

Was sagen uns die hydrothermalen Mineralgänge des Harzes und des Thüringer Waldes zur geologischen Entwicklung des Gebietes?

HANS JOACHIM FRANZKE

Hirschler Weg 11, D-38678 Clausthal-Zellerfeld. franzke.clz@googlemail.com.

Einführung

In diesem Beitrag wird auf die minerogenetische und strukturell-hydraulische Bedeutung der Deckgebirgsbarriere für die Lokalisierung der Saxonischen Mineralisation eingegangen. Diese behinderte im Mesozoikum langfristig den Fluidaustausch zwischen Deckgebirge einerseits und variszischem Unterbau sowie dem Molassestockwerk andererseits. Die spätmesozoisch einsetzende Erosion des Deckgebirges im Bereich der aufsteigenden Blockeinheiten des Harzes und Thüringer Waldes verminderte sukzessive die Auflast unterhalb der Auflagerungsfläche des Deckgebirges zum Unterbau, so dass unter der Wirkung des mesozoischen Stressfeldes mit σ_{Hmin} in SW-NE-Richtung sich die um NW-SE streichenden Bruchzonen optimal zu bereichsweise weit geöffneten Hydrothermalstrukturen entwickeln konnten, deren Mineralausscheidungen sich unterhalb der Migrationsbarriere des Zechsteins konzentrierten. Voraussetzung dafür war die jungmesozoische extensionale Bruchtektonik welche die pulsierende Perforation und Wiederverheilung der Barriere ermöglichte. Dies war die Voraussetzung für die Mischung aufsteigender Hydrothermen mit infiltrierten oberflächennahen Wässern. Mit der spätoberkretazischen Inversion des Schollenfeldes und der zunehmenden lateralen Kompressionsspannungen kamen die Mineralisationsprozesse zum Ende.

Die mesozoische („Saxonische“) Mineralisation

Das variszisch geprägte Stockwerk im Harz und Thüringer Wald wurde über eine Zeitspanne von ca. 250 Ma von einer zunehmenden Deckgebirgsschicht von schließlich 1,5 bis 2 km Dicke überdeckt. Diese bildete ein lithologisch und geomechanisch sehr inhomogenes Auflager auf dem variszischen- und Molasse-Unterbau (Franzke & Rauche 2003).

Die im variszischen Unterbau und der variszischen Molasse des Harzes/Kyffhäusers und des Thüringer Waldes aufsitzenden Mineralgangstrukturen durchliefen eine initiale Bruchphase, welche durch die Bildung eines wirren, teilweise nach vorhandenen Kluftvorzeichnungen ausgerichteten Netzwerkes von Rissen und Klüften gekennzeichnet ist, ohne dass dabei nennenswerte Verschiebungen (Verwerfungen, Abscherungen) eingetreten wären. Sie entwickelten sich über Hauptstörungen auch in das Deckgebirge hinein, wobei sie wegen des Filtereffekts der permischen und triassischen Salinar- und Pelitserien nur noch sporadisch hydrothermale Mineralisationen führen. Die Raumlage der Initialstrukturen entsprach dem Trend der jeweils lokal dominanten Bruchrichtungen. Gesteins-Brekzien begleiten das initiale Aufreißen von Bruchstrukturen oder deren Reaktivierung. Die Bruchbildung erzeugte wegen der mechanischen Hermetisierung der Bruchzonen Unterdruckzonen, in welche Umgebungsfluide eingesaugt und die gebildeten Bruchflächen und Gesteins-Brekzien durch Mineralausscheidung zementiert wurden. Die eckigen und texturlos angeordneten Brekzien-Fragmente zeigen an, dass sowohl bei den permischen hochthermalen und (noch magmatisch gesteuerten Mineralisationen) als auch bei den epithermalen postpermischen Mineralisationen zeitweilig hohe Fluiddrücke (Hydraulic-fracturing) die Bruchbildung kontrollierten (Abb 1).

Da die Mineralparagenesen der Zemente stets die Lithologie der unmittelbaren Rahmengesteine der Bruchzonen widerspiegeln (topomineralischer Karbonatabsatz in Kalksteinen, Quarzabsatz in Siliziklastiten), ist zu folgern, dass in diesem Stadium der Störungs- bzw. Gangentwicklung

zunächst nur eng begrenzte Fluidzirkulationen möglich waren, also noch keine integrierten großräumigen und tiefreichenden Bruch- bzw. Zirkulationssysteme existierten. Die Integration zu größeren Strukturen und zu entsprechend tief greifenden sowie periodisch auch das Deckgebirge perforierenden Störungen erfolgte durch weitere Bruchaktivierungen und damit einhergehenden Bruchausweitungen zwischen Obertrias und Oberkreide. Dies ist durch inzwischen relativ zahlreich vorliegende radiometrische Datierungen von Alterationsprozessen (K-Ar-Datierungen von Illit-Neubildungen) in den Gangstrukturen (ca. 225 - 90 Ma) und von Datierungen an Mineralphasen selbst nachgewiesen (referiert bei Franzke et al. 1996 und 1999). Polyphase Bruchaktivierungen und Mineralisationen werden auch durch die Paragenese-Studien von zahlreichen Gangstrukturen angezeigt. Ein Beispiel ist in Abb. 2 gezeigt.



Abb. 1: Initiale Gangbreckzie vom Flussschächter Gangzug im Ostharz bei Rottleberode. Die fragmentierten Nebengesteine der entstehenden Störungen wurden infolge hoher Fluidrücke in einem abgeschlossenen System durch Überschreiten der Zugfestigkeit der Rahmengesteine zerrissen. Die aufreißende Bruchzone stellte eine Unterdruckzone dar, in welche -niedrigsalinare- Fluide aus der Umgebung eingesaugt wurden und durch deren Mineralabsätze die Breckzien zementiert wurden. Am unteren Bildrand ist die spätere Zerschering (Kornzerkleinerung) dieser Breckzie zu erkennen.

Die hydraulische Barriere des Deckgebirges

Die optimale Öffnung der Gangstörungen konzentriert sich unmittelbar unterhalb der Zechsteinbasis auf den Toppbereich des variszischen Fundaments (Harz, NW-Thüringer Wald) bzw. der permokarbonischen Molasse-Serien des mittleren und südöstlichen Thüringer Waldes (Abb. 3). An den stärker verwerfenden Hauptstörungen setzen die Mineralisationen aber auch als Kluftfüllungen in den oberen Zechstein und das triassische Deckgebirge hinein oder bilden synsedimentär-stratiforme Einlagerungen in der Obertrias („Bleiglanz-Bänke“). Auch hierdurch gibt sich das mesozoische Alter der Hydrothermal-Mineralisationen zu erkennen. Da mehr als 90 % der Mineralisation unterhalb der Zechstein-Barriere abgesetzt wurde, muss diese eine wesentliche Rolle als langfristig intakt gebliebene geomechanische und geohydraulische Barrieren gespielt haben (Franzke & Rauche 2003). Im Schmalkaldener Revier/NW-Thüringen lässt sich zweifelsfrei belegen, dass sich die Mineralisationen im Bereich der Zechstein-Pelite gestaut und dort stratiform ausgebreitet haben und nur an den stärker verwerfenden Hauptstörungen auch das Deckgebirge infiltriert werden konnte. Der hohe Fluidruck des hydrothermalen Systems war sogar in der Lage, Schicht- und Ablöseflächen im Umfeld der mineralisierten Störungen aufzublättern (Abb. 4) und schichtparallele Mineralkörper („flats“) auszubilden. Diese haben charakteristischerweise stärker gewölbte Oberseiten („mushrooming“-Effekt). Diese

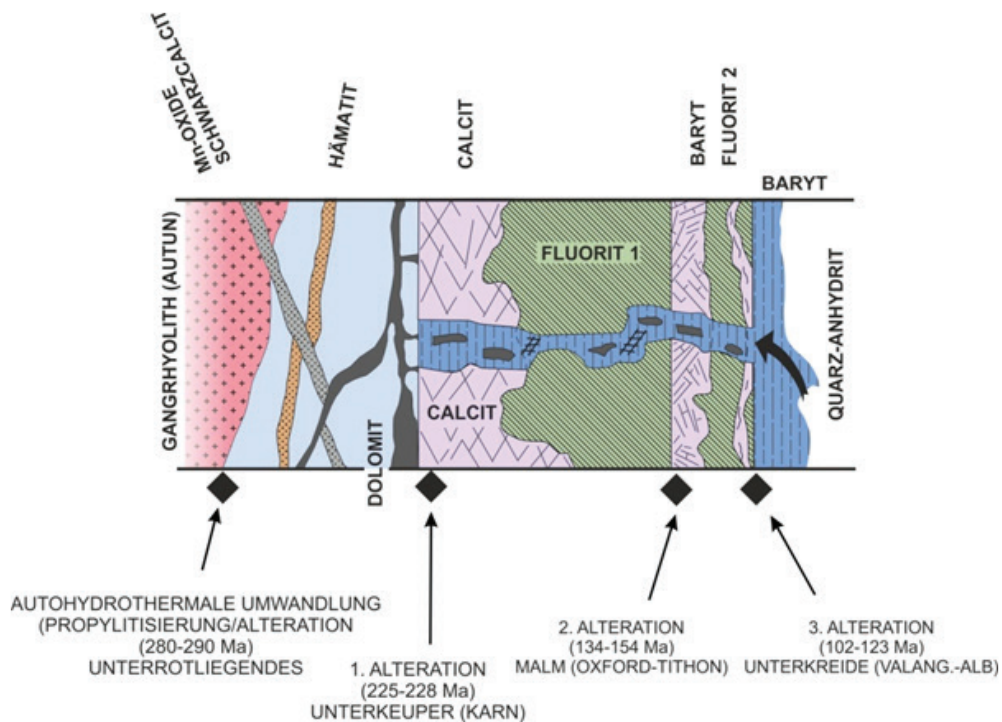


Abb. 2: Beispiel für polyphase Aktivierungen/Mineralisationen am Floßberg-Stechberg-Gangzug bei Ilmenau/SE-Thüringer Wald. Diese umfassen nach K-Ar-Datierungen von Illiten aus störungsbegleitenden Akterationshöfen der Gänge eine permische (290-280 Ma) und mindestens drei mesozoische Aktivierungs- und Mineralisationsereignisse (228-225 Ma/ Unterer Keuper, 154 -134 Ma/Malm-Unterkreide, 123-102/Unterkreide bis zum Cenoman. Franzke et al. 1996.

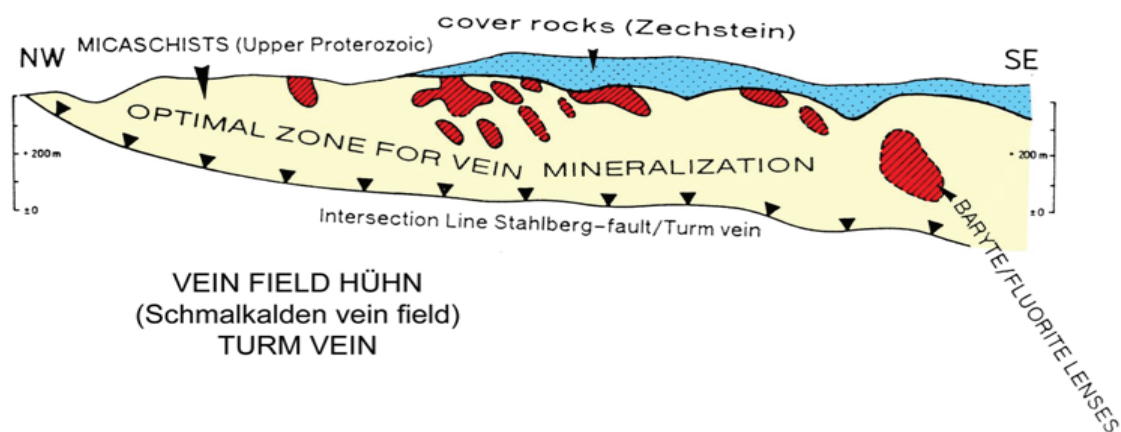


Abb. 3: Seigerriss-Darstellung des Turmganges der Ganggruppe Hühn/NW-Thüringer Wald. Die Mineralkörper sind unterhalb der hydraulisch abdichtenden Deckgebirgsbarriere aufgereiht und enden ebenso tiefenwärts vor Erreichen der Verschneidung mit der übergeordneten Stahlberg-Störung als strukturelle Barriere.

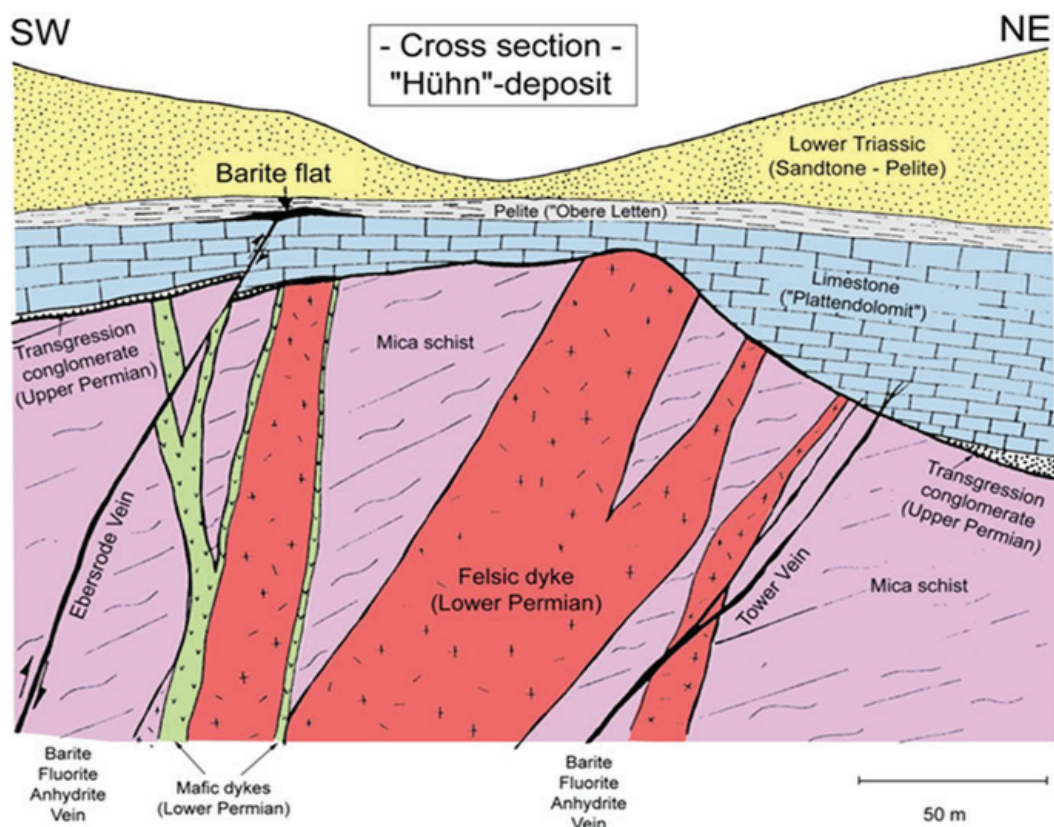


Abb. 4: Querprofil durch die Hühn-Gänge/NW-Thüringer Wald, die sich als Diagonalstörungen zwischen den Hauptstörungen der Stahlberg- und Klinger-Störung aufspannen. Die Gänge werden noch innerhalb des basalen Zechsteins abgestoppt und bilden, bedingt durch den hohen Fluiddruck der Hydrothermalen, an mechanisch gut ablösbaren Schichtflächen schwebende Baryt-Lager („Barite flats“). Franzke & Rauche (2003).

Beobachtungen können mit der Hebungs- bzw. Exhumierungsgeschichte der heutigen Hochschollen des Thüringer Waldes, der Hermundurischen Scholle (mit dem Kyffhäuser) und des Harzes im Spätmesozoikum seit ca. 90 Ma, welche sich auf Spaltspuren-Untersuchungen von Brix et al. (1995) und Thomson et al. (1997) stützt, verknüpft werden. Mit dem Erreichen der maximalen Deckgebirgsauflast von 1,5 - 2 km sind hydrostatische Fluiddrucke (= Interndruck, P_i) von ca. 15 MPa im hydrothermalen System erreicht worden, die in den gehobenen und sich dabei erodierenden Schollensegmenten (Verminderung des Extern- bzw. Auflastdruckes, P_e) durch die abdichtende Wirkung der Migrationsbarriere trotz Hebung und Erosion unterhalb der Barriere aber nahezu erhalten geblieben sind. Die Folge war, dass der Innendruck des hydraulischen Systems die Beträge des sich mit wachsender Erosion des Deckgebirges abmindernden lithostatischen Drucks des Deckgebirges (P_e) nahezu erreichten ($P_e \sim P_i$) oder sogar überschritten. Dies ist an einem schematischen Beispiel entlang der SW-Schollenkante des Thüringer Waldes im Raum Schmalkalden in Abb. 5 illustriert.

In den jüngsten Mineralisationsphasen (Baryt, Fluorit, Anhydrit) war das auflagernde Deckgebirge bereits so weit erodiert, dass es über die zeitweilig transparenten Hauptstörungen zu einer intensivierten Wechselwirkung von kühlen, deszendenden Deckgebirgsfluiden mit heißeren azendenten, mit Metall-Chloriden beladenen hochsalinaren Brines kam, die chemisch mit dem kristallinen Basement equilibriert waren. Unterhalb der Deckgebirgsbarriere kam es periodisch zur Mischung der auf- und absteigenden Lösungsströme (Meinel 1993, Lüders & Möller 1995). Unterhalb der variszischen Diskordanzfläche trafen optimale Bedingungen sowohl für

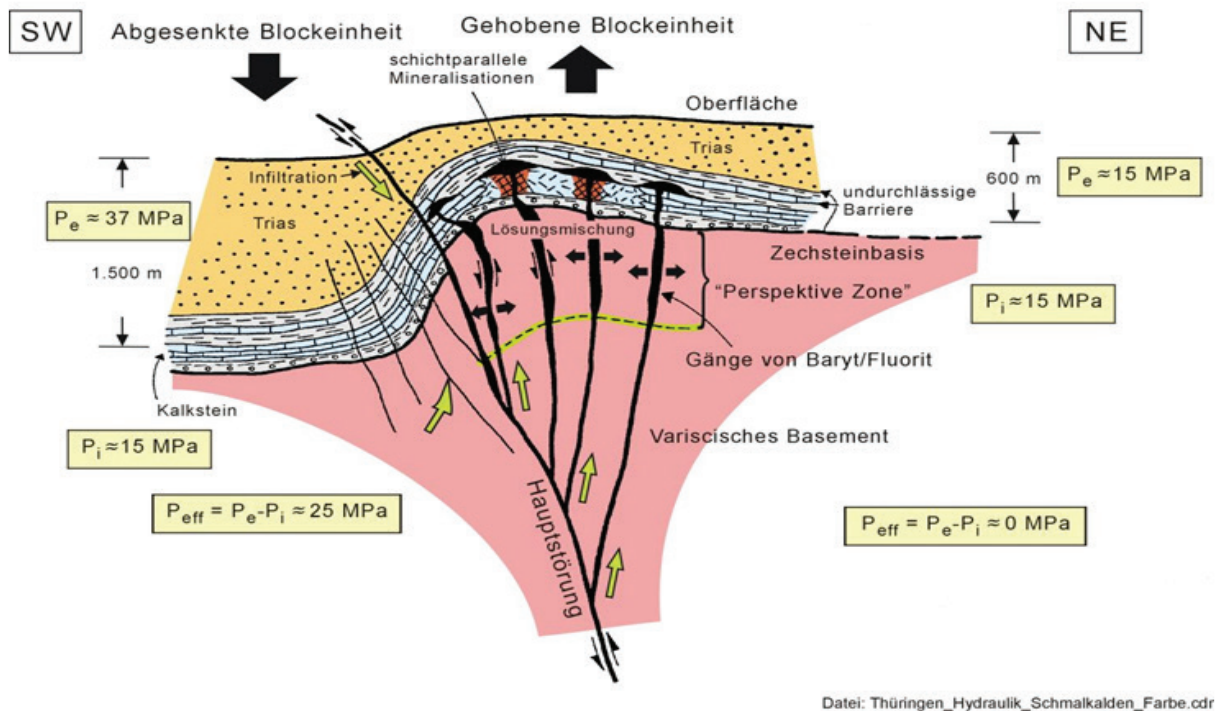


Abb. 5: Geohydraulisches Modell der Saxonischen Hydrothermalmineralisation am Beispiel des SW-Randes des Thüringer Waldes bei Trusetal. Die gehobene und weitgehend vom Deckgebirge erodierte Hochscholle entspricht der Laudenbacher Scholle zwischen Stahlberg- und Klinger-Störung. Die angegebenen Deckgebirgsmächtigkeiten sind der Literatur entnommen, die errechneten Druckparameter gehen davon aus, dass das Deckgebirge nicht perforiert ist und elastische Entspannung durch die Erosion keine größere Rolle spielt. Mit zunehmender Erosion des Deckgebirges über der Hochscholle wird der Zustand erreicht, dass der von der maximalen Absenkung ererbte hydraulische Innendruck des abgedichteten Grundgebirges etwa erhalten bleibt und bei fortschreitender Erosion den Externdruck/Auflastdruck erreicht, so dass bereits sehr geringe tektonische Impulse für die Aktivierung der Störungsflächen im Unterbau ausreichend sind.

die Spaltenöffnung als auch für die Lösungsmischung/Mineralisation zusammen. Dafür gibt es Belege aus bergmännisch tief aufgeschlossenen Gangstrukturen des Harzes und des Thüringer Waldes, in denen die optimale Ausbildung der Lagerstätten unterhalb der Zechsteinbarriere einen Bereich von 500 bis 600 Meter umfasst, in kleineren Ganglagerstätten sogar weniger (vgl. Abb. 3). Nur in einigen Fällen (Oberharz) werden über 1000 Meter Teufenreichweite zuzüglich des bereits an der Oberfläche erodierten Mineralisationsbereichs erreicht.

Kinematik

Die hydrothermalen Gangstrukturen des Thüringer Waldes und des Harzes/Kyffhäuser sind vor allem an NW-SE-Brüche, seltener an E-W oder NNW-SSE streichende Bruchstrukturen gebunden. Es handelt sich um ruptile Störungen mit geringen kumulativen Bewegungsamplituden (Thüringer Wald bis ca. 200 Meter, Oberharz bis nahezu 500 m). Sie sind in den Mineralisationsetappen als senkrecht- bis dextrale Schrägabschiebungen in einer entspannten Oberkruste aktiviert worden. Die gleiche Ausrichtung der Gleitspuren im Unterbau der Hochschollen und dem Deckgebirge signalisiert gleichartige regionale Ursachen (Franzke et al. 2007). Die bevorzugte Aktivierung und Mineralisierung der NW-SE-Strukturen ist durch ihre optimale Lage zur minimalen horizontalen Hauptnormalspannung (σ_{hmin} in SW-NE) bedingt (Abb. 6). Die polyphasen Mineralisationen und die zumeist strikte tektonische Untergliederung bzw. Unterbrechung der Mineralabsätze deuten im Verein mit den häufig

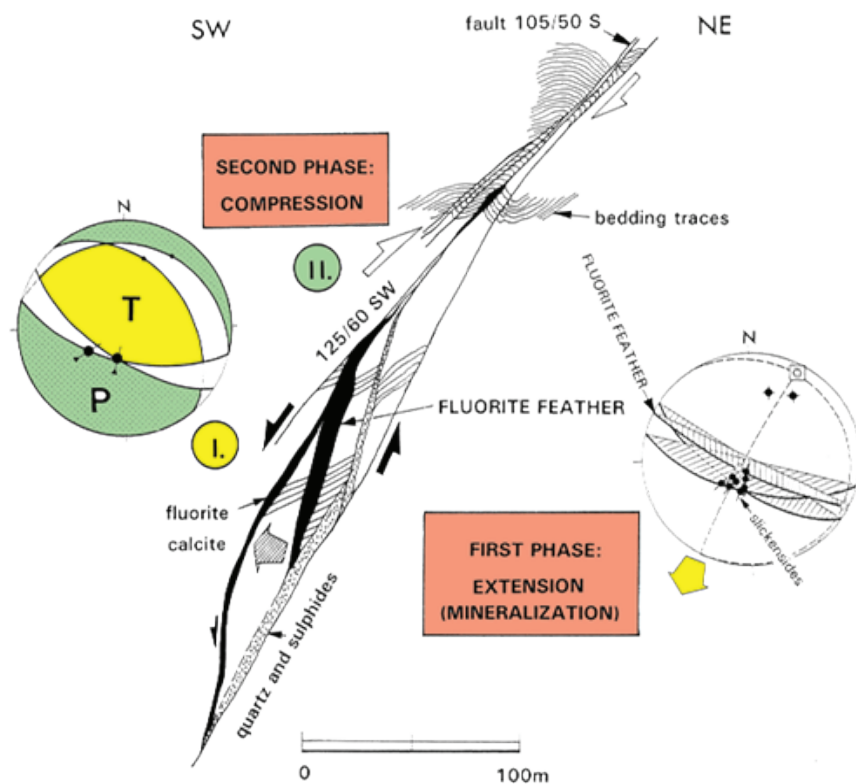


Abb. 6: Biwender Gangzug im Osthars (sogenannte „Ostlinie“). Kinematik der Öffnung der Gangstrukturen an Scher- und Fiederflächen (1. Phase) und postmineralische oberkretazische Inversionstektonik an Aufschiebungsflächen (2. Phase = Inversionsphase, späte Oberkreide).

anzutreffenden Brekzien-Gefügen auf kurzzeitige „ruckhafte“ Bewegungsimpulse hin, wie sie für fluidinduziertes Bruchversagen typisch sind.

Von Fluiden erfüllte Bruchzonen, in denen sich durch wiederholte Aktivierungen sehr feinkörnige und ausgezeichnet gleitfähige Mikrobrekzien („Störungsletten“) bilden können, sind wegen ihrer geringen Scherresistenz (0 - ca. 5 MPa) außerordentlich bewegungssensibel. Sie boten ideale Voraussetzungen für die leichte Aktivierbarkeit auch von verschiedenen Bruchrichtungen des saxonischen Schollenfeldes auch bei schwachen Stressimpulsen, da einerseits ein hoher Differentialstress (σ_1/σ_3) bei gleichzeitig geringen Differenzen der Horizontalspannungen bestand (σ_{Hmax} zu σ_{Hmin}). Dies äußert sich in der regional variierenden Dominanz bestimmter Bruchrichtungen und in der gleichzeitigen oder alternierenden Aktivierung verschiedener, oft senkrecht zueinander stehenden Bruchrichtungen.

Die jüngsten, bereits postmineralischen Bewegungsimpulse zeigen eine der bisherigen Kinematik entgegen gerichtete kompressive Verformung, welche vor allem an den großen Schollenkanten (Harz-Nordrand) zur Inversion von Ab- zu Auf- und Überschiebungen geführt hat. Die kompressiven Überprägungen können unter Beachtung der radiometrischen Datierungen der Gangmineralisationen und dem Vergleich mit der zeitlich-kinematischen Entwicklung der jungmesozoisch-saxonischen Tektonik in die oberkretazisch-alttertiäre Inversionsphase (Kockel 1991) gestellt werden. Die internen Gefüge der untersuchten hydrothermalen Gangstrukturen sind mit diesem Bewegungsbild ebenfalls kompatibel; die Mineralisationen sind an die Abschiebungsphasen der Saxonischen Tektonik geknüpft, die in der späten Oberkreide ihr Ende fand.

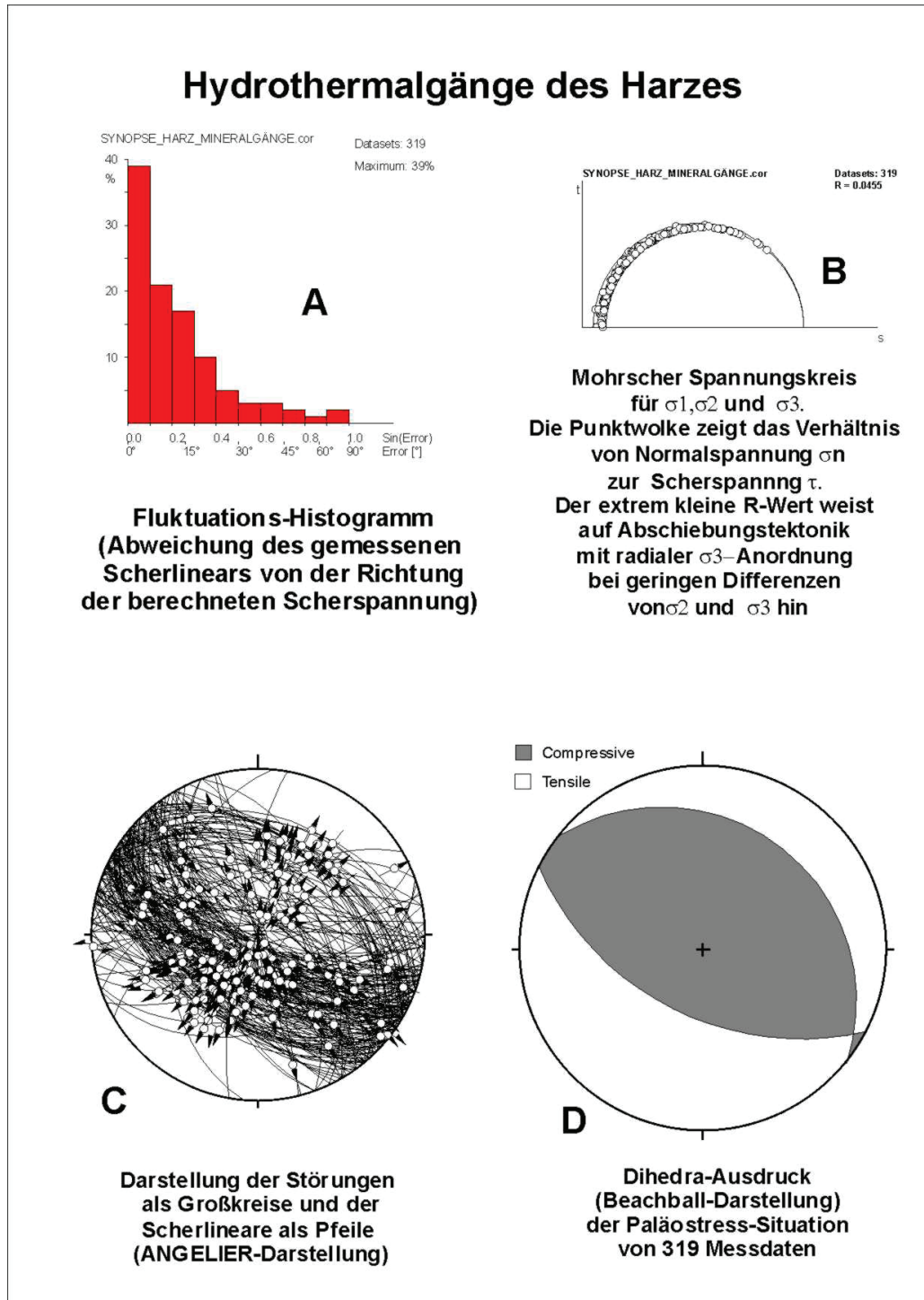


Abb. 7: Synoptische Gefügediagramme zur hydrothermalen Gangmineralisation des Harzes. Diagramm A belegt die gute Qualität der erhobenen Daten, Diagramm B die durchgreifende Dominanz von Weitungstektonik bei geringen Spannungsdifferenzen der beiden Horizontalspannungen (B). Die Darstellungen von C und D basieren auf 319 Messdaten (Scherfläche plus Scherlineation plus Bewegungstrend) von mehr als 50 Gangstrukturen des Harzes. σ_{hmin} (öffnende minimale horizontale Stress-Richtung) liegt in SW-NE, so dass bevorzugt NW-SE-Strukturen gebildet bzw. reaktiviert und mineralisiert wurden.

Literatur

- Brix, M. A., Carter, A., Hurford, A. J. (1995): Spaltspurenuntersuchungen an Harzer Plutoniten.- Zbl. Geol. Paläont., Teil I, H. 9/10: S. 1558-1559; Stuttgart.
- Franzke, H. J., Ahrendt, H., Kurz, S. & Wemmer, K. (1996): K-Ar Datierungen von Illiten aus Kataklastiten der Floßbergstörung im südöstlichen Thüringer Wald und ihre geologische Interpretation. - Z. geol. Wiss., 24(3/4): 441-456; Berlin.
- Franzke, H. J., Zerjadtke, W. (1999): Übersicht über die Bildung der hydrothermalen Gänge des östlichen Harzes- ein Fortschrittsbericht.- Aufschluss, Sonderband zur VFMG-Sommertagung 1999 in Halle, S. 39-63; Heidelberg.
- 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, 8 Abb.; Jena.
- Franzke, H. J., Mueller, R., Voigt, T., von Eynatten, H. (2007): Paleo-Stress Paths in the Harz Mountains and surrounding areas (Germany) between the Triassic and the Upper Cretaceous.- Z. geol. Wiss. 35: 141-157; Berlin.
- Kockel, F. (1991): Die Strukturen im Untergrund des Braunschweiger Landes. - Geol. Jb., A 127: 391-404; Hannover.
- Lüders, V. & Möller, P. (1995): Geochemie hydrothermaler Gangmineralisationen des Harzes.- Zbl. Geol. Paläont., Teil I, H. 9/10: 1329-1349; Stuttgart.
- Meinel, G. (1993): Die Bildung der Gangmineralisationen Thüringens. - Geowiss. Mitt. v. Thüringen, Beih. 1: 111 S.; Weimar.
- Thomson, S. N., Brix, M. R. & Carter, A. (1997): Late Cretaceous denudation of the Harz Massif assessed by apatite fission track analysis. - 149. Hauptversammlung der DGG v. 27.-29. September 1997 in Jena, Kurzfassungen der Vorträge und Poster, Schriftenreihe Dt. geol. Ges, H. 2: 115; Hannover.