

# **Betrachtungen zu genetischen Aspekten hydrothermaler Fluss- und Schwerspatmineralisationen in Thüringen und Mitteldeutschland**

JÜRGEN WUNDERLICH, JÖRG SCHMIDT, SEBASTIAN RICHLING

Stichworte: Flussspat, Schwerspat, Baryt-Fluorit-Lagerstätten, epithermale Mineralisation, variszischer Mineralisationszyklus, saxonischer Mineralisationszyklus, mesozoisch-känozoische Mineralisation, oberpermische Mineralisation, prä-oberpermische Mineralisation, post-oberpermische Mineralisation, Hydrolithosphäre, Hydrothermen, Sedimentationswasser, Thermalsolen, intrakrustale Zirkulation, Geothermischer Gradient, Paläoklima, magmatogene Genese, deszendente Genese, geochemische Barriere, bruchtektonische Aktivierung, regionale Störungszonen, Mineralisationsabfolge, Altersfolge, absolute Altersbestimmung, Thüringen, Mitteldeutschland, Thüringer Wald, Thüringisches Schiefergebirge, Erzgebirge, Vogtland, Harz

## **Kurzfassung**

Die lithophilen Elemente Fluor (F) und Barium (Ba) reichern sich in der oberen Erdkruste an. In Mitteleuropa bildeten ihre Hauptminerale Fluorit und Baryt an den Rändern und im Innern von tektonischen Hochschollen vor allem während des Meso- und Känozoikums überregional gleichförmige epithermale Ganglagerstätten, die zeitweise von wirtschaftlichem Interesse waren. Der Beitrag fasst die Untersuchungsergebnisse zur Genese dieser Lagerstätten während der letzten großen Erkundungskampagne in den 70er und 80er Jahren des 20. Jahrhunderts zusammen, die ein umfassenderes Verständnis der Natur von Hydrothermen in der Erdkruste förderten. Hydrothermen sind zirkulierende Wässer innerhalb der Hydrolithosphäre, die das Tiefenintervall der Ober- und Unterkruste bis zur Asthenosphäre umfasst. Sie bestehen überwiegend aus vadosen Wässern, die sich mit zunehmender Versenktiefe von Sedimentationswässern zu Diagenesewässern und Solen wandeln und durch die Aufnahme thermischer Energie zur Zirkulation angeregt werden. Die vornehmlich an das Kluftvolumen tiefreichender und vernetzter, regionaler und überregionaler Störungszonen gebundene Migration bedingt die chemische Verwitterung der Rahmengesteinskomplexe in Form von Alteration und Lösung, wobei F, Ba und andere Elemente in Lösung gehen.

Bruchtektonische Reaktivierungsphasen beschleunigen die Zirkulation und führen zum Aufstieg an den Rändern und im Inneren von Hochschollen, wo durch Abkühlung und Vermischung mit oberflächennahen Wässern geochemische Barrieren entstehen, an denen der Lösungsinhalt lagerstättenbildend ausgefällt wird. Der Eintrag zusätzlicher Wärmequellen in seichtere Krustenniveaus in Form intrudierender Magmen zu Zeiten intensiver tektonischer Krustenaktivierung forciert lediglich das Zirkulationsgeschehen durch Auflagerung weiterer Zirkulationszellen, wobei auch juvenile Wässer in die Hydrolithosphäre gelangen und die erstarrenden Intrusivkörper zudem als Quellen für mobilisierbare Elemente zur Verfügung stehen. Die generelle Abfolge der epithermalen Mineralisation und die Auffassungen zu deren Genese werden für den thüringischen Raum in Abhängigkeit von den determinierenden Faktoren, wie Paläogeographie, Paläoklima und geologisch-tektonischer Entwicklungsgeschichte begründet und dargestellt. Aus der Spiegelung dieser Ergebnisse im Licht der Sachverhalte in benachbarten mitteldeutschen und -europäischen Regionen und der Resultate neuerer Forschungsarbeiten erscheinen Unstimmigkeiten, Widersprüche und Probleme in hellerem Licht und verweisen auf künftigen Forschungsbedarf.

### **Some remarks on genetic aspects of hydrothermal fluorite and barite mineralizations in Thuringia and the Mid-German region**

#### **Abstract**

Fluorine (F) and barium (Ba) represent lithophilous elements. Both are enriched in the upper crust. In Central Europe the most important minerals of both elements (fluorite, barite) formed supraregional uniform epithermal vein deposits during Mesozoic and Cenozoic Eras which were temporarily of economic interest. They are situated on ruptures within tectonically upthrown blocks as well as on their marginal faults. This paper summarizes the results of investigations for the genesis of this vein mineralization which were carried out during the last exploration campaign in the seventies and eighties of the 20<sup>th</sup> century. Since that time a more comprehensive understanding of the nature of hydrothermal solutions within the Earth's crust was supported. Hydrothermal solutions mean circulating waters within the hydrolithosphere which encloses the upper and lower crust down to the asthenosphere. They chiefly consist of vadose waters which were altered from sedimentary waters to diagenetic waters and finally to brines depending from the depth of burial. They are put to circulation by assimilation of thermal energy. The migration takes place within the fracture system of a network of deep reaching regional and supraregional fault belts. During migration subterranean weathering and decomposition of the frame rocks occur ending up in solution and alteration processes. So F, Ba and other dissolved elements are assimilated by hydrothermal solutions. Reactivations of fracture tectonics are accelerating the circulation of intracrustal waters. Hydrothermal solutions rise to the surface at the margins of uplifted fault blocks and on fracture zones within. Due to cooling and mixing of hydrothermal solutions with superficial waters geochemical barriers are formed and the solution load is precipitated

to form mineral deposits. By the influx of heat sources into shallow levels of the Earth's crust because of intrusion of magma flows as a result of intense crustal activation the water circulation is forced through further circulation cells. In this case juvenile water is fed into the crustal water reservoir too. At the same time the consolidating intrusive bodies themselves are available to mobilize additional elements. The general sequence of epithermal mineralization in the region of Thuringia as well as the opinions about their genesis which depends on palaeogeography, palaeoclimate and the evolutionary history of geological and geotectonical events are well described and explained. The given conditions are compared with those of neighbouring Central German and Central European regions and with results of more actual investigations for finding out discrepancies contradictions and problems to encourage further research.

## 1. Vorbemerkungen

Im mitteldeutschen Raum wurden zuletzt in den 70er und 80er Jahren des vergangenen Jahrhunderts umfassende Erkundungsprogramme zur grundlegenden Klärung der Fluorit- und Baryt-Perspektivität durchgeführt. Bis Ende der 80er Jahre war die Vorratssituation zu den damals geltenden Abbaukonditionen für alle produktiven Lagerstätten und die meisten Vorkommen in den Grundgebirgsregionen Thüringens, im Harz und im Erzgebirge-Vogtland weitgehend umrissen und in verschiedenen Vorratskategorien quantitativ erfasst. Ab 1990 verlor sich jedoch auf Grund des nun uneingeschränkt zugänglichen Weltmarktes für Rohstoffe das Interesse an den einheimischen Lagerstätten dieser Industriemineralien. Es kam zur totalen Einstellung des Bergbaus, der seitdem nur gelegentlich und abhängig von den Schwankungen der Marktpreise wieder aufgeflackert ist, so in Ilmenau-Gehren und im erzgebirgischen Niederschlag (STEINBORN & SCHRÖDER 2011, STEINBORN 2012). Gegenwärtig ist man bemüht, die einst ausgewiesenen Vorräte unter den heute geltenden wirtschaftlichen Prämissen neu zu bewerten und so das Rohstoffpotenzial auch für das thüringische Territorium zu aktualisieren.

Die seinerzeit durchgeführten Untersuchungen beinhalteten im Zeitraum von 1973 - 1981 auch eingehende geochemische Studien mit dem Ziel der Ergründung der Bildungsbedingungen epithermaler Fluorit- und Barytmineralisationen. Es ist das Anliegen dieser Kompilation, den Beitrag der damaligen Forschungs- und Erkundungsarbeiten zu den genetischen Aspekten dieser Lagerstättentypen im thüringischen Raum und darüber hinaus zusammenzufassen, zu würdigen und zu diskutieren.

Nach MEINEL (1981a) schloss der Komplex regionalgeochemischer und laborativer Forschung zu Fragen der Genese von Fluorit- und Barytkonzentrationen die folgenden Untersuchungsmethoden ein:

- regionale geochemische Analysen der Mineralisationsgebiete in Thüringen, Sachsen-Anhalt, Sachsen und angrenzenden Bereichen (Bezug zur Kristallinoberfläche, Bezug zur Basis der Zechsteinsedimente, raumzeitliche Stellung zur Verbreitung salinärer Ablagerungen sowie zu Regionen mit kontinentaler Tiefenverwitterung und postmagmatischer Aktivität, Einbeziehung und Auswertung der Analysen von Tiefenwässern);
- makro- und mikroskopische Untersuchungen an Mineralen (Altersverhältnisse, Gefügeanalyse, Mikrosondenuntersuchungen zur Natur von Einschlüssen);
- Spuren- und Nebenelementanalysen (Sr, Ge, Cl, Br) und Ermittlung des Bestandes an Seltenen Erden mittels Neutronenaktivierungsanalyse (INAA) mit thermischen und epithermischen Neutronen in Mineralen (Auskünfte zu Art und Milieu mineralisierender Lösungen und deren Wechselwirkung mit Nebengesteinskomplexen sowie zum Mineralisationsverlauf);
- kryo- und thermometrische Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen (Homogenisierungsmethode) bei Fluoriten, Baryten, Karbonaten, Anhydriten und Quarzen (Bestimmung von Lösungssalinitäten und Bildungstemperaturen);
- experimentelle Untersuchungen zur Löslichkeit von Fluor und Barium in wässrigen Lösungen unterschiedlicher Salinität bei verschiedenen Drücken und Temperaturen zwischen 20 ... 200°C (Schüttelautoklav) und zur Wechselwirkung mit Gesteinen unter Simulation der Verhältnisse bis 10 km Tiefe zum Zweck der Quantifizierung und Bilanzierung von Elementmobilisation, -migration und -abscheidung.

Auf diesen Ergebnissen bauen fundierte Genesemodelle für die thüringischen epithermalen Fluorit- und Barytmineralisationen auf, die unter Beachtung und Einbeziehung der regionalen geochemischen Besonderheiten auf den mitteldeutschen und mitteleuropäischen Raum übertragen werden können und auch in globalem Maßstab auf analoge Lagerstättenbildungen anwendbar sind (MEINEL 1979a,b, 1981a,b,c, LOOS et al. 1981, LOOS & MEINEL 1982, MEINEL 1983a,b, 1984, 1988, 1993, MEINEL, MÄDLER & HÄHNEL 1993, HÄHNEL et al. 1995).

## **2. Das minerogenetische Verhalten von Fluor und Barium**

Fluor und Barium sind, obgleich unter Normalbedingungen ( $T = 23 \dots 25^\circ\text{C}$ ,  $P = 1013 \text{ hPa}$ ) unterschiedlichen Aggregatzustandes, geochemisch betrachtet beides lithophile Elemente. Tabelle 1 gibt Aufschluss über ihre Verteilung in den verschiedenen Hauptgesteinsgruppen und damit im Groben auch in den Teufenniveaus der kontinentalen Erdkruste.

**Tab. 1:** Geochemische Verteilung von Barium und Fluor in der kontinentalen Erdkruste und ihren Hauptgesteinsgruppen (nach WEDEPOHL 1995, REIMANN & DE'CARITAT 1998).

	Ba [ppm]	F [ppm]
kontinentale Kruste, ges.	584	525
Oberkruste	668	611
Unterkruste	568	429
Ultrabasite	5	20
MOR-Basalte	60	k. A.
Gabbros	330	300
Granite/Granodiorite	<b>600</b>	<b>800</b>
Sandsteine	300	200
Grauwacken	426	k. A.
Ton-/Schluffschiefer	<b>550</b>	<b>700</b>
Kalksteine	90	300
Kohlen	250	50

Gegenüber der unteren Erdkruste ist Barium in der Oberkruste um den Faktor 1,2 und Fluor um 1,4 angereichert. Beide Elemente sind vorzugsweise in kristallinen Gesteinen und da in Granitoiden, ihren Abkömmlingen und ihrer Gefolgschaft sowie im sedimentären Bereich in tonigen Schiefen, hier wohl hauptsächlich adsorptiv gebunden, konzentriert. Unter exogenen Bedingungen hängt die Migrationsfähigkeit von F und Ba einmal von der Löslichkeit ihrer Verbindungen ( $\text{CaF}_2$ ,  $\text{BaSO}_4$ ) in Wasser ab. Beide Verbindungen sind schwer löslich. Im Vergleich zu  $\text{NaCl}$ , das in der Hydrosphäre ein Konzentrationsmaximum erreicht, ist die Löslichkeit von Fluorit 40 000 mal, die von Baryt 160 000 mal geringer (MEINEL 1979b). Baryt ist demnach noch viermal weniger löslich als Fluorit. Innerhalb der Hydrosphäre ist die Migration beider Elemente darum stark eingeschränkt und von spezifischen Milieubedingungen abhängig. Weiterhin ist die adsorptive Ionenbindung in Schichtsilikaten von Bedeutung für die Fixierung dieser Elemente. Sie ist bei Ba stärker als bei F.

*Barium* bildet eigene Minerale mit Sulfat- (Baryt  $\text{BaSO}_4$ ) und Karbonat-Ionen (Witherit  $\text{BaCO}_3$ ) aus meso- bis niedrigthermalen Lösungen auf Gängen sowie konkretionär und hydrothermal-sedimentär in Sedimenten. Sulfat- und Karbonat-Ionen stellen unüberwindliche geochemische Barrieren dar, bei deren Anwesenheit Barium sofort ausfällt. Als weitere Barriere fungiert die adsorptive Bindung. In Spuren ist Barium in Kalifeldspäten, Glimmern, Apatit und Kalzit eingebaut. Barium ist mit Kalium und Rubidium in Granitoiden und mit Fluor, Blei und Zink in hydrothermalen Erzen und in Karbonatiten assoziiert. Es weist sowohl unter sauren, als auch alkalischen und unter reduzierenden wie oxidierenden Bedingungen eine niedrige bis sehr niedrige Mobilität auf. Die Löslichkeit von Baryt in reinem Wasser liegt bei 3 ppm (Normalbedingungen).

*Fluor* kommt in Form von Fluorit ( $\text{CaF}_2$ ) auf hydrothermalen Gängen vor und ist Bestandteil der pegmatitischen Aluminiumminerale Topas ( $\text{Al}_2(\text{F}, \text{OH})_2\text{SiO}_4$ ) und Kryolith ( $\text{Na}_2\text{AlF}_6$ ). In Spuren findet sich Fluor in Glimmern, Amphibolen, Apatit und

Turmalin. Als geochemische Barriere wirkt die Anwesenheit von  $\text{Ca}^{2+}$ -Ionen, die zur Ausfällung führen. Eine Adsorptionsbarriere bilden Al-Oxide. Fluor ist zusammen mit Kalzium, Eisen, Schwefel, Silizium, Barium, Strontium, Blei, Zink und Kupfer in hydrothermalen Gangmineralisationen assoziiert, weiterhin mit Aluminium, Kalzium, Zinn, Molybdän und Wolfram in Greisen, mit Niob, Tantal, Phosphor, Titan und Seltenen Erden in Karbonatiten, mit Uran, Vanadium, Selen, Arsen und Seltenen Erden in Phosphoriten sowie mit Blei, Zink und Barium in Lagerstätten vom Mississippi Valley-Typ. In sauren bis alkalischen und auch in reduzierenden bis oxidierenden Milieus besitzt Fluor eine hohe Mobilität. Die Löslichkeit von Fluorit in reinem Wasser beträgt 16 ppm (Normalbedingungen).

Flüssigkeitseinschlüsse in Fluoriten, Baryten und anderen kogenetischen Mineralen, die als Reste der ehemaligen hydrothermalen Migrations- u./o. Abscheidungs-lösungen gelten müssen, weisen regelmäßig z. T. erhebliche Salzgehalte auf. Fluor und Barium zeigen demnach, neben anderen hydrothermal abgeschiedenen Elementen, eine Affinität zu derartigen Lösungen. Nach den in Tab. 2 wiedergegebenen Versuchsergebnissen ist bereits reines Wasser imstande, nennenswerte Mengen Fluor aus Fluoriten zu lösen, wenn die  $\text{Ca}^{2+}$ -Ionenkonzentration sehr gering ist. Kochsalzzugaben und eine erhöhte Lösungstemperatur wirken lösungsbegünstigend.

**Tab. 2:** Lösungsmobilisation von Fluor aus Fluorit im System *Fluorit-Wasser* und *Fluorit-Kochsalz-Wasser* ( $\text{Ca}^{2+}$ -Konzentration  $\leq 4$  mg/l) nach MEINEL (1979a). Die NaCl-Zugabe von 11 Gew.-% simuliert eine Meerwasser-Eindampfung von 1 : 4 (Stadium der Ausfällung von Anhydrit).

	23 - 25°C	80°C
<b>System <math>\text{CaF}_2\text{-H}_2\text{O}</math></b>	Sättigung bei 5 mg/l F <sup>-</sup> -Ionen keine Veränderungen bei Drücken bis 390 atm ( $3,95 \cdot 10^5$ hPa)	Sättigung bei 10 mg/l F <sup>-</sup> -Ionen keine Veränderungen bei Drücken bis 240 atm ( $2,43 \cdot 10^5$ hPa)
<b>System <math>\text{CaF}_2\text{-NaCl- H}_2\text{O}</math></b>	max. Sättigung 12 mg/l F <sup>-</sup> -Ionen bei 11 Gew.-% NaCl Abnahme bei weiterer NaCl-Zugabe (5 mg/l F <sup>-</sup> -Ionen bei 25 Gew.-% NaCl) keine Veränderungen bei Drücken bis 240 atm ( $2,43 \cdot 10^5$ hPa)	max. Sättigung 13 mg/l F <sup>-</sup> -Ionen bei 11 Gew.-% NaCl bei Abkühlung auf 23 - 25°C Verringerung der F <sup>-</sup> -Konzentration um 50% keine Veränderungen bei Drücken bis 240 atm ( $2,43 \cdot 10^5$ hPa)

Die Untersuchung des Systems *Fluorit- $\text{CaSO}_4$ -Wasser* unter Normalbedingungen verdeutlicht dagegen die Empfindlichkeit der  $\text{Ca}^{2+}$ -Ionenbarriere für die Ausfällung von Fluorit. Bereits bei  $\text{Ca}^{2+}$ -Ionenkonzentrationen zwischen 10 ... 200 mg/l verschwinden 70% der F<sup>-</sup>-Ionen aus der Lösung (MEINEL 1979a). Zugleich wird aus Tab. 2 auch die Rolle der Abkühlung als weitere Ausfällungsbarriere deutlich.

Erwähnenswert sind ferner die Untersuchungsergebnisse an komplexeren Solen (System *Fluorit- $\text{CaSO}_4\text{-MgSO}_4\text{-NaCl-Wasser}$* ), die Salzlösungen und Sedimentationswässer nachbilden sowie diejenigen am System *Fluorit- $\text{NaHCO}_3\text{-Wasser}$* , das Wasser simuliert, die in Ca-armen kristallinen Gesteinen zirkulieren (Tab. 3).

**Tab. 3:** Lösungsmobilisation von Fluor aus Fluorit im System *Fluorit-CaSO<sub>4</sub>-MgSO<sub>4</sub>-NaCl-Wasser* und *Fluorit-NaHCO<sub>3</sub>-Wasser* bei 23 - 25°C nach MEINEL (1979a).

<b>System</b> <b>CaF<sub>2</sub>-CaSO<sub>4</sub>-MgSO<sub>4</sub>-NaCl-H<sub>2</sub>O</b>	Erhöhung der F-Ionenkonzentration mit zunehmender Konzentration an Mg <sup>2+</sup> -Ionen ab ≥ 10 mg/l Zunahme der Lösungskapazität in heißen Solen (150°C, 5 mg/l MgCl <sub>2</sub> , ≥ 60 mg/l F-Ionen) CaSO <sub>4</sub> reduziert die Lösungskapazität stark
<b>System</b> <b>CaF<sub>2</sub>-NaHCO<sub>3</sub>-H<sub>2</sub>O</b>	F-Ionenkonzentration erhöht sich bei 1 Gew.-% NaHCO <sub>3</sub> bereits auf 12 mg/l, weitere Erhöhung bei Erwärmung wahrscheinlich Ca <sup>2+</sup> -Ionenkonzentration als begrenzender Faktor sinkt bei NaHCO <sub>3</sub> -Zugabe signifikant, weil CaCO <sub>3</sub> ausfällt

Baryt zeigt grundsätzlich vergleichbare Löslichkeitstendenzen in diesen Systemen. Bei Erhöhung der NaCl-Zugabe steigt die Löslichkeit von Baryt aber wesentlich stärker an. Andererseits wirkt sich auf Grund des sehr geringen Löslichkeitsprodukts die Anwesenheit von SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>-Ionen in der Lösung sehr viel gravierender auf die Fixierung der Ba<sup>2+</sup>-Ionen aus. Die Löslichkeiten von BaSO<sub>4</sub> und CaSO<sub>4</sub> sind gegenläufig.

Neben dem Lösungsverhalten von Fluorit und Baryt, die beide Elemente in hochkonzentrierter Form enthalten, ist darüber hinaus die Mobilisationskraft solcher migrierender Lösungen gegenüber dispers verteilten Fluor- und Bariummengen von Interesse, die als Spurenelemente in andere Minerale der Nebengesteine eingebaut oder adsorptiv gebunden sind. Für Fluor berichtet MEINEL (1979a) über Versuchsergebnisse im Schüttelautoklaven (je 35 g der Körnung 0,2-1,0 mm und 450 ml Lösung der Temperatur 23 - 25°C, Versuchsdauer 14 Stunden) an vier Gesteinsarten (Tab. 4).

**Tab. 4:** Lösungsmobilisation von Fluor in vier Gesteinsarten im Schüttelautoklaven (nach 14 Std. Versuchsdauer keine Sättigungsgleichgewichte erreicht), MEINEL (1979a).

Gestein	Wasser, rein		Wasser mit 11 Gew.-% NaCl	
	F <sup>-</sup> [mg/l]	Ca <sup>2+</sup> [mg/l]	F <sup>-</sup> [mg/l]	Ca <sup>2+</sup> [mg/l]
Grauwacke Döbritz	0,32	10	1,30	80
Tonschiefer Böhlischeiben	1,30	16	0,64	62
	0,26	6	0,10	10
Granodiorit Wipfra	5,40	10	0,24	24
Greisen Altenberg	3,70	14	2,50	8
	6,70	9	2,00	9

Aus sämtlichen Gesteinsarten gingen Fluorionen in Lösung. Auffällig ist die Lösungsrate aus Granodiorit, was die Bedeutung kristalliner Gesteine als F-Lieferanten unterstreicht und für eine schnelle Auslaugung von an Schichtsilikate (Glimmer) gebundenem Fluor durch Niederschlagswasser spricht. Mit der Lösungssalinität nimmt die F-Mobilisation aus Grauwacken zu, sehr wahrscheinlich durch die Auflösung sorptiver Bindungen an Tonminerale.

Barium, in Gesteinen meist silikatisch in Feldspäten gebunden, ist dagegen nur schwer und langsam freizusetzen. Die Bariumgehalte in den Lösungen lagen alle unter der Nachweisgrenze. Zudem fällt bei Gegenwart von Sulfationen Baryt sofort aus. Gute Ergebnisse wurden bei Tonschiefern erreicht, in denen Barium adsorptiv im Tonmineralbestand oder bereits als gefälltter Baryt vorkommen dürfte (Tab. 5).

**Tab. 5:** Lösungsmobilisation von Barium aus Tonschiefer von Böhltscheiben/Thüringen durch Lösungen verschiedener Salinität im Schüttelautoklav (14 Std. Versuchsdauer keine Sättigungsgleichgewichte erreicht), MEINEL (1979a).

Lösung	Ba <sup>2+</sup> [ppm]	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> [ppm]
Wasser, rein	< NG	14,5
Wasser + 11,0 Gew.-% NaCl	< NG	7,8
Wasser + 25,0 Gew.-% NaCl	0,3	18,1
Wasser + 0,1 Gew.-% NaHCO <sub>3</sub>	1,8±0,3	9,8
Wasser + 1,0 Gew.-% NaHCO <sub>3</sub>	< NG	-
Wasser + 2,5 Gew.-% NaCl + 0,1 Gew.-% NaHCO <sub>3</sub>	1,7±0,3	15,5
Wasser + 25,0 Gew.-% NaCl + 0,1 Gew.-% NaHCO <sub>3</sub>	14,0±0,3	29,6
Wasser + 25,0 Gew.-% NaCl + 1,0 Gew.-% NaHCO <sub>3</sub>	4,0±0,3	25,1

(NG = Nachweisgrenze)

Zusammenfassend ist festzuhalten, dass bei einer Wechselwirkung von Lösung und Gestein nennenswerte F- und Ba-Mengen in Lösung gehen können (MEINEL 1979b). Eine räumlich und zeitlich begrenzte Steigerung der Löslichkeit von Fluorit und Baryt stellt sich bei höheren NaCl-Gehalten in den Lösungen ein. In einer 2 - 3 molaren NaCl-Lösung erhöht sich die Löslichkeit für Fluorit um das 3-fache, für Baryt um das 10-fache. Von Bedeutung sind weiterhin erhöhte Lösungstemperaturen bis 100°C. Sie steigern die Fluoritlöslichkeit auf das 2-fache, die Barytlöslichkeit auf das 1,4-fache. Außerdem begünstigen geringe Ca<sup>2+</sup>- und SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>-Gehalte und die Bildung leicht löslicher Ionenkomplexe das Lösungsverhalten.

Als F-Lieferanten kommen besonders kristalline Gesteine in Betracht, aus denen bereits durch Niederschlagswässer Fluor extrahiert werden kann. Für die Herkunft des Ba sind neben kristallinen Grundgebirgsgesteinen dagegen auch Sedimentite, wie z. B. der Buntsandstein oder schichtsilikatreiche Schiefergebirgsabfolgen von Interesse. Voranreicherungen von Baryt und Fluorit, die wegen der höheren Mobilität bei Fluor häufiger auftreten, nehmen einen vorteilhaften Einfluss auf die weiteren Konzentrationsprozesse. In Sedimenten (aber auch in Kristallinkomplexen) sorgen temperierte saline Lösungen (Sedimentationswässer) für die Mobilisation von Fluor und Barium. Kalziumionen, Sulfationen und Abkühlungsprozesse bremsen hingegen die Mobilität und wirken als geochemische Barrieren.

Auflösungsperioden und Fällungsereignisse sind mit begünstigenden geologischen Einflüssen und Prozessen verknüpft. Hinzuweisen ist hier vor allem auf den Einfluss von Klima und Biosphäre im exogenen Bereich (Sulfatreduktion, Sorption, Schwankungen des pH-Werts) sowie auf Phasen aktiver Bruchtektonik für die Mobilisation und Migration von Lösungen und ihrer Vermischung in oberflächennahen Zonen sowie für die Schaffung von Absatzräumen (MEINEL 1979b).



### 3. Herkunft und Generierung mineralisierender Lösungen

Hydrothermale Mineralisationen wurden in der traditionellen Lagerstättenkunde zu Beginn des 20. Jahrhunderts durch P. NIGGLI und H. SCHNEIDERHÖHN in ihrer auf geotektonischen Grundlagen beruhenden Lagerstättensystematik in die „magmatische Abfolge“ gestellt, Restlösungen, die aus intrudierten Magmenkörpern stammen, nach deren Erstarrung und Abkühlung als „überhitzte, mittel- bis niedrigthermale Rückstandslösungen“ in der äußeren Aureole des Plutons zirkulieren und ihre Lösungsfracht abscheiden, bevor sie an der Erdoberfläche exhalativ entweichen (SCHNEIDERHÖHN 1952, 1962: 47ff). Nach dieser klassischen Theorie verteilen sich hydrothermale Lagerstätten in einer maßgeblich temperaturabhängigen Zonierung jeweils um ihre Quelle, den magmatischen Pluton.

Aber auch SCHNEIDERHÖHN, um bei diesem verdienstvollen Lagerstättengeologen zu bleiben, fiel auf, dass es außerdem gangförmige, hydrothermale „Erzfreie Formationen“ von beträchtlichem wirtschaftlichem Wert gibt, die eine große regionale Verbreitung aufweisen und sehr gleichförmig aus „Gangarten“ zusammengesetzt sind: Karbonate, Fluorit, Baryt, Quarz. Zudem treten sie häufig in Nebengesteinen auf, deren Alter den Mineralisationsvorgang in eine Zeit verweist, die ersichtlich magmatischer Aktivität entbehrt. SCHNEIDERHÖHN (1962: 169f) formuliert das Rätsel so:

*„Diese fraktionierte Restlösungsdifferentiation und Abspaltung metallfreier Lösungen muß im plutonischen Bereiche größerer Metallprovinzen einen erheblichen Umfang haben. Man hat den Eindruck, als ob aus den hydrothermalen Lösungen die Erzminerale in einer gewissen optimalen Tiefenzone sich abgeschieden hätten. Wenn einmal die Erzbildung dort begonnen hatte, so wurden anscheinend aus den weiter zusetzenden Lösungen alle anderen Metallionen und Sulfidgele in einem gewissen Stockwerk sozusagen quantitativ abgefangen, so daß die Restlösungen nur noch SiO<sub>2</sub>-Sole, Ca-, Ba-, F-, Cl-, und SO<sub>4</sub>-Ionen und CO<sub>2</sub> enthielten. Diese Mengen müssen sehr viel größer gewesen sein als der eigentliche Erzinhalt, und sie mußten anscheinend sehr lange Zeiten hindurch noch weiter gefördert worden sein. Denn sonst könnte man sich die enormen Mengen von Quarzgängen, Schwespat- und Flußspatgängen in Nebengesteinen und Gebirgsgliedern aller Art nicht erklären.“*

Nur hat man zugehörige Plutone, die über so lange, ganze geologische Perioden seit der letzten orogenen Prägung umfassende Zeiträume aktiv blieben und die zugehörigen Zonen der doch als beachtlich anzunehmenden Erzabscheidungen nie gefunden. Unter anderen am Beispiel der Lagerstättenverhältnisse am Thüringer Wald, wo die Bindung dieser Lagerstätten an die junge meso-känozoische Bruchtektonik ins Auge springt und kein geeigneter Pluton als Hydrothermenquelle auszumachen ist, musste man zunächst anerkennen, dass hydrothermale Mineralisationen nicht generell als „variszisch“ zu betrachten sind und wohl mehrfach und mit großen zeitlichen Abständen unter erneuter Mobilisationen und Umprägung präexistenter Mineralisation im Verlauf der Erdgeschichte auftreten (WAGENBRETH 1971). So verweist SCHNEIDERHÖHN (1953, 1962) in der Folge auf die Möglichkeit „sekundärhydrothermalen, metamorph mobilisierter und regenerierter Lagerstätten“, auf

Konzentrationen durch Umlagerungen also, und auf eine Elementmobilisation aus Nebengestein durch „sekundär-hydrothermale Auslaugung oder auch durch metamorphe Mobilisation“, wobei eine „Lateralsekretion“ in großem Umfang und auf weite Strecken hin allenfalls für Quarz eine Rolle gespielt haben könnte“ (ebd. S. 170).

Ein Bezug von Lösungsbestandteilen aus Nebengestein während der Lösungsmigration wurde wohl erwogen, jedoch auf „deszendente“ sedimentäre Lagerstättenbildungen begrenzt, stratiforme Verdrängungen von Karbonatgestein durch Erze und Spate im Diagenesestadium und kleinere, mineralisierte, schnell auskeilende oberflächennahe Spalten (sog. „Rasenläufer“). Solche epigenetischen stratiformen Erzkörper in Karbonatgesteinen kommen in den Tafelgebieten Europas, Asiens und Amerikas sehr verbreitet vor und werden als Mississippi-Valley-Typ (MVT) beschrieben. Der Lagerstätteninhalt wird nach (SCHNEIDERHÖHN 1962: 144ff) als „sekundär-hydrothermale“ Umlagerung entsprechender älterer Abscheidungen im orogen konsolidierten Grundgebirgsstockwerk gedeutet, wobei sich wieder die Frage nach der Herkunft der Hydrothermen erhebt.

*„Im Gegensatz zu den im allgemeinen syngenetischen sedimentären Lagerstätten ... sind die hier zu betrachtenden Lagerstätten ... erst längere Zeit nach ihren sedimentären Nebengesteinen entstanden, ... des öfteren ... auch mit Hilfe später zusetzender hydrothermalen Lösungen von niedriger Temperatur. ...*

*Für manche, aber längst nicht für alle Bildungen dieser Art kann man mit mehr oder weniger großer Sicherheit die Konzentration eines im näheren oder weiteren Nebengestein zerstreut vorhanden gewesenen Stoffes auf kleinem Raum annehmen. Das ist das, was als „Lateralsekretion“ bezeichnet wird. Häufig handelt es sich aber auch um ganz neue und fremde Zufuhren.*

*Aus dem Geschilderten ergibt sich, daß besonders die Tiefenerstreckung all dieser Lagerstätten nie sehr bedeutend ist [?], ... , wenn auch manchmal ihre horizontale Erstreckung beträchtlich ist.*

*Die Abtrennung dieses Abschnittes der Deszendenten Lagerstätten, die ich einigen Kritikern gegenüber noch weiter aufrecht erhalten möchte, rechtfertigt sich doch offensichtlich durch die drei eben genannten Besonderheiten: größere Bildungstiefe unter der Oberfläche [? s. o.], längere Bildungszeit nach der Entstehung der Nebengesteine und epigenetische Natur diesen gegenüber. Daß sie stofflich und formal ein „Sammelsurium“ bilden und heterogene Bildungen in dieser Gruppe vereinigt sind, ist bei der Natur der Bildungsvorgänge eigentlich selbstverständlich, ...“ (Schneiderhöhn 1962: 277f).*

Wie man sieht, bieten sich recht vielschichtige Erscheinungen, bei denen zirkulierende Wässer verschiedener Herkunft zusammenwirken und sich offenbar auch miteinander mischen. Auffällig ist daher die weitere strikte Trennung der Interaktion von zirkulierenden Lösungen mit sedimentärem Nebengestein von derjenigen, die auf Spalten und Rupturen in kristallinen Nebengesteinen stattfindet, obwohl, wie Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen der abgeschiedenen Minerale zeigen, die mineralisierenden Lösungen physikochemisch erstaunlich ähnlich waren. So werden für gangförmige Baryt-Fluorit-Lagerstätten mit größerer Tiefenerstreckung weiter waghalsige Vermutungen angestellt:

*„Große Mengen Flußspat könnten in einem Gebiet auch damit erklärt werden, daß mit der stetigen, aber rhythmischen Tieferlegung der Kristallisationsfront immer wieder größere Lösungsmengen frei wurden, deren Metallgehalt immer wieder in einer bestimmten tieferen Metallzone fixiert wurde, während der F-Gehalt wiederholt höher stieg.“ (SCHNEIDERHÖHN 1962: 170)*

Schon ENGELHARDT (1936) und BORCHERT (1953) wandten sich deshalb auf Grund ihrer Untersuchungsergebnisse zum geochemischen Verhalten von Ba und F grundsätzlich gegen die Annahme einer Herkunft dieser epithermalen Abscheidungen aus juvenil-magmatischen Restlösungen, da das mit dem dort herrschenden geochemischen Milieu nicht vereinbar sei. Weiterhin sprächen Sauerstoffisotopenverhältnisse und Homogenisierungsmessungen an Flüssigkeitseinschlüssen für eine vadose, marine Herkunft der mineralisierenden Lösungen (sog. „deszendente“ Lösungen).

In Mitteldeutschland löste erst der schlüssige Nachweis des post-variszischen Alters der Hauptmasse der Hydrothermallagerstätten auf den Randstörungssystemen des Thüringer Waldes durch WERNER (1958, 1966) ein Umdenken aus und führte zur Ausgliederung zeitgleicher Mineralisationsetappen auch in anderen Grundgebirgseinheiten, wie dem Harz und dem Erzgebirge (BAUMANN 1967, vgl. WAGENBRETH 1971). Der Meinungsstreit über die Herkunft der mineralisierenden Lösungen für diese „saxonischen“ gangförmigen Spatlagerstätten, wie sie in Mitteleuropa auf Grund ihrer Bindung an die „saxonischen“ resp. mesozoisch-känozoischen bruchtektonischen Aktivierungsperioden in der Literatur häufig genannt werden, setzte sich aber bis in die neuere Zeit unvermindert fort.

Bearbeiter, die vorwiegend von Erfahrungen aus Lagerstätten in kristallinen Grundgebirgseinheiten ausgingen, präferierten weiterhin Formen postmagmatischer Genese für die Hydrothermen. In Gebieten wie Thüringen, wo die Zusammenhänge zwischen Grund- und Deckgebirgseinheiten evident sind, wie am Thüringer Wald, bildeten sich komplexere Betrachtungsweisen heraus, die jede Erscheinungsform unterirdischer Wässer in die Überlegungen einbezogen. Die Untersuchung von Flüssigkeitseinschlüssen als Relikte der ursprünglichen hydrothermalen Lösungen in Erzen und Gangarten hydrothermalen Lagerstätten hatte weltweit ergeben, dass regelmäßig Na-, Ca- und Cl-Gehalte von 15 - 20% auftreten, was für Laugen, Sedimentations- und Diagenesewässer charakteristisch ist (REH 1967). Zudem fiel die räumliche Nähe einer Vielzahl dieser Lagerstätten zu salinaren Schichtenfolgen auf, deren Spuren (Sporomorphae, O- und S-Isotopenverhältnisse) sich auch in den zirkulierenden Wässern und ihren Mineralabscheidungen nachweisen ließen (DAVIDSON 1966, REH 1967). REH (1959, 1962, 1967) vertrat darum nachdrücklich die Auffassung, dass sich die Mineralisation der thüringischen Spatvorkommen in geeigneten Spaltenzonen aus vadosen, in der Tiefe erwärmten, kohlensäurehaltigen Wässern abgesetzt hätte, nachdem deren Elementgehalte migrationsbegleitend durch komplexe Mobilisation in tieferen Grundwasserhorizonten/-stockwerken aus Gesteinen des Gebirgsvorlandes in Lösung gebracht worden seien. Er hob hervor, dass es sich nicht nur um umverteilte Vorkonzentrationen handelt, wie sie SCHNEIDERHÖHN (1962) für seine Gruppe der „sekundär-hydrothermalen“ Lagerstätten annahm. Eine Bezeichnung dieser mineralisierenden Lösungen als „pseudo-hydrothermale Wässer“

(REH 1959) im Unterschied zu „echten“ magmatogen-juvenilen Hydrothermen ist aus heutiger Sicht physikochemisch nicht mehr zu rechtfertigen. Hydrothermen sind allgemein Produkte krustaler Wasserzirkulation, unabhängig davon, ob die Aufnahme thermischer Energie über einen Magmenkörper oder über die geothermische Tiefenstufe erfolgt ist.

Dem widersprach aber OELSNER bereits 1956 und 1959 vehement, indem er quantitativ zu zeigen versuchte, dass, ganz im Sinne einer „Lateralsekretion“, d. h. auf das unmittelbare Lagerstättenfeld und das salbandnahe Nebengestein begrenzt, weder die Mengen an Fluor und Barium, noch die erforderlichen Räume im Spaltensystem zu Verfügung gestanden hätten. So hielt man zwanghaft an einer generellen magmatogenen Ursache hydrothermalen Mineralisationen fest. OELSNER (1956) wies einerseits mit Recht schon auf den nicht zu rechtfertigenden Zusammenhang der Mineralisation mit dem basischen Magmatismus im Tertiär hin, den noch WERNER (1958) zu konstruieren versuchte. Statt dessen brachte er mit Blick auf die jüngere, tiefreichende riftogene NNE-SSW-Bruchtektonik in Mitteleuropa aber sub- bis tiefkrustale simatische Intrusionen ins Spiel, die durch Hybridisierung, d. h. Aufschmelzung von sedimentärem Gesteinsmaterial, entsprechende Fluor- und Bariummengen aufgenommen und sich zu alkalischen Gesteinen (Essexite) bis hin zu Karbonatiten ausdifferenziert hätten. Freilich fehlen, wie OELSNER einräumen musste, jegliche Anhaltspunkte dafür, dass dergleichen im Untergrund des Thüringer Waldes und seines Umfeldes überhaupt anzunehmen ist. Dennoch erschien ihm „diese Hypothese, die die Bildung der saxonischen Lagerstätten auf Restlösungen hybridisierter simatischer Magmen zurückführt, ... geeignet, die Besonderheiten dieser Lagerstätten zeitlicher und stofflicher Art zwangloser zu erklären als die vorher diskutierten“ (OELSNER 1956: 693). Einmal in die Welt gesetzt, wurde diese hypothetische Konstruktion von WERNER (1966) aufgegriffen und den „saxonischen“ Lagerstätten als allgemeingültige genetische Bildungstheorie übergestülpt:

*„Die enge Bindung des Aufstiegs atlantisch differenzierter Alkaligesteine an die großen Bruchzonen der Erde ... etwa im Bereich der Mittelmeer-Mjösen-Zone, des Ostafrikanischen Grabens oder der Angola-Zone in Westafrika ... ist allgemein bekannt. Diese Zonen können generell als potentiell fluoritlagerstättenhöflich betrachtet werden.*

...

*Zwischen den Hauptverbreitungsgebieten der saxonischen Lagerstätten in Mitteleuropa ergeben sich interessante Parallelen mit geophysikalischen und geotektonischen rhenotypen Strukturen, auf die kürzlich LAUTERBACH (1962) - allerdings in einem anderen Zusammenhang - hingewiesen hat: ...*

...

*Diese Zonen wurden nicht nur für den Aufstieg von Hydrothermen benutzt, sondern zum Teil auch von den tertiären Basalten, die letztlich der gleichen Großquelle entstammen, jedoch mit einer anderen Entwicklung und einem zeitlichen Hiatus.*

...

*Auf eine weitere mögliche Beziehung sei in diesem Zusammenhang noch verwiesen. Die mit atlantischen Alkaligesteinen in nicht seltenen Fällen verknüpften Karbonatite enthalten alle die Elemente zum Teil ganz erheblich über ihre Clarke-Zahl angereichert, die charakteristisch für die saxonischen Spatlagerstätten sind: F, Ba, Sr,*

*S, Seltene Erden und andere, von den Hauptkomponenten Ca, Mg, Fe ± Mn und CO<sub>2</sub> ganz abgesehen ...*

...

*Aus geotektonischen und geomagmatischen Überlegungen in Anlehnung an E. KRAUS wird auf eine subkrustale Quelle geschlossen [?]. Lieferant der erforderlichen Fluida kann aus geochemischen Gründen nur atlantisch differenziertes Sima sein (alkalische bzw. karbonatitische Magmen), das an tiefreichenden Störungszonen angezapft wird und Restlösungen entbinden kann, ohne jedoch selbst nennenswert intrusionsfähig zu sein. (WERNER 1966: 32 - 34).“*

Man wohnt hier der Erschaffung eines Mythos bei, der sich seitdem durch die Literatur zieht (BAUMANN, LEEDER & WEBER 1975, 1984, LEEDER 1981, LEEDER & WEBER 1984, WEBER 1977, BAUMANN & WEBER 1996). Um den mineralisierenden Lösungen eine juvenile magmatogene Herkunft zuzuschreiben, wird aus Mangel an geologischen Belegen im Bildungsraum deren Quelle in das Dunkel der Unterkruste und der Kruste-Mantel-Grenze verlegt, obgleich F und Ba, geochemisch gesehen, ausgesprochen „sialische“ Elemente sind. Im Raum Delitzsch traf man dann in den 70er Jahren im Bereich der Mitteldeutschen Kristallinzone tatsächlich einen Ultramafit-Karbonatit-Komplex subkrustaler Herkunft an, der wahrscheinlich einer altangelegten N-S-Tiefenstruktur Regensburg-Vogtland-Leipzig-Rostock aufsitzt und nach bisherigen Daten ein Oberkreide-Alter besitzt (WASTERNAK 2008). Über eine mögliche F-Spezialisierung, die Ausbildung eines intrusionsspezifischen hydrothermalen Zirkulationssystems und dessen Potenzial für den gesamten mitteldeutschen Raum ist jedoch nichts Abschließendes bekannt.

Gerade in den 70er und 80er Jahren aber häuften sich durch umfangreiche Forschungsarbeiten aus wirtschaftlichen Interessen an der Nutzung der heimischen Fluorit- und Barytressourcen heraus Indizien, die im Widerspruch zur ausschließlichen Annahme magmatogener Restlösungen als Quelle der Hydrothermen bzw. der Fluor- und Bariumgehalte standen. Sie sprachen vielmehr für eine komplexe, intrakrustale, mit weiträumigen Zirkulationsprozessen in der unterirdischen Hydrosphäre verbundene Genese der meso-känozoischen Fluorit- und Barytvorkommen unter wesentlicher Beteiligung von Sedimentations-, Formations- und Oberflächenwässern, wobei das Ausmaß an lateraler und vertikaler physikochemischer Wechselwirkung mit ihren Nebengesteinen und der damit verbundenen Mobilisation von Fluor und Barium mit einer „Lateralsekretion“ in klassischem Sinne nichts gemein hat (MEINEL 1979a, b, 1981a, b, c, 1983a, b, 1988, 1993, LOOS et al. 1981, 1982, HÄHNEL et al. 1995, DILL 1985, 1988, DILL & CARL 1987, KLEMM et al. 1990). Letztlich spiegeln diese Ergebnisse auch die globalen Forschungsergebnisse zum Verständnis der Genese hydrothermalen Lösungen wider (ANDREWS et al. 1986, JI KEJIAN et al. 1992, FRITZ 1997, HEIJLEN et al. 2001). Doch das Dogma einer weitgehend postmagmatischen Genese hydrothermalen Ganglagerstätten wog schwer. Selbst POHL (1992: 87ff) referierte zwar bereits die Rolle salinärer Sedimentations- und Formationswässer und ihre Wechselwirkung mit Oberflächenwässern und auch die Korrespondenz von stratiform verdrängender Mineralisation und durchsetzenden Mineralgängen bei der Beschreibung der Ausbildung und Lagerstätten-genese des MVT (S. 88f). Doch behandelte auch er die hydrothermalen Ganglagerstätten davon gesondert und bezog in diesem Falle die hochsalinaren Hydrothermen „außer im Zusammenhang mit

Evaporiten ... wohl vorwiegend aus Magmen oder durch Konzentration der Salze im liquiden Anteil ... von Lösungen beim Aufkochen“ (POHL 1992: 35f).

Auf Grund ihrer außerordentlichen Mobilität als flüssiges Medium ist die Hydrosphäre nicht nur auf die zwei Drittel der Erde mit geschlossener Wasserbedeckung beschränkt. Teile der Hydrosphäre erfüllen die Atmosphäre mit Wasserdampf, dem wichtigsten Klimagas. Daraus generieren sich Niederschläge, die zu Wasseransammlungen auf der Oberfläche der kontinentalen Kruste führen und somit das Leben auf dem Land ermöglichen. Gleichmaßen durchtränkt die Hydrosphäre die Spalten- und Porenräume der Lithosphäre sowohl der ozeanischen, als auch der kontinentalen Kruste, letztere unterhalb des im Vergleich zur Krustenmächtigkeit sehr oberflächennah gelegenen Grundwasserspiegels. In der Tiefe endet die unterirdische oder Hydrolithosphäre an der druck- und temperaturabhängigen Stabilitätsgrenze des Wassers im Bereich der Asthenosphäre, wo die Gesteinskomplexe hochgradigen Metamorphoseprozessen und magmatischen Aufschmelzungen unterworfen sind.

Nach MEINEL (1993) repräsentiert die Hydrolithosphäre den Raum des Zusammenwirkens von Wasser und Gestein. Kaum mineralisierte oberflächennahe Grundwässer gelangen durch Senkungserscheinungen mit dem Trägergestein in die Tiefe (Sedimentationswässer), werden beim Diageneseprozess z. T. freigesetzt, migrieren vorwiegend auf tektonischen Rupturen, Deformationszonen und Spaltenräumen und nehmen durch Reaktion mit dem Gestein Stoffe auf (Formationswässer und Solen). Wie Abb. 1 zeigt, sind diese Abläufe Kennzeichen der *Hydratationszone* (MEINEL 1993), die von der Erdoberfläche, wo Solarenergie als Wärmequelle vorherrscht, bis in eine Tiefe reicht, wo die von Wärmeenergie aus dem Erdinnern bestimmte Geothermische Tiefenstufe (Geothermischer Gradient) eine Temperatur von etwa 200°C erreicht. Oberflächennah dominieren Prozesse der Verwitterung, Tiefenverwitterung und Subrosion. In tieferen Niveaus finden Kompaktions-, Diagenese- und Lösungsvorgänge statt. Infolge von Hebungen und/oder rupturell erzeugten tektonischen Wegsamkeiten können solche Tiefenwässer, die nun den Charakter mineralisierender Hydrothermen haben, erneut die Oberfläche erreichen.

In der darunter folgenden *Dehydratationszone* bis ca. 1000°C trocknet die Lithosphäre durch zunehmende Umkristallisation und Metamorphose bis hin zu granulitfaziellen Bedingungen sukzessive aus. Freigesetzte Fluida werden, z. T. über den Weg aufsteigender Magmen, an die Hydratationszone abgegeben.

Sowohl innerhalb von Hydratations- und Dehydratationszone, als auch zwischen ihnen bilden sich auf diese Weise Zirkulationszellen der verschiedenen, sich dabei wandelnden wässrigen Lösungen aus (Abb. 1), die durch das Konzentrationsgefälle der in ihnen gelösten Stoffe, durch den Spannungsausgleich bei tektonischen Deformationsprozessen und durch Wärmeaufnahme bei zunehmender Geothermischer Tiefenstufe angetrieben werden. MEINEL (1993) bezeichnet diese umfassende, allgegenwärtige Art intrakrustaler Hydrodynamik als *stockwerkeigene hydrothermale Prozesse*. Zu ihrer Ingangsetzung ist kein initialer Intrusivkörper erforderlich. Sie erfassen sehr große Krustenvolumina und laufen sehr gleichförmig ab. Absätze der Lösungsfrachten an geochemischen Barrieren in oberflächennahen Spaltenzonen sind großräumig entsprechend gleichartig ausgebildet und widerspiegeln die geochemische

Elementspezialisierung der in die Migration der mineralisierenden Lösungen einbezogenen Gesteinskomplexe.

In seichtere Krustenniveaus der Hydratationszone intrudierende Magmen, wie z. B. auch Ultramafitite, finden keine trockenen Zustände vor, die sie mit ihren Restlösungen „befeuchten“ müssten. Es existieren bereits krustale Tiefenwässer, die mittels der eingetragenen thermischen Energie des Intrusivkörpers zu neuer oder beschleunigter Zirkulation angeregt werden. Dabei spenden echte (juvenile) magmatische Restlösungen nicht nur ihren gelösten Elementinhalt. Die in Bewegung versetzten krustalen und vermischten Wässer treten auch mit den erstarrten Teilen des Plutons in Kontakt und mobilisieren weitere Elemente aus dessen Mineralbestand. Diese durch intrusive Wärmespots erzeugten, räumlich eingegrenzten bis lokalen Zirkulationssysteme versteht MEINEL (1993) als *aufgelagerte hydrothermale Prozesse* (Abb. 1).

Da mehr oder weniger thermische, wässrige Lösungen das bei weitem wichtigste Mobilisations-, Transport- und Fällungsmedium für gelöste Elemente und Elementkomplexe darstellen, sind sie essenzielle Voraussetzung für jegliche Stoffverschiebung und -konzentration, also einer Lagerstättenbildung schlechthin. Es besteht dabei kein prinzipieller Grund, strikt zwischen „magmatischen“, „aszendenten“, „sedimentären“, „deszendenten“ oder „sekundär-hydrothermalen“ Wässern zu trennen. Die Übergänge und Vermischungen innerhalb und zwischen den Wasserkreisläufen der Hydrolithosphäre sind vielfältig und müssen individuell lagerstättenbezogen erforscht werden.

Der Zustand der Hydrolithosphäre, insbesondere die Rolle aufgelagerter hydrothermaler Prozesse, ist zeitabhängig vom „Reife“- oder Konsolidationsgrad der Kruste und von tektonischen Umbrüchen (Oro- und Tektogenesen) resp. Recycling-Ereignissen (MEINEL 1984). In Mitteleuropa herrschte im prävariszischen Zeitraum und über die variszische Konsolidierungsphase ein hoher Geothermischer Gradient (Geothermische Tiefenstufe) vor (MEINEL 1991). Infolge dessen lag die Obergrenze der Dehydratationszone oberflächennah und die Mächtigkeit der Hydratationszone war dementsprechend gering. Nach der variszischen Konsolidierung sank der Geothermische Gradient und die Mächtigkeit der Hydratationszone nahm zu (Tab. 6).

Ausbildung und raum-zeitliche Rahmenbedingungen der meso-känozoischen Fluorit-Baryt-Mineralisationen Mitteleuropas weisen sie als stockwerkeigene hydrothermale Bildungen aus. Die produktiven Fluorit- und Barytmengen der thüringischen Lagerstätten wurden weit überwiegend aus aufsteigenden heißen Solen (Anfangstemperatur 200 - 150°C) mit einer Salzlast von 10 - >20% NaCl bei Temperaturen um 100°C ausgeschieden. Charakteristisch dafür sind die hohen Gehalte an Seltenen Erden. Negative Europium-Anomalien belegen ein aktives reduzierendes Milieu in diesen Tiefenwässern (MEINEL 1981a).

**Tab. 6:** Die Bedingungen in der Hydrolithosphäre Mitteleuropas ab ausgehendem Proterozoikum (nach MEINEL 1993).

Zeitraum	Geothermischer Gradient	Obergrenze Dehydratationszone	Zustand der Hydrolithosphäre
<i>Prävariszikum und Variszikum</i> (Vendium - Unterkarbon)	$\pm 100^{\circ}\text{C}/\text{km}$	2 - 3 km Tiefe unter Meeresboden	<ul style="list-style-type: none"> <li>• proterozoisch-unterkarbonische Gesteinsserien Thüringens lagen in der Nähe und im Bereich der Obergrenze der Dehydratationszone (very low grade-Metamorphose)</li> <li>• hohe Fluida-Interndrücke</li> <li>• stockwerkeigene Gangmineralisationen unter strikt reduzierenden Bedingungen ohne Luft-sauerstoff (Meeresbedeckung)</li> <li>• aufgelagerte, an syn- bis postkinematische Granitoidintrusionen gebundene Gangmineralisationen stehen in Austausch mit Oberflächenwässern und hängen von der stofflichen Spezialisierung des Intrusivkörpers ab</li> </ul>
<i>Spätvariszikum und frühes Postvariszikum (Molasse-Stockwerk)</i> (Oberkarbon - Unterperm)	70 - 50°C	3 - 5 km Tiefe	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Wechsel von einer „warmen“ zu einer „kalten“ Hydrolithosphäre</li> <li>• Hydratationszone nimmt an Mächtigkeit zu, Mineralisationen stark durch exogene Faktoren beeinflusst (kontinentale Verwitterung) <ul style="list-style-type: none"> <li>- oxidative Verwitterungslösungen unter semiariden bis ariden Klimabedingungen</li> <li>- kontinentale Evaporation</li> <li>- biogene CO<sub>2</sub>- und CH<sub>4</sub>-Produktion</li> </ul> </li> <li>• stockwerkeigene Gangmineralisation sowohl in reduzierenden, als auch oxidierenden Milieus</li> <li>• intensiver aufgelagerter Magmatismus (Voraussetzung für Aufbereitung und Vorkonzentration lagerstättenbildender Elemente, wie F und Ba)</li> </ul>
<i>Postvariszikum</i> (höheres Perm - rezent)	35 - 20°C	6 - >10 km Tiefe	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Geothermischer Gradient ab Zechstein etwa wie rezent</li> <li>• Mächtigkeit der Hydratationszone wächst auf das Dreifache</li> <li>• überwiegend Flachmeerbedeckung mit Abscheidung mächtiger Evaporitfolgen, erneute kontinentale Verhältnisse erst ca. ab Kreide-Tertiär-Grenze wirksam</li> <li>• Versenkung salzreicher kühler Mg-Na-Cl-SO<sub>4</sub>-Formationswässer bis 10 km Tiefe möglich</li> <li>• Wandel zu heißen reduzierenden Na-Ca-Cl-Solen mit niedrigem pH-Wert (Lösungspotenzial für F, Ba und Schwermetalle)</li> <li>• stockwerkeigene Mineralabscheidungen sind bestimmende Mineralisationsprozesse</li> </ul>

Zuvor erfolgte, ausgehend von anfänglicher Fluor-Mobilisation aus spezialisierten Gesteinskomplexen (kristalline Gesteine und saure permosilesische Magmatite), durch mehrmalige Umlagerung von Vorkonzentrationen eine gerichtete zunehmende F-Konzentration in den Lösungen. So treten in Gebieten mit einer großen Verbreitung fluorspezialisierter Gesteine (Vogtland, Osterzgebirge) bereits spät- bis früh-postvariszisch wirtschaftlich bedeutsame Fluoritabscheidungen auf, während in anderen Hochschollen erst postpermische Fluoritakkumulationen ökonomisches



Interesse erlangen (Thüringer Wald, Harz). Derartige Umlagerungen vollziehen sich bis auf den heutigen Tag, wie das Beispiel Jilové am Egertal-Graben (Tschechien) zeigt, wo vermutlich aus erzgebirgischen Gangmineralisationen stammendes, durch natriumhydrogenkarbonatische Wässer transportiertes Fluor rezent als Fluorit wieder abgeschieden wird.

Im Einzelnen beruht die Generierung der meso-känozoischen F- und Ba-reichen Hydrothermen auf folgenden Voraussetzungen (MEINEL 1981a, LOOS & MEINEL 1982):

- Freisetzung von F und Ba aus silikatischer Bindung in Gesteinen durch CO<sub>2</sub>-haltige Verwitterungslösungen und Fixierung als disperse oder vorkonzentrierte Fluorit- und Barytabscheidungen;
- Vorhandensein weit- und tiefreichender Kluftpermeabilitäten in Form großer, verbundener, überregionaler und regionaler Bruchzonen;
- subterrane Zirkulation von Kompaktions- und Subrosionssolen innerhalb eines Tiefenintervalls von  $\leq 10$  km in und aus Sedimentbecken heraus in Richtung auf die tektonischen Hochschollen;
- wiederholte Mobilisierung und Anreicherung (ggf. auch Dispersion) von F und Ba durch heiße Salzsolen (Recycling-Prinzip) infolge einer intensiven Wechselwirkung zwischen Hydrosphäre und Lithosphäre in den Zirkulationszellen und auf dem Migrationspfad.

Dabei gelangen heiße sedimentogene Solen aus den tiefen Sedimentbecken (z. B. Norddeutsch-Polnische Senke) in den lateral benachbarten kristallinen Untergrund und nehmen dort weitere Lösungsfracht auf. Sie werden zunächst durch impermeable Sedimentfolgen in den Becken und durch Kompaktionswässer flacherer Beckenareale (z. B. Thüringer Becken), die sie unterschichten, von oberflächennahen Infiltrationswässern isoliert (vgl. Beil. 1). Der Zeitraum für die Generierung dieser Lösungssolen währt seit dem Permokarbon bis zur Gegenwart. Zur Zeit liegt der Grenzbereich zu hochsalinaren Kompaktions- und Subrosionswässern in der Hydrolithosphäre der Hochschollen in  $>2$  km Tiefe. Das rezente Andauern bruchzonengebundener Migration solcher Beckenwässer bis weit in die kristallinen Hochschollen hinein ist durch viele, bruchstörungsgebundene Vorkommen von Solen und salzhaltigen Wässern inmitten von salzfreien Grundgebirgsarealen belegt. Beispiele dafür bieten die salinaren Tiefenwässer im ostbayerischen Grundgebirge (FRITZ & LODEMANN 1990), die Sole von Altensalz im vogtländischen Paläozoikum ( $\leq 30$  g/l, CARLÉ 1964, 1966), aus der zeitweilig Salz gesotten wurde sowie die von Geilsdorf bei Plauen (SCHÜTZEL & HÖSEL 1962) oder von Erlbach im oberen Vogtland, aus der die Stadt Eger temporär mit Salz versorgt worden ist (v. RAAB 1893, 1898), salinare Wässer in den Zwickau-Oelsnitzer Steinkohlengruben (bis 91 g/l, SCHÄBER 1968), vom Sparnberg im Ostthüringischen Schiefergebirge (HECHT 1964, REH 1967), salinare Wässer im Rheinischen Schiefergebirge, z. B. in der Lahn-Dill-Mulde zwischen Taunus und Westerwald (STENGEL-RUTKOWSKI 1967, 1970), von

Bad Salzig zwischen Hunsrück und Taunus (CARLÉ 1975) und von Siegen im Sauerland (HEYL 1954), im Paläozoikum des Saarlandes (SEMMLER 1952), der Saar-Nahe-Senke bei Bad Kreuznach (GEIB 1965, 1968) u. v. m. In die Zirkulation der subterranean Solen bzw. Hydrothermen ist das gesamte Tiefenintervall der Hydratationszone bis zu 10 km Krustentiefe auf laterale Entfernungen von mehreren 100 km einbezogen. „Lateralsekretion“ ist ein wahrhaft verniedlichender Ausdruck für die Dimension derartiger Vorgänge und sollte auf diagenetische Phänomene in sich verfestigenden Sedimenten beschränkt bleiben.

#### **4. Mineralabscheidung und Mineralassoziationen**

Wie erwähnt, verleihen Konzentrationsunterschiede, thermische Energiezufuhr und besonders nachdrücklich tektonische Bruchvorgänge der Wasserzirkulation in der Hydrolithosphäre ihre Dynamik. Zeitspannen außergewöhnlicher tektonischer Aktivität, wie der Zeitraum der variszischen Gebirgsbildung vom jüngsten Visé (Unterkarbon) bis zum Kasimov/Stefan B (älteres Oberkarbon), die Periode des tektonischen Umbruchs und der Neuformierung („Übergangsstockwerk“) vom Stefan C (jüngstes Oberkarbon) bis zum Guadalup (Mittelperm) und das Stadium der meso-känozoischen Bruchtektonik („saxonische“ Tektonik) von der jüngsten Trias über Jura und Kreide bis zum Tertiär korrespondieren augenfällig mit hydrothermalen Mineralisationsphasen.

Entsprechend wird zwischen prä-oberpermischer Mineralisation, die häufig noch in „variszische“ (oberkarbonisch und älter) und „spät- bis früh-postvariszische“ (stefanisch-unterpermisch) Mineralisationsetappe gegliedert ist, oberpermischer Mineralisation (Zechstein) und post-oberpermischer Mineralisation („saxonische“ bzw. meso-känozoische Mineralisation) unterschieden. Bei letzterer werden gelegentlich noch jungtertiäre bis subrezente Mineralabscheidungsphasen von den älteren gesondert betrachtet.

Während sich in tektonisch ruhigen Zeiten „normale“, eher träge, von Konzentrationsgefälle und Wärmekontrasten gesteuerte Zirkulationsbewegungen abspielen und die Systeme mehr oder weniger im Gleichgewicht sind, beschleunigt eine tektonisch initiierte Raumschaffung die Wasserbewegungen erheblich (SIBSON 2001). In den von rupturreller Deformation erfassten Krustenabschnitten öffnen sich neu erzeugte oder reaktivierte Räume, die wie Unterdruckkammern wirken und krustale Fluida augenblicklich ansaugen. Die Zirkulation wird sprunghaft angekurbelt. Tektonisch und lithostatisch unter Druck gesetzte Tiefenwässer dringen in neue laterale Bereiche und Tiefenintervalle vor und können auf den Bruchflächen zu den Hochschollen aufsteigen, durchbrechen isolierende Schranken und geraten in Kontakt mit benachbarten Wasserkörpern, etwa mit oberflächennahen Wässern, die gleichermaßen einem Sog in die Tiefe ausgeliefert sind. Das unter Druck stehende Tiefenwasser trägt aktiv zur Ausweitung der rupturrellen Deformation bei (hydrofracturing, COX et al. 2001). Dieses ganze komplexe Geschehen unter dem

Einfluss von tektonischen Spannungen, die sich entladen, subsumiert sich unter dem Begriff „seismic pumping“ (SIBSON 2001).

Es kommt nun zu Abkühlungen, Konzentrationsveränderungen, Modifikationen physikochemischer Parameter (Redox-Potenzial, pH-Wert) und zur Bildung von Mischwässern, deren neue Komponenten gleichermaßen als geochemische Barrieren für bisher gelöste Elemente fungieren können. Sämtliche Voraussetzungen für Mineralabscheidungen stellen sich nun ein und die jungfräulichen Räume füllen sich mit Mineralabsätzen (SIBSON 2001). In Beil. 1 sind diese Prozessabläufe, bezogen auf den mittel- und norddeutschen Raum, anschaulich dargestellt.

Einengende Kompression forciert infolge des Druckanstiegs in den Klufträumen und der Entstehung fluidalen Überdrucks nochmals die Zufuhr von Kompaktionssolen in die entstehenden Hochschollen hinein („filter pressing“, SIBSON 2001). Die Durchmischungszonen mit oberflächennahen Wässern steigen in seichtere Niveaus auf und sinken bei nachlassender Kompressionsspannung wieder in die Tiefe. So weisen nach MEINEL (1981a) die Zusammensetzungen von Flüssigkeitseinschlüssen in Baryten und Fluoriten des Erzgebirges, Thüringer Waldes und Harzes darauf hin, dass sich die Abscheidungszone (geochemische Barriere) im Verlauf der Ausfällung dieser Minerale von ca. 3 - 4 km Tiefe auf <1 km Tiefe verlagert hat. Die Mächtigkeit der Mineralisationsstockwerke spiegelt Tiefenlage und vertikale Ausdehnung der ehemaligen Durchmischungszone beider Wasserkörper wider, die zugleich die Ausscheidungszone ist.

Die Ausfällung der einzelnen hydrothermalen Minerale beim Aufstieg der Hydrothermen ist an das Vorhandensein und die Wirksamkeit geochemischer Barrieren geknüpft. Die wichtigsten Barrieren sind der Temperaturabfall und der Zustrom von Fremdionen aus der Vermischung mit zusetzenden oberflächennahen Wässern, so dass die Löslichkeitsprodukte dieser Minerale überschritten werden. Nach MEINEL (1981a) lassen sich aus den Analysendaten und den geologischen Rahmenbedingungen für die thüringischen hydrothermalen Mineralvorkommen die folgenden Bildungsbedingungen ableiten (vgl. auch Beil. 2 und 4):

Träger des Fluors und des Bariums der produktiven thüringischen Lagerstätten waren reduzierende heiße Solen (10 - >20% NaCl). Wie die experimentellen Ergebnisse zeigen, können darüber hinaus auch Natriumhydrogenkarbonatwässer Fluor mobilisieren und transportieren, etwa in deckgebirgsferneren Kristallinaren (z. B. Erzgebirge).

Eine Abkühlung der Solen auf 100°C und darunter löste, in Verbindung mit dem Zustrom von Ca<sup>2+</sup>-Ionen (sauerstoff-, bikarbonat- und sulfathaltige Infiltrationswässer), die Abscheidung von **Fluorit** aus. **Baryt** hingegen wurde erst ab ≤50°C ausgefällt, nach Abkühlung und intensiver Vermischung mit sulfat- und sauerstoffhaltigen Oberflächenwässern unter Verdünnung des Salzgehaltes der Lösung (Sulfatbarriere). Deshalb liegen die Barytstockwerke der Ganglagerstätten auch in Oberflächennähe.

Ebenso erfolgte die Ausscheidung von **Kalzit**, der teilweise mit Fluorit verwachsen ist, aus heißen Solen vom Na-Ca-Cl-Typ bei der Vermischung mit absteigenden, kühlen hydrogenkarbonatischen Infiltrationswässern. Auch hydrothermaler **Anhydrit** wurde aus ähnlichen Kompaktionssolen vom Ca-Na-Cl-Typ ausgefällt, allerdings durch Vermischung mit absteigenden CaSO<sub>4</sub>-Subrosionswässern. Seine Assoziation mit **Quarz** ist auf das Zusammentreffen solcher CaSO<sub>4</sub>-reicher Wässer und Gesteine oder auch von Solen mit SiO<sub>2</sub>-reichen Infiltrationswässern zurückzuführen.

Auf Spalten in kristallinen Gesteinskomplexen vorkommende **Ankerite** und **Dolomite** setzten sich dagegen aus Mg-reichen, marinen reduzierenden Diagenesewässern ab, die den Ablagerungen des Zechsteins entstammten und mit kontinentalen hydrogenkarbonatischen Lösungen zusammentrafen. **Siderit** schied sich dagegen aus tektonisch aktivierten reduzierenden Gleywässern ab, die sich aus den absteigenden, marinen salzhaltigen Diagenesewässern dieser Zechsteinablagerungen entwickelt haben und die danach mit hydrogenkarbonatischen Infiltrationswässern in Kontakt kamen.

MEINEL (1981c) verweist ausdrücklich darauf, dass die Abscheidung epithermaler Minerale monomineralisch erfolgt. Eine gleichzeitige Ausscheidung von zwei oder mehr Mineralen ist physikochemisch unmöglich, da die Fällungsbedingungen für jedes Mineral spezifisch sind. Das gemeinsame Vorkommen epithermaler Minerale ist stets Ausdruck eines mehraktigen Prozesses, der zeitliche Hiati impliziert. Gewöhnlich treten bei Absätzen aus ge- und übersättigten Lösungen auch Verdrängungen des älteren Minerals durch das jüngere auf, was sich im Gefüge dokumentiert. Der raumerzeugende tektonische Akt führt häufig zu Zerscherungen im älteren Mineralbestand, die nachfolgend rekristallisieren (Blastomylonite), so dass charakteristische Bändergefüge entstehen.

Der Paragenesebegriff ist daher nicht so zu verstehen, dass gesetzmäßig zusammen vorkommende, unter ähnlichen Bildungsbedingungen abgeschiedene Minerale auch gleichzeitig ausgefällt worden wären (RÖSLER & WOLF 1969). Sie bilden vielmehr eine ± kogenetische Assoziation, die Ergebnis eines längeren, aber zeitlich-räumlich begrenzten Geschehens mit mehraktiger Aktivität und in gewissen Intervallen schwankenden PTX-Bedingungen sind (vgl. BAUMANN et al. 1979: 34).

Das Nebengestein nimmt Einfluss auf die Eh- und pH-Bedingungen der Mineralabscheidung. In sauerstoffreichen oxidierenden Rotsedimenten des Unterperms fielen z. B. anstelle der Ankerite und Dolomite in Grauserien (Ruhlaer Kristallin) Kalzit und Eisen-Mangan-Oxide aus Mischungen mariner Diagenesewässer mit hydrogenkarbonatischen Infiltrationswässern aus (Raum Ilmenau-Gehren-Elgersburg).

Die Bedeutung der Vorkonzentrationen von Fluorit und Baryt für die Entstehung wirtschaftlich nutzbarer Vorkommen sei nochmals hervorgehoben. Gewöhnlich sind Lagerstätten das Produkt mehrmaliger Verdrängungen, Umlagerungen und erneuter Absätze mit der Tendenz zur Anreicherung (sog. „minerogenetische Vererbung“). Aus ± F-spezialisierten Ausgangsgesteinen (Kristallin und Rotliegendmagmatite)

generierten sich bspw. unterpermische postmagmatische Fluoritmineralisationen (Schönbrunn, Arlesberg, Burgberg), die teilweise erneut mobilisiert und der Hauptmasse der postpermischen Fluorite einverleibt wurden (MEINEL 1981c).

## **5. Prä-oberpermische, oberpermische und post-oberpermische epigenetische Mineralisation und Lagerstättenbildung in Thüringen**

Den Ablauf der hydrothermalen Mineralisation im Großraum des Thüringer Waldes gibt Beil. 2 zusammenfassend wieder.

Die linken vier Spalten enthalten Angaben zu den Rahmenbedingungen des Mineralisationsablaufs. Auf die Alterseinstufung der Mineralisationsetappen und -phasen wird noch einzugehen sein. In der zweiten Spalte finden sich Daten zum tektonischen Geschehen und insbesondere zum Deformationsregime, der wichtigsten Voraussetzung für die Genese und Migration der Hydrothermen und für die Abscheidung der Mineralisation. Die dritte Spalte enthält die Entwicklung der klimatischen Verhältnisse über den gesamten Mineralisationszeitraum als Funktion der kontinentalen Drift des heutigen mitteleuropäischen Raumes aus der äquatorialen Position während der Zeit des Oberkarbons über den nördlichen Wüstengürtel (Unterperm - Trias) und den subtropischen Klimabereich (Jura - Tertiär) bis in die heutigen kühl-gemäßigten Breiten (Tertiär - rezent), wobei allerdings noch globale, verstärkende oder dämpfende Klimaverschiebungen im Verlaufe dieser Zeitspanne in Rechnung zu setzen sind. Das Klima hat Einfluss auf die Art der kontinentalen Verwitterung und somit auf die Eigenschaften der oberflächennahen infiltrierenden Verwitterungslösungen. Schließlich gibt die vierte Spalte Aufschluss über die Einbeziehung des Betrachtungsgebietes in marine Sedimentations- bzw. kontinentale Erosionsräume.

Die Spalten 5 und 6 enthalten Informationen über den Charakter der Hydrothermen und über die Art der geochemischen Barrieren, die zur Ausfällung der jeweiligen Mineralisation führten. Sie werden von den zuvor angeführten geologisch-tektonisch-paläogeographischen Rahmenbedingungen bestimmt.

Die beiden rechten Spalten sind dem Mineralisationsverlauf selbst vorbehalten. Zunächst ist der Gesamtverlauf im Areal des Thüringer Waldes dargestellt. Die rechte Spalte bietet sodann einen Vergleich der spezifischen Mineralabfolgen der Lagerstätte Hühn als Beispiel für den nordwestlichen Thüringer Wald (kristallines Nebengestein) und der Lagerstätte Ilmenau als Gegenstück für den südöstlichen Thüringer Wald (permokarbone Nebengestein).

### **prä-oberpermische Mineralisation**

Nach MEINEL (1981a, c) setzte die hydrothermale Mineralisation zu „spät- bis früh-postvariszischer Zeit“ im Oberkarbon - Unterperm (Oberrotliegend) mit lokalen Absätzen von **Amethystquarz** (Brotterode), **Paradoxit** (hydrothermaler Kalifeldspat:

Vogtländisches Schiefergebirge) und bereits etwas **Fluorit** (Burgberg, Sparnberg) ein. Die Salinität der hochtemperierten Lösungen (>300°C) ist gering (<10%). Es handelte sich um postmagmatisch-subvulkanisch aufgeheizte kontinentale Wässer im Zusammenhang mit dem einsetzenden intrusiven und effusiven Magmatismus.

Die Hauptmasse des **Quarzes** folgte in einer zweiten, regional verbreiteten, unterpermischen (früh post-variszischen) Abscheidungsphase aus kühleren, höher salinaren Lösungen zusammen mit **Hämatit**, **Rotkarbonaten**, erneut **Fluorit** und etwas **Baryt** (Hühn, Ilmenau). Auch alter Anhydrit ist nachgewiesen. Beide, Baryt und Anhydrit sind intensiv verquarzt. Erste Vorkommen von Fluorit und Baryt sind bereits zu verzeichnen. In Thüringen treten sie jedoch nicht lagerstättenbildend in Erscheinung.

### **oberpermische Mineralisation (Zechstein)**

Nach deutlichem tektonischen Hiatus wurden auf denselben, reaktivierten Strukturen aus absteigenden reduzierenden Mg-Na-Cl-Lösungen regional verbreitet Karbonate abgeschieden. Hier spielt der Einfluss der Meeresbedeckung seit Beginn des Zechsteins eine Rolle. Die reduzierenden Lösungen lassen sich von Diagenesewässern aus Zechstein-Ablagerungen ableiten, die aus permokarbonen Nebengesteinen Mn und aus kristallinen Rahmengesteinen Mn und Fe mobilisiert haben (MEINEL 1981c).

Die Art der ausgeschiedenen Minerale wird entscheidend vom Redox-Potenzial der Nebengesteinskomplexe geprägt. In Kristallingebieten und in Schiefergebirgsbereichen fällt vor allem **Ankerit**, aber auch Dolomit und Siderit aus. Auch in Gebieten mit einem Wechsel an roten und grauen Gesteinsfolgen wird bevorzugt Ankerit abgesetzt (Hühn, nordwestlicher Thüringer Wald), der ältere Rotkarbonate pseudomorph verdrängt.

In dominanten roten Gesteinsfolgen (Ilmenau, südöstlicher Thüringer Wald) werden dagegen **Eisen-Mangan-Oxide** und **Kalzit** ausgefällt. Doch treten hier auch **Dolomit** und etwas Baryt auf (SCHIEMENZ 2003). Die älteren Kalzite sind durch submikroskopischen Mn-Oxidstaub schwarz gefärbt („Blackkalzit“), jüngere Kalzite bzw. Umlagerungen sind weiß. Möglicherweise handelt es sich bei weißen Kalziten generell um jüngere post-oberpermische Umlagerungen (MEINEL 1981c). Auch am Südharz im Übergang zum Ilfelder Becken lässt sich Analoges beobachten (KUSCHKA & FRANZKE 1974).

### **post-oberpermische Mineralisation**

Der Beginn der post-oberpermischen Mineralisation weist einen erheblichen zeitlichen Abstand zur vorausgehenden oberpermischen Mineralisation auf. Die post-oberpermische Mineralisation ist regional und überregional verbreitet. Als Hydrothermen traten versenkte hochsalinare Na-Ca-Cl-Kompaktionssohlen in Erscheinung, die vorwiegend durch tektonische Kompression in die aufgedrückten Hochschollen transportiert worden sind (MEINEL 1981c).

Die Mineralisation begann in Kristallin- und Grundgebirgsarealen mit **Siderit**. Reliktisch vielfach erhaltene primäre granoblastische Absatzgefüge belegen eine Abscheidung unter Dehnungsbedingungen. Siderit verdrängt auch die Kalziumkarbonate in den kalkigen Zechsteinsedimenten (Zechsteinkalk/Riffkalke: Werra-Formation, Plattendolomit: Leine-Formation) und bildet dort von durchsetzenden Brüchen ausgehende metasomatische Körper und Stöcke (Eisenerzlagerstätten Typ Stahlberg/Schmalkalden). Auch die ursprünglich sideritischen Vererzungen Ostthüringens (Kamsdorf, Leutnitz) und der jüngere Siderit von Hirschberg-Lobenstein im Thüringischen Schiefergebirge gehören dieser Mineralisationsphase an. In den permokarbonen Rotserien des südöstlichen Thüringer Waldes wird der Siderit durch **Kalzit** vertreten.

Das anschließende „produktive“, d. h. wirtschaftlich interessante Mineralisationsgeschehen vollzog sich nach einem Wandel des überregionalen tektonischen Regimes unter Kompressionsbedingungen. Zunächst schied sich massiv **Kalzit** ab (Hühn: Linsen bis 15m Mächtigkeit), vor allem im südöstlichen Thüringer Wald gefolgt von **Fluorit** (Typ 1: Tb/La-Verhältnis  $<0,02$ , Ilmenau: Flossberggang). In den abscheidenden Lösungen lagen die Salzgehalte bei 13 - 23%. Die Abscheidungstemperaturen betragen 100 - 60°C.

Die nachfolgende Hauptmasse des **Fluorits** (Typ 2: Tb/La-Verhältnis  $>0,02$ ; Hühn, Steinbach, Ilmenau: Stechberggang) verdrängt im nordwestlichen Thüringer Wald bevorzugt den älteren Kalzit im tieferen Gangstockwerk (bis 10m mächtige Linsen). Die Analysen belegen einen Salzgehalt der Hydrothermen zwischen 20 - 27% und Temperaturen von 140 - 50°C.

Den Abschluss bildete die Ausscheidung der Hauptmenge des **Baryts** im nordwestlichen Thüringer Wald (Hühn). Baryt verdrängt im oberen Gangstockwerk vor allem älteren Siderit und dringt auch in die metasomatischen Sideritstöcke der Deckgebirgskarbonate vor. Auch im südöstlichen Thüringer Wald tritt Baryt im Stechberg-Gangsystem auf. In tieferen Gangniveaus fiel erneut auch Fluorit aus (Typ 3: Tb/La-Verhältnis 0,2 - 0,5, Hühn, Ilmenau: Teilstruktur Hoffnung). Bei Homogenisierungstemperaturen von 130 - 100°C erreichten die Salzgehalte der Lösungen nur 5 - 8%.

Fluorit und Baryt kamen in mehreren Schüben (tektonischen Aktivierungsphasen) zum Absatz, wobei Fluorit stets älter als Baryt ist. Zum Teil wurden ältere Absätze erneut mobilisiert und umgelagert. Der Mineralisation ist ein ausgesprochenes Verdrängungs- und Schergefüge eigen, das häufig zu einem Scherbandgefüge rekristallisiert ist.

Mit zeitlichem Abstand folgt unter weiterer kompressiver Scherbeanspruchung eine **Anhydrit-Quarz-Mineralisation**, die auf Grund des partiell noch vorhandenen Deckgebirges in den Lagerstätten des nordwestlichen Thüringer Waldes in großen Teilen erhalten ist. In den anderen Strukturen des nordwestlichen und südöstlichen Thüringer Waldes und auch in entfernteren Schiefer- und Kristallingebieten (Gera-Ronneburg, Lobenstein, Erzgebirge, Oberlausitz) ist sie durch Relikte mikroskopisch belegt (MEINEL 1981a, c, 1993). **Anhydrit** wurde aus Na-Ca-Cl-Kompaktionssolen

durch Vermischung mit absteigenden sulfathaltigen Subrosionswässern ausgefällt. Seine weite Verbreitung belegt die weiträumige Migration dieser Solen bis tief in die Grundgebirgsmassive hinein. Anhydrit verdrängt vorzugsweise die älteren Karbonate (Siderit, Kalzit), bildet im tieferen Gangstockwerk der Lagerstätte Hühn >10m mächtige Linsen und sorgt in dieser Lagerstätte für einen Stockwerkbau Baryt-Fluorit-Kalzit/Anhydrit. Begleitend und die Anhydritmineralisation überdauernd tritt als jüngste Mineralabscheidung eine **Verquarzung**, vorzugsweise des Anhydrits auf (bis 50%). Es bildeten sich pseudomorph nach Anhydrit blättrig-strähnige Gerüstquarze und idiomorphe Salinarquarze auf den Korngrenzen.

Jüngste subrezent-rezente Mineralisationsvorgänge bestehen vorwiegend aus Verwitterungsprozessen durch absteigende Süßwässer. Die Auslaugung des Anhydrits führt zu Schlottenbildungen auf den Gangflächen im Bereich der oberen Verbreitungsgrenze, in denen der authigene Quarz als reliktscher „Sand“ verbleibt. Weiterhin kommt es zu Vergipsungen und Marienglasbildung auf Klüften. Gelegentlich tritt auch Cölestin-Neubildung auf. Die eisenhaltigen Karbonate werden oxidiert. Ehemalige metasomatische Siderit/Ankerit-Baryt-Körper in Kalksteinen werden zu Limonit/Mn-Oxid-Baryt-Stöcken umgewandelt. Dolomit unterliegt der Kalzitisierung und gelegentlich kommt auch eine Umlagerung von Baryt vor („Kristallbaryt“).

Die epithermale Mineralisation des Thüringer Waldes ist im Vergleich zu Erzgebirge, Harz und auch zu Lokationen im Thüringischen Schiefergebirge ausgesprochen arm an Sulfiden. Grund ist nach MEINEL (1981b) der außerordentlich niedrige Spezialisierungsgrad des Gebirges in Bezug auf chalkophile Schwermetalle und die äußerst geringe Sulfidionenkonzentration wegen des Fehlens älterer Vorkonzentrationen an Sulfiden. Durch die weite Verbreitung des oxidierenden Milieus der permokarbonen Rotgesteinskomplexe fehlen kräftige, reduzierend wirkende Sulfidbarrieren. Sie sind auf die wenigen Grundgebirgsgebiete begrenzt (Mikrodiorite, Gneise). Reichlichere Schwermetallführung tritt nur an organischen Sulfidbarrieren im unteren Zechstein (Kupferschiefer: Rückenmineralisation) und an einigen Horizonten im Permokarbon (Acanthodes-Horizont: Goldlauter) auf.

Nur in der postmagmatischen prä-oberpermischen Mineralisation kommt Pyrit vor. Eine schwache Sulfidführung findet sich sodann in der post-oberpermischen Mineralisation und dort vor allem in Begleitung der produktiven Fluorit-Baryt-Mineralisationsphasen sowie der jüngeren Anhydrit-Quarz-Mineralisation, wo sie als kümmerliches Äquivalent der Bi-Co-Ni-Vererzung des Erzgebirges anzusehen ist. Es bilden sich nur Sulfide, deren Löslichkeitsprodukte zu den absolut niedrigsten gehören. Ausgefällt werden vor allem geringe Chalkopyrit-Mengen in Form cm-starker, sehr lokal auch dm-mächtiger Linsen und Imprägnationen in salbandnahe Rahmengestein. Der Chalkopyrit enthält Spuren an Bi, Hg und Ag. Nur bei Umlagerungen älterer Sulfide werden auch einige Wismutsulfide ausgeschieden (Emplektit, klaprothitischer Emplektit und Spuren von Wismutglanz).

Im *Thüringischen Schiefergebirge* ist die Ausscheidung von Sulfiden wegen der reichlicheren Vorkonzentrationen am Zechsteinrand lokal umfangreicher (früh- und spätdiagenetische Fe-Cu-Pb-Zn-Sulfide mit Ag-Gehalten im Mutterflöz- und Kupferschiefer-Niveau des Zechsteins: Raum Kamsdorf). Im Sideritisierungsstadium fallen hier Sb- und As-Fahlerze, Chalkopyrit und Galenit aus, die auch die Bi-Gehalte



binden. Fahlerz- und Chalkopyritabsätze begleiten ebenfalls die produktive Barytmineralisation. Aus zementativ umgewandelten Fahlerzen bilden sich schließlich Bi-Co-Ni-Mineralen (Speiskobalt, Kobaltglanz, Weiß- und Rotnickelkies, Antimonit, Proustit, Pyrargyrit u. a., BREITHAUPT 1849, DECKER & RÜGER 1991, MEINEL 1993). Die schieferreichen Abfolgen des Thüringischen Schiefergebirges mit ihren im Vergleich zu kristallinen Gesteinskomplexen ungünstigeren spaltenmechanischen Eigenschaften bieten schlechtere Bedingungen für die tektonische Ausprägung von Migrations- und Absatzräumen (MEINEL 1993). Am bekanntesten sind die Lagerstätten des Zechsteinrandes bei Saalfeld-Kamsdorf und das Lobenstein-Hirschberger Revier. Außerdem fehlen dem Schiefergebirge mit Ausnahme des Henneberg- und Sparnberg-Granits entsprechende Fluorquellen für die Mobilisierung durch hydrothermale Solen, so dass die post-oberpermische Mineralisation weitgehend fluoritfrei bleibt. Dagegen ist die Sideritmineralisation reichlich vertreten. Barytmineralisationen wiederum sind wegen der Sulfatbarriere im Umfeld der Zechstein-Sulfathorizonte enger an den Zechsteinrand gebunden. Reliktische Spuren von Anhydrit wurden indessen nachgewiesen (MEINEL 1993, Lobenstein, Ronneburg) und der Absatz von Bi-Co-Ni-Mineralen zeugt ebenfalls für das Vorhandensein der jüngsten Mineralisationsetappe (Kamsdorf, Lobenstein, Ronneburg).

Die mächtigen, tiefreichenden mitteleuropäischen Bruchstörungen als Migrationsbahnen intrakrustaler Hydrothermen durchsetzen gleichermaßen die Deckgebirgseinheiten des *Thüringer Beckens* und der nördlichen Süddeutschen Scholle in *Südwestthüringen*. Von wenigen lokalen Karbonat- und Barytabätzen abgesehen, blieben diese Gebiete jedoch infolge der abdichtenden Wirkung, die insbesondere die weitgehend intakten Salinar- und Tonsteinabfolgen des Zechsteins und der Trias gegen auf- und absteigende Wässer haben, ohne epithermale Mineralisation. Diese tieferen Deckgebirgsabfolgen bieten andernorts in tektonisch prädestinierten Bereichen zugleich aber auch Generierungsmöglichkeiten für saline Lösungen.

Lokale Mineralisationen in Kalksteinkomplexen, wie z. B. die Dolomit-Fluorit-Trümer mit Chalkopyrit, Pyrit und Markasit im Plattendolomit von Caaschwitz, gehen nach MEINEL (1993) eher auf begrenzte interne Wasserzirkulation in permeablen Deckgebirgseinheiten zurück. Als Fluorquelle kommt hier wohl zechsteinzeitlicher, disperser, diagenetisch im Verlauf von Dolomitisierungsprozessen fixierter Fluorit in Betracht.

## 6. Regionale Tektonik und Lagerstättenbildung

Weder eine Aktivierung von Kompaktionssolen und anderen krustalen Wässern in ihren Ausgangsgesteinen, noch deren Zirkulation in der Hydrolithosphäre und die Ausbildung eines Temperaturgefälles und auch nicht der Absatz von Lösungsinhalten sind ohne eine raumschaffende tektonische Mobilisation der Kruste denkbar. Die Entstehung und Ausgestaltung tektonischer, vornehmlich bruchtektonischer Strukturen ist essenzielle Voraussetzung und mitunter auch Folge der Migration intrakrustaler Wässer und der damit verbundenen Lösungs- und Fällungsprozesse. Wie schon betont, fallen Mineralisationsereignisse und Phasen tektonischer Aktivität nicht zufällig zusammen. Speicher- und Migrationsraum bedeutet unter den Bedingungen der

mittleren Erdkruste vornehmlich tektonisch geschaffene Porosität und Permeabilität. Von grundsätzlicher Bedeutung sind verschieden orientierte, sich überlagernde, überregionale bis regionale, tiefreichende und permeable Störungssysteme krustaler Dimension, deren komplexer tektonischer Bau in Form von Neben- und Begleitstrukturen genug Absatzraum für Mineralisationen bietet.

Es ist anzunehmen, dass die ac-Fugen des ehemals in den variszischen SW-NE-Gebirgszonen und Faltensträngen wirksamen Deformationsgefüges bereits spätvariszisch, unterstützt von gleichgerichteten Blockgrenzen und Vorzeichnungen im tieferen Untergrund, zu einem Rupturen- und Scherflächensystem ausgeformt wurden (Weber 1977). Beginnend im jüngsten Oberkarbon (Stefan C) fand nahezu über das gesamte Perm hinweg eine erneute tektonomagmatische Reaktivierung des konsolidierten und der Erosion unterworfenen Variszikums statt, wobei durch intensive bruchtektonische Beanspruchung ein neues, das nachfolgende Tafelstadium beherrschendes, kontinentales Großschollengefüge entstand (sog. „Übergangsstockwerk“). Dieser Prozess einer Neuorientierung der bruchtektonischen Krustenfelderung fand mit der „Saalischen Deformation“ an der Wende Unter-/Oberrotliegend (Artinsk) und den „Altmärkischen Deformationen“ im ausgehenden Oberrotliegend (Capitan) seinen Abschluss, bevor mit dem Zechstein im jüngsten Perm die Tafelentwicklung einsetzte. Wie Andreas (2014) zeigen konnte, waren sämtliche Hauptstörungslinien, welche im späten Mesozoikum die sich heraushebenden mitteleuropäischen Bruchschollengebirge schienten und konfigurierten, bereits am Ende des Perms vorhanden, sowohl die begrenzenden Störungssysteme des späteren Thüringer Wald-Horstes, als auch die markanten Bruchstörungszonen des heutigen Südthüringens, des Thüringer Beckens und des Thüringischen Schiefergebirges.

Wirksam waren N-S-orientierte, meridionale Bruchrichtungen, vor allem aber NW-SE und WNW-ESE gerichtete Bruchdeformationszonen, welche die denudierten variszischen Terranes in äquidistante NW-SE-Querzonen zerteilen und teilweise bereits sudetisch-asturische, sicher aber saalische, kimmerische, subherzyne und alpidische Deformationsinkremente aufweisen (Kley et al. 2008). Die Tiefenwirkung dieser Tektonik reicht von subkrustal (N-S-Brüche) bis tiefkrustal (NW-SE-Brüche). Sie bildet mit ihren Verschneidungen ein ideales Krustenschollen-Blockfeld für die weiträumige Migration von wässrigen Lösungen, das im Verlauf der mesokänozoischen Reaktivierung als Folge der Aufspaltung Pangäas (Tethys- und Atlantiköffnung, Baumann & Weber 1996, Romer et al. 2010) und durch alpidischen orogenen Druck aus dem Alpen-Karpaten-Raum (Stackebrandt & Franzke 1989) wiederholt kräftigen Reaktivierungsschüben unterworfen war.

Die früh-post- und post-variszischen tektonischen Aktivitäten in Mitteleuropa sind mit globalen Ereignissen verknüpft, die sich in ihnen widerspiegeln (Ziegler 1987, 1988, 1989, Stackebrandt & Franzke 1989, Rauche & Franzke 1990, Baumann & Weber 1996, Peterek et al. 1997, Krentz 2008, Romer et al. 2010, Stackebrandt & Scheck-Wenderoth 2015, Tab. 7). Viele der großen Bruchzonen, die das heutige tektonische Strukturbild beherrschen, haben sich aus einer variszischen oder gar prä-variszischen

Anlage heraus entwickelt. Im Verlaufe der früh-postvariszischen Reaktivierung nahmen sie Gestalt an und erfuhren während des Mesozoikums unter permanenten Dehnungsregimes ihre regionale und überregionale Ausgestaltung. Erst mit der beginnenden Oberkreide wurden sie inversiv zu markanten Auf- und Überschiebungen umgewandelt und seitdem wechselnd, vorwiegend aber kompressiv beansprucht. Wie im Thüringer Becken eindrucksvoll zu beobachten, sind die Grabenstrukturen der vorausgehenden, langwährenden Dehnungsperiode teilweise nur überpresst, partiell aber auch egalisiert, zu einem Gutteil jedoch zu den Hochschollen der heutigen Mittelgebirge umgeformt und herausgeschoben worden. Innerhalb des sedimentären Deckgebirges modifiziert ferner das plastische bis fließende Verhalten des Zechsteinsalinars und anderer evaporitischer Ablagerungen das Deformationsbild lokal erheblich.

Über lange Zeiträume, wenn nicht permanent waren, wie aus der Orientierung der tektonischen Hauptspannungen zum Streichen der Rupturen hervorgeht, auch horizontale Spannungskomponenten auf den Bruchsystemen wirksam, so dass, unterstützt durch Variationen im Streichen und Einfallen, Scherungen sowie differenzielle Blockbewegungen und -kippen, Pressungs- und Zerrungserscheinungen auf denselben Strukturen nebeneinander vorkommen. Eine rupturrell bedingte Raumschaffung ist daher unter Voraussetzung einer horizontal bzw. diagonal zur Bruchzone orientierten Beanspruchung in komplexen Störungssystemen unter dehnen- wie unter pressenden Deformationsregimes gleichermaßen möglich. WOLFSON (1960: 103) weist auf der Grundlage zusammengefasster Erfahrungen mit epithermalen Ganglagerstätten aus dem eurasischen Raum sogar eindrücklich darauf hin, dass kompressive Tektonik *mehrheitlich* eine begünstigende Bedingung für eine Mineralisation ist:

*„Nichtsdestoweniger zeigen die zur Verfügung stehenden Unterlagen aus eingehenden Beobachtungen, daß sich in der überwiegenden Mehrzahl der Fälle im Laufe der Bildung hydrothermaler Vererzung auf den erzführenden Scherspalten diagonale Aufschiebungen abspielen und bedeutend seltener, nur unter besonderen Bedingungen, Abschiebungen.*

*Folglich vollzieht sich der Bildungsprozeß hydrothermaler Lagerstätten am häufigsten unter Verhältnissen seitlichen Druckes. Daher sind bestimmte Abschnitte der erzführenden Klüfte zusammengepreßt, mit Gangletten angefüllt und unvererzt. Die mineralisierenden Lösungen aber sickern durch die gewundenen, geöffneten Klüfte, an denen, wie bereits bemerkt, auch die angereicherten Erzabschnitte und -säulen liegen.“*

*Zu ergänzen wäre, dass unter Pressungsbedingungen die unter Druck stehenden Lösungen mit hoher Wahrscheinlichkeit schwerlich „sickern“, sondern eingepresst und auch angesaugt werden. Pressungstektonik intensiviert zudem Lösungszirkulationen und den Lösungsaufstieg. Raumschaffende Tektonik ist in jedem Falle die unmittelbare Vorbedingung für eine Mineralisation, die ihr auf Grund der Allgegenwart von Wässern und Lösungen in der Hydrolithosphäre auf dem Fuße folgt. Die Hauptstörungen als die ursprünglichen, am kräftigsten durchbewegten und dominanten Komponenten eines Bruchsystems fungieren in aller Regel als Migrationsbahnen und Zufuhrkanäle für mineralisierende Lösungen und sind seltener selbst mineralisiert. Absatzräume für die Mineralisation werden vorwiegend auf den Begleitbrüchen, -rupturen oder -spalten geschaffen: subparallele Nebenstörungen*

*geringerer Sprunghöhe, Fiederspalten, spitzwinklig abscharende Scherspaltten, Schergänge und Schergangssysteme, Scherungsräume zwischen Hauptstörungen etc (KUSCHKA & HERTWIG 1988).*

**Tab. 7:** Früh-post- und postvariszische tektonische Aktivitäten im thüringisch-oberfränkisch- westsächsischen Raum (nach ZIEGLER 1989, STACKEBRANDT & FRANZKE 1989, RAUCHE & FRANZKE 1990, HÄHNEL et al. 1995, PETEREK et al. 1997, KUSCHKA 2002, KRENTZ 2008, STACKEBRANDT & SCHECK-WENDEROTH 2015).

Zeitspanne [Mio a]	Geol. Epoche	Globale Situation	Tektonisches Regime (Thüringer Wald)	Regionale Ereignisse (Thüringer Wald)
305 - 260	Kasimov - Guadalup (Stefan C - Rotliegend)	- tektonomagmatische Reaktivierung innerhalb Pangäas und tektonischer Umbau des variszischen Gebirgsrumpfes durch N-S-Rifting und Spezielsenkenentwicklung auf Blockgrenzen - Peneplain-Bildung	- dextrale transtensionale E-W-Dehnung (Thür.-Fränk. Rift) - NE-SW- bis ENE-WSW-Dehnung (Thür. Wald-Zwischenschollensenke) - unterbrochen durch saalisches NE-SW-Kompressionsereignis	- Dehnung und Magmatismus auf NNW-SSE- und WNW-ESE-Spalten - NW-SE-Dehnungsbrüche, Schrägabschiebungen - Anlage von WNW-ESE-Scherspalten (saalische Bewegungen)
260 - 250	Loping (Zechstein)	- epirogene Senkungen - Beginn des Tafelstadiums durch flachmarine Ingression	- E-W-Dehnung	- störungsgebundene Spezielsenken (Lagunen) durch Abschiebungen geringer Sprunghöhe - Flachmeersedimentation
220 - 160	Ob. Trias - Mittl. Jura	- Aufspaltung Pangäas - Öffnung der Tethys und des Zentralatlantiks	-ENE-WSW-Dehnung	- grabenartige Abschiebungen und Schrägabschiebungen an den Hauptstörungen („Thür. Wald-Graben“) - Ausgestaltung von Schergang- und Scherstörungssystemen
160 - 100	Ob. Jura - Unt. Kreide	- orogener Druck von SE aus dem Karpatenraum	- NE-SW-Dehnung mit erheblicher lateraler Komponente auf NW-SE-Bruchzonen	- Aufstiegstendenzen von späteren Hochschollen - überwiegend Flachmeersedimentation
100 - 35	Ob. Kreide-Oligozän	- weitere Aufspaltung Pangäas - Öffnung des Nordatlantiks - wechselnder orogener Druck von S aus dem Alpenraum (Oberkreide, Eozän/Oligozän) und von SE aus dem Karpatenraum (Paläozän)	- NE-SW- bis NNE-SSW-Kompression - Kompression mit lateraler Komponente auf NW-SE-Bruchzonen	- Inversion der Dehnungsbrüche in kräftige Schrägaufschiebungen - starke Beanspruchung und Formung von Schergängen und -störungen - teilweise bis vollständige (Thür. Wald) Inversion und Überpressung der Gräben - Heraushebung der Hochschollen - Region wird Erosionsgebiet
35 - rezent	Oligozän - rezent	- Schließung des nordpenninischen Ozeans - orogener Druck aus dem Karpaten- und Alpenraum	- NNW-SSE- bis NW-SE-Kompression - ENE-WSW- bis NE-SW-Dehnung	- basaltischer Magmatismus - Schrägaufschiebungen und Scherungen an der Fränkischen Linie

Im mitteldeutschen Raum sind es mit Regelmäßigkeit die NW-SE streichenden regionalen Bruchsysteme, an die hydrothermale Mineralisationen geknüpft sind, subparallele Störungsbündel, die das Thüringer Becken und die südwestlich wie nordöstlich angrenzenden Räume durchziehen, in die Hochschollen der Böhmisches Masse i. w. S. (Thüringer Wald, Thüringisch-Fränkisch-Vogtländisches Schiefergebirge, Erzgebirge) hineinziehen und dort häufig bereits prävariszisch als Querzonen sedimentär-faziellen oder tektonomagmatischen Einfluss ausübten, zudem auch öfter durch Anomalien im variszischen Deformationsbild auffallen. Querzonenintern pendeln die einzelnen rupturrellen Elemente zwischen der NW-SE- und der WNW-ESE-Richtung. Da diese Querzonen an alten, intrakrustalen Vorzeichnungen folgenden N-S-Strukturlinien unterdrückt werden oder abzusetzen scheinen, ist auch für den mitteldeutschen Raum das Zusammenwirken von N-S- und NW-SE-Bruchzonen im post-variszischen Strukturbild belegt. Nach RIPPEL (1989) sind für das thüringische Territorium von NE nach SW die folgenden Querzonen von Bedeutung:

***Thüringer Becken/Südwestthüringen***

***SE-Fortsetzung im Thüringisch-Vogtländischen Schiefergebirge/Westerzgebirge***

*1. Störungszone*

*Kyffhäuser-Crimmitschau-Gera-Jachymov*

*Westsächsische Querzone*

*(Oberhohndorf-Schwarzenberger Störungszone)*

*2. Störungszone*

*Finne-Eisenberg-Pohlen*

Beide Störungsbänder begrenzen die Hermundurische Scholle, die sich als Westsächsische Querzone ins Erzgebirge fortsetzt (bspw. Oberhohndorf-Schwarzenberger Störung). Dort sorgen die tiefreichenden Bruchzonen für die kräftige Aktivierung bzw. den Zustrom von Hydrothermen, was die intensive Mineralisation im Raum der südwestlichen Übergangszone zur Reitzenhainer Kuppel zur Folge hat (vgl. ROMER et al. 2010).

*3. Störungszone Stadtroda-Quirla*

*Greizer Querzone*

*4. Störungszone Schlotheim-Magdala-Leuchtenburg*

*Tauschwitz Querzone*

*5. Störungszone Erfurt-Culmsen*

*Schleiz-Mühltruffer Querzone*

Das auch als „Südvogtländische Querzone“ bezeichnete Strukturelement wird im NE von der Erfurter Störungszone, der Kleinbuchaer Störung, der Thierbacher Störung, den Schönbrunn-Bösenbrunner Störungen und der Cheb-Domažlice-Linie konturiert. Im SW ziehen sich Störungen vom Triebeler Horst bis zur Culmsen-Störung. Mit dieser und der Tauschwitz Querzone sind die vogtländischen Fluorit-Baryt-Vorkommen verknüpft (Joketa, Schönbrunn-Bösenbrunn, KUSCHKA & HAHN 1995).

6. Nördliche und Südliche Remdaer Störungszone	Saalburger Querzone
7. Störungszone Eichenberg-Arnstadt-Saalfeld	Frankenwälder Querzone (Lobensteiner Horst) Hiatus an der Steinacher Flexur
8. NE-Rand-Störungszone Thüringer Wald	Frankenwälder Querzone (Gräfenthaler Horst)

SCHWAN (1956) bezeichnet die Querzone zwischen diesen beiden Bruchlinien, die im Thüringer Becken die Treffurt-Plauer Scholle begrenzen (KATZUNG & EHMKE 1993), als „Thüringer Hauptstörungssystem“ zwischen Eichenberg in Niedersachsen und Aš in Böhmen. An die Bruchelemente dieser Zone und ihre Begleitstrukturen sind die hydrothermalen Ganglagerstätten und Mineralisationen des Thüringischen Schiefergebirges und seines Zechsteinrandes und die des oberen Vogtlandes gebunden. KRENTZ (2009) hält dort im einzelnen die NW-SE-Strukturzonen von Bergen-Klingenthal-Chodov, Eichigt-Adorf-Luby und Gefell-Bad Brambach aus. Sie kontrolliert auch schon die sog. „Thüringer Granitlinie“ im Thüringischen Schiefergebirge (permokarbone Granite von Helmsgrün, Döhlen, Hirzbach, Henneberg und Sparnberg).

9. Fränkische Linie Fränkische Linie mit SW-Rand-Störungszone Thüringer Wald	Steinach-Neustädter Querzone
---	------------------------------

All diesen Strukturelementen ist gemeinsam, dass im Einzelfall bereits prä-sudetisch epirogenetische und tektonomagmatische Einflüsse nachweisbar und modifizierende Auswirkungen auf die variszischen Deformationen wahrzunehmen sind. Im Permokarbon werden die Begrenzungselemente zu Rupturen ausgeformt. Sie kontrollieren z. T. magmatische Aktivitäten und bieten bereits Absatzräume zur Fixierung spät- und früh-post-variszischer hydrothermalen Mineralisation. Als tiefreichende Störungszonen nehmen sie sämtliche post-variszischen bruchtektonischen Reaktivierungen auf, bauen deren tektonische Spannungen ab indem sie sich episodisch weiter ausprägen und bieten in ihrem Ruptureninventar im Bereich von tektonischen Hochschollen weitere Räume für die post-variszischen Mineralisationen.

## 7. Hinweise zum Alter der Mineralisation

Auf Grund der regionalgeologisch bedingten lückenhaften Verbreitung der phanerozoischen Gesteinsabfolge, ihrer Unterbrechungen und Sedimentations-/Erosionslücken in der Folge einschneidender tektonischer Deformationen und Umgestaltungen, sind *relative Altersbelege* für einzelne Mineralisationsakte konkreter Vorkommen eher spärlich gesät. Zudem reagieren die fluidalen Systeme der Erdkruste

sehr empfindlich auf jede Veränderung. Aktive Zirkulationssysteme blockieren schon aus geringfügigem Anlass und richten sich neu aus, verbunden mit Auflösung von Mineralisationen, Umlagerungen und erneuten bzw. veränderten Ausfällungen in alten und neu geschaffenen Absatzräumen. Auf diese Weise entstanden in jeder Hochscholle sehr spezifische Mineralisationsabfolgen, die nicht nur vom individuellen, von der Position zum jeweiligen Kräfteplan und den tektonomagmatischen Vorprägungen abhängigen Reaktionsverhalten der einzelnen Schollen gegenüber überregional einwirkenden Deformationsereignissen abhängen. Sie sind ebenso Folge der geochemischen Spezialisierung ihrer Gesteinsassoziationen, der daraus hervorgegangenen mineralischen Vielfalt epithermaler Abscheidungen und der hieraus erwachsenden Komplexität möglicher Mobilisationen und Umlagerungen. Dennoch ist anzunehmen, dass mit den überregionalen tektonischen Aktivierungsphasen im mitteleuropäischen Raum auch eigene, weiträumige, stofflich charakteristische Mineralisationsereignisse verbunden sind, die sich in den verschiedenen Hochschollen, ungeachtet des jeweiligen Ausmaßes ihrer Modifikation durch recycelten Mineralbestand oder neu mobilisierte Elementspezialisierungen, niederschlagen müssen.

Für die Amethystquarz- und Quarz-Hämatit-Rotkarbonat-Mineralisation ist das Prä-Zechstein-Alter (Prä-Oberperm) durch ein Vorkommen im Zechstein-Grundkonglomerat belegt (Erkundungsbohrung Tsl 81/80 Struktur Hühn, westl. Thüringer Wald, MEINEL 1981a). Sie treten ferner als Brekzienkörper in einer Rotliegend-Schlotbrekzie der Struktur Gehege bei Brotterode auf, deren relatives Alter am Ende des Gangmagmatismus der Oberhof-Formation und im Vorfeld der saalischen Kompression liegt (WUNDERLICH 1997). Auch KLAUS (1978) berichtet über transgredierte Zechsteinsedimente über einem Quarz-Hämatit-Gang am südlichen Unterharz.

Die von Bruchspalten ausgehende metasomatische Sideritisierung und Barytisierung der Werra- und Leine-Karbonate des Zechsteins am nordwestlichen Thüringer Wald und am Rand des Thüringischen Schiefergebirges weisen beide Mineralisationen als post-oberpermisch aus. Eine gelegentliche Durchtrümerung des Unteren Buntsandsteins mit Baryt, etwa bei Wutha-Farnroda am nordwestlichen Thüringer Wald, verweist auf ein post-untertriassisches Alter für diesen Mineralisationsschub. Auch in Vorkommen entlang der östlichen Rheintal-Verwerfung im Spessart, Odenwald sowie im Ostschwarzwald und im Unterwerra-Sattel in Hessen setzen Barytgänge in den Buntsandstein hinein. Das erosiv bedingte Fehlen der jüngeren meso-känozoischen Schichtenfolgen am Thüringer Wald, wie auch verbreitet an den Rändern anderer Hochschollen, sorgt dafür, dass weitere Hinweise auf das relative Alter von Mineralisationsereignissen spärlich bleiben.

WERNER (1966) referiert indes eine Anzahl von Belegen für jüngere Mineralisationsalter aus West-, Nordwest- und Süddeutschland. So sind im Brahmischer Massiv sulfidführende Siderit-Baryt-Dolomit-Kalzit-Trümer bis in den Rhätsandstein des oberen Keupers bekannt und werden als tertiäre Mineralisation angesehen. Ähnliches kennt man aus der fränkischen Trias bei Hilpoltstein und Nürnberg (Burgsandstein). Im Egge-Gebirge, dem Weserbergland und dem

Harzvorland kommen hydrothermale Durchtrüerungen bis in Gesteinsglieder der Unterkreide vor (DORN 1955). KUSCHKA (2009) erwähnt Verkittungen von Bruchstücken aus Oberkreide-Sandstein mit Baryt bei Schlottwitz-Berthelsdorf im Osterzgebirge und Baryttrümer in Cenoman-Turon-Sandsteinen bei Königstein (Elbsandstein-Gebirge). Die Barytlagerstätte Dreislar bei Medebach im östlichen Rheinischen Schiefergebirge wird jünger als Cenoman eingestuft (FRANZKE et al. 1993). Bei Brückenau in der südlichen Rhön wurde ein Barytgang im Buntsandstein beschrieben, der von einem mittelmiozänen Basaltgang durchschlagen wird (Grube Oberbach, MEYER 1916). Im Richelsdorfer Gebirge erweitern sich Baryttrümer in tertiäre Sande mit Braunkohleflözen hinein. Die Gesamtverhältnisse sprechen dort nach STOPPEL (1990, 1993) für ein spät-oligozänes bis früh-miozänes Alter einiger Barytgänge. REISSMANN (zit. in KRENTZ 2008) sieht, wohl in Bezug auf MÜLLER (1901), in Sachsen gar keine Beweise für hydrothermale Mineralisationen im Zeitraum Oberperm (Zechstein) bis Oberkreide und nimmt tertiäre Alter für die gesamte post-oberpermische Mineralisation an. Im Südschwarzwald gilt für einige gangförmige Baryt-Fluorit-Sulfid-Lagerstätten, die an die Oberrheintal-Verwerfung gebunden sind, ein tertiäres Entstehungsalter als nachgewiesen (Badenweiler, Freiburg/Br.; BERG 1961, BRILL 1934). Für weitere gangförmige Mineralisationen im NNE-Streichen der Oberrheintal-Störung sind tertiäre Alter sehr wahrscheinlich (Lahr, Wiesloch: zit. in WERNER 1966, Spessart, Odenwälder Barytgänge: BARTZ 1950).

Neben direkten Altersbelegen in Form von Durchtrüerungen und erosiven Aufarbeitungen gibt es auch *indirekte Indizien*, die bestimmte Alterserwägungen nahelegen. Darunter fallen vor allem zeitlich fixierte tektonische Entwicklungsabläufe und Reaktivierungen, da Mineralisation unmittelbar mit tektonischer Aktivität verbunden ist. Auch Überlegungen zu Charakter und Bildungsbedingungen der Hydrothermen und dem erforderlichen Chemismus der ausfallenden Lösungen (geochemische Barriere) führen zu relativen Altersvorstellungen, da die Genese spezifischer Lösungen mit bestimmten Konstellationen und Voraussetzungen im geologischen Entwicklungsablauf einer Region in Beziehung steht (vgl. Beil. 2 und 4). Da die Gesteinskomplexe des Thüringer Waldes eine sehr geringe geochemische Spezialisierung aufweisen, sind die Mineralisationen ausgesprochen sulfidarm und gleichförmig, so dass die abgeschiedenen, weitgehend monomineralischen Mineralisationen verhältnismäßig authentisch den hauptsächlichen Stoffbestand in den zu meso-känozoischer Zeit anströmenden Hydrothermen im Zusammenwirken mit der entsprechenden geochemischen Barriere widerspiegeln.

Nach MEINEL (1981a, 1993) und HÄHNEL et al. (1995) sind für die Ausscheidung von Dolomit, Ankerit und Siderit magnesiumreiche marine Diagenesewässer, die sich zu reduzierenden Gleywässern wandeln, Bedingung. Deren Bildung war erst seit der marinen Ingression im Zechstein und über den Zeitraum von Trias und Jura möglich. Desgleichen standen entsprechend tief versenkte und erhitzte, zu Solen aufgesalzene Sedimentations- und Kompaktionswässer verhältnismäßig spät im Mesozoikum zur Verfügung. Sulfathaltige Oberflächenwässer und  $\text{CaSO}_4$ -Subrosionswässer als geochemische Barrieren für Fluorite und vor allem Baryte und Anhydrite konnten sich wiederum erst nach dem Einsetzen von Subrosionsprozessen seit der Oberkreide und vor allem während des Tertiärs bilden, so dass die damit verknüpfte Anhydrit-Quarz-



Mineralisation auch hier angesiedelt werden muss. In diesem Zusammenhang sei auf die Bedeutung der (?driftbedingten) Veränderung der klimatischen Verhältnisse im heutigen Mitteleuropa hingewiesen. Vor allem der Wechsel von heiß-ariden zu warm bis gemäßigt-humiden Bedingungen spielt hierbei eine Rolle (Beil. 2, 4).

Das permanente Dehnungsregime hat sich seit dem Oberperm (Zechstein) zunächst vorherrschend in weiträumiger, kontinuierlich-epirogener Senkungstektonik manifestiert, auch wenn diese als Resultierende aus vielen kleineren (altkimmerischen) Bewegungsbeträgen auf Bruchzonen betrachtet werden kann. Erst mit dem oberen Jura begann sich auf den Strukturen eine intensivere (schräg)abschiebende Bruchtektonik mit Grabenbildungen etc. zu entwickeln. So ist die Siderit-Mineralisation mit ihren ausgeprägten Abscheidungsgefügen und mit Augenmerk auf die erforderliche geochemische Barriere dieser Zeitspanne zugeordnet. Die inverse Pressungstektonik mit (Schräg)Auf- und Überschiebungen seit der älteren Oberkreide bis ins ältere Alttertiär ist ein gewichtiger Zeitmarker für die nachfolgende Kalzit-Fluorit-Baryt-Mineralisation. In synoptischer Darstellung ist die Mineralisationsabfolge des Thüringer Waldes nach den vorliegenden Befunden in dieses Indiziengefüge ein- und somit im Groben bestimmten Zeiträumen zugeordnet (Beil. 2, 4). Die gesamte produktive Mineralisation von Kalzit über Fluorit bis Baryt ist im nordwestlichen Thüringer Wald mit dieser Pressungsperiode verbunden, wofür auch die ausschließlichen Schergefüge sprechen. Die Raumschaffung für diese Mineralisation auf der Scherstruktur Hühn funktioniert spaltenmechanisch nur unter Pressungsbedingungen. FRANZKE et al. (1991) missachten das, wenn sie schreiben:

*„Diese Entwicklung ist in den Gangstrukturen des Thüringer Waldes als **polyphaser Prozeß der Weitungstektonik** wiederzufinden, der von Zirkulations- und Mineralisationsprozessen begleitet wurde, denen die monomineralischen Ausscheidungen von Calcit-Baryt und Fluorit, z. T. in mehreren Generationen, ihre Entstehung verdanken.“ (FRANZKE et al. 1991: 68)*

FRANZKE bezieht sich auf den Aufbau des kompressiven Stressfeldes während Oberkreide und Alttertiär (s. a. FRANZKE & RAUCHE 1990), so dass für den nordwestlichen Thüringer Wald

*„zu folgern [ist], daß durch die Umstellung des Streßfeldes und der in der Oberkreide erfolgenden beschleunigten Erosion des Deckgebirges der Thüringer Waldscholle das bisherige Zirkulations-Mineralisations-System unterbrochen und dadurch die Baryt-Fluorit-Mineralisation beendet wurde.“ (FRANZKE et al. 1991: 68f)*

Daraus spricht die verbreitete Auffassung, hydrothermale Mineralisationen müssten zwangsläufig mit Weitungstektonik verbunden sein und unter Pressungsbedingungen seien keine nennenswerten Mineralabsätze vorstellbar. Wie bereits ausgeführt, ist dem entschieden zu widersprechen.

Interessante Aspekte ergeben sich auch aus dem Versuch, die epithermalen Mineralisationsabfolgen im Erzgebirge-Vogtland, im Thüringer Wald und im Harz zu korrelieren (Beil. 3). Bei aller Vielfalt, die sich besonders aus dem späterhin immer wieder mobilisierten und umgelagerten, massiven Bestand an prä-oberpermischen

Sulfiden und dem Einfluss organischer Substanz im Nebengestein des Erzgebirges, Harzes und Teilen des Thüringischen Schiefergebirges ableitet (MEINEL 1981b), sind zwei überregional zeitgleiche Mineralisationsereignisse auszumachen, die in allen drei postvariszischen Hochschollen mehr oder weniger zweifelsfrei zu identifizieren sind (MEINEL 1981c).

Am Ende des variszischen Mineralisationszyklus tritt eine ausgedehnte, karbonatisch geprägte Mineralisationsabfolge mit ähnlichen geochemischen Signaturen auf, die im Erzgebirge als „eb-Formation“ (karbonatisch-polymetallische Ag-Sb-Assoziation nach BAUMANN 1981, kr sf-Folgenreihe nach KUSCHKA 1972), im Harz als „kr sf-Folgenreihe“ (KUSCHKA & FRANZKE 1974) und im Thüringer Wald als „Ankerit/Dolomit/Blackkalzit-Abscheidungsphase“ (MEINEL 1981c, 1993) bezeichnet wird. Diese Karbonatmineralisation ist mit einem kräftigen tektonischen Impuls nach längerem zeitlichen Hiatus verknüpft. Vor allem aber schlagen die Redox-Verhältnisse von oxidierenden zu reduzierenden Bedingungen um und Mg-Karbonate kommen vor. Bedingung für diese Mineralisationsabfolge sind Hydrothermen, die sich aus marinen, reduzierenden Mg-reichen Diagenesewässern und ihren Derivaten ableiten lassen, somit die Ingression des Zechsteinmeeres zur Voraussetzung haben und auf einen oberpermischen (zechsteinzeitlichen) Zeithorizont verweisen (Beil. 2, MEINEL 1981c, 1993). Sie dringen weit in synchron bestehende terrestrische Gebiete, wie die randliche Böhmisches Masse, vor. Je nach paläogeographischer Entfernung der künftigen Hochschollen zum Zechsteinbecken wandelt sich die Art der Karbonatausfällungen.

Eine zweite Zeitmarke ist mit der bedeutenden, in allen Hochschollen vergleichbar ausgebildeten, post-oberpermischen Fluorit-Baryt-Abscheidung gegeben. BAUMANN (1981: 19) verweist auf die „charakteristische paragenetische und geochemische Gleichförmigkeit und Übereinstimmung im gesamten mitteleuropäischen Raum“, was er auf den gesamten postvariszischen Mineralisationszyklus bezieht. Im Erzgebirge ist diese Mineralisation als „fba-Formation“ bzw. Fluorit-Baryt-Assoziation (BAUMANN 1981) oder, wie im Harz, als „ba fl-Folgenreihe“ (KUSCHKA 1972, KUSCHKA & FRANZKE 1974) und im Thüringer Wald als „Karbonat-Fluorit-Baryt-Abscheidungsphase“ (MEINEL 1981c, 1993) bekannt. Nach MEINEL (1981c, 1993) kommen dafür aus tiefen Sedimentationsbecken stammende, versenkte und weiträumig zirkulierende, ehemalige Sedimentationswässer in Form heißer Na-Ca-Cl-Solen als Hydrothermen in Betracht.

Der Blick auf eine derart begründete Korrelation (Beil. 3) offenbart sogleich einige Realitäten und Tücken. Nicht die „eba-Formation“ (hm ba-Folgenreihe), sondern die „eb-Formation“ (jüngere kr sf-Folgenreihe) ist die erste postvariszische Mineralisationsabfolge im Erzgebirge-Vogtland. Als letzte spätvariszische Mineralisationsabfolge muss dort die „uqk-Formation“ (ältere kr sf-Folgenreihe) gelten. Da die Mn-Fe-Oxid-Blackkalzit-Kalzit-Mineralisation in den permokarbonen Rotsedimenten des südöstlichen Thüringer Waldes und des Ilfelder Beckens am Südharz als analog anzusehen sind (MEINEL 1981c), können die q sf-Folgenreihen bzw. „kb-Formationen“ im Erzgebirge und im Harz zeitlich nicht äquivalent sein. Diese Mineralisationsabfolge ist im Harz möglicherweise anders in den Ablauf der

prä-oberpermischen Mineralisation eingebettet. Die fl q-Folgenruppe („älterer Hauptflussspat“) stellt sich als post-oberpermisch dar. Nach BAUMANN (1981) ist die Stellung der fl q-Folgenruppe jedoch im einzelnen unklar. Anteilig werden einschlägige Mineralisationen auch der prä-oberpermischen „uqk-Formation“ zugesellt, was allem Anschein nach berechtigt ist. Die quarzige Eisen-Baryt-Assoziation („eba-Formation“) bzw. hm ba-Folgengruppe kommt weitgehend nur im Erzgebirge-Vogtland vor. Sie weist oxidisches Milieu auf. Das kann damit zusammenhängen, dass das Erzgebirge während des Zechsteins, der Trias und wohl auch des darauf folgenden Jura im wesentlichen Erosionsgebiet war, während Thüringen und die Region des Harzes in das flachmarine Sedimentationsbecken einbezogen wurden. Das semiaride bis aride Klima dauerte im Frühmesozoikum an, so dass im terrestrischen Erzgebirge eine oxidische „spätvariszische Mineralisationsfazies“ fortbestand. BAUMANN et al. (2000) dehnen deshalb den spätvariszischen Mineralisationszyklus bis in die Untertrias aus, obgleich eine „frühmesozoische tektonische Aktivierung“ eindeutig ins Postvariszikum gehört. Eventuell entsprechen der erzgebirgischen oxidischen „eba-Formation“ (hm ba-Folgengruppe) Teile der Siderit- und Kalzit-Mineralisation im Thüringer Wald und im Harz, die deren reduzierende Fazies darstellen.

Im Erzgebirge und im Harz gestalten sich die Mineralisationsabfolgen durch vielfältige Sulfidabscheidungen komplexer. Wegen reichhaltig vorhandener älterer Sulfide („kb-Formation“ bzw. q sf-Folgengruppe) gab es dort nach MEINEL (1981b) immer auch eine höhere Sulfidionen-Konzentration in den geochemischen Barrieren, so dass den jüngeren Mineralisationsabfolgen stets sulfidische Erze weiter „vererbt“, bzw. hier sogar konzentriert wurden. Die ausgesprochen sulfidarmen Gesteinskomplexe des Thüringer Waldes ließen dies nicht zu. Hier findet sich dem entsprechend eine nur spärliche Sulfidführung in der oberpermischen Mineralisation und in der post-oberpermischen Karbonat-Fluorit-Baryt-Mineralisation. Letztlich konzentriert sie sich, immer noch sehr karg, während der Anhydrit-Abscheidung.

Die sich stetig häufenden Resultate *absoluter physikalischer Altersdatierungen* an epithermalen Mineralen und ihren begleitenden Alterationsprodukten auf den Gangstrukturen erzwingen gleichwohl Überlegungen zur Kohärenz der bisherigen Einstufungen. WERNER (1966) unternahm eine erste Sichtung der zum damaligen Zeitpunkt vorliegenden Datierungen und stützte sich vor allem auf die U-Pb-Analysen an Pechblenden des Erzgebirges (LEUTWEIN 1957) und auf K-Ar-Bestimmungen an hydrothermalen Alterationsprodukten (hydrothormaler Kalifeldspat, Illit) aus Gangmineralisationen des Erzgebirges, Unterharzes und Thüringer Waldes (RÖSLER & PILOT 1967). Bei den untersuchten Pechblenden gruppieren sich die ältesten Daten um 270 ( $\pm 5$ ) Mio a (Oberrotliegend/Guadalup). WERNER (1966) ordnet sie als „Primärbildungen“ der variszischen Mineralisation zu. Nach den heute geltenden Alterswerten für die Grenzen der geologischen Epochen datieren diese ältesten Pechblenden in die Periode der Prä-Zechstein-Mineralisation, unmittelbar vor Ende des Oberrotliegend. Damit stützen auch diese Befunde die Auffassung, dass es sich bei der „uqk-Formation“ des Erzgebirges um die jüngste hydrothermale Mineralassoziaton der variszischen bzw. früh-postvariszischen Mineralisationsperiode handelt. Alterszahlen um 240 ( $\pm 10$ ) Mio a (mittl. Trias/Anis) sieht WERNER zwar

noch als primäre Uranmineralisation an, schließt aber Umlagerungen schon nicht mehr aus, was sicherlich bereits der Fall ist. Für Pechblenden aus der post-obерpermischen Mineralisationsperiode häuften sich Alter um 180 ( $\pm 10$ ) Mio a (unt. Jura/Toarc) und 150 ( $\pm 10$ ) Mio a (ob. Jura/Kimmeridge), womit die Hauptmineralisation mit den kimmerischen Bewegungen korrespondieren würde. Außerdem wurden Alter um 100 ( $\pm 15$ ) Mio a (Grenze Unter-/Oberkreide), um 60 (Paläozän) und 40 Mio a (Eozän) ermittelt. Für die mitteldeutschen Fluorit-Baryt-Gänge bestimmten RÖSLER & PILOT (1967) kimmerische Mineralisationsalter. Für WERNER (1966) sind die post-obерpermischen Mineralisationen demnach hauptsächlich mit der kimmerischen tektonischen Reaktivierung verbunden, während die jüngeren Mineralisationen ab Bi-Co-Ni-Assoziation den subhercynen und den jüngeren tertiären Bewegungsphasen beizuordnen wären.

Es hat den Anschein, als sprächen relative Altersbelege eher für recht junge Alter der post-obерpermischen Fluorit-Baryt-Mineralisation (post-Unterkreide), absolute Altersbestimmungen hingegen für früh-mesozoische (prä-Unterkreide).

ROMER et al. (2010) kompilierten den aktuell vorliegenden Bestand an absoluten Altersdatierungen europäischer, besonders aber saxothuringischer epithermaler Mineralisationen, der sich in den 80er, 90er und 2000er Jahren vor allem im süddeutschen, französischen und britischen Raum erweitert hat. Neben der U-Pb- und K-Ar-Methode finden sich Ar-Ar-Daten, Sm-Nd-Bestimmungen an Fluoriten, Rb-Sr-Messungen an Sphaleriten, Re-Os-Analysen an Mo-Cu-Fe-Sulfiden und (U+Th)-<sup>4</sup>He-Untersuchungen an Eisenoxiden. Ausführlich wird auf die Störfaktoren bei den einzelnen Datierungsmethoden eingegangen, beginnend mit den zu verschiedenen Untersuchungszeitpunkten verwendeten Zerfallskonstanten. Die größten Unsicherheiten bestünden bei der Rb-Sr- und der Sm-Nd-Methode. Auch der K-Ar-Methode wohnen Fehlerquellen inne, besonders bei intensiver Wechselwirkung der datierten Minerale mit dem Nebengestein oder bei mehrfacher ruptueller Beanspruchung und Umlagerung. Es ist fraglich, ob Alterationsprodukte des Nebengesteins in der häufigeren Zahl der Fälle tatsächlich kogenetisch mit einer Mineralisation sind. Alterationen müssen eher als Produkt einer subterranean Verwitterung, Umwandlung und Gesteinsauslaugung während der Zeiträume gelten, die den Mineralisationsakten vorausgehen, in denen Lösungen zirkulieren und dabei Elemente mobilisieren.

Die Repräsentanz der bisher untersuchten Proben ist nach ROMER et al. (2010) lückenhaft, weil nicht systematisch und koordiniert vorgegangen wurde. So sind ökonomisch interessante Lagerstätten überrepräsentiert, ebenfalls für bestimmte Methoden besonders geeignete Vorkommen. Bereits datierte Mineralisationen wurden z. T. neu untersucht. Die zusammengestellten Altersdaten sind im einzelnen nicht validierbar, ergeben aber dennoch ein interessantes brauchbares Bild (Tab. 8). Die Mineralisationsereignisse sind danach mit globalen Vorgängen zu korrelieren, insbesondere der Aufspaltung Pangäas im Mesozoikum mit der Öffnung der Tethys und des zentralen sowie des nördlichen Atlantiks und auch mit den Auswirkungen der alpidischen Orogenese. Ein Versuch, die thüringischen Mineralisationen in diese durch absolute Alterdatierungen manifestierte zeitliche Folge einzuordnen, ist durch keine einschlägigen Daten gestützt, bemüht sich aber, die bisher der Einstufung zugrunde liegenden Kriterien und Fakten dabei weitestgehend zu wahren.

**Tab. 8:** Häufungen der Altersdatierungen mitteldeutscher epithermaler Gangmineralisationen im Vergleich zu globalen tektonischen Ereignissen (nach ROMER et al. 2010: 355ff).

Häufung von Mineralisationsaltern [Mio a]	Geologische Stufe	Globale Situation	mögliche Zuordnung von Mineralisationsakten im Thüringer Wald
± 270	Oberrotliegend (Guadalup)	290 - 260 Permische Rifting	Quarz, Rotkarbonate Hämatit, (± Fluorit)
250 - 230	Zechstein - mittl. Trias (Loping - Ladin)		Ankerit      Kalzit Mn-Oxide
± 180	unt.-mittl. Jura (Toarc/Aalen)		?Siderit      Dolomit
± 150	ob. Jura (Kimmeridge)		Baryt Kalzit
120 - 100	Unterkreide (Apt - Alp)		Siderit      Kalzit ?Kalzit      ?Fluorit
80 - 60	Oberkreide - Paläogen (Campan - Paläozän)		Kalzit Fluorit - Baryt - Anhydrit
± 15	Neogen (Miozän)		Quarz

Zukünftige Forschungen auf diesem Gebiet werden sicherlich aufschlussreiche neue Ergebnisse zeitigen. Möglicherweise haben die eher eintönigen Mineralisationsabfolgen in den einzelnen Arealen des Thüringer Waldes, ähnlich wie im Erzgebirge, eine komplexere mehrphasige Mobilisations- und Umlagerungsgeschichte. Die Mineralabfolgen des nordwestlichen und südöstlichen Thüringer Waldes wären womöglich nicht in allen Akten zu parallelisieren und die Fluoritmineralisationen erfolgten zeitlich stärker gestaffelt. Dennoch überrascht es, dass im mitteldeutschen Raum, wo die generelle Abfolge epithermaler Mineralisation recht gut zu parallelisieren ist (Beil. 3), insbesondere bei den über große Entfernungen auffällig gleichförmigen post-oberpermischen Mineralabscheidungen Kalzit-Fluorit-Baryt trotz aller regionalen Spezifika derart große zeitliche Unterschiede bestehen sollen: Thüringen *Unter- bis Oberkreide/Tertiär* (100 - 25 Mio a, MEINEL 1981a, FRANZKE & MORGENROTH 1993, HÄHNEL et al. 1995), Sachsen *Unterer Jura bis Unterkreide* (flq+fba-Formation 190 - 120 Mio a, FÖRSTER 1996, ROMER & LINNEMANN 2004), Sachsen-Anhalt *Obertrias* (206 - 226 Mio a, SCHNEIDER et al. 2003, STEDINGK 2008).

## 8. Verteilung und Typisierung der thüringischen Fluss- und Schwespat-Lagerstätten

Die thüringischen Fluorit- und Barytlagerstätten sind räumlich-genetisch mit summarisch NW-SE streichenden krustalen Tiefenbruchzonen und ihren Begleitelementen verknüpft, die 100 bis mehrere 100 km Erstreckung aufweisen und in ihrem Verlauf von partiell tief wurzelnden N-S-Strukturlinien beeinflusst werden

(Westthüringer Quersprung, Heldburg-Zone, Schleusehorst, Zone Mehltheuer-Zeulenroda):

- Kyffhäuser-Gera-Jachymov-Störungszone und Pohlener Störung (Mineralisationen im Kyffhäuser und im Ronneburger Horst),
- Remda-Saalburger Störungszone (Mineralisationen bei Kamsdorf, Leutnitz),
- Eichenberg-Arnstadt-Saalfelder Störungszone (Mineralisationen bei Königsee, Saalfeld),
- NE- und SW-Randstörungssysteme des Thüringer Waldes (Mineralisationen bei Thal, Luisenthal, Friedrichroda, Gräfenroda, Geraberg, Elgersburg, Ilmenau, Gehren sowie Schmalkalden, Asbach, Suhl),
- Frankenhäuser Querzone (Mineralisationen bei Lobenstein, Sparnberg, Henneberg),
- Marisfeld-Eisfelder Störungszone (Mineralisationen im Kleinen Thüringer Wald).

Mineralisationen kommen an den Rändern mit Bezug zu den begrenzenden regionalen Störungszonen und im Innern der Hochschollen vor (Thüringer Wald, Kleiner Thüringer Wald, Thüringer Schiefergebirge und dessen Zechsteinrand, Kyffhäuser). Dort besetzen sie hauptsächlich subparallel begleitende, flach bis steil NW-SW streichende, an- und abscharende Bruchstrukturen, Staffelbrüche und graben- bis horstförmige Leistenschollen im Verband der Hauptstörungssysteme (Nebenstörungen, Fieder- und Schergänge, Dehnungsspalten). Oft finden sich Vorzeichnungen in Form gleichsinnig streichender permokarboner Ganggesteine. Abschnittsweise können im Bereich querender N-S-Strukturen zudem NNW-SSE bis NNE-SSW streichende Dehnungsspalten, Gänge und Gangabschnitte auftreten (Floh-Asbach-Störung, Gehege-Störung, Mosbacher Störungszone bei Thal, Thiemtal-Störung). An den Rändern der Hochschollen werden auch prädestinierte Gesteinsglieder des Deckgebirges von metasomatischen Mineralisationen erfasst (Zechsteinkarbonate).

Die großen Lagerstättenstrukturen erstrecken sich über 7 (Struktur Hühn) bis 10 km Länge (Struktur Ilmenau-Gehren). Ihre produktiv mineralisierten Strukturteile verlaufen über mehrere 100 m bis mehrere km (Flossberggang 10 km), wurden mehrfach tektonisch reaktiviert und mehrphasig mineralisiert. Sie bilden abschnittsweise Dehnungs- und Scherfugen mit Linsengefüge, Scherlinsen zwischen parallelen Rahmenstörungen sowie z. T. kulissenartig angeordnete Schergangbündel mit unregelmäßigem bis regelmäßigem, partiell mehrere 100 m bis über 1000 m aushaltendem Großscherlinsenbau. Die dm- bis m-mächtigen Linsen schwellen lokal im zentralen Abschnitt der Gänge bis auf 10 m, lokal bis auf 20 m an und werden von

tauben Scherbahnen unterbrochen. Die Gänge fallen meist mittelsteil (50 - 65°) bis steil (75 - 85°) je nach Position im jeweiligen Störungssystem nach SW oder NE zur Hauptstörung ein, die selbst zumeist flacher fällt (60 - 80°). Vorwiegend steile (>80°) mineralisierte Teilstörungen folgen im Einfallen dem Trend der Störungszone (NE-Randstörungszone nach SW, SW-Randstörungszone nach NE). Mineralisierte Linsen weisen nach der Tiefe oft eine schräg einschiebende säulenartige Gestalt auf.

Fluorite lassen sich in Thüringen drei genetischen Typen zuordnen (LOOS & MEINEL 1982):

### **1. postmagmatisch-hochthermaler Fluorit**

Fluorite auf Trümmern mit Quarz-Amethyst aus subvulkanisch aufgeheizten kontinentalen Wässern (>300°C) und mit Quarz-Hämatit aus höhersalinaren kontinentalen Wässern (>100°C) bilden kleinere Vorkommen am Schleusehorst und Burgberg bei Neustadt a. R. (Burgberg-Granit) und Katzmannstal bei Möhrenbach (permosilesische Vulkanite).

### **2. „stratiformer“ Fluorit**

Zusammen mit Dolomit assoziierter Fluorit in Zechsteinkarbonaten ist seit den 70er Jahren bekannt und wird von Decker & Rüger (1991) aus dem Leine-Karbonat von Caaschwitz bei Gera und von Wetterzeube beschrieben. Auch Zier et al. (1980) berichten über analoge Vorkommen aus dem Zechsteindolomit bei Eschwege und Sontra in Hessen. Das lange als mutmaßlich sedimentäre Bildung betrachtete Caaschwitzer Vorkommen geht nach Meinel (1993) aber auf Porenraum-Ausscheidungen aus lokalen Lösungszirkulationssystemen im Deckgebirge in Verbindung mit Lösungszufuhr aus der Kyffhäuser-Gera-Jachymov-Störungszone zurück und gehört demnach zum gangförmig-epithermalen Fluorittyp.

### **3. gangförmig-epithermaler Fluorit**

Alle bedeutenderen Vorkommen und sämtliche Lagerstättenbildungen gehören diesem Fluorittyp an. Es handelt sich um die beschriebenen mehrphasigen Abscheidungen/Umlagerungen aus 150 - 50°C heißen Kompaktions- und Tiefenwassersolen des Na-Ca-Cl-Typs krustaler Zirkulationssysteme auf Begleitstrukturen der großen Störungszonen. Er verdrängt bevorzugt älteren Kalzit.

Auch Baryt ist in drei genetischen Typen vertreten:

### 1. **früh-postvariszischer hydrothermaler Baryt**

Zusammen mit Quarz-Hämatit, Rotkarbonaten und auch etwas Anhydrit werden aus höher salinaren kontinentalen Wässern auch geringere Mengen an Baryt ausgeschieden, so auf der Struktur Gehege bei Brotterode. Jüngere sog. „Gerüstquarze“ aus dieser Zeit sind wahrscheinlich Pseudomorphosen nach Baryt (MEINEL 1981a, 1993).

### 2. **gangförmig-epithermaler Baryt**

Die Massenabscheidung und Lagerstättenbildung von Baryt erfolgte post-oberpermisch aus 130 - 100°C heißen verdünnten Kompaktionssolen in mehreren Schüben und zum großen Teil als Weißbaryt in Farbspatqualität. Charakteristisch ist die enge Assoziation mit Kalzit und Fluorit. Letztere tritt infolge von Umlagerungen mehrphasig auf, wobei Baryt stets die jüngere Ausscheidung ist. Baryt und Fluorit finden sich nicht immer auf denselben Gangstrukturen und bilden gemischte Fluorit-Baryt-Lagerstätten (z. B. Struktur Hühn). Es gibt nahezu barytfreie (Struktur Ilmenau) und völlig barytfreie Lagerstätten (Struktur Steinbach). Darüber hinaus kommen am Zechsteinrand des Thüringischen Schiefergebirges, wo Fluorit fehlt, reine Barytlagerstätten zusammen mit älteren Karbonaten vor (Kamsdorf, Leutnitz).

### 3. **stockförmig-metasomatischer Baryt**

Baryt konzentriert sich im oberen Lagerstättenstockwerk und verdrängt vor allem den älteren Siderit. Auf diese Weise dringt er an Stellen, wo die Zechstein-Basistone reliefbedingt ausfallen oder durch Störungen unterbrochen sind, ebenfalls in die Karbonathorizonte des Deckgebirges vor. Dort bildet Baryt, immer ausgehend von rupturrellen Zufuhrkanälen, störungsparallele bis unregelmäßig-stockförmige Verdrängungskörper, stammt also eigentlich auch von gangförmig-epithermale Baryt. Infolge der späteren Oxidation des Siderits zu limonitischem Brauneisenerz, sind die darin enthaltenen Barytkörper überwiegend nicht als Farbspat geeignet.

Nach MEINEL (1983a) schlägt sich die verschiedene Genese der Fluorittypen im Verteilungsmuster der Seltenen Erden (SEE) nieder (vgl. Beil. 4):

### **Postmagmatisch-hochthermaler Fluorit**

Bei Ausscheidungen aus oxidierenden humiden bis semiariden Infiltrationswässern geringerer Salinität (<10 NaCl-Äquival.-%) und NaHCO<sub>3</sub>-Wässern zeigen die SEE-Verteilungskurven häufig einen geraden Verlauf oder steigen auch vom La zum Lu an. Der Anteil schwerer SEE ist deutlich erhöht. Die Sc/La-Verhältnisse sind relativ hoch.



Hierher gehören die permokarbonen Fluorite, aber auch junge känozoische Umlagerungen, wie der Fluorit von Jilové (Tschechien).

Bestanden die Lösungen aus kontinentalen, diagenetisch veränderten Formationswässern mit Anteilen sulfathaltiger Oberflächenwässer (Salinität >10 NaCl-Äquiv.-%), ist ein unterschiedlich steiler Anstieg von La zu Sm/Nd zu bemerken, dem ein steiler parabelartiger Abfall zu Lu folgt.

### **Gangförmig-epithermaler Fluorit**

Typ 1: Ursprünglich marine, sedimentogen-diagenetische reduzierende Kompaktionssolen oberpermischen bis triassischen Ursprungs mit hoher Salinität (>20 NaCl-Äquiv.-%), als Infiltrat ins Grundgebirge gelangt und durch den krustalen Wärmegradienten zu weiträumigen Zirkulationen angeregt (lateral bis 100 km, vertikal bis 10 km), sind im SEE-Muster durch einen steilen Abfall vom La zum Lu charakterisiert. Die Sc/La-Verhältnisse sind sehr niedrig.

Solche Verhältnisse finden sich in Fluoriten der Strukturen Ilmenau und Steinbach, aber auch im Fluorit aus dem Plattendolomit von Caaschwitz. Für die Anhydrite der Struktur Hühn sind sie ebenfalls typisch.

Typ 2: Spät-mesozoisch reaktivierte, schwach reduzierende, hochsalinare ehemalige Kompaktionssolen, die über längere Zeiträume im Grundgebirge zirkulierten, mit den Nebengesteinskomplexen in intensiverem stofflichem Austausch standen und sich mit sulfathaltigen Infiltrationswässern vermischt haben, zeigen bei weiterhin niedrigen Sc/La-Verhältnissen einen  $\pm$  flachen Abfall vom La zum Sm/Eu in der SEE-Verteilungskurve, gefolgt von einem Anstieg bis zum Tb/Dy, um danach steil zum Lu abzufallen (Tb-Anomalie).

Diese spezielle Verteilungscharakteristik der SEE ist den meisten Fluoriten des Thüringer Waldes eigen, auch dem Fluorit der Struktur Hühn. Sie trifft ebenso auf die Gangfluorite des Unterharzes und diejenigen vom Gardelegener Abbruch zu.

Beeinflussen solche Solen in beckenfernen Grundgebirgsarealen ältere Mineralabscheidungen von postmagmatisch-hochthermale Fluorit, weisen die SEE-Verteilungskurven dieser umgelagerten Konzentrationen flache bis steilere Kurvenanstiege vom La zum Tb/Dy und einen ebensolchen Abfall zum Lu auf (Fluorite von Tannenglasbach/Thür. und aus dem Osterzgebirge).

Die Typen 1 und 2 der SEE-Verteilungsmuster gangförmig-epithermaler Fluorite häufen sich in Hochschollen mit unmittelbar benachbarten sedimentären Becken (Thüringer Wald, Harz, Flechtinger Höhenzug, Gardelegener Abbruch). Für diese

Lösungen reichen nach MEINEL (1983a) bereits kristalline Gesteine mit normalen F-Gehalten als Mobilisationsquelle aus. Alle lagerstättenbildenden Fluoritkonzentrationen Thüringens zeigen diese SEE-Verteilungsmuster.

Die für postmagmatisch-hochthermale Fluorite und ihre post-oberpermischen Umlagerungen bzw. Anreicherungen durch hydrothermale Solen charakteristischen SEE-Verteilungsmuster finden sich vornehmlich in beckenferneren Hochschollen (Erzgebirge, Vogtland). Hier sind stärker F-spezialisierte Gesteinsquellen zur F-Anreicherung der Hydrothermen erforderlich und der Bildungszeitraum für wirtschaftlich nutzbare Fluoritkonzentrationen ist kürzer, so dass ökonomisch interessante Fluoritabscheidungen bereits früher auftreten (MEINEL 1983a).

## Literatur

- ANDREAS, D. (2014): Der Thüringer Wald im Zeitraum der Stefan-Unterperm-Entwicklung - ein Abschnitt der Zentraleuropäischen N-S-Riftzone innerhalb des Mitteleuropäischen Großschollenscharniers. - Freiburger Forschungsh. C 547, 181 S.; Freiberg.
- ANDREWS, J. N., FONTES, J.-CH., MICHELOT, J.-L. & ELMORE, D. (1986): In situ neutron flux, <sup>36</sup>Cl production and groundwater evolution in crystalline rocks at Stripa, Sweden. - Earth Planet. Sci. Lett., 77: 49 - 58; Amsterdam.
- BARTZ, J. (1950): Die Schwerspatvorkommen im südlichen Odenwald. - Notizbl. hess. L. A. Bodenforsch., VI/1: 147 - 176; Wiesbaden.
- BAUMANN, L. (1967): Zur Frage der variszischen und postvariszischen Mineralisation im sächsischen Erzgebirge. - Freiburger Forschungsh. C 209: 15 - 38; Leipzig.
- BAUMANN, L. (1981): Zur genetischen Stellung der erzgebirgischen Mineralparagenesen. - Freiburger Forschungsh. C 364: 9 - 24; Leipzig.
- BAUMANN, L. & RÖSLER, H.-J. (1967): Zur genetischen Einstufung varistischer und postvaristischer Mineralisationen in Mitteleuropa. - Bergakademie, 11: 660 - 664; Leipzig.
- BAUMANN, L. & WERNER, C.-D. (1968): Die Gangmineralisation des Harzes und ihre Analogien zum Erzgebirge und zu Thüringen. - Ber. dt. Ges. geol. Wiss., B, Mineral., Lagerstättenforsch., 13(5): 525 - 548; Berlin.
- BAUMANN, L., LEEDER, O. & WEBER, W. (1975): Beziehungen zwischen regionalen Bruchstrukturen und postmagmatischen Lagerstättenbildungen und ihre Bedeutung für die Suche und Erkundung von Fluorit-Baryt-Lagerstätten. - Z. angew. Geol., 21: 6 - 17; Berlin.
- BAUMANN, L., NIKOLSKIJ, I. L. & WOLF, M. (1979): Einführung in die Geologie und Erkundung von Lagerstätten. - 503 S., 151 Abb., 44 Tab.; Leipzig (Dt. Verl. Grundstoffind.).
- BAUMANN, L., LEEDER, O. & WEBER, W. (1984): Zur Metallogenie-Minerogenie des postvariszischen Tafelstadiums in Mitteleuropa. - Z. geol. Wiss., 12(3): 279 - 303; Berlin.
- BAUMANN, L. & WEBER, W. (1996): Crust Activation in Central Europe and their metallogenic importance for the Erzgebirge. - Freiburger Forschungsh. C 467: 27 - 58; Freiberg.
- BAUMANN, L., KUSCHKA, E. & SEIFERT, T. (2000): Lagerstätten des Erzgebirges. - Stuttgart (Enke in Georg Thieme-Verl.).
- BERG, D. (1961): Geologie des Schwarzwaldrandes zwischen Badenweiler und Kandern. - Ber. naturforsch. Ges. Freiburg/Br., 51: 5 - 40; Freiburg /Br.

- BLOUNT, C. W. (1977): Barite solubilities and thermodynamic quantities up to 300°C and 1400 bars. - Amer. Mineral., 62: 642 - 957; Chantilly.
- BORCHERT, H. (1953): Zur Geochemie des Fluors. - Heidelb. Beitr., Z. Mineral. u. Petrol., 3: 36 - 43; Heidelberg, Berlin.
- BREITHAUPT, A. (1849): Die Paragenesis der Mineralien. - Freiberg.
- BRILL, R. (1934): Die geologischen Ergebnisse des Tunnelbaues durch den Lorettoberg bei Freiburg i. Br. - Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., 23: 88 - 106; Stuttgart (Schweizerbart).
- CARLÉ, W. (1964): Zur Herkunft des Kochsalz-Gehaltes in den nordböhmischen Mineralwässern. - Heilbad u. Kurort, 16: 87 - 91; Gütersloh.
- CARLÉ, W. (1966): Zur Herkunft des Kochsalz-Gehaltes der vogtländischen und nordwestböhmischen Mineralwässer, vor allem des Karlsbader Mineralwassers. - Z. dt. geol. Ges., 115: 425 - 453; Hannover.
- CARLÉ, W. (1975): Die Mineral- und Thermalwässer von Mitteleuropa - Geologie, Chemismus, Genese. - 643 S., 14 Abb., 1402 Tab., 15 Karten; Stuttgart (Wiss. Verlagsges.).
- CHRT, J. & JURAK, J. (1976): Methodik der Suche und Erkundung auf Fluorit und Baryt im Böhmischem Massiv. - Z. angew. Geol., 22: 155 - 161; Berlin.
- COX, S. F., KNACKSTEDT, M. A. & BRAUN, J. (2001): Principles of Structural Control on Permeability and Fluid Flow in Hydrothermal Systems. - in: RICHARDS, J. P. & TOSDAL, R. M. (eds.): Structural Controls on Ore Genesis, Reviews in Economic Geology, 14: 1 - 24; Chelsea.
- DAVIDSON, C. F. (1966): Some genetic relationships between ore deposits and evaporites. - Trans. Inst. Min. Met., Sect. B, 75: 216 - 225, discussions and contributions: 300 - 305; London.
- DECKER, H. & RÜGER, F. (1991): Der Kamsdorfer Bergbau und seine Mineralien. - Veröff. Mus. Gera, Naturwiss. Reihe, Heft 18: 80 - 88; Gera.
- DILL, H. (1985): Die Vererzung am Westrand der Böhmischem Masse - Metallogene in einer ensialischen Orogenzone. - Geol. Jb., Reihe D, Heft 73, 461 S.; Hannover.
- DILL, H. (1988): Geologic setting and age relationship of fluorite-barite mineralization in southern Germany with special reference to the Late Paleozoic unconformity. - Mineral. Deposita, 23: 16 - 23; Berlin.
- DILL, H. & CARL, C. (1987): Sr Isotope Variation from the NE Bavarian Basement: Relevance for the Source of Elements and Genesis of Unconformity-Related Barite Deposits. - Mineral. and Petrol., 36: 27 - 39; Wien.
- DORN, P. (1955): Die oberliassische Schwarze Kreide von Vehrte bei Osnabrück. - Abh. braunsch. wiss. Ges., VII: 20 - 35; Braunschweig.
- ENGELHARDT, W. V. (1936): Die Geochemie des Bariums. - Chemie d. Erde, 10: 187 - 246; Jena.
- ETMINAN, H. & HOFFMANN, CH. F. (1988): Biomarkers in fluid inclusions: A new tool in constraining source regimes and its implications for the genesis of Mississippi Valley type deposits. - Geol., 17: 19 - 22; Boulder.
- FISCHER, J., REIBMANN, R. & SUHR, P. (1988): Neue Gesichtspunkte zur altermäßigen Einstufung der niedrigthermalen Mineralisation im Osterzgebirge. - Z. Angew. Geol., 34; Berlin.
- FÖRSTER, B. (1996): U/Pb Datierung an Pechblenden der U-Lagerstätte Aue-Niederschlema (Erzgebirge). - PhD Thesis Univ. Gießen, 212 S.; Gießen.
- FRANZKE, H.-J. (1991): Die kinematischen Bedingungen der mesozoischen Gangmineralisation im Thüringer Wald. - Z. geol. Wiss., 19: 401 - 408; Berlin.
- FRANZKE, H.-J., HÄHNEL, R., SEIDL, E., BÖHNER, H., MORGENROTH, V. & SCHOTT, H. (1991): Zu Fragen der Gangtektonik im nordwestlichen Thüringer Wald. - Geoprofil, 3: 62 - 74; Freiberg.

- FRANZKE, H.-J. & ZERJADTKE, W. (1992): Über strukturelle Aspekte der hydrothermalen Gangmineralisation des Unterharzes. - *Z. geol. Wiss.*, 20(3): 219 - 231; Berlin.
- FRANZKE, H.-J. & MORGENROTH, V. (1993): Regional aspects of the barite-fluorite mineralization at the border faults of the Thuringian Forest (vein districts of Schmalkalden and Ilmenau). - International Association on the Genesis of Ore Deposits (IAGOD), Joint Meeting of Comm. on Fluorite and Barite Deposits (COFAB) and WGTT, Geyer 1. - 8. 6. 1993, Pre-Meeting Excursion 1: Barite and Fluorite Deposits in Northeastern Hesse and in the Thuringian Forest, 1. - 3. 6. 1993, 14 - 47; Potsdam.
- FRANZKE, H.-J., AHREND, H., KURZ, S. & WEMMER, K. (1996): K-Ar-Datierungen von Illiten aus Kataklasten der Flossbergstörung im südöstlichen Thüringer Wald und ihre geologische Interpretation. - *Z. geol. Wiss.*, 24(3/4): 441 - 456; Berlin.
- FRANZKE, H.-J. & RAUCHE, H. (2003): Geohydraulische Aspekte bei der Bildung der spät- und postvariszischen hydrothermalen Gangstrukturen des Thüringer Waldes. - *Beitr. Geol. Thüringen, N. F.*, 10: 201 - 216; Jena.
- FRITZ, P. (1997): Saline groundwater and brines in crystalline rocks: the contribution of John Andrews and Jean-Charles Fontes to the solution of a hydrogeological and geochemical problem. - *Applied Geochemistry*, 12: 851 - 856; Amsterdam (Elsevier).
- FRITZ, P. & LODEMANN, M. (1990): Die salinaren Tiefenwässer der KTB-Vorbohrung. - *Die Geowiss.*, 8/9: 273 - 278; Weinheim.
- GEIB, K. W. (1965): Die geologisch-hydrologischen Verhältnisse der Mineralquellen von Bad Kreuznach. - *Balneolog. Schriftenr., Dt. Heilbäder in Einzeldarstellungen VI. Bad Kreuznach*, 20 - 23; Stuttgart.
- GEIB, K. W. (1968): Über die Landschaft, die geologischen Verhältnisse und die Heilquellen von Bad Kreuznach. - *150 Jahre Heilbad Bad Kreuznach*, 215 - 220; Bad Kreuznach.
- GORZAWSKI, H., FONTBOTE, L., SUREAU, J. F. & CALVEZ, J. Y. (1989): Strontium isotope trends during diagenesis in ore bearing carbonate basins. - *Geol. Rdsch.*, 78: 269 - 290; Stuttgart.
- GUNDLACH, H. (1959): Untersuchungen zur Geochemie des Strontiums auf hydrothermalen Lagerstätten. - *Geol. Jb.*, 76: 637 - 712; Hannover.
- GUNDLACH, H. & STOPPEL, D. (1966): Zur Geologie und Geochemie der Schwerspatlagerstätten des Unterwerra-Grauwackengebirges. - *Notizbl. Hess. Landesamt f. Bodenforsch.*, 94: 310 - 337; Wiesbaden.
- HAHN, W. (1976): Komplexität der Beziehungen zwischen Lagerstättenbildung - Rohstoffeigenschaften - technologischer Prozeß - Werkstoff, dargelegt am Beispiel Fluorit und Baryt. - Lehrmaterial zweijährige postgraduale Weiterbildung „Bewertung fester mineralischer Rohstoffe“, Lehrveranstaltung Nr. 1.3.1., Konsultation Nr. 1.3.1.8/9, 68 S.; Freiberg (Bergakademie).
- HÄHNEL, R., HÄHNEL, CH., MÄDLER, J., MEINEL, G., WUNDERLICH, J. & LOOS, G. (1995): Strukturelle und stoffliche Entwicklung der anhydritführenden Karbonat-Baryt-Fluorit-Assoziation in der Lagerstätte Hühn (nordwestlicher Thüringer Wald). - *Geol. Jb. Hessen*, 123: 5 - 24; Wiesbaden.
- HARZER, D. (1970): Isotopengeochemische Untersuchungen ( $^{18}\text{O}$  und  $^{13}\text{C}$ ) an hydrothermalen Mineralen aus Ganglagerstätten der DDR. - *Freib. Forschungsh. C* 247; Leipzig.
- HECHT, G. (1964): Über das Vorkommen natriumhydrogenkarbonathaltiger Wässer in Thüringen. - *Z. angew. Geol.*, 10: 250 - 255; Berlin.
- HEJLEN, W., MUCHEZ, PH. & BANKS, D. A. (2001): Origin and evolution of high-salinity, Zn-Pb mineralising fluids in the Variscides of Belgium. - *Mineralium Deposita*, 36: 165 - 176; Berlin etc. (Springer).
- HEYL, K. E. (1954): Hydrochemische Untersuchungen im Gebiet des Siegerländer Erzbergbaues. - *Diss. Univ. Heidelberg*; Heidelberg.

- HÖSEL, G., LEHMANN, U. & PÄLCHEN, W. (2009): Erze. - in: PÄLCHEN, W. (Hrsg.): Geologie von Sachsen II. Georessourcen, Geopotenziale, Georisiken: 121 - 146; Stuttgart (Schweizerbart).
- HÜBNER, M. (1968): Die Fluordispersion im Nebengestein hydrothermaler Flußspatgänge in Thüringen und im Harz. - Z. angew. Geol., 14(6): 297 - 302; Berlin.
- JI KEJIAN, WU XUEHAN & ZHANG GUOBING (1992): Ore source, water source and heat source of hydrothermal deposits and regularity of their distribution. - Chapt. 2: Discussion on sources of hydrothermal solutions: 113 - 126; Beijing (Publ. House).
- KATZUNG, G. & EHMKE, G. (1993): Das Prätertiär in Ostdeutschland. Strukturstockwerke und ihre regionale Gliederung. - 139 S., 6 Bilder; Köln (S. v. Loga).
- KLAUS, D. (1978): Ergebnisse paragenetischer und tektonischer Untersuchungen der Gangsysteme des Unterharzes. - uv. Dissertation Bergakademie Freiberg, 136 S.; Freiberg.
- KLEMM, W., STRAUCH, G. & KAEMPF, H. (1990): Chemical and isotopic analysis of fluid inclusions in Variscan and Post-Variscan fluorite and barite occurrences in the Erzgebirge Mountains, Vogtland, Thuringia Mountains, and Harz Mountains, Germany. - Proc. of the Symp. on Barite and Barite Deposits, Kutná Hora, 20.-23.09.1988, 7 - 15; Prag (Czech. Geol. Surv.).
- KLEY, J., FRANZKE, H.-J., JÄHNE, F., KRAWCZYK, C., LOHR, D., REICHERTER, K., SCHECK-WENDEROTH, M., SIPPEL, J., TANNER, T. & VAN GENT, H. (2008): Stress and Strain.- in: LITKE, R., BAYER, U., GAJEWSKI, D. & NELSKAMP, S. (edts.): Dynamics of Complex Intracontinental Basins. The Central European Basin System, 97 - 124; Berlin, Heidelberg etc. (Springer Verl.).
- KORITNIG, S. (1963): Zur Geochemie des Fluors in Sedimenten. - Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., 10: 231 - 238; Krefeld.
- KRAUS, E. (1959): Entwicklungsgeschichte der Kontinente und Ozeane. - Berlin (Akademie-Verlag).
- KRENTZ, O. (2008): Postvariszische tektonische Entwicklung. - in: PÄLCHEN, W. & WALTER, H. (Hrsg.): Geologie von Sachsen. Geologischer Bau und Entwicklungsgeschichte: 472 - 478; Stuttgart (Schweizerbart).
- KRENTZ, O. (2009): Erdbeben. - in: PÄLCHEN, W. (Hrsg.): Geologie von Sachsen II - Georessourcen, Geopotenziale, Georisiken: 251 - 257; Stuttgart (Schweizerbart).
- KUSCHKA, E. (1972): Über Ergebnisse einer Neubearbeitung hydrothermaler Gangmineralisationen des Erzgebirges, Granulitgebirges und des Vogtlandes. - Z. angew. Geol., 18: 97 - 108; Berlin.
- KUSCHKA, E. (1973): Verdrängungserscheinungen an Baryt, Fluorit, Karbonaten und Quarz in hydrothermalen Mineralgängen. - Z. angew. Geol., 19(2): 71 - 80; Berlin.
- KUSCHKA, E. (2002): Zur Tektonik, Verbreitung und Minerogenie sächsischer hydrothermaler Mineralgänge. - Geoprofil, 11: 1 - 183; Freiberg.
- KUSCHKA, E. (2009): Fluorit und Baryt. - in: PÄLCHEN, W. (Hrsg.): Geologie von Sachsen II. Georessourcen, Geopotenziale, Georisiken: 147 - 158; Stuttgart (Schweizerbart).
- KUSCHKA, E. & FRANZKE, H.-J. (1974): Zur Kenntnis der Hydrothermalite des Harzes. - Z. geol. Wiss., (1974)2: 1417 - 1436; Berlin.
- KUSCHKA, E. & HERTWIG, TH. (1988): Bewertung geologischer Strukturen auf Spatlagerstättenperspektivität zur geologischen Forschung und Suche (Methodische Ergänzung zur 1. Fluorit-Baryt-Methodik). - uv. Bericht, Geol. Forsch. u. Erkund. freiberg, 24. 10. 1988, 160 S., 52 Anl., 14 Tab; Freiberg (Archiv TLUBN, AS Weimar).
- KUSCHKA, E. & HAHN, W. (1995): Flußspatlagerstätten des Südwestvogtlandes. Schönbrunn, Bösenbrunn, Wiedersberg. - Bergbaumonographie, Bd. 2, 283 S.; Freiberg (Sächs. Landesamt f. Umwelt u. Geologie).
- LEEDER, O. (1966): Geochemie der Seltenen Erden in natürlichen Fluoriten und Kalziten. - Freib. Forschungsh. C 206; Leipzig.

- LEEDER, O. (1981): Fluoritlagerstätten und Mantelprozesse. - Freib. Forschungsh. C 365; Leipzig.
- LEEDER, O. & WEBER, W. (1984): Arkogene und minerogenetische zyklische Prozesse im nachvaristischen Europa. - Z. geol. Wiss., 12: 65 - 82; Berlin.
- LEUTWEIN, F. (1957): Alter und paragenetische Stellung der Pechblende erzgebirgischer Lagerstätten. - Geol., 6: 797 - 805; Berlin.
- LOOS, G., SAUPE, M., MÄDLER, U. & MEINEL, G. (1981): Beitrag zur Klärung der epithermalen Fluoritgenese mit Hilfe der Spurenelementanalyse. - Z. angew. Geol., 27(12): 567 - 573; Berlin.
- LOOS, G. & MEINEL, G. (1982): Beiträge zur Genese der Fluorite. - uv. Bericht, Akad. d. Wiss. d. DDR, Zentralinst. f. Kernforschung Rossendorf/Dresden, 46 S., 7 Abb.; Rossendorf (Archiv TLUBN, AS Weimar).
- MEINEL, G. (1979a): Vorläufiger Bericht über die bisherigen Ergebnisse experimenteller Untersuchungen zur Fluor- und Bariummigration im epithermalen Bereich. - uv. Bericht Nr. 20/79, Geol. Forsch. u. Erkund. Freiberg, BT Jena, 7 S., 4 Abb., 2 Tab.; Jena (Archiv TLUBN, AS Weimar).
- MEINEL, G. (1979b): Verhalten der Elemente Chlor, Fluor und Barium im Grenzbereich Lithosphäre/Hydrosphäre. - Z. angew. Geol., 25(11): 514 - 516; Berlin.
- MEINEL, G. (1981a): Zusammenstellung von Arbeitsergebnissen zur Klärung der Bildungsbedingungen der epithermalen Fluorit-Barytmineralisation. - uv. Bericht Nr. 8/81, Geol. Forsch. u. Erkund. Freiberg, BT Jena, 11 S.; Jena (Archiv TLUBN, AS Weimar).
- MEINEL, G. (1981b): Bemerkungen zur Sulfidführung der epithermalen Fluorit-Barytmineralisation des Thüringer Waldes (in Ergänzung zum Bericht 2/81). - uv. Bericht Nr. 14/81, Geol. Forsch. u. Erkund. Freiberg, BT Jena 10. 07. 1981, 5 S.; Jena (Archiv TLUBN, AS Weimar).
- MEINEL, G. (1981c): Versuch einer zeitlichen Einstufung der Fluorit-Baryt-Mineralisation des Thüringer Waldes mit Hilfe von Spurenelementanalyse, Thermometrie und Kryometrie. - uv. Bericht Nr. 2/81, Geol. Forsch. u. Erkund. Freiberg, BT Jena, 27. 02. 1981, 14 S.; Jena (Archiv TLUBN, AS Weimar).
- MEINEL, G. (1983a): Auswertung von SEE-Analysen - Nachtrag 1983. - uv. Bericht, Geol. Forsch. u. Erkund. Freiberg, BT Jena, 19. 12. 1983, 14 S., 40 Anl.; Jena (Archiv TLUBN, AS Weimar).
- MEINEL, G. (1983b): Geochemische Beziehungen zwischen epithermalen Gangmineralisationen und Zechsteinevaporiten in Mitteleuropa. - Z. angew. Geol., 29(9): 451 - 453; Berlin.
- MEINEL, G. (1984): Eine Alternative zum Prioritätsdenken in der modernen Geologie: Das recycling Prinzip. - Z. geol. Wiss., 12(1): 17 - 21; Berlin.
- MEINEL, G. (1988): Die Beziehungen der hydrothermalen Mineralisation zu den Komplexen der Verwitterung, Sedimentation, der Metamorphose und des Magmatismus. - Z. angew. Geol., 34(1): 1 - 8; Berlin.
- MEINEL, G. (1991): Das europäische Variszikum als Zeit- und Wendemarke der geothermischen Lithosphärenentwicklung Mittel- und Westeuropas - Metallogenetische Aspekte. - Zbl. Geol. Paläont., Teil 1, 5: 1346 - 1347; Stuttgart.
- MEINEL, G. (1993): Die Bildung der Gangmineralisationen Thüringens. - Geowiss. Mitt. von Thüringen, Beih. 1, 111S.; Weimar.
- MEINEL, G., MÄDLER, J. & HÄHNEL, R. (1993): Zum Auftreten von Anhydrit innerhalb der saxonischen Mineralisation Mitteleuropas. - Geowiss. Mitt. von Thüringen, 1: 65 - 76; Weimar.
- MEYER, H. L. F. (1916): Zur Kenntnis westdeutscher Schwerspatlagerstätten. - Z. prakt. Geol., 24: 67 - 71; Halle.

- MÜLLER, H. (1901): Die Erzgänge des Freiburger Reviers. - Erl. zur geol. Specialkarte Sachsen; Leipzig.
- OELSNER, O. (1956): Zur Frage der Entstehung der saxonischen Lagerstätten, speziell auf den Randspalten des Thüringer Waldes. - Geol., 5(8): 685 - 694; Berlin.
- OELSNER, O. (1959): Zur Frage der sekundär-hydrothermalen und regenerierten Lagerstätten im Sinne SCHNEIDERHÖHN's. - Z. angew. Geol., 5(7): 282 - 288; Berlin.
- PETEREK, A., RAUCHE, H., SCHRÖDER, B., FRANZKE, H.-J., BANKWITZ, P. & BANKWITZ, E. (1997): The late- and post-Variscan tectonic evolution of the Western Border fault zone of the Bohemian massif (WBZ). - Geol. Rdsch., 86: 191 - 202; Berlin etc. (Springer).
- PILOT, J. (1970): Isotopengeochemie, Situation, Konzeption, Entwicklung, Möglichkeiten. - Freiburger Forsch.-H. C 255; Leipzig.
- POHL, W. (1992): W. & W. E: PETRASCHECK's Lagerstättenlehre. Eine Einführung in die Wissenschaft von den mineralischen Bodenschätzen. - 4. Aufl., 504 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- RAAB, C. v. (1893): Regesten zur Orts- und Familiengeschichte des Vogtlandes I (1350 - 1485). - Plauen.
- RAAB, C. v. (1898): Regesten zur Orts- und Familiengeschichte des Vogtlandes II (1485 - 1563). - Plauen.
- RAUCHE, H. & FRANZKE, H.-J. (1990): Stress field evolution at the northern part of the South German Block on the territory of the GDR. - Gerl. Beitr. Geophys., 99(5): 441 - 461; Leipzig.
- REH, H. (1959): Einige Bemerkungen zur Entstehung der Thüringer saxonischen Lagerstätten. - Z. angew. Geol., 5(7): 293 - 296; Berlin.
- REH, H. (1962): Über die Beziehungen postmagmatischer Lagerstätten zu den jungvariscischen Graniten im Thüringer Schiefergebirge und Vogtland. - Z. angew. Geol., 8: 565 - 570; Berlin.
- REH, H. (1967): Zur Frage der Natur der erzbildenden Lösungen für saxonische Lagerstätten. - Z. angew. Geol., 13(11/12): 656 - 661; Berlin.
- REIMANN, C. & DE'CARITAT, P. (1998): Chemical elements in the environment. - pp. 398; Berlin, Heidelberg etc. (Springer).
- RICHARDSON, C. K. & HOLLAND, H. D. (1979): Fluorite deposition in hydrothermal systems. - Geochim. Cosmochim. Acta, 43: 1327 - 1335; Washington.
- RIPPEL, J. (1989): Die Rolle der hercynischen Störungsrichtungen im Thüringisch-Vogtländischen Schiefergebirge unter besonderer Berücksichtigung der Querzonen. - uv. Ber. Zentr. Geol. Inst. Berlin, 04. 01. 1989, 18 S., 1 Anl.; Berlin (Archiv TLUBN, AS Weimar).
- ROMER, R. L. & LINNEMANN, U. (2004): U-Pb dating the Schlottwitz agate-amethyst vein (Erzgebirge, Saxony). - Eur. Journ. Mineral., 16, Beih. 1, 116; Göttingen.
- ROMER, R. L., SCHNEIDER, J. & LINNEMANN, U. (2010): Post-Variscan deformation and hydrothermal mineralization in Saxo-Thuringia and beyond: a geochronological review. - in: LINNEMANN, U. & ROMER, R. L. (Hrsg.): Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia: 347 - 360; Stuttgart (Schweizerbart).
- RÖSLER, H.-J. & PILOT, J. (1967): Die zeitliche Einstufung der sächsisch-thüringischen Ganglagerstätten mit Hilfe der K-Ar-Methode. - Freib. Forschungsh. C 209: 87 - 98; Berlin.
- RÖSLER, H.-J. & WOLF, M. (1969): Paragenesenbegriff - Diskussion um seine Definition in der Gegenwart. - Freiburger Forschungsh. C 266; Leipzig.
- SCHAEFER, B. & STRÜBEL, G. (1979): Hydrothermal solubility of fluorite in the system CaF<sub>2</sub>-MgCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. - N. Jb. Mineral., Mh., 5: 223 - 240; Stuttgart.
- SCHÄBER, D. (1968): Zur Kenntnis der Sole im Zwickau-Oelsnitzer Steinkohlenrevier. - Z. angew. Geol., 14: 431 - 439; Berlin.

- SCHIEMENZ, F. (2001): Beiträge zur gangförmigen Hydrothermalmineralisation am Nordostrand des Thüringer Waldes zwischen Arlesberg und Gehren. Teil 1: Oxidische Manganmineralisation. - Beitr. Geol. Thüringen, N. F., 8: 213 - 248; Jena.
- SCHIEMENZ, F. (2003): Beiträge zur gangförmigen Hydrothermalmineralisation am Nordostrand des Thüringer Waldes zwischen Arlesberg und Gehren. Teil 2: Dolomit-Kalzit-Fluorit-Baryt-Mineralisation. - Beitr. Geol. Thüringen, N. F., 10: 159 - 200; Jena.
- SCHNEIDER, J., HAACK, U. & STEDINGK, K. (2003): Rb-Sr dating of epithermal vein mineralization in the eastern Harz Mountains (Germany) by paleomixing lines. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 67: 1803 - 1819; Amsterdam.
- SCHNEIDERHÖHN, H. (1952): Genetische Lagerstättengliederung auf geotektonischer Grundlage. - N. Jb. Mineral., Mh., Jg. 1952: 47 - 89; Stuttgart.
- SCHNEIDERHÖHN, H. (1953): Fortschritte in der Erkenntnis sekundär-hydrothermalen und regenerierter Lagerstätten. - N. Jb. Mineral., Mh., Jg. 1953: 223 - 237; Stuttgart.
- SCHNEIDERHÖHN, H. (1962): Erzlagerstätten. Kurzvorlesungen zur Einführung und Wiederholung. - 4. Neubearb. Aufl., 371 S.; Jena (Gustav-Fischer-Verl.).
- SCHRÖN, W. (1969): Zur Geochemie des Germaniums II. Lagerstättengenetische Probleme. - Freib. Forschungsh. C 246, 1 - 65; Leipzig.
- SCHULZE, H. (1977): Zur Geochemie des Fluors im exogenen Bereich. - Z. angew. Geol., 23(2): 65 - 70; Berlin.
- SCHÜTZEL, H. & HÖSEL, G. (1962): Eine neue Mineralquelle im südwestlichen Vogtland und Bemerkungen zum Granitmassiv von Eichigt-Schönbrunn. - Z. angew. Geol., 8: 404 - 408; Berlin.
- SCHWAN, W. (1956): Die Frankenwälder Querzone. - Abh. Dt. Akad. Wiss. für 1954, Kl. Math, allg. Naturwiss., 6, Abh. zur Geotektonik, 9, 80 S., 43 Taf., 10 Falttaf.; Berlin.
- SEMMLER, W. (1952): Die Mineralquellen des Saarlandes. - Z. dt. geol. Ges., 103: 284 - 296; Hannover.
- SIBSON, R. H. (2001): Seismogenic Framework for Hydrothermal Transport and Ore Deposition. - in: RICHARDS, J. P. & TOSDAL, R. M. (eds.): Structural Controls on Ore Genesis, Reviews in Economic Geology, 14: 25 - 50; Chelsea.
- STACKEBRANDT, W. & FRANZKE, H.-J. (1989): Alpidic reactivation of the Variscan consolidated lithosphere: the activity of some fracture zones in Central Europe. - Z. geol. Wiss., 17: 699 - 712; Berlin.
- STACKEBRANDT, W. & SCHECK-WENDEROTH, M. (2015): Postvariszische Beckenentwicklung und synalpidische Remobilisierung. - in: STACKEBRANDT, W. & FRANKE, D. (Hrsg., 2015): Geologie von Brandenburg, 462 - 471; Stuttgart (Schweizerbart).
- STARKE, R. (1964): Die Strontiumgehalte der Baryte. - Freib. Forschungsh. C 150; Leipzig.
- STEDINGK, K. (2008): Erze und Spate. Mittel- und Unterharzer Gänge. - in: BACHMANN, G. H., EHLING, B.-C., EICHNER, R. & SCHWAB, M. (Hrsg.): Geologie von Sachsen-Anhalt: 538 - 540; Stuttgart (Schweizerbart).
- STEINBORN, H. (2012): Der Flussspatbergbau im Raum Ilmenau/Gehren - Ein Streifzug durch die Geologie, Mineralogie und Bergbaugeschichte. - Beitr. Geol. Thüringen, N. F., 19: 127 - 147; Jena.
- STEINBORN, H. & SCHRÖDER, F. (2011): Der Flußspatbergbau in Ilmenau von Gestern bis Heute. - Festschrift, 3. Thür. Bergmannstag, 2.-4.9.2011; Sondershausen.
- STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1967): Einige neue Vorkommen von Natrium-Chlorid-Wasser im östlichen Rheinischen Schiefergebirge. - Notizbl. hess. L.-A. Bodenforsch., 95: 190 - 212; Wiesbaden.
- STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1970): Bruch- und Dehnungstektonik im östlichen Rheinischen Schiefergebirge als Auswirkung des Oberrhein-Grabens. - Z. dt. geol. Ges., 121: 129 - 141; Hannover.



- STOPPEL, D. (1990): Barite Deposits in Hesse. - in: POOLE, F. G. & DOBEŠ, P. (Hrsg.): Proceedings of the Symposium on Barite and Barite Deposits (COFAB-Symposium, 20.-23.09.1988 in Kutná Hora), 29 - 33; Prag (Geol. Surv.).
- STOPPEL, D. (1993): Barite veins in the Paleozoic rocks of the Lower Werra Anticline and of the Richelsdorf hills (near Witzenhausen - Bad Sooden-Allendorf and Sontra - Bebra). - International Association on the Genesis of Ore Deposits (IAGOD), Joint Meeting of Comm. on Fluorite and Barite Deposits (COFAB) and WGTT, Geyer 1. - 8. 6. 1993, Pre-Meeting Excursion 1: Barite and Fluorite Deposits in Northeastern Hesse and in the Thuringian Forest, 1. - 3. 6. 1993, 4 - 13; Potsdam.
- STRÜBEL, G. (1965): Quantitative Untersuchungen über die hydrothermale Löslichkeit von Flußspat. - N. Jb. Mineral., Mh., 3: 83 - 95; Stuttgart.
- THOMAS, R. (1982): Ergebnisse der thermobarogeochemischen Untersuchungen an hydrothermalen Fluorit-Paradoxit-Quarz-Mineralisationen des Erzgebirges und des Vogtlandes. - Freiburger Forschungsh. C 374: 63 - 77; Leipzig.
- WAGENBRETH, O. (1971): Die Bedeutung der thüringischen Erzlagerstätten für die Entwicklung der Lagerstättenlehre. - Geol., 20(4/5): 609 - 623; Berlin.
- WASTERNAK, J. (2008): Ultramafitit-Karbonatit-Komplex von Delitzsch. - in: PÄLCHEN, W. & WALTER, H. (Hrsg.): Geologie von Sachsen. Geologischer Bau und Entwicklungsgeschichte: 478 - 482; Stuttgart (Schweizerbart).
- WEBER, W. (1977): Tiefe Bruchstrukturen der postvaristischen Tafelentwicklung Mitteleuropas und ihre Bedeutung für Magmatismus und postmagmatogene Fluorit-Baryt-Mineralisation. - Freib. Forschungsh. C 329; Leipzig.
- WEDEPOHL, K. H. (1995): The composition of the continental crust. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 59/7: 1217 - 1232; Amsterdam (Elsevier).
- WERNER, C.-D. (1958): Geochemie und Paragenese der saxonischen Schwespat-Flußspatgänge im Schmalkaldener Revier. - Freib. Forschungsh. C 47; Berlin.
- WERNER, C.-D. (1966): Die Spatlagerstätten des Thüringer Waldes und ihre Stellung im Rahmen der saxonischen Metallprovinz. - Ber. dt. Ges. geol. Wiss., B, Miner., Lagerstättenf., 11: 5 - 45; Berlin.
- WOLFSON, F. I. (1960): Die Strukturen der endogenen Erzlagerstätten. - Schriftenreihe des praktischen Geologen, Bd. 2, 148 S.; Berlin (Akademie-Verl.).
- WUNDERLICH, J. (1997): Tektonische Verhältnisse am Westthüringer Quersprung (nordwestlicher Thüringer Wald). III. Permosilesische und saxonische Bruchtektonik an der Gehege-Störung. - Freiburger Forschungsh. C 470: 149 - 177; Freiberg.
- ZIEGLER, P. A. (1987): Late Cretaceous and Cenozoic intra-plate compressional deformations in the Alpine foreland - A geodynamic model. - Tectonophys., 137: 389 - 420; Amsterdam.
- ZIEGLER, P. A. (1988): Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys. - AAPG Mem., 43, 198 pp.; Tulsa.
- ZIEGLER, P. A. (1989): Geodynamic model for Alpine intra-plate compressional deformation in Western and Central Europe. - in: COOPER, M. A. & WILLIAMS, G. D. (Hrsg.): Inversions Tectonic, Geol. Soc. London, Spec. Publ., 44: 63 - 85; London.
- ZIEHR, H., MATZKE, K., OTT, G. & VOUTSIDIS, V. (1980): Ein stratiformes Fluoritvorkommen im Zechsteindolomit bei Eschwege und Sontra in Hessen. - Geol. Rdsch., 69: 325 - 348; Stuttgart.

**Autorenanschriften:**

Dr. JÜRGEN WUNDERLICH  
An der Siedlung 17  
07751 Jena

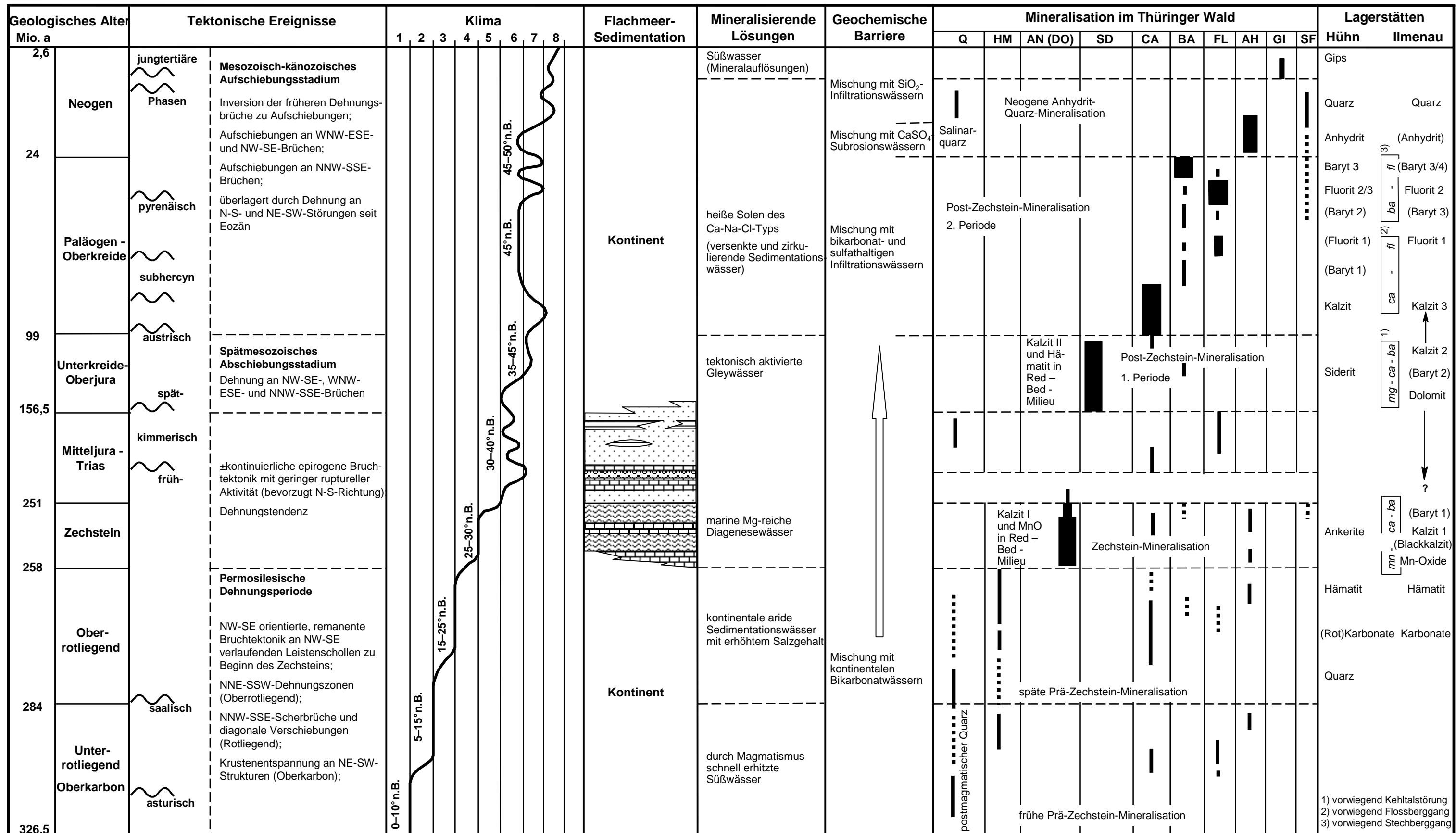
JÖRG SCHMIDT, SEBASTIAN RICHLING  
JENA-GEOS Ingenieurbüro GmbH  
Saalbahnhofstraße 25c  
07743 Jena

Altersstellung	Elementmobilisierende Fluida	Ausfällungsmechanismus (Geochemische Barriere)	Ausfällungsprodukt	Sal. [%Na]	T [°C]	Chondritnormierte Lanthanidenverteilung
<b>Post-Zechstein-Mineralisation („Saxonische Mineralisation“)</b>						
Neogen	<p>störungsgebundene Migration von Sedimentationswässern aus dem Gebiet der Norddeutsch-Polnischen Senke seit dem Oberperm (unterlagern Solen des Thüringer Beckens) und pulsierender Aufstieg (seismic pumping) heißer, reduzierender und sulfatfreier Na-Ca-Cl-Solen (20-30% NaCl+ CaCl<sub>2</sub>)</p> <p><b>Versenkungstiefe: 10km</b> <b>rezente Tiefenlage: 2 - 4 km</b></p> <p><b>vorw. Pressungstektonik</b> <b>vorw. Dehungstektonik</b></p>	Mischung mit kühlen, humiden, kieselensäure-reichen Verwitterungslösungen	Quarz	20	< 70	
		Mischung mit kühlen, sulfathaltigen Subrosionswässern (7% NaCl-Äquiv.)	Anhydrit			
Paläogen Oberkreide		Mischung mit kühlen, hydrogencarbonatischen, sulfatischen Infiltrationswässern (0,5-1,5% NaCl-Äquiv.)	Baryt		100 - 190	
		Abkühlung von heißer Na-Ca-Cl-Sole und Zerfall der Kalzium-fluorid-Komplexe	Fluorit			
Unterkreide Oberjura	Mischung mit kühlen, hydrogencarbonatischen, sulfatischen Infiltrationswässern (<0,5-1,5% NaCl-Äquiv.)	Kalzit	100 - 190			
		Siderit				
<b>Zechstein-Mineralisation</b>						
Zechstein	absteigende, reduzierende, Mg-reiche, marin-salinare Zechstein-Diagenesewässer	Mischung mit terrigenen Alkalihydrogencarbonat-Wässern aus dem liegenden, ehemals kontinentalen Einzugsbereich	Dolomit + (Anhydrit) Ankerit	sehr hoch	< 100	
<b>Prä-Zechstein-Mineralisation („Variszische Mineralisation“)</b>						
<i>Späte Phase: Stockwerkeigene Gangmineralisation der spät- und postvariszischen Hydratationszone</i>						
Oberrotliegend Unterrrotliegend	erwärmte, warm-humide bis semiaride Alkalihydrogencarbonat-Verwitterungslösungen mit erhöhtem Salzgehalt <b>Eindringtiefe: 2 - 3 km</b>	-Abkühlung beim Wiederaufstieg -Abnahme pH-Wert -Milieuwechsel reduzierend ⇌ oxidierend	(Anhydrit) Mn-Oxide Fluorit, (Baryt) Rotkalzit Hämatit Quarz	< 10	< 50 - 150	
<i>Frühe Phase: Aufgelagerte Gangmineralisation der variszischen Dehydratationszone</i>						
Unterrrotliegend Oberkarbon	aufgeheizte, kieselensäure- und sauerstoffreiche, terrigene, warm-humide Verwitterungslösungen <b>Eindringtiefe: 1 - 5 km</b>	rasche Abkühlung beim Wiederaufstieg	Kalzit Quarz-Amethyst Quarz-Chalcedon Quarz-Fluorit-Paradoxit	4 - 13	160 - 210	

Alter	Erzgebirge - Vogtland		NW	Thüringer Wald	SE	Harz
	BAUMANN (1981)	KUSCHKA (1972)	MEINEL (1981c, 1993), HÄHNEL et al. (1995), SCHIEMENZ (2001, 2003)			KUSCHKA & FRANZKE (1974)
post-oberpermissche Mineralisation (Post-Zechstein-Mineralisation)	Quarzige Fe-Mn-Assoziation	Oxidation, Umlagerung	Oxidation, Hydratisierung, Umlagerung			Oxidation, Umlagerung
	Bi-Co-Ni-As-Ag-U-Assoziation	kr sb – Folgenreihe	Quarz Anhydrit (wenig Sulfide)			kr – Folgenreihe
		q as – Folgenreihe				Quarz
	Fluorit-Baryt-Assoziation („fba-Formation“)	ba fl – Folgenreihe („Fluorit 2“)	Baryt Fluorit Kalzit Siderit	Baryt 3/4 Fluorit Kalzit 3 Dolomit-Baryt 2-Kalzit 2	ba fl – Folgenreihe	
	Quarzige Eisen-Baryt-Assoziation („eba-Formation“)	hm ba – Folgenreihe	↓ ?	↓ ?	?	
	fl q – Folgenreihe („Fluorit 1“)					
oberpermissche Mineralisation	Karbonatisch-polymetallische Ag-Sb-Assoziation („eb-Formation“)	kr sf – Folgenreihe	kr/sf/sb - Folge	Ankerit/Dolomit	(Baryt 1) (Black)Kalzit 1 Fe-Mn-Oxid	kr sf – Folgenreihe
			kr/sf; sel - Folge			
prä-oberpermissche Mineralisation (Prä-Zechstein-Mineralisation)	Uran-Quarz-Karbonat-Assoziation („uqk-Formation“)	q hm – Folgenreihe (incl. Sternquarz-Paradoxit-Folge q-ad-fl-p)	q-hm/ca/u - Folge	Jüngere Gruppe Rotkarbonate, Hämatit Quarz	↓ (Baryt, Fluorit, Anhydrit)	
				Ältere Gruppe Quarz (Amethyst), Paradoxit, fl, ba, kr		
	Quarz-Polymetall-Assoziation („kb-Formation“)	q sf – Folgenreihe				q sf – Folgenreihe
						q hm kr – Folgenreihe

(kb-Formation: kiesig-blendige Bleierzformation; uqk-Formation: Uran-Quarz-Karbonat-Formation; eb-Formation: edle Braunspatformation; eba-Formation: Eisen-Baryt-Formation; fba-Formation: Fluorit-Baryt-Formation; q: Quarz; ad: Feldspat, Paradoxit; sf: Sulfide; hm: Hämatit; p: Pyrit; as: Arsenide; sb: Antimonide; sel: Selenide; u: Uran; kr: Karbonate; ca: Kalzit; fl: Fluorit; ba: Baryt)

### Korrelation von Abfolgen epithermaler Mineralisation in Mitteldeutschland



**Klima**

- 1 tropisch - humid
- 2 tropisch - semihumid
- 3 warm - semiarid
- 4 warm - heiß arid
- 5 subtropisch - semiarid
- 6 subtropisch - humid
- 7 gemäßigt - humid
- 8 kühl - humid

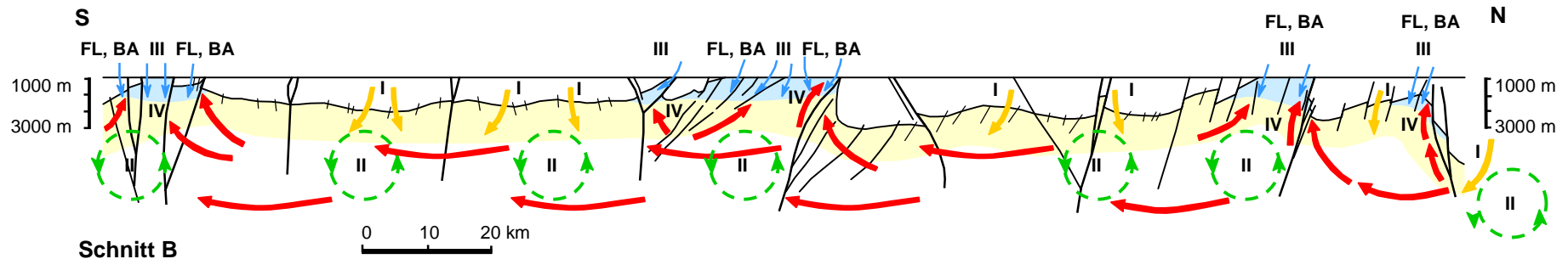
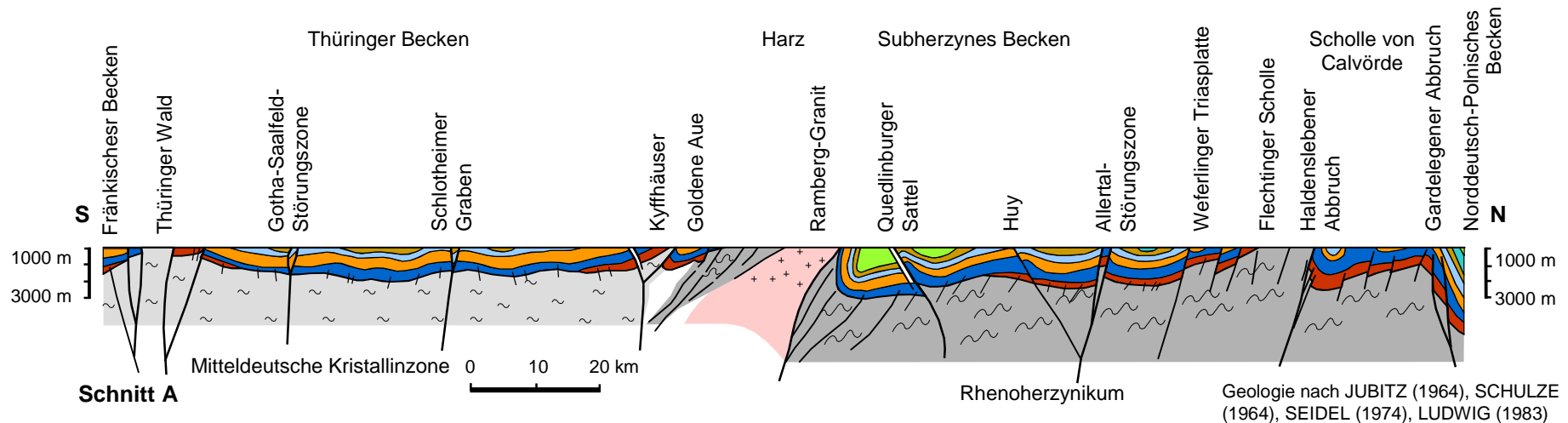
**Flachmeer-Sedimentation**

- Klastische Sedimente
- Mergel
- Salinar
- Karbonate

**Mineralisation**

- Q Quarz
- HM Hämatit
- AN Ankerit
- DO Dolomit
- SD Siderit
- CA Kalzit
- BA Baryt
- FL Fluorit
- AH Anhydrit
- GI Gips
- SF Sulfide

**Die Mineralisationsabfolge des Thüringer Waldes in Abhängigkeit von der tektonischen Entwicklung, dem Klima, der Paläogeographie und des Chemismus mineralisierender Lösungen (nach MEINEL 1993, HÄHNEL et al. 1995, SCHIEMENZ 2001, 2003).**



**Legende Schnitt A**

- Deckgebirge**
- Kreide
  - Jura
  - Trias (Keuper)
  - Trias (Muschelkalk)
  - Trias (Buntsandstein)
  - Perm (Zechstein)
  - Permokarbon
- Grundgebirge**
- postvariszische Granite
  - gefaltetes variszisches Grundgebirge
  - kristallines variszisches Grundgebirge

**Legende Schnitt B**

- Zone der Infiltrationswässer in Grundgebirgsregionen
- Zone der versenkten Sedimentationswässer in Grundgebirgsregionen
- I  
Abstieg von  $MgSO_4$ -NaCl-Sedimentationswässern und Bildung von Na-Ca-Cl-Solen
- II  
laterale Zirkulation auf regionalen Störungszonen, Aktivierung durch Krustenwärme, Anreicherung von F und Ba durch Lösung aus dem Nebengestein, Aufstieg durch „seismic pumping“ an Begrenzungs- und Begleitbrüchen von Grundgebirgshorsten
- III  
Abstieg von Infiltrationswässern (Süßwässer,  $CaSO_4$ -Oberflächenwässer)
- IV  
Mischung von heißen, aufsteigenden Solen mit kühlen Infiltrationswässern innerhalb der Bruchzonen gehobener Grundgebirgsblöcke und Ausfällung von Baryt und Fluorit

**Schematischer geologischer Schnitt vom Thüringer Wald zum Norddeutsch-Polnischen Becken (A) und die genetischen Bedingungen für die Bildung der postvariszischen Fluorit-Baryt-Mineralisation (B) nach MEINEL (1979, 1983, 1988), [aus HÄHNEL et al. (1995)].**