be observed in Bohemia where their larger volumes occur in areas adjacent to the Elbe fault zone in the Barrandien and in the Železné hory Mts. The most important facial data are related to the eastern margin of the Bohemian Massif. KUKAL (1980, 1985) reports a gradual uplift, exposure and subsequent levelling of the Devonian source area during the sedimentation of the Early Carboniferous in the Nížký Jeseník Mts. DVOŘÁK, FRIÁKOVÁ & LANG (1976) brought evidence that in the Moravian Late Paleozoic a higher amount of uplift took place in its western than in its eastern parts. This assumption also comes out from paleofacial maps of DVOŘÁK (1992) which indicate that the uplift occurred mostly in the Early Viséan.

6. Data on the velocity of denudation and degradation

Various methods are applied in order to establish the grade and values of uplift and denudation (e.g. P-T-t diagrams of micas: CLARK & JÄGER 1974, data on repeated levelling: SENFT & EXNER 1974). Areas showing high relief dynamics following the termination of an orogeny, e.g. the Alps, reveal values of uplift and denudation close to 1 mm per year. KUKAL (1984) reports from the Carboniferous of the Bohemian Massif Hercynides values of about 0.5 - 1 mm per year. The further development, from the Permian up to now, indicates denudation values less than 2 km (SPENGLER 1939, SATTRAN 1957, KUKAL 1984, DVOŘÁK 1989) which correspond to 0.2 to 0.3 mm of degradation per year. The present movements also correspond to an uplift of some tens of mm per year (KOPECKÝ & VYSKOČIL 1969). These data supplement the knowledge about the velocity of sedimentation. KUKAL (in SUK et al. 1984) established that the velocity of sedimentation within the Bohemian Massif was increasing at the terminal phases of the Cadomian and the Hercynian orogenies from 2 - 3 cm to 27.5 cm per one thousand years which is more than eight times the average value. This can be explained only by the existence of a high-energy relief occurring at the terminal phases of the orogenic processes.

7. Temperature and pressure parameters from mineralizations

Variations in the depths of denudation can also be derived from metallogenic investigations, especially temperature and pressure parameters. As an example can serve the significant differences between the shallow intrusions along the northern margin of the Central Bohemian pluton (Říčany granite) with some greisen Sn-W mineralization, the intrusions of the central parts (Sázava granodiorite) with base metals, gold and antimony occurrences and the occurrences of gold tellurides along the southern part of the pluton (Blatná and Červená granites). These differences, in accordance with data of SATTRAN (1966) correspond to about 10 km differences in the depth of the erosion level between the northern and southern margins of the Central Bohemian pluton.

Regional interpretation

A summary of these data from the Bohemian Massif is given in a map (Fig. 1) and a diagrammatic sketch (Fig. 2) showing the course of the present erosion level isolines. The figures illustrate that the Bohemian Massif consists of several major blocks bounded by prominent fault zones. These blocks show a separate development from the viewpoint of the present erosion level.

1. The area between the Odra lineament in the NE and the Elbe fault zone in the SW

This block shows a complex structure consisting of antiforms and synforms. Obviously, the level of denudation is deeper in the south than in the north. A similar trend can be observed in the Lužice (Lausitz) Massif the deeper facies of which occurs particularly in the part adjacent to the Elbe fault zone (OPLETAL et al. 1983). The thickness and extent of the Early Paleozoic units within the Lugićum and Silesicum increase towards the north. These units predominate absolutely on the Polish territory. This argues for the assumption that this structure originated already in the pre-Hercynian period. The block of the Lugićum and Silesicum which is down-faulted to a greater depth along the Odra lineament is gradually emerging in the Krkonoše Mts

and in the Kladsko region (differences are equal to about 5 km). Dome structures with varying depth of denudation appear to prevail in the southwestern part (Krkonoše-Jizerské hory region).

2. The core region of the Bohemian Massif

This block extending between the Elbe fault zone and the Donau lineament (Barrandian and Moldanubicum) is characterized by an increase of the denudation level depth from the NE to the SW. The differences reach as much as 12 to 15 km. The course of isolines is affected by the Sázava fault zone and the Jáchymov zone along which the respective southern blocks are sunk against the northern blocks. Concluding from the occurrence of granitic rocks and their relation to the above mentioned fault zones, there is evidence that the inclination within the whole block towards NE took place particularly during the period of emplacement of plutons and their dike swarms in the late stages of the Hercynian orogeny.

3. The Moravian-Silesian region

The Moravian-Silesian region has a special character. The dissection of the region into blocks denuded to various depths is very pronounced which makes the interpretation even more complex. The counter-inclined orientation of linear elements in single parts of anticlines of the Silesicum as well as various levels of denudation in parts of the Brno pluton seem to argue for the above mentioned assumption of the special development of the block (SKÁČELOVÁ & WEISS 1978). The extent and thickness of Early and Late Paleozoic units increase towards the north. This argues for an influence of the post-Cadomian denudation level. In contrast to that, the Hercynian units exhibit a decreasing depth from the west to the east, for instance in the area of the Moravian Late Paleozoic (KUKAL 1980, DVORÁK 1993). On the other hand, the paleogeographic situation of the Moravian Devonian (ZUKALOVÁ & CHLUPÁČ 1978) and particularly that of the Early Carboniferous (Culm) indicate a general inclination of the post-Hercynian relief at the eastern margin of the Bohemian Massif towards NE. The same conclusion was drawn independently by KUKAL (1980) based upon sedimentological studies and DVORÁK (1993) who examined structural phenomena.

4. The Krušné hory (Erzgebirge) region (Saxothuringian block)

The Krušné hory region exhibits a completely different trend. The denudation depth increases from SW to NE, so that the crustal level at the NE margin near Děčín is approx. 10 - 12 km deeper than that of the Fichtelgebirge. The boundary with the reversely inclined block of the core region of the Bohemian Massif is formed by the Ohře fault zone. The increase in the extent of Early Paleozoic sediments towards SW argues for the assumption that this inclination existed already prior to the Hercynian orogeny. Consequently, the Carboniferous sediments in the NE part, as well as downfaulted Paleozoic blocks indicate that the original post-Cadomian relief was not completely levelled by Hercynian movements as it happened in the southern parts of the Bohemian Massif.

Discussion and conclusions

The most likely explanation of the segmentation of the central part of the Bohemian Massif into blocks showing various depths of denudation level from NNE to SSW seems to have been movements which occurred during the terminal phase of the Hercynian orogeny. These movements are believed to have resulted from the collision and thrusting of Gondwana over Laurasia which were connected with the settlement of the isostatic balance of blocks in the external parts of the Hercynian orogenic belt. Differences in the denudation level of older units in the terminal phase of the Cadomian orogeny can be explained in a similar way.

If this explanation is correct, the Paleozoic relief of the Alps basement should be completely removed, and the pre-Cambrian basement of central Europe should be exposed in the zone north of the Insubric lineament. The idea about the regular setting of segments with up to 15 km differences in the depth of the denudation levels may be important for the interpretation of seismic profiles and the selection of drilling sites for deep exploratory boreholes. Boreholes which are aimed at the examination of deep structures of the Central European crust, should be located particularly in the southern parts of the regularly arranged blocks, i.e. north of the Insubric lineament, north of the Donau fault zone or north of the Elbe fault zone (and the Holešov-Štiavnice fault which is in continuation of the latter). The idea about the location of deep boreholes has been justified by results of the boreholes Jablunka 1 and Nepasice 1 which showed an extremely interesting geology whereas the borehole Windischeschenbach showed relatively simple lithology. In case we would intend to select a drilling site for a deep exploratory borehole aimed at the verification of the existence of the Hercynides basement, then the borehole should be located somewhere close to and north of the Danubian fault zone in the Bavaricum or in the Moldanubicum of the Mühlviertel.

The establishment of differences in the denudation levels provides interesting data and consequences for the questions related to the source of clastic material of the Carboniferous arcs. KUKAL (1984) and VLAŠIMSKÝ (1986) contributed numerous examples of granitic boulders and pebbles particularly from the southern margin of the Carboniferous sedimentary basin which are in agreement with our idea about the significant and fast updoming of the southern and/or south-western parts of the Bohemian Massif during the terminal phase of the Hercynian orogeny. In contrast to that, such boulders were not yet found in the northern parts of the massif (e.g. in the Krkonoše piedmont basin or in the Krušné hory Mts.). Petránek's (PETRÁNEK 1978, 1984) arguments for the derivation of feldspars from rhyolitic pyroclastics are based on material from the central and northern parts of this area, actually from places with the most important Carboniferous and Permian volcanic activity. In this subsiding area, just the volcanic activity seems to have played the most important role in the morphological dynamics. The updoming southern parts of the today's Bohemian Massif (the Šumava region and its southern and northern foothills) must have had an Alpine character exposed to similar or even greater denudation rates than the today's Alps or Carpathians. In these mountain ranges, the average denudation velocity has been established by various methods at 0.75 to 1.2 mm per year. This is in agreement with the character of sedimentation in intermontane basins such as the Lhotice and Chýnov basins and the southern part of the Boskovice furrow and according to KUKAL (1980) even in the southern part of the Early Carboniferous basin in the Nížký Jeseník .

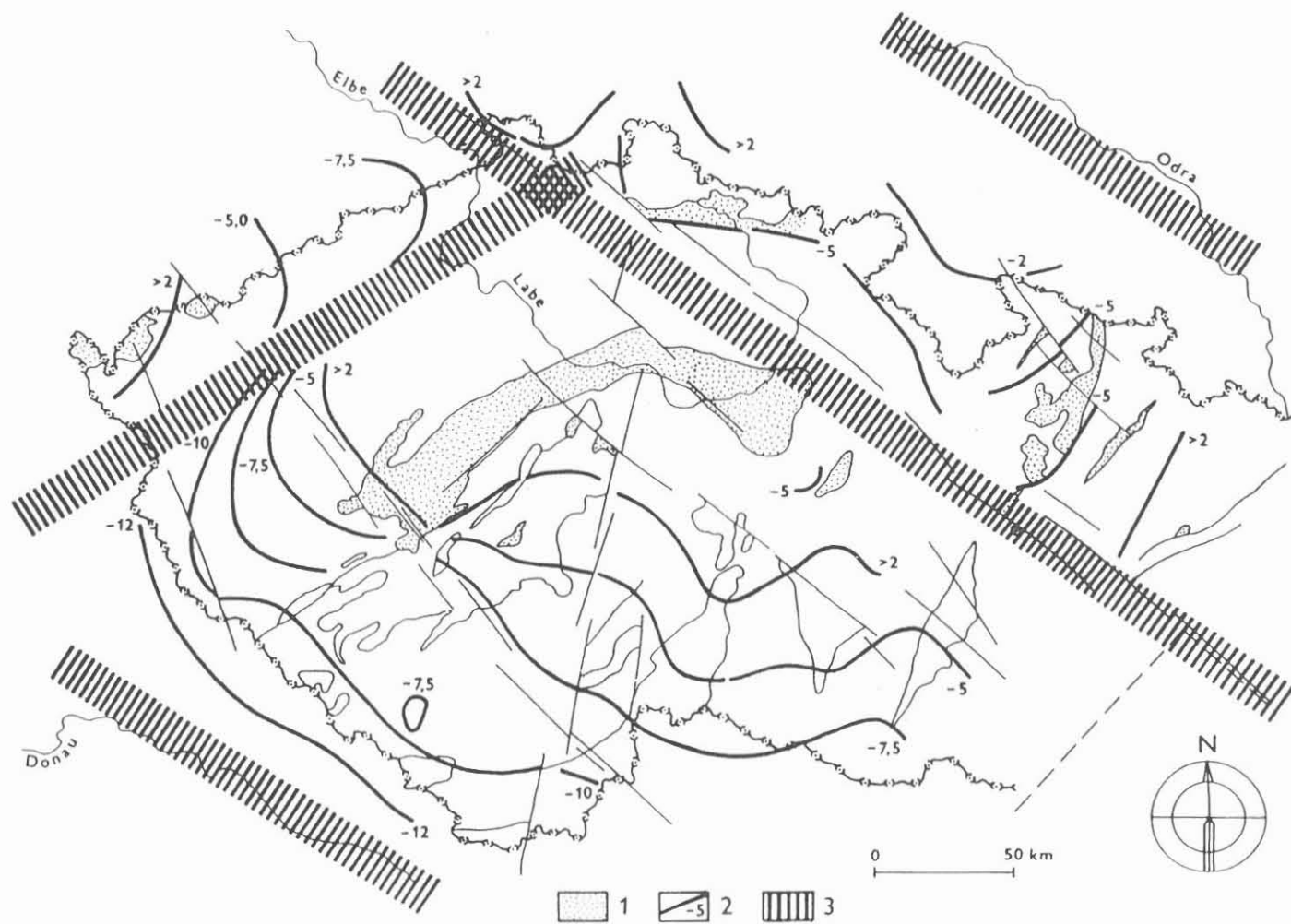


Fig. 1 - Isohypses of the denudation level of the crystalline units at the present erosion level in the Czech part of the Bohemian Massif after geological data.
 1. Relics of Lower Paleozoic units. 2. Denudation level in km 3. Lineaments

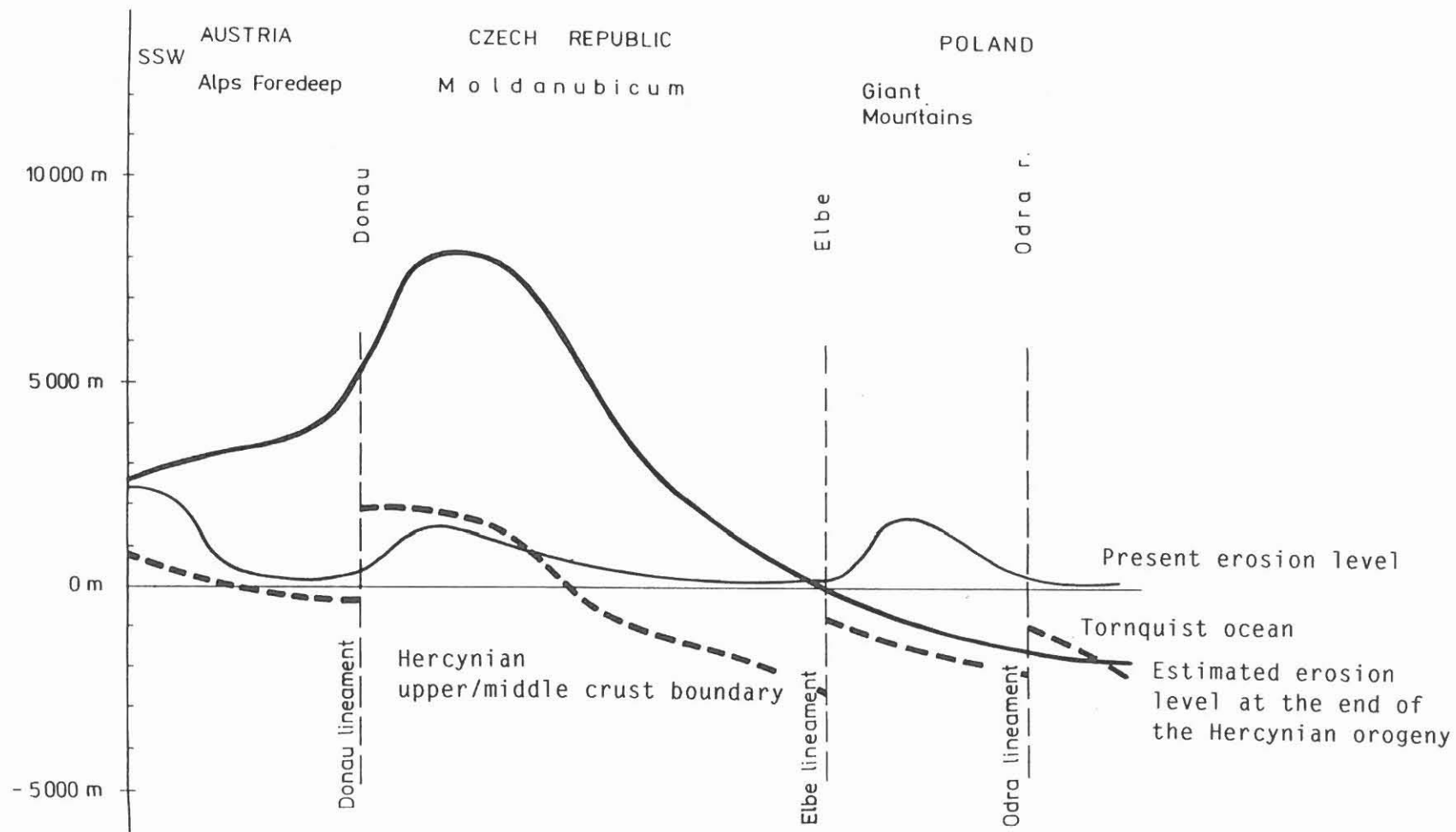


Fig. 2 Reconstruction of the erosion level at the end of the Hercynian orogeny versus the present denudation level

References

- Clark, S.P.jr & Jaeger, E. (1969): Denudation rate in the Alps from geochronologic and heat flow data. - Amer. Journ. Sci., 267: 1143-1160
- Dudek, A., Frolíková, I. & Nekovář, C. (1991): Hloubka intruze hercynských granitoidních plutonů Českého masívu. - Acta Univ. Carol., Geol., Kettner vol. 3-4: 249-256, Praha
- Dudek, A. & Suk, M. (1965): The depth relief of the granitoid plutons of the Moldanubicum. - N.Jb.Geol. Paläont., Abh., 123, 1: 1-19, Stuttgart
- Dvořák, J. (1989): Beziehungen zwischen Tektonik und Paläogeographie im mährischen Karbon. - Geol. Jb. Hessen, 117: 37-51
- Dvořák, J. (1992): Mutual relation of pre-flysch and flysch facies in the Moravian Paleozoic. - Věstn. Českého Geol. Úst. 67, 5: 363-370, Praha
- Dvořák, J. (1993): Moravské paleozoikum. - In: Geologie Moravy a Slezska. - Mor.zem. muzeum a sekce geol. věd MU Brno: 41-57.
- Dvořák, J., Frijáková, O. & Lang, M. (1976): Block structure of the old basement as indicated by the facies development of the Devonian and the Carboniferous in the Moravian Karst/Sudeticum, Moravia, Č.S.S.R./ - Geologica et Palaeontologica, 10: 153-160, Marburg
- Cháb, J. & Suk, M. (1978): Metamorfóza v Českém masívu. - Knihovna Ústř.Úst.Geol. 50: 1-56, Praha
- Kodym, O. jr. et al. (1962): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě 1 : 200 000, list Strakonice. - Ústř.Úst.Geol. Praha
- Kopecký, A. & Vyskočil, P. (1969): Současné vertikální pohyby zemského povrchu v západní polovině Českého masívu. - Věstn.Ústř.úst.geol. 44, 5: 273-282, Praha
- Králík, J. (1983): Diagenese a fyzikální vlastnosti karbonských hornin. - In: Problematika geol. stavby uhelných ložisek ve velkých hloubkách: 53-64, Geofyzika, Brno
- Králík, J. & Polický, I. (1977): Relationship between some physical and mineral properties of rocks and the depth of burial as shown in the Czechoslovak part of the Upper Silesian basin. - Čas.min.geol. 22,1: 1-10, Praha
- Kukal, Z. (1980): The sedimentology of Devonian and Lower Carboniferous deposits in the western part of the Nížký Jeseník Mts., Czechoslovakia. - Sborn.geol.věd, ř.Geology, 34: 131-205, Praha
- Kukal, Z. (1984): Granitoidové plutony byly hlavním zdrojem živců permokarbonských sedimentů. Čas.min.geol. 29, 2: 193-196, Praha
- Kukal, Z. (1985): Vývoj sedimentů Českého masívu. - Knihovna Ústř.Úst.Geol. 61: 1-222, Praha
- Ondra, P. & Hanák, J. (1985): On some relations between density, chemistry and metamorphic history of rocks of the Bohemian Massif. - Krystalinikum 18: 97-115
- Opletal, M., Domečka, K. & Vavřín, I. (1983): Granitoidy lužického masívu v jižní části Šluknovského výběžku a jejich nové petrologické zařazení. - Sborn.geol.věd, ř. Geology, 38: 141-175, Praha
- Petránek, J. (1978): Byly variské plutony Českého masívu tak rychle obnaženy, že se staly zdrojem materiálu karbonských arkoz? - Čas.min.geol. 23, 4: 381-387, Praha
- Petránek, J. (1984): Karbonské arkózy, variské granitoidy a subsekventní vulkanismus. - Čas. min.geol. 29, 2: 197-210, Praha
- Sattran, V. (1957): Odnos krystalinika v prostoru východních Krušných hor. - Věstn.Ústř.Úst.Geol. 32: 317-322, Praha
- Sattran, V. (ed.) (1966): Problémy metalogeneze Českého masívu. - Sborn.geol.věd, ř. LG, 8, 6: 7-112, Praha
- Senftl, E. & Exner, Ch. (1973): Rezente Hebung der Hohen Tauern und geologische Interpretationen. - Verh. Geol. Bundesanst. 1973, 2: 209-234, Wien
- Skácelová, D. & Weiss, J. (1978): Model hloubkového vývoje brněnského masívu podle geofyzikálních dat. - Čas.min.geol. 23, 4: 409-415, Praha
- Spengler, E. (1939): Über die karbonische Abtragung im Bereiche der Böhmisches Masse. - Lotos 87, 1939/40: 105-140, Prag
- Suk, M. (ed.) (1984): Geological history of the territory of the Czech Socialist Republic. - 396 pp, Praha
- Steinhauser, P. & Hoeck, V. (eds., 1990): Präalpidische Kruste in Österreich. - Schwerpunktprojekt S-47 Geo. - Österr. Beitr. zu Meteorologie und Geophysik, H. 3, Wien
- Škvor, V. (1975): Geologie České Části Krušných hor a Smrčín. - Knihovna Ústř.úst.geol., 48, Praha
- Vejnar, Z. (1968): Interrelations between the Monotonous and Varied Groups of the West Bohemian Moldanubicum. - Věstn.Ústř.Úst.Geol. 43: 207-211, Praha
- Vejnar, Z. (1972) : Regionally metamorphosed volcanic rocks from the West Bohemian metabasite belt. - Krystalinikum 8: 131-156, Praha
- Vlašimský, P. (1986): Příspěvek k diskusi o karbonských arkozách a hloubce denudace variských plutonů.- Čas.min.geol. 31, 4: 429-434, Praha

Palynologie in der Kontinentalen Tiefbohrung - eine Erwiderung

HANS D. PFLUG und KLAUS F. PRÖSSL

Institut für Angewandte Geowissenschaften, Diezstr. 15, D-35390 Giessen

Eine jüngst von WALTER & KRENTZ (1995) durchgeführte Untersuchung hat in den Gesteinen der KTB keine Mikrofossilien entdecken können. Das steht im Widerspruch zum positiven Befund bei PFLUG & PRÖSSL (1991a und b) und erfordert eine Erklärung.

Grundsätzlich ist Palynologie in metamorphen Gesteinen keine einfache Routinesache. Erfolg und Mißerfolg hängen von vielen Faktoren ab, vor allem von der gewählten Untersuchungstechnik. Bewährt haben sich hochglanzpolierte Dünnschliffe bestimmter Stärke, Mikroskopie im kombinierten Auf und Durchlicht, Interferenz-Phasenkontrast und Mikrospektrographie. Ungeeignet sind unpolierte Dünnschliffe, Polarisationsmikroskop und REM, also die bei WALTER & KRENTZ benutzten Techniken (siehe PFLUG 1987, PFLUG & REITZ 1987, 1988, 1992, PFLUG & PRÖSSL 1991 a und b, REITZ 1992).

Der Erfolg hängt zweitens von der richtigen Probennahme ab, was einschlägige Erfahrung erfordert. Im Durchschnittsmaterial kann man allenfalls mit einem verwertbaren Fossilfund pro hundert Dünnschliffe rechnen, in günstigem Material mit einem Fund pro 10 Dünnschliffe. Es sei in diesem Zusammenhang darauf hingewiesen, daß die von WALTER & KRENTZ untersuchten Proben nicht mit unserem Typusmaterial identisch sind. Was die Verfasser aus ihren Präparaten abbilden, ist quantitativer Gesteinsbestand ohne palynologische Bedeutung. Man vergleiche ihre Abb. 1 - 10 mit Fig. 3 - 5, 19, 20 bei PFLUG & PRÖSSL (1991).

Drittens: Im bohrlochnahen Aufschluß Bingarten finden sich dieselben Mikroflora, die in den Bohrkernen vorkommen, in reichlichen Mengen und in guter Erhaltung (siehe FRANKE et al. 1992). Diese wichtige Vergleichsgrundlage ist bei WALTER & KRENTZ unberücksichtigt geblieben.

Zusammenfassend ist zu sagen, daß der Befund WALTER & KRENTZ zwar wichtige Informationen zur Mineralogie des Gesteins bietet, aber zur Palynologie keinen Bezug hat. Unsere bisherigen Ergebnisse bleiben also unberührt.

LITERATUR

- FRANKE, W., PRÖSSL, K.F. & SCHWARZ, J. (1992): Devonische Grauwacken im Erbdorfer Paläozoikum - Alter, tektonische Stellung und geotektonische Bedeutung.- KTB Report 92-4: 213-223 .
- PFLUG, H.D. (1987): Chemical Fossils in early Minerals.- Top Curr. Chem. 139: 1-55, Springer, Berlin
- PFLUG, H.D. & PRÖSSL, K.F. (1991): Palynology in the pilot hole of the Continental Deep Drilling Program: results and implications.- KTB-Report 91-1 : 239-242 (1991 a)
- PFLUG, H.D. & PRÖSSL, K.F. (1991): Palynostratigraphical and paleobotanical studies in the pilot hole of the German Continental deep drilling program: results and implications.- Scientific Drilling 2 : 13-33 (1991 b)
- PFLUG, H.D. & REITZ, E. (1987): Palynology in metamorphic rocks: indication of early land plants.- Naturwiss. 74: 386-387.
- PFLUG, H.D. & REITZ, E. (1988): Zur Evolution des eukaryotischen Phytoplankton im Riphäikum - Neue Erkenntnisse aus der Beltserie von Nordamerika.- Geol. Rundschau 77/2: 417-427.
- PFLUG, H.D. & REITZ, E. (1992): Palynostratigraphy in Phanerozoic and Precambrian metamorphic rocks.- In: SCHIDLOWSKI, M. et al. (eds.): Early organic evolution: Implications for mineral and energy resources: 509-518, Springer, Berlin
- REITZ, E. (1992): Silurische Mikrosporen aus einem Biotit-Glimmerschiefer bei Rittsteig, Nördlicher Bayerischer Wald.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1992(6): 351-358.
- WALTER, H. & KRENTZ, O. (1994): Zum Vorkommen organischer Reste in Metamorphiten der Kontinentalen Tiefbohrung Oberpfalz (Vorbohrung). - KTB-Report 94-3 (dieser Band)

ISSN 0939-8732
ISBN 3-928559-13-3